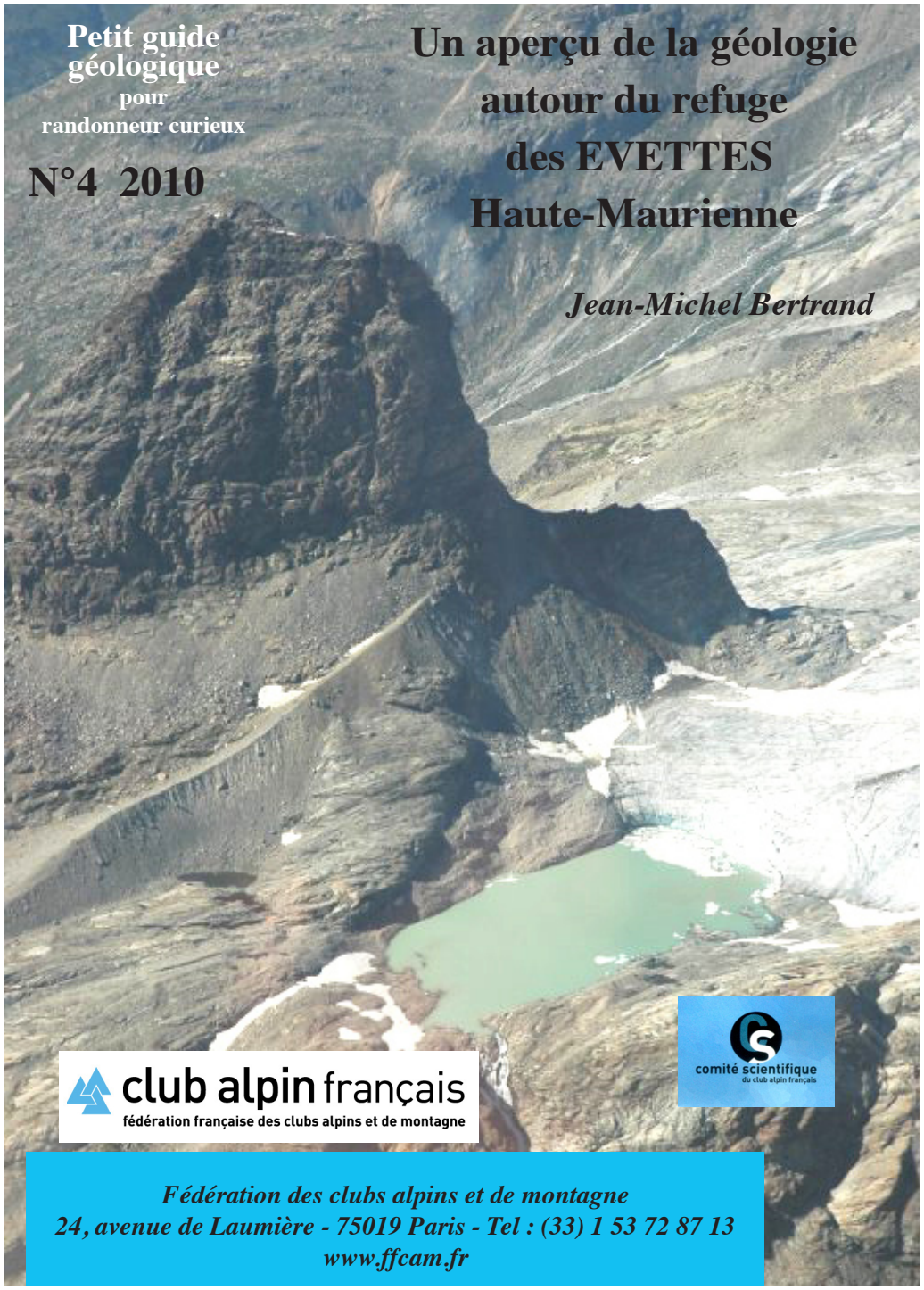


INTRODUCTION

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 au-dessus de 1500 m à 2000 m d'altitude.

Les roches sont la mémoire de la Terre : ce sont elles qui ont enregistré la trace des évènements qui se sont succédés tout au long des temps géologiques. La Haute Maurienne offre une géologie très variée grâce aux imposants massifs de **serpentinites** (p 19), reliques d'un ancien océan qui existait à l'emplacement des Alpes. Les caractéristiques et l'évolution de cet océan alpin est l'un des thèmes de ce guide.

Les ***«Petits guides géologiques»*** précédents avaient pour objet des itinéraires proches de sentiers de grande randonnée et correspondaient à un thème principal : un dôme de socle pour ***«Fond d'Aussois»***, un grand contact tectonique pour ***«Chavière»***, des granites pour la ***«Lauzière»***. Cette nouvelle série de plaquettes, centrée sur des refuges, est destinée à tous ceux qui les fréquentent, que cela soit pour l'alpinisme, la randonnée ou la promenade d'une journée.

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 **en rouge dans le texte** et sont expliqués dans des encadrés - avec, entre parenthèses, la page de l'encadré s'il n'est pas sur la même page ou sur la page voisine :

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

- les encadrés en jaune correspondent aux termes spécifiques utilisés en géologie.

On utilisera la carte topographique ***IGN Top 25-3633 ET***. Le refuge est situé en limite des cartes géologiques au 1/50.000 ***Tignes*** et ***Lanslebourg-Mont d'Ambin***.

Le lecteur trouvera successivement :

I - Un rappel des plaquettes précédentes concernant la **formation des Alpes** et un résumé de l'échelle des temps géologiques pour la période dont il est question ici.

II - Une présentation de la **géologie de la Haute Maurienne.**

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

IV - Le cirque glaciaire des Evettes.

