

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 55 (1975)
Heft: 3

Artikel: Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France)
Autor: Steen, Dieter Markus
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-43085>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 18.02.2026

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

Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France)

Par *Dieter Markus Steen**)

Avec 8 figures, 4 tableaux et 1 dépliant au texte

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	525
<i>Première partie: Description géologique des affleurements</i>	528
I. Les affleurements formant des lentilles disjointes jalonnant la base des calcschistes piémontais	528
II. Les affleurements constituant des massifs plus ou moins allongés, intercalés dans les calcschistes piémontais	529
1. Les coulées diabasiques de la «Petite Chabrière», ou masse occidentale	529
2. Le complexe éruptif des deux Pelvats	532
3. Le complexe serpentineux de la Crête de la Gavia	536
<i>Deuxième partie: Descriptions pétrographiques</i>	537
I. Les métadolérites grossières et les métagabbros	537
A: Les métadolérites du massif des deux Pelvats	537
B: Les métagabbros de la masse occidentale	541
II. Les metabasaltes	542
III. Les serpentinites	546
IV. Les ophicalcites	549
V. Les contacts entre serpentinites et roches contiguës	551
VI. Les inclusions dans les serpentinites	553
VII. Les jaspes recristallisés	557
<i>Troisième partie: Conclusions générales</i>	558
Bibliographie	564

*) Département de Minéralogie, Faculté des Sciences, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

Abstract

The area studied is located in the Haute-Ubaye Valley (Basses-Alpes, France). A characteristic ophiolitic sequence with associated sedimentary rocks (Chabrière series) is described. From bottom to top we find: 1. metadolerites; 2. a complex formation consisting mainly of brecciated pillow lavas partially reworked by younger lava ("Faciès de passage"); 3. a thick mass of pillow lava grading towards the top into pillow breccias; 4. radiolarian cherts; 5. marmorean limestones; 6. "Formation de la Replatte". The last formation is made up of an alternation of thin siliceous limestone and clayey slaty beds. The radiolarian cherts and the marmorean limestones are not always present and may be proxied for by volcano-sedimentary breccias. Serpentinities occur within the sequence in a position which cannot be clearly defined. Two distinctly different types of opicalcites are associated with these ultramafics.

Indirect evidence indicates an Upper Jurassic to Lower Cretaceous age for the ophiolitic activity and the deposition of the associated sediments. Similar sequences are known to exist in a number of other ophiolitic bodies in the Piemont zone. It is not possible to specify whether there is a tectonic or stratigraphic relation between the sequence just described and the calcareous schists ("Schistes lustrés") of the Piemont zone.

The rocks of the ophiolite suite are typical of the Steinmann trilogy. Metadolerites and metabasalts are by far the most abundant rocks. They form dikes, sills, pillow lavas and several types of volcanic breccias. Coarse metagabbros occur only as blocks in a volcano-sedimentary breccia. Serpentinities are mainly derived from harzburgites, more rarely from dunites or lherzolites. Some antigorite develops during the principal phase of alpine metamorphism. The contact between serpentinites and wall-rock is characterized by reaction rims of rodingitic affinity with development of calc-silicates (diopside, tremolite, pumpellyite, lawsonite) and of chlorite. Metaalbitites, metadolerites and sedimentary rocks are found as inclusions in serpentinites. The margins of these inclusions were transformed during three successive stages. During a first stage calc-silicates, principally lawsonite and pumpellyite, crystallized. During the second and third stages, a chloritic zone of varying composition developed towards the edge.

It is suggested that the ophiolites with the associated sediments belong to a different paleogeographic area from that of the "Schistes lustrés". The Chabrière series may have deposited in a more or less extended oceanic basin which was formed during a sea-floor-spreading phase of Jurassic and lower Cretaceous age.

The alpine metamorphism had a plurifacial character in the region under study. The following age sequence can be postulated:

1. Blueschist facies. In some instances two different assemblages can be observed:
 - a) jadeitic pyroxene (chloromelanite of jadeite) – lawsonite.
 - b) glaucophane – lawsonite and/or pumpellyite.
2. Greenschist facies as a result of retrograde metamorphism.

Consideration of variations of fluids pressure and especially of fluids composition is essential to the understanding of the irregular distribution of the different blueschist assemblages.

Total pressures between 5,5 and 9,5 kb are necessary to form the assemblages 1a and 1b. The ingenious model of subduction may be a probable explanation of the extreme P-T conditions.

INTRODUCTION

Situation géographique

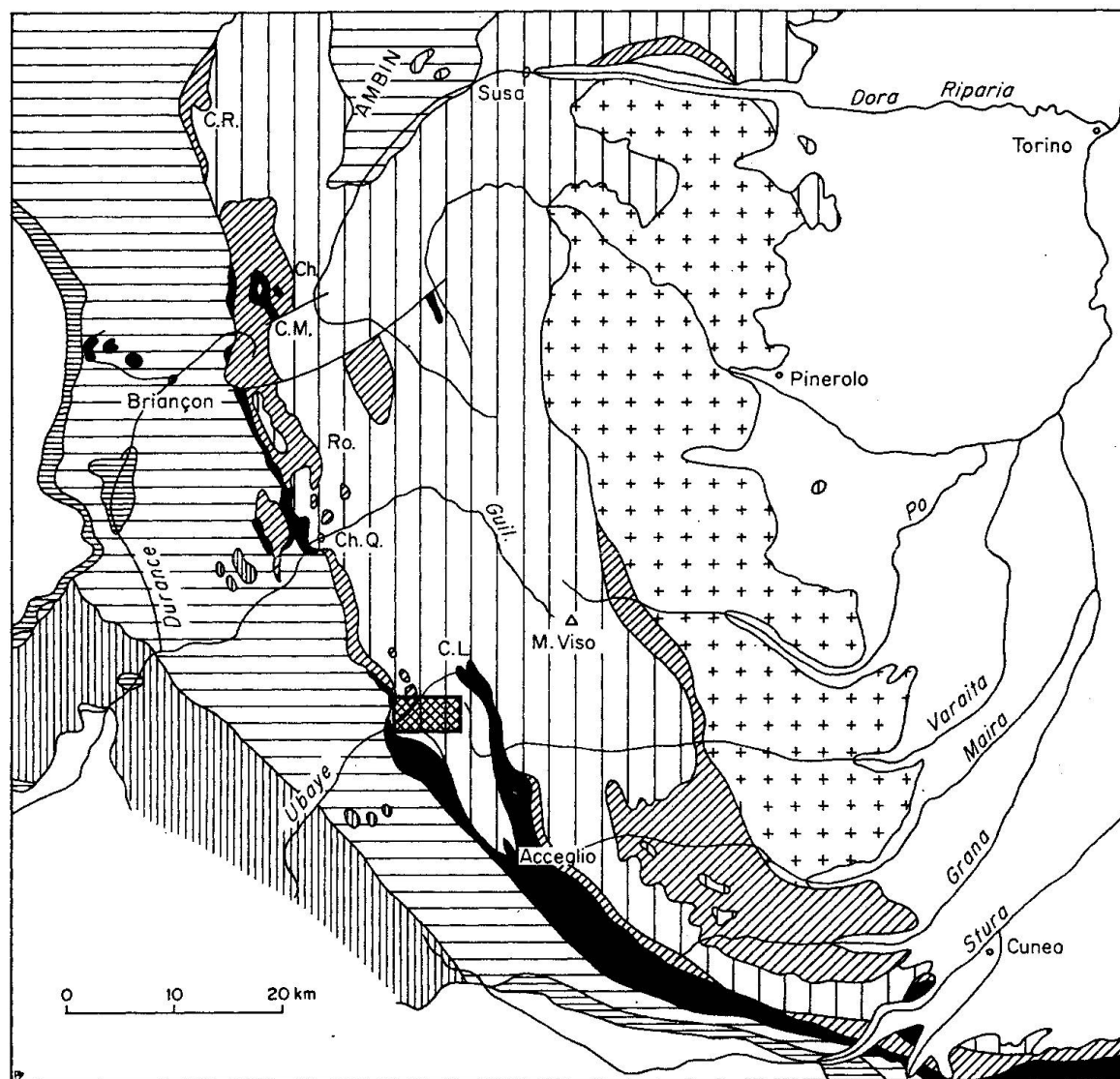
La région dont l'étude fait l'objet du présent travail est située dans les Alpes Cottiennes, à environ 15 km au SW du Mont Viso. En suivant la rive droite de l'Ubaye, on l'atteint par la petite route carrossable menant de St-Paul-sur-Ubaye au village de Maurin (Basses-Alpes, France). Ce secteur est entièrement compris dans le quadrant NW de la feuille «Aiguille de Chambeyron» (carte de France au 1 : 50 000 : feuille XXXVI – 38).

Situation géologique

Les ophiolites étudiées se trouvent dans le domaine des calcschistes piémontais non loin du contact de ces derniers avec la zone briançonnaise s. l. (fig. 1). Plus précisément, elles apparaissent dans la zone synclinale piémontaise, située entre la bande d'Acceglio-Longet (Briançonnais interne) à l'est, et la zone du Roure à l'ouest.

En remontant l'Ubaye, nous observons les unités tectoniques suivantes d'ouest en est :

- le flysch de l'Embrunais-Ubaye, d'âge crétacé supérieur, probablement originaire d'un domaine piémontais s. l. ;
- les unités briançonnaises proprement dites avec un Trias moyen calcaréo-dolomitique épais, surmonté par une série post-triasique mince et lacunaire ;
- la bande siliceuse du Roure (Briançonnais interne) caractérisée par l'absence du Trias moyen calcaréo-dolomitique et par la transgression, sur les quartzites du Trias inférieur ou sur le Permien, de sédiments post-triasiques d'affinités briançonnaise ou piémontaise ;
- une zone synclinale de calcschistes piémontais auxquelles se trouvent associées les ophiolites ;
- la bande d'Acceglio-Longet (Briançonnais interne) constituant une fenêtre au sein des calcschistes piémontais ;
- à nouveau les calcschistes piémontais (fig. 2).



Esquisse structurale des Alpes Cottiennes franco-italiennes (d'après M. Lemoine 1964)








	Nappe du Flysch à Helminthoïdes		Zone d'Acceglio, écaïlles intermédiaires et klippes de la 4 ^e écaïlle.			
	Schistes lustrés piémontais s. str.		Zone briançonnaise s. str.			
	Série du Gondran, du Val Grana, etc.		Zone subbriançonnaise			
	Massif cristallin pré-triasique Dora-Maira (y compris la série sédimentaire propre, non distinguée)	C. L.	Col du Longnet	C. R.	Col de la Roue	
		C. M.	Col du Montgenèvre	Ch.	Chaberton	
		Ch. Q.	Château - Queyras	Ro.	Rochebrune	

Fig. 1. La zone hachurée indique la région dont l'étude fait l'objet du présent travail.

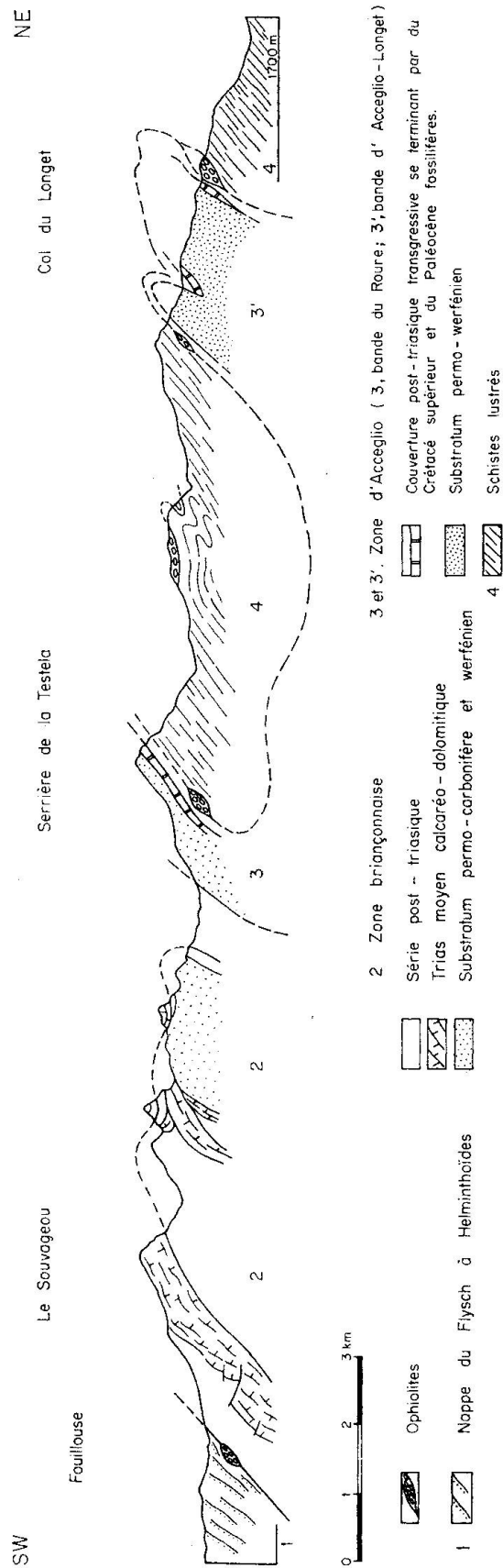


Fig. 2. Coupe simplifiée en rive gauche (sud) de l'Ubaye (d'après M. LEMOINE, 1964, et M. GIDON, 1962).

PREMIÈRE PARTIE

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DES AFFLEUREMENTS

I. Les affleurements formant des lentilles disjointes jalonnant la base des calcschistes piémontais

Selon leur mode de gisement on peut distinguer, en Haute-Ubaye, deux types d'affleurements d'ophiolites au sein des calcschistes piémontais :

I. Les affleurements formant des lentilles disjointes, de petites dimensions, et très étirées, qui jalonnent la base des calcschistes piémontais charriés sur la zone briançonnaise. Ces pointements sont donc étroitement liés à un contact tectonique majeur.

Les ophiolites de la carrière de «marbre» de Maurin se rangent parmi ce type d'affleurements. Cette carrière est située sur rive gauche de l'Ubaye, au sud du hameau de Combebrémond, au contact anormal entre les calcschistes et la zone d'Acceglio représentée ici par une formation bréchique, dite de l'Alpet (LEMOINE, 1961), d'affinité piémontaise. Du point de vue pétrographique, cet affleurement est constitué principalement de serpentinites et d'ophicalcites.

La *serpentinite*, massive, est beaucoup moins abondante que l'ophicalcite. De couleur vert-noir, cette roche est formée de serpentinite à structure maillée et de petits cristaux de lizardite. La magnétite est très abondante. Par place, l'antigorite commence à se développer, surtout dans les cristaux de lizardite. Les veines dorées de chrysotile (cross-fiber) sont nettement postérieures.

L'*ophicalcite*, qui forme la majeure partie de l'affleurement, est constituée d'éléments anguleux, millimétriques à centimétriques, de serpentinite cimentés par des veines irrégulières de calcite, de talc et d'amiantes. Par endroits, on observe une forte minéralisation en pyrite.

Plusieurs inclusions de *métadiabases* sont associées à l'ophicalcite. Leur taille dépasse un mètre. La paragenèse albite-chlorite-lawsonite-pyroxène sodique (chloromélanite)-séricite-épidote indique des transformations métamorphiques à pressions élevées (faciès schiste bleu).

