Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 23 (1970)
Heft: 2

Artikel: Étude pétrographique des opiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France)
Autor: Bertrand, Jean
Kapitel: 2: Les roches cristallines en général
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739139

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

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

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES CRISTALLINES EN GÉNÉRAL

1. LES ROCHES ACIDES

1.1. Granites et arkoses

Rappelons que les granites, le plus souvent arkosiques, apparaissent en de nombreux points de la région des Gets, associés ou non à des roches du cycle ophiolitique.

On distingue trois modes de gisement:

1) *Lames:* par ordre d'importance décroissante, elles affleurent aux points suivants: la Rosière (les pentes du Bouvier, la carrière des Bounaz), le bois des Lanches, le Plenay, le Marderet-Calamand, les Chavannes, l'Eau [1], le torrent de la Champane.
2) *Blocs actuellement déchaussés:* le ruisseau des Bounaz en premier lieu, le col de l'Encrenaz, pentes du Char des Quais (?).
3) *Comme éléments:* extrêmement rares, entrant dans la composition de certaines brèches ophiolitiques: le torrent du Marderet, le ruisseau des Bounaz.

Plusieurs de ces affleurements, découverts après le travail de Jaffé, nécessitaient une étude pétrographique, afin d'être valablement comparés à ceux déjà connus.

Les résultats de cette étude, joints à ceux de datations effectuées sur des échantillons provenant de certains pointements nouveaux, confirment pleinement l'identité, déjà observée sur le terrain, de ces diverses roches granitiques.

De type leucocrate, ces granites sont généralement à grain moyen, plus rarement fin. La structure grenue, typiquement granitique, est rarement conservée; en effet, les arkoses prédominent largement. Cela ne se traduit pas de manière évidente sur le terrain, car il est souvent impossible de faire la distinction entre roche fraîche et roche altérée, étant donné les intenses recristallisations affectant certains termes arkosiques; ces derniers montrent, par endroits, une texture orientée.

---

[1] La roche acide ne renferme ici ni granules d'épidote, ni grenat rétromorphosé comme l'indique Ph. Bernheim (1962).

Tous les intermédiaires entre le granite frais et l'arène granitique consolidée, parfois très fine, existent. Il en résulte une certaine évolution de la composition minéralogique.

En allant vers les faciès les plus finement désagrégés, on relève une concentration des grains de quartz en regard des débris feldspathiques; en particulier, le feldspath potassique disparaît totalement. Par contre, le ciment, formé par les résidus de la destruction du granite, est très souvent enrichi en chlorite (pouvant donner un caractère mélanocrate à la roche), parfois en séricite.

Il est intéressant de souligner que les termes les moins altérés n'apparaissent pas nécessairement aux affleurements les plus importants. Ainsi, un des granites les plus frais de la région des Gets s'observe au Marderet-Calamand; de même, les échantillons provenant des minuscules pointements situés au N.-W. de la pointe de Chéry, sont encore franchement granitiques.

Avec exactitude, JAFFÉ a distingué deux types de granite: un *granite albitique* et un *granite à albite et orthose*. Toutefois, ces deux variétés ne semblent pas localisées d'une manière aussi rigoureuse que l'indique cet auteur (F. JAFFÉ, 1955, p. 68).

En effet, déjà au Plenay, où la variété à albite et orthose s'observe le mieux, on relève la présence de termes franchement albitiques. Dans les pentes du Bouvier, l'orthose est nettement moins fréquente; les types albitiques prédominent. Dans tous les autres pointements, la roche acide est franchement albitique avec cependant persistance de quelques témoins de feldspath potassique. L'association étroite de ces deux variétés semble résulter de la métasomatose sodique ayant affecté ces granites, très vraisemblablement lors de la mise en place des ophiolites, et qui a plus ou moins épargné certaines zones dans lesquelles l'orthose s'observe encore.

Minéraux constitutifs

Excepté les différences indiquées plus haut, granites et arkoses présentent une composition minéralogique semblable.

Quartz

Ce constituant essentiel a toujours un aspect plus ou moins poussiéreux dû à la présence de nombreuses inclusions submicroscopiques uniformément réparties ou, parfois, concentrées selon certaines directions préférentielles. Les développements secondaires, participant avec l'albite aux nombreuses recristallisations, sont généralement limpides. Extinctions onduleuses, fractures, parfois biaxie anormale, traduisent souvent la tectonisation subie par la roche. Dans les termes les plus arkosiques, il n'est pas rare que les grains présentent des contours arrondis.

Albite

Ce minéral est souvent prédominant. En tant que constituant primitif du granite, il se présente en cristaux lamellaires trapus. Les macles de l'albite sont courantes, fines et régulières, mais souvent brisées ou tordues par les actions tectoniques; celles de la péricline sont très rares. La séricitisation, très faible à intense, varie non seulement d'un affleurement à l'autre, mais aussi dans une même écaille.

Plus rarement, comme l'ont déjà remarqué JAFFÉ, puis F. SALIMI (1965) dans les granites des Préalpes romandes, l'albite présente un autre habitus: les macles de l'albite, très fines et discontinues,

décalées les unes par rapport aux autres, donnent parfois au minéral l'aspect d'un échiquier étiré. Ce type paraît résulter de l'albitisation du feldspath potassique, comme l'indiquent divers stades intermédiaires de transformation, mais s'observe aussi dans certains développements nettement secondaires; l'absence de séricitisation semble confirmer une formation plus tardive.

Rappelons que JAFFÉ a déterminé, à la platine de Fédoroff, un angle 2V de +76° pour l'albite normale et de 90° pour la seconde variété. Dans les 2 cas, l'examen des indices montre qu'il s'agit bien d'albite; quelques analyses par diffraction des R.X. ont également confirmé cette détermination.

Myrmékite

Simulant parfois une structure graphique, ces exsudations de quartz, en très fines gouttelettes, souvent allongées, apparaissent dans quelques plages d'albite.

Orthose

Très nettement moins abondant que l'albite, ce minéral n'apparaît bien développé qu'en de rares affleurements (au Plenay surtout). Souvent troublée par la kaolinisation dans les types franchement granitiques, l'orthose est totalement kaolinisée dans la plupart des termes arkosiques, disparaissant même dans les variétés les plus fines. Les facules des perthites, rares et ténues, sont mises en évidence, ainsi que les développements secondaires d'albite, car ce minéral n'est pas affecté par cette altération.

Microcline

Ce feldspath ne s'observe que tout à fait accidentellement. En effet, nous n'avons relevé qu'une seule plage montrant les macles caractéristiques de cette variété.

Biotite

Rare, le plus souvent même très rare, ce mica apparaît en lamelles ou agrégats, fréquemment déformés par les efforts tectoniques. Seuls quelques échantillons encore franchement granitiques (au Marderet-Calamand, par exemple) montrent la biotite encore relativement fraîche. Dans l'ensemble la chloritisation est très intense; la vermiculite, parfois intimement associée à la chlorite, correspond à un stade intermédiaire d'altération. De très fins granules de sphène, libérés durant ces transformations, se concentrent très souvent le long des anciens clivages.

Séricite

La séricitisation de l'albite est très irrégulière; les variétés développées au détriment de l'orthose, ou recristallisées secondairement, sont épargnées. Généralement, les fines écailles de mica sont dispersées dans le feldspath, toutefois quelques plages sont complètement envahies. Parfois, dans certains des termes les plus arkosiques, d'abondants développements séricitiques dans le ciment peuvent lui donner une véritable structure phylliteuse.

Chlorite

On distingue deux variétés:

1) L'une provenant de l'altération de la biotite; très légèrement anisotrope, teintes de dispersion bleutées à violacées, allongement positif, pléochroïsme net (ng = vert émeraude, np = brun-jaune très clair).

2) L'autre dont la formation est peut-être liée au contact des diabases avec le granite; quasiment isotrope, très peu dispersive, vert très pâle, non pléochroïque. Ce type est bien développé dans certains termes arkosiques, en remplissage de fractures, parfois aussi en fines cristallisations dans les cristaux de plagioclase, associé ou non à la séricite.

Vermiculite

Ce minéral apparaît ici comme produit d'altération de la biotite, en association étroite avec la chlorite, beaucoup plus fréquente. L'habitus du mica est conservé, le pléochroïsme est net (ng = brun, np = brun-jaune très pâle), les teintes de polarisation ne dépassent pas les gris-jaune du premier ordre.

Stilpnomélane

La présence de ce minéral dans les roches acides de la région des Gets est exceptionnelle. Nous ne l'avons observé qu'au ruisseau des Bounaz, dans un des blocs actuellement déchaussés.

Il s'agit de la variété ferristilpnomélane (déterminée par diffraction des R.X.), en agrégats de fines aiguilles souvent groupées en houppes ou en gerbes. De teinte brune, elle présente un net pléochroïsme: ng = brun noirâtre, np = brun verdâtre clair; des granules de sphène ou de minéral opaque lui sont associés. On relèvera l'absence complète de chlorite ou de biotite dans l'arkose en question.

Calcite

Le carbonate est nettement secondaire. Diffus, à largement cristallisé, il envahit le ciment de certaines arkoses, remplit des fissures. En développements très fins, il s'observe aussi dans quelques plages d'albite; plus rarement, il paraît s'être fixé de manière préférentielle à l'intérieur d'anciens cristaux de feldspath potassique. Sa distribution, irrégulière dans un même affleurement, l'est aussi d'un pointement à l'autre; certaines lames granitiques en sont même totalement dépourvues (le Plenay, la Carrière des Bounaz, l'Eau).

Minéraux accessoires

Apatite

Toujours présente, l'apatite forme généralement de minuscules sections, hexagonales ou prismatiques, incluses surtout dans la biotite ou ses produits d'altération, et dans le plagioclase.

Sphène

L'altération de la biotite s'accompagne d'une libération de sphène, en très petits grains, parfois en traînées. Ce minéral apparaît aussi en remplacement plus ou moins complet de l'ilménite et de la magnétite titanifère, finement dispersées dans la roche.

Zircon

S'observe en grains minuscules et extrêmement rares, souvent inclus dans la biotite altérée, mais aussi disséminés dans la roche.

Minéraux opaques

Magnétite et *pyrite*, souvent en voie d'oxydation. *Ilménite* et *magnétite titanifère*, plus ou moins transformées en sphène.

Ces minéraux, tout à fait accessoires, apparaissent surtout finement dispersés dans, ou à proximité immédiate, d'anciennes lamelles de biotite; les cristaux plus importants, parfois idiomorphes, sont rares.

1.2. Porphyre quartzifère

Cet équivalent volcanique du granite, avec lequel il apparaît en liaison étroite, n'a été observé qu'en un seul point, dans les pentes du Bouvier.

On retrouve la composition minéralogique du faciès profond, seule la structure est totalement différente. Dans une pâte finement grenue, principalement *albitique*, avec de nombreux développements de *séricite* et de *chlorite*, sont disséminés des phénocristaux plus ou moins importants: de *quartz*, très souvent corrodés; d'*albite*, fortement séricitisée et de *feldspath potassique (orthose)*, à indices d'albitisation très nets et passablement kaolinisé (la corrosion des feldspaths est nettement plus faible); de rares lamelles de *biotite* très altérées s'observent également.

La roche est sillonnée par un réseau de fines diaclases, remplies de quartz et d'un peu d'albite.

1.3. Cératophyre quartzifère

De nombreux exemples de volcanisme géosynclinal ont rendu classique l'association de ces roches acides avec les diabases spilitiques.

Dans la région des Gets, Jaffé ne mentionne que deux minuscules débris de cératophyre quartzifère dans des brèches rattachées au complexe ophiolitique (carrière des Bounaz, torrent du Marderet).

Lors de notre étude, nous n'avons jamais retrouvé de tels fragments; leur importance est donc tout à fait secondaire.

1.4. Age des granites

Les zircons de plusieurs granites apparaissant en écailles dans le secteur des Gets ont été datés par la méthode du *plomb total*. Il paraît inutile de rappeler ici les principes de cette méthode, ni ceux de la séparation des zircons, bien connus et clairement énoncés par M. Vuagnat (1958).

Pb, U et Th contenus dans ce minéral ont été dosés par fluorescence des rayons X, selon un procédé décrit par A. Buchs et al. (1962). Nous tenons à remercier M. Delaloye qui a effectué ce travail.

Entrant dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds national suisse pour la recherche scientifique, les résultats de ces mesures ont déjà été partiellement publiés (J. Bertrand, R. Chessex, M. Delaloye, R. Laurent et M. Vuagnat, 1965).

Ces granites se rattachent sans aucun doute au *cycle hercynien*.

Toutefois, deux des âges obtenus sont trop faibles: celui de la Rosière et, dans une moindre mesure, celui du Plenay. Il est très improbable qu'il s'agisse réellement de roches plus jeunes.

Ces anomalies doivent plutôt être attribuées à des rajeunissements qui peuvent avoir deux origines:

1) *La métasomatose sodique* ayant affecté les granites et qui est certainement liée à la mise en place des ophiolites. Les zircons ont subi l'influence de ce phénomène comme semble l'indiquer la faible teneur en Hf présentée par certains

d'entre eux (voir à ce sujet R. CHESSEX et M. DELALOYE, 1965). Il aurait pu s'en suivre une perte en Pb.

Toutefois, dans le cas des zircons traités ici, il faut relever que les deux échantillons ayant donné des âges trop faibles présentent une teneur en U nettement

TABLEAU DES RÉSULTATS

Désignation des zircons	Provenance	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Activité (α/mg.h)	Pb (ppm)	Hf (%)	Zr/Hf	Age (M.a.)
181 BEP*$_1$	LE PLENAY	2188	830	0,38	873	89	1,04	42	255
182 BEP$_2$	LE BOIS DES LANCHES	1765	1278	0,72	757	99	1,28	35	320
183 BEP$_3$	LES PENTES DU BOUVIER (Rosière)	3311	1322	0,34	1327	99	1,14	39	189
333 BEP$_5$	LES CHAVANNES	1423	1041	0,73	611	86	1,18	42	343
334 BEP$_6$	LE MARDERET-CALAMAND	1373	963	0,70	586	87	1,23	41	363

* Blocs exotiques Préalpes.

plus élevée que les autres. On ne peut donc pas négliger l'hypothèse d'un apport en U qui justifierait aussi les rajeunissements observés.

2) *Les écrasements*, parfois intenses, *les altérations*, de même que *le mode d'affleurement particulier* qui peuvent avoir favorisé certains lessivages conduisant, soit à des pertes en Pb, soit à des apports en éléments radioactifs (d'uranium en particulier).

Comparaison avec d'autres régions

Dans les Préalpes romandes, les granites n'apparaissent qu'en éléments dans les brèches ophiolitiques du Jaunpass. Leur âge de 342 M. a. (J. BERTRAND et al., 1965) est cependant en parfait accord avec la plupart de ceux obtenus dans le Chablais.

La présence de granites allochtones dans le complexe des *argille scagliose* de l'Apennin est bien connue depuis les travaux de G. MERLA (1933) et S. BONATTI (1933). P. EBERHARDT, O. FERRARA et E. TONGIORGI (1962) ont daté certaines de ces écailles par les méthodes du K/A et Rb/Sr obtenant des âges compris entre 222 ± 7 et 310 ± 10 M. a. Les âges « plomb total » de 387 et 399 M. a., donnés tout récemment par R. CHESSEX, M. DELALOYE et M. VUAGNAT (1968) à deux autres affleurements granitiques inclus dans le même ensemble, confirment le rattachement de ces divers granites au cycle hercynien.

Ainsi, dans les Apennins comme dans les Préalpes, les roches éruptives acides associées aux ophiolites sont paléozoïques.

C'est là un nouvel argument en faveur d'une étroite parenté entre ces deux régions, parenté que les nombreuses analogies entre termes ophiolitiques et sédimentaires permettaient déjà de pressentir.

Cette hypothèse n'est pas nouvelle; plusieurs auteurs anciens avaient relevé les très nettes ressemblances entre les formations à roches vertes de Ligurie et celles de la région du col des Gets. Dans leur récente étude comparative de ces deux domaines, G. et P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN (1966), confirment cette grande parenté géologique.

Les résultats de notre travail (pétrographie des ophiolites, nature de leurs rapports avec les terrains sédimentaires encaissants) s'intègrent parfaitement dans un tel contexte.

