

Un aperçu de la géologie autour du refuge d'Avérole Haute Maurienne

Serge Fudral
et
Jean-Michel Bertrand

N° 6 - 2010



Pointe du Charbonnel

INTRODUCTION

Les Alpes sont un paradis pour le randonneur curieux car, outre la flore et la faune, il peut observer de près le squelette de la Terre, c'est-à-dire les roches et leur diversité : grâce au passé glaciaire des Alpes elles sont très souvent à nu et bien nettoyées au-dessus de 1500 à 2000 m d'altitude.

Les roches sont la mémoire de la Terre : ce sont elles qui ont enregistré la trace des événements qui se sont succédés tout au long des temps géologiques. La Haute Maurienne offre une géologie très variée et colorée grâce aux imposants massifs de **serpentinites**, témoins d'un ancien océan qui existait à l'emplacement des Alpes. Les caractéristiques et l'évolution de cet océan alpin sont les principaux thèmes de ce petit guide.

Comment lire cette plaquette

Comme dans les plaquettes précédentes, nous avons essayé de limiter au maximum le vocabulaire géologique dans le texte principal. Certains mots techniques sont inévitables, ils sont indiqués **en rouge dans le texte** et sont expliqués dans des encadrés regroupés sous la forme d'un glossaire à partir de la page 40 :

- les encadrés en rose correspondent aux définitions de roches et de minéraux.

- les encadrés en jaune correspondent à des concepts spécifiques à la géologie ou à la géologie des Alpes.



Le lecteur trouvera successivement :

I - Un rappel de l'échelle des temps géologiques pour la période qui nous intéresse.

II - Un essai d'explication de la formation des Alpes. Le randonneur pressé pourra, dans un premier temps, sauter ce chapitre assez dense et technique, pour entrer d'emblée dans la géologie de la Haute Maurienne.

III - Une présentation de la géologie de la Haute Maurienne et de la vallée d'Avérole.

IV - Ce qui peut être observé en montant au refuge.

V - Ce qui peut être vu à proximité du refuge.

VI - En s'éloignant un peu du refuge.

On utilisera la carte topographique **IGN Top 25-3633 ET**. Le refuge est situé sur la carte géologique au 1/50.000 **Lanslebourg-Mont d'Ambin**.

I - ÉCHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES

(limitée aux terrains présents en Haute Maurienne)

** L'abréviation «Ma» sera utilisée dans tout le texte pour «millions d'années» - les âges indiqués sont ceux de l'échelle internationale la plus récente.*

Les terrains de l'ère **Primaire** ou **Paléozoïque** (de 542 à 251 Ma*) sont représentés par un **socle métamorphique**, plus vieux que 300 Ma comprenant des terrains d'âge Cambrien (de 542-488 Ma) à Dévonien (de 416-359 Ma), et par les **sédiments détritiques** du Carbonifère (359-299 Ma) et du Permien (299-251 Ma).

Les terrains de l'ère **Secondaire** ou **Mésozoïque** (de 251 à 65 Ma) comportent :

- les **grès, calcaires, dolomies** et **gypses** du Trias (251-199 Ma) ;

- les calcaires et **marnes** du

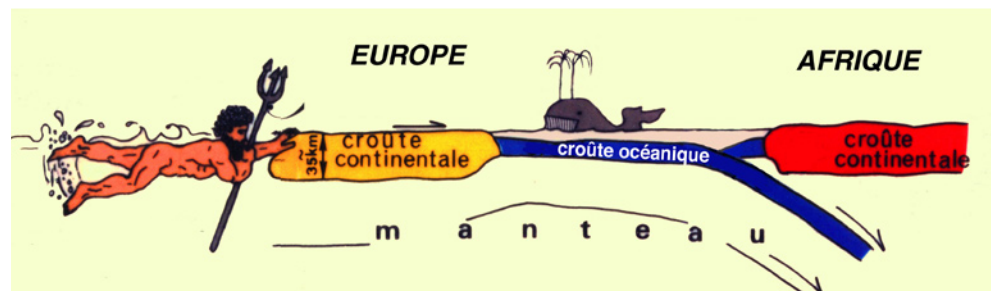


Figure 1 - Avant la collision, la subduction de l'Océan Alpin sous la plaque Afrique (dessin de F. Debon, La Montagne & Alpinisme 1985-3).

Jurassique (199-140 Ma) puis du Crétacé (140-65 Ma) et du début du Tertiaire. Le Lias (199-175 Ma) fait partie du Jurassique, c'est à cette époque que s'ouvre l'Océan Alpin ;

- la **subduction** de l'Océan Alpin a commencé au Crétacé (140-65 Ma) mais la sédimentation s'est poursuivie dans l'avant-pays alpin - voir plus loin «Alpes Externes».

Le **Cénozoïque** a duré de 65 Ma à nos jours, il regroupe le **Tertiaire** et le **Quaternaire**.

- Au **Tertiaire**, les Alpes se forment à la faveur de la subduction de l'Océan Alpin sous la plaque africaine puis de la collision entre les plaques européenne et africaine. Le Tertiaire est l'époque du dépôt des **flyschs** et des **molasses** qui marquent les paroxysmes de soulèvement et de démolition de la chaîne.

- Le **Quaternaire**, dernière période du Cénozoïque, depuis 2,6 Ma, correspond à la poursuite de la destruction des Alpes par érosion. Il est surtout marqué par l'alternance de plusieurs périodes glaciaires et de périodes chaudes pendant le dernier million d'années. C'est à cette époque que se sont formés les moraines glaciaires, les alluvions, les cônes de déjections, d'avalanches et les éboulis.

Tous les paysages des Alpes (voir **morphologie**) témoignent de l'action des glaciers. Depuis la fin du Würm - vers moins 10.000 ans - nous sommes dans un interglaciaire tempéré avec quelques avancées des glaciers comme celle du **Petit Age Glaciaire (PAG)** qui a culminé entre 1600 et 1820 dans les Alpes en laissant des arcs morainiques bien conservés et bien visibles dans le paysage.



II - LA FORMATION DES ALPES *

* pour les randonneurs les plus curieux

Les Alpes sont le résultat de la **subduction** vers le Sud de la plaque européenne sous la plaque africaine suivie par la **collision** entre ces deux plaques commencée depuis environ 50 millions d'années - et qui n'est pas terminée !

Pendant la subduction et la collision, une large région comportant les bords (marges) des deux plaques ainsi qu'un océan de largeur inconnue a été raccourcie de plusieurs centaines de kilomètres (**Figure 1**). Le résultat de ce raccourcissement est que les différents ensembles rocheux (**marges continentales** et fonds océaniques) se sont empilés les uns sur les autres et que la plus grande partie de la **croûte océanique** a disparu. En même temps, toutes les roches ont été transformées par le **métamorphisme**.

Essayons d'expliquer comment tout cela s'est formé.

1 - Alpes internes et Alpes externes

Entrons un peu dans le détail de la structure globale et de l'histoire des Alpes. Il faut pour cela définir d'abord deux termes que nous utiliserons souvent : **Alpes internes et Alpes externes**. Ces termes font appel à la notion de **domaine paléogéographique** qui implique une tentative de reconstitution des conditions de dépôt sédimentaire de chaque ensemble rocheux et leur répartition dans l'espace - chaque domaine a pu avoir une évolution différente : continent émergé, invasion marine Ces domaines sont schématisés dans les **Figures 2 et 3**.

Les Alpes internes - Dans les Alpes, nous utiliserons comme repère le **domaine paléogéographique** qui correspond à l'Océan Alpin (le **domaine Liguro-piémontais**

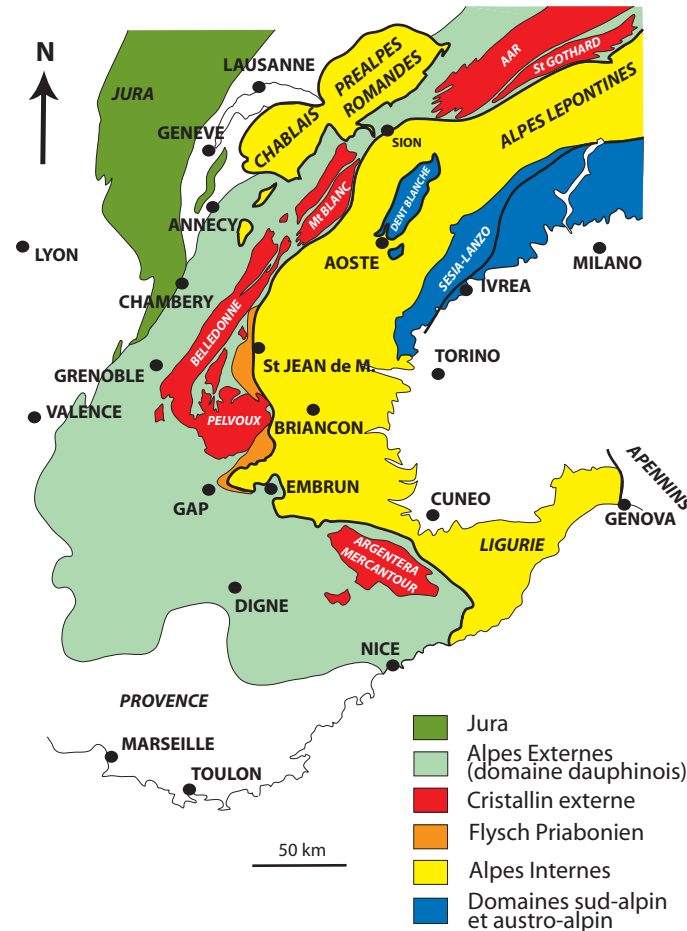


Figure 2 - Carte schématique des Alpes occidentales. Alpes externes et Alpes internes sont séparées par le Front Pennique souligné par un trait épais. Les domaines Sud-alpin et Austro-alpin représentent l'ancienne la plaque «Afrique». L'Austro-alpin forme une **klippe** reposant sur le domaine interne (Cervin et Dent Blanche), comme le Chablais et les Préalpes Romandes forment des **klippes** sur le domaine externe des Alpes.

- **Figure 3**). Avec lui, la marge de ce domaine océanique (**domaine Briançonnais** - **Figure 3**) a été en partie entraîné dans la subduction sous la plaque africaine. Ensemble ils définissent les Alpes internes (**Figure 2**). La principale caractéristique des Alpes internes est qu'elles ont été soumises à un **métamorphisme** et à une **déformation** intenses. De plus, métamorphisme et déformations ont commencé très tôt

pendant l'évolution tectonique des Alpes, dès l'époque de la subduction.

Cette évolution tectonique précoce peut être schématisée ainsi (**Figure 4**) :

- (1) l'océan s'ouvre (**4-1**) ;
- (2) il se referme -> subduction (**4-2**) ;
- (3) lorsque tout le matériel océanique

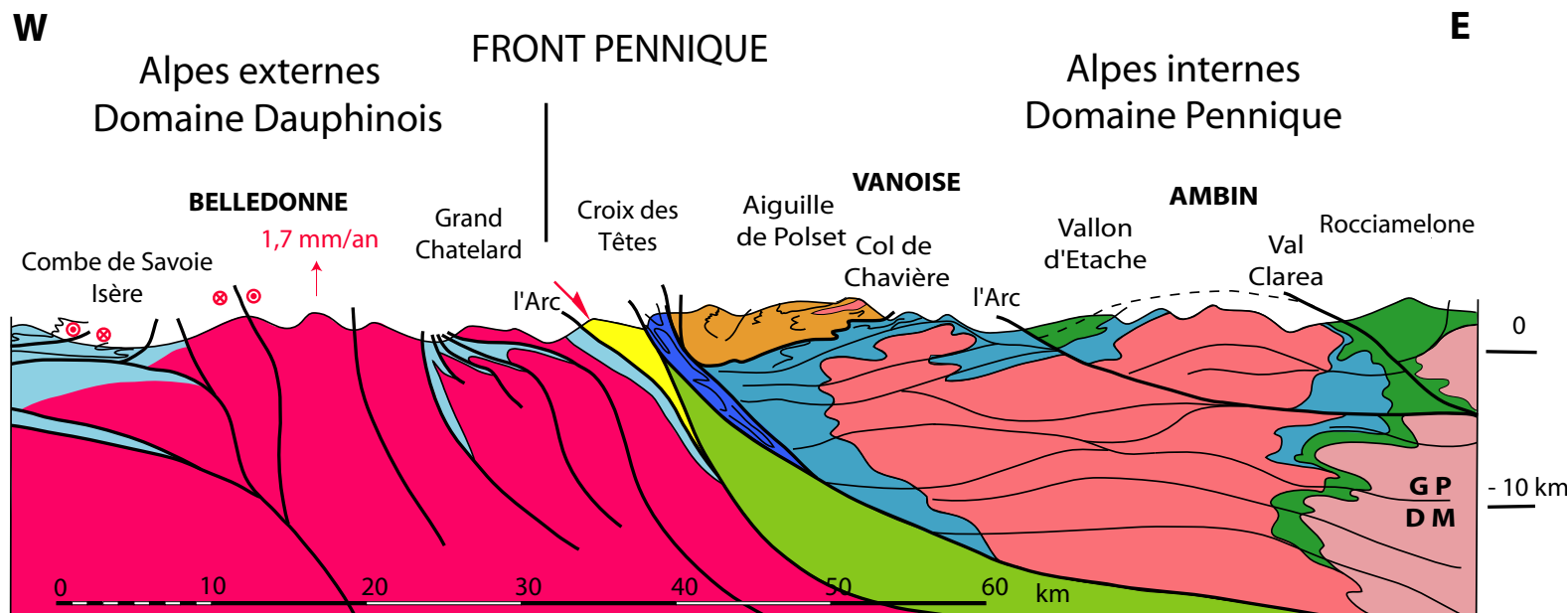


Figure 3 - Coupe de la Maurienne entre Combe de Savoie et Val de Suse. L'extrapolation en profondeur tient compte des données sismiques. Seule la présence de l'unité valaisanne (en vert clair) est hypothétique à ce niveau.