La lentille diabasique visible au-dessus de Combebrémond, sur la rive droite de l'Ubaye, constitue un autre exemple de ce type de gisement. En effet, ces ophiolites affleurent à une trentaine de mètres des marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) de la Zone d'Acceglio (LE GUERNIC, 1967). Le contact majeur entre cette dernière à l'ouest et la zone piémontaise à l'est est recouvert par des éboulis. Épaisse de 45 m, cette lentille est constituée de schistes radiolaritiques, de brèches de coussins et de pillow lavas. Les *schistes radiolaritiques*, généralement de couleur lie-de-vin à rouge, contiennent des lits verts fortement micacés ainsi que des zones blanches, riches en calcite remobilisée. À côté du quartz, de

l'albite, de la chlorite, du mica blanc et de l'hématite, cette roche révèle une forte teneur en pyroxène sodique (chloromélanite) et, par endroits, des prismes de lawsonite.

Les *brèches de coussins* correspondent à des brèches d'éclatement typiques. Localement les éléments sont peu séparés, permettant de reconnaître encore des pillows plus ou moins bréchiques. Examinée sous le microscope, la métadiabase montre aussi une paragenèse qui la situe dans le faciès «schiste bleu» en raison de la présence de minéraux tels que lawsonite, chloromélanite et pumpellyite.

Les transformations métamorphiques qui ont affecté ces roches ne sont pas très différentes de celles que l'on rencontre dans les massifs ophiolitiques non liés au contact anormal avec la zone briançonnaise. La recristallisation a cependant été plus complète et les déformations bien plus intenses. On observe une schistosité nette de direction N 45° W avec un plongement de 50° vers le SW.

II. Affleurements constituant des massifs plus ou moins allongés, intercalés dans les calcschistes piémontais

Les ophiolites de ce groupe constituent trois massifs assez importants (voir dépliant n° 1):

1. Les coulées diabasiques de la «Petite Chabrière», ou masse occidentale

On y accède en montant le vallon de Chabrière à partir du Plan de Parouart. Elles forment sur rive gauche une falaise presque verticale, haute de 200 m, et se distinguent ainsi nettement des niveaux de calcschistes qui donnent ici des versants à pente plus douce. L'affleurement est allongé sur 1200 m selon l'axe NW-SE du vallon. Ces ophiolites, ainsi que les sédiments associés, forment un anticlinal à cœur de diabases en coussins (voir fig. 3). Le flanc normal de cet anticlinal est fortement cisailé; l'axe de ce pli-faille a une direction N 30° W. La série stratigraphique suivante a pu être mise en évidence:

a) *Diabases en coussins* constituant le cœur de l'anticlinal. Les coussins, à fissures radiales et concentriques, montrent un bord variolitique de 2 à 5 cm d'épaisseur; ils sont franchement verts, non hématitiques, mis à part quelques zones restreintes, localisées dans la partie supérieure, dans lesquelles de l'hématite s'est développée dans les bords, le centre des coussins restant vert. La longueur des coussins dépasse souvent cinq mètres (débit en «boyaux»). La matrice entre les coussins, verte, est de nature chloritique ou, localement, hyaloclastitique. Malgré les déformations tectoniques considérables, il nous a été possible de déterminer la polarité de la coulée, actuellement en position subverticale à verticale: le haut se situant vers le NE.

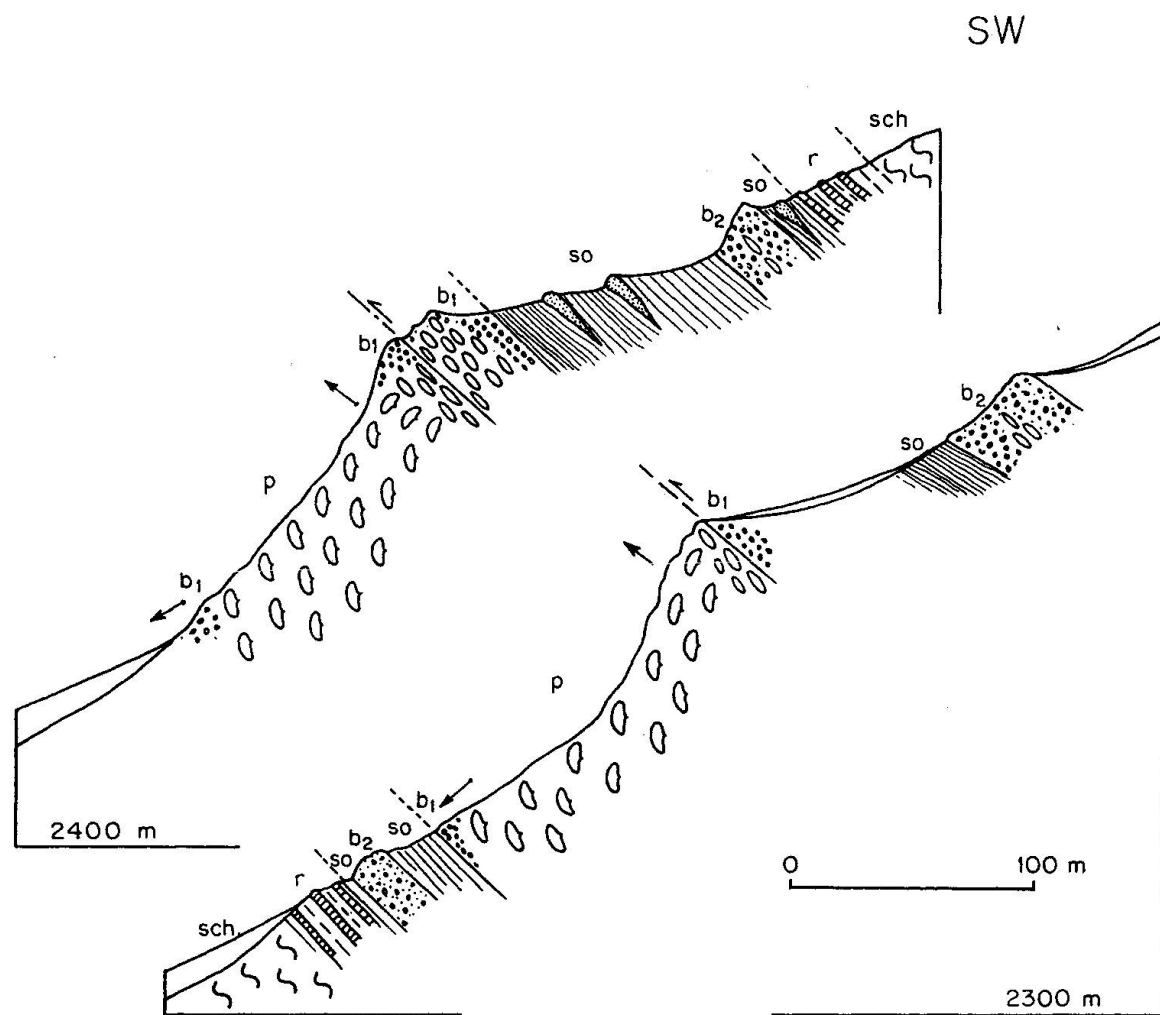


Fig. 3. Coupes à travers les ophiolites de la rive gauche du vallon de Chabrière (légende voir fig. 4b).

b) Par l'intermédiaire de coussins de plus en plus bréchoïdes, on passe à une véritable *brèche d'éclatement*. Les éléments, très anguleux et d'une granulométrie assez constante (diamètre d'environ 10 cm), sont pris dans une matrice vert-foncé, chloritique. Vers le haut, la matrice peut devenir localement schisteuse, de nature siliceuse ou argilo-micacée. L'épaisseur de cet horizon bréchique est très variable (0–10 m).

c) La coupe se poursuit par une formation assez hétérogène dans laquelle nous distinguons les termes suivants :

- schistes gris à noirs avec, en intercalation, quelques bancs de calcaires à trame rousse ;
- dans ces phyllades s'interstratifient trois bancs lenticulaires d'une brèche hétérogène, d'allure plus ou moins sédimentaire. Les éléments de la brèche sont de nature variée :

1. diabases diversement colorées, montrant des structures variolitiques, sphérolitiques ou intersertales;
2. gros galets d'un gabbro pegmatitique;
3. éléments verts à noirs, constitués principalement de chlorite et d'ilménite leucoxénisée (chloritites);
4. rares éléments sédimentaires (calcaires ou calcschistes);
5. galets d'allure ophicalcitique ou ophisilicique;
6. formant le centre du banc le plus épais, des diabases en coussins en masses de taille considérable.

Le ciment de cette brèche chaotique est constitué de chlorite, de mica blanc, de quartz, d'albite et de calcite en lits discontinus dans lesquels nagent de petits fragments détritiques anguleux.

La formation de telles brèches hétérogènes pourraient résulter de l'écroulement d'un escarpement sous-marin avec glissement sur une pente (processus à rapprocher de celui engendrant des «olistostromes»).

L'épaisseur de cette formation est assez variable: 50–100 m.

d) On passe ensuite à des assises sédimentaires dites «*formation de la Replatte*». Cette formation, qui doit son nom à la Replatte de Gondran, située au sud du col du Montgenèvre (LEMOINE, 1970), est constituée par des schistes argilo-siliceux gris ou noirs dans lesquels s'intercalent des bancs, d'épaisseur (0,10 à 2 m) et d'espacement (0,05 à 2 m) variables, de calcaires gris à noirs très caractéristiques. On observe, en effet, sur les tranches altérées de ces bancs une fine «trame rousse» maillée, formée d'un fin réseau de matière argilo-siliceuse.

L'épaisseur de cette formation est d'environ 25 m; il est toutefois impossible d'affirmer que ce soit là son épaisseur réelle, car de nombreux replis isoclinaux apparaissent toujours dans ces niveaux comme le montrent les bancs calcaires, discontinus et fortement boudinés.

e) On atteint ensuite, les *calcschistes* gréseux roux, en petits bancs et plaquettes. Il n'est pas possible de déterminer, si le passage de la formation précédente aux calcschistes est stratigraphique, ou s'il s'agit d'un contact anormal.

Parvenant au terme de la description stratigraphique de ce petit massif, les points suivants méritent d'être retenus:

1. Présence d'une coulée en beaux coussins, dont le substratum demeure inconnu.

2. Dépôt de sédiments associés aux ophiolites (brèches remaniées, «*Formation de la Replatte*») succédant à l'épanchement volcanique sous-marin. Cet épisode volcanique a pu être suivi de fracturations et de déformations du fond marin donnant naissance à des brèches plus ou moins chaotiques.

3. Structure en pli-faille anticlinal à cœur de laves en coussins. Deux types de failles ont pu être observés:

- failles parallèles à l'axe de l'anticlinal: N 40° W, 40 SW;
- fractures et décrochements postérieurs, de direction à peu près perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal: N 20–65° E.

2. Le complexe éruptif des deux Pelvats

Ce massif ophiolitique domine la rive droite du vallon de Chabrière (voir dépliant 1) où il forme le beau sommet du Pic du Pelvat (3217,3 m), et se prolonge vers le SE jusqu'à la frontière franco-italienne.

La masse ophiolitique, ainsi que les formations sédimentaires associées, forment une dalle longue de 3 km, de direction NW-SE et plongeant vers le SW. Les critères de polarité (forme et disposition des coussins, etc.; voir LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970) montrent que cet ensemble volcano-sédimentaire repose en position renversée sur les calcschistes piémontais (voir figures 4a et 4b).

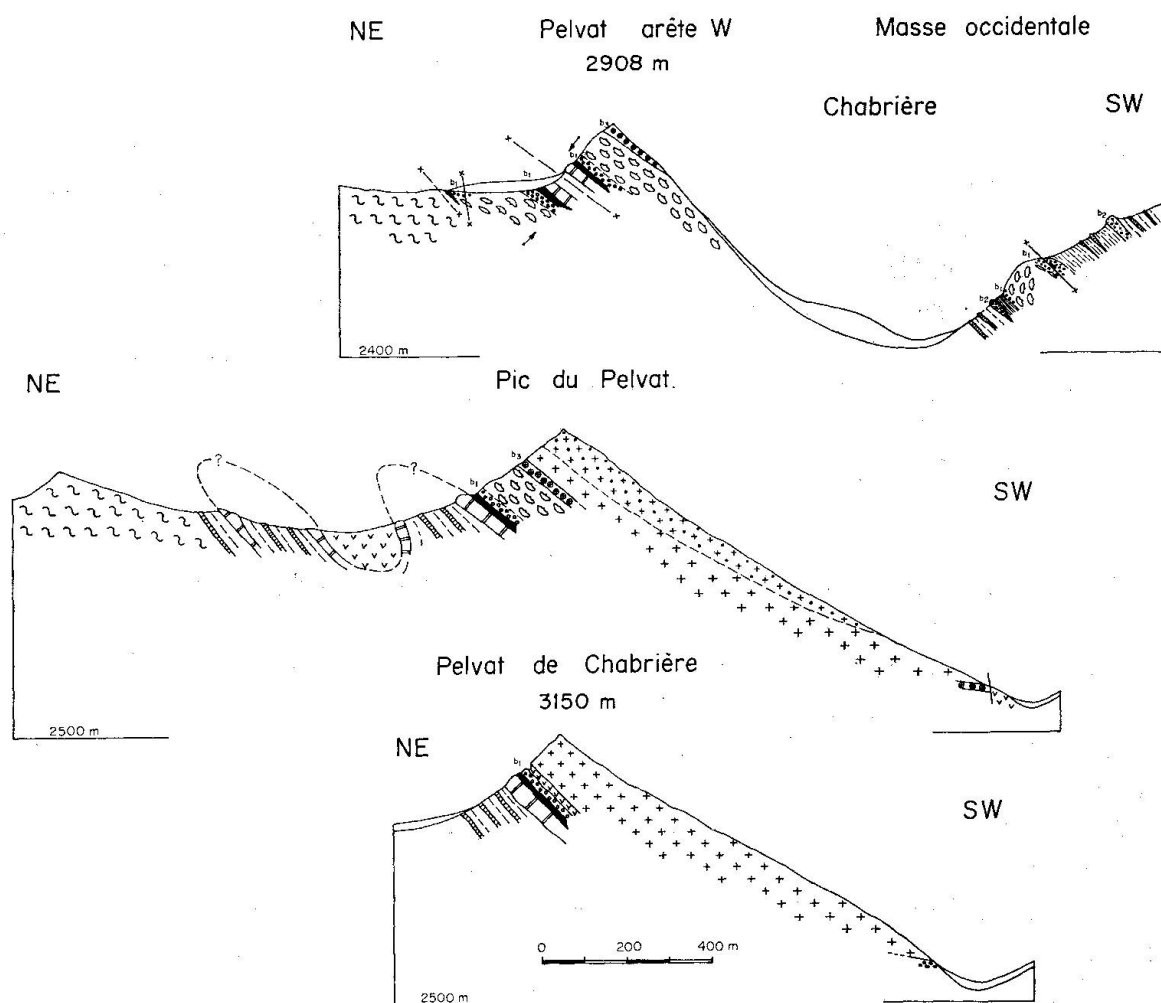


Fig. 4a. Coupes à travers le massif des deux Pelvats (légende voir fig. 4b).