2. LES FORMATIONS DIABASIQUES

Parmi les ophiolites de la région étudiée, les diabases, de natures et modes de gisement divers, sont nettement les plus représentées.

On peut les répartir dans les groupes suivants:

2.1. DIABASES EN MASSES ISOLÉES

Zone du col de la Ramaz.

2.2. DIABASES ÉTROITEMENT ASSOCIÉES AU GRANITE ARKOSIQUE

La Rosière (pentes du Bouvier, carrière des Bounaz), le Plenay, l'Eau, le ruisseau des Bounaz (associée aux blocs de roche acide), les Lanches (visible uniquement sur échantillons).

2.3. DIABASES ET FORMATIONS DIABASIQUES DIRECTEMENT LIÉES AUX MANIFESTATIONS VOLCANIQUES SOUS-MARINES

(laves en coussins, brèches de pillows, hyaloclastites, injections, filons).

Le Vuargne, la crête des Rochassons.

2.4. BRÈCHES DIABASIQUES

a. *franchement hématitiques*

La Rosière (pentes du Bouvier), le Plenay, le ruisseau des Bounaz.

b. *peu ou pas hématitiques*

Le Cannevey, la crête des Rochassons, le ruisseau des Bounaz, Mont-Caly.

2.5. FORMATIONS DIABASIQUES PARTICULIÈRES

a. *Conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques*

Le Crêt, le Plenay, la Rosière (fontaine de la Rosière, pentes du Bouvier).

b. *Brèche fine à éléments diabasiques et sédimentaires*

La carrière des Bounaz.

c. *Conglomérat à éléments diabasiques, granitiques et sédimentaires*

Le torrent du Marderet.

d. *Faciès actuellement rattachés aux ophicalcites*

Le torrent du Marderet, zone le Crêtet-les Ramus, la Mouille-Ronde, zone de la Charnia, la Rosière (pentes du Bouvier).

2.6. DIABASES MASSIVES EN LIAISON PLUS OU MOINS ÉTROITE AVEC LA SERPENTINITE

La Mouille-Ronde.

2.7. BRÈCHES OPHIOLITIQUES A LARGE PRÉDOMINANCE D'ÉLÉMENTS DIABASIQUES

La Mouille-Ronde, le ruisseau des Bounaz (très localement).

2.8. DIABASES EN « INCLUSIONS » DANS LA SERPENTINITE
(ophisphérites, vestiges de filons)

Le Crêt, la Charnia, le Bartoli, la Pierre-à-Feu, le ruisseau des Bounaz, la Mouille-Rousse, la Mouille-Ronde.

2.1. DIABASES EN MASSES ISOLÉES

Dans la zone du col de la Ramaz, il convient de distinguer deux types de roches diabasiques bien différents:

a. *celui des affleurements I, II et III*

A L'ŒIL NU: roche massive, vert grisâtre sombre; structure intersertale bien visible.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite :

dans l'ensemble fraîche, en lamelles allongées souvent maclées selon la loi de l'albite; les cristaux sont généralement brisés et les fractures remplies de chlorite qui se développe aussi à l'intérieur des plages

(le long des plans de macles surtout). Quelques développements de calcite, très rarement de séricite. Toutes les mesures ont confirmé qu'il s'agissait d'une albite très pure.

Chlorite :

associée au plagioclase comme vu ci-dessus, mais surtout interstitielle; elle est incolore à très légèrement verdâtre en LN, isotrope ou à teintes de dispersion gris-bleu en LP. Souvent, des reliques de biotite montrent qu'elle résulte de la transformation de ce minéral; toutefois, il n'est pas possible d'étendre cette conclusion à toutes les plages observées.

Albite et chlorite sont les constituants essentiels de cette variété de diabase; la proportion du second minéral est variable, mais ne dépasse jamais celle du plagioclase.

Séricite :

en très rares et fines paillettes dans l'albite.

Calcite :

en développements plus ou moins fréquents et importants, surtout dans le plagioclase, ou en veinules nettement secondaires.

Quartz :

très accessoire, remplissant quelques petits interstices de la structure.

Ilménite :

en granules, bâtonnets, assemblages en dents de peigne, assez fréquents, dans la chlorite surtout. La leucoxénisation est constante; certains grains sont même entièrement transformés en sphène.

Apatite :

accidentelle, en minuscules sections prismatiques ou basales.

Trémolite-Actinote :

en aiguilles extrêmement fines et allongées, développées tout à fait accidentellement en travers de cristaux d'albite.

Nous n'avons jamais observé la hornblende verte mentionnée par F. JAFFÉ.

Structure

Intersertale, parfois grossière, à intersertale divergente, localement; toutefois, la dislocation des lamelles de plagioclase peut être assez importante pour donner à la roche un semblant de structure grenue.

b. *celui visible à « Le Coin »*

A L'ŒIL NU: la trame blanchâtre des fins microlites de plagioclase, se détachant sur un fond vert à brun-rouge (chlorite et hématite), met bien en évidence la structure; la roche est abondamment parcourue de veinules carbonatées secondaires.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite :

en fines lamelles, à contours plus ou moins corrodés, brunâtres en LN, fortement altérées: séricitisées surtout, mais présentant aussi quelques développements carbonatés et, plus rares, de chlorite. Les macles de l'albite sont fréquentes, celles de la péricline rares. Mesures optiques et diagramme de diffraction des R.X. indiquent une teneur en anorthite ne dépassant pas 10%.

Chlorite :

intersticielle surtout, incolore à légèrement verdâtre en LN, presque isotrope en LP; aussi en pseudomorphose de rares cristaux d'olivine.

Séricite :

largement développée dans les cristaux de plagioclase.

Hématite :

fréquente, en fins granules, en baguettes ou plages informes, parfois importantes; concentrée dans les intervalles de la trame feldspathique.

Ilménite :

très rares petits granules en voie de leucoxénisation.

Calcite :

en fins développements dans les cristaux d'albite, mais surtout en remplissage de nombreuses veinules secondaires.

Quartz :

accidentel, en plages minuscules; nettement secondaire, associé au carbonate ou isolé dans de petites fissures.

Structure

Intersertale; toutefois, on observe par endroits un certain alignement des microlites de plagioclase conférant un léger caractère trachytique à cette structure.

Ces diabases albito-chloritiques n'apparaissent pas en d'autres points de la région des Gets. La variété décrite sous **a**), à laquelle les filons diabasiques du Vuargne s'apparentent le plus, s'en distingue par la présence des reliques de biotite et une structure plus grossière; par contre, les analogies de ce type avec certaines diabases intersertales des Préalpes romandes sont frappantes.

2.2. DIABASES ÉTROITEMENT ASSOCIÉES AU GRANITE ARKOSIQUE

En plusieurs affleurements, les témoins d'un premier épisode d'activité volcanique s'observent en contact étroit avec la roche acide.

Le caractère très limité de cette phase, sa discontinuité, les remaniements postérieurs (écaillages, caractère bréchique), sans doute liés à la mise en place des brèches

diabasiques hématitiques, puis aux nombreuses vicissitudes de l'histoire géologique des lames cristallines, ne permettent pas une étude très précise.

Il est cependant évident que ces diabases se répartissent en deux catégories:

a. *Diabase observée à la Rosière (pentes du Bouvier, carrière des Bounaz), à l'Eau, au ruisseau des Bounaz et aux Lanches*

Toujours de nature albito-chloritique, la roche volcanique présente cependant de nombreuses variations, tant de composition (chloritisation, séricitisation plus ou moins intenses) que de structure.

A L'ŒIL NU: diabase vert foncé (chloritisée) à vert assez clair, parfois jaunâtre par altération; massive ou bréchiforme, le plus souvent très fine, à structure pas ou mal visible.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite :

rarement fraîche; en microlites plus ou moins fins suivant la structure, parfois aussi en petits phénocristaux idiomorphes. La chloritisation, se développant à partir de plans de macles et du centre des cristaux, très souvent intense, peut rendre toute détermination optique impossible; la séricitisation, localement importante, n'est pas constante. Quelques analyses par diffraction des R.X., comme les mesures optiques, lorsqu'elles sont possibles, indiquent une albite presque pure. Limpide, souvent associée à du quartz, l'albite forme aussi de rares et fines cristallisations, nettement secondaires.

Chlorite :

dans l'ensemble très abondante, interstitielle ou envahissant et rongeant les cristaux de plagioclase. En LN, incolore à vert jaunâtre pâle, souvent très légèrement pléochroïque; en LP, presque uniréfringente à gris-bleu. S'observe aussi, rarement, en pseudomorphose de petits cristaux d'olivine ou en remplissage de petites vacuoles. Ne résulte visiblement pas de la transformation de la biotite dont on ne relève que de vagues et accidentelles reliques chloritisées.

Séricite :

uniquement dans le plagioclase, souvent concentrée au centre des cristaux; associée à la chlorite ou envahissant de manière préférentielle certaines plages. Peut faire défaut.

Les minéraux suivants ne sont qu'accessoires ou accidentels:

Ilménite :

souvent abondante, mais en état de leucoxénisation avancé; en petits granules, baguettes, structures en dents de peigne; parfois en grains de plus grande taille.

Sphène-leucoxène :

mêmes habitus que l'ilménite dont il dérive; concentré dans les zones chloriteuses surtout, paraît plus fréquent dans les structures les plus fines. Il n'est pas rare d'observer le sphène typique avec ses teintes de polarisation élevée; certains grains plus gros peuvent avoir une origine primaire.

Hématite :

en granules ou petits grains extrêmement rares.

Apatite :

rare, mais assez constante; localisée surtout dans les cristaux d'albite, principalement en minuscules sections prismatiques.

Trémolite-Actinote :

en très fines aiguilles, tout à fait accidentelles, localement développées dans la chlorite ou le plagioclase.

Biotite :

accidentelle, en petites lamelles, presque totalement chloritisées.

Stilpnomélane :

observé dans une coupe mince seulement, associé à la chlorite en bordure de petites fissures; en fines houppes caractéristiques, avec pléochroïsme brun-noir à brun très clair typique.

Quartz :

tout à fait accessoire. En petites plages informes, très dispersées; ne semble pas primaire. De la silice, libérée lors de la chloritisation du plagioclase ou ayant migré à partir du granite arkosique, peut expliquer sa présence. Egalement en fins développements secondaires, parfois associé à de l'albite.

Calcite :

nettement secondaire; en veinules occasionnelles.

Structures

Ces diabases présentent des structures diverses: intersertale ou intersertale divergente, toutes deux le plus souvent fines à très fines; parfois à tendance trachytique par alignement des microlites de feldspath; ailleurs étoilée ou même localement arborescente à sphérolitique. Un léger caractère porphyrique apparaît communément dans chacune de ces variétés; dans certains cas, tous les intermédiaires entre microlites et phénocristaux existent.

De telles structures indiquent clairement l'origine subaquatique de ces épanchements, origine encore confirmée par la présence de rares témoins de verre volcanique chloritisé.

b. *Diabase apparaissant au Plenay et, très localement, à la carrière des Bounaz*

Au Plenay, cette variété particulière affleure assez bien; par contre, à la carrière des Bounaz, on n'en relève que de rares fragments associés à l'épisode diabasique décrit sous **a**).

Rappelons que F. JAFFÉ (1955, p. 81) a décrit cette variété comme une diabase hypidiomorphe albito-chloritique; sa structure et sa composition surtout diffèrent

de celles des autres diabases rencontrées dans la région des Gets. Les résultats de notre étude ne sont toutefois pas en accord avec les conclusions de cet auteur.

A L'ŒIL NU: roche massive, verte, légèrement jaunâtre par altération; la structure diabasique, localement à tendance microgabbroïque, est bien visible, les cristaux de feldspath se détachant nettement du fond chloriteux.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite :

en lamelles, parfois assez trapues, idiomorphes ou à contours rongés, parfois curieusement émoussées; les macles de l'albite sont fréquentes. La séricitisation, presque toujours intense, affecte surtout le centre des cristaux; les fins développements chloriteux sont beaucoup plus rares. Mesures optiques et diagrammes de diffraction des R.X. indiquent une teneur en anorthite de 10% au maximum.

Chlorite :

souvent aussi abondante que le feldspath; principalement en lamelles occupant les interstices de la trame feldspathique. Dérive le plus souvent de la biotite dont on relève encore les clivages fins et flexueux (soulignés par de minuscules granules de sphène-leucoxène) et parfois des restes de pléochroïsme. En LN: légèrement pléochroïque: incolore à vert jaunâtre ou bleuté plus ou moins soutenu; en LP: polarise dans les gris, bleutés par la dispersion. De la vermiculite, à teintes de polarisation plus élevées, est sans doute associée à la chlorite. Enfin, nettement plus rares, des plages informes, parfois importantes, vert jaunâtre et non pléochroïques en LN, dépourvues de sphène-leucoxène, ne paraissent pas résulter de la transformation du mica.

Séricite :

généralement très développée dans le plagioclase, parfois totalement envahi.

Quartz :

par endroits, en proportion assez importante. Sa présence est une des particularités de cette roche dont il fait visiblement partie intégrante. En plages informes, limpides, il remplit des intervalles de la structure. S'observe aussi en développements nettement secondaires.

Accessoirement ou accidentellement:

Sphène-leucoxène :

surtout en minuscules inclusions dans les plages de chlorite, soulignant les anciens clivages de la biotite; quelques grains de plus grande taille. Des témoins d'ilménite subsistent, mais, le plus souvent, il s'agit de sphène (teintes de polarisation élevées).

Apatite :

fréquente; en petites sections prismatiques ou basales, disséminées aussi bien dans le feldspath que dans la chlorite ou dans le quartz.

Pyrite :

limonitisée; rares petits grains, idiomorphes parfois.

Zircon :

quelques petits grains, dans les anciennes plages de biotite surtout.

Epidote :

en très fines inclusions, le plus souvent submicroscopiques, associées au sphène-leucoxène dans les cristaux de biotite chloritisée.

Structure

Intersertale, en général assez grossière; parfois, les lamelles de plagioclase, à contours émoussés, lui donnent une allure particulière. La tendance hypidiomorphe grenue, mentionnée par JAFFÉ, n'apparaît que localement, les cristaux d'albite devenant plus trapus; par endroits, un aspect grenu peut aussi résulter du morcellement de la structure primitive.

Actuellement de composition albito-chloritique, cette roche peut se rattacher, d'après sa structure, au groupe des diabases. Toutefois, la présence originelle de biotite et, dans une moindre mesure, celle du quartz sont anormales. L'analyse chimique, comparée à celle des autres diabases étudiées, fait ressortir son caractère nettement plus acide.

L'extension très limitée de ce faciès, qui pourrait avoir certaines affinités dioritiques, ne permet toutefois que d'en relever les singularités; sa nature exacte demeure incertaine. Sa présence n'en est pas moins intéressante, car elle montre la diversité des manifestations éruptives auxquelles ont été associées les lames granitiques.

2.3. DIABASES ET FORMATIONS DIABASIQUES DIRECTEMENT LIÉES AUX MANIFESTATIONS VOLCANIQUES SOUS-MARINES:

laves en coussins, brèches de pillows, hyaloclastites, injections, filons

(Le Vuargne, la crête des Rochassons)

L'affleurement du Vuargne, où apparaissent les plus importants témoins d'épanchements sub-aquatiques des Préalpes, est sans doute le plus favorable à l'examen de ces divers faciès que l'on peut observer dans de relativement bonnes conditions, excepté les hyaloclastites et les filons, très peu évidents.

Provenant d'un ensemble analogue, le minuscule lambeau de la crête des Rochassons présente un intérêt avant tout géologique; il donne en effet une extension nouvelle à la zone des pointements cristallins du Chablais.

Rappelons que dans les Préalpes romandes, le seul affleurement connu de laves en coussins est celui des Fenils (Saanen) et qu'il s'agit d'un bloc d'extension fort limitée.

