



HAL
open science

Etude pétrographique des ophiolites de la zone du Versoyen - Savoie (France) - Province d'Aoste (Italie)

Henri Loubat

► **To cite this version:**

Henri Loubat. Etude pétrographique des ophiolites de la zone du Versoyen - Savoie (France) - Province d'Aoste (Italie). Pétrographie. University of Geneva, 1967. Français. NNT: . tel-00804635v1

HAL Id: tel-00804635

<https://theses.hal.science/tel-00804635v1>

Submitted on 26 Mar 2013 (v1), last revised 8 Apr 2013 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

W. Belmas

ARCHIVES DES SCIENCES

ÉDITÉES PAR LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE
ET D'HISTOIRE NATURELLE
DE GENÈVE

Henri LOUBAT

Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen »
Savoie (France), Province d'Aoste (Italie)

GENÈVE
IMPRIMERIE KUNDIG
Décembre 1968

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE
DES OPHIOLITES DE LA « ZONE DU VERSOYEN »

Savoie (France), Province d'Aoste (Italie)

PAR

Henri LOUBAT

ABSTRACT

The Versoyen zone is situated at the extreme front of the Pennic area of the Occidental Alps. It belongs to the subbriançonnais group of formations and the general structure consists of the alternate piling of layers of ophiolitic and sedimentary rocks throughout the length of the region. The degree of metamorphism is *sensu lato* that of greenschist facies.

Taking the region from the north-west to the south-east the layers of ophiolitic and sedimentary rocks vary fairly regularly. It can be roughly split into four sections, as follows:

- 1) In the west, north-west and northern border areas of the Versoyen very beautiful outcrops of pillow-lavas can be seen, together with calcschists of the "flysch" variety.
- 2) Adjacent in a south-easterly direction are layers several metres thick which are mainly constituted of massive greenstone—these layers sometimes contain pillow-lava structures at their edges. Black schists are alternately interspersed at this level and these often contain ophiolitic breccia.
- 3) Further south the massive layers of greenstone are even more thick. These layers are generally large and alternate equally with black schists containing no breccia. Along the junction between the greenstone and the black schist there is an important development of a kind of white ribbon, which is probably a variety of adinole.
- 4) Finally, at the south-eastern extremity of the region the ophiolitic masses become enormous. They are banded at the edge and are combined with a new type of sediment: a conglomerate with large blocks of limestone. "La Pointe du Clapey" belongs to this type of formation, but it also possesses exceptional petrographic characteristics which will be mentioned below.

It would seem that these different structures can be explained by a certain type of submarine volcanism. A certain quantity of lava could have risen to the bottom of the sea through different kinds of sediment which were still soaking wet. The largest mass of the intrusion solidified deeper down in the proximity of the conglomerate of limestone blocks. The other sills which are probably less dense, were formed at lesser depths in the argillaceous mud; in this latter case the formation of adinoles was favoured. The magma approaching closest to the bottom of the sea have given rise to explosions forming an ophiolitic breccia. Finally, on the bottom of the sea itself, pillow lavas have been formed.

"La Pointe du Clapey" is the most complex ophiolitic mass in this region. Various kinds of pyroxenite, chilled and banded edge, porphyric structures and intense copper and iron mineralisation

constitute its particular characteristics. Another special feature is the perfect preservation of the primary microscopic structures, which lack all lamination. It would appear that this last mountain was once a very large and complicated passage for volcanic lava.

Upon consideration of the metamorphism of this region it can be established that this consists of greenschist facies with a fairly large quantity of stilpnomelane and blue-green amphiboles, which are to be found in limited areas. Nevertheless, the appearance of a large quantity of blue amphiboles, garnets and stilpnomelane at "La Pointe du Clapey", as well as the presence of blue amphiboles combined with adinoles, poses a problem which is rather hard to resolve. Considering the alteration of the primary rocks, structural microscopic considerations seem to indicate the important chemical role of different kinds of fluids, instead of the assumption of exclusive physical stress.

Taking only the zone studied here into consideration, the question arises as to whether the very localized appearance of these different parageneses cannot be partially attributed to deuteritic phenomena (late-magmatic action). This assumption could, in certain cases, and above all in this case, explain the extremely localized variations in the metamorphic facies: greenschist—"glaucophane" schist.

From the tectonic point of view it follows from this schema that the central part of the volcanic system of the Versoyen is actually to be found in an inverted position.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	271
INTRODUCTION	272

PREMIÈRE PARTIE

LES NIVEAUX OPHIOLITIQUES DU VERSOYEN
PRIS DANS SON ENSEMBLE

CHAPITRE PREMIER. Les laves en coussins presque intactes	277
<i>Analyses chimiques 1, 2, 3</i>	283
CHAPITRE II. Les laves en coussins simplement laminées	287
CHAPITRE III. Les laves en coussins métamorphiques	289
1. Les coussins métamorphiques	290
Les coussins proches de la Pointe-Rousse	290
Les coussins proches de la Punta Fornet	295
Les coussins de la zone de Beaupré-Mont-Miravidi	296
Les coussins de l'Aiguille-de-Prainan	299
Les coussinets de la Pointe-du-Clapey	301
2. Les schistes noirs et la brèche dont ils constituent parfois le ciment	302
Les lambeaux de schistes noirs du massif de coussins proche de la Pointe-Rousse	302
Les schistes noirs et brèches proches du Mont-Miravidi	305
<i>a)</i> Les éléments blancs	305
<i>b)</i> Les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse	308
3. Les schistes gris et petits bancs microconglomératiques	309
4. Le « liséré blanc »	309
CHAPITRE IV. Les roches vertes massives	315
1. Les « roches vertes » massives s. stricto	316
<i>a)</i> Roches vertes à petits phénoblastes blancs en « têtes d'épingles »	317
<i>b)</i> Roches vertes à structures fantômes et reliques de pyroxènes primaires	318

	Pages
c) Roches vertes à stilpnomélane	321
d) Roches vertes à amphibole « lie-de-vin »	323
e) Roches vertes rubanées, analogues à certaines variétés décrites à la Pointe-du-Clapey	324
<i>Analyses chimiques 4, 4', 4''</i>	325
2. Les schistes noirs	327
a) Schistes noirs à minéraux pseudomorphosés	327
b) Schistes noirs albito-chloritiques micacés, sans minéraux pseudomorphosés	331
<i>Analyse chimique 5</i>	332
3. Le « liséré blanc »	333
a) Le « liséré blanc » s. stricto	334
b) La transition entre schistes noirs et liséré blanc	337
c) La roche verte à proximité du liséré blanc	338
<i>Analyse chimique 6</i>	347
4. Les niveaux sédimentaires variés étroitement liés aux roches vertes	347
CHAPITRE V. Conclusion de la première partie	347

DEUXIÈME PARTIE

UN COMPLEXE ÉRUPTIF MÉTAMORPHIQUE: LA POINTE-DU-CLAPEY

A. Les roches de la partie centrale de la Pointe-du-Clapey

CHAPITRE PREMIER. La roche grise massive, à grandes plages amphiboliques	358
1. La « roche grise » à grandes plages amphibolisées sans relique	360
2. La « roche grise » à plages pyroxéniques amphibolisées, à grain plus fin	362
3. Les variétés claires de remplissage de filonnets et des poches à contours irréguliers	363
<i>Analyse chimique 7</i>	364
CHAPITRE II. La roche verte massive	365
CHAPITRE III. La roche très mélanocrate, à reliques de pyroxène abondantes	371
<i>Analyse chimique 8</i>	380
CHAPITRE IV. Les « glaucophanites », localement à structure porphyrique, et faciès associés	381

	Pages
1. La « glaucophanite » et ses variétés	382
a) Les phénocristaux de pyroxène	385
b) Les phénocristaux feldspathiques	389
c) L'ilménite, l'apatite et les plages de quartz	390
d) La mésostase indifférenciée	391
<i>Analyse chimique 9</i>	392
Une variété: La glaucophanite fine, dénuée de structure porphyrique	392
2. La roche de couleur blanc crème	395
<i>Analyse chimique 10</i>	396

B. Les faciès « de bordure » de la Pointe-du-Clapey

B₁. La zone périphérique W. et N.-W.

CHAPITRE V. Les sédiments accompagnés de roches vertes encaissant le Clapey	399
CHAPITRE VI. La roche aphanitique et rubanée, de l'extrémité occidentale du Clapey	401
1. La variété aphanitique, verte, rubanée	403
<i>Analyse chimique 11</i>	404
2. La variété grise, à surface plus rugueuse	404
<i>Analyse chimique 12</i>	407
Un beau phénomène de rubanage, de différenciation ou d'injection dans un milieu visqueux	407

B₂. La zone périphérique S.-E. et E.

CHAPITRE VII. La roche verte rubanée à niveaux tourmalinifères	412
CHAPITRE VIII. Les faciès sombres et plus ou moins schisteux, minéralisés, à éléments sédimentaires, et avec possibilité de structures volcaniques effusives variées et intimement associées	413
1. Schistes noirs du type « Versoyen » (s. stricto)	414
2. Schistes grésos-micacés, gris foncé, à beaux faisceaux amphiboliques chloritisés	415
<i>Analyse chimique 13</i>	420
3. Schistes noirs à éléments bréchiques, d'origine ophiolitique probable	420
4. Schiste noir à petites amygdales minéralisées	421

	Pages
5. Roche grise à structure microscopique évoquant la possibilité d'une origine effusive	421
6. Roche grise et verte à structures macroscopiques évoquant des roches effusives (avec enclaves calcaires)	422
a) Les petits ovaloïdes espacés	422
b) Les ovaloïdes de taille moyenne	423
CHAPITRE IX. Le conglomérat à gros blocs calcaires, plus ou moins minéralisé, avec tourmaline abondante	425
CHAPITRE X. Conclusion de la deuxième partie	429

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSION GÉNÉRALE

BIBLIOGRAPHIE	443
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	455
CARTE GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE DU VERSOYEN	461

AVANT-PROPOS

M. le professeur Marc Vuagnat, directeur de l'Institut de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Genève m'a suggéré d'entreprendre une étude pétrographique de la zone du Versoyen, et a bien voulu en assumer la direction.

Il est difficile d'exprimer en quelques lignes toutes les raisons pour lesquelles je présente ici au professeur Vuagnat l'expression de ma reconnaissance.

Non seulement prodigue de sa science, de ses conseils, encouragements et aide dans tous les domaines, il a multiplié des suggestions si riches dans le cadre de mon étude, que je n'ai pu explorer qu'une très faible part des horizons scientifiques qui m'étaient ainsi ouverts; je le constate aujourd'hui en terminant mon travail.

S'ajoutant à la somme des connaissances scientifiques, c'est aussi toute une méthode intellectuelle, et combien précieuse, à laquelle je crois avoir été progressivement initié: en effet, les phénomènes de la nature n'obéissent pas à une logique élémentaire; leur compréhension demande une disponibilité d'esprit initiale et une absence de préjugé schématique que je n'avais même pas entrevues avant de travailler à l'Institut de minéralogie de Genève. Disponibilité totale dans l'observation et esprit critique préluant aux opérations de la logique, telles devraient être les armes du chercheur scientifique face à la nature. Une méthode intellectuelle exaltante, voici donc enfin l'avantage profond et sans prix que j'ai retiré du travail aux côtés et sous la direction du Professeur Vuagnat.

Je tiens à présenter l'expression de toute ma gratitude à M. le professeur Augustin Lombard, directeur de l'Institut de géologie de l'Université de Genève et doyen de la Faculté des sciences, non seulement pour l'enseignement dont il m'a fait bénéficier, mais aussi pour l'amabilité et la bienveillance qu'il a toujours bien voulu m'accorder: elles m'étaient un encouragement et un réconfort précieux au cours de mes travaux.

M. Pierre Antoine, de Grenoble, a souvent été pour moi un guide sûr dans le domaine subbriançonnais dont il connaît si bien tous les pièges. Ses indications et sa compagnie sur le terrain me furent infiniment précieuses.

Les membres de l'Institut de minéralogie et de pétrographie de Genève m'ont amicalement apporté l'aide et la collaboration sans lesquelles je n'aurais pu mener à bien ce travail. Qu'ils en soient remerciés.

Genève, juillet 1967.

INTRODUCTION

La partie frontale du domaine pennique qui épouse le tracé de l'arc alpin depuis Sion jusqu'au Pelvoux et au-delà, se caractérise par une très grande complexité stratigraphique et tectonique.

Le point de départ moderne de l'étude géologique de cette zone, appelée alors Nappe de l'Embrunais, nous paraît être l'ouvrage de Henri Schœller, publié en 1929. Portant sur la partie française et septentrionale de ce domaine, la bibliographie, les observations et le tracé de la carte de H. Schœller ont demandé très peu de modifications ultérieures.

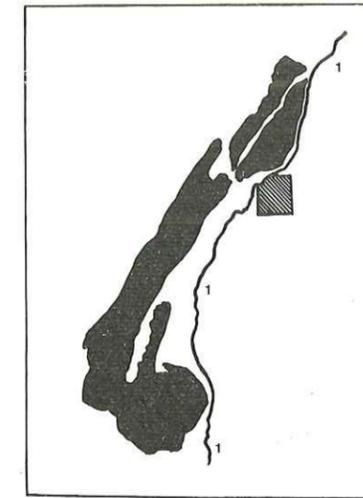
Au cours des recherches qui suivirent, et qui furent principalement l'œuvre de F. Hermann, R. Barbier, R. Trümpy, P. et G. Elter, R. Zulauf, et, plus récemment, de P. Antoine, la géologie de cette région, comprise entre l'Isère et la frontière suisse, s'est progressivement éclairée: il s'agit d'un ensemble de petites nappes, digitations et écaïlles, qui se relaient en festons du S. au N., les unités septentrionales étant les plus externes à l'origine. La paléogéographie de la « patrie » de ces petites unités est caractérisée par un régime mouvant de cordillères sous-marines ayant engendré depuis le Lias de nombreux niveaux plus ou moins grossièrement détritiques.

M. P. Antoine, de Grenoble, se livre actuellement à un travail d'ensemble tendant à regrouper et à harmoniser les domaines précédemment étudiés par des géologues suisses, italiens et français.

Parmi les écaïlles constituant ce domaine qualifié aujourd'hui de « zone sub-briançonnaise », il en est une qui semble étrangère à ses voisines: la zone du Versoyen. Située à l'W. du col du Petit-Saint-Bernard, s'allongeant entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et le village de la Thuile (Province d'Aoste), cette unité est enclavée entre la zone des Brèches de Tarentaise à l'W. et au N.-W., et le « front » du domaine houiller briançonnais, vers l'E. et le S.-E., mais séparée de lui par la zone du Petit-Saint-Bernard (Plan 1).

La zone du Versoyen doit son individualité à une très grande abondance d'ophiolites plus ou moins métamorphiques, y compris des serpentinites, et à quelques « écaïlles » importantes de gneiss. La plupart des auteurs ont jugé nécessaire d'écarter momentanément le Versoyen et ses ophiolites des hypothèses paléogéographiques portant sur le domaine pennique. Deux hypothèses s'affrontent en effet pour expliquer la présence de ces roches volcaniques et de ces gneiss dans la zone subbriançonnaise, par ailleurs quasi dépourvue de ces faciès: on peut envisager tout d'abord une parenté paléogéographique avec les unités subbriançonnaises environnantes; nous pourrions peut-être avoir ainsi, en quelque sorte, la prolongation vers le S.-W. de l'eugéosynclinal valaisan selon R. TRÜMPY (1955b, 1960); mais on pourrait postuler au contraire sa présence en tant que klippe prise en involution au front de la Nappe du Grand-

Saint-Bernard (zone briançonnaise s. lato) et appartenant à une unité supérieure, d'origine interne, largement charriée et localement érodée aujourd'hui (Nappe des schistes lustrés s. lato). Cette dernière explication est celle qui est admise pour le Mont-Jovet, unité assez proche du Versoyen.



Plan 1. — Schéma permettant de localiser la zone du Versoyen (ligné).

En noir: massifs cristallins externes de l'arc alpin nord occidental.
1: « Chevauchement pennique frontal » séparant le domaine oriental, charrié et plus ou moins métamorphique, du domaine occidental, simplement plissé.

La soudaine abondance des ophiolites n'est pas seule à surprendre dans cette région; le degré de métamorphisme qu'ont subi ces roches vertes est également déconcertant; citons W. KILIAN et P. TERMIER (1895) décrivant sommairement une roche verte provenant d'un lieu proche de Bourg-Saint-Maurice: « Il nous paraît encore probable que l'épaisseur des sédiments accumulés n'aurait pas suffi à produire ce recuit, et que la recristallisation est surtout la conséquence de l'exagération de pression et de température résultant, dans ce coin des Alpes, d'efforts orogéniques particulièrement intenses. Mais c'est tout ce que l'on peut dire, et, par beaucoup de côtés, le problème nous dépasse infiniment. »

La Pointe-du-Clapey, qui se trouve située entre la petite ville touristique de Sées et le haut-vallon du Versoyen, présente en outre des faciès métamorphiques à amphiboles bleues particulièrement spectaculaires, et, eux aussi, bien énigmatiques dans cette région des Alpes relativement externe.

Cependant, l'étude pétrographique de ces roches éruptives et métamorphiques n'avait jamais été abordée méthodiquement, même d'une façon brève. Seul H. Schœller, dans son important ouvrage, a décrit avec quelques détails de nombreux

échantillons récoltés sans ordre, semble-t-il, et sans étude de terrain concernant le domaine volcanique lui-même. Cette revue pétrographique a donné lieu à une courte note de M. VUAGNAT (1956a), restituant à la famille des stilpnomélanes ce qui avait été attribué à celle de la biotite.

Dans une publication très récente, accompagnant la carte géologique de la partie italienne de la région du Petit-Saint-Bernard, P. et G. ELTER (1965) ne consacrent que peu de place à la description des ophiolites de la zone du Versoyen.

M. le professeur M. Vuagnat, directeur de l'Institut de minéralogie et pétrographie de Genève, me suggéra donc, en 1964, d'entamer l'étude pétrographique et minéralogique des faciès « glaucophaniques » de la Pointe-du-Clapey et d'en faire mon travail de thèse en doctorat.

Dès la première saison de terrain, nous fûmes très vite incité à étendre notre champ d'étude à toute la région des roches vertes; la découverte de laves en coussins bien conservées (H. LOUBAT, 1965) nous confirma la nécessité de donner aux ophiolites de la zone du Versoyen un cadre structural général, auquel pourrait succéder alors des études minéralogiques de détail. Or, ce cadre structural pouvait, au Versoyen, se construire sur deux plans: celui du volcanisme proprement dit, dont les caractéristiques nous étaient assez bien restituées, et celui des modifications ultérieures, c'est-à-dire du métamorphisme général de la région.

Le travail que nous présentons ici est le résultat de ces examens de structure à toutes les échelles. L'étude du massif aplitique et gneissique de la Pointe-Rousse, celle des serpentinites et, enfin, des considérations générales sur les roches sédimentaires associées aux ophiolites, avaient été initialement intégrées à ce texte; en effet, la parenté entre ces différentes roches donne au Versoyen toute son individualité.

Mais, en fait, le domaine ophiolitique constitue un ensemble homogène et cohérent que nous avons isolé, et que nous publions ici. Les chapitres évoqués ci-dessus et qui ont été retirés feront l'objet de publications séparées, en particulier l'étude portant sur le massif de la Pointe-Rousse, ainsi que, par ailleurs, quelques observations pétrographiques et déterminations minéralogiques de détail.

Nous avons subdivisé notre travail en deux parties descriptives: la première concerne l'ensemble du Versoyen avec ses ophiolites et ses schistes, ainsi que d'autres phénomènes. La deuxième partie est consacrée à la description de la Pointe-du-Clapey; cette montagne possède des caractéristiques pétrographiques exceptionnelles, mais est en même temps, par certains côtés, le prototype des massifs situés à la bordure interne (dans le sens alpin du terme) de la zone du Versoyen.

Nous donnons 13 analyses chimiques de roches, 12 d'entre elles ayant été effectuées au laboratoire d'analyses de l'Institut de minéralogie et de pétrographie de Genève.

Par ailleurs, tous les spécimens cités dans le texte, et dont beaucoup font l'objet d'une figure, sont accessibles à l'Institut de minéralogie de Genève. Une collection de diagrammes « de poudre », portant sur ces spécimens, est également accessible à l'Institut.

Le lecteur notera que, dans le texte descriptif, nous nous en tenons souvent à des termes minéralogiques imprécis: « groupe de l'épidote », « famille des amphiboles » « minéral d'aspect micacé »...; deux raisons nous ont conduit à cet usage: tout d'abord la grande variation locale des propriétés optiques, et probablement chimiques des minéraux examinés qui s'avèrent même souvent zonés, ensuite, la nécessité devant laquelle nous nous trouvons encore de définir *exactement* certains de ces minéraux; l'extrême complexité des structures rendant souvent difficile leur isolement, et utopique une tentative d'analyse chimique exacte par des méthodes classiques.

LES NIVEAUX OPHIOLITIQUES DU VERSOYEN PRIS DANS SON ENSEMBLE

Nous examinerons dans cette première partie les types de roche qui forment la surface la plus grande du domaine ophiolitique du Versoyen. Vers les confins S.-E. et E. de cette zone, cependant, des masses éruptives métamorphiques manifestent des caractères un peu particuliers. Nous les évoquerons déjà, évidemment, dans cette première partie. Cependant ces caractères spéciaux prennent une importance primordiale en un lieu précis, la Pointe-du-Clapey, et ce dernier site revêt, par ailleurs, un intérêt très spécial à cause de certains faciès exceptionnels. Son étude détaillée fait l'objet de la deuxième partie de ce travail.

Ici, nous décrirons successivement:

- Les laves en coussins presque intactes.
- Les laves en coussins simplement laminées.
- Les laves en coussins métamorphiques.
- Les roches vertes massives.

C'est à la faveur du dernier de ces chapitres, que le lecteur pourra le mieux prendre contact avec ce qui constitue les variétés pétrographiques les plus fréquemment répandues au Versoyen, mais il ne s'agit peut-être pas des variétés les plus significatives. Néanmoins nous conseillons au lecteur désireux d'avoir une idée générale sur la structure de l'appareil volcanique de lire, donc, les premiers paragraphes du chapitre IV (p. 315) consacré aux « Roches vertes massives ».

LES LAVES EN COUSSINS PRESQUE INTACTES

Dans l'ensemble assez vaste des ophiolites du Versoyen que nous avons examiné, il n'est qu'un seul affleurement, de quelques mètres carrés, pour nous restituer l'aspect initial des laves à débit « en coussins ».

Quels sont les critères qui nous autorisent à affirmer la présence de laves en coussins sur un affleurement aussi modeste? Pour répondre à cette question, nous ne pouvons mieux faire qu'évoquer d'une part les nombreuses et importantes publications que M. Vuagnat a consacrées à la morphologie, la pétrographie et la géochimie des laves en coussins, en particulier dans le domaine alpin et, d'autre part, l'article exhaustif de J. VOLNEY LEWIS, *Origin of pillow lavas* (1914). Résumons une définition des laves en coussins inspirée de ces deux auteurs, en éliminant toute interprétation génétique, et nous tenant à l'échelle de l'affleurement. Cette définition sera fréquemment invoquée lorsque nous décrirons les types de laves en coussins apparemment plus métamorphiques que celles que nous traitons dans ce paragraphe; il s'agit donc de formes massives constituées par une roche de composition moyenne proche de celle d'un basalte, présentant dans toutes les directions une section arrondie ou ovale; néanmoins leur contour se complique souvent car ces masses se moulent les unes sur les autres ou s'aplatissent à la façon de sacs à moitié vides. Ces volumes arrondis peuvent aussi s'allonger à l'extrême en espèces de grands tuyaux qui évoquent alors de façon troublante des laves cordées géantes. La taille de ces sortes de coussins est très variable et peut aller de dix centimètres à plus de deux mètres de diamètre. Dans le cas idéal les interstices entre ces masses ont une forme vaguement tétraédrique à faces concaves, mais certains coussins peuvent être isolés: les espaces entre eux sont vides ou remplis d'une matière identique à celle de l'enveloppe (matrice) extérieure de chaque coussin, matière souvent vitreuse en l'absence de tout métamorphisme, ou encore de tufs volcaniques, ou de différents types de roches sédimentaires. De nombreux caractères accidentels peuvent compléter la définition: petites formes sphériques (varioles) réparties à la périphérie des coussins, variation concentrique de la composition chimique et de la structure pétrographique, fissures radiales et concentriques (quoique ces dernières soient propres aussi aux altérations « en boules » des basaltes), centre évidé du coussin, tendance à la subdivision en fragments bréchiques, etc.

Ces caractères morphologiques nous importent fort dans une région où le métamorphisme a détruit les structures microscopiques délicates, ainsi que nous le verrons plus bas. Nous insistons personnellement aussi sur la composition chimique proche

de celle d'un basalte car, fréquemment, les brèches serpentines par exemple, nous présentent une morphologie proche de celle que nous venons de décrire; le Versoyen peut d'ailleurs illustrer ce mimétisme dans le massif serpentiniteux situé au S.-W. de la Pointe-Rousse.

Le pointement considéré ici émerge de la prairie à 200 m au S.-W. des chalets de Prainan, exactement au N. et au-dessus de la petite ville de Bourg-Saint-Maurice. Une croix de bois est érigée sur l'affleurement lui-même, à l'altitude de 1974 m, et on la voit se profiler sur le ciel lorsqu'on s'élève, par d'excellents chemins, à partir des Echines-dessus. Sous le rognon rocheux qui nous intéresse, un bel éboulis permet d'examiner des coussins « déchaussés » et brisés. Un peu plus bas, il existe d'ailleurs un autre éboulis du même genre, dans une clairière du petit bois situé à 300 m environ à l'E. du lieu-dit « Plan-André-dessous » (H. LOUBAT, 1965).

Il est permis de supposer « en place » l'affleurement des chalets de Prainan; on y compte une dizaine de gros coussins, de formes rebondies, se moulant les uns sur les autres, comme le feraient de gros édredons: leur diamètre oscille autour d'un mètre. La roche est de couleur gris-vert clair, parfois vert foncé lorsque des écailles chloriteuses sont à la surface. Les pillows ne manifestent guère de tendance à une subdivision, en brèche d'éclatement par exemple; ce point les distingue de beaucoup d'autres pillows identifiés dans le Versoyen. La forme générale des coussins, surtout de ceux qui sont situés à quelques mètres sous la croix, ne suggère aucun écrasement tectonique. Si l'on se rapproche cependant pour examiner les détails des structures macroscopiques, on remarque que les varioles, qui ont la taille de petits pois, ont en réalité une forme ellipsoïdale. Cette forme est bien visible dans les zones matricielles chloriteuses, dont la chlorite se dispose en un agrégat déjà très orienté, où ces varioles sont quelquefois bien individualisées; il en est de même pour les varioles des coussins situés plus bas, dans l'éboulis du petit bois de Plan-André. Malgré une première apparence très favorable ici, nous voyons donc qu'au Versoyen nous devons renoncer à examiner des laves indemnes de tout dynamométamorphisme.

De plus, à cause de l'exiguïté d'un tel affleurement, il est illusoire ici de chercher une polarité aux coulées pour en retirer des indications stratigraphiques et tectoniques: l'étude fructueuse de la polarité de laves en coussins, dès qu'elles ont subi une légère déformation, demande un grand nombre d'observations sur une surface assez étendue.

Nous avons choisi des spécimens situés à différents niveaux des zones concentriques de ces pillows: centre, zone intermédiaire, zone à varioles plus ou moins contiguës, zone matricielle avec ou sans varioles isolées. Trois analyses chimiques seront discutées plus bas. Faisons tout d'abord un examen pétrographique, microscopique surtout, de quelques uns de ces échantillons.

Mais auparavant il nous faut formuler ici une loi qui devient vite évidente et banale à celui qui étudie les terrains à métamorphisme léger et moyen: les observations à l'échelle de l'affleurement ne nous donnent pas du tout les mêmes renseignements

que l'examen des échantillons « de tiroir » ou que l'étude microscopique. Les premières nous laissent des indications au sujet de la nature primaire de la roche, de son aspect initial; les seconds ne nous communiquent pas ces informations, mais, en revanche, ils nous parlent de la vie ultérieure de la roche, de son métamorphisme. Cette règle confirme, s'il en était besoin, la nécessité d'observations à toutes les échelles. En effet, sous le microscope, nous allons ici chercher en vain les structures si caractéristiques des pillows; même là où les varioles sont très visibles, le microscope échoue presque à reconnaître une forme évocatrice; ceci est surprenant pour quiconque a vu l'état de fraîcheur apparent des coussins aux chalets de Prainan.

Examen microscopique

L'examen microscopique du centre d'un « pillow » (éch. 0V) donne une première impression de grande complexité; on peut clarifier les relations structurales et paragenétiques en considérant deux « niveaux »: tout d'abord un « fond » dont la granulométrie moyenne va de 0,2 à 1 mm, constitué de phénoblastes partiellement idiomorphes d'albite, souvent corrodés et brisés, entourés d'une matière chloriteuse vert clair, et accompagnés de grandes plages xénomorphes et déchiquetées de carbonate. Ensuite, obscurcissant ce « fond », d'innombrables inclusions dont la taille dépasse rarement 0,1 mm, parmi lesquelles on reconnaît de fines aiguilles d'amphibole vert très clair, que nous attribuons au groupe de l'actinote-tremolite, des granules de sphène plus ou moins leucoxénisés et des grains d'un minéral du groupe de l'épidote, souvent maclés, et dont la taille dépasse fréquemment celle des autres minéraux. Toutes ces inclusions esquissent très localement une vague allure fluidale, onduleuse, qu'elles perpétuent au travers des plages des différents minéraux constituant le « fond ». Nous n'avons décelé aucune structure fantôme.

La zone à varioles contiguës, située à la périphérie du coussin, juste au contact avec l'enveloppe de chlorite à varioles isolées, révèle au microscope une structure fortement orientée: dans un fond constitué exclusivement de plages légèrement allongées d'albite et de chlorite, d'innombrables aiguilles amphiboliques esquissent une structure nettement nématoblastique, soulignée par les amas étirés de leucoxène. Le minéral de la famille de l'épidote est beaucoup moins abondant qu'au centre du coussin.

L'échantillon IV nous a permis de schématiser une variole, déjà isolée dans la zone un peu plus extérieure au coussin, plus chloritique: la figure 1 est très idéalisée car en réalité l'orientation imprimée par le leucoxène oblitère fortement toute figure primaire; nous voyons:

- a) une zone centrale ovale, où les grains d'épidote abondants se répartissent concentriquement, où le leucoxène en traînées reste important mais où une diminution des fibres amphiboliques libère quelque peu des plages albitiques.
- b) une zone concentrique sans épidote, comportant beaucoup d'amphiboles et très obscurcie par le leucoxène étiré.

- c) une zone extérieure, également très riche en fibres amphiboliques particulièrement fines et orientées, sans épidote, beaucoup moins obscurcie par le leucoxène.

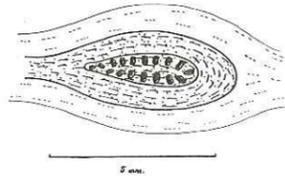


FIG. 1 (plaque mince 1 V). Lumière naturelle. — Structure microscopique idéalisée de variolite de « coussin » très faiblement métamorphique, légèrement laminée (Prainan).

Considérons enfin la très intéressante enveloppe chloriteuse de nos coussins: l'échantillon vert foncé, très orienté, est criblé de grains blancs, de la taille de têtes d'épingles, qui font relief et montrent souvent des clivages brillants (éch. 2V, fig. 2). Sous le microscope, nous distinguons immédiatement de grands archipels d'albite très limpide, se détachant avec éclat sur un fond phylliteux vert brunâtre. Ces phénoblastes d'albite, d'un diamètre variant de 1 à 2 mm sont idiomorphes en certains points de leur contour, mais sont corrodés et brisés en d'autres. Ils contiennent en inclusions des représentants de la famille de l'épidote, en prismes allongés incolores d'une dimension de l'ordre de 0,1 mm, ainsi que quelques belles aiguilles amphibolique vert pâle. De plus, dans l'ensemble de la roche, d'importants amas opaques et semi-opaques, constitués probablement en partie de leucoxène, dessinent des circonvolutions qui parcourent indifféremment la pâte phylliteuse et les phénoblastes. Si nous revenons à ces derniers et à leurs inclusions principalement épidotiques, nous devons signaler qu'il ne s'agit en rien d'une « saussurite »: la taille et la limpidité de ces inclusions, et surtout leur disposition, sont explicites: tantôt elles sont dispersées dans la région centrale des phénoblastes il est vrai, mais le plus souvent (fig. 2) elles semblent avoir germé et rayonné à partir des amas opaques répartis en traînées onduleuses qui traversent le phénoblaste: souvent aussi (fig. 3), les prismes allongés à section plus ou moins rectangulaires, semblent être issus d'une petite poche de chlorite corrodant le cristal d'albite vers l'intérieur duquel ils rayonnent. En général les enclaves épidotiques prolongent vaguement une structure litée antérieure, structure litée dont les reliques les plus évidentes sont les arabesques esquissées par les lits et les amas opaques.

Dans la pâte phylliteuse verdâtre, les grains d'épidote ne sont pas absents: mais ils sont alors plus gros que les inclusions décrites ci-dessus, parfois maclés, et souvent zonés d'une façon spéciale: un petit prisme central possède une orientation optique différente de celle du gros grain enveloppant. Signalons également la présence dans la « pâte » de prismes amphiboliques.

La substance opaque ou semi-opaque disposée en lits très ondulés et en amas allongés se regroupe parfois en forme de perles un peu translucides, brunâtres, plus ou moins fibroradiées autour d'un point central.

En ce qui concerne la matrice phylliteuse elle-même, elle nous semble constituée d'au moins deux phases minérales: une chlorite vert clair très dispersive, disposée en houppes qui se réunissent en plages plus grandes, et un minéral phylliteux (ou prismatique) en cristaux extrêmement fins à biréfringence élevée et extinction droite, que l'on pourrait peut-être assimiler à une variété de mica blanc, ou au talc. Les amas de ces deux types d'aspect phylliteux sont étroitement associés selon de vagues dessins en grandes palmes ou en fer de lance.

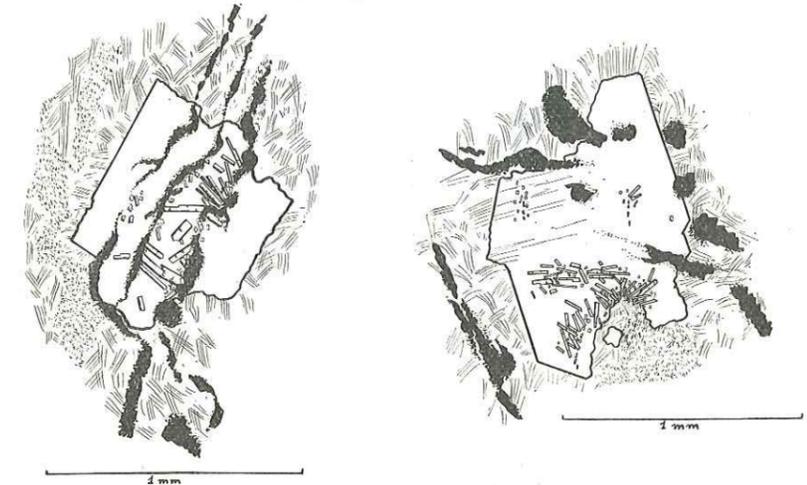


FIG. 2 (pl. m. 2 V). Lum. nat. — Phénoblaste d'albite dans « fond » finement phylliteux, avec traînées de minéraux semi-opaques (leucoxène) et prismes épidotiques (Matrice de coussin presque « intact », Prainan).

FIG. 3 (pl. m. 2 V) — Idem que fig. 2.

La structure ainsi décrite de l'enveloppe des coussins ne répond à aucune description de matrice chloriteuse, de hyaloclastites ou substance amorphe, spécifiques des laves en coussins indemnes de métamorphisme. Les phénomènes décrits sont donc principalement attribués à la réorganisation métamorphique d'un milieu particulièrement instable. Les relations de structure décrites ci-dessus nous suggèrent, pour l'enveloppe des coussins, les processus chimiques successifs suivants:

- a) Cristallisation de belles et grandes aiguilles d'amphibole et individualisation des lits opaques et semi-opaques, vraisemblablement titanifères, sous l'effet d'une pression dirigée (fig. 2 et 4).

- b) Condensation locale par migration et accumulation en certains points privilégiés d'éléments chimiques constitutifs d'un plagioclase « intermédiaire ». Cette ségrégation au sein d'un milieu plus basique n'est pas encore accompagnée d'une cristallisation de feldspath et semble se faire sans phase liquide, comme en témoigne la continuité dans le dessin des arabesques opaques.
- c) Dans ces zones d'accumulation du Ca et du Na, particulièrement réactives, germination de petits prismes épidotiques, « s'appuyant » sur les amas de granules opaques qui constituent le support mécanique et chimique le plus stable qu'ils puissent trouver.



FIG. 4 (pl. m. 2 V). — Idem que fig. 2 et 3. Un prisme amphibolique, parallèle à une traînée semi-opaque, est brisé et inclus dans un phénoblaste d'albite.

- d) En ces points d'accumulation de matériel feldspathique, maintenant exclusivement sodique, développement des phénoblastes d'albite qui enclavent les petits prismes du groupe de l'épidote; certains de ces derniers, peu nombreux, étaient nés en dehors de ces domaines d'accumulation: ceux-ci seuls s'accroissent encore ultérieurement pour donner les plus gros grains d'épidote de la masse chloriteuse. Notons aussi que l'albite se forme en se moulant quelquefois sur les tracés opaques (fig. 2) qui demeurent le support ferme et stable dans un domaine aussi actif et mobile.
- e) Enfin, la chlorite et la phase phylliteuse à allure micacée se figent, non sans avoir corrodé un peu les phénoblastes d'albite.

Il serait évidemment possible d'imaginer les prismes épidotiques se développant aux dépens du cristal de plagioclase déjà formé, dans une sorte de « saussuritisation ». Nous pensons néanmoins que, dans ce cas, on ne remarquerait pas pour ces inclusions un alignement manifestement antérieur et tout à fait indépendant de la forme finale

du phénoblaste. Quant aux floraisons de cristaux d'épidote à partir de poches chloriteuses ou bien sans support, il est possible de les attribuer à un arrachage du support, opaque, dans le mouvement hélicitique des phénoblastes en formation.

Enoncée de la façon qui précède, une séquence de cristallisation paraît trop rigide face à la multiplicité des faits d'observations microscopiques; il faut donc probablement tempérer cette rigueur en ajoutant que chacune des périodes mentionnées recouvre en partie les périodes voisines, et ceci est vrai entre autres pour l'évolution de la matière semi-opaque qui a probablement été remobilisée successivement, mais sans grand déplacement.

L'examen des échantillons du centre et de la masse même des pillows ne fait que confirmer la séquence proposée ci-dessus; leur structure microscopique, assez brouillée, met cependant en évidence:

- a) La fixation finale du « fond » constitué d'albite, de chlorite et de calcite, fixation apparemment plus tardive pour les deux derniers minéraux.
- b) La fixation antérieure, et influencée par la pression dirigée, du sphène et de l'amphibole, ainsi que l'indifférence de ces deux minéraux à l'égard du « fond » qui les englobe.
- c) La période intermédiaire de formation de grains épidotiques, période empiétant sur les périodes voisines a et b.

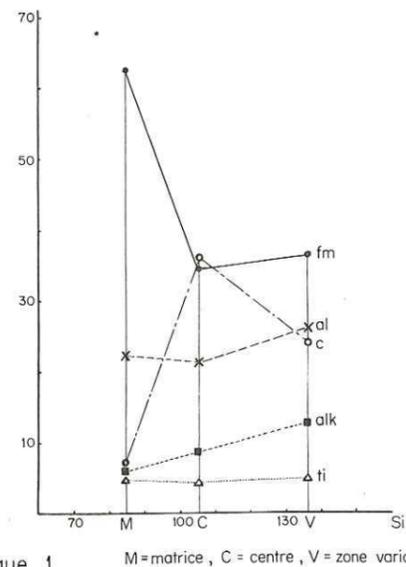
Le microscope nous montre aussi la différence de degré de lamination entre les structures du cœur et des bords des pillows, différence qui ne pourrait être soupçonnée à l'œil nu.

Voici la séquence de cristallisation dans le temps, suggérée par la pétrographie des coussins les moins métamorphiques découverts dans le Versoyen: Amphibole (actinote-tremolite) et minéraux titanifères-groupe de l'épidote - albite - chlorite - calcite - minéralisation ultérieure (hématite,...). Il faut considérer ces différents épisodes comme se superposant en partie.

Le danger le plus grand que l'on court en établissant une séquence de cette façon provient, nous semble-t-il, des différences d'énergie de formation des minéraux (« form energy » ou « shape energy », P. ESKOLA, 1939, H. RAMBERG, 1952) qui pourrait faire illusion sur l'ordre de cristallisation; aussi avons-nous surtout été influencé par la fidélité des cristaux à s'orienter selon des directions générales qui leur sont extérieures, directions qu'ils retransmettent par leurs groupements et leurs alignements, comme « à l'emporte-pièce », au travers des plages plus vastes et plus tardives.

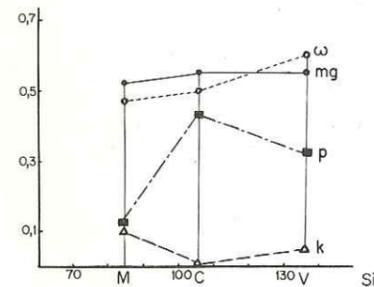
ANALYSES CHIMIQUES

Le laboratoire de chimie de l'Institut de minéralogie de Genève a effectué l'analyse chimique d'échantillon du centre, de la zone externe à varioles contiguës et



Graphique 1 M = matrice, C = centre, V = zone varicol.⁹⁴⁸

Graphique 1: Paramètres de Niggli des zones concentriques d'un coussin de Prainan.



Graphique 2

Graphique 2: Semblable à Graphique 1.

CHAPITRE II

LES LAVES EN COUSSINS SIMPLEMENT LAMINÉES

Malgré la tendance de leurs varioles à s'allonger en ellipsoïdes, nous avons vu que les quelques « pillows » du chalet de Prainan offraient une forme générale exempte d'étirement; cette intégrité est une exception remarquable dans le Versoyen. Dans la même zone, sur les pentes sud de l'Aiguille-de-Prainan, les types de coussins sensiblement laminés se multiplient. Les plus beaux exemples se situent au niveau des hameaux de Plan-André, et plus particulièrement dans le petit bois se trouvant à quelques centaines de mètres à l'E. de ce lieu-dit. Signalons surtout la petite falaise située à la lisière du bois, vers 1650 m, au-dessus du « Pertuis » (H. LOUBAT, 1965), ainsi que la corniche rocheuse située plus haut vers 1750 m, toujours à la lisière des arbres et tout près de laquelle passe le large chemin qui monte au chalet de Prainan. Ce dernier affleurement est important à cause du niveau sédimentaire qui s'y trouve interstratifié entre deux coulées laminées.

Partout ailleurs dans le Versoyen où nous avons observé des « pillow lavas », les indices de métamorphisme, de remobilisation chimique, se sont révélés assez importants. Or, ici, à Prainan, seul le dynamométamorphisme est sensible, avec un degré de recristallisation minimum. En effet, quelle que soit l'intensité de la lamination non seulement la morphologie générale des coussins se discerne encore très bien, mais aussi leurs structures *macroscopiques* fines demeurent: parfois étirés en lentille longues de plusieurs mètres, larges de 1 m environ, épaisses de 2 ou 3 dm, ces coussins conservent une zone centrale homogène vert assez foncé, puis une zone concentrique plus claire, large de 1 ou 2 cm, correspondant au domaine des varioles contiguës, et enfin à l'extérieur l'enveloppe chloriteuse foncée dans laquelle se remarquent nettement des varioles isolées, allongées en ellipsoïdes aplatis; il ne faut pas confondre ces dernières avec les phénocristaux albitiques, blancs, en « têtes d'épingles ».

Si l'affleurement offre un profil favorable, il est permis de voir ces grands coussins laminés se mouler les uns sur les autres (photo 1). En revanche, un affleurement orienté parallèlement à la direction de lamination (dans cette région: axes de linéation plongeant de 40° vers le S. à S.-S.-E.) ne possède souvent qu'une allure de schistes verts anonymes. (M. DELALOYE et H. LOUBAT, 1967).

Malgré cet étirement, il est même possible de deviner en certains points ce qui est confirmé par de grands massifs non métamorphiques de laves de ce genre (Région du Mont-Genèvre, Alpes franco-italiennes), à savoir l'allongement des formes en « boyaux », évoquant parfois des laves « cordées » géantes.

Nous devons ajouter qu'à l'instar des coussins quasi intacts des chalets de Prainan étudiés plus haut, ceux-ci n'ont guère manifesté de tendance à se subdiviser ou à se « bréchifier » au cours de leur formation.

Examen microscopique

Cet examen nous confirme la structure et la paragenèse que nous avons découvertes dans les formes éruptives à peu près intactes, avec cependant une très forte accentuation de la structure nématoblastique, même au centre des coussins. Le « fond » xénomorphe grenu (Johannsen 1931, I, p. 39), légèrement orienté, est constitué uniquement d'albite et de chlorite vert clair dispersive; nous ne décelons plus de calcite. Ce « fond » est criblé de grains très ténus, d'une taille de l'ordre de 0,05 à 0,1 mm, constitués de sphère plus ou moins leucoxénisé, de très fines aiguilles d'amphibole vert très pâle et de grains d'épidote en général plus grands que les autres inclusions. Les aiguilles amphiboliques s'accumulent parfois en lits, mais il faut noter surtout qu'elles ont d'autant plus tendance à se chloritiser que le coussin est plus laminé, et la chlorite les a entièrement pseudomorphosées dans certains échantillons.



FIG. 5 (pl. m. 3 V). Lum. nat. — Dans un « fond » phylliteux, garni de quelques petits phénoblastes d'albite, les cristaux épidotiques sont soit dispersés, soit groupés en lits assez épais, replissés; lits interrompus, beaucoup plus minces, plissés, de grains semi-opaques (leucoxène).

Le milieu chimiquement et mécaniquement instable, hydraté, propice aux migrations chimiques, que constitue l'enveloppe chloriteuse des coussins, est ici encore très intéressant à observer. Il s'y trouve souligné, en effet, la tendance des phases minérales à s'accumuler selon certaines lois géométriques: en phénoblastes à genèse plutôt hélicitique pour l'albite, en lits assez minces et parallèles pour les minéraux titanifères semi-opaques, en niveaux plus épais, bien marqués, pour les petits grains du groupe

de l'épidote, et en amas assez quelconques pour les minéraux phylliteux. Ceci nous semble être le fait d'observation le plus important dans nos coussins laminés, en considération des phénomènes métamorphiques dans tout le Versoyen que nous détaillerons ci-dessous (fig. 5).

CHAPITRE III

LES LAVES EN COUSSINS MÉTAMORPHIQUES

Les coussins laminés du type que nous venons de décrire ne se trouvent que sur les pentes de l'Aiguille-de-Prainan, extrémité S.-W. du massif ophiolitique du Versoyen. Cependant, il nous a été donné de découvrir sans cesse, sur toute la surface de ce massif, d'innombrables exemples de laves en coussins évidentes, mais alors empreintes d'une recristallisation métamorphique plus complète. Presque partout où elles se trouvent, ces laves sont apparemment interstratifiées avec des schistes noirs qui servent souvent de ciment à une brèche grossière composée principalement, mais non uniquement, d'éléments ophiolitiques; quelquefois, surtout à la périphérie N.-W. et S.-W. de l'ensemble de roches vertes, les coussins métamorphiques s'interstratifient avec des niveaux de calcschistes gris à petits bancs microbréchiques. Enfin, il est un phénomène encore assez discret dans les affleurements qui concernent ce chapitre, mais dont le développement deviendra tel, ailleurs, que nous lui consacrons déjà un paragraphe: il s'agit de l'apparition occasionnelle dans les masses de laves métamorphiques d'un liséré de couleur blanche ou gris clair, d'épaisseur décimétrique et continu sur plusieurs mètres. S'insinuant parfois entre des coussins ou des éléments de leur brèche, ce liséré se localise plus volontiers à un contact entre schistes noirs et niveaux de roche effusive.

Nous allons donc considérer en détail les faciès suivants:

1. Les coussins métamorphiques.
2. Les schistes noirs, et la brèche dont ils constituent parfois le ciment.
3. Les schistes gris et petits bancs microconglomératiques.
4. Le « liséré blanc ».

Nous mentionnons le paragraphe 3 pour mémoire, car nous reprendrons la description et l'interprétation de ce sujet dans une publication séparée, consacrée au domaine sédimentaire; en revanche, l'étude des schistes noirs, au paragraphe 2, nous paraît nécessaire ici pour compléter celle des coussins auxquels ils sont si étroitement liés.

1. LES COUSSINS MÉTAMORPHIQUES

Nous choisirons quelques affleurements très démonstratifs et nous les décrirons; dès lors ces observations pourront s'appliquer à tous les points du Versoyen indiqués sur la carte comme « laves en coussins métamorphiques ».

Les affleurements les plus vastes et les plus intéressants de ce type sont situés en Italie, sur une ligne qui s'oriente du N.-N.-W. au S.-S.-E., parallèlement à la direction du vallon du Breuil.

Considérons d'abord le remarquable massif ophiolitique situé à l'extrémité méridionale de cette ligne structurale, à proximité de la « Pointe-Rousse », dont précisément les gneiss et conglomérats nous occuperont ailleurs.

Les coussins proches de la Pointe-Rousse

(carte topographique italienne 1/25 000
F. 27. « La Thuile »; coord. 63,300; 33,000)

Les roches intéressantes se trouvent à l'altitude de 2630 m environ, constituant le versant N. d'un mamelon, et descendant doucement vers deux petits étangs longtemps gelés et dont les rives sont teintées d'ocre par des pointements de cargneules. Nous sommes exactement à 450 m à l'W. de la Pointe-Rousse, séparés de celle-ci par un petit col. L'affleurement considéré ici s'atteint facilement en quittant ce col vers l'W. et en franchissant quelques pentes schisteuses.

L'accès de cette zone très intéressante est facile et rapide grâce au sentier qui, tout d'abord, descend du lac Verney (versant italien du col du Petit-Saint-Bernard) en direction de la ferme de la Balmette, puis remonte doucement vers le chalet en ruines de Tornera, situé lui-même en plein massif gneissique de la Pointe-Rousse. Quelque 250 m avant d'atteindre ce chalet, il est bon de s'élever en direction de l'W., au fond d'un petit vallon qui monte doucement, creusé continuellement dans les gneiss au pied des éboulis de la paroi S. du massif aplitique. Cet itinéraire, qui longe vers 2500 m d'altitude une cuvette marécageuse avant de s'élever assez brutalement, nous fait traverser des schistes, des cargneules, des roches vertes et des gneiss en contact probablement tectonique, nous permet de distinguer derrière nous, au pied du massif cristallin, la petite cascade du torrent du Breuil, au niveau de 1990 m, où affleure un gros rognon d'ophiolites métamorphiques. A partir du petit marécage signalé ci-dessus un sentier nous fait gagner finalement le petit col, situé à 2550 m environ, exactement à l'W. sous le sommet de la Pointe-Rousse.

D'un point de vue géométrique très général, la surface à considérer peut se subdiviser en deux bandes allongées du N. au S., de surface un peu inégales: la plus grande, à l'E., nous offre des coussins bien conservés; la zone W, plus étroite, est constituée probablement en partie aussi par des laves métamorphiques, mais les caractères morphologiques primaires y sont presque évanouis et on se surprend sou-

vent à douter d'une origine effusive pour cette roche. Au prix de quelques heures passées entre ces rognons rocheux polis par le glacier, l'observateur trouve çà et là — cette répartition capricieuse est une des énigmes posées par le massif — des coussins d'une forme idéale, d'un ovale parfait, avec un cœur souvent évidé et de belles fissures radiales et concentriques. Il sera toujours difficile d'évaluer le degré d'écrasement subi par ces roches, mais la lamination est certainement moins intense que celle qui s'est exercée sur les pillows laminés de Prainan, étudiés précédemment. Très souvent, on peut ici réaliser combien la plasticité des coussins les a autorisés à se mouler sur les niveaux sous-jacents par l'effet de leur propre poids. En bref, tous les caractères morphologiques des « pillow lavas » trouvent leur illustration dans cet affleurement; cependant, il n'est plus permis d'accéder aux caractères macroscopiques les plus fins, correspondant à un échantillon de laboratoire tels que zones concentriques ou varioles. En effet, le coussin est constitué d'une roche de couleur gris-vert clair, très finement grenue, homogène, d'orientation imperceptible. Cette masse est simplement entourée d'une enveloppe chloriteuse, verte ou rougeâtre, très foncée, large de quelques centimètres. Cette matrice est souvent criblée de petits phénoblastes d'albite, en « têtes d'épingles », disposés en lits parallèles, qui évoquent une sorte de galon; ces galons peuvent aussi garnir les zones bordières des coussins d'une façon telle que l'on pourrait les confondre avec de petites varioles classiques. Cette enveloppe essentiellement chloriteuse est vulnérable à l'altération et à l'érosion et elle souligne les formes des pillows par un tracé en creux, tel, parfois, que les coussins s'en trouvent entièrement dégagés. En dernière analyse donc, ce sont ces tracés creux et sombres qui nous restituent la morphologie des laves. Nous nous souvenons que les coussins étudiés sur les pentes de l'Aiguille-de-Prainan, dont les éléments étaient peu remobilisés par le métamorphisme, possédaient des varioles, ainsi qu'une « zonation » concentrique bien apparente. On serait donc tenté d'attribuer l'absence, ici, de ces caractères, à une recristallisation métamorphique plus active, qui aurait effacé certains traits macroscopiques fragiles; néanmoins, il se pourrait que les conditions d'éruption volcaniques aient changé dans le temps et dans l'espace, aient été différentes pour les laves de Prainan et pour celles que nous considérons ici, qui pour leur part, peuvent ne pas avoir été pourvues de varioles ni douées d'une zonation pétrographique. En ce cas donc, l'homogénéité apparente de nos pillows serait un caractère primaire.

Signalons aussi la présence de poches partiellement vides, d'une dimension de quelques décimètres, au sein de ces laves; ces poches sont garnies de ce qui semble être un remplissage tardif constitué d'amas de chlorite pulvérulente ornés de nombreux et gros phénoblastes d'albite (d'un diamètre proche du demi-centimètre.) Il convient donc de ne pas confondre ces phénoblastes blancs, un peu arrondis par l'érosion, avec des varioles de coussins.

L'essentiel des observations précédentes n'apporte rien de nouveau à la description d'une lave en coussins banale, empreinte d'un métamorphisme léger. Cependant, l'affleurement que nous étudions ici est prodigue en exemples d'un phénomène plus

spécial; fréquemment en effet, les coussins se subdivisent en un certain nombre de coussinets arrondis, ayant forme et taille de « miches de pain », qui miment à leur tour la morphologie de coussins classiques, mais à l'échelle plus petite du décimètre. Ces coussinets sont enrobés d'un film chloriteux plus mince que ne l'est l'enveloppe du gros coussin générateur (fig. 6). Dans ces cas de subdivision, il arrive vite que l'épaisseur de la matrice du coussin générateur ne soit plus très différente de celle qui enveloppe les coussinets: alors, la forme du grand coussin générateur nous échappe et nous sommes en présence d'un empilement de coussinets qui évoque une coulée de « pillows » nains. Il faut noter qu'en certains points, ces petits éléments possèdent une forme irrégulière, polygonale, semblable à celle de fragments de brèche, mais dont les angles sont émoussés et arrondis.

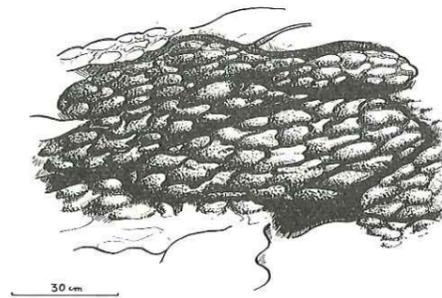


FIG. 6. — Coussins légèrement laminés, du massif proche de la Pointe-Rousse: type de subdivision en « coussinets ».

Les termes descriptifs que nous avons utilisés pourraient laisser entendre que nous envisageons comme genèse de ce type de roche une subdivision en petites unités des coussins encore très visqueux, au sein d'une lave en épanchement; le débit actuel de la roche suggère bien en effet ce mode de formation. Or, à notre connaissance, une subdivision de coussins à l'état visqueux en formes *molles* et *arrondies* plus petites, n'a jamais été observée dans des laves intactes. C'est donc en partie par prudence que nous nous rallions à l'hypothèse selon laquelle ces coussinets arrondis sont dus à l'action dynamométamorphique: deux possibilités se présentent dès lors: ou bien la roche initiale consistait en gros coussins éclatés et subdivisés en fragments plus ou moins bouleversés, séparés par du tuf vitreux, et l'effet ultérieur de pression et de température a été d'arrondir les angles des éléments, de les enrober d'une matrice chloriteuse très mobile à ce stade de métamorphisme; ou bien la pression dirigée a brisé une roche solide constituée de coussins entiers, tandis qu'une action physico-chimique contribuait à enrober les fragments d'une matrice chloriteuse. Dans ces deux cas, la chlorite proviendrait d'une substance analogue à la matière interstitielle et enveloppante des coussins, matière initialement vitreuse ou microcristalline, vacuo-

laire, très hydratée, constituant un milieu exceptionnellement instable aux points de vue chimique et mécanique.

Néanmoins, un fait d'observation entretient le doute au sujet de ces hypothèses, et le mentionner nous force à anticiper un peu sur le paragraphe consacré aux « schistes noirs ». En effet, des niveaux de schistes noirs d'une épaisseur variable sont étroitement interstratifiés avec les coulées dont nous parlons: ces schistes noirs enrobent des éléments d'ophiolite bréchiques de toutes tailles: or ces éléments sont demeurés pour leur part extrêmement anguleux et cela malgré un écrasement sensible. Ce contraste entre fragments arrondis dans les coulées en coussinets et fragments très anguleux dans les schistes noirs est au premier abord troublant si nous voulons expliquer les formes arrondies de coussinets par une des deux hypothèses précitées. Nous serions personnellement tenté de résoudre cette difficulté en invoquant une différence de compétence mécanique et de disponibilité chimique entre deux types de roches; et pourtant l'aspect très orienté, subdivisé en feuillets, des schistes noirs, inspire subjectivement à l'observateur un milieu mécaniquement très mobile, à la différence de ce qu'évoquent les niveaux plus massifs de roches vertes. Nous pensons qu'il s'agit d'images trompeuses, et que l'aspect des roches induit à tort notre vision des phénomènes passés: un peu comme ces massifs de serpentinite parfois tellement compacts qu'ils démentent leurs propriétés mécaniques et tectoniques bien connues. Il est possible qu'ici les niveaux de laves aient été doués dans leur ensemble d'une mobilité chimique et mécanique bien plus grande que les niveaux schisteux, dans les conditions où tous deux étaient placés: comme nous l'avons dit, les substances instables qui enrobaient les coussins ont contribué dans les conditions du métamorphisme, à « polir » (rôle mécanique) et à « fondre » (rôle chimique) des éléments initialement anguleux en les aplatissant doucement en lentilles qui se moulaient les unes sur les autres. Par ailleurs, l'examen microscopique nous le confirmera, les niveaux schisteux noirs ont pu demeurer moins disponibles, plus stables chimiquement et mécaniquement, et les éléments bréchiques qu'ils contenaient sont restés ainsi nettement anguleux.

Il serait possible cependant que l'observation dont nous venons de parler puisse constituer un argument de plus en faveur de l'idée d'actions deutériques, génératrices de structures attribuées à tort au seul métamorphisme régional. Nous défendrons ce point de vue dans les chapitres de conclusion portant sur le métamorphisme.

Déjà, à la faveur des paragraphes consacrés aux schistes noirs, puis au « liséré blanc », nous verrons que la discussion n'est pas close au sujet de la morphologie de ces coussinets et de sa signification. Nous devons aussi souligner que cette subdivision en coussinets, de même que l'existence de grands « pillows » très bien conservés, possédant un cœur évidé et de belles fissures radiales et concentriques, sont des caractères qui se cantonnent géographiquement à la bordure N.-E., italienne, du massif du Versoyen. Dans les régions de Prainan, de Beaupré et du Mont-Miravidi (France), nous n'en avons pas remarqué d'aussi nets; seule la Pointe-du-Clapey offre quelques spécimens de coussinets, assez peu probants d'ailleurs.

Le phénomène le plus important et qui est par ailleurs le plus général dans tout le Versoyen reste le passage rapide et insensible entre des ensembles de coussins bien individualisés et une roche verte massive non identifiable quant à sa nature première. Soulignons que toujours, au Versoyen, aussi bien dans les coussins évidents que dans la roche massive, la paragenèse minéralogique se situe au « niveau » du faciès « schistes verts ».

En arpentant le massif ophiolitique proche de la Pointe-Rousse, l'observateur est surpris par la répartition assez capricieuse des coussins très bien conservés; ceux-ci sont souvent isolés parmi des masses aux formes déjà moins suggestives, comme évanouies. C'est tout particulièrement vers la bordure W. de ce massif que l'ensemble des coussins s'indure pour donner une roche homogène où les formes primaires sont presque indiscernables. Quelles sont, à l'échelle de ce qui est visible à l'œil nu, les modifications qui président à cet « évanouissement » morphologique? Nous pouvons noter deux modifications majeures: a) Un accroissement très important de la taille des minéraux de métamorphisme. b) Une réduction de l'épaisseur de l'enveloppe chloriteuse.

Examiné à l'œil nu, le changement de taille des minéraux nous semble s'opérer de la façon suivante: la roche très finement grenue se garnit de tout petits phénoblastes blancs d'albite, aux clivages particulièrement brillants, qui constellent d'une façon de plus en plus apparente un fond essentiellement chloriteux vert foncé. Ces points blancs, tout en conservant la taille du millimètre, tendent à se rassembler en archipels de forme légèrement allongée et de la taille du centimètre, entre lesquels la substance chloriteuse vert foncé s'individualise à son tour en plages sombres à clivage luisant; ces dernières, sensiblement orientées dans une direction commune, évoquent quelquefois simplement de petits lambeaux lités. Le résultat final de l'individualisation des phases minérales est une roche grossièrement mouchetée en vert et blanc, et légèrement orientée.

Quant à la matrice chloriteuse, elle s'amincit pour atteindre une épaisseur de quelques millimètres; dans cet espace réduit, on décèle encore les petits phénoblastes d'albite, rassemblés en niveaux étroits, ainsi que quelques lits finement épidotiques. Ce liséré s'altère et se creuse par érosion et aboutit à de très étroites et profondes fissures qui soulignent ainsi, souvent d'une façon fugitive, le contour des coussins. La morphologie de ceux-ci devient d'autant plus difficile à distinguer que les fissures fines qui soulignent leur silhouette ont tendance à esquisser des contours géométriques très schématiques, semblables à ce que donnerait un empilement de lentilles régulières d'une longueur d'environ deux mètres. En plus, comme des diaclases d'origine mécanique recoupent la roche en tous sens, la signification des fissures exclusivement dues aux matrices chloriteuses se brouille. Ainsi, de ces différentes modifications, il résulte finalement une « roche verte » d'origine non identifiable.

Il est possible de retrouver tous les caractères décrits ci-dessus en cheminant le long de la ligne structurale N.-N.-W. - S.-S.-E., à partir de la zone de la Pointe-Rousse,

par Tormotta (photo 2), puis le long de la corniche qui surplombe la rive droite du profond vallon du Breuil.

Les coussins proches de la Punta-Fornet

(carte topographique italienne 1/25 000

F. 27. « La Thuile »; coord.: 32,550; 66,550; alt.: 2700 m)

Cet affleurement se situe à la terminaison nord de la ligne structurale que nous venons d'évoquer, et constitue l'extrémité septentrionale des régions étudiées. On accède le plus rapidement à ce site par le sentier qui, venant du lac Verney, remonte le torrent du Breuil sur sa rive gauche et se dirige vers les chalets en ruines des Grotti. Nous sommes en présence d'un pointement très important de pillows très bien conservés, et assez semblables aux pillows de Prainan en ce qui concerne leur degré de fraîcheur. Il est ainsi curieux de voir les deux extrémités de l'ensemble ophiolitique du Versoyen se rapprocher sur ce point, et cette similitude a probablement une signification paléogéographique et tectonique importante. Néanmoins, les caractères macroscopiques délicats sont ici à nouveau évanouis; seules, quelques varioles isolées, légèrement aplaties, en relief dans la matrice chloriteuse, sont encore parfois visibles.