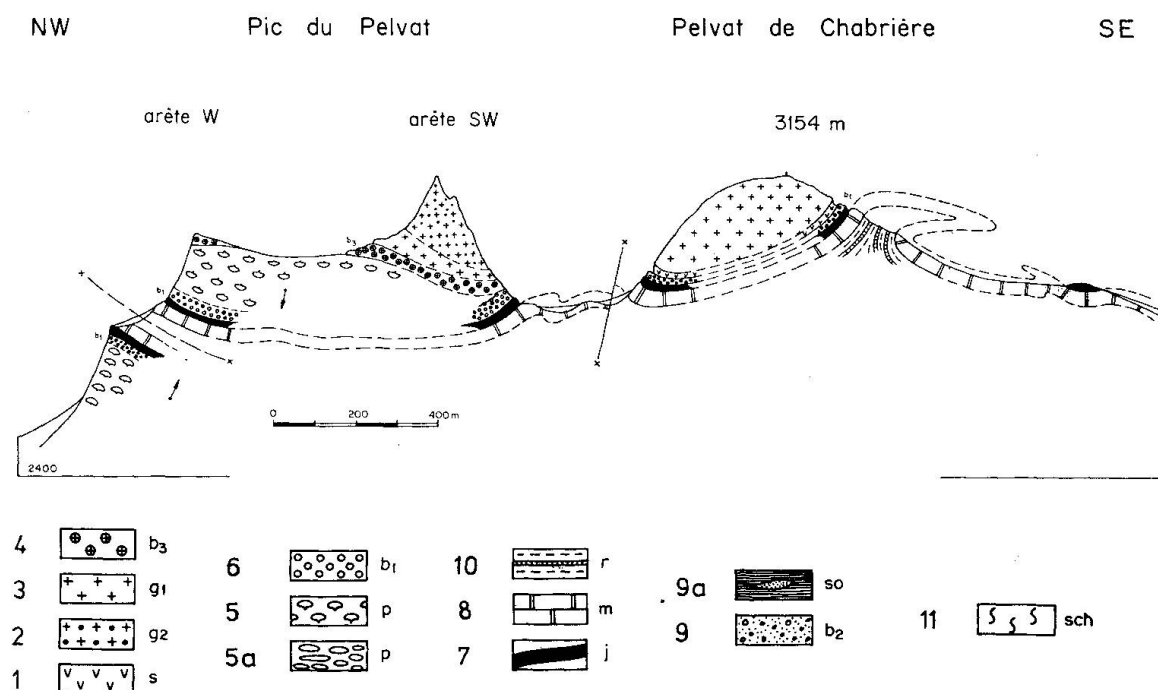


Fig. 4b. Coupe à travers le massif des deux Pelvats.

1. Serpentinites.
2. Métadolérites à développement considérable de glaucophane.
3. Métadolérites à glaucophane peu abondant.
4. «Faciès de passage» entre les métadolérites et les diabases en coussins.
5. Diabases en coussins.
- 5a. Diabases en coussins fortement déformées par la tectonique alpine.
6. Brèches d'éclatement de coussins.
7. Jaspes recristallisés.
8. Marbres en dalles.
9. Schistes gris à bancs calcaires et à intercalations de brèches diabasiques remaniées (masses occidentales).
- 9a. Banc épais de brèches diabasiques remaniées.
10. Formation de la Replatte.
11. Calcschistes indifférenciés.

Les flèches, dirigées vers les hauts, indiquent les polarités observées.

La série stratigraphique suivante a pu être mise en évidence:

a) Des *dolérites grossières* constituent les termes les plus profonds, donc topographiquement les plus élevés. A première vue, on distingue deux variétés principales:

— La première est représentée par des métadolérites à structure intersertale très grossière. La recristallisation due au métamorphisme alpin n'étant pas très poussée, on reconnaît facilement le plagioclase en lattes gris-verdâtre, les minéraux fémiques (augite, hornblende, chlorite) en position interstitielle, et les cristaux squelettiques d'ilménite leucoxénisée.

- La seconde variété est d'aspect très différent. A l'œil nu, on remarque surtout les grands cristaux de glaucophane (longueur environ 4 mm), quelques rares zones verdâtres chloritiques et des cristaux squelettiques brisés d'ilménite leucoxénisée. Les recristallisations métamorphiques dans le « faciès schiste » à glaucophane ont effacé les structures primaires.

Entre ces deux variétés, on peut observer toute une gamme de termes intermédiaires. Les métadolérites les plus sombres, très riches en glaucophane, sont les termes stratigraphiquement les plus profonds et forment donc actuellement dans la série renversée les sommets les plus élevés.

b) Une formation hétérogène présentant ce que nous appelons le « *faciès de passage* » fait suite aux métadolérites. Résultant de toute une série de phénomènes magmatiques complexes, ce faciès fait la liaison entre les dolérites grossières et la coulée de laves en coussins. On y relève les roches suivantes :

- brèches diabasiques provenant de l'éclatement de coussins à ciment chloritique ou hyaloclastitique ;
- roches hyaloclastitiques ;
- brèches à éléments diabasiques et à ciment de nature mixte, diabasique et chloritique ;
- diabases à grain fin, contenant des éléments diabasiques de structures variables, intersertales, sphérolitiques et variolitiques ; ces éléments sont partiellement résorbés par la matrice diabasique ;
- dolérites assez grossières renfermant des éléments diabasiques plus fins, parfois variolitiques.

Cette formation paraît résulter des divers processus magmatiques et volcaniques suivants :

- formation de brèches et de hyaloclastites par éclatement de pillows ;
- injection, sous cette carapace de brèches, du magma donnant naissance à la dolérite grossière ;
- remaniement et cimentation des brèches d'éclatement par de la lave pour aboutir à la formation de brèches à ciment diabasique ;
- mise en place de petits dykes et sills à l'intérieur des brèches.

L'épaisseur de ce « faciès de passage » oscille autour de 25 m.

c) On passe ensuite à une épaisse coulée de *laves en coussins* (environ 100 m). La taille des coussins, de teinte verdâtre ou bleuâtre, est grande, le diamètre des sections transversales dépassant souvent un mètre. Le bord des coussins, épais de 4 à 10 cm, est sphérolitique, puis grossièrement variolitique. Les varioles, très grosses (10 mm) dans la zone interne de la marge, deviennent plus petites en allant vers la matrice inter-coussin. Celle-ci, de composition chloriteuse, vert sombre, est parsemée de fines varioles (1 mm).

d) La partie supérieure des laves en coussins passe graduellement à des brèches d'*éclatement de coussins*. La taille des éléments, assez constante, varie entre 5 et 10 cm. Certains fragments montrent une structure sphérolitique ou variolitique. Le ciment, en majeure partie chloritique, contient des fines intercalations d'un schiste rouge «radiolaritique». Ces brèches, d'un aspect homogène, montrent une épaisseur peu constante d'environ 5 m.

e) *Jaspes (radiolarites) et schistes siliceux*. Des jaspes rougeâtres ou rosés, zonés, en petits lits millimétriques à centimétriques, souvent séparés par des joints schisteux, sont le faciès le plus représenté. Plus rarement, on observe des passées de jaspes verdâtres. Ces roches sont trop recristallisées pour que les radiolaires y soient encore visibles, elles apparaissent comme des microquartzites rosés ou verts. A l'approche du contact avec les ophiolites, on peut y observer quelques fragments anguleux de diabase. L'épaisseur de cette formation varie entre 5 et 15 m.

f) *Calcaires marmoréens en dalles et en lauzes*. Ces calcaires, à patine jaunâtre pâle, forment une bande, bien visible de loin, d'environ 30 m d'épaisseur. Leur contact avec la formation précédente est net, mais non tectonique. Leur aspect rappelle, bien qu'en moins net, celui des calcaires de la «formation de la Replatte» (voir p. 531). En effet, la matière silico-ferrugineuse forme de fines mouchetures sombres qui ont parfois tendance à s'organiser en un fin réseau à mailles millimétriques.

g) Par un passage graduel, mais rapide, on aboutit à la «formation de la Replatte» avec ses phyllades noires et ses bancs de calcaires à trame rousse. Son épaisseur est ici d'environ 50 m, mais des redoublements tectoniques sont possibles.

Cette séquence volcano-sédimentaire est sujette à diverses variations latérales:

– Les diabases en coussins peuvent être très réduites (versant oriental du Pic du Pelvat). Vers le SE, au Pelvat de Chabrière, elles manquent même totalement. On n'observe alors qu'une mince bande de brèches diabasiques et entre ces dernières et la métadolérite un chapelet de lentilles constituées de serpentine massive et d'ophicalcite (voir fig. 4b).

– Comme le montre l'étude stratigraphique de la masse occidentale, les radiolarites et les calcaires marmoréens en dalles peuvent manquer, peut-être en raison d'étirements tectoniques, mais plus probablement par lacune stratigraphique. Cette absence coïncide avec l'apparition de *brèches d'écroulement* (olistostromes?) dont la formation a dû suivre l'épanchement des diabases en coussins.

Dans la succession volcano-sédimentaire, les *serpentinites* n'occupent pas une place définie:

- Quelques affleurements s'observent en bordure du vallon de Chabrière.
- On retrouve l'ultramafite entre le Pic du Pelvat et le Pelvat de Chabrière.
- Dans la partie NE du massif des deux Pelvats, les serpentinites constituent une masse apparemment en position synclinale avec une importante marge ophicalcitique.

- Sous les sommets 3150 et 3154 du Pelvat de Chabrière ces roches s'insinuent, sous forme de lentilles, entre les métadolérites et les brèches d'éclatement.

Au vu de ces divers modes de gisement, il paraît donc très vraisemblable que la position actuelle des serpentinites résulte avant tout de migrations tectoniques («intrusions froides»).

3. Le complexe serpentineux de la Crête de la Gavia

Localisé entre les vallons de Chabrière et de Rubren, ce massif serpentineux peut être atteint en montant vers le N à partir de la bergerie supérieure du vallon de Chabrière. Le col, entre le cirque de la Gavia et le vallon de Rubren, est entaillé dans ce complexe qui se poursuit, sur rive gauche du vallon de Rubren, vers le NW, sous forme d'une étroite bande jusqu'au niveau de l'Ubaye (voir dépliant 1). Antérieurement exploitées au lieu-dit la Blava, ces serpentinites et ophicalcites constituent de magnifiques pierres de taille.

Au NW de l'Ubaye, cet ensemble ultramafique est relayé par le massif «synclinal» de Roche Noire, lui aussi constitué de serpentinites.

Long d'environ deux kilomètres, ce complexe montre une association de serpentinites, d'ophicalcites et de bancs sédimentaires (calcaires marmoréens, formation de la Replatte, calcschistes banaux).

La serpentinite affleure, d'est en ouest, sous forme de trois lames tectoniques intercalées dans un ensemble sédimentaire isoclinal de direction N 20 W plongeant de 35° vers l'W.

Il existe une interaction marquée entre les serpentinites et les formations sédimentaires qui se traduit par la formation d'ophicalcites variées.

Dans la serpentinite de la Baisse de la Gavia, il est possible d'observer une multitude d'inclusions de nature et de taille variables.

Nous y avons distingué les variétés pétrographiques suivantes :

- métadolérites grossières,
- metabasaltes rares,
- méta-albitites (jadéitites),
- roches d'origine sédimentaire.

Leur taille varie de 10 cm à une trentaine de mètres. Les processus métasomatiques ayant affecté ces inclusions ont été très importants, puisque leur bord est transformé en chloritites sur une épaisseur d'environ 60 cm.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

I. Les métadolérites grossières et les métagabbros

A. Les métadolérites du massif des deux Pelvats

La composition minéralogique très variée de ces roches nous a permis de distinguer d'une part différentes variétés de dolérites originelles, et d'autre part une évolution du métamorphisme alpin caractérisée par des stades métamorphiques ayant chacun sa paragenèse définie.

a) Composition minéralogique avant le métamorphisme alpin :

L'étude microscopique de nombreux échantillons nous permet d'envisager trois types de dolérites originelles, présentes avant le métamorphisme alpin :

- dolérite intersertale grossière, albito-augitique à chlorite interstitielle,
- dolérite intersertale grossière, albito-chloritique à augite et hornblende,
- dolérite intersertale grossière, albito-chloritique à hornblende.

La majorité de ces roches ont possédé une structure intersertale plus ou moins grossière. La longueur des lattes de feldspath varie de 2 mm à 1 cm. Assez rarement, on observe des variétés plus fines présentant une tendance vers la structure intersertale divergente. Quelques échantillons moins riches en minéraux fémiqes ont montré une structure hypidiomorphe grenue à pegmatitique.

Comme minéraux essentiels anté-métamorphiques, nous avons observé :

— feldspath :

Les mesures optiques, de même que les mesures diffractométriques, indiquent une albite pure. Ce feldspath se présente en lamelles assez grandes, dans de nombreux cas relativement limpides. Les macles de l'albite, de la péricline ou celles montrant l'association Carlsbad-albite sont fréquentes.

Mentionnons que dans certains échantillons cette albite de première génération a recristallisé en amas d'albite finement granoblastique et très peu maclée.

— augite :

En cristaux trapus dans les variétés grossières des dolérites, ce pyroxène apparaît en plages allongées dans les variétés fines. Une teinte brunâtre et une dispersion assez forte indique que l'on se trouve en présence d'une variété titanifère. L'augite ne s'observe pas dans tous les spécimens.

— hornblende :

Les propriétés optiques indiquent une tschermakite contenant 35% mol. de Fe + Mn + Ti. Elle forme souvent des auréoles entourant les cristaux d'augite. Il semble y avoir

une zone de passage irrégulière entre le pyroxène et la hornblende. La cristallisation de la hornblende doit appartenir à un stade magmatique, mais il n'est pas exclu qu'elle ait subi certains changements de composition lors du métamorphisme alpin.

— chlorite :

Assez ferrifère (Fe-Mg-chlorite), elle forme des agrégats interstitiels entre les lattes d'albite. Les minéraux accessoires suivants ont été observés : ilménite, apatite, sphène et quartz (très rare).

b) Les paragenèses du métamorphisme alpin :

Lors du métamorphisme alpin, tout une suite de cristallisations et de transformations se sont produites. Dans l'ordre chronologique, les minéraux suivants se sont formés :

— lawsonite :

Elle apparaît sous forme de cristaux prismatiques parfois de très grande taille, dans les lattes d'albite. Les individus, souvent maclés selon (101) et $(\bar{1}01)$, sont localement criblés de fines inclusions submicroscopiques.

Dans de nombreux échantillons, la lawsonite a été transformée selon les modes suivants :

- pseudomorphoses en chlorite ferrifère, en clinozoïsité – épidote et en stilpnomélane ;
- pseudomorphoses en « Fe-Mg-chlorite » ;
- pseudomorphoses en ferristilpnomélane uniquement ;
- cristaux envahis et résorbés par de la calcite diffuse ;
- remplacement plus ou moins complet par l'albite.