Nous ne reprendrons pas en détail l'énoncé des principaux caractères macroscopiques et microscopiques des laves en coussins, maintenant bien connus, et décrits de manière précise et complète dans plusieurs travaux de M. VUAGNAT (1946, 1951,

1965, 1967). Rappelons simplement que ce débit particulier, conséquence de l'extrusion sous-marine du magma, s'accompagne de différenciations *minéralogiques*, *chimiques* et *structurales*. Certaines définissent la texture de la coulée: coussins diabasiques entourés d'une matrice chloriteuse ou hématitique. D'autres, moins visibles sur le terrain, apparaissent dans chaque coussin ou boyau de lave (pour englober ce qui semble être les deux extrêmes de ce débit particulier); du centre à l'extérieur d'un tel édifice, les variations sont les suivantes:

a) *structurales*. La diabase, intersertale, devient de plus en plus fine; ainsi, à la périphérie du pillow, les fibres de plagioclase, extrêmement ténues et groupées en assemblages centro-radiés, déterminent la structure sphérolitique; enfin, dans le cas des laves en coussins alpines surtout, le passage à la matrice se fait par l'intermédiaire d'une zone variolitique consécutive à l'isolement progressif des sphérolites dans la chlorite qui, finalement, seule subsiste.

b) *minéralogiques*. Du centre du coussin à la zone sphérolitique, accroissement de la teneur en plagioclase au détriment de la chlorite; par contre, à partir de la zone variolitique, augmentation de la teneur en chlorite (par disparition progressive des sphérolites feldspathiques), constituant essentiel de la matrice.

c) *chimiques*. Cette évolution minéralogique s'accompagne nécessairement de modifications chimiques. Du centre du pillow à la zone sphérolitique, l'acidité de la roche augmente; puis, dès la zone variolitique, le chimisme évolue considérablement puisque la matrice est de caractère ultrabasique.

Autre particularité des coulées diabasiques sous-marines: leur association fréquente à tout un cortège de roches allant des brèches de pillows aux hyaloclastites.

Au Vuargne surtout, mais aussi à la crête des Rochassons, nos observations s'intègrent parfaitement dans ce contexte général.

Bien que les conditions d'affleurement particulières (voir *PREMIÈRE PARTIE*) ne permettent pas de définir avec exactitude les rapports réciproques entre les diverses formations observées, ni leur ordre de succession précis, l'examen sur le terrain, joint à l'étude pétrographique, permet les remarques suivantes:

1) *Un magma basaltique semblable est à l'origine de tous les faciès rencontrés.*

2) *Les diverses brèches volcaniques résultent de l'éclatement plus ou moins complet des laves en coussins* (refroidissement rapide), *suivi de remaniements d'importance variable.*

3) *Cet effritement n'est parfois que superficiel et n'affecte que la matrice chloriteuse des coussins, à l'origine vitreuse, pour donner les hyaloclastites typiques.*

4) *Une partie des épanchements, tout au moins, ne se sont pas produits directement sur le fond de la mer, mais dans des boues, sans doute mal consolidées, comme en témoignent les nombreuses injections recoupant les sédiments encaissants.*

Le rattachement de toutes ces formations diabasiques à un même magma originel en autorise une description pétrographique d'ensemble. Toutefois, avant de décrire macroscopiquement et microscopiquement ces diabases, relevons certaines particularités ayant trait plus spécialement à l'un ou l'autre de ces faciès.

Laves en coussins

Sur la base des quelques zones où ils apparaissent bien formés, on peut estimer que le diamètre des coussins est compris entre 30 cm et 2 m. Les sections aplaties prédominent; très localement, la diabase de ces dernières présente une légère schistosité qui semble révéler une contribution tectonique à l'étirement de certains pillows.

Au Vuargne, en de rares points du versant septentrional, une surface sensiblement parallèle au plan d'écoulement de la lave permet de constater que le magma s'est consolidé en un ensemble de « boyaux » imbriqués les uns dans les autres. Cette observation n'est pas nouvelle; M. Vuagnat et L. Pusztaszeri (1965) relèvent fréquemment un tel débit dans les coulées sous-marines du Mont-Genèvre. Ce mode de consolidation n'exclut toutefois pas l'existence des formes ovoïdes bien individualisées, visibles en de nombreux points; elles correspondent sans doute à des bourgeonnements de lave presque totalement indépendants de leur conduit nourricier. Il semble logique de considérer une coulée sous-marine comme formée par tous les intermédiaires entre ces deux cas extrêmes.

Des fissures, avant tout radiales, fragmentent parfois les coussins; elles peuvent être remplies de chlorite.

La marge variolitique, d'importance variable, paraît cependant ne jamais dépasser 10 cm d'épaisseur. Il convient de relever que les varioles, dont le diamètre oscille entre 1 mm et 1 cm, ne sont, dans l'ensemble, pas laminées, contrairement à la matrice chloriteuse qui témoigne souvent d'écrasements intenses; sans doute, la majeure partie des déformations ont-elles été subies par l'ancienne croûte vitreuse des pillows. Les conditions d'affleurement n'autorisent pas de remarques générales sur la disposition des varioles; toutefois, en un point, on relève leur alignement selon des traînées parallèles à l'allongement d'un boyau de lave.

Rappelons que les critères de polarité (orientation des pédoncules et des surfaces convexes), tout comme certaines observations sur les sédiments encaissants, nous ont conduit à admettre une position normale pour l'ensemble du complexe volcano-sédimentaire du Vuargne.

Brèches de pillows

Résultat du morcellement plus ou moins intense des laves en coussins, ces brèches apparaissent en divers niveaux du Vuargne, et présentent des stades de remaniement plus ou moins importants. Nous avons déjà énoncé leurs principaux caractères dans la première partie de ce travail.

Hyaloclastites

Formées au détriment de la croûte vitreuse des pillows (matrice chloriteuse actuelle), les hyaloclastites sont très peu évidentes sur le terrain. En horizons très minces, se distinguant à peine de la matrice normale, elles s'intercalent, localement et à divers niveaux, entre les autres formations diabasiques; au Vuargne, elles paraissent toutefois mieux développées en quelques points d'extension fort limitée. Leur étude conduit à distinguer tous les intermédiaires entre la véritable hyaloclastite, formée presque exclusivement d'ancien verre volcanique, la brèche de hyaloclastite à ciment sédimentaire et la brèche de pillows à rares débris de hyaloclastites.

Nous ne nous attarderons pas davantage sur ces formations que nous avons déjà décrites séparément (J. Bertrand, 1968).

Injections diabasiques

D'une puissance allant de quelques centimètres à plus d'un mètre parfois, ces injections peuvent se suivre, par endroits, sur plusieurs mètres (dans le versant N du Vuargne surtout). Toujours plus ou moins concordantes avec les sédiments encaissants, elles ne sont généralement plus rattachées à la masse diabasique principale. Certaines d'entre elles ont été bréchifiées; sans doute lors de leur mise en place, comme semblent l'indiquer les zones de mélange pouvant apparaître à leur contact avec les sédiments encaissants. D'autres recoupent des sédiments bréchiformes renfermant déjà des fragments diabasiques.

Filons diabasiques

Si les injections sont évidentes, il n'en est pas de même pour les témoins de filons, présents au Vuargne, mais qu'aucun trait morphologique ne fait ressortir des formations diabasiques qu'ils paraissent avoir recoupées. Seules leur structure intersertale et leur texture massive indique leur présence.

Peut-être s'agit-il de vestiges de dykes *sans racines*, issus de la coulée elle-même, tels que les définit A. Rittmann (1963) (lave injectée à travers la couverture superficielle de pillows et hyaloclastites permettant son refroidissement plus lent).

Caractères de la diabase

A l'œil nu: roche vert grisâtre (centres de pillows, filons) à vert plus clair (surtout bords de pillows ou injections peu importantes) souvent altérée superficiellement. La structure, en général très fine, n'est pas visible; toutefois, lorsqu'il s'agit de témoins de filons diabasiques, le caractère intersertal est bien apparent. Les zones variolitiques sont évidentes; les sphérolites, plus clairs, souvent blanchâtres, se détachent d'une masse chloriteuse vert foncé, à patine brun-rouille fréquente, constituant aussi la matrice entre les pillows.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite :

les diverses structures des laves en coussins étant définies par la taille et l'arrangement des cristaux de plagioclase, il ne fait aucun doute que ce minéral présentera des habitus variés. Ainsi, des structures les plus grossières (filons, centres de pillows) aux plus fines (bords de pillows ou d'injections), on passe des lamelles allongées aux microlites extrêmement fins pour aboutir aux assemblages, plus ou moins centroradiés, de fibrilles parfois submicroscopiques, déterminant les sphérolites. Lamelles et microlites présentent généralement des contours quelque peu rongés et, dans le cas des vestiges de filons surtout, sont parfois brisés. La macle de l'albite, assez fréquente, n'apparaît pas dans les cristaux les plus fins. De très rares et petits phénocristaux peuvent s'observer dans les structures les plus grossières comme dans les plus fines; souvent idiomorphes, ils sont en général envahis par la chlorite. Enfin, il n'est pas rare d'observer de petits cristaux automorphes trapus ou parfois allongés, dont seuls les contours subsistent; l'intérieur a été remplacé ultérieurement par de la chlorite, souvent assombrie par du sphène ou du leuxocène. Dans l'ensemble, l'albite est assez fraîche. Elle présente toutefois quelques développements chloriteux; le long des plans de macle surtout, mais aussi disséminés dans les cristaux et le plus souvent très fins; par contre, les fissures des microlites brisés sont toujours remplies de chlorite. Les développements de calcite, plus rares, sont très fins et dispersés dans les lamelles de feldspath ou envahissent de manière diffuse mais complète certains assemblages sphérolitiques déterminant une certaine moucheture carbonatée. La séricite, extrêmement rare et en minuscules inclusions, joue un rôle tout à fait accessoire.

L'observation des propriétés optiques, ainsi que plusieurs analyses par diffraction des R.X., montrent qu'il s'agit d'une albite, semblable quelle que soit la structure, dont le pourcentage en anorthite ne dépasse pas 7%.

Chlorite :

constituant essentiel de ces diabases, avec l'albite, elle remplit avant tout les interstices de la trame feldspathique. Sa proportion n'est pas constante. Nettement plus abondante dans les variétés intersertales, où elle peut former des plages relativement importantes, elle n'apparaît qu'en minces pellicules entre les microlites dans les structures plus fines; dans certaines zones sphérolitiques, elle disparaît même totalement. Aucune relique n'a jamais permis d'établir que cette chlorite résultait de la transformation d'un minéral préexistant; souvent, elle paraît ronger quelque peu le feldspath.

Ce minéral, dont nous avons déjà indiqué la répartition dans le plagioclase, remplit également de rares et petites vésicules; enfin, il pseudomorphose quelques cristaux idiomorphes d'olivine, parfois assez grands et formant de petits groupes, localisés aussi bien au centre des pillows que dans les zones sphérolitiques, les varioles ou même dans la matrice chloriteuse.

En LN, la chlorite est le plus souvent vert à vert-pomme, tous deux très clairs, ou quasi incolores. En LP, elle polarise dans les gris sombres bleutés par la dispersion; elle peut être isotrope. Les cristaux d'olivine sont parfois remplacés par une autre variété de chlorite se distinguant de la précédente par sa biréfringence plus élevée (elle polarise dans les gris-jaune) et par une certaine structure maillée; il s'agit vraisemblablement d'un type apparenté à un minéral du groupe des serpentinites. La chlorite formant la matrice présente les mêmes caractères optiques que la variété interstitielle.

Sphène, leucoxène :

bien qu'accessoires, participent de façon constante à la composition de ces diabases; par ailleurs leur répartition, fort irrégulière, présente un certain intérêt. Dans les structures les plus grossières, ces minéraux apparaissent en petits grains, le plus souvent dispersés dans la chlorite interstitielle; en très petits granules, parfois submicroscopiques, dans les structures plus fines, ils se groupent de préférence sur le pourtour des cristaux de plagioclase ou encore selon les plans de macle de l'albite, mais forment aussi de très fins développements réticulés, ou en dents de peigne, surimposés à la structure.

En bordure de pillow, il n'est pas rare que le leucoxène très finement divisé, se concentre dans certains sphérolites, déterminant une moucheture leucoxénique; de telles concentrations s'observent aussi dans certaines varioles. Dans les deux cas, une très fine pigmentation, de minéral opaque sans doute, contribue à l'assombrissement de ces zones, pour ainsi dire opaques parfois. Enfin, un mince liseré plus riche en leucoxène peut apparaître en bordure de certaines injections diabasiques.

Il convient de relever ces divers modes de répartition. En effet, dans les structures les plus grossières, sphène et leucoxène apparaissent de manière préférentielle dans la chlorite; dans les structures plus fines, la moins grande proportion ou l'absence de cette dernière, n'entraîne nullement la disparition de ces deux minéraux, alors intimement liés au feldspath et déterminant même des concentrations locales albito-leucoxéniques. De telles différenciations se rattachent sans aucun doute au même ensemble de ségrégations dont les principaux résultats ont été, dans le cas particulier des coussins: l'isolement des sphérolites dans leur matrice chloriteuse et l'existence de la zone sphérolitique plus riche en albite. Des analyses plus fines, en particulier à la microsonde électronique, apporteront sans doute les compléments indispensables à l'étude précise de ces phénomènes.

Généralement, sphène et leucoxène dérivent de l'ilménite qui s'observe encore très bien. Le sphène, avec ses teintes de polarisation élevées, paraît toutefois plus fréquent; dans certains cas, et surtout dans les diabases intersertales, il forme des grains bien individualisés; plus aucune relique de minéral opaque ne subsistant, il est possible qu'il s'agisse de sphène primaire.

Les minéraux suivants, donnés par ordre d'importance décroissante, sont tout à fait accessoires ou accidentels.

Carbonate :

il s'agit de calcite, très disséminée, quelques concentrations locales mises à part. On distingue deux types de développements: 1) *Diffus :* soit dispersés dans les microlites ou cristaux de plagioclase plus importants, soit envahissant totalement un ou plusieurs assemblages sphérolitiques; cette moucheture carbonatée n'apparaît qu'en LP, les granules de leucoxène soulignant encore la disposition des anciennes fibrilles d'albite. 2) *Bien cristallisés :* généralement en fines veinules, nettement secondaires.

On pourrait envisager une origine magmatique hydrothermale pour les développements décrits sous 1). Toutefois, une origine secondaire nous semble plus vraisemblable pour les raisons suivantes: assez souvent, on constate que le carbonate provient d'une fissure remplie secondairement; dans les brèches de pillows, ou les fines injections diabasiques, ces développements ont tendance à devenir plus fréquents (influence du milieu sédimentaire encaissant).

Quartz :

très rare, nettement secondaire; en remplissage de veinules, associé à la calcite, parfois isolé.

Minéraux opaques :

à part l'*ilménite*, très localement peu transformée, mentionnons, en petits grains tout à fait accidentels et parfois idiomorphes, l'*hématite* et la *pyrite*, souvent limonitisée.

Stilpnomélane :

n'a été observé que dans une seule lame mince provenant d'un filon diabasique. Localisé dans la chlorite ou en bordure de développements carbonatés, parfois associé à du quartz, il se présente en fréquentes et fines amorces de développements ou en minuscules houppes caractéristiques. Son habitus et son pléochroïsme (ng: brun-noir, np: brun clair) permettent de le distinguer de la biotite.

Ces diabases présentent donc un caractère albito-chloritique constant.

Structures

Les laves en coussins ne présentent pas ici de structures extrêmement différenciées; même au centre des pillows les plus importants, la diabase n'est jamais intersertale. F. JAFFÉ (1955, p. 84) a déjà relevé cette particularité.

Les structures les plus grossières, intersertales divergentes étoilées, présentent déjà une tendance arborescente. Les types franchement arborescents et sphérolitiques, plus ou moins fins, prédominent largement; relevons, très localement, la trame intersertale divergente, très lâche et fine, constituant en quelque sorte le squelette de certaines zones sphérolitiques. La structure variolitique est plus ou moins bien développée; son aspect (fonction du nombre et de la dimension des sphérolites) est extrêmement changeant; elle débute toujours par une zone d'importance variable où les varioles, encore mal individualisées, sont constituées par un assemblage de plusieurs sphérolites.

Si la structure intersertale n'apparaît pas dans les laves en coussins, elle caractérise par contre les témoins de filons diabasiques. Parfois grossière, elle montre cependant une fréquente tendance au caractère divergent; il n'est pas rare d'y observer quelques «nids» d'une sous-structure plus fine, étoilée ou arborescente. Les conditions d'affleurement ne nous ont jamais permis d'observer de «chilled-edge» typique.

