

## *Excursion 108*

# **Métamorphisme de haute pression dans les Alpes franco-italo-suisse**

par P. SALIOT <sup>(1)</sup>, G.V. DAL PIAZ <sup>(2)</sup> et M. FREY <sup>(3)</sup>

avec la collaboration de

G. GOSSO <sup>(4)</sup>, J.C. HUNZIKER <sup>(3)</sup>, J.R. KIENAST <sup>(5)</sup>, B. LOMBARDO <sup>(4)</sup>, C. MEVEL <sup>(5)</sup>,  
P. NATALE <sup>(6)</sup>, R. NERVO <sup>(4)</sup>

### **INTRODUCTION**

L'excursion 108 A a pour but de présenter le métamorphisme dans la chaîne alpine. L'itinéraire permettra de recouper la chaîne de l'Ouest vers l'Est, puis vers le Nord, afin de présenter successivement le métamorphisme à zéolites, les faciès schistes bleus et éclogites, et le métamorphisme de plus haut degré à sillimanite et disthène.

La structure générale des Alpes occidentales et centrales est due à l'empilement et la déformation de différentes unités structurales et paléogéographiques qui sont présentées sur la figure 1.

### **1. Alpes françaises.**

Au cours du trajet dans les Alpes françaises, on pourra observer les relations métamorphiques et structurales entre trois grandes unités : la zone dauphinoise, la zone briançonnaise et la zone piémontaise (fig. 2).

#### **A. STRUCTURE.**

• *La zone dauphinoise* est considérée comme autochtone; on y rencontre une série sédimentaire reposant sur un socle granito-gneissique (le Pelvoux),

(1) Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, Paris.

(2) Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università, Padova.

(3) Mineralogische-Petrographisches Institut der universität, Bern.

(4) Istituto di Geologia dell'università, Torino.

(5) Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris-VI.

(6) Istituto di Giacimenti Minerali, Torino.

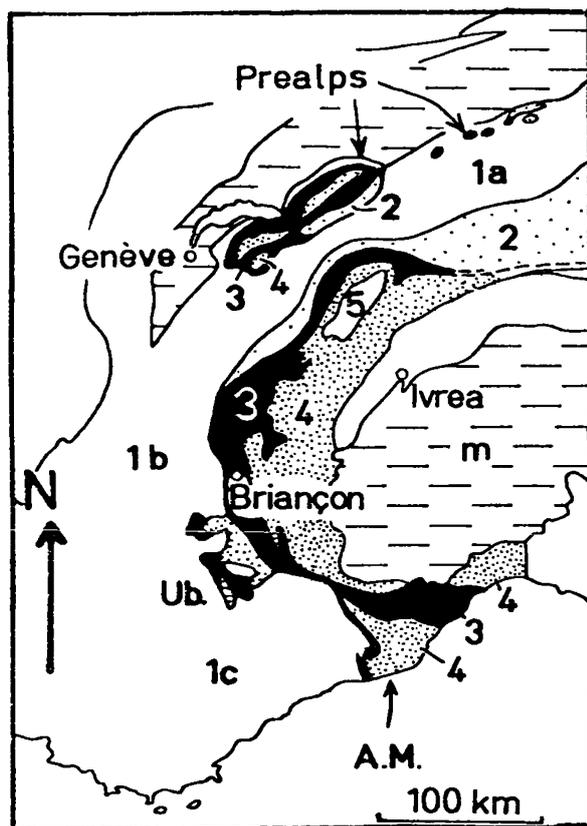


Fig. 1. - Structural zones in the Alps (LEMOINE, 1972).  
 1 : external zone (1a : Helvetic, 1b : Dauphinois; 1c : eastern Provence); 2 : Valais zone; 3 : Briançonnais zone (including the Subbriançonnais zone); 4 : Piemont zone; m : molasse; Ub. : Ubaye nappes; A.M. : Maritime-Alps nappes.

constituée essentiellement de marnes noires et calcaires. Cet ensemble est soulevé au Crétacé supérieur et recouvert en discordance par une série de calcaires, schistes et grès (du Champsaur). Les phénomènes tectoniques qui affectent cet ensemble sont les plus tardifs de l'histoire des Alpes françaises; ce sont des plissements, qui donnent les chaînes subalpines, et des surrections affectant les massifs cristallins (Pelvoux, Mont Blanc). En se déplaçant vers l'Est, on peut voir les nappes issues des zones plus orientales reposer en contact anormal sur la série dauphinoise, l'ensemble étant affecté par les plis tardifs.

• *La zone briançonnaise* et ses relations avec les zones voisines sont visibles le plus souvent sous forme de nappes, parfois empilées les unes sur les autres. La série sédimentaire comporte des lacunes et

des érosions sous-marines, surtout au Crétacé; elle est caractérisée par un épais Trias calcaro-dolomitique, un Malm calcaire surmonté d'un niveau de hard-ground et un Crétacé supérieur représenté par des calcschistes épais. Les nappes briançonnaises chevauchent la zone dauphinoise avec un pendage vers l'Est, et sont en contact anormal renversé avec les

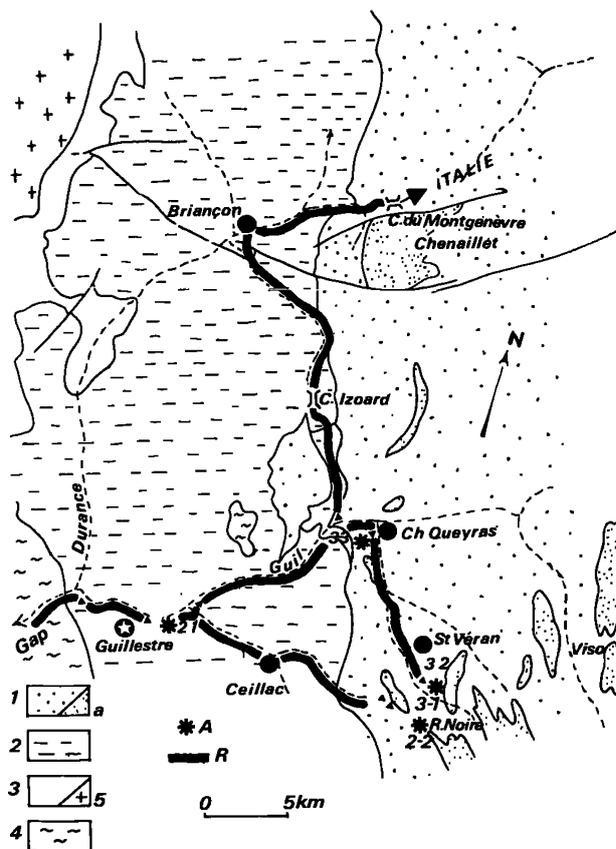


Fig. 2. - Carte géologique simplifiée et itinéraire dans les Alpes françaises méridionales.

1 : zone Piémontaise (calcschistes et roches associées); 1a : ophiolites incluses dans les formations piémontaises; 2 : zone briançonnaise; 3 : Zones subbriançonnaise et dauphinoise; 4 : Nappe du Flysch à Helminthoïdes; 5 : socle granitique du Pelvoux; A : Arrêt de l'excursion et son numéro; R : itinéraire de l'excursion.

*Simplified geological map and trip in the French southern Alps.*

1 : Piemontese zone (calcschists and related sedimentary rocks); 1a : ophiolites included in the Piemont formations; 2 : Briançonnais zone; 3 : Subbriançonnais and Dauphinois zones; 4 : Helminthoidic flysch nappe; 5 : granitic basement of Pelvoux; A : stop of the field trip and number; R : itinerary.

nappes piémontaises à l'ouest; entre ces deux contacts elles forment un bombement anticlinal. La structure d'ensemble constitue un éventail classique bien visible dans la vallée du Guil (fig. 3).

● *La zone piémontaise* est constituée d'une série sédimentaire contenant des radiolarites, des marbres et des calcshistes reposant sur un ensemble ophiolitique.

1) Les pointements ophiolitiques sont le plus souvent très morcelés et de dimensions réduites. On n'observe jamais d'unités lithologiques épaisses. Les contacts entre les différents types lithologiques sont, en règle générale, tectoniques. Au Chenaillet, par exemple, les pillow-lavas reposent en contact anormal sur les gabbros; à Roche Noire sur 100 m environ, on traverse successivement pillow-lavas, serpentinites, gabbros et de nouveau serpentinites.

Un massif échappe à ces caractéristiques : le Viso, qui s'étend sur 35 km de long et 8 km de large et dans lequel, malgré un écaillage tectonique, les unités lithologiques atteignent une épaisseur importante.

2) Les types lithologiques sont bien caractérisés.

- Les roches ultrabasiques sont toujours très déformées et très serpentinisées. Les seuls minéraux reliques que l'on y observe sont le clinopyroxène et parfois le spinelle.

- Les gabbros sont bien représentés et généralement sont particulièrement peu déformés. On y observe localement des cumulats lités (Pelvoux, Viso). L'« euphotide » à plagioclase et clinopyroxène est le type le plus répandu. Localement (pic du Cornivier, Viso)affleurent des masses importantes de gabbros ferro-titanés. Au Viso, le caractère cumulatif de ces gabbros ferro-titanés est souligné par leur mode de gisement, en bandes alternant avec des gabbros clairs. Les termes acides sont peu abondants et se présentent sous forme d'amas (« syénite » du Gondran, au Chenaillet) ou des filons recoupant les gabbros (Cornivier).

- Les gabbros et les pillow-lavas sont souvent recoupés par des filons de diabase. Malgré la spilitisation, on peut dire que les pillow-lavas ont des affinités avec les tholéites abyssales.

3) Ces ophiolites sont caractérisées par les nombreux témoignages d'un métamorphisme et d'une tectonique anté-alpins, qui ont dû se produire dans la croûte océanique.

On observe de nombreuses zones bréchiées dans les pillow-lavas comme dans les gabbros, et les serpentinites sont présentes à peu près partout. La spilitisation des pillow-lavas du Chenaillet est assimilable

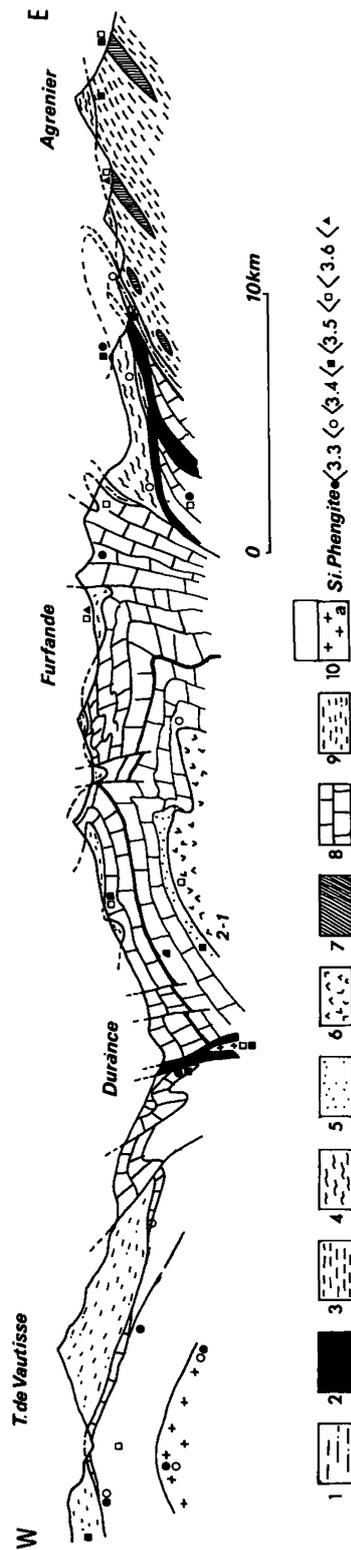


Fig. 3. - Coupe géologique suivant le Guil.

1 : socles cristallins internes; 2 : évaporites s.l.; 3 : Schistes lustrés s.l.; 4 : séries prépiémontaises (Gondran); 5 : quartzites triasiques; 6 : andésites du Guil; 7 : roches basiques des Schistes lustrés; 8 : séries carbonatées du Briançonnais; 9 : flysch à helminthoïdes; 10 : Zones subbriançonnaise et dauphinoise (a - socle cristallin externe). Sur cette coupe géologique ont été reportées les teneurs en Si de différentes phengites analysées.

Geological cross section along the Guil river.

1 : internal crystalline basements; 2 : evaporites s.l.; 3 : Piemont « schistes lustrés »; 4 : Pré-piemontese zones; 5 : Triassic quartzites; 6 : Guil andésites; 7 : ophiolites in the « schistes lustrés »; 8 : carbonated formations of the Briançonnais; 9 : internal cretaceous flysch (Helminthoidic flysch); 10 : Subbriançonnais and Dauphinois zones (a. External crystalline basement). On the cross section are indicated the Si content of different phengites analyses.

à un métamorphisme hydrothermal dans le faciès schistes verts, comparable à celui qui affecte les pillow-lavas des planchers océaniques. Dans les gabbros du Chenaillet, des zones de cisaillement antérieures à la mise en place des filons de diabase sont soulignées par des amphiboles métamorphiques de type pargasite, témoignant d'un métamorphisme de haute température.

Les types lithologiques observés sont tous bien connus dans les océans et, malgré le morcellement, il est vraisemblable que ces ophiolites sont les témoins d'une ancienne croûte océanique. On peut d'ailleurs souligner leur analogie avec les autres ophiolites de la Méditerranée occidentale (Corse, Apenin).

## B. MÉTAMORPHISME.

Les principales zones métamorphiques recouvrent partiellement les zones structurales et paléogéographiques.

Dans *la zone dauphinoise*, le métamorphisme est bien marqué dans les massifs cristallins et la couverture proche. On y rencontre surtout les faciès zéolites et prehnite-pumpellyite avec, dans le cœur des socles, le passage au faciès schistes verts. Le rôle thermique joué par la surrection des massifs granitiques semble important. Dans les roches cristallines anciennes et les vulcanites basiques plus récentes, l'hydratation du plagioclase fait apparaître les minéraux suivants : heulandite, laumontite, prehnite, pumpellyite. La chlorite est toujours présente, associée au mica blanc. Dans les roches sédimentaires, on a pu constater une augmentation de la cristallinité de l'illite à l'approche des massifs anciens, et, dans les zones les plus chaudes, ces illites tendent à réagir pour donner des phengites peu substituées. Les zones minérales ont tendance à se mouler sur les socles, mais elles peuvent déborder sur des zones métamorphiques plus orientales dans un stade de rétro-morphose (prehnitisation des lawsonites au Chenaillet). Les températures varient de 200 à 300 °C pour des pressions faibles (500 à 2 000 bars), il est probable que les pressions augmentent avec l'épaisseur de l'empilement tectonique vers l'Est.

*La zone piémontaise* présente de façon spectaculaire les termes de transition du faciès schistes bleus de basse température vers le faciès éclogite. On y rencontre les associations typiques du métamorphisme de haute pression-basse température : lawsonite, jadéite, quartz, amphibole bleue dans les roches

basiques; jadéite, quartz, feldspath potassique, chlorite, phengite dans les roches acides. Dans les roches sédimentaires, la lawsonite est associée à l'albite et à la phengite, l'amphibole bleue est souvent présente. En se déplaçant vers l'Est, on note une modification progressive de la minéralogie : la zoisite remplace la lawsonite et la composition chimique des amphiboles et des pyroxènes se modifie. Les traces d'une phase tardive de rétro-morphose se marquent par l'apparition de l'actinote et de la chlorite ou de la pumpellyite. Les conditions de formation des associations métamorphiques critiques se situent sans doute entre 7 et 10 kb pour des températures variant de 350 à 400 °C.

## C. CHRONOLOGIE DES PHASES MÉTAMORPHIQUES.

On dispose de peu de données radiochronologiques sur les minéraux de métamorphisme dans cette partie des Alpes. Dans la zone piémontaise, une phase éoalpine a été reconnue pour les amphiboles (Crétacé supérieur). Ceci converge avec les données plus nombreuses dont on dispose dans les mêmes zones au Nord. Il devient plus difficile de déterminer précisément l'âge de la phase métamorphique qui affecte le domaine briançonnais. Les derniers terrains engagés dans les déformations sont attribués à l'Eocène moyen, ce qui place le métamorphisme intervenant après la tectonique dans l'Eocène supérieur ou l'Oligocène. Pour la zone dauphinoise, on peut considérer que le métamorphisme qui affecte les grès du Champsaur attribués à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur est oligocène ou miocène. Par comparaison, des âges miocènes ont été obtenus sur des phyllosilicates dans le massif du Mont Blanc. La répartition des zones métamorphiques successives de l'Ouest vers l'Est est due à la succession de phases métamorphiques accompagnant la tectonique dans sa progression vers l'Ouest.

### 2. Alpes italiennes.

Au cours du trajet dans les Alpes italiennes, on pourra observer les effets du métamorphisme alpin et la tectonique dans différentes unités : la croûte continentale hercynienne de la zone Sésia-Lanzo et la nappe piémontaise inférieure avec ses intercalations basiques.

Les figures 4 et 5 montrent la distribution spatiale et les rapports géométriques de ces deux nappes de charriage, ainsi que les unités tectoniques limitrophes.

On peut brièvement résumer les principaux événements géologiques que l'on connaît dans ce secteur de la chaîne alpine.

● *Evènements préalpins :*

a) sédimentation pélique préordovicienne; magmatisme basique préordovicien,

b) métamorphisme granulitique et déformations ordoviennes ou siluriennes,

c) déformations et métamorphisme régional hercynien (faciès amphibolite), plutonisme et volcanisme tardi-hercyniens.

● *Evènements alpins (s.l.)*

a) mise en place et évolution des marges divergentes de la Téthys : phase primaire d'amincissement crustal (Trias, Lias) avec traces de magmatisme (Trias); ouverture et expansion d'un bassin océanique réduit (zone piémontaise interne) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; métamorphisme océanique,

b) phases convergentes anté-collision : subduction de la lithosphère européenne sous la lithosphère africaine; métamorphisme de H.P. et B.T. (événement éoalpin, crétacé supérieur-paléocène); magmatisme andésitique, flysch crétacé-paléocène,

c) phase convergentes post-collision : événement tectono-métamorphique lépontin (Eocène-Oligocène inférieur) dans le faciès des schistes verts ou de l'amphibolite,

d) début de la phase de compensation isostatique de la chaîne (limite Oligocène moyen-inférieur),

c) poursuite du soulèvement de la chaîne et tectonique récente.