Signification des couleurs - voir détails dans le texte.

- 1) **Alpes externes (= domaine dauphinois)** - en **rouge** : massifs cristallins externes avec, en **bleu clair**, leur couverture d'âge secondaire et tertiaire. En **jaune** : le flysch de la zone du Front Pennique.
- 2) **Alpes Internes (= domaine Pennique)** - en **vert clair** : les unités valaisannes. En **rose clair**, les gneiss du Grand Paradis et en **rose foncé**, les socles anté-permiens de Vanoise. Les formations détritiques du Carbonifère sont en **brun** et les couvertures secondaires et tertiaires du **domaine Briançonnais** sont en **bleu**. Les formations d'origine océanique (**domaine liguro-piémontais**) sont en **vert foncé**.

a été enfoui dans la zone de subduction ainsi qu'une partie de la marge continentale (4-3), le système se bloque (début de la collision) et une partie de ce qui a été entraîné dans la subduction remonte vers la surface, c'est ce qu'on appelle l'**exhumation** - on met au jour ce qui a été enterré profondément dans la zone de subduction (4-4).

Dans les Alpes internes, l'exhumation est terminée vers 32 Ma au début de l'Oligocène (34 à 23 Ma).

Les Alpes externes - Au contraire de ce qui précède, les Alpes externes n'ont jamais été impliquées dans la subduction. Jusqu'au début de l'Oligocène, elles formaient un domaine à croûte continentale stable - le continent européen - recouvert par une mer peu profonde. On y trouvera une couverture sédimentaire, déposée entre le Permien (299-251 Ma) et le début de l'Oligocène (34 à 32 Ma), reposant sur un **socle** ancien comparable au bord Est du Massif Central (le **Cristallin externe** - voir **Figure 2**) : c'est le **domaine Dauphinois** (ou **Helvétique** en Suisse). Les premières **molasses** sont encore marines et d'âge Oligocène.

Ce n'est qu'au Miocène, après 25 Ma que cette partie des Alpes va se déformer en formant des **plis** et des **nappes de charriage**, accompagnés



d'un métamorphisme léger, du fait de la poussée encore active de la plaque africaine. Le **socle** - ce qu'on appelle ici le «**Cristallin externe**» (Aar, Gothard, Mont-Blanc, Belledonne, Pelvoux, Argentera-Mercantour) - est toujours en profondeur et ne commencera à monter vers la surface qu'à partir de 20-15 Ma - et il monte encore de 1,7 mm/an.

La limite entre Alpes internes et externes : le Front Pennique. Cette zone complexe, appelée «**Front Pennique**» peut être suivie depuis le Valais jusqu'à la Méditerranée. Le Front Pennique est complexe car il a rejoué plusieurs fois depuis la séparation entre le domaine dauphinois qui n'a pas participé à la subduction, et le domaine Briançonnais soumis en partie à la subduction. Son dernier jeu important est d'âge Miocène, contemporain de la déformation du domaine dauphinois.

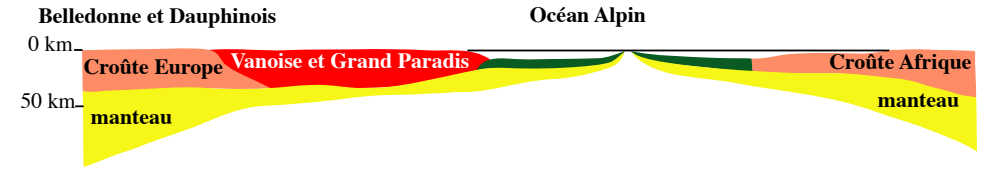
Le **Front Pennique** est souligné en Savoie (voir **Figure 3**) par un domaine particulier, celui du **flysch** des Aiguilles d'Arves. Ce flysch date du Priabonien - le dernier étage de

l'Eocène (37 à 34 Ma). Le flysch s'est déposé dans une fosse marine située en avant de la chaîne des Alpes internes en train de se former. Il a été déformé ensuite, au cours du Miocène, en même temps que les Alpes externes.

2 - L'Océan Alpin

L'Océan Alpin (appelé aussi «Téthys») s'est ouvert au début du Jurassique, vers 170 Ma, au milieu d'un grand continent regroupant Afrique, Amérique du Nord, Europe et Asie (la Pangée). L'ouverture de cet océan a permis à l'Afrique de se détacher de cet ensemble. La partie alpine de l'océan a eu une vie assez courte (moins de 100 Ma) tandis que vers l'Ouest, l'Atlantique continuait à s'ouvrir en séparant l'Afrique et l'Europe des Amériques. Au fond de cet océan, on trouve des roches du **manteau océanique** et des **roches volcaniques (basaltes)** qui se mettent en place à la faveur de la cassure (**rift**) entre les deux continents. Des **sédiments détritiques** se déposent sur les marges, à proximité des continents émergés, pendant que l'océan s'ouvre. C'est ce qui formera l'ensemble des

1 - Au Jurassique (165 Ma) : ouverture de l'Océan Alpin (en vert, croûte océanique).

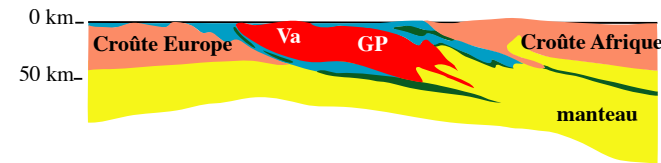


2 - Au Crétacé (110-100 Ma) : subduction de l'Océan Alpin et ouverture du petit océan valaisan

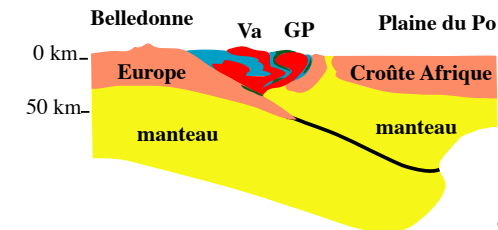
---> séparation de la Vanoise et du Grand Paradis (en bleu : sédiments océaniques et de plateforme).



3 - A l'Eocène, entre 54 et 36 Ma : Vanoise et Grand Paradis sont entraînés dans la zone de subduction complexe (alpine + valaisanne).



4 - Actuellement, après l'exhumation commencée vers 35 Ma, le rapprochement se poursuit entraînant la surrection de Belledonne et du Mont Blanc.



Schémas inspirés de G. Stampfli, 1993

Figure 4 - De l'Océan Alpin à la chaîne de montagne. L'emplacement du domaine valaisan coïncide avec la zone qui limite à l'Ouest la portion de croûte continentale européenne qui a été entraînée précocement dans la subduction de l'Europe stable.



«**Schistes Lustrés**» liguro-piémontais. Cet ensemble contient donc des sédiments calcaires, d'âge Jurassique, puis des sédiments détritiques, d'âge à Crétacé, déposés dans l'Océan Alpin, des roches du manteau et des roches volcaniques d'âge Jurassique, témoins du stade d'ouverture océanique - les roches du manteau et les roches volcaniques associées forment ensemble ce qu'on appelle des «**ophiolites**».

3 - La pile de nappes : comment cet édifice complexe a-t-il été construit ?

Pour comprendre l'architecture des nappes de charriage dans les Alpes internes, il faut entrer un peu dans les mécanismes qui permettent la formation d'une chaîne de montagne. On sait que les plaques sont mobiles, elles s'écartent et se rapprochent. La **Figure 4** retrace l'histoire du domaine alpin depuis l'ouverture de l'océan jusqu'à sa géométrie actuelle.

Au début de la subduction (rapprochement des plaques), c'est la croûte océanique, plus dense que la croûte

continentale, qui va s'enfoncer sous la plaque continentale africaine. Au Crétacé, un nouveau **rift** s'ouvre à l'Ouest de l'Océan Alpin pendant que celui-ci amorce sa subduction - les interprétations divergent sur l'évolution ou non de ce rift vers un petit océan (Valaisan). Un microcontinent est ainsi isolé - le **Briançonnais** - qui sera à son tour entraîné dans la zone de subduction pendant l'Eocène. C'est au cours de la subduction que les roches du Briançonnais et les formations océaniques commencent à se déformer et acquièrent leurs caractères métamorphiques.

Il y a cependant des limites physiques à cet enfouissement car la croûte continentale est moins dense que le **manteau** (2,6 contre >3 de densité moyenne). Ce déséquilibre gravitaire va inverser le mouvement et, à ce moment, les unités impliquées dans la subduction vont remonter vers la surface - ce qu'on appelle l'**exhumation**. C'est au cours de cette remontée vers la surface que se forment les nappes de charriage à la faveur des discontinuités mécaniques qui induisent des vitesses de remontée différentes. Ensuite, le bourrelet formé par toute cette matière

exhumée pendant que les «mâchoires» continuent à se refermer va avoir tendance à s'affaisser sur lui-même, ce qui va contribuer à compliquer notre édifice de nappes.

4 - Le métamorphisme : modalités et chronologie.

On a parlé jusqu'ici de métamorphisme sans entrer dans les détails. C'est pourtant la caractéristique essentielle des Alpes internes. On le définit comme un métamorphisme de Haute Pression/Basse température car il s'est produit dans la zone de subduction où la croûte océanique relativement froide s'est enfoncée dans le manteau chaud sans avoir le temps de se rééquilibrer thermiquement. Selon la profondeur d'enfouissement, les pressions subies par les roches varient et des minéraux différents cristallisent. On parlera de schistes bleus pour les roches modérément enfouies car le minéral qui les caractérise est une amphibole bleue, le **glaucophane** - cela correspond à une pression moyenne de 10 kilobars, c'est-à-dire environ 30 km de profondeur. Au dessus de 15 kilobars (45-50 km de profondeur) on parle d'**éclogites** dont les minéraux caractéristiques sont un **grenat** de composition particulière et un pyroxène, la **jadéite**.

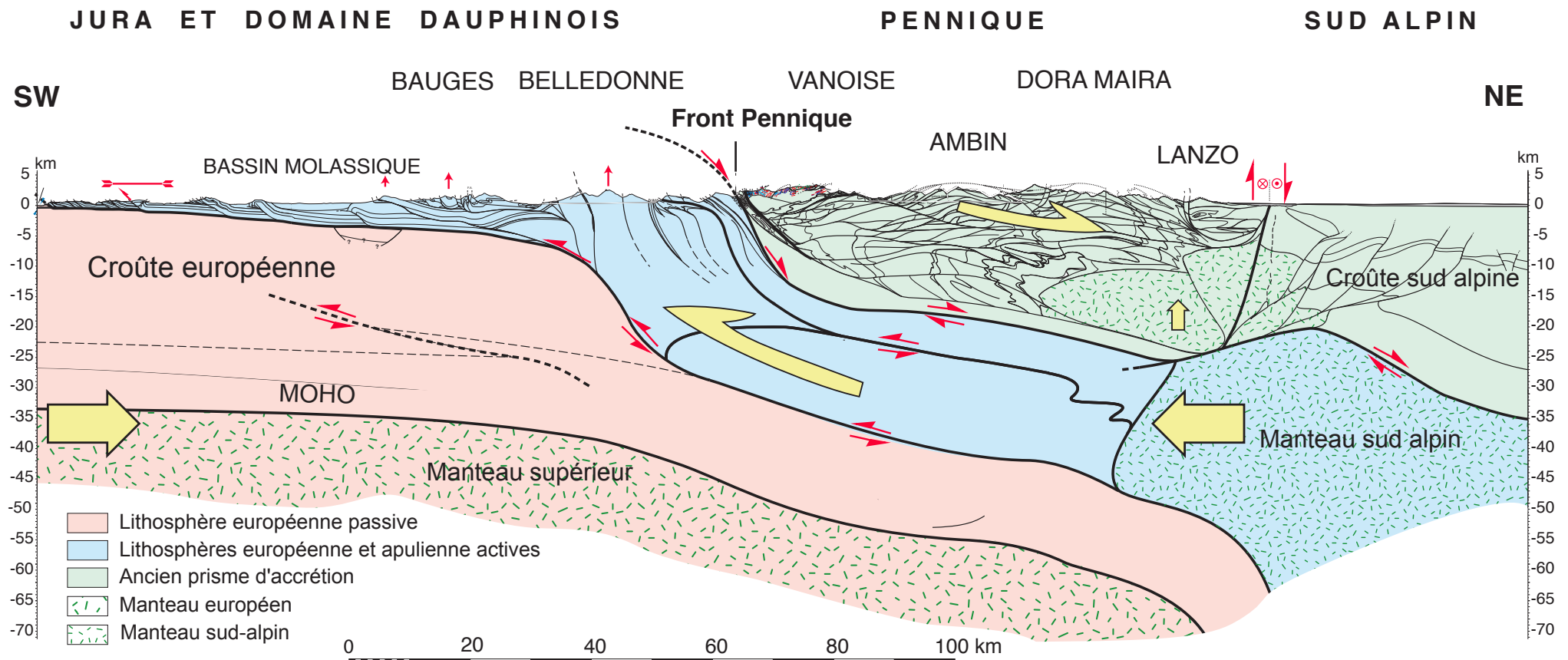
Lorsque la subduction a cessé de fonctionner, tout est remonté rapidement (exhumation). On admet d'après une comparaison des âges obtenus sur les minéraux de métamorphisme et ceux de sédiments déposés en avant des Alpes ou dans la plaine du Pô, que des roches descendues à presque 100 km ont mis moins d'un million d'années pour remonter à la surface - ce qui est très court à l'échelle géologique. C'est à ce moment que la pile de nappes des Alpes internes s'est formée. Mais l'histoire n'est pas terminée et la pile de nappes s'est alors, comme on l'a déjà vu plus haut, écroulée sur elle-même en se clivant selon des grandes zones de cisaillement. Ces zones de cisaillement ont été longtemps confondues avec les contacts tectoniques initiaux qui séparaient les nappes lors de leur formation. La différence est qu'on est maintenant nettement plus près de la surface et que les pressions sont bien plus faibles que dans la zone de subduction. Elles sont voisines de 5 kilobars, ce qui correspond à une association de minéraux qu'on appelle les schistes verts (chlorite, actinote ...). La plupart des surfaces de schistosité bien visibles sur le terrain correspondent à ce stade qui a eu lieu vers 35 Ma.

