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

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: 17.03.2026

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

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES OPHIOLITES ET DES GRANITES DU FLYSCH DES GETS

(Haute-Savoie, France)

PAR

Jean BERTRAND

ABSTRACT

The first part of this study is dedicated to the detailed description of the various outcrops.

The following petrographical descriptions consist in two parts; one is concerning the igneous rocks in general: acidic (granites) and ophiolitic (diabases, gabbros and serpentines), the other is mainly devoted to xenoliths within the serpentines (the examination of the xenoliths has been particularly detailed).

The granites, associated or not to diabases, form scales of highly variable dimensions. These granites are to be attributed to the Hercynian cycle following several datations by the total lead method. Two varieties have to be considered: the first mainly albitic, the second one, with albite and orthoclase; in the former a sodic metasomatism may explain the disapearance of the orthoclase.

Ophiolites are represented by the three members of the trilogy: diabases-gabbros-serpentines.

By far diabases are the most abundant and they belong to various types. We have to mention diabases associated to the granites, diabases and diabasic formations related to the submarine volcanism, diabases more or less closely related to the serpentines and various diabasic breccias. We have to consider two mineralogical tendencies: first the obviously spilitic varieties (albite-chlorite, without or with hematite), secondly the amphibolic varieties and also a few varieties with pyroxene; these last two varieties, although having a spilitic tendency, may show plagioclase with some relictual calcic component.

Gabbros are poorly represented. They form either more or less individual masses, either elements of ophiolitic breccias, either xenoliths within the serpentines. They consist mainly in an amphibole bearing albitic variety, sometimes in a pyroxene variety. Some varieties with more calcic plagioclase have been observed.

The antigorite free serpentines are formed after a peridotite the original nature of which cannot be defined. Much more abundant than the gabbros, these serpentines appear under various aspects between a massive type and a totally sheared one; among these, an ophicalcite is very similar to the Appenine " Levanto ". Diabasic and rare gabbroic xenoliths are always present among the various types of serpentines. Some of these xenoliths are the " ophisphérites ", characterized by a specific concentric zonation.

By far the most interesting xenoliths, the " ophisphérites " present the problems both of their presence and of their successive transformations. These are attributed to two different episodes: during the first one the xenotiths could have been affected by a more or less important development of calcic silicates (clinozoisite mainly), whereas only during the second one develop the concentric more or less chloritized zones.

In the petrochemical section of this work, the results of the chemical analysis are accompanied by the Niggli parameters, by some results about trace-elements and by various diagrams.

Gabbros and diabases either related to the serpentines either as xenoliths were investigated through geochronometrical K/A method. Following these results, the majority of the dated ophiolites belongs to Jurassic age, but the ophiolitic activity continued up to the Upper Cretaceous.

The synthesis of the obtained results constitutes part of the conclusion of this work. We discuss, on one side, the relationship between igneous rocks and associated sediments, on the other side the paleogeographical initial realm of the igneous rocks of " les Gets ". We reached the conclusion that these rocks are scattered lenses either directly among flysch type sediments or in other sedimentary formations.

We present a discussion of the various opposed hypotheses concerning the initial paleogeographical realm of these rocks. It seems obvious now that the related sedimentary series belong to an allochtonous mass thrusted upon the " Nappe de la Brèche ". This mass along with its igneous components belongs to the extreme upper part of the prealpine body, at least in the studied area. For some writers (Trümpy) the initial paleogeographical realm of this unit is to be found northwest of the " Dent-Blanche " zone, but for other authors (G. and P. ELTER, C. STURANI and M. WEIDMANN) its origin might be related to the Canavese zone.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 285

Introduction :

Situation géographique et géologique 286
Historique 288

Première partie

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Introduction 290

1. *Les affleurements de granite et d'arkose* 291
   1.1. Le bois des Lanches 291
   1.2. Le Marderet-Calamand 294
   1.3. Les Chavannes 295
   1.4. Torrent de la Champane 296
   1.5. *a)* Col de l'Ancrenaz 297
   b) Pentes sud du Char des Quais 298

2. *Les affleurements de granite, d'arkose et de diabase* 298
   2.1. La Rosière 299
   2.1.1. La carrière des Bounaz 299
   2.1.2. La fontaine de la Rosière 301
   2.1.3. Les pentes du Bouvier 302
   2.2. Le Plenay 312
   2.3. L'Eau 317

3 *Les affleurements de diabase* 317
   3.1. Le Vuargne 318
   3.2. La crête des Rochassons 332
   3.3. Mont-Caly 336
   3.4. Le Cannevey 337
   3.5. La zone du col de la Ramaz 338

4. *Les affleurements de serpentinite, ophisphérites et diabase* 342
   4.1. Le Crêt 342
   4.2. Le Bartoli 347
   4.3. La Charnia 351

5. *Les affleurements de serpentinite et ophisphérites* 355
   5.1. La Pierre-à-Feu 355
   5.2. La Mouille-Rousse 359

6. *Affleurement de diabase, gabbro, serpentinite et ophisphérites* 360
   Le ruisseau des Bounaz 360

7. *Affleurement de diabase, gabbro, serpentinite, ophisphérites et ophicalcites-ophisilices* . . . 368
   La Mouille-Ronde 368

8. *Les affleurements d'ophicalcites-ophisilices* 380
   8.1. Le torrent du Marderet 380
   8.2. Zone le Crêtet-les Ramus 386

Deuxième et troisième partie

DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

Introduction 388

Deuxième partie

LES ROCHES CRISTALLINES EN GÉNÉRAL

1. *Les roches acides* 390
1.1. Granites et arkoses 390
1.2. Porphyre quartzifère 393
1.3. Cératophyre quartzifère 394
1.4. Age des granites 394

2. *Les formations diabasiques* 396
2.1. Diabases en masses isolées 397
2.2. Diabases étroitement associées au granite arkosique 399
a) Diabase observée à la Rosière (pentes du Bouvier, carrière des Bounaz), à l'Eau, au ruisseau des Bounaz et aux Lanches 400
b) Diabase apparaissant au Plenay et, très localement, à la carrière des Bounaz . . 401
2.3. Diabases et formations diabasiques directement liées aux manifestations volcaniques sous-marines: laves en coussins, brèches de pillows, hyaloclastites, injections, filons 403
2.4. Brèches diabasiques 409
a) Franchement hématitiques 409
b) Peu ou pas hématitiques 411
2.5. Formations diabasiques particulières 412
a) Conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques 412
b) Brèche fine à éléments diabasiques et sédimentaires 414
c) Conglomérat à éléments diabasiques, granitiques et sédimentaires 414
d) Faciès actuellement rattachés aux ophicalcites-ophisilices 415
2.6. Diabases massives en liaison plus ou moins étroite avec la serpentinite 416
2.7. Brèches ophiolitiques à large prédominance d'éléments diabasiques 419
2.8. Diabases en « inclusions » dans les serpentinites (ophisphérites, témoins de filons) 422

3. *Les gabbros* 423

4. *Les serpentinites* 430
a) Serpentinite massive 430
b) Brèche de serpentinite à ciment carbonaté 430
c) Serpentinite écrasée non hématitique 431
d) Serpentinite écrasée hématitique: serpentinite bariolée 431
4.1. Minéralogie des serpentinites 432
4.1.1. Variété massive et brèche à ciment carbonaté 432
4.1.2. Serpentinite écrasée, hématitique (bariolée) ou non 434

Troisième partie

LES INCLUSIONS DANS LES SERPENTINITES

Introduction 437

1. Descriptions minéralogiques 438

2. Les divers types d'inclusions 444
2.1. *Vestiges de filons, lames tectoniques* 444
2.2. *Fragments, lentilles de natures diverses* 446
2.3. *Les ophisphérites* 448

2.3.1. Introduction 448
2.3.2. Modes de gisement des ophisphérites 452
2.3.3. Classification des ophisphérites 452
2.3.3.1. Les ophisphérites diabasiques 457
2.3.3.1.1. Particularités structurales et de composition des diabases formant les ophisphérites 457
2.3.3.1.2. Caractères macroscopiques des divers types d'ophisphérites diabasiques 459
2.3.3.2. Les ophisphérites non diabasiques 463
2.3.3.2.1. Dérivant de gabbros 463
2.3.3.2.1.1. Composition originelle des gabbros 468
2.3.3.2.1.2. Transformations subies par ces gabbros . . . 468
2.3.3.2.1.3. Structures et caractères macroscopiques des gabbros formant des ophisphérites 471
2.3.3.2.2. Dérivant de roches feldspathiques 472
2.3.3.2.2.1. Ophisphérites formées aux dépens de ségrégations plus ou moins contemporaines de la formation de la roche encaissante 472
2.3.3.2.2.2. Ophisphérites formées aux dépens de ségrégations nettement plus tardives 474
2.3.4. A propos des transformations métamorphiques qui ont pu se développer avant la phase de chloritisation proprement dite (premier stade) 475
2.3.5. A propos de la phase de chloritisation proprement dite (deuxième stade) . . 478

3. *Conclusions* 481
3.1. Les transformations du premier stade 483
3.2. Les transformations du deuxième stade 485

Quatrième partie

PÉTROCHIMIE DES ROCHES CRISTALLINES DE LA RÉGION DES GETS

1. Introduction 488
1.1. Les dosages par fluorescence X 489
1.2. Signification des dosages d'éléments traces 489

2. *Les granites* 490
2.1. Modes et provenances des échantillons analysés 490
2.2. Résultats des analyses 491

3. *Les ophiolites* 493
3.1. Modes et provenances des échantillons analysés 493
3.2. Résultats des analyses 496

4. *Les ophisphérites* 503
4.1. Modes et provenances des échantillons analysés 503
4.2. Résultats des analyses 506

5. Conclusions 512

Cinquième partie

AGES DES OPHIOLITES DE LA RÉGION DES GETS

1. Nature, modes de gisement et provenances des ophiolites datées 515

2. Tableau des résultats 516

3. Conclusions 516

Sixième partie

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. *Relations primitives des roches volcaniques* 518

2. *Les transformations présentées par les ophiolites* (métamorphisme, problème des spilites) . 522
   2.1. Les diabases albito-chloritiques 523
   2.2. Les diabases (et gabbros) associés aux serpentinites ou qui paraissent l'avoir été . . 525

3. *Les rapports entre roches cristallines et sédiments encaissants* 527

4. *Position structurale et domaine paléogéographique originel des roches cristallines de la région des Gets* 529

Bibliographie 533

Légendes des planches photographiques 541

Planches photographiques hors texte

AVANT-PROPOS

Ce travail a été entrepris sur le conseil et sous la direction de M. le professeur M. Vuagnat, directeur de l'Institut de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Genève. Il m'est difficile de lui exprimer en quelques lignes ma profonde reconnaissance. En effet, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain les années que j'ai passées à ses côtés ont été pour moi la source d'un inestimable enrichissement. Au laboratoire, comme sur le terrain, ses suggestions, ses critiques, son objectivité face aux divers problèmes posés, m'ont considérablement aidé tout au long de mes recherches. De nos excursions communes, en particulier au Mont-Genèvre, dans les Grisons, dans les Apennins et à l'île d'Elbe, j'ai retiré un très grand profit.

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude à M. le professeur M. Gysin à qui je dois les bases de ma formation en minéralogie et en pétrographie; son dynamisme fut à l'origine de mon intérêt pour ces deux sciences passionnantes.

Par leur enseignement, MM. les professeurs Ed. Paréjas (†) et surtout Aug. Lombard m'ont apporté les fondements de mes connaissances en géologie. Qu'ils en soient sincèrement remerciés.

M. le professeur M. Galli, de l'Institut de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Gênes, a volontiers accepté d'être membre du jury de ma thèse. Je l'en remercie chaleureusement.

Tout au long de ce travail, j'ai eu l'occasion de contracter de nombreuses autres dettes de reconnaissance. M. le professeur D. Krummenacher a bien voulu dater, par la méthode potassium-argon, plusieurs de mes échantillons.

En diverses occasions, M. le professeur R. Chessex m'a fait bénéficier de ses précieux conseils.

M. M. Delaloye, Privat-docent, m'a grandement aidé dans la réalisation des analyses utilisant les rayons X, alors que M^me^ Filisetti apportait le plus grand soin à effectuer la majorité de mes dosages par fluorescence X.

M. F. Jaffé, actuellement Privat-docent à l'Institut de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Genève, a toujours marqué un très grand intérêt pour mes recherches. Ses remarques, nos échanges de vues sur des sujets qu'il connaissait particulièrement bien pour m'avoir précédé dans l'étude des roches cristallines de la région des Gets, m'ont été fort utiles. Je tiens également à souligner ici tout le bénéfice que j'ai retiré de son remarquable travail.

A maintes reprises, j'ai eu la chance de pouvoir travailler en collaboration avec Ch. Caron et M. Weidmann, parfaits connaisseurs des flysch de la région des Gets. A l'occasion qui m'était ainsi offerte de parfaire mes connaissances sur certains problèmes de la géologie préalpine, s'est ajouté le plaisir des liens amicaux qui se sont établis entre nous.

Les chimistes du laboratoire de minéralogie et de pétrographie, M^lle G. Mérandon, M^me N. Monnier et M^lle P. Voldet, en effectuant les analyses de mes roches, les préparateurs, MM. Cornut, Egger et Stalder, par la conscience qu'ils ont apportée à la confection de mes coupes minces et M. Zbinden, dessinateur, ont les uns et les autres participé à l'élaboration de ce travail.

Je n'oublierai pas mes camarades de laboratoire, et en particulier J. Martini et H. Loubat avec lesquels j'ai pu échanger de toujours fructueuses discussions.

A tous, je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements.

Enfin, je voudrais dire à ma femme combien je lui suis reconnaissant de la confiance et du soutien qu'elle n'a jamais cessé de m'apporter.

INTRODUCTION

Situation géographique et géologique

La région parcourue au cours du présent travail figure dans sa totalité sur la carte topographique au 1 : 50.000^e Samoëns-Pas-de-Morgins (Haute-Savoie, France).

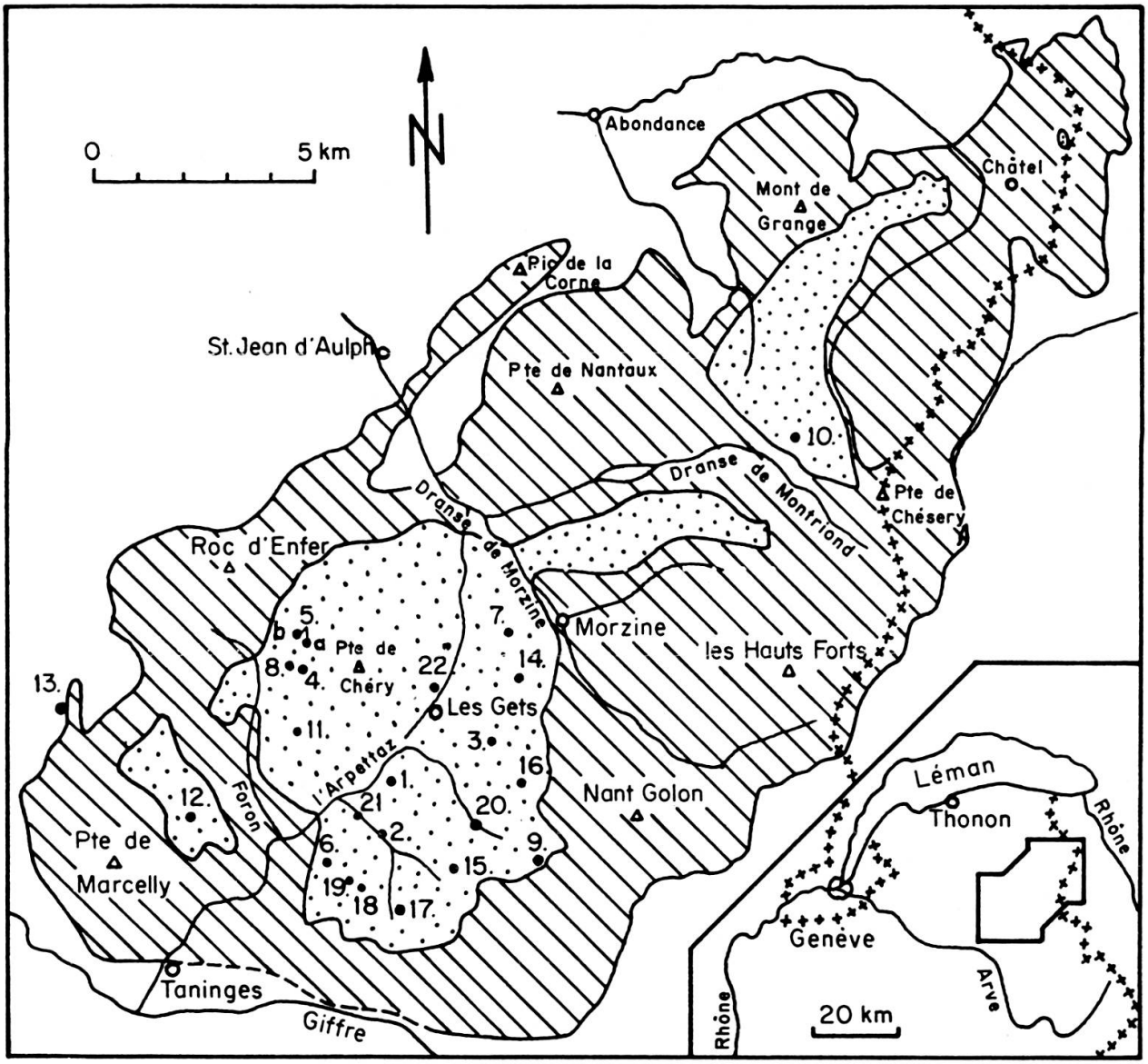
Toutefois, la plupart et les plus intéressants des pointements étudiés apparaissent sur le Plateau des Gets; cette zone est située dans un triangle dont la limite S.-S.-W. est donnée par le tronçon de la vallée du Giffre compris entre Taninges et Samoëns, la limite N.-W. par la route nationale 202, qui relie Taninges à Morzine en passant par les Gets, et la limite E. par une droite idéale joignant Samoëns à Morzine.

Les autres affleurements, de moindre importance, sont tous localisés, à l'exception d'un seul (voir ci-dessous), dans une bande délimitée, au S.-E., par la route nationale 202 et, au N.-W., par une ligne partant de Mieussy, dans la vallée du Giffre, pour rejoindre Essert-Romand, petite localité du versant gauche de la vallée de la Dranse de Morzine.

Un seul pointement s'observe nettement plus au N.-E. des zones définies précédemment; il apparaît sur le versant droit de la haute vallée de la Dranse de Montriond, au-dessus du village des Lindarets, près de la frontière franco-suisse.

Fig. 1. — Situation des affleurements.

1. Le bois des Lanches.
2. Le Marderet-Calamand.
3. Les Chavannes.
4. Le torrent de la Champane.
5. a) Le col de l'Ancrenaz;
   b) Pentes sud du Char des Quais.
6. La Rosière.
7. Le Plenay.
8. L'Eau.
9. Le Vuargne
10. La crête des Rochassons.
11. Mont-Caly.
12. Le Cannevey.
13. La zone du col de la Ramaz.
14. Le Crêt.
15. Le Bartoli.
16. La Charnia.
17. La Pierre-à-Feu.
18. La Mouille-Rousse.
19. Le ruisseau des Bounaz.
20. La Mouille-Ronde.
21. Le torrent du Marderet.
22. Zone le Crêtet-les Ramus.



Nappe de la Brèche (jusqu'aux " Calcaires à Silexites " inclus)

Ensemble des Flysch de la région des Gets (à partir de la " Série à Quartzites " incluse)

• 1. Localisation des affleurements décrits dans le texte.

Les limites entre Nappe de la Brèche et Ensemble des Flysch sont celles données par Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967)

Au point de vue géologique, les secteurs ainsi définis se situent dans la partie chablaisienne de l'arc préalpin. D'une manière plus précise, et exception faite de quelques rares pointements (ceux de la zone du col de la Ramaz), les affleurements étudiés apparaissent dans la grande vasque synclinale que déterminent les assises rigides de la Nappe de la Brèche. Cette dernière unité est en contact, à sa marge interne, avec les séries ultrahelvétiques des Préalpes internes et les séries helvétiques de la Nappe de Morcles alors que dans sa partie frontale elle chevauche les Préalpes médianes.

La vasque synclinale définie ci-dessus supporte plusieurs séries sédimentaires communément groupées sous la désignation de « flysch de la région des Gets », terme qui s'applique aux formations qui surmontent stratigraphiquement et structuralement les « Calcaires à Silexites » de la Nappe de la Brèche du Chablais. Mais l'attribution de telles séries, et en particulier de celles qui encaissent les roches cristallines, à une unité tectonique bien définie des Préalpes a été et reste encore controversée; en effet, ces séries furent tantôt attribuées à la Nappe de la Brèche, tantôt à celle de la Simme ou encore à une unité tectonique indépendante.

Les résultats de plusieurs travaux récents ont toutefois démontré que certaines de ces formations tout au moins (dont celles associées aux roches cristallines) appartiennent sans aucun doute à un ensemble allochtone superposé à la Nappe de la Brèche, un tel ensemble pouvant être considéré, dans le Chablais, comme l'unité tectonique la plus élevée de l'édifice préalpin; mais il n'en reste pas moins que les problèmes de l'appartenance tectonique et de l'origine paléogéographique de cette unité charriée ne sont pas résolus puisque certains la rattachent à la Nappe de la Simme et d'autres à une nappe indépendante caractérisée par la présence des ophiolites.

Historique

La présence de roches cristallines dans les Préalpes du Chablais, comme d'ailleurs dans les Préalpes romandes, est connue depuis fort longtemps puisque la découverte des premiers affleurements remonte à plus d'un siècle.

Nous ne citerons ici que les ouvrages concernant les affleurements du Chablais. Le lecteur intéressé aux pointements ophiolitiques des Préalpes romandes trouvera dans le travail de F. Salimi (1965) toutes les données bibliographiques qui se rapportent à cette région.

Dans les Préalpes chablaisiennes, le premier pointement cristallin mentionné est celui du ruisseau des Bounaz. Cette découverte revient à A. Favre (1854) qui décrira quelques années plus tard (1867) le même affleurement comme un grand massif de serpentine.

En 1888, H. Tavernier rappelle la découverte de Favre et signale l'existence de deux nouveaux pointements: ceux de la Rosière et de la Mouille-Ronde.

Intrigués par cette présence insolite de roches cristallines, nombreux sont alors les géologues à parcourir cette région.

Ainsi, A. JACCARD (1892), M. LUGEON (1895) puis L. MORET (1928) font tour à tour mention de nouvelles sorties de roches éruptives alors que A. MICHEL-LEVY (1892) effectue une intéressante étude pétrographique de certaines de ces roches.

Les laves en coussins du Vuargne ne sont signalées qu'en 1938 par W. J. SCHROEDER.

F. JAFFÉ (1955) publie la première étude pétrographique détaillée portant sur l'ensemble des roches cristallines du secteur des Gets et découvre un nouvel affleurement: celui de la Pierre-à-Feu.

Plus récemment, divers pointements, ou indices, de moindre importance sont encore signalés:

Par Ph. BERNHEIM (1962), au pied du versant N.-W. de la Pointe-de-Chéry, par A. GUILLAUME, Ph. BERNHEIM et J. HAAS (1962), en particulier dans une zone nettement plus au N.-E. du Plateau des Gets, et par B. RICHARD (1962).

Enfin, Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967) notent la présence de deux nouvelles écailles granitiques.

Dans cet historique, nous avons fait abstraction des écrits consacrés uniquement au problème de la position géologique des roches cristallines. Toutes les données (bibliographiques et autres) se rapportant à cette question se trouvent en effet rassemblées dans les travaux de W. J. SCHROEDER (1939), F. JAFFÉ (1955), Ph. BERNHEIM (1962), J. HAAS (1964) et Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967).

PREMIÈRE PARTIE

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Les pointements, dont l'étude fait l'objet de ce travail, peuvent être classés dans les catégories suivantes:

1. AFFLEUREMENTS DE GRANITE ET D'ARKOSE

   Les Lanches, le Marderet-Calamand, les Chavannes, le torrent de la Champane, le col de l'Ancrenaz-Char des Quais.

2. AFFLEUREMENTS DE GRANITE, ARKOSE ET DIABASE

   La Rosière, le Plenay, l'Eau.

3. AFFLEUREMENTS DE DIABASE

   Le Vuargne, la crête des Rochassons, Mont-Caly, le Cannevey, la zone du col de la Ramaz.

4. AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITE, OPHISPHÉRITES ET DIABASES

   Le Crêt, le Bartoli, la Charnia.

5. AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITE ET OPHISPHÉRITES

   La Pierre-à-Feu, la Mouille-Rousse.

6. AFFLEUREMENT DE DIABASE, GABBRO, SERPENTINITE ET OPHISPHÉRITES

   Le ruisseau des Bounaz.

7. AFFLEUREMENT DE DIABASE, GABBRO, SERPENTINITE, OPHISPHÉRITES ET OPHICALCITES-OPHISILICES

   La Mouille-Ronde.

8. AFFLEUREMENTS D'OPHICALCITES-OPHISILICES

   Le torrent du Marderet, le Crêtet-les Ramuz.

Une partie des cartes qui accompagnent ces descriptions ont été reprises du travail de F. JAFFÉ (1955); nous y avons apporté quelques modifications et compléments. Les cartes nouvelles ont été établies d'après les bases topographiques des feuilles Samoëns au 1 : 20.000^{e} (mentionnons que les divers affleurements sont répartis sur les feuilles 2, 3, 4, 5, 6 et 7).

1. LES AFFLEUREMENTS DE GRANITE ET D'ARKOSE

1.1. Le Bois des Lanches

1.2. Le Marderet-Calamand

1.3. Les Chavannes

1.4. Le torrent de la Champane

1.5. a. Col de l'Ancrenaz (pointement disparu après échantillonnage)

b. Pentes sud du Char des Quais (bloc non en place)

A l'exception du premier, ces pointements ont tous été découverts après le travail de F. Jaffé.

Introduction

Nous avons placé les affleurements du bois des Lanches dans cette catégorie, malgré la présence de diabase associée à l'arkose, car seuls de rares petits débris, non en place, montrent cette association.

Une partie des découvertes nouvelles revient à Ph. Bernheim (1962), qui a étudié la géologie de la région des Gets, dans le cadre de sa thèse de 3e cycle. Puis, Ch. Caron et M. Weidmann (1967) reprenant, d'une manière plus générale et synthétique, l'étude des flysch superposés à la Nappe de la Brèche, ont à leur tour observé de nouveaux pointements.

Les affleurements seront décrits par ordre de qualité décroissante.

1.1 Le bois des Lanches

Situation

Plusieurs lames de roches granitiques courent en écharpe dans le bois des Lanches, dominant la R.N. 202, au niveau de Les Perrières (voir fig. 2). Pour les atteindre, il faut suivre, jusqu'à l'altitude de 1220 m environ, le sentier longeant la rive gauche du ruisseau Chinfrey, puis se diriger horizontalement vers le S.-W. Les coordonnées approximatives des zones principales (feuilles Samöens 6 et 7 au 1 : 20.000e) sont les suivantes:

lame ruisseau A : 933,740 × 136,380;

lame ruisseau B : 933,590 × 136,230;

nouvelle petite lame ruisseau C : 933,450 × 136,090.

Description

Soulignons que ce pointement est de loin le plus important de cette catégorie.

Espérant trouver d'éventuels nouveaux affleurements, nous avons examiné en détail le bois des Lanches à partir du ruisseau Chinfrey. Dans l'ensemble, cet examen

s'est révélé infructueux. En dessous de 1200 m d'altitude, seuls quelques très rares et petits fragments arkosiques, accompagnés de débris de roches vertes aux alentours du ruisseau Chinfrey, jonchent le sol. Nous avons toutefois observé une nouvelle petite lentille arkosique dans le ruisseau C de notre carte. Cette découverte, jointe

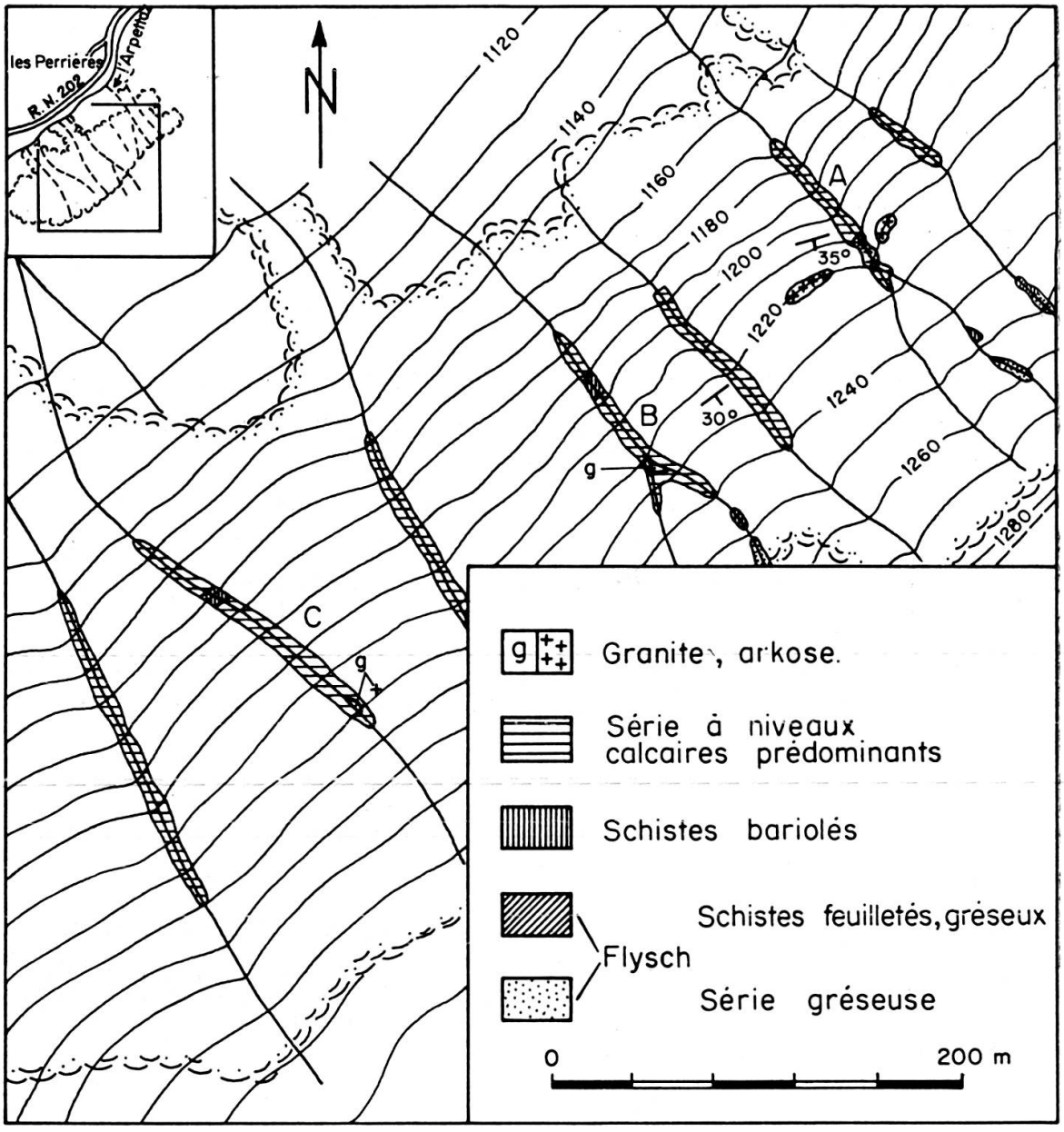


FIG. 2. — LE BOIS DES LANCHES

à l'observation des petits fragments non en place, laisse entrevoir la présence d'autres niveaux granitiques actuellement masqués par la couverture quaternaire.

Les affleurements principaux ont été très bien décrits par JAFFÉ (1955); les observations nouvelles que nous avons faites ne portent que sur des points de détail.

Ruisseau A

La roche éruptive se présente ici sous des faciès fort variés. Lames, esquilles de granite relativement frais, séparées par des passées schisteuses ou par des niveaux d'allure conglomératique renfermant des éléments granitiques arrondis, parfois de l'ordre du décimètre cube. Nous ne suivrons pas Jaffé qui voit ici deux lames distinctes. En fait, à la base de l'affleurement, nous avons une lentille granitique plus importante emballée dans ces niveaux schisteux formés, d'après l'examen au microscope, de matériel arkosique très fin et souvent intensément écrasé.

On peut évaluer à une quinzaine de mètres l'épaisseur totale de cette zone.

Dans le cours du ruisseau, nous avons observé quelques rares débris montrant un contact intime entre roche éruptive acide et diabase mais, tout comme Jaffé, n'avons jamais décelé cette association en place.

La roche éruptive se retrouve de part et d'autre du ruisseau. Autrefois exploitée en carrière, la lame située sur la rive droite mesure environ 15 m de long sur 5 à 6 m de hauteur. Elle n'est pas rattachée directement aux affleurements du ruisseau.

A une vingtaine de mètres de la rive gauche s'étend une nouvelle zone formée de plusieurs petites écailles.

Ces petits pointements sont dépourvus de passées schisteuses ou conglomératiques.

Ruisseau B

Nettement plus petite que les précédentes, cette lame s'observe principalement sur la rive gauche, un peu en dessous de la jonction des deux branches du ruisseau. Bien que très amincie, elle se poursuit jusque dans la branche de droite; sa longueur totale est de 7 m.

Les actions tectoniques paraissent avoir été intenses dans cette zone: plusieurs petits miroirs de faille traversent la roche éruptive.

Malgré ses dimensions restreintes, la lentille est surtout constituée de granite, le plus frais du bois des Lanches. Seule la base est arkosique; au voisinage immédiat du contact supérieur avec les sédiments, on retrouve une zone conglomératique à galets granitiques emballés dans des schistes verts en tous points identique à celle observée dans le ruisseau A.

Une mesure géochronométrique (voir p. 394-395) a été effectuée sur un fragment de cette lame.

Ruisseau C

Sur la rive droite affleure une nouvelle écaille arkosique longue de 1 m et d'une épaisseur maximum équivalente. Ses relations avec les sédiments encaissants sont très mal visibles, mais elle semble en place.

A quelque 10 m de cette rive, presque au même niveau, une lentille de nature semblable, très écrasée, est en grande partie masquée par des racines de sapins. Visible sur moins de 1 m, elle paraît déchaussée.

Environnement sédimentaire

Comme l'ont déjà noté SCHROEDER, JAFFÉ et plus récemment BERNHEIM, ces diverses lentilles s'intercalent au sommet d'une série formée par l'alternance de bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires à pâte fine et de schistes argileux noirs devenant calcaires par endroits.

Dans les ruisseaux B et C, nous avons observé deux zones de schistes bariolés rouges et verts; liés, dans le ruisseau B, à de minces niveaux cherteux verdâtres, ces schistes sont parfaitement concordants avec ceux associés aux calcaires fins.

Au-dessus des lames granitiques les affleurements sont plus discontinus. Après disparition de l'alternance calcaires fins — schistes noirs, on note des schistes gréseux brunâtres finement plaquetés, souvent très altérés. Plus haut, des niveaux gréseux plus massifs deviennent prédominants.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

Cette relation est bien visible dans le ruisseau A. Le contact inférieur est tranché: reposant directement sur les schistes noirs, qui ne montrent aucun phénomène de contact, nous trouvons une arkose à texture schisteuse.

De part et d'autre du contact, les remplissages secondaires siliceux ou carbonatés sont nombreux; ils témoignent vraisemblablement des frictions intenses qui ont dû affecter ces deux milieux de compétence si différente au cours de leur histoire géologique.

Au contact supérieur, on remarque une certaine transition. Les sédiments paraissent avoir quelque peu remanié la roche éruptive. En effet, faisant suite à la zone conglomératique et aux passées de schistes verts à écailles de granite, un niveau de schistes nettement sédimentaires à nombreux débris d'origine granitique marque le sommet de cette grande lame cristalline.

Une telle zone de transition se retrouve dans le ruisseau B, au sommet de la entille granitique.

1.2. LE MARDERET-CALAMAND

Situation

Découvert par Ch. CARON et M. WEIDMANN, ce pointement apparaît à une quinzaine de mètres de la rive droite du petit ruisseau descendant de Calamand et domine le torrent du Marderet de quelque 25 m. Ses coordonnées (feuille Samöens 6 au 1: 20.000e) sont les suivantes: 933,420 × 135,330. On l'atteint assez facilement à partir du point 1244,5 situé en dessous de Calamand.

Description

Cet affleurement consiste en une lentille d'environ 5 m de long; sa hauteur ne dépasse pas 2,5 m. Elle ne s'étend pas sur plusieurs dizaines de mètres ainsi que l'indiquent CARON et WEIDMANN.

On retrouve ici une association de zones franchement granitiques et de passées arkosiques, à indices d'écrasements fréquents, localisées surtout à la base de la lentille.

Au voisinage immédiat du contact avec les sédiments encaissants, l'arkose passe, sur quelques centimètres, quasiment à un schiste vert (c.f. bois des Lanches), lequel, au sommet de la lame, emballe de petits galets granitiques.

Certaines zones sont très fraîches; la biotite y est presque inaltérée. Cela nous a permis d'effectuer une mesure géochronométrique (voir p. 394-395).

A l'amont de la confluence, la roche éruptive n'affleure plus. A l'aval par contre, entre 50 et 100 m de la lentille principale, sur la même rive, nous avons noté deux petites zones arkosiques mal définies, car les affleurements sont maintenant discontinus et parfois tassés sur place.

Environnement sédimentaire

Incluse dans une zone de gros bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires fins alternant avec des schistes argileux noirs (première subdivision de la coupe relevée par CARON et WEIDMANN), cette lentille semble encadrée par les mêmes faciès sédimentaires qu'au bois des Lanches.

L'analogie avec ce dernier affleurement est renforcée par l'apparition de termes gréseux au-dessus de la lame, comme le montre d'ailleurs très bien la coupe donnée par les auteurs cités plus haut.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

En dehors des minces zones schisteuses à la base et au sommet de la lentille, témoignant des frottements intenses qui on dû se produire entre les deux milieux, le contact est bien tranché.

1.3. LES CHAVANNES

Situation

Dégagé lors de la création de la route passant sous les premières bâtisses des Chavannes, ce petit affleurement a également été découvert par Ch. CARON et M. WEIDMANN.

Quelques écailles de roche éruptive sont visibles dans le talus est du nouveau tronçon à quelque 80 m de la jonction avec la route montant directement aux Chavannes. Leurs coordonnées (feuille Samöens 7 au 1: 20.000e) sont les suivantes: 935,890 × 137,150.

Description

Ce pointement n'est pas constitué d'une lame unique, mais de trois écailles d'importance différente. Il s'étend sur une longueur d'environ 7 m, intercalations sédimentaires comprises, à quelque 2 m au-dessus du niveau de la route. L'écaille

la plus grande mesure 2,7 m de long pour une épaisseur maximum de 1,5 m. La plus petite consiste en une mince langue arkosique ne dépassant pas 1 m de longueur et marque la fin de cet affleurement lorsqu'on se dirige du nord au sud.

En plus de ses dimensions réduites, ce pointement est très mauvais, la roche éruptive étant très altérée superficiellement et abondamment fracturée par d'assez intenses bouleversements tectoniques locaux. Les termes arkosiques prédominent très largement; ils se rapprochent par places des schistes verdâtres déjà observés au bois des Lanches et au Marderet-Calamand.

Nous avons eu de la peine à trouver des passées granitiques encore assez fraîches pour permettre d'effectuer une mesure géochronométrique (voir p. 394-395).

Environnement sédimentaire

Les écailles cristallines sont incluses dans un flysch schisteux, brun, renfermant de petits bancs de calcaires fins, peu fréquents.

Au voisinage immédiat de la roche éruptive, les schistes, gris brunâtre, sont argileux, plus rarement calcaires. Des grès s'y associent vers le haut de la zone arkosique et s'observent jusqu'au sommet du talus; ils sont finement lités, décalcifiés et brun-rouge par altération. Dans cet ensemble fortement tectonisé, s'intercalent de petits bancs lenticulaires ou même des lentilles de calcaires fins. Sans liaison directe avec la roche granitique, notons une petite zone de schistes argileux bariolés, brun-vert à rougeâtres, visibles dans le virage raccordant la nouvelle à l'ancienne route.

La série sédimentaire encaissante diffère ainsi passablement de celle des deux affleurements précédents.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

Etant donné la petitesse de l'affleurement et les nombreux bouleversements tectoniques, toute observation valable est rendue pratiquement impossible. Nous avons cependant noté des plaquages primaires de grès et de schistes sombres sur l'arkose; ces schistes jouent parfois le rôle de ciment entre des fragments arkosiques.

1.4. Torrent de la Champane

Dans son travail de thèse, Bernheim mentionne deux petites lentilles de gneiss granitique dans le torrent de la Champane. Les coordonnées indiquées par cet auteur étant inexactes, nous avons examiné en détail le cours supérieur de ce torrent. Cela nous a permis de trouver une très petite zone de roche éruptive correspondant peut-être à celle de Bernheim.

Situation

Parvenu à l'Ancrenaz, il faut se diriger vers le S.-W., jusqu'aux chalets de la Joux. On rejoint alors très facilement le torrent dans lequel il faut remonter jusqu'à l'altitude de 1320 m environ. L'affleurement se trouve sur la rive gauche. Ses coordonnées approximatives (feuille Samöens 6 au 1 : 20.000e) sont les suivantes: 931,350 × 138 480.

Description

Ce minuscule pointement ne consiste pas vraiment en une lentille, mais plutôt en des « passées » de roche éruptive intimement associées à une série sédimentaire elle-même très déformée et laminée. Ce mode de gisement nous a empêché de mesurer avec précision les zones granitiques. Nous n'avons en tout cas pas observé deux lentilles de 3 m × 1,5 m et 1,6 m × 0,7 m comme le signale BERNHEIM et ne les avons pas retrouvées dans toute la zone examinée, c'est-à-dire d'un point situé à l'aval de la Joux jusqu'au col de l'Ancrenaz.

De caractère essentiellement arkosique, la roche éruptive présente volontiers une texture légèrement orientée que l'on peut attribuer aux intenses laminages.

Mentionnons encore, dans ce torrent, de très rares petits blocs non en place de micaschiste à 2 micas, correspondant certainement à ceux déjà signalés par LUGEON sur le versant N.-W. de la pointe de Chéry. Nous n'avons jamais vu un tel faciès associé aux roches éruptives de la région des Gets.

Environnement sédimentaire

La série encaissante, intensément déformée, consiste en une alternance de niveaux calcaires, parfois plus ou moins gréseux, et de schistes argileux noirs. Nous n'avons pas observé de calcaires fins semblables à ceux mentionnés dans les affleurements déjà décrits.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

On retrouve ici des indices de frottements importants entre sédiments et roche éruptive. Celle-ci est emballée dans les schistes argileux qui forment souvent un enduit intimement lié à sa surface.

1.5. Relevons encore deux points signalés par Ch. CARON et M. WEIDMANN.

a. COL DE L'ANCRENAZ

Situation

Une série versicolore, replissée, de schistes siliceux ou marneux à lentilles de calcaire à faciès « palombini » marque la fin des affleurements dans le talus de droite, avant d'arriver au col.

Dans ces niveaux, P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN ont récolté un bloc céphalaire de gneiss granitique altéré.

Description

Il est impossible de faire de nouvelles observations sur le terrain, car le fragment a été totalement dégagé lors de sa découverte. Cependant, M. WEIDMANN a bien voulu nous remettre un échantillon de cette roche pour y effectuer une lame mince. Nous retrouvons là une arkose de type identique à celles des affleurements déjà cités; son caractère granitique est encore bien évident.

Environnement sédimentaire

Tandis qu'au bois des Lanches et aux Chavannes, la roche éruptive affleure à proximité de schistes versicolores, elle était ici incluse dans un tel niveau auquel s'associent des lentilles de calcaire fin.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

Aucune observation n'est possible étant donné la disparition totale du bloc.

Signalons que l'on retrouve une série schisteuse analogue plus à l'W., entre les Grosses et La Villia, dans le talus supérieur de la route récemment élargie. Elle ne renferme pas de lentilles de roche éruptive.

b. PENTES SUD DU CHAR DES QUAIS

CARON et WEIDMANN y mentionnent un bloc de gneiss granitique totalement déchaussé.

Echantillons et lames minces, aimablement prêtés par ces auteurs, montrent une roche pour ainsi dire essentiellement quartzeuse. Cependant nous avons relevé un peu de chlorite, provenant le plus souvent de l'altération de la biotite, quelques plagioclases fortement séricitisés et, très accessoirement, de petits grains d'apatite.

Nous pensons que cette roche provient soit du remplissage d'une diaclase dans un granite, soit d'une ségrégation siliceuse dans une telle roche. D'après cet unique fragment, on ne peut pas parler d'un gneiss granitique.

2. LES AFFLEUREMENTS DE GRANITE, D'ARKOSE ET DE DIABASE

Les affleurements de la Rosière et du Plenay rentrent dans cette catégorie. Parmi les plus importants de la région des Gets, avec ceux du Vuargne et de la Mouille-Ronde, ils sont connus depuis fort longtemps.

Le pointement de la Rosière comprend trois parties d'importance très inégale. La zone principale affleure dans les pentes du Bouvier; deux petits affleurements complémentaires s'observent à la carrière des Bounaz et à la fontaine de la Rosière.

Rappelons qu'avant le travail de F. JAFFÉ, l'affleurement du Plenay était décrit sous le nom des Attraix.

Un seul pointement nouveau peut être rattaché à cette catégorie. Il est très petit et de mauvaise qualité. A. GUILLAUME, Ph. BERNHEIM et J. HAAS (1962) le mentionnent une première fois dans le secteur de l'Eau et le considèrent comme un affleurement de gneiss. Dans sa thèse, Ph. BERNHEIM le décrit sous « col de l'Ancrenaz ».

2.1. LA ROSIÈRE

Il existe deux possibilités pour rallier cette zone d'affleurements:

1) Rejoindre le plateau de la Rosière par la route s'élevant sur le flanc droit de la vallée du Giffre. On examine alors la carrière des Bounaz et la fontaine de la Rosière avant de parvenir aux importants pointements des pentes du Bouvier.
2) De le Pré, au-dessus du pont des Voleurs, monter dans les pâturages en direction de la Rosière. Il est alors avantageux d'observer les divers affleurements dans l'ordre inverse.

2.1.1. LA CARRIÈRE DES BOUNAZ

Déjà mentionné par W. J. SCHROEDER (1939), ce pointement est ainsi baptisé et décrit séparément par F. JAFFÉ (1955).

Situation

L'affleurement, visible à la lisière supérieure d'un petit bois, se trouve à quelque 35 m au N.-W. du point 1409,1. La zone principale, sur la feuille Samöens 6, au 1: 20.000e, a les coordonnées suivantes: 932,270 × 133,980 (voir fig. 23).

Description

Entaillée dans l'arkose, une ancienne petite carrière s'étend là, longue d'une vingtaine de mètres et large de 12 à 15 m. F. JAFFÉ a déjà mentionné les variations de faciès de la roche acide: variétés leucocrates et mélanocrates (riches en chlorite) disposées de manière quelconque et traversées par de nombreuses veinules quartzeuses secondaires ou localement enrichies en quartz. En dehors des fragments éboulés à la base de cette zone, l'arkose apparaît encore à 20 m de l'extrémité N. de la carrière, formant deux blocs d'une certaine importance. En plusieurs points, nous avons noté des rapports étroits entre roche acide et diabase. Ainsi, en bordure de forêt, à l'extrémité W. de la carrière, nous avons dégagé, sur la base de quelques indices diabasiques, un gros bloc constitué d'une brèche à fragments de diabase à structure fine, associés à des débris d'arkose et de cherts verdâtres; près de l'angle sud de la carrière, un autre bloc montre la diabase remaniant des débris de granite

arkosique. Enfin, jalonnant le bord oriental de l'ancienne zone exploitée, la diabase, déjà mentionnée par F. JAFFÉ, s'observe sur environ 2,5 m de longueur, son épaisseur variant entre 30 et 40 cm; sur 10 à 15 cm à partir du contact avec l'arkose, des fragments de diabases albito-chloritiques, souvent chloritisées, fréquemment à structures de laves en coussins, sont emballés dans une matrice principalement arkosique séricitisée et chloritisée; à cette zone de contact, témoignant d'intenses déformations, fait suite une diabase plus massive, albito-chloritique, riche en sphène-leucoxène, à structure intersertale divergente; la chloritisation et la séricitisation demeurent assez intenses.

Mentionnons encore, au bord du chemin, un peu au N. du point 1409,1, quelques petits blocs très altérés; certains correspondent à une diabase albito-chloritique à structure intersertale, d'autres à une arène consolidée formée aux dépens d'une telle roche.

Ces diverses observations permettent d'envisager l'arkose comme une lame emballée dans une zone diabasique complexe, rattachée à des épanchements sous-marins, mais dont il est impossible de préciser la nature vu la très mauvaise qualité des affleurements.

Déjà relevée par F. JAFFÉ, une brèche particulière affleure à quelque 80 m au N. de la carrière, sur l'ancien chemin menant à la Rosière. Sur une douzaine de mètres, quelques fragments ou petits blocs, dépassant à peine du sentier, témoignent de sa présence; un bloc de 1,5 m de longeur, large de 0,8 m, marque la limite septentrionale de ces minuscules pointements.

Cette brèche diffère passablement de celles des pentes du Bouvier, du Plenay ou encore du ruisseau des Bounaz. Malgré l'exiguïté des pointements, on relève en effet des faciès assez divers: débris de diabases chloritisées, non hématitiques, à structures très fines, de diabases albito-chloritiques hématitiques, à structures intersertales (semblables à certains éléments de la brèche du Plenay).

Enfin, et surtout dans le bloc marquant l'extrémité N. de cette zone, on remarque, associée à des fragments de diabase hématitique, une brèche fine (éléments de 0,5 à 1 cm de diamètre) présentant une certaine schistosité. Aux nombreux éléments de diabases, dans l'ensemble peu ou pas hématitiques, s'ajoutent des termes sédimentaires: cherts plus ou moins fins et chloriteux, sédiments phylliteux plus rares, débris arkosiques accidentels; ces constituants sont liés par un ciment fin, passablement siliceux et envahi par l'hématite, montrant parfois de belles structures fluidales. L'origine sédimentaire de ce faciès témoigne d'érosions, de remaniements, ayant affecté certaines formations diabasiques.

Nous n'avons relevé aucun rapport entre les divers pointements cristallins de la carrière des Bounaz et les terrains encaissants. Signalons toutefois les schistes verdâtres, de même type que les schistes versicolores déjà mentionnés à proximité de la roche éruptive au bois des Lanches et aux Chavannes, visibles ici localement dans le talus du sentier menant à la Rosière.

2.1.2. La Fontaine de la Rosière

Situation

Avant F. Jaffé, W. J. Schroeder signale déjà ce minuscule pointement. Il se trouve à environ 70 m à l'W. de la Rosière, à proximité de la fontaine (coordonnées feuille Samöens 6 au 1: 20.000e: 932,200 × 134,460) (voir fig. 23).

Description

La roche éruptive n'apparaît ici que sous forme de blocs, visibles principalement autour de la fontaine, bien que se remarquant encore sur une quarantaine de mètres vers le N. La masse la plus importante mesure 2,5×2,5 m; à quelque 10 m de la fontaine, elle dépasse à peine du sentier venant de la Rosière. Les autres fragments sont nettement plus petits, certains non en place.

Dans une petite tranchée creusée, au-dessus de la fontaine, pour capter l'eau, des schistes rouges, relativement siliceux et tectonisés, renfermant quelques débris de diabases fines, passent à une brèche à éléments diabasiques prédominants, nettement écrasée au contact. Cette relation démontre que l'affleurement est bien en place.

Cette brèche, d'un type particulier, constitue les divers blocs observés.

Nous y avons relevé:

1) *Des fragments principaux*, le plus souvent de 5 à 10 cm de diamètre, à contours généralement émoussés, parfois arrondis. Ce sont avant tout des diabases à structures très fines, arborescentes à sphérolitiques, souvent à amygdales chloriteuses ou carbonatées; plus rare, une variété porphyrique montre des phénocristaux de plagioclase, généralement chloritisés. De types albito-chloritiques, jamais hématitiques, ces éléments proviennent pour la plupart de laves en coussins. Mentionnons encore, accidentellement, des fragments d'arkose analogue à celle de la carrière des Bounaz.

2) *Un ciment*, lui-même bréchiforme, souvent laminé, relie ces divers constituants. Il se compose:

   a) de menus débris des roches mentionnées sous 1), souvent ne dépassant pas quelques mm, plutôt anguleux; de fragments chloriteux (matrices de pillows lavas sans doute); d'autres éléments, petits et très rares, envahis par du carbonate, montrent encore de nettes structures de verre volcanique;

   b) et surtout de divers sédiments, en éléments ou passées: cherts verdâtres ou beiges, fréquents, roches plus argileuses, phylliteuses parfois, telles que des schistes verdâtres par exemple (que l'on retrouvera associés au conglomérat du Crêt ou du Plenay).

Relevons enfin que la granulométrie et les proportions relatives de ces divers constituants peuvent varier notablement.

De l'examen de ce pointement, nous retiendrons:

1) *La nature particulière de cette formation, d'origine sédimentaire, analogue au conglomérat visible au Plenay ou au Crêt.*

2) *Sa liaison étroite avec les schistes rouges ou, plus localement, verts.*

Les rapports avec les terrains encaissants ne sont pas visibles; toutefois, les schistes verdâtres, déjà signalés entre cet affleurement et celui de la Carrière des Bounaz, réapparaissent au bord du sentier venant de la Rosière.

2.1.3. Les Pentes du Bouvier

Dans la forêt s'étendant en dessous et au N. de la Rosière, apparaît une des plus importantes masses de roches éruptives de la région des Gets.

Découvert en 1888 par H. Tavernier, cet affleurement est aujourd'hui l'un des plus classiques des Préalpes car les relations entre les divers faciès observés y sont particulièrement intéressantes. Il a été cité et décrit dans de nombreux travaux dont ceux de Lugeon (1895-1896), Schroeder (1939) et surtout de F. Jaffé (1955) qui en donne la première description vraiment complète; plus récemment, Ph. Bernheim (1962), puis M. Weidmann (dans le mémoire de G. Elter, P. Elter, C. Sturani et M. Weidmann, 1966), étudiant plus particulièrement les terrains sédimentaires, ont apporté quelques éléments nouveaux à la connaissance de ce pointement.

Situation

Ainsi que le montre la figure 3, l'affleurement peut se diviser en deux zones principales. La première occupe la petite butte suivant la lisière E. de la forêt; elle se termine, sur la retombée W., par de petits escarpements dépassant rarement 5 m de hauteur. La seconde, au N. du ruisseau du Bouvier, s'observe sous le sentier allant de « Les Mais » à « Le Preyret »; l'importance des falaises marquant l'extrémité N.-W. des affleurements en fait la partie la plus spectaculaire du pointement. Enfin, un peu plus au N., apparaît une nouvelle petite zone de roches éruptives, découverte par Ph. Bernheim (1962); ses coordonnées sur la feuille Samöens 6 au 1: 20.000^{e} sont les suivantes: 932,270 × 135,230.

Description

F. Jaffé ayant donné une description très détaillée de ces affleurements nous ne la reprendrons pas entièrement, afin de pouvoir développer quelques points nouveaux.

Les faciès observés sont les suivants:

I. Roches éruptives

A. *Roches acides:* granite, le plus souvent arkosique; très localement, porphyre quartzifère.

B. *Roches basiques:* faciès diabasiques rattachés au complexe ophiolitique; très localement, gabbro (?) chloritisé et écrasé.

II. Roches sédimentaires

A. *Couverture sédimentaire primitive du granite arkosique.*

B. *Sédiments en contact plus ou moins étroit avec les ophiolites.*

I. Roches éruptives

A. *Roches acides*

Il s'agit surtout d'un granite plus ou moins arkosique de faciès identiques à ceux observés en divers affleurements de la région des Gets. Les zones encore franchement granitiques semblent rares; toutefois, sur le terrain, certains termes arkosiques

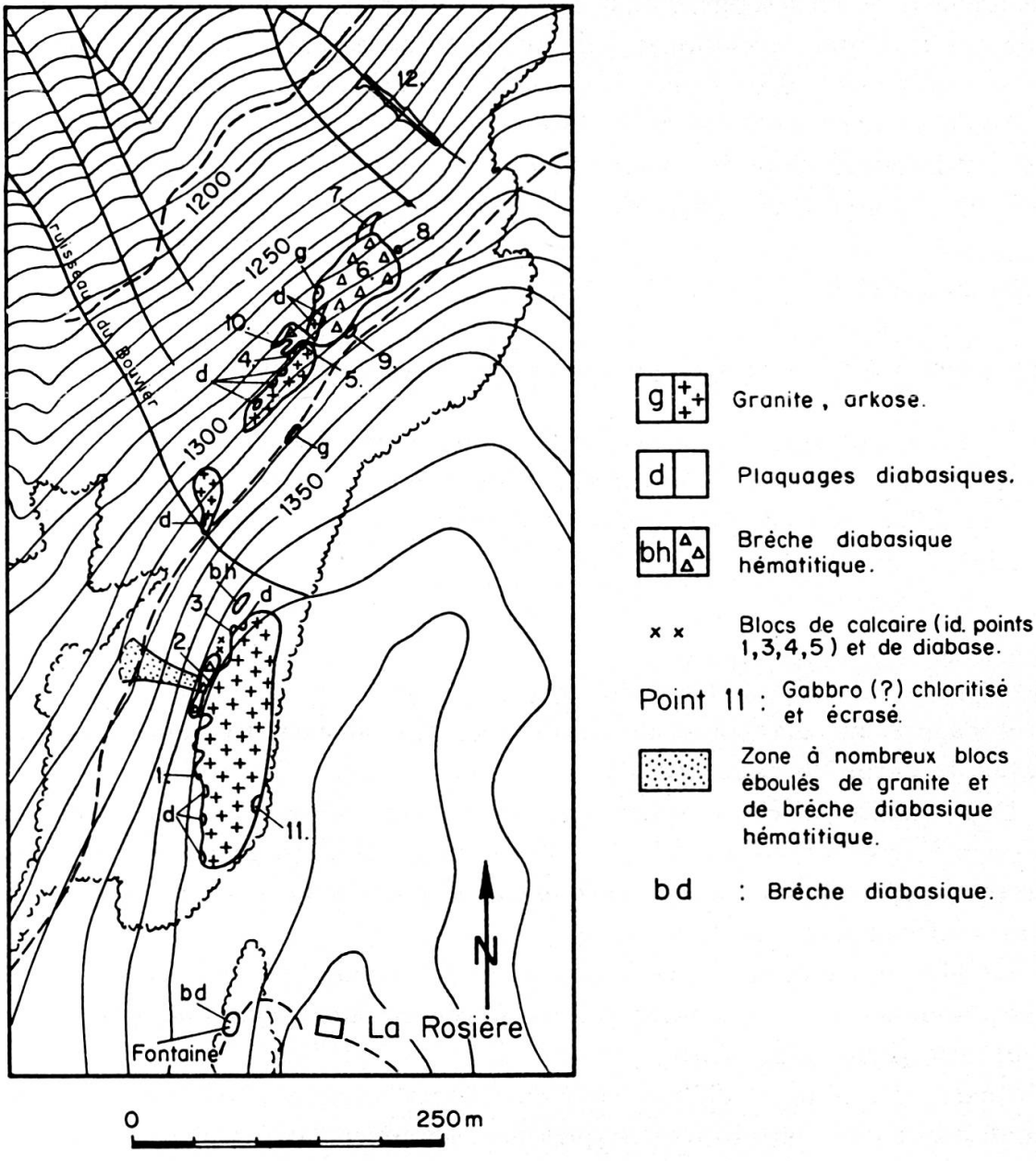


Fig. 3. — Les pentes du Bouvier.

fortement recristallisés peuvent simuler un granite encore intact. Au *point 2* par contre, l'arkose, visible au toit d'une petite niche naturelle, montre un caractère brèchique évident: de petits fragments granitiques sont dispersés dans une arène

consolidée. Généralement leucocrate, la roche acide se charge localement de chlorite jusqu'à devenir parfois mélanocrate.

Dans la grande zone indiquée à la lisière E. de la forêt, ces faciès apparaissent surtout en blocs épars plus ou moins abondants sauf à sa bordure W. où ils déterminent de petits escarpements, par ailleurs favorables à l'examen des rapports granite-sédiments-diabases. Immédiatement au N. du ruisseau du Bouvier, nous avons découvert une nouvelle apparition, assez importante, de roche acide. Enfin, l'affleurement le plus septentrional est particulièrement intéressant car il montre clairement les termes granitiques, formant une grande paroi verticale, « emballés » dans les formations diabasiques.

Toujours dans cette même catégorie de roches, nous avons noté, contre le granite arkosique, entre les *points* 4 et *5*, un minuscule plaquage de porphyre-quartzifère, témoin d'une phase de volcanisme acide.

B. *Roches basiques*

1. Diabases rattachées au complexe ophiolitique

L'activité volcanique s'est manifestée en deux épisodes. Une diabase non hématitique, souvent bréchifiée, correspond à une première phase qui semble avoir été très courte. Une seconde phase, plus importante, a abouti à la formation de brèches diabasiques hématitiques.

2. Diabase non hématitique

Il s'agit d'une diabase albito-chloritique, généralement très fine, vert sombre, à patine brun-rouille fréquente.

Déjà signalée par F. Jaffé aux *points 1* et *5*, nous en avons retrouvé de nombreux vestiges à la bordure occidentale des affleurements. Il s'agit de petits plaquages, ne dépassant que rarement 1 à 2 m de longueur et d'une épaisseur comprise entre 5 et 20 cm, parfois atteignant 80 cm.

Le plus souvent bréchoïde, plus ou moins chloritisée, parfois écrasée, cette diabase apparaît aussi en lentilles plus massives; la plus importante mesure 4 m de longueur et 60 cm d'épaisseur.

Roche granitique et diabase sont en contact primaire; nous attribuons à des actions tectoniques ultérieures les quelques redoublements, écaillages, observés en quelques points.

Il est intéressant de relever que la lame granitique la plus septentrionale ne présente pas seulement de tels plaquages à sa base, mais aussi à son sommet. Cela semble démontrer que cette première phase d'activité volcanique a déjà « emballé » la roche acide et qu'elle a peut-être été responsable de la fragmentation de cette

dernière. Rappelons qu'à la carrière des Bounaz, dans des conditions plus défavorables, une diabase analogue paraissait déjà entourer le granite arkosique.

Pour expliquer l'exiguïté et la discontinuité de ces affleurements, il semble logique d'admettre une période d'érosion précédant la mise en place de la brèche diabasique hématitique.

3. Brèche diabasique hématitique

Au sud du ruisseau du Bouvier, ce faciès apparaît fort peu; il détermine cependant quelques petits escarpements sous le *point 2* et nous l'avons retrouvé un peu au nord du *point 3*. La brèche diabasique hématitique est, par contre, largement développée en dessous des *points* 4 et *5* et surtout dans l'important ravin marquant l'extrémité N.-E. des principaux affleurements (*point 6*).

Cette brèche, comparable à celle du Plenay, est formée essentiellement de diabases albito-chloritiques plus ou moins hématitisées; les structures, intersertales à intersertales divergentes, assez fines, montrent parfois un caractère porphyrique ou amygdalaire. Nous n'avons jamais observé de type variolitique.

La taille des fragments, comprise surtout entre 5 et 15 cm de diamètre, peut cependant atteindre 30 à 40 cm; localement, quelques zones massives plus importantes, peu ou pas hématitiques, correspondent peut-être à des témoins de filons disloqués.

Par places, un « ciment » formé de petits débris diabasiques pris dans une pâte hématitique apparaît entre les éléments; en plus des faciès habituellement observés, nous y avons relevé des fragments à structure sphérolitique ainsi que des vestiges de matrice chloriteuse. Très souvent, seule une mince pellicule hématitique brillante sépare les divers éléments.

Les fragments sont généralement sub-anguleux, parfois anguleux (le processus d'éclatement aboutissant à la formation de la brèche est alors bien visible), plus rarement arrondis.

Cette diversité de taille et de forme des constituants semble résulter d'un processus de formation assez complexe. Aux zones visiblement formées par éclatement, se joignent parfois des éléments plus massifs pouvant simuler une section de lave en coussins; il s'agit peut-être d'anciens conduits de lave. Enfin, des passées à éléments plus fins indiquent des remaniements certains.

Quels sont les rapports entre cette formation et le granite arkosique?

Au *point 2*, Jaffé indiquait la brèche diabasique hématitique formant le sol de la niche naturelle observée à cet endroit; en fait, sous une lame de diabase non hématitique, la roche acide apparaît encore et son contact avec la brèche affleurant immédiatement en dessous n'est pas visible. Par contre, il existe de beaux contacts, nullement tectoniques, entre la lame granitique la plus septentrionale et la brèche diabasique hématitique; cela démontre clairement que cette dernière a enrobé la roche acide.

4. Gabbro (?) chloritisé et écrasé

Venant de la Rosière et suivant la bordure E. de la première grande zone d'affleurements, on remarque, environ 50 m après être entré dans la forêt et à quelques mètres de sa lisière, une petite sortie de roche en place, longue de 5 m, passablement dissimulée par la couverture végétale (*point 11*).

Si l'arkose apparaît aux deux extrémités et à la base de cette zone, sa plus grande partie est formée d'une roche différente, mélanocrate, qui semble avoir été écrasée, bréchifiée.

Sous le microscope, nous avons observé une roche grenue, plus ou moins broyée; chlorite et plagioclase en sont les constituants principaux. Il peut s'agir d'un gabbro chloritisé et écrasé.

Reste à préciser sa position: lentille ou témoin de filon dans le granite?

La mauvaise qualité de l'affleurement ne permet pas de trancher la question. En allant vers le nord, toujours à proximité de la lisière de la forêt, quelques fragments de la même roche apparaissent encore sur 70 m environ, permettant de supposer une extension plus importante de ce faciès particulier observé nulle part ailleurs dans la région des Gets.

Nous ne rattachons pas nécessairement ce gabbro présumé au complexe ophiolitique.

II. Roches sédimentaires

A. *Couverture sédimentaire primitive du granite arkosique*

L'intérêt des affleurements des pentes du Bouvier réside pour une bonne part en la présence de témoins de cette couverture sédimentaire primitive.

Signalés pour la première fois par Jaffé (1955), ils s'observent aux *points 1*, *3*, 4 et *5* dont nous rappellerons brièvement les caractéristiques.

Point 1

Une petite zone calcaire, longue de 1,3 m et large de 30 cm au maximum, affleure à la base de la falaise granitique. Les sédiments, intimement liés à la roche éruptive qu'ils remanient par places, sont de nature complexe et fortement laminés. Le mince plaquage diabasique, apparaissant à l'est des termes calcaires, montre clairement le caractère lenticulaire de la zone sédimentaire.

Point 3

En plus des quelques petits blocs de calcaire signalés par Jaffé, nous en avons observé d'autres permettant d'étendre cette zone sur une quinzaine de mètres vers le S.-W. On ne remarque pas ici le contact direct avec le granite; certains blocs, plus vraiment en place, étaient sans aucun doute primitivement associés à la roche éruptive. Dans plusieurs d'entre eux, M. Weidmann et nous-mêmes avons découvert de nombreux *Pentacrinus sp.* apparaissant en relief à leur surface. Par ailleurs, on retrouve les divers faciès observés au *point 1*, ainsi qu'un plaquage diabasique contre l'arkose.

Point 4

Un bloc de calcaire, de 3,2 m de long et de 2,5 m de haut, forme le témoin le plus important de l'ancienne couverture sédimentaire du granite. Sans doute tassé sur place, il ne montre aucune relation avec la roche acide ou la brèche diabasique hématitique sous-jacente. Les faciès sont semblables à ceux des *points 1 et 3*. C'est ici que JAFFÉ a découvert quelques sections de coprolithes.

Point 5

Sur une longueur de 4 m, la série sédimentaire se retrouve en contact primaire avec le granite arkosique. D'intenses laminages paraissent avoir affecté cette zone; les divers faciès se répartissent de façon très irrégulière. A l'extrémité N.-E. de l'affleurement, dans de très mauvaises conditions, on retrouve, contre une petite écaille d'arkose, un mince plaquage de diabase très altérée. Le contact avec la brèche diabasique hématitique sous-jacente, par endroits très proche, n'est pas visible.

L'apparition, au *point 1*, de la zone calcaire sous l'arkose, puis, au *point 2*, l'examen du toit de la niche naturelle, montrant incontestablement la surface arénisée du granite, permettent déjà de conclure à la position renversée du complexe éruptif. L'observation, au *point 5*, de sédiments déposés dans une fissure de la surface actuellement inférieure du granite confirme de manière évidente cette disposition.

Il est impossible de donner la succession précise des divers faciès constituant cette série sédimentaire, les conditions d'affleurement étant par trop défavorables et les remaniements fort importants. Aussi, nous allons énumérer les divers termes lithologiques observés en nous basant sur nos observations personnelles, mais aussi, et surtout, sur les déterminations microscopiques de M. WEIDMANN qui a visité avec nous ces divers points.

Les résultats de ces observations ayant déjà été publiés (G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN, 1966, p. 328-329), nous n'en donnerons qu'un résumé.

Termes lithologiques de la couverture sédimentaire primitive du granite

1. Calcaire gris clair, finement spathique, localement en contact primaire avec le granite arkosique dont il remanie les débris.
2. Calcaire bréchique, gris plus ou moins sombre. Les éléments, millimétriques ou centimétriques, sont formés le plus souvent de calcaires oolithiques-pseudo-oolithiques à petits débris de calcaire à pâte fine (éventuellement de calcaire dolomitique); les fragments de calcaires aphanitiques organogènes, de calcaires gréseux, de calcaires spathiques à ciment abondant et fin, de calcaires lumachelliques et spathiques à pâte fine légèrement marneuse et gréseuse, sont plus rares. Le ciment est lui-même de nature variable: calcaire spathique, calcaire fin plus ou moins siliceux, calcaire marneux.

C'est le faciès le mieux représenté, en particulier aux *points 4* et *3*.

3. Calcaire spathique gris clair, très grossier.
4. Calcaire organogène gris clair à pâte fine, légèrement gréseux.
5. Calcaire siliceux sombre.
6. Calcaire marneux fin.
7. Calcaire gris foncé, à pâte fine légèrement marneuse et gréseuse, formant, *au point 3*, les blocs dans lesquels nous avons remarqué *Pentacrinus sp.*

De nombreux fossiles ont été observés dans certains de ces faciès, mais aucun ne permet de détermination stratigraphique précise. Ce sont: des prismes d'échinodermes, des spicules, des radioles, de rares débris de bivalves, quelques ostracodes; des foraminifères, parfois abondants, mais généralement indéterminables, parmi lesquels on relève cependant des *Miliolidés*, *Lagénidés*, *Nodosaria sp.*, *Glomospirella sp.*, *Involutina sp.* ?, *Dentalina sp.* ?; quelques sections de coprolithes, dont *Favreina salevensis* (Par.).

La présence de ce dernier fossile avait incité JAFFÉ à donner un âge jurassique supérieur à cette série sédimentaire. Cette détermination n'est plus valable, *Favreina salevensis* (Par.) étant connu aujourd'hui du Trias au Tertiaire. Pour M. WEIDMANN, les associations d'organismes observés semblent indiquer un âge liasique pour la plupart des termes décrits.

Relevons encore, au sein de ces divers termes lithologiques, et principalement aux *points 1* et *5*, de fréquentes zones schisteuses, laminées; les feuillets calcaires sont alors séparés par des enduits noirâtres, que l'on retrouve aussi disséminés dans les zones plus massives ou remplissant de petites diaclases et attribués par WEIDMANN à des encroûtages phosphatés. Une analyse par fluorescence X de ces pellicules noirâtres a révélé une quantité négligeable de phosphore, par contre la teneur en Mn est élevée. Cet enrichissement est peut-être lié aux épanchements diabasiques.

B. *Sédiments en contact plus ou moins étroit avec les ophiolites*

En quelques points de la zone septentrionale des affleurements, des sédiments apparaissent en contact avec la brèche diabasique hématitique. Ph. BERNHEIM (1962) a déjà relevé leur présence aux *points 7* et *9*.

Point 7

Sous l'extrémité des escarpements de brèche diabasique, la plus importante de ces zones sédimentaires permet d'observer:

1. Des schistes gris verdâtre, très laminés, bréchiformes, montrant de fines alternances de passées argileuses ou siliceuses.
2. Quelques bancs de grès calcaire riche en paillettes de mica blanc et plus ou moins plaqueté.
3. Quelques petits bancs lenticulaires ou lentilles d'un calcaire à pâte fine, riche en radiolaires, visiblement laminé.

(Les termes décrits sous 2. et 3. sont intercalés dans 1.).

Point 9

Les schistes décrits au *point 7* réapparaissent très localement, au sommet et sur la rive gauche du grand ravin entaillé dans la brèche diabasique; ils ne sont pas ici en contact direct avec cette dernière. BERNHEIM y mentionne de petits foraminifères indéterminables.

Nous avons relevé une certaine analogie entre ces schistes et ceux associés au conglomérat du Plenay et du Crêt. L'examen de la petite zone de roches vertes découverte par BERNHEIM *(point 12)* confirmera cette ressemblance.

Point 10

Sous l'extrémité S.-W. du dernier petit escarpement de brèche diabasique visible à l'aplomb des *points 4* et *5*, nous avons observé une nouvelle apparition de sédiments en contact étroit avec les roches vertes; des schistes verts, satinés, affleurent sur 3 m de longueur et 2,5 m de haut. Sous le microscope, ces schistes siliceux, chlorito-séricitiques, bréchiques, se révèlent très semblables à ceux remarqués sous la brèche diabasique du Plenay *(point 1)*.

Enfin, quelques têtes de bancs de grès, identiques à ceux mentionnés au *point 7*, réapparaissent sur la rive droite d'une petite ravine, à quelque 5 m de l'extrémité N.-E. des affleurements de brèche diabasique hématitique (*point* 8 de BERNHEIM). On peut faire la même observation au sommet d'une autre ravine, 50 m plus au N.-E.

Nouvelle petite zone de roches éruptives (point 12)

Elle apparaît à quelque 130 m au N. du *point 7*, dans un petit ravin. BERNHEIM en a déjà donné une coupe (A. GUILLAUME, Ph. BERNHEIM, J. HAAS, 1962, p. 116-117), débutant à l'altitude de 1200 m environ, à 20 m au-dessus du sentier horizontal allant à le Pré. Nous y avons apporté quelque modifications. De bas en haut, on observe:

1. Barre de grès à grain moyen, gris verdâtre, en bancs massifs, visibles sur la rive gauche (épaisseur: 3 m).
2. Zone couverte s'étendant sur une vingtaine de mètres.
3. Schistes, d'abord analogues à ceux du *point 7*, dans lesquels s'intercalent de nombreuses petites lentilles ou bancs lenticulaires de calcaires fins; deviennent plus marneux à l'approche de la brèche diabasique, gris sombre à gris-vert clair, satinés parfois, bréchiques puisque renfermant de petits fragments de calcaire marneux et surtout quelques éléments, plus ou moins arrondis, ne dépassant généralement pas la taille du poing, de diabases non hématitiques.
4. Brèche diabasique: zone lenticulaire d'environ 2 m de longueur et 1,5 m de puissance, visible sur la rive droite.
5. Schistes semblables à ceux de la partie supérieure de 3., renfermant aussi quelques éléments diabasiques et des bancs lenticulaires de calcaires fins (épaisseur: 5 m).
6. Lentille cristalline, de nature hétérogène, épaisse de 1 m à 1,5 m. s'étendant quelque peu de part et d'autre du ravin. Visiblement incluse dans les niveaux 5 et 7.
7. Schistes semblables à ceux de 5.; semblent passer progressivement à :
8. Schistes plus calcaires, plus sombres, satinés, renfermant toujours de petites lentilles de calcaires fins ayant livré ici à BERNHEIM *Globotruncana lapparenti* Brotz. et *Globotruncana turona* Brotz.