A. L'UNITÉ TECTONIQUE INFÉRIEURE AUSTRO-ALPINE DE LA ZONE SESIA-LANZO.

Si l'on néglige les effets superposés du métamorphisme alpin, l'unité inférieure de la zone Sesia-Lanzo semble constituée de paraschistes de haut degré métamorphique (reliques de grenat, sillimanite, feldspath potassique) avec des intercalations basiques et des marbres. Des mobilisats pegmatitiques indiquent que localement les conditions de l'anatexis étaient atteintes. Ce complexe a été traversé par de vastes plutons

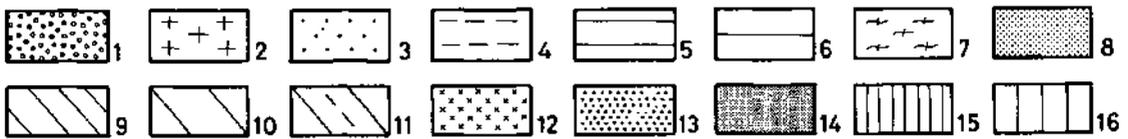
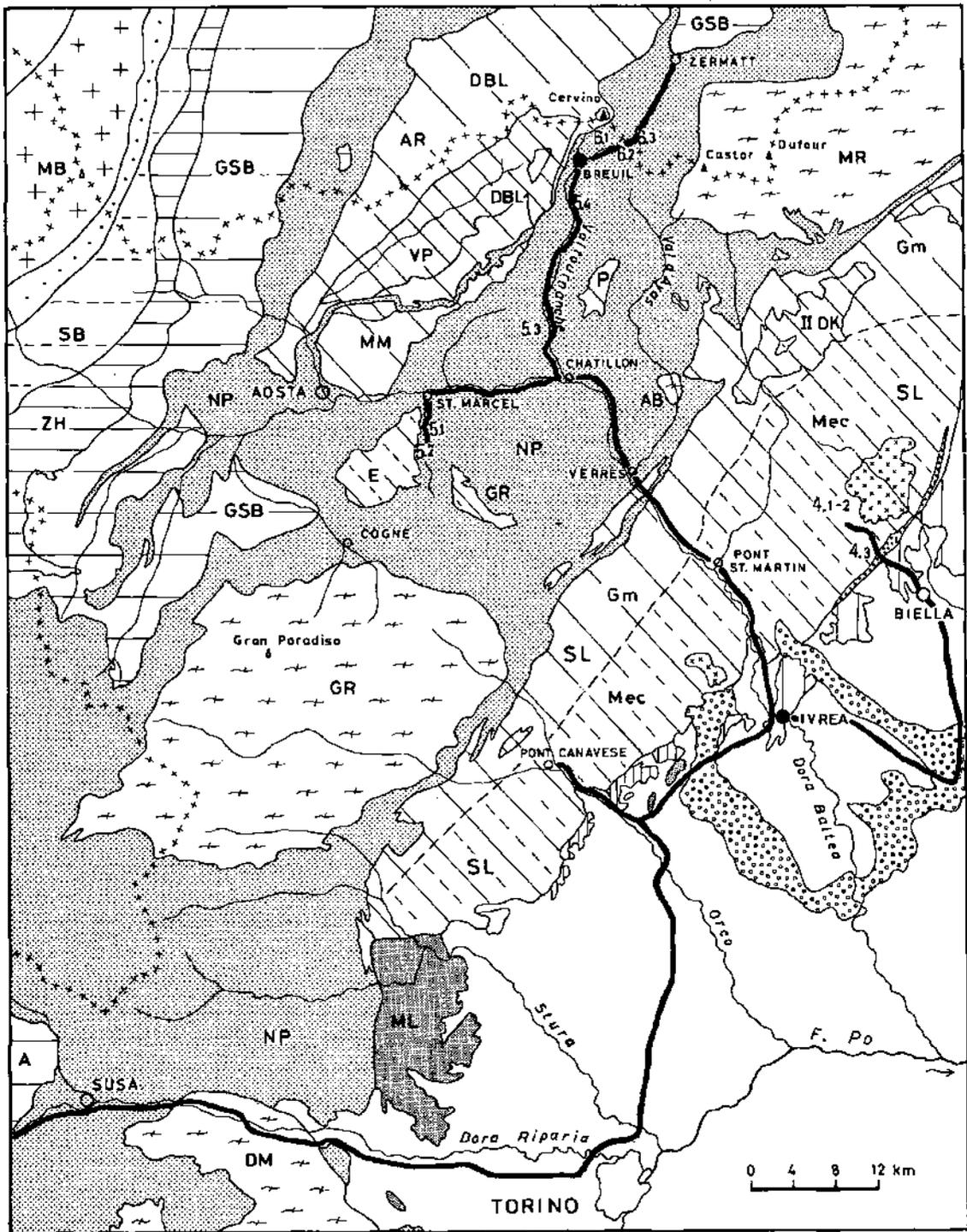
granodioritiques, parfois porphyriques, riches en inclusions basiques d'origine magmatique. De grands panneaux reliques, contenant les cornéennes, suggèrent la présence d'auréoles de métamorphisme de contact. L'âge de ces plutons semble lié au cycle tardi-hercynien.

● La couverture post-hercynienne est représentée par de rares lambeaux d'une série détritique attribuée au Permien, de carbonates triasiques et de brèches d'écroulement liasiques. Quelques rares marbres calcshisteux et des horizons de quartzites manganésifères associés au socle font penser à une couverture plus récente (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), transformée par le métamorphisme alpin; mais ces affleurements pourraient être des lames tectoniques de la nappe ophiolitique sous-jacente.

● Cette lithologie et son aspect originel ont été complètement bouleversés par le métamorphisme alpin et l'orogénèse.

1) L'événement éoalpin est bien conservé dans le secteur interne de la zone Sesia-Lanzo (complexe des micaschistes éclogitiques), il a donné des associations éclogitiques à omphacite (roches basiques)-pyroxènes jadéitiques (roches acides)-grenat-quartz-zoisite-phengite et disthène. Ces associations ont dû se former vers 14 kb et 550 °C au plus. Un âge radiométrique de 129 MA a été obtenu sur roche totale et 57-70 MA sur les micas par la méthode Rb/Sr (fig. 6). Les associations ont été déstabilisées de façon diffuse par une succession de transformations rétrogrades (diminution de P.). Ainsi se sont développés des pyroxènes chloroménilitiques, diverses générations d'amphiboles sodiques et du chloritoïde, des symplectites d'albite et d'amphiboles calciques avec de la chlorite et de la biotite verte (voir figure 7). Dans le secteur sud de la zone Sesia-Lanzo, on peut observer par endroit des pseudomorphoses de mica blanc et de zoisite sur une ancienne lawsonite primaire parfois conservée. Ce minéral typique des schistes bleus est, dans certains cas, manifestement post-éclogitique incluant une amphibole sodique déformée. Mais, dans d'autres cas, on ne peut exclure une origine primaire (pré-éclogitique) indiquant ainsi une évolution prograde du métamorphisme.

2) L'événement tectonique lépontin s'est surtout développé à l'Ouest de la zone Sesia-Lanzo (« gneiss minuti » des auteurs); il a donné des associations minérales typiques du faciès schistes verts avec albite, épidote, chlorite, actinote, biotite verte et stilpnomélane. Son âge radiométrique (obtenu par les méthodes Rb/Sr et K/Ar sur les micas) est éocène supérieur-



oligocène inférieur, avec un pic thermique vers 38 MA (fig. 6). Les quelques transformations légères que l'on observe dans les micaschistes éclogitiques doivent sans doute lui être attribuées.

Les deux événements métamorphiques sont accompagnés de déformations plastiques (F1 à F3), suivies d'une phase de brèches mégascopiques post-lépointines. F1 est représentée par des plis sans racines et ne déforme pas les contacts de recouvrement des nappes. F2 reprend les contacts de charriage, elle se développe avant la déstabilisation des pyroxènes et amphiboles sodiques, elle est donc contemporaine de l'événement métamorphique éoalpin. Elle est la preuve de l'existence de nappes empilées dans une phase précoce de l'orogène. F3 est par contre liée à l'événement lépointin dans le faciès schistes verts. F4 se développe à une échelle kilométrique et donne les fractures (ou une partie de celles-ci) dans lesquelles ont cristallisé les minéraux tardi-lépointins.

La zone Sesia-Lanzo contient enfin les plutons de Biella et de Traversella (granites, syénites, monzonites), et de nombreux filons d'andésite s.l. ainsi que des lamprophyres ultrapotassiques. Ces importantes manifestations magmatiques sont clairement posté-

rieures au métamorphisme régional et aux déformations ductiles (F3) de l'événement lépointin. Elles ont un âge radiométrique de 33-29 MA. Leur âge coïncide avec le début du dépôt de la molasse oligocène qui marque le début du processus de compensation isostatique de la chaîne.

## B. LA NAPPE PIÉMONTAISE DES SCHISTES LUSTRÉS OPHIOLITIQUES.

### 1) Aspect lithostratigraphique.

Il s'agit d'une nappe composite qui correspond à la suture du secteur liguro-piémontais.

i) *L'unité inférieure, ou de Zermatt-Saas*, est constituée essentiellement d'ophiolites métamorphisées et d'une couverture sédimentaire hétérogène. Dans les métaophiolites, on peut reconnaître de vastes ensembles de serpentines antigoritiques, dérivées de tectonites péridotitiques; en leur sein, on peut trouver de nombreuses lentilles et filons de gabbros rodingitiques, de rodingites à grain fin (grossulaire, diopside, épidote, idocrase, chlorite); en outre, on

---

Fig. 4. - Schéma tectonique des Alpes nord-occidentales internes et parcours de l'excursion en territoire italien.

1 : Amphithéâtre morainique d'Ivrée (Riss-Wurm); 2 : Zone helvétique : Socle cristallin du massif du Mont Blanc (MB); 3 : Racine des nappes helvétiques et ultra-helvétiques; 4 : Zone subbriançonnaise (SB); 5 : Zone houillère briançonnaise (ZH); 6 : Socle cristallin et couverture permo-carbonifère interne du Grand-Saint-Bernard (GSB); 7 : Zone pennique interne : couverture du Mont Rose, (MR), Arcesa-Brusson (AB), Grand Paradis (GP) et Dora Maira (DM); 8 : Nappe ophiolitique indifférenciée (NP), Zone de Roisan et séries briançonnaises locales; 9 : Austro-alpin : unités tectoniques supérieures de Valpelline (VP) et de la II<sup>e</sup> zone diorito-kinzigitique; 10 + 11, Austro-alpin : unité tectonique inférieure d'Arolla (AR) et des gneiss minuti (Gm) + micaschistes éclogitiques (Mec); 12 : Plutons quartzo-dioritico-monzonitiques oligocènes (33-29 m.a.) de Biella et Traversella; 13 : Volcanisme andésitique (31-29 m.a.) dans le secteur interne de la zone Sesia Lanzo et Biella; 14 : Péridotites du massif de Lanzo (ML), Trana et Baldissero; 15 : Zone du Canavèse; 16 : Zone d'Ivrée.

Unité tectonique du système austro-alpin : Zone Sesia Lanzo (SL), lambeau de la Dent Blanche s.s. (DBL), Mt. Mary, (MM), Pilonet (P), Emilius (E) et glacier Rafray (GR).

4.1, 5.1, 6.1 : Arrêts le long de l'itinéraire.

#### *Tectonical scheme of North occidental internal Alps and field trip itinerary in Italia.*

1 : Morainic amphitheatre of Ivrea (Riss-Wurm); 2 : Helvetic zone : Mt. Blanc crystalline basement (MB); 3 : Helvetic and ultra-helvetic nappes roots; 4 : Pennic zone : Subbriançonnais (SB); 5 : Pennic zone : carboniferous (ZH); 6 : Pennic zone : crystalline basement and permo-carboniferous internal cover of Grand-Saint-Bernard (GSB); 7 : Internal pennic zone : cover of Mt. Rose (MR) Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP) and Dora Maira (DM); 8 : Undifferentiated ophiolitic nappe (NP), zone of Roisan and local briançonnais series; 9 : Austro-alpine : upper tectonic units of Valpelline (VP) and II diorito-kinzigitic zone; 10 + 11, Austro-alpine : lower tectonic unit of Arolla (AR), minuti gneiss (Gm) + eclogitic micaschists (Mec); 12 : Oligocène quartzo-dioritico-monzonitic plutons (33-29 m.y.) of Biella and Traversella; 14 : Lanzo peridotites (ML), Trana and Baldissero; 15 : Canavese zone; 16 : Ivrea zone.

Tectonic unit of Austro-alpine system : Sesia Lanzo zone (SL), element of Dent Blanche s.s. (DBL), Mt. Mary (MM), Pilonet (P), Emilius (E) and Glacier Rafray (GR).

4.1, 5.1, 6.1, Stops along the itinerary.

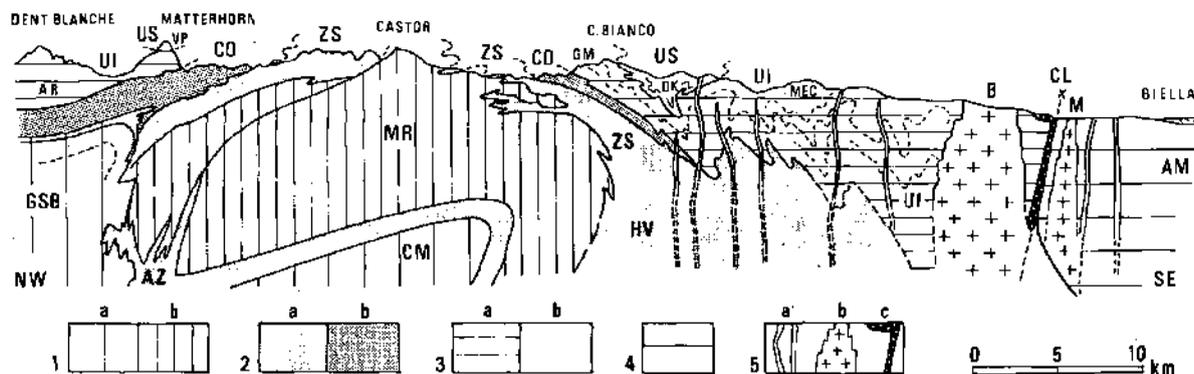


Fig. 5. - Profil structural et schéma palinspastique des Alpes nord-occidentales internes.

1 : Zone pennique : a) Grand-Saint-Bernard (GSB) et Camughera-Moncucco (CM), b) Mt Rose (MR); 2 : Nappe ophiolitique inférieure (UI) ou de Zermatt Saas (ZS) passant vers le bas à un corps indifférencié à haute vitesse sismique probablement périclinitique (HV), unité ophiolitique d'Antrona à affinité océanique (AZ), b) unité supérieure (US) ou du Combin (CO), avec complexe ophiolitique volcano sédimentaire et complexe de base préophiolitique triasico-liassique (a et b sur le schéma palinspastique); 3 : Système austro-alpin Dent Blanche + Sésia Lanzo : a) unité tectonique inférieure (UI) comprenant les complexes d'Arolla (AR), Gneiss Minuti (Gm) et micaschistes éclogitiques (Mec), b) unité tectonique supérieure (Us), comprenant la Série de Valpelline (VP) et la II<sup>e</sup> zone dioritico-kinzigitique (II DK); 4 : Alpes méridionales : zone d'Ivrée etc.; 5 : Corps éruptifs postcollisional d'âge oligocène : a) filons d'andésites et lamprophyres potassiques, b) plutons quartzo-dioritico-monzonitiques de Biella (B) et Miagliano (M), c) couverture volcanique et volcanoclastique (andésites) du secteur interne de la Zone Sésia Lanzo; CL : Ligne du Canavèse, marge interne du métamorphisme Alpin.

*Structural cross section and palinspastic sketch of north-occidental internal Alps.*

1 : Pennic zone : a) Grand-Saint-Bernard (GSB) and Camughera-Moncucco (CM), b) Mt. Rose (MR); 2 : Lower ophiolitic nappe (UI) i.e. Zermatt Saas (ZS) passing downwards to undifferentiated high velocity mass probably peridotitic, (HV), b) Upper unit (US) i.e. Combin (CO), with volcano-sedimentary ophiolitic complex and basic preophiolitic triasico-liasic complex (a and b on the palinspastic sketch); 3 : Austro-alpine system : Dent Blanche + Sesia Lanzo. a) lower tectonical unit (UI) including Arolla complex (AR), minuti gneiss (Gm) and eclogitical micaschists (Mec), b) upper tectonical unit (US) including the Valpelline serie (VP) and the II dioritico-kinzigitic zone (II DK); 4 : Southern Alps : Zone of Ivrea etc. ; 5 : oligocene post collisional eruptive bodies a) andesites and potassic lamprophyres dykes, b) quartzo-dioritico-monzonitic plutons of Biella (B) and Miagliano (M), c) volcanic and volcanoclastic (andesites) cover of the internal part of Sesia Lanzo zone. ; CL : Canavese line, internal margin of alpine metamorphism.

peut observer des bordures de réactions métasomatiques de type rodingitique au contact entre les serpentines et les roches encaissantes. L'unité de Zermatt-Saas contient en outre des corps discontinus de métagabbros (Valtournanche, Val Gressoney, Val

Clavalité, Sud d'Aoste) où se reconnaissent parfois des fantômes de cumulats. Ces gabbros contiennent des filons de metabasaltes. La séquence ophiolitique comprend enfin, à son sommet, de grandes étendues de métavolcanites basaltiques variées (pillow-lavas,

brèches de pillows, hyaloclastites, tufs). Le chimisme et la présence de reliques minérales témoignent de processus d'altération océanique à partir de basaltes tholéitiques.

La couverture sédimentaire, d'affinité ligure (radiolarites, marbres), contient surtout une succession volcano-sédimentaire, avec alternance de parashistes et de métavolcanites auxquels sont associées des lentilles de métagabbros et de serpentines.

ii) *L'unité supérieure, ou du Combin s.l.* (Theodul-Rothorn + Obere Zermatter Schuppenzone) présente une lithologie nettement différente de l'unité inférieure. Elle comprend un puissant complexe ophiolitifère de type volcano-sédimentaire et un complexe préophiolitique sous-jacent à affinité continentale; ce dernier est constitué de dépôts continentaux néopermiens ou éotriasiques, quartzites en plaquettes du Trias inférieur, marbres et dolomies du Trias moyen supérieur, calcaires et brèches à éléments dolomitiques du Lias. La séquence ophiolitique qui fait suite à cet ensemble est constituée d'une alternance de parashistes variés (calcshistes, phyllades, schistes quartziques, quartzites parfois manganésifères) et de métavolcanites basaltiques à albite, actinote, épidote, chlorite, micas, quartz et carbonates (prasinites des auteurs); ces metabasites correspondent probablement à d'anciennes hyaloclastites, des pillow-lavas parfois conservés et plus rarement des sills. La séquence ophiolitifère comprend enfin des lentilles de métagabbros et des serpentines (écailles tectoniques et/ou olistolithes).