La **Figure 5** montre une interprétation de la structure actuelle de la croûte continentale sous les Alpes. Les

Figure 5 - Une interprétation de la structure actuelle de la chaîne alpine selon une coupe suivant la Maurienne. Cette coupe représente l'interprétation de l'équipe de l'Université de Savoie (Chambéry); elle a été élaborée entre 1998 et 2000 sous la direction de Marc Tardy.

Cette coupe montre le comportement contrasté des grands domaines qui forment les Alpes - Le Sud Alpin correspond à la croûte africaine.

Actuellement, les données GPS montrent que le domaine Dauphinois, en particulier le cristallin de Belledonne, est en cours de surrection (1,7 mm/an au maximum) et les nappes du Jura sont toujours en compression, elles chevauchent le Quaternaire de la Bresse. Par contre, le domaine Pennique est en extension et les petits séismes qui jalonnent le Front Pennique correspondent à un mécanisme de faille normale.





Alpes internes (domaine Pennique) et ses nappes complexes sont dessinés en vert pâle. Nous l'interprétons comme représentant actuellement un «radeau» passif flottant sur la partie toujours vivante des Alpes - le domaine dauphinois - toujours poussée par en dessous par un «poinçon africain» encore actif. Le Front Pennique correspond à la zone de découplage entre les deux domaines.

La région d'Avérole est composée en partie par des roches qui ont été initialement métamorphisées dans les conditions de pression des éclogites. Cependant la foliation des gneiss et la schistosité des Schistes Lustrés correspondent actuellement aux conditions des schistes verts car tout a été re-équilibré lors des phases tardives postérieures à l'exhumation.

III - GEOLOGIE DE LA HAUTE MAURIENNE

Le paysage géologique de la Haute Maurienne, en amont de Lanslebourg, montre des «couches» sub-horizontales bien régulières formées de roches de teinte brunâtre, très feuilletées (**Figure 6**). En fait, il ne s'agit pas uniquement de couches sédimentaires mais surtout d'une **schistosité** née lorsque les roches ont subi une **déformation** intense pendant la mise en place des grandes «**nappes de charriage**» qui forment toute la partie orientale des Alpes.

C'est le pays des «**Schistes Lustrés**», qui forment la totalité des versants, depuis Termignon jusqu'à Bonneval-sur Arc. Ils appartiennent à deux ensembles de **nappes de charriage** superposés bien observables dans



Figure 6 - Paysage de Schistes Lustrés au-dessus de Bessans. Les couches presque horizontales doivent plus à la déformation qu'au dépôt initial des sédiments au fond de l'Océan Alpin.

La zone marquée T correspond à une partie de versant tassée par gravité. Ce sont les seules pentes équipées pour le ski de piste à Bessans. En TA, le tassement est actuel. Au premier plan, la plaine de Bessans est formée de sédiments lacustres.

le secteur de Bonneval-sur-Arc (voir le Petit guide CAF N° 4, Evettes, et la carte géologique au 1/50 000 Lanslebourg-Mont d'Ambin). Chacun de ces ensembles peut être divisé en plusieurs nappes distinctes :

1 - Ensemble inférieur - Au-dessus du socle du Grand Paradis avec ses granites d'âge permien transfor-

més en **orthogneiss** (voir guide Evettes) et souvent en **contact tectonique**, l'ensemble inférieur correspond à une succession de roches allant du Trias inférieur au Crétacé supérieur. On y reconnaît :

- des **quartzites** blancs du Trias inférieur (anciens sables et grès siliceux),
- des **dolomies** métamorphiques et des



marbres du Trias moyen,
- des marbres détritiques clairs du Jurassique (anciens calcaires gréseux)
- et enfin une succession de «schistes lustrés» contenant des calcschistes, des marbres de teinte beige et des «**prasinites**», d'âge Crétacé supérieur.

Cet ensemble inférieur représente une partie de l'ancienne **marge continentale** de l'Océan alpin. On le dénomme actuellement «**domaine des Schistes Lustrés piémontais externes**».

2 - *Ensemble supérieur* - A la différence de l'ensemble inférieur, l'ensemble supérieur montre, à sa base une formation souvent très épaisse formée de ce que les géologues appellent des «**roches vertes**» pour leur couleur dominante - mais attention, sur le terrain, ces roches vertes sont très souvent de teinte brune du fait de l'altération du fer qu'elles contiennent en abondance. Ces roches vertes, d'âge Jurassique moyen à supérieur, sont :

- des **serpentinites**, anciennes **péridotites** du **manteau** supérieur ;
- des **métagabbros**, anciens **gabbros** de la **croûte océanique** déformés et métamorphisés ;

- des **prasinites**, anciens **basaltes** de la croûte océanique, où l'on reconnaît parfois d'anciennes laves en coussins (pillow-lavas) épanchées sous l'eau, associées à des roches détritiques formées essentiellement de débris volcaniques.

Il s'agit d'une suite «**ophiolitique**» classique, caractéristique des fonds océaniques anciens et actuels.

Sur ces **ophiolites**, on retrouve une succession de «schistes lustrés» avec des marbres beiges à bleus, des **calcschistes**, des quartzites et des sédiments métamorphiques variés, des **prasinites** - tout cela correspondant à d'anciennes roches sédimentaires de type calcaire, marne et grès, d'âge Crétacé, déposées dans l'ancien Océan Alpin. Cet ensemble supérieur est appelé «**domaine des Schistes Lustrés internes ou liguro-piémontais**».

L'édifice de nappes, en moyenne presque horizontal en Haute Maurienne, est cependant ployé en une vaste **antiforme** et recoupé par des failles. Il a été érodé au cours des périodes récentes et est découpé par d'étroites vallées

à profil glaciaire en U où est conservée une partie des produits de cette érosion. Il s'agit très généralement de dépôts glaciaires dont les formes sont souvent bien préservées (moraines) et de dépôts torrentiels et fluviaux qui forment localement de véritables terrasses. On peut aussi observer d'importants cônes d'éboulis et de grands écroulements, dont celui du col de la Madeleine entre Lanslevillard et Bessans (**Figure 7**). Toutes ces roches meubles font suite à la déglaciation wurmienne (après 10.000 ans BP).

L'écroulement de la Madeleine et l'épisode lacustre qu'il a provoqué dans la cuvette bessanaise sont des traits morphologiques dominants de la haute vallée de l'Arc. La niche dont est issu l'écroulement se trouve dans le versant NW de la Pointe de Pignes, en rive gauche de l'Arc. La cirque de départ se développe au dessus de 2500 m d'altitude et son bord supérieur culmine aux rochers de Sallanche (3061 m). En s'écroulant dans la vallée de l'Arc tout juste dégagée des glaces (après 11000 ans), un volume de 30 à 35 millions de m³ de blocs de schistes lustrés a barré la vallée, sur environ 170 m d'épaisseur, et donné naissance à un barrage naturel et à un lac, le paléo-lac de Bessans (**Figure 7**). Le comblement de ce lac explique la platitude de la plaine de Bessans, inattendue en pays de montagne - c'est sur cette plaine que se prati-

quent les compétitions de ski de fond. On imagine sans trop de difficultés les conséquences humaines qu'aurait aujourd'hui une catastrophe naturelle de ce type dans cette même portion de vallée.

La coupe géologique schématisée de la **Figure 8** résume la structure générale de la Haute Maurienne. Comme on le voit, les refuges des Evettes et d'Avérole permettent de faire des observations très complémentaires.

IV - EN MONTANT AU REFUGE

Une fois la voiture garée au parking de Vincendières, on peut emprunter deux chemins différents pour rejoindre le refuge. La carte topographique simplifiée (**Figure 9**) permet de visualiser ces deux voies d'accès : soit on emprunte la route qui traverse les deux villages de Vincendières et d'Avé-

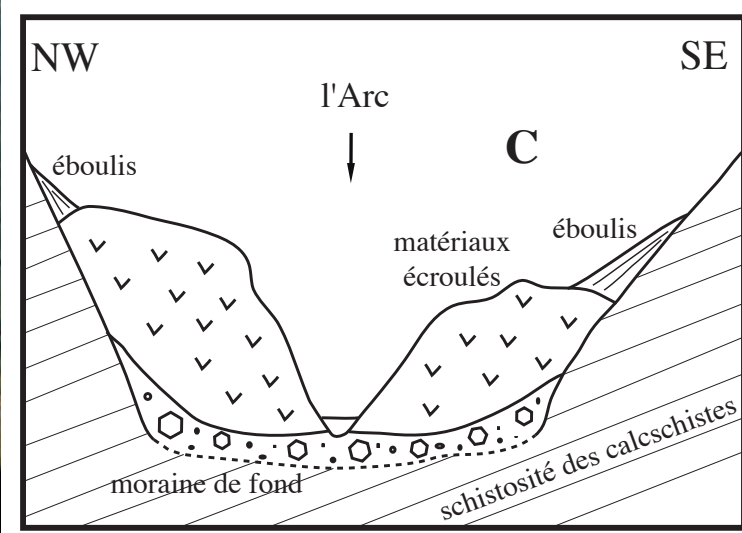
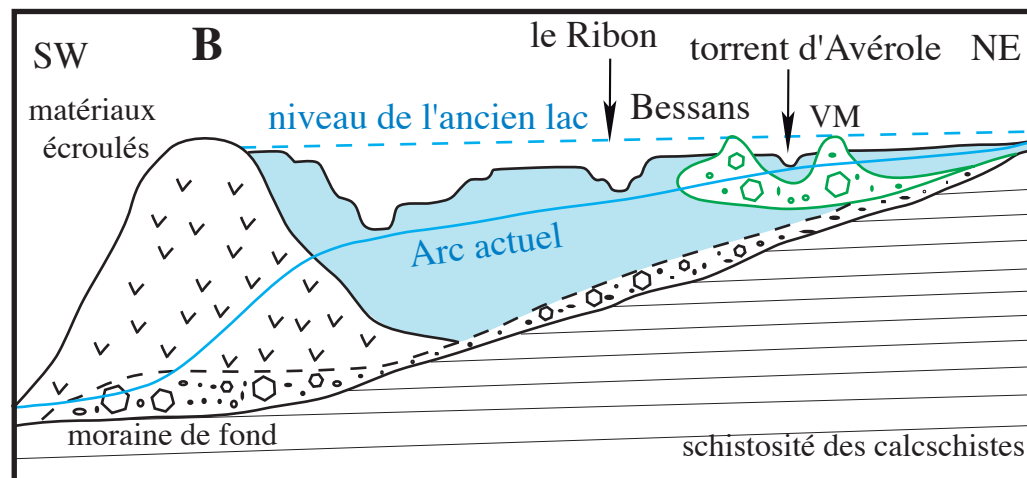
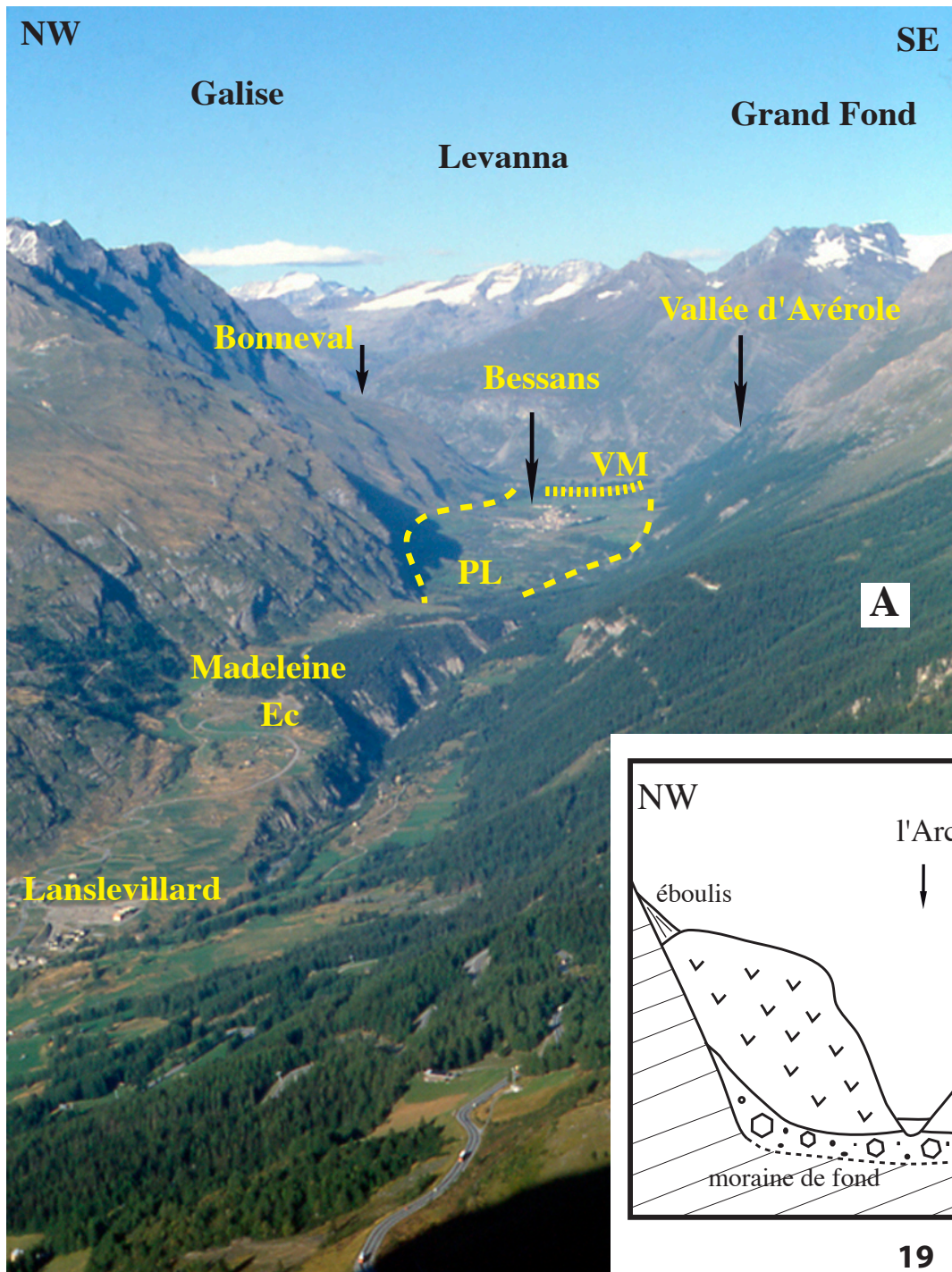


