

Itinéraire géologique dans les Alpes franco-italiennes, de Modane à Ivrea

Dates : du 12 au 15 juin 2012

Accompagnateur : Serge Fudral, Laboratoire EDYTEM, □ Université de Savoie, □ Campus Scientifique □ 73376 Le Bourget du Lac cedex □ France

Organisateur : Richard Frith

Participants : Danie Boniface, Désiré Corneloup, René Cros, Roland Gener, Jean Michoulier, Isabelle et Jacques Roche, Marcelle Sohn, Michèle Nury, Paulette Jourdan, Jeannine et Christian Bravard, Alain Garrel, Marie-Louise Gavignet, Marie-Laurence Hollett, Michelle Latte, Jeannine Le Goff, Charly Loubet, Claire et Antoine Vallée, Christine Fruchart, Richard Frith, David Gray, Bernard Marandet (auteur du présent compte-rendu).

Documents de référence : carte topographique Michelin N°561 « Italie Nord-Ouest » au 1/400 000 ;

Carte géologique feuille d'Annecy au 1/250 000.

Introduction

L'itinéraire suivi au cours de ce stage nous a fait parcourir les principales structures géologiques des Alpes internes franco-italiennes. A partir de Modane, nous quitterons la zone houillère briançonnaise pour entrer dans les zones métamorphiques des « Schistes Lustrés » successivement piémontais et liguro-piémontais, puis nous irons jusqu'au-delà du contact des domaines métamorphiques et non métamorphiques du socle insubrien en franchissant la ligne insubrienne dans la région d'Ivrea, terme de notre itinéraire géologique dans les Alpes franco-italiennes.

La première partie du parcours, entre Termignon et Novalesse dans la Val de Susse (J1) était consacrée à l'étude des relations entre le briançonnais interne et les schistes lustrés liguro-piémontais. Au cours des étapes suivantes, nous avons étudié successivement :

- dans la région proche de Susa, les rapports structuraux entre les unités briançonnaises, piémontaises et liguro-piémontaises (J2), puis,
- dans la région de Lanzo, les relations entre les gneiss du massif de Sesia et les péridotites serpentinisées du massif de Lanzo, ainsi que la possible couverture « alpine » du massif de Sesia (J3) enfin,
- dans la région d'Ivrea, quelques affleurements du domaine sud-alpin non métamorphique (J4).

Les principales étapes de notre itinéraire géologique entre Termignon et Ivrea sont indiquées sur la carte routière Michelin N°561 « Italie Nord-Ouest » (voir détail Annexe 1). La présentation ci-dessous reprend l'ordre chronologique de ce parcours.

J1. De Modane au col du Mont Cenis

Cette première journée nous conduira de Modane à Novalesse par Termignon, Lanslebourg et le col du Mont Cenis.

Premier arrêt. Termignon (lac de Sollières). Termignon se situe au confluent de de l'Arc et du Doron de Termignon, lui-même issu de la jonction des torrents de la Leisse et de la Rocheure qui se rejoignent plus haut dans la vallée à Entre Deux Eaux. Un vaste paysage s'offre à nous en regardant vers la haute vallée de l'Arc depuis le lac de Sollières, c'est-à-dire en direction du Nord/Nord-Est (Figure 1).

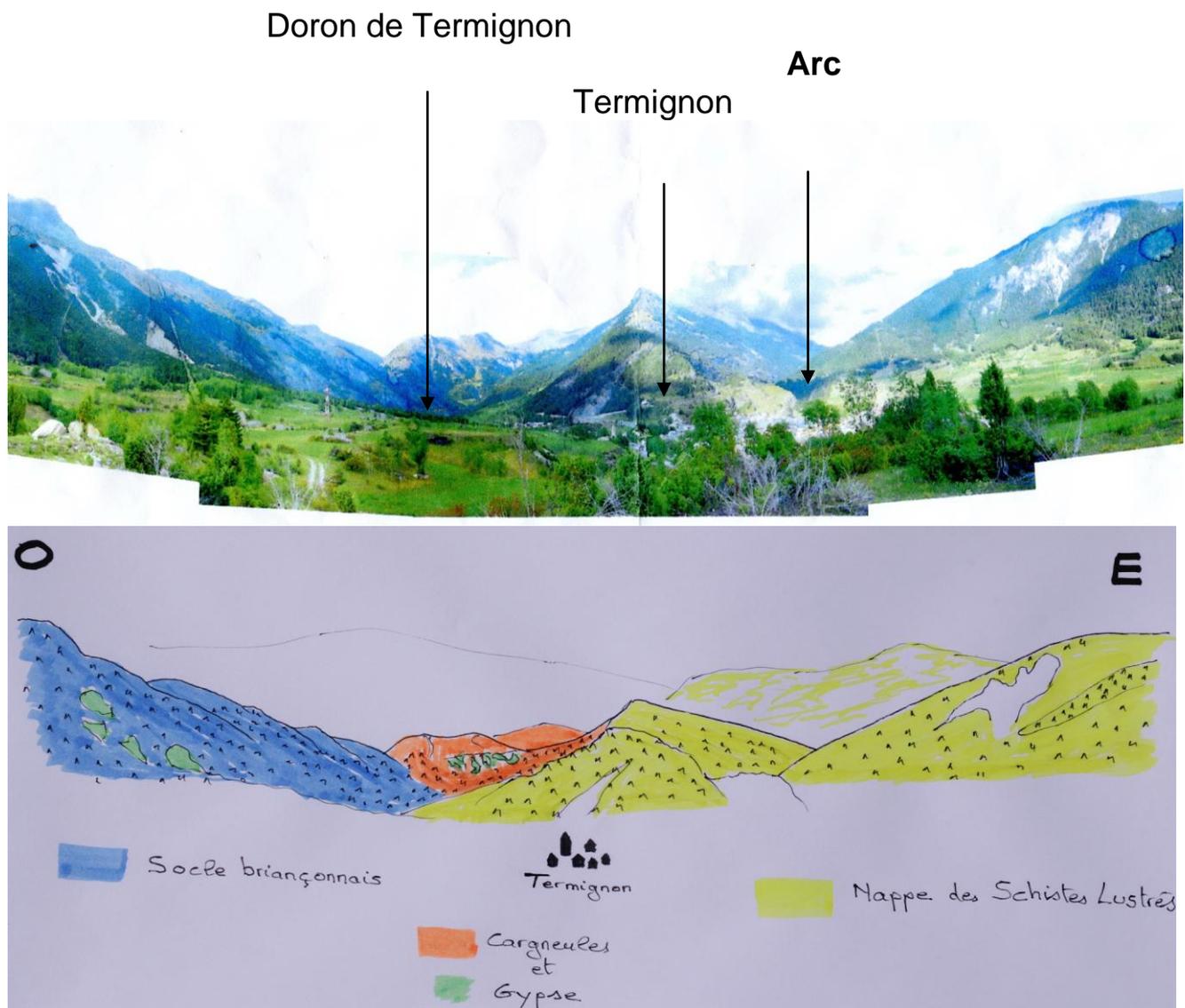


Figure 1 . Croquis montrant le panorama depuis le lac de Sollières, en aval de Termignon, en regardant vers le haut de la vallée de l'Arc (Nord/Nord-Est).

Sur le versant gauche de la vallée affleurent des banquettes rocheuses de couleur verdâtre et disposées en gradins ; ce sont les gneiss (prasinites) riches en glaucophane du socle cristallin briannonnais interne (coupole de

Chasseforêt) qui sont surmontés, plus haut, d'autres nappes briançonnaises mais à matériel sédimentaire, dont celle de la Dent Parrachée. Par opposition à ce versant dont la pente est conforme aux pendages, ici vers l'Est, l'autre versant apparaît plus fortement plissé mais avec des pendages généraux vers l'Ouest : ce sont les schistes lustrés de la nappe liguro-piémontaise qui recouvrent le socle cristallin de la coupole d'Ambin. Au fond et presque dans l'axe de la vallée du Doron de Termignon, on aperçoit des roches d'aspect rougeâtre qui sont des gypses et cargneules triasiques de la couverture briançonnaise en contact avec le socle cristallin briançonnais. Une coupe d'orientation NE/SW montrant les dispositions respectives des socles cristallins et des nappes de couverture est présentée ci-joint (Figure 2).

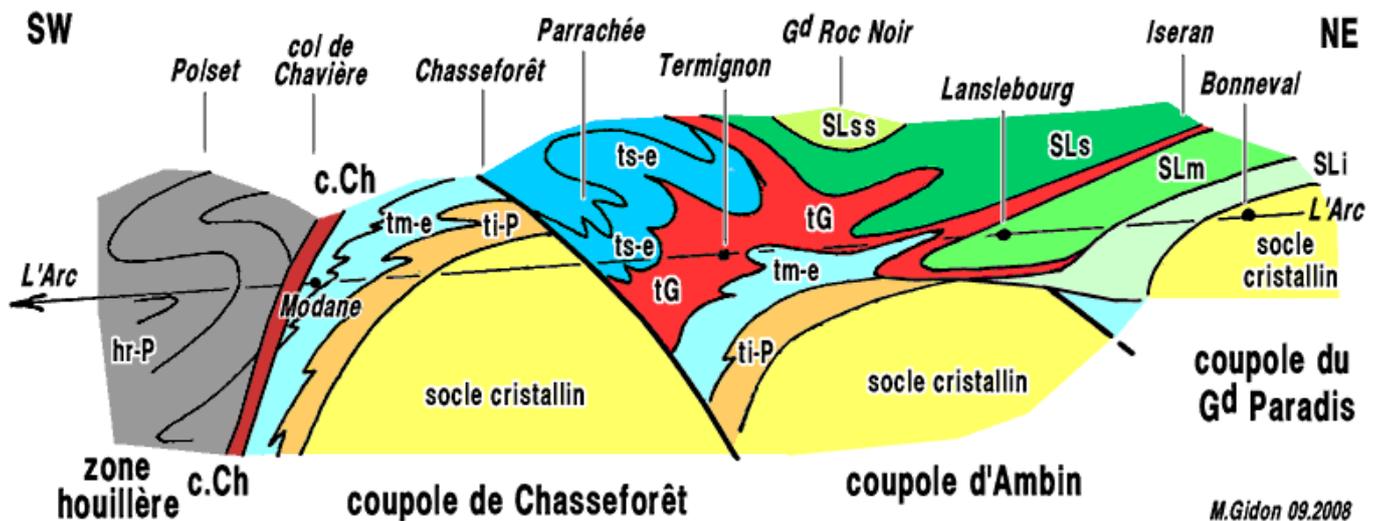


Figure 2. Coupe stratigraphique de la Haute Maurienne au niveau de la vallée de l'Arc, entre Modane et Bonneval (d'après Maurice Gidon).

En définitive, Termignon se situe à la limite entre la zone briançonnaise interne et la zone liguro-piémontaise. La vallée de l'Arc paraît suivre ici le fond d'un grand synforme situé entre les deux coupes anticlinales du socle briançonnais d'Ambin au NW (à droite) et de Chasseforêt au SE (à gauche). Une autre hypothèse peut cependant être formulée en ce qui concerne cette opposition des pendages entre les deux versants : il y aurait ici une faille normale provoquant l'affaissement vers l'Est du compartiment Est. Cet affaissement se traduirait par un basculement vers l'Ouest des pendages de ce compartiment oriental, à la manière d'un roll-over.

Deuxième arrêt. Une petite route montant vers le NW à flanc de vallée, conduit à la petite carrière dite de « La Girarde ». La carrière est ouverte dans une lame de serpentine longue d'au moins 200m orientée pour la majeure partie N70°E (Figure 3).