V - Le Panorama géologique observé depuis le refuge.

VI - Quelques affleurements intéressants autour du refuge.

Figure 1 - *Le refuge des Evettes dans son cadre de gneiss polis par les glaciers quaternaires. Il ne reste plus grand chose du pauvre glacier du Mulinet - voir p 33.*

Le sentier du refuge part du hameau de l'Ecot, au bout de la route venant de Bonneval-sur-Arc, et monte sur les pentes en rive gauche de l'Arc (**Figures 1 et 11**). Un autre itinéraire possible part du même endroit et suit le torrent des Evettes par la gorge de la Reculaz ; plus difficile et parfois un peu aérien (câbles), il est fortement déconseillé par mauvais temps et lorsque les rochers sont mouillés.

I - LA FORMATION DES ALPES et l'échelle des temps géologiques

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 2**). 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** (p 5) a disparu. En même temps, toutes les roches ont été transformées par le **métamorphisme** (p 5).

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 (p 19) - plutôt que la croûte seule. Lorsque toute la croûte océanique a disparu dans la subduction, 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* ***plis*** *(p 9) et* ***nappes de charriage*** *(p 10) ainsi que des modifications du régime des températures et des pressions responsables du* ***métamorphisme*** *(p 5).*

Échelle des temps géologiques (limitée aux terrains présents en Haute Maurienne)

Les terrains de l'ère **Primaire ou Paléozoïque** (de 542 à 251 **Ma***) sont représentés par un **socle métamorphique** (p 6), plus vieux que 300 Ma comprenant des terrains d'âge Cambrien (de 542-488 Ma) à Dévonien (de 416-359 Ma), et par les **formations détritiques** du Carbonifère (359-299 Ma) et du Permien (299-251 Ma).

**** L'abréviation «Ma» sera utilisée dans tout le texte pour «millions d'années».***

Les terrains de l'ère **Secondaire ou Mésozoïque** (de 245 à 65 Ma) comportent :

- les **grès, calcaires, dolomies, gypses et cargneules** (p 7) du Trias (251-199 Ma),
- les calcaires et **marnes** (p 7) du Jurassique (199-145 Ma) - le Lias (199-175 Ma) fait partie du Jurassique, c'est à cette époque que s'ouvre l'océan alpin,
- la **subduction** (p 4) de l'océan alpin a commencé au Crétacé (145-65 Ma). Les roches formées ou déposées dans le domaine océanique sont citées plus loin (**ophiolites** p 10).

croûte océanique et croûte continentale : *la croûte est l'enveloppe superficielle de notre planète, elle est différente selon qu'elle est océanique (composition **basaltique** (p16), épaisseur moyenne de 8 à 10 km), ou continentale (composition moyenne de **granite** (p 16) et épaisseur moyenne de 35 km). La croûte surmonte le **manteau** (p 19) composé de **péridotites** (p 19).*

formations 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 les transforme en **schistes** (p 9) puis en **micaschistes** (p 9 et 15).*

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.*

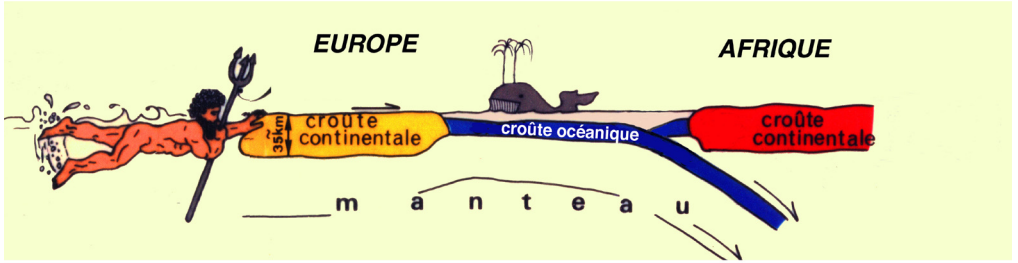


Figure 2 - *Avant la collision, la subduction de l'océan alpin sous la plaque Afrique (dessin de F. Debon, La Montagne & Alpinisme 1985-3).*

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 **Quaternaire**, dernière période du Cénozoïque (depuis 2,7 Ma), correspond à la destruction des Alpes par érosion. Il est 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 formées les moraines glaciaires, les alluvions, les cônes de déjection, d'avalanches et les éboulis.

Toute la **morphologie** (p 7) du massif témoigne 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.

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

Calcaire : *roche sédimentaire constituée de calcite (carbonate de calcium). La plupart des calcaires sont d'origine biologique, il sont construits par des organismes vivants (par exemple 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.*

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 brèchique et vacuolaire. Dans les Alpes, le Trias supérieur contient des cargneules associées au gypse. Du fait de la facilité avec laquelle les cargneules peuvent être dissoutes (vacuoles) et re-cristalliser, y compris dans des brèches de pente, elles sont très souvent localisées, en même temps que les gypses, dans les grands contacts tectoniques.*

morphologie : *c'est la forme actuelle du relief qui dépend surtout de l'action de l'érosion (glaciers, rivières, vent) 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.*

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

II - GEOLOGIE DE LA HAUTE - MAURIENNE

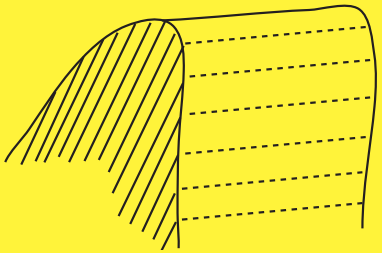
Le paysage géologique de la Haute Maurienne, en amont de Lanslebourg, montre des «couches» sub-horizontales bien régulières formées de roches de teinte brunâtre, très feuilletées (**Figure 3**). En fait, il ne s'agit pas uniquement de couches sédimentaires mais surtout d'une **schistosité** (p 9) née lorsque les roches ont subi une **déformation** (p 9) intense pendant la mise en place des grandes «**nappes de charriage**» (p 10) qui forment toute la partie orientale des Alpes. Les roches schisteuses brunâtres sont des **calcschistes** qui appartiennent à l'unité des «***Schistes Lustrés***». Ils correspondent aux roches qui se sont déposées au fond de l' océan alpin.