## 2) Paléogéographie.

La lithologie contrastée des deux unités indique qu'il s'agit de deux segments distincts du bassin océanique originel. L'unité inférieure provient d'un secteur à affinité océanique vraie alors que l'unité supérieure provient d'un secteur contigu où existait un substratum de croûte continentale. La présence d'une série volcano-sédimentaire entre la couverture des ophiolites de l'unité inférieure et l'existence de lentilles de métagabbros et de serpentines dans l'unité supérieure suggèrent la possibilité d'un passage latéral entre les deux secteurs du bassin ophiolitique originel.

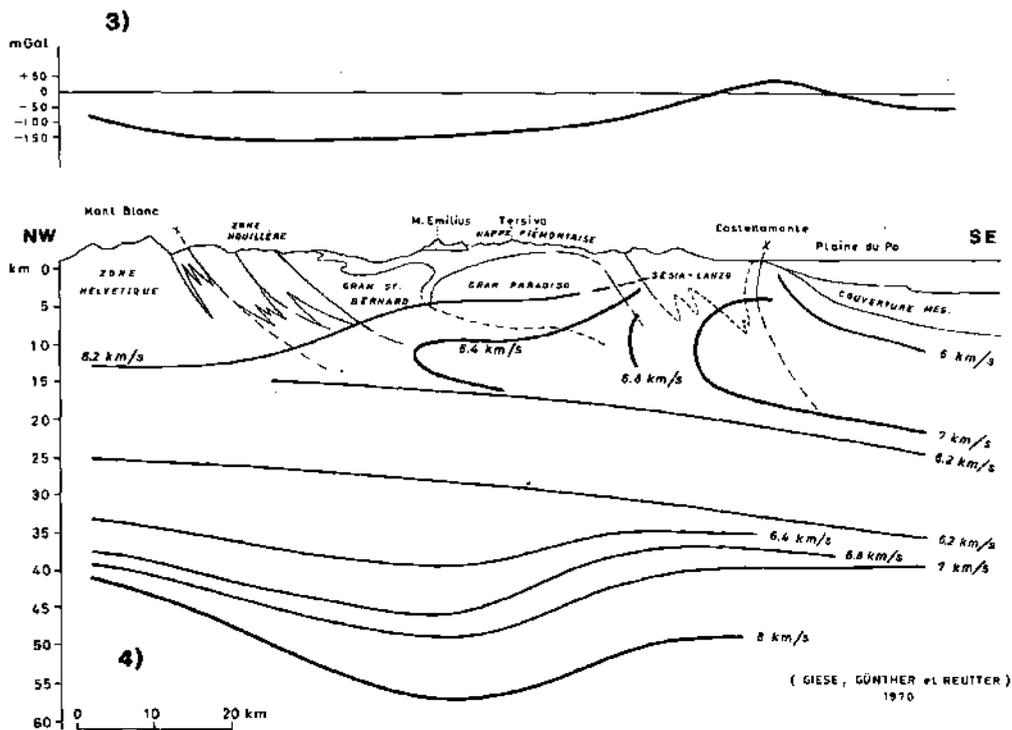
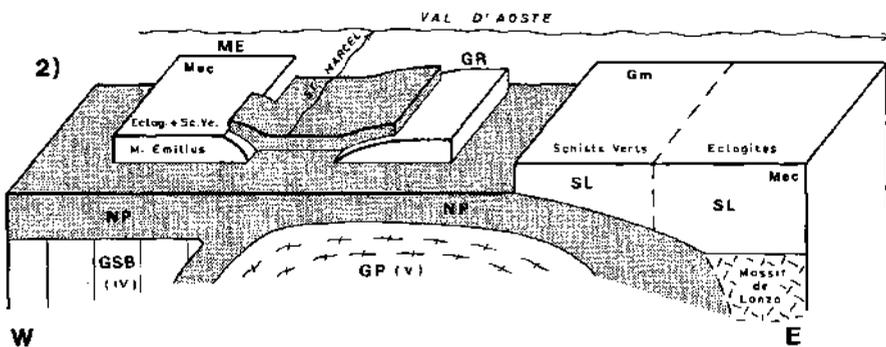
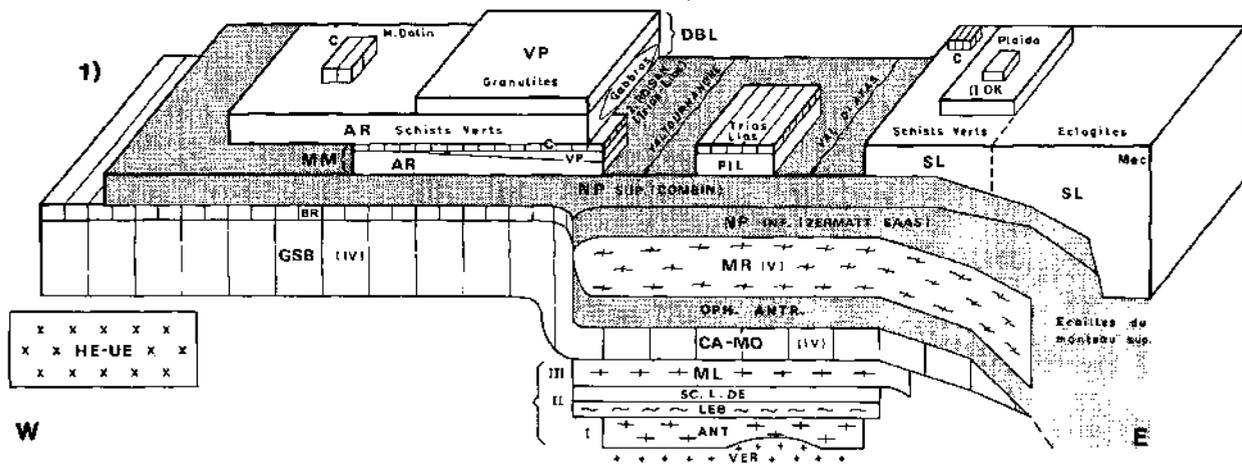
## 3) Métamorphisme

Les deux unités de la nappe piémontaise se différencient aussi nettement dans leur évolution métamorphique (fig. 6 et 7). L'unité inférieure est caracté-

risée par des associations de H.P.-B.T., aussi bien éclogitiques que dans le faciès schistes bleus, suivies d'une rééquilibration plus ou moins profonde dans le faciès des schistes verts. L'unité supérieure est par contre caractérisée par des associations de faciès schistes verts; quelques rares grenats almandins et des amphiboles sodiques s'y trouvent pourtant, mais rarement. Le pic métamorphique de H.P. est d'un âge radiométrique éoalpin, alors que les associations du faciès schistes verts sont d'un âge lépontin.

On peut résumer les caractères de la zone éclogitique à laquelle sont consacrés quelques arrêts de l'excursion dans le Val d'Aoste. Le pic métamorphique est représenté par les associations à omphacite-grenat-rutile  $\pm$  zoisite-quartz qui s'observent dans les métavolcanites basaltiques et dans les ferro-gabbros. Ces minéraux apparaissent, même si cela est rare, dans les micaschistes plus ou moins carbonatés de la couverture sédimentaire. Grenats et pyroxènes sont souvent zonés. On trouve localement du disthène. L'histoire métamorphique est tout de même un peu plus compliquée puisqu'on y trouve des associations prééclogitiques dans le faciès des schistes bleus (petites amphiboles sodiques incluses dans les grenats, pseudomorphoses de lawsonite). De même les paragenèses postéclogitiques sont fréquentes: parmi celles-ci, une ou deux générations de glaucophane, une lawsonite secondaire, du chloritoïde, des amphiboles calciques de types variés et de l'albite... Il s'agit d'une séquence évolutive connue dans les Alpes depuis le début du siècle, qui marque la rétro-morphose progressive (en termes de pression) des associations de pression maximale (fig. 7). Les caractéristiques pétrologiques (P 10-12 kb, T 450 °C), l'existence d'un gradient métamorphique transversal à la chaîne (augmentation de P vers les zones plus internes), la complexité de l'histoire métamorphique qui précède (prograde) et qui suit (décompression), le pic du métamorphisme éoalpin sont des éléments en faveur d'un modèle de métamorphisme de subduction typique de l'unité inférieure de la nappe piémontaise en Val d'Aoste.

L'événement métamorphique dans le faciès schistes verts d'âge lépontin développe les associations à albite porphyroblastique, actinote, épidote et chlorite (fig. 7) qui se surimposent à celles de H.P. de l'unité inférieure et prédominent dans la supérieure. Dans la vallée d'Aoste, on peut estimer les conditions physiques à 3-4,5 kb et 450-550 °C, avec un gradient longitudinal, qui croît vers l'Est, lié à la mise à l'affleurement des parties les plus profondes de la chaîne. Il s'agit certainement d'un événement méta-



morphique postérieur à la collision continentale et à deux phases de déformations (F1 et F2). Il est à mettre en relation avec la rééquilibration thermique de la lithosphère épaissie après la collision.

#### 4) Déformations.

Les déformations alpines de la nappe piémontaise sont semblables à celles décrites pour la zone Sésia-Lanzo. Deux phases de déformation (F1 rare et F2 ubiquiste) se développent pendant les étapes évolutives du métamorphisme de H.P.-B.T. F1 et F2 sont des plis sans racines internes dans les unités tectoniques et liés à une lithologie particulière; dans d'autres cas, F2 reploie une telle anisotropie. Durant les phases F1 et F2 de transposition, se développe un intense boudinage. F3 se déroule pendant l'évènement lépontin, suivi de plis F4.

### 3. Alpes centrales

Le caractère fondamental des Alpes centrales est le phénomène métamorphique de haut degré lépontin. Cet évènement métamorphique du Tertiaire moyen comprend des séries de faciès de pression moyenne semblables à celles du type Barrow. Dans les métapelites, on peut observer les zones minéralogiques suivantes disposées suivant un degré métamorphique croissant : chloritoïde, disthène + staurotide, sillimanite. En dépit de complications tectoniques, ces zones minérales sont disposées de façon simple et se présentent en zones semi-concentriques, la plus interne contenant la sillimanite. Ces zones sont coupées de façon abrupte par la ligne insubrienne vers le Sud.

---

Fig. 5a. - Schéma de la position géométrique des unités (on a éliminé les phases de replissement principales) dans la chaîne de collision des Alpes internes occidentales au N (1) et au S (2) de la Vallée d'Aoste. Profil gravimétrique (3) et sismique (4) (VP) le long de la coupe : Mt. Blanc - Castellamonte - plaine de Turin.

Légende : 1 : Unité helvétique-ultrahelvétique (HE-UH), prolongation dans la croûte intermédiaire; 2 : Unité pennique inférieure du Val d'Ossola : couloir de Verampio (VER), couverture d'Antigorio (ANT), Lebendum (LEB), schistes lustrés de Devero (SC.L.DE) et Monte Leone (ML); 3 : Nappe pennique IV du Grand-Saint-Bernard (GSB), avec couverture briançonnaise (BR), unité interne de Camughera et Moncucco (CA-MO); 4 : Unité ophiolitifère d'Antrona (OPH-ANTR) avec une séquence à affinité océanique et reliques écolitiques semblables à celles de l'unité piémontaise inférieure; 5 : Nappe pennique interne (V) du Mont Rose (MR); 6 : Nappe ophiolitique piémontaise subdivisée en unité inférieure (Zermatt-Saas) et supérieure (Combin); 7 : Système austro-alpin de la zone Sésia Lanzo (SL) et des klipptes de la Dent Blanche s.l. (Dent Blanche s.s. : DBL, Mt Mary : MM, Pilonet : PIL, Emilius : ME, et glacier Rafray : GR; pour ces deux dernières on indique la position tectonique dans l'unité piémontaise).

Subdivision tectonique interne et métamorphisme alpin du système austro-alpin : unité tectonique supérieure de Valpelline (VP) et de la II zone dioritico-kinzigitique (II DK), unité tectonique inférieure d'Arolla (AR) et des gneiss Minuti (Gm) + Micaschistes écolitiques (Mec), lambeaux de couverture triassico-liassique (C).

*Geometrical position of different units sketch (after main refolding phases have been eliminated) in the collisional chain of internal Alps at North (1) and South (2) of Aosta Valley. Gravimetric (3) and seismic (4) profile along the cross section Mont Blanc-Castellamonte-Torino plain.*

1 : Helvetic and ultrahelvetic unit (HE-UH), extension in the intermediate crust; 2 : lower pennic unit of Val d'Ossola : Verampio dome (VER), Antigorio cover (ANT), Lebendum (LEB) Devero « schistes lustrés » (SC.L.DE) and Monte Leone (ML); 3 : IV pennic nappe of Grand-Saint-Bernard (GSB), with Briançonnais cover (BR), internal unit of Camughera and Moncucco (CA-MO); 4 : Ophiolitiferous unit of Antrone (OPH-ANTR) including a sequence with oceanic tendency and eclogitic relicts similar to the lower piemontese unit ones; 5 : Internal pennic nappe (V) of Mt. Rose (MR); 6 : Ophiolitic piemontese nappe divided in lower unit (Zermatt Saas) and upper (Combin); 7 : Austro alpine system of the Sesia Lanzo zone (SL) and klipptes of the Dent Blanche s.l. : (Dent Blanche s.s. (DBL), Mont Mary (MM), Pilonet (PIL), Emilius (EM) and Glacier Rafray (GR); for the two latest, tectonic position in the piemontese unit is indicated.

Internal tectonic subdivision and alpine metamorphism of the Austro-alpine system : upper tectonic unit of Valpelline (VP) and of the II dioritico-kinzigitic zone (II DK), lower tectonic unit of Arolla (AR) and of the minuti Gneiss (Gm) + eclogitic micaschists (Mec), elements of triassic-liassic cover (C).

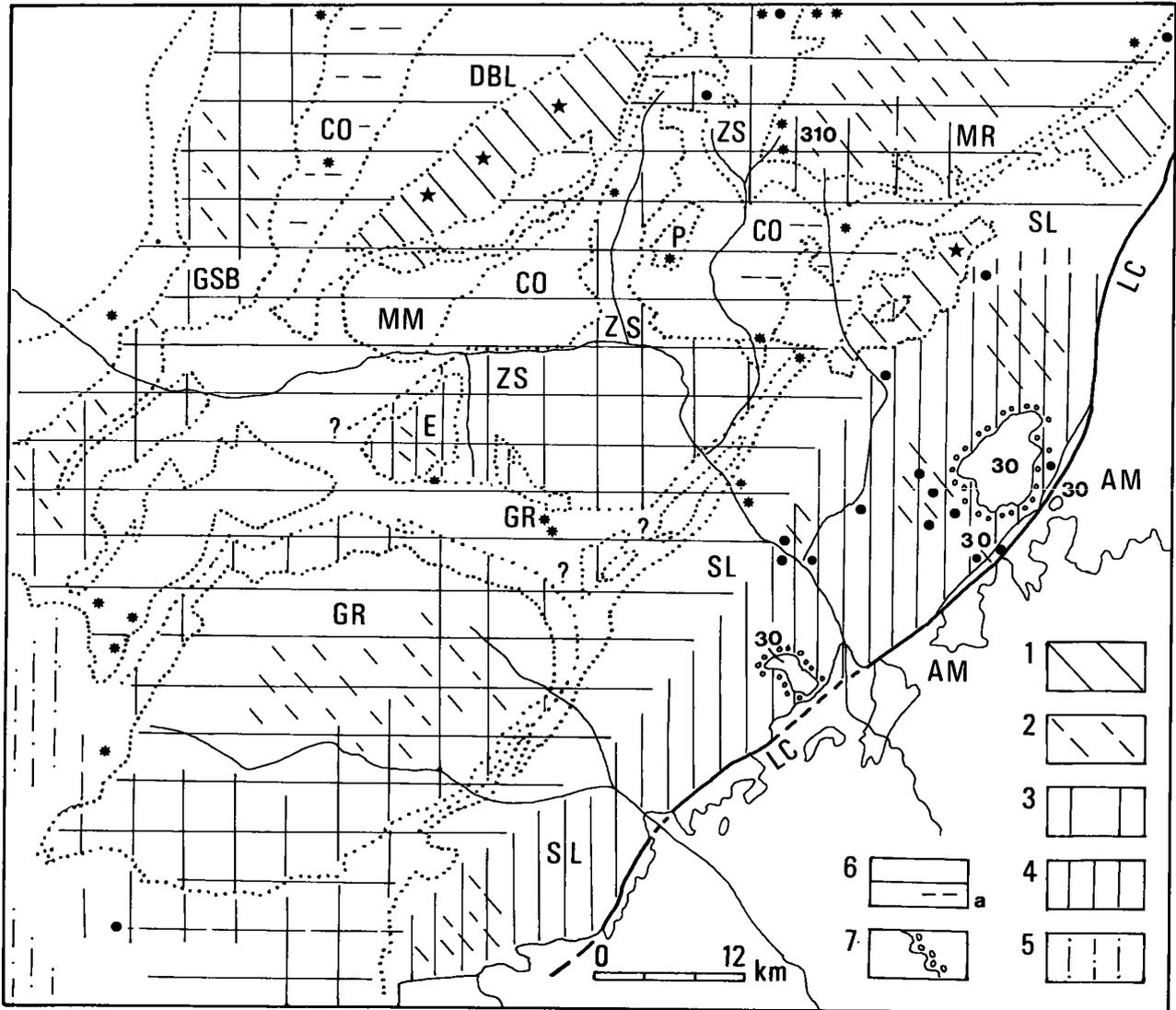


Fig. 6. - Distribution schématique du métamorphisme alpin dans les Alpes nord-occidentales internes. Le fond topographique et tectonique est celui de la fig. 4.

Légende : 1 : rares traces de pseudomorphoses de disthène et sillimanite et retromorphose plus diffuse dans le faciès des schistes verts de l'unité supérieure granulitico-amphibolitique préalpine du système austro-alpin ; 2 : reliques des associations préalpines de haut degré dans les socles cristallins penniques et austroalpins ; 3 : métamorphisme de haute pression et basse température avec associations écolitiques dans la croûte continentale austro-alpine (événement éoalpin, Crét. sup. Paléocène) ; 4 : Métamorphisme de haute pression et basse température avec associations écolitiques (âges locaux éoalpins) plus ou moins destabilisées par la surimposition des associations du faciès schistes verts\* ; 5 : associations a glaucophane et lawsonite ; 6 : associations du faciès schistes verts d'âge lépontin (Eocène-Oligocène inf.), contenant localement l'almandin et l'amphibole sodique (a) et passant aux associations du faciès amphibolite dans l'Ossola-Tessin ; 7 : métamorphisme de contact produit par les plutons oligocène de Biella et Traversella. Les nombres indiquent les âges radiométriques des roches intrusives et effusives. Les cercles noirs : âge éoalpin des micas et amphiboles. Astérisques : âge lépontin. Etoiles : âge de refroidissement dans les micas préalpins de la série de Valpelline et de la II zone dioritico-kinzigitique, (140-240 m.a.) (Données de HUNZIKER, BOQUET *et al.*, DELALOYE et DESMONS).