Figure 7 - (A) L'écroulement du col de la Madeleine (Ec) et la plaine de Bessans (PL) vus de la Turra de Lanslebourg. Les deux moraines frontales (notées VM) situées au débouché du torrent d'Avérole sont ennoyées par les sédiments lacustres; elles ont été datées de 11000 ans BP.

(B) Coupe en long très schématisée de la vallée de l'Arc depuis le débouché du torrent d'Avérole jusqu'à l'écroulement de la Madeleine (modifié d'après G. Nicoud, 2009 - hauteurs exagérées). En bleu clair : les sédiments de l'ancien lac et des deltas du Ribon, d'Avérole et de l'Arc. En vert : une ancienne moraine frontale datée de 11000 ans.

(C) Coupe transversale schématisée de la vallée de l'Arc au niveau de l'écroulement de la Madeleine (hauteurs exagérées).

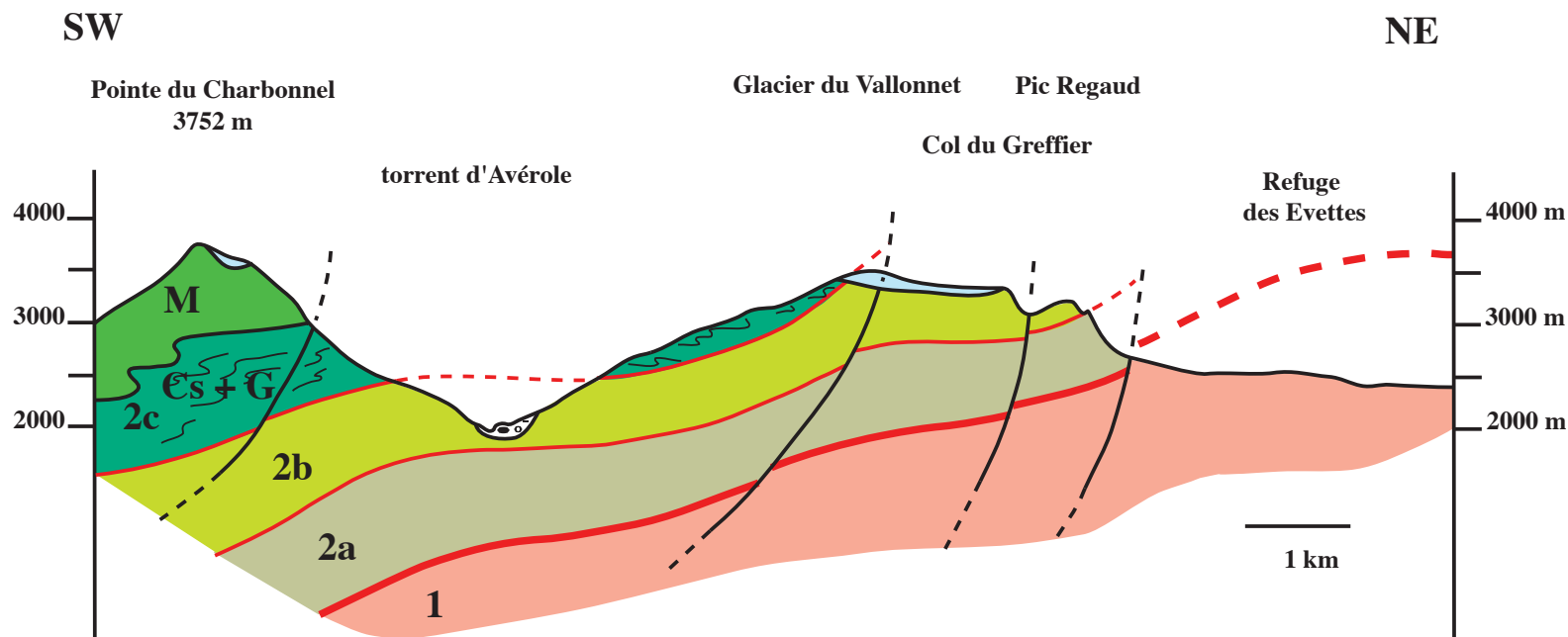


Figure 8 - Coupe de la Haute Maurienne entre la Pointe du Charbonnel et les Evettes. Les couleurs représentent différentes unités tectoniques superposées. Les contacts tectoniques sont marqués en rouge (le contact principal, entre 1 et 2 est plus épais). Les glaciers sont en bleu très clair et les moraines et alluvions torrentielles d'Avérole sont marqués par des points noirs.

- (1) correspond à l'ensemble inférieur qui comporte les gneiss du Grand Paradis et leur couverture piémontaise locale ;
- (2) ensemble supérieur des Schistes Lustrés liguro-piémontais. Il est formé de trois nappes distinctes (2a, 2b et 2c). La nappe 2a est la plus riche en «Roches vertes» Dans la nappe 2c, deux ensembles de roches ont été distingués : M est une unité riche en marbres tandis que l'unité marquée Cs + G est caractérisée par des calcschistes et des intercalations de gneiss du Charbonnel.

ment et les lignes de crêtes se révèlent. Le paysage est dominé par deux massifs imposants, celui très sombre de la Pointe du Charbonnel (3752 m - voir photo de couverture) sur la droite, formé essentiellement de calcschistes, de paragneiss et de marbres et celui, de couleur vert foncé, de la Bessanèse (3592 m - Figure 10), situé droit devant, formé de matériaux ophiolitiques. Les glaciers résiduels sont bien visibles et on peut observer, en rive gauche du torrent, plusieurs cônes de déjections torrentielles. Suivant la période de l'année, ces cônes montrent clairement leur origine mixte : aux déjections torrentielles s'ajoutent en effet des coulées boueuses et les produits des avalanches.

role en rive droite du torrent (*itinéraire 1*), ou bien on suit le chemin de la rive gauche, en bordure immédiate du torrent (*itinéraire 2*). Le premier est plus paisible, un peu plus long mais plus ouvert ; le second en revanche est sans doute plus court et plus spectaculaire, mais il est plus austère et assez impressionnant car dominé par les puissantes masses sombres de schistes lustrés de la Pointe du Charbonnel.

1 - Itinéraire 1 par la route de la rive droite.

Aux abords du village de Vincendières, la vallée s'ouvre assez large-

Du village de Vincendières jusqu'au petit barrage EDF (parking), la montée se fait d'abord sur des matériaux morainiques puis sur les déjections torrentielles des ruisseaux d'Entre-Deux-Ris et du Veillet et enfin sur les dépôts torrentiels et lacustres du torrent de la Lombarde qui forment le replat du Plan du Pré. L'incision du torrent de la Lombarde (Figure 11) dans ces matériaux meubles post-glaciaires est saisissante : à l'aval du pont sur la Lombarde, elle atteint 40 m de profondeur ; sur le flanc Sud du village d'Avérole, elle dépasse 50 m.

2 - Itinéraire 2 par la rive gauche du tor- rent d'Avérole, jusqu'au petit barrage EDF.

La montée se fait d'abord en suivant la base des talus d'éboulis et des cônes de déjections provenant du Charbonnel, puis en suivant des affleurements de calcschistes et de roches vertes. La seconde partie de la montée permet une première vision des roches et de leur déformation. On pourra ainsi observer des schistes noirs, des gneiss riches en baguettes de feldspaths, des marbres de couleur beige marron et diverses roches vertes.

3 - du petit barrage EDF au refuge.

Aux abords du barrage et dès les premiers lacets sur l'étroit sentier (**site 1**), on foule des marbres et des calcschistes affectés par des plis de taille centimétriques à décimétriques très serrés, révélateurs de plusieurs épisodes de plissements. [Figure 12 et 13].

Plus haut sur le chemin, juste avant d'aborder le petit ressaut rocheux malaisé à franchir, il faudra se tourner

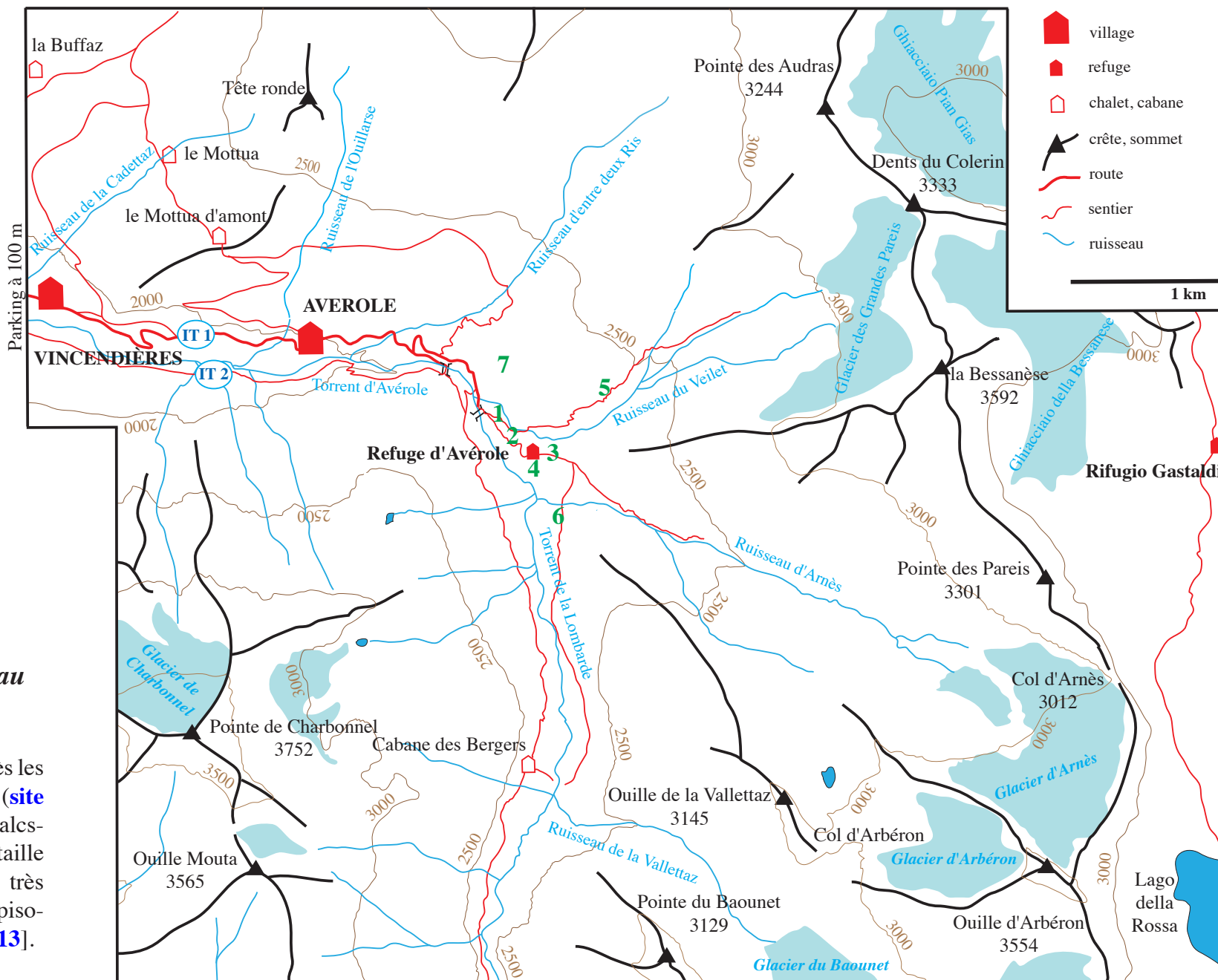


Figure 9 - Carte topographique simplifiée de la vallée d'Avérole. Les itinéraires 1 et 2 sont indiqués par les symboles IT1 et IT2 entourés en bleu. Les points d'observation sont en vert.