— pyroxène sodique :

Il s'agit selon les données optiques et diffractométriques d'une chloromélanite. Ce pyroxène envahit les cristaux d'augite suivant les plans de clivages ou de fractures ; il remplace parfois entièrement le pyroxène primaire. Sa cristallisation a précédé celle de l'amphibole bleue. Ce pyroxène métamorphique qui ne s'observe que dans un petit nombre d'échantillons a dû se développer sporadiquement.

— pumpellyite :

Ce minéral se rencontre sous trois paragenèses distinctes :

1. Croissance de gerbes de pumpellyite très finement cristallisée à partir de fractures sillonnant l'augite. Bien pléochroïque, il s'agit d'une variété ferrifère.

2. Cristallisation dans les plages d'albite, où elle forme un enchevêtrement de prismes fins. Son pléochroïsme faible indique une teneur en Fe^{3+} peu élevée. Sa répartition est très irrégulière. Souvent la pumpellyite coexiste avec la lawsonite dont la cristallisation semble légèrement antérieure.

3. En remplissage de veines irrégulières, parfois associée à la chlorite, cette pumpellyite très pléochroïque est riche en fer.

— amphibole bleue :

Les données optiques correspondent selon BORG (1967) à un glaucophane à 25% mol. de $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$. L'analyse diffractométrique nous indique que nous sommes en présence

de glaucophane II, polymorphe stable à haute pression (ERNST, 1963). Dans de nombreux échantillons, l'amphibole bleue présente une zonation nette. Au cours de la cristallisation la teneur en fer semble diminuer (crossite → glaucophane).

L'amphibole bleue se rencontre :

- en auréoles autour des cristaux de hornblende qu'elle peut même envahir totalement ;
 - en formant des couronnes entourant l'augite ou des plages de chlorite résultant de la chloritisation d'un pyroxène primaire ;
 - en cristaux isolés dans l'albite ;
 - dans certaines plages de chlorite où le glaucophane forme avec l'actinote des enchevêtrements très denses.
- stilpnomélane :

Il apparaît sous la variété ferristilpnomélane. Localement très abondant, nous relevons divers modes de cristallisations :

- très fréquemment dans les pseudomorphoses de cristaux de lawsonite ;
 - en cristaux concentrés au bord des rares plages de quartz ;
 - dans les plages de chlorite, dispersé en feuillets parallèles ;
 - associé au glaucophane soit à la marge des cristaux, soit parallèle aux clivages (110) de l'amphibole bleue ;
 - dans de fines fissures parcourant la roche.
- mica blanc :

D'abondance très variable, il se développe en paillettes séristiques sur les cristaux d'albite et en feuillets orientés parallèlement à ceux de la chlorite.

— actinote :

Nous l'avons observée dans les plages de chlorite sous forme d'enchevêtrements fins, ou encore en bordure des cristaux de glaucophane.

— minéraux du groupe de l'épidote :

Deux variétés ont été observées :

1. Pistacite typique : Elle se présente en grains dispersés dans la chlorite, pseudomorphose la lawsonite et s'observe également en veines. Son développement est postérieur à celui de la lawsonite, de la pumpellyite et du glaucophane.

2. Allanite : Elle se rencontre en grains de petite taille, souvent brisés, soit dans la chlorite, soit à proximité de l'ilménite leucoxénisée.

— chlorites :

Elles appartiennent principalement à deux variétés :

1. Fe-Mg-chlorites : Elles s'observent en position interstitielle entre les lattes d'albite, en noyau à l'intérieur des cristaux de glaucophane, ou encore sous forme de pseudomorphoses de cristaux de lawsonite.

2. Mg-Fe-chlorites : Elles se forment avant tout dans les métadolérites ayant subi d'assez fortes déformations tectoniques, où elles apparaissent dans des fractures et envahissent partiellement l'albite, l'augite, la hornblende et l'amphibole bleue.

Si la première variété de chlorites assez ferrifères semble stable dans les paragenèses à pyroxène sodique, glaucophane, lawsonite, la chlorite plus magnésienne se développe dans un stade nettement postérieur.

— calcite :

Ce carbonate a cristallisé tardivement envahissant le feldspath, il est également associé à la chlorite se substituant à l'augite.

— ilménite leucoxénisée, sphène :

Le leucoxène apparaît en plages réticulées de grande taille. Les cristaux d'ilménite dont il dérive ont été inégalement transformés, de sorte qu'entre des lamelles formées de leucoxène semiopaque, se loge du sphène en fins granules plus limpides. Généralement, ces cristaux d'ilménite ont été brisés et disloqués. Le sphène s'observe également associé à la chlorite provenant de l'altération de l'augite, ou dans les cristaux de glaucophane, ou encore en cristaux assez grands (millimétriques), bien limpides.

— pyrite :

Certains types de métadolérites riches en glaucophane sont fortement minéralisés en pyrite. Cette dernière se présente en cristaux millimétriques entourés d'une épaisse auréole d'oxydation rouge. La cristallisation de la pyrite semble postérieure à celle de la lawsonite et du glaucophane.

Le tableau n° 1 montre l'évolution de la composition minéralogique des dolérites durant le métamorphisme alpin.

Trois stades ont pu être individualisés :

1. Un stade « faciès schiste bleu » a) avec l'association minéralogique suivante : albite, lawsonite, chloromélanite, Fe-Mg-chlorite, \pm pumpellyite, \pm amphibole bleue riche en fer (glaucophane à crossite).

Cette paragenèse n'est pas très répandue dans les métadolérites étudiées. D'une part, son développement ne fut sans doute pas généralisé et, d'autre part, les stades métamorphiques suivants n'ont laissé subsister que de rares reliques.

2. Un stade « faciès schiste bleu » b) avec comme paragenèse :

glaucophane, Fe-Mg-chlorite, lawsonite, pumpellyite, albite, stilpnomélane, \pm actinote, \pm épidote.

Les métadolérites affectées par cette phase sont très répandues. L'abondance relative des divers minéraux de métamorphisme mentionnés ci-dessus y est fort variable d'un échantillon à l'autre.

3. Un stade « faciès schiste vert » caractérisé surtout par la paragenèse :

albite, Mg-Fe-chlorite, actinote, \pm amphibole bleue (glaucophane bleu très pâle), \pm épidote, \pm pumpellyite, \pm calcite.

Ce stade, bien individualisé, permet de définir une phase de rétrogenèse dans le faciès schiste vert. Cette phase est caractérisée par la recristallisation de l'albite en agrégats granulaires, par le développement d'actinote, par l'envahissement partiel de la roche par une Mg-Fe-chlorite et par la recristallisation intense de sphène limpide à partir des produits leucoxéniques. Cette rétro-

Tableau n° I. *Composition minéralogique des métadolérites et son évolution au cours du métamorphisme alpin*

	avant le métamorphisme alpin	métamorphisme alpin		
		faciès «schiste bleu» (a)	faciès «schiste bleu» (b)	faciès «schiste vert»
feldspath	plagioclase?	albite		alb. granulaire
augite				
hornblende				
ilménite				
quartz				
lawsonite				
pumpellyite	?			
épidote	?			
chlorite	surtout «Fe-Mg-Chlorite»			«Mg-Fe-Chlorite»
stilpnomélane				
mica blanc				
pyroxène sodique				
amphibole bleue				
actinote				
sphène	?			
apatite				
calcite	?			
Temps →				

————— abondant
 ————— moyennement abondant
 peu abondant

phose s'est opérée pendant une phase d'activité tectonique importante, elle est liée à la proximité de zones de fractures et d'écrasements.

B. Les métagabbros de la masse occidentale

Ces métagabbros s'observent essentiellement sous forme de gros galet (0,1 à 1,5 m), dans la brèche diabasique remaniée.

Composition minéralogique

— Plagioclase :

Les grands cristaux primitifs, maclés, ne persistent qu'en reliques criblées d'inclusions. Les mesures optiques et diffractométriques indiquent qu'il s'agit d'une albite. Les modes de transformation du feldspath peuvent se résumer aux paragenèses suivantes :

- albite parfois finement granoblastique, pumpellyite, lawsonite, séricite (peu) ;
- albite granoblastique, chlorite, séricite, calcite.

— Augite:

Elle se présente en cristaux allotriomorphes de taille considérable. Dans certains échantillons, elle a subi une ouralitisation presque complète, dans d'autres, elle se trouve partiellement chloritisée.

— Hornblende:

De composition tschermakitique, cette ouralite verte, parfois brunâtre, apparaît en association avec l'augite.

— Ilménite:

On ne rencontre que de rares vestiges entièrement leucoxénisés.

— Apatite:

Ce minéral accessoire est ici beaucoup moins fréquent que dans les métadolérites du massif des deux Pelvats.

Lors du métamorphisme alpin, les minéraux suivants se sont développés:

Lawsonite, pumpellyite, glaucophane, actinote, chlorite, séricite, calcite, quartz (peu), sphène.

Structures

Ces métagabbros présentent une structure hypidiomorphe grossièrement grenue à pegmatoïde comparable à celle du gabbro du Chenaillet (massif du Montgenèvre, PUSZTASZERI, 1969). On note certaines déformations mécaniques, puisque les cristaux de plagioclase sont partiellement fracturés et ceux de hornblende légèrement déformés.

Remarque

Il existe donc de grandes différences entre ces métagabbros et les métadolérites du massif des deux Pelvats. En effet, dans les premiers, le plagioclase, très altéré, criblé de minéraux calciques (lawsonite, pumpellyite, calcite) permet d'envisager que le plagioclase originel possédait une plus forte teneur en anorthite.

Par ailleurs, l'ilménite et l'apatite n'apparaissent que beaucoup plus rarement dans les métagabbros.

La phase «schiste bleu» du métamorphisme alpin s'est manifestée par une recristallisation bien moins complète. Le développement local de lawsonite, de pumpellyite, d'actinote et de glaucophane démontre cependant son existence.

II. Les metabasaltes

Comme nous avons vu dans la partie consacrée à la description géologique, les metabasaltes, très abondants, se rencontrent sous différents textures et débits volcaniques:

- metabasaltes massives affleurant sous forme de petits sills ou dykes en association avec les brèches diabasiques du faciès de passage;
- metabasaltes avec un débit de laves en coussins;
- metabasaltes constituant les éléments des brèches d'éclatement de pillows;
- metabasaltes formant les éléments et en partie également le ciment des brèches diabasiques du faciès de passage;
- metabasaltes formant la plus grande partie des éléments de la brèche remaniée à ciment partiellement détritique.

Sur la base des minéraux primaires subsistant encore dans ces roches, nous avons distingué deux variétés de metabasaltes, à savoir :

- a) des metabasaltes albito-chloritiques,
- b) des metabasaltes albito-chloritiques à augite.

L'augite, qui n'apparaît généralement que dans les metabasaltes à structure intersertale assez grossière, s'y présente dans un stade de chloritisation avancé. Les variétés à structure plus fine sont dépourvues de pyroxène, soit que ce dernier ait été entièrement chloritisé, soit qu'il n'ait jamais existé. A côté de l'albite et de la chlorite, le sphène-leucoxène peut être considéré comme un constituant principal.

Dans la majorité des metabasaltes les recrystallisations métamorphiques dans le faciès «schiste bleu» ont presque complètement effacé les structures primaires que l'on reconnaît alors uniquement grâce à la disposition des nombreux granules de sphène-leucoxène. Les structures intersertale et intersertale divergente sont les plus fréquentes; au bord des coussins on observe les structures intersertale étoilée, arborescente, sphérolitique et variolitique.

Les recrystallisations métamorphiques nous ont permis de reconnaître deux types de paragenèses très différentes :

- metabasaltes à amphibole bleue et actinote;
- metabasaltes à pyroxène sodique.

A. Métabasaltes à amphibole bleue et actinote

Ces metabasaltes sont caractérisés par la paragenèse suivante: albite, chlorite, \pm augite, sphène-leucoxène, glaucophane, actinote, \pm lawsonite, \pm pumpellyite, \pm épidote, \pm séricite, \pm stilpnomélane, \pm calcite, \pm pyrite oxydée.

La structure métamorphique, fine, est nématoblastique à lépidoblastique.

La matrice entre les coussins de ce type se présente principalement sous deux aspects :

- matrice peu abondante, assez homogène et composée de glaucophane bleu pâle, en cristaux pœciloblastiques, de chlorite et de très fins granules de sphène-leucoxène;

- matrice formant des masses importantes autour des coussins. Des structures fluidales et hyaloclastitiques apparaissent souvent remarquablement bien conservées. On y observe également de petits varioles éparpillées. La composition minéralogique est variée:
chlorite, sphène-leucoxène, albite, lawsonite, pumpellyite, épidote, séricite, calcite.

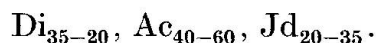
Caractères particuliers à ces metabasaltes

- Les metabasaltes contiennent localement de rares phénocristaux, à l'origine vraisemblablement feldspathique, mais actuellement entièrement pseudomorphosés par les minéraux suivants:
albite, chlorite, épidote, pumpellyite, séricite.
- Les amygdales, rencontrées accessoirement dans les coussins, renferment les minéraux suivants:
glaucophane, chlorite, albite, calcite, pumpellyite.
- Les nombreuses veines, de composition minéralogique variée, peuvent être classées en trois catégories:
fissures fines et irrégulières remplies de pumpellyite, \pm quartz, \pm chlorite, \pm séricite, \pm épidote;
veines plus larges, formées d'albite et de chlorite, \pm calcite, \pm quartz, \pm glaucophane, \pm actinote, \pm lawsonite, \pm séricite;
veines diffuses composées de calcite et d'albite, \pm quartz. Les veines de cette dernière catégorie sont nettement postérieures à celle des deux précédentes.

B. Métabasaltes à pyroxène sodique

Ces metabasaltes montrent la paragenèse suivante: albite, chlorite, \pm augite, sphène-leucoxène, lawsonite, pyroxène sodique, séricite, \pm épidote, \pm hémate, \pm calcite, \pm quartz.

Le pyroxène sodique, loin d'être de composition homogène et constante, montre des variations chimiques importantes. La méthode de détermination proposée par ESSENE et FYFE (1967) nous indique des chloromélanites de composition variable:



Dans les metabasaltes à structure intersertale assez grossière, on remarque que ce pyroxène sodique remplace l'augite qui peut en effet subsister sous forme de reliques à l'intérieur des plages de chloromélanite. Cette dernière peut, dans les variétés de metabasaltes fines, envahir la roche entière. Certains échantillons renferment jusqu'à 95% de ce minéral. La cristallisation de la chloromélanite est postérieure à celle de la lawsonite.

Les structures volcaniques primaires caractéristiques des laves en coussins,

ne sont généralement reconnaissables que grâce à l'arrangement des granules de sphène-leucoxène.

Dans la matrice inter-coussins, les structures fluidale et hyaloclastitique de l'ancien verre ont été assez bien conservées. Cette matrice est principalement constituée de chlorite, de séricite, d'épidote et de sphène. Les minéraux suivants y apparaissent de manière accessoire : chloromélanite, glaucophane, lawsonite, pumpellyite, quartz, albite, hématite.