(\*) lawsonite locale postécolitique dans la zone Sésia Lanzo méridionale.

On rencontre des migmatites non seulement dans la zone de la sillimanite, mais aussi au dehors vers le Nord (Val Maggia). On ne peut encore affirmer si ces migmatites se sont formées au cours des phases hercynienne ou alpine. Mais, d'un autre côté, des pegmatites alpines récentes apparaissent à travers toute la zone de la sillimanite.

Les conditions de température et de pression au cours de la phase lépontine de haut degré ont varié de 3 kb-400 °C dans la zone du chloritoïde à 6-7 kb et 650-700 °C dans la zone de la sillimanite. Toutefois, bien que des péridotites et des éclogites de très haut degré métamorphique (20-25 kb et 800 °C) soient présentes dans la nappe inférieure pennique Adula-Cima Lunga, on ne saurait dire actuellement s'il s'agit d'un métamorphisme alpin précoce ou d'une phase pré-mésozoïque.

Sur la majeure partie de la région affectée par la phase lépontine de haut degré, on peut observer trois phases tectoniques majeures. En général, le pic métamorphique du faciès amphibolite se produit entre la seconde et la troisième phase de déformations, mais des recristallisations décroissantes s'étalent après la déformation pénétrative.

Une étude géochronologique détaillée a montré que le pic métamorphique de la phase lépontine s'était produit à environ 38 MA. Des âges plus jeunes obtenus sur biotite et muscovite (Rb/Sr et K/Ar) s'étalent entre 32 et 8 MA, interprétés comme des

âges de refroidissement. La décroissance régulière de ces âges de l'Est (région de Bergell) vers l'Ouest (région du Simplon), et du Sud (ligne insubrienne) vers le Nord (région du Simplon) est considérée comme le résultat d'un soulèvement postmétamorphique.

Vers le Sud-Ouest et le Nord-Est de la zone lépontine de haut degré apparaissent des reliques d'une phase alpine précoce de haute pression. Des associations de faciès schistes bleus et éclogite ont été partiellement ou totalement remplacées par des associations du faciès schistes verts (prasinites) de la phase lépontine. Ce métamorphisme alpin précoce est bien développé dans la région de Zermatt-Saas Fee et dans la partie frontale de la nappe de l'Adula. Les âges radiométriques indiquent que cette phase métamorphique de haute pression liée à une subduction se déroule entre 60 et 90 MA (cf. supra).

Les trois jours d'excursion en Suisse permettront de visiter :

- des roches métamorphiques de haute pression de la phase alpine précoce dans la région de Zermatt.
- des métasédiments à disthène de la phase de pression intermédiaire et la transition du faciès des schistes verts vers le faciès amphibolite appartenant à la phase métamorphique lépontine (Col de Lukmanier).
- des péridotites à grenat et des éclogites d'âge inconnu à l'Alpe Arami.

---

*Schematic disposition of alpine metamorphism in the north occidental internal Alps. Topographic and tectonic background is established in fig. 4.*

1 : Scarce pseudomorphosis of kyanite and sillimanite and diffuse retromorphosis in the greenschist facies among the upper prealpine granulitic-amphibolitic unit of the austro alpine system ; 2 : relicts of high grade pre-alpine assemblages in pennic and austro alpine crystalline basements ; 3 : High pressure and low temperature metamorphism with eclogitic assemblages in the continental austro alpine crust (eoalpine : Cret. sup. Paleoc. event). ; 4 : High pressure low temperature metamorphism with eclogitic assemblages (local eoalpine ages) more or less destabilised by overprinting of greenschist facies assemblages, post eclogitic local lawsonite in the southern Sesia Lanzo Zone ; 5 : Glaucophane-lawsonite assemblages ; 6 : Greenschist facies assemblages of lepontine age (Eocene Oligocene inf.), locally including almandinous garnet and sodic amphibole (a) and passing to amphibolite facies assemblages in Ossola-Ticino ; 7 : Contact metamorphism produced by plutons of Biella and Traversella. Numbers indicate radiometric ages of intrusive and effusive rocks. Full circle : mica and amphibole age. Asterisk : lepontine age ; Stars : cooling ages of prealpine micas in the Valpelline serie and II dioritic-kinzigitic zone, (140-240 m.y.) (Datos of HUNZIKER, BOQUET *and al.*, DELALOYE and DESMONS).

**ZONE SESIA-LANZO**

	ANTETRIAS		METAM. EOALPIN			METAM. LEPONTINE		MIN. DE LITHOCLASE
	METAM.	MAGM.	PROGRADE	CLIMAX	DECOMPR.	PH TARDIVE		
KF								Adul
Plag						Ab	Ab-Ol	Ab
Bi rouge								
Bi								
Mu								
Ph								
Parag								
Grt								
Sill								
Ca-Cpx								
Jd								
Omph								
Chlorom								
Aeg - Aug								
Hornbl								
Na - Amph								
Ca - Amph								
Ky								
Epid				zo	Cl-zo	Fe- $\epsilon$ p		
Lw			?					
Pump								
Stilpn								
Chlde								
Chl								
Ru								
Tit								

**NAPPE PIEMONTAISE**

	MAGM.	MET. OCEAN.	METAM HP - BT			METAM. LEPONTINE		MIN. DE LITHOCLASE
			PROGRADE	CLIMAX	DECOMPR.	PH TARDIVE		
Cpx						Ab	Ab	Ab
Plag							Ab-Ol	
Grt						Mn		
Omph								
Na - Amph								
Ca - Amph								
Ph								
Parag								
Chlde								
Chl								
Bi								
Lw								
Ru								
Ti								
Crisot-Liz								
Antig								
Ti Clhum								
Roding								

Fig. 7. - Schéma des associations minéralogiques alpines et préalpines de la zone Sésia Lanzo et de la nappe piémontaise, largement simplifié et pour certains aspects hypothétique.

*Schéma of prealpine and alpine mineralogical assemblages of Sesia Lanzo zone and piemontese nappe, largely simplified and for some points hypothetical.*

## DESCRIPTION DES ARRÊTS

### PREMIÈRE JOURNÉE

Départ de Grenoble, direction Gap, par la route N 85. Avant le Col Bayard, bifurcation vers Saint-Bonnet-en-Champsaur, puis Saint-Michel-de-Chaillol par la route D 43b. La carte touristique pour cette journée et les suivantes en France est la carte Michelin n° 77 Grenoble-Gap. La carte géologique recouvrant l'ensemble des zones concernées est la feuille Gap au 1/80 000. Pour la première journée, la carte topographique détaillée est celle d'Orcières 1-2 au 1/25 000.

#### Arrêt 1-1. (4954, 904).

De Saint-Michel-de-Chaillol à pied, vers le lieu-dit « Refuge en Ruines » (1 786 m). Au cours de la journée, il sera possible de voir *les principaux aspects du métamorphisme à zéolites et prehnite-pumpellyite aussi bien en roche que dans des fissures minéralisées.*

#### Situation géologique.

La région du Chaillol se situe sur le versant méridional du massif cristallin du Pelvoux que l'on voit pointer vers le Nord au sommet du Vieux Chaillol (3 162). Sur ce massif cristallin constitué de bandes de gneiss, de granites et de brèches de micaschistes, et sur sa couverture mézoïque repose en discordance une série éocène peu déformée constituée de trois termes :

- des calcaires à nummulites contenant parfois des décharges conglomératiques riches en galets de socle;
- des marnes à globigérines contenant une abondante faune priabonienne;
- des grès feldspathiques, les « grès du Champsaur », constituant une série de 500 m d'épaisseur environ. Ces grès contiennent localement des passées plus fines de schistes noirs surtout à leur sommet. Le

plus souvent, ces grès contiennent des feldspaths alcalins et des microgalets d'origine granitique. Le quartz est abondant et les figures de sédimentation sont remarquables (granoclassement, figures de base de bancs et stratification entrecroisée, galets mous). Dans la région visitée, on rencontre également des grès riches en matériaux volcano-détritiques. Il s'agit alors de véritables grauwackes de nature andésitique dont on ignore les zones d'approvisionnement. Ce sont ces faciès qui contiennent le plus de minéraux de métamorphisme. Ils prennent alors l'aspect de grès mouchetés.

#### Métamorphisme.

Les minéraux rencontrés aussi bien dans les roches que dans les fentes sont les suivants : quartz, albite, feldspath potassique, laumontite, heulandite, prehnite, pumpellyite, épidote, calcite, chlorite, stilpnomélane, mica blanc.

a) *Dans les roches*, on rencontre souvent un mélange de deux origines sédimentaires différentes, les produits détritiques originaires du socle granitique riches en phases potassiques et les produits clastiques issus du volcanisme basique. Ce mélange de matériaux peut conduire à des milieux différents pour la croissance des minéraux de métamorphisme. A partir des produits volcaniques (plagioclases, pyroxènes, amphiboles) se développent essentiellement des agrégats à laumontite, albite et prehnite avec la pumpellyite, lorsqu'une phase ferromagnésienne est voisine d'un plagioclase. Le plus fréquemment, la prehnite se rencontre en minces filonnets recoupant les plagioclases. Ces petits agrégats minéraux sont responsables de l'aspect moucheté de la roche. Dans les milieux potassiques, le mica blanc et le stilpnomélane se développent, mais il arrive souvent que des microgalets issus du socle contiennent des minéraux formés au cours d'une phase ancienne de métamorphisme hydrothermal, c'est le cas pour l'association de l'albite et de l'épidote dans certains galets.

b) *Dans les fentes*, on retrouve en partie la même minéralogie, mais les phases potassiques en sont toujours absentes. Les fentes les plus fréquentes sont celles qui contiennent l'association calcite-prehnite-quartz. Localement, ces fentes ouvertes montrent des prehnites de plusieurs millimètres en crête. La plupart de ces fentes sont verticales ou proches de la verticale avec une direction parallèle au contact entre la couverture et le socle. Dans certains cas, il est évident que ces fentes ont été refermées et broyées par la tectonique, la prehnite y présente un aspect mylonitique caractéristique; ce phénomène a pu se

produire plusieurs fois et se termine presque toujours par un stade de fente ouverte contenant la calcite et le quartz.

A 200 m en altitude sous le col de la Pisse, un arrêt est prévu dans un torrent qui permet d'observer une fente complexe. On peut y trouver des spécimens ouverts contenant la prehnite et le quartz, mais on peut observer une phase de fissuration contenant essentiellement de la laumontite fibreuse. Localement ces fentes contiennent la laumontite et la calcite, les cristaux y sont alors automorphes et bien développés. Ce sont les fentes qui dominent dans la partie supérieure de la série gréseuse, les fentes les plus complexes permettant d'observer du bord vers le centre la succession suivante : pumpellyite et quartz, avec parfois la laumontite, puis développement de la prehnite en gerbes associée à la calcite, dans le centre de la fente, calcite et quartz sont souvent les derniers minéraux observables. Ce schéma semble dominer dans les fentes les plus complètes et a été rencontré plusieurs fois.

c) *Les conditions de formation* de ce métamorphisme sont difficiles à cerner avec une grande précision. La heulandite est présente, mais très rare, et ses relations avec la laumontite n'ont pas été clairement explicitées. Mais la présence de ces deux minéraux nous permet, d'après les données expérimentales, de considérer que la température se situe entre 150 et 250 °C pour une pression faible (500 m de sédiments, si l'on considère que PS = PF). La wairakite a été recherchée, mais pas encore rencontrée. Une étude détaillée des inclusions fluides des fentes et de quelques roches a permis de mieux préciser les conditions de formation des minéraux. Entre le socle sous-jacent et le sommet de la série, on peut considérer que les températures doivent s'étaler entre 230 et 170 °C lors de la phase la plus chaude. Dans une même fente, les températures varient de façon importante, les températures les plus chaudes rencontrées sont le plus souvent au cœur de la fissure.

Il semble que, dans cette région, la laumontite et la prehnite soient stables dans des conditions voisines. Il est vraisemblable que le chimisme de la solution circulant dans les fissures joue un rôle déterminant dans le choix entre la laumontite et la prehnite. Le contrôle de la concentration en Ca et Si de la solution pourrait être assuré par la teneur en CO<sub>2</sub> et déterminer les différents silicates calciques pour une même concentration en Al de la solution.

Retour par le col de Manse. Panorama sur le Gapençais et le lac du barrage de serre-Ponçon. Etape à Guillestre.

## DEUXIÈME JOURNÉE

Cette journée est consacrée à l'examen des roches métamorphiques de haute pression dans le faciès des schistes bleus. Une longue journée en montagne est prévue (environ 900 m d'ascension).

### Arrêt 2-1. (4949, 945).

Panorama de l'anticlinal de nappes du Guil. On pourra également échantillonner des fentes contenant : lawsonite, phengite, calcite, quartz, albite, feldspath potassique. La lawsonite y est sous la forme fibreuse et peut atteindre plus d'un centimètre de long. L'étude des inclusions fluides avec dosage de Na et K dans les fluides du quartz à l'équilibre avec les feldspaths permet de fixer la température de formation autour de 320 °C. On peut alors estimer la pression de formation à près de 4 kb.

### Arrêt 2-2. (4945, 961).

#### *Roche noire.*

Au fond de la vallée du Cristillan, affleure une grosse masse de serpentinites (formant en particulier le sommet de roche Noire, 3129 m) à l'intérieur de laquelle sont incluses des roches basiques (fig. 2.1.).

a) *Les pillow-lavas.* Très étirés, mais encore facilement reconnaissables, ils forment des ellipsoïdes aplatis séparés par une matrice schisteuse.

Minéralogie : pillow = glaucophane-mica blanc-sphène ; matrice = chlorite-épidote-mica blanc-sphène.

Il n'y a pas de minéraux reliques.

Si l'on considère les compositions chimiques des pillow-lavas comme de la matrice, il est évident que les roches ont été altérées ou spilitisées en milieu océanique, avant le métamorphisme alpin. Les fortes teneurs en potassium évoquent plutôt une altération à basse température.

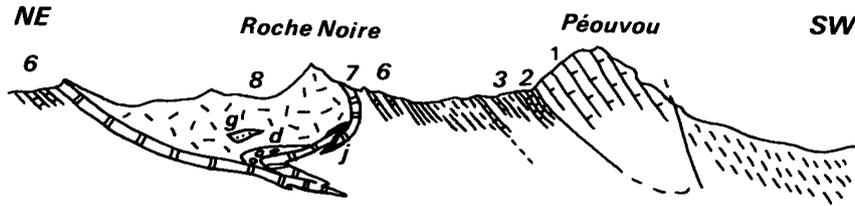


Fig. 2.1. - Coupe schématique de l'arête Péouvou, Roche Noire entre Ubaye et Cristillan.

1 : Trias dolomitique; 2 : Rhétien; 3 : Calcaires et calcschistes du Lias; 6 : Formation de la Replatte; 7 : calcaires marmoréens (localement associés à des jaspés : j); 8 : Ophiolites (serpentinites et ophicalcites); g : Gabbros; d : diabases en coussins.

*Schematic cross section of the Péouvou, Roche Noire ridge.*

1 : dolomitic Trias; 2 : Rhetien; 3 : Liassic calcschists and limestones; 6 : Replatte formation (océanic); 7 : Pelagic marbles (locally associated to jaspers : j); 8 : Ophiolites (serpentinites and ophicalcites); g : Gabbros; d : Pillow lavas.

Les assemblages minéralogiques montrent une différence de faciès métamorphique entre le pillow-lava (schiste bleu) et la matrice (schiste vert), attribuable à une différence de pression d'eau. A cause de sa texture (abondance de verre), la matrice hyalocalstique a dû s'enrichir en eau plus que le pillow-lava au moment de l'altération, ce qui explique l'actuelle différence de faciès.

Des niveaux de brèches de pillow-lavas à matrice chloriteuse sont associés aux pillow-lavas.

b) *Les gabbros.* Un affleurement de gabbros plus ou moins bréchifiés se situe au-dessus des pillow-lavas, sans contact direct avec ceux-ci.

En règle générale, le *gabbro* n'a pas été déformé par la tectonique alpine et l'on reconnaît parfaitement les textures. C'est un *gabbro* à grands cristaux (avec des bouffées pegmatitiques) de plagioclase et clinopyroxène.

Le métamorphisme a engendré des recristallisations dans les sites des minéraux magmatiques; le clinopyroxène magmatique est présent en reliques, ainsi que la chromite; cpx : glaucophane ± jadéite, plagioclase : lawsonite + phenite.

Sur le site des chromites, se développent des minéraux extrêmement riches en chrome : jadéite chromifère, pumpellyite chromifère, phengite chromifère (mariposite) et lawsonite chromifère.

Le *gabbro* est recoupé par des *filons diabasiques métamorphisés en glaucophanites*. En certaines zones, on observe des brèches magmatiques, avec des enclaves arrondies de glaucophanites dans les *gabbros grossiers*.

Des niveaux de brèches sédimentaires sont associés au *gabbro*. Elles présentent un litage fruste et sont

composées de galets de *gabbro*, de glaucophanites (anciennes diabases), de jadéite évoquant les fentes à jadéite de Bramousse, (voir infra), avec de gros pyroènes isolés dans une matrice à chlorite + amphibole incolore. La bréchification est manifestement anté-alpine et a dû se produire en milieu océanique.

c) *Les radiolarites.* Un petit niveau de radiolarites est coïncé entre serpentinites et calcaires, sans contact direct avec les pillow-lavas. Minéralogie : quartz-crossite-mica blanc-opaques.

### TROISIÈME JOURNÉE

Consacrée à l'examen de la mine de cuivre de Saint-Véran et des roches de faciès schistes bleus qui lui sont associées, puis l'excursion se dirige vers l'Italie. Carte 1/25 000, Aiguilles 5-6.

#### Arrêt 3-1.

*Mine de cuivre de Saint-Véran (4954, 904).*

De très anciens et importants travaux ont été effectués pour le cuivre natif, mais l'activité a cessé en 1956. Le gîte se situe au contact de schistes lustrés

et de serpentinites. La roche minéralisée est un quartzite à aegyrine et riebeckite avec, au toit, des cipolins à calcite rouge et des serpentines, et, au mur, des calcschistes. Près du contact, les calcschistes sont remarquablement enrichis en lawsonite qui forme de gros prismes.