Figure 12

Figure 10 - Le massif de la Bessanèse et la rive droite du torrent de la Lombarde vus depuis l'entrée du village d'Avérole. Outre les serpentinites et les prasinites de la paroi de la Bessanèse, trois types de formations récentes peuvent être observées :

- 1 - une moraine récente du glacier des Grandes Pareis (M),
- 2 - grand versant «tassé» (VT),
- 3 - les dépôts torrentiels sur lesquels a été construit le village (T).

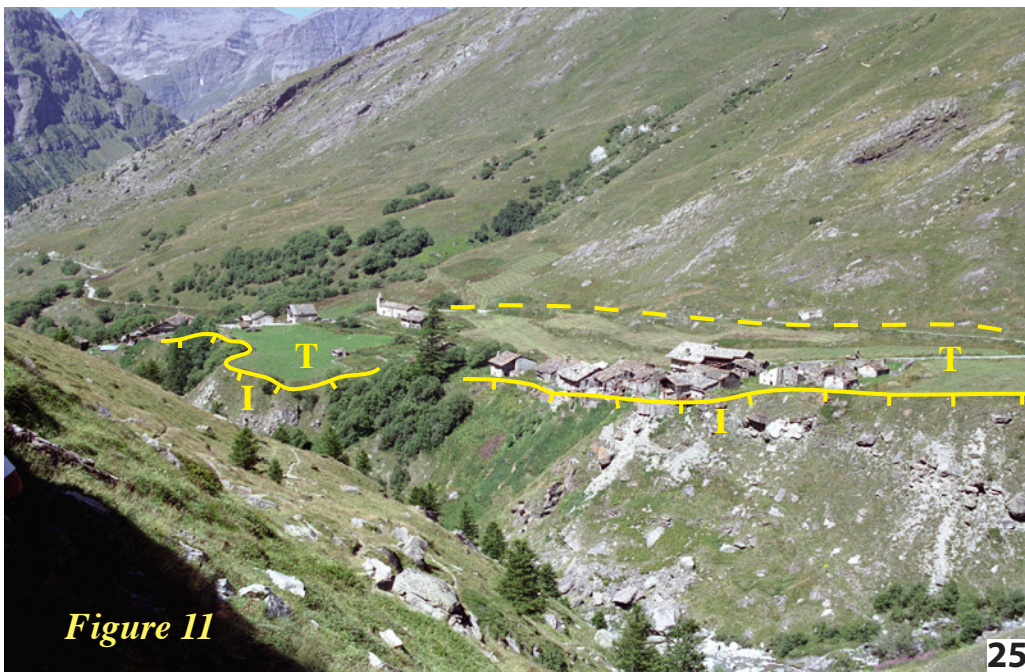


Figure 11 - Le village d'Avérole en rive droite du torrent de la Lombarde. Les dépôts torrentiels (T), sur lesquels le village a été implanté, ont été profondément incisés (I) par l'érosion due au surcreusement du torrent depuis moins de 10.000 ans.

Figure 12 - Exemple de marbres très plissés près du parking EDF.

Figure 11

vers la droite (**site 2**). A cet endroit, apparaît un grand affleurement de roches de couleur verte qui dessinent une très belle charnière de pli, d'échelle décamétrique que le chemin suit parfaitement (**Figures 14**).

Le flanc NW du pli peut être suivi sans difficulté en direction du torrent, mais un autre flanc de pli apparaît, sur la droite, formé par la même roche. Une deuxième charnière peut ainsi être mise en évidence. La cartographie de détail du secteur montre ainsi clairement une déformation en longs **plis isoclinaux**, à charnière serrée, eux-mêmes replissés par des plis plus ouverts (**Figures 14**). La roche verte qui est plissée ici se présente en niveaux métriques, régulièrement lités et finement rubanés. Elle est composée d'un ensemble de minéraux verts, épidote, chlorite, amphibole verte et aussi par de l'albite et du glaucophane. Il s'agit d'une «**prasinite**», terme peu précis employé par les anciens auteurs.

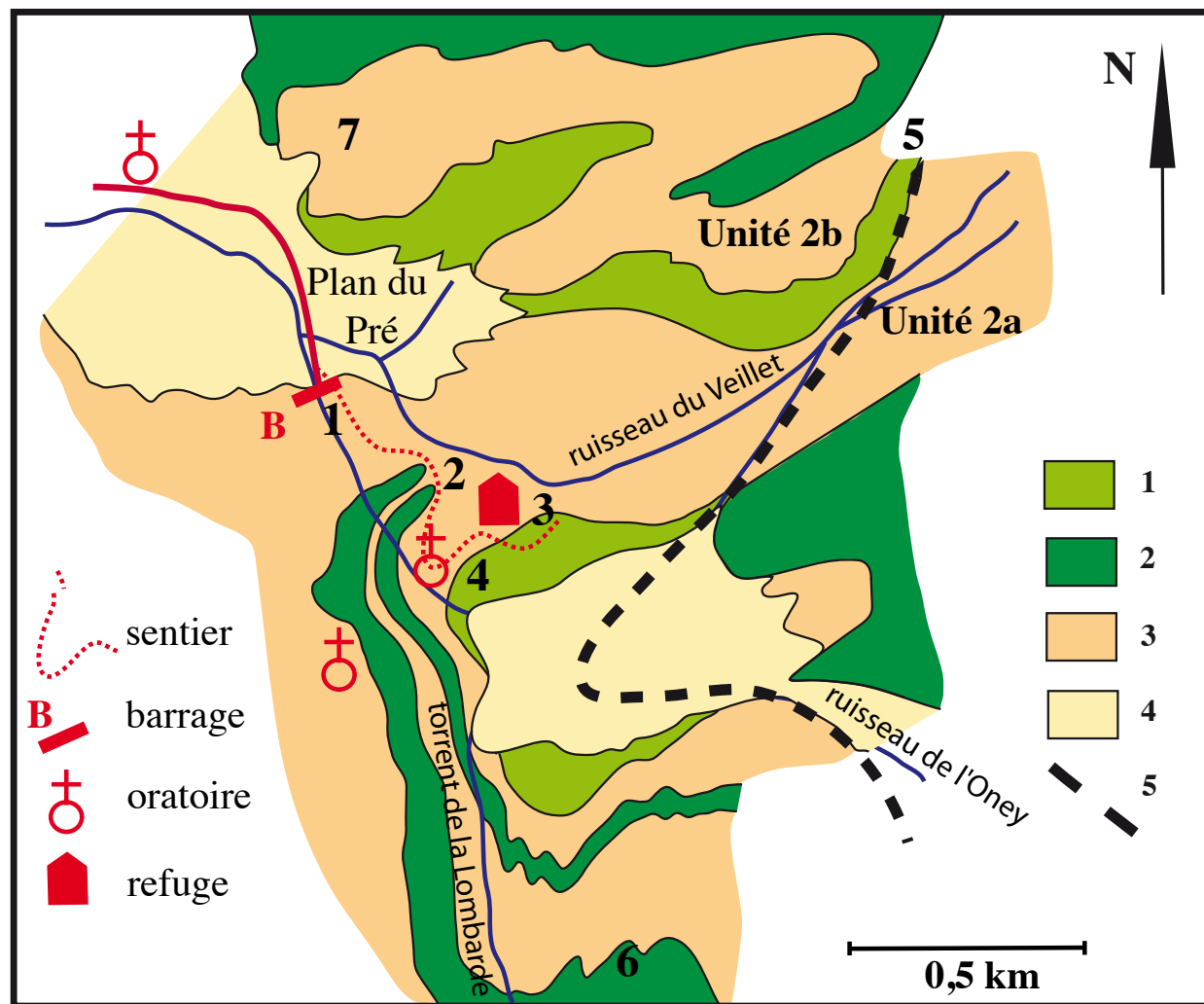


Figure 14 - Carte géologique simplifiée des environs du refuge d'Avérole. La localisation des sites cités dans le texte est indiquée en chiffres noirs.

Légende des couleurs :

1) serpentinites, 2) prasinites, 3) calcschistes, marbres et gneiss du Charbonnel, 4) formations superficielles (glaciaire), 5) contact tectonique.

Figure 13 - Calcschistes plissés directement observables sur le sentier du refuge.



V - AUTOUR DU REFUGE

Nous allons d'abord essayer de «lire» la géologie dans le paysage, en regardant vers le Sud à partir du replat Sud du refuge. Puis nous analyserons en détail l'affleurement situé sous le bord Sud-Est de ce replat.

1- Le paysage vers le Sud

Il faut s'avancer suffisamment sur le replat du refuge pour voir la confluence des ruisseaux de l'Oney, du Veillet et du torrent de la Lombarde ([site 3](#)).

Le refuge, en rive droite, est implanté sur le promontoire Nord-Est de l'un des **verrous** de la Lombarde, formé par les schistes lustrés liguro-piémontais. Les teintes des versants sont sans équivoque : alternent en effet des colorations vertes, vert foncé, vert clair, typiques des roches vertes «océaniques» et des colorations sombres, grises à noires ou bien beiges, caractéristiques des roches qui viennent en couverture

de ces roches vertes. En rive gauche du torrent, les pentes de la Coche forment le second élément de ce verrou. Il est remarquable de noter qu'un oratoire a été implanté sur chacune des parties de ce verrou, se faisant face : en rive gauche, l'oratoire de St Antoine de l'Envers et en rive droite sous nos pieds, l'oratoire de Notre dame de l'Arcelle, comme si, au-delà, vers l'amont de la vallée, la marche devenait plus périlleuse !

En contrebas du promontoire du refuge, vers le Sud, l'**ombilic** de la Lombarde, montre de belles mais petites terrasses faites de dépôts lacustres et torrentiels. Actuellement, les torrents s'encaissent dans ces matériaux meubles.

2- Les affleurements situés sous le replat du refuge

On emprunte sur quelques dizaines de mètres le sentier qui mène au col d'Arnès puis on oblique complètement vers la droite pour descendre quelque peu vers des affleurements vert foncé, afin d'observer la petite paroi qui se

trouve sous le replat du refuge.

D'emblée deux ensembles de roches peuvent être distingués ([Figure 15](#)) : des **roches vertes**, des **serpentinites** pour l'essentiel - formant la base des pentes - et un ensemble stratifié, de couleur grise, formé de marbres, de calcschistes et de **prasinites** constituant l'essentiel du ressaut rocheux.

Le premier ensemble, dit ophiolitique, représente une portion de l'ancienne croûte océanique de l'Océan Alpin ; le second est formé par les anciens sédiments qui reposaient sur les ophiolites.

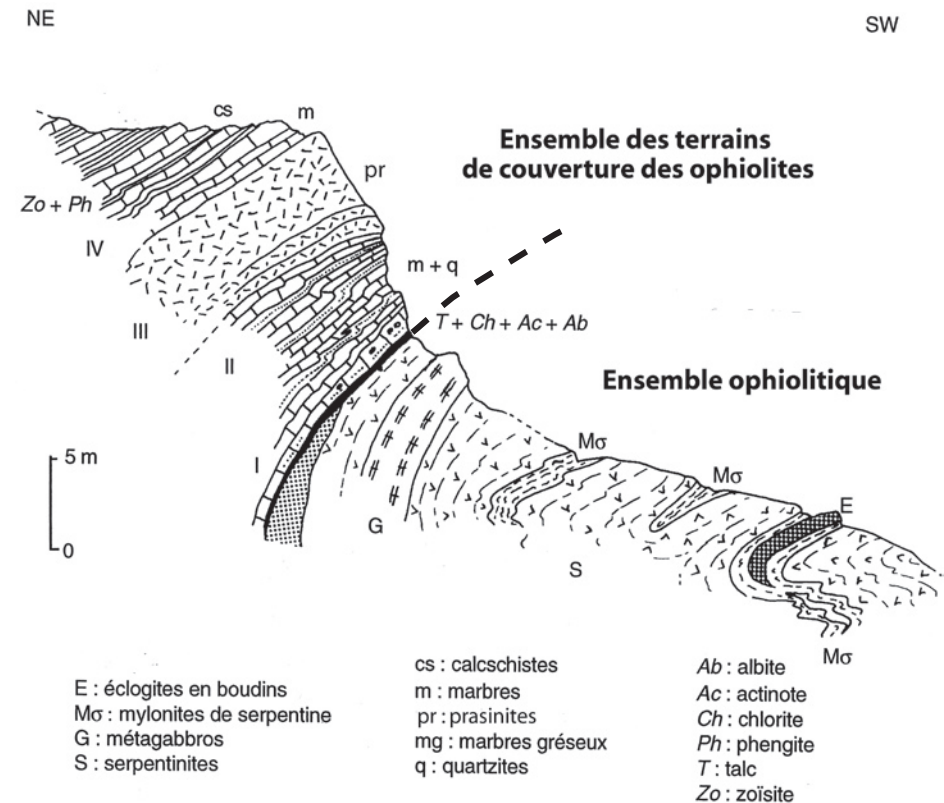


Figure 15 - Coupe du replat du refuge ([site 4](#)). Quelques minéraux caractéristiques sont indiqués en italique.