Nous devons insister sur le fait que cet important affleurement semble dénué de roches vertes compactes et de coussins très indurés. Ces derniers types compacts peuvent néanmoins se reconnaître dans quelques rognons rocheux situés vers l'W. du bel affleurement évoqué ici.

Malgré sa grande surface et son intégrité relative à l'égard du remaniement métamorphique, c'est un autre phénomène, de détail, qui a retenu notre attention dans ce site. Assez souvent, en particulier vers le pied sud de ce très grand affleurement, les interstices entre pillows sont occupés par des sortes de croûtes blanches ou gris-bleuté, constituées apparemment d'un quartzite fin. Il en est de même quelquefois aussi pour les interstices entre « coussinets ». Il pourrait se présenter une explication immédiate à ce phénomène: un remplissage de quartz tardif se serait effectué d'autant plus facilement que la silice nécessaire peut être abondamment fournie par les pointements cristallins très acides du type de la Pointe-Rousse, dont nous sommes ici très proches. Mais précisément, il y a aussi des fissures avec remplissage de quartz manifestement tardif, recoupant toutes les structures de la roche verte comme à « l'emporte-pièce »; or ce dernier type de quartz, blanc et translucide, présente un aspect bien différent des lambeaux de quartzite plus ou moins pur, laiteux, bleuté et porcelané, qui moulent très fidèlement les coussins et coussinets. La structure générale évoque donc plutôt en premier examen une lave s'épanchant dans un milieu siliceux très meuble.

La plupart des critères de polarité, considérant la forme des coussins de cet affleurement et leurs relations réciproques, semblent indiquer une *position renversée*.

Examen microscopique

L'examen microscopique d'un spécimen de cette roche interstitielle claire, un peu assombrie par des mouches orientées de couleur verte, nous confirme la nature essentiellement siliceuse du « fond » de l'échantillon, constitué de quartz limpide en grains anguleux d'une taille de 0,05 à 0,1 mm, disposés en mosaïque; des paillettes isolées ou des traînées de chlorite vert clair confèrent à la structure une nette orientation; mentionnons quelques rares mouches de calcite, grains de sphène leucoxénisés et très petits cristaux opaques. Or, ce « fond » est garni assez abondamment de plages de structure spéciale: il s'agit de phénoblastes de plagioclases, aux contours parfois subidiomorphes, et d'une taille de quelques dizaines de millimètres, qui se groupent quelquefois à deux ou trois pour former un îlot un peu plus grand: ces plages maclées selon des lois de macles simples et multiples, sont criblées de minuscules gouttelettes de quartz évoquant de façon peut-être trompeuse, une espèce d'exsudation; ces gouttelettes ne sont pas réparties régulièrement dans la plage feldspathique, et de plus, elles s'avèrent sensiblement orientées parallèlement à l'orientation des petits lits de chlorite (fig. 19).

Certains de ces faits d'observation nous évoquent la structure microscopique des rares lambeaux blancs et gris qui garnissent une zone du grand massif de pillow lavas proche de la Pointe-Rousse, et que nous décrirons sous le titre de « liséré blanc ». En ce point aussi, du reste, nous noterons la tendance de la substance leucocrate à s'infiltrer entre les éléments ophiolitiques.

Sans éliminer l'idée d'un sédiment siliceux associé aux coulées volcaniques, nous devons donc envisager la possibilité, pour les remplissages leucocrates proches de la Punta-Fornet, d'appartenir aux phénomènes qui sont apparentés au « liséré blanc » si caractéristique du Versoyen et à notre sens très semblable aux adinoles, de Cornouailles par exemple (S.O. AGRELL, 1939).

Les coussins de la zone de Beaupré-Mont-Miravidi

L'ascension la plus aisée du Mont-Miravidi (3066 m alt.), point culminant de la région, se fait en France à partir des chalets Rullier et du Teppier, bâtis sur les rives du torrent du Versoyen. Il faut alors emprunter un sentier de bergers qui parcourt la terrasse rocheuse débutant au pied de la Pointe-de-Beaupré, s'élevant immédiatement à l'W. et vers le N.-W. de celle-ci. La haute paroi rocheuse qui dominera constamment, à leur droite, les personnes qui entreprennent l'ascension, offrira à leur vue une section idéale à travers l'alternance des niveaux à roches vertes et à schistes noirs avec, accessoirement, le liséré blanc déjà mentionné (photos 3 et 4). De cette paroi verticale s'éboulent des blocs énormes qu'il est loisible d'examiner, surtout à partir de l'altitude de 2410 m (H. LOUBAT et P. ANTOINE, 1965). Ces blocs éboulés permettent souvent d'apprécier l'évanouissement progressif des formes en coussins sur une surface de quelques mètres carrés seulement; ils appellent quelques remarques particulières:

Dans les éboulis et les affleurements que l'on découvre au cours de la montée, autour de l'altitude de 2410 m, la roche de couleur gris-vert clair, très finement grenue, constitue les pillows aux formes évidentes aussi bien que la roche massive à laquelle ceux-ci passent progressivement. L'induration insensible est ici le seul résultat de l'amincissement de l'enveloppe des coussins avec une schématisation géométrique de leurs contours.

Nous sommes aussi très intéressés par le fait que les coussins, qui sont d'assez petite taille (50 cm de long) et légèrement laminés, sont toujours beaucoup mieux conservés lorsqu'ils sont à proximité du contact avec les niveaux schisteux noirs: l'« induration » générale de la roche semble augmenter lorsqu'on s'éloigne de ce contact (fig. 7).

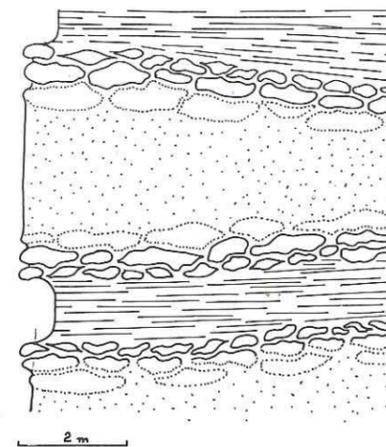


FIG. 7. — Niveaux de roches vertes et de schistes noirs: les coussins sont visibles aux bords de certains niveaux ophiolitiques (Zone de l'Aiguille-de-Beaupré — Mont-Miravidi).

Il s'agit là d'un phénomène surprenant. En effet, les zones de contact entre deux faciès différents (schistes et laves) sont en déséquilibre physico-chimique, si nous les considérons à l'échelle voulue. On peut s'attendre à ce qu'en ces points les remaniements dus à un métamorphisme naissant s'y effectuent plus volontiers. Or, ici, ces zones de contact sont précisément les mieux conservées, les plus suggestives quant au débit primaire des laves tandis que les parties situées à l'intérieur même des coulées sont massives et anonymes. Il se pourrait, par exemple, qu'une matière sédimentaire appartenant aux schistes noirs ait partiellement enrobé les coussins qui leur sont limitrophes au cours de l'éruption, les isolant ainsi plus sûrement les uns des autres, alors qu'au sein de la coulée, une matière volcanique vitreuse, très instable, constituait seule la matrice. La présence de lambeaux schisteux séparant quelques pillows est du reste indubitable en certains points, très proches des schistes. Il se pourrait de plus

que l'explication que nous avons proposée pour justifier le contraste entre blocs anguleux dans les schistes noirs et coussinets très arrondis dans la roche verte nous soit d'un certain secours ici également: à proximité des schistes noirs les manifestations du métamorphisme, et singulièrement la pression, n'auraient pu trouver de réponse aussi prompte et complète dans les schistes et à leur proximité que dans la masse d'ophiolite, se comportant pour sa part à l'image d'une substance « savonneuse » et perdant ainsi ses détails morphologiques initiaux. Notons aussi qu'aux endroits qui suscitent la discussion précédente, le liséré blanchâtre (adinole) est absent ou très peu abondant.

A vrai dire, les quelques idées énoncées ci-dessus présupposent la présence initiale de coussins dans toute l'épaisseur des niveaux de roche verte. Or, si l'induration progressive des « pillow-lavas » est indubitable en certains points, nous verrons qu'il est possible de proposer un schéma général pour ces niveaux d'ophiolites qui impliquerait une zone médiane initialement massive, encadrée de zones marginales à structure effusive.

A partir de l'altitude de 2740 m, les schistes noirs qui sont à présent en place sous les pas du promeneur, recèlent des enclaves bréchiques de plus en plus spectaculaires lorsqu'on s'élève vers le sommet du Mont-Miravidi, brèche dont nous parlerons ultérieurement. A l'altitude approximative de 2750 m, nous avons découvert un affleurement dont les caractères sont résumés par la fig. 8. Nous y voyons la séquence

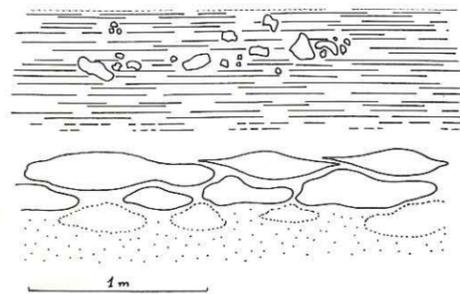


FIG. 8. — Sous le Mont-Miravidi, un contact entre schistes noirs enclavant des éléments bréchiques et un niveau ophiolitique à bordure en « coussins » laminés, est garni d'un liséré blanc, passant vers les schistes à un étroit niveau gris clair. La zone du contact est tachetée de blanc (ocelles non représentées sur le dessin).

normale pour la zone de Beaupré-Miravidi: schistes noirs à brèche — schistes gris foncé — liséré blanc plus ou moins large, parfois absent — coussins métamorphiques relativement bien identifiables — « roche verte » massive. Ce qui nous a arrêté ici est un développement assez important de « mouches » claires, de forme vaguement arrondie ou ovale, avec un diamètre proche du demi-centimètre, qui non seulement

criblent la zone sédimentaire qualifiée de « schistes gris foncé », mais aussi garnissent en grand nombre, et rapprochées les unes des autres, la roche à débit en coussins visibles; celle-ci, de couleur gris-vert, prend alors une apparence de « peau de léopard » à petites ocelles. Un peu plus éloignée des schistes noirs, la « roche verte massive » est dépourvue de ces ocelles.

La fin de l'ascension du Mont-Miravidi nous apporte surtout de magnifiques exemples de brèches *hétérogènes* dans les schistes noirs.

Les coussins de l'Aiguille-de-Prainan

Nous tenons à mentionner à nouveau un affleurement dont il a été brièvement question au chapitre traitant des « laves en coussins simplement laminées ». Il est situé à l'altitude de 1760 m au-dessus de Plan-André, au bord du chemin. Il se caractérise par un grand lambeau de schistes gris et de petits bancs microbréchiques, long de 15 m et inclus apparemment entre deux coulées. Ici aussi, à l'approche de la roche sédimentaire, les coussins sont bien restitués dans leur forme, et cependant, dans l'épaisseur de la coulée, nous sommes à la limite d'une appréciation morphologique possible.

Description microscopique

L'examen a porté essentiellement sur les zones plus ou moins centrales de coussins portés à des degrés divers de recristallisation et provenant des différents sites évoqués ci-dessus.

Les grands traits de la structure microscopique sont régis par le regroupement de certaines phases minérales en plages assez grandes et plus ou moins homogènes: d'une part un ensemble chlorito-amphibolique groupé en amas d'une taille proche de 2 ou 3 mm et d'autre part, enveloppant les plages précédentes, l'agglomération de petits phénoblastes d'albite, chacun d'une taille de 0,1 à 0,3 mm, en relation réciproque de type panidiomorphe. Ces deux domaines, assez imparfaitement individualisés, sont criblés d'inclusions: fines aiguilles amphiboliques en voie de chloritisation, grains du groupe de l'épidote (0,1 à 0,2 mm de dimension), petits cristaux idiomorphes de sphène (0,02 mm de dimension), amas semi-opaques souvent allongés, d'une taille proche du millimètre, constitués de grains de sphène très petits et de granules submicroscopiques de nature titanifère probable.

Les relations structurales de cette paragenèse, malgré leur complexité, présentent quelques caractères constants:

- a) Si nous supposons connues les structures microscopiques classiques des coussins (M. VUAGNAT, 1946), nous pouvons affirmer l'absence de toute relique primaire, ou de toute structure fantôme.

- b) Les prismes amphiboliques ténus figurent toujours à l'intérieur de tous les autres minéraux de la roche; ils sont particulièrement saisissants en inclusions chloritisées, zonées par des granules de sphène, dans les amas semi-opaques de nature titanifère (fig. 9) ainsi qu'en inclusions dans des grains épidotiques (fig. 10).

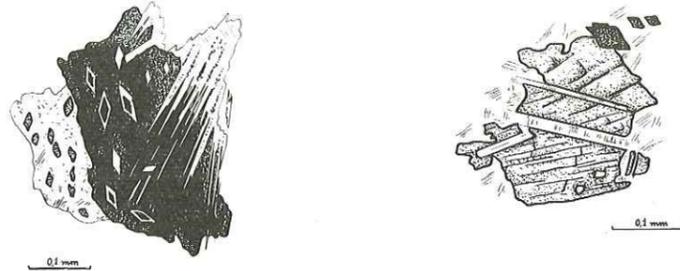


FIG. 9 (pl. m. 4 V). Lum. nat. — Prismes et aiguilles amphiboliques chloritisés inclus dans amas semi-opaque de nature titanifère. Petits cristaux de sphène dans la plage chloriteuse.

FIG. 10 (pl. m. 5 V). Lum. nat. — Petits prismes amphiboliques, chloritisés pour la plupart, inclus dans des grains épidotiques eux-mêmes pris dans un « fond » chloriteux. Grains fuselés de sphène.

- c) Les cristaux idiomorphes de sphène, par ailleurs omniprésents, sont à l'occasion nettement enclavés dans les gros grains d'épidote. Mais en outre, il convient de les distinguer des amas de granules de sphène presque submicroscopiques, amas devenant opaques en leur centre et qui paraissent en affinité génétique avec les grains épidotiques; assez souvent la croissance de ces deux phases minérales s'est faite en étroite imbrication: le moment nous semble donc venu de rappeler le rôle de « support » relativement fixe pour la croissance de phénoblastes d'épidote, dans un milieu chimiquement très actif et mécaniquement instable, que nous avons fait jouer aux traînées titanifères dans la matrice chloriteuse des coussins presque intacts des chalets de Prainan. Ces grands amas de sphène (leucoxène ?) exhibent des contours déchiquetés qui pourraient les faire prendre pour des reliques d'ilménite, avec un habitus « squelettique », et dégénérées en leucoxène; cette impression ne résiste pas à l'examen attentif de la morphologie et des inclusions amphiboliques de ces amas: leurs contours rectilignes assez déchiquetés sont imposés soit par la disposition des prismes très allongés d'amphibole de genèse antérieure, soit par certains contours de plages chloritisées, soit encore, nous semble-t-il, par des zones allongées de moindre pression, ou fissures ténues, qui se sont développées dans la roche sous tension mécanique.

- d) On peut remarquer que ces amas titanifères, certains gros grains de la famille de l'épidote et, *a fortiori*, certains prismes amphiboliques, sont affectés de déformations; albite et chlorite semblent être de genèse ultérieure à cette déformation. Quelquefois des grains épidotiques évoquent une formation hélicitique, mais il ne faut pas exclure la possibilité de légères flexures à l'état solide (fig. 11).



FIG. 11 (pl. m. 5 V). Lum. nat. — Amas semi-opaque de nature titanifère (sphène-leucoxène) accompagnant un grain épidotique paraissant témoigner de flexure mécanique ou de croissance légèrement sygmoïde. Le tout dans un fond chloriteux garni d'aiguilles amphiboliques.

- e) Le minéral du groupe de l'épidote se concentre plus volontiers dans les zones d'accumulation des phénoblastes d'albite.
- f) Lorsque l'albite est présente au sein de grandes plages chloritiques, elle y figure en général sous forme de petits phénoblastes idiomorphes.

En définitive, la structure microscopique des coussins métamorphiques nous suggère la séquence temporelle suivante: amphiboles, sphène en petits cristaux (genèse influencée par une pression dirigée) — sphène submicroscopique en amas plus grands et flous — famille de l'épidote — phase tectonique sensible — albite — chlorite. Mentionnons de plus la présence tardive d'hématite en gros grains assez rares.

Cette séquence est identique à celle que nous avait inspiré l'examen des coussins très peu métamorphiques: par rapport à ces derniers, la différence majeure semble être ici un développement de minéraux en grains un peu plus grands, et surtout une forte tendance au *regroupement* pour les minéraux colorés et les minéraux blancs; cette tendance était déjà sensible dans la matrice des coussins quasi intacts de Prainan.

Les coussinets de la Pointe-du-Clapey

Au sud-est du sommet du Clapey, immédiatement à l'aplomb de celui-ci nous avons découvert quelques échantillons de « coussinets » assez semblables à ceux que nous avons détaillés ci-dessus, au paragraphe consacré aux ophiolites proches de la Pointe-Rousse. Ces témoins sont très loin d'être aussi nombreux et probants qu'il

serait souhaitable. Néanmoins, nous pensons que leur seule présence dans une zone très spéciale, de même que leurs caractères pétrographiques un peu particuliers, les rendent dignes du plus grand intérêt. Nous reportons leur description à la deuxième partie, consacrée au massif complexe de la Pointe du Clapey, où leur interprétation pourra se faire plus logiquement. (voir « Roche grise et verte à structure macroscopiques évoquant des roches effusives... »)

2. LES SCHISTES NOIRS ET LA BRÈCHE DONT ILS CONSTITUENT PARFOIS LE CIMENT

La description de deux beaux affleurements suffit à résumer les caractères de ces schistes et des brèches. Nous évoquerons d'abord le massif ophiolitique proche de la Pointe-Rousse, dont il a été question au paragraphe précédent. Ensuite, nous décrirons en détail les schistes et brèches situés sous le sommet, et au sommet même, du Mont-Miravidi et se poursuivant pendant quelques centaines de mètres sur le versant français. Dans ce dernier cas, la nature primaire effusive des niveaux de roches vertes immédiatement associées n'est pas évidente, mais les laves en coussins indubitables ne sont pas éloignées; on les rencontre un peu plus bas sur les flancs de la montagne.

Les lambeaux de schistes noirs du massif de coussins proche de la Pointe-Rousse

Ici, les schistes noirs figurent en grandes lentilles interstratifiées avec les coulées. La puissance de ces niveaux peut varier de quelques décimètres à un ou deux mètres; ils se terminent latéralement en s'amincissant ou se laminant, ou parfois en se ramifiant entre des masses de roches effusives; la longueur de ces intercalations est de quelques dizaines de mètres.

Le schiste est noir, à reflet bleu sombre et plutôt cohérent. Son plan de schistosité est parfois grumeleux. Malgré son aspect graphitique, il macule peu les doigts. L'examen microscopique se révèle extrêmement intéressant: la structure générale est celle d'un schiste légèrement micacé très chargé de particules opaques qui soulignent par leur alignement et leur ondulation l'orientation de la roche. Seules, de nombreuses aiguilles de rutile se reconnaissent parmi ces inclusions fines; la tourmaline, en petits prismes, est à signaler. Le quartz se détache immédiatement en amas allongés limpides. Mais la structure générale est surtout caractérisée par de multiples pseudomorphoses qui sont très fidèlement réalisées par la disposition des inclusions en poussières dans les plages de quartz et surtout de chlorite. Nous identifions immédiatement de grandes gerbes de prismes d'amphiboles longs de plusieurs millimètres, dont la forme est conservée par la chlorite et les poussières noires, ainsi que quelques amas de quartz finement grenu et limpide, qui du reste avoisinent la plupart des minéraux pseudomorphosés.

Nous remarquons assez vite également des formes trapues dont la longueur n'atteint pas le millimètre, et qui sont transformées essentiellement en chlorite accompagnée de quelques petites plages d'aspect micacé mais à biréfringence plutôt basse; la chlorite est très peu colorée, à biréfringence faible et légèrement dispersive, donnant des teintes de polarisation vert olive (fig. 12) (photos 5 et 6). L'attribution à la famille du chloritoïde de ces formes pseudomorphosées nous serait suggérée par la disposition en sablier des inclusions opaques, alors que celles-ci se disposent plutôt en croix de saint André, par exemple, pour l'andalousite. Néanmoins, l'attribution par S. O. Agrell (1939) à des minéraux de métamorphisme de contact (andalousite pro parte) de formes pseudomorphosées assez proches garnissant schistes et adinoles de Dinas Head, nous invite à envisager ici également, la possibilité d'une présence antérieure d'andalousite. Signalons cependant la présence de « mouches » de chloritoïde conservé, dans les sédiments de type flysch encaissant la Pointe-du-Clapey vers l'W.

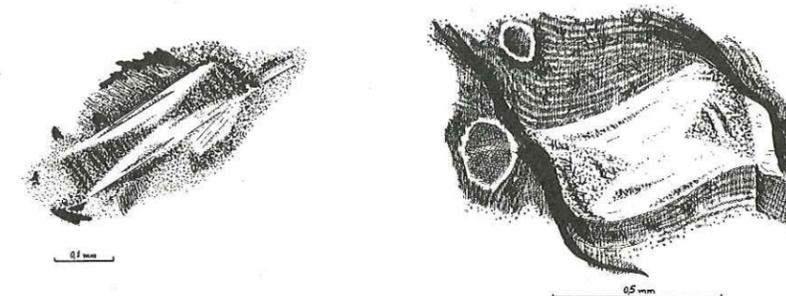


FIG. 12 (pl. m. 6 V). Lum. nat. — Structure « en sablier », formée exclusivement de grains opaques dans un fond de chlorite, ce minéral pseudomorphosant peut-être un cristal de chloritoïde (ou andalousite ?) Schistes noirs proches de la Pointe-Rousse.

FIG. 13 (pl. m. 7 V). Lum. nat. — Dans un « fond » finement phylliteux et très chargé de poussières opaques parmi lesquelles se détachent de petites aiguilles de rutile, se détachent des pseudomorphoses, par la chlorite et un minéral d'aspect micacé, de minéraux parmi lesquels on croit reconnaître le chloritoïde (andalousite ?). Schistes noirs proches de la Pointe-Rousse. (voir photo 6)

De plus, certaines zones du schiste sont criblées de formes polygonales trapues, d'une taille proche de 0,1 mm, soulignées par les poussières noires, dont le « fond » actuel, assez difficile à résoudre, paraît être constitué d'albite. Ces formes pourraient peut-être suggérer la présence antérieure de grenats; en effet, elles écartent assez fortement les petits lits micacés et opaques qui les environnent, et nous n'attribuerions qu'avec réticence cet effet à la seule cristallisation de petites plages d'albite (fig. 13 et photo 6).

Par ailleurs, ces différentes formes pseudomorphosées et singulièrement celle que l'on pourrait attribuer au chloritoïde, sont étroitement associées à de petits

amas de quartz limpide qui semblent avoir joué un rôle dans un phénomène mécanique qui pourrait s'être exercé sur les phénoblastes, par exemple en remplissage et cicatrisation de zones déformées par un léger mouvement de rotation des cristaux, ou plus souvent (fig. 14) à cause d'une lamination de la substance qui les environnait (« *pressure shadow* »). (J. Ramsey, 1966; P. Niggli, 1912.)

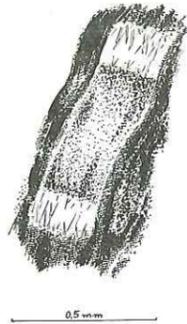


FIG. 14 (pl. m. 7 V). Lum. nat. — Des pseudomorphoses (de chloritoïde ?) sont bordées, sur les deux côtés les moins longs, de zones assez limpides constituées de quartz et d'un minéral d'aspect fibreux, évoquant des phénomènes d'étirement (types de « *pressure shadow* »).

Revenons à l'affleurement considéré dans son ensemble; assez souvent les schistes sombres servent de ciment à des accumulations d'éléments bréchiques de tailles très variées, oscillant néanmoins autour de 30 cm de diamètre environ. Ces éléments sont exclusivement constitués de fragments de roches vertes très semblables à celles qui encadrent les schistes. Il est difficile de déceler parmi eux des fragments possédant des contours partiels de coussins; en effet, comme nous l'avons vu, les critères de zonation tels que marges à varioles, qui pourraient servir de repère, se sont évanouis partout dans notre affleurement. Il nous faut noter la forme relativement anguleuse quoique partiellement laminée selon le plan de schistosité, de ces éléments bréchiques.

Dans les sites classiques pour leurs laves en coussins, il est banal de trouver des fragments de lave ou de pillows isolés, noyés dans les sédiments adjacents aux coulées. L'interprétation généralement admise pour ce phénomène est l'engloutissement dans les boues sédimentaires, humides et meubles, d'éléments de la lave, encore visqueux ou déjà solides, au cours de l'éruption qui se fait évidemment avec un assez grand bouleversement local. Ce point de vue est suffisant pour expliquer l'affleurement qui nous concerne ici; nous verrons ci-dessous qu'il peut se présenter des cas où cette interprétation s'avère probablement trop simple.

Les schistes noirs et brèches proches du Mont-Miravidi

Lorsqu'on fait l'ascension du Mont-Miravidi par le versant français, on rencontre, à quelques centaines de mètres sous le sommet, des éléments bréchiques, souvent de teinte claire, inclus dans les niveaux de schistes noirs interstratifiés avec les longues masses de roches vertes. Les schistes sont, pour leur part, macroscopiquement identiques à ceux que nous avons décrit ci-dessus.

Ces éléments s'accroissent en nombre et en taille lorsqu'on gravit les dernières « terrasses » avant le point culminant, qui est lui-même constitué par cette formation, avec des blocs énormes dépassant plusieurs mètres de diamètre. La plupart des blocs de la brèche sont constitués d'ophiolites métamorphiques d'aspect très proche de celui des masses de roches vertes voisines, qui sont ici de nature primaire inconnue, coussins ou diabases plus grossières. Néanmoins, cette brèche se révèle hétérogène, et demande une étude plus minutieuse de ses éléments.

Faisant abstraction du critère dimensionnel, nous subdivisons simplement les éléments bréchiques en deux familles distinctes à l'œil nu: les éléments blancs et les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse.

a) *Les éléments blancs*

Ceux-ci possèdent un aspect porcelané, très légèrement scintillant et parfois, en leur centre, lorsqu'ils sont de petite taille, ils sont colorés en vert très clair par des minéraux phylliteux fins. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques décimètres. Très souvent, ils sont anguleux, mais parfois les petits grains millimétriques ou centimétriques semblent laminés en sortes de petites sphérules de forme ovoïde. L'examen de quelques échantillons sciés nous montre que dans les zones de grande accumulation de ces petites sphérules blanches assez mal formées, il arrive à des lambeaux de schistes noirs, identiques à ceux qui constituent généralement le ciment, de figurer nettement *eux-mêmes*, en éléments détritiques anguleux. Cette observation nous invite à voir, très localement au moins, une sorte de remaniement mécanique de la brèche avec sa matrice (fig. 15).

Mais ces éléments blancs, finement grenus, peuvent atteindre de plus grandes tailles; ils sont alors soit laminés en lentilles un peu déchiquetées selon le plan de schistosité, soit en forme de parallépipède, long de 30 ou 40 cm. Dans ces cas, leur aspect de fragment de banc sédimentaire est extrêmement troublant car, parallèlement à leur allongement, ils sont garnis de lignes assez vagues, correspondant souvent à des zones oxydées, et qui simulent un fin litage évoquant un sédiment; l'aspect d'arkose impur accroît cette impression. Nous avons noté dans ces fragments, au long de quelques fines fissures, de discrètes dendrites d'oxyde de Mn. Enfin, signalons que les éléments blancs, ainsi que les schistes noirs environnants, sont souvent criblés de trous très fins qui paraissent correspondre à la dissolution de minéraux altérés ou oxydés.

Examen microscopique

Sous le microscope, les schistes noirs du type examiné ici sont structurellement assez différents de ceux que nous avons découverts près de la Pointe-Rousse. Le fond de la roche est presque exclusivement constitué d'une mosaïque de plages d'albite et d'amas chloriteux peu colorés et peu biréfringents. Ces plages et amas sont légèrement aplatis et d'une taille de quelques dixièmes de millimètre. Dans ce « fond », une phase opaque très importante en quantité, mais en poussières fines, souligne l'orientation du schiste; ces lits opaques sont très souvent fortement contournés en arabesques, surtout à proximité des éléments bréchiques.

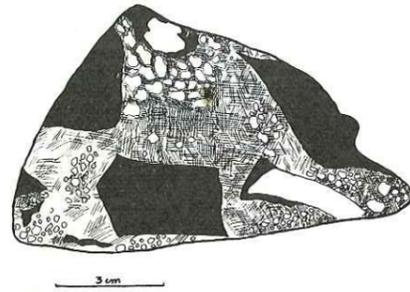


FIG. 15 (éch. 8 V). Spécimen de la brèche constituée d'éléments blancs petits et moyens, très rapprochés les uns des autres, inclus quelquefois dans les niveaux de schistes noirs (sous le Mont-Miravidi). Des éléments anguleux, constitués de lames de schistes eux-mêmes très noirs, semblent appartenir à cette « purée », dont les éléments blancs les plus petits tendent vers une forme arrondie ou ovale.

Seuls, quelques échantillons ont conservé vaguement des minéraux pseudomorphosés tels qu'amphibole et chloritoïde (?), dont l'identification reste très douteuse, car les plages d'albite ont souvent réorganisé géométriquement les poussières sombres selon leur propre morphologie.

L'examen microscopique des fragments blancs déçoit celui qui y cherche des structures très significatives. Nous croyons cependant pouvoir subdiviser ces éléments leucocrates en deux variétés, discernables *au microscope seulement*: les fragments à fantômes de structures plus ou moins ophitiques assez grossières, et les éléments à granulométrie régulière et plutôt fine, dénués de toute structure relique.

La première de ces deux catégories se recrute surtout, semble-t-il, parmi les éléments de taille petite ou moyenne, ne dépassant pas quelques centimètres de long.

Nous avons pu identifier une structure ophitique restituée par les relations entre de grandes plages leucocrates rectangulaires (longueur: 1 à 3 mm) et des interstices que celles-ci respectent, garnis d'une chlorite vert pâle, peu biréfringente, et dont la dispersion lui communique une teinte de polarisation olivâtre foncé. (fig. 16). Il faut considérer comme une confirmation de cette structure gabbroïque très fine les reliques

corrodées selon un habitus « squelettique » de grands cristaux d'ilménite; à propos de ceux-ci nous noterons l'absence d'auréole leucoxisée qui est cependant un caractère constant et marqué de ce minéral dans tous les affleurements massifs de la région. Le sphène, dispersé en petits amas, abondant au sein des plages chloriteuses, de longs prismes tenus d'apatite plus ou moins brisés et quelques lamelles micacées blanches, complètent cet ensemble. Les grands cristaux plagioclasiques sont pseudomorphosés par un agrégat de plages albitiques criblées de petites « larmes » de quartz. Quelquefois, ces plages leucocrates possèdent une structure particulièrement complexe: en plus de petites « larmes » de quartz, le plagioclase se présente alors comme subdivisé en très petits domaines d'aspect nuageux, orientés différemment les uns des autres, produisant, lorsqu'on tourne la platine en lumière polarisée, un effet soyeux. Notons aussi que la calcite est souvent présente, en plages xénomorphes.

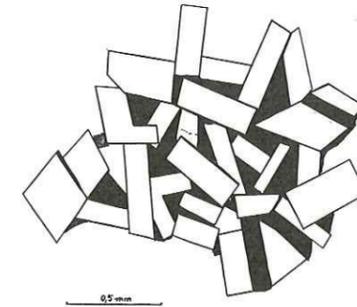


FIG. 16 (pl. m. 9 V). — Parmi les éléments bréchiques blancs, de petite taille, qui garnissent les niveaux de schistes noirs en certains points, certains présentent des structures subophitiques très vagues; nous avons ici tenté d'en reconstituer une; en noir: la chlorite, en blanc: les domaines quartzo-feldspathiques confus (sans épidote), à extinction « moirée » en lumière polarisée.

Nous pouvons ajouter que les éléments bréchiques se reconnaissent immédiatement sous le microscope en lumière naturelle, grâce à l'absence d'inclusions opaques diffuses, qui, par contre, assombrissent fortement la matrice schisteuse plissotée.

De plus, il faut signaler l'extrême rareté des représentants du groupe de l'épidote dans les éléments clairs, ces minéraux se rencontrent, mais jamais abondamment, dans la matrice schisteuse, chlorito-albitique de la brèche.

La deuxième catégorie des éléments blancs de la brèche, qui ne se distingue de la première que sous le microscope, paraît se singulariser par l'absence de structure actuelle ou relique, et par une certaine homogénéité dans la taille des minéraux essentiels. Les éléments ayant l'apparence de fragments brisés de bancs sédimentaires appartiennent à cette variété, ce qui constitue un fait digne de grande attention.

Le microscope nous révèle ici un fond très régulier constitué d'une mosaïque de plages d'albite à contours indentés, d'une taille proche de 0,1 mm, groupées en grands archipels alternant avec des zones moins importantes, constituées de grains de quartz assez limpide; l'albite est, pour sa part, garnie de fines inclusions qui l'obscurcissent sensiblement, inclusions parmi lesquelles on reconnaît d'innombrables aiguilles de rutile et, un peu plus gros, de nombreux grains incolores du groupe de l'épidote, figurant parfois en petits prismes très corrodés en apparence. Les inclusions respectent une vague orientation qui est mieux soulignée encore par de rares et légers lits micacés.

Nous notons aussi des lits assez minces, formés par l'accumulation de minéraux titanifères, sphène et rutile. La calcite est présente en petites mouches, mais nous devons souligner surtout l'absence de chlorite. (éch. 10V, 11V, 12V, 13V).

b) *Les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse*

Ces éléments bréchiqes blancs que nous avons détaillés quelque peu ne sont qu'une minorité, en comparaison de l'ensemble de gros blocs tantôt anguleux, tantôt arrondis au point d'évoquer des « coussins », et constitués apparemment d'une roche verte identique aux niveaux massifs interstratifiés avec les schistes. Ici, près du Mont-Miravidi (de même que près de la Pointe-Rousse) une patine d'oxydation jaune, bien marquée, permet de distinguer cette roche détritique des ensembles ophiolitiques massifs.

L'examen microscopique de ces blocs montre le partage de la paragenèse entre l'albite en petits phénoblastes subidiomorphes, la chlorite souvent pigmentée en roux, et la calcite; ces deux derniers minéraux étant nettement xénomorphes. Seul indice intéressant: des débris de grands cristaux corrodés d'ilménite, dénués de leucoxène! Quelques grains du groupe de l'épidote complètent la description de ces fragments qui témoignent d'intenses déformations mécaniques, remobilisations chimiques et altérations tardives (éch. 14V, 15V).

Cette brèche hétérogène ne peut s'interpréter qu'en invoquant des mécanismes et des phénomènes plus complexes que la simple intrusion de laves dans des sédiments meubles, avec dispersion de fragments effusifs au sein de la boue.

Nous devons toujours envisager la possibilité d'un démantèlement de niveaux éruptifs complexes, consolidés, sous l'action des différents facteurs d'une érosion normale. Par ailleurs, nous avons cru reconnaître des indices de remaniement « mécanique » de certaines zones bréchiqes, et cette dernière hypothèse pourrait peut-être être étayée par la proximité du massif de serpentinite du Miravidi, au rôle tectonique important probable.

Néanmoins, les conclusions générales auxquelles nous conduit l'étude de la région tout entière, nous inspire, pour la brèche proche du Miravidi, une hypothèse encore différente. Il est possible que nous soyons en présence d'un faciès « hybride », assez

proche, par sa genèse, de celui que nous décrirons à propos de la périphérie est de la Pointe-du-Clapey; ce faciès hybride résulterait de l'intime association de roches d'origine sédimentaire (meubles au moment de l'intrusion) et de la lave elle-même: nous imaginons une genèse dominée en certains points par des explosions, dispersant des fragments déjà consolidés plus ou moins grossièrement grenus, et, en d'autres points, par une association selon un mode plastique et mécaniquement moins violent.

Les éléments bréchiqes assez peu nombreux, de plus grande taille, et dont la forme anguleuse suggérait des fragments de bancs sédimentaires, pourraient peut-être, pour leur part, provenir de la destruction par explosion ou par broyage, d'une sorte de « liséré blanc » qui aurait été déjà consolidé; ce « liséré blanc » que nous étudierons en détail nous semble correspondre à un genre d'adinole, manifestation tardive de contact entre roche argileuse et intrusion basique. Or, comme nous le verrons, il nous est difficile, dans le Versoyen, d'évaluer l'action respective des phénomènes primaires et du métamorphisme régional, surtout en ce qui concerne ce liséré; donc s'il se trouvait confirmé (ce qui n'est pas le cas actuellement, étant donné la relative parcimonie des spécimens de ce type d'éléments bréchiqes) que ces fragments résultent du bris par explosion d'une marge du type « adinole », nous aurions la certitude que le liséré blanc qui nous intéressera longuement ci-dessous, est, dans sa majeure partie, le résultat d'une action assez prompte, après une première phase d'intrusion. Mais si nous considérons en outre la possibilité d'une présence de quelques blocs de brèche à structure finement gabbroïque, chloritisés et albitisés (fig. 16) nous devons supposer une grande complexité dans la succession des intrusions, « adinolisations », consolidations, éclatements en brèches, altérations et remaniements de toutes espèces.

3. LES SCHISTES GRIS ET PETITS BANCS MICROCONGLOMÉRATIQUES

Ce faciès sédimentaire se trouve tout au long de la lisière nord-ouest et nord du massif ophiolitique du Versoyen; il s'y présente interstratifié avec les derniers niveaux de roches vertes vers le bord extérieur nord-ouest et forme un étroit niveau intermédiaire entre ces dernières et le faciès « flysch » (s. lato) tel que l'a défini H. Schöeller dans la région; en fait ce faciès n'est peut-être qu'une variété du « conglomérat de la base du Flysch », défini par cet auteur. Nous ne mentionnons ici ce paragraphe que pour mémoire.

4. LE « LISÉRÉ BLANC »

Le bel affleurement de laves en coussins proche de la Pointe-Rousse nous offre un phénomène assez discret mais auquel il nous faut consacrer un moment, car il prend de l'importance et de l'intérêt dans le domaine des roches vertes de nature primaire inconnue que nous aborderons au chapitre suivant. Il s'agit d'un éclaircissement très net des schistes noirs qui, comme nous venons de le voir, s'interstratifient

sous forme de grands lambeaux entre les coulées volcaniques; cette décoloration affecte les bords des niveaux de schistes à leur contact avec les roches effusives; elle conduit à la formation d'une bande de couleur blanche ou gris clair, ne possédant plus d'orientation particulière, très finement grenue, mais quelquefois criblée de minéraux sombres à habitus allongé, parmi lesquels on reconnaît parfois une amphibole bleue. L'apparence est celle d'une « décoloration » des schistes: en effet, ce phénomène se fait insensiblement à partir de ces derniers, la largeur du passage progressif, et celle du liséré franchement leucocrate lui-même, varient de 5 à 15 cm. De l'autre côté, entre la roche ophiolitique et le liséré clair, le contact s'avère net.

Ce phénomène s'observe assez bien vers le nord du grand affleurement de laves, dans sa partie la moins élevée; c'est aussi dans cette zone que l'on peut remarquer la façon dont la substance blanche paraît s'insinuer entre les éléments éruptifs, s'éloignant ainsi légèrement du contact entre schistes et masses effusives qui est, ailleurs, le lieu où elle se localise presque toujours de façon élective (fig. 17).

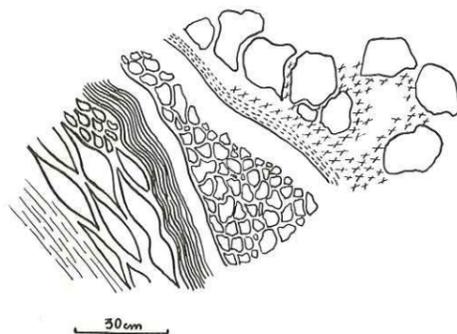


FIG. 17. — Le « liséré blanc », dans la partie nord de l'affleurement de laves en coussins proche de la Pointe-Rouge. L'affleurement schématisé comporte, depuis le bas à gauche, vers le haut à droite.

- 1) Niveaux de schistes gris,
- 2) Coussins légèrement laminés avec « coussinets »,
- 3) Niveau de schistes noirs,
- 4) « Liséré blanc » associé aux schistes noirs précédents,
- 5) Niveau irrégulier de brèche ophiolitique,
- 6) « Liséré blanc » garni de plus en plus, vers le haut, d'amphibole bleue et de pyrite,
- 7) Couche presque exclusivement « glaucophanique », tapissant les creux et infractuosités de gros blocs ophiolitiques, parmi lesquels on reconnaît quelques coussins « indurés ».

En ce point également, les prismes d'amphibole bleu foncé s'accumulent d'une façon spectaculaire et à vrai dire très rare dans toute la région, en gros amas qui jalonnent les bords du liséré blanc, ou dans des sortes de poches entre blocs de roches ophiolitiques tout proches. Ces amas, constitués presque entièrement par les aiguilles d'amphibole longues de 0,5 cm environ, sont, de plus, remarquables par l'abondance de petits grains pyriteux.

La roche constituant le liséré blanc ou gris proprement dit, évoque à l'œil nu un quartzite impur, mais l'ensemble du phénomène observé sur l'affleurement suggère irrésistiblement soit un important apport sous forme de solutions, soit une sorte d'exsudation ou de migration chimique, ces phénomènes se localisant de préférence au contact entre deux roches différentes. Il nous faut immédiatement faire deux remarques importantes: tout d'abord souligner que le liséré blanc n'est pas *toujours* présent entre schistes noirs et roches vertes, et ensuite noter que nous n'avons jamais observé d'auréole leucocrate autour des éléments bréchiqes d'ophiolites inclus dans les schistes noirs. Cette dernière observation nous semble riche de signification, comme nous le soulignerons dans les conclusions.

Examen microscopique

Sous le microscope, la roche blanche ou gris clair paraît constituée surtout d'une très fine mosaïque de grains de quartz (d'une taille proche de 0,02 mm), très légèrement aplatis, ce qui confère à ce « fond » une faible orientation; ce domaine est à peine obscurci par des inclusions très diffuses, parmi lesquelles on croit reconnaître souvent de très petites aiguilles de rutile. En outre, une légère pigmentation rousse s'insinue, très localement, entre les grains de quartz.

Un très grand nombre de minéraux et de figures géométriques, dont la taille est de l'ordre de 1 ou 2 mm, se détachent dans ce fond:

On peut facilement identifier des prismes allongés d'amphibole, le plus souvent chloritisés; nous soulignons en passant que ceux-ci sont sensiblement orientés parallèlement au liséré blanc qu'ils garnissent, mais qu'ils ne se disposent pas en grandes gerbes, habitus qui sera fréquent ailleurs, par exemple dans les faciès « bordiers » fins de la Pointe-du-Clapey. Les reliques de ces amphiboles chloritisées sont rares et ténues et sont de couleur bleu-vert pâle, un peu pigmentées en roux. Si l'on observe ces pseudomorphoses avec un grossissement assez puissant, on peut remarquer que le réseau de lames chloriteuses vert pâle est associé à de très petits grains probablement quartzeux en interpénétration intime rappelant une mosaïque.

On note d'autres silhouettes chloritisées, de forme rectangulaires, qui pourraient être soit encore des fantômes de prismes amphiboliques un peu plus trapus que les précédents, soit des pseudomorphoses de chloritoïde ou d'andalousite.

Enfin s'observent de grandes plages d'albite, maclées selon des lois de macles simples, moins souvent polysynthétiques. Lorsqu'elles ont un contour vaguement ovale, d'un diamètre proche du millimètre, ces plages albitiques sont garnies de poussières opaques disposées plus ou moins radialement. Souvent l'albite a un contour anguleux, sans être réellement idiomorphe, et les fines inclusions noires s'orientent alors vaguement selon les diagonales du parallélogramme, esquissant en outre une petite forme losangique vers le centre de la figure: cet habitus fait évidemment penser à la pseudomorphose par l'albite de cristaux d'andalousite du type

chiasolite (fig. 18). Il en est de même d'ailleurs pour certaines formes décelées dans le ciment blanc des coussins et « coussinets » situés au pied de la Punta-Fornet, et déjà évoqués (fig. 19).

En fait, de nombreuses dispositions différentes pour les inclusions opaques nous rendent circonspect quant à cette identification, d'autant plus que nous avons cherché en vain la forme allongée, aux extrémités effilées, qui devrait accompagner les sections basales de l'andalousite. On sait que S. O. Agrell (1939) a pu identifier, avec quelques réserves, des cristaux de ce minéral, albitisés, dans des roches très semblables à celles qui nous retiennent ici: les adinoles de Cornouailles. Notons que ces phénoblastes d'albite englobent partiellement les formes chloritisées dont nous avons parlé plus haut, ces formes chloritisées restant accompagnées du quartz très fin déjà décrit,

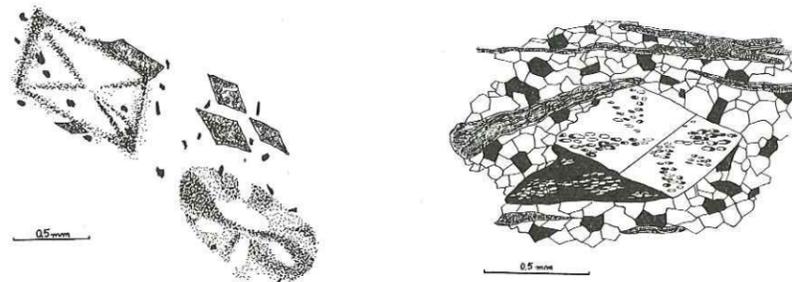


FIG. 18 (pl. m. 16 V). Lum. nat. — « Liséré blanc ». Dans un « fond » essentiellement quartzique, en petits grains légèrement orientés, de nombreuses pseudomorphoses par la chlorite de prismes d'amphibole, sont accompagnées de plages limpides, constituées d'un cristal de plagioclase maclé, et chargé d'inclusions noires diffuses réparties selon un certain ordre géométrique. Nous avons ici deux types de ces plages feldspathiques.

FIG. 19 (pl. m. 34 V). Lum. polarisée. — Roche quartzique de type « liséré blanc » enrobant les coussins de l'affleurement proche de la Punta-Fornet. Des plages maclées de plagioclase sont criblées de « gouttelettes » de quartz reproduisant les tracés proches de ceux de la fig. 18.

quartz qui encore, étant alors en plages plus grandes et limpides, cicatrise fréquemment les phénoblastes du plagioclase dont la formation a dû s'accompagner de certains mouvements mécaniques comme en témoignent des figures-reliques brisées. Nous restons en définitive très prudent quant à l'attribution à quelque minéral antérieur, pseudomorphosé, dans le cas présent (éch. 16 V).

Étudions au microscope les échantillons du liséré blanc où l'amphibole bleue, accompagnée de minéraux pyriteux, s'est développée à un degré exceptionnel (éch. 17 V et 18 V). Dans un fond, tantôt constitué de plages millimétriques de calcite et d'albite, minéraux tous deux criblés de grains de quartz eux-mêmes d'une taille de 0,5 mm, tantôt formé exclusivement d'une fine mosaïque de granules quartziques, se détachent de beaux prismes amphiboliques dont la longueur dépasse souvent le

millimètre, mais qui sont parfois un peu plus trapus et courts. L'orientation de ces prismes, très visible sur l'échantillon lui-même, échappe plutôt au microscope. Ajoutons l'omniprésence, dans ces types de roches, de beaux grains de sphène (fig. 20).



FIG. 20 (pl. m. 18 V). Lum. nat. $\times 8$. — Le liséré blanc passe insensiblement à un niveau assez étroit, constitué presque exclusivement d'amphibole-bleue. Les interstices sont occupés par du quartz, de la pyrite et du sphène en gros grains. Les amphiboles sont fréquemment zonées, leur marge extérieure étant plus colorée. Un ferrostilpnomélane cicatrise les fractures des prismes de l'amphibole sodique. (rayon de la figure = 1 mm.)

L'amphibole bleue mérite d'être examinée avec soin; tout d'abord, remarquons qu'elle est un peu plus pâle lorsqu'elle se présente dans un fond exclusivement siliceux. Un autre caractère, beaucoup plus marqué, est sa zonation: la partie interne, la plus importante en volume, est plus pâle et plus biréfringente que la partie marginale. De très fines aiguilles de rutile (?) parsèment très abondamment cette amphibole alors qu'elles sont inexistantes dans le fond leucocrate de ces échantillons particuliers. On note aussi de très petites facules de quartz ou d'albite, suggérant une sorte d'exsudation, qui garnissent les prismes, se localisant plus volontiers dans la marge plus colorée, à son contact avec la zone intérieure plus pâle. Il existe finalement un dernier phénomène à retenir notre attention: il s'agit de la présence d'un minéral, très accessoire en quantité, vert foncé, pléochroïque, ayant tous les critères des micas mais avec une tendance à épouser un habitus plus fibreux, et passant parfois à une variété colorée en jaune d'or, pléochroïque; nous sommes portés à attribuer ces minéraux à la famille des stilpnomélanes¹; ils se présentent en corrosion très discrète

¹ Il ne faut pas exclure ici, plutôt, la possibilité d'une présence de biotite verte (Prof. Bearth, de Bâle; *commun. orale*).

des cristaux d'amphibole, ou en cicatrisation de ceux-ci, qui s'avèrent en effet assez souvent un peu fracturés. Ce minéral figure aussi en enclaves ténues dans les plages d'albite ou de calcite. Ces deux derniers minéraux sont réduits au rôle de remplissage d'interstices dans le cas du spécimen à fort développement d'amphiboles.

Les grains de pyrite et, à un degré moindre, le sphène en gros cristaux, sont nettement interstitiels par rapport aux prismes amphiboliques, quoique très intimement associés à ceux-ci, car nous n'avons décelé aucun indice structural de minéralisation beaucoup plus tardive.

Dans tous les échantillons dont il vient d'être question, l'absence de tourmaline, d'apatite, de minéraux du groupe de l'épidote, de grenats, mérite d'être prise en considération.

Ce phénomène de silicification apparente des schistes, d'apparition de plages albitiques, cette accumulation d'amphiboles bleues et de pyrite, posent tout d'abord la question délicate du moment de leur genèse: primaire et liée aux éruptions, ultérieure et associée au métamorphisme régional, combinaison de ces deux causes, ou toute autre origine se présentant moins directement à l'esprit? Nous ouvrirons la discussion au terme du paragraphe consacré au liséré blanc dans le chapitre suivant, disposant alors d'un plus grand nombre d'observations. A présent, nous ne pouvons que souligner les analogies très étroites existant entre le « liséré blanc » et le cortège de roches associées aux adinoles, spilosites, desmosites... (M. J. Clements, 1899; A. Cissarz, 1927; K. Chudoba et K. Obenauer, 1931; S. O. Agrell, 1939; A. Harker, 1960.)

L'examen optique classique des amphiboles bleues donne les résultats suivants:

Les parties principales et centrales des cristaux d'amphibole bleue ont comme propriétés:

Biréfringence: 0, 020.

2 V (—): variable entre 20° et 32°.

Allongement positif des sections parallèles.

Pléochroïsme: n_p = vert-jaune pâle.

n_m = violet pâle.

n_g = bleu pâle.

La table de W. E. Tröger (1959) semble nous fixer dans le champ du glaucophane (s. stricto). La classification et les données numériques mentionnées par Deer, Howie et Zussman nous paraissent pouvoir confirmer cette dénomination.

La périphérie des prismes est nettement plus colorée, à biréfringence plus basse, à angle 2 V variable entre 17° et 20°; il s'agit probablement de crossite.

CHAPITRE IV

LES ROCHES VERTES MASSIVES

Les observations qui retiennent notre attention dans la plupart des chapitres de ce travail se restreignent à des affleurements très significatifs, mais à surface limitée si l'on considère l'étendue totale des ophiolites métamorphiques situées à l'W. du Petit-Saint-Bernard. Nous allons au contraire consacrer ce chapitre aux faciès qui constituent le plus grand volume des roches dans le Versoyen; ces faciès respectent des caractères constants à travers toute la région.

Les grands traits de ces ensembles nous sont donnés avec le maximum de clarté par la paroi orientée vers l'W. qui relie la Pointe-de-Beaupré à la région sommitale du Mont-Miravidi (photo 4). Les falaises de l'Ermitte (soit du côté français, soit du côté italien), les pentes italiennes de la Pointe-des-Glacières offrent également des profils très suggestifs.

Une roche verte massive, de nature primaire non identifiable à l'œil nu, se présente en niveau dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres; ces niveaux, continus sur des kilomètres parfois, sont interstratifiés avec des niveaux schisteux assez compacts, noirs, dont l'épaisseur va de quelques décimètres à quelques mètres, pour atteindre rarement plusieurs dizaines de mètres. Cette alternance est remarquablement régulière; elle n'est dérangée que par la tendance des niveaux de roches vertes à s'élargir localement en une forme lenticulaire. En ces points d'élargissement, l'épaisseur de roche verte peut s'approcher de 150 m (par exemple dans le massif de la Pointe-des-Glacières).

Entre la zone de Beaupré et le Mont-Miravidi il est très banal d'observer, comme nous l'avons signalé plus haut, que la roche verte, au contact avec les niveaux de schistes noirs, présente une morphologie de laves en coussins: la roche s'indure et devient anonyme lorsqu'on s'éloigne de ce contact. Il serait donc assez naturel, au moins dans la région Beaupré-Miravidi, de voir en ces profils une alternance de coulées volcaniques et de schistes. Nous pensons que cela est effectivement le cas quelquefois, mais nous verrons, à l'examen microscopique des échantillons, que des faciès éruptifs nouveaux se dissimulent dans ces ensembles d'ophiolites métamorphiques; l'interprétation de l'ensemble du massif éruptif s'en trouvera modifiée et précisée de façon plus satisfaisante.

Sur le versant sud de l'Aiguille-de-Prainan, vers son sommet, ainsi que le long de la zone de contact nord-ouest entre ophiolites et calcschistes dits « du flysch » (N. des Brèches de Tarentaise), sous le Miravidi, et enfin près de la Pointe-Rousse, il advient que des variétés de calcschistes à petits bancs microconglomératiques se substituent aux « schistes noirs » habituels pour séparer les masses tabulaires de

roches vertes. Sur les confins est et sud-est de notre terrain, il arrive à des niveaux conglomératiques calcaires à éléments grossiers d'être inclus étroitement au sein des ophiolites (Pointe-du-Clapey, Aiguille-de-l'Ermite...).

L'association « roche verte - schiste noir » est extrêmement banale sur toute l'étendue du Versoyen (H. LOUBAT, 1965). Pour être complet, nous devons leur adjoindre une roche blanche, aphanitique, à cassure anguleuse, qui s'individualise presque constamment au contact entre schistes noirs et roche verte anonyme, et rarement s'insinue dans le niveau ophiolitique adjacent: ce liséré blanc, épais de quelques décimètres au maximum, complète une « trilogie » qui peut être considérée comme le *prototype* des faciès du Versoyen.

Nous allons distinguer les points suivants:

1. Les « roches vertes » massives s. stricto.
2. Les « schistes noirs ».
3. Le « liséré blanc ».
4. Les niveaux sédimentaires variés étroitement liés aux « roches vertes ».

Le quatrième point n'est cité que pour mémoire; il sera repris à la faveur d'une publication séparée. En revanche, les schistes noirs nous paraissent participer de si près à l'histoire des ophiolites et de leur métamorphisme, que nous trouvons tout naturel de les décrire ici, quitte à les reconsidérer ailleurs, quand nous parlerons du domaine sédimentaire.

I. LES « ROCHES VERTES » MASSIVES S. STRICTO

Nous avons vu la façon dont les laves en coussins indubitables passent, par « induration » à une roche anonyme. Très souvent, au cours de nos recherches, des jeux de fissures ou de diaclases subdivisant vaguement la roche verte en grandes lentilles, nous ont incité à y voir des « pillow lavas » évanouies dans la recristallisation métamorphique. Cependant, nous devons à l'objectivité de ne cartographier comme « laves en coussins » que les affleurements évoqués dans les différents chapitres précédents. Les roches dont nous parlons ici sont en général massives, et si leur débit évoque parfois celui des laves sous-marines, nous ferons désormais abstraction de ces présomptions, basées sur des constatations un peu subjectives.

Pour décrire un faciès métamorphique où à la variété structurale et paragenétique initiale se superpose la variété des modifications physico-chimiques ultérieures, la meilleure méthode est de définir un « champ » de propriétés macroscopiques, « champ » que nous délimitons par des « termes descriptifs extrêmes ». Ces « termes extrêmes » sont choisis de façon à inscrire les différents caractères de tous les échantillons récoltés.

Dans le cas présent, il est indiqué de fixer cinq termes extrêmes, qui sont d'ailleurs d'importance quantitative assez différente selon la zone considérée.

- a) Roches vertes à petits phénoblastes blancs en « têtes d'épingles ».
- b) Roches vertes à structures fantômes et reliques de pyroxènes primaires.
- c) Roches vertes à stilpnomélane.
- d) Roches vertes à amphibole « lie-de-vin ».
- e) Roches vertes rubanées, analogues à certaines variétés décrites à la Pointe-du-Clapey. (Voir aussi 2^{me} partie, chap. II).

a) Roches vertes à petits phénoblastes blancs en « têtes d'épingles »

Les « têtes d'épingles » d'albite, de taille proche du millimètre, à plans de clivage brillants, qui se détachent sur un fond vert foncé parfois un peu pulvérulent, constituent le seul caractère macroscopique de ce type de roche, caractère du reste assez variable en intensité. Quelquefois cependant, des lits irréguliers de couleur blanche ou rose et d'une épaisseur centimétrique, de même que d'étroits niveaux chloriteux, s'individualisent dans ces échantillons, par ailleurs massifs et macroscopiquement isotropes (éch. 19 V). Ces lits peuvent prendre de l'importance, mais alors ils miment une sorte de rubanage qui se développe dans les faciès de l'extrémité sud-est du massif; nous entrons là dans la catégorie e) étudiée ci-dessous.

Examen microscopique

La structure microscopique est dominée par la relation existant entre des amas de chlorite verte, parfois intensément colorée, dispersive, qui enrobe des phénoblastes idiomorphes d'albite dont la taille oscille entre 0,3 et 1 mm de diamètre. La calcite, en plages de toutes tailles, intervient à des degrés divers dans cette paragenèse fondamentale, en proportion inverse de la quantité des grains du groupe de l'épidote (éch. 20 V et 21 V).

Enclavées dans les plages des minéraux précités, de fines aiguilles d'amphibole souvent chloritisées et des cristaux de sphène esquissent par leur alignement une légère orientation structurale. Par ailleurs, le sphène s'agrège souvent en amas semi-opaques allongés.

Quelques échantillons qui nous paraissent appartenir à cette subdivision, présentent néanmoins des phénomènes particuliers: l'échantillon 22 V contient de nombreux prismes très ténus de tourmaline, l'échantillon 20 V exhibe quelques fragments corrodés de grenat, d'une taille proche de 0,2 mm; dans l'échantillon 23 V, la calcite semble pseudomorphoser un grenat idiomorphe, enfin l'échantillon 22 V ne possède pas d'amphibole, mais en revanche du mica blanc en étroite association avec la chlorite.

L'aspect microscopique de cette catégorie nous rappelle fort celui des coussins en voie d'extrême « induration » et d'évanouissement, tels que nous pouvons les observer du Plan-Beaupré jusqu'au Mont-Miravidi, ou encore près de la Pointe-Rousse. Ce type est le mieux représenté parmi les cinq termes extrêmes que nous

proposons pour fixer les caractères macroscopiques et microscopiques de nos roches vertes massives. Nous attribuons à cette variété la roche 20 V, dont nous donnerons l'analyse chimique à la fin du paragraphe.

b) *Roches vertes à structures fantômes et reliques de pyroxènes primaires*

Les échantillons examinés à l'œil nu sont massifs, de couleur gris-vert ou vert-bleu et, en général, dénués de structure macroscopique marquée; ils revêtent quelquefois un aspect plus spectaculaire avec de petites ocelles vertes garnissant alors un fond gris clair; cependant, seul le microscope permettra de déceler les reliques et les structures primaires certaines.

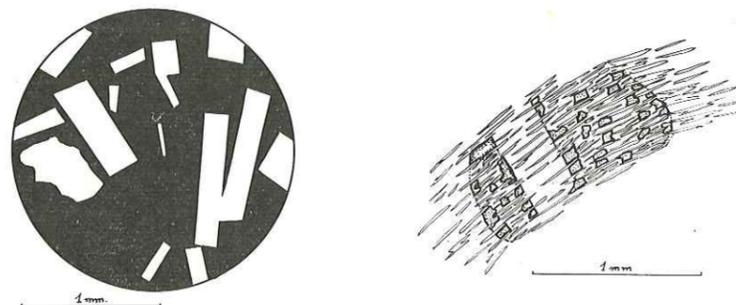


FIG. 21 (pl. m. 25 V). Lum. nat. — Tentative de reconstitution d'une structure diabasique grossière, dans une roche verte indifférenciée. Les zones blanches sont essentiellement plagioclasi-ques; le fond (noir) est constitué surtout de chlorite. Sphène et gros grains d'épidote sont dispersés partout. Dans d'autres variétés, plus leucocrates une structure ophitique est discernable également.

FIG. 22 (pl. m. 27 V). Lum. polarisée. — La morphologie du pyroxène nous est restituée par des reliques et par des accumulations de chlorite; par ailleurs, les prismes plagioclasi-ques nous sont évoqués par l'albite limpide et des grains d'épidote. L'amphibole secondaire, fibreuse, s'est développée à partir des pyroxènes, en zones de grandes surfaces, et qui débordent nettement les contours des minéraux mafiques primaires.

Examen microscopique

C'est en effet en « lumière polarisée » qu'apparaît le mieux la structure fugitive évoquant une variété de diabase à grain moyen: les minéraux initiaux possédaient une taille comprise entre 1 et 3 mm, mais le canevas primaire est brouillé par la paragenèse métamorphique à un point tel qu'il est difficile de le qualifier avec précision; il nous est même dans certains cas interdit d'exclure un type de roche effusive porphyrique, tandis que dans d'autres cas, il nous est permis de supposer un genre de structure ophitique (éch. 24 V, 25 V, 26 V, 27 V; fig. 21).

Si l'on excepte les cristaux d'ilménite à habitus « squelettique », leucoxénisés et très évidents, les premiers « fantômes » à pouvoir être identifiés sont en général des grands cristaux de pyroxène: ce minéral ne nous est lui-même restitué que par de

petits fragments intacts, identiquement orientés, répartis dans des plages constituées essentiellement de chlorite verte garnie de grains de sphène très ténus: ces plages sont criblées de prismes amphiboliques fins, très allongés, effilés à leurs extrémités, déterminant des domaines plus ou moins rectangulaires dont la dimension moyenne va de un à plus de deux millimètres et à l'intérieur desquels ils sont rigoureusement parallèles: ces ensembles d'aiguilles d'amphiboles, quoique manifestement issus de la transformation des cristaux de pyroxène, ne respectent pas très fidèlement les contours de ces derniers: ils les dépassent fréquemment, sortant ainsi des zones à « fond chloritique » et étant alors enclavés dans les domaines où l'albite et les grains de nature épidotique prédominent (fig. 22). Ces genres de « faisceaux » à éléments parallèles, qui constituent le trait le plus spectaculaire de nos plaques minces, en arrivent à se chevaucher et évoquent alors une espèce de treillis; un examen plus attentif nous montrera (plaque mince 27 V) que les pyroxènes ont subi quelquefois des efforts mécaniques, sans qu'il soit possible de préciser si ce fut avant, pendant, ou après leur altération en amphibole et chlorite; l'échantillon 28 V, recueilli justement à la proximité d'un contact avec des calcschistes et des schistes noirs, semble témoigner d'une façon outrancière des efforts et des mouvements qu'auraient subis les cristaux de pyroxènes: les faisceaux d'aiguilles amphiboliques parallèles se chevauchent en étant disposés selon une figure circulaire, que nous ne pourrions mieux décrire qu'en la comparant à un « fond de panier »: ce schéma évoque un mouvement de rotation des grains en voie de transformation (fig. 23);

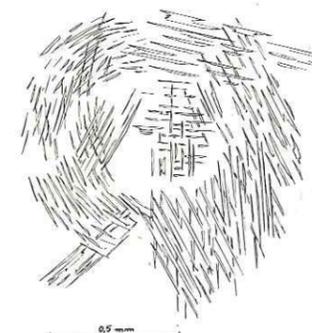


FIG. 23 (pl. m. 28 V). — Dans un « fond » albite-chloritique assez limpide, dénué de reliques de pyroxène, des plages constituées de prismes et fibres amphiboliques (actinote) esquissent une sorte de treillis à structure circulaire. Les fibres amphiboliques s'entrecroisent très étroitement.

beaucoup plus rarement, les fibres amphiboliques esquissent une figure en S. Il faut noter que tantôt (le plus souvent) les aiguilles se croisent et se chevauchent sans manifester de bris ou de flexure mécanique, ayant cristallisé en relation réciproque étroite, à l'instar des fibres d'une paille tressée, tantôt elles manifestent au contraire

une déformation à l'état solide, exhibant alors une extinction onduleuse; nous pourrions déduire de ces remarques que les grains de pyroxène en voie de métamorphisme baignaient dans un milieu possédant certaines propriétés de viscosité, autorisant ces différents stades de déformation mécanique qui ont diminué d'intensité peu après la fixation définitive de la phase amphibolique.

