



HAL
open science

Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe : Province d'Aoste (Italie), Savoie (France)

Marie Louise Schürch

► To cite this version:

Marie Louise Schürch. Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe : Province d'Aoste (Italie), Savoie (France). Pétrographie. University of Geneva, 1987. Français. NNT : . tel-00795566

HAL Id: tel-00795566

<https://theses.hal.science/tel-00795566v1>

Submitted on 28 Feb 2013

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

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

SCHÜRCH (M.L.)



UNIVERSITE DE GENEVE
Département de Minéralogie

FACULTE DES SCIENCES
Professeur Marc Vuagnat

LES OPHIOLITES DE LA ZONE DU VERSOYEN:
TEMOINS D'UN BASSIN A EVOLUTION
METAMORPHIQUE COMPLEXE
PROVINCE D'AOSTE (ITALIE), SAVOIE (FRANCE).

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.45.43

THESE

24 SEP. 1989

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Genève
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences de la Terre

par

Marie-Louise SCHÜRCH

de

Genève et Lucerne

THESE n° 2257

Genève
SRO Kundig
1987

LES OPHIOLITES DE LA ZONE DU VERSOYEN:
TEMOINS D'UN BASSIN A EVOLUTION
METAMORPHIQUE COMPLEXE
PROVINCE D'AOSTE (ITALIE), SAVOIE (FRANCE).

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

14 SEP. 1989

THESE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Genève
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences de la Terre

par

Marie-Louise SCHÜRCH

de

Genève et Lucerne

THESE n° 2257

Genève
SRO Kundig
1987

1015R95

La faculté des sciences, sur le préavis de Messieurs M. VUAGNAT, professeur ordinaire et directeur de thèse (Dpt de minéralogie), H. LOUBAT, professeur et codirecteur de thèse (Université de Grenoble), R. CHESSEX, professeur ordinaire et J. BERTRAND, docteur ès sciences (Dpt de minéralogie) et P. ELTER, professeur (Université de Pise)

autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

GENÈVE, le 25 juin 19 87

Le Doyen :
Jean-Pierre IMHOF

J.P. Imhof

Thèse

2257

... rien de plus ne peut être tenté que d'établir le commencement et la direction d'une route infiniment longue. Prétendre à n'importe quel achèvement systématique et définitif, serait à tout le moins une illusion personnelle. La perfection peut être obtenue ici par le chercheur individuel dans la seule hypothèse, subjective, qu'il communique tout ce qu'il a été capable de voir.

Georg Simmel

TABLE DES MATIERES
=====

REMERCIEMENTS
RESUME
ABSTRACT
ZUSAMMENFASSUNG

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr
27 AOÛT 2003

<u>1. INTRODUCTION</u>	1
1.1. Situation géographique.....	1
1.2. Cadre géologique et tectonique.....	2
1.3. Aperçu historique des recherches effectuées sur les ophiolites de la zone du Versoyen.....	6
1.4. Caractéristiques essentielles des ophiolites.....	9
1.5. But du travail et méthodes d'étude.....	13
<u>2. PETROGRAPHIE DES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES</u>	15
2.1. Les filons-couches (métagabbros-métadolérites-métabasaltes), les coulées sous-marines, et leurs roches encaissantes.....	15
2.1.1. Région de la Pointe du Clapet.....	16
2.1.2. Région de la Pointe Rousse.....	32
2.1.3. Région de la Pointe Fornet.....	38
2.1.4. Région Ermite-Arguerey-Ghiacciaio.....	40
2.1.5. Région Veis-Miravidi-Beaupré.....	43
2.1.6. Région de l'Aiguille de Praina.....	47
2.2. Les serpentinites.....	50
2.2.1. Les serpentinites de la région de la Pte Rousse.....	50
2.2.2. Les serpentinites de la région du Mont Miravidi.....	54
2.2.3. Les serpentinites de la région de Tormotta.....	55
2.3. Les leptynites de la Pointe Rousse.....	55

3. ETUDE DE FAMILLES MINERALES CHOISIES.....	57
3.1. GRENATS.....	57
3.1.1. Techniques minéralogiques et données analytiques.....	57
3.1.1.1. Procédés d'analyse et de calcul.....	57
3.1.2. Description pétrographique et étude minéralogique.....	60
3.1.3. Conclusion-discussion.....	73
3.2. PYROXENES.....	80
3.2.1. Méthodes et conditions d'analyse.....	80
3.2.2. Les pyroxènes magmatiques.....	81
3.2.3. Les pyroxènes métamorphiques.....	84
3.2.3.1. Les jadéites.....	85
3.2.3.2. L'omphacite.....	92
3.2.3.3. L'aégyrine.....	99
3.2.4. Conclusion-discussion.....	101
3.3. AMPHIBOLES.....	102
3.3.1. Méthode et conditions d'analyse.....	102
3.3.2. Les amphiboles alcalines.....	104
3.3.3. Les amphiboles calciques.....	113
3.3.4. Conclusion-discussion.....	117
3.4. AUTRES FAMILLES MINERALES.....	119
3.4.1. Micas.....	119
3.4.2. Epidotes.....	119
3.4.3. Minéraux des serpentines.....	120
3.5. AUTRES MINERAUX.....	121
3.5.1. Axinite.....	121
3.5.1.1. Pétrographie des roches à axinite.....	122
3.5.1.2. Données minéralogiques.....	123
3.5.1.3. Conclusion-discussion.....	128
3.5.2. Tourmaline.....	129
3.5.3. Stilpnomélane.....	129
3.5.4. Chloritoïde.....	129
3.5.5. Pumpellyite.....	130
3.5.6. Apatite.....	130

3.5.7. Rutile.....	131
3.5.8. Sphène.....	131
3.5.9. Zircon.....	131
3.5.10. Prehnite.....	132
3.5.11. Opaques.....	132

4. ETUDE GEOCHIMIQUE.....134

4.1. Méthodes analytiques.....	134
4.2. Considérations générales.....	134
4.3. Interprétation de quelques diagrammes choisis.....	135
4.4. Conclusion-discussion.....	144

5. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES.....146

5.1. Méthodes d'analyse.....	146
5.2. Données analytiques.....	148
5.3. Conclusion-discussion.....	148

6. CONCLUSIONS GENERALES - DISCUSSION.....150

6.1. Discussion théorique des hypothèses avancées à ce jour.....	150
6.2. Evolution géotectonique de la zone du Versoyen.....	151
6.3. Evolution métamorphique de la zone du Versoyen.....	154

BIBLIOGRAPHIE.....

LISTE DES FIGURES
LISTE DES TABLEAUX
ANNEXES
PLANCHES

REMERCIEMENTS

=====

La présente étude a été entreprise sous la direction du professeur M. Vuagnat. Je tiens à lui témoigner ma vive reconnaissance pour son riche enseignement dans le domaine de la minéralogie et ses nombreux conseils qu'il m'a prodigué tout au long de cette thèse. J'ai beaucoup apprécié la confiance qu'il m'a accordée lors de ce travail.

Le professeur H. Loubat, de l'Université de Grenoble, qui assure la co-direction de cette thèse, a eu la gentillesse et la patience de m'introduire aux passionnants problèmes que pose la zone du Versoyen. Il m'a souvent accompagnée sur le terrain et m'a fait largement bénéficier de son expérience scientifique, je l'en remercie vivement.

Je remercie le professeur P. Elter, de l'Université de Pise, qui a bien voulu faire partie du jury de thèse. Ses remarques et suggestions concernant le manuscrit m'ont été très bénéfiques.

Le docteur J. Bertrand, maître d'enseignement et de recherche, et jury de thèse, a suivi, avec beaucoup de patience, mes premiers pas dans l'art de la recherche scientifique. De plus, avec sa collaboratrice, Mlle E. Despland, il m'a initiée aux secrets de l'analyse à la microsonde électronique, je les en remercie vivement.

C'est au professeur R. Chessex, Directeur du Département de Minéralogie et jury de thèse, que je dois mes connaissances dans le domaine du métamorphisme et de la tectonique alpine, je lui en suis très reconnaissante. Son appui scientifique et moral m'ont aidés à certains moments difficiles.

Le professeur M. Delaloye, Président de la Section des Sciences de la Terre, m'a fait largement bénéficier de ses connaissances étendues en géochimie, géochronologie et en techniques des rayons X, je lui en suis infiniment reconnaissante.

Je remercie cordialement Halil Sarp, du Muséum d'Histoire Naturelle, pour ses différents conseils dans le domaine de la minéralogie.

Enfin, je tiens à remercier spécialement: Nancy Rihs, et ses assistants, de la bibliothèque, toujours là pour me rendre un service; mes amis Joseph Simantov, Denis Fontignie, Souad Sellami, Rémy Papillon, Alex Waibel, France Bechon, Pierre Kunz et Ozkan Piskin pour leur soutien scientifique; Michèle Senn, Geneviève Gülaçar et Nathalie Schweitzer pour leurs nombreuses analyses chimiques; Mme Ingelsrud pour les mesures géochronologiques; Marcel Müller et Victor Cornut toujours prêts à me faire LA dernière lame mince; M. Zbinden pour le graphisme de certaines cartes et figures et M. Carlo pour certains broyages.

Je remercie les personnes suivantes de m'avoir accompagnée sur le terrain: Bernard Schürch, Marina Po, Wanda Stryenska, Dominique Stengelin et Edy Gsell.

Je remercie Monsieur G. de Haller, Président de la Société Académique, de m'avoir accordé un subside exceptionnel pour terminer le présent travail.

RESUME

Située à cheval sur la frontière franco-italienne, à proximité du col du Petit-Saint-Bernard, la zone du Versoyen est pincée entre le houiller briançonnais et les massifs cristallins externes, et se rattache structurellement à la zone des Brèches de Tarentaise (extrémité SW de la zone valaisane). Elle est constituée, d'écaillés de serpentinites associées à des lentilles gneissiques, et d'un ensemble volcano-sédimentaire caractérisé par des filons-couches basaltiques différenciés, intrusifs dans une série péritique d'âge Crétacé inférieur à moyen. Dans les parties sommitales du bâti, un débit en coussins est souvent observé. La trilogie ophiolitique classique n'est pas complète, en effet, sont absents les termes mafiques grenus et le "sheeted dike complexe" proprement dit (qui, en l'occurrence, pourrait être représenté par les sills).

L'environnement géotectonique, dans lequel le complexe ophiolitique s'est développé, a pu être mis en évidence grâce à des diagrammes de discrimination géochimiques; il s'agirait d'un petit bassin, engendré dans une faille transformante, de type golfe de Californie.

D'autre part, ces ophiolites et leurs sédiments associés ont subi une histoire métamorphique complexe qui a pu être retracée, grâce à une étude pétrographique détaillée et à l'analyse par microsonde des minéraux clés, selon le scénario suivant:

Lors de la mise en place des sills se produit un *métamorphisme de contact*, à caractère thermique et hydrothermal, qui a eu lieu aux contacts sills - sédiments encaissants; il a principalement engendré des roches porcelanées, les adinoles. Un *métamorphisme de fond océanique* a suivi probablement peu après, occasionnant une remobilisation importante d'éléments volatils et produisant également, en certains secteurs, une spilitisation. Ensuite la zone du Versoyen a été affectée par le métamorphisme régional alpin, à caractère polyphasé, représenté par 3 faciès; le premier, le *faciès éclogitique* (déjà mentionné lors d'études précédentes, mais considéré jusqu'alors comme "métamorphisme transporté"), a pu être défini comme s'étant développé "in situ". La découverte de l'omphacite dans plusieurs secteurs du Versoyen et l'extension géographique de l'apparition de la jadéite notamment, permettent de cerner les conditions P-T qui ont permis la cristallisation des paragenèses éclogitiques; elles se situent entre 7 et 16 kbars, et 300 et 600° C. Un contexte géodynamique inédit est envisagé, soit une zone de subduction avec, conjointement, des phénomènes de surpression, engendrées par un chevauchement tectonique majeur. Les faciès métamorphiques qui ont suivi sont: le faciès *schistes bleus*, cristallisant, lui aussi, dans des conditions de P-T relativement extrêmes, et le faciès *schistes verts*, nettement rétrograde.

Une approche géochronologique a été tentée, par la méthode K-Ar. L'isochrone, calculée pour les glaucophanes, situe l'âge du métamorphisme paroxysmal (HP-BT) à 65 ± 16 M.a..

ABSTRACT

The Versoyen Zone which is situated on the French-Italian border near the Pt.St.Bernard pass is wedged between the Houllière Zone and the external crystalline massives of Mont-Blanc and Belledone, and is structurally related to the Brèches de Tarentaise Zone (Valais Zone). It consists of serpentinite slices in association with gneiss lenses, and a volcano-sedimentary sequence characterized by differentiated basaltic sills intruded into Lower- to Mid-Cretaceous pelitic sediments. Pillow lavas are commonly observed in the upper part of the sequence. Due to the lack of coarse mafic constituents and a sheeted-dike complex (which, though, could possibly be represented by the sills), the classical ophiolite trilogy is not fully exhibited.

Geochemical discrimination diagrams are used to decipher the geotectonic setting in which the ophiolite complex developed. It is interpreted as a small basin generated in a Gulf of California-type transform fault system.

The ophiolites and associated sediments have undergone a complex metamorphic history which has been restored by means of a detailed petrographic study complemented by microprobe analyses of its key minerals. The sequence of events is as follows:

The emplacement of the sills in the sediments resulted in a contact metamorphism which baked and transformed the sediments into porcelain-like rocks, the "adinoles". A sea-floor metamorphism which probably just followed gave rise to a substantial mobilization of volatiles which locally also led to spilitization. The Versoyen Zone was then subjected to multiple phases of Alpine regional metamorphism, of which 3 facies can be recognized. The eclogite facies, already mentioned in previous studies but still considered as an allochthonous metamorphism) was found to have been generated in situ. The P/T conditions of the eclogite assemblage could be estimated due to the discovery of omphacite in several localities, and to the confirmation and extension of the jadeite domain; they were between 7 and 16 Kb, and 300° and 600° C.

The original geodynamic environment is considered to be that of a subduction zone with tectonic overpressure generated by a major overthrust. Then a blueschist facies metamorphism developed under similar high P, low T conditions. The clearly retrograde greenschist facies succeeded these major events.

A preliminary K-Ar geochronological study was carried out to date the major metamorphic event. It gave an age of 65 ± 16 m.y..

ZUSAMMENFASSUNG

Die Versoyen Zone liegt an der Grenze zwischen Frankreich und Italien in der Nähe vom kleinen St-Bernhard Paß. Sie ist zwischen dem "Houiller briançonnais" und den kristallinen Externmassiven von Mt.-Blanc und Belledone eingeklemmt, und hängt tektonisch mit der "Brèches de Tarentaise" Zone (Walliser Zone) zusammen. Sie besteht aus Serpentinitschuppen, die mit gneissischen Linzen vergesellschaftet sind, und aus ein Volcanosedimentärer Komplex, der durch differenzierte basaltische Gänge, die in eine unter- bis mittelkretazische Pelitserie intrusiv eindringen, gekennzeichnet ist. Im obersten Teil der Folge sind oft Pillow-laven zu finden. Durch das Fehlen von typischen mafischen körnigen Gliedern und eines "Sheeted-dike" Komplexes (der jedoch eventuell durch Sills vertreten sein könnte) ist die klassische Ophiolithtrilogie nicht vollständig vertreten.

Die geotektonische Entwicklung konnte durch verschiedene geochemische Diagramme ermittelt werden. Es könnte sich vielleicht um ein kleines Becken gehandelt haben, das sich ähnlich wie der Golf von Kalifornien entlang von Transformstörungen gebildet hatte.

Die Ophiolithe und die zugehörigen Sedimente unterlagen einer mehrphasigen Metamorphose, die dank einer genauen petrographischen Untersuchung und einer Analyse der Hauptminerale mit Hilfe der Mikrosonde ermittelt werden konnte. Die Metamorphose kann sich wie folgt abgespielt haben:

Während der Platznahme der Gänge fand eine hydrothermal gekennzeichnete Kontaktmetamorphose an der Grenze zu den einhüllenden Sedimenten statt, die hauptsächlich porzellanartige Gesteine ("Adinole") erzeugt hat. Gleich danach erfolgte eine Ozeanbodenmetamorphose, die eine wichtige Mobilisierung der leichtflüchtende Bestandteile und mancherorts sogar Spilitisierung zur Folge hatte. Die Versoyen Zone wurde dann alpin von einer mehrphasigen Regionalmetamorphose betroffen, die durch drei Hauptfazies vertreten ist. Die erste Eklogitfazies, die schon aus früheren Arbeiten bekannt war jedoch als tektonisch herantransportiert betrachtet wurde, erwies sich als eine an Ort und Stelle gebildete Metamorphose. Durch die Entdeckung von Omphazit an einigen Orten vom Versoyen und, die Bestätigung von Jadeit bis in die geographische Verlängerung nach Italien, wurden die Kristallisationsbedingungen der Eklogitparagenesen eingeschränkt; sie befanden sich zwischen 7 und 16 Kbar, und zwischen 300° und 600° C.

Ein geodynamischer Zusammenhang wird vorgeschlagen, nämlich eine Subduktionszone mit Überdruckphänomenen, die an einer Hauptüberschiebung verursacht wurden. Es folgten dann die Blauschieferfazies die unter ähnlich extremen P/T Bedingungen umkristallisierte, und die Grünschieferfazies die deutlich retrograd ist.

Eine erste geochronologische Bearbeitung für die Hauptmetamorphosen ergab ein Alter von 65 ± 16 M.a..

1. INTRODUCTION

1.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe dans les Alpes occidentales, à proximité du col du Petit-Saint-Bernard, entre les localités de Bourg-Saint-Maurice (Savoie, France) et la Thuile (Province d'Aoste, Italie) (fig.1). Elle est limitée au NE par le vallon de Chavanne, au SW par la vallée du Charbonnet et au SE par le torrent du Reclus. Elle couvre une superficie d'environ 70 km², et présente une topographie relativement tourmentée, avec des altitudes comprises de 950 à 3070 mètres.

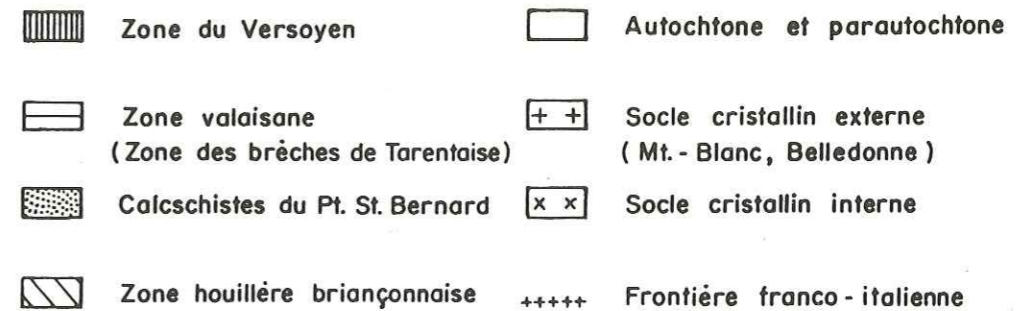
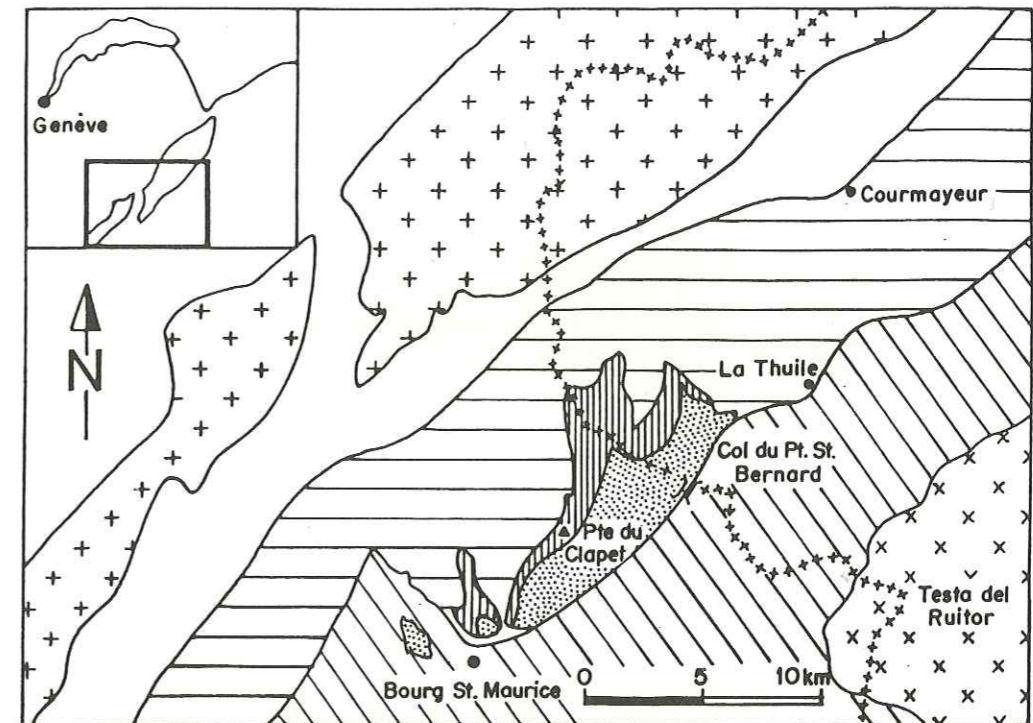


Figure 1: Carte de situation de la zone du Versoyen

On distingue deux réseaux hydrographiques délimités par la ligne de crête, (frontière franco-italienne) au long de laquelle se rencontre du NW au SE les sommets suivants: Mont Miravidi (3019 m.), Aiguille des Veis, Sommet des Rousses et Lancebranlette. Le réseau situé au Nord de cette ligne de crête est drainé par la Doire Baltée et celui situé au Sud par l'Isère.

1.2. CADRE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Les ophiolites métamorphiques de la zone du Versoyen font partie de l'unité du Roignais-Versoyen et constituent, avec les unités de Moutiers, Petit-Saint-Bernard, Pierre Avoi et Salins, la zone des Brèches de Tarentaise (ou domaine valaisan; BURRI, 1979; DIETRICH & OBERHÄNSLI, 1975), (tabl.1). L'unité de Ferret est rattachée par ANTOINE (1968, 1971) à une "zone intermédiaire"; les termes supérieurs de cette unité correspondent cependant au Flysch de Tarentaise (ZULAUF, 1963), ils en sont le prolongement vers le nord.

Zone delphino-helvétique et ultrahelvétique	Zone "intermédiaire"	Zone des Brèches de Tarentaise ou domaine valaisan	Zone "subbriançonnaise"	Zone briançonnaise
Pas de subdivision	Unité de Ferret	Unité de Moutiers Unité du Roignais Versoyen Unité du Petit St-Bernard Unité de la Pierre Avoi Unités de Salins, des Cols	Nappe du Pas du Roc Zone des gypses	Zone houillère

Tableau 1: Contexte paléogéographique et structural de l'Unité du Roignais-Versoyen d'après ANTOINE (1971).

Ces unités représentent un ensemble d'écailles situées au sud-est des massifs cristallins du Mont Blanc et de Belledonne, au nord-ouest de la zone houillère briançonnaise, et correspondent aux unités penniques les plus externes (fig.1).

L'unité du Roignais-Versoyen affecte la forme d'un vaste synclinorium avec en son centre un grand repli anticlinal (ANTOINE, 1971, 1972) complètement déversé, offrant une série renversée en position subhorizontale (LOUBAT, 1968, 1984; ANTOINE, 1971; ANTOINE & al., 1973). Le flysch de Tarentaise s'y développe largement; les ophiolites, par contre, se situant dans l'ensemble antéflysch ne peuvent être observées qu'au coeur des grandes structures anticlinales.

Le Roignais-Versoyen se caractérise par la série stratigraphique suivante: (selon ANTOINE, 1971).

Houiller: schistes noirs et grès fins d'épaisseur inconnue.

Permien: faciès verrucano, leptynites et faciès associés de la Pointe Rousse.

Trias inférieur: quartzites.

Trias moyen: dolomies et calcaires.

Trias supérieur: gypses, cargneules, schistes noirs, argilites, faciès bréchique et dolomies. (ANTOINE; 1971, 1972) note l'absence des niveaux évaporitiques).

Lias: peu épais à faciès néritique (calcaires blancs, massifs, marmoréens), calcschistes et calcaires à silex.

Dogger-Malm: émergence plus ou moins généralisée se traduisant par une lacune stratigraphique. Le conglomérat du Collet des Rousses peut être attribué à cette période.

Crétacé inférieur et moyen: dépôt de l'ensemble antéflysch caractérisé par un volcanisme basaltique sous-marin et la sédimentation d'une série pélitique réduite et fine (faciès schistes noirs). Cet ensemble volcano-sédimentaire constitue la série du Versoyen.

Crétacé supérieur: dépôt du Flysch de Tarentaise.

La série du Versoyen ou ophiolites de la zone du Versoyen, est composée de la trilogie classique: serpentinite-gabbro-diabase*.

Elle se distingue toutefois de la séquence idéale par l'inexistence, non seulement d'un complexe filonien, mais encore de dykes recoupant les termes ultrabasiques et basiques et par l'absence de la couverture supraophiolitique classique (radiolarites, etc) accompagnant généralement les ophiolites alpinotypes, tout au moins sous une forme évidente (voir p.9, 35 et 40).

Les ophiolites de la zone du Versoyen sont essentiellement représentées par un empilement subhorizontal de sills basaltiques différenciés, d'extension kilométrique, de puissance variable (1 à 400 mètres), par des écailles de serpentinites et par des lentilles cristallines gneissiques (Gneiss de la Pointe Rousse).

EVOLUTION TECTONIQUE LORS DU CYCLE ALPIN

Le domaine valaisan est séparé de la zone briançonnaise qui lui fait paléogéographiquement suite vers le SE par le sillon subbriançonnais.

* au sens donné à ce terme en géologie alpine

On observe, du Trias au début du Crétacé supérieur, un régime de distension dominant (DEBELMAS, 1979).

Dans les zones internes apparaissent vers le Jurassique moyen à supérieur, deux rifts ou fissures crustales; valaisan à l'ouest, piémontais interne (ou liguopiemontais) à l'est, séparés par le "géanticlinal briançonnais" (DEBELMAS, 1979). Le premier de ces rifts reste étroit, et présente une croûte continentale faillée, parfois amincie avec très localement, comme au Versoyen, formation de croûte océanique; le second aboutit à un bassin à fond océanique plus ou moins marginal (fig.2, 2'et 3).

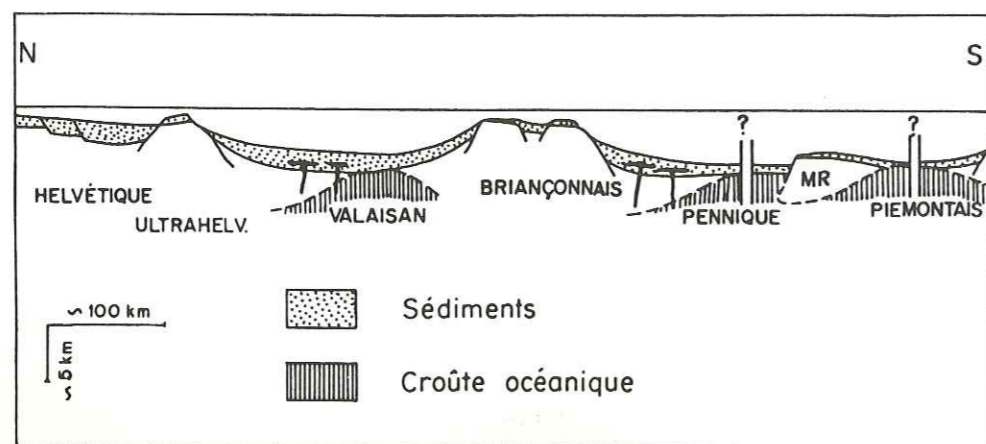
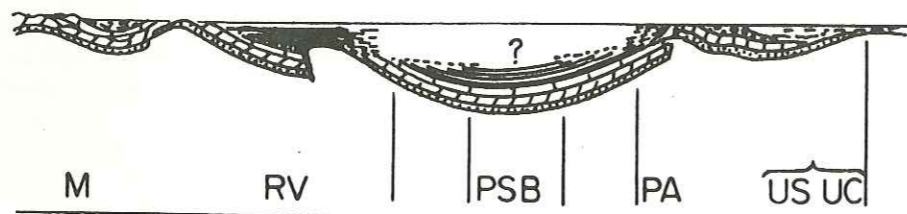


Figure 2: Section à travers les Alpes au Jurassique supérieur (d'après TRÜMPY, 1985) (MR = Mont Rose).



M= Moutiers RV= Roignais-Versoyen PSB= Petit-Saint-Bernard
 PA= Pierre Avoi US= Unité des Salins UC= Unité des Cols

Figure 2':Section à travers le bassin de Tarentaise au Crétacé inférieur à moyen, (d'après ANTOINE, 1971).

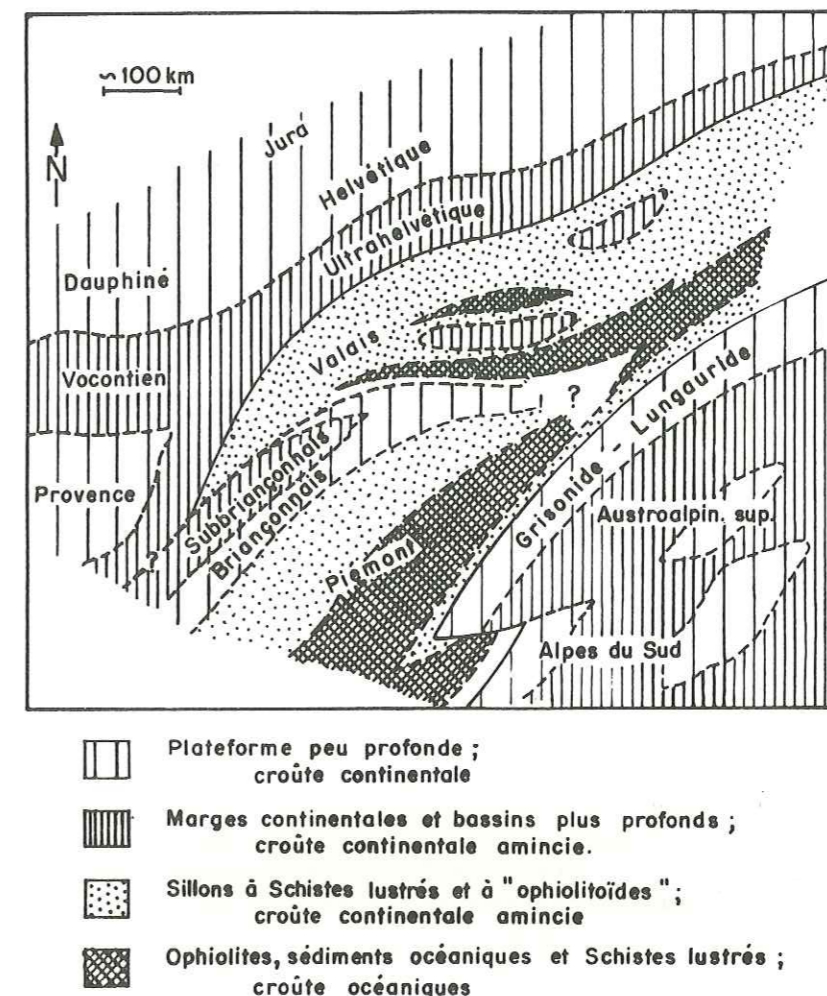


Figure 3: Esquisse palinspastique des Alpes au Jurassique - Crétacé inférieur (TRÜMPY, 1980).

A partir du Crétacé moyen, on assiste à un régime tectonique compressif, provoquant la subduction du bassin océanique piémontais. Le bassin valaisan semble peu affecté par la tectonique éoalpine qui se traduit par le dépôt du Flysch crétacé de Tarentaise, discordant sur les unités antérieures (dont l'ophiolite du Versoyen). Pendant l'Eocène, le bassin valaisan se ferme. Une deuxième phase de contraction a lieu, dans la zone piémontaise, à la fin de l'Eocène (phase lépontine) accompagnée de phases de plissements et d'un métamorphisme de pression intermédiaire affectant le domaine piémontais (DEBELMAS, 1979). Dans la zone valaisane, les effets des métamorphismes éoalpin et lépontin sont très mal connus. Un des buts de ce travail est d'essayer de les identifier (chap.6).

1.3. HISTORIQUE DES RECHERCHES EFFECTUEES SUR

LES OPHIOLITES DE LA ZONE DU VERSOYEN

De nombreuses générations de naturalistes et de géologues ont sillonné cette région des Alpes occidentales, chacune apportant des courants d'idées nouvelles et construisant des hypothèses basées sur des observations toujours plus détaillées tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Les roches vertes de la région de Bourg-Saint-Maurice ont éveillé la curiosité des géologues au siècle dernier déjà; en effet, KILIAN et REVIL (1893), ont exploré les alentours de la ville et ont découvert des roches vertes en filons, qu'ils ont baptisées "amphibolite anorthosique chloriteuse ou diorite anorthosique". TERMIER, (KILIAN et TERMIER, 1895) en donne une description pétrographique relativement détaillée ainsi que la première analyse chimique (tabl.2, anal.1), faite à l'école des Mines de Saint-Etienne. Nous remarquons que cette analyse est très précise et tout à fait comparable à celle d'un même type de roche que nous avons analysé par fluorescence X (tabl.2, anal.2).

	1	2
SiO ₂	48,77	45,36
Al ₂ O ₃	17,61	16,24
Fe total	11,70	9,73
CaO	6,47	8,59
MgO	7,99	8,84
K ₂ O	0,05	0,02
Na ₂ O	4,20	3,35

Tableau 2: Analyses chimiques comparatives

1. "Diorite anorthosique"
2. Métadolérite

Le métamorphisme qu'ont subi les roches vertes du Versoyen intriguait déjà beaucoup ces auteurs qui terminèrent leur étude en émettant des hypothèses "avant-gardistes", prophétiques, et troublantes, si nous les resituons à la fin du 19^e siècle. En effet, ils pensaient que l'épaisseur des sédiments ne pouvait produire une telle intensité de métamorphisme et que cette recristallisation généralisée et intense aurait surtout été engendrée par des conditions de pression et de température élevées, elles mêmes résultant "d'intenses efforts orogéniques". L'humilité et la perplexité de ces deux savants, résumée dans leur conclusion: "le problème nous dépasse infiniment", est annonciatrice des difficultés d'interprétation qui sont encore loin d'être résolues de nos jours.

En 1920, TERMIER et KILIAN publiaient un article dans lequel ils discutent de l'origine possible des roches du Mt Jovet (zone houillère

briançonnaise). Ces roches appartiennent-elles ou non à la nappe des schistes lustrés (comprenant selon les idées de cette époque les ophiolites de la zone du Versoyen). En effet, au début du 20^e siècle, l'origine des "schistes lustrés du Nord de Bourg-Saint-Maurice" ainsi que les roches vertes qui les accompagnent paraissait certaine, "c'est un lambeau de recouvrement" ou "témoin avancé" des schistes lustrés.

SCHOELLER (1929), avec son étude imposante et toujours actuelle sur la "nappe de l'Embrunais", (rebaptisée "zone des Brèches de Tarentaise" par BARBIER, 1948) apporta une contribution considérable à la connaissance de la géologie de la Tarentaise. Il posa les premiers jalons pour la compréhension des ophiolites de la zone du Versoyen dans le chapitre traitant de la stratigraphie de la zone du Petit-Saint-Bernard. A cette époque, en effet, Schoeller attribuait les roches vertes de la région de Bourg-Saint-Maurice à la zone du Petit-Saint-Bernard (domaine briançonnais selon lui).

En une vingtaines de pages, il fait une description pétrographique détaillée des différents types de roches vertes; distinguant 9 variétés principales:

1. Prasinite à pyroxène
2. Prasinite à hornblende
3. Ortho-amphibolite feldspathique
4. Prasinite
5. Prasinite à grands cristaux de hornblende et glaucophane
6. Amphibolite-prasinite à glaucophane et grenat
7. Glaucophanite à grenats et biotite
8. Glaucophanite à biotites et à plages de feldspath
9. Zoisitite

Schoeller reconnaissait incontestablement l'origine éruptive de ces roches vertes à leur composition minéralogique; il les plaçait dans la famille des diorites-gabbros.

En revanche, il semble très emprunté au sujet du métamorphisme de cet ensemble; mais après de nombreuses observations sur le terrain, il envisage un degré de métamorphisme léger, "... parce que l'association des minéraux qui les composent se trouve au milieu de roches sédimentaires à peine touchées par le métamorphisme. D'autre part, les minéraux n'ont point une orientation déterminée."

Au sujet de l'âge de ces roches, Schoeller précisera: "Les roches vertes forment donc un complexe qui peut appartenir au Trias ou à la base du Lias". Il ajoutera: "Le complexe de roches vertes repose sur les gneiss de la Pointe Rousse par l'intermédiaire du Trias".

Après l'imposante oeuvre de Schoeller, les géologues ont délaissé la haute Tarentaise et ses roches vertes pendant plusieurs décennies.

C'est dans les années 1950 que G. et P. Elter, reprirent l'étude des roches vertes du versant italien de la région du Petit-Saint-Bernard (versant italien). Ils baptisèrent l'association "schistes noirs, roches vertes et écailles de la Pointe Rousse" zone du Versoyen. Quant à la

provenance de ces ophiolites, ils distinguaient trois origines possibles: 1. la zone du Versoyen aurait une origine autochtone, 2. elle serait une klippe de schistes lustrés piémontais charriée entre deux unités subbriançonnaises, 3. elle pourrait avoir une origine beaucoup plus interne.

Dans une courte note à propos du stilpnomélane, VUAGNAT (1956), a formulé une série de remarques pétrogénétiques riche de significations théoriques que LOUBAT cherchera à exploiter plus tard (1968a, 1968b, 1975, 1984, et LOUBAT & DELALOYE, 1984).

Quelques années plus tard, ZULAUF (1963), publiait sa thèse sur le Pennique au nord de la Doire Baltée. Il mit en évidence la présence d'une "albitite" se développant au contact de certaines "ovardites" avec les schistes noirs. Il utilisera pour ce type de roches de la zone du Versoyen le terme d'*adinole*, créé par FOX (1895) et repris en Cornouailles par AGRELL (1939) (chap.2.1) (voir planche IV).

Dès 1964, LOUBAT, étudiera à la lumière de la pétrographie moderne l'ophiolite de la zone du Versoyen. Sa thèse (LOUBAT, 1968), comporte une étude pétrographique et minéralogique très méthodique des différents faciès rencontrés ainsi qu'un important travail de reconnaissance de terrain. En 1965, il découvrit les premières laves en coussins du Versoyen, du reste fort bien conservés, à l'Aiguille de Praina (LOUBAT, 1965), démontrant ainsi le caractère effusif de ces roches.

Deux ans plus tard, c'est sur le versant italien, près de Tormotta, qu'il mit en évidence (LOUBAT et ANTOINE, 1967) d'autres laves en coussins, beaucoup plus déformées que les premières, et pouvant passer latéralement à des brèches de coussins. Dans ses conclusions, il attribuait la grande diversité des paragenèses minérales, rencontrées en particulier à la Pointe du Clapet et autour la Pointe Rousse, à un faible métamorphisme régional de type "schistes verts" précédé par des phénomènes de métasomatisme très intenses engendrés par un ou plusieurs épisodes tardimigmatiques et hydrothermaux.

ANTOINE a parcouru le Versoyen au cours d'une étude stratigraphique et structurale détaillée. Son importante thèse d'Etat (ANTOINE, 1971) a permis d'élucider bien des problèmes concernant l'évolution des Brèches de Tarentaise.

Dans les années 1970, BOCQUET (1974b) a consacré quelques pages de sa thèse aux ophiolites du Versoyen. Elle procède, entre autres, à une étude comparative des ophiolites piémontaises en y rattachant celles du Versoyen: "Quoique son appartenance structurale soit encore discutée, la série ophiolitifère du Versoyen se rapproche du point de vue lithologique et métamorphique, des séries piémontaises". En effet, BOCQUET (1974b) a découvert à la Pointe du Clapet, une roche, de type albitique à paragenèse particulière, indicatrice de forte pression, comprenant de la jadéite, de l'amphibole bleue et du chloritoïde.

En 1976, deux chercheurs de Grenoble, LASSERRE et LAVERGNE, ont entrepris une étude minéralogique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la zone du Versoyen. Ils abandonnent le terme *ophiolite* pour *volcanisme tholéiitique*, disant: "...le volcanisme tholéiitique fissural de la région du Versoyen, qui ne constitue en aucune façon un

complexe ophiolitique..." De plus, ils considèrent le massif du Clapet comme une écaille tectonique n'ayant aucune parenté avec le reste de la série volcanique, ceci à cause de la présence d'un pyroxène jadéitique découvert par BOCQUET (1974b).

Plus tard, LOUBAT & DELALOYE (1984) renforcent l'idée émise par VUAGNAT (1956), de circulation de solutions hydrothermales. Actuellement, il est envisagé que ces solutions se seraient fortement enrichies en éléments volatils (B, Cl, SO₄, CO₂) par l'assimilation ou la proximité de sédiments dolomitiques ou évaporitiques.

1.4. CARACTERISTIQUES ESSENTIELLES DES OPHIOLITES

Les ophiolites de la zone du Versoyen sont constituées d'un édifice volcano-sédimentaire à composante uniquement horizontale associé à des écailles de serpentinites, le terme gabbroïque proprement dit étant représenté de façon douteuse. Cet édifice est formé d'une vingtaine de sills de composition basique d'extension kilométrique, de puissance allant de quelques mètres à quelques centaines de mètres, intrusifs dans des sédiments pélitiques, sans doute meubles et gorgés d'eau. Après leur genèse, ces roches ont été soumises à un métamorphisme complexe et localement très prononcé.

Au sommet de la série, on peut observer un développement de laves sous forme de coussins, attestant d'un épanchement subaquatique des termes supérieurs de la série basique. Parmi ces pillow-lavas, on observe parfois des lentilles de quartzite (Pointe Fornet et région Pointe Rousse) qui pourraient représenter l'équivalent des radiolarites.

Sur le terrain, aucun dyke vertical ou subvertical recoupant les filons-couches n'a été observé, toute la série volcanique était absolument horizontale et stratiforme lors de son épanchement (fig.4). Il devait pourtant exister au moins une cheminée volcanique verticale, nourricière de toute la série basique du Versoyen. La séquence volcano-sédimentaire pourrait être représentée sous forme d'un "cèdre" (HARKER, 1909) dont les branches seraient la succession de sills multiples différenciés et le tronc, le conduit nourricier central (fig.5). Certains auteurs ont pensé que la région du Clapet pourrait matérialiser cette cheminée centrale (LOUBAT, 1968a p.440, ANTOINE, 1971 p. 121).

A l'intérieur des sills de grande puissance, particulièrement à la Pointe du Clapet, le refroidissement a été suffisamment lent pour permettre une différenciation magmatique gravitative (voir chap.2.1.1.).

Dans les filons-couches de plus faible puissance, le phénomène de différenciation magmatique est moins marqué, mais à partir d'une puissance de vingt mètres, le sill peut déjà jouer le rôle de petite chambre magmatique avec, approximativement en son centre, des structures doléritiques à gabbroïques (sills de l'Arguerey, de Beaupré et de Praina).

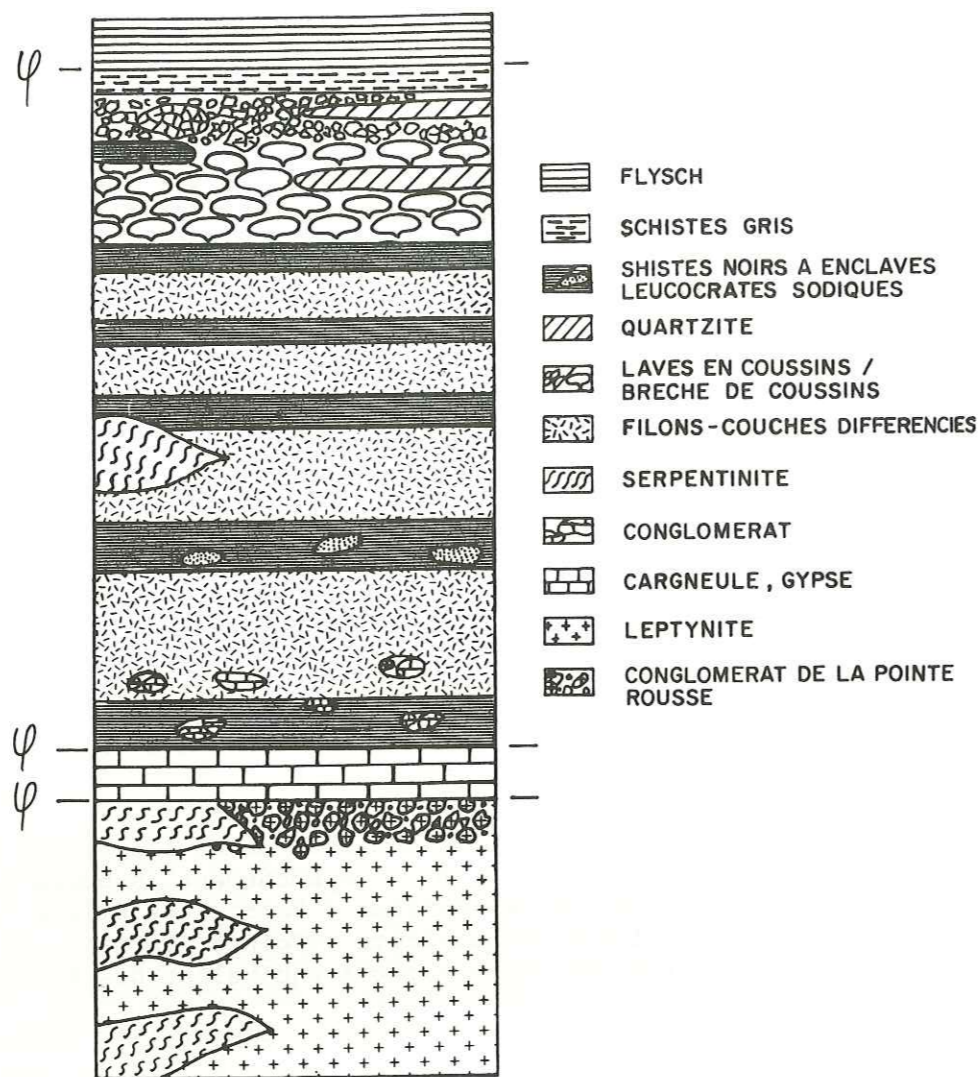


Figure 4: Coupe schématique et synthétique du complexe ophiolitique de la zone du Versoyen.

Une réaction spectaculaire et encore énigmatique a lieu aux épontes de certains filons-couches de faible à moyenne puissance, ainsi à l'Aiguille de l'Ermitte, dans la région de Pointe Rousse et à Beaupré observe-t-on des bandes blanches (liséré blanc, LOUBAT, 1968a) qui soulignent les sills à leurs contacts avec les schistes noirs. Il s'agit de roches blanchâtres de composition essentiellement siliceuse et albitique: les *adinoles* (FOX, 1895, AGRELL, 1939, ZULAUF, 1963), dans lesquelles se développent parfois de manière foisonnante, comme dans la région de la Pointe Rousse, des amas d'amphiboles bleues. Ces roches leucocrates auraient été engendrées par un métamorphisme thermique favorisant une intense métagénèse. Ce métamorphisme aurait aussi eu

pour effet la cuisson des schistes noirs encaissants (chap.2.1.). Les températures, atteintes au contact d'un magma basique, de l'ordre de 750°, sont trop faibles pour provoquer une fusion partielle de l'encaissant (MAURY dans GIROD, 1978).

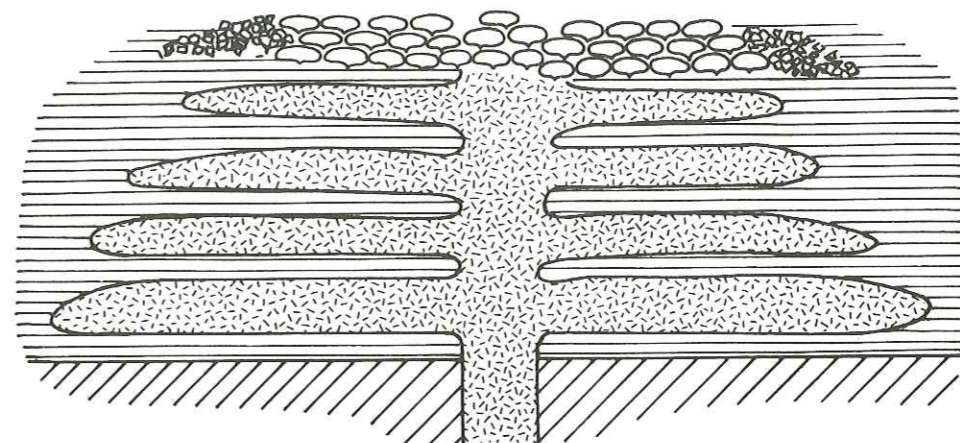


Figure 5: Epanchement des filons-couches sous forme d'un "cèdre" avec au fond des sills plus épais et au sommet des coulées épanchées à l'interface sédiment-eau sous forme de coussins.

Le même type de réaction a lieu dans certaines roches métadoléritiques du Clapet, au contact de blocs xénolitiques de nature sédimentaire qui ont été incorporés occasionnellement à la roche volcanique. Ces blocs de sédiments liasiques ou triasiques ont été arrachés au soubassement du bassin de sédimentation lors de la mise en place de certains filons-couches profonds et assimilés par le magma. A l'heure actuelle, sur le terrain, certains blocs sont entourés d'un halo réactionnel blanchâtre rappelant fortement les *adinoles* (LOUBAT et al. 1984).

Dans les sills de faible puissance, tels ceux de Praina, de Tormotta ou de la région de Pte Rousse, il est souvent peu aisé de reconnaître les paragenèses primaires des différents types de roches, les phases successives de métamorphisme ayant totalement oblitéré la composition primaire de la roche. Le terme de "prasinite" s'applique tout à fait à ce type de roche, où chlorite, albite, biotite verte, quartz, sphène et amphiboles vertes s'associent (FRANCHI, 1896).

Par contre, dans les filons-couches de moyenne à grande épaisseur, certaines phases minérales primaires ont pu être conservées, du moins en partie. En effet, la série volcano-sédimentaire a subi plusieurs épisodes de métamorphisme, chacun à des degrés d'intensité variable, et le déséquilibre physicochimique qui a régné dans ces roches tout au long de leur évolution a permis à certaines phases plus grossièrement cristallisées de subsister. Aussi reconnaît-on, dans des roches privilégiées plus ou moins épargnées par le métamorphisme, certaines

phases minérales magmatiques restées intactes; spécialement au Clapet, à Praina ou dans les sills épais de l'Arguerey (chap.2.1).

Dans quelques filons-couches profonds, plus affectés par le métamorphisme, on reconnaît encore les paragenèses magmatiques conservées au coeur de phases métamorphiques successives formant des auréoles concentriques autour des minéraux reliques. Dans d'autres sills, seuls les contours des minéraux magmatiques subsistent pour finalement ne laisser plus aucune trace de la nature primaire de la roche.

Du point de vue structural, certains traits primaires ont été conservés malgré la transformation des minéraux originels; ainsi distingue-t-on des reliquats de structure *arborescente* dans certaines laves en coussins, *ophitique* dans les métadolérites ou les gabbros et parfois *porphyrique* dans les métadolérites à phénocristaux de plagioclase (VUAGNAT, 1956).

Dans certaines roches en déséquilibre, rencontrées particulièrement au Clapet, on peut dénombrer jusqu'à seize phases minérales distinctes. Leur étude permet de retracer l'histoire métamorphique complexe de la série volcano-sédimentaire du Versoyen (chap.6).

Les roches ultrabasiques (chap.2.2) ont longtemps été sous-estimées quant à leur volume, et délaissées lors des différentes études pétrologiques menées au Versoyen. LOUBAT (1968a), ne leur consacre même pas un chapitre de sa thèse. Mais, dans une publication ultérieure (LOUBAT, 1975), il souligne le fait qu'elles sont souvent associées au gneiss de la Pointe Rousse et que l'on y observe ni albitites, ni rodingites. LASSERRE et LAVERGNE (1976) ne font qu'un très bref survol des serpentinites, dans le cadre de leur thèse, ils n'y consacrent que deux pages. Pour eux, elles ne sont pas associées au complexe volcano-sédimentaire, elles représenteraient une écaille échouée dans le domaine valaisan. Il semble cependant logique de les rattacher à la série basique pour en faire un complexe ophiolitique. En effet, au Versoyen, les trois corps ultrabasiques se trouvent toujours au voisinage ou en contact avec les roches basiques et parfois leurs sédiments encaissants. Leur nature primaire est difficile à diagnostiquer car seul l'affleurement de serpentinites situé à l'ouest de la Pointe Rousse a fourni certains échantillons à reliques de minéraux primaires: il s'agit d'un pyroxène orthorhombique.

Outre les diverses phases de métamorphisme, d'ailleurs certainement amplifiées par la généralisation et l'intensité de l'action des fluides hydrothermaux, et par l'effet de confinement (voir chap 6) produit par les schistes noirs plus ou moins réfractaires, les ophiolites de la zone du Versoyen ont subi, d'une part des phénomènes de contamination entre magma et encaissant, et entre magma et enclaves carbonatées et, d'autre part, une importante tectonique plicative lors de l'orogénèse alpine. Actuellement, la série ophiolitique se trouve au coeur d'un repli anticlinal déversé et en partie érodé, en position renversée subhorizontale. Les laves en coussins de Fernet, de Praina et les levés stratigraphiques de ANTOINE (1971) attestent de cette polarité inverse.

1.5. BUT DU TRAVAIL ET METHODES D'ETUDE

BUT DU TRAVAIL

La présente recherche a été principalement axée sur l'étude minéralogique des principales phases minérales du fait que nous avons pu bénéficier de moyens techniques (microsonde, etc) qui n'étaient pas à la disposition de LOUBAT. Ces nouvelles données nous ont permis de remettre en question les différentes hypothèses de LOUBAT (1968, 1975 & 1984) et de LASSERRE-LAVERGNE (1976) au sujet des problèmes suivants:

1. la mise en place de l'édifice volcano-sédimentaire
2. la nature et l'origine des épisodes de métamorphisme

DANS CE CADRE SCIENTIFIQUE GÉNÉRAL NOUS AVONS ESSAYÉ DE:

1. Mettre en évidence les différents événements métamorphiques qui ont affecté la série volcano-sédimentaire du Versoyen par l'analyse chimique de certains minéraux clés tels que : amphiboles bleues zonées, grenats zonés, pyroxènes, amphiboles vertes et axinite.
2. Identifier la composition originelle du magma par la géochimie des éléments en traces.
3. Reconstituer et retracer l'histoire paléogéographique de la séquence ophiolitique.

METHODES D'ETUDE

SUR LE TERRAIN

Le travail de terrain s'est étendu sur quatre saisons un peu écourtées à cause des conditions exceptionnelles d'enneigement.

Durant la première saison de terrain, le Professeur LOUBAT a eu la gentillesse de m'initier à la géologie de la zone du Versoyen et à tous ses détours. Il m'a rapidement confrontée à certains problèmes clés.

Un échantillonnage général des ophiolites et ses roches annexes, a été effectué sur la base du schéma cartographique de LOUBAT (1968), des cartes géologiques suivantes: feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000 (réf: carte géologique de la France, P. Termier, 1930), feuille Petit-Saint-Bernard au 1/50 000 (réf: carte géologique de la France, DE LAUNAY, 1932), feuille Annecy au 1/250 000 (réf: BRGM No 30),

feuille Mont-Blanc au 1/ 50 000 (réf:BRGM No 704) et feuille Piccolo San Bernardo, versante italiano au 1/25 000 (réf: Memorie degli istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, G. ELTER et P. ELTER) et des cartes topographiques au 1/25 000 (réf:IGN No 35/32, 3-4 ; No 35/32, 7-8 et No 36/32, 1-2) et au 1/50 000 (réf:IGN 35/32 et 36/32). La surface étudiée représente environ 70 km², avec une topographie très escarpée. Par la suite, quelques secteurs privilégiés ont été échantillonnés de manière systématique.

AU LABORATOIRE

1. Microscopie, en lumière transmise et réfléchi. Etude d'environ 800 lames-minces (dont environ 200 de la collection de thèse du Prof. LOUBAT) et d'une quinzaine de sections polies.
2. Fluorescence X*, analyse chimique des éléments majeurs et traces de 90 échantillons; avec leur interprétation (ainsi que des analyses prises dans la littérature).
3. Microsonde électronique**, analyse chimique quantitative et profil qualitatif des certains minéraux importants. La taille fort réduite, et le caractère zoné de ceux-ci empêche en effet, leur séparation et leur analyse par voie humide traditionnelle.
4. Spectrométrie de masse*** dans la cadre d'analyses géochronologiques. 9 datations ont été effectuées sur des concentrés d'amphiboles bleues et sur des roches totales.
5. Technique d'immersion permettant à l'aide de liqueurs d'indice étalonnées et d'un microscope polarisant de déterminer avec précision la composition d'un minéral inconnu, cette étude doit être parfois couplée à une étude de la densité ou des caractères optiques du minéral concerné.
6. Techniques des rayons X*, emploi des caméras Hagg (~20 films) et Gandolfi, 114,7 mm (~30 films). Anticathode de cuivre et filtre de nickel.
7. Recherche bibliographique, à la bibliothèque des Sciences de la Terre.
8. Micro-informatique: 1) pour le traitement des données géochronologiques et géochimiques sur Tektronix et IMB PC compatible avec des programmes en langage basique, 2) pour l'élaboration du présent manuscrit par traitement de texte (Logiciel Volkswriter) sur Olivetti IBM PC compatible.

* Laboratoire du Prof. M. Delaloye.

** Laboratoire de microsonde électronique, faculté des Sciences, Université de Genève, dirigé par le Dr. J. Bertrand.

*** Laboratoire de spectrométrie de masse, département de Minéralogie, Université de Genève, dirigé par le Prof. M. Delaloye.

2. PETROGRAPHIE DES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES

Dans ce chapitre, nous ne décrirons en détail que des roches inédites, peu ou pas étudiées par LOUBAT; pour les autres roches, nous ne ferons qu'une brève description et renverrons le lecteur à la thèse de cet auteur, (LOUBAT, 1968a).

Notons que les roches et lames-minces, dont les numéros sont cités en marge de chaque paragraphe sont déposées au Département de Minéralogie de l'Université de Genève.

2.1. LES FILONS-COUCHES (METAGABBROS-METADOLERITES-METABASALTES).
LES COULEES SOUS-MARINES, ET LEURS ROCHES ENCAISSANTES
(planches II, III et IV)

Nous avons vu précédemment que les termes basiques de la zone du Versoyen se distinguent par certains caractères structuraux et pétrographiques très particuliers.

Caractéristiques structurales: la mise en place de l'édifice volcano-sédimentaire du Versoyen dans le bassin de Tarentaise peut être comparé à celle d'édifices similaires au sein de bassins en distension actuels de type Golfe de Californie (LOUBAT, 1975; KELTS, 1981; EINSELE, 1982; EINSELE & al., 1980; LOUBAT, 1984). Cet édifice est composé d'une vingtaine de sills basiques différenciés et multiples, d'extension kilométrique ayant fait intrusion subhorizontalement dans des boues pélagiques meubles saturées d'eau. Dans la partie sommitale de la série (région de Pte Rousse, Pte Fernet et Aiguille de Praina), la lave a atteint l'interface sédiment-eau et s'est épanchée sous forme de coussins plus ou moins éclatés (LOUBAT, 1965, LOUBAT et al., 1967). Dans la partie profonde (Pte du Clapet), la lave a arraché et assimilé des blocs de substratum. Dans certains secteurs favorables, la dolérite, lors de son intrusion, a produit un métamorphisme thermique au contact avec les sédiments encaissants. Cette zone a ensuite été probablement réactivée par le métamorphisme régional ultérieur, ainsi observe-t-on aux contacts de la métadolérite et de son encaissant sédimentaire, des roches porcelanées de type "adinole" ou "cornéenne".

Aucune composante verticale, tel que dykes recoupant les filons-couches ou tels que "sheeted complex", typiques des séries ophiolitiques classiques, n'a été observée. Toute la série volcanique s'est insinuée dans les sédiments de manière concordante, certainement à partir d'un conduit nourricier central unique, affectant la forme d'un "cèdre" (fig.5), (HARKER, 1909; LOUBAT, 1968a; ANTOINE, 1971).

Caractéristiques pétrographiques: la séquence basique du Versoyen présente, dans des sills d'une certaine puissance (dès 20 m.) particulièrement dans la région de la Pte du Clapet, d'une part des

phénomènes de différenciation magmatique, d'autre part des assemblages minéralogiques métamorphiques trop variés pour respecter la règle des phases, et suggérant dès lors un grand éloignement de l'équilibre thermodynamique (VUAGNAT, 1956).

L'observateur averti dénombrera dans certaines glaucophanites jusqu'à 16 phases minérales distinctes. Ce nombre élevé de phases ainsi que les zonations chimiques rencontrées dans certains minéraux issus de différents épisodes métamorphiques, confirme le déséquilibre physico-chimique qui a régné tout au long de l'évolution de ces roches.

La série volcano-sédimentaire de la zone du Versoyen a été affectée par plusieurs phases de métamorphisme successives. On distingue tout d'abord au moins deux systèmes hydrothermaux: le premier serait dû à la mise en place du cortège ophiolitique au sein des sédiments pélitiques, il donne lieu à de grandes concentrations de manganèse, observées actuellement sous forme d'enduits dans tout le Versoyen. Le deuxième système serait dû à l'interaction entre les filons-couches profonds et les cargneules ou éventuellement les évaporites triasiques, entraînant la libération des éléments volatils; il explique l'omniprésence de la tourmaline, tant dans les roches métadoléritiques que métasédimentaires, ainsi que l'apparition de la ferroaxinite à la Pointe du Clapet. Ensuite, le complexe a été affecté par un métamorphisme régional de faciès "schistes bleus", parfois même "éclogitique", ensuite rétrotransformé dans le faciès "schistes verts" (chap.6).

Quelques considérations physicochimiques

Le métamorphisme thermique exercé par les filons-couches doléritiques sur leur encaissant a produit des phénomènes de metasomatose. Au contact des roches basiques, les températures ont pu atteindre jusqu'à 750°C (JAEGER, 1957; MAURY dans GIROD, 1978), elles ont néanmoins été insuffisantes pour provoquer la fusion partielle des sédiments pélitiques encaissants. L'échange s'étant vraisemblablement limité à des transferts de fluides de l'encaissant vers le corps intrusif, engendrant la contamination de ce dernier. Certains éléments majeurs, tels que Na, K, Fe ont migré aisément en phase vapeur. D'autres part, des transferts gazeux ont modifié les teneurs du magma en éléments volatils (tels que le bore et le phosphore).

2.1.1. REGION DE LA POINTE DU CLAPET

La Pointe du Clapet, anciennement Clapey (2615 m.) domine au nord les villes de Bourg-Saint-Maurice et de Séez (fig.6). Elle est constituée d'un ou de plusieurs filons-couches basaltiques différenciés, intrusifs dans des boues terrigènes (LOUBAT, 1968, 1975, 1984; SCHÜRCH et al., 1986). Il s'agit de sills épais, ou conduits nourriciers de toute la série basique dont le mur est en contact avec le substratum. Dans la partie sommitale, LOUBAT (1968, p.301 et 421) a cru voir à l'extrémité de certains sills des formes rappelant celles de coussinets relativement laminés "loin d'être aussi probant qu'il serait souhaita-

ble". Et au SSE du sommet du Clapet, il localise des roches pourvues de structures "évoquant des sortes de laves en coussins". Pour notre part, nous n'avons pas clairement pu identifier s'il s'agissait effectivement d'anciens coussins, leur structure étant particulièrement oblitérée.

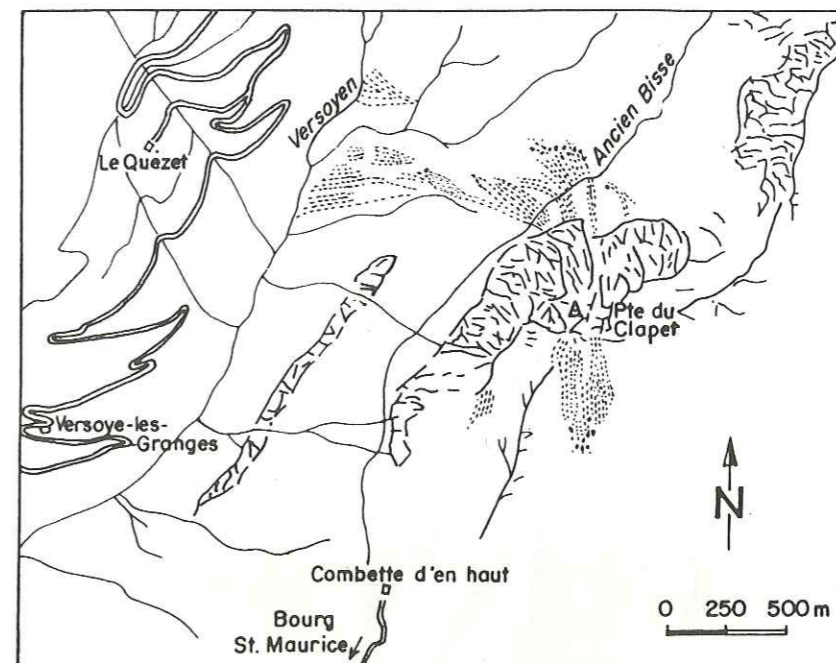


Figure 6. Situation géographique de la Pointe du Clapet.

Dans la partie profonde du filon-couche, on rencontre des blocs de cargneule et de conglomérat calcaire (série Colet-des-Rousses, ANTOINE, 1971) d'âge triasique à liasique, enclavés dans des basaltes ou des dolérites, parfois en voie d'assimilation. Un certain doute subsiste quant à savoir si la Pointe du Clapet est constituée d'un sill ou de plusieurs sills juxtaposés, en raison des mauvaises conditions ou de l'inaccessibilité de la majorité des affleurements. Les dernières investigations sur le terrain font plutôt opter pour des sills multiples jointifs, sans cloisons sédimentaires ou à cloisons sédimentaires assimilées.

A l'intérieur des filons-couches de grande puissance, des phénomènes de différenciation gravitative ont lieu. On distingue schématiquement dans une coupe idéalisée, du bord supérieur au bord inférieur, les termes suivants:

- métabasalte trempé
- métabasalte à grain très fin, parfois vacuolaire

- métadolérite pouvant passer à un "schiste" albitique*
- métadolérite porphyrique
- métagabbro ou métanorite passant à un métagabbro à pyroxène sodique
- métaferrogabbro passant à une métapyroxénite
- métadolérite
- métabasalte à grain fin

* Correspond à la roche que les germanophones appellent "Albitfels"

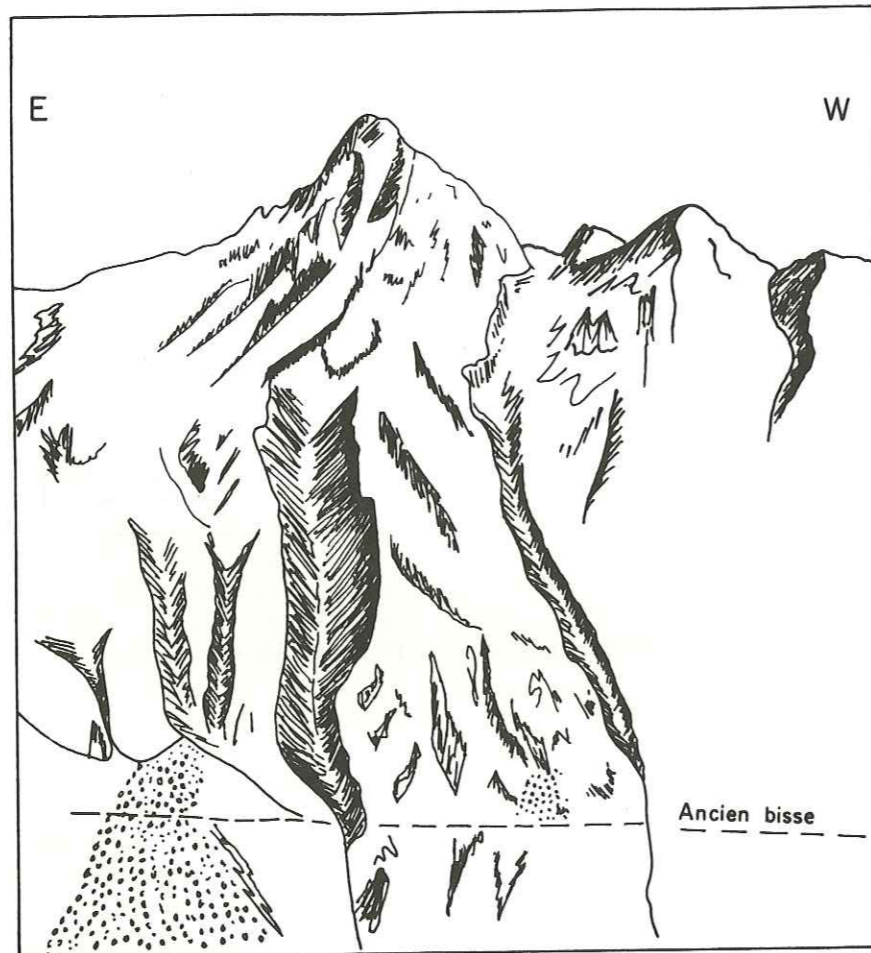
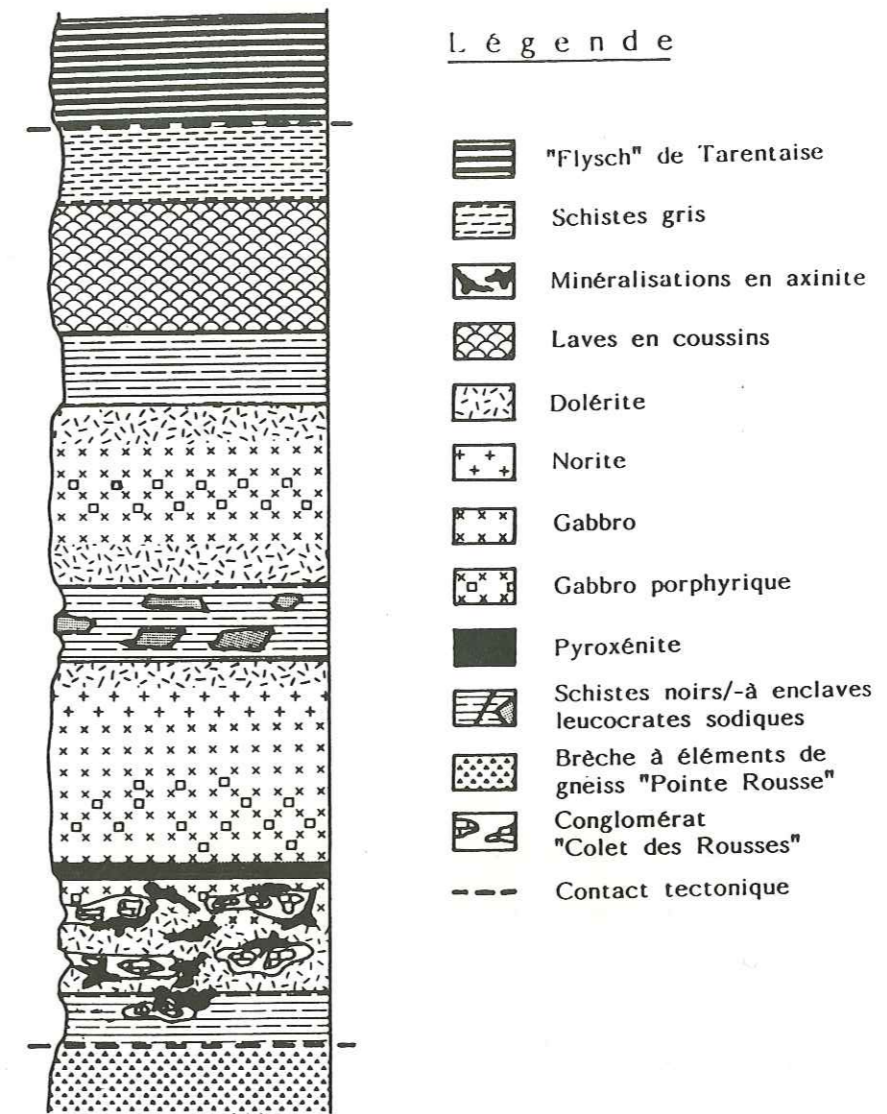


Figure 7. Vue de la falaise NW du Clapet.