Minéralogie : altaite en fines inclusions dans la bornite (microscopique); Azurite en pellicules et en croûtes (macroscopique); Bornite massive (macroscopique), Blende xénomorphe, associée à la bornite (microscopique); Chalcocite intimement associée à la bornite (microscopique); Chalcopyrite en veinules et en plages dans la bornite (macroscopique); Covellite dans les fissures de la bornite (microscopique); Cuivre natif en fins filaments dans les pyroxènes ou en placages de plusieurs centimètres, indépendant de la minéralisation sulfurée (macroscopique); Galène en fines inclusions dans la blende et la bornite (microscopique); Hématite avec la chalcopyrite (microscopique); Malachite en pellicules et en croûtes avec l'azurite (macroscopique).

A proximité de la mines affleurent des serpentinites et des gabbros comparables à ceux du Cornivier (voir *infra*).

Les quartzites à aegyrine et riebeckite sont présumés être l'équivalent des radiolarites. L'aegyrine et la riebeckite y sont en effet présentes en quantité très variable (la roche passe localement à une pyroxénite massive) et on observe dans le Queyras tous les intermédiaires entre ces roches et les radiolarites. Les indices de cuivre sont fréquents dans les radiolarites recristallisées. Un gisement identique à celui de Saint-Véran est connu à Vezzani en Corse. Ces gisements sont donc associés aux séries à ophiolites et radiolarites de type Chabrières (océaniques).

### Arrêt 3-2. Pic du Cornivier (4950, 965).

Le pic du Cornivier lui-même et différents pointements s'échelonnant vers la chapelle de Clausis correspondant à des inclusions de gabbros dans les calcschistes.

1) *Affleurement au dessous de la route.* En montant vers le pic, on longe une bande de roches comprenant des gabbros clairs et des gabbros ferro-titanés, les relations entre les deux types étant peu claires. Les roches ne sont pas déformées, les textures magmatiques sont parfaitement préservées et on ob-

serve des variations de grain très rapides, par « bouffées ». Comme à Roche Noire, les recristallisations métamorphiques se font « par site ».

*Gabbro ferro-titané* : roche vert foncé, originellement à plagioclase (complètement transformé), clinopyroxène, ilménite et apatite dont il subsiste des reliques. Le métamorphisme se traduit par des recristallisations : cpx : aegyrine ( $\pm$  glaucophane), ilménite : sphène, plagioclase : jadéite + chlorite ( $\pm$  lawsonite).

2) *Pic du Cornivier.* Le pic lui-même est constitué essentiellement de gabbros ferro-titanés, dans lesquels le clinopyroxène se transforme surtout en glaucophane, ce qui donne aux roches un aspect bleu sombre. Le clinopyroxène est parfois frangé d'amphibole brune, tardimagmatique.

Dans les éboulis au pied du pic, de nombreux blocs présentent une foliation soulignée par les lits de glaucophane. La foliation est recoupée par des filons de glaucophanite (anciens filons de diabase), apparemment non orientés. Par comparaison avec les roches du Chenaillet, massif ophiolitique situé au Nord-Ouest du Cornivier et qui a échappé au métamorphisme alpin, on est tenté de penser que la déformation est antéalpine puisque les gabbros sont orientés, mais pas les filons. Cependant, pour l'instant, aucune amphibole de basse pression n'a été observée dans ces roches.

Sur le versant nord du Cornivier, des filons leucocrates (à quartz + jadéite  $\pm$  glaucophane) recoupent les gabbros. Ils correspondent probablement aux termes extrêmes de différenciation à l'intérieur des gabbros.

3) *Torrent de Bramousse.* Le torrent de Bramousse est parsemé de gros blocs de roches vertes, d'origine glaciaire, provenant vraisemblablement du démantèlement d'un affleurement ophiolitique lié à celui du Pic Marcel.

L'essentiel des blocs est formé de *gabbros* à grain variable (bouffées pegmatitiques). On retrouve les deux types magmatiques déjà décrits au Pic du Cornivier :

a) les gabbros clairs à plagioclase-clinopyroxène, où subsistent des reliques de clinopyroxène, mais le plagioclase est totalement recristallisé. Encore une fois, le métamorphisme a engendré des recristallisations par site : plagioclase, mica blanc + lawsonite et/ou zoisite, cpx : glaucophane.

b) les gabbros sombres, ferro-titanés à plagioclase-clinopyroxène-ilménite-(apatite), où les paragenèses

métamorphiques sont : cpx : aegyrine ( $\pm$  glaucophane) en rares reliques, plagioclase, jadéite chlorite + lawsonite et/ou zoïsite, ilménite, sphène.

On observe parfois un litage, à l'échelle centimétrique à décimétrique, de bandes claires et de bandes sombres, plus ou moins riches en plagioclases, évoquant des processus cumulatifs pour expliquer les deux types de roches.

Les gabbros sont souvent recoupés par des *filons diabasiques* à grain fin, dépourvus de reliques, présentant l'association glaucophane-sphène. On observe parfois des textures évoquant des brèches magmatiques, les diabases fines se présentant en boules dans les gabbros grossiers. Certains blocs présentent enfin une foliation marquée par des niveaux d'enrichissement en glaucophane.

Un des traits caractéristiques de gabbros de Brousses est l'abondance des *amas de jadéite*. Les gabbros sont parfois recoupés par des filonnets de jadéite, à l'aspect souvent bréchiq, alors que la roche elle-même peut en être dépourvue. Ces concentrations de jadéite pourraient correspondre à d'anciennes fissures remplies par de l'albite ou de l'analcime au cours d'un épisode métamorphique dans la croûte océanique. Lors de l'épisode alpin, ces amas monominéraux de composition particulière se transformeraient en jadéite.

Les filonnets à jadéite sont souvent recoupés par des filonnets plus tardifs à pumpellyite (vert plus soutenu) ou à albite-chlorite, correspondant à l'épisode tardif du métamorphisme alpin.

Dans le torrent de Brousses, on trouve également de rares blocs de pillow-lavas plus ou moins bréchifiés et de serpentines.

*Retour à Guillestre-Briançon-Montgenèvre.* Du col du Montgenèvre on descend sans arrêt toute la vallée de Suse jusqu'à la plaine de Turin. Dans la partie supérieure de la vallée, entre le Montgenèvre et Oulx, on traverse la nappe piémontaise des schistes lustrés à ophiolites, où l'on trouve surtout des paradérivés, les métaophiolites étant des serpentines, métagabbros et pillow-lavas. Le faciès métamorphique dominant est celui des schistes bleus à lawsonite, souvent repris par le faciès schistes verts tardif. Entre Oulx et Suse, la vallée devient plus étroite et coule le long de la limite tectonique entre la nappe piémontaise (rive droite) et le massif d'Ambin, unité interne de la nappe du Grand-saint-Bernard. Ce dernier comprend un socle polymétamorphique pré-namurien, une série continentale datée du Paléozoïque supérieur et une couverture mésozoïque de type briançonnais. Il se

caractérise, du point de vue métamorphique, par des paragenèses à pyroxènes jadéitiques, amphiboles sodiques, chloritoïde.

A partir de Suse, on retrouve les séries piémontaises ophiolitiques des deux côtés de la vallée. Entre Bussoleno et Condove apparaît la nappe piémontaise, la carapace de la nappe pennique de Dora-Maira, équivalent méridional de la nappe du Grand Paradis et du Mont Rose (fig. 1). Elle est essentiellement constituée d'orthogneiss (métagranitoides et gneiss œillés) et de gneiss minuti d'origine controversée. Entre Condove et Almese, la vallée de Suse coupe le secteur interne (zone des racines) de la nappe piémontaise, surtout composée de roches vertes éclogitiques souvent bien conservées (Rocca Bianca). Dans le trajet final de la vallée, on peut observer, sur la droite, l'amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana et, sur la gauche, la terminaison méridionale du massif lherzolitique de Lanzo.

On remonte ensuite la plaine vers le Nord et on entre dans la vallée de l'Orco qui, entre Cuorgne et Pont-Canavese, est taillée dans le complexe des micaschistes éclogitiques de la zone Sesia-Lanzo (fig. 4).

## QUATRIÈME JOURNÉE

L'excursion de cette journée est réservée à l'examen de la croûte continentale éclogitique de la nappe austro-alpine de Sesia-Lanzo (métagranitoides, parascistes et metabasites éclogitiques) dans la région du Mont Mucrone, près d'Oropa. L'itinéraire rejoint Oropa, puis utilise le funiculaire jusqu'au Mucrone (fig. 4).

### Arrêt 4.1. Métagranitoides éclogitiques du Mont Mucrone (paroi est).

De l'arrivée du téléphérique, on rejoint le lac du Mucrone et, de là, par un sentier, des prés et de la pierraille, la paroi est du Mont Mucrone (45 %) qu'on longe du Nord vers le Sud. En place et dans les éboulis, on peut observer des types variés de métagranitoides de composition chimique granodioritique à quartzodioritique, à structures magmatiques relic-tuelles (grenue à porphyrique). Parmi les minéraux

magmatiques, on peut observer : quartz, biotite, feldspath potassique. La matrice, gris-vert, montre au microscope une complète substitution du plagioclase originel en jadéite, zoisite et quartz ; la biotite montre des couronnes réactionnelles de phengites et grenats, le quartz magmatique est partiellement recristallisé en agrégats polygonaux ; le feldspath potassique est intact. Les métagranitoïdes contiennent de nombreuses inclusions authigènes ovoïdales ou enallogènes (micaschistes encaissants) à paragenèses éclogitiques et avec une schistosité encore bien visible ; ils sont parfois recoupés par des filonnets d'ophites et de pegmatites métamorphiques. Ces métagranitoïdes sont des reliques mégascopiques dans une zone où tous les passages graduels sont observés jusqu'à des orthomicaschistes : phengite, grenat, pyroxène sodique, zoisite  $\pm$  glaucophane. Vers le Nord, le contact intrusif est conservé, repris par le métamorphisme HP-BT, entre les métagranitoïdes et les paraschistes encaissants qui sont eux-mêmes transformés en roches massives quartzo-grenatifères à pyroxènes sodiques.

Les principaux lithotypes et leurs minéraux ont été analysés et indiquent des pressions de 12-27 kb pour 500 à 600 °C. Les associations de H.P. ont donné des âges radiométriques éoalpines (Crétacé supérieur-Paléocène).

On retourne ensuite au lac Mucrone et on remonte vers le Nord-Est jusqu'à une vallée comblée d'éboulis située au pied du Mont Rosso.

#### **Arrêt 4.2. Paraschistes éclogitiques à reliques préalpines et boudins éclogitiques.**

Dans les blocs d'un éboulement et dans les petits affleurements en place, on peut observer des paraschistes éclogitiques (jadéite, grenat, quartz) avec des reliques de paragenèses à mobilisats pegmatitiques. Les reliques préalpines sont de la biotite (macroscopique), du feldspath potassique, de la sillimanite fibrolitique et du grenat. Le plagioclase est entièrement transformé en jadéite, zoisite et quartz et la sillimanite en disthène très fin. Les paraschistes contiennent des lentilles de dimensions variées d'anciennes métabasiques (avec de rares reliques de hornblende brune) transformées en éclogites (omphacite, grenat  $\pm$  zoisite, glaucophane, mica blanc).

On redescend au téléphérique et, sur le trajet, on peut observer et échantillonner diverses variétés de micaschistes éclogitiques (ortho- et para-), d'éclogites, de glaucophanites, etc...

L'analyse structurale faite dans la région du Mucrone montre que la plus ancienne orientation méso-

copique est à attribuer, dans les paraschistes, à un litage fait de lentilles aplaties de pegmatoïdes et de lits de metabasites. Des plis isoclinaux, d'âge préalpin, déforment ce litage : on les observe bien dans les zones où les reliques minérales préalpines sont bien préservées. Des filons de granitoïdes préalpines, dans le litage maintenant, sont un élément supplémentaire dans la géométrie des paraschistes. La majeure partie de l'histoire de la déformation alpine est à mettre en rapport avec le métamorphisme H.P. On observe deux ensembles de plis mésostructuraux superposés, tous deux possédant un clivage de crénulation de type foliation de plan axial (plus ou moins différenciée), ils se sont développés avant la transformation rétrograde des pyroxènes jadéitiques. Les métagranitoïdes de la paroi est du Mont Mucrone sont un des corps intrusifs préalpines les moins foliés du complexe interne des micaschistes éclogitiques : quelques traces seulement de cisaillements se sont développées, contemporaines des transformations de HP.

On descend à Oropa avec le téléphérique et on rejoint par la route le Caffè Alto Biellese.

#### **Arrêt 4.3. Agglomérats volcaniques oligocènes, Caffè Alto Biellese, Favaro.**

La coupure de la route met à nu la couverture volcano-sédimentaire du secteur interne de la nappe Sesia-Lanzo. On observe à cet endroit des andésites et des trachy-andésites riches en inclusions, souvent de grandes dimensions, de micaschistes éclogitiques à grenat, pyroxène et amphiboles sodiques. Il s'agit d'un témoin, de même que les plutons de Biella et Traversella et des innombrables filons calco-alcalins à ultrapotassiques, du magnatisme post-collision qui s'est produit entre 33 et 29 MA dans le secteur interne de la pile de nappes en voie de soulèvement et dans les Alpes méridionales contiguës.

Etape à Ivrea.

## **CINQUIÈME JOURNÉE**

Après l'examen du métamorphisme éclogitique dans la croûte continentale austro-alpine, l'excursion va se consacrer pendant deux jours aux séquences

ophiolitiques de la nappe piémontaise et à leurs associations métamorphiques caractéristiques de H.P. et B.T.

L'itinéraire part d'Ivrea et remonte la vallée d'Aoste jusqu'à Saint Marcel (fig. 4). On traverse de nouveau la zone Sesia-Lanzo constituée principalement par le complexe des micaschistes écolitiques (jusqu'à Bard) et ensuite par le complexe des gneiss minuti avec des associations dans le faciès schistes verts d'âge lépontin (de Bard à Verrès). Vue sur la voie romaine (près de Bard) et du fort de Bard. A partir de Verrès, on entre dans la nappe piémontaise des schistes lustrés à roches vertes. Au fond de la vallée d'Aoste, elle est surtout représentée par son unité inférieure (ou de Zermatt-Saas). En amont de Verrès, sur la gauche, vue sur les nombreuses carrières d'ophicalcites. A partir de Saint Marcel, on remonte une route étroite qui conduit au Vallon de Saint Marcel. On laisse le car aux environs du restaurant « Au Pâturage » et on poursuit à pied dans la réserve de chasse du baron Turati. Si le temps le permet, un panorama sur toute la région (nappe de la Dent Blanche, nappe piémontaise, nappe du Mont Rose, Mont Blanc, etc...) sera commenté.

#### **Arrêt 5.1. Mine à Cu-Fe de Servette, Vallon de Saint Marcel.**

Elle se trouve à 1 800 mètres environ, sur le versant droit du Vallon de Saint Marcel (fig. 5.1.). Le gisement continue vers la mine inférieure de Chuc, au bord du torrent. Aujourd'hui abandonnée, la mine de Servette offrait à l'exploitation les minerais suivants : pyrite prédominante, chalcopyrite, malachite. De plus on peut observer de la blende, rare, de la magnétite, de l'hématite, de la bornite, de la néodigénite, de la pyrrhotine, de la marcassite et de la mackinawite. L'intense recristallisation alpine et la très forte déformation n'ont pas permis la conservation de structures de type colloforme, indiquant un dépôt hydrothermal préorogénique, comme on a pu l'observer dans de nombreuses minéralisations similaires de la nappe piémontaise.

La minéralisation est située dans une séquence métabasique tout à fait particulière du point de vue chimique et minéralogique. Il s'agit de roches à gros grain, contenant : chlorite, mica blanc, quartz, grenat, zoisite, glaucophane et chloritoïde, souvent de taille géante. On y trouve des metabasaltes à texture relique de « pillow-lavas »; l'ensemble s'enrichit vers le haut en quartz, mica  $\pm$  carbonates. Ces roches curieuses (hyaloclastites ou tufs avec une forte altération hydrothermale préorogénique ?) sont riches en  $Al_2O_3$ ,

et  $MgO$ . Elles ont été de plus transformées par un métamorphisme H.P. et B.T. Les assemblages minéralogiques dus à ce métamorphisme sont assez exceptionnels puisqu'ils présentent en particulier l'association chloritoïde-glaucophane à l'équilibre, comme le montre l'étude des coefficients de partage Fe-Mg. Les chloritoïdes se caractérisent d'autre part dans cette association par leur très forte teneur en Mg qui est tout à fait typique de la H.P. Dans le système  $SiO_2$ - $Al_2O_3$ - $Na_2O$ -(Fe, Mg)  $O$ - $H_2O$ , l'association glaucophane-chloritoïde remplace, à haute pression et pour des compositions assez magnésiennes, les deux paires minérales albite-chlorite ou paragonite-chlorite.

Cette paragenèse typique de la haute pression pour des metabasites alumineuses et magnésiennes se retrouve très souvent dans les vallées autour du Grand Paradis, puisqu'on la trouve aussi bien en France (Bonneval) qu'en Italie même (mine de Champ de Praz-Hérin, vallée de Clavalité). Dans tous les cas, la liaison (étroite ou proche) avec des niveaux siliceux plus ou moins riches en manganèse est manifeste et fait de cet horizon un véritable repère stratigraphique.

La succession lithologique affleurant à la mine de Servette et dans ses environs constitue la partie sommitale de la zone de Zermatt-Saas s.l. du versant sud de la vallée d'Aoste. L'unité comprend un énorme complexe basal de péridotites (« tectonites ») serpentinisées totalement (M. Avio), une bande discontinue de métagabbros écolitiques plus ou moins lités (jusqu'à 400 mètres d'épaisseur) eux-mêmes recouverts de métavolcanites basaltiques à paragenèses de H.P. (écolites et glaucophanites à grenat) plus ou moins rétrotransformées. Ces dernières roches possèdent à leur sommet une séquence (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) de ces roches curieuses à glaucophane-grenat-chlorite-micas, passant à des chloritoschistes à glaucophane-grenat et chloritoïde, micas blancs et carbonates qui affleurent à la mine de Servette et sont minéralisés par des sulfures à Cu et Fe. Cette série est recouverte par une séquence sédimentaire qui commence avec des quartzites schisteux, parfois manganésifères, et se poursuit (à Servette) par des metabasites plus ou moins rodingitisées et une écaille de serpentine. Sur le versant opposé du Vallon de Saint Marcel, la série de couverture comprend une alternance de type volcano-sédimentaire de calcschistes, micaschistes et metabasaltes lités, avec des reliques de H.P. (glaucophane, grenat, chloritoïde et pseudomorphose de lawsonite), et se termine par des écailles de serpentine qui la séparent du lambeau cristallin sous-jacent du Mont Emilius.