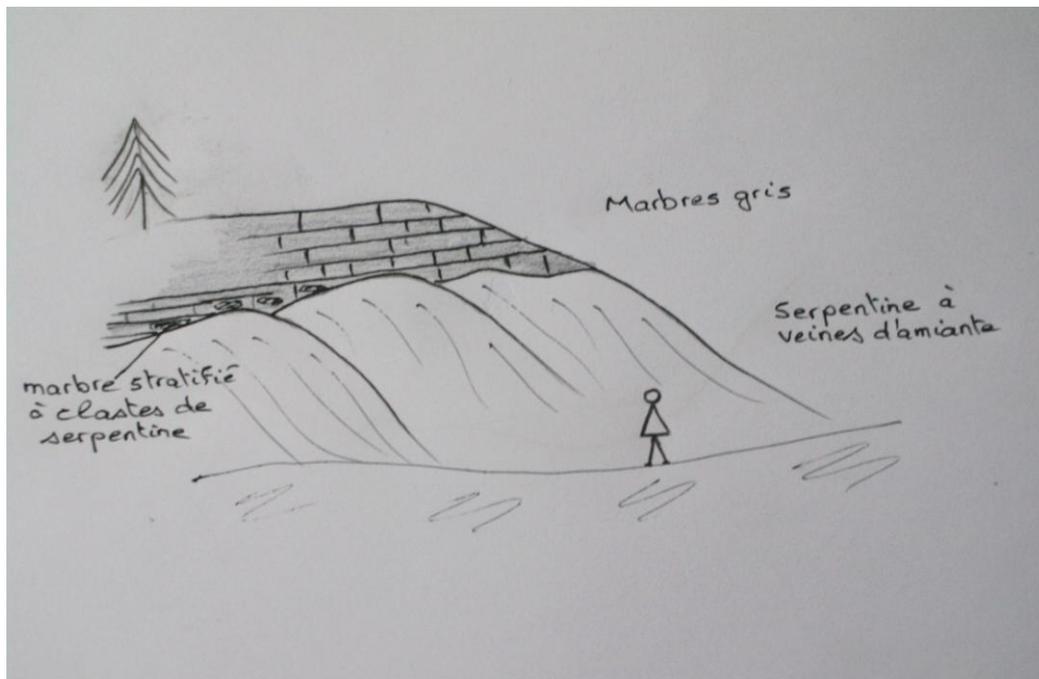


Figure 3. Coupe de la carrière de serpentine de La Girarde, près de Termignon.

Dans la partie basse de l'exploitation, la roche serpentine de couleur grisâtre montre des masses dures, compactes et écailleuses, séparées par des zones d'apparence broyée, plus claires qui se délitent en longues fibres vert clair présentant un aspect soyeux et souple (Figure 4). Ces fibres sont essentiellement composées de chrysotile (amiante) et d'amphibole trémolite. Les fibres d'amiante sont d'aspect plutôt « cotonneux » et sont localisées de préférence au contact serpentine/schistes lustrés.



Figure 4. Serpentine à veines d'amiante dans la partie basse de l'exploitation
(photo aimablement communiquée par Jacques Roche).

Le contraste est frappant avec la partie haute de l'exploitation qui est composée de marbres gris stratifiés. A la base de cette série carbonatée apparaissent des clastes de serpentine enrobés dans les marbres gris. Les boues calcaires à l'origine des marbres se sont donc déposées sur une surface d'érosion déjà recouverte de clastes de serpentine : le contact est donc bien stratigraphique. Le marbre gris contient également, à la base de la série, des fibres d'amiante, ici sous forme d'amandes CS qui témoignent d'une déformation plus tardive à la fois compressive et en cisaillement vers l'Est (Figure 5).

W

E



Figure 5. Fibres d'amiante en forme d'amandes CS enrobées dans les marbres gris, à la base de la série (photo aimablement communiquée par Jacques Roche).

En raison de sa proximité avec le village de Termignon, la carrière de La Girarde a fait l'objet en 2005 d'une enquête publique conduite par le BRGM afin d'évaluer notamment le potentiel d'émission des fibres d'amiante du site et les risques pour la population.

En quittant Termignon par la N6 en direction de Lanslebourg, la route gravit le gradin de confluence et atteint la vallée de Lanslebourg. Les deux versants de l'auge sont entaillés dans les schistes lustrés au travers desquels l'érosion a ouvert des « fenêtres » où réapparaissent les gypses, voire même les calcaires triasiques. La route pénètre ensuite dans le bassin de Lanslebourg dont la topographie contraste vivement avec celle de la zone briançonnaise : aux montagnes abruptes, coupées de falaises, font suite des reliefs monotones aux formes arrondies, envahis de végétation. Cette monotonie est en relation avec la nature des roches et à leur faible résistance à l'érosion. L'agglomération de Lanslebourg elle-même est assise sur un remplissage d'alluvions fluvio-glaciaires bien visibles dans quelques carrières à l'entrée du village.

Troisième arrêt. Montée au col du Mont Cenis depuis Lanslebourg. Après Lanslebourg, la route (N6) passe en rive gauche de l'Arc et décrit cinq lacets pour gravir le gradin de confluence du col du Mont Cenis. Peu après l'arrivée d'un télésiège, s'offre un panorama exceptionnel montrant de gauche à droite :

- le massif de la Vanoise, avec la Dent Parrachée (écaille Briançonnaise interne à puissant Lias piémontais surmonté de Malm et de Crétacé) et le Dôme de Chasseforêt (socle ancien métamorphique de la zone Briançonnaise) ;
- le pays des schistes lustrés de la Haute Maurienne avec la « fenêtre de Lanslebourg », visible sur le versant opposé de la vallée, où réapparaissent des écailles Briançonnaises surtout triasiques, à travers les schistes lustrés (figure 6) ;
- le massif cristallin interne du Grand Paradis et l'Albaron (schistes lustrés).



Figure 6. Vue sur la « fenêtre de Lanslebourg » en rive droite de l'Arc. Les écailles Briançonnaises y réapparaissent au travers des schistes lustrés (*photo aimablement communiquée par Jacques Roche*).

NB. La Dent Parrachée à l'extrême gauche et l'Albaron à l'extrême droite ne sont pas visibles sur la photo.

Quatrième arrêt.

Lac et col du Mont Cenis. La haute Maurienne communique avec la vallée de la Dora Riparia (val de Susse) par le col du Mont Cenis. Ce dernier est ouvert dans le domaine des schistes lustrés, à l'extrémité septentrionale d'une dépression suspendue au-dessus de la vallée très raide de la Dora Riparia par un verrou glaciaire. Le lac de barrage hydro-électrique du Mont Cenis se situe dans cette dépression en grande partie creusée dans une puissante lame de gypses et de cargneules, à faible pendage vers le nord, qui constituent la base des schistes lustrés. De magnifiques entonnoirs de dissolution sont d'ailleurs visibles en contrebas de la route, au niveau du lac. Cette bande gypseuse se termine vers le Sud-Est dans les contreforts méridionaux du sommet de Rocciamelone (3538m). Vers l'Ouest, elle se connecte vers Bramans en passant par les pentes septentrionales du Petit Mont Cenis, aux affleurements de la « nappe des gypses » de la Maurienne, dont elle apparaît comme un diverticule sud-oriental. Les contours de la bande gypseuse à la base des nappes de schistes lustrés sont particulièrement bien mis en évidence sur le document 3D de l'Office de Tourisme de Lanslebourg. (Figure 7).



Figure 7 . Représentation aérienne des massifs de la Vanoise et de la Haute Maurienne. Les limites des nappes liguro-piémontaises sont surajoutées en traits fins jalonnés de petits triangles (d'après Serge Fudral).

Les montagnes qui nous entourent ici sont donc constituées principalement :

- vers le Nord, de schistes lustrés (Massifs du Mont Froid au NW et de la Pointe de Ronce au NE, tandis qu'au contraire,
- vers le Sud, la partie haute des reliefs qui dominant (Cime du Bard) le lac appartient déjà à la marge du massif d'Ambin, lui-même constitué de matériel Briançonnais porté au jour par un gros bombement anticlinal et apparaissant en fenêtre au sein de la nappe des schistes lustrés (Figure 8).

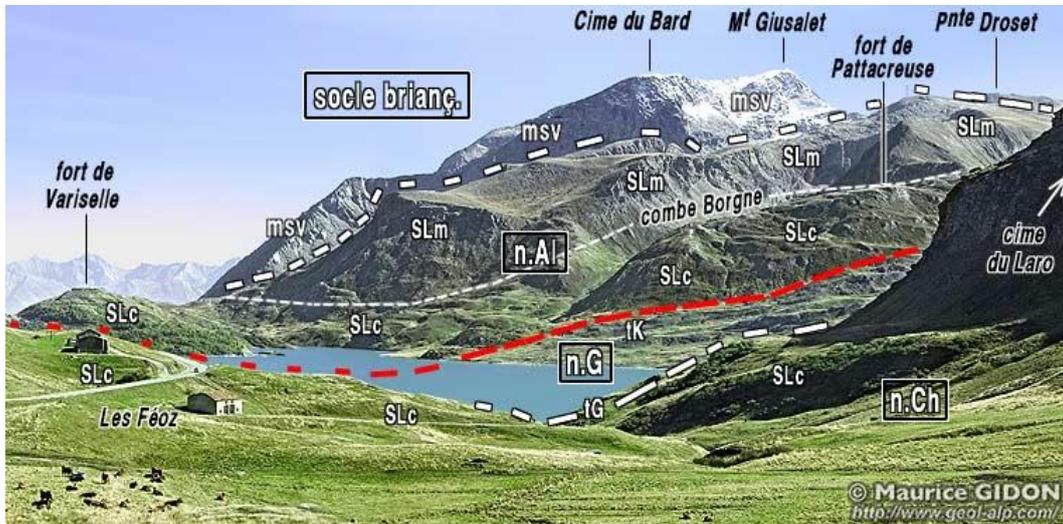


Figure 8. Vue sur les sommets constituant le socle Briançonnais du massif d'Ambin, au sud du col et du lac du Mont Cenis (d'après Maurice Gidon).

Cinquième arrêt. Carrière St Nicolas de Gran Scala.

Entre le barrage du Mont Cenis et le replat de l'ancienne usine hydro-électrique, la route traverse les restes de la couverture Briançonnaise du massif d'Ambin (série de Gran Scala). Une ancienne route militaire qui s'amorce à l'extrémité aval du replat, face à une maison cantonnière italienne ruinée conduit bientôt, après environ 1 km de marche, à une carrière aujourd'hui abandonnée qui recoupe successivement plusieurs niveaux (voir coupe Figure 9).

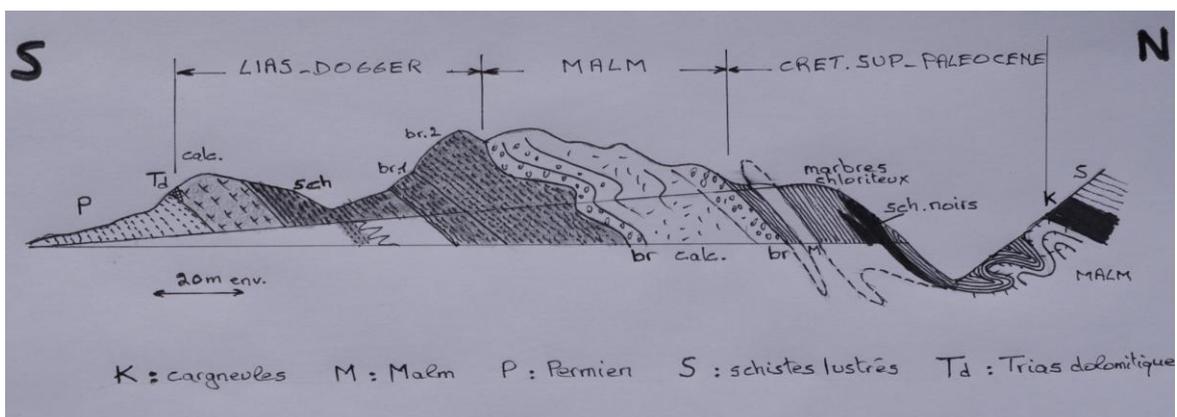


Figure 9 . Coupe de la carrière St Nicolas à Gran Scala, près du col du Mont Cenis, où affleure le Mésozoïque Briançonnais de la couverture Vanoise-Ambin. (d'après Jacques Debelmas et al.).

