

Compte-rendu de l'excursion de la Société suisse de minéralogie et pétrographie dans le Queyras (zone piémontaise des Alpes cottiennes françaises) et le Champsaur (zone externe des Alpes occidentales françaises), Hautes-Alpes, France (1-3 octobre 1990)

Autor(en): **Bertrand, Jean / Lagabrielle, Yves / Waibel, Alexander Frank**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **71 (1991)**

Heft 2

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54367>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

**Compte-rendu de l'excursion de la Société suisse de minéralogie
et pétrographie dans le Queyras (zone piémontaise
des Alpes cottiennes françaises)
et le Champsaur (zone externe des Alpes occidentales françaises),
Hautes-Alpes, France
(1-3 octobre 1990)**

par *Jean Bertrand*¹, *Yves Lagabrielle*² et *Alexander Frank Waibel*¹

Abstract

1st day:

North-south cross-section of the French Alps, from Grenoble to the upper part of the Guil valley (Queyras), across the Lautaret and the Izoard passes

The Saint Véran copper mine area

- Geological and structural regional environment
- Ophiolitic context, distribution and characterisation of the mineralisation

2nd day:

The Pic des Lauzes ophiolitic complex

- Regional geological environment and structural position
- The ophiolitic succession (serpentinites, metagabbros, magmatic breccias, metabasalts and metasedimentary cover)
- Magmatic and ocean-floor processes
- Alpine tectonic and metamorphic evolution

3rd day:

The Champsaur sandstones

- Regional structural setting, lithologies
- Conditions of deposition, petrography and sources of the detrital material
- Low-grade Alpine metamorphism, typical parageneses of the greywackes

Keywords: Queyras, ophiolites, magmatism, oceanic processes, mineralisations, alpine evolution, Champsaur, volcanoclastic sediments, low-grade metamorphism.

Guides:

J. Bertrand, Genève
Y. Lagabrielle, Brest
A.F. Waibel, Genève
M. Maggetti, Fribourg
M. Marthaler, Lausanne

Participants:

R. Chessex, Genève
M. Frei, Bâle
P. Kunz, Genève
M. Rahn, Bâle
M. Sun, Genève
J. Martini, Prétoria
P. Nievergelt, Zurich
H.-R. Pfeifer, Lausanne

¹ Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

² Genève et évolution des domaines océaniques, Université de Bretagne occidentale, 6, avenue Le Gorgeu, F-29287 Brest, Cédex France.

1. Introduction

Les ophiolites du Queyras forment des masses d'importance très variables, de metabasites, de métagabbros et d'ultrabasites, allant de véritables massifs à de simples blocs dispersés dans les schistes lustrés piémontais qui s'étendent à l'ouest du Mont-Viso.

Les données pétrographiques et géochimiques disponibles permettent de montrer que ces ophiolites sont issues d'un magmatisme analogue à celui d'autres ensembles ophiolitiques de Méditerranée occidentale, tels ceux des Apennins et de Corse. Leurs caractères pétrologiques et géochimiques indiquent une lignée de différenciation tholéiitique et leur association locale avec des brèches à éléments de granitoïdes permet d'envisager un environnement géotectonique de formation dans un domaine océanique réduit proche de marges continentales, comme dans l'Apennin ligure (GIANELLI et PRINCIPI, 1977; OHNSTETTER, 1982; CARPENA et al., 1986).

Les diverses études entreprises durant ces vingt dernières années, particulièrement à l'instigation de M. LEMOINE (LEMOINE, 1955, 1962), ont permis, tant sur les plans de la tectonique, des sédiments que du métamorphisme, de dégager les événements principaux qui ont marqué ces roches aussi bien dans leur histoire océanique que pendant leur évolution alpine.

1.1. CADRE STRUCTURAL

L'analyse lithostratigraphique et tectonique permet de distinguer quatre grandes unités structurales dans le Queyras (LAGABRIELLE, 1987), séparées par des contacts anormaux à pendage ouest. Ce pendage est conforme à celui de la foliation d'ensemble des métasédiments.

De l'est vers l'ouest, donc du bas vers le haut de l'empilement tectonique, on distingue (fig. 1):

I. l'unité du Mont Viso ou unité océanique basale, reposant, par contact anormal, sur le massif de Dora Maira et caractérisée par ses paragenèses éclogitiques;

II. l'unité Mirabouc-Bouchet ou unité océanique médiane, de part et d'autre de la frontière franco-italienne. Elle se caractérise par ses paragenèses schiste bleu et schiste vert et l'absence d'assemblages éclogitiques; la prépondérance des terrains métasédimentaires vis-à-vis des ophiolites en est un autre trait caractéristique.

III. l'unité Pelvas-Taillante-Rocca Bianca ou unité océanique supérieure. Les massifs ophiolitiques sont alignés le long de son contact avec l'unité II. Sa couverture sédimentaire présente un net cachet ligure. La base de cette couverture est

constituée par la série de Chabrière, à savoir la trilogie: radiolarites (quartzites) – calcaires marbrés (équivalents des calcaires à Calpionelles) – schistes et calcaires (Formation de la Replatte). Viennent ensuite des calcschistes et un complexe à blocs d'ophiolites, reconnu et baptisé «Formation du col Agnel» par LEMOINE et TRICART (1979).

Les radiolarites sont datées de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien basal (DE WEVER et CABY, 1981; SCHAAF et al., 1985), les marbres sont attribués au Malm et la Formation de la Replatte au Crétacé inférieur, par analogie avec les termes équivalents des Apennins; la Formation du col Agnel est attribuée au Crétacé moyen.

IV. l'unité des calcschistes, caractérisée par de grands plis couchés, où alternent principalement calcschistes gréseux et schistes noirs. C'est dans une formation de cette unité que des Globotruncanidés probables, attribués au Crétacé supérieur basal, ont été mentionnés (LEMOINE et al., 1984).

Les deux secteurs visités dans le Queyras au cours de l'excursion, ceux de la mine de cuivre de St-Véran et de la crête des Lauzes, appartiennent à l'unité océanique supérieure.

2. La haute-vallée de l'Aigue-Blanche et le secteur de la mine de Saint-Véran

En dehors des calcschistes s.l. et des horizons appartenant à la couverture sédimentaire des ophiolites, les lithologies caractéristiques de la haute-vallée de l'Aigue-Blanche sont:

– sur le versant gauche: les péridotites serpentinisées (massif Moutière-Clausicet) et les prasinites de la Tête des Toillies;

– dans le massif de Rocca Bianca, fermant à l'est le fond de la vallée: les metabasites et métagabbros, ainsi que les horizons détritiques metabasiques et ultrabasiques (brèches ophiolitiques variées).

Le bassin versant de la haute-vallée de l'Aigue-Blanche («fond de St-Véran») est recouvert, à sa partie inférieure, par d'importants dépôts morainiques qui se prolongent vers le nord-ouest, en particulier dans le secteur de la mine de cuivre. Là affleurent, à côté des calcschistes et d'une grande masse de serpentinite, une zone d'ophicalcites (carrière de «marbres») et les pointements de la série de la mine proprement dits qui comprennent:

les quartzites et marbres de la série de Chabrière, des blocs de gabbros (Mg-gabbros, ferrogabbros), souvent altérés et laminés à leur pourtour, et des serpentinites écrasées et plus ou moins transformées (talcschistes, chloritoschistes).

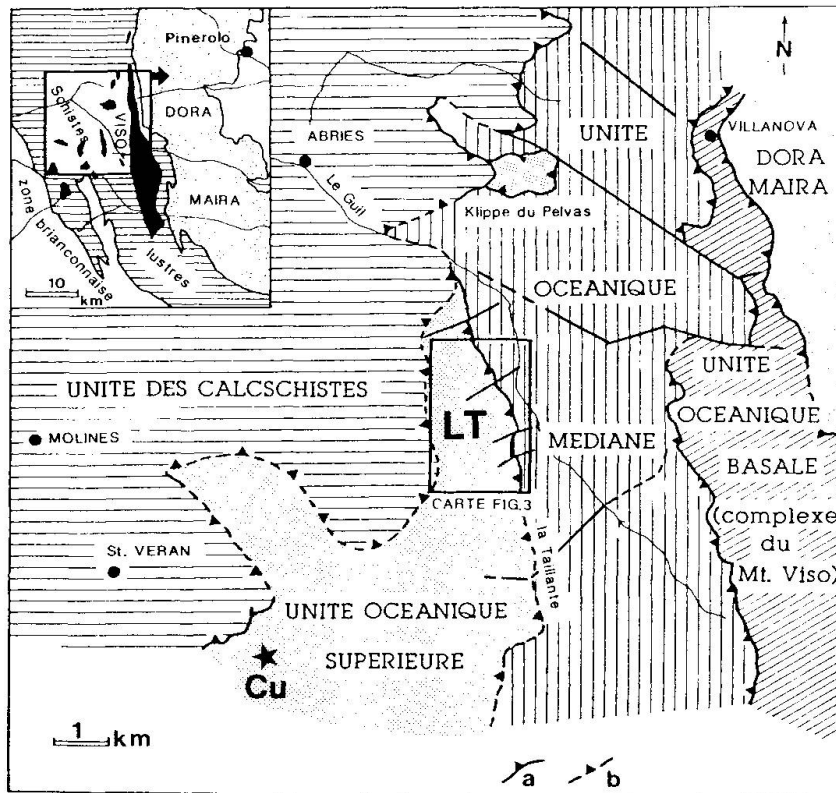


Fig. 1 Schéma structural du Queyras septentrional avec localisation de la mine de cuivre de Saint-Véran (Cu) et du secteur crête des Lauzes – crête de la Taillante (encadré LT).

a) chevauchement, b) chevauchement supposé (tiré de PINET et al., 1989).

2.1. DONNÉES SUR LES LITHOLOGIES PRINCIPALES

2.1.1. Les ophiolites

Les *péridotites*, fortement serpentinisées, sont des tectonites lherzolitiques avec passées harzburgitiques et dunitiques et horizons pyroxénitiques. Elles sont massives ou, localement, bréchiques à texture d'ophicalcites. En faciès de contact, elles sont transformées en chloritoschistes-talcschistes. La paragenèse actuelle comprend chrysotile, lizardite, antigorite, spinelle rare, ainsi que des reliques de clinopyroxène, olivine et d'orthopyroxène très altéré. La texture est maillée.

Les *gabbros* constituent soit de véritables massifs (ex. Pic de Cornivier, le Rouchon), soit de simples masses, de tailles très variables, dispersées dans les métasédiments. Malgré les importantes recristallisations métamorphiques, des textures de cumulats sont parfois encore visibles. Les importantes et rapides variations granulométriques sont caractéristiques. La présence de gabbros troctolitiques, anorthositiques, à clinopyroxène, et de ferro-gabbros, révèle une suite différenciée.

La paragenèse actuelle montre pyroxène et plagioclase primaires remplacés, lors du métamorphisme alpin, respectivement, par l'association glaucophane-crossite et lawsonite (paragenèse schiste bleu) et albite, épidote, chlorite (paragenèse rétrograde schiste vert).