Les paragenèses primaires intactes ou peu affectées par le métamorphisme sont rares, des minéraux reliques ont néanmoins pu être découverts après un échantillonnage systématique. Pour chaque type de roche, on observe tous les stades transitionnels entre roche plus ou moins fraîche et roche entièrement transformée.



Puissance totale approximative: 600 m.
 Epaisseur de chaque terme indicative.
 Brèche à éléments de gneiss "Pointe Rousse": origine du gneiss douteuse.

Figure 8. Succession lithologique idéalisée et schématique du secteur de la Pointe du Clapet (affleurant en position renversée), (revue et complétée d'après LOUBAT, 1975).

De plus, les transitions d'une variété de roche à l'autre ne sont pas aussi idéales que dans l'énumération ci-dessus ou dans la coupe lithologique (fig. 8); en effet, parfois elles peuvent être régulières, d'autres fois elles semblent plutôt chaotiques. Les roches de la région du Clapet présentent, de manière généralisée, une grande hétérogénéité. En effet, on assiste très localement à des variations de composition minéralogiques et chimiques de la roche qui présente aussi soudainement

une variation dans la taille de ses grains. L'examen microscopique détaillé révèle dans certaines roches une composition minéralogique beaucoup plus variée que d'ordinaire; elles comportent des associations en déséquilibre thermodynamique présentant des phases minérales souvent zonées. Tous ces critères tendraient à renforcer l'hypothèse d'un polymétamorphisme accompagné par des phénomènes de contamination, d'une part entre magma et encaissant pélitique et d'autre part entre magma et enclaves carbonatées".

Les "glaucophanites" seront traitées séparément, à la fin de la description des 10 variétés principales, car elles peuvent provenir de la recristallisation de plusieurs types de roches: dolérites, gabbros, ferrogabbros, pyroxénites, grauwackes et schistes noirs.

Nous désirons préciser que les termes de "glaucophanite" et de "glaucophane" parfois employés dans ce travail, le sont dans un sens général pour définir respectivement des roches à amphiboles bleues ou des amphiboles bleues s.l..

Au paragraphe 8, dans la discussion et ailleurs dans le texte, nous nous référons à un "schiste albitique"; nous voudrions préciser à ce sujet que le terme de "schiste" est employé dans le sens des pétrographes des roches métamorphiques et n'entend pas une structure schisteuse.

1. METABASALTE TREMPE: (553/1,769)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche vert clair, assez dense, compacte.

Microscopiquement: le verre de trempe a entièrement recristallisé en fins amas plus ou moins équigranulaires d'épidote, d'actinote-trémolite, de sphène, de chlorite et d'albite.

2. METABASALTE A GRAIN FIN: (553/2,591)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche verdâtre, relativement dense, cryptocristalline. Elle est souvent amygdalaire et présente parfois un fin litage secondaire.

Microscopiquement: la roche présente une structure blasto-intersertale. La paragenèse primaire a complètement recristallisé; seules les lattes de plagioclase transformés en zoïsite permettent de reconnaître la structure originelle. Entre les cristaux de zoïsite, une albite plus ou moins granulaire a cristallisé ainsi que de la ripidolite, de l'actinote-trémolite, un grenat et plus rarement de l'allanite.

Ce type de roche pourrait correspondre à celui décrit par H. LOUBAT (1968) sous le nom de roche aphanitique ou roche verte rubanée.

3. METADOLERITE: (609g,595,609b,748e,615,621)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris-verdâtre relativement

dense, à structure microgrenue.

Microscopiquement: la roche présente une structure blasto-subophitique. Les lattes de plagioclase préexistantes ont été altérées en zoïsite ou en un amas cryptocristallin de divers minéraux. Les pyroxènes ont été entièrement amphibolitisés (actinote-trémolite et hornblende-actinolitique). L'ilménite a été totalement leucoxénisée. Les rares vacuoles ont été remplies secondairement par de l'albite. La chlorite est un minéral d'altération fréquent de ce type de roche.

En certains secteurs, surtout aux contacts avec les schistes noirs, les dolérites sont entièrement recristallisées en chlorite (ripidolite) et en albite granulaire avec de rares cristaux de zoïsite, d'actinote-trémolite, de tourmaline et de minéraux opaques. Ce type de roche rappelle fortement les "ovardites" ou les "prasinites" des géologues alpins (KALKOWSKY, 1886; FRANCHI, 1895, 1896; LAPPARENT, 1923).

4. METADOLERITE PORPHYRIQUE: (607)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris-verdâtre à phénocristaux leucocrates (anciens plagioclases).

Macroscopiquement: la roche présente une structure mixte grano-lépidoblastique. Les lattes de plagioclase ont été entièrement transformées en un amalgame de petits cristaux de quartz, d'albite néoformée et de muscovite. Le pyroxène a recristallisé en actinote-trémolite, chlorite, ferristilpnomélane et zoïsite. Le ferristilpnomélane se caractérise par sa couleur brun-rouille et par un habitus en rosettes ou en gerbes. L'apatite, d'origine primaire, a été courbée et fracturée. Des cristaux aciculaires de glaucophane s.l. se développent ici et là, souvent à proximité de l'autre amphibole. Un grenat automorphe de petite taille peut apparaître dans certaines lames minces. La titanomagnétite est souvent presque entièrement transformée en leucoxène. Parfois, il subsiste un treillis de fines aiguilles de rutilé.

5. METAGABBRO: (557,509b,598,625) (voir planche V)

Macroscopiquement: la roche est relativement grossière, de couleur vert bouteille. Sa patine est rousse, avec parfois des enduits de manganèse violets. Elle est très dense et très massive.

Microscopiquement: il subsiste une structure ophitique primaire. On distingue les minéraux reliques suivants: le pyroxène, il s'agit d'une augite (voir chap.3.2) présentant des clivages et des cassures assez fréquents, qui subsiste au coeur d'une amphibole verte, la hornblende-actinolitique (chap.3.3); la magnésio-hornblende parfois en filonets est auréolée d'actinote-trémolite, elle est souvent courbée et fracturée, son origine est controversée (voir discussion p. 32); la titanomagnétite souvent entièrement leucoxénisée; l'apatite courbée et brisée, présentant parfois un coeur de couleur beige.

Minéraux de métamorphisme: on distingue plusieurs générations d'amphiboles, amphibole verte, amphibole bleu-verte, souvent entourées par de l'actinote-trémolite, incolore à faiblement colorée. On rencontre

encore la biotite verte, la zoïsite, la pistachite, l'albite, le grenat, le ferristilpnomélane parfois la chlorite et le quartz. Par ailleurs, il faut signaler un intense phénomène de tourmalinisation de la roche; on peut ainsi rencontrer des zones extrêmement riches en phénocristaux de tourmaline zonée, bleue-verte.

6. METAFERROGABBRO: (741,802,1922) (LOUBAT, 1968a, p.371)

Macroscopiquement: la roche est grossière et dense. Sa couleur tend vers le gris sombre à gris-noirâtre, avec une patine rousse.

Microscopiquement: la roche montre une structure blasto-ophitique. Les plages pyroxéniques (généralement de l'augite-diopside) sont relativement intactes; elles peuvent atteindre jusqu'à 20 mm. de diamètre. Elles présentent un clivage (110) parfait. Les lattes de plagioclase ont été entièrement transformées en zoïsite dans certaines roches, en glaucophane dans d'autres roches. La titanomagnétite est leucoxénisée, souvent entièrement, parfois seulement en bordure. A part la zoïsite et le glaucophane, on rencontre de l'actinote-trémolite, de la chlorite, parfois du grenat, du ferristilpnomélane et de l'albite.

7. METAPYROXENITE: (611c,611d,1924)

Macroscopiquement: la roche est grossière et très dense, de couleur vert bouteille avec une patine rousse.

Microscopiquement: cette roche présente une structure porphyro-granoblastique. Il ne subsiste que de très rares reliques de pyroxène; il a entièrement recristallisé en hornblende-actinolitique. La titanomagnétite, elle aussi, a été pratiquement entièrement transformée en sphène-leucoxène, exhibant une structure réticulée. Comme minéraux de métamorphisme, on rencontre la pistachite épousant les lattes des anciens plagioclases, cédant parfois sa place au grenat (grossulaire-almandin, chap.3.1). En certains secteurs, on remarque une relation génétique entre hornblende-actinolitique et amphiboles bleues et entre hornblende-actinolitique et biotite verte. On note encore la présence de l'albite dans des cavités tardives, de la pyrite et de la tourmaline.

8. "SCHISTE" ALBITIQUE: (609i,609j, 611a,611f,775c)

Ce terme pourrait correspondre à une ovardite albitique ou à ce que les auteurs allemands appellent "Albitfels". D'autres part, rappelons que le terme de "schiste" est employé ici dans le sens usité en pétrographie des roches métamorphiques. Aux pages 28 à 30, nous discuterons des diverses origines envisageables.

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche leucocrate de couleur blanchâtre ayant un aspect porcelané. On distingue de fins cristaux d'un minéral vert, la chlorite, parfois des minéralisations de pyrite. Les contacts de cette roche avec la dolérite peuvent être soit francs soit progressifs.

Microscopiquement: la roche présente une structure granoblastique. Elle

est composée essentiellement d'albite plus ou moins maclée (jusqu'à 80 à 90 % de la roche), parsemée de petits grains de sphène idiomorphes. Dans certains échantillons, on observe de la chlorite (ripidolite) pseudo-morphosant des cristaux aciculaires (amphiboles bleues ou actinote?). On rencontre souvent de la pistachite zonée contenant un coeur d'allanite, plus rarement de la muscovite en fins cristaux, de la biotite verte, de la calcite, du zircon et dans certaines petites cavités du quartz secondaire.

Ce type de roche n'a jamais été décrit auparavant. A la fin de ce chapitre, suivra une discussion de ses origines possibles.

9. METANORITE: (741c,60/2a)

Cette roche peut passer graduellement à un gabbro à orthopyroxène, puis à un gabbro s.str..

Macroscopiquement: la roche est relativement grossière et dense, de couleur gris-verdâtre. Sa patine est rousse.

Microscopiquement: la roche exhibe une structure blasto-subophitique, matérialisée par des orthopyroxènes de type enstatite-bronzite, des clinopyroxènes de type augite-diopside, et des fantômes de titanomagnétite leucoxénisée. Les différents pyroxènes sont souvent auréolés par de l'actinote-trémolite et/ou de l'amphibole bleue et/ou de la chlorite. Le plagioclase est entièrement pseudomorphosé par des agrégats de zoïsite ou d'actinote-trémolite + biotite verte. On rencontre encore de l'albite dans certains interstices, et de rares cristaux de tourmaline et de grenat.

10.1. METAGABBRO A AEGYRINE: (593,610d,768)

Cette roche peut passer insensiblement à une "glaucophanite à reliques d'aegyrine" puis à une "glaucophanite s.str.."

Macroscopiquement: la roche est grossièrement grenue, par endroits elle peut devenir porphyrique (anciennes lattes de plagioclase). Sa couleur est gris noirâtre avec une patine généralement rousse. Elle est très dense et très massive.

Microscopiquement: elle présente une structure métamorphique polyminérale fort complexe.

Minéraux reliques: l'apatite, souvent brisée selon des plans (001) et courbée par les efforts mécaniques, est parfois entourée de leucoxène. La titanomagnétite est presque toujours entièrement leucoxénisée. Parfois, elle s'est transformée en rutile+hématite+sphène. L'aegyrine, dont l'origine sera discutée (p.30-31), se présente en fines aiguilles vertes pléochroïques caractérisées par leur terminaison effilées, conférée par les faces (111). Ces aegyrines ne sont pas toujours fraîches. D'une lame mince à l'autre, on peut observer tous les stades de sa transformation jusqu'aux amas de reliques et aux fantômes d'aegyrine (LOUBAT, 1968a, p. 386).

Parmi les minéraux de métamorphisme on distingue la crossite, le ferroglaucophane (chap.3.3), entourant les anciens pyroxènes

aegyriques ou les envahissant. Le grenat, de type grossulaire-almandin-spessartine (chap.3.1), est zoné et il pseudomorphose les anciens plagioclases parfois avec l'épidote (zoïsite-pistachite-allanite) et l'albite tardive. On rencontre encore de la chlorite, de la biotite verte, du ferristilpnomélane, du quartz localisé généralement dans les cavités de dissolution de l'aégyrine, rarement de la pumpellyite et de la muscovite.

10.2. METAGABBRO A OMPHACITE: * (6,13,510b,596,599,600,604,609a,609f,609e,609L,611b,650,2751,2911V,7/82L) (voir planche VI)

Ce type de roche peut passer graduellement à: un métagabbro, à un métaferrogabbro, à un métagabbro à aégyrine ou à une glaucophanite.

Macroscopiquement: la roche est relativement grossière et souvent très dense, sa couleur est bleu-noir. Sa patine est rousse.

Microscopiquement: cette roche présente une structure métamorphique à paragenèses surimposées fort spectaculaire et complexe.

Minéraux reliques: la titanomagnétite squelettique subsiste parfois au coeur du leucoxène; en d'autres endroits, elle s'est déstabilisée en rutile + oxydes de fer. La structure ophitique du pyroxène magmatique (augite, chap.3.2) est conservée par l'omphacite qui l'a souvent entièrement pseudomorphosé (l'augite subsiste dans de rares lames minces). L'hydroxylapatite, minéral tardimagmatique, est très bien développée.

Les minéraux de métamorphisme alpin précoce, actuellement souvent à l'état de reliques, sont: l'omphacite (chap.3.2) pseudomorphosant le pyroxène calcique (magmatique) et le grenat, riche en Ca, en Fe et en Mn (équivalent des types 3-4, chap.3.1), qui cristallise au profit des plagioclases. Ces minéraux se rencontrent en reliques au centre de minéraux plus tardifs; plus rarement, ce sont leurs coeurs qui sont envahis par des phases tardives. On note encore le rutile et la zoïsite. Les minéraux de métamorphisme alpin tardif se distinguent par plusieurs variétés d'amphiboles sodiques (crossite-ferroglaucophane-arfvedsonite, chap.3.3) auréolant parfois les omphacites, et par les épidotes (zoïsite-pistachite- et plus rarement allanite). On rencontre encore, le ferristilpnomélane, l'actinote-trémolite, la biotite verte, la chlorite et l'albite (qui se localise principalement dans les fenêtres de l'omphacite déstabilisée par endroits), plus rarement de la paragonite.

* Notons que l'omphacite a été mise en évidence pour la première fois dans la zone du Versoyen au cours de ce travail de thèse.

11. "GLAUCOPHANITES" D'ORIGINE IGNEE (ORTHOGLAUCOPHANITE)

Ce terme général de "glaucophanite" regroupe ici des roches contenant un certain pourcentage d'amphiboles bleues s.l.. Dans les roches basiques du Clapet, on rencontre toute la gradation d'une roche dépourvue en amphiboles bleues jusqu'à une roche "glaucophanitique" par augmentation de la proportion des amphiboles bleues. Dans ce travail, sont désignées sous le nom de "glaucophanite" des roches renfermant au moins 60 % d'amphiboles bleues s.l.. Ce type de roche a certainement cristallisé sous des conditions de pression élevée et de basse

température (voir chap.5).

Nous décrivons un type de "glaucophanite", sans pyroxène primaire et un type non décrit jusqu'alors, la "glaucophanite" à ferroaxinite. Pour les autres types de "glaucophanites", la thèse de LOUBAT (1968) présente d'excellentes descriptions (p. 382-392).

11.1. "GLAUCOPHANITE" DE L'ARETE NW ET DE LA PARTIE CENTRALE DU CLAPET: (557a,610a,610b,610c,610e,610f) (voir planche VI et planche VII)

Macroscopiquement: la roche est grossièrement grenue, de couleur noirâtre, avec une patine rousse. Elle est dense et massive.

Microscopiquement: cette roche représenterait le terme extrême de recristallisation d'une dolérite porphyrique, d'un gabbro ou d'un ferrogabbro. Il est difficile d'établir la chronologie des différents épisodes métamorphiques.

Minéraux reliques: l'apatite a résisté aux événements métamorphiques, elle se présente en fines aiguilles mesurant jusqu'à 1 cm. de longueur. La titanomagnétite subsiste parfois au coeur du leucoxène.

Minéraux de métamorphisme: on distingue un grenat zoné, dont le centre est très enrichi en spessartine (chap.3.1), une amphibole bleue zonée (ferroglaucophane-crossite, entourée par de la hornblende-actinolitique (chap.3.3), de la zoïsite, de la biotite verte, du ferristilpnomélane cristallisé en rosettes, de l'albite, du quartz de la chlorite et de fins amas de minéraux opaques.

11.2. "GLAUCOPHANITE" A FERROAXINITE: (609c)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche à grain grossier, porphyrique, de couleur gris bleu à reflets rosés. Elle est relativement dense et compacte.

Microscopiquement: on distingue des reliques d'omphacite de grande taille, du sphène-leucoxène ayant entièrement remplacé la titanomagnétite, et des cristaux d'apatite. Les lattes de plagioclase ont recristallisé en épidote+albite+actinote-trémolite+quartz. Parfois, cet assemblage minéralogique a cédé sa place à de la ferroaxinite (chap.3.5.1). On note encore la présence d'amphibole bleue, de stilpnomélane, de biotite verte et de la tourmaline (voir p.120-127).

12. GLAUCOPHANITES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE (PARAGLAUCOPHANITE)

Ce terme de "glaucophanite d'origine sédimentaire" regroupe des roches initialement sédimentaires, qui ont vraisemblablement recristallisé dans les mêmes conditions de température et de pression que celles qui ont entraîné la cristallisation de "glaucophanites d'origine ignée", c'est-à-dire pression élevée et basse température (chap.3.3).

12.1. METAGRAUWACKE GLAUCOPHANITIQUE A JADEITE: (759,760, 764,2871,14S)

Ce type de roche peut passer insensiblement au schiste glaucophani-

tique (paragraphe 12.2). Il a été découvert par LOUBAT (1968, p.415-420), et correspondrait à la roche albitique N° 1045 et N° 2186 de BOCQUET (1974b, p.354).

Macroscopiquement: la roche, de couleur gris verdâtre, présente des gerbes bleutées de glaucophane. Sa patine est rousse. Elle est très recristallisée et compacte.

Microscopiquement: la roche exhibe une structure porphyroblastique. On distingue nettement des grandes gerbes de glaucophane ± zoné (chap.3.3), parfois poeciloblastiques (inclusions d'albite), se détachant d'une matrice cryptocristalline. Un minéral relique corrodé, parfois en voie d'intégration à la pâte, attira déjà l'attention de LOUBAT (1968a, p.416) qui le pris pour une épidote. L'examen microscopique de ce minéral, suivi d'une étude détaillée, infirmera ce diagnostic; en effet, il s'agit de *jadéite* (BOCQUET, 1974b) et (chap.3.2). On note encore, des cavités dans lesquelles cristallisent des carbonates (calcite-ankérite) associés à des oxydes de fer parfois limonitisés. La pâte est essentiellement composée d'un foisonnement de fins cristaux d'albite; accessoirement, on distingue du quartz, de la paragonite, du sphène, de la chlorite, parfois de la biotite verte et de la tourmaline. On reconnaît le rutile, souvent regroupé en amas, qui est parfois auréolé par le sphène.

12.2. SCHISTE GLAUCOPHANTIQUE: (740,742a,742c) (voir planche VII)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche schisteuse, à reflets bleutés et à patine rousse, qui de prime abord fait penser à un schiste noir. Seul un examen attentif à la loupe permet de distinguer des aiguilles d'amphibole bleues s.l., en général orientées parallèlement à la schistosité de la roche.

Microscopiquement: la roche présente une structure nématoblastique. Elle est constituée essentiellement, dans un ordre d'abondance décroissant: de ferroglaucophane (chap.3.3), de *jadéite* (chap.3.2), de chloritoïde, et d'une matrice plus ou moins cryptocristalline. Les proportions de ces constituants peuvent pourtant varier d'une roche à l'autre. Dans la matrice, on distingue toutefois l'albite, la chlorite, la paragonite, parfois la biotite verte, le sphène, rarement le stilpnomélane et le rutile. Dans certains échantillons, la calcite peut entièrement remplacer la pâte.

13. ROCHES SEDIMENTAIRES ASSOCIEES

Dans ce sous-chapitre, seront traitées les différentes variétés de roches sédimentaires accompagnant généralement les roches basiques du Clapet.

13.1. SCHISTES NOIRS: (552a,613,616,618,743,792)

Ce type de roche est très bien décrit par LOUBAT, dans sa thèse (LOUBAT, 1968a, p.327-333, 424, 421).

La gamme des schistes noirs est extrêmement large; elle regroupe tous les schistes encaissants des roches vertes. Suivant leur distance du contact, les sédiments ont été plus ou moins affectés par le métamorphisme thermique. En certains secteurs, surtout au niveau de l'ancien bisse (toit de l'intrusion), le métamorphisme a engendré au contact avec les sills doléritique des sortes de "cornéennes" dérivant des schistes noirs et calcschistes associés. Il y a toute fois dissymétrie entre le contact du toit (actuellement dessous) et du mur. Dans le premier cas, les "cornéennes" d'une épaisseur d'environ vingt mètres, passent graduellement à des schistes albitiques puis des schistes noirs s.str. En revanche au toit, les "cornéennes" mal délimitées ont une puissance réduite. De plus, le contact est très compliqué, fait d'assimilations d'enclaves et de métasomatoses intenses (LOUBAT & DELALOYE, 1984).

Macroscopiquement: il s'agit d'un schiste noir présentant des reflets bleutés, à patine rousse. On reconnaît sur certaines surfaces des crénelations suggérant d'intenses efforts tectoniques.

Microscopiquement: cette roche présente généralement une structure de type "schiste micacé". De fines particules de minéraux opaques soulignent cet aspect schisteux, suivant parfois les microplis de la roche.

Dans les schistes relativement éloignés des contacts, on rencontre surtout de la séricite, plus rarement de la chlorite, de l'albite, de la calcite et des poussières opaques plissotées. Un minéral aciculaire, cristallisé en gerbes (famille des amphiboles, ou chloritoïde) a été pseudomorphosé en muscovite + chlorite.

Dans les variétés plus proches du contact, l'albite peut atteindre jusqu'à 80 % du volume de la roche (qui devient en quelque sorte un "schiste" albitique, décrit en page 22). L'orientation parallèle de la séricite et de l'albite indique une cristallisation sous l'influence d'un stress. On distingue encore de fines aiguilles de rutile, parfois de petits filonets de calcite, accidentellement de l'amphibole bleue s.l.. D'autre part, LOUBAT (1968a) note encore dans certains schistes du Clapet, la présence d'andalousite probable, pseudomorphosée.

13.2. "CORNEENNES": (622,623,744a,744b,744c,745,790,805a,805b,806)

Ce type de roche, étudié par LOUBAT & DELALOYE (1984), se rencontre au contact du sill supérieur avec les calcschistes et schistes noirs (encaissants) à une altitude de 2100 mètres à la hauteur de l'"ancien bisse", et au contact du sill inférieur avec les schistes noirs au niveau 2480 mètres. (Rappelons que la série est actuellement en position inverse) (voir planche IV).

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche fine, d'aspect porcelané, pouvant présenter des litages parfois soulignés par de petits ocelles verdâtres.

Microscopiquement: la roche présente une structure granoblastique. Elle est composée essentiellement d'épidote (pistachite et zoïsite), de chlorite (ripidolite), d'albite, d'actinote-trémolite, de grenat

(chap.3.1), d'apatite, de rares minéraux opaques, de prehnite, de pumpellyite en filonnets, de quartz et de calcite dans des fissures tardives. Au contact inférieur, proche du niveau 2480 mètres, on rencontre des poches renfermant du ferristilpnomélane, du ferrostilpnomélane et une amphibole bleue finement cristallisée. (voir planche V)

13.3.METASEDIMENT RUBANE: (1/82,2/82)

Cette roche représente l'encaissant de la grande intrusion du Clapet LOUBAT, 1968a; LOUBAT & DELALOYE, 1984).

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche massive, compacte, présentant une alternance de lits roses et verts, centimétriques donnant à la roche un aspect rubané rappelant celui des varves.

Microscopiquement: Dans les lits rosés, on distingue un foisonnement de tout petits grenats automorphes zonés (chap.3.1) noyés dans une pâte composée d'albite, d'actinote-trémolite et accessoirement, de sphène, de zoïsite, de muscovite et de tourmaline. Les lits verdâtres sont composés essentiellement d'actinote-trémolite et de chlorite. Au contact entre les deux types de lits, se développe un grenat de plus grande taille plus ou moins automorphe, présentant un coeur criblé d'inclusions (chap.3.1).

13.4.ROCHE HYBRIDE VOLCANO-SEDIMENTAIRE (24c) (voir planche VII)

Cette roche a été évoquée par LOUBAT, dans sa thèse (1968a, p.421-422) et étudiée en détail dans le présent travail au chapitre 3.5.1. (p.121) sous le nom de roche grisâtre à structure globulaire.

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche dense, à grain fin exhibant une structure globulaire.

Microscopiquement: on rencontre divers types de sphérules composées d'assemblages minéralogiques distincts où prédominent la ferroaxinite et le tourmaline. La matrice est, elle aussi, composée essentiellement de ferroaxinite et de tourmaline.

DISCUSSION GENERALE

SUR QUELQUES PROBLEMES SPECIFIQUES DE LA REGION DU CLAPET

La présence du "schiste" albitique (p.22) dans la région de la Pointe du Clapet peut être expliquée par plusieurs hypothèses différentes entre lesquelles il sera difficile d'opter.

Hypothèse 1: Le "schiste" albitique (Albitfels) pourrait représenter un reliquat leucocrate issu de la différenciation magmatique qui a eu lieu dans les sills épais du Clapet. Ce serait, en quelque sorte, une

albitite ou un granophyre recristallisés (CARMICHAEL et al., 1974).

Hypothèse 2a: Des phénomènes de contamination par "effet de paroi" (GREEN & RINGWOOD, 1967) ont pu avoir lieu précocément aux contacts, supérieur et inférieur, des sills épais du Clapet avec les schistes noirs et les calcschistes; engendrant une roche leucocrate issue soit de la roche ignée, soit de la roche sédimentaire. Cette dernière ayant par la suite recristallisé en un "schiste albitique".

Hypothèse 2b: L'encaissant pélitique passant à des cornéennes à épidote et cordiérite, par extraction de sa fraction sodique qui aurait ainsi pu s'individualiser et se concentrer sous forme de granophyre. Ce dernier ayant pu ultérieurement recristalliser en un "schiste albitique".

	6091	611a	611f	775	758b
SiO ₂	65,48	64,60	61,47	62,63	63,10
Al ₂ O ₃	17,36	15,88	20,59	15,68	18,30
TiO ₂	0,20	0,24	0,83	0,23	0,73
FeO	0,45	0,44	1,93	0,66	1,94
Fe ₂ O ₃	1,99	1,67	0,51	1,43	0,22
CaO	3,47	6,21	1,13	6,63	2,37
MgO	0,41	0,32	1,96	0,38	1,63
Na ₂ O	8,92	7,02	7,44	7,22	8,41
K ₂ O	0,05	0,04	1,90	0,13	0,32
MnO	0,06	0,08	0,11	0,09	0,08
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,11	0,03	0,08
H ₂ O	1,10	0,97	1,89	1,08	1,61
CO ₂	0,68	1,84	0,08	2,81	1,40
Zr (ppm)	1625	1560	127	1486	126
Y (ppm)	288	81	15	228	10
Sr (ppm)	307	420	69	390	87
Cr (ppm)	19	0	180	15	157
Ni (ppm)	25	16	39	23	45

Tableau 3: Analyses chimiques de 5 "schistes albitiques"

Hypothèse 3: Lorsque la roche en question présente un corps de forme plus ou moins isométrique, il pourrait s'agir d'enclaves carbonatées très transformées.

Hypothèse 4: Le "schiste albitique" serait tout simplement un terme extrême d'ovardite (sens alpin du terme), ou de prasinite (KALKOWSY, 1886; FRANCHI, 1895, 1896; LAPPARENT, 1923).

Il est difficile, voire impossible, de trancher pour l'une ou l'autre de ces hypothèses qui peuvent contenir une part de vérité, car il est possible que l'on soit en présence de deux groupes de roches albitiques, comme tendent à le montrer les résultats des analyses des éléments en traces (tabl.3). Le premier groupe (609i, 611 a, 775) présente une forte teneur en Zr et Sr; il confirmerait les hypothèses 1 et 4 (origine éruptive) et le Na serait en quelque sorte primaire. Le second groupe (611f, 758b) (faible teneur en Zr et Sr), plaiderait en faveur des hypothèses 2 et 3, avec Na en majeure partie d'origine métasomatique.

L'extrême abondance d'apatite primaire en longues aiguilles dans les métaferrogabbros et les métadolérites du Clapet pourrait s'expliquer, soit par l'assimilation par le magma de sédiments argileux riches en phosphore (origine exogène) (type d'assimilation que READ (1923) postule d'ailleurs pour la cristallisation de roches noritiques), soit par la cristallisation tardive d'une phase résiduelle enrichie en phosphore par différenciation magmatique (origine endogène).

Notons que, du point de vue de l'évolution très générale des magmas, dans les séries orogéniques, il y a un accroissement régulier au cours du temps pour le phosphore entre autres et les éléments incompatibles. D'autre part, les phénocristaux d'apatite sont relativement rares dans les roches mafiques à intermédiaires (GREEN et al., 1982), car la solubilité de l'apatite dans les magmas est grande (WATSON, 1979, 1980). Cette solubilité diminue avec l'augmentation de SiO₂ et la baisse de la température. Des cristaux de grande taille ont cependant été découverts associés à l'ilménite dans des paragenèses magmatiques du Chenaillet (MEVEL et al., 1982) et dans un gabbro à aegyrine de l'Oberhalbstein (CORNELIUS, 1935).

Problèmes de la présence de l'aegyrine

Ce minéral peu fréquent, se rencontre surtout dans des roches sodiques pauvres en silice et caractérisées par la présence de minéraux tels que feldspathoïdes, néphéline et leucite (DEER et al., 1962). Il est difficile d'imaginer qu'il soit primaire dans des roches basiques d'affinités tholéitiques, à moins que celles-ci aient assimilé des calcaires et acquis ainsi des caractères alcalins (WYLLIE, 1974).

Dans les filons-couches épais de la région de Beaupré-Veis-Miravidé, on rencontre des augites magmatiques qui sont parfois seulement auréolées, parfois entièrement envahies par le pyroxène sodique. Ce dernier, se déstabilisant en un assemblage symplectique de minéraux où l'on distingue (quoique souvent difficilement optiquement) essentielle-

ment de la chlorite, de la calcite et de l'albite. D'autre part, tant à la Pte du Clapet que dans la région de Beaupré, l'aegyrine est associée à l'omphacite et aux amphiboles sodiques. Il semble, parfois, qu'il y ait passage de l'aegyrine à l'omphacite (p.100). Deux origines métamorphiques semblent possibles pour le pyroxène sodique, impliquant toutes deux un enrichissement en sodium des fluides résiduels. Le premier métamorphisme serait de type tardimigmatique faisant intervenir une intense activité de solutions hydrothermales (développement de l'aegyrine); le second serait de type régional, (HP-BT, avec cristallisation de l'omphacite) (DEER & al., 1978).

L'aegyrine a donc pu cristalliser à partir de solutions à teneur en sodium élevée. Si nous examinons les concentrations en sodium des roches du Clapet par exemple, nous nous apercevons que celles-ci en sont fortement enrichies, elles peuvent en contenir jusqu'à 9,4 % poids.

La question de l'origine de ce sodium abondant se pose. Cinq origines semblent envisageables:

1. Le sodium pourrait provenir de la migration en phase vapeur de certains éléments majeurs (dont le Na), de l'encaissant vers le magma, phénomène courant dans les zones de contact (MAURY, dans GIROD, 1978).
2. Il proviendrait de l'assimilation d'enclaves évaporitiques par le magma.
3. Il pourrait provenir d'une remobilisation de certains éléments dont le sodium contenu dans le plagioclase ou la hornblende de la paragenèse primaire, lors du métamorphisme régional (DEER & al., 1962).
4. Il proviendrait de l'assimilation de l'eau de mer par le magma (très improbable dans le cadre des sills épais du Clapet).
5. Il pourrait provenir d'un magma alcalin (DEER & al., 1962) différent de celui qui a engendré les sills (LASSERRE & LAVERGNE, 1976).

CORNELIUS (1935), mentionne une aegyrine métamorphique dans un gabbro des ophiolites de la nappe de la Platta, (Oberhalbstein, Grisons) entourant des reliques d'augites. Il note aussi la présence d'une hornblende verte particulière issue de la transformation de l'aegyrine, mais surtout de fines aiguilles d'apatite et de l'ilménite squelettique. Il y a une certaine similitude entre cette roche et le gabbro à aegyrine du Clapet. Les seules différences majeures sont les suivantes: dans l'Oberhalbstein, l'unique échantillon ne contient que très peu d'aegyrine (1%) et pas d'amphibole bleue. Il est intéressant de voir que dans la littérature, on peut tout de même trouver d'autres exemples de roches ophiolitiques à aegyrine; en effet, on en rencontre dans le Massif du Montgenèvre (Mt Cruzeau, Italie KOEHN et al., 1970; Chenaillet, France, MEVEL et al., 1982).

Présence de roches suggérant une éventuelle proximité des serpentinites et des leptynites

Au Clapet, nous pouvons soupçonner la présence très proche de la serpentinite (actuellement érodée ou non affleurante).

D'une part, nous avons pu remarquer une similitude frappante entre certains échantillons récoltés sur l'arête SE de la Pointe du Clapet (765a, 765b) et des spécimens prélevés au sein de serpentinites de la région de Pointe Rousse (540a). En effet, l'examen microscopique a révélé des assemblages minéralogiques strictement identiques, avec de l'épidote fortement zonée (zoïsite, clinozoïsite, pistachite), de grandes lattes d'andésine, de l'actinote-trémolite, et accessoirement, de la calcite, de la chlorite et de la tourmaline. D'autre part, également sur l'arête SE du Clapet, nous avons échantillonné une roche particulière, de couleur verte, à éléments bréchiques leucocrates. L'examen microscopique a permis de constater une grande ressemblance entre les éléments leucocrates et les leptynites de la Pte Rousse. Le ciment est composé essentiellement de chlorite (ripidolite-aphrosidérite), avec accessoirement de la pyrite. Bien que ces paragenèses soient peu originales au Versoyen, l'aspect et la structure de ces variétés indiquent soit une étroite parenté génétique, soit alors une troublante "convergence de faciès".

Présence de la magnésio-hornblende dans certaines roches de la zone du Versoyen

On rencontre en effet, de la magnésio-hornblende dans certains sills de la région de Prainan et de la Pte du Clapet. Elle constitue certainement une phase magmatique tardive relique (COLEMAN, 1977). En d'autres secteurs de la Pte du Clapet, elle se présente dans des filonnets sous forme de grandes aiguilles. Dans ce cas, on pourrait avancer une origine pegmatitique. Cette amphibole pourrait donc provenir d'une phase hydrothermale encore plus tardive (voir chap.3.3).

2.1.2. REGION DE LA POINTE ROUSSE

La Pointe Rousse (2667 m.) est localisée sur le versant italien de la zone du Versoyen, au NW du col du Petit-Saint-Bernard (2188 m.); elle est constituée essentiellement de leptynites, gneiss et schistes (chap. 2.3) d'âge controversé (DEBELMAS, 1979, leur donne un âge antéhouiller; LOUBAT, 1968 et ANTOINE, 1971, leur attribuent un âge permien).

Les filons-couches basiques de la région de la Pte Rousse affleurent tout autour de celle-ci, en contact parfois direct avec les leptynites et leur conglomérat de couverture, parfois indirect par l'intermédiaire des schistes noirs, roche encaissante des métadolérites. En certains secteurs, comme au sud de Pte Rousse, et au nord à proximité de Tormotta (2686 m.), les sills sont en contact avec des écailles de serpentinites (chap.2.2). Plus rarement, ils peuvent être en contact avec des

cargneules d'âge triasique.

Les filons-couches sont relativement peu épais; certains ont tout de même subi un refroidissement suffisamment lent pour permettre un développement de structures doléritique à gabbroïque. Parfois, dans les niveaux sommitaux, en prolongement de certains sills, on note un débit en forme de coussins plus ou moins éclatés. Ce phénomène tendrait à indiquer un épanchement des sills dans des zones superficielles proches et au niveau de l'interface sédiment-eau. Dans ces zones proches de la surface, les filons-couches adoptent un comportement de lave et exhibent un débit en coussins avec localement refroidissement et dégazage rapide entraînant leur fragmentation. L'étude des sills de la zone de Pte Rousse, nous amène à plusieurs observations concernant leur condition mise en place.

Mise en place des "sills" sommitaux de la région de Pointe Rousse

Les filons-couches de cette région représentent la partie supérieure du "cèdre" selon HARKER, (1909) (fig.5, p.9). On distingue au moins deux séries de filons-couches, l'une correspondant à la définition propre du "sill" (HATCH et al., 1972, HUGHES, 1982): intrusion latérale et concordante de magma basique dans des strates sédimentaires, (avec pression du magma > pression des sédiments) suivi d'un phénomène de trempe aux contacts; l'autre, plus sommitale se distinguant localement des "sills" classiques par un débit en coussins et en brèches de coussins. Le seul critère distinctif de la "coulée" par rapport au "filon-couche", pour cette région précise, serait donc ce débit particulier résultant de phénomènes complexes attestant l'effusion de la lave en milieu aqueux. En certains secteurs, la lave a pu atteindre des niveaux sédimentaires encore meubles, saturés d'eau, fraîchement déposés, à la limite de l'interface sédiments-eau de mer.

Certains affleurements montrent des pillow lavas dénués de bordure variolitique, parfois simplement fracturés, parfois bréchifiés, encore relativement bien conservés, quoique ayant subi ici et là certaines déformations. On observe souvent, intercalés entre les coussins, des niveaux de schistes noirs d'épaisseur décimétrique, parfois en association avec de petits bancs de quartzite. Par endroits, dans les zones très bréchifiées, ils peuvent même former la matrice de la brèche de coussins. D'autres fois, ces schistes se rencontrent sous forme de grandes lentilles, d'extension métriques, contenant des éléments de brèche de coussins ou des enclaves carbonatées, parfois localement légèrement métasomatisées.

D'autre part, on distingue, de manière généralisée, au contact entre les brèches de pillow et les schistes noirs des phénomènes de métasomatose très spectaculaires, engendrant des roches leucocrates de type "adinoles" (p.36-37). L'apparition et le développement de ce genre de roches semble souvent accentués par la présence des enclaves carbonatées. Ces "adinoles" représenteraient, des schistes noirs complètement lessivés et affectés par un métamorphisme de contact. Dans la région de la Pointe Rousse, au niveau des "adinoles" apparaît, de manière tout à fait exceptionnelle, un développement important de glaucophane-Mg et de riebeckite-crossite (chap.3.3), avec plus rarement des pointements de jadéite (chap.3.2). On peut observer nettement, à l'échelle locale, une

espèce de gradation à partir d'une "adinole" quasi pure (p.36-37) passant par une "adinole" à glaucophane, jusqu'à une "glaucophanite" avec 5-10 % d'albite intergranulaire (p.37-38).

(Notons que la jadéite a été découverte pour la première fois dans la partie italienne de la zone du Versoyen, lors d'une campagne de terrain dans le cadre de la présente thèse).

Les sills de la région de Pte Rousse ont subi au moins deux épisodes métamorphiques: le premier serait un métamorphisme hydrothermal engendré par le contact de la lave chaude avec des sédiments meubles gorgés d'eau (intense métasomatose), certainement amplifié par la proximité de carbonates; le second serait le métamorphisme alpin de faciès "schistes bleus" (chap.6) qui a permis le développement ponctuel de jadéite et de glaucophane s.l..

Les complications tectoniques ont voulu que les séries tout à fait superficielles du bâti ophiolitique soient actuellement en contact avec les écaillés de gneiss de la Pte Rousse et les lentilles de serpentinites (chap.2.2 et 2.3). Les mouvements qui ont mis en contact des roches aussi distinctes sont difficiles à situer dans le temps; ont-ils eu lieu précocement, lors du refroidissement des intrusions basiques, ou sont-ils plutôt tardifs et en liaison avec l'orogénèse alpine ? (chap.6).

Les roches de la région de Pointe Rousse n'ont conservé aucune relique de paragenèses magmatiques (mis à part la titanomagnétite, souvent fortement leucoxénisée et laminée). Il faut aussi noter que les noms donnés aux roches ci-dessous se rapportent à certains traits présumés de leur nature primaire. Actuellement, elles ont toutes acquis un caractère métamorphique certain.

1. METABASALTE A GRAIN FIN: (bordure des sills) (513a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre à petites ocelles blanches, relativement dense et compacte.

Microscopiquement: la roche présente une structure granoblastique. Elle est constituée essentiellement d'albite poeciloblastique (inclusions de calcite), de chlorite, de calcite, avec accessoirement du sphène et de la muscovite.

2. METADOLERITE: (523,524,541,542,636)

Macroscopiquement: la roche de granulométrie variable est de couleur gris-vert. Elle peut présenter une structure orientée, accentuée par de grands ocelles de chlorite (parfois centimétriques), rappelant un peu les structures en "flaser" de certains gabbros métamorphiques. Ces chlorites sont orientées parallèlement d'une part à l'allongement du filon-couche, d'autre part au plan de contact avec les sédiments.

Microscopiquement: la roche présente une structure grano-nématoblastique à grano-lépidoblastique (suivant l'importance de l'actinote-trémolite).

La titanomagnétite, relativement bien développée, en grands cristaux squelettiques, a été entièrement leucoxénisée, dans certaines lames-minces elle s'est transformée en de belles aiguilles de rutile bordées de sphène. Parfois elle a été déformée et affecte des allures sigmoïdes. Le reste de la paragenèse magmatique a été totalement remplacé par de la ripidolite, de l'albite, avec parfois de l'actinote-trémolite et de la zoïsite. On rencontre souvent des minéralisations tardives de pyrite. Cette paragenèse métamorphique présente bien des similitudes avec celles des spilites (AMSTUTZ, 1968, 1974; LASSERRE & LAVERGNE, 1976).

3. BORD DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (527a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre à granulométrie fine. On distingue le bord du coussin chloritique sans structure variolitique.

Microscopiquement: la roche présente des reliques de structure intersertale primaire. Elle a entièrement recristallisé en chlorite, en albite et en un foisonnement de fines aiguilles de rutile, accessoirement en muscovite et en tourmaline.

4. CENTRE DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (527b)

Macroscopiquement: la roche de couleur gris verdâtre présente une granulométrie relativement fine.

Microscopiquement: on distingue une structure intersertale relique. La paragenèse métamorphique est identique à celle rencontrée dans le bord de coussin (description No 3), avec quelquefois de la calcite secondaire.

5. QUARTZITE: (513)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris-blanche litée.

Microscopiquement: la roche présente une structure mixte grano-lépidoblastique. Le quartz représente 85 % de la roche, le reste étant constitué de chlorite, d'albite, accessoirement de sphène soulignant le litage de la roche, et de muscovite. Il est difficile de savoir s'il s'agit ici d'un quartzite primaire ou d'un quartzite secondaire, issu du métamorphisme de contact entre les schistes noirs et les brèches de coussins.

6. COUSSIN "METASOMATISE": (526a,756,812a,812c) (voir planche IV)

Par coussin "métasomatisé", nous entendons des roches qui ont subi à un certain degré, des transformations tardi-magmatiques ayant été réactivées au cours du métamorphisme régional, engendrant des remobilisations de fluides enrichis en éléments volatils et en sodium. Ces constituants ont probablement été libérés des enclaves carbonatées et des schistes noirs encaissants des laves en coussins et ont favorisé la cristallisation d'amphiboles bleues s.l.. Des observations sur le

terrain nous ont permis d'établir une relation évidente entre le développement du glaucophane (s.l.) et la proximité des enclaves carbonatées; en effet ce développement s'amplifie à mesure que l'on s'approche des carbonates. D'autre part, l'accumulation de fines aiguilles d'amphibole bleue dans des poches et des fissures est souvent accompagnée de minéralisations de sulfures tels que pyrite et chalcopyrite.

On peut se poser la question de l'origine du sodium en excès permettant un développement aussi important de glaucophane s.l.? Il pourrait provenir de l'introduction métasomatique de solutions enrichies en Na₂O. Nous avons vu précédemment que le sodium semble migrer facilement en phase vapeur dans les zones de contact de l'encaissant vers le magma (LOUBAT, 1968).

Macroscopiquement: la roche est de couleur vert bleuâtre avec une patine souvent rousse. Elle présente les mêmes caractéristiques que les coussins décrits aux paragraphes 3 et 4 (p.35).

Microscopiquement: la roche présente des reliques de structure arborescente à intersertale selon l'origine de l'échantillon, du bord au centre du coussin. La structure métamorphique est de type grano-lépidoblastique à porphyroblastique. Les porphyroblastes sont des amphiboles bleues fortement zonées de type glaucophane-crossite-magnésioriebeckite (chap 3.3). La biotite verte est très bien développée ainsi que la ripidolite et l'albite. On remarque de manière généralisée de fines aiguilles de rutile criblant toutes les phases minérales et pouvant parfois s'agglomérer et former des nuages. Accessoirement, on rencontre de la muscovite, du sphène, de la tourmaline et des sulfures disséminés. Dans certaines cavités, on trouve de la calcite associées à des sulfures souvent oxydés.

7. ADINOLE: (515a,516b,526a,637b,757,813) (voir planche IV)

Cette dernière a été décrite pour la première fois par ZULAU (1963), dans la région de la Pte Rousse, et étudiée en détail par LOUBAT (1968, p.309-314 et 333-347).

Deux hypothèses diamétralement opposées s'affrontent quant à l'origine des adinoles:

1. Les adinoles représentent des sédiments ayant subi un métamorphisme thermique et métasomatique entraînant un "lessivage" et une recristallisation du sédiment en albite + quartz ± pure. L'élévation de la température conduit à une remobilisation de certains éléments volatils piégés dans les schistes noirs (AGRELL, 1939).
2. L'"adinolisation" au contact entre schistes et sills pourrait être due au métamorphisme régional (VUAGNAT, comm. orale).

D'autre part, il se pourrait que nous ayons au Versoyen une superposition de phénomènes très difficile à élucider, impliquant par exemple une prédisposition obtenue lors de phases tardi-volcaniques, réactivées ensuite lors d'épisodes métamorphiques de type "régional". En outre, remarquons que les "adinoles" sont le résultat d'un phénomène

très ponctuel ayant affecté préférentiellement certains schistes noirs. En effet, à proximité immédiate des plus belles adinoles, se rencontrent des schistes à peine indurés. L'adinole, passe latéralement, d'une part, en se rapprochant de son contact avec les roches vertes, à de la "glaucophanite" (No 8) par augmentation de la proportion de glaucophane et diminution de la matrice quartzo-albitique; d'autre part, en se rapprochant du contact avec les schistes noirs encaissants, elle peut passer à une variété de "quartzite".

Macroscopiquement: la roche est blanche, porcelanée et très compacte, elle peut être clairsemée de fines aiguilles de glaucophane. Elle proviendrait du lessivage du schiste noir; en effet, certains affleurements laissent voir l'évolution progressive du schiste noir à l'adinole, puis à l'adinole glaucophanitique.

Microscopiquement: la roche présente une structure porphyroblastique surimposée à une structure granoblastique. Les granoblastes sont formés essentiellement par du quartz; les porphyroblastes, souvent poeciloblastiques sont constitués par de l'albite criblée d'inclusions submicroscopiques. Accessoirement, on rencontre encore de la muscovite, de la chlorite, du sphène, de la pyrite et de très fines aiguilles de rutile parsemant toute la roche. Latéralement, en s'éloignant du contact avec les schistes noirs, on peut voir apparaître des porphyroblastes d'amphibole bleue (chap.3.3) auréolées de ripidolite, parfois entièrement remplacés par cette dernière. Les cristaux de glaucophane s.l. deviennent de plus en plus nombreux à mesure que l'on se rapproche du contact avec les brèches de coussins. Il faut souligner qu'en certains secteurs, dépourvus d'enclaves carbonatées, l'"adinole" ou zone de contact, présente des caractéristiques relativement banales de "cornéennes", avec développement de zoïsite, d'albite, de muscovite et de sphène sous forme de "schlieren".

8. "GLAUCOPHANITE": (516d,8/82b,637c,637d,812a,814,816) (planche V)

Macroscopiquement: cette roche rappelle beaucoup le "schiste glaucophanitique" ou paraglaucophanite du Clapet (p.26). Il s'agit d'une roche schisteuse présentant des reflets bleutés conférés par des fines aiguilles d'amphibole bleue à structure orientée. Sa patine est rousse. Dans de petites cavités, on distingue un carbonate associé à de la pyrite.

Microscopiquement: la roche présente en certains endroits une structure poeciloblastique engendrée par de grandes lattes d'albite-oligoclase souvent maclées dans lesquelles se localisent les glaucophanes s.l. fortement zonés. En d'autres secteurs, la structure devient porphyroblastique; les amphiboles bleues forment alors les porphyroblastes et le plagioclase la matrice. Dans ce cas, ce minéral interstitiel peut se déstabiliser et se transformer en un amas cryptocristallin brunâtre de minéraux d'altération (chlorite, séricite, albite, quartz). Dans un spécimen, cette transformation a abouti à la formation de jadéite (chap.3.2) + chlorite. Notons toutefois que le sens de cette relation n'est pas prouvé et que la pâte cryptocristalline pourrait résulter de l'altération de la jadéite. D'autre part, on rencontre souvent de la biotite verte envahissant parfois les amphiboles bleues, de la calcite toujours associée à des oxydes de fer, des

phénocristaux xénomorphes de sphène et de la pyrite. Ces glaucophanites sont de plus criblées d'une multitude de très fines aiguilles de rutile microscopiques. En certains secteurs, proches des "adinoles" (paragraphe 7, p. 36), on peut voir apparaître du quartz granoblastique associé au plagioclase et à l'amphibole bleue parfois chloritisée.

9. SCHISTES NOIRS: (517,518,525)

Ils ont été décrits par LOUBAT (p. 302, 1968a).

Les schistes noirs se rencontrent dans la région de la Pte Rousse en tant qu'encaissants des sills doléritiques et des basaltes en coussins. On les observe parfois en petites lentilles intercalées entre des brèches de coussins; d'autres fois ils peuvent même contenir des éléments de la brèche. Ces schistes présentent souvent une bordure réactionnelle blanchâtre à leur contact avec les roches vertes. Ces zones blanches sont composées quelques fois de roches de type "cornéenne" ou "quartzite", souvent de type "adinole". A proximité de certaines poches enrichies en carbonates et en sulfures, on peut observer un développement important d'amphiboles bleues s.l., parfois de jadéite.

Macroscopiquement: la roche est noire, schisteuse, à reflets bleutés et à patine rousse.

Microscopiquement: cette roche est tout à fait analogue au schistes noirs du Clapet (décrite en page 26). Elle présente une multitude de microplis soulignés par des poussières opaques. Dans certains spécimens, on distingue nettement un foisonnement de fantômes d'andalousite (en effet, sur certaines section parallèles, on remarque des inclusions ordonnées en croix ou fuseaux comme dans la variété chiastolite) pseudomorphosée en séricite + chlorite. D'autres part, on peut encore voir de l'albite poeciloblastique (inclusions de fins minéraux opaques), du quartz, de la muscovite, de la chlorite, du sphène, du chloritoïde (frais), de la tourmaline, le tout criblé de fines aiguilles de rutile.

Ce schiste noir, au contact avec les brèches de pillow-lavas passe latéralement à un schiste grisâtre (augmentation de la proportion de quartz), puis à l'adinole proprement dite.

2.1.3. REGION DE LA POINTE FORNET

La Pointe Fornet (3066 m.) est située à l'extrémité nord du terrain étudié, également sur territoire italien. Elle est constituée de conglomérats grossiers de la formation basale du Flysch de Tarentaise. Le pied de son flanc ouest, offre le plus bel affleurement de laves en coussins de toute la zone du Versoyen (environ 60 mètres de puissance). Une étude détaillée sur le terrain n'a pas permis de découvrir les sills ou conduits nourriciers de ce spectaculaire empilement de pillows. Leur polarité est difficile à déterminer; une étude statistique de la position des pédoncules a pourtant permis de mettre en évidence une nette tendance à polarité inverse. Ces coussins se présentant sous forme

relativement laminée, montrent de fines bordures variolitiques.

La base de l'affleurement (2650 m.) est fortement tectonisée et minéralisée; les formes des coussins y sont difficilement reconnaissables. Certains pillow-lavas sont en contact avec de petits bancs de quartzite, et parfois intercalés dans des schistes noirs; aucun phénomène de métamorphisme de contact et de "lessivage" des roches encaissantes n'a pu être observé, il n'y a pas de traces de carbonates, ni d'amphiboles bleues dans les zones proches du contact.

Dans la région de la Pointe Fornet, on peut observer tous les stades de bréchification des coussins: dans certains d'entre eux, éboulés, on peut voir des cassures polygonales, conférées par la superposition de fractures radiales et concentriques; dans d'autres, différents éléments peuvent s'individualiser pour aboutir à une brèche de coussins à matrice chloritique, parfois quartzitique. Notons que ces phénomènes de bréchification de pillows-lavas sont d'origine primaire; ils sont souvent localisés au front des coulées et seraient dus au refroidissement rapide du magma au contact avec l'eau de mer (VUAGNAT, 1966).

Les coussins et les brèches de coussins de la région de la Pointe Fornet représentent comme ceux de la région de la Pointe Rousse, une partie supérieure de la structure en "cèdre" (HARKER, 1909). Les leptynites (ou "gneiss" de la Pte Rousse) affleurent à proximité des laves en coussins, leur contact avec ces dernières est dissimulé sous la moraine; dans cette région elles ne sont pas accompagnées de serpentinites.

En résumé, les différences notables existant entre la zone de la Pte Fornet et de la Pte Rousse, pourtant géographiquement si proches et en continuité géométrique sont les suivantes: les roches de la zone de la Pte Fornet semblent n'avoir été soumises qu'à un métamorphisme de type "schistes verts"; elles ne présentent pas de développement de glaucophane s.l., ni de jadéite; de plus, les zones de contact entre schistes noirs et laves en coussins ne montrent pas de bordures leucocrates de type "adinole" ou "cornéenne". Ces différences pourraient s'expliquer par:

1. des variations rapides des conditions de métamorphisme, hypothèse la plus vraisemblable.
2. l'érosion des vestiges de roches ayant renfermé les paragenèses de pression élevée.
3. l'absence, vers la Pte Fornet, des carbonates et des lambeaux triasiques qui ont peut-être accentué les phénomènes de métasomatose au niveau de la Pte Rousse.

Soulignons que, dans la description pétrographique sommaire qui va suivre, les pillow-lavas présentent un caractère nettement métamorphique, sans minéraux reliques.

1. BORD DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (504a,510)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre, à grain fin, relativement schisteuse. Elle présente une bordure chloritique avec de rares varioles, de taille très réduite.

Microscopiquement: la roche présente une structure grano-lépidoblastique. Toute trace de minéraux ou de structure primaire a été complètement oblitérée. La marge la plus externe chloritique (ripidolite) contient des grains de sphène idiomorphe et de rares cristaux d'albite (provenant de la recristallisation des varioles). La bordure du coussin proprement dite s'est transformée en albite (granoblastique et poeciloblastique), ripidolite, actinote-trémolite, leucoxène, parfois ferristilpnomélane, calcite et minéraux opaques. Les inclusions dans l'albite sont constituées essentiellement d'actinote-trémolite et de sphène.

2. CENTRE DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (504b,506,508)

Macroscopiquement: la roche de couleur gris verdâtre présente une schistosité assez marquée.

Microscopiquement: la roche présente une structure grano-lépidoblastique. On rencontre les mêmes types de paragenèses que pour les bords de coussins avec parfois de la tourmaline.

3. SCHISTE NOIR: (512a)

Les schistes noirs constituent l'encaissant des grandes coulées de laves en coussins de la région de Fornet. Ils peuvent passer progressivement à des quartzites (4). Entre schistes noirs et laves en coussins, on ne constate aucune bordure réactionnelle de type "adinole".

Macroscopiquement: la roche est de couleur noir, et de patine rousse; elle est relativement schisteuse.

Microscopiquement: cette roche présente certaines analogies avec les schistes noirs du Clapet ou de la région de Pte Rousse. Elle renferme essentiellement de l'albite poeciloblastique, de la chlorite, du sphène, de la séricite, de la tourmaline, de fins grains de minéraux opaques, rarement du quartz. Par contre, on n'y rencontre pas de rutile, ni de fantômes d'andalousite pseudomorphosée.

4. QUARTZITE: (512b)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris blanchâtre litée, analogue à celle de la région de Pte Rousse (p.35).

Microscopiquement: la roche présente une structure essentiellement granoblastique. Le quartz, très bien développé se rencontre avec de rares cristaux de chlorite, de sphène et d'albite.

2.1.4. REGION ERMITE-ARGUERREY-GHIACCIAO

Cette région qui s'étend de l'Aiguille de l'Ermite (3011 m.) jusqu'à la Punta dei Ghiacciaio (Pointe des Glaciers, 3023 m.), est localisée sur territoire italien. On y remarque une alternance de sills doléritiques sub-horizontaux relativement puissants (2-40 m.) et de pélites noires d'épaisseur variable (50 cm. à 20 m.); toute cette série volcano-sédimentaire a subi diverses phases de métamorphisme, principalement dans les faciès "schistes verts" et localement "schistes bleus". Il est difficile de savoir si la région, délimitée ci-dessus, représente une partie supérieure, moyenne ou inférieure du "cèdre" selon HARKER, les critères pétrographiques et morphologiques nous feraient opter pour une zone médiane.

A l'Ermite, les schistes noirs encaissants présentent d'importantes bordures réactionnelles de type "adinole", alors que dans la zone Arguerey-Ghiacciaio, elles sont plus réduites. En certains secteurs, du côté des laves, les zones de contact sont marquées par des cavités ellipsoïdales de dégazage (vacuoles) et parfois par des amygdales ovaloïdes leucocrates. Serions-nous, dès lors, plutôt en présence de coulées successives entre deux périodes de sédimentations plus ou moins importantes? Il est, en effet, parfois admis par les pétrographes que les vacuoles de dégazage sont un critère distinctif entre sills et coulées. Mais, HATCH et al., (1972) mettent en évidence que des sills injectés dans des boues peuvent *simuler* des coulées de laves concernant leur vésicularité et l'altération des sédiments adjacents; or il est probable que les filons-couches du Versoyen se soient mis en place dans des sédiments pélitiques gorgés d'eau. Notons encore, pour appuyer la thèse d'un épanchement sous forme de sills, que dans la région étudiée comme d'ailleurs dans tout le Versoyen, les filons-couches présentent généralement leurs deux bords trempés, ainsi que parfois un fin litage parallèle aux plans de contact.

D'autres part, il est intéressant de noter que dans la région étudiée dans ce sous-chapitre, certains sills étaient suffisamment épais pour permettre une différenciation magmatique, ainsi distingue-t-on des termes gabbroïques allant parfois jusqu'à des gabbros mélanocrates dans la zone centrale du sill et des termes relativement leucocrates et fins situés dans les bords du filon-couche. Le sill qui semble le plus différencié est localisé au pied de la Punta dei Ghiacciaio, malheureusement une partie de celui-ci est dissimulée sous la moraine.

Du point de vue pétrographique, la région Ermite-Arguerey-Ghiacciaio présente beaucoup de similitudes avec celles du Clapet. En effet, on rencontre dans ces deux régions, mis à part les phénomènes de différenciation qui leur sont caractéristiques, des roches intensément tourmalinisées, aussi bien dans les ensembles d'origine sédimentaire que d'origine volcanique. De plus, dans certains sills épais de l'Arguerey, on note la présence de l'apatite primaire en fines aiguilles, pourtant moins uniformément développée que dans la région du Clapet.

D'autres part, des conditions de métamorphisme semblables ont probablement affecté les deux régions, correspondant principalement au faciès "schistes bleus" rétro-morphosé dans le faciès "schistes verts", avec développement de paragenèses à glaucophane s.l. se déstabilisant en

amphiboles vertes. Cependant, les sills de la région Ermite-Arguerey-Ghiaccio étant moins puissants, les différentes phases minérales ont eu le temps de se rééquilibrer entre les épisodes métamorphiques successifs ce qui entraîne un nombre plus réduit de minéraux, davantage en accord avec la règle des phases. Parfois, çà et là, on peut identifier un cristal d'amphibole bleue accidentel, provenant d'un épisode métamorphique antérieur de type "schistes bleus", piégé au coeur d'une amphibole bleu-vert (arfvedsonite).

Notons que l'amphibole bleue n'avait pas encore été signalée dans la région Ermite-Arguerey-Beaupré.

1. METABASALTE A GRAIN FIN: (bordure des sills) (544a,547a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre à grain très fin. Ce type de roche provient de la bordure des sills, souvent très recristallisée. Elle peut présenter une structure vacuolaire.

Microscopiquement: la roche présente une structure grano-lépidoblastique. Elle a entièrement recristallisé en albite, chlorite, calcite + petits cristaux de sphène idiomorphe, avec parfois de la zoïsite et de la muscovite. Cette roche s'apparenterait à une ovardite.

2. METADOLERITE: (544b,547b,550b)

Macroscopiquement: la roche est de couleur gris-vert, et présente parfois de fines vacuoles.

Microscopiquement: la structure primaire a été complètement oblitérée, seul subsiste du leucoxène ayant pseudomorphosé la titanomagnétite. La structure métamorphique est de type mixte grano-lépidoblastique. Mis à part l'apparition de l'actinote-trémolite, la paragenèse est quasiment identique à celle du metabasalte (1).

3. METAGABBRO: (509b,544c,549,550c,550d)

Macroscopiquement: la roche, de couleur verdâtre, présente parfois des reflets bleutés conférés essentiellement par la tourmaline. Elle est compacte et dense, sa patine est rousse.

Microscopiquement: la roche ne montre pas de structure magmatique. C'est uniquement la grande taille de la titanomagnétite leucoxénisée et des amphiboles qui nous fait classer ce type de roche dans la famille des "metagabbros". On rencontre pourtant quelques minéraux reliques, tels que l'apatite en longues aiguilles, et la titanomagnétite souvent de forme dendritique, conservée au coeur du sphène-leucoxène, qui peut atteindre jusqu'à 5 mm de dimension, plus rarement l'augite (chap.3.2). La structure métamorphique est mixte, porphyro-némato-granoblastique. Les pyroxènes magmatiques ont été transformés en arfvedsonite de taille centimétrique, peut-être issue d'ailleurs, par rétro-morphose, de l'amphibole bleue; et parfois aussi en amphibole bleue intacte. D'autres part, on rencontre encore l'actinote-trémolite, l'albite, la chlorite, la zoïsite, la pistachite, la tourmaline, le sphène en petits grains

idiomorphes et la pyrite souvent oxydée.

4. SCHISTE NOIR: (546, 550a)

Il présente les mêmes caractères que celui de la région de la Pointe Rousse et de la Pointe du Clapet et peut passer progressivement en s'approchant du contact avec les filons-couches, soit au schiste à amygdales leucocrates, soit à l'adinole proprement dite.

5. SCHISTE GRIS A AMYGDALES LEUCOCRATES: (550a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche schisteuse grisâtre à amygdales leucocrates allongées parallèlement à sa schistosité.

Microscopiquement: la roche présente une structure grano-lépidoblastique. On y rencontre essentiellement de la calcite poeciloblastique avec des inclusions de sphène idiomorphe, de muscovite, d'albite et de chlorite; de l'albite granulaire poeciloblastique à inclusions de sphène, de muscovite, de calcite; de la muscovite et de la chlorite. Les amygdales sont composées d'albite granulaire, de calcite et de chlorite.

6. ADINOLE: (545,546)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche leucocrate à grain très fin parfois cornée. Sa couleur varie d'un échantillon à l'autre, du beige au blanc en passant par le vert clair.

Microscopiquement: la roche présente une structure essentiellement granoblastique conférée par l'albite. Cette dernière, est en général poeciloblastique et prédomine. En moindre importance, on rencontre encore, le quartz, la chlorite, la zoïsite, le sphène, parfois l'actinote-trémolite, la muscovite.

2.1.5. REGION BEAUPRE-VEIS-MIRAVIDI

Cette région qui comprend du sud au nord, le plan de Beaupré, l'Aiguille de Beaupré (2823 m.), l'Aiguille des Veis (2985 m.) et le Mont Miravidi (3019 m.) est entièrement située sur territoire français. Elle est essentiellement caractérisée par l'alternance d'une vingtaine de filon-couches doléritiques d'épaisseur variable (ici généralement réduite) et de schistes noirs, constitués en bancs peu épais (quelques mètres). En certains secteurs, ce bâti volcano-sédimentaire semble avoir été affectés par un système de plis couchés d'axes parallèles aux plans de stratification. (Ces axes ont une direction approximative WNW et présentent un plongement vers l'est). D'autres part, le métamorphisme semble avoir intensément affecté les roches de cette région, car les paragenèses primaires ont été complètement effacées. Les sills les plus puissants ont subi une légère différenciation magmatique permettant l'individualisation de termes gabbroïques dans des zones proches du

centre et au mur, et de termes leucocrates à proximité du toit.

Les roches de cette région peuvent se situer dans une zone sommitale à relativement profonde du "cèdre" selon HARKER.

Zone sommitale: en effet, des roches correspondant à des niveaux proches de la surface, tels que les "roches à éléments globulaires" ("pépérites" s.l.) (p.46), ont été découvertes à proximité de l'Aiguille de Beaupré. D'autre part, LOUBAT (1968a, p.296-299, 1984) a décrit des laves en forme de coussins dans les marges de certains sills épais de la région étudiée. Ces zones à "pépérites" (s.l.) indiqueraient, un épanchement de laves en milieu aquatique à sub-aquatique, dans le cas considéré, éventuellement par injection dans des sédiments très meubles, gorgés d'eau. Concernant les formes en coussins signalées en marge de certains sills, nous n'en avons pas observé; d'ailleurs, il semble assez difficile d'imaginer les deux épontes des sills relativement puissants, habituellement trempées, se débiter en coussins, peut-être les structures amygdalaires que l'on rencontre souvent dans les zones de contact entre filons-couches doléritiques et schistes noirs, dans cette région, seraient-elles à l'origine de cette interprétation.

Zone relativement profonde: dans certains secteurs, les sills peuvent s'étendre sur de grandes distances (kilométriques) et devenir très puissants, atteignant jusqu'à 50 mètres d'épaisseur. Ces sills profonds, peuvent, à la manière de ceux du Clapet, enclaver des éléments de calcaires dolomitiques liasiques, sans toutefois les assimiler.

Concernant les schistes noirs encaissants, nous remarquons qu'ils sont relativement peu épais, et qu'ils peuvent présenter à leur contact avec les dolérites des zones "lessivées" de type "adinoles". En certains secteurs, proche de l'Aiguille de Beaupré, ils présentent des vésicules et des sphérules à leur contact avec les filons-couches. Les sphérules, représentant probablement des reliques de minéraux issus du métamorphisme de contact (andalousite ou chloritoïde), sont actuellement constituées de quartz, calcite, chlorite et de muscovite. Les vésicules sont caractérisées par des teintes plus claires que le reste de la roche. Microscopiquement, elles ne présentent pas vraiment de différence minéralogique par rapport à la matrice, elles se distinguent simplement par une granulométrie plus fine des minéraux constituant ces vésicules.

Nous remarquons que les zones de contact entre les sills et les schistes noirs sont souvent marquées par des filons de quartz et des minéralisations en sulfures.

Les conditions de métamorphisme qui ont affecté la région de Beaupré-Veys-Miravidi ont été similaires à celles du Clapet, principalement dans le faciès "schistes bleus"; en effet, nous avons pu observer pour la première fois dans cette région le développement d'une amphibole bleue; elle se localise principalement dans un métagabbro. Cependant l'épaisseur plus réduite des sills aurait permis aux roches de la région en question de réagir plus intensément au métamorphisme rétrograde qui a suivi, ce qui pourrait expliquer les transformations locales dans le faciès "schistes verts".

1. METABASALTE: (bordure des sills) (572)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche de couleur verte à grain très fin.

Microscopiquement: la structure primaire de la roche n'existe plus. Cette dernière a certainement recristallisé sous pression dirigée car elle présente une structure dynamo-métamorphique orientée de type némato-granoblastique. L'actinote-trémolite et le sphène confèrent à la roche la structure nématoblastique, alors que l'albite poeciloblastique donne la structure granoblastique. Les inclusions dans l'albite sont très variées: actinote-trémolite, sphène, calcite et zoïsite. On rencontre encore, constituant le metabasalte: la chlorite, la calcite, la zoïsite et parfois des minéraux opaques.

2. METADOLERITE: (563,565,749,750)

Macroscopiquement: la roche, de couleur verte, présente une patine rousse.

Microscopiquement: la structure et la paragenèse primaires de la roche ont été complètement transformées. Seules subsistent des structures dendritiques conférées par la titanomagnétite, souvent entièrement transformée en sphène-leucoxène. La structure métamorphique est mixte, de type grano-némato-lépidoblastique. Les minéraux de métamorphisme rencontrés sont: l'albite, l'actinote-trémolite, la ripidolite, la clinozoïsite, l'allanite, le sphène, une amphibole brune à brun-vert et le ferristilpnomélane.

3. OVARDITE: (558,562,748e)

Ce type de roche représente probablement la recristallisation d'une dolérite leucocrate, issue de la différenciation magmatique qui s'est opérée dans les sills relativement épais.

Macroscopiquement: la roche est très claire, de couleur gris-blanchâtre. Sa granulométrie est assez fine.

Microscopiquement: toute structure ou assemblage minéralogique primaires ont complètement disparu. La structure métamorphique est mixte, de type grano-lépidonématoblastique. Les minéraux métamorphiques principaux sont l'albite poeciloblastique, la ripidolite (parfois aphrosidérite), l'actinote-trémolite; accessoirement on rencontre la muscovite, le sphène, la zoïsite et la calcite.

4. METAGABBRO: (564,566,573,752,753)

Macroscopiquement: la roche est grossièrement grenue, de couleur vert bouteille. Sa patine est généralement rousse. Elle est très dense et très massive.

Microscopiquement: il subsiste une vague structure ophitique relique. Les minéraux reliques observés sont les suivants: l'augite conservée au

coeur d'un amas de chlorite et de calcite paraissant parfois se déstabiliser en omphacite symplectique, la titanomagnétite, parfois fraîche, d'autres fois entièrement leucoxénisée, apparaît sous forme laminée; l'apatite souvent brisée (pas aussi abondante que dans les m é t a g a b r o s du C l a p e t). Les minéraux de métamorphisme sont: l'actinote-trémolite, l'albite, la chlorite (ripidolite, aphrosidélite), l'épidote (zoïsite, allanite), le sphène, la calcite, parfois une amphibole bleue, le ferristilpnomélane, rarement le rutile au coeur de certains leucoxènes, et des minéraux opaques.

5. ROCHE A ELEMENTS GLOBULAIRES: (561a,561b)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris-vert à granulométrie relativement fine qui présente des éléments globulaires noirâtres plurimillimétriques à centimétrique souvent déformés. Elle ressemble beaucoup aux "pépérites", définies dans le Massif Central.

Microscopiquement: la roche présente une structure nématoblastique conférée par l'actinote-trémolite et la zoïsite; d'autres part, on rencontre l'albite, la chlorite (aphrosidélite) et le sphène. Les globules gris-noir présentent le même assemblage minéralogique, avec toutefois un développement plus important du sphène.

6. SCHISTE NOIR: (561c,748a,748b,748c)

Macroscopiquement: il s'agit d'un schiste noir à reflets bleutés présentant parfois, dans les zones relativement proches de son contact avec les sills, un développement de phénoblastes d'un minéral que l'on soupçonne avoir été du chloritoïde.

Microscopiquement: la roche présente une allure fort similaire aux schistes noirs du Clapet, de la Pte Rousse et de l'Ermite; avec développement d'albite, de calcite, de chlorite, de muscovite, de zoïsite, de sphène et de fines poussières opaques plissotées. Les phénoblastes de chloritoïde supposé ont été entièrement transformés en un amas de chlorite + quartz.

7. SCHISTE GRIS OCELLAIRE: (746,747,748e)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche grisâtre schisteuse à amygdales blanches allongées parallèlement à la schistosité de la roche.

Microscopiquement: la structure ocellaire n'apparaît guère comme le suggérait l'aspect macroscopique car, la composition minérale de la roche est homogène. Seule la taille des minéraux peut varier, ainsi rencontre-t-on dans les sphérules observées des minéraux de taille plus réduite qu'ailleurs dans la roche. La roche présente une structure grano-lépidoblastique esquissée par l'albite, souvent poeciloblastique, la chlorite, et plus rarement la muscovite, la calcite, la zoïsite, le sphène et le rutile.

8. "CORNEENNE": (751,559a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche leucocrate d'apparence cornée à grains très fin, provenant de la zone de contact entre les schistes noirs encaissant et les sills intrusifs. Ce spécimen de "cornéenne" a été récolté à l'éponte sédimentaire. Ce type de roche proviendrait d'une zone lessivée, où par métamorphisme thermique et metasomatose éventuelle, le schiste noirs se serait transformé en "cornéenne".