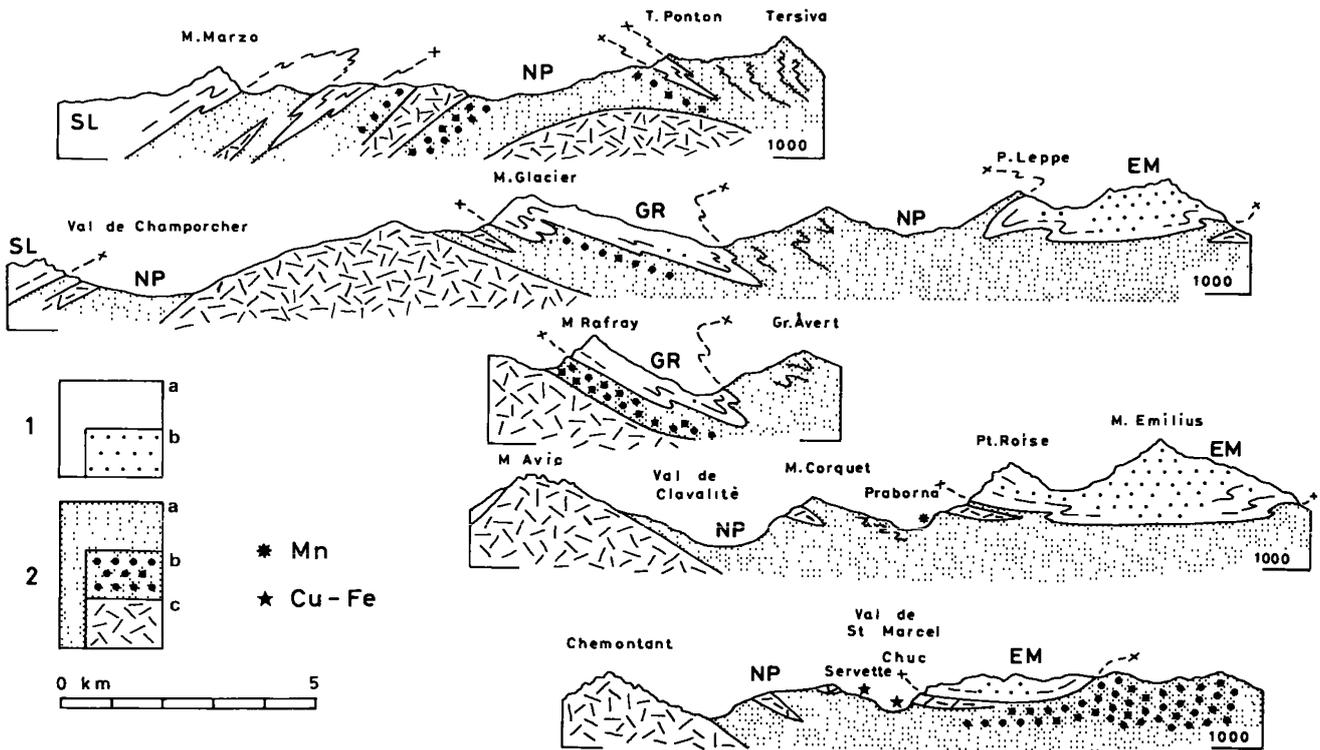


Fig. 5.1. - Coupes séries schématiques sur le versant droit de la Vallée d'Aoste, de la zone Sésia Lanzo au Mont Emilius.

1 : Austroalpin de la zone Sésia Lanzo (SL) et des klippes du Glacier Rafray (GR) et Mont Emilius (EM) : gneiss minuti albitico-phengitiques (a) et micaschistes éclogitiques plus ou moins rétrogradés (b); 2 : Nappe ophiolitique piémontaise indifférenciée : calcschistes et métavulcanites éclogitiques par endroits ou à glaucophane grenat (a), principaux complexes de métagabbros plus ou moins éclogitiques (b) et serpentinites plus ou moins antigoritiques (c) avec intercalations fréquentes de rodingites; Astérisques : minéralisation à Mn dans les quartzites; Étoiles : minéralisations à Cu-Fe.

*Serial schematic cross sections on the right side of the Aosta Valley from Sesia Lanzo zone to Mont Emilius.*

1 : Austro-alpine of Sesia Lanzo zone (SL) and klippes of glacier Rafray (GR) Mont Emilius (EM). Gneiss minuti albitico-phengitic (a) and eclogitic micaschist more or less retrograded (b); 2 : Undifferentiated piemontese ophiolitic nappe : eclogitic calcschists and metavolcanites locally bearing glaucophane and garnet (a), main metagabbros complexes more or less eclogitic (b), and serpentinites sometimes antigoritic (c) with frequent rodingites intercallations. Asterisk : Mn mineralisation in quartzites; Stars : Cu-Fe mineralisations

De la mine de Servette, on a un panorama sur le lambeau de la Dent Blanche du Mont Emilius; il comprend une lithologie prétriasique très variée : les paraschistes à intercalations de metabasites et de rares marbres y dominent; on y trouve également des orthoschistes granitiques, localement ocellés, parfois riches en inclusions basiques de petites dimensions, et des filons leucocrates. L'ensemble montre un métamorphisme alpin de H.P. et B.T. avec des associations éclogitiques dans les roches basiques et plus rarement dans les schistes; ces associations peuvent

être plus ou moins marquées par un faciès schistes verts surimposé avec des albites porphyroblastiques, de la pistacite, de la chlorite et de l'actinote.

#### Arrêt 5.2. Mine de Prabonna dans le Vallon de Saint Marcel.

De Servette, on rejoint les prés de l'Alpe Prabonna en 40 minutes. La mine est située sur l'éperon rocheux qui domine les prés. Les meilleurs échantillons

se ramassent dans l'éboulis à la base de la paroi. La succession lithologique est la suivante : de bas en haut, métavolcanites basaltiques à grenat, glaucophane et pseudomorphoses de lawsonites en zoïste-épidote-micas blancs en partie rétro-morphosées (surtout vers le haut); c'est dans ces metabasites que s'intercale un horizon de 1 à 4 m de quartzites manganésifères. La succession continue avec des calcshistes et des micashistes à grenat et des metabasites stratoides à reliques de grenat, glaucophane et chloritoïde; elle se termine par des écailles de serpentine à antigorite situées à la base du contact de recouvrement du lambeau du Mont Emilius.

Les quartzites manganésifères sont finement zonés et contiennent des lentilles aplaties de couleur noirâtre riches en braunite et quartz. Il s'agit du plus important et du plus fameux gisement de silicates de manganèse des Alpes.

On redescend à l'auberge « Au Pâturage ». Avec le car, on descend dans la vallée d'Aoste jusqu'à Châtillon et on remonte le Valtournanche. Cette dernière vallée traverse l'unité tectonique inférieure (Zermatt-Saas) de la nappe piémontaise, cependant que, dans les cirques latéraux les plus élevés, affleure l'unité supérieure (que l'on reconnaît à la bande triasique basale) qui est elle-même recouverte par les klippen Dent Blanche et Mont Mary (rive droite) et celle du Pilonnet (rive gauche).

**Arrêt 5.3. Blocs dans l'éboulement du gabbro éclogitique d'Epinel : le faciès « whiteschists ».**

Il est à l'affleurement beaucoup plus en altitude dans la paroi et est associé à des micaschistes prétriasiques du type du Mont Emilius, constituant un lambeau tectonique interposé entre les deux unités de la nappe piémontaise. La paragenèse magmatique est bien conservée et comporte un clinopyroxène très alumineux (forte proportion de molécule de Tschermaks), un orthopyroxène également très alumineux (jusqu'à 8 % d' $Al_2O_3$ ), un spinelle (67 % spinelle, 32 % hercynite, 1 % chromite) et du labrador; des cumulats à orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle alternent avec le gabbro. Ces associations ont recristallisé à des pressions intermédiaires entre les ariégites (+ élevées) et les paragenèses à anorthite-olivine (+ basses). Un métamorphisme H.P. a affecté cette roche durant l'orogénèse alpine; mises à part quelques mylonites de H.P. très localisées à talc, grenat, disthène, chloritoïde, les transformations se sont fai-

tes sans contraintes orientées et montrent toutes les transitions depuis les couronnes réactionnelles jusqu'à la pseudomorphose totale des minéraux magmatiques. Dans les anciens sites de plagioclases, on trouve jadéite, zoïsite, disthène, quartz. Des omphacites en association avec du talc et des grenats transforment les clinopyroxènes. Les orthopyroxènes peuvent se transformer en talc, disthène, grenat. Corindon, chlorite, grenat, talc et chloritoïde transforment les spinelles. Ces associations sont caractéristiques d'un métamorphisme de H.P. (au-delà de 10 kb) pour une température assez élevée (500 °C); elles correspondent au « whiteschists faciès » qui est en fait identique au faciès éclogitique, mais pour des chimismes particulièrement magnésiens ou alumineux.

On dépasse le village de Valtournanche et peu après on arrive au hameau de « Les Perères-Gouffre de Bousserailles ».

**Arrêt 5.4. Filons et lentilles de rodingites dans les serpentines.  
Les Perères-Valtournanche.**

Le long de la route, près des deux lacets sous les Perères, et sur le versant opposé, affleure l'unité supérieure d'une grande masse de serpentine à antigorite de l'unité Zermatt-Saas.

Elle contient de nombreux filons et des files de boudins de gabbros rodingitiques et de rodingites à grain fin. Ces filons et boudins contiennent localement des reliques centimétriques de clinopyroxène magmatique partiellement transformé en diopside, chlorite et grossulaire; la matrice est constituée de grossulaire, épidote, chlorite et plus rarement idocrase et prehnite qui transforment le plagioclase calcique originel. La transformation rodingitique a produit une augmentation de la teneur en CaO, parfois jusqu'à 200 %, avec une diminution corrélée des alcalins et d'autres transformations moins évidentes. Au bord des filons et des lentilles, on observe souvent une bande de chlorites et de diopsides.

Les déformations de cette zone sont intéressantes à examiner. La plus ancienne est formée de plis intra-foliaux décimétriques dans les lits à diopsides (plus ou moins transformés en amphiboles), eux-mêmes dans la foliation. La seconde formation de plis ondule la foliation préexistante et ses plis intra-foliaux, et développe une schistosité de plan axial (axes Nord-Sud).

Etape au Breuil (Cervinia).

## SIXIÈME JOURNÉE

Du Breuil, on monte en téléphérique au Plan Maison. Panorama géologique sur la conque du Breuil (fig. 6.1) : la conque est taillée dans l'unité inférieure (Zermatt-Saas) de la nappe piémontaise et

est entourée par l'unité supérieure (Combin) dont on voit très bien la bande basale d'âge triasico-liasique, préophiolitique (Furggen, Theodule, Plateau Rosa, Gran Gemetta - Motta di Pletti); au-dessus, en klippe, on observe la nappe de la Dent Blanche (Cervin, Dent d'Hérens, Grandes et Petites Murailles) avec sa structure interne compliquée. Du Plan Maison, on monte à pied à la station intermédiaire du téléphérique (350 m de dénivelé).

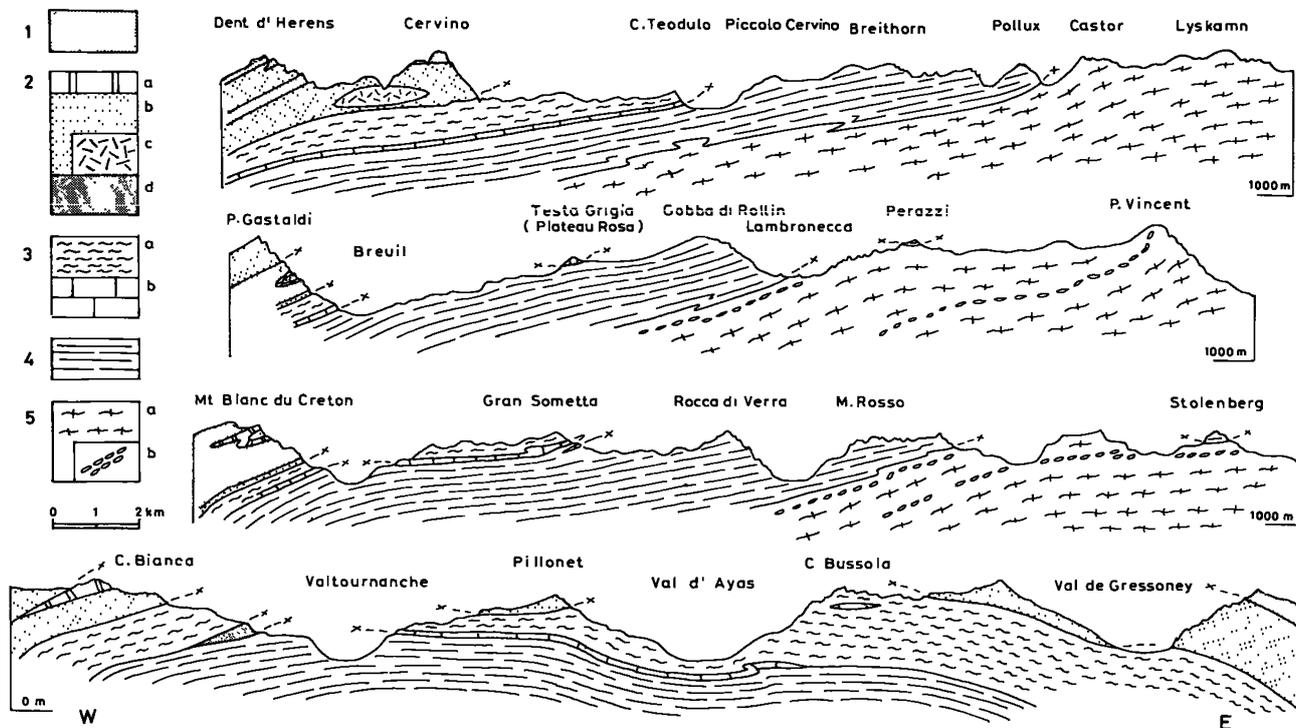


Fig. 6.1. - Coupes sériées schématiques le long du versant gauche de la Vallée d'Aoste, du Valtournanche au Val Gressoney.

1 : Unité tectonique supérieure du système austroalpin (série de Valpelline et II zone dioritico-kinzigitique); 2 : Unité tectonique inférieure : séquence triasico-liasique de la zone de Roisan (a), gneiss d'Arolla et gneiss minuti phengitico-albitiques (b), gabbros du Cervin (c), micaschistes éclogitiques et schistes surimposés (d); lambeau de la Dent Blanche (DBL) lambeau du Mont Mary (MM); zone Sésia Lanzo (SL). Nappe ophiolitique piémontaise, élément tectonique supérieur ou du Combin : complexe ophiolitifère (a), complexe préophiolitique de base triasico-liasique (b); 4 : Nappe ophiolitique piémontaise, élément tectonique inférieur ou Zermatt-Saas, à affinité océanique; 5 : nappe pennique du Mont Rose, complexe métamorphique prégranitique avec surimposition pluriphasée alpine et métagranites tardi-hercyniens (a), zone de Furgg (b).

*Serial schematic cross section on the left side of the Aosta Valley from Valtournanche to Val Gressoney.*

1 : Upper tectonic unit of the Austro-alpine system (Valpelline serie and II dioritico-kinzigitic zone); 2 : Lower tectonic unit : triasico- liasic sequence of the Roisan zone (a), Arolla gneiss and albitico-phengitic minuti gneiss (b), Cervin gabbro (c), eclogitic micaschists and overprinted greenschists (d), elements of Dent Blanche (DBL), Mont Mary (MM), zone Sesia Lanzo (SL); 3 : Ophiolitic piemontese nappe, lower tectonic element of Combin : ophiolitiferous complex (a), preophiolitic triasico-liasic basic complex (b); 4 : Ophiolitic piemontese nappe, lower tectonic element of Zermatt Saas with oceanic affinity; 5 : Mont Rose pennine nappe, metamorphic pregranitic complex with alpine polyphased overprinting and late hercynian metagranites (a), Furgg zone (b).

**Arrêt 6.1. Quartzites et schistes à manganèse au Nord-Est du Plan Maison.**

L'affleurement est situé au Nord-Est du Plan Maison, à la cote 2 700-2 750, sous le téléphérique qui monte au Furggen. Dans cette zone, on peut observer une grosse accumulation d'énormes éboulements venant de la crête frontalière et formés de roches de l'unité du Combin (Trias-Lias + ophiolites); mais il est difficile de faire la part, dans ces éléments, de ce qui est unité supérieure et de ce qui est unité inférieure (pour sa partie sommitale tout au moins). Deux affleurements voisins peuvent être observés. Dans le premier, on peut voir des metabasites avec quelques structures relictuelles de pillows, parfois éclatés. Au-dessus on peut observer une alternance de quartzites à phengite-grenat et de quartzites à nodules de braunite riches en minéraux manganésifères tels que l'alurgite, la piémontite, la spessartine, l'ardennite. L'étude détaillée de ces minéraux a permis de définir diverses pressions d'oxygène pour différents lits, suivant les associations présentes; ces diverses pressions d'oxygène sont vraisemblablement héritées d'un litage sédimentaire assez différencié. La séquence se termine par une série carbonatée plus ou moins écrasée.

Dans le second, on observe une séquence de micaschistes à grenats et chlorites avec de fins niveaux quartzitiques et des intercalations de calcschistes péliques à albite et de prasinites. Au-dessus des prasinites (à reliques de grenat) s'intercale une bande d'un mètre de schistes quartzitiques à manganèse. Ils sont finement lités avec lits à quartz, micas blancs et chlorites, et des lits à lentilles de piémontite, spessartine, braunite et quartz. La piémontite est zonée avec des cœurs pauvres en Mn.

**Arrêt 6.2. Lithologie de l'unité de Zermatt-Saas.**

A partir de l'arrêt précédent, on se dirige vers le Sud-Est le long de la moraine récente du glacier du Plateau Rosa. Sur le sentier, on peut observer diverses roches de l'unité de Zermatt-Saas (partie supérieure) et, en particulier, des métavolcanites basaltiques de types variés présentant des associations de H.P.-B.T. (éclogites, glaucophanites et amphibolites à albite), des micaschistes à grenat, ankérite, glaucophane, chloritoïde et parfois omphacite; des zones de réaction rodingitique (à pyroxène-épidote surtout) sont observées aux contacts entre serpentines et roches encaissantes (qui peuvent être des micaschistes

ou des metabasites). Dans les schistes paradérivés, une formation caractéristique de micaschistes à grenat et ankérite présente des inclusions arrondies de métavolcanites éclogitiques: il s'agit de la formation de Riffelberg-Garten, sorte de conglomérat.