Les *laves massives et en coussins*, rencontrées surtout dans le massif de Rocca Bianca, ne sont pas représentées dans le secteur de la mine de Saint-Véran.

Les *diabases et dolérites*, à textures généralement oblitérées par les recristallisations métamorphiques, apparaissent en filons dans les gabbros.

Pyroxène aegyrinique, épidote, zoïsite, stilpnomélane, sphène, quartz, complètent la paragenèse métamorphique des metabasites.

La géochimie des roches basiques (AYOUB, 1984) révèle un fractionnement tholéiitique et un caractère spilitique, les lignées alcaline ou calco-alcaline ne sont pas représentées comme en témoigne le comportement de P, Ti et Zr. D'après les teneurs en Ti, Zr, Y et Nb, ces metabasites correspondent à des N-MORB.

2.1.2. Les termes sédimentaires

Parmi ceux-ci, la *Formation du col Agnel* est bien développée. La série de la mine de Saint-Véran y serait associée. Formée d'une alternance de schistes sombres, plus ou moins calcaires, et de bancs calcaires, cette formation se caractérise par la présence d'abondants olistolites, blocs ophiolitiques distribués de façon aléatoire et qui, plus ou moins déchaussés, ressortent dans le paysage. Des niveaux de marbres, de quartzites, des horizons métabasiques (anciens niveaux volcano-détritiques), de schistes serpentiniteux, complètent cette lithologie qui reflète de conditions de sédimentation très changeantes et souvent de caractère chaotique. Localement, des plis superposés s'observent impliquant calcschistes, horizons ophiolitiques ou à détritisme ophiolitique, ainsi que des termes de la série de Chabrière.

Définis comme prasinites stratiformes, les horizons de metabasites permettent, par places, d'observer des vestiges de textures magmatiques; toutefois, le plus souvent, il ne fait aucun doute qu'il s'agit d'anciens niveaux détritiques issus du remaniement de basaltes océaniques et mêlés à une part plus ou moins importante de sédiments. Des niveaux comparables de grès et de brèches basaltiques sont bien connus dans l'Apennin ligure, dans le complexe du Mt Penna-Casanova (LAGABRIELLE, 1982; LAGABRIELLE et POLINO, 1984).

3. La mine de cuivre de Saint-Véran (ou de Clausis)

Ce gisement, étudié en détail par BOUVIER (1979), AYOUB (1984) et AYOUB et al. (1984) se situe, à quelque 5 km en amont de St-Véran, sur rive droite de la haute-vallée de l'Aigue-Blanche (fig. 1). Les vestiges des installations au bord de la route, à l'altitude de 2260 m, ainsi que les haldes immédiatement au-dessus, témoignent de l'ancienne exploitation.

Le pic de Caramantran, vers le nord, le massif de Rocca Bianca et la Tête des Toillies, vers le sud, sont les principaux sommets marquant la ligne de crête du grand cirque collecteur de l'Aigue-Blanche.

3.1. HISTORIQUE

Le gisement de St-Véran semble avoir été connu des Romains et son exploitation est certaine au Moyen Age, avant le 13^e siècle. La zone supérieure, très fortement minéralisée en surface, en-

tre 2490 et 2515 m d'altitude, était exploitée en tranchées.

Dès 1901, plusieurs sociétés ou propriétaires privés se sont succédé sur la concession de Clausis.

Un concasseur et une petite laverie sont installés en 1912, mais c'est entre 1929 et 1931 que d'importants moyens de traitement du minerai sont mis en place: concasseurs, broyeurs, trémies, laverie, tables à secousses, atelier de flottation. Le développement de l'exploitation en galeries comporta le percement de cinq travers-bancs permettant d'atteindre la zone minéralisée entre les cotes 2480 et 2230 m.

En fait, seules les périodes comprises entre 1929-1931 et 1939-1944 virent une exploitation réelle. Des travaux mineurs furent encore entrepris jusqu'en 1956, date de la cessation de toute activité.

Il y a une vingtaine d'années, une avalanche a détruit les installations, les laissant dans leur état d'abandon actuel. Les derniers accès possibles aux galeries ont été obstrués récemment par mesure de sécurité.

Au total, 2500 tonnes de minerai estimé à 40% ont été extraites, représentant donc 1000 tonnes de Cu.

3.2. TECTONIQUE

AYOUB (1984) et AYOUB et al. (1984) reconnaissent au moins trois phases de déformations sur le site de la mine et décrivent sa structure comme une synforme d'axe N-S s'évasant vers le nord. BOUVIER (1979) et BOUVIER et al. (1990) envisagent au moins deux phases de structurations, l'une plicative et l'autre cassante, avec en particulier un mouvement de faille inverse oblique à la limite horizon minéralisé-couverture sédimentaire supra-ophiolitique.

La zone minéralisée, qui peut se suivre sur une hauteur de 250 m, mais dont l'extension latérale est variable, apparaît comme une suite de lentilles réunies par des zones très amincies. Sa géométrie d'ensemble est mal connue; elle peut cependant se résumer à un «panneau» à pendage W 50-70 et de direction N 10 à 25.

3.3. LA SÉRIE DE LA MINE

La discontinuité des affleurements, liée d'une part aux phénomènes tectoniques mais aussi à l'importance des dépôts glaciaires, complique la reconstitution de cette série. Par ailleurs, le caractère discontinu de certains horizons, de quartzites en particulier, est sans doute également d'origine

primaire, la topographie du plancher océanique ayant sans doute contrôlé le dépôt des sédiments siliceux et déterminé les variations primaires d'épaisseur des calcaires marmoréens.

Immédiatement à l'est de la grande dalle de péridotites serpentinisées, à la partie supérieure de la zone minéralisée, la série de la mine comprend:

- des serpentinites laminées à blocs de gabros divers et de métavolcanites basaltiques;
- des chloritoschistes-talcschistes à lentilles de calcite hématitisée;
- des glaucophanites très imprégnées de sulfures (minerai massif) et des horizons de riebeckite quartzique avec également des sulfures associés mais aussi, par places, de la magnétite et de l'hématite; les horizons sulfurés peuvent atteindre 10-30 cm de puissance.

Ces derniers termes constituent le niveau minéralisé proprement dit, situé donc à l'interface ophiolites-sédiments supra-ophiolitiques.

Font suite:

- des quartzites rubanés, plus ou moins riches en lits de riebeckite, également à chlorite;
- des calcaires marmoréens, parfois tachés d'hématite (cipolins truités de Termier);
- des schistes noirs et marbres en alternance (Formation de la Replatte);
- des calcschistes indifférenciés, avec développement de lawsonite, généralement dispersée, constituant de grands affleurements avec ou sans matériel ophiolitique incorporé.

Pyroxène aegyrinique, albite, épidote, stilpnomélane, séricite, participent également à la paragenèse des horizons quartzitiques.

La série de la mine se poursuit de manière discontinue en direction du nord-est, dans le secteur de crête au-dessus du gisement, jusqu'au col de Longet, au pic de Cornivier et au Rouchon où apparaissent quelques indices minéralisés.

3.4. DISTRIBUTION DE LA MINÉRALISATION

Les relations minéralisation-encaissant apparaissent déterminées à la fois par les conditions primaires de dépôt et les processus tectoniques et métamorphiques ultérieurs.

Ainsi, le minerai massif, principalement constitué de bornite, chalcosine et digénite, s'observe sous diverses formes:

- *un horizon* de 1 à 3 m de puissance, à l'interface talcschistes-chloritoschistes/quartzites ou marbres, caractérisé par son amygdalisation et sa fracturation;
- *lentilles*, d'origine tectonique probable, décimétriques à métriques, dans les talcschistes-chlo-

ritoschistes, à proximité de l'horizon décrit ci-dessus;

- *remplissages* de diaclases décimétriques.

Sous forme plus disséminée, sulfures et oxydes s'observent dans les riebeckites, localisées soit au toit de l'horizon sulfuré principal, soit dans des niveaux au sein des quartzites.

Une remobilisation du minerai est confirmée par la déformation, particulièrement dans les quartzites, des horizons minéralisés, et le remplissage, par celui-ci, de cassures et joints.

3.5. PARAGENÈSE DE L'HORIZON MINÉRALISÉ PRINCIPAL

Bornite, chalcosine, digénite, blende sont les espèces principales, hématite, magnétite, chalcopyrite, covellines, pyrite, linnéites, idaïte, tellurures constituant les phases accessoires.

La bornite forme communément des assemblages «myrmékistiques» avec la chalcosine, la digénite, voire la covelline; il est souvent difficile de trancher entre une origine hypogène ou supergène pour certains constituants de ces assemblages.

La présence de très nombreuses inclusions de tellurures, en particulier dans la bornite, mais aussi dans la blende, est une des caractéristiques du gisement de St-Véran; cette présence pourrait attester une origine volcanogène pour la minéralisation (BOULADON et al., 1976).

Des minéralisations en cuivre natif, avec cuprite associée, sont connues, surtout au niveau du travers-banc 4, sous forme d'une lentille entre chloritoschistes-talcschistes et quartzites, mais aussi en imprégnations dans de la calcite ou lamelles interstratifiées dans les chloritoschistes-talcschistes; leur formation est sans doute liée à des processus de céméntation.

3.6. CONDITIONS DE GENÈSE ET CADRE DE FORMATION DES MINÉRALISATIONS

Le gisement de St-Véran appartient au type de minéralisations situées à un interface ophiolites-sédiments de couverture. Plusieurs gîtes comparables sont connus en Corse (Noceta, Vezzani; BOULADON et PICOT, 1968), dans les Apennins, de même que dans les Alpes cottiennes (SABY, 1986) où le gisement de Viafiorgia, en particulier, dans le val Germanasca (DAL PIAZ et al., 1978), présente le plus d'analogies avec celui de St-Véran. A Viafiorgia, le degré relativement faible de recristallisations et de déformations alpines a l'avantage de laisser clairement apparaître le caractère syngénétique et synchrone de l'horizon siliceux et

de la minéralisation; cette dernière, à pyrite dominante, est cependant plus sulfurée qu'à St-Véran où la prépondérance de la bornite démontre un caractère hyposulfuré.

L'origine de ces minéralisations volcanogéniques est à rechercher dans les termes basiques de la succession ophiolitique. L'important lessivage des métaux associés à cette section peut en effet, conjointement au développement du métamorphisme hydrothermal de faciès zéolite à amphibolite, aboutir à la formation de dépôts stratiformes sulfurés.

L'analyse des données acquises sur les systèmes hydrothermaux sous-marins actuels apporte d'importants enseignements sur les conditions de mise en place de ces dépôts fossiles. D'après les observations sous-marines actuelles, les sites favorables à de telles accumulations correspondent soit à des niveaux très profonds, soit à des zones associant fractures distensives profondes et fractures transverses, soit encore à des zones localisées le long de rides.