Microscopiquement: la roche présente une structure granoblastique. Elle est composée essentiellement de zoïsite, rarement de quartz, de calcite et de poussières opaques.

2.1.6. REGION DE L'AIGUILLE DE PRAINA

L'Aiguille de Praina (anciennement Prainan) (2607 m.) est localisée au nord de Bourg-Saint-Maurice en amont du village des Echines-dessus. Structuralement, elle se situe à l'extrémité SW de la zone du Versoyen et est constituée essentiellement par la série détritique basale du flysch de Tarentaise, et de lambeaux triasiques. Son flanc SE présente de très beaux affleurements de sills métadoléritiques et de coulées de laves en coussins métamorphiques (LOUBAT, 1965, 1968a et 1968b).

Les filons-couches métadoléritiques les plus spectaculaires se développent en amont du Chalet de Praina. Ils jouent un rôle morphologique car ils se détachent nettement du paysage et constituent des sortes de dalles gigantesques superposées à la manière des marches d'un escalier. Leur puissance varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Dans les filons-couches les plus épais, on distingue nettement un changement de granulométrie du bord au centre; en effet, les bords présentent une zone trempée à grain très fin, et le centre est relativement grossièrement cristallisé. On voit souvent comme dans la région de la Pointe Rousse, des structures rappelant celles des "flaser gabbros", parallèles à l'allongement du filon. Les sills sont parfois jointifs, c'est-à-dire qu'à l'encontre de ce qui se voit ailleurs dans le Versoyen, on y distingue rarement des cloisons sédimentaires entre les différentes dalles. Sur le versant est, LOUBAT et ANTOINE (1967) ont rencontré des schistes gris (calcschistes préflyschs) en contact avec les roches vertes.

Les laves épanchées sous forme de coussins, peuvent être observées en deux lieux précis. Le premier affleurement, de taille réduite (10 m.x 20 m.) est situé à 100 mètres à l'est du Chalet Praina, au niveau d'une croix en bois, à une altitude de 1970 mètres. Il s'agit d'un empilement de coussins relativement schisteux à polarité inverse. Ils présentent une épaisse bordure variolitique. Ces varioles ovaloïdes baignant dans une matrice chloritique sont parfois reliées entre elles et peuvent se fondre pour former des espèces de petits filonnets leucocrates. Le deuxième affleurement est situé à une altitude de 1760 m. au-dessus de Plan André, aux abords de la route menant au Chalet de Praina. Il s'étend jusqu'à un petit bois et se prolonge en aval presque jusqu'aux Echines-dessus. Il est constitué de pillow-lavas sensiblement laminées

conservant toutefois leur bordure variolitique à matrice de chlorite; parfois, les coussins peuvent présenter deux bordures variolitiques successives, les varioles du bord interne étant en général de taille plus grande. LOUBAT (1968a) remarquait déjà l'état de préservation exceptionnelle des coussins de Praina par rapport à ceux de la région de la Pointe Rousse ou de la Pointe Fornet; du moins du point de vue mégascopique et macroscopique.

Deux remarques peuvent encore être faites au sujet des laves en coussins de Praina, en effet, elles se distinguent de celles de la Pte Fornet et de la région de Pte Rousse par les caractères suivants: premièrement, elle se rencontrent toujours sous forme de beaux coussins (30 cm. à 150 cm. de diamètre) sans cassures radiales ou concentriques, sans brèches; deuxièmement, entre les coussins, il n'y a pas de trace de schistes noirs ou de quartzite.

1. METABASALTE A GRAIN FIN: (bordure de sill) (574,582)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre à enduits ferrugineux.

Microscopiquement: la roche a entièrement recristallisé, seuls subsistent des agrégats de leucoxène à structure réticulée ayant pseudomorphosé la titanomagnétite. La structure métamorphique est de type nématoblastique. Comme minéraux de métamorphisme on note, l'actinote-trémolite, l'albite, plus rarement la zoïsite, la pistachite, la chlorite et la calcite.

2. METADOLERITE: (575,580,583,585,586)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre tachetée, grossièrement grenue. Les ocelles vertes allongées sont parfois alignées, elles donnent une allure de "flaser-gabbro" à la roche.

Microscopiquement: la roche entièrement recristallisée présente une structure métamorphique mixte de type némato-lépidogranoblastique. A titre de reliques, dans certains spécimens, l'augite craquelée et corrodée subsiste au coeur d'ocelles de ripidolite; d'autre part, la titanomagnétite a presque toujours été entièrement leucoxénisée, pourtant l'habitus dendritique laminé est encore identifiable. On distingue encore les minéraux de métamorphisme suivants: l'albite poeciloblastique, l'actinote-trémolite en fines aiguilles, la chlorite (ripidolite et aphrosidélite), la zoïsite, la pistachite, l'allanite, le quartz. Dans certains échantillons, on rencontre une amphibole brun-vert primaire (tardi-magmatique) (analogue à une variété rencontrée au Clapet, p.32 et chap.3.3).

Notons encore qu'en certains secteurs, la métadolérite décrite ci-dessus peut passer à une "ovardite" par développement de la chlorite, de l'albite, de l'actinote-trémolite et du leucoxène.

3. BORD DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (581a, 576a)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris-vert à granulométrie fine, présentant une bordure verdâtre riche en varioles relativement grandes (3-4 mm. de diamètre).

Microscopiquement: la roche a perdu toute trace de structure primaire excepté la structure variolitique. Les varioles sont constituées d'un enchevêtrement de fins cristaux de pistachite, de zoïsite, d'actinote-trémolite et d'albite. La matrice, anciennement chloritique, a recristallisé en actinote-trémolite poeciloblastique criblée de sphène. Le reste de la roche, à structure métamorphique orientée (nématoblastique), est composée essentiellement de zoïsite, de pistachite, d'actinote-trémolite, de sphène, d'albite et de ripidolite. D'autre part, on peut voir des filonnets secondaires de chlorite + muscovite recoupant la roche.

4. CENTRE DE COUSSIN METAMORPHIQUE: (576b,581c,584)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre relativement schisteuse.

Microscopiquement: aucune structure relique n'est conservée. La structure métamorphique est de type nématoblastique ocellée. On distingue l'actinote-trémolite, des ocelles d'albite, la zoïsite, le sphène et la ripidolite.

2.2 LES SERPENTINITES

Nous avons vu dans le chapitre d'introduction (p.12) que les roches ultrabasiqes étaient un peu les "parents pauvres" des ophiolites du Versoyen. En effet, elles ont été peu étudiées, et longtemps sous-estimées quant à leur extension géographique et à leur volume.

Les serpentinites sont associées aux roches basiques de la série du Versoyen, plus rarement à leurs schistes noirs encaissants. Les contacts sont toujours de nature tectonique. D'autre part, sur le versant italien, elles sont en relation étroite avec les leptynites de la Pointe Rousse; en certains secteurs, des écailles de serpentinites, paraissent s'être "injectées" tectoniquement dans le "gneiss" à la faveur de failles, produisant aux contacts des zones mylonitisées riches en talc et en filons variés, et des zones fortement chloritisées (planche I).

Les corps ultrabasiqes sont serpentinisés à 95 %, leur nature pétrographique originelle ne peut pas être précisée. Pourtant, le grand affleurement de la région de Pte Rousse et l'affleurement de la région de Tormotta ont livré des échantillons à reliques de pyroxène orthorhombique; jamais, au Versoyen, on ne rencontre de clinopyroxène ou d'olivine reliques. Leur nature "lherzolitique" ou "harzburgitique" (GREEN & RINGWOOD, 1970; NICOLAS & JACKSON, 1972; BECCALUVA & al., 1984) n'est pas identifiable. Ces ultramafites sont interprétées comme des lambeaux du manteau supérieur après extraction de la tholéiite océanique (NICOLAS et al., 1972; BECCALUVA et al., 1984).

2.2.1. LES SERPENTINITES DE LA REGION DE LA POINTE ROUSSE

L'affleurement de serpentinites de la région de Pte Rousse est le plus étendu; il couvre environ 30'000 m². L'allure des serpentinites est très changeante; par endroits, elles sont très massives avec des reliquats de structures magmatiques assez grossières sans toutefois exhiber d'orientation ou de linéation privilégiées. En d'autres secteurs, la serpentinite présente un caractère très schisteux, voire bréchique. Dans les deux cas, la roche initiale n'est pas identifiable macroscopiquement. Certaines structures permettent de penser qu'il s'agit de cumulats. D'autre part, nous remarquons de manière généralisée d'importantes minéralisations de talc, d'amiante, de magnétite et de pyrite, ainsi que de nombreux filons de carbonates (ankérite+calcite), de quartz et d'adulaire recoupant la serpentinite. Par endroits, cette dernière passe latéralement à une ophicalcite par augmentation de ses filonets de carbonates.

Une recherche systématique sur le terrain, ne nous a pas permis de découvrir de dyke de gabbro ou de diabase rodingitisés recoupant les serpentinites, ni d'inclusion en forme de boule de type "ophisphérite". Ces observations sont tout à fait compatibles avec celles faites dans les roches basiques, à savoir que le bâti présente un caractère nettement horizontal et stratiforme, sans dykes verticaux à subverticaux

(LOUBAT, 1984).

Le corps de serpentinite est en contact soit avec des sills métadoléritiques, soit avec les leptynites (gneiss) et les conglomérats de la Pointe-Rousse.

1. Le contact serpentinite-sill métadoléritique

Il s'agit d'un contact tectonique. De part et d'autre de ce dernier, les roches sont schisteuses. Les métadolérites peuvent parfois être légèrement rubanées. Ce type de contact a probablement eu lieu plus tardivement que les types 2 et 3 (voir ci-dessous), parce qu'il est de nature purement tectonique et ne fait jamais intervenir d'échanges chimiques.

2. Le contact serpentinite-conglomérat de couverture de la leptynite de Pointe Rousse

Il s'agit également d'un contact tectonique. De part et d'autre, les roches sont très schisteuses. La serpentinite, lors de sa mise en place à l'état solide a parfois incorporé des galets du conglomérat. Elle a aussi entraîné la chloritisation relativement intense de ce dernier.

3. Le contact serpentinite-leptynite de la Pte Rousse

Ce contact est lui aussi tectonique, avec des roches très schisteuses de part et d'autre du contact, et une intense chloritisation de la leptynite, (voir planche I).

Un affleurement très particulier, situé sur le versant sud de la Pointe Rousse, semble indiquer une mise en place originale de la serpentinite au sein de la leptynite. En effet, ce site montre un niveau de serpentinite très boudiné d'épaisseur variable (1 à 100 mètres) qui paraît s'être "injecté" de façon plastique entre la leptynite et son conglomérat de couverture (LOUBAT, 1984).

Comment pourrait-on expliquer cette mise en place de la serpentinite et quand a-t-elle pu avoir lieu? Nous pensons que la serpentinite s'est mise en place tectoniquement, à l'état solide au sein de la leptynite ou entre cette dernière et son conglomérat de couverture peu après le début de sa serpentinitisation à des températures encore relativement élevées (400° à 500° C). D'autre part, cette "intrusion tectonique" a pu être facilitée par la différence de compétence entre la leptynite et son conglomérat de couverture.

Les contacts de type 2 et de type 3 ont été le siège de phénomènes de métasomatose assez particuliers et spectaculaires. En effet, la serpentinite semble avoir "transpiré" et libéré des fluides riches en Mg et Fe qui ont ensuite imbibé le "gneiss" ou le conglomérat et les ont chloritisés.

D'autre part, la leptynite massive, présente des zones d'expansion avec des cassures angulaires, parfois en échelons souvent garnies par

une séquence siliceuse (quartz), puis chloriteuse. Cette chloritisation s'est effectuée le long de ces remplissages de quartz, et a ensuite envahi systématiquement la roche encaissante toute entière. Cette zone chloritisée peut affecter la leptynite jusqu'à une vingtaine de mètres du contact.

Ce phénomène de chloritisation a-t-il eu lieu avant, pendant, ou après la serpentinitisation du corps ultramafique ? C'est une question à laquelle il est difficile de répondre. Toutefois, nous pensons qu'il a probablement eu lieu après, en effet:

1) Si la chloritisation avait été contemporaine de la serpentinitisation, le "gneiss" aurait subi des phénomènes hydrothermaux entraînant une métasomatose intense en certains secteurs privilégiés tout au moins.

2) D'autres part, les phénomènes de chloritisation ont certainement eu lieu peu après la serpentinitisation lorsque le corps ultrabasique était encore chaud, ou lors d'une remobilisation locale de fluides engendrée par une phase de métamorphisme relativement intense (par exemple celle qui a permis le développement de la jadéite).

Ensuite, en consultant la littérature, nous voyons que ces zones de réaction localisées aux contacts entre des corps ultramafiques et leurs roches encaissantes sont des exemples classiques de métasomatose. Concernant le contact gneiss-serpentinites, SANFORD (1982), relève des cas similaires dans le Vermont et le Massachusetts. Pour SANFORD, la serpentinitisation du corps ultramafique a clairement eu lieu avant la formation des zones métasomatiques.

Dans le cas de la région étudiée, la serpentinite est parfois en contact avec une roche métadoléritique qui ne semble pas avoir été métasomatisée. Comment dès lors expliquer des variations aussi importantes d'intensité de métasomatose ? D'abord, parce que la mise en contact de la serpentinite avec la métadolérite a probablement eu lieu plus tardivement et dans une zone proche de la surface, contrairement au contact serpentinite-leptynite, sans doute plus précoce qui a été réalisé à plus grande profondeur.

1. SERPENTINITE MASSIVE: (535a,535b,535c,539) (voir planche I)

Macroscopiquement: la roche est de couleur vert bouteille, avec une patine rousse. Elle est grossièrement grenue et très dense. Parfois, elle est recoupée par des filonnets de chrysotile. On reconnaît de grandes plages de bastite pseudomorphosant des cristaux de bronzite.

Microscopiquement: la structure primaire n'est pas facilement identifiable, cependant on reconnaît cependant une structure de cumulat suggérée par la chromite. La structure métamorphique est porphyroblastique et souvent réticulée. On rencontre des porphyroblastes de lizardite pseudomorphosant un orthopyroxène, de l'antigorite qui envahit parfois la lizardite, du chrysotile α réticulé pseudomorphosant l'olivine (?), de la chromite et de la magnétite souvent idiomorphe.

2. SERPENTINITE A RELIQUES D'ORTHOPYROXENE: (754)

Macroscopiquement: la roche est de couleur vert noirâtre et présente une patine rousse, elle est grossièrement grenue et très dense. On reconnaît des plages de bastite.

Microscopiquement: on distingue une structure de cumulat conférée par l'orthopyroxène et la chromite. Le pyroxène (enstatite-bronzite) subsiste en petits îlots délimités par la lizardite. L'olivine a été entièrement transformée en chrysotile α . On rencontre encore la magnétite, le chrysotile μ en filonnets tardifs.

3. SERPENTINITE LAMINEE PROCHE DU CONTACT AVEC LES GNEISS: (529,530a,530b)

Macroscopiquement: il s'agit d'une serpentinite très laminée provenant d'une zone proche du contact avec les gneiss de la Pte Rousse. Elle est de couleur plus claire et moins dense que la serpentinite massive.

Microscopiquement: on ne distingue aucune structure relique. La structure métamorphique est de type nématoblastique. On rencontre des sortes de strates de chrysotile α , parfois avec du chrysotile μ , alternant avec des strates de trémolite et de calcite. D'autres part, on note la présence de chromite, de magnétite, de goëthite et un développement spectaculaire d'actinote-trémolite.

4. OPHICALCITE: (8/82a,635)

Macroscopiquement: il s'agit d'une ophicalcite relativement massive, parcourue par d'innombrables filonnets de carbonates s'intersectant parfois à angle droit.

Microscopiquement: la structure métamorphique est de type réticulée. Les mailles étant formées par les carbonates (ankérite + calcite), les îlots représentés par le chrysotile μ et le talc. On rencontre encore la magnétite sous forme de beaux octaèdres.

5. POCHES DE TALC: (537)

Macroscopiquement: à proximité de l'ophicalcite, on rencontre des poches de talc généralement accompagnées par de l'ankérite, de la calcite, de la pyrite et de grands octaèdres de magnétite (jusqu'à 1 cm).

Microscopiquement: on note encore la présence de la chlorite, de l'albite et de la calcédoine.

2.2.2. LES SERPENTINITES DE LA REGION DU MONT MIRAVIDI

L'affleurement de serpentinite de la région du Mont Miravidi est

situé sur une falaise peu accessible, à une distance d'environ 300 mètres, au nord du sommet. Il s'agit d'une lentille d'extension réduite, en contact tectonique avec des schistes noirs de la série antéflysch (schistes noirs encaissants les sills doléritiques).

L'ultramafite exhibe une structure relativement grossière, et ne montre pas d'orientation primaire privilégiée. Elle est très intensément serpentinisée. Par endroits, on note la présence de poches minéralisées contenant de la trémolite, du chrysotile α , du talc et parfois de la calcite. Comme la serpentinite de la région de la Pte Rousse, elle ne renferme ni rodingite ni autre inclusion.

Le contact serpentinite-schiste noir, de type tectonique, est très similaire au contact serpentinite-gneiss rencontré dans la région de la Pte Rousse. Proche de la zone de contact, l'ultramafite est très schisteuse. Elle semble avoir libéré des fluides riches en Mg et Fe qui ont ensuite envahi le schiste et l'ont chloritisé sur une distance d'environ 50 cm. La chloritisation des schistes, a certainement eu lieu au même moment que celle de la leptynite de la Pte Rousse (voir p.55-56).

1. SERPENTINITE MASSIVE: (628,631,633b)

Macroscopiquement: la roche est grossièrement grenue et très dense. Elle est de couleur vert bouteille avec une patine rousse. Par endroits, elle présente des minéralisations essentiellement en trémolite et en talc.

Microscopiquement: on distingue une structure essentiellement réticulée conférée par le chrysotile α , parfois porphyroblastique. Les olivines ont été entièrement transformées en chrysotile α + chrysotile μ . Les orthopyroxènes ont été remplacés par de la lizardite. On note encore la présence de l'antigorite en feuillets se surimposant parfois aux autres minéraux des serpentines, de la goethite, de la chromite, de la magnétite et accidentellement de la calcite.

2. SCHISTE A TREMOLITE: (635)

Macroscopiquement: il s'agit d'un schiste provenant de la zone de contact entre les serpentinites et les schistes noirs. Ce type de roche est relativement similaire à la serpentinite laminée de la région de Pte Rousse, décrite en page 53.

Microscopiquement: il ne subsiste aucune structure relique. La structure métamorphique est de type nématoblastique conférée par la trémolite. Entre les aiguilles d'amphibole calcique, on rencontre du chrysotile α , parfois du chrysotile μ , de la chromite et de la magnétite.

3. ZONE CHLORITISEE: (635)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche gris verdâtre relativement foncée. Elle est finement cristallisée et très massive.

Microscopiquement: la roche présente une structure lépidoblastique conférée par la chlorite-Mg (clinocllore). D'autre part, on rencontre aussi la trémolite et l'épidote.

4. SCHISTE NOIR: (636)

Macroscopiquement: la roche est gris-noir, schisteuse à patine rousse. Parfois, elle présente des reflets bleutés.

Microscopiquement: on rencontre essentiellement de la séricite, de la chlorite, de l'albite, de la calcite, de fins grains de minéraux opaques et des trainées de sphène plissotées.

2.2.3. LES SERPENTINITES DE LA REGION DE TORMOTTA

Les serpentinites de la région de Tormotta sont situées à l'ouest dudit sommet. Il s'agit d'une écaille relativement étendue affleurant sur environ 5 000 m², se trouvant en contact tectonique soit avec des filons-couches métadoléritiques, soit avec les gneiss de la Pte Rousse. Des phénomènes de "contamination" ont eu lieu au contact serpentinite-gneiss de manière tout à fait similaire à ceux rencontrés dans la région de Pte Rousse (chap.2.2.1.).

Les serpentinites de Tormotta sont généralement massives et fortement recristallisées, certains échantillons ont pourtant conservé de rares reliques d'orthopyroxène.

Les différents types de roches présentent des paragenèses analogues à celles échantillonnées dans la région de Pte Rousse, c'est pourquoi nous n'en ferons pas de description détaillée.

2.3. LES LEPTYNITES DE LA POINTE ROUSSE

Les leptynites se rencontrent exclusivement sur territoire italien, elles constituent une grande lame formant la Pointe Rousse (2667 m.) et un chapelet de petites écailles s'étendant au nord de celle-ci jusqu'à la limite septentrionale du terrain.

Elles sont essentiellement représentées par des roches leucocrates acides, massives, à cassure saccharoïde et à patine rousse (dérivant probablement d'anciennes rhyolites ou tufs rhyolitiques ayant subi le seul métamorphisme alpin, ANTOINE, 1971, 1972), et par un conglomérat verdâtre à éléments (galets) de leptynites. D'autres part, elles sont souvent associées à des roches de teintes plus sombres, des micaschistes verts d'origine sédimentaire (anciens grauwackes) et des quartzites phylliteux verdâtres.

Les leptynites de la Pointe Rousse sont souvent dénommées "gneiss" à tort du reste, car elles ne présentent pas vraiment de structure métamorphique orientée sauf dans les zones proches des contacts avec la serpentinite ou la métadolérite. La nature de ces contacts est toujours tectonique.

Elles constituent le substratum du bassin Crétacé de Tarentaise et sont actuellement représentées par des écaillés tectoniques. Elles sont probablement d'âge permo-carbonifère (ANTOINE, 1971; LOUBAT, 1984), mais certains auteurs leur attribuent un âge anté-houiller (DEBELMAS, 1979).

Il est très hasardeux d'essayer d'établir un parallèle avec d'autres "socles" cristallins; ANTOINE établit pourtant des analogies avec les leptynites de Pte Rousse et d'autres épanchements acides permo-carbonifères des Alpes. Ainsi, les compare-t-il aux épanchements acides de la zone houillère briançonnaise voisine, aux migmatites du Sapey, à l'ensemble de Dronero et aux roches éruptives acides rencontrées dans les séries permo-carbonifères du domaine briançonnais (en Vanoise, dans la nappe du Grand-Saint-Bernard, ou en Ligurie).

1. LEPTYNITE MASSIVE: (502a, 511)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche blanche finement grenue à patine rousse (d'où le nom de Pte Rousse).

Microscopiquement: la structure est de type grano-porphroblastique. La roche est composée essentiellement de quartz, plus rarement d'albite, d'orthose, de muscovite et accessoirement de sphène, de pyrite et de grains fins de minéraux opaques.

2. LEPTYNITE CHLORITISEE: (531)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche leucocrate à tâches vertes fortement oxydée. Sa patine est rousse. Elle est parcourue de filonnets de chlorite associée à des sulfures.

Microscopiquement: elle présente une structure grano-lépidoblastique et est composée essentiellement d'albite granoblastique et de chlorite, accessoirement de sphène et de pyrite.

3. CONGLOMERAT A ELEMENTS DE PTE ROUSSE: (532b) (équivalent du "faciès schisteux" d' ANTOINE, 1971)

Macroscopiquement: il s'agit d'une roche de type conglomératique à matrice généralement verdâtre contenant des galets de leptynite.

Microscopiquement: la structure est de type mixte grano-lépidoblastique. Les galets sont formés essentiellement par du quartz, accessoirement on rencontre de l'albite et de la muscovite, rarement de l'épidote et du zircon. La matrice est formée principalement par de la chlorite.

3. MINERALOGIE ET ETUDE DE FAMILLES MINERALES CHOISIES

Dans le cadre de cette thèse, nous avons jugé opportun d'approfondir l'étude de certains minéraux clés dans le but d'une meilleure compréhension de l'histoire métamorphique des ophiolites du Versoyen et d'une mise en évidence de la succession des principaux événements métamorphiques: or certaines "solutions solides" complexes telles que les grenats, les pyroxènes et les amphiboles nous ont paru susceptibles de livrer des informations de cet ordre. Nous y joindrons des examens minéralogiques plus ou moins détaillés sur les axinites et d'autres variétés minérales; pour celles qui ne sont pas citées, se référer aux travaux de LOUBAT, 1968a; et de LASSERRE & LAVERGNE, 1976.

3.1. LES GRENATS

Les 7 groupes entre lesquels nous répartirons les grenats étudiés en détail sont définis, d'une part en considérant la nature et la structure de la roche encaissante et d'autre part en tenant compte de leurs compositions chimiques obtenues à partir d'analyses à la microsonde, cherchant à mettre en évidence les éventuelles zonations.

Précédant des descriptions et informations détaillées sur chacune des variétés de grenat examinées, nous donnons quelques informations techniques sur les méthodes utilisées, et le tableau 4 (p.59) des compositions chimiques calculées de ces variétés.

3.1.1. TECHNIQUES MINERALOGIQUES ET DONNEES ANALYTIQUES

Une approche initiale de l'étude des grenats au moyen des caméras Hägg et de Gandolfi nous a convaincu, à cause du manque de précision de leur interprétation, d'entreprendre une étude des zonations concentriques au moyen de la microsonde électronique.

3.1.1.1. Procédés d'analyse et de calcul

Conditions d'analyse à la microsonde

Les grenats ont tout d'abord été analysés qualitativement par dispersion de longueur d'onde (wavelength dispersive system). Des

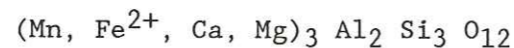
profils qualitatifs ont été tracés pour rendre compte de la variation de certains éléments du bord vers le centre des différents cristaux. Puis, nous avons choisi des points représentatifs des divers profils et avons effectué des mesures quantitatives, au moyen de la microsonde électronique ARL EMX-SM de l'Université de Genève, équipée d'un dispositif d'analyse par dispersion d'énergie (energy dispersive system) Tracor-Norther.

Les éléments suivants ont été dosés soit par dispersion de longueur d'onde, soit par dispersion d'énergie: Si, Al, Mn, Mg, Ca et Fe.

Les conditions expérimentales suivantes ont été réalisées pour les analyses quantitatives (tabl.4). Potentiel d'accélération 20 kV, intensité du courant d'échantillon (mesurée sur la bénitoïte) 50 nA, avec un faisceau focalisé. La durée des comptages a été stoppée par un courant de sonde digitalisé constant (temps de comptage approximatif d'environ 30 s.). Echantillons et standards ayant été préalablement métallisés avec du carbone.

Les corrections ont été effectuées à l'aide du programme BENCE-ALBEE (1968). Les standards utilisés pour ces dernières sont les suivants: diopside, hématite, grossulaire et andradite.

Les analyses des grenats sont groupées dans le tableau ci-après (tabl.4). Les valeurs présentées sont des moyennes arithmétiques de 6 à 14 points pour des zones correspondantes provenant parfois de différents individus, ce qui sera indiqué dans chaque cas particulier. Pour chaque grain étudié, 4 à 7 points ont été analysés à des intervalles de 5, 10 ou 20 microns, le long d'une droite à travers le grain. Le fer a été calculé sous forme de Fe²⁺, négligeant ainsi les molécules d'andradite (absentes ou peu représentées dans les grenats du Versoyen) dans le calcul des formules structurales. En effet, seuls quelques échantillons riches en fer montrent des valeurs de Al^{VI} inférieures à 2, indiquant ainsi qu'un faible pourcentage de fer serait du fer ferrique. Toutefois, nous avons ignoré cette substitution mineure dans le calcul des proportions atomiques. Les grenats analysés présentent la formule empirique générale suivante:



avec une solution solide entre spessartine et almandin, et entre grossulaire et pyrope (HSU, 1968). Ils montrent souvent une forte variation de composition du bord vers le centre; dans le tableau 4, bord = B, et centre = C.

Le total des oxydes (tabl.4) varie de 98,17 à 104,22 % et la somme des cations approche généralement la valeur idéale de 8. Le léger excès du total des oxydes pourrait être lié à des problèmes de polissage inhérents aux grenats.

TABLEAU 4 : COMPOSITION CHIMIQUE DES GRENATS (C = centre, B = bord)

	Type 1 (557A)		Type 2 (544C)		Type 3 (611D)		Type 4 (7/82L)		Type 5 (744B)		Type 6 (2/82L)		Type 7 (2/82I)	
	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C
SiO ₂	37,08	36,67	36,81	36,67	38,18	38,33	38,58	38,59	36,78	36,28	37,22	37,05	36,74	36,60
Al ₂ O ₃	20,73	20,67	20,49	20,38	21,36	21,51	21,70	21,53	21,09	20,76	20,98	21,20	21,01	20,79
FeO*	17,56	11,22	14,54	14,09	22,50	22,44	20,32	18,99	9,96	7,24	8,57	14,03	6,60	6,62
MnO	12,61	23,35	15,90	16,80	5,45	7,13	7,23	8,63	20,98	27,49	23,12	20,04	28,01	25,61
MgO	0,11	0,06	0,23	0,18	0,22	0,21	0,14	0,13	0,20	0,13	0,13	4,08	0,18	0,22
CaO	12,16	8,03	10,48	10,53	14,47	14,60	16,20	15,88	11,30	8,88	10,17	1,77	7,52	9,24
Total	100,25	100,00	98,45	98,65	102,18	104,22	104,17	103,75	100,31	100,78	100,19	98,17	100,06	99,08
* fer total														
Nombre de cations calculés sur la base de 12 oxygènes														
Si	2,979	2,978	3,004	2,995	2,987	2,972	2,964	2,975	2,955	2,935	2,990	2,999	2,975	2,979
Al	1,963	1,979	1,971	1,962	1,970	1,966	1,965	1,956	1,997	1,980	1,987	2,022	2,005	1,995
Fe	1,180	0,762	0,992	0,962	1,472	1,453	1,306	1,225	0,669	0,490	0,576	0,950	0,447	0,451
Mn	0,858	1,607	1,099	1,162	0,361	0,470	0,471	0,564	1,428	1,884	1,573	1,374	1,921	1,766
Mg	0,013	0,007	0,028	0,022	0,026	0,023	0,016	0,015	0,024	0,016	0,016	0,492	0,022	0,027
Ca	1,047	0,699	0,916	0,921	1,213	1,211	1,333	1,312	0,973	0,770	0,875	0,153	0,652	0,806
Total	8,040	8,032	8,010	8,024	8,029	8,095	8,055	8,047	8,046	8,075	8,017	7,990	8,022	8,024
PY (mol%)	0,42	0,23	0,92	0,72	0,85	0,73	0,51	0,48	0,76	0,51	0,53	16,57	0,72	0,89
AL (mol%)	38,09	24,78	32,69	31,37	47,92	46,02	41,78	39,31	21,62	15,51	18,95	32,00	14,69	14,79
SP (mol%)	27,70	52,26	36,21	37,89	11,75	14,89	15,07	18,10	46,15	59,62	51,74	46,28	63,15	57,90
GR (mol%)	33,80	22,73	30,18	30,03	39,49	38,36	42,64	42,11	31,45	24,37	28,78	5,15	21,43	26,43

PY = pyrope, AL = almandin, SP = spessartine, GR = grossulaire

2 AOUT 2003

Univ. J. Fourier O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Nous passerons tout d'abord brièvement en revue un par un les différents grenats, considérés dans leurs paragenèses. Pour chacun d'entre eux, nous présenterons ensuite des diagrammes de variation géochimique, avec une étude détaillée des zonations chimiques, dans le but d'une mise en évidence des conditions de genèse de ces minéraux.

3.1.2. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET ETUDE MINERALOGIQUE

Plusieurs types de grenats ont donc été étudiés en détail dans ce travail. Ils ont principalement été échantillonnés dans la région de la Pointe du Clapet, et proviennent soit de roches métasédimentaires, soit de roches métadoléritiques à métagabbroïques. Enfin un grenat (type 2) provient d'un sill de la région Ermite-Arguerey-Ghiacciao.

GRENAT, TYPE 1 (557 a):

Il s'agit de petits grenats zonés plus ou moins automorphes (100-300 μ), provenant d'une "glaucophanite" probablement d'origine gabbroïque décrite au paragraphe 11.1, à la page 25. Ces petits grenats semblent être issus d'une phase métamorphique plus ou moins tardive; mais il est difficile d'assurer ceci, car le grenat se comporte en minéral réfractaire (FINLAY & KERR, 1979). Dans ce genre de "glaucophanite", récoltée dans la zone centrale de la Pointe du Clapet, on rencontre plusieurs paragenèses successives surimposées qu'il est souvent peu aisé de classer ou d'associer; de ce fait, l'établissement de la chronologie des différentes phases pose parfois un problème délicat.

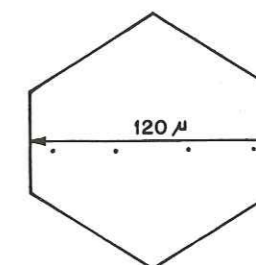
Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

- 1. Minéraux reliques: il ne subsiste que l'apatite (hydroxylapatite) et la titanomagnétite.
- 2. Minéraux de métamorphisme: une amphibole bleue plus ou moins zonée, du leucoxène entourant la titanomagnétite, du grenat, de l'épidote (zoïsite et allanite) et des amphiboles vertes (actinotes-trémolite).
- 3. Plus tardivement: on rencontre du ferristilpnomélane, de la chlorite, de l'albite et du quartz.

Etude des zonations:

Sur la figure 9, nous remarquons une nette zonation symétrique du centre vers le bord du grenat des éléments suivants: Mn, Fe et Ca. Quant au Mg, il montre une zonation peu marquée, avec un très léger enrichis-

sement vers les bords du minéral. Le Mn présente une zonation en forme de cloche, avec décroissance du centre vers le bord, typique dans les métapelites du métamorphisme de type "low grade" (LEE & al., 1963; HARTE & HENLEY, 1966; HOLLISTER, 1966; ATHERTON & EDMUNDS, 1966; HASHIMOTO, 1968; LINTHOUT & WESTRA, 1968; EASTON & al., 1977; CYGAN & LASAGA, 1982; DIETWORST, 1982; BANNO & al., 1986; etc.). Ce type de zonation, avec un enrichissement si marqué du Mn au centre du minéral est tout à fait singulier dans une roche d'origine ignée.



Grenat provenant de l'orthoglaucophanite (557a).

La distribution du Mn est en forme de cloche (décroissante du centre vers les bords), contrebalancée symétriquement par Fe. Le Ca croit du centre vers les bords. Mg est constant.

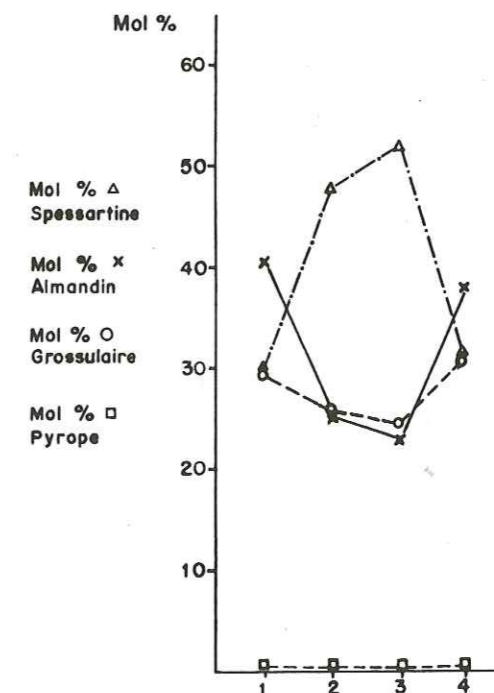


FIG. 9 PROFIL GRENAT DE TYPE 1

Ce phénomène particulier pourrait toutefois s'expliquer par l'assimilation par les dolérites de matériel argileux, riche en H₂O et en fluides, issu de la roche encaissante pélitique (SCHÜRCH & al., 1986a). Le Fe augmente du centre au bord pour contrebalancer le Mn (DIETWORST, 1982). Quant au Ca, il présente une zonation inverse avec un comportement analogue au Fe (LINTHOUT & WESTRA, 1968).

Interprétation:

L'interprétation des conditions de genèse de ce type de grenat est sujette à controverses, car la littérature à ce sujet est très contradictoire. Jusqu'à présent, il était communément reconnu que la présence de Mn indiquait plutôt des conditions de pression et de température faibles. Or BANNO et al. (1986) précisent que contrairement aux théories admises et selon des modèles récents, des conditions de pression élevées favoriseraient plutôt la genèse de grenats riches en Mn. D'autre part, selon NEWTON & FYFE (1976), les grenats riches en almandin-pyrope ne sont généralement pas stables dans le faciès "schistes à glaucophane".

Notons encore la similitude des profils de ce type de grenat avec ceux de grenats rencontrés dans des roches métasédimentaires (type 5), ce qui témoignerait en faveur de l'existence de phénomènes de contamination, signifiant la présence d'éléments argileux favorables à la croissance de grenats riches en spessartine.

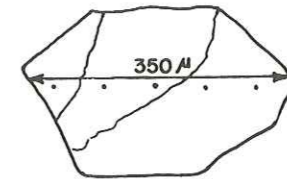
En conclusion, ce type de grenat aurait crû sous l'influence de contaminations et dans des conditions de pression et de température caractéristiques du faciès "low grade", avec une légère augmentation de P et de T au cours du temps (MIYASHIRO & SHIDO, 1973), expliquant la baisse de la teneur en Mn et l'augmentation de celle de Mg en direction des bords du minéral (KRETZ, 1973; SAKAI & al., 1985).

GRENAT, TYPE 2 (544c):

Il s'agit de petits grenat zonés plus ou moins automorphes (40-400 μ). Ils proviennent du centre d'un sill métagabbroïque différencié relativement épais (env. 50 m.) de la région Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio. Ce type de roche a été décrit en détail au paragraphe 3, page 42-43. Ce sill a subi une différenciation magmatique, aussi l'échantillon étudié, prélevé en son centre, présente-t-il une structure relativement grossière, de type gabbroïque relique.

Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

1. Minéraux reliques: la titanomagnétite subsiste sporadiquement au coeur du leucoxène.
2. Minéraux de métamorphisme: on rencontre principalement la chlorite criblée de petits cristaux de sphène souvent à section losangique, l'épidote (zoïsite), le grenat et le quartz.
3. Tardivement: ce type de métagabbro a été l'objet d'une intense "tourmalinisation"; la tourmaline, en effet, représente au moins le 10% de la roche.



Grenat provenant du métagabbro (544c).

La distribution du Ca et du Mg sont plus ou moins rectilignes. Mn présente une zonation normale décentrée, contrebalancée par Fe.

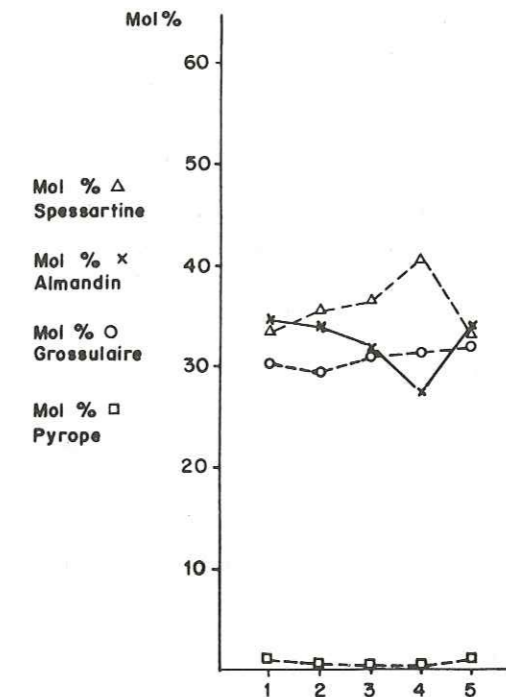


FIG. 10 PROFIL GRENAT DE TYPE 2

Etude des zonations:

La figure 10 montre une légère zonation asymétrique pour Mn et Fe. Le Mn présente une zonation normale contrebalancée symétriquement par le Fe. Le Ca et le Mg sont plus ou moins rectilignes. D'autre part, le Ca, le Mn et le Fe ont chacun des pourcentages moléculaires proches de 30.

Interprétation:

Le métagabbro renfermant ce grenat pourrait avoir été contaminé par du matériel argileux (de manière analogue à celle renfermant le grenat

de type 1), car le pourcentage moléculaire de Mn est extrêmement élevé pour une roche d'origine ignée. Ce type de grenat aurait crû lors d'un métamorphisme de type "low grade" (voir grenat de type 1, p.62), avec une légère augmentation des conditions de P et T au cours du temps (MIYASHIRO & SHIDO, 1973). La baisse de Mn durant l'évolution des conditions de métamorphisme étant compensée par l'augmentation du Fe et du Mg (BANNO & al., 1986).

GRENAT, TYPE 3 (611d):

Il s'agit de grenats relativement gros (0,5-6 mm.), plus ou moins xénomorphes, épousant partiellement la forme des "tablettes" d'anciens plagioclases. Ils sont souvent poeciloblastique (inclusions d'amphibole bleue, d'amphibole verte, de sphène, de fins minéraux opaques, de zoisite et de chlorite), très craquelés et présentent un aspect chagriné. Parfois les contours de certains grenats semblent corrodés par l'albite (structure symplectique). En L.P., ils se distinguent par une légère anisotropie. Dans la roche renfermant le grenat, on reconnaît les reliques d'une structure ophitique primaire conservée par les pyroxènes magmatiques. Ce type de roche, identifié comme une métapyroxénite, provient de la bordure SE du massif du Clapet, il est décrit au paragraphe 7, page 22. Il montre lui aussi l'empreinte de plusieurs phases de métamorphisme. Quant aux grenats étudiés, ils semblent provenir d'un stade relativement précoce.

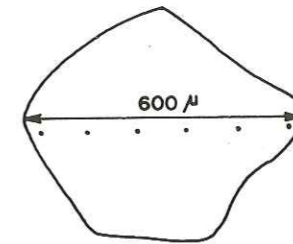
Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

1. **Minéraux reliques:** l'augite (chap.3.3) assez rare et déstabilisée, la titanomagnétite bordée de leucoxène qui peut, par endroits, être transformée en rutile, et l'apatite en fins cristaux.
2. **Minéraux de métamorphisme précoce:** on rencontre le grenat, le sphène-leucoxène affectant une structure en réseaux, une amphibole bleue souvent rétrotransformée en amphibole verte (hornblende-actinolitique), une amphibole bleu-vert (arfvedsonite), de la chlorite et des épidotes zonées (pistachite et zoisite).
3. **Minéraux de métamorphisme plus tardif:** on distingue l'albite, la tourmaline, l'actinote-trémolite, la biotite, le quartz, la pyrite et la calcite.

Etude des zonations:

La figure 11 montre des zonations relativement symétriques pour Fe, Ca, Mn et Mg. Le Mn, mal représenté ici puisque la spessartine ne totalise que 10-20 % Mol, présente à nouveau une zonation normale avec décroissance du centre vers le bord du minéral. Le pourcentage de Mg est très faible et ne varie pratiquement pas du bord au centre du grain.

Quant au Fe, il augmente légèrement dans les bords. D'autre part, il est intéressant de remarquer la forte teneur en almandin et en grossulaire; en effet, Fe + Ca totalisent jusqu'à 85 % Mol de la teneur totale.



Grenat provenant de la métapyroxénite (611d).

La distribution du Fe se présente en dents de scie; elle est contrebalancée par celle du Ca. Ces 2 éléments totalisent jusqu'à 85 % Mol de la teneur totale. Le Mn présente une zonation symétrique avec un maximum au centre du minéral. Le Mg est tout à fait rectiligne.

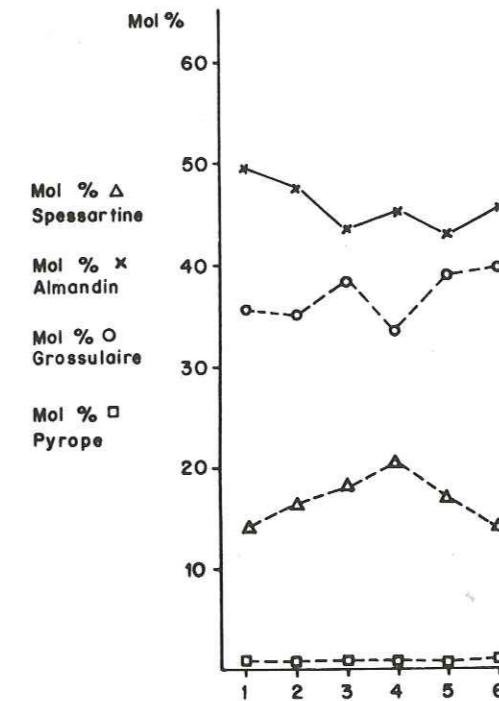


FIG.11 PROFIL GRENAT DE TYPE 3

Interprétation:

Cette métapyroxénite, provenant d'une zone centrale d'un sill épais du Clapet, n'a pas subi de contamination par du matériel argileux, ni d'apport d'H₂O, comme la métadolérite (type 2) ou la glaucophanite (type 1). D'après MIYASHIRO (1973), les grenats des metabasites riches en Fe (43-50 % Mol), seraient favorisés, par une pression élevée. Ces grenats pourraient donc, vraisemblablement, avoir été engendrés par un épisode métamorphique précoce, de type éclogitique (p.78). D'autre part, HSU (1968) soutient que des conditions réductrices favoriseraient la

formation d'almandin.

GRENAT, TYPE 4 (7/82L)

Il s'agit de grenats de taille moyenne (150-700 μ), idiomorphes; certains individus sont zonés, et fortement poecilolithiques. Ils participent avec l'épidote au remplissage de lattes de plagioclases préexistants. En L.P., ils présentent une biréfringence anormale avec une extinction par secteurs. On rencontre le grenat de type 4 dans une roche de type métagabbro à omphacite, provenant de la zone centrale de la Pointe du Clapet. Ce type de roche a été décrit en item 10.2, page 24. Plusieurs phases de métamorphisme ont été identifiées.

Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

1. **Minéraux reliques:** on rencontre, la titanomagnétite auréolée de sphène-leucoxène et, de nombreuses aiguilles d'apatite.
2. **Minéraux de métamorphisme précoce:** on note la présence de l'omphacite souvent à l'état de reliques, l'épidote (zoisite), le grenat, la chlorite, le sphène-leucoxène, l'amphibole bleue et l'albite.
3. **Minéraux de métamorphisme tardif:** ils sont représentés par l'actinote-trémolite, le ferristilpnomélane, le quartz et la biotite verte.

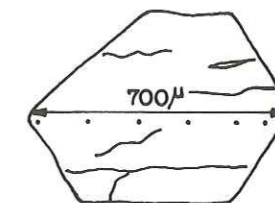
Etude des zonations:

La figure 12 présente des zonations \pm symétriques de Ca, Fe, Mn et Mg. Le Mn montre une zonation en forme de cloche, avec décroissance du centre vers le bord, typique du métamorphisme "low grade" (LEE & al., 1963; etc (voir grenat de type 1)). Le Fe augmente du centre vers le bord pour contrebalancer le Mn (DIETWORST, 1982). Le Ca présente une zonation inverse. Quant au Mg, sa courbe est rectiligne à travers le grenat. Notons que ce grenat est très riche en Ca et Fe tout comme le grenat de type 3.

Interprétation:

Ce métagabbro à omphacite, provenant d'une région centrale d'un sill épais du Clapet, n'a pas subi de contamination par du matériel argileux (p.65). Le grenat, qu'il renferme, aurait cristallisé lors d'une phase de métamorphisme de type "low grade" sous des conditions de P élevée (MIYASHIRO, 1973; CYGAN & LASAGA, 1982; DIETWORST, 1982; BANNO & al., 1986). Il serait le témoin (comme le grenat, type 3) d'un métamorphisme

"éclogitique" précoce (p.78).



Grenat issu du métagabbro à omphacite (7/82L).

La distribution du Mn se présente une forme d'une cloche (décroissante du centre vers les bords), contrebalancée symétriquement par celle du Fe. La distribution du Mg est rectiligne et celle du Ca augmente du centre vers les bords.

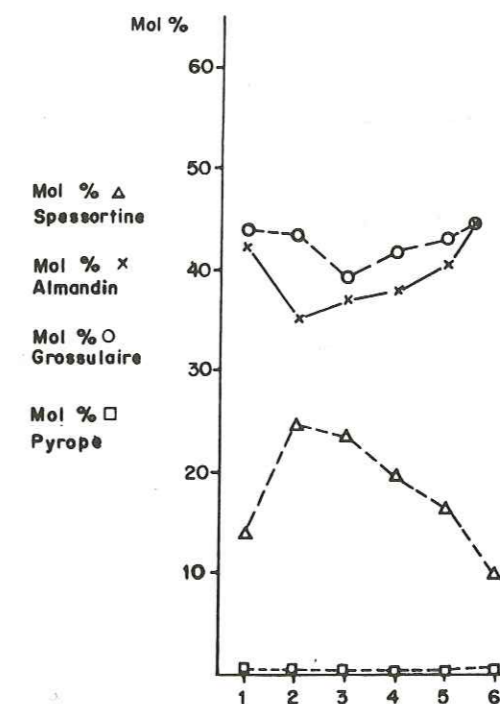


FIG. 12 PROFIL GRENAT DE TYPE 4

GRENAT, TYPE 5 (744 a):

Il s'agit de petits grenats zonés automorphes (150-400 μ). Ils sont en général criblés d'inclusions et présentent souvent un aspect chagriné, parfois ils peuvent même être corrodés. Ils proviennent d'une cornéenne d'origine probablement hybride volcano-sédimentaire qui se rencontre dans la région SW du massif du Clapet, au contact entre schistes noirs et métadolérites. Cette roche, à caractère encore très énigmatique, présente l'allure d'un pseudo-filon leucocrate, et est composée essentiellement d'épidote (LOUBAT, 1968a; LOUBAT & DELALOYE, 1984).

Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

Minéraux caractéristiques: l'albite interstitielle, l'épidote, l'actinote-trémolite, le sphène, le grenat, l'apatite en filonnets tardifs, la calcite et la chlorite.

Grenat provenant de la cornéenne (744b).

Nous notons une zonation symétrique du centre vers les bords de Mn, Ca et Fe. Le Mg est très légèrement enrichi dans les bords. La distribution du Mn se présente en forme de cloche contrebalancée symétriquement par Ca et Fe.

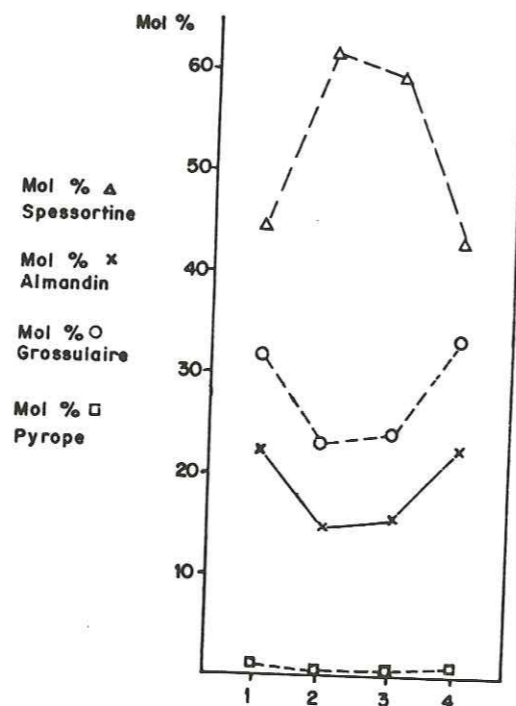
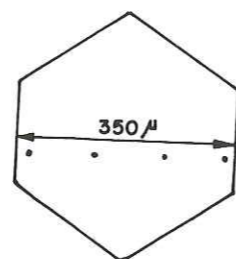


FIG. 13 PROFIL GRENAT DE TYPE 5

Etude des zonations:

Sur la figure 13, nous notons la présence d'une zonation symétrique du centre vers le bord du grenat pour les éléments suivants: Mn, Fe et Ca. Le Mg montre une zonation très légère, avec un faible enrichissement dans les bords du minéral. De manière analogue au grenat de type 1, le grenat étudié (type 5) présente pour le Mn une zonation en forme de cloche, avec décroissance de centre vers le bord, typique dans les métapélites du métamorphisme à gradient faible ("low grade") (voir

grenat de type 1, p. 62). Le Fe, le Ca et le Mg augmentent du centre vers le bord pour compenser le Mn (DIETWORST, 1982).

Notons que ce type de grenat, tout à fait automorphe et frais, s'est formé pendant le métamorphisme régional. En aucun cas il ne saurait être issu du métamorphisme de contact ayant eu lieu précédemment car un grenat riche en Mn implique une genèse à basse température (MIYASHIRO, 1975).

Interprétation:

Pour SAKAI & al., 1985, la zonation chimique du Mn, avec décroissance du centre vers le bord, suggérerait que le grenat a crû pendant une phase métamorphique où la température et la pression étaient croissantes (MIYASHIRO & SHIDO, 1973; KRETZ, 1973; etc.).

Récemment, BANNO & al. (1986), ont proposé un modèle impliquant une théorie tout à fait nouvelle sur la genèse des grenats manganésifères; la croissance de ceux-ci serait, en effet, favorisée par des pressions élevées (voir aussi l'interprétation du grenat de type 1).

En conclusion, l'histoire métamorphique de ce grenat est fort complexe. Il aurait tout d'abord commencé sa croissance lors d'un épisode de haute pression, basse température, puis il aurait subi un métamorphisme rétrograde.

GRENAT, TYPE 6 (2/82)L:

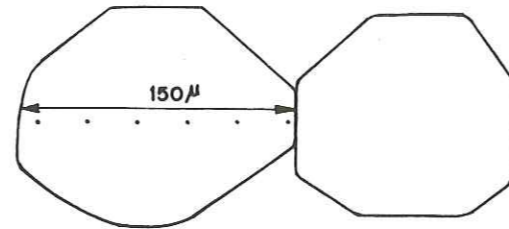
Il s'agit de petits grenats zonés, automorphes (60-150 μ). Ils proviennent d'une roche métasédimentaire litée présentant une alternance de niveaux rosés granatifères et de niveaux gris verdâtres. Cette roche représente l'encaissant rubané de la grande intrusion doléritique du Clapet. Les petits grenats sont essentiellement regroupés dans les lits leucocrates rosés. L'analyse chimique de la roche a révélé un enrichissement très important en manganèse des niveaux leucocrates laissant supposer la présence de spessartine. Cette alternance de niveaux rosés et verdâtres centimétriques confère à la roche un aspect lité particulier rappelant celui de varves.

Paragenèses rencontrées dans la roche renfermant le grenat:

1. Minéraux rencontrés dans les lits leucocrates: un foisonnement de grenats zonés, en général de très petite taille (env. 60-150 μ). Au contact avec les lits foncés, se développent des grenats de taille beaucoup plus grande (env. 250-400 μ) et souvent zonés avec un coeur criblé d'inclusions (grenat de type 7); d'autres parts, on rencontre encore de l'albite interstitielle, de la calcite, de la chlorite, du sphène, de la zoisite, de la tourmaline, de la muscovite, et des

minéraux opaques.

2. Minéraux rencontrés dans les lits mélanocrates: albite, muscovite, tourmaline, grenat et chlorite mouchetée.



Grenat provenant de la roche métasédimentaire (2/82L).

Les 4 éléments présentent une zonation symétrique du centre vers les bords avec une légère augmentation dans une des marges. Ce grenat est très riche en Mn, élément qui est contrebalancé par le Fe. Ce grenat présente un coeur relativement riche en Mg qui est contrebalancé par le Ca.

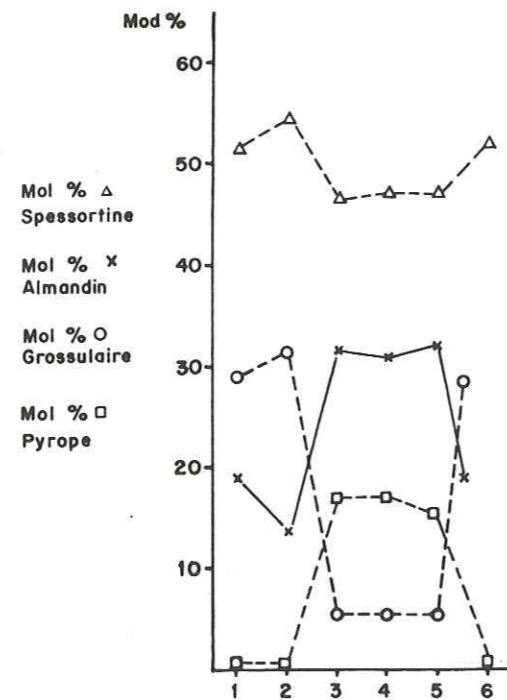


FIG.14 PROFIL GRENAT DE TYPE 6

Etude des zonations:

Nous remarquons (fig.14) une zonation symétrique du centre vers le bord du grenat pour les éléments suivants: Mn, Fe, Ca et Mg, avec une légère asymétrie dans une des deux marges. Peut-être que l'extrême bord du grenat a été le siège de phénomènes de diffusion (voir conclusions p.73) permettant l'établissement de l'équilibre de la bordure avec les minéraux environnants. Ces phénomènes n'auraient pas eu lieu dans l'autre bordure du grenat, celle-ci étant en contact direct avec un autre grain du même minéral (ANDERSON & BUCKLEY, 1973).

Ce grenat d'origine métapélitique présente plusieurs particularités. Tout d'abord le Mn, présent en forte concentration dans le grenat (env. 50%), montre une zonation inverse, avec croissance du centre vers le bord du minéral; il est contrebalancé symétriquement par le Fe qui présente une zonation normale.

Ensuite, il faut noter que ce type de grenat est exceptionnellement riche en Mg dans sa partie centrale (jusqu'à 17 %), c'est le grenat le plus riche en pyrope connu à ce jour provenant de la zone du Versoyen. Cet élément (Mg) présente une belle zonation symétrique avec diminution de sa concentration vers les bords, il est contrebalancé par le Ca. Notons encore que l'almandin est bien représenté (env. 30%).

Interprétation:

Des grenats présentant le même type de zonations inverses que l'on observe dans le grenat de la figure 14, ont été décrits par différents auteurs (TRACY et al., 1976; DIETVORST, 1982).

Ce grenat pourrait avoir pris naissance lors d'une phase métamorphique rétrograde (DIETVORST, 1982). Ses zonations montrent qu'il a débuté sa croissance lors de conditions de pression, éventuellement de température extrêmes, permettant le développement d'un coeur très riche en molécules de spessartine et relativement riche en molécules de pyrope. Ce grenat aurait poursuivi son développement dans des conditions de pression et de température décroissantes.

GRENAT, TYPE 7 (2/82)I:

Il s'agit de petits grenats zonés (250-400μ) présentant un coeur criblé d'inclusions. Ils sont plus ou moins automorphes et présentent parfois des contours ondulés, voire mamelonnés. Cette variété provient de la même roche métasédimentaire litée que le grenat de type 6, mais elle est localisée au contact des lits clairs et des lits foncés.

Etude des zonations:

La figure 15 montre des zonations asymétriques et peu marquées. Deux paires d'éléments, qui ne sont pas les paires habituelles, s'équilibrent mutuellement, se distinguent, d'une part le Fe-Mg qui sont tous deux constants, et d'autre part le Mn-Ca. Le Mn, présentant approximativement une zonation normale, est contrebalancé par le Ca. De manière générale, le grenat de type 7 est extrêmement riche en Mn (entre 50 et 60 % Mol de spessartine).

Interprétation:

La décroissance de la teneur en Mn du centre vers le bord, suggère un métamorphisme de type "low grade" avec des conditions de température et de pression décroissantes durant la cristallisation du grenat (SAKAI & al., 1985; KRETZ, 1973; BANNO & al., 1986).

Grenat provenant du métasédiment (2/82)I

La distribution du Mn, asymétrique, est contrebalancée par celle du Ca. Celles du Fe et du Mg sont constantes.

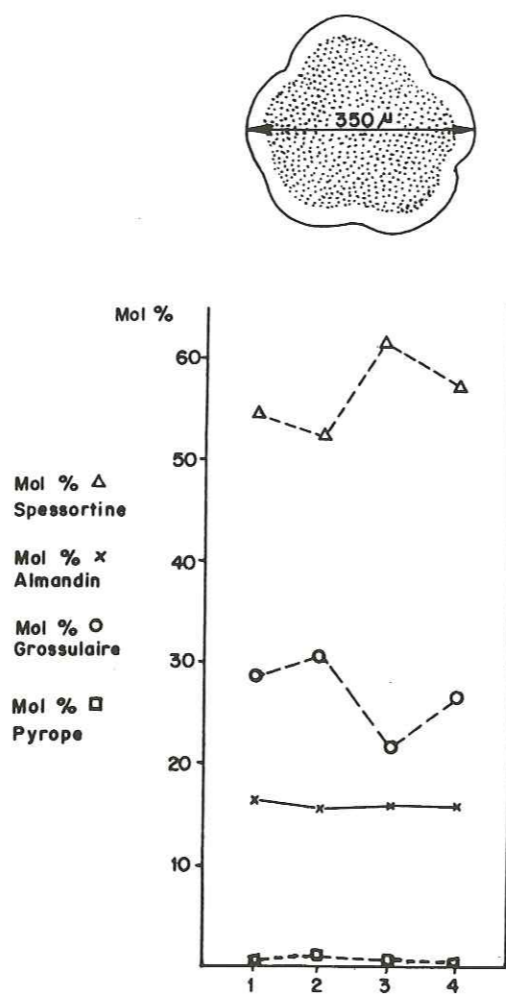


FIG.15 PROFIL GRENAT DE TYPE 7

CONCLUSION-DISCUSSION

L'origine des zonations dans les grenats peut être attribuée principalement à un ou plusieurs des phénomènes suivants:

1. Un fractionnement préférentiel d'un élément dans le grenat lors de la croissance provoque une diminution de la teneur de cet élément dans le milieu ambiant, entraînant un appauvrissement de celui-ci dans les zones externes du cristal. Ce type de zonation a lieu seulement si l'élément est incorporé préférentiellement dans le grenat par rapport à tous les autres minéraux (HOLLISTER, 1966; HARTE & HENLEY, 1966).

2. A des réactions d'échange provoquées par des variations des conditions de température et de pression qui peuvent changer les coefficients de partition entre une paire ou plusieurs minéraux (BANNO, 1965).

3. La diffusion qui va causer des migrations chimiques; mais en général, ce phénomène est négligeable pour les grenats. En effet, seule la bordure du grenat est en équilibre avec le milieu ambiant (HOLLISTER, 1966; ATHERTON, 1968; ANDERSON & BUCKLEY, 1973; MIYASHIRO & SHIDO, 1973).

Un des épisodes de métamorphisme ayant affecté la zone du Versoyen a été particulièrement favorable au développement des grenats, et plus spécialement de ceux riches en Mn. Dans ces grenats, l'enrichissement de certaines zones en Mn présente certainement une signification physico-chimique et pétrogénétique importante mais encore mal connue à ce jour.

La forte teneur en Mn des grenats étudiés pourrait être due, en partie, à une particularité structurale inhérente à cette famille minérale. En effet, dans les grenats, Mn^{2+} , Fe^{2+} , et Mg^{2+} occupent les sites cubiques, alors que dans la plupart des autres minéraux ferromagnésiens, ces cations sont hexacoordonnés (MIYASHIRO, 1973, ZEMANN, 1962, GELLER, 1967, MIYASHIRO & SHIDO, 1973).

En outre, les grenats provenant des metabasites présentent, tant en leurs bords qu'en leurs centres, des teneurs anormalement élevées en Mn (bords entre 12% et 36%; centres entre 15% et 52%, voir p.59). Leur croissance aurait débuté peu après la contamination de leur roche mère par du matériel argileux ou par la dissolution d'oxydes de Mn engendrant des solutions prêtes à enrichir certaines phases minérales en voie de cristallisation. En effet, ATHERTON (1968) stipule qu'un enrichissement notable de MnO dans le grenat correspond à une concentration élevée de MnO dans la roche encaissante.

Dans la zone du Versoyen, il ne semble pas y avoir de corrélation entre la teneur en molécule de spessartine des grenats et la concentration en MnO des roches encaissantes, excepté pour l'échantillon 2/82I.

Les autres roches renfermant les différents grenats (tabl.5) présentent une teneur en manganèse normale comparée à celles de roches du même type; les solutions riches en Mn auraient enrichi préférentiellement certaines phases minéralogiques spécifiques comme les grenats.

Concernant le Mg, seul un grenat (type 6) présente un centre relativement riche en molécules de pyrope (jusqu'à 17 %). La concentration élevée en cet élément impliquerait un développement du grenat dans des conditions de pressions élevées (éventuellement similaires à celles permettant le développement de phases éclogitiques).

Le Fe, bien représenté dans les grenats provenant des metabasites, indiquerait des conditions de pression élevées (MIYASHIRO, 1973). En effet, cet auteur a mis en évidence que les grenats riches en almandin cristallisaient sous des conditions de pression relativement élevées.

	557a type 1	544c type 2	611d type 3	7/82L type 4	744b type 5	2/82L type 6	2/82I type 7
SiO ₂	49,59	49,21	42,61	48,90	49,27	51,90	53,99
Al ₂ O ₃	12,85	14,83	9,59	12,70	16,26	16,58	20,98
TiO ₂	2,61	2,66	5,40	2,15	0,71	0,69	0,76
FeO	7,39	7,94	12,02	9,80	2,93	9,55	4,37
Fe ₂ O ₃	3,47	2,82	5,24	7,80	2,53	(Fe total)	
CaO	11,94	7,98	9,85	5,51	17,36	3,80	4,83
MgO	4,58	5,62	8,52	2,21	2,85	7,21	1,50
Na ₂ O	4,04	4,53	1,79	5,00	2,92	0,59	4,27
K ₂ O	0,10	0,08	0,07	1,04	----	4,64	1,72
MnO	0,35	0,20	0,67	0,45	0,36	0,62	5,60
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,10	1,35	0,17	0,23	0,16
H ₂ O	1,85	2,57	3,14	2,44	1,87	----	----
CO ₂	0,80	0,37	0,37	----	1,90	----	----
total	99,80	99,05	99,37	99,35	99,13	95,81	98,18
Zr	129	165	65	330	96	----	----
Y	40	40	19	90	23	----	----
Cr	32	234	22	18	125	----	----
Zn	70	97	155	115	143	----	----
Ni	16	26	16	---	77	----	----
Sr	346	304	182	85	330	----	----

Tableau 5: Analyses chimiques des roches renfermant les différents type de grenats.

557a: glaucophanite (type 1), 544c: métadolérite (type 2), 611d: métapyroxénite (type 3), 7/82L: métagabbro à omphacite (type 4), 744a: roche aphanitique cornée (type 5), 2/82L: métasédiment (type 6), 2/82I: métasédiment (type 7).

Si on représente la composition chimique des grenats dans un diagramme ternaire grossulaire - spessartine - almandin/pyrope (analyses normalisées à 100) (fig.16) (OKAY, 1980a), on s'aperçoit que les grenats des métapélites et des metabasites se situent dans les deux champs mis en évidence par OKAY. Seule la partie centrale du grenat riche en molécule de pyrope tombe en dehors des deux champs. Le grenat de type 5 se situe dans le champs des metabasites, car la roche cornée dans laquelle il a cristallisé est sans doute d'origine volcano-sédimentaire.

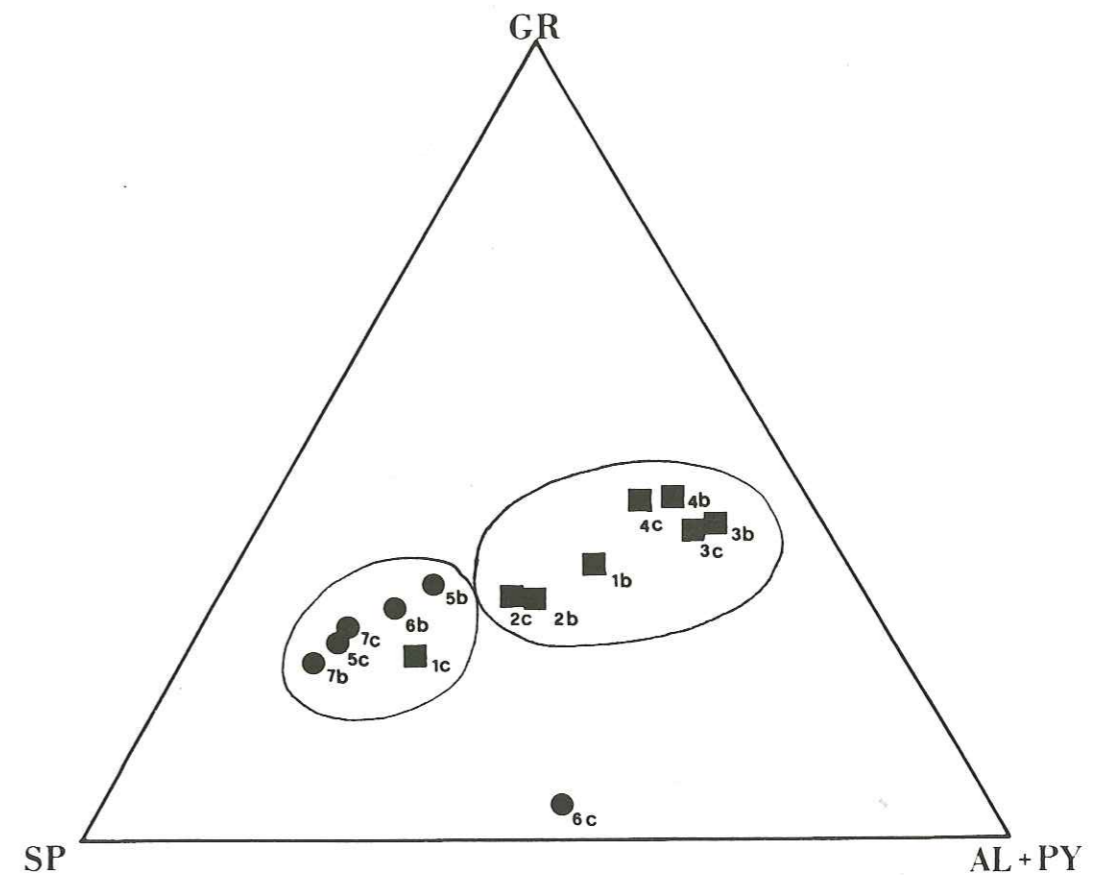


Figure 16: Grenats représentés dans un diagramme triangulaire GR (grossulaire) - SP (spessartine) - AL+PY (almandin+pyrope). (OKAY, 1980a). Carrés pleins: grenats des metabasites. Cercles pleins: grenats des métapélites. (b = bord, c = centre)

Finalement les zonations chimiques des grenats étudiés sont singulièrement marquées, et elles indiquent généralement un développement dans des conditions de température faibles à moyennes et de pression relativement élevées (BANNO, 1970; BANNO & al., 1986; HOLLISTER, 1966; ATHERTON & EDMUNDS, 1966; LINTHOUT & WESTRA, 1968; DIETWORST, 1982; etc).

Les grenats du Versoyen ont ensuite été placés dans un triangle spessartine - pyrope - almandin (fig.17) (BANNO & al., 1986). On remarque généralement, que les bords des cristaux s'enrichissent en molécule d'almandin et s'appauvrissent en molécule de spessartine, de manière moins accentuée, toutefois, que dans les grenats étudiés par BANNO & al..

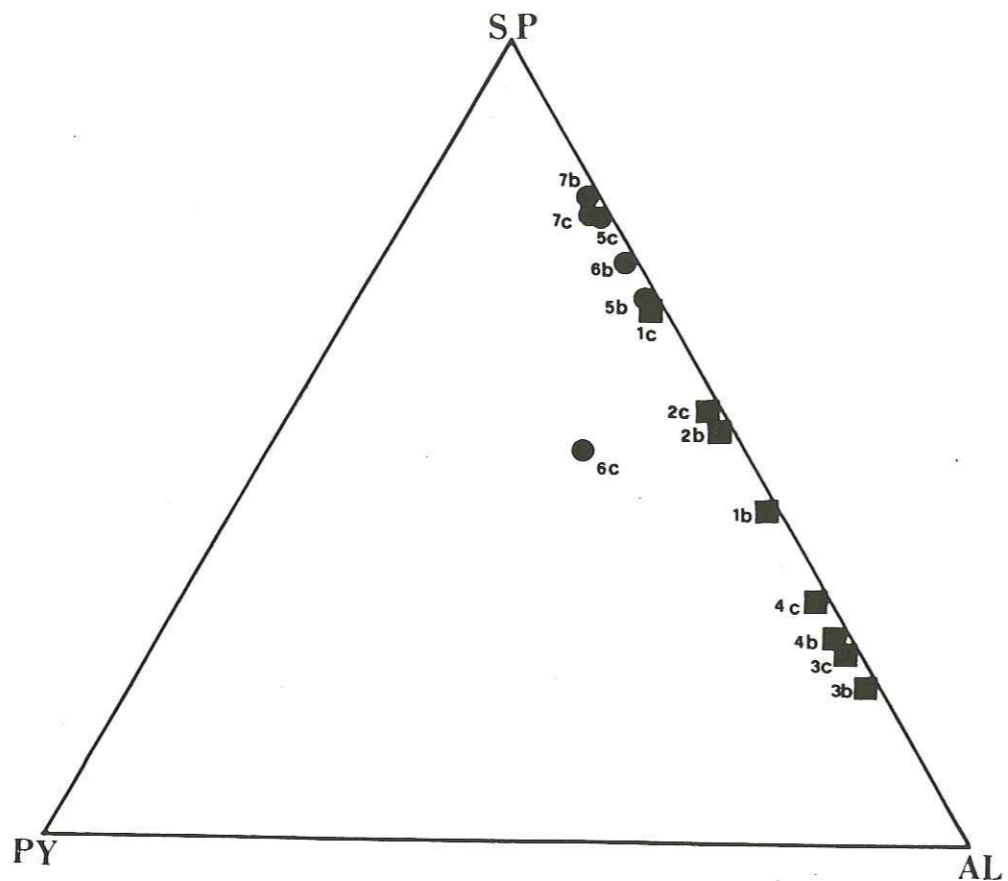


Figure 17: Diagramme triangulaire SP (spessartine) - PY (pyrope) - AL (almandin), (BANNO & al., 1986).