Caractères particuliers à ce type de metabasaltes

- Dans certains spécimens, on observe une moucheture blanchâtre, constituée de minéraux calciques (calcite, lawsonite). Ces concentrations se sont formées après la cristallisation du basalte, car la structure primitive intersertale soulignée par les granules de sphène-leucoxène est nettement préservée dans ces nids calciques. Elles résultent donc probablement de migrations calciques liées à un stade postmagmatique ou encore métamorphique.
- Les amygdales que l'on rencontre surtout près de la bordure des coussins sont remplies par les minéraux suivants :
quartz, albite, calcite, chlorite, \pm amphibole bleue (crossite), \pm lawsonite, \pm pumpellyite, \pm épidote.
- Les veines sont fort nombreuses et caractérisées par des associations minéralogiques variées avec :
quartz, albite, calcite, chlorite, \pm chloromélanite, \pm amphibole bleue (crossite), \pm lawsonite, \pm pumpellyite, \pm épidote, \pm séricite, \pm hématite.

Distribution de ces deux types de metabasaltes

Les metabasaltes caractérisés par la paragenèse de type A à glaucophane et actinote forment :

- les sills et dykes associés au « faciès de passage »,
- les brèches du « faciès de passage », intermédiaire entre les métadolérites et la coulée proprement dite,
- la majeure partie des laves en coussins du Pic du Pelvat.

Les metabasaltes à pyroxène sodique (type B) constituent :

- la partie stratigraphiquement la plus élevée de la coulée de pillows du Pic du Pelvat (les derniers vingt mètres avant le contact avec les jaspes),
- les brèches d'éclatement se superposant aux coussins dans le massif des deux Pelvats,
- les laves en coussins ainsi que les brèches d'éclatement de la masse occidentale.

Remarque

Dix-huit analyses chimiques de ces metabasaltes ont été effectuées dans le laboratoire de chimie du Département de Minéralogie de l'Université de Genève.

En comparant les analyses chimiques des roches appartenant à chacun de ces deux types de metabasaltes, on ne relève pas, de prime abord, les différences significatives auxquelles on pouvait s'attendre au vu des paragenèses si différentes. Cependant, si l'on considère le degré d'oxydation du fer, on remarque que les roches du groupe à pyroxène sodique montrent une nette augmentation du paramètre $w = 2\text{Fe}_2\text{O}_3 / 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$:

Type A: w variant entre 0,18 et 0,51

Type B: w variant entre 0,42 et 0,98

On constate également dans les roches du type B qu'une forte recristallisation du pyroxène sodique s'accompagne toujours d'une nette augmentation du paramètre w .

Par ailleurs, il est important de relever que la paragenèse du type A est toujours accompagnée de pyrite, tandis que celle du type B est caractérisée par une assez grande abondance d'hématite.

Les expériences de KERRICK et COTTON (1971) ont montré que le rapport $\text{P}_{\text{O}_2}/\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ de la phase fluide serait déterminant pour la stabilité réciproque pyroxène sodique – amphibole sodique. L'importance de la composition de la phase fluide apparaît clairement dans l'équation suivante: amphibole sodique \pm albite + O_2 = pyroxène jadéitique + quartz + H_2O .

Nos observations sont donc parfaitement en accord avec les résultats expérimentaux obtenus par KERRICK et COTTON. Les paragenèses du type A riches en glaucophane sont stables pour des valeurs relativement basses du rapport $\text{P}_{\text{O}_2}/\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$, tandis que les paragenèses du type B à chloromélanite se développent dans un milieu riche en oxygène.

III. Les serpentinites

L'étude des serpentinites nous a amené à distinguer quatre variétés pétrographiques:

A. Serpentine à grands cristaux de bastite (lizardite)

Cette variété est la plus commune dans la région que nous avons étudiée. Elle est constituée par:

— des grandes plages à structure maillée («Fensterstruktur»). Les rubans des mailles sont formés par du chrysotile- α , tandis que les espaces intérieurs des

mailles sont remplis de lizardite et de chrysotile- γ . L'analyse diffractométrique révèle que le chrysotile- α est principalement constitué d'orthochrysotile (environ 80% d'orthochrysotile et 20% de clinochrysotile), tandis que le chrysotile- γ est surtout formé de clinochrysotile (environ 60% de clinochrysotile et 40% d'orthochrysotile);

- de grands cristaux de pyroxènes entièrement lizarditisés. Leur proportion volumétrique varie entre 25 et 45%.

Les constituants accessoires suivants ont été observés:

- chlorites: De la composition d'une shéridanite, elle forme des petits nids et rubans. On rencontre également certaines inclusions monominérales constituées d'une chlorite plus ferrifère (ripidiolite);
- antigorite: Elle n'est généralement que très peu abondante. S'arrangeant selon la structure dite «réticulée» («Gitterstruktur»), elle apparaît tout d'abord dans des veines étroites, puis elle se développe dans les cristaux de lizardite. Dans quelques rares spécimens, elle commence à envahir les parties à structure maillée;
- talc: Peu répandu, il n'apparaît que dans des zones fortement tectonisées;
- calcite: En veines, avant tout associée aux zones tectonisées;
- picotite, plus ou moins envahie par la magnétite; magnétite localement très abondante; sphène; pyrite et pyrrhotine, etc.

On observe de nombreuses veines et veinules à chrysotile associées très souvent aux plages de bastite (lizardite). Elles sont en général antérieures aux veines remplies d'antigorite. Toutefois, certaines veines à chrysotile sont nettement postérieures à la cristallisation de cette dernière.

Cette variété de serpentinite résulte de la transformation d'une péridotite de composition harzburgitique renfermant, en moyenne, 35% d'orthopyroxène. La présence de clinopyroxène, accessoire, reste hypothétique. La serpentinitisation très complète s'est accompagnée d'une exsolution massive de magnétite; cette dernière remplace la picotite et forme des cristaux idiomorphes dispersés. La cristallisation de l'antigorite, plus tardive, se rattache à une phase du métamorphisme alpin. Les témoins d'une autre phase métamorphique et tectonique, postérieure à celle-ci, sont d'une part la cristallisation de talc et de calcite, et d'autre part un écrasement localement intense.

B. Serpentinite dépourvue de cristaux de bastite

La roche est presque entièrement constituée de serpentine à structure maillée. Les minéraux accessoires sont: chlorite, antigorite, magnétite, autres minéraux opaques.

Cette serpentinite résulte de la transformation complète d'une dunite. Elle forme des passées rares dans la serpentinite décrite sous A. La tectonique alpine a eu pour effet de brouiller totalement les relations primaires entre ces deux variétés.

C. Serpentinite à augite

Cette variété affleure sur l'arête SW du Pic du Pelvat, au contact avec les métadolérites accompagnées ici d'un mince horizon de brèches metabasaltiques.

A côté des zones à structure maillée, on observe des cristaux de bastite (orthopyroxène serpentinisé) et d'augite-diallage montrant une bordure serpentinisée plus ou moins large. Les minéraux accessoires sont : antigorite, picotite, magnétite et sphène.

Outre ces constituants communs des ultrabasites, nous avons relevé la présence des minéraux suivants :

- andradite parcourue par un réseau maillé de chrysotile ;
- diopside et trémolite-actinote.

La péridotite originelle était probablement de nature lherzolitique. L'olivine et l'orthopyroxène furent tous deux entièrement serpentinisés ; l'augite n'a subi qu'une lizarditisation partielle. L'andradite est probablement primaire ; il se peut néanmoins qu'elle soit secondaire et se soit formée lors de la serpentinitisation partielle du clinopyroxène calcique.

Le développement de diopside, puis de trémolite-actinote est plus récent que celui des minéraux serpentineux, y compris l'antigorite. La très grande abondance locale de trémolite, qui forme par endroit de véritables schistes « trémolitiques », exclut une recristallisation métamorphique topochimique. Une migration intense de Ca a dû conditionner le développement de ce minéral. Les roches à trémolite et à diopside représentent un produit de réaction entre la roche ultrabasique et les roches diabasiques en contact, réaction en relation avec la tectonique et le métamorphisme alpin.

D. Serpentinite à augite, hornblende et phlogopite

Cette variété ne se rencontre que dans trois pointements serpentineux situés dans le haut vallon de Chabrière.

La roche se compose de grains arrondis à structure maillée (olivine serpentinisée) englobés dans un fond constitué de lizardite, d'augite-diallage, de hornblende brune, ainsi que de plages de phlogopite presque entièrement chloritisée. On note des développements de trémolite-actinote assez abondants, nettement postérieurs à la formation des minéraux serpentineux. Les minéraux accessoires sont : chlorite, magnétite, autres minéraux opaques.

IV. Les ophicalcites

En bordure des serpentinites au contact avec des roches sédimentaires et en particulier avec les marbres en dalles, d'importantes formations ophicalcitiques ont été élaborées. L'étude pétrographique nous permet de distinguer deux types principaux d'ophicalcites, nettement distincts tant par leur structure que par la nature des composants ophiolitiques ainsi que par leur paragenèse métamorphique très différente.

Le tableau n° II permet une comparaison rapide des caractères essentielles des deux types d'ophicalcites.

Tableau n° II. *Propriétés essentielles des deux types d'ophicalcites*

	Ophicalcite de type A	Ophicalcite de type B
Composants carbonatés	calcite fréquemment pigmentée d'hématite	calcite limpide
Composants d'origine ophiolitique	de nature chloritique surtout, ils se présentent en plages de forme très irrégulière et en trainées	de nature serpentineuse, ils forment des éléments anguleux
Minéraux de métamorphisme	très abondants et très variés: trémolite-actinote, osannite, pyroxène sodique aegyrinique, talc, stilpnomélane (andradite?)	rare développements d'actinote-trémolite et de talc
Structure de l'ophicalcite	mélange très intime des matériaux d'origine ophiolitique avec la calcite; structure chorismatique	structure bréchoïde (élément de serpentinite dans ciment calcitique)

Les conditions de formation de ces deux types d'ophicalcites ont sans doute été bien distinctes pour engendrer de telles dissemblances pétrographiques:

Ophicalcite type A

La structure chorismatique et la composition minéralogique très variée impliquent un mélange intime du matériel ultrabasique et du carbonate d'origine sédimentaire puisqu'on observe un passage continu de l'ophicalcite aux sédiments carbonatés (marbres en dalles). Les échanges chimiques entre l'ultrabasite et le sédiment ont dû être importants, vu la transformation des minéraux serpentineux en chlorite et le grand développement de silicates calciques (trémolite-actinote).

A quel moment la roche ultrabasique est-elle entrée en contact avec les sédiments? L'hypothèse que le contact a eu lieu bien avant le métamorphisme alpin,

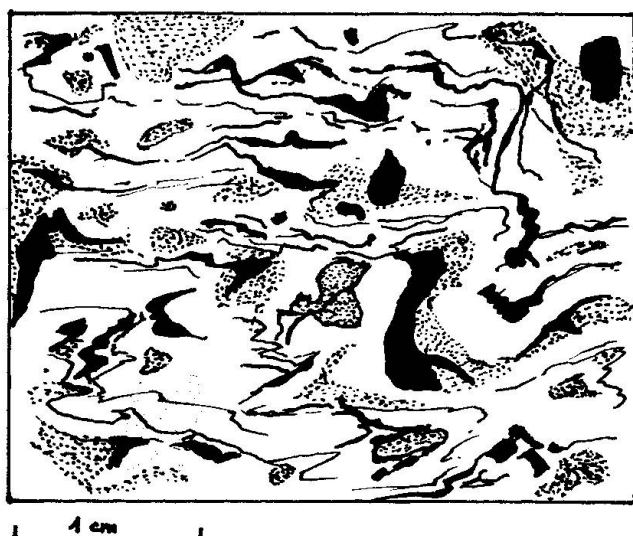


Fig. 5. Ophicalcite de type A.

en noir: constituants d'origine ophiolitique
 en pointillé: calcite rougeâtre pigmentée d'hématite
 en blanc: calcite blanchâtre

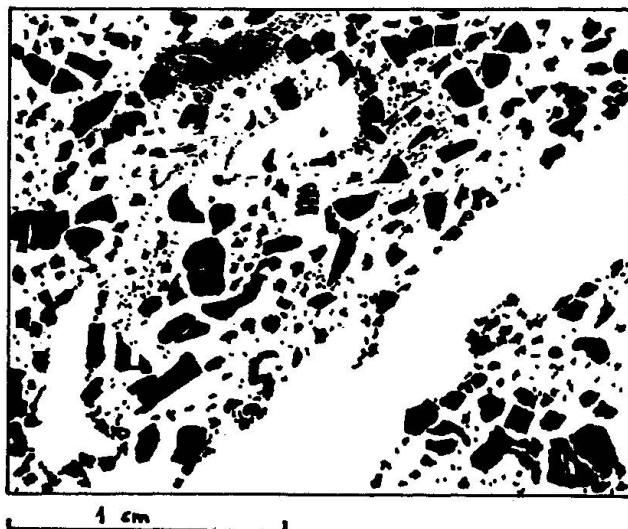


Fig. 6. Ophicalcite de type B.

en noir: éléments serpentineux
 en blanc: calcite

plus ou moins simultanément à l'activité volcanique diabasique, est tentante pour trois raisons:

- Les roches sédimentaires, dans ce cas encore plus ou moins meubles, ont facilité le mélange très intime avec l'ultrabasite.
- Certains éléments de la brèche remaniée (masse occidentale) présentent des analogies certaines avec les ophicalcites du type A. Or, cette brèche succède à l'épanchement de la coulée diabasique.
- Existence d'une certaine tectonique de fracturation et de déformation du fond marin qui a conduit à des écroulements d'escarpements marins, faisant affleurer des roches de nature diverse.

Quant à l'état physico-chimique de la masse ultrabasique lors de sa mise en place, la question reste ouverte. L'hypothèse avancée par PETERS (1963) (voir aussi GEES, 1956) est assez en accord avec un certain nombre d'observations

péetrographiques. Cet auteur envisage, en effet, que lors de sa mise en place, la masse ultrabasique était presque entièrement rigide. Des contraintes mécaniques importantes à la périphérie d'une masse ultrabasique, mise en place selon un tel processus, ont pu favoriser le développement d'une zone de contact à structure pseudobréchique (les contraintes étant provoquées d'une part par une éventuelle augmentation de volume de l'ultramafite lors de sa serpentinisation et, d'autre part, par des mouvements tectoniques).

Ophicalcite type B

Ce deuxième type est caractérisé par sa structure bréchique très nette. Il n'y a pas eu, dans ce cas, mélange intime de matériel ultrabasique avec des sédiments. Il nous semble vraisemblable que ces ophicalcites correspondent à des brèches tectoniques cimentées par les produits de solutions carbonatées. La formation de telles ophicalcites est liée à des déformations tectoniques plus tardives, probablement postérieures à la phase «schiste bleue» de métamorphisme.

V. Les contacts entre serpentinites et roches contiguës

En plusieurs endroits, les serpentinites ont engendré des transformations considérables et variées dans les roches en contact avec elles. Les zones de transformation sont épaisses de 2 à 10 m. Les roches en contact (métadolérites, metabasaltes et roches sédimentaires détritiques) ont subi une recristallisation complète ou, plus loin du contact, une recristallisation partielle. Le tableau n° III nous renseigne sur les caractéristiques principales de ces interactions.