On y trouve notamment, de bas en haut :

- le Permien métamorphique enveloppant le socle Briançonnais interne du massif d'Ambin. C'est le « groupe d'Ambin », surtout fait de gneiss à amphibole passant à des faciès micaschisteux avec mica blanc, quartz, glaucophane, chlorite, albite, épidote, parfois grenat, puis,
- les restes de la couverture mésozoïque Briançonnaise d'Ambin où l'on rencontre d'aval en amont, d'abord de minces lambeaux de dolomies du Trias reposant sur le Permien par quelques décimètres de quartzites laminés (les séries classiques de la couverture triasique Briançonnaise sont quasiment absentes ici), puis des brèches polygéniques du Lias, des marbres blancs du Malm, bréchiques à la base et au sommet. C'est ce niveau qui a été exploité comme marbre (Figure 10).



Figure 10. Exploitation de marbres blancs bréchiques du Malm (bloc du bas) et de marbres vert-jaune bréchiques (bloc du haut) dans la carrière de Gran Scala (*photo aimablement communiquée par Jacques Roche*).

- Enfin les marbres chloriteux, verdâtres, du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Tous ces termes sont fortement recristallisés par métamorphisme et leur datation n'a pu être proposée que par comparaison avec d'autres coupes de la même série. Notons enfin que la quasi absence de quartzites et de calcaires dolomitiques triasiques, connus ailleurs, montre que la série de Gran Scala est partiellement décollée de son substratum et traînée sur lui.

Commence alors la longue descente vers Novalesse où, sur la droite de la route, affleure d'abord le socle polymétamorphique du massif d'Ambin tandis qu'apparaissent bientôt en rive gauche de la vallée les schistes lustrés du sommet de Rocciamelone que nous suivrons jusqu'à Novalesse, terme de notre première journée.

J2. Région de Susa

L'objectif de cette deuxième journée était d'étudier la constitution des domaines piémontais et liguro-piémontais dans la région de Susa.

- **Premier arrêt.** A la sortie de Susa sur la rive droite de la vallée, une route s'élève doucement vers les collines de Tanze d'où l'on peut contempler un vaste panorama sur les massifs environnants (voir coupe Figure 11).

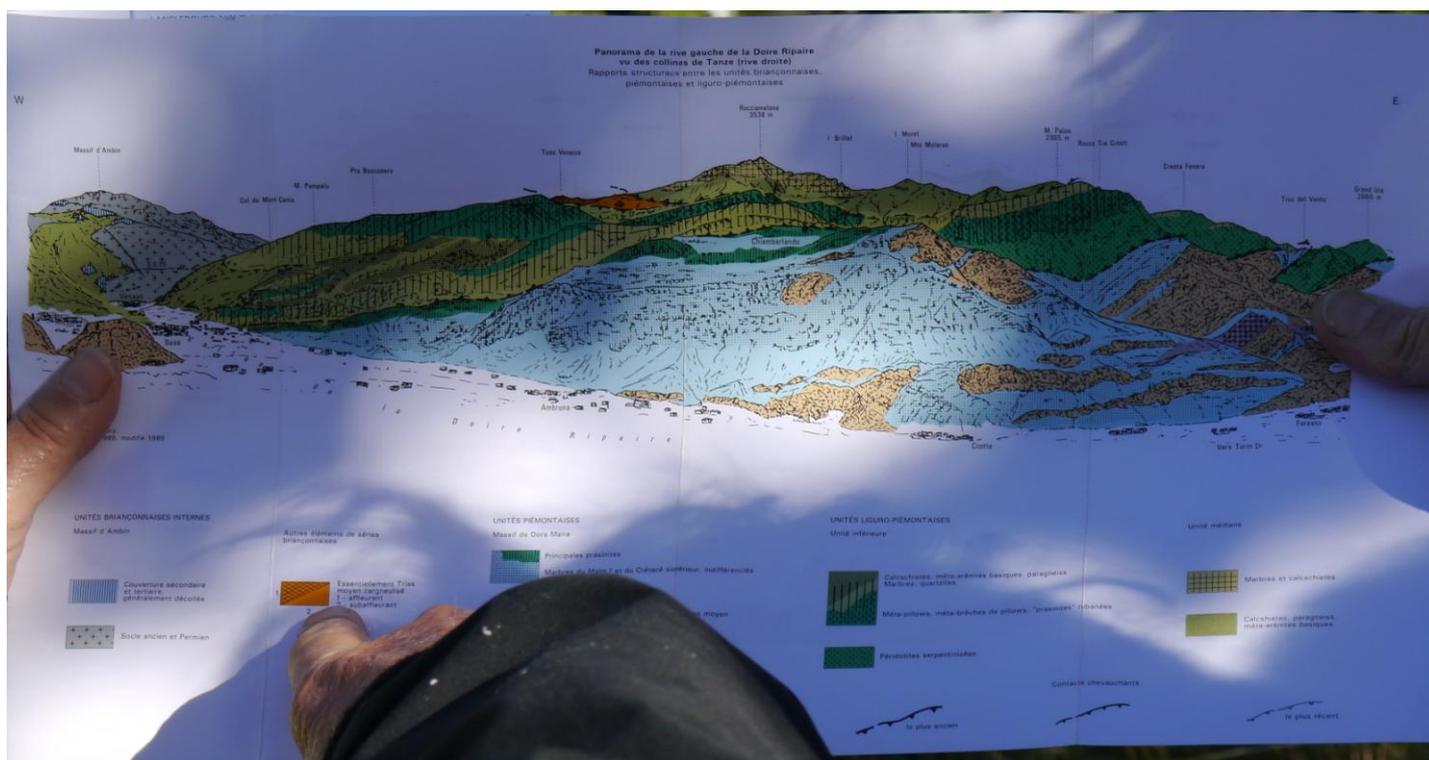


Figure 11 . Coupe géologique de la rive gauche de la Dora Riparia vu des collines de Tanze (*photo aimablement communiquée par Jacques Roche*).

A l'Ouest, le massif d'Ambin est constitué d'un socle ancien et permien avec ses lambeaux de couverture secondaire et tertiaire généralement décollés et vus en fenêtre au travers des schistes lustrés liguro-piémontais (Figure 12).

W

E

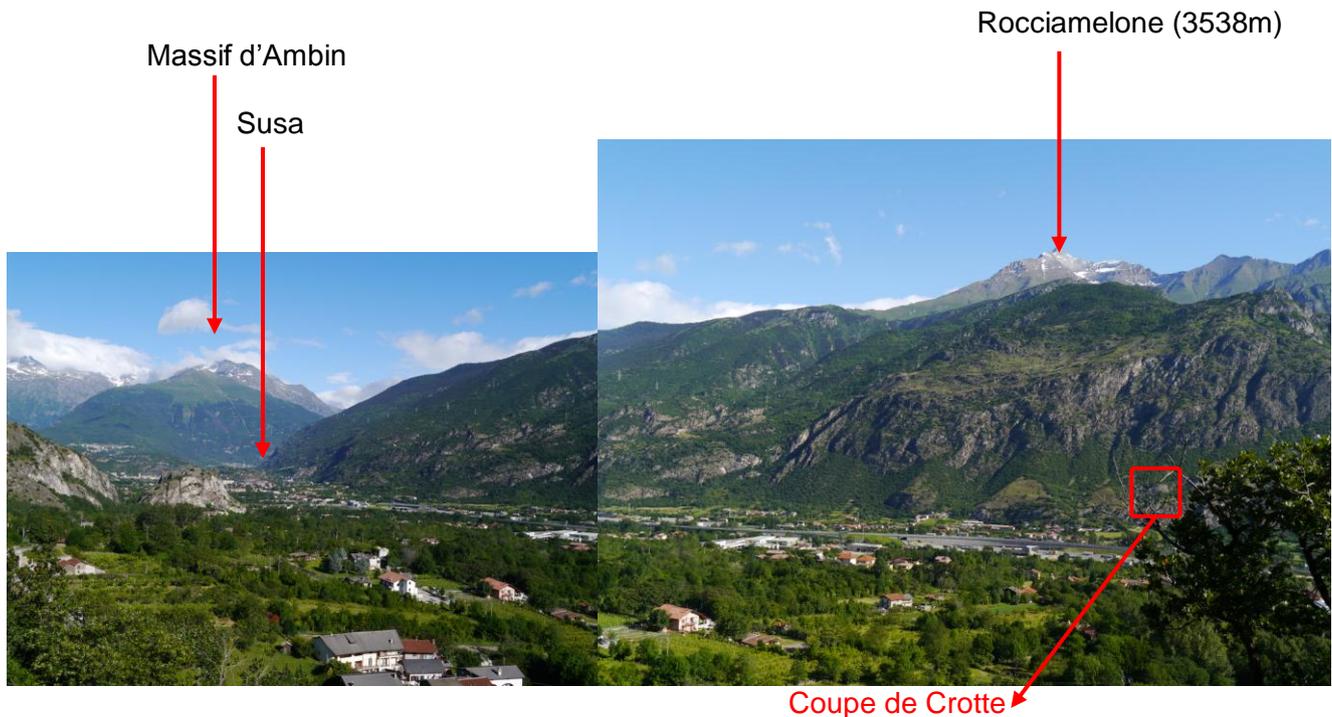


Figure 12. Vue sur le val de Susse depuis les collines de Tanze (photos aimablement communiquées par Jacques Roche).

A gauche (Ouest) le massif d'Ambin et en face (Nord) le sommet de Rocciamelone (3538m).

Ce grand lambeau de couverture liguro-piémontaise apparaît dans le paysage sous forme de prairies verdoyantes ; il appartient à la même nappe que les unités liguro-piémontaises du massif d'Ambin vues précédemment sur le versant français. En se prolongeant vers l'Est, ces unités recouvrent également le massif cristallin de Dora Meira (Piémontais externe) que l'on aperçoit en contrebas jusque dans la vallée.

Le sommet de Rocciamelone (3538m) est le point culminant de cet ensemble constitué de bas en haut :

- d'unités piémontaises, constituées du socle cristallin prasinitique de Dora Meira avec sa couverture métasédimentaire que nous étudierons bientôt lors de notre deuxième arrêt ;
- d'unités liguro-piémontaises dites inférieures, constituées à la base, de lambeaux plus ou moins épais et continus de péridotites serpentinisées supportant des méta-pillows, des prasinites rubanées ou des méta-brèches de pillows. Ces assemblages ophiolitiques sont particulièrement bien reconnaissables à leur aspect plus sombre et de couleur vert foncé que l'on aperçoit dans une niche d'arrachement sous le Monte Palpa (2965m) dans la direction du N-E ; enfin
- d'unités liguro-piémontaises dites médianes et supérieures, plus pauvres en matériel ophiolitique et composées essentiellement de calcschistes et de marbres. Ces unités sont séparées des premières par une semelle triasique

cargneulisée émergeant localement sur l'arête Ouest, se raccordant aux gypses et cargneules de la dépression du Mont Cenis.