Suivant leur puissance, les injections diabasiques montrent, comme les coussins, certaines variations de structure. Cependant, le type le plus grossier, intersertal divergent ou étoilé, ne s'observe que rarement; le plus souvent, et sur toute leur épaisseur, les injections présentent des structures plus fines, arborescentes à sphérolitiques. Près du contact avec les sédiments, on ne relève jamais de zone variolitique ou chloriteuse; par contre, la structure devient plus fine et, très souvent, les microlites ont tendance à s'orienter parallèlement au contact.

2.4. BRÈCHES DIABASIQUES

Les caractères morphologiques et le mode de répartition de l'hématite permettent de distinguer:

a. *Les brèches diabasiques franchement hématitiques*

De loin les mieux représentées, elles affleurent surtout à la Rosière (pentes du Bouvier) et au Plenay; au ruisseau des Bounaz, ce faciès n'a qu'une extension limitée.

Dans les pentes du Bouvier, cette brèche paraît avoir emballé les lames granitiques, où tout au moins la plus septentrionale d'entre elles; au Plenay, une telle association est vraisemblable mais les conditions actuelles d'affleurement ne permettent pas de le certifier. Au ruisseau des Bounaz, la brèche ne renferme que d'accidentels et petits fragments granitiques; elle est en contact étroit, mais tectonique, avec la serpentinite écrasée et hématitisée (serpentinite bariolée).

Par ailleurs, tant au *point 12* des pentes du Bouvier, qu'au *point 2* du Plenay (voir *PREMIÈRE PARTIE*), cette formation diabasique, sans doute remaniée, s'observe encore en minuscules lentilles, associée à une série sédimentaire schisteuse. Enfin, certains blocs des alluvions du torrent du Marderet sont constitués par ce type de brèche.

Caractères de ces brèches

Nous ne reviendrons pas sur les descriptions macroscopiques données dans la première partie de ce travail.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Albite et *chlorite* sont les constituants essentiels des éléments diabasiques. D'après les mesures optiques et diffractométriques, la teneur en anorthite du plagioclase, le plus souvent très faible, ne semble jamais dépasser 10%. Ces minéraux apparaissent tels qu'ils ont été décrits sous 2.3. (DIABASES ET FORMATIONS DIABASIQUES...); il en est de même pour le *sphène*, le *leucoxène* (ce dernier toujours présent, parfois en abondance), pour les *développements carbonatés* et ceux, beaucoup plus rares, de *quartz*.

La différence essentielle entre ces diabases et celles décrites sous 2.3., réside uniquement en la présence d'*hématite*, finement divisée, parfois en petits granules idiomorphes, et généralement concentrée sur le pourtour des éléments ainsi que dans les zones finement clastiques.

La composition minéralogique de ces diabases est donc très monotone; il convient toutefois de relever quelques particularités. Ainsi, au ruisseau des Bounaz, de rares éléments sont constitués par une diabase, sans doute apparentée à celle étroitement associée au granite du Plenay, dans laquelle la *chlorite* provient de l'altération de la *biotite*; on y relève aussi de fréquents petits cristaux d'*apatite*. Enfin, au Plenay, quelques fragments diabasiques à structure intersertale grossière montrent des reliques, accidentelles, de *pyroxène* encore frais (vraisemblablement *augite titanifère*).

Structures

Nous avons relevé les types suivants: intersertale grossière (rare), intersertale à intersertale divergente fine (fréquente), arborescente (courante). Il n'est pas rare que ces diverses structures présentent un caractère porphyrique, occasionnellement bien développé. Parfois, de petites amygdales chloriteuses ou carbonatées se remarquent, surtout dans les diabases fines.

Au ruisseau des Bounaz, où les types structuraux paraissent les plus diversifiés, de nombreux éléments, déjà bien visibles sur le terrain, présentent les structures sphérolitiques et variolitiques jamais observées, ni à la Rosière, ni au Plenay, si ce n'est dans de très rares et minuscules débris dispersés entre les éléments principaux.

Dans leur mode de gisement actuel, ces brèches, sans aucun doute élaborées au détriment d'épanchements diabasiques sous-marins, ne montrent aucun rapport direct avec des laves en coussins. A ce propos, relevons qu'au cours d'une excursion dans les Apennins avec le professeur M. VUAGNAT, nous avons observé, près d'une petite localité (Pastina) située à une vingtaine de kilomètres à l'W. de Volterra, une très belle coupe montrant, en particulier, une brèche fort semblable à celles décrites ici mais qui passe, vers le haut, aux laves en coussins typiques.

b. *Les brèches diabasiques peu ou pas hématitiques*

Ce faciès, dont l'extension est extrêmement limitée, s'observe aux affleurements suivants: Mont-Caly, le Cannevey, la crête des Rochassons, le ruisseau des Bounaz. Il ne montre aucune relation avec le type précédemment décrit.

Caractères de ces brèches

Déjà sur le terrain, il est possible de remarquer certaines différences par rapport à la variété mentionnée sous **a**). Dans l'ensemble, les fragments diabasiques sont plus petits, moins bien individualisés (il est même parfois difficile de les distinguer les uns des autres). Les structures sont plus fines et moins diversifiées. L'*hématite*, moins abondante, par places absente (affleurement de Mont-Caly, par exemple), est répartie de façon plus diffuse; les concentrations, les pellicules brillantes à la surface des éléments ne s'observent plus.

Bien souvent, si l'on fait abstraction de l'hématite, ce faciès rappelle certaines brèches de pillows visibles au Vuargne.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Tous les éléments de cette brèche étant formés de diabases albito-chloritiques identiques à celles constituant les laves en coussins et leurs divers faciès associés, les descriptions minéralogiques données pour ces formations demeurent valables. Seule différence en dehors de la présence d'*hématite*: la plus grande fréquence des *développements carbonatés*, surtout au Cannevey et à la crête des Rochassons.

D'autre part, l'étude microscopique a permis de relever:

1) *L'association, le mélange parfois intime des fragments volcaniques avec des sédiments siliceux, tels qu'ils existent dans les formations rattachées aux laves en coussins* (brèches de pillows, hyaloclastites); *sédiments ici très peu abondants et souvent envahis par de la calcite ou de la chlorite.*

2) *L'existence, entre les éléments principaux, de zones hyaloclastiques occasionnelles, le plus souvent très réduites* (J. BERTRAND, 1968).

Structures

Intersertales divergentes fines, étoilées, ou franchement arborescentes, mais aussi sphérolitiques et, plus rarement, variolitiques, les structures sont plus fines que dans la brèche décrite sous **a.**); elles se rapprochent bien davantage (malgré un léger caractère porphyrique ou amygdalaire, dans l'ensemble plus développé) de celles observées dans les faciès clastiques associés aux diabases en coussins, tels qu'ils apparaissent au Vuargne surtout, mais aussi à la crête des Rochassons.

Ces analogies structurales, jointes à la présence des sédiments siliceux et des passées hyaloclastiques, paraissent confirmer une étroite parenté génétique entre les brèches décrites ici et certaines de celles rencontrées au Vuargne; ces deux types de formation étant d'ailleurs présents à la crête des Rochassons, mais dans des conditions d'affleurement par trop limitées, pour permettre de définir les relations exactes entre faciès hématitiques ou non.

2.5. Formations diabasiques particulières

a. *Conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques*

Déjà signalé par F. Jaffé au Crêt et au Plenay (*microconglomérats ophiolitiques à éléments et ciment sédimentaire*, 1955, pp. 94-95), ce faciès s'observe également à la fontaine de la Rosière et dans les pentes du Bouvier *(point 12)*.

D'origine sédimentaire, cette formation se distingue nettement de celles décrites jusqu'ici. Les sédiments sont largement prédominants; les éléments cristallins, par places nombreux (fontaine de la Rosière), apparaissent le plus souvent très dispersés et font même parfois défaut: on est alors en présence d'une véritable série sédimentaire schisteuse.

Nous avons déjà défini, dans la partie consacrée à la description des affleurements, les caractères principaux de ce faciès en chacun des points où il apparaît.

L'étude microscopique montre la nature complexe des sédiments encaissant les fragments cristallins. En effet, les schistes, brunâtres, verdâtres ou noirâtres par endroits, sont tantôt argileux, marneux, ou plus siliceux, et plus ou moins riches en minéraux phylliteux (chlorite, séricite); ils renferment, à côté de petits débris de quartz, de feldspaths et de muscovite (très rare), des éléments sédimentaires dont la taille, exceptés certains fragments plus importants, n'excède généralement pas quelques millimètres de diamètre. Il s'agit avant tout de sédiments siliceux (cherts plus ou moins chloriteux), moins souvent argileux, tels qu'on les observe surtout étroitement associés aux formations volcaniques apparaissant au Vuargne. Des éléments, ou de petites lentilles de calcaire fins peuvent aussi être associés à ces schistes; au Crêt, par exemple, avec en particulier le calcaire marneux verdâtre à *Rotalipora appeninica* signalé par Jaffé, ainsi qu'à l'affleurement des pentes du Bouvier, où un

calcaire fin, parfois un peu marneux, a également livré, dans la partie supérieure de la coupe, des *Globotruncana* à Ph. BERNHEIM.

L'examen sous le microscope confirme que les fragments d'origine éruptive sont essentiellement constitués de diabases albito-chloritiques, mis à part les occasionnels et, le plus souvent, très petits débris granitiques (le Plenay, le Crêt) ou arkosiques (la fontaine de la Rosière).

Les éléments diabasiques, soit microscopiques, soit de plusieurs centimètres de diamètre, proviennent sans aucun doute de laves en coussins, comme l'attestent leurs structures: intersertales fines, intersertales divergentes plus ou moins fines, arborescentes et même sphérolitiques; de plus, quelques débris chloriteux, présentant occasionnellement des structures caractéristiques de verre volcanique, proviennent des croûtes vitreuses de pillows.

Dans la grande majorité des cas, les descriptions minéralogiques données en 2.3. demeurent valables; les seules différences notables par rapport aux diabases visibles au Vuargne étant:

— *La tendance au caractère porphyrique, parfois assez accentué* (phénocristaux le plus souvent chloritisés ou calcitisés) *et la plus grande abondance des amygdales chloriteuses ou carbonatées.*

— *La chloritisation, parfois complète, de certains éléments diabasiques.* Cependant, bien que beaucoup plus rares, de petites lentilles, ou éléments isolés, proviennent de la brèche diabasique franchement hématitique décrite en 2.4. **a**.); ces termes hématitiques s'observent au Plenay *(point 2)* et dans l'affleurement des pentes du Bouvier. En ce dernier point, rappelons qu'une lentille cristalline assez importante (voir la description de cet affleurement) apparaît également au sein de la série schisteuse à éléments diabasiques; sans doute constituée par un faciès clastique rattaché aux épanchements de diabases sous-marines, mais ultérieurement envahie par d'intenses développements carbonatés, elle peut se rattacher, étant donné sa composition actuelle (calcite et chlorite, surtout), aux ophicalcites telles qu'elles apparaissent en divers pointements de la région des Gets.

L'exiguïté et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent pas de définir les conditions ayant présidé à la genèse de ce faciès particulier ni de préciser ses rapports avec les autres formations diabasiques; rappelons toutefois, au Plenay *(point 1)*, le passage brutal, par contact stratigraphique, de cette formation à la brèche diabasique hématitique.

La variété des apports détritiques (principalement sédimentaires), la granulométrie très hétérogène (allant des débris microscopiques aux lentilles parfois assez importantes), l'absence de classement de ce matériel, comme la fréquence très variable des éléments d'origine éruptive pourraient éventuellement s'expliquer par la mise en place d'éboulements sous-marins; mode de formation que R. TERRANOVA (1964) envisage pour certaines brèches à éléments ophiolitiques des Apennins. Il est par

ailleurs intéressant de rappeler que certains éléments sont constitués par des faciès sédimentaires analogues à ceux observés en étroite association avec les brèches diverses liées aux laves en coussins (Vuargne, crête des Rochassons) ou encore avec les brèches diabasiques peu ou pas hématitiques. Il s'agit de sédiments liés primairement aux effusions sous-marines.

b. *Brèche fine à éléments diabasiques et sédimentaires*

Cette formation ne s'observe qu'à la carrière des Bounaz dans des conditions d'affleurement extrêmement limitées et défavorables (brèche d'éclatement à éléments sédimentaires de F. JAFFÉ, 1955, p. 93).

L'étude microscopique révèle son caractère polygénique. A côté de très rares débris arkosiques, les fragments de diabases, de composition albito-chloritique, dans l'ensemble pas ou peu hématitiques, ont des origines diverses: débris de pillows à structures fines, d'autres à structure intersertale grossière, parfois même ophitique; à ces termes, il faut ajouter les éléments sédimentaires formés surtout de cherts plus ou moins fins et chloriteux, mais aussi de sédiments phylliteux. Un ciment hématitique, à tendance siliceuse, réunit ces divers constituants.

Des fragments de plus grande taille (entre 5 et 10 cm de diamètre surtout) paraissent dispersés dans cette brèche fine dont l'origine sédimentaire est démontrée:

— *par son caractère polygénique ;*

— *par les contours arrondis à sub-anguleux des éléments ;*

— *par une certaine schistosité locale, due à un léger alignement des composants, visiblement remaniés.*

Une fois encore, étant donné son extrême rareté, il est impossible d'avancer une quelconque hypothèse sur les conditions de formation d'un tel faciès. S'agit-il d'un vestige de niveaux ayant présenté une certaine extension ou est-ce le résultat de phénomènes d'érosion très localisés pouvant avoir affecté certaines formations diabasiques ? Les deux possibilités peuvent être envisagées, bien qu'au vu du mode de gisement actuel de cette brèche, la deuxième solution paraisse plus vraisemblable.

c. *Conglomérat à éléments diabasiques, granitiques et sédimentaires*

Rappelons que ce faciès, jamais trouvé en place dans la région des Gets, ne s'observe qu'en blocs dans les alluvions du torrent du Marderet.

La nature de ses composants, comme ses caractères morphologiques, ont été définis dans la première partie de ce travail.

A part quelques exceptions, les éléments diabasiques proviennent de laves en coussins; leur composition minéralogique est en tous points semblable à celle des diabases rencontrées dans les diverses formations volcaniques du Vuargne par exemple. De plus, parmi les éléments sédimentaires, un bon nombre sont nettement

apparentés à certains des faciès encaissant ces épanchements sub-aquatiques (en particulier des sédiments siliceux de type chert). Enfin, la nature minéralogique des rares débris granitiques observés ne diffère en rien de celle des roches de ce type visibles en divers points du secteur des Gets.

Nous avons déjà relevé dans la partie consacrée à la description des affleurements les analogies et les dissemblances de ce faciès avec certaines des formations clastiques du Vuargne tout comme, dans une moindre mesure, avec le conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques apparaissant au Crêt, au Plenay et à la Rosière.

Mais pour autant qu'ils aient vraiment existé, les rapports entre ces diverses formations ne peuvent, en aucun cas, être définis par l'étude d'affleurements aussi limités et dispersés.

d. *Faciès actuellement rattachés aux ophicalcites*

Nous ne reviendrons ni sur la description ni sur le mode de gisement (voir première partie de ce travail) de ces roches particulières qui affleurent dans le torrent du Marderet, dans la zone le Crêtet-les Ramus, à la Mouille-Ronde et, de façon encore plus limitée, dans la zone de la Charnia (affleurement **b**) et dans les pentes du Bouvier *(point 12)*.

La présence de diverses reliques diabasiques, ainsi que le passage d'une diabase chloritisée à un tel faciès (zone de la Charnia), nous ont conduit à ne pas rattacher ces formations aux serpentinites; toutefois, à la Mouille-Ronde, certains termes, dérivent incontestablement d'une serpentinite fragmentée et plus ou moins écrasée.

Sous le microscope, ces roches ne présentent pas de structures bien définies; elles apparaissent le plus souvent comme des zones intensément écrasées, d'allure bréchique parfois, largement envahies par du carbonate surtout. Elles sont constituées par les minéraux suivants:

Chlorite :

incolore ou très légèrement verdâtre en LN, rarement plus colorée; en LP, isotrope ou présentant des teintes de dispersion bleu sombre à brun verdâtre; occasionnellement, les teintes de polarisation peuvent atteindre les gris-jaune du premier ordre. Forme le plus souvent des traînées de petits « nids » isolés par le carbonate ou le quartz. Très rarement, on y reconnaît de vagues reliques de structures diabasiques.