L'ensemble inférieur - Les **serpentinites** affleurent très bien, elles sont très déformées et schisteuses. En certains points, des bandes de serpentinites, très finement délitées, incluent des boudins saillants de roches beaucoup plus dures : il s'agit de **gabbros éclogitisés**. Ils représentent d'anciens filons de gabbros qui recoupaient à l'origine les **péridotites** du plancher océanique, l'ensemble ayant connu des conditions de métamorphisme très fortes, dites de haute pression-basse température (ou HP/BT). Les gabbros ont bien acquis l'association minéralogique caractéristique de ce type de métamorphisme : un **pyroxène** vert et un **grenat**. Quelques **boudins** permettent de voir cette association minéralogique. Ils montrent aussi l'**assemblage rétrograde** à **épidote** et **chlorite**.

Plus bas dans les pentes, là où le versant devient moins aisé à parcourir, un autre type de **métagabbros** apparaît, plutôt vers le sommet des serpentinites. Ils sont très clairs et montrent des minéraux de grande taille, des pyroxènes verts toujours - ce sont ici des vestiges de diopside dans un fond blanchâtre

fait de **feldspath plagioclase** (Figure 16 et 17). Ils appartiennent au cortège des roches basiques de l'ancienne croûte océanique.

La limite entre les serpentinites et l'ensemble stratifié est marqué par une bande de matériaux peu résistants et colorés en vert sombre dans laquelle se distinguent des amas de chlorite en grain et de très belles rosettes d'**actinote** en fibres de plusieurs cm de longueur. Des « yeux » ou ocelles clairs d'**albite** ainsi que des fibres grises à blanches de **talc** sont associés à ces minéraux verts. Les géologues pensent que ces minéraux si particuliers développés au contact entre les roches vertes et l'ensemble stratifié ont pour origine un échange d'éléments chimiques entre deux ensembles de composition chimique très différente au cours du métamorphisme : il s'agirait là d'une auréole de réaction chimique.

L'ensemble stratifié débute par des marbres gris très hétérogènes (I sur la Figure 15 et Figure 18). Sur un à trois mètres d'épaisseur, ils sont associés à de fins lits verts, «prasiniti-



Figure 16 - Métagabbros à gros grains. Les grands cristaux de pyroxène vert sont bien visibles près de la boîte d'allumette qui donne l'échelle.



Figure 17 - Métagabbros très déformés.



ques», et à des lentilles ou à des rubans siliceux clairs. Les marbres renferment par ailleurs des débris de serpentinites millimétriques à centimétriques ainsi que des éléments de gabbros dont la taille peut atteindre 30 à 50 cm. Des marbres gréseux roux (II), plus homogènes et à multiples filets siliceux puis des niveaux de prasinites massives et rubanées (III) font suite aux marbres gris. Le fin rubanement des prasinites et l'absence de vestiges de laves en cou-



Figure 18 - Contact de base de l'ancienne couverture sédimentaire des ophiolites (*site 4*).

sins incitent à voir dans ce niveau un ancien sable ou dépôt détritique à base d'éléments volcaniques. Vient enfin, jusqu'au refuge, un nouvel ensemble de marbres jaunâtres, dolomitiques et gréseux, débités en petits bancs, alternant progressivement avec des schistes et des micaschistes noirs parfois à en-duits métalliques (IV).

Le niveau (I) représente les tout premiers termes de la couverture sédimentaire originelle déposée sur les ophiolites alpines. La présence de débris ophiolitiques dans les premiers bancs de marbres justifie cette interprétation de la nature stratigraphique normale du contact serpentinites – métasédiments. L'âge de cette succession nous échappe encore. Par analogie avec des coupes semblables du Queyras, cet ensemble est rapporté au passage Jurassique/Crétacé. Les marbres notés (IV) pourraient cependant appartenir déjà au Crétacé supérieur sur la base de reliques de microfossiles observées en lame mince, ils rappellent ceux de cette époque.

VI - EN S'ÉLOIGNANT UN PEU DU REFUGE

1 - Un panorama du Charbonnel vu du sentier de l'Albaron (site 5).

On grimpera à l'arrière du refuge en empruntant le sentier qui mène aux Dents du Colerin et au sommet de l'Albaron. Après trente minutes de montée, on pourra se retourner et contempler le panorama du massif du Charbonnel (**Figure 19**). Aux talus des bas de versants s'opposent les parois et les ressauts qui forment les sommets.

De ce point de vue on distinguera les assises de marbres clairs jaunâtres qui marquent la ligne de crête courant du Charbonnel jusqu'à la Pointe du Ribon et Rocciamelone au Sud, de l'ensemble sous jacent plus riche en calcschistes. On peut observer par ailleurs que la partie sommitale de ces marbres, au-dessus de 3400 m d'altitude, devient plus fissile : elle contient des niveaux fins de schistes noirs et de calcschistes. La base du versant est formée par des calcschistes, des quartzites, des prasinites mais aussi par des gneiss

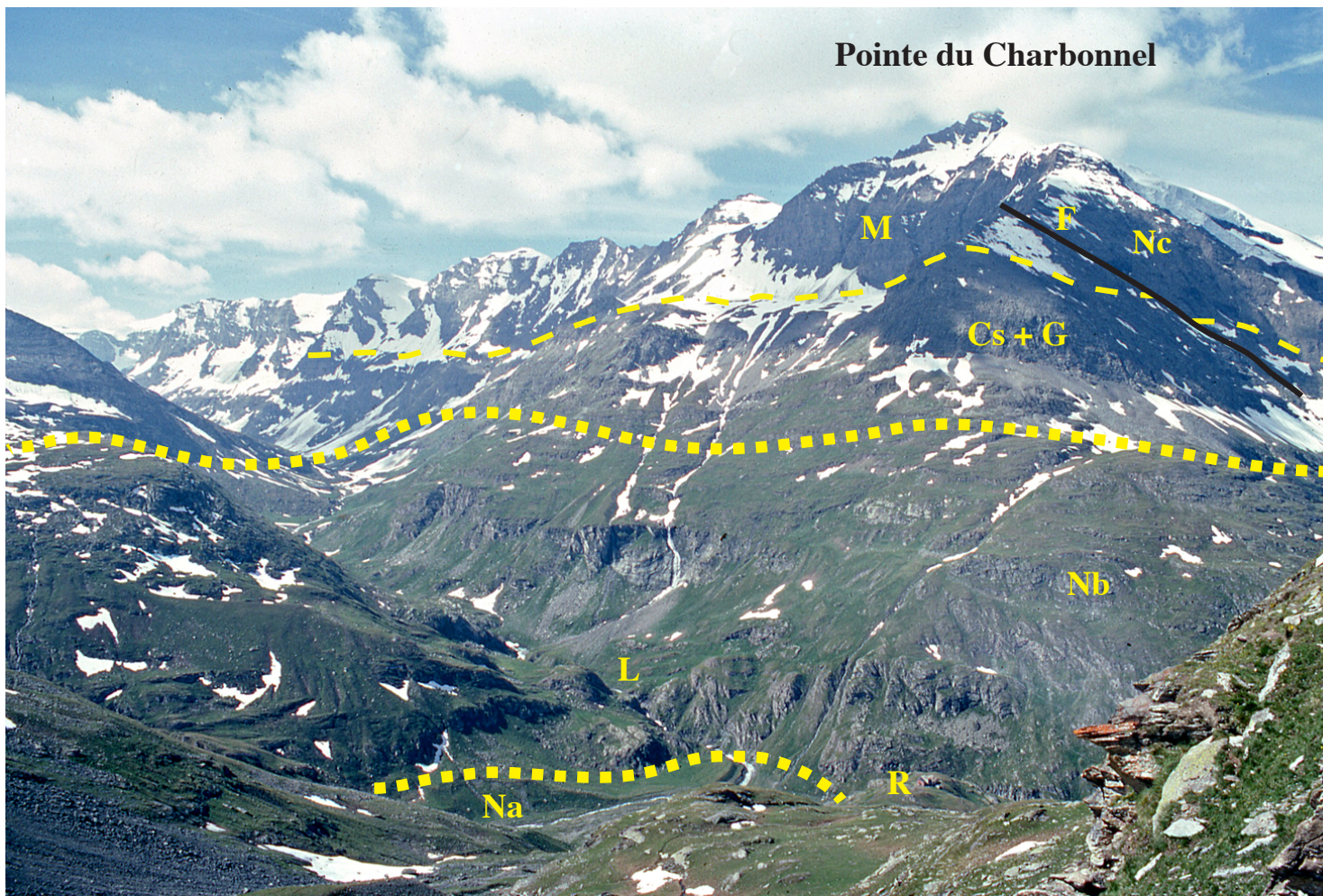


Figure 19 - La Pointe du Charbonnel et la haute vallée de la Lombarde vus du sentier des Dents du Colerin ([site 5](#)). Les pointillés serrés correspondent aux contacts tectoniques.

R : refuge ; L : Lombarde.

Éléments de géologie : Na, Nb et Nc = nappes ophiolitiques ;
Cs + G = calcschistes et gneiss du Charbonnel ;
M = marbres ; F = faille.

clairs, appelés « **gneiss du Charbonnel** » - on peut les voir en éboulis en montant au refuge par l'itinéraire 1 - et enfin par des **olistolithes** de roches diverses (péridotites, dolomies métamorphiques et quartzites). Ces olistolithes, parfois de grande taille, témoignent du démantèlement de portions de croûtes océanique et continentale. L'ensemble appartient à ce que l'on appelle le **prisme d'accrétion**.

L'origine des gneiss du Charbonnel a longtemps posé problème : quelle est la signification de ces roches de composition presque granitique dans un environnement océanique? Il s'agit probablement de roches détritiques, provenant de l'érosion du continent voisin - probablement le bord africain de l'Océan Alpin.

2 - Une courte excursion dans la haute vallée du torrent de la Lombarde.

Elle peut se faire soit en rive droite soit en rive gauche du torrent de la Lombarde (**Figure 9**) ou mieux en faisant une boucle. Avant de partir, se renseigner au refuge sur la présence ou non, de la passerelle de la Cabane des Bergers.

Cette boucle permet d'observer la plupart des types des roches qui forment les «schistes lustrés». On peut aussi voir de loin les affleurements du replat du refuge



qui ont été étudiés plus haut (**Figures 15 et 20**). La partie Nord du verrou de la Lombarde, qui supporte le refuge, montre bien les deux ensembles de roches décrits plus haut. A la base, ou formant la base du ressaut, viennent les serpentinites et les métagabbros de l'ancienne croûte océanique alpine (les « roches vertes » **1** sur la **figure 20**) ; au dessus, en léger ressaut, se distinguent les successions de marbres et de calcschistes, sédiments originels «de couverture» de cette croûte (**2** sur la **figure 20**).

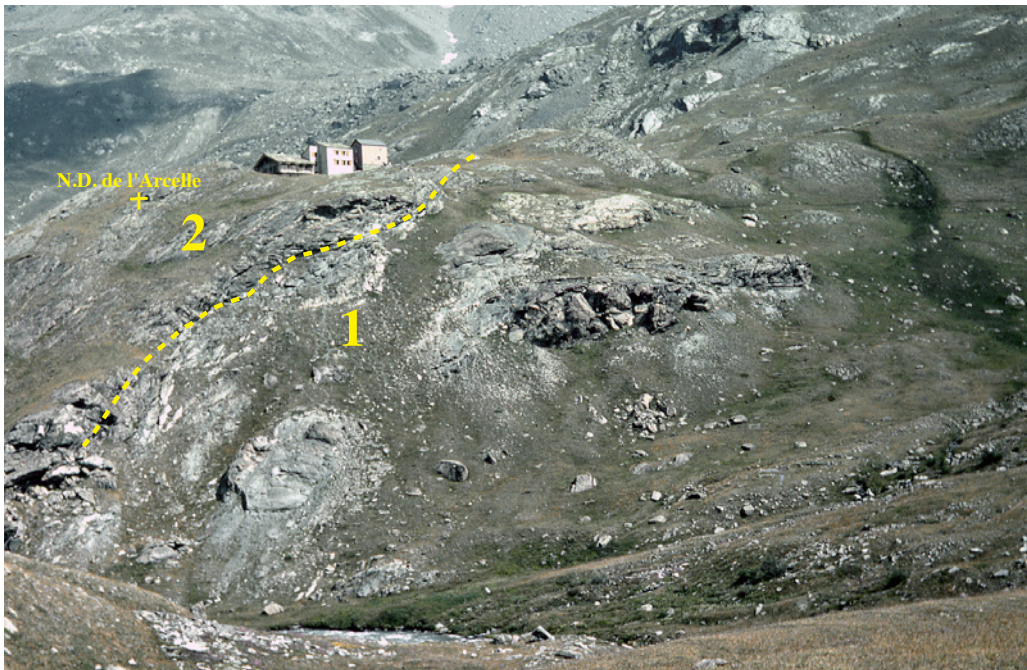


Figure 20 - La butte du refuge vue du Sud (**site 6**). La photo est ancienne et le bâtiment amont n'existe plus.

1 : ophiolites; 2 : ancienne couverture sédimentaire des ophiolites



Figure 21 - Quartzites d'Entre-deux-Ris (**site 7**).

3 - Les pentes qui dominent le Plan du Pré.

En descendant du refuge, on peut, au niveau du Plan du Pré, ser- rer à droite avant le point coté 2077 et grimper quelque peu dans les pen- tes herbeuses qui dominent ce Plan. A cet endroit, le passage des serpentinites aux sédiments de couverture peut être une nouvelle fois observé mais ce sont surtout des détails concernant les sédi- ments qui valent le déplacement.