Les systèmes exhalatifs actuels conduisant à des dépôts sulfurés, dans lesquels il faut souligner le rôle essentiel des failles extensives, sont de deux types principaux auxquels le gisement de St-Véran pourrait partiellement s'identifier:

Le type Pacifique, E.P.R. 21° N (CYAMEX TEAM, 1978; GUILLEMOT, 1979; OUDIN, 1983), dont les dépôts, proches ou un peu à l'écart de la dorsale, s'alignent parallèlement à celle-ci. La précipitation des éléments en solution, avec d'abord sulfures (black smokers) puis combinaisons oxygénées avec, entre autres, barytine, anhydrite, silice (white smokers) résulte du mélange des fluides chauds (jusqu'à 350 °C environ) avec l'eau de mer froide. La température semble être le facteur principal contrôlant la paragenèse sulfurée (OUDIN, 1981). Il s'agit d'un type de dépôt assez peu efficace vu la dispersion des solutions émises.

Le type Mer Rouge (fosse Atlantis II) (HARTMANN, 1985; OUDIN et al., 1984), à dépôts localisés dans des fosses, à saumures chaudes, déterminées par l'intersection de fractures d'extension et de failles transverses. La percolation de ces saumures denses dans les roches basaltiques encore chaudes les enrichit en métaux dissous qui précipitent, suite à leur remontée dans les cellules de convection, sous forme de sulfures, puis de silicates argileux ferrifères, et finalement d'hydroxydes de fer et de manganèse. Les caractéristiques structurales de ce type de site sont plus favorables à l'accumulation des produits émis, comme le montre le caractère plurimétrique des horizons métallifères.

Dans le cas du gisement de St-Véran, des chloritoschistes-talcschistes calcitiques forment le

support de la minéralisation concentrée à l'interface ophiolites-sédiments pélagiques de couverture. Ces schistes correspondent très probablement à des ophicalcites métamorphosées qui, initialement, constituaient une portion de fond océanique favorable à l'accumulation des dépôts hydrothermaux minéralisés. La présence d'ophicalcites dans le secteur de la mine (carrière de «marbre») est, par ailleurs, un bon indice de l'existence d'une zone fracturée compatible avec le fonctionnement d'un système exhalatif.

L'absence de contact direct avec des roches basiques, génératrices des solutions minéralisantes, peut s'expliquer par le démembrement important de la succession lithologique originelle et la préservation d'une petite portion du site hydrothermal initial. De caractère stratiforme, mais discontinu, la minéralisation s'est probablement mise en place dans des «gouttières» limitées par des escarpements de failles.

En ce qui concerne les horizons quartzitiques à riebeckite, pyroxène aegyrinique et minéralisation associée, il ne semble pas faire de doute que les dépôts siliceux initiaux dont ils dérivent aient été à la fois de nature hydrothermale et biogénique (présence de radiolaires). L'interprétation de leur paragenèse actuelle soulève cependant quelques questions:

- l'origine du fer, et surtout du sodium, est-elle uniquement hydrothermale, avec lessivage d'une zone spilitisée, ou les boues siliceuses étaient-elles chargées en matériel ophiolitique très fin?

- la cristallisation de la riebeckite et du pyroxène aegyrinique doit-elle être rattachée au contexte hydrothermal océanique (AYOUB, 1984) ou à la phase HP-BT du métamorphisme alpin comme l'admettent la majorité des auteurs?

En définitive, si le gisement de cuivre de St-Véran présente diverses analogies avec les systèmes exhalatifs sous-marins actuels, tels ceux de type E.P.R. 21° N ou Mer Rouge, il ne semble pas avoir son véritable équivalent actuel.

4. Le secteur crête des Lauzes – crête de la Taillante (Haut-Queyras)

Le secteur de la crête des Lauzes et de la crête de la Taillante est situé sur la limite orientale de l'unité océanique supérieure (fig. 1 et 2). Il est possible d'y observer une succession lithosphérique océanique parmi les plus complètes du Queyras septentrional, malgré la compartimentation, les plissements et les recristallisations métamorphiques de l'orogénèse alpine. L'analyse des phénomènes océaniques et alpins ayant affecté le pa-

léosubstratum jurassique de ce segment de la Téthys liguro-piémontaise se révèle ainsi particulièrement favorable.

Les *serpentinites* apparaissent principalement à la crête des Lauzes, se poursuivant dans l'extrémité nord de la crête de la Taillante; les gabbros s'observent à la base, et surtout sur le versant oriental du pic des Lauzes dont les parties hautes sont formées par un *ensemble volcanique* avec dolérites, basaltes en coussins et brèches basaltiques. Il convient de mentionner encore le petit massif du Peyroun, prolongement septentrional du pic des Lauzes, avec ses *brèches magmatiques* particulières. Des *sédiments de couverture* sont associés à ces termes. La crête de la Taillante est ainsi presque essentiellement constituée de quartzites-métaradiolarites et de marbres attribuables aux termes inférieurs de la Formation de la Replatte. Des calcschistes gréseux, plus ou moins micacés, avec passées de schistes noirs, dominants, et attribués à la Formation du col Agnel (LEMOINE et al., 1979; LAGABRIELLE, 1987; PINET et al., 1989), complètent cette série (fig. 2 et 3).

La couverture sédimentaire, comme dans l'unité océanique médiane, se subdivise en trois formations, d'âges probables allant du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur basal. La plus élevée, la Formation du col Agnel, est caractérisée par ses olistolites, olistostromes, et horizons à matériel ophiolitique divers, intercalés dans des calcschistes et marbres phylliteux surtout. Son équivalent dans l'unité océanique médiane, la Formation du Bric Bouchet, affleure en particulier dans les parties basses de la haute-vallée du Guil.

La succession ophiolitique, plus ou moins boudinée et segmentée, se résume donc à un paléosubstratum serpentineux et gabbroïque surmonté par un complexe volcanique basaltique et sa couverture sédimentaire dont l'épaisseur est notablement accrue par des plis couchés à plongement ouest.

L'ensemble est chevauchant sur l'unité océanique médiane.

4.1. ARRÊTS EFFECTUÉS

Le secteur de la crête des Lauzes s'atteint le plus facilement à partir de la haute-vallée du Guil, par la route conduisant au belvédère du Mont Viso, en suivant, à partir du parking situé à la sortie sud de l'Echalp, le chemin de randonnée pédestre GR 58.

1) Aperçu des unités structurales concernées telles que définies par LAGABRIELLE (1987) (fig. 1), depuis le bord de la route, un peu en

amont du parking de l'Echalp. En direction du NE, on observe l'unité océanique médiane formant les reliefs s'élevant à partir de la rive droite du Haut-Guil; plus localement, en direction de l'W-SW, sur le versant gauche du Guil, vue sur les parois abruptes comprenant la succession ophiolitique du pic des Lauzes, marquant la base de l'unité océanique supérieure avec, comme substratum tectonique et formant les bas de la vallée, l'unité océanique médiane.

La succession gabbros-ensemble volcanique basaltique constitue l'essentiel de ce versant du pic des Lauzes, les serpentinites n'apparaissant, à la gauche du panorama, qu'à la base de l'extrémité nord de la crête de la Taillante.

2) Observation des gabbros, avec leurs faciès principaux, encore un peu plus en amont, au lieu-dit La Roche Ecroulée (point 1776).

Suite à un éboulement du versant oriental du pic des Lauzes, de nombreux blocs de gabbros, certains de très grande taille, permettent d'observer particulièrement bien les traits les plus caractéristiques de ces roches:

- importantes variations granulométriques (des variétés pegmatitiques aux passées à grain fin);
- changement de composition minéralogique (phases en présence et surtout proportions de celles-ci);
- présence de dykes de composition basaltique, par places nettement sécants sur les vestiges d'une foliation anté-dyke, donc océanique;
- déformations et recristallisations métamorphiques alpines.

La montée jusqu'aux divers affleurements, à partir du parking de l'Echalp, par le sentier de randonnée pédestre G.R. 58, s'effectue d'abord dans le ravin du Colombier, puis dans le vallon de Bouchouse qui conduit aux lacs Baricle et Egorgéou, terme de notre parcours; nous cheminons alors le long du versant occidental de la crête des Lauzes, puis de la crête de la Taillante.

3) Le parcours dans le ravin du Colombier se fait dans l'unité océanique médiane, recoupant en particulier la Formation du Bric Bouchet caractérisée par ses calcschistes à bancs de marbres englobant olistolites, blocs, olistostromes ophiolitiques, et horizons actuellement prasinitiques. Observation des marbres et d'un niveau prasinitique dans lequel des fantômes d'éléments bréchiques aplatis sont visibles.

4) Examen des spectaculaires brèches magmatiques de la zone du Peyroun (point 2042) sur une petite butte dominant la vallée du Guil avec affleurements plus ou moins polis par le glacier. Egalement beau panorama, vers l'est, sur l'empilement structural avec, dans le fond, l'unité basale du Mont Viso.