De l'étude de ces transformations, il ressort qu'il y a eu au moins deux phases d'activité métasomatique :

a) La première se caractérise par un apport métasomatique considérable de CaO et, dans une moindre mesure, de (Mg, Fe)O. Les paragenèses rencontrées semblent prouver que cette métasomatose, contemporaine de l'orogénèse alpine, se serait produite dans des conditions de métamorphisme du type faciès «schiste bleu».

b) La deuxième phase d'activité métasomatique se caractérise par une chloritisation intense des formations contiguës aux serpentinites. Elle s'est produite simultanément à une phase d'activité tectonique importante. En effet, les roches ayant subi cette métasomatose magnésienne présentent généralement les indices de déformations mécaniques importantes. Dans la majorité des cas étudiés, il semble que la métasomatose magnésienne a suivi le développement du faciès «schiste bleu».

Il est néanmoins important de relever que certaines chloritites (résultant de la transformation de dolérites par action métasomatique) se soient formées bien

Tableau n° III. *Caractéristiques principales des interactions entre les serpentinites et les roches en contact avec celles-ci*

Affleurement	Roche en contact avec la serpentinite	Paragenèse de transformation	Métasomatose		Epoque de la transformation
			apport	départ	
A. Vallon de Chabrière (à 100 m au N-W du point 2537)	dolérite	diopside, pumpellyite, \pm « Mg-Fe-Chlorite »	CaO , (Mg, Fe)O	Na_2O , SiO_2	pendant la phase « schiste bleu » du métamorphisme alpin.
		trémolite-actinote, diopside, « Mg-Fe-Chlorite »	(Mg, Fe)O, CaO	Na_2O	pendant le métamorphisme alpin, mais postérieurement à la phase ayant donné la paragenèse ci-dessus.
		pumpellyite	CaO , Al_2O_3	Na_2O , SiO_2	pendant la phase « schiste bleu ».
	brèche diabasique	diopside, « Mg-Fe-Chlorite »	CaO , (Mg, Fe)O	Na_2O , SiO_2	pendant la phase « schiste bleu ».
B. Masse occidentale (partie centrale)	brèche diabasique et coussins bréchiques	pumpellyite \pm « Mg-Fe-Chlorite »	CaO , Al_2O_3	Na_2O , SiO_2	pendant la phase « schiste bleu ».
		« Mg-Fe-Chlorite »	(Mg, Fe)O	CaO , Na_2O , SiO_2	pendant le métamorphisme alpin, mais postérieurement à la phase ayant donné la paragenèse ci-dessus.
	schiste sédimentaire	« Fe-Mg-Chlorite », lawsonite, \pm séricite	(Fe, Mg)O	SiO_2 , Na_2O ?	pendant la phase « schiste bleu ».
C. Pelvat de Chabrière	dolérite	« Fe-Mg-Chlorite », \pm épidote, \pm actinote	(Fe, Mg)O	CaO , Na_2O , SiO_2	pendant la phase « schiste vert » du métamorphisme alpin, à la suite de déformations mécaniques importantes.

avant l'orogénèse alpine s. str. Des roches de ce type s'observent en rares galets dans la brèche remaniée de la masse occidentale (voir page 531).

VI. Les inclusions dans les serpentinites

Dans la serpentinite de la Baisse de la Gavia, il est possible d'observer une multitude d'inclusions de nature et de taille variables. Ces enclaves sont constituées par les variétés pétrographiques suivantes :

A. Fragments d'origine sédimentaire

Ces roches, de teinte vert sombre à noir sont principalement formées par une Fe-Mg-chlorite, par des lattes millimétriques de lawsonite et des granules de sphène. Accessoirement on rencontre de la pyrite, assez oxydée, et du ferristilpnomélane. Quelques spécimens ont subi des transformations ultérieures. Ainsi, d'une part, les lattes de lawsonite sont remplacées par une séricite phengitique et, d'autre part, une Mg-Fe-chlorite s'est substituée à la Fe-Mg-chlorite. De telles modifications indiquent un passage du faciès «schiste bleu» au faciès «schiste vert».

Certains échantillons à recristallisation métamorphique incomplète semblent nous indiquer des schistes gréseux albitiques comme roche originelle. Ces schistes gréseux ont subi des réactions métasomatiques complexes dues à la proximité de la roche ultrabasique. Trois stades semblent pouvoir être reconnus :

- cristallisation de lawsonite ; un apport de CaO n'est pas exclu ;
- chloritisation par une Fe-Mg-chlorite de la majeure partie de la roche ;
- remplacement de la lawsonite par de la séricite ; cristallisation d'une Mg-Fe-chlorite.

Mentionnons que nous avons relevé la présence de phénoblastes de jadéite à côté de la lawsonite dans la partie centrale d'une des inclusions.

Il convient enfin de signaler l'existence d'un schiste à carpholite, qui apparaît, associé aux sédiments de la «formation de la Replatte», à quelques mètres de la serpentinite du col du Gandin. Cette roche schisteuse est composée de quartz, de carpholite, de séricite phengitique, d'une Fe-Mg-chlorite, de stilpnomélane et de calcite (peu). Le développement de la carpholite est antérieur à celui de la séricite qui le remplace en grande partie.

B. Inclusions métadoléritiques

Pétrographiquement, ces roches sont comparables à celles affleurant dans le massif des deux Pelvats, quand bien même leurs transformations métamor-

phiques se révèlent plus intenses et sans doute plus complexes. La composition minéralogique de ces inclusions est la suivante :

Albite en lattes maclées et en agrégats granoblastiques ; Fe-Mg-chlorite ; Mg-Fe-chlorite ; lawsonite souvent chloritisée et séricitisée ; reliques squelettiques de jadéite ; glaucophane, postérieur à la lawsonite et au pyroxène sodique ; fer-ristilpnomélane postérieur au glaucophane ; séricite ; calcite ; ilménite entièrement leucoxénisée ; sphène-leucoxène ; pyrite.

L'évolution métamorphique de ces dolérites en inclusion dans la serpentinite avait été assez complexe :

- La première manifestation métamorphique est de type faciès «schiste bleu» avec lawsonite et jadéite. Elle est équivalente au stade a) défini précédemment (voir p. 540), bien que caractérisée par des pressions plus fortes (jadéite au lieu de chloromélanite).
- Suit un deuxième stade à glaucophane au cours duquel la jadéite et la lawsonite subissent une altération intense (= stade b) (voir p. 540).

Les effets de deux épisodes tectoniques se superposent à cette évolution métamorphique décrite ci-dessus :

- Le premier, contemporain ou légèrement postérieur au stade «schiste bleu» a), détermine dans la roche d'importantes déformations tectoniques, accompagnées d'un envahissement partiel de la roche par une Fe-Mg-chlorite.
- Le deuxième épisode tectonique, postérieur au stade «schiste bleu» b), se traduit par une tectonisation intense, par la recristallisation d'albite granoblastique et par l'envahissement étendu de la roche par une chlorite plus magnésienne. Cette chloritisation a été très marquée au bord des inclusions, élaborant des marges chloritiques, monominérales, d'épaisseur considérable (10-60 cm).

C. Inclusions albitiques-jadéitiques

La composition minéralogique originelle de ces méta-albitites a été avant tout albitique. Les calculs normatifs selon NIGGLI (BURRI, 1964) établis pour deux analyses indiquent 79 à 85% d'albite normatif. Les minéraux fémiqes ne jouent donc qu'un rôle accessoire.

Sur la base des paragenèses métamorphiques, nous avons pu distinguer trois variétés de méta-albitites :

- *méta-albitites riches en pyroxène sodique :*

jadéite, albite, \pm chloromélanite, \pm lawsonite, \pm quartz, \pm analcime (dans certains échantillons dépourvus de quartz), \pm amphibole bleue zonée (centre avec glaucophane, bord à crossite), \pm Fe-Mg-chlorite, minéraux accessoires (épidote-allanite, apatite, zircon, sphène) ;

— *méta-albitites à albite et amphibole bleue:*

albite, amphibole bleue, ferristilpnomélane, \pm quartz, \pm Fe-Mg-chlorite, \pm lawsonite, reliques de pyroxènes sodiques, minéraux accessoires;

— *méta-albitites albito-chloritiques:*

albite, Mg-Fe-chlorite, \pm actinote, \pm ferristilpnomélane, \pm séricite, \pm quartz, minéraux accessoires.

Le tableau IV résume les principales caractéristiques de l'évolution métamorphique de ces inclusions.

Tableau n° IV. *Evolution métamorphique des méta-albitites*

Type de méta-albitites faciès de métamorphisme	Méta-albitite de type a) faciès «schiste bleu» a)	Méta-albitite de type b) faciès «schiste bleu» b)	Méta-albitite de type c) faciès «schiste vert»
albite	variable		
analcime			
chlorite	«Fe-Mg-Chlorite»		«Mg-Fe-Chlorite»
lawsonite	variable		
pumpellyite	variable		
jadéite		reliques	
chloromélanite		reliques	
amphibole bleue			
actinote			
stilpnomélane			
minéraux accessoires (sphène, zircon, apatite, épidote-allanite)			
	Temps →		

————— abondant
 ————— moyennement abondant
 peu abondant

Ces inclusions méta-albitiques sont toujours enveloppées d'une *marge chloritique* relativement épaisse (30–70 μ m). La paragenèse de cette dernière est la suivante: Mg-Fe-chlorite, Fe-Mg-chlorite, \pm séricite, \pm albite, \pm calcite, minéraux accessoires (épidote-allanite, apatite, zircon et sphène).

Le fait que cette marge chloritique se soit formée aux dépens d'une méta-albitite est confirmé par la présence de minéraux accessoires tels que l'épidote-allanite ou le zircon.

Près de cette marge chloritique, dans une zone un peu plus interne, on constate, par endroits une augmentation des silicates calco-alumineux qui se développent sous les deux formes suivantes :

- lawsonite, très abondante ; sa formation est antérieure au développement des pyroxènes sodiques ;
- pumpellyite pauvre en fer, en remplissage de veines diffuses ; sa cristallisation semble contemporaine de celle des pyroxènes sodiques.

De telles méta-albitites ont certainement subi une métasomatose calcique que nous placerons au début du métamorphisme alpin, car ces roches rodingitiques présentent une paragenèse caractéristique du faciès «schiste bleu».

Ultérieurement les inclusions ont subi sur leur pourtour une intense métasomatose magnésienne qui s'est produite en deux temps :

- développement d'une marge constituée par une Fe-Mg-chlorite ;
- puis envahissement par une Mg-Fe-chlorite.

D. Conclusions à propos des inclusions dans les serpentinites

Celles-ci peuvent s'exprimer en trois points :

1. Les trois types d'inclusions observés ont subi un métamorphisme régional conforme à l'évolution d'ensemble de la région, c.-à-d. :

- faciès «schiste bleu» a) à pyroxènes sodiques (jadéite et chloromélanite),
- faciès «schiste bleu» b) à amphiboles bleues (glaucophane et crossite),
- faciès «schiste vert» rétro-morphique.

2. Il est possible de déceler plusieurs phases de réaction entre l'ultramafite et ces inclusions, à savoir :

- Redistribution du Ca, ou métasomatose calcique, à peu près contemporaine de la phase «schiste bleu» a).
- Métasomatose avec développement de Fe-Mg-chlorites : cette phase s'est produite à la suite de la phase calcique et avant le développement de la phase «schiste bleu» b). On pourrait aussi admettre que les deux phases sont plus ou moins contemporaines ; il faut alors envisager un «front calcique», se déplaçant du bord vers le centre de l'inclusion, immédiatement suivi par un «front magnésien», laissant derrière lui une enveloppe épaisse de roche entièrement chloritisée.
- Une troisième phase est caractérisée par un large développement d'une chlorite plus magnésienne. Cet épisode est lié à des déformations tectoniques importantes et se situe après le stade faciès «schiste bleu» b) au moment de l'apparition de la phase «schiste vert».

3. Quant au mode de mise en place de ces inclusions à l'intérieur de la masse ultrabasique, des conclusions définitives nous semblent hâtives. Toutefois, dans le cas de certaines inclusions méta-albititiques, leur forme très allongée évoque nettement l'image d'anciens filons boudinés dans la roche ultrabasique. Il semble donc que la liaison ultramafite – albitite soit magmatique, cette dernière s'étant mise en place sous forme de dykes peu épais (moins de 10 m), boudinés et disloqués ultérieurement.

La rareté des inclusions doléritiques, leur taille relativement petite, leur forme très arrondie et leur distribution irrégulière ne nous permettent pas de nous prononcer pour une mise en place magmatique.

En ce qui concerne les inclusions d'origine sédimentaire, leur localisation à la périphérie de la masse ultrabasique démontre une mise en place tectonique qui aurait eu lieu soit lors de la « montée » de l'ultramafite, soit pendant les premières manifestations orogéniques alpines.

VII. Les jaspes recristallisés

Ces roches affleurent dans la partie septentrionale du massif des deux Pelvats où elles apparaissent en contact sédimentaire avec les brèches d'éclatement de coussins.

Leur paragenèse est variée et comprend les minéraux suivants :

Quartz, Fe-Mg-chlorite, séricite phengitique, chloromélanite, stilpnomélane, épidote, lawsonite, hématite, sphène, apatite, calcite.

La majorité de ces jaspes montrent une structure litée. Les divers lits, millimétriques à centimétriques, sont généralement fortement replissés. Des lits plus clairs, principalement quartziques, alternent avec des horizons plus sombres, lie-de-vin ou verts, riches en chlorite, séricite phengitique, chloromélanite, stilpnomélane et hématite.

De manière générale, le quartz microgranulaire est le constituant essentiel de ces roches. Si aucun test de radiolaire n'a pu être identifié, en de très rares endroits, les grains de quartz renferment une très fine pigmentation hématitique dont la disposition circulaire résulte peut-être d'une superposition sur d'anciens organismes entièrement recristallisés.

La chlorite (ripidiolite ferrifère) et la séricite occupent les interstices entre les grains de quartz ou forment, accompagnées de chloromélanite, de stilpnomélane et d'épidote, des niveaux phylliteux millimétriques à centimétriques.

Dans certains échantillons, on remarque de petits éléments constitués, en majeure partie, de chloromélanite et d'hématite ; il s'agit sans doute de fragments entièrement recristallisés de la brèche d'éclatement de coussins.

Près de certaines failles, les jaspes remobilisés, ont été en partie injectés tec-

toniquement dans les formations voisines (brèches d'éclatement et laves en coussins) où ils ont recristallisé sous forme de quartzites blanchâtres.

La grande abondance de chlorite, de séricite et de chloromélanite dans les lits de teinte plus foncée nous semble indiquer un certain apport de matériaux volcaniques dans ces jaspes. Cet apport pourrait s'être fait suivant différents processus :

- Introduction, sous forme de solutions, de certains éléments (Na, Mg, Fe et Al) dans les boues à radiolaires encore meubles.
- Lors de l'éclatement des coussins formant la surface de coulée, certains fragments ont été inclus dans la boue à radiolaires.
- Remaniement superficiel de la brèche d'éclatement contemporain du dépôt des boues à radiolaires.

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude du volcanisme ophiolitique de la Haute-Ubaye nous a permis de mettre en évidence une *séquence volcano-sédimentaire caractéristique* (voir p. 533). Celle-ci se retrouve en de nombreux affleurements ophiolitiques de la zone piémontaise, en particulier dans la région comprise entre le col du Montgenèvre et la Haute-Ubaye (Tête de Pelvas, Pic de la Lauze, Montagne de Ruine, crête de l'Eychassier, La Blanchet-Tête des Toillies, Pic Marcel et Roche Noire).