L'étude minérale des paragenèses montre une évolution métamorphique qui part d'associations éclogitiques (> 10 kb, 450 °C), puis continue dans le faciès schistes bleus à zoïsite, et enfin se termine par le faciès schistes verts (3,5 kb, 450-500 °C).

**Arrêt 6.3. klippe du Plateau Rosa (unité du Combin).**

Une fois atteinte la station intermédiaire du téléphérique, on monte grâce à celui-ci au Plateau Rosa (3 400 m) constitué d'une klippe de l'unité du Combin (quartzites et marbres triasiques, brèches liasiques, calcschistes, prasinites). Si le temps le permet, on fera une explication de panorama circulaire: vers le Nord (Zermatt), on voit la nappe du Mont Rose disparaître sous la nappe piémontaise; au second plan le grand pli en rétrocharriage des Mischabel (Grand Saint-Bernard) et sa couverture briançonnaise (Barrhorn); au-dessus et sur la gauche, la klippe de la Dent Blanche (Cervin, Dent Blanche, Weisshorn); tout au fond la vallée du Rhône et la zone helvétique. Vers le Sud: la conque du Breuil avec les grandes parois du Cervin, de la Dent d'Hérens, des Grandes Murailles (nappe de la Dent Blanche) et tout au fond le Grand Paradis (équivalent de la nappe du Mont Rose) et le mont Emilius (nappe de la Dent Blanche s.l.).

## SEPTIÈME JOURNÉE

### Région de Zermatt

**Arrêt 7.1.**

De Zermatt en téléphérique jusqu'à Blauherd. La vue panoramique de Blauherd donne un aperçu sur les grandes unités tectoniques autour de Zermatt (fig. 7.1., 7.2). A l'Ouest du Val Matter, la nappe austro-

alpine inférieure de la Dent Blanche constitue les pics du Weisshorn (4 505 m) et du Matterhorn (4 477 m). La pente sous le Mettelhorn est dominée par le pli en retour des Mischabel dans l'unité pennique centrale du Saint-Bernard. Vers le Sud et l'Est (Gornergrat,

Stockhorn), on peut voir la nappe du Mont Rose. Entre la nappe supérieure de la Dent Blanche et les nappes inférieures du Mont Rose et du Saint Bernard sont situées trois unités tectoniques contenant des métasédiments et des métaophiolites. La bande de

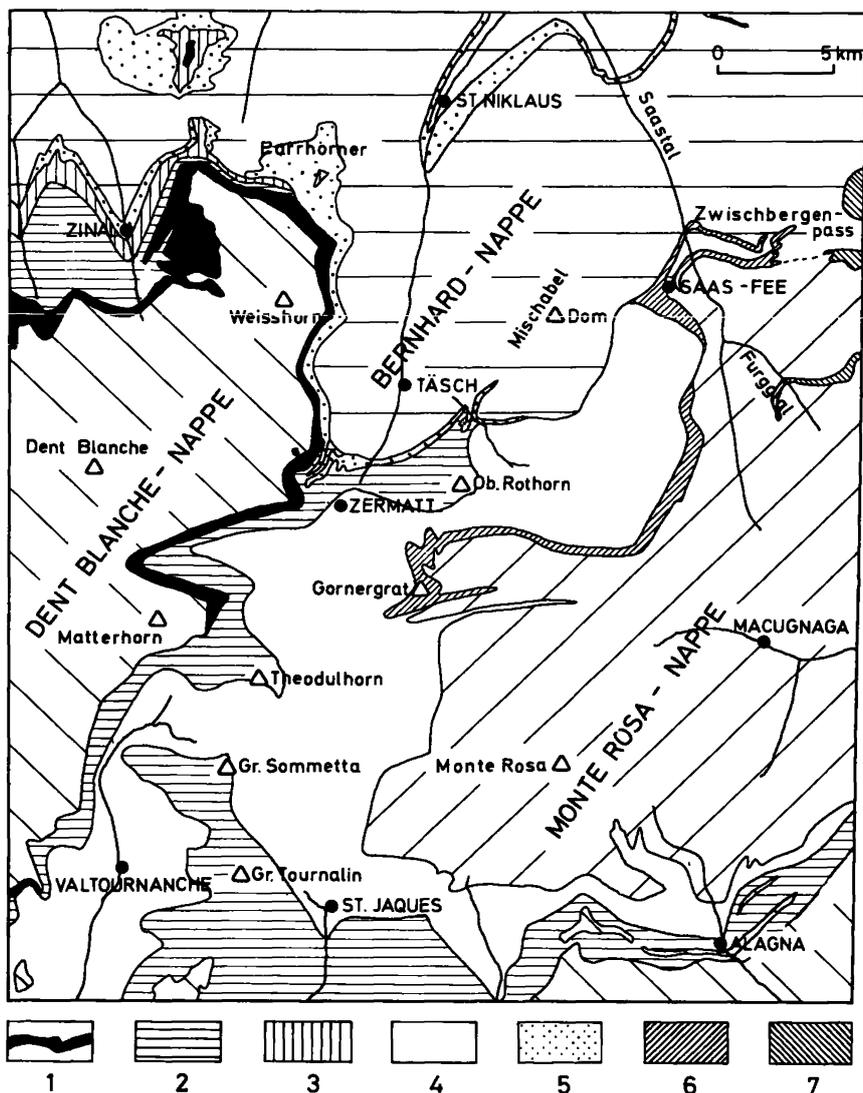


Fig. 7.1. - Carte géologique générale de la région de Zermatt.

- 1 : Zone imbriquée supérieure de Zermatt; 2 : Zone Théodul-Rothorn; 1 + 2 : Unité du Combin; 3 : Zone de Zinal; 4 : Unité Zermatt-Saas; 5 : Couverture sédimentaire mésozoïque de la nappe du Grand-Saint-Bernard (Séries du Barrhorn); 6 : Couverture sédimentaire mésozoïque de la nappe du Mont Rose (Gornergrat zone); 7 : Furgg zone.

*Generalized geologic map of the Zermatt area.*

- 1 : Upper imbricated zone of Zermatt; 2 : Theodul-Rothorn-zone; 1 + 2 : Combin unit; 3 : Zone of Zinal; 4 : Zermatt-Saas unit; 5 : Mesozoic sedimentary cover of the Bernhard-nappe (Barrhorn Series); 6 : Mesozoic sedimentary cover of the Monte Rosa-nappe (Gornergrat zone); 7 : Furgg zone.

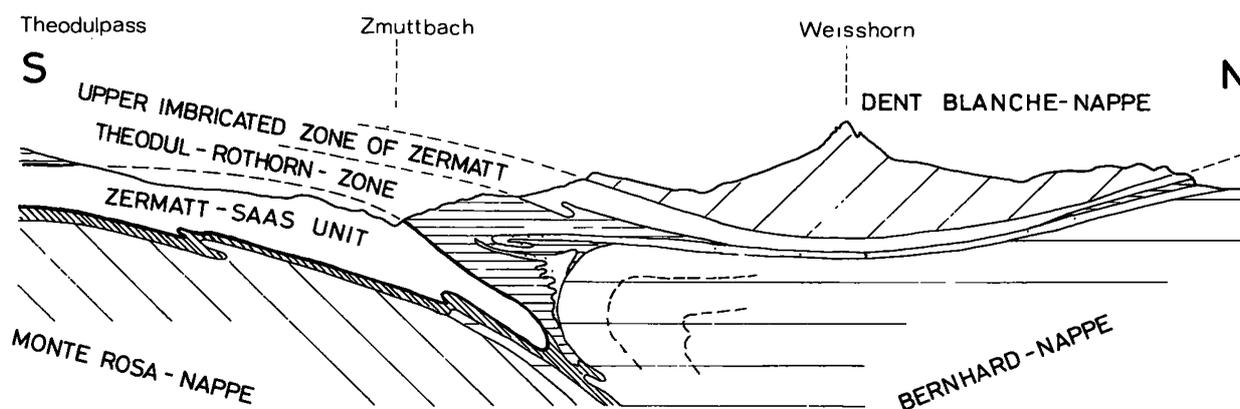


Fig. 7.2. - Coupe schématique à l'Ouest de Zermatt. La zone supérieure imbriquée de Zermatt et la zone du Théodul-Rothorn appartiennent à l'unité du Combin. Les ophiolites de l'unité Zermatt-Saas sont entourées d'une fine série sédimentaire appelée aussi « série océanique ».

*Schematic cross section to the W of Zermatt. The upper imbricated zone of Zermatt and the Theodul-Rothorn zone belong to the Combin unit. The ophiolites of the Zermatt-Saas unit are surrounded by a thin sedimentary sequence, the so-called « oceanic series ».*

couleur claire sur la nappe du Saint Bernard fait partie des séries penniques centrales du Barrhorn sans ophiolites. Deux unités ophiolitiques peuvent être distinguées; les deux sont d'origine sud-pennique: l'unité du Combin, la plus haute tectoniquement mais paléogéographiquement la plus externe, imbriquée avec les zones Zermatt et Theodul-Rothorn, et l'unité la plus basse mais plus interne de Zermatt-Saas.

La station de Blauherd est située sur la partie la plus haute de l'unité de Zermatt-Saas constituée d'une série ophiolitique (serpentinites, gabbros, pillow-lavas et brèches: ces roches seront le sujet principal de l'excursion) et d'une série sédimentaire fine appelée « série océanique » de la zone piémontaise interne. Ces sédiments comprennent des cherts manganésifères à la base, suivis par des marbres et des niveaux de quartzites, des métapélites à grenat et chloritoïde et finalement des calcshistes au sommet. Les sédiments sus-jacents de l'Unter et Oberrothorn (fig. 7.3.) appartiennent essentiellement à l'unité du Combin constituée ici d'une série renversée de brèches sédimentaires passant progressivement à des schistes pélitiques vers le sommet de la série. Le sentier de Blauherd à Fluealp est tracé dans des éboulis de Unter et Oberrothorn (métasédiments des unités Zermatt-Saas et Combin décrites supra) et des blocs ophiolitiques erratiques du glacier Findelen. Un peu avant Fluealp, on rencontre quelques prasinites.

#### Arrêt 7.2. Fluealp-Pfulwe.

Le premier affleurement après Fluealp est le gabbro schisteux et rubané de Spizi Flue (fig. 7.3.). Le chemin circule alors sur des éboulis du gabbro décrit ci-dessus. A l'altitude 2 900, le chemin passe le long d'un mur où l'on peut reconnaître des pillow-lavas dans le faciès amphibolite. A 2 930 m sur le côté gauche du chemin, on peut voir, dans un mur, de belles écloğites à glaucophane et paragonite (affleurement A, fig. 7.3.). L'association typique contient ici: omphacite, grenat, glaucophane, épidote, paragonite et accessoirement quartz, rutile et opaques. En éboulis de nouveau les gabbros de Spizi Flue. Les augites primaires ont été transformées en omphacite et les plagioclases en zoisite et paragonite. Les bandes écloğitiques sont partiellement transformées en amphibolites, où l'on rencontre des pseudomorphoses de lawsonite en paragonite et zoisite. Après avoir traversé les éboulis, le chemin monte fortement sur la moraine. Au-dessous de Pfulwenpass, on arrive à une serpentine à chlorite, antigorite, avec de beaux cristaux de magnétite. Vue sur la vallée du Täsch. Les bandes jaunes au-dessus de la cabane S.A.C. du Täsch appartiennent au Trias de la partie renversée du pli en retour des Mischabel.

On descend de Pfulwenpass vers le Sud-Est où l'on rencontre dans les éboulis des blocs particulièrement bien conservés de pillow-lavas écloğitiques. En

descendant encore vers le Sud-Ouest, on fait un détour jusqu'à une paroi à regard sud (affleurement B, fig. 7.3). De beaux pillows écolitiques y sont partiellement transformés en amphibolites ou en schistes à grenat et gaucophane avec chloritoïde et accessoirement talc et chlorite.

En tournant vers le Nord-Ouest, le sentier ramène à Fluealp et Blauherd d'où l'on revient à Zermatt par le téléphérique.

## HUITIÈME JOURNÉE

### Région de Lukmanier Métasédiments à disthène

La région de Lukmanier est située à 75 km au Sud-Est de Lucerne, à cheval sur les Cantons du Tessin et des Grisons (fig. 8.1.); c'est une des régions des Alpes les plus étudiées du point de vue stratigraphique et métamorphique. Elle est située au bord méridional du massif du Gotthard au Nord de la nappe pennique inférieure de Lucomago. On y trouve une série post-hercynienne (triasique et jurassique inférieur) de métasédiments, épaisse de 750 à 1 400 m. Durant l'excursion, on verra seulement la formation Quarten du Trias supérieur (initialement des couches rouges) et la formation Stgir du Jurassique inférieur (initialement des schistes noirs).

La région de Lukmanier recouvre la transition des faciès schistes verts à amphibolite. Les équilibres de phases et les isotopes de l'oxygène indiquent des températures variant de 500 à 550 °C et des pressions de 5 kb. Dans une fine unité pélitique de la formation Stgir, Fox (1975) a cartographié quatre zones minéralogiques définies par les associations maximales à l'échelle de la lame mince »

- zone 1 :  
chloritoïde, chlorite, disthène;
- zone 2 :  
chloritoïde, chlorite, disthène, staurotide;
- zone 3 :  
chloritoïde, chlorite, disthène, staurotide, biotite;
- zone 4 :  
chlorite, disthène, staurotide, biotite, grenat.

Chadwick (1968) a distingué deux phases de déformation alpine, la phase B précoce et la phase V tardive. Les deux phases se produisent après le charriage des nappes penniques inférieures. Le pic du métamorphisme se produit juste avant ou pendant la phase V. La distribution des zones minérales ne semble pas avoir été modifiée par la déformation.

### Arrêt 8.1.

800 m de marche environ (Coord. 704.5/158.8/1990).

La coupe est située 800 m environ sous l'isograde de la staurotide.

i) 400m de Quartenschiefer : lits verts riches en chlorite alternant avec des bancs dolomitiques à patine jaune. L'association maximale comprend : muscovite, margarite, bi-ch-ép-plag-dol-cc-qtz-op. Les veines à quartz sont abondantes. On peut voir les plis de la phase B.

ii) On rencontre alors le contact stratigraphique (la couleur change graduellement du vert au gris par apparition du graphite) avec la formation Stgir qui commence par 10 m de quartzites noirs et de schistes pélitiques. L'association est ici : mu-mar-ch ( $X_{Mg} = 0,49$ )-ctd ( $X_{Mg} = 0,19$ )-qtz-ilm-graph. Suivent alors 40-50 m de schistes calcaires noirs et calcaires ou quartzites de gris à noir. Les taches visibles sur les échantillons sont constituées de zo-clz-plag-gt. L'association est : mu-ma-chl-bi-gt-clz-plag ( $X_{an} = 0.32-0.52$ )-qtz-cc-dol-rut-pyrrh-graph.

De retour vers le car, on peut observer le premier disthène dans des blocs. Ils constituent la base de la formation Stgir et sont l'équivalent stratigraphique des schistes à chloritoïde sans disthène mentionnés plus haut. L'association est la suivante : mu-pa-chl-ctd-ky-clz-qtz-rut-ilm-graph. On ne connaît pas la réaction de formation du disthène.

### Arrêt 8.2.

*Schistes pélitiques. Zone à disthène, chloritoïde, chlorite, staurotide.*  
Coord. 705.3/157.7/2140.

Une marche de 20 minutes conduit de l'Hospice de Santa Maria à l'affleurement suivant : le plissement de phase B a produit ici un synclinal de quartzites et métapélites de Stgir dans le sommet des Quartenschiefer (identiques à ceux de la localité 8.1.).

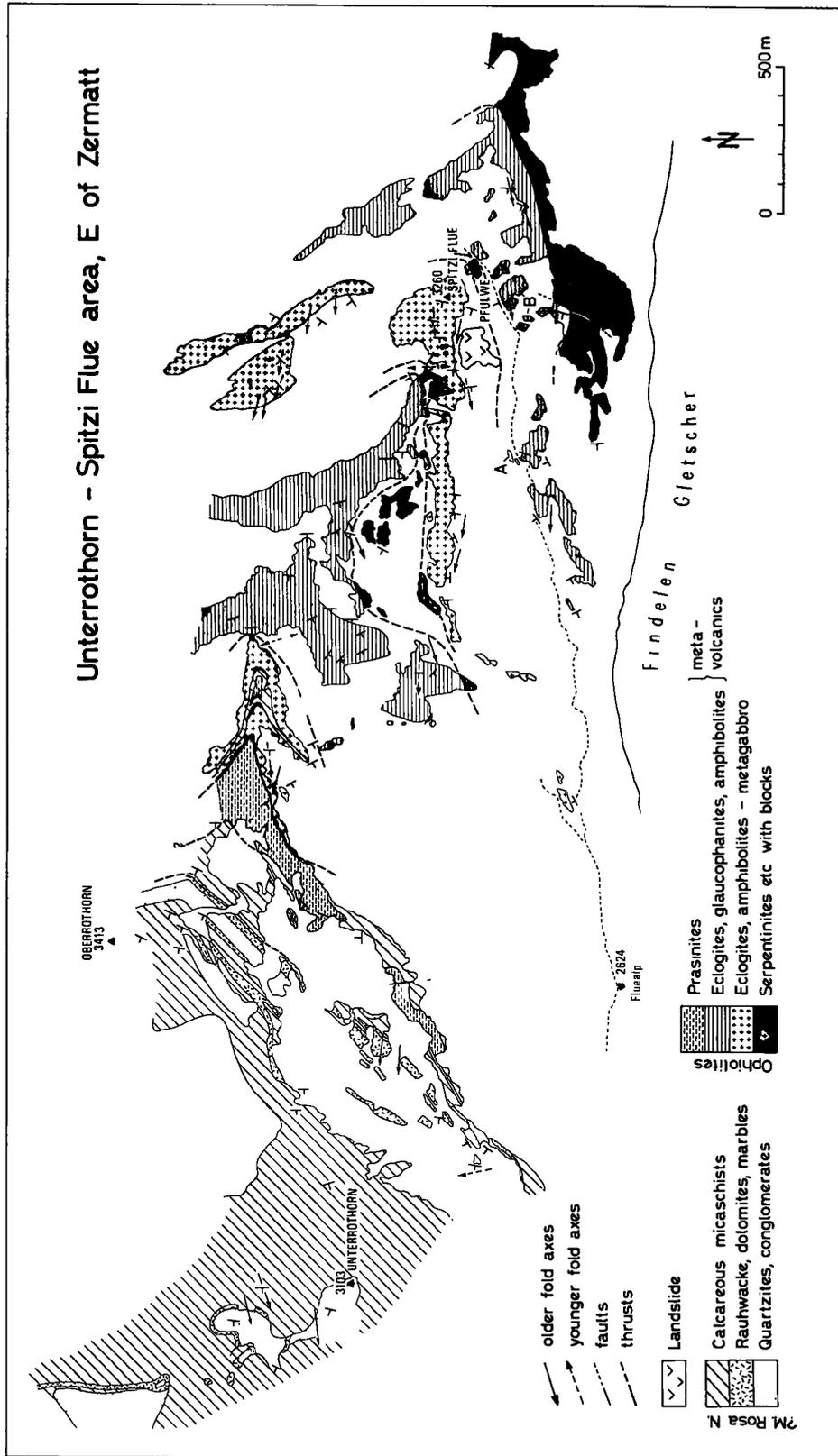


Fig. 7.3. - Carte géologique et pétrographique de la région de l'Unterrothorn Spitzli Flue, à l'Est de Zermatt.  
*Geologic-petrographic map of the Unterrothorn-Spitzli Flue area, E of Zermatt.*