Carrés pleins: grenats des metabasites.
Cercles pleins: grenats des métapélites.
Les bords s'enrichissent en Fe, et s'appauvrissent en Mn.
(b = bord, c = centre)

Finalement dans le diagramme triangulaire almandin - spessartine - grossulaire (fig.18) (BROWN, 1969), on peut faire la même remarque que pour le diagramme précédent, soit un enrichissement en molécule d'almandin et un appauvrissement en molécule de spessartine du centre vers le bord.

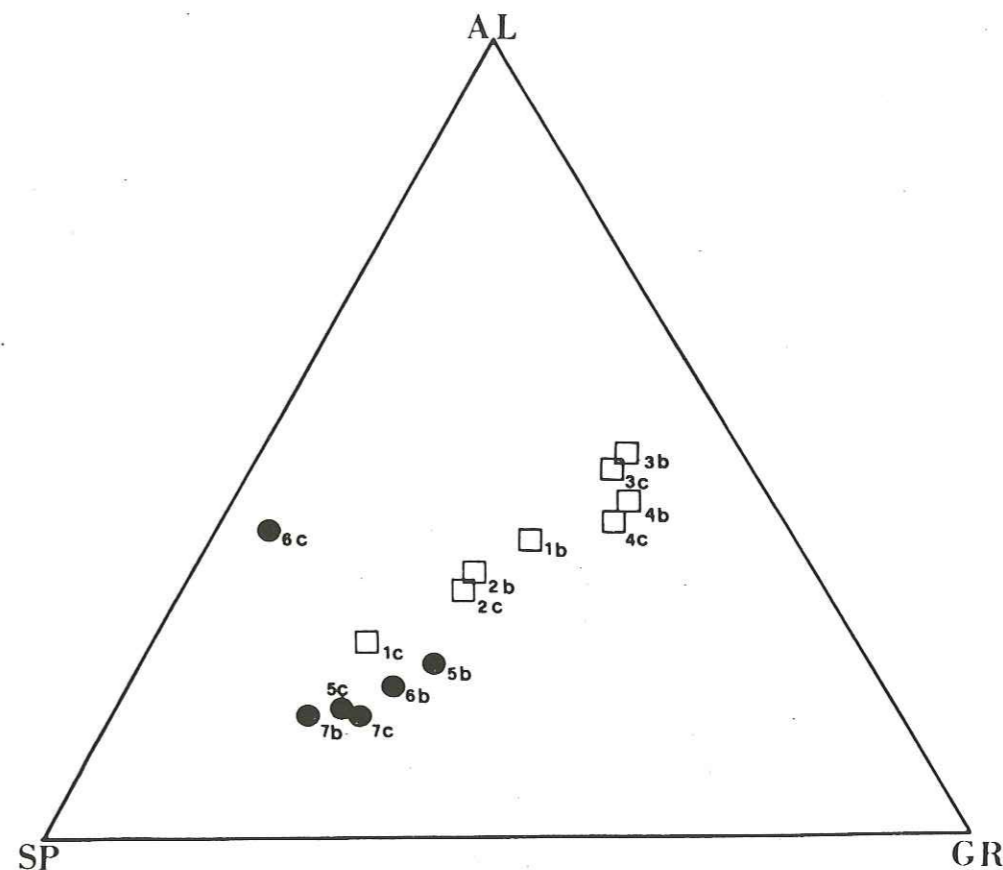


Figure 18: Diagramme triangulaire AL (almandin)- SP (spessartine) - GR (grossulaire) (BROWN, 1969).

Carrés creux: grenats des metabasites.
Cercles pleins: grenats des métapélites.
On note un enrichissement en almandin dans les bords.

Le récent article de BANNO & al., (1986), démontrant par des modèles originaux que des pressions élevées favoriseraient plutôt la croissance de grenats riches en spessartine, confirme certaines hypothèses au sujet de l'évolution métamorphique des ophiolites du Versoyen. En effet, la découverte de la jadéite (chap.3.2) sur le versant italien du massif et la confirmation de la présence de cette dernière jointe à la mise en évidence de l'omphacite dans la région du Clapet tendent à établir clairement l'existence d'un épisode métamorphique de pression élevée. Classiquement, il est pourtant admis que les grenats engendrés dans des conditions de haute pression sont généralement riches en pyrope et pauvres en spessartine (COLEMAN, 1965; etc).

En conclusion, les conditions physico-chimiques qui régnaient lors

de la croissance des grenats correspondaient à celles engendrant un métamorphisme de type "low grade", avec une pression relativement élevée et une température basse. Certains grenats de la Pte du Clapet pourraient représenter des reliques d'un épisode métamorphique de type éclogitique qui aurait affecté ce massif ainsi que toute la bordure orientale de la zone du Versoyen dans un stade précoce (SCHÜRCH & al., 1986b; SCHÜRCH & al., en prép.). En effet, certains spécimens ont livré de belles reliques d'omphacite (chap.3.2) associées à des grenats similaires à ceux de type 3 et 4 décrits ci-avant.

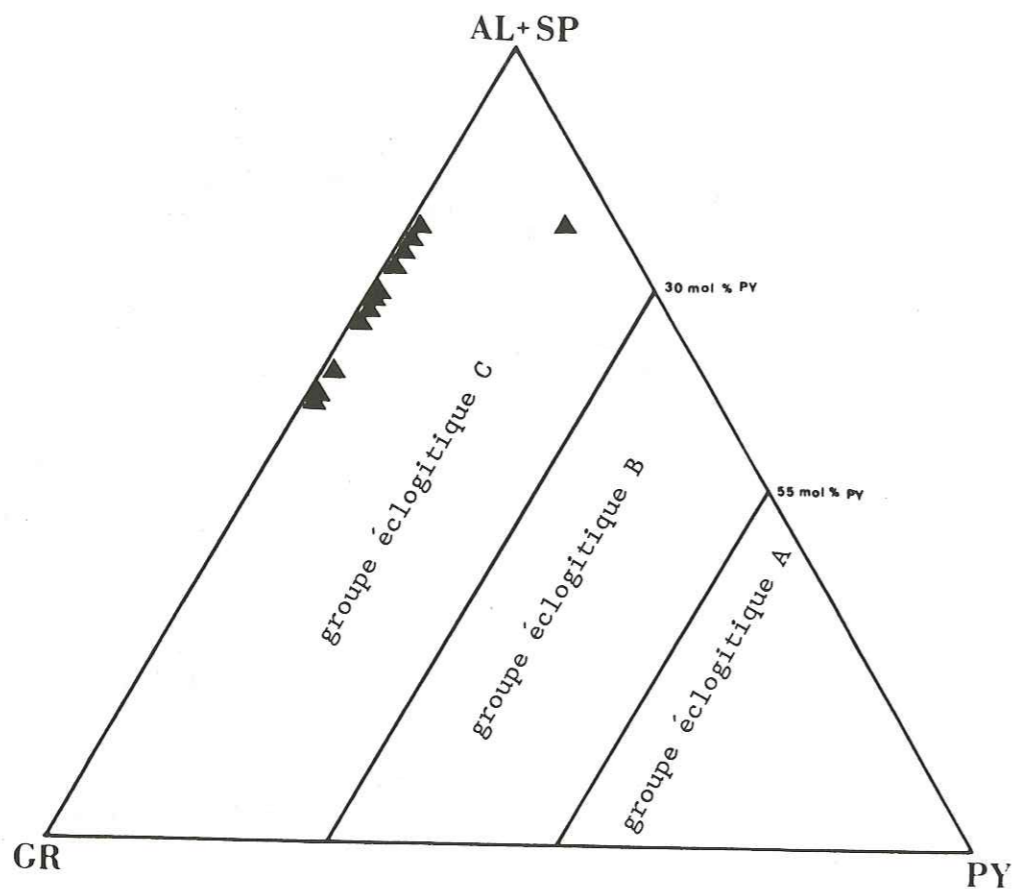


Figure 19: Diagramme triangulaire AL+SP (almandin + spessartine)-GR (grossulaire)- PY (pyrope). D'après COLEMAN & al. (1965). Les grenats du Versoyen se situent tous dans le groupe éclogitique C, qui représente les grenats associés aux schistes à glaucophane.

Il n'est pas rare de voir dans les assemblages éclogitiques des grenats relativement pauvres en molécules de pyrope; en effet, COLEMAN & al., (1965) ont mis en évidence que la composition des grenats éclogitiques dépendait de leur environnement géologique. Cette relation a permis

à ces auteurs de distinguer 3 groupes éclogitiques: le groupe A (avec grenats riches en pyrope, PY > 55), associé aux kimberlites et aux roches ultramafiques, le groupe B (PY entre 30 et 55), associé aux gneiss et migmatites et le groupe C (PY < 30), associé aux schistes à glaucophane. Indépendamment, SMULIKOWSKI (1968) est parvenu à des conclusions identiques en proposant les 3 mêmes groupes.

Les grenats de la zone du Versoyen (fig.19) se situent dans le groupe C, qui correspond aux grenats éclogitiques associés aux schistes à glaucophane. La seule vraie singularité de la majorité des grenats étudiés, par rapport à ceux de COLEMAN et de SMULIKOWSKI, est leur forte teneur en molécules de spessartine. Les conditions de métamorphisme, haute pression et basse température, ont ensuite lentement évolué au cours du temps (diminution de la pression, et augmentation de la température) et entraîné une déstabilisation des minéraux de haute pression, rétrotransformant la majorité des assemblages éclogitiques en assemblages de type schistes bleus, à schistes verts.

3.2. LES PYROXENES

Cette famille minérale est représentée au Versoyen par d'assez rares reliques, témoins de paragenèses primaires magmatiques, et par plusieurs variétés très significatives d'origine métamorphique. Le présent chapitre sera traité en 3 sous-chapitres: le premier sera consacré aux différentes méthodes d'investigation et aux conditions analytiques; le second, aux pyroxènes magmatiques et le troisième, aux pyroxènes métamorphiques.

3.2.1. METHODES ET CONDITIONS D'ANALYSE

L'étude de la famille des pyroxènes a été effectuée par plusieurs techniques disponibles au Département de Minéralogie de l'Université de Genève; ces méthodes sont les suivantes:

1. la microscopie (lames-minces + technique d'immersion)
2. la diffraction des rayons X
3. la microsonde électronique

1. La microscopie

L'étude des pyroxènes a tout d'abord été abordée par la microscopie, qui a permis de distinguer les phases augitiques des phases sodiques, ceci d'après les critères suivants: couleur, biréfringence, signe optique et dispersion. Dans un second temps, nous avons procédé, pour les pyroxènes sodiques, à la mesure des indices de réfraction (généralement Nm). La détermination de ces indices, couplée à la mesure de la raie 221, apporte un degré de précision remarquable (voir ci-dessous) pour l'estimation de la composition chimique des pyroxènes sodiques, ceci d'après un schéma de classification établi par ESSENE & FYFE (1967) (fig.21, p.87).

2. La diffraction des rayons X

Sur certains pyroxènes, de nature sodique, nous avons effectué des diagrammes au moyen de la caméra de Gandolfi (diamètre: 114,6 mm., radiation CuK α : filtre Ni). Les grains étudiés ont été prélevés directement sur les lames-minces. Nous avons vu ci-dessus que la mesure de la raie 221 combinée à la détermination de l'indice de réfraction moyen permettait de déterminer avec précision la composition des pyroxènes sodiques. Ces méthodes de détermination optique et radiocristallographique conjointes ont l'intérêt d'être rapides et précises (erreur \pm 5%), toutefois l'analyse par microsonde électronique a l'avantage de permettre la détermination du chimisme in situ sur des zones très précises (dépourvues d'inclusions ou d'altérations).

3. La microsonde électronique

Les pyroxènes ont, dans un premier temps été analysés qualitativement par dispersion de longueur d'onde WDS (wavelength dispersive system). Des profils ont été tracés du bord vers le centre des différents grains étudiés pour rendre compte de la variation de certains éléments. Ensuite, des zones représentatives ont été choisies sur les différents profils et des mesures quantitatives ont été effectuées. Les éléments, dosés soit par dispersion de longueur d'onde (WDS) soit par dispersion d'énergie (EDS), sont les suivants: Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K et Fe total (sous forme Fe²⁺; voir ci-dessous). En général, les pyroxènes étudiés se sont révélés uniformes et homogènes (exception faite de l'omphacite p.92).

Les conditions expérimentales suivantes ont été réalisées pour les analyses quantitatives (tabl. 6, 8 et 10): potentiel d'accélération 15 kV, intensité du courant d'échantillon (mesuré sur la benitoïte) 40 nA, avec un faisceau légèrement défocalisé. La durée de comptage a été contrôlée par un courant de sonde digitalisé constant (temps de comptage approximatif d'environ 30 sec.). Echantillons et standards ont été préalablement métallisés avec du carbone. Les corrections ont été effectuées à l'aide du programme BENICE-ALBEE (1968). Les standards utilisés sont les suivants: jadéite, enstatite, diopside, olivine et grossulaire (parfois biotite).

Le calcul de la formule atomique, qui exprime la composition des pyroxènes, ainsi que l'expression en termes extrêmes des différents pyroxènes, impliquent la connaissance de l'état d'oxydation du fer. Les analyses chimiques, obtenues au moyen de la microsonde électronique, ne permettent pas de faire la discrimination Fe²⁺ - Fe³⁺. Divers auteurs (BANNO, 1959; KUSHIRO, 1962, ESSENE & FYFE, 1967; CAWTHORN & COLLERSON, 1974; CAMERON & PAPIKE, 1981) ont proposé des modèles de calcul pour l'estimation du fer ferreux et du fer ferrique, ainsi que des différents termes extrêmes entrant dans la composition du pyroxène sodique (tabl. 6, 8 et 10), à partir d'analyses faites à la microsonde. Nous n'avons retenu que le modèle de CAWTHORN & COLLERSON (1974) car il a l'avantage, de former les molécules de jadéite avant celles de l'acmite, et de donner des formules structurales équilibrées.

3.2.2. LES PYROXENES MAGMATIQUES

Les pyroxènes magmatiques, présents sous forme de très rares reliques dans les roches du Versoyen, se subdivisent en 2 catégories: les clinopyroxènes (les plus courants) et les orthopyroxènes.

Les clinopyroxènes se rencontrent, en de rares témoins, dans des sills épais souvent différenciés (plus de 20 mètres) de la Pointe du Clapet (paragraphes 5, 6 et 7 p.21 et 22), de la région de l'Aiguille de Praina (paragraphe 2, p.48-49), de la région Beaupré-Veis-Miravidi (paragraphe 4, p.46), et de la région de l'Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio (paragraphe 3, p.42-43) des secteurs relativement épargnés par les

différentes phases métamorphiques. LOUBAT (1968), signale des reliques de pyroxènes (souvent en grandes plages) dans le secteur de la Pointe du Clapet, sans toutefois préciser la nature de ce pyroxène. Quant à LASSERRE & LAVERGNE (1976), ils ont découvert et étudié des pyroxènes de la famille du diopside-endiopside-augite provenant des sills épais de l'Ermitte, du Haut Vallon de Beaupré, de l'Aiguille de Beaupré, de la région de Praina, et plus rarement, dans certaines metabasites du Clapet.

Ces phases magmatiques font partie de la sous-famille des pyroxènes calciques et plus spécifiquement de la série diopside-augite. Trois des 6 échantillons contenant ces clinopyroxènes ont été choisis; les analyses chimiques de ces reliques sont groupées dans le tableau ci-dessous (tabl.6). Elles représentent des moyennes de 18 à 23 points

% poids	557 (18) dst	598 (22) dst	509B (23) dst
TiO ₂	1,22 0,18	0,93 0,19	0,95 0,24
Al ₂ O ₃	2,05 0,38	2,06 0,19	2,40 0,46
FeO*	10,98 0,89	8,09 0,58	7,82 0,57
MnO	0,25 0,14	0,21 0,11	0,17 0,20
MgO	14,01 0,58	15,66 0,41	14,93 0,48
CaO	19,85 0,24	20,37 0,42	20,25 0,54
Na ₂ O	0,40 0,10	0,34 0,05	0,36 0,03
K ₂ O	--- ---	--- ---	0,03 0,05
total	99,07	98,93	99,28

* Fer total, () = nb de points d'analyse, dst = déviation standard

Nombre de cations calculés sur la base de 6 oxygènes

	557 (18) dst	598 (22) dst	509B (23) dst
Si	1,910] 2,00	1,922] 2,00	1,946] 2,00
Al	0,090]	0,078]	0,054]
Al	0,002]	0,013]	0,051]
Ti	0,035]	0,026]	0,027]
Fe ³⁺	0,224]	0,086]	---
Mg	0,793]	0,875]	0,827]
Fe ²⁺	0,100] 1,99	0,150] 2,00	0,243] 1,99
Mn	0,008]	0,007]	0,005]
Ca	0,808]	0,818]	0,807]
Na	0,029]	0,025]	0,026]
K	---	---	0,001]
Mg	41,0	45,2	43,9
Fe#	17,2	12,6	13,2
Ca	41,8	42,2	42,9

Fe# = Fe²⁺+Fe³⁺+Mn

Tableau 6: Analyses chimiques des augites.

et sont tout à fait représentatives (voir les déviations standards correspondantes), les augites étudiées s'étant révélées très homogènes.

En localisant les différentes analyses dans le quadrilatère des pyroxènes de POLDERVAART & HESS (1951) (fig.20), on voit qu'elles se situent toutes dans le domaine des augites. Sur cette variété relativement banale de pyroxène, nous n'avons pas effectué de détermination radiocristallographique ou d'étude optique détaillée.

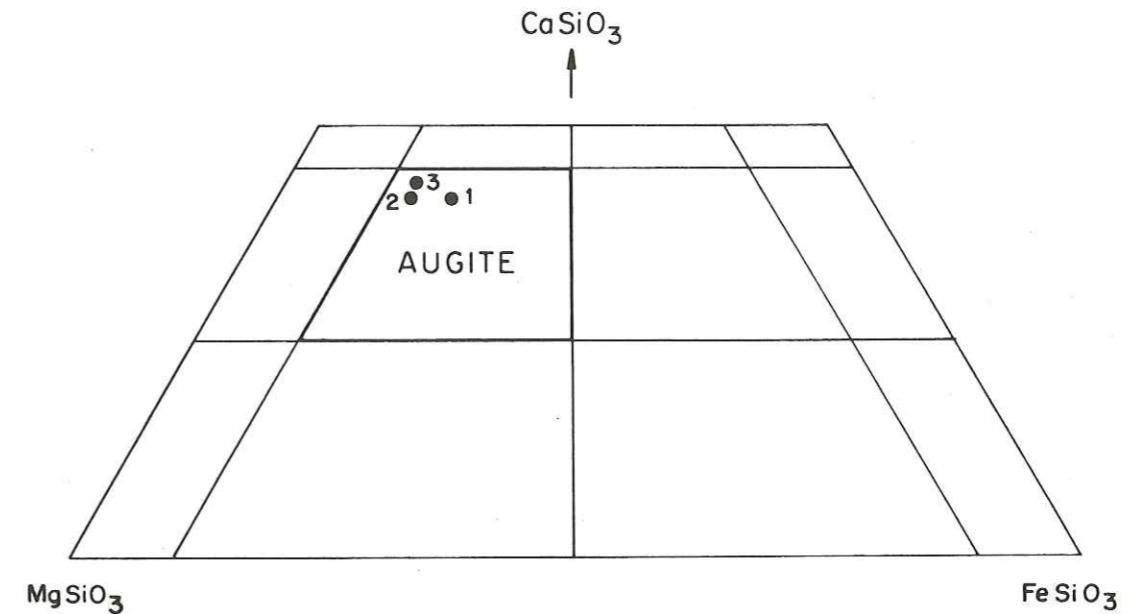


Figure 20: Diagramme FeSiO₃-MgSiO₃-CaSiO₃ d'après POLDERVAART et HESS (1951). (1 = 557; 2 = 598; 3 = 509b).

En conclusion, les augites se rencontrent dans des metabasites des zones centrales de sills épais, différenciés, peu touchés par le métamorphisme pluriphasé qui a affecté de manière générale la zone du Versoyen (chap.6).

Les orthopyroxènes se rencontrent dans un seul type de roche, de nature métanoritique, provenant d'un sill épais de la Pointe du Clapet (paragraphe 9, p.23). Ils se situent dans la famille des enstatites-bronzites. Malheureusement, ils n'ont pas été analysés par microsonde, seul leurs caractères optiques nous ont permis de les distinguer des phases monocliniques. Ces critères sont: biréfringence faible, extinction droite, allongement positif, angle 2V compris entre 50° et 70°.

La cristallisation de roches noritiques au sein des sills différenciés du Clapet pourrait être due à la contamination du magma par des sédiments argileux, pouvant aller jusqu'à l'assimilation de ces derniers. En effet, READ (1923), a étudié en détail le problème de l'origine des norites et a conclu qu'elles proviendraient de magmas

enrichis en aluminium. Pour qu'il y ait cristallisation d'orthopyroxène plutôt que de clinopyroxène, il faut, selon READ, que le pourcentage de Ca entrant dans la composition du pyroxène soit limité par rapport à celui de Mg et de Fe. Cette condition n'est possible que lorsqu'une grande partie du Ca entre dans la composition du plagioclase calcique. Or, sachant que le pourcentage de molécule "anorthite" dépend de la proportion d'Al disponible, il faudra une plus grande quantité d'Al. Cet élément proviendrait de sédiments argileux assimilés, plus précisément des cloisons entre deux sills.

3.2.3. LES PYROXENES METAMORPHIQUES

Les pyroxènes métamorphiques, fortement enrichis en sodium, sont présents en de rares reliques dans des roches, tant métadoléritiques que métasédimentaires. Ils sont généralement issus d'une phase métamorphique précoce, de type haute pression - basse température. Leur rareté explique la raison pour laquelle certaines variétés n'ont jamais vraiment été étudiées en détail.

LOUBAT (1968a) fait, le premier, allusion dans son travail de thèse, à l'aégyrine, qui a, ici au Versoyen, une signification pétrogénétique quelque peu équivoque; lui-même la considère d'ailleurs comme étant d'origine magmatique.

Par ailleurs, la découverte et l'identification optique d'un pyroxène jadéitique dans une roche albitique de la Pte du Clapet est due à BOCQUET (1974b), minéral que LOUBAT (1968a) avait d'ailleurs examiné, mais attribué, par erreur, à la famille des épidotes (certainement à cause de la grande similitude des anomalies optiques de ces deux familles minérales). Un peu plus tard, LASSERRE & LAVERGNE, (1976) confirment, au moyen de la microsonde, la présence d'un "pyroxène jadéitique" au sein des metabasites de la Pte du Clapet. Notons que cette analyse est discutable (insuffisance de Ca), difficilement interprétable, les cations M ne satisfaisant pas la valeur théorique; d'autre part, le partage $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ est mal fait. Ils notent encore la présence d'un pyroxène verdâtre, présentant une "allure rappelant celle de l'omphacite", dans une lame mince fournie par SALIOT.

Ce sous-chapitre est subdivisé en 4 paragraphes. Le premier traitera des *jadéites*, le second des *omphacites*, le troisième des *aégyrines*, et le quatrième sera consacré aux conclusions générales sur la signification et l'importance de ces différentes variétés de pyroxène sodique.

3.2.3.1. LES JADEITES

Elles se rencontrent, sous forme de reliques souvent fortement corrodées et fracturées, dans des roches métasédimentaires de la Pte du Clapet (BOCQUET, 1974b) et de la région de la Pte Rouse (SCHÜRCH, en prép.).

Le premier échantillon (740, 742), renfermant la variété 1, a été récolté sur l'arête S de la Pte du Clapet à l'aplomb du grand éboulis, dans un faciès de bordure de l'intrusion. Il s'agit d'un "schiste glaucophanitique" qui se présente sous forme très schisteuse et fait penser de prime abord, à un schiste gris-noir. Après un examen attentif à la loupe, un oeil averti distingue nettement une multitude de prismes tenus noirâtres à bleuâtres. L'étude au microscope révèle une roche à structure essentiellement nématoblastique, caractérisée par l'abondance de ferroglaucophane (chap.3.3.). Notons que ce type de roche n'a jamais été décrit auparavant. La jadéite, qui peut atteindre jusqu'à 5 mm de long, est relativement abondante, et elle attire l'attention de l'observateur, par ses contours parfois corrodés, son fort relief (Nm mesuré = 1,676), sa faible biréfringence, etc. La raie caractéristique ($\lambda_{21} = 2,934$) a été reconnue sur un film obtenu par diffraction X au moyen de la caméra de Gandolfi (voir schéma de classification établi par ESSENE & FYFE (1967), fig. 21, p.87). Cette jadéite semble être issue d'une paragenèse métamorphique, bien antérieure à celle qui a permis le développement du ferroglaucophane. En effet, une analyse systématique a permis de mettre en évidence cette relation chronologique; le ferroglaucophane recoupant souvent la jadéite. Dans la matrice de cette roche, on rencontre des phases plus ou moins tardives telles que le stilpnomélane, le chloritoïde, la biotite verte, la paragonite, la chlorite, l'albite, la calcite, le sphène, le rutile et de rares petits grains de minéraux opaques.

Le deuxième échantillon (760), renfermant la variété 2, a été récolté à proximité immédiate du premier échantillon; il s'agit d'un métagrauwacke qui se distingue nettement du schiste glaucophanitique. En effet, cette roche est plutôt massive, légèrement mamelonnée, de couleur vert clair et parsemée de fines gerbes d'amphibole bleue zonée (chap. 3.3.). Cet échantillon doit correspondre à celui dans lequel BOCQUET (1974b) a découvert la jadéite. Au microscope, on distingue tout d'abord les houppes d'amphibole bleue, très colorée dans leurs bords et très pâles, voir incolores en leur centre; elles sont parfois poeciloblastiques et se détachent de la matrice cryptocristalline. Puis on note la présence d'un minéral fortement érodé et craquelé, parfois digéré par la pâte, présentant les caractères optiques de la jadéite: soient un relief élevé (Nm mesuré = 1,678), une biréfringence faible, des teintes de polarisation anormales, une forte dispersion, un angle 2V grand, etc. La raie caractéristique ($\lambda_{21} = 2,928$) a été reconnu sur un film de rayons X obtenu au moyen de la caméra de Gandolfi (voir schéma fig.21, p.87). Cette jadéite, fortement corrodée, semble provenir d'une paragenèse métamorphique relique, bien antérieure à celle qui a permis le développement des amphiboles bleues. La pâte est essentiellement composée de fins cristaux d'albite, avec accessoirement, du quartz, de la paragonite, du sphène, de la chlorite, de la biotite verte et de la tourmaline.

JADEITE ASSOCIEE AUX "ADINOLES" (s. lato)

Un des affleurements, qui ont le plus vivement inspiré à LOUBAT son hypothèse d'un métamorphisme tardi-magmatique, est situé à l'W de la Pointe Rousse (Italie) (LOUBAT, 1968a; LOUBAT & DELALOYE, 1984).

La zone à "adinoles" est située à proximité de la Pte Rousse, à l'extrémité N de l'affleurement de laves en coussins et brèches de coussins. En ce secteur, nous assistons à un phénomène particulier de "lessivage", au contact des laves en coussins et des sédiments adjacents (schistes noirs), engendrant des roches leucocrates, les adinoles (s.lato) (chap.2.1.2, p.36) qui présentent un développement important d'amphiboles bleues, de la série du glaucophane (chap.3.3.), et d'albite. Ces amphiboles bleues peuvent se développer à tel point que l'adinole, souvent essentiellement de composition albitique, peut passer à une espèce de "glaucophanite" rappelant beaucoup le "schiste glaucophanitique" de la Pointe du Clapet.

La distribution des phases minérales de ce site suggère nettement l'interaction d'une activité métasomatique préalable, avec fluides minéralisés, réactivés lors du métamorphisme régional. De plus, il semblerait que certaines poches de sulfures et de carbonates aient favorisé la concentration des amphiboles bleues s.l..

Principales raies de diffraction des jadéites								
	740		760		637d			JADEITE (PDF)
	d _{obs}	I _{obs}	d _{obs}	I _{obs}	d _{obs}	I _{obs}	HKL	d _{mes} I _{mes}
1	6,25	10	6,25	10	6,24	10	110	6,22 15
2	---	---	---	---	---	---	200	4,50 5
3	---	---	---	---	---	---	111	4,35 5
4	4,32	40	4,30	40	4,30	40	020	4,29 45
5	4,03	10	4,03	10	4,02	10		
6	3,66	10	3,67	10	3,66	15		
7	3,34	10	3,34	<10	3,34	<10		
8	3,27	<10	3,24	10	---	---	021	3,25 5
9	3,19	30	3,19	20	3,18	40	220	3,10 30
10	2,923	75	2,928	80	2,933	80	221	2,922 75
11	2,828	100	2,84	100	2,842	100	310-311	2,831 100
12	2,76	10	2,76	10	---	---	130	
13	---	---	---	---	---	---	202	2,527 2
14	2,489	40	2,49	50	2,50	25	131-002	2,490 20
15	2,42	25	2,43	25	2,43	30	221	2,417 25
16	2,21	10	2,20	10	2,22	10	311	2,206 10
17	2,156	20	2,15	20	2,128	10	330-331	2,16 5

+ environ 20 raies de faible intensité

Tableau 7: Diagrammes de poudre de la jadéite

Or, cet affleurement nous a livré, très ponctuellement, des cristaux xénomorphes de jadéite microscopique (variété 3, 637d), se développant au sein de cette "adinole glaucophanitique". L'échantillon dans lequel a été identifié le pyroxène sodique est très particulier; il montre un foisonnement d'amphiboles bleues, dans une pâte albitique, souvent déstabilisée en un amas cryptocristallin brunâtre où peut se développer de la jadéite, associée à la chlorite, au sphène, au rutile, à la biotite verte, à la calcite et à des minéraux opaques. La relation de filiation pâte-cristaux de jadéite n'est pas clairement établie; en effet, la matrice brunâtre peut dériver de la déstabilisation de la jadéite ou inversement. WINKLER (1979) précise à ce sujet que, sous fortes pressions, l'albite contribuerait au développement de la jadéite. Cette jadéite présente les caractères optiques suivants: relief relativement fort souvent masqué par la pâte cryptocristalline qui la contient (Nm mesuré = 1,68), biréfringence faible, teintes de polarisation anormales, dispersion forte, angle 2V grand. La raie de diffraction caractéristique est $\bar{2}21 = 2,933$ (fig.21).

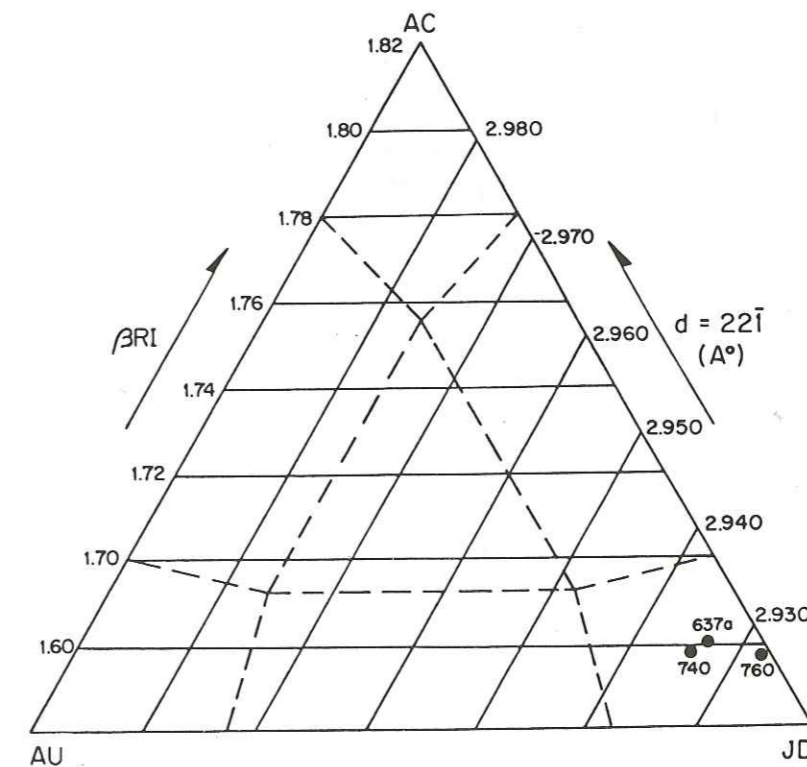


Figure 21: Diagramme triangulaire faisant intervenir l'indice de réfraction moyen (Nm) et la mesure de la raie $\bar{2}21$, pour l'estimation de la composition des pyroxènes sodiques, d'après ESSENE & FYFE (1967). (définition des différents domaines p.89).

DONNEES CRISTALLOCHIMIQUES DES JADEITES

Les jadéites de la Pte du Clapet, variété 1, 2 et la jadéite de la Pte Rousse, variété 3, ont été analysées par microsonde électronique. Les données chimiques pour les 3 variétés sont groupées dans le tableau 8, elles représentent des moyennes de 10 à 18 points; d'autre part, la déviation standard a été calculée pour chaque valeur moyenne. Dans le triangle de ESSENE & FYFE (1967), les trois variétés se projettent bien dans le domaine des jadéites impures (fig.22, p.89). D'autres part, sur un diagramme du même type, nous avons placé les 3 variétés, d'après leur raie (221) et leur indice de réfraction moyen (Nm) (fig 21, p.87); nous remarquons que ces données indiquent une composition chimique proche de celle obtenue à partir d'analyses faites à la microsonde.

% poids	variété 1 (740) (13) dst	variété 2 (760) (18) dst	variété 3 (637d) (10) dst
SiO ₂	56,97 0,70	57,35 0,80	56,78 0,38
TiO ₂	0,15 0,14	0,20 0,16	0,44 0,13
Al ₂ O ₃	19,68 0,58	20,70 0,48	16,10 0,63
FeO*	5,59 1,08	3,36 0,63	6,50 0,42
MnO	0,04 0,09	0,07 0,13	0,06 0,13
MgO	0,72 0,12	1,22 0,18	2,30 0,19
CaO	1,20 0,20	1,67 0,23	3,71 0,33
Na ₂ O	13,91 0,19	13,68 0,21	12,44 0,29
K ₂ O	0,02 0,05	0,01 0,03	0,07 0,11
total	98,28	98,26	98,40

* Fer total, () = nb de points d'analyse, dst = déviation standard

Nombre de cations calculés sur la base de 6 oxygènes			
Si	2,016	2,02	2,031
Al	---	---	---
Al	0,821	0,854	0,679
Ti	0,004	0,006	0,013
Fe ³⁺	0,133	0,076	0,185
Mg	0,038	0,063	0,122
Fe ²⁺	0,014	0,045	---
Mn	0,002	0,002	0,002
Na	0,954	0,930	0,864
Ca	0,046	0,063	0,142
K	---	---	0,002

JADEITE	81,8	84,0	68,0
ACMITE	13,2	7,5	18,7
AUGITE	5,0	8,5	13,3

En % moléculaires d'après CAWTHORN & COLLERSON (1974)

Tableau 8: Analyses chimiques des jadéites

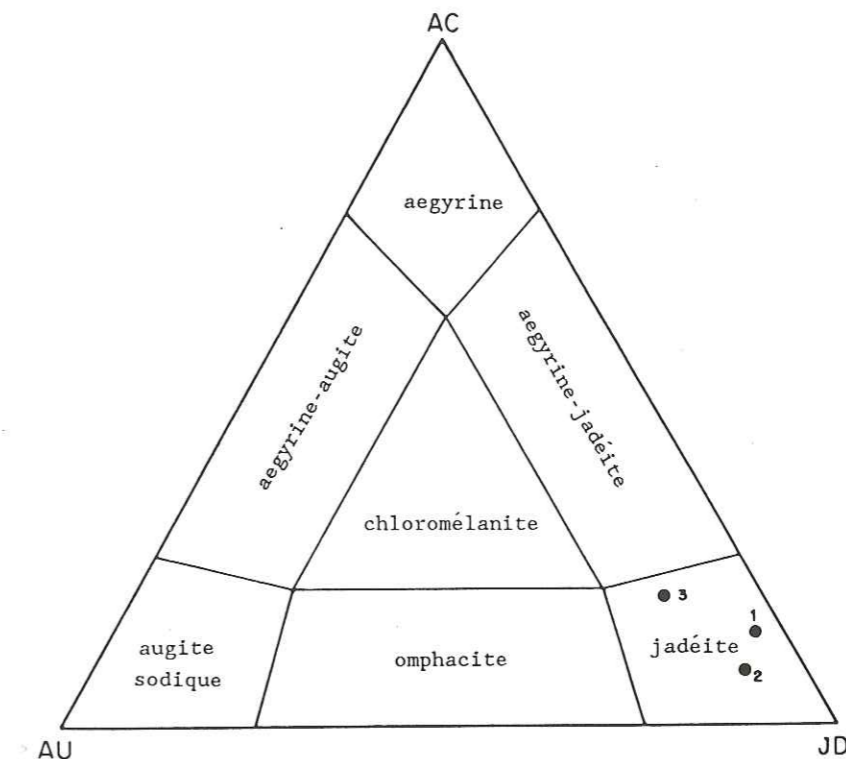


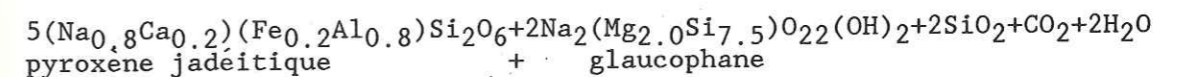
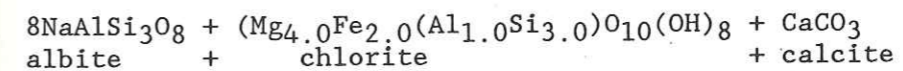
Figure 22: Composition chimique des jadéites situées dans le diagramme triangulaire AC (acmite) - JD (jadéite) - AU (augite) d'après ESSENE & FYFE (1967).

CONDITIONS D'EQUILIBRE DE LA JADEITE

La jadéite a longtemps été considérée comme un minéral typique de haute pression, en partie à cause de la présence de molécules de jadéite entrant dans la composition du pyroxène éclogitique (omphacite) et aussi à cause de sa structure dense. En réalité, elle se trouve en équilibre dans des assemblages minéralogiques stable dans une gamme de pression fort étendue (moyenne, jusqu'à élevée, fig.23 et 24) (SMULIKOWSKI, 1968; COLEMAN & al., 1965; BANNO, 1970).

Dans la zone du Versoyen, tant au Clapet que dans la région de la Pte Rousse, la jadéite se rencontre dans des roches métamorphiques d'origine sédimentaire, parfois de type "métagrauwacke", tout comme celle de Californie (BLOXAM, 1956, 1959, 1960; COLEMAN, 1965).

COLEMAN (1965) suggère que les assemblages à jadéite - glaucophane dérivent de plusieurs types de réactions; pour la jadéite du Versoyen, nous retiendrons la suivante:



qui semble tout à fait appropriée. En effet, les méta-grauwackes et les schistes glaucophanites, dans lesquels se rencontrent la jadéite, présentent des poches de carbonates, associées à des sulfures, qui ont certainement contribué au développement de paragenèses à jadéite + glaucophane, à partir de l'albite et de la chlorite. Cette réaction semble être la plus probable pour la jadéite de l'affleurement des adinoles (s.lato) de la région de la Pte Rousse; les sédiments encaissants des laves en coussins et de leurs brèches sont tout d'abord métasomatés, ils deviennent en quelque sorte des schistes leucocrates de composition essentiellement albitique (ZULAUF, 1963; LOUBAT, 1968a). La chlorite proviendrait des bordures de coussins et des matrices interpillows, et le carbonate dériverait des sédiments encaissants.

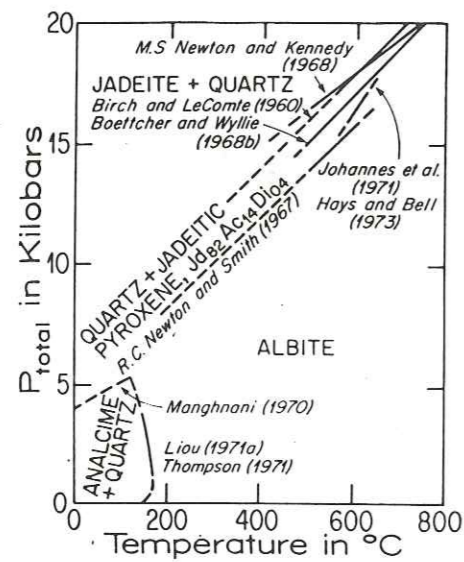


Figure 23: Diagramme sur conditions expérimentales d'équilibre (ERNST, 1977).

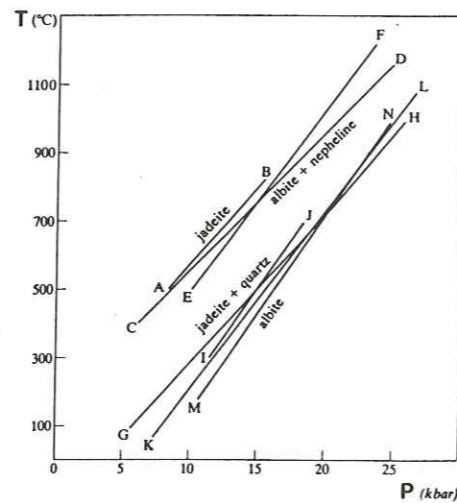
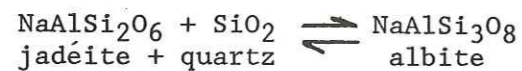


Figure 24: Courbes d'équilibre pour albite+néphéline ⇌ 2 jadéites et albite ⇌ jadéite+quartz (DEER & al., 1978)

Dans les roches métasédimentaires, la jadéite se développe généralement dans des conditions de basse température et haute pression (WINKLER, 1979). Pourtant, le degré variable de sa pureté peut abaisser considérablement son domaine de stabilité en ce qui concerne la pression (MIYASHIRO, 1973).

La relation classique de stabilité de la jadéite est la suivante: (voir aussi fig.23 et 24).



Notons que COLEMAN & al., (1965) ont remarqués que la jadéite qui n'est pas associée au quartz est stable à une pression moins élevée.

Par ailleurs, différents auteurs ont étudié les conditions de stabilité de la jadéite, donnant les évaluations suivantes:

- DE ROEVER (1955)	Jadéite	9 - 11 kbars	300°-400°C
- COLEMAN (1965)	Jadéite + Quartz	7 - 11 kbars	300°C
- NEWTON & SMITH (1967)	Jadéite ($\text{Jd}_{82}\text{Ac}_{14}\text{Di}_4$)	7,5 kbars	300°-400°C
- "	Jadéite	9,5 kbars	200°C
- "	Jadéite	12 kbars	400°C
- HOLLAND (1980)	Jadéite	16 kbars	600°C

En outre, ESSENE & FYFE (1967) précisent que la jadéite impure (Jd entre 60% et 100%; fig.22, p.89) est stable à basse température et haute pression (H₂O) dans les schistes à glaucophane. Tant BLOXAM (1956), que de ROEVER (1955), que BEARTH (1959, 1970) remarquent que, généralement les schistes à glaucophane, dans lesquels se rencontrent la jadéite, se rencontrent sous forme de lentilles ou de blocs dans des zones peu métamorphiques; ainsi les conditions métamorphiques ont dû être sujettes à d'importantes fluctuations sur de courtes distances. Pour le Versoyen, la même remarque peut être faite; en effet, les schistes à glaucophane renfermant la jadéite sont localisés à proximité immédiate de roches affectées par un métamorphisme de type "schistes verts".

Finalement, la découverte de la jadéite sur le versant italien du massif, précisément à l'endroit qui avait le plus fortement suggéré à LOUBAT (1968a), puis à LOUBAT & DELALOYE (1984), leur hypothèse d'un métamorphisme de type métasomatique, avec activité exceptionnelle de fluides et de composés volatils, permettant le développement de minéraux tels que amphiboles bleues et stilpnomélane, amène à exclure définitivement cette hypothèse.

L'extension géographique de la jadéite, au Versoyen, entraîne des considérations nouvelles et importantes.

1) L'unité génétique entre la plupart des secteurs de la zone du Versoyen est attestée, la jadéite apparaissant dans deux massifs assez éloignés et différents dans leur structure et leur lithologie. On peut assumer qu'au moins un épisode métamorphique très important (faciès éclogitique, à la limite avec le faciès schistes bleus à jadéite, sans lawsonite) a été commun tout au moins dans toute la partie interne de la zone ophiolitique.

2) Le domaine possible d'un épisode métamorphique de haute pression - basse température peut être géographiquement largement étendu; jusqu'à présent, il se limitait au massif du Clapet (BOCQUET, 1974b; LASSERRE & LAVERGNE, 1976). Avec ces nouvelles données, sa présence est décelée sur toute la bordure orientale de la zone du Versoyen, en tous cas.

3.2.3.2. L'OMPHACITE

L'omphacite a été découverte pour la première fois lors de la présente recherche dans le massif du Versoyen; auparavant LASSERRE & LAVERGNE n'avaient fait que soupçonner son existence (p.84). Elle se rencontre dans des roches très denses et très foncées, d'apparence éclogitique. L'étude microscopique, de ces roches à omphacite, a montré une relation étroite avec les ferrogabbros (représentant le terme mélanocrate extrême de différenciation de la roche magmatique), desquels elles semblent dériver (BEARTH, 1965; GREEN & RINGWOOD, 1967, ESKOLA, 1939; BEARTH, 1962). En effet, au Versoyen, ce type de roche omphacitique se serait développé à partir d'une roche magmatique préexistante, puis aurait été, en partie rétrotransformé, en faciès "schistes verts" lors d'événements métamorphiques ultérieurs. On peut d'ailleurs encore observer, malgré les événements métamorphiques surimposés, plusieurs stades d'"éclogitisation" de la roche ignée, entraînant entre autres, la transformation du pyroxène magmatique en omphacite.

D'autre part, MILLER (1970) a clairement pu mettre en évidence cette filiation dans des métagabbros du Tyrol. L'augite diopsidique du gabbro se transforme, tout d'abord dans les bords et les cassures en omphacite, qui se déstabilise ensuite en un agrégat de fins cristaux d'omphacite. Le composant jadéitique de l'omphacite serait dérivé de la molécule d'albite du plagioclase primaire selon la relation suivante:



L'omphacite de la zone du Versoyen, en certains secteurs envahit entièrement, en d'autres auréole à peine le pyroxène primaire, conservant toujours la relation ophtique de celui-ci. Le pyroxène sodique se présente lui-même en reliques plus ou moins abondantes, intimement associé à la titanomagnétite, généralement squelettique (souvent entièrement leucoxénisée, parfois déstabilisée en rutile + oxydes de fer) et à l'apatite en fines aiguilles. Parfois, l'omphacite est entièrement déstabilisée en un agrégat de minéraux submicroscopiques symplectiques où l'on reconnaît entre autres (microsonde à l'appui) l'amphibole bleue, la jadéite, le diopside, etc. D'autre part, le pyroxène sodique présente parfois, dans certains spécimens fortement rétrotransformés, des fenêtres remplies secondairement par du ferristilpnomélane, de l'actinote-trémolite, de la chlorite, de l'albite, du quartz, de la paragonite, de la biotite verte, et de la tourmaline. Lorsque l'omphacite est fraîche, on distingue de fins réseaux parallèles ou traînées de sphère qui se disposent perpendiculairement à l'allongement du pyroxène. Quant au plagioclase, il est souvent pseudomorphosé par le grenat (chap.3.1) ou par la zoïsite, qui gardent la structure en tablette du feldspath. Notons que ces paragenèses éclogitiques sont souvent elles-mêmes rétrotransformées, ainsi rencontre-t-on en bordure du pyroxène sodique des minéraux tels que amphiboles bleues (glaucophane-ferroglaucophane, chap.3.3), amphiboles bleu-vert (arfvedsonite) et stilpnomélane. En périphérie du grenat se

développent des amphiboles bleues, de la chlorite, de l'épidote (zoïsite, pistachite, allanite); notons que ces minéraux vont jusqu'à recouper le grenat.

L'omphacite présente les caractères optiques suivants, mesurés sur deux spécimens B (2751) et C (2911V) provenant de lames minces de la collection de thèse de LOUBAT (1968a): relief fort (Nm mesuré = 1,682 (B) et 1,692 (C)), souvent masqué par des minéraux d'altération (chlorite, etc), ou par des phases métamorphiques plus tardives telles que stilpnomélane et amphiboles sodiques. Elle est, en général, faiblement pléochroïque, α incolore, β et γ vert très pâle. Sa biréfringence est faible à moyenne, sa dispersion modérée, son angle 2V grand. La raie de diffraction caractéristique est $22\bar{1} = 2,970$ (B) et $2,972$ (C) (tabl.9).

Principales raies de diffraction des omphacites						
	Variété B (2751)		Variété C (2911V)			OMPHACITE (PDF)
	d_{obs}	I_{obs}	d_{obs}	I_{obs}	HKL	d_{mes} I_{mes}
1	6,37	30	6,34	30	110	6,40 30
2	4,38	40	4,36	40	020	4,40 50
3	4,26	10	---	---		---
4	3,99	10	4,04	10		3,80 10
5	3,34	10	3,34	20	021	3,33 10
6	3,18	40	3,18	20	220	3,19 50
7	---	---	---	---		3,12 10
8	2,972	100	2,970	100	$22\bar{1}$	2,976 100
9	---	---	---	---	310	2,915 50
9	2,886	50	2,88	50	$31\bar{1}$	2,88 50
11	2,73	10	---	---		---
12	2,54	50	---	---	$13\bar{1}$	2,54 40
13	---	---	2,52	50	$20\bar{2}$	2,52 40
14	2,47	40	2,46	40	221	2,484 50
15	2,26	20	2,25	10	311	2,268 35
16	2,20	30	2,20	30	$22\bar{2}, 122$	2,192 30
17	---	---	---	---	330	2,127 70
18	2,11	10	2,12	10	$33\bar{1}$	2,118 70
19	---	---	---	---	$42\bar{1}$	2,088 20
20	2,02	20	2,01	20	041	2,019 70

+ environ une quinzaine de raies de faible intensité

Tableau 9: Diagrammes de poudre de l'omphacite

Nous avons placé ces 2 points (B et C) dans un diagramme triangulaire Acmite - Jadéite - Augite, faisant intervenir l'indice de réfraction moyen (Nm ou β) et la mesure de la distance d de la raie 221 (fig.25). Ce triangle, avec ses différents champs et domaines, a été

établi par ESSENE & FYFE (1967). D'autre part, PARIS (1983) a établi une série de diagrammes triangulaires permettant de déterminer la composition chimique des pyroxènes sodiques d'après leurs caractères optiques, ceci pour une détermination approximative et rapide; nous avons choisi un diagramme combinant la mesure de l'angle 2V et de l'indice Nz (fig.26). Nous remarquons que pour la variété C (seule variété où nous avons pu mesurer Nz), les données optiques (Nz et 2V) indiquent une composition proche de celle obtenue au moyen de la microsonde électronique.

DONNEES CRISTALLOCHIMIQUES DES OMPHACITES

L'omphacite a été diagnostiquée dans de nombreux échantillons. Trois d'entre eux, contenant des omphacites représentatives ont été choisis, essentiellement d'après des critères de pureté.

% poids	variété A (9418) (18) dst		variété C (2911V) (6) dst		variété D (6) (4)	
SiO ₂	54,50	0,35	53,13	0,31	55,81	
TiO ₂	0,07	0,09	0,08	0,13	0,08	
Al ₂ O ₃	9,66	0,25	9,41	0,39	10,30	
FeO*	11,33	0,38	12,71	0,60	11,32	
MnO	0,49	0,19	0,67	0,34	0,57	
MgO	4,19	0,19	3,33	0,10	4,16	
CaO	12,51	0,40	12,27	0,38	11,67	
Na ₂ O	6,76	0,24	6,71	0,22	7,11	
K ₂ O	0,05	0,09	0,05	0,08	---	
total	99,56		98,36		101,02	
* Fer total, () = nb de points d'analyse, dst = déviation standard						

Nombre de cations calculés sur la base de 6 oxygènes						
Si	2,013	2,01	2,007	2,01	2,020	2,02
Al	---		---		---	
Al	0,422		0,402		0,440	
Ti	0,002		0,002		0,002	
Fe ³⁺	0,066		0,093		0,061	
Mg	0,231	1,02	0,188	1,00	0,224	1,02
Fe ²⁺	0,278		0,299		0,276	
Mn	0,016		0,020		0,017	
Ca	0,495		0,497		0,453	
Na	0,484	0,98	0,490	0,99	0,501	0,95
K	0,004		0,005		---	
JADEITE	42,3		40,3		44,6	
ACMITE	6,6		9,3		6,2	
AUGITE	51,1		50,4		49,2	
En % moléculaire d'après CAWTHORN & COLLERSON (1974)						

Tableau 10: Analyses chimiques des omphacites						

En effet, les omphacites du Versoyen sont fortement déstabilisées, très peu d'entre elles présentent des zones fraîches. Pour cette raison, nous avons tout d'abord effectué des profils qualitatifs à travers les différents grains afin de sélectionner les meilleures zones pour l'analyse qualitative à la microsonde électronique.

Dans le tableau 10 (ci-dessus), nous présentons les valeurs moyennes (4 à 18 points) des 3 omphacites analysées, avec pour chacune la déviation standard correspondante. Nous remarquons qu'elles présentent des pourcentages moléculaires très proches. Le partage Fe²⁺ - Fe³⁺, ainsi que les pourcentages en termes extrêmes correspondants ont été calculés par la méthode de CAWTHORN & COLLERSON (1974). Ces extrêmes ont ensuite été placés dans un diagramme triangulaire selon ESSENE & FYFE (1967), (fig.27); les points se projettent bien dans le champ de l'omphacite délimité par ces auteurs.

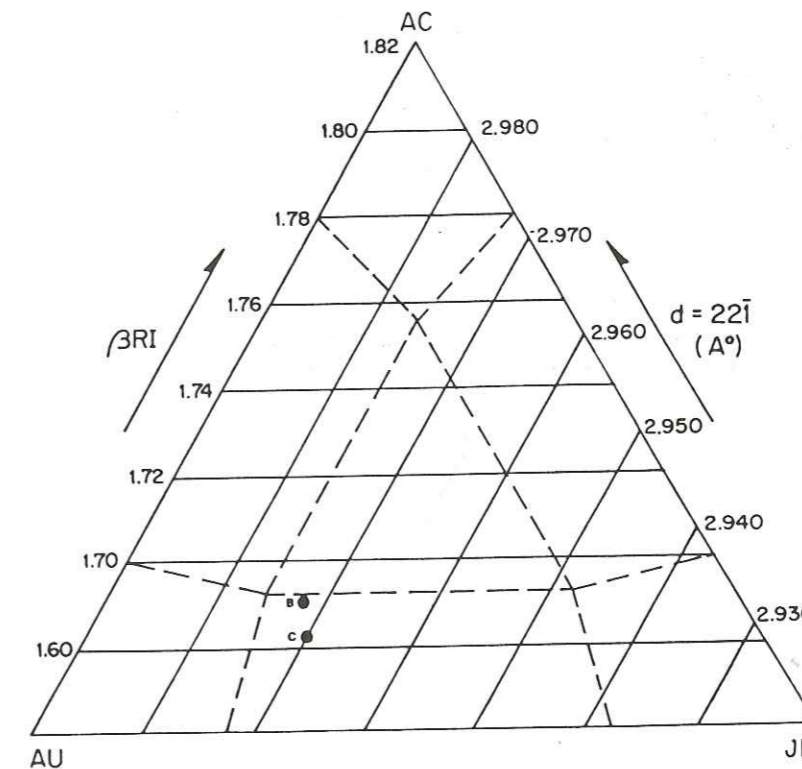


Figure 25: Diagramme triangulaire AC (acmite) - JD (jadéite) - AU (augite), combinant Nm et d=221 pour l'estimation de la composition chimique des pyroxènes sodiques, d'après ESSENE & FYFE (1967).

CLARK & PAPIKE (1968) ont établi deux rapports typiques pour définir les omphacites; d'une part, Na/(Na+Ca) doit se situer entre 0,2 et 0,8 et d'autre part, Al/(Al+Fe³⁺) > 0,5. Les 3 analyses présentées dans le tableau 10 remplissent ces conditions, confirmant leur nature d'omphacites. La découverte de l'omphacite au sein des roches basiques fortement métamorphiques de la Pointe du Clapet est un autre argument amenant à rejeter l'hypothèse de LOUBAT (1968a), LOUBAT & DELALOYE (1984), selon laquelle le métamorphisme ayant affecté les roches du Versoyen serait purement d'origine metasomatique.

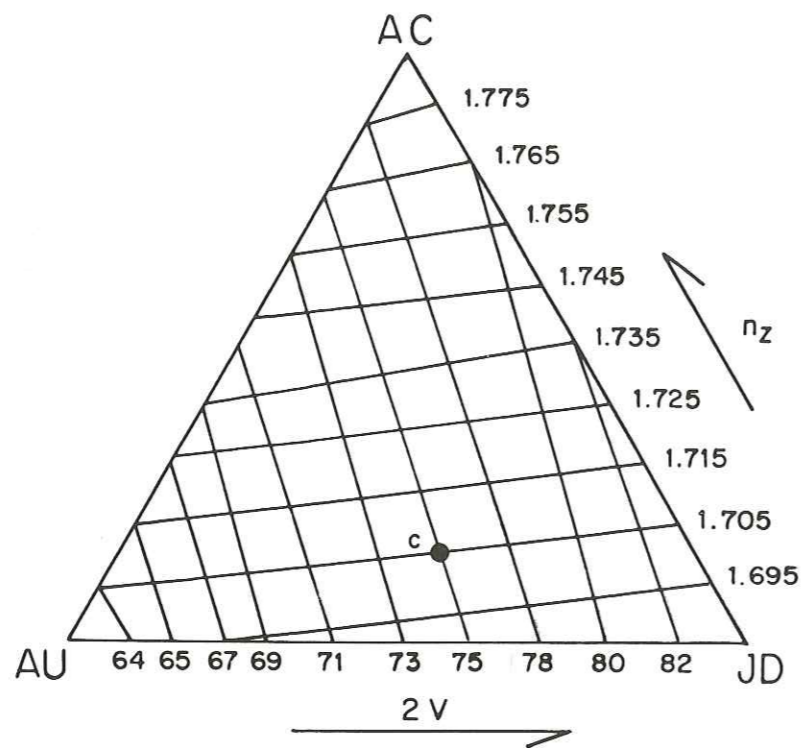


Figure 26: Diagramme triangulaire AC (acmite)- JD (jadéite)- AU (augite), combinant les mesures de Nz et de l'angle 2V pour l'estimation de la composition chimique des pyroxènes sodiques. (PARIS, 1983).

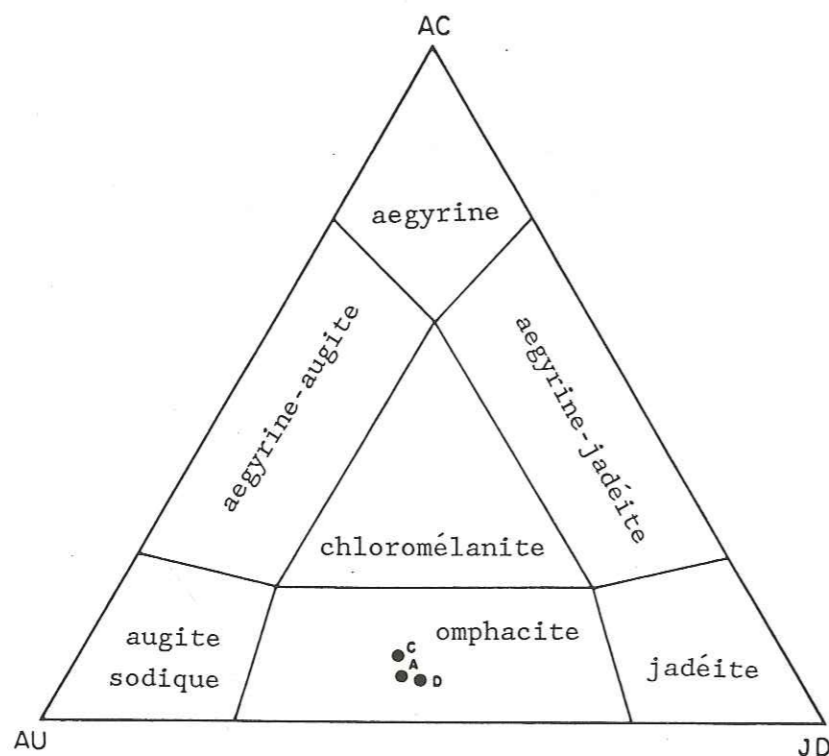


Figure 27: Composition chimique des omphacites dans le diagramme triangulaire AC (acmite) - JD (jadéite) - AU (augite), d'après ESSENE & FYFE (1967).

En effet, la présence d'omphacite, dans une roche métamorphique, indique une recristallisation des minéraux primaires sous des conditions de haute pression - basse température, proches de celles permettant le développement des éclogites.

Autant donc l'omphacite que la jadéite (voir ci-dessus) tendent à démontrer l'existence d'un épisode métamorphique alpin précoce de type éclogitique ayant affecté d'une part les roches magmatiques avec développement d'omphacite, et d'autre part les roches sédimentaires avec développement de jadéite.

Ces deux variétés de pyroxène sodique se situent dans le domaine du groupe éclogitique C établi par COLEMAN & al., (1965) (fig.28). Notons que ces observations faites au sujet des pyroxènes métamorphiques concordent tout à fait avec celles faites sur les grenats (chap.3.1). Pourtant, il n'est pas prouvé que la genèse du grenat et celle de l'omphacite ou de la jadéite soit contemporaine, mais rappelons que les grenats analysés (chap.3.1) se localisent eux aussi dans le groupe éclogitique C (COLEMAN & al., 1965).

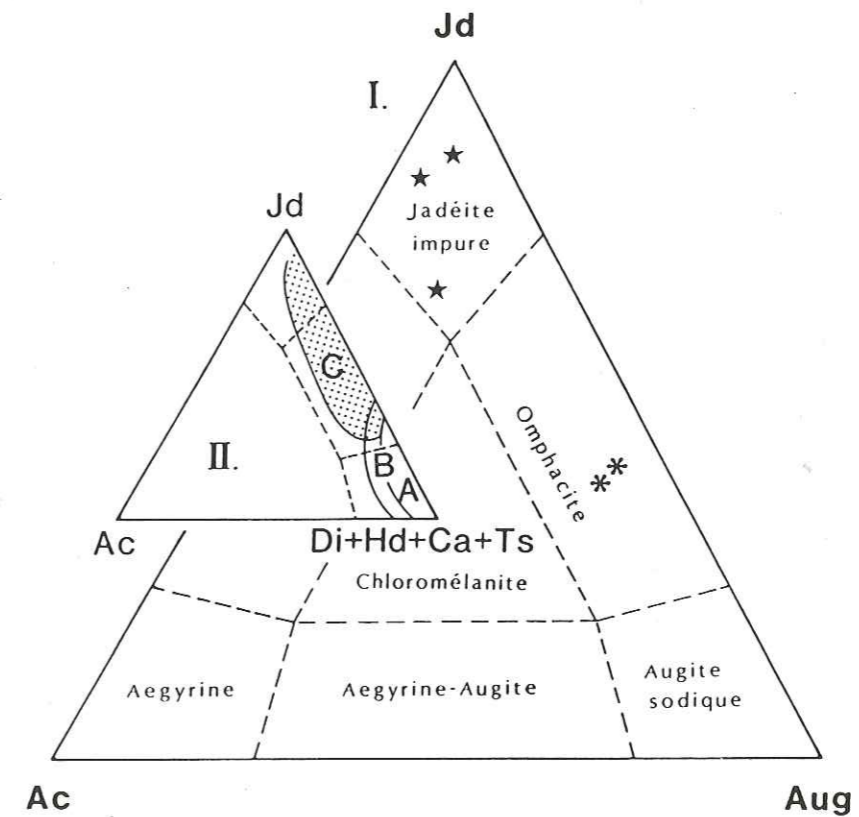


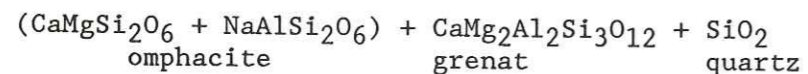
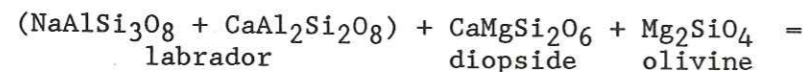
Figure 28: Compositions des pyroxènes des groupes éclogitiques A, B et C (d'après COLEMAN & al., 1965). Groupe A = éclogites associées aux kimberlites et roches ultramafiques, Groupe B = éclogites associées aux gneiss et migmatites, Groupe C = éclogites associées aux schistes à glaucophane. Les limites des différents champs selon ESSENE & FYFE (1967). Les pyroxènes sodiques étudiés se situent dans le groupe C.

Notons que c'est ESKOLA (1939) qui a créé le terme de "faciès éclogitique"; il attribuait déjà l'origine des éclogites à des pressions très fortes, suggestion qui a ensuite été confirmée par des expériences en laboratoire.

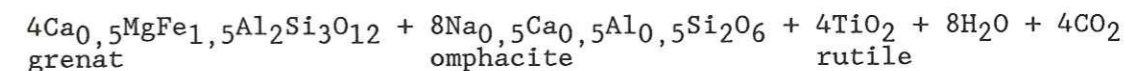
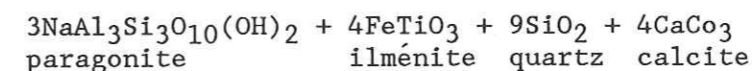
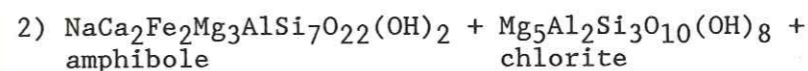
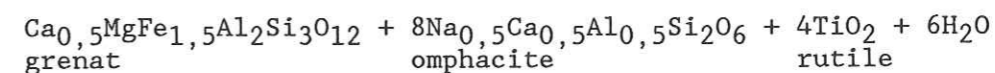
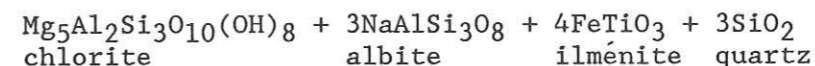
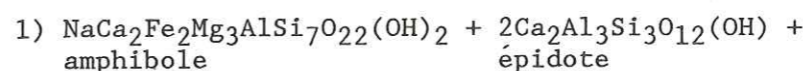
Il semble toutefois que l'omphacite puisse cristalliser seule, dans une roche, sans développement de grenat, conduisant à la formation d'une omphacitite, tout particulièrement dans les conditions du faciès schistes bleus. Actuellement, il est admis que le terme "éclogite" désigne des roches qui cristallisent dans un vaste domaine P - T, elles se rencontrent, en effet, dans les faciès éclogite s. str. (généralement essentiellement composées de grenat (pyrope) et d'omphacite), schistes bleus (composées seulement d'omphacite et de glaucophane, sans grenat (ou avec grenat pauvre en pyrope)), et amphibolites (composées d'omphacite, grenat résiduel et de hornblende) (GREEN & RINGWOOD, 1967). Le domaine de stabilité de ces deux minéraux n'est pas clairement établi; en effet, le grenat et l'omphacite sont tous deux des solutions solides entre différents termes extrêmes (dont on connaît mieux les conditions de genèse), mais on ne possède malheureusement que peu de données sur les solutions solides. Il est toutefois possible d'essayer de cerner le domaine de stabilité des éclogites, donc du pyroxène "omphacite"; selon la littérature, il cristalliserait dans les conditions de température et de pression suivantes: T = 350° à 700°, P = 3-6 kb à 9-15 kb. (RINGWOOD & GREEN, 1966; GREEN & RINGWOOD, 1967; COLEMAN & CLARK, 1968; SMULIKOWSKI, 1968; GREEN, 1968; MOTTANA, 1971; MYSEN, 1972; CARPENTER, 1979; HEINRICH, 1986; NISHIYAMA et al., 1986).

Si on calcule le coefficient de partage de Mg et de Fe²⁺ entre le grenat et le clinopyroxène (en admettant qu'ils soient cogénétiques), selon la formule suivante: $K_D = (Mg/Fe^{2+})_{gr} / (Mg/Fe^{2+})_{cpx}$, nous obtenons des valeurs très faibles ($K_D = 0,019 - 0,036$) qui tendraient à confirmer qu'il s'agit bien d'une éclogite ayant cristallisé sous des conditions de basse température (ESSENE & FYFE, 1967). D'autre part, selon le géothermomètre de RÄHEIM & GREEN (1974), $KD = (FeO/MgO)_{gr} / (FeO/MgO)_{cpx}$, les roches à omphacite + grenat de la Pte du Clapet (KD = 68) auraient un champ de stabilité entre 300° et 350° C et entre 3 et 17 kb.

Au Versoyen, on ne rencontre les faciès éclogitiques avec développement d'omphacite que dans les filons-couches épais de la Pointe du Clapet. Les éclogites semblent donc clairement avoir cristallisé à partir de "différenciats" gabbroïques. La transformation d'un gabbro en éclogite peut être schématiquement exprimée comme suit: (sans tenir compte de FeO et sous des conditions de température et de pression spéciales).



D'autre part ABRAHAM & al., (1974) ont établi d'autres relations pour expliquer l'éclogitisation des gabbros primaires:



Par ailleurs, comment expliquer le fait que, d'une manière générale, les éclogites se rencontrent en bandes ou en lentilles dans des environnements plus faiblement métamorphiques? Au Versoyen, on peut admettre que les conditions de pression et de température ont été plus ou moins uniformes, cependant certains sills peu épais ont été fortement affectés par l'action de l'eau provenant des sédiments encaissants et de ce fait n'ont été métamorphisés que dans le faciès schistes verts, cette "ambiance" hydratée ayant favorisé un degré de métamorphisme moins intense. En effet, BEARTH (1966) a mis en évidence que les éclogites, se rencontrent seulement dans des roches éruptives à faible teneur initiale en H₂O. Dans les zones où des métasédiments riches en eau ont été susceptibles de libérer de l'H₂O pendant le métamorphisme se développaient plutôt des faciès de type schistes verts.

3.2.3.3. L'AEGRINE

L'aegyrine a été mise en évidence par LOUBAT (1968a, p.385). Il est le premier auteur à signaler la présence de grandes aiguilles de pyroxène aegyrinique, déterminées optiquement, dans certaines metabasites de la Pointe du Clapet. Il les considère du reste comme étant d'origine magmatique, surtout à cause de leur grande taille, de leur idiomorphie particulière (développement de face (461) et (111), mais aussi en raison de leur association intime avec la titanomagnétite et l'apatite.

Dans leur thèse, LASSERRE ET LAVERGNE (1976) présentent une analyse chimique d'un pyroxène aegyrienne (un peu douteuse il est vrai) qui aurait, selon eux, une origine métamorphique.

L'aegyrienne a donc été découverte dans de rares secteurs privilégiés des filons-couches épais de la Pointe du Clapet (LOUBAT, 1968a) et dans certains sillons de la région de Beaupré. Pourtant une grande partie des pyroxènes diagnostiqués comme "aegyrienne" se sont révélés, après une étude approfondie (microsonde, RX et optique), être en réalité de l'omphacite (p.92-98); très peu étaient des aegyriennes vraies.

Ces aegyriennes s.str. se rencontrent généralement dans des roches assez grossières de type gabbroïques, riches en fer (voir chap.2.1.1, p.23). Elles sont souvent associées à la titanomagnétite qui est presque toujours entièrement leucoxénisée ou transformée en rutile + divers oxydes, et à l'apatite. L'aegyrienne est souvent auréolée par des amphiboles bleues qui sont d'ailleurs fort bien représentées dans ce type de roche. On rencontre encore un grenat zoné remplissant, avec l'épidote (zoïsité-pistachite-allanite) les lattes des anciens plagioclases. D'autre part, on note la présence de l'albite, du ferristilpnomélane, du quartz (généralement localisé dans les cavités de dissolution de l'aegyrienne), plus rarement de la pumpellyite, de la chlorite, de l'actinote-trémolite, de l'amphibole verte, de la biotite verte et de l'arfvedsonite.