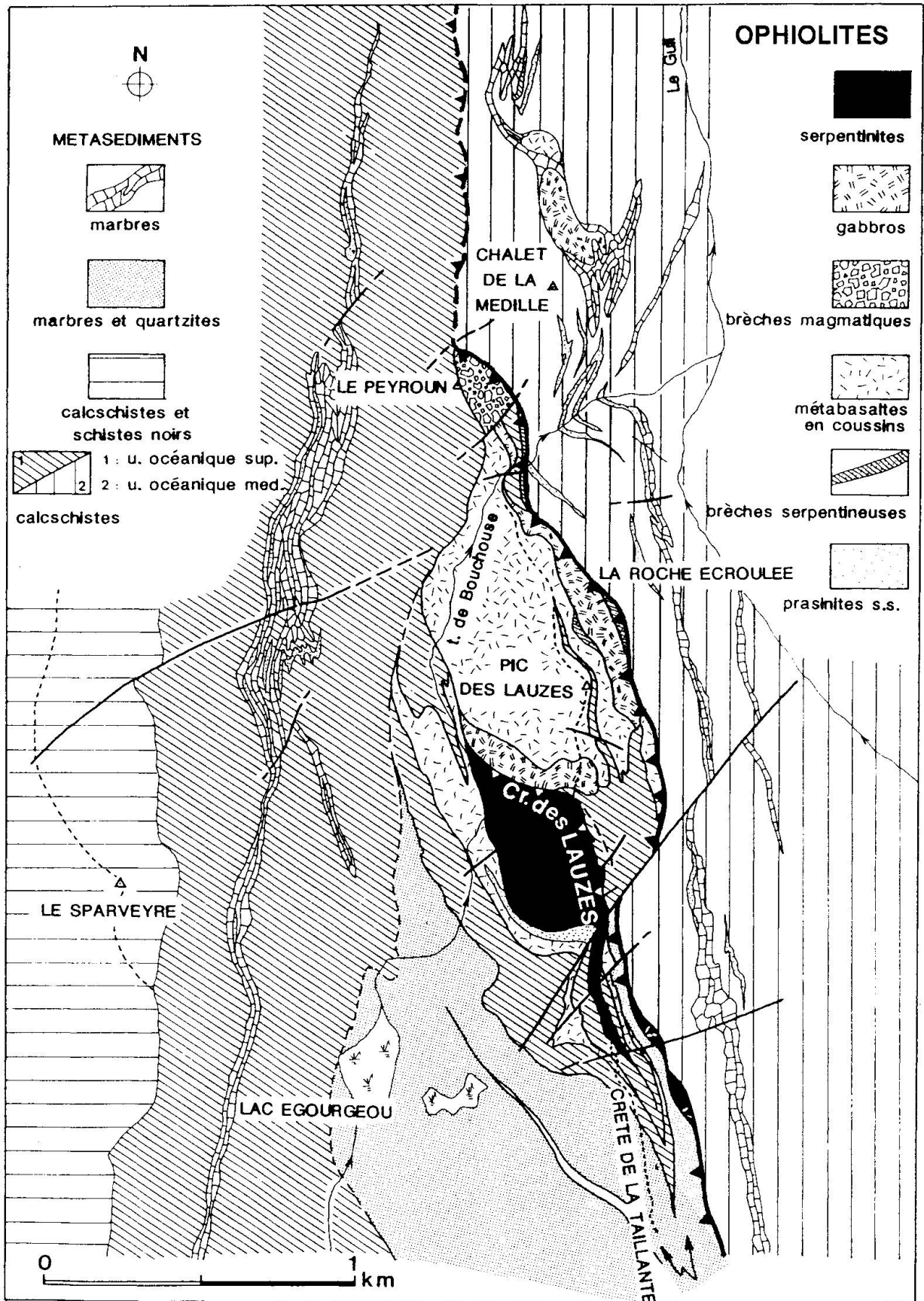


Fig. 2 Carte géologique du secteur pic des Lauzes - crête de la Taillante et de son substratum tectonique (formation du Bric Bouchet, unité océanique médiane), (tiré de PINET et al., 1989).

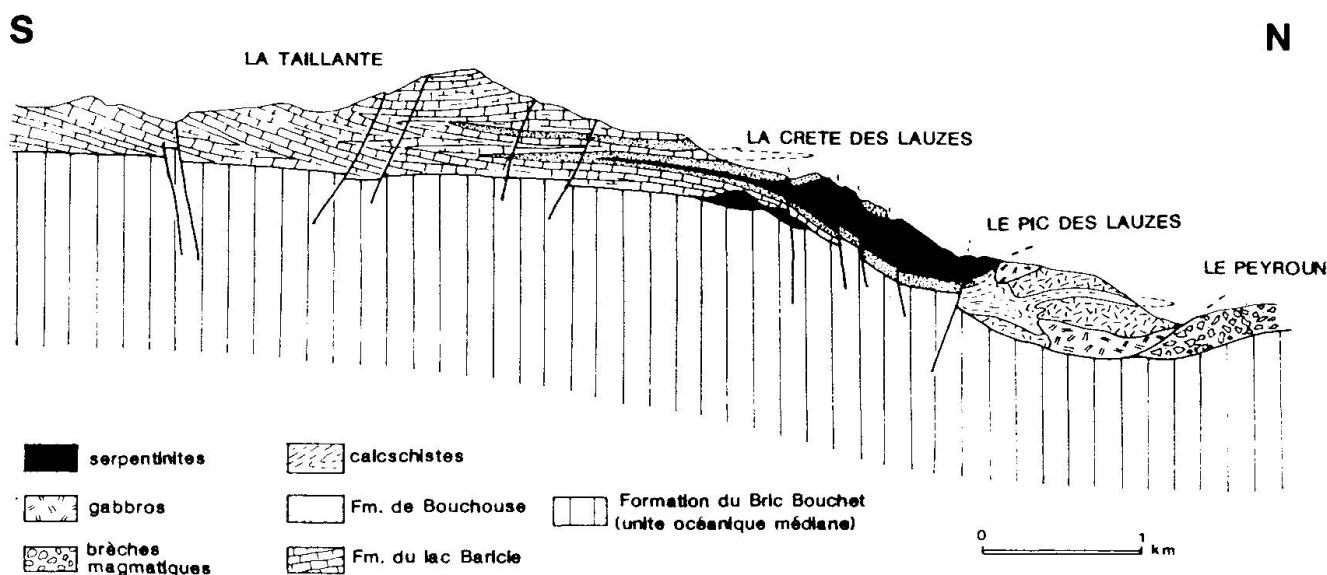


Fig. 3 Coupe schématique du secteur crête des Lauzes – crête de la Taillante (tiré de PINET et al., 1989).

5) Au pied de la retombée occidentale du pic des Lauzes, examen d'une zone d'affleurements en falaise montrant une belle succession de métapillows, nettement aplatis, à bordures variolitiques encore reconnaissables et permettant d'observer souvent une recristallisation métamorphique différente entre centre et marge des coussins (reflet de la minéralogie initiale).

6) A l'aplomb de la terminaison sud de la crête des Lauzes, avec sa grande masse de serpentinite, et de la limite nord de la crête de la Taillante, examen, dans un ravin très abrupt séparant ces deux ensembles, des faciès sédimentaires surmontant, ici tectoniquement, les serpentinites. Observation de talcschistes, d'origine réactionnelle, entre les serpentinites et des quartzites.

7) Dans un petit cirque, sur rive gauche du torrent Bouchouse, débouchant sur le replat du lac Bariclé, examen d'horizons prasinitiques intercalés dans des calcschistes.

4.2. DONNÉES SUR LES PRINCIPAUX ENSEMBLES DU SECTEUR PIC DES LAUZES-CRÊTES DES LAUZES-TAILLANTE

Du nord vers le sud, les divers termes ophiolitiques se répartissent selon trois unités (fig. 2 et 3):

- *le massif du Peyroun* avec ses brèches magmatiques particulières;
- *le pic des Lauzes* avec ses gabbros et son complexe basaltique sous-marin;
- *la crête des Lauzes* avec ses serpentinites et *la crête de la Taillante* avec ses serpentinites et surtout son importante couverture sédimentaire.

4.2.1. L'écaille du Peyroun

Les brèches magmatiques qui la constituent font l'objet de discussions.

Selon Saby (1986), il s'agirait de dolérites injectées de matériel leucocrate en filons, filonnets, plus ou moins anastomosés, apparaissant au sommet des gabbros et elles-mêmes surmontées par l'ensemble volcanique. A la partie inférieure des dolérites, les injections leucocrates peuvent avoir 20 à 60 cm de puissance. Elles sont par contre nettement plus fines et anastomosées à la partie supérieure, près des laves en coussins, où la dolérite peut être recoupée par des filons de diabase; deux générations de filonnets leucocrates semblent par ailleurs s'être succédé, la première plus basique que la seconde. Les contacts roche encaissante-injections sont le plus souvent tranchés, ce qui confère à l'ensemble son allure bréchique. Il s'agit très probablement d'une brèche hydraulique, par injection du matériel leucocrate, plagiogranitique, interprété comme un produit tardif de la différenciation de la séquence plutonique basique.

Pour PINET et al. (1989), ces dolérites correspondraient à un gabbro à grain fin, représentant un faciès de bordure, finement cristallisé et injecté de matériel leucocrate, de la chambre magmatique des gabbros. Ces auteurs distinguent, quant à eux, deux faciès principaux au sein de ces brèches: au nord et au sommet du massif, un faciès dont les éléments de gabbro fin, ici très mélanocrate, présentent des contours soit anguleux, soit émoussés, par assimilation semble-t-il; au sud, le long du torrent de Bouchouse, des gabbros peg-

matitiques à structure bréchique locale due à l'injection de plusieurs générations de filonnets leucocrates.

Le massif du Peyroun, avec ses termes différenciés, pourrait ainsi correspondre à la partie supérieure d'une petite chambre magmatique ayant évolué en système fermé.

La texture originelle de ces roches basiques à grain fin est souvent oblitérée par les recristallisations métamorphiques, mais elle paraît relativement hétérogène, de granoblastique à doléritique ou microgrenue. La paragenèse actuelle, reflet de la superposition des phases schiste bleu et schiste vert, comprend surtout une augite-salite, fortement remplacée par de la crossite et de l'actinote, et du plagioclase très envahi par un assemblage saussuritique, avec lawsonite, auxquels s'ajoutent albite, épidote et chlorite, opaques, apatite et zircon.

Les filons plagiogranitiques montrent surtout une texture hypidiomorphe. Le plagioclase, soit plus ou moins calcitisé, soit saussuritisé, dans lequel CARPENA et CABY (1984) ont mentionné de la jadéite, a une composition An 20 à An 15-7, respectivement de la partie inférieure à celle supérieure de ces brèches; un pyroxène augitique et/ou une amphibole, très déstabilisés, avec crossite et un assemblage très fin comportant épidote, chlorite, quartz, complètent la paragenèse avec, comme accessoires, sphène localement abondant, leucoxène, zircon et apatite.

L'étude typologique des zircons effectuées par SABY (1986) a montré les grandes analogies de ces différenciés plagiogranitiques, hypersodiques et hypopotassiques, avec ceux des ophiolites corses entre autres, confirmant la nature évoluée de ces produits et leur origine à partir de la différenciation de magmas basaltiques. Leur évolution géochimique est comparable à celle de roches similaires, issues de lignées tholéitiques, en d'autres sites ophiolitiques, ou provenant de la croûte océanique actuelle.

Par leurs teneurs en Zr, Y et Nb, les plagiogranites du secteur du pic des Lauzes ne semblent toutefois pas être issus de liquides correspondant à un stade tout à fait ultime de différenciation; leurs teneurs en silice, comprises entre 54-62% alors que celles de la majorité des plagiogranites ophiolitiques se situent entre 70 et 80%, le confirme d'ailleurs aussi.

Les âges «traces de fission» de $196,1 \pm 13,9$ m.a., obtenus sur les zircons de ces roches (CARPENA et CABY, 1984), tendent à montrer que la cristallisation de ces liquides différenciés s'est effectuée dans un contexte de début d'océanisation, peut-être sous une croûte continentale très amincie.

4.2.2. Le complexe basique du pic des Lauzes

Un substratum gabbroïque et sa couverture volcanique et sédimentaire sont ici impliqués dans un synclinal couché, fortement pincé vers le nord; des sédiments, réduits à une mince bande, affleurent sur le versant oriental de ce sommet.

Des flancs du synclinal vers son cœur, la structure comprend:

- des *talcschistes* jalonnant, de manière discontinue, le contact tectonique avec l'unité océanique médiane sous-jacente; les blocs de gabbro et de serpentinite qu'ils renferment indiquent que l'on est sans doute en présence de vestiges d'un complexe chaotique tectonique;

- des *gabbros*, à textures de cumulat, de granulométrie variable leur donnant souvent l'aspect hétérogène typique des gabbros ophiolitiques alpins (OHNSTETTER et OHNSTETTER, 1975; LOMBARDO et POGNANTE, 1982; BERTRAND et al., 1981, 1987), mais dans lesquels PINET et al. (1989) ont cependant reconnu un rubanement magmatique fait d'horizons décimétriques à métriques. Ces gabbros aluminomagnésiens, constituant une partie de la falaise d'où sont issus les blocs de la Roche Ecroulée, montrent d'importantes recristallisations métamorphiques. Il est cependant possible d'y reconnaître diverses variétés originelles: à clinopyroxène surtout, troctolitiques, anorthositiques. Des déformations océaniques, «flaserisation», se reconnaissent encore par places, recoupées par des filons doléritiques plus tardifs.