Après une brève zone couverte, de très mauvais affleurements réapparaissent à la base de la petite niche d'arrachement marquant le début du ravin.

9. Schistes brunâtres à lentilles plus ou moins alignées de calcaires fins.
10. Quelques têtes de bancs de grès calcaires (très semblables à ceux observés en 1. et au *point 7*).

Au-dessus, la zone est couverte, mais quelques indices permettent de supposer que l'on retrouve des schistes sombres.

L'examen de cette coupe permet de faire quelques remarques intéressantes:

1) La brèche diabasique ne se présente pas ici sous l'aspect massif observé dans les grandes falaises. Les éléments, généralement de taille inférieure à celle d'une pomme, souvent arrondis, sont emballés dans une matrice de schistes lie-de-vin, l'ensemble montrant des traces de remaniements et laminages certains. La diabase est toujours albito-chloritique, plus ou moins riche en hématite, mais présente des structures plus diversifiées: intersertales divergentes à arborescentes, parfois à tendance sphérolitique; quelques fragments ont un caractère porphyrique accentué.

2) Les éléments diabasiques non hématitiques, dispersés dans les schistes, sont identiques à ceux que l'on observe dans des conditions très semblables au Plenay (*points 1* et *2*) et au Crêt (dans la coupe formant la partie supérieure de l'affleurement principal). Ils dérivent toujours de diabases albito-chloritiques à structures très fines, parfois amygdalaires ou porphyriques (phénocristaux de plagioclase frais à totalement chloritisés).

3) La lentille cristalline se comporte sans doute comme un élément plus important emballé dans les schistes. Sa nature hétérogène, déjà visible sur le terrain, est confirmée par l'examen microscopique: aux passées de type ophicalcite (analogues à celle formant la lentille située le plus à l'aval dans le torrent du Marderet), parfois totalement envahies par le carbonate, s'associent des zones dans lesquelles des fragments chloriteux, provenant de la croûte vitreuse de laves en coussins, sont dispersés dans des sédiments plus ou moins argileux, bréchiformes et laminés tels qu'on en observe au Vuargne près des diabases; bien qu'en très petits débris, nous avons également observé ce dernier faciès au Plenay comme au Crêt, aux points mentionnés plus haut.

Comme on le pressentait déjà après l'examen des *points 7*, *9* et *10*, ces diverses analogies confirment la présence ici du même niveau que celui accompagnant le conglomérat du Plenay et du Crêt. La présence de *Globotruncana*, apparaissant dans certains horizons calcaires et découvertes par BERNHEIM, ne fait qu'appuyer ce point de vue, JAFFÉ mentionnant aussi de tels organismes au Crêt.

Il serait imprudent d'affirmer que tous les affleurements des pentes du Bouvier ont été associés à un tel ensemble sédimentaire, mais nos observations, aux *points 7*, *9* et *10*, permettent cependant de le supposer. De plus, nous avons vu que ce conglomérat se retrouvait à la Fontaine de la Rosière.

Conclusions à l'étude de la zone des pentes du Bouvier

JAFFÉ (1955, p. 14) a très bien retracé les diverses étapes de la formation du complexe granite-calcaires-diabases. Récemment, M. WEIDMANN (dans G. ELTER et alii, 1966 p. 363-364), sur la base d'observations dans la série calcaire, a apporté

quelques corrections à ce schéma. Notre étude ne permet d'y ajouter que certains points de détail.

1) Présence d'un granite, récemment daté du cycle hercynien (J. BERTRAND et alii, 1965, p. 22) et montrant, très localement, un vestige d'une phase de volcanisme acide.

2) Arénisation, sans doute permo-carbonifère, de ce granite.

3) Avec un certain remaniement de l'arkose, dépôt d'une série de calcaires néritiques vraisemblablement liasiques (les éventuels éléments dolomitiques seraient les témoins de dolomies triasiques érodées antérieurement). M. WEIDMANN envisage le dépôt de cette série sur un haut-fond partiellement émergé et soumis à des saccades tectoniques; cela permet d'expliquer la nature bréchique de certains termes, les écrasements et recristallisations importants, de même que le caractère réduit de la série, conservée en quelques points seulement. Peut-être liés aux émissions diabasiques ultérieures, de fréquents enduits schisteux noirâtres, riches en Mn, s'observent dans ces formations.

4. Première phase d'activité diabasique, s'épanchant le plus souvent à la surface du granite altéré ou, en quelques points, sur les restes de sa couverture sédimentaire; dans les deux cas, la nature des contacts indique qu'il s'agit d'une liaison primaire. Cette diabase, non hématitique, semble avoir déjà enrobé le granite (tout au moins l'écaille la plus septentrionale).

5) Erosion, remaniements de ce premier épisode, sans doute assez court, dont il ne subsiste actuellement que de petites écailles ou plaquages bréchiformes.

6) Phase principale de l'activité volcanique aboutissant, par éclatement de coulées sous-marines, à la formation des brèches diabasiques hématitiques dont le contact direct avec le granite est visible en quelques points. Près de l'extrémité nord des principaux affleurements, la roche acide forme très nettement une écaille enrobée dans la brèche hématitique; ailleurs, elle apparaît toujours sous cette dernière.

7) Liaison à des sédiments que l'on retrouve au Plenay et au Crêt, également associés aux roches vertes.

La succession de ces divers termes et, en particulier, celle du granite arkosique et de sa couverture sédimentaire, démontre clairement la position renversée de ce complexe, telle que l'a déjà observée JAFFÉ.

Enfin, l'affleurement du *point 12* n'est pas la prolongation directe de ces importants pointements; ces niveaux à éléments éruptifs résultent sans doute des érosions, remaniements, ayant affectés les produits des deux épisodes diabasiques mentionnés plus haut.

2.2. Le Plenay

Situation

L'affleurement s'étend au S.-E. de la ligne du téléphérique, quelque peu en dessous de la crête, dans les pentes raides comprises entre deux zones de replat visibles sur la carte au 1: 20.000e (voir fig. 4).

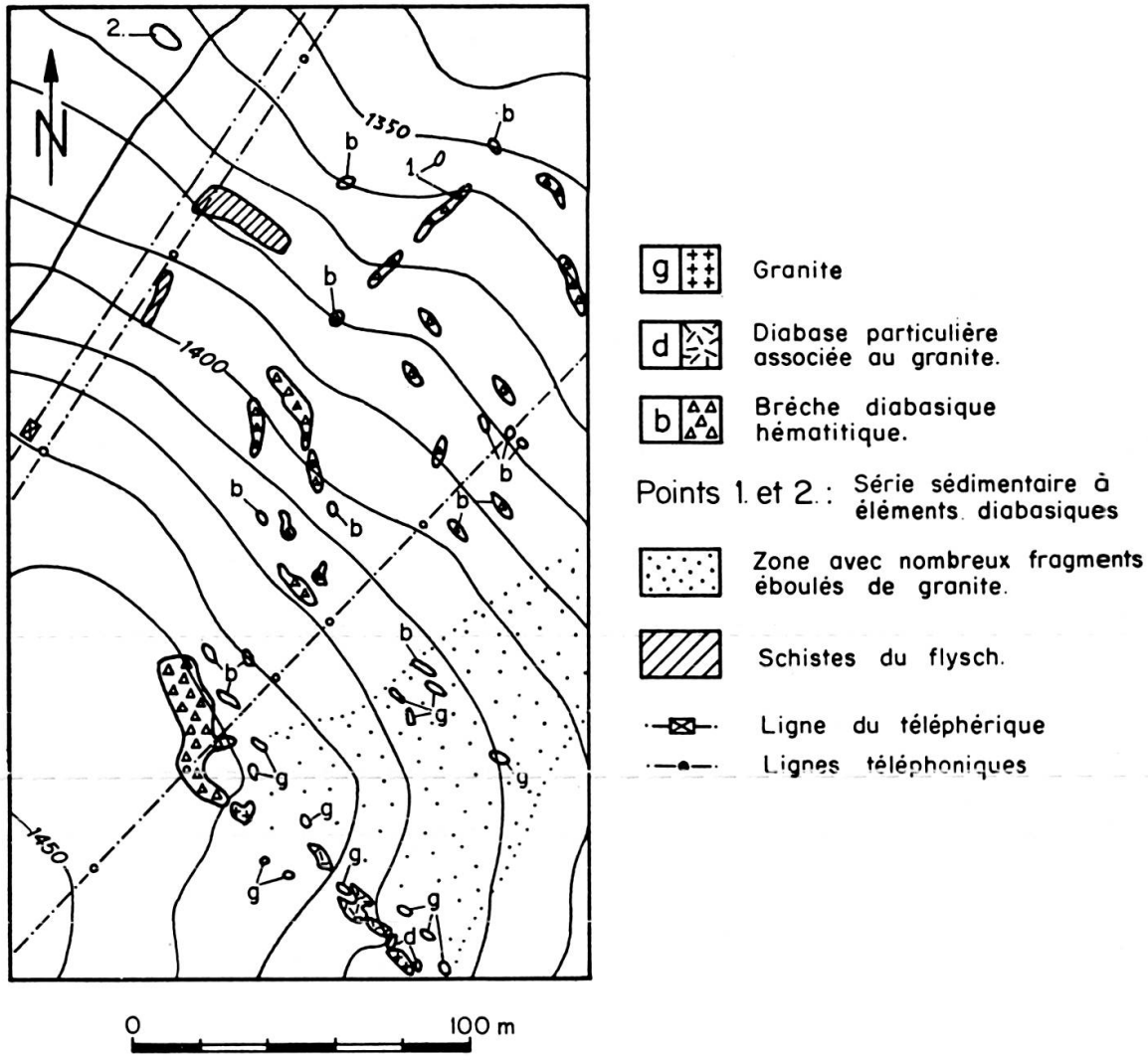


FIG. 4. — LE PLENAY.

Les coordonnées des points principaux (feuille Samöens 3 au 1: 20.000e) sont les suivantes:

Masse principale de brèche diabasique hématitique visible sur le replat supérieur :	936,330 × 139,360.
Point 1 :	936,400 × 139,470.
Point 2 :	936,330 × 139,530.

Le pointement est d'un accès très facile. A part le téléphérique, une nouvelle route permet de monter en voiture jusqu'à « les Mouilles », à 600 m au N. des affleurements. En venant des Gets, il faut quitter la R.N. 202, 200 m après le point 1104,1, et suivre l'indication « les Ys-les-Bossons ».

Description

Bien qu'affleurant de manière très discontinue, on retrouve ici les mêmes termes principaux qu'à la Rosière: brèche diabasique hématitique et granite plus ou moins arkosique, jamais en contact direct. Un épisode diabasique, ni hématitique ni bréchique, est associé au granite. Enfin, dans la zone des *points 1* et *2*, en contact étroit avec la brèche diabasique, on observe une série sédimentaire schisteuse à galets de diabases.

Nous ne pensons pas que l'ensemble du pointement ait glissé à partir de la crête (voir JAFFÉ p. 59). Cette dernière est constituée par une série gréseuse et les roches éruptives du secteur des Gets apparaissent toujours au sein de niveaux à dominante schisteuse, comme c'est le cas à l'emplacement actuel de l'affleurement.

GRANITE

Cette roche n'est visible que sous forme de blocs, dont les principaux déterminent de petits escarpements à la limite supérieure sud des affleurements. En dessous, de nombreux mais souvent minuscules pointements, dont certains sont visiblement éboulés, suggèrent parfois une masse plus importante faiblement recouverte.

C'est un granite à grain fin ou moyen, généralement très leucocrate, souvent silicifié. Sur le terrain, les zones à caractère nettement arkosique sont rares; ceci pouvant s'expliquer par la recristallisation qui paraît avoir été intense.

DIABASE

Les pointements diabasiques, fort mauvais, se situent à proximité des masses principales de granite, mais l'altération superficielle jointe à l'abondante végétation rendent difficile l'examen des rares contacts. Toutefois, il ne semble pas faire de doute que la liaison granite-diabase soit primaire.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser si la roche volcanique s'est répandue à la surface du granite ou si les blocs granitiques ont été entraînés lors de l'épanchement de la lave.

Cette diabase, particulière (voir, dans la deuxième partie, sous 2.2.b.), est d'un vert plus ou moins sombre à la cassure. Les variations de structure y sont assez fréquentes, allant d'intersertale à microgabbroïque en de rares endroits.

BRÈCHE DIABASIQUE HÉMATITIQUE

Ce faciès est largement prédominant. Il s'observe particulièrement bien sur le replat marquant la limite supérieure du pointement ainsi que dans le petit escarpement à la base duquel se trouve le *point 1*. (fig. 5).

Entre ces deux zones principales, la brèche détermine de nombreuses petites barres rocheuses et, plus rarement, jonche le sol de fragments provenant de sa

désintégration superficielle. On a nettement l'impression d'avoir une masse plus importante faiblement recouverte.

Les éléments sont essentiellement diabasiques. Nous avons relevé une assez grande diversité dans les types de diabases, toujours albito-chloritiques, qui montrent

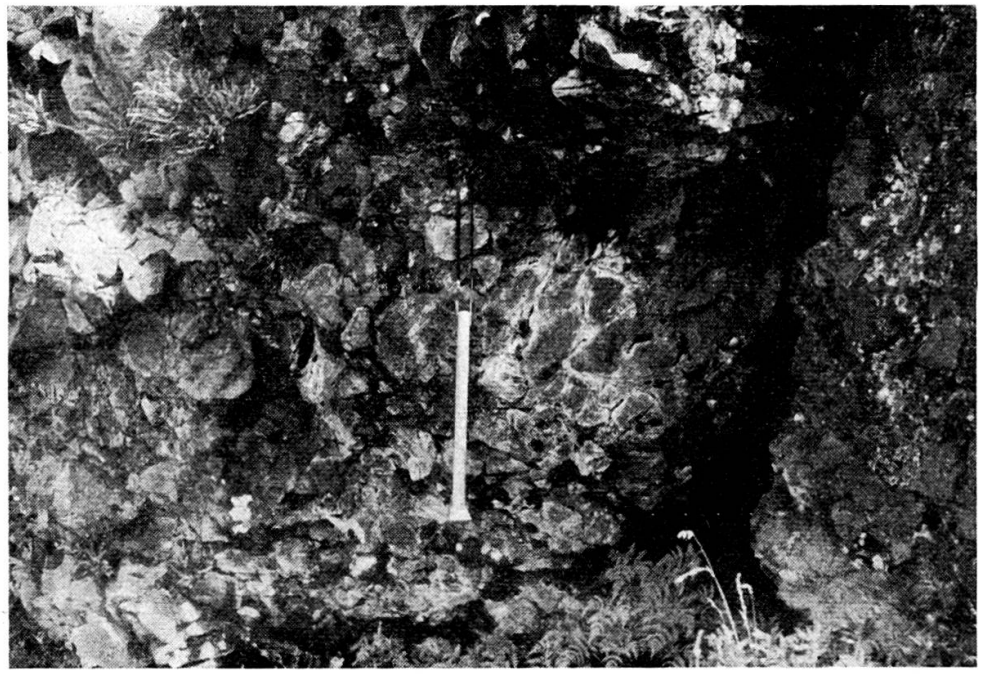


FIG. 5. — Brèche diabasique hématitique.
Le Plenay *(zone du point 1)*.

les structures suivantes: intersertales divergentes à arborescentes, intersertales divergentes plus ou moins fines et intersertales parfois grossières.

Tous ces types peuvent présenter un caractère porphyrique plus ou moins accentué. Les variétés fines sont parfois un peu vacuolaires, vacuoles souvent remplies de chlorite, plus rarement de carbonate. Malgré de minutieuses recherches, nous n'avons jamais observé de fragments à structure variolitique.

Souvent de la taille du poing, mais atteignant parfois 20 à 30 cm de longueur maximum, les éléments montrent des formes assez variables. Les zones à constituants anguleux, séparés par des fissures, ou par places massives, sont nettement plns rares que celles où les éléments présentent des contours émoussés, parfois même arrondis.

Cette brèche est généralement dépourvue de ciment. Relevons toutefois quelques rares passées de schistes rouges et certaines zones où les éléments principaux sont emballés dans un ciment hématitique fin à petits débris diabasiques. Très localement, à la base des affleurements, nous avons remarqué un ciment microconglomératique. Enfin, au *point 1*, des schistes verdâtres sont associés aux fragments de diabase.

L'hématite se concentre principalement dans les fissures, à la surface, souvent luisante, des éléments arrondis et dans les parties les plus fines de la brèche; l'inté-

rieur des fragments à structure fine en est généralement dépourvu, ce qui n'est pas le cas de ceux à structure intersertale.

Série sédimentaire schisteuse a fragments diabasiques

Visible uniquement dans la zone des *points 1* et *2*, cette série était attribuée au flysch par W. J. Schroeder, alors que F. Jaffé la définissait comme « sédiments accompagnant les ophiolites ».

Au *point 1*, la brèche diabasique forme un mur de 2 à 3 m de haut, orienté selon la ligne de plus forte pente. A l'extrémité N.-E. et à la partie inférieure de la petite paroi, des intercalations de schistes verdâtres séparent les fragments de diabase, ailleurs jointifs. Ces schistes réapparaissent sur 2 m de longueur et 40 cm d'épaisseur au maximum, dans l'étroit replat à la base de l'escarpement. Un examen attentif nous montre leur nature détritique. Ils renferment en effet de nombreux petits éléments, à contours arrondis. Les plus fréquents, brunâtres par altération, correspondent sous le microscope à des cherts plus ou moins chargés de matière argileuse; les débris diabasiques sont nettement plus rares et présentent toujours des structures de bords de pillows.

Quelques fragments diabasiques, non hématitiques, à contours émoussés, pouvant atteindre une dizaine de centimètres de diamètre, sont dispersés dans cette matrice fine. Leurs structures sont fines, intersertales divergentes à étoilées; les variétés porphyriques ou à amygdales de chlorite ne sont pas rares.

Il ressort de l'examen de ce point que brèche diabasique et série sédimentaire schisteuse sont en contact stratigraphique.

Nous avons retrouvé ce faciès particulier au N.-W. du *point 1*, approximativement à la même altitude. Tout d'abord sous un bloc de brèche diabasique à une quarantaine de mètres de la ligne du téléphérique, puis immédiatement au-delà de cette dernière, dans le minuscule ruisseau, presque toujours à sec, figurant sur la carte au 1: 20.000e; enfin, au *point 2*, zone la plus importante et la plus intéressante, qui affleure une dizaine de mètres plus loin. A cet endroit, dans une écorchure de terrain, la série schisteuse réapparaît sur environ 10 m de longueur et 5 m de largeur. A sa base, elle renferme des fragments diabasiques puis apparaît, dans la moitié S.-E., une zone formée d'un assemblage de diverses petites lentilles: diabase chloritisée schisteuse, diabase hématitique bréchiforme, sédiment fin, gris foncé, par places schisteux; ces faciès paraissent reliés par des schistes verts (voir fig. 6).

L'examen microscopique montre que le sédiment fin correspond à un chert et que les schistes verts, étroitement associés, sont en grande partie constitués de débris de bord de pillows ou même de leur croûte vitreuse.

Par places, sédiments et débris de coussins, intimement mêlés, s'identifient parfaitement à certains faciés accompagnant les lambeaux de coulées sous-marines du Vuargne.

Environnement sédimentaire

L'affleurement du Plenay est manifestement inclus dans le flysch, mais cette formation n'apparaît que rarement au voisinage immédiat des roches éruptives.

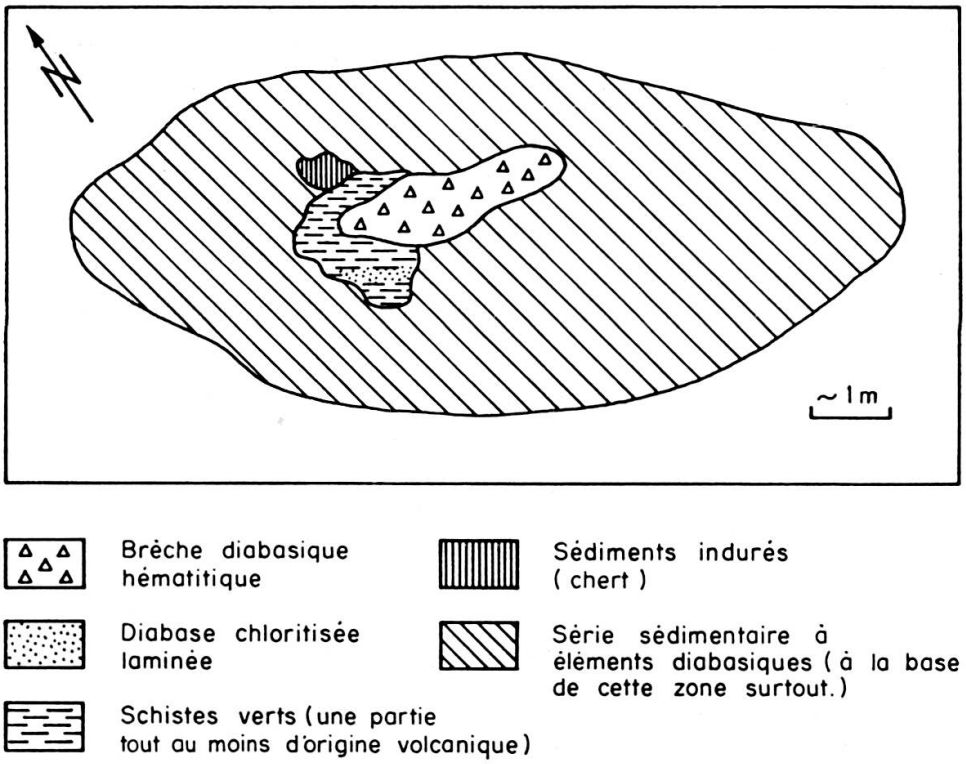


FIG. 6. — LE PLENAY:
Le point 2

Toutefois, au N.-W. et à la base du pointement, de rares petites zones dépourvues de couverture quaternaire montrent des schistes argileux gris à gris brunâtre, très altérés.

Comme JAFFÉ, nous pensons que la série visible aux *points 1* et *2* n'appartient pas au flysch encaissant. Elle correspond certainement à un témoin des sédiments liés primairement à la roche éruptive.

Rappelons que nous avons découvert la même formation dans les pentes du Bouvier (*point 12*) et qu'elle se retrouve au Crêt accompagnée de calcaires marneux à *Globotruncanidés* (voir JAFFÉ, p. 58).

Les analogies entre les pointements du Plenay et des pentes du Bouvier sont grandes. On peut donc supposer, bien que les conditions d'affleurements ne permettent pas ici de l'affirmer, que la brèche diabasique hématitique a enrobé, ou tout au moins recouvert, le premier stade granite-diabase. Sans être catégorique, nous pensons que la série visible aux *points 1* et *2* marque la fin de l'épisode brèche diabasique hématitique; la présence de cette dernière formation en lentille au *point 2*, semble le confirmer.

L'ensemble de l'affleurement serait alors en position renversée.

2.3. L'Eau

Situation

Ce pointement s'observe à quelque 20 m au-dessus du chemin reliant l'Ancrenaz à l'Eau lorsque l'on a dépassé les deux premières maisons de l'Eau.

Les coordonnées que donne Bernheim ne sont pas exactes. L'affleurement se trouve (feuille Samöens 6 au 1: 20.000e) au point 931,220 × 139,110.

Description

Dépassant à peine du sol, parcouru par de vagues traces de sentiers, de petits fragments de roche éruptive très altérée s'observent dans une zone d'environ 6 m de long sur 3 m de large. Etant donné sa grande altération, il est difficile de déterminer la roche avec certitude sur le terrain. Nous avons toutefois pensé être en présence d'une roche granitique associée à de la diabase. L'examen des lames minces confirme cette hypothèse.

Les très mauvaises conditions d'affleurement rendent impossible toute observation sur le mode d'association du granite avec la roche volcanique.

Environnement sédimentaire

La zone est très couverte. A proximité immédiate de la roche éruptive, nous ne rencontrons aucun affleurement continu; seuls de nombreux débris, principalement de grès brunâtre altéré, jonchent le sol et indiquent la présence d'un flysch.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

Il est impossible de faire une remarque quelconque à ce sujet. Les conditions extrêmement défavorables ne permettent jamais d'observer un contact direct entre les deux types de roches.

3. LES AFFLEUREMENTS DE DIABASE

3.1. Le Vuargne

3.2. La crête des Rochassons

3.3. Mont-Caly

3.3. Le Cannevey

3.5. La Zone de Col de la Ramaz

Excepté les pointements de la zone du col de la Ramaz, qu'il convient de considérer à part étant donné leur position tectonique particulière, tous ces affleurements permettent d'observer des vestiges d'épanchements subaquatiques; mais, en

dehors du Vuargne, où de telles diabases montrent une extension relativement importante, ces roches vertes ne constituent que de minuscules écailles.

3.1. Le Vuargne

Il est curieux de constater que cet important affleurement, sans doute le plus spectaculaire de la région des Gets, avec celui des pentes du Bouvier, n'ait pas été découvert par les nombreux géologues qui parcoururent cette contrée à la fin du siècle dernier.

M.Lugeon (1895) ne fait que relever la présence de fragments de roches vertes inclus, d'après cet auteur, dans la Brèche inférieure. Ce n'est qu'en 1938 que W. J. Schroeder découvre et décrit les témoins de coulées sous-marines. F. Jaffé (1955) donne une description très complète de l'ensemble des affleurements accompagnée d'une magnifique représentation panoramique.

Ph. Bernheim (1962) ne fait que résumer les observations de F. Jaffé. Enfin, Ch. Caron et M. Weidmann (1967) s'attachent essentiellement à l'étude des terrains sédimentaires.

Rappelons brièvement les diverses positions géologiques attribuées à ce pointement. Pour M. Lugeon, les fragments de roches vertes sont inclus dans la Brèche inférieure qui forme la majeure partie de l'affleurement. W. J. Schroeder, qui complète la stratigraphie de la Nappe de la Brèche, place les coulées volcaniques dans le flysch I de cette unité. F. Jaffé, tenant compte de la nature des sédiments accompagnant la roche volcanique et attribuant à ces épanchements une position renversée, place cet ensemble (ainsi que les autres pointements cristallins du secteur des Gets) dans une unité supérieure à la Nappe de la Brèche et à celle de la Simme, reprenant ainsi les idées de Staub (1949). Ph. Bernheim ne partage pas cette opinion; il situe les roches vertes dans son flysch I, rattaché au complexe basal de la Nappe de la Brèche. Pour Ch. Caron et M. Weidmann, conscients des incertitudes existant encore dans cette zone très complexe, les diabases, ainsi que les autres pointements cristallins du Chablais, semblent emballés dans un ensemble complexe, supérieur à la Nappe de la Brèche, présentant une individualité certaine à l'intérieur de la Nappe de la Simme s.l. (reprise de la notion d'une Nappe des Gets).

Cette énumération d'hypothèses si différentes suffit à démontrer la complexité extrême de toute cette zone d'affleurements, pourtant une des plus découvertes de la région des Gets. Mais une fois encore, l'absence de fossiles caractéristiques dans les divers sédiments associés à la roche volcanique, reste un obstacle majeur lorsqu'on désire préciser les rapports exacts entre ces diverses formations. Aussi, nous bornerons-nous à décrire les faciès observés soit dans les sédiments, soit dans la roche volcanique, ce qui nous permettra d'apporter quelques précisions quant à leurs rapports réciproques.

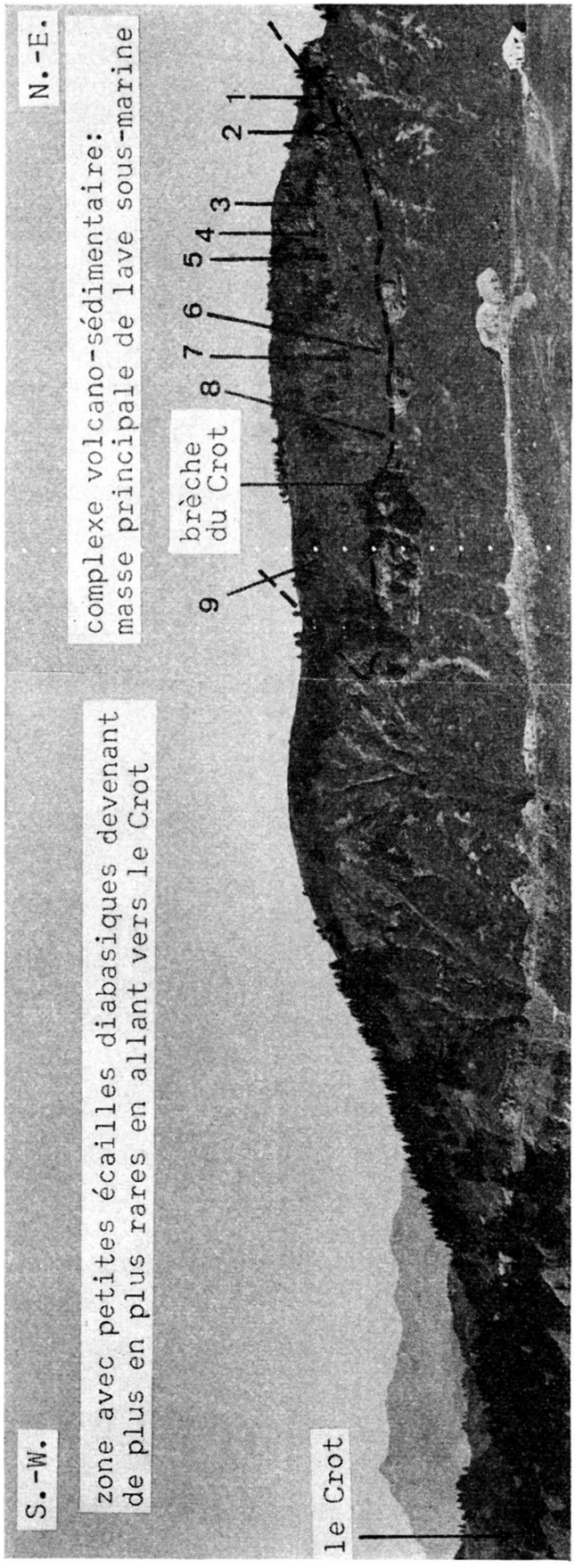


FIG. 7. — LE VUARGNE.
LE VERSANT MÉRIDIONAL.
(La numérotation des points est la même que celle employée par JAFFÉ dans son travail de thèse)

Situation

Apparaissant ici dans la zone tout à fait interne de la Nappe de la Brèche, les affleurements s'observent dans la longue crête se dressant, perpendiculairement à celle du Ranfolly, entre le col de Jouplane et les chalets du Crôt. Entre ce col et le point 1825,6 (coordonnées feuille Samöens 7 au 1: 20.000e: 937,700 × 135,480), aussi bien sur le versant S.-E. que N.-W., la roche verte constitue une part importante de cette crête (voir fig. 7 et 8); au-delà, et jusqu'aux chalets du Crôt, la diabase ne s'observe plus qu'en lentilles d'importance mineure. Enfin, au pied du versant septentrional, à quelque 200 m à l'W. du point 1581,4 (coordonnées feuille Samöens 7 au 1: 20.000e: 937,230 × 134,920), la roche volcanique, ici très couverte, réapparaît localement au sommet d'escarpements rocheux formés par la Brèche supérieure et bien visibles depuis la nouvelle route; cette zone correspond sans doute à un compartiment affaissé.

Reliant Samöens à Morzine par le col du Ranfolly, une nouvelle voie carrossable permet en effet d'accéder très facilement à ces divers pointements.

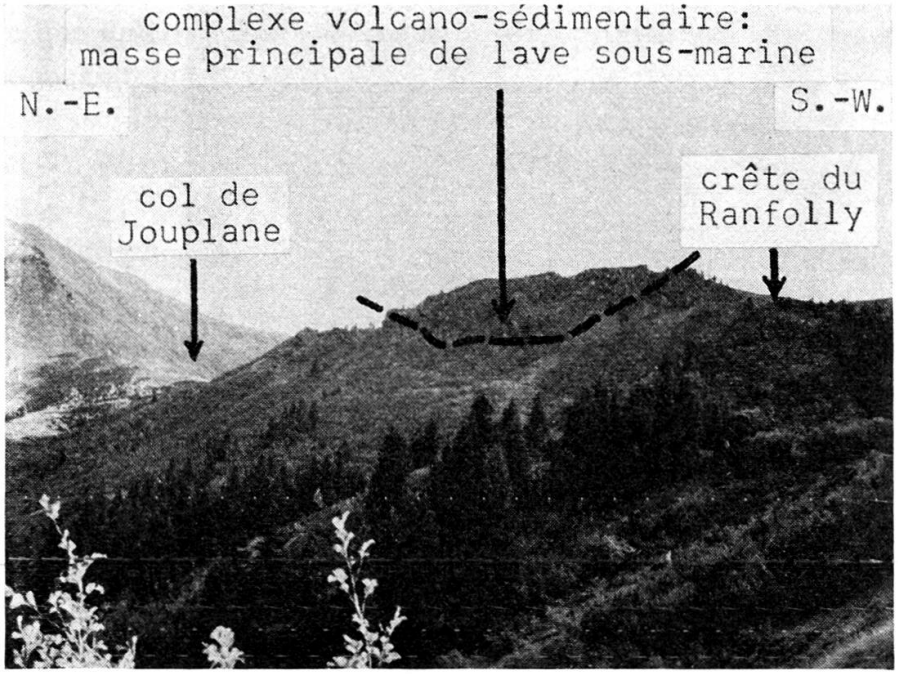


FIG. 8. — LE VUARGNE.
LE VERSANT SEPTENTRIONAL.

Description

Etudier en détail cette longue crête est une tâche ardue. La diversité des faciès, leur altération superficielle intense, jointes à des actions tectoniques nombreuses, ne permettent pas de déterminer avec exactitude les rapports entre chacun des termes observés.

F. JAFFÉ (1955, pl. III) a très bien indiqué la répartition de la roche volcanique et des sédiments encaissants dans la partie principale du versant méridional. Une association semblable se retrouve dans les pentes sommitales N.-W.; d'un accès relativement facile, elles s'élèvent au-dessus de l'importante végétation d'arbustes

occupant une grande partie de la combe entre le col de Jouplane et le Ranfolly. Les roches étant ici nettement plus fraîches et la couverture végétale moins abondante, les rapports diabases-sédiments encaissants s'observent particulièrement bien.

Abstraction faite des nombreuses incertitudes concernant les rapports exacts entre ce complexe volcano-sédimentaire et les flyschs des Gets, l'examen de ces divers pointements nous a conduit à relever les caractéristiques suivantes:

1) Nous sommes en présence des *vestiges d'un édifice volcanique sous-marin disloqué.* Les principales formations liées à de telles manifestations se retrouvent ici sans qu'il soit possible d'en établir la succession précise.

2) L'activité volcanique s'est manifestée en plusieurs épisodes qu'il est impossible de dénombrer vu les conditions particulières d'affleurement.

3) La présence de brèches diverses pas directement rattachées aux manifestations volcaniques, les nombreux contacts tectoniques, tout comme certains rapports roches vertes-sédiments paraissant impliquer l'existence de plusieurs écailles au sein de ces formations.

4) En allant vers le S.-W., les zones diabasiques deviennent de moins en moins importantes et massives, faisant place à des lentilles, parfois minuscules, de plus en plus isolées dans les sédiments, et à caractère clastique prédominant. Il convient ainsi de considérer: a) *les diabases*, le plus souvent « en place » dans leurs terrains encaissants, formant une part importante de la moitié N.-E. de la crête; b) *les lentilles diabasiques*, plus ou moins remaniées, apparaissant toujours plus espacées, jusqu'à proximité des chalets du Crôt.

5) Les escarpements de Brèche supérieure situés tout à la base du versant septentrional et localement surmontés par la diabase, affleurant très mal, correspondent à un compartiment abaissé par une ou plusieurs failles orientées N.-E.-S.-W.

Les diverses formations rattachées aux épanchements sous-marins

Un examen minutieux de tous ces affleurements nous a permis de relever les faciès suivants:

— *diabases en coussins* à contours encore intacts, bien que généralement fragmentés à l'intérieur;

— *diabases en coussins éclatés* dont la forme se reconnaît encore;

— *brèches à fragments de coussins ;*

— *hyaloclastites ;*
(les termes de passage entre ces diverses formations existent)

— tous les intermédiaires entre le *filon de diabase massive* (on en observe quelques vestiges) et *l'injection diabasique* de l'ordre du cm d'épaisseur.

La présence des brèches, comme celle des hyaloclastites (ces dernières encore jamais signalées dans les Préalpes chablaisiennes ou romandes, J. BERTRAND, 1968), ne fait que confirmer une association communément réalisée lors de manifestations volcaniques sub-aquatiques. En effet, de tels faciès ont été observés dans plusieurs régions des Alpes. M. VUAGNAT (1946) signale des brèches de coussins au Hornli (près d'Arosa) alors que F. SALIMI (1965) en mentionne au bloc des Fenils (près de

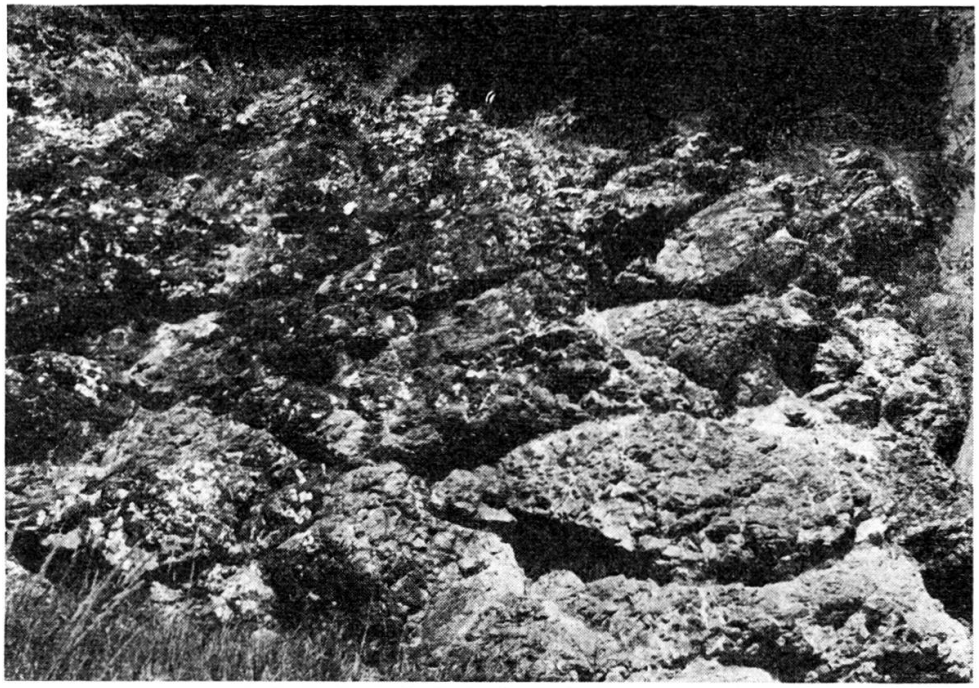


FIG. 9. — Pillows encore intacts.
Le Vuargne *(zone du point 2)*.

Saanen). Dans le massif du Mont-Genèvre, M. VUAGNAT et L. PUSZTASZERI (1965) et M. VUAGNAT (1967) relèvent aussi de telles brèches ainsi que des hyaloclastites. Enfin, toutes ces formations ont été récemment décrites par V. DIETRICH (1967) dans l'Oberhalbstein (Grisons). En dehors de la chaîne alpine, de telles associations sont bien connues, en particulier en Sicile et dans les Apennins.

LES DIABASES EN COUSSINS

Dans le versant méridional, cette texture particulière de la lave se reconnaît encore en de nombreuses zones, le plus souvent extrêmement restreintes, et apparaissant à divers niveaux; c'est le cas aux *points 2* (fig. 9) et *5* ainsi que légèrement au S.-W. du *point 6* ou encore dans les escarpements dominant la lentille de Brèche du Crôt.

Enfin, il n'est pas rare, dans les zones bréchiformes et même dans les écailles de l'extrémité S.-W. du Vuargne, d'observer quelques pillows isolés encore intacts (fig. 10).

C'est toutefois dans le versant N.-W. que la lave en coussins s'observe le mieux puisque formant une part importante des parois marquant la base des affleurements (fig. 11).

La taille des coussins est très variable: les plus petits ne dépassent pas 30 cm de diamètre alors que certains peuvent atteindre 2 m. Les formes aplaties prédominent nettement; mentionnons toutefois quelques belles section circulaires. Sur le versant

FIG. 10. — Pillow isolé (on remarque très bien l'enveloppe variolitique).
Le Vuargne (écaille isolée dans la moitié S.-W. du versant méridional).

N.-W., lorsqu'on chemine du N.-E. au S.-W., la zone située immédiatement après la Brèche supérieure montre, par places, quelques formes « en boyaux » traduisant certainement mieux le véritable débit des épanchements sous-marins mais que l'on observe assez rarement, faute d'affleurements parallèles à la surface des coulées (voir M. VUAGNAT et L. PUSZTASZERI, 1965).

Les critères de polarité (orientation des pédoncules, des surfaces convexes) sont également mieux visibles sur le versant septentrional où il ne fait pas de doute que les coulées sont en position normale. Rappelons que F. JAFFÉ sur la base de l'observation, au *point 2*, de pédoncules orientés vers le haut, avait attribué à tout le complexe volcano-sédimentaire une position renversée.

Nous ne suivrons pas cette hypothèse. A cet endroit, bien que l'on observe deux pédoncules tournés vers le haut, les coussins voisins indiquent déjà une position normale; cette anomalie, résultant de l'empilement de pillows sur d'autres encore non totalement consolidés, se retrouve dans des épanchements dont la polarité est déterminée avec certitude. Par ailleurs, la majorité des coussins observés dans le

versant méridional sont en position normale; toutefois, dans le cas des spécimens isolés, et surtout de ceux rencontrés dans les petits affleurements de l'extrémité S.-W. de la crête, ce critère n'a plus de signification puisqu'il s'agit d'écailles détachées de l'appareil volcanique.

La diabase formant ces coussins, albito-chloritique et riche en sphène finement divisé, présente toujours une structure très fine, même dans la partie centrale. De teinte vert sale, elle devient parfois très claire dans la zone périphérique, surtout à

FIG. 11. — Petites parois formées de pillows.
Le Vuargne (extrémité N.-E. du versant septentrional).

cause de l'altération superficielle. Une enveloppe variolitique existe presque toujours, soit très mince, soit de plusieurs cm d'épaisseur avec passage progressif de la structure sphérolitique à la structure variolitique; les varioles ont de 1 mm à 1 cm (rarement) de diamètre. Enfin, la matrice chloriteuse, vert foncé, est souvent altérée en surface et très écrasée; dans les parois à la base du versant N.-W., elle ne forme qu'une croûte très mince autour des coussins; en d'autres points, son épaisseur est plus grande et nous verrons qu'elle passe localement à de véritables hyaloclastites.

Diabases en coussins éclatés dont la forme se reconnait encore

Ce faciès dérive du précédent par simple accroissement de la fissuration presque toujours réalisée à l'intérieur des coussins. Les fragments, à contours anguleux, témoignent déjà de certaines dislocations auxquelles les actions tectoniques ne sont pas totalement étrangères; les fissures sont remplies de chlorite. La texture primitive de la lave se devine encore.

Nous avons observé ce type en de nombreux points sur les deux versants de la crête.

Il est généralement admis que la fracturation résulte de contractions liées au refroidissement rapide du magma. M. Vuagnat (1967) pense, en outre, qu'un intense dégagement de gaz, peut contribuer au caractère explosif du phénomène.

Brèches a fragments de coussins

Cette catégorie est sans doute la mieux représentée au Vuargne, car elle groupe de nombreuses variétés se distinguant surtout par la granulométrie des éléments, la nature et l'abondance du ciment.

D'une manière à la fois générale et simplifiée, on peut dire que ces divers faciès résultent de remaniements, qu'ils soient directement liés aux manifestations volcaniques ou d'ordre tectonique, voire même sédimentaire, plus intenses que ceux observés dans la catégorie précédente. On peut mentionner les types principaux suivants:

1. Brèches à fragments de coussins, à contours en général anguleux, pouvant atteindre 30 cm de longueur dans les variétés les plus grossières; le mélange des divers types de structures indique un remaniement déjà important. Le ciment, encore assez peu abondant, consiste surtout en matière chloriteuse, parfois en sédiments, renfermant de petits débris d'origine volcanique. Sur la retombée S.-W., à proximité immédiate du sentier de crête, un affleurement isolé illustre très bien ce type (fig. 12).
2. Les éléments diabasiques, à contours dans l'ensemble moins anguleux, de granulométrie plus hétérogène, témoignent d'un mélange de structure encore plus grand. Le ciment, plus abondant, est de nature clastique très nette: dans une mésostase sédimentaire siliceuse, argileuse parfois, le plus souvent remaniée, sont dispersés divers débris volcaniques représentant toutes les zones de coussins; leur taille varie du millimètre à quelques centimètres.
3. La taille des éléments diabasiques est nettement moins importante; les fragments à structure sphérolitique, variolitique ou provenant de la matrice chloriteuse prédominent. On remarque un mélange plus intime avec le ciment généralement très siliceux.
4. Enfin, la mésostase sédimentaire, presque toujours siliceuse, devient parfois prédominante et renferme de menus débris volcaniques, à contours souvent très anguleux, à faces concaves dans certains cas. Ce sont des éclats des parties périphériques de coussins: diabases à structures sphérolitiques, variolitiques, ou matrice vitreuse actuellement chloritisée. Ce type peut aboutir à de véritables brèches à débris de hyaloclastites.

Soulignons encore que ces subdivisions n'ont rien d'absolu. En effet, ces faciès, que l'on peut échantillonner à tous les niveaux et surtout dans les affleurements du

versant méridional, sont intimement et diversément associés; tous les intermédiaires entre les types décrits existent.

Les hyaloclastites

Nous distinguons ces formations des précédentes, par le fait qu'elles se sont constituées essentiellement, ou presque essentiellement, au détriment de la croûte vitreuse des coussins. Le nom de *hyaloclastites*, qui tient compte de leur mode de

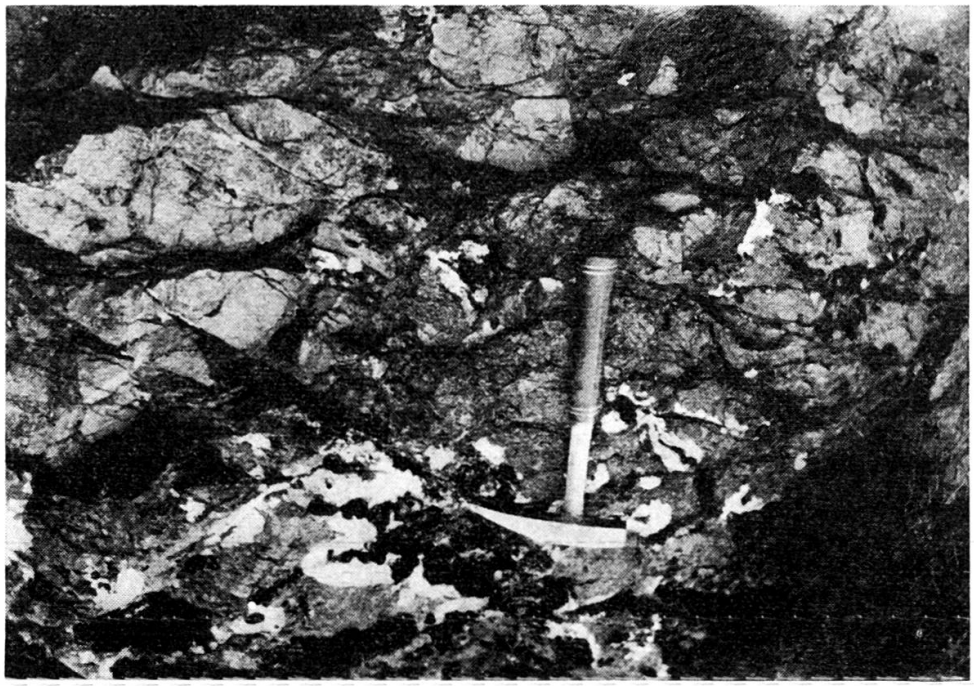


Fig. 12. — Brèche de pillow.
Le Vuargne (petit affleurement isolé situé immédiatement sous le sentier de crête sur la retombée S.-W. du Vuargne).

formation particulier (effritement des enveloppes vitreuses des coussins), leur a été donné par A. Rittmann (1958), en remplacement du terme ancien de *tufs palagonitiques*.

Pour autant que les mauvaises conditions d'affleurement permettent d'en juger, les hyaloclastites paraissent former ici de minces intercalations, parfois des zones lenticulaires un peu plus épaisses, s'intercalant entre les divers types de roches mentionnés plus haut. Elles apparaissent en plusieurs points, du versant méridional surtout, et à divers niveaux. Très peu spectaculaires sur le terrain, vert foncé à noirâtres et fortement altérées superficiellement, ces roches prennent parfois une patine brun rouille. Localement, une pâte très fine, composée de minuscules grains d'albite non maclée, sépare les esquilles de verre actuellement chloritisé. Relevons

encore que la matrice des pillows, à texture clastique parfois évidente, peut être assimilée, dans ce cas, à une véritable hyaloclastite.

Remaniées, en fragments généralement compris entre 1 cm et moins de 1 mm de diamètre, ces roches particulières apparaissent, accessoirement, dans les brèches décrites plus haut ou déterminent, très localement semble-t-il, de véritables brèches à débris de hyaloclastites et ciment sédimentaire siliceux; de petits éléments anguleux de bords de coussins sont toujours subordonnés à cette dernière variété.

Filons et injections diabasiques

F. Jaffé a déjà signalé des témoins de filons aux *points 7* et *9*. Dans la région de ce dernier, d'autres indices de diabase massive existent, comme dans le ravin un peu au-dessus de l'écaille de *Brèche du Crôt*. Ces zones n'influencent nullement la topographie et se repèrent assez difficilement; seul l'examen de la roche, d'un vert un peu plus franc, à structure plus grossière, intersertale, confirme leur présence. La composition de cette diabase est toujours albito-chloritique.

A l'inverse des filons, les injections diabasiques dans les sédiments encaissants s'observent très bien (fig. 13).

Si le versant méridional n'est pas très favorable à leur examen, on peut déjà se rendre compte de leur présence en de nombreux points, par exemple au-dessus et un peu au S.-W. du *point 1*. Les remaniements ont également affecté ces manifestations dont on retrouve plusieurs indices dans les masses diabasiques isolées de la moitié occidentale de ce versant. Les parois N.-W. du Vuargne, exemptes de végétation, permettent de meilleures et plus abondantes observations. Ainsi, en se dirigeant du N.-E. au S.-W., on remarque que ces injections, le plus souvent détachées de la masse diabasique principale, se font de plus en plus rares avant de disparaître totalement.

La puissance des injections est très variable: de plus de 2 m (dans un ravin du versant N.-W.) à quelques cm à peine; certaines se suivent sur plusieurs mètres. Les contacts avec les sédiments encaissants, généralement bien tranchés, sont parfois quelque peu bouleversés par des remaniements. Relevons encore, à l'appui de l'existence de plusieurs épisodes d'activité volcanique, certaines injections qui recoupent des sédiments bréchiformes contenant déjà divers débris diabasiques.

Ces intrusions sont formées par une diabase albito-chloritique vert clair, à structures très fines, intersertales divergentes à sphérolitiques. Parfois, une mince zone périphérique à structure encore plus fine traduit le brusque refroidissement au contact des sédiments, sans doute plus ou moins gorgés d'eau.

Sédiments encaissants les diverses formations volcaniques

Depuis le travail de Schroeder, la stratigraphie de la Nappe de la Brèche est bien établie. Par contre, malgré les travaux de Jaffé, Bernheim et de Caron et Weidmann, les rapports exacts entre les divers termes surmontant cette unité, et

dans lesquels sont incluses les diabases, restent l'objet de nombreuses incertitudes.

Déjà en suivant la nouvelle route entaillant la base du Vuargne et montrant, près de l'extrémité occidentale du versant, un passage quasi indistinct entre les

FIG. 13. — Injections diabasiques dans les sédiments.
Le Vuargne (sommet du ravin le plus important du versant septentrional).

schistes ardoisiers de la Nappe de la Brèche et la série schisteuse emballant les roches vertes, on se rend compte de la complexité de cette zone, complexité à laquelle d'intenses actions tectoniques ne doivent pas être étrangères.

Notre propos n'est pas d'étudier ces diverses formations sédimentaires (tâche difficile étant donné l'absence de fossiles caractéristiques). Nous ne ferons que mentionner les principaux faciès liés plus ou moins étroitement aux diabases et, par places, affectés par des *phénomènes de métamorphisme de contact.*

La planche III de JAFFÉ montre bien l'association intime de la roche volcanique avec les sédiments; dans le versant N.-W., nous avons retrouvé des conditions d'affleurement analogues.

Sous le terme *argilites*, JAFFÉ a groupé une part importante de ces sédiments qui comprennent en réalité plusieurs faciès différents. (Ch. CARON et M. WEIDMANN ont également fait cette remarque). Ces faciès sont les suivants:

1. *Schistes argileux noirâtres*, parfois satinés, souvent chiffonnés, prédominants dans la moitié N.-E. de la crête. Ils paraissent avoir « encaissé » la diabase avec laquelle ils présentent de nombreux contacts, souvent tectonisés. Ainsi, au *point 3*, déjà mentionné par SCHROEDER, les schistes se sont déposés horizontalement sur la surface bosselée de la lave; par contre, au *point* 4, les sédiments

vraisemblablement encore meubles lors de l'épanchement du magma, se sont moulés contre la base irrégulière de la coulée. Ces observations, qui plaident en faveur d'une position normale de l'ensemble, sont malheureusement trop rares pour être considérées comme déterminantes.

Ces schistes argileux sont affectés par des phénomènes de métamorphisme de contact (voir sous 4.).

2. Dans la moitié S.-W. du Vuargne, apparaissent des *schistes gris foncé*, généralement satinés et feuilletés sur le versant méridional, très finement plaquetés dans les pentes N.-W.

3. Dans la partie tout à fait occidentale de la crête, et visibles surtout dans le talus de la nouvelle route, affleurent des *schistes bruns satinés.*

Les passages entre ces divers types sont toujours progressifs et leur distribution n'est pas tout à fait aussi régulière. En effet, dans la zone des schistes argileux, nous avons noté quelques petites réapparitions de types gris ou brunâtres, feuilletés, identiques à ceux observés dans la moitié occidentale du Vuargne.

4. Dans les schistes argileux, nous avons pu mettre en évidence *certains faciès résultant de phénomènes de métamorphisme de contact.*

Déjà sur le terrain, on est frappé par l'induration qui, très souvent, affecte les schistes au voisinage de masses diabasiques, et ceci de façon très irrégulière. Les sédiments, devenus plus gris et plus ternes, présentent alors une cassure esquilleuse; très localement, et semble-t-il toujours au contact immédiat avec la diabase, cette roche passe à une roche plus siliceuse, véritable silexite parfois, de teinte gris-beige fréquente. L'un comme l'autre de ces faciès témoignent souvent d'écrasements ou de certains remaniements.

Sans la rattacher à un quelconque métamorphisme de contact, JAFFÉ (p. 54) avait déjà relevé cette silicification et le passage progressif aux termes plus argileux.

L'analyse roentgenographique de ces roches a révélé la présence d'albite, souvent prédominante dans le faciès gris et terne, preuve d'un net enrichissement en Na à côté de celui en silice; ce résultat a été confirmé par quelques dosages du Na dans les sédiments au contact avec la diabase.

Il s'agit visiblement de manifestations de métamorphisme de contact ayant conduit à la formation de véritables *adinoles*, au sens défini par S. O. AGRELL (1939). Ces roches, que nous avons découvertes en plusieurs points de la région des Gets (au ruisseau des Bounaz, à la Mouille-Ronde, au Farquet) ne sont guère spectaculaires sous le microscope étant donné la finesse de leur grain; il est en particulier très difficile de distinguer l'albite du quartz.

Toujours en liaison avec la diabase, il nous faut encore parler de la *roche siliceuse*, d'un vert plus ou moins franc, déjà signalée par SCHROEDER, ensuite par JAFFÉ (p. 49) aux *points 6* et *8* surtout. Plus ou moins intimement associée à la roche volcanique,

elle s'observe très localement et à divers niveaux, soit en passées très restreintes, soit en masses mieux définies, longues de quelques mètres parfois; elle peut former des sortes d'encroûtements au contact de la lave, remplir des fissures de celle-ci ou, plus rarement, composer le ciment de certaines brèches diabasiques.

Généralement massive et comparable à une silexite, cette roche devient assez souvent schisteuse dans diverses zones de laminages intenses et peut être associée aux schistes argileux. Sa localisation, comme certaines variations de teinte la rapprochant parfois de la roche siliceuse mentionnée plus haut (caractères microscopiques analogues, présence d'un peu d'albite parfois), permettent de penser qu'il s'agit là aussi d'un faciès lié aux manifestations de métamorphisme de contact. Ni l'analyse chimique, ni celle par fluorescence X, ne révèlent la présence d'un élément particulier pouvant donner la teinte verte. Toutefois, surtout dans les types les plus colorés, on remarque un minéral du groupe des micas, soit finement dispersé dans la roche, soit en lamelles plus importantes; son pléochroïsme particulier (ng=vert-bleu; np=jaune-vert, tous deux très pâles) le distingue de la séricite, également présente, mais beaucoup plus rare. Il est probable qu'il s'agisse de céladonite; sa formation pourrait résulter d'apports ferrugineux locaux associés aux épanchements diabasiques.

Cela expliquerait fort bien la teinte de ce faciès dont il convient de relever encore les importantes variations de teneur en SiO_2: 95,67% (analyse de JAFFÉ), 80,97% (analyse nouvelle) précisément en rapport avec la plus ou moins grande proportion de minéraux phylliteux tels que chlorite, céladonite présumée et, dans une moindre mesure, séricite.

Quelle origine donner à ces zones silicifiées observées localement au contact immédiat de la diabase?

L'examen de plusieurs échantillons nous a montré qu'elles semblaient parfois « digérer » la roche indurée riche en albite. Il semble que les sédiments, dans un premier stade de métamorphisme, aient été enrichis en Na et que la silicification, locale, soit plus ou moins tardive et liée à la venue de solutions siliceuses au contact de la roche volcanique et des sédiments encaissants. Au Farquet, on retrouve ces deux types de roches associés à la diabase, mais les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer une relation semblable.

Notre inventaire des diverses formations encaissant les diabases serait incomplet si nous ne parlions pas des niveaux sédimentaires à prédominance détritique inclus dans les faciès schisteux.

Il s'agit surtout du *microconglomérat*, découvert et très bien décrit par JAFFÉ (p. 52-54), et qui montre, lui aussi, des variations de faciès assez importantes; tantôt grossier (diamètre des constituants voisin de 5 mm), à éléments plutôt arrondis ou, au contraire, plutôt anguleux et passant à une microbrèche, tantôt plus fin et correspondant à une calcarénite polygénique légèrement gréseuse.

Les composants, semblables dans ces divers faciès, sont:

des calcaires fins, des calcaires aphanitiques, des calcaires oolithiques, des calcaires pseudo-oolithiques recristallisés, des calcaires plus ou moins marneux à pâte fine, des calcaires gréseux, des calcaires dolomitiques, des calcaires dolomitiques oolithiques, des dolomies, des silex et des radiolarites.

Parmi les débris organiques observés dans certains éléments, aucun ne provenait d'un fossile caractéristique. Ce sont des foraminifères calcaires ou arénacés indéterminables (une *Textularia sp.* cependant), des prismes d'échinodermes, des entroques, des radioles d'oursins, des spicules, des fragments de bryozoaires.

Le ciment, calcaire à gréso-calcaire, recristallisé, est en général peu abondant.

Dans la moitié N.-E. du Vuargne, ces termes détritiques forment de petits bancs lenticulaires, parfois des lentilles (zone du *point 1* par exemple); dans l'ensemble peu fréquents, ils sont toutefois plus largement développés par endroits et peuvent déterminer de véritables zones chaotiques dans lesquelles ils s'observent en blocs, en lentilles, emballés dans une matrice schisteuse et quelquefois associés à des éléments diabasiques (au-dessus du *point 3* par exemple). Les termes grossiers sont rares.

Par contre, ces divers faciès se développent bien dans la moitié S.-W. de la crête, à son sommet surtout, où ils alternent avec les schistes; les termes microconglomératiques sont alors bien représentés. L'extémité S.-W. supérieure des falaises du versant septentrional est particulièrement favorable à l'examen de la répartition de ces termes plus ou moins détritiques, en petits bancs souvent lenticulaires, parfois en lentilles; cet examen permet également de confirmer la tectonisation intense de ces formations dans lesquelles replis, boudinages et fractures sont courants.

Il est important de relever que les niveaux microconglomératiques présentent souvent un net granoclassement normal. Cela tend à confirmer une position normale pour l'ensemble du complexe volcano-sédimentaire.

Quels sont les rapports entre ce complexe volcano-sédimentaire et la Nappe de la Brèche sous-jacente?

Partout où Brèche supérieure et Calcaires à Silexites existent, on peut constater la proximité immédiate de ces formations avec les roches volcaniques. Cependant, le contact direct n'est jamais réalisé; une zone schisteuse intermédiaire, souvent extrêmement mince, existe toujours.

En plusieurs points du secteur des Gets, CARON et WEIDMANN (1967, p. 381-382) ont mis en évidence un complexe chaotique jalonnant le contact Nappe de la Brèche-unité(s) supérieure(s). Ces auteurs le signalent également ici (sous le *point* 8). Sans nier la possibilité de son existence, relevons toutefois qu'il n'apparaît pas de manière évidente, ce qui peut s'expliquer par les intenses laminages ayant affecté cette partie interne de la Nappe de la Brèche, et qu'il conviendrait de préciser les rapports entre ce faciès et les zones chaotiques que nous avons observées en quelques points au sein même des formations volcaniques.

Si les écrasements parfois intenses observés dans les niveaux diabasiques à proximité de la Brèche supérieure ne permettent pas de confirmer l'idée d'un contact tectonique, car ils s'observent dans l'ensemble du complexe supérieur, la lentille de *Brèche du Crôt*, déjà signalée par SCHROEDER semble, par contre, correspondre à une écaille pouvant souligner un contact anormal.

Nous ne nous attarderons pas à décrire cette formation, dont l'étude sur le terrain, comme au laboratoire, permet de confirmer son indépendance totale vis-à-vis des roches éruptives de la région des Gets. Rappelons toutefois, qu'en dehors du Vuargne, la *Brèche du Crôt* se retrouve à quelque 200 m à l'W. des chalets du Crôt, affleurant très mal entre la rive droite de l'affluent oriental de la Valentine (coordonnées feuille Samoëns 7 au 1 : 20.000^{e} : 936,460 × 134,300) et le chemin montant de Verchaix.

Les géologues s'intéressant à cette formation en trouveront une bonne description dans le travail de F. JAFFÉ (1955, p. 43-45); cet auteur, ainsi que Ph. BERNHEIM (1962), envisage encore quelques hypothèses quant à l'origine et à la position tectonique de cette brèche. Mais ce problème est particulièrement bien traité par Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967, p. 390-392) qui, ne tenant pas seulement compte d'analogies de faciès avec d'autres formations connues, font aussi intervenir des considérations d'ordre paléogéographique.

Nous n'avons pas d'hypothèses nouvelles à formuler au sujet de la *Brèche du Crôt* qui nous paraît correspondre à un élément totalement indépendant des niveaux qui l'entourent actuellement.

De l'examen du Vuargne, nous relèverons les points suivants:

1) *l'existence des principaux faciès habituellement rattachés aux épanchements sous-marins ;*
2) *l'association primaire de la diabase à des sédiments ayant subi un certain métamorphisme de contact ;*
3) *la position normale du complexe volcano-sédimentaire ;*
4) *la présence, parmi les sédiments encaissant les formations volcaniques, de faciès particuliers* (microconglomérats, calcarénites) *jamais observés ailleurs dans la région des Gets ;*
5) *la tectonisation intense de toute cette zone.*

3.2. LA CRÊTE DES ROCHASSONS

Dans sa thèse (1962) J. HAAS a, le premier, mentionné sur le versant S.-W. de la crête des Rochassons, deux blocs de roches éruptives qu'il attribue à la famille des gabbros en se basant sur les descriptions pétrographiques de F. JAFFÉ.

A leur tour, Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967) observent ces blocs, dont ils nous soumettent obligeamment échantillons et lames minces.

Ces indices nous ont incité à examiner en détail cette région, nous permettant d'y découvrir une nouvelle zone d'affleurements, il est vrai peu importante, mais fort intéressante.

Situation

Le plus simple pour atteindre cet affleurement est d'emprunter le sentier qui s'élève en zig-zag au-dessus des Lindarets puis court horizontalement sous la crête des Rochassons en direction du col de la Chaux-Fleurie.

Les pointements se situent entre 1750 m et 1830 m, sur la rive droite d'un petit ruisseau insuffisamment prolongé sur la feuille Samöens 4 au 1: 20.000e (voir fig. 14). Leurs coordonnées sont les suivantes (feuille Samöens 4 au 1: 20.000e):

Zone supérieure :	144,290 × 943,220 (1815 m).
Zone principale et nouvelle située entre les deux lacets du sentier :	144,190 × 943,170 (1775 m) (fig. 15).

Description

Les premiers indices apparaissent au-dessus et juste avant que le sentier ne soit traversé par le petit ruisseau insuffisamment prolongé sur la feuille Samoëns 4. On remarque quelques débris de brèche diabasique hématitique visiblement non en place.

Si l'on continue à suivre le chemin en direction du col de la Chaux-Fleurie, on arrive bientôt à la partie supérieure de cet affleurement. Immédiatement au-dessus du chemin, à l'endroit où ce dernier est coupé par le même ruisseau que plus bas, ici quelque peu ramifié, on observe sur une superficie de 8 m sur 8 m, quatre blocs d'environ un mètre cube chacun, accompagnés de plusieurs autres de moindre importance. Visiblement en place ou tout au plus quelque peu glissée, cette zone est constituée par de la brèche diabasique hématitique.

La partie que nous avons découverte se situe dans la pente sous le sentier. Plusieurs blocs de brèche diabasique plus ou moins hématitique, la plupart d'un volume bien inférieur au mètre cube, et certains non en place, se répartissent sur la rive droite du ruisseau et ceci jusqu'à ce que l'on recoupe le sentier inférieur. Cependant, une zone plus importante, environ à mi-distance entre les deux lacets du sentier, affleure de manière discontinue sur quelque 15 m à partir de la rive droite du ruisseau; elle détermine à sa base une petite paroi. Le haut de cette zone montre la brèche diabasique, quasiment dépourvue d'hématite alors que la partie inférieure est constituée d'une diabase fine, non hématitique, semblable à celle du Vuargne. D'ailleurs, malgré une fracturation et des traces de déformation assez intenses, on devine encore les contours de quelques pillows dans l'escarpement marquant la limite inférieure de cette masse importante.

En résumé, cet affleurement montre deux faciès différents:

1. *une brèche diabasique hématitique ;*
2. *une diabase analogue à celle du Vuargne ;*

Cette association ne s'observe nulle part ailleurs dans la région des Gets.

La *brèche diabasique* est analogue à celle du Cannevey; cependant, certaines parties très peu hématitiques se rapprochent du type observé à Mont-Caly. Il est très difficile de décrire sur le terrain cette brèche extrêmement consolidée et dépourvue

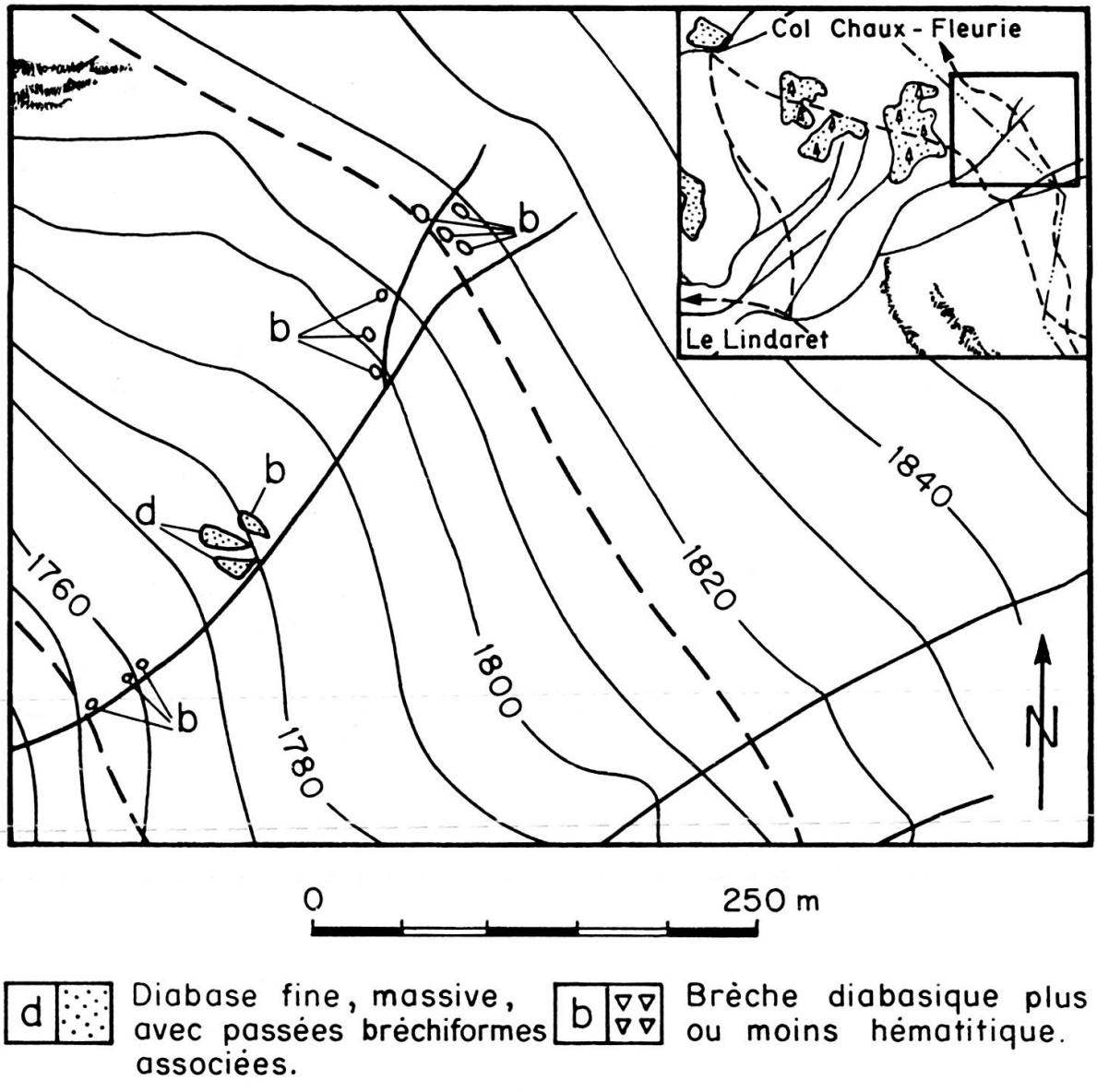


FIG. 14. — LA CRÊTE DES ROCHASSONS.

de ciment. Les fragments semblent toutefois petits, ne dépassant qu'exceptionnellement la taille du poing; leurs contours sont sub-anguleux à anguleux. Ils sont toujours constitués de diabases fines.

La masse principale de la partie analogue au Vuargne, est formée d'une *diabase massive*, très fine, vert jaunâtre à la cassure, que nous savons correspondre à un type à structure arborescente à sphérolitique, riche en sphène-leucoxène. Toutefois, des

passées bréchiformes s'y associent, tout comme au Vuargne; elles se composent d'un mélange intime de fragments diabasiques et de sédiments plus ou moins cherteux, calcaires ou argileux suivant les endroits. Pour compléter les observations de terrain, nous avons effectué quelques sections d'échantillons de cette zone. On remarque alors la complexité des sédiments, très souvent de nature bréchique, et celle des

FIG. 15. — La crête des Rochassons.
Les principaux affleurements.

débris de diabase. En plusieurs points nous avons des passées de *hyaloclastites*, comme le confirmera l'examen des lames minces. La similitude avec le Vuargne, où des formations analogues sont associées à la diabase en coussins, s'en trouve renforcée.

J. HAAS parlant de blocs de gabbro et donnant des coordonnées fort différentes des nôtres, nous avons passablement étendu nos recherches autour de l'affleurement principal, mais sans jamais observer d'autres pointements ou blocs de roches éruptives.

Cet auteur a certainement commis une erreur en parlant de gabbro, car malgré un échantillonnage détaillé, nous n'avons jamais relevé ce faciès. De plus, ce type de roche fait toujours défaut dans les formations analogues de la région des Gets (le Cannevey, Mont-Caly, le Vuargne, etc.).

Environnement sédimentaire

Très peu de chose à dire à ce sujet, la région étant extrêmement couverte. La roche en place apparaît cependant dans les petits ruisseaux et quelques écorchures du terrain. Le faciès dominant est un grès lité ou massif, pigmenté de roux par l'altération superficielle.

Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967) placent cet affleurement dans le niveau 5 de leur coupe des Rochassons, relevée sur le versant N.-E.; cela est très vraisemblable étant donné l'orientation des couches. Cette subdivision correspond à un flysch schisteux, sombre et satiné, à petits bancs ou lentilles de grès calcaires plus ou moins décalcifiés avec rognons de grès bruns manganésifères.

Dans le ruisseau, immédiatement sous le sentier marquant la base des affleurements, on remarque très bien ce flysch à lentilles souvent importantes de grès-calcaire ou calcaire-gréseux fin à paillettes de mica blanc.

Liaison roche éruptive-sédiments encaissants

En aucun point, nous n'avons observé de rapport direct entre flysch et roche éruptive. Nous pensons toutefois que cet affleurement est en place ou, au plus, quelque peu glissé.

Il est très improbable que ces roches vertes ne soient pas en place, et ceci pour diverses raisons:

1) la localisation très délimitée des affleurements;
2) l'absence de blocs erratiques de roches éruptives dans toute la région des Gets;
3) l'importance de la zone principale;
4) l'extension certainement plus grande du pointement, que l'on pressent par endroits très faiblement recouvert par la couverture quaternaire.

3.3. MONT-CALY

Situation

On peut atteindre ce mauvais et minuscule pointement, déjà signalé par M. LUGEON (1895), par deux voies différentes. La première consiste à monter, à partir du village des Gets, jusqu'au lieu-dit « Les Platons ». De là, un chemin tracé horizontalement sur le flanc S.-W. de la pointe de Chéry permet de rejoindre Mont-Caly. L'affleurement se trouve à quelque 500 m au N.-N.-W. de cette localité, sur le sentier se terminant au-dessus de « les Esserts ». Ces coordonnées (feuille Samoëns 6 au 1: 20.000e) sont les suivantes: 931,340 × 137,470.