Il est possible d'imaginer pour les roches présentant ces phénomènes, une nature initiale porphyrique, des phénocristaux appelés à être partiellement modifiés baignant dans une matrice vitreuse ou microlitique; cette matrice autoriserait, au cours des toutes premières périodes du métamorphisme, quelques modifications mécaniques à l'échelle microscopique. Or, le milieu enrobant les fantômes pyroxéniques ainsi altérés et déformés est constitué de plages d'albite et d'importants amas de grains épidotiques. L'albite, en petites plages aux relations panidiomorphes, contient en enclaves des aiguilles d'amphibole, plus ou moins chloritisées, particulièrement ténues. Dans d'autres cas, ces derniers groupements de minéraux en majorité leucocrates esquissent assez fréquemment des contours plus ou moins rectangulaires, souvent inclus pœcilitiquement dans les pyroxènes pseudomorphosés (fig. 22) ou même dans les cristaux squelettiques d'ilménite (plaque mince 29 V), contours qu'il est permis d'attribuer à ceux d'anciens plagioclases: les plaques restituant le mieux ces dernières silhouettes sont précisément les plus pauvres en phénomènes de déformation ou de mouvement mécanique affectant les reliques de pyroxènes.

Notons enfin la présence occasionnelle de gros cristaux brisés d'apatite, auxquels il arrive d'être partiellement inclus dans les reliques d'ilménites; nous en déduisons leur nature primaire dans la diabase (fig. 24).

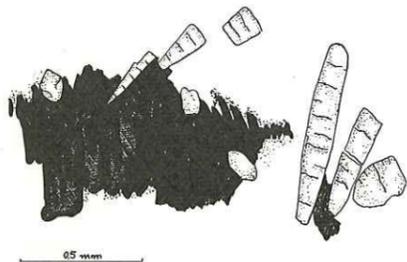


FIG. 24 (pl. m. 26 V). — Dans les spécimens de roches vertes indifférenciées et massives, on rencontre fréquemment des prismes brisés d'apatite et des cristaux altérés et brisés d'ilménite. Ici, ces deux minéraux sont intimement associés, l'ilménite étant entièrement leucoxénisée, le tout étant pris dans un fond albito-chloritique très chargé d'épidote.

Signalons pour terminer la description de cette variété, que les amphiboles y sont tantôt vert très pâle, (28 V, 26 V, 27 V), tantôt vert-bleu à violet (24 V) et aussi que, à une densité plus grande d'aiguilles d'amphibole correspondent souvent les plages les plus largement chloritisées.

c) Roches vertes à stilpnomélane

Nous préférons définir ce troisième terme extrême par la simple présence d'un minéral nouveau, plutôt que par quelque propriété structurale. Nous verrons pourtant que, sur ce dernier point aussi, nous sommes probablement face à une roche initiale différente des précédentes.

Les échantillons de ce type sont massifs, de couleur vert-bleu foncé; ils ne possèdent pas de structure bien caractéristique visible à l'œil nu, si ce n'est une tendance à présenter une légère orientation et un certain aspect noueux; ces « nœuds » étant d'une taille voisine du demi-centimètre. Le stilpnomélane, groupé en petits amas, se distingue grâce à sa couleur rouille, foncée, et à son éclat plutôt métallique. Il est permis de distinguer les faisceaux massifs d'aiguilles amphiboliques vertes, alternant avec le stilpnomélane, ou se détachant sur un fond blanc, porcelané, très discret.

Décrivons deux variantes de ce type: l'échantillon représentatif de la première a été recueilli sur le versant sud de l'Aiguille-de-Prainan, au-dessus du hameau de Plan-André; celui de la seconde, à une soixantaine de mètres sous le sommet du Mont-Miravidi, vers le S.W. de celui-ci.

Examen microscopique

La première variante (plaques 30 V et 31 V), nous montre immédiatement, sous le microscope, de très grands cristaux d'ilménite à contours typiquement corrodés et leucoxénisés. Ensuite, à la différence de la catégorie à reliques pyroxéniques décrite plus haut, ce sont des contours vaguement rectangulaires, plutôt trapus, d'une taille de l'ordre de 2 mm et rappelant la forme de phénocristaux de plagioclases, qui attirent les premiers l'attention. Ces plages sont occupées par de très petits granules appartenant au groupe de l'épidote, à biréfringence remarquablement basse, qui s'amassent dans un « fond » albitique limpide; ce fond albitique est parfois plus libre de ces inclusions vers la périphérie de la forme pseudomorphosée, ce qui pourrait suggérer une zonation du plagioclase initial. Au minéral épidotique se joignent souvent quelques paillettes micacées blanches. En lumière polarisée, on peut noter que l'albite constituant ce « fond » subdivisée souvent en petites facules différemment orientées, d'une taille de 0,1 mm, imbriquées les unes dans les autres, laisse deviner d'une façon imprécise un système de macles simple (Karlsbad) du plagioclase primaire.

Ces contours assez significatifs se détachent sur une purée de nature complexe, caractérisée par des faisceaux et des gerbes allongées de fibres amphiboliques de couleur vert-jaune clair, parfois bleutées, ainsi que par l'accumulation de houppes de stilpnomélane brun ou, très rarement, verdâtre. L'albite, dans la mesure où l'extrême densité de l'écheveau de minéraux fibreux et phylliteux le lui permet, constitue ici aussi une sorte de « fond ». Il nous fait souligner la rareté de la chlorite dans ces zones à majorité de minéraux colorés; de plus nous n'avons découvert aucun indice de reliques ou de pseudomorphose, même très vague, de formes pyroxéniques;

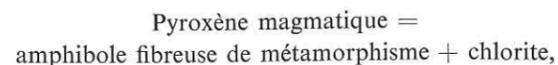
en revanche, il nous a semblé pouvoir identifier parmi les faisceaux plus ou moins désordonnés de fibres amphiboliques, des reliques de cristaux assez importants d'amphibole très légèrement pléochroïque, qui parfois restitue une macle simple et parfois se trouve en relation de type « graphique » avec des grains dendritiques d'ilménite: il s'agit donc peut-être de reliques amphiboliques primaires.

Le plus souvent, cependant, ces amas fibreux et les groupes de houppes de stilpnomélane ne restituent aucun habitus net; de plus, ils débordent même dans les zones de minéraux leucocrates.

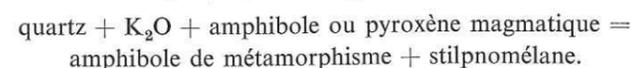
Il est un autre fait très intéressant dans cette variante de roche à stilpnomélane: il s'agit de la relative abondance du quartz, soit en petites facules associées au fond d'albite, soit surtout et beaucoup plus nettement, en grandes plages limpides, à peu près dépourvues d'inclusions, sauf sur leurs bords, où justement on remarque une *prédominance du stilpnomélane*.

Pour compléter cette paragenèse, signalons quelques prismes brisés d'apatite et quelques rares plages de calcite. Notons enfin que les gros grains d'ilménite témoignent parfois d'un certain écrasement qui a brisé et un peu dispersé leurs multiples ramifications.

Alors que dans le terme extrême à reliques pyroxéniques, nous pourrions proposer le schéma assez classique de dégradation du pyroxène:



ici, dans le terme extrême présent, nous suggérons la relation suivante:



Signalons le rôle joué par le quartz dans l'obtention de stilpnomélane à la place de chlorite. En outre, la structure assez floue de cette roche, jointe au caractère dispersé des aiguilles amphiboliques et des lamelles de stilpnomélane, nous invite à imaginer une mobilité des éléments chimiques supérieure à celle qui devait régner dans les roches pyroxéniques étudiées plus haut: nous voyons là peut-être une indication indirecte d'une nature hydratée des minéraux initiaux (amphiboles), ou d'une présence de phase vitreuse initiale abondante, les radicaux OH et H₂O jouant, immédiatement, dès la sollicitation du métamorphisme naissant, un rôle de mobilisateur et de véhicule sur des distances assez grandes des différents éléments chimiques, favorisant la formation des belles houppes de stilpnomélane et favorisant aussi la déformation des habitus et des structures des minéraux mafiques primaires (P. Bearth, 1966).

La deuxième variante de roche à stilpnomélane considérée diffère de la précédente par les points suivants (plaque 32 V):

1. Il n'y a pas de minéraux pseudomorphosés identifiables;
2. Les amas de minéraux colorés et blancs sont de moins grande surface;
3. Les phénoblastes de minéraux blancs (albite et groupe de l'épidote) sont eux-mêmes de plus grande dimension, les grains épidotiques étant assez peu abondants;
4. L'ilménite leucoxisée est présente en grains plus petits, soit qu'ils aient été brisés et leurs fragments un peu dispersés, soit que les cristaux aient été initialement plus réduits;
5. Il n'y a plus de quartz, ni de mica, ni de calcite.
6. Le stilpnomélane est légèrement moins abondant tandis que la chlorite l'est davantage.

Nous voyons pourtant dans cette catégorie une roche assez proche de la catégorie précédente, mais qui pourrait avoir possédé initialement des grains plus réduits et ensuite avoir été plus écrasée. Le rapport d'exclusion réciproque constaté entre stilpnomélane et chlorite a peut-être été conditionné par la disponibilité de K₂O et de silice (quartz) dans le milieu initial, comme le suggère la relation:



(cf. Deer, Howie, Zussmann, 1963, vol. 3, p. 111).

d) Roches vertes à amphibole « lie-de-vin »

Cette roche diffère peu des deux variétés précédentes, mais est dénuée de stilpnomélane. La structure « fantôme » y est très peu visible; tout au plus peut-on supposer une structure vaguement ophitique, révélée par des sections rectangulaires rappelant l'habitus de plagioclase, longues d'environ 1 mm et prises dans des plages qui semblent avoir été essentiellement mafiques. En effet, les amas assez abondants de chlorite garnie de petites inclusions de sphène et accompagnée de gerbes de petites aiguilles d'amphibole vert pâle recèlent souvent vers leur centre des taches pléochroïques brun-rouge à vert-bleu, à contours localement anguleux, et à beau clivage amphibolique (plaque 33 V). Notons l'absence totale de reliques ou de pseudomorphoses de pyroxène, ainsi que de stilpnomélane et de quartz. Il est possible que les parties d'amphibole brunâtre soient des reliques d'un minéral primaire. Cependant, à la Pointe-du-Clapey, quelques plages d'une amphibole semblable semblent bien secondaires, pour leur part.

Nous serions portés à voir ici une variété métamorphique de diorite à amphibole, de granulométrie moyenne à fine, en admettant que les taches vivement colorées soient des reliques du minéral mafique initial, fortement déformé dans un milieu hydraté et remobilisé activement par le métamorphisme.

e) *Roches vertes rubanées, analogues à certaines variétés décrites à la Pointe-du-Clapey*

Le faciès que nous introduisons dans ce paragraphe affleure dans des conditions assez différentes de celles des variétés précédentes; tout d'abord, il se cantonne aux confins est et sud-est de l'ensemble du Versoyen, ligne le long de laquelle un faciès conglomératique calcaire spécial (la série du Colet-des-Rousses¹) est interstratifié, sous forme de grandes lentilles, avec les ophiolites. Ces dernières apparaissent ici en masse très épaisses, en général dénuées de morphologie effusive, mais par contre pourvues d'un rubanage très marqué, parallèle aux directions principales des masses ophiolitiques tabulaires et des quelques lambeaux conglomératiques enclavés. Ce rubanage fait alterner, à l'échelle du millimètre comme à celle de plusieurs mètres, des niveaux leucocrates fins avec des niveaux de roches vertes de structures plus grossières, présentant elles-mêmes la variété de structure et de paragenèse que nous avons décrite pour les quatre types de roches précédents. La structure largement rubanée est donc le critère spécifique des roches vertes aux confins sud-est du massif; or, il est une montagne qui possède, poussés à un degré exceptionnel d'intensité et de complication, les caractères dont nous parlons: il s'agit de la Pointe-du-Clapey, que nous étudierons en détail, et à laquelle il faut se référer pour connaître les intéressants phénomènes auxquels cette variété donne lieu. (Voir aussi 2^{me} partie, chap. II).

De cette étude structurale d'échantillons récoltés parmi les roches vertes apparemment indifférenciées dans tout le Versoyen, nous pouvons déjà retirer quelques remarques générales:

- a) Si les roches effusives à structure fine (laves en coussins ou autres), masquées par l'homogénéisation métamorphique sont *probablement* présentes (catégorie a), les roches vertes recèlent des zones à grains primaires *grossiers*, ou à structure porphyrique.
- b) Ces roches plus grossières étaient variées tant en ce qui concerne leur structure et la taille de leurs cristaux que, surtout, leur paragenèse: des diabases (ou gabbros à grains fins) à pyroxène, des roches à amphibole (?), des roches pyroxéniques ou amphiboliques plus acides, avec quartz exprimé.
- c) Même si un travail de terrain plus approfondi, et méthodique sur ce point, mettrait en évidence un certain ordre géométrique dans les catégories examinées, il est déjà permis de dire que ces catégories sont, en première approche, réparties à travers *toute* la région étudiée.
- d) Dans notre région, une critique *quantitative* de la paragenèse de métamorphisme peut, en partie, révéler la nature primaire de la roche: cette

¹ Cette dénomination, momentanément convenue entre P. Antoine et nous, désigne le conglomérat à gros blocs calcaires, laminé, affleurant fréquemment à l'E. et au S.-E. de l'ensemble ophiolitique du Versoyen, à son contact.

remarque nous est inspirée par la constatation très générale que chaque variation de paragenèse nous a semblé correspondre une variation de structure primaire; mais la structure secondaire tend rapidement à s'uniformiser. Nous faisons cette remarque pour déclarer, en d'autres termes, qu'il nous semble en première approche être en présence d'un métamorphisme isochimique pour l'essentiel de ces roches vertes, les migrations d'éléments ne dépassant pas l'ordre du millimètre ou du centimètre. En outre, il nous apparaît que les phases ultimes du métamorphisme semblent avoir eu, en tous cas, un rôle d'uniformisation paragenétique, exception faite pour le rôle complémentaire joué entre stilpnomélane et chlorite.

- e) La carte géologique nous indique une variation très générale, du N.-W. vers le S.-E.; dans ce sens, la qualité et la quantité des affleurements où l'on observe une morphologie bien conservée de laves en coussins diminuent nettement. En revanche, les faciès massifs rubanés deviennent de plus en plus prépondérants.

Cette variation, lourde de signification à notre avis, s'accompagne d'autres phénomènes, et la présence de deux faciès sédimentaires différents, l'un au N.-W. et l'autre au S.-E., aux deux extrémités de cette ligne de variation, est également une observation importante à noter et sur laquelle nous reviendrons.

- d) Les minéraux de métamorphisme appartiennent tous au faciès « schistes verts » tel qu'il a été établi par Fyfe, Turner et Verhoogen (1958). Seuls l'apatite, partiellement l'ilménite, et quelques pyroxènes ont été préservés, de même que quelques vagues structures de gabbro fin et peut-être de roches porphyriques.

Nous discuterons ces observations après avoir examiné les « schistes noirs » et le « liséré blanc » associés aux masses de roches vertes.

ANALYSE CHIMIQUE

(Laboratoire d'analyses chimiques de l'Institut de Minéralogie, Genève).
Echantillon 20 V décrit ci-dessus (variété a):

Analyse 4: Roche verte massive, recueillie dans le valon de Beaupré, au point 86, 480; 949, 820; alt. 2480 m; feuille Bourg-Saint-Maurice n° 4, 1/20 000.

SiO ₂	48,43		
Al ₂ O ₃	15,05		
TiO ₂	2,74		
FeO	9,64	Paramètres de Niggli	
Fe ₂ O ₃	3,10	si	121,5
CaO	7,87	al	22,1
MgO	5,03	fm	45,3
Na ₂ O	4,68	c	21
K ₂ O	0,10	alk	11,4
MnO	0,28	ti	5,1
P ₂ O ₅	0,45	mg	0,42
H ₂ O ⁺	2,69		
H ₂ O ⁻	(0,62)		
C ₂ O	0,23		
Total	100,29		

Analyse 4' : Analyse, donnée par W. Kilian et P. Termier (1895), d'une roche verte massive, de variété identique à la précédente, recueillie à l'affleurement se trouvant au bord de la route qui mène de Bourg-Saint-Maurice à Bonneval, le long du Versoyen. (Analyse Laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.)

Silice	48,77	Potasse	0,05
Alumine	17,61	Soude	4,20
Sesquioxyde de fer	11,70	Perte par calcination	2,70
Chaux	6,47		
Magnésie	7,99	Total	99,49

Analyse 4'' : Analyse d'une prasinite massive provenant d'un affleurement dominant le glacier « di Lavage », Petit-Saint-Bernard, donnée par S. Franchi (1902).

SiO ₂	55,68	Na ₂ O	7,06
TiO ₂	—	K ₂ O	0,27
Al ₂ O ₃	18,45	P ₂ O ₅	0,29
Fe ₂ O ₃	9,15	« Perdita al fuoco »	2,16
FeO			
MgO	2,79	Total	100,24
CaO	4,39	Densité: 2,74	

Notons la nette tendance spilitique de cette dernière roche.

2. LES SCHISTES NOIRS

Dans le chapitre précédent nous avons consacré un paragraphe aux schistes noirs enrobant les éléments de brèche; en effet, ceux-ci sont fidèlement associés à des laves en coussins évidentes ou probables. Ici, notre propos étant de traiter la « trilogie » des faciès les plus ordinaires dans le Versoyen, nous décrivons des schistes noirs dénués d'enclaves: ils constituent la variété normalement associée aux niveaux de roche verte massive d'origine anonyme.

Ce type de schistes est assez semblable à celui que nous avons examiné précédemment; d'ailleurs, à peu de distance sous le sommet du Mont-Miravidi, on passe insensiblement de la variété à brèche à la variété uniforme que nous considérons maintenant.

Du point de vue macroscopique, on peut dire que la roche est finement schisteuse, de couleur gris très foncé ou noire, avec un reflet bleuté, de patine plutôt mate et parfois grisâtre évoquant un peu la cendre. Ce schiste ne se délite en feuillets ou en plaquettes que très occasionnellement: le plus souvent il reste cohérent. Les plans de schistosité sont soit parfaitement unis, soit finement grumeleux; la roche, malgré un aspect graphiteux certain, ne tache que faiblement les doigts. La phase micacée se décèle parfois à une patine un peu plus luisante, mais les autres minéraux ne se devinent que difficilement, sur quelques sections polies, sous forme de mouches ténues, verdâtre clair, non identifiables. Quelques spécimens laissent apparaître un fin litage.

L'examen microscopique s'avère extrêmement intéressant, à l'instar de celui des schistes noirs à éléments bréchiens. Nous renvoyons tout d'abord le lecteur au chapitre précédent, car les caractères structuraux et paragenétiques qui y furent décrits restent valables pour les variétés de schistes considérées ici. Cependant, l'examen des échantillons étudiés à présent apporte quelques faits d'observation nouveaux.

Nous avons pu répartir nos roches en deux variétés nous permettant de fixer deux « termes descriptifs extrêmes » entre lesquels tous les intermédiaires structuraux sont possibles.

- a) Schistes noirs à minéraux pseudomorphosés;
- b) Schistes noirs albito-chloritiques micacés, sans minéraux pseudomorphosés.

a) Schistes noirs à minéraux pseudomorphosés

La structure fondamentale est celle d'un séricito-schiste chloriteux fin, obscurci par des poussières opaques très ténues, disposées en lits rapprochés; les lits de mica et de poussières opaques sont finement plissotés; plus rarement, ils sont très violemment contournés (éch. 35 V). Les petits cristaux dispersés de sphène, le quartz et la calcite en amas millimétriques ou en mouches discrètes, sont omniprésents,

mais en quantité variable et groupés parfois en un vague litage. Ce litage pourrait parfois témoigner de la présence de très fine microbrèche, ou bien de dépôts sédimentaires de nature chimique variée et rythmée, ou encore ailleurs, il pourrait s'agir de niveaux écrasés où des cristaux antérieurement pseudomorphosés sont localement défigurés (éch. 36 V). La tourmaline et l'apatite semblent quelquefois présentes sous forme de prismes très fins.

Dans les échantillons groupés sous cette rubrique, nous n'avons jamais bénéficié des morphologies spécifiques ni surtout des belles répartitions géométriques d'inclusions qui nous avaient précédemment permis d'identifier avec une certitude satisfaisante l'habitus classique d'amphiboles en gerbes et, moins sûrement, du chloritoïde



FIG. 25. Lum. nat. — Pseudomorphoses diverses, par la chlorite et un minéral d'aspect micacé, dans schistes noirs à fine structure ondulée et œillée.

ou de l'andalousite. Considérons par exemple l'échantillon 37 V: nous y distinguons, pseudomorphosés, des phénoblastes dont la taille est légèrement inférieure au millimètre et dont la forme est rectangulaire, allongée ou trapue, ou encore, mais moins souvent, à habitus vaguement hexagonal. L'allongement des phénoblastes est souvent oblique par rapport à l'orientation générale des schistes et leur croissance ou bien leur mise en place semble s'être faite avec écartement des lits opaques les plus denses, qui épousent ainsi une allure vaguement œillée (fig. 25 et 27). La pseudomorphose est réalisée elle-même par une chlorite vert-jaune très pâle, dispersive, accompagnée de quelques lamelles micacées à biréfringence relativement basse: cette paragenèse de remplacement est mieux visible dans une étroite marge extérieure, la partie centrale et principale des phénoblastes étant obscurcie par des inclusions noires et un pigment jaunâtre. Fréquemment, la chlorite et le mica semblent garnir des « poches d'étirement » (J. Jung, 1958, p. 148) ou sortes de « pressure shadows » sur les deux petits côtés des rectangles (fig. 26). En outre, il nous faut noter les amas de cristaux de quartz qui voisinent avec nos pseudomorphoses et qui sont disposés comme dans le « sillage » d'un violent mouvement circulaire du phénoblaste; cette structure n'est

pas éloignée des croquis inspirés à P. Niggli par les roches à chloritoïde de la région du Gothard (P. Niggli, 1912, pp. 26 sq.). Notons qu'en quelques points seulement il est permis de remarquer encore une très vague disposition des inclusions en forme de sablier.

Nous pourrions donc être ici, peut-être, en présence de pseudomorphoses de chloritoïde à habitus un peu plus trapu et de taille un peu plus grande que dans le cas examiné au chapitre précédent; cependant, la possibilité de pseudomorphoses d'andalousite reste très réelle (cf. S. O. Agrell, 1939).

Des observations de détail portant sur les « poches d'étirement » des zones d'accroissement chloriteuses limpides et les dispositions de grains opaques, nous conduisent à penser que la pseudomorphose du minéral initial semble s'être opérée avec une ou plusieurs modifications successives du volume des grains. Le rôle de l'eau dans cette modification peut avoir été important; d'ailleurs, la phase aqueuse figure comme terme explicite dans toutes les équations chimiques rendant compte de la

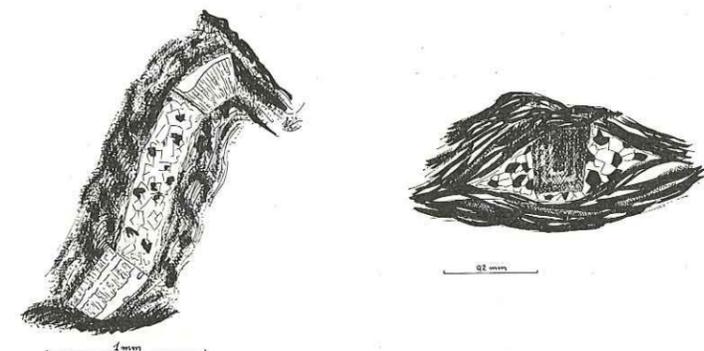


FIG. 26. Lum. nat. — « Poches d'étirement » ou type de « pressure shadow » aux extrémités d'une forme pseudomorphosée par des lamelles d'aspect micacé. Chaque poche elle-même est garnie de chlorite et de quartz.

FIG. 27. Lum. polarisée. — Amygdale microscopique constituée d'un noyau de chloritoïde (?) rétro-morphosé, entouré de granules de quartz, dans schistes noirs.

formation ou de la dégradation du chloritoïde. (cf L.B. HALFERDAHL, 1961; P. BEARTH, 1963). L'action de solutions hydrothermales, facilitée par la schistosité, peut avoir été déterminante non seulement dans la genèse, mais surtout dans l'altération du minéral initial, qu'il soit dû à un métamorphisme régional, ou de contact, ou toute autre recristallisation de la roche argileuse dans des conditions plus compliquées, moins simples à imaginer.

Considérons à titre d'exemple l'échantillon 36 V, qui fait l'objet d'une analyse chimique que nous donnons ci-dessous. Le microscope nous révèle un fond très fine-

ment chlorito-sériciteux, à légers lits ondulés de poussières noires assez diffuses. La roche s'avère très riche en quartz, ce minéral apparaissant sous forme de fins granules. Les plages pseudomorphosées, dépassant la taille du millimètre, y sont remarquables: de formes très trapues, aux contours compliqués, quelquefois de plus petites dimensions et alors plutôt allongées, elles sont constituées par un minéral en grandes surfaces limpides d'aspect micacé, à biréfringence basse, ne montrant jamais d'habitus en lamelles. (Variété de minéral des argiles ?) Ici aussi, autour de ce domaine central et principal, nous remarquons toujours une étroite marge entièrement périphérique: cette marge est faite de chlorite incolore et quasi isotrope. De fins granules non identifiés, répondant assez bien aux caractères généraux du chloritoïde, parsèment ces plages pseudomorphosées, étant soit des reliques du minéral antérieur principal, soit des reliques de ses enclaves.

L'aspect de ces pseudomorphoses est spécial, surtout en lumière polarisée; résumons-le:

- a) Habitus massif particulier en comparaison de l'habitus classique des cristaux de chloritoïde (cette observation nous orienterait peut-être vers un minéral de métamorphisme de contact, tel l'andalousite.)
- b) Pseudomorphose par une phase différente de la chlorite qui, dans nos roches, remplace toujours les phénoblastes les mieux visibles. (chlorite accompagnée toujours, il est vrai, de petites plages d'aspect micacé).

Sans mener plus loin cette digression, nous ne pouvons pas, devant des formes aussi incertaines, rejeter à priori la présence possible outre l'andalousite et le chloritoïde de staurotide par exemple; staurotide et chloritoïde pouvant coexister (cf. D.-H. WILLIAMSON, 1953), le premier minéral étant précisément décrit par cet auteur comme s'altérant en «... agrégats micacés de biréfringence très basse...» L.-B. HALFERDAHL (1961) nous résume également les différents gîtes où chloritoïde et staurotide voisinent, mais cela, il est vrai, dans des contextes paragenétiques de métamorphisme plus élevé que chez nous (avec biotite).

Nous sommes frappés, enfin, par le fait que la structure et la paragenèse du « fond » schisteux de la roche nous paraissent classiques à un niveau de métamorphisme faible et dénués de modifications multiples: celles-ci se sont exercées sur les grands phénoblastes qui semblent ainsi seuls à avoir été le siège de modifications chimiques ultérieures au métamorphisme sensu stricto, ou à ce qu'on pourrait considérer peut-être comme une première phase du métamorphisme; cette première phase ne pourrait-elle pas être, dès lors, un type de métamorphisme de contact? Nous nous rapprochions dès lors des attributions faites par S.O. Agrell, en Cornouailles, de certaines formes microscopiques altérées à des fantômes de minéraux de « contact ».

Rappelons que tous les caractères structuraux des schistes noirs enrobant les éléments bréchiques que nous avons décrits plus haut sont valables pour les schistes noirs compacts, en de nombreux points.

b. *Schistes noirs albito-chloritiques, micacés, sans minéraux pseudomorphosés*

La présence plus ou moins marquée des éléments micacés ne suffit pas à conserver à cette roche une structure microscopique de micaschiste. Cette structure fine dément en effet l'aspect macroscopique des échantillons qui sont identiques, à l'œil nu, à ceux de la catégorie précédente, tout au plus légèrement moins sombres et moins fissiles. Le microscope, en effet, nous offre ici encore un exemple de l'opposition structurale entre les phénoblastes d'albite (d'une taille proche de 0,1 mm) et la chlorite, les premiers se détachant sur un fond principalement chloriteux, vert clair ou bien, s'ils sont majoritaires, enrobant des amas informes de cette chlorite. Les micas, abondants en lits plissotés, les grains ou les poussières opaques, les fins granules du groupe de l'épidote, le quartz et la calcite ne rompent qu'accessoirement cette dualité propre aux ovardites.

Notons la tendance qu'ont les petits phénoblastes d'albite de concentrer les poussières opaques en leur centre, conservant un liséré marginal limpide; les traînées d'inclusions opaques y sont quelquefois infléchies en forme de S, suggérant une cristallisation avec mouvement sygmoïde.

Les indices de pseudomorphoses de minéraux antérieurs ne sont pas absents, mais sont très peu décisifs. Tout au plus pouvons-nous supposer possible un passage insensible à partir des types à belles pseudomorphoses, fortement micacées et quartzifères, réalisé à la faveur de quelque régénération chimique ou métagénèse locale entraînant l'albitisation et la chloritisation presque totale.

L'origine sédimentaire des schistes noirs de la première catégorie sera confirmée par l'analyse chimique présentée ci-dessous. En revanche, la deuxième catégorie pourrait avoir été partiellement constituée de débris volcaniques basiques; il est possible dans ce cas que nous ayons recueilli sur le terrain des spécimens de schistes à fine brèche ophiolitique, cette dernière ne nous étant pas apparue à l'œil nu, les fragments étant peut-être très laminés et dispersés; il est possible que nous soyons aussi en présence de lits de tufs volcaniques, mais nous verrons aussi que la deuxième variété étudiée ici peut appartenir à l'étroite zone située entre les schistes noirs et le liséré blanc qui semble impliquer une action métagénétique spéciale.

Il nous semble que le fait surprenant à propos de ces schistes est leur interstratification régulière, sur de longues distances, avec des niveaux ophiolitiques de puissance assez variable, mais rigoureusement parallèles sur de longues distances. En ce qui concerne le métamorphisme, la présence de minéraux douteux (chloritoïde, andalousite ?) et d'amphiboles rétroformés en chlorite, nous paraît être l'observation importante.

Signalons finalement que nous avons eu l'occasion d'observer du chloritoïde *intact*, en lamelles très fines (plus ténues que ne le sont les pseudomorphoses décrites dans les schistes noirs *s. stricto*); dans les faciès marno-gréseux limitrophes de la Pointe-du-Clapey.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 5 (Laboratoire d'analyses chimiques de l'Institut de Minéralogie de Genève):

Schiste noir intercalé entre des niveaux ophiolitiques; le « liséré blanc » est présent au contact entre schistes et roche verte, dans la zone d'où provient cet échantillon, recueilli dans le vallon de Beaupré, au point 86 500; 950 100; alt. 2540 m, carte Bourg-Saint-Maurice 1/20 000, feuille 4).

Si ₂ O	55,44		
Al ₂ O ₃	19,60	Paramètres de Niggli	
TiO ₂	1,15	si	200,4
FeO	6,17	al	41,7
Fe ₂ O ₃	1,18	fm	43,3
CaO	0,77	c	3,0
MgO	3,75	alk	12
Na ₂ O	0,23	ti	3,0
K ₂ O	4,95	p	0,2
MnO	0,38	k	0,9
P ₂ O ₅	0,08	mg	0,46
H ₂ O ⁺	4,98	qz	52,4
H ₂ O ⁻	0,11	ω	0,14
Insoluble (c ?)	1,30		
Total	100,09		

Discussion de l'analyse chimique

Tout d'abord, signalons que, au cours de l'analyse chimique, un résidu noir très fin s'est trouvé insoluble. Un « diagramme de poudre » n'a pu le déterminer; il pourrait s'agir de graphite mal cristallisé.

Notons la quantité de K₂O nettement supérieure à celle de Na₂O, premier indice d'une origine sédimentaire.

Référons nos résultats aux données de la publication exhaustive que L.-B. Halferdahl a consacrée au chloritoïde (1961).

Notre analyse se situe à peu près au milieu de champ de plus grande densité des 210 roches à chloritoïde considérées par l'auteur.

Si nous situons nos résultats dans les cinq histogrammes proposés par Halferdahl:

$$\begin{aligned} \frac{\% \text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} &= 55,44 \\ \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mn} + \text{MgO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mn} + \text{MgO}} &= 1,7 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{MgO}} &= 1,7 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} &= 5,5 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}} &= 2 \end{aligned}$$

Nous tombons chaque fois dans le domaine assez étroitement limité de plus grande densité des spécimens à chloritoïdes.

Il s'avère que notre analyse de schiste noir est très proche de l'analyse d'un schiste à chloritoïde provenant du site classique de la baie de Perthumie (entre Stonehaven et Aberdeen) donnée par P.H. Williamson (1953).

Il nous semble permis de conclure momentanément en établissant que nos schistes noirs sont d'origine sédimentaire et en éliminant pour eux, dans la plupart des cas, une origine volcanique. Néanmoins, nous avons vu que certains types, ou même certains niveaux étroits, étaient très riches en chlorite colorée et en albite: il est donc possible que certaines couches d'origine partiellement ou totalement effusive soient interstratifiées avec les sédiments. Il pourrait s'agir soit du résultat de l'érosion de coulées plus ou moins proches, soit bien plutôt de couches de cendres et de débris fins d'origine volcanique « directe » (tufs).

3. LE « LISÉRE BLANC »

Le contact entre roche verte massive et schiste noir est très rarement direct. Dans le cas le plus général, au Versoyen, tout au long des masses de roches vertes

d'origine mal définie et des niveaux de schistes noirs, le contact entre ces deux faciès est marqué par la présence d'une bande rocheuse de couleur blanc crème, large de quelques centimètres à quelques décimètres. Cette roche est très finement grenue, nullement orientée et son débit, typiquement anguleux, se fait assez souvent en « plaquettes ».

Le passage du « schiste noir » à cette roche claire n'est *jamais* net: il s'opère insensiblement par l'éclaircissement de la teinte et l'induration des schistes qui passent ainsi, par une zone gris clair et peu orientée, au liséré blanc proprement dit. Cette transition se fait sur une distance allant de quelques millimètres à 15 cm environ. On note parfois, dans cet espace intermédiaire, une tendance à un rubanage très fin, avec alternance de niveaux sombres et clairs (éch. 42 V).

Le contact entre le liséré leucocrate et la roche verte massive est net. A la faveur de fissures peu profondes, la substance blanche pénètre quelquefois la masse ophiolitique. Il faut cependant noter, en certains points, la modification que connaît la roche verte à proximité du liséré clair: elle s'éclaircit un peu et se garnit de mouches grises ou blanches aux contours flous, d'un diamètre proche du demi-centimètre, aboutissant à un aspect ocellé qui évoque, à tort, les varioles de « pillows ».

Nous avons déjà signalé rapidement la présence, au sein des masses de roches vertes compactes, vers l'E. du Versoyen, de filonnets, d'amas, et de niveaux rubanés, épais de plusieurs décimètres et constitués d'une roche blanche et similaire à celle qui nous arrête en ce moment. Ce cas est assez rare dans les grands niveaux allongés de type banal, que nous considérons ici. L'étude des massifs plus particuliers, à caractère éruptif complexe (Pointe-du-Clapey, Pointe-des-Glacières, Ermite, Aiguille-de-Beaupré) nous ramènera, nous l'avons dit, à l'examen de cette sorte de rubanage. Les relations géométriques entre ce dernier et le liséré blanc banal ne nous sont pas apparues clairement sur le terrain.

Décrivons ci-dessous ces trois ensembles:

- a) Le liséré blanc *sensu stricto*.
- b) La transition entre schistes noirs et liséré blanc.
- c) La roche verte à proximité du liséré blanc.

a) *Le liséré blanc sensu stricto*

Les spécimens de cette roche sont de teinte très claire, à légère nuance crème ou verdâtre, aussi bien à la patine qu'à la cassure fraîche. La roche n'est jamais orientée et son grain est extrêmement fin: l'aspect superficiel en est saccharoïde, avec association de plages légèrement translucides à « éclat gras » et de plans de clivage scintillants. Dans quelques cas très rares, certains minéraux colorés (amphibole bleue...) ou chloritisés, d'assez grande taille, garnissent cette roche quasi aphanitique.

Ce type possède un caractère exceptionnel dans le Versoyen où les roches sont presque toujours homogènes et massives: il s'agit de sa structure plus ou moins brisée et cicatrisée, un peu différenciée, sillonnée de réseaux denses de filonnets garnis de plages leucocrates plus vastes où se reconnaissent quartz et minéraux à reflet porcelané. Tout ce matériel étant blanc et identiquement patiné, cette structure sans homogénéité se remarque difficilement, mais elle sera pleinement confirmée par l'examen des plaques minces.

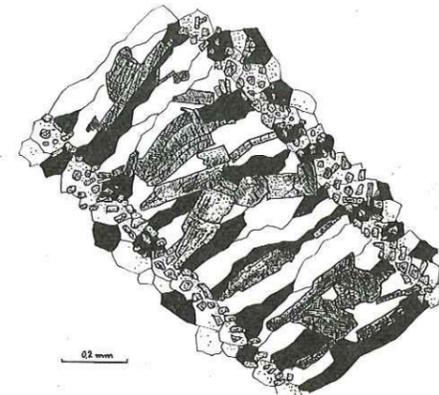


FIG. 28. Lum. polarisée. — Le « liséré blanc » est sillonné de filonnets garnis de quartz limpide et de cristaux de zoïsite, tous deux dans un habitus allongé perpendiculaire aux bords.

Examen microscopique

Le microscope ne révèle aucune orientation, actuelle ou relique, ni d'ailleurs aucune structure bien particulière. Le minéral caractéristique de ce type de roche appartient au groupe de l'épidote, est incolore à jaunâtre très pâle, à biréfringence très basse et à anomalie optique très prononcée. Ses grains sont de taille variable, mais souvent voisine de 0,1 mm, et possédant en général un habitus prismatique trapu; ils ont parfois tendance à se disposer en rosettes grossières et se groupent en sortes d'archipels. Accompagnant ce premier minéral, omniprésent et même majoritaire, nous notons le quartz, l'albite très limpide, et la calcite, ces minéraux figurant en proportion variable d'un point à l'autre du même échantillon. Cette variation des propriétés structurales et paragénetiques rend utile de détailler quelques échantillons:

L'échantillon 43 V a fait l'objet d'analyses chimiques données ci-dessous. Il possède les caractères macroscopiques et microscopiques moyens du type de roche

examiné, mais est garni de quelques vagues dendrites noires, ressemblant aux figures classiques de l'oxyde de manganèse. Les « archipels » rassemblant des grains du groupe de l'épidote constituent les deux tiers du volume de la roche (estimation rapide au microscope) et se détachent sur un fond très limpide constitué d'une mosaïque de plages d'albite. Cette albite est quelquefois garnie de facules de quartz en forme de petites larmes; en outre, de très fines paillettes micacées sont enclavées dans le plagioclase. Le sphène, en très petits amas, obscurcit très légèrement la plaque mince en quelques zones irrégulières, paraissant plutôt en affinité avec le minéral épidotique. Mentionnons quelques houppes très rares de chlorite, occupant de petits interstices entre les plages d'albite.

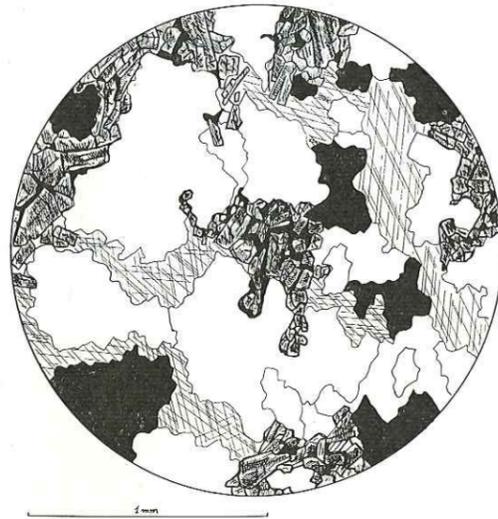


FIG. 29. Lum. polarisée. — Type de « liséré blanc ». Plages indentées de quartz limpide, zoïsite abondante, calcite; quelques grains de sphène sont présents.

La roche est sillonnée de filonnets garnis essentiellement de cristaux d'albite et de grains de zoïsite, de taille plus grande que dans la masse, et présentant tous un habitus en colonne, allongés transversalement à la direction du filon (fig. 28).

L'échantillon 44 V présente des grains un peu plus gros, un « fond » essentiellement quartzueux, à extinction un peu onduleuse, des interstices étant occupés par de l'albite ou, surtout, de la calcite, cette dernière s'insinuant entre les plages leucocrates en marges très minces mais assez continue (fig. 29); on note quelques très rares grains amphiboliques, xénomorphes, de même que la taille et la quantité élevée des cristaux de sphène.

De grands cristaux épidotiques, exceptionnellement dispersifs, semblent corrodés par la calcite, l'albite et surtout le quartz, mais il est plausible que quartz et zoïsite aient cristallisé étroitement liés, pour donner cette espèce de structure « graphique » (fig. 30). Le quartz est garni d'aiguilles extrêmement ténues dans lesquelles nous pensons pouvoir reconnaître l'habitus de la tourmaline.

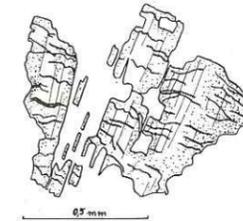


FIG. 30. Lum. nat. — Contour de grains de zoïsite dans un fond de quartz.

Le spécimen 45 V est très proche du précédent: ici cependant, répartis en taches irrégulières, pullulent de petits phénoblastes de grenats. La calcite en lisérés fins les environne le plus souvent, un peu comme si elle les corrodait, de même qu'elle semble corroder ou cicatrifier les grains épidotiques ainsi que quelques fragments de prismes amphiboliques. On observe quelques fibres à biréfringence basse, fibres qui localement se développent en grande abondance, constituant la matrice des grains épidotiques et la garniture de filonnets.

Nous notons toujours la très grande pauvreté en chlorite de ces échantillons.

b) La transition entre schistes noirs et liséré blanc

Nous l'avons dit, cette transition est progressive et se fait par la disparition de la schistosité et l'éclaircissement du schiste; quelques centimètres suffisent à ce passage qui se fait parfois avec des sortes de petites récurrences sombres, en un rubanage discret.

Examen microscopique

Le microscope nous révèle une roche essentiellement chlorito-albitique à grains épidotiques: la chlorite reste évidemment xénomorphe par rapport aux plages albitiques nettement majoritaires. Le groupe de l'épidote est plus ou moins bien représenté par des granules très ténus, ou de petits cristaux à contours apparemment corrodés (mais peut-être en relation « graphique » avec l'albite). Le sphène est

omniprésent en très petits amas répartis sans loi particulière. Assez souvent, des inclusions noires très diffuses obscurcissent légèrement les plages albitiques, qui possèdent par ailleurs des enclaves de quartz en forme de petites larmes étirées. La tourmaline, en prismes ténus, très allongés et légèrement brisés, abonde dans certains cas (éch. 46 V). La vague répétition en traînées parallèles et ondulées des poussières noires et des granules de sphène, de même que l'allongement sensible des plages minérales essentielles sont les premiers indices nous rappelant peut-être une orientation et une structure plus anciennes (celle d'un schiste).

Soulignons l'absence de la calcite, la très grande rareté du mica ou de la séricite et l'absence de pseudomorphoses. Notons enfin la fréquence relativement grande de fissures et de filonnets microscopiques, garnis de quartz, d'albite et de rares mouches chloritiques.

Il nous semble que la variété albitochloritique à mica sans pseudomorphose, que nous avons décrite dans le paragraphe consacré aux « schistes noirs », pourrait constituer le type de passage à partir du schiste noir *s. stricto* jusqu'à la roche grise à grains épidotiques, qui nous retient ici (éch. 40 V, 47 V, 47 V).

c) La roche verte à proximité du liséré blanc

Bien que le contact entre roche leucocrate et ophiolite métamorphique soit net, il faut observer que, dans certains cas, cette dernière se modifie légèrement à proximité de cette limite. C'est en général par l'apparition d'ocelles claires, d'un diamètre d'un demi-centimètre à peu près, à contours un peu flous, et assez rapprochées les unes des autres, que s'opère cette modification bien visible à l'œil nu. Ce niveau ocellé ne dépasse pas une épaisseur de 4 ou 5 décimètres. Sur un échantillon isolé, il serait possible de confondre ces formes plus ou moins isométriques avec des varioles de coussins si on ne prenait garde au fait que leurs contours sont flous et leur arrondi rarement parfait; nous serions donc tentés de désigner ces petites ocelles par le terme de « fausses varioles ». Dans d'autres cas, le passage de la roche verte massive au liséré blanc se fait par un rubanage dont les lits alternativement blancs et verts mouchetés, sont chacun épais d'un centimètre environ (éch. 49 V).

Examen microscopique

Au cours de l'examen microscopique, nous rencontrons à nouveau une paragenèse partagée entre la mosaïque de plages d'albite (à inclusions ou exsudations de quartz), qui prédominent, et les amas de houppes de chlorite colorée, xénomorphes. Le sphène, les grains épidotiques très petits, parfois des « mouches » ramifiées de calcite, quelques grenats et prismes de tourmaline, complètent cet ensemble.

Nous devons considérer deux genres de « fausses varioles », qui coexistent étroitement. Le premier, qui est le plus visible à l'œil nu, correspond à des domaines où la paragenèse (albite + chlorite + sphène) est quantitativement *identique* à la paragenèse fondamentale de la roche, mais réduite à une granulométrie plus fine,

inférieure à 0,05 mm. Ces domaines de forme ovale passent assez brusquement à leur entourage en comparaison largement cristallisé. Les « fausses varioles » du second type sont de dimensions plus petites (1 mm de long), plus blanches à l'œil nu et caractérisées par une grande densité de fins granules épidotiques. A considérer les formes, très vagues, de ces deux types de domaines finement grenus, il ne nous paraît pas impossible qu'il s'agisse là de pseudomorphoses. Certains amas épidotiques du type que nous avons décrit pourraient, par exemple, évoquer les contours de plagioclases, plus ou moins « basiques » saussuritisés (éch. 50 V). Si tel était le cas, il se poserait encore la question de savoir si le minéral ainsi pseudomorphosé était lui-même primaire, donc magmatique, ou bien de métamorphisme. Nous avons vu et nous retrouverons fréquemment dans les chapitres suivants les effets de plusieurs remaniements physico-chimiques superposés.

Considérons par exemple l'échantillon 51 V, pourvu également de ces taches mystérieuses à granulométrie interne très fine; il nous montre de remarquables figures de corrosion sur de nombreuses et grandes gerbes de prismes très allongés d'amphibole, dont survivent quelques reliques colorées en bleu-vert clair, sensiblement pléochroïques. Cette corrosion, opérée par le « fond » albitique, est accompagnée d'une pseudomorphose partielle des prismes par de la chlorite. Ces beaux faisceaux d'amphibole, aux rameaux divergents, ont tous les caractères morphologiques de gerbes de prismes amphiboliques de métamorphisme. Par ailleurs, cette plaque mince montre une concentration en filonnets de grains épidotiques.

En ce qui concerne ces « fausses varioles », il faudra toujours envisager, dans certains cas, une nature porphyrique primaire pour la roche verte, les phénocristaux étant partiellement « évanouis ». Dans d'autres cas, nous croyons y voir un produit d'exsudation et de cristallisation avortée, où albite et minéral épidotique jouent le rôle essentiel. Il est permis de se demander si le manque de *temps* n'a pas été décisif pour répondre de ces structures apparemment inhomogènes et en déséquilibre « morphologique ».

Examinons encore le très intéressant échantillon 49 V, représentatif d'un bord rubané de masse de roche verte compacte. Nous pouvons tout d'abord détailler le rubanage d'un bord à l'autre du spécimen.

1. Un niveau à fond albitochloritique, quelques phénoblastes épidotiques et des granules de sphène dispersés et enclavés dans tous les autres minéraux.
2. Un niveau (épaisseur: 0,2 à 0,3 mm) de grains de sphène, accumulé en une traînée dense et semi-opaque.
3. Un lit (0,2 mm d'épaisseur) étroitement adjacent au précédent, exclusivement chloriteux.
4. Une zone albitochloritique avec très nombreux et beaux grenats, environnés de carbonate abondant. Les grenats enclavent les granules de sphène (1 mm. d'épaisseur).

5. Une zone épaisse de plusieurs millimètres, avec albite prédominante, grenats, phénoblastes épidotiques corrodés, tourmaline assez abondante, sphène.
6. Un niveau (0,2 mm d'épaisseur) à grenats très abondants, dans un fond essentiellement albitique, calcite très rare.
7. Un lit, (0,3 mm) à très grande densité de grains épidotiques, répartis en colonnes allongées perpendiculairement à la direction du rubanage, quelques mouches de calcite et sphène.

De plus, nous découvrons ici non seulement des pseudomorphoses par la chlorite d'amphibole en petites gerbes mais encore nous pensons remarquer les stades intermédiaires de corrosion de grands phénoblastes épidotiques. Il est aussi possible, comme nous l'avons déjà suggéré, que ces phénoblastes ne se soient en réalité jamais développés complètement et que leur aspect corrodé soit dû, en partie peut-être, à une relation de croissance de type « graphique » avec le « fond » ici essentiellement albitique.

En résumé, nous dirons que le liséré blanc intercalé entre les schistes noirs et les niveaux de roche verte correspond à une extrême concentration de grains épidotiques incolores, d'albite et de quartz, ainsi qu'à la présence, en quantité moindre, de grenats, de sphène, de calcite et de tourmaline. L'absence de chlorite est à souligner. A partir des schistes noirs, cette concentration se fait insensiblement, par la disparition des phases micacées, puis celle des phases chloriteuses et opaques, accompagnant l'évanouissement de la schistosité et coïncidant avec l'accroissement de la phase épidotique. Du côté des roches vertes, le contact est plus net, quoique le développement occasionnel de rubanages et d'ocelles claires témoigne là aussi, quelquefois, d'un certain type de ségrégation chimique.

Il nous paraît à présent utile de considérer les différents épisodes de l'histoire des ophiolites du Versoyen auxquels il serait permis d'attribuer la formation du liséré blanc: ce que nous savons au sujet de ces phases de transformation, confronté avec les structures de ces roches curieuses, nous autorisera peut-être à avoir quelques présomptions sur leur genèse.

Imaginons tout d'abord une formation exactement contemporaine des phénomènes volcaniques.

On peut dans ce cas, à la suite de la plupart des auteurs ayant étudié les « cherts » qui accompagnent souvent les roches effusives sous-marines, postuler l'apparition systématique d'une substance « induite » par le volcanisme: précipitation due plus ou moins directement à l'action des gaz volcaniques dans l'eau de mer, ou sédimentation d'origine organique, elle-même influencée par les éruptions (radiolarites). Pour le dernier cas, d'ailleurs, il ne s'agirait pas d'une formation *exactement* contemporaine des éruptions. Dans ces hypothèses nous aurions quelque peine à expliquer la rareté du liséré blanc dans les affleurements de laves en coussins bien conservés et la proportion *inverse* qui existe même plutôt entre l'abondance de cette roche blanche et le degré d'évidence des coussins.

De plus, il faut ici se représenter la succession de niveaux ophiolitiques de grande surface, interstratifiés avec des schistes et séparés de ceux-ci par le liséré blanc; or ce dernier se présente *aussi bien* au « toit » qu'au « mur » des masses éruptives. Si le phénomène chimique ou biologique envisagé s'opérait dans l'eau de mer, on imagine mal une genèse identique se réalisant *sous* la coulée, entre celle-ci et son substratum, pour donner le liséré blanc inférieur. Par ailleurs, parmi d'autres observations, cette symétrie nous invitera à envisager plutôt, dans certains cas au moins, des sills *intrusifs* dans les sédiments: nous reviendrons à la question du liséré blanc considérée à la lueur de cette dernière hypothèse.

En outre la frange claire qui borde les lentilles schisteuses noires incluses au milieu des beaux « coussins » proches de la Pointe-Rousse, ne correspond pas du tout à l'idée qu'on peut se faire d'un sédiment chimique ou biologique produit dans l'eau par les éruptions: ces dernières observations évoquent plutôt un type de phénomène de contact.

Toujours dans l'hypothèse d'une formation primaire et exactement contemporaine du volcanisme, considérons précisément le « liséré blanc » comme résultant du contact entre magma et sédiments, sorte de cuisson avec ou sans apport. Il faut immédiatement souligner ici la rareté des phénomènes de contact que l'on a pu décrire aux épontes de filons diabasiques, ou d'éruptions basaltiques; si une forme de contact est quelquefois mentionnée, elle n'a jamais de caractère spectaculaire du liséré blanc au Versoyen. Que nous envisagions des filons-couches pénétrant dans des roches concolidées, ou des sills s'avancant dans des boues argileuses, nous avons d'abord la certitude d'un apport chimique très important: il suffit de comparer les analyses des schistes noirs et du liséré. Ensuite, il faut souligner que l'idée d'une simple cuisson des sédiments avec apport chimique ne répondrait pas des infiltrations de la roche blanche dans les roches éruptives elles-mêmes, telles qu'on peut les observer au S.-W. du Mont-Miravidi, à la Pointe-Rousse et peut-être à la Punta-Fornet. Enfin on expliquerait difficilement d'une part l'absence de structure relique témoignant d'une roche sédimentaire antérieure à la métasomatose et, d'autre part, la structure microscopique hétéromorphe et désordonnée du liséré; cette dernière évoque plutôt la fixation d'une substance mobile se figeant rapidement dans des interstices libres ou dans des zones de décompression.

Nous voyons que si certaines observations suggèrent un phénomène de contact, d'autres faits nous éloignent de l'image d'un contact avec apport de caractère classique.

Quittons momentanément par la pensée la période initiale de formation des roches éruptives, et transportons-nous à l'autre extrémité de la vie des roches du Versoyen, pour tenter d'imaginer la formation du liséré blanc au cours de l'une ou de l'autre phase du métamorphisme régional.

Au contact entre deux unités de compétence et de nature chimique aussi différentes que les schistes et les ophiolites, on pourrait envisager, à la faveur d'intenses actions d'ordre physique, une sorte d'exsudation issue de l'une, de l'autre, ou des deux roches limitrophes. Cette exsudation aurait ainsi assez naturellement développé une paragenèse spécifique du faciès métamorphique auquel le Versoyen semble appartenir (quartz, albite, épidote, amphiboles, calcite). Cette hypothèse répondrait bien de l'accroissement du liséré en relation avec l'induration plus poussée des ophiolites: on pourrait ainsi parler de phénomènes tectoniques, ou bien d'apports thermiques et chimiques s'étant, au cours du métamorphisme, exercés plus fortement vers l'E. du Versoyen, ayant dans cette direction transformé et induré davantage les coussins, et en même temps ayant contribué à la formation de la roche aphanitique blanche en plus grande quantité. Mais en ce cas, comment expliquer la présence occasionnelle du liséré blanc au cœur de massifs de laves aux structures particulièrement intactes? Comment expliquer que la roche blanche, qui s'insinue quelquefois au sein des ophiolites, ne pénètre jamais dans les niveaux schisteux? Notons aussi, ce qui est peut-être décisif, que les blocs éruptifs volumineux qu'on trouve comme éléments de conglomérat dans les schistes noirs ne semblent jamais entourés d'un liséré, même lorsqu'ils avoisinent des niveaux d'ophiolite garnis d'une bordure blanche (cf l'affleurement de la Pointe-Rousse). En fait, comme cela apparaîtra à l'occasion des chapitres ultérieurs, l'idée d'une genèse due au métamorphisme régional n'explique pas un très grand nombre d'observations, et elle se heurte à des objections sérieuses.

Nous répugnons donc à attribuer la formation du « liséré blanc » à un phénomène immédiatement contemporain aux intrusions de même qu'à un phénomène de métamorphisme général. Pourrait-on envisager une genèse *postérieure* à la consolidation de la majeure partie des laves et du magma intrusif, mais *antérieure* aux phases principales du métamorphisme régional?

Nous y sommes en effet conduit, par exemple par l'observation des infiltrations de la roche blanche au milieu des masses éruptives, et par son aptitude à se *mouler* sur des formes et structures effusives telles que coussins et « coussinets » (Pointe-Rousse, Punta-Fornet). Il faut supposer, dans ce cas, que les formes étaient consolidées et offraient une résistance aux apports leucocrates. Cette observation suggère par conséquent un apport chimique très important *ultérieur* à la consolidation d'au moins une partie des masses de laves: or les parties d'un sill ou d'une coulée qui se refroidissent et se figent les premières sont évidemment les bords. Enfermé dans cette carapace solide, le magma se refroidit à un rythme plus lent; cette différence de vitesse

de consolidation entre les bords et le centre est sans doute bien plus marquée lorsqu'il s'agit d'un sill intrusif dans des sédiments, que nous supposons boueux. R.A. MC BIRNEY (1963) a souligné combien des sédiments meubles constituent probablement un mauvais conducteur thermique dans les cas d'intrusions de ce genre.

Nous serions donc porté à envisager à ce stade de notre étude, pour le liséré blanc, une formation contemporaine de la période finale du refroidissement des sills intrusifs dans les sédiments argileux meubles; ce refroidissement aurait été tardif dans des zones centrales de ces sills, d'où auraient pu être expulsés, vers les épontes, des fluides qui s'y seraient immobilisés.

Cette vue des phénomènes, très générale et provisoire, serait aussi étayée par la constatation rappelée ci-dessus selon laquelle le liséré blanc ne se développe pas autour de blocs ophiolitiques isolés dans les sédiments, mais seulement lorsqu'on a une très grande masse de lave, c'est-à-dire une coulée ou un sill « complets » et continus, susceptibles d'alimenter la formation du liséré.

En outre, cette hypothèse nous rapproche des idées classiques sur la formation des adinoles. Il est certain en effet que les descriptions qui précèdent appellent, à de multiples instants, la comparaison avec ce type de roche. Résumons, par exemple, les points communs entre les adinoles de Dinas Head (Cornouailles) décrites par S.-O. AGRELL (1939) et le liséré blanc du Versoyen:

1. Localisation du phénomène au contact entre des niveaux schisteux et éruptifs basiques, la composition chimique de ces types de roche étant identique dans les deux régions comparées.
2. L'« altération » des « dolérites » décrite par S.-O. Agrell semble avoir engendré une paragenèse spécifique du faciès « greenschist », avec destruction partielle des structures primaires (Destruction très probablement moins poussées qu'au Versoyen).
3. Présence, dans les schistes de Cornouailles, d'amas de chlorite et de quartz que l'auteur anglais attribue, avec beaucoup d'hésitation et de réserves, à des altérations de minéraux de métamorphisme de contact; selon nous ces caractères sont à rapprocher des pseudomorphoses par la chlorite des minéraux secondaires, que nous avons décrites.
4. L'aspect « bréchifié » des adinoles, pourvues de réseaux de veinules, à l'instar de la structure fine du « liséré blanc ».
5. Le rôle joué par la tourmaline (S.-O. AGRELL, 1941). En fait, ce minéral, peu important dans le « liséré blanc » normal, joue un rôle prépondérant dans le rubanage leucocrate des roches vertes massives de la bordure est du Versoyen, tel qu'à la Pointe-du-Clapey; or nous serons porté à lier plus ou moins directement ce rubanage au « liséré blanc ».
6. La tendance des roches limitrophes à se garnir de taches (ocelles) et à se rubaner finement.

En fait, quelques différences semblent exister à ce sujet entre la Cornouailles et le Versoyen: elles concernent spécialement les compositions chimiques et les paragenèses des deux roches blanches; la richesse en calcium, se matérialisant dans l'abondance des minéraux épidotiques blancs n'est pas une caractéristique des adinoles décrites par Agrell, remarquables surtout par l'albitisation. Nous devons cependant ici noter que les adinoles « classiques » du Harz sont pourvues d'épidote, d'actinote, de sphène (Kayser, 1870; Milch, 1928). De plus, au terme de son étude pétrographique, S.-O. Agrell conclut que des « fluides » riches en silice semblent avoir précédé les fluides riches en sodium; or, au Versoyen, l'épisode « siliceux » de cette métasomatose semble donc avoir été très marqué. Cette silicification, très accentuée aussi dans le Harz, pourrait nous amener à étendre la discussion à un autre domaine, celui des cherts et des roches fortement siliceuses qui accompagnent si fréquemment les roches éruptives sous-marines, et leurs dérivés métamorphiques. Nous reviendrons sous peu à ce problème en examinant la question du liséré blanc avec « glaucophane » proche de la Pointe-Rousse, mais disons déjà qu'à la lecture de très nombreuses descriptions pétrographiques portant sur des roches de Californie, du Japon et des Alpes, il ne nous paraît pas impossible que certains cherts soient une manifestation identique aux adinoles et à notre liséré blanc, question déjà posée d'ailleurs en 1901 par H.-S. Washington (voir aussi Coleman et Lee, 1963).

Si donc nous entrevoyons une analogie avec le problème encore très mal compris des adinoles (cf. Harker, 1960, p. 130), nous sommes aussi très disposés à reprendre à notre compte les termes descriptifs et très suggestifs de P. Routhier (1946) à propos des « filons » minéralisés de la mine de Saint-Véran, liés également aux roches vertes; l'auteur y parle de « filon... représentant presque intégralement un « jus » siliceux et silicaté introduit... », ou encore d'une « sorte d'extrait aplitique issu du magma ophiolitique et qui en a été expulsé par des effets dynamiques ». Il faut noter ici que les pétrographes ont en général communiqué leurs intuitions sous une forme imagée qui se heurte parfois à des obstacles précis, d'ordre physico-chimique: nous pourrions par exemple nous poser la question du mode de différenciation auquel correspondrait cette exsudation magmatique tardive, et de la légitimité d'une telle hypothèse dans le cas des pressions subies par le magma, précisément au Versoyen. Nous pensons qu'une discussion à ce sujet pourra mieux se développer en conclusion finale, après avoir analysé l'ensemble des problèmes et décrit les roches de la Pointe-du-Clapey.

Nous formulons donc l'hypothèse provisoire selon laquelle le liséré blanc résulte de fluides tardifs, expulsés par le magma se figeant lentement dans l'épaisseur des masses intrusives. Nous supposons une nature et un comportement particuliers pour ces apports chimiques, explicables dans le schéma de sills ayant envahi des sédiments plus ou moins meubles et humides; il est permis d'envisager le contact entre le sill (dont les bords ont quelquefois une structure en coussins) et les sédiments argileux, comme une zone d'immobilisation et de réaction des fluides expulsés; dans les régions (vers le N.-W.) où les laves étaient sous de faibles épaisseurs de boues, en contact

avec des sédiments plus gréseux, ces fluides ont pu, soit ne pas se dégager étant donné un refroidissement plus rapide, soit s'évader et se disperser; à l'opposé, vers l'E. et le S.-E., nous trouvons ce qui semble être des masses d'ophiolites plus volumineuses et mises en place plus profondément: le liséré blanc prend dès lors plus d'importance, et est même relayé, semble-t-il, aux confins sud-est de la région, par une sorte de rubanage leucocrate. En fait, les lambeaux de schistes à liséré clair, enclavés dans les laves proches de la Pointe-Rousse, nous montrent qu'il s'est probablement effectué une réaction avec les sédiments, ceux-ci paraissant avoir sollicité la formation du liséré à leur bordure, un peu, s'il nous est permis à notre tour une comparaison imagée, à la façon d'un buvard: nous pensons que, malgré cette réaction (ou à cause d'elle), le domaine argileux constituait un milieu physique (température, perméabilité, tension de vapeur...) différent de celui des masses ophiolitiques en cours de refroidissement, cette différence provoquant l'immobilisation des exsudations tardives au niveau de la zone du contact.