Deuxième arrêt. Au-dessus du village de Crotte, à environ 5km de Susa sur la rive gauche de la Dora Riparia en direction de Turin.

Au-delà des dernières maisons du village de Crotte, la route se poursuit par un petit chemin qui s'élève à flanc de vallée et traverse environ 350m plus haut une sorte de replat herbeux où affleure, en contrebas, une succession de niveaux stratigraphiques constituant la couverture métasédimentaire piémontaise du socle de Dora Maira, dont l'essentiel du massif se situe sur l'autre versant de la vallée où nous étions précédemment.

De bas en haut de cette coupe, on distingue la succession suivante (voir coupe Figure 13) :

- des métadolomies de couleur blanche ou jaunâtre, en bancs métriques (notées 1 sur la coupe), qui s'associent progressivement vers le haut à des interlits calcaires décimétriques ; elles ont été attribuées au Trias moyen et peuvent être rapprochées des dolomies aniso-ladiniennes de Vanoise orientale ;
- des marbres gris en bancs décimétriques (notés 2 sur la coupe) sur environ 2 m d'épaisseur, avec des filets grésodolomitiques ou grésomicacés dans les niveaux inférieurs et en discordance angulaire avec les dolomies du niveau 1 sous-jacent ; les fossiles de polypiers retrouvés dans cette série ont permis de l'attribuer au Jurassique supérieur (Dogger à Malm) ;
- au-dessus, enfin, une séquence de marbres jaunes, gréseux et légèrement phylliteux (notés 3 sur la coupe) avec localement de fines bandes siliceuses et des intercalations de micaschistes sur une épaisseur de 4 à 5 m. Des fossiles de globulotruncanidés ont été identifiés par Michel Marthaler dans cette séquence qu'il attribue donc au Crétacé supérieur (Sénonien). La base de cette formation étant détritique (clastes de dolomie et galets de calcaire jurassique), il est permis de penser qu'elle est contemporaine d'une période d'activité tectonique liée à la fermeture de l'océan alpin.

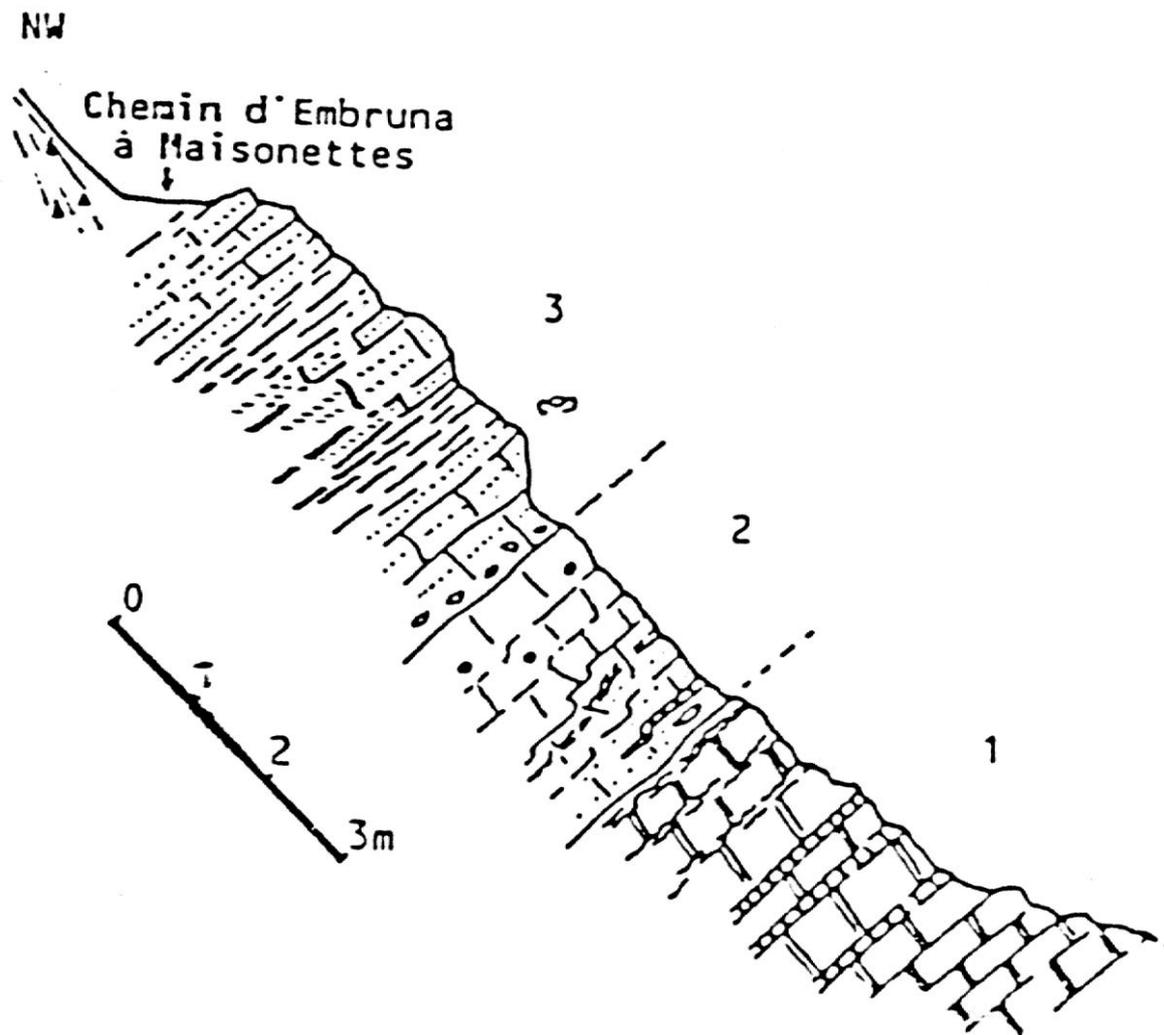


Figure 13 . Coupe de Crotte en contrebas immédiat du chemin d'Ambruna à Maisonnettes, au droit du hameau de Crotte (d'après Michel Marthaler et al.).

Troisième arrêt. Toujours en rive gauche et peu en aval de Susa, la petite route de Rocciamelone monte en lacets jusqu'à une petite chapelle (la Madone d'Ecora) où a lieu notre troisième arrêt. La chapelle est construite sur un substrat rocheux nommé « prasinites » sur les anciennes cartes. Ce substrat est de couleur verte et de structure bréchique. On y voit des clastes de roches vertes (dont des gabbros) liés par une matrice chlorito-amphibolitique (Figure 14). Il s'agissait à l'origine de grès ou de conglomérats à débris ophiolitiques, donc d'arénites basiques témoignant de l'activité tectonique liée à la fermeture de l'océan liguro-piémontais. Du fait du métamorphisme, on peut maintenant nommer ces roches des méta arénites basiques.



Figure 14. Méta arénites basiques à clastes de prasinite liés par un ciment calcaire (*photo aimablement communiquée par jacques Roche*).

Quatrième arrêt. Deux lacets plus haut, le long d'un petit chemin partant sur la droite et longeant à flanc de vallée une suite de petits ressauts rocheux, apparaît un affleurement montrant un niveau de couleur verdâtre et d'épaisseur pluri décimétrique encadré de deux niveaux blancs plus épais. Le niveau vert est constitué de roches issues de l'érosion de la croûte océanique ophiolitique tandis que les niveaux blancs sont des marbres (Figure 15).



Figure 15. Affleurement montrant un niveau ophiolitique de couleur verte et des marbres blancs (*photo aimablement communiquée par Jacques Roche*).

En poursuivant le chemin un peu plus loin, un autre affleurement aurait dû nous montrer une séquence de niveaux d'épaisseur variable (de quelques centimètres à un mètre ou plus) et de couleurs différentes où alternent successivement des marbres jaunes, des prasinites et des schistes noirs (anciens niveaux argileux métamorphisés jusqu'au micaschiste). L'affleurement le plus explicite n'a malheureusement pas été retrouvé le long du chemin car il se trouve sans doute beaucoup plus loin. Quoiqu' il en soit, l'objectif était de montrer ici la présence de séquences répétitives dont la périodicité a tous les caractères d'un flysch, témoin de la fermeture de l'océan liguro-piémontais.

J3. Région de Lanzo.

Les massifs de Sesia et de Lanzo sont à la fois très proches l'un de l'autre sur le plan géographique et constitués de roches de nature très différente (voir carte Figure 16).

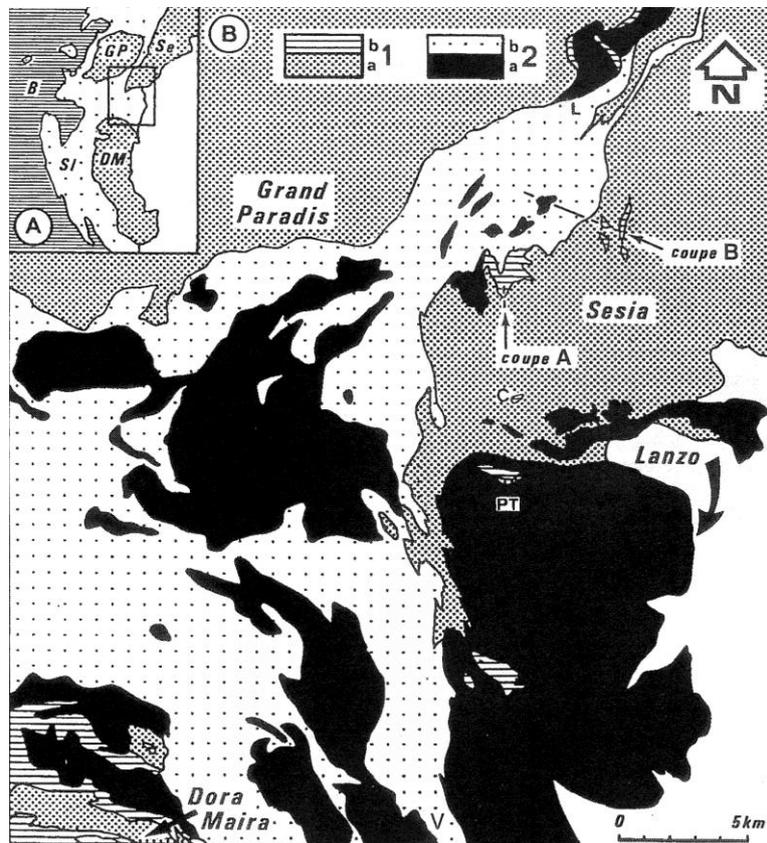


Figure 16. Schéma structural simplifié de la région de Lanzo (d'après Serge Fudral).

Légende : 1. Unités piémontaises (paléo marge européenne) : a) massifs cristallins internes paléo substratum anté-alpin européen) ; b) unités piémontaises de paléo marge continentale (couvertures alpines décollées) ;

2. Unités liguro-piémontaises (paléo océan téthysien) : a) substratum ophiolitique (paléo plancher « océanique » téthysien) ; b) séries « océaniques » (métasédiments « océaniques »).

Cette journée d'excursion géologique dans le massif de Sesia, au nord de la ville de Lanzo, avait pour objectif de répondre à chacune des trois questions suivantes :

- Quelles sont les roches rencontrées dans le massif de Sesia ?
- Comment les massifs de Sesia et de Lanzo sont-ils liés structuralement ?
- Peut-on trouver les traces d'une couverture métasédimentaire du massif de Sesia et, si oui, quelle en est la nature ?