L'autre voie consiste à emprunter une route nouvelle, actuellement carrossable jusqu'au hameau « les Places », et qui permettra très prochainement de rallier Mont-Caly en voiture.

Description

Long d'une vingtaine de mètres, le pointement apparaît, de façon discontinue, sur le sentier et à la base du talus amont. A cet endroit, un minuscule ruisseau, insuffisamment prolongé sur la carte au 1: 20.000e, traverse le chemin.

Il n'y a rien à ajouter à la description de F. JAFFÉ. Nous avons toutefois noté que cette brèche diabasique, par ailleurs quasiment dépourvue d'hématite, s'apparente davantage à celle du Plenay qu'à celle de la Rosière. En effet, les éléments, provenant tous de laves en coussins albito-chloritiques, présentent des structures variées, porphyrique ou non, allant des structures intersertales divergentes à des structures

parfois variolitiques. A la Rosière, les types structuraux sont moins diversifiés; les variétés très fines, en particulier, sont beaucoup plus rares.

Les observations sur la taille et la forme des éléments sont rendues presque impossibles par l'altération et la petitesse de l'affleurement; les fragments de petite dimension semblent toutefois prédominer. Tout comme F. JAFFÉ, nous n'avons pas relevé la présence de « hollow pillows » mentionnés par W. J. SCHROEDER; de toute manière, étant donné la nature de la roche, nous pensons qu'il s'agissait tout au plus de débris de tels édifices.

Environnement sédimentaire

Le long du chemin, nous n'avons pas retrouvé les argilites très altérées, surmontant la brèche, dont parle F. JAFFÉ; elles ont vraisemblablement été masquées par un petit glissement de terrain. Elles s'observent par contre, dans une position semblable, à proximité du petit ruisseau, où l'on remarque également une petite zone de flysch gréseux non en place.

L'exiguïté de l'affleurement, jointe à l'absence de relation nette avec les termes sédimentaires, ne permet pas de le considérer comme rigoureusement en place.

3.4. LE CANNEVEY

Bien peu spectaculaire, l'unique pointement de roches éruptives du Plateau du Praz-de-Lys a été découvert par W. J. SCHROEDER (1939).

Situation

La brèche diabasique affleure, de part et d'autre de la route reliant les points 1445,8 et 1428,7, à proximité de la lisière de la forêt s'étendant maintenant quelque peu sous la route.

Le bloc principal, le plus élevé, a les coordonnées suivantes (feuille Samoëns 6 au 1: 20.000e): 928,880 × 135,630.

En contrebas de la route, légèrement en dessus d'une vieille clôture de pâturage, nous remarquons un autre fragment de brèche diabasique, de quelques décimètres cubes; coincé entre deux blocs provenant de la Nappe de la Brèche, il n'est pas en place. Puis, descendant le long de la vieille clôture sur une trentaine de mètres, nous atteignons un minuscule ruisseau. Signalé par F. JAFFÉ, un autre bloc non en place, d'environ un mètre cube, s'observe sur la rive droite.

Description

Il est difficile d'échantillonner cette brèche très altérée en surface et fortement consolidée. On remarque cependant la très nette prédominance des fragments ne dépassant pas 10 cm de longueur et paraissant sub-anguleux à anguleux. Constitués uniquement de diabase albito-chloritique à structures très fines, fréquemment tachés ou veinés de rouge par l'hématite, ces éléments proviennent de laves en coussins.

Le ciment est quasi absent; cependant nous avons noté, surtout dans le bloc principal, quelques passées schisteuses et de fines veinules, souvent rouge lie-de-vin, parfois vertes, dont le microscope révèle la nature siliceuse et la structure très fine (chert).

Déjà mentionné par F. JAFFÉ, un calcaire rose s'observe par places entre les éléments diabasiques. Son examen au microscope, nous a permis d'intéressantes observations; en effet, dans une telle zone, nous avons remarqué les traces évidentes d'*anciennes structures de verre volcanique*. Ceci tend à appuyer l'hypothèse d'une origine secondaire du carbonate plutôt que de voir là de véritables sédiments calcaires (J. BERTRAND, 1968).

Environnement sédimentaire

Ce secteur est totalement dépourvu d'affleurement.

Il ne fait cependant aucun doute que la roche éruptive, d'après la tectonique générale de la région, se trouve dans un niveau de flysch supérieur à la Nappe de la Brèche.

3.5. LA ZONE DU COL DE LA RAMAZ

André LOMBARD (1940) définit la zone du col de la Ramaz comme un ensemble de flysch à lentilles de Crétacé supérieur, souvent écrasé et plissé, visible dans la zone de contact de la Nappe de la Brèche avec celle des Préalpes médianes.

Ces terrains ne forment généralement qu'une bande étroite sauf dans la région du col de la Ramaz, au S.-W. de la pointe d'Uble, où ils sont plus largement développés.

De rares et minuscules pointements de roches vertes sont rattachés à cette zone, ne faisant qu'en augmenter la complexité. Le premier et le plus important fut découvert au Farquet par LUGEON (1894-1895). Selon la détermination de MICHEL-LEVY (1892), la roche verte était une kersantite.

Cet affleurement fut à nouveau décrit dans les thèses plus récentes: de SCHROEDER (1939) et d'André LOMBARD.

Le premier tenta d'en expliquer la position tectonique, le second découvrit les quelques autres pointements connus de cette zone et en donna une description détaillée jointe à une classification des roches éruptives rencontrées.

Enfin, JAFFÉ (1955) relève la différence de position tectonique entre ces pointements et ceux de la région du col des Gets. Citant brièvement les hypothèses émises quant à la nature de cette zone, cet auteur souligne également les difficultés quasi insurmontables qui se présentent lorsque l'on désire y préciser le mode de mise en place des roches vertes.

Avant de les décrire, énumérons brièvement les affleurements de la zone du col de la Ramaz.

I. AFFLEUREMENT DU FARQUET (découvert par LUGEON) — affleurement n° 3 de LOMBARD.

II et III. PETITS AFFLEUREMENTS PROLONGEANT VERS LE N.-E. CELUI DU FARQUET — affleurements n° 1 et 2 de LOMBARD.

IV. ZONE DE PETITES LENTILLES A LE COIN.

V. PETITE LENTILLE AU S.-W. DE GEVALLET.

Excepté le premier, ces pointements sont tous de très mauvaise qualité. Nous avons même pu constater, à la suite de JAFFÉ, que celui de Gevallet avait totalement disparu.

Situation

De Mieussy, une très bonne route monte jusqu'au plateau de Sommant, sur lequel le chemin est encore carrossable jusqu'au Farquet. L'accès aux affleurements est alors très facile.

Le pointement principal, affleurement n° 3 de LOMBARD, a les coordonnées suivantes (feuille Samoëns 5 au 1: 20.000e) 926,520 × 137,480. Passant par les points 1544,0 et 1612,1, on l'observe à environ 100 m au sud de ce dernier, dans le talus dominant la rive droite d'un minuscule ruisseau s'écoulant vers l'W., dans une petite dépression herbeuse.

Les affleurements nos 1 et 2 de LOMBARD, à quelque 350 m plus au S.-W. (feuille Samoëns 6 au 1: 20.000e) ont les coordonnées respectives suivantes: 926,770 × 137,760 et 926,830 × 137,700.

Le dernier pointement de cette zone se trouve à environ 850 m au N. du Farquet, sur le sentier reliant Vanne à « Le Coin », juste avant que ce dernier ne franchisse un petit ruisseau. Ses coordonnées sont les suivantes: 926,010 × 138,975.

Description

AFFLEUREMENT I

La roche verte apparaît ici sur environ 4 m de longueur; son épaisseur est de 2 m au maximum. On y relève quelques stries de miroir de faille. Déjà mentionnée par LUGEON et visible sur 70 cm au plus, une roche très indurée la surmonte, d'abord vert jaunâtre, puis gris sombre. De rares contacts montrent la liaison primaire entre les deux types de roches.

A proximité immédiate du pointement, on remarque quelques petits blocs, de grès surtout, dont plusieurs ne sont visiblement pas en place. Il nous paraît impossible, dans ces conditions de préciser leur origine.

AFFLEUREMENT II

L'affleurement II consiste en quelques petites zones de roche verte sortant à peine de terre, dispersées dans un espace de 17 m de longueur et 5 m de largeur; les deux principales ont une surface visible d'environ un mètre carré. A l'extrémité E. de ce pointement, on note, sans contact direct avec la roche éruptive, un bloc de grès, unique terme sédimentaire visible.

AFFLEUREMENT III

Dans un rentrant de terrain orienté face au col de la Ramaz, la roche volcanique réapparaît sur moins de deux mètres carrés.

Identique dans les trois affleurements que nous venons de décrire, la même roche verte se retrouvait dans la lentille disparue de Gevallet, dont nous avons examiné échantillons et lames minces.

D'un vert plus ou moins foncé à la cassure, avec une patine brun rouille fréquente, la roche présente une structure intersertale, parfois grossière, bien visible à l'œil nu. C'est une diabase albito-chloritique (André LOMBARD avait déjà préconisé l'abandon du terme kersantite).

Confirmant les traces de tectonisation visibles à l'affleurement, l'examen des lames minces nous a révélé des zones passablement écrasées dans lesquelles un semblant de structure grenue peut apparaître, ne permettant toutefois pas de parler de gabbro comme l'indiquait André LOMBARD. Relevons que nous n'avons jamais observé un type de diabase grossière absolument identique à celui-là dans les affleurements du Plateau des Gets.

Mais le point nouveau digne du plus grand intérêt, réside en la nature particulière de la roche très indurée surmontant la diabase de l'affleurement principal. Considérée par LUGEON comme une argile durcie, elle fut ensuite décrite par SCHROEDER comme un agglomérat de minuscules grains de quartz cimentés par une matière argileuse et siliceuse. Sans la préciser davantage, cet auteur lui attribue une origine vraisemblablement sédimentaire.

L'examen détaillé des échantillons, sur le terrain, puis au laboratoire en y effectuant des sections, nous a montré:

1) *La nature primaire, bien que souvent remanié et bréchifié, du contact de cette roche avec la diabase.*

2) *Une zonation fréquente, parfois très fine, visible aussi bien dans la partie claire que dans la partie sombre, très certainement liée à la composition primitive du sédiment.*

De très nettes analogies existent entre cette roche et les sédiments indurés observés au Vuargne. Aussi, afin de vérifier si l'induration n'était pas due à un phénomène de métamorphisme de contact, nous avons effectué quelques analyses roentgenographiques de ces sédiments. Cela nous a permis de mettre en évidence l'association constante de l'albite et du quartz, à laquelle s'ajoute de la chlorite, en faible quantité, parfois un peu de calcite.

Quartz et albite sont en proportion approximativement égale, sauf dans les zones les plus claires, plus siliceuses. La variété gris sombre est plus riche en chlorite.

Il est très vraisemblable qu'un *métasomatisme* lié à l'intrusion de la diabase soit à l'origine de cette roche. Il nous semble que les sédiments encaissants, enrichis en Na, par places en silice surtout, devaient correspondre d'après les zonations actuelles, à des niveaux plus ou moins argileux, comprenant peut-être déjà des horizons plus siliceux.

Malheureusement, l'absence de sédiments non transformés ne permet pas de vérifier cette hypothèse.

Nous pensons avoir retrouvé ici un faciès d'*adinoles*, comparable à ceux existant au Vuargne et rappelant certaines roches de Dinas Head (Cornouailles) décrites par S. O. AGRELL (1939).

AFFLEUREMENT IV

André LOMBARD mentionnait déjà la mauvaise qualité du pointement de « Le Coin », alors constitué de 4 petites écailles de roche éruptive. Nous avons bien retrouvé cette dernière, mais il est actuellement impossible d'observer les relations indiquées sur les cartes détaillées de cet auteur; le sentier a été envahi par de petits glissements de terrain et par la végétation.

La diabase, toute différente de celle des pointements précédemment décrits, n'est visible qu'en 2 ou 3 points minuscules. Elle est très altérée et parcourue de nombreux remplissages carbonatés, mais les microlites blanchâtres de plagioclase, se détachant sur un fond de chlorite et d'hématite, mettent bien en évidence sa structure intersertale assez fine. On retrouve là un faciès différent de ceux généralement rencontrés sur le Plateau des Gets.

Au vu de son état actuel, il est fort possible que cet affleurement disparaisse totalement.

En conclusion, les points suivants ressortent de l'examen des pointements de la zone du col de la Ramaz:

1) *Leur position tectonique particulière.*

2) *Leur environnement sédimentaire. Contrairement à celles de la région des Gets, les ophiolites ne sont pas visiblement incluses dans une série de type flysch.*

3) *Leurs types particuliers de diabases s'identifiant parfaitement dans le cas des affleurements I, II et III, à certaines variétés intersertales des Préalpes Romandes.*

4) *La conservation d'un lambeau de sédiments encaissants, métasomatisés au contact de la roche volcanique.*

Si nous pensons que ces affleurements correspondent à des lames et non à des intrusions primaires dans cette zone, une étude géologique nouvelle et détaillée de ce secteur, entreprise dans l'optique des récents travaux de Ch. CARON et M. WEIDMANN (1966, 1967), serait grandement nécessaire et permettrait peut-être de confirmer ce point de vue.

4. LES AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITE, OPHISPHÉRITES ET DIABASE

4.1. Le Crêt

4.2. Le Bartoli

4.3. La Charnia

Les deux premiers affleurements sont connus depuis fort longtemps. A. Jaccard découvre celui du Crêt en 1890 et y voit un bloc de brèche porphyritique entouré de schistes amphiboliques décomposés et de flysch. Puis, Lugeon décrit le bloc comme un gabbro et mentionne pour la première fois une brèche calcaire à fragments de serpentine.

Schroeder (1939) en fait un pointement séparé de celui du Plenay et lui donne son nom actuel. Pour cet auteur, le bloc de gabbro est lié à une roche verte décomposée renfermant des pillows et des fragments de bordure d'un sill de roche ophitique.

Enfin, après y avoir trouvé et décrit les premières ophisphérites des Préalpes avec M. Vuagnat (1954), F. Jaffé (1955) donne une description complète de cet affleurement.

Au cours de sa magnifique étude sur la Brèche du Chablais, Lugeon découvre le pointement du Bartoli. Il le décrit sous le nom de « le Tourne » comme le fera Schroeder. Ce dernier considère à nouveau les ophisphérites que l'on y trouve comme des pillows détachés et entraînés dans le torrent. La dénomination actuelle de cet affleurement revient à F. Jaffé; elle se justifie pleinement, les chalets du Tourne étant totalement en ruines.

L'affleurement de la Charnia est nouveau. Richard (1962) mentionne deux petites zones de serpentinite avec ophisphérites dans cette région; J. Haas (1962) signale également un bloc de serpentinite dans le même secteur.

4.1. Le Crêt

Situation

On atteint ce pointement soit à partir du Plenay, à 500 m au N.-W., soit en montant depuis les Fys en direction du point 1328,2.

La feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e n'étant pas très exacte dans la région des affleurements, les coordonnées de la *zone principale*: 936,720 × 139,920, sont approximatives.

Les roches vertes apparaissent dans le haut d'une mince bande de forêt clairsemée qui s'étend au-dessus de la zone de replat marquant la fin des pâturages (voir carte schématique, fig. 16).

Description

La *zone principale* affleure dans une petite clairière au sommet de laquelle les minuscules ruisseaux **b** et **c** prennent leur source. Nous en donnons deux figures (fig. 17 et 18) montrant bien la répartition des divers faciès.

La *serpentinite* forme le grand bloc à la base des affleurements. De teinte foncée, très écrasée, la roche devient nettement bréchiforme vers le sud, le ciment carbonaté étant par places prédominant. L'ensemble est intensément diaclasé.

Une petite zone de *diabase massive* surmonte la serpentinite. Très altérée, chloritisée, cette roche vert pâle à structure grossière paraît s'étendre en profondeur. A son contact avec la serpentinite, à la partie supérieure nord du bloc, on remarque

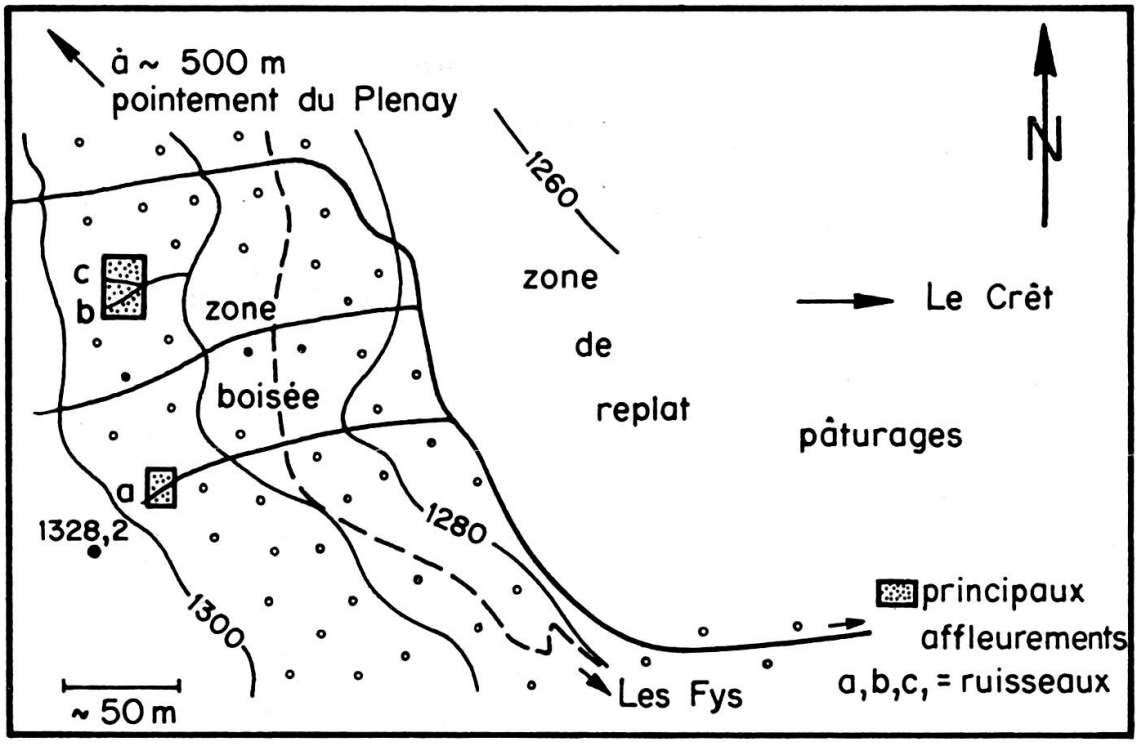


FIG. 16. — LE CRÊT.
Carte schématique indiquant l'emplacement des affleurements.

une roche très écrasée, bréchiforme, passablement enrichie en talc. Ce faciès que nous retrouvons à La Charnia et surtout à la Mouille-Ronde semble caractéristique des zones de contact serpentinite-diabase.

Entourant serpentinite et diabase, une *roche serpentineuse*, extrêmement friable, très altérée, s'étend jusqu'au sommet de la clairière, mais s'observe particulièrement bien dans le ruisseau **b**. Dans ce dernier, près de l'extrémité supérieure des affleurements, on observe une zone de pâte vert blanchâtre, produit d'une altération extrême, puissante de 1 à 2 m; en creusant quelque peu, nous y avons découvert un niveau relativement important de talc très pur. Pâte serpentineuse et talc se suivent en direction du ruisseau **c**.

C'est dans le haut du ruisseau **b** que les *ophisphérites* en place s'observent le mieux. Elles sont particulièrement abondantes dans la zone pâteuse, mais l'arène serpentineuse en renferme aussi passablement à cet endroit. Partout ailleurs où affleure cette roche, on constate qu'elle contient des ophisphérites, mais plus rares.

L'échantillonnage des ophisphérites est grandement facilité par l'érosion qui en a dégagé de nombreuses que l'on peut déjà observer bien quelques mètres en dessous du bloc de serpentinite, dans le cours des minuscules ruisseaux.

Ces inclusions sont essentiellement constituées de diabases diversément affectées par les phénomènes de chloritisation. Dans le ruisseau **b**, les variétés fines, non porphyriques, présentant souvent une structure orientée, l'emportent nettement sur

FIG. 17. — Le Crêt.
La principale zone d'affleurement.

un type à phénocristaux de plagioclase qui prédomine largement dans le ruisseau **c** (JAFFÉ, p. 55 et 113, a déjà fait cette distinction, mais a sans doute commis une interversion entre les deux ruisseaux).

La taille des ophisphérites est généralement comprise entre celle d'une noix et celle d'une tête; il en existe cependant de plus grosses. Nous en avons dégagé une de 50 cm de longueur pour une largeur et une hauteur de 30 cm. Leurs contours sont toujours émoussés, mais la forme sphérique paraît peu fréquente. Notons encore à leur surface, une fréquente et mince pellicule semble-t-il talqueuse, brillante, avec stries de frottement évidentes.

Etant donné l'état actuel des roches et les mauvaises conditions d'affleurement, il est très difficile d'interpréter les associations observées. On peut envisager la diabase surmontant le bloc de serpentinite comme un vestige de filon relativement important. Aucune indication ne permet de considérer les ophisphérites comme résultant de la chloritisation d'une brèche diabasique. Nous pensons plutôt qu'elles proviennent de la fragmentation de divers filons de diabase inclus dans la serpentinite. L'état de

la roche encaissante et les stries de frottement visibles sur de nombreuses ophisphérites rendent vraisemblable cette hypothèse, qui permet aussi d'expliquer la différence de types de diabases entre les ruisseaux **b** et **c**.

Cet affleurement s'étend quelque peu latéralement au niveau du grand bloc de serpentinite. Au nord, on remarque quelques rares et minuscules sorties de serpentinite massive; au sud, par contre, à 5 m environ du ruisseau **b**, on retrouve, dans les

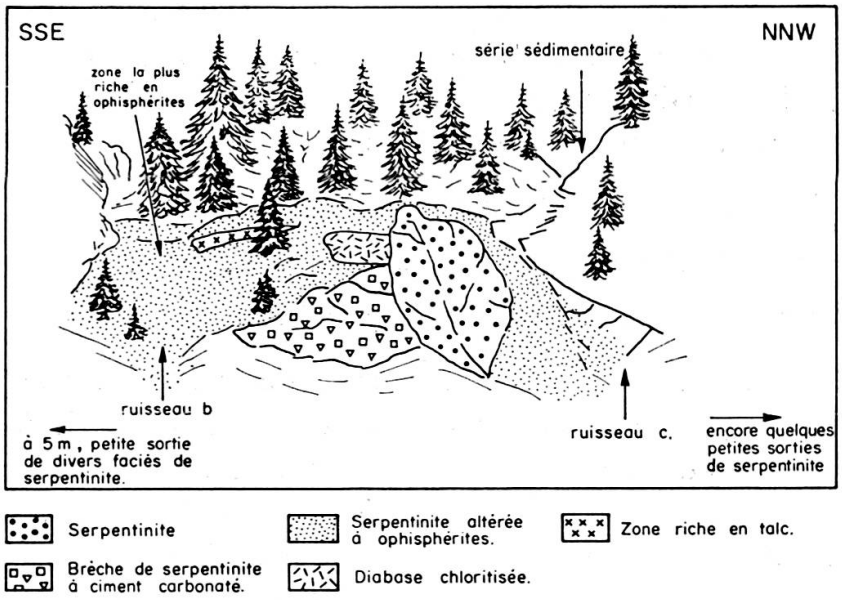


FIG. 18. — LE CRÊT:
Zone principale.

pentes d'une nouvelle petite zone déboisée, la roche ultrabasique en place affleurant sous divers faciès: *brèche de serpentinite* à ciment carbonaté abondant, à proximité du ruisseau; *serpentinite écrasée* tachetée d'hématite (*serpentine bariolée* de JAFFÉ) renfermant de minuscules lentilles vertes, talqueuses, très laminées et *serpentinite massive* foncée à l'extrémité S.-E. de la petite clairière.

Le ruisseau **a** se trouve à une centaine de mètres au sud de la zone principale; dès son entrée dans la région boisée on y remarque des indices de roches vertes. Il prend sa source dans une niche d'arrachement où apparaissent, mêlés aux éléments morainiques, de fréquentes *ophisphérites diabasiques* associées à des débris de serpentinite, parfois totalement écrasée ou sous forme de cette pâte vert clair déjà observée dans le ruisseau **b**. Seule roche en place, la *serpentinite foncée*, plus ou moins massive, n'apparaît qu'en de rares points, principalement à la base de ce pointement, sur la rive gauche du cours d'eau.

Les fréquents débris de serpentinite et, plus rarement, la matière pâteuse vert clair, visibles entre les deux zones principales, permettent d'envisager un affleurement plus étendu, en grande partie masqué par la couverture quaternaire.

Relevons encore, étant donné la nature du terrain et l'altération intense de certains faciès, que de nouvelles zones sont susceptibles d'apparaître, certaines pouvant au contraire être masquées.

Série sédimentaire schisteuse

Cette série est visible dans le talus dominant la rive gauche du ruisseau **c**, au sommet de la grande zone d'affleurement.

Elle consiste en quelques têtes de bancs qu'il est impossible de raccorder; certains blocs, à la base du talus, ne sont certainement pas en place.

De bas en haut, Jaffé (p. 58) y voyait trois subdivisions:

1. *schistes verdâtres* à éléments éruptifs;
2. *microconglomérat* à éléments ophiolitiques et sédimentaires;
3. *calcaire marneux* vert clair à *Rotalipora appenninica.*

Après un échantillonnage serré, il nous semble que ces trois termes sont associés dans un même niveau. En effet, les schistes verdâtres, parfois lardés de fines passées schisteuses noires, affleurent sur toute la hauteur de la série et paraissent enrober, soit des éléments de diabases, soit des passées conglomératiques fines à éléments diabasiques et sédimentaires divers auxquels peuvent s'associer des fragments, de petites lentilles de calcaire marneux verdâtre à *Rotalipora appenninica.*

Cette zone est tout à fait comparable à celle des *points 1* et *2* du Plenay.

A son sommet, dans la prolongation du ruisseau **c**, un bloc de *radiolarite*, de 1 m de côté pour une hauteur maximum de 0,5 m, se cache sous les sapins. Cette roche gris brunâtre, dans laquelle on note de minces zones schisteuses, est identique à celle de la Pierre-à-Feu. Sans contact avec la série schisteuse, elle paraît non en place; cependant, la proximité des ophiolites nous incite à penser le contraire, une telle association étant classique.

Quels sont les rapports entre cette série sédimentaire et le complexe ultrabasique?

Bien qu'à la base du talus, on remarque encore quelques petites sorties de serpentinite et de rares ophisphérites, ces deux ensembles ne sont jamais en contact l'un avec l'autre.

Il paraît certain que cette série, actuellement superposée à la zone des ophisphérites, est en place. Pour nous, cette superposition n'est pas primaire; il doit s'agir de lambeaux de zones bien différentes en contact tectonique. On est en effet frappé par la différence totale existant entre les types de diabases formant les ophisphérites et ceux rencontrés dans la série sédimentaire, soit en galets isolés, soit dans les passées conglomératiques. Ces derniers, nullement affectés par les phénomènes d'ophisphéritisation, proviennent de fragments de lave en coussins.

Un tel mode d'association rend très incertaine toute relation d'âge entre ces deux formations. La seule chose que l'on puisse affirmer est que la série schisteuse n'est pas antérieure au Cénomanien.

Environnement sédimentaire

Dans toute la zone des affleurements, aucune relation n'est visible entre les roches vertes et le flysch, dont on remarque quelques débris.

4.2. Le Bartoli

Situation

Pour atteindre cet affleurement, il faut tout d'abord, partant du Sincerneret, gagner la confluence du torrent du Marderet avec celui du Bartoli.

De là, on peut remonter le cours de ce dernier, ce qui permet d'y observer, dès 1470 m des débris de roches vertes, dont quelques ophisphérites. Il est aussi possible, après avoir suivi sur 350 m encore le cours du Marderet, de gagner directement à travers champs le point 1507,7. Le pointement, situé dans la branche méridionale du ruisseau du Bartoli, débute 50 m après la petite confluence (voir fig. 19).

Le point 1507,7 (feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e) a les coordonnées suivantes: 934,985 × 134,340.

Description

Au *point 1*, sur rive gauche, la roche en place apparaît pour la première fois. Cette *zone diabasique*, longue et haute de 2,5 m environ a été décrite comme une ophisphérite cyclopéenne par Jaffé.

Divers faciès s'y observent. La partie centrale, massive, est une diabase vert clair, avec petites taches de chlorite fréquentes, dont la structure intersertale est souvent visible à l'œil nu; le microscope révèle sa nature albito-chloritique et sa richesse en sphène-leucoxène; le feldspath est relativement frais. Au sommet de cette zone, on note que la roche prend parfois une teinte beige; nous avons constaté que le plagioclase y était totalement chloritisé.

Particulièrement visible dans le cours du ruisseau, une enveloppe bréchiforme s'observe au-dessus de la diabase massive, qui, à son approche, présente déjà de nombreuses fractures remplies de calcite; les indices de tectonisation sont soulignés par de fréquents petits miroirs de faille. Cette brèche, sans doute tectonique, par endroits minéralisée en chalcopyrite, est essentiellement formée d'éléments diabasiques, généralement de petite taille et anguleux; de même nature que la zone massive, ils sont par contre presque toujours entièrement chloritisés. De curieux fragments beige clair s'y associent; uniquement constitués de chlorite et riches en sphène-leucoxène, ils correspondent à une ancienne diabase très fine.

Enfin, au sommet surtout et à la partie amont de cette sortie diabasique, on remarque une roche très altérée, friable, vert plus foncé; elle est par places nettement bréchiforme et souvent enrichie en talc. Nous avons déjà rencontré un tel faciès, à la

Mouille-Ronde principalement, mais aussi au Crêt, jalonnant les zones de contact serpentinite-diabase. L'examen microscopique confirme son origine différente de la partie massive; nous avons déjà une roche vraisemblablement rattachée à la serpentinite.

Ces observations, jointes aux mauvaises conditions d'affleurement ne permettant pas de préciser la forme de la zone diabasique, nous empêchent de parler d'une ophisphérite géante. Nous avons simplement un contact, tectonisé comme toujours,

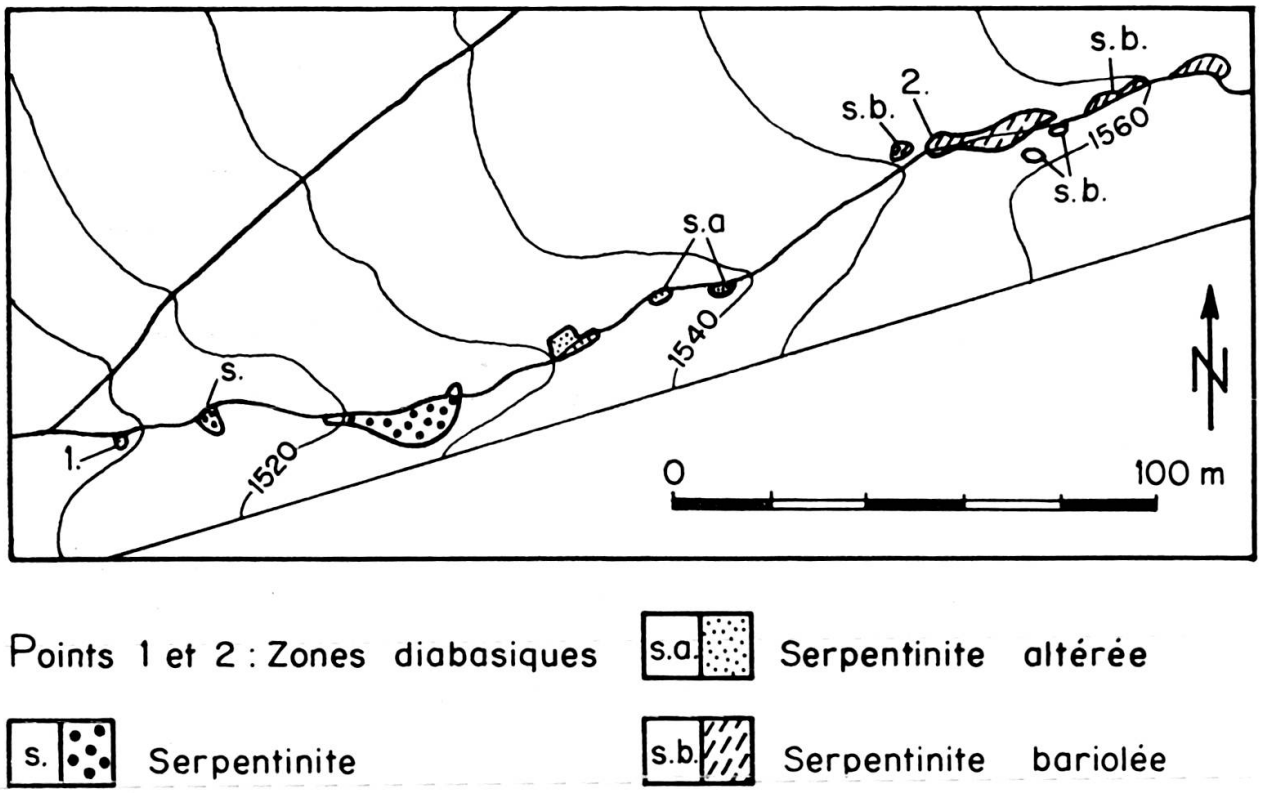


FIG. 19. — LE BARTOLI.

entre diabase (très vraisemblablement sous forme de lame) et serpentinite. Cela est attesté par la similitude des faciès avec de telles zones bien définies (à la Mouille-Ronde par exemple).

Les *termes serpentineux* prédominent ensuite largement.

Ainsi, une serpentinite foncée, massive ou présentant une certaine schistosité d'écrasement, apparaît dans les deux zones de roche en place suivantes. Dans la seconde, nettement plus importante, la roche est plus tectonisée, avec fréquentes passées schisteuses ou bréchiformes.

Nous n'avons pas relevé la présence d'ophisphérites en place dans ce type de serpentinite. Mais, sur la rive droite, contre l'extrémité amont de la zone supérieure, on retrouve, sur environ 1 mètre carré, une diabase identique à celle du *point 1*. Peut-être s'agit-il d'une prolongation de ce dernier; l'exiguïté du pointement empêche de l'affirmer.

Les trois affleurements suivants sont de très mauvaise qualité. On y observe, mêlés à la couverture quaternaire des rives déchaussées, de nombreux débris d'une serpentinite très laminée et altérée. Nous n'avons pas observé d'ophisphérites en place dans ces trois zones, mais par contre des fragments de diabase, analogue à celle

FIG. 20. — Vestige de filon diabasique dans la serpentinite écrasée.
Le Bartoli *(point 2)*.

surmontant la serpentinite du Crêt, sauf dans le troisième pointement où l'on remarque une variété porphyrique riche en pyroxène. Cela confirme la présence quasi constante de vestiges diabasiques dans la serpentinite.

Mentionnons encore, immédiatement après la deuxième de ces zones, un bloc assez important, éboulé dans le cours du ruisseau. C'est une ophicalcite que nous n'avons pas retrouvée en place; un examen détaillé montre nettement qu'elle provient ici de la serpentinite, fortement envahie par le carbonate et plus ou moins intensément écrasée.

Avant d'atteindre la partie supérieure du ruisseau où la serpentinite se présente sous un tout autre faciès, on note encore quelques accumulations de fragments de roches vertes et quelques indices de boue serpentineuse vert clair, mais dans les conditions actuelles, on ne peut pas parler de véritables affleurements.

Cette zone supérieure débute par un affleurement d'environ 30 m de long, déterminant un petit escarpement sur la rive gauche. Elle se prolonge encore sur une

quarantaine de mètres, mais les conditions d'affleurement deviennent nettement moins bonnes.

La serpentinite se présente ici sous son *faciès bariolé*, déjà observé en quelques points au Crêt, et bien développé dans le pointement principal de la Charnia.

Le plus souvent, cette roche laminée est abondamment tachée d'hématite et finement veinée de carbonate. Mais la proportion de ces deux minéraux peut varier considérablement, ce qui se traduit par de nombreux changements de faciès. Ainsi, on relève une serpentinite très écrasée, dépourvue d'hématite et de carbonate, principalement localisée dans un réseau de fissures; ailleurs, le ciment carbonaté devenant prédominant, on retrouve une brèche à petits fragments anguleux de serpentinite. Ces deux types sont bien représentés au Crêt.

Une *zone diabasique* (*point 2*, fig. 20) s'observe à la base du petit escarpement. Visible sur 4 m de longueur et 1 m d'épaisseur au maximum, elle s'amincit progressivement à l'approche de la rive droite. A son contact supérieur avec la roche bariolée, on retrouve le faciès extrêmement laminé et dépourvu d'hématite emballant ici de petites lentilles de diabase.

Nous ne suivrons pas F. JAFFÉ (1955, p. 27) qui voit là une zone d'ophisphérites contiguës. Nous sommes en présence d'un filon de diabase chloritisée, fortement tectonisé à son contact avec la serpentinite, mais vraisemblablement pas assez fragmenté pour donner de vraies ophisphérites. C'est une diabase vert foncé à structure intersertale très fine; la trame feldspathique y est toujours chloritisée; par contre, le minéral interstitiel prédominant, une amphibole vert brunâtre, auquel s'associe parfois du pyroxène, n'est qu'irrégulièrement chloritisé sur les bords et le long des fractures du filon.

Une zone analogue, bien que plus restreinte, se retrouve au *point 2* de l'affleurement principal de la Charnia.

Les *ophisphérites* s'observent dans le cours du ruisseau, associées à des fragments diabasiques ou de serpentinite. Elles sont particulièrement abondantes entre les *points 1* et *2*.

Nous n'en avons trouvé qu'une seule « en place » dans la petite zone de serpentinite bariolée faisant suite à celle du *point 2*, associée à des fragments de diabase analogue à celle du filon précédemment décrit.

Malgré ces conditions défavorables, il semble certain que les ophisphérites sont nettement plus fréquentes dans les serpentinites écrasées que dans la variété foncée, plus massive, visible à la partie inférieure des affleurements. Elles sont principalement constituées de diabases, à amphibole surtout, plus ou moins fines et diversement affectées par les phénomènes de chloritisation; toutefois, et cela est nouveau dans la région des Gets, quelques unes d'entre elles dérivent d'un *gabbro* (nous verrons que ce type est particulièrement fréquent à la Charnia). Par contre, on n'observe pas de spécimens formés par la diabase à phénocristaux de plagioclase, spécimens abondants au Crêt.

Environnement sédimentaire

Le secteur du Bartoli est extrêmement couvert. Aucun pointement sédimentaire n'apparaît dans le voisinage des roches vertes; seuls, quelques débris de flysch se remarquent parfois dans de petites éraillures de terrain.

4.3. La Charnia

L'affleurement principal correspond au premier pointement cité par B. Richard (1962) qui l'a très bien situé, mais n'en donne aucune description. Cet auteur mentionnait encore une petite sortie serpentineuse, comparable à celle du Crêt, sur la rive gauche du torrent descendant du col du Ranfolly près de sa confluence avec celui de Jouplane; nous ne l'avons pas retrouvée. Au point décrit, on ne relève que de très rares petits fragments de serpentinite et de diabase, mais pas d'ophisphérites; il se peut que ce minuscule pointement ait été emporté ou recouvert par un glissement de terrain.

J. Haas (1962) a sans aucun doute mal repéré le bloc de serpentinite qu'il décrit; en fait, il doit s'agir d'une zone de l'affleurement principal.

En recherchant ces divers pointements, nous avons observé deux nouvelles petites sorties de roches vertes dans ce secteur (affleurements **a** et **b**).

Situation

De Morzine, il faut prendre la route de Jouplane et monter jusqu'à l'ancienne scierie sous les Combettes. Parvenu à le Grand-Pré, on rejoint rapidement la zone principale, située à l'extrémité sud des replats marécageux longeant la base de la crête du Ranfolly. La figure 21 montre bien l'emplacement de cette zone et celui des pointements a et b, beaucoup moins importants.

Les coordonnées de ces affleurements (feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e) sont les suivantes:

zone principale : 936,750 × 136,720;
pointement a : 936,910 × 136,630;
pointement b : 937,080 × 136,560.

Description

Zone principale

Quelques mètres avant son entrée dans la mince bande de forêt, on remarque déjà, dans le cours du ruisseau, des fragments de serpentinite, de diabase chloritisée et quelques ophisphérites associés à des débris de flysch prédominants jusqu'au sommet de la bande de forêt. Mais dès cet endroit, les éléments de roches vertes sont nettement plus abondants et volumineux; ils s'étalent quelque peu sur la rive droite du ruisseau.

30 m plus loin, la roche en place apparaît dans le fond du cours d'eau. On peut la définir comme une serpentinite très écrasée, suivant les endroits dépourvue ou au contraire riche en hématite (serpentinite bariolée); parfois, surtout vers le bas de

l'affleurement, la roche se charge fortement de carbonate et l'on passe à un type de brèche de serpentinite analogue à celle du Crêt. Les développements de talc, en minces filonnets, plus rarement en petites lentilles, sont fréquents.

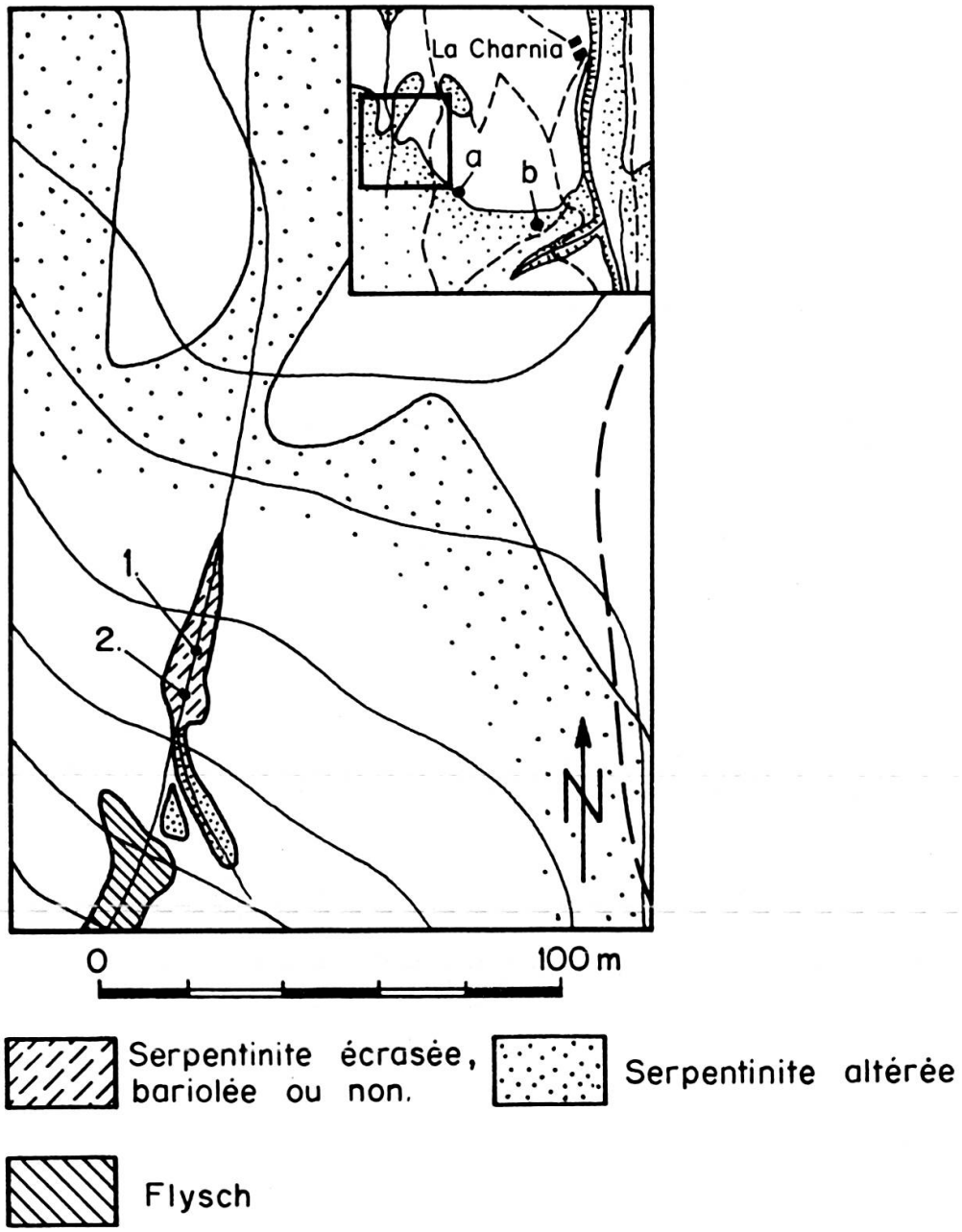


FIG. 21. — LA CHARNIA.

La répartition de ces divers faciès, qui passent rapidement de l'un à l'autre, est très irrégulière. Faut-il les attribuer à des zones de composition primitive différente, à des écrasements plus ou moins grands? L'état actuel des roches ne permet pas de le préciser.

Un fait déjà observé au Bartoli se trouve confirmé ici: l'association intime de ces divers types.

Nous n'avons pas remarqué de serpentinite massive en place. Par contre, quelques pseudo-ophisphérites en sont constituées.

A la partie supérieure du pointement, la roche verte affleure nettement moins bien, soit dans le cours du ruisseau, où les débris de flysch sont à nouveau prédominants, soit sur la rive droite; il s'agit d'une serpentinite très altérée, formant parfois une masse pâteuse vert clair, mélangée à la couverture quaternaire.

Les *ophisphérites* sont abondantes dans cet affleurement et surtout dans la zone de roche en place. Fréquemment dégagées par l'érosion, on en observe cependant quelques-unes encore emballées dans la serpentinite écrasée; autour de la plus belle, visible au *point 1* (fig. 22), la roche encaissante présente une structure fluidale et on note, sur la rive droite, un chapelet de petites lentilles de diabase chloritisée. Cela confirme l'idée que des filons boudinés et fragmentés dans la serpentinite sont à l'origine de certaines ophisphérites.

FIG. 22. — Ophisphérite « en place » dans la serpentinite écrasée.
La Charnia *(point 1)*.

Les *ophisphérites gabbroïques*, qui n'avaient encore jamais été signalées dans la région des Gets, sont ici relativement abondantes. Les variétés diabasiques sont formées soit d'une diabase assez grossière à hornblende brune (fréquentes au Crêt), soit d'un type fin, souvent de teinte brune légèrement rosée au centre (déjà observées au Bartoli); on notera à nouveau l'absence de la diabase à phénocristaux de plagioclase, variété courante au Crêt.

Dans l'ensemble, les ophisphérites sont assez grosses; les spécimens de la dimension d'une tête ne sont pas rares; le plus grand diamètre observé est de 40 cm.

Le *point 2* consiste en une zone diabasique de 70 cm de long, haute de 40 à 50 cm, visible dans le lit du ruisseau. Prise dans la serpentinite écrasée, cette roche est identique à celle qui affleure dans les mêmes conditions au sommet du pointement du Bartoli. Nous l'interprétons comme un vestige de filon dans la serpentinite.

Environnement sédimentaire

L'affleurement se trouve dans une zone très couverte. Aucun terme sédimentaire n'est visible. Déterminant un escarpement de 2 à 4 m de hauteur, le flysch n'apparaît qu'à une vingtaine de mètres après la petite confluence indiquée sur notre carte. Les calcschistes, associés à des calcaires plus ou moins fins, souvent un peu gréseux, en lentilles, sont prédominants. Les bouleversements tectoniques sont nombreux et l'on remarque de fréquents remplissages carbonatés secondaires, surtout à la base de la petite paroi.

Aucun contact entre roche verte, pourtant proche, et flysch n'est visible.

AFFLEUREMENT **a**

Aux coordonnées indiquées, juste à la lisière de la forêt et sur un mètre carré, apparaît de la serpentinite très écrasée, ici passablement enrichie en talc.

L'exiguïté et la mauvaise qualité du pointement ne permettent pas d'affirmer qu'il soit en place. Toutefois, sa présence confirme l'existence des ophiolites dans ce secteur.

AFFLEUREMENT **b**

Dans la forêt, à quelque 160 m au S.-E. du pointement précédent, nous avons observé un bloc de 3,5 m de long, large de 3 m et haut de 2,5 m; à 5 m au sud, la même roche réapparaît sur un mètre carré.

Cette roche montre un faciès, jamais observé dans la région des Gets, qui se définit mal sur le terrain.

Plus ou moins finement tachetée ou veinée de carbonate, la roche présente parfois une structure orientée, surtout à la base du bloc. A son sommet, côté sud, on note un plaquage, visiblement primaire, de schistes argileux noirs, brillants. Le microscope nous a révélé deux types principaux de roches: une diabase fine, sans doute à structure intersertale divergente, totalement chloritisée et envahie par des développements carbonatés, souvent à contours rhombiques; dans le haut du bloc, une roche très écrasée, de type ophicalcite-ophisilice, où carbonate et quartz prédominent; plus aucune structure diabasique n'est visible dans les fragments chloriteux (peut-être proviennent-ils de la matrice des pillows). L'association de ces deux variétés est très intéressante car elle semble préciser l'origine d'un type d'ophicalcite-ophisilice.

Le bloc ne semble pas en place. Il se rattache vraisemblablement aux épanchements sous-marins du Vuargne, où les sédiments encaissants sont par endroits comparables à ceux du plaquage sédimentaire observé ici.

5. LES AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITE ET OPHISPHÉRITES

Il existe deux pointements de ce type. Ils sont de fort mauvaise qualité.

Celui de la Pierre-à-Feu a été découvert par F. JAFFÉ (1955). Les recherches de cet auteur ont été inspirées par la présence dans cette région de bancs de silex, mentionnés, pour la première fois, par les participants d'une excursion de la Société géologique de France effectuée sous la conduite de M. LUGEON (1901). Ce dernier supposait déjà l'existence d'une liaison entre cette roche et les lames cristallines.

F. JAFFÉ a souligné l'intérêt de cet affleurement qui, d'une part s'intercale entre ceux du ruisseau des Bounaz et du Bartoli, apparemment dans une position tectonique semblable, et d'autre part confirme l'association, déjà observée au Crêt, entre radiolarites et roches vertes.

A la Mouille-Rousse, nous avons découvert un minuscule pointement nouveau. Il a toutefois son importance, puisqu'il établit un lien entre la zone du ruisseau des Bounaz et celle de la Pierre-à-Feu, et rend très vraisemblable l'existence d'autres masses de roches éruptives, actuellement masquées par la couverture quaternaire.

Ces deux affleurements sont d'un accès très facile; la route est maintenant carrossable jusqu'à proximité immédiate de chacun d'eux.

5.1. LA PIERRE-A-FEU

Situation

La route sinueuse et étroite qui s'élève sur le versant droit de la vallée du Giffre et qui permet d'atteindre les affleurements du secteur de la Rosière et du ruisseau des Bounaz, se poursuit maintenant jusqu'à la rive droite du ruisseau du Coutard, au-dessus du point 1459,2. Les coordonnées de ce point (feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e sont les suivantes: 933,775 × 133,685 (voir fig. 23).

Située dans la combe dominant le replat de la Joux d'Amont, à proximité de la lisière est de la forêt, la zone des affleurements est alors très proche.

On peut la diviser en trois parties distinctes (voir fig. 23) dont les coordonnées (feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e) sont les suivantes:

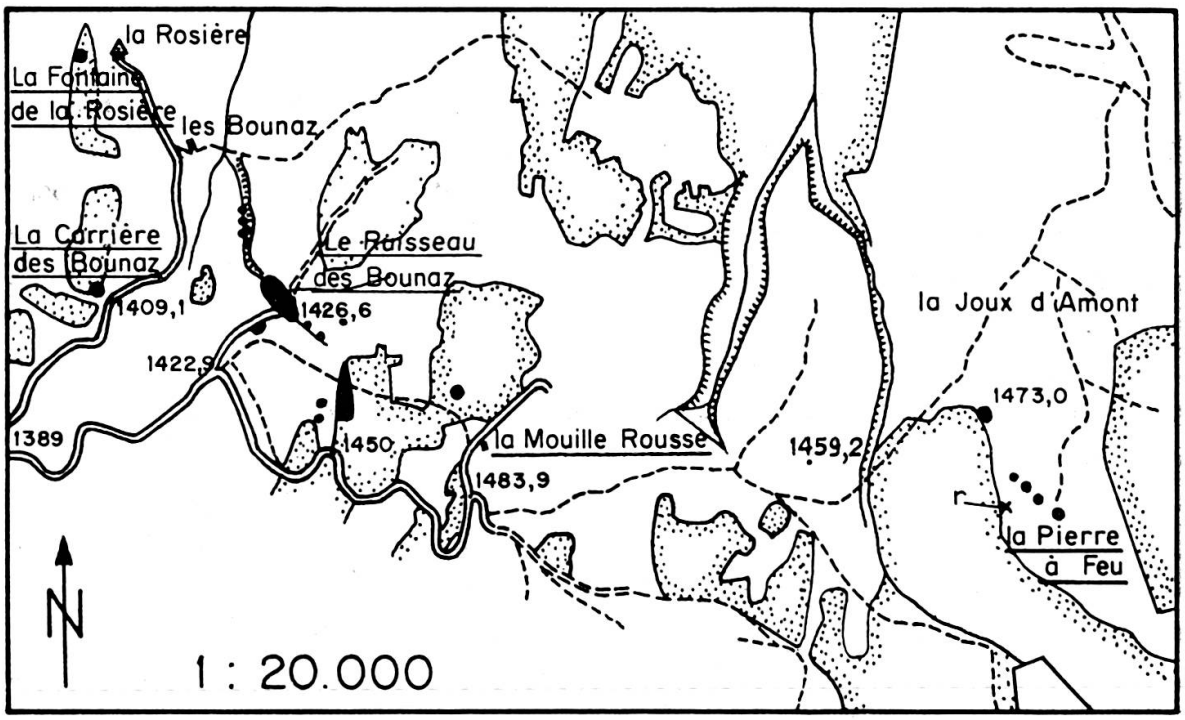
1. *Pointement immédiatement à l'E. du point 1473,0 :* 934,120 × 133,820.
2. *Source du petit ruisseau* (limite S.-E. d'une série de minuscules pointements): 934,295 × 133,610.
3. *Bloc de radiolarite :* 934,240 × 133,500.

Description

1. Ce premier affleurement est le plus étendu du secteur de la Pierre-à-Feu. Il apparaît de façon presque continue, dans une zone d'environ 20 m sur 10 m, entre de vagues sentiers ravinés (voir fig. 24). Les éraillures de terrain révèlent un sol

très riche en petits débris serpentineux duquel ressortent de nombreux fragments plus importants, à patine brun rouille, pouvant atteindre la taille du poing; dans la grande majorité, ils sont formés de serpentinite plus ou moins massive.

Nous avons cependant relevé quelques rares ophisphérites et de petits débris d'une diabase chloritisée identique à celle surmontant le bloc de serpentinite du



●, ▬ : Situation des divers pointements

r : Radiolarite

FIG. 23. — LES AFFLEUREMENTS APPARAISSANT ENTRE LA ROSIÈRE ET LA PIERRE-A-FEU.

Crêt; plus rares encore sont les morceaux de talc et d'une roche schisteuse entièrement constituée de chlorite finement cristallisée, véritable chloritite.

Enfin, dans le talus à la base de cet affleurement, on remarque une petite sortie de serpentinite, extrêmement écrasée, par places finement veinée de carbonate et tachée d'hématite, absolument comparable à certains faciès bariolés observés principalement au Bartoli et dans la zone principale de la Charnia.

2. Le ruisseau prend sa source dans une petite niche d'arrachement à 1510 m d'altitude et non pas 1550 comme indiqué sur la carte au 1 : 20.000e.

A son sommet apparaît une serpentinite très altérée, pourrie. 2 m en dessous, la roche étant nettement plus fraîche, on reconnaît le faciès très écrasé, ici dépourvu d'hématite, déjà mentionné en **1**. Ensuite, sur environ 20 m, les ophisphérites et les

fragments de serpentinite sont très abondants dans le cours du ruisseau; on en trouve encore 20 m plus loin.

Une vague petite tranchée, déjà mentionnée par JAFFÉ, débute à la base de la niche d'arrachement et s'écarte ensuite quelque peu de la rive droite du ruisseau. De rares fragments de serpentinite, massive et foncée, ne sont visibles qu'à sa base;

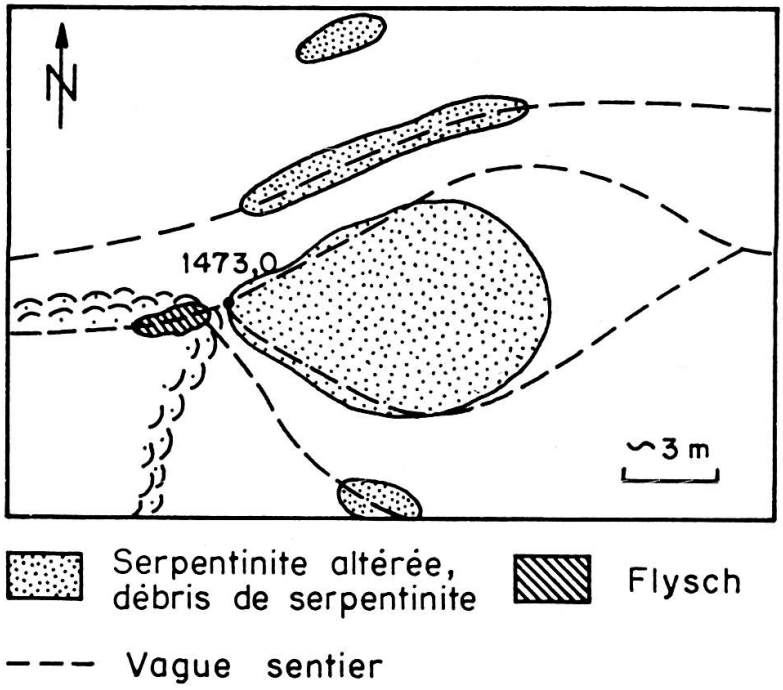


FIG. 24. — LA PIERRE-A-FEU.
Pointement à l'E. du point 1473,0.

là par contre, à son bord occidental, nous avons observé quelques petits blocs d'une roche siliceuse fine, très semblable à celle affleurant abondamment au ruisseau des Bounaz (*argilites* de F. JAFFÉ).

Le petit ruisseau marque la limite E. d'une série de minuscules pointements localisés dans une zone d'environ 100 m de long et de 20 à 40 m de large, s'étendant aux alentours de 1510 m d'altitude (voir fig. 23).

En plusieurs points, dans de petites éraillures de terrain généralement formées par le ruissellement des eaux, la plupart au niveau de la source du ruisseau, d'autres moins évidents un peu au-dessus de celle-ci, on relève des fragments de serpentinite associés à des ophisphérites. La serpentinite en place n'affleure pas dans ces zones qui ne dépassent jamais quelques mètres carrés. Par contre, on y remarque toujours de petits débris de talc ainsi que des fragments non ophisphéritisés de diabases fines, vertes ou grises.

Notons que les ophisphérites, abondantes parfois, en particulier à proximité du ruisseau, sont généralement assez rares dans ces petites zones à débris serpentineux surtout.

Après son échantillonnage, F. JAFFÉ ne mentionne pas plus d'une dizaine d'ophisphérites dans le cours du ruisseau. Le fait que nous en ayons trouvé bien davantage implique une « régénération » des affleurements attestant d'une certaine extension en profondeur.

Dans les divers pointements de la Pierre-à-Feu, la taille des fragments de serpentinite ou des ophisphérites ne dépasse pas celle du poing; exceptionnellement, quelques exemplaires atteignent 15 cm de diamètre.

Les ophisphérites sont le plus souvent formées de diabases fines, gris-vert plus ou moins foncé, à amphibole, plus rarement à pyroxène; elles présentent divers types de transformation. Quelques spéciments sont constitués d'une diabase porphyrique, toujours intensément chloritisée, à structure fréquemment orientée. Enfin, des échantillons extrêmement rares d'origine gabbroïque apparaissent totalement chloritisés.

Remarquons encore que les ophisphérites semblent ici fréquemment dépourvues de leur enveloppe extérieure chloritisée.

3. Actuellement, le grand bloc de radiolarite est fortement masqué par le développement de la végétation. Le plus simple pour l'atteindre est de gagner la lisière de la forêt en montant, approximativement selon la ligne de plus forte pente, à partir de la source du petit ruisseau.

Visible sur une quinzaine de mètres de longueur, l'affleurement détermine un petit escarpement de 1 à 3 m de hauteur surmonté d'une petite zone de replat; trois petits blocs de même nature apparaissent encore à 10 m au S.-E.

La roche, de teinte gris brunâtre plus ou moins foncée, n'est pas homogène. On y observe des passées très fines, massives, à cassure conchoïdale (silexite); d'autres, visiblement écrasées, se débitent en petites plaquettes; certaines enfin, plus grossières et plus sombres, se rapprochent parfois d'un grès très fin. Les fines pellicules schisteuses brillantes que l'on remarque aussi correspondent sans doute à des zones de laminage intense; le réseau de veinules quartzeuses secondaires confirme d'ailleurs ces indices de déformations tectoniques.

Au voisinage immédiat de cette roche analogue à celle du Crêt, nous n'avons observé aucun débris de roches vertes. Nous écartons cependant l'hypothèse d'un bloc non en place. Ses relations plus étroites avec l'ensemble ophiolitique sont vraisemblablement masquées par la couverture quaternaire, responsable aussi sans doute de la petitesse et de la discontinuité des pointements.

Dans les conditions actuelles d'affleurement, la disparition ou l'apparition de zones nouvelles sont fort possibles.

Environnement sédimentaire

Le seul affleurement en place, visible à proximité des roches vertes, mais sans contact direct avec elles, se trouve immédiatement à l'W. de la zone du point 1473,0,

dans le sentier raviné, à l'angle de la forêt. On y observe des schistes argileux finement feuilletés, gris foncé à patine brunâtre, parfois satinés. Nous les attribuons au flysch.

Signalons encore, entre le point 1473,0 et l'extrémité N. de la série de minuscules pointements groupés sous **2.**, une zone de petits blocs, la plupart visiblement non en place. Certains proviennent de la Nappe de la Brèche; d'autres, formés de grès divers, ont une origine plus incertaine. Dans l'un de ceux-ci, nous avons observé *Palorbitolina sp.* probable (*Barrémien*-Aptien ?).

5.2. La Mouille-Rousse

Situation

Jusqu'au point 1483,9 (coordonnées feuille Samoëns 6 au 1: 20.000e: 933,065 × 133,565), on suit la route menant aux affleurements de la Pierre-à-Feu. La petite sortie de roches vertes se trouve à quelque 230 m au N. de ce point, dans la forêt clairsemée, à environ 1500 m d'altitude, sur la retombée W. de la colline du point 1516,1; ses coordonnées sont les suivantes: 932,975 × 133,800 (voir fig. 23).

Description

Dépassant à peine du sol et visible sur environ 10 m de long et 5 m de large, l'affleurement se signale avant tout par l'abondance des fragments de serpentinite jonchant le sol. Mais sans aucun doute, nous avons là une petite apparition de roche en place.

Associées aux débris serpentineux, nous avons observé de fréquentes ophisphérites, certaines atteignant 15 cm de diamètre. Souvent débarrassées de leur enveloppe chloritisée, elles sont généralement constituées d'une roche encore fraîche. Les plus abondantes sont formées d'une diabase à pyroxène, à structure hypidiomorphe orientée pouvant être assez grossière; d'autres spécimens sont formés d'une diabase gris foncé, à structure hypidiomorphe grenue, à hornblende brune et phénocristaux de plagioclase (au Crêt, la variété porphyrique, très semblable, présente une structure intersertale); enfin, nous avons relevé quelques exemplaires d'origine gabbroïque certaine.

N'ayant jamais observé de serpentinite écrasée ou altérée dans ce pointement, on peut penser que l'ultrabasite encaissant les ophisphérites correspond ici à la variété massive, très sombre, à nombreux cristaux de lizardite, qui constitue les fragments à patine brun rouille, jonchant le sol (variété semblable, entre autres, à celle formant la grande barre de serpentinite au sommet des affleurements du ruisseau des Bounaz).

Environnement sédimentaire

La zone est très couverte; aucun affleurement n'apparaît au voisinage des ophiolites.

6. AFFLEUREMENT DE DIABASE, GABBRO, SERPENTINITE ET OPHISPHÉRITES

Le ruisseau des Bounaz

Connu depuis fort longtemps, ce gisement est surtout intéressant par la diversité des faciès qu'il permet d'observer.

Il fut découvert en 1854 par A. Favre. En 1867, dans une description plus détaillée, cet auteur l'interprète comme un grand massif de serpentinite.

En 1888, H. Tavernier découvre les pointements de la Rosière et de la Mouille-Ronde et décrit à nouveau celui du ruisseau des Bounaz.

Ces découvertes suscitent alors un grand intérêt et nombreux sont les géologues de l'époque à parcourir la région des Gets.

Ainsi, A. Jaccard (1892) cite pour la première fois les affleurements du Plenay et du Crêt, et mentionne, dans le torrent qui nous intéresse, baptisé « *Nant du Porphyre* », des blocs de granulite (roches leucocrates déjà relevées par A. Favre), qui ne seront plus jamais signalés ultérieurement.

M. Lugeon (1895) décrit le pointement sous le nom de « *Les Bonnes* » et indique, à sa partie inférieure, une brèche très décomposée à cailloux de roches éruptives intercalée dans des niveaux de schistes argilo-calcaires sombres. Nous verrons à quoi correspond cette brèche.

Pour W. J. Schroeder (1939), la roche visible dans ce ruisseau correspond à une bouillie serpentineuse souvent mêlée à une arène de gabbro. Ce géologue relève encore que la partie supérieure du grand bloc de brèche diabasique, visible sur la rive droite, n'est pas hématitique et se compose d'éléments provenant de la décomposition de gabbros.

Enfin, F. Jaffé (1955) pense qu'une bonne partie des roches très altérées, visibles dans le ruisseau des Bounaz, résultent de la chloritisation intense d'une brèche diabasique, le grand bloc de brèche hématitique non altérée sur la rive droite marquant le front de cette chloritisation.

Les diverses origines attribuées à ces roches témoignent des difficultés que l'on rencontre lorsqu'on désire les rattacher à un faciès pétrographique bien défini. Ainsi, malgré une étude détaillée, certaines de nos hypothèses demeurent encore incertaines.

Situation

Les affleurements sont d'un accès très facile, puisqu'à proximité immédiate de la route qui conduit aux pointements de la Rosière et plus haut, à ceux de la Mouille-Rousse puis de la Pierre-à-Feu. Sur cette route, le point 1422,9 (coordonnées feuille Samoëns 6 au 1: 20.000^{e}: 932,500 × 133,800) se trouve à 200 m au S.-W. des principaux affleurements, visibles dans la branche orientale du ruisseau des Bounaz, immédiatement à l'aval du point 1426,6 (voir fig. 23 et 25).

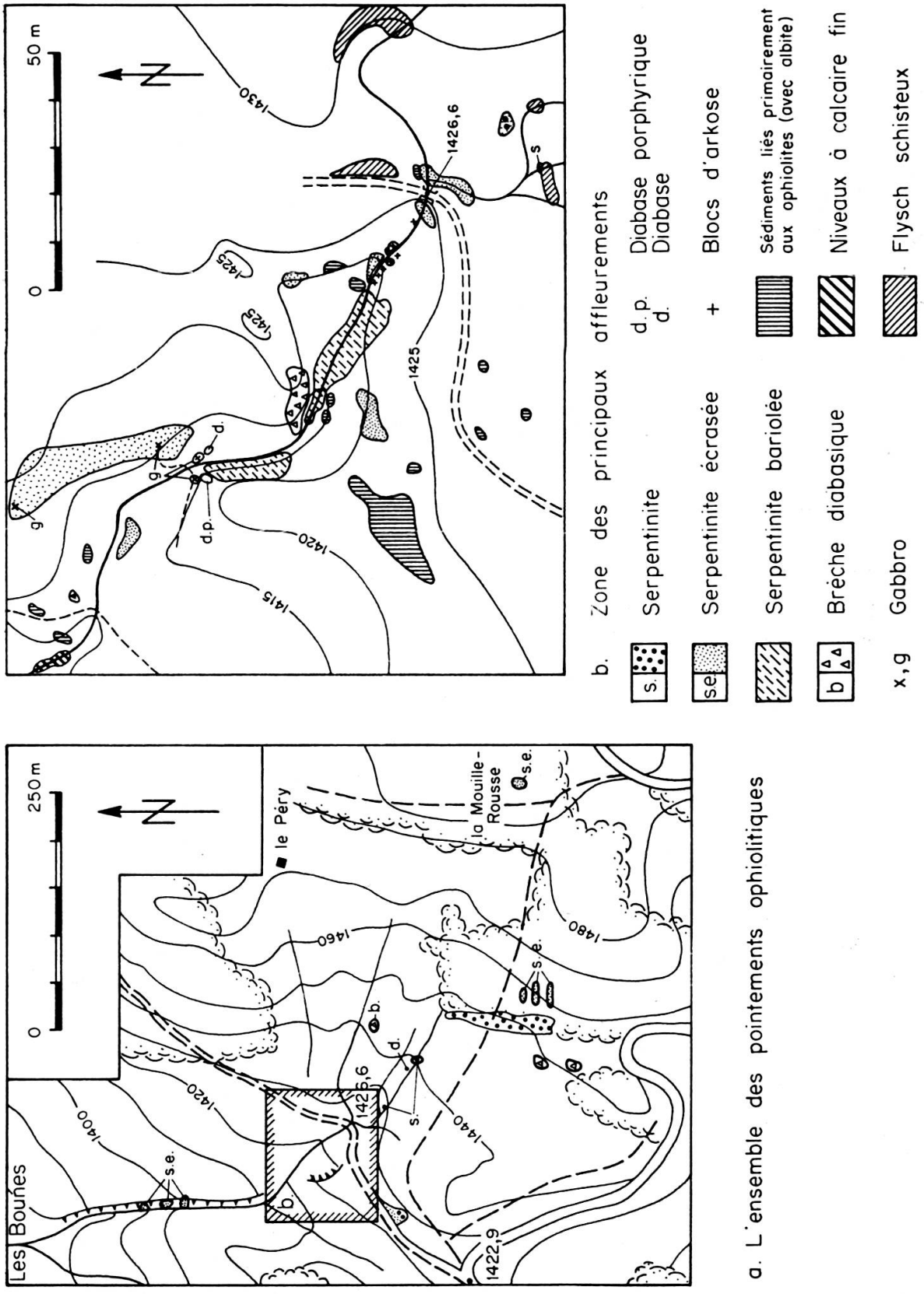


FIG. 25. — LE RUISSEAU DES BOUNAZ.

Description

FACIES RATTACHÉS À LA SERPENTINITE

Ils prédominent nettement mais sont ici d'une complexité bien plus grande qu'aux affleurements où nous les avons déjà observés (le Crêt, le Bartoli, la Charnia, etc.). Leurs relations, leur origine, ainsi que la nature primaire de quelques roches que l'on y trouve demeurent bien souvent incertaines.

Nous avons réparti ces faciès en 3 catégories: *serpentinite massive*, *serpentinite écrasée* et *serpentinite bariolée*. Généralement, les limites sont rendues indistinctes par les altérations et écrasements intenses. Ainsi, sur notre carte, le faciès mentionné dans telle ou telle zone est prédominant, mais pas nécessairement seul représenté.

Serpentinite massive

Au nord du point 1450,0, l'ultrabasite forme une barre d'une centaine de mètres de longueur, affleurant de manière discontinue, sauf à sa partie méridionale, la plus importante.

La roche est très sombre, verte ou même noirâtre. Les indices de tectonisation sont évidents: surfaces de glissement, parfois tapissées de minces enduits talqueux, dans les parties massives à cristaux de lizardite fréquents; zones finement bréchifiées, à petits éléments anguleux dont la surface est souvent luisante.

Nous avons relevé quelques ophisphérites diabasiques dans cette serpentinite. Rares et petites, elles semblent plutôt localisées dans les passées bréchiformes.

L'affleurement s'étend encore sur une quarantaine de mètres vers le haut. Au-dessus de son extrémité méridionale, dans et de part et d'autre de 2 petites ravines, on retrouve très sporadiquement la serpentinite massive, plutôt en blocs isolés. Dans le ravin le plus important, une petite sortie de serpentinite schisteuse, très altérée, semble marquer la fin de l'affleurement. Il est intéressant de noter, dans toute cette zone, la plus grande abondance des ophisphérites, parfois assez grosses et de types essentiellement diabasiques: diabase intersertale à pyroxène, porphyrique ou pas et diabase hypidiomorphe grenue à structure orientée, à hornblende brune.

Quelques petits pointements de serpentinite massive s'observent encore dans, ou au voisinage, des minuscules ruisseaux à l'amont du point 1426,6. La roche, parfois très altérée superficiellement, libère de rares et petites ophisphérites diabasiques. Enfin, l'ultrabasite massive affleure encore, sur quelques mètres à peine, un peu au-dessus du chemin, approximativement à égale distance des points 1422,9 et 1426,6.

Serpentinite écrasée

Bien visible de part et d'autre du petit pont enjambant le ruisseau des Bounaz, ce faciès apparaît encore, dans des zones généralement très discontinues, sur les deux rives du cours d'eau.

La serpentinite se présente comme une roche verdâtre, totalement écrasée, réduite en menus fragments et souvent enrichie en talc; plus rarement, elle forme une boue serpentineuse. Notons que, suivant l'intensité des écrasements et la proportion plus ou moins grande de carbonate, son aspect peut varier notablement.

Des fragments de roches diverses sont inclus dans ce faciès. La serpentinite massive s'y trouve en place à l'amont du point 1426,6 mais constitue surtout de petits blocs. Les ophisphérites ne sont fréquentes que de part et d'autre du point 1426,6. Généralement de la taille d'une pomme, certaines peuvent atteindre 30 cm de diamètre. Elles sont constituées de diabases, le plus souvent à amphibole; la structure hypidiomorphe grenue orientée est la plus fréquente; seuls, quelques exemplaires sont formés d'une variété à phénocristaux de plagioclase analogue à celle du Crêt.

Les éléments non serpentineux ne sont pas tous ophisphéritisés. Les débris, parfois les blocs relativement importants, de diabases fines, plus ou moins fraîches, ne sont pas rares. Un de ces petits fragments, à structure finement arborescente, provient sans aucun doute d'une lave en coussins. Cette observation, jamais faite dans les autres affleurements de ce type, montre la complexité du problème de l'origine des roches incluses dans les serpentinites.

Dans la grande zone sur la rive droite, nous avons noté plusieurs petits blocs d'un gabbro extrêmement riche en hornblende fraîche avec quelques débris de diabase porphyrique au voisinage.

Enfin, sur la même rive, mais nettement plus à l'aval, quelques minuscules éraillures de terrain font réapparaître le faciès *serpentinite écrasée*. A côté des fragments de serpentinite massive et de diabases chloritisées, nous avons trouvé ici une ophisphérite gabbroïque à diallage. Cette zone correspond à la brèche très décomposée signalée par M. LUGEON (1895).

Nettement plus rares et en petits fragments, les roches suivantes apparaissent encore dans la serpentinite écrasée: brèche de serpentinite à fragments anguleux et ciment carbonaté (type le Crêt), serpentinite bariolée, faciès écrasés, bréchifiés, jalonnant habituellement les zones de contact serpentinite-diabase.