Dans ce schéma, nous voulons insister sur le fait que nous n'affirmons pas que la différenciation du magma s'est faite au sein même des sills; nous pensons qu'il est utile d'envisager la possibilité d'une alimentation en substances nouvelles provenant de zones de différenciation plus lointaines ou plus profondes. Cette « alimentation » se ferait alors à la faveur des zones centrales des intrusions, encore fluides ou simplement visqueuses, jouant le rôle de « cheminées ».

Le point le plus délicat à réfuter dans l'hypothèse d'une formation due à des fluides d'origine magmatique tardive, consiste en la présence occasionnelle d'amphiboles bleues (accompagnées de pyrite) dans le liséré blanc; nous pensons en particulier aux gros amas que nous avons signalés dans l'affleurement ophiolitique proche de la Pointe-Rousse.

Le glaucophane (*s. lato*) par ailleurs abondant à la Pointe-du-Clapey, est considéré généralement comme spécifique d'un métamorphisme régional sous pression relativement haute et température relativement basse.

Soulignons d'abord que W.-C. Ernst (1961), dans une étude de la stabilité physico-chimique de ce minéral, est amené à conclure: « Neither high pressure nor differential stress is required for the stable existence of glaucophane ». Nous reviendrons à ces résultats importants.

Par ailleurs, une analyse de la bibliographie indique que considérer le glaucophane comme un minéral spécifique du métamorphisme régional, comme le font de nombreux auteurs récents, est sans doute abusif. Citons Turner et Verhoogen (1960): « Nor is the field occurrence (of the glaucophane) continuous or extensive enough to warrant the term « regional ». A ce sujet, nous ne pouvons passer sous silence la très intéressante publication de H.-S. Washington (1901), où l'on cite un glaucophane semblant « résulter d'un métamorphisme de *contact* dû à des intrusions basiques » (Ile de Santa Catalina, Angel Island (Californie) et côte de l'Orégon). Or ce même article prend pour nous une signification encore plus intéressante,

lorsque l'auteur souligne les analogies chimiques entre certains faciès glaucophaniques et des adinoles (quartz, épidote...) du Michigan. L'auteur envisage la possibilité d'un équilibre chimique particulier engendrant le glaucophane; cette dernière idée semble suggérée également par la phrase de W. G. Ernst, dans sa publication mentionnée plus haut: « however, its absence as a primary constituent of igneous rocks attests to the fact that magmas do not satisfy such chemical requirements ». Peut-être ces conditions très particulières se rencontrent-elles malgré tout, parfois, dans des épisodes plus ou moins *primaires*.

Enfin, dans son article, H. S. Washington souligne l'existence d'une variété *acide* de roches à glaucophane, en face de la variété basique. Ces cherts, ou quartzites, nous ramènent au problème, évoqué plus haut, de l'origine de certains dépôts siliceux plus ou moins liés aux éruptions sous-marines.

Harker (1960), en revanche, considère les quartzites et schistes à glaucophane comme des adinoles métamorphiques. Dans le Versoyen, en effet, il serait légitime de considérer le « glaucophane » comme un minéral de métamorphisme régional: les points où il se développe, en particulier certaines parties du liséré blanc, pourraient par exemple avoir été chimiquement susceptibles d'engendrer ultérieurement ce minéral secondaire. Tout en gardant à l'esprit cette possibilité, nous devons souligner deux observations qui nous laissent réticent devant elle: la relative similitude chimique entre des roches à « glaucophane » (au Clapey) et des roches de la région dénuées de ce minéral; ensuite la structure de la partie glaucophanique du liséré blanc des ophiolites proches de la Pointe-Rousse, structure où on échoue à déceler un support primaire: en effet, l'observateur de cette structure, tant macroscopique que microscopique, répugne à première vue à attribuer au métamorphisme régional une répartition de l'amphibole bleue en une sorte d'enduit et de remplissage de cavités entre gros blocs ophiolitiques (fig. 17).

Finalement nous ne pouvons pas éliminer d'office l'idée très audacieuse d'une genèse du glaucophane (*s. lato*) accompagnant celle du liséré blanc, ce dernier étant dans cette hypothèse attribué à une phase fluide issue tardivement du magma.

Mais en ce qui concerne l'amphibole bleue de l'affleurement de la Pointe-Rousse, nous devons avouer notre perplexité devant son intégrité à l'égard de toute chloritisation, ce qui est extrêmement rare pour les amphiboles au Versoyen. Devons-nous y voir la confirmation d'une genèse très tardive et ultérieure à tout phénomène primaire, à l'inverse de l'idée que nous aurions tendance à défendre, ou encore un effet spécial dû à la proximité des grandes masses de serpentinites? Ces dernières seraient-elles en relation avec l'apparition du « glaucophane » au Versoyen, au cours de l'un ou l'autre épisode? Ce dernier problème rejoindrait les préoccupations formulées en diverses circonstances par Ernst (1961, 1963).

Nous pensons plus utile de développer ces discussions dans un paragraphe ultérieur. Les observations acquises, et la discussion que l'on vient de présenter, s'éclaireront dans le cadre des problèmes généraux du Versoyen et de la Pointe-du-Clapey.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 6: Spécimen de liséré blanc (adinole) intercalé entre les schistes noirs et un niveau ophiolitique. Échantillon recueilli dans le vallon de Beaupré, à proximité de l'affleurement où a été récolté l'échantillon de schistes noirs analysé et mentionné précédemment (point 86 500; 950 100; alt. proche de 2540 m. Carte Bourg-Saint-Maurice 1/20 000, f^{11e} 4).

Deux analyses chimiques ont été réalisées par le laboratoire d'analyses de l'Institut de minéralogie de l'Université de Berne; nous en donnons ici la moyenne:

SiO ₂	48,5		
Al ₂ O ₃	26,04		
Fe ₂ O ₃	2,92	si	133,7
FeO			
CaO	11,44	al	42,2
MgO	1,37	fm	11,75
Na ₂ O	3,30	c	33,6
K ₂ O	2,10	alk	12,4
MnO	0,13	ti	3,4
TiO ₂	1,66	p	0,3
P ₂ O ₅	0,17	k	0,3
H ₂ O	2,01	mg	0,48
Total	99,64		

4. LES NIVEAUX SÉDIMENTAIRES VARIÉS
ÉTROITEMENT LIÉS AUX ROCHES VERTES

L'étude de ce domaine, mentionnée ici pour mémoire, sera faite dans une publication séparée et ultérieure.

CHAPITRE V

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Ayant décrit les faciès des roches formant la plus grande surface du Versoyen, nous sommes aptes à formuler quelques idées sur le volcanisme qui a constitué l'événement majeur dans la formation de cet ensemble; loin d'anticiper sur les chapitres

à venir et sur les conclusions générales du travail, nous allégerons ainsi la discussion finale en présentant dès maintenant une synthèse partielle et provisoire.

Pour ce faire, nous nous limiterons en principe à la partie centrale du Versoyen, que l'on pourrait inscrire dans le triangle: Aiguille de Beaupré, Mont-Miravidi, Colet des Rousses.

Les photos 3 et 4, et la carte générale résument les observations méga et macroscopiques qu'il est utile d'évoquer en suivant un profil transversal de la région, allant du N.-W, vers le S.-E.

Au N.-W., nous rencontrons sur une distance assez brève une alternance entre des niveaux de roches vertes manifestant *souvent* une structure en coussins laminés et des niveaux de schistes gris à petits bancs gréseux, très proches d'un faciès « flysch ». Il y a la présence occasionnelle de roches vertes massives et quasi absence de « liséré blanc »; l'épaisseur des niveaux ophiolitiques est de l'ordre du mètre.

Vers le milieu et sur la plus grande longueur du profil, avec une épaisseur totale apparente de 450 m environ, des niveaux de roches vertes parallèles, et de puissance très variable, longs de plusieurs km, alternent très régulièrement avec des lits de schistes noirs, d'épaisseur constante. La roche verte, qui parfois s'élargit en lentilles, est caractérisée par la présence occasionnelle de structure en coussins apparentes aux *bords* des niveaux, près du contact avec les schistes; elle est alors massive dans l'épaisseur du niveau éruptif. Le liséré blanc est rare. Les schistes noirs sont parfois garnis de brèche ophiolitique. Avançons un peu plus vers l'intérieur, vers le sud-est, dans le vallon de Beaupré. Ici, la roche verte est compacte sur toute l'épaisseur des niveaux, qui ont souvent une puissance de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Les schistes noirs sont très régulièrement interstratifiés avec elle, en épaisseur constante, sur de grandes distances. Le liséré blanc est très développé et pénètre quelquefois dans les ophiolites. On ne remarque guère de structures en pillows.

Au sud-est, vers la fin du profil, nous arrivons à des faciès que nous aurons l'occasion de considérer plus attentivement dans le chapitre portant sur la Pointe-du-Clapey. Disons ici que la roche verte y figure en masses très importantes, alternant avec des niveaux de schistes noirs; puis, à l'extrémité du profil, elle contient en enclaves de grandes lentilles de conglomérat à gros blocs calcaires. Ces dernières roches vertes s'avèrent très rubanées à toutes les échelles et n'ont pas tendance à présenter des structures en coussins (Colet des Rousses, Ermite). Le « liséré blanc » y est un phénomène peu apparent en comparaison du rubanage en niveaux leucocrates à grain fin qui apparaît dans l'épaisseur même des masses ophiolitiques.

Cette disposition géographique, ce phénomène d'apparente induration progressive, des « pillows », nous ont conduit à un schéma général qui demeura longtemps notre hypothèse de travail.

Nous imaginions une succession d'éruptions volcaniques, sous-marines pour la plupart, alternant avec des périodes de sédimentation à caractère variable, tantôt d'un type « flysch », tantôt à gros blocs de conglomérat calcaire, tantôt encore constituée

de boues argileuses; ces dernières pourraient alors avoir servi de ciment occasionnel à des débris d'origine ophiolitique. Des niveaux de tufs pourraient avoir été présents, discrets au sein des sédiments, ou en horizons plus puissants et plus homogènes, mais les laves en coussins auraient constitué la plus grande partie des roches effusives.

Puis, bien après, des phénomènes physiques (stress, surcharge et échauffement) et chimiques (minéralisations pneumatolytiques, hydrothermales, métasomatoses diverses) auraient modifié cet ensemble volcano-sédimentaire; or, ce métamorphisme (qu'il est dès lors assez difficile de qualifier de « régional », notre profil n'ayant que 5 km de long) se serait exercé de plus en plus intensément à partir du N.-W., vers le S.-E.: induration des pillows, développement du liséré blanc et des rubanages en seraient le résultat!

Ce schéma général rendait assez bien compte, entre autres faits, de l'étonnant parallélisme, sur de très grandes distances, entre les niveaux ophiolitiques successifs parfois assez peu épais, ainsi que des quelques affleurements de brèches à éléments volcaniques *hétérogènes*. Il pourrait rendre compte aussi assez facilement des trois faciès sédimentaires interstratifiés avec les ophiolites, en permettant d'imaginer soit un rapprochement, dû à des plissements tectoniques (qui sont plausibles dans la région) de zones sédimentaires différentes atteintes par le volcanisme mais peu éloignées géographiquement les unes des autres, soit une succession verticale en un point donné, mais avec une variation temporelle du type de la sédimentation qui alternait avec les périodes d'activité volcanique.

Peu à peu, cependant, les objections à ce schéma hypothétique se sont accumulées; nous avons déjà eu l'occasion d'en formuler à propos de l'étude des « roches vertes massives » et du « liséré blanc ». Résumons-en quelques unes:

- a) Des échantillons recueillis *partout*, dans la zone que nous considérons ici, indiquent qu'il se trouvait au sein des ophiolites, des roches éruptives à structure assez grossière (gabbros ou diorites à grain moyen), ou encore porphyrique. Or, le parallélisme des structures générales invite à exclure l'idée de dikes ultérieurs à une première consolidation: on est plutôt porté à envisager un refroidissement plus lent pour certaines parties plus grossières des niveaux ophiolitiques.
- b) Une discussion à propos du liséré blanc nous a suggéré pour lui une genèse presque contemporaine de l'éruption et nous a invité à écarter momentanément l'idée d'une origine due au métamorphisme ultérieur (en admettant, au cours de ce dernier épisode, des recristallisations et des réajustements paragenétiques accessoires).
- c) La paragenèse des roches vertes, des schistes noirs, des schistes gris du type « flysch » et du conglomérat calcaire (voir chapitre du Clapey) n'indique aucune augmentation du *degré* d'intensité du métamorphisme, le long du profil envisagé. Des différences structurales seules, dans la disposition micros-

copique des minéraux, ont été parfois observées, et peuvent toutes être attribuées à des différences structurales entre roches *primaires*. Des roches à stilpnomélane, à grenats et amphiboles bleues se trouvent réparties *partout* dans le Versoyen, mais avec une fréquence et une ampleur *très* variables, qui atteignent leur maximum à la Pointe-du-Clapey.

- d) Il existe une augmentation assez régulière de l'épaisseur des niveaux ophiolitiques, lorsqu'on suit le profil du N.-W. vers le S.-E.; l'ordre de la puissance moyenne de ceux-ci passe de quelques mètres (au N. de l'Aiguille de Beaupré) à quelques dizaines de mètres (dans le vallon de Beaupré), pour atteindre parfois la centaine de mètres sous l'Ermite et au Colet des Rousses. Cette augmentation étant en proportion directe avec la disparition progressive des structures de laves en coussins, nous paraissait correspondre à une loi qu'il fallait élucider.

Quelques comparaisons avec la bibliographie, portant par exemple sur le volcanisme dans les Iles Britanniques, nous avaient également, au début, confirmé dans l'idée d'éruptions sous-marines successives, alternant avec des épisodes de sédimentation, et accompagnées ou suivies d'intrusions « doléritiques » sous forme de sills.

Cependant, si l'on se représente les fonds sous-marins, il faut convenir que l'idée de coulées de laves s'épanchant simplement à leur surface est trop schématique. On doit en effet envisager le rôle de la couche de sédiments non encore lithifiés.

Dans leurs études du régime d'accumulation des sédiments océaniques et de leur compaction, les sédimentologues et les océanographes sont unanimes à souligner la grande variation locale de ces régimes, ainsi que la variation géographique de la nature des sédiments (A. Lombard, H.-W. Menard, W.-C. Krumbein et L.-L. Sloss, F.-J. Pettijohn...) E.-L. HAMILTON (1959) propose un modèle océanique moyen résultant de l'analyse des ondes sismiques: sous 4600 m d'eau, un niveau de 300 m de sédiments gorgés d'eau, puis 880 m de sédiments « semi-consolidés » (la mystérieuse « second layer »), puis le basalte. H.-W. MENARD (1964), pour les régions tectoniquement peu actives du Pacifique, propose 300 m de sédiments meubles, 1300 m de « second layer », 5200 m pour une couche « océanique ».

La « second layer » mise en évidence par des méthodes sismiques reste énigmatique; il apparaît que les « montagnes abyssales » du Pacifique correspondent probablement à la seule variation d'épaisseur de cette couche; la probabilité d'une cause volcanique à ce phénomène est grande, mais la question de la forme et de la nature de ce volcanisme reste posée (H.-W. MENARD, 1964, p. 39).

Les auteurs anciens s'étaient d'ailleurs déjà préoccupés du mode de mise en place des laves dans les sédiments subocéaniques (A. HARKER, 1909). A. Harker, dans le paragraphe qu'il consacre aux sills, évoque bien le problème de ces fonds sous-marins où l'eau à grande profondeur et les sédiments non encore cohérents constituent un domaine aux propriétés physiques intermédiaires et difficiles à imaginer « Probably some (of the sills) are forced in along sediments actually in process of

deposition in deep water, the distinction between intrusion and extrusion being in such circumstances of little significance ». (1909, p. 64). Mentionnons enfin les travaux de O.-T. JONES et W.-J. PUGH (1949) sur ces modes d'intrusions laccolitiques.

Nous devons ici rappeler la structure de certains niveaux de roches vertes, situés particulièrement entre l'Aiguille de Beaupré et le Mont Miravidi, où nous avons noté la présence plus ou moins marquée de structures en « coussins », assez laminées, aux bords des niveaux, à leur contact avec les schistes noirs encaissants. Ces structures s'indurent et s'évanouissent graduellement, en apparence, vers la partie médiane du niveau ophiolitique. Nous avons postulé précédemment, par exemple, une induration différentielle de la coulée en coussins due à un métamorphisme régional, agissant d'une façon spéciale sur des roches à compétence très différente (schistes et laves). Si, cependant, nous envisageons l'intrusion de langues magmatiques dans des sédiments plus ou moins meubles et humides, nous pouvons imaginer la formation de structure en coussins seulement aux bords de ces intrusions, à leur contact avec les substances gorgées d'eau; le centre du sill se figeant plus lentement, sans donner de structure spéciale.

Or, la littérature descriptive n'est pas dépourvue d'observations analogues. W.-N. BENSON (1915), en Nouvelles Galles du Sud, décrit: « ... sills with which are associated massive intrusive dolerites quite indistinguishable in the hand specimens from the rock in the centre of the pillows ... and it is often difficult to determine whether there is a passage from the pillowy rock into the massive dolerite, or whether there is a boundary between them ». WELLS (1925), dans le district de Rhobell Fawr (Pays de Galles): « The variolite (with pillow structure) grades insensibly into the doleritic portion ». Il souligne « the perfect transition from one to the other ». THOMAS and THOMAS (1956), au Pays de Galles, font des observations analogues: « Sometimes the pillows structure becomes ill defined and the rock assumes a massive or even a columnar nature. As a rule, each flow is composed of a compact doleritic central portion with an upper and lower zone of vesicular pillow-lava ».

A.-R. MC BIRNEY (1963) au terme d'une analyse des facteurs mécaniques et physiques impliqués dans le volcanisme sous-marin, conclut qu'à une profondeur d'eau dépassant 500 m, les éruptions basaltiques se font probablement sans explosion, sans formation de tufs, et tendent à former des sills s'insinuant dans des boues humides sur de grandes surfaces; il admet que les forces responsables de l'ascension du magma restent mal connues. Il est clair que le niveau auquel les sills s'insinuent est déterminé par la nature des sédiments (et évidemment de la lave) et par leur degré de compaction.

Si nous considérons les ophiolites du Versoyen à la lumière de ces différents travaux et observations, nous pouvons proposer un schéma qui explique le plus grand nombre de phénomènes observés dans la zone centrale et principale, qui seule nous occupe pour cette conclusion provisoire.

Nous pensons que des « langues » de magma ont été amenées à s'insinuer sur de grandes surfaces et à différents niveaux, au sein de sédiments plus ou moins humides

et meubles. Nous aurions, en quelque sorte, la formation d'une structure régionale « en cèdre » (HOLMES, 1877; A. HARKER, 1909, ppl. 66-67). Ces intrusions peuvent, au fur et à mesure de leur formation, constituer une « second layer » qui se « boursoufle » aux points de superposition maximum des sills.

Le volume de la lave intrusive, sa viscosité, la densité et la plasticité du sédiment, ainsi que la pression hydrostatique, auront fixé, en un équilibre délicat, le niveau d'intrusion de chaque sill (cf. Mc Birney). Les masses les plus volumineuses et peut-être les plus denses se sont mises en place plus profondément, sans doute en contact avec des sédiments plus compacts (les conglomérats calcaires de la série du Colet des Rousses); ce sont les niveaux puissants d'ophiolites rubanées, à enclaves sédimentaires, de la bordure est et sud-est du Versoyen. Ailleurs, ou plus haut, des sills moins épais se sont insinués dans les boues pour refroidir rapidement vers leurs bords, avec formation occasionnelle de « coussins »: ces dernières structures seraient en quelque sorte l'équivalent d'une « chilled edge », mais en milieu gorgé d'eau. La lave ne se dégazéifiant que très partiellement et incomplètement à cause de la pression, peut couvrir une assez grande surface sans changer de niveau, s'avancant quasi horizontalement, ou s'écoulant sur un plan d'inclinaison faible provoqué par des sills sous-jacents déjà en place. Les épontes de ces intrusions, déjà plus ou moins figées, s'écartent progressivement pour livrer passage aux injections continues de lave. Le refroidissement lent du contenu de ces « couloirs » médians, garanti par la nature même des sédiments (MC BIRNEY, 1963), assure une cristallisation en structures plus grossières. Comme nous l'avons vu, les premiers constituants du liséré blanc peuvent alors déjà commencer à se former à la suite d'une sorte d'exsudation tardive issue peut-être des zones centrales des laccolites. Il en résulte le type d'affleurements de la région de Beaupré.

Encore un peu plus haut, c'est-à-dire près du fond sous-marin (et peut-être aussi un peu plus loin, géographiquement), la lave s'insinue dans des boues et se dégazéifie plus facilement en donnant lieu à des explosions, d'où formation de brèche dans le sédiments; et finalement la lave rencontre les derniers niveaux déposés, qui correspondent à un type de « flysch » tel que nous l'observons sur toute la bordure nord-ouest du Versoyen; cette dernière variété sédimentaire, gréseuse, ne favorise pas la formation du liséré blanc, soit parce que la profondeur est moindre, soit parce que les éléments migrants trouvent une issue plus facile à travers des grès, soit enfin parce que le refroidissement de ces sills supérieurs (presque des coulées) est assez rapide dans toute leur épaisseur. Nous avons alors les structures résolument effusives de la Punta-Fornet, du Miravidi, quelques affleurements de Prainan et peut-être de la Pointe-Rousse et de Tormotta.

Pourrait-on avoir une idée objective au sujet de la profondeur sous-marine de ces événements? Pour répondre, on pourrait sans doute s'appuyer sur l'étude des tendances à se bréchifier et à projeter des blocs anguleux qu'ont eues ces intrusions en l'un ou l'autre point. Sur la ligne structurale N.-N.-W. - S.-S.-E. allant de la Pointe-

Rousse vers l'affleurement de pillows de la Punta-Fornet, les coussins ont la tendance constante à se subdiviser (les « coussinets »), à voir leur partie centrale évidée, et à s'accompagner d'éléments de brèche ophiolitique dans les schistes. Ces phénomènes impliquent une dégazéification assez violente. On retrouve une brèche au Mont-Miravidi. Partout ailleurs, (à Beaupré, à Prainan...) les coussins nous ont paru compacts et non évidés.

Si nous prenons les limites les plus larges, nous pouvons assumer que les laves en coussins en voie de subdivision ont dû se mettre en place entre 0 et 200m de profondeur sous-marine. (MC BIRNEY, 1963). Dans les sédiments, même très poreux, la pression s'accroît rapidement sous l'effet de la surcharge: les sills intrusifs dans les boues, même si le fond sous-marin est lui-même peu profond, doivent subir pour la plupart une pression supérieure à leur tension de vapeur. Nous voyons donc que dans le cas du Versoyen (tel que nous l'envisageons) les laves se trouvaient dans des conditions barymétriques et thermiques assez variables d'une zone à l'autre. Dans le triangle considéré initialement dans ce chapitre, nous aurions du N.-W. au S.-E. une augmentation de la pression et de l'isolement thermique.

Faisons encore cinq remarques au sujet des phénomènes volcaniques: tout d'abord nous pensons qu'il est possible que d'ultimes niveaux effusifs, vers le haut, soient réellement interstratifiés avec des niveaux sédimentaires: volcanisme et sédimentation ayant, pendant relativement peu de temps, alterné au fond de la mer. Ceci pourrait correspondre par exemple aux alternances entre grès de type « flysch » et coulées telles qu'on les voit à Plan-André et au dessous du Miravidi.

Ensuite, nous admettons la possibilité d'une extension des phénomènes sur une surface géographique plus grande que la seule zone du Versoyen ne semble l'indiquer: autrement dit, cette dernière zone pourrait correspondre à un regroupement, dû à la tectonique alpine, de roches s'étant initialement mises en place selon un schéma oblique par rapport à la verticale: une zone, sans doute plus profonde, consistant en conglomérats à éléments calcaires étant traversée d'intrusions massives, ces dernières s'infiltrant latéralement, tout en s'élevant, se seraient insinuées dans des sédiments de plus en plus proches de la surface, mais non superposés selon la verticale.

Troisièmement, nous devons admettre la possibilité d'intrusions sous forme de sills à des instants assez différents; certains sills s'insinuant peut-être alors dans des sédiments plus compacts qu'au moment des premières intrusions: en effet, si le volcanisme s'est évidemment manifesté dans un laps de temps très bref à l'échelle géologique, il est possible que la surcharge et l'apport thermique et chimique des premiers sills aient accéléré la compaction des sédiments encaissants.

Il est encore probable que le fond océanique n'était pas constitué de strates parallèles, mais plutôt de chenaux, de fosses, comblés de sédiments différents, d'accumulations locales d'écaillés sédimentaires à toutes les échelles, glissant et s'entassant sous l'effet des bombements de l'appareil volcanique naissant, et c'est dans ce milieu à compaction inégale que les langues magmatiques ont dû se frayer un passage.

Enfin, nous soulignons la présence des serpentinites et des gneiss du type Pointe-Rousse sur une ligne structurale assez précise et assez longue, orientée du N.-N.-W. au S.-S.-E.; or, cette ligne correspond aussi, nous l'avons dit, à de multiples affleurements de coussins subdivisés ou bréchifiés, probablement donc moins enfouis en profondeur que les autres. La brèche du Mont-Miravidi est, elle aussi, géographiquement liée à une grosse lentille de serpentinites. Cette simple constatation nous paraît particulièrement riche en signification sur les plans paléogéographiques, tectoniques et génétiques. Nous ne développerons pas ces problèmes.

Ainsi donc, si, comme nous le pensons, la tectonique alpine a respecté un certain ordre dans la répartition géométrique des ensembles pétrographiques de la zone centrale du Versoyen, le changement progressif des types d'affleurement lorsqu'on se déplace du N.-W. vers le S.-E. serait dû à des conditions primaires du volcanisme: induration de coussins, ampleur du « liséré blanc », volume des ophiolites, sont fonctions directes de la profondeur de mise en place des sills. Contrairement à l'idée que l'on s'en fait au début, trompé par la disparition des structures de détail, il ne faut probablement pas imputer ces variations pétrographiques et de structure générale à un métamorphisme régional. Ce dernier, agissant avec la même intensité *partout* au Versoyen, a finalement tendu plutôt à *uniformiser* la pétrographie de la région en regard de ce qu'elle était au lendemain des phénomènes initiaux.

Il conviendra précisément de distinguer avec soin les épisodes postmagmatiques des épisodes métamorphiques proprement dits.

Nous discuterons du métamorphisme de l'ensemble de la région dans la conclusion générale du travail; cette question doit en effet obligatoirement succéder à la description de la Pointe du Clapey dont les faciès métamorphiques sont si curieux.

DEUXIÈME PARTIE

UN COMPLEXE ÉRUPTIF MÉTAMORPHIQUE LA POINTE-DU-CLAPEY

La Pointe-du-Clapey, située en France près de Bourg-Saint-Maurice, présente des faciès dignes d'une attention spéciale, autant à cause de la nature primaire de ses roches que par le caractère particulier du métamorphisme qui les a affectées.

La situation générale de ce sommet, ainsi que celle de la zone du Versoyen, s'observe facilement à partir de la route qui monte au col du Petit-Saint-Bernard, quelques kilomètres avant celui-ci, à proximité du village de La Rosière: d'ici en effet, on embrasse du regard la zone briançonnaise dominée par le Mont-Pourri, sa limite avec le domaine subbriançonnais suivie par le torrent du Reclus, puis par l'Isère à partir de Bourg-Saint-Maurice, et, au loin, les contreforts des massifs du Ruitor et du Grand-Paradis, ainsi que le Mont-Jovet et les sommets du massif de Belledonne.

A partir de ce point de vue, la Pointe-du-Clapey ne semble qu'un petit piton rocheux d'où descend un grand éboulis; elle déploie les vastes pentes boisées ou herbeuses de son versant sud vers les villages de Saint-Germain et du Mont-Villaret, ainsi que vers la petite ville touristique de Séez, bâtie sur le très beau cône de déjection du Reclus.

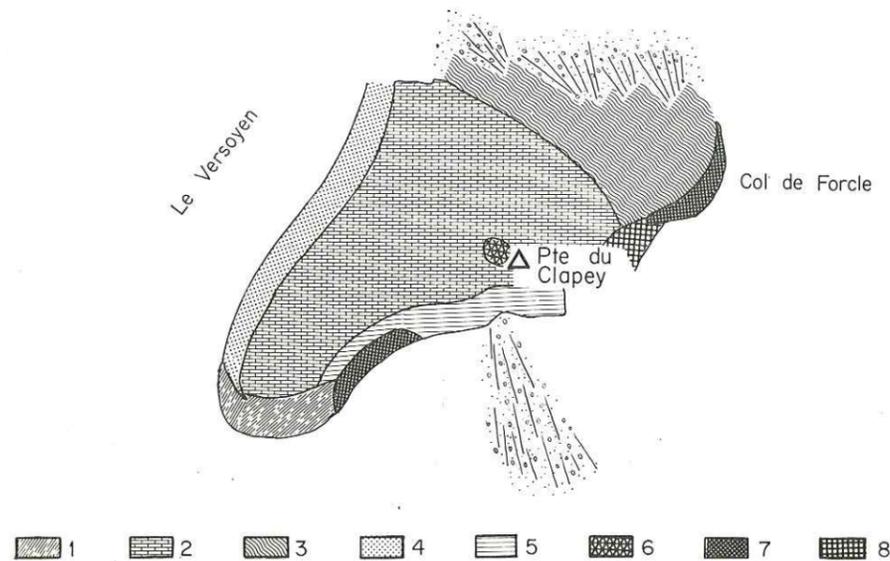
L'accès de ce versant sud peut se faire à partir de l'hospice en ruines du Saint-Bernard, soit en traversant à pied des pentes schisteuses et en gagnant le col de Forcle situé à l'E. du Clapey, soit en empruntant le très mauvais chemin carrossable qui conduit à la ferme du Prariond. Il est encore possible d'atteindre le sommet en passant par Séez, Saint-Germain et le Mont-Villaret jusqu'aux chalets de Plan-Méret; il faut alors continuer à pied à travers des alpages monotones en direction des fermes des Combettes.

Le versant nord de la Pointe-du-Clapey est tout autre. La profonde vallée du Versoyen est dominée au S. par une succession de terrasses escarpées et couvertes de broussailles, d'où surgit brusquement une paroi rocheuse presque verticale sur 450 m de hauteur. Cette paroi est entaillée de couloirs d'éboulis abrupts qui autorisent partiellement son exploration. L'accès de ce versant nord s'obtient soit en passant par Versoye-les-Granges, et les chalets Rullier et de « Beaupré-d'en-bas », soit en partant des Combettes, lieu dit déjà mentionné, et en suivant une conduite forcée d'eau, abandonnée et très délabrée, qui constitue une voie d'accès assez directe au travers des broussailles hostiles, à une altitude proche de 2100 m.

Nous décrirons ce massif en nous aidant d'un plan; en effet, la Pointe-du-Clapey s'avère être une grande masse de forme lenticulaire dont une section principale

est à peu près horizontale, ce qui permet de cartographier en plan la répartition géométrique assez cohérente des différents faciès. (Plan 2)

De prime abord, soulignons la tendance que manifestent les parois à se diaclaser et à se déchiqeter en grandes aiguilles qui s'écroulent: ces éboulis constituent une source inépuisable de très beaux échantillons, représentatifs de toutes les variétés. Nous avons pu découvrir « en place » tous les types de roches que nous passerons en revue ci-dessous, sauf un qui provient précisément de ces éboulis.



Plan 2. — Plan schématique du massif de la Pointe-du-Clapey.

- 1: Roche aphanitique et rubanée, de l'extrémité occidentale du Clapey (chap. VI).
- 2: « Glaucophanites », localement à belles structure porphyrique (chap. IV).
- 3: Roche grise massive, à grandes plages amphiboliques (chap. I).
- 4: Roche aphanitique semblable à 1, en contact avec une variété de « flysch ».
- 5: Roche verte subanée à niveaux tourmalinifères (chap. VII).
- 6: Roche leucocrate à grain fin, associée aux « glaucophanites ».
- 7: Schistes noirs (chap. VIII).
- 8: Enclaves de conglomérat à blocs calcaires (chap. IX).

La partie centrale, de loin la plus importante en volume, est constituée d'une roche très mélanocrate à structure fréquemment porphyrique où le « glaucophane » (*s. lato*), accompagné de grenat et de stilpnomélan, s'est développé à un degré spectaculaire. Vers l'E., le massif est constitué d'une roche claire, grise, à granulométrie moyenne, très compacte; puis, lorsqu'on se rapproche du col de Forcle, apparaissent des faciès de bordure tels que schistes noirs, roche verte, lambeaux de

conglomérat calcaire enclavés, etc. Nous avons découvert aussi à plusieurs reprises dans le grand éboulis orienté vers le N. et dans le lit du Versoyen, une roche pyroxénique vert foncé que nous n'avons pu retrouver « en place ». Il nous semble probable que ce gabbro très mélanocrate ait appartenu à un faciès situé en position intermédiaire entre la glaucophanite à structure porphyrique et les faciès cantonnés à l'E. de l'ensemble, et que nous venons d'évoquer brièvement.

Vers l'extrémité S.-W. de la masse rocheuse du Clapey, la glaucophanite franche passe à une variété de roche aphanitique verte ou jaune, finement rubanée, dont les lits sont fortement contournés et dont la cassure esquilleuse est caractéristique. Ce dernier genre pétrographique peut se suivre et se retrouver en niveaux épais au contact avec les schistes et bancs gréseux qui sont, au pied de la grande paroi nord, en relation probablement primaire avec l'ensemble éruptif.

Encore un peu plus au S.-W., au-dessus des Combettes, nous passons à des ensembles de schistes et de roches vertes dont le débit évoque vaguement des coussins, ensembles dont il n'est pas possible de dire s'ils sont en relation primaire ou tectonique avec la masse principale du Clapey.

Enfin, la paroi sud de celui-ci paraît enveloppée principalement de niveaux de schistes noirs qui épousent fidèlement la forme lenticulaire du massif plus ou moins dressé vers le ciel.

Nous grouperons les faciès que nous avons incomplètement passés en revue ci-dessus en deux familles: ceux du centre et ceux qui forment la bordure du massif. Ceci revient presque exactement à classer nos roches d'après leur structure primaire, telle qu'elle a pu être conservée au travers des phases de métamorphisme: d'une part les roches éruptives à grain grossier, d'autre part les types à grain fin. Nous associerons à la catégorie « bordière » à grain fin les roches sédimentaires adjacentes ou enclavées.

En réalité, nos observations indiquent un milieu éruptif relativement mobile jusqu'aux termes ultimes de la consolidation; à ces caractères de mobilité s'est ajouté le cortège des phénomènes de métamorphisme, puis des écaillages tardifs de l'ensemble. Ceci nous interdit de considérer comme rigide la disposition géométrique qui nous guidera dans les paragraphes descriptifs. Par exemple, il est fréquent que des roches aphanitiques se présentent en filons ou masses informes au sein d'ensembles grossièrement grenus. Nous traiterons ce genre d'anomalie comme des caractères *significatifs* de détail, appartenant en propre au faciès environnant.

Avant d'entamer la partie descriptive, il nous faut ajouter que certains caractères pétrographiques de la Pointe-du-Clapey se trouvent en beaucoup d'autres points du Versoyen; ce qui les rend remarquables ici est le degré d'évidence ou d'intensité avec lesquelles ils se manifestent. Cette constatation est vraie, par exemple, pour les niveaux à conglomérat calcaire inclus dans la roche ophiolitique, niveaux que l'on retrouve dans la même position au pied de la paroi sommitale de l'Ermitte, sur le versant italien. Cette remarque est aussi justifiée pour les paragenèses à amphibole

bleue, grenat, stilpnomélane, ainsi que pour certains types à granulométrie primaire grossière, et à reliques de pyroxène; le rubanage très accentué, avec développement de niveaux clairs et finement grenés, d'épaisseur variant de l'ordre du centimètre à celui du mètre, est également un de ces caractères communs à la limite sud-est du Versoyen pris dans son ensemble et à la Pointe-du-Clapey proprement dite. Ceci nous invite à associer génétiquement le Clapey aux ophiolites du Versoyen en général, dans lesquelles du reste il s'intègre géographiquement. En revanche, comme nous le verrons dans un paragraphe final de synthèse, il sera fructueux de mettre en parallèle le caractère très accusé de certains phénomènes et les *différences* pétrographiques qui font l'individualité de ce sommet parmi tous les affleurements de la région.

A. Les roches de la partie centrale de la Pointe-du-Clapey

Toutes les variétés occupant la partie principale et médiane de la masse du Clapey possèdent une structure primitive assez grossière. Les variétés à grains fins sont souvent présentes, mais en quantité nettement subordonnée.

Nous allons décrire ces faciès en nous dirigeant d'E. en W., ce qui nous donne l'ordre suivant:

- Chapitre I. La roche grise massive, à grandes plages amphiboliques.
- Chapitre II. La roche verte massive.
- Chapitre III. La roche très mélanocrate, à reliques de pyroxène abondantes.
- Chapitre IV. Les glaucophanites, localement à structure porphyrique, et faciès associés.

Le plan 2 indiquera la répartition de ces faciès.

CHAPITRE I

LA ROCHE GRISE MASSIVE, A GRANDES PLAGES AMPHIBOLIQUES

Si l'on se hasarde à gravir le versant nord du Clapey en empruntant un des couloirs d'éboulis situés à peu près exactement à l'aplomb du sommet, ou si l'on parcourt l'arête E. de la montagne, beaucoup plus agréable, on rencontre sur de grandes surfaces une roche grise, *très* massive, dure, assez lourde et étonnamment claire pour cette région. En réalité, cette variété occupe *tout* l'espace N.-E., et une partie des

domaines N. et E. du massif du Clapey; elle règne particulièrement dans les corniches, éboulis et parois formant l'extrémité nord-orientale de l'ensemble, extrémité accessible assez facilement soit en descendant un peu depuis le col de Forcle, soit en montant à partir de la conduite forcée qui mène aux Combettes.

Nous aurons l'occasion de souligner plus loin combien ce type peut, par certains de ses termes extrêmes, se confondre avec des variétés de roches vertes authentiques. A ce sujet, l'itinéraire de la corniche N.-E. de la montagne s'avère très démonstratif, car il fait passer assez insensiblement du domaine périphérique des schistes noirs à celui de la roche verte, puis précisément à la roche grise (assez sombre ici), enfin aux « glaucophanites » fines.

Tenons-nous en à la description d'échantillons provenant de la paroi nord-est, et recueillis ainsi dans le domaine exclusif de cette roche grise, domaine qui demeure assez homogène tout en présentant de légères fluctuations structurales et paragenétiques que nous résumerons également.

Description macroscopique

La roche s'avère massive, sans orientation, très dure et lourde. Sa couleur est gris clair, tendant au verdâtre. Son grain semble assez fin, de l'ordre du millimètre. On peut y distinguer de petites taches vert sombre, des amas jaunâtres évoquant l'épidote, ainsi que des « mouches » rousses paraissant résulter de l'oxydation de quelque constituant métallifère. La patine des affleurements est souvent rougeâtre foncé.

Une caractéristique macroscopique curieuse, qui demande un examen général et attentif du spécimen sous un éclairage favorable, réside en la présence de plages trapues, longues de 1 ou 2 cm, se révélant à la cassure « fraîche » parce qu'elles sont assez fortement luisantes. Il semblerait qu'ainsi apparaissent des domaines minéralogiques d'assez grand volume, se surimposant d'ailleurs aux petites « mouches » sombres ou claires qui parsèment la roche. A l'œil nu, ces plages font penser à une variété du groupe tremolite-actinote; mais cette évocation n'a de valeur que descriptive, à dessein d'indiquer la coloration argentée et l'aspect un peu fibreux de ces grandes surfaces luisantes.

La roche qui nous occupe ici manifeste une tendance constante au « rubanage »; ce phénomène reste assez discret car les différents niveaux individualisés sont peu « tranchés ». Prenons par exemple l'échantillon 52 V: un côté du spécimen est plus grossièrement grenu (minéraux mélanocrates longs de quelques millimètres) et sombre. Des prismes allongés blancs, longs de 2 mm environ, y esquissent un type de structure plus ou moins diabasique. Puis, vient un niveau plus clair et plus fin, large de 2 cm; au milieu de celui-ci, notons un niveau subalterne, d'une couleur jaune-vert évoquant l'épidote, large de 1/2 cm. L'autre extrémité de l'échantillon est à nouveau un peu plus sombre et plus verte, mais sensiblement plus fine que l'extrémité initiale. Cet exemple illustre le type et les proportions habituels de ce rubanage.

Nous avons rencontré quelquefois soit des filonnets d'épaisseur centimétrique, soit des poches à contours irréguliers atteignant un mètre de largeur, remplis d'une substance blanche à grain très fin. Ce phénomène pourrait être, partiellement au moins, indépendant du rubanage précité, car les épontes de ces ségrégations sont franches, à la différence des bords flous des lits et niveaux habituels.

Description microscopique

Nous décrirons successivement les caractéristiques de trois variantes de ce faciès gris clair.

1. La « roche grise » à grandes plages amphibolisées sans relique.
2. La « roche grise » à plages pyroxéniques amphibolisées, à grain plus fin.
3. Les variétés claires de remplissage de filonnets et des poches à contours irréguliers.

Ces trois termes descriptifs extrêmes définissent le « champ » pétrographique complet de cette roche intéressante.

1. LA « ROCHE GRISE » A GRANDES PLAGES AMPHIBOLISÉES SANS RELIQUE

On est surpris de constater à l'examen microscopique le manque d'homogénéité de la structure générale; les variations constatées dans une plaque mince pourraient n'être dues qu'à la grande dimension des différents domaines paragénetiques, ou encore à une forte tendance à la différenciation et au rubanage à toutes les échelles.

Le fait morphologique marquant, qui est certainement de nature primaire, réside dans la structure nettement pœcilitique associant de très grandes plages amphiboliques longues de plusieurs millimètres, à des formes prismatiques englobées, plus petites, et atteignant rarement un millimètre de longueur. Nous devons aussi porter notre intérêt vers le domaine environnant les cristaux d'amphibole, qui recèle quelques phénomènes significatifs (fig. 31).

Bien que présentée sous forme de très grandes plages qui occupent tout le champ visuel, les amphiboles ont un habitus quasi fibreux, qui contribue à donner à leurs extrémités un aspect très déchiqueté. Indépendamment des prismes en inclusions pœcilitiques, les plages amphiboliques paraissent corrodées intérieurement, étant alors garnies d'albite, de chlorite, et, semble-t-il, de serpentine. L'amphibole elle-même est incolore à jaune-verdâtre et parfois un peu colorée en brun orangé, toujours légèrement pléochroïque, ces variations de coloration se faisant par taches à contours flous; elle s'avère, de plus, fréquemment maclée. Notons la présence de petits grains de sphène qui parsèment ces plages sans donner aucun contour de minéral antérieur, à la différence de ce qui se présente dans différents autres faciès du Clapey.

Les formes prismatiques qui sont englobées pœcilitiquement par l'amphibole sont remplies quasi exclusivement d'un minéral épidotique à biréfringence très basse, qui

possède la particularité curieuse d'être chargé et parfois fortement obscurci d'inclusions opaques très ténues. L'albite accompagne cette épidote.

La structure ainsi évoquée implique la présence initiale de prismes de plagioclase assez basique en inclusions pœcilitiques dans de grandes plages d'un minéral mafique; la nature primaire de ce dernier reste énigmatique dans ce type d'échantillons; cependant, la variété un peu plus finement grenue que nous examinerons ci-dessous est prodigieuse en belles reliques de pyroxène en voie de transformation en amphiboles identiques à celles-ci.

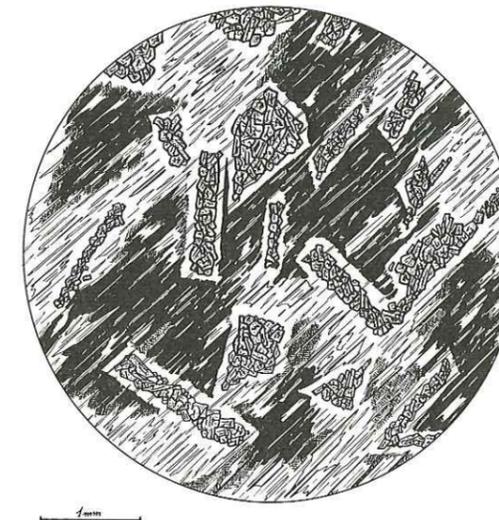


FIG. 31 (pl. m. 53 V). Lum. polarisée. — Roche grise de l'extrémité nord-est du Clapey. Un réseau de prismes aciculaires d'amphibole, incolores à vert pâle, parallèles sur de grandes surfaces, respecte partiellement une structure finement gabbroïque. Le fond est exclusivement albitochloriteux, avec grains de sphène et d'épidote. La zoisite garnit les formes prismatiques d'origine feldspathique. Absence de relique.

L'espace laissé libre par les grands cristaux décrits à l'instant est souvent occupé par des accumulations de fantômes d'origine plagioclastique, par de petits amas de fibres amphiboliques, et surtout par de nombreuses formes en nodules, plutôt allongées de tailles très variables, et constituées d'amas essentiellement chloriteux, incolores à biréfringence exceptionnellement basse, évoquant une variété de serpentine, obscurcies de poussières opaques très ténues qui restituent des jeux de fissures limpides, contournées, suggérant irrésistiblement des phénocristaux d'olivine. Ces amas semi-opaques sont également le lieu de développement de belles petites aiguilles d'amphibole nettement idiomorphes, dépourvues d'inclusions. Ces formes en nodules, lorsqu'elles sont assez grandes (2 ou 3 mm de long) semblent se disposer en lits. On les trouve,

par ailleurs, également, incluses dans les grandes plages amphiboliques décrites plus haut (fig. 32).

Il est permis de se demander, en passant, si les fines inclusions noires de ces nodules ne sont pas en relation avec les poussières du même genre, quoique beaucoup moins denses, qui obscurcissent certaines pseudomorphoses de plagioclase par le minéral épidotique; les deux phénomènes ici en conjonction, nodules de ce type et épidote chargée d'inclusions, sont inconnus ailleurs au Versoyen.

L'ilménite est présente et partiellement leucoxénisée, mais nous voudrions souligner surtout la présence, dans certains échantillons, de beaux prismes trapus de tourmaline de couleur olive clair (éch. 54 V, 55 V).

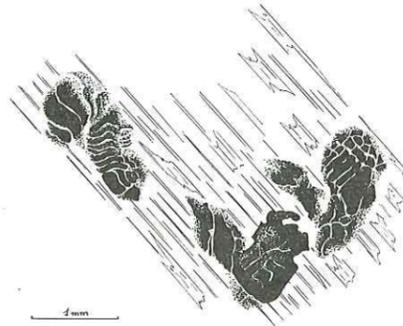


FIG. 32 (pl. m. 53 V). Lum. nat. — Les grands domaines d'amphibole fibreuse enclavent parfois des nodules constitués partiellement d'un minéral d'aspect serpenteux, très chargé d'inclusions opaques en poussière; pseudomorphoses de grains d'olivine possibles.

2. LA « ROCHE GRISE » A PLAGES PYROXÉNIQUES AMPHIBOLISÉES, A GRAIN PLUS FIN

La structure est ici déterminée par des archipels constitués de cristaux de pyroxène associés en petits groupes, garnissant un fond d'origine plagioclasiqne probable.

Les cristaux de pyroxène sont trapus, d'une taille dépassant rarement 1,5 mm, et ne sont pas idiomorphes. Ils se groupent en petits amas, en s'indentant grossièrement. Le pyroxène dégénère soit sous forme d'albite, de calcite et d'épidote le corrodant (éch. 56 V), soit plus souvent par une simple amphibolisation. L'amphibole est alors fibreuse, légèrement colorée en vert-bleu, jaune-vert ou brun-orange, et pléochroïque; de plus elle est criblée de grains de sphène.

Le « fond » dans lequel se répartissent ces îlots ne révèle que rarement des structures prismatiques de plagioclase. Néanmoins sa composition, partagée entre l'albite (souvent criblée d'aiguilles amphiboliques) et différents types d'épidote, laisse peu de doute quant à sa composition chimique initiale, proche d'un plagioclase intermédiaire si nous admettons une évolution isochimique.

L'ilménite en grands cristaux dépassant 2 mm de diamètre, corrodés et leucoxénisés, l'apatite assez fréquente en longues et fines aiguilles, complètent cette paragenèse.

Ajoutons pour finir que l'épidote nous a paru quelquefois pigmentée en rose-saumon, et que par ailleurs, nous avons pu noter un ou deux grains zonés d'allanite probable (éch. 57 V, 58 V, 59 V).

3. LES VARIÉTÉS CLAIRES DE REMPLISSAGE DE FILONNETS ET DES POCES A CONTOURS IRRÉGULIERS

La plaque mince 60 V nous semble présenter un contact entre la roche normale et une zone leucocrate différenciée: on peut y voir de grandes et longues plages d'amphibole verdâtre, fibreuse et maclée, à petites inclusions d'apatite, se perdre dans un « fond » de plus en plus exclusivement albitique et épidotique. L'amphibole est souvent brisée, puis cicatrisée par l'albite et un peu d'épidote, tandis qu'elle se développe à nouveau sous forme de petits prismes « tapissant » une fissure.

Le domaine albitique et épidotique, assez grossièrement grenu, contient des grains d'ilménite leucoxénisés, du sphène qui lui semble partiellement associé tout en étant aussi lié morphologiquement à certains cristaux d'épidote; il contient aussi de très longues aiguilles d'apatite, un peu corrodées et très intimement liées à l'ilménite et aux grands prismes amphiboliques; enfin, des zonations de grains épidotiques avec allanite, s'avèrent présentes.

Considérons à présent l'échantillon 61 N, caractéristique du remplissage d'une poche très claire, au sein des roches grises massives. La structure, incertaine et variable d'un point à l'autre de la plaque mince, peut être qualifiée de micropegmatitique. On remarque immédiatement la pseudomorphose par l'albite et un minéral épidotique de grands prismes de plagioclase, longs de plusieurs millimètres; ils constituent le « fond » essentiel de cette variété. Très nombreux, de grands et beaux cristaux de sphène, subidiomorphes et paraissant nettement indépendants de cristaux d'ilménite peu apparents, garnissent abondamment la roche. Il en est de même de prismes amphiboliques incolores et idiomorphes. Notons aussi de longues aiguilles d'apatite.

Ces deux échantillons nous suggèrent une différenciation primaire ou bien une pegmatitisation tardive, mais magmatique d'origine; les grands cristaux d'apatite, d'ilménite et surtout de plagioclase nous en sont un indice. Le métamorphisme s'est évidemment surimposé en engendrant les phases qui lui sont spécifiques (épidote, albite, amphibole, sphène remobilisé, etc.) mais en respectant quelques reliques de structures.

L'échantillon 62 V, en revanche, nous montre une veinule qui est ultérieure à la consolidation de la roche, et probablement contemporaine d'une phase majeure du métamorphisme; large de 5 mm, ce filonnet sectionne très nettement les minéraux

(amphibole, sphène, ilménite) de ses épontes et est presque exclusivement rempli de zoïsite et d'albite, tous deux avec un habitus en colonne, transversal à la direction de la veinule; quelques fibres amphiboliques et un peu de sphène complètent ce remplissage, qui nous rappelle l'aspect microscopique des filonnets sillonnant le « liséré blanc » (adinole) situé au contact entre ophiolites et schistes noirs dans toute la région.

Il faut ajouter, pour mémoire, la présence de quelques types de roches gris clair très fines, à fantômes chloritisés d'amphiboles en gerbes, à petits grenats, à micas blancs très fins et poussières opaques diffuses, avec enclaves ou filonnets quartziques. Il ne nous paraît pas exclu que certaines de ces variétés ne soient des représentants de fragments sédimentaires en voie d'assimilation par le magma... (éch. 63 V, 64 V, 65 V).

Il nous faut ici faire une remarque qui nous paraît importante: s'il est indubitable qu'il y a analogie de situation géographique, de granulométrie, de couleur et de structure fine entre les spécimens que nous avons évoqués, il n'en reste pas moins vrai que le métamorphisme a pu masquer des différences paragenétiques majeures entre roches primaires; or, nous avons déjà signalé la tendance, dans ces roches gris clair, à la différenciation et au rubanage. Il serait donc à notre avis très possible, par exemple, que les plages d'amphibole secondaire aient tantôt pseudomorphosé vaguement des pyroxènes initiaux, tantôt des amphiboles magmatiques. Certains critères pétrographiques de détail, parfois un peu subjectifs, nous invitent à supposer la chose probable, particulièrement dans le cas de ce faciès gris clair. Par ailleurs, il ne nous faut pas oublier que le métamorphisme peut s'être exercé de façon sensiblement différente d'un point à l'autre d'une même roche.

Dans cet ordre d'idée, nous devons souligner aussi le passage insensible qui s'observe entre les variétés grises et les variétés vertes, que nous étudierons au paragraphe suivant. L'arête est de la Pointe-du-Clapey en est une bonne illustration.

Ces remarques étant faites, il est permis de considérer ce faciès gris clair, situé à l'E. et au N.-E. du sommet de la montagne, comme relativement homogène et bien individualisé dans l'ensemble des grandes unités pétrographiques du massif.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 7: Echantillon de roche grise, claire, à grandes plages amphiboliques brillantes, recueilli dans la partie nord du Clapey, dans la falaise orientée vers le Versoyen et la cascade de Beaupré.

SiO ₂	46,44		
Al ₂ O ₃	17,49		
Fe ₂ O ₃	3,99	Paramètres de Niggli	
FeO	3,82	si	98,3
CaO	12,28	al	21,8
MgO	10,08	fm	44,9
Na ₂ O	2,58	c	27,8
K ₂ O	0,13	alk	5,2
MnO	0,16	ti	1,5
TiO ₂	0,97	k	0,02
P ₂ O ₅	0,08	mg	0,7
H ₂ O ⁻	0,02		
H ₂ O ⁺	2,64	qz	-22,5
	100,67		

Examen optique d'une amphibole (éch. 53 V, fig. 31 et 32)

Les grandes plages amphiboliques, d'aspect fibreux, bien que de propriétés optiques assez variables d'un point à l'autre, possèdent les caractères suivants:

Angle ng/c = 14° Biréfringence: 0,018 2 V (—): 60-65°.

Coloration: vert très pâle. Pléochroïsme peu sensible.

Nous pensons être en présence d'une amphibole intermédiaire entre l'*Actinote* et la *Ferroactinote*.

Quelquefois, cette amphibole passe insensiblement à des plages de couleur brun violacé clair, pléochroïque. Il pourrait s'agir de *Hornblende titanifère*.

CHAPITRE II

LA ROCHE VERTE MASSIVE

La roche que nous examinerons ici en utilisant des spécimens recueillis au Clapey, constitue à vrai dire la variété dominante d'une zone *entière* du Versoyen: la bordure sud-est de ce massif. Les roches que l'on peut recueillir aux bords sud et sud-est du vallon de Beaupré, sous l'Ermitte et le Colet-des-Rousses (des côtés français et italien), ainsi que dans la partie sommitale de l'Aiguille-de-Beaupré, répondent fidèlement aux descriptions microscopiques qui vont suivre immédiatement. L'abondance de la tourmaline est peut-être cependant plus caractéristique à la Pointe-du-Clapey.

A l'instar des grandes enclaves de conglomérat calcaire que nous décrivons parmi les faciès périphériques du Clapey, nous avons donc ici une variété de roche *commune* à la bordure sud-est du Versoyen et au Clapey lui-même; ces analogies nous permettent de considérer cette dernière montagne comme appartenant aux ensembles ophiolitiques les plus massifs et apparemment les plus « internes » (dans le sens alpin du terme) du Versoyen.

Au cours de l'ascension du sommet de la Pointe-du-Clapey par les voies les plus faciles et les plus rapides, c'est-à-dire le long de l'arête nord-est ou du flanc sud-est, il est très fréquent de rencontrer des roches vertes à grain moyen, rappelant à l'œil nu les ophiolites métamorphiques omniprésentes dans le Versoyen. Ici, au Clapey, cette variété ne peut être définie avec beaucoup de précision: en effet, elle passe latéralement soit à la variété de glaucophanite fine que nous étudierons ci-dessous, soit à la roche grise que nous venons de décrire, soit encore à différentes variétés à grain fin que nous examinerons au paragraphe consacré aux « faciès de bordure ».

Tentons cependant de définir le genre de roche examiné ici par les critères macroscopiques suivants:

- a) Absence d'orientation et granulométrie moyenne (1 à 3 mm).
- b) Coloration nettement verte (composée du vert foncé propre aux amphiboles et à la chlorite, et du vert-jaune typique de l'épidote).
- c) Tendance très marquée au rubanage (l'épaisseur des lits pouvant aller du millimètre à plusieurs décimètres).

Les roches pourvues de ces critères un peu imprécis se situent cependant en une zone assez continue, que l'on rencontre souvent sur le flanc sud et sud-est du Clapey; cette zone peut se définir ainsi:

- a) elle est répartie en auréole autour de la masse centrale, fortement « glaucophanique »;
- b) elle passe rapidement aux différents faciès finement grenus « de bordure », précisément à la faveur de son intense rubanage. Ce rubanage sera aussi, du reste, un caractère spécifique de la principale variété périphérique à grain très fin.

Après une rapide description des échantillons, nous nous arrêterons un peu plus longtemps aux phénomènes marquants auxquels ce faciès donne lieu: le rubanage spectaculaire et le développement occasionnel de lits exceptionnellement riches en tourmaline.

Description macroscopique

La roche, massive et dure, dénuée d'orientation, est généralement constituée de petites plages millimétriques vert-jaune ou vert foncé; de l'importance prise par l'une

ou l'autre de ces phases colorées, dépend sa teinte générale, qui tend parfois encore vers le bleu-vert foncé. Le rubanage constitue finalement le caractère particulier de cette roche; il consiste en l'alternance de lits clairs (et en général finement grenus) et de lits foncés (plus ou moins grossiers), dont l'épaisseur varie de 2 ou 3 mm à une vingtaine de centimètres. Au contact entre deux lits un peu importants, on peut observer un rubanage secondaire, beaucoup plus fin et discret. Quelquefois enfin, à ce contact, apparaissent des « mouches » claires de quelques millimètres de diamètre, rappelant des « varioles » de coussins (« fausses varioles »), ou même ces petits grains blancs, en « tête d'épingle », que nous avons déjà rencontrés dans des amas chloriteux du Versoyen (éch. 66 V).

Enfin, participant à ce rubanage, on peut observer des lits très sombres où se sont accumulés des prismes noirs de tourmaline, longs parfois d'un centimètre.

Notons que sous l'Ermite (versant italien) le rubanage peut dépasser l'épaisseur de plusieurs décimètres et atteindre l'ordre du mètre.

Description microscopique de la roche verte proprement dite

Comme l'aspect macroscopique le laissait prévoir, la paragenèse est ici partagée entre minéraux d'origine mélanocrate et d'origine leucocrate, les premiers étant essentiellement des amphiboles vert-jaune, vertes ou vert-bleu, contenant des grains de sphène ou, plus rarement, de la chlorite, et les seconds étant de l'albite, de l'épidote et du grenat, les deux derniers minéraux figurant en assez gros cristaux. Les plages appartenant à l'un ou l'autre de ces deux groupes paragenétiques sont d'une taille de l'ordre du millimètre et elles ont des contours très diffus: il n'est pas possible d'identifier clairement ni pseudomorphoses de minéraux, ni structure relique. Tout au plus peut-on dire que les cristaux mélanocrates initiaux étaient assez trapus et que, lorsque l'on en devine un contour, les prismes de plagioclase étaient un peu plus fins et allongés, quoique du même ordre de dimension (le millimètre).

L'apatite et l'ilménite leucoxénisée parmi les minéraux primaires, le stilpnomélane et l'amphibole bleue parmi les secondaires, sont encore à mentionner pour compléter cette description de la paragenèse.

Terminons par quelques remarques pétrographiques glanées à la faveur de l'une ou l'autre plaque mince, et qui semblent malgré tout définir quelques caractères spécifiques de cette variété de roche assez indifférenciée:

- a) L'échantillon 67 V contient quelques petites reliques de pyroxène, au milieu de plages amphiboliques.
- b) Lorsqu'elle se présente, l'amphibole bleue a tendance à se développer à la périphérie des espaces mélanocrates.
- c) Bien qu'elle soit quelquefois maclée en grandes plages, et qu'il soit difficile de dire si cette macle est héritée du minéral mafique antérieur, l'amphibole s'avère « déchiquetée » à sa périphérie et envahie dans sa masse par l'albite

le plus souvent; en outre, ces plages d'amphibole, d'aspect fibreux, tendent à se superposer et à « s'imbriquer » les unes dans les autres, donnant alors l'aspect d'un treillis grossier.

- d) La tourmaline est rare, dans la variété verte, grenue, dont nous parlons ici.
- e) Une phase opaque, à altération périphérique occasionnelle rouge, est assez abondante dans certains spécimens (68 V).
- f) Le grenat, en cristaux plus ou moins brisés, à contour irréguliers, contient en inclusions des prismes amphiboliques bleus; ce minéral est fréquemment associé intimement aux cristaux épidotiques.

Examen microscopique du rubanage

Dans le cas général, les niveaux fins de couleur blanc-crème, révèlent sous le microscope un fond homogène constitué d'une mosaïque de petites plages d'albite aux contours indentés, d'une taille proche de 0,1 mm. Ce « fond » est criblé de grains appartenant au groupe de l'épidote d'une taille inférieure à 0,05 mm, de granules de sphène et de prismes amphiboliques très ténus, plus ou moins isolés ou disposés en faisceaux, et chloritisés à des degrés divers (éch. 68 V); nous n'avons décelé aucune structure « fantôme ».

Lorsque des « fausses varioles » apparaissent, dans les zones intermédiaires du rubanage, ceci correspond à une plus grande accumulation de mouches chloriteuses entourant des domaines principalement leucocrates, mais ce phénomène de différenciation est beaucoup moins marqué sous le microscope qu'à l'œil nu.

Les grains épidotiques peuvent devenir plus nombreux en certains niveaux, et participer ainsi au rubanage par leurs variations de densité.

Cependant, le phénomène le plus spectaculaire et sans doute le plus significatif reste l'accumulation, selon certains lits, d'un nombre exceptionnel de beaux prismes de tourmaline. De plus, à cette occasion, nous ne pouvons passer sous silence la répartition en lits que manifestent certaines phases métallifères opaques, plus ou moins en relation avec les niveaux à tourmaline.

Dans l'échantillon 69 V, nous voyons apparaître, entre deux niveaux conformes à la description du type leucocrate rubané banal (albite, épidote, amphibole, chlorite, sphène), un niveau, dont l'épaisseur est de 8 mm, constitué d'un « fond » presque exclusivement épidotique. L'albite n'y joue plus qu'un rôle accessoire de remplissage entre les grains. Le passage entre les niveaux classiques à albite et celui-ci se fait en moins de 0,2 mm. Dans ce « fond » de nature nouvelle, se sont développés de grands prismes de tourmaline, longs de plusieurs millimètres parfois, assez trapus et de section basale hexagonale. Les gros cristaux sont zonés assez irrégulièrement en vert olive dans leur partie centrale la plus étendue, en bleu plus clair à leur périphérie ou dans des taches irrégulièrement réparties. Parfois brisés, leurs extrémités étant alors déchiquetées, ces prismes s'avèrent aussi quelquefois légèrement pliés; leur croissance

semble s'être faite assez capricieusement quant aux directions, dimensions et lois d'associations entre individus, ce qui souvent nous donne finalement des amas aux contours anguleux mais non, à proprement parler, « idiomorphes ». La tourmaline est garnie de nombreuses inclusions opaques ou semi-opaques en petites mouches, qui nous paraissent de nature hétérogène, et parmi lesquelles nous croyons pouvoir identifier le sphène en très fins granules qui, du reste, accompagne aussi le « fond » essentiellement épidotique. A l'intérieur des grandes plages de tourmaline on remarque des sortes de petites « fenêtres » aux contours anguleux, rhombiques ou, le plus souvent, rectangulaires. Ces « fenêtres » sont partiellement envahies par la tourmaline bleue, celle-là même qui constitue la périphérie assez étroite des grands cristaux, et qui est sans doute de génération plus tardive; mais ces petites lacunes semblent aussi occupées très souvent par de l'épidote; il ne nous apparaît pas, cependant, que la forme de la « fenêtre » doive être attribuée à un cristal épidotique enclavé par la tourmaline. De toutes façons, tourmaline et épidote environnante se moulent trop étroitement pour que nous ne soyons pas incité à les considérer de genèse à peu près contemporaine. Tous au plus pourrions-nous considérer la période de genèse ou de remobilisation de l'épidote comme un peu plus longue, car elle cicatrise partiellement, en compagnie de l'albite et de mouches de chlorite, les cristaux brisés de tourmaline (fig. 33).