Trois sites ont été visités au cours de la journée afin de répondre à chacune de ces questions. L'itinéraire suivi est indiqué sur la carte routière ci-joint (voir Annexe 2).

Premier arrêt. Lacet de la route entre Lanzo et Monastero di Lanzo au niveau du Ponte del Tesso (Figure 17).



Figure 17. Affleurement montrant une lame de gneiss Sesia à droite du trait intercalée dans les serpentinites de Lanzo à gauche du trait.

L'affleurement montre une lame de roche de coloration brunâtre intercalée entre deux masses de roches très laminées et fortement plissées, «en feuille de chêne», dont la texture, la coloration gris verdâtre et la minéralogie indiquent qu'il s'agit de serpentinite (Figure 18 a).

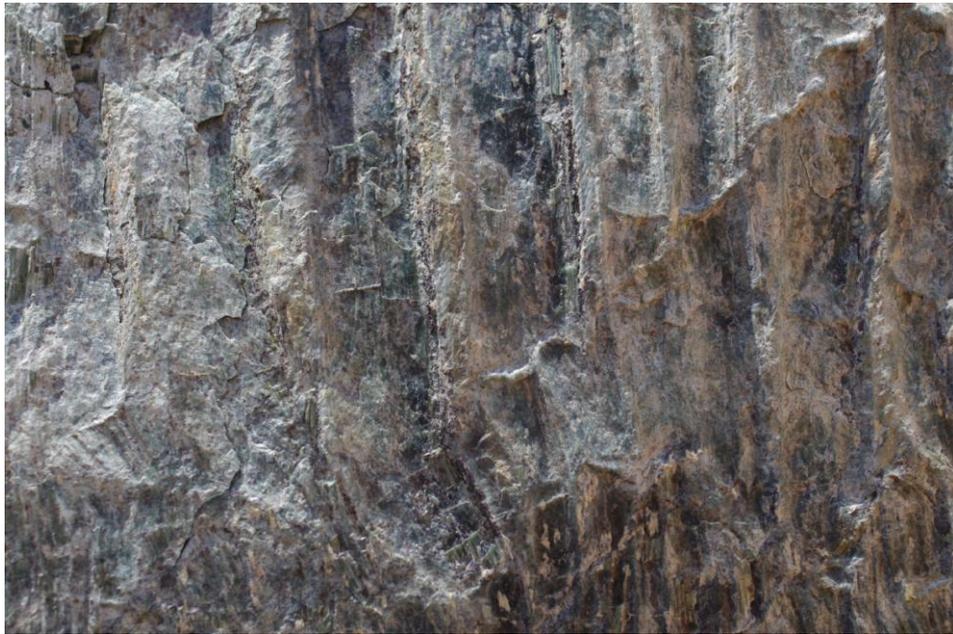


Figure 18 a. Serpentinite de Lanzo



Figure 18b. Gneiss de Sesia

La lame d'aspect brunâtre et de largeur plurimétrique intercalée dans la serpentinite présente, quant à elle, une texture foliacée et dont la paragenèse est constituée principalement de micas (phyllites), de quartz et de feldspaths plagioclases sodiques (albite). Cette roche est un gneiss quartzo-feldspathique qui est caractéristique du massif de Sesia et que l'on qualifie couramment de « gneiss Sesia » (Figure 18 b). Notons ici que deux variétés de gneiss peuvent être différenciées dans le massif de Sesia :

- des gneiss quartzo-feldspathiques (anciens granitoides) du type de celui vu sur cet affleurement et

- des schistes « mafiques » c'est-à-dire riches en éléments ferromagnésiens, compacts et de couleur sombre et provenant probablement d'anciens basaltes ou gabbros.

D'un point de vue tectonique, aucun indice ne permet d'établir, sur cet affleurement très local, les relations structurales entre les gneiss de Sesia et les serpentinites dites de Lanzo. La séquence est souvent répétitive et structurée en « grands plis inclinés ou couchés, amples, serrés ou laminés, avec vergence vers la plaine du Pô » ou bien même de plis plurikilométriques en fourreau; ils sont tous orientés préférentiellement Est-Ouest ou ENE-WSW et composés eux-mêmes de microplis décimétriques à métriques de même orientation.

Deuxième arrêt. Punta Serena (1163 m)

Depuis le parking situé au niveau d'une carrière de serpentinite, un peu au-dessus du village de Chiavès, un petit chemin monte en direction de la Punta Serena (1163 m). De ce promontoire dominant la ville de Lanzo, la vue s'étend, vers l'ouest/nord-ouest sur les vallées de Viu et d'Orco et les hauts sommets de la frontière avec la France (Grand Paradis) tandis que vers le sud-est apparait la plaine du Pô. Face à nous, en direction du sud, se trouve le massif de Lanzo, entre la vallée de la Stura di Lanzo et le val de Susa. Sous nos pieds, les roches de couleur beige rougeâtre et d'aspect plutôt massif et de cassure gris sombre sont des lherzolites « fraîches » à spinelles, c'est-à-dire des roches ultrabasiques (également nommées ultrabasites ou ultramafiques) de type péridotite et proches des gabbros ou des basaltes mais avec 90% ou plus de ferromagnésiens, surtout olivine, pyroxène et amphibole. Ces lherzolites ont ici la particularité de présenter un faciès rubané en relation avec la disposition des minéraux en lits parallèles (Figure 19).





Figure 19 . Pic-nic sur les Iherzolites à faciès rubané au sommet de la Punta Serena (1163 m).

L'hypothèse avancée pour expliquer la présence de cette structure rubanée est de la considérer comme un héritage de la disposition des minéraux dans une chambre magmatique (cumulats basiques). Une fois portées à l'affleurement et mises au contact de l'eau de mer au fond de l'océan alpin en cours d'ouverture pendant le Jurassique, ces roches auraient été ensuite serpentinisées.

Cela dit, comment explique-t-on la présence de ces Iherzolites rubanées sur le versant sud de la Punta Serena ici, dans le massif de Sesia , et quelles sont les relations structurales avec les péridotites du massif de Lanzo situé au Sud, juste en face de nous, sur l'autre versant de la vallée ?

D'après un certain nombre d'observations réalisées en particulier par Serge Fudral, les gneiss de Sesia seraient structurellement en-dessous des serpentinites de Lanzo. Le massif de Lanzo serait donc le terme la plus élevé du dispositif. En d'autres termes, la bordure nord du massif de Lanzo peut être

interprétée comme un ensemble reposant tectoniquement, en position chevauchante, sur le massif de Sesia, l'ensemble de l'édifice ayant été affecté par un plissement intense orienté Est-Ouest ou ENE-WSW.

La question qui se pose maintenant est celle de l'origine des péridotites de Lanzo. S'agit-il d'une partie du manteau sous-continentale insubrien comme certains l'ont suggéré ou bien d'un élément de paléocroûte océanique téthysienne? De nombreuses analogies entre les évolutions pétrologiques et métamorphiques des ultrabasites de Lanzo et des ophiolites liguro-piémontaises sont plutôt en faveur de l'hypothèse qui consiste à voir dans les péridotites de Lanzo un fragment du plancher océanique téthysien. Les observations réalisées notamment par Serge Fudral dans la partie occidentale du massif de Lanzo, à l'Est de la cicatrice de Viù, (près du village de Richiaglio), ont permis de vérifier cette hypothèse. Avec d'autres, il a montré en particulier que les successions lithostratigraphiques reconstituées dans cette région s'apparentent à celles décrites dans les couvertures d'autres ophiolites piémontaises, conduisant ainsi à proposer que ces ensembles métavolcaniques et métasédimentaires représentent des résidus de la couverture océanique originelle des péridotites. L'analyse des paragenèses éclogitiques des métasédiments et des metabasites a également permis de montrer que l'évolution P-T alpine de ces lambeaux est compatible avec celle du corps de Lanzo.

Si l'origine des péridotites de Lanzo semble aujourd'hui assez bien établie, la position paléogéographique alpine du massif cristallin de Sesia et de ses annexes (éléments basaux de la klippe de la Dent Blanche) est restée longtemps discutée. Pour certains auteurs, ce massif serait un élément de croûte insubrienne, d'autres le considèrent plutôt comme une lanière crustale continentale intra-océanique. La question a été étudiée il y a quelques années par Serge Fudral qui a pu démontrer l'existence de termes de couverture alpine, certes décollés, mais situés entre les gneiss Sésia et les schistes lustrés ophiolitiques. Tout porte donc à croire que ce massif appartient, comme les autres massifs cristallins internes (Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira) à la bordure interne de la paléomarge européenne.

La troisième et dernière étape de cette journée dans la région de Lanzo avait pour but d'identifier, sur le terrain, les éléments constitutifs de la paléocouverture sédimentaire alpine du massif de Sesia.

Troisième arrêt. Au Nord de Monastero di Lanzo, le long de la route d'alpage joignant Chiaves à Alpi di Coassolo. Les affleurements découverts par Serge Fudral il y a une dizaine d'années, quand la route d'alpage venait d'être fraîchement ouverte au flanc de la montagne, ne sont malheureusement plus visibles car envahis par la végétation. La coupe dressée à l'époque par Serge Fudral montre qu'au-dessus du socle cristallin polymétamorphique des gneiss Sesia se trouvent (Figure 20):

- un niveau de métadolomies jaunes notées (2) sur la coupe, suivi
- d'un niveau de marbres gris à zones siliceuses notés (3) sur la coupe puis,
- d'une séquence de calcschistes notés (4) sur la coupe formant l'essentiel de cet ensemble intermédiaire.