Serpentinite bariolée

Visible de part et d'autre du ruisseau à l'amont du grand bloc de brèche diabasique, sous lequel il disparaît, ce faciès affleure encore un peu plus à l'aval, sur la rive gauche. L'abondance des zones bariolées, riches en hématite, le distingue du précédent. A part les fragments de serpentinite massive, semble-t-il plus rares, on retrouve là les mêmes débris de roches que dans la serpentinite écrasée.

En deux points, sur la rive droite, ces éléments étrangers, plus abondants, donnent à l'ensemble une allure de brèche.

Nous y avons trouvé de rares fragments habituellement rattachés à d'autres faciès; en particulier de diabases albito-chloritiques à hématite, à structure intersertale parfois grossière, fréquentes dans la brèche diabasique du Plenay.

Les éléments de gabbro, rares et très altérés dans la zone amont se retrouvent, nettement plus frais, à l'extrémité septentrionale de l'affleurement localisé sur la rive gauche. D'un type semblable à certains visibles à la Mouille-Ronde, ils sont associés, entre autres, à des fragments de la diabase porphyrique déjà mentionnée.

A peine plus au nord et apparemment sans liaison avec la serpentinite bariolée, le gabbro surtout et la diabase porphyrique constituent des blocs plus importants, dont la plupart s'observent dans le cours du ruisseau. Un de ceux-ci, formé par le gabbro à hornblende fraîche, est traversé par un filon diabasique de quelques cm d'épaisseur; cette diabase, bien que montrant un « chilled-edge » net, avec structure finement trachytique, est de même composition que la variété porphyrique.

D'après leur examen microscopique surtout, nous pensons que les zones bariolées ont deux origines. Un premier type, fréquent au Bartoli et à la Charnia, correspond à une serpentinite totalement écrasée, plus ou moins envahie par du carbonate et de l'hématite (nous avons vu ce type passer à la brèche de serpentinite à ciment carbonaté). La seconde variété, bien représentée ici, résulte vraisemblablement de l'altération d'un gabbro, totalement écrasé, bréchifié et envahi par du carbonate et de l'hématite.

L'observation, dans les Apennins (près de Renno), d'une roche identique passant progressivement à un gabbro encore reconnaissable semble confirmer cette hypothèse.

Nous avons également pressenti l'existence de telles zones au Bartoli et à la Charnia. Peut-être correspondent-elles à d'anciennes lentilles gabbroïques dans la serpentinite.

Ces diverses observations nous empêchent de suivre F. JAFFÉ (1955, p. 19) et de voir dans ce faciès *serpentinite bariolée* le résultat de la chloritisation d'une brèche de nature semblable à celle dominant la rive droite du ruisseau. Les composants de cette dernière, sont en effet fort différents de ceux disséminés dans la roche sous-jacente dont le rattachement à la serpentinite est confirmé par la présence constante des ophisphérites et de quelques autres éléments.

La complexité de ces faciès rattachés à la serpentinite est soulignée par la nature des roches qui s'y trouvent incluses:

1. *fragments de diabases et de gabbros divers, frais à totalement altérés ;*

2. *fragments ophisphéritisés ;*

3. *présence de très rares éléments provenant incontestablement de laves en coussins.*

Il devient alors impossible de considérer l'ensemble de ces roches comme résultant uniquement de la fragmentation de divers filons inclus dans la serpentinite. L'origine tectonique de certaines d'entre elles paraît certaine.

Brèches diabasiques

Elles apparaissent en plusieurs points au voisinage du ruisseau des Bounaz.

De loin la plus importante, la zone sur la rive droite, à l'aval du petit pont, est surtout constituée d'une *brèche fortement hématitisée* s'apparentant beaucoup à celle des pentes du Bouvier ou du Plenay. Le contact avec la *serpentinite bariolée* sous-jacente est tectonique. Les éléments de diabases albito-chloritiques, plus ou moins hématitiques, sont prédominants. Nous avons relevé les structures suivantes: intersertales fines, divergentes, arborescentes, assez souvent vacuolaires, avec amygdales de calcite fréquentes, mais rarement porphyriques.

Toutefois, la similitude avec la brèche observée aux deux affleurements cités plus haut est rendue incomplète par la présence de certains fragments: de diabases variolitiques surtout, de granite, très rares puisque nous n'avons pas réussi à en observer sur l'affleurement, mais dont la présence est attestée par les échantillons de la collection de F. Jaffé; enfin, d'une roche blanc rosé, d'allure aplitique. Sous le microscope cette dernière se révèle très fortement envahie par le carbonate ce qui rend sa détermination très aléatoire. Jaffé l'a décrite comme une spilite albito-calcitique. Son caractère détritique est confirmé par la présence de rares débris de laves en coussins, mais la rareté du quartz ne permet pas de la considérer comme une arkose. Il s'agit vraisemblablement d'une roche albitique telle qu'on en trouve liées aux ophiolites.

Répartis sans ordre particulier, les éléments de cette brèche ont le plus souvent une taille inférieure ou égale à celle du poing, mais certains peuvent dépasser la dimension d'une tête. Leurs contours sont généralement émoussés, mais aussi par places, anguleux ou au contraire bien arrondis. Un ciment, peu abondant, est formé d'une masse hématitique fine englobant de petits débris des divers constituants.

Au sommet de cette zone, une brèche toute différente, épaisse de 1 m au maximum, se moule, par un contact tranché visiblement primaire, sur le type précédent (voir fig. 26) dont elle se distingue par:

1) *L'absence d'hématite.*

2) *La granulométrie ;* les fragments sont anguleux, nettement plus petits; certaines zones font même penser à une arène consolidée.

3) *La composition ;* la diabase, souvent grossière et se rapprochant d'un gabbro, plus rarement fine, est d'un type fréquent à la Mouille-Ronde.

Relevons que la variété grossière s'observe aussi très accessoirement et en petits débris, dans le ciment du type hématitique sous-jacent, type dont les conditions de formation ont dû être fort différentes.

Dans la partie supérieure de notre carte, la brèche diabasique se présente sous un faciès analogue à celui du Cannevey. Nous y avons mentionné des passées de

hyaloclastites (J. BERTRAND, 1968). La zone la plus importante, discontinue, dépassant à peine du sol, affleure sous la grande barre de serpentinite; les autres pointements consistent en petits blocs que l'on peut considérer plus ou moins en place par comparaison avec les zones principales.

Enfin, un peu au-dessus de l'extrémité nord de la barre de serpentinite, la présence d'un petit bloc, visiblement non en place, d'une brèche analogue à certains types

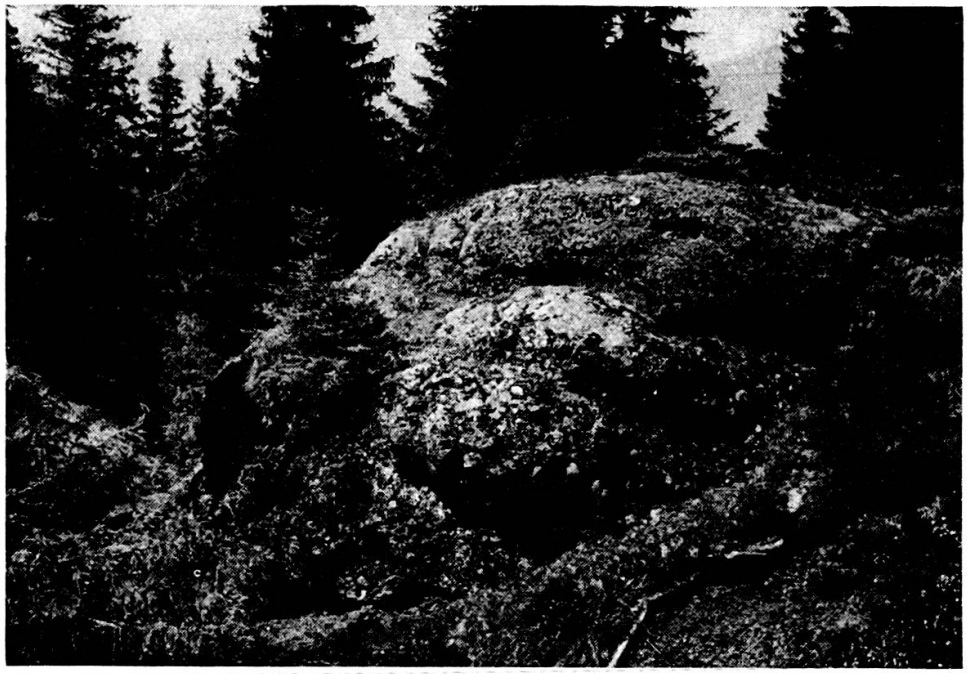


FIG. 26. — Masse principale de brèche diabasique hématitique.
(A son sommet, on remarque très bien le contact avec l'autre type de brèche)
Le ruisseau des Bounaz.

rencontrés au Vuargne, nous a surpris, car nous n'en avons jamais observé d'autres en nous rapprochant de cet affleurement. Un pointement semblable, actuellement caché, existe-t-il à proximité?

ARKOSES

Immédiatement à l'aval du point 1426,6 et jusqu'à la première zone de serpentinite bariolée, cette roche forme de nombreux blocs obstruant le cours du ruisseau; certains atteignent un volume de 1 mètre cube.

De types plus ou moins fins, l'arkose s'identifie parfaitement à celles déjà mentionnées dans la région des Gets. En plusieurs points, on y relève les témoins de plaquages diabasiques; un bloc est même constitué presque essentiellement de cette diabase, albito-chloritique, à structure intersertale, déjà associée à la roche acide dans les pentes du Bouvier.

Il faut encore signaler, dans l'arkose, le développement local de *stilpnomélane*.

Des recherches, étendues jusque dans la région de la Pierre-à-Feu, ne nous ont pas permis de trouver un éventuel affleurement de ce type en place. L'origine exacte des blocs demeure ainsi incertaine mais leur présence permet, une fois de plus, de supposer l'existence d'autres pointements masqués par les dépôts quaternaires.

Sédiments associés primairement aux ophiolites (argilites de F. JAFFÉ*).*

Ces sédiments affleurent largement dans une ancienne carrière en contrebas du sentier menant au point 1426,6; on les retrouve, en blocs isolés, au-dessus du même chemin, ainsi que de part et d'autre du ruisseau, à l'aval du petit pont.

Généralement très fine, la roche est de nature complexe. Surtout dans les blocs dominant le sentier, nous avons noté: passées très siliceuses, rares, et petits fragments de silexite, de radiolarite analogue à celle de la Pierre-à-Feu ou du Crêt; très rares éléments diabasiques, petits et souvent laminés, à structure très fine; niveaux finement détritiques, gréseux. Ces divers faciès sont inclus dans une matrice très fine, le plus souvent noirâtre, schisteuse par places, ou au contraire plus siliceuse, massive et présentant une cassure conchoïdale.

Dans l'ancienne carrière, la roche présente des variations de couleur. Du noir, elle passe à des teintes rougeâtres ou verdâtres; ces zonations sont visiblement primaires, contrairement à la schistosité, aux replis et aux zones écrasées, résultant d'actions tectoniques postérieures.

Nous avons déterminé la composition minéralogique de ces roches au moyen d'analyses roentgenographiques. Celles-ci confirment la grande abondance du quartz, mais toujours associé à de l'albite, parfois en proportion égale; la chlorite n'est présente qu'en très faible quantité.

Le terme *argilite* ne nous paraît plus approprié pour désigner une telle association minérale.

La vraisemblance d'une liaison primaire avec la diabase, dont quelques fragments sont inclus dans la roche, nous incite à voir là un faciès résultant d'une métasomatose. Les sédiments primitifs, enrichis en silice et en soude par la diabase, auraient abouti à un type d'*adinoles* au sens défini par S. O. AGRELL (1939).

Environnement sédimentaire

Les termes sédimentaires sont fort peu visibles dans le secteur des affleurements.

Toutefois, dans les talus de la route principale, surtout entre les points 1422,9 et 1450,0, affleure un flysch où dominent les schistes gris-brun, très souvent gréseux, associés à des niveaux plus importants de grès, surtout à l'approche du point 1450,0.

En plusieurs points, au-dessus du sentier menant au ruisseau et surtout après avoir franchi ce dernier, apparaît une série principalement formée de schistes brunâtres à verdâtres par places, gréseux ou marneux, finement plaquetés; quelques petits bancs de calcaire assez fin y sont inclus.

Dans un des petits ruisseaux, une zone de serpentinite se trouve pour ainsi dire en contact avec cette série, mais les conditions, par trop défavorables, empêchent de tirer une quelconque conclusion.

Enfin, à l'aval des affleurements principaux, des schistes noirs, plus argileux, apparaissent dans le cours du ruisseau; ils déterminent un petit escarpement sur la rive gauche. Des calcaires fins s'y intercalent, plus abondants et bien stratifiés à l'approche des pointements de roches vertes.

7. AFFLEUREMENT DE DIABASE, GABBRO, SERPENTINITE, OPHISPHÉRITES ET OPHICALCITES-OPHISILICES

Le pointement de la Mouille-Ronde est le seul à rentrer dans cette catégorie.

Découvert en 1888 par H. TAVERNIER, il compte parmi les plus importants de la région des Gets, avec ceux de la Rosière et du Vuargne.

Les premiers géologues à la décrire sont A. MICHEL-LEVY et A. JACCARD, en 1892.

Trois ans plus tard, M. LUGEON l'étudie également. Cet auteur, tout comme A. MICHEL-LEVY, souligne que les relations entre roches vertes et sédiments encaissants sont plus nettes que celles observées dans les autres pointements cristallins du Chablais, les ophiolites paraissant ici nettement incluses dans une même série sédimentaire.

En 1939, W. J. SCHROEDER ne retrouve pas les rapports étroits entre roches vertes et sédiments.

Bien que nombreuses, ces descriptions n'en demeurent pas moins fort incomplètes et souvent imprécises quant à la nature exacte des roches cristallines.

Il faut, en effet, attendre le travail de F. JAFFÉ (1955) pour avoir une cartographie complète et détaillée de l'affleurement, jointe à une désignation précise des diverses roches éruptives observées.

Ces dernières années, cet affleurement est encore cité dans des travaux ayant trait avant tout à la connaissance des flysch surmontant la Nappe de la Brèche.

Ainsi, J. HAAS, en 1962, résumant les observations de F. JAFFÉ, n'apporte rien de nouveau à la connaissance de ce pointement.

Enfin, Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967), faisant des roches vertes un terme de leur coupe de l'Arpettaz supérieur, ne parlent cependant pas des sédiments qui les entourent directement.

Situation

Localisés dans le bassin de réception du torrent de l'Arpettaz, les affleurements débutent à l'altitude de 1400 m environ, immédiatement après la première confluence rencontrée à l'amont des stations de base des téléskis de la Turche et du Ranfolly. Sur la feuille Samoëns 7 au 1 : 20.000^{e} cette confluence a les coordonnées suivantes: 935,740 × 135,470. Les derniers pointements apparaissent un peu en dessous de *les Granis*.

La zone est d'un accès facile. Depuis les Chavannes, que l'on atteint en voiture à partir des Gets, il faut se diriger vers le sud en empruntant un chemin plus ou moins horizontal; lorsque ce dernier traverse la ligne du téléski montant au Ranfolly, on descend directement sur l'Arpettaz. Enfin, la nouvelle route carrossable reliant Morzine à Samoëns par le col du Ranfolly permet de s'approcher encore plus des pointements cristallins.

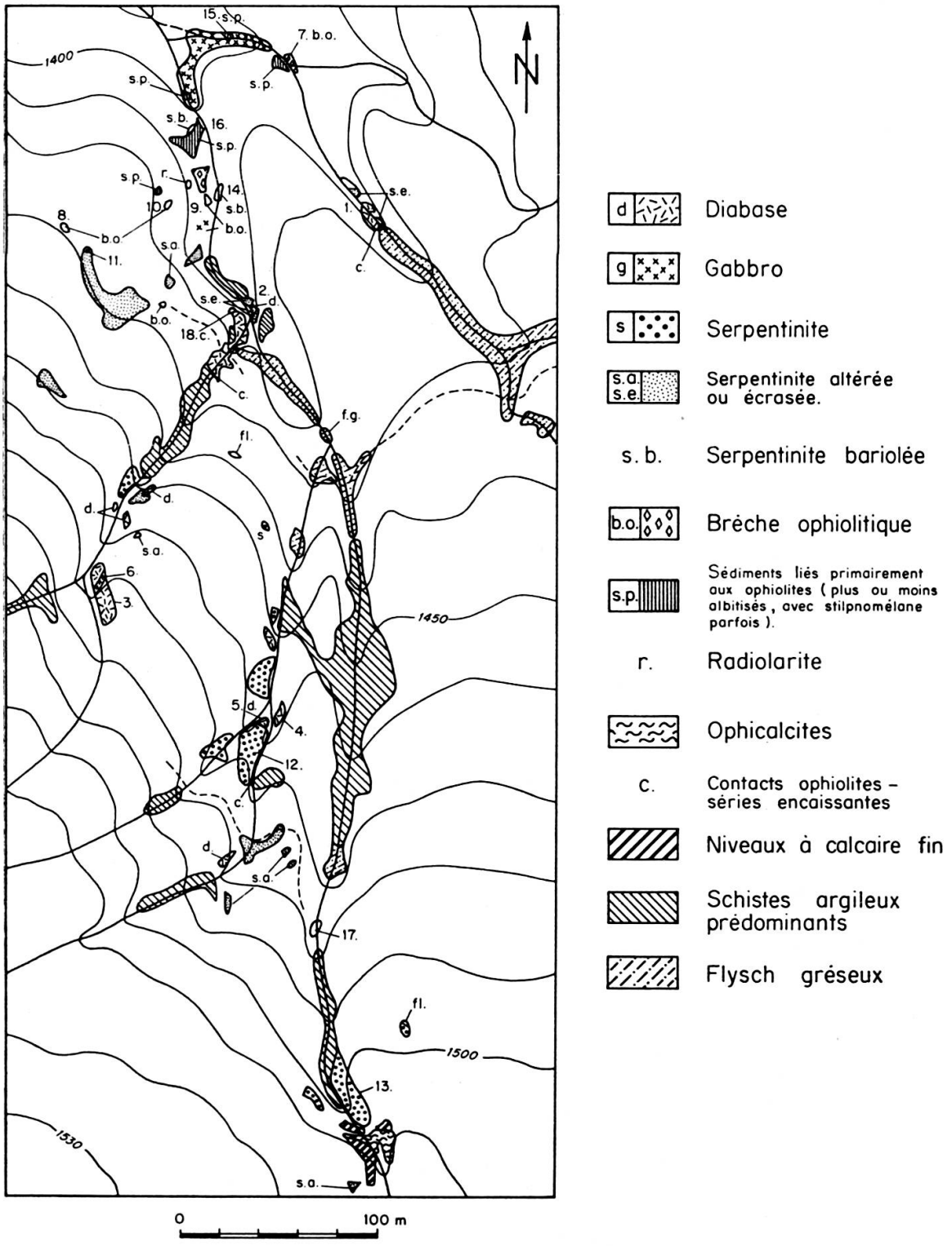


FIG. 27. — LA MOUILLE-RONDE.

Description

Visibles surtout dans et à proximité des petits ruisseaux (voir fig. 27), ces affleurements ont l'avantage de rassembler les principaux faciès observés dans les autres pointements de roches basiques et ultrabasiques, brèches diabasiques hématitiques et laves en coussins exceptées.

Comme toujours, les rapports entre ces divers types de roches sont difficiles à préciser. Par contre, les relations avec les sédiments encaissants sont ici bien meilleures; plusieurs contacts ophiolites-sédiments, le plus souvent tectonisés, peuvent s'observer.

LES DIABASES

Bien représentées à la Mouille-Ronde, elles sont toutefois assez différentes de celles constituant les brèches diabasiques hématitiques ou les témoins de coulées sous-marines du Vuargne.

La roche est, en général, assez fraîche, sauf dans les zones de contact avec les sédiments encaissants (extrémité amont de la zone du *point 1*) ou avec la serpentinite.

L'examen sur le terrain permet déjà de mettre en évidence de nombreuses et souvent rapides variations de structure; la composition minéralogique est également variable. La région du *point 1* est la plus favorable à l'examen de ces divers faciès.

D'un vert plus ou moins foncé, la diabase présente des structures allant d'intersertales très fines à grossières (à tendance gabbroïque parfois); dans les zones des *points 1* et *4* surtout, le développement de phénocristaux de plagioclase donne à la roche un net caractère porphyrique.

A côté des variétés essentiellement albito-chloritiques, d'autres montrent de la hornblende brune ou du pyroxène associés au feldspath; les termes de passage existent entre chacun de ces types.

Il faut souligner que ces diabases à amphibole ou pyroxène se retrouvent, en d'autres affleurements, étroitement incluses dans la serpentinite puisque constituant certaines ophisphérites ou, pour le type à hornblende brune, des vestiges de filons (le Bartoli, la Charnia).

Toujours dans la région du *point 1*, sur la rive droite du ruisseau, de rares et minuscules enclaves de gabbro correspondent vraisemblablement à des fragments entraînés par la roche volcanique. Il existe d'ailleurs d'autres rapports étroits entre gabbro et diabase; dans la grande zone d'affleurement à l'amont de la confluence principale, les deux roches sont souvent intimement mêlées; au *point 6*, le gabbro est inclus dans la diabase.

Quels sont les processus ayant abouti à l'association de ces divers types de diabases?

Au *point 1*, on a parfois l'impression d'observer quelques filons sans pouvoir en être certain (absence de « chilled-edge », manque de continuité). Par contre, les

zones à structure porphyrique correspondent nettement à des variations locales des conditions de cristallisation; au *point* 4, en particulier, l'apparition puis la disparition progressives d'une telle zone s'observent très bien.

Demeurant très prudent vu l'exiguïté des affleurements, nous pensons toutefois que l'association intime des diverses variétés citées plus haut est, en partie tout au moins, liée à des évolutions successives et locales de la composition du magma diabasique.

A ces variations « primaires » s'ajoutent des transformations plus tardives telles que chloritisation, en particulier dans les zones de contact avec la serpentinite (bien visible au *point 5*), jointe très souvent à des écrasements intenses; la diabase prend alors un toucher talqueux et devient friable. Une telle roche fortement laminée et bréchifiée, s'observe au *point 1*, au contact principal roche verte-sédiments.

Les zones gabbroïques

La plus importante se trouve à l'extrémité aval des affleurements. Une autre, beaucoup plus restreinte, nettement incluse dans la diabase, forme le *point 6*.

Loin d'être homogène, ce gabbro présente de nombreuses variations de structures puisque l'on passe de types très largement cristallisés, pegmatitiques, à des variétés plus fines, diabasiques même. Il en résulte pour l'ensemble une allure bréchiforme caractéristique. Il nous semble que l'on puisse parler d'une véritable brèche magmatique.

Les actions tectoniques, localement intenses, se superposent à cette complexité primitive. Les zones écrasées sont nombreuses et l'on observe quelques brèches de friction; sous le microscope nous avons relevé quelques véritables cataclasites.

Plagioclase et hornblende brune, fraîche à totalement chloritisée, sont les constituants essentiels de ce gabbro; l'amphibole peut devenir prédominante, surtout dans les zones pegmatitiques. Par contre, les rares petites enclaves gabbroïques observées dans la zone du *point 1* montrent du pyroxène associé au plagioclase.

Des développements épidotiques, vert jaunâtres, relativement fréquents se remarquent surtout en petits filonnets mais, par endroits, l'épidote s'observe aussi dispersée dans la roche. La présence de ce minéral, jointe à l'amorce de développements d'amphibole sodique au détriment de la hornblende brune, pourrait correspondre à un début de manifestation métamorphique.

La zone gabbroïque principale ne présente pas de contact particulier avec d'autres formations; elle renferme toutefois 2 inclusions sédimentaires sur lesquelles nous reviendrons plus loin; la plus spectaculaire s'observe au *point 15*, région la plus favorable à l'observation des variations de structure et des développements épidotiques.

La nature bréchiforme des zones gabbroïques témoigne de conditions particulières ayant dû présider à leur formation. Si nous pensons que le rôle d'éléments

minéralisateurs ne doit pas être négligé pour expliquer la très large cristallinité que l'on observe parfois, cela ne nous paraît pas devoir être la seule explication de la présence de ces termes grenus qui, très vraisemblablement, correspondent à un épisode plus profond repris ultérieurement dans une venue diabasique montrant par ailleurs une évolution de composition (tendance albito-chloritique).

La brèche ophiolitique

Visible en plusieurs points, cette formation diffère totalement, par la nature de ses constituants surtout, des brèches diabasiques hématitiques observées en d'autres affleurements de la région des Gets.

Au *point 7*, ces roches déterminent un petit escarpement sur la rive droite du ruisseau. Au *point* 8, elles ne forment qu'un bloc isolé d'environ 2 m × 2 m, dépassant de 1 à 2 m du pâturage. Enfin, dans la zone du *point 9*, plusieurs blocs d'importance variable font légèrement saillie dans la pente dominant le ruisseau; ils correspondent sans doute à un pointement plus important masqué par la couverture quaternaire.

L'étude de cette brèche, dans l'ensemble extrêmement consolidée, est assez malcommode. La taille des éléments est variable, mais ne dépasse que rarement celle du poing; le plus souvent, leurs contours sont sub-anguleux ou même anguleux.

Le caractère polygénique de cette formation est évident. Comme éléments principaux, citons:

— *Les diabases*, prédominantes, le plus souvent à hornblende brune, mais aussi à pyroxène. Elles présentent les structures suivantes: intersertales plus ou moins fines, hypidiomorphes grenues (à tendance gabbroïque parfois); ces variétés peuvent montrer un caractère porphyrique (type à phénocristaux de plagioclase déjà observé au Crêt ou au ruisseau des Bounaz, par exemple).

— *Les gabbros*, plus rares, surtout à hornblende brune, parfois abondante et très fraîche (identique à celui formant certains blocs du ruisseau des Bounaz), occasionnellement à pyroxène.

Bien qu'accessoires, mentionnons encore de véritables *plagioclasites*, correspondant sans doute à des ségrégations leucocrates dans la diabase ou le gabbro ainsi que l'unique fragment d'une *véritable lave*, trouvé par F. Jaffé au *point* 8 (lave spilitique de cet auteur, 1955, p. 89). Nous n'avons pas pu isoler de nouveaux éléments de cette roche à structure fluidale caractéristique, constituée d'une pâte très finement grenue, felsitique, dans laquelle « nagent » des phénocristaux de hornblende brune, petits mais nombreux, et de plagioclase, rares mais de plus grande taille. Certainement issue du même magma ayant donné naissance aux diabases ou au gabbro à hornblende brune, cette roche, jamais observée en d'autres affleurements, témoigne de conditions de cristallisation particulières, certainement locales.

La parenté de ces divers faciès (montrant aussi des développements d'épidote et d'amphibole bleue) avec certains des zones diabasiques et gabbroïques est frappante; il n'existe cependant pas de liaison directe entre celles-ci et la brèche, dans laquelle les éléments albito-chloritiques paraissent fort rares.

Il est important de relever que, parmi les types de roche observés dans cette formation, de nombreux constituent des ophisphérites dans les divers affleurements de serpentinite de la région des Gets.

La zone du *point 9* est intéressante. Elle permet d'observer, malgré de mauvaises conditions d'affleurement, une liaison entre la brèche et les sédiments particuliers déjà mentionnés en enclaves dans le gabbro (*argilites* de F. JAFFÉ). Par places, en effet, ces sédiments, devenus prédominants, enrobent les débris de roches vertes, dont la composition semble par ailleurs avoir évolué, les termes albito-chloritiques, étant plus fréquents; au *point 10*, nous avons même observé de rares et petits fragments de diabase variolitique. Aux autres points, la brèche est presque dépourvue de ciment; parfois, une matrice résultant de l'écrasement intense des divers constituants joue ce rôle.

Dans la région du *point 6*, nous n'avons pas retrouvé la brèche ophiolitique altérée dont parle F. JAFFÉ (point 9 de cet auteur, p. 42); les fragments de gabbro à pyroxène, comme les quelques termes fortement enrichis en plagioclase, que l'on remarque ici ont déjà été observés dans les zones diabasiques, caractérisées par de nombreuses variations de faciès.

Mentionnons enfin, au *point 11*, quelques débris d'une brèche ophiolitique chloritisée, associés à la serpentinite (voir plus loin sous ophisphérites).

En résumé de nos observations sur la brèche ophiolitique, relevons:

1) *son caractère polygénique ;*

2) *Les contours sub-anguleux, parfois anguleux, de la plupart des éléments, pouvant donner à l'ensemble une allure de brèche de friction ;*

3) *l'absence de ciment sédimentaire ;*

4) *son passage, sa liaison à des sédiments également associés au gabbro ;*

5) *le fait que plusieurs de ses composants se retrouvent, en divers points du secteur des Gets, sous forme d'ophisphérites* (en particulier, les diabases à hornblende brune, dont la variété porphyrique, et plus rarement, les plagioclasites).

LES SERPENTINITES

Comme il est de règle dans les pointements déjà décrits, l'ultrabasite, visible en de nombreux points, se présente sous plusieurs faciès distincts.

Serpentinite massive

Cette variété, identique à celle du Bartoli ou du ruisseau des Bounaz, s'observe principalement aux *points 12* et *13*. Vert foncé à noire, à cristaux de lizardite parfois visibles, elle témoigne d'une tectonisation souvent intense (surfaces de glissement, zones bréchifiées); les développements de talc, en filonnets ou petites lentilles, n'y sont pas rares.

En plusieurs autres points, cette serpentinite affleure de manière discontinue ou ne forme que des fragments, pouvant atteindre la dimension d'une tête, ressortant des pâturages. Dans la zone des *points 1* et *2*, elle est très laminée, parfois enrichie en carbonate au contact des sédiments ou de la diabase.

Au *point 12*, de véritables ophisphérites diabasiques sont incluses dans l'ultrabasite; elles proviennent certainement, vu les analogies de composition et de structure, de la zone diabasique chloritisée formant le *point 5*. Mais en aucun cas, cette zone de serpentinite ne correspond à un type intermédiaire résultant d'une transformation graduelle de la diabase, comme l'a supposé F. JAFFÉ. Sous le microscope, la roche ultrabasique présente en effet une structure toute différente de celle de la diabase chloritisée; de plus, les reliques observées dans chacun de ces termes attestent de leur nature primitive différente.

Serpentinite altérée

Déjà mentionnée en d'autres pointements et formant une masse pâteuse blanc verdâtre, cette variété apparaît dans plusieurs éraillures de terrain. Elle renferme les fragments divers suivants: serpentinite massive surtout; plus rarement, diabase chloritisée, serpentinite bariolée, brèche de serpentinite à ciment calcitique, ainsi que de rares ophisphérites.

Serpentinite bariolée

Ce faciès, largement développé au Bartoli, au ruisseau des Bounaz ou encore dans la zone principale de la Charnia, ne s'observe ici que très peu.

A part le petit affleurement du *point 14* (point 6 de F. JAFFÉ), signalons une nouvelle petite apparition de cette variété au *point 16*, tout contre la masse principale de ces sédiments particuliers localement inclus dans le gabbro.

La roche, plus ou moins envahie par l'hématite, s'identifie parfaitement à celles des pointements cités plus haut.

Relevons enfin, en inclusions dans la serpentinite, et surtout dans les zones de contact avec la diabase, de petits éléments lenticulaires, vert clair, d'aspect talqueux. Sous le microscope, ils se révèlent formés surtout d'une amphibole du groupe de la trémolite, mais présentent encore de vagues reliques de hornblende brune et de pyroxène; dans certains d'entre eux, on devine une structure bréchique avec petits éléments diabasiques. Ces fragments peuvent avoir des origines diverses; la plupart

semblent résulter, soit de la transformation de roches gabbroïques (au ruisseau des Bounaz, certains termes de passage permettaient d'en avoir la quasi certitude), soit de celle d'une serpentinite très écrasée; ils pourraient aussi correspondre à des vestiges d'anciens niveaux de pyroxénite primitivement associés à l'ultrabasite.

Les ophisphérites

Très rares et généralement dispersées dans les zones de serpentinite très altérée, elles apparaissent cependant bien en place dans l'ultrabasite massive du *point 12*. En effet, les enclaves diabasiques remarquées à cet endroit révèlent les classiques zonations des ophisphérites. Cette observation confirme un mode de gisement déjà signalé, mais moins évident, au ruisseau des Bounaz.

Ces ophisphérites dérivent de diabases à hornblende brune et à pyroxène, généralement à structure intersertale très fine. Nous avons également relevé des spécimens analogues, très rares, dans les zones de serpentinite très altérée; dans ces dernières, par ailleurs, nous avons pu isoler quelques exemplaires gabbroïques, soit à hornblende brune, soit à pyroxène.

Nous rattachons aux ophisphérites la roche observée au *point 11* (point 8 de F. Jaffé, 1955, p. 41: brèche diabasique chloritisée à nodules zoïsitiques). Dans de très mauvaises conditions d'affleurement, mais liés à la serpentinite, on remarque quelques fragments d'une brèche ophiolitique analogue à celle décrite plus haut mais ayant subi des transformations semblables à celles affectant les ophisphérites, en particulier une intense chloritisation.

Le fait que certains éléments de cette brèche sont encore partiellement formés d'épidote (zones vert clair), confirme que la roche, entraînée dans la serpentinite, a évolué de la même manière que certains fragments de diabases ou de gabbros constituant des ophisphérites typiques; il n'est pas rare, en effet, que celles-ci présentent un centre épidotique.

Les ophicalcites

Elles n'affleurent que très localement. Au *point 17*, ces roches forment quelques passées, quelques petites écailles, à environ 2 m à l'amont d'un petit repli bien visible sur la rive gauche du ruisseau. Toutefois, bien que largement masquées par la couverture quaternaire, elles apparaissent surtout à la partie tout à fait supérieure des affleurements, mais rarement en contact direct avec la serpentinite.

Leurs conditions d'affleurement paraissent semblables à celles du torrent du Marderet ou de la zone le Crêtet-les Ramus.

Structure bréchique et laminages intenses demeurent les caractéristiques principales de ces roches, le plus souvent identiques à celles du torrent du Marderet ou de la zone le Crêtet-les Ramus (totalement écrasées, aucun constituant primitif reconnaissable). Toutefois, certains faciès résultent ici indubitablement d'une frag-

mentation de la serpentinite, jointe à un envahissement carbonaté; les débris d'ultrabasite étant généralement transformés en talc. Certains types s'approchent même d'une brèche de serpentinite à ciment carbonaté analogue à celle observée au Crêt, par exemple. Il ne faut cependant pas considérer ce processus comme l'unique origine possible de ces roches qui renferment aussi des fragments de diabase chloritisée dont l'écrasement peut aboutir à certains des faciès rencontrés (observation certaine dans le torrent du Marderet et dans la zone le Crêtet-les Ramus).

L'aspect des ophicalcites est donc très variable ainsi que leur teinte, fonction de la plus ou moins grande quantité de carbonate associé à la chlorite, l'altération de celui-ci donnant très souvent une patine brun-jaune à la roche.

Nous avons vérifié la nature de la mésostase carbonatée par quelques analyses roentgenographiques: de la dolomie est localement associée à la calcite. Cette association pourrait caractériser les types dérivant d'une serpentinite.

Dans la zone supérieure des affleurements surtout, la roche présente des enrichissements locaux en quartz dont la proportion reste, dans l'ensemble, toujours inférieure à celle des carbonates: F. JAFFÉ parle alors d'ophisilices.

Bien que les processus exacts de la genèse de ces ophicalcites nous échappent encore, il est probable qu'elles se soient formées dans des zones de contact, soit entre serpentinite et diabase, soit entre l'une ou l'autre de ces roches et les terrains sédimentaires encaissants. Très souvent, des convergences de faciès ne permettent pas de certifier si diabase ou serpentinite sont à l'origine de ces roches particulières.

SÉDIMENTS LIÉS PRIMAIREMENT AUX OPHIOLITES

Nous avons déjà groupé sous cette désignation certains faciès visibles dans la zone du col de la Ramaz (affleurement du Parquet) et au ruisseau des Bounaz. De teintes variables, ils sont en effet nettement apparentés, de par leur composition et structures semblables.

A la Mouille-Ronde, ces roches (*argilites* de F. JAFFÉ) apparaissent en plusieurs points et montrent souvent des relations étroites avec les roches vertes.

Ainsi, elles s'observent en enclaves dans la grande zone gabbroïque; celle du *point 15* est la plus spectaculaire (voir fig. 28). L'examen du contact entre les deux types de roches témoigne de certains remaniements.

Réciproquement, à la base de l'importante zone du *point 16*, ces sédiments renferment quelques inclusions de diabase, à tendance gabbroïque par places (voir fig. 29). En plusieurs autres points, l'examen microscopique révèle que de minuscules débris de roches vertes sont dispersés dans ce faciès.

Enfin, nous avons déjà mentionné, dans la région du *point 9*, l'enrichissement de la brèche ophiolitique en sédiments de ce type.

Ces derniers s'observent encore, sans rapport direct visible avec les ophiolites, à la hauteur du *point 7* surtout, où ils forment une masse assez importante sur la

rive gauche du ruisseau, masse se prolongeant dans le cours de celui-ci; au *point 17*, un peu à l'aval du petit repli déjà indiqué sur la rive gauche du cours d'eau, ces sédiments particuliers font nettement partie de la série sédimentaire enrobant les lentilles d'ophicalcites.

Déjà relevées au ruisseau des Bounaz, de nombreuses variations de teintes affectent ces roches, mettant parfois en évidence des structures fluidales, des replis,

FIG. 28. — « Inclusion » de sédiments
(plus ou moins albitisés, à stilpnomélane parfois) dans le gabbro.
La Mouille-Ronde *(point 15)*.

ou encore des zones bréchifiées. De tels zonages sont visibles au *point 16*, où se développe localement, comme dans la zone affleurant en face du *point 7*, une schistosité très certainement secondaire.

A la variété rouge, largement prédominante (enclave du *point 15* par exemple), se joignent des types verts, brun foncé et noirs (*point 17*). Toujours à grain très fin, la roche est plus ou moins indurée; dans la région du *point 10*, où elle n'apparaît qu'en blocs isolés, elle semble parfois passer à un véritable chert.

Difficiles à étudier sous le microscope car très finement cristallisés, nous avons déterminé la composition minéralogique de ces sédiments par des analyses roentgenographiques. De même qu'au Farquet et au ruisseau des Bounaz, celles-ci ont révélé la présence quasi constante d'albite, parfois prédominante, associée au quartz; la chlorite, l'hématite et, par places, du sphène très finement divisé s'observent dans une moindre mesure. Enfin, du *stilpnomélane*, visible au *point 15* dans de petites fissures, associé à de la calcite, apparaît aussi en très fines mouches localement dispersées dans la roche.

Nous attribuons à nouveau cet enrichissement en soude, comme celui en silice, (ce dernier pouvant dépendre aussi de la composition primitive du sédiment), à un phénomène de métasomatisme au contact des roches vertes. On peut ainsi définir ces roches comme un type d'*adinoles* au sens proposé par S. O. AGRELL (1939).

La présence du stilpnomélane se rattache peut-être à un certain métamorphisme qui paraît affecter les roches vertes de la Mouille-Ronde (épidote fréquente, amorces de développement d'amphibole bleue).

Environnement sédimentaire

Contrairement à la plupart des autres pointements de roches basiques et ultrabasiques, les terrains sédimentaires affleurent ici suffisamment pour permettre leur détermination.

Les schistes, noirs à gris foncé, argileux et brillants ou plus marneux, prédominent nettement; assez massifs parfois, ils sont le plus souvent feuilletés. Des

FIG. 29. — « Passées » diabasiques à microgabbroïques dans les sédiments plus ou moins albitisés et à stilpnomélane par places.
La Mouille-Ronde *(point 16)*.

calcaires gréseux, des grès calcaires, sombres, en général fins à moyens, peuvent devenir très abondants, les schistes ne jouant plus que le rôle de joints; en bancs massifs ne dépassant que rarement 15 cm d'épaisseur, parfois légèrement micacé, ces termes détritiques ont livré la microfaune suivante: *Globigérines*, *Hedbergella sp.* et *Rotalipora* (Rot.) *gr. montsalvensis* (Cénomanien); une telle série s'observe particulièrement bien à l'amont du *point 1*. Mentionnons encore, bien que plus localisées, de petites passées de grès très fin, feuilleté, à enduits argileux.

Des niveaux de calcaire fin, gris à beige, à patine jaunâtre, s'intercalent parmi ces divers faciès. Ce sédiment, en petits bancs, est parfois siliceux ou riche en radiolaires. Peu abondant dans la région du *point 2*, il réapparaît, entre autres, près du *point 17* mais s'observe principalement au-dessus de la dernière zone de serpentinite, au voisinage des ophicalcites.

Comme dans le torrent du Marderet, la zone le Crêtet-les Ramus ou encore le ruisseau des Bounaz, ce calcaire fin est étroitement lié à la série décrite ci-dessus: on ne peut l'en séparer pour en faire un faciès rattaché exclusivement aux ophiolites; il apparaît encore, sur une certaine distance dans le cours du ruisseau avant de faire place à une série gréseuse, tectoniquement inférieure.

Dans la zone des pointements cristallins, les terrains sédimentaires ne présentent pas d'accidents majeurs tels que discordance ou faille importante; ils sont par contre affectés par de nombreuses petites failles ou replis locaux auxquels nous attribuons les différences de plongement qui ont incité F. JAFFÉ (1955, p. 37) à dissocier les niveaux à calcaire fin des autres faciès sédimentaires.

Rapports sédiments encaissants-roches vertes

L'affleurement de la Mouille-Ronde a l'avantage de montrer plusieurs contacts entre roches sédimentaires et cristallines, il est vrai de mauvaise qualité et fort restreints (voir fig. 27). Toutefois, après leur examen, nous avons la conviction que les roches vertes sont incluses dans l'ensemble sédimentaire précédemment décrit.

Presque toujours fortement tectonisés, les contacts se font généralement par l'intermédiaire de la serpentinite ou de la diabase, très écrasées, de même que les sédiments parfois; les développements carbonatés peuvent être importants. Au *point 18*, le contact sédiment-diabase est franc.

Mais ce sont les ophicalcites-ophisilices qui montrent la liaison la plus étroite avec la série sédimentaire, dans laquelle elles se trouvent en lentilles plus ou moins importantes; plusieurs contacts intimes avec les sédiments, soit au *point 17*, soit dans la région tout à fait supérieure des affleurements, le prouvent.

En conclusion, nous pensons que l'ensemble des roches vertes de la Mouille-Ronde correspond à diverses écailles, d'importance variable, réparties dans un contexte sédimentaire assez bien défini et caractérisé par la présence de niveaux de calcaire fin, calcaire déjà signalé de nombreuses fois, dans le secteur des Gets, à proximité des roches cristallines.

La discontinuité et l'exiguïté des pointements ophiolitiques ne permettent cependant pas de préciser leurs éventuels rapports, ni de déterminer leur position exacte dans la série sédimentaire affectée de nombreux accidents tectoniques.

Enfin, à l'appui d'une certaine liaison entre roches cristallines et terrains encaissants et contrairement à l'opinion de F. JAFFÉ (1955, p. 36), il faut signaler dans

plusieurs niveaux gréseaux de la région des Gets, de rares et minuscules débris de roches vertes, en particulier de diabases en coussins. Nous avons pu vérifier cette observation, déjà signalée par Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967), dans de nombreuses lames minces obligeamment prêtées par ces auteurs.

8. LES AFFLEUREMENTS D'OPHICALCITES-OPHISILICES

8.1. LE TORRENT DU MARDERET

8.2. ZONE LE CRÊTET-LES RAMUS

Ces roches particulières s'observent le mieux dans le torrent du Marderet. Dans la zone *le Crêtet-les Ramus*, elles sont moins développées. Enfin, nous les avons déjà mentionnées, associées à d'autres roches éruptives, à la Mouille-Ronde surtout et, très localement, dans la zone de la Charnia ainsi qu'à l'extrémité nord des affleurements des pentes du Bouvier.

Les deux zones qui nous intéressent ici figurent déjà comme pointement de roches éruptives sur la carte de la Savoie de L. MORET, parue en 1928.

Deux ans plus tard, sur la seconde édition de la feuille Annecy, ces roches sont cartographiées comme serpentinites.

En 1939, W. J. SCHROEDER indique une brèche serpentineuse au Crêtet et découvre quelques minuscules affleurements analogues, un peu plus au nord, entre Lavay et Les Ramus. Cet auteur pense que les roches éruptives du torrent du Marderet correspondent à des fragments de gabbro et granite écrasés.

Enfin, F. JAFFÉ (1955) décrit séparément, dans le torrent du Marderet, les roches cristallines en place (lentilles de *Vers le Pré*) et les nombreux blocs de roches éruptives présents dans les alluvions du cours d'eau. Définissant les premières comme ophisilices, il apparente aussi les roches visibles au Crêtet (brèche de serpentine d'après ce géologue) au groupe des ophicalcites-ophisilices.

Une telle désignation, inspirée des travaux de H. P. CORNELIUS (1935), G. ROVERETO (1939) et S. CONTI (1954), est heureuse car elle permet de distinguer ces faciès particuliers de ceux rencontrés habituellement dans le secteur des Gets.

Les nombreuses incertitudes quant à l'origine ou au mode de formation de ces roches n'en demeurent pas moins; il sera très difficile de les lever dans cette région où les conditions d'affleurement sont particulières et fort mauvaises.

8.1. LE TORRENT DU MARDERET

Situation

Le torrent du Marderet rejoint celui de l'Arpettaz un peu à l'aval du pont des Voleurs, à la hauteur du point 1060,4 (coordonnées feuille Samoëns n° 6 au 1: 20.000e: 932,640 × 136,070).

Excepté de rares fragments dans les alluvions, les roches éruptives s'observent essentiellement entre le coude aigu à la base du torrent et la confluence avec le ruisseau des Bounaz.

Description

Nous distinguerons:

1. *les écailles de roche en place*, parfois déchaussées, parmi lesquelles se trouvent les lentilles de *Vers le Pré* décrites par F. JAFFÉ;

2. *les blocs dans les alluvions du torrent*, parfois importants, dont la nature et l'origine sont différentes.

1. LENTILLES EN PLACE (voir fig. 30)

Une première zone, d'environ 6 m de longueur et 2 m de large, affleure sur la rive gauche, à une soixantaine de mètres à l'amont du coude du torrent. Plus haut, à l'aplomb du point 1123,2, sur la même rive, apparaissent les lentilles décrites par F. JAFFÉ; la plus importante, à l'aval, mesure 3 m de longueur, mais se prolonge, irrégulière et très amincie, jusque sur la rive droite. Environ 40 m plus loin, quelques petites lentilles de même nature se remarquent dans la boucle que fait le torrent à cet endroit.

De là, et jusqu'à la confluence du ruisseau des Bounaz nous avons observé, toujours sur la rive gauche, plusieurs blocs ou écailles, le plus souvent déchaussés, d'une roche de même nature que celle observée plus bas, mais s'en distinguant par une teinte rougeâtre due à la présence d'hématite; on y relève aussi de fréquents éléments de diabase chloritisée dont certains dépassent largement la taille du poing. La plus importante lentille de ce type, nettement en place, mesure environ 12 m de longueur pour une largeur maximum de 3 m; elle traverse le ruisseau à l'endroit où ce derrier est franchi par un petit sentier, quelques mètres à l'aval de la confluence avec le ruisseau des Bounaz.

En lentilles bien individualisées pour les plus importantes, ces roches s'observent souvent en passées ou traînées, parfois minuscules, étroitement associées à une série sédimentaire elle-même complexe.

Il est difficile de décrire ces roches cristallines d'une manière précise tant leur aspect peut changer; zones bréchiformes ou, très souvent, intensément laminées, dans lesquelles des structures fluidales peuvent apparaître; variations de teintes, du vert clair au vert rougeâtre en passant par le vert sombre, dues avant tout à la plus ou moins grande proportion de carbonate et de quartz, diffus ou répartis en veinules sillonnant la roche.

Des sédiments d'allure bréchique sont associés primairement à cette roche d'origine éruptive et laminés de manière concordante. Nous y avons noté les lentilles ou fragments principaux suivants: calcaire fin gris-brun clair, calcaire marneux gris foncé et un calcaire fin, gris, devenant très siliceux par places et s'identifiant alors à un chert. Des schistes argileux noirs peuvent s'intercaler entre ces divers constituants; ils entourent souvent d'une fine pellicule les zones de roche cristalline. La dernière

grande écaille en travers du torrent présente toutefois des contacts tranchés avec la série sédimentaire encaissante et fait exception à cette règle.

Sous le microscope, ces roches particulières se révèlent formées de chlorite, mais surtout de carbonates et de quartz dont les proportions relatives déterminent soit une ophicalcite soit une ophisilice. A part les fragments de diabase chloritisée de la variété légèrement hématitique mentionnée ci-dessus, nous avons noté, sur

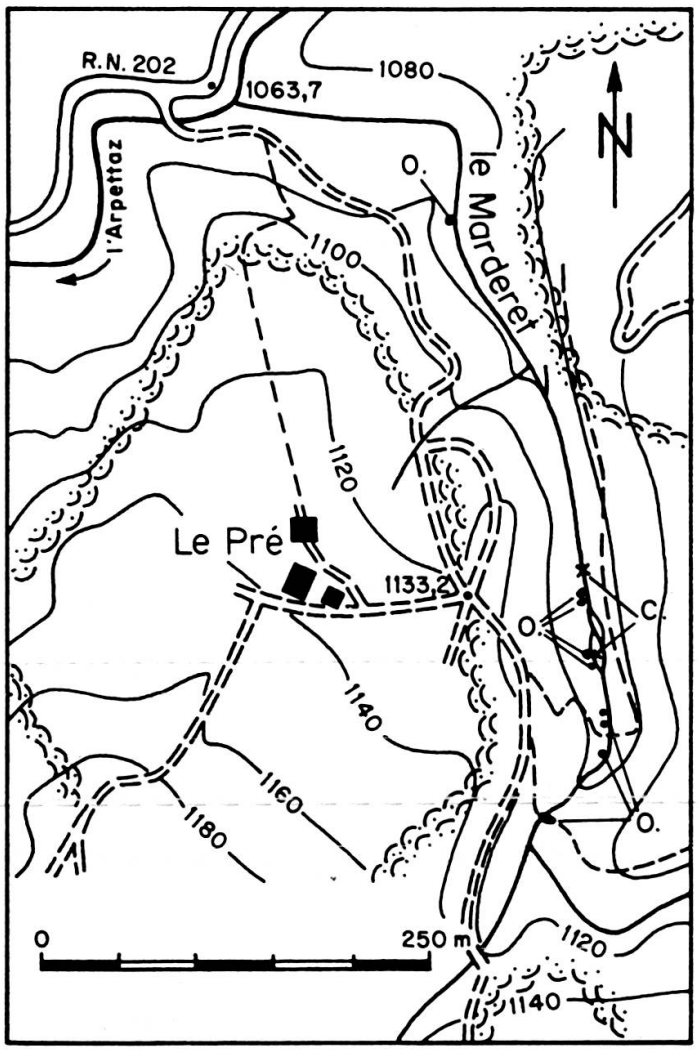


FIG. 30. — LE TORRENT DU MARDERET.

des sections effectuées au travers d'échantillons venant de zones finement détritiques, de rares et petits débris diabasiques provenant incontestablement de bords de pillows. Nous avons déjà fait cette observation dans la lentille cristalline affleurant à l'extrémité nord de la zone des pentes du Bouvier, lentille montrant par ailleurs des faciès absolument identiques à certains observés ici.

La présence de tels éléments nous incite à penser que ces ophicalcites-ophisilices dérivent de formations liées à des épanchements diabasiques d'origine tout au moins partiellement sous-marine; leur nature primitive aurait été totalement effacée par les déformations et les intenses développements de carbonate et de quartz.

Environnement sédimentaire

Sauf dans la zone supérieure des affleurements, où elles sont généralement déchaussées, les lentilles cristallines apparaissent en place dans une série sédimentaire relativement complexe, affleurant surtout dans le lit du torrent et sur la rive droite.

Elle comprend des niveaux, le plus souvent lenticulaires, de calcaires plus ou moins fins, devenant parfois gréseux, séparés par des schistes argileux sombres. Dans les falaises dominant la rive droite, nous avons noté quelques grosses lentilles gréseuses; enfin, de petits bancs ou lentilles de calcaire fin, beige, s'observent particulièrement bien dans le lit du torrent.

Dans cette série, sur la rive droite, à la hauteur des lentilles affleurant sous le Pré, nous avons retrouvé de rares et minuscules traînées d'ophicalcite-ophisilice identiques à celles observées au voisinage des écailles principales.

Enfin, au bord de la route reliant le Pré, nous avons remarqué dans la zone indiquée par A. GUILLAUME, Ph. BERNHEIM et J. HAAS (1962) quelques vagues indices de la même roche associés à des développements carbonatés nettement secondaires.

Contact sédiments encaissants-lentilles cristallines

La roche cristalline, toujours étroitement liée à la série encaissante, s'y dispose le plus souvent de manière concordante et il n'est pas rare qu'un mélange des deux rende leur contact diffus.

Etant donné leurs grandes similitudes, il est aussi très difficile de fixer une limite nette entre les termes associés primairement à la roche cristalline (sédiments d'allure bréchique décrits plus haut) et ceux de la série encaissante.

L'aspect de cette dernière est généralement plus tourmenté au voisinage des principales lentilles cristallines. En particulier, de petits accidents tectoniques locaux paraissent s'être concentrés autour des écailles affleurant sous le Pré; ils sont très certainement liés à la différence de compétence de ces types de roches.

Après l'examen détaillé de toute cette zone et l'observation des quelques passées d'ophicalcite-ophisilice sur la rive droite du torrent et au bord de la route allant à la Pré, nous pensons que ces roches cristallines, parfois encore accompagnées des sédiments liés à leur formation, correspondent à des lames d'importance fort variable. De même que les lentilles diverses de calcaires fins et de grès principalement, de telles lames ont sans doute glissé sur le fond marin (*olistolites*) pour venir s'intercaler dans une série sédimentaire déjà fort complexe.

2. Blocs dans les alluvions du torrent

Bien que formées, pour la plus grande partie, d'éléments provenant de la Nappe de la Brèche et, plus rarement, d'origine helvétique, ces alluvions sont intéressantes à étudier pour les divers types de roches éruptives que l'on y trouve. Particulièrement abondantes entre le coude à la base du torrent et la confluence du ruisseau des Bounaz, ces dernières disparaissent très vite plus à l'amont, dans l'un comme dans l'autre des deux cours d'eau, où les petits débris cristallins ne sont plus qu'accidentels.

Les blocs qui nous intéressent ont des dimensions extrêmement variables: les plus importants atteignent un volume de l'ordre du mètre cube et l'on remarque tous les intermédiaires entre les plus petits qui ne dépassent pas quelques centimètres de diamètre.

Bien que certaines de ces roches ne s'observent pas en place au voisinage du torrent, la plupart d'entre elles se rencontrent dans certains affleurements du Plateau des Gets. En fait, un seul faciès n'a jamais été retrouvé ailleurs dans toute la région que nous avons parcourue.

Notre point de vue diffère ainsi passablement de celui de F. Jaffé (1955, p. 31) qui pense que la plupart de ces roches éruptives proviennent de la destruction de pointements inconnus.

a. *Roches éruptives déjà observées dans des affleurements connus*

Nous avons relevé les types suivants:

— *Une brèche diabasique hématitique*, très semblable à celle de la zone principale du pointement des Bounaz ou à celle de la Rosière; elle forme une partie des blocs les plus importants. Très souvent, l'érosion a mis en évidence le mode de répartition de l'hématite, concentrée dans une mince zone suivant, un peu à l'intérieur, le pourtour des fragments.

— *Des ophicalcites-ophisilices* provenant de la destruction d'une partie des affleurements décrits sous 1.; les blocs les plus importants, parfois visiblement déchaussés, s'observent à l'approche de la confluence du ruisseau des Bounaz. Les mêmes faciès se retrouvent dans la zone le Crêtet-les Ramus.

— *Un gabbro écrasé*, bréchifié et passablement envahi par de l'épidote formant quelques blocs à l'amont des lentilles affleurant sous le Pré mais aussi en rares et petits fragments plus à l'aval. Un tel faciès peut s'observer à la Mouille-Ronde.

D'après la localisation et la description donné par F. Jaffé (1955, p. 32), nous pensons que cette roche correspond aux arkoses mentionnées par cet auteur, arkoses qu'il nous a été impossible de retrouver.

Signalons encore, en fragments nettement moins importants ou très rares pour certains, les roches suivantes: *diabases diverses*, chloritisées ou non; *ophisphérites*

diabasiques; *gabbro* identique à certains types rencontrés à l'affleurement du ruisseau des Bounaz; *granite frais* et *arkose associée* provenant du pointement du Marderet-Calamand.

b. *Faciès jamais observé en place*

Il correspond au *conglomérat à éléments ophiolitiques, granitiques et, très souvent, sédimentaires* de F. JAFFÉ (1955, p. 31 et 95-97) qui en donne un inventaire pétrographique complet.

Les blocs de ce type sont assez nombreux; nous avons cartographié les deux plus importants.

On est en présence d'une roche détritique formée avant tout d'éléments de diabases albito-chloritiques provenant le plus souvent de laves en coussins, ainsi que l'attestent les bords variolitiques fréquents; les fragments les plus importants peuvent atteindre 50 cm de diamètre.

Parmi les éléments sédimentaires associés, plus petits et dans l'ensemble nettement moins abondants, nous avons noté les variétés suivantes: cherts, surtout verdâtres, calcaires divers, fragments de schistes argileux.

Un ciment microconglomératique est réparti d'une manière très irrégulière entre les éléments principaux. Les menus débris des sédiments mentionnés ci-dessus en forment la majeure partie; s'y ajoutent: de rares et minuscules témoins de diabases identiques à celles formant les éléments principaux; des traînées chloriteuses, provenant sans doute de matrices de pillows, ainsi que de petits fragments de verre volcanique. Une mésostase carbonatée relie le tout.

Par ces caractères, ce faciès se rapproche de certaines brèches accompagnant les lambeaux de coulées sous-marines du Vuargne.

Cependant, les points suivants l'en distinguent:

1) *La forme arrondie des éléments.*

2) *L'absence presque complète de laminage.*

3) *La présence de certaines roches :* éléments de diabases porphyriques ou à structure intersertale grossière; fragments de granites, petits et très rares, également bien arrondis; débris de porphyre quartzifère accidentels.

Malgré ces différences, il est plausible de rattacher ce faciès à un même ensemble de formations liées à des épanchements diabasiques sous-marins; le Vuargne représenterait le principal lambeau de ce complexe volcanique démantelé. Une telle conclusion nous a été suggérée non seulement par l'identité de structure et de composition des principaux éléments diabasiques, mais aussi par l'analogie des sédiments liés à ces formations.

Nous avons également relevé certains caractères communs entre ce faciès et les niveaux à galets diabasiques observés au Plenay, au Crêt et dans les pentes du Bouvier.

Toutefois, l'absence de termes de passage, jointe aux conditions d'affleurements très limitées, ne permet pas d'établir quels étaient les rapports primitifs entre ces diverses formations.

Enfin, relevons que l'examen détaillé de tout le secteur proche du torrent du Marderet, et en particulier celui des bois du Banc et de l'Ours, ne nous a pas permis d'observer ce faciès en place. L'affleurement dont il provient est soit masqué par la couverture quaternaire, soit totalement érodé.

8.2. Zone le Crêtet-les Ramus

Situation

Situé immédiatement au-dessus du village des Gets, l'affleurement du Crêtet s'observe de part et d'autre du point 1205,7 (coordonnées feuille Samoëns 7 au 1: 20.000e: 934,450 × 138,370), dans le très petit ruisseau passant sous ce dernier et sur le chemin, quelque peu désaffecté, que l'on rejoint en quittant la R.N. 202 à la hauteur de l'hôtel Beau-Site.

Les minuscules pointements signalés par W. J. Schroeder (1939) au nord de Lavay, apparaissent sur le chemin raviné cartographié à l'ouest de les Ramus; le premier d'entre eux se trouve vis-à-vis du point d'eau indiqué sur la carte (coordonnées feuille Samoëns 3 au 1: 20.000e: 934,690 × 139,580), les autres, une centaine de mètres plus loin. Tout dernièrement, la morphologie de l'endroit a été quelque peu changée par les travaux d'aménagement de la nouvelle route carrossable menant à Lassare, qui ont bousculé et même masqué une partie de cette zone d'affleurements.

Description

Nous retrouvons ici, dans des conditions d'affleurement particulièrement restreintes et défavorables, des faciès identiques à ceux formant les lentilles en place du torrent du Marderet.

Dans la zone du Crêtet, la plupart des minuscules pointements, encore bien visibles sur le chemin il y a quelques années, sont masqués par le développement de la végétation.

Environ 80 m avant de parvenir au point 1205,7, F. Jaffé (1955, p. 63) mentionne un bloc de radiolarite émergeant du talus amont du sentier. En fait, nous avons là une roche de nature bréchique comprenant des fragments de calcaires divers, plus rarement de cherts et de radiolarite, auxquels se mêlent des passées d'ophicalcite-ophisilice; les enduits de schistes noirs sont fréquents. Cette formation a déjà été observée dans le torrent du Marderet où nous l'avons décrite comme formée par des sédiments liés primairement à la roche cristalline.

Les rares petits blocs que l'on peut voir sur le tracé même du chemin, surtout avant d'atteindre le point 1205,7, plus rarement jusqu'à sa jonction avec la route principale allant à Lavay, montrent aussi des faciès identiques à ceux des lentilles du torrent du Marderet. A côté de débris des sédiments mentionnés ci-dessus, on y retrouve, par places, des fragments chloriteux, le plus souvent de petite taille; l'origine diabasique de certains est indubitable.

Dans le cours du ruisseau, immédiatement sous le point 1205,7, deux grands blocs déchaussés, accompagnés d'autres plus petits, sont formés de roches semblables à celles décrites le long du chemin.

Sur la rive droite du même cours d'eau, à environ 7 m à l'amont du point 1205,7, nous avons trouvé quelques nouvelles petites lentilles cristallines comprises entre des niveaux de calcaires fins, de calcaires plus ou moins gréseux et de schistes noirs.

Ainsi, à la similitude de faciès, s'ajoute un mode de gisement identique à celui décrit dans le torrent du Marderet.

Quelques blocs déchaussés, assez difficiles à trouver, constituent les minuscules pointements visibles entre Lavay et les Ramus. La roche cristalline, par ailleurs semblable à celles observées au Crêtet, montre également, par places, une structure orientée due à des laminages intenses; l'hématite lui donne fréquemment une teinte rougeâtre.

Il ne faut plus désigner ces divers faciès par le terme *brèche de serpentinite*; il convient de réserver une telle désignation pour les véritables formations de ce type rencontrées au Crêt, au Bartoli, à la Charnia ou encore dans le ruisseau des Bounaz.

En effet, l'examen microscopique de ces ophicalcites-ophisilices ne nous a jamais permis d'observer les moindres fragments de serpentinite. Une fois encore, mais sans être trop affirmatif étant donné les conditions d'affleurement très défavorables, nous pensons, qu'au moins une partie de la chlorite de ces roches, se rattache à d'anciennes formations diabasiques; la présence de quelques éléments de diabase chloritisée à structure encore reconnaissable autorise cette supposition.

Environnement sédimentaire

Dans la région du Crêtet, nous avons vu que la série sédimentaire encaissante n'apparaît que dans le petit ruisseau.

Entre Lavay et les Ramus, les aménagements routiers ont dégagé quelques affleurements dont certains, très récents, sont au voisinage immédiat des blocs de roche cristalline.

Nous avons ainsi reconnu: des calcaires fins, des calcaires plus ou moins gréseux et des schistes sombres. Une telle série s'identifie à celle décrite dans le torrent du Marderet.

Liaison sédiments encaissants — roche cristalline

En un seul point, dans le petit ruisseau, il a été possible de vérifier que ces roches cristallines particulières se présentent à nouveau sous forme de lentilles incluses dans les niveaux sédimentaires que nous venons de citer.

Ailleurs, l'ophicalcite-ophisilice constitue des blocs déchaussés; parfois aussi, les conditions d'affleurement extrêmement limitées ne permettent pas de préciser ses rapports avec les terrains encaissants.

DEUXIÈME ET TROISIÈME PARTIE

DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

Si nous avons scindé en deux ces descriptions pétrographiques, c'est non seulement pour bien faire ressortir que les *inclusions dans les serpentinites* (et surtout *les ophisphérites*) posent des problèmes particuliers bien distincts de ceux présentés par les autres ophiolites étudiées, mais aussi parce que nous nous sommes spécialement attachés à l'étude de ces enclaves diverses. C'est pourquoi la deuxième partie de ce travail est consacrée aux *roches cristallines en général*: roches acides et ophiolites (formations diabasiques, gabbros, serpentinites) alors que la troisième partie ne concerne que *les inclusions dans les serpentinites.*

Avant d'entreprendre ces descriptions, nous aimerions encore relever quelques points.

Tout d'abord, le large emploi que nous avons fait des analyses diffractométriques, ceci en parallèle avec les méthodes classiques de déterminations minéralogiques sous le microscope polarisant.

En effet, de telles analyses étaient très souvent indispensables, soit à cause de la finesse, ou de la rareté, de certains des minéraux observés, soit par le fait que les propriétés optiques d'autres minéraux étaient masquées par l'abondance des cristallisations secondaires; cette dernière remarque s'applique avant tout aux plagioclases, souvent envahis par divers développements secondaires (surtout par de la chlorite et de la séricite).

Les diagrammes ont été enregistrés sur films à l'aide d'une caméra de Guinier.

Pour la détermination des plagioclases, nous disposions d'une série de standards dont les pourcentages en anorthite avaient été déterminés, sur diffractogrammes, par la mesure de l'écartement des pics correspondant aux réflexions (131) et $(1\bar{3}1)$. Ces plagioclases étalons nous ont permis d'établir une série de films de référence, films auxquels nous avons comparé les diagrammes donnés par les plagioclases de nos roches. Il ne fait aucun doute que cette méthode n'est pas d'une très grande précision. De plus, certaines erreurs peuvent avoir été introduites par le fait que les standards, et par conséquent les plagioclases de nos roches, ont été considérés comme des formes de basse température; bien que cela soit très vraisemblablement le cas, on ne peut toutefois pas exclure l'existence de variétés intermédiaires. Par contre, cette méthode assez rapide a permis d'étudier un grand nombre d'échantillons, ce qui confère une certaine valeur statistique aux résultats donnés.

Enfin, nous tenons à préciser que nous sommes conscients que la désignation de certaines des ophiolites qui vont être décrites n'est pas tout à fait classique. Cette réserve s'applique aux roches plus ou moins grossièrement grenues à hornblende brune désignées comme des gabbros ou des diabases hypidiomorphes grenues.

Il est évident que, non seulement par la présence de l'amphibole, mais surtout par la nature du plagioclase (dont la teneur maximum en anorthite ne semble jamais dépasser 40-45%) les termes grossièrement grenus ne sont pas en fait de véritables gabbros (ils n'en possèdent que la structure) mais correspondent plutôt à des diorites. Quant aux variétés finement hypidiomorphes grenues, de composition semblable, leurs structures n'ont souvent rien de diabasique: elles représentent l'équivalent microgrenu des termes précédents; il faudrait donc définir ces variétés comme des microdiorites.

Si nous n'avons pas introduit de telles désignations, c'est pour faire suite à un usage bien établi et surtout pour conserver les termes employés par F. JAFFÉ. Nous évitons ainsi les complications et les confusions que n'auraient manqué d'apporter l'introduction d'une nouvelle nomenclature. Il faut par ailleurs remarquer que de nombreux termes intermédiaires montrent qu'il existe une liaison évidente entre les variétés finement grenues et celles, de même composition, présentant une structure franchement diabasique.

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 sériciti sation 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 sériciti sation 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 sériciti ques 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.

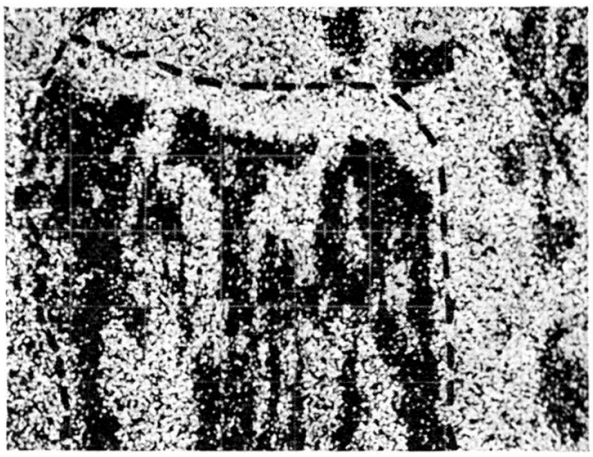
— Principalement dans les éléments de gabbros et de diabases à structures grossières, *les cristaux de pyroxène*, généralement rongés par la chlorite, peuvent être *plus ou moins ouralitisés* (remplacés par une amphibole, se rattachant au groupe actinote-trémolite, à net pléochroïsme vert-jaune pâle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

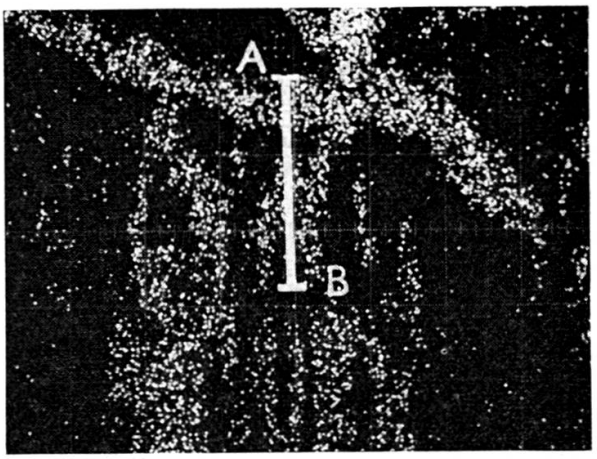
Nous avons vérifié cette détermination en analysant, au moyen de la sonde électronique, un cristal dans lequel ce phénomène était particulièrement net; les images « X » et les profils obtenus (voir fig. 31) confirment bien l'existence d'une amphibole plus sodique, indéterminable avec plus de précision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

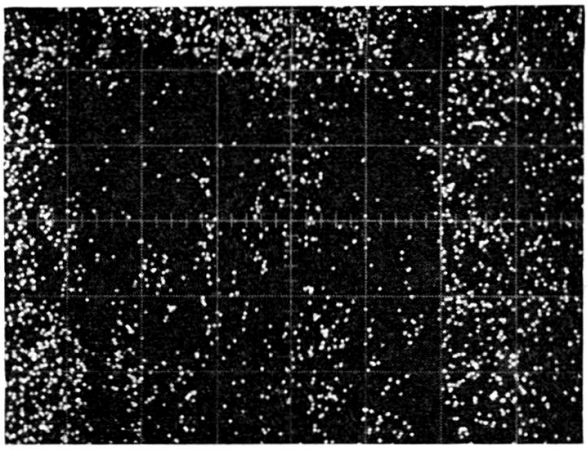
A ce propos, relevons que M. C. Blake, Jr., W. P. Irwin et R. G. Coleman (1967) envisagent que le faciès « blue-schist », caractérisant des métagraywackes de Californie et de l'Oregon, se soit formé dans une zone de cataclase et de pressions d'eau anormalement élevées sous un plan de chevauchement avec 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



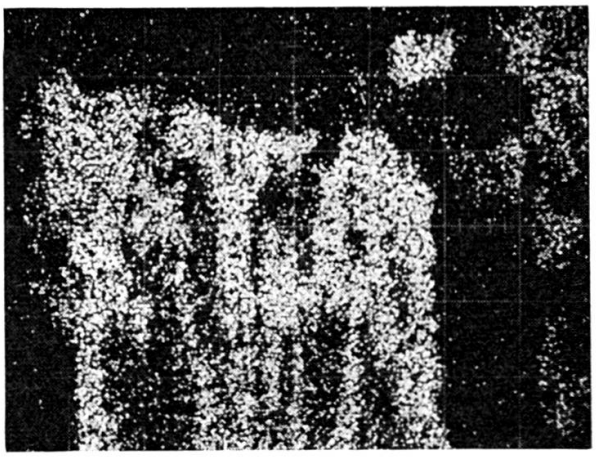
1. Fe (la ligne noire traitillée indique le pourtour du cristal)



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

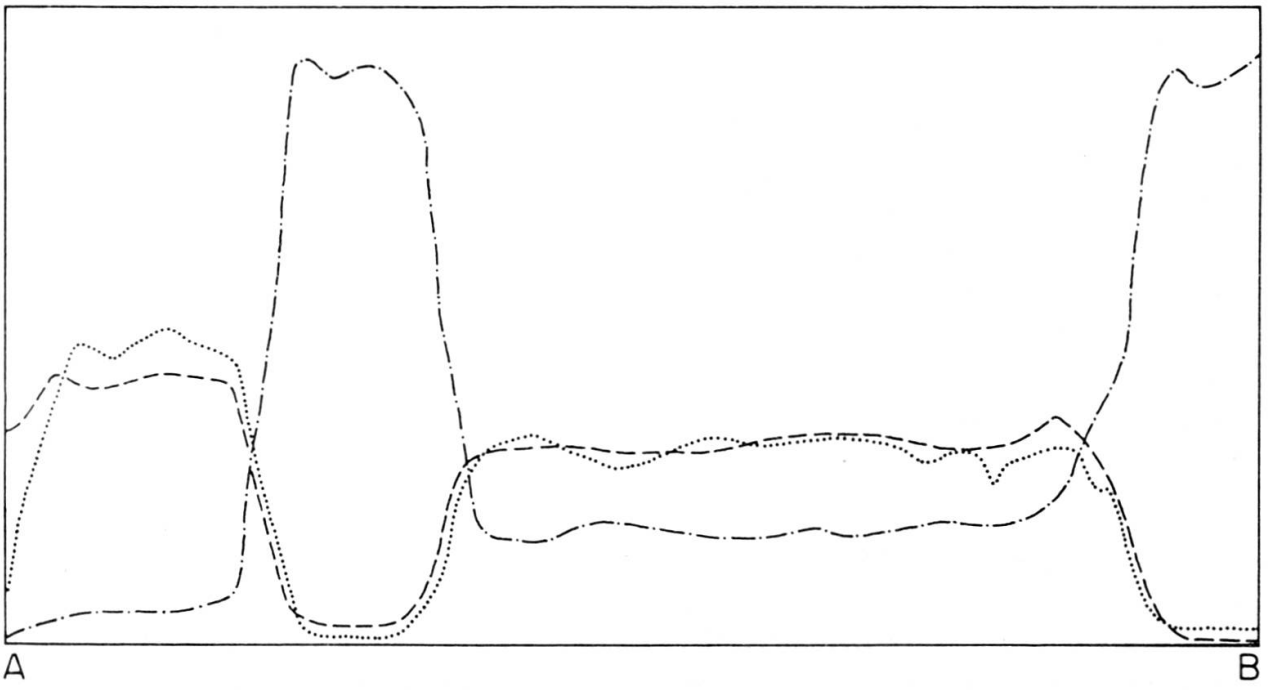


3. Al



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 : $K\alpha 1$
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 : M^lle^ 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 devine 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.