Le profil reconstitué à travers l'appareil volcanique du « Massif des deux Pelvats » (fig. 7) implique l'existence de différents stades dans l'élaboration d'un tel volcan :

1. Ouverture d'une fissure, probablement linéaire, dans un soubassement dont la nature sera discutée ultérieurement.
2. Epanchement de lave avec, au contact de l'eau de mer, formation d'une carapace de brèches d'éclatement de coussins.
3. Elargissement de la fissure originelle ; une partie du pyromagma se refroidit plus lentement, protégée par la carapace de brèche d'éclatement et remanie cette dernière pour donner naissance aux brèches à ciment diabasique du « Faciès de passage ». Lorsque la pression exercée par le pyromagma est suffisamment élevée, ce dernier traverse les brèches et s'épanche à sa surface en une épaisse série de laves en coussins. La partie sommitale de cette coulée est formée par des coussins bréchiques et des brèches d'éclatement.
4. La pression du pyromagma étant devenue insuffisante pour percer l'ensemble ainsi élaboré, il se fige alors dans la fissure élargie en une masse épaisse de dolérites.

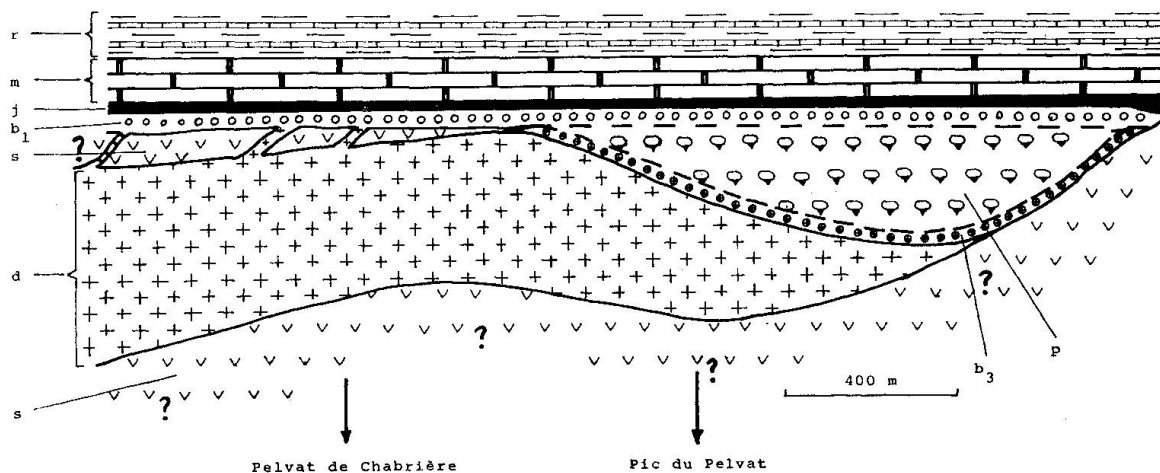


Fig. 7. Reconstitution du profil à travers l'appareil volcanique du «Massif des deux Pelvats» avant que l'ensemble ne soit renversé.

r «formation de la Replatte»	b ₃ brèche du «faciès de passage»
m calcaires marmoréens	p laves en coussins
j jaspes	d dolérites
b ₁ brèche d'éclatement de coussins	s serpentinites

Suit ensuite le dépôt des jaspes, des calcaires en dalles et de la «formation de la Replatte».

Des arguments indirects nous ont conduit à présumer un *âge jurassique supérieur à crétacé inférieur* pour les épanchements ophiolitiques et les formations sédimentaires associées. Par comparaison avec les séries des Grisons (DIETRICH, 1969) et surtout celles de l'Apennin ligure, il est possible de mettre en évidence de très nettes analogies de faciès et de séquences. En effet, dans l'unité du Monte-Gottero de l'Apennin septentrional (ELTER, ELTER, STURANI et WEIDMANN, 1966), les ophiolites sont surmontées par des radiolarites et des jaspes rouges et verts, puis par des calcaires blancs, gris ou roses à Calpionelles et Radiolaires (Malm – Berriasien), qui correspondent à nos calcaires en dalles et enfin, par la série des argiles à «palombini (Berriasien – Barrémien), analogue de notre «formation de la Replatte».

Le *soubassement originel* de cette série volcano-sédimentaire n'a pu être observé sur le terrain. Deux hypothèses surtout nous paraissent pouvoir être envisagées :

- soubassement constitué par les calcschistes de la fosse piémontaise,
- soubassement constitué par des roches ophiolitiques.

La première hypothèse impliquerait une liaison stratigraphique entre le complexe volcanique et les calcschistes. Ces derniers seraient alors, au moins en partie, antérieurs au Jurassique supérieur. Toutefois, la position en «faux synclinal» (série renversée) d'une très grande partie des ophiolites et leurs sédiments associés semble permettre d'écarter cette hypothèse, puisqu'il faudrait alors que

la majeure partie des calcschistes piémontais soient plus jeunes que le Crétacé inférieur, ce qui semble difficilement imaginable. Une séparation tectonique majeure entre la série volcano-sédimentaire de Chabrière et les calcschistes piémontais nous paraît donc plausible.

Dans ce cas, la deuxième hypothèse d'un soubassement lui-même ophiolitique est très probable. Les ophiolites, avec leurs sédiments associés, formeraient alors une « *nappe ophiolitique* » dont les rapports exacts avec les calcschistes piémontais restent encore à définir.

En raison des conditions tectoniques dans lesquelles les trois membres de la trilogie ophiolitique de STEINMANN (serpentinites – gabbros – diabases) affleurent, il serait téméraire de vouloir préciser leur mode de mise en place mutuel. Les constatations suivantes nous semblent toutefois importantes :

– Un passage des formations doléritiques aux roches ultrabasiques n'existe pas en Haute-Ubaye. Par contre, il est possible que les dolérites aient recoupé la masse ultrabasique formant (pro parte?) le soubassement de l'appareil volcanique (voir fig. 7).

– Faisant suite (et probablement aussi simultanément) à l'activité volcanique, certains mouvements tectoniques engendrent des écroulements d'escarpements sous-marins avec formation de brèches polygéniques. Lors de cette phase de tectonique « océanique », le jeu des failles a pu faire apparaître, non seulement des formations diabasiques, mais aussi des roches d'origine profonde, tels que les gabbros et les ultrabasites. En effet, il n'est pas exclu que, lors de cette phase « océanique », les ultrabasites aient poursuivi leur ascension en suivant certains plans de fractures. On arrive ainsi à la notion de mise en place sous forme d'intrusions tectoniques à l'état solide (HIESSLEITNER, 1952).

La genèse de certaines formations ophiolitiques pourrait être liée à une telle phase de mise en place, les roches ultrabasiques étant alors, très probablement, déjà en grande partie serpentinisées.

C'est certainement lors de tels mouvements qu'une partie des inclusions variées a été associée tectoniquement à la serpentinite (VUAGNAT, 1963). Les enclaves d'albitites semblent, par contre, représenter les témoins de filons peu épais injectés dans la roche ultrabasique.

– Deux des trois membres de la trilogie de STEINMANN sont très largement représentés en Haute-Ubaye. Il s'agit des diabases et des serpentinites. Les gabbros n'apparaissent, en effet, que très rarement. Il est possible que ces derniers aient été originellement associés aux roches ultrabasiques en profondeur; mais, tandis que les ultrabasites ont migré vers le haut, vu leurs propriétés mécaniques différentes, les gabbros seraient restés à leur place pendant les mouvements tectoniques « océaniques ».

Bien entendu, la tectonique alpine, postérieure à ces mouvements embryonnaires, a eu pour effet d'effacer, dans une très grande mesure, les relations originelles entre les trois membres de la trilogie ophiolitique.

L'étude pétrographique nous a révélé que les ophiolites de la Haute-Ubaye ont été affectées par un *métamorphisme alpin complexe*. La succession suivante de différents stades a été observée :

- a) Paragenèses «schiste bleu» à pyroxènes sodiques (chloromélanite et jadéite).
- b) Paragenèses «schiste bleu» à amphiboles sodiques (glaucophane II, crossite, osannite).
- c) Paragenèses rétro-morphiques «schiste vert».

Les paragenèses réalisées qui, dans de nombreuses roches, apparaissent en trois stades successifs occupent un domaine assez large du champ P-T, comme l'indique la zone hachurée sur la figure 8.

Les *paragenèses à pyroxènes sodiques et lawsonite* ont pris naissance à des pressions très élevées (7–9,5 kb) et à des températures faibles à modérées (200 à 300° C). Ces conditions correspondent assez bien à celles postulées par ERNST et SEKI (1967) pour le métamorphisme franciscain.

Les *paragenèses à glaucophane et lawsonite ou pumpellyite* se caractérisent par des conditions de pression assez semblables aux précédentes, bien que probablement un peu inférieures (5,5–9 kb) et des températures légèrement supérieures (250 à 390° C). D'un gradient géothermique très faible (7–13° C/km), on passerait à des gradients progressivement plus élevés (13–20° C/km).

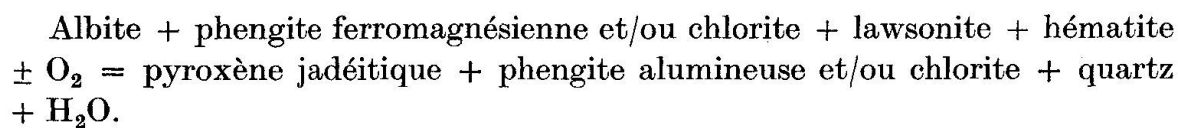
La *rétromorphose*, nettement postérieure, s'exprime par la disparition du glaucophane et de la lawsonite, ce qui nous indique un passage dans le faciès «schiste vert». Comme les paragenèses observées appartiennent au sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite de WINKLER (1967), ce stade a dû se produire à la suite d'une nette baisse de la pression (< 5 kb), la température ne se modifiant que peu.

La présence de nombreux minéraux hydroxylés nous indique que les fluides (H₂O et CO₂) ont joué un rôle important dans l'élaboration de ces paragenèses. La présence de mica phengitique, associé à la chlorite, sousentend l'existence de pressions de fluides très élevées et de températures modérées pendant la recristallisation de la roche (ERNST, 1963).

Des températures peu élevées et une pression H₂O assez forte favorisent la cristallisation de la lawsonite (NEWTON et KENNEDY, 1963). Cette dernière ne peut cependant plus demeurer stable avec une phase fluide contenant plus de 3% moléculaires de CO₂ (NITSCH, 1972). Une augmentation du rapport P_{CO₂}/P_{H₂O} pourrait donc expliquer, dans certains cas, la disparition ou l'absence complète de lawsonite dans les échantillons récoltés près des contacts avec le sédimentaire.

D'après des recherches récentes (KERRICK et COTTON, 1971), il semble qu'un développement sporadique de pyroxène sodique pourrait résulter de variations du même rapport P_{CO₂}/P_{H₂O} de la phase fluide, sans qu'il y ait, pour autant ni changement de composition chimique globale, ni variation des conditions P-T.

En effet, une augmentation du rapport précité, à pression et température constante, peut avantager la cristallisation d'un pyroxène sodique selon l'équation suivante:



Toujours selon KERRICK et COTTON (1971), le rapport $P_{\text{O}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ de la phase fluide serait déterminant pour la stabilité réciproque amphibole sodique – pyro-

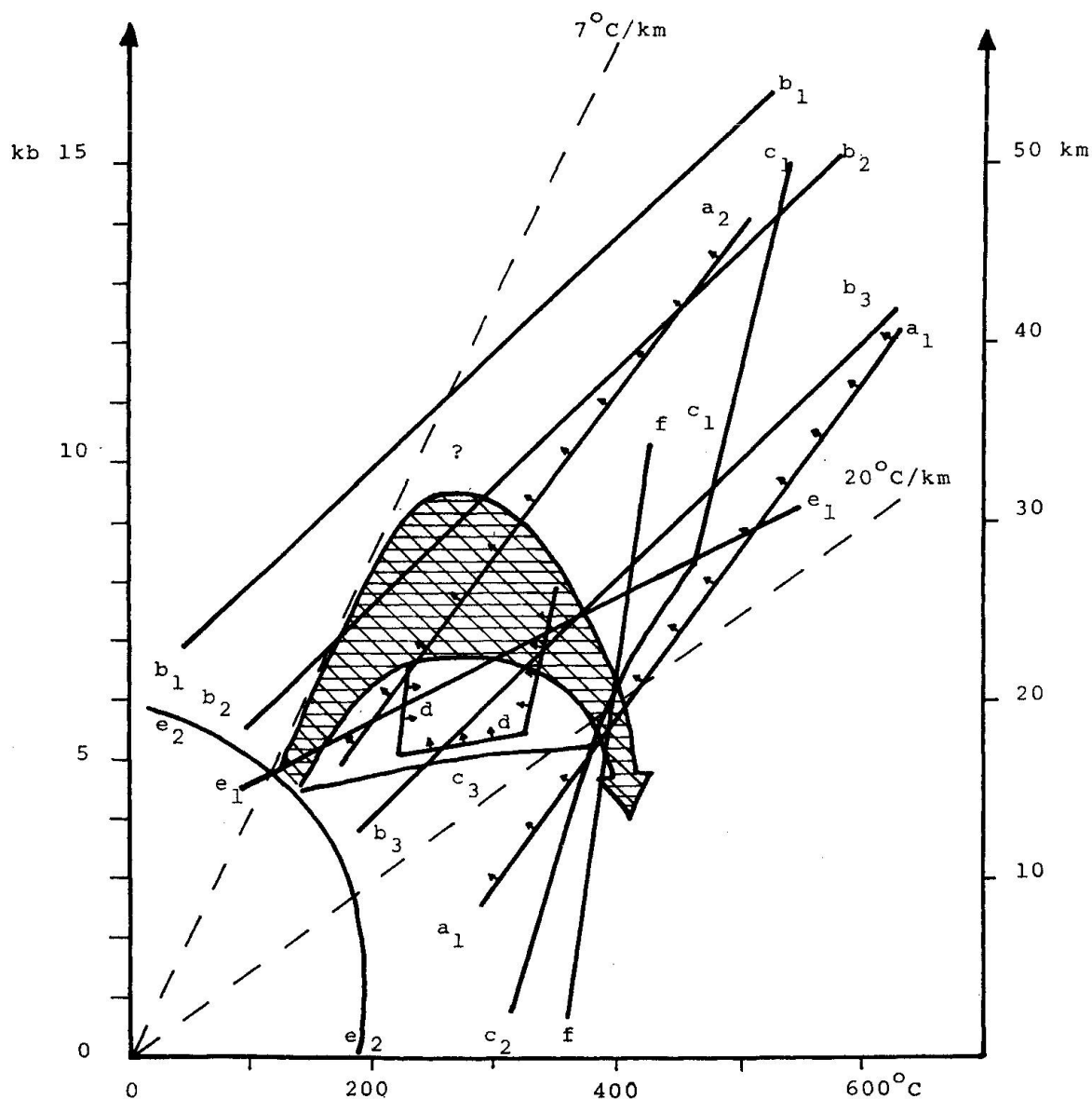


Fig. 8. Lignes de stabilité concernant quelques minéraux importants des paragenèses observées et indication d'un champ P-T (hypothétique) du métamorphisme alpin en Haute-Ubaye (zone hachurée).

xène sodique. La présence de glaucophane serait donc restreinte à des valeurs relativement basses du rapport P_{O_2}/P_{H_2O} , tandis que le pyroxène sodique jadéitique apparaîtrait dans un milieu riche en oxygène, comme l'exprime l'équation ci-dessous :

Amphibole sodique \pm albite + O_2 = pyroxène jadéitique + quartz + hématite + H_2O .