Entre Bessans et Bonneval-sur-Arc et de part et d'autre de l'Arc, d'autres roches plus claires apparaissent **sous** les Schistes Lustrés. C'est une

Figure 3 - *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.*

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 perpendiculaire à la compression - c'est la* ***schistosité*** *qui correspond presque toujours au débit principal des roches.*

A plus grande profondeur la schistosité s'accompagne d'une ré-organisation 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» - c'est le tireté sur la figure - à ne pas confondre avec l'intersection d'une couche avec la surface d'érosion.*

autre «nappe» - la nappe des «***Gneiss du Grand Paradis***» - bien développée de l'autre coté de la frontière italienne (**Figures 4**). Il s'agit d'un **socle polymétamorphique** (p 6), très différent des socles connus dans la partie externe des Alpes (Mont Blanc, Belledonne .....) car toutes les roches y ont été intensément déformées et recristallisées lors de la formation des Alpes. La perspective 3D (**Figure 5**) montre bien que les gneiss du Grand Paradis sont situés en dessous des Schistes Lustrés.

schiste, schiste vert, micaschiste, calcschiste : *un schiste est une roche détritique très fine, riche en argiles. On parlera de schistes verts pour des roches dont les éléments, souvent d'origine volcanique, ont subi un* ***métamorphisme*** *(p 5) faible. Lorsque le métamorphisme est plus fort, on obtient des* ***micaschistes*** *(p 15), riches en micas ; s'ils sont riches en calcite, ce sont des* ***calcschistes****. Dans tous, les cas le débit en feuillets (****schistosité****) est le résultat de la* ***déformation*** *et de la recristallisation des minéraux argileux qui se transforment en micas très fins.*

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 un* ***contact dit «anormal» ou contact «tectonique»*** *souligné par des roches broyées, laminées (****mylonites****) ou par des* ***gypses*** *ou des* ***cargneules*** *(p 7) qui ont servi de lubrifiant car le gypse est très facilement déformable = couche «savon».*

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

1 - 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** (p 19) et des **roches volcaniques (basaltes,** p 13) qui se mettent en place à la faveur de la cassure (**rift,** p 19) entre deux continents. Des **sédiments détritiques** (p 5) se déposent sur tout cela pendant que l'océan s'ouvre. C'est ce qui formera notre unité des «***Schistes Lustrés***» qui contient donc : des sédiments d'âge Jurassique 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 ce qu'on appelle des «**ophiolites**».

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 : manteau, roches volcaniques (laves en coussins épanchées sous l'eau), filons de gabbros etc. Dans les Alpes, le plus bel exemple se trouve au Chenaillet, près de Montgenèvre où toutes les roches sont très fraîches, peu transformées par le métamorphisme.*