Les prismes d'aegyrienne peuvent mesurer jusqu'à 3 centimètres de longueur, pour une largeur de 5 millimètres. Leurs caractères optiques sont les suivants: relief élevé (Nm mesuré = 1,81), pléochroïsme marqué, α vert émeraude, β vert, γ vert-brun. En L.P., elle se distingue des autres pyroxènes sodiques étudiés par sa très forte biréfringence souvent masquée par la couleur du minéral, et par son signe optique négatif; son angle $2V = 65^\circ$, sa dispersion est importante. Nous n'avons pas d'analyses chimiques pour cette variété de pyroxène sodique, car à la microsonde, elle s'est montrée trop inhomogène pour donner des valeurs représentatives satisfaisantes. En effet, il semble que l'aegyrienne soit fortement déstabilisée en un assemblage de minéraux submicroscopiques. D'autre part, l'étude d'un grand nombre de lames minces nous a suggéré que l'aegyrienne pouvait être associée à l'omphacite. Comment expliquer la coexistence de l'omphacite et de l'aegyrienne au sein d'une même roche? L'habitus "aegyrienne" typique avec développement des faces (111) et (461), de certaines omphacites avérées, pourrait peut-être plaider en faveur d'une substitution de certains éléments dans l'aegyrienne comme la paire Na - Fe³⁺ au profit de la paire Ca - Fe²⁺. Cette substitution n'aurait pas lieu uniformément dans toutes les aegyriennes, mais entraînerait la transformation de la majorité d'entre elles en omphacite.

D'autre part, notons que LOMBARDO & al., (1977) observent le phénomène inverse, c'est-à-dire que pour eux, le pyroxène riche en molécules d'acmite (aegyrienne) se forme à partir de la décomposition de la molécule de jadéite contenue dans l'omphacite.

Si l'on admet la présence d'aegyrienne s. str., nous pouvons nous poser la question de son origine: primaire, ou métamorphique (voir discussion en p. 30-31). L'aegyrienne-acmite, apparaît généralement dans des roches riches en Na d'origine très variées; on la rencontre dans les

basaltes et les gabbros alcalins où elle joue le rôle de l'augite. Toutefois, elle se rencontre aussi dans des roches métamorphiques de forte pression (DEER & al., 1978). Pour LOUBAT (1968a), elle serait primaire, dans ce cas il faudrait envisager que la magma ait été contaminé par des alcalis, ou qu'il ait eu une composition originelle à tendance alcaline. Pour notre part, nous pensons que l'aegyrienne, tout comme les autres pyroxènes sodiques rencontrés dans la zone du Versoyen, a probablement une origine métamorphique de type haute pression - basse température. Cette conclusion va dans le sens d'une remarque de ESSENE & FYFE (1967) et de COLEMAN & CLARK (1968) selon laquelle, la jadéite, le pyroxène jadéitique, l'omphacite et l'aegyrienne-augite sont les pyroxènes caractéristiques du métamorphisme "schistes bleus". Ajoutons que la grande concentration de fer, en certains secteurs très différenciés du grand filon-couche du Clapet aurait pu favoriser, lors de ce métamorphisme particulier, le développement de l'aegyrienne plutôt que de l'omphacite.

3.2.4. CONCLUSION - DISCUSSION

Au cours des dernières décennies, l'intérêt pour les pyroxènes sodiques a été stimulé par leur occurrence dans les schistes bleus et les éclogites. Ces types de roches ont, en effet, pris une importance grandissante, sans rapport avec leur relative rareté dans l'écorce terrestre, mais du fait de leur association avec certains régimes tectoniques et environnements géologiques particuliers.

La confirmation de la jadéite à la Pointe du Clapet, sa découverte dans le secteur italien du massif et la mise en évidence de l'omphacite à la Pte du Clapet permettent d'envisager l'unité génétique (du point de vue des paragenèses métamorphiques), entre la plupart des massifs de la zone du Versoyen. Ces récentes découvertes permettent donc d'élargir le domaine possible d'un épisode métamorphique HP - BT, à toute la bordure orientale, voire de l'étendre à tout le Versoyen.

Le métamorphisme faciès "éclogitique" à la limite du faciès "schistes bleus" de haute pression et basse température, que nous avons diagnostiqué grâce aux pyroxènes sodiques de la zone du Versoyen, est généralement considéré comme ayant lieu dans des zones compressives, telles les zones de subduction, ou lors de chevauchements tectoniques majeurs engendrant des phénomènes de surpressions (chap.6).

27 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

3.3. LES AMPHIBOLES

Pour l'étude de cette importante famille minérale, nous avons adopté la classification de LEAKE (1978), basée essentiellement sur la composition chimique des amphiboles, mais respectant la traditionnelle distinction entre les séries orthorhombique et monoclinique.

3.3.1. METHODES ET CONDITIONS D'ANALYSE

L'étude des amphiboles a été abordée par plusieurs techniques:

- 1. la microscopie
- 2. la diffraction des rayons X
- 3. l'analyse par voie humide
- 4. la microsonde électronique

1. La microscopie

Tenant compte du caractère fortement zoné de presque toutes les amphiboles étudiées, l'examen au microscope polarisant a permis d'obtenir un premier classement approximatif des différents groupes rencontrés.

2. La diffraction des rayons X

Initialement, sur certaines amphiboles, nous avons effectué des diagrammes de poudre au moyen des caméras Hägg et de Gandolfi. Mais étant donné le manque de précision de l'interprétation des films portant sur de multiples zonations et les solutions solides complexes que représentent les différents groupes d'amphiboles, nous avons ultérieurement procédé à leur analyse par microsonde électronique (voir ci-dessous).

3. L'analyse par voie humide

Une amphibole brune à vert-brune, relativement homogène (éch. 779), rencontrée parfois sous forme de filonnets de puissance assez importante (6 cm), a été analysée par voie humide (absorption atomique, colorimétrie). Ces différentes techniques, réalisées au laboratoire de Chimie du Département de Minéralogie de l'Université de Genève, ont l'avantage de permettre un dosage précis du Fe²⁺ et du Fe³⁺. Avec ces méthodes d'analyse par voie humide, il faut pourtant une quantité importante de grains, par ailleurs si possible non zonés (2-3 gr.). Ces limitations quantitatives et qualitatives, nous ont permis l'analyse d'un seul type d'amphibole; pour les autres nous avons donc eu recours à la microsonde

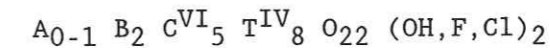
électronique.

4. La microsonde électronique

Les amphiboles étudiées, souvent fortement zonées, ont tout d'abord été analysées qualitativement. Des profils ont été tracés de bord à bord, à travers les différentes espèces d'amphiboles, afin de rendre compte de la variation des éléments suivants: Na, Mg, Al, Si et Fe. Sur ces profils, nous avons choisi des zones représentatives et stables pour effectuer des mesures quantitatives. Les éléments dosés, soit par dispersion de longueur d'onde (WDS), soit par dispersion d'énergie (EDS) sont les suivants: Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K et Fe (exprimé sous forme Fe²⁺, voir p.104).

Les conditions expérimentales réalisées, ainsi que les standards utilisés sont les mêmes que pour les pyroxènes (voir p. 81).

La formule standard utilisée s'énonce comme suit:



A = Na, K

B = Na, Li, Ca, Mn, Fe²⁺, Mg et correspond au site M4

C = Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Fe³⁺, Ti et correspond aux sites M1, M2 et M3

T = Si, Al, Fe³⁺, Ti

1) Pour amener T à 8, on utilise Si, puis Al, puis Fe³⁺, puis Ti⁴⁺.

2) Pour amener C à 5, on utilise l'excès de Al, Ti, Fe³⁺ de (1), puis Mg, puis Fe²⁺, puis Mn.

3) Pour amener B à 2, on utilise l'excès de Fe²⁺, Mn, Mg de (2), puis Ca, puis Na.

4) L'excès de Na de (3) va dans A, puis tout le K.

Les formules des amphiboles ont été calculées sur la base de 23 oxygènes; OH, F et Cl n'ayant pas été dosés.

Concernant le partage du fer total (exprimé sous forme de FeO) en Fe²⁺ et Fe³⁺, il existe plusieurs méthodes de calcul. Nous avons adopté la méthode de LEAKE (1978), qui est basée sur les conditions suivantes:

1) les formules doivent être calculées sur la base de 23 oxygènes, 2) la somme des cations, excepté (Ca+Na+K), doit être ajustée à 5 + 8 = 13, en faisant varier le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} .

Ces différentes techniques d'investigation, et plus spécialement la microsonde, nous ont permis, en nous basant sur des critères chimiques, d'identifier deux grands groupes d'amphiboles bien distincts:

- 1) Les amphiboles alcalines $Na_B > 1,34$ (voir p.103 et ci-dessus)
- 2) Les amphiboles calciques $(Ca+Na)_B > 1,34$ et $Na_B < 0,67$ (voir p.103)

Des représentants de ces deux grands groupes peuvent se rencontrer dans une même roche, mais ils appartiennent à des épisodes métamorphiques différents. Parfois, dans un individu zoné, on trouve les deux séries d'amphiboles; le coeur étant généralement représenté par une amphibole alcaline souvent elle-même zonée, et le bord par une amphibole calcique qui peut, elle aussi, être zonée. Cette situation classique s'explique par des changements de conditions physico-chimiques lors de la croissance du minéral, il s'agirait d'un phénomène de rétro-morphose. Plus rarement, on peut observer une amphibole calcique de type magnésio-hornblende, ferro-actinote, auréolée par une amphibole alcaline; ce phénomène particulier, de zonation inverse s'explique par le fait, qu'en certains secteurs, l'amphibole calcique peut être primaire tout au moins tardimagmatique (voir discussion p.115).

3.3.2. LES AMPHIBOLES ALCALINES

Les amphiboles alcalines sont caractérisées par une concentration élevée en sodium. Dans la classification de LEAKE (1978), le Na du site B (voir p.103) doit être plus grand ou égal à 1,34. D'autre part, les amphiboles alcalines se partagent en deux sous-groupes, ceci d'après la teneur en alcalis des sites A: 1. $(Na+K)_A < 0,50$. et 2. $(Na+K)_A > 0,50$.

3.3.2.1. La série Glaucophane - Ferroglaucophane - Crossite - Riebeckite - Magnésio-riebeckite $(Na + K)_A < 0,50$ (LEAKE, 1978)

Cette série se rencontre, sur notre terrain, dans des roches métamorphiques tant d'origine sédimentaires que magmatiques.

Dans le chapitre 2.1. traitant de la pétrographie descriptive, si les différentes variétés d'amphiboles de cette série ne sont pas nommées expressément, les termes généraux de "glaucophane s.l." ou "amphiboles bleues" sont utilisés pour les désigner.

Les amphiboles bleues de cette importante série minérale ont été observées et étudiées dans 4 régions de la zone du Versoyen (p.106):

- 1) Région de la Pointe du Clapet (chap.2.1.1)
- 2) Région de la Pointe Rousse (chap.2.1.2)

Dans ces 2 secteurs, cette série est très bien développée, aussi bien dans les métasédiments que dans les metabasites (voir p.105 et 107).

- 3) Région Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio (chap.2.1.4)
- 4) Région Veis-Beaupré-Miravidi (chap.2.1.5)

Dans ces 2 dernières zones, les amphiboles bleues ont été découvertes pour la première fois au cours de cette étude, au sein de métagabbros. Elles subsistent en de rares reliques au coeur d'une amphibole verte de rétro-morphose de type actinote-trémolite (Veis-Beaupré-Miravidi), et arfvedsonite + actinote-trémolite (Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio). Leur rareté et la petite taille des îlots ont contribué à leur mise en évidence tardive, aussi nous ne possédons pour l'heure aucune donnée quantitative concernant leur chimisme. Mais les données optiques permettent de classer ces amphiboles dans les glaucophanes-ferroglaucophanes. D'autre part, les convergences de faciès des métagabbros de ces deux régions avec ceux de la région de la Pte du Clapet permettent de supposer un chimisme analogue. Nous ne donnons, ci-dessous, que les détails portant sur les 2 premiers sites indiqués.

Région de la Pointe du Clapet

Ces amphiboles bleues se rencontrent de façon très généralisée dans toute la région. Elles ont été reconnues dans des roches variées, d'origines diverses (voir chap. 2.1.1). Dans les roches basiques, l'amphibole se développe le plus souvent dans les termes grossièrement grenus, situés plus ou moins au centre des filons-couches. Alors qu'elle se rencontre dans toute sorte de roches d'origine sédimentaire; des métagrauwackes, aux schistes noirs, en passant par les schistes glaucophanitiques et les cornéennes. Notons que le développement de ces amphiboles bleues est toujours postérieur à celui des pyroxènes sodiques, puisqu'elles les auréolent ou les recourent systématiquement.

Nous avons procédé à l'analyse par microsonde de 4 amphiboles bleues provenant de roches metabasiques: 593, métagabbro à aegyrine (p.23); 7/82L, 604 et 650 métagabbros à omphacite (p.24) et de 3 amphiboles bleues provenant de roches métasédimentaires: 760 et 764, métagrauwacke glaucophanitique à jadéite (p.25-26); 740, schiste glaucophanitique (p.26).

Région de la Pointe Rousse

Les amphiboles bleues de la région de la Pte Rousse sont localisées uniquement aux contacts sédiments - pillow-lavas (et brèches de coussins) dans des roches lessivées, les *adinoles* (voir p. 35-37 et 86), ou dans leur environnement immédiat; ailleurs, elles n'ont soit jamais existé soit elles se sont déstabilisées secondairement en amphiboles vertes. Dans ce secteur, les amphiboles bleues semblent être antérieures au développement du pyroxène sodique; en effet, ce dernier paraît avoir cristallisé à partir d'une pâte albitique en voie de déstabilisation.

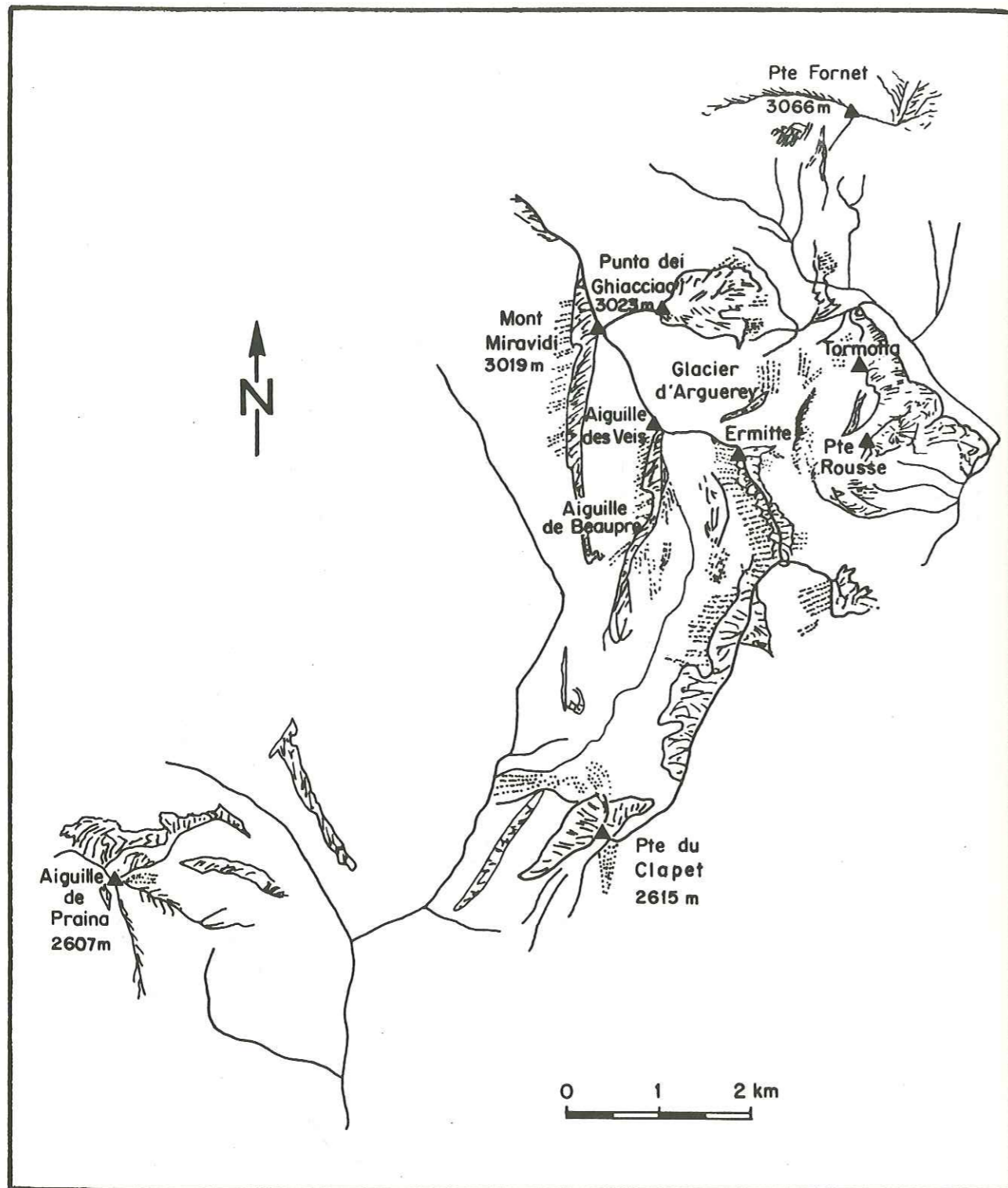


Figure 29: Carte de situation des principaux sommets du Versoyen

La relation inverse, que l'on rencontre d'ailleurs dans des roches analogues du Clapet, peut toutefois encore être envisagée; en effet l'amas cryptocristallin pourrait, résulter de l'altération de la jadéite et non de l'albite.

Dans cette région, deux types d'amphiboles bleues ont été analysés par microsonde, le premier type se rencontre dans une adinole (516b, p.36), le second type dans une glaucophanite (8/82, p.37).

Données cristallochimiques de la série (Na+K) du site A < 0.50

Les données chimiques quantitatives concernant ces amphiboles bleues sont groupées dans les tableaux 11.A, 11.B et 11.C, elles représentent des moyennes de 3 à 14 points. Nous avons calculé la déviation standard pour chaque valeur moyenne. Ces tableaux montrent qu'il existe principalement 2 types de zonations et plus rarement des amphiboles non zonées. Les différentes amphiboles ont été placées dans un diagramme de LEAKE (1978), qui fait intervenir les deux rapports cationiques suivants: $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ et $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ (fig.30). Nous voyons, entre autres, que le champ des ferroglaucophanes, qui ont longtemps été considérées comme rares ou inexistantes dans la nature (BLACK, 1970; HOFFMANN, 1970, 1972; HOFFMANN & al., 1982), est occupé par de nombreux points.

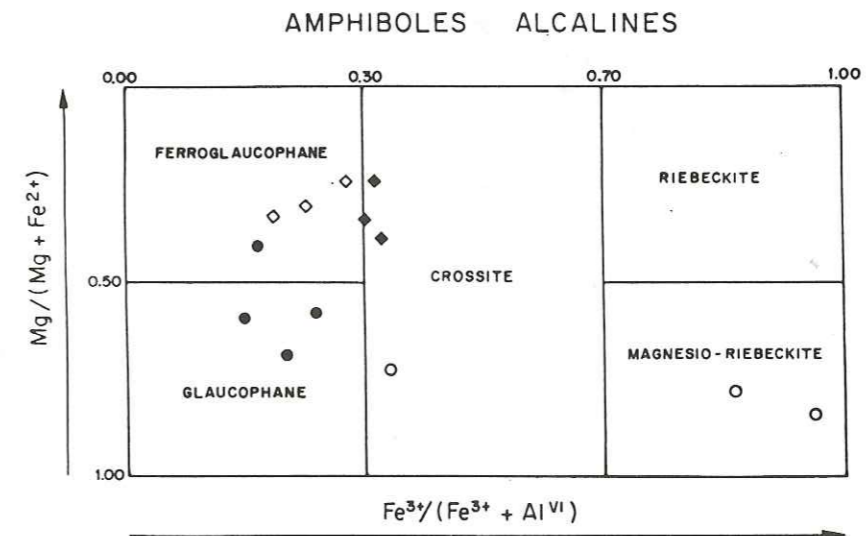


Figure 30: Variation de la composition chimique des amphiboles bleues (d'après LEAKE, 1978)

Dans métasédiments: Cercles pleins: centres, cercles creux: bords
 Dans métadolérites: Losanges pleins: centres, losanges creux: bords

Les 2 types de zonations évoqués ci-dessus sont décrits séparément dans les paragraphes suivants:

1. Zonation A: ce type de zonation se rencontre dans les glaucophanites à jadéite d'origine sédimentaire (p.25-26) encaissant les glaucophanites d'origine magmatiques. Notons que dans ces roches, la jadéite ne subsiste qu'en de rares reliques. On reconnaît le glaucophane au coeur et la magnésio-riebeckite au bord (plus rarement la crossite) (8/82B et 516B ci-dessous; 760 et 764 p.109); le passage de l'un à l'autre se fait de façon très tranchée. Le glaucophane, souvent en gerbes de très grande taille (jusqu'à 1 cm), présente généralement des couleurs très pâles avec un pléochroïsme marqué, bleu violacé, bleu lavande, incolore. La magnésio-riebeckite, en auréoles autour des prismes de glaucophane, se reconnaît à ses teintes foncées à pléochroïsme très prononcé, bleu outremer, bleu lavande, jaune.

% poids	PTE ROUSSE 8/82B-1 (4) dst		PTE ROUSSE 8/82B-2 (12) dst		PTE ROUSSE 516B-1 (11) dst		PTE ROUSSE 516B-2 (3) dst		PTE CLAPET 740 (10) dst	
	SiO ₂	56,42	0,22	53,28	0,52	57,44	0,37	57,07	0,60	54,41
TiO ₂	0,24	0,08	0,13	0,14	0,07	0,10	0,12	0,11	0,33	0,14
Al ₂ O ₃	11,10	0,13	3,42	0,44	11,31	0,78	9,53	0,67	12,44	0,23
FeO*	14,65	0,41	17,93	0,51	11,29	0,40	12,83	1,09	17,21	0,53
MnO	0,13	0,15	0,32	0,21	0,16	0,16	0,14	0,12	0,19	0,21
MgO	7,78	0,18	11,83	0,60	9,44	0,44	10,14	1,03	5,21	0,22
CaO	0,26	0,12	3,50	0,42	0,21	0,21	0,59	0,30	0,26	0,10
Na ₂ O	6,96	0,11	5,36	0,27	6,90	0,24	6,81	0,20	7,22	0,13
K ₂ O	---	---	0,10	0,10	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04
total	97,51		95,87		96,83		97,26		97,30	
Nombre de cations calculés sur la base de 23 oxygènes										
Si	7,830		7,666		7,903		7,861		7,716	
Ti	0,025		0,014		0,070		0,012		0,035	
Al	1,816		0,580		1,834		1,547		2,079	
Fe ²⁺	1,170		0,678		0,853		0,763		1,686	
Fe ³⁺	0,531		1,479		0,446		0,715		0,355	
Mn	0,015		0,039		0,019		0,016		0,023	
Mg	1,609		2,537		1,936		2,082		1,101	
Ca	0,039		0,540		0,031		0,087		0,040	
Na	1,873		1,495		1,840		1,819		1,985	
K	---		0,018		0,002		0,005		0,005	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,58		0,79		0,69		0,73		0,40	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0,24		0,86		0,20		0,34		0,17	
	Glaucophane		Mg-riebeckite		Glaucophane		Crossite		Fe-glaucophane	

dst = déviation standard, () = nombre de points de mesure, * = fer total sous forme FeO

Tableau 11A: Analyses chimiques des amphiboles sodiques

Ce type de zonation est caractérisé par un enrichissement en Fe, Mg, Ca et un appauvrissement en Al, Na et Si, du centre vers le bord du minéral. Les conditions de stabilité de la Mg-riebeckite étant mal connues (plutôt basse température - basse pression), il est difficile de donner une interprétation fiable de ce type de zonation. Nous pensons néanmoins que si le glaucophane, qui a par ailleurs un champ de stabilité très large (tant du point de vue température que pression), passe en bordure à une autre amphibole sodique, il faut qu'il y ait aussi un changement dans le chimisme de la roche (par exemple arrivée de certains fluides riches en Fe, Mg et Ca). Notons encore que la magnésio-riebeckite peut se rencontrer dans le même type de roche de façon individuelle, sous forme de petits cristaux prismatiques ne dépassant pas le millimètre.

% poids	PTE CLAPET 760/764-1 (9) dst		PTE CLAPET 760/764-2 (4) dst		PTE CLAPET 7/82L-1 (4) dst		PTE CLAPET 7/82L-2 (5) dst	
	SiO ₂	56,86	0,49	55,68	0,18	52,91	0,49	52,66
TiO ₂	0,11	0,18	0,12	0,15	---	---	---	---
Al ₂ O ₃	13,01	0,47	1,22	0,21	10,05	0,12	10,36	0,58
FeO*	12,81	0,70	16,64	0,60	22,87	0,16	22,20	0,38
MnO	0,19	0,19	0,45	0,10	0,32	0,01	0,22	0,20
MgO	8,14	0,36	13,85	0,19	3,11	0,30	3,15	0,14
CaO	0,36	0,12	3,60	0,19	0,85	0,09	0,97	0,14
Na ₂ O	7,34	0,12	5,51	0,13	6,44	0,17	6,39	0,07
K ₂ O	0,01	0,04	0,07	0,09	0,03	0,05	0,01	0,03
total	98,83		97,14		96,58		95,96	
Nombre de cations calculés sur la base de 23 oxygènes								
Si	7,756		7,852		7,741		7,747	
Ti	0,011		0,013		---		---	
Al	2,092		0,203		1,733		1,796	
Fe ²⁺	1,132		0,494		2,096		2,136	
Fe ³⁺	0,329		1,469		0,703		0,596	
Mn	0,022		0,054		0,040		0,027	
Mg	1,655		2,911		0,678		0,691	
Ca	0,053		0,544		0,133		0,153	
Na	1,941		1,507		1,827		1,822	
K	0,002		0,013		0,006		0,002	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,59		0,85		0,24		0,24	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0,15		0,96		0,32		0,28	
	Glaucophane		Mg-riebeckite		Crossite		Fe-glaucophane	

dst = déviation standard, () = nombre de points de mesure, * = fer total sous forme FeO

Tableau 11B: Analyses chimiques des amphiboles sodiques

2. Zonation B: ce type de zonation est caractéristique des métagabbros à pyroxènes sodiques ou "orthoglaucophanites" (p.24). Elle est représentée par la crossite au centre et le ferroglaucophane en bordure (7/82L p.109 et 593, 604, 650 p.114), parfois les deux amphiboles entourent en bandes successives l'omphacite (p.92), qui est souvent fortement déstabilisée. La transition d'une amphibole à l'autre est relativement nette optiquement, quoique dans la figure 30, on remarque la proximité du domaine des ferroglaucophanes et des crossites. La crossite montre généralement en L.N. des teintes plus foncées que le ferroglaucophane, ce qui permet de les distinguer; elle se présente, le plus souvent en prismes allongés, avec un pléochroïsme marqué, bleu violacé, bleu lavande, jaune. Le ferroglaucophane, auréolant la crossite, montre les mêmes teintes que cette dernière, mais plus pâles.

Ce type de zonation est caractérisé par un enrichissement des éléments suivants: Al et Ca; une légère diminution de Fe et Mn, et une stabilité de Si, Mg et Na. Dans le tableau 12, nous voyons que la crossite cristallise à des pressions et des températures extrêmes plus élevées que le ferroglaucophane. Cette zonation peut donc être interprétée comme un premier stade de rétrogenèse, d'autres stades plus marquant ont ensuite affecté la roche (voir p.118).

A part ces deux types de zonation principaux, on distingue encore une amphibole bleue non zonée.

3. Le ferroglaucophane: non zoné, apparaît également dans des "paraglaucophanites" à jadéite (p.25-26). Le pyroxène sodique est homogène et la roche ne semble pas avoir subi de rétrogenèse importante. D'autre part, les conditions de T ont été relativement stables au cours de la croissance du ferroglaucophane puisque ce dernier cristallise dans un intervalle de températures très restreint; T = 320°-350° (HOFFMAN, 1972 et KOONS, 1982). Concernant la pression, certains auteurs la considèrent comme stable (3 kb), d'autres l'estiment entre 2 et 6 kb (voir tab.12).

Relations pétrogénétiques

Plusieurs auteurs, dont COLEMAN & PAPIKE (1968), BOCQUET (1974a) et MPOSKOS & PERDIKATSI (1984) ont comparé le chimisme des roches encaissantes avec celui des amphiboles alcalines, afin d'établir une corrélation entre les deux. La composition chimique initiale de la roche considérée semble, en effet, exercer une influence considérable sur le type d'amphibole sodique cristallisant pendant le métamorphisme. Selon ces auteurs, les variations P - T de magnitudes inconnues, développées pendant le métamorphisme, n'ont généralement eu qu'une influence restreinte sur la composition de l'amphibole bleue. Nous avons voulu voir si cette dépendance était respectée pour les amphiboles sodiques du Versoyen et avons placé dans un diagramme comparatif (fig.31) les rapports $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg+Mn)$, et $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Ti)$ de l'amphibole et de sa roche encaissante correspondante. Nous notons une nette tendance vers une corrélation linéaire entre les rapports des roches hôtes et ceux des coeurs des amphiboles sodiques. Cette corrélation semble disparaître pour les bords des amphiboles. Ces observations attesteraient que le chimisme des amphiboles primaires (centres) est principalement dépendant

du chimisme de la roche hôte, mais aussi des conditions de P et de T (p.112). Le chimisme des bords serait, lui, plutôt influencé, d'une part, par des variations des conditions de P et de T, d'autre part par l'interaction de fluides minéralisateurs exogènes.

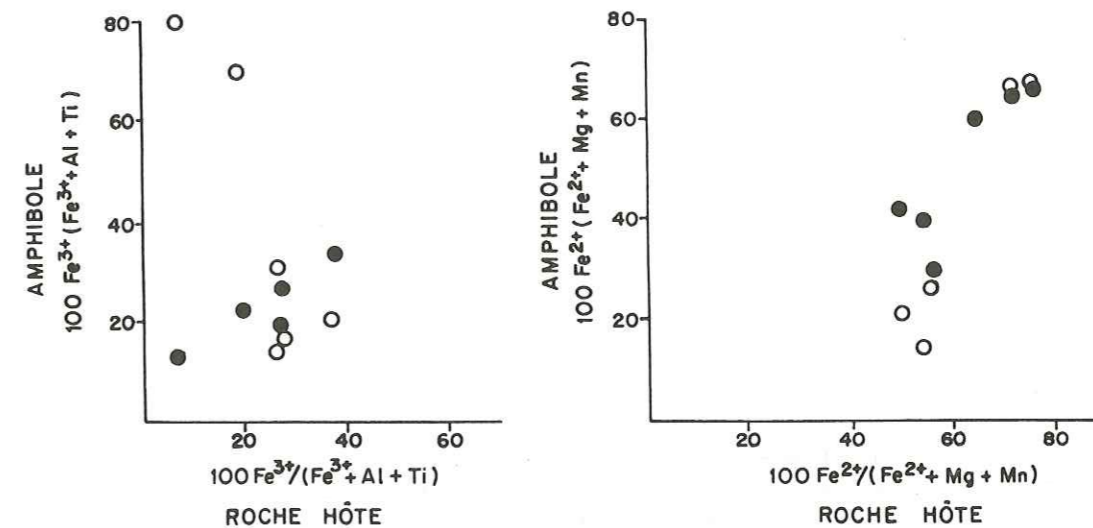


Figure 31: Diagrammes comparatifs du chimisme des roches et de leur amphibole correspondante. Cercles pleins: centres. Cercles creux: bords.

Essai d'interprétation:

Les amphiboles se sont trouvées en compétition physico-chimique avec un grand nombre de phases minérales pendant la genèse ou l'évolution de la roche, c'est pourquoi leur composition chimique recèle des informations sur leur condition de cristallisation (MARESCH & CZANK, 1983). Durant les 25 dernières années, la multiplication des expériences en laboratoire ont conduit à des résultats et des conclusions contradictoires à ce sujet. Par exemple, ERNST (1968) avait conclu que le glaucophane est un minéral stable à faible pression, mais présentant un polymorphisme dépendant de la pression; ainsi il distinguait un glaucophane I (basse P) et un glaucophane II (haute P). Plus tard, différents auteurs dont MARESCH (1977) et MARESCH & CZANK (1983) ont montré que le glaucophane I est en réalité un mélange de différents minéraux qui ne contient jamais plus de 20% d'amphibole. Cette dernière n'est pas vraiment un glaucophane, mais une Mg-richitrite pauvre en Al. Par contre

le glaucophane II contient 100% d'amphibole monominérale et est proche du glaucophane idéal. Toutes ces considérations nous amènent à essayer d'interpréter prudemment les zonations des amphiboles sodiques.

Les amphiboles bleues de première génération se trouvant généralement au coeur des individus zonés sont, le plus souvent (sauf peut-être dans la région de Pte Rousse), déjà issues d'une phase de métamorphisme plus tardive que celle qui a engendré les pyroxènes sodiques; ceci étant prouvé par le fait que, souvent, elles les recourent ou les auréolent. Rappelons que les omphacites de la Pte du Clapet cristallisent à des températures allant de 300° à 350° pour des pressions de 3 à 17 kbars, et les jadéites à des températures de 200° à 400° et des pressions de 7 à 12 kbars (p.91 et 98). Les amphiboles sodiques, cristallisées ultérieurement peuvent se développer à des pressions et des températures équivalentes à celles nécessitées pour la formation des pyroxènes sodiques (LAIRD, 1982). Pourtant, certains auteurs, dont KOONS (1982), CARMAN & GILBERT (1983), ont mis en évidence, au cours d'expériences en laboratoire, que le glaucophane était stable jusqu'à des températures de l'ordre de 850° et des pressions allant jusqu'à 24 voir 35 kbars, dans des conditions hydratées (tabl.12). L'étude des zonations dans les amphiboles bleues tendrait à montrer que les conditions physico-chimique ont varié considérablement au cours de l'évolution de la roche. Après un stade HP - BT ayant engendré les pyroxènes sodiques, aurait suivi un stade HP - T plus élevée, puis un stade à P modérée et BT.

D'autre part, nous avons placé les amphiboles sodiques du Versoyen dans un diagramme de LAIRD & ALBEE (1981a) (fig.32) faisant intervenir deux rapports de cations $100Al/(Si+Al)$ et $100Na/(Ca+Na)$. Nous constatons qu'elles se situent bien dans le domaine des amphiboles de haute pression. Selon ces auteurs, la présence d'assemblages à glaucophane, tels que glaucophane-jadéite, glaucophane-omphacite et glaucophane-omphacite-grenat indique un métamorphisme de haute pression dans le faciès schistes bleus, mais près de la transition au faciès éclogite.

TABLEAU 12: Conditions de stabilité de quelques amphiboles sodiques d'après différents auteurs

	COLEMAN & al. (1968)	DE ROEVER (1972)	HOFFMAN (1972)	MARESCH (1977)	LAIRD & al. (1981b)	KOONS (1982)	CARMAN & al. (1983)	HOLLAND & al. (1985)
GLAUCOPHANE	200°-300° 6-9 kb	120°-450° 3-12 kb		200°-550°	350°-520° 7-14 kb	300°-800° 7-24 kb	300°-800° 10-35 kb	
CROSSITE		120°-400° 5-13 kb						350°-500° 5-7 kb
FERROGLAUCOPHANE			350° 3 kb			320°-340° 2-6 kb		

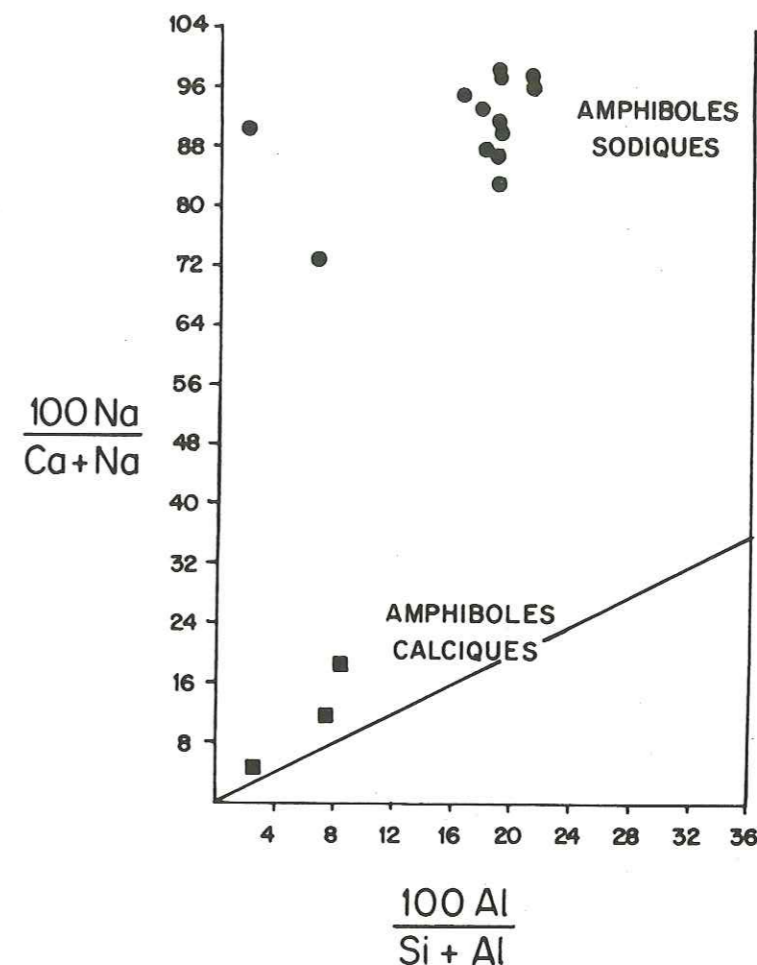


Figure 32: Diagramme de LAIRD & ALBEE (1981a) pour les amphiboles de haute pression.

3.3.2.2. La série Eckermannite - Arfvedsonite $(Na+K)_A > 0,50$ (LEAKE, 1978)

La détermination des amphiboles de cette série, rencontrées dans les roches métamorphiques du Versoyen, est basée sur des données optiques uniquement, leur étude étant en cours. L'arfvedsonite a été diagnostiquée dans des métagabbros des régions du Clapet et de l'Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio. Ses caractères optiques sont les suivants: elle est fortement colorée, et présente un pléochroïsme marqué; Np vert-bleu, Nm jaune-brunâtre, Ng vert clair. Sa biréfringence est faible, son allongement négatif, et son signe optique est biaxe généralement négatif. Elle semble toujours s'être développée aux dépens des amphiboles bleues et, est généralement considérée comme se développant dans des conditions de métamorphisme rétrogrades.

% poids	PTE CLAPET 593-1		PTE CLAPET 593-2		PTE CLAPET 593-3		PTE CLAPET 604/650-1		PTE CLAPET 604/650-2		PTE CLAPET 604/650-3	
	(4)	dst	(4)	dst	(6)	dst	(8)	dst	(12)	dst	(2)	
SiO ₂	51,54	0,41	52,82	0,84	52,95	0,86	54,05	0,86	53,87	0,66	50,13	
TiO ₂	0,13	0,15	0,14	0,18	0,12	0,23	---	---	0,24	0,15	0,28	
Al ₂ O ₃	1,52	0,17	9,88	0,48	10,61	0,69	10,61	0,76	10,61	0,43	4,43	
FeO*	23,46	0,51	22,27	1,15	20,67	1,01	20,89	0,90	19,65	0,70	19,61	
MnO	0,40	0,12	0,39	0,27	0,11	0,13	0,11	0,18	0,25	0,21	0,82	
MgO	8,69	0,30	4,15	1,23	4,33	0,69	4,57	0,60	4,60	0,69	9,74	
CaO	10,49	0,30	1,50	1,46	2,10	1,07	1,27	0,36	1,65	0,60	10,26	
Na ₂ O	0,85	0,21	6,05	0,56	5,77	0,50	6,32	0,15	6,12	0,23	1,29	
K ₂ O	0,12	0,08	0,02	0,04	0,12	0,12	0,04	0,06	0,02	0,04	---	
total	97,20		97,22		96,78		97,86		97,01		97,07	
Nombre de cations calculés sur la base de 23 oxygènes												
Si	7,755		7,648		7,698		7,723		7,773		7,472	
Ti	0,015		0,015		0,013		---		0,026		0,031	
Al	0,270		1,686		1,818		1,787		1,805		0,778	
Fe ²⁺	2,401		1,860		2,045		1,862		1,992		1,867	
Fe ³⁺	0,552		0,837		0,468		0,634		0,379		0,578	
Mn	0,051		0,048		0,014		0,013		0,031		0,104	
Mg	1,949		0,896		0,938		0,973		0,989		2,164	
Ca	1,691		0,233		0,327		0,194		0,255		1,639	
Na	0,248		1,698		1,626		1,751		1,712		0,373	
K	0,023		0,004		0,022		0,007		0,004		---	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,45		0,33		0,31		0,34		0,33		0,54	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})			0,39		0,23		0,30		0,19			
NaM ₄	0,25										0,37	
Al ^{IV}	0,25										0,53	
	Ferro-actinote		Crossite		Fe-glaucophane		Crossite		Fe-glaucophane		Hornbl.-act.	
dst = déviation standard, () = nombre de points de mesure, * = fer total sous forme FeO												

Tableau 11C: Analyses chimiques des amphiboles sodiques et calciques

3.3.3. LES AMPHIBOLES CALCIFIQUES

Les amphiboles calciques sont caractérisées par une concentration en calcium et en sodium élevée. Dans la classification de LEAKE (1978), le (Ca + Na) du site B doit être supérieur ou égal à 1,34, avec Na inférieur à 0,67. Ces amphiboles se partagent en 4 sous-groupes. Dans la zone du Versoyen, nous avons recensé, à ce jour, des amphiboles calciques d'un seul de ceux-ci défini par (Na + K) du site A inférieur à 0,50, et Ti inférieur à 0,50. Les analyses à la microsonde ou par voie

traditionnelle (tabl.11.C et 11.D), nous ont permis de distinguer 4 types d'amphiboles calciques, les actinotes, les ferro-actinotes, les hornblendes actinolitiques et les magnésio-hornblendes, qui ont été placées dans le diagramme de LEAKE (1978) (fig.32).

1. Prenons le cas de la zonation AMPHIBOLE CALCIFIQUE - AMPHIBOLE SODIQUE, nous constatons que du centre (ferro-actinote à magnésio-hornblende) vers le bord (crossite puis ferroglaucophane), nous avons une augmentation brusque de Al et Na, une baisse nette de Ca et Mg, et une stabilité de Fe et Si (tabl.11.C, éch. 593). Dans ce cas, l'amphibole calcique est primaire, tout au moins tardi-magmatique, et pour qu'elle se transforme en amphibole sodique, il faut qu'il y ait un apport en Al et Na. Ces éléments peuvent être libérés lors de la déstabilisation des pyroxènes sodiques qui eux-mêmes les ont hérité des plagioclases ou des chlorites.

2. Dans le cas de la zonation AMPHIBOLE SODIQUE - AMPHIBOLE CALCIFIQUE, nous pouvons observer le phénomène inverse. Ainsi le centre est-il occupé par une amphibole alcaline parfois zonée (crossite-ferroglaucophane), dérivant probablement du pyroxène sodique et la bordure par de la hornblende-actinolitique passant à de l'actinote. Du centre vers le bord, Ca et Mg augmentent; Al et Na diminuent. Fe et Si, eux sont stables au cours de l'évolution du minéral (tabl. 11.C, éch. 604-650). Lors du métamorphisme rétrograde, les faibles pressions ne permettent plus aux amphiboles bleues de cristalliser, à leur place se développent des amphiboles calciques coexistant avec des plagioclases, riches en Al et Na.

AMPHIBOLES CALCIFIQUES

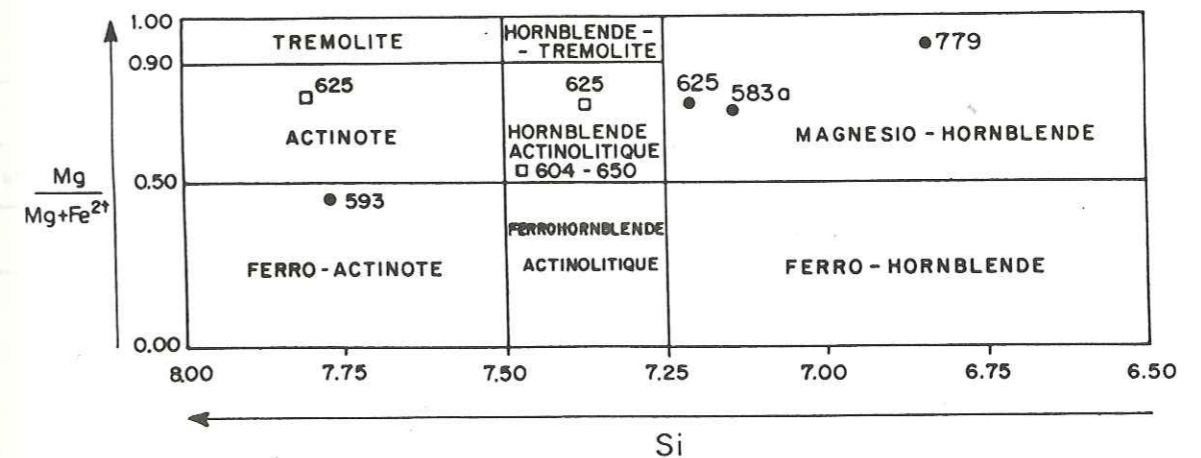


Figure 33: Composition chimique des amphiboles calciques. (LEAKE, 1978). Cercles pleins: amphiboles primaires Carrés creux: amphiboles métamorphiques

%	PTE CLAPET		PTE CLAPET		PTE CLAPET		PTE CLAPET		PRAINA	
	625-1 (2)	625-2 (2)	625-3 (4)	dst	779 (1) #	583A (9)	dst			
SiO ₂	49,30	50,54	54,03	0,32	48,93	48,80	0,77			
TiO ₂	0,67	0,40	0,20	0,08	2,04	1,02	0,16			
Al ₂ O ₃	4,65	3,63	1,62	0,45	8,68	3,69	0,38			
FeO*	9,14	9,10	8,72	0,29	8,68	19,06	0,44			
Fe ₂ O ₃					2,15					
MnO	0,25	0,40	0,18	0,12	0,21	0,32	0,30			
MgO	16,55	16,29	17,74	0,26	18,53	12,54	0,48			
CaO	14,72	15,14	12,96	0,56	12,05	9,97	0,46			
Na ₂ O	1,04	0,88	0,37	0,15	1,60	1,20	0,19			
K ₂ O	0,22	0,07	0,04	0,08	0,31	0,41	0,25			
	====	====	====		====	====				
	96,54	96,45	95,86		97,88	97,01				
Nombre de cations calculés sur la base de 23 oxygènes										
Si	7,210	7,383	7,797		6,845	7,138				
Ti	0,074	0,044	0,022		0,219	0,112				
Al	0,802	0,625	0,276		1,430	0,636				
Fe ²⁺	1,118	1,112	1,053		0,252	0,994				
Fe ³⁺	---	---	---		0,353	1,337				
Mn	0,031	0,050	0,022		0,025	0,040				
Mg	3,607	3,546	3,815		3,868	2,734				
Ca	2,307	2,370	2,004		1,808	1,563				
Na	0,295	0,249	0,104		0,437	0,340				
K	0,041	0,013	0,007		0,050	0,077				
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,76	0,76	0,78		0,94	0,73				
NaM ₄	0,30	0,25	0,10		0,19	0,34				
Al ^{IV}	0,79	0,62	0,20		1,16	0,86				
	Mg-hornbl.	Hornblende-act.	Actinote		Mg-hornblende	Mg-hornblende				
dst = déviation standard, () = nb de points de mesure, * fer total en FeO, # = analyse voie humide										

Tableau 11D: Analyses chimiques des amphiboles calciques

Dans les amphiboles calciques métamorphiques, il existe une corrélation entre le composant crossite (Na en M₄) et la pression régnant lors du métamorphisme (SHIDO & MIYASHIRO, 1959; BROWN, 1977), ceci uniquement dans des assemblages à albite, chlorite et magnétite. Généralement, le glaucophane et la crossite se rencontrent dans des roches métamorphiques de pression élevée (p.112) et les amphiboles calciques dans des roches de pression relativement basses. Le composant Na, en M₄ des amphiboles calciques, est donc dépendant de la pression. Nous avons placé les valeurs Na en M₄ des amphiboles calciques dans le diagramme de la figure 34, afin d'estimer les conditions de pression du métamorphisme qui a permis la cristallisation de ces dernières. Nous

voyons que cette pression est relativement élevée puisqu'elle atteint jusqu'à 4.5 kbars. Les 3 amphiboles calciques ont été placées dans le diagramme de LAIRD & ALBEE (1981a), établi pour les amphiboles de haute pression (fig.32). Elles se localisent dans le champ des amphiboles à pression intermédiaire.

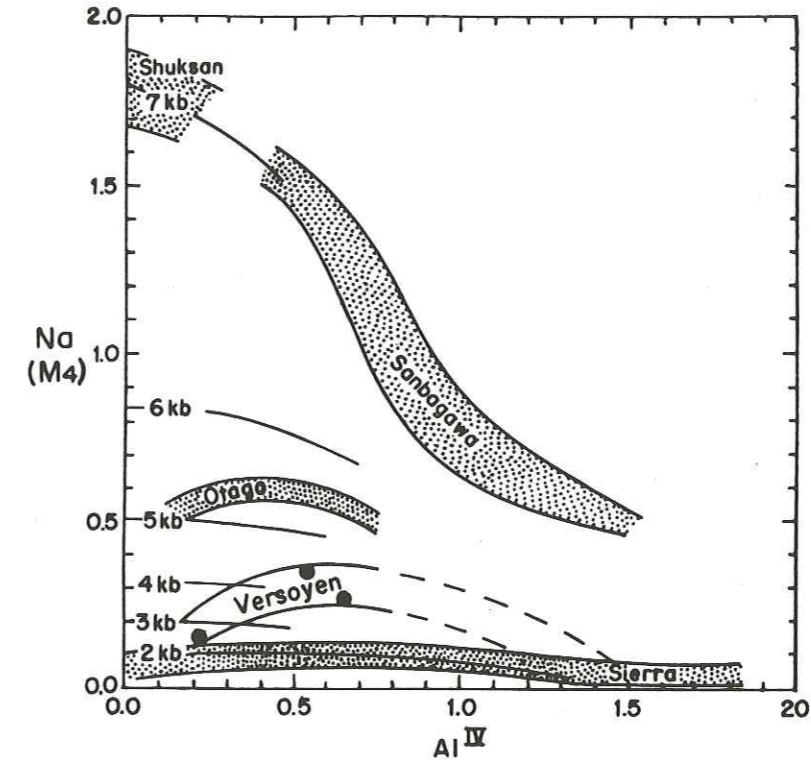


Figure 34: Diagramme Al^{IV} - Na en M₄ pour l'estimation de la pression de cristallisation des amphiboles calciques métamorphiques (BROWN, 1977).

Concernant l'évaluation de la température de cristallisation des amphiboles calciques primaires; OTTEN (1984), dans son étude sur les dolérites, a utilisé leur contenu en Ti comme géothermomètre. Au cours de recherches qu'il a entreprises, il a, en effet, pu mettre en évidence une relation entre la teneur en Ti des amphiboles calciques et leur température de formation, et a établi les deux formules suivantes:

- 1) T > 970° T = 273 x (Ti/23 oxygènes) + 877
- 2) T < 970° T = 1204 x (Ti/23 oxygènes) + 545

Les températures de cristallisation des coeurs des amphiboles calciques ont été calculées avec les 2 relations; dans la première de

ces équations, les températures ne dépassant jamais 940°, c'est donc la seconde qu'il faut utiliser; cette dernière donne des températures s'étendant de 565° à 800°C. Cet interval de températures correspondrait à une crystallisation tardi-magmatique. Ces amphiboles ont dû se former dans la dolérite alors qu'elle se refroidissait. La formation de hornblende (tardi-magmatique) fait intervenir la présence d'une phase fluide, principalement composée de H₂O. Le magma lui-même devait être riche en fluides, ou en a été enrichi précocément. En effet, lors de phénomènes de contact (entre dolérite et sédiments encaissants) des fluides ont pu se libérer et permettre la cristallisation de certaines phases hydratées.

En résumé, les conditions physiques de cristallisation des amphiboles calciques du Versoyen sont les suivantes:

AMPHIBOLES CALCIQUES TARDIMAGMATIQUES

Température: entre 565° et 800° C

Pression: très faible (cristallisation proche de la surface)

AMPHIBOLES CALCIQUES METAMORPHIQUES

Température: inconnue (pas de géothermomètre)

Pression: entre 2,5 et 4.5 kbars.

3.3.4. CONCLUSION - DISCUSSION

Les amphiboles de la zone du Versoyen ont enregistré différents événements métamorphiques au cours de leur croissance. Certaines amphiboles calciques (Mg-hornblende et ferro-actinote), généralement localisées au coeur des individus, ont cristallisé lors d'un épisode tardi-magmatique. Notons que la Mg-hornblende de la Pte du Clapet, parfois présente sous forme de petits filons (p.102), semble, d'après ses caractères optiques et ses relations texturales, être d'origine pneumatolytique et attesterait d'un métamorphisme tardi-magmatique localement pegmatitique. Après cet épisode précoce, ont suivis d'autres événements métamorphiques marquants (de haute pression); celui enregistré par les amphiboles serait de type HP - T moyenne (il succède au métamorphisme HP - BT ayant engendré les pyroxènes sodiques, p.91 et 98). Ce métamorphisme a permis le développement des glaucophanes-crossites, qui se rencontrent parfois au coeur des amphiboles alcalines, ou plus rarement en auréoles primaires autour de l'amphibole calcique précoce. Ces glaucophanes-crossites présentent un chimisme en corrélation linéaire avec le chimisme de leur roche hôte (fig.31), ce qui montre qu'elles sont en équilibre thermodynamique. Ce qui n'est plus le cas des amphiboles ayant cristallisé après ces phases métamorphiques paroxysmales. Nous notons, en effet, plusieurs phases rétrogrades; la première d'entre elles de type P modérée - BT aurait permis la cristallisation de l'arfvedsonite et de certaines amphiboles calciques. La seconde phase serait de type BP - BT et aurait engendré la hornblende-actinolitique et l'actinote.

3.4. AUTRES FAMILLES MINERALES

Comme cela a été indiqué précédemment, nous présentons ci-dessous un survol des minéraux et familles minérales qui n'ont fait l'objet que d'un examen rapide. Seule l'axinite (chap.3.5.1., p.121) a été étudiée de façon plus approfondie.

3.4.1. MICAS

Cette famille, représentée, au Versoyen, par la muscovite, la séricite, la paragonite et la biotite verte, apparaît dans des roches tant d'origine ignée que sédimentaire. La séricite a été identifiée optiquement, la muscovite et la biotite verte ont été déterminées optiquement et par diffraction X. Quant à la paragonite, qui présente les mêmes caractères optiques que la muscovite, elle a été mise en évidence par le fait qu'elle se rencontre abondamment dans des roches chimiquement pauvres en potassium. D'autre part, LASSERRE & LAVERGNE (1976) l'avaient clairement identifiée par microsonde électronique.

La muscovite se rencontre dans les leptynites de la Pointe Rousse, dans les métasédiments encaissants les filons-couches et dans les schistes albitiques (p.22 et 28). Génétiquement, elle semble être très tardive.

La séricite se trouve essentiellement dans les schistes noirs. Aucune propriété optique ne permet de la différencier des autres micas blancs, leur identification est purement morphologique (longues lamelles courbées).

La paragonite se rencontre dans les paraglaucophanites et les métagabbros à omphacite principalement. Au Versoyen, elle se développe uniquement dans les faciès éclogitique et schistes à glaucophane.

La biotite verte est largement distribuée dans tous les termes de différenciation des filons-couches, dans les métagrauwacke glaucophanitiques à jadéite et dans les schistes glaucophanitiques de la Pte du Clapet. On la rencontre encore dans les glaucophanites de la Pte Rousse. Ce mica vert est fortement pléochroïque, incolore, vert foncé. Il est souvent associé à la chlorite (qui parfois le remplace) et au stilpnomélane, et se substitue au glaucophane.

3.4.2. EPIDOTES

Cette famille minérale, largement représentée (zoïsite-clinozoïsite-pistachite-allanite), est répandue dans les filons-couches différenciés

et leur encaissants immédiats. Elles ont été déterminées principalement optiquement; quelques zoïsite et clinozoïsites ont été identifiées par rayons X. Leurs principales raies de diffraction sont: Clinozoïsite: 5,02; 4,01; 3,98; 3,76; 3,46; 3,41; 3,18; 2,92; 2,89; etc. Zoïsite: 5,01; 4,04; 3,10; 3,08; 2,87; 2,78; 2,69; 2,64; etc.

L'allanite se rencontre souvent au coeur d'autres variétés d'épidotes. Elle présente un pléochroïsme net, incolore à brun-jaune, brun rougeâtre, brun foncé. Sa biréfringence est variable. Son signe optique est biaxe négatif, avec un angle 2V grand. Notons qu'elle est souvent maclée.

La pistachite est souvent associée aux autres épidotes. Elle se reconnaît à son fort relief, sa couleur jaune-vert et à ses teintes de polarisation vives et variées.

La zoïsite est généralement incolore avec un fort relief. Sa biréfringence est faible, ses teintes de polarisation sont souvent anormales. Son extinction est droite, son allongement négatif, son signe optique est biaxe positif, avec un petit angle 2V. Elle se rencontre généralement avec les autres épidotes, parfois en zonations concentriques.

La clinozoïsite présente beaucoup de caractères optiques identiques que la zoïsite; elle s'en distingue principalement par son angle d'extinction (15°- 20°) et son grand angle 2V.

Signification pétrogénétique de la zoïsite-clinozoïsite

La paire zoïsite-clinozoïsite est stable dans une large gamme de pressions et de températures, en relation avec son association avec des minéraux diagnostiques.

Dans certaines paragenèses métamorphiques à glaucophane, l'abondance des épidotes peut être soulignée, en contraste avec l'absence de lawsonite. L'apparition de la zoïsite-clinozoïsite est caractéristique du métamorphisme "low grade". Lors d'un tel métamorphisme, le glaucophane reste stable à basse température et est accompagné de la paire zoïsite-clinozoïsite et non de lawsonite (WINKLER, 1979); lawsonite et zoïsite s'excluant mutuellement (de ROEVER, 1955; SEKI, 1972 et LIOU & al., 1975). Cette association indiquerait des conditions de pression élevées et une température basse et décroissante (cela n'exclut pas que la lawsonite ait pu cristalliser lors de la phase paroxysmale, mais elle se serait ensuite déstabilisée, se transformant en épidote).

3.4.3. MINÉRAUX DES SERPENTINES

Parmi les minéraux des serpentines, la variété la mieux représentée est l'antigorite, viennent ensuite la lizardite, le chrysotile α , le chrysotile μ , le talc et des assemblages de substances d'altération (iddingsite).

L'antigorite, minéral typique des péridotites fortement serpentinisées, se distingue par ses feuillets d'aspect rectangulaire, formant des agrégats de paillettes entrecroisées (ou structure réticulée). Elle est incolore, avec un faible relief. En L.P., elle présente une biréfringence faible, un signe optique Biaxe négatif, un angle 2V entre 35° et 60°, une extinction droite et un allongement positif. Elle a été analysée par diffraction X, ses principales raies sont: 7,26; 4,63; 3,63; 2,52; 2,155; 1,559; 1,52.

La lizardite se présente sous forme de tablettes, pseudomorphosant les pyroxènes. Elle est incolore à faiblement colorée avec un relief faible. En L.P., sa biréfringence est faible, son signe est biaxe négatif, son angle 2V est petit. Ses principales raies de diffraction X sont: 7,4; 4,6; 3,9; 3,65; 2,66; 2,52; 2,16; 1,80; 1,74.

Le chrysotile, généralement en fibres alignées perpendiculairement aux veines, se présente sous deux formes optiquement distinctes, le chrysotile α et le chrysotile μ . Le chrysotile α présentant un allongement négatif et un signe optique biaxe positif forme généralement des veinules dans l'antigorite. Le chrysotile μ , lui montre un allongement positif et un signe optique biaxe positif. Il est plus tardif et recoupe les autres minéraux des serpentines. Les deux variétés de chrysotile, en fibres très fines et longues (asbeste), se rencontre dans certaines zones altérées des serpentinites du Versoyen.

L'iddingsite, substance d'altération des olivines ferrifères, se rencontre dans toutes les serpentinites massives.

Le talc se concentre en grandes poches à proximité des ophicalcites, il est souvent envahi par des octaèdres de magnétite.

3.5. AUTRES MINÉRAUX

3.5.1. LES AXINITES

Les axinites étudiées ont été découvertes dans le secteur de la Pointe du Clapet, plus précisément dans les éboulis des versants SSE et NNW. Souvent associées à la tourmaline, elles se rencontrent dans deux types de roches distincts: 1. sous forme massive au sein même d'une roche probablement hybride, 2. sous forme de filonnets recoupant des roches métadoléritiques (SCHÜRCH & al., 1986a).

Le manque d'affleurements en place (la Pte du Clapet est, en fait, une aiguille plus ou moins effondrée sur place), ou leur inaccessibilité explique pourquoi de telles roches n'ont pas encore été trouvées dans leur contexte originel, nous les localisons toutefois dans la partie marginale supérieure (actuellement inférieure) du grand sill, à proximité des roches sédimentaires encaissantes, pénétrant parfois dans ces dernières (fig.8, p.19).

Le premier échantillon provient de l'éboulis SSE. Il a été récolté aux coordonnées suivantes: $x=947,7$, $y=2083,6$ et $z=2450$ m. (fig.35, point 1). Il s'agit d'une roche grisâtre à structure globulaire dans laquelle l'axinite est disséminée. Le deuxième échantillon a été récolté dans l'éboulis NNW, aux coordonnées suivantes: $x=948,9$, $y=2084,2$ et $z=2450$ m. (fig.35, point 2). Il s'agit d'une métadolérite dans laquelle l'axinite se présente en filonnets massifs, centimétrique, et aussi parfois plus ou moins disséminées.

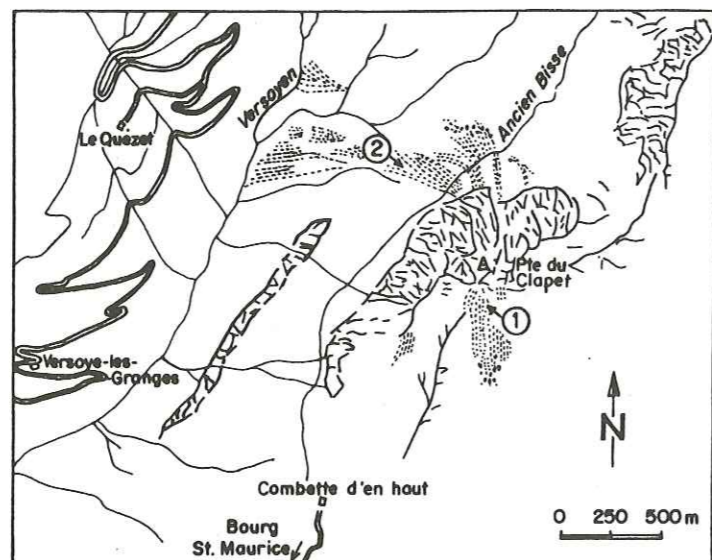


Figure 35: Localisation des échantillons

3.5.1.1. Pétrographie de roches à axinite

Roche grisâtre à structure globulaire

Il s'agit d'une roche à grain fin, très dense, montrant une structure globulaire. L'examen microscopique révèle une grande hétérogénéité. La roche est, en effet, constituée de sphérules centimétriques à structure plus ou moins concentrique et radiale. LOUBAT et al. (1984) envisagent la formation d'une telle structure dans un milieu volcano-sédimentaire hybride. On peut distinguer 5 types de sphérules:

1. Sphérules constituées de ferroaxinite principalement, avec quartz, tourmaline, et minéraux opaques soulignant les contours des différents cristaux.
2. Sphérules constituées de ferroaxinite et de minéraux opaques plus ou moins enchevêtrés.

3. Sphérules constituées de clinzoïsite, ferroaxinite, tourmaline, et minéraux opaques.
4. Sphérules constituées de clinzoïsite, quartz, minéraux opaques, et actinote-trémolite.
5. Sphérules constituées de ferroaxinite avec rares cristaux de tourmaline, et minéraux opaques soulignant les limites et les cassures des minéraux présents.

Les zones concentriques des sphérules présentent souvent aussi un caractère radial qui peut être dû à la croissance des cristaux de tourmaline, de ferroaxinite ou d'actinote-trémolite perpendiculairement aux limites de zones.

Ces sphérules représentent le 30 à 40 % de la roche. Leur matrice est composée principalement de ferroaxinite très finement poeciloblastique et d'aiguilles de tourmaline. Localement, on note une croissance épitaxiale entre ferroaxinite et tourmaline. Les minéraux accessoires sont les suivants: clinzoïsite, tourmaline, quartz, calcite, actinote-trémolite, pistachite, albite, chlorite et minéraux opaques. Les inclusions submicroscopiques qui criblent également la ferroaxinite sont très vraisemblablement constituées, d'après les investigations à la microsonde, d'actinote-trémolite, de chlorite et de sphène.

Roche verte recoupée par des filonnets d'axinite

Il s'agit d'une roche dense, très recristallisée, de couleur verte, recoupée par des filonnets rose-lilas clair de taille centimétrique à décimétrique, composés essentiellement de ferroaxinite. Cette roche est une métadolérite assez grossière comme l'attestent de grandes reliques, de pyroxène sodique, et d'ilménite. Le pyroxène est souvent remplacé par des amphiboles bleues et vertes, du stilpnomélane et du quartz. L'ilménite ne subsiste que rarement au coeur d'une enveloppe de sphène-leucoxène. On distingue encore les minéraux suivants: amphibole bleu-vert, chlorite, albite, muscovite, biotite verte, zoïsite et pyrite.

Les contacts entre les filonnets de ferroaxinite et la métadolérite sont soit francs soit diffus, avec des ramifications pénétrant dans la roche encaissante. Dans les filonnets atteignant 5 à 10 cm de puissance, l'axinite, souvent bien cristallisée, se présente en beaux cristaux idiomorphes centimétriques. Dans certains filonnets, une structure interne complexe, réticulée, peut s'observer. Il pourrait s'agir de filonnets successifs juxtaposés et séparés les uns des autres par des cloisons millimétriques de roche encaissante. Ultérieurement, la tourmaline finement cristallisée s'est développée aux contacts roche encaissante-filonnets dans les fissures perpendiculaires à ceux-ci.

Les minéraux accessoires observés avec la ferroaxinite sont les suivants: pistachite, clinzoïsite, chlorite, sphène, albite, grenat, pumpellyite, amphibole bleu-vert, stilpnomélane et pyrite.

3.5.1.2. Données minéralogiques

Principales propriétés optiques et physiques

Microscopiquement, la ferroaxinite se présente en général sous forme de grandes plages idiomorphes à subidiomorphes, tantôt criblées d'inclusions microscopiques à submicroscopiques (variété 1), tantôt limpides, avec des clivages (100) et (001) distincts. Elle est incolore à brun-rose avec un très léger pléochroïsme. Ses principales propriétés optiques et physiques sont rassemblées dans le tableau ci-après.

La variété 1 correspond à l'axinite associée aux globules
La variété 2 correspond à l'axinite filonienne.

	Variété 1	Variété 2
Indice de réfraction	=1,670 =1,674 =1,680	=1,672 =1,676 =1,682
Angle 2V _{calc}	78,5°	78,5°
Dispersion	r > v (forte)	r > v (forte)
Densité mesurée *	3,31 g/cm ³ ± 0,02	3,32 g/cm ³ ± 0,02
* Dans liqueur de Clérici diluée		

Tableau 13: Principales propriétés optiques et physiques

Données radiocristallographiques

Les distances réticulaires et les intensités des raies de diffraction des deux ferroaxinites étudiées (tabl.13) ont été mesurées sur des diagrammes de poudre obtenu avec une caméra de Gandolfi de 114,6 mm de diamètre. Ces diagrammes correspondent à celui de la ferroaxinite (carte P.D.F. n°6-0448).

Données chimiques

La ferroaxinite a été analysée au moyen de la microsonde électronique ARL EMX-SM, équipée d'un dispositif d'analyse par dispersion d'énergie Tracor-Northern, de l'Université de Genève. Les éléments suivants ont été détectés: Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca et Fe. Leur distribution s'est révélée uniforme.

Les analyses quantitatives (tabl.14) ont été réalisées avec les conditions expérimentales suivantes: tension accélératrice: 15 kV, courant d'échantillon (sur bénitoïte): 100 nA. La durée des comptages a été contrôlée par un courant de sonde digitalisé constant, échantillons et standards étant métallisés avec du carbone. Les standards suivants ont été utilisés: quartz, rutile, corindon synthétique, pyrolusite, périclase, wollastonite, hématite.

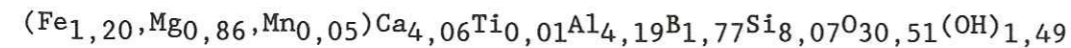
Variété 1			Variété 2		
d _{obs}	I _{obs}	hkl	d _{obs}	I _{obs}	hkl
6,30	70	110,110	6,23	70	110,110
4,99	10	011	4,96	10	011
4,80	10	111	4,80	10	111
4,55	25	111	4,55	25	111
4,00	40	201,120	4,01	40	201,120
3,76	10	211	3,76	10	211
3,68	70	121	3,67	10	121
3,45	60	002	3,463	60	002
3,43	10	112	3,43	10	112
3,290	50	121	3,293	50	121
3,150	90	211,220	3,162	90	211,220
3,080	30	102,022	3,086	30	102,022
			3,020	50	122,012
2,990	20	031,030	2,990	20	031,030
2,890	50	131,301	2,890	50	131,301
2,820	100	221,122	2,820	100	221,122
2,660	40	311	2,665	40	311
2,645	10	212,221	2,645	10	212,221
2,565	60	202,032	2,566	60	202,032
2,550	10	132,321			
2,475	10	022,131	2,472	10	022,131
2,460	10	230,320	2,470	10	230,320
2,445	30	311	2,443	30	311
2,420	10	131,312	2,427	10	131,312
2,360	30	212,013	2,363	30	212,013
2,210	20	113	2,208	20	113
2,180	10	140,140	2,189	10	140,140
2,165	50	231,331	2,162	50	231,331
2,100	10	223,113	2,109	10	223,113
2,060	20	133,033	2,069	20	133,033
			2,038	10	332,032
plus environ 30 raies de faible intensité					
Caméra de Gandolfi, diamètre 114,6 mm, radiation CuK _α ; filtre Ni					

Tableau 14: Diagrammes de poudre des ferroaxinites du Versoyen.

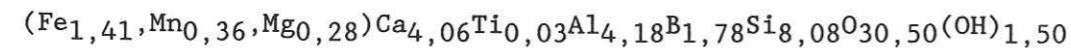
Les valeurs de B₂O₃ et H₂O ont été déduites par différence, cette dernière étant compatible avec la somme de ces deux constituants obtenue à partir d'analyses chimiques complètes effectuées sur des axinites de Bourg d'Oisans (LUMPKIN et al., 1979). Pour établir la formule chimique empirique, nous avons donc considéré B₂O₃ = 5,5 % et H₂O = 1,2 %.

Calculées sur la base de 32 oxygènes, les formules empiriques sont les suivantes:

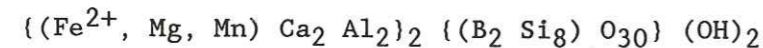
Variété 1 (dans globules):



Variété 2 (filonienne):



ou, sous forme idéalisée et d'après la nouvelle formule structurale, ici simplifiée, proposée par LUMPKIN et RIBBE (1979):



avec Fe > Mg > Mn dans la variété 1 et Fe > Mn > Mg dans la variété 2.

	Variété 1		Variété 2	
	% poids [†]	dév. st. ^{††}	% poids ^{†††}	dév. st.
SiO ₂	43,2	0,49	43,1	0,23
TiO ₂	0,1	0,12	0,2	0,17
Al ₂ O ₃	19,0	0,14	18,9	0,14
FeO	7,7	0,75	9,0	0,40
MnO	0,3	0,11	2,3	0,55
MgO	3,1	0,39	1,0	0,10
CaO	20,3	0,61	20,2	0,33
	<u>93,7</u>		<u>94,7</u>	

† Moyenne de 10 points d'analyse ††† Moyenne de 9 points d'analyse
 †† Déviation standard

Tableau 15: Analyses chimiques des ferroaxinites.