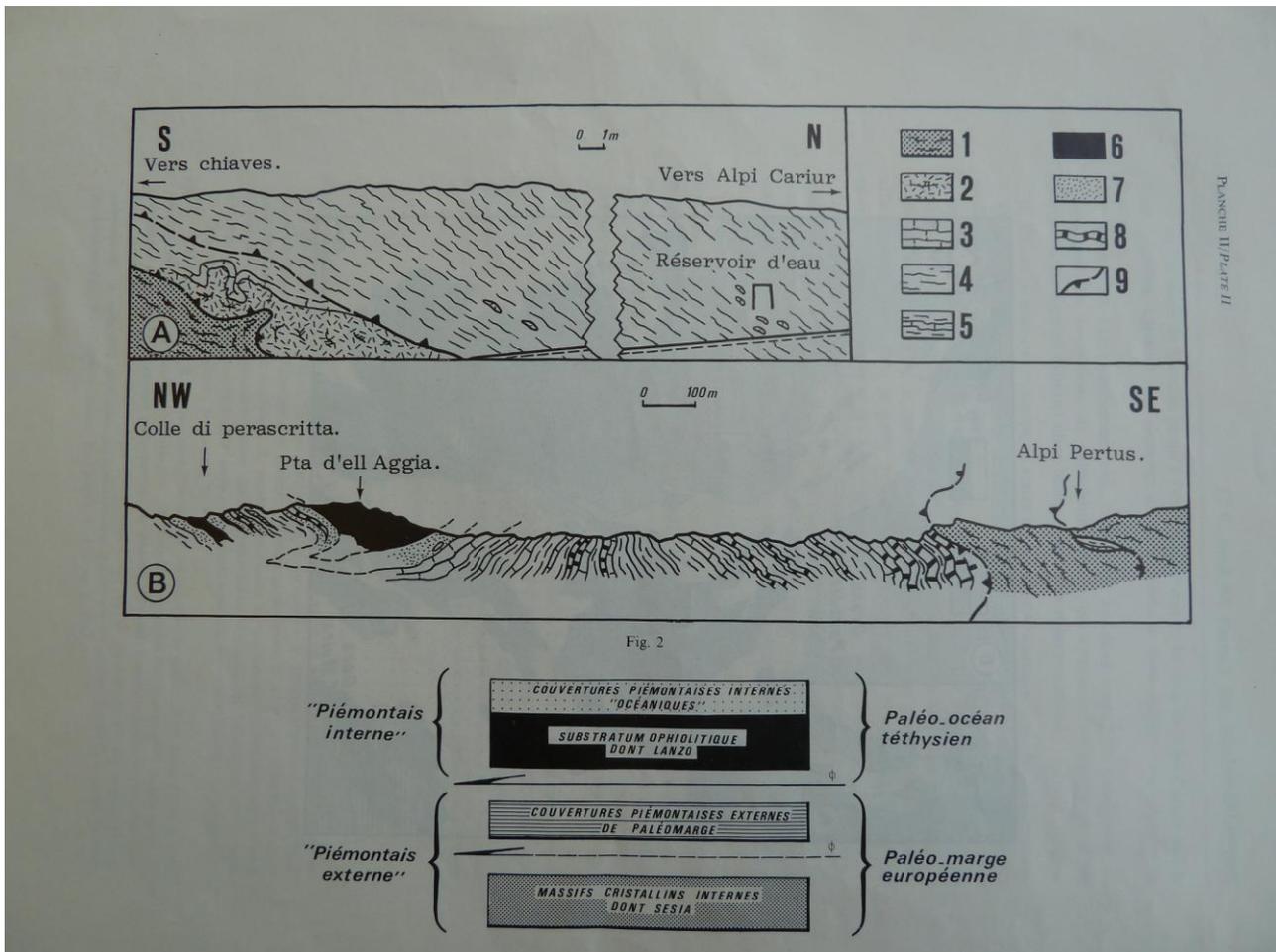


Figure 20. Coupe stratigraphique en bordure Ouest de la route d'alpage de Chiaves à Lago di Monestero (coupe A sur la Figure 16 précédente).

Les deux premiers termes sont liés stratigraphiquement. Aucun fossile ne permet de les dater mais leur association évoque une séquence mésozoïque dans laquelle les dolomies représenteraient le Trias moyen-supérieur et les marbres blancs le Malm. Le dernier terme, quant à lui, n'a pas permis d'identifier des sections de globulotruncanidés comme dans le cas de l'affleurement étudié sur la coupe de Crotte, près de Susa, sur la bordure nord des gneiss prétriasiques de Dora Meira, près de Susa. Quoiqu'il en soit, la présente coupe et celle de Crotte, étudiée le jour précédent, présentent une certaine analogie.

Ce contexte stratigraphique et structural est directement comparable à celui des autres massifs cristallins internes, du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Meira. Chacun d'eux supporte, en effet deux ensembles tectoniques

superposés appartenant, l'un à la paléo-marge européenne (unités piémontaises stricto sensu), l'autre au paléo-océan téthysien (unités liguro-piémontaises stricto sensu). Contrairement à une opinion répandue dans la littérature, le massif de Sesia n'aurait donc pas d'originalité propre ; comme les autres massifs cristallins internes, il supporterait une couverture sédimentaire alpine décollée de la marge européenne. L'ensemble constitué des massifs cristallins internes serait lui-même chevauché par le « Sud alpin », ainsi que représenté ci-dessous sur le schéma proposé par Serge Fudral (Figure 21).

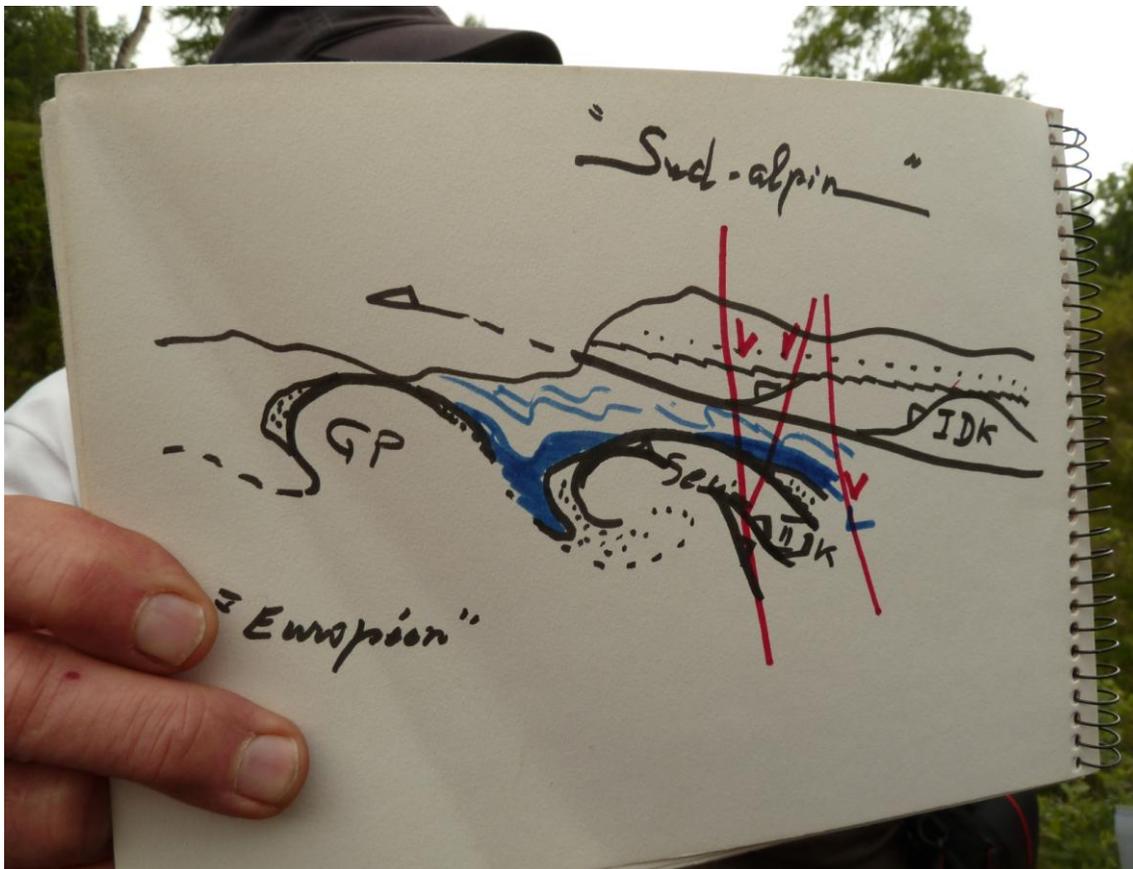


Figure 21. Disposition relative du domaine « Sud alpin » en position chevauchante sur les massifs cristallins internes du domaine européen (Grand Paradis, Sesia / Lanzo) et leur couverture « alpine ».

J4. Région d'Ivrea

D'un point de vue géologique, la région d'Ivrea présente plusieurs centres d'intérêt :

- les dernières glaciations quaternaires y ont laissé un amphithéâtre morainique qui se développe au débouché du Val d'Aoste (Dora Baltea) en un vaste arc de cercle externe d'environ 90km de long sur une superficie proche de 600km² ;
- sa structure profonde, présente une anomalie gravimétrique positive. Les profils sismiques réalisés dans l'axe de cette anomalie ont mis en évidence la présence d'un matériau de forte vitesse (7,3 km/s) vers 11 km de profondeur

au Sud du corps d'Ivrea, mais vers 6 km seulement au NNW. La présence d'un tel matériau à des profondeurs si faibles a été interprété comme une remontée du manteau supérieur sous le bord oriental de la zone Sesia, ce manteau « anormal » pouvant être relié directement à la zone de transition croûte-manteau.

- le socle est Sud-alpin (ou apulien ou insubrien) et non métamorphique; il est composé essentiellement de gabbros d'origine profonde (diorito-kinzigites), de gneiss ou de volcanites permienes et de Verrucano;
- la région est parcourue par un système de failles normales appartenant à ce qu'il est convenu d'appeler aujourd'hui la ligne ou « faille insubrienne » séparant les domaines métamorphiques (européens) à l'ouest des domaines non métamorphiques (apulien) à l'Est. On y trouve notamment, coincées entre des panneaux de failles, des roches sédimentaires de la couverture Sud-alpine (Trias Jurassique, Crétacé inf.) qui la jalonnent de proche en proche et constituent ce que les premiers géologues ont appelé la « ligne de Canavèse » mais qui ne doit pas être considérée comme un domaine paléogéographique particulier.

Quelques uns des principaux aspects de la géologie régionale ont été examinés successivement au cours de cette quatrième et dernière journée à l'occasion de différents arrêts.

Premier arrêt. Place du marché aux vêtements d'Ivrea. L'immense parking (un ancien lac comblé) est bordé d'un escarpement rocheux brun sombre (Figure 22a).



Figure 22 a). Affleurement de socle insubrien le long de la place du marché d'Ivrea



Figure 22 b). Gabbro à grains fins.
(place du marché)

Figure 22 c) Gneiss kinzigitique
(contreforts du château)

L'examen d'un échantillon de roche permet d'observer la présence, sur une cassure fraîche, de minéraux plus ou moins bien orientés, les uns plutôt sombres avec des facettes brillantes (orthopyroxène magnésien ou enstatite), les autres au contraire assez clairs et verdâtres (feldspath calcique anorthite et plagioclases saussuritisés en épidote et chlorite), plus quelques liserés de chlorite. Il s'agit donc d'un gabbro (Figure 22b). D'après sa minéralogie, ce gabbro aurait une origine profonde ; il serait un produit de fusion du manteau à la limite supérieure manteau /croûte. Les produits de fusion auraient ainsi migré vers le haut jusqu'au contact des gneiss de la croûte et s'y seraient injectés, mais le contact des gneiss et du gabbro n'est pas visible sur cet affleurement. Ces roches sont aujourd'hui superficielles, donc remontées, et sont généralement surmontées d'une couverture permo-triasique non alpine ; elles appartiennent à ce que l'on appelait autrefois la zone « Ivrea Verbana ».

Deuxième arrêt. Contreforts du château d'Ivrea. De l'autre côté de la place du marché se dresse le château d'Ivrea dont les contreforts sont constitués d'une roche plus claire d'aspect jaunâtre et dont la structure, examinée sur une cassure fraîche, est ici franchement orientée avec une foliation marquée (Figure 22c). Contrairement à l'affleurement précédent, il s'agit ici d'un gneiss hyperalumineux qualifié de « kinzigitique », dont la paragénèse est constituée principalement de quartz, orthose, sillimanite prismatique, cordiérite biotite et parfois grenat. Cette roche métamorphique d'origine profonde (catazone) est caractéristique du socle sud alpin.

Troisième arrêt. Chapelle Santa Rocco à Montaldo Dora. A moins de trois kilomètres au nord d'Ivrea sur la route en direction d'Aoste, se trouve le village de Montaldo Dora. Après avoir tourné à droite dans le village, on pénètre dans un

lacs de chemins vicinaux desservant des terrains cultivés et conduisant à une petite chapelle du XV^e siècle récemment rénovée, à proximité du château de Montaldo Dora. La région est caractérisée par un relief contrasté où des môles de roches dures préservées de l'érosion glaciaire se dressent dans un paysage mamelonné et parsemé d'étangs occupant les dépressions. La cartographie de la structure géologique est difficile à réaliser dans ce genre de terrain, aussi les géologues ont-ils procédé en effectuant des relevés partiels qui, mis bout à bout ont permis d'établir des colonnes stratigraphiques synthétiques assez précises (Figure 23).