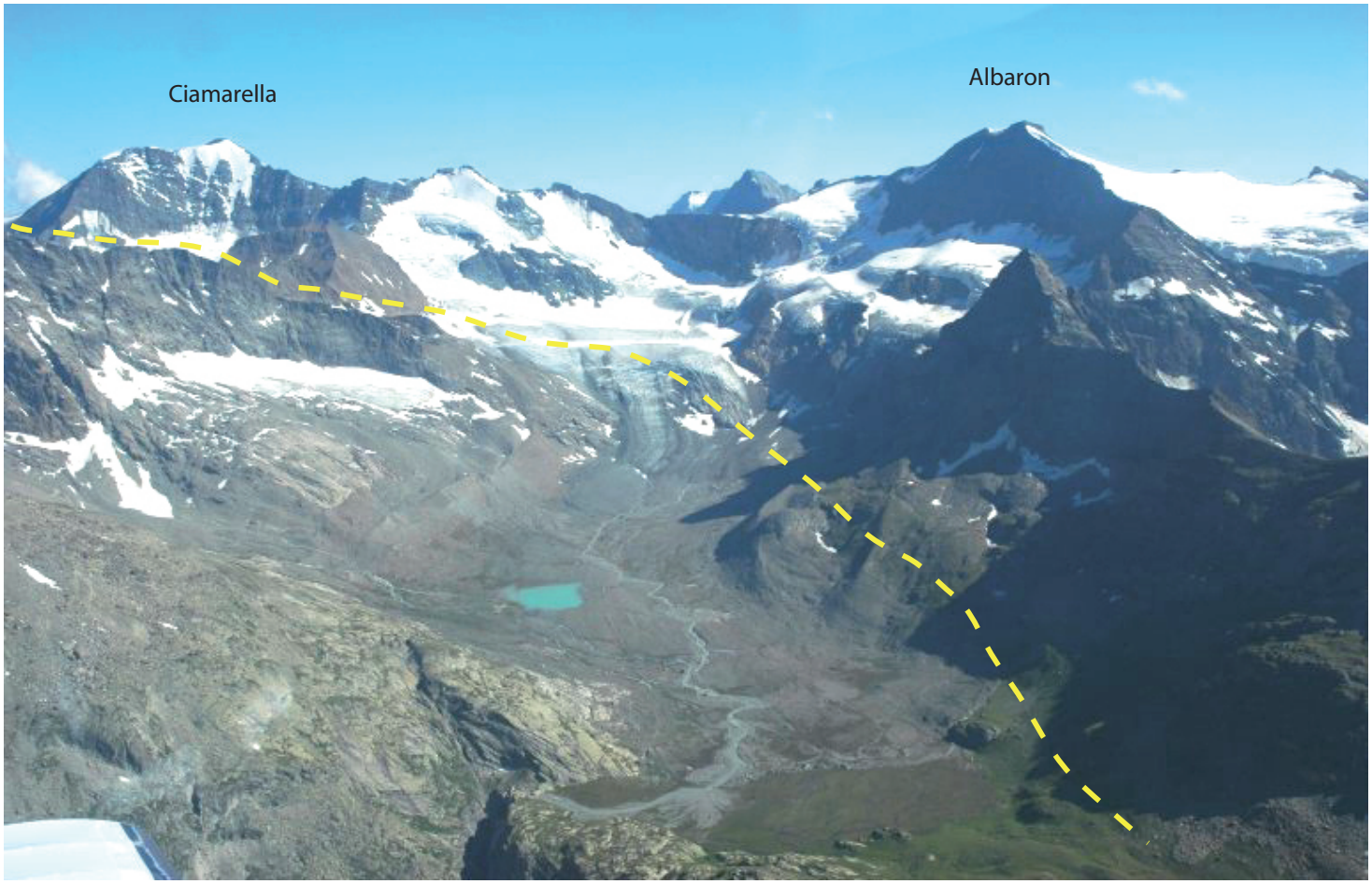


Figure 4 - *Le cirque des Evettes vu d'avion (Photo M. Caplain). Aux premiers plans et à gauche affleurent les gneiss du Grand Paradis (pentes du Mont Séti et de l'Aiguille de Bonneval). Les Schistes Lustrés forment le fond et la partie droite de la photo (Ciamarella, Albaron et Pic Régaud). Le refuge se trouve sur les rochers situés à droite de la gorge de la Reculaz, en bas de la photo. Le trait pointillé jaune souligne le contact anormal entre les Schistes Lustrés et les gneiss du Grand Paradis.*

2 - Les gneiss du Grand Paradis

Ce sont les restes, très transformés, d'une ancienne **croûte continentale** (p 5). Il s'agit d'un **socle** (p 5) plus ancien que le Trias, c'est à dire bien avant le début de l'histoire alpine, qui était probablement localisé au bord Sud-Est de la plaque européenne. Le massif du Grand Paradis comporte une énorrme proportion (environ 60%) d'**orthogneiss** - p 15, anciens **granites** (p 19) déformés. La mise en place initiale de ces granites a été datée, près de l'Ecot, du Permien (270 Ma), ils ont été transformés en orthogneiss pendant la déformation alpine, vers 40 Ma. Avant cette transformation alpine, les granites permiens recoupaient des séries métamorphiques d'âge Paléozoïque appartenant à la **«chaîne hercynienne»** - des **gneiss** (p 15), des **micaschistes** (p 15) et un peu d'**amphibolites** (p 15) - que l'on trouve en enclaves de toutes tailles déformées en même temps que les orthogneiss.

Les gneiss du Grand Paradis étaient recouverts par une couverture sédimentaire d'âge mésozoïque très peu épaisse, discontinue à cause de la déformation. Ce sont des quartzites et des dolomies du Trias - par exemple sur le Plateau des Loses au-dessus de Bonneval - et des lentilles de calcaires d'âge Jurassique à Crétacé. Cependant,