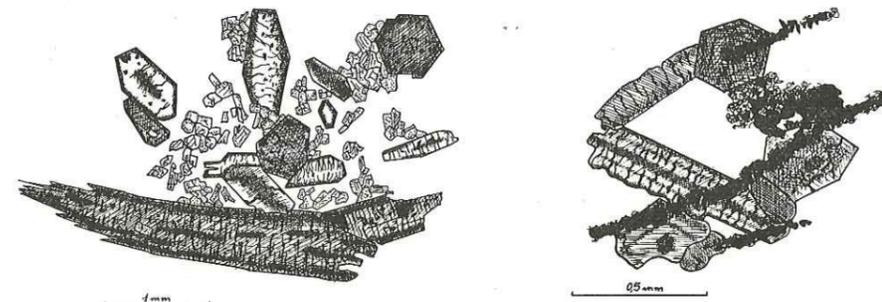


FIG. 33 (pl. m. 69 V). Lum. nat. — Variété de rubanage; habitus de la tourmaline, zonée, plus ou moins brisées, criblée de petites inclusions semi-opaques, associée à l'épidote, au quartz et à l'albite formant le fond.

FIG. 34 (pl. m. 70 V). — Prismes de tourmaline dans fond d'albite, conservant, sous forme d'amas semi-opaques en inclusions, des traînées parallèles au rubanage général.

Considérons à présent le beau type de rubanage fin du spécimen 70 V. L'épaisseur de ses lits va de 5 mm à 1 cm :

- a) Nous trouvons un lit assez épais constitué d'une très grande accumulation de tourmaline en beaux prismes idiomorphes, de longueur moyenne légèrement inférieure au millimètre, à section basale hexagonale, très nettement et

finement zonés alternativement en vert foncé et vert olive autour d'un noyau central bleu foncé.

Les interstices entre ces cristaux varient en volume d'un niveau à l'autre de la roche et sont occupés par une albite criblée de fibres amphiboliques de couleur bleu-vert, pléochroïques. De gros grains épidotiques jaune citron accompagnent ces minéraux. Par ailleurs, on décèle d'innombrables granules de sphène qui ont tendance à se disperser en traînée très étroites, parallèles au rubanage que les autres minéraux, tourmaline comprise, ont englobées en cristallisant (fig. 34). Notons que l'on rencontre quelques plages albitiques interstitielles absolument limpides, dépourvues d'inclusions, qui peuvent être liées aux veinules transversales au rubanage dont nous parlerons un peu plus bas. Enfin, ces niveaux fortement tourmalinifères recèlent quelques plages opaques, sans liséré d'altération, paraissant plus tardives, si l'on en juge d'après leur relation structurale avec les minéraux précités.

- b) Puis, brusquement en contact avec le niveau décrit ci-dessus, vient une zone large d'un millimètre environ, quasi dépourvue de tourmaline; elle est constituée exclusivement de la mosaïque de plages albitiques à contours irréguliers, obscurcies par l'accumulation d'aiguilles amphiboliques vertes très ténues. A celles-ci s'ajoutent des primes d'apatite et des grains épidotiques jaunes.
- c) Le niveau suivant perpétue la variété b) précédente, mais se garnit de phases opaques correspondant, semble-t-il, à deux générations. La tourmaline, peu abondante, manifeste à nouveau sa présence. Les grains opaques les plus nombreux et volumineux, larges de quelques dixièmes de millimètres, sont rouges foncé en lumière transmise, au moins à leur périphérie; ils sont toujours accompagnés d'une sorte de poche remplie d'albite limpide, en forme de demi-lune, qui les enveloppe partiellement. Le minéral rouge foncé est nettement xénomorphe par rapport à la tourmaline, sur laquelle il se « moule » fidèlement. Soit associés aux grains semi-opaques rouges, soit isolés, des cristaux absolument opaques se notent en assez grand nombre dans ce niveau; ils sont de taille plus réduite que les précédents, jusqu'à n'être plus que des petits grains noirs. Cette dernière phase semble indépendante du « fond » translucide qu'elle crible indifféremment.
- d) Nous pourrions décrire ensuite un dernier lit, constitué à partir du niveau précédent à phases opaques et « lunules » albitiques, et auquel s'ajouterait une quantité nettement plus grande de cristaux de tourmaline.

Enfin nous noterons que l'échantillon est sillonné de quelques étroites veinules transversales garnies d'albite très limpide; la mise en place de cette phase tardive n'a occasionné aucune altération ni corrosion des minéraux décrits plus haut, en parti-

culier de la tourmaline et de l'épidote; les groupes de ceux-ci sont coupés à l'emporte-pièce par le filonnet, ou même subdivisés en îlots, sans aucune modification visible.

Dans différents faciès de la Pointe-du-Clapey, nous rencontrerons fréquemment la tourmaline, associée en général à l'épidote et au grenat, et apparaissant dans les espaces qui pseudomorphosent des minéraux leucocrates, plagioclases probables le plus souvent. Mais rarement la tourmaline se rencontrera en aussi grande densité que dans les petits lits examinés ci-dessus. La signification de ceux-ci est donc d'importance pour l'explication de la distribution de ce minéral, problème auquel nous reviendrons.

CHAPITRE III

LA ROCHE TRÈS MÉLANOCRATE, A RELIQUES DE PYROXÈNE ABONDANTES

Nous avons découvert des échantillons de ce type, assez nombreux, de très grande taille et bien arrondis, dans le lit du torrent du Versoyen, entre les altitudes de 1320 m et de 1545 m environ; en ce dernier point une ancienne et modeste installation minière, dont on croit reconnaître les ruines, a peut-être exploité les blocs de l'éboulis? (G. de Mortillet, 1858). Nous avons échoué dans notre tentative de trouver « en place » dans la paroi cette variété pétrographique très intéressante; cependant, un seul bloc, découvert dans le grand éboulis situé au N. de la Pointe-du-Clapey, nous a présenté un passage insensible, sur quelques décimètres, entre la variété examinée ici et le type « glaucophanique » à belle structure porphyrique étudié ci-dessous. Cette observation, ainsi que la localisation géographique des blocs éboulés dans le torrent, nous incite à situer ce genre de roche très mélanocrate à proximité, et vers l'E., de la masse centrale à développement marqué de glaucophane (*s. lato*).

Description macroscopique

A la cassure fraîche, la roche est de couleur vert très foncé; elle se teinte souvent de roux à la patine. Les spécimens sont massifs, très durs, et dénués d'orientation. Il est facile de reconnaître à leurs plans de clivage de grands cristaux pyroxéniques très sombres, d'une longueur oscillant entre 1 et 3 cm. Les représentants de phases métallifères sont aussi très visibles, soit en grandes plages centimétriques noires à éclat métallique, soit, moins nombreux, en grains jaunes à éclat pyriteux.

Certains échantillons s'avèrent un peu moins mélanocrates: le fond pyroxénique vert est localement envahi par des formes parallépipédiques blanchâtres ou jaunâtres, d'une longueur légèrement inférieure au centimètre, qui évoquent l'habitus de phénocristaux de plagioclase. Ceux-ci s'accumulent sans loi apparente en sortes de

« bouffées », et esquissent une structure subophitique, parfois un peu orientée, et évidemment d'autant plus marquée que leur nombre est plus grand.

Quelquefois enfin, cette roche fortement pyroxénique est sillonnée de filonnets de couleur blanc crème à granulométrie très fine.

Description microscopique

Attachons-nous d'abord un moment aux seuls témoins et reliques de la roche primaire: il s'agit d'une part de la structure subophitique, d'autre part de belles reliques pyroxéniques et de grands cristaux leucoxénisés d'ilménite.

La structure partiellement ophitique se voit à vrai dire beaucoup plus facilement à l'œil nu; les figures 35 et 36 montrent les relations géométriques entre phase mélanocrate (pyroxène, ilménite...) et phase leucocrate, telles que l'on peut les reconstituer dans leurs contours malgré les effets du métamorphisme. Nous avons eu quelque peine à reconstituer la structure des échantillons les plus mélanocrates.

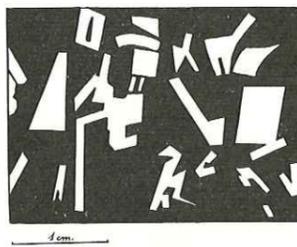


FIG. 35. — Reconstitution de la structure d'un mélagabbro.

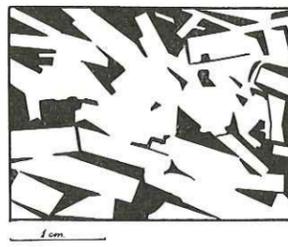


FIG. 36. — Reconstitution de la structure d'un mélagabbro avec accumulation locale de plagioclase.

Les plages pyroxéniques intactes peuvent atteindre plusieurs millimètres de diamètre. Soit incolores, soit rose saumon très pâle, elles sont bien clivées, assez fortement fissurées et fréquemment maclées. Le minéral dont dérivent les différentes reliques semble appartenir à la même variété de pyroxène, si l'on s'en réfère aux propriétés optiques générales. Il faut noter que la transformation métamorphique est suffisamment importante pour avoir peut-être fait disparaître électivement et complètement un ou deux autres types de minéraux mélanocrates.

Mentionnons encore pour mémoire quelques fines aiguilles d'apatite brisées, probablement primaires.

La paragenèse de métamorphisme est complexe: bien que les minéraux secondaires n'aient pas fidèlement pseudomorphosé les cristaux primitifs, et qu'ils se soient répandus d'un domaine à l'autre, nous subdiviserons les surfaces examinées en deux domaines: celui des minéraux initialement mélanocrates et celui des minéraux leucocrates.

En ce qui concerne le domaine initialement mélanocrate notons d'abord la leucoxénisation presque complète des grands cristaux d'ilménite (fig. 37).

Pour sa part, le pyroxène a donné lieu au développement d'une gamme étendue de minéraux secondaires, qui semblent respecter quelques lois que nous énoncerons en nous aidant de schémas (fig. 38, 39, 40).

Dans toutes les plaques minces, l'amphibole bleue apparaît de la façon la plus saisissante comme une auréole, large de quelques dixièmes de millimètres au moins, entourant des cristaux pyroxéniques, immédiatement à leur contact et exclusivement extérieure à ceux-ci. A ce contact, la plage pyroxénique est souvent elle-même transformée, comme nous le verrons plus bas, mais son contour est conservé par un



FIG. 37 (pl. m. 71 V). — Grande plage de pyroxène (avec clivages) amphibolisée et chloritisée englobant un grain d'ilménite leucoxénisée. (en noir)

alignement très régulier de petits granules de sphène; de plus, l'amphibole bleue suit ce contour avec une grande fidélité, sans le franchir vers l'intérieur, et contribue ainsi également à restituer la forme du pyroxène. Tout ceci revient à dire que le glaucophane s'est développé en réalité dans le domaine leucocrate sans doute initialement plagioclasique, immédiatement limitrophe du pyroxène. L'auréole bleue, pléochroïque, est faite de plages allongées qui ne paraissent pas obéir à des lois géométriques particulières, lois qui auraient pu par exemple être inspirées par l'orientation des contours ou des clivages pyroxéniques: ces plages allongées sont indifféremment perpendiculaires, obliques ou parallèles aux contours du cristal mélanocrate primaire. Vers l'extérieur, domaine initialement leucocrate, l'auréole de « glaucophane » présente un profil déchiqueté (fig. 38 et 39).

L'amphibole bleue peut apparaître en d'autres circonstances: souvent par exemple en taches irrégulières, au milieu de l'enchevêtrement de prismes amphiboliques verts et d'amas chloriteux ayant plus ou moins complètement transformé les plages pyroxéniques. Dans ce cas, il nous a été donné de découvrir des prismes amphiboliques zonés, bleus au centre et verts à l'extérieur. Assez souvent aussi, l'amphibole bleue est présente, au travers des pyroxènes, à la faveur de petites fissures: le contact entre les minéraux, l'un primaire, l'autre secondaire, et limpides tous deux, est alors net, sans aucune phase interposée.



FIG. 38 (pl. m. 72 V). — Plage de pyroxène amphibolisée (avec apparition de petits grains de sphène) contenant poecilitiquement un groupe d'anciens plagioclases. L'amphibole bleue (en blanc) se développe dans les plagioclases, remplacés en leur centre par de la chlorite, de l'amphibole et un grain de grenat.

Assez souvent enfin, les petites plages de glaucophane (*s. lato*) sont intimement associées à un minéral opaque en grains assez petits, dénué de toute altération périphérique.

Si nous considérons à présent l'intérieur même des cristaux de pyroxène, nous les voyons largement envahis par différents types d'amphiboles colorées, par de la chlorite verte, et accessoirement par des variétés de stilpnomélane (ou biotite verte, *pro parte*).

Les amphiboles secondaires, tantôt en habitus aciculaire, tantôt en plages à contours flous, sont vertes ou vert-bleu, bien pléochroïques. Un peu de « glaucophane » se joint souvent à elles. La chlorite est vivement colorée en vert, et ses amas sont intimement associés aux amphiboles vertes, sans loi apparente.

Ces domaines de minéraux dérivés du pyroxène sont criblés et parfois totalement obscurcis par des grains ténus de sphène disposés en petits « traits » parallèles et longs de 0,1 mm à peu près. L'orientation de ces petits « traits » est souvent plus ou moins transversale au clivage du pyroxène; parfois encore ces niveaux de granules de sphène esquissent une sorte de quadrillage très serré. Il est rare que ces grains ténus apparaissent dans le pyroxène frais: ce phénomène se présente tout au plus à proximité de domaines amphibolisés et chloritisés. Nous l'avons dit, le même type de granules conserve et restitue finalement, à travers toutes les altérations ultérieures, le contour des plages pyroxéniques.

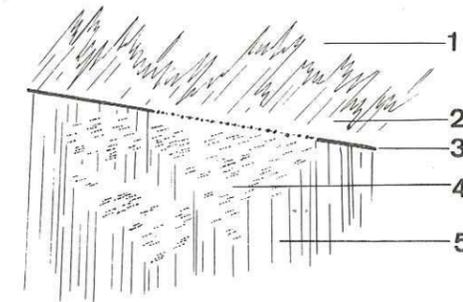


FIG. 39 (pl. m. 72 V):

- 1) Albite + épidote, chlorite, grenat, tourmaline;
- 2) Glaucophane (*s. lato*);
- 3) Contour de la plage pyroxénique avec sphène;
- 4) Zone chloritisée et amphibolisée, verte, + sphène;
- 5) Pyroxènes frais.

Les grains de sphène se développent parfois en un volume plus important pour donner de belles « gouttelettes » limpides.

Assez rarement, une autre amphibole, de couleur brun-jaune, pléochroïque, se présente en taches dans ces ensembles mélanocrates pseudomorphosant le pyroxène; elle semble électivement liée à un grain d'ilménite leucoxisée voisin, et par ailleurs, elle paraît parfois être de genèse contemporaine au glaucophane, lorsque celui-ci figure à l'intérieur des plages pyroxéniques (éch. 71 V).

Enfin, également assez subordonné en quantité, apparaît un minéral de teinte vert olive brunâtre, pléochroïque, d'aspect micacé, disposé en houppes un peu fibreuses, qui pourrait appartenir à la famille du stilpnomélane. Ce minéral est en

contact immédiat avec les reliques à contours corrodés de pyroxène frais, séparant celles-ci des autres minéraux de métamorphisme¹ (fig. 40). Nous retrouverons ces petites plages entourant discrètement les fragments de grenat. Par ailleurs, le stilpnomélane brun orangé n'est pas absent au sein de quelques ensembles chloritisés et amphibolisés.

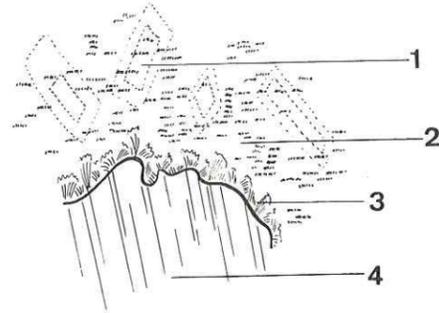


FIG. 40:

- 1) « Glaucophane » zoné, passant au vert à la périphérie;
- 2) Zone à chlorite et amphiboles vertes;
- 3) Petit liséré de ferrostilpnomélane; (biotite verte possible)
- 4) Pyroxène frais.

Certains domaines de forme triangulaire participant à la structure ophitique, ou bien encore une zone latérale importante dans une grande plage initialement pyroxénique, sont intégralement chloritisés et amphibolisés, au point de nous faire penser à un minéral mafique primaire, plus vulnérable au métamorphisme, qui aurait été associé au pyroxène augitique qui nous est conservé en reliques. Nous pensons néanmoins que, dans ce cas, ce deuxième minéral était subordonné en quantité au type de pyroxène plus ou moins bien conservé.

Considérons à présent au microscope les domaines initialement leucocrates, probablement constitués au début de plagioclase.

Dans les variétés les plus mélanocrates de la roche que nous étudions ici, ces domaines sont remarquablement envahis par une chlorite verte. Ce minéral est accompagné d'albite limpide, d'aiguilles amphiboliques vertes ou bleuâtres, de gros grains de grenat à contours irréguliers, d'épidote, de tourmaline et de quelques paillettes phylliteuses incolores d'aspect micacé.

C'est donc évidemment dans les variétés un peu plus leucocrates, à structure ophitique assez satisfaisante, que nous pouvons mieux détailler l'organisation de ces phases de remplacement (fig. 36 et 41).

¹ Le professeur P. Bearth serait porté à identifier comme une biotite verte, dans certains cas, ce minéral ici attribué à la famille des stilpnomélanes.

Rappelons d'abord l'auréole de glaucophane (*s. lato*) qui, à partir du bord du pyroxène voisin, semble rayonner vers l'extérieur de celui-ci, occupant donc une partie du domaine d'origine leucocrate. Vers l'extérieur, cette auréole a un contour déchiqueté, les fibres amphiboliques bleues se terminant ainsi souvent au sein de plages d'albite limpide.



FIG. 41 (pl. m. 72 V). — Gabbro à phénocristaux de plagioclase nombreux. La zone interstitielle triangulaire, entièrement chloritisée et amphibolisée, avec mica et stilpnomélane ou biotite (vert). Les phénocristaux de plagioclase sont transformés en albite, variété d'épidote, phyllite; présence de tourmaline et de deux petites aiguilles d'apatite. Grain d'ilménite déformé et altéré.

A ce propos, il faut signaler que cette auréole est évidemment bien visible dans le cas où un cristal pyroxénique avoisine une forme de plagioclase d'assez grande dimension (plusieurs millimètres), ce qui est fréquent. Souvent aussi, cependant, ce que nous supposons avoir été des cristaux de plagioclase de petite dimension sont inclus dans une plage de pyroxène, donnant naissance à une structure pœcilitique. Dans ce cas, l'espace dévolu au remplacement du plagioclase est entièrement occupé par l'amphibole bleue qui s'est développée vers l'extérieur des « frontières » du pyroxène, sans laisser de place, semble-t-il, au développement de la paragenèse dont nous allons

parler ici. Ce phénomène qui peut s'expliquer ainsi assez logiquement, conduit cependant parfois à l'idée de l'existence antérieure de deux phases pyroxéniques primaires différentes, intimement imbriquées en plages à contours très francs et dont l'une aurait été entièrement glaucophanisée. Des objections d'ordre chimique, de même que l'analyse minutieuse des contours morphologiques, écartent cette dernière idée.



FIG. 42 (pl. m. 73 V). — Grenat et amphibole; cette dernière est bleue à l'intérieur du grenat, et verte, associée à l'albite, à l'extérieur.

FIG. 43 (pl. m. 71 V). — Grenat englobant des prismes d'amphibole bleue.

FIG. 44 (pl. m. 73 V). — Epidote et prismes d'amphibole bleue.

Il semble en effet que les plagioclases figuraient en phénocristaux de tailles variables allant d'une longueur d'un millimètre à un centimètre environ. On peut douter dès lors que la composition de tous les grains plagioclasiques, petits et grands, ait été la même; si tel avait été le cas néanmoins, l'amphibole bleue, accompagnée d'un peu

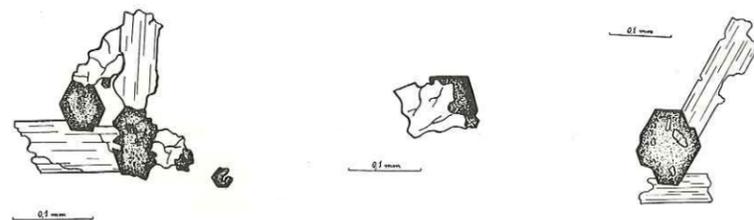


FIG. 45 (pl. m. 72 V). — Epidote et tourmaline, dans « fond » albito-chloritique garni de paillettes d'aspect micacé, à biréfringence basse.

FIG. 46. — Semblable à fig. 45.

FIG. 47. — Semblable à fig. 45.

d'albite, se serait développée et conservée de façon prioritaire dans les petits espaces, et la mobilité chimique aurait été suffisante pour « refouler » vers le centre des espaces leucocrates plus grands les constituants des autres minéraux tels qu'épidote, grenat, albite, chlorite; nous verrons qu'il faut rester réticent devant cette dernière hypothèse.

Prenons donc un espace leucocrate rectangulaire typique, de taille moyenne, long de 2 ou 3 mm, large d'un millimètre; il s'avère nettement zoné (fig. 41 à 49).

La partie centrale, grossièrement rectangulaire elle aussi, est partagée entre des représentants de différents membres de la famille de l'épidote d'une taille proche de 0,2 mm et qui sont en majorité, et des lamelles d'aspect micacé mais à biréfringence assez faible, associée à des facules d'albite. On trouve aussi quelques petites mouches chloriteuses; mais le fait d'observation le plus saisissant est l'abondance de prismes trapus de tourmaline verte à vert-jaune, plus ou moins zonés, d'une taille équivalente à celle des grains épidotiques, et très étroitement imbriqués avec ceux-ci.

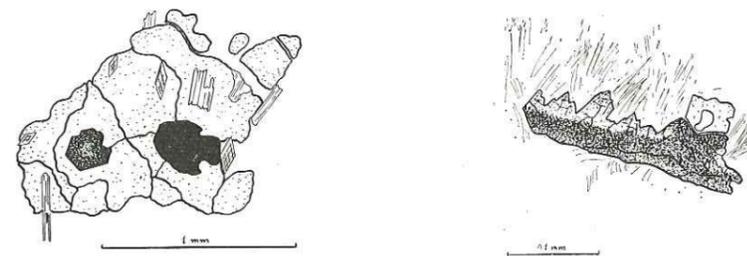


FIG. 48 (pl. m. 73 V). — Grenat avec prismes d'amphibole bleue, tourmaline et grain opaque en inclusions. Le long des fractures du grenat: pigmentation rousse.

FIG. 49 (pl. m. 73 V). — Grain du groupe de l'épidote, partiellement coloré en rouge-brun très sombre (allanite?). Grain d'apatite, fibres amphiboliques bleues et vertes.

La partie marginale est presque exclusivement albitique, garnie, s'il y a lieu, du bord déchiqueté de l'auréole amphibolique bleue du pyroxène voisin (fig. 38 et 39).

Si nous considérons des espaces leucocrates dans un échantillon très foncé où ils sont peu nombreux, nous constatons l'absence de toute structure zonée: la chlorite, l'albite et l'épidote se partagent ce domaine, avec apparition et développement très important de grains de grenat (diamètre: 0,2 à 0,3 mm) à contours irréguliers, partiellement brisés en apparence. Ces grenats sont souvent intimement imbriqués avec des grains épidotiques. Par ailleurs, il arrive que la tourmaline idiomorphe, nettement moins abondante dans ces échantillons mélanocrates, soit incluse complètement dans le grenat (fig. 48); en outre, fréquemment, ce dernier minéral se développe d'une façon « dendritique » autour de petits prismes de « glaucophane », qui parfois se prolongent vers l'extérieur sous forme de fines fibres amphiboliques vertes, environnées d'albite (fig. 44). Disons immédiatement que ce phénomène de détail suggère une hypothèse: le grenat, partiellement postérieur à l'amphibole, ou tout au plus son contemporain, l'a soit amenée à cristalliser sous forme de « glaucophane » dans le domaine adjacent uniquement, soit plus probablement l'a partiellement protégée dans une phase suivante, de la dégradation en albite et fibres amphiboliques vertes.

Quelquefois nous avons découvert des grains d'épidote zonés et partiellement colorés en brun très foncé, substance rappelant une variété d'allanite (fig. 49).

La description de ces espaces d'origine feldspathique nous paraît pouvoir étayer l'hypothèse selon laquelle les plagioclases étaient assez nettement zonés, fortement sodiques vers les bords, et en outre, les individus de très petite taille étaient peut-être de l'albite à peu près pure; de plus nous avons remarqué que la partie centrale, épidotique, grenatifère et phylliteuse, semble avoir été plus favorable au développement de la tourmaline; ajoutons cependant que nous avons rencontré des amas de prismes de tourmaline accolés à un cristal d'ilménite leucoxénisé; il faut surtout insister sur le fait que nous n'avons *jamais* noté de tourmaline dans les plages d'origine manifestement mafique.¹ En ce qui concerne la « zonation » des plagioclases, nous ne pouvons pas écarter néanmoins la possibilité d'une réorganisation secondaire des éléments chimiques, peut-être favorisée par un apport pneumatolytique suggéré par la tourmaline, réorganisation secondaire qui aurait groupé les constituants des phases sodiques (albite et glaucophane) vers la périphérie des formes cristallines, et les phases calciques en leur centre, évoquant ainsi trompeusement une zonation feldspathique primaire.

Par ailleurs, il serait permis d'attribuer la disposition en auréole des aiguilles d'amphiboles bleues autour des plages pyroxéniques, à une corrosion des cristaux déjà formés de feldspaths par un résidu plus ou moins fluide résultant de la cristallisation du pyroxène, résidu refusé par ce dernier. Cette idée ne résiste pas, semble-t-il, à la présence d'amphibole bleue dans des fractures nettes de plages pyroxéniques fraîches.

Il est finalement de quelque intérêt d'examiner sous le microscope un des filonets de couleur blanc crème qui sillonnent parfois ce gabbro pyroxénique. Nous y découvrons des grains épidotiques (1 mm de large) très abondant, du quartz et de la calcite en grandes plages, accompagnés de rares fibres amphiboliques de couleur pâle. De même que l'aspect macroscopique et la structure générale assez désordonnée, ces caractères nous rappellent des variétés du liséré blanc associé aux roches vertes et aux schistes noirs, ailleurs dans le Versoyen.

Il nous paraît préférable d'intégrer l'interprétation générale des phénomènes décrits ci-dessus dans le paragraphe final portant sur les roches grossièrement grenues de la Pointe-du-Clapey.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 8 : Echantillon de mélagabbro à reliques de pyroxènes, recueilli dans un bloc arrondi, dans le lit du Versoyen, un peu en dessous du lieudit « ancienne mine ».

¹ *Le B n'aura peut-être trouvé l'Al disponible pour la formation de tourmaline que dans les cristaux feldspathiques.*

SiO ₂	42,39		
Al ₂ O ₃	13,32		
TiO ₂	4,45		Paramètres de Niggli
FeO	12,58	si	95
Fe ₂ O ₃	4,09	al	17,5
CaO	9,75	fm	52,3
MgO	6,36	c	23,4
Na ₂ O	2,91	alk	6,7
K ₂ O	0,22	k	0,04
MnO	0,31	mg	0,4
P ₂ O ₅	0,13	ti	7,4
H ₂ O ⁺	3,11		
H ₂ O ⁻	(0,23)	qz	-31,8
S ⁻²	traces		
	99,62		

CHAPITRE IV

LES « GLAUCOPHANITES » LOCALEMENT A STRUCTURE PORPHYRIQUE ET FACIÈS ASSOCIÉS

La « glaucophanite » de la Pointe-du-Clapey est certainement une des roches les plus belles et les plus intéressantes de la région du Versoyen. Associée à différentes variétés, elle constitue la partie centrale et principale de la grande falaise nord, ainsi que la majeure partie de la zone ouest de la montagne. Les vastes éboulis du versant nord et, à un degré moindre, le bel éboulis orienté au sud et se dirigeant vers le chalet en ruine du Clapey, nous offrent un large choix d'échantillons représentatifs de ce faciès.

Dans la zone essentiellement « glaucophanique », à l'W. et sous le sommet du Clapey, la paroi terminale qui est absolument verticale s'avère constituée d'une roche de couleur très claire, verdâtre ou beige, finement grenue, que nous décrivons également dans ce paragraphe. Cet affleurement situé à l'altitude approximative de 2520 m, est haut d'une soixantaine de mètres, mais nous pensons que ce faciès leucocrate constitue en réalité un niveau de faible épaisseur (quelques mètres peut-être) dont on ne voit que la surface redressée.

En plusieurs points, et le plus souvent vers l'extérieur de la masse « glaucophanique », il est possible d'observer un passage entre celles-ci et une roche verte

ou vert-jaune, très finement grenue, que nous étudierons dans le paragraphe consacré aux faciès « de bordure ». Ce passage se fait en quelques décimètres, soit par diminution du grain et éclaircissement de la teinte de la roche, soit par l'intermédiaire de structures bréchiques.

Signalons enfin, sous le sommet de la Pointe-du-Clapey, vers le N.-W., au-dessus d'une « vire » herbeuse très escarpée, une petite crevasse qui entaille le pied de la paroi sommitale, vers l'altitude de 2500 m; cette crevasse est tapissée de croûtes constituées de minéraux cuprifères assez spectaculaires: malachite, azurite, etc.

Nous examinerons ici les deux faciès suivants:

1. La « glaucophanite » et ses variétés.
2. La roche de couleur blanc crème (très finement grenue).

1. LA « GLAUCOPHANITE » ET SES VARIÉTÉS

Description macroscopique

A l'œil nu la roche s'avère très massive et sans orientation; elle surprend par sa coloration bleue, presque noire. Ce fond très sombre est irrégulièrement garni de formes rectangulaires blanches à allure de plagioclase. La patine est souvent de coloration roux foncé.

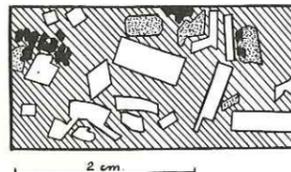


FIG. 50 (éch. 76 V). — Plagioclases, phénocristaux de pyroxène (pointillés), ilménite (en noir), sur fond fortement glaucophanique, de la roche à structure porphyrique. Le fond était soit très finement grenu, soit vitreux.

Les phénocristaux blancs ont une longueur qui varie entre 4 et 15 mm. et plus. Ils sont répartis en nuages irréguliers, mais ils ne s'accumulent presque jamais suffisamment pour donner une structure précise; néanmoins, dans les cas rares où leur densité est plus grande, ils s'orientent sensiblement, évoquant une structure vaguement ophitique et fluidale, très proche de la photo 3 A, présentée par Wager, Brown et Wadsworth (1960), mais les phénocristaux étant quatre fois plus gros. Le plus souvent, ils sont disposés sans aucune orientation privilégiée. Quelquefois ils se rapprochent pour former des petits groupes de quatre ou cinq éléments; cependant, le plus fréquemment, ils flottent isolément dans la pâte mélanocrate (fig. 50 à 52).

Les contours de ces formes rectangulaires ne sont pas toujours nets, et elles apparaissent alors comme des taches floues; cette modification conduit parfois à de

fâcheuses équivoques car, nous l'avons déjà vu, certains types de roches vertes se garnissent parfois de petites ocelles dont la signification n'est pas élucidée. Il faut noter encore que les phénocristaux peuvent être de taille différente dans le même spécimen.

L'examen de ces plages claires permet de remarquer des amas grenatiformes rouge orangé, plus ou moins groupés vers le centre de la plage. On note aussi parfois dans ces plages d'éphémères reflets micacés, et quelques zones d'accumulation d'épidote.

La matrice sombre ne se résout pas facilement. Il est cependant possible d'y découvrir de grandes plages vertes très allongées, dérivant de cristaux pyroxéniques, et entourées d'une marge bleu foncé; leur longueur peut varier, dans le même échantillon, de quelques millimètres à plus de 2 cm. Ces formes prismatiques zonées sont éloignées les unes des autres, et indépendantes quant à leur orientation.

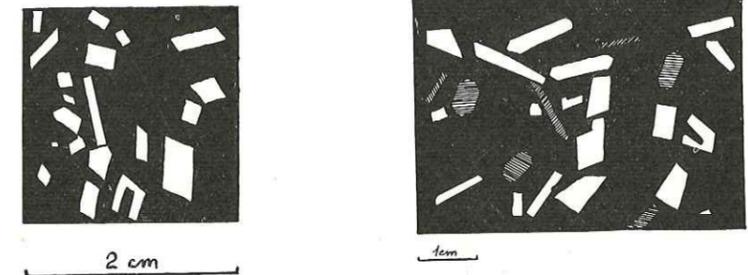


FIG. 51 (éch. 77 V). — Relation entre domaine d'origine leucocrate (plagioclase) et domaine mélanocrate, apparemment plus finement grenu ou vitreux dans son état initial.

FIG. 52 (éch. 78 V). — Fantôme de structure avec plagioclase (en blanc), pyroxène (ligné) et mésostase plus fine. Glaucophane, stilpnomélane et grenats abondants.

De même que les formes rectangulaires blanches, ces phénocristaux très allongés semblent baigner dans une substance finement cristallisée très sombre, un peu scintillante, où l'amphibole bleue sombre, le stilpnomélane en nids roux à éclat assez métallique, et l'ilménite peu évidente à l'œil nu malgré son abondance, jouent le rôle primordial; se joignent à cette paragenèse visible quelques petits grenats de couleur miel et de l'épidote.

Certaines zones d'affleurement, assez capricieusement réparties, sont remarquables par la densité des aiguilles d'apatite à habitus quasi fibreux, de couleur grise, et visibles à l'œil nu. Elles ont tendance à s'orienter parallèlement les unes aux autres.

Particulièrement dans la zone W. de l'ensemble « glaucophanique », un phénomène discret mérite d'être souligné: il s'agit de la présence de petits yeux de quartz limpide, de quelques millimètres de diamètre, disséminés parfois en assez grand

nombre au sein de la roche porphyrique; celle-ci est par ailleurs compacte en apparence, dénuée de fissures ou de minéralisation.

La « glaucophanite » peut se présenter sous un aspect plus finement grenu, dénué de formes suggérant des phénocristaux; dans ce cas, la granulométrie générale est de quelques millimètres au maximum, et la teinte des échantillons, très foncée, tend soit vers le gris-bleu, soit vers le gris-vert. Le sommet même du Clapey est constitué par une roche appartenant à cette variété. Il nous semble exister tous les termes de passage entre ce type à grains plus fin, non porphyrique, et la roche verte décrite au chapitre précédent.

Description microscopique

Les minéraux secondaires se sont développés sans respecter fidèlement la structure primaire de la roche. Il est donc difficile, et peut-être imprudent, de reconstituer la trame initiale de celle-ci. Pour tenter néanmoins cette reconstitution, il faut conjuguer les examens microscopique et macroscopique; ce dernier, en effet, révèle des formations minérales qui échappent dans la confusion paragenétique que l'on perçoit au microscope; ceci est vrai en particulier pour les grands fantômes clairs d'origine probablement feldspathique.

Il est presque certain que la structure primaire était essentiellement porphyrique, les familles des feldspaths et des pyroxènes constituant l'essentiel des phénocristaux, auxquels il faut joindre l'ilménite, l'apatite et peut-être le quartz. Les représentants de ces différentes espèces étaient de taille et surtout de densité d'accumulation très variables d'un point à l'autre de la roche. Les cristaux pyroxéniques possédaient des dimensions toujours inférieures à celles des prismes feldspathiques. Tous les grains cristallins primaires idiomorphes s'avèrent avoir été, au moment de la consolidation de la roche, éloignés et indépendants les uns des autres; tout au plus manifestaient-ils une légère tendance au groupement à trois ou quatre individus plus ou moins accolés, sans jamais atteindre au faciès « léopard », décrit au Canada, par exemple, par Baragar (1960).

L'idiomorphie très nette et l'éloignement réciproque des phénocristaux primaires constituent les faits structuraux fondamentaux; ceux-ci impliquent évidemment l'existence d'un « ciment », sorte de mésostase, en quantité importante; il n'est pas possible de préjuger de sa nature car elle ne recèle aucune structure relique.

Quelques grains d'ilménite ou d'apatite brisés, quelques formes pyroxéniques ou feldspathiques très légèrement pliées ou laminées, indiquent qu'un certain effort mécanique a pu s'exercer sur la roche. Ces déformations sont locales et assez discrètes pour que nous négligions momentanément ce phénomène, car, par exemple, les prismes très allongés et assez fins de pyroxène nous sont conservés à peu près intacts dans leur morphologie.

Quelques schémas nous permettent de représenter la structure primaire de différents échantillons de la variété examinée ici dans la mesure où nous avons pu

la reconstituer à travers toutes les modifications dues au métamorphisme (fig. 53 et 54).

Nous décrivons successivement ci-dessous quatre éléments primaires ainsi que les modifications métamorphiques complexes que chacun d'entre eux semble avoir subies:

- Les phénocristaux de pyroxène (et leurs dérivés de métamorphisme).
- Les phénocristaux feldspathiques (et leurs dérivés).
- L'ilménite, l'apatite et les plages de quartz.
- La mésostase indifférenciée.

a) Les phénocristaux de pyroxène (et leurs dérivés de métamorphisme)

Les pyroxènes possèdent un habitus prismatique très allongé, d'une longueur variant entre le millimètre et le centimètre, mais toujours de taille sensiblement inférieure à celle des formes d'origine feldspathiques les plus proches. Les sections allongées ont souvent des extrémités d'apparence fuselée qui nous indiquent un développement important de faces hémipyramidales.

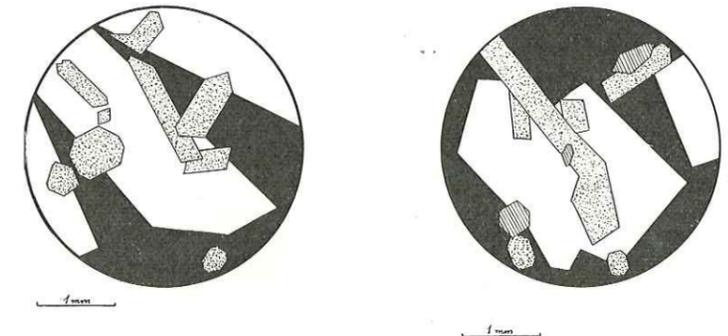


FIG. 53 (éch. 77 V). — Domaines d'origine plagioclasiqne (en blanc) et pyroxénique (pointillé). En noir: domaine indifférencié (mésostase ?).

FIG. 54. — Semblable à fig. 53 avec cristaux d'apatite (lignés).

Dans quelques plaques minces, il nous a été donné d'identifier quelques reliques de ce pyroxène apparemment primaire. Ces fragments sont toujours très petits, abîmés et, semble-t-il, en voie de « résorption ». Ils sont pléochroïques, très colorés en vert ou en vert-jaune. Ces reliques s'avèrent fréquemment maclées, de même qu'elles montrent une forte tendance à une fissuration fine, transversale à l'allongement du prisme. Nous pouvons attribuer ce minéral à une variété égyrinique, identification qui pourrait être encore confirmée par l'habitus allongé et fuselé attribuable au

développement de faces d'indices (461). La « résorption » de ce pyroxène s'effectue en une subdivision en très fins granules, ce qui conduit à une phase semi-opaque vert très foncé, d'autant plus obscure que s'y joignent de petites « gouttelettes » de sphène. Cette résorption, due à une phase de métamorphisme, s'accompagne d'un développement de belles plages de quartz d'une taille de 0,3 mm environ, parfois davantage. Ce quartz, en général très limpide, contient parfois en inclusions tantôt des granules verts de pyroxène, tantôt de beaux petits cristaux de sphène, tantôt enfin

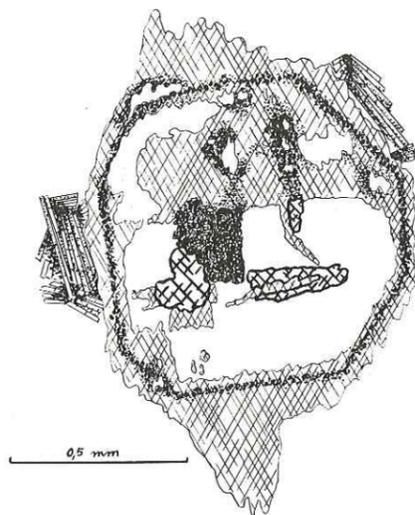


FIG. 55. — Fantôme de pyroxène (ægyrinique ?) avec quelques reliques conservées vers le centre. Grande plage d'amphibole bleue, bordée de quelques gerbes de stilpnomélane. Granules verts de résorption du pyroxène et grandes plages de quartz limpide. Le contour du pyroxène est transmis grâce à une ligne de grains de sphène et une coloration un peu plus intense de l'amphibole.

quelques aiguilles amphiboliques bleutées. Lorsque ces plages de quartz ont pris un volume important à l'intérieur de la pseudomorphose de pyroxène, la phase semi-opaque verte dont nous venons de parler se comporte d'une façon très spéciale: elle se dispose en sortes de canaux très étroits séparant les plages de quartz dont les contours sont souvent rectilignes. Le fantôme de pyroxène est ainsi transformé en une sorte de treillis à mailles larges dont les trous seraient occupés par le quartz. Dans les sections prismatiques allongées, nous voyons souvent la substance semi-opaque verte, dont la nature initiale est encore plus ou moins identifiable, alterner avec des plages de quartz, ces deux phases minérales étant disposées en niveaux allongés transversalement à l'axe du prisme, évoquant une peau tigrée (fig. 55, 56, 57 et photos 7 et 8).

En général, les sections « basales » du pyroxène nous permettent de voir en leur centre une plus grande accumulation de reliques primaires et de phase verte semi-opaque; cette dernière rayonne en fins canaux vers la périphérie de la forme, où elle s'épanouit à nouveau en quantité un peu plus grande, associée alors presque toujours à l'auréole amphibolique bleue dont nous allons parler. Ainsi, occupant l'espace



FIG. 56 (pl. m. 81 V). — Même phénomène que pour la fig. 55. Le centre de la forme pyroxénique est garni d'une sorte de couronne semi-opaque verte. Granule assez important de sphène. Stilpnomélane en gerbe.

entre ces fins canaux semi-opaques disposés en treillis et plus ou moins rayonnants, les plages de quartz limpide occupent une situation vaguement intermédiaire entre le centre et le bord des formes pyroxéniques; cette loi géométrique n'est jamais que très imparfaitement observée et souffre de nombreuses exceptions.

La partie intérieure de la forme pyroxénique est quelquefois garnie de petits archipels constitués de houppes de chlorite très verte, et il est encore possible de déceler parfois quelques grains d'épidote ou de grenat.

Nous avons été amenés à passer tout naturellement de la description des quelques plages reliques à celle du quartz et de la structure centrale des prismes pyroxéniques métamorphiques. Nous aurions pu aborder la description de ceux-ci en considérant tout d'abord leur zone périphérique.

Dans tous les cas, les contours des cristaux de pyroxène sont très fidèlement conservés par l'alignement de petits granules à indice de réfraction élevé, parmi lesquels le sphène semble jouer le plus grand rôle. Indifférentes le plus souvent à cette ligne de contour nette, se surimposent les différentes plages de minéraux secondaires.

Dans la plupart des cas, une amphibole bleu violacé, pléochroïque, constitue la zone marginale, *intérieure* et *extérieure*, de la forme pseudomorphosée (fig. 56).

Les plages de cette amphibole bleue, qui paraissent souvent n'être que des groupements de prismes aciculaires parallèles, s'avèrent posséder la même orientation optique et morphologique tout autour du cristal de pyroxène initial: ceci revient à dire que la plage amphibolique secondaire, malgré un contour assez irrégulier et déchiqueté et, malgré le fait qu'elle soit occupée en son centre par des phases différentes, ne correspond en réalité qu'à un seul et même cristal. L'orientation morphologique de ce cristal amphibolique est souvent parallèle à celle du cristal de pyroxène, mais quelquefois cependant, leurs allongements respectifs font un angle sensible.

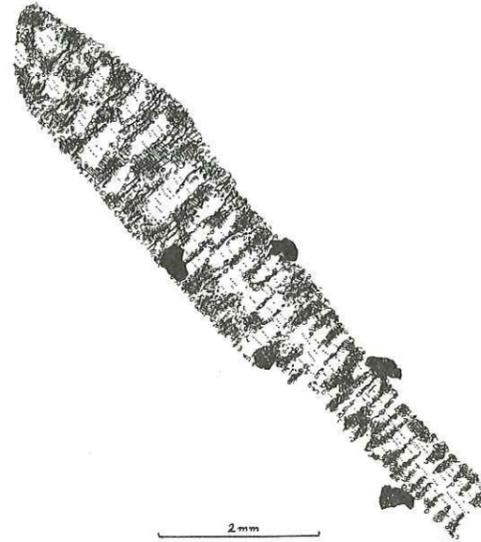


FIG. 57 (pl. m. 78 V). — Section allongée de pyroxène altéré; le pyroxène est résorbé en granules verts très ténus, et envahi de quartz assez limpide. Grains semi-opaques de nature titanifère. Le tout dans un fond albito-chloritique, très chargé de grains d'épidote et de fibres amphiboliques.

Cette auréole amphibolique bleue nous rappelle un caractère particulier de la roche très pyroxénique à structure ophitique décrite au paragraphe précédent. Ici néanmoins, l'amphibole secondaire se développe bien davantage, et pénètre largement à l'intérieur des plages initialement pyroxéniques, où elle rejoint le domaine des fins granules verts et du quartz limpide. De plus, très souvent, l'amphibole bleue s'est développée, semble-t-il, indépendamment de l'auréole périphérique, dans la zone centrale du fantôme de pyroxène.

Il nous faut ajouter que dans l'auréole bleue le contour du prisme primaire, déjà esquissé par les grains à « relief » élevé (sphène), est souligné par une intensification de la couleur de l'amphibole (fig. 58).

Le stilpnomélane, omniprésent dans les différents domaines de la roche que nous étudions, apparaît en faisceaux de belles lamelles jaune orangé, longs de plusieurs dixièmes de millimètres. Il lui arrive d'envahir presque totalement des domaines d'origine pyroxénique (éch. 79 V). En général cependant, ces faisceaux semblent prendre naissance soit le long du contact entre deux phases minérales secondaires différentes, soit à la faveur de petites fissures.

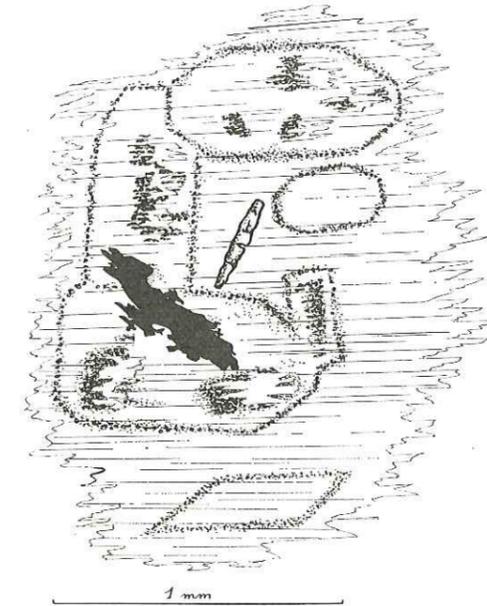


FIG. 58 (pl. m. 82 V). — Une seule grande plage d'amphibole bleue englobe plusieurs fantômes de pyroxènes, aux contours soulignés par le sphène et par une intensification de la couleur. Une aiguille d'apatite et un grain d'ilménite leucoxénisée.

b) Les phénocristaux feldspathiques (et leurs dérivés de métamorphisme)

La forme des prismes d'origine feldspathique probable est trapue et nettement parallépipédique. Le microscope nous révèle que les fantômes de ce type sont presque toujours vaguement zonés. Lorsque les plages sont de surface suffisante, on peut en effet observer à partir du bord vers le centre la succession suivante: une marge étroite constituée d'albite et d'un peu de quartz en mosaïque, puis une auréole épousant fidèlement le contour du cristal initial, constituée de grains appartenant au groupe de l'épidote, incolores, à biréfringence basse, et enfin une zone centrale

partagée entre de petites plages d'albite, de très nombreuses paillettes incolores d'aspect micacé quoique à biréfringence relativement modérée, et de gros phénocristaux épidotiques, souvent colorés en jaune citron, à biréfringence et dispersion fortes. Des cristaux de grenats, fissurés et à contours irréguliers, accompagnent généralement les grains épidotiques avec lesquels ils semblent en étroite association, quoique légèrement antérieurs. De tous les minéraux secondaires de ce domaine d'origine leucocrate, le grenat et l'épidote jaunâtre semblent les moins respectueux de la zonation géométrique que nous schématisons. Les grenats, par exemple, ont parfois tendance à s'amasser en ensembles de forme allongée, sortes de courts filonnets assez larges et informes. De même que les grains épidotiques, les grenats enclavent de petits prismes amphiboliques et quelques mouches chloriteuses.

Les cristaux d'épidote jaune citron sont généralement zonés de façon spectaculaire. Quelquefois, le domaine central du grain est coloré en rouge-brun et son pléochroïsme le conduit jusqu'au brun-noir; nous pourrions assimiler cette variété à un genre d'allanite.

Pour compléter cette revue des minéraux paraissant dériver des plages de nature feldspathique, mentionnons le stilpnomélane dans ses variétés jaune orangé et verte, quelques amas chloriteux verts ainsi que quelques prismes de tourmaline bleu-vert, beaucoup moins abondante que dans la roche examinée au chapitre précédent.

L'échantillon 60 V nous montre pour les plages d'origine plagioclasique qui sont ici accumulées en assez grand nombre, une zone quartzo-feldspathique assez différente de ce qui existe dans le cas habituel ici: des petites facules à macles polysynthétiques sont réparties assez irrégulièrement dans un fond feldspathique non maclé dont elles ne se distinguent pas par une différence d'indice. Le quartz en petites gouttes de forme irrégulière crible ces plages.

c) L'ilménite, l'apatite et les plages de quartz

L'ilménite presque entièrement leucoxénisée figure sous forme de grains de taille variable, certains atteignent le centimètre de longueur. Il est difficile de dire si les fragments plus petits sont dus au bris de grains grossiers; certains cristaux en effet ont des relations avec leur entourage (amphibole bleue ou chlorite par exemple), telles que l'on pourrait penser à des mouvements du cristal dans un milieu en voie de cristallisation et mécaniquement disponible. Nous notons en outre pour l'ilménite des contours en général plus trapus et arrondis qu'on ne le voit dans les autres roches du Versoyen.

L'apatite est omniprésente et souvent exceptionnellement abondante. Ses relations avec l'ilménite et avec les pseudomorphoses de pyroxènes suggèrent une origine primaire. Ce minéral apparaît parfois au microscope en prismes longs de plusieurs millimètres et larges de 0,1 mm. En d'autres cas, il s'agit de prismes très trapus. Ces cristaux sont souvent légèrement brisés, leurs fragments n'étant jamais très dispersés. Deux observations de détail nous ont arrêté: quelques cristaux d'apatite s'avèrent

corrodés par des représentants ténus d'amphibole, de chlorite, etc. Il est peu probable que le minéral primaire se soit développé initialement sous des formes donnant ces sections en « atolls ». Par ailleurs, nous avons noté la structure zonée de certains prismes d'apatite qui se chargent en leur partie centrale de poussières opaques ténues paraissant parfois en relation avec de petites fissures transversales. Ces observations pourraient suggérer une zonation discrète de l'apatite.

Le quartz est présent d'une façon bien distincte et indépendante de son développement en pseudomorphoses de pyroxène. Il s'agit alors de grandes plages limpides, de plusieurs millimètres de diamètre, qui ne paraissent ni correspondre à des réseaux de filonnets ni accompagner quelque minéralisation métallifère. Il est seulement permis de remarquer parfois une « efflorescence » de lames de stilpnomélane sur le pourtour de la plage quartzique. Bien plutôt qu'un apport siliceux tardif, nous serions porté à voir ce quartz comme tout au plus recristallisé *in situ*, et correspondant donc à un quartz exprimé dans la roche primaire. La question demeure de savoir si, étant donné le caractère porphyrique de la roche, nous avons un quartz de remplissage de vacuoles dans une roche à structure effusive vacuolaire ou s'il existait des phénocristaux quartziques.

d) La mésostase indifférenciée

Tous les minéraux de métamorphisme que nous avons passés en revue à propos de ce type de roche se retrouvent dans les espaces assez vastes qui « cimentent » les phénocristaux pseudomorphosés ou à l'état de relique.

Il y a cependant une nette prédominance de l'amphibole bleue, puis du stilpnomélane, de la chlorite et de fibres amphiboliques vertes. Les amphiboles sont ici remarquablement ténues en comparaison du volumes qu'elles occupent lorsqu'elles se sont développées à la périphérie ou dans des phénocristaux primaires. Le stilpnomélane, les grenats, l'épidote (plus ou moins jaune, quelquefois avec zones d'allanite) sont présents en cristaux de grande taille (0,2-2,5 mm) à l'instar de ce qu'ils sont dans des domaines pseudomorphosés.

L'hypothèse qui se présente spontanément à l'esprit au sujet de cette mésostase est qu'il s'agissait à l'origine d'un domaine finement grenu et peut-être partiellement vitreux. Dans ce dernier cas, nous aurions pu nous attendre à y voir se développer les plages les plus vastes de minéraux de métamorphisme, d'amphibole bleue en particulier.

Pour résoudre cette contradiction nous serions prêt à faire intervenir les légères déformations mécaniques dont semblent témoigner partiellement certains phénocristaux ainsi que certaines structures vaguement fluidales dans le « ciment »; une certaine disponibilité mécanique, sorte de viscosité, se serait manifestée grâce même à la fine granulométrie initiale de la mésostase au moment d'une des premières phases de transformation, correspondant sans doute à une grande activité chimique en son sein. Les phénocristaux offraient alors le support le plus stable au développement

de grandes plages amphiboliques. Le stade final de cette phase aurait vu enfin un développement de ces minéraux dans la matrice, mais, évidemment, développés en moins grand volume et en désordre, suivis ultérieurement du développement partout égal des grenats, d'épidote, du stilpnomélane, etc. Ces derniers minéraux s'avèrent en effet presque toujours postérieurs aux amphiboles bleues, si l'on se réfère aux relations structurales. Nous verrons que la nature minéralogique de la mésostase de cette roche porphyrique pourrait être en relation avec des phénomènes magmatiques tardifs, ayant peut-être joué un grand rôle dans un épisode initial, et inattendu, de métamorphisme.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 9: Spécimen de glaucophanite à structure porphyrique recueilli à l'aplomb du sommet de la Pointe-du-Clapey, dans la falaise orientée vers le N.-W., à environ 90 m sous le sommet.

SiO ₂	51,80		
Al ₂ O ₃	15,28		
TiO ₂	1,02	Paramètres de Niggli	
FeO	7,90	si	141
Fe ₂ O ₃	6,95	al	24,5
CaO	7,10	fm	43,1
MgO	2,62	c	20,7
Na ₂ O	4,13	alk	11,6
K ₂ O	0,55	ti	2,1
MnO	0,24	k	0,07
P ₂ O ₅	0,72	mg	0,24
H ₂ O ⁺	1,60		
H ₂ O ⁻	(0,07)	qz	-5,4
CO ₂	0,21		
	100,12		

Un variété: La glaucophanite fine, dénuée de structure porphyrique

Les observations de terrain nous invitent à individualiser une catégorie de roche mélanocrate dont aussi bien la coloration bleu-vert foncé que la répartition géographique indiquent la proche parenté avec les glaucophanites décrites ci-dessus. Le sommet même de la Pointe-du-Clapey est constitué par ce faciès. Disons ici que ce sommet se présente comme un amoncellement de gros blocs mal consolidés; on peut déduire de cet amoncellement inusité sur un sommet aussi abrupt que des aiguilles rocheuses devaient l'environner et le dominer et qu'elles se sont éboulées il y a peu.

Cette variété de roche bleu-vert à grain moyen ou fin se rapproche par son aspect macroscopique de certains types de roche verte à grain moyen du Clapey, que nous avons décrits précédemment; ces derniers, déjà représentés massivement sur le flanc S.-E. et l'arête E., se rencontrent ailleurs assez fréquemment à titre de faciès intermédiaire entre les représentants de grandes familles pétrographiques aux traits bien affirmés. L'œil nu est impuissant à les différencier les uns des autres avec exactitude, ces roches très mélanocrates à nuance et structure changeant très localement et insensiblement, lorsqu'elles ont une granulométrie plutôt fine.

Description macroscopique

La roche est très massive, sans aucune orientation, d'une couleur bleu-vert très sombre, pigmentée en certains points de vert-jaune plus clair. Son grain est assez fin, atteignant au maximum 2 ou 3 mm. On peut distinguer à l'œil nu une phase bleu-noir, des grains à éclat métallique ainsi que des formes allongées plus claires, blanchâtres ou jaunâtres, qui esquissent de fines structures d'un type diabasique. La loupe permet de reconnaître quelques grenats couleur de miel et quelques petits yeux de quartz.

Description microscopique

La structure est déterminée par la très grande accumulation de plages amphiboliques, dont l'habitus tend souvent vers des prismes trapus, longs d'un peu moins d'un millimètre. Une phase d'origine plus leucocrate constitue soit une sorte de fond, soit un remplissage d'interstices, soit enfin des formes vaguement prismatiques suggérant l'habitus de plagioclase. Ces plages sont de même taille ou très légèrement plus grandes, que les formes amphiboliques. Il n'est pas possible de qualifier clairement la structure régissant cet ensemble, aucun contour primitif n'ayant été conservé; il est tout au plus permis d'hésiter entre une structure primaire finement porphyrique à mésostase peu abondante et une variété holocristalline non porphyrique, assez finement grenue.

Les plages mélanocrates sont partagées entre des variétés vertes et bleues d'amphiboles pléochroïques, assez intimement associées, du stilpnomélane, de la chlorite et de fins granules de sphène. Ces amphiboles sont disposées de telle sorte que les plages colorées ont des contours d'apparence fibreuse qui tendent souvent à s'enchevêtrer avec les fibres voisines en une sorte de treillis; de plus les plages à clivage basal ont des contours flous et irréguliers. Ces observations nous indiquent la nature secondaire de ces amphiboles, au sein desquelles nous n'avons décelé en général aucune forme fantôme.

Les espaces d'origine leucocrate, ne possédant que rarement des contours évocateurs de prismes plagioclasiques, sont garnis d'albite et surtout de grands cristaux d'épidote et de grenats.

L'ilménite abondante, corrodée et leucoxénisée, en grains de 0,5 à 2 mm de dimension, l'apatite en petits prismes fréquents et la tourmaline assez rare, complètent cette paragenèse.

L'échantillon 83 V, recueilli à proximité des belles glaucophanites de la zone W. du Clapey a retenu notre attention pour deux raisons: la présence de belles reliques de pyroxène et celle d'un petit filonnet microscopique intéressant.

La description générale de cette roche est conforme à celle que nous avons donnée ci-dessus, à ces différences près que la phase d'origine leucocrate prend en quantité une importance au moins égale aux phases mélanocrates et qu'elle donne lieu au développement de fines paillettes micacées.

Les reliques pyroxéniques sont incolores à jaune-rose très clair et entourées d'auréoles successives d'amphiboles verte et bleue, avec chlorite en taches et stilpnomélane en « efflorescences » apparemment plus tardives.

Le filonnet microscopique est en certains points entièrement garni d'amphibole bleu violacé très pâle, légèrement coloré en vert à sa périphérie; en d'autres points, l'épidote, le stilpnomélane, l'albite et la chlorite remplissent cette fissure, paraissant selon leur relation réciproque s'être formés dans l'ordre énoncé ici, avec contemporanéité apparente pour l'albite et la chlorite.

L'échantillon 84 V provient du sommet même du Clapey. Sa structure microscopique répond exactement à celle du prototype décrit précédemment, mais l'absence d'amphibole franchement bleue y est un fait surprenant, si l'on considère la teinte bleu sombre des échantillons macroscopiques. L'amphibole s'y révèle pléochroïque entre les teintes vert-bleu clair et jaunâtre.

Les caractères structuraux, la paragenèse de métamorphisme, la nature augitique du pyroxène en reliques, ainsi que la position géographique des échantillons rapportés à cette variété nous incitent à voir en elle un genre pétrographique, chimique et structural intermédiaire entre le gabbro pyroxénique à structure ophitique (2^{me} partie, chapitre III) et la glaucophanite sensu stricto, à belle structure porphyrique.

Rappelons que nous n'avons pas pu trouver « en place » le type gabbroïque à grandes plages pyroxéniques. Nous restons donc devant la possibilité pour cette dernière roche, d'une intrusion ultérieure à la consolidation de l'ensemble éruptif; dilemme d'autant plus inévitable que le métamorphisme aurait probablement dilué les phénomènes marginaux d'une intrusion, au cas où nous aurions pu examiner un contact. Or, la variété que nous avons qualifiée ici de « glaucophanite fine » nous semble fournir un faciès intermédiaire entre la glaucophanite grossière, porphyrique, et la roche fortement pyroxénique (2^e partie, chapitre III). Les affleurements de glaucophanite fine sont suffisamment vastes et répandus aux abords des types grossiers pour pouvoir étayer partiellement l'idée d'une appartenance du gabbro très mélanocrate, grossier, à un ensemble différencié cohérent. Nous reviendrons sur ce point d'une manière plus synthétique, dans le paragraphe final.

2. LA ROCHE DE COULEUR BLANC CRÈME

(très finement grenue)

Nous avons évoqué, dans l'introduction du chapitre, un vaste affleurement d'une roche claire à grain très fin qui se présente au milieu du domaine des glaucophanites porphyriques. L'accès de cet affleurement est relativement périlleux: il peut se faire soit par la difficile escalade d'un couloir d'éboulis, à partir de la conduite d'eau du versant N. du Clapey, soit, ce qui est plus court et facile, en gagnant l'arête W. du Clapey à partir des « Combettes »; il faut alors descendre sur 150 m environ le couloir d'éboulis situé immédiatement à l'aplomb du sommet du Clapey vers l'W. et se dirigeant vers le Versoyen. Grâce à cette descente très difficile, l'accès s'ouvre à un certain moment sur des pentes herbeuses très escarpées, garnissant le bord E. du couloir, pentes herbeuses que l'on remontera un peu plus aisément jusqu'à l'altitude de 2530 m environ, au pied de la falaise verticale menant au sommet. L'orientation vers le N. de cette paroi de la Pointe-du-Clapey rend plus pénibles et dangereuses ces investigations. On est néanmoins récompensé ici par la vue des plus belles glaucophanites à nette structure porphyrique, par la découverte d'infractuosités aux parois tapissées de carbonates de cuivre multicolores et, finalement, par l'examen « en place » du faciès qui nous intéresse ici.

Description macroscopique

Le contact avec l'ensemble « glaucophanique » encaissant est assez franc, se faisant en quelques centimètres par l'intermédiaire d'une roche à grain fin, différenciée en parties vert clair et vert foncé, qui sont disposées selon une structure mi-bréchique, mi-fluidale; cette structure se retrouvera d'ailleurs bien développée à la périphérie S.-W., W. et N.-W. de l'ensemble éruptif du Clapey et nous le décrirons plus loin.

L'essentiel de l'affleurement est constitué d'une variété à grain très fin de couleur beige, crème ou verdâtre clair, plus rarement blanche, à cassure anguleuse et présentant à l'œil nu un mouchetage très léger.