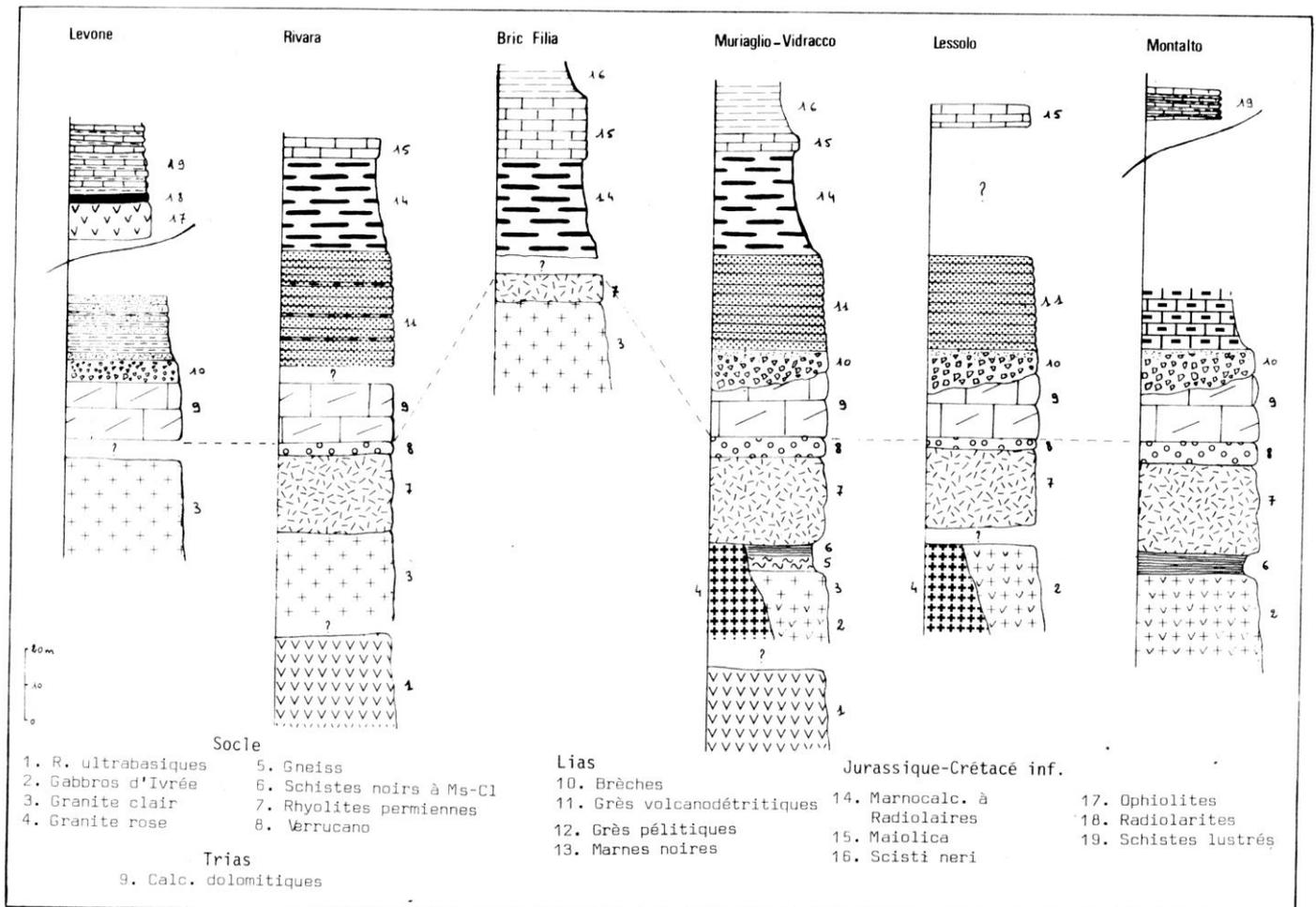


Fig 26 Colonnes stratigraphiques synthétiques

Figure 23. Colonnes stratigraphiques synthétiques dans la région d'Ivrea.

On se trouve ici dans ce que les anciens géologues appelaient la « zone de Canavèse » qui désignait à l'origine une zone linéaire à l'échelle régionale et dont la principale caractéristique est d'être jalonnée de roches sédimentaires sud alpines appartenant donc à la série lombarde (Trias, Lias à Crétacé Infr), qui ont été conservées dans des compartiments délimités par des panneaux de failles du socle Sud alpin (Figure 24).

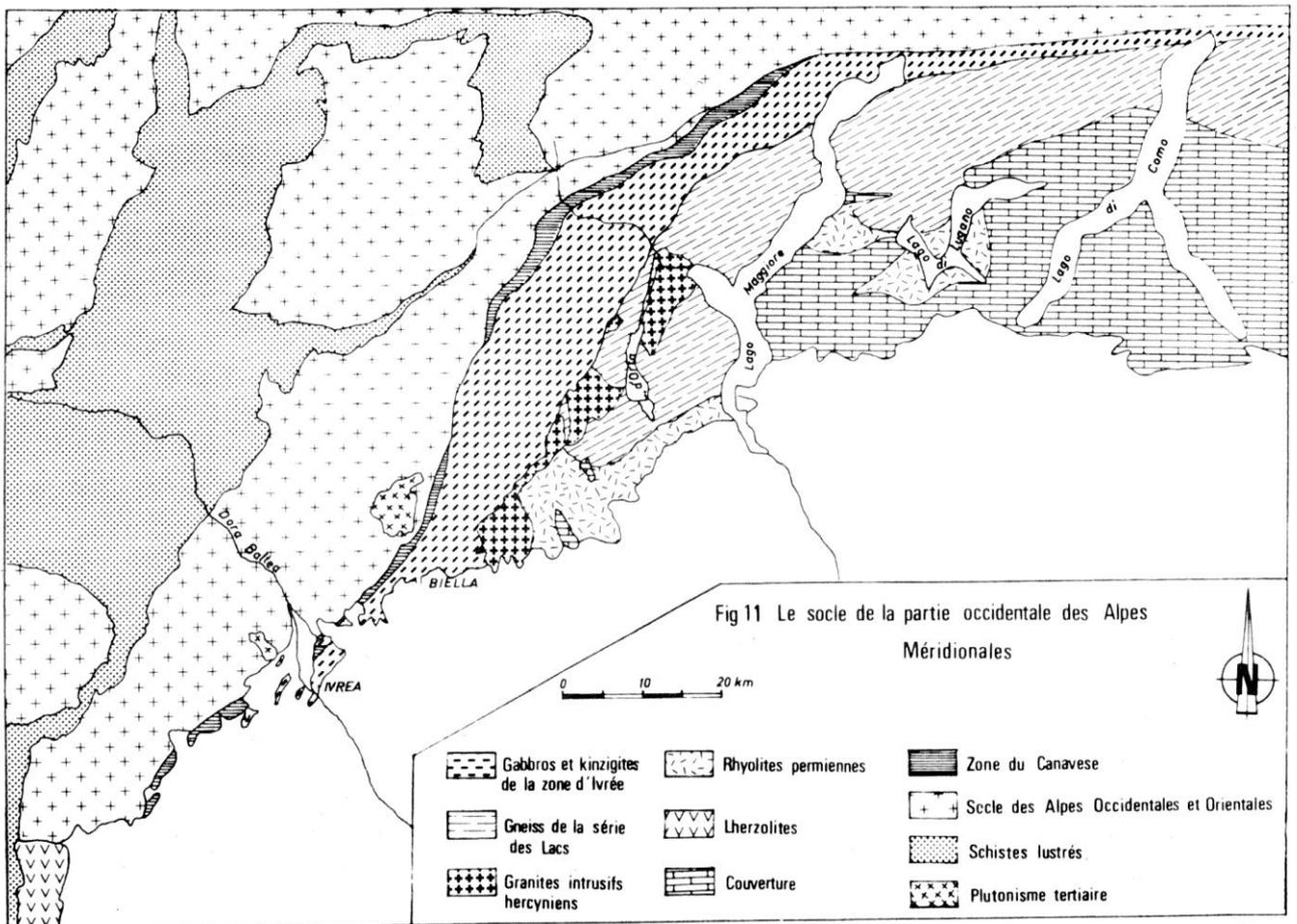


Figure 24. Limites de la zone de Canavèse jalonnant le contour interne de l'arc alpin (d'après Jacques Woszniak, 1977).

Cette « zone de Canavèse » deviendra par extension la « ligne de Canavèse » c'est-à-dire la limite entre la plaque européenne à métamorphisme alpin et la plaque apulienne non métamorphique à l'alpin ; elle fait partie du système de failles péri alpines qui composent ce que l'on appelle couramment la « faille insubrienne », mais ne constitue pas un domaine paléogéographique particulier. Les alentours de la chapelle San Rocco sont riches d'observations sur la géologie de cette région :

- autour de la chapelle , les murets sont composés de blocs rocheux plus ou moins grossiers de couleurs différentes allant du gris sombre au rosé et même au rouge (Figure 25). Ces roches à pâte grise riches en feldspaths orthose rougeâtres sont pour la plupart des volcanites acides du permien (rhyolitiques) et qui, sur le plan stratigraphique, sont souvent surmontées de roches sédimentaires détritiques (« Verrucano ») ;



Figure 25. Bloc de volcanite acide permienne (rhyolitique) riche en feldspaths orthose, dans un mur longeant la route sous la chapelle San Rocco.

- devant la chapelle, un gros bloc d'aspect gris à verdâtre qualifié ici de « roche verte » où apparaissent des stries caractéristiques d'un miroir de faille (sénestre). C'est une « cataclasite » (brèche de faille) où l'on peut distinguer des éléments plus ou moins grossiers de dimensions variables liés par une pâte de même nature à débris plus fins (Figure 26) ;



Figure 26. Cataclasite de « roches vertes » montrant des stries subverticales sur un plan de faille.

- devant la chapelle également, un bloc parallélépipédique d'aspect blanchâtre a été taillé dans une roche constituée d'éléments de dimensions variables (de quelques mm à plusieurs cm) aux bords anguleux et réagissant à l'acide chlorhydrique pour la plupart mais où l'on trouve également des débris de volcanites, l'ensemble étant lié par des éléments plus fins de même nature Il s'agit ici d'une roche à faciès cataclastique de dolomies et de volcanites à dominante calcaire (Figure 27) ;



Figure 27. Cataclastite de dolomies et de volcanites à dominante calcaire.

- devant la chapelle enfin, mais en montant quelques mètres au-dessus du gros bloc de « roche verte » caractérisé par son miroir de faille apparaît un niveau

qualifié de « méta arénite » sur une pancarte (en fait une cataclastite de socle) surmonté d'un niveau très épais de calcaires blancs (dolomies) sans pendage net (Figure 28).



Figure 28. L'affleurement situé devant la chapelle San Rocco montre, dans la partie inférieure, une cataclastite de socle d'aspect brunâtre qui se distingue, au second plan et dans la partie supérieure d'un épais niveau de calcaires blancs. Une faille transversale les sépare.

Le contact très net entre les deux niveaux est marqué par un plan de faille que l'on peut suivre plus bas jusqu'au niveau de la petite route en contrebas (voir coupe (Figure 29)).



Figure 29. Coupe de l'escarpement longeant la route sous la chapelle San Rocco.

Les cataclastites de socle et de dolomies qui sont observées ici témoignent de la présence d'une faille découpant le domaine insubrien. Quant au niveau dolomies non pas litées mais broyées par le passage de la faille, qui constitue la partie supérieure de l'affleurement, il s'agit typiquement d'un compartiment effondré de la couverture sédimentaire triasique Sud-alpine comme on en rencontre d'autres ailleurs tout au long de la « ligne de Canavèse ».