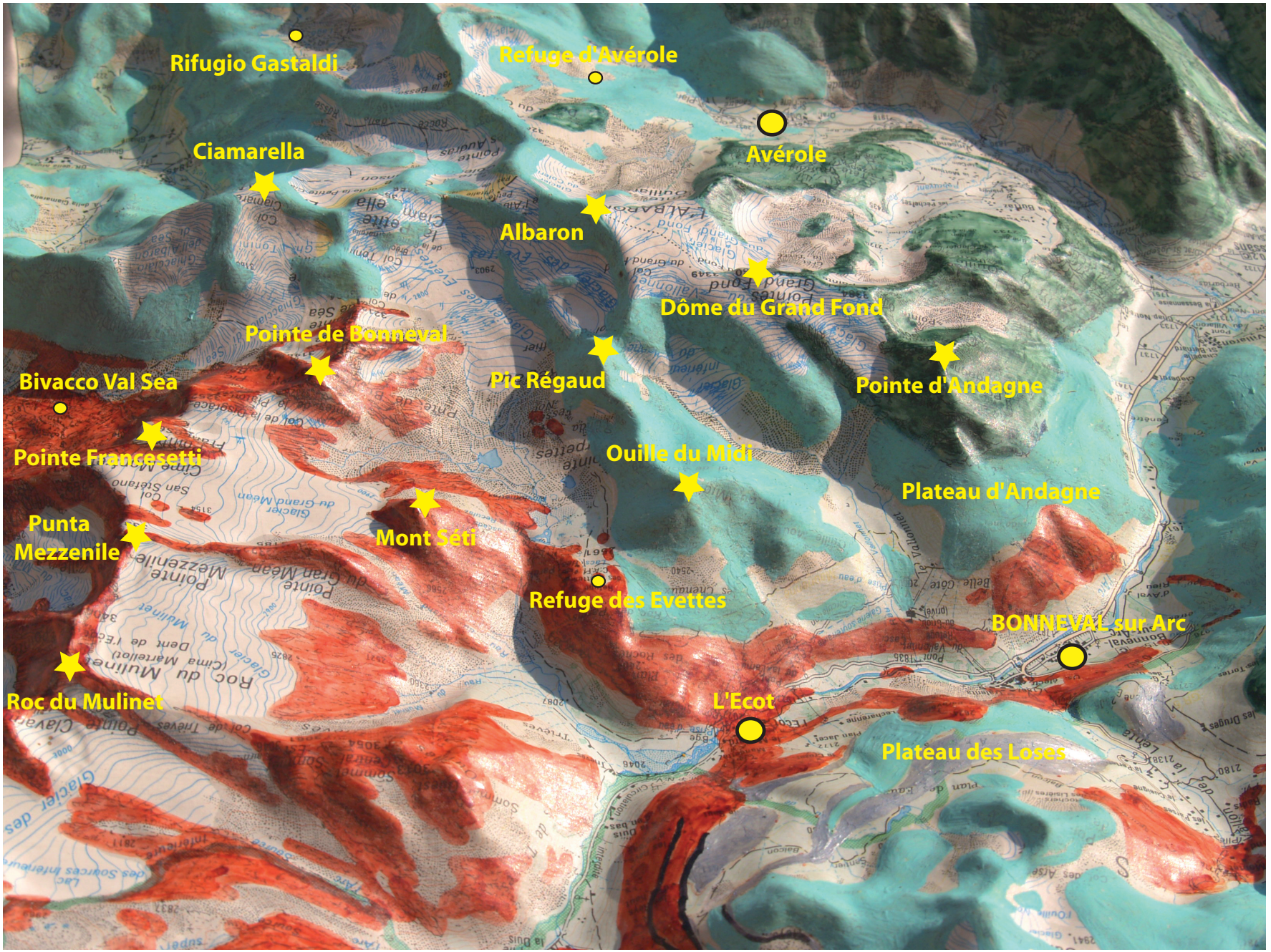


Figure 5 - *Une vue simplifiée, en perspective 3D avec un éclairage de soleil couchant, de la géologie de la Haute Maurienne.*

Les gneiss du Grand Paradis sont en rouge. Pour les «Schistes Lustrés», deux domaines métamorphiques ont été distingués (voir texte) : en bleu turquoise, les roches métamorphiques du faciès des «Eclogites» (voir p 20), en vert celles du faciès des «Schistes bleus» (p 20). Les cargneules du plateau des Loses sont en gris.

On regarde vers le Sud et il y a 3,5 km de Bonneval à l'Ecot. Les étoiles indiquent les principaux sommets et les ronds correspondent aux villages et aux refuges.

la plupart du temps, on n'observe que des **cargneules** (p 7) qui soulignent le **contact tectonique** (p 10) entre les gneiss et les formations océaniques des ***Schistes Lustrés*** - c'est le cas près du refuge des Evettes.

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 Penniques, 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 6** 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** (p 19 et **Figures 7 et 8**) s'ouvre à l'Ouest de l'océan alpin pendant que celui-ci amorce sa subduction - les avis divergent sur l'évolution possible de ce rift vers un petit océan (Valaisan). Un micro-continent 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 - voir § 4, p 19.

Il y a cependant des limites physiques à cet enfouissement car la croûte continentale est moins dense (2,6 de densité moyenne) que le **manteau** (p 19), ce qui entraîne un déséquilibre gravitaire qui va inverser le mouvement. A ce moment, les unités subductées 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 induites par 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.

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. Pour définir la texture en feuillets, on parlera plutôt de **schistosité** pour un micaschiste, de **foliation** pour un gneiss où les lits de minéraux clairs et sombres sont bien séparés.*

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

amphibolite : *roche sombre, constituée d'amphibole 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 (pour les amphibolites, l'amphibole est de la hornblende). La présence d'actinote indique une température de métamorphisme plus basse que pour les amphibolites.*

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

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

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

*Les différences de texture et de taille de grain entre les des 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 : la taille des cristaux formés sera microscopique. 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 micas. 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.*

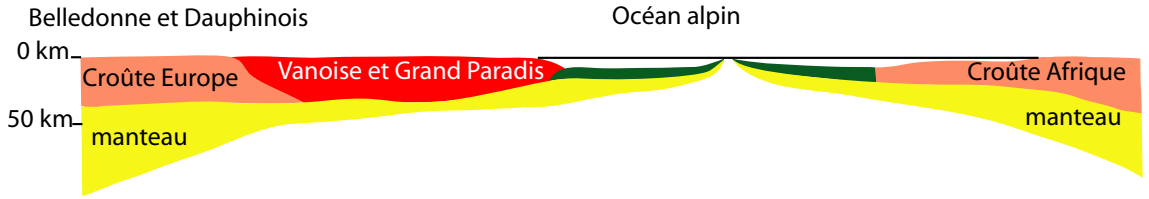
Au Miocène - vers 25 Ma - les deux masses continentales Europe et Afrique entrent vraiment en contact - c'est la collision proprement dite. Le bord de la plaque européenne qui était resté stable jusqu'à ce moment - seul le Briançonnais a été en partie subducté - va commencer à se déformer et le massif cristallin du Mont Blanc et ses voisins vont remonter pour être exposés progressivement à l'air libre. Ils étaient, jusqu'à ce stade, recouverts par les séries sédimentaires du **domaine dauphinois** et, localement, par des nappes de charriage issues du **domaine Pennique** (**Figure 9**).

4 - L'évolution métamorphique : modalités et chronologie.