Carbonate :

dans l'ensemble plus abondant que la chlorite. Des analyses diffractométriques ont montré qu'il s'agissait de calcite, souvent associée à de la dolomie, en petites quantités, excepté en certains points: à la Charnia, par exemple, où ce dernier minéral forme, entre autre, de belles sections rhombiques dans la chlorite; à la Mouille-Ronde, où elle devient localement l'unique carbonate, la proximité de la serpentinite pouvant alors expliquer son développement.

Quartz :

secondaire, presque toujours présent, bien que beaucoup plus rare que le carbonate. Toutefois, aussi bien dans le torrent du Marderet, dans la zone le Crêtet-les Ramus, qu'à la Mouille-Ronde (dans la

zone riche en dolomie apparaissant à la limite supérieure des affleurements), ce minéral est localement plus développé (ophisilices de F. JAFFÉ); il demeure, malgré tout, moins abondant que le carbonate.

Talc :

parfois abondant, apparaît à la Mouille-Ronde (*point 14*, par exemple), associé à la chlorite, dans les zones dérivant d'une serpentinite.

Mentionnons encore, très accessoirement, des granules ou grains de minéral opaque (*magnétite, ilménite*), disséminés surtout dans la chlorite, souvent hématitisés, plus rarement leucoxénisés; enfin, la teinte rougeâtre remarquée par endroits (torrent du Marderet, zone le Crêtet-les Ramus) est liée à la présence d'*hématite* très finement dispersée dans la roche.

En fait, ces roches ne correspondent sans doute pas à de véritables ophicalcites, telles qu'il en existe dans les Apennins par exemple, et dans lesquelles les développements carbonatés sont généralement considérés comme résultant de manifestations hydrothermales associées au volcanisme ophiolitique; par contre, le carbonate présent dans certains faciès liés aux serpentinites de la région des Gets (*brèche de serpentinite, serpentinite bariolée*) pourrait avoir une telle origine.

En certains points, on a l'impression qu'il s'agit plutôt de formations diabasiques, parfois de serpentinite, fortement tectonisées (contacts ophiolites-sédiments encaissants ou diabase-serpentinite ?) et envahies secondairement par des minéraux tels que carbonates et quartz.

De toute manière, les conditions d'affleurement sont telles, que quelle que soit l'hypothèse émise, elle demeurera entachée de nombreuses incertitudes.

2.6. DIABASES MASSIVES EN LIAISON PLUS OU MOINS ÉTROITE AVEC LA SERPENTINITE

De telles diabases s'observent à la Mouille-Ronde. Elles se distinguent de celles des formations décrites jusqu'ici, toujours de nature albito-chloritique, par leur composition plus variée. En effet, aux types (fréquents) où le seul élément mélanocrate est la chlorite, s'associent des termes à pyroxène, d'autres à amphibole (tous les intermédiaires entre chacun de ces types existent). De plus, les structures caractéristiques des laves en coussins (arborescentes, sphérolitiques, etc.) font défaut, excepté en de minuscules témoins observés très localement (voir plus loin).

A L'ŒIL NU: Rappelons que ces diabases massives, d'un vert plus ou moins foncé, montrent de fréquentes variations de structures.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Plagioclase :

en microlites constituant la trame de la roche et présentant des contours irréguliers; la macle de l'albite est fréquente; en phénocristaux, localement plus ou moins développés et abondants, souvent très maclés. Ce minéral est affecté, de façon très irrégulière, par certains développements secondaires: chlorite surtout; moins souvent: rares et fines aiguilles d'actinote-trémolite, épidote très finement

divisée, parfois plus largement cristallisée et pouvant remplacer, associée ou non à de la calcite, certaines lamelles feldspathiques; la séricite est très peu fréquente, excepté dans les phénocristaux, dans l'ensemble plus altérés.

Si la teneur en anorthite semble toujours faible dans les types franchement chloritiques (entre 0 et 10%), plusieurs analyses diffractométriques effectuées sur des diabases à amphibole ou à pyroxène en inclusions (ophisphérites) dans les serpentinites, mais en tous points identiques à celles observées ici, ont révélé de sensibles variations de composition du plagioclase, les termes les plus basiques pouvant contenir, semble-t-il, jusqu'à 40-45% d'anorthite environ. Cette propriété a été confirmée grâce à quelques analyses par microsonde électronique (J. BERTRAND, 1968). Il faut donc admettre le caractère non spilitique de certaines ophiolites de la région des Gets. Par ailleurs, d'autres déterminations à la microsonde, préliminaires car encore peu nombreuses, ont montré que dans un type de diabase donné (en l'occurence à amphibole), les cristaux de plagioclase pouvaient montrer des variations de composition du même ordre. A l'examen sous le microscope, cette propriété semble se manifester par l'existence de plages diversément affectées par les altérations; les termes les plus frais, albitiques, paraissent souvent avoir recristallisé plus tardivement. Enfin, il n'est pas rare que de l'albite, parfaitement limpide et très nettement secondaire, occupe des veinules parcourant ces diabases. A quels processus faut-il attribuer de tels changements de composition ? S'il paraît logique d'admettre le caractère basique originel du plagioclase, l'incertitude demeure de savoir si les termes de composition intermédiaire sont le reflet de variations primaires de la teneur en anorthite (liées à des évolutions magmatiques que l'existence des variétés à pyroxène ou à amphibole semblent attester) ou si ils peuvent correspondre à des stades intermédiaires de transformation entre le feldspath primitif et l'albite.

Pyroxène :

en cristaux souvent rongés, localement abondants; le plus souvent, seules quelques reliques ont été épargnées par la chloritisation. Il s'agit d'une variété incolore, pouvant toutefois montrer un léger pléochroïsme mauve très pâle, assez fortement dispersive ($r > v$) et à petit angle des axes (environ $+40°$). Ces caractères correspondent à ceux d'une augite titanifère.

Amphibole :

par places très abondante (zone du *point 1* surtout), ne s'observe qu'exceptionnellement fraîche; ses propriétés optiques, en particulier son pléochroïsme intense caractéristique (brun-jaune très pâle à brun très sombre, parfois rougeâtre) permettent alors de penser qu'il s'agit d'une *hornblende basaltique*, selon l'ancienne désignation utilisée aussi bien pour définir l'ensemble des hornblendes brunes (barkévicite, kaersutite, oxyhornblende) que pour désigner exclusivement les termes riches en Fe_2O_3 (oxyhornblendes). Nous verrons plus loin (dans la description pétrographique des gabbros) que, par sa composition chimique, cette amphibole correspond en fait à une *kaersutite*. Ce minéral, parfois en association étroite avec le pyroxène, s'observe aussi, très localement, en petites inclusions d'allure hiéroglyphiques dans certains phénocristaux de plagioclase. Divers stades intermédiaires de chloritisation montrent clairement qu'une partie tout au moins de la chlorite interstitielle, qui semble alors fréquemment associée à de fins développements d'actinote-trémolite, résulte de la transformation de l'amphibole.

Chlorite :

minéral interstitiel de loin le plus abondant. En LN, quasi incolore ou d'un vert extrêmement pâle, à peine pléochroïque. En LP, isotrope ou dispersive dans des teintes bleu sombre, plus rarement brun verdâtre; parfois aussi, en agrégats de petites fibres, polarisant jusque dans les gris clair du premier ordre, et pouvant occuper d'anciens cristaux de pyroxène ou d'amphibole. La présence de reliques, d'augite ou de hornblende, démontre de manière certaine que la chlorite interstitielle ne peut pas être considérée, dans son ensemble, comme étant de protoformation. En plus des développements chloriteux affectant le plagioclase, mentionnons encore certains remplissage (fissures, etc.) très nettement secondaires.

Minéraux accessoires et accidentels :

Actinote-Trémolite :

en petits cristaux aciculaires, isolés ou en agrégats. Incolore, parfois très légèrement colorée et pléochroïque (vert-bleu à brun-vert clairs), apparaît localement associée à la chlorite se substituant à l'augite ou à la hornblende, mais aussi en très fines et parfois longues aiguilles dans le plagioclase.

Epidote :

en développements locaux, extrêmement fins, occasionnellement plus importants, dans le feldspath; occupe aussi des veinules, par places abondantes, disséminées dans la roche. L'examen des cristaux les mieux développés permet de reconnaître l'épidote-pistacite et la clinozoïsite; les granules les plus fins sont indéterminables avec précision sous le microscope.

Sphène et leucoxène :

toujours présents, souvent même abondants. Le sphène se présente généralement en petits granules dispersés, dans les zones chloriteuses surtout, mais aussi en grains de plus grande taille; le leucoxène finement divisé, ainsi qu'en taches, en traînées, parfois en développements réticulés, paraît s'être formé au détriment de l'ilménite, qui ne subsiste que rarement fraîche, et dont une partie semble avoir été libérée durant la chloritisation du pyroxène et de l'amphibole.

Séricite :

dans l'ensemble très rare, sous forme de minuscules développements dans les microlites de plagioclase; par contre, les phénocristaux de feldspath sont généralement intensément séricitisés.

Calcite :

constituant avant tout des remplissages secondaires, peu fréquents; parfois, associée à l'épidote envahissant le plagioclase.

Apatite :

très rare, en grains minuscules (quelques cristaux plus gros mis à part); paraît localisée dans le feldspath surtout.

Pyrite :

en grains à contours rongés, tout à fait accidentels, mais parfois d'assez grande taille.

Dans les zones de contact (souvent écrasées, bréchiques), avec les terrains sédimentaires encaissants, mais surtout avec la serpentinite, des phénomènes de chloritisation (bien visibles aux *points 1* et *5*) peuvent affecter ces diabases. La roche, dans laquelle très souvent plus aucune structure n'est reconnaissable, est alors constituée uniquement de *chlorite*, parsemée de nombreux granules de *sphène* et de *leucoxène*, et parfois associée à une *amphibole* du groupe *actinote-trémolite* en fibres extrêmement ténues.

Structures

Ces diabases sont également caractérisées par leurs nombreuses et importantes variations de structures allant d'intersertales grossières (ophitiques par places) à intersertales très fines; on relève une tendance assez fréquente au caractère divergent.

Les phénocristaux de plagioclase, localement plus ou moins abondants et développés (zones des *points 1* et *4* surtout), n'ont été observés ici que dans les variétés déjà relativement grossières. Au *point 1*, il paraît intéressant de relever que la roche verte, bréchiforme et écrasée au contact des terrains sédimentaires, renferme de rares et minuscules fragments diabasiques chloritisés, dans lesquels subsistent parfois de vagues reliques de hornblende, et dont les structures, arborescentes à sphérolitiques, indiquent une origine sub-aquatique certaine.

Quels liens existe-t-il entre ces diabases et les autres formations ophiolitiques de la Mouille-Ronde? L'association aux zones gabbroïques est sans doute primaire: gabbro inclus dans la diabase, en masse relativement importante *(point 6)*, ou en minuscules enclaves (zone du *point 1*); mélange parfois intime de ces deux types de roches tel qu'on l'observe dans la région du *point 15* surtout. Les rapports avec la serpentinite, vraisemblablement complexes, sont plus difficiles à préciser: au *point 5*, le contact diabase chloritisée-ultrabasite est primaire; ailleurs, les actions tectoniques rendent toute conclusion incertaine, bien qu'au *point 1*, l'existence de la zone bréchiforme avec rares éléments diabasiques à structures de laves en coussins, semble impliquer un contact tectonique. Enfin, diabases et brèches ophiolitiques, sans contact visible, ont des rapports encore plus incertains.

2.7. Brèches ophiolitiques a large prédominance d'éléments diabasiques

De telles brèches n'affleurent qu'à la Mouille-Ronde et de façon extrêmement limitée; toutefois, au ruisseau des Bounaz, nous avons vu que, dans sa partie supérieure, le grand bloc de brèche diabasique hématitique pouvait être apparenté, par certains côtés, au type décrit ici.

Les principaux caractères (localisation, nature des constituants, morphologie) de ces formations ayant été définis dans la première partie de ce travail, nous ne ferons qu'insister sur la dissemblance totale de celles-ci avec les brèches diabasiques, plus ou moins directement liées aux épanchements sub-aquatiques, décrites jusqu'ici *(à éléments de composition albito-chloritique et structures de laves en coussins, et de textures différentes)*. Ces brèches ophiolitiques ont été formées dans de toutes autres conditions, très probablement en relation avec des actions tectoniques *(fragments parfois anguleux et localement réduits en une « purée » d'écrasement, absence de ciment sédimentaire)*. Il est vraisemblable qu'il s'agisse de *brèches mécaniques*, telles qu'il en existe dans les Apennins, et dont R. Terranova (1964) a fort bien envisagé les conditions de formation. De plus, le fait que la majorité des éléments sont constitués de *diabases et gabbros à amphibole et pyroxène* identiques à ceux observés « en place » à la Mouille-Ronde, démontre qu'il existe un certain lien entre ces diverses formations, bien que dans les diabases décrites sous 2.6., les termes chloritiques soient largement prédominants. *Il est aussi important de rappeler que*

ces mêmes diabases et gabbros, intacts ou diversément transformés, apparaissent intimement associés aux serpentinites en plusieurs affleurements de la région des Gets : témoins de filons plus ou moins disloqués, et surtout *ophisphérites.*

SOUS LE MICROSCOPE

Les descriptions minéralogiques données en 2.6. (Diabases massives plus ou moins étroitement associées aux serpentinites), définissent parfaitement la composition des éléments diabasiques de ces brèches; celle des fragments gabbroïques, par ailleurs fort semblable, est énoncée plus loin, dans le chapitre consacré aux gabbros.

On relèvera cependant quelques caractères particuliers:

— *Les développements épidotiques* (épidote-pistacite et clinozoïsite), soit en veinules ou amas largement cristallisés, soit finement dispersés dans la roche (parfois abondants, dans les zones écrasées surtout), semblent plus fréquents que dans les diabases massives précédemment décrites.

— *La hornblende est très souvent fraîche ;* la chloritisation ne se manifeste que sur le pourtour des plages ou le long des clivages et cassures. Il s'agit parfois d'une chlorite relativement pléochroïque, vert pâle à vert-émeraude.

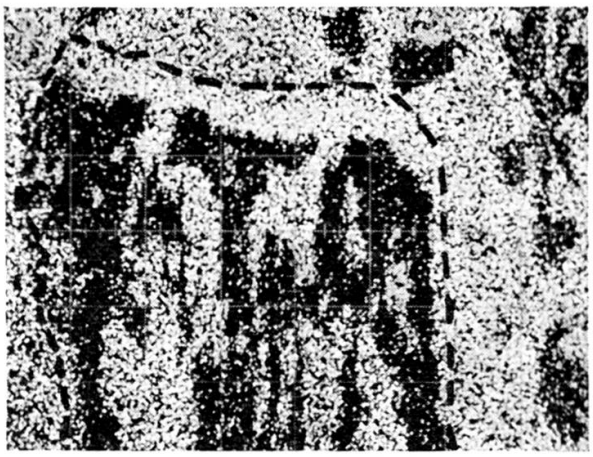
— Principalement dans les éléments de gabbros et de diabases à structures grossières, *les cristaux de pyroxène*, généralement rongés par la chlorite, peuvent être *plus ou moins ouralitisés* (remplacés par une amphibole, se rattachant au groupe actinote-trémolite, à net pléochroïsme vert-jaune pâle à vert-émeraude).

— Mais le plus intéressant de ces caractères particuliers est, dans divers échantillons provenant surtout de zones très écrasées, *l'amorce de développements d'amphibole bleue.* En effet, ce minéral se remarque parfois sur le pourtour et le long des clivages ou cassures de la hornblende brune plus ou moins chloritisée; il est, par places, bien évident étant donné son pléochroïsme caractéristique (presque incolore à bleu violacé).