Suivant SANERO et GOTTARDI (1968) (fig.36), ces deux variétés se situent bien dans le domaine des ferroaxinites (Ca > 1,5; Fe > Mn).

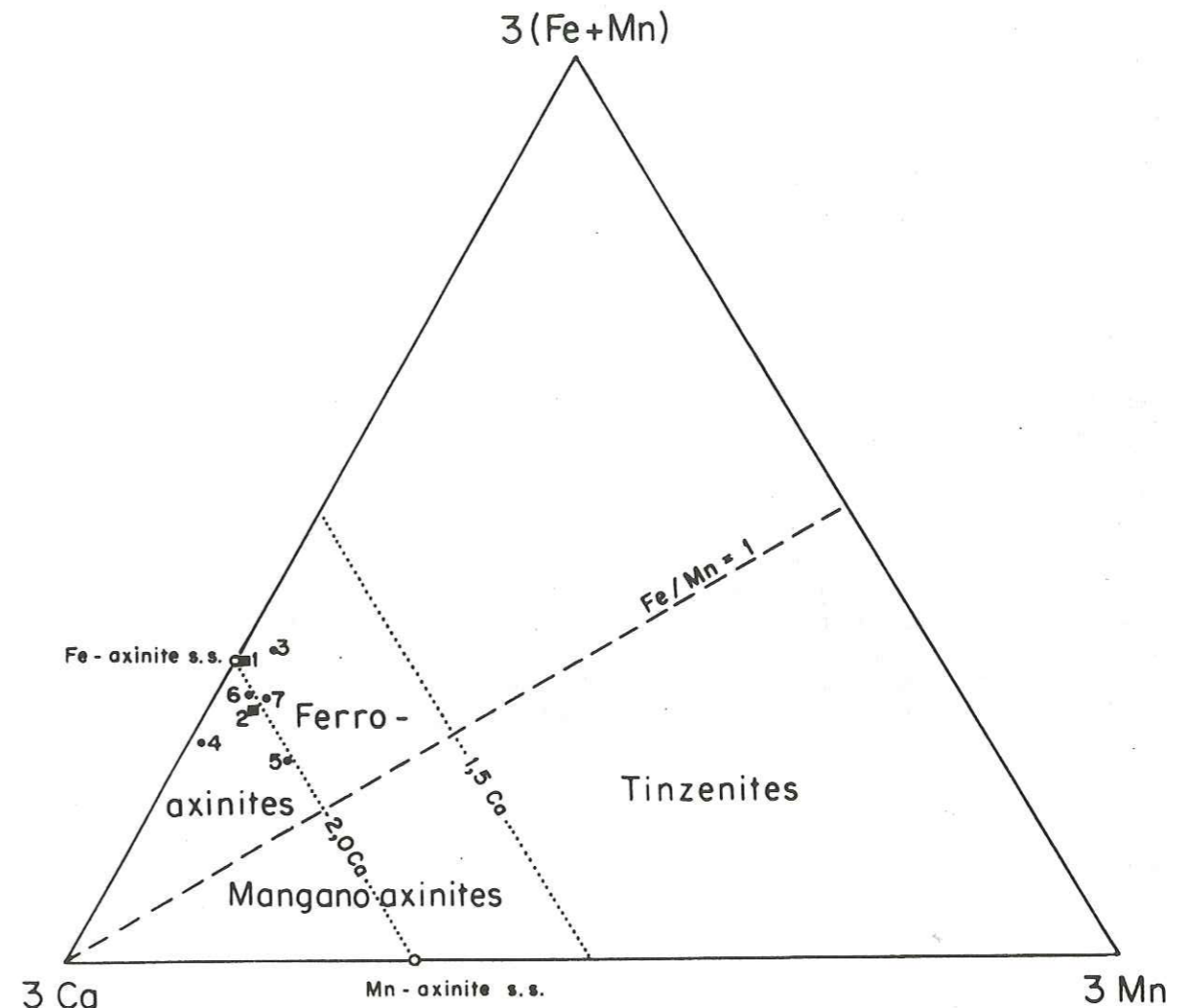


Figure 36: Distribution des axinites du Versoyen dans le diagramme de SANERO et al., (1968) et comparaison avec diverses axinites d'autres localités.

1. Axinite, variété 1 (Versoyen, France)
2. Axinite, variété 2 (Versoyen, France)
3. Axinite (London Bridge, N.S.W., Australie) (VALLANCE, 1966)
4. Axinite (Santa Rosa, Brésil) (CASSEDANE et al., 1977)
5. et 6. Axinites (Devonshire, Angleterre) (CHAUDHRY et al., 1969)
7. Axinite (Bourg d'Oisans, France) (anal. N°4) (LUMPKIN et al., 1979)

3.5.1.3. CONCLUSION - DISCUSSION

La littérature n'est pas très précise quant à la nature des contextes géologiques et quant aux conditions de formation de l'axinite. Il semble cependant ressortir qu'il y ait une grande indépendance entre, d'une part, l'apparition et la composition chimique précise de ce minéral, et, d'autre part, la nature lithologique du milieu encaissant (VALLANCE, 1966; CHAUDHRY, 1969; CASSEDANE, 1977). Cette constatation a conduit à l'idée, communément admise, d'une origine nettement métasomatique pour cette espèce minérale. Quelquefois associée génétiquement à l'action de magmas acides, l'axinite semble plus généralement liée à des sédiments, carbonatés ou pélitiques, envahis par des magmas variés avec pour conséquence le développement de phénomènes divers de type "skarns" (DEER et al., 1962).

Il convient de confronter les deux types de concentration en axinite décrits ci-dessus à cette hypothèse de gisement d'origine pneumatolytique ou hydrothermal. Les deux variétés de roches riches en axinite se rencontrent dans la zone inférieure de la séquence lithologique idéalisée de la Pointe du Clapet (fig.4). Dans cette zone, les dolérites enclavent et assimilent partiellement des blocs de nature carbonatée, de toutes dimensions, originaires des formations triasiques et liasiques sous-jacentes. Par ailleurs, la tourmaline, très intimement associée à l'axinite, apparaît en abondance croissante dans les métadolérites de la Pointe du Clapet lorsqu'on se rapproche de ce secteur "profond" à enclaves de nature carbonatées. Comme source du bore, élément mobile par excellence, il paraît donc logique de penser à ces enclaves carbonatées et évaporitiques placées en contact avec les dolérites (MOINE et al., 1981). La structure macroscopique et microscopique de la variété 1, distribuée en globules et dépourvue de filonnets, pourrait être expliquée, et c'est là une hypothèse de travail, par un phénomène de contact thermique intense entre les enclaves et le magma basique, fluide et très chaud, entraînant des processus de fluidisation. En revanche, la variété 2 témoigne clairement d'injections de fluides saturés dans une dolérite fortement affectée par un dynamométamorphisme antérieur à la mise en place des filonnets, ces derniers n'exhibant aucune déformation.

Si, en général, certaines paragenèses de la Pointe du Clapet (SCHÜRCH & al., en préparation) suggèrent un "climat" métamorphique de pression très élevée, certains échantillons renfermant l'axinite évoquent, par contre, une croissance de ce minéral sous des conditions de pression moins élevée (faciès "schistes verts"). Sous des conditions anhydres, les borosilicates (axinites + tourmaline) sont réfractaires. En présence de phases fluides, ces mêmes borosilicates restent relativement réfractaires, mais ils peuvent se rééquilibrer avec les fluides riches en bore et recristalliser en un borosilicate en équilibre avec les nouvelles conditions P et T (MANNING & PICHAVANT, 1983). L'axinite peut donc se rencontrer dans toutes sortes de faciès métamorphiques, comme minéral étranger ou relique d'une phase métamorphique antérieure. La proximité et l'assimilation partielle de sédiments riches en éléments volatils ont vraisemblablement joué un rôle non négligeable dans les phénomènes de recristallisation observés. Toutefois, il sera peut-être nécessaire d'envisager des phénomènes de surpressions locales et de pressions partielles de fluides, extrêmement élevées, pour expliquer certaines paragenèses observées (chap.6.).

3.5.2. TOURMALINE

Ce minéral est largement répandu dans toutes les variétés de roches du Versoyen. Il se reconnaît aisément à son pléochroïsme inverse marqué, à ses teintes de polarisation intenses, son extinction droite, son allongement négatif et son uniaxie négative. Il est souvent zoné vert-brun au centre et bleu-vert en bordure. L'abondance et l'omniprésence de ce minéral, riche en bore (élément volatil par excellence) laisse supposer une intense hydrothermalisation avec remobilisation d'éléments légers piégés dans les schistes noirs encaissants. Phénomène qui semble avoir eu lieu plutôt tardivement dans l'évolution métamorphique du cortège ophiolitique.

3.5.3. STILPNOMELANE

Le stilpnomélane, se rencontre dans tous les termes différenciés des filons-couches et dans leur encaissant métasédimentaire.

C'est le ferristilpnomélane, fortement coloré et pléochroïque (incolore-jaune à brun) (VUAGNAT, 1956), qui est le plus largement distribué. LASSERRE & LAVERGNE (1976), en donnent une analyse chimique, obtenue par microsonde. Selon WINKLER (1979), le stilpnomélane associé aux paragenèses à glaucophane-crossite, serait issu d'un métamorphisme de type HP. Au Versoyen, le stilpnomélane paraît toujours être tardif, il recoupe systématiquement les amphiboles bleues. Peut-être, aurait-il cristallisé lors d'une phase terminale du métamorphisme HP.

Le ferrostilpnomélane, très coloré et pléochroïque (vert à incolore), a été découvert, à ce jour, seulement dans un type de roche, une cornéenne. Il est généralement concentré dans des poches, en association avec le ferristilpnomélane et le glaucophane.

3.5.4. CHLORITOÏDE

Le chloritoïde se rencontre dans l'encaissant métasédimentaire des sills (schistes noirs et métagrauwacke) Il est caractérisé par un pléochroïsme marqué; vert bouteille, vert bleu, incolore et un relief élevé. En L.P., il se distingue, par ses macles polysynthétiques, des ferroglaucophanes, avec lesquels il est associé.

Dans les schistes noirs, il se rencontre avec les minéraux suivants: chlorite, muscovite (paragonite), quartz, albite et oxydes de fer.

Dans les métagrauwackes, il est associé avec le ferroglaucophane, la jadéite, la paragonite, le stilpnomélane, la chlorite, la biotite verte, l'albite, le sphène et le rutile.

Certains auteurs (HOSCHEK, 1969; KATAGAS, 1980) pensent que l'association glaucophane/ferroglaucophane et chloritoïde est rare. HOSCHEK, a déduit les conditions de P et de T pour la réaction suivante lors de l'augmentation de T: chlorite + paragonite + quartz = chloritoïde + glaucophane + vapeur, ces conditions sont: 450° C à 10 kbars, ou 500° C à 7,5 kbars.

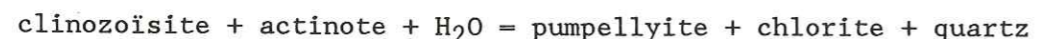
D'après CHATTERJEE (1972) et KATAGAS (1980), le domaine de stabilité de l'association quartz + paragonite + grenat + chlorite aurait une limite située entre 2 et 7 kbars, pour des températures entre 315° et 335° C. Au dessus de ces T, l'association chloritoïde + ferroglaucophane + H₂O serait stable.

D'autre part, la température limite supérieure, pour le relation classique, chloritoïde + quartz = staurotide + almandin + H₂O, se situe entre 330° et 600°.

3.5.5. PUMPELLYITE

Lors de ce présent travail, nous avons pu mettre en évidence dans le Versoyen l'existence de la pumpellyite, sur la base de ses caractères optiques particuliers. Elle est souvent disposée en rosettes à relief élevé, et présente un pléochroïsme marqué, incolore, vert-bleu, incolore. Ses teintes de polarisation sont anormales et sa dispersion très forte ($r \ll v$), son angle 2V est petit et positif. Elle se développe généralement en filonnets, dans des métadolérites, métagabbros et des cornéennes.

Au Versoyen, la pumpellyite semble résulter de la pseudomorphose de l'axinite, minéral avec lequel elle est souvent associée. Elle peut aussi se rencontrer avec la prehnite, la chlorite et le quartz et peut donc cristalliser dans une large fourchette de pressions. D'autre part, elle peut aussi se former par différentes réactions (WINKLER, 1979), résultant de la déstabilisation des épidotes, la plus courante étant:



La pumpellyite peut se rencontrer avec la lawsonite ou à la place de cette dernière. L'association lawsonite/pumpellyite + glaucophane est caractéristique d'un métamorphisme "low grade". D'autre part, nous notons que la cristallisation de la pumpellyite semble liée à un événement métamorphique rétrograde.

Pour les roches du Versoyen, la présence de pumpellyite, souvent en filonnets recoupant les différentes paragenèses métamorphiques, serait attribuable à une phase rétrograde relativement tardive.

3.5.6. APATITE

Elle se rencontre généralement sous forme de prismes très longs, brisés et recourbés, dans les termes différenciés des filons-couches, riches en fer. Son étroite association avec la titanomagnétite, souvent entièrement leucoxénisée, laisse supposer une origine primaire (p.30).

L'apatite se distingue par les caractères optiques suivants: relief relativement élevé, incolore à brunâtre, clivage basal fréquent, faibles teintes de polarisation, extinction droite, allongement négatif, signe uniaxe négatif. Les diagrammes de poudre des différentes apatites étant similaires, il faudrait des analyses chimiques pour déterminer la nature exacte des anions (F⁻, Cl⁻, OH⁻) entrant dans sa structure.

Dans les roches magmatiques, l'apatite cristallise à partir d'un jus résiduel tardimagmatique enrichi en phosphore. Dans certaines cornéennes, elle peut se concentrer sous forme de filonnets; dans ce dernier cas, l'apatite proviendrait de la remobilisation du phosphore dans certains niveaux enrichis en cet élément de la roche sédimentaire.

3.5.7. RUTILE

Le rutile est largement distribué tant dans les roches d'origine sédimentaires que magmatiques. Le plus souvent, il est disposé en treillis de fines aiguilles. Dans certains métagabbros à omphacite, il se rencontre avec des oxydes de fer comme minéral de recristallisation de la titanomagnétite. Il se reconnaît aux caractères suivants: relief très élevé, couleur jaune brunâtre, biréfringence très forte masquée par la couleur du minéral, uniaxiale négative. Ses principales raies de diffraction sont: 3,25; 2,49; 2,19; 1,69; 1,62; 1,35, etc.

Le rutile n'est pas vraiment un géobaromètre ou un géothermomètre, il se rencontre comme minéral accessoire dans de nombreuses roches éruptives. Néanmoins, celui-ci, développé dans les métagabbros à omphacite, pourrait avoir cristallisé lors du métamorphisme haute pression qui a affecté cette roche.

3.5.8. SPHENE

Ce minéral est très largement distribué dans les metabasites du Versoyen. Généralement, c'est la variété leucoxène, présente en bordure d'altération, qui est la plus fréquente. Le sphène pure, se rencontre plus rarement sous forme de petits losanges idiomorphes. Il se reconnaît principalement à son relief très fort et sa haute biréfringence, souvent d'ailleurs masquée par la couleur du minéral. Ce n'est pas un minéral de diagnostic, car il peut se rencontrer dans des paragenèses autant primaires que métamorphiques.

3.5.9. ZIRCON

Cette espèce minérale est relativement rare au Versoyen. Elle se rencontre dans certains sills (surtout dans les différenciés leucocrates), et dans des adinoles ou roches de contact. Il a été mis en évidence par diffraction X, car au microscope polarisant, il peut aisément se confondre avec le sphène. Ses principales raies de diffraction sont les suivantes: 4,44; 3,31; 2,52; 2,34; 2,07; 1,91; 1,76; 1,72; 1,65; etc.

3.5.10. PREHNITE

Ce minéral, découvert lors de la présente étude, se rencontre uniquement dans des cornéennes de la région de Pte Rousse (p.27). Il se reconnaît à son relief marqué, à ses clivages perpendiculaires à l'allongement, et à ses teintes de polarisation vives du 2^e ordre. Associé à la pumpellyite, son champ de stabilité n'est pas seulement limité au faciès de basse pression; en effet, MIYASHIRO (1973) et WINKLER (1979) situent la paragenèse prehnite + pumpellyite + chlorite + quartz, développée lors d'un métamorphisme régional, dans un champ de pressions très étendu. D'autres part, la limite supérieure du champ de stabilité de la prehnite est d'environ 400°, pour des pressions de 2,5 kbars (LIOU, 1971).

3.5.11. OPAQUES

La titanomagnétite se rencontre de façon généralisée dans tous les termes différenciés des filon-couches. Dans les roches à granulométrie fine, elle s'est entièrement transformée en leucoxène. Dans les termes plus grossiers, souvent seule sa bordure a été touchée; d'autres fois, le cœur a recristallisé en rutile + magnétite, et la bordure en leucoxène. La titanomagnétite est caractérisée par un habitus ± dendritique, en squelette, parfois en arête de poisson.

La chromite: minéral opaque primaire, rencontré dans les péridotites serpentinisées, est généralement xénomorphe et se présente sous forme de gouttelettes. Elle a été identifiée par diffraction X: ses principales raies sont: 4,03; 3,12; 2,90; 2,51; 2,47; 2,04; 1,87; 1,58; 1,45; 1,43; 1,25, etc.

La magnétite se rencontre dans certaines serpentinites avec un habitus octaédrique. Son association avec le talc et son développement dans des fissures sont des arguments en faveur d'une cristallisation lors de la serpentinisation de la péridotite.

La pyrite est bien représentée au Versoyen. Elle est associée à la chalcopryrite, à l'hématite, à l'ankérite et au quartz. Elle se rencontre

généralement dans des poches ou des fissures tardives, parfois sous forme de filons, parfois en individus automorphes.

La chalcopryrite se reconnaît bien à ses irisations jaunes-verdâtres

L'hématite, minéral opaque tardif, se présente souvent sous forme de rosettes spectaculaires.

La marcassite, elle, se développe dans les schistes noirs sous forme de concrétions de quelques centimètres de diamètre.

La tétraédrite se localise au pied de la falaise NW du Clapet, près du lieu-dit "ancienne mine" (peut-être cette mine fut-elle exploitée pour le Cu ?). Ce gisement est caractérisé par de minces filons massifs de tétraédrite à gangue de quartz, recoupant les schistes calcaires gris fortement oxydés (représentant la transition série Flysch - série Antéflysch). En certains secteurs, on distingue des zones d'altération des sulfosels, ayant permis le développement de la malachite et de l'azurite.

L'analyse qualitative à la microsonde électronique a montré, une nette dominance de l'antimoine, des traces d'arsenic et d'argent. Les principales raies de diffraction de la tétraédrite étudiée (mesurées sur un diffractogramme) sont: 5,20; 4,22; 3,35; 3,01; 2,77; 2,60; 2,45; 2,12; 2,04; 1,90; 1,84; 1,828; 1,68; 1,56; 1,22; 1,17; etc.

4. ETUDE GEOCHIMIQUE

4.1. METHODE ANALYTIQUE

Les analyses des éléments majeurs et en traces ont été effectuées sur 94 échantillons appartenant aux différents faciès pétrographiques des roches magmatiques et à leur sédiments associés (tableaux en annexe).

SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ tot, CaO, MgO, Na₂O, MnO, P₂O₅ et Zr, Y, Sr, Cr, Zn, Ni, Cu ont été déterminés par fluorescence X (Spectromètre Philips PW 1410). FeO a été dosé par colorimétrie (méthode de BEGHEIJN, 1979). H₂O a été déterminé par la méthode de PENFIELD, et le CO₂ a été calculé par différence. Le dosage de tous ces éléments a été calibré sur des standards internationaux.

4.2. CONSIDERATIONS GENERALES

LASSERRE & LAVERGNE (1976), dans leur étude sur la géochimie des roches du Versoyen, ont distingué nettement deux groupes de roches magmatiques: les roches vertes des sills et les metabasites du Clapet. Pour notre part, nous avons considéré, après une étude pétrographique détaillée et l'analyse minéralogique fine de certains minéraux tels que les grenats, les pyroxènes et les amphiboles (chap. 3.1, 3.2, et 3.3), les roches vertes des différents massifs du Versoyen comme faisant partie d'un seul ensemble. L'approche géochimique que nous avons tentée l'a pourtant été dans une optique très large, en présentant les analyses du Clapet par un figuré différent afin d'observer si leur comportement différait de celui des autres roches du Versoyen. Les interprétations, parfois contradictoires, d'un diagramme à l'autre, nous ont laissé perplexes quant au degré de fiabilité de ces derniers, pour ce type de roches métamorphiques.

Eléments majeurs

L'interprétation de l'histoire magmatique des roches vertes du Versoyen, au travers des éléments majeurs, est rendue difficile par la mobilité de la majorité de ces éléments pendant le métamorphisme. En effet, certains éléments, comme SiO₂, Na₂O, K₂O et CaO, très mobiles pendant le métamorphisme, ne peuvent être utilisés pour identifier l'environnement géotectonique dans lequel se sont développées les roches magmatiques du Versoyen. D'autres, comme Al₂O₃, TiO₂ et P₂O₅ sont généralement considérés comme étant pratiquement immobiles (MULLEN, 1983); néanmoins, au Versoyen Al₂O₃ semble avoir été fortement

remobilisé par le métamorphisme, et ne peut donc pas être utilisé pour des interprétations fiables. Pour FeO et MgO, il existe une controverse quant à savoir s'ils sont mobiles ou immobiles. Classiquement, ces deux oxydes étaient utilisés dans des diagrammes de discrimination tectonique pour des roches fraîches et métamorphiques; pourtant de nombreuses études expérimentales ont montré que MgO et FeO sont remobilisés par des fluides pendant le métamorphisme. Peut-être que la mobilité de FeO et MgO n'est pas suffisamment significative, dans certains cas, pour effacer complètement de grandes différences chimiques entre roches magmatiques. Cependant, dans le cas du Versoyen, ces 2 éléments semblent avoir été fortement mobilisés par le métamorphisme.

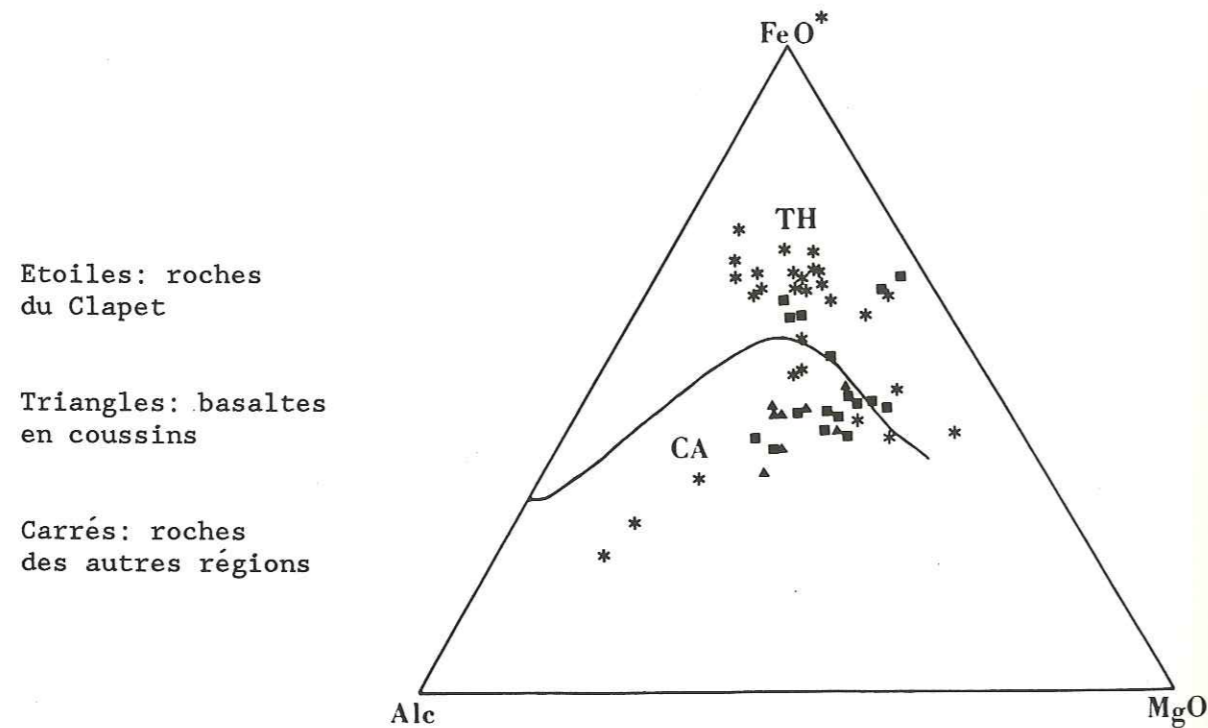
Eléments en traces

Concernant la plupart des éléments en traces, leur distribution est peu affectée par les remobilisations entraînées par les processus métamorphiques. Certains éléments, comme le Cr, Zr, Y et Ni permettent de retracer l'histoire magmatique de leurs roches hôtes sans le support d'une minéralogie primaire. D'après PEARCE (1975), Sr, Rb sont, en revanche, des éléments mobiles, fortement affectés par le métamorphisme et la spilitisation. Le Cr, n'est pas affecté par le métamorphisme (BLOXAM & LEWIS, 1972); c'est d'ailleurs un élément très utile pour distinguer les OFB (basaltes de fonds océaniques) des LKT (basaltes d'arcs insulaires) (fig.44) (PEARCE, 1975). Lors de cette étude, nous nous sommes heurtés à un important problème d'interprétation de certains diagrammes, à cause de la redistribution de la majorité des éléments mobiles, caractéristique dans les roches métamorphiques. Nous nous sommes donc, surtout, intéressé aux diagrammes faisant intervenir les éléments généralement immobiles lors du métamorphisme soient Ti, Zr, P et Cr. Pour les autres diagrammes, nous avons émis beaucoup de réserves quant à leur signification pétrogénétique.

4.3. INTERPRETATION DE QUELQUES DIAGRAMMES CHOISIS

DIAGRAMME TERNAIRE A F M:

Nous avons placé les metabasites du Versoyen, dans un diagramme AFM (fig.37). Les roches de la Pte du Clapet montrent une tendance de différenciation dans le domaine des tholéïites, qui est caractérisée par un enrichissement en fer dans un stade précoce. Une deuxième série de points, essentiellement représentée par les laves en coussins, est localisée dans le domaine calco-alcalin. Les suites basaltiques provenant de petits bassins intra-continentaux présentent des caractéristiques géochimiques mixtes (COLEMAN, 1984). Ce diagramme doit pourtant être considéré avec prudence, étant donné le caractère fortement remobilisé des éléments majeurs considérés.



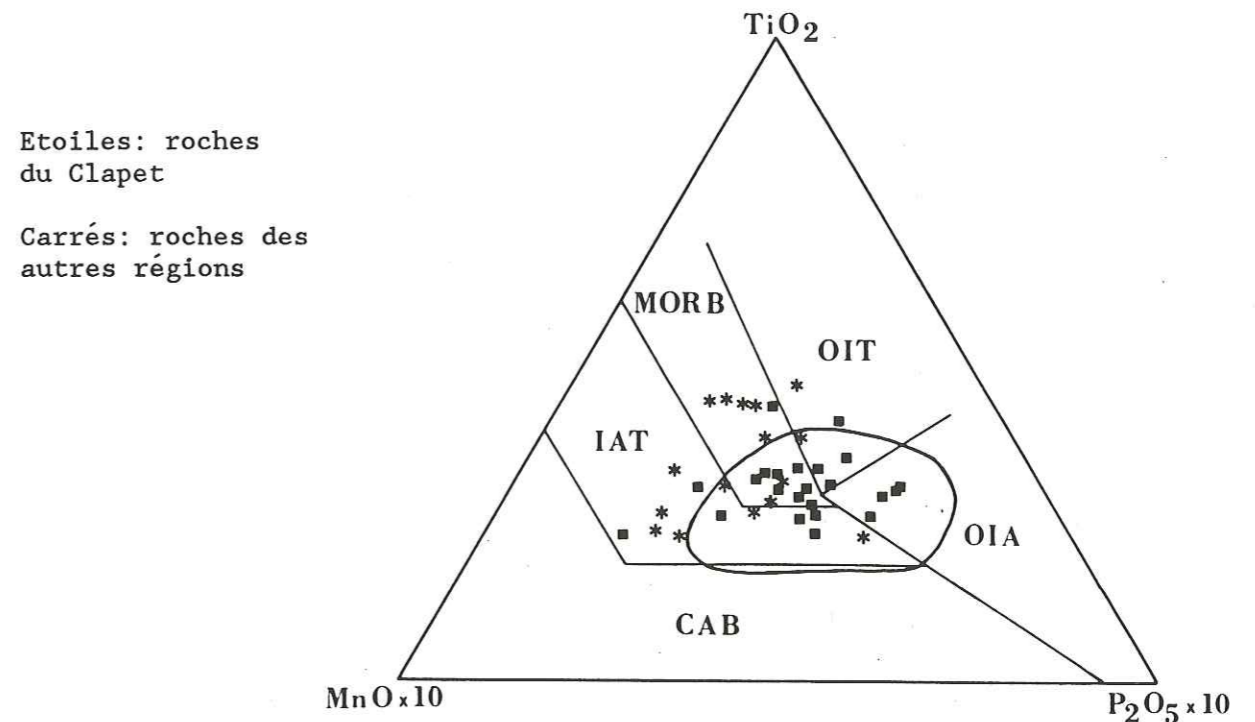
Etoiles: roches du Clapet
 Triangles: basaltes en coussins
 Carrés: roches des autres régions

Figure 37: Diagramme triangulaire AFM, pour les metabasites du Versoyen. Une tendance de différenciation apparaît dans le domaine des tholéïites. Une autre série de points, très groupés, représentés essentiellement par des laves en coussins se répartit dans le domaine calco-alkalin. Ce diagramme doit pourtant être considéré avec beaucoup de prudence à cause des remobilisations des éléments majeurs.

DIAGRAMME TERNAIRE MnO - TiO₂ - P₂O₅ (MULLEN, 1983) (fig.38)

Ce diagramme, permettant une discrimination des roches basaltiques entre 5 environnements pétrotectoniques, a été proposé par MULLEN (1983). Les analyses des metabasites du Versoyen, se distribuent dans 4 des domaines envisagés; ce fait peut être expliqué par la mobilité de MnO et de P₂O₅ dans les roches ayant subi un métamorphisme de faible température. Néanmoins, divers auteurs ont montré, que dans les metabasites ophiolitiques, seul MnO décroissait et de façon insignifiante, alors que P₂O₅ et TiO₂ étaient immobiles. Il faudrait donc envisager une hypothèse autre qu'une remobilisation des 3 éléments considérés, pour expliquer cette large distribution des analyses du Versoyen. D'autre part, MULLEN (1983) propose une origine continentale, pour les basaltes se répartissant dans les 4 champs du diagramme (à l'intérieur du champ ovoïde). Nous remarquons qu'un grand nombre d'analyses, provenant essentiellement de la Pte du Clapet, sont en dehors de ce nouveau champ. Pour les roches du Versoyen, présentant des

éléments majeurs fortement remobilisés, à cause du métamorphisme et éventuellement de la spilitisation, ce diagramme n'apporte pas vraiment de précision sur leur origine géotectonique.

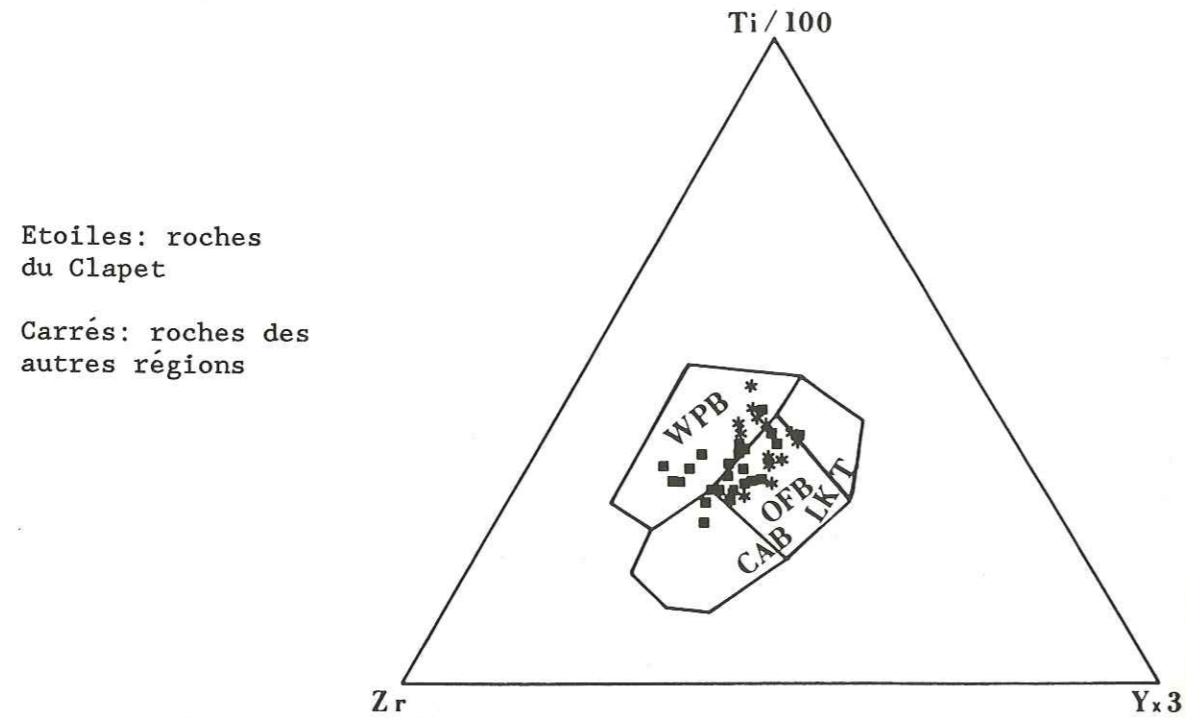


Etoiles: roches du Clapet
 Carrés: roches des autres régions

Figure 38: Diagramme ternaire MnO - TiO₂ - P₂O₅ (MULLEN, 1983) permettant une discrimination entre 5 environnements géotectoniques OIT (oceanic island tholeiites), MORB (mid-ocean ridge basalts), IAT (island arc tholeiites), CAB (calc-alkali basalts), OIA (ocean island alkali basalts).

DIAGRAMME TERNAIRE Ti/100 - Zr - Y.3 (PEARCE & CANN, 1973) et (PEARCE, 1980) (fig.39)

Selon PEARCE & al. (1971, 1973) et PEARCE (1980), il est possible de discriminer différents types de magmas primaires qui ont contribué à la formation des ophiolites, en utilisant Ti, Zr et Y. Ces trois éléments sont particulièrement indiqués pour les roches ayant subi un métamorphisme à gradient modéré, car ils sont peu sensibles aux altérations, étant donné leur faible mobilité. Ce diagramme permet de cerner l'origine pétrotectonique des metabasites du Versoyen. En effet, les analyses sont distribuées principalement dans le champ, OFB (ocean floor basalts) et plus rarement dans le champ WPB (within plate basalts).



Etoiles: roches du Clapet
Carrés: roches des autres régions

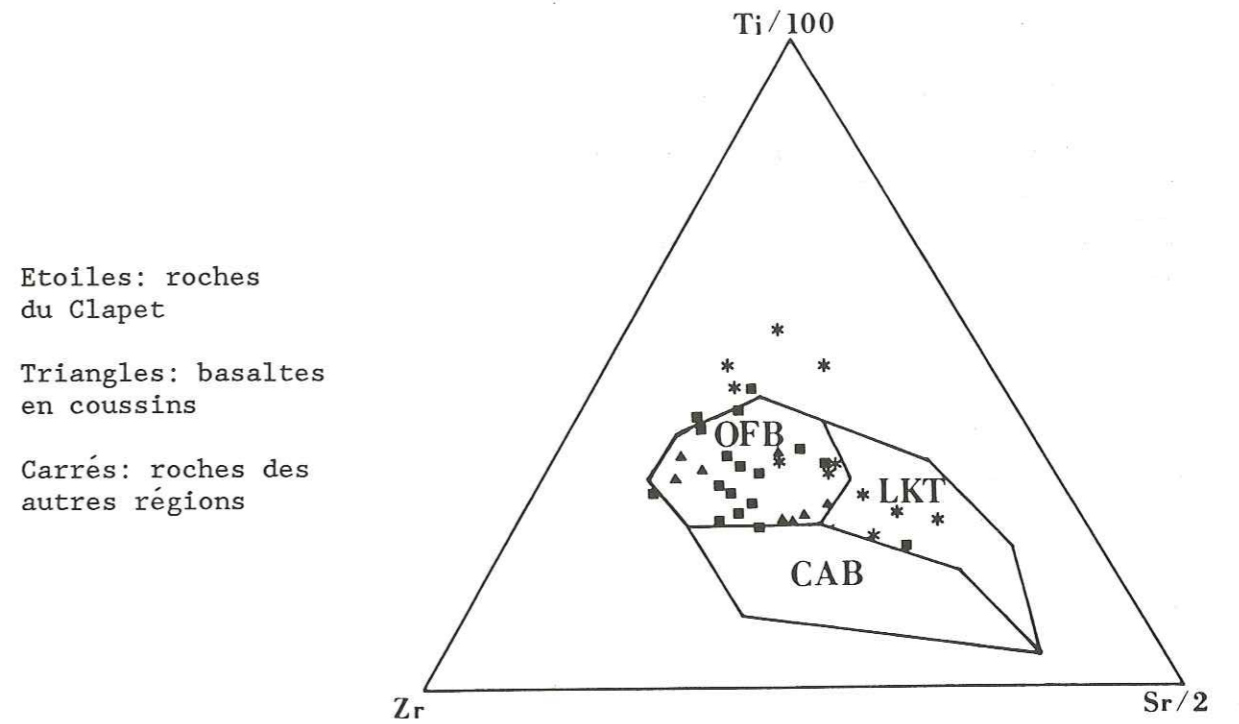
Figure 39: Diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Y.3 (PEARCE & CANN, 1973) permettant de discriminer des basaltes (même dans le cas de métamorphisme "low grade"). WPB (within-plate basalts), LKT (low-K tholeiites), CAB (calc-alkali basalts), OFB (ocean floor basalts).

DIAGRAMME TERNAIRE Ti/100 - Zr - Sr/2 (PEARCE & CANN, 1973) (fig.40)

Malgré une légère dispersion de certaines analyses du Clapet, peut-être due à une remobilisation du titane ou du strontium, les analyses appartiennent nettement au champ des basaltes océaniques (OFB), de rares analyses de la Pte du Clapet se localisent dans le champ des tholéiites d'arcs. D'autres part, nous notons que les laves en coussins se localisent essentiellement dans le champ des basaltes de plancher océanique (OFB).

DIAGRAMME $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ MACDONALD & KATSURA (1964) et IRVINE & BARAGAR (1971) (fig. 41)

La mobilité de ces éléments majeurs considérés, surtout des alcalis ($Na_2O + K_2O$), entraîne une distribution des metabasites dans une zone intermédiaire entre les tholéiites et les basaltes alcalins, avec pourtant une distribution préférentielle pour les tholéiites.



Etoiles: roches du Clapet
Triangles: basaltes en coussins
Carrés: roches des autres régions

Figure 40: Diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Sr/2 (PEARCE & CANN, 1973) permettant une discrimination entre OFB, (ocean floor basalts), LKT low K tholeiites), CAB (calco-alkaline basalts).

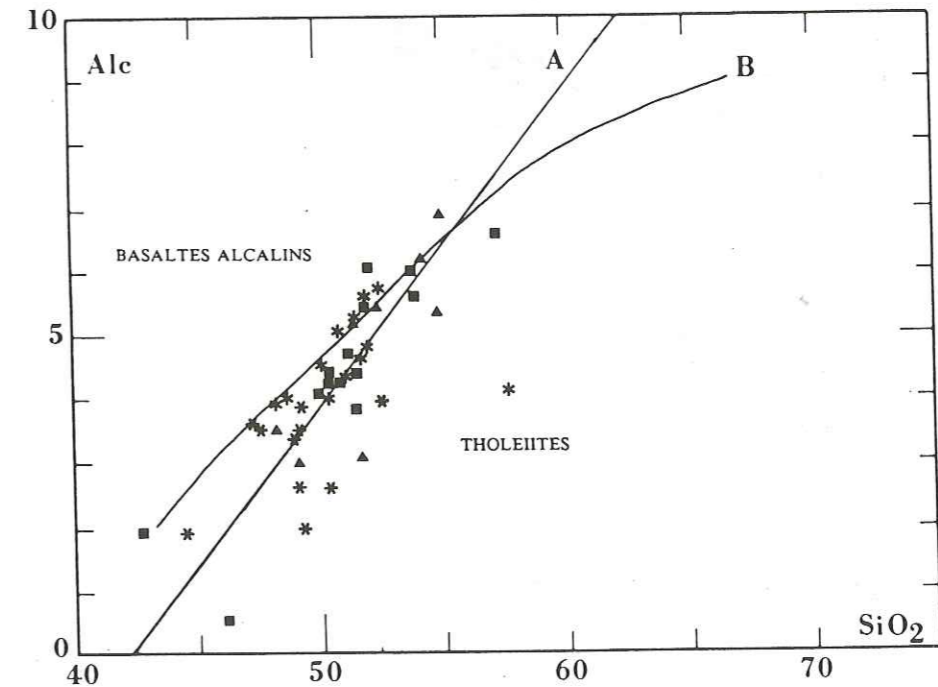


Figure 41: Diagramme $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ Les metabasites du Versoyen chevauchent les deux domaines (tholéiites et basaltes alcalins) délimités par les courbes A (MACDONALD & KATSURA, 1964) et B (IRVINE & BARAGAR, 1971) (voir ci-dessus). Etoiles: metabasites du Clapet; carrés: metabasites des autres régions; triangles: laves en coussins.

DIAGRAMME Zr - P₂O₅ WINCHESTER & FLOYD (1976) (fig. 42)

Cet autre diagramme classique, montre l'appartenance des métabasites du Versoyen au groupe des tholéïites. Sur ce diagramme, nous pouvons encore observer un trend de différenciation bien marqué. Notons que le rapport Zr/P₂O₅ est considéré comme ne subissant pas de grandes modifications lors du métamorphisme.

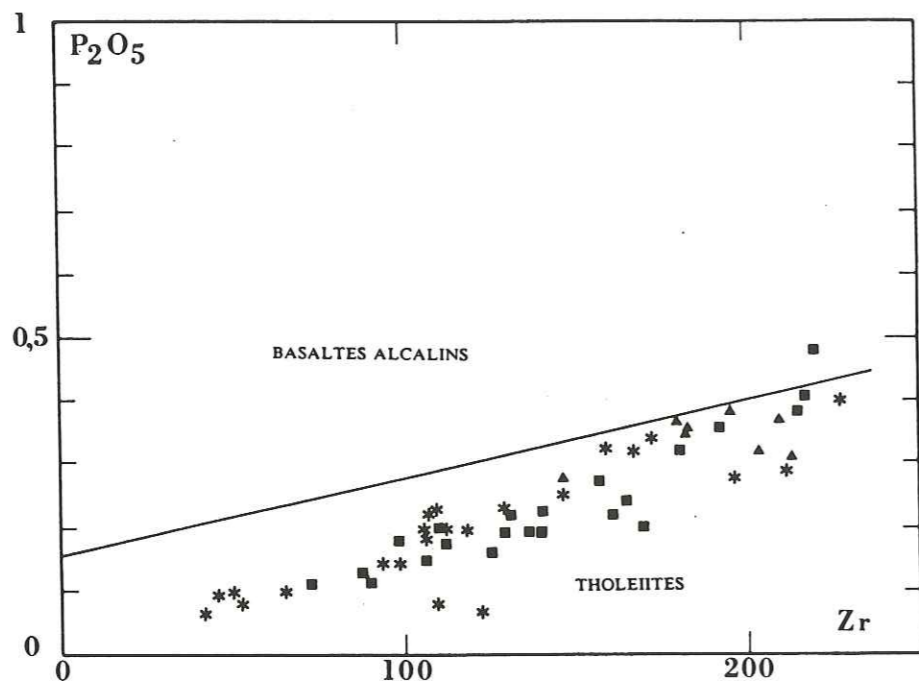


Figure 42: Diagramme Zr - P₂O₅ de WINCHESTER & FLOYD (1976) le diagramme montre l'appartenance des métabasites du Versoyen au groupe des tholéïites. Etoiles: métabasites du Clapet. Carrés: métabasites des autres régions. Triangles: laves en coussins.

DIAGRAMME Zr/P₂O₅ - TiO₂ WINCHESTER (1976) (fig. 43)

Les auteurs considèrent généralement les 3 éléments (Zr, P₂O₅ et Ti), utilisés dans ce diagramme, comme étant immobiles. P₂O₅ et Zr peuvent augmenter légèrement lors d'un métamorphisme progressif, mais le rapport Zr/P₂O₅, ne change pas. On peut donc admettre que les variations observées étaient primaires et dues à la différenciation. La majorité des roches métabasiques du Versoyen se localisent dans le domaine des tholéïites. Nous observons toutefois quelques métabasites provenant de la région de la Pte du Clapet qui se distribuent dans le champ des basaltes alcalins (voir remarque diagramme AFM, p. 135).

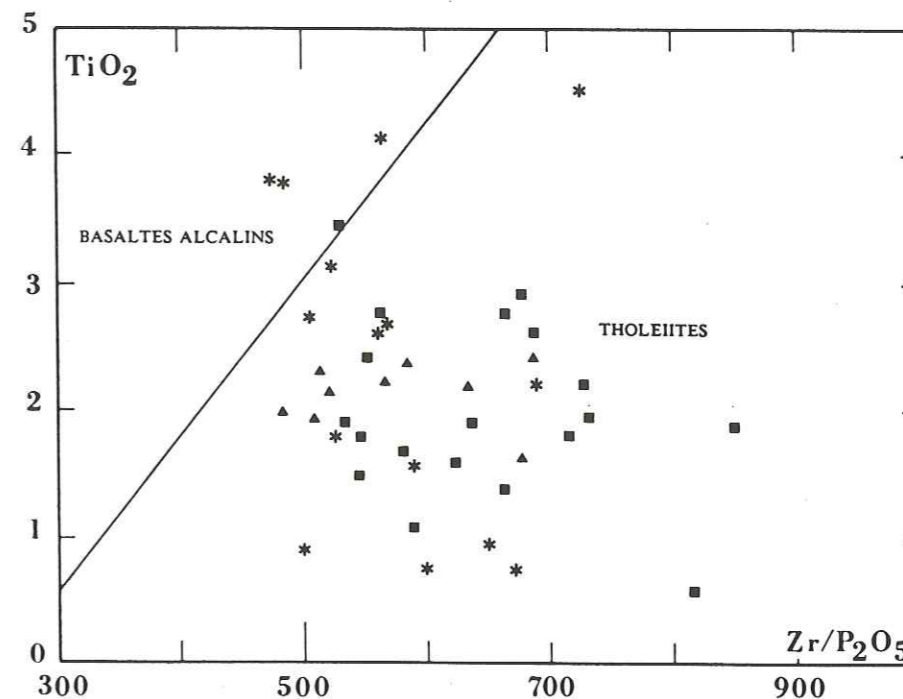


Figure 43: Diagramme Zr/P₂O₅ - TiO₂ de WINCHESTER (1976) La majorité des métabasites du Versoyen se localisent dans le domaine des tholéïites. Etoiles: métabasites du Clapet; carrés: métabasites des autres régions; triangles: laves en coussins.

DIAGRAMME Cr - Ti (PEARCE, 1975) (fig.44)

Ce diagramme met en évidence un trend de différenciation, situé dans le domaine LKT (low-K tholeiites) cependant très proche de la limite entre les 2 champs considérés. Ce trend est essentiellement présenté par les métabasites du Clapet, corroborant les observations pétrographiques. D'autre part, localisées dans le champ OFB (ocean floor basalts), on trouve, de façon assez regroupées, les métabasites de toutes les autres régions.

DIAGRAMME Zr - Ti (PEARCE, 1980) (fig.45)

Sur ce diagramme, on remarque un trend de différenciation qui commence dans le champ des MORB (mid-ocean ridge basalts) et se termine dans les WPB (within plate basalts). Les métabasites du Clapet, ne se distinguent pas vraiment des autres métabasites.

DIAGRAMME Y - Cr (PEARCE, 1980) (fig.46)

Sur ce diagramme, nous voyons que les métabasites de la région du Clapet sont distribuées dans les 3 champs, avec toutefois une répartition préférentielle nette pour le champ WPB. Quant aux métabasites des autres régions, toutes sauf 3, se localisent dans le champ des MORB.

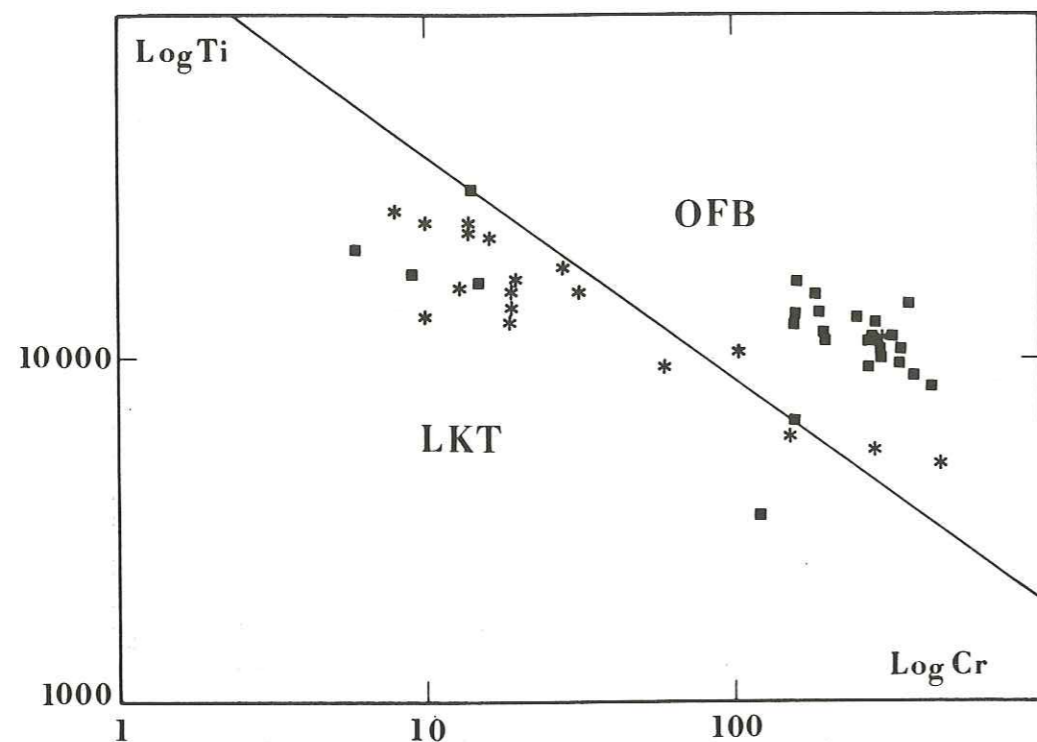


Figure 44: Diagramme Cr - Ti de PEARCE (1975)
On note un trend de différenciation situé dans le champ LKT, à la limite OFB (Clapet = étoiles); et un regroupement des metabasites des autres régions (carrés) dans le domaine OFB.

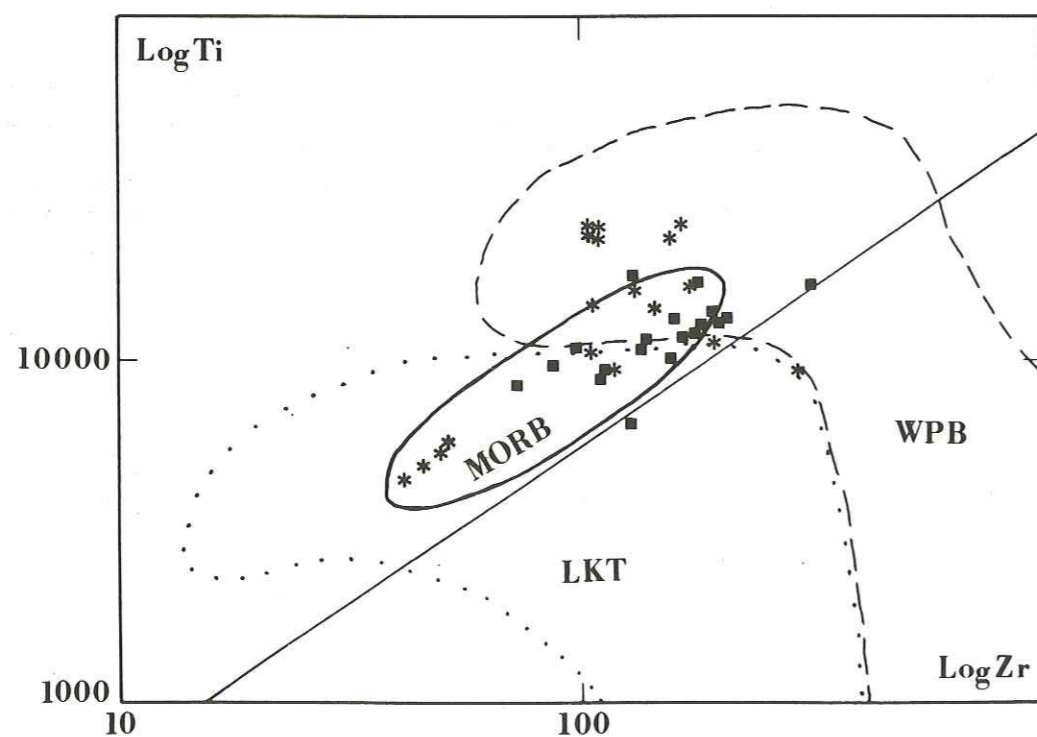


Figure 45: Diagramme Zr - Ti de PEARCE (1980)
On remarque une différenciation commençant dans les MORB et se terminant dans les WPB.

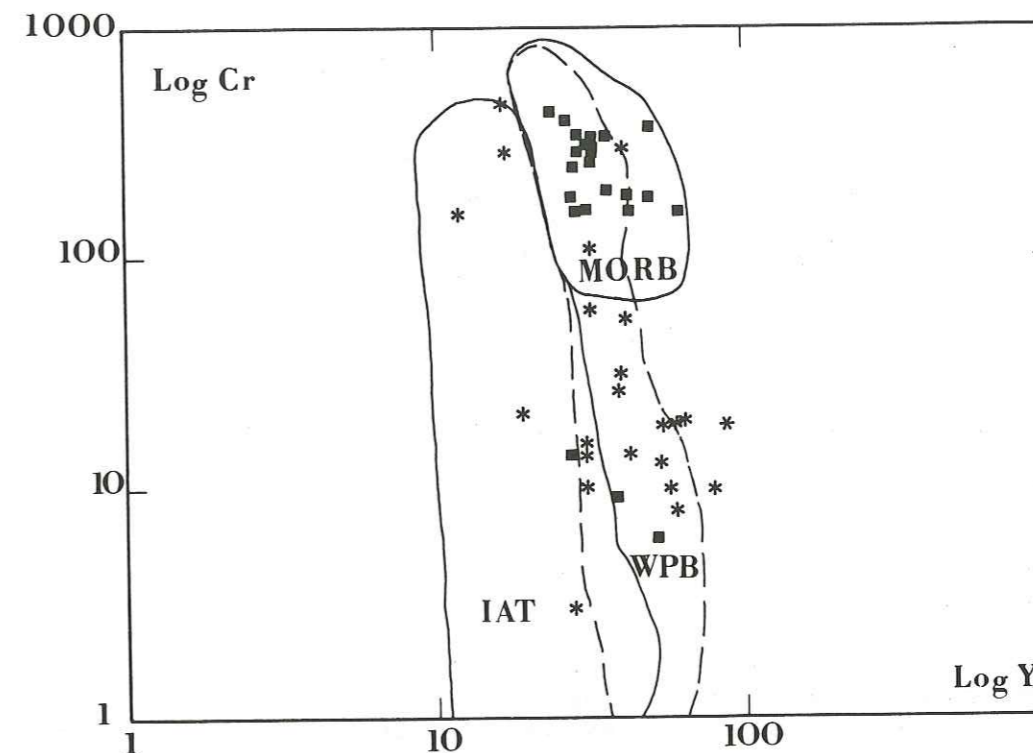


Figure 46: Diagramme Y - Cr de PEARCE (1980)
Les metabasites du Clapet (étoiles) se distribuent principalement dans le champ des WPB et les metabasites des autres régions (carrés) se localisent essentiellement dans le domaine des MORB.

DIAGRAMME Zr/Y - Cr (PEARCE & NORRY, 1979) (fig.47)

Ce diagramme montre encore une fois, la distribution complexe des metabasites du Versoyen, avec des affinités pour les MORB et les WPB. Avec de nouveau, les metabasites du Clapet qui évoluent différemment de celles des autres régions. En effet, elles suivent le vecteur B, alors que les metabasites des autres régions suivent plutôt le vecteur A. D'autre part, POGNANTE & PICCARDO (1984) ont défini un domaine, chevauchant les 3 domaines de PEARCE & al. (1979), qui regroupe les basaltes alpins; le grande majorité des metabasites du Versoyen se distribuent dans ce nouveau domaine.

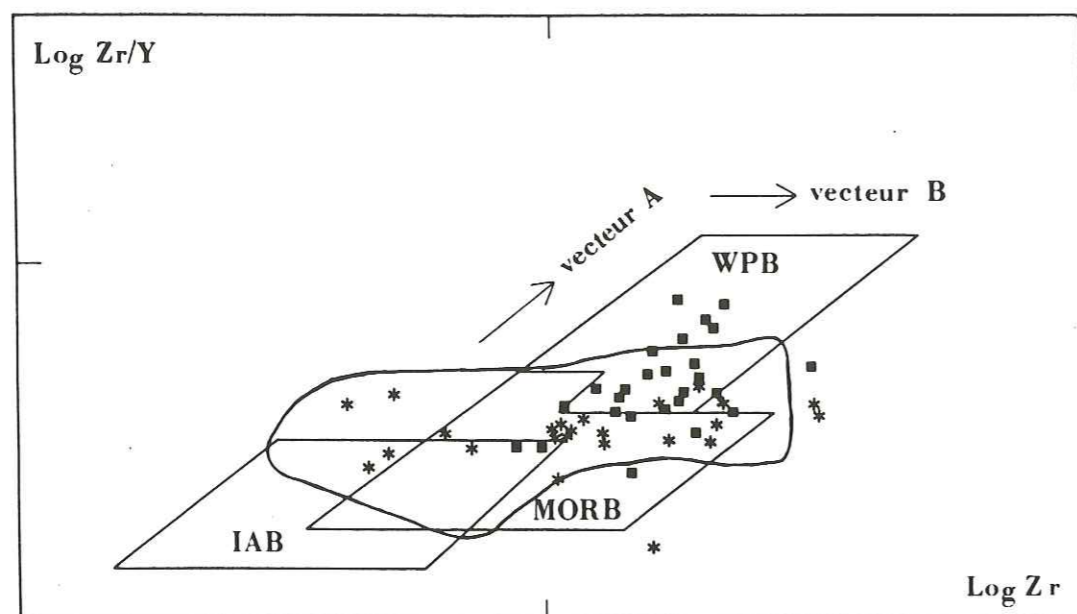


Figure 47: Diagramme Zr - Zr/Y de PEARCE & NORRY (1979)

Il montre deux signatures. La première est représentée par les metabasites du Clapet (étoiles) qui se distribuent à la limite des MORB et des WPB et qui suivent le vecteur B. La deuxième est représentée par les metabasites des autres régions (carrés) qui se répartissent également dans ces 2 champs cités, mais qui suivent plutôt le vecteur A.

DIAGRAMME Ni - Ti/Cr (BECCALUVA & al., 1979) (fig.48)

Sur ce diagramme, nous voyons une répartition préférentielle des metabasites du Versoyen dans le domaine des IAT (island arc tholeiites), ce qui est paléogéographiquement surprenant. Notons que toutes les metabasites du Clapet, se situent dans ce domaine; les seules roches se répartissant dans le champ des OFB (ocean floor basalts) proviennent des autres régions du Versoyen, notons pourtant le caractère groupé de leur répartition.

4.4. CONCLUSION-DISCUSSION

Les résultats obtenus ici doivent être considérés avec beaucoup de prudence, nécessitant une étude beaucoup plus approfondie et détaillée, avec notamment des précisions sur la distribution des terres rares.

Au début de cette étude géochimique, nous n'avons pas voulu expressément distinguer géochimiquement les metabasites du Clapet de celles des autres régions. Certains diagrammes, comme AFM,

Ti/100-Zr-Sr/2, Cr-Ti, Y-Cr, Zr-Zr/Y et Ni-Ti/Cr ont pourtant montré que les metabasites du Clapet possèdent une empreinte géochimique parfois différente que celle des autres régions du Versoyen, certainement à cause de leur différenciation magmatique très prononcée (chap.2). Les diagrammes choisis, parfois contradictoires, permettent toutefois de cerner l'origine des laves ayant engendré l'actuelle série volcano-sédimentaire du Versoyen. Dans cette première approche géochimique, nous notons que les metabasites du Versoyen montrent un caractère nettement tholéiitique; mais elles présentent une tendance alcaline confirmant une légère empreinte continentale. Certains diagrammes de discrimination permettent de cerner le caractère de ces tholéiites, qui se situent dans les OFB (ocean floor basalts), parfois dans les MORB (mid-oceanic ridge basalts), ou dans les WPB (within plate basalts); l'affinité continentale serait, elle, de type IAT (island arc tholeiites), parfois LKT (low-K tholeiites). PEARCE & al., (1984) précisent que généralement une telle association est caractéristique de basaltes engendrés dans un bassin marginal, possédant une forte empreinte de croûte océanique subductée. Au Versoyen, ces tholéiites seraient des basaltes océaniques provenant d'un petit bassin engendré par une faille transformante marginale (TRÜMPY, 1985). L'empreinte continentale pourrait être due à des éruptions volcaniques bimodales se développant généralement dans les zones d'extension, tout au début du processus d'ouverture (COLEMAN, 1984); ou plus vraisemblablement à une contamination primaire du magma, lors de l'amincissement de la croûte continentale qui a permis la création du système de failles transformantes dans le domaine valaisan.

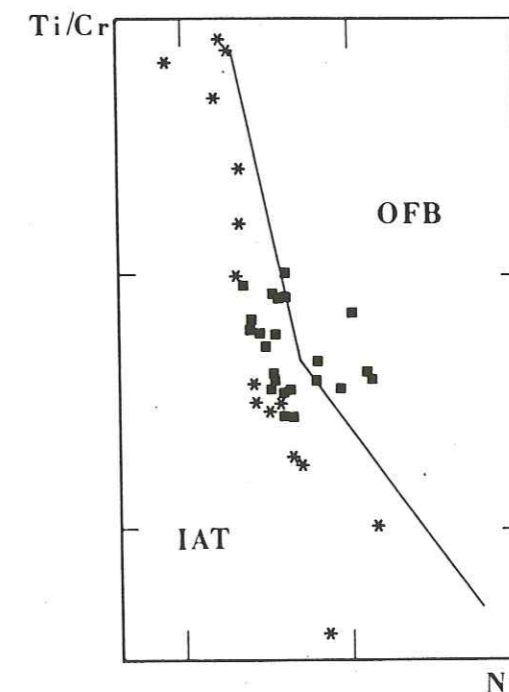


Figure 48: Diagramme Ni - Ti/Cr de BECCALUVA & al. (1979)

Il montre une répartition préférentielle des metabasites du Versoyen dans le domaine des IAT (island-arc tholeiites). Notons que toutes les roches de la région du Clapet (étoiles) sont situées dans le champ des IAT.

5. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

La datation des événements géologiques majeurs de la zone du Versoyen, -âge de formation des roches ignées, -âges des diverses phases métamorphiques, recèle certainement nombre d'arguments essentiels pour la compréhension de la genèse et de l'évolution de cette région.

Sur la base de données purement stratigraphiques, l'âge de la mise en place des sills a été situé par ANTOINE (1971, 1972) entre le Malm inclus et le Sénonien exclu et plus probablement au Crétacé inférieur ou moyen. Aucun argument paléontologique n'est venu appuyer cette estimation; une étude micropaléontologique systématique des sédiments encaissants restant à faire.

L'âge du métamorphisme a été abordé par BOCQUET et al., (1974). Ces auteurs ont daté par la méthode K-Ar deux concentrés de minéraux provenant d'une glaucophane du Clapet: le ferroglaucophane a donné un âge apparent de 193 ± 32 M.a. et la chlorite 79 ± 6 M.a.. Les auteurs considèrent que l'âge de l'amphibole est nettement surestimé en raison de la présence d'une surpression d'argon ou d'argon hérité.

A la suite de BOCQUET et al., (1974), nous avons tenté de préciser l'âge du métamorphisme ayant produit les amphiboles bleues. Cependant, dans le cadre de ce travail, nous n'avons pu qu'aborder ces problèmes de datation, reportant à plus tard une recherche plus détaillée. Les résultats que nous présentons ne sont donc qu'exploratoires et nos conclusions, probablement très provisoires.

Le travail géochronométrique a porté sur l'analyse K-Ar de 5 roches. Les concentrés de glaucophane ainsi que les roches totales ont été, à une exception près, analysés chaque fois. Quatre échantillons (764, 740, 742c et 796) sont des roches d'origine sédimentaire récoltés à la Pte du Clapet (chap. 2.1.1., paragraphe 12); l'échantillon 756 est d'origine ignée et provient de la région de la Pte Rousse.

5.1. METHODES D'ANALYSES

Les analyses géochronologiques ont été effectuées au Département de Minéralogie de l'Université de Genève.

Les teneurs en potassium ont été mesurées par absorption atomique sur un spectromètre Pye Unicam SP 1900. Le $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, est utilisé comme tampon pour éliminer les effets d'interférence et d'ionisation. Les dosages sont répétés deux fois.

L'analyse isotopique de l'argon est menée en mode statique selon le protocole décrit par FONTIGNIE (1980, 1982).

Les échantillons sont fondus par un four à haute fréquence. Le

dosage est réalisé selon la technique de la dilution isotopique (traceur Schumacher, Berne). Les mesures sont effectuées sur un spectromètre de masse "on line" AEI MS-10S équipé d'un aimant de 4100 gauss.

Echant.	N° Labo	% K	Age* (M.a.)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ mol/g. 10^{-10}	% $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$
756 GLAU	KA-18984	0,273	$101,3 \pm 2,8$	0,4933	58,3	711	68592
756 RTT	KA-18986	0,670	$50,3 \pm 1,4$	0,5930	37,1	470	58846
764 GLAU	KA-18994	0,050	$171,5 \pm 4,9$	0,1560	52,3	622	31202
764 RTT	KA-18990	0,186	$37,3 \pm 1,2$	0,1215	26,7	403	49319
740 GLAU	KA-19092	0,085	$159,4 \pm 4,4$	0,2457	43,9	527	23912
740 RTT	KA-19090	0,241	$76,2 \pm 2,2$	0,3251	45,8	546	55441
742c GLAU	KA-19102	0,075	$180,1 \pm 4,8$	0,2463	43,1	520	20427
742c RTT	KA-19100	0,239	$66,9 \pm 1,8$	0,2826	42,0	510	54259
796 RTT	KA-19110	0,173	$63,5 \pm 2,2$	0,1938	34,1	449	40883
1045 (BOCQUET)	KAW-1198 glaucophane	0,038	$193,0 \pm 32$	0,1361	71,6	428	8910
1045 (BOCQUET)	KAW-1199 chlorite	0,043	$79,0 \pm 6,0$	0,0620	24,3	316	3610

GLAU = glaucophane, RTT = roche totale
* : l'erreur indiquée correspond à un écart type

Tableau 16: Données analytiques (K-Ar)

5.2. DONNEES ANALYTIQUES

Les résultats des analyses géochronométriques sont rassemblés dans le tableau 16. Les échantillons analysés sont généralement assez pauvres en potassium. L'échantillon 756 fait exception à cette généralité en raison de l'existence d'une biotite verte. Cette dernière, présente en inclusions dans l'amphibole bleue que l'on ne peut mieux séparer, explique la teneur anormalement élevée en potassium de ce concentré.

Les âges apparents, aussi bien de roches totales que des concentrés d'amphibole, varient dans une très large gamme. Les analyses auxquelles nous avons ajouté les 2 analyses de BOCQUET et al., (1974) sont reportées sur la figure 49.

Dans cette figure, deux groupes différenciés par la nature des matériaux analysés, se distinguent: les glaucophanes dont le groupe présente une corrélation très significative ($r = 0,9400$, $n = 4$) et les roches totales qui présentent une corrélation nettement moins bonne ($r = 0,5025$, $n = 5$), mais demeurant cependant significative. On peut supposer que la faible valeur du coefficient de corrélation de ce deuxième groupe est due à la faible variabilité des valeurs d'abscisse de l'échantillonnage.

La corrélation à l'intérieur du groupe des glaucophanes étant assez bonne, on peut avancer qu'ils sont le produit d'événements métamorphiques contemporains. L'isochrone, calculé par simple régression linéaire, donne un âge de $64,6 \pm 16,2$ M.a., caractérisé par une surpression d'argon très significative $457,4 \pm 39,9$. Les glaucophanes sont des minéraux qui présentent souvent des phénomènes de surpression d'argon (HARPER, 1970; BOCQUET et al., 1974; HUNZIKER, 1974, 1979).

La faible variabilité du groupe des roches totales ne permet pas de déceler la présence d'une surpression d'argon significative. Nous ne pouvons que calculer l'âge minimum de ce groupe en forçant l'isochrone, calculée par simple régression linéaire, à passer par 0 ; 295,5 (rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'argon atmosphérique). L'isochrone ainsi définie correspond à un âge de $59,1 \pm 6,8$ M.a.. Etant donné l'importance des erreurs, les deux âges des isochrones ne sont pas significativement différents.

5.3. CONCLUSION-DISCUSSION

L'âge des roches totales est nécessairement un âge mixte complexe, "vieilli" par la surpression d'argon des glaucophanes, éventuellement rajeuni par la présence de minéraux tardifs. Cependant, les paragenèses des roches analysées indiquent que l'importance de ces minéraux dans le bilan K-Ar est restreinte, en raison de leur faible abondance et de leur faible teneur en K et en Ar.

L'âge des roches totales est donc géologiquement significatif et correspond à la dernière initialisation des systèmes K-Ar. Comme les âges des roches totales et des glaucophanes ne sont pas significativement différents, nous sommes amenés à admettre que, pour les roches analysées présentant généralement très peu de rétro-morphoses, cette dernière réinitialisation correspond au métamorphisme ayant produit les glaucophanes.

En raison du petit nombre d'échantillons analysés, de la présence de surpressions d'argon et des faibles teneurs en potassium, l'âge de l'événement métamorphique qui a produit les glaucophanes ne peut être mieux précisé: il est daté très grossièrement à 60 M.a..

Une étude géochrométrique plus poussée sur un échantillonnage plus large et de même nature est nécessaire pour mieux préciser l'âge du métamorphisme.

L'importance des surpressions d'argon pourra être mise en évidence par des techniques de préchauffage libérant préférentiellement l'argon de surpression. Enfin, l'analyse d'autres phases minérales, notamment de minéraux primaires ou antérieurs au métamorphisme ayant produit les glaucophanes, reste à faire.