On a parlé jusqu'ici de métamorphisme sans entrer dans les détails. C'est pourtant la caractéristique essentielle du domaine Pennique. Il présente un caractère particulier. On le définit comme un **métamorphisme de Haute Pression/Basse température** car il s'est produit dans la zone de subduction, là où les croûtes océanique et continentale (le Briançonnais) relativement froides se sont enfoncées dans le

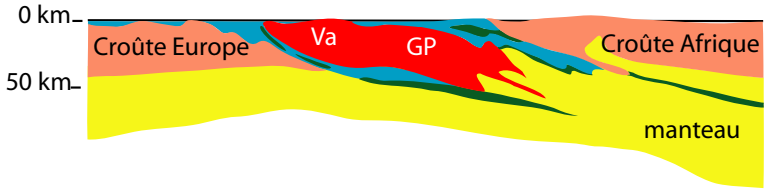
Figure 6 - *De l'océan alpin à la chaîne de montagne. L'existence d'un véritable océan valaisan, avec formation d'une vraie croûte océanique, est encore discutée ; mais, en tout état de cause, son emplacement coïncide avec la zone qui limite à l'Ouest la portion de croûte continentale européenne qui a été entraînée précocement dans la subduction de l'Europe stable.*

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

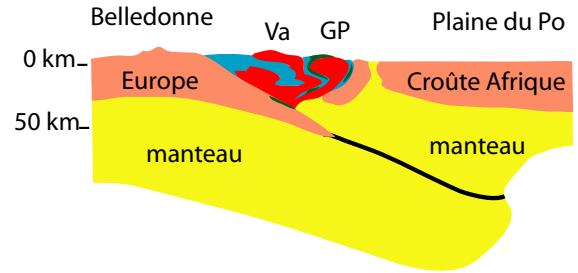


2 - Au Crétacé (110-100 Ma) : subduction de l'océan alpin et ouverture du (petit) océan valaisan
---> séparation de la Vanoise (en bleu : sédiments océaniques et de plateforme).

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



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



Schémas inspirés de G. Stampfli, 1993

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 ? - nous verrons que cela a été le cas près de Bonneval, au Plateau d'Andagne et à l'Ouille du Midi.

Lorsque s'ouvre un ***rift*** *au sein d'un continent (**Figure 7**) l'extension se produit selon des* ***failles normales*** *(**Figure 8**) qui permettent, dès qu'il y a rupture, la montée de roches volcaniques issues du manteau vers la surface. 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 peu pentées permet au manteau d'être exhumé jusqu'à constituer le plancher océanique près de la marge (**Figure 7**). Le volcanisme y est moins important que dans le 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 transformées en* ***serpentinites*** *du fait de leur hydratation en milieu océanique.*

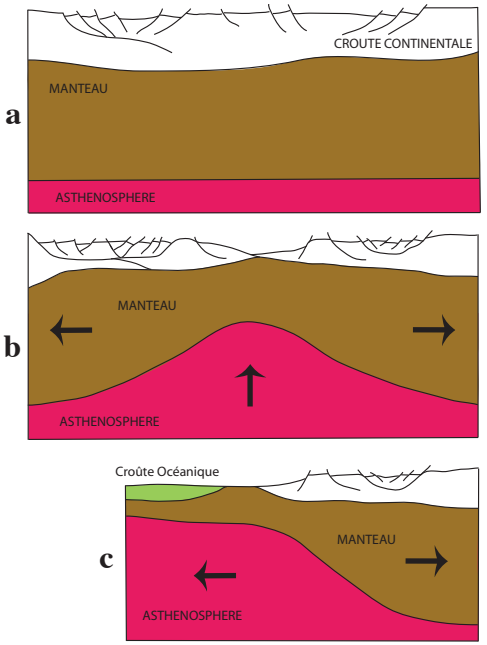


Figure 7 - *Comment l'extension de la croûte continentale, après avoir produit des rifts, permet au manteau d'apparaître à la surface près des marges.*

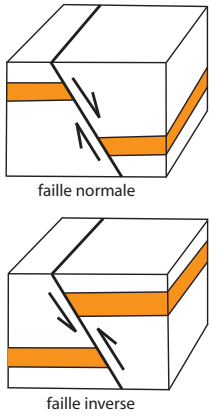


Figure 8 - *Un rappel de la définition des failles normales et des failles inverses.*

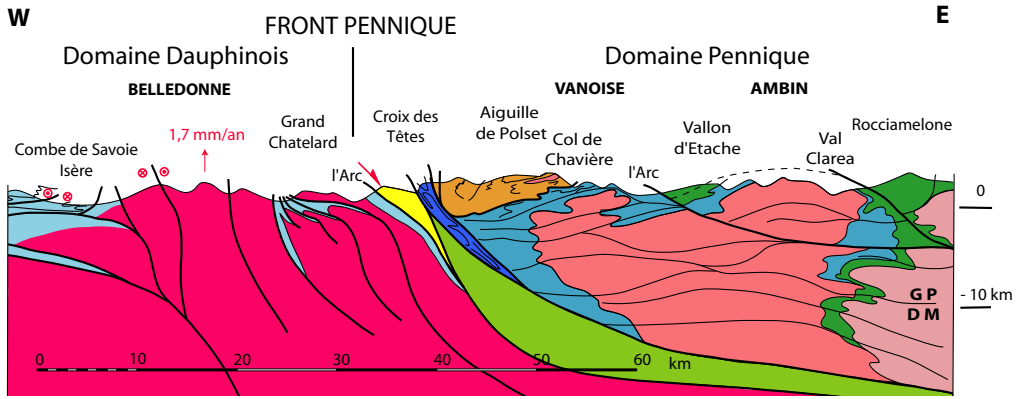


Figure 9 - *Coupe de la Maurienne entre la Combe de Savoie et le Val de Suse. L'extrapolation en profondeur tient compte des données sismiques. Seule la présence de l'unité valaisanne (en vert clair) est hypothétique à ce niveau. Voir l'encadré ci-dessous pour la signification des couleurs.*