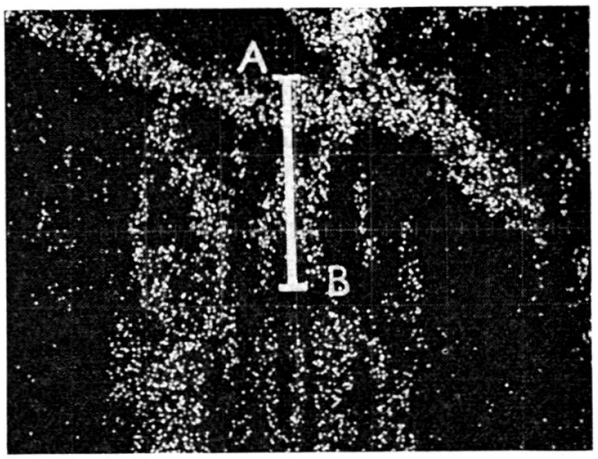
Nous avons vérifié cette détermination en analysant, au moyen de la sonde électronique, un cristal dans lequel ce phénomène était particulièrement net; les images « X » et les profils obtenus (voir fig. 31) confirment bien l'existence d'une amphibole plus sodique, indéterminable avec plus de précision étant donné sa rareté.

La présence de ces développements, mieux visibles dans les termes les plus largement cristallisés, mais s'observant aussi dans certains éléments de diabases fines, est inattendue car, malgré les écrasements, par places importants, ces brèches ne montrent aucune schistosité; les structures les plus fines sont encore parfaitement reconnaissables. Les conditions de fortes pressions, que l'on admet généralement nécessaires à la formation des amphiboles bleues, ne semblent donc pas avoir été réalisées ici. Il est alors difficile d'entrevoir les causes de tels développements.

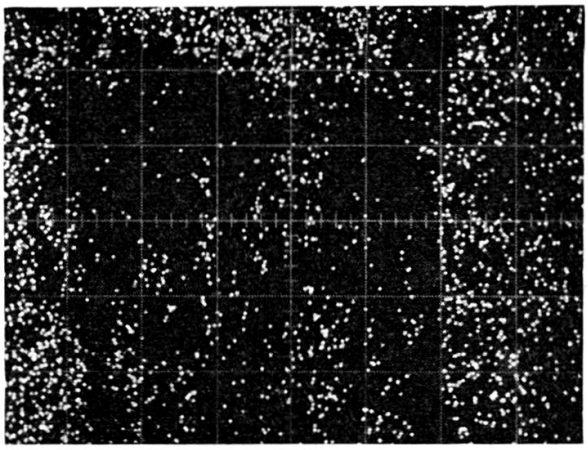
A ce propos, relevons que M. C. BLAKE, Jr., W. P. IRWIN et R. G. COLEMAN (1967) envisagent que le faciès « blue-schist », caractérisant des métagraywackes de Californie et de l'Oregon, se soit formé dans une zone de cataclase et de pressions d'eau anormalement élevées sous un plan de chevauchement avec des ultrabasites, plutôt que par métamorphisme régional; il est possible que certaines formations de la Mouille-Ronde, vu l'existence de contacts anormaux et la proximité des serpentinites, aient été placées dans de telles conditions. Mais l'extrême rareté de cette



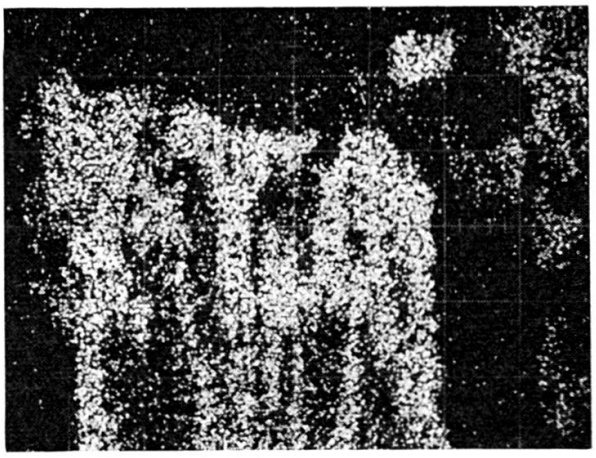
1. Fe (la ligne noire traitillée indique le pourtour du cristal)



2. Na (la ligne A-B montre l'emplacement des profils effetués)

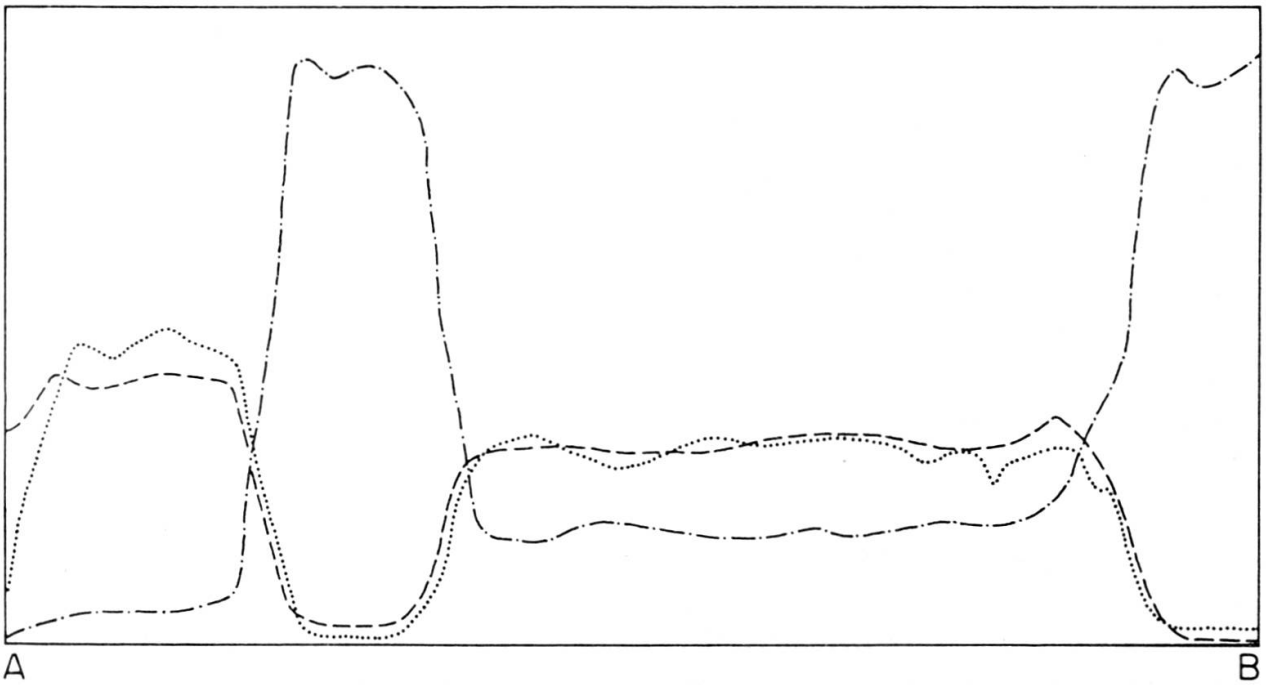


3. Al



4. Ca

a. Images "X"



b. Profils selon la ligne A - B : Na ..... (300 cps / sec.) ; Fe _ _ _ (1000 cps / sec.)
Ca _._._ (1000 cps / sec.) ; raie analytique : k α 1
Conditions d'expérience : 15 kV - 15 nA.

FIG. 31. — ILLUSTRATION D'UN DÉVELOPPEMENT D'AMPHIBOLE SODIQUE DANS UN CRISTAL DE HORNBLENDE BRUNE PARTIELLEMENT CHLORITISÉE.

amphibole, jointe au caractère particulier et fort mauvais des affleurements, ne permet pas d'avancer une hypothèse valable quant à son mode de formation. Il n'en reste pas moins que sa présence, à elle seule, est intéressante à signaler; avec les développements épidotiques surtout, et ceux de stilpnomélane dans les sédiments liés primairement aux ophiolites (voir partie consacrée à la description des affleurements), c'est un argument de plus permettant de supposer que les ophiolites de la Mouille-Ronde ont subi un certain métamorphisme.

Il est difficile d'entrevoir les relations entre ces brèches et les autres formations ophiolitiques. Relevons cependant qu'au *point 7*, la brèche paraît surmonter, sans contact direct visible, les sédiments particuliers (*argilites* de F. JAFFÉ) analogues à ceux formant des enclaves dans la zone gabbroïque située à la base des affleurements; dans la région du *point 9*, cette liaison est plus nette, car ces mêmes sédiments, fortement obscurcis par l'hématite, peuvent constituer le ciment de la brèche, ici plus riche en éléments de nature albito-chloritique et comprenant de très rares et petits fragments de diabase à structure variolitique (*point 10*). D'autre part, il est permis de supposer que le bloc formant le *point 8*, étant donné la proximité des indices de serpentinite, ait été inclus dans cette dernière; au *point 11*, la présence dans l'ultrabasite de rares témoins d'une brèche semblable, mais affectée par des transformations identiques à celles caractérisant les ophisphérites (*épidotisation*, *chloritisation*), tendrait à confirmer un tel mode de gisement.

2.8. DIABASES EN « INCLUSIONS » DANS LES SERPENTINITES
(ophisphérites, témoins de filons)

Rappelons que la particularité la plus intéressante des serpentinites de la région des Gets consiste en la présence, principalement dans les types écrasés et altérés, mais aussi dans certaines zones plus massives, d'inclusions, de diabases surtout, par places nombreuses. La plupart, généralement de petites tailles et de formes grossièrement sphéroïdales, ont subi une *chloritisation* d'intensité variable: ce sont les ophisphérites, déjà décrites en divers travaux de M. VUAGNAT et F. JAFFÉ, et que l'on rencontre aux affleurements suivants: le Crêt, la Charnia, le Bartoli, la Pierre-à-Feu, le ruisseau des Bounaz, la Mouille-Rousse et la Mouille-Ronde. Plus rarement, nous avons remarqué, dans l'ultrabasite, quelques témoins de filons diabasiques pouvant être aussi plus ou moins chloritisés (le Bartoli, le Crêt, la Charnia); les analogies de composition, comme certaines transitions, nous ont amené à penser que tout au moins une partie des ophisphérites résultait de la dislocation complète de tels dykes.

Tout un chapitre étant consacré, plus loin, à l'étude de ces « enclaves », et particulièrement des ophisphérites, nous ne ferons que rappeler ici, en laissant de côté les diverses transformations observées dans ces roches, qu'il s'agit le plus souvent

de *diabases à hornblende brune*, (occasionnellement verte), très nettement apparentées à celles décrites à la Mouille-Ronde, et dont la grande diversité de structures a déjà été relevée par F. JAFFÉ (1955, p. 113-118); en effet, sans oublier les variétés porphyriques, de nombreux intermédiaires existent entre les types les plus fins et ceux, plus largement cristallisés, marquant le passage au gabbro. *Les diabases à pyroxène* sont nettement moins fréquentes; elles s'identifient également avec celles mentionnées à la Mouille-Ronde, soit dans les diabases massives, soit dans la brèche ophiolitique. Enfin, beaucoup plus rarement, *la chlorite* apparaît comme l'unique minéral interstitiel de la roche volcanique. On remarquera que ces 2 derniers types de diabases, contrairement à celles à amphibole, présentent des structures beaucoup moins diversifiées, surtout intersertales, grossières à fines (avec parfois une tendance au caractère porphyrique), très exceptionnellement arborescentes.

3. LES GABBROS

Contrairement aux diabases et, dans une moindre mesure, aux serpentinites, les gabbros ne sont que très peu représentés dans les divers affleurements du secteur des Gets. A la Mouille-Ronde seulement, ils présentent une certaine extension.

Sans revenir sur leur localisation, ni sur les détails de leurs modes de gisements (voir partie consacrée à la description des affleurements), rappelons toutefois qu'ils apparaissent:

1) « *En place* », à la Mouille-Ronde; soit en masse plus ou moins indépendante (zone inférieure des affleurements), soit en lentilles incluses dans la diabase: relativement importante *(point 6)* ou minuscules (zone du *point 1*).

2) *En tant qu'éléments des brèches ophiolitiques*, à la Mouille-Ronde.

3) *En « enclaves » diverses*, plus ou moins directement associées à la serpentinite et comprenant:

   a) *Les ophisphérites*, d'une manière générale beaucoup plus rares que celles d'origine diabasique, mais observées en plusieurs pointements: la Charnia surtout, la Mouille-Ronde, le Bartoli, le ruisseau des Bounaz, la Mouille-Rousse, la Pierre-à-Feu.

   b) *Les blocs*, de formes quelconques et de dimensions très variables, soit exempts de chloritisation, soit plus ou moins altérés (mais sans présenter les zonations typiques des ophisphérites), et que l'on rencontre au ruisseau des Bounaz principalement.

   c) *Les éléments, les lentilles*, à l'origine sans doute de nature gabbroïque mais qui, écrasés, bréchifiés et totalement altérés, constituent très vraisemblablement

certaines zones du faciès *serpentinite bariolée* (au ruisseau des Bounaz surtout, à la Charnia, au Bartoli).

4) *Sous forme de blocs*, petits et extrêmement rares, dans les alluvions du torrent du Marderet (variété écrasée et passablement altérée, pouvant s'observer à la Mouille-Ronde ou au ruisseau des Bounaz).

Nous laisserons de côté la roche mélanocrate altérée, très localement associée au granite arkosique des pentes du Bouvier; en effet, bien qu'elle puisse avoir une origine gabbroïque, elle ne semble pas devoir être rattachée au cycle ophiolitique.

De même que les diabases massives décrites à la Mouille-Ronde, les gabbros étudiés sont caractérisés par leur composition variable (variations primaires auxquelles s'ajoutent celles liées aux modifications ultérieures); mais ici, les variétés à amphibole (hornblende brune) surtout, et à pyroxène (augite-diallage), l'emportent nettement sur les types dans lesquels ces minéraux, totalement altérés, sont remplacés, par de la chlorite le plus souvent. Les liens de parenté évidents qui existent, aussi bien entre ces divers gabbros, qu'avec les diabases mentionnées plus haut, sont démontrés par de nombreux termes intermédiaires.

Rappelons que F. JAFFÉ (1955, p. 73-76) a distingué et décrit de manière détaillée trois variétés de gabbros appartenant à l'éventail de composition défini plus haut. Nos observations et déterminations diverses (microscopie, R.X.), tout en permettant de préciser les rapports entre les types observés, conduisent à admettre une distribution quelque peu différente de celle proposée par cet auteur et montrent surtout, par la présence de certains types non albitiques, que le caractère spilitique fréquent (plagioclase renfermant entre 0 et environ 12% d'anorthite, d'après les analyses diffractométriques) est secondaire.

Répartition de ces diverses variétés

A la Mouille-Ronde, dans la zone gabbroïque principale située à la base des affleurements, les types à hornblende brune sont pour ainsi dire les seuls représentés, de même qu'au *point 6*, où, toutefois, le pyroxène s'observe également; par contre, les minuscules enclaves dans les diabases de la zone du *point 1* sont à augite-diallage. La grande complexité de la zone principale est due avant tout au grain extrêmement variable de la roche *(zones pegmatitiques à finement grenues*, souvent mêlées à *des intercalations*, à *des passées, franchement diabasiques*, ce qui nous a conduit à parler d'une *véritable brèche magmatique)*, mais aussi à la juxtaposition de zones relativement fraîches avec d'autres très altérées; enfin, il faut aussi tenir compte de nombreuses actions tectoniques mettant en contact des termes à structures pour ainsi dire encore intactes avec des zones écrasées (par places, brèches de friction ou encore cataclasites).

Dans les brèches ophiolitiques, on retrouve les mêmes gabbros à pyroxène et à amphibole, ainsi que divers types intermédiaires. On remarquera, dans certains éléments, la fraîcheur de la hornblende, par ailleurs très abondante, jamais aussi

bien conservée dans les zones mentionnées auparavant; par contre, une telle variété se retrouve dans les blocs de gabbro visibles au ruisseau des Bounaz, la plupart déchaussés, mais primitivement inclus dans la serpentinite.

Cela nous amène à parler des éléments gabbroïques (ophisphérites, etc.) inclus dans les serpentinites. Sans nous attarder sur ces « enclaves », décrites plus loin, relevons que parmi les ophisphérites étudiées, celles dérivant d'un gabbro à augite-diallage, parfois associé à la hornblende brune, sont les plus fréquentes; cependant, les spécimens à amphibole prédominante se rencontrent aussi. Quant aux fragments ne présentant pas les structures caractéristiques des ophisphérites, la majorité sont à hornblende brune. Précisons que dans ces deux cas, il s'agit de compositions primaires qui, le plus souvent, ont été affectées par diverses et importantes modifications ultérieures.