Description microscopique

D'un point à l'autre de la plaque mince, la structure générale, d'ailleurs incertaine, et la répartition des constituants, varient sans loi apparente. Les minéraux, de taille variant entre 0,02 et 0,2 mm, sont groupés en îlots et archipels aux contours très irréguliers; ces îlots ont un diamètre de l'ordre du millimètre.

La paragenèse est constituée par du grenat, une variété d'épidote, du quartz en quantité variable et, accessoirement, de la calcite.

Dans le cas général, une sorte de « fond » limpide est formé par de petites plages de quartz en mosaïque. Groupés en îlots, l'épidote et le grenat s'avèrent intimement associés. L'épidote tend à un habitus prismatique (longueur des prismes: 0,1 à

0,2 mm) et esquissent très souvent de belles rosettes très typiques (fig. 59). Les grenats, subidiomorphes, sont de petite taille (diamètre proches de 0,02 mm) mais groupés en très grand nombre.

Il arrive au quartz de s'amenuiser et de disparaître. L'aspect microscopique est alors microbréchique; des îlots millimétriques constitués d'épidote et de grenat un peu plus grossièrement grenus (atteignant 0,1 mm de diamètre) sont répartis en désordre dans un fond très finement et quelquefois exclusivement épidotique, de très petits grenats y étant néanmoins dispersés.

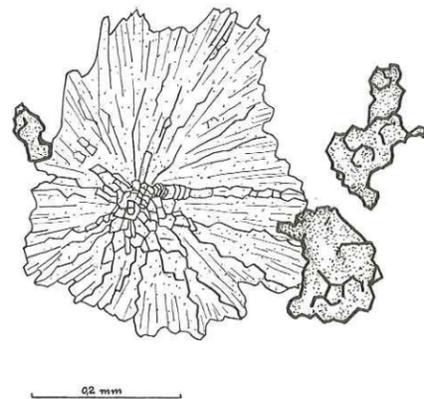


FIG. 59. — « Rosette » constituée d'une variété jaune très pâle d'épidote, avec grains de grenat à « relief » plus marqué, dans un fond limpide constitué d'une mosaïque de plages de quartz (roche blanche, finement grenue, en « poche » au milieu des glaucophanites de la Pointe-du-Clapey).

Soulignons l'absence remarquable de phase opaque, de chlorite, d'amphibole et, apparemment d'albite.

Nous avons déjà eu l'occasion, à propos des roches vertes du Clapey, et nous la retrouverons à propos des faciès fins, de « bordure », de rencontrer certains de ces types de roches à grain fin, à structure indécise, et à paragenèse variable selon les cas. Le paragraphe final tentera de synthétiser ces observations, avec l'appui des analyses chimiques considérées dans leur ensemble.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 10: Roche aphanitique, de couleur crème, à cassure anguleuse, provenant de la poche leucocrate se trouvant à l'aplomb du sommet de la Pointe-du-Clapey, au milieu des glaucophanites porphyriques, dans la paroi nord-ouest, à environ 70 m sous le sommet.

SiO ₂	45,28		
Al ₂ O ₃	12,62		
TiO ₂	1,0	Paramètres de Niggli	
Fe ₂ O ₃	2,95	si	86,6
FeO	2,68	al	14,2
CaO	28,02	fm	26,7
MgO	6,07	c	57,3
Na ₂ O	0,85	alk	1,6
K ₂ O	(<0,1)	ti	1,5
MnO	0,66	mg	0,64
P ₂ O ₅	0,09		
H ₂ O ⁻	0,01	qz	-19,8
H ₂ O ⁺	0,36		
	<hr/>		
	100,58		

B. Les faciès « de bordure » de la Pointe-du-Clapey

Les faciès de roches à structure primaire grossière que nous venons de décrire ne constituent qu'un vaste domaine central, sorte de volumineux noyau du massif. Dans la plupart des directions, on passe vers l'extérieur à des variétés pétrographiques qui, elles-mêmes, sont souvent en association avec des types de roches sédimentaires. Ainsi les broussailles et les alpages ont respecté une zone marginale large de 10 à 50 m, continue, tout autour de la Pointe-du-Clapey, sauf vers les bases N. et N.-E. de la grande falaise septentrionale, qui sont recouvertes d'éboulis.

Les critères géométriques tels que rubanage, schistosité, allongement de lentilles enclavées, stratification de niveaux sédimentaires, que l'on observe partout à la périphérie du massif, sont en dernière analyse les seuls indices, mais nombreux et très concordants, qui nous permettent de supposer la forme lenticulaire de l'ensemble, dressant vers le ciel, en direction du N.-W., un de ses axes principaux.

Les faciès bordiers que nous allons examiner ici varient considérablement lorsque l'on se déplace tout autour du Clapey. A l'instar des grandes unités pétrographiques du centre, les roches périphériques changent lorsque l'on passe de l'E. à l'W., ne se distribuant selon aucune régularité concentrique ni même aucune symétrie. Aussi pouvons-nous subdiviser ce domaine bordier en deux ensembles très différents l'un de l'autre: celui qui est orienté à l'W. et au N.-W. et celui du S., S.-E. et E. (voir plan 2).

LA ZONE PÉRIPHÉRIQUE W. ET N.-W.

L'accès normal des affleurements intéressants se fait par les fermes des Combettes. A leur approche, on aura pu examiner les calcschistes du « flysch », à l'altitude de 1860 m, au lieudit « Le Combottier », « flysch » auquel succède ici, très rapidement, la gamme des schistes du Petit-Saint-Bernard s. lato, garnissant tout le flanc S.-E. du Clapey, extrêmement recouvert. A partir des Combettes, on peut emprunter une conduite forcée abandonnée, dont nous avons parlé auparavant. Cette conduite forcée, émergeant enfin de la végétation, atteint à un certain moment (1,5 km après les Combettes à peu près) la base du grand mur rocheux du Clapey, ici à son maximum de hauteur. En cet endroit, il est loisible d'examiner un beau contact entre la roche éruptive très fine, rubanée, et les schistes et petits bancs gréseux qui semblent l'envelopper vers le N.-W. Un peu plus haut dans les buissons et un peu avant d'arriver à ce point, on constaterait que des roches vertes du type banal dans le Versoyen, ayant souvent une vague apparence de débit en coussins, sont associées à ces niveaux sédimentaires; ces ophiolites sont disposées tout au long et sous la paroi du Clapey, toujours séparées de celle-ci par quelques mètres de sédiments au moins; il n'est du reste pas possible de préciser le rôle de la tectonique dans ces relations. Cependant, le point précité et situé le long de la conduite d'eau semble bien être, pour sa part, un authentique contact primaire entre les roches éruptive et sédimentaire.

Si, plutôt que d'emprunter la conduite d'eau on s'élève dans les alpages qui dominent les Combettes en direction du sommet du Clapey, on rencontrera tout d'abord un modeste affleurement de cargneules, à l'altitude de 2150 m. Un peu plus haut vers l'E.-N.-E. (à 2270 m environ) des petits entonnoirs de dissolution se multiplient sur la crête herbeuse, suggérant peut-être la présence de cargneules dans le sous-sol. Un peu au N. du premier affleurement dont nous venons de parler, vers 2215 m, on atteint le bord d'une falaise assez abrupte, constituée d'ophiolites banales au Versoyen, minant souvent une structure de pillow-lavas laminées, accompagnées de schistes noirs et gris. On peut suivre vers le haut cet affleurement presque jusqu'à l'éperon rocheux annonçant le début des faciès du Clapey proprement dit. Les ophiolites et sédiments dont nous parlons ici ne sont que la prolongation des schistes gris et roches vertes que l'on aurait rencontrés en empruntant, plus bas, la conduite d'eau.

A 2300 m enfin, on prend pied sur la masse rocheuse de la Pointe-du-Clapey. Le faciès que l'on rencontre ici, de couleur vert-jaune, très rubané, passe rapidement aux roches vertes et glaucophanites grossières, il constitue néanmoins une variété intéressante, qui jalonne continuellement, vers l'W. et le N.-W., le contact entre l'ensemble éruptif et le complexe sédimentaire et ophiolitique encaissant.

Nous passerons ci-dessous en revue les deux unités pétrographiques suivantes:

1. Les sédiments accompagnés de roches vertes encaissant le Clapey.
2. La roche aphanitique et rubanée, de l'extrémité occidentale du Clapey.

CHAPITRE V

LES SÉDIMENTS ACCOMPAGNÉS DE ROCHES VERTES ENCAISSANT LE CLAPEY

Nous ne nous attarderons pas aux roches vertes: étroitement associées aux « schistes gris », sous forme de lambeaux de quelques mètres d'épaisseur ou de niveaux un peu plus puissants (au-dessus des Combettes), elles possèdent tous les caractères classiques des roches vertes massives du Versoyen, évoquant parfois un débit grossièrement boudiné qui pourrait indiquer une nature primaire effusive. Elles sont toujours séparées de la masse principale de la Pointe-du-Clapey par quelques mètres au moins de roches sédimentaires, et elles s'individualisent nettement dans leurs caractères pétrographiques, par rapport au faciès bordier de cette masse, ici finement grenu, gris et rubané. Cette différence mérite d'être soulignée car elle se manifeste dans deux roches certainement éruptives, et que l'on peut supposer finement grenues au début.

Comme nous l'avons déjà dit, la conduite d'eau qui mène du vallon de Beaupré aux Combettes passe en un point où le contact entre les roches éruptives du Clapey et les sédiments encaissants semble primaire. En ce point, la zone intermédiaire entre roche manifestement sédimentaire et roche magmatique est large de 8 m environ. Immédiatement au-dessus du sentier que simule la « conduite forcée », nous avons la roche finement grenue, de teinte grise ou vert clair, très dure et sans aucune schistosité, rubanée, possédant parfois une structure bréchique ou garnie de grandes ocelles claires, de mouches vertes sur fond blanc ou inversément, etc. Il s'agit des caractères que nous détaillons au paragraphe suivant. Immédiatement sous le « sentier », les faciès à affinités sédimentaires apparaissent, gris, schisteux, réagissant à l'acide. Il nous suffit de descendre de quelque 10 m pour nous trouver dans le domaine des « schistes gris » grésocalcaires, avec petits bancs microbréchiques. Ces schistes tendent quelquefois vers un faciès foncé, micacé, d'aspect un peu graphiteux. Il est assez difficile de tracer un contact précis entre roches volcaniques et sédimentaires, à cause d'apparentes « récurrences »: entre des niveaux schisteux se situent des bancs gris, très compacts, semblables, pour l'œil nu, à la roche éruptive très fine. Néanmoins, la réaction à l'acide permet d'évaluer sur le terrain la quantité relativement grande de calcaire dans ces niveaux durs, et ainsi de les distinguer des roches purement magmatiques qui sont ici pauvres en calcite exprimée. De toute façon, une métasomatose primaire, aux effets sans doute multipliés par le métamorphisme, a contribué à indurer la roche sédimentaire et, au contact, à l'assimiler partiellement au magma, tout en la minéralisant sensiblement.

Examen microscopique

Décrivons d'abord l'échantillon 85 V, type banal de « schiste noir » appartenant à l'ensemble des « schistes gris » de la bordure N.-W. du Versoyen. Ici, l'échantillon provient d'un point situé quelques mètres sous la zone « intermédiaire » du contact.

Nous constatons déjà à l'œil nu les niveaux de nature différente que recèle un seul petit échantillon de ce schiste. La partie la plus sombre possède une structure classique de schiste micacé à chloritoïde. En effet, la schistosité est soulignée par d'épaisses traînées constituées de grains opaques parmi lesquels nous décelons des aiguilles de rutile; les lamelles micacées, relativement grandes (0,1 à 0,2 mm de long) participent à ce litage. Ces lits sont ondulés et engendrent une structure amygdalaire; les amygdales sont garnies en général de grands amas chloriteux (diamètre de 0,8 à 1 mm environ) incolores et quasi isotropes. Le chloritoïde est abondant; il se présente en formes rectangulaires longues de 0,2 mm à peu près, ne respectant pas d'orientation privilégiée. Le fait de se trouver intact nous paraît d'autant plus important que nous nous souvenons de l'abondance des pseudomorphoses pouvant évoquer le chloritoïde (mais en plages de plus grande dimension) dans les schistes noirs accompagnant les ophiolites, ailleurs au Versoyen.

La partie un peu plus claire de ce schiste correspond à la réduction très sensible de la quantité des minéraux opaques, du mica et du chloritoïde, et à un développement intense de calcite. Les amygdales de chlorite demeurent présentes.

Dans les deux variétés, le quartz est peu abondant et l'albite nous a paru absente. Signalons quelques rares cristaux très ténus de tourmaline verte.

L'échantillon 86 V a été recueilli quelques décimètres au-dessus du précédent, un peu plus près donc (à 3 ou 4 m) de la zone de contact, que nous situons approximativement à l'endroit où passe la conduite d'eau. Son aspect est corné, brillant: il est lité en zones vert clair et noires, très schisteux quoique compact.

La structure microscopique générale, très peu homogène d'un lit à l'autre, est tantôt celle d'un schiste légèrement micacé et fortement albitique, tantôt celle d'une microbrèche. Les poussières opaques extrêmement diffuses garnissent toute la plaque mince, mais avec des densités variables d'un lit à l'autre. Ces poussières sont groupées par les grains d'albite (0,1 mm de diamètre) de telle façon que la plage a une marge étroite absolument limpide. Certains lits sont fortement pigmentés en brun orangé, en particulier les lits les plus micacés. De grands prismes (1 ou 2 mm de long), entièrement chloritisés, d'origine probablement amphibolique, sont disposés dans la roche, sans respecter ni son litage ni son orientation. Signalons aussi l'apparition de grenats très petits (0,05 mm), limpides, assez nombreux. Le sphène, en beaux cristaux fuselés, joue un grand rôle dans le litage, en s'accumulant selon certains niveaux.

Mentionnons certains lits minéralisés, paraissant correspondre à une densité légèrement plus grande de l'albite.

Récolté encore un peu plus près du contact, quoique encore séparé de lui par des niveaux nettement schisteux, le spécimen 87 V, qui semble, par son poids, son grain, sa dureté et sa couleur gris clair, appartenir à un type éruptif, s'avère être un assemblage panidiomorphe de plages de calcite et d'albite. Ces deux minéraux sont garnis de fines aiguilles amphiboliques, de petits granules épidotiques et de nombreux grenats microscopiques assez bien formés.

Les échantillons récoltés quelques décimètres plus haut donnent lieu à un développement extrêmement abondant de grenats et surtout de grains épidotiques. L'amphibole en fibres fines, la calcite et l'albite en des habitus très variables d'un échantillon à l'autre sont associées dans cette paragenèse, de même que de gros amas de minéraux opaques. Nous voyons ici apparaître des phénomènes morphologiques d'extrême détail, que nous retrouverons dans les affleurements de bordure à l'extrémité diamétralement opposée du Clapey, vers le col de Forcle et le versant sud-est (éch. 88 V, 89 V).

Nous le voyons, passer en revue les critères microscopiques de ces spécimens reviendrait à décrire séparément chacun d'entre eux, lit par lit, centimètre par centimètre. Cette *diversité* même est un critère important et *spécifique* de tous les faciès de bordure du massif du Clapey.

Bien que les caractères macroscopiques soient assez différents entre ophiolites et schistes noirs du Versoyen d'une part, et le grand complexe éruptif que nous parcourons ici d'autre part, les paragenèses que nous avons évoquées à l'instant nous suggèrent un rapprochement entre le « liséré blanc » qui nous a longuement retenus auparavant et la zone intermédiaire où nous nous trouvons à présent.

CHAPITRE VI.

LA ROCHE APHANITIQUE ET RUBANÉE, DE L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU CLAPEY

Le type de roche auquel nous consacrons ce chapitre constitue l'éperon sud-ouest du massif du Clapey et se présente également au contact entre schistes et ensemble éruptif sur le versant nord-ouest, jusqu'à la disparition de ce contact sous les éboulis; il se trouve encore accessoirement en beaux blocs éboulés sur le flanc sud de la montagne. De plus, cette variété est assez fréquente dans la masse centrale elle-même, surtout vers l'W., en remplissage de poches, de filonnets ou d'interstices entre fragments apparemment bréchiques et constitués de variétés différentes.

Le caractère macroscopique le plus visible et le plus frappant de ce faciès est sa structure d'aspect hétérogène, à l'échelle du centimètre ou du décimètre. Que ce

soit par l'intermédiaire de litage contourné d'épaisseur centimétrique, de structures rappelant un aspect bréchique, ou de différents types de mouches et d'ocelles, on passe très rapidement d'une variété à l'autre, réparties sans loi générale dans un même bloc.

Un aspect très répandu est celui d'une roche aphanitique assez lourde et très dure, compacte, à cassure fréquemment « esquilleuse », dont la couleur peut varier dans toute la gamme des verts clairs et foncés, jusqu'à une teinte crème, jaune ou blanchâtre. Ces différentes zones colorées sont réparties de façon à évoquer un milieu visqueux, différencié en volumes centimétriques, qui se serait figé en plein mouvement; en effet la roche se présente comme rubanée à échelle assez fine et ses lits sont vivement contournés, plissés ou interrompus. Les contacts entre les lits sont parfois assez nets, mais en général ce contact « se fond » très doucement. Souvent aussi, nous pouvons observer des sortes de plages aux contours émoussés, longues de quelques centimètres, *zonées*, et paraissant « flotter » dans un milieu fluide tout aussi finement grenu, mais d'une autre teinte. Quelquefois encore, de petites ocelles marbrent les échantillons.

Souvent, plutôt qu'un litage contourné, la structure macroscopique suggère une subdivision en brèche, dont les éléments, de taille décimétrique en moyenne, seraient cimentés dans une pâte également fine, mais de couleur différente. Les contours des éléments, quoique marqués, semblent légèrement fondus et évoquent une proche parenté physico-chimique et génétique avec leur « ciment ».

Rappelons que la finesse du grain, la dureté et la compacité provoquant une cassure anguleuse très effilée, sont les caractères spécifiques immédiats de cette roche.

Néanmoins, il se présente assez souvent des variétés au grain un peu plus grossier, jouant leur rôle dans ces rubanages et subdivisions en brèches ou en îlots. Dans ce cas, les surfaces fraîches s'avèrent légèrement plus rugueuses et la couleur tend en général vers un gris-bleu ou un gris-vert assez foncé, bien qu'elle puisse aussi parfois être presque blanche.

On peut se remémorer ici la description des « roches vertes massives » à grain moyen que nous avons incorporées aux variétés pétrographiques situées plutôt vers le centre du massif. Le rubanage ainsi que les variations de granulométrie et de couleur en étaient déjà des caractères marquants. Nous pouvons dire qu'il semble y avoir passage progressif, aussi bien sur le plan descriptif que sur celui de la localisation géométrique, entre la variété verte à grain fin ou moyen, rubanée, et les roches que nous examinons en ce moment. Il en est de même, du reste, avec la « glaucophanite fine », mais d'une façon moins évidente.

La roche grise légèrement plus grenue, appartenant au faciès périphérique qui fait l'objet de cette description, peut être le siège de deux genres de phénomènes très visibles à l'oeil nu; tout d'abord des mouches très vaguement arrondies, claires, sortes de fausses varioles d'un diamètre proche d'un demi-centimètre, peuvent la garnir en nombre plus ou moins grand; les contours de ces mouches, qui s'avèrent

parfois zonées avec un centre plus sombre, sont un peu flous; la densité de ces taches peut s'accroître à tel point qu'elles se touchent et miment des sortes de lits assez réguliers, plus ou moins épais, d'aspect moucheté.

Par ailleurs, ces roches grises, parfois même blanchâtres, montrent très souvent de belles aiguilles amphiboliques, atteignant parfois un centimètre de longueur; or, et il s'agit là d'un caractère très spécifique, ces aiguilles sont nettement disposées en beaux faisceaux; l'amphibole, d'un reflet bleu très foncé, peut être entièrement pseudomorphosée en une chlorite vert pâle.

Signalons pour ces roches à surface un peu plus rugueuse, la tendance occasionnelle à une légère schistosité, en particulier à proximité de la périphérie schisteuse du massif (fréquente sur le versant sud).

Nous rencontrerons beaucoup des caractères structuraux et paragenétiques décrits ici dans des roches périphériques situées au bord est du massif du Clapey; mais en cet endroit, ce faciès révélera en outre des structures et des minéralisations si spéciales que celles-ci en deviennent les critères fondamentaux. C'est surtout la variété grise ou verte à grain un peu moins fin que nous venons de considérer qui se retrouvera alors, enrichie de caractères nouveaux très affirmés.

A présent, après une description microscopique des variétés vertes absolument aphanitique, et grises à surface plus rugueuse, dont nous donnons plus bas des analyses chimiques, nous détaillerons quelques phénomènes remarquables exhibés par un beau bloc éboulé appartenant à ce faciès.

1. LA VARIÉTÉ APHANITIQUE, VERTE, RUBANÉE

Description microscopique

La taille des grains ne dépasse pas ici 0,03 mm; elle est souvent beaucoup plus petite, sauf dans quelques rares veinules favorables à un développement un peu plus large. Aucune structure microscopique particulière ne se remarque, si ce ne sont les variations correspondant aux lits ou aux petites ocelles visibles à l'oeil nu; ces variations se matérialisent soit par l'importance accrue prise par l'une ou l'autre phase minérale, soit par le changement de la granulométrie qui peut conduire, par sa finesse, à une semi-opacité en plaque mince.

La paragenèse est la suivante en ce qui concerne les minéraux essentiels: amphibole vert-jaune ou vert-bleuté, très pâle, en aiguilles ténues ou en petites plages trapues, selon l'échantillon; grains épidotiques qui peuvent être de composition différente dans le même spécimen; albite en petites plages contenant en fines inclusions les deux premiers minéraux; sphène en granules submicroscopiques, assemblés en petits nuages ou en fines traînées.

La chlorite peut être présente, mais en quantité secondaire; elle apparaît en petits îlots ne pseudomorphosant apparemment aucun minéral antérieur.

La calcite en petites mouches diffuses et quelques petits grenats sont très occasionnels.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse II: Roche verte, aphanitique, à dessins d'aspect fluidal, à cassure « esquilleuse », recueillie à l'extrémité sud-ouest de la Pointe-du-Clapey, à l'aplomb supérieur des Combettes.

SiO ₂	53,25		
Al ₂ O ₃	16,03		
TiO ₂	0,68	Paramètres de Niggli	
FeO	2,70	si	134,8
Fe ₂ O ₃	3,43	al	23,8
CaO	14,06	fm	27,7
MgO	3,80	c	38,0
Na ₂ O	4,17	alk	10,3
K ₂ O	(<0,1)	ti	1,3
MnO	0,48	mg	0,51
P ₂ O ₅	0,06		
H ₂ O ⁺	1,53	qz	-6,4
H ₂ O ⁻	0,03	ω	0,52
	100,22		

2. LA VARIÉTÉ GRISE, A SURFACE PLUS RUGUEUSE

Nous retrouvons la paragenèse de la variété précédente, mais avec des proportions entre minéraux différentes; la taille des cristaux varie de 0,1 à 1 mm. L'albite a pris une plus grande importance, soit en plages indentées les unes dans les autres et enclavant les autres minéraux plus fins, soit en îlots limpides isolés dans une matrice à grains plus ténus. L'amphibole, chloritisée le plus souvent, est abondante, soit en inclusions fines dans les plages albitiques, soit en prismes plus grands, longs de 2 mm parfois, ayant alors une nette tendance à se grouper en faisceaux divergents. La chlorite s'avère donc elle aussi plus abondante. Le sphène figure en cristaux plus grands et idiomorphes.

L'épidote, quoique omniprésente, ne se manifeste qu'en quantité relativement restreinte. Accessoirement se notent des grains fins, apparemment micacés et des cristaux ténus de tourmaline (éch. 90 V, 91 V).

Les « fausses varioles », ou mouches claires à contours un peu flous, qui semblent s'amasser selon certains niveaux, sont beaucoup moins marquées sous le microscope qu'à l'œil nu. Signalons au passage un bel affleurement de ce type, se trouvant

à l'altitude de 2388 m, sur le flanc sud-est de l'échine rocheuse descendant du sommet du Clapey en direction des Combettes. Cet affleurement est situé approximativement au S.-W. sous le sommet intermédiaire « Le Signal du Mont », appelé « L'Homme » par les bergers de la région.

Les fausses varioles correspondent à des domaines albito-chloriteux très finement grenus, chargés de sphène, de grains opaques et de cristaux de tourmaline assez nombreux. Entourant ces domaines, nous trouvons la même paragenèse en plages nettement plus grandes, avec une chlorite verte assez abondante, pseudomorphosant par endroits, très nettement, des gerbes ou des faisceaux de prismes amphiboliques. Ce dernier caractère est d'ailleurs visible à l'œil nu.

Il serait hasardeux de trancher la question de l'origine des « mouches claires »: il pourrait s'agir d'un mode local de différenciation dû au métamorphisme; nous avons rencontré quelquefois, dans le Versoyen, des phénoblastes assez semblables. Néanmoins, la tendance à se disposer en lits rubanés, larges de plusieurs décimètres, avec des densités variables, nous suggérerait plutôt la pseudomorphose vague de cristaux (feldspathiques) s'étant accumulés selon certains niveaux dans un milieu plus ou moins visqueux; d'ailleurs les contours de ces taches, quoique plus flous, sont rectangulaires plutôt que circulaires.

Nous avons déjà mentionné à diverses reprises la tendance des prismes d'amphibole à se disposer en faisceaux divergents, dans le cas de ces roches à grains assez fins.

En général, ces grands faisceaux allongés, dont les éléments prismatiques à extrémité effilée peuvent atteindre 1 cm de long, garnissent sans aucune orientation particulière un « fond » particulièrement riche en albite, constitué de plages de ce minéral, d'une taille proche de 0,2 mm de diamètre, en relation panidiomorphe. Correspondant, semble-t-il, à ce développement des amphiboles (très souvent rétro-morphosées en chlorite) nous notons la présence assez marquée de la tourmaline et de phases micacées, disposées parfois en lits d'aspect un peu sédimentaire, visibles au microscope seulement (éch. 92 V). Certains échantillons pourvus de ces beaux prismes glaucophaniques révèlent une structure apparemment microbréchique, tous les éléments étant largement silicifiés, albitisés et dépourvus de structure relique. L'échantillon 93 V, dont nous donnons l'analyse chimique (A.C.12), appartient à ce dernier type: sa structure gréseuse est bien conservée; à la paragenèse banale citée plus haut, s'ajoutent alors quelques amas carbonatés à oxydation rousse semi-opaque (fig. 60). Nous donnons une deuxième analyse d'une roche semblable, à phase micacée importante et à très belles gerbes d'amphiboles chloritisées, à la fin du paragraphe particulier consacré à la zone du Clapey où nous avons récolté ce deuxième spécimen (analyse 13, chapitre VIII); celui-ci indique la continuité des roches caractérisées par ces faisceaux d'amphibole, sur toute la longueur du versant sud-est de la montagne.

Sans que cela soit une règle absolue, disons que ce développement des prismes amphiboliques bleus en faisceaux paraît se faire:

- a) dans des faciès à grain initial fin, d'origine inconnue;
 b) dans des faciès évoquant une nature initiale détritique, peut-être partiellement sédimentaire.

Soulignons la grande aptitude de cette amphibole disposée en faisceaux à être rétrotransformée en chlorite. Dans les « schistes noirs » du Versoyen, nous avons déjà remarqué cet habitus et cette rétrotransformation. Les plages glaucophaniques des faciès « internes » du massif du Clapey ne manifestent presque jamais de tendance semblable.

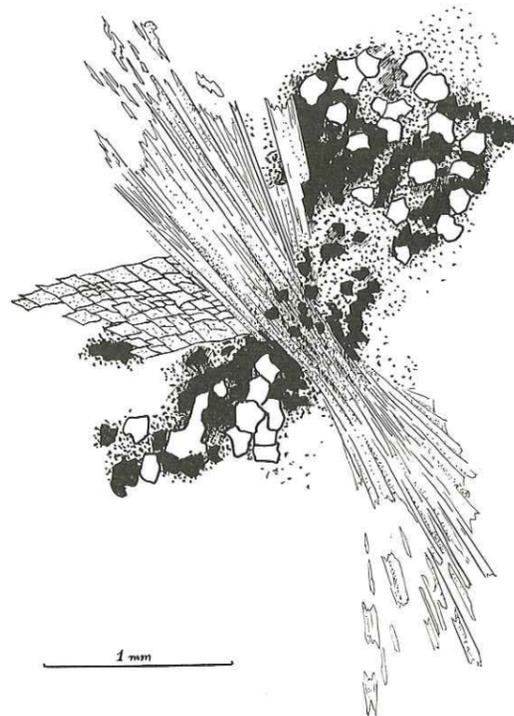


FIG 60 (pl. m. 93 V). — Faisceau de longs prismes d'amphibole de couleur bleu-violet pâle, se développant dans un fond gréseux et microbréchique. Localement, forte pigmentation rousse et opaque.

En portant notre attention sur le mode de chloritisation des gerbes d'amphibole, nous constatons vite, si nous imaginons les contours primaires, que les domaines chloritisés sont fortement *corrodés* par l'albite environnante. Nous en déduisons naturellement l'antériorité marquée du développement glaucophanitique par rapport à des phases de chloritisation et d'albitisation, mais aussi l'importance de ces processus chimiques ultérieurs qui parviennent, sans déformation mécanique, à masquer

presque totalement l'habitus pourtant très caractéristique de ces faisceaux. Or, cette « rétrotransformation » s'avère en général très faible dans les faciès à structure plus grossière vers le centre du massif.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 12: Echantillon 93 V décrit ci-dessus. Roche gris foncé, légèrement schisteuse, d'origine gréseuse et microbréchique probable, finement grenue, à faisceaux de prismes amphiboliques bleus. Echantillon recueilli le long de l'arête ouest du Clapey, entre le « Signal du Mont » et le sommet proprement dit.

SiO ₂	57,78		
Al ₂ O ₃	18,85		
TiO ₂	0,66		Paramètres de Niggli
FeO	2,75	si	194
Fe ₂ O ₃	2,20	al	37,1
CaO	2,07	fm	27
MgO	2,63	c	7,2
Na ₂ O	8,66	alk	28,4
K ₂ O	0,22	ti	1,6
MnO	0,33	k	0,01
P ₂ O ₅	0,07	mg	0,47
H ₂ O ⁺	1,90		
H ₂ O ⁻	0,03	qz	-19,6
CO ₂	1,63		
S ⁻²	0,25		
	100,03		

Un beau phénomène de rubanage, de différenciation ou d'injection dans un milieu visqueux

Si on longe le versant sud-est de l'échine rocheuse descendant du sommet du Clapey vers les Combettes, on arrive assez vite au point de départ du principal éboulis de ce versant, qui aboutit à la ferme en ruine « du Clapey ». Cette grande « coulée » de roches nous offre une collection très variée d'échantillons représentatifs des variétés centrales et méridionales du massif. En particulier, dans la zone la plus élevée de cet éboulis, à l'altitude approximative de 2410 m, se dresse un bloc de grande taille, émergeant un peu des énormes rochers environnants, et tournant vers le S. une surface verticale et fraîche qui montre un très beau phénomène structural évoquant soit un rubanage, soit une sorte de dike.

Un niveau régulier de couleur crème, très finement grenu, épais de 70 cm environ, semble intercalé entre deux ensembles massifs constitués de variétés fines, quoique à surface rugueuse, gris foncé ou gris-vert. Les bords de ce niveau clair sont francs. Néanmoins, vers l'extérieur du niveau, ce contact s'accompagne d'un rubanage en lits très étroits, clairs et foncés, qui lui est parallèle, tout en s'ondulant et même en se plissant en divers points. De petites mouches claires de quelques millimètres de diamètre, variété de fausses varioles, se joignent à ce rubanage secondaire très fin (fig. 61).

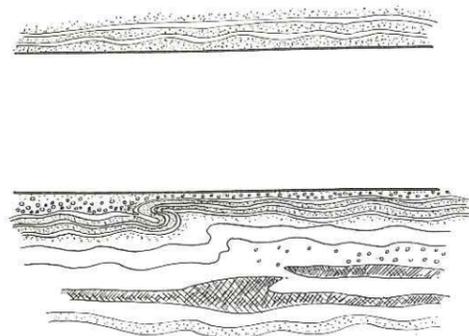


FIG. 61. — Niveau leucocrate à grain très fin, régulier et large de 70 cm, bordés d'un fin rubanage faisant alterner niveaux blancs, vert-jaune, bleutés. Ces derniers niveaux très fins sont ondulés et plissés. Le tout suggère un rubanage entre des milieux visqueux, de nature et de viscosité différentes, en mouvement lent. Notons la présence de « fausses varioles » dans certains lits.

L'examen microscopique nous indique, dans le niveau leucocrate, la très grande abondance de minéraux épidotiques très ténus, groupés en archipels; l'albite y est interstitielle. Nous notons en quantité très accessoire, les poussières de sphène, les mouches de calcite, des grenats et quelques plages amphiboliques de très petite taille. Les minéraux de cette paragenèse se répartissent assez uniformément, en manifestant quelquefois la tendance à une structure microbréchiq ou ocellaire par suite de légères variations dans les proportions et la taille des différents composants. Un réseau de filonnets recoupe ce niveau; ils sont garnis exclusivement de belles plages d'albite, de minéraux épidotiques à habitus en colonnes transversales à l'allongement du filonnet, de ramifications interstitielles de calcite et de fibres amphiboliques incluses dans les autres minéraux.

La masse encaissante est de nature assez variée, oscillant localement entre les variétés vertes très fines et les variétés grises à surface un peu plus rugueuse. Le microscope nous permet d'y constater un développement important de l'albite, de l'amphibole en aiguilles fines et du sphène en petits nuages semi-opaques; l'épidote est évidemment représentée, ainsi que des grenats assez nombreux; la granulométrie est de l'ordre de 0,1 mm.

Ces observations suggèrent, d'une façon subjective il est vrai, un milieu plastique différencié selon des niveaux plus ou moins épais. Ce milieu semble avoir été très largement mobile au moment de sa consolidation, ce qui nous donne les structures les plus évocatrices. Les phases variées réparties en niveaux, et de plasticité sensiblement différente, paraissent s'être mues un peu indépendamment les unes les autres, dans la limite autorisée par une fluidité très faible, et immédiatement avant de se figer. Les plissements (fig. 61) qui affectent les petits lits secondaires adjacents au niveau principal non plissé, nous incitent à renoncer à l'hypothèse d'un dyke ou d'une différenciation uniquement métamorphique pour expliquer ce niveau principal. Le métamorphisme, notons-le, a évidemment affecté l'ensemble; il a peut-être, par exemple, induit les petites « fausses varioles ». Mais il est possible encore d'envisager des injections de caractère plus ou moins aplitique dans le milieu plastique, assez visqueux, qui rendraient assez bien compte également des plissements des petits lits adjacents.

Quelques décimètres au-dessous de ce phénomène spectaculaire, la surface de ce gros bloc éboulé montre un gros nodule très sombre, de couleur bleu-noir, fortement minéralisé, de forme vaguement ovale et dont le diamètre est proche d'une trentaine de centimètres. Cet îlot mélanocrate est entouré d'une marge finement grenue de couleur crème, semblable à celle du niveau différencié précédemment décrit. On note aussi, dans la zone périphérique du nodule, une tendance au rubanage secondaire fin à circonvolutions, ainsi que l'accumulation locale de la substance blanche en petites poches.

L'étude microscopique du nodule mélanocrate est très fructueuse: dans un fond constitué presque exclusivement de plages millimétriques de carbonate, accompagné de quelques petits grains quartzeux, d'innombrables prismes d'amphibole bleue et des lamelles de stilpnomélane vert et brun colorent vivement presque toute la plaque mince. Les cristaux d'amphibole et de stilpnomélane ont une taille de 0,1 mm environ. La coexistence dans un même échantillon de variétés de ferro- et ferristilpnomélane, très bien développés tous les deux, est intéressante; elle se fait sous forme de zones réparties dans la plaque mince sans loi apparente, à prédominance de l'un ou l'autre type.¹ Par ailleurs, la densité des minéraux colorés, toujours très grande, varie d'un point à l'autre, parfois libérant un peu plus le fond carbonaté, parfois le remplaçant totalement. Amphibole et stilpnomélane semblent étroitement associés, le second minéral paraissant parfois dériver du premier, un peu à la façon d'une altération.

Un minéral opaque, en grains isométriques d'une taille de plusieurs millimètres, dépourvu de marge altérée et entouré parfois d'un mince liséré carbonaté ou quartzeux limpide, crible les spécimens.

¹ La présence de biotite verte reste possible, au lieu de ferrostilpnomélane. (Prof. P. Bearth, comm. orale.)

Le sphène idiomorphe est assez abondant en très petites formes fuselées. Nous n'avons pas remarqué de représentant des familles de l'épidote, de la chlorite ou du grenat.

La composition minéralogique de la marge leucocrate de ce nodule explique assez fidèlement sa ressemblance macroscopique avec la substance du large niveau leucocrate différencié appartenant au même bloc: développement assez appréciable de grains épidotiques très ténus, groupés en petites baguettes longues de 0,2 mm, albite formant un « fond », fibres amphiboliques vertes plus ou moins chloritisées, grenats et calcite.

La forme du nodule sombre évoque assez bien une enclave flottant dans le milieu visqueux que nous imaginions ci-dessus. Il pourrait cependant s'agir d'une section d'une sorte de « conduit » allongé. Néanmoins, si nous nous arrêtons à la première possibilité, la structure marginale semble nous indiquer à nouveau un phénomène de différenciation magmatique, périphérique à une enclave. Nous ne trancherons pas au sujet de la nature de cette enclave, mais le fond carbonaté, le développement de stilpnomélane qui semble se faire à la place de la chlorite en présence de quartz exprimé pourrait nous inciter à y voir une enclave d'origine sédimentaire. Le cas ne serait pas très étonnant car, dans la zone est du Clapey, se multiplieront les indices d'une intrusion ou d'un épanchement volcanique avec assimilation de lambeaux sédimentaires et mélange assez intime entre les deux catégories de roches. De plus, le développement de l'amphibole bleue et la minéralisation du nodule, au sein d'une masse dépourvue de ces caractères, pourraient nous fournir quelques indices au sujet de la genèse du glaucophane. Nous reviendrons sur ce problème au terme de l'étude.

LA ZONE PÉRIPHÉRIQUE SUD-EST ET EST

La morphologie du versant sud-est de la Pointe-du-Clapey est assez particulière et favorise l'exploration d'un domaine périphérique très intéressant; suivons d'W. en E. le pied de la paroi assez abrupte, au niveau où elle disparaît sous les pentes herbeuses et les éboulis. Après avoir longé l'éperon rocheux qui domine les « Combettes » et qui est constitué des variétés pétrographiques décrites ci-dessus, on remarque en montant encore vers le « Signal du Mont » que la masse éruptive s'enveloppe d'une sorte de carapace schisteuse noire; celle-ci épouse la forme d'une portion de très grande coupole dont la concavité est tournée vers le N.-W.; nous avons là un des phénomènes morphologiques suggérant, pour le Clapey, une forme lenticulaire. Sur l'arête, on peut noter deux beaux filons de quartz avec de gros « nids » chloriteux.

A l'approche de l'aplomb du sommet principal, la « carapace » schisteuse livre de plus en plus souvent accès à des zones périphériques un peu plus internes, grâce à des « ouvertures » béantes; l'une d'entre elles est le point de départ d'un très grand

éboulis descendant vers la ferme en ruines « du Clapey »; nous avons déjà signalé l'intérêt des blocs qui le constituent. Disons au passage que les bergers tentent parfois de capter une source qui se situerait sous la partie haute de ces éboulis.

Les incursions que nous pouvons faire dans la paroi déchiquetée nous permettent d'observer dans la roche verte à grain fin un développement fréquent et très dense de petits prismes de tourmaline, répartis soit en lits étroits à la faveur d'un rubanage bien régulier de la roche, soit en veines ramifiées.

Un peu plus loin et un peu plus haut sous le sommet du Clapey, vers le S.-E. de celui-ci, nous entrons dans un domaine apparemment ophiolitique et exceptionnellement minéralisé par la pyrite qui se manifeste en nombreux nodules d'un diamètre pouvant atteindre le décimètre. Cette roche révèle à l'examen attentif de fréquentes enclaves calcitiques, sortes de galets garnis d'une auréole fortement pyritisée. Le ciment, dont l'aspect général est celui de la roche verte à grain fin, très minéralisé, fait aussi généralement effervescence à l'acide chlorhydrique.

A ce point de notre itinéraire s'ouvre une petite combe creusée entre la masse de roches éruptives et une corniche qui, restant parallèle à la paroi principale, aboutira au col de Forcle après avoir décrit un arc de cercle. Cette corniche est constituée de roches calcaro-schisteuses appartenant à la série du Petit-Saint-Bernard (*s. lato*). La cuvette ainsi ménagée en forme de croissant, semble à vrai dire résulter de l'érosion de roches particulièrement friables qui auraient été, dans cette zone, intermédiaires entre le Clapey et la série du Petit-Saint-Bernard. En effet, comme en témoignent les éboulis qui combent en partie la combe, la falaise du Clapey est ici constituée d'ensembles éruptifs et sédimentaires étroitement associés et très fortement minéralisés; un conglomérat à gros éléments calcaires, minéralisé puis oxydé et altéré au point de montrer une surface scoriacée, en est l'élément le plus frappant. On peut escalader la zone des lambeaux conglomératiques minéralisés jusqu'à l'épaulement situé au N.-E. du Clapey.

Ces lames conglomératiques calcaires, d'étroits rubanages, ainsi que la schistosité générale (assez peu marquée) complètent l'image que nous faisons de la longue paroi méridionale du massif, sorte de dôme partiel tournant sa concavité vers le N.-W.

La description des grands lambeaux de conglomérat calcaire mérite un intérêt spécial, et fera l'objet d'une publication séparée; en effet, nous sommes en présence d'un faciès sédimentaire analogue à celui qui prend une grande importance dans la ligne des crêtes reliant le colet des Rousses, le « Sommet des Rousses » et la « Pointe du lac sans fond » jusqu'aux approches du Clapey; il s'agit de la série provisoirement appelée « série du Colet-des-Rousses » (P. Antoine), constituant les confins orientaux de la série du Petit-Saint-Bernard et paraissant constamment en contact avec le bord est du massif ophiolitique du Versoyen. Or, au Clapey d'abord, comme nous le voyons ici, mais aussi sur le versant italien de l'aiguille de l'Ermitte, à l'altitude de 2760 m, ce genre de conglomérat à blocs calcaires plus ou moins laminés se présente en grandes enclaves *intimement associées* aux roches vertes massives.

Nous avons là une des observations qui, d'une part, confirme la parenté entre les faciès éruptifs spéciaux du Clapey et l'ensemble des ophiolites du Versoyen, d'autre part, nous permet d'associer d'une façon assez précise sur le plan paléogéographique les roches volcaniques de la région et les séries sédimentaires situées en direction du col du Petit-Saint-Bernard. Jusqu'à présent, cette association allait de soi sur le plan général pour les géologues alpins, mais elle ne paraissait pas autrement étayée que par la proximité géographique et par une quantité égale de caractères énigmatiques.

Lorsque le moment sera venu, nous résumerons donc les caractéristiques de ce conglomérat calcaire minéralisé en utilisant également des échantillons provenant du vallon de Beaupré, au fond duquel s'abattent les roches constituant les falaises verticales à l'E., zone de contact entre les ophiolites et la « série du Colet-des-Rousses ».

Poursuivant notre itinéraire, nous arrivons enfin au col de Forcle, où se situe un contact entre une importante marge schisteuse noire à surface oxydée, et les niveaux sédimentaires de la série du Petit-Saint-Bernard (*s. lato*). En suivant le bord du massif éruptif, il nous suffit de descendre de quelques dizaines de mètres vers la vallée du Versoyen pour pouvoir examiner des schistes noirs à brèches diabasiques, dont la structure ne peut être reconnue que sur quelques rares surfaces fraîches et bien orientées.

Les chapitres qui suivent vont nous permettre de détailler les faciès périphériques de la zone sud-est et est du Clapey, que nous venons d'arpenter.

Chapitre VII. La roche verte rubanée à niveaux tourmalinifères.

Chapitre VIII. Les faciès sombres et plus ou moins schisteux, minéralisés, à éléments sédimentaires et possibilité de structures volcaniques effusives variées et intimement associées.

Chapitre IX. Le conglomérat à gros blocs calcaires, plus ou moins minéralisé, avec tourmaline abondante

Dans une « conclusion partielle » nous ferons quelques déductions tirées des caractères particuliers de la zone périphérique tout entière.

CHAPITRE VII

LA ROCHE VERTE RUBANÉE A NIVEAUX TOURMALINIFÈRES

Nous ne nous attarderons pas à cette variété qui s'apparente aux roches vertes massives plus ou moins grossières et possédant une tendance au « rubanage », que nous avons décrites ci-dessus (partie 2, chapitre II). Le rubanage en niveaux d'épaisseur variant du millimètre au décimètre, alternativement beige et vert clair ou vert et

gris plus foncé, est un caractère à peu près constant des ophiolites massives à structure plutôt fine situées à la périphérie de la masse du Clapey. Ce rubanage est le plus souvent orienté selon des plans parallèles aux contours, apparemment lenticulaires, de l'ensemble éruptif.

C'est après l'aplomb du « Signal du Mont », dans la partie où des ouvertures échancrent la « carapace » périphérique constituée de schistes noirs, au niveau d'origine du grand éboulis descendant au S.-E. vers la ferme du Clapey, que l'on peut trouver de ces roches vertes ou grises, plus ou moins rubanées, à grain plutôt fin, garnies de petites ramifications ou de lits étroits, sombres, constitués d'aiguilles noires de tourmaline d'une longueur d'un demi-centimètre à peu près.

Le microscope nous révèle un « fond » constitué de petites plages d'albite et d'îlots chloriteux, tous deux criblés d'aiguilles amphiboliques, de petits cristaux épidotiques et de sphène en nuages semi-opaques. Le grenat et la tourmaline sont accessoires dans cette paragenèse « moyenne ». Or, selon certaines bandes larges d'un centimètre environ, cette paragenèse voit ses proportions se modifier : tantôt la chlorite pigmentée de roux, une phase opaque et les grains épidotiques s'accroissent au point d'occuper tout le volume ; tantôt une phase micacée incolore mais parfois pigmentée également en brun-roux, prend une importance primordiale et constitue un « fond » dans lequel se développent abondamment les petites plages isolées et subidiomorphes d'albite, l'épidote et la tourmaline ; tantôt enfin, et de la façon la plus marquée, la tourmaline prédomine dans un fond albito-chloriteux micacé, accompagnée de petits cristaux d'épidote. Cette tourmaline zonée, bleu clair au centre, vert olive à la périphérie, possède une belle section basale hexagonale. Les primes sont souvent déchiquetées en apparence et sont, en outre, quelquefois, accolés assez étroitement à des grains épidotiques ; ils se surimposent aux petites traînées de sphène en nuages sans en déranger l'orientation ; l'albite est xénomorphe par rapport à la tourmaline.

La tourmaline se trouve assez fréquemment dans différents faciès du Versoyen et du Clapey en particulier. Il est cependant un point sur lequel nous pouvons déjà insister : la fréquence de plus en plus grande de la tourmaline en prismes isolés ou amassés en lits, à mesure que nous nous rapprochons des bords sud-est et est de la masse ophiolitique du Clapey.

CHAPITRE VIII

LES FACIÈS SOMBRES ET PLUS OU MOINS SCHISTEUX, MINÉRALISÉS, A ÉLÉMENTS SÉDIMENTAIRES, ET AVEC POSSIBILITÉ DE STRUCTURES VOLCANIQUES EFFUSIVES VARIÉES ET INTIMEMENT ASSOCIÉES

Le domaine que nous abordons ici vers le S.-E. est le plus externe de la Pointe-du-Clapey. Réduite à une fine « carapace » de schistes noirs sous le « Signal-du-Mont »,

on voit cette zone prendre de l'importance lorsqu'on se déplace vers le col de Forcle où elle atteint une puissance de plusieurs dizaines de mètres, pour se prolonger sur le versant N. avant de se noyer sous les éboulis.

La caractéristique générale de ce domaine périphérique est l'association intime entre des faciès sédimentaires variés et des roches à caractères effusifs occasionnels et incertains, au point d'aboutir assez souvent à des variétés de nature originelle douteuse, sorte de faciès hybride.

Nous subdivisons ces roches selon le schéma suivant :

1. Schistes noirs du type « Versoyen » (s. stricto)
2. Schistes grés-micacés, gris foncé, à beaux faisceaux amphiboliques chloritisés (une analyse chimique).
3. Schistes noirs à éléments bréchiques, d'origine ophiolitique probable.
4. Schistes noirs à petites amygdales minéralisées.
5. Roche grise à structure microscopique évoquant la possibilité d'une origine *effusive*.
6. Roches grise et verte à structures macroscopiques évoquant des roches effusives (avec enclaves calcaires).

1. SCHISTES NOIRS DU TYPE « VERSOYEN » (S. STRICTO)

Cette variété affleure tout le long de l'éperon rocheux qui domine les Combettes et se prolonge jusqu'à la zone d'« échancrure » où apparaissent des faciès un peu plus internes et d'où descend le grand éboulis sud-est.

Par l'aspect tant macroscopique que microscopique, ce schiste se rapproche fort des variétés de schistes noirs que nous avons décrites dans les paragraphes consacrés au Versoyen pris dans son ensemble (97 V et 98 V). Les pseudomorphoses en chlorite sont moins variées et moins évocatrices que, par exemple, dans les échantillons provenant de la Pointe-Rousse, en partie sans doute à cause de légers mouvements mécaniques et redistributions chimiques tardifs, mais nous reconnaissons encore ici de beaux faisceaux d'amphiboles rétro-morphosées.

Nous notons qu'il n'y a pas de « liséré blanc » ici, entre le niveau schisteux et la masse éruptive; cette observation vaut pour toute la périphérie du Clapey. Cependant, on peut se demander si la nette tendance au rubanage (clair et foncé) des faciès marginaux ne tient pas lieu de « liséré », ceci considéré d'un certain point de vue. L'idée d'un lien génétique entre rubanage (au Clapey) et liséré blanc (au bord des sills ou des niveaux de « coussins ») pourrait être étayée partiellement par des constatations que nous avons déjà évoquées dans la conclusion de la première partie, portant sur l'ensemble ophiolitique du Versoyen.

2. SCHISTES GRÉS-MICACÉS, GRIS FONCÉ, A BEAUX FAISCEAUX AMPHIBOLIQUES CHLORITISÉS

Il s'agit ici des faciès les plus répandus au bord est du massif du Clapey. La roche est le plus souvent noire ou gris foncé, un peu schisteuse quoique compacte. Assez souvent, on décèle des niveaux plus clairs, ayant alors un aspect gréseux. Dans les variétés sombres, les faisceaux divergents de prismes amphiboliques sont bien visibles à l'œil nu, teintés de vert clair lorsqu'ils sont chloritisés comme c'est le cas le plus fréquent. L'arête nord-est, à proximité du col de Forcle, présente une grande variété de ces roches sombres, plus ou moins schisteuses, exceptionnellement oxydées en surface; la coloration rouge foncé de la patine s'accroît en certains points qui correspondent sans doute à des zones plus fissurées ou plus schisteuses. Les alternances de niveaux un peu plus clairs, d'aspect gréseux, et un peu plus foncés, évoquent parfois un rubanage, mais ici nous nous trouvons probablement en présence d'un litage d'origine sédimentaire, de stratifications fines.

En examinant la collection d'échantillons recueillis dans ces zones, tous les intermédiaires pétrographiques nous ont paru être représentés entre les schistes noirs s. stricto évoqués ci-dessus et une variété un peu spéciale, un peu micacée, à petites plages isolées d'albite et à grands et très beaux faisceaux amphiboliques chloritisés. Passons en revue quelques uns de ces types intermédiaires.

Examen microscopique

Les échantillons 99 V et 100 V sont très semblables aux schistes noirs classiques du Versoyen; à l'examen microscopique, ils s'éloignent un peu de ceux-ci, néanmoins, par une quantité plus grande de mica et par l'apparition d'une structure vaguement microbréchique, avec de petits noyaux lenticulaires de quartz finement grenu. Les poussières opaques restent très abondantes et leurs traînées soulignent une schistosité très marquée. Les pseudomorphoses par la chlorite sont innombrables; cependant ici nous hésiterions à voir des formes de chloritoïde ou d'andalousite dans ces rectangles très allongés et chloritisés, mais dépourvus de figures géométriques dessinées par les poussières noires. La tourmaline est assez fréquente, de même que quelquefois les grenats (éch. 100 V).

Le « fond » de la majorité des échantillons est partagé entre l'albite et le mica blanc, tous deux légèrement obscurcis par des poussières noires, orientées en traînées, *beaucoup moins* nombreuses que dans la variété de schistes noirs s. stricto. Le quartz est parfois abondant. Ces trois minéraux fondamentaux varient localement en quantité, et il y a des niveaux presque exclusivement micacés ou exclusivement albitiques, le quartz ne prenant jamais pour sa part une proportion aussi marquée. Dans ce fond, la calcite en mouches plus ou moins abondantes, le sphène souvent en beaux cristaux fuselés, des grains opaques partiellement de nature titanifère (leucoxène) et la tour-

maline, sont omniprésents; le sphène et les grains opaques soulignent parfois l'orientation de la roche. Tous ces minéraux ont une taille qui reste inférieure au dixième de millimètre, mais parfois leurs plages se groupent en îlots (cf le quartz) à contours vagues, qui évoquent une structure microbréchique plus ou moins laminées et recristallisées. La structure de la roche en alternance de lits millimétriques est un caractère évident dans certains échantillons. Ce qui précède n'est que la description d'un « fond » ! En effet, cet ensemble albito-chloriteux micacé, lité, est criblé de plages chloriteuses pseudomorphosant très fidèlement des minéraux antérieurs; parmi ceux-ci des faisceaux divergents de prismes amphiboliques (dont la nature initiale est indiquée par des sections basales) sont les plus spectaculaires; les prismes très fins, à extrémités effilées, sont souvent d'une longueur variable, selon les échantillons et qui peut atteindre 5 ou 6 mm. D'autres minéraux de formes rectangulaires allongées, sont pseudomorphosés en chlorite; il pourrait s'agir d'un autre habitus de la même amphibole, ou peut-être de chloritoïde. La chlorite des pseudomorphoses est verte, à biréfringence très basse, sa dispersion étant assez sensible (éch. 101 V à 106 V).

L'échantillon 107 V est particulièrement intéressant; il a été recueilli à l'aplomb de la petite combe située vers l'E. de la Pointe-du-Clapey, sur le flanc même de celle-ci, au-dessus de l'éboulis riche en conglomérats calcaires à surface d'aspect scoriacé. La roche, un peu schisteuse, très sombre, est finement minéralisée et oxydée. L'examen microscopique nous permet, sur une seule plaque mince, d'examiner plusieurs caractères spécifiques et intéressants de ce faciès périphérique:

La structure d'ensemble est litée à l'échelle du millimètre et apparemment microbréchique: les lits et petits éléments anguleux s'individualisent soit par la prédominance marquée de l'un ou l'autre des constituants essentiels (albite, mica blanc et chlorite), soit par de légères variations de taille de leurs représentants; le mica figure en fines lames parallèles, l'albite et la chlorite en petites plages (0,1 mm de diamètre au plus), groupées en archipels. La calcite est dispersée en « mouches » très ramifiées.

Les poussières opaques extrêmement fines et diffuses obscurcissent très légèrement ce « fond », tandis que des grains opaques ou semi-opaques (leucoxène) un peu plus gros et des trainées faiblement pigmentées de roux soulignent l'orientation de la roche.

De très belles gerbes d'amphibole violet pâle, longues de plusieurs millimètres garnissent ce canevas; le matériel initial a été, ici, préservé d'une rétro-morphose complète. Ce dernier phénomène s'est cependant exercé partiellement, engendrant la chloritisation, l'albitisation et la calcitisation de certaines parties des grandes gerbes; cette paragenèse ultérieure pseudomorphose vaguement les contours des prismes allongés ou leur reste indifférente. Les très fines poussières diffuses contribuent aussi à nous conserver la silhouette de l'amphibole.

Quelques rares grains corrodés d'un minéral que nous rattacherions à la famille de l'épidote, jouent le même rôle que l'amphibole bleue par rapport à la structure générale et aux autres phases.

La roche est sillonnée de veinules microscopiques opaques, décrivant des courbes et des ramifications compliquées, en général *étrangères* à l'orientation générale du « fond ». Ces veinules semblent liées à de nombreuses « poches », d'un diamètre moyen d'un millimètre, garnies, d'albite, de quartz, de carbonate et de phases opaques et semi-opaques; les grains représentatifs de ces dernières sont souvent pourvus d'une marge périphérique rouge foncé et passent à un carbonate semi-opaque pigmenté de brun foncé, lui-même en relation intime avec un carbonate limpide. Le quartz et l'albite garnissent également ces « poches » en plages assez grandes et dépourvues d'inclusions; dans ce cas, un beau prisme d'amphibole bleue se joint à eux.

Dans cette plaque mince, les relations entre l'amphibole violet pâle et les trainées et filonnets opaques sont extrêmement suggestives en ce qui concerne la chronologie des cristallisations; en effet, il apparaît assez nettement que les prismes amphiboliques ont eu la tendance à réorganiser géométriquement et regrouper les poussières les plus ténues qu'ils englobaient. Cette disposition se conserve dans la rétro-morphose. Si l'on se réfère à cette observation, il semble bien que les gerbes d'amphiboles soient ultérieures, non seulement au litage général, mais encore aux déplacements de phases métallifères suggérés par les filonnets et les ramifications. Si l'on considère les nodules opaques ou semi-opaques accompagnés de quartz, albite et carbonates plus ou moins ferrifères, la question importante de leur genèse reste assez délicate à résoudre; si nous nous référons à la « forme » de quelques-uns de ces nodules, nous pouvons déduire de leur allongement en ellipse ou en lentilles une formation antérieure à la phase principale de lamination engendrant la schistosité, qui est une des phases initiales de la vie de la roche. Si cette vue des phénomènes est conforme à la réalité, les ramifications opaques seraient *issues* de ces nodules, au cours d'une phase de remobilisation chimique de la matière de ceux-ci; l'albite, le quartz et la calcite limpides qui garnissent ces nodules, le plus souvent le long du contour extérieur, pourraient remplacer un vide créé progressivement.

Voici la succession d'événements dont la structure de ce schiste semble témoigner:

1. Sédimentation en niveaux fins, plus ou moins argileux et microbréchiques;
2. Induration, schistification et premières cristallisations (parmi lesquelles celle de minéraux plus ou moins titanifères).
3. Remobilisation de certaines phases métallifères; formation des veinules ramifiées;
4. Développement de belles gerbes d'amphibole violette. La genèse de l'albite, du quartz et de la calcite environnant les nodules opaques peut coïncider avec cette période, et se prolonger un peu plus longtemps.
5. Rétromorphose partielle des amphiboles. Remobilisation ou poursuite de la cristallisation des minéraux disponibles à ce stade: albite, chlorite, quartz, calcite, grains métallisés ténus.
6. Oxydation et altération finales.

Nous n'avons pas inséré dans cette chronologie le moment de formation des nodules minéralisés; les observations d'ordre structural ne nous apportent qu'une forte présomption en faveur d'une genèse *antérieure* à la phase 4, tout en admettant la possibilité de remobilisation ultérieure très locale des éléments. Il est donc logique d'envisager, pour ces nodules, la possibilité d'une formation contemporaine de la mise en place de la masse ophiolitique, plutôt qu'une genèse due à une phase importante du métamorphisme. Nous avons même vu qu'il est permis de se demander si la phase 4 appartient à un métamorphisme régional, question que nous discuterons à nouveau dans les conclusions ci-dessous.

Deux remarques doivent encore être ajoutées:

- a) Les observations structurales microscopiques ne nous permettent d'avoir que des présomptions au sujet de cette succession chronologique.
- b) La durée relative de chacune de ces phases, l'éloignement dans le temps entre chacune d'elles et leur coïncidence partielle sont des questions que nous ne pouvons trancher avec certitude.

Les schistes noirs classiques dans tout le Versoyen constituent le premier terme descriptif « extrême » du faciès schisteux gris foncé que l'on observe dans la partie E. du Clapey. Nous venons de considérer un terme intermédiaire finement lité et d'apparence microbréchique.

Examinons le deuxième terme structural extrême, qui délimitera le « champ » pétrographique entièrement représenté par la gamme des échantillons.

A l'œil nu, cette variété est en général compacte et non orientée; de couleur gris foncé, finement grenue, la roche est criblée d'aiguilles ou de faisceaux fins de couleur vert clair, qui sont des pseudomorphoses par la chlorite de cristaux amphiboliques, longs parfois d'un centimètre.

La structure microscopique est assez simple et caractéristique. Dans un « fond » séricitique, où quelquefois et très localement le mica blanc se développe en lamelles un peu plus grandes, d'innombrables plages isolées d'albite, d'une taille moyenne de 0,1 mm, isométriques, à contours irréguliers, esquissent une structure microscopique ocellée. De très grands faisceaux divergents de prismes effilés, pseudomorphosés par la chlorite accompagnée quelquefois d'albite, sont disposés assez régulièrement et sans orientation dans tout le volume de la roche. Ces prismes sont des rétromorphoses d'amphiboles comme en témoignent de fréquentes sections « basales »; nous n'avons pas rencontré de relique dans ce « terme descriptif extrême ».

Les ocelles microscopiques d'albite sont très légèrement garnies de poussières opaques discrètes, qu'elles groupent, semble-t-il, en ménageant une très étroite marge limpide; ces plages albitiques s'accumulent parfois en grand nombre, se soudent même, et limitent alors le volume imparti aux paillettes micacées fines qui les environnent. Les minéraux titanifères, presque toujours présents en quantité appréciable,

sont soit du sphène en beaux cristaux d'une taille proche de 0,1 mm, soit du rutile, dont les aiguilles groupées en petits nids très nombreux figurent en inclusions semi-opaques dans les minéraux du « fond ». Le grenat et la tourmaline sont parfois présents comme minéraux accessoires.

La roche est très peu minéralisée, tout au plus remarque-t-on par places une fine traînée opaque (éch. 108 V à 111 V).

Nous donnons ci-dessous l'analyse chimique de l'échantillon 112 V, représentant typique de cette variété pétrographique. (A.C.13)

Il nous faut cependant signaler, avant de poursuivre plus avant dans les descriptions, quelques observations particulières.

L'échantillon 113 V est, *au microscope*, assez représentatif du faciès qui vient d'être décrit; il semble légèrement lité, et on peut distinguer des niveaux assez riches en carbonate et en quartz; il est de plus exceptionnellement bien pourvu de petits grenats; or, son aspect macroscopique *gris clair* et compact est très proche d'une variété classée dans les faciès du centre du Clapey, développé vers le N.-E. et décrite à la page 84; précisément c'est à la frontière des faciès, à l'approche du contact avec des schistes noirs bien marqués, que nous avons recueilli ce spécimen. Ceci confirme notre remarque, faite à la faveur de la description de ce type central de roche gris clair, selon laquelle quelques spécimens représentatifs évoquent une structure microscopique inattendue, à caractère sédimentaire. Ici aussi donc, entre roches aussi différentes d'aspect que les « schistes noirs » et la roche gris clair à grandes plages amphiboliques trapues, il y a des indices de passage assez progressif, et même une sorte de mimétisme macroscopique.

Un autre phénomène de mimétisme, microscopique celui-ci, est présenté par l'échantillon 114 V, provenant de la zone schisteuse noire de l'arête nord-est de la montagne. L'échantillon est gris très clair, garni de toutes petites mouches vertes et partiellement minéralisé. La structure microscopique est très proche du faciès examiné à l'instant mais l'albite occupe la totalité du « fond », le mica étant absent. Or, les pseudomorphoses chloritisées, qui ne sont pas disposées en faisceaux, ont une forme rectangulaire allongée et se groupent de façon telle qu'elles miment une belle structure diabasique plus ou moins intersertale...! La tourmaline et le rutile sont abondants dans ce spécimen.