Domaine Pennique et Domaine Dauphinois : *Ces deux domaines sont bien visbles sur une coupe partielle des Alpes au niveau de la Maurienne (**Figure 9**).*

- Le ***domaine Pennique*** *se trouve à l'Est de Saint Jean de Maurienne :* ***En rose clair, les socles internes du Grand Paradis et de Dora Maira ; les socles Briançonnais sont en rose soutenu (Vanoise et Ambin)*** *et* ***en brun clair (Zone Houillère)*** *avec* ***leur couverture mésozoïque en bleu.*** *Les* ***formations océaniques, en vert,*** *constituent un domaine distinct -* ***Ligure*** *- mais sont tectoniquement associés au Pennique. Tout cela a été déformé et métamorphisé avant l'Oligocène - 34 Ma.*

- A l'Ouest, le ***domaine dauphinois*** *forme les* ***massifs cristallins externes*** *- ici Belledonne - et les nappes des massifs subalpins (Chartreuse et Bauges).* ***Le socle hercynien est en rouge*** *et* ***les couvertures Mésozoïques sont en bleu clair.*** *La déformation n'a commencé qu'à partir de 25 Ma. La vitesse de surrection actuelle mesurée pour le massif de Belledonne est indiquée sur la figure (1,7 mm/an).*

Entre ces deux domaines, un grand contact tectonique, le ***Front Pennique*** *a joué plusieurs fois depuis sa formation. Il est jalonné par la formation en* ***vert clair*** *qui représente l'****océan valaisan*** *dont l'existence est discutée. Il est aussi souligné par l'****unité jaune*** *qui représente* ***le flysch des Aiguilles d'Arves*** *(formation détritique sous-marine) : c'est le produit du démantèlement, d'âge Eocène terminal (35 Ma), des montagnes penniques en train de se former à l'Est. Ces sédiments se sont déposés dans une mer peu profonde, située en avant de la chaîne et ils ont été ensuite comprimés et déformés lors de l'extrusion des massifs cristallins externes, à partir de 25 Ma.*

La zone du Front Pennique correspond au grand découplement tectonique et métamorphique entre les deux domaines, elle est bien visible sur les coupes sismiques et est régulièrement affectée par des petits séismes : c'est donc une structure encore active.

manteau chaud sans avoir le temps de se ré-équilibrer thermiquement. Selon la profondeur d'enfouissement, les pressions subies par les roches varient et les minéraux qui cristallisent sont différents. 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** et les minéraux caractéristiques sont : un grenat de composition particulière et un pyroxène, la jadéite. On connaît des roches dans le massif de Dora Maira (haute vallée du Pô) qui, d'après les minéraux de métamorphisme qui les constituent, ont pu descendre jusqu'à près de 100 km dans la zone de subduction.

Lorsque la subduction a cessé, tout est remonté rapidement. On admet d'après une comparaison entre les 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