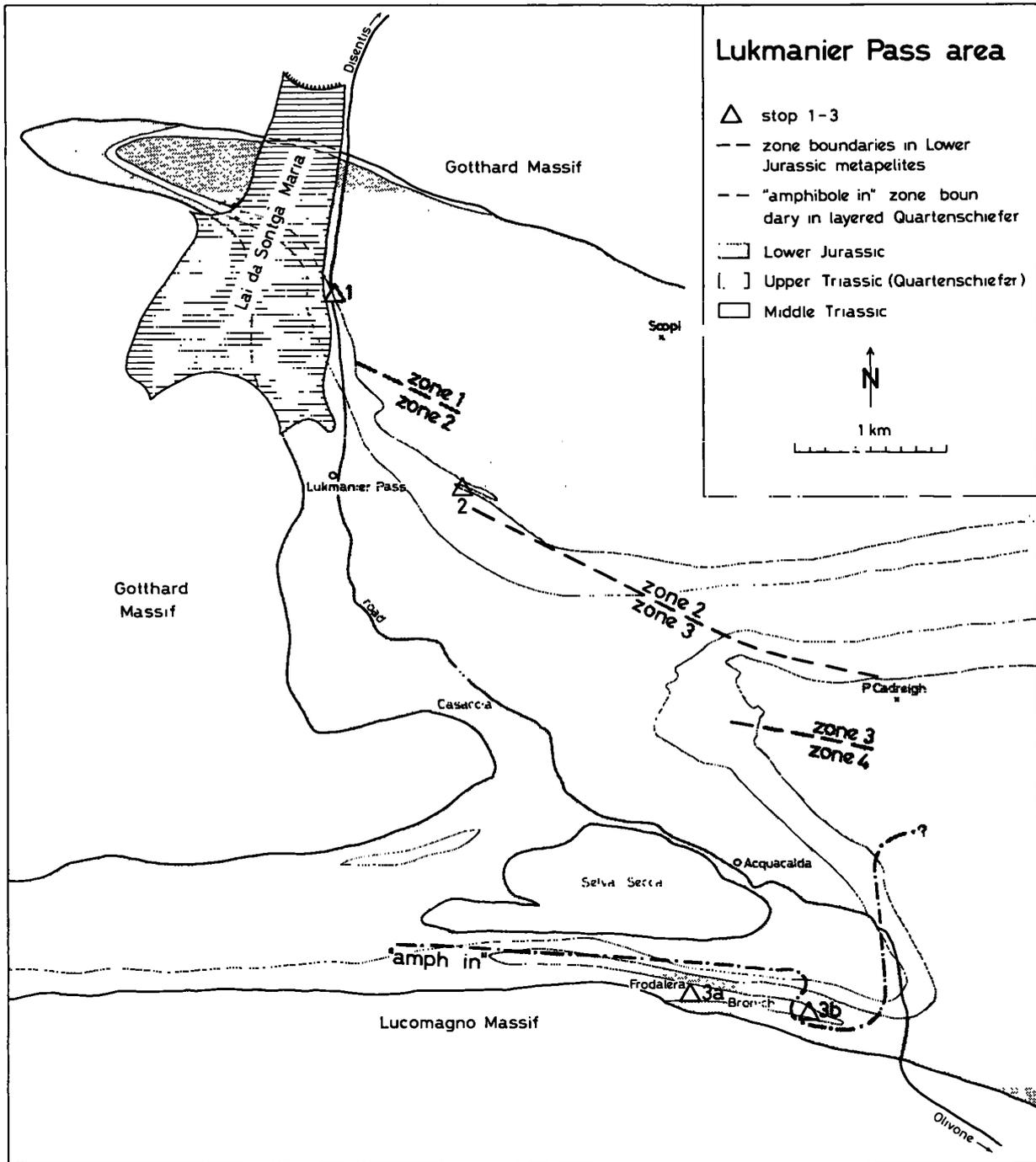


Fig. 8.1. - Géologie de la région de Lukmanier Pass avec les limites des zones dans les métapelites du Jurassique inf. et du Trias sup. (Quartenschiefer)

Geology of the Lukmanier Pass area with mineral zone boundaries in Lower Jurassic metapelites and the Upper Triassic (Quartenschiefer).

Dans les quartzites, de belles stratifications entrecroisées peuvent être observées. Les métapélites noires sont riches en aiguilles noires (!) de disthène et lames de chloritoïde, alors que la staurotite et les porphyroblastes de chlorite ne sont pas visibles à l'œil nu. Une analyse chimique de roche totale est la suivante : SiO<sub>2</sub> 61, 71, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 24, 96, FeO total 5,82, MnO 0,03, MgO 1,46, CaO 0,08, Na<sub>2</sub>O 1,05, K<sub>2</sub>O 3,02, TiO<sub>2</sub> 1,54, total anhydre 99,67. L'association est la suivante : mu (X<sub>pa</sub> = 0,22)-pa (X<sub>mu</sub> = 0,13) (X<sub>ma</sub> = 0,6)-ch (X<sub>Mg</sub> = 0,58)-ctd (X<sub>Mg</sub> = 0,25)-st (X<sub>Mg</sub> = 0,19, wt % ZnO = 0,45)-ky-qtz-ru-ilm-graph, c'est-à-dire quatre silicates AFM présents.

### Arrêt 8.3.

*Quartenschiefer et Trias inférieur à Frodalera-Brünich.*

Coord. 706.85/154/1750.

Ces deux localités sont célèbres pour leur minéralogie spectaculaire du métamorphisme alpin. Les Quartenschiefer et le Trias inférieur sont représentés par une grande variété d'associations minéralogiques dans les pélites et marnes métamorphiques.

Le type de roches dominant dans les Quartenschiefer est celui des schistes et gneiss à hornblende en gerbes, des schistes à disthène et chlorite et des micaschistes à disthène, grenat et staurotite.

*Les roches à hornblende de Frodalera :* Les meilleurs affleurements de roches à hornblende se trouvent dans les parois de 5 à 10 m de haut, sous les cabanes de Frodalera. L'association est la suivante : hbl (18,26 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-ky-st-gt (X<sub>Mn</sub> = 0,034, X<sub>Ca</sub> = 0,148)-bi-chl-plag (X<sub>an</sub> = 0,30)-ép (X<sub>8,34</sub> % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-qtz-ilm (X<sub>hem</sub> = 0,093).

La forte teneur en Al de l'amphibole peut-être un indice de haute pression ou bien simplement être contrôlée par la composition globale de la roche (on peut noter que, dans les roches de Frodalera, la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie de 20,3 à 21,9). La lithostratigraphie et les données de la pétrologie indiquent que les roches à hornblende sans carbonates sont l'équivalent plus métamorphique des roches à calcite et dolomite contenant de la chlorite et du mica de l'arrêt 8.1. La grande production de fluide riche en CO<sub>2</sub> et ce degré métamorphique particulier peuvent être responsables du développement exceptionnel des porphyroblastes dans les garbenschiefer à hornblende qui ne sont représentés sur un espace géographique plus restreint qu'au sud du Gotthard.

*Les micaschistes carbonatés à disthène et chlorite du Brünich.* On retrouve de bons affleurements sous le pylône électrique et dans les blocs éboulés voisins. La patine jaune des bancs riches en dolomite rend bien visibles les plis de phase V. Du disthène blanc et prismatique dessine une linéation minérale B reprise par les plis V. L'association est la suivante : ky-mu-bi-chl-ép-plag-cc-dol-qtz-rut-op. On peut noter que les quartenschiefer rubanés ne contiennent pas d'amphibole et se situent juste au-dessous de la limite d'apparition de l'amphibole. Bien que n'ayant pas encore été étudiée en détail ici, on peut penser que la réaction d'apparition de l'amphibole est la suivante : Fe-dol-qtz-chl = amph-ép-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>.

*Micaschistes à disthène, staurotite, grenat.* Sur quelques mètres d'épaisseur, on les rencontre préférentiellement à la limite Quartenschiefer-Lias inférieur. L'association est la suivante : mu-pa-bi-chl-st-ky-qtz-plag-ilm-graph (seulement dans le Lias inférieur). La présence de 5 phases AFM a été expliquée par des équilibres mosaïques après une étude microanalytique par Fox. Celui-ci a montré que la plupart des phases dans ces roches sont inhomogènes à un degré surprenant à la fois dans un grain et d'un grain à l'autre dans une lame mince.

## NEUVIÈME JOURNÉE

### Les périotites à grenat et écoligites de l'Alpe Arami, près de Bellinzona

Exemple classique de roches basiques et ultrabasiqes situées dans les nappes penniques inférieures. Ces nappes sont constituées d'un socle ancien et d'une couverture sédimentaire, cette dernière d'âge mésozoïque. Ces deux unités ont été soumises à un métamorphisme intense d'âge alpin tertiaire. Le socle à l'Alpe Arami est appelé nappe de la Cima Lunga. Il est séparé de la nappe du Simano sous-jacente par une séquence de carbonates métamorphiques apparaissant en plusieurs niveaux juste au nord de l'alpe. Toutes les unités de direction Est-Ouest plongent fortement vers le Sud, mais un peu plus loin au Nord elles redeviennent rapidement horizontales.

Des gneiss leucocrates à microcline et à oligoclase et deux micas contenant d'étroits niveaux de marbres enveloppent les corps ultrabasiques qui mesurent environ  $1 \times 1,5$  km. Cette lentille est constituée de péridotite à chlorite et de péridotite à grenat et contient sur ses bords une écolite plus ou moins amphibolitisée, ainsi que des clinopyroxénites et des hornblendites. Un fin niveau de mylonites autour de la péridotite a été évoqué par certains auteurs. A l'intérieur de la péridotite, le rubanement originel est conservé et recoupé à angle aigu, et parfois obtus, par la schistosité alpine. Cette dernière est responsable de l'aplatissement des pseudomorphoses chloriteuses des grenats, c'est l'élément structural majeur visible en dehors de la péridotite.

Les écolites et la péridotite à grenat conduisent à des conditions d'équilibre en pression et température (25 kb et 800 °C) plus élevées que celles du métamorphisme alpin principal qui atteint le degré de la sillimanite. Celui-ci est responsable de la chloritisation de la péridotite et de l'amphibolisation des écolites.

La péridotite à grenat de l'Alpe Arami a été interprétée comme une remontée directe du manteau supérieur. D'un autre côté, on pense que la péridotite et les écolites au Nord ont atteint les conditions de surface après être passées par les conditions d'un

métamorphisme de subduction profonde. L'âge du métamorphisme de haute pression, alpin précoce ou préalpin, n'est pas encore connu.

De Bellinzona en minibus, on se rend à Bedretto par une petite route de montagne traversant des gneiss migmatiques et des écolites/amphibolites (fig. 9.1). Vers l'Est, on peut voir un panorama spectaculaire depuis les unités très redressées jusqu'à la ligne insubrienne, en passant par la partie médiane horizontale des nappes penniques.

De Bedretto, une demi-heure de marche jusqu'à l'Alpe Arami et ensuite par un sentier 150 m en direction du Nord-Ouest. On peut voir des affleurements de péridotites à chlorite avec des agrégats de chlorite aplatis. Les autres minéraux présents sont : enstatite, olivine, magnétite et une amphibole calcique. Coord. 719.2/121.5.

Un peu plus loin, le long du sentier dans une vallée escarpée, on rencontre des blocs et des affleurements de péridotite à grenat fraîche. Le grenat est parfois disposé en porphyblastes. Des structures kelyphitiques à spinelle et hornblende peuvent parfois s'observer à l'œil nu. Les autres minéraux présents sont : diopside, orthopyroxène, olivine, chlorite et serpentine tardive le long des fractures et cisaillements. On rencontre plus rarement titanoclinohumite et son remplacement en olivine + ilménite.

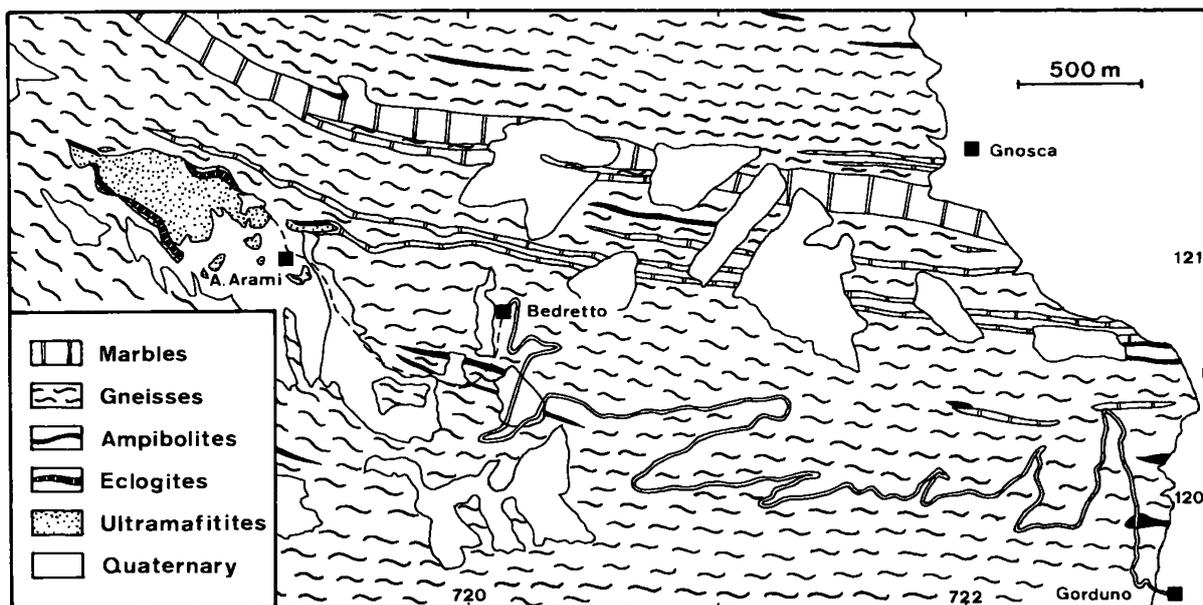


Fig. 9.1. - Carte de la région de l'Alpe Arami.  
*Outline map of the excursion area around Alpe Arami.*

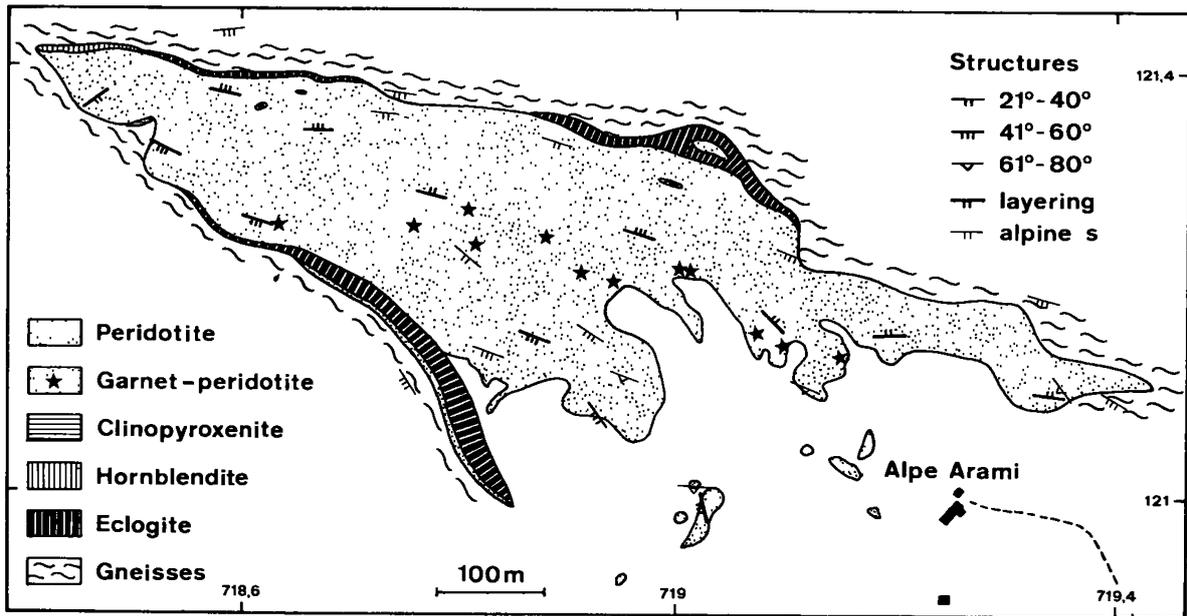


Fig. 9.2. - Le corps de péridotite à l'Alpe Arami. Les arrêts de l'excursion font référence aux coordonnées.  
*The peridotite body at Alpe Arami. Excursion stops are referred to the coordinates.*

On descend de l'Alpe Arami et on grimpe à travers les prairies vers l'ouest. Après 200 m, un affleurement de péridotite à spinelle et amphibole où le spinelle remplace grenat et clinopyroxène. Dans le même affleurement, des boudins de pyroxénite à grenat contiennent plus de 17 % de CaO. Ces roches peuvent représenter des pyroxénites primaires ou d'anciens dikes basiques. Au Nord de l'Alpe Arami, des roches identiques montrent un passage continu depuis une métarodinite (10-12 % CaO, 3 % Na<sub>2</sub>O) à une éclogite (25 % CaO, Na<sub>2</sub>O). Vers l'Ouest, on

recoupe les bordures de la lentille ultrabasique d'Arami (Coord. 121.05./718.8). De l'intérieur vers l'extérieur de la lentille, on rencontre la séquence suivante: péridotite à grenat, péridotite à chlorite, mylonite, éclogite progressivement amphibolisée, gneiss à biotite et plagioclase.

Les éclogites ont une association précoce à grenat, omphacite et rutile avec un peu de disthène. Elles ont été remplacées par une association à hornblende, oligoclase, clinzoïsité et sphène.