TROISIÈME PARTIE

LES INCLUSIONS DANS LES SERPENTINITES

Introduction

Relativement peu intéressantes en elles-mêmes (caractère fort limité des affleurements, état de conservation souvent très mauvais), les serpentinites de la région des Gets n'en sont pas moins l'un des sujets dont l'étude est la plus passionnante, ceci étant donné les nombreuses et diverses inclusions qu'elles renferment.

Rappelons, en effet, que M. VUAGNAT (1952) fut le premier à signaler dans ce secteur, en même temps qu'au Mont-Genèvre, la présence d'enclaves, curieusement métamorphosées et baptisées, quelques années après, ophisphérites par M. VUAGNAT et F. JAFFÉ (1954). Dans son travail de thèse, F. JAFFÉ (1955) s'est déjà intéressé tout particulièrement à ces inclusions dont il donne plusieurs descriptions pétrographiques et analyses chimiques. Ces divers travaux, joints à ceux de M. VUAGNAT (1953), M. VUAGNAT et L. PUSZTASZERI (1964), M. VUAGNAT (1965 et 1967) apporteront au lecteur intéressé toutes les données actuelles concernant la pétrographie, le chimisme et les hypothèses sur les divers modes de formation envisagés tant pour les ophisphérites que pour l'ensemble des inclusions dans les serpentinites et, en particulier, pour les rodingites dont certaines analogies avec les ophisphérites sont relevées.

Si, dans la région des Gets, les ophisphérites sont incontestablement les plus spectaculaires et les plus intéressants des « éléments étrangers » associés à l'ultrabasite, ce ne sont pas les seuls. En effet, ainsi que nous l'avons mentionné lors de la description des affleurements, on observe en certains points (le Bartoli, la Charnia, le Crêt) des zones que l'on peut attribuer à des vestiges de filons; ailleurs, des lentilles ou fragments, dont certains relativement importants (le Bartoli, le ruisseau des Bounaz), ont une origine plus incertaine; enfin, divers débris de taille comparable à celle des ophisphérites mais n'en présentant pas les zonations caractéristiques (ophisphérites dont il ne reste que le « noyau » ou fragments n'ayant jamais été ophisphéritisés), sont aussi dispersés dans les serpentinites.

Il est ainsi possible de classer ces diverses inclusions en trois catégories:

1) *Vestiges de filons, lames tectoniques;*
2) *fragments, lentilles de natures diverses;*
3) *ophisphérites.*

Avant de traiter séparément chacune de ces subdivisions, voyons, d'une manière globale, quel peut être l'inventaire minéralogique d'enclaves de caractères si variés.

1. DESCRIPTIONS MINÉRALOGIQUES

Plagioclase :

Ce constituant essentiel apparaît:

1) En *microlites*, parfois en *phénocristaux*, dans les roches à structures franchement diabasiques.
2) En *cristaux plus trapus*, à contours irréguliers, portant souvent les traces d'actions mécaniques; suivant leur taille, ils caractérisent alors soit les diabases hypidiomorphes grenues soit les gabbros.

Comme nous l'avons souligné lors de la description pétrographique des gabbros et des diabases en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites, la composition du plagioclase, surtout dans les ophisphérites, est sujette à de nombreuses variations.

Ces variations, révélées avant tout par les analyses roentgenographiques effectuées sur de nombreux échantillons représentatifs de toutes les variétés d'ophisphérites, et confirmées par quelques résultats obtenus à l'aide de la microsonde électronique (J. BERTRAND, 1968), paraissent s'échelonner entre des teneurs en anorthite voisines de 40% pour les termes les plus basiques, et de 0% à 5% pour les plus acides. L'étude du plagioclase en lames minces ne permet pas de mettre clairement en évidence ces changements de composition, la détermination des propriétés optiques étant rendue difficile, et souvent impossible, par la présence de nombreuses et fines écailles de chlorite et de séricite, même dans les roches les plus fraîches. A propos de ces développements, on relèvera leur fréquente tendance à affecter davantage la partie centrale des microlites et à être plus abondants, soit dans les phénocristaux, soit dans les plages largement cristallisées, des gabbros par exemple; un tel mode de distribution pourrait être lié à certaines différences de composition primitive bien que, par ailleurs, on n'observe jamais de cristaux véritablement zonés. Indépendamment des cristallisations de chlorite et de séricite, le plagioclase des roches incluses dans les serpentinites peut être affecté par divers autres remplacements de caractère beaucoup moins constant. Ce sont des formations:

— d'*épidotes*, le plus souvent très fines et disséminées (*clinozoïsite* surtout), sauf dans certaines ophisphérites (ophisphérites épidotiques) dans lesquelles ces développements peuvent montrer une très grande extension;
— de *pumpellyite*, moins fréquentes, très finement cristallisées, excepté dans certaines ophisphérites gabbroïques;
— de *prehnite*, très occasionnelles, associées à celles de pumpellyite, et observables seulement dans quelques ophisphérites gabbroïques;
— de *calcite* (avec séricite, chlorite, épidote, pumpellyite) sans doute accidentelles, puisqu'observées dans une seule ophisphérite diabasique;
— d'*actinote-trémolite* enfin, pouvant apparaître occasionnellement en rares et minuscules cristaux aciculaires.

L'étude de nombreuses ophisphérites nous a conduit à envisager une relation très nette entre la composition du plagioclase et l'état de transformation de la roche. En effet, dans les diabases et gabbros les plus frais, les analyses du feldspath révèlent, le plus souvent, une teneur en anorthite comprise entre 40 et 30% environ, teneur qui s'abaisse suivant l'importance des développements métamorphiques. Ainsi, lorsque la hornblende (ou le pyroxène) est largement remplacée par une actinote-trémolite, ce pourcentage oscille entre 30 et 10%; dans les cas (rares) où les développements de pumpellyite, parfois associée à de la prehnite, sont importants, la teneur en anorthite est encore moins élevée puisque comprise entre 10 et 0%; enfin, dans la diabase essentiellement chloritique qui apparaît au *point 1* du Bartoli, le plagioclase correspond à une albite.

Toutefois, comme nous l'avons déjà dit en décrivant les diabases massives en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites, ces changements de composition liés à l'intensité des transformations métamorphiques ne doivent pas exclure l'existence de certaines variations primaires de composition; d'autre part, comme l'ont confirmé quelques mesures à la microsonde électronique, dans chaque type de roche, et surtout dans les variétés les plus fraîches, les cristaux de plagioclase montrent de sensibles différences de composition attribuables uniquement à des recristallisations secondaires albitiques (ces dernières apparaissent plus limpides et généralement exempte de développements chloriteux et séricitiques). Les ségrégations albitiques, dont nous faisons dériver certaines des rares ophisphérites feldspathiques observées, correspondent sans doute à de telles recristallisations, mais alors beaucoup plus importantes.

Amphiboles :

Le composant mélanocrate de loin le plus fréquent, et souvent très abondant, des roches observées en inclusions dans les serpentinites est une hornblende brune en tous points comparable à celle observée et décrite, soit dans les gabbros, soit dans les diabases massives en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites; il s'agit, comme nous l'avons vu, d'une *kaersutite*.

S'il n'est pas rare que cette hornblende soit demeurée quasiment fraîche dans certaines inclusions, il est toutefois plus fréquent qu'elle se présente partiellement ou totalement remplacée, soit par de la chlorite, soit par une amphibole secondaire, une actinote-trémolite, associée à de la chlorite; relevons que le remplacement par la chlorite seule s'accompagne d'une libération plus ou moins importante de granules de minéraux titanifères, certaines plages pouvant même, de ce fait, apparaître presque opaques. Ce phénomène est particulièrement visible dans les zones chloritisées des ophisphérites, enclaves qui dérivent, dans leur grande majorité, de roches à hornblende brune.

Beaucoup plus rarement, dans quelques inclusions, on observe une *hornblende brun-vert*, affectée par les mêmes altérations que la kaersutite, mais presque toujours largement remplacée par l'actinote-trémolite. Bien que l'on puisse également invoquer une différence de composition originelle pour expliquer l'existence de cette variété, il semble plutôt qu'il s'agit d'un terme intermédiaire entre hornblende brune et actinote-trémolite, comme certains passages le montrent parfois.

L'*actinote-trémolite* ne résulte pas uniquement de la transformation de la hornblende, mais aussi de celle du pyroxène qui, le plus souvent, apparaît associé, en proportions variables, à la hornblende brune, ou parfois comme élément mélanocrate unique ou largement prédominant de certaines roches en inclusions dans les serpentinites (gabbros surtout, quelques diabases). Indépendamment de son habitus aciculaire, l'amphibole secondaire se distingue aisément de la hornblende par ses propriétés optiques; en LN, elle apparaît le plus souvent incolore (trémolite) ou, par places seulement, plus ou moins pléochroïque dans les teintes vert bleuté (actinote). En fait, les diagrammes obtenus par diffraction des R.X. correspondent, généralement, à des termes intermédiaires entre ces deux variétés, raison pour laquelle nous parlons toujours d'actinote-trémolite.

F. JAFFÉ (1955, p. 114, b) a déjà relevé la présence, assez fréquente dans les diabases à amphibole, de petites concentrations de minéraux mélanocrates (à l'origine, formées surtout par de la hornblende brune, en agrégats de petites plages, ou en un cristal unique, mais d'assez grande taille) dont la structure actuelle, liée à des phénomènes d'altération, rappelle souvent celle des enveloppes kélyphitiques. Il est intéressant de noter que l'on retrouve dans ces zones mélanocrates, à une moindre échelle, un phénomène semblable à celui que nous verrons caractériser certaines ophisphérites (ophisphérites « inverses ») dans lesquelles le minéral ferro-magnésien est davantage transformé au centre qu'au bord de l'inclusion. En effet, si parfois dans de telles zones, la hornblende est demeurée pour ainsi dire fraîche dans toute la concentration, on observe le plus souvent les deux types d'altération suivants: 1. La partie centrale, totalement chloritisée, est entourée par une « ceinture » d'actinote-trémolite, la hornblende n'apparaissant que dans la zone externe où elle passe déjà à une

actinote-trémolite. 2. L'actinote-trémolite a totalement envahi le centre de l'accumulation dont seul le pourtour est souligné par une frange de hornblende brun-vert. Indépendamment de ces deux possibilités, un « cœur » pyroxénique peut avoir existé au centre de telles concentrations, comme l'attestent quelques reliques ayant échappé aux transformations mentionnées ci-dessus.

Pyroxène :

Nettement moins bien représenté que la hornblende, ce minéral apparaît tel que décrit, soit dans la partie consacrée aux diabases massives en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites, soit dans celle consacrée aux gabbros. Il s'agit en effet d'une *augite*, plus ou moins titanifère, comme l'indique son pléochroïsme fréquent dans les teintes pâles rose-saumon à mauve, son petit angle 2V et sa dispersion parfois importante; plus largement cristallisée dans les diabases hypidiomorphes grenues ou les gabbros, elle peut alors montrer l'habitus du *diallage*. Rappelons l'association étroite, reflet d'une évolution magmatique, souvent observée entre augite et hornblende: « cœurs » pyroxéniques dans certaines plages d'amphibole lorsque celle-ci est prédominante, ou au contraire, inclusions, marges amphiboliques de certains cristaux de pyroxène.

D'une manière générale, avant la *phase de chloritisation principale* (phase définie plus loin, lors de la description de la chlorite), l'augite semble avoir été déjà passablement « rongée » par la chlorite; elle a aussi été remplacée, d'une façon partielle ou totale, par de l'actinote-trémolite associée à de la chlorite. Sa chloritisation complète ultérieure, souvent réalisée dans les ophisphérites, peut s'accompagner d'une libération plus ou moins intense de granules de minéraux titanifères; toutefois, dans l'ensemble, une telle « exsudation » n'est pas aussi importante que celle consécutive à la chloritisation de la hornblende. Enfin, relevons que dans les ophisphérites affectées par d'intenses recristallisations épidotiques, en plus des transformations mentionnées ci-dessus, le pyroxène, tout comme la hornblende d'ailleurs, peut être partiellement envahi par l'épidote.

Biotite :

Tout à fait accessoire, la biotite n'apparaît nullement de manière constante dans les diverses roches en inclusions dans les serpentinites. Le plus souvent, elle se présente en rares et petites lamelles. fréquemment associées à la hornblende surtout, mais aussi isolées. Dans les roches feldspathiques constituant de rares ophisphérites, ce mica peut être mieux représenté; ainsi, dans les variétés albitiques attribuées à des ségrégations plus tardives, il peut arriver que la biotite, toujours rare, soit l'unique élément mélanocrate; dans les enclaves feldspathiques non albitiques, le mica, parfois en lamelles plus importantes, peut même parfois apparaître très nettement concentré.

Il s'agit d'une biotite brune dont les teintes de pléochroïsme sont très voisines de celles de la hornblende. Son degré d'altération est variable: souvent presque fraîche ou légèrement pâlie par une faible altération, ou encore plus ou moins chloritisée; la chloritisation peut s'accompagner d'une libération de minéraux titanifères finement divisés.

Dans l'enveloppe externe des ophisphérites, alors que plagioclase, hornblende ou pyroxène sont partiellement ou totalement remplacés par de la chlorite, la biotite demeure, le plus souvent, telle qu'au centre de l'inclusion.

Chlorite :

C'est là un des constituants importants des inclusions dans les serpentinites, les phénomènes de chloritisation étant l'une des caractéristiques principales d'un bon nombre de ces enclaves.

Il faut distinguer *deux phases de chloritisation. Au cours de la première*, apparaissent les développements chloriteux, généralement fins, plus ou moins abondants, observés dans le plagioclase surtout (et souvent associés à ceux de séricite), mais affectant aussi la hornblende et l'augite, associés ou non à de l'actinote-trémolite.

Durant la seconde phase, plus tardive, se développe la chloritisation intense qui affecte très souvent les inclusions dans les serpentinites et dont le résultat le plus spectaculaire a été la formation des ophisphérites; c'est aussi lors de cette même phase que certaines diabases en contact avec l'ultrabasite (à la Mouille-Ronde) ont été chloritisées. Très semblables, les propriétés optiques des chlorites de ces deux générations sont les suivantes:

En LN, incolores ou d'un vert extrêmement pâle avec un pléochroïsme quasi indistinct; toutefois, il peut arriver qu'une chlorite de la première génération montre, très localement, un pléochroïsme nettement plus accentué (incolore à vert émeraude). En LP, ces chlorites sont le plus souvent isotropes ou presque isotropes et montrent, assez fréquemment, des teintes de dispersion dans les bleus très sombres, plus rarement dans les bruns verdâtres. Infiniment plus rare, et sans doute formée au cours de la première génération, mentionnons encore une variété, soit disposée en agrégats de petites fibres, soit en lamelles plus importantes, montrant une biréfringence plus élevée (elle polarise dans les gris clair du premier ordre) et, tout à fait occasionnellement, un très faible pléochroïsme (incolore à vert rosé); il s'agit sans doute d'un clinochlore.

Les quelques analyses au moyen de la microsonde électronique destinées à illustrer le phénomène de la chloritisation dans les ophisphérites (J. BERTRAND, 1968), ont également permis de révéler certaines différences de composition chimique entre les chlorites formées au cours de l'une ou de l'autre des deux phases définies précédemment, ce qui tend bien à confirmer l'existence de deux stades de formation bien distincts. En effet, la chlorite liée à la phase principale de chloritisation (caractéristique des zones chloritisées des ophisphérites) est avant tout magnésienne, Fe et Al apparaissant, dans l'ordre, en quantités très nettement inférieures; par contre, les développements chloriteux attribués à la première phase, bien que toujours caractérisés par une teneur élevée en Mg, renferment davantage d'Al, la proportion de cet élément étant alors plus importante que celle du Fe, nettement moins abondant que dans l'autre variété de chlorite.

Séricite :

Ce minéral s'observe de manière presque constante, dans les cristaux de plagioclase, en très fins développements, en général nettement moins abondants que ceux de chlorite; toutefois, dans certains cas, il arrive que la séricite remplace très largement le feldspath.

Peut-être en rapport avec une éventuelle zonation primitive du plagioclase, nous avons déjà relevé le mode de distribution de ces fines recristallisations qui, comme celle de chlorite, montrent une fréquente tendance à se concentrer dans la partie centrale des microlites ou des phénocristaux, ces derniers étant par ailleurs davantage affectés par la séricitisation.

Dans les ophisphérites, la chloritisation totale du plagioclase s'accompagne toujours de celle de la séricite, bien que cette dernière puisse disparaître avec un très léger retard par rapport au feldspath.

Epidote :

Ce minéral s'observe:

1) Tout à fait *occasionnellement* et *très finement divisé* dans les cristaux de plagioclase; parfois, *plus largement cristallisé*, en veinules ou en « nids » disséminés dans la roche. Le plus souvent, il s'agit d'une *clinozoïsite*, parfois associée à de l'*épidote-pistacite*, surtout dans les veinules ou cristallisations plus importantes.

2) *Surtout dans certaines ophisphérites* dans lesquelles l'épidote peut apparaître, de relativement peu abondante à très abondante, puisqu'elle va jusqu'à envahir non seulement le plagioclase mais aussi, parfois, la presque totalité de la roche. Dans ces ophisphérites épidotiques, l'épidote se présente le plus souvent en fines cristallisations, mais il peut arriver, surtout lorsqu'il s'agit d'ophisphérites dérivant de gabbros, qu'elle apparaisse assez largement cristallisée. On est presque toujours en présence d'une *clinozoïsite*; cependant, quelques cas très exceptionnels montrent, soit une variété plus riche en *épidote-pistacite*, soit de la *zoïsite* associée à un peu de clinozoïsite (détermination vérifiée par analyse roentgenographique).

Relevons encore que l'analyse de la clinozoïsite au moyen de la microsonde électronique (J. BERTRAND, 1968) a permis de préciser qu'il ne s'agit pas d'une variété essentiellement alumineuse, mais bien d'un terme intermédiaire renfermant déjà une certaine proportion d'épidote-pistacite, propriété nullement évidente au seul examen du minéral en lame mince.

Dans l'enveloppe externe des ophisphérites, la chloritisation de tous les développements épidotiques est complète; d'autre part, l'existence antérieure de l'épidote dans une telle zone ne fait aucun doute, les contours des anciens cristaux étant encore souvent bien reconnaissables.

Pumpellyite :

Dans les ophisphérites diabasiques, ce minéral n'apparaît que très occasionnellement. En général très peu abondant, quelques cas mis à part, il forme de très fines recristallisations dans le plagioclase et seules les analyses roentgenographiques confirment sa détermination. Par contre, la pumpellyite se rencontre plus fréquemment, et parfois plus largement cristallisée, dans les ophisphérites gabbroïques; sa détermination est alors possible par les méthodes optiques classiques.

Ces développements de pumpellyite sont toujours associés à ceux de chlorite ou de séricite et, assez souvent, à de fines et très rares cristallisations d'épidote (clinozoïsite surtout). Quelques associations sont plus exceptionnelles. Ainsi, dans une ophisphérite diabasique, le plagioclase, non seulement affecté par les remplacements mentionnés ci-dessus, est largement envahi par de la calcite; enfin, dans certaines ophisphérites gabbroïques, de la prehnite peut accompagner la pumpellyite. Les propriétés optiques de cette dernière sont les suivantes: en LN, incolore à très légèrement verdâtre; en LP, biréfringence peu élevée (polarise au maximum dans les jaunes très pâles), très faible dispersion et petit angle 2V. Ce sont les caractères d'une variété pauvre en Fe. De telles propriétés peuvent rendre difficile la distinction (dans le cas des très fines cristallisations) entre pumpellyite et épidote (en particulier, lorsqu'il s'agit de clinozoïsite ou de zoïsite).

Comme pour tous les minéraux qui se sont développés dans le plagioclase, la chloritisation totale de ce dernier entraîne celle de la pumpellyite.

Prehnite :

Tout à fait exceptionnel, ce minéral n'a été mis en évidence que dans quelques ophisphérites gabbroïques. Développé dans le plagioclase, en association avec la pumpellyite, il apparaît le plus souvent très finement cristallisé et seuls les R.X. le révèlent, ou permettent de confirmer sa présence. Il serait toutefois imprudent d'exclure à priori l'existence de prehnite dans certaines ophisphérites diabasiques que l'on sait pouvoir contenir de la pumpellyite; en effet, dans de tels cas, la plus grande finesse de grain de ces roches, combinée à la rareté de la prehnite, peuvent très bien conduire à l'impossibilité de mettre cette dernière en évidence tant par l'observation sous le microscope, que par l'analyse roentgenographique.

Lorsque le plagioclase est totalement chloritisé, la prehnite l'est aussi.

Calcite :

Tout à fait accessoire, ce minéral a été observé:

1) en minuscules et très occasionnels développements, dans le plagioclase surtout, ainsi qu'en remplissages de fissures et alors très nettement secondaire;
2) comme nous l'avons déjà mentionné lors de la description pétrographique des serpentinites, très largement développé dans quelques zones faisant actuellement partie intégrante des serpentinites écrasées et bariolées mais que nous présumons correspondre à d'anciennes enclaves gabbroïques;
3) dans une ophisphérite dérivant d'une diabase porphyrique à hornblende brune où il apparaît, assez abondant, en développements diffus dans le plagioclase, associé à de la séricite surtout mais aussi à de la chlorite, ainsi qu'à de la pumpellyite et à de l'épidote, ces deux dernières plus rares; dans l'enveloppe externe de l'inclusion, la chloritisation complète du plagioclase entraîne celle du carbonate et des minéraux qui l'accompagnent.

Apatite :

Très accessoire, le plus souvent même accidentel, ce minéral est toutefois présent de manière quasi constante. Il se présente en minuscules cristaux disséminés, idiomorphes ou non, bien que, surtout dans certains gabbros ou diabases hypidiomorphes, il puisse apparaître à la fois plus abondant et plus largement cristallisé.

Remarquons que l'apatite n'est nullement affectée par les phénomènes de chloritisation, puisque, dans l'enveloppe chloritisée des ophisphérites, elle subsiste telle qu'au centre de l'inclusion.

Zircon :

Tout à fait accidentel, ce minéral ne s'observe, en très rares et petits grains, que dans les ophisphérites albitiques représentant, comme nous le supposons, les vestiges de ségrégations leucocrates dans les gabbros et les diabases aux dépens desquels se sont formées la quasi totalité des ophisphérites de la région étudiée.

Minéraux opaques, leucoxène, sphène :

Ces minéraux accessoires sont toujours présents, mais leur distribution est irrégulière. Ils sont particulièrement abondants dans les zones où hornblende, augite et, dans une bien moindre mesure, biotite sont chloritisées; nous avons vu, en effet, que la chloritisation de ces minéraux et avant tout celle de l'amphibole, s'accompagne d'une libération plus ou moins importante de poussières, de granules de minéraux titanifères, certaines plages chloritisées allant même parfois jusqu'à apparaître quasi opaques. Toutefois, une telle « exsudation » n'est pas à l'origine de tous les minéraux opaques et semi-opaques (ilménite surtout, magnétite, leucoxène) et du sphène observés, puisque ces minéraux existent déjà dans les parties exemptes de chloritisation.

D'une manière générale, la transformation de l'ilménite en leucoxène, voire même en sphène bien cristallisé, est importante. Mais en fait, il est très difficile de dire si une telle association a été réalisée, soit précocement lors de phénomènes magmatiques ou tardi-magmatiques, soit durant la phase principale de chloritisation, ou si elle traduit des transformations ultérieures qui pourraient être le reflet de certaines actions métamorphiques. Par ailleurs, il serait inexact de voir en tous les granules ou grains de sphène, dont certains assez gros, le résultat de la transformation d'une ilménite préexistante.

Principalement dans les ophisphérites formées aux dépens de diabases à hornblende brune, hypidiomorphes grenues ou finement intersertales, il n'est pas rare qu'une section à travers de telles inclusions révèle, dans les zones chloritisées, une « sous-zonation » due à une alternance de fines enveloppes plus claires et plus foncées.

Sous le microscope, cette zonation mineure est généralement très peu évidente; elle paraît uniquement liée à la plus ou moins grande abondance des granules titanifères libérés par l'amphibole lors de sa chloritisation, et au mode de distribution de ces derniers, soit répartis de façon homogène, soit encore concentrés à la place des anciens cristaux d'amphibole (les passées claires sont les plus riches en minéraux titanifères). Quelques analyses au moyen de la microsonde électronique ont confirmé que ce sont bien les seuls facteurs responsables de cette zonation mineure. Bien que l'amphibole apparaisse toujours entièrement chloritisée, ces différences semblent devoir être attribuées à de légères oscillations dans l'intensité du phénomène de chloritisation (la distribution homogène des granules indiquant sans doute un degré de transformation plus élevé).

2. LES DIVERS TYPES D'INCLUSIONS

2.1. Vestiges de filons, lames tectoniques

Les rares vestiges de filons recoupant l'ultrabasite ont été observés au Bartoli *(point 2)*, à la Charnia *(point 2)* et au Crêt (immédiatement au-dessus du grand bloc de serpentinite): ils sont toujours de *nature diabasique*. Dans les deux premiers cas, la diabase est incluse dans la serpentinite bariolée; au Crêt, la roche encaissante, totalement écrasée, est dépourvue d'hématite.

D'autre part, au Bartoli, quelques observations nous ont conduit à interpréter la petite masse de diabase formant le *point 1* (ophisphérite cyclopéenne de F. Jaffé) comme une lame primitivement associée à la serpentinite. A ce propos, rappelons que l'on ne peut pas exclure que certaines des zones diabasiques visibles à la Mouille-Ronde ne correspondent pas, elles aussi, à des écailles liées tectoniquement à l'ultrabasite.

Les inclusions mentionnées ici se rattachent à trois variétés pétrographiques différentes.

a. *Diabase intersertale à hornblende brun-vert et pyroxène augitique: vestiges de filons du Bartoli et de la Charnia.*

La roche volcanique, vert foncé, présente une structure fine à très fine, à tendance divergente par places. La trame feldspathique est toujours entièrement chloritisée. Par contre, la chloritisation se manifeste avec une intensité variable sur les minéraux interstitiels: 1) *une hornblende brun-vert*, déjà plus ou moins remplacée par une amphibole actinote-trémolite associée à de la chlorite; 2) *un pyroxène augitique*, inégalement distribué, et qui semble avoir été moins abondant que la hornblende, lui aussi déjà partiellement et irrégulièrement remplacé par de l'actinote-trémolite et de la chlorite; en effet, soit aux marges de ces filons, soit de part et d'autre de fissures, la hornblende surtout, mais le pyroxène également, peuvent être

totalement chloritisés. Les granules opaques et surtout semi-opaques (leucoxène et même sphène), libérés en plus ou moins grande abondance lors de la chloritisation de l'amphibole et du pyroxène, sont les constituants accessoires les plus représentés, l'apatite n'apparaissant qu'en rares et minuscules cristaux disséminés.

Au Bartoli, il ne fait pas de doute que l'on se trouve en présence d'un vestige de filon dont la dislocation a été insuffisante pour aboutir à la formation d'ophisphérites; à la Charnia, l'examen des *points 1* et *2* illustre bien le passage d'un témoin de filon boudiné aux ophisphérites.

b. *Diabase intersertale à pyroxène (à l'origine) :* vestige de filon du Crêt

Il s'agit d'une diabase mouchetée vert foncé-vert clair, montrant une structure intersertale assez grossière et, par places un léger caractère porphyrique, tous deux bien visibles à l'œil nu. La plagioclase (pâte et phénocristaux) est totalement chloritisé; le minéral interstitiel primitif, une *augite*, a été remplacé par de l'actinote-trémolite déterminant de petits agrégats de cristaux aciculaires associés à de la chlorite. Leucoxène et sphène (ce dernier parfois en grains d'assez grande taille) s'observent accessoirement, ainsi que l'apatite en rares et minuscules sections.

Il est possible d'affirmer que cette diabase correspond bien à une variété à pyroxène car, en plusieurs pointements, nous l'avons retrouvée formant, soit de rares petits débris non ophisphéritisés, soit quelques ophisphérites; dans les deux cas, divers stades de transformation permettent en effet d'observer, tantôt le pyroxène, tantôt le plagioclase, non totalement remplacés.

Précisons encore que l'état actuel de l'affleurement n'autorise pas d'être aussi catégorique qu'au Bartoli ou qu'à la Charnia, en admettant qu'il s'agit d'un lambeau de filon recoupant l'ultrabasite.

Ainsi, on notera que dans la région des Gets, les vestiges de filons observés dans les serpentinites ne sont jamais de nature rodingitique, c'est-à-dire affectés par un intense développement de silicates de Ca divers, tels que grenats, vésuvianite ou épidotes pour ne mentionner que certains d'entre eux.

c. *Diabase intersertale albito-chloritique :* au Bartoli, zone diabasique formant le *point 1.*

La majeure partie de cette zone est constituée par une diabase gris-vert pâle, à structure intersertale moyenne à fine à tendance divergente, de caractère porphyrique léger et accidentel; de plus, elle renferme de nombreuses petites amygdales chloriteuses. Comme l'a confirmé une analyse roentgenographique, la trame feldspathique est constituée par une *albite* quasiment pure, montrant de fines inclusions de chlorite, beaucoup plus rarement de séricite ou d'actinote-trémolite. De la *chlorite*, qu'aucune relique ne permet de consisérer ici comme résultant de la transformation d'un minéral préexistant, occupe les interstices de la structure. Les minéraux accessoires sont: le

leucoxène et le sphène, en granules, traînées ou grains, dispersés surtout dans la chlorite; la calcite, soit en développements diffus, soit dans quelques veinules, souvent associée à de l'albite elle aussi nettement secondaire.

Une telle diabase s'apparente beaucoup à celle constituant les vestiges de filons mentionnés au Vuargne.

A l'approche de son contact avec la serpentinite écrasée qui la surmonte, la roche volcanique est chloritisée de façon progressive et semble-t-il irrégulière; sa teinte est alors plus foncée ou, parfois, beige. Sous le microscope, on remarque que seules quelques reliques de plagioclase ont été épargnées par la chloritisation, les autres caractères demeurant inchangés.

Enfin, semblant plus ou moins jalonner le contact avec l'ultrabasite, quelques passées bréchiques, sans doute d'origine tectonique, sont constituées de petits fragments de diabase généralement chloritisée, bien que le plagioclase puisse subsister encore relativement frais, soit dans quelques petits « îlots », soit au centre de certains éléments. Par ailleurs, plusieurs débris présentent des structures très fines, à tendance arborescente manifeste: leur rattachement à des épanchements subaquatiques est donc quasi certain (nous avons fait une observation semblable à la Mouille-Ronde, dans la région du *point 1*); cette particularité, jointe à la nature bréchique du contact, nous a incité à considérer cette masse diabasique comme une écaille tectonique et non pas comme un lambeau disloqué de filon recoupant la serpentinite.

Relevons encore que les zones bréchifiées ont été le siège d'une légère minéralisation en chalcopyrite.

2.2. Fragments, lentilles de natures diverses

Sont groupés ici tous les éléments ne présentant pas les zonations caractéristiques des ophisphérites, mais dont la taille (diamètre compris entre 5 et 20 cm) est le plus souvent comparable à celle de ces dernières. Mise à part la question de leur dimension, ce sont aussi les conditions d'affleurement, ne permettant pas de préciser leur mode de gisement, qui nous ont amené à séparer de celles décrites dans la subdivision précédente les roches mentionnées ici, bien qu'il s'agisse aussi très vraisemblablement, de débris résultant de la dislocation, soit de filons recoupant l'ultrabasite, soit d'écailles tectoniques.

Une première catégorie rassemble tous les fragments, souvent plus ou moins morcelés, correspondant à des ophisphérites débarassées de leur enveloppe chloritisée. Observés en chacun des pointements où apparaissent les ophisphérites, ils semblent toutefois particulièrement fréquents à la Pierre-à-Feu. Chacun des types de roches constituant les ophisphérites est donc susceptible de se présenter sous une telle forme.

Dans une seconde catégorie, nous avons réuni toutes les enclaves qu'aucun indice ne permet de supposer avoir jamais subi toutes les transformations conduisant à la formation des ophisphérites. On y relève les variétés pétrographiques suivantes:

— *Diabase à hornblende brune et augite*, à structure grossièrement hypidiomorphe grenue (terme de passage au gabbro).

— *Diabase à hornblende brune prédominante*, à structure identique au type précédent, mais fortement tectonisée.

— *Diabase porphyrique* (phénocristaux de plagioclase) *à augite et hornblende brun verdâtre.*

— *Diabase augitique* (hornblende accessoire), à structure intersertale.

Rappelons que des variétés analogues ou, tout au moins, apparentées à celles mentionnées ci-dessus s'observent dans les zones diabasiques et gabbroïques « en place » à la Mouille-Ronde (voir les descriptions pétrographiques correspondantes).

— *Diabase à structure sphérolitique et à nombreuses amygdales de chlorite* (origine subaquatique), métamorphisée puisqu'une amphibole actinote-trémolite, associée à un peu de chlorite, en est actuellement le constituant essentiel.

De tels fragments semblent tout à fait accidentels; nous n'en avons trouvé qu'un seul exemplaire, au Ruisseau des Bounaz.

— *Gabbro à hornblende brune intensément transformé* (plagioclase séricitisé et carbonatisé ou totalement chloritisé, hornblende remplacée par de l'actinote-trémolite), associé à la serpentinite écrasée au Ruisseau des Bounaz.

— *Brèche ophiolitique*, comparable à celle décrite à la Mouille-Ronde, mais qui, avant d'être chloritisée, a été plus ou moins envahie par des développements épidotiques (clinozoïsite) semblables à ceux observés dans certaines ophisphérites.

Très rares, de tels débris s'observent à la Mouille-Ronde *(point 11)* et au ruisseau des Bounaz. Au premier de ces pointements, la chloritisation incomplète a permis à l'épidote de subsister encore par places (« éléments zoïsitiques dans une brèche diabasique chloritisée » de F. JAFFÉ, 1955, p. 123); au second, la brèche a été totalement chloritisée.

— *éléments, le plus souvent lenticulaires, constitués avant tout par un feutrage de cristaux aciculaires d'actinote-trémolite*, accompagnés de chlorite et parfois de talc; quelques reliques de pyroxène peuvent s'observer. L'origine exacte de telles lentilles demeure énigmatique. Peut-être, dérivent-elles d'anciens niveaux de pyroxénites primitivement associés à la roche mère des serpentinites.

Enfin, toujours rattachées à cette deuxième catégorie, mais se distinguant des divers éléments mentionnés ci-dessus par leurs dimensions généralement plus grandes, citons encore les inclusions suivantes:

— *Gabbro très riche en hornblende brune*, pour ainsi dire frais (voir la description pétrographique des gabbros). Cette roche forme, au ruisseau des Bounaz,

plusieurs blocs, dont la plupart sont totalement déchaussés; rappelons qu'elle constitue aussi certains éléments dans la brèche ophiolitique de la Mouille-Ronde.

— *Diabase porphyrique à hornblende brune* (comparable à celle formant de nombreuses ophisphérites au Crêt). Cette variété apparaît au ruisseau des Bounaz, le plus souvent à proximité du gabbro mentionné ci-dessus; excepté les quelques blocs plus volumineux qui justifient son attribution à cette subdivision, une telle diabase se présente surtout en petits débris et peut aussi, toujours au même affleurement, constituer quelques rares ophisphérites.

— *Les zones faisant partie intégrante de la serpentinite bariolée*, mais que nous présumons correspondre à d'anciens gabbros associés à l'ultrabasite (voir la description pétrographique des serpentinites). Rappelons que de telles zones s'observent au ruisseau des Bounaz surtout, au Bartoli et à la Charnia.

Quelles origines attribuer à ces diverses inclusions ?

Ecailles tectoniques plus ou moins fragmentées? Filons ou, dans certains cas, différenciations primaires, liés à l'ultrabasite et ultérieurement disloqués?

Si la dernière possibilité paraît la plus improbable et ne semble pouvoir être envisagée que rarement, par contre il ne fait aucun doute qu'aussi bien l'hypothèse de filons disloqués que celle d'écailles tectoniques (parfois certaines: débris de lave en coussins, fragments de brèche ophiolitique) doivent être prises en considération pour expliquer la présence de roches aussi variées dans les serpentinites. Malheureusement, les conditions actuelles d'affleurement ne permettent pas, dans les cas particuliers mentionnés ci-dessus, de trancher en faveur de l'une ou de l'autre de ces deux possibilités.

Reste encore à expliquer pourquoi certaines de ces inclusions apparaissent pour ainsi dire fraîches alors que d'autres ont subi des transformations plus ou moins intenses; pourquoi aussi certaines ont été chloritisées, parfois entièrement, tandis que d'autres ne l'ont pas été.

L'étude des ophisphérites soulève les mêmes problèmes. Nous verrons, pour conclure le chapitre consacré aux inclusions dans les serpentinites, quelles hypothèses peuvent être émises à ce sujet.

2.3. Les ophisphérites

2.3.1. *Introduction*

Des trois catégories distinguées parmi les inclusions dans les serpentinites, celle groupant les ophisphérites présente sans aucun doute, le plus d'intérêt. En effet, tant par leur diversité que par les transformations nombreuses et variées dont elles témoignent, de telles enclaves méritent largement d'être étudiées d'une manière approfondie, ne serait-ce que dans l'espoir d'apporter une contribution à la solution de

certains des nombreux problèmes liés à l'existence d'inclusions dans les serpentinites.

Mais avant toute chose, rappelons quelles sont les particularités essentielles définissant les ophisphérites:

1) *La nature ophiolitique des roches au détriment desquelles elles sont formées* (diabases surtout, gabbros).
2) *Le caractère émoussé de leurs contours*, parfois à un tel point qu'il arrive assez fréquemment que l'on rencontre des formes presque sphériques.
3) *Leur dimension relativement restreinte*, puisque leur diamètre oscille, le plus souvent, entre 5 et 20 cm.
4) *Leurs zonations caractéristiques dues à la disposition concentrique de parties affectées par diverses transformations.* Dans les cas les plus simples, la partie centrale de l'inclusion, ou « noyau », montre une roche, soit relativement fraîche, soit plus ou moins métamorphisée, alors que dans la zone périphérique de l'inclusion, cette même roche apparaît partiellement ou complètement chloritisée.

Connues surtout au Mont-Genèvre et dans le secteur des Gets, les ophisphérites ne sont vraisemblablement pas le reflet de phénomènes particuliers propres aux ophiolites de ces deux seuls domaines; mais, jusqu'à ce jour, leur recherche n'a été que peu entreprise en d'autres régions.

Mentionnons cependant que M. GALLI (1964) signale des ophisphérites (diabasiques et gabbroïques) dans le complexe ophiolitique de l'Apennin ligure; que J. P. BASSAGER (1966) observe de telles inclusions associées à des ultrabasites du sud-ouest de la Turquie. Dans les Alpes, le professeur M. VUAGNAT a effectué des recherches dans les Grisons (zone d'Arosa, Basse-Engadine et Oberhalbstein) qui, dans l'ensemble, se sont révélées négatives; en effet, si en Basse-Engadine et dans l'Oberhalbstein, de rares inclusions ont été remarquées, elles semblent plutôt se rattacher à des rodingites. Relevons toutefois, que lors d'une excursion dans l'Oberhalbstein en compagnie du professeur M. VUAGNAT, Tj. PETERS et V. DIETRICH, nous avons eu la chance de trouver, dans une serpentinite fortement écrasée, par ailleurs très semblable à certaines de la région des Gets, un unique spécimen d'une ophisphérite typique; ainsi, pour cette région tout au moins, l'existence de telles enclaves est démontrée bien qu'elles ne soient ici que tout à fait accidentelles. Enfin, toujours en compagnie du professeur M. VUAGNAT, nous avons pu, récemment, observer à l'île d'Elbe (Punta della Contessa) une zone de serpentinite sur plusieurs points très semblable à certaines zones de la région étudiée dans le présent travail (voir aussi la description pétrographique des serpentinites) et renfermant, de plus, quelques petites inclusions fort comparables à des ophisphérites.

Pour ce qui est de leur mode de gisement, il apparaît que les ophisphérites connues jusqu'à ce jour ne se rencontrent que dans des roches ultrabasiques totalement serpentinisées et, de plus, affectées par d'importantes contraintes tectoniques:

serpentinites fortement écrasées, passant même, par endroits, à une sorte de pâte meuble; serpentinites de type ophicalcites, plus ou moins bréchifiées et envahies par du carbonate, brèche serpentineuse indurée.

Mais revenons au secteur des Gets où les ophisphérites, non seulement fréquentes, sont aussi de types nettement plus diversifiés que dans les autres régions mentionnées ci-dessus.

En premier lieu, il nous paraît utile, pour mieux situer le problème, de rappeler brièvement les principaux résultats et les conclusions de F. JAFFÉ (1955):

Nature pétrographique des ophisphérites

JAFFÉ relève que les ophisphérites sont formées:

a. Le plus souvent, de diabases à hornblende brune présentant des structures variées: intersertale à phénocristaux de plagioclase; hypidiomorphes grenues, souvent rubanées, et comprenant plusieurs variétés suivant la taille et le mode de distribution des minéraux principaux (plagioclase, hornblende); très exceptionnellement trachytique.

Beaucoup plus rarement:

b. d'une diabase intersertale à hornblende verte, très pâle;
c. d'une diabase intersertale à pyroxène;
d. d'une diabase albito-chloritique.

Encore moins fréquemment:

e. de roches presque exclusivement feldspathiques;
f. d'une zoïsitite.

Enfin, JAFFE signale des ophisphérites essentiellement chloritiques et d'autres constituées uniquement par la serpentinite massive typique.

Les divers stades de transformations responsables de la zonation caractérisant les ophisphérites: les phénomènes de chloritisation.

JAFFÉ envisage cinq stades, d'intensité croissante, dont les trois premiers seulement sont réalisés dans la région des Gets:

1) Chloritisation du plagioclase, soit au bord de l'inclusion seulement, soit dans l'inclusion entière.
2) Remplacement partiel de l'amphibole et du pyroxène par un agrégat leucoxénique et ceci dans une zone étroite jalonnant le contact centre-bord de l'ophisphérite.
3) Amphibole et pyroxène sont totalement remplacés par le même agrégat leucoxénique qu'en 2), mais ici cette substitution affecte l'ensemble de la partie externe de l'ophisphérite.
4) Chloritisation totale des pyroxènes dans le bord. Ce stade de transformation plus intense n'est pas réalisé dans le secteur des Gets; par contre, il est de règle au Mont-Genèvre où les ophisphérites à amphibole sont inconnues.
5) Transformation totale d'une roche préexistante en une serpentinite typique.

JAFFÉ pense que ce stade, encore inconnu, est prévisible.

Conclusions de JAFFÉ

De l'étude des ophisphérites et des roches connexes (diabases, brèches diabasiques) ayant subi les effets de la chloritisation, JAFFÉ tire les conclusions principales suivantes:

1) Les ophisphérites se rencontrent toujours là où la serpentinite (le plus souvent très altérée) est le faciès dominant; elles paraissent aussi associées, mais de façon moins évidente, aux ophicalcites (du type apparaissant surtout au torrent du Marderet et au Crêtet). Il est difficile de déterminer sur le terrain la nature exacte de ces enclaves particulières; seule une étude en laboratoire (sections d'échantillons, lames minces) donne de bons résultats.

2) Les ophiphérites sont formées avant tout aux dépens de diabases à caractère spilitique (nature albitique du plagioclase); les rares spécimens dérivant d'une albitite ou d'une zoïsitite ont une origine plus énigmatique; ceux essentiellement chloritiques proviendraient de véritables chloritites dont la présence, dans un complexe ophiolitique, est facilement concevable. Par contre, l'existence des ophisphérites constituées uniquement par de la serpentinite massive est plus difficile à expliquer; à ce sujet, JAFFÉ émet deux hypothèses qui, l'une comme l'autre, ne le satisfont pas pleinement:

a) La brèche diabasique dont la chloritisation a conduit à la formation des ophisphérites (voir ci-dessous en 3) renfermait déjà des fragments de serpentinite avant d'être transformée (mais de tels éléments ne s'observent jamais dans les brèches non chloritisées de la région étudiée !).

b) La chloritisation a agi avec une intensité variable au sein d'une même brèche, allant jusqu'à transformer certains éléments en serpentinite typique (mais un tel processus est difficile à concevoir!)

3) Les ophisphérites, de même que les roches connexes (brèches diabasiques et diabases chloritisées) résultent de transformations diverses partielles liées à l'existence de venues ultrabasiques ayant affecté, soit des brèches ophiolitiques (cas illustré au ruisseau des Bounaz par la brèche diabasique chloritisée que surmonte le grand bloc de brèche diabasique hématitique; la limite entre ces deux zones matérialisant le front de la chloritisation), soit des diabases (cas illustré par l'actuel contact diabase totalement chloritisée-serpentinite visible à la Mouille-Ronde, aux *points 12* et *13* de JAFFÉ, contact marquant le front de la serpentinisation; les enclaves diabasiques observées dans cette ultrabasite étant interprétées comme des vestiges de la roche primitive ayant échappé à une serpentinisation complète).

4) *Mais la conclusion la plus importante à laquelle* JAFFÉ *a été amené par l'étude des ophisphérites et autres roches chloritisées et de leurs rapports avec les serpentinites, est que ces dernières, dans la région des Gets tout au moins, ne sont pas, comme selon l'hypothèse classique, le résultat de l'hydratation d'une péridotite, mais bien*

des roches formées lors d'une phase ultrabasique tardive, postérieure aux gabbros et diabases, phase ayant conduit à une transformation complète (serpentinites) ou partielle (ophisphérites et roches connexes) de ces gabbros et diabases.

Ainsi, ne suivant pas l'ordre proposé par B. LOTTI (1910) puis G. STEINMANN (1927) pour les ophiolites des Apennins, JAFFÉ considère que la phase ultrabasique, dans la région étudiée ici, marque la fin du cycle ophiolitique.

Voyons maintenant quelles sont les données nouvelles obtenues lors du présent travail, données qui permettent soit de confirmer, soit de compléter, soit encore de ne pas suivre les résultats et conclusions de F. JAFFÉ.

2.3.2. *Modes de gisement des ophisphérites*

Rappelons que de telles inclusions apparaissent le plus souvent associées à une serpentinite totalement écrasée, par places très altérée (le Crêt, la Mouille-Ronde, la Pierre-à-Feu); elles se rencontrent aussi dans la variété largement transformée, souvent envahie par de l'hématite et du carbonate, et décrite comme serpentinite bariolée (le ruisseau des Bounaz, la Charnia, le Bartoli); enfin, plus rarement, les ophisphérites peuvent être observées dans la serpentinite encore massive, quoique toujours fortement tectonisée (le ruisseau des Bounaz, la Mouille-Ronde).

Comme nous avons vu que la serpentinite bariolée correspondait en fait à un type d'ophicalcite (voir description pétrographique des serpentinites), les ophisphérites peuvent donc être associées à de telles roches (cas également réalisé pour les ophisphérites gabbroïques que nous avons observées dans l'Apennin ligure). Mais en aucune façon (contrairement à F. JAFFÉ, 1955, p. 112), les ophisphérites ne se rencontrent dans les ophicalcites apparaissant surtout dans le torrent du Marderet et dans la zone le Crêtet-les Ramus. Il s'agit là de roches dont l'origine est toute différente (voir la description pétrographique concernant les formations diabasiques particulières) et dans lesquelles la chloritisation ayant affecté les éléments diabasiques que l'on y trouve est totalement indépendante de celle ayant conduit à la formation des ophisphérites; en effet, ces fragments consistent toujours en d'anciennes diabases albito-chloritiques qui, d'après les reliques de structures observées, proviennent d'épanchements subaquatiques et l'on sait qu'en chacun des affleurements où elles apparaissent de telles diabases peuvent être localement plus ou moins chloritisées, sans pour autant montrer une quelconque liaison avec la serpentinite. Il est fort probable que cette chloritisation soit liée aux processus de formation des roches spilitiques.

2.3.3. *Classification des ophisphérites*

Il est assez malcommode d'établir une telle classification.

Une subdivision tenant compte de la répartition des diverses variétés présentes en chaque affleurement n'a pas une grande signification, car bien qu'en certains

pointements une espèce puisse être particulièrement représentée (par exemple, au Crêt, les ophisphérites formées aux dépens de la diabase à hornblende brune et phénocristaux de plagioclase, à la Charnia, celles de nature gabbroïque), en fait tous les types rencontrés sont plus ou moins susceptibles d'apparaître, dans la région des Gets, en l'un ou l'autre des points ou affleure la serpentinite.

De même, une classification basée uniquement sur les caractères actuels des ophisphérites ne peut pas être envisagée. En effet, les types pétrographiques et structuraux déjà relativement nombreux constituant ces enclaves ont été affectés par diverses modifications minéralogiques ultérieures qui font que l'on se trouve en présence d'un nombre très important de variétés qu'il serait extrêmement fastidieux de décrire séparément d'autant plus qu'un bon nombre d'entre elles sont très voisines les unes des autres.

Nous avons procédé de la manière suivante:

D'après la nature originelle des roches formant les ophisphérites, il est possible de répartir ces inclusions en diverses catégories. *Ainsi, on distinguera les ophisphérites dérivant de :*

— Diabases à hornblende brune (et parfois, pyroxène accessoire) à structures hypidiomorphes grenues, souvent plus ou moins orientées.

— Diabases à hornblende brune, à phénocristaux de plagioclase dans une pâte intersertale à hypidiomorphe grenue.

— Diabases intersertales fines à hornblende brune.

— Diabases intersertales à hornblende brun-vert.

— Diabases intersertales à pyroxène.

— Diabases hypidiomorphes grenues à pyroxène (et parfois, hornblende brune associée).

— Diabases intersertales à pyroxène et hornblende brune.

— Gabbros.

— Roches feldspathiques.

Il est très difficile d'avoir une idée précise de la répartition des ophisphérites dans ces subdivisions; toutefois, bien que très approximative, une expression numérique de cette distribution nous semble utile, ne serait-ce qu'à des fins de comparaison avec d'autres régions où de telles enclaves seraient découvertes.

Trois des catégories mentionnées groupent la grande majorité des ophisphérites étudiées: la première avec 40%, la seconde avec 15% et la troisième avec 20%. Viennent ensuite les subdivisions V., avec 10% et VII. avec 5%; enfin les classes VI. et VIII., avec chacune moins de 5% des spécimens observés, et celles IV. et IX., l'une et l'autre avec 1 à 2%, complètent cet inventaire.

Il sera ensuite possible de distinguer, à l'intérieur de ces subdivisions principales, tous les types d'ophisphérites rencontrés, en tenant compte des diverses transformations ultérieures susceptibles d'avoir affecté chacune des variétés pétrographiques citées plus haut.

Il convient alors de définir la nature de ces transformations ultérieures. L'examen de nombreuses lames minces nous a conduit à admettre que les actions métamorphiques dont témoignent ces inclusions particulières pouvaient être attribuées à *deux stades principaux*. L'un voit le développement de transformations variées. L'autre, plus tardif, correspond à la phase de chloritisation, principale responsable de l'apparition des zones concentriques propres aux ophisphérites; la postériorité de cette phase est prouvée par le fait que dans les parties ainsi chloritisées, les minéraux formés durant le premier stade (et dont la présence antérieure est souvent attestée par des reliques de structures) sont totalement remplacés par la chlorite.

Ainsi, les transformations suivantes (premier stade) précèdent la phase de chloritisation :

1) *pouvant affecter le plagioclase*

— Séricitisation, parfois intense.

— Développements d'épidote (clinozoïsite, zoïsite très rare) souvent importants et alors susceptibles de s'étendre aux minéraux ferro-magnésiens.

— Cristallisations de pumpellyite, plus rares que celles d'épidote et en général beaucoup moins développées, auxquelles s'associent, occasionnellement, de la prehnite.

— Calcitisation, tout à fait accidentelle.

Relevons encore que ces divers minéraux sont accompagnés par de fins développements chloriteux, sans doute formés durant ce premier stade, comme tend à le confirmer l'existence d'une certaine différence de composition par rapport à celle de la chlorite cristallisée lors de la phase de chloritisation proprement dite (voir sous descriptions minéralogiques des inclusions dans les serpentinites et partie consacrée à la pétrochimie des ophisphérites).

2) *pouvant affecter les minéraux ferro-magnésiens*

— Remplacement plus ou moins important du pyroxène et de la hornblende par une amphibole actinote-trémolite associée à de la chlorite.

Le plagioclase, dans la majorité des cas relativement basique à l'origine, ne demeure pas toujours insensible à ces modifications diverses. En particulier lorsque la pumpellyite (parfois en association avec de la prehnite) est bien développée, le feldspath qui subsiste correspond à de l'albite. On remarque aussi, dans plusieurs

ophisphérites montrant la hornblende brune totalement remplacée par l'actinote-trémolite, que le plagioclase, parfois intensément sériciti sé, montre une teneur en anorthite voisine de 10%, qui résulte sans doute d'un abaissement de sa basicité primitive; enfin, dans certains autres spécimens montrant le plagioclase passablement affecté par de fins développements de séricite et pumpellyite, minéraux ausquels

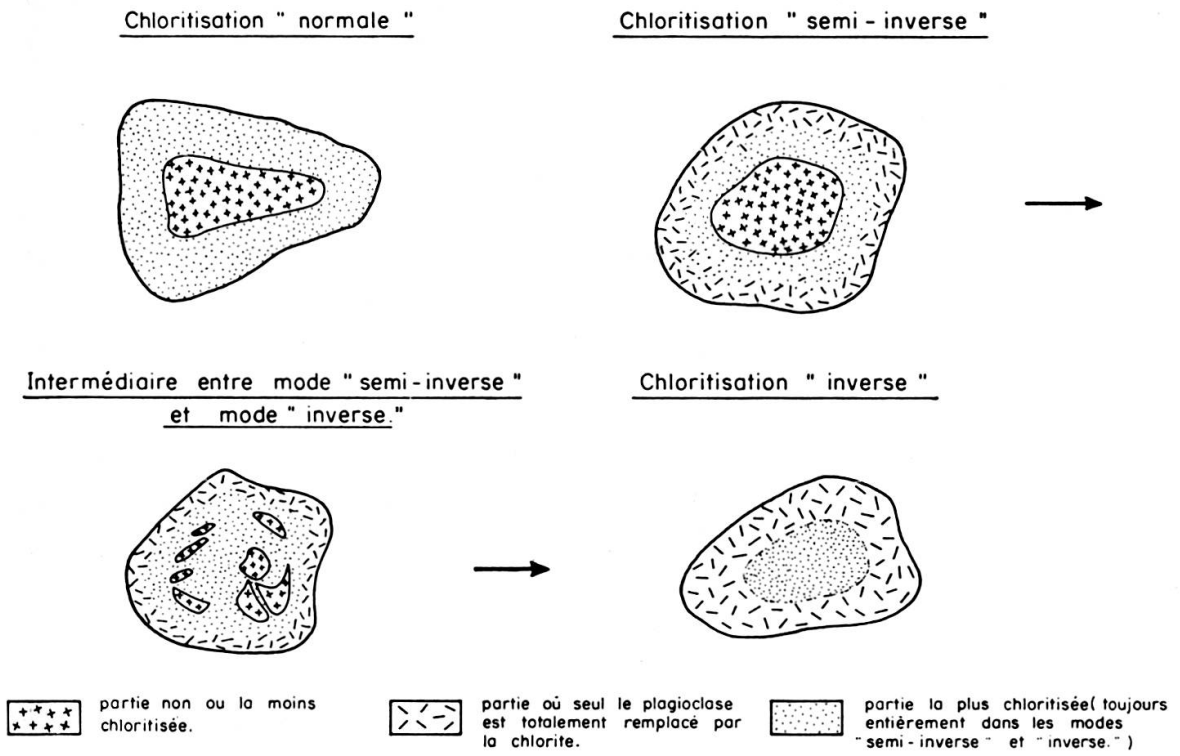


FIG. 32. — REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DES TROIS PRINCIPAUX MODES DE CHLORITISATION DES OPHISPHÉRITES.

s'associent très accidentellement de la calcite, ce pourcentage varie entre 5 et 15%. Remarquons encore, qu'en présence de l'épidote, il n'a jamais été possible de déterminer la composition du plagioclase, celui-ci étant toujours entièrement chloritisé.

Ainsi que nous l'avons dit, c'est avant tout au cours de *la phase de chloritisation (deuxième stade)* que se développe la zonation concentrique caractérisant les ophisphérites. Généralement, la chloritisation décroît en passant de la zone la plus externe (souvent totalement chloritisée) à la partie centrale de l'inclusion qui peut ne pas être affectée par la chloritisation. Ce n'est toutefois pas là une règle absolue car bien des spécimens étudiés montrent une disposition partiellement ou même franchement inverse. Ainsi, il peut arriver qu'une zone intermédiaire soit davantage chloritisée que la partie externe, le centre de l'enclave («noyau») demeurant toutefois peu ou pas affecté par la chloritisation. Enfin, par évolution du cas précédent, ce « noyau » encore frais peut être aussi entièrement chloritisé pour donner alors ce que nous avons appelé une véritable ophisphérite « *inverse* ». Relevons cependant que dans

l'enveloppe externe de ces deux derniers types, seuls les minéraux ferro-magnésiens (hornblende brune, surtout) ont été épargnés par la chloritisation, le plagioclase apparaissant, quant à lui, toujours chloritisé, alors qu'il subsiste encore frais dans les « noyaux » définis ci-dessus, lorsqu'ils existent. La figure 32 et les planches photographiques Ia et Ib illustrent ces divers modes de chloritisation.

Si maintenant, pour chaque subdivision établie selon la nature originelle de la roche formant les ophisphérites, on indique quelles ont été les transformations précédant la chloritisation, puis de quelle façon cette dernière s'est manifestée, on aura donné une description complète de toutes les ophisphérites récoltées dans la région des Gets. Toutefois une telle manière de procéder a le désavantage de conduire à une trop longue énumération; de plus, elle oblige de mentionner plusieurs fois certains modes de transformations qui se retrouvent, souvent identiques ou presque, dans plus d'une des variétés pétrographiques constituant les ophisphérites, ce qui nuit à la clarté de l'exposé. C'est pourquoi il est préférable de grouper, sous forme de tableaux, les caractéristiques essentielles de ces inclusions.

Dans un premier tableau (tableau I), *qui résume en fait toutes les propriétés des ophisphérites, nous avons indiqué par quelles transformations métamorphiques chacune des variétés pétrographiques rencontrées sous un tel mode de gisement a pu être affectée ;* sont encore mentionnées:

— *la fréquence selon laquelle chaque type ainsi défini a été observé ;*

— *et surtout, de quelle manière la chloritisation s'est développée dans l'inclusion ;* les caractéristiques de chacun des types relevés étant définies dans un second tableau *(tableau II)*, consacré uniquement à l'énumération des divers modes de chloritisation.

Relevons que ces tableaux sont valables surtout pour les diverses ophisphérites diabasiques. Etant donné leurs caractères particuliers, les ophisphérites gabbroïques et feldspathiques font encore l'objet d'une description séparée.

Mais auparavant, restent à définir pour les ophisphérites diabasiques :

1) les particularités structurales et de composition de chaque variété pétrographique originelle;

2) les caractères macroscopiques des divers types rencontrés.

2.3.3.1. LES OPHISPHÉRITES DIABASIQUES

2.3.3.1.1. *Particularités structurales et de composition des diabases formant les ophisphérites*

a. DIABASES A HORNBLENDE BRUNE (ET PARFOIS PYROXÈNE ACCESSOIRE) A STRUCTURES HYPIDIOMORPHES GRENUES SOUVENT PLUS OU MOINS ORIENTÉES

Relativement fines à grossières, ces diabases sont définies par les caractères suivants:

A. *Structuraux*

1) Une disposition préférentielle, selon certains lits, des cristaux d'amphibole, pouvant parfois conduire à une véritable structure rubanée, est à l'origine de la texture orientée fréquemment observée.

2) La taille des cristaux, surtout d'amphibole, permet la distinction de diverses variétés.

   a) Souvent, des plages plus ou moins développées d'amphibole (dont font partie les concentrations amphiboliques mentionnées dans les descriptions minéralogiques des inclusions dans les serpentinites) sont réparties dans une pâte plus fine, de même composition, donnant parfois à la roche un véritable caractère porphyrique; la pâte est généralement grenue, bien qu'elle puisse montrer une tendance au caractère intersertal ou, par places, trachytique. On peut considérer l'unique fragment de véritable lave trouvé par F. JAFFÉ au *point 8* de la Mouille-Ronde (voir, dans la description de cet affleurement, sous brèche ophiolitique) comme le terme extrême de ces variétés à tendance porphyrique.

   b) Les variétés dans lesquelles les minéraux sont équidimensionnels n'en existent pas moins; les types les plus grossiers marquent alors le passage aux gabbros et représentent l'autre extrême de cette évolution structurale.

B. *De composition*

1) La proportion plagioclase-hornblende brune est variable. Mais le plus souvent, l'amphibole est plus abondante; parfois, on peut même rencontrer de véritables ségrégations amphiboliques.

2) Peu fréquents dans l'ensemble, les vestiges de pyroxène s'observent rarement en plages isolées, mais surtout en association étroite avec l'amphibole (par exemple, « cœurs » pyroxéniques dans certains agrégats amphiboliques).

b. DIABASE A HORNBLENDE BRUNE, A PHÉNOCRISTAUX DE PLAGIOCLASE DANS UNE PATE INTERSERTALE A HYPIDIOMORPHE GRENUE

Ces diabases, observées surtout au Crêt, ainsi qu'au ruisseau des Bounaz, se distinguent avant tout par leurs caractères structuraux de celles appartenant à la catégorie précédente.

La pâte, plus ou moins fine, est soit franchement intersertale, soit intersertale à tendance trachytique ou hypidiomorphe grenue, soit encore hypidiomorphe grenue, parfois orientée ou à tendance intersertale.

Les phénocristaux de plagioclase, toujours idiomorphes, souvent quelque peu rongés, montrent des habitus variés (grands, petits, allongés, trapus). De même, leur mode de distribution n'est pas constant: tantôt abondants, tantôt fort rares; tous de taille voisine ou, au contraire, petits et grands associés. Ainsi, le caractère porphyrique de telles diabases, parfois très accusé, peut être aussi quasiment indiscernable à l'œil nu.

Une des ophisphérites décrite en détail par F. JAFFÉ (1955, p. 113-116) se place dans cette catégorie.

c. DIABASES INTERSERTALES FINES A HORNBLENDE BRUNE

Non seulement plus fines, et presque toujours franchement intersertales, ces diabases se distinguent surtout de celles appartenant à la catégorie précédente par l'absence de caractère porphyrique. Seuls, quelques spécimens peuvent montrer, soit une structure intersertale un peu plus grossière, avec parfois une légère tendance au caractère hypidiomorphe grenu, soit d'occasionnels et minuscules phénocristaux décelables uniquement sous le microscope.

d. DIABASES INTERSERTALES A HORNBLENDE BRUN-VERT

Les ophisphérites formées par de telles diabases ne se rencontrent que tout à fait accidentellement; nous en avons récolté quelques spécimens, surtout au Crêt. De par la nature de la hornblende, cette diabase s'apparente étroitement à celle qui forme les vestiges de filons dans la serpentinite décrits au Bartoli et à la Charnia. On note cependant quelques différences: dans le « noyau » de telles ophisphérites, 1) *le plagioclase apparaît encore assez frais*, 2) *on n'observe pas de pyroxène ;* vu l'intense développement d'actinote-trémolite, il serait toutefois imprudent d'exclure à priori sa présence originelle et d'autre part, dans les vestiges de filons mentionnés plus haut, nous avions relevé la distribution irrégulière de ce minéral.

Finement intersertale, cette diabase peut montrer, localement, une tendance au caractère divergent ou trachytique.

e. DIABASES INTERSERTALES A PYROXÈNE

Ces diabases se rencontrent bien plus rarement que celles à hornblende brune. Leurs structures vont d'intersertales fines à moyennes (parfois divergentes) à grossières, celles-ci montrant parfois un léger caractère porphyrique (phénocristaux

allongés, présentant des contours déchiquetés contrairement à ceux, idiomorphes et plutôt trapus, des variétés porphyriques à hornblende brune); enfin, certaines variétés franchement intersertales peuvent montrer un passage à une structure hypidiomorphe grenue relativement grossière.

Relevons que la hornblende, en quantité presque négligeable, s'observe occasionnellement associée au pyroxène.

f. DIABASES HYPIDIOMORPHES GRENUES A PYROXÈNE (ET PARFOIS, HORNBLENDE BRUNE ASSOCIÉE)

De telles diabases, qui ne constituent que de très rares ophisphérites, ne présentent aucun caractère particulier méritant d'être relevé.

g. DIABASES INTERSERTALES A PYROXÈNE ET HORNBLENDE BRUNE

Le plus souvent très fines, les diabases de ce type peuvent néanmoins présenter une structure intersertale moyenne ou montrer un certain caractère porphyrique (phénocristaux de plagioclase généralement fins et allongés).

L'observation, dans plusieurs des variétés de diabases mentionnées ci-dessus, d'une tendance à la structure trachytique et même, très occasionnellement, d'une véritable structure trachytique (déjà relevée par F. JAFFÉ, 1955, p. 115 et 116) appelle un commentaire. En effet, rappelons qu'une telle particularité structurale caractérise le « chilled-edge » observé dans le petit filon diabasique (diabase à hornblende brune semblable à celles décrites ici) recoupant un des blocs de gabbro visible à l'affleurement du ruisseau des Bounaz. Il est donc permis d'envisager que les diabases, en inclusions dans les serpentinites, montrant une tendance plus ou moins nette à la structure trachytique représentent des débris provenant de bords de filons disloqués.

2.3.3.1.2. *Caractères macroscopiques des divers types d'ophisphérites diabasiques*

Rappelons tout d'abord qu'il est toujours nécessaire de casser de telles inclusions pour être certain d'avoir affaire à une ophisphérite et non pas à un simple fragment serpentineux; bien souvent et avec une certaine habitude, il est alors déjà possible de reconnaître les principaux types de roches formant les ophisphérites. Toutefois, les caractères macroscopiques propres à chacune des variétés pétrographiques susceptibles d'être rencontrées sous un tel mode de gisement apparaissent d'une façon bien plus évidente lorsque l'on scie ces enclaves par le milieu. Il nous paraît utile de donner les résultats obtenus par ce procédé car ils permettent d'avoir une idée, souvent assez précise, de la nature pétrographique de l'inclusion sans qu'il soit nécessaire d'effectuer une lame mince.

a. OPHISPHÉRITES FORMÉES AUX DÉPENS DES DIABASES A HORNBLENDE BRUNE A STRUCTURES HYPIDIOMORPHES GRENUES, SOUVENT PLUS OU MOINS ORIENTÉES

Dans les zones où la diabase est demeurée fraîche, ces ophisphérites se caractérisent par leur teinte grise, souvent très sombre; dans les spécimens formés par une roche suffisamment grossière, on distingue très bien les cristaux d'amphibole qui mettent en évidence, lorsqu'elle existe, la texture orientée. Les parties où plagioclase et amphibole sont chloritisés prennent une teinte vert clair; celles où la chlorite n'a remplacé que le plagioclase restent très sombres, avec cependant une nuance verte.

Les variétés à épidote se distinguent par leur couleur plus claire, gris-vert plus ou moins blanchâtre suivant la quantité de ce minéral. Lorsque ce dernier est chloritisé, la roche apparaît vert foncé.

Certaines inclusions montrent parfois un « noyau » gris-vert clair, souvent dans une nuance beige rosé plus ou moins accentuée. Dans de tels cas, soit plagioclase et hornblende sont entièrement chloritisés, soit le feldspath subsiste encore, bien qu'extrêmement séricitisé (parfois la séricite prédomine largement) et chloritisé, la hornblende pouvant être remplacée non seulement par la chlorite mais aussi par l'actinote-trémolite; la teinte rosée paraît avant tout liée à la plus ou moins grande abondance de leucoxène et de sphène libérés par la hornblende lors de sa chloritisation. Le bord de telles ophisphérites apparaît toujours plus sombre: vert plus ou moins foncé si la roche est totalement chloritisée, gris verdâtre très sombre lorsque la hornblende est encore fraîche.

Cette dernière particularité mérite d'être relevée car elle démontre que, parfois tout au moins, certaines des transformations métamorphiques antérieures à la phase de chloritisation principale (dans le cas présent: hornblende remplacée par la chlorite généralement associée à l'actinote-trémolite et plagioclase le plus souvent intensément chloritisé et séricitisé) n'ont affecté que la partie centrale de l'inclusion puisque la hornblende est conservée dans l'envelope externe de celle-ci; ce qui implique, par ailleurs, que ces modifications se sont produites après que la roche ait été morcelée pour former l'ophisphérite. D'autre part, il paraît certain que ces transformations ont précédé la phase de chloritisation principale. En effet, dans quelques spécimens de ce type, on constate que la hornblende préservée dans l'enveloppe externe de l'inclusion peut avoir été totalement chloritisée lors d'un stade ultérieur; l'existence passée de l'amphibole étant démontrée par le fait que cette dernière subsiste plus ou moins chloritisée, ou même fraîche, dans un liseré (le plus souvent très mince et faisant même défaut par places) jalonnant le contact bord chloritisé-centre altéré de l'ophisphérite.

b. OPHISPHÉRITES FORMÉES AUX DÉPENS DES DIABASES A HORNBLENDE BRUNE, A PHÉNOCRISTAUX DE PLAGIOCLASE

Lorsque la diabase est fraîche et présente un caractère porphyrique suffisamment développé, de telles ophisphérites se reconnaissent facilement grâce à la présence des phénocristaux blanchâtres se détachant sur un fond gris plus ou moins foncé, parfois brunâtre. Lorsque seul le plagioclase est remplacé par la chlorite (cas fréquemment réalisé dans l'enveloppe externe de l'inclusion), la pâte apparaît gris verdâtre très sombre; les phénocristaux, toujours bien reconnaissables, sont alors vert foncé. Les zones dans lesquelles feldspath et hornblende sont chloritisés se reconnaissent à leur teinte franchement verte, parfois assez claire, dans laquelle les phénocristaux ressortent comme des taches sombres. Enfin, une couleur gris brunâtre clair caractérise les très rares ophisphérites dans lesquelles le plagioclase est fortement affecté par des développements de calcite, séricite, chlorite et, dans une moindre mesure, d'épidote et de pumpellyite; totalement chloritisée dans le bord de l'inclusion, une telle diabase est alors vert foncé.

c. OPHISPHÉRITES FORMÉES AUX DÉPENS DES DIABASES INTERSERTALES FINES A HORNBLENDE BRUNE

Assez fréquemment, ces ophisphérites présentent un « noyau » gris très foncé: plagioclase et hornblende sont alors relativement frais. Souvent, dans le bord de telles inclusions le feldspath est seul chloritisé; dans ce cas, la roche passe à une teinte gris-vert, toujours assez foncée. Il n'est pas rare non plus que les ophisphérites de ce type montrent une partie centrale, ou une zone intermédiaire, vert clair avec parfois une nuance beige rosé (nuance déjà relevée dans certaines ophisphérites formées à partir des diabases hypidiomorphes grenues à hornblende brune): plagioclase et hornblende sont chloritisés (ophisphérites « *inverses* » ou « *semi-inverses* »). Enfin, lorsque dans le « noyau » de certaines inclusions la diabase montre une teinte vert clair un peu jaunâtre, on peut pressentir que la roche a été affectée par les développements épidotiques.

d. OPHISPHÉRITES FORMÉES AUX DÉPENS DES DIABASES INTERSERTALES A HORNBLENDE BRUN-VERT

Au centre de telles inclusions, la diabase est de teinte gris-vert foncé; l'enveloppe externe chloritisée, verte, apparaît nettement plus claire. Les ophisphérites dans lesquelles l'amphibole a plus ou moins échappé à la chloritisation à l'extrême bord de l'inclusion se reconnaissent à la présence d'une nouvelle zone, vert foncé, faisant suite à la précédente.

e. Ophisphérites formées aux dépens des diabases intersertales a pyroxène

Les « noyaux » des ophisphérites de ce type (lorsque ni le plagioclase ni le pyroxène n'ont été atteints par la chloritisation) se distinguent de ceux des variétés à hornblende brune par leur teinte plus claire, franchement verte ou gris-vert. Souvent, au bord de l'inclusion, seul le plagioclase est chloritisé; la diabase apparaît alors vert foncé et montre parfois, si la structure est assez grossière, une fine moucheture brunâtre indiquant la présence du pyroxène. Quand ce dernier est lui aussi remplacé par la chlorite, cette moucheture devient vert très clair; dans ce cas, la nuance plus sombre de l'enveloppe externe de l'ophisphérite est très peu marquée. Enfin, la présence d'épidote au centre de certaines inclusions se marque très mal, la diabase apparaissant à peine plus claire que lorsque la roche est fraîche.

f. Ophisphérites formées aux dépens des diabases hypidiomorphes grenues a pyroxène

Dans la partie centrale fraîche de telles ophisphérites et surtout dans celle des variétés formées par les diabases les plus largement cristallisées, il arrive que l'alternance de fins niveaux feldspathiques (blancs à verdâtres, discontinus) avec d'autres riches en minéraux ferro-magnésiens, bruns à vert foncé (suivant la chloritisation plus ou moins importante de ces derniers), mette en évidence une structure orientée, assez fréquente pour ce type de diabase. Dans l'enveloppe chloritisée externe, d'un vert foncé presque uniforme, ce rubanage disparaît toujours.

g. Ophisphérites formées aux dépens des diabases intersertales a pyroxène et hornblende brune

Dans les zones où tous les minéraux sont encore frais, les ophisphérites formées par ces diabases présentent une teinte gris-vert assez foncée; d'une manière générale, la prédominance du pyroxène se traduit par un éclaircissement et l'accentuation de la nuance grise, celle de la hornblende par un assombrissement et l'apparition d'une nuance brune. Lorsqu'au bord de telles inclusions, seul le plagioclase est chloritisé, la diabase passe au vert foncé. Par contre, comme toujours, les parties où feldspath et minéraux ferro-magnésiens ont été remplacés par la chlorite, sont nettement plus claires (ici grisâtres). A l'extrême bord de certaines ophisphérites de ce type, la hornblende peut avoir échappé (tout au moins partiellement) à la chloritisation; de couleur gris-brun sombre, de telles zones se remarquent très bien. Enfin, lorsque ces diabases ont été affectées par les développements d'épidote, les ophisphérites apparaissent, suivant la proportion de ce minéral, gris foncé à gris clair au centre, toujours vert foncé au bord.