Description

A L'ŒIL NU: plusieurs facteurs sont responsables de l'aspect extrêmement changeant des gabbros:

— *leur grain variable* (se traduisant surtout par le développement plus ou moins important des cristaux d'amphibole ou de pyroxène);

— *la proportion des minéraux mélanocrates ;*

— *l'état de fraîcheur de ces derniers ;*

— *l'influence des actions mécaniques.*

D'une manière générale, le plagioclase apparaît blanc sale à blanc verdâtre; l'amphibole et le pyroxène, brun-noir et à faces de clivages brillantes lorsqu'ils sont frais, passent au vert et deviennent plus ternes suivant leur degré d'altération.

Mis à part les blocs de gabbro à hornblende brune très fraîche du ruisseau des Bounaz, les « enclaves » gabbroïques dans les serpentinites (ophisphérites et autres fragments chloritisés) se reconnaissent plus difficilement étant donné les importantes transformations subies par la roche.

SOUS LE MICROSCOPE:

Minéraux constitutifs

Plagioclase :

en agrégats de plages allotriomorphes ou en cristaux lamellaires parfois de grande taille, témoignant souvent, les uns comme les autres, de déformations mécaniques importantes: cristaux brisés, zones plus ou moins réduites en « purée », extinctions onduleuses, macles courbes. Ces dernières sont rares et généralement floues; il s'agit principalement de la macle de l'albite. Les zones visiblement recristallisées (plus ou moins limpides) sont fréquentes. Le degré d'altération est faible à intense; tantôt les fins développements de séricite prédominent, plus rarement ceux de chlorite; l'épidote, très divisée surtout, par places plus largement cristallisée, est nettement moins fréquente, bien qu'assez constante; l'actinote-trémolite, en fines aiguilles, est occasionnelle. Pour vérifier la teneur en anorthite du feldspath, plusieurs analyses diffractométriques ont été effectuées. Le plus souvent, les valeurs obtenues

sont comprises entre 0 et 12% d'anorthite; cependant, dans le gabbro à hornblende brune fraîche (type ruisseau des Bounaz), de même que dans une variété à augite-diallage constituant une ophisphérite, ce pourcentage atteint 30 à 40% environ. On retrouve donc les mêmes variations de composition que celles déjà signalées dans les diabases massives de la Mouille-Ronde. Là encore, on est conduit à admettre le caractère originel relativement basique du feldspath. Cette propriété n'est nullement évidente sous le microscope, car on recherche « instinctivement » les plages les plus limpides, plus ou moins recristallisées, se prêtant mieux aux mesures; dans les cristaux de plagioclase analysé à 30-40% d'anorthite, l'altération est si intense (séricite surtout) que toute détermination de l'indice de réfraction, ou du signe de l'extinction, est rendue impossible.

La proportion de feldspath peut varier considérablement: parfois l'élément mélanocrate prédomine largement (gabbro à amphibole du ruisseau des Bounaz, certaines cataclasites dans lesquelles les cristaux de hornblende, brisés, semblent avoir été concentrés); au contraire, d'autres zones sont franchement leucocrates et certaines d'entre elles correspondent nettement à des recristallisations, à des ségrégations plus tardives. Les rares spécimens d'ophisphérites albitiques observés dans les serpentinites (voir p. 474) sont, très vraisemblablement, des fragments de parties feldspathiques analogues.

Hornblende brune :

représentant l'élément mélanocrate de loin le plus fréquent dans ces gabbros. D'après ses propriétés optiques, il s'agit d'une hornblende basaltique analogue à celle observée dans les diabases de la Mouille-Ronde, bien qu'ici plus souvent fraîche ou très peu altérée.

La fraîcheur remarquable de cette hornblende, soit dans certains éléments gabbroïques de la brèche ophiolitique, soit dans les blocs de gabbro de l'affleurement du ruisseau des Bounaz, nous a incité à en effectuer une analyse chimique dans l'espoir d'en préciser ainsi la nature; en effet, l'examen, en lames minces, des seules propriétés optiques des hornblendes brunes ne permet pas de distinguer avec certitude entre une variété plutôt qu'une autre.

Cette analyse, dont nous donnons les résultats ci-dessous, a été effectuée sur une hornblende extraite de l'un des blocs de gabbro visible à la partie aval des affleurements du ruisseau des Bounaz.

Analyste : Mlle G. Mérandon

SiO_2	37,15
Al_2O_3	12,57
Fe_2O_3	1,89
FeO	10,66
MnO	0,24
MgO	14,92
CaO	11,03
Na_2O	2,76
K_2O	0,64
TiO_2	6,53
P_2O_5	0,02
H_2O^+	1,09
H_2O^-	0,07
CO_2	0,47
Total:	100,04

La très faible teneur en Fe_2O_3 et le pourcentage élevé en TiO_2 de cette amphibole sont les caractéristiques essentielles de la *kaersutite*, variété titanifère de hornblende brune; une comparaison d'ensemble avec d'autres analyses de kaersutite données dans la littérature confirme une telle détermination, de même que la dispersion $r > v$, courante pour cette variété.

La présence de kaersutite dans certains gabbros et diabases de la région des Gets est intéressante, sachant que cette amphibole se rencontre dans de nombreuses roches de caractère alcalin.

En cristaux bien développés surtout, la hornblende apparaît nettement moins affectée par les actions mécaniques que ne l'est le plagioclase. Se développant à partir des bords, clivages ou cassures des cristaux, l'altération la plus fréquente est la chloritisation, dont le début se marque par un abaissement des teintes de polarisation: cette transformation, accompagnée d'une libération de leucoxène et de sphène, en granules souvent concentrés sur le pourtour des cristaux ainsi que le long des plans de clivages, est très variable puisque, suivant les cas, l'amphibole est encore fraîche ou, au contraire, totalement chloritisée. Dans certaines plages encore intactes, on remarque de nombreuses et fines inclusions de minéral opaque, souvent oxydé, parfois en grains assez gros pouvant montrer des amorces de leucoxénisation sur les bords. Comme autres altérations mentionnons encore, surtout dans les zones écrasées et affectées par de nombreux développements épidotiques, le remplacement occasionnel, et plus ou moins complet, de la hornblende par de la calcite accompagnée par de l'épidote et par de la chlorite; l'actinote-trémolite, associée à la chlorite, peut également se former au détriment de la hornblende, principalement dans certains fragments de gabbro inclus dans la serpentinite. Enfin, identiques à celles déjà mentionnées lors de la description des brèches ophiolitiques, d'extrêmement rares *amorces de développements d'amphibole bleue* peuvent apparaître dans les cristaux de hornblende; elles n'ont été observées ici que dans quelques coupes minces provenant de parties broyées et bréchifiées de la zone gabbroïque principale de la Mouille-Ronde, mais leur présence, jointe à celle de l'épidote parfois abondante, paraît toutefois confirmer (puisque déjà signalées dans les brèches ophiolitiques) que les ophiolites de cet important pointement ont subi un certain métamorphisme.

Remarquons encore que la hornblende peut se rencontrer étroitement associée au pyroxène, l'un ou l'autre de ces minéraux étant prédominant, suivant les cas.

Pyroxène :

moins fréquent que l'amphibole; se présente le plus souvent en grains à contours rongés dont parfois seules de petites reliques subsistent, mais aussi en cristaux lamellaires, certains largement développés et montrant, occasionnellement, de belles macles polysynthétiques fines. Il s'agit d'une *augite*, pouvant présenter l'habitus caractéristique du *diallage*, sans doute nettement titanifère par places vu son pléochroïsme évident (teintes rose violacé à jaune pâle) et sa dispersion parfois intense ($r > v$). En dehors de la chloritisation, qui se développe de la même manière que dans la hornblende, l'actinote-trémolite apparaît assez fréquemment sur les bords des cristaux surtout, bien que ceux-ci puissent être aussi totalement envahis (ouralitisation); dans les zones écrasées principalement, de la calcite peut se substituer plus ou moins au pyroxène; enfin, certaines plages, parmi les plus chloritisées, sont parfois fortement assombries par du leucoxène et du sphène finement divisés. On relèvera aussi, dans quelques cristaux parmi les plus largement cristallisés et maclés polysynthétiquement, la présence d'inclusions de hornblende brune, certaines curieusement localisées dans le plan des macles.

Chlorite :

surtout comme produit d'altération de l'amphibole et du pyroxène, mais aussi en fins développements dans le plagioclase; parfois nettement plus tardive. En LN, apparaît le plus souvent incolore ou très légèrement verdâtre; beaucoup plus rarement, elle peut montrer un pléochroïsme assez accentué (incolore à vert-émeraude). En LP, elle est soit isotrope soit caractérisée par des teintes de dispersion bleutées, parfois brun verdâtre, très sombres.

Séricite :

en très fines paillettes dans le plagioclase, de peu à extrêmement abondantes.

Epidote :

presque toujours présente, mais sa distribution est très irrégulière. Il convient de distinguer, d'une part les développements dans les cristaux de plagioclase (saussuritisation), souvent rares et extrêmement fins, localement plus abondants, et d'autre part les cristallisations plus importantes (soit diffuses. soit en veinules, agrégats, plus ou moins importants), certaines très nettement secondaires; ces dernières se remarquent surtout dans les zones écrasées réparties entre les divers minéraux, ou en remplacement: de la hornblende, souvent associées à de la calcite, du pyroxène aussi, sans oublier du plagioclase. Il s'agit des variétés épidote-pistacite et clinozoïsite, très souvent associées; la clinozoïsite est plus fréquente dans le plagioclase, alors que dans les développements plus importants et largement cristallisés l'épidote-pistacite prédomine.

Actinote-Trémolite :

apparaît surtout en remplacement du pyroxène (ouralite), formant des assemblages de cristaux aciculaires incolores (trémolite) ou pléochroïques: incolores à vert-bleu (actinote); parfois associée à la chlorite se substituant à la hornblende brune; dans le plagioclase, ne forme que d'occasionnelles et minuscules aiguilles.

Biotite :

ne s'observe que tout à fait accidentellement, en très petites lamelles plus ou moins chloritisées, isolées ou accolées à des cristaux de pyroxène ou d'amphibole.

Apatite :

en général extrêmement rare, sous forme de petits cristaux disséminés dans la roche; par places, nettement plus abondante et plus largement cristallisée, elle apparaît souvent dans et au voisinage immédiat de la hornblende brune.

Calcite :

très accessoire; s'observe parfois, comme déjà mentionné, dans certaines plages de hornblende et d'augite, et beaucoup plus rarement, en minuscules développements dans le plagioclase; toutefois, le carbonate apparaît surtout dans certaines zones écrasées et recristallisées, diffus ou plus largement cristallisé, souvent associé à l'épidote.

Datolite (selon toute vraisemblance):

observée très exceptionnellement, à la Mouille-Ronde, soit dans de très fines veinules anastomosées et associée à de la calcite, soit, dans certaines zones épidotiques, en plages d'allure poecilitique, farcies d'inclusions, de développements de calcite, épidote et chlorite.

Sphène et leucoxène :

le plus souvent en très fins granules, parfois abondants, libérés lors de la chloritisation des cristaux d'amphibole ou de pyroxène, dont ils soulignent généralement cassures et clivages; dans le plagioclase, les fines poussières leucoxéniques, ou quelques développements réticulés, sont beaucoup plus rares. Des grains de sphène, assez gros parfois, peu fréquents, sauf en de rares exceptions, apparaissent soit disséminés dans la roche, soit plus ou moins associés à la hornblende ou à l'augite.

Ilménite et magnétite :

se présentent généralement en petits granules, isolés ou groupés en traînées, mais aussi en grains à contours rongés, parfois d'assez grande taille, les uns comme les autres de préférence au voisinage ou dans les plages d'amphibole surtout; les cristaux les plus fins sont très souvent plus ou moins leucoxénisés, parfois oxydés.

Dans cette description minéralogique, nous avons volontairement omis de mentionner les associations minérales particulières observées dans les ophisphérites gabbroïques, puisque décrites dans le chapitre consacré aux « inclusions » dans les serpentinites (voir plus loin). Disons simplement qu'avant de subir la *chloritisation* responsable de la formation des ophisphérites, ces fragments de gabbros avaient déjà été l'objet de *transformations diverses ;* en effet, lorsqu'il n'est pas chloritisé, le plagioclase peut apparaître soit totalement remplacé par de l'*épidote*, soit affecté par des développements plus ou moins importants de *pumpellyite* et *prehnite*, ou simplement plus ou moins *séricitisé*.

Structures

Par places, soit très fins, soit, au contraire, franchement pegmatitiques, les gabbros montrent le plus souvent une structure hypidiomorphe grenue ou, parfois, panidiomorphe grenue.

Que représentent les gabbros observés dans le secteur des Gets et quels étaient leurs rapports primitifs avec les autres ophiolites, diabases et serpentinites ?

F. JAFFÉ (1955, p. 39 et 73) les considère comme un faciès particulièrement grossier dans le groupe des spilites et dont l'origine n'est pas forcément aussi profonde que permettrait de le supposer leur structure: il s'agirait d'un « accident local » du magma diabasique.

La liaison étroite entre les deux types de roches est en effet évidente: mélange intime du gabbro à des termes diabasiques, « inclusions » gabbroïques d'importance très variable dans la diabase (à la Mouille-Ronde, respectivement dans la zone principale à la base des affleurements, au *point 6* et dans la région du *point 1*). Toutefois, après examen des rapports entre ces divers faciès (passage brutal, caractère brèchique, de mélange, fréquemment observés à leur contact), nous pensons que les gabbros correspondent vraisemblablement à des roches plus profondes entraînées lors des manifestations diabasiques, dont l'existence ultérieure à la formation des termes grenus, est attestée par le petit filon de diabase recoupant un des blocs de gabbro observé au ruisseau des Bounaz; on ne négligera pas pour autant l'action d'éventuels éléments minéralisateurs, sans doute responsables de la formation des zones pegmatitiques. D'autre part, pour justifier l'existence d'un type de gabbro à diallage ouralitisé, F. JAFFÉ (1955, p. 76) envisage, avec prudence il est vrai, l'intrusion d'un « magma albitique » dans une pyroxénite: le faciès gabbroïque en résultant correspondrait à une espèce de brèche magmatique fine. Non seulement, l'observation de gabbros à pyroxène à structure nullement bréchique et l'existence de divers types intermédiaires entre les variétés à hornblende brune et celles, moins représentées, à diallage-augite, mais surtout la mise en évidence de termes à plagioclase encore relativement basique, paraissent suffisantes pour écarter une telle hypothèse.

Préciser les rapports entre gabbros et serpentinites (blocs de gabbro du ruisseau des Bounaz, ophisphérites gabbroïques) est une tâche encore plus ingrate. En effet, les incertitudes concernant l'origine même des serpentinites (primaires ou secondaires) sont autant de facteurs supplémentaires rendant toute hypothèse émise sujette à caution; de plus, dans la région étudiée, les conditions d'affleurements ne facilitent guère les choses. On rentre ici dans le domaine complexe des xénolites, observés et décrits dans diverses serpentinites apparaissant à la surface du globe. A ce sujet, nous renvoyons le lecteur intéressé à un article très récent de M. VUAGNAT (1967), article dans lequel sont exposés les problèmes liés à certaines de ces inclusions: *les rodingites* et *les ophisphérites*, auxquelles appartiennent une part des gabbros trouvés dans la région des Gets.

Par ailleurs, à la Mouille-Ronde, il semble permis d'envisager que tout au moins certaines des masses diabasiques, englobant parfois les gabbros, puissent elles-mêmes correspondre à des « enclaves » plus importantes et, dans ce cas, pour la plupart vraisemblablement tectoniques, dans l'ultrabasite; toutefois, quelques indices seulement autorisent une telle supposition (diabases souvent jalonnées par la serpentinite ou chloritisées au contact de celle-ci).

Les observations et hypothèses concernant uniquement les gabbros en fragments isolés dans les serpentinites (ophisphérites et autres), sont traitées à part dans le chapitre réservé aux « inclusions » dans les serpentinites.

4. LES SERPENTINITES

Nous avons vu, lors de la description des affleurements, que les serpentinites, assez bien représentées dans la région étudiée, se présentent sous divers faciès, à savoir:

a. SERPENTINITE MASSIVE, généralement tectonisée, souvent à texture bréchique; de couleur vert foncé à noirâtre, elle montre fréquemment de nombreux cristaux de lizardite; la structure originelle orientée de certains échantillons est évidente.