Enfin, considérons l'échantillon 115 V, recueilli à l'E. du sommet du Clapey, au-dessus de la petite combe: en quelques centimètres nous avons les passages (francs) de schistes noirs très micacés à un lambeau de roche verte puis à un nodule calcaire dont malheureusement on ne peut connaître l'origine, primaire (en enclave, ce qui est fréquent) ou tardive. La schistosité est nettement oblique par rapport aux plans de contact. Le microscope révèle un fin niveau abondamment garni de tourmaline, au contact entre roche verte et rognon calcaire. Les chapitres descriptifs qui suivront nous confirmeront d'ailleurs la relation apparemment étroite ici entre la tourmaline d'une part et l'imbrication intime entre faciès éruptifs et sédimentaires d'autre part.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 13 (éch. 112 V) : Roche grise, finement grenue, légèrement schisteuse, à faisceaux d'amphibole chloritisée, de couleur verdâtre clair. Echantillon recueilli le long de l'arête est (à est-nord-est) de la Pointe-du-Clapey, à une centaine de mètres du col de Forcle.

SiO ₂	53,20		
Al ₂ O ₃	22,02		
TiO ₂	0,53	Paramètres de Niggli	
FeO	6,09	si	165
Fe ₂ O ₃	1,21	al	40,2
CaO	0,37	fm	36
MgO	3,72	c	1,1
Na ₂ O	5,41	alk	22,5
K ₂ O	3,19	ti	1,1
MnO	0,13	k	0,28
P ₂ O ₅	0,16	mg	0,4
H ₂ O ⁺	3,75		
H ₂ O ⁻	0,08	qz	— 25
Total	99,86		

3. SCHISTES NOIRS A ÉLÉMENTS BRÉCHTIQUES, D'ORIGINE OPHIOLITIQUE PROBABLE

A partir du col de Forcle, descendons de quelques mètres en direction du torrent du Versoyen, pour examiner le bord schisteux nord-est de la masse du Clapey. Lorsqu'on est favorisé par une surface fraîche et bien éclairée on peut, malgré la compacité de la roche, constater sa nature bréchique assez spéciale; on retrouve cette structure, toujours assez peu visible, dans les schistes noirs qui « emballent » les grands lambeaux de conglomérat calcaire minéralisé garnissant le flanc est du Clapey.

La surface polie des échantillons nous permet de remarquer une superposition très serrée d'écailles, d'une couleur gris-vert foncé, ayant une forme lenticulaire allongée dont le grand diamètre oscille entre 3 et 10 cm. Ces « écailles » sont séparées les unes des autres par des niveaux noirs, ondulés, très minces, qui s'effilent et se ramifient entre les « écailles »; parmi ces dernières se trouvent quelques éléments moins laminés ainsi que quelques nodules isométriques aux contours un peu anguleux, de couleur jaunâtre, entourés d'une auréole brune d'oxydation; ces derniers éléments pourraient être des sortes de petits galets calcaires minéralisés.

Sous le microscope, on constate que, tant le domaine intermédiaire étroit et noir, que la masse même des petites écailles, se rattachent à des variétés décrites au paragraphe précédent: prédominance marquée du mica, sphène abondant et quelques

fantômes chloritisés assez mal formés dans la partie schisteuse sombre; au contraire abondance prépondérante de l'albite, pseudomorphoses chloriteuses très nombreuses et très belles dans le domaine de l'« écaille verte » (éch. 116 V).

Les structures microscopiques et macroscopiques nous indiquent ici la probabilité d'une brèche ophiolitique très compacte, à ciment d'origine argileuse assez peu important avec la présence possible de petits rognons minéralisés.

4. SCHISTE NOIR A PETITES AMYGDALES MINÉRALISÉES

Nous n'avons pas découvert cette variété « en place ». C'est au bord du Versoyen, à l'altitude de 1545 m, près des ruines du bâtiment mentionné comme « ancienne mine » sur la carte au 1/20 000 qu'un ou deux blocs représentatifs avoisinent le petit pont qui franchit le torrent.

Les spécimens représentatifs de ce faciès sont de couleur gris foncé, légèrement schisteux quoique très compacts et durs, à patine brun foncé ou rousse. La roche est criblée de formes ovales d'un centimètre de grand diamètre moyen; constituées essentiellement de minéraux à éclat pyriteux. Or, ces petits nodules minéralisés sont entourés d'une auréole partielle dont la section plane est une sorte de « croissant », de couleur blanche et d'éclat vitreux. Aussi bien l'allongement des ovales que la position de l'auréole en « croissant » semblent respecter un certain parallélisme. Parfois, deux petites auréoles partielles en « croissant » entourent diamétralement un nodule minéralisé à section ovale.

Le microscope nous présente ici à nouveau une des variétés de schistes noirs *s. lato* décrites plus haut: nous notons la structure vaguement microbréchique, localement litée, avec de fines traînées opaques ondulées ainsi que la paragenèse habituelle d'albite, muscovite, calcite, chlorite, quartz, minéraux titanifères, grenats (nombreux ici) et quelques prismes ténus de tourmaline.

Le domaine qui entoure l'amas opaque proprement dit d'une enveloppe partielle dont la section évoque un « croissant » est constitué de quartz en plages absolument limpides, allongées et légèrement divergentes à partie du centre du nodule; vers ce centre s'amassent les gros grains opaques associés à de l'albite, de la calcite, du quartz et de la chlorite, cette dernière se présentant sous la forme de petits rectangles allongés en inclusions garnissant surtout la calcite. Si l'on se réfère à un ou deux indices structuraux, il semblerait qu'une partie de la phase opaque au moins est xénomorphe et postérieure à une partie des petits phénoblastes d'albite (éch. 117 V).

5. ROCHE GRISE A STRUCTURE MICROSCOPIQUE ÉVOQUANT LA POSSIBILITÉ D'UNE ORIGINE EFFUSIVE

Les échantillons représentatifs de ce type proviennent tous du grand éboulis qui descend de la paroi sud-est du Clapey, jusqu'au chalet en ruines du même nom.

L'intérêt de la paragenèse et des structures nous incite à consacrer une publication séparée à cette variété. Disons seulement ici que ces roches semblent la plus parfaite manifestation du faciès hybride, mi-sédimentaire et mi-éruptif, qui constitue la zone est du Clapey. La tourmaline est un des constituants importants de cette variété et nous avons cru y reconnaître des structures intersertales fines.

6. ROCHE GRISE ET VERTE A STRUCTURES MACROSCOPIQUES ÉVOQUANT DES ROCHEES EFFUSIVES (AVEC ENCLAVES CALCAIRES)

Entre 2300 et 2400 m, le grand éboulis du versant sud du Clapey permet de récolter un bon nombre d'échantillons à structure macroscopique inattendue. Nous sommes parvenus à localiser un affleurement de ces variétés « *in situ* », exactement au S.-S.-E. du sommet du Clapey, au niveau où la falaise terminale abrupte émerge de l'éboulis à blocs moyens, éboulis lui-même ici en pente très forte. Les structures intéressantes ne sont pas très apparentes et, pour être remarquées, elles demandent des surfaces planes et partiellement altérées, convenablement éclairées.

Nous croyons pouvoir distinguer deux variétés de roches pourvues de structures évoquant des sortes de laves en coussins; une variété gris-vert à petits ovaloïdes assez espacés et une autre, gris bleuté, à ovaloïdes de dimension moyenne, tantôt isolés, tantôt se moulant les uns sur les autres.

a. Les petits ovaloïdes espacés (éch. 118 V et 119 V)

La roche est, à la cassure, de couleur gris-vert assez foncé, colorée localement en espèces de flammes roses ou brunes, ces dernières pigmentations semblant dues à un carbonate ferrifère. Si l'altération s'est manifestée de façon favorable, on peut remarquer, sur une surface plane altérée et patinée des formes ovales (de taille moyenne: 5 cm sur 2 cm) teintées en vert-jaune, qui ressortent légèrement en relief dans un « fond » vert plus foncé moucheté de jaune et très finement grumeleux. Sur une surface très fraîche, les formes ovales se remarquent faiblement grâce à leur teinte grise un peu plus claire que celle de leur matrice. Ces formes sont espacées les unes des autres de quelques centimètres, d'un décimètre parfois, mais peuvent se rapprocher sans jamais cependant donner l'impression de se mouler les unes sur les autres.

L'ensemble de la roche semble légèrement orienté et les ovaloïdes paraissent plus ou moins aplatis.

Dans de nombreux cas, le contour de ces éléments est accentué par une altération différentielle qui se manifeste par un tracé de très petites cavités réparties comme en pointillé tout autour de la forme ovale.

Signalons que les échantillons font en général légèrement effervescence à l'acide chlorhydrique froid, mais que l'effervescence est très vive exactement le long du contour des sphères aplaties.

Examen microscopique

L'examen microscopique nous conduit à décrire séparément les domaines intérieur et extérieur des petits ovaloïdes, domaines isolés l'un de l'autre par un niveau presque exclusivement calcitique large de 1 ou 2 mm. Cette marge calcitique constituée de grandes plages limpides, semble, dans sa cristallisation finale, avoir été postérieure à la formation de quelques petits cristaux d'albite et lamelles de chlorite qu'elle englobe, la chlorite pseudomorphosant peut-être un minéral antérieur.

La matrice des formes ovales est de nature proche des schistes noirs du Clapey (*s. lato*): l'albite en petits grains à contours nets, le mica abondant, les belles pseudomorphoses de gerbes par la chlorite et un peu de calcite. Notons cependant la faible quantité de ce dernier minéral dans ce domaine.

L'intérieur de la forme est curieux: le plagioclase y prédomine, accompagné de nombreuses mouches de calcite limpide. La chlorite y est très rare, de même que les pseudomorphoses. En revanche, le plagioclase figure en toutes petites facules ou en nuages confus, extrêmement dentelés et engrenés les uns dans les autres; cet habitus est très différent des petites plages nettes d'albite dans la matrice extérieure; de plus, cette phase leucocrate nous paraît restituer, mais ceci est très difficile à confirmer, des formes rectangulaires longues d'environ 1,5 mm, qui pourraient témoigner d'une structure antérieure intersertale grossière. Ce sont les domaines rectangulaires allongés constitués soit de très petits grains (association quartzo-feldspathique?), soit de plages albitiques un peu plus grandes et nettes, quelques alignements vagues de poussières opaques et enfin quelques minces contours chloriteux qui, par leur disposition réciproque, nous suggèrent cette structure diabasique.

Nous devons nous souvenir ici que, parmi les éléments blancs de petite taille qui appartiennent à la brèche intercalés dans les schistes noirs proches du Mont-Miravidi, nous avons déjà cru déceler une structure intersertale ou ophitique grossière. Mais les plaques minces sont encore moins évocatrices ici.

Ajoutons que certains échantillons représentatifs de cette variété sont assez abondamment garnis de mouches brunes, quasi opaques, paraissant correspondre à l'altération de carbonates ferrifères.

b) Les ovaloïdes de taille moyenne (éch. 120 V)

Nous avons découvert au bord est du grand éboulis sud du Clapey, à l'altitude approximative de 2350 m, des blocs de taille moyenne et de couleur gris foncé, qui présentaient des figures ovales assez proches de structures macroscopiques de laves en coussins.

La roche, de grain fin, s'avère d'une compacité et d'une dureté exceptionnelles; elle est de couleur gris-bleu assez foncé à la cassure fraîche, et gris brunâtre à la patine. Les surfaces légèrement altérées sont criblées de très petits trous; la densité de ceux-ci s'accroît nettement le long de certaines lignes, au point de creuser finalement un sillon profond qui souligne les formes ovales nous intéressant ici. Ces petites

masses ont entre 10 et 20 cm de grand diamètre et entre 3 et 10 cm de petit diamètre. La forme ovale est souvent parfaite mais néanmoins, comme ses contours sont adjacents, certains de ces volumes semblent se mouler fidèlement sur les masses voisines. A la cassure fraîche il n'est pas possible de distinguer ces ovoïdes, qui ne nous sont conservés que grâce à l'altération des contours. Il semble que ces volumes aient été sensiblement allongés ou aplatis. La roche fait partout vivement effervescence à l'acide chlorhydrique froid.

Ajoutons que le centre de la section ovale est parfois, lui aussi, surcreusé et que, quelquefois, dans certaines roches grises apparemment massives, une forme de ce genre se présente isolément.

Examen microscopique

L'examen microscopique nous révèle une structure nettement orientée et finement « œillée ». Le « fond » est albito-chloritique, l'allongement des petites plages d'albite et lamelles de chlorite contribuent au canevas orienté, de même que les fines traînées de grains de sphène et de poussières semi-opaques, de nature titanifère partielle probable. Ces traînées noires, en s'écartant, soulignent tout particulièrement des sortes d'yeux, formes ovales très nombreuses, aux extrémités effilées, et longues de 1 à 2 mm, garnies presque exclusivement de plages calcitiques assez limpides. Quelques petites plages d'albite se joignent à cette calcite, de même que de petites lamelles de chlorite, aux contours rectangulaires très francs, qui ressortent nettement à cause de leur quasi isotropie sur le fond lenticulaire de calcite.

L'albite, la chlorite et la calcite englobent indifféremment les traînées opaques ondulées, et semblent dès lors de recristallisation assez tardive.

Les structures macroscopiques que nous avons décrites dans ce paragraphe suggèrent fortement un débit volcanique en coussins ou coussinets, ou encore parfois une lave en coussins bréchifiés puis assez fortement laminée. Cependant la petite taille des éléments, leur répartition apparemment très locale, l'absence de structures macroscopiques fines (zonation, varioles, etc.) et enfin leurs caractères microscopiques, nous incitent à la réserve. Nous pouvons cependant formuler deux conclusions assez sûres :

- a) Les formes en ovoïdes sont la conséquence de phénomènes antérieurs aux phases principales de métamorphisme.

En effet, la paragenèse de métamorphisme (même d'épisodes discutables et intermédiaires, tel que celui de la genèse des gerbes amphiboliques) ne se manifeste qu'en plages minérales de petite taille, réparties assez uniformément, et ne paraissent pas capable de collaborer à la genèse de volumes aussi grands et aussi marqués que ces ovoïdes; ces derniers ne semblent pouvoir être attribués qu'à un épisode essentiel et sans doute génétique dont l'échelle est celui de la structure générale de tout l'affleurement.

- b) Ces ovoïdes semblent appartenir exclusivement à la zone périphérique sud-est et sud du Clapey, zone proche des faciès sédimentaires bordiers ou enclavés dans les ophiolites.

Nous concluons donc provisoirement ce paragraphe en interprétant ces structures macroscopiques comme une manifestation assez semblable à la formation de pillow-lavas, localisés à la bordure d'une grande masse intrusive plus ou moins différenciée et en association avec différents faciès sédimentaires encaissants ou en voie d'assimilation par le magma. Le métamorphisme et la tectonique ont oblitéré ces structures, interdisant toute explication plus complète; mais il est possible au contraire que quelques légers phénomènes métamorphiques de métasomatose, de minéralisation et d'altération aient souligné des structures qui, dans la roche primaire, étaient encore plus discrètes.

CHAPITRE IX

LE CONGLOMÉRAT A GROS BLOCS CALCAIRES, PLUS OU MOINS MINÉRALISÉ, AVEC TOURMALINE ABONDANTE

Ce chapitre va nous permettre de sortir du cadre exclusif des faciès de la Pointe-du-Clapey, et d'élargir notre champ d'investigations à une bande de terrain allant du Clapey lui-même jusqu'au versant italien de l'Ermite et de la Pointe-des-Glacières.

En effet, il existe aux confins nord-ouest de la zone des schistes du Petit-Saint-Bernard un niveau de conglomérat à éléments calcaires, très laminé et replissé, brièvement évoqué par H. Schœller, que l'on peut désigner provisoirement sous le nom de « série du Colet-des-Rousses » (P. Antoine, communication orale). Il s'agit du faciès qui avoisine constamment les roches vertes du Versoyen, et qui, à notre avis, pourrait répondre aussi de certaines structures sédimentaires laminées que l'on observe au-dessus des « Balmettes » et au sud de la Pointe-Rousse. Nous retrouvons aussi ce conglomérat peu laminé, au pied sud-est de la Pointe-des-Glacières, sous l'Aiguille-de-l'Ermite et au « Sommet-des-Rousses » où il se développe fortement; finalement on peut l'observer au mieux dans la combe sinistre du « Lac sans fond »; vers le S.-W., cette variété diminue de puissance.

Au Colet-des-Rousses et sous le sommet de l'Ermite, du côté italien, à l'endroit où les parois presque verticales émergent des éboulés (alt. 2700 m), il est permis d'accéder à la zone de contact entre roches vertes massives, parfois largement rubanées, et série du « Colet-des-Rousses »; or, près de ce contact, on peut observer des niveaux conglomératiques lenticulaires, longs de quelques dizaines de mètres et de puissance très variable, enclavés dans les masses de roches vertes, et disposés parallèlement au rubanage lorsque celui-ci se manifeste.

Le contact entre la série du Colet-des-Rousses et les roches vertes se prolonge dans la paroi sud-est du vallon de Beaupré, très haut, et nous n'avons pu observer s'il y avait là également des alternances entre lentilles sédimentaires conglomératiques et ophiolites; de nombreux blocs du conglomérat laminé sont tombés dans le vallon de Beaupré. Enfin, à l'extrémité de cette ligne de contact, la Pointe-du-Clapey où nous nous trouvons offre à son tour une association très intime entre ce conglomérat et les roches éruptives.

Ces grandes lentilles de conglomérat à gros blocs, enclavées dans les ophiolites, ne s'observent jamais ailleurs qu'à la bordure sud-est du massif de roches vertes, à proximité immédiate de la série si caractéristique du Colet-des-Rousses; assumer la parenté entre les enclaves sédimentaires et cette série détritique nous paraît donc raisonnable.

Ces constatations ont une grande importance sur les plans paléogéographiques et tectonique, auxquels nous reviendrons.

Il faut étudier ce faciès non pas en tant que roche exclusivement localisée au Clapey, mais comme une variété spéciale de contact et d'enclaves appartenant à toute la bordure sud-est et est de l'ensemble ophiolitique du Versoyen; en outre nous avons déjà vu ailleurs, avec l'étude de différents genres de schistes noirs, combien le volcanisme a, dans le Versoyen, mêlé étroitement ses produits aux sédiments.

A l'aplomb de la petite combe qui se trouve située vers l'E. du Clapey et dont nous avons déjà parlé, l'ensemble ophiolitique offre l'aspect d'un mur légèrement convexe plongeant fort vers le S.-E., constitué des schistes noirs très oxydés que nous avons décrits. Le phénomène qui nous concerne ici est la présence de grands lambeaux de conglomérat calcaire, plus ou moins laminés, pincés entre des niveaux de schistes noirs compacts. L'éboulis qui tend à combler la petite cuvette est essentiellement constitué d'éléments appartenant à ce type et la combe elle-même est peut-être due à l'érosion très active des roches de ce faciès, particulièrement friables. Vers le haut de l'affleurement, c'est-à-dire sur l'arête nord-est conduisant au sommet, vers 2618 m, le conglomérat s'avère très intéressant car il y est constitué de blocs de taille très différentes, les plus grands atteignant 3 m de long, ainsi que de quelques éléments évoquant des bancs calcaires brisés, le tout, matrice grise d'apparence scoriacée et éléments, étant emballé dans des niveaux de schistes noirs à brèche probablement ophiolitique.

L'aspect macroscopique de ce conglomérat est très curieux: les éléments, de forme et de dimension très variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres de diamètre), constitués d'un calcaire blanc à la patine et gris foncé à la cassure fraîche, se « déchaussent » de leur matrice dont le caractère superficiel apparemment scoriacé est très impressionnant, de même que sa couleur rouge due à une oxydation.

La plupart des échantillons appartenant à ce conglomérat et provenant d'affleurements très proches des ophiolites, ou enclavés au sein de celles-ci, présentent ce phénomène d'intense altération; la nature presque spongieuse du ciment de ce

conglomérat n'est que superficielle sur une profondeur de 0,5 à 2 cm; le comportement différent de la matrice et des éléments est un fait assez significatif sur lequel nous reviendrons.

M. Pierre Antoine, assistant à l'Institut Dolomieu de Grenoble, a bien voulu me confier une douzaine d'échantillons et de plaques minces provenant de la zone du Colet-des-Rousses, appartenant à la série de ce nom. Il m'est ainsi permis de compléter la collection de spécimens recueillis soit à la Pointe-du-Clapey, soit dans le vallon de Beaupré, où s'éboulent les blocs appartenant aux parois sud-est.

Ajoutons une dernière remarque: les termes de « conglomérat » ou de « brèche » ne peuvent être utilisés qu'avec une légère réserve: en effet, en certains cas, il est permis de se demander si nous ne sommes pas en présence d'un « faux-conglomérat », résultant de l'intense boudinage, puis de la lamination et du plissement d'alternance de bancs plus ou moins calcaires, et peu compétents. Néanmoins, au sein des roches vertes, le faciès s'avère toujours moins laminé que dans la série du « Colet-des-Rousses », et l'apparence est alors celle d'un conglomérat authentique; nous pouvons supposer que la gangue ophiolitique l'a protégé de certains plissements et laminages ultérieurs.

L'étude microscopique détaillée de ces roches fera l'objet d'une publication séparée. Résumons-en les points importants.

Il nous a paru possible de subdiviser cet ensemble métasédimentaire en deux catégories:

- a) Un conglomérat à éléments carbonatés clairs à la patine et gris foncé à la cassure fraîche, à matrice d'aspect plus ou moins scoriacée en surface. Les éléments, d'une taille allant de l'ordre du décimètre à celui du mètre, ne révèlent au microscope qu'une minéralisation faible.

La matrice témoigne d'une activité métasomatique beaucoup plus intense, et elle se rapproche parfois de certains types schisteux de la périphérie du Clapey. Elle est enrichie en albite plutôt automorphe, en sphène, en chlorite, en épidote, mica blanc, tourmaline, grenats et grains opaques, cette paragenèse étant disposée selon des traînées ondulées. Quelquefois, des gerbes de prismes d'amphibole chloritisée recourent cette orientation (fig. 62).

- b) Une variété conglomératique, ou pseudo-conglomératique, recueillie en éboulis dans le vallon de Beaupré, caractérisée par des éléments carbonatés laminés inclus dans une matrice de couleur vert clair à la cassure fraîche.

Sous le microscope, cette variété témoigne d'une minéralisation moins intense mais, malgré cela, la pumpellyite et la tourmaline s'y présentent en grande abondance, partiellement calcitisées. La tourmaline et les plages moins visibles de pumpellyite dépassant parfois le millimètre de diamètre.

G. et P. Elter (1965) ont récemment eu l'occasion d'évoquer les analogies existant, à leur avis, entre ces variétés de conglomérat prises dans leur ensemble (c'est-à-dire

en envisageant également la série dite « Colet-des-Rousses »), et les olistostromes décrits dans les Apennins.

Nos observations confirment un comportement physicochimique très différent entre les éléments, volumétriquement mal classés, et leur ciment très abondant à l'occasion de l'intrusion magmatique. Cette observation n'implique pas obligatoirement le grand bouleversement et broyage mécanique qu'évoque l'idée des olistostromes, mais peut s'expliquer plus simplement par un ciment encore imbibé d'eau,

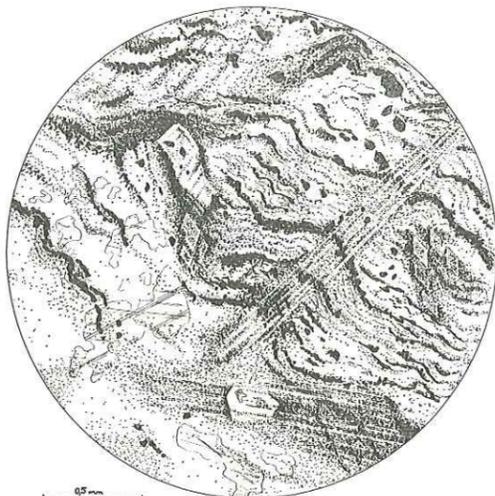


FIG. 62. — Matrice du conglomérat à blocs calcaires: la roche est actuellement constituée ici de plages de quartz, d'albite, de calcite et de chlorite, avec grains opaques et de sphène. Cette ultime cristallisation a été précédée *a*) par un litage initial (sédimentaire probable), évoqué par les lits semi-opaque doucement ondulés; *b*) par une cristallisation de faisceaux d'amphibole, aujourd'hui disparue, mais évoquée par des contours formés de fins granules de sphène et leucoxène.

enrobant une brèche (falaise éboulée) très grossière, ces faciès étant en somme banal dans la zone subbriançonnaise (bien que souvent la question de la genèse de ces faciès détritiques doive à présent être reposée, à la lumière des recherches dans les Apennins).

Il nous paraît certain, ici, aux confins du Versoyen et de la zone du Petit-Saint-Bernard, que la structure conglomératique (ou bréchique) grossière était préétablie par rapport à l'intrusion volcanique; or, selon le schéma paléogéographique que nous pressentons personnellement pour le Versoyen, l'intrusion volcanique associée au conglomérat calcaire se serait faite à une certaine profondeur au sein des sédiments plus ou moins meubles et aquifères, à une certaine profondeur sous le fond immergé. Ceci impliquerait l'enfouissement antérieur des faciès associés aux ophiolites et

enclavés en partie par elles. Mais il serait alors possible de considérer la brèche à gros blocs calcaires comme le résultat de dislocations et de bouleversements à une certaine profondeur au sein des sédiments calcaires enfouis (à quelques centaines de mètres de profondeur par exemple), bouleversements annonciateurs d'un mouvement tectonique (peut-être l'amorce d'un charriage) et dislocations ouvrant l'accès au magma; nous nous rapprocherions dès lors en partie de la notion d'olistolites.

Nous pensons que s'il y a eu un phénomène apparenté à celui des olistostromes, il pourrait avoir été non seulement antérieur (de peu) au volcanisme, lié aux stades préparatoires de celui-ci, mais à une échelle différente de celle des blocs constitutifs de la brèche, à l'échelle de vastes lentilles tectoniques, glissantes, charriées, engendrant un désordre au sein duquel les laves se seront livré un passage.

De toutes façons, soulignons qu'il nous semble que la structure réelle du conglomérat est restituée avec plus de fidélité par les grandes enclaves dans les roches vertes plutôt qu'à l'extérieur de celles-ci, où de multiples phases de plissements tardifs semblent s'être manifestées.

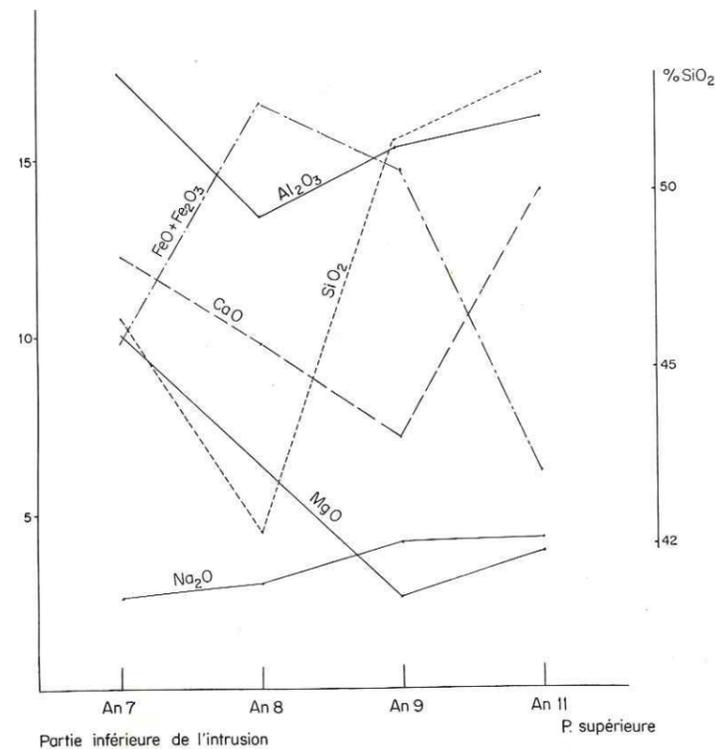
CHAPITRE X

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Après la description quelque peu détaillée des roches de la Pointe-du-Clapey, il nous semble nécessaire de souligner quelques observations d'ordre général qui peuvent contribuer à élucider les modes de mise en place et de métamorphisme de ce massif intéressant.

- a*) Bien que d'un volume beaucoup plus important que les autres niveaux ophiolitiques du Versoyen, le Clapey appartient bien génétiquement à cet ensemble volcanique, comme en témoignent les différents sédiments adjacents et enclavés, ainsi que les faciès analogues aux siens, quoique se présentant d'une manière moins spectaculaire, et qui se retrouvent ailleurs dans la région.
- b*) Les roches sédimentaires entourant le Clapey appartiennent aux unités géographiquement opposées du Versoyen: le conglomérat du type « Colet-des-Rousses » de la bordure est et sud-est, et les schistes gris et petits bancs de la bordure nord-ouest. L'une de ces unités nous semble avoir été proche du fond océanique au moment des éruptions, l'autre (le conglomérat) enfouie un peu plus profondément. Cette dernière est accompagnée apparemment au Clapey d'un développement important de tourmaline et d'une forte minéralisation cuprifère et ferrifère.

- c) La périphérie du massif du Clapey présente soit des faciès fins et rubanés, soit des faciès hybrides témoignant d'association intime entre le magma et des sédiments; l'absence de « liséré blanc » à un contact extérieur autant au Clapey que dans les autres grandes masses de la zone E. du Versoyen, doit être soulignée; une sorte de rubanage leucocrate semble ici en tenir lieu.



Graphique 3

Graphique 3: Relations entre les variétés pétrographiques importantes de la Pointe-du-Clapey. Les analyses chimiques (An) sont celles qui sont données dans le texte.

- d) Les structures primaires des roches du Clapey sont soit relativement grossières soit porphyriques. Ces différentes variétés basiques passent progressivement l'une à l'autre: ce passage, parfois assez rapide, n'est jamais franc. Le graphique 3 résume les relations géochimiques entre les variétés pétrographiques essentielles de ce massif. La comparaison avec quelques graphiques identiques concernant des sills « classiques » (Mont-Wellington, Tasmanie, Palisades, New-Jersey; cf TURNER et VERHOOGEN, 1960) confirme l'orientation

initiale que nous pressentions pour l'intrusion que nous étudions, en nous appuyant jusqu'à présent sur des observations pétrographiques structurales: les zones E. et N.-E. actuelles du Clapey doivent correspondre à la partie inférieure de l'intrusion; la zone ouest à la partie supérieure. Cette image coïncide parfaitement avec la paléogéographie du Versoyen, qui comporte la série « Colet-des-Rousses » proche des intrusions apparemment plus profondes, et les schistes gris associées aux structures franchement effusives.

- e) L'individualisation de roches leucocrates à grain fin, en poches à contours irréguliers ou sous la forme de rubanage, est un phénomène caractéristique de tous les domaines pétrographiques du Clapey. Il en est de même des masses situées aux confins est du Versoyen.
- f) Semblant correspondre aux différents traits particuliers précédents, le métamorphisme revêt, au Clapey, un caractère également très spécial: développement spectaculaire du glaucophane *s. lato*, soit en auréole entourant des cristaux de pyroxène, soit dans les interstices entre les phénocristaux de la roche porphyrique, soit encore sous forme de gerbes de prismes dans les faciès à grains fins de la bordure du massif. De plus, nous avons noté un développement très important d'amphibole verte, de chlorite, de stilpnomélane, d'épidote et de grenat. La tourmaline est quelquefois associée à ces deux derniers minéraux, et elle ne se présente jamais que dans les formes reliques initialement feldspathiques. L'antériorité du « glaucophane » et de la tourmaline par rapport au reste de la paragenèse de métamorphisme est structurellement bien évidente; cependant nous n'avons pu observer aucun lieu direct entre ces deux minéraux.

Comme dans toute interprétation au Versoyen, il faut ici porter notre attention sur deux épisodes successifs: la mise en place des roches, puis leurs transformations ultérieures.

A la lumière des observations résumées ci-dessus, nous pouvons postuler pour le Clapey une mise en place du magma à profondeur assez grande *en comparaison* de celle des ophiolites des zones occidentales du Versoyen. L'hypothèse de la présence possible de laves subaériennes ne résiste pas à l'examen détaillé des structures fines de la périphérie du massif, correspondant à des « chilled edge » ou à des zones d'assimilation partielle de sédiments, peut-être encore meubles, par le magma. Dans cette vaste « poche » de forme lenticulaire probable, dont le volume peut du reste avoir varié sous l'effet d'injections magmatiques successives, différents types pétrographiques ont pu cristalliser assez lentement.

Une question précise peut être posée: si le « toit » de l'intrusion que nous examinons ici est constitué par des schistes gris qui accompagnent ailleurs les niveaux de laves en coussins, et si son « mur » est formé par la série grossièrement conglomératique du type « Colet-des-Rousses », que sont devenus les niveaux de schistes noirs,

paraissant ailleurs au Versoyen constituer le faciès sédimentaire intermédiaire ? Ils ne sont certes pas absents au Clapey (arête nord-est, façade sud-est), mais leur puissance totale reste inférieure à celle qu'ils possèdent ailleurs. Il est possible que la disposition si curieuse, au Versoyen, des sills peu puissants, superposés et alternant avec les schistes noirs, soit en fait due à une accumulation exceptionnelle et très locale de boues argileuses, très meubles et humides. La structure générale massive du Clapey pourrait alors correspondre à l'amincissement de cette couche sédimentaire particulière; autrement dit, le fond sous-marin n'aurait pas été régulièrement stratifié, mais constitué de fosses, de chenaux, comblés de sédiments différents, et au milieu desquels la lave se serait frayé un passage. Rappelons la possibilité d'écaillés de vaste dimension, charriées et compliquant encore ce milieu (leur charriage répondant peut-être à des bouleversements préluant au volcanisme).

On peut à présent se demander si les différentes variétés pétrographiques de la zone centrale du Clapey résultent d'une différenciation magmatique opérée *in situ* ou, au contraire, d'une succession d'injections de magmas légèrement différents, de provenance lointaine. (Ce qui, dans notre esprit, ne ferait qu'éloigner dans l'espace le lieu de différenciation).

Cette question reste encore très controversée dans des cas d'intrusions basiques dénuées de métamorphisme. En ce qui concerne le Clapey, nous pouvons dire que, s'il y a eu injections de provenance éloignée, celles-ci se sont effectuées selon une succession assez rapide pour prévenir toute consolidation définitive des masses déjà en place: la forme générale de l'intrusion, la répartition régulière des différents types pétrographiques, l'absence de contact franc entre eux, nous en apportent des témoignages assez concordants.

Il n'est en revanche pas impossible que nous soyons en présence d'une partie, ou du tout, d'une grande poche où la différenciation a pu partiellement s'opérer. Les rubanages, le passage rapide mais progressif entre le mélagabbro (roche verte pyroxénique) et la glaucophanite porphyrique, et enfin certaines considérations d'ordre géochimique nous invitent à ne pas écarter cette hypothèse; notons par exemple la richesse exceptionnelle en calcium de la roche blanche aphanitique récoltée au cœur des masses porphyriques à glaucophane qui, elles, s'avèrent les plus pauvres en cet élément.

Toujours dans cet ordre d'idée, considérons un moment la structure de la roche porphyrique à fort développement de « glaucophane »: nous y trouvons une répartition des phénocristaux en sortes de « bouffées » irrégulières; cette structure évoque irrésistiblement un milieu agité et « en ébullition »; cette image doit peut-être être prise au sens propre. En effet, si nous étudions les différents diagrammes proposés par P. NIGGLI (1929) concernant le comportement physico-chimique de mélanges magmatiques simplifiés, nous notons que, de toutes façons, un abaissement de la pression ambiante entraîne un épisode d'ébullition. Dans le contexte paléogéographique du volcanisme au Versoyen, nous pouvons admettre des pressions « intermédiaires » ou

faibles pour le milieu où s'est produite l'intrusion qui nous intéresse. La structure porphyrique avec mésostase primitivement très fine ou vitreuse de la glaucophanite nous semble résulter logiquement d'un épisode rapide, et assez tumultueux, de dégazéification. Étant donnée l'orientation initiale de l'intrusion, nous ne devons pas être surpris de trouver exclusivement des faciès grenus assez grossiers dans les zones E. et N.-E. du Clapey: ils correspondent à des variétés se figeant pour leur part sous, peut-être, plusieurs centaines de mètres de roches en cours de refroidissement.

Le métamorphisme du Clapey, qui confère son originalité à ce massif est caractérisé par un grand développement d'amphiboles vertes, stilpnomélane, chlorite, épidote, grenat, mais surtout par l'abondance exceptionnelle du « glaucophane » (s. lato), dans certaines variétés pétrographiques. Ce minéral secondaire croît en auréole autour des cristaux pyroxéniques. Notons que C. E. Wegmann (1928) a observé également des amas fibreux d'amphibole bleue entourant les pyroxènes et les pénétrant, dans des spécimens provenant de la mine de Saint-Véran, gisement auquel nous avons en l'occasion de faire allusion. Au Clapey, l'amphibole bleue s'insinue aussi dans les cristaux mélanocrates à la faveur de rares fissures microscopiques, il occupe la plus grande partie de l'espace dévolu à la mésostase de la roche porphyrique, et il se développe dans le faciès à grains fins selon un habitus spécial, en espèces de gerbes ou de faisceaux de prismes.

Il faut souligner que la présence de l'amphibole bleue est de moins en moins marquante, lorsque nous nous rapprochons des faciès « gris », massifs de l'extrémité est du Clapey, correspondant aux parties inférieures de l'intrusion. La raréfaction, puis la disparition de ce minéral sodique spectaculaire ne nous paraissent pas pouvoir être expliquées uniquement par des variations chimiques, et cette remarque est valable non seulement en ce qui concerne le Clapey mais aussi pour l'ensemble du Versoyen.

Si nous voulons expliquer la présence du « glaucophane » en certaines zones du Clapey, par un phénomène de métamorphisme régional classique, nous devrions chercher les agents « catalyseurs » pour la formation locale de ce minéral: il pourrait s'agir de quelque élément chimique à l'état de traces, ou de la présence initiale d'un minéral particulier, ou encore de l'existence locale d'une structure primaire favorable. Sans éliminer ces possibilités, nous devons dire que les résultats d'une étude structurale ne nous portent pas à chercher dans ce sens.

Toujours dans le cadre d'un métamorphisme assez classique, nous pourrions aussi par contre envisager la « glaucophanisation » comme la conséquence d'apports minéralisateurs, à la faveur de fissures ou de zones « schistifiées ». Or, nous n'avons jamais observé, sur les plans macroscopiques ou microscopiques, d'indices en faveur de cette hypothèse: les faciès glaucophaniques sont répartis en volumes de forme massive, n'obéissant approximativement qu'aux tendances structurales et paragénetiques primaires des roches.

Le « glaucophane » est communément considéré comme un minéral sensible à la pression. Il semble correspondre, selon de nombreuses interprétations admises, à

une nette élévation de celle-ci, coïncidant avec une augmentation relativement faible de la température. Or, dans les roches du Clapey, nous devons noter, non seulement l'isotropie parfaite des structures macroscopiques et microscopiques, mais aussi l'absence totale d'orientation privilégiée pour les aiguilles et plages d'amphiboles bleues. Si quelquefois, dans le « liséré blanc » du Versoyen, le glaucophane semble orienté parallèlement à ce liséré, au Clapey, le rôle d'une pression dirigée semble avoir été mineur. Il faut cependant envisager la possibilité de pressions hydrostatiques, peu susceptibles de déformer les roches, mais dans ce dernier cas, le rôle de phases fluides est sans doute déterminant, et nous rejoindrions ainsi l'explication proposée un peu plus loin.

De son côté, la chloritisation (ainsi qu'une forte remobilisation de l'albite, de la calcite et du quartz) nous a très souvent paru liée à des zones de fissures, de broyage ou de lamination des roches, autant dans le massif principal du Clapey qu'à sa périphérie, et dans le reste du Versoyen; nous pensons par exemple aux pseudomorphoses des amphiboles et du chloritoïde ou de l'andalousite (?). En bref, si la chloritisation nous a semblé liée à une large possibilité de circulation tardive de solutions minéralisantes, il n'en a jamais été de même pour le « glaucophane » qui nous a toujours paru beaucoup plus *intimement lié à la genèse de la roche*.

Parmi les facteurs entrant en jeu dans le métamorphisme régional, la teneur en eau des roches semble retenir l'attention des auteurs récents; le « potentiel chimique » de l'eau, ou de phases telles que CO_2 , est aujourd'hui communément invoqué pour expliquer la formation et les variations de paragenèses métamorphiques de faible degré (J. B. Thompson, 1955). Or, une des caractéristiques des roches à glaucophane est un rapide et inexplicable changement de paragenèse sur de petites distances; ces variations pourraient être en relation avec des modifications très locales de la teneur en eau (P. Bearth, 1959, 1966).

Si nous considérons les roches de la Pointe-du-Clapey, il est possible que la mésostase (peut-être partiellement vitreuse) de la roche porphyrique, riche en eau, ait favorisé le développement local du « glaucophane », étant donné un milieu chimiquement favorable. Les roches grenues voisines, qui sont beaucoup moins pourvues de ce minéral, peuvent avoir été plus ou moins influencées à distance par ces conditions particulières. Quant aux unités pétrographiques de la périphérie, leur voisinage avec des sédiments riches en eau pourrait répondre des phases aqueuses ayant contribué à engendrer les gerbes de « glaucophane » fréquentes. Dans le cadre exclusif de la Pointe-du-Clapey, cette genèse des amphiboles sodiques, correspondant d'ailleurs à un développement plus large des paragenèses secondaires, nous paraît satisfaisante et elle correspondrait ainsi à un épisode initial du métamorphisme régional. Il y aurait donc eu une période d'existence de roches grenues et porphyriques fraîches, dénuées de paragenèse d'altération; en a-t-il été de même, alors, pour les niveaux ophiolitiques de la région prise dans son ensemble? La présence de l'adinole, si nous admettons pour cette roche une formation magmatique tardive, ne nous incite pas à

penser que les niveaux ophiolitiques aient pu être absolument exempts d'autoaltération initiale. Donc, en ce qui concerne le « glaucophane » associé au « liséré blanc » (mais absent de la matrice chloriteuse des coussins), une genèse secondaire attribuable à un rôle de la phase aqueuse, nous semble moins facile à invoquer. Malgré cette difficulté, à la suite des publications de P. Bearth portant d'ailleurs sur des roches alpines du Valais (à chloritoïde !), nous considérons l'hypothèse d'un métamorphisme régional avec une action différentielle de phases aqueuses, comme assez satisfaisante pour la région du Versoyen, et surtout pour la Pointe-du-Clapey.

Les obstacles auxquels nous nous heurtons en confrontant les observations microscopiques et de terrain avec ce que l'on pourrait attendre logiquement d'un métamorphisme régional, nous ont poussé à rechercher d'autres genres d'explication. Si, par exemple, nous désirons mettre en évidence la genèse du « glaucophane » en auréole autour des pyroxènes et envahissant d'ailleurs plutôt les minéraux environnants, nous sommes frappés par l'analogie *structurale* qui existe entre ce mode de mise en place et les phénomènes de « corrosion », classiques pour d'autres familles minérales et dans, apparemment, d'autres circonstances. Or, si nous revenons aux différents diagrammes de P. Niggli (1929), nous voyons qu'après un refroidissement sensible, les laves sous pression faible ou moyenne connaissent un stade de « corrosion magmatique », correspondant à une remobilisation d'une partie des substances déjà cristallisées. L'ouralitisation de certains pyroxènes, la chloritisation de certaines biotites, sont souvent considérées comme le résultat d'un processus semblable. Ici, il nous faut rappeler que dans la conclusion partielle du chapitre consacré au « liséré blanc », nous avons très audacieusement envisagé la possibilité pour le « glaucophane » de se former au cours d'un épisode final de la consolidation du magma, à l'instar de la formation des adinoles selon les vues généralement admises.

Ne serait-il pas permis d'envisager, au Clapey, un développement d'amphibole sodique lié à son apparition dans certains « lisérés », au cours d'un épisode tardif de refroidissement du magma ?

Rappelons que, toujours, l'amphibole bleue nous a paru appartenir à un stade initial de métamorphisme: structuralement ce minéral semble constamment antérieur aux autres minéraux secondaires (seule la tourmaline ne nous a pas révélé de lien structural et chronologique avec l'amphibole sodique, et cette absence de contact à l'échelle microscopique est peut-être significative). Ensuite, soulignons que quelques auteurs admettent la possibilité, au moins théorique, d'une genèse magmatique primaire pour le glaucophane (Ernst, 1961; H. Washington, 1901). Enfin, une analyse attentive de la littérature portant sur les massifs basiques métamorphiques (dans le faciès « schistes verts » particulièrement) nous invite à nuancer considérablement la subdivision trop systématique entre métamorphismes régional et de contact. Etudions par exemple les intéressantes publications de R. Coats (1940) et de G. M. Schwartz (1939), passant en revue les différentes théories au sujet des altérations hydrothermales, de la propylitisation et autres actions deutériques. Bien que le « glaucophane »

ne semble pas particulièrement en cause, nous notons que de très nombreux auteurs, en particulier les pétrographes européens intéressés à la géologie des gîtes, ont, dans des cas précis bien entendu, envisagé très souvent une « autoaltération » du magma dans ses phases de consolidation ultimes. Seuls varient, pour ces différents auteurs, le mode et le moment exacts de ces phénomènes deutériques. Des auteurs plus récents sont encore amenés à admettre des actions de ce type, dans le cas de sills semblables à ceux qui nous concernent ici, phénomènes qu'ils ne peuvent aisément distinguer d'un métamorphisme régional ultérieur. Nous ne pouvons non plus passer sous silence les conclusions auxquelles est amené G. C. Amstutz, (1957, 1958) à la suite de ses propres travaux sur la minéralisation spilitique et de ceux d'Eskola (1934) et de P. Niggli (1952): « We know today that the aforementioned minerals (chlorite, calcite, epidote, prehnite, etc.) form as syngenetic primary crystallization products as a normal sequence following the conventional crystallization of basaltic lavas. From transitions of epidotes, albites, quartz and calcite into the sediments in many spilite areas we know that this spilitic mineral assemblage bridges the temperature pressure gap completely or almost completely... » Le hiatus qu'évoque l'auteur est défini par lui: « This gap is the temperature hiatus from conventional lava or magma temperatures to temperatures of formation for sedimentary rocks and low temperature metamorphism ».

Par ailleurs, nous reviendrons dans la conclusion générale de ce travail sur les curieuses découvertes de très nombreux spécimens de roches vertes métamorphiques dans des fonds sous-marins volcaniques, où il est toujours assez difficile d'envisager l'érosion de niveaux ayant subi un métamorphisme régional suffisant, de caractère classique. (Melson, W. G., et al. 1966)

Ne pourrait-on pas envisager l'hypothèse d'une parenté très proche entre la mésostase (essentiellement glaucophanique, avec stilpnomélane) de la roche porphyrique du Clapey et les substances génératrices du glaucophane qui accompagne le « liséré blanc » en certains de ses points. Cette idée pourrait être partiellement étayée par la constatation selon laquelle, au milieu du massif porphyrique et glaucophanique, se présentent de vastes poches de roche aphanitique blanche, très riche en calcium, et qui, elle, pourrait être apparentée au liséré blanc s. stricto; nous pourrions envisager une sorte de différenciation, assez tardive, de la mésostase encore fluide des magmas porphyriques; l'équilibre des analyses chimiques, pour le calcium, nous suggérerait ce mécanisme. Les agrégats de « glaucophane » en faisceaux dans les faciès bordiers fins et sédimentaires limitrophes, la corrosion des *plagioclases au contact des pyroxènes*, par le « glaucophane », puis, si les substances interstitielles sont en suffisance, l'hydratation des pyroxènes eux-mêmes, peuvent à notre avis s'expliquer par une minéralisation et une autoaltération tardive du magma solidifié lui-même. A la suite des auteurs qui voient dans certains types de propylites les indices d'une action deutérique, nous serions même porté à envisager une genèse identique pour certaines amphiboles vertes, et pour les minéraux du groupe de l'épidote ainsi que les grenats. Les variétés de

stilpnomélane qui nous ont toujours paru de formation ultérieure aux minéraux précités, peuvent correspondre à un stade tout à fait tardif de cette suite de phénomènes, tout comme à un épisode d'authentique métamorphisme régional. Mais il s'agit dans ce qui précède d'une hypothèse extrême que nous n'avançons qu'avec grande prudence.

Dans ce schéma général pour le métamorphisme, assez difficile à défendre en l'absence de précédents clairs, nous serions portés à attribuer à un métamorphisme régional classique ce que, dans l'étude microscopique, nous étions entraînés à qualifier de « rétomorphose ». Nous pensons à la chloritisation des paragenèse, très générale dans toute la région, mais ralentie ou même interdite dans des masses rocheuses particulièrement compactes et réfractaires à l'écrasement (le Clapey), ainsi qu'à une remobilisation bien évidente du quartz et de la calcite, et probablement aussi de l'albite, telle qu'en témoignent les liens structuraux constants entre phénoblastes d'albite et plages chloritisées.

Ici encore, comme dans notre explication portant sur les différents types de sills du Versoyen, on mesurera combien une juste appréciation des phénomènes primaires pourrait éliminer des énigmes (degré élevé de métamorphisme dans une région des Alpes relativement externe, variation rapide de ce degré d'un point à l'autre) apparemment posées lorsqu'on ne fait intervenir que le métamorphisme régional.

Nous devons ouvrir un paragraphe particulier pour considérer le cas de la tourmaline vers l'E. et le S.-E. du massif du Clapey. Ce minéral paraît s'accroître en quantité à proximité des enclaves carbonatées du conglomérat de type « Colet-des-Rousses »; il a cristallisé au sein même des roches éruptives à grains grossiers, sans paraître en général lié à quelque fissure, mais il ne s'est développé exclusivement que dans les domaines cristallins initialement feldspathiques, en étroite association structurale avec les grenats et les épidotes, paraissant tout au plus légèrement antérieur à ces deux minéraux. De plus, assez souvent, la tourmaline semble participer au rubanage leucocrate assez fin que garnit les faciès « bordiers » du Clapey vers le S.-E. Aucun lien clair n'est apparu entre la tourmaline et les amphiboles bleues, l'abondance de l'un ne paraissant pas forcément liée à celle de l'autre.

Trois hypothèses sont possibles pour expliquer la présence de ce minéral: tout d'abord vient à l'esprit l'idée d'une minéralisation étrangère au volcanisme du Versoyen. En ce cas, la tourmaline apparaîtrait aussi bien au sein de minéraux basiques que dans les domaines leucocrates, et l'on pourrait sans doute assez souvent déceler des indices de minéralisation d'origine lointaine (fissures minéralisées, minéraux opaques ou quartz associés, etc.). Des indices manquent presque toujours.

A l'autre extrémité de la période de « vie » des roches considérées, c'est-à-dire au moment de leur formation, on pourrait admettre la cristallisation initiale de la tourmaline, rapidement incluse ensuite dans les prismes feldspathiques. Il n'est aucune observation qui interdise a priori ce point de vue, si ce n'est, ici aussi, l'absence de précédent dans la littérature.

Ne pourrait-on pas plus simplement, adoptant l'idée d'une « propylitisation » d'origine magmatique tardive, associer la genèse de la tourmaline à la formation de grenat, d'épidote, de « glaucophaène » même, c'est-à-dire en somme à la destruction, ou plutôt à la corrosion, selon des lois géométriques d'ailleurs, des prismes de plagioclase. Cette explication rendrait compte du lien qui semble exister entre la tourmaline et un certain type de rubanage fin leucocrate, si on admet la possibilité, pour ce rubanage, d'une genèse plutôt tardive elle aussi.

D'où proviendraient en ce cas les éléments volatils, le bore en particulier, qui répondent de la formation de ce minéral ? Il n'est a priori pas exclu que certaines roches basiques ne produisent des résidus de différenciation riches en bore, quoique cela soit peu courant. Nous proposons donc l'idée d'un enrichissement en bore dû à l'assimilation partielle de sédiments (de la série « Colet-des-Rousses », exceptionnellement riche en tourmaline au Clapey, et de faciès associés, très proches du Trias salifère). Les études de Goldschmidt et Peters (1932), Déverin (1934), Serdyuchenko (1956) tendent à confirmer la possibilité de genèse authigène pour ce minéral, en particulier dans des séries associées aux évaporites riches en bore. L'important serait donc ici pour nous la présence relativement abondante de bore dans les substances sédimentaires. Dans le cas qui nous intéresse ici, les associations entre la roche carbonatée en enclave dans la roche éruptive et un fort développement de tourmaline (avec pumpellyite quelquefois) nous invite à considérer attentivement cette possibilité. Ainsi, l'introduction dans le magma, par assimilation de sédiments, d'éléments très volatils a pu, en plus, jouer un rôle particulièrement actif dans les phases successives (en particulier celles qui ont correspondu à la modification des feldspaths) d'auto-altération des roches. Nous noterons que certains chercheurs localisent le bore dans l'eau de mer retenue par adsorption dans les sédiments; or, ceci concordait assez bien avec l'image d'un milieu encore très humide au moment de l'intrusion (Frondel et Collette, 1957). Ajoutons qu'une assimilation de sédiments carbonatés impliquerait aussi l'introduction de CO_2 en assez grande abondance dans une partie du magma, et ce radical est susceptible d'accroître le rôle des fluides minéralisateurs, rôle que nous envisageons comme très important dans l'autoaltération et dans la formation des adinoles.

Nous venons de formuler quelques idées sur le métamorphisme assez difficiles à soutenir, en particulier à cause du manque de descriptions classiques venant les corroborer. Cependant, comme nous pouvons le résumer dans la brève conclusion synthétique sur les ophiolites du Versoyen qui va suivre, certaines de ces idées rendent compte de façon harmonieuse et assez logique des faits d'observations dans cette région, qui mettaient en défaut les théories plus classiques et schématiques à propos du métamorphisme alpin.

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Nous désirons regrouper ici les résultats de discussions ayant suivi différents chapitres, tels que ceux qui ont été consacrés au « liséré blanc », aux roches vertes prises dans leur ensemble, et à la Pointe-du-Clapey.

Le volcanisme du Versoyen semble appartenir à un genre particulier; toutefois il est bien possible qu'il soit plus commun qu'on ne le pense, parmi les ophiolites des Alpes, mais qu'il n'ait pas été reconnu comme tel, pour des raisons de géologie locale (tectonique, métamorphisme...)

Nous sommes probablement en présence d'intrusions dans des boues sous-marines plus ou moins humides et meubles; elles se sont opérées sous la forme de « sills » superposés, de puissance relativement faible quoique variable, et d'assez grande extension. Ces intrusions ont dû se produire à la même époque, et s'insinuer selon des plans très proches de l'horizontal. Les niveaux volcaniques supérieurs, proches du fond marin et peut-être même « effusif » sur ce fond, sont associés à des niveaux très semblables au faciès de type « flysch » (s. lato) de la zone des Brèches de Tarentaise qui limite le Versoyen vers le N.-W. et le N. Ces laves présentent des structures « en coussins » très légèrement laminées et métamorphiques, accompagnées de brèche volcanique. Les unités volcaniques les plus profondes sont volumineuses, dépourvues de structures en coussins et sensiblement rubanées. Elles enclavent des lambeaux d'un conglomérat à éléments carbonatés qui est peut-être apparenté aux séries sédimentaires de la zone du Petit-Saint-Bernard qui, vers le S.-E., sépare le Versoyen de la zone houillère briançonnaise. La Pointe-du-Clapey est l'une de ces masses très volumineuses: elle semble correspondre soit à une « poche » magmatique exceptionnellement vaste, soit à une partie importante d'un « conduit » d'arrivée du magma. Ce dernier massif de forme lenticulaire présente plusieurs variétés de roches basiques à structure grossière ou porphyrique, mais n'est cependant pas intrusif dans des couches plus profondes que les autres sills; il faut peut-être le situer dans une zone géographique un peu latérale par rapport à l'ensemble des petites intrusions superposées qui constituent l'essentiel du Versoyen.

Entre les niveaux à structure en coussins et les masses intrusives volumineuses légèrement plus profondes, nous rencontrons toute la série des sills intermédiaires, présentant des propriétés qui évoluent progressivement du N.-W. vers le S.-E. dans la partie centrale du massif. Parmi ceux-ci, il est quelquefois permis d'observer des sills massifs en leur partie centrale, mais pourvus de structures en coussins à leur contact extérieur avec des niveaux sédimentaires; cet intéressant phénomène doit sans doute confirmer le mode d'intrusion dans des sédiments gorgés d'eau. Les niveaux

ophiolitiques « intermédiaires » alternent régulièrement avec des niveaux schisteux noirs. Au contact entre les schistes et la roche verte, un genre d'adinole (le « liséré blanc ») garni parfois d'amphibole bleue, et de composition très alumineuse et calcique, augmente d'importance avec la profondeur des intrusions. Il semble finalement être relayé par le rubanage leucocrate qui caractérise les intrusions assez profondes.

La morphologie générale de l'ensemble ophiolitique nous semble se rapprocher du modèle qualifié par A. Harker (1909), à la suite de Holmes, de « laccolite composé à structure en cèdre », mais se développant ici, bien entendu, dans des sédiments sous-marins non solidifiés (fig. 63). La Pointe-du-Clapey pourrait appartenir à la partie la plus massive visible sur le schéma. Il serait possible que ce type d'intrusion volcanique caractérise la « second layer », décelée récemment par méthode géophysique dans les fonds océaniques (Menard, 1964). Les géologues anglo-saxons sont d'ailleurs assez familiarisés avec ce type d'appareil volcanique. (O.T. Jones et W. J. Pugh, 1949.)

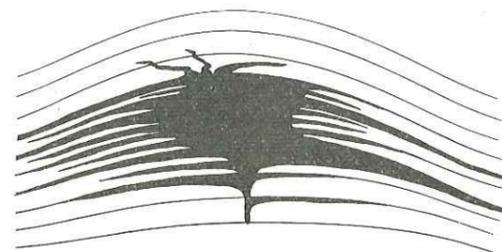


FIG. 63. — Profil d'un type d'intrusion en « cèdre » d'après A. Harker (1909) (à la suite de Holmes).

Le milieu sous-marin, plus ou moins gorgé d'eau, dans lequel les sills et laccolites se sont disposés, était sans doute *déjà* assez bouleversé et mal stratifié: chenaux, fosses remplies de sédiments différents, vastes écailles ayant glissé sous l'effet des « bombement » et mouvements tectoniques embryonnaires précédant de peu le volcanisme, ce milieu a sans doute permis tantôt l'accumulation de grandes quantités de magma continuellement injecté (le Clapey), tantôt la formation de sills minces et réguliers. La figure 64 résume très schématiquement ce processus. Notons qu'il résulte de ce schéma que le Versoyen est actuellement une vaste lentille (à l'échelle régionale) en position renversée, dont les structures planes plongent vers le S.-S.-E. (dans sa partie centrale et principale).

Les modifications secondaires qui ont affecté les roches du Versoyen pourraient résulter d'un métamorphisme régional de caractère classique, à faciès « schistes verts », avec « glaucophane » et stilpnomélane (Turner et Verhoogen, 1960; Ernst, 1963). L'examen des structures microscopiques suggérerait alors plusieurs phases succes-

sives, le glaucophane (*s. lato*) appartenant à l'une des premières et la rétro-morphose (chloritisation, et diverses remobilisations) à l'une des dernières (de Roever, 1947, 1955; v. d. Plas, 1959). Les épidotes, différentes variétés d'amphiboles et de stilpnomélane, sembleraient correspondre à des épisodes intermédiaires. La répartition assez capricieuse du « glaucophane », phénomène par ailleurs banal pour ce minéral particulier, pourrait être attribuée à quelque « catalyseur » discret: éléments en traces, structure primaire favorable, présence d'un équilibre physico-chimique local et particulier, etc.

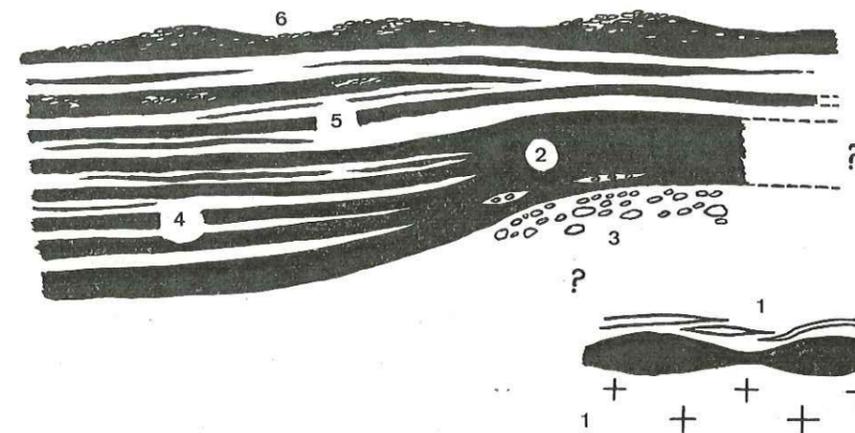


FIG. 64. — Profil initial (avant le renversement de l'ensemble) d'un type d'intrusion sous-marine en sills et laccolithes, qui pourrait être celui de la zone du Versoyen.

- 1) Gneiss aplitique de la Pointe-Rousse, avec quartzites et masses de serpentinites. Ces unités ont été probablement charriées au cours d'épisodes tectoniques mal identifiés. Leur rapport initial avec l'appareil volcanique supérieur n'est pas clair.
- 2) Pointe-du-Clapey.
- 3) Conglomérat à blocs calcaires du type « Colet-des-Rousses ».
- 4) Sills, dans sédiments argileux gorgés d'eau, de la partie centrale du Versoyen. Adinolés marginales.
- 5) Sills, avec localement structures en coussins et brèche ophiolitique. Sédiments se rapprochant d'un type « flysch ».
- 6) Accumulation de laves en coussins sur le fond de la mer toujours associées à un sédiment de type « flysch ».

Le plus actif des facteurs ayant contribué à la genèse du glaucophane, et d'une partie des minéraux de métamorphisme, a, dans ce cas probablement, été la présence d'eau. A la suite des auteurs qui tendent actuellement à invoquer le potentiel chimique de l'eau dans les variations très locales des paragenèses secondaires, nous pensons que les phénomènes de la Pointe-du-Clapey peuvent être expliqués de la sorte dans le cadre d'un métamorphisme régional, le premier des épisodes correspondant à la

formation du « glaucophane ». Néanmoins, ce minéral associé au liséré blanc ne serait pas expliqué d'une façon très satisfaisante par ce schéma; faudrait-il voir alors le « liséré blanc » issu, en partie, de ce même épisode préliminaire du métamorphisme ?

Ayant remarqué combien une interprétation sommaire des structures volcaniques initiales peut tromper sur le rôle réel du métamorphisme (en invoquant, pour les sills, une induration différentielle des coussins sous l'effet du métamorphisme régional), il nous a paru intéressant de chercher dans le même sens une explication à la répartition inégale des faciès métamorphiques,

Nous pourrions alors envisager d'une façon très audacieuse la possibilité d'une genèse primaire pour le glaucophane et certains autres minéraux, sous l'effet d'une « autoaltération » de la roche éruptive dans ses phases ultimes de différenciation et de refroidissement. Ces phénomènes deutériques pourraient être en relation avec la genèse du liséré de type « adinole ». Soulignons au passage que, dès l'apparition d'un épisode deutérique, il est difficile de distinguer la paragenèse en résultant, de celle qui correspond à un métamorphisme ultérieur. Dans la région considérée, nous pourrions, par exemple, n'attribuer au métamorphisme régional que la phase de rétro-morphose, si, comme au Versoyen, ce métamorphisme régional se voyait rendu à un rôle plus modeste, mais peut-être dès lors plus légitime dans cette région des Alpes.

Si l'on accepte de suivre cette hypothèse, certains faits d'observation nous invitent à nous demander si des mouvements tectoniques n'ont pas accompagné cet épisode d'autoaltération, et si, également, les serpentinites (et leur formation) n'ont pas joué un rôle (chimique et physique) dans la suite des phénomènes évoqués ci-dessus.

Il ne semble pas qu'il existe des exemples clairs de roches volcaniques pourvues de glaucophane, et éloignées de tout métamorphisme régional. Sans vouloir éluder cette objection grave, nous nous demandons si des lois géologiques très générales ne condamnent pas un genre particulier d'intrusions volcaniques à subir *inévitablement* un métamorphisme régional ultérieur, de type « schistes verts » par exemple. Certaines zones géosynclinales pourraient peut-être illustrer cette idée, déjà suggérée brièvement par M. Vuagnat (1949). Dans ce cas, nous devons prévoir des convergences de faciès difficiles à « débrouiller »; seules des régions marginales forcément assez rares (le Versoyen en est peut-être une) pourraient alors nous restituer en partie la paragenèse de transformation initiale des roches. Dans cet ordre d'idée, nous ne pouvons manquer de souligner la difficulté que l'on éprouve à expliquer d'une manière simple l'abondance de spécimens métamorphiques dragués sur certains fonds océaniques (Melson, et al., 1966). Par ailleurs, nous devons admettre la propension du glaucophane à apparaître dans des circonstances très diverses (rétromorphose d'éclogites, apparition dans roches acides ou basiques, schisteuses ou massives...) et ceci contribue encore à compliquer le problème.