Tableau I: RÉSUMÉ DES PROPRIÉTÉS ESSENTIELLES DES OPHISPHÉRITES

Nature pétrographique originelle des roches formant les ophisphérites				Les transformations métamorphiques du premier stade (s'observent dans la partie centrale ou « noyau » de l'ophisphérite)							
Types de roches		Composition minéralogique	Structures	La roche originelle est encore quasi fraîche. Le plagioclase ne montre que de fins développements de chlorite, de séricite, auxquels s'associent parfois de rares et minuscules cristallisations de pumpellyite. Hornblende ou pyroxène sont frais à partiellement remplacés par de l'actinote-trémolite et de la chlorite.	Le plagioclase est intensément séricitisé; de rares et très fines cristallisations de pumpellyite peuvent également s'y observer. La hornblende, comme le pyroxène, peuvent être entièrement remplacés par l'actinote-trémolite et la chlorite (un abaissement de la basicité primitive du plagioclase peut accompagner ces transformations).	Le plagioclase est largement altéré (avec abaissement de sa basicité primitive): il est remplacé par une association de calcite, séricite, chlorite, minéraux auxquels s'ajoute un peu d'épidote et de pumpellyite. Hornblende et pyroxène sont partiellement envahis par actinote-trémolite et chlorite.	De nombreux développements de pumpellyite, associés à de la chlorite et, parfois, à de fines cristallisations d'épidote, ont envahis le plagioclase; lorsque celui-ci subsiste encore, il témoigne d'un net abaissement de basicité. Hornblende et pyroxène sont frais à plus ou moins remplacés par actinote-trémolite et chlorite.	Seule la présence de prehnite, qui apparaît associée à la pumpellyite, permet de distinguer ce type du précédent.	Des cristallisations épidotiques plus ou moins abondantes, fines à largement cristallisées, se sont développées dans le plagioclase (par ailleurs toujours entièrement chloritisé); il s'agit de clinozoïsite le plus souvent, très accidentellement de zoïsite associée à de la clinozoïsite ou d'une clinozoïsite-pistacite. Dans certains cas, les développements épidotiques peuvent s'étendre à la hornblende et au pyroxène, minéraux qui d'ailleurs apparaissent presque toujours largement remplacés par l'actinote-trémolite et la chlorite.	Hornblende ou pyroxène, sont entièrement remplacés par l'actinote-trémolite associée à de la chlorite. Avec une teneur en anorthite voisine de 15%, la composition actuelle du plagioclase (frais, mises à part de fines cristallisations de chlorite et séricite) résulte sans doute d'un abaissement de la basicité originelle.
DIABASES	I.	Parfois avec pyroxène accessoire.	Hypidiomorphes grenues; souvent plus ou moins orientées.	CHLORITISATION *normale :* types 1 et 9. *semi-inverse :* types *1* et *3*. *inverse :* type **3**.	CHLORITISATION *normale :* type 2.				CHLORITISATION *normale :* type 7.	
	II.	**A hornblende brune**	Intersertales à hypidiomorphes grenues; phénocristaux de plagioclase.	CHLORITISATION *normale :* types 1 et 8. *semi-inverse :* type *4*. *inverse :* type **2**.		CHLORITISATION *normale :* type **10**.				
	III.		Finement intersertales.	CHLORITISATION *semi-inverse :* type *1*. *inverse :* type **3**.			CHLORITISATION *semi-inverse :* type **1**.		CHLORITISATION *semi-inverse :* type *1*.	
	IV.	**A hornblende brun-vert.**	Intersertales.							CHLORITISATION *normale :* type 6. *semi-inverse :* type 1.
	V.	**A pyroxène.**	Intersertales.	CHLORITISATION *normale :* types 1, 2, 3 et 9. *semi-inverse :* type *4*.			CHLORITISATION *normale :* types 1, 3 et 4.		CHLORITISATION *normale :* types 1, 3 et 4.	
	VI.	**A pyroxène** (parfois avec hornblende brune associée).	Hypidiomorphes grenues.	CHLORITISATION *normale :* type 5.						
	VII.	**A pyroxène et hornblende brune.**	Intersertales.	CHLORITISATION *normale :* type 1. *semi-inverse :* type *2*.					CHLORITISATION *normale :* type 7.	
GABBROS	VIII.	**A pyroxène surtout;** plus rarement à hornblende brune.	Hypidiomorphes grenues plus ou moins grossières; parfois pegmatitiques.	CHLORITISATION *normale :* types 1, 6 et 10.			CHLORITISATION *normale :* types 1, 6 et 10.		CHLORITISATION *normale :* types 1, 6 et 10.	
SÉGRÉGATIONS FELDSPATHIQUES	IX.	**a) non albitiques.**	Mal définies; lamelles de feldspath parfois groupées en assemblages à tendance, soit trachytique, soit ophitique.		CHLORITISATION *normale :* types 4, 6 et 7.					Sous la rubrique CHLORITISATION, les types indiqués en caractères: gras — sont très fréquents, italiques — sont fréquents, normaux — sont accidentels.
		b) albitiques.		CHLORITISATION *normale :* type 7.						

Il ressort de cet énoncé qu'un examen macroscopique des sections effectuées à travers ces inclusions permet déjà de reconnaître les principales variétés d'ophisphérites diabasiques et de savoir, parmi les minéraux principaux (plagioclase, hornblende et pyroxène), lesquels ont été affectés par la chloritisation dans chacune des zones caractérisant ces enclaves. Par contre, sans étude microscopique, il est impossible d'avoir une idée exacte de la nature des transformations métamorphiques qui ont pu affecter, avant la phase de chloritisation, certaines de ces diabases.

Nous ferons enfin une remarque à propos des diabases hypidiomorphes grenues à hornblende brune présentant une structure orientée. En effet, on pourrait se demander si de telles roches ne correspondent pas à des amphibolites (niveaux métamorphiques plus profonds entraînés lors de la mise en place des ultramafites). Diverses raisons nous ont empêché de prendre en considération une telle hypothèse:

1) *La nature de l'amphibole (kaersutite), parfaitement identique dans les diabases typiques et dans ces variétés à structure orientée.*
2) *L'existence de termes de passage entre les types à structure diabasique et les variétés présentant cette structure particulière.*

On peut encore remarquer que cette orientation structurale peut être plus ou moins accentuée et même inexistante et qu'elle apparaît aussi dans certaines diabases hypidiomorphes grenues à pyroxène. Une telle structure semble donc liée à des conditions de cristallisation spéciales (bords d'intrusions?).

2.3.3.2. LES OPHISPHÉRITES NON DIABASIQUES

2.3.3.2.1. Dérivant de gabbros

Déjà décrits « en place » à la Mouille-Ronde et en lentilles de natures diverses associées aux serpentinites, les gabbros peuvent aussi constituer des ophisphérites; en effet, indépendamment de la forme caractéristique présentée par de telles inclusions, les transformations dont ils témoignent alors, de même que leur structure zonée concentrique, sont en tous points comparables à celles caractérisant les ophisphérites diabasiques. L'observation d'un tel mode de gisement est nouvelle pour la région étudiée ici. Par contre, des ophisphérites gabbroïques ont déjà été signalées et décrites au Mont-Genèvre, par M. Vuagnat et L. Pusztaszeri (1964) et L. Pusztaszeri (thèse, à l'impression), et dans l'Apennin ligure par M. Galli (1964). Ce dernier, au cours d'une excursion dans la région de Sestri-Levante en compagnie du professeur M. Vuagnat, nous a d'ailleurs montré ces ophisphérites, dont certaines encore bien « en place », dans une carrière entaillée dans le faciès levanto (Cava di Pavareto, au N. du col du Bracco). La visite de cet affleurement nous a permis d'acquérir la certitude que tout au moins certaines ophisphérites résultaient de la

TABLEAU II. — LES TROIS MODES DE CHLORITISATION DES OPHISPHÉRITES

CHLORITISATION NORMALE

(la zone la plus externe, ou « enveloppe », est la plus affectée par la chloritisation)

	Principales zones observées		
Type	Bord (« enveloppe »)	Zone intermédiaire	Partie centrale (« noyau »)
1.	Le plagioclase (et les éventuels et divers minéraux formés à ses dépens) sont totalement chloritisés: par contre, la hornblende, comme le pyroxène, restent tels que dans la partie centrale ou sont légèrement plus chloritisés.		La roche n'est pas affectée par la chloritisation.
2.	Idem type **1.**	La chloritisation du plagioclase n'est pas constante: ne s'observe que selon certains « lits », ce qui détermine une fine sous-zonation. Pour les autres minéraux: idem partie centrale.	Idem type **1.**
3.	Pour le plagioclase: idem type **1.** La chloritisation de la hornblende, comme celle du pyroxène, peut être complète, mais par endroits seulement.		Idem type **1.**
4.	Pour le plagioclase: idem type **1**; mais la hornblende, comme le pyroxène, sont totalement chloritisés.	Pour le plagioclase (et les éventuels et divers minéraux formés à ses dépens): idem bord. La hornblende et le pyroxène ne sont pas chloritisés (dans certaines ophisphérites feldspathiques, la biotite, seul élément mélanocrate, ne subsiste toutefois que par places).	Idem type **1.**
5.	Pour le plagioclase: idem type **1.** Pyroxène: chloritisation quasi totale. Hornblende: bien que davantage		Idem type **1.**

CHLORITISATION NORMALE *(suite)*

Principales zones observées			
Type	Bord (« enveloppe »)	Zone intermédiaire	Partie centrale (« noyau »)
	chloritisée que dans la partie centrale, subsiste encore. L'actinote-trémolite résultant de la transformation de ces deux minéraux n'est pas chloritisée.		
6.	La chloritisation est totale pour plagioclase, pyroxène et amphiboles; en effet, seules quelques reliques d'actinote-trémolite subsistent (toutefois, dans certaines ophisphérites feldspathiques dans lesquelles le seul composant mélanocrate est la biotite, quelques vestiges de ce minéral peuvent s'observer).		Idem type **1.**
7.	La chloritisation de la roche est complète (plagioclase, hornblende, pyroxène, actinote-trémolite).		Le plagioclase (et les éventuels et divers minéraux formés à ses dépens) ne sont pas chloritisés; par contre, mis à part quelques possibles vestiges, la chloritisation de la hornblende comme du pyroxène est totale.
8.	En négligeant quelques témoins d'actinote-trémolite, la chloritisation de la roche est complète (dans le cas étudié, plagioclase et hornblende).		Seuls quelques vestiges de plagioclase ont échappé à la chloritisation (« cœur » de phénocristaux par exemple). La hornblende est largement chloritisée mais l'actinote-trémolite subsiste.
9.	Totale pour le plagioclase, la chloritisation l'est presque aussi pour la hornblende, le pyroxène et l'actinote-trémolite.		Le plagioclase est entièrement chloritisé: par contre, le pyroxène comme la hornblende (et l'actinote-trémolite qui a souvent partiellement remplacé cette dernière) ne sont pas chloritisés.

CHLORITISATION NORMALE *(suite)*

Type	Principales zones observées		
	Bord (« enveloppe »)	Zone intermédiaire	Partie centrale (« noyau »)
10.	La chloritisation est complète pour le plagioclase (et pour les divers minéraux s'y étant développés lors du premier stade); par contre, bien qu'en voie de chloritisation, la hornblende, de même que le pyroxène, apparaissent en général plus frais que dans la partie centrale.		Le plagioclase, plus ou moins envahi par les divers minéraux que l'on sait, n'est pas chloritisé, mais la hornblende, de même que le pyroxène, le sont totalement ou presque.

Si nous avons placé ce cas particulier parmi les types présentant une chloritisation *normale*, c'est parce que la persistance des minéraux ferro-magnésiens dans le bord de telles inclusions est ici attribuable au premier stade de transformation.

CHLORITISATION SEMI-INVERSE

(la zone la plus affectée par la chloritisation apparaît entre l'« enveloppe » et « le noyau »)

Type	Principales zones observées		
	Bord (« enveloppe »)	Zone intermédiaire	Partie centrale (« noyau »)
1.	La chloritisation du plagioclase est complète; par contre, la hornblende, le pyroxène et l'actinote-trémolite peuvent apparaître nettement moins chloritisés que dans la partie centrale.	Le plagioclase (et, comme toujours, les divers minéraux qui ont pu se former à ses dépens), la hornblende et le pyroxène sont totalement chloritisés; par contre, il arrive que l'actinote-trémolite s'observe encore.	La roche est restée telle qu'après les transformations du premier stade.
2.	Plagioclase et pyroxène sont totalement chloritisés; bien que largement remplacée par l'actinote-trémolite, la hornblende forme encore de nombreuses reliques.	La chloritisation est complète pour le plagioclase, la hornblende, le pyroxène et l'actinote-trémolite.	Idem type **1.**
3.	Le plagioclase est entièrement chloritisé; par contre la hornblende, largement	Plagioclase et hornblende sont totalement chloritisés (toutefois, cette dernière	La chloritisation du plagioclase est complète; quant à la hornblende,

CHLORITISATION SEMI-INVERSE *(suite)*

Principales zones observées			
Type	Bord (« enveloppe »)	Zone intermédiaire	Partie centrale (« noyau »)
	remplacée par l'actinote-trémolite, a échappé, tout au moins partiellement, à la chloritisation.	s'observe à nouveau progressivement à l'approche de la zone externe).	seuls les phénocristaux ont échappés à cette métasomatose.
4.	Le plagioclase est totalement chloritisé. Hornblende et pyroxène ne le sont que peu ou pas (il arrive même que la première soit plus fraîche que dans la partie centrale où elle apparaît davantage remplacée par l'actinote-trémolite).	Idem type 2.	Si la chloritisation est complète pour le plagioclase, elle n'a nullement affecté ni la hornblende ni le pyroxène qui apparaissent tels qu'après les transformations attribuables au premier stade.

CHLORITISATION INVERSE

(ce mode dérive du précédent: il résulte de l'extension de la zone intermédiaire, la plus chloritisée, jusqu'au centre de l'inclusion)

Principales zones observées		
Type	Bord (« enveloppe »)	Partie centrale (« noyau »)
1.	Le plagioclase est totalement chloritisé; l'actinote-trémolite n'a pas été affectée par la chloritisation et même la hornblende a été partiellement épargnée par cette dernière.	Plagioclase et hornblende sont totalement chloritisés; seule l'actinote-trémolite peut encore s'observer.
2.	Le plagioclase est totalement chloritisé alors que la hornblende, par ailleurs largement remplacée par l'actinote-trémolite, a été partiellement épargnée.	Plagioclase, hornblende et actinote-trémolite sont totalement chloritisés.
3.	Le plagioclase est totalement chloritisé contrairement à la hornblende qui apparaît, soit fraîche, soit en voie de remplacement par l'actinote-trémolite et la chlorite.	Idem type 2.

fragmentation de masses plus importantes (ici, très probablement filons boudinés) incluses dans la serpentinite; en un point, il est en effet possible de voir que la chloritisation s'est développée à partir de fissures sillonnant un fragment assez volumineux pour n'épargner que certains « noyaux » et donner ainsi naissance à des ophisphérites encore contiguës, mais qu'aussi bien des mouvements tectoniques ultérieurs, qu'une altération de la roche encaissante, auraient aussitôt séparés.

Nous avons déjà relevé que, dans la région des Gets, les ophisphérites gabbroïques sont beaucoup plus rares que celles formées à partir de diabases. Il n'en a pas moins été possible, en chaque affleurement où apparaissent les serpentinites, sauf au Crêt, d'en observer trois ou quatre spécimens; à la Charnia (zone principale) de telles ophisphérites sont même nettement plus fréquentes et volumineuses que dans les autres pointements, le diamètre de certains échantillons pouvant dépasser 20 cm, alors que cette dimension est généralement voisine de 10 cm.

Contrairement aux gabbros décrits jusqu'ici (« en place », en lentilles dans les serpentinites), avant tout à hornblende brune, les variétés constituant les ophisphérites sont le plus souvent à augite-diallage.

Pour décrire les spécimens étudiés, il faut à nouveau tenir compte:

— *De la composition originelle de la roche.*

— *Des transformations subies ultérieurement :*

a) avant la phase de chloritisation;

b) au cours de celle-ci.

2.3.3.2.1.1. *Composition originelle des gabbros*

Si les spécimens à augite-diallage sont les plus fréquents, ceux à hornblende brune n'en existent pas moins. En réalité, la différence entre les deux variétés n'est généralement pas aussi nette, puisque pyroxène et amphibole apparaissent souvent associés; mais la hornblende ne prédomine que rarement.

2.3.3.2.1.2. *Transformations subies par ces gabbros*

De même que pour les ophisphérites diabasiques nous avons été conduits à admettre que les transformations dont témoignent ces gabbros doivent se rapporter à *deux stades différents :*

a) ANTÉRIEUREMENT A LA PHASE DE CHLORITISATION

Les transformations ayant affecté ces gabbros étant identiques qu'ils soient à pyroxène ou à amphibole, les descriptions qui suivent sont valables pour l'une comme pour l'autre de ces deux variétés.

Auparavant, relevons que les ophisphérites gabbroïques, grâce à leur grain plus grossier, ont souvent permis de mieux observer certains développements

métamorphiques, parfois très peu évidents dans les ophisphérites formées aux dépens de diabases fines.

1) *Le gabbro est demeuré relativement frais*

Cette possibilité semble très exceptionnellement réalisée. Rappelons que ce n'est pas le cas pour les ophisphérites diabasiques, qui présentent souvent un « noyau » dans lequel la roche n'a subi pour ainsi dire aucune transformation.

Dans un seul des échantillons étudiés, le plagioclase originel (environ 35% d'anorthite, d'après l'analyse diffractométrique) s'observe encore, bien que sériciteisé et montrant de rares et très fines cristallisations de pumpellyite; le constituant mélanocrate, une augite-diallage, a déjà été partiellement remplacé par de l'actinote-trémolite associée à de la chlorite (l'actinote, vert bleuté, forme souvent une frange délimitant les cristallisations de trémolite).

2) *Le gabbro a été largement transformé*

Comme dans le cas précédent, pyroxène et amphibole ont plus ou moins disparu au profit de l'actinote-trémolite. Les modifications les plus importantes et qui présentent le plus d'intérêt ont affecté le plagioclase. En effet, divers minéraux se sont développés au détriment de ce dernier:

a. Formation de *pumpellyite* et de *prehnite* (moins abondante) associées à de la chlorite; de rares cristallisations d'épidote s'observent aussi (clinozoïsite surtout, épidote-pistacite et zoïsite accidentelle).
Cette association pumpellyite-prehnite semble toutefois rare.

b. Développement, de peu à relativement intense, de *pumpellyite* associée à de la chlorite, souvent à un peu de séricite et à quelques cristallisations accessoires d'épidote.

En *a.* comme en *b.*, dans la majorité des cas, le plagioclase a été entièrement remplacé, bien que souvent ses mâcles polysynthétiques se devinent encore. Toutefois, dans certains échantillons, et surtout dans les spécimens les plus volumineux provenant de la Charnia, le feldspath subsiste, associé aux cristallisations de pumpellyite, de chlorite et de séricite; il témoigne alors d'un très net abaissement de basicité puisqu'il s'agit d'une albite, souvent pure, ou dont le pourcentage en anorthite est compris entre 0 et 10%.

c. Cristallisation, généralement intense, d'*épidote (clinozoïsite)* pouvant, dans certains cas, avoir envahi la presque totalité de la roche.

Ces diverses transformations sont donc identiques à celles déjà observées dans les diabases; nous verrons, dans les conclusions au chapitre « Inclusions dans les serpentinites », quelles significations on peut leur attribuer.

b) La phase de chloritisation et ses effets sur les divers minéraux: propriétés et modes de distribution des zones concentriques

Comme pour les ophisphérites diabasiques, le résultat principal de cette phase, dont les effets oblitèrent plus ou moins les transformations mentionnées ci-dessus, est l'apparition de la zonation concentrique caractérisant les ophisphérites. A ce propos, relevons que la limite entre partie chloritisée ou non est représentée ici par une ligne irrégulière, et parfois assez indistincte, ce qui est rarement le cas pour les ophisphérites diabasiques où un tel passage se marque par une ligne franche et régulière; le grain plus grossier des gabbros, joint au fait que pyroxène et amphibole d'une part, plagioclase d'autre part, réagissent différemment à la chloritisation, explique cette différence.

Suivant les effets et l'intensité de cette chloritisation, il est possible de répartir les ophisphérites gabbroïques en deux catégories principales:

A. *Les spécimens zonés.*

B. *Les spécimens non zonés* (entièrement chloritisés).

A. *Les spécimens zonés*

De telles ophisphérites sont définies par l'existence d'un « noyau » dans lequel subsiste, si ce n'est le plagioclase primitif, tout au moins les minéraux ayant remplacé celui-ci lors du premier stade de transformation (ophisphérites à pumpellyite-prehnite, à pumpellyite, à épidote). Dans l'enveloppe externe de l'inclusion ces divers minéraux sont chloritisés. La taille des « noyaux » peut varier considérablement: de moins de 1 cm à plus de 10 cm de diamètre parfois.

Les divers modes de chloritisation du pyroxène et de l'amphibole permettent de distinguer plusieurs variétés.

Etant bien entendu que dans chacun de ces cas le plagioclase (ou ses produits de remplacement) n'est chloritisé qu'au bord de l'ophisphérite, nous n'indiquerons que les transformations affectant les minéraux ferro-magnésiens suivant qu'ils se trouvent dans la partie centrale ou externe de l'inclusion.

1) *Partie centrale et au bord:* le pyroxène (seul élément mélanocrate) est partiellement remplacé par de l'actinote-trémolite associée à de la chlorite.

2) *Partie centrale et au bord:* la hornblende est largement remplacée par de l'actinote-trémolite associée à de la chlorite; le pyroxène apparaît déjà fortement chloritisé.

3) *Partie centrale et au bord:* pyroxène et hornblende sont intensément chloritisés; seuls quelques développements antérieurs d'actinote-trémolite ont résisté à la chloritisation.

A ce propos, et illustrant bien la plus grande inertie de l'amphibole secondaire vis-à-vis de la chloritisation, on peut mentionner certains cristaux de pyroxène encore frais mais entourés d'une auréole d'actinote-trémolite dans la partie centrale de l'ophisphérite alors que dans l'enveloppe chloritisée de cette dernière seule la marge d'amphibole secondaire a échappé à la chloritisation.

4) *Partie centrale :* le pyroxène et la hornblende qui peut lui être associée sont totalement chloritisés. *Bord :* de nombreuses et parfois grandes reliques de pyroxène et d'amphibole ont échappé à la chloritisation.

Ce cas, assez fréquemment réalisé, fait donc apparaître un certain caractère « *inverse* » tel que nous l'avons déjà relevé dans plusieurs ophisphérites diabasiques montrant la hornblende plus fraîche à la périphérie de l'inclusion que dans une zone intermédiaire, voire même qu'au centre.

B. *Les spécimens non zonés*

Parmi les échantillons récoltés, plusieurs d'entre eux témoignent d'une chloritisation complète et seuls quelques indices permettent de reconnaître leur nature gabbroïque primitive (par exemple vagues reliques de pyroxène et d'amphibole reconnaissables à leurs clivages soulignés par la disposition des granules de minéraux libérés au moment de la chloritisation, tels qu'ilménite leucoxène ou sphène).

Il est alors impossible de préciser la nature des éventuelles transformations ayant pu affecter le gabbro avant qu'il ne soit chloritisé.

2.3.3.2.1.3. *Structures et caractères macroscopiques des gabbros formant des ophisphérites*

Dans la mesure où leur état de conservation permet d'en juger, ces gabbros présentent des structures comparables à celles des variétés décrites jusqu'ici et particulièrement à celles des gabbros « en place ». Hypidiomorphes grenues surtout, elles vont des types fins à ceux plus largement cristallisés, quelques échantillons allant même jusqu'à montrer un caractère pegmatitique évident (grands cristaux idiomorphes de pyroxène).

Lorsque, dans la partie centrale de l'inclusion, le plagioclase ou les minéraux qui l'ont remplacé ne sont pas chloritisés, la roche apparaît franchement blanchâtre, plus ou moins tachetée de brun ou de vert suivant la concentration et l'état de conservation des minéraux ferro-magnésiens. Une zone de transition, vert-clair, montrant le plagioclase (ou ses produits de remplacement) déjà chloritisé, existe souvent entre le centre et le bord, vert-foncé, de l'ophisphérite. Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, il est fréquent que pyroxène ou hornblende soient davantage chloritisés au centre qu'au bord; ces minéraux apparaissent alors respectivement: ternes et plus ou moins verts ou beige-rosé (dans ce cas, une abondante libération de granules titanifères a accompagné la chloritisation); plus franchement brun foncé avec leurs faces de clivages encore brillantes.

Si, indépendamment de leur nature pyroxénique dominante, on devait mentionner une autre différence entre les gabbros constituant des ophisphérites et ceux apparaissant « en place », ou formant d'autres inclusions dans les serpentinites, on pourrait relever une certaine tendance des premiers à être plus leucocrates.

2.3.3.2.2. Dérivant de roches feldspathiques

Certaines ophisphérites, extrêmement rares, dérivent de roches leucocrates, très riches en plagioclase. Vu leur mode de gisement actuel, il est très difficile d'avoir une idée précise de leur origine. Toutefois, certaines observations effectuées sur le terrain, puis confirmées par les études en laboratoire, nous ont conduit à penser que ces inclusions proviennent de ségrégations leucocrates telles qu'il en existe, à la Mouille-Ronde, dans les gabbros ou, parfois aussi, dans les diabases.

Par ailleurs, en tenant compte de certains caractères de ces enclaves (en particulier, nature et modes d'altération du plagioclase), il est possible d'envisager l'existence de deux types de ségrégations:

— *Les ségrégations contemporaines (à subcontemporaines), de la formation de la roche encaissante.*

— *Les ségrégations nettement plus tardives.*

Dans ces deux catégories, on peut, comme pour les autres ophisphérites, considérer, d'une part les transformations antérieures à la phase de chloritisation, et d'autre part celles attribuables à cette dernière.

2.3.3.2.2.1. *Ophisphérites formées aux dépens de ségrégations plus ou moins contemporaines de la formation de la roche encaissante*

A. *Les transformations subies par ces roches*

a) Antérieurement a la phase de chloritisation

Le plagioclase est très altéré; le plus souvent, par d'intenses développements de séricite qui vont même, parfois, jusqu'à l'envahir totalement; occasionnellement, à côté de la séricite, on observe des cristallisations de clinozoïsite, certaines assez importantes; quelques développements de pumpellyite, très finement divisée, peuvent s'y associer. Etant donné cette extrême altération, il est très difficile de déterminer la composition du plagioclase, même à l'aide d'analyses diffractométriques; toutefois ces dernières, malgré la mauvaise qualité des diagrammes obtenus, permettent de dire qu'il ne s'agit pas d'une albite.

Des minéraux mélanocrates qui peuvent apparaître associés au feldspath, la biotite est la plus fréquente; il arrive même, par places, qu'elle soit très abondante.

La hornblende est beaucoup plus rare. Si le remplacement (quasi total) de cette dernière par la chlorite, paraît devoir être attribué à la phase de chloritisation, il semble, par contre, que la biotite a déjà été plus ou moins chloritisée auparavant.

b) LA PHASE DE CHLORITISATION ET SES EFFETS SUR LES DIVERS MINÉRAUX: PROPRIÉTÉS ET MODES DE DISTRIBUTION DES ZONES CONCENTRIQUES

Bien que les différences entre les diverses ophisphérites de ce type ne soient souvent que peu marquées, on peut mentionner les variétés suivantes dans lesquelles le passage d'une zone à l'autre peut se faire de manière progressive:

1) *Partie centrale:* le plagioclase et ses produits de remplacement ne sont pas chloritisés alors que le minéral associé (sans doute une hornblende) l'est totalement.

   Bord: la roche est entièrement chloritisée.

2) *Partie centrale:* le plagioclase, de même que les minéraux qui le remplacent, ne sont pas affectés par la chloritisation; la biotite apparaît fraîche ou plus ou moins chloritisée.

   Bord: seules quelques reliques de biotite ont échappé à la chloritisation complète de la roche.

3) *Partie centrale:* la chloritisation n'a pas atteint cette partie de l'ophisphérite; la très légère altération montrée par la biotite est sans doute antérieure.

   Zone intermédiaire (n'existant que par endroits): alors que le plagioclase et ses produits de remplacement sont chloritisés, la biotite reste telle qu'au centre.

   Bord: la chloritisation a également fait disparaître la biotite.

B. *Structures et caractères macroscopiques de telles ophisphérites*

Etant donné l'altération intense, du plagioclase surtout, il est difficile de reconnaître l'arrangement primitif des minéraux; toutefois, bien souvent, on devine encore que ces derniers étaient disposés en un enchevêtement de lamelles groupées de manière quelconque ou qui tendaient parfois à être orientées plus ou moins parallèlement; nous n'avons jamais reconnu de structures diabasiques. Cette absence de structures bien définies, comme les concentrations locales de certains minéraux (plagioclase, biotite) paraissent confirmer que l'on est bien en présence de vestiges de ségrégations.

Macroscopiquement, de telles ophisphérites présentent toujours un contraste marqué entre la zone centrale et le bord. La première apparaît blanchâtre à gris clair, plus ou moins tachée de vert (chlorite) ou de brun rougeâtre (biotite); la partie externe est toujours d'un vert assez foncé.

2.3.3.2.2.2. *Ophisphérites formées aux dépens de ségrégations nettement plus tardives*

De telles ophisphérites se distinguent des précédentes par leur caractère originel apparemment encore plus leucocrate et surtout par la nature de leur plagioclase.

Une des trois variétés d'ophisphérites décrites en détail par F. JAFFÉ (1955, p. 119-121) appartient à cette catégorie. De même, lors d'une récente illustration du phénomène de la chloritisation au moyen de la microsonde électronique (J. BERTRAND, 1968), nous avons, entre autre, analysé un cristal de plagioclase qui provenait d'une ophisphérite rattachée à ce groupe.

A. *Les transformations subies par ces roches*

a) ANTÉRIEUREMENT A LA PHASE DE CHLORITISATION

La roche est demeurée presque intacte. Le plagioclase surtout est très frais, bien que les cristaux soient fragmentés et parcourus par un réseau de fines veinules chloriteuses, ou chlorito-séricitiques parfois; l'analyse à la microsonde, en révélant la composition quelque peu différente de cette chlorite par rapport à celle ayant envahi l'enveloppe externe de l'inclusion au cours de la phase de chloritisation, semble confirmer l'antériorité du remplissage des fractures sillonnant le feldspath. En plus de son état de fraîcheur (absence de développements séricitiques), le plagioclase observé ici se distingue de celui décrit dans les inclusions appartenant à l'autre catégorie d'ophisphérites feldspathiques par son caractère franchement acide. En effet, mesures optiques et analyses diffractométriques révèlent une teneur en anorthite allant de 0 à 10% environ; les résultats obtenus avec la microsonde confirment ces valeurs.

Les composants mélanocrates sont très nettement subordonnés; il s'agit de la biotite et d'une hornblende brun-vert. Alors qu'il est difficile de préciser si l'amphibole, en général fortement chloritisée, l'a été uniquement au cours de la phase de chloritisation principale, il apparaît que le remplacement, occasionnel et partiel, de la biotite par la chlorite a déjà eu lieu avant cette phase principale (le mica demeure inchangé dans l'enveloppe chloritisée externe de l'inclusion).

b) LA PHASE DE CHLORITISATION ET SES EFFETS SUR LES DIVERS MINÉRAUX: PROPRIÉTÉS ET MODES DE DISTRIBUTION DES ZONES CONCENTRIQUES

Un seul type a été observé:

Partie centrale : le plagioclase et les minéraux mélanocrates qui peuvent lui être associés apparaissent tels que décrits en a).

Bord : la chloritisation est complète pour le plagioclase (et la séricite lorsqu'elle existait); l'amphibole est entièrement chloritisée mais la biotite subsiste telle qu'au centre.

Notons encore que le passage d'une zone à l'autre se fait d'une manière extrêmement tranchée.

B. *Structures et caractères macroscopiques de telles ophisphérites*

Ces inclusions présentent des structures particulières définies:

1) Par la disposition des lamelles feldspathiques, souvent largement développées, groupées en assemblages d'allure soit ophitique, soit trachytique par places.
2) Par le fait que, non seulement brisés, les cristaux ont été partiellement réduits en une « purée » d'écrasement, « purée » qui joue alors le rôle de ciment entre les fragments encore intacts. Il ne fait pas de doute que des actions mécaniques sont responsables d'un tel phénomène.

Macroscopiquement, ces ophisphérites se reconnaissent à la grande différence de teinte existant entre la partie centrale et le bord de l'inclusion. Suivant la proportion et le degré d'altération des minéraux mélanocrates, la première apparaît gris blanchâtre plus ou moins tachée de vert ou de gris-brun, l'enveloppe externe étant vert très foncé. Par ailleurs, lorsque la structure est assez grossière, le centre de l'ophisphérite présente un caractère plus ou moins grenu, caractère qui disparaît toujours dans l'enveloppe externe, parfaitement homogène.

2.3.4. *A propos des transformations métamorphiques qui ont pu se développer avant la phase de chloritisation proprement dite (premier stade)*

Rappelons tout d'abord que l'antériorité de ces développements (que l'on observe actuellement dans les « noyaux » non chloritisés) par rapport à la phase de chloritisation est démontrée par le fait que, dans certaines enveloppes externes chloritisées, il est encore possible de reconnaître l'habitus des minéraux formés lors de cette première phase (observation évidente dans le cas des cristallisations d'épidote). D'autre part, comme on le sait, de rares échantillons ont montré qu'une zonation concentrique pouvait déjà apparaître lors de ce stade de transformation (par préservation de la hornblende brune dans le bord de l'inclusion); dans de tels spécimens, il est parfois possible de voir que les effets de la chloritisation proprement dite (chloritisation totale du bord de l'inclusion) se sont superposés à cette première zonation (qui peut ainsi disparaître complètement): c'est un autre argument permettant de confirmer l'existence des deux phases bien distinctes que nous avons envisagées.

Comme le montre le tableau I, les ophisphérites affectées par ces diverses transformations métamorphiques sont moins fréquentes que celles demeurées fraîches, ou presque, jusqu'à la phase de chloritisation principale. Toutefois, les ophisphérites gabbroïques font exception à cette règle: ces gabbros apparaissent presque toujours

plus ou moins transformés. Etant donné le peu d'exemplaires de ce type par rapport au nombre d'ophisphérites diabasiques, il est difficile d'interpréter cette observation; existe-t-il une différence réelle entre ophisphérites diabasiques et ophisphérites gabbroïques, différence qui indiquerait que ces dernières ont été soumises à des conditions différentes, ou qu'elles ont réagi différemment à certaines conditions? Ou cette observation doit-elle être attribuée uniquement au fait que les ophisphérites gabbroïques sont peu fréquentes? La dernière hypothèse nous semble la moins probable.

Si l'on ne considère que les ophisphérites diabasiques, il est également très difficile de mettre en évidence une éventuelle relation entre les diverses variétés de diabases et le type de transformation observé; une fois encore, le nombre extrêmement limité de certains spécimens ne permet pas de tirer de conclusions valables. Cependant, si l'on prend en considération les trois grandes subdivisions pétrographiques des diabases (diabase à hornblende brune, à pyroxène, à pyroxène et hornblende brune), on constate que les principaux types de transformations se retrouvent dans chacune de ces subdivisions. Cela donne à penser qu'il n'y a pas de liaison entre la nature originelle de la roche formant l'inclusion et l'apparition de tels ou tels développements métamorphiques; on relèvera tout de même que les ophisphérites constituées par la diabase à hornblende brune à phénocristaux de plagioclase, pourtant assez fréquentes, ne sont jamais affectées par d'importants développements ni d'épidote, ni de pumpellyite.

Qu'en est-il du mode de distribution des minéraux formés lors de cette première phase?

Le plus souvent, l'*épidote* semble avoir été distribuée de façon homogène dans l'inclusion avant que cette dernière ne soit affectée par la chloritisation. Mais il arrive aussi que cette répartition soit irrégulière et totalement indépendante de la forme de l'inclusion; ainsi, occasionnellement, l'épidote peut apparaître très largement développée dans une moitié de l'inclusion puis devenir de moins en moins abondante dans l'autre (particularité faisant aussi ressortir la totale indépendance de la chloritisation ultérieure, l'enveloppe chloritisée suivant visiblement le pourtour de l'ophisphérite). Dans un cas comme dans l'autre, aucun argument ne permet d'affirmer que ces développements se sont produits avant ou après que l'inclusion ait acquis sa forme actuelle. Par contre, dans de rares échantillons, l'épidote a davantage envahi la partie centrale de l'ophisphérite; il est alors logique de penser que ce minéral a cristallisé après que la roche ait été fragmentée pour donner l'enclave observée.

En général, les cristallisations de *pumpellyite* sont distribuées uniformément. Parfois cependant, dans quelques ophisphérites diabasiques, de tels développements épargnent une petite zone au centre de l'inclusion, zone dans laquelle le plagioclase demeure assez frais; dans ce cas, l'inclusion présentait donc sa forme actuelle lors de la cristallisation de la pumpellyite.

La *séricite* et le *carbonate* (ce dernier très occasionnellement observé) apparaissent uniformément distribués.

Ainsi, en tenant compte du mode de distribution des divers minéraux mentionnés ci-dessus, il apparaît que ces transformations métamorphiques se sont parfois développées alors que l'inclusion avait déjà acquis sa forme actuelle; toutefois, dans la majorité des cas, ce mode de distribution ne permet pas de conclure si oui ou non l'enclave présentait déjà, lors de la formation de ces minéraux, la forme observée aujourd'hui.

Par contre, d'autres transformations, également attribuables à ce premier stade, se sont visiblement développées, dans certaines inclusions, alors que ces dernières présentaient déjà la forme de l'ophisphérite observée aujourd'hui.

Ce sont les transformations affectant avant tout la *hornblende brune* dont l'état de conservation peut varier notablement de la partie périphérique à la partie centrale de l'enclave; la limite entre les zones ainsi déterminées est toujours représentée par une ligne plus ou moins parallèle au pourtour de l'inclusion. Il s'agit donc d'une zonation précoce, sans liaison avec la phase de chloritisation principale et liée uniquement à un comportement particulier de la hornblende brune, parfois du pyroxène (on retrouve d'ailleurs ce comportement particulier dans la phase de chloritisation).

Ainsi, dans certaines ophisphérites, montrant toujours le plagioclase intensément et diversément affecté par des altérations propres au premier stade de transformation (séricitisation et chloritisation; développement d'épidote, de pumpellyite; très occasionnellement de carbonate), *la hornblende, ou le pyroxène, apparaissent plus frais à la périphérie que dans la partie centrale de l'inclusion* (voir aussi, sous caractères macroscopiques des divers types d'ophisphérites diabasiques, 2.3.3.1.2.a.).

De telles ophisphérites peuvent avoir été affectées de diverses manières par la chloritisation ultérieure:

1) L'inclusion reste inchangée.
2) Seul le plagioclase, et les minéraux l'ayant remplacé, sont chloritisés dans l'enveloppe externe.
3) Dans la zone périphérique, la chloritisation totale s'étend aussi à la hornblende (ou au pyroxène) primitivement préservée.

Dans ce dernier cas, le fait que la horblende puisse encore subsister dans un liseré parfois très mince, jalonnant le contact zone chloritisée-partie centrale de l'inclusion prouve bien, qu'avant la chloritisation, cette amphibole existait dans l'ensemble de la zone périphérique.

Ainsi, la superposition des effets de la chloritisation proprement dite permet non seulement de confirmer l'existence de deux stades de transformations bien distincts, mais aussi de démontrer qu'une zonation précoce peut avoir caractérisé certaines ophisphérites.

Quelques remarques enfin au sujet du mode de distribution de l'*actinote-trémolite* que l'on sait pouvoir plus ou moins remplacer la hornblende ou le pyroxène lors du premier stade de transformation. Si dans la majorité des cas un tel remplacement paraît s'être fait avec la même intensité dans toute l'inclusion, il arrive cependant que cette amphibole secondaire soit plus abondante à la périphérie de quelques ophisphérites; toutefois, cette dernière observation ne permet pas de conclure que la transformation s'est développée après que l'inclusion ait acquis sa forme actuelle. En effet, il faut tenir compte du fait que:

— Comme le montre déjà la figure 32, la chloritisation ultérieure peut affecter davantage une zone intermédiaire ou même toute la partie centrale de certaines ophisphérites.

— La hornblende (ou le pyroxène) présente une plus grande susceptibilité à la chloritisation que l'actinote-trémolite.

Ces deux facteurs justifient l'impossibilité de déterminer:

— Si la plus grande concentration d'amphibole secondaire au bord de l'inclusion signifie que ce minéral s'est véritablement développé, lors du premier stade, surtout à la périphérie de l'enclave (la hornblende ou le pyroxène, alors préservés dans la partie centrale de l'ophisphérite, ayant été par la suite plus facilement chloritisés).

— Ou si la plus grande abondance d'actinote-trémolite dans la zone externe de l'ophisphérite doit être attribuée au fait que la chloritisation, plus intense dans la partie centrale de l'inclusion, n'a épargné l'amphibole secondaire, à l'origine uniformément distribuée, qu'en bordure de l'enclave.

Enfin, il faut remarquer que certaines des transformations associées à ce premier stade, telle que la séricitisation surtout, ou l'ouralitisation, relèvent de phénomènes encore mal connus; il convient donc de ne pas leur attribuer nécessairement les mêmes causes qu'aux autres transformations propres aux inclusions dans les serpentinites.

Cette restriction s'applique avant tout aux développements de séricite, la formation d'actinote-trémolite paraissant bien être, tout au moins dans une large mesure, un des traits caractérisant les roches incluses dans l'ultrabasite.

2.3.5. *A propos de la phase de chloritisation proprement dite (deuxième stade)*

Bien que nous ayons vu qu'une zonation concentrique pouvait parfois apparaître déjà lors du premier stade de transformation, la phase de chloritisation demeure, et de loin, le principal facteur responsable du développement des zonations concentriques caractérisant les ophisphérites.

En effet, affectées ou non par les transformations du premier stade, ces inclusions ont été chloritisées d'une façon particulière: l'intensité de la chloritisation (qui se traduit par un nombre plus ou moins grand de minéraux chloritisés) n'évolue pas de manière progressive mais au contraire brusquement, à certains niveaux, déterminant ainsi la zonation observée.

Comme le montre déjà le tableau II, l'intensité de la chloritisation décroît, le plus souvent, de la zone externe (enveloppe) à la partie centrale (« noyau ») de l'enclave: c'est le mode « *normal* ».

Toutefois, dans un bon nombre d'ophisphérites, cette condition n'est pas réalisée; une zone intermédiaire (mode « *semi-inverse* ») ou même la partie centrale de l'inclusion (mode « *inverse* ») étant la plus chloritisée. Ces deux modes particuliers, dus au fait que la hornblende (parfois le pyroxène) a mieux résisté à la chloritisation à la périphérie de l'ophisphérite (comme dans le cas de la zonation précoce déjà mentionnée), se rencontrent principalement dans des ophisphérites formées aux dépens de diabases à hornblende brune, intersertales surtout, mais aussi hypidiomorphes grenues; diabases qui, par ailleurs, sont demeurées quasi fraîches jusqu'à la phase de chloritisation (démontrant alors que ce comportement particulier de la hornblende, parfois du pyroxène, ne s'est manifesté ici qu'au moment de cette dernière). De ces deux modes, le type « *inverse* » est beaucoup plus rare; nous pensons qu'il représente une évolution du type « *semi-inverse* » dans lequel le « noyau » habituellement moins chloritisé aurait été complètement « digéré » par une chloritisation plus intense.

Indépendamment de ces divers modes de chloritisation et sur la base des observations que l'on peut effectuer, soit dans une même zone, soit d'une zone à l'autre, il est possible de classer les minéraux constitutifs des ophisphérites par ordre de susceptibilité décroissante à la chloritisation. Cette classification est la suivante:

1) *Plagioclase* et divers minéraux résultant de son altération *(séricite, pumpellyite, prehnite, épidote, carbonate)*.

Relevons cependant que la séricite peut parfois disparaître avec un très léger retard sur le plagioclase.

2) *Pyroxène* et *hornblende*.

Nous avons placé ensemble ces deux minéraux bien que dans certains échantillons où ils apparaissent associés, on remarque que la chloritisation n'a pas eu le même effet sur chacun d'eux. Ainsi, dans plusieurs ophisphérites montrant la hornblende subordonnée au pyroxène, la chloritisation totale de ce dernier n'est pas accompagnée de celle du premier minéral qui n'est que partiellement chloritisé; par contre, dans quelques spécimens où le pyroxène n'apparaît qu'en tant que minéral accessoire, c'est au contraire lui qui subsiste sous forme de reliques alors que la hornblende est entièrement chloritisée. On est donc

tenté d'admettre que lorsque ces deux minéraux sont associés, leurs proportions relatives peuvent influencer leur comportement face à la chloritisation. Relevons enfin, de nouveau à l'appui d'une plus grande inertie de la hornblende face à la chloritisation, que dans certaines ophisphérites où pyroxène et amphibole sont associés, cette dernière est chloritisée de manière progressive et avec un net retard, non seulement sur le plagioclase, mais aussi sur le pyroxène.

3) *Actinote-trémolite.*

Bien souvent, dans les zones où tous les minéraux mentionnés jusqu'à présent sont chloritisés, seule l'amphibole secondaire s'observe encore. Le fait que dans certaines zones totalement chloritisées, ne subsistent que les auréoles d'actinote-trémolite développées autour de plages de hornblende, ou de pyroxène, lors du premier stade de transformation, montre clairement cette plus grande résistance de l'amphibole secondaire face à la chloritisation.

4) *Biotite.*

Il n'est pas rare, alors que tous les autres minéraux sont chloritisés, que ce mica s'observe encore, partiellement chloritisé ou même frais.

5) *Apatite et zircon.*

Ces deux minéraux, tout à fait accessoires (et même accidentel dans le cas du zircon qui n'apparaît que dans les ophisphérites feldspathiques), ne sont pas affectés par la chloritisation.

Le mode de passage entre zones différemment chloritisées appelle quelques remarques.

Ce passage est extrêmement brutal pour le plagioclase et les minéraux formés à ses dépens: il se fait sans tenir compte des contours des cristaux qui sont ainsi traversés par la limite entre deux zones différemment chloritisées; seule la séricite disparaît parfois un peu plus progressivement (voir aussi J. BERTRAND, 1968). Dans le cas de la hornblende ou du pyroxène, ce passage, tout en restant bien tranché, peut être un peu moins brutal et surtout il arrive que la chloritisation de ces deux minéraux marque un certain retard sur celle du plagioclase ou des minéraux résultant de la transformation de celui-ci.

Relevons encore que dans les ophisphérites « *semi-inverses* » ou « *inverses* » (tout comme dans certains spécimens montrant une zonation précoce), la disparition du minéral ferro-magnésien (le plus souvent hornblende) est parfois progressive en allant du bord à la zone intermédiaire ou centrale de l'inclusion; par contre, entre zone intermédiaire et « noyau », on observe toujours un contact extrêmement tranché.

Nous ferons enfin quelques remarques d'ordre général.

La chloritisation étant visiblement un phénomène qui a sa source à l'extérieur de l'inclusion, il est déjà difficile de saisir pourquoi l'enveloppe externe de certaines

ophisphérites est moins chloritisée qu'une zone plus interne. Mais en fait, cette particularité n'est pas la seule à faire ressortir la complexité des lois qui doivent avoir régi le processus de chloritisation. En effet:

— Le plus souvent, en passant d'une zone à une autre, le changement d'intensité de la chloritisation se traduit par un nombre progressivement moins grand ou plus grand de minéraux chloritisés (Exemples: a) *Zone périphérique :* plagioclase et hornblende totalement chloritisés; *zone intermédiaire :* seul le plagioclase est chloritisé; *zone centrale :* la roche n'est pas du tout chloritisée. b) *Zone périphérique :* plagioclase et hornblende sont chloritisés; *zone centrale :* seul le plagioclase est chloritisé).

Cette règle n'est toutefois pas absolue, puisqu'il arrive aussi que l'on observe en contact une zone totalement chloritisée avec une autre dans laquelle la roche n'est pas du tout affectée par la chloritisation.

— L'importance relative extrêment variable des zones définissant les ophisphérites est une autre particularité qui démontre que les conditions ayant présidé à la chloritisation n'ont pas été, et de loin, toujours les mêmes. En effet, on pourrait penser que les effets de la chloritisation sur des enclaves de taille semblable (et éventuellement de composition et structure équivalentes) soient les mêmes. Or ce n'est pas du tout le cas. En fait, et quelle que soit la taille de l'inclusion, il est possible d'observer tous les intermédiaires entre l'enclave non affectée par la chloritisation (nous les avons décrites séparément) et celle totalement chloritisée.

Par ailleurs, ce n'est pas nécessairement dans les ophisphérites de plus grande taille que l'on observe plus de deux zones différemment affectées par la chloritisation. Dans un exemplaire de 4 cm de diamètre seulement, nous avons même pu observer, en plus de trois zones principales, une « sous-zonation » formée par six zones secondaires, déterminées avant tout par une proportion plus ou moins grande et une distribution différente des granules de minéraux titanifères (voir à ce propos, dans les descriptions minéralogique des inclusions dans les serpentinites, la description se rapportant à ces minéraux).

3. CONCLUSIONS

Parvenu au terme de la description des principaux caractères des inclusions dans les serpentinites, quelques points essentiels doivent être retenus.

1) *Ces inclusions, et en particulier les ophisphérites, ne résultent pas de la chloritisation d'une brèche diabasique préexistante, brèche qui aboutirait, dans un stade de transformation ultime (de même que certaines diabases) à une serpentinite typique.* L'observation, même dans les enclaves les plus chloritisées, de structures reliques

(diabasiques, gabbroïques) et l'absence d'une quelconque amorce de développement de la structure réticulée propre aux serpentinites massives de la région des Gets nous empêchent de souscrire à une telle hypothèse; cette dernière est encore moins vraisemblable si l'on tient compte de la différence de composition chimique existant entre les parties totalement chloritisées de ces inclusions et la serpentinite typique (teneur appréciable en Al dans les premières ce qui n'est pas le cas pour la seconde). A ce propos, nous interprétons les fragments de serpentinite massive, souvent associés aux ophisphérites et de forme comparable à celles-ci, non pas comme des enclaves de ce type parvenues à un stade de transformation complet, mais comme les vestiges d'ultrabasite ayant échappé aux écrasements et transformations ultérieures. Nous ne pouvons donc pas souscrire à l'hypothèse de F. JAFFÉ, hypothèse selon laquelle les serpentinites de la région étudiée résulteraient de diabases et brèches diabasiques transformées au cours d'une phase ultrabasique postérieure à la mise en place des gabbros et diabases.

Les ophisphérites et autres enclaves correspondent à des vestiges fragmentés : a) soit d'*intrusions (filons)* ou éventuellement, dans certains cas, de *niveaux interstratifiés* dans l'utramafite, b) soit d'*écailles tectoniques* associées à cette dernière. La nature pétrographique variable des uns et des autres, le caractère non constant des transformations ultérieures que ces inclusions ont pu subir, joint au fait que l'on se trouve dans des zones où la tectonique a toujours dû être très active doivent permettre d'expliquer la diversité des enclaves observées aujourd'hui dans un voisinage immédiat.

2) *Il n'est pas rare que ces inclusions aient conservé leur caractère non spilitique originel (plagioclase non albitique).* La nature albitique du feldspath, également observée, est secondaire et liée aux transformations métamorphiques ayant pu affecter certaines de ces enclaves (surtout les ophisphérites); ceci à l'exception de la diabase formant le *point 1* de l'affleurement du Bartoli, diabase rattachée à des épanchements sous-marins et pour laquelle il est très difficile de déterminer l'origine de la composition albito-chloritique (primaire ou secondaire).

3) *La nature pétrographique de ces inclusions appelle aussi quelques remarques.* En effet, comme nous l'avons déjà mentionné, il existe une nette parenté entre les roches formant ces enclaves et certaines de celles observées, à la Mouille-Ronde, soit « en place », soit sous forme d'éléments dans la brèche ophiolitique. Toutefois, dans ces derniers cas, la diversité et de composition et de structures propre aux roches incluses dans les serpentinites fait défaut (diversité précisément attribuable au fait que l'on retrouve dans ces enclaves les vestiges: a) de plusieurs épisodes intrusifs dans l'ultramafite; b) d'écailles tectoniques pouvant provenir de divers niveaux traversés ou chevauchés par la roche ultrabasique); par ailleurs, le plus souvent, dans ces diabases « en place », la chlorite est actuelle-

ment pour ainsi dire le seul élément mélanocrate alors que dans les diabases en inclusions dans les serpentinites la hornblende brune surtout et le pyroxène sont les composants mélanocrates principaux. On soulignera aussi que, contrairement aux gabbros observés « en place » (à amphibole le plus fréquemment), ceux constituant des ophisphérites sont surtout à pyroxène.

D'autre part, nous avons vu que sur l'ensemble des formations diabasiques visibles dans la région des Gets, celles rattachées à des épanchements subaquatiques constituent une part importante; il est alors intéressant de noter que, mis à part l'écaille formant le *point 1* du Bartoli et un unique débris de pillow observé au ruisseau des Bounaz, de telles diabases n'apparaissent jamais incluses dans les serpentinites. Cette particularité mérite d'être soulignée lorsque l'on sait qu'au Mont-Genèvre la majorité des ophisphérites sont constituées par des fragments de laves en coussins. Pour cette dernière région tout au moins, il est donc raisonnable d'admettre que l'association fragments diabasiques-ultrabasite a été avant tout tectonique. Par contre, dans le secteur étudié ici, il apparaît que les conditions ayant présidé à la mise en place des enclaves ont visiblement été différentes puisque, d'après leurs structures, ce sont des roches hypabyssales qui forment la presque totalité des inclusions dans les serpentinites; dans ce cas, il est impossible de définir avec exactitude quel a été, à l'origine, le mode d'association inclusions-roches encaissante (intrusions ou écailles tectoniques?).

4) *Une bonne part de l'intérêt présenté par ces inclusions, et tout particulièrement par les ophisphérites, est lié à l'existence des transformations diverses susceptibles de les avoir affectées.*

Rappelons que nous avons été conduit à admettre que ces transformations se sont développées en deux stades bien distincts. Pour chacun de ceux-ci, il nous reste donc à tenter de définir qu'elles ont pu être:

a) *les causes de telles transformations ;*

b) *le moment auquel elles se sont produites ;*

c) *pourquoi, parmi ces enclaves, certaines d'entre elles* (qui pourtant peuvent être de même nature originelle) *ont été affectées par ces transformations alors que d'autres ont été épargnées.*

3.1. Les transformations du premier stade

a) *Diverses causes peuvent être envisagées pour expliquer l'existence de telles transformations.*

Il est généralement admis que le développement des silicates calciques est lié, soit à un apport de Ca venant de la roche encaissante (Ca libéré par la serpentinisation des pyroxènes), soit à une simple migration et redistribution de cet élément dans l'inclusion, le Ca chassé de l'enveloppe externe des ophisphérites lors de la chloritisa-

tion venant se concentrer dans la partie centrale de ces dernières (cette hypothèse implique donc que la chloritisation est la cause du développement des minéraux calciques); dans la région des Gets tout au moins, nous écarterons cette seconde possibilité puisque nous avons vu que ces minéraux calciques avaient aussi existé dans les zones actuellement chloritisées. D'autre part, dans certains cas, il nous semble qu'il ne faut pas négliger l'hypothèse qu'il n'y a pas eu enrichissement en Ca, mais que cet élément a été libéré par les plagioclases des roches formant ces inclusions.

Ainsi, les développements de prehnite, de pumpellyite, d'actinote-trémolite de même que ceux, peu intensifs, d'épidote pourraient s'expliquer par une simple redistribution du Ca au sein de l'inclusion; par contre, une origine métasomatique de cet élément paraît nécessaire pour justifier les intenses développements épidotiques affectant certaines ophisphérites (zoïsitites de F. JAFFÉ), l'accroissement de la teneur en Ca étant par trop important (voir plus loin, dans la partie consacrée à la pétrochimie, l'analyse IV* *centre*).

En fait, pour pouvoir choisir entre une origine métasomatique ou non du Ca, il faudrait établir un bilan chimique suffisamment précis entre ophisphérites et la serpentinite encore en contact étroit avec ces enclaves, ce qui n'est jamais réalisable dans la région étudiée.

Mais quelle que soit l'hypothèse choisie, il est important de relever que les conditions ayant présidé à ces transformations n'ont pas toujours été les mêmes comme l'indique la diversité des minéraux formés.

Nous ne pensons pas que les conditions variables de pression et de température auxquelles ont dû être soumises les inclusions soient nécessairement liées à une profondeur de formation plus ou moins grande mais qu'elles ont plutôt été réalisées localement dans des zones tectoniquement actives.

Enfin, on pourrait aussi envisager qu'un métamorphisme précoce soit responsable des transformations observées, métamorphisme ayant affecté, suivant l'idée que l'on a de l'origine de ces enclaves, soit les intrusions situées plus ou moins profondément dans l'ultramafite, soit les roches encaissantes auxquelles ont été arrachées les écailles tectoniques lors de la mise en place de la péridotite. Non seulement peu vraisemblable, une telle hypothèse n'est pas en accord avec certaines de nos observations (par exemple, la distribution des minéraux formés lors de ce stade peut indiquer, parfois de manière certaine, que lors du développement de ces transformations, l'inclusion avait déjà été fragmentée pour donner l'ophisphérite observée aujourd'hui); d'autre part, le fait que des roches en tous points identiques à l'origine aient été diversément transformées, dans un espace sans doute limité, nous semble difficilement en accord avec cette hypothèse.

b) *Ayant admis que les serpentinites de la région des Gets dérivent d'une péridotite, il y a tout lieu de penser que les transformations observées* (qu'elles soient d'origine métasomatiques ou pas) *se sont développées au cours de la phase de serpentinisation.*

D'après certains auteurs, cette phase suivrait de peu la mise en place magmatique de l'ultramafite; pour M. VUAGNAT (1963), elle serait plus tardive et contemporaine des mouvements orogéniques alpins conduisant au morcellement puis au déplacement des masses ultrabasiques ainsi formées. Ce dernier point de vue semble davantage en accord avec le fait que la fragmentation des inclusions était visiblement déjà en cours au moment où les transformations métamorphiques les ont affectées.

c) *Indépendamment de la diversité des transformations observées, l'importance plus ou moins grande des développements métamorphiques et même, très souvent, leur absence totale, ne font que rendre plus complexes les problèmes posés par ces inclusions.*

Il nous semble que deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer de telles différence:

1) Si l'on considère que les développements métamorphiques sont d'origine métasomatique, le fait que l'inclusion se soit produite alors que la péridotite était encore fraîche ou au contraire dans un état de serpentinisation plus ou moins avancé a certainement joué un rôle; par ailleurs, même en négligeant toute action métasomatique, le comportement d'une inclusion doit sans doute avoir été différent suivant qu'elle était associée à une roche fraîche ou plus ou moins serpentinisée.

2) Les conditions extrêmement variables de pression et de température, ainsi que la durée pendant laquelle les enclaves sont demeurées soumises à de telles conditions, peuvent aussi justifier ces différences.

3.2. LES TRANSFORMATIONS DU DEUXIÈME STADE

Rappelons que ce stade est essentiellement caractérisé par la *chloritisation* qui affecte très souvent les inclusions dans les serpentinites, et tout particulièrement les ophisphérites (principal facteur responsable des zonations concentriques de celles-ci).

— *Quelles peuvent être les causes d'un tel phénomène?*

Indubitablement plus tardive que les transformations du premier stade, la chloritisation est un phénomène purement métasomatique qui a sans doute pour origine la circulation de solutions aqueuses dans le milieu encaissant les inclusions. En effet, nous n'entrevoyons pas d'autre hypothèse que celle-ci, déjà avancée par M. VUAGNAT, mais il n'en reste pas moins que les conditions ayant présidé à la formation de telles solutions (c'est-à-dire le véritable « moteur » de cette métasomatose) sont encore inconnues.

— Plus tardive, la chloritisation s'est vraisemblablement développée alors que la péridotite encaissante était, si ce n'est déjà totalement serpentinisée, tout au moins

dans un état de serpentinisation très avancé. Etant donné ses nouvelles propriétés physiques, cette roche a alors été plus volontiers soumise aux intenses contraintes tectoniques des premiers stades de l'orogénèse alpine, ce qui a entraîné son morcellement et sa fracturation (et par conséquent celui des inclusions) rendant possible, et surtout plus facile, la circulation de solutions dans un tel milieu. D'ailleurs, la petitesse de la majorité des inclusions parle bien en faveur de dislocations intenses comme la disposition concentrique des zones plus ou moins chloritisées des ophisphérites indique que la métasomatose chloriteuse s'est développée pendant ou surtout après le fractionnement des enclaves.

— A n'en pas douter, la chloritisation, avec ses effets si variables sur les inclusions, soulève autant, et si ce n'est plus, de problèmes que ceux posés par la diversité des transformations du premier stade.

En effet, nous savons que les enclaves peuvent être non seulement plus ou moins affectées par cette métasomatose mais aussi, comme le démontre l'étude des ophisphérites, que cette chloritisation peut se manifester de diverses manières: par le nombre de minéraux constitutifs affectés et aussi par le mode de distribution des zones différemment chloritisées (modes « *normal* », « *semi-inverse* » et « *inverse* »). Rappelons que ces différences ne sont pas liées à la nature pétrographique originelle de l'inclusion puisqu'elles peuvent s'observer dans des roches en tous points semblables à l'origine.

Autre point intéressant ajoutant à la complexité de cette phase de métasomatose: le comportement particulier de la hornblende surtout, mais aussi du pyroxène, qui, dans certains cas, ont plus ou moins échappé à la chloritisation dans la partie externe de l'ophisphérite, mais sont totalement chloritisés dans une zone plus interne (modes « *semi-inverses* » et « *inverses* »). Nous avons d'ailleurs vu qu'il arrivait que ces minéraux aient déjà manifesté un tel comportement lors du premier stade de transformation. Bien qu'encore inexpliquée, cette particularité doit sans doute avoir pour cause l'existence d'une zone « tampon » entre inclusion et roche encaissante, zone n'ayant existé que lorsque certaines conditions étaient réalisées. Une fois encore des analyses chimiques assez rapprochées entre inclusion et roche encaissante (encore en contact l'une avec l'autre) et même effectuées sur les divers minéraux en présence, seraient nécessaires, afin de pouvoir mettre en évidence d'éventuelles différences existant entre les ophisphérites chloritisées selon ces deux modes particuliers ou selon le mode « *normal* ». Peut-être que de telles analyses, irréalisables dans le secteur des Gets étant donné les conditions d'affleurement, seront possibles en d'autres région où de semblables ophisphérites seraient découvertes et permettront-elles alors de mieux comprendre ces phénomènes.

Pour le moment, et d'après les données dont on dispose, on peut raisonnablement admettre l'intervention des facteurs suivants pour expliquer à la fois l'intensité

plus ou moins grande de la chloritisation et les divers modes de développements de celle-ci:

1) *La durée pendant laquelle les inclusions ont été soumises à l'influence des solutions aqueuses* (certaines zones n'ayant peut-être jamais ou pas toujours été parcourues par les solutions; inclusions mises en place plus ou moins tardivement).

2) *Les conditions de pression et de température dans lesquelles ces solutions ont agi* (conditions qui doivent avoir eu une influence sur l'activité des solutions).

3) *La plus ou moins grande abondance de ces solutions et la facilité avec laquelle elles pouvaient circuler* (liaison avec l'état de la roche encaissante: existence, soit de zones préservées plus longtemps de la serpentinisation, soit de zones serpentinisées mais affectées de façons variables par les dislocations tectoniques).

Arrivé au terme de cet important chapitre, on s'aperçoit que de nombreuses incertitudes demeurent, aussi bien quant à l'origine qu'au mode de mise en place ou qu'aux conditions ayant présidé aux diverses transformations pouvant affecter les inclusions dans les serpentinites. Si les conditions d'affleurement particulières et fort mauvaises de la région étudiée ne permettent pas d'apporter davantage de précisions sur ces divers points, nous souhaitons cependant que les observations effectuées puissent s'intégrer dans de futurs travaux qui pourraient être consacrés à l'étude de telles enclaves dans des zones offrant des conditions d'affleurement plus favorables, ce qui permettra sans doute de mieux reconstituer l'histoire géologique des roches incluses dans les serpentinites.

Pour terminer, nous soulignerons une fois encore que les diverses transformations décrites ne sont pas attribuables à un éventuel métamorphisme régional qu'aurait subi la zone préalpine charriée dans laquelle apparaissent actuellement les serpentinites. Ces transformations, propres aux roches incluses dans les serpentinites, se sont vraisemblablement développées avant que ces dernières ne soient placées dans leur contexte géologique actuel.

QUATRIÈME PARTIE

PÉTROCHIMIE DES ROCHES CRISTALLINES DE LA RÉGION DES GETS

1. INTRODUCTION

Nous avons groupé dans ce chapitre l'ensemble des analyses chimiques concernant les granites et les roches ophiolitiques du secteur des Gets. A côté des analyses nouvelles, on en trouvera d'autres, tirées principalement de la thèse de F. JAFFÉ (1955).

Pour chacune de ces analyses les paramètres de Niggli correspondants ont été calculés et nous avons complété ces résultats par le dosage, par fluorescence X, de quelques éléments traces; ces dosages ont généralement pu être aussi effectués sur les échantillons analysés par F. JAFFÉ puisque la plupart d'entre eux étaient à notre disposition.

Le lecteur qui prendrait connaissance des résultats des analyses données par F. JAFFÉ (1955) (totaux des pourcentages pondéraux, paramètres de Niggli) remarquera parfois quelques légères différences entre les valeurs données par notre prédécesseur et celles de ces mêmes analyses reprises dans notre travail. Il y a plusieurs causes à cela: le fait que nous avons calculé les paramètres de Niggli à l'aide d'une machine à calculer électronique en gardant trois chiffres après la virgule tout au long des calculs, que nous n'avons pas arrondi les paramètres obtenus comme l'a fait JAFFÉ pour certains d'entre eux, enfin quelques fautes d'impression se sont glissées dans le travail de cet auteur; ceci laissant donc très peu de place à de véritables erreurs telles que fautes dans les totaux ou autres.

Les résultats de cette étude pétrochimique, acompagnés de représentations graphiques et de quelques commentaires, ont été répartis en trois catégories:

— *Les granites.*

— *Les ophiolites en général.*

— *Les ophisphérites.*

Relevons toutefois que certaines comparaisons portent sur des analyses appartenant à l'une ou à l'autre des deux dernières catégories. Il sera facile de situer les analyses ainsi comparées: celles concernant les ophiolites en général sont numérotées en chiffres arabes et celles se rapportant aux ophisphérites en chiffres romains.

1.1. Les dosages par fluorescence X

Pour être analysés par ce procédé, les échantillons, après avoir été réduits en poudre, ont tous été pastillés dans les mêmes conditions à la presse hydraulique afin de présenter aux rayonnements X des propriétés de surface et de compaction reproductibles.

Conditions d'analyses

Pour les éléments Cr, Ni, Cu, Rb, Sr, Ti et Mn le cristal analyseur employé a été le LiF avec un tube à anticathode d'Ag et un compteur à scintillation; toutefois, dans le cas des serpentinites, le dosage du Mn a été effectué avec la topaze comme cristal analyseur et avec un tube à anticathode d'Ag et un compteur proportionnel à flux gazeux (90% argon — 10% méthane) ceci afin d'éviter l'influence du Cr. Enfin, pour l'analyse du Ba, le cristal analyseur a été la topaze avec un tube à anticathode d'Ag et un compteur à scintillation.

Toutes les mesures ont été effectuées sous vide et la discrimination a été employée pour tous ces éléments sauf pour le Ba. Pour chaque élément, sur les échantillons à analyser comme sur les standards employés, les mesures ont été réalisées de la manière suivante: 10 comptages de 10 secondes sur le pic (raie $K\alpha_1$) et 5 mesures de 10 secondes sur le fond continu (dans certains cas des deux côtés du pic).

Choix des standards

Pour tracer les droites d'étalonnage, les standards employés ont été ceux de l'U.S. Geological Survey: PCC-I *(péridotite)*, BCR-I *(basalte)*, W-I *(diabase)*, AGV-I *(andésite)*, GSP-I *(granodiorite)* et G-2 *(granite)*. Les teneurs attribuées à ces standards pour chacun des éléments à doser ont été, pour W-I, celles données par S. R. Taylor et P. Kolbe (1964) et pour les autres standards les moyennes des valeurs publiées par F. J. Flanagan (1967).

1.2. Signification des dosages d'éléments traces

Pour le moment, ces analyses ne doivent être considérées qu'à titre purement indicatif; les mesures effectuées sont en effet encore trop peu nombreuses pour permettre d'en tirer certaines conclusions. Il est évident que de tels dosages devraient être réalisés sur plusieurs échantillons de chaque type de roche bien déterminé et non pas sur des spécimens uniques comme cela a été le cas ici: alors pourrait-on tenter d'attribuer une signification à certaines variations observées. Dans cet ordre d'idée, d'autres études de ce genre s'attachant à la recherche d'éventuelles variations significatives de teneurs en certains éléments chimiques, en particulier dans les laves en coussins, doivent venir s'ajouter aux déterminations effectuées dans le cadre du présent travail et à celles publiées par M. Delaloye et H. Loubat (1967).

2. LES GRANITES

2.1. Modes et provenances des échantillons analysés

Analyse 1:

albite (légèrement séricitisée), orthose (le plus souvent en voie d'albitisation), quartz, biotite (fortement chloritisée), chlorite, sphène et leucoxène, zircon.

Le Plenay.

Analyste : N. Monnier.

Analyse 2:

albite, orthose (nettement plus rare, plus ou moins kaolinisée), microcline (accidentel); ces feldspaths présentent de fins développements chloriteux et séricitiques; quartz, biotite (relativement abondante, parfois encore assez fraîche), chlorite (altération du mica surtout), minéral opaque, apatite, zircon, calcite secondaire.

Le Marderet-Calamand.

Analyste : N. Monnier.

Analyse 3 [1]:

albite (légèrement séricitisée), quartz, biotite (largement chloritisée), minéral opaque, zircon, calcite secondaire.

Les Lanches.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 4 [2]:

albite (plus ou moins séricitisée), orthose (passablement kaolinisée), quartz, chlorite (altération de la biotite), minéral opaque, zircon.

La Rosière (pentes du Bouvier).

Analyste : L. Duparc.

[1] Analyse publiée par F. Jaffé (1955).
[2] Analyse publiée par A. Michel-Lévy (1892).

2.2. Résultats des analyses

a. *Pourcentages pondéraux*

	1	*2*	*3* *	4 **	
SiO_2	79,09	66,39	69,20	76,52	
Al_2O_3	11,33	13,60	12,92	13,31	
Fe_2O_3	0,28	1,21	0,56		
FeO	0,35	3,69	2,67	1,44	
CaO	0,15	1,91	1,94	0,65	
MgO	0,66	2,52	2,18	0,50	
MnO	0,01	0,02	0,06		
Na_2O	4,25	4,80	5,15	3,43	
K_2O	2,80	0,82	0,98	3,89	
TiO_2	0,10	0,49	0,51		
P_2O_5	0,02	0,11	0,08		
H_2O^+	0,60	2,82	3,70	0,84	(perte au
H_2O^-	0,02	0,10	0,07		feu)
CO_2	0,52	1,63	0,71		
S^{-2}	—	—	—		
Totaux	100,18	100,11	100,73	100,58	

b. *Paramètres de Niggli*

	1	*2*	*3* *	*4* **
si	556,0	288,7	325,6	470,1
al	46,9	34,8	35,8	48,1
fm	10,5	33,8	28,1	12,0
c	1,1	8,9	9,8	4,3
alk	41,5	22,5	26,4	35,6
ti	0,53	1,6	1,8	
p	0,06	0,20	0,16	
h	14,1	40,9	58,0	
k	0,30	0,10	0,11	0,48
mg	0,66	0,49	0,55	
ω	0,42	0,23	0,16	
qz	+290,1	+98,8	+120,0	+227,7

c. *Eléments traces (ppm)*

	1	*2*
Rb(±3)	160	70
Sr(±40)	<150	200
Ba(±50)	270	<100
Cr	<120	<120
Ni	<15	<15
Cu(±3)	23	20
Ti	350±20	2970±*100*
Mn(±30)	230	330

(nous ne disposions pas des échantillons 3 * et 4 **)

Les résultats de ces analyses confirment bien ceux des observations microscopiques. Il s'agit de granites leucocrates, alcalins, le plus souvent albitiques, bien que les variétés à albite et orthose s'observent aussi (analyses 1 et 4 **); rappelons que

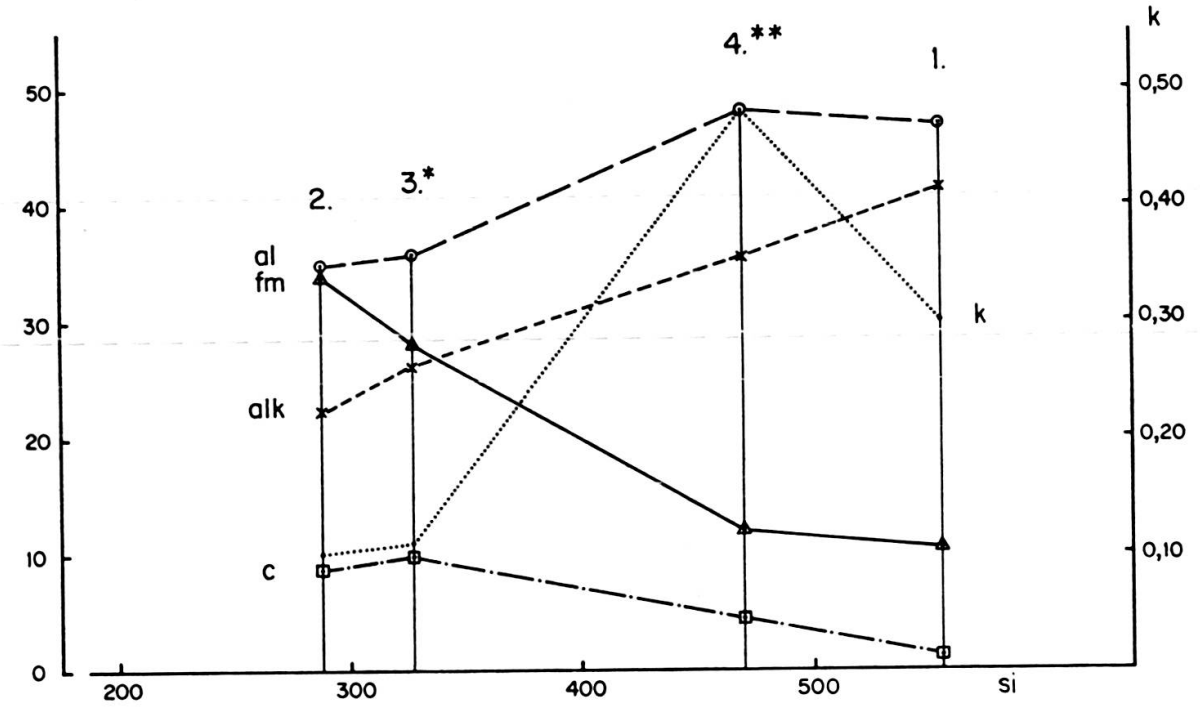


FIG. 33. — VARIATIONS DES PARAMÈTRES DE NIGGLI DANS LES GRANITES.

l'un ou l'autre de ces deux types ne caractérise pas spécialement un affleurement plutôt qu'un autre, car la variété à albite et orthose (qui s'observe surtout au Plenay, déjà moins dans les pentes du Bouvier) semble correspondre, dans chacun des pointements de granite, à des zones plus ou moins épargnées par la métasomatose sodique ayant affecté ces roches. On relèvera encore que le caractère très acide présenté par

deux des échantillons analysés traduit l'abondance des cristallisations secondaires de quartz, cristallisations très fréquentes et caractéristiques dans toutes les lames granitiques de la région des Gets.

La figure 33 montre la variation des paramètres de Niggli dans chacun des granites analysés.

3. LES OPHIOLITES

On trouvera ci-dessous les résultats des analyses des principaux types d'ophiolites de la région étudiée, variétés auxquelles il convient d'ajouter celles se rencontrant principalement sous forme d'ophisphérites et dont les analyses sont données plus loin, dans la partie consacrée essentiellement au chimisme de ces roches particulières.

3.1. Modes et provenances des échantillons analysés

Analyse 1*: Serpentinite massive.

Serpentine, chlorite, pyroxène, minéraux opaques, leucoxène.

Le Bartoli.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 2: Gabbro à hornblende brune abondante (frais).