Dans une partie des ophiolites de la Haute-Ubaye, on observe une nette succession de deux stades «schiste bleu». Cette succession peut être expliquée par une évolution du gradient géothermique. Il est cependant important de relever que dans de nombreuses roches une seule des deux paragenèses «schiste bleu» s'est développée. Dans ces cas, la cristallisation de la paragenèse soit à pyroxène sodique – lawsonite soit à amphibole bleue – lawsonite (et/ou pumpellyite) est avant tout déterminée par la composition de la phase fluide et non liée à des conditions de pression et température différentes (voir aussi p. 546).

Si l'on admet que les valeurs expérimentales sont bien applicables aux phénomènes géologiques, les pressions lithostatiques exprimées dans le diagramme de la figure 8 correspondent à un enfouissement de l'ordre de 19 à 33 km pour les ophiolites de la Haute-Ubaye. Il nous semble difficilement concevable qu'un tel enfouissement ait pu se réaliser dans la région qui nous intéresse. En effet, l'empilement des nappes du flysch à Helminthoïdes et des schistes lustrés (pro parte) n'a pu créer une surcharge stratigraphique suffisante.

Ayant recours aux surpressions tectoniques, on s'aperçoit que l'importance qu'il faut leur attribuer varie considérablement selon les auteurs. En adoptant les valeurs proposées par DE ROEVER (3 kb ; 1965), COLEMAN et LEE (3 kb ; 1962) et RUTLAND (5 kb ; 1965), nos pressions lithostatiques, fortement réduites, oscilleront entre 3 et 5 kb. L'hypothèse d'un métamorphisme de type faciès «schiste

Légende de la fig. 8: Lignes de stabilité concernant quelques minéraux importants des paragenèses observées.

- a_1-a_1 : ligne de stabilité pour le glaucophane II (ERNST, 1968).
- a_2-a_2 : ligne de stabilité pour la crossite II (ERNST, 1968).
- b_1-b_1 : ligne de stabilité albite = jadéite + quartz (BIRCH and LECOMPTE, 1960).
- b_2-b_2 : ligne de stabilité albite + X = pyroxène jadéitique + quartz (COLEMAN and CLARK, 1968).
- b_3-b_3 : ligne de stabilité albite + X = pyroxène jadéitique (30% moléculaires NaAl) + quartz (ESSENE and FYFE, 1967).
- c_1-c_1 : ligne de stabilité lawsonite = zoisite + quartz + disthène + H_2O (CRAWFORD and FYFE, 1965).
- c_2-c_2 : ligne de stabilité lawsonite = anorthite + H_2O (NEWTON and KENNEDY, 1963).
- c_3-c_3 : ligne de stabilité laumontite = lawsonite + quartz + H_2O (FYFE, 1965).
- $d-d$: champ de stabilité de la pumpellyite (HINRICHSSEN and SCHÜRMANN, 1968).
- e_1-e_1 : ligne de stabilité analcime = jadéite + H_2O (MANGHNANI, 1970).
- e_2-e_2 : ligne de stabilité analcime + quartz = albite + H_2O (THOMPSON, 1971).
- $f-f$: ligne de stabilité kaolinite + quartz = pyrophyllite + H_2O (WINKLER, 1965).
- 7° C/km gradient géothermique.

La zone hachurée indique le champ P-T (hypothétique) du métamorphisme alpin en Haute-Ubaye.

bleu» à pressions lithostatiques et surpressions tectoniques élevées pourrait donc être faite pour rendre compte des paragenèses observées en Haute-Ubaye.

Des résultats expérimentaux (BRACE et al., 1970) ont cependant démontré que des roches fortement hydratées à lawsonite, chlorite et séricite ne peuvent être le lieu de surpressions tectoniques significatives. Il est alors certainement tentant d'expliquer ces paragenèses de haute pression par le *mécanisme de subduction* (ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1972; MARTINI, 1972; etc.).

En effet, en admettant l'hypothèse que les ophiolites constituent leur propre substratum (voir p. 560), la série de Chabrière aurait pris naissance lors d'une phase de distension et de formation d'une croûte océanique d'âge jurassique moyen à crétacé inférieur (LEMOINE, 1971). Ensuite lors d'une ou de plusieurs phases de subduction les ophiolites avec leur couverture sédimentaire propre auraient été amenées à des profondeurs de l'ordre de 30 km dans la direction de l'est sous le continent africano-apulien. Le séduisant schéma de la tectonique des plaques a certainement beaucoup de mérite, il explique en particulier d'une manière satisfaisante les conditions P-T nécessaires pour le développement des «schistes bleus».

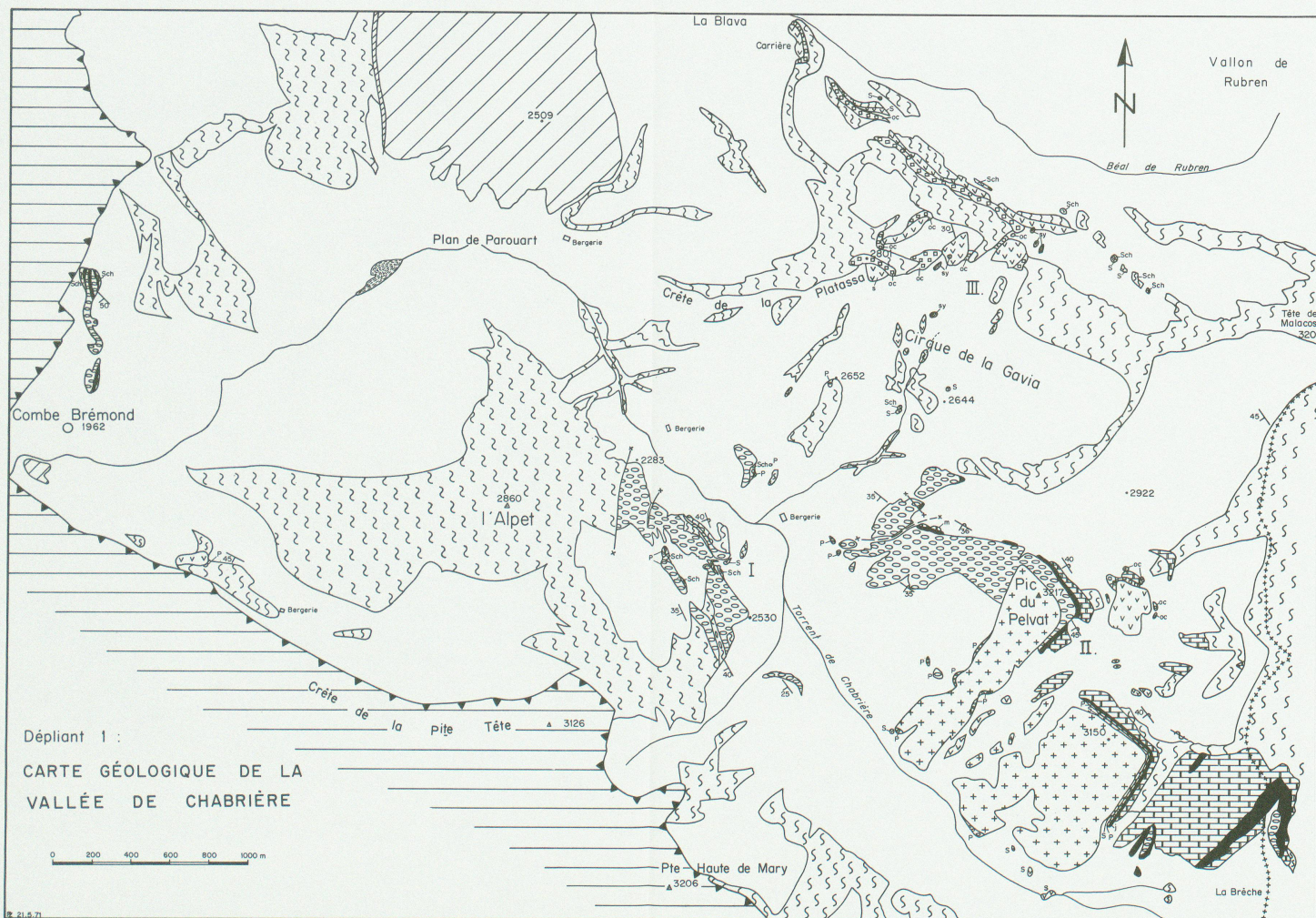
Bibliographie

- BSMP = Bulletin suisse de minéralogie et de pétrographie.
 C. R. SPHN Genève = Compte rendu des séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève.
- ALBEE, A. L. (1962): Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineral.* **47**, 851-870.
- BEARTH, P. (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. *BSMP* **53**, 299-335.
- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Genève* **23**, 279-542.
- BIRCH, F. and P. LECOMTE (1960): Temperature-pressure plane for albite composition. *Amer. J. Sc.* **266**, 80-90.
- BORG, I. J. (1967): Optical properties and cell parameters in the glaucophane-riebeckite series. *Contr. Mineral. Petrol.* **15**, 67-92.
- BRACE, W. F., W. G. ERNST and R. W. KALLBERG (1970): An experimental study of tectonic overpressures in Franciscan rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **81**, 1325-1338.
- BURRI, C. (1964): Petrochemical calculations. *Israel Prog. for Sc. Translations*, Jerusalem.
- CHESSEX, R., M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT (1964): Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *Arch. Sc. Genève* **17**, 342-346.
- COLEMAN, R. G. and J. R. CLARK (1968): Pyroxenes in the blueschist facies of California. *Amer. J. Sc.* **266**, 43-59.
- COLEMAN, R. G. and D. E. LEE (1962): Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. *Amer. J. Sc.* **260**, 577-593.
- CRAWFORD, W. A. and W. S. FYFE (1965): Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sc.* **263**, 262-270.
- DAL PIAZ, G. V., J. HUNZIKER e G. MARTINOTTI (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.* **11**, 433-460.

- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen. Ein petrographischer Vergleich. Europäische Hochschulschriften, XVII, 1, 180 pages, Verlag H. Lang, Bern.
- ELTER, G., P. ELTER, G. STURANI et M. WEIDMANN (1966): Sur la prolongation du domaine liguré de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. Arch. Sc. Genève 19, 279–377.
- ERNST, W. G. (1963): Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. Mineral. 48, 241–260.
- (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schists. Amer. Mineral. 48, 1357–1373.
- (1968): Amphiboles, crystal chemistry, phase relations and occurrence. – Monograph series of theoretical and experimental studies. Minerals, Rocks and Inorganic Material. Vol. I. Subseries: Experimental mineralogy. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- (1971): Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contr. Mineral. Petrol. 34, 43–59.
- ERNST, W. G. and Y. SEKI (1967): Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes. Tectonophysics 4, 463–478.
- ESSENE, E. J., W. S. FYFE and F. J. TURNER (1965): Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks. Contr. Mineral. Petrol. 15, 1–24.
- GEES, R. A. (1956): Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem. BSMP 36, 454–488.
- GIDON, M. (1962): La zone brinçonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de France, 272 pages.
- HIESSLEITNER, G. (1952): Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jb. Geol. Bundesanst. (Österreich), Sonderband 1, 683 pages.
- HINRICHSSEN, TH. und K. SCHÜRMAN (1968): Synthese und Bildungsbedingungen des Pumpellyits. Naturwissenschaften 55, 131/32.
- KERRICK, D. M. and W. R. COTTON (1971): Stability relations of jadeite pyroxene in Franciscan metagraywackes near San Jose, California. Amer. J. Sc. 271, 350–369.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspatik der südlichen Thetys. Geol. Rundschau 60, 813–833.
- LE GUERNIC, J. (1967): La zone du Roure: Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. Trav. Lab. Géol. Grenoble 43, 95–127.
- LEMOINE, M. (1961): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. 4, 163–180.
- (1961): Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes Alpes et Basses Alpes) (schéma structural). Trav. Lab. Géol. Grenoble 37, 97–119.
- (1964): In DEBELMAS *et al.* Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Briançonnais. C. R. somm. Soc. géol. France, 448–450.
- (1971): Données nouvelles sur la série du Gondran. Géol. Alpine 47, 181–202.
- LEMOINE, M., D. STEEN et M. VUAGNAT (1970): Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: Observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). C. R. SPHN 5, 44–59.
- MANGHNANI, M. H. (1970): Analcite-jadeite phase boundary. Physics Earth Planetary Interiors 3, 456–461.
- MARTINI, J. (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. BSMP 52, 257–275.

- NEWTON, R. C. and G. C. KENNEDY (1963): Some equilibrium reactions in the joint $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geophysic. Research* 68, 2967–2983.
- NITSCH, K.-H. (1972): Das P-T- X_{CO_2} -Stabilitätsfeld von Lawsonite. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 116–134.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpsersperpentins bei Davos. *BSMP* 43, 529–685.
- PUSZTASZERI, L. (1969): Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *BSMP* 49, 425–466.
- ROEVER, W. P. DE (1965): On the causes of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age. *Geol. Rundschau* 54, 933–943.
- RUTLAND, R. W. R. (1965): Tectonic overpressures: in Controls of Metamorphism (PITCHER and FLINN), 119–139. *Geol. J. Special Issue No. 1*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- STEINMANN, G. (1926): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C. R. Congrès géol. int., Madrid* 14, 637–668.
- THOMPSON, A. B. (1971): Analcite-albite equilibria at low temperatures. *Amer. J. Sc.* 271, 79–92.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *BSMP* 26, 116–228.
- (1963): Remarques sur la trilogie serpentinites – gabbros – diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau* 53, 336–358.
- (1967): Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. *Rend. Soc. Mineral. Ital.* 23, 471–482.
- WINKLER, H. G. F. (1965 et 1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 1. und 2. Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Manuserit reçu le 28 avril 1975.



Dépliant 1

Carte géologique de la vallée de Chabrière et de
ses régions avoisinantes.

Légende :

- | | |
|------|---|
| I. | Masse occidentale |
| II. | Massif des deux Pelvats |
| III. | Complexe serpentineux de la Gavia |
| | Direction et plongement |
| | Direction et plongement d'une série renversée |
| | Replis importants |
| | Limite occidentale des calcschistes piémontais |
| | Quaternaire indifférencié |
| | sch Calcschistes piémontais et " Formation de la Replatte " |
| | m Marbres en dalles |
| | j Jaspes |
| | p Diabases en coussins et brèches diabasiques |
| | g Dolérites et gabbros |
| | s Serpentinites |
| | oc Ophicalcites |
| | sy Syénites - albitites de la Gavia |
| | Trias dolomitique (lambeaux de r trocharriage) |
| | Cagneules |
| | Zone briançonnaise , y compris la zone d'Acceglio |