Nous n'avons formulé ici cette dernière hypothèse qu'avec une extrême réserve, et dans un simple but d'objectivité scientifique, car si cette vue des choses pourrait convenir au cadre étroit et exclusif du Versoyen, elle s'oppose en revanche à toutes les notions admises actuellement sur le métamorphisme et en particulier sur le glaucophane. Nous noterons cependant qu'une certaine analogie existe entre l'interprétation de P. Bearth, invoquant un rôle important de phases aqueuses locales dans un métamorphisme régional, et l'idée d'une sorte de propylitisation qui, elle aussi, invoque de la même façon des phases fluides. Vues d'une manière extrêmement générale, ces deux hypothèses, en apparence radicalement opposées, ne se distinguent que par le *moment* auquel les modifications surviennent.

Le long de la transversale médiane de la zone du Versoyen, la tectonique alpine semble avoir faiblement dérangé l'ordre des unités intrusives. Les plus profondes (initialement) sont situées vers l'E. et le S.-E.; à l'extrémité opposée, les laves proches du fond sous-marin semblent reposer, en position *renversée*, sur les grands replis du « flysch » de la zone des Brèches de Tarentaise. Le complexe volcanique serait donc actuellement en position renversée comme nous l'avons indiqué déjà; des observations de surface (F. Hermann, P. et G. Elter) et des résultats d'un travail souterrain (Gidon, 1961) on retire l'impression d'une forme de grande écaille ne s'élargissant pas en profondeur.

Malgré les découvertes de Zulauf (1963) et de P. Antoine (1965) qui permettent d'envisager une prolongation de la zone du Versoyen sous forme d'une bande étroite tout au long du domaine subbriançonnais, nous sommes impressionné par l'absence d'ensembles éruptifs assez importants pour être mis en relation avec le complexe étudié ici; cette absence est également remarquable dans les zones limitrophes, externes et internes; or, le genre d'intrusion que nous avons décrite semble impliquer de vastes et nombreux appareils volcaniques latéraux.

Loin d'être élucidée entièrement, la pétrographie des ophiolites de la « zone du Versoyen » demande à présent, nous semble-t-il, à être confrontée avec les études paléogéographiques et tectoniques régionales qui sont actuellement en cours. De cette confrontation ressortiront de nombreux raffinements et corrections.

De plus, un examen exclusivement minéralogique de certaines paragenèses nous paraît digne d'un travail méthodique. Cet examen demandait cependant, à notre avis, le cadre pétrographique général que nous avons tenté de donner au cours de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, T. D., J. R. HAYNES and C. T. WALKER (1965). Boron in holocene illites of the Dover Estuary Wales, and its relationship to paleosalinity in cyclotherms. *Sedimentology, Netherl.*, 4, No. 3, pp. 189-195.
- AGRELL, S. O. (1939). The adinoles of Dinas Head, Cornwall. *Min. Mag.*, Vol. 25, pp. 305-37.
- (1941). Dravite bearing rocks from Dinas Head, Cornwall. *The Min. Mag.*, Vol. 26.

- AMBROSE, J. W. (1936). Progressive kinetic metamorphism in Missi series near Flinton, Manitoba. *Am. Journ. Sc.*, No. 32 (187), pp. 257-286.
- AMSTUTZ, Chr. (1949). Kupfererze in spilitischen Laven des Glarner Verrucano. *B.S.M.P.*, Bd. XXIX/2, p. 548.
- (1957) *Spilitization — The Missing Link in Ore and Rock Genesis*. Heft 18, S. 490, 44. Jahrgang.
- (1958). Spilitic Rocks and Mineral Deposits. *Bull. Missouri School of Mines*, No. 96.
- (1959). The Genesis of the Lake Superior Copper Deposits. *Missouri School of Mines and Metall.*, Rolla, 1959.
- ANDERSON, Tempest (1910). The volcano of Matavanu in Savaii. *Geol. Soc. London Quart. Journ.*, No. 66, pp. 621-639.
- ANTOINE, P. (1965). Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des zones du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard. *C. R. Acad. Sc.*, t. 260.
- BAILEY, E. B. (1905). On the occurrence of two spherulitic (variolitic) basalt dykes in Ardmucknish, Argyll. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, No. 8, pp. 363-371.
- and others (1924). The tertiary and post-tertiary geology of Mull. *Mem. Geol. Surv.*
- and W. J. Mc CALLIEN (1952). Ballantrae igneous problems. Historical review. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, No. 15, pp. 14-38.
- and W. J. Mc CALLIEN (1952). Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, No. 62, pp. 403-442.
- and W. J. Mc CALLIEN (1954). External metasomatism associated with serpentine. *Nature*, No. 174, p. 836.
- and W. J. Mc CALLIEN (1960). Some aspects of the Steinmann trinity mainly chemical. *Quarterly Journ. Geol. Soc. London*, Vol. CXVI, pp. 365-395.
- BAILEY, E. H. (1961). Metamorphic facies of the Franciscan formation of Calif. and their geologic significance. *Geol. Soc. America*, Special Paper 68, 4-5 abstract.
- BALSILLIE, D. (1932). The Ballantrae igneous complex, South Ayrshire. *Geol. Mag.*, No. 69, pp. 107-131.
- (1937). Further observations on the Ballantrae igneous complex. *Geol. Mag.*, No. 74, pp. 20-33.
- BANNO, S. (1958). Glaucophane, schists and associated rocks in the Omi district, Japan. *Jap. J. Geol. and Geogr.*, No. 29, pp. 29-44.
- BANNO, S. and K. KANEHIRA (1961). Sulfide and oxide minerals in schists of the Sanbagawa and central Abukuma metamorphic terrasses. *Jap. J. Geol. and Geogr.*, No. 32, pp. 331-348.
- BARAGAR, Robert A. (1960). Petrology of basaltic Rocks in part of the Labrador through. *Bull. of the Geol. Soc. Amer.*, Vol. 71, pp. 1589-1644.
- BARBIER, R. (1948). Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. carte géol. France*.
- (1951). La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 29.
- BARTH, Tom (1962). *Theoretical Petrology*. John Wiley, New-York.
- BARTTRUM, J. A. (1930). Pillow-lavas and columnar fan structures at Muriwai, Auckland, New Zealand. *Journ. Geol.*, No. 38, pp. 447-455, 8 fig.
- (1936). Spilitic rocks in New Zealand. *Geol. Mag.*, No. 73, pp. 414-423.
- BATTEY, M. H. (1956). The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geol. Mag.*, No. 93, pp. 89-110.
- BAYLES, R. W. (1959). A metamorphosed differentiated sill in Northern Michigan. *Am. Journ. of Sc.*, June, Vol. 257.
- BEARTH, P. (1959). Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Ext. Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 39, 1-2, pp. 267-86.
- (1963). Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. *Bull. suisse Min. et Pétrogr.*, Band 43, Heft 1, Festschrift R. L. Parker.
- (1966). Zur mineralfaziellen Stellung des Glaukophangesteine der Westalpen. *Bull. suisse Min. Pétrogr.*, Band 46, Heft 1.

- BEARTH, P. (1967). Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse*, livraison 132.
- BENSON, W. N. (1915). The geology and petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. Part IV: The Dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle district. *Proc. Linn. Soc. N.S.W.*, No. 40, pp. 121-173.
- BERTOLANI, M., S. CAPEDE e G. LIGABUE (1963). Le ofiolti della Valle dello Scoltena (Appennino Modenese). *Memorie della Soc. Geol. Ital.*, vol. IV.
- BHATTACHARJI, Somdev (1965). Experimental seale-model studies on flowage differentiation in sills. *Geol. Soc. Am. — Ann. Meet.*, Kansas City.
- BLOXAM, T. W. (1956). Jadeite bearing Metagraywackes in California. *Am. Min.*, No. 41, pp. 488-496.
- (1958). Pumpellyite from South Ayrshire. *Min. Mag.*, No. 31, pp. 811-813, No. 240.
- (1959). Glaucophane, schists and associated rocks near Valley Ford, Calif. *Am. Journ. of Sc.*, feb., Vol. 257.
- (1960). Jadeite-rocks and Glaucophane-schists from Angel Island, San Francisco Bay, Calif. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 258, Oct., pp. 555-573 (Jadeite).
- (1966). Jadeite-rocks and blueschists in California. *Geol. Soc. of America Bull.*, July, Vol. 77, pp. 781-786 (Jadeite).
- BORG, Iris Y. (1956). Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, Cal. *Bull. of the Geol. Soc. of Am.*, Dec.
- BOSTROM, K. and M. N. A. PETERSON (1966). Precipitates from hydrothermal exhalations on the east Pacific Rise. *Econ. Geology*, Vol. 61, pp. 1258-1265.
- BROTHERS, R. N. (1954). Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, Calif. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 252, p. 614.
- BROUWER, H. A. and C. G. EGELER (1952). The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsina. *K. Akad. van Wetenschap. Afd. Nat. Verk.*, No. 48, pp. 1-71.
- BUDDINGTON, A. F. (1926). Submarine pillow-lavas of Southeastern Alaska. *Journ. Geology*, Vol. 34, pp. 824-828.
- BURLING, L. D. (1916). Ellipsoïdal lavas in the Glacier National Park, Montana. *Journ. Geology*, No. 24, pp. 235-237.
- BURRI, C. (1964). *Petrochemical Calculations*. Israel Prog. for Sc. Translations, Jerusalem.
- und P. NIGGLI (1945). *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I*. Publ. herausgeg. v. d. Stiftung « Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender » 3, Zürich.
- CAPPS, S. R. (1915). Some ellipsoïdal lavas on Prince William Sound, Alaska. *Journ. Geol.*, No. 23, pp. 45-51.
- CARLISLE, Donald (1963). Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *The Journ. of Geol.*, Vol. 71, pp. 48-71.
- and Wayne A. ZECK (1960). Pillow breccias in the Vancouver volcanic rocks and their origin (Abstract). *Bull. of the Geol. Soc. of America*, Dec., Vol. 71, No. 12, Part. 2.
- CARMAN, Max F. Jr. (1965). Nature of Chlorite in Some Low-Grade Metavolcanic Rocks in South Island, New Zealand. *Geol. Soc. Am. — Ann. Meet.*, Kansas City.
- CHAPMAN, C. A. (1955). Pillow breccia and its significance, Mt Desert Island, Maine (Abst.). *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 66, p. 1541.
- CHATTERJEE, N. D. (1966). On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Italian Alps. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, Vol. 12, No. 4.
- CHAYES, Felix (1966). Alkaline and Subalkaline Basalts. *Am. Journ. of Science*, Vol. 264, No. 2.
- CHRISTIE, O. J. H. (1959). Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1959, No. 39, pp. 268-271; *Ref. Zentr. Mineral*, 1961, No. 69.
- (1962). Discussion. — Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. (A Reply by Rutland R.W.R.) *Am. Journ. Sc.*, Vol. 260, pp. 149-157.
- CHRISTIE, R. L. (1964). Diabase — Gabbro Sills and related Rocks of Banks and Victoria Islands, Arctic Archipelago. *Geol. Surv. of Canada*, Bull. 105 — Dept. of Mines and Technical Surv. Canada.
- CHUDOBA, Karl und K. OBENAUER (1931). Über die Metamorphen Gesteine bei Winterburg im Hunsrück. *Neu In. Min.*, Beil., Bd. I XIII A, pp. 77-80.

- CISSARZ, Arnold (1927). Über einige metamorphe Gesteine bei Winterburg im Hunsrück und die mit ihnen verknüpften Eisenerzlagestätten. *Zeit. für praktische Geol.*, Juni 1927, 35 Jahrgang.
- CLEMENTS, Morgan J. (1899). A contribution to the Study Contact Metamorphism. *The Am. Journ. of Sc.*, Vol. VII, No. 38.
- CLOUGH, C. T. and A. HARKER (1899). On a coarsely spherulitic (variolitic) basalt in Skye. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, No. 7, pp. 381-389.
- COATS, R. R. (1940). Propylitization and related types of alteration on the Comstock Lode, Nevada. *Econ. Geol.*, No. 35, pp. 1-16.
- COLE, G. A. G. and J. W. GREGORY (1890). On the variolitic rocks of Mont Genevre. *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, No. 46, pp. 295-332.
- COLEMAN, R. G. and D. E. LEE (1963). Glaucophane-bearing Metamorphic Rock Types of the Cazaredo Area, Calif. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, Part. 2, pp. 260-301.
- COLES, J. L. and J. A. WHELAN (1965). A study of some synthetic apatites. *Geol. Soc. Am. — Ann. Meet.*, Kansas City.
- COOMBS, O. (1953). The Pumpellyite mineral series. *Min. Mag.*, No. 30, pp. 113-135.
- CORNWALL, Henry, R. (1952). Ilmenite, Magnetite, Hematite and Copper in lavas of the Kerveenawan series. *Economic Geology*, Vol. 46.
- (1951). Differentiation in lavas of the Kerveenawan series and the Origin of the copper deposits of Michigan. *Geol. Soc. of Am.*, Feb., Vol. 62, pp. 159-202.
- (1951). Differentiation in magmas of the Kerveenawan Series. *Journ. of Geology*, March, Vol. 59, pp. 151-172.
- and H. J. ROSE Jr. (1957). Elements mineurs in Kerveenawan lava (Michigan). *Geoch. and Cosmoch. Acta*, Vol. 12, pp. 209-224.
- CORTEMIGLIA, G. C. (1963). Esempio di ofiolitismo Cretaceo-Superiore presente nei calcari marnosi ad elmintoidi e fucoidi della Val d'Aveto (Foglio Rapallo). *Atti dell' Ist. da Geol. della Univ. di Genova*, Vol. I, Fasc. II.
- CURTIS, C. D. (1964). Studies on the use of boron as a paleoenvironmental indicator. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, Vol. 28, pp. 1125 to 1137.
- DAVIS, Gregory A. (1960). Lawsonite and Pumpellyite in Glaucophane schist, North Berkeley Hills, Calif. *Ann. Journ. of Sc.*, Dec, Vol. 258, pp. 689-704.
- DELALOYE, M. et H. LOUBAT (1967). Premiers résultats de dosages géochimiques sur des laves en coussins métamorphiques. *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 2, fasc. 3.
- DEER, W. A., R. A. HOWIE and J. ZUZMAN (1963). *Rock-forming Minerals*. Longmans, London.
- DEVERIN, L. (1934). Sur la tourmaline authigène dans les roches sédimentaires. *Bull. suisse de Minéral. et Pétrogr.*, n° XIV, pp. 528-529.
- DEWEY, H. (1910). In the geology of the country around Padstow and Camelford. *Mem. Geol. Surv.*
- and J. S. FLETT (1911). On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.* (5) 8, pp. 202-9/241-8.
- DOE, B. R., C. E. HEDGE and D. E. WHITE (1966). Preliminary Investigations of the Source of Lead and Strontium in Deep Geothermal Brines Underlying the Salton Sea Geothermal Area. *Econ. Geol.*, May, Vol. 61, No. 3.
- EHLERS, E. G. (1953). An investigation of the stability relations of the Al-Fe members of the epidote group. *J. Geol.*, No. 61 (3), pp. 231-251.
- ELLENBERGER, F. (1958). Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Carte géol. France*.
- (1960). Sur une paragenèse éphémère à Lawsonite et Glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). *Bull. de la Soc. Géol. de France*, t. 2 (7), pp. 190-194.
- ELTER, G. (1960). La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. di Padova*, 22.
- ELTER P. (1954). *Etudes géologiques dans le val Veni et le vallon du Breuil (Petit-Saint-Bernard)*. Thèse n° 1200, Genève.
- ELTER, Giulio e Piero (1965). *Carta geologica della regione del Piccolo San-Bernardo*, Padova. Consiglio Nazionale delle Ricerche.
- EMERSON, B. K. (1897). Diabase pitchstone and mud enclosures of the triassic trap of New England. *Bull. of the geological society of America*, Vol. 8, pp. 59-86.

- EMERSON B. K. (1905). Plumose diabase and palagonite from the Holyoke trap sheet. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, March, Vol. 16.
- ERNST, W. G. (1958). Alkali amphiboles. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 57, pp. 199-204.
- (1960). Stability relations of magnesioriebeckite. *Geochim. and Cosmoch. Acta*, No. 19, pp. 10-40.
- (1961). Stability relations of Glaucophane. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 259, pp. 735-765.
- (1962). Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Journ. Geol.*, No. 70, pp. 689-736.
- (1963 a). Petrogenesis of Glaucophane Schists. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, Part. 1, pp. 1-30.
- (1963 b). Polymorphism in alkali amphiboles. *Am. Min.*, Nos. 3 and 4, Vol. 48.
- (1964). Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists Eastern Shikoku, Japan. *Geochim. and Cosmoch. Acta*, Vol. 28, pp. 1631 to 1668).
- ESKOLA, P. (1939). *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin: Julius Springer.
- , U. VUORISTO and K. RANKAMA (1937). An experimental illustration of the spilite reaction. *Soc. Geol. Finl.*, 1935, No. 9, pp. 1-8 and *Bull. Comm. géol. Finlande*, No. 119, pp. 61-68.
- ESSENE, E. J. (1965). Soda Pyroxenes in the Glaucophane Schist Facies, California. *Geol. Soc. Am. — Ann. Meeting*, Kansas City.
- , W. S. FYFE and F. J. TURNER (1965). Petrogenesis of Franciscan Glaucophane Schists and Associated Metamorphic Rocks, California. *Beitr. zur Min. u. Petr.*, No. 11, pp. 695-704.
- FERNEKES, Gustave (1907). Precipitation of Copper from chloride solutions by means of ferrous chloride. *Econ. Geol.*, Vol. 2.
- FLETT, J. S. (1912). In The geology of the Lizard and Meneage. *Mem. Geol. Surv.*, 1912 and The geology of the Lizard and Meneages. *Mem. Geol. Surv.*, 1946.
- FLUGEL-KAHLER, E. und H. MEIXNER (1963). Pumpellyit (Lotrit) von der Lieserschlucht bei Spittal a.d. Drau, Kärnten. *Tschermacks min. u. petr. Mitteil.*, Band 8, Heft 3.
- FOYE, William G. (1924). Pillow structure in the Triassic basalts of Connecticut. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 35, pp. 329-346.
- FRANCHI, S. (1902). Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane o del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale. *Boll. del R. Comitato geol. d'It.*, ser. IV, vol. III, fasc. 4.
- (1929). Sul confine franco-italiano tra il colle del Piccolo San Bernado ed il Colle della Seigne, a sud del Monte Bianco. *Rendic. R. Ac. Naz. d. Lincei*, vol. X, fasc. 12.
- FRONDEL, Clifford and R. L. COLLETTE (1957). Synthesis of Tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl — H₃BO₃ solution, and its implications in rock metamorphism. *The Am. Mineral*, Vol. 42.
- FULLER, Richard E. (1931). The aqueous chilling of basaltic on the Columbia River Plateau. *Am. Journ. Sc.*, 5th ser., Vol. 21, pp. 291-300.
- (1934). Structural features in the Columbia River lavas of central Washington, a criticism. *Journ. Geol.*, Vol. 42.
- (1938). Deuteric alteration controlled by the jointing of lavas. *Am. Journ. of Sc.*, March, p. 161.
- (1940). Ellipsoidal structures as the gigantic dispense phase of an emulsion (abs). *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 51, p. 2022.
- (1950). Structural features in the Columbia River basalts. *Northwest Sc.*, No. 2, Vol. 24, pp. 65-72.
- FYFE, W. S., F. J. TURNER and R. A. ZARDINI (1965). Franciscan metaconglomerates. *Geol. Soc. America and Ann. Gen. Meet.*, Kansas City, Miss.
- and F. J. TURNER (1966). Reappraisal of the Metamorphic Facies concept. *Contrib. to Mineral. and Petrology*, Vol. 12, No. 4.
- GALLI, Mario (1964). Le Ofioliti dell'Appennino Ligure. *Annali del Museo Civ. di Storia Naturale da Genova*, vol. LXXIV.
- GEES, R. A. (1956). Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Nr. 36, pp. 454-488.
- GHEENT, Edward D. (1965). Glaucophane-Schist facies Metamorphism in the Black Butte Area, Northern Coast Ranges, California. *Amer. Journ. of Science*, No. 5, Vol. 263.

- GIDON, P. (1961). « Contribution à l'étude de la tectonique du Lias dans la zone du Petit-Saint-Bernard. » Colloque sur le Lias français, *Mémoires du B.R.G.M.*, Paris.
- GIGNOUX, M. (1927). La réunion de la Société géologique italienne en 1927, dans la vallée d'Aoste. *C.R.S.S.F.G.*, p. 201, Séance du 5 déc.
- GILLULY, J. (1835). Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. *Am. Journ. Sc.* (5), No. 29, pp. 225-252.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1954). *Geochemistry*. Oxford, At the Clarendon Press, 1954.
- GRATON, L. C. (1940). Nature of the Ore-forming fluid. *Econ. Geol.*, March-April, Vol. XXXV.
- GREENLAND, L. and J. F. LOVERING (1966). Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, Vol. 30, No. 9.
- GWINN, V. E. and T. A. MUTCH (1965). Intertongued Upper Cretaceous volcanic and nonvolcanic rocks, central-western Montana. *Geol. Soc. America Bull.*, Vol. 76, Oct. 65, No. 10.
- HALFERDAHL, L. B. (1961). Chloritoid: Its Composition X-ray and Optical Properties Stability, and Occurrence. *Journ. of Petrol.*, Feb. 1961, Part. 1, pp. 49-135, Vol. 2.
- HAMILTON, Edwin L. (1959). Thickness and consolidation of deep-sea sediments. *Bull. of the geol. soc. of America*, Nov., Vol. 70, pp. 1399-1424.
- HAMILTON, Warren and W. MOUNTJOY (1965). Alkali content of Alpine ultramafic rocks. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, No. 29, pp. 661-671, 1 fig.
- HARKER, A. (1909). *The Natural History of igneous rocks*. Londres, Methuen.
- (1960). *Metamorphism*. Londres, Methuen.
- HARRIS, P. G. (1962). Increase of temperature in ascending basalt magma. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 260, pp. 783-786.
- HEITMAN, Bohuslav (1954). Ordovician pillow-lavas at Zebrač in western Bohemia. *Acta Univ. Carol.*, 9, Geol., pp. 30-32.
- HENDERSON, J. F. (1953). On the formation of pillow-lavas and breccias. *Roy. Soc. Canada*, 3d Ser., Sec. 4, Vol. 47, pp. 23-32.
- HERITSCH, H. (1965). Der Natrium-Amphibol aus dem Glasbachgraben bei Schlaining Burgenland. Ein Beitrag zur Kristallchemie der Alkali-amphibole. *Tschermaks Mineral. und Petrogr. Mitt.*, 3F, Band X.
- HERMANN, F. (1937). *Carta geologica delle Alpi nord occidentali al 1/200 000*. Ufficio cart., Milano.
- (1938). *Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali*. Milano 1938-XVI; Tipografia U. Allegretti di Campi.
- HOPGOOD, A. M. (1912). Radial distribution of soda in a pillow of spilite lava from the Franciscan, California. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 260, pp. 383-396.
- Hsu, K. Jingdwa (1955). Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 253, pp. 237-239.
- HUTTON, C. O. (1937). An occurrence of the mineral Pumpellyite in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. *Min. Mag.*, No. 24, pp. 529-533.
- (1938). The stilpnomelane group of minerals. *Min. Mag.*, No. 25, pp. 172-206.
- (1940). Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. *New Zealand Dep. sc. industr. Res. — Geol. Mem.*, No. 5, p. 90.
- (1956). Further data on the Stilpnomelane mineral group. *Am. Min.*, No. 41, pp. 608-615.
- IRVING, J., M. VONSEN and F. A. GONYER (1932). Pumpellyite from California. *Am. Mineral.*, No. 17, pp. 338-342.
- IWASAKI, M. (1960). Colorless glaucophane and associated minerals in quartzose schists from eastern Shikoku, Japan. *Journ. Geol. Soc. Jap.*, No. 66, pp. 566-574.
- JÄGER, Emilie, E. KEMPTER, E. NIGGLI and M. WUTHRICH (1961). Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aarmassiv). *Bull. suisse de Minéralogie et Pétrographie*, Band 41.
- JOHANNSEN, A. (1931). *A descriptive petrography of the igneous rocks*, 4 vol. The Univ. of Chicago Press.
- JONES, O. T. and W. J. PUGH. (1949). The laccolithic series. *Amer. Journ. Sc.*, 47, pp. 353-371.

- JOPLIN, G. A. An interesting occurrence of Lawsonite in Glaucophane-bearing rocks from New Caledonia. *The Min. Mag.*, T. 24, 1935-1937.
- JUNG, Jean (1958). *Précis de Pétrographie*. Masson, Paris.
- KANIA, Joseph T. A. (1929). Precipitation of limestone by submarine vents, fumeroles and lava flows. *Amer. Journ. Sc.*, No. 218, pp. 347-359, 1 fig.
- KAYSER (1870). *Zeits. Dents. Geol. Ges.*, vol. XXII.
- KILIAN, W. et P. TERMIER (1895). Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. *Bull. Soc. Géol. France*, n° 1.
- KJARTANSSON, Gudmundur (1955). Bolstraberg, pillow lava in Iceland: *Naturfræðingurinn*, Vol. 25, pp. 227-240, Reykjavik Mus. *Nat. Hist. Misc. Papers*, 13.
- KORSHINSKY, D. S. (1963). Das Spilitproblem und die Transvaporisationshypothese im Lichte neuer ozeanologischer und vulcanologischer Ergebnisse. *Ber. geol. Ges. DDR — Sdh*, 1, pp. 89-96.
- KUSHIRO, J. and H. KUNO (1963). Origin of Primary Basalt Magmas and Classification of Basaltic Rocks. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, Part. 1, pp. 75-89.
- LABERGE, Gene L. (1966). Altered Pyroclastic Rocks in Iron — Formation in the Hamersley Range Western Australia. *Econ. Geol.*, Vol. 61, No. 1.
- LARSEN, E. S. Jr. (1938). Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. *Journ. Geol.*, Vol. 46, pp. 505-515.
- LAUNAY, L. DE (1906). La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. *C. R. Congrès de Mexico, 1096*, publié en 1907.
- LAWSON, A. C. (1895). Sketch of the geology of the San Francisco peninsula. *U. S. Geol. Surv. Ann. Repr.*, No. 15, pp. 399-476.
- (1912). Origin of pillow lavas — a review. *Min. Soc. Press.*, Vol. 104, pp. 199-201.
- LEE, D. E., R. G. COLEMAN and R. C. ERD. (1963) Garnet types from the Cazadero Area, California. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, Part. 3, pp. 460-492.
- LEHMANN, E. (1952). The significance of the hydrothermal stage in the formation of igneous rocks. *Geol. Mag.*, No. 89, pp. 61-69.
- (1963). Diabasgesteine S.W. Englands und damit verbundene Probleme. *Zeits. deutsch. Geol. Gesell.*, No. 115, pp. 228-276, 7 fig.
- (1965). Zur « Anchimetamorphose » von Eruptivgesteinen insbesondere Diabasen. *N. Jb. Mineral. Mh.*, No. 6, pp. 184-190, Stuttgart.
- (1965). Non-metasomatic chlorite in igneous rocks. *Geol. Mag.*, No. 102, pp. 24-35, 2 fig., 2...
- LEVINSON, A. A. and J. C. LUDWICK (1916). Speculation on the incorporation of boron into argillaceous sediments. *Geoch. and Cosmoch. A.*, Vol. 30, No. 9.
- LEWIS, J. Volney (1914). Origin of pillow lavas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 25, pp. 591-634.
- LOMBARD, A. (1956). *Géologie sédimentaire*. Masson, Paris.
- LOUBAT, H. (1965). Sur la présence de laves en coussins dans les ophiolites du Versoyen (Savoie). *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, fasc. 1.
- (1967). *Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme: le Versoyen*.
- et P. ANTOINE (1945). Sur l'extension des laves en coussins dans la région du Petit-Saint-Bernard. *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, fasc. 3.
- MC BIRNEY, R. Alexander (1963). Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. volc.*, Tome XXVI, 1963.
- MACDONALD, Gordon A. (1949). Petrography of the island of Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, No. 214-D, pp. 51-96.
- (1953). Pahoehoe, aa, and block lavas. *Am. Journ. Sc.*, Vol. 251, pp. 169-191.
- Mc DOUGALL, I. (1958). A note on the petrography of the Great Lake dolerite sill. Convenor, Dolerite, a symposium. *Geol. Dept. Univ. Tasmania*, pp. 52-60, in carey S.W.
- (1962). Differentiation of the Tasmania dolerite Red Hill dolerite-granophyre association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, No. 73, pp. 279-316.
- (1964). Differentiation of the Great Lake dolerite sheet, Tasmania. *J. Geol. Soc. Aust.*, No. 2, pp. 107-132.
- and J. F. LOVERING. Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre sequence at Red Hill, Tasmania. *J. Geol. Soc. Aust.*, No. 10, pp. 325-338.

- Mc KEE, Bates (1962). Widespread occurrence of Jadeite, Lawsonite and Glaucophane in Central California. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 260, pp. 596-610.
- MADDOCK, M. E. (1955). *Geology of the Mount Boardman Quadrangle, California*. Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. Calif., pp. 72-83, 92-113.
- MANSON, U. and A. POLDERVAART (1964). *Geochemistry of basalts and dolerites*. Geol. Soc. Amer. — Paleontol. Soc. — Mineral Soc. — Soc. econ. Geologists — geochem. Soc. — Nation. Ass. Geol. Teachers ann. Meetg. Miami Beach. Florida.
- MELSON, W. G. and T. H. VAN ANDEL (1966). Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge, 22° N latitude. *Marine Geol.*, 4, pp. 165-186.
- V. T. BOVEN, T. H. VAN ANDEL, and R. SIEVER (1966). Greenstones from the central valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 209.
- MENARD, H. W. (1964). *Marine Geology of the Pacific*. Mc Graw-Hill Book.
- MERRIN, S. (1962). *Experimental investigations of epidote paragenesis*. Ph. D. thesis, Div. of Min. Industries. Pennsylv. St. Univ.
- MICHOT, Jean (1955). Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXVIII.
- MIGLIORINI, C. (1945). Sull'origine delle breccie ofiolitiche della regione appenninica settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXIV, pp. 23-25.
- MILCH, L. (1928). Über einige Diabaskontaktgesteine. *Neues Jahrb. Min. Geol. u-Paläont. Beil.*, Bd. A 57, pp. 841-994.
- MIYASHIRO, Akiko (1957). Chlorite of crystalline schists. *J. Geol. Soc. Japan*, No. 63, pp. 1-8.
- (1957). The chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sc., Tokyo-Univ.*, Sect. II, 11, pt. 1, pp. 57-83.
- (1961). Evolution of Metamorphic Belts. *Journ. of Petrology*, Vol. 2, Part. 3, pp. 277-311.
- (1964). Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geoch. and Cosmoch. A*, Vol. 28, pp. 717-729.
- and S. BANNO (1958). Nature of Glaucophanitic Metamorphism. *Am. J. Sc.*, Vol. 256.
- and M. IWASAKI (1957). Magnesioribeckite in crystalline schists of Bizan in Shikoku, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, No. 63, pp. 698-703.
- and Yotaro SEKI (1958). Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies. *Jap. J. Geol. Geogr.*, No. 29, pp. 199-208.
- and Yotaro SEKI (1958). Enlargement of the Composition field of Epidote and Piemontite with rising temperature. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 256, pp. 423-430.
- MOORE, James G. (1965). Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *Am. Journ. of Science*, Vol. 263, pp. 40-52.
- MORTILLET, G. DE (1858). Géologie et Minéralogie de la Savoie. *Ann. Chambre roy. Afri. et Commerce Savoie*, IV.
- MYER, George H. (1966). New data on zoisite and epidote. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 264, No. 5.
- NAHA, K. (1963). Evolution of Metamorphic Belts de Miyashiro. A discussion with a reply. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, pp. 170-174.
- NEUMANN, Henrich (1948). On hydrothermal differentiation. *Econ. Geol.*, Vol. XLIII, No. 2.
- NEWTON, Robert C. (1965). The thermal stability of zoisite. *J. Geol. U.S.A.*, Vol. 73, No. 3, pp. 431-441.
- NEWTON, Robert C. (1966). Some Calc-Silicate Equilibrium Relations. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 264, No. 3.
- NICHOLIS, G. D. (1958). Autometasomatism in the lower spilites of the Builth volcanic series. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1956-58, CXIV, Part. 2, pp. 137-162.
- NICOLAS, A. et Cl. GAGNY (1964). Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises. *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, n° 1, t. LXXXVII.
- NIGGLI, E. (1960). Mineral-Zonen der Alpinen Metamorphose in der Schweizer Alpen. *Inst. Geol. Congress. Rep. of the 21. Sess.*, Part. XIII, Copenhagen.
- BRUCKNER, W. and E. JAGER (1956). Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetische Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz.) *Ecl. geol. Helv.*, Nr. 49, pp. 469-480.

- NIGGLI, Paul (1912). Die chloritoïdschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. *Matériaux pour la carte géol. suisse*.
- (1929). *Ore Deposits of Magmatic origin (New York)*.
- NÖCKOLDS, S. R. and R. ALLEN (1953-1956). The geochemistry of some igneous rocks series. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 1953-1956, Vol. 4, pp. 105-156, Vol. 5, pp. 245-300, Vol. 9, pp. 1-104.
- NOE-NYGAARD, Arne (1940). Subglacial volcanic activity in ancient and recent times. *Folia Geographica Danica*, Vol. 1, No. 2, 67 p.
- OSBORN, E. F. and P. L. RØEDER (1960). Effect of Oxygen pressure on crystallisation in simplified basalt systems. *Intern. Geol. Congress*, Report of the 21^e session. Part XIII, Copenhagen.
- PABST, A. (1931). The garnets in the glaucophane schists of California. *Amer. Min.*, No. 16, pp. 327-337.
- (1955). Manganese contents of garnets from the Franciscan schists. *Amer. min.*, No. 40, pp. 919-923.
- PALACHE, C. and H. VASSAR (1925). Some minerals of the Keweenaw copper deposits: pumpellyite, a new mineral; sericite, saponite. *Amer. Min.*, No. 10, 412-418, *Journ. of Min. Soc. Am.*
- PETERSON, M. N. A. and E. D. GOLDBERG (1962). Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments. *Journ. Geoph. Res.*, No. 67, pp. 3477-3492.
- PHILLIPS, F. Coles (1928). Metamorphism in the Upper Devonian of N. Cornwall. *The Geologist Magazine*, Dec., No. 774, Vol. LXV.
- PISTORIUS, Carl. W.F.T., George C. KENNEDY and S. SOURURAJAN (1862). Some relations between the phases Anorthite, Zoisite and Lawsonite at high temperatures and pressures. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 260, pp. 44-56.
- PITCHER and FLINN (1965). Controls of Metamorphism. *Liverpool geol. Soc.*, Oliver and Boyd, London.
- PLAS, L. van der (1959). Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leid. geol. Meded.*, No. 24, pp. 418-598.
- POLDERVAART, A. and Jack GREEN (1965): Chemical analyses of submarine basalts. *The am. min.*, Vol. 50, No. 10, Kerr volume.
- and H. H. HESS (1951). Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *The Journ. of Geology*, T. 59.
- and William TAVBENECK (1960). *Layered intrusions*. Inst. Geol. Congress. Rep. of the 21^e Session, Part. XIII, Copenhagen.
- RAMBERG, H. (1952). *The origin of metamorphic and metasomatic rocks, a treatise on recrystallization and replacement in the earth's crust*. Univ. Chicago Press.
- RAMSAY, John G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Graw Hill, London.
- REID, Clement and H. DEWEY. (1908). *The origin of the pillow lava near Port Isaac in Cornwall*. Geol. Soc. London, 1908, Vol. 64, pp. 264-272.
- RICHMOND, W. E. Jr. (1937). Paragenesis of the minerals from Blueberry Mountain, Woburn, Mass. *Am. Min.*, Vol. 22, p. 290.
- RITTMANN, A. (1963). *Les volcans et leur activité*. Paris, Masson.
- ROEVER, W. P. DE (1947). *Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes*, pp. 65-173 from Geological exploration in the Island of Celebes. Amsterdam, North Holland Publishing Co, 346 p.
- (1950). Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from south-east Celebes and on the origin of glaucophane-bearing rocks. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet.*, No. 53, pp. 1455-1465.
- (1955). Genesis of Jadeite by low-grade Metamorphism. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 253, pp. 283-298.
- (1956). Some additional data on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke Mountains, south-east Celebes. *Ver. Kon. Ned. Geol. Mijn. Gen.*, 16, pp. 385-393.
- ROUTHIER, P. (1944). Essai sur la chronologie des « Roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. de la Soc. géol. de France*, p. 117.
- (1946). Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes: le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. franç. Minér.*, n° 69, pp. 99-150.

- ROUTHIER, P. (1953). Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie. *Soc. Géol. de France*, Mém. 67, 271 p.
- (1963). *Les gisements métallifères*. Masson, Paris.
- SAHAMA, T. G. (1961). Thermal metamorphism of the volcanic rocks of Mont Nyiaragongo (East Congo). *Bull. Commiss. géol. Finl.*, No. 196.
- SATTERLY, J. (1941). Pillow lavas from the Dryden Wabigoon area, Kenora district, Ontario. *Univ. Toronto Studies, Geol. ser.*, No. 46, pp. 119-136.
- SCHERP, A. (1957). *Über die Anchimetamorphose der Diabase von Ramsbeck im Sauerland*. Neues Jahr Min. Petr. Festbd Schneiderhöhn, Stuttgart.
- SCHNEIDER, A. (1890). *La miniera cuprifera di Montecatini*. Firenze, tipografia di Barbera, tiré à part Inst. Min. Genève.
- SCHÖELLER, Henri (1929). La Nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. *Bull. des Serv. de la Carte géol. de France*, Bull. 175, vol. 33.
- SCHURMANN, H. M. E. (1950). Glaucophanagesteine aus Venezuela. *N. Jb. Min. Monatsschv.*, pp. 145-156.
- SCHURMANN, H. M. W. (1953). Beiträge zur Glaucophanfrage (2). *N. Jb. Min. Monatsschv.*, 85?, pp. 303-394.
- (1956). Beiträge zur Glaucophanfrage (3), 89, pp. 41-85.
- SCHWARTZ, G. M. (1939). Hydrothermal alteration of igneous rocks. *Bull. G.S.A.*, 50, pp. 195-197.
- SEKI, Yotaro (1958). Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 29, pp. 233-258.
- (1961). Geology and metamorphism of Sanbagawa crystalline schists in the Tenryu district, central Japan. *Sc. Rept. Saitama Univ.*, ser. B, pp. 75-92.
- (1961). Pumpellyite in Low-grade metamorphism. *Journ. of Petr.*, Vol. 2, Part. 3, pp. 407-423.
- SEN, Sisir K. (1963). Some consequences of ordering and unmixing in Sodic Plagioclases of Epidote-Plagioclase Equilibrium in regionally Metamorphosed Rocks. *Am. Journ. Sc.*, Vol. 261, No. 8.
- SERDYUCHENKO, D. P. (1956). The minerals of boron and titanium in certain sedimentary-metamorphic rocks. *Trans. geol. Inst. Acad. Sc. URSS*, No. 5, p. 53 (M.A. 13-344).
- SHAGAM, R. (1960). The geology of central Aragua, Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, pp. 249-302.
- SIMMONS, W. P. (1946). Note on pillow lavas at Port Isaac, Cornwall. *Roy. Geol. Soc. Cornwall*, Trans, v. 17, pp. 192-219.
- SNYDER, J. L. (1959). Distribution of certain elements in the Duluth complex. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, No. 16, pp. 243-277.
- SPRY, Alan (1963). The origin and significance of Snowball Structure in Garnet. *Journ. of Petrol.*, Vol. 4, pp. 211-222.
- STARK, J. R. (1938). Vesicular dikes and subaerial pillow lavas of Borabora, Soc. Islands. *Journ. Geol.*, 1938, Vol. 46, pp. 225-238.
- (1939). Discussion: Pillow lavas. *Journ. Geol.*, 1939, Vol. 47, pp. 205-209.
- STEARNS, Harold T. (1937). Pillow lavas in Hawaii (abs), *Geol. Soc. Amer. Proc.*, 1937, pp. 252-253; The significance of pillow lavas in Pacific Islands (abs), *Pacific. Sc. Congress*, 1956, Proc. v. 2, p. 207.
- STEHLI, F. G., C. R. ALLEN and L. T. SILVER (1958). Geology and age relations of rocks of Baga California, Mexico (abst). *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 42, pp. 215-216.
- STEINMANN, G. (1926). Die Ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *C. R. Intern. Geol. Congr.*, 14, Madrid, 2, pp. 637-67.
- STRENS, R. G. J. (1965). Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Min. Mag.*, Vol. 35, Sept.
- (1966). Properties of the Al-Fe-Mn epidotes. *Min. Mag.*, Vol. 35.
- STURT, Brian A. (1962). The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. *Journ. of Petr.*, Vol. 3, pp. 181-191.
- SUNDIUS, N. (1912). Pillow lavas from the Kiruna district. *Geol. Foren. Forkand*, Vol. 34, pp. 317-333.
- (1930). On the spilitic rocks. *Geol. Mag.*, 1930, Vol. 67, pp. 1-17.
- SUZUKI, J. and Y. SUZUKI (1959). Petrological study of the Kamuikotan metamorphic complex in Hokkaido, Japan. *Journ. Fac. Sc. Hokkaido*, Imp. Univ., No. 10, pp. 349-446.

- SWITZER, George (1950). Mineralogy of the Calif. glaucophane schists. *Dept. Nat. resources Bull.*, No. 161, pp. 51-70.
- TABORSZKY, F. K. (1962). Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. *Beitr. Min. Petr.*, No. 8, pp. 354-392.
- TAKUBO, Hiroshi (1965). Geochem. study of the Sambagawa Metamorphosis System in the Besshi District, Central Shikoku, Japan (Part. III A Chemical Characteristics of the Schists in the Conformable Cupriferous Pyritic Ore Deposits). *Mem. of the Coll. of Sc. Univ. of Kyoto*, Serie B, Vol. XXXII, No. 2.
- TALIAFERRO, N. L. (1943). Franciscan-Knoxville problem. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, No. 27, pp. 109-219.
- THOMAS, Godfrey and Trevor THOMAS (1956). The volcanic rocks of the Arca between Fishguard and Strumble Head, Pembrokeshire. *The Q. J. Geol. Soc. London*, No. 447, Vol. 447, Part. 3.
- THOMPSON, J. B. (1955). The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Amer. J. Sc.* No. 253, pp. 65-103.
- TILLER, K. G. (1959). The distribution of trace elements during differentiation of the Mt. Wellington dolerite sill. *Rap. and Proc. R. Soc. Tasmania*, No. 93, pp. 153-158.
- TILLEY, C. E. (1954). The Gabbro-Limestone contact zone of Camas Mor, Muck, Inverness-shire. *Bull. de la Comm. géol. de Finl.*, No. XXIV, pp. 136-140.
- TRÖGER, W. E. (1959a). Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1959, No. 93, Vol. 1, pp. 1-44, Stuttgart, Mai 1959.
- (1959b). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Teil 1) Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung.
- TRÜMPY, R. (1955a). La zone de Sion-Courmayeur dans le haut val Ferret valaisan. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 47.
- (1955b). Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. France*, série 6, t. 5, pp. 217-231.
- (1957). Quelques problèmes de paléogéologie alpine. *Bull. Soc. géol. France*, t. VII.
- (1960). Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 71, No. 6.
- TURNER, F. J. and J. VERHOOGEN (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Mc Graw Hill.
- TURNOCK, A. C. (1960). The stability of iron chlorites. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, No. 59, pp. 98-103.
- VALLANCE, T. G. (1965). On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. *Mineralogical Mag.*, Tilley volume, Vol. 34.
- Van Hise, C. R. and C. K. LEITH (1911). The geology of the Lake Superior region. *U. S. Geol. Survey Mon.*, 52.
- VERHOOGEN, John (1962). Distribution of Titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 260, pp. 211-220.
- VIERSCHILLING, A. (1910). Die Eisen- und Manganes lagerstätten in Hunsrück und im Soonwald. *Zeits. f. prakt. Geol.*, Nr. 18, S. 393-431.
- VILLIERS, J. E. DE (1951). Optical properties and crystallography of zoned Pumpellyite from the Witwatersrand. *Am. Min.*, Vol. 26, No. 4.
- VINCENT, E. A. (1953). Hornblende, lamprophyre dykes of basaltic carentage from the Skaergaard area, East Greenland. *Q.J.G.S.*, No. 109, pp. 21-47.
- VUAGNAT, M. (1946). Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et pillow lavas. *Bull. suisse de Min. et Pétrogr.*, XXVI.
- (1949a). Variolites et Spilites-Comparaison entre quelques pillow lavas britanniques et alpines. *Arch. Sc. Genève*, vol. 2, fasc. 2.
- (1949b). Sur les pillow lavas dalradiennes de la péninsule de Tayvallich (Argyllshire). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, t. XXIX.
- (1951). Le rôle des roches basiques dans les Alpes. *Bull. suisse Min. et Pétrogr.*, t. 31, 1951.
- (1952). Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagne. *C. R. 19^e session Congrès géol. intern. Alger*.
- (1956a). Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen (Savoie). *Arch. Sc. Genève*, vol. 9, fasc. 3.

- VUAGNAT, M. (1956 *b*). Observations sur les basaltes en coussins de Moses Coulee, Wash. U.S.A. *Arch. Sc. Genève*, vol. 9, fasc. 2.
- (1960). Sur les laves en coussins des environs de Las Palmas, Grande-Canarie (note prélim.). *Arch. Sc. Genève*, vol. 13, fasc. 1.
- (1963). Remarque sur la trilogie serpentinite-gabbro-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau*, Bd. 53, pp. 336-358.
- WAGER, L. R., G. M. BROWN and W. J. WADSWORTH (1960). Types of igneous Cumulates. *Journ. of Petr.*, Vol. 1, Part. 1, pp. 73-85.
- and R. L. MITCHELL (1951). The distribution of rare elements during strong fractionation of basic magma. A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Vol. 1, pp. 129-208.
- WALDMANN, L. (1934). Pumpellyit aus Steiermark und Finnisch Lappland. *Tschermak*, Band 45.
- WASHINGTON, Henry S. (1901). A Chemical study of the Glaucophane Schists. *The American Journ. of Sc.*, No. 11-12.
- WATSON, Thomas L. (1923). Native copper deposits of the south Atlantic states compared with those of Michigan. *Econ. Geol.* Vol. 18.
- WATSON, K. D. (1942). Zoisite-prehnite alteration of gabbro. *Am. Min.*, No. 27 (9), pp. 638-645.
- WEGMANN, C. E. (1928). Über das Bornitvorkommen von Saint-Véran, Hautes-Alpes. *Z. prakt. Geol.*, Bd 36, pp. 19-28, 36-43.
- WELLS, A. K. (1923). The nomenclature of the spilitic suite; Part II: the problem of spilites. *Geol. Mag.*, No. 60, pp. 62-74.
- (1925). The Geology of the Rhobell Fawr District (Merioneth). *The Q.J.G. Soc.*, No. 324.
- WELLS, Francis G. and Aaron C. WATERS (1935). Basaltic rocks in the Umpqua formation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, No. 46, pp. 961-972.
- WHITE, D. E. and L. J. P. MUFFLER (1964). Metamorphism of upper cenozoic sediments to greenschist mineral assemblages. *Salton Sea geothermal area, California*. (Geol. Soc. Amer.-Paleontol. Soc. min. Soc. Amer. Soc. econ. Geol. geoch. Soc. Nation. Ass. Geol. Teachers ann. Meetg. Miami, Beach, Florida.)
- WILLIAMSON, D. H. (1953). Petrology of Chloritoid and Staurolite Rocks North of Stonehaven, Kincardineshire. *Geol. Mag.*, Vol. XC, No. 5.
- WILSHIRE, H. G. (1957). Propylitization of Tertiary volcanic rocks near Ebbetts Pass, Alpine Country, California. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sc.*, Vol. 32, No. 4, pp. 243-272.
- WILSON, M. E. (1960). Origin of pillow structure in early precambrian lavas of Western Quebec. *The Journ. of Geol.*, No. 68, No. 1.
- WINCHELL, Horace (1958). The composition and physical properties of Garnet. *The Am. Min.*, Vol. 43, May-June.
- WINKLER, H. G. F. (1965). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, New-York, Springer Verlag.
- WISEMAN, J. D. H. (1934). The central and south-west Highland epidorites: a study in progressive metamorphism. *Quart. J. Geol. Soc. Lon.*, 90, pp. 354-417.
- WISSER, E. (1954). Geology and ore deposits of Baja California, Mexico. *Econ. Geol.*, Vol. 49, pp. 44-76.
- WOOD, D. S. (1964). Some Structures in the Dalradian Pillow Lavas of the Tayvallich Peninsula, Argyll. *Geol. Mag.*, Vol. 101, No. 6, pp. 481-487.
- WYLLIE, P. J., K. G. COX and G. M. BIGGAR (1962). The Habit of Apatite in Synthetic Syst. and Igneous Rocks. *Journ. of Petrol.*, Vol. 3, Part.2, pp. 238-243.
- YODER, H. S. and G. A. CHINNER (1960). Grossularite-pyroxene-water system at 10,000 bars. Almandite-pyroxene-water at 10,000 bars. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, No. 59, pp. 78-84.
- YODER, H. S. Jr. and C. E. TILLEY (1962). Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock System. *Journ. of Petrology*, Vol. 3, Part. 3, pp. 342-532.
- ZEN, E.-An (1960). Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont. *Am. Min.*, No. 45, pp. 129-175.
- ZIES, E. G. (1962). A Titaniferous Basalt from the Island of Pantelleria. *Journ. of Petrology*, Vol. 3, Part. 2, pp. 177-180.
- ZULAUF, Rudolf (1963). Zur Geologie der Tiefpennischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). *Prom. Nr.* 3350.

PLANCHES

- Photo 1. — Région du Pertuis-Plan André (flancs de l'Aiguille-de-Prainan). Laves en coussins laminées, mais ayant conservé les détails des structures macroscopiques.
- Photo 2. — Coussins fortement indurés, au contact avec schistes. La forme isolée d'un coussin est bien visible vers le bas; vers le haut: sill, avec fissures de forme ovale, évoquant un coussin très induré. (Lac de Tormotta).
- Photo 3. — Parois N.-W. de l'Aiguille-de-Beaupré. Sills ophiolitiques, d'épaisseur variable, s'élargissant localement en formes lenticulaires; les niveaux intermédiaires surcreusés et un peu plus sombres sont constitués de schistes noirs.
- Photo 4. — Parois N.-W. menant de l'Aiguille-de-Beaupré (à droite) au Mont-Miravidi (vers la gauche). Sills ophiolitiques, à structures en coussins (invisibles ici) à leurs bords, alternant avec des schistes noirs. Adinoles localement présentes.
- Photo 5. — « Schistes noirs » (X 50). Pseudomorphoses par de la chlorite et d'autres phyllites de cristaux ayant groupé des inclusions en poussière en forme de sablier. (Chloritoïde, ou peut-être andalousite ?)
- Photo 6. — « Schistes noirs » (x 50). Identique à fig. 4, mais formes plus trapues.
- Photo 7. — Glaucophanite à structure porphyrique de la Pointe-du-Clapey (x 30). La roche est ici essentiellement composée d'amphiboles bleues. La forme du pyroxène initial ne nous est restituée que par une poussière de grains de sphère. Le centre du pyroxène transformé est constitué de quartz limpide, d'amphibole bleue (en gris) et de reliques résorbées, très vertes, du pyroxène initial (en gris très foncé). Mouches de stilpnomélane occasionnelles.
- Photo 8. — Glaucophanite à structure porphyrique de la Pointe-du-Clapey (x 30). Des cristaux d'origine probablement feldspathiques étaient inclus partiellement dans un gros grain pyroxénique. Ces cristaux sont envahis par l'amphibole bleue (domaine gris clair, avec taches limpides de phases micacées et d'épidote).
Le grain de pyroxène, résorbé en une purée vert foncé (en gris foncé) avec apparition de poussières de sphère alignées en petits « traits », est en plus « corrodé » en son centre par du quartz (très limpide, à droite). Lamelle noire de stilpnomélane au centre-droit de la photo.

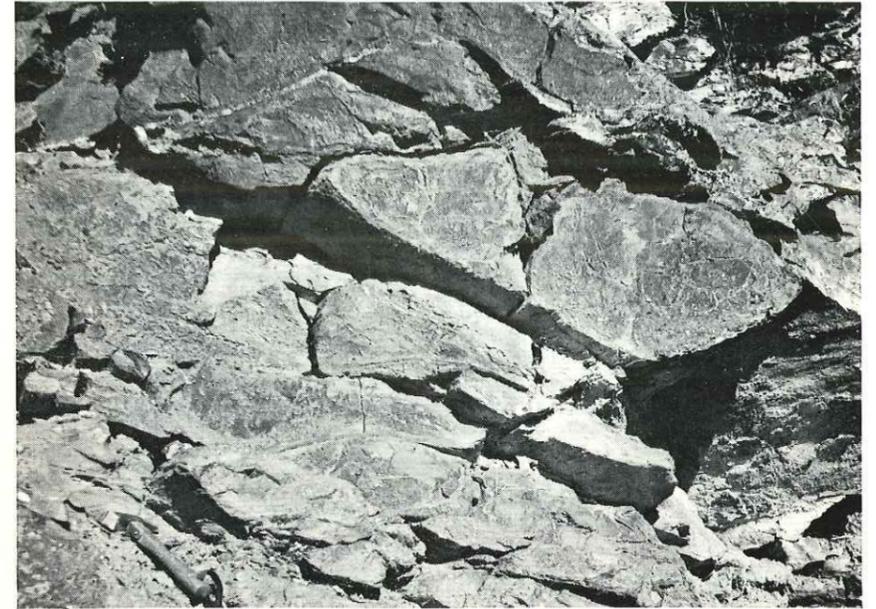


Photo. 1



Photo. 2

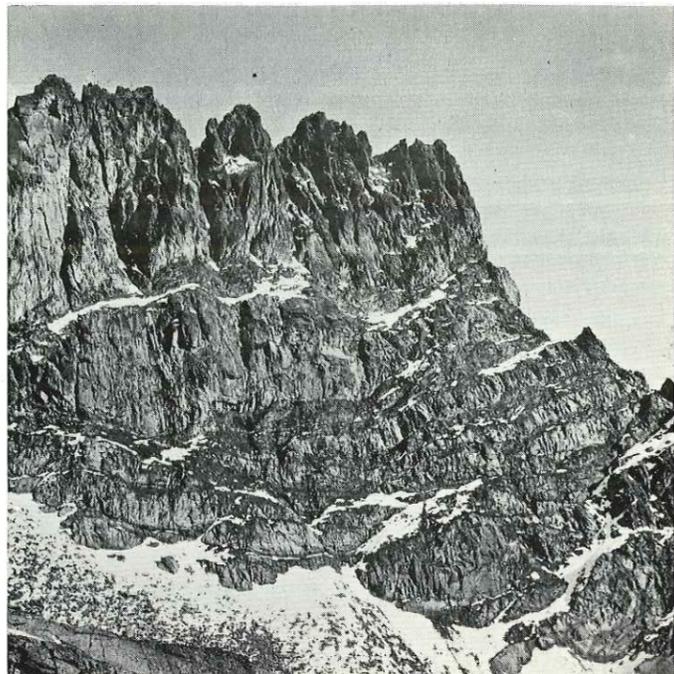


Photo. 3

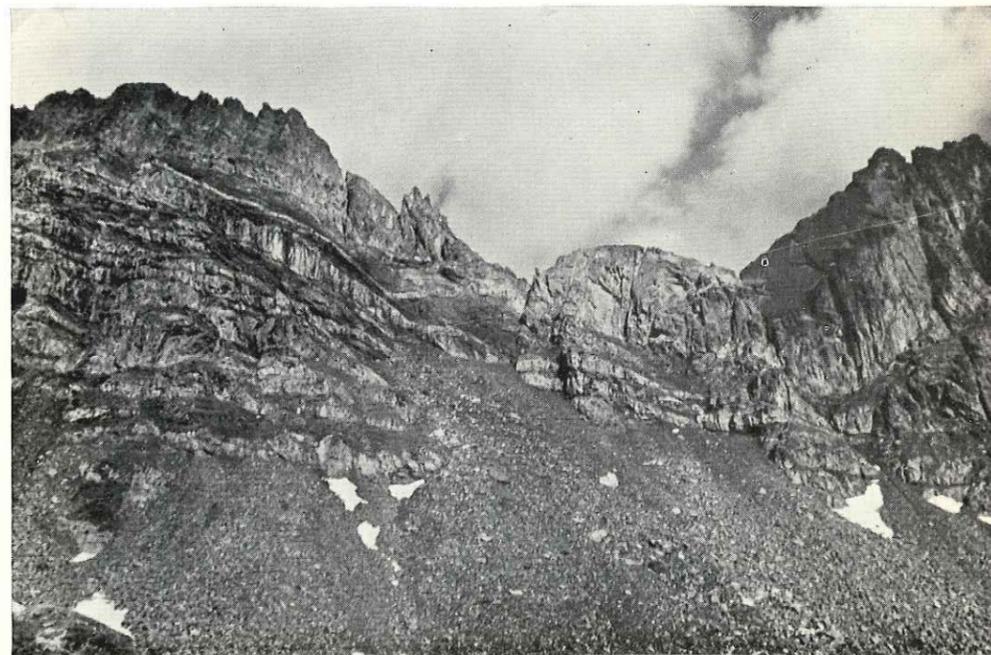


Photo. 4



Photo. 5



Photo. 6

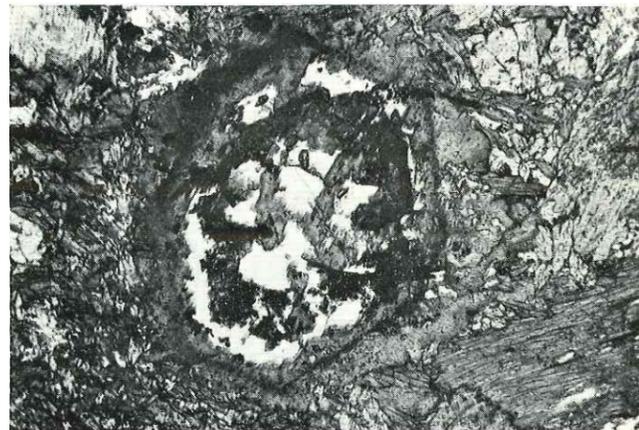


Photo. 7



Photo. 8

SOMMAIRE DU FASCICULE 3 — VOLUME 21, 1968

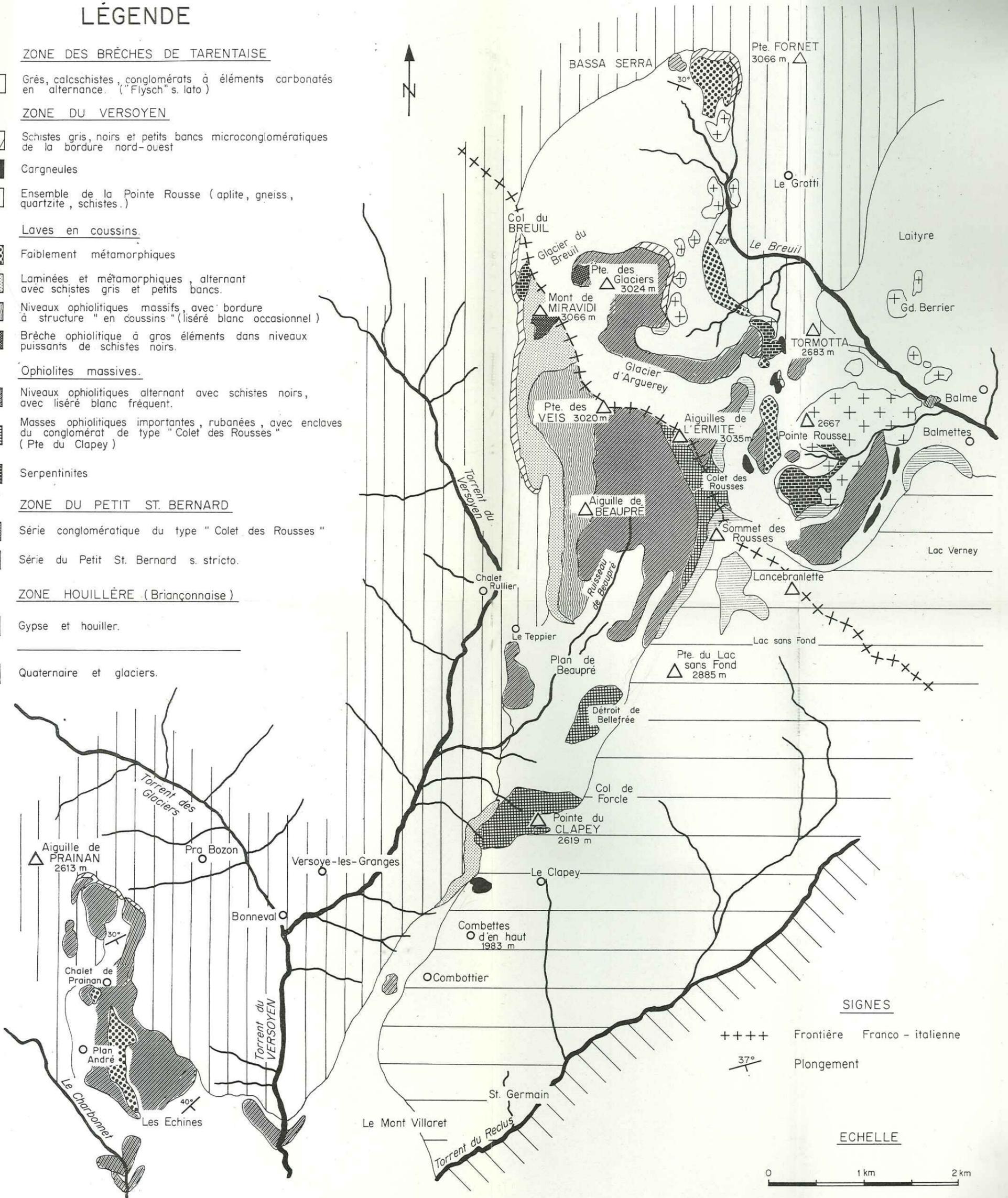
LOUBAT, Henri. — Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen » Savoie (France), Province d'Aoste (Italie) 265

LES OPHIOLITES DE LA ZONE DU VERSOYEN. (Savoie - Province d'Aoste)

H. LOUBAT
1967

LÉGENDE

- ZONE DES BRÈCHES DE TARENTEISE**
- Grès, calcschistes, conglomérats à éléments carbonatés en alternance. ("Flysch" s. lato)
- ZONE DU VERSOYEN**
- Schistes gris, noirs et petits bancs microconglomératiques de la bordure nord-ouest
 - Cagneules
 - Ensemble de la Pointe Rousse (aplite, gneiss, quartzite, schistes.)
- Laves en coussins**
- Faiblement métamorphiques
 - Laminées et métamorphiques, alternant avec schistes gris et petits bancs.
 - Niveaux ophiolitiques massifs, avec bordure à structure "en coussins" (liséré blanc occasionnel)
 - Brèche ophiolitique à gros éléments dans niveaux puissants de schistes noirs.
- Ophiolites massives.**
- Niveaux ophiolitiques alternant avec schistes noirs, avec liséré blanc fréquent.
 - Masses ophiolitiques importantes, rubanées, avec enclaves du conglomérat de type "Colet des Rousses" (Pte du Clapey)
 - Serpentinites
- ZONE DU PETIT ST. BERNARD**
- Série conglomératique du type "Colet des Rousses"
 - Série du Petit St. Bernard s. stricto.
- ZONE HOUILLÈRE (Briançonnaise)**
- Gypse et houiller.
 - Quaternaire et glaciers.



SIGNES

- +++++ Frontière Franco - italienne
- 37° Plongement

ECHELLE

0 1 km 2 km