La paragenèse des gabbros comporte: plagioclase, très transformé, avec lawsonite et assemblage saussuritique fin, augite-salite déformée, finement recristallisée sur le pourtour des grains et plus ou moins transformée en glaucophane-crossite, actinote, épidote, chlorite et oxydes de fer et titane. Selon SABY (1986), la paragenèse lawsonite/amphibole sodique indique des conditions de pression et température respectivement de 5,5-9 kb - 250-390 °C pour la phase schiste bleu et de moins de 5 kb - 360-440 °C pour la phase schiste vert.

- des *métabasaltes*, comprenant des laves en coussins et des brèches de coussins auxquels s'associent des sills (ou passées?) doléritiques, métriques, surtout à la base de l'ensemble volcanique. Il s'agit de laves aphyriques dont la paragenèse actuelle comprend glaucophane, lawsonite, mica blanc, albite, épidote, quartz, chlorite et leucoxène. L'absence de déformations au contact gabbros-métabasaltes suggère que les laves se sont épanchées sur un fond océanique gabbroïque; les brèches serpentineuses qui s'intercalent localement entre gabbros et basaltes, sont en effet interprétées comme d'anciennes brèches témoignant du remaniement de zones serpentineuses,

affleurant également au fond de l'océan, et déposées sur les gabbros. De telles brèches d'origine sédimentaire, bien connues dans d'autres massifs ophiolitiques du Queyras entre autres, comme en Ligurie, s'observent de manière indéniable dans l'écaille ophiolitique de la crête des Lauzes.

- des *métasédiments*, intercalés entre certaines coulées, tels quartzites à amphibole bleue, métaradiolarites hématitiques, métagraviers basaltiques.

- des calcaires et calcschistes, au cœur même du synclinal, en contact stratigraphique avec les basaltes et représentant sans doute l'équivalent des calcaires d'âge malm-néocomien de la série de Chabrière (LEMOINE et al., 1970).

4.2.3. La crête des Lauzes

Des serpentinites, avec leur couverture sédimentaire, constituent cette troisième écaille correspondant à une structure anticlinale couchée.

4.2.4. La crête de la Taillante

La série de la Taillante qui constitue cette crête, et dont le contact stratigraphique originel avec les serpentinites est envisagé, offre une coupe complète de la couverture sédimentaire des ophiolites du secteur considéré.

Trois formations, à paralléliser avec celles reconnues dans l'unité océanique médiane, la constituent. Ce sont, de bas en haut:

- la *Formation de Bouchouse*, en contact stratigraphique avec les serpentinites localement ophicalcitiques, comprenant un niveau de calcaires siliceux et de méta-arénites basiques recouverts de metabasites, eux-mêmes surmontés par une alternance de bancs décimétriques de calcaires et de calcschistes;

- la *Formation du lac Baricle*, consistant en une alternance régulière de niveaux décimétriques de marbres siliceux et de quartzites, et considérée comme l'équivalent probable des calcaires à Calpionelles de l'Apennin ligure, bien qu'ici les niveaux siliceux soient plus développés;

- la *Formation du col Agnel*, visible sur la rive gauche du torrent de Bouchouse, formée surtout d'une alternance de bancs carbonatés et de schistes, de marbres siliceux ou phylliteux et de schistes. Cet ensemble, tel que défini par LEMOINE et al. (1979), est caractérisé surtout par sa richesse en matériel ophiolitique inclus, de même que par la présence d'horizons prasinitiques dont l'origine détritique est souvent attestée par les reliques de textures bréchiques, de granoclassement et, par places, un caractère polygénique (LAGABRIELLE, 1987; LAGABRIELLE et COTTEN, 1984; LAGABRIELLE et POLINO, 1985; LAGABRIELLE et al., 1982); le ru-

banement, souvent observé dans ces horizons, correspond par ailleurs sans doute à un ancien litage sédimentaire tenant aux variations de nature des apports initiaux et responsables des variations minéralogiques actuelles: lits jaunâtres, à épидote, verdâtres, à chlorite, sombres, à amphibole bleue dominante, à côté de l'albite, de l'actinote, du quartz, de la calcite et de minéraux titanifères. Les amphiboles sodiques montrent des compositions allant des crossites aux ferroglaucophanes; ces dernières variétés sont souvent associées avec les minéraux titanés, ceci pouvant signifier que le matériel à l'origine de tels niveaux dérivait du démantèlement d'affleurements de gabbros ferrotitanés, par ailleurs bien connus en divers points du Queyras, dans le secteur de St-Véran entre autres. LAGABRIELLE et POLINO (1985) ont montré que des sédiments, en proportions diverses, pouvaient être mêlés à ces venues détritiques ophiolitiques.

Des divergences existent quant à l'attribution et à l'âge de la Formation du col Agnel. Pour TRICART et LEMOINE (1988), les marbres phylliteux qui lui sont associés sont d'âge jurassique supérieur, ce qui implique des répétitions isoclinales et multiples de l'ensemble des formations sédimentaires. Pour LAGABRIELLE (1987), ces mêmes niveaux de marbres correspondent à de simples passées plus riches en carbonate interstratifiées dans des calcschistes d'âge crétacé basal probable. Les grandes analogies entre formations du col Agnel et du Bric Bouchet jointes aux similitudes présentées par ces deux formations avec les complexes de base crétacés des Flyschs à Helminthoïdes de l'Apennin ligure parlent en faveur de cette dernière hypothèse.

L'étude de la couverture sédimentaire du secteur de la crête des Lauzes - crête de la Taillante conduit à distinguer deux épisodes de sédimentation détritique océanique:

- l'un, d'âge jurassique, correspondant aux Formations de Bouchouse et du lac Baricle et se développant durant l'océanisation et/ou juste après pour se mettre en place directement sur le substratum océanique serpentineux ou gabbroïque, ou encore sur les premiers sédiments pélagiques;

- l'autre, d'âge crétacé supérieur basal probable, correspondant à la Formation du col Agnel, caractérisée par la mise en place des olistolites, olistostromes, et autres niveaux détritiques au cours de la sédimentation principalement grésocarbonatée qui donnera les calcschistes. Ce deuxième épisode reflète clairement la tectonique compressive qui, au début de la fermeture de la Téthys, a dû induire écaillages et formation de nappes au niveau du substratum océanique.

4.3. Conclusion

Comme pour les ophiolites du secteur de St-Véran, un rattachement de l'ensemble de la succession basique considérée à des N-MORB peut être envisagé, avec une lignée de différenciation tholéiitique dominée surtout par le fractionnement du plagioclase (SABY, 1986). Le cadre géotectonique initial reste donc identique.

L'étude du secteur Pic des Lauzes-crêtes des Lauzes et de la Taillante permet surtout d'envisager la disposition originelle des divers termes observés dans le segment de lithosphère océanique considéré. Il apparaît ainsi que les gabbros, de même que les serpentinites, ont affleuré précocement pour donner naissance à divers produits de remaniements, telles brèches serpentines principalement, reposant directement sur ce paléosubstratum. Les épanchements basaltiques se seraient mis en place ultérieurement, venant recouvrir directement les gabbros ou les serpentinites et leurs produits de remaniement, voire même les calcaires déposés sur ce soubassement.

Selon LAGABRIELLE (1987) et PINET et al. (1989), le complexe ophiolitique du secteur considéré porte l'empreinte de trois étapes majeures d'évolution magmatique et tectonique conformément à un schéma classiquement proposé pour le segment liguro-piémontais de la Téthys (DECANDIA et ELTER, 1969; COTTIN, 1984; CORTESOGNO et al., 1987).

Ces trois étapes sont les suivantes:

1. Remontée du manteau lherzolitique avec zones de fusion partielles locales et accumulation-différenciation dans des chambres magmatiques de dimensions réduites. D'après les datations absolues (OHNENSTETTER et al., 1981; CARPENA et CABY, 1984), cette étape se situerait entre 200 et 160 m.a. et correspondrait à la période de rifting telle qu'enregistrée sur les marges continentales concernées (LEMOINE et TRÜMPY, 1987).

L'évolution de la lithosphère océanique se poursuivant, on aurait, en particulier:

2. Déformations dans les gabbros, conduisant à leur foliation anté-alpine locale, suivie de leur mise à l'affleurement, et de celle des serpentinites. Le dépôt des premières brèches ophiolitiques issues du démantèlement de ces affleurements accompagne ces événements.

3. Mise en place des coulées basaltiques tholéiitiques sur ce substratum hétérogène, suivie et/ou accompagnée de la sédimentation des radiolarites et des calcaires (série de Chabrière) puis de celle, gréso-calcaire, souvent accompagnée d'un détritisme ophiolitique chaotique, des calcschistes.

Cette nouvelle phase d'activité magmatique, apparemment volcanique surtout, pourrait être

liée à une reprise de l'expansion océanique impliquant des sources mantellaires plus profondes (BODINIER et al., 1986).

5. Aperçu sur les grès du Champsaur

Après un trajet par Guillemestre-Embrun-lac de Serre-Ponçon-La Bâtie Neuve et le passage du col de Manse, entrée dans la vallée du Champsaur par la route en direction d'Anceles.

5.1. ARRÊTS EFFECTUÉS

1) Peu avant Anceles, panorama – introduction à la géologie régionale. Localisation des grands ensembles géologiques: massif sub-alpin du Dévoluy, principales unités de grès du Champsaur et leurs chevauchements les uns sur les autres, massif cristallin Vieux-Chaillol – Pelvoux et sa couverture sédimentaire autochtone et parautochtone.

Route jusqu'à Pont du Fossé, puis en direction d'Orcière.

2) Peu avant l'arrivée à Orcière, sur le bord gauche de la route, spectaculaire section dans un olistostrome à matrice pélitique, à blocs de tailles très variables (centimétriques à plurimétriques), de nature sédimentaire surtout, diverse, mais calcaire principalement. Il s'agit du Wildflysch d'Orcière de KERCKHOVE (1975). Les blocs proviennent des nappes plus internes du Flysch à Helminthoïdes et de l'Embrunais-Ubaye. Cette zone chaotique, située au sommet de la série, marque la limite entre unités internes (penniques) et externes (dauphinoises), en l'occurrence la première unité de grès.

La descente, par la même route, en direction de Pont du Fossé, nous permet, en regardant vers l'ouest, d'observer à distance, dans les bas du versant est de l'unité 1, comment les turbidites reposent en «onlap» sur le Nummulitique basal, mettant en évidence une dépression structurale.

3) Carrière près du pont à la confluence des deux Drac, sur rive droite, permettant l'examen des grès du Champsaur de type grès d'Annot – grès ultrahelvétiques de l'unité 1 avec leurs figures sédimentaires et des phénomènes diagénétiques, tels marges calcitisées, concrétions calcitiques.