Cette variété affleure surtout à la Mouille-Ronde, au ruisseau des Bounaz, au Bartoli; au Crêt, elle apparaît le plus souvent très bréchifiée. A la Pierre-à-Feu, à la Mouille-Rousse et à la Charnia, elle ne constitue que de petits fragments associés aux zones à ophisphérites.

b. BRÈCHE DE SERPENTINITE A CIMENT CARBONATÉ visible surtout au Crêt où l'on peut suivre le passage du type précédent à celui-ci par dislocation et envahissement carbonaté progressifs; cependant une telle brèche se retrouve en d'autres pointements (le ruisseau des Bounaz, la Mouille-Ronde, le Bartoli, la Charnia)

sous forme de rares débris, parfois de passées très limitées, inclus dans une serpentinite totalement écrasée, souvent bariolée (voir plus loin), résultant visiblement, en certains points, de l'écrasement intense de la brèche décrite ici.

Cela conduit à distinguer encore deux types, le plus souvent étroitement associés:

c. SERPENTINITE ÉCRASÉE NON HÉMATITIQUE se présente soit comme une substance meuble dans laquelle les menus fragments de serpentinite sont enrobés dans une masse pâteuse blanc verdâtre, parfois prédominante (serpentinite altérée), soit comme une roche plus ou moins consolidée, bien que souvent extrêmement friable, dans laquelle les débris d'ultrabasite sont généralement associés à du carbonate réparti surtout en un réseau de fines veinules, par places très abondantes, mais pouvant aussi, au contraire, faire défaut.

Ce faciès, représenté surtout au Crêt (roche encaissant les ophisphérites) et au ruisseau des Bounaz, s'observe également à la Charnia (zone principale et affleurement **a**), au Bartoli, à la Mouille-Ronde (où la substance pâteuse blanc verdâtre est abondante) et à la Pierre à Feu.

d. SERPENTINITE ÉCRASÉE HÉMATITIQUE: *serpentinite bariolée.* Cette variété, tant par son aspect que par sa composition minéralogique, hématite mise à part, est en général fort comparable au type précédent. Elle apparaît surtout au ruisseau des Bounaz, au Bartoli et à la Charnia; à la Mouille-Ronde, au Crêt ainsi qu'à la Pierre-à-Feu elle n'affleure qu'accidentellement et d'une façon très limitée.

Au ruisseau des Bounaz principalement, mais aussi à la Charnia et au Bartoli, quelques indices et termes de passage nous ont amené à penser que certaines zones, dans ce faciès, pouvaient correspondre à des fragments, lentilles ou passées gabbroïques inclus dans la serpentinite, eux aussi écrasés, hématitiques et plus ou moins envahis par du carbonate (convergence de faciès). Nous avons d'ailleurs eu l'occasion d'échantillonner, dans les Apennins, à proximité de Renno (localité au S.-W. de Modène), une roche identique passant visiblement à un gabbro; une telle observation vient donc à l'appui de l'hypothèse formulée ici.

Il faut souligner, au vu de certaines associations ou termes intermédiaires, la parenté évidente existant entre chacun des faciès mentionnés; si la dislocation de la serpentinite massive aboutit à la formation de la brèche à ciment carbonaté, il est vraisemblable, en effet, que les deux autres types décrits résultent, dans une large mesure tout au moins, d'actions mécaniques encore plus intenses ayant affecté les variétés précédentes.

Enfin, il convient de relever (comme l'a déjà fait JAFFÉ pour la serpentinite bariolée) que ces divers termes bréchiques, mais surtout les types **d.** et **b.**, présentent de

très grandes similitudes, intensité des écrasements mise à part, avec les ophicalcites à faciès « levanto » de l'Appenin ligure dont nous avons eu l'occasion d'examiner quelques affleurements typiques, entre Sestri-Levante et Levanto, en compagnie des professeurs M. VUAGNAT et. M. GALLI. C'est pourquoi, il nous semble que les serpentinites bréchiques décrites ici peuvent être considérées comme de véritables ophicalcites, que nous distinguons des roches déjà ainsi nommées (voir formations diabasiques particulières) et alors formées, le plus souvent, aux dépens de diabases et, parfois seulement (à la Mouille-Ronde), d'une serpentinite. Malgré le caractère fort limité des affleurements, il est possible d'affirmer que le mode de formation de ces deux types d'ophicalcites a été fort différent. Celles rattachées aux formations diabasiques sont sans doute plus tardives, certaines d'entre elles étant vraisemblablement liées aux processus de mise en place des lames ophiolitiques dans leur milieu sédimentaire encaissant actuel.

4.1. MINÉRALOGIE DES SERPENTINITES

Il y a une dizaine d'années encore, la connaissance des minéraux des serpentinites était assez imprécise et souvent les données, d'un auteur à l'autre, apparaissaient fort contradictoires. Depuis, plusieurs études utilisant les moyens d'investigation modernes, tels que diffraction des R.X., analyses thermiques différentielles et thermogravimétriques, combinés aux méthodes classiques (analyses chimiques, microscopie), ont permis, en particulier sur la base de critères structuraux, la distinction de diverses espèces minérales. Parmi ces travaux, mentionnons ceux de E. J. W. WHITTAKER et J. ZUSSMAN (1956, 1958), de G. T. FAUST et J. J. FAHEY (1962) ainsi que celui de Tj. PETERS (1963), auxquels nous nous sommes particulièrement référés. De ces travaux, il ressort que trois espèces principales sont généralement distinguées parmi les minéraux des serpentinites: les chrysotiles (ortho et clino), la lizardite (bastite) et l'antigorite; il est, par ailleurs, communément admis que cette dernière caractérise les serpentinites ayant subi un métamorphisme d'une certaine intensité. Ainsi, dans le domaine étudié ici, seuls chrysotiles et lizardite ont été observés.

4.1.1. VARIÉTÉ MASSIVE ET BRÈCHE A CIMENT CARBONATÉ

Minéraux serpentineux :

Les analyses roentgenographiques indiquent la présence de *lizardite* (bastite) surtout, de *clinochrysotile*, auxquels peut s'associer de l'*orthochrysotile*, toujours nettement moins abondant semble-t-il. Sous le microscope, permettant de remarquer la structure réticulée caractéristique, la distinction exacte entre ces diverses variétés est très délicate; bien que leur distribution soit en fait beaucoup plus complexe, on peut dire d'une manière tout à fait générale et schématique que les mailles sont constituées par le chrysotile (fibreux), les espaces intérieurs étant occupés par la lizardite. En LN, le chrysotile apparaît incolore ou très faiblement verdâtre; la lizardite, souvent plus colorée, verte à

légèrement jaunâtre parfois, s'observe aussi incolore. Deux variétés de chrysotile peuvent se distinguer: le chrysotile α (signe optique et allongement négatif) et le chrysotile γ (signe optique et allongement positif); d'après Tj. PETERS, le premier est formé d'orthochrysotile surtout, le second par les types ortho et clino en parts approximativement égales. Occasionnellement de fines veinules secondaires peuvent sillonner la roche; elles sont constituées d'actinote-trémolite (amphibole asbeste) ou surtout d'orthochrysotile, associé parfois à de la calcite lorsque la serpentinite devient bréchique.

Augite-diallage :

Les reliques de pyroxène, dont dérive visiblement la lizardite, sont en général rares et peu importantes, mais assez constantes. Il s'agit d'une variété identique à celle décrite dans les gabbros, le plus souvent incolore ou montrant parfois un léger pléochroïsme brun-saumon; assez fréquemment le remplacement du pyroxène s'accompagne d'une libération de très fins granules de leucoxène et de sphène, soulignant parfois les clivages de l'ancien minéral.

Quelques analyses diffractométriques, effectuées sur des concentrés de ces reliques encore fraîches, permettent de confirmer, à la suite de F. JAFFÉ (p. 99-100), l'absence de péridot dans les serpentinites de la région des Gets.

Chlorite :

Sa présence est confirmée par les études aux R.X. Incolore, polarisant dans les gris souvent bleutés, elle apparaît surtout en remplacement de certains cristaux de pyroxène.

Amphibole :

Particulièrement dans les zones les plus tectonisées et dans les éléments de la brèche à ciment carbonaté, une variété incolore, du groupe *actinote-trémolite*, paraît, soit résulter de la transformation directe du pyroxène, soit s'être formée aux dépens de la lizardite.

Talc :

Ce minéral apparaît aussi, de préférence dans les zones écrasées, en développements diffus, généralement rares et limités, ou, le plus souvent, en filonnets, petites lentilles, disséminés dans la roche (au Crêt, vers le haut de la zone principale, nous avons pu suivre sur quelques mètres, en la dégageant de la serpentinite écrasée, une lentille relativement importante).

Calcite :

Parfois en petits développements dans la serpentinite massive, le carbonate est surtout associé aux zones tectonisées; dans la brèche de serpentinite, largement cristallisé, parfois quelque peu obscurci par de l'hématite, il s'observe en proportions très variables, et peut être, par places, nettement prédominant. Nous pensons que cette calcite est d'origine hydrothermale plutôt que sédimentaire.

A ce propos, lors d'une récente excursion à l'île d'Elbe en compagnie du professeur M. VUAGNAT, nous avons eu l'occasion d'observer, à la Punta della Contessa, un complexe ophiolitique très semblable à certains de la région des Gets: une serpentinite très écrasée, renfermant des lentilles de gabbro et diverses petites enclaves fort comparables aux ophisphérites, passe vers le haut à une brèche, de prime abord assez voisine de celle décrite ici, mais dont le ciment calcaire renferme une abondante

microfaune, de nummulites en particulier. Déjà étudiée par L. W. COLLET (1934), cette formation a récemment été datée de l'Yprésien par M. LANTEAUME et alii (1966). Dans ce cas, l'origine sédimentaire du ciment ne fait aucun doute; mais il s'agit, à notre avis, d'une brèche d'un tout autre type que celle observée dans notre région. Dans la brèche qui nous intéresse ici, la calcite pourrait témoigner de l'existence de manifestations hydrothermales liées au volcanisme ophiolitique.

Sphène et leucoxène :

très rares; en minuscules granules et poussières dispersés dans la roche ou concentrés, parfois, dans les anciens cristaux de pyroxène.

Magnétite :

souvent plus ou moins hématitisée; en petits granules épars ou formant des traînées, mais aussi en grains plus gros à contours rongés.

Spinelle :

brun, un peu rougeâtre parfois, tout à fait accidentel; souvent associé à la magnétite localisée de préférence sur le pourtour des grains, petits et corrodés.

4.1.2. SERPENTINITE ÉCRASÉE, HÉMATITIQUE (BARIOLÉE) OU NON

Non seulement les effets des déformations mécaniques, souvent intenses, mais aussi d'importants changements de composition minéralogique, distinguent ces variétés de celles précédemment décrites.

En effet, les minéraux habituels des serpentinites ont le plus souvent disparu ou n'existent plus qu'à l'état de reliques, rarement abondantes (on dévine parfois les anciens cristaux de lizardite). Ils ont été remplacés par une *amphibole*, du groupe *actinote-trémolite*, surtout en petits cristaux aciculaires enchevêtrés, mais aussi en lamelles plus importantes; presque toujours incolore, cette variété présente toutefois, accidentellement, un pléochroïsme assez net dans les tons vert-bleu. Moins fréquente, de la *chlorite* (incolore ou parfois légèrement vert-émeraude) est associée à l'amphibole, de même que du *talc*, en développements diffus, dans l'ensemble encore plus rare, quoiqu'occasionnellement abondant; par ailleurs, ce dernier peut former de petits filonnets ou lentilles disséminés, localement, dans la roche.

Dans ce fond, on retrouve, à côté des minéraux accessoires ou accidentels observés dans la serpentinite massive (*sphène* et *leucoxène*, *magnétite*, *spinelle*), des reliques d'*augite-diallage*, généralement minuscules et presque totalement envahies par l'actinote-trémolite, exceptionnellement encore nombreuses et d'assez grande taille; il semble que l'amphibole vert-bleu apparaît de préférence sur les bords de ces anciens cristaux de pyroxène.

Autres propriétés caractéristiques de ces serpentinites écrasées:

1) *Leur envahissement, très fréquent, par du carbonate ;* tous les intermédiaires entre les zones qui sont dépourvues (plus rares) et celles largement envahies peuvent s'observer. Plusieurs déterminations roentgenographiques ont montré qu'il s'agit de *calcite*, soit en développements diffus, plus ou moins largement cristallisés, soit en veinules.

2) *La présence de minéral opaque, le plus souvent hématitisé* (en taches, granules isolés ou groupés en traînées), dont la proportion (permettant la distinction entre les deux variétés mentionnées ici), comme celle du carbonate, est très variable; c'est d'ailleurs surtout dans ce dernier minéral que l'hématite apparaît.

Tout à fait accessoire, et observé dans deux lames minces seulement (l'une provenant du ruisseau des Bounaz, l'autre de la Pierre-à-Feu), mentionnons la présence d'un minéral à fort relief, incolore à très légèrement jaunâtre, semblant tantôt isotrope, tantôt polariser très bas (dans les gris-bleu); la petitesse de ces granules disséminés, comme leur rareté (n'autorisant pas une concentration en vue d'une analyse à l'aide des R.X., par exemple, empêchent de préciser la nature exacte de ce minéral très occasionnel (peut-être s'agit-il de *zoïsite* ou de *clinozoïsite*).

Relevons encore, dans les serpentinites écrasées, l'existence des petites veinules, nettement secondaires, formées soit de chlorite, soit d'actinote-trémolite, ou encore de ces deux minéraux associés.

Si l'on peut raisonnablement envisager, comme nous l'avons déjà fait pour la brèche à ciment carbonaté, que la présence de la calcite est le résultat de manifestations hydrothermales (peut-être en liaison avec le volcanisme ophiolitique), il est plus difficile d'entrevoir dans quelles conditions les associations minéralogiques précédemment décrites ont pu se former. En particulier, quelle a été l'origine du calcium nécessaire à la formation de l'actinote-trémolite (souvent très abondante) à partir des minéraux des serpentinites; provient-il des diabases que l'on observe parfois en contact avec l'ultrabasite (à la Mouille-Ronde surtout, au Bartoli), a-t-il été apporté par les solutions hydrothermales supposées responsables des nombreux développements de carbonate ou le calcium libéré par la serpentinisation des pyroxènes peut-il, à lui seul, expliquer le développement de cette amphibole secondaire? Le caractère par trop limité des affleurements, joint au manque de bonnes relations, d'une part entre les diverses serpentinites décrites, d'autre part entre celles-ci et les autres ophiolites, ne permet pas de choisir entre ces hypothèses, ni d'en exclure à priori d'autres.

Primaires ou secondaires, suivant les auteurs, les serpentinites demeurent, aujourd'hui encore, parmi les roches dont l'origine, comme les conditions de mise en place, font l'objet de nombreuses controverses. A ce propos, nous renvoyons le lecteur intéressé au récent travail de M. VUAGNAT (1963) dans lequel les principales hypothèses émises jusqu'alors sont exposées et discutées. L'étude de la région des Gets, avec ses conditions d'affleurement particulières et fort mauvaises, ne permet pas, en effet, d'apporter une contribution valable à la résolution des problèmes complexes liés à l'existence des serpentinites. Tout au plus, peut-on relever que:

1) D'autres études, en particulier dans les Alpes (Mont-Genèvre, par exemple) ou dans les Apennins, ont montré que la structure réticulée est un caractère propre aux serpentinites correspondant à d'anciennes péridotites. Il semble donc que l'on peut admettre une telle origine pour les serpentinites de la région des Gets, sans qu'il soit possible, vu leur état de transformation presque complet, de préciser la ou les variétés de péridotite(s) dont il s'agissait.

2) Les rapports avec les gabbros ou les diabases sont difficiles à préciser. Alors que les premiers, diverses inclusions (dont certaines ophisphérites) mises à part, n'apparaissent en liaison étroite qu'avec les diabases (à la Mouille-Ronde), ces dernières, en dehors des témoins de filons, observés en quelques points, et des ophisphérites, montrent plusieurs contacts avec la serpentinite; c'est le cas à la Mouille-Ronde, mais tous (excepté celui visible au *point 5*), sont tectonisés.

3) Les rares contacts sédiments encaissants-ultrabasite observés sont tectoniques.