Plagioclase (35-40% d'An., largement séricitisé), hornblende brune, chlorite, sphène, leucoxène, minéraux opaques, apatite.

Elément de la brèche ophiolitique.

La Mouille-Ronde, *point 7.*

Analyste : G. Mérandon.

Analyse 3: Gabbro à hornblende brune (altéré).

Plagioclase (5-10% d'An., fins développements de chlorite, séricite et épidote, hornblende brune (largement chloritisée), chlorite, clinozoïsite et pistacite (saussuritisation et autres cristallisations), sphène, leucoxène, minéraux opaques, apatite, calcite.

Zone gabbroïque principale.

La Mouille-Ronde.

Analyste : G. Mérandon.

Analyse 4*: Diabase finement intersertale.

Albite, chlorite (une partie tout au moins résultant de la transformation d'une hornblende ou d'une augite préexistantes), sphène, leucoxène, minéral opaque, apatite.

Une des variétés de diabases massives plus ou moins étroitement associée à la serpentinite.

La Mouille-Ronde.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 5*: Diabase intersertale.

Albite, chlorite, sphène, leucoxène.

Le Bartoli, *point 1* (partie non chloritisée).

Analyste : J. Jakob.

Analyse 6: Diabase intersertale divergente (très léger caractère porphyrique).

Albite (avec cristallisations de séricite et de chlorite), chlorite, sphène, leucoxène, minéraux opaques, apatite.

Premier épisode diabasique surmontant le granite arkosique.

La Rosière (pentes du Bouvier).

Analyste : N. Monnier.

Analyse 7: Diabase intersertale (par places hypidiomorphe grenue).

Albite (généralement très sériciticisée), chlorite (résulte le plus souvent de l'altération de la biotite), quartz, sphène, leucoxène, apatite, pyrite limonitisée, zircon.

Variété étroitement associée au granite-arkosique.

Le Plenay.

Analyste : N. Monnier.

Analyse 8: Diabase intersertale assez grossière.

Albite (peu sériciticisée), chlorite (une partie résulte de l'altération de la biotite), sphène, leucoxène, minéral opaque, apatite.

Le Farquet.

Analyste : G. Mérandon.

Analyse 9: Diabase intersertale à intersertale divergente moyenne.

Albite, chlorite, sphène, leucoxène, minéral opaque, calcite.

Vestige de filon recoupant les laves en coussins.

Le Vuargne.

Analyste : G. Mérandon.

Analyse 10*: Diabase intersertale assez grossière.

Albite, chlorite, hématite, sphène, leucoxène.

Elément de la brèche diabasique hématitique.

Le Plenay.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 11*: Diabase arborescente étoilée.

Albite, chlorite, sphène, leucoxène, minéral opaque, calcite.

Centre de pillow.

Le Vuargne.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 12*: Diabase sphérolitique.

Albite, chlorite, sphène, leucoxène, minéral opaque.

Bord de pillow.

Le Vuargne.

Analyste : J. Jakob.

Analyse 13*: Chlorite.

Chlorite, sphène, leucoxène, minéral opaque.

Matrice de pillow.

Le Vuargne.

Analyste : J. Jakob.

---

* Analyses données par F. JAFFÉ (1955): 1*, 4*, 5*, 10*, 11*, 12*, 13* = respectivement Ba 2, MR 157, Ba 1c, P, Vpc, Vpb, Vchl de cet auteur.

3.2. Résultats des analyses

a) *Pourcentages pondéraux*

	1*	2	3	4*	5*	6	7	8	9	10*	11*	12*	13*
SiO_2	39,13	42,11	43,67	49,60	46,41	49,04	57,98	47,30	50,00	50,42	49,50	54,83	33,62
Al_2O_3	2,21	15,83	16,38	15,69	15,87	19,29	17,22	17,05	17,24	16,00	14,75	15,68	15,23
Fe_2O_3	5,44	4,19	3,03	2,52	1,27	4,84	1,72	3,25	1,18	8,67	2,77	1,94	5,94
Cr_2O_3	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	3,28	6,56	6,28	6,96	6,94	3,86	4,99	6,39	6,06	1,47	6,81	5,07	10,33
CaO	0,56	9,95	7,07	3,57	3,24	0,91	1,16	3,64	3,54	5,34	3,16	2,42	2,74
MgO	34,72	8,85	7,97	7,41	10,06	8,16	4,47	9,96	7,53	3,92	7,95	5,78	13,55
MnO	0,14	0,19	0,17	0,17	0,25	—	0,12	0,05	0,10	0,17	0,19	0,11	0,23
NiO	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,54	3,85	4,38	5,39	5,72	6,64	5,00	5,32	6,43	5,72	5,76	7,63	0,74
K_2O	0,10	0,97	0,33	0,22	0,20	—	1,72	0,19	0,10	0,44	0,11	0,07	1,29
TiO_2	0,13	4,86	4,20	3,40	2,87	1,87	1,36	1,56	1,73	2,62	2,24	2,19	2,30
P_2O_5	0,01	0,08	0,06	0,43	0,41	0,34	0,34	0,26	0,15	0,44	0,18	0,18	—
H_2O^+	12,19	1,89	4,70	4,36	6,38	4,92	3,72	5,00	4,59	4,75	5,05	3,78	11,76
H_2O^-	1,34	—	—	0,36	0,13	0,19	0,11	0,11	0,46	0,23	0,79	0,42	2,40
CO_2	—	0,48	1,86	—	—	0,25	0,43	—	1,46	—	0,80	—	—
S^{-2}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Totaux	100,24	99,81	100,10	100,08	100,17	100,31	100,34	100,08	100,57	100,19	100,06	100,10	100,08

b) *Paramètres de Niggli*

	1*	2	3	4*	5*	6	7	8	9	10*	11*	12*	13*
si	63,4	90,8	105,8	132,8	114,6	129,6	196,1	112,8	133,2	145,3	131,8	162,8	71,5
al	2,2	20,1	23,4	24,7	23,0	30,0	34,3	23,9	27,0	27,1	23,1	27,8	19,1
fm	95,8	47,5	47,5	50,7	54,4	50,4	41,5	54,2	46,1	39,6	52,8	42,9	71,4
c	0,97	23,0	18,4	10,2	8,6	2,6	4,2	9,3	10,1	16,5	9,0	7,7	6,2
alk	0,95	9,4	10,8	14,3	14,0	17,0	20,1	12,6	16,7	16,8	15,0	22,1	3,3
ti	0,18	7,9	7,6	6,8	5,3	3,7	3,5	2,8	3,5	5,7	4,5	4,9	3,7
p	0,01	0,07	0,06	0,49	0,43	0,4	0,49	0,3	0,17	0,54	0,20	0,23	—
h	65,8	13,6	38,0	38,9	52,5	43,3	41,9	39,7	40,8	45,6	44,8	37,4	83,4
k	0,11	0,14	0,05	0,03	0,02	0,00	0,18	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,53
mg	0,95	0,60	0,61	0,59	0,68	0,64	0,55	0,66	0,65	0,43	0,60	0,60	0,70
ω	0,60	0,37	0,30	0,25	0,14	0,53	0,24	0,31	0,15	0,84	0,28	0,26	0,34
qz	−40,5	−46,7	−37,3	−24,4	−41,4	−38,3	−15,8	−37,5	−33,8	−21,9	−28,2	−25,6	−41,6

c) *Eléments traces (ppm)*

	1*	2	3	4*	5*	6	7	8	9	10*	11*	12*	13*
Cr (±25)	2.000	120	67±5	50±5	60±5	200	<120	320	220	<120	230	240	720±5
Ni (±10)	1.560	80	65	⩽30	30	40	<15	125	80	40	70	75	245
Cu (±3)	<20	33	36	~1.350	39	63	80	<20	50	35	39	59	60
Rb (±3)	<10	20	<10	<10	<10	<10	120	<10	<10	20	<10	<10	40
Sr (±40)	<150	400	255	112	186	170	200	220	390	290	390	270	34
Ba (±50)	<100	630	⩽100	⩽100	⩽100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	⩽100
Ti (±100)	770±20	27.200	20.340	12.150	9.855	12.000	7.400	10.000	8.400	10.600	9.000	10.000	11.990
Mn (±30)	590	1.290	1.318	1.636	2.016	1.220	870	450	940	1.160	1.400	900	2.250

A la suite de ces résultats certains points méritent d'être relevés :

1) La grande majorité des diabases analysées présente un net caractère spilitique tel qu'il a été défini par H. DEWEY et J. S. FLETT (1911) et par M. VUAGNAT (1946); plusieurs de ces roches montrent de grandes analogies de composition chimiques

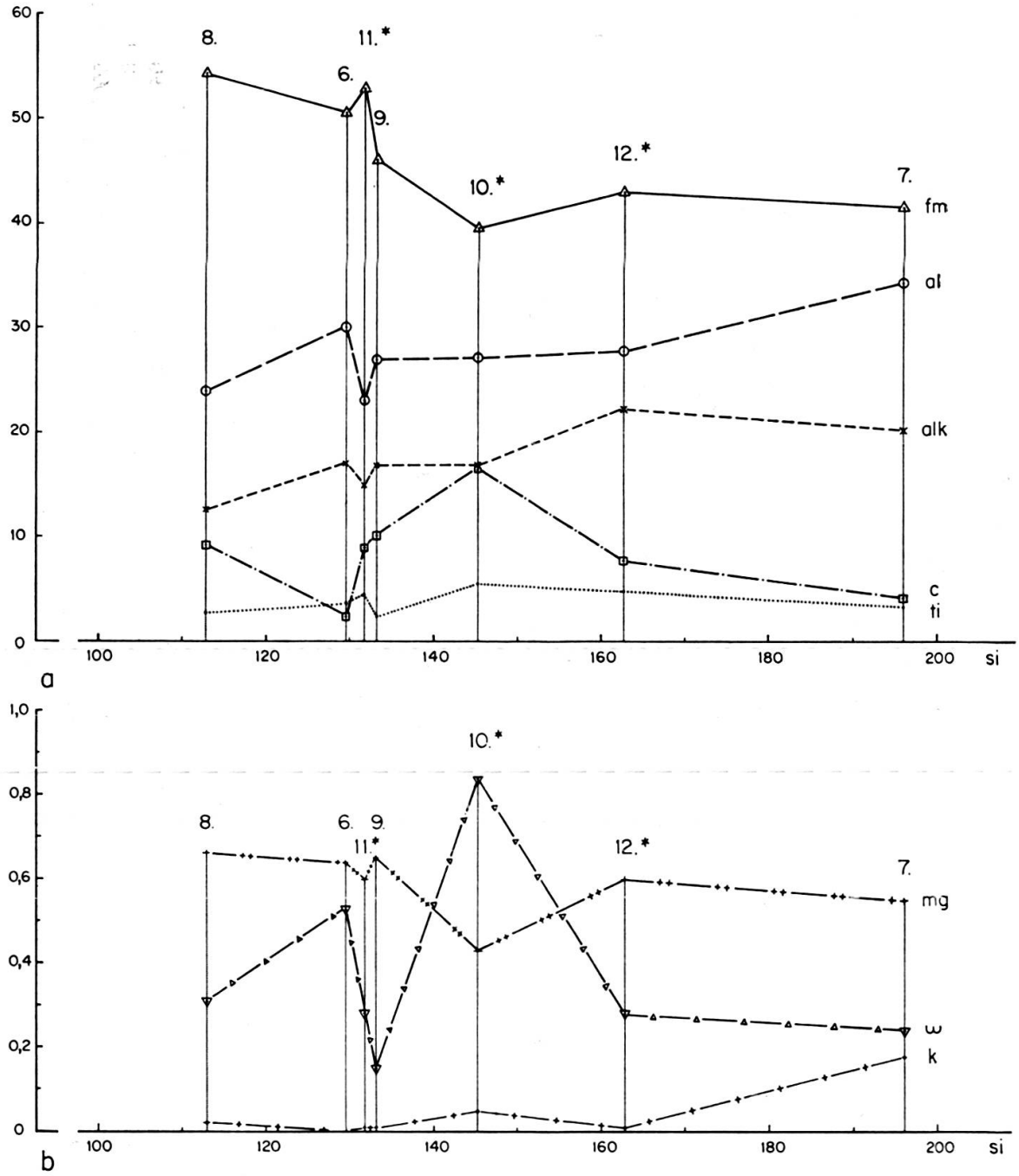


FIG. 34 a ET b. — VARIATIONS DES PARAMÈTRES DE NIGGLI DANS LES DIABASES SPILITIQUES.

avec certaines des variétés dont les analyses figurent dans ce dernier travail, de même d'ailleurs qu'avec les diabases spilitiques des Préalpes romandes (F. SALIMI, 1965).

Les figures 34a. et 34b. indiquent quelles sont les variations des paramètres de Niggli dans les diabases albito-chloritiques de la région des Gets.

2) La très grande similitude de composition chimique existant entre les diabases albito-chloritiques pour lesquelles on n'a aucune preuve qu'une telle association minérale soit secondaire (cas des diabases visiblement rattachées à des épanchements subaquatiques: analyses 9, 11* et 12*) et la variété provenant de la Mouille-Ronde (analyse 4*) dans laquelle il apparaît clairement que la chlorite a pris la place de la

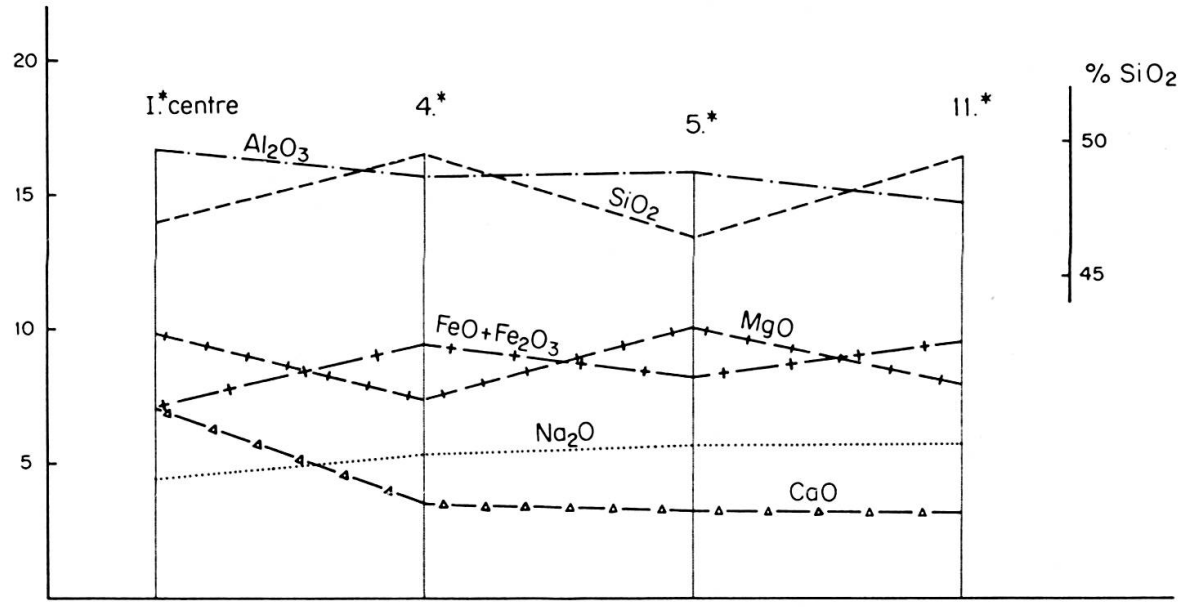


FIG. 35. — VARIATIONS DES TENEURS EN PRINCIPAUX OXYDES DANS TROIS DIABASES ALBITO-CHLORITIQUES SE PRÉSENTANT SOUS DES MODES DE GISEMENT BIEN DISTINCTS ET COMPARAISON AVEC UNE DIABASE NON SPILITIQUE A HORNBLENDE BRUNE.

hornblende ou du pyroxène et que l'albite résulte alors très vraisemblablement de la transformation d'un plagioclase originellement plus basique, comme le montre l'étude des diabases à hornblende ou à pyroxène encore fraîches rencontrées principalement en inclusions dans les serpentinites (caractère spilitique secondaire). Nous reviendrons sur cette question dans le cadre de nos conclusions pétrographiques générales, en faisant quelques réflexions sur le problème des spilites.

3) La nature particulière, déjà relevée par l'examen microscopique, de la diabase associée au granite du Plenay (analyse 7). En effet, par sa teneur en silice, cette roche sort du domaine des roches basiques; cela tend bien à confirmer ses affinités dioritiques (voir la description pétrographique des diabases étroitement associées au granite arkosique). La composition minéralogique actuelle de cette variété est sans aucun doute secondaire.

4) Le caractère plus basique de la diabase du Bartoli (analyse 5*) résulte uniquement de sa tendance à la chloritisation complète (lame associée à la serpentinite).

5) Par la figure 35, nous avons voulu, d'une part montrer l'étroite parenté chimique existant entre les diabases albito-chloritiques rencontrées sous divers modes

de gisement, et d'autre part faire ressortir les différences entre de telles diabases et les variétés non spilitiques.

6) Les différenciations chimiques existant entre le centre et le bord des pillows suivent bien la voie classique telle qu'elle a été définie et décrite à plusieurs reprises par M. VUAGNAT; de plus, le magma des filons recoupant ces laves en coussins est

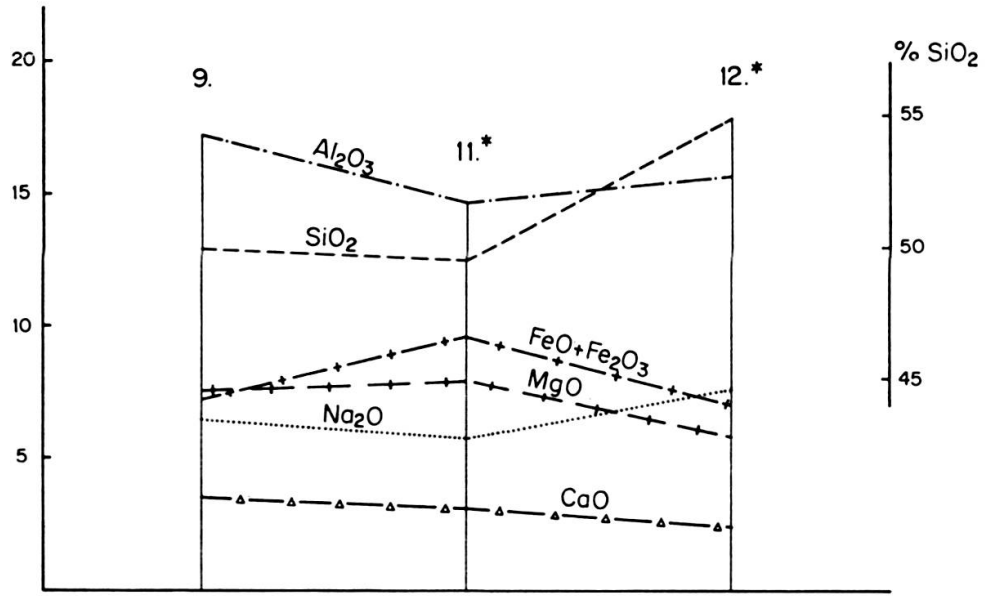


FIG. 36. — LA COMPOSITION CHIMIQUE D'UNE COULÉE SOUS-MARINE (diabases spilitiques) EXPRIMÉE EN FONCTION DE LA TENEUR EN PRINCIPAUX OXYDES AU CENTRE D'UN PILLOW, AU BORD D'UN PILLOW ET DANS UN FILON ÉTROITEMENT ASSOCIÉ A CES MÊMES COUSSINS.

très nettement « consanguin » de celui ayant donné naissance à ces dernières. La figure 36 illustre ces deux particularités.

7) La confrontation des résultats des trois analyses de gabbros (voir aussi fig. 37a. et b.) permet de relever:

a) La tendance au caractère alcalin présentée par le type encore frais à hornblende brune (analyse 2), tendance que l'on retrouve dans certaines diabases à hornblende brune formant très nettement une série continue avec ces gabbros. Ce caractère est lié non pas tant à une teneur très élevée en alcalis qu'à un faible pourcentage en silice (d'après ce dernier, l'analyse 2 se situe en effet dans le domaine des roches ultrabasiques). On pouvait s'attendre à une telle propriété, sachant que la kaersutite (variété de hornblende brune apparaissant dans ces gabbros et diabases) est typiquement associée à des roches alcalines.

b) La disparition de ce caractère alcalin dans le gabbro à augite-diallage (analyse V *centre*).

c) L'évolution vers le caractère spilitique (plagioclase passant à de l'albite et hornblende brune remplacée par de la chlorite) des gabbros observés « en place » à la Mouille-Ronde.

8) La comparaison des analyses chimiques de la serpentinite, de la chlorite ayant envahi l'enveloppe externe des ophisphérites (de même que certaines diabases en contact avec les serpentinites) et de la chlorite formant la matrice des pillows montre que chacune de ces roches a ses caractères propres et bien distincts. La serpentinite se distingue des chlorites par son extrême pauvreté en alumine; quant aux

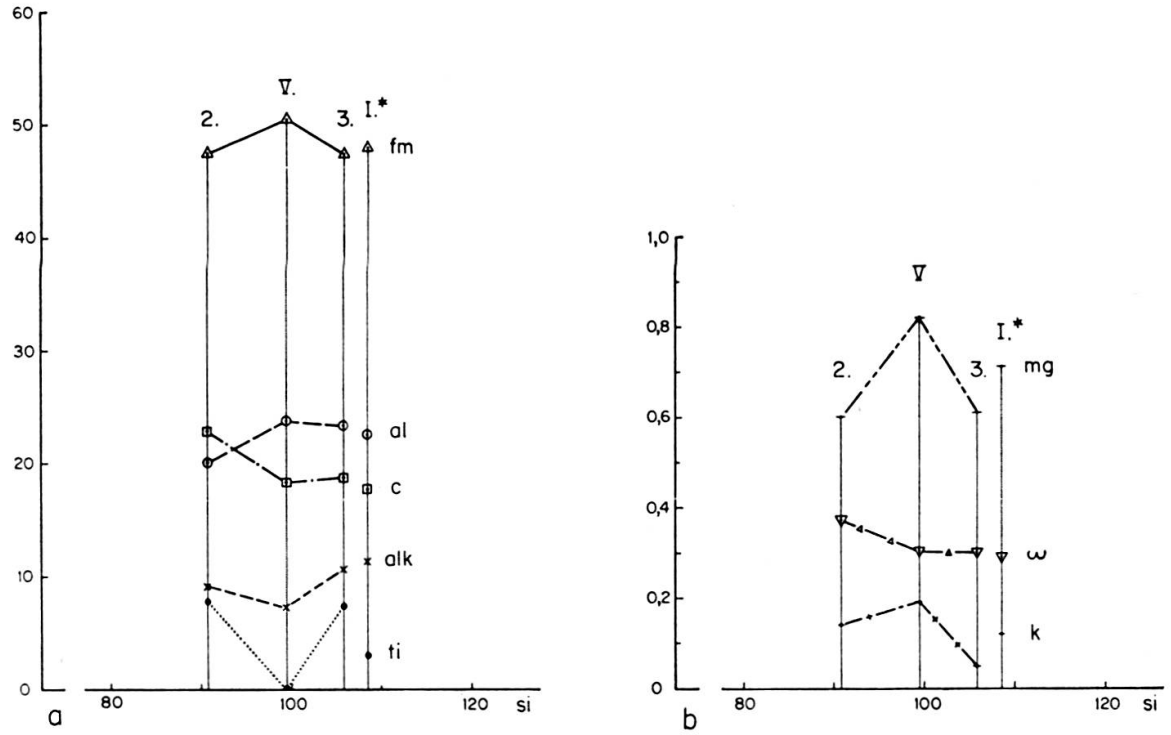


FIG. 37. — VARIATIONS DES PARAMÈTRES DE NIGGLI DANS LES PRINCIPAUX TYPES DE GABBROS. (La diabase non spilitique à hornblende brune est figurée comme point de comparaison).

chlorites, celle formant la matrice des pillows est nettement plus riche en oxyde de fer que celle envahissant l'enveloppe externe des ophisphérites, cette dernière variété étant surtout magnésienne comme nous l'avons aussi montré par quelques analyses à la microsonde électronique (J. BERTRAND, 1968).

Ces diverses particularités permettent de confirmer:

a) que les serpentinites et chacun de ces types de chlorites ont des origines bien différentes et que les premières ne sont pas le produit d'un stade de chloritisation ultime (de diabases ou de gabbros);

b) qu'il existe un lien entre la serpentinisation des péridotites et la chloritisation des roches incluses dans ces dernières.

Les figures 38a. et b. illustrent les particularités chimiques de chacunes de ces trois roches.

Enfin, relevons qu'une étude plus détaillée de la distribution de certains éléments traces dans les serpentinites massives a été effectuée: 12 échantillons provenant de

divers points de la région étudiée ont tout d'abord été analysés semi-quantitativement; puis, au vu de ces premiers résultats, des mesures quantitatives ont été faites sur trois échantillons représentatifs.

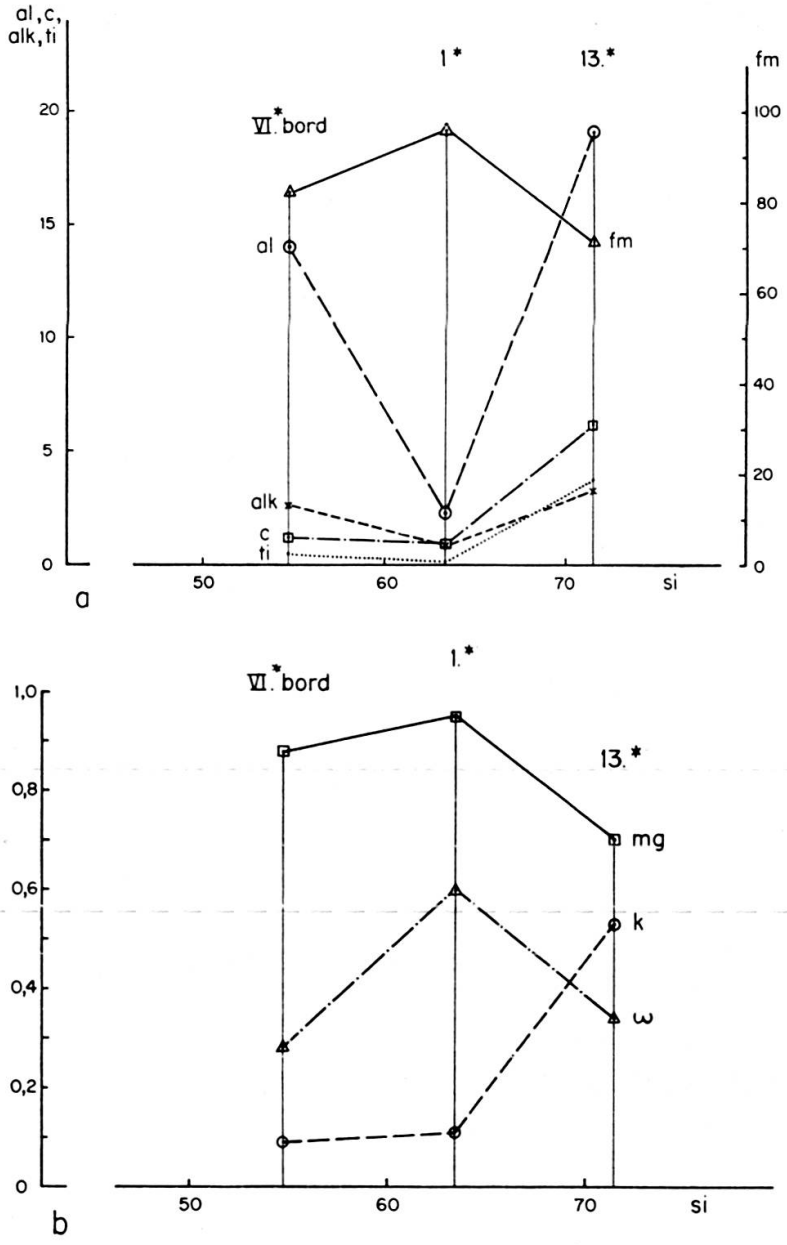


FIG. 38 a ET b. — VARIATIONS DES PARAMÈTRES DE NIGGLI ENTRE LA SERPENTINITE MASSIVE, LA CHLORITE FORMANT LA MATRICE DES PILLOWS ET LA CHLORITE AYANT ENVAHI L'ENVELOPPE EXTERNE DES OPHISPHÉRITES.

Les moyennes des résultats ainsi obtenus sont les suivantes:

Cr : 2040 ppm (±25);	Ni : 1820 ppm (±10);	Co : <100 ppm;
Cu : <20 ppm ;	Rb : <10 ppm ;	Sr : <150 ppm;
Ba : <100 ppm ;	Ti : 693 ppm (±20);	Mn: 923 ppm (±30).

(Les standards dont nous disposions et surtout la limite de sensibilité de la méthode utilisée ne nous ont pas permis de déterminer la teneur en Co avec davantage de précision; il convient toutefois de relever la présence de cet élément, présence qui n'a pas été décelée dans les autres ophiolites analysées).

Ces valeurs, comparées à celles trouvées sur l'échantillon dont l'analyse chimique complète est donnée (analyse 1*), montrent le caractère extrêmement constant de la distribution des éléments dosés: sans doute les serpentinites actuellement dispersées sous forme d'écailles proviennent-elles d'une même zone originelle.

D'autre part, en nous basant sur les résultats de diverses études géochimiques cités et complétés par G. T. FAUST et J. J. FAHEY (1962), les teneurs en Cr et Ni des échantillons analysés sont caractéristiques des variétés dérivant de péridotites.

Cet argument s'ajoute à ceux que nous avons déjà avancés pour attribuer une telle origine aux serpentinites de la région des Gets.

4. LES OPHISPHÉRITES

Six ophisphérites ont été analysées (partie centrale et enveloppe externe). Elles n'ont pas été choisies nécessairement parmi celles que l'on rencontre le plus fréquemment mais plutôt dans le dessein de mieux définir:

— quelques types de roches bien distincts se présentant sous un tel mode de gisement;

— certaines des transformations qui ont pu affecter ces roches avant la phase de chloritisation;

— divers effets de la phase de chloritisation.

4.1. MODES ET PROVENANCES DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

Analyse I*: Diabase intersertale à hornblende brune et phénocristaux de plagioclase.

Centre :

plagioclase (30-40% d'An., passablement séricitisé, quelques très fines cristallisations de pumpellyite, de chlorite également), hornblende brune, biotite, chlorite, clinozoïsite (veinules), minéral opaque, leucoxène, apatite.

Bord :

chlorite, hornblende brune, biotite, minéral opaque, leucoxène, apatite.

Le Crêt.

Analyste : J. Jakob.

Analyse II: Diabase intersertale à hornblende brune.

Centre :

chlorite, leucoxène, sphène, minéral opaque, accidentels vestiges de hornblende.

Bord :

hornblende brune (quelque peu remplacée par chlorite et actinote-trémolite), chlorite, minéral opaque, leucoxène, sphène.

Le Crêt (ophisphérite « *inverse* »).

Analyste : G. Mérandon.

Analyse III: Diabase à hornblende brune à structure hypidiomorphe grenue orientée.

Centre :

plagioclase totalement chloritisé et séricitisé (seules quelques reliques subsistent), hornblende brune (largement chloritisée et passant à l'actinote-trémolite), leucoxène, sphène, minéral opaque, biotite (légèrement chloritisée).

Bord :

chlorite, leucoxène, sphène, minéral opaque, biotite (légèrement chloritisée).

La Pierre à Feu.

Analyste : G. Mérandon.

Analyse IV*: Diabase à hornblende brune à structure hypidiomorphe grenue orientée (variété largement épidotitisée).

Centre :

clinozoïsite (largement cristallisée, associée à de la chlorite), hornblende (passablement remplacée par chlorite et actinote-trémolite), leucoxène, sphène, apatite, minéral opaque.

Bord :

chlorite, hornblende brune (un peu plus altérée qu'au centre), sphène, apatite, leucoxène, minéral opaque.

Le Crêt.

Analyste : J. Jakob.

Analyse V: Gabbro à augite-diallage.

Centre :

plagioclase (30-35% d'An., passablement séricitisé, accidentelles et fines cristallisations de pumpellyite), augite-diallage (en voie d'ouralitisation), chlorite, hornblende brune, minéral opaque.

Bord :

chlorite, pyroxène (remplacement par actinote-trémolite et chloritisation plus importants qu'au centre), chlorite, hornblende brune (largement chloritisée), minéral opaque.

Le ruisseau des Bounaz.

Analyste : N. Monnier.

Analyse VI*: Ségrégation albitique.

Centre :

albite, chlorite, minéral opaque, leucoxène, sphène, clinozoïsite (veinules).

Bord :

chlorite, minéral opaque, leucoxène, sphène.

Le Crêt.

Analyste : J. Jakob.

* Analyses données par F. Jaffé (1955): I*, IV*, VI* = respectivement C 50, C 27, C 2 de cet auteur.

4.2. Résultats des analyses

a) *Pourcentages pondéraux*

	I*		II		III		IV*		V		VI*	
	Centre	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*
SiO_2	47,00	40,10	29,66	37,85	33,39	32,24	38,25	36,66	46,32	40,80	54,15	33,04
Al_2O_3	16,73	8,65	16,74	12,53	20,47	15,21	19,60	10,85	18,89	14,39	17,59	14,41
Fe_2O_3	2,23	2,93	—	2,99	1,89	3,61	3,79	1,87	1,62	2,10	0,94	2,17
FeO	4,94	6,36	9,85	6,87	3,66	5,74	3,11	5,81	3,48	6,26	1,07	5,04
CaO	7,17	6,57	2,54	6,47	1,61	1,20	14,76	4,55	7,98	6,42	1,94	0,69
MgO	9,87	21,83	27,03	22,00	24,00	27,20	12,78	26,46	12,79	20,98	10,05	29,10
MnO	0,21	0,23	0,29	0,22	0,30	0,15	0,18	0,17	0,21	0,33	0,12	0,21
Na_2O	4,54	2,17	(<0,1)	1,01	0,27	(<0,1)	1,51	1,09	2,81	0,59	8,38	1,46
K_2O	0,91	0,40	(<0,1)	0,17	1,65	0,18	0,09	0,04	1,03	(<0,1)	0,66	0,22
TiO_2	1,79	1,94	1,46	1,38	1,27	1,15	2,05	2,45	0,38	0,47	0,53	0,41
P_2O_5	0,32	0,37	0,21	0,21	0,04	0,04	0,31	0,28	0,01	0,01	0,22	0,22
H_2O^+	4,31	7,35	12,02	7,99	11,37	13,10	3,26	9,41	4,54	7,01	4,47	12,15
H_2O^-	0,06	1,15					0,26	0,84	0,14	0,30	0,17	1,20
CO_2	—	—	0,76	0,36	0,28	0,31	—	—	0,19	0,57	—	—
S^{-2}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Totaux	100,08	100,05	100,56	100,04	100,20	100,13	99,95	100,21	100,39	100,23	100,29	100,30

b) *Paramètres de Niggli*

	I*		II		III		IV*		V		VI*	
	Centre	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*
si	108,6	73,0	48,2	66,9	59,8	54,9	71,3	62,8	99,6	74,9	143,5	54,7
al	22,7	9,3	16,0	13,0	21,6	15,2	21,5	10,9	23,9	15,5	27,4	14,0
fm	48,0	73,6	79,6	72,8	73,0	82,4	46,2	78,9	50,5	70,8	44,5	82,2
c	17,8	12,8	4,4	12,3	3,1	2,2	29,5	8,3	18,4	12,6	5,5	1,2
alk	11,5	4,3	0,02	1,9	2,4	0,2	2,8	1,8	7,3	1,0	23,5	2,6
ti	3,1	2,6	1,8	1,8	1,7	1,5	2,9	3,1	0,61	0,65	1,1	0,51
p	0,31	0,28	0,14	0,15	0,03	0,03	0,24	0,20	0,01	0,01	0,25	0,14
h	33,2	44,6	65,1	47,1	67,9	74,3	20,3	52,2	32,5	42,9	39,5	67,0
k	0,12	0,11	0,00	0,10	0,80	1,0	0,04	0,02	0,19	0,00	0,05	0,09
mg	0,71	0,81	0,83	0,80	0,88	0,84	0,77	0,86	0,82	0,82	0,90	0,88
ω	0,29	0,29	0,00	0,28	0,32	0,36	0,52	0,22	0,30	0,23	0,44	0,28
qz	−37,0	−45,0	−51,9	−40,7	−49,5	−45,9	−42,5	−45,0	−29,4	−29,3	−49,0	−57,0

c) *Eléments traces (ppm)*

	I*		II		III		IV* [1]		V		VI*	
	Centre	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*	*Centre*	*Bord*
Cr (±25)	170	180	225	180	360	540	<120	<120	<120	<120	<120	<120
Ni (±10)	75	370	155	130	405±20	625±20	165	570	95	140	<15	120
Cu (±3)	99	43	53	~270	<20	<20	<20	<20	40	137	27	<20
Rb	<10	<10	<10	<10	40±3	<10	<10	<10	40±3	<10	<10	<10
Sr (±40)	480	150	<100(~15)	<100(~15)	<100(~50)	<100(~50)	1.255	<150	730	<150	620	<150
Ba	1.440±50	<100	—	—	340±40	<100(~30)	<100	<100	2.970±50	<100	540	<100
Ti (±100)	7.400	7.500	9.680	8.420	10.400	9.720	830±20	350	2.230	3.200±20	1.750±20	1.890±20
Mn (±30)	1.220	1.380	3.695	2.540	3.560	1.870	1.360	1.140	1.390	2.190	950	1.740

[1] Nous n'avons pas pu disposer, pour effectuer ces mesures, de l'ophisphérite IV* analysée par F. JAFFÉ; par contre, l'examen des coupes minces de cette dernière nous a permis de choisir un nouvel échantillon présentant des propriétés quasi équivalentes.

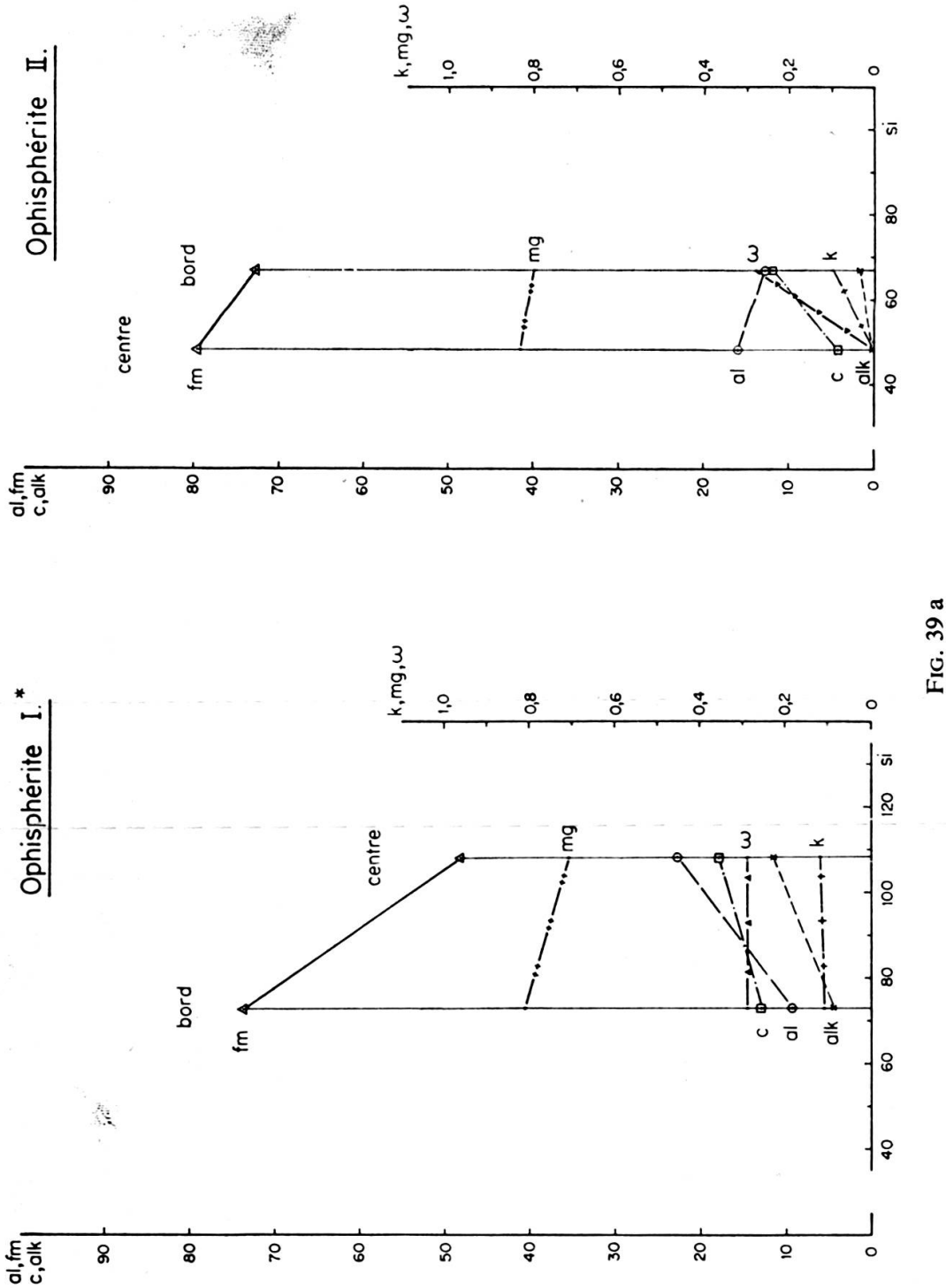


FIG. 39 a

FIG. 39. — DIAGRAMMES ILLUSTRANT LA VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI ENTRE LE CENTRE ET LE BORD DES OPHISPHÉRITES ANALYSÉES.

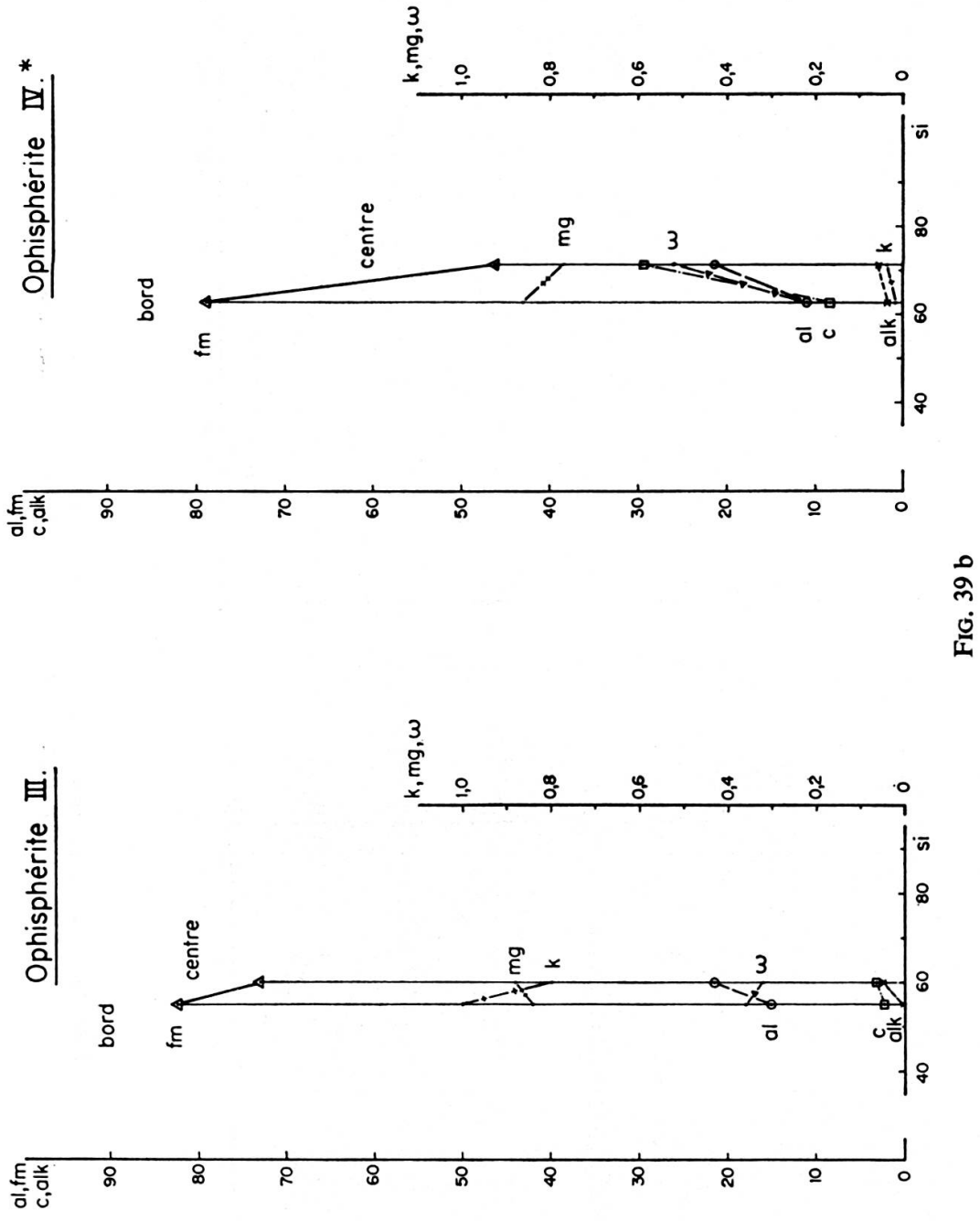


FIG. 39 b

FIG. 39. — DIAGRAMMES ILLUSTRANT LA VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI ENTRE LE CENTRE ET LE BORD DES OPHISPHÉRITES ANALYSÉES.

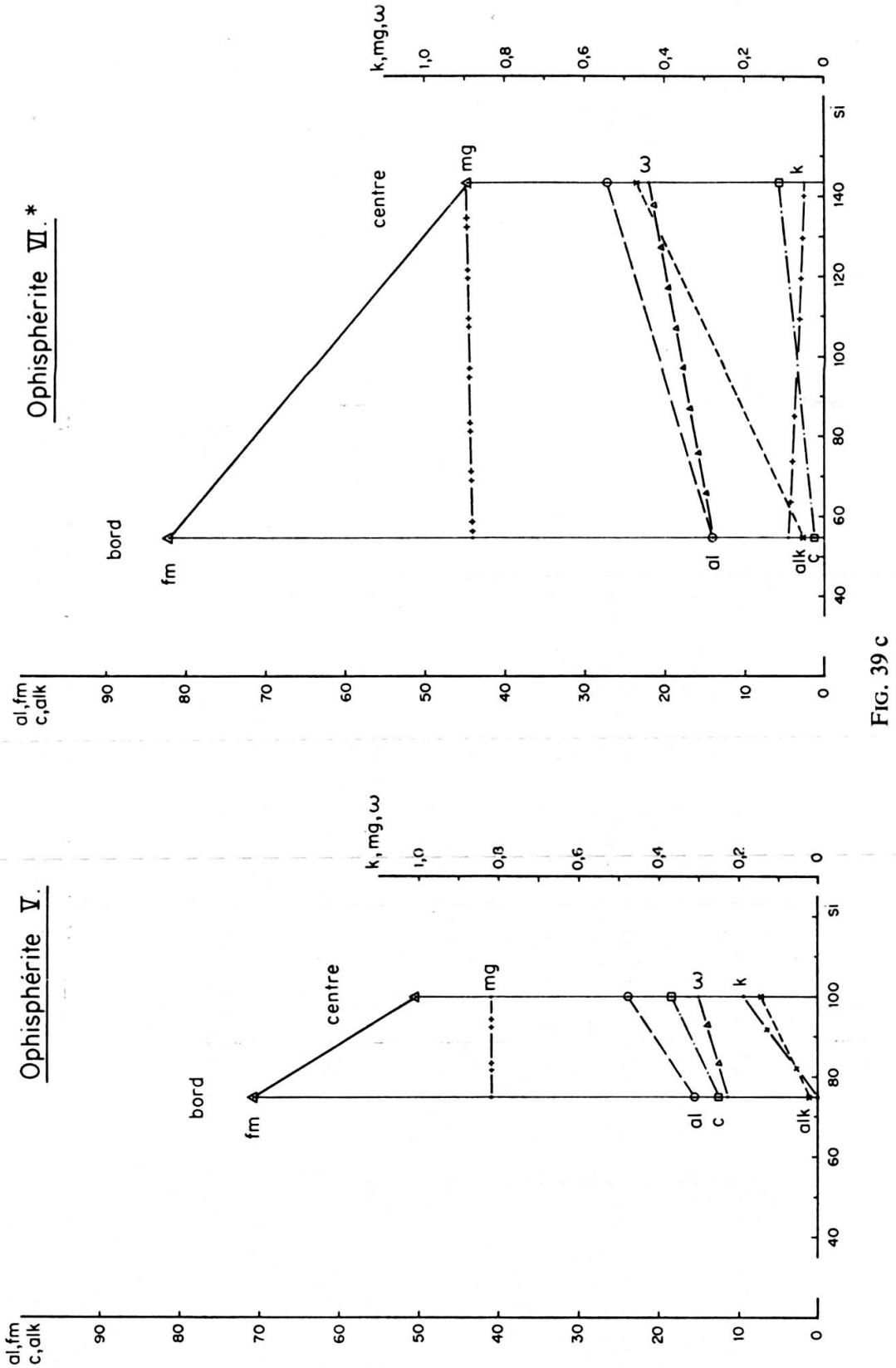


FIG. 39 c

FIG. 39. — DIAGRAMMES ILLUSTRANT LA VARIATION DES PARAMÈTRES DE NIGGLI ENTRE LE CENTRE ET LE BORD DES OPHISPHÉRITES ANALYSÉES.

La confrontation de ces quelques analyses (illustrées par les diagrammes des figures 39a., b. et c.) montre d'une part, en comparant les résultats obtenus sur les parties centrales (« noyaux ») et sur les enveloppes externes, quels ont été les divers effets de la phase de chloritisation (deuxième stade) sur ces inclusions particulières

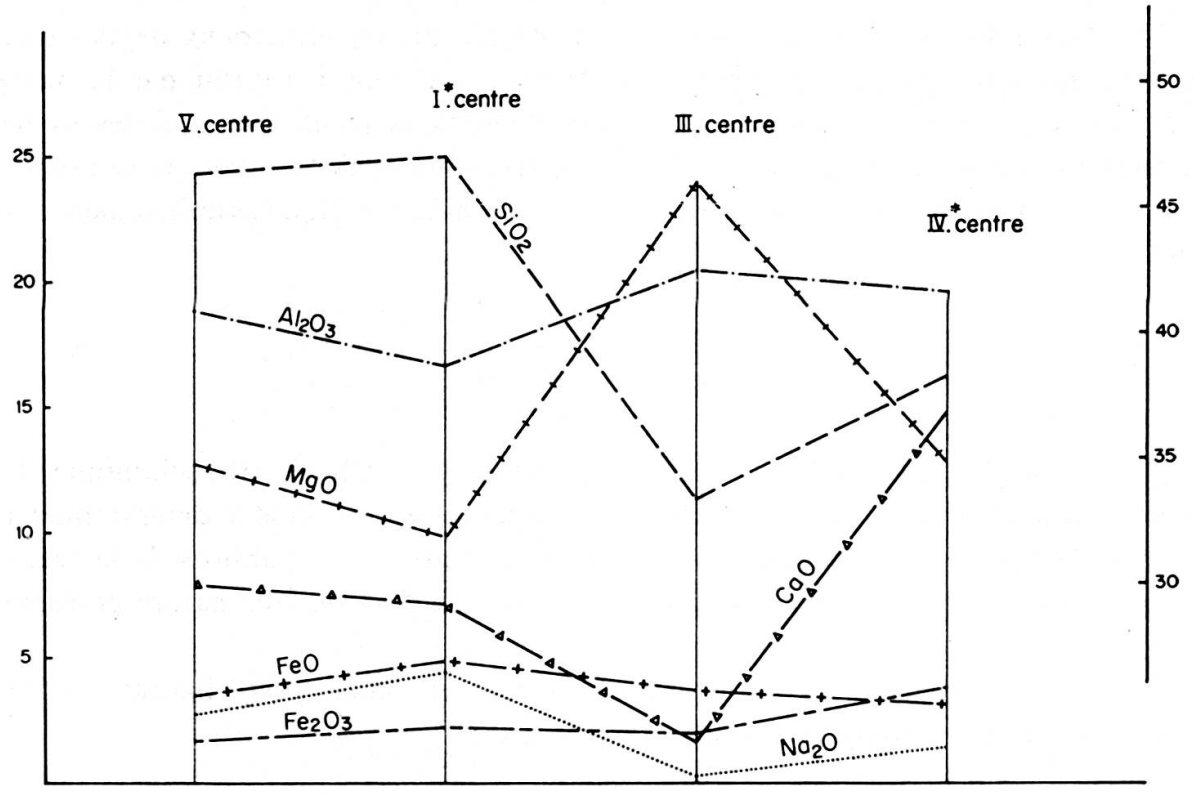


FIG. 40. — VARIATIONS DES TENEURS EN PRINCIPAUX OXYDES DANS LA PARTIE CENTRALE DE QUATRE TYPES BIEN DISTINCTS D'OPHISPHÉRITES.

et d'autre part (cas des analyses III *centre* et IV* *centre* surtout) quelles ont été les incidences de certaines des transformations précédant cette phase de chloritisation sur la composition chimique originelle de ces enclaves.

A propos de la phase de chloritisation on relèvera surtout que le mode « *inverse* » présenté par l'échantillon II ressort nettement des résultats des analyses chimiques.

Quant aux transformations du premier stade, elles appellent les commentaires suivants :

1) Dans le cas de l'échantillon III, la composition chimique du « noyau » intensément chloritisé et séricitisé (l'analyse I* *centre* donne une idée approximative de la composition chimique primitive de cette roche, les ophisphérites I* et III étant constituées par des diabases de structures différentes mais de composition minéralogique originelle très semblable) est malgré tout différente de celle de l'enveloppe chloritisée. Cela prouve l'existence de deux phases de chloritisation bien distinctes, non seulement au point de vue chimique mais aussi dans le temps.

2) Si l'on compare les résultats des analyses I* *centre* et IV* *centre* (ophisphérites également formées à l'origine par des diabases de composition minéralogique voisine) on remarque avant tout le très net accroissement de la teneur en Ca dans ce dernier échantillon: l'intense développement d'épidote dont il témoigne est donc bien lié à une métasomatose calcique.

La figure 40, en montrant les variations de teneurs en principaux oxydes dans les « noyaux » de quatre ophisphérites de type bien différent, fournit par la même occasion une illustration des effets des transformations mentionnées ci-dessus (en permettant de comparer les analyses I* *centre*, III *centre* et IV* *centre*, qui se rapportent, comme l'on sait, à des roches de composition minéralogique primitivement fort semblable).

5. CONCLUSIONS

En guise de conclusion à cette partie consacrée à l'étude pétrochimique des roches cristallines du secteur des Gets, nous avons rassemblé dans le diagramme ternaire de la figure 41 les principales variétés de diabases et de gabbros de la région étudiée. Ces variétés ont été chosies aussi bien en fonction de leur nature pétrographique que de leurs modes de gisement.

Sur ce diagramme, les chiffres indiqués à côté de chaque point figuratif correspondent à ceux des analyses données dans le texte.

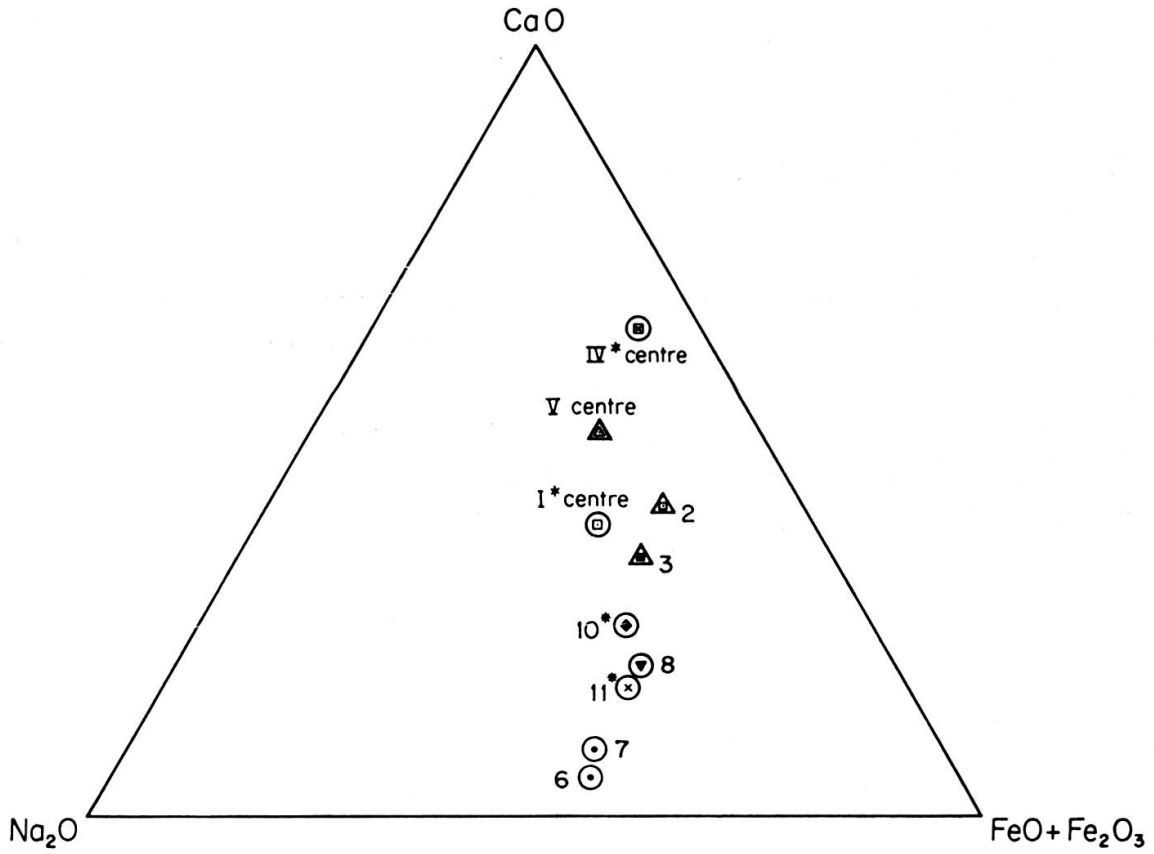


FIG. 41. — VARIATION DE LA TENEUR RELATIVE EN SOUDE, EN CHAUX ET EN OXYDES DE FER DANS LES PRINCIPAUX TYPES D'OPHIOLITES DE LA RÉGION DES GETS.

Diabases de caractère spilitique :

⊙ 6 et 7: étroitement associée au granite arkosique;
⊗ 11*: vestige d'une coulée sous-marine (centre de pillow);
⊛ 8: lame isolée;
◈ 10*: élément d'une brèche diabasique hématitique.

Diabases non spilitiques à hornblende brune :

⊡ I* *centre*: variété encore fraîche (ophisphérite);
◙ IV* *centre*: variété épidotitisée (ophisphérite);

Gabbros :

⧋ 2: frais, à hornblende brune;
(élément de la brèche ophiolitique);
⧋ 3: altéré, à hornblende brune (« en place »);
⧋ V *centre*: relativement frais, à augite-diallage (ophisphérite);

CINQUIÈME PARTIE

AGES DES OPHIOLITES DE LA RÉGION DES GETS

L'état de fraîcheur remarquable de la hornblende dans certains gabbros ou diabases de la région étudiée nous a permis d'effectuer plusieurs mesures géochronométriques sur ce minéral par la méthode *potassium/argon.*

Rappelons simplement que ce procédé géochronométrique est basé sur le fait que l'isotope K^{40} du potassium est radioactif et que sa dégradation (par capture électronique) donne de l'A_r^{40}.

La formule:

$$t\,(\text{années}) = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1+\frac{A_r^{40}}{K^{40}}\right)$$

où λ = constante de désintégration du K^{40} en A^{40}, permet de calculer l'âge isotopique K/A du minéral analysé pour autant que soit déterminé dans celui-ci:

1. le pourcentage de potassium;

2. la quantité d'A^{40} radiogénique (A_r^{40}).

Il est donc nécessaire d'isoler ce minéral en un concentré aussi pur que possible, concentré sur lequel seront effectuées les analyses du potassium et de l'argon.

Pour extraire la hornblende, nous avons utilisé un séparateur électromagnétique et les liqueurs lourdes; en effet, si dans le cas des roches à grain suffisamment grossier l'emploi de telles liqueurs est superflu, il est par contre indispensable, soit lorsque la roche doit être broyée très finement pour que le degré de séparation des divers minéraux soit atteint, soit lorsque la hornblende est déjà partiellement remplacée par chlorite et actinote-trémolite (en effet, en diluant plus ou moins les liqueurs suivant les cas, on arrive alors à isoler les grains les plus frais de ceux plus altérés).

L'analyse du potassium a été réalisée par photométrie de flamme, cet élément se trouvant en quantité suffisante dans les treize échantillons employés. Quant au dosage de l'argon, il a été effectué par dilution isotopique au moyen d'un spectromètre de masse, un omégatron spécialement mis au point à cet effet au laboratoire de minéralogie de l'Université de Genève par le professeur D. KRUMMENACHER à qui nous devons ces analyses.

1. Nature, mode de gisement et provenances des ophiolites datées

Treize échantillons ont été choisis, à savoir:

1. Gabbro à hornblende brune abondante et très fraîche.
   Bloc actuellement déchaussé dans une zone de serpentinite altérée. *Le ruisseau des Bounaz.*
2. Gabbro en tous points identique à celui de l'échantillon 1 (nature, condition de gisement, provenance) mais récolté dans un autre bloc.
3. Diabase porphyrique (phénocristaux de plagioclase) à hornblende brun-vert déjà passablement remplacée par de l'actinote-trémolite et de la chlorite.
   Mode d'affleurement et provenance semblables à ceux des échantillons 1 et 2.
4. Gabbro à hornblende déjà passablement affectée par la chloritisation.
   Principale zone gabbroïque « en place ». *La Mouille-Ronde.*
5. Gabbro à hornblende quasi fraîche.
   Zone gabbroïque incluse dans la diabase. *La Mouille-Ronde, point 6.*
6. Gabbro identique à celui de l'échantillon 1.
   Elément de la brèche ophiolitique. *La Mouille-Ronde, point 7.*
7. Gabbro à hornblende légèrement chloritisée.
   Mode de gisement et provenance semblables à ceux de l'échantillon 6.
8. Diabase hypidiomorphe grenue-microgabbro à hornblende très fraîche.
   Mêmes modes de gisement et provenance que les échantillons 6 et 7.
9. « Lave » à phénocristaux de hornblende brune fraîche.
   Elément de la brèche ophiolitique. *La Mouille-Ronde, point 8.*
10. Diabase hypidiomorphe grenue à phénocristaux de hornblende brune à peine affectés par la chloritisation (le plagioclase de la roche est totalement chloritisé).
    Petit fragment associé à la serpentinite. *La Pierre à Feu.*
11. Diabase grossière, hypidiomorphe grenue, à hornblende brune fraîche (le plagioclase de la roche est totalement chloritisé).
    Petit fragment inclus dans la serpentinite. *Le Bartoli.*
12. Diabase finement intersertale à hornblende brune fraîche mis à part quelques développements d'actinote-trémolite et de chlorite.
    Partie centrale non chloritisée d'une ophisphérite. *Le Crêt.*
13. Roche identique à celle de l'échantillon 12, mais ici le plagioclase est totalement chloritisé.
    Partie centrale d'une ophisphérite. *Le Crêt.*

2. Tableau des résultats

Numéro de l'échantillon	% K	Age (m.a.)
1	0,545	**174 ± 4**
2	0,374	**155 ± 7**
3	0,282	176 ± 6
4	0,278	140 ± 6
5	0,458	*147 ± 7*
6	0,460	**178 ± 4**
7	0,481	126 ± 5
8	0,573	**149 ± 2**
9	0,411	*143 ± 6*
10	0,209	57 ± 6
11	0,261	*103 ± 10*
12	0,485	*118 ± 11*
13	0,377	*180 ± 4*

Les âges indiqués en caractères gras sont ceux obtenus sur une hornblende d'une fraîcheur parfaite; les valeurs indiquées en caractères italiques correspondent à celles données par une amphibole dans un état de fraîcheur un peu moins bon et enfin les chiffres donnés en caractères normaux indiquent les âges trouvés sur une hornblende encore un peu plus altérée.

3. Conclusions

La plupart de ces âges sont donc compris entre 140 et 180 m.a. D'autre part, on peut remarquer que les quelques âges plus récents ont été obtenus sur des hornblendes dont l'état de fraîcheur n'était pas parfait; il est donc permis de penser que ce sont là des âges plus ou moins rajeunis.

Dans les nouvelles échelles géologiques (Kulp, 1959, Faul, 1960) les limites Trias-Jurassique, Jurassique-Crétacé et Crétacé inférieur-Crétacé supérieur sont respectivement placées à 180 m.a., 135 m.a. et autour de 100 m.a.

La mise en place des ophiolites datées ici se serait donc effectuée surtout durant le Jurassique; elle se serait toutefois poursuivie au Crétacé inférieur pour vraisemblablement se terminer au Crétacé supérieur.

En tous les cas, un point semble devoir être retenu: *l'activité ophiolitique s'est étalée sur une période importante.* Ceci vient à l'appui des hypothèses que nous avions émises pour tenter d'expliquer soit l'absence, soit la diversité des transformations qui peuvent affecter ces ophiolites, particulièrement celles incluses dans les serpentinites.

Vouloir étendre ces résultats à toutes les ophiolites non métamorphiques de la chaîne alpine serait peut-être faire preuve d'imprudence; en effet, les roches datées ici apparaissent non seulement dans des conditions particulières, puisque toujours plus ou moins étroitement associées aux serpentinites, mais encore, par leur richesse en amphibole, ces gabbros et diabases se distinguent de toutes les variétés connues jusqu'à ce jour dans les Alpes.

Par ailleurs, il faut relever que ces datations ne concernent pas les manifestations volcaniques subaquatiques dont on sait pourtant que les produits forment une part importante des roches cristallines de la région étudiée.

En effet, la nature essentiellement albito-chloritique de ces diabases rend impossible une quelconque mesure géochronométrique et, d'autre part, l'absence de fossiles caractéristiques dans les terrains sédimentaires encaissant ces formations (si on laisse de côté la question des rapports exacts de celles-ci avec les dits terrains) interdit toute déduction précise quant à l'âge de ces épanchements sous-marins; tout au plus sait-on qu'à la Rosière (pentes du Bouvier) de telles diabases se sont épanchées sur les vestiges d'une série sédimentaire probablement d'âge liasique (voir G. et P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN, 1966, p. 329). Il est donc permis d'envisager que ces manifestations volcaniques ont débuté au Jurassique supérieur déjà.

Rappelons que, dans les Préalpes romandes, F. SALIMI (1965, p. 263) a daté du Campanien-Maestrichtien la spilite de Moosbach (Simmental). Nous pensons qu'il faut être prudent avec cette unique datation obtenue par la méthode K/A, car elle a été effectuée sur une roche dont la composition actuelle (albito-pyroxénique à stilpnomélane) pourrait bien résulter d'un certain métamorphisme; dans ce cas on aurait un âge pour le moins rajeuni. Il faut toutefois relever que les âges que l'on peut attribuer à d'autres sills diabasiques du Simmental en tenant compte de leurs relations avec les sédiments encaissants, ici bien datés (voir F. SALIMI, 1965, p. 262), confirment celui obtenu par la géochronométrie.

De ce qui précède, on retiendra que le volcanisme ophiolitique de la région étudiée semble s'être étendu sur une période importante qui aurait débuté au Jurassique et se serait terminée au Crétacé supérieur.

SIXIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Parvenu au terme de cette étude, nous allons nous efforcer d'en rappeler les résultats principaux et d'en tirer certains enseignements. Sur ce dernier point, il est bon de souligner que nous entrons là dans un domaine purement hypothétique et qu'il ne faut en aucun cas attribuer un caractère définitif aux idées qui sont avancées. Ne pas faire cette restriction, connaissant l'exiguïté des affleurements, le manque de relations entre les divers faciès observés et les rapports complexes des roches cristallines avec le milieu sédimentaire encaissant, serait faire preuve de témérité.

S'il ne fait aucun doute que de nombreux vestiges d'une activité ophiolitique sont associés aux séries de type flysch du secteur des Gets, il reste à entrevoir:

— *Quelles étaient les relations primitives entre ces roches volcaniques* (dans l'espace et dans le temps).

— *Par quelles éventuelles transformations ces roches ont pu être affectées* (métamorphisme, problème des spilites).

— *Quel a été leur mode d'association aux sédiments encaissants actuels.*

1. Relations primitives des roches volcaniques

Rappelons tout d'abord brièvement quelle est la nature des diverses roches cristallines observées et quelles relations peuvent exister entre chacunes d'elles.

a. *Granites et arkoses*, en lames d'importance très variable:

— associés, par contact non tectonique, à des épanchements diabasiques et surtout à des brèches diabasiques hématitiques;

— sans liaison avec la roche volcanique.

b. *Formations diabasiques typiquement rattachées à des coulées de laves sous-marines* (laves en coussins, brèches formées in situ, hyaloclastites, injections, filons), en lentilles minuscules, sauf au Vuargne. Ces roches ne montrent jamais de contact direct ni avec le granite, ni avec les serpentinites.

c. *Diabases et gabbros* en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites (« en place » à la Mouille-Ronde, en inclusions diverses dans l'ultramafite).

d. *Serpentinites* (divers faciès).

e. *Formations particulières* résultant de remaniements divers ayant affecté les roches de l'une ou l'autre des catégories mentionnées ci-dessus mais avec lesquelles elles ne présentent pas de relations apparentes (conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques; brèche fine à éléments sédimentaires et diabasiques; conglomérat à éléments diabasiques, granitiques et sédimentaires; brèche ophiolitique; ophicalcites).

Les mesures géochronométriques effectuées sur les granites (par la méthode du « *plomb total* ») ont montré que les roches acides ne sont pas contemporaines des ophiolites et qu'elles appartiennent sans aucun doute au *cycle hercynien* (tels les granites des Préalpes romandes et ceux, associés aux « argille scagliose », de la nappe de Ligurie).

R. CHESSEX, M. DELALOYE et M. VUAGNAT (1968) ont déjà relevé le problème paléogéographique posé par cette association d'écailles paléozoïques aux ophiolites mésozoïques. En effet, il est communément admis que le volcanisme ophiolitique s'est manifesté en milieu géosynclinal, zone dans laquelle l'écorce terrestre est très réduite ou même inexistante. On a jusqu'alors invoqué des éboulements, des glissements, des actions tectoniques pour tenter d'expliquer la présence de ces lambeux granitiques. Au cours de cette étude, un point nous a paru certain: *le contact roche acide-diabases est primaire* (cela est évident dans les pentes du Bouvier où l'une des lames de granite est manifestement « enrobée » par les diabases). On ne peut alors s'empêcher de penser que les manifestations volcaniques ont peut-être été la cause du fractionnement d'un soubassement ancien. Un tel volcanisme se serait développé en bordure du géosynclinal, dans une zone où l'écorce terrestre n'aurait pas encore totalement disparu.

D'autres arguments plaident en faveur de cette dernière hypothèse:

— Le caractère arkosique du granite.

— L'érosion presque complète (à la Rosière):

  a) de la série sédimentaire primairement associée au granite;

  b) d'un premier épisode diabasique.

— Le type particulier de la diabase directement associée au granite (au Plenay), diabase qu'aucun indice ne permet d'attribuer avec certitude à des épanchements sous-marins.

Ce sont là des caractères propres à une zone soumise à une alternance de périodes d'émersion et d'immersion, conditions précisément réalisables en bordure d'un sillon.

Une subsidence ultérieure aurait permis aux importantes masses de brèches diabasiques hématitiques (qui résultent du démantèlement de coulées sous-marines) de se mettre en place.

Il faut remarquer que ces considérations ne doivent pas exclure d'autres processus de mise en place pour les écailles granitiques qui apparaissent non associées à la roche volcanique.

Quant aux coulées subaquatiques typiques, elles se sont vraisemblablement développées dans une partie plus profonde du géosynclinal, les granites n'étant jamais associés directement aux produits de telles manifestations ; ce n'est que dans certaines formations détritiques particulières (conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques; conglomérat à éléments diabasiques, granitiques et sédimentaires) que de rares débris granitiques peuvent apparaître au côté de fragments de laves en coussins.

Nous avons donc séparé les formations diabasiques mentionnées jusqu'ici des diabases (et des gabbros) observés en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites. Cette distinction s'intégre bien à l'hypothèse généralement admise qui tend à considérer, dans un cycle orogénique, les éruptions de laves basiques, qui ont lieu durant la phase géosynclinale, et les intrusions plutoniques, associées à la montée des ultramafites, qui accompagnent les premiers stades de plissements.

Reste alors à préciser:

1) *Les liens éventuels entre ces deux types bien différents d'activité magmatique.*

2) *Pour ce qui est de l'activité intrusive associée aux premiers plissements, quels sont les rapports entre serpentinites, gabbros et diabases.*

Sur le premier de ces points, il semble qu'il faille envisager l'existence de deux domaines d'activité bien distincts. En effet, mises à part quelques inclusions tectoniques, les produits des effusions sous-marines n'apparaissent jamais associés ni aux serpentinites ni aux gabbros et diabases intrusives. Cette dernière trilogie se serait mise en place dans une région correspondant à une partie encore plus profonde du géosynclinal (l'absence des moindres indices de granites associés aux termes de cette phase pourrait être interprétée comme une confirmation de cette hypothèse).

Préciser les relations entre serpentinites et les gabbros et diabases qui leur sont associés est une tâche ingrate.

Nous savons que des fragments de gabbros et de diabases apparaissent inclus dans l'ultrabasite mais l'incertitude demeure quant à leurs modes de mise en place: intrusions, inclusions tectoniques, voire même différenciations dans certains cas. Rappelons toutefois les quelques vestiges de filons diabasiques observés dans la serpentinite, ainsi qu'un contact visiblement primaire entre celle-ci et la diabase (*point 5*, la Mouille-Ronde); dans ces derniers cas seulement, l'antériorité de l'ultrabasite est certaine.

En ce qui concerne les rapports entre gabbros et diabases associés aux serpentinites, deux observations parlent en faveur de l'antériorité des gabbros:

a) les inclusions de gabbros dans la diabase (la Mouille-Ronde);

b) le filon de diabase recoupant le gabbro (le ruisseau des Bounaz).

De toute manière, d'après les données dont nous disposons et tant que demeurent, d'une part les incertitudes concernant l'origine même des serpentinites, et d'autre part les doutes au sujet des conditions de mise en place des inclusions dans ces dernières (filons recoupant l'ultrabasite ou écailles tectoniques arrachées lors de la montée de celle-ci), il est préférable d'admettre l'existence de rapports complexes entre ces diverses roches, ce qui d'ailleurs ne s'éloigne pas nécessairement de la vérité.

Ayant distingué deux types d'activité magmatique bien distincts, nous avons envisagé jusqu'ici quels pouvaient avoir été leurs rapports dans l'espace. *Que peut-on dire de leurs relations dans le temps*?

L'une de ces activités (celle en liaison plus ou moins étroite avec les serpentinites) a pu être datée grâce à plusieurs mesures géochronométriques effectuées par la méthode K/A. D'après les résultats obtenus, cette activité paraît s'être développée durant le Jurassique surtout pour se terminer au Crétacé supérieur.