L'absence de fragments andésitiques explique non seulement la teinte grise caractéristique de ce faciès, mais surtout le fait qu'aucun silicate de calcium n'ait pu se développer, à cet endroit, durant le métamorphisme (expression différente du métamorphisme suivant le chimisme de la lithologie initiale).

A partir de La Plaine, après Pont du Fossé, montée jusqu'à Chaillol et poursuite du cheminement par une route forestière, en direction du nord, jusqu'au ravin du torrent de Font Froide.

4) Dans ce torrent, à la base des escarpements de la Pointe de Lingustier, de la Pointe Nord de la Venasque et de Soleil Bœuf, observation des traits caractéristiques des grès de l'unité 3, les plus riches en fragments andésitiques. Beaux exemples de «faciès moucheté» à laumontite, prehnite et pumpellyite, cette dernière abondante surtout aux marges de veines hydrothermales à prehnite, calcite et quartz, toujours fines; les autres minéraux présents dans ce faciès sont principalement l'albite, le sphène, la séricite et la chlorite. Observation de très belles figures sédimentaires, de galets andésitiques, et de processus diagénétiques tels marges calcitisées, concrétions calcitiques. Le «faciès vert», sans laumontite, prehnite ou pumpellyite, n'est observé que très localement, dans des intercalations de bancs gréseux riches en calcite.

Le retour à Genève s'effectue par la route Napoléon jusqu'à Grenoble.

La synthèse de données qui suit sur les grès du Champsaur est principalement tirée du travail de thèse de A. WAIBEL (1990).

5.2. CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les grauwackes volcano-détritiques du Champsaur correspondent à une formation turbiditique d'âge éocène terminal(?) ou oligocène basal qui s'est déposée dans un bassin d'avant-pays subalpin migrant en avant du front orogénique alpin plissé et formé d'unités chevauchantes. Au nord, les grès du Champsaur passent progressivement aux Flyschs des Aiguilles d'Arve, légèrement plus internes et plus vieux. A l'ouest, une zone d'érosion les sépare des grès de Saint-Didier plus externes qui évoluent vers la Molasse rouge.

La très forte proportion de débris andésitiques est la caractéristique pétrographique essentielle des Grès du Champsaur. Ce matériel andésitique provient du démantèlement d'un arc volcanique d'âge paléogène développé à la bordure occidentale et septentrionale de la plaque adriatique.

Les grès de Taveyenne des Alpes suisses et savoyardes, les grès du synclinal de Saint-Antonin des Alpes-Maritimes, les grès de Petrignacola de l'Apennin septentrional et les grès de Tusa en Italie du Sud et en Sicile, sont des formations plus ou moins équivalentes.

Dans l'arc alpin, le passage progressif de ces turbidites à matériel andésitique à des formations

détritiques, généralement plus jeunes, plus externes et s'enrichissant progressivement en matériel ophiolitique, est bien connu: ce sont les grès du Val d'Iliez de Suisse occidentale, les grès de Saint-Didier des Alpes occidentales françaises, ainsi que les grès de Clumanc des Alpes-Maritimes.

Les grès du Champsaur reposent en discordance angulaire sur les Schistes à Globigérines, priaboniens, et les Calcaires à Nummulites, eux-mêmes fortement transgressifs sur le massif du Pelvoux au nord et sur sa couverture mésozoïque au sud. Trois unités principales de grès (unités 1, 2 et 3) peuvent être distinguées sur la base de leur position structurale et de leur lithologie (fig. 4). L'âge de ces formations devient progressivement plus jeune en direction du nord-ouest. Les grès des unités 1 et 2, ainsi que leurs soubassements nummulitiques et mésozoïques, sont entièrement parautochtones. Peu après leur sédimentation, ils ont été déformés et transportés vers l'ouest sur l'unité 3, autochtone par rapport au massif du Pelvoux. Le développement des faciès métamorphiques à zéolites caractéristiques des grès du Champsaur est dû à la surcharge des unités penniques qui ont ensuite chevauché ces unités.

5.3. SÉDIMENTOLOGIE

Les grès du Champsaur constituent une alternance bien stratifiée de grès turbiditiques et de marnes, avec de fréquentes intercalations de grès grossiers conglomératiques, de conglomérats et de faciès de glissements synsédimentaires. La séquence sédimentaire présente de nombreux caractères typiques des turbidites proximales de haute densité avec un rapport grès sur marnes élevé. La séquence de Bouma tronquée est généralement la règle et les changements latéraux et verticaux de faciès peuvent être très rapides.

Dans les unités 1 et 3, les turbidites reposent en «onlap» sur les Schistes à Globigérines et/ou sur les Calcaires à Nummulites. Ces turbidites ont comblé axialement une dépression structurale vraisemblablement allongée parallèlement au front orogénique. Le basculement régional du substratum vers la zone interne, soit par subsidence isostatique régionale, soit par subsidence différentielle le long de failles normales, est certainement une réponse à la surcharge tectonique des nappes penniques en progression. L'absence de figures sédimentaires liées aux tempêtes dans les interstratifications marneuses à la base de la série permet de conclure soit à une subsidence très rapide, soit à un long délai avant le début du comblement turbiditique.

Une analyse sédimentologique complète, réalisée dans l'unité 3, a montré que la pente sédi-

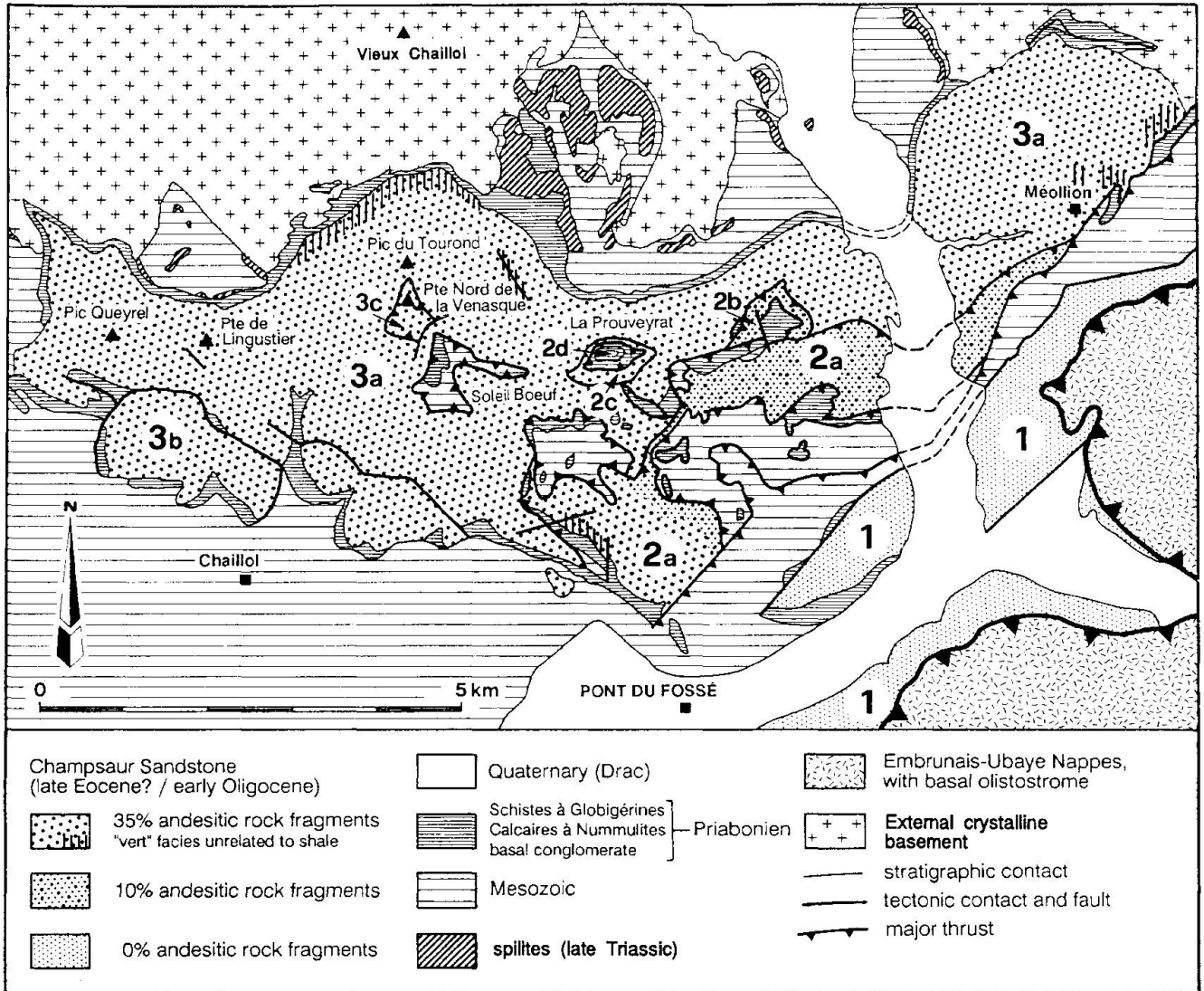


Fig. 4 Carte géologique simplifiée montrant la distribution des Grès du Champsaur et leurs relations avec les roches associées. Les trois unités principales de grès, numérotées de 1 à 3, deviennent progressivement plus jeunes du SE au NW; on considère que les sous-unités distinguées (b, c, d) ont subi un faible déplacement par rapport à l'unité principale (a). Les pourcentages de débris andésitiques se rapportent uniquement aux fragments de roches associés à la fraction la plus grossière des grès (tiré de A.F. WAIBEL, 1990).

mentaire devait correspondre à une surface plane, très légèrement ondulée, orientée N45°E avec une inclinaison d'environ 2° à 7° vers le sud-est. La moyenne des directions des paléocourants est N23°E. Cette topographie fut rapidement comblée et les figures de paléocourants, très régulières dans les cent premiers mètres, montrent ensuite une grande dispersion au sommet de la série. Il semble que la grande majorité des turbidites aient été introduites latéralement dans le bassin, à partir de sa marge interne, par plusieurs sources situées le long du front de déformation.

La largeur totale de cette partie de la mer nummulitique peut être estimée au minimum à 20 km. Avant le comblement turbiditique, sa pro-

fondeur était d'au moins 900 m à son point le plus bas. Comparé à des équivalents latéraux plus anciens et plus internes, le bassin du Champsaur était probablement plus étroit et moins profond; la profondeur à laquelle les derniers horizons turbiditiques se sont déposés ne devaient pas dépasser de beaucoup celle de la base de l'action des vagues de tempête.