Dans les pentes herbeuses qui permettent de rejoindre le torrent d'En- tre-deux-Ris, trois types de roches, bien différenciés, peuvent être rencon- trés : des marbres et des calcschistes, des quartzites (**Figures 21**) et enfin des prasinites. Les marbres sont générale- ment jaunâtres ou roussâtres et présen- tent souvent des traces ou des enduits graphiteux ; les quartzites sont blancs presque purs ou parsemés de taches sombres riches en manganèse mais ils peuvent aussi être micacés et albitiques



et associés à des micaschistes ou des gneiss clairs de type «Charbonnel» ; les prasinites enfin, apparaissent sous la forme de bancs peu épais. Outre les observations directes de ces matériaux, le secteur montre de quelle manière ces roches sont associées : elles forment parfois des cycles courts, aux marbres succèdent les quartzites puis les prasi-

nites, mais le plus souvent cette « trilogie » est diluée, deux termes alternant d'abord puis deux autres (**Figure 22**). Ce sont ces alternances qui nous font penser aux matériaux d'un **prisme d'accrétion**.



Figure 22 - Sédiments métamorphiques rubanés d'Entre-deux-Ris : alternance de marbres gréseux roux et de quartzites blancs.

DES MOTS POUR LA GEOLOGIE

Albite : c'est le **feldspath plagioclase** (voir ce terme) le plus riche en sodium. Sa présence caractérise assez bien les degrés de métamorphisme faible.

Actinote : minéral de la famille des **amphiboles**. De teinte vert pâle, parfois très claire, elle se présente souvent en aiguilles. Sa présence caractérise les degrés de métamorphisme faible.

Amphiboles : famille de minéraux présents dans les roches de composition basaltique, aussi bien dans les roches magmatiques que métamorphiques. Ce sont des silicates dont le réseau cristallin est formé de chaînes doubles et qui contiennent du fer, du magnésium, du calcium, du sodium et du titane.

Amphibolite : roche sombre, constituée d'amphibole (hornblende) et de feldspath, résultant du métamorphisme d'un **basalte** (roche volcanique riche en fer et en magnésium). Dans les Alpes, on utilisera souvent le terme de **prasinites** pour des roches dont l'amphibole est de l'actinote. La présence d'actinote indique une température de métamorphisme plus basse que pour les amphibolites.

Anticlinal, antiforme : un **anticlinal** est en forme de dos d'âne et les terrains les plus anciens sont au centre. Au contraire, un **synclinal** est un pli en forme de gouttière où les terrains les plus jeunes sont au coeur. On parlera d'**antiforme** et de **synforme** lorsque ce qui est plissé contient déjà des plis formés antérieurement.

Assemblage métamorphique rétrograde : lorsqu'une roche est métamorphosée à un degré de métamorphisme moyen ou élevé, elle acquiert par recristallisation métamorphique un assemblage minéral caractéristique de ce degré de métamorphisme (et en fonction de sa composition chimique). Si les conditions de température et de pression diminuent, par exemple parce que la roche se rapproche de la surface du fait des déformations tectoniques, ces minéraux ne seront plus stables et seront remplacés par de nouveaux minéraux caractéristiques des nouvelles conditions de métamorphisme, de moindre degré. C'est ce qu'on appelle le **métamorphisme rétrograde**. Les assemblages métamorphiques correspondants sont souvent caractérisés par des minéraux tels que l'**albite**, la **chlorite**, l'**actinote** et l'**épidote**.

Boudin : lorsqu'un niveau de roche à comportement rigide (dure) est encadré par des roches plus plastiques, une déformation par extension parallèle au litage des roches va produire un effet différent sur chacun des constituants : le niveau rigide va se fracturer et donner des boudins tandis que les niveaux plastiques qui l'encadrent vont «fluer» autour des boudins.

Calcaire : roche sédimentaire constituée de calcite (carbonate de calcium). La plupart des calcaires sont d'origine biologique, ils sont construits par des organismes vivants (par exemple les récifs coralliens), dans des mers peu profondes.

Dolomie : roche formée de dolomite (carbonate de calcium et de magnésium) qui s'est déposée dans des lagunes, en conditions tropicales. Calcaires et dolomies sont difficiles à distinguer sur le terrain. Les dolomies sont souvent jaunâtres et à toucher plus rugueux que les calcaires.

Marne : mélange de calcaire et d'argile.

Calcschiste : voir **schiste**.

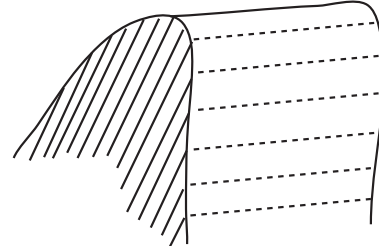
Cargneule : c'est une roche sédimentaire calcaire et dolomitique au départ, d'âge probablement triasique. La transformation en cargneule (= brèche calcaire) a lieu sous l'effet des déformations alpines. A grain fin et de teinte jaunâtre, les cargneules ont une texture bréchique et vacuolaire. Dans les Alpes, les cargneules sont très souvent associées au gypse dans les grands contacts tectoniques.

Chlorite : silicate en feuillet de la famille des micas, de couleur verte. Sa présence caractérise assez bien les degrés de métamorphisme faible.

Croûte océanique et croûte continentale : la croûte est l'enveloppe superficielle de notre planète. Elle est de composition et d'épaisseur différente selon qu'elle est océanique (composition **basaltique**, épaisseur moyenne de 8 à 10 km), ou continentale (composition moyenne de **granite** et épaisseur moyenne de 35 km). La croûte surmonte le **manteau** composé de **péridotites**.

Domaine paléogéographique : à chaque époque donnée correspond une «géographie». Ainsi, continents, océans, mers peu profondes, lacs, montagnes, vallées, glaciers, changent de position au cours du temps. Le dépôt des couches les unes sur les autres, et leur composition, reflètent donc ces changements géographiques. Puisque chaque type roche correspond à un type particulier de paysage ancien, on peut reconstituer en chaque point l'évolution de ces paysages et définir des domaines qui montrent des évolutions analogues. Bien entendu, dans les chaînes de montagne, les bouleversements profonds (voir **subduction** et **collision**) ont déplacé en bloc ces domaines paléogéographiques. Des ensembles rocheux plus anciens ou d'origine lointaine peuvent ainsi être actuellement superposés sur des ensembles plus jeunes qui n'ont pas bougé (**nappes de charriage**).

Déformation, plis : lorsqu'il y a compression, par exemple lors d'une collision, les couches géologiques se déforment et se plissent. En profondeur, les minéraux se réorganisent alors selon des plans parallèles au plan de symétrie de ces plis et perpendiculaires à la compression - c'est la **schistosité** qui correspond presque toujours au débit principal des roches.



On parlera de **plis isoclinaux** lorsque qu'ils sont très aplatis et que les flancs sont parallèles.

A plus grande profondeur la schistosité s'accompagne d'une réorganisation complète des minéraux - avec individualisation de lits clairs et de lits sombres - on parlera de **foliation**.

La schistosité se développe parallèlement au plan axial (= plan de symétrie) du pli. L'intersection avec la surface de **stratification** (= surface de dépôt des couches sédimentaires) forme une ligne appelée «linéation» - à ne pas confondre avec l'intersection d'une couche avec la surface d'érosion.

Diopside : c'est un **pyroxène** de couleur verte riche en calcium (+ magnésium et fer). Il est fréquent dans les roches métamorphiques calciques (marbres) et dans les amphibolites.

Dolomie : voir **calcaire**.

Eclogite : roche métamorphique de haut degré caractéristique du métamorphisme réalisé en conditions de hautes pressions. Un gabbro éclogitisé montrera un assemblage particulier de minéraux : un pyroxène vert et du grenat.

Epidote : alumino-silicate riche en calcium et en fer de couleur verte. Sa présence caractérise assez bien les degrés de métamorphisme faible.

Exhumation : on parle d'exhumation lorsque la subduction de croûte continentale, entraînée dans le manteau avec de la croûte océanique, se bloque et que l'ensemble remonte vers la surface à cause du déséquilibre de densité entre croûte et manteau. En effet, la croûte continentale, moins dense que le manteau et que la croûte océanique, ne peut pas être en équilibre, en profondeur, dans le manteau plus dense.

Feldspath plagioclase : dans la grande famille des feldspaths, alumino-silicates de potassium, calcium et sodium, on distingue les feldspaths alcalins (potassium) et les plagioclases (sodium, calcium). Tous les feldspaths sont caractéristiques des roches magmatiques, mais ils peuvent aussi être présents dans les roches métamorphiques, surtout l'albite.

Flysch, molasse : ensembles de sédiments détritiques formés surtout de grès et d'argile et correspondant à la destruction des chaînes de montagnes en cours de formation. Les **flyschs** se déposent dans des fosses relativement profondes à l'avant de reliefs en cours de formation. Ils naissent à l'intérieur d'une chaîne. Par contre les **molasses** se forment dans des bassins peu profonds, à l'avant d'une chaîne de montagnes où les reliefs sont déjà bien formés et en cours de destruction par érosion.

Gabbro : roche magmatique grenue (voir «**Roches volcaniques, roches plutoniques**») formée de feldspath et de pyroxène. Les gabbros participent à la trilogie ophiolitique

Glaucophane : **amphibole** magnésienne contenant du sodium. De couleur gris-bleuté ou noir à reflets bleus, cette amphibole est caractéristique du métamorphisme de haute pression (schistes bleus).

Gneiss, micaschiste : roches métamorphiques qui ont en commun d'avoir une texture feuilletée. Un micaschiste est formé de micas blancs (muscovite en général) ou noir (biotite) et de quartz. Si la chlorite remplace le mica on parlera de **chloritoschiste**. Un gneiss est riche en quartz et micas, mais il contient aussi du feldspath.

Grenat : silicate de forme cubique contenant de l'aluminium, du fer, du magnésium et du calcium. Il forme des petits cristaux bien cristallisés de couleur rose à rouge. Il est fréquent dans les roches métamorphiques de degré moyen à élevé. Les cristaux gemmes sont utilisés en joaillerie.

Gypse : roche sédimentaire blanche (sulfate de calcium hydraté) d'aspect saccharoïde, massive et/ou finement litée. Il s'est déposé par évaporation dans des lagunes ou des «marais salants» naturels, tout comme le sel gemme (sel de cuisine) .

Jadéite : pyroxène de couleur vert pale, riche en sodium, caractéristique du métamorphisme de haute pression.

Klippe : voir «nappe de charriage».

Magma : mélange de liquide, de gaz et de minéraux obtenu lors de la fusion à haute température d'une roche. La fusion partielle d'une péridotite du manteau produit un magma de composition basaltique (voir «**Roches volcaniques, roches plutoniques**»).

45

Manteau : c'est l'enveloppe terrestre située sous la croûte. Sa composition est identique sous la croûte océanique et sous la croûte continentale : il est solide et formé de **péridotites** (roches formées d'olivine et de pyroxène). C'est la fusion des roches du manteau qui fournit les magmas à l'origine des roches plutoniques et volcaniques.

Comment expliquer que des roches du manteau puissent se retrouver à la surface ? - comme cela est le cas près de Bonneval-sur Arc, au Plateau d'Andagne.

Lorsque s'ouvre un **rift** au sein d'un continent (**Figure 23**) l'extension se produit selon des **failles normales** (**Figure 24**) qui permettent, dès qu'il y a rupture, la montée des ro-

ches du manteau, leur fusion et la genèse des magmas basaltiques. Le rift évolue progressivement vers une **dorsale** où la croûte océanique de composition basaltique commence à se former. C'est le cas des **dorsales dites «rapides»** où la vitesse d'ouverture est voisine ou supérieure à 10 cm/an (cas des dorsales du Pacifique).

Dans le cas des **dorsales «lentes»** (quelques cm/an), l'extrême étirement des marges continentales et la présence de failles normales à faible pente

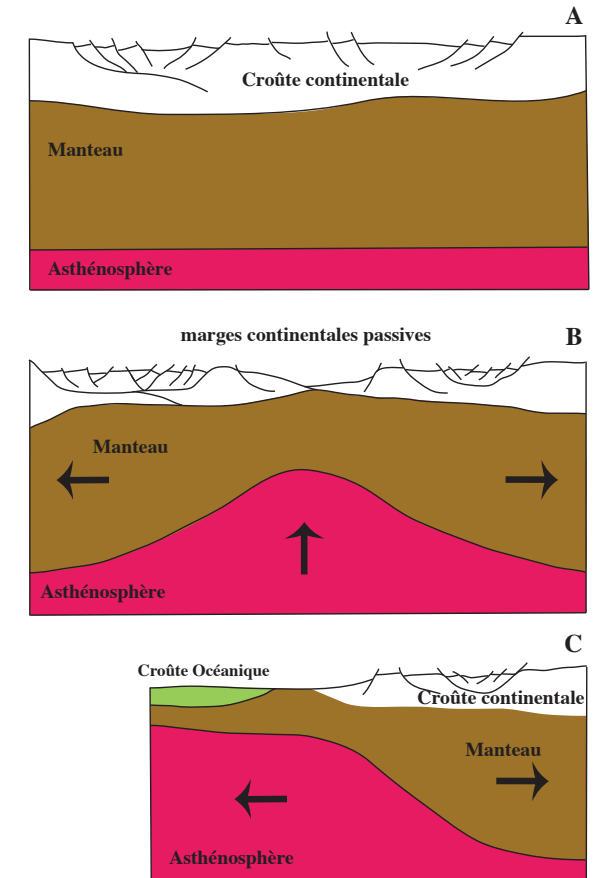


Figure 23 - Comment l'extension de la croûte continentale, après avoir produit des rifts, permet au manteau d'apparaître à la surface près des marges.