Quant aux autres manifestations magmatiques, auxquelles correspondent avant tout les épanchements diabasiques sous-marins et les diabases associées au granite, il n'a pas été possible de les dater par les méthodes géochronométriques (diabases essentiellement albito-chloritiques). Tout au plus sait-on qu'à la Rosière (pentes du Bouvier), de telles diabases se sont épanchées sur les vestiges de la couverture sédimentaire primitive du granite, couverture formée par une série très réduite d'âge génériquement liasique (voir C. et P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN 1966, p. 329).

Cette activité se serait donc manifestée plus ou moins simultanément à la précédente (mais dans une autre partie du géosynclinal) et il est probable qu'elle se soit aussi étendue sur une période assez longue.

En résumé, les roches cristallines du secteur des Gets se rattachent à deux cycles bien distincts:

— *Le cycle hercynien avec granites et arkoses.*

— *Le cycle ophiolitique avec serpentinites, gabbros et diabases.*

Dans ce dernier, nous avons distingué:

a. les diabases plus ou moins directement rattachées à des épanchements subaquatiques;

b. les gabbros et diabases qui paraissent associés à la montée des ultramafites sans qu'il soit possible d'établir un ordre de succession précis entre chacune de ces roches.

Rappelons que F. JAFFÉ (1955) avait proposé un schéma quelque peu différent puisque, pour cet auteur, une phase spilitique (avec gabbro et diabases) faisait suite au granite (d'âge hercynien?) alors que la phase ultrabasique (avec serpentinites, ophisphérites et roches connexes) marquait la fin du cycle ophiolitique.

Plusieurs arguments nous ont permis de démontrer que les serpentinites de la région étudiée dérivaient de péridotites et non pas de roches diabasiques et gabbroïques préexistantes comme l'avait admis JAFFÉ; on ne peut donc plus attribuer ces serpentinites à l'existence d'une phase ultrabasique tardive. D'autre part, s'il est permis d'envisager une phase spilitique, celle-ci ne pourrait se rapporter qu'aux effusions diabasiques sous-marines; en effet, on rencontre encore, parmi les roches plus ou moins associées aux serpentinites, des gabbros et des diabases à plagioclase calcique.

2. LES TRANSFORMATIONS PRÉSENTÉES PAR LES OPHIOLITES

(métamorphisme, problème des spilites)

Jusqu'alors nous avons été amenés à attribuer les diabases et gabbros étudiés à deux types d'activité magmatique bien distincts en ne faisant pour ainsi dire pas appel à la composition minéralogique de ces roches. Si l'on tient compte de cette dernière, nous en arrivons aussi à grouper diabases et gabbros en deux catégories principales comprenant:

a. *Les diabases plus ou moins directement rattachées à des épanchements sub-aquatiques* (et les faciès qui en dérivent), diabases caractérisées par leur composition albito-chloritique.

Ceci nous amènera à parler du problème des spilites.

b. *Les gabbros et diabases associés aux serpentinites, ou qui paraissent l'avoir été*, et qui présentent les compositions minéralogiques variées que l'on sait.

Dans cette seconde catégorie il convient de distinguer:

1) les fragments de diabases et gabbros, franchement inclus dans l'ultramafite, caractérisés par leurs paragenèses minérales variées (décrites dans la troisième partie de ce travail).

2) Les diabases et gabbros « en place », à la Mouille-Ronde, liés de façon moins évidente à l'ultrabasite et qui se distinguent, par leurs composistions minéralogiques, à la fois des diabases appartenant à la catégorie a. et des fragments inclus dans les serpentinites.

Nous ferons donc quelques remarques à propos des diverses transformations métamorphiques observées.

2.1. *Les diabases albito-chloritiques*

Par leur composition minéralogique (albite, chlorite, sans ou avec hématite) et chimique, ces diabases répondent parfaitement à la définition des spilites (roches caractérisées par la présence d'albite ou d'albite-oligoclase, de chlorite remplaçant souvent les minéraux ferro-magnésiens, ce qui se traduit par des teneurs en CaO et Na_2O respectivement plus faibles et plus fortes que celles des basaltes et diabases « normaux » auxquels ces roches correspondent d'après leur teneur en silice et leurs structures).

Il est bien connu que le problème de l'origine des spilites fait encore l'objet de nombreuses controverses entre les auteurs. On trouvera dans l'ouvrage de F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) une bonne synthèse des divers courants qui se font face.

En fait, les hypothèses invoquées pour justifier la composition spilitique peuvent se ramener aux trois théories suivantes:

1) Des contaminations ou des différenciations ont affecté le magma basaltique « normal » avant son épanchement et sont à l'origine de la *spilitisation* (théorie du magma spilitique).
2) Le caractère spilitique n'apparaît qu'au moment de l'épanchement et de la consolidation du magma. Cette théorie s'applique avant tout aux coulées sous-marines, ou s'épanchant dans des boues encore gorgées d'eau, des interactions entre la lave et l'eau de mer étant alors responsables de la *spilitisation*.
3) La *spilitisation*, bien ultérieure à la mise en place des coulées, s'est développée à la suite d'un enfouissement de ces dernières. Les spilites correspondraient ainsi à des roches affectées par un certain métamorphisme régional.

Relevons que dans une étude très récente sur les Grès de Taveyanne (1968), J. MARTINI *a pu démontrer*:

— Qu'un plagioclase basique pouvait avoir été remplacé par une albite apparemment fraîche (les anciennes zonations étant résorbées) sans que la structure primitive de la roche soit modifiée.

— Que dans certains cas l'existence d'un échange entre Ca et Na est certaine (il est toutefois impossible de connaître avec exactitude l'origine du Na).

Ainsi, les principaux arguments avancés pour ne pas voir dans les spilites des roches métamorphiques (préservation de la structure, fraîcheur de l'albite, enrichissement en soude) ne seraient plus valables. Toutefois MARTINI précise bien que dans des conditions de forte pression de vapeur d'eau et de température relativement basse, conditions réalisées dans le cas particulier des épanchements subaquatiques, la possibilité d'un développement primaire de l'albite et de la chlorite ne doit pas être exclue.

Pour les coulées sous-marines, il faut donc envisager que la *spilitisation* peut être l'aboutissement de deux processus bien différents qui pourraient d'ailleurs fort bien se superposer.

Dans la région qui nous intéresse, il est particulièrement difficile d'attribuer à ces diabases albito-chloritiques une origine plutôt qu'une autre. En effet, l'histoire géologique de ces écailles de roches volcaniques, tout comme l'origine paléogéographique des séries sédimentaires qui les entourent, demeurent encore très incertaines, si bien qu'il est difficile de dire si oui ou non les conditions de surcharge nécessaires au développement d'un tel métamorphisme ont été réalisées. Sans nous prononcer catégoriquement en faveur de l'une ou l'autre des deux origines possibles de ces diabases albito-chloritiques, nous relèverons quelques points particuliers:

— La présence de sédiments enrichis en soude au contact de ces diabases (au Vuargne, au Farquet) pourrait être interprétée comme un argument en faveur d'une *spilitisation primaire* ou contemporaine de la consolidation du magma. Cependant, il faut remarquer que des sédiments plus ou moins albitisés s'observent aussi associés (ou au voisinage) à des diabases ou gabbros visiblement non spilitiques à l'origine (la Mouille-Ronde, le ruisseau des Bounaz).

— Au Plenay, la composition actuelle de la diabase surmontant le granite (diabase particulière il est vrai) est nettement secondaire.

— L'existence de stilpnomélane, observé très accidentellement dans une diabase formant un vestige de filon dans les laves en coussins (au Vuargne), dans un granite arkosique apparaissant en blocs non en place au ruisseau des Bounaz, mais surtout associé aux sédiments plus ou moins albitisés qui accompagnent les ophiolites de la Mouille-Ronde.

Soulignons que la présence de ce minéral n'exclut pas nécessairement une composition albito-chloritique primaire, le stilpnomélane seul pouvant s'être développé à la suite d'un métamorphisme ultérieur.

— L'aspect satiné, lustré, de plusieurs des niveaux schisteux encaissants les roches cristallines pourrait bien être l'indice d'un certain métamorphisme (hypothèse déjà envisagée par divers auteurs). Dans cette optique, il serait intéressant de poursuivre les quelques études déjà entreprises par B. KUBLER sur le degré de cristallinité de l'illite dans ces terrains (voir aussi Ch. CARON et M. WEIDMANN, 1967, p. 394).

— Les paragenèses minérales des diabases plus ou moins directement rattachées aux épanchements subaquatiques correspondent à celles du faciès à chlorite tel que l'a défini Y. SEKI (1961). Ce faciès, le moins métamorphique d'une série caractérisée par une pression élevée par rapport à la température, comprend en effet les minéraux suivants: quartz, albite, chlorite, stilpnomélane, séricite, calcite, hématite, sphène.

2.2. *Les diabases (et gabbros) associés aux serpentinites ou qui paraissent l'avoir été*

La présence, dans certaines de ces roches, d'un plagioclase calcique démontre que la composition spilitique qui apparaît parfois n'est, dans ce cas, pas primaire.

a) *Les fragments franchement inclus dans les serpentinites*

Nous savons que, lorsqu'elles ne sont pas chloritisées, ces inclusions témoignent de nombreux réajustements minéraux. Nous avons déjà développé, dans les conclusions de la troisième partie de ce travail, les hypothèses qui doivent être envisagées pour expliquer de telles transformations.

C'est pourquoi nous ne ferons qu'insister ici sur le fait que les diverses compositions minéralogiques observées ne sont pas la conséquence d'un enfouissement plus ou moins important de ces enclaves, mais bien le reflet d'adaptations aux conditions physico-chimiques particulières et variées qui ont dû caractériser leur milieu encaissant.

Relevons cependant que ces conditions ont été celles qui se trouveraient réalisées, dans le cas d'un métamorphisme régional, dans un domaine compris entre la surface du globe terrestre (absence de transformation) et l'épizone supérieure (présence d'actinote-trémolite et d'épidotes).

b) *Les diabases et les gabbros qui apparaissent « en place » à la Mouille-Ronde*

Rappelons que si l'on a admis que ces roches ont sans doute été aussi associées à la mise en place de l'ultramafite, leur liaison avec cette dernière est actuellement moins évidente que pour les fragments mentionnés ci-dessus en a). De plus, ces diabases et gabbros (ainsi que la brèche ophiolitique) se distinguent par leurs compositions minéralogiques, soit des variétés semblables mais franchement incluses dans les serpentinites, soit des diabases associées aux effusions sous-marines.

En effet, si les diabases et gabbros « en place » à la Mouille-Ronde montrent souvent une composition albito-chloritique (les diabases surtout, les minéraux ferromagnésiens étant nettement mieux préservés dans les gabbros), il apparaît que ce caractère s'est développé secondairement, comme le prouve la persistance de termes à hornblende brune ou pyroxène, minéraux parfois encore associés à un plagioclase non albitique. D'ailleurs, d'autres indices évidents de métamorphisme parlent en faveur du caractère secondaire d'une telle composition:

— *La présence d'épidote*, par places assez abondante, et que l'on n'observe jamais dans les diabases albito-chloritiques non associées aux serpentinites.

— *Les développements d'actinote-trémolite* qui, associés à la chlorite, peuvent se substituer à la hornblende ou au pyroxène.

— *Les développements*, très rares, mais indubitables, *d'amphibole bleue* observés dans des éléments de la brèche ophiolitique et dans les gabbros.

— *La formation de stilpnomélane*, en quantité parfois importante, dans les sédiments particuliers, plus ou moins albitisés, dont l'association primaire avec les ophiolites ne fait aucun doute.

Ces caractères posent donc certains problèmes.

Ainsi, si l'on peut admettre que ces roches étaient primitivement de nature comparable à celles qui forment les inclusions dans les serpentinites, pourquoi ne présentent-elles pas les mêmes composition minéralogiques? Non soumises à certaines actions métamorphiques autres que celles affectant les fragments de diabases et de gabbros inclus dans l'ultrabasite, il semble que l'on devrait retrouver dans ces roches « en place », soit les mêmes paragenèses minérales que celles observées dans ces inclusions, soit des diabases et gabbros frais tels qu'ils apparaissent dans certaines enclaves.

Mais d'autre part, si l'on peut envisager que ces roches « en place » témoignent d'un certain métamorphisme, pourquoi quelques variétés identiques, mais formant des inclusions dans les serpentinites, auraient-elles été épargnées puisque demeurées quasiment fraîches (lorsque la chloritisation ne les a pas affectées)?

Comment expliquer ces différences ?

Il semble que l'on puisse envisager que les fragments inclus dans l'ultrabasite ont été préservés d'un tel métamorphisme (de caractère régional celui-là) par leur entourage de serpentinite; dans le cas des ophisphérites, l'enveloppe externe chloritisée a peut-être aussi contribué à une telle « isolation ».

Par contre, les diabases et gabbros de la Mouille-Ronde, ainsi que la brèche ophiolitique, moins bien emballés dans la serpentinite, n'auraient pas été affectés aussi intensément par les transformations propres aux inclusions dans l'ultramafite mais d'autre part, moins bien protégés, auraient pu subir les effets d'un métamorphisme régional.

On pourrait alors attribuer aux transformations propres aux roches incluses dans les serpentinites:

— *Certaines cristallisations d'épidote* (d'autres paraissant nettement plus tardives).

— *Les rares développements d'amphibole bleue* (peut-être liés à un éventuel contact tectonique entre ces ophiolites et l'ultrabasite).

— *La présence d'actinote-trémolite.*

Par contre, la nette tendance au caractère albito-chloritique, de même que la formation du stilpnomélane dans les sédiments primairement associés aux ophiolites, seraient attribuables au métamorphisme régional.

Mais une fois encore, ne connaissant pas avec certitude ni la provenance exacte de ces roches, ni leur mode de mise en place, ni le domaine paléogéographique originel

des sédiments qui les entourent actuellement, il est très difficile de dire si les conditions requises pour un tel métamorphisme ont pu être réalisées.

C'est pourquoi nous tenons à insister sur le caractère purement hypothétique des idées émises ci-dessus. Sans doute la réalité ne répond-t-elle pas à un schéma aussi simple.

3. Les rapports entre roches cristallines et sédiments encaissants

En négligeant pour le moment la question de l'attribution des granites et des ophiolites à une unité structurale plutôt qu'à une autre de l'édifice préalpin, il est possible de dégager certains points essentiels à partir de l'examen des relations réciproques entre terrains sédimentaires et roches cristallines.

En premier lieu, et suivant en cela F. Jaffé (1955), nous ne pouvons en aucun cas partager l'opinion de W. J. Schroeder (1939) qui considérait les ophiolites comme des épanchements primaires dans les séries encaissantes de type flysch (séries attribuées à la Nappe de la Brèche par cet auteur).

En fait, les roches cristallines constituent des lentilles, d'importance très variable, dispersées dans ces séries ou dans d'autres terrains sédimentaires ne correspondant pas à un flysch (voir plus loin).

Plusieurs arguments viennent à l'appui d'un tel point de vue:

— *L'existence de lames essentiellement granitiques.*

— *La présence des serpentinites associées à des ophiolites qui ne résultent pas de manifestations effusives.*

— *Le caractère lenticulaire et les dimensions souvent très réduites des affleurements.*

A propos de cette dernière particularité, signalons que dans le cadre d'un travail de diplôme en géophysique entrepris sous la direction du professeur C. Meyer de Stadelhofen, M. A. Greenish et P. Homewood, de l'Université de Lausanne, ont effectué une étude des résistivités apparentes et des anomalies magnétiques sur les ophiolites du ruisseau des Bounaz. Les résultats de ces travaux joints à ceux de quelques mesures effectuées par M. J.-J. Wagner et nous-mêmes sur d'autres affleurements (La Pierre-à-Feu, le Crêt, le Plenay), confirment le caractère lenticulaire et superficiel des pointements; en effet, les anomalies observées sont toujours extrêmement faibles, voire même inexistantes.

— *La disparité des faciès observés, parfois même dans un voisinage très proche.* Ainsi l'association de plusieurs de ces faciès (tel que le conglomérat-microconglomérat à éléments diabasiques accompagné de petites lentilles de brèche diabasique

hématitique ou encore d'ophicalcite) prouve que les roches cristallines ont pu subir d'importants remaniements bien avant leur mise en place dans leur environnement actuel.

— *L'association, dans plusieurs écailles, de la roche éruptive à des sédiments qui se distinguent nettement des termes du flysch encaissant et qui se retrouvent, souvent identiques, dans divers pointements.* Nous pensons en particulier aux cherts, radiolarites et aux sédiments plus ou moins silicifiés, albitisés (par métamorphisme de contact); se sont là sans aucun doute des faciès qui accompagnaient les ophiolites avant que celles-ci ne soient disséminées sous forme d'écailles dans les séries de type flysch.

Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967) qui se sont attachés tout particulièrement à l'étude des flysch de la région des Gets sont parvenus à des conclusions semblables aux nôtres. En effet, ces auteurs pensent que non seulement les roches éruptives, mais aussi diverses roches sédimentaires qui ne peuvent se rattacher à un flysch, apparaissent sous forme de lames, d'olistolites; parfois même de telles roches constitueraient de véritables diverticules.

Nous aimerions faire encore deux remarques :

S'il ne semble pas faire de doute qu'une bonne part des écailles de roches cristallines se sont mises en place directement dans les flysch, d'autres au contraire apparaissent franchement incluses dans une série elle-même complexe dont la plupart des termes correspondent précisément aux roches à faciès non flysch mentionnées ci-dessus. C'est le cas, en particulier, des lentilles d'ophicalcites du torrent du Marderet et de la zone le Crêtet-les Ramus, des lames de granite du bois des Lanches et du Marderet-Calamand et des ophiolites de la Mouille-Ronde sans doute. Selon la terminologie employée par Ch. CARON et M. WEIDMANN, les principaux termes d'une telle série sont les suivants: calcaires fins, schistes à palombini, « argiloscisti », réunis dans une *Série à calcaires fins* par ces auteurs.

En plusieurs autres affleurements, si les ophiolites ne sont pas directement associées à ces faciès, tout au moins s'observent-elles à proximité de ces derniers.

Enfin, nous voudrions relever qu'il est peut-être inexact de considérer tous les affleurements de roches cristallines comme de véritables olistolites, c'est-à-dire comme des lentilles mises en place selon un processus sédimentaire (écailles glissant, à partir d'une ride, dans un bassin de sédimentation). En effet, dans le cas des affleurements de serpentinite, ou lorsque l'ultrabasite est associée aux autres ophiolites, on ne peut exclure l'hypothèse d'une liaison exclusivement tectonique (écailles entraînées le long de plans de chevauchement, etc.) entre ces ophiolites et leurs sédiments encaissants actuels.

4. Position structurale et domaine paléogéographique originel des roches cristallines de la région des Gets

Le problème de l'attribution des roches cristallines de la région des Gets, comme de celles des Préalpes romandes, des klippes de Schwyz ou des écailles des Grisons (zone d'Arosa, etc.), à une unité structurale des Préalpes plutôt qu'à une autre, tout comme d'ailleurs le choix de leur domaine paléogéographique originel, est depuis de nombreuses années, et le restera sans doute encore longtemps, un des points les plus controversés de la géologie alpine.

Avant le travail de W. J. Schroeder (1939), l'hypothèse la plus volontiers retenue est que les roches éruptives des Préalpes romandes et du Chablais correspondent au noyau cristallin de la Nappe de la Simme, unité ainsi baptisée par F. Rabowsky (1920) et qui, dans le Simmental tout au moins, correspond à l'ancienne Nappe rhétique de G. Steinmann (1905).

Cependant, tel n'est pas l'avis de tous. Ainsi, R. Staub (1924) et J. Cadish (1934) envisagent la possibilité d'une relation mécanique entre les radiolarites de la Nappe de la Simme et les ophiolites; cela incite le premier de ces géologues à envisager l'existence d'une unité bien distincte: la Nappe des ophiolites.

En 1933, M. Gignoux et L. Moret émettent l'hypothèse que les roches vertes de la région des Gets pourraient provenir du Versoyen (idée assez séduisante car une telle zone, non seulement située dans l'axe des Préalpes du Chablais, n'en est pas trop éloignée) et M. Gignoux (1936) doute de l'individualité de la Nappe de la Simme.

En 1939, W. J. Schroeder considère les ophiolites de la région des Gets et celles des Préalpes romandes comme des épanchements dans le flysch de la Nappe de la Brèche (flysch dont l'âge serait Crétacé tout à fait supérieur à Paléocène); cet auteur envisage d'autre part une origine briançonnaise pour cette unité.

Pour F. Jaffé (1955), les roches cristallines du Chablais et des Préalpes romandes n'appartiennent ni à la Nappe de la Simme, ni à celle de la Brèche. Ces roches, accompagnées de leurs sédiments particuliers, sont les rares témoins épargnés par l'érosion d'une grande unité ayant couronné l'édifice préalpin et dont l'origine serait plus interne que celle des Nappes de la Brèche et de la Simme. Cette unité pourrait alors correspondre, avec les écailles de Schwyz et d'Arosa, à l'ancienne Nappe rhétique de Steinmann ou à la Nappe des ophiolites de Staub.

En 1955, R. Trümpy soutient l'idée de Jaffé et admet que l'origine d'une telle unité pourrait éventuellement se rechercher dans le domaine piémontais.

Par contre, P. Fallot (1956) attribue les flysch des Gets à la Nappe de la Simme.

Entre 1961 et 1964, paraissent les résultats de plusieurs travaux consacrés tout spécialement à l'étude des flysch des Gets. Ces études ont été entreprises par Ph. Bernheim et J. Haas et leurs principaux résultats, dont certains inédits, ont été discutés en collaboration avec A. Guillaume. Nous en retiendrons quelques points importants:

— Pour la première fois, des séries de type flysch d'âges différents (crétacés) sont distinguées au-dessus des formations de la Nappe de la Brèche (tout au moins dans la région considérée ici, puisque R. CHESSEX (1959) prouve déjà l'existence d'une unité supérieure à celle de la Brèche, dans le secteur plus oriental de la haute vallée d'Abondance).

— Ces séries sont réparties en deux ensembles bien distincts. L'un (flysch I et II) doit être considéré, en partie tout au moins, comme représentant la suite de la série stratigraphique de la Nappe de la Brèche; l'autre (flysch III, IV, V) forme une série continue reposant en contact anormal sur le précédent.

— Il existe donc un *ensemble charrié* sur la Nappe de la Brèche, ce qui ne va pas sans poser certains problèmes paléographiques. En particulier, s'agit-il de la Nappe de la Simme ou d'une autre unité ?

— L'hypothèse d'une unité différente (à laquelle appartiendrait aussi les zones à roches vertes des Préalpes romandes, les klippes de Schwyz et des Grisons) est choisie. Le cadre paléogéographique originel de cette unité pourrait se situer à la marge interne des futures Préalpes franco-suisses, ce qui rejoint les idées de TRÜMPY (1960) et d'autres. Par rapport à ce bassin, celui de la Simme serait plus interne (austro-alpin).

— Il existe de grandes analogies entre les problèmes posés par les flysch des Gets et ceux des séries ligures et apennines; ce qui amène les auteurs précités à envisager une possible liaison entre le bassin des Gets et celui du Genovesato (sont mentionnés, à l'appui de cette hypothèse, les quelques lambeaux de séries crétacées internes observés sur le Pennique et sur le Briançonnais).

— Les ophiolites apparaissent surtout dans le flysch III, parfois dans le flysch IV, et leur présence est possible, mais en tout cas plus rare, dans le flysch I (rappelons que d'après SCHROEDER, les roches éruptives s'observent généralement à la base du flysch de la Nappe de la Brèche).

Récemment, G. et P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN (1966) se sont attachés à relever les nombreuses similitudes existant entre l'Apennin septentrional, le Montferrat, la partie insubrienne des Alpes piémontaises et la Nappe de la Simme sensu lato des Préalpes romandes et chablaisiennes. Dans cette dernière, prise dans un sens large, la « Nappe des Gets » (avec ses lentilles cristallines diverses) est considérée comme une sous-unité bien distincte comme le sont la Nappe de la Simme sensu stricto des anciens auteurs et celle du Flysch à Helminthoïdes (ou du Platten-flysch).

Ces auteurs relèvent à nouveau les grandes affinités existant entre les flysch de la Nappe de la Simme sensu lato et les termes les plus typiques de certaines unités ligures de l'Apennin septentrional (analogies particulièrement marquées entre les séries du Monte Cassio-Monte Caio et les flysch de la Nappe des Gets) et considèrent

que de telles ressemblances impliquent l'existence de grandes analogies entre bassin ligure d'une part et bassin de la Simme sensu lato d'autre part. Ainsi, par comparaison, l'ensemble des Gets serait lié paléogéographiquement à la surrection d'une ride dans le bassin de la Simme, ride de caractère semblable à celle du Bracco dans le bassin ligure de l'Apennin. La patrie de la Nappe de la Simme devrait donc coïncider avec la prolongation de ce bassin ligure dans le bâti structural alpin. Les roches mésozoïques restées en place dans le Canavese sont les témoins de cette prolongation.

Il faut relever que ce point de vue n'est pas en accord avec celui de R. TRÜMPY (R. HANTKE et R. TRÜMPY, 1964; R. TRÜMPY, 1965) qui envisage de séparer de la Nappe de la Simme les flysch des Gets pour en faire une unité indépendante: la « Nappe du col des Gets » dont les pendants orientaux seraient la Nappe de la Platta et la zone d'Arosa des Alpes de Schwyz et des Grisons. TRÜMPY enracine (avec quelques doutes) cette Nappe du col des Gets dans le Pennique supérieur.

Nous mentionnerons enfin l'étude entreprise par Ch. CARON et M. WEIDMANN (1967) sur l'ensemble des flysch de la région des Gets car ses résultats définissent particulièrement bien l'environnement sédimentaire des roches cristallines étudiées dans le présent travail.

De cette étude, nous retiendrons les points suivants:

— Diverses formations litho-stratigraphiques ou lithologiques surmontent les formations de la Nappe de la Brèche mais seules quelques unes de ces subdivisions appartiennent à cette unité; un « Complexe chaotique » (empruntant ses éléments à la fois à la Nappe sous-jacente et à l'ensemble supérieur charrié) sépare ces dernières des termes supérieurs allochtones.

— Parmi ces unités allochtones, dont les séries présentent des caractères propres à la Nappe de la Simme sensu lato définie plus haut, certaines n'apparaissent qu'en position frontale. D'autres au contraire, structuralement plus élevées par rapport aux précédentes, n'occupent que des secteurs centraux ou internes de la vasque synclinale de la Nappe de la Brèche et déterminent un « Ensemble supérieur » complexe, auquel sont précisément associées les roches cristallines.

— Une très grande complexité caractérise cet « Ensemble supérieur ». Les divers termes que l'on peut y distinguer (uniquement sur des critères lithologiques) ne présentent de loin pas un ordre de succession précis. Ces termes sont les suivants:

  a. Une *Série à calcaires fins* groupant un certain nombre de faciès à affinités ligures et qui ne correspondent pas à un flysch (ces faciès ont déjà été énumérés dans le paragraphe traitant des rapports entre roches cristallines et sédiments encaissants). L'absence d'un ordre de succession précis, comme le manque de continuité de chacun de ces faciès, permettent de penser que l'on est en présence d'olistolites. Les lames granitiques et ophiolitiques font partie de cette série.

b. Une *Série schisteuse* représentée par un flysch schisteux, satiné, brun, gris ou noir, comprenant des passées de schistes siliceux bariolés et des niveaux gréseux. Les divers termes de la série précédente (dont les roches cristallines) apparaissent « emballés » dans ce flysch.

c. Des *Séries gréseuses*, certaines bien individualisées, mais rencontrées en positions variées (stratigraphiques? tectoniques?) par rapport aux deux autres séries. Il s'agit d'un flysch formé par des grès moyens à grossiers comprenant parfois des niveaux microconglomératiques ou des intercalations locales de poudingue polygénique grossier du type Mocausa.

(Ces trois séries correspondent approximativement aux flysch III, IV et V définis par Ph. BERNHEIM et J. HAAS).

— Cet « Ensemble supérieur », considéré comme un élément allochtone, présente une nette individualité au sein de la Nappe de la Simme sensu lato. Il correspond à la « Nappe des Gets » définie dans C. et P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN (1966), sous-unité caractérisée avant tout par ses lames de roches cristallines. Mais, pour le moment, faute de comparaisons avec les Préalpes romandes, les klippes de Schwyz ou les écailles des Grisons, une telle désignation est surtout valable dans le Chablais.

— Si, dans le Chablais, la « Nappe des Gets » définie ci-dessus et la « Nappe du col des Gets » de TRÜMPY se confondent en une seule et même unité, on relève à nouveau que, suivant l'un et les autres de ces auteurs, l'appartenance tectonique d'une telle unité, comme son origine paléogéographique, ne sont pas les mêmes.

— Enfin, tout au moins dans la région étudiée, la Nappe de la Simme sensu lato apparaît comme l'unité la plus élevée de l'édifice préalpin.

Après cette revue des diverses hypothèses émises quant à la position tectonique et à l'origine paléogéographique des séries encaissant les roches cristallines de la région des Gets, il apparaît évident qu'il n'appartient pas au géologue pétrographe de trancher en faveur de l'une ou l'autre des opinions avancées.

Nous aimerions toutefois souligner quelques points particuliers.

Les travaux de Ph. BERNHEIM, J. HAAS et A. GUILLAUME, puis celui de Ch. CARON et M. WEIDMANN, confirment d'une manière certaine l'existence de *séries charriées* sur la Nappe de la Brèche.

Ces séries, et en particulier celles de l'« Ensemble supérieur » de Ch. CARON et M. WEIDMANN, ne présentent pas qu'une liaison apparente avec les roches cristallines. En effet, les termes gréseux de telles séries contiennent de rares, mais très nets débris de roches éruptives (de diabases arborescentes et sphérolitiques surtout) comme nous avons pu le constater en examinant diverses coupes minces obligeamment prêtées par Ch. CARON et M. WEIDMANN. Rappelons que l'un des arguments avancés par F. JAFFÉ

(1955, p. 139) pour attribuer les roches cristallines (et leurs sédiments particuliers) à une unité différente de leur flysch encaissant (alors attribué à la Nappe de la Brèche) était l'absence du moindre débris, même microscopique, de roches granitiques ou ophiolitiques dans les termes gréseux de ce flysch. Cet argument n'est donc plus valable.

Si la liaison des roches cristallines avec la *Série à calcaires fins* et la *Série schisteuse* est dans la plupart des cas évidente, il n'en reste pas moins que la position de certains des pointements étudiés, comme celle du Vuargne en particulier, celle des affleurements de la zone du col de la Ramaz ou encore de la région du col de l'Ancrenaz, voire même de la crête des Rochassons, demeure encore mal définie par rapport à ces séries.

Nous pensons que seule une cartographie détaillée couvrant l'ensemble de la vasque synclinale de la Nappe de la Brèche et établie sur la base des nouvelles subdivisions de Ch. CARON et M. WEIDMANN permettrait, soit de préciser, soit peut-être de lever les incertitudes quant à la position de quelques pointements cristallins.

Enfin, il nous semble qu'une étude pétrographique approfondie des flysch de la région des Gets faciliterait sans aucun doute la recherche de la patrie d'origine de ces formations en autorisant des comparaisons plus précises entre ces séries préalpines et des séries alpines de types semblables.

Nous voulons espérer que les données pétrographiques du présent travail seront utiles à ces futures recherches.

Institut de minéralogie et de pétrographie
Université de Genève.

BIBLIOGRAPHIE

AGRELL, S. O. (1939). The adinoles of Dinas Head. *Min. Mag.*, 25, 305-337.

AMSTUTZ, C. C. (1953). Geochemistry of swiss lavas. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 3, 157-168.

ARGAND, E. (1910). Sur la racine de la nappe rhétique. Mat. Carte géol. Suisse, NS, 24, 2e partie.

AVE LALLEMANT, H. G. (1968). Upper Mantle Origin of Alpine-Type Peridotites. Annual Meeting Geol. Soc. Am. (Program with abstracts).

AVIAS, J. (1949). Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de la Nouvelle-Calédonie (secteur central). *Bull. Soc. géol. France* (5) 19, 439-451.

—— (1955). Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de la Nouvelle-Calédonie. *Sc. terre*, nº hors série, Nancy.

BAILEY, E. B. and W. J. MC CALLIEN (1952). Serpentine lavas, the Ankara melange and the anatolian thrust. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 62/II, 11, 403-442.

—— and W. J. MC CALLIEN (1954). External metasomatism associated with serpentine. *Nature*, 174.

—— and W. J. MC CALLIEN (1960). Some aspects of the Steinmann trinity mainly chemical. *Quaterly Journ. Geol. Soc. London*, 116, 365-395.

BARBIER, R. (1948). La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. *Trav. lab. Geol. Grenoble*, 29.

BASSAGER, J. P. (1966). Contribution à l'étude géologique de la région au sud du massif de Menderes entre Fethiye et Sandras Dag (Prov. de Mugla, Turquie). Thèse d'Université, Grenoble.

BENSON, W. N. (1926). The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic plutonic rocks. *Nat. Acad. Sc. Mem. Washington*, 19, 1.

BERNHEIM, Ph. et J. HAAS (1961). Données stratigraphiques nouvelles sur les Flysch du plateau des Gets (Haute-Savoie, France), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 253.

—— (1962). Contribution à l'étude géologique de la région des Gets (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle. *Fac. Sc., Paris.*

BERTRAND, J., R. CHESSEX, M. DELALOYE, R. LAURENT et M. VUAGNAT (1965). Détermination d'âges « plomb total » sur des zircons de la chaîne alpine (3e série). *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 45, 317-326.

—— (1968). Microanalyses par sonde électronique sur quelques ophisphérites de la région des Gets (Haute-Savoie). *C.R. SPHN, Genève*, NS, 3, 101-111.

—— (1968). Sur la présence de hyaloclastites dans la région des Gets (Haute-Savoie). *C.R. SPHN, Genève*, NS, 3, 112-121.

BLAKE, M. C., Jr., W. P. IRWIN and R. G. COLEMAN. Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies along a regional thrust in California and Oregon. *U.S. Geol.* Survey, Prof. Paper 575-C.

BONATTI, S. (1933). Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica. *Boll. r. Uff. geol. Ital.*, 58/7.

—— E. (1965). Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. *Bull. volc.*, 28, 256-269.

—— (1967). Mechanisms of Deep-sea Volcanism in the South Pacific. In researches in geochemistry, 2, 453-491, John Wiley and Sons, New York, London, Sydney.

BOWEN, N. L. (1928). The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton.

BRUNN, J. H. (1960). Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, 3, 115-132, Paris.

BUCHS, A., R. CHESSEX, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT (1962). Ages « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 42, 295-305.

BURRI, C. et P. NIGGLI (1945). Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil I: Die Ophiolite. *Schweizer-Spiegel-Verlag, Zürich.*

—— (1964). Petrochemical Calculations. Israel *Prog. for. Sc. Translations, Jerusalem.*

CADISCH, J. (1934-1953). Geologie der Schweizeralpen. Beer, Zürich. Wepf und Co., Basel.

CARLISLE, D. (1963). Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Islands, Britisch Columbia. *Journ. of Geol.*, 71, 1, 48-71.

CARMAN, M. F., Jr. (1965). Nature of Chlorite in Some Low-Grade Metavolcanic Rocks in South Island, New Zealand. *Geol. Soc. Am.* Annual Meeting, Kansas City.

CARON, Ch. (1963). Etude géologique des flysch préalpins entre les Dranses du Chablais. Thèse 3e cycle, *Fac. Sc., Paris.*

—— (1966). Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: « flysch à lentilles » et autres complexes chaotiques. *Eclogae geol. Helv.*, 59, 2.

—— et M. WEIDMANN (1967). Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, 60, 2, 357-398.

CHAPMAN, C. A. (1955). Pillow breccia and its significiance, Mt. Desert Island, Maine (Abstract). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66, 12, 1541.

CHAYES, F. (1966). Alkaline and Subalkaline Basalts. *Am. Journ. Sc.*, 264, 2.

CHESSEX, R. (1959). La géologie de la haute vallée d'Abondance (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 52, 1, 295-400.

—— M. DELALOYE et M. VUAGNAT (1968). Sur l'âge de quelques zircons des Alpes du sud et de l'Apennin. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, 24.

COOMBS, D. S. (1953). The pumpellyite minerals series. *Mineral. Mag.*, 30, 113-135.

—— (1961). Some recent works on the lower grades of metamorphism. *Australian Journ. Sc.*, 24, 203-215.

CONTI, S. (1954). Considerazioni preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle Alpi Liguri e Cozie. *Pubblic. Ist. Geol. Univ. Genova*, 8.

—— (1955). Studi geologici sulle Alpi occidentali. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 77, 1-44.
—— (1958). Diaspri, ftaniti e radiolariiti; relazioni genetiche e rapporti di giacitura con le formazioni ofiolitiche. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Genova*, 2.
CORNELIUS, H. P. (1935-1950-1951). Geologie der Err-Julier Gruppe. Mat. Carte géol. Suisse, NS, 70.
CUCUZZA-SILVESTRI, S. (1963). Proposal for a genetic classification of hyaloclastites, *Bull. volc.*, 25, 315-322.
DEER, W. A., R. A. HOWIE and J. ZUSSMAN (1962-1963). Rock forming minerals, Vol. 1, 2, 3, 4, 5. Longmans, London.
DELALOYE, M. et H. LOUBAT (1967). Premiers résultats de dosages géochimiques sur des laves en coussins métamorphiques. *C.R. SPHN, Genève*, NS, 2, 3, 223-227.
DENAEYER, M. E. (1951). Tableaux de pétrographie. Lamarre, Paris.
DEWEY, H. and J. S. FLETT (1912). On some british pillow lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, 8.
DIETRICH, V. (1967). Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen pennischen Decken Graubündens (Schweiz). *Geol. Rundschau*, 57, 246-264.
DOUSSE, B. (1965). Géologie des Rochers de Château-d'Oex (partie orientale). Mat. Carte géol. Suisse, NS, 119.
DUBERTERET, L. (1953). Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et Mém. Moyen-Orient*, Mus. Hist. Nat., 6.
DUPARC, L. et M. REINHARD (1924). La détermination des plagioclases dans les coupes minces. *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 40, I.
DUPUY, Cl. (1965). Variations des teneurs en Cu, Ni, Cr, Co et V dans quelques roches volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc. *Bull. Soc. géol. France* (7e sér.), 7, 32-36.
EBERHARDT, O., G. FERRARA et E. TONGIORGI (1962). Détermination de l'âge des granites allochtones de l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. France* (7e sér.), 4, 666-667.
EHLERS, E. G. (1953). An investigation of the stability relations of the Al-Fe members of the epidote group. *Journ. Geol.*, 61 (3), 231-251.
ELTER, G. et P., C. STURANI et M. WEIDMANN (1966). Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sc. Genève*, 19, 279-377.
ESKOLA, P., U VUORISTO and K. RANKAMA (1937). An experimental illustration of the spilite reaction. *Soc. Geol. Finl.*, 9, 1-8, 1935, and *Bull. Comm. géol. Finlande*, 119, 61-68.
FALLOT, P. (1956). Promenade d'hypothèse en hypothèse. *Verh. K. ned. geol. — mijnb. Genoot., geol. ser.*, 16, 3.
FAUL, H. (1960). Geologic time scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 637-644.
FAUST, G. T., K. J. MURATA and J. J. FAHEY (1956). Relation of minor-element content of serpentines to their geological origin. *Geoch. et Cosmoch. Acta 10*, 316-320.
—— and J. J. FAHEY (1962). The Serpentine-Group Minerals. *Geol. Survey* Prof. Paper, 384-A.
FAVRE, A. (1854). Bull. Classe industrie Genève (23 octobre 1854).
—— (1867). Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Masson, Paris.
FENOGLIO, M. (1933). Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti e serpentine. *Period. Miner.*, 4.
FLANAGAN, F. J. (1967). U.S. Geological Survey silicate rock standards. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31, 289-308.
FLETT, J. S. (1946). Geology of the Lizard and Meneage. *Mem. Geol. Survey of Great Britain.*
FOSTER, M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geol. Survey*, Prof. Paper, 414-A.
FULLER, R. E. (1932). Concerning basaltic glass. *Amer. Min.*, 17, 104-107.
FYFE, W. S., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN (1958). Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 73.
GALLI, M. (1954-1956-1958-1963-1964). Studi petrographici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Nota I-VI. *Period. Miner.*, 23, 25, 27, 32, 33.
—— (1957). Il Rosso di Levanto. *Rend. Soc. Min. Ital.*, 13.
—— (1959). Sopra una plagioclasite di Punta Rascià (Alpa Occidentali). *Period. Miner.*, 28.

GEES, R. A. (1956). Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem. *Bull. suisse minér. pétrogr.*, 36, 454-488.
GIGNOUX, M. et L. MORET (1933). La zone du Briançonnais et les racines des nappes préalpines savoisiennes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 196.
—— et L. MORET (1933). Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 196.
—— (1936). Géologie stratigraphique, 2e éd. Masson, Paris.
GOLDSCHMIDT, V. M. (1954). Geochemistry. At the Clarendon Press, Oxford.
GORLER, K. und K. J. REUTTER (1963). Die Stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordappennins. *Geol. Rundschau*, 53, 358-375.
GRANGE, L. I. (1927). On the « rodingite » of Nelson. *Trans. New Zealand Inst.*, 58, 160-166.
GRUNAU, H. (1947). Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. Thèse, Berne.
GUILLAUME, A., P. BERNHEIM et J. HAAS (1961). A propos de données nouvelles sur les flysch du secteur des Gets (Haute-Savoie, France). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 80, III.
—— P. BERNHEIM et J. HAAS (1962). Le pays du Flysch du secteur des Gets. *C.R. coll.* Serv. Carte géol. France.
HAAS, J. (1964). Contribution à l'étude géologique des régions des Gets et de Morzine (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, *Fac. Sc., Paris.*
HACCARD, D. (1965). Nouvelles données sur les spilites de la Série de Moglio; nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France* (7e sér.), 7.
HANTKE, R. und R. TRUMPY (1964). Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in der Schwyzer Alpen. *Eclogae geol. Helv.*, 57, 2.
HATCH, F. H., A. K. WELLS and M. K. WELLS (1949). The petrology of the igneous rocks. Th. Murby, London.
HENDERSON, J. F. (1953). On the formation of pillow lava and breccias. *Royal Soc. Canada Trans.*, 47, ser. 3d/4, 23-32.
HENTSCHEL, H. (1963). In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes im Rheinischen Schiefergebirge. *Bull. volc.*, 25, 97-108.
HESS, H. H. (1933). The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile, asbestos, talc and soapstone deposits. *Econ. Geol.*, 28.
—— (1937). Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions. A contribution to the ophiolite problem. Rep. XVIIe Int. Geol. Congr. Moscou, 2, 263-283.
—— (1938). A primary peridotite magma. *Am, Journ. Sc.*, 35.
—— (1955). Serpentinites, orogeny and epeirogeny in Poldervaart, Arie, ed., Crust of the Earth. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62, 391-408.
HEY, M.-H. (1954). A new review of the chlorites. Mineral. *Mag.*, 30.
HOLMES, A. (1946). The construction of a geological time-scale. *Trans. Geol. Soc. Glascow*, 21, I.
HONNOREZ, J. (1963). Sur l'origine des hyaloclastites (note préliminaire). *Bull. volc.*, 25.
HUTTON, C. O. (1938). The stilpnomelane group of minerals. *Mineral. Mag.*, 25, 172-206.
IRVING, J., M. VONSEN and F. A. GONYER (1932). Pumpellyite from California. *Amer. Min.*, 17, 338-342.
JACCARD, A. (1892). Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Dranse. *Bull. Carte géol. France*, 26.
JAFFÉ, F. (1954). La position géologique des ophiolites dans les Préalpes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 238.
—— (1955). Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets. *Bull. suisse minér. pétrogr.*, 35.
KAADEN, G. V. D. (1963). The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic rocks and their implications on chromite prospection. *M. T. A. Bull.*, 61, 41-56.
KERCKHOVE, C. (1961). Découverte d'ophiolites des Schistes lustrés à la base de la Nappe du Flysch à Helminthoïdes en Haute-Ubaye (Basses-Alpes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 253.
KILIAN, W. (1894). Sur l'origine des Préalpes romandes et de la région de la Brèche du Chablais. *C. R. Soc. Géol. France* (3) 22.
KLERKX, J. (1964). Sur la présence de syntagmatite à l'Etna. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 87.
KORSHINSKY, D. S. (1963). Das Spilitproblem und die Transvaporisationshypothese im Lichte neuer ozeanologischer und vulcanologischer Ergebnisse. *Ber. geol. Ges. DDR-Sdh.*, 1, 89-96.

KULP, J. L. (1959). The geological Time-scale. *World Petrol. Congr. Proc.*, 5.

KUNDIG, E. (1956). The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism. *Geol. en Mijnb.*, 18, 106-114.

LABESSE, B. (1962). Sur les ophiolites et brèches associées dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. France* (7e sér.), 4.

LANTEAUME, M. (1962). Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. géol. France* (7e sér.), 4.

—— M. PERRIN, D. HACCARD, M. NEUMANN et A. BLONDEAU (1966). Nouvelles données sur l'âge de la brèche sédimentaire à éléments ophiolitiques de la Punta della Contessa (île d'Elbe, Italie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 262.

LEWIS, J. V. (1914). Origin of pillow-lavas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 25, 591-654.

LOMBARD, And. (1940). Les Préalpes médianes entre le Giffre et le Somman. *Eclogae geol. Helv.*, 33, 1.

LOTTI, B. (1883). Contribuzioni allo studio delle serpentine italiane e delle loro origini. *Boll. r. com. geol. Ital.*, 15.

LOUBAT, H. (1968). Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen » (Savoie, France; province d'Aoste, Italie). *Arch. Sc. Genève*, 21, 265-454.

LUGEON, M. (1895). La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Carte géol. France*, 49.

—— (1901). Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Lausanne et dans le Chablais. *Bull. Soc. géol. France* (4e sér.), 1.

—— (1901). Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France* (4e sér.), 1.

MC BIRNEY, R. A. (1963). Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. volc.*, 26.

MARSHALL, P. (1911) in J. M. BELL et al. Geology of the Dun Mountain Subdivision. *New Zealand Geol. Survey Bull.*, 12, 1-71.

MARTINI, J. (1968). Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 48, 539-654.

MERLA, G. (1933). Sur les granites intercalés dans les formations des Apennins. *Boll. r. Uff. geol. Ital.*, 1/6.

—— (1951). Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 70.

MICHEL-LEVY, A. (1892). Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gets aux Fenils. *Bull. Carte géol. France*, 27.

MIYASHIRO, A. (1966). Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. *Japan. Journ. Geol. and Geography*, 37, 1, 45-61.

MORET, L. (1928). Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 1 : 200.000e.

MYER, G. H. (1966). New data on zoïsite and epidote. *Am. Journ. Sc.*, 264, 5.

NAYUDU, Y. R. (1964). Palagonite tuffs (hyaloclastites) and the products of post-eruptive processes. *Bull. volc.*, 27, 391-410.

NICHOLIS, G. D. (1958). Autometasomatism in the lower spilites of the Builth volcanic series. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 1956-58, 114, 2, 137-162.

NICOLAS, A. (1966). Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maïra. Conséquences géologiques et structurales. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 46, 1.

NIGGLI, P. (1936). Die Magmentypen. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 16, 335-399.

—— E. (1956). Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in der Schweizer Alpen. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 36, 511-514.

—— (1960). Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in der Schweizer Alpen. *Int. geol. Congr. Kopenhagen*, 13, 132-138.

NOCKOLDS, S. R. and R. ALLEN (1953-1956). The geochemistry of some igneous rocks series. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 4, 105-156; 5, 245-300; 9, 1-104.

NOVELLI, L. e L. MATTAVELLI (1964). Osservazioni petrografiche su alcune brecce ofiolitiche poligeniche dell Appennino settentrionale. Atti Soc. Ital. *Sc. Nat. e Museo Civ. Storia Nat. Milano*, 103, 3, 218-229.

PAGE, N. J. (1967). Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process: a discussion and a reply of *T. P. Thayer. Amer. Min.*, 52, 545-553.

PASSERINI, P. (1962). Giacitura delle ofioliti fra il M. Aiona e Rovegno (Appennino Ligure). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 81, 139-146.

PELLIZER, R. (1952). Primi confronti tra le ofioliti alpine ed appenniniche. *Rend. Soc. Min. Ital.*, 2.
—— (1961). Le ofioliti nell'Appennino Emiliano. *Atti Accad. Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. fis, Mem.* 8, 1, 1-183.
PETERS, Tj. (1963). Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 43, 529-685.
PUSZTASZERI, L. (1969). Etude pétrographique des roches vertes du Montgenèvre. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 49/3, 425-466.
RABOWSKY, F. (1909). Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 244.
RAW, Fr. (1943). Some altered palagonite tuffs from Jamaïca and the origin and history of their chlorites. *Journ. of Geol.*, 51.
RICHARD, B. (1962). La brèche du Chablais entre Morzine et Samoëns. *Dipl. inédit, Lab. Geol. Univ. Lausanne.*
RITTMANN, A. (1958). Il mecanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosidetti tufi palagonitici. *Boll. Accad. Gioenia Sc. Nat.*, Ser. IV, 4/6, 311-318.
—— (1963). Les volcans et leur activité. Masson, Paris.
ROEVER, W. P. (DE). Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? *Geol. Rundschau*, 46, 137-147.
ROST, F. (1959). Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freib. Forschungshefte, C. 58.
ROUTHIER, P. (1944). Essai sur la chronologie des « Roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 14, 117-145.
—— (1946). L'association radiolarites-roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 1, 26-28; 3, 66-67; 5, 89-91.
SAHAMA, Th. G. (1963). Contribution to the mineralogy of the hyaloclastite of Mts Iblei (note préliminaire). *Bull. volc.*, 25.
SALIMI, F. (1965). Etude pétrographique des roches ophiolitiques des Préalpes romandes. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 45, 189-279.
SCHROEDER, W. J. (1938). Découverte de coulées de laves sous-marines dans le flysch de la nappe de la Brèche. *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 55, 36-39.
—— (1938). Remarques à propos de coulées de laves sous-marines dans le flysch de la nappe de la Brèche. *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 55, 39-41.
—— (1939). La brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. *Arch. Sc. Genève*, 21.
SEKI, Y. (1961). Pumpellyite in low-grade metamorphism. *Journ. Petrol.*, 2, 407-423.
—— (1965). Prehnite in low-grade metamorphism. Saitama Univers. *Urwa, Japan Sc. Rept.*, 5, 29-43.
SELFRIDGE, G. C. Jr. (1936). An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. *Amer. Min.*, 21, 463-503.
SHIROZU, H. (1958). X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours. *Mineral. Japan*, 2.
SMITH, J. R. and H. S. YODER (1956). Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. *Amer. Min.*, 41, 632-647.
SORENSEN, H. (1955). A propos du problème des péridotites. *Sc. Terre*, 2, 99-107.
STAUB, R. (1922). Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 2, 79-149.
—— (1924). Der Bau der Alpen. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 52.
—— (1958). Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 103.
STEINMANN, G. (1905). Geologische Beobachtungen in den Alpen. Die Schardtsche Uberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i.B.*, 16.
—— (1926). Die Ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *C. R. Int. Geol. Congr. Madrid*, 14, 2, 637-667.
STENS, R. G. J. (1965). Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Mineral. Mag.*, 35, 464-475.
STUDER, B. (1834). Die Geologie der westlichen schweizer Alpen.

—— (1851-1853). Geologie der Schweiz. Bern, Zurich.
SUNDIUS, N. (1930). On the spilitic rocks. *Geol. Mag.*, 67, 1-77.
TAVERNIER, H. (1888). Roches cristallines dans le canton de Taninge. *Revue savoisienne*, Annecy.
TAYLOR, S. R. (1964). Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 28, 1273-1285.
—— and P. KOLBE (1964). Geochemical standards. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 28, 447-454.
TERMIER, H. et G. TERMIER (1956). L'évolution de la lithosphère. I. Pétrogenèse. Masson, Paris.
TERRANOVA, R. (1964). Le brecce dei monti Aiona e Penna nell'Appennino ligure-emiliano (nota preliminare). *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, 2/2.
THAYER, T. P. (1960). Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro-complexes. *Int. geol. Congr. Kopenhagen*, 13, 247-259.
TRÖGER, W. E. (1967). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.*
TRÜMPY, R. (1955). Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 217-231.
—— (1960). Paleotectonic evolution of the central and western alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 21.
—— (1965). Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. *Umschau* 18.
TURNER, F. J. and J. VERHOOGEN (1960). Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill, London.
VALLANCE, T. G. (1965). On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. *Mineral. Mag., Tilley volume*, 34.
VUAGNAT, M. (1943). Les grès de Taveyannaz du val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 23.
—— (1946). Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows lavas. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 26, 116-228.
—— (1951). Le rôle des roches basiques dans les Alpes (2e conférence principale de l'association générale à Davos). *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 31, 309-322.
—— (1952). Sur une structure nouvelle observée dans les roches vertes du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). *Arch. Sc. Genève*, 5/3.
—— (1953). Sur un phénomène de métasomatique dans les roches vertes du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. franc. Min. Crist.*, 76, 438-450.
—— (1954). Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagnes. *C. R. Congr. Géol. Int. Alger*, 17, 53-62.
—— et F. JAFFE (1954). Sur les ophisphérites de la région des Gets. *Arch. Sc. Genève*, 7/1.
—— (1958). La géochronométrie ou mesure de l'âge des roches. *Revue « Bastions de Genève »*, 2.
—— (1963). Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau*, 53, 336-358.
—— et L. PUSZTASZERI (1964). Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 44, 12-15.
—— et L. PUSZTASZERI (1965). Sur la présence des hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). *Arch. Sc. Genève*, 18, 120-123.
—— et L. PUSZTASZERI (1965). Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). *Arch. Sc. Genève*, 18, 686-689.
—— (1965). Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse-Engadine). *Eclogae geol. Helv.*, 58, 443-448.
—— (1966). Les coussins éclatés du Lago Nero et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire), *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 1, 3, 163-167.
—— (1967). Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. *Rend. Soc. Ital. Min. e Petr.*, 24.
—— (1968). Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 48, 157-164.
WAGER, L. R. and R. L. MITCHELL (1951). The distribution of rare elements during strong fractionation of basic magma. A further study of the Skaergaard intrusion. East Greenland. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1, 129-208.
WATSON, K. D. (1942). Zoïsite-prehnite alteration of gabbro. *Amer. Min.*, 27, 638-645.

WENK, E. (1949). Die Assoziation von Radiolarienhornstein mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. Experientia, 5, 6, 226-232.

WHITTAKER, E. J. W. and J. ZUSSMAN (1956). The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.*, 31.

—— and J. ZUSSMAN (1958). The characterization of serpentine minerals. *Amer. Min.*, 43.

WINCHELL, A. N. and H. WINCHELL (1951). Elements of optical mineralogy. J. Wiley and Sons. New York.

WINKLER, H. G. F. (1965). Die Genese der metamorphen Gesteine. *Springer Verlag, Berlin, New York.*

WOOD, D. S. (1964). Some structures in the Dalradian Pillow Lavas of the Taywallich Peninsule, Argyll. *Geol. Mag.*, 101, 481-487.

YODER, H. S., Jr. and C. E. TILEY (1962). Origin of basalts magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petrol.*, 3, 342-532.

LÉGENDES DES PLANCHES Ia ET Ib

DIVERS TYPES D'OPHISPHÉRITES

1. Ophisphérite formée par une diabase finement hypidiomorphe grenue à hornblende brune.
Chloritisation normale (Partie centrale: seul le plagioclase est totalement chloritisé. Enveloppe: la roche est entièrement chloritisée).
Le ruisseau des Bounaz.
2. Ophisphérite formée par une diabase fine, hypidiomorphe grenue à intersertale, à hornblende brune.
Chloritisation semi-inverse (Partie centrale: la roche est quasi fraîche. Zone intermédiaire: la roche est totalement chloritisée. Enveloppe: le plagioclase est chloritisé mais la hornblende subsiste).
Le Crêt.
3. Mise à part la partie centrale, dont il ne subsiste ici que de petits îlots, cette ophisphérite présente des caractères identiques à ceux de l'échantillon 2. *(terme de passage entre le type représenté en* 2 *et ceux des photographies* 4 *et* 5).
Le Crêt.
4. Ophisphérite formée par une diabase finement intersertale, à hornblende brune.
Chloritisation inverse (Partie centrale: la roche est entièrement chloritisée. Enveloppe: le plagioclase est chloritisé mais la hornblende est restée assez fraîche).
Le Crêt.
5. Ophisphérite formée par une diabase à hornblende brune à petits phénocristaux de plagioclase dans une pâte fine, hypidiomorphe grenue à intersertale.
Chloritisation inverse (idem échantillon 4).
La Pierre-à-Feu.
6. Ophisphérite formée par une diabase hypidiomorphe grenue orientée, à hornblende brune.
Chloritisation inverse, attribuable ici à un stade de transformation antérieur à la phase de chloritisation proprement dite (Partie centrale: le plagioclase est chloritisé, de même que la hornblende. Enveloppe: la chloritisation a épargné la hornblende).
Le Bartoli.
7. Ophisphérite formée par une diabase hypidiomorphe grenue orientée, à hornblende brune.
Chloritisation tout d'abord inverse, attribuable à un premier stade de transformation, puis normale lors de la phase de chloritisation proprement dite (Partie centrale: le plagioclase est presque entièrement envahi par de la séricite et de la chlorite, la hornblende est largement chloritisée. Enveloppe: la roche est complètement chloritisée).
On remarquera, soulignant le contact partie centrale-enveloppe, le mince liseré plus sombre dans lequel la hornblende subsiste; cela permet d'affirmer qu'avant la phase de chloritisation proprement dite, ce minéral existait dans l'ensemble de la zone périphérique, comme c'est le cas pour l'échantillon 6.
La Pierre-à-Feu.
8. Ophisphérite formée par une diabase intersertale à pyroxène.
Chloritisation normale (Partie centrale: montre que dans un premier stade de transformation, le plagioclase calcique originel a été remplacé par une association albite-pumpellyite. Enveloppe: on remarquera que l'intensité de la chloritisation n'a pas été la même partout; dans la partie foncée, le pyroxène subsiste; dans la partie mouchetée, claire, la roche est totalement chloritisée).
Le ruisseau des Bounaz.
9. Ophisphérite formée par une diabase fine, hypidiomorphe grenue, à hornblende brune.
Chloritisation normale (Partie centrale: montre que dans un premier stade de transformation, la roche a été largement envahie par des développements épidotiques, seules quelques reliques de hornblende subsistent. Enveloppe: la roche est totalement chloritisée).
La Pierre-à-Feu.
10. Ophisphérite formée par une diabase hypidiomorphe grenue orientée à hornblende brune.
Chloritisation normale (Partie centrale: montre que dans un premier stade de transformation, le plagioclase originel a été remplacé par une variété plus acide, une albite-oligoclase passable-

ment chloritisée, et qu'une actinote-trémolite s'est largement substituée à la hornblende. Enveloppe: la roche est totalement chloritisée).
La Pierre-à-Feu.

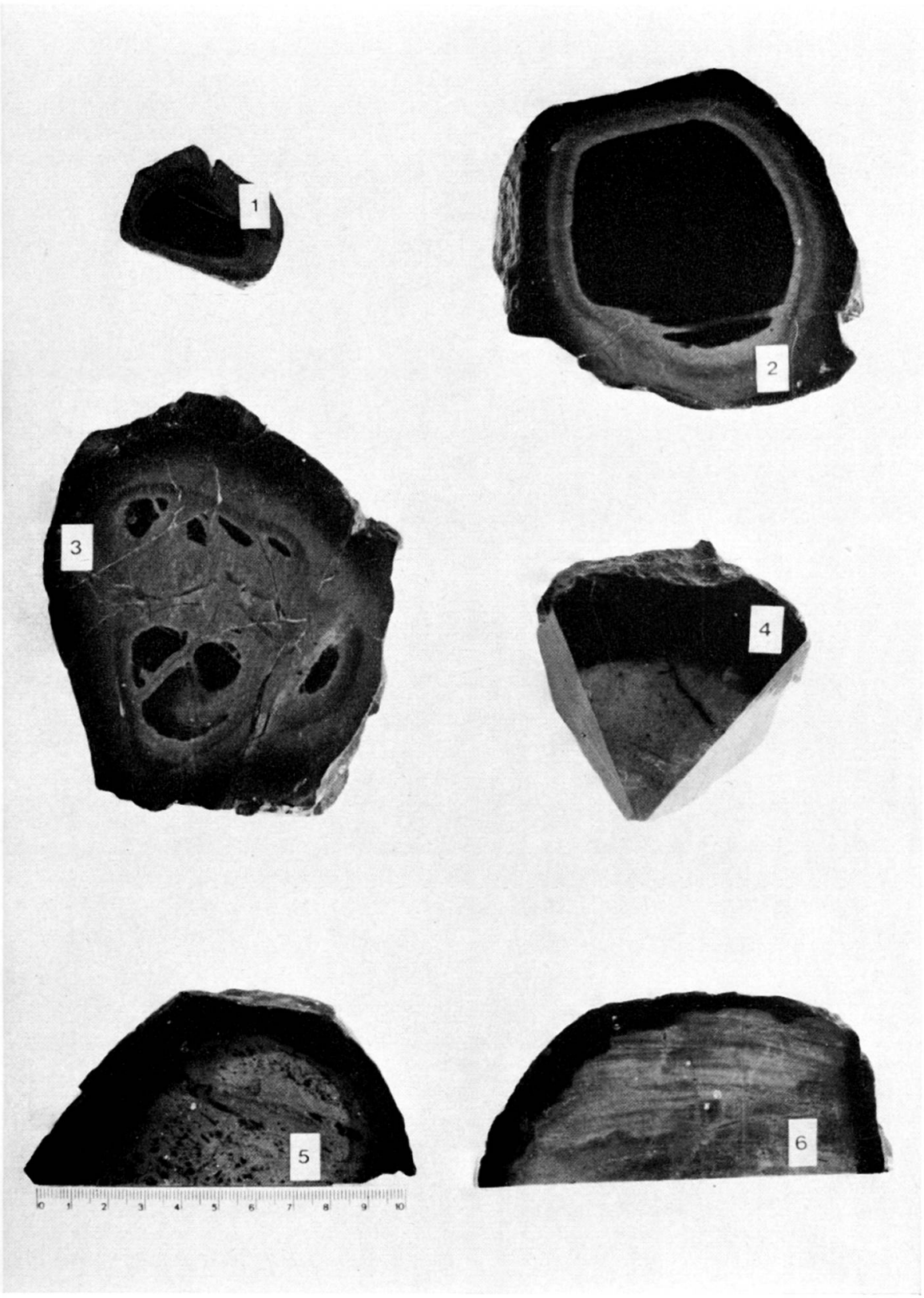
11. Ophisphérite formée par un gabbro à augite-diallage.
Chloritisation normale (Partie centrale: montre que dans un premier stade de transformation, le plagioclase calcique originel a été remplacé par une association albite-pumpellyite; chlorite et leucoxène ont remplacé le pyroxène. Enveloppe: la roche est totalement chloritisée, mises à part quelques reliques de pyroxène).
La Charnia.

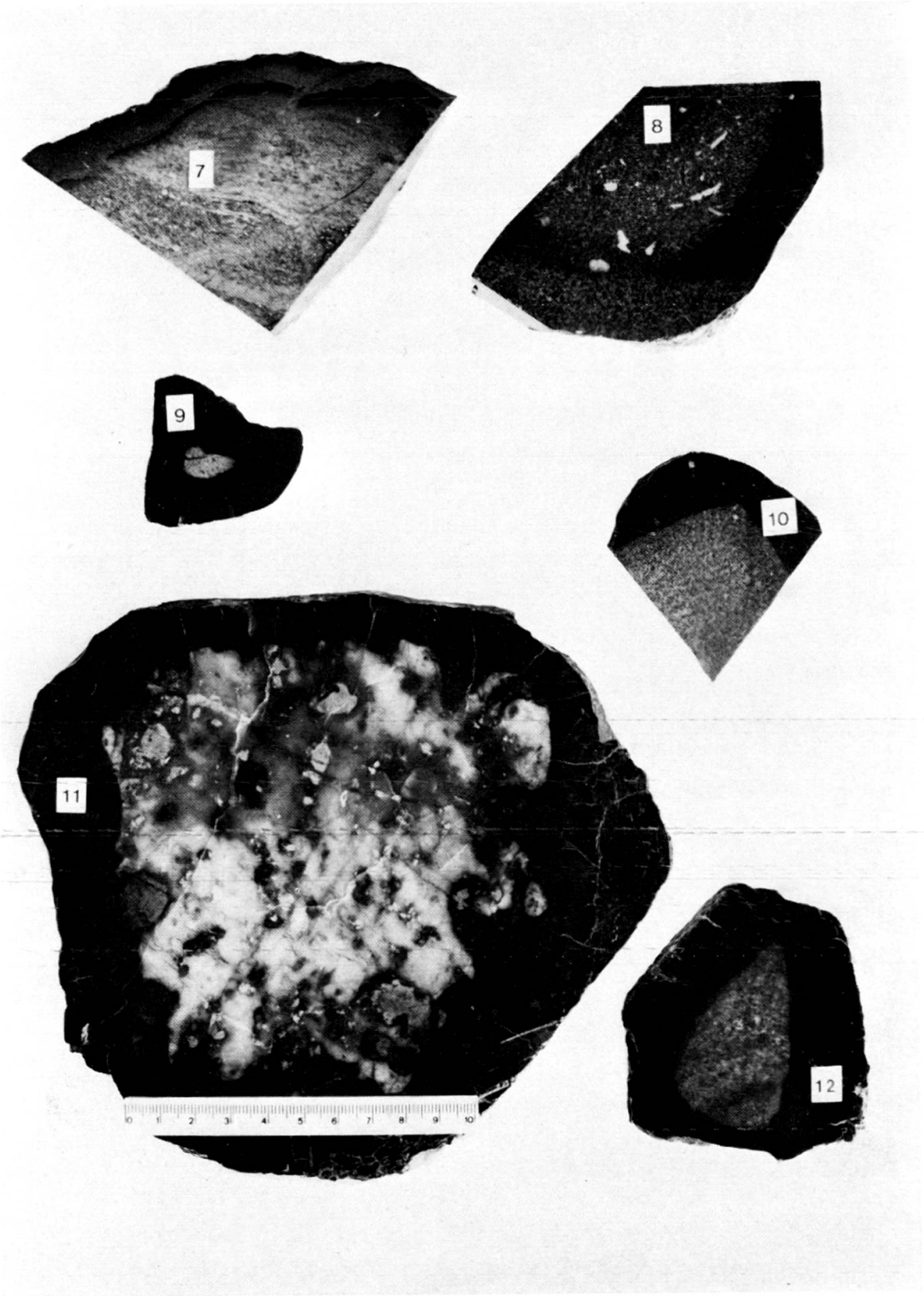
12. Ophisphérite formée par une ségrégation albitique.
Chloritisation normale (Partie centrale: la roche est quasi fraîche. Enveloppe: le plagioclase est totalement chloritisé).
Le Crêt.

LÉGENDES DES PLANCHES IIa., b., c. ET d.

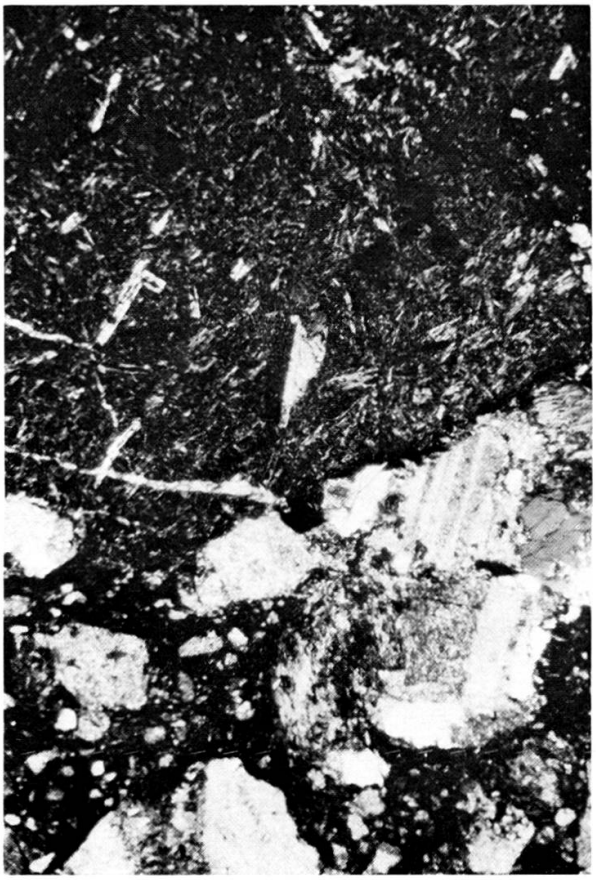
MICROGRAPHIES OPTIQUES DE QUELQUES-UNES DES PRINCIPALES VARIÉTÉS PÉTROGRAPHIQUES ÉTUDIÉES

1. *Granite albitique.* (LP; gross.: 90×). La Rosière (Pentes du Bouvier).
2. *Contact arkose-diabase albito-chloritique fine.* (LP; gross.: 90×). La Rosière (Pentes du Bouvier)
3. *Diabase particulière, à structure intersertale grossière, albito-chloritique avec quartz, surmontant le granite.* (LP; gross.: 90×). Le Plenay.
4. *Diabase albito-chloritique, à structure intersertale divergente à étoilée.* (LP; gross.: 90×). Centre de coussin. Le Vuargne.
5. *Diabase albito-chloritique à structure sphérolitique.* A remarquer les cristaux d'olivine chloritisée. (LP; gross.: 100×). Bord de coussin. Le Vuargne.
6. *Diabase albito-chloritique, à structure intersertale divergente.* (LP; gross.: 90×). Vestige de filon. Le Vuargne.
7. *Diabase albito-chloritique à hématite, à structure intersertale divergente à arborescente.* (LP; gross.: 90×). Elément de la brèche diabasique hématitique. Le Plenay.
8. *Brèche diabasique hématitique.* A remarquer les grandes différences de structure présentées par les éléments, toujours de composition albito-chloritique. (LP; gross.: 90×). Le ruisseau des Bounaz.
9. *Diabase à structure hypidiomorphe grenue-microgabbro à hornblende brune.* (LP; gross.: 90×). Elément de la brèche ophiolitique. La Mouille-Ronde.
10. *Gabbro à hornblende brune.* A remarquer les intenses écrasements subis par la pâte feldspathique alors que les cristaux d'amphibole sont quasi intacts. (LP; gross.: 90×). Elément de la brèche ophiolitique. La Mouille-Ronde.
11. *Inclusion de gabbro à augite-diallage dans une diabase augitique.* (LP; gross.: 90×). La Mouille-Ronde.
12. *Gabbro à hornblende brune traversé par un petit filon diabasique de même composition* (on remarquera l'orientation des microlites feldspathiques parallèlement au contact). (LP; gross.: 90×). Le ruisseau des Bounaz.
13. *Serpentinite massive à structure réticulée* (les deux taches claires à gauche de la photographie représentent des reliques de pyroxène). (LP; gross.: 90×). La Mouille-Ronde.
14. *Diabase intersertale à pyroxène. Ophisphérite :* contact entre la partie centrale dans laquelle la roche est fraîche (au bas de la photographie) et l'enveloppe dans laquelle le plagioclase est totalement chloritisé. (LP; gross.: 90×). Le Crêt.
15. *Diabase à hornblende brune à structure hypidiomorphe grenue orientée. Ophisphérite :* contact entre la partie centrale dans laquelle l'épidote, largement développée, subsiste (zone foncée à gauche en bas de la photographie) et l'enveloppe dans laquelle l'épidote a été totalement chloritisée. (LN; gross.: 90×). Le Crêt.
16. *Ophisphérite albitique.* Contact entre la partie centrale, fraîche (à droite en bas sur la photographie) et l'enveloppe dans laquelle le plagioclase est totalement chloritisé. (LP; gross.: 90×). Le Crêt.

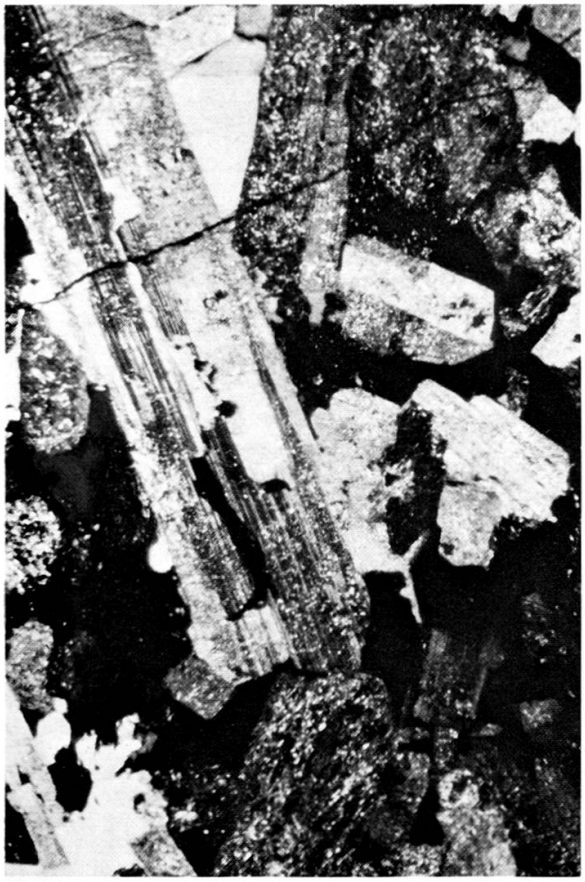

1
2
3
4
5
6


7
8
9
10
11
12

1



2



3

4

5

6

7

8

9

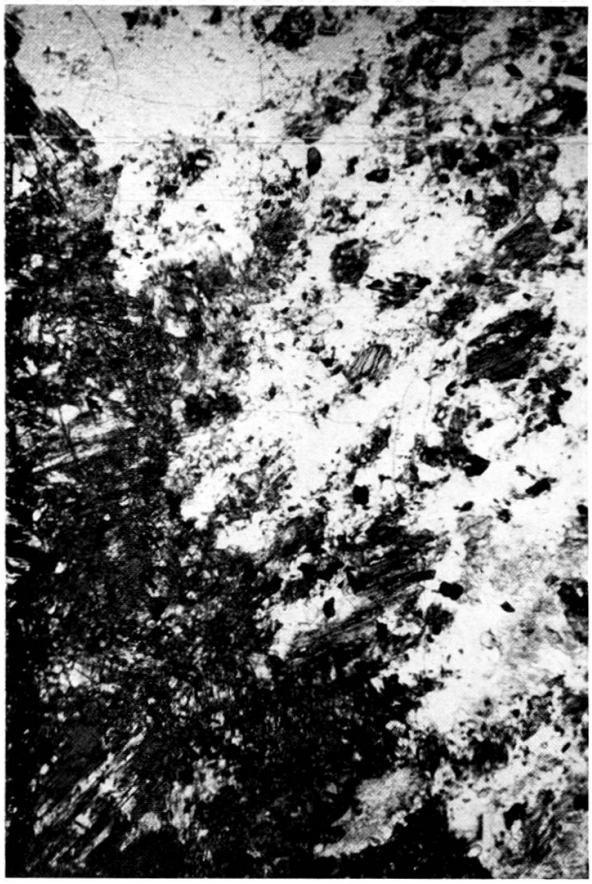
10

11

12

13

14



15

16