5.4. PÉTROGRAPHIE ET VARIABILITÉ PÉTROGRAPHIQUE

La variation de composition pétrographique entre les différentes unités de grès est grande et extrêmement rapide d'une unité à l'autre au pas-

sage des plans de chevauchement majeurs; cette variation est par contre relativement faible à l'intérieur d'une unité donnée. Ce phénomène est dû au décalage temporel entre le processus de sédimentation et les mouvements tectoniques ultérieurs responsables des chevauchements entre unités. Il n'y a pas de dépendance apparente entre variation pétrographique et direction de courant turbiditique. Ce schéma de distribution régulière indique que la répartition des roches affleurant dans les bassins versants était uniforme dans l'arrière-pays et le long de la côte.

Le matériel clastique inclus dans les grès du Champsaur et les grès de Saint-Didier provient de quatre types de sources:

- (a) de volcans andésitiques;
- (b) d'un massif de socle varisque;
- (c) de masses ophiolitiques;
- (d) de terrains sédimentaires.

Les sources (a) et (b) sont volumétriquement les plus importantes.

5.4.1. Le matériel andésitique

La plupart des débris volcaniques des grès du Champsaur, entièrement épicastiques, proviennent d'andésites calco-alcalines basaltiques à phénocristaux de plagioclase, d'augite et, parfois, de hornblende. Ces fragments clastiques, ne présentant pas de vésicules ou de structure scoriacée, font leur apparition dans l'unité de grès 2 et leur proportion augmente de façon sensible dans l'unité 3. L'absence totale de matériel andésitique dans les grès de Saint-Didier indique que lors du comblement du bassin de sédimentation ayant donné ces grès, la source andésitique avait déjà été soit complètement érodée, soit recouverte par chevauchement.

5.4.2. Le matériel varisque

Les fragments de granite, granodiorite, leucogranite, granite aplitique, gneiss granitique et de termes volcaniques correspondants, ainsi que de micaschiste, sont sans doute tous originaires d'un seul et même massif varisque. L'unité de grès 1 est composée presque exclusivement de tels débris; leur quantité décroît graduellement dans les unités 2 et 3 pour atteindre, à nouveau, des proportions proches de celles de l'unité 1 dans les grès de Saint-Didier. La variation de teneurs en composants varisques contrebalance ainsi la hausse et la baisse progressives de la proportion des clastes andésitiques. On peut donc estimer que l'adjonction massive des débris andésitiques est le princi-

pal facteur de contrôle de la variabilité pétrographique, car elle élimine pour ainsi dire totalement le matériel provenant du soubassement cristallin. Il est concevable que le massif de socle varisque impliqué dès le début ait été partiellement recouvert par un volcan, ou une nappe de charriage andésitique, ayant disparu ultérieurement par érosion ou enfoui sous un chevauchement.

5.4.3. Le matériel ophiolitique

Les débris ophiolitiques sont constitués principalement par du matériel issu de la destruction d'épanchements basaltiques sous-marins, comme le révèle l'association de textures sphérolitiques, arborescentes et intersertales. De petites quantités de serpentinites, de chloritites et de radiolarites s'y ajoutent, déterminant ainsi une association caractéristique des complexes ophiolitiques. Les fragments ophiolitiques apparaissent en quantités mineures, voire négligeables dans l'unité 1; leur proportion augmente ensuite régulièrement dans les deux autres unités, suivant le sens de chevauchement. Cependant, même dans l'unité 3, la proportion de ces débris ne dépasse guère 1% et ce n'est que dans les grès de Saint-Didier qu'ils sont relativement abondants (en moyenne 16%).

5.4.4. Le matériel sédimentaire

La pauvreté en fragments d'origine sédimentaire est une des caractéristiques marquante des grès du Champsaur. Il s'agit de débris de diverses roches gréseuses et carbonatées. Comme cela est le cas pour le matériel ophiolitique, la proportion des fragments sédimentaires augmente progressivement de l'unité 1 à l'unité 3, pour atteindre son maximum (25%) dans les grès de Saint-Didier.

5.5. ORIGINES DES DIVERS CONSTITUANTS

Pour toute reconstitution paléogéographique, il faut prendre en compte le fait que les sources des deux types de matériel lithique présents en proportions dominantes, à savoir un socle varisque et une importante zone andésitique, devaient se trouver à proximité immédiate du bassin de sédimentation des grès du Champsaur. Bien qu'il soit pratiquement certain que, durant la transgression initiale priabonienne sur le Pelvoux et ses abords, le retrait des falaises ait fourni du matériel terrigène grossier à la marge *externe* de la mer nummulitique, de nombreuses données suggèrent que durant le dépôt des grès du Champsaur, donc peu

Tab. 1 Associations minérales des Grès du Champsaur.

A. Faciès moucheté à laumontite (sur la base de 23 échantillons typiques). B. «Faciès vert» intercalé dans les marnes (sur la base de 15 échantillons typiques).

x = majeur; (x) = mineur; (-) = négligeable; ? = douteux; - = absent (tiré de A.F. WAIBEL, 1990.)

A										
No éch.	Laumontite	Pyroxène	Amphibole	Chlorite	Sphène	Prehnite	Pumpellyite	Séricite	Calcite	Plagioclase
1	?	x	x	x	x	?	?	(x)	-	-
2	x	x	-	x	x	-	x	(-)	-	-
3	x	x	-	x	x	(x)	x	-	-	-
4	x	x	-	x	x	x	x	-	-	-
5	?	x	-	x	x	-	?	(x)	-	-
6	x	x	-	x	x	-	x	-	-	-
7	x	x	(x)	x	x	x	x	(x)	-	-
8	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-
9	x	(-)	x	x	x	x	-	-	-	-
10	x	x	x	x	x	-	-	-	(x)	-
11	x	x	x	x	x	-	-	(x)	-	-
12	x	x	x	x	x	-	-	(x)	(x)	-
13	x	x	-	x	x	x	x	-	-	-
14	x	x	-	x	x	x	x	(x)	-	-
15	x	-	-	x	x	x	-	(-)	-	-
16	x	x	-	x	x	x	x	-	x	-
17	x	x	x	x	x	-	?	(x)	-	-
18	-	x	-	x	x	x	x	-	-	-
19	x	x	(x)	x	x	x	x	-	-	-
20	x	x	x	x	x	x	x	-	x	-
21	x	x	-	x	x	x	x	-	-	-
22	x	x	-	x	x	x	x	-	x	-
23	x	x	x	x	x	x	x	x	-	-

B										
No éch.	Calcite	Pyroxène	Chlorite	Amphibole	Sphène	Prehnite	Pumpellyite	Séricite	Laumontite	Plagioclase
1	x	-	x	-	x	-	-	x	-	-
2	x	-	x	-	x	-	-	x	-	-
3	x	(x)	x	-	x	-	-	(x)	-	-
4	x	-	x	-	x	-	-	(x)	-	-
5	x	-	x	-	x	-	-	(x)	-	(x)
6	x	-	x	-	x	-	-	(x)	-	-
7	x	-	x	-	x	-	-	(x)	-	-
8	x	(-)	x	(-)	x	-	-	(x)	-	-
9	x	x	x	x	x	-	?	(x)	x	-
10	x	-	x	-	x	-	-	x	-	-
11	x	-	x	-	x	-	-	x	-	-
12	x	-	x	-	x	-	-	x	-	-
13	x	x	x	-	x	-	-	(x)	-	-
14	x	-	x	-	x	-	-	(-)	-	-
15	x	-	x	-	x	-	-	(-)	-	-

après, les sables et graviers provenaient de terrains *internes*.

Ainsi, un socle varisque externe situé, au sud-est du Champsaur, à la marge interne du bassin sédimentaire, et maintenant profondément enfoui sous les nappes penniques, semble avoir été la source la plus vraisemblable de la plus grande partie des composants cristallins.

L'idée selon laquelle les volcans andésitiques pourraient avoir été situés, à l'origine, à proximité de la limite entre le Pennique et l'Austroalpin paraît peu vraisemblable. Il est, en effet, plus réaliste d'envisager l'arc andésitique dans une région voisine de la zone ultrahelvétique et des nappes penniques inférieures, près du bassin de dépôt dans l'avant-pays; cela évite le concept du déplacement, par charriage et/ou glissement sur une longue distance, d'une nappe andésitique.

Les fragments ophiolitiques dérivent très probablement de l'ensemble pennique chevauché, et plus particulièrement de ses unités supérieures. On peut aussi prendre en considération, pour de petites quantités de matériel, la contribution d'un bassin d'arrière-arc ou d'un lambeau obducté d'ophiolite.

Les fragments de roches sédimentaires, très peu représentés, proviennent sans doute, pour la plupart, d'unités mésozoïques et priaboniennes locales, soit de la couverture sédimentaire autochtone actuellement située en-dessous, soit des nappes parautochtones; d'autres fragments sont probablement issus d'unités penniques plus internes, ou même d'unités austro-alpines.

La proportion croissante, mais toujours subordonnée, de matériel ophiolitique et sédimentaire qui, au cours du temps, a alimenté les grès du Champsaur et de Saint-Didier, traduit l'avancée progressive, l'élévation et l'érosion résultante des nappes internes.

5.6. MÉTAMORPHISME

Les associations minérales observées dans les formations volcano-détritiques de la bordure externe de l'arc alpin ont pendant longtemps été considérées comme le reflet de manifestations diagénétiques, entre autres en raison de l'absence de déformations pénétratives. Il a fallu attendre la thèse de J. MARTINI (1968) et la réinterprétation de ces assemblages secondaires à la lumière des conclusions de COOMBS (1960-1961) sur les épaisses séries comparables de Nouvelle-Zélande, pour que l'existence d'un véritable métamorphisme d'enfouissement soit admise.

En Champsaur, comme dans les formations équivalentes, les paragenèses métamorphiques si-

gnificatives à silicates de chaux sont restreintes aux strates d'une composition chimique globale appropriée. Elles sont ainsi limitées à l'unité 3 et à la partie la plus occidentale de l'unité 2 où le pourcentage de débris andésitiques est suffisamment élevé pour avoir permis aux réactions métamorphiques de se développer. Deux paragenèses locales, irrégulièrement distribuées, s'observent dans ces deux unités de grès: le «faciès moucheté» à zéolites et le «faciès vert»; le faciès vert au sens large n'est cependant pas limité à ces deux unités de grès renfermant une importante proportion de fragments andésitiques (fig. 4). La faible épaisseur stratigraphique et l'extension limitée des affleurements volcano-détritiques ne permet pas d'observer de zonation métamorphique, ni verticale, ni latérale, dans le Champsaur.

Le *faciès moucheté à zéolites* comprend, dans le cas idéal, les minéraux essentiels suivants: laumontite, pumpellyite, prehnite, albite, chlorite et sphène; le pyroxène et l'amphibole primaires, fortement altérés, sont néanmoins encore largement préservés. La paragenèse peut tendre vers un faciès de métamorphisme plus élevé dans les fissures hydrothermales et dans les zones de réaction adjacentes où pumpellyite et prehnite sont dominantes, parfois avec un peu d'épidote. Ces associations minérales secondaires sont donc transitionnelles entre celles qui caractérisent normalement les roches à faciès laumontite et les roches à faciès pumpellyite-prehnite. Leur degré de métamorphisme est plus élevé que celui qui caractérise les paragenèses des affleurements plus occidentaux des grès de Taveyanne. Cela révèle une déviation notable par rapport au schéma établi sur la base des zonations métamorphiques régionales des Alpes suisses et des Alpes françaises de Haute-Savoie, où le degré de métamorphisme augmente progressivement d'ouest en est le long de l'arc alpin (VUAGNAT, 1985).