Quatrième et dernier arrêt. Bord de route au croisement Biella/Andrate et Chiaverano, au-dessus de Borgofranco d'Ivrea. Un premier affleurement sur la route de Chiaverano montre un ensemble de plis très serrés appartenant à la charnière d'un grand pli dont les flancs sont situés de part et d'autre (Figure 30).



Figure 30. Charnière d'un grand pli dans le socle insubrien sur la route de Chiaverno.

En montant un peu sur la même route à gauche, la roche devient massive et d'aspect grenu, sans orientation préférentielle des minéraux. C'est un granite datant de la fin du cycle hercynien et dont l'âge a été estimé à environ 280 Ma par la méthode du Potassium/Argon (Figure 31).



Figure 31. Granite intrusif dans les nappes hercyniennes du socle cristallin Sud-alpin.

Cette période est caractérisée, en effet, par la formation de grands batholites granitiques qui ont en quelque sorte « cloué » les nappes hercyniennes. Dans la même région, près du village de Traversella distant d'une dizaine de kilomètres vers l'ouest, il est également possible d'observer des plutons granito-dioritiques intrusifs d'âge oligocène donc beaucoup plus récents (environ 30Ma) dans l'histoire de cette région (voir coupe Figure 32).

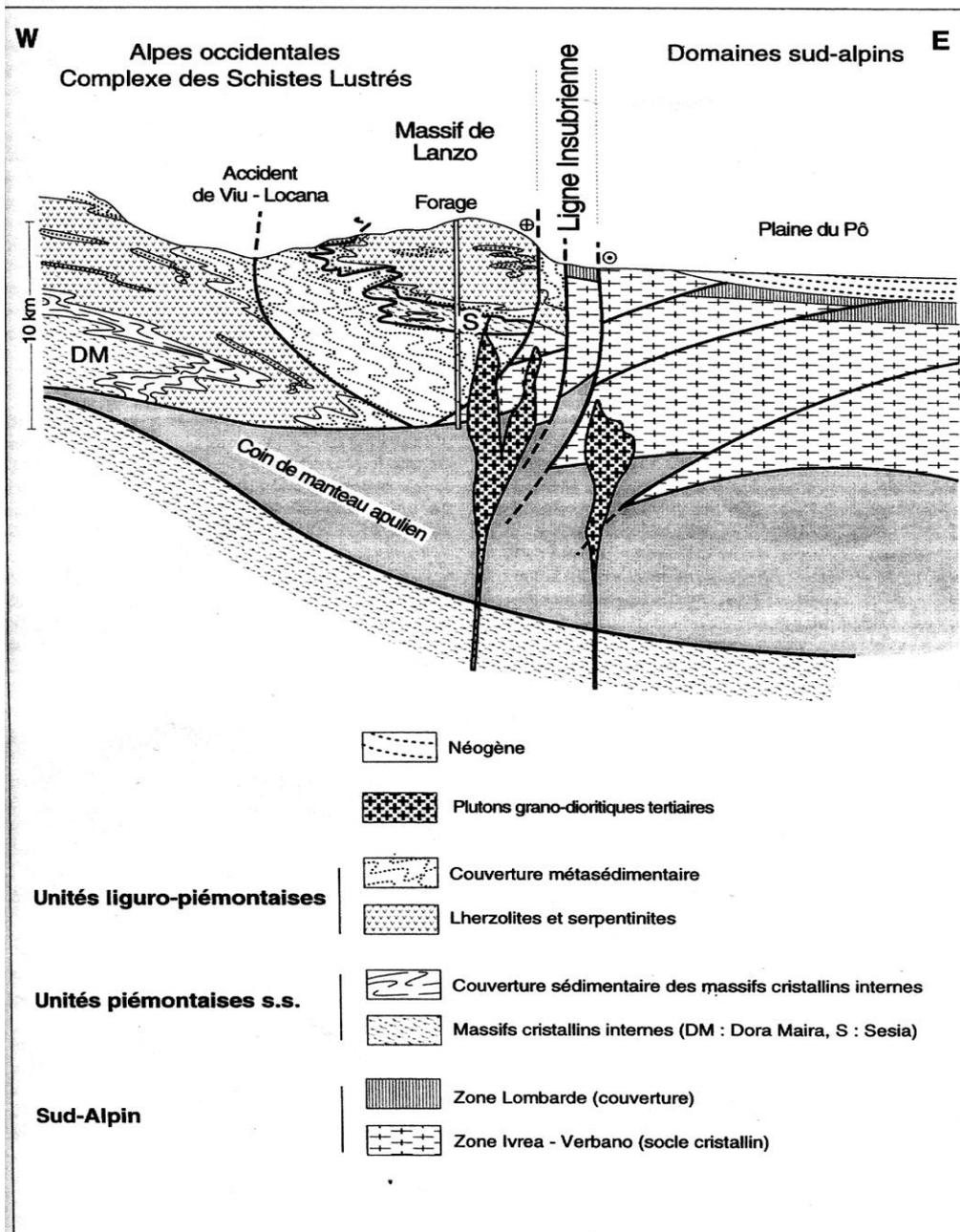


FIG. 115. - Un modèle lithosphérique du massif de Lanzo et de ses bordures.

Figure 32. Modèle lithosphérique du massif de Lanzo et de ses bordures . Les nappes hercyniennes sont comme « clouées » par de grands batholites de granite.

D'après certains auteurs, le magmatisme calco-alcalin observé dans la zone de Sesia serait à relier au détachement du slab européen. Le magma produit, suite à une remontée de matériel asthénosphérique, aurait été collecté et canalisé le long d'une structure tectonique majeure décrochante : la ligne insubrienne. L'examen de la carte montrant la localisation des masses plutoniques associées à la ligne insubrienne et au décrochement périadriatique tout au long de l'arc alpin permet en effet de constater que la ligne insubrienne d'échelle crustale a sans doute joué un rôle important dans la collecte et la mise en place des magmas lors du détachement d'une portion de lithosphère européenne (Figure 33).

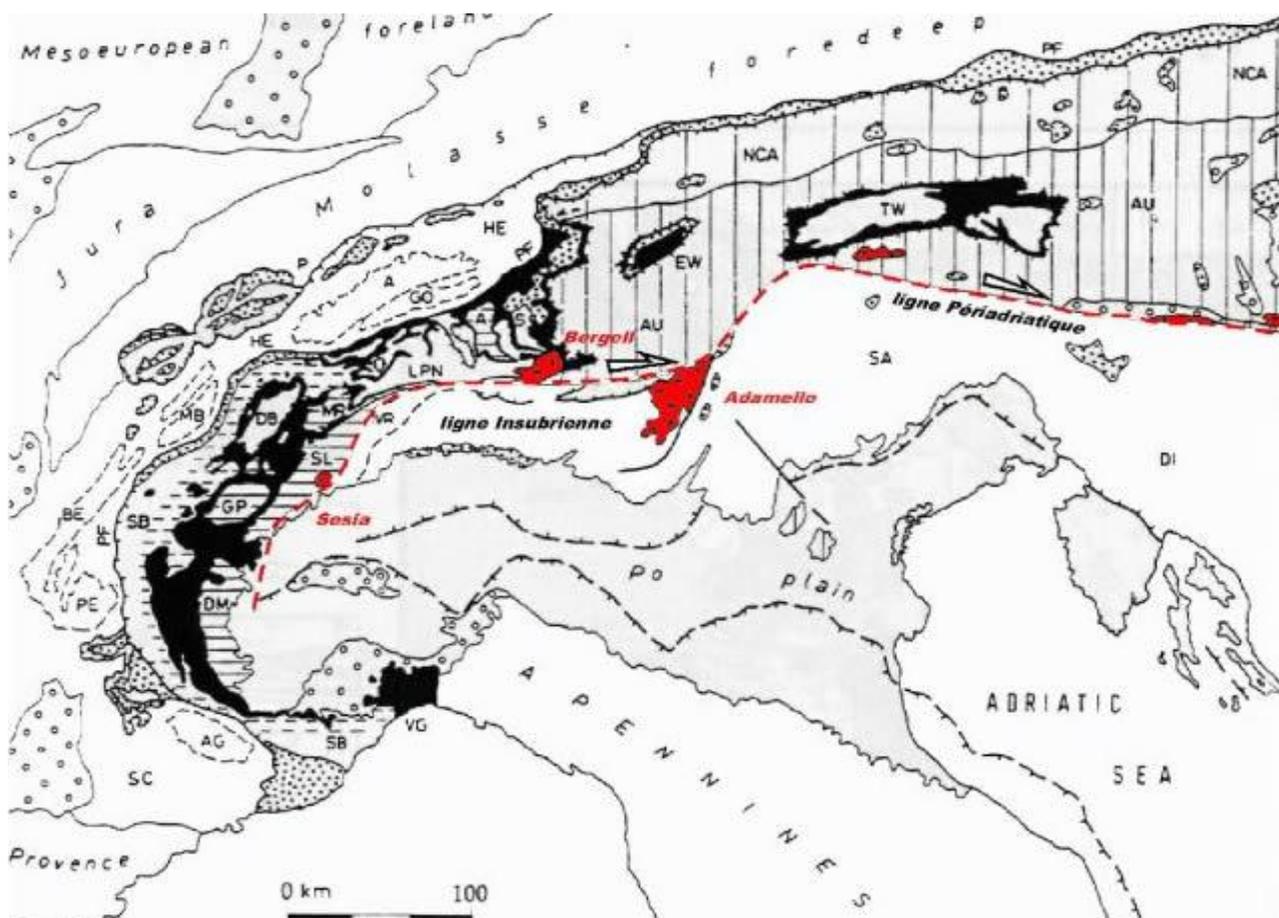


Figure 33. Localisation des principales masses plutoniques associées à la ligne insubrienne et au décrochement périadriatique (modifié d'après Pollino et al. 1990)

Conclusion



Après quatre journées studieuses et parfois pluvieuses (!) en compagnie de Serge Fudral, notre éminent géologue, un petit moment de détente avant de se séparer et de prendre la route du retour...

Enfin, pour en savoir plus, vous pouvez consulter :

- la thèse de Serge Fudral intitulée « *La suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales* » 2^{ème} partie « *La région de Lanzo* » pp 154 à 161 et 4^{ème} partie « *Conclusions générales* » pp 223 à 230 ;
- « *La zone de Sesia existe-t-elle ? Nouvelles observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin pré-triasique de Sésia au Nord du Mont Ciucrin (Alpes occidentales-Région de Lanzo-Italie)* » par Serge Fudral et Eric Deville CR.Acad.Sc.Paris,t.302,Série2,No16,1986.
- « *La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo (Alpes occidentales) :arguments lithostratigraphiques et pétrologiques* » par Yves Lagabriele, Serge Fudral et Jean-Robert Kienast. Geodynamica Acta (Paris), 1989,3,2,43-45.
- « *Le magmatisme calco-alcalin des Alpes occidentales* » par Stéphane Schwartz Planet-Terre : ressources en Géologie/Sciences de la Terre.
- « *Géologie structurale des Alpes franco-italiennes* »(*Excursion 25*) par Jacques Debelmas, Pierre Giraud et Rosalino Sacchi. Géologie Alpine, 1980, t.56,p.99-107.
- le site internet « *Geol-Alpes* » de Maurice Gidon
- enfin, la conférence UIAD de Serge Fudral intitulée « *D'une ligne à l'autre des Alpes, le Front Pennique et la Ligne insubrienne* » nov.2007-janv.2008.

Bernard Marandet

Le 05/10/2012

Document relu et corrigé par Serge Fudral le 21/09/2012

Annexe 1. Itinéraire suivi entre Modane et Ivrea



Annexe 2. Itinéraire suivi dans la région de Lanzo