46

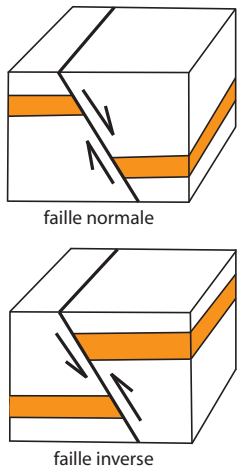


Figure 24 -
Un rap-
pel de la
définition
des failles
normales
et des
failles
inverses.

permet au manteau d'être exhumé jusqu'à constituer le plancher océanique près de la marge. Le volcanisme y est moins important que dans les dorsales rapides et le manteau océanique va pouvoir être directement recouvert par des sédiments. Il faut noter que, dans ce cas, les péridotites du manteau sont habituellement transformées en **serpentinites** du fait de leur hydratation en milieu océanique. C'est le cas de l'Océan Alpin.

Marge continentale : c'est la bordure d'un océan. Lorsqu'un océan s'ouvre, les marges s'écartent, elles sont dites «passives». Lorsqu'il se ferme par subduction, les marges se rapprochent et la marge située au-dessus de la subduction est alors dite «active» puisqu'elle est bordée par un «**prisme d'accrétion**» et qu'elle s'accompagne souvent de volcanisme.

Marbre : **calcaire** métamorphique pour les géologues. Dans le langage courant, il s'agit de toute roche polie pour l'ornementation.

Marne : voir **calcaire**.

Métagabbro : gabbro métamorphisé et déformé.

Métamorphisme : c'est la transformation à l'état solide d'une roche sous l'effet de la température et de la pression. Il s'accompagne de la cristallisation de nouveaux minéraux. Selon le degré de métamorphisme, les assemblages de minéraux caractéristiques seront différents.

Morphologie : c'est la forme actuelle du relief qui dépend surtout de l'action de l'érosion (glaciers, rivières) qui se traduit différemment selon la dureté des roches : les roches dures forment les ressauts et les parois tandis que les roches tendres sont érodées et forment les zones basses et les vires.

Nappe de charriage : ensemble rocheux déplacé qui recouvre un autre ensemble dont il était éloigné à l'origine. A sa base, une nappe est limitée par des roches broyées, laminées (**mylonites**) ou par des **gypses** ou des **cargneules** qui ont servi de lubrifiant car le gypse est très facilement déformable = couche «savon». Le contact d'une nappe avec les roches sous-jacentes est appelé **contact «anormal»** ou **contact «tectonique»**. Lorsqu'un lambeau de nappe de charriage est isolé par l'érosion, on parlera de «**klippe**».

Olistolithe : élément détritique de grande taille (jusqu'à plusieurs km³) inclus dans les matériaux d'un prisme d'accrétion ou d'un flysch. C'est tout un morceau de montagne tombé dans la mer

Ombilic et verrou : le profil en long d'une vallée glaciaire est formé par une succession d'ombilics, zones où la vallée est large et le fond pratiquement plat, et de verrous, zones où la vallée est très étroite et peut former des gorges. C'est la dureté des roches qui conditionne la position des ombilics et des verrous.

Ophiolite : c'est un morceau de croûte océanique plus ou moins déformé et métamorphisé, préservé dans une chaîne de montagne. Dans le cas idéal, on y retrouve tous les éléments d'une croûte océanique : péridotites du manteau, gabbros en filons et roches volcaniques (laves en coussins épanchées sous l'eau). Dans les Alpes, le plus bel exemple se trouve au Chenaillet, près de Montgenèvre où toutes les roches sont très fraîches et peu transformées par le métamorphisme.

Orthogneiss : c'est un gneiss qui provient de la déformation et de la recristallisation, sous l'effet du métamorphisme, d'une roche d'origine plutonique - dans le cas du Grand Paradis (près de l'Ecot) il s'agit d'anciens granites.

Paragneiss : c'est un **gneiss** qui provient du métamorphisme d'une roche d'origine sédimentaire. Le terme de «**métasédiment**» est aussi utilisé.

Péridotite : voir **manteau**.

Prasinite : c'est une roche verte, de type «**amphibolite**», à actinote. L'analyse de ces roches en divers points du pays des schistes lustrés a révélé leur caractère détritique (présence de galets de taille diverse) : ce sont donc d'anciens sables ou graviers. Nous aurions donc affaire à d'anciens sables ou graviers formés à partir de gabbro ou de basalte, devenus grès ou conglomérats puis «**prasinites**» après métamorphisme. Le meilleur terme à employer pour qualifier ces roches serait donc «**méta-arénites basiques**». On connaît cependant des prasinites qui représentent d'anciennes coulées basaltiques : on les nommera alors «**métabasaltes**». Progressivement le vieux terme de prasinites devrait ainsi être remplacé par des mots plus précis qui correspondent mieux à l'origine des roches mais nous continuerons à l'utiliser et, lorsque l'origine d'une roche n'est pas claire, on gardera, faute de mieux, le terme de prasinite.

Prisme d'accrétion : voir «**subduction**» et «**marge continentale**». Lors de la subduction, une fosse marine se développe et se déplace en même temps que la zone de subduction. Une partie des sédiments qui recouvrent la croûte océanique et des sédiments détritiques issus de la marge (**flyschs**) vont rester coincés entre la croûte océanique en train de descendre dans la subduction et le bord (**marge active**) du continent. C'est ce «**coin**» qui est appelé «**prisme d'accrétion**».

Pyroxènes : famille de minéraux présents dans les roches de composition basaltique, aussi bien dans les roches magmatiques que métamorphiques. Ce sont des silicates dont le réseau cristallin est formé de chaînes simples et qui contiennent du fer, du magnésium, du calcium et du sodium.

Quartzite : grès métamorphisé.

Rift : voir **manteau**

Roches volcaniques, roches plutoniques : on nomme ainsi toute roche provenant de la cristallisation d'un **magma** = résultat de la fusion de roches et de minéraux en profondeur.

- **Les roches volcaniques** se sont écoulées à la surface (ou sous la mer) et ont cristallisé rapidement à l'air libre ou sous l'eau.

- **Les roches plutoniques** sont, au contraire, restées en profondeur où elles ont cristallisé lentement. Ce n'est qu'une érosion ultérieure qui permettra de les dégager.

Les différences de texture et de taille de grain entre les roches de ces deux types dépendent de la vitesse de cristallisation. Ainsi, un **basalte** (roche volcanique) cristallise très vite lorsque le magma s'écoule à la surface : les cristaux formés seront de taille microscopique et noyés dans le verre volcanique. Par contre, un **granite** restera pendant longtemps en profondeur et cristallisera lentement, d'où la taille millimétrique à centimétrique de ses grains.

Granites et basaltes diffèrent par leur composition chimique et les minéraux qu'ils contiennent. Le **granite** est une roche plutonique très riche en silice et les minéraux qui le compose sont le quartz, le feldspath et le mica ; son équivalent volcanique est la **rhyolite** *). Une **pegmatite** est un granite clair à très gros grains et grands micras. Le **basalte** est une roche volcanique pauvre en silice, mais riche en fer et en magnésium ; son équivalent plutonique est le **gabbro** * qui ne contient pas de quartz mais de l'olivine, des pyroxènes et du feldspath.

* **rhyolites et gabbros** sont des roches bien moins répandues que granites et basaltes.

Roches vertes : terme général souvent utilisé pour toutes les roches riches en amphibole et/ou en chlorite et épidote (greenstones pour les anglo-saxons). On regroupe ainsi toutes les roches basiques (composition basaltique ou voisine) plus ou moins métamorphisées. Voir aussi «**amphibolite**» et «**prasinite**». Ce terme est parfois utilisé comme synonyme d'«**ophiolite**».

Socle : restes d'une ancienne chaîne de montagnes érodée, sur lesquels de nouveaux sédiments se sont déposés. Par opposition, on parlera de **couverture** pour les séries sédimentaires déposées sur un socle. Un **socle polymétamorphique** a subi plusieurs épisodes de métamorphisme. Dans les Alpes, le métamorphisme d'âge alpin est surimposé à un métamorphisme plus ancien datant d'une chaîne de montagne formée entre 380 et 300 Ma - la chaîne Hercynienne. Cette chaîne ancienne a été complètement arasée et son socle, ainsi mis à nu, a été recouvert par les sédiments mésozoïques et métamorphisé à nouveau lors de la formation des Alpes.

Schiste, schiste vert, micaschiste, calcschiste : un schiste est une roche détritique à grain très fine, riche en argiles. On parlera de schistes verts pour des roches dont les éléments, souvent d'origine volcanique, ont subi un **métamorphisme** faible. Lorsque le métamorphisme est plus fort, on obtient des **micaschistes**, riches en micas ; s'ils sont riches en calcite, ce sont des **calcschistes**. Dans tous les cas, le débit en feuillets (la **schistosité**) est le résultat de la **déformation** et de la recristallisation des minéraux argileux qui se transforment en micas très fins.

Sédiments détritiques : roches qui correspondent à l'accumulation de débris provenant de la destruction de reliefs. Une accumulation de galets correspondra aux **conglomérats** et les sables formeront des **grès** lorsqu'ils seront consolidés. Les roches détritiques riches en particules très fines, riches en argiles, sont consolidées en donnant des **argilites** et des **pélites**. Le métamorphisme transforme ces dernières en **schistes** puis en **micaschistes**.

Serpentinite : roche de couleur verte, à l'aspect de peau de serpent, qui correspond à un assemblage de minéraux particuliers, les serpentines (voisins des chlorites). Ces minéraux résultent de la transformation des olivines et des pyroxènes des péridotites du manteau, en présence d'eau, au delà de 400°C. La serpentinisation peut donc intervenir dans la croûte océanique pendant l'ouverture de l'océan (hydrothermalisme) mais elle peut aussi, bien entendu, dater du métamorphisme. Parmi les minéraux de la famille des serpentines, certains sont en fibres, on parle alors d'amiante.

Subduction, collision : quand une croûte océanique dense s'enfonce sous un continent (ou une autre croûte océanique), on parle de **subduction**. En fait, la subduction implique la lithosphère (= croûte + **manteau supérieur**) plutôt que la croûte seule. Lorsque toute la croûte océanique a disparu dans la subduction, les deux continents entrent en **collision**. L'Océan Alpin et une partie de la croûte continentale européenne se sont ainsi enfoncés sous l'Afrique en se déformant. L'épaississement correspondant de la croûte continentale a produit des **plis** et des **nappes de charriage** ainsi que des modifications du régime des températures et des pressions qui sont responsables du **métamorphisme**.

Talc : silicate magnésien en feuillets, voisin des micas, formant de fines paillettes nacrées, onctueuses, de couleur claire. Il est présent dans les roches métamorphiques (schistes, marbres et dolomies).

Verrou : voir **ombilic**



Pour Conclure

Notre balade géologique au pays des Schistes Lustrés se termine. Cette plaquette complète celle qui concerne le refuge des Evettes au fond de la Maurienne. Dans la vallée d'Avérole, vous avez pu découvrir une partie des mystères des tréfonds de l'océan qui a donné naissance aux Alpes et comment les roches qui s'y sont formées ou s'y sont déposées ont évolué au cours de la déformation et du métamorphisme. Vous avez vu aussi comment des événements récents peuvent façonner les paysages (ancien lac de Bessans). En espérant avoir éveillé votre curiosité, les auteurs vous donnent rendez-vous pour visiter les alentours d'autres refuges avec les plaquettes déjà publiées (Fond d'Aussois, Péclet-Polset, Lauzière, Lac Blanc) ou en cours de rédaction (Cornettes de Bise et Dent d'Oche, Deux Nants, Belledonne-Refuge Jean Collet).

*Photographies de S. Fudral, J.M. Bertrand
Photographie de couverture : le Charbonnel vu
d'avion - Photo M. Caplain*

En savoir plus

Jean-Michel Bertrand, Jérôme Ganne & Serge Fudral (2003) : *La Vanoise - Fond d'Aussois. Petit guide n° 1, Site internet CAF, Comité scientifique - www.ffcam.fr/publications.html*

Jean-Michel Bertrand & Charlotte Le Roy (2007) : *Vanoise - Col de Chavière : anatomie d'un grand contact tectonique. Petit guide n° 2, Site internet CAF, Comité scientifique - www.ffcam.fr/publications.html*

Jean-Michel Bertrand & Dominique Gasquet (2008) : *Lauzière - anatomie d'un granite. Petit guide n° 3, Site internet CAF, Comité scientifique - www.ffcam.fr/publications.html*

Jean-Michel Bertrand (2010) : *Un aperçu de la géologie autour du refuge des Evettes, Haute Maurienne. Petit guide n° 4, Site internet CAF, Comité scientifique - www.ffcam.fr/publications.html*

Jacques Debelmas (1982) : *Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Masson éditeur.*

Maurice Gidon : *Géologie des Alpes, site www.geol-alp.com*

Hervé Jacquemin & Hervé Sider (1990) : *Roches et minéraux. Editions SAEP, Ingersheim, 68000 Colmar.*

Michel Marthaler (2001) : *Le Cervin est il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. Editions «Loisirs et Pédagogie», Lausanne.*

Maurice Mattauer (2001) : *Ce que disent les pierres. Bibliothèque «Pour la Science», Belin éditeur, Paris.*

François Michel (2005) : *La géologie à petits pas. Actes Sud Junior.*

Les auteurs remercient tout ceux qui ont permis, par leur lecture critique, d'améliorer ce guide et surtout Michel Caplain, pour l'autorisation d'utiliser une photographie de son site internet et Jasmine Desclaux-Salachas, pour son aide cartographique.

*Fédération des clubs alpins et de montagne
24, avenue de Laumière - 75019 Paris - Tel : (33) 1 53 72 87 13
www.ffcam.fr*