La température et la pression effectives auxquelles les grès du Champsaur ont été soumis correspondrait à une surcharge d'au moins 6000 m, attribuable aux unités plus internes qui ont chevauché ces formations.

Le *faciès vert*, caractérisé par l'absence de silicates de chaux secondaires, traduit une variation locale de la paragenèse à laumontite typique. Cette disparition qui coïncide en effet avec la présence, en quantité variable, de calcite, est due soit à la précipitation interstitielle du carbonate, qui inhibe la circulation des solutions métamorphiques, soit à l'augmentation de l'activité du CO₂ associé qui réduit considérablement la stabilité des paragenèses du faciès à zéolites. Dans le cas idéal, le «faciès vert» au sens large est caractérisé par l'association minérale suivante: calcite, chlo-

rite, albite, sphène et séricite; les minéraux ferromagnésiens sont largement remplacés par la chlorite et la calcite.

Ce faciès ne s'observe qu'en des sites bien particuliers:

(1) dans de fines couches de grès intercalées dans d'épaisses séquences de schistes argileux; (2) aux marges supérieures et inférieures de puissants horizons de grès adjacents à leurs interstratifications argileuses; (3) dans des concrétions diagénétiques cimentées par la calcite; (4) par places, dans les séquences massives de grès qui reposent sur des calcaires nummulitiques; (5) localement, au voisinage des failles majeures.

Les paragenèses caractéristiques du «faciès moucheté» à laumontite et du «faciès vert» sont données à la table 1.

L'hypothèse selon laquelle le développement du «faciès vert» est favorisé par des surpressions tectoniques (MARTINI, 1968) peut vraisemblablement être écartée, même près des failles où il semble plutôt que la diffusion des solutions devait être facilitée, permettant ainsi une meilleure imprégnation des roches adjacentes par la calcite.

Plusieurs facteurs indiquent qu'en Champsaur tout au moins, tous les horizons volcano-détritiques d'une série donnée de turbidites présentaient des compositions chimiques globales initiales similaires. La répartition irrégulière du «faciès vert» au sein du faciès moucheté à laumontite ne doit donc pas être attribuée à des variations chimiques du sédiment originel. La disposition observée est simplement guidée par des contacts avec des roches carbonatées, des lits de marnes, ou encore par la présence de failles et fissures qui, pour les raisons invoquées ci-dessus, conditionnent l'évolution métamorphique ultérieure des grawackes considérés.

Références

- AYOUB, C. (1984): Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes: le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. Thèse de doctorat, Univ. Grenoble, 207 p.
- AYOUB, C., TRICART, P. et PIBOULE, M. (1984): Environnement ophiolitique, sédimentaire et structural de la minéralisation cuprifère de Saint-Véran (Hautes-Alpes). 10^e Réunion. Ann. Sci. Terre, Bordeaux, p. 23, Soc. Géol. France éd., Paris.
- BERTRAND, J., COURTIN, B. et VUAGNAT, M. (1981): Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France, et province de Turin, Italie): Données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. Bull. suisse de Minéral. et Pétrogr., 61, 305-322.
- BERTRAND, J., DIETRICH, V., NIEVERGELT, P. et VUAGNAT, M. (1987): Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock

- sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps Bull. suisse de Minéral. et Pétrogr., 67, 147-169.
- BODINIER, J.L., GUIRAUD, M., DUPUY, C. et DOSTAL, J. (1986): Geochemistry of basic dykes in the Lanzo massif (western Alps): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 128, 77-95.
- BOULADON, J. et PICOT, P. (1968): Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligurie (pro parte). Bull. Bur. Rech. géol. min., II, 1, 21-39.
- BOULADON, J., PICOT, P. et LAFORET, C. (1976): Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. *Mém. h. sec. Soc. Géol. France*, 7, 149-154.
- BOUVIER, J.-D. (1979): Le gisement cuprifère de Saint-Véran (Hautes-Alpes, France). Travail de diplôme, Dép. minéralogie, Univ. Genève, 79 p.
- BOUVIER, J.-D., DABROWSKI, H., JAFFE, F.C. et VUAGNAT, M. (1990): Le gisement cuprifère de Saint-Véran. *Arch. Sci. Genève*, 43/2, 273-294.
- CARPENA, J. et CABY, R. (1984): Fission-track evidence for late Triassic oceanic crust in the French occidental Alps. *Geology*, 12, 108-111.
- CARPENA, J., POGNANTE, U. et LOMBARDO, B. (1986): New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the western Alps as inferred from fission-track data. *Tectonophysics*, 127, 117-127.
- COOMBS, D.S. (1960): Lower Grade Mineral Facies in New Zealand. *Int. Geol. Congr., Copenhagen, Denmark*, part 13, 339-351.
- COOMBS, D.S. (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Austral. J. Sci.*, 24/5, 203-215.
- CORTESOGNO, L., GALBIATI, B. et PRINCIPI, G. (1987): Note alla «carta geologica delle ofioliti del Bracco» e ricostruzione della paleogeografia Giurassico-Cretacica. *Ofioliti*, 12, 2, 261-342.
- COTTIN, J. Y. (1984): Les gabbros filoniens recoupant les lherzolites à spinelle et plagioclase du Bracco (Apennins ligures, Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXVI, 935-944.
- CYAMEX TEAM, BOUGAULT, H., CAMBON, P., HEKINIAN, R. (1978): Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du Pacifique oriental par 21° N (Projet Rita). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 287, 1365-1368.
- DAL PIAZ, G.V., NATALE, P., NERVO, R., OMENETTO, P. et POLINO, R. (1978): La mineralizzazione pirito-cuprifera di Viafiorcia (Alpi Cozie). *Mem. Ist. Geol. Min. Padova*, 32, 16 p.
- DECANDIA, A. et ELTER, P. (1969): Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, A, 76.
- DE WEVER, P. et CABY, R. (1981): Datation de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des radio-laires (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 305, II, 487-491.
- GIANELLI, G. et PRINCIPI, G. (1977): Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. *Ofioliti*, 2, 53-58.
- GUILLEMOT, D. (1979): Un exemple de métallogénie en milieu océanique: Etude des roches témoins des exhalaisons minéralisantes du Troodos (Chypre). Thèse de 3^e cycle, Nancy, 160 p.
- HARTMANN, M. (1985): Atlantis II Deep geothermal brine system. Chemical processes between hydrothermal brines and Red Sea Deep water. *Mar. Geol.*, 64, 157-177.
- KERCKHOVE, C. (1975): Sédimentation chaotique et tectogénèse: les olistostromes des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales françaises). 9^e Congrès Int. Sédiment., Nice, thème 4, 195-203.
- LAGABRIELLE, Y. (1982): Ophiolites et croûte océanique, tectonique et environnement sédimentaire, apport des données sous-marines à l'interprétation géologiques des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse de 3^e cycle, Univ. Brest, 198 p.
- LAGABRIELLE, Y. (1987): Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Les cas des Alpes franco-italiennes (Queyras-Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Brest, 350 p.
- LAGABRIELLE, Y. et COTTEN, J. (1984): Le matériel détritico-ophiolitique des schistes lustrés piémontais: l'exemple du Haut-Queyras, contribution à l'étude des prasinites. *Ofioliti*, 9, 1, 43-66.
- LAGABRIELLE, Y., NERVO, R., POLINO, R. et DUTTO, F. (1982): Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. *Ofioliti*, 2/3, 339-350.
- LAGABRIELLE, Y. et POLINO, R. (1985): Origine volcanodétritico de certaines prasinites des schistes lustrés du Queyras (France): arguments texturaux et géochimiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, I, 4, 461-471.
- LEMOINE, M. (1955): Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 94-96.
- LEMOINE, M. (1962): Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et régions voisines. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 186.
- LEMOINE, M., MARTHALER, M., CARON, J.M., SARTORI, M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., DUMONT, T., ESCHER, A., MASSON, H., POLINO, R. et TRICART, P. (1984): Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 299, II, 11, 727-732.
- LEMOINE, M., STEEN, D. et VUAGNAT, M. (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. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, N.S.*, 5, 44-59.
- LEMOINE, M. et TRICART, P. (1979): Une partie des schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique? *C.R. Acad. Sci., Paris*, 288, D, 1655-1658.
- LEMOINE, M. et TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, 133, 305-320.
- LOMBARDO, B. et POGNANTE, U. (1982): Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbro. *Ofioliti*, 7, 2/3, 371-394.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des Grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse de Minéral. et Pétrogr.*, 48, 539-564.
- OHNSTETTER, M. et OHNSTETTER, D. (1975): Le puzzle ophiolitico corse. Un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse de 3^e cycle. Univ. Nancy, 386 p.
- OHNSTETTER, M. (1982): Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Nancy, 590 p.

- OHNESTETTER, M., OHNESTETTER, D., VIDAL, P., CORNICHE, J., HERMITTE, D. et MACE, J. (1981): Crystallization and age of zircon from corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 397-408.
- ODIN, E. (1981): Etudes minéralogiques et géochimiques des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride est-pacifique (21° N). Campagne rise. Document 25, BRGM.
- ODIN, E. (1983): Minéralogie de gisements et indices liés à des zones océaniques actuelles (rides E. Pacifique et Mer Rouge) et fossile (Chypre). *Chron. Rech. Min.* 470, 43-55.
- ODIN, E., THISE, Y. et RAMBOZ, C. (1984): Fluid inclusion and mineralogical evidence for high-temperature saline hydrothermal circulation in the Red Sea metalliferous sediments: preliminary results. *Mar. Mining*, 5, 3-31.
- PINET, N., LAGABRIELLE, Y. et WHITECHURCH, H. (1989): Le complexe du pic des Lauzes (Haut Queyras, Alpes occidentales, France): structures alpines et océaniques dans un massif ophiolitique de type liguro-piémontais. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, V/2, 317-326.
- SABY, P. (1986): La lithosphère océanique de la Téthys ligure. Etude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse de doctorat. Univ. Grenoble, 242 p.
- SCHAAF, A., POLINO, R. et LAGABRIELLE, Y. (1985): Nouvelle découverte de radiolaires d'âge oxfordien supérieur-kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des schistes lustrés piémontais (massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, 14, 1079-1084.
- TRICART, P. et LEMOINE, M. (1988): A l'origine de la structure des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes françaises): un mode atypique d'obduction, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligure. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, II, 301-306.
- VUAGNAT, M. (1985): Les grès de Taveyanne et roches similaires: vestiges d'une activité magmatique tardi-alpine. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 39-53.
- WAIBEL, A.F. (1990): Sedimentology, petrographic variability, and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstones (Paleogene, Hautes-Alpes, France). Thèse de doctorat N° 2392, Univ. Genève, 140 p.

Manuscrit accepté le 10 juin 1991.