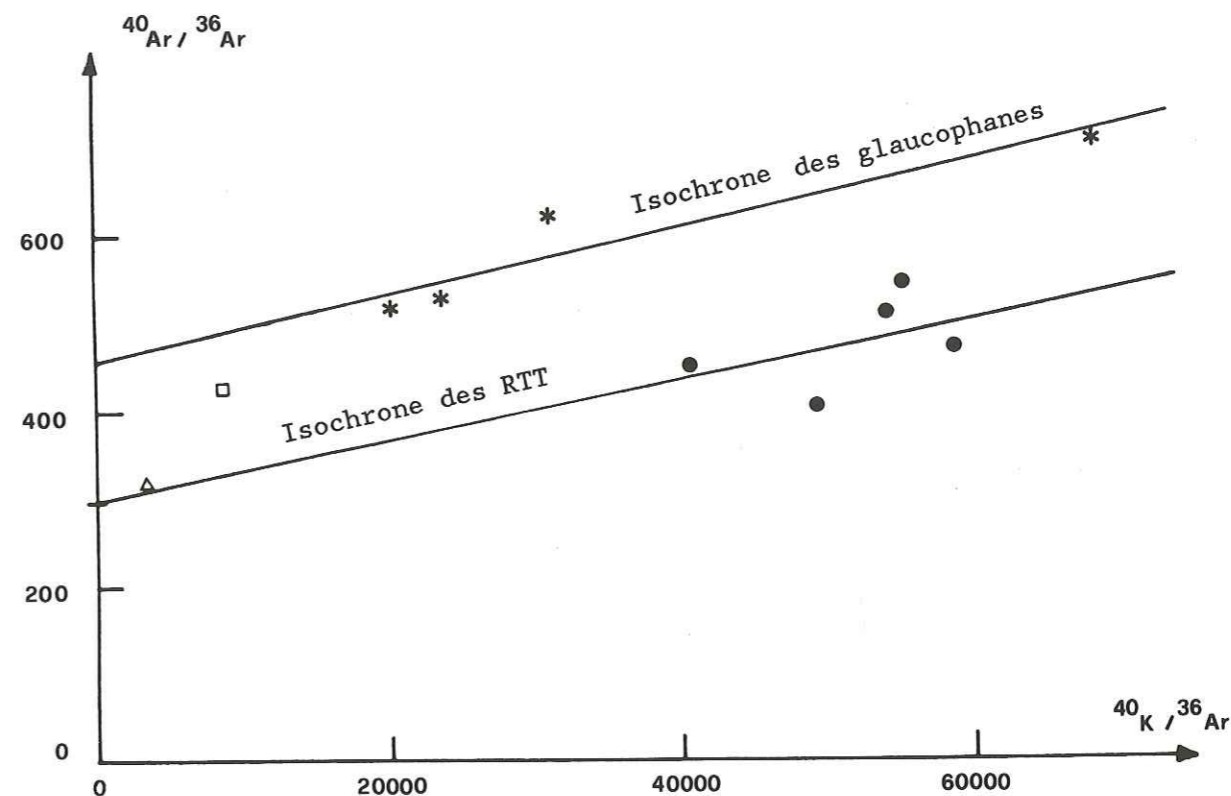


Figure 49: Isochrone des RTT et isochrone des glaucophanes. (Etoiles = glaucophanes, disques = roches totales, carré = glaucophane (Bocquet et al., 1974), triangle = chlorite (Bocquet et al., 1974)).

6. CONCLUSIONS - DISCUSSION

6.1. DISCUSSION DES HYPOTHESES AVANCEES A CE JOUR

Nous avons déjà donné un bref aperçu des différentes hypothèses qui s'affrontent depuis des décennies, concernant l'origine paléogéographique de la zone du Versoyen (chap 1.3). Deux de ces dernières sont étayées par des arguments sérieux. Dans ce sous-chapitre, nous résumerons les caractères principaux de chacune de celles-ci, nous en mentionnerons une troisième qui a été définitivement écartée et une quatrième qui réunit les 2 premières. Ensuite, nous nous pencherons sur les hypothèses ayant trait au type de métamorphisme qui a affecté le complexe ophiolitique du Versoyen.

A. ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE

1. Les ophiolites du Versoyen pourraient représenter un lambeau allochtone exotique issu du domaine piémontais et mis en place tectoniquement entre la zone houillère briançonnaise et les massifs cristallins externes (Mont-Blanc et Belledonne). (ELTER, 1954; ELTER, 1960; ELTER & ELTER, 1965; BOCQUET, 1974b).

2. Les ophiolites de la zone du Versoyen n'auraient pas quitté leur "berceau" d'origine. Elles se localisent actuellement dans la zone des Brèches de Tarentaise (ou domaine valaisan) et y auraient pris naissance. (BARBIER, 1948, 1951; TRÜMPY, 1955, 1960; ZULAUF, 1963; LOUBAT, 1968b; ANTOINE, 1971, 1972; DAL PIAZ, 1974a), elles seraient donc autochtones. Cette dernière hypothèse amène aux réflexions suivantes: si les ophiolites du Versoyen font partie du domaine valaisan, il faut accepter l'idée d'un bassin valaisan à croûte océanique, tout au moins localement; il faut, d'autre part aussi pouvoir expliquer l'intensité du métamorphisme qui affecte, en certains secteurs, les ophiolites et qui n'affecte que rarement leurs sédiments associés (les auteurs anciens avaient déjà judicieusement observé cette particularité, KILIAN et TERMIER, 1895).

3. Certains auteurs ont pensé que ces ophiolites pourraient provenir d'une zone encore plus interne. (ELTER & ELTER, 1965). Hypothèse qui a été abandonnée dans cette étude, car elle semble dépourvue de fondements, et elle introduirait trop de paramètres incertains. D'autre part, le bassin piémontais semble bien être le bassin océanique le plus interne du bâti alpin.

4. Certains auteurs, enfin, considèrent les ophiolites du Versoyen comme étant constituées par deux écailles tectoniques distinctes. Pour la première, représentée par les metabasites de la Pte du Clapet, ils postulent une origine piémontaise et pour la deuxième, comprenant les metabasites des autres massifs, une origine valaisane (LASSERRE & LAVERGNE, 1976).

B. METAMORPHISME AYANT AFFECTE LA ZONE DU VERSOYEN

Concernant le métamorphisme qui a affecté la zone du Versoyen, deux courants d'idées s'affrontent:

1. Le premier postule un métamorphisme de pression faible à modérée pour l'ensemble des metabasites. Le développement des amphiboles bleues au Clapet et à la Pte Rousse est attribué à un métamorphisme hydrothermal avec intense activité de fluides (LOUBAT, 1968a; LOUBAT & DELALOYE, 1984).

2. Le deuxième attribue le développement des glaucophanes et des pyroxènes sodiques à un épisode métamorphique de haute pression. (BOCQUET, 1974b; LASSERRE & LAVERGNE, 1976). Ces auteurs sont d'ailleurs pour une origine paléogéographique piémontaise et ils parlent de métamorphisme "transporté".

La présente étude a permis d'éclairer sous un angle nouveau ces différentes hypothèses concernant l'origine paléogéographique et les différents types de métamorphisme ayant affecté le complexe volcano-sédimentaire de la zone du Versoyen.

6.2. EVOLUTION GEOTECTONIQUE DE LA ZONE DU VERSOYEN

A la lumière de certains diagrammes de discrimination, l'étude géochimique des metabasites a permis, dans une première approche, de cerner le contexte géotectonique ayant occasionné la mise en place du bâti ophiolitique (il ne correspond pas fidèlement à un modèle classiquement reconnu).

La géochimie montre une évolution complexe des laves ayant engendré la série volcano-sédimentaire du Versoyen. Ces dernières, en effet, présentent généralement des caractéristiques de OFB (ocean floor basalts), parfois de MORB (mid-ocean floor basalts), avec une légère empreinte continentale de type LKT (low-K tholeiites) ou IAT (island arc tholeiites). En règle générale, une telle association est typique de basaltes engendrés dans un bassin marginal (de type back-arc), possédant une forte signature de croûte continentale subductée (PEARCE & al., 1984). Pourtant, au Versoyen, nous nous trouvons vraisemblablement en présence d'une faille transformante marginale (HEKINIAN et al., 1976), reliée à l'océan piémontais (TRÜMPY, 1985) (fig.50 et fig.51). L'empreinte continentale pourrait être due à une contamination primaire du magma. Pourtant, dans une série tholéiitique un caractère modérément alcalin ne traduit pas nécessairement un empreinte continentale.

L'idée, avancée par LOUBAT (1975), puis KELTS (1981), selon laquelle l'évolution du golfe de Californie pourrait être mise en parallèle avec celle du bassin de Tarentaise (bassin valaisan) au Crétacé, a pu être étayée grâce aux récentes découvertes faites par des chercheurs du DSDP (Deep Sea Drilling Project), dont CURRAY & MOORE (1982), EINSELE (1982), GIESKES et al. (1982), KASTNER (1982), KELTS (1982), MOORE et al. (1982), NIEMITZ (1982), PERFIT et al. (1982), SAUNDERS et al. (1982a et 1982b).

En effet, le DSDP a permis de mettre en évidence, dans le golfe de Californie, une série de petits bassins, engendrés par un système de failles transformantes, témoins de l'ouverture d'un océan (READING, 1980). L'un d'entre eux, le bassin de Guaymas, a spécialement retenu notre attention en raison de ses nombreuses similitudes avec le petit bassin de la zone du Versoyen, tel que l'on pourrait le reconstituer à l'époque crétacée (fig.51). Le bassin de Guaymas est, en effet, représenté par une série de sills doléritiques différenciés horizontaux, et par une coulée sommitale développant des laves en coussins, intrusifs dans des sédiments hémipélagiques meubles et gorgés d'eau qui esquissent une allure de cèdre (HARKER, 1909; EINSELE, 1982). Nous avons dessiné un de ces cèdres (fig.5, p.11), représentant schématiquement le mode d'épanchement en filons-couches des séries basaltiques du Versoyen.

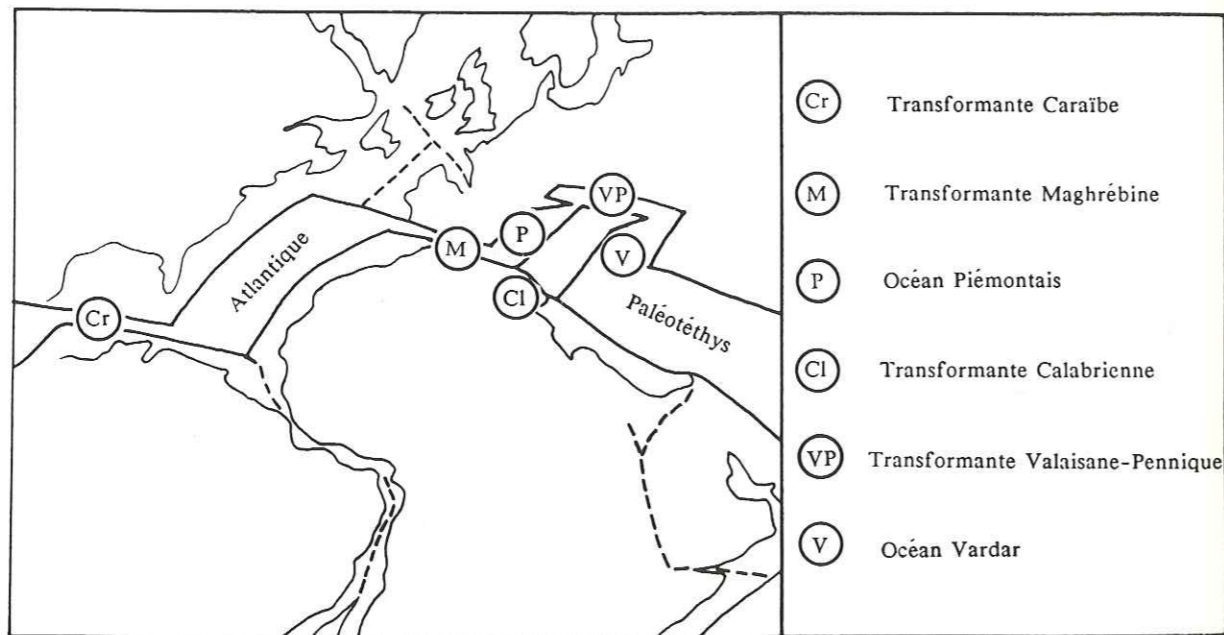


Figure 50: Océans alpin et atlantique au Jurassique supérieur d'après TRÜMPY (1985)

MODELE D'OUVERTURE ET DE FERMETURE D'UN OCEAN DANS UN SYSTEME DE FAILLE TRANSFORMANTE (d'après READING, 1980)

En nous inspirant du modèle de READING (1980), nous pouvons concevoir comme suit l'ouverture et la fermeture précoce du bassin du Versoyen dans un système de faille transformante (fig.50):

A. Phase de transtension (ouverture du bassin)

Un petit bassin se forme dans une croûte continentale amincie (dont la leptynite de Pte Rousse est peut-être le témoin); des conglomérats et des brèches se déposent dans ses marges, (et peut-être, comme dans le modèle de READING des sédiments lacustres fins, en son centre). Ce bassin s'est ensuite affaissé en dessous du niveau de la mer, lors des premiers mouvements d'expansion; ce qui a permis aux évaporites et aux dolomies de se déposer. L'expansion continuant, la mer peut enfin pénétrer dans le bassin. Une subsidence rapide du bassin semble attestée par l'accumulation de sédiments pélagiques, ce qui a favorisé l'injection du magma basaltique en un système de filons-couches. La montée de ces basaltes, ainsi que la mise en place des écailles d'ultramafites seraient dues à un accroissement de tension.

B. Phase de remplissage du bassin

La sédimentation principale, constituée de turbidites, de boues terrigènes riches en matière organique et de matériel carbonaté, est de type Flysch.

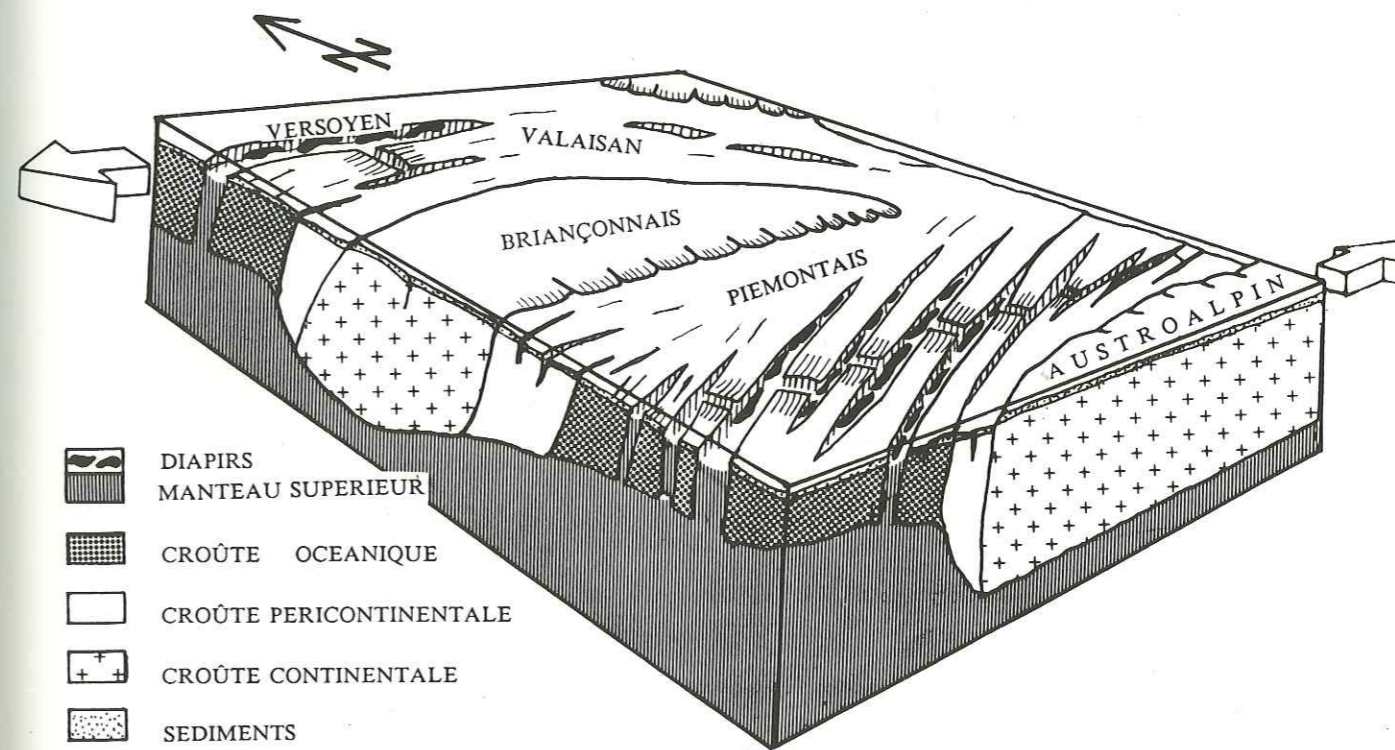


Figure 51: Bloc diagramme représentant la position structurale du Versoyen dans la zone valaisane au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Inspiré et modifié d'après VUICHARD, 1984).

C. Phase de transpression (fermeture du bassin)

La sédimentation se poursuivant, le bassin se comble et est soulevé au dessus du niveau de la mer; on passerait des turbidites marines aux sédiments lacustres et fluviaux (au Versoyen, ces derniers ont vraisemblablement été érodés). L'interruption précoce de l'évolution du petit bassin du Versoyen, est due à l'orogénèse alpine qui a probablement entraîné sa fermeture par subduction.

6.3. EVOLUTION METAMORPHIQUE DE LA ZONE DU VERSOYEN

Les ophiolites de la zone du Versoyen, ainsi que leurs sédiments associés, ont subi plusieurs épisodes métamorphiques successifs, qui ont engendré des associations minérales, complexes et variées, en déséquilibre thermodynamique (minéraux souvent zonés). L'étude détaillée des grenats, des pyroxènes et des amphiboles, a notamment permis de mettre en évidence plusieurs de ces différentes phases métamorphiques.

1. Métamorphisme de contact

Ce type de métamorphisme, à caractère thermique et hydrothermal, a eu lieu aux contacts entre filons-couches (parfois laves en coussins) et sédiments encaissants, ces derniers étant encore généralement meubles et gorgés d'eau lors de l'intrusion basaltique. Ce métamorphisme affecte thermiquement les sédiments encaissants qui libèrent facilement (en phase vapeur) l'eau de leurs pores et modifient ainsi le chimisme de la roche intrusive surtout à proximité des zones de contact; l'échange se limite généralement à des transferts de fluides de l'encaissant vers le corps intrusif engendrant la contamination de ce dernier (MAURY, 1978). D'autre part, un effet de confinement, produit par les schistes noirs plus ou moins réfractaires, a probablement intensifié l'action des fluides hydrothermaux et prolongé le temps de refroidissement des filons-couches. Ainsi ce métamorphisme engendre-t-il des roches porcelanées blanches, les adinoles (p.10 et p.36) qui ont probablement acquis leur paragenèse actuelle lors du métamorphisme régional.

Par ailleurs, nous notons que les filons-couches profonds ont été mis en contact avec des cargneules et des niveaux évaporitiques. Des blocs de ces formations carbonatées ou évaporitiques triasiques et liasiques ont été enclavés, parfois même partiellement assimilés par les dolérites entraînant, encore une fois, la libération d'éléments mobiles (CO₂, bore, phosphore, etc) (MAURY, 1978).

2. Métamorphisme hydrothermal (fond océanique)

Ce métamorphisme, a certainement eu lieu lors d'un stade précoce, probablement immédiatement après le métamorphisme de contact. Ses effets se sont alors conjugués à ceux produits par ce dernier, ce qui a permis une remobilisation d'autant plus significative des éléments volatils (ou mobiles). Il est généralement engendré par la réaction, entre le corps intrusif et l'eau de mer réchauffée, et occasionne un système de

courants de convection chauds qui produit un métamorphisme hydrothermal, et en certains secteurs, au niveau des épanchements en coussins, la spilitisation (AMSTUTZ, 1974 et ROCCI, 1978).

Par ailleurs, l'activité hydrothermale est responsable des grandes concentrations de manganèse (CRONAN & al., 1982) que l'on trouve sous forme d'enduits dans tout le Versoyen, tant dans les metabasites que dans les métapélites, et, à un important développement de sulfures.

3. Métamorphisme régional

Le métamorphisme régional ayant affecté le complexe ophiolitique du Versoyen a pu être subdivisé en 3 faciès principaux correspondant à une succession d'épisodes métamorphiques; après une étude minéralogique et pétrographique détaillée de minéraux spécifiques tels que les grenats, les pyroxènes sodiques et les amphiboles alcalines.

3a. Faciès écolitique (éocalpin)

Les grenats et les pyroxènes sodiques étudiés ont permis de mettre en évidence une phase métamorphique précoce (éocalpine) écolitique de type C (COLEMAN et al., 1965; SMULIKOWSKI, 1968), développée in situ, l'histoire métamorphique des metabasites et des métapélites étant généralement commune. Il faut toutefois souligner, en certains secteurs, l'incompatibilité des pressions enregistrées entre d'une part écolites de type C et d'autre part, les assemblages métamorphiques des laves en coussins, des filons-couches ou des métasédiments adjacents.

Cette phase métamorphique écolitique a permis, dans les metabasites, le développement de l'omphacite (JD 40-45%) (décrite dans la présente étude, p.92), associée à des grenats riches en Mn (p.77) (rappelons que la spessartine est actuellement considérée comme un minéral de pression élevée, BANNO et al., 1986, mais, au Versoyen, cet enrichissement en Mn peut être dû, en partie, à des phénomènes de contamination par du matériel argileux), au quartz, à la paragonite, au rutile, au sphène, et parfois à la zoisite (tab.17). Dans les metabasites de la région de la Pte Rousse, on ne rencontre ni pyroxènes sodiques, ni grenats; on peut se demander si ce fait est dû à une recristallisation rétrograde complète des minéraux du faciès écolitique ou à leur absence originelle.

Dans les métasédiments de la Pte du Clapet (métapélites, métagrauwacke et cornéennes), généralement situées à proximité des zones de contact primaires (avec le corps intrusif), le métamorphisme écolitique a permis la cristallisation de la jadéite (JD 82-84%) associée au quartz, à la paragonite, au rutile, à la calcite (aragonite ?; BROWN & al., 1962; COLEMAN & LEE, 1962), et au sphène. Dans les métasédiments rubanés se développe un grenat manganésifère riche en pyrope (jusqu'à 16,6% PY); et dans les cornéennes un grenat extrêmement riche en Mn (SP 44-62%) (p.68). Quant aux métapélites de la région de la Pte Rousse, le métamorphisme écolitique a engendré la cristallisation de la jadéite (JD 68%), associée au quartz, au sphène, à la zoisite et au rutile (tab.17).

FACIES MINÉRAUX	ECLOGITIQUE		
	SCHISTES BLEUS	SCHISTES VERTS	
METABASITES			
Plagioclase			
Quartz			
Pumpellyite			
Prehnite			
Epidote	zoisite-clinozoisite	Fe-épidote	
Na-amphibole	glauc.-crossite	ferrogl./Mg-riebeck.	
Ca-amphibole	Mg-hornblende	actinote-trémolite	
Na-pyroxène	omphacite		
Grenat	Ca-Fe-Mn	Mn-Ca-Fe	Fe-Ca-Mn
Mica	paragonite	biotite verte	biot.v./muscovite
Tourmaline			
Stilpnomélane			
Chlorite			
Sphène			
Rutile			
METAPÉLITES			
Plagioclase			
Quartz			
Epidote	zoisite-clzois.	Fe-épidote	
Na-amphibole	glauc.-crossite	Mg-riebeckite	
Ca-amphibole			
Na-pyroxène	jadéite		
Grenat	Mn-Fe-Mg	Mn-Fe-Mg	Mn-Ca-Fe
Mica	paragonite	biotite verte	muscovite
Tourmaline			
Chlorite			
Stilpnomélane			
Chloritoïde			
Sphène			
Rutile			
Calcite			

Tableau 17: Schéma récapitulatif et synthétique des minéraux rencontrés dans les différents faciès métamorphiques régionaux.

D'après différents auteurs (p.91), nous pouvons situer la cristallisation de la jadéite dans les conditions de pression et de température suivantes: entre 7 et 16 kbars, et 300° à 600°C; pour une température équivalente, l'omphacite cristallise à des pressions légèrement inférieures (p.98). La mise en évidence de l'omphacite, la présence d'autres minéraux typiques de conditions de haute pression et basse température, jointes à la confirmation et l'extension géographique de la jadéite, amènent à reconsidérer les interprétations de l'évolution

structurale et métamorphique de la zone du Versoyen (et du domaine valaisan) (MARTINI, 1972). En effet, de telles paragenèses, découvertes non seulement dans le secteur du Clapet, mais aussi étendues à toute la bordure ESE, permet de rejeter les différentes hypothèses énoncées à ce jour concernant l'origine du métamorphisme rencontré, à savoir:

1. L'hypothèse de LOUBAT (1968a) et LOUBAT & DELALOYE (1984) selon laquelle les paragenèses métamorphiques rencontrées au Versoyen auraient une origine essentiellement metasomatique tardi-magmatique.
2. L'hypothèse de BOCQUET (1974b) et LASSERRE & LAVERGNE (1976), qui attribue aux assemblages métamorphiques de la Pte du Clapet une origine structurale plus interne (piémontaise), distincte du reste de la série ophiolitique.

Ces hypothèses antérieures dès lors démenties, il faut considérer un contexte géodynamique nouveau pour la zone du Versoyen (SCHÜRCH & al., 1986b et en prép.), ayant permis le développement de ces paragenèses eclogitiques (HP-BT) soit: 1. surcharge tectonique par empilement de nappes (hypothèse déjà écartée par BOCQUET, 1974), 2. zone de subduction, 3. chevauchement tectonique majeur entraînant des phénomènes de surpressions. En l'état actuel des connaissances, il est peu aisé de choisir l'une ou l'autre des deux hypothèses. Il est toutefois certain que des pressions allant jusqu'à 16 kbars ne peuvent pas avoir été atteintes par le seul truchement de surpressions locales, puisqu'en général, lors de chevauchement tectoniques importants, on n'observe jamais plus de 1 kbar de surpression (MUELLER & SAXENA, 1977; BLAKE, 1969; BAILEY & BLAKE, 1969). D'autre part, si l'on considère une subduction de plus de 30 km de profondeur, comme semble l'impliquer les paragenèses à jadéite et à omphacite, dans un bassin d'extension aussi limitée, puisque avorté précocement, de sérieux problèmes d'interprétation se présentent. Il apparaît donc raisonnable d'envisager une action conjointe des deux processus de subduction et de mégachevauchement tectonique (PLATT, 1986).

L'âge des bouleversements tectoniques ayant engendré ce métamorphisme HP-BT est estimé entre 64,6 ± 16,2 M.a. (p.148). Cet âge est relativement jeune pour un événement HP, mais il correspond au modèle (CABY & al., 1978), selon lequel les associations minérales HP ont un âge d'autant plus jeune qu'elles se localisent dans un domaine plus externe. D'autre part, ces mêmes auteurs préconisaient déjà, dans un modèle purement théorique, un mécanisme engendrant la création de subductions progressivement plus externes et plus jeunes, dont le pendage s'inversait graduellement.

Après cette phase métamorphique paroxysmale, se sont développées différentes phases rétrogrades (fig.52) décrites ci-après.

3b. Faciès schistes bleus (éoalpin)

L'étude détaillée des amphiboles bleues a permis de mettre en évidence plusieurs sous-faciès regroupés dans le faciès "schistes bleus".

En effet, nous avons mis en évidence, tant dans les metabasites que dans les métapélites, un premier sous-faciès HP-BT ayant permis le développement du glaucophane et de la crossite (tab.12, p.112), associés

au pyroxène sodique, à la zoïsite-clinozoïsite, à la biotite verte, au grenat manganésifère, au rutile et au sphène (tab.17, p.156).

Le deuxième sous-faciès (P élevée, quoique plus basse que dans le premier sous-faciès et T basse, légèrement plus basse que dans le premier sous-faciès) a engendré la cristallisation du ferroglaucophane (tab.12) et éventuellement de la magnésio-riebeckite (dont les conditions de stabilité sont mal connues). Ces 2 minéraux sont associés à ceux du premier sous-faciès et, dans les métapélites au stilpnomélane et au chloritoïde, et dans les metabasites à la pumpellyite et à la prehnite.

Ces sous-faciès métamorphiques "schistes bleus" ont probablement succédé rapidement au faciès éclogitique, car ils sont quantitativement plus largement répandus et géographiquement plus étendus. Concernant le contexte géodynamique du métamorphisme schistes bleus, on peut envisager qu'il se soit développé dans des conditions P et T très proches de celles décrites pour le faciès éclogitique, donc dans un environnement tectonique similaires; quoique pour le deuxième sous-faciès une légère rétro-morphose ait déjà fait son apparition.

3c. *Faciès schistes verts* (mésosalpin)

Ce faciès métamorphique, de type rétrograde, est le plus développé dans la série volcano-sédimentaire du Versoyen (sills, pillow-lavas).

On y rencontre particulièrement des amphiboles vertes et brun-verts (actinote-trémolite et magnésio-hornblende), de rares amphiboles bleues (ferroglaucophane et magnésio-riebeckite), ainsi que les minéraux suivants: pistachite, biotite verte, muscovite, stilpnomélane, chlorite, tourmaline et des reliques des faciès paroxysmaux (tab.17).

Certaines roches exhibant un indubitable faciès "schistes verts" auraient, selon BEARTH (1966), pu cristalliser dans les mêmes conditions de P et de T que celles requises pour un métamorphisme HP-BT mais sous des conditions hydratées. En effet, l'omphacite n'a été découverte que dans la partie centrale des filons-couches les plus puissants (zones protégées de la contamination par les fluides). La présence d'eau dans les phases fluides conduirait, dans des conditions de P et de T équivalentes, à l'apparition d'un faciès de moindre intensité apparente, par exemple de type "schistes verts". Cette théorie de BEARTH, en contradiction avec l'hypothèse d'une origine hydrothermale de LOUBAT (1968a) et de LOUBAT & DELALOYE (1984), pourrait expliquer l'absence de paragenèses HP typiques dans certains secteurs du Versoyen. L'étude pétrographique détaillée et systématique des faciès grossiers, provenant de centres de sills, a permis d'identifier, notamment dans les secteurs Ermitte-Arguerey-Ghiacciaio et Veis Miravidi-Beaupré de très rares reliques de glaucophane s.l., témoins d'un métamorphisme HP.

En l'état actuel des connaissances, nous concluons que les roches exhibant un faciès "schistes verts", ont généralement subi une rétro-morphose, et peut être en de rares secteurs, elles auraient été trop hydratées pour permettre la cristallisation de paragenèses HP-BT typiques. Les conditions de pressions, subies lors de ce métamorphisme "schistes verts" rétrograde, ont été estimées d'après le teneur en Na du

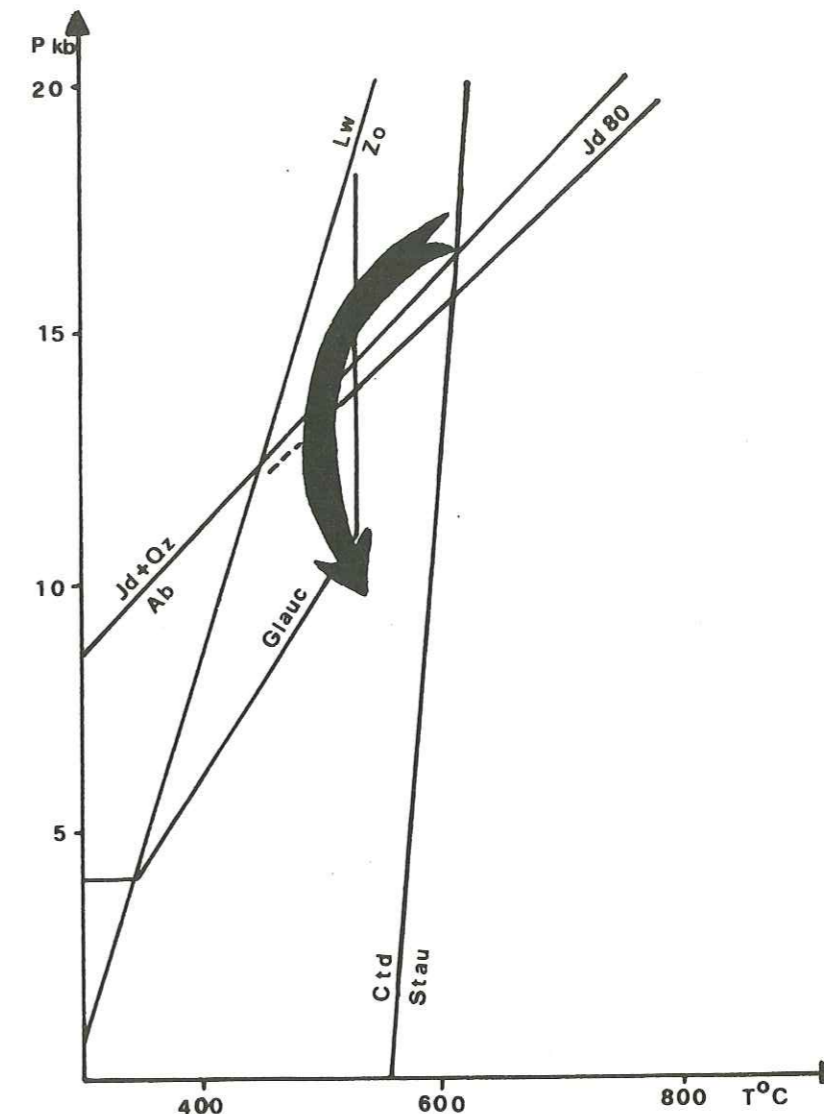


Figure 52: Diagramme P-T, montrant l'évolution rétrograde du métamorphisme ayant affecté le Versoyen.

site M₄ de l'amphiboles calcique métamorphique (BROWN, 1977); elle se situe entre 2,5 et 4 kbars (fig.34, p. 117).

La zone du Versoyen est un exemple rare d'un bassin où une extension crustale a été suivie, assez rapidement, par un phénomène complexe de compressions entraînant une fermeture prématurée de ce dernier. Elle a néanmoins pu conserver un schéma géométrique global assez cohérent. Il se pourrait, à la faveur de recherches ultérieures, que cette zone révèle les insuffisances des modèles classiques à propos des paragenèses métamorphiques de haute pression, et incite à envisager l'intervention de paramètres physico-chimiques supplémentaires (P fluides) dans les processus de recristallisation des roches.

BIBLIOGRAPHIE

- ABRAHAM, K., HORMANN, P.D. & RAITH, M. (1974): Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol, Austria. N. Jb. Mineral. (Abh.), 122, 1-35.
- AGRELL, S.O. (1939): The adinoles of Dinas Head, Cornwall. Min. Mag., 25, 305-337.
- AMSTUTZ, G.C. (1968): Les laves spilitiques et leurs gites minéraux. Geol. Rdsch., 47, 936-954.
- AMSTUTZ, G.C. (1974): Spilites and spilitic rocks. I.U.G.S. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 482 p.
- ANDERSON, D.E. & BUCKLEY, G.R. (1973): Zoning in garnet diffusion models. Contr. Mineral. Petrol., 40, 87-104.
- ANTOINE, P. (1968): Sur la position structurale de la "Zone du Versoyen". Géol. alp., 44, 7-26.
- ANTOINE, P. (1971): La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse Univ. Grenoble, 367 p.
- ANTOINE, P. (1972): Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. Géol. alp., 48, 5-40.
- ANTOINE, P., LOUBAT, H. & VATIN PERIGNON, N. (1973): Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie, Valais). Géol. alp., 49, 21-39.
- ATHERTON, M.P. (1968): The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. Contr. Mineral. Petrol., 18, 347-371.
- ATHERTON, M.P. & EDMUNDS, W.M. (1966): An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. Earth and planet. Sci. Lett., 1, 185-193.
- BAILEY, E.H. & BLAKE, M.C. Jr. (1969): Late Mesozoic sedimentation and deformation in western California. Geotektonika, 3, 17-34; 4, 24-34.
- BANNO, S. (1959): Aegyrineaugites from crystalline schists Sikoku. Geol. Soc. Japan, 65, 652-657.
- BANNO, S. (1970): Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. Phys. Earth Planet. Interiors, 3, 405-421.

- BANNO, S., SAKAI, C. & HIGASHINO, T. (1986): Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos* 19, 51-63.
- BARBIER, R. (1948): Les zone ultradauphinoises entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Serv. Carte géol. franç.*, 212-228.
- BARBIER, R. (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 29, 3-46.
- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 39, 267-286.
- BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpinenmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 42, 127-137.
- BEARTH, P. (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 45, 179-188.
- BEARTH, P. (1966): Zur Mineralfaziellen Stellung des Glaukophangesteine der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 46, 13-23.
- BEARTH, P. (1970): Zur Eklogitbildung in der Westalpen. *Fortschr. Mineral.*, 47, 27-33.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1874-1882.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA, G., PICCARDO, G.B., ZEDA, O. (1984): Petrology of lherzolithic rocks from the Northern Apennine ophiolite. *Lithos*, 17, 299-316.
- BEGHEIJN, L.T. (1979): Determination of iron (II) in rock, soil and clay. *The analyst*, 104, 1055-1061.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxydes. *J. Geol.*, 75, 382-403.
- BLACK, M.C. Jr., IRWIN, W.P. & COLEMAN, R.G. (1969): Blueschist facies metamorphism related to regional thrust faulting. *Tectonophysics*, 8, 237-246.
- BLACK, P.M. (1970): Ferroglaucophane from New Caledonia. *Amer. Mineralogist*, 55, 508-511.
- BLOXAM, T.W. (1956): Jadeite-bearing metagraywackes in California. *Amer. Mineralogist*, 41, 488-496.
- BLOXAM, T.W. (1959): Glaucophane schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Amer. J. Sci.*, 257, 95-112.

- BLOXAM, T.W. (1960): Jadeite-rocks and glaucophane schists from Angel Island, San Francisco Bay, California. *Amer. J. Sci.*, 258, 555-573.
- BLOXAM, T.W. & LEWIS, A.D. (1972): Ti, Zr and Cr in some British pillows lavas and their petrogenetic affinities. *Nature*, 237, 134-136.
- BOCQUET, J. (1974a): Blue amphiboles of the Western Alps. Chemistry and physical characters. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 425-448.
- BOCQUET, J. (1974b): Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse de doctorat, A.O. 10613, Univ. Grenoble, 489 p.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C., KRUMMENACHER, D. (1974): K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, 7-26.
- BROWN, E.H. (1969): Some zoned garnets from the greenschist facies. *Amer. Mineralogist*, 54, 1662-1677.
- BROWN, E.H. (1977): The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18, 229-250.
- BROWN, W.H., FYFE, W.S. & TURNER, F.J. (1962): Aragonite in California glaucophane schists, and the kinetics of the aragonite-calcite transition. *J. Petrol.*, 3, 566-582.
- BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. *Eclogae geol. Helv.*, 72, 789-802.
- CABY, R. (1968): Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales. Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie du Val d'Aoste. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 44, 95-111.
- CABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. (1978): Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XX, 4, 307-322.
- CAMERON M. & PAPIKE J.J. (1981): Structural and chemical variations in pyroxenes. *Amer. Mineralogist*, 66, 1-50.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1974): Igneous petrology. Mc Graw-Hill Book Company, 739 p.
- CARMAN, J.H. & GILBERT, M.C. (1983): Experimental studies on glaucophane stability. *Amer. J. Sci.*, 283A, 414-437.
- CARPENTER, M.A. (1979): Omphacites from Greece, Turkey, and Guatemala: composition limits of cation ordering. *Amer. Mineralogist*, 64, 102-108.

- CASSEDANNE, J., CASSEDANNE, J. et ESTRADA, N. (1977): Le gîte d'axinite de Santa Rosa (Municipe de Cordeuba, Etat de Bahia, Brésil). Bull. Soc. franç. Minéral. (Cristallogr.), 100, 191-197.
- CAWTHORN, R.G. & COLLERSON, K.D. (1974): The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analysis. Amer. Mineralogist, 5, 1203-1208.
- CHATTERJEE, N.C. (1972): The upper stability limit of paragonite. Contr. Mineral. Petrol., 27, 244-257.
- CHAUDHRY, M.N. & HOWIE, R.A. (1969): Axinites from the contact skarns of the Meldon aplite, Devonshire, England. Mineral. Mag., 37, 45-48.
- CLARK J.R. & PAPIKE J.J. (1968): Crystal-chemical characterization of omphacite. Amer. Mineralogist, 53, 840-868.
- COLEMAN, R.G. (1965): Composition of jadeitic pyroxene from the California metagraywackes. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 525-C, 25-34.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolite. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York, 229 p.
- COLEMAN, R.G. (1981): Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geol., 86, 2497-2508.
- COLEMAN, R.G. (1984): Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. Ofioliti, 9, 205-222.
- COLEMAN, R.G. & LEE, D.E. (1962): Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. Amer. J. Sci., 260, 577-595.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B. & BRANNOCK, W.W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 483-508.
- COLEMAN, R.G. & CLARK J.R. (1968): Pyroxenites in the blueschist facies of California. Amer. J. Sci., 266, 43-59.
- CORNELIUS, H.P. (1935): Geologie der Err-Julier Gruppe. Commission géol. de la Société Helv. des Sci. Nat., 1. Teil, 321 p.
- CRONAN, D.S., SCHMID, R. & WOOD, B.J. (1982): A submarine hydrothermal manganese deposit from the southwest Pacific island arc. Nature, 298, 456-458.
- CURRAY, J.R. & MOORE, D.G. (1982): Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. Initial Reports of the DSDP, 24, Part 2, 1089-1116.
- CYGAN, R.T. & LASAGA, A.A. (1982): Crystal growth and the formation of

- chemical zoning in garnets. Contr. Mineral. Petrol., 79, 187-200.
- DAL PIAZ, G.V. (1974a): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (1^{ère} partie: considérations paléogéographiques). Boll. Soc. geol. ital., 93, 437-468.
- DAL PIAZ, G.V. (1974b): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2^{ème} partie). Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 54, 399-424.
- DEBELMAS, J. (1979): Notice explicative de la feuille Annecy, A 1/250 000 BRGM, 56 p.
- DEER, W.A. HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962): Rock forming minerals. Longman Ed. Vol. 1, 2, 3, 4, et 5.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1978): Rock forming minerals. Single-chain silicates. Longman Ed. Vol. 2A, 608 p.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-laven des Vispertales. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 55, 79-87.
- DIETVORST, E.J.L. (1982): Retrograde garnet zoning at low water pressure in metapelitic rocks from Kemiö, SW Finland. Contr. Mineral. Petrol., 79, 37-45.
- EASTON, A.J., HAMILTON, D., KEMPE, D.R.C. & SHEPPARD, S.M.F. (1977): Low-temperature metasomatic garnets in marine sediments. Phil. Trans. r. Soc. London, A., 286, 253-271.
- EINSELE, G. (1982): Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water. Initial Report DSDP, 24, 1169-1176.
- EINSELE, G., GIESKES, J.M., CURRAY, J. & al. (1980): Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. Nature, 283, 441-445.
- ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 22, 115 p.
- ELTER, G. et ELTER, P. (1965): Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). Publ. Cent. Etud. géol. pétrogr. Alpes, 35, 53 p.
- ELTER, P. (1954): Etudes géologiques dans le val Veni et le vallon du Breuil (Pt. St. Bernard). Thèse N° 1200, Genève, 38 p.
- ERNST, W.G. (1960): Stability relations of Mg-riebeckite. Geochim. cosmochim. Acta, 19, 10-40.
- ERNST, W.G. (1968): Amphiboles. Springer Verlag, New York, 125 p.

- ERNST, W.G. (1977): Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectories of high-pressure metamorphic belts. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33, 191-220.
- ESKOLA, P. (1939): Die Metamorphen Gesteine. In Barth Correns and Eskola, Die Entstehung der Gesteine. Springer Verlag, Berlin, 263-412.
- ESSENE, E.J. & FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 1-23.
- FINLAY, C.A. & KERR, A. (1979): Garnet growth in a metapelite from the Moinian rocks of northern Sutherland, Scotland. *Contr. Mineral., Petrol.*, 71, 185-191.
- FONTIGNIE, D. (1980): Géochronologie potassium-argon: études théoriques et application à des matériaux de flysch des Alpes occidentales. Thèse de doctorat. Univ. Genève, 291 p.
- FONTIGNIE, D. (1982): Méthodologie Potassium-Argon. Départ. Minéral., Univ. Genève. Publication inédite, 164 p.
- FOX, H. (1895): Notes on the cherts and associated rocks of Roundhole Point (Permiten Point), Cataclews Point and Dinas Head, west of Padstow. *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall*, 11, 687-724.
- FRANCHI, S. (1895): Alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi occidentali. *Estr. Boll. R. Com. geol. Ital.*, 25 p.
- FRANCHI, S. (1896): Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 15, 169-181.
- GELLER, S. (1967): Crystal chemistry of the garnets. *Z. Kristallogr.*, Bd 125, 1-47.
- GIESKES, J.M. & KASTNER, M. (1982): Hydrothermal activity in the Gaymas basin, Gulf of California: a synthesis. Initial Report of DSDP, 24, 1159-1167.
- GREEN, D.H. (1968): Eclogite and almandine-jadeite quartz rock from the Guajira peninsula, Colombia, South America, *Amer. Mineralogist*, 53, 1320-1335.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation. *Geochim. cosmochim. Acta*, 31, 767-833.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1970): Mineralogy of peridotitic compositions under upper-mantle conditions. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 3, 359-371.
- GREEN, T.H. & WATSON, E.B. (1982): Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contr.*

- Mineral. Petrol.*, 79, 96-105.
- HARKER, A. (1909): The Natural History of Igneous Rocks. Methuen & Co, London, 384 p.
- HARPER, C.T. (1970): Graphical Solution to the Problems of Radiogenic ⁴⁰Ar loss from Metamorphic Minerals. *Eclogae geol. Helv.*, 63, 119-140.
- HARTE, B. & HENLEY, K.J. (1966): Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks. *Nature* 210, 689-692.
- HASHIMOTO, M. (1968): Grossular-spessartine garnet from low grade pelitic schists of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *J. geol. Soc. Japan*, 74, 343-345.
- HATCH, F.H., WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1972): Petrology of the igneous rocks. Thomas Murby & Co, London, 551 p.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks. Adula Nappe, central Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, 30-38.
- HEINRICH, C.A. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the central alpine Adula nappe. *J. Petrol.*, 27, 123-154.
- HEKINIAN, R. & THOMPSON, G. (1976): Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys transform faults and aseismic ridges. *Contr. Mineral. Petrol.*, 57, 145-162.
- HOFFMANN, C. (1970): Die Glaucophangesteine, ihre stofflichen Aequivalente und Umwandlungsprodukte in Nordcalabrien (Sueditalien). *Contr. Mineral. Petrol.*, 27, 283-320.
- HOFFMANN, C. (1972): Natural and synthetic ferroglaucoephane. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 135-149.
- HOFFMANN, C. & KATZ, K. (1982): Trend surface analysis of some physical properties of alkali (sodic) amphiboles. *Lithos*, 15, 17-25.
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600°-1200° C. *Amer. Mineralogist*, 65, 129-134.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.
- HSU, L.C. (1968): Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9, 40-83.

- HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31, 1-55.
- HUNZIKER, J.C. (1979): Potassium - Argon Dating. In Lectures in Isotope Geology, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 329 p.
- IRVINE, T.N. & BARRAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth Sci., 8, 523-528.
- KALKOWSKY, E. (1886): Elemente der Lithologie. Winter, Heidelberg, 271 p.
- KASTNER, M. (1982): Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin. Initial Report of the DSDP, 24, Part 2, 1143-1157.
- KATAGAS, C. (1980): Ferroglaucophane and chloritoid-bearing metapelites from the phyllite series, southern Peloponnese, Greece. Min. Mag., 43, 975-978.
- KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the gulf of California and the mesozoic Tethys, northern penninic margin. Eclogae geol. Helv., 74, 317-338.
- KELTS, K. (1982): Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at Deep Sea drilling site 477, southern Guaymas basin rift, gulf of California. Initial Report of the DSDP, 64, part 2, 1123-1136.
- KILIAN, W. & REVIL, J. (1893): Une excursion géologique en Tarentaise. Bull. Soc. d'Hist. nat. Savoie, 7, 28-40.
- KILIAN, W. & TERMIER, P. (1895): Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. Bull. Soc. géol. France, 1, 395-413.
- KOEHN, P. & VUAGNAT, M. (1970): Sur la présence du faciès "schistes à glaucophane" dans les roches du Mont-Cruzeau (Province de Turin) Italie. C.R. Soc. Phys. Hist nat. Genève, 5, 59-64.
- KOONS, P.O. (1982): An experimental investigation of the behavior of amphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures. Contr. Mineral. Petrol., 79, 258-267.
- KRETZ, R. (1973): Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. Canad. Mineralogist, 12, 1-20.
- KUSHIRO, I. (1962): Clinopyroxene solid solutions. Part 1, the $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_4$ component. Jap. J. Geol. Geogr., 33, 213-220.
- LAIRD, J. (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: blueschist-greenschist-eclogite relation. Reviews in

- Mineralogy, 9B, Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Mineral. Soc. Am., 138-158.
- LAIRD, J. & ALBEE, L.A. (1981a): Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Amer. J. Sci., 281, 127-175.
- LAIRD, J. & ALBEE, L.A. (1981b): High-pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont. Amer. J. Sci., 281, 97-126.
- LAPPARENT, J. de (1923): Leçons de pétrographie. Masson & Cie, 501 p.
- LASSERRE, J.L. & LAVERGNE, C. (1976): Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse de 3^e cycle Univ. Grenoble., 252 p.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineralogist, 63, 1023-1052.
- LEE, D.E., COLEMAN, R.G. & ERD, R.C. (1963): Garnet types from the Cazadero Aera, California. J. Petrol., 4, 460-492.
- LINTHOUT, K. & WESTRA, L. (1968): Compositional zoning in almandine rich garnet and its relation to the metamorphic history of their host rocks. Proc., 9, Akad. Wet. Ser. B71, 297-312.
- LIU, J.G. (1971): Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}^3\text{O}^{10}(\text{OH})^2$. Amer. Mineralogist, 56, 507-531.
- LIU, J.G., HO, C.O. & YEN T.P. (1975): Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan. J. Petrol., 16, 80-109.
- LOMBARDO, B., COMPAGNONI, R., FIORA, L. & FACCHINELLI, A. (1977): Composition of some sodic pyroxenes from the eclogitic micaschists of lower Val d'Aosta (Sezia-Lanzo zone, Western Alps). Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol., 33, 375-387.
- LOUBAT, H. (1965): Sur la présence de laves en coussins dans les ophiolites du Versoyen (Savoie). Arch. Sci. (Genève), 18, 131-133.
- LOUBAT, H. & ANTOINE, P. (1967): Sur l'extension des laves en coussins dans la région du Petit-Saint-Bernard, (frontière franco-italienne). Arch. Sci. (Genève), 18, 689-692.
- LOUBAT, H. (1968a): Etude pétrographique des ophiolites de la "Zone du Versoyen" Savoie (France), Province d'Aoste (Italie). Thèse, Arch. Sci. (Genève), 21, 265-457.
- LOUBAT, H. (1968b) : Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme: le Versoyen (Alpes franco-italiennes). C.R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève 2, 217-223.

- LOUBAT, H. (1975): La zone du Versoyen. Témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. Arch. Sci. (Genève), 28, 101-116.
- LOUBAT, H. (1984): Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. Géol. alp., 60, 37-44.
- LOUBAT, H. & DELALOYE, M. (1984): La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire avec mobilisats et adinoles. Géol. alp., 60, 5-76.
- LUMPKIN, G.R. & RIBBE, P.H. (1979): Chemistry and physical properties of axinites. Amer. Mineralogist, 64, 635-645.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian Lavas. J. Petrol., 5, 82-133.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. (1983): The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In Atherton & Gribble (editors) Migmatites, melting and metamorphism, 94-109.
- MARESCH, W.V. (1977): Experimental studies of glaucophane: An analysis of present knowledge. Tectonophysics, 43, 109-125.
- MARESCH, W.W. & CZANK, M. (1983): Problems of compositional and structural uncertainty in synthetic hydroxyl-amphiboles: with an annotated atlas of the realbau. Period. Mineral. (Roma), anno 52, 463-542.
- MARTINI, J. (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. Bull. suisse Minéral. Pétrol., 52, 257-275.
- MAURY, R. (1978): La contamination magmatique. Dans Girod: les roches volcaniques. Ed. Doin, 58-73.
- MEVEL, C., KIENAST, J.R. & LEIKINE, M. (1982): Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riébeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci. (Paris), 295, 809-812.
- MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tyrol, Austria. Contr. Mineral. Petrol., 34, 60-72.
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin LTD, London. 979 p.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1973): Progressive compositional change of garnets in metapelite. Lithos 6, 13-20.
- MOINE, B., SAUVAN, P. & JAROUSSE, J. (1981): Geochemistry of evaporite-

- bearing series: a tentative guide for the identification of metaevaporites. Contr. Mineral. Petrol., 76, 401-412.
- MOORE, D.G. & CURRAY, J.R. (1982): Geologic and tectonic history of the Gulf of California. Initial Report of the DSDP, 24, part 2, 1279-1294.
- MOTTANA, A. (1971): Pyroxenes in the Ophiolitic Metamorphism of the Cottian Alps. Mineral. Soc. Japan. Spec. Pap. 1, 140-146.
- MPOSKOS, E. & PERDIKATIS, V. (1984): Petrology of glaucophane metagabbros and related rocks from Samos, Aegean Island (Greece). N. Jb. Mineral. (Abh.), 146, 43-63.
- MULLEN, E.D. (1983): $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and planet. Sci Lett., 62, 53-62.
- MUELLER, R.F. & SAXENA, S.K. (1977): Chemical petrology. Springer Verlag New York Inc. 394 p.
- MYSEN, B.O. (1972): Five clinopyroxenes in the Hareidland Eclogite, Western Norway. Contr. Mineral. Petrol., 34, 315-325.
- NEWTON, R.C. & SMITH, J.V. (1967): Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. J. Geol., 75, 268-286.
- NEWTON, R.C. & FYFE, W.S. (1976): High pressure metamorphism. In D.K. Bailey & R. Macdonald. The evolution of crystalline rocks. Academic Press, 101-186.
- NICOLAS A. & JACKSON D. (1972): Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. Bull. suisse Minéral. Pétrol., 52, 479-495.
- NIEMITZ, J.W. (1982): Geochemistry of sediments Leg 64, Gulf of California. Initial Reports of the DSDP, 64, Part 1, 695-713.
- NISHIYAMA, T., UEHARA, S. & SHINNO, I. (1986): Chromian omphacite from low-grade metamorphic rocks, Nishisonogi, Kyushu, Japan. J. metamorphic Geol., 4, 69-77.
- OBERHÄNSLI, R. (1980): P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaucophaniten der Ophiolite von Zermatt. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 60, 215-236.
- OKAY, A.I. (1980a): Mineralogy, petrology and phase relations of glaucophane-lawsonite zone blue-blueschists from the Tavsanli region, Northwest Turkey. Contr. Mineral. Petrol., 72, 243-255.
- OKAY, A.I. (1980b): Lawsonite zone blueschists and a sodic amphibole producing reaction in the Tavsanli, Turkey. Contr. Mineral.

- Petrol., 75, 179-186.
- OTTEN, M.T. (1984): The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 86, 189-199.
- PARIS, E (1983): Correlation between chemistry and optics in omphacites. *Period. Mineral. (Roma)*, anno 52, 369-379.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- PEARCE, J. A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: A. Panayotou (Ed), *Proc. Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979*, 261-272.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 12, 339-349.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in Volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. & ROBERTS, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds), *Marginal basin geology. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 14, 77-94.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BURKETT, T.C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagramme: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- PERFIT, M.R., SAUNDERS, A.D. & FORNARI, D.J. (1982): Phase chemistry, fractional crystallization, and magma mixing in basalts from the Gulf of California. *Initial Reports of the DSDP*, 64, 649-665.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.
- POGNANTE, U. & PICCARDO, G.B. (in press): Petrogenesi delle ofioliti delle Alpi occidentali. *Mem. Soc. geol. Ital.*
- POLDERVAART, H. & HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.*, 59, 472-489.
- READ, H.H. (1923): The geology of Banff, Hunty and Turiff. *Mem. Geol. Surv. Scot.*, 128-137.

- RÅHEIM, A. & GREEN D.H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contr. Mineral. Petrol.*, 48, 179-203.
- READING, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 4, 7-26.
- RINGWOOD, A.E. & GREEN, D.H. (1966): An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 3, 383-427.
- ROCCI, G. (1978): Spilites et roches apparentées. Dans Girod: les roches volcaniques. Ed Doin, 210-229.
- ROEVER, W.P. de (1955): Genesis of jadeite by low grade metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 283-298.
- ROEVER, W.P. de (1972): Lawsonite-albite facies metamorphism near Fuscalda, Calabria (Sth Italy), its geological significance and petrological aspects. *G.U.A. pap. Geol.*, 3, 171 p.
- SAKAI, C., BANNO, S., TORIUMI, M. & HIGASHINO, T. (1985): Growth history of garnet in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic terrain in central Shikoku. *Lithos*, 18, 81-95.
- SANERO, E. & GOTTARDI, G. (1968): Nomenclature and crystal chemistry of axinites. *Amer. Mineralogist*, 53, 1407-1411.
- SANFORD, R.F. (1982): Growth of ultramafic reaction zones in greenschists to amphibite facies metamorphism. *Am. J. Sci.*, 282, 543-616.
- SAUNDERS, A.D. & FORNARI, D.J. (1982a): Petrology and geochemistry of granite recovered at site 476, Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California. *Initial Reports of the DSDP*, 64, Part 2, 1083-1087.
- SAUNDERS, A.D., FORNARI, D.J., JORON, J.L., TARNEY, J. & TREUIL, M. (1982b): Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California. *Initial Reports of the DSDP*, 64, Part 1, 595-642.
- SCHOELLER, H. (1929): La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 175, 33, 422 p.
- SCHÜRCH, M.L. (en prép.): Confirmation et extension du domaine de la jadéite, dans la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes).
- SCHÜRCH, M.L., BERTRAND, J. et LOUBAT, H. (1986a): Présence de ferroaxinite dans la série volcano-sédimentaire de la zone du Versoyen (Savoie, France et province d'Aoste, Italie). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 66, 267-280.
- SCHÜRCH, M.L., BERTRAND, J., CHESSEX, R. et LOUBAT, H. (1986b): Présence de l'omphacite dans la zone du Versoyen (Alpes

- franco-italiennes), implications structurales. 4^e Réunion Groupe Tectonique Suisse, Genève, résumé, 1 p.
- SCHÜRCH, M.L., BERTRAND, J. LOUBAT, H. & CHESSEX, R. (en prép.): Présence de l'omphacite dans la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes), implications.
- SEKI, Y. (1972): Wairakite-analcime solid solution as an indicator of water pressure in low-grade metamorphism. *J. geol. Soc. Japan*, 77, 667-674.
- SHIDO, F. & MIYASHIRO, A. (1959): Hornblendes of basic metamorphic rocks, *J. Fac. Sci. Tokyo. Univ. sec. II.* 12, 85-102.
- SMITH, (1969): Pyrometamorphisme of phillites by a dolerite plug. *J. Petrol.* 10, 20-55.
- SMULIKOWSKY, K. (1968): Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos* 1, 89-101.
- TAKASU, A. (1984): Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *J. Petrol.*, 25, 619-643.
- TERMIER, P. & KILIAN, W. (1920): Le lambeau de recouvrement du Mont Jovet en Tarentaise, les schistes lustrés au nord de Bourg-Saint-Maurice. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 171, 1100-1105.
- TRACY, R.J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A.B. (1976): Garnets composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Amer. Mineralogist* 61, 762-775.
- TRÜMPY, R. (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine de la nappe des Préalpes. *Bull. Soc. Géol. France* 6, 217-231.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Geol. Soc. Amer. Bull., 71, 843-908.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland. A guide book. Part A: An outline of the geology of Switzerland.* Wepf, Bâle, New York, 334 p.
- TRÜMPY, R. (1985): *Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen.* Neujahrsblatt herausgegeben von der Naturf. Gesellsch. in Zürich, 47 p.
- VALLANCE, T.G. (1966): A contact metamorphic axinite paragenesis at London Bridge, near Queanbeyan, New South Wales. *J. Proc. Roy. Soc. New South Wales*, 99, 57-67.
- VUAGNAT, M. (1956): Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen (Savoie). *Arch. Sci. (Genève)*, 9, 321-325.
- VUAGNAT, M. (1966): Les coussins éclatés du Lago Nero (Massif du

- Montgenèvre, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire) *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 1, 163-167.
- VUAGNAT, M. (1975): Les ophiolites: Faits, hypothèses et problèmes. *Bull. suisse Mineral. Petrogr.*, 55, 108-116.
- VUICHARD, D. (1984): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (lower Engadin Window, Switzerland): The metamorphic and tectonic evolution of a small ocean basin in the penninic realm. *Ophioliti*, 9, 619-632.
- WATSON, E.B. (1979): Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 937-940.
- WATSON, E.B. (1980): Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 51, 322-335.
- WINCHESTER, J.A. (1976): Different Moinian amphibolite suites in northern Ross-shire. *Scott. J. Geol.*, 12, 187-204.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD P.A. (1976): Geochemical type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer Verlag. New York-Heidelberg-Berlin, 348 p.
- WYLLIE, P.J. (1974): *Limestones assimilation. In the alkaline rocks.* Edited by H. Sørensen. John Wiley & Sons. London, New York, 459-474.
- ZEMANN, J. (1962): Zur Kristallochemie der Granate. *Beitr. Mineral. Petrogr.* 8, 180-188.
- ZULAUF, R. (1963): *Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberem Val d'Aosta (Italien).* Thèse Zürich, 150 p.

LISTE DES FIGURES

CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE DU VERSOYEN (encartée)	
1 . Carte de situation de la zone du Versoyen	p.1
2 . Section à travers les Alpes au Jurassique supérieur	p.4
2' . Section à travers le bassin de Tarentaise au Crétacé	p.4
3 . Esquisse palinspastique des Alpes au Jurassique-Crétacé inf.	p.5
4 . Coupe synthétique des ophiolites de la zone du Versoyen	p.10
5 . Epanchement des filons-couches sous forme d'un "cèdre"	p.11
6 . Situation géographique de la Pointe du Clapet	p.17
7 . Vue de la falaise NW du Clapet	p.18
8 . Succession lithologique du secteur de la Pte du Clapet	p.19
9 . Profil du grenat de type 1	p.61
10. Profil du grenat de type 2	p.63
11. Profil du grenat de type 3	p.65
12. Profil du grenat de type 4	p.67
13. Profil du grenat de type 5	p.68
14. Profil du grenat de type 6	p.70
15. Profil du grenat de type 7	p.72
16. Diagramme triangulaire Gr-Sp-(Al+Py)	p.75
17. Diagramme triangulaire Sp-Py-Al	p.76
18. Diagramme triangulaire Al-Sp-Gr	p.77
19. Diagramme triangulaire (Al+Sp)-Gr-Py	p.78
20. Diagramme $FeSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $CaSiO_3$	p.83
21. Diagramme triangulaire combinant Nm et la raie 221	p.87
22. Diagramme triangulaire Acmite-Jadéite-Augite (Jadéite)	p.89
23. Diagrammes sur conditions expérimentales d'équilibre	p.90
24. Courbes d'équilibre de la jadéite	p.90
25. Diagramme triangulaire combinant Nm et la raie 221	p.95
26. Diagramme triangulaire combinant Nz et la mesure de 2V	p.96
27. Composition chimique des omphacites	p.96
28. Composition des pyroxènes des différents groupes éclogitiques	p.97
29. Carte de localisation des principaux sommets	p.106
30. Variation de la composition chimique des amphiboles bleues	p.106
31. Diagrammes comparatifs du chimisme roches/amphiboles	p.111
32. Diagramme de LAIRD & ALBEE pour amphiboles de haute pression	p.113
33. Composition chimique des amphiboles calciques	p.115
34. Diagramme Al^{IV} -Na pour l'estimation de P	p.117
35. Localisation des échantillons (renfermant l'axinite)	p.122
36. Distribution des axinites dans le diagramme de SANERO	p.127
37. Diagramme triangulaire AFM	p.136
38. Diagramme ternaire MnO - TiO_2 - P_2O_5 (MULLEN, 1983)	p.137
39. Diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Y.3 (PEARCE & CANN, 1973)	p.138
40. Diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Sr/2 (PEARCE & CANN, 1973)	p.139
41. Diagramme SiO_2 - (Na_2O + K_2O)	p.139
42. Diagramme Zr - P_2O_5 (WINCHESTER & FLOYD, 1976)	p.140
43. Diagramme Zr/P_2O_5 - TiO_2 (WINCHESTER, 1976)	p.141
44. Diagramme Cr - Ti (PEARCE, 1975)	p.142
45. Diagramme Zr - Ti (PEARCE, 1975)	p.142
46. Diagramme Y - Cr (PEARCE, 1980)	p.143
47. Diagramme Zr - Zr/Y (PEARCE & NORRY, 1979)	p.144
48. Diagramme Ni - Ti/Cr (BECCALUVA & al., 1979)	p.145
49. Isochrone RTT et isochrone glaucophane	p.149
50. Océans alpins et atlantique au Jurassique supérieur	p.152
51. Bloc diagramme représentant la zone valaisane (Jur.sup.)	p.153
52. Diagramme P-T montrant l'évolution métamorphique rétrograde	p.159

LISTE DES TABLEAUX

1 . Contexte paléogéographique et structural du Roignais-Versoyen	p.2
2 . Analyses chimiques comparatives	p.6
3 . Analyses chimiques de 5 "schistes albitiques"	p.29
4 . Composition chimique des grenats	p.59
5 . Analyses chimiques des roches renfermant les grenats	p.74
6 . Analyses chimiques des augites	p.82
7 . Diagramme de poudre de la jadéite	p.86
8 . Analyses chimiques des omphacites	p.88
9 . Diagrammes de poudre de l'omphacite	p.93
10. Analyses chimiques des omphacites	p.94
11A. Analyses chimiques des amphiboles sodiques	p.108
11B. Analyses chimiques des amphiboles sodiques	p.109
11C. Analyses chimiques des amphiboles sodiques et calciques	p.114
11D. Analyses chimiques des amphiboles calciques	p.116
12. Conditions de stabilité de quelques amphiboles sodiques	p.112
13. Principales propriétés optiques et physiques de l'axinite	p.124
14. Diagrammes de poudre des ferroaxinites	p.125
15. Analyses chimiques des ferroaxinites	p.126
16. Données analytiques K-Ar	p.147
17. Schéma synthétique des paragenèses des différents faciès	p.156

A N N E X E S

REFERENCES DES ANALYSES CHIMIQUES
PRESENTEES DANS LES TABLEAUX QUI SUIVENT

6 : p.24	581A : p.49
13 : p.24	581B : voir 581A
781 : voir 605	581C : p.49
593 : p.23	591A' : p.20
598 : p.21	592 : voir 591A'
604 : p.24	756 : p.35
605 : voir 609A	609I : p.22
609A: p.24	611A : voir 775CL
609C: p.25	775CL: p.22
609E: p.24	611F : p.22
609F: p.24	758B : voir 611F
609L: p.24	533B : voir 535C
610A: p.25	535D : voir 535C
610E: p.25	535C : p.52
611D: p.22	535B : p.52
767 : voir 609E	539 : p.52
768 : p.23	740 : p.26
509B: p.21	742C : p.26
513A: p.34	759 : p.25
524 : p.34	760 : p.25
542 : p.34	764 : p.25
544C: p.42	516D : p.37
584 : p.49	514A : voir 515A
586 : p.48	514B : voir 515A
609G: p.20	516A : voir 515A
748E: p.20	515A : p.36
772 : voir 609A	545 : p.43
775 : voir 609G	546/4B: p.43
776 : voir 609G	617 : voir 744A/1
561 : p.46	743 : p.26
561B: p.46	744A/1: p.27
568 : voir 749	620 : voir 744A/1
570 : voir 749	513 : p.35
547B: p.42	552A : p.26
547C: p.42	613 : p.26
549 : p.42	747 : p.46
550C: p.42	748B : p.48
556 : voir 557	
557 : p.21	
609B: p.20	
585A: p.48	
611C: p.22	
625 : p.21	
741 : p.22	
749 : p.45	
753 : p.45	
583A: p.48	
510 : p.40	
508A: p.40	
504B: p.40	
8/82: p.37	

Echant.	6	13	781	593	598	604	605	609A	609C	609E
SiO2	50.24	50.11	46.33	48.94	49.40	48.43	46.45	47.80	56.45	45.04
TiO2	2.74	2.70	3.95	4.10	1.78	3.15	3.80	3.82	2.22	4.05
Al2O3	12.67	12.88	13.89	11.40	15.06	13.03	13.77	13.40	12.34	13.28
Fe2O3	5.25	6.11	4.26	7.55	2.48	4.91	4.21	4.81	4.33	9.07
FeO	9.88	9.03	10.52	9.29	8.25	9.00	10.55	9.28	6.09	7.30
MnO	0.36	0.31	0.30	0.37	0.19	0.42	0.27	0.28	0.44	0.34
MgO	3.49	3.43	4.39	3.37	5.53	4.08	3.89	4.64	2.35	4.77
CaO	6.39	6.56	8.30	7.73	8.29	9.30	8.38	8.96	9.20	8.06
Na2O	4.86	4.77	3.68	3.66	4.53	4.30	3.75	3.68	3.73	3.27
K2O	0.54	0.50	0.13	0.27	0.50	0.08	0.09	0.12	0.30	0.21
P2O5	0.34	0.40	0.22	0.56	0.20	0.28	0.33	0.23	0.47	0.18
H2O+	2.28	2.43	2.89	3.05	2.51	1.86	3.19	2.35	1.46	3.21
CO2	0.00	0.00	0.30	0.00	0.37	0.43	0.69	0.31	0.25	0.52
Total	99.04	99.23	99.16	100.29	99.09	99.27	99.37	99.68	99.63	99.30
Zr	172	227	107	194	105	146	159	109	324	106
Y	53	59	31	57	32	39	99	31	81	29
Sr	117	133	161	104	177	97	150	170	336	291
Cr	13	19	14	10	107	28	0	16	10	3
Zn	107	106	96	119	67	85	87	69	89	62
Ni	14	17	4	0	21	8	15	7	5	15
AN	21.35	23.29	40.28	30.95	33.47	30.57	39.22	38.74	33.70	43.08
Q	1.39	2.74	0.70	8.95	0.00	0.92	1.89	2.60	15.62	5.91
or	3.19	2.95	0.77	1.60	2.95	0.47	0.53	0.71	1.77	1.24
ab	41.12	40.36	31.14	30.97	38.33	36.39	31.73	31.14	31.56	27.67
an	11.16	12.26	21.00	13.88	19.28	16.02	20.48	19.69	16.04	20.94
di	15.23	14.57	13.89	16.91	14.92	21.00	12.08	17.36	20.50	11.35
hy	11.06	9.00	13.91	4.91	1.47	7.89	13.82	10.37	0.53	6.62
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	11.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	7.61	8.86	6.18	10.95	3.60	7.12	6.10	6.97	6.28	12.90
il	5.20	5.13	7.50	7.79	3.38	5.98	7.22	7.26	4.22	7.69
hem	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
ap	0.79	0.93	0.51	1.30	0.46	0.65	0.76	0.53	1.09	0.42
cc	0.00	0.00	0.68	0.00	0.84	0.98	1.57	0.71	0.57	1.18

Echant.	609F	609L	610A	610E	611D	767	768	509B	513A	524
SiO2	46.99	46.09	51.53	48.90	42.61	49.50	61.27	49.07	45.58	45.64
TiO2	4.13	4.07	1.58	2.14	5.40	2.87	0.92	1.79	2.62	1.70
Al2O3	12.07	12.16	11.68	12.74	9.59	13.20	13.36	13.36	18.62	19.07
Fe2O3	7.14	4.49	12.48	7.84	5.24	8.03	5.72	3.59	1.37	1.78
FeO	10.74	12.35	7.75	9.80	12.02	7.10	5.49	6.59	8.99	7.94
MnO	0.35	0.32	0.37	0.44	0.67	0.36	0.20	0.19	0.32	0.23
MgO	4.60	5.27	1.96	2.24	8.52	2.82	1.71	7.88	8.42	8.74
CaO	6.40	8.63	4.29	5.54	9.85	8.02	5.48	9.84	2.19	2.65
Na2O	3.16	3.20	5.05	5.12	1.79	4.57	3.53	3.58	5.42	5.39
K2O	0.12	0.30	0.59	1.05	0.07	0.37	0.71	0.00	0.06	0.03
P2O5	0.32	0.20	0.94	1.35	0.10	0.64	0.34	0.19	0.42	0.27
H2O+	3.40	2.83	2.21	2.44	3.14	2.05	1.97	2.72	5.98	5.78
CO2	0.29	0.22	0.00	0.00	0.37	0.00	0.09	0.51	0.00	0.00
Total	99.71	100.13	100.43	99.60	99.37	99.53	100.79	99.31	99.99	99.22
Zr	167	110	297	330	65	205	580	136	215	157
Y	42	150	538	87	19	64	107	35	49	32
Sr	110	215	69	84	182	131	333	166	147	183
Cr	14	0	0	19	22	20	2	348	185	299
Zn	115	119	184	116	155	70	67	82	95	144
Ni	0	17	13	0	16	0	15	38	34	40
AN	40.76	39.84	14.86	16.69	54.20	27.15	38.26	40.23	15.04	19.97
Q	7.82	0.09	11.18	1.85	0.87	5.43	24.29	0.00	0.00	0.00
or	0.71	1.77	3.49	6.21	0.41	2.19	4.20	0.00	0.35	0.18
ab	26.74	27.08	42.73	43.32	15.15	38.67	29.87	30.29	45.86	45.61
an	18.40	17.93	7.46	8.68	17.93	14.41	18.51	20.39	8.12	11.38
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.66	6.00
di	7.70	18.34	6.19	8.39	22.60	16.98	4.87	19.21	0.00	0.00
hy	15.35	16.89	3.90	10.16	20.36	1.22	6.06	15.34	5.08	1.09
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	20.00	22.75
mt	10.35	6.51	18.09	11.37	7.60	11.64	8.29	5.21	1.99	2.58
il	7.84	7.73	3.00	4.06	10.26	5.45	1.75	3.40	4.98	3.23
ap	0.74	0.46	2.18	3.13	0.23	1.48	0.79	0.44	0.97	0.63
cc	0.66	0.50	0.00	0.00	0.84	0.00	0.20	1.16	0.00	0.00

Echant.	542	544C	584	586	609G	748E	772	775	776	561
SiO2	55.83	49.21	52.25	48.49	50.82	66.92	47.00	50.37	50.01	39.50
TiO2	2.21	2.66	1.91	1.63	0.82	0.59	4.14	4.53	1.58	1.09
Al2O3	14.76	14.83	16.13	16.25	19.66	13.99	13.07	12.38	16.26	17.92
Fe2O3	2.27	2.82	2.47	1.87	3.60	1.07	7.18	7.43	3.78	2.75
FeO	5.10	7.94	6.31	7.73	2.87	4.64	8.03	6.20	5.86	14.84
MnO	0.16	0.20	0.18	0.24	0.16	0.19	0.28	0.24	0.23	0.46
MgO	5.42	5.62	5.64	6.97	6.71	3.54	5.17	3.91	4.84	8.55
CaO	5.16	7.98	6.21	5.16	10.24	1.65	7.25	6.96	9.67	5.34
Na2O	6.46	4.53	5.36	5.11	2.60	5.01	3.18	3.19	3.97	1.76
K2O	0.00	0.08	0.07	0.00	0.20	0.00	0.16	0.59	0.53	0.03
P2O5	0.22	0.24	0.36	0.13	0.10	0.11	0.19	0.29	0.20	0.22
H2O+	2.50	2.57	3.32	4.77	2.25	2.59	3.30	2.76	2.34	6.46
CO2	0.04	0.37	0.02	1.17	0.00	0.44	0.20	0.18	0.30	0.35
Total	100.13	99.05	100.23	99.52	100.03	100.74	99.15	99.03	99.57	99.27
Zr	160	165	192	88	46	90	107	211	118	130
Y	28	40	36	29	17	7	31	59	32	62
Sr	62	304	244	220	264	61	282	223	387	147
Cr	251	234	199	343	466	121	10	8	59	160
Zn	88	97	70	78	37	11	103	71	64	244
Ni	31	26	35	36	140	32	8	8	22	35
AN	17.10	34.17	30.33	28.64	65.29	9.95	43.74	39.63	42.65	60.53
Q	0.69	0.00	0.00	0.00	4.60	27.28	7.30	13.10	0.12	0.00
or	0.00	0.47	0.41	0.00	1.18	0.00	0.95	3.49	3.13	0.18
ab	54.66	38.33	45.36	43.24	22.00	42.39	26.91	26.99	33.59	14.89
an	11.28	19.90	19.75	17.35	41.39	4.69	20.92	17.72	24.98	22.84
C	0.00	0.00	0.00	1.48	0.00	4.03	0.00	0.00	0.00	6.62
di	10.10	12.84	6.94	0.00	6.87	0.00	9.95	10.72	15.98	0.00
hy	12.81	10.20	13.61	13.61	14.73	15.83	10.66	4.77	9.79	28.46
ol	0.00	4.20	2.75	10.30	0.00	0.00	0.00	0.00	12.46	0.00
mt	3.29	4.09	3.58	2.71	5.22	1.55	10.41	7.64	5.48	3.99
il	4.20	5.05	3.63	3.10	1.56	1.12	7.86	8.60	3.00	2.07
hem	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.16	0.00	0.00
ap	0.51	0.56	0.83	0.30	0.23	0.25	0.44	0.67	0.46	0.51
cc	0.09	0.84	0.05	2.66	0.00	1.00	0.45	0.41	0.68	0.80

Echant.	561B	568	570	547B	547C	549	550C	556	557	609B
SiO2	44.73	49.94	49.25	49.38	48.97	49.87	48.27	50.35	49.59	48.91
TiO2	0.92	3.47	2.79	1.91	1.88	1.95	2.75	1.86	2.61	0.97
Al2O3	16.55	13.34	14.05	14.92	15.89	15.22	14.24	17.05	12.85	16.13
Fe2O3	5.11	6.28	4.38	3.48	3.20	2.63	2.97	2.37	3.47	3.84
FeO	5.57	7.62	8.43	6.32	6.46	7.05	8.72	7.05	7.39	5.54
MnO	0.40	0.23	0.21	0.22	0.17	0.21	0.23	0.23	0.35	0.19
MgO	5.12	4.11	4.37	7.36	7.06	7.78	6.40	4.83	4.58	7.77
CaO	18.00	7.19	7.77	9.31	8.60	7.73	8.10	8.21	11.94	11.34
Na2O	0.47	4.37	4.36	0.02	4.13	4.23	4.02	4.16	4.04	2.39
K2O	0.07	0.12	0.14	0.00	0.00	0.00	0.03	0.49	0.10	0.11
P2O5	0.16	0.41	0.48	0.22	0.20	0.19	0.32	0.28	0.23	0.08
H2O+	1.55	3.33	3.24	5.68	3.46	3.26	3.92	2.70	1.85	2.66
CO2	0.59	0.10	0.78	1.36	0.13	0.15	0.00	0.19	0.80	0.24
Total	99.24	100.51	100.25	100.18	100.15	100.27	99.97	99.77	99.80	100.17
Zr	125	217	319	140	170	139	180	196	129	52
Y	28	52	61	31	33	32	43	41	40	12
Sr	349	158	184	596	239	204	149	300	346	213
Cr	179	6	15	286	276	328	160	302	32	153
Zn	164	110	118	99	71	83	116	113	70	54
Ni	27	5	14	132	127	34	42	26	16	34
AN	91.51	30.76	33.22	99.53	41.53	38.64	37.86	42.86	32.73	61.97
Q	4.21	5.80	2.81	19.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	1.56
or	0.41	0.71	0.83	0.00	0.00	0.00	0.18	2.90	0.59	0.65
ab	3.98	36.98	36.89	0.17	34.95	35.79	34.02	35.20	34.19	20.22
an	42.84	16.43	18.35	36.15	24.82	22.54	20.72	26.40	16.63	32.96
C	0.00	0.00	0.00	1.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	33.57	12.77	9.92	0.00	12.62	10.97	14.13	9.24	29.36	16.99
hy	1.81	7.62	13.67	24.31	8.60	12.60	12.00	13.75	4.14	16.99
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	6.73	6.81	4.73	1.53	0.00	0.00
mt	7.41	9.11	6.35	5.05	4.64	3.81	4.31	3.44	5.03	5.57
il	1.75	6.59	5.30	3.63	3.57	3.70	5.22	3.53	4.96	1.84
hem	0.37	0.95	1.11	0.51	0.46	0.44	0.74	0.65	0.53	0.19
ap	1.34	0.23	1.77	3.09	0.30	0.34	0.00	0.43	1.82	0.55

Echant.	585A	611C	625	741	749	753	583A	510	508A	504B
SiO2	45.36	47.76	47.02	49.13	50.10	48.23	45.60	47.59	46.38	51.53
TiO2	1.40	2.40	0.75	0.89	1.51	2.93	1.80	5.25	2.40	1.90
Al2O3	16.24	12.45	14.86	16.05	15.77	14.44	15.49	7.04	18.85	15.31
Fe2O3	2.06	4.73	3.73	1.63	2.19	2.85	3.02	5.74	1.67	2.05
FeO	7.88	8.76	5.48	7.04	7.22	10.18	7.68	9.15	7.88	7.46
MnO	0.35	0.35	0.17	0.20	0.17	0.20	0.21	0.28	0.25	0.28
MgO	8.84	6.66	11.46	7.66	7.61	4.86	7.10	7.58	8.48	6.29
CaO	8.59	11.35	10.06	9.18	5.85	7.49	8.38	10.80	2.12	4.89
Na2O	3.35	2.40	1.83	3.88	5.85	4.23	3.82	2.90	5.70	5.65
K2O	0.02	0.10	0.04	0.36	0.00	0.03	0.34	0.04	0.00	0.04
P2O5	0.11	0.15	0.07	0.10	0.20	0.19	0.18	0.48	0.31	0.36
H2O+	5.14	2.51	3.84	3.45	3.62	3.96	3.33	2.17	5.32	3.26
CO2	0.00	0.33	0.29	0.05	0.84	0.00	0.34	0.49	0.18	0.14
Total	99.34	100.15	99.60	99.62	100.93	99.59	97.29	99.51	99.54	99.16
Zr	73	106	42	50	109	129	98	219	213	183
Y	24	42	10	17	27	38	32	28	49	42
Sr	82	444	106	161	121	161	196	128	38	130
Cr	439	54	1108	288	391	9	298	14	372	193
Zn	71	108	63	64	82	105	85	119	99	95
Ni	45	22	72	49	166	33	87	35	61	28
AN	50.85	53.00	67.54	43.68	25.98	36.22	43.17	19.84	13.23	25.42
Q	0.00	2.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.95	0.00	0.00
or	0.12	0.59	0.24	2.13	0.00	0.18	2.01	0.24	0.00	0.24
ab	28.24	20.31	15.49	32.64	47.80	35.79	31.75	24.54	48.23	47.81
an	29.22	22.90	32.22	25.32	16.77	20.33	24.12	6.07	7.35	16.30
ne	0.06	0.00	0.00	0.10	0.92	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.78	0.00
di	10.27	24.59	12.23	15.63	4.56	12.89	11.45	32.77	0.00	3.85
hy	0.00	14.03	25.80	0.00	0.00	12.71	0.00	7.26	5.58	11.44
ol	20.40	0.00	2.14	15.95	18.84	3.59	15.34	0.00	18.18	8.54
mt	2.99	6.86	5.41	2.36	3.18	4.13	4.38	8.32	2.42	2.97
il	2.66	4.56	1.42	1.69	2.87	5.56	3.42	9.97	4.56	3.61
ap	0.25	0.35	0.16	0.23	0.46	0.44	0.42	1.11	0.72	0.83
cc	0.00	0.75	0.66	0.11	1.91	0.00	0.77	1.11	0.41	0.32

Echant.	8/82	581A	581B	581C	591A'	592	756	609I	611A	775 CL
SiO2	53.60	49.81	50.28	52.99	48.17	49.85	52.71	65.48	64.60	62.63
TiO2	2.00	2.31	2.22	2.18	1.59	2.37	2.17	0.20	0.24	0.23
Al2O3	14.95	17.96	18.02	15.81	16.03	14.29	15.80	17.36	15.88	15.68
Fe2O3	3.20	2.82	2.27	2.62	3.61	4.83	2.20	1.99	1.67	1.43
FeO	4.97	4.97	5.18	5.05	6.42	7.98	5.27	0.45	0.44	0.66
MnO	0.17	0.14	0.14	0.13	0.27	0.25	0.14	0.06	0.08	0.09
MgO	6.22	4.18	4.37	4.59	6.72	5.12	6.18	0.41	0.32	0.38
CaO	3.06	8.31	8.00	7.78	9.36	8.69	2.44	3.47	6.21	6.63
Na2O	6.26	4.16	4.35	5.14	3.89	2.89	6.49	8.92	7.02	7.22
K2O	0.66	1.05	0.87	0.08	0.08	0.10	1.42	0.05	0.04	0.13
P2O5	0.37	0.38	0.37	0.32	0.18	0.25	0.35	0.02	0.04	0.03
H2O+	2.84	2.84	2.91	2.47	3.20	2.96	2.88	1.10	0.97	1.08
CO2	1.69	0.41	0.34	0.00	0.23	0.04	1.47	0.68	1.84	2.81
Total	99.99	99.34	99.32	99.16	99.75	99.62	99.52	100.19	99.35	99.00
Zr	179	195	209	203	112	146	182	1625	1560	1486
Y	22	42	31	29	32	55	29	288	81	228
Sr	192	402	393	361	274	245	161	307	420	390
Cr										

Echant.	611F	758B
SiO2	61.47	63.10
TiO2	0.83	0.73
Al2O3	20.59	18.30
Fe2O3	0.51	0.22
FeO	1.93	1.94
MnO	0.11	0.08
MgO	1.96	1.63
CaO	1.13	2.37
Na2O	7.44	8.41
K2O	1.90	0.32
P2O5	0.11	0.08
H2O+	1.89	1.61
CO2	0.08	1.40
Total	99.95	100.19
Zr	127	126
Y	15	10
Sr	69	87
Cr	180	157
NI	39	45
AN	6.51	3.24
Q	5.22	8.44
or	11.23	1.89
ab	62.96	71.16
an	4.38	2.38
C	4.69	3.25
hy	6.84	6.38
mt	0.74	0.32
il	1.58	1.39
ap	0.25	0.19
cc	0.18	3.18

Echant.	533B	535D	535C	535B	539
SiO2	40.37	40.16	40.26	40.03	40.59
TiO2	0.11	0.09	0.12	0.11	0.08
Al2O3	2.85	2.46	2.86	2.44	2.58
Fe2O3	2.82	3.51	4.34	4.03	4.53
FeO	4.42	4.12	4.42	3.56	4.95
MnO	0.12	0.15	0.18	0.18	0.16
MgO	36.50	37.60	35.96	37.32	34.38
CaO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.90
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
H2O+	12.22	12.19	11.69	12.09	10.90
CO2	0.08	0.00	0.03	0.00	0.14
Total	99.51	100.29	99.87	99.76	99.23
Y	1	0	0	1	1
CR	2954	1821	2848	1853	2166
ZN	35	100	171	164	211
NI	607	577	564	672	755

Echant.	740	742C	759	760	764	516D	514A	514B	516A	515A
SiO2	49.52	52.84	57.59	61.03	59.47	60.19	50.47	47.09	82.96	87.95
TiO2	0.76	0.80	0.72	0.68	0.72	0.66	0.68	1.22	0.33	0.22
Al2O3	18.58	19.65	19.07	18.09	18.31	13.74	24.82	22.36	8.14	5.00
Fe2O3	5.52	3.63	1.27	2.07	1.08	6.88	2.47	2.69	0.33	1.00
FeO	4.70	6.82	5.03	2.50	2.03	1.71	0.48	1.49	2.06	1.02
MnO	0.26	0.30	0.16	0.08	0.13	0.24	0.08	0.12	0.05	0.07
MgO	2.88	3.02	3.89	2.67	2.00	3.75	1.07	3.36	2.24	1.34
CaO	4.55	1.55	0.85	1.22	2.77	1.87	12.00	13.84	0.06	0.21
Na2O	7.19	7.55	8.66	9.40	9.00	9.00	3.95	2.17	1.36	1.88
K2O	0.31	0.28	0.02	0.32	0.20	0.08	1.57	2.02	1.14	0.00
P2O5	0.14	0.15	0.14	0.08	0.07	0.07	0.13	0.33	0.02	0.06
H2O+	3.19	3.40	3.12	1.69	1.58	1.69	1.78	2.18	2.05	1.16
CO2	2.44	0.00	0.04	0.53	2.21	0.00	0.30	0.47	0.00	0.09
Total	100.04	99.99	100.56	100.36	99.57	99.88	99.80	99.34	100.74	100.00
ZR	99	94	106	109	122	92	102	189	54	45
Y	18	19	19	16	30	15	24	34	11	12
SR	134	146	46	149	93	83	1051	864	14	14
CR	141	135	173	156	151	123	123	233	53	54
ZN	18	19	9	0	0	114	0	9	1	0
NI	31	32	179	137	165	26	30	53	23	19

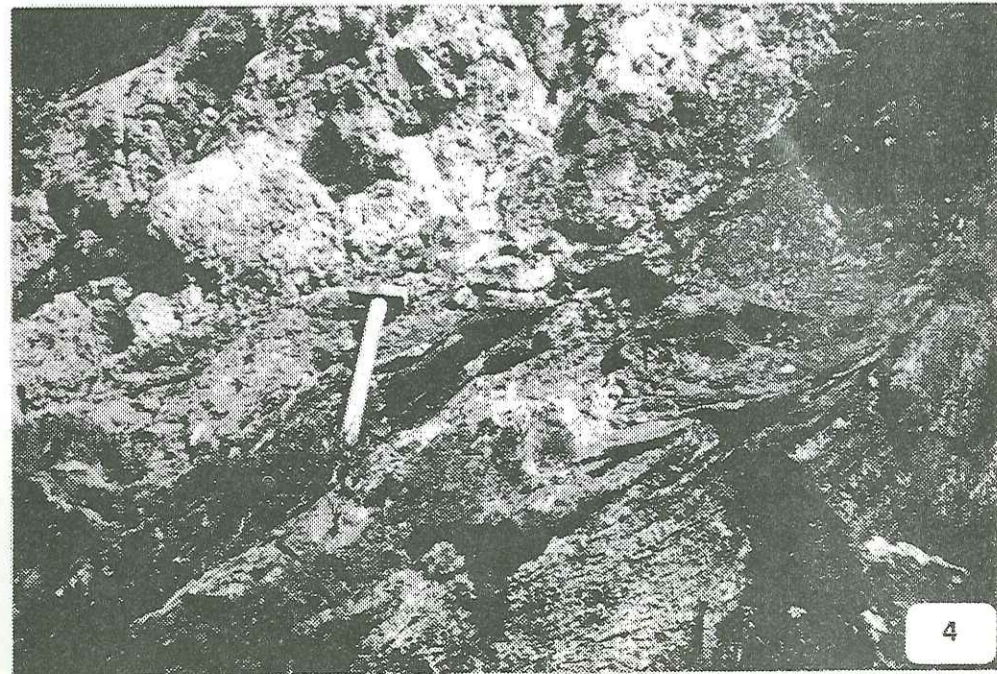
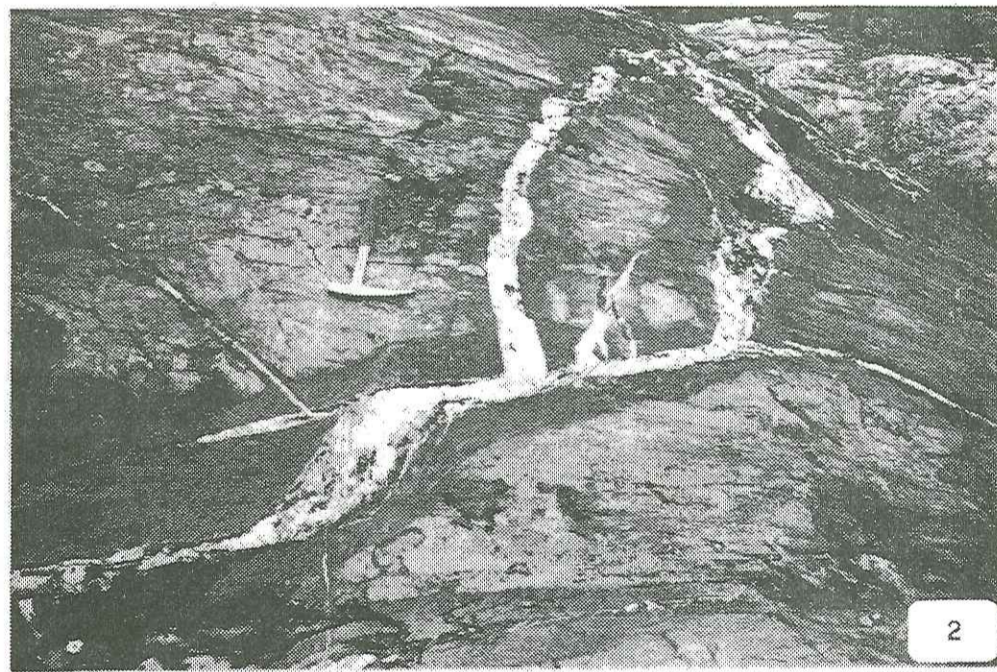
Echant.	545	546/4B	617	743	744A/1	620	513	552A	613	747
SiO2	58.94	67.97	54.45	62.56	49.27	57.24	76.67	54.75	60.30	59.79
TiO2	2.68	0.47	0.89	0.73	0.71	0.83	0.46	0.57	0.74	0.82
Al2O3	18.18	14.78	18.88	18.02	16.26	19.23	10.50	10.94	16.87	19.59
Fe2O3	0.45	0.77	2.27	0.68	2.53	1.83	0.69	4.02	1.59	0.85
FeO	2.03	3.59	3.38	4.67	2.93	2.43	2.94	9.76	5.18	3.43
MnO	0.12	0.22	0.19	0.13	0.36	0.20	0.09	0.70	0.39	0.09
MgO	2.12	2.35	3.04	3.03	2.85	2.19	3.17	3.44	3.25	2.86
CaO	5.47	1.98	5.80	0.41	17.36	5.77	0.26	9.81	1.44	1.01
Na2O	6.77	5.83	7.21	3.35	2.92	7.32	3.89	4.71	3.99	9.21
K2O	0.97	0.00	0.29	3.07	0.00	0.00	0.00	0.12	2.37	0.26
P2O5	0.33	0.06	0.17	0.08	0.17	0.16	0.03	0.16	0.14	0.18
H2O+	1.72	2.29	2.29	3.77	1.87	2.07	2.02	1.15	3.24	2.43
CO2	0.10	0.31	1.21	0.39	1.90	0.15	0.07	0.56	0.07	0.00
Total	99.88	100.62	100.07	100.89	99.13	99.42	100.79	100.69	99.57	100.52
ZR	232	66	121	106	96	197	68	80	117	129
Y	46	15	27	20	23	38	5	16	22	25
SR	237	239	372	18	330	320	25	91	41	35
CR	287	100	168	145	125	162	106	87	172	202
ZN	0	27	95	65	143	86	21	200	44	0
NI	38	26	144	34	77	129	27	29	128	143

Echant.	748b
SiO2	54.16
TiO2	0.93
Al2O3	21.46
Fe2O3	1.32
FeO	5.59
MnO	0.23
MgO	3.74
CaO	2.44
Na2O	0.81
K2O	4.43
P2O5	0.17
H2O+	4.63
CO2	0.52
Total	100.43
ZR	141
Y	38
SR	125
CR	155
ZN	91
NI	38

P L A N C H E S

PLANCHE I

- PHOTO 1. Serpentinite boudinée, en contact avec le conglomérat de couverture à éléments de Pte Rouse (région de Pte Rouse).
- PHOTO 2. Leptynite chloritisée et fracturée (avec fractures remplies par du quartz), à proximité du contact avec la serpentinite (région Pte Rouse).
- PHOTO 3. Serpentinite massive à patine rousse (région Pte Rouse).
- PHOTO 4: Contact serpentinite - leptynite de Pte Rouse (région Pte Rouse).



P L A N C H E II

- PHOTO 1. Pillow-lava à fractures radiales et concentriques (Pte Fornet).
- PHOTO 2. Pillow-lava fracturé (dans un bloc éboulé) (Pte Fornet).
- PHOTO 3. Brèche de coussins avec intercalations sédimentaires (Pte Rousse).
- PHOTO 4. Coussin avec deux bordures variolitiques successives (Praina).

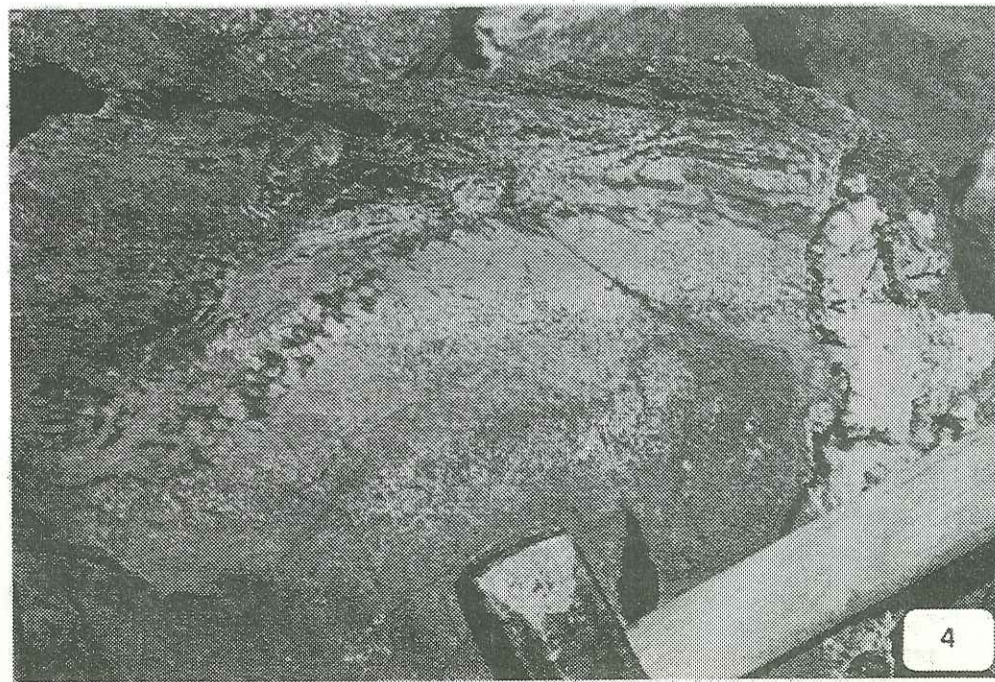
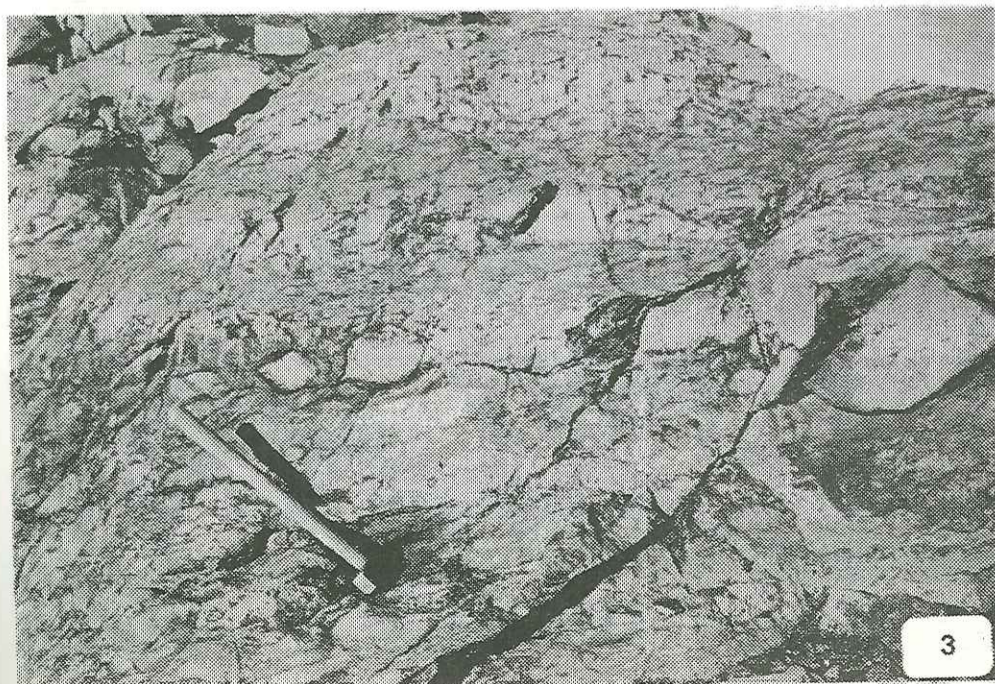
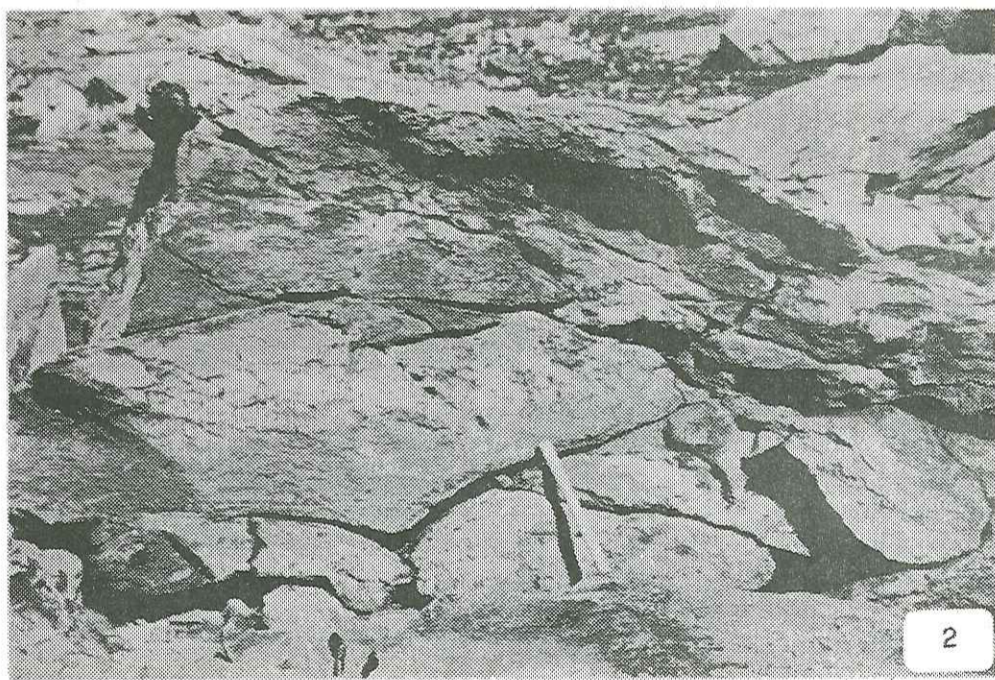


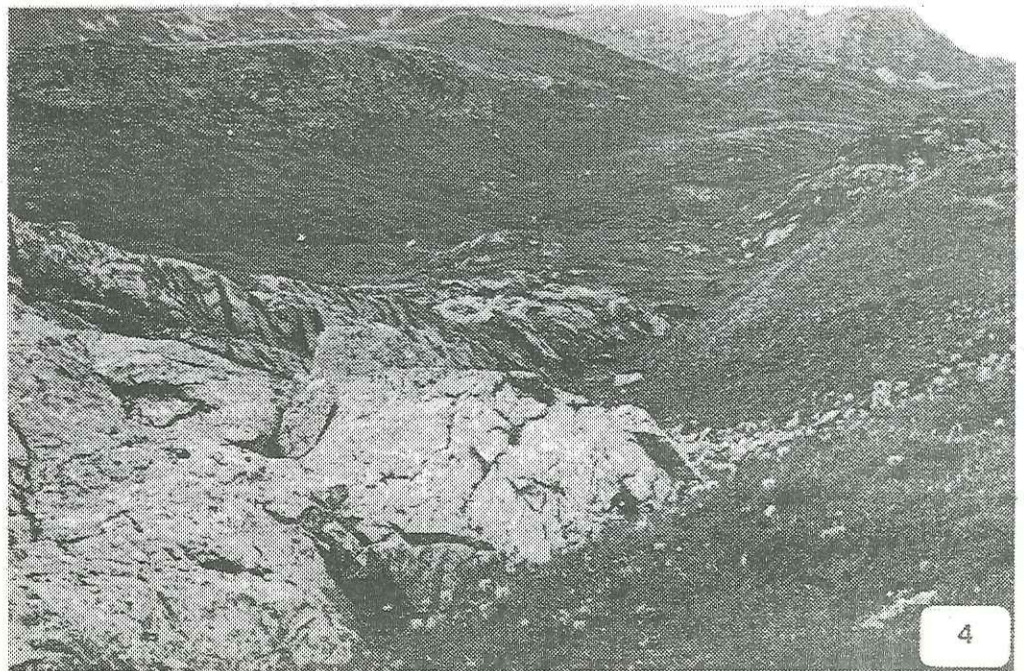
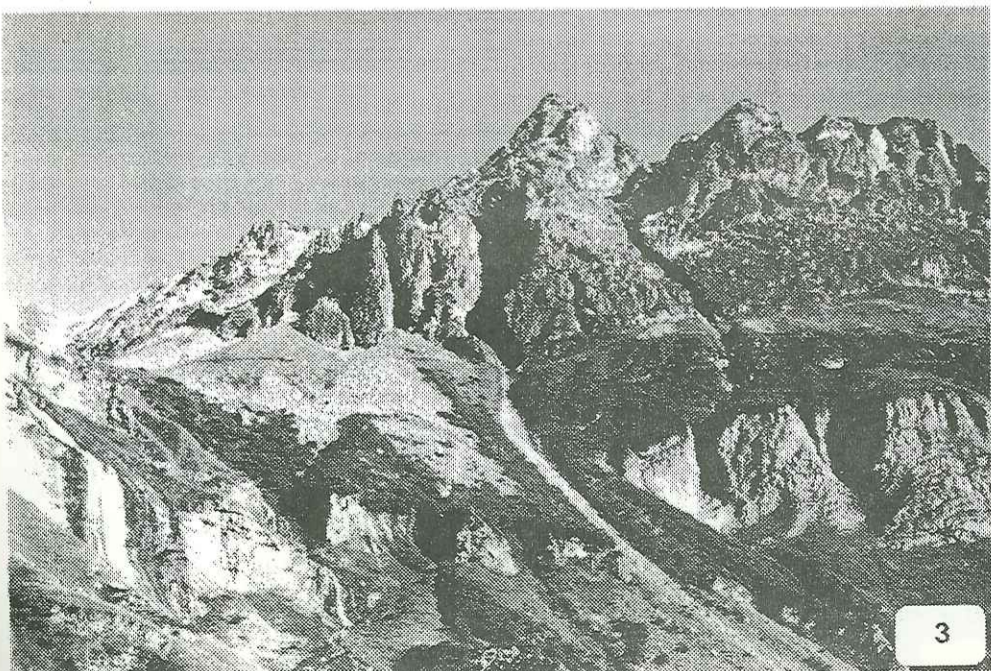
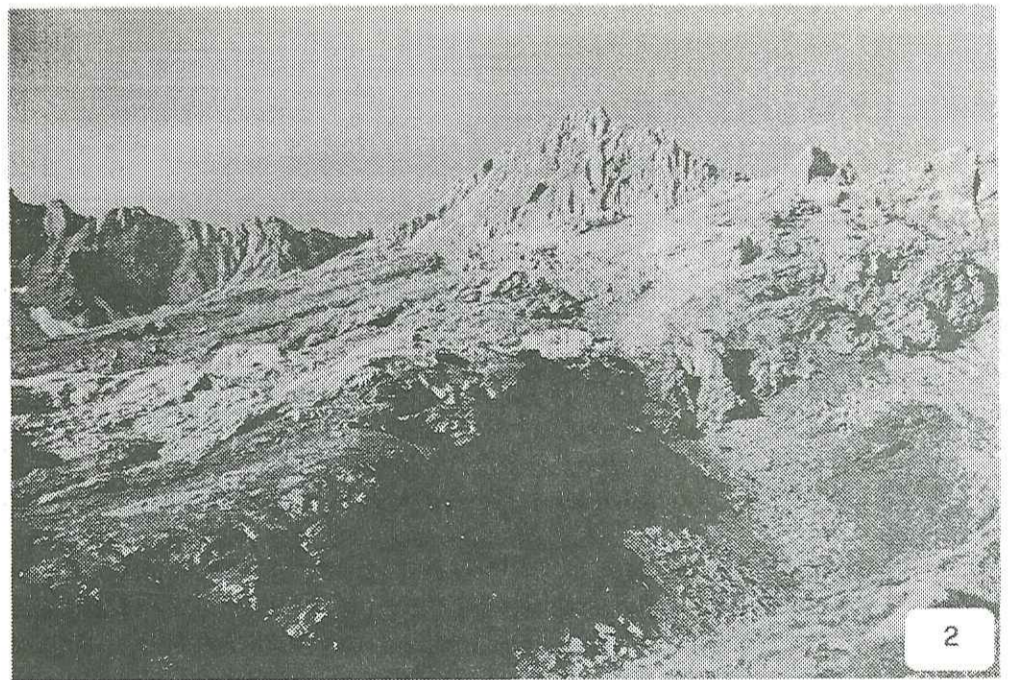
PLANCHE III

PHOTO 1: Filons-couches horizontaux de la région Arguerey-Ghiacciaio (avec Pta dei Ghiacciaio, 3023 m.).

PHOTO 2. Filons-couches de la région de Pte Rousse.

PHOTO 3. Filons-couches de la région du Clapet (avec Pte du Clapet, 2615 m.).

PHOTO 4. Filons-couches de la région de Praina.



P L A N C H E IV

- PHOTO 1. Zone de contact, de type "adinole", entre laves en coussins et schistes noirs encaissants, réactivée lors du métamorphisme régional. On note un important développement de glaucophane, dont les prismes ténus sont visibles à l'oeil nu (région Pte Rousse).
- PHOTO 2. Auréole de contact, de type "adinole", entre brèche de coussins et schistes noirs encaissants (région Pte Rousse).
- PHOTO 3. Zone réactionnelle, à proximité du contact entre les métadolérites et leurs sédiments encaissants ayant engendré des "cornéennes", avec développement de poches riches en stilpnomélane (région Pte du Clapet).
- PHOTO 4. Enclave carbonatée prise dans une métadolérite du Clapet. On distingue nettement l'auréole réactionnelle.

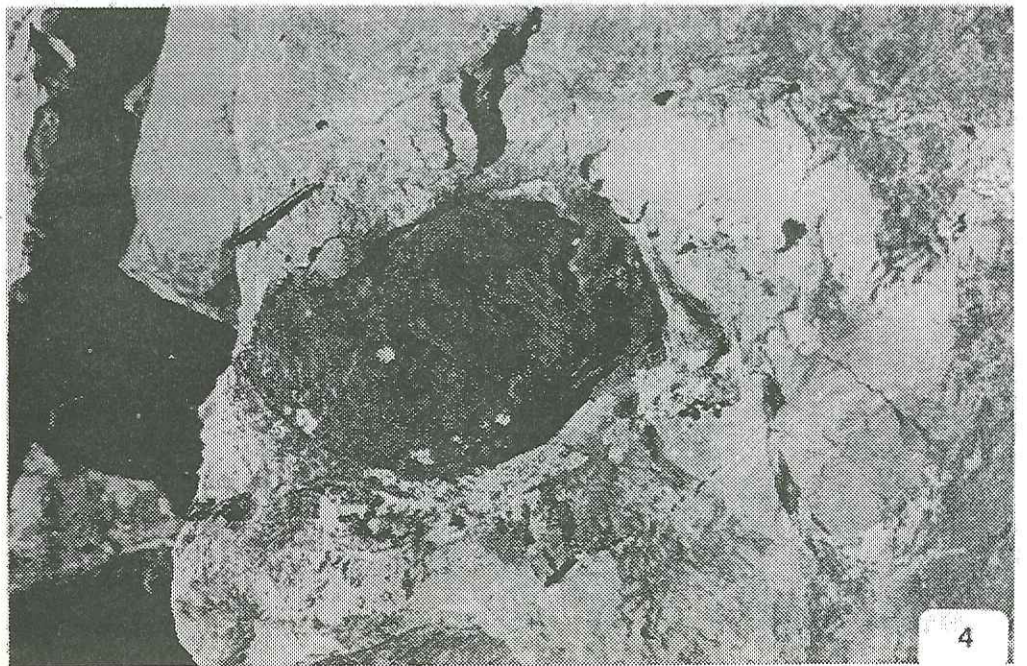
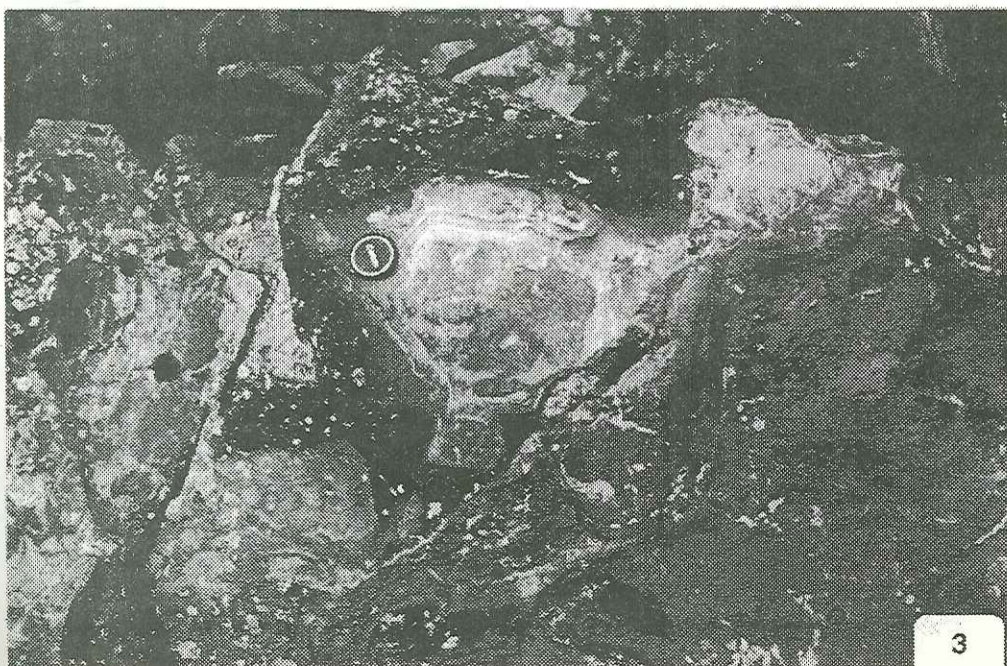
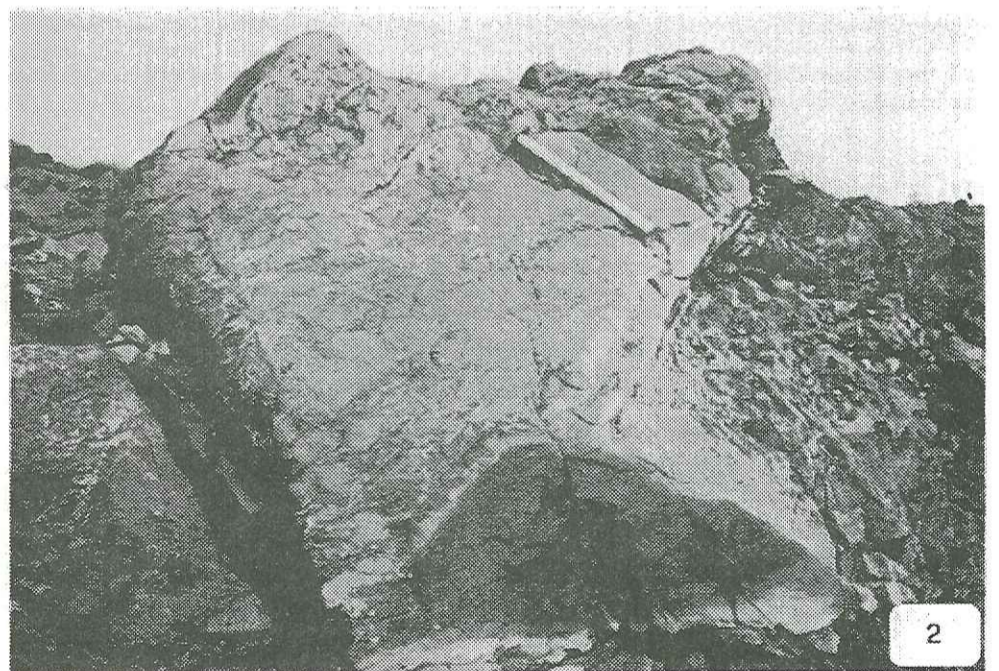
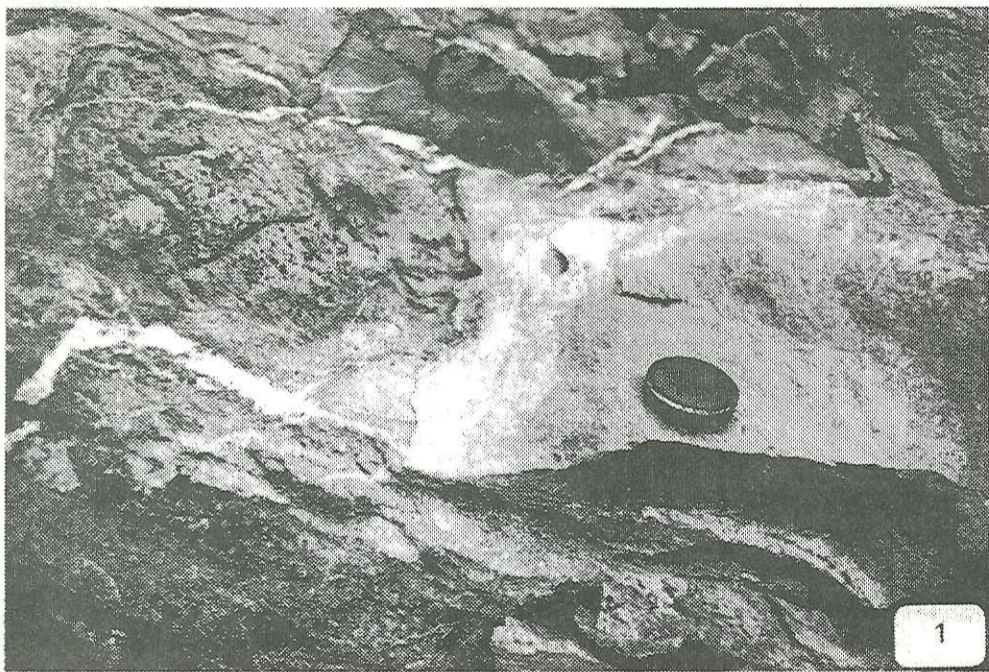
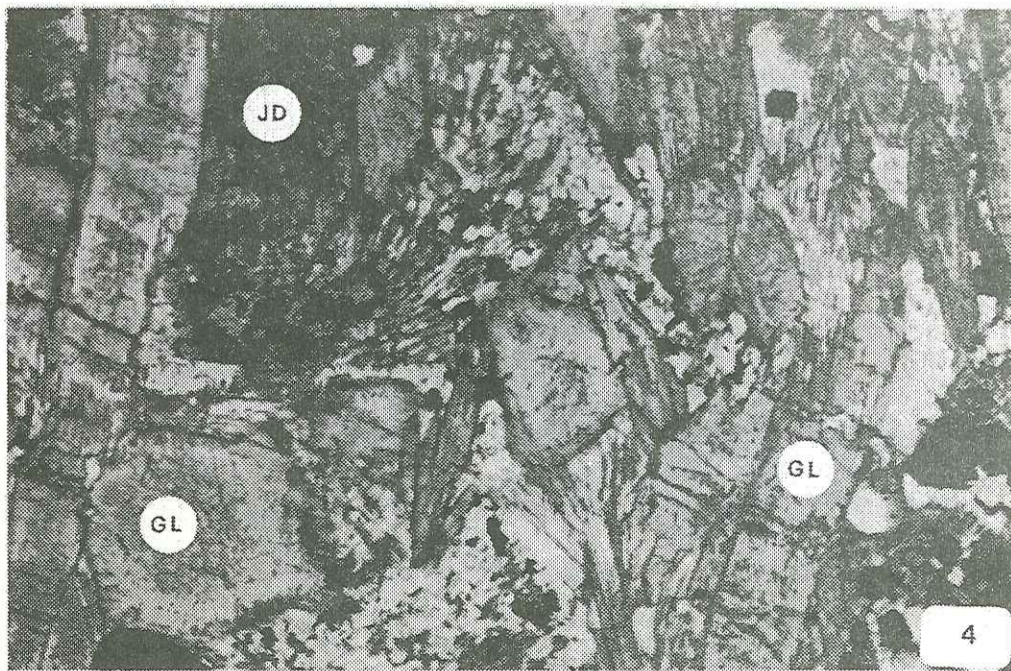
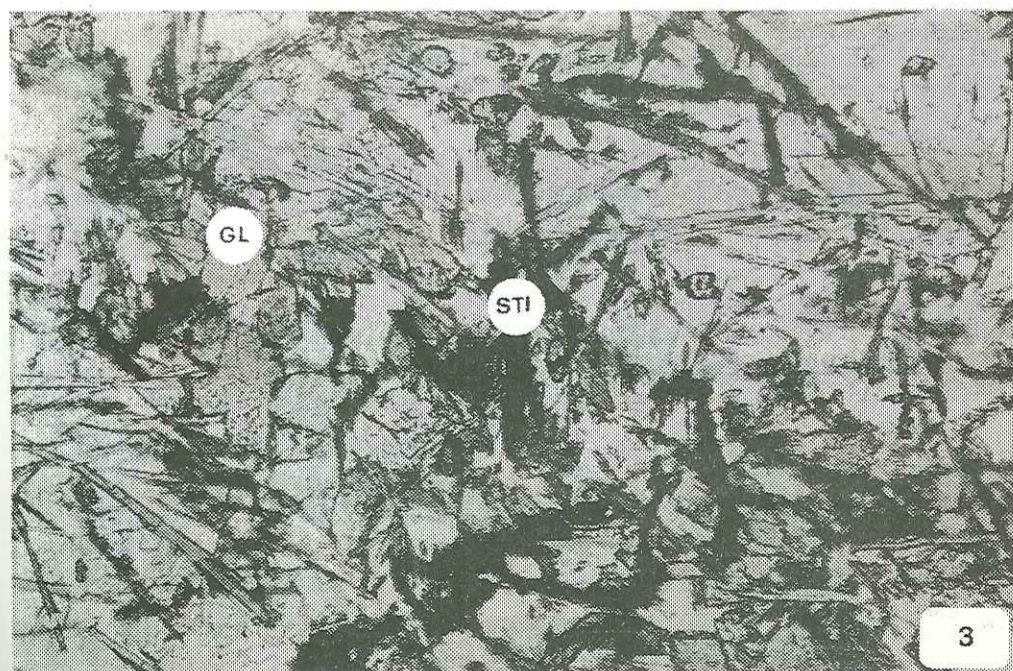
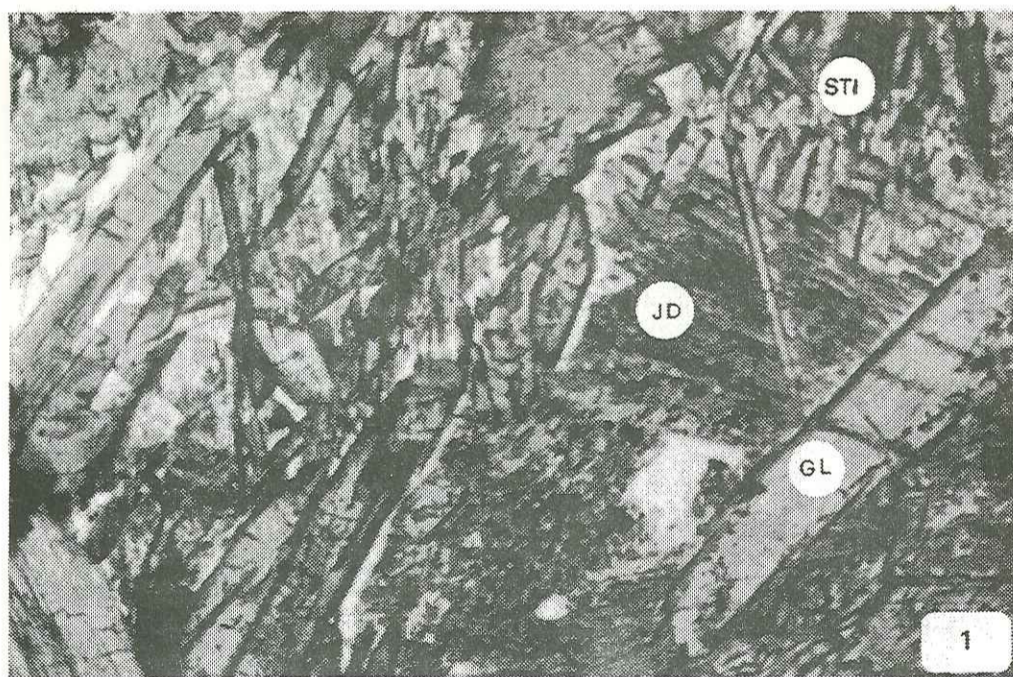


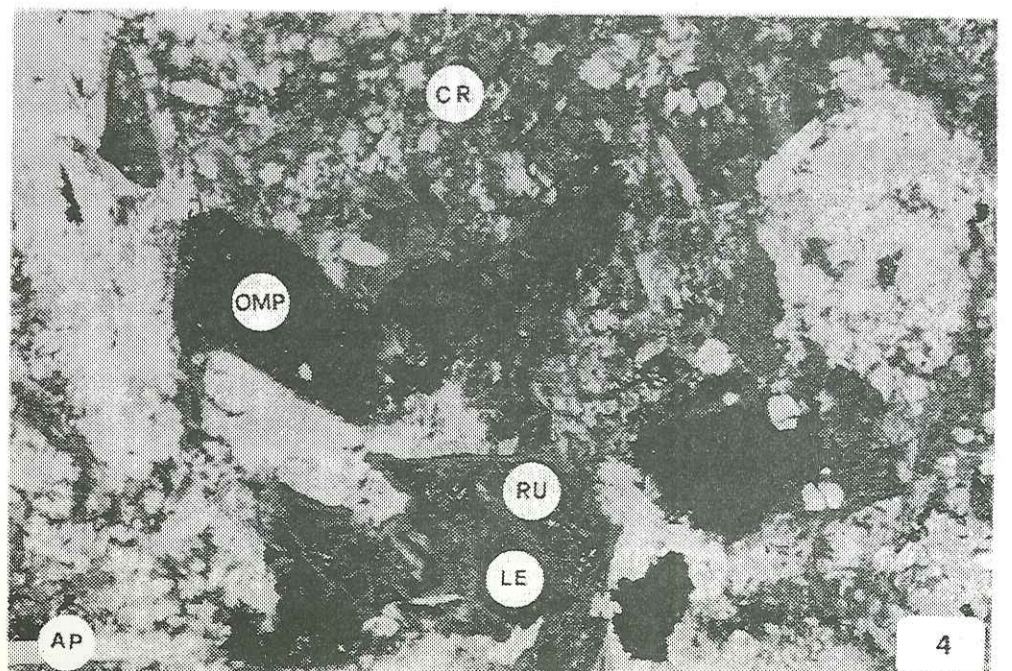
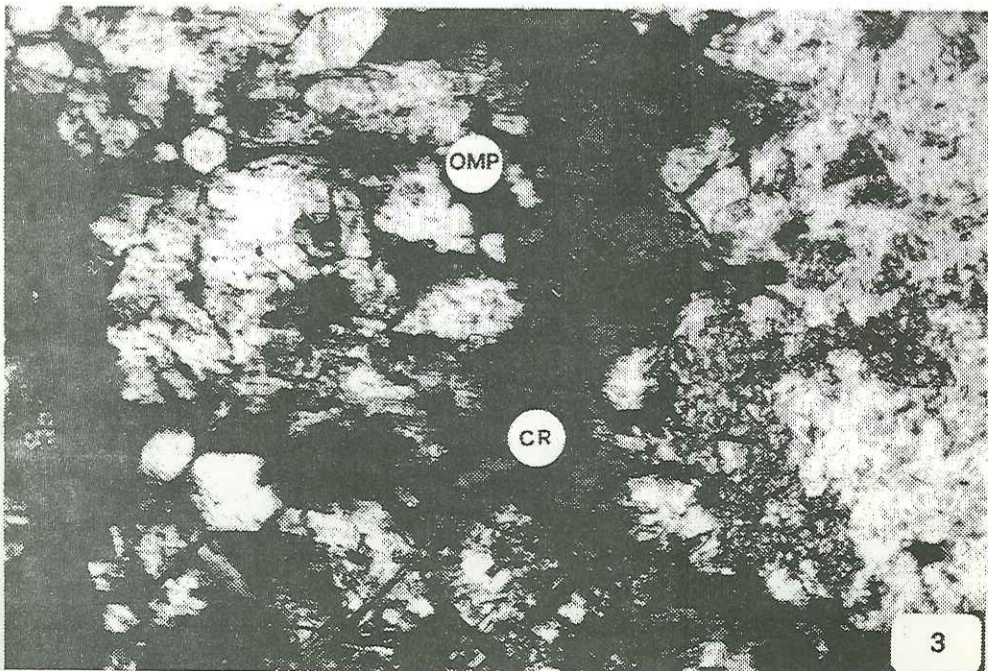
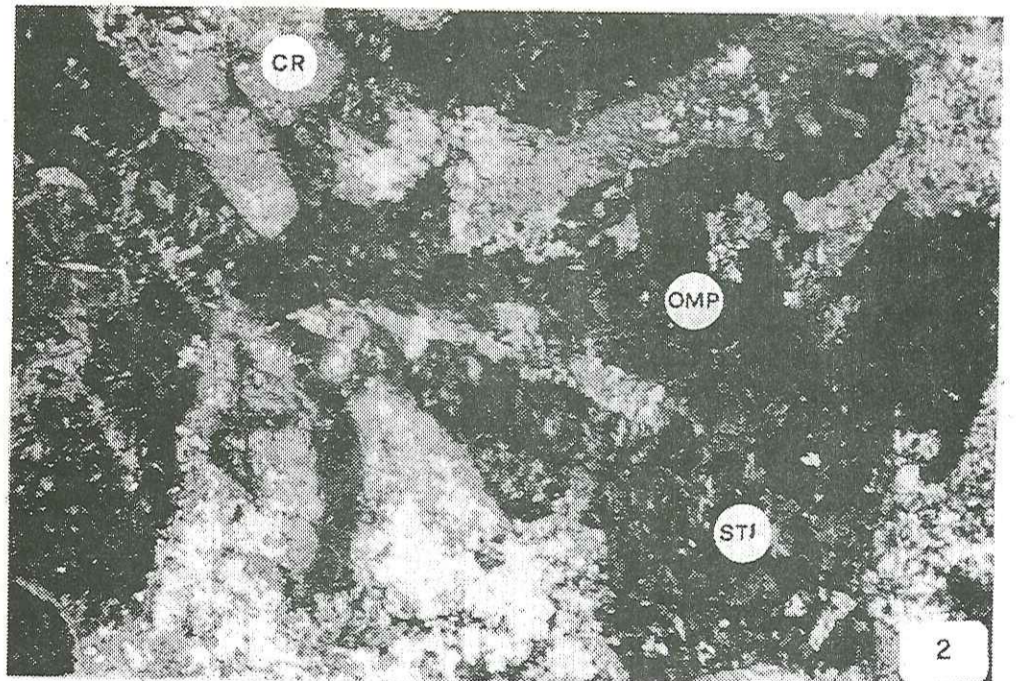
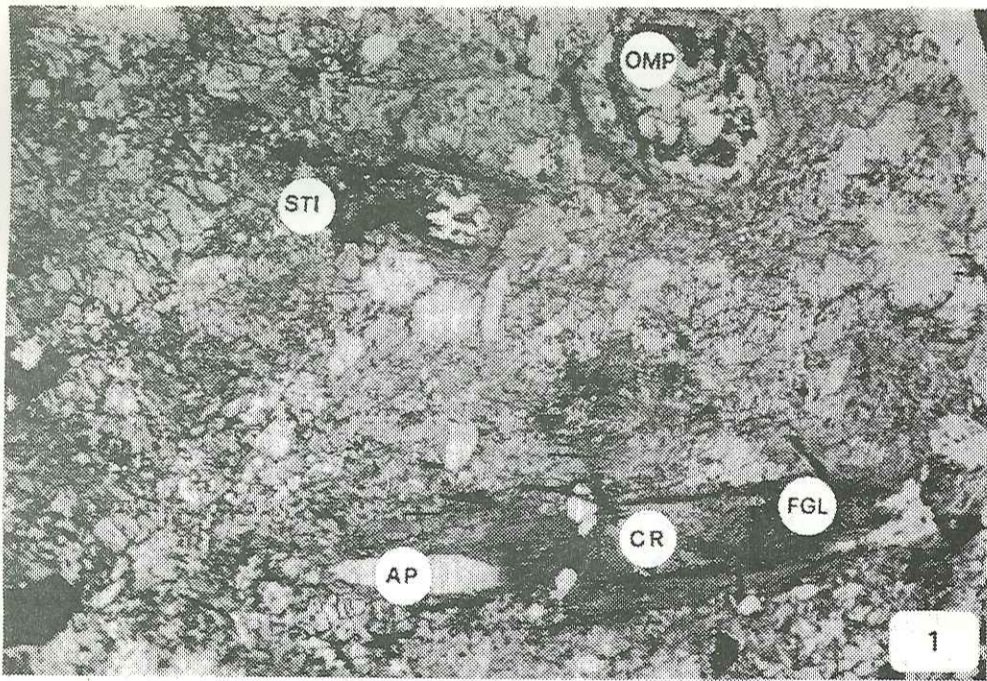
PLANCHE V

- PHOTO 1. Glaucophanite de la région de Pte Rousse, avec glaucophane (GL), magnésio-riébéckite en bordure, jadéite en partie déstabilisée (JD) et stilpnomélane (STI). (description p.37) (agrandissement: 60X)
- PHOTO 2. Métagabbro provenant d'un centre de filon-couche du secteur du Clapet. Les plagioclases primaires ont été remplacés par un grenat Fe-Ca-Mn (GR) et le pyroxène primaire par des amphiboles alcalines (crossite-ferroglaucophane) (CR). (description p.21) (agrandissement: 60X)
- PHOTO 3. Glaucophanite développée dans une auréole de contact entre métadolérite et schistes noirs, en poches dans les "cornéennes", dans le secteur du Clapet. On y rencontre principalement du glaucophane s.l. (GL) et du stilpnomélane (STI). (description p.27) (agrandissement: 50X)
- PHOTO 4. Glaucophanite de la région de Pte Rousse. On y rencontre le glaucophane zoné (GL) et la jadéite (JD) en partie déstabilisée. (description p.37) (agrandissement: 60X)



P L A N C H E VI

- PHOTO 1. Orthoglaucophanite du Clapet, avec principalement du ferroglaucophane (FGL), de la crossite (CR), de l'apatite (AP) du stilpnomélane (STI) et des fantômes d'omphacite (OMP). (description p.25) (agrandissement: 20X)
- PHOTO 2. Métagabbro à omphacite du secteur de la Pte du Clapet, avec principalement de l'omphacite (OMP), du stilpnomélane (STI) et de la crossite (CR). (description p.24) (agrandissement: 30X)
- PHOTO 3. Orthoglaucophanite avec des fantômes d'omphacite (OMP), auréolés par de la crossite (CR). (description p.25) (agrandissement: 50X)
- PHOTO 4. Métagabbro à omphacite de la Pte du Clapet, on distingue principalement l'omphacite (OMP), la crossite (CR), l'apatite (AP), le leucoxène (LE) et le rutile (RU). (description p.24) (agrandissement: 30X)

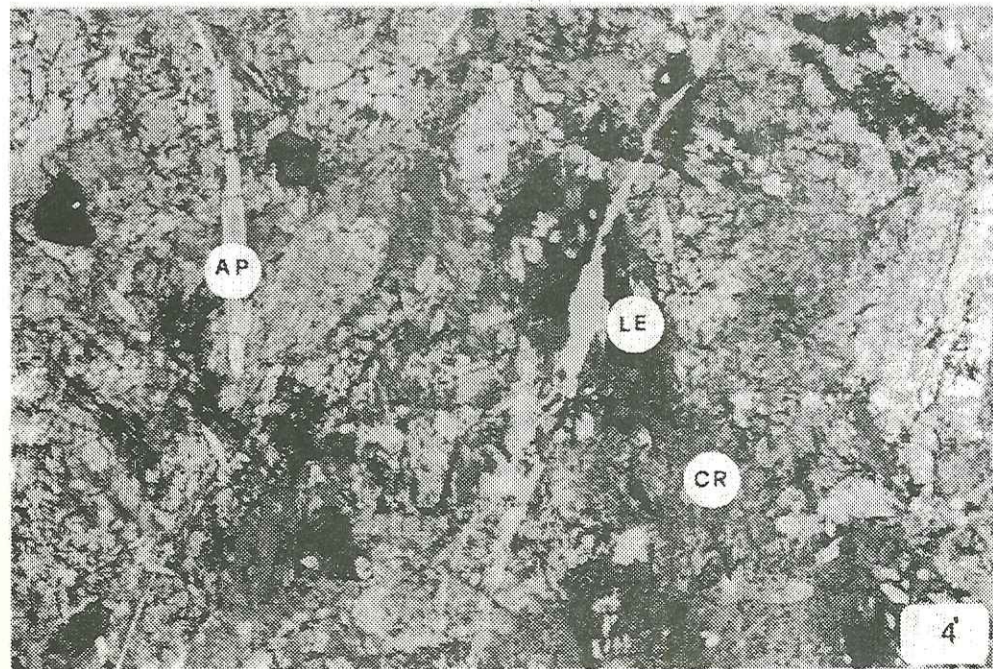
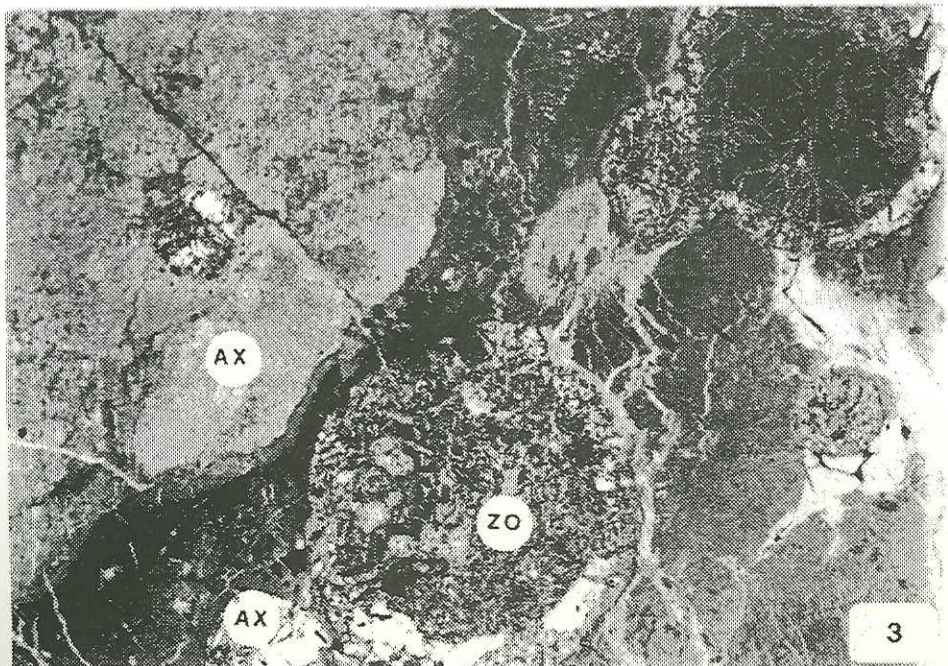
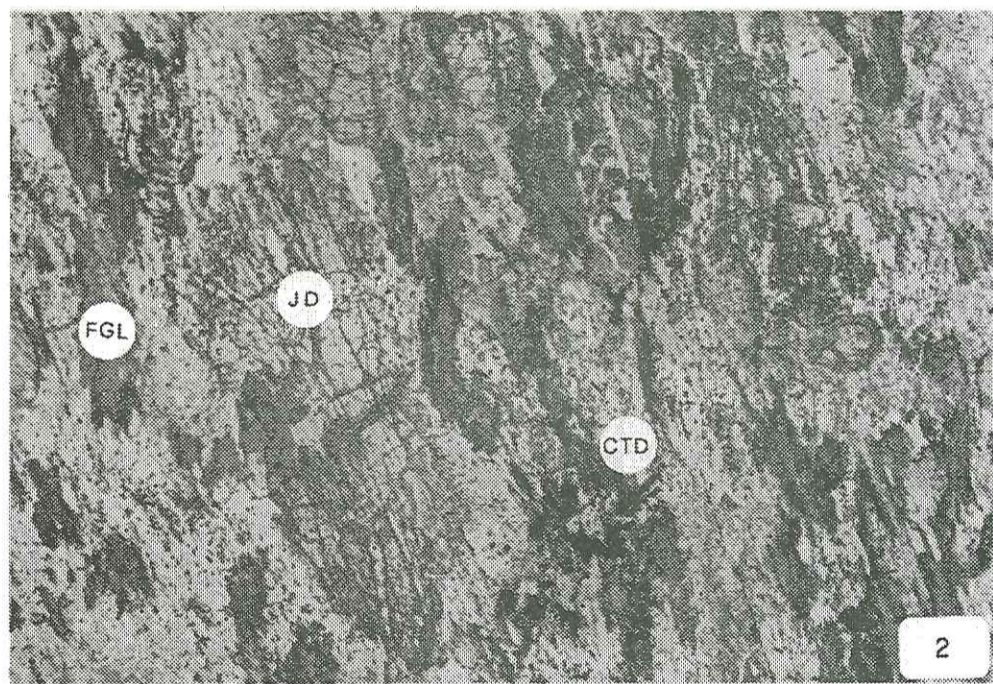
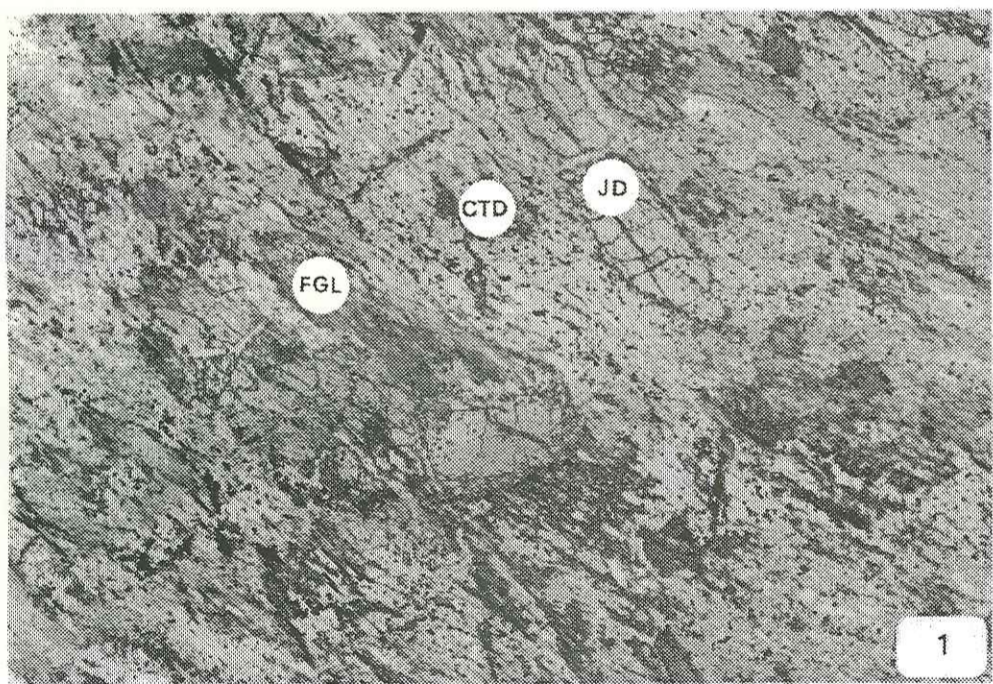


P L A N C H E VII

PHOTOS 1 et 2. Schiste glaucophanitique à jadéite, de la Pte du Clapet. On y rencontre principalement de la jadéite (JD), du ferroglaucophane (FGL) et du chloritoïde (CTD). (description p. 26) (agrandissement: 40X)

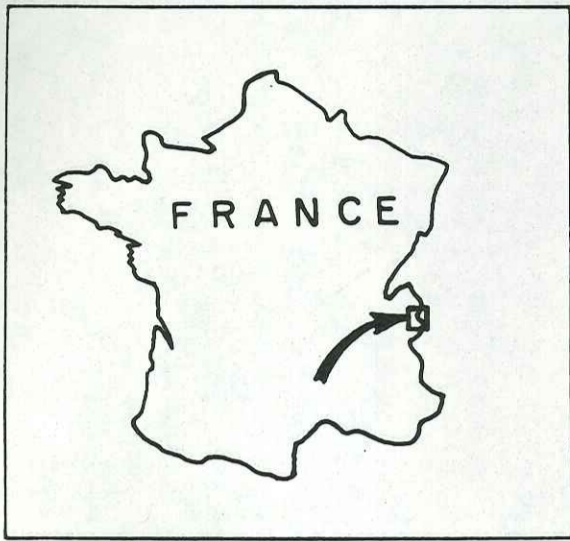
PHOTO 3. Roche hybride volcano-sédimentaire à structure globulaire, principalement à axinite (AX) et accessoirement à zoïsité (ZO). (description p.28) (agrandissement 30X)

PHOTO 4. Orthoglaucophanite du secteur de la Pte du Clapet, avec crossite (CR), apatite (AP) et leucoxène (LE). (description p.25) (agrandissement: 30X)



CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE DU VERSOYEN

Modifiée et simplifiée d'après LOUBAT (1968)



LÉGENDE :

ZONE DES BRÈCHES DE TARENTEISE

- Flysch de Tarentaise
- Laves en coussins
- Dolérites-gabbros et sédiments associés
- Serpentinites
- Calcschistes et conglomérats du Pt.St. Bernard
- Gypses et cargueules
- Ensemble de la Pte. Rousse (Gneiss quartzites-schistes)

ZONE BRIANÇONNAISE

- Houiller
- +++ Frontière franco-italienne