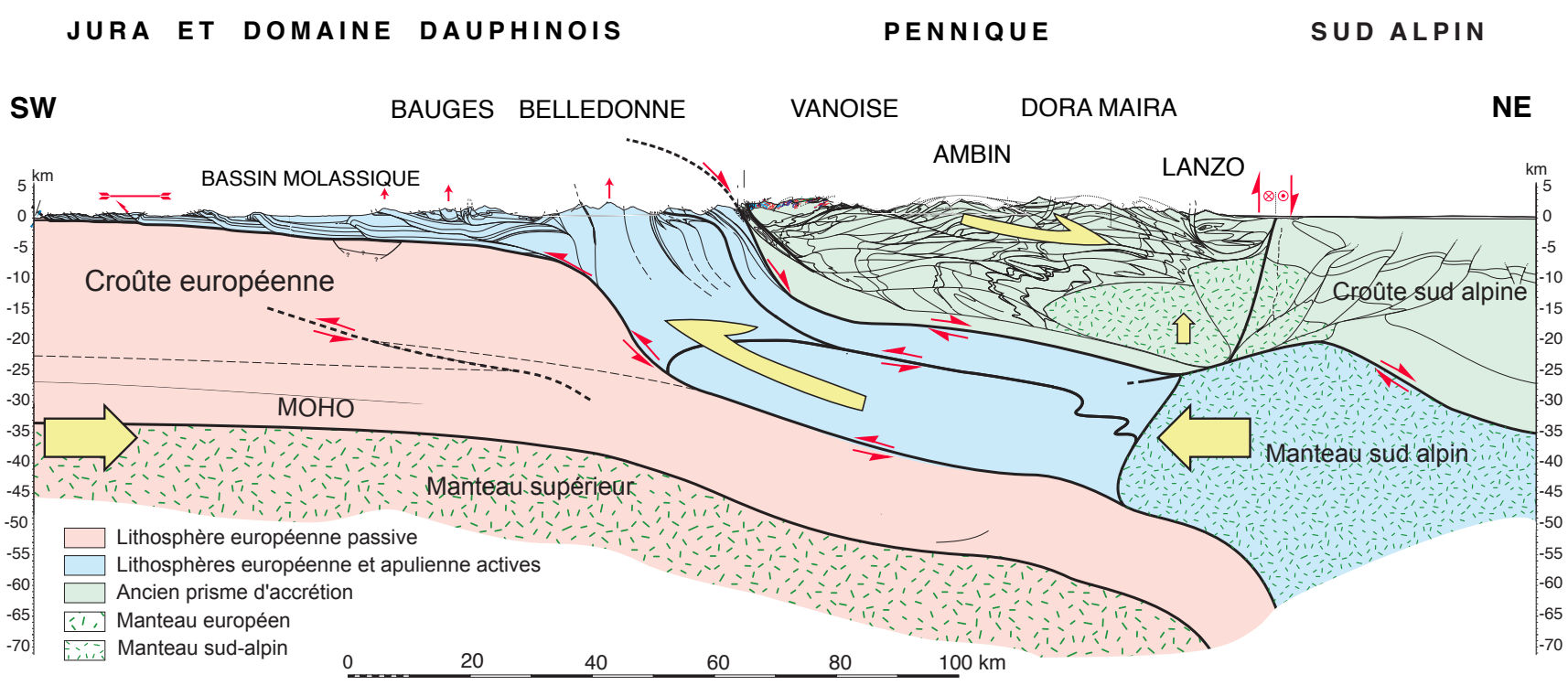


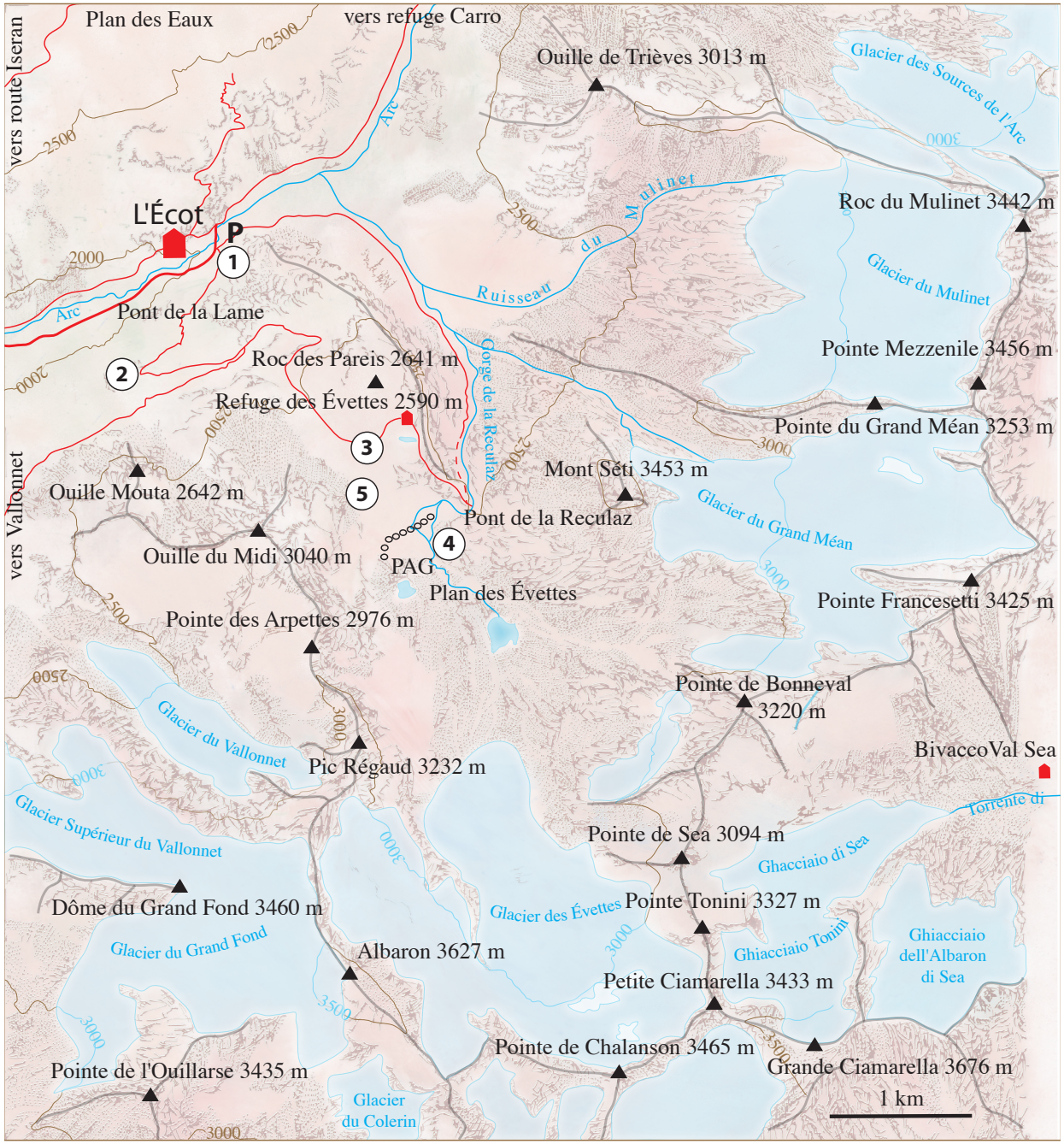
Figure 10- *Une interprétation de la structure actuelle de la chaîne alpine selon une coupe suivant la Maurienne. Cette coupe représente l'interprétation de l'équipe de l'Université de Savoie (Chambéry); elle a été élaborée entre 1998 et 2000 sous la direction de Marc Tardy.*

Cette coupe montre le comportement contrasté des grands domaines qui forment les Alpes *(voir p 20)*
- 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 seismes qui jalonnent le Front Pennique correspondent à un mécanisme de faille normale.

l'échelle géologique. La pile de nappes du domaine Pennique s'est alors formée et s'est ensuite, comme on l'a déjà vu plus haut, écroulée sur elle-même selon des grandes zones de cisaillement qu'on a longtemps confondu avec les contacts tectoniques qui séparaient les nappes lors de leur formation. La différence est qu'on est maintenant 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** à chlorite, actinote ... (p 9). La plupart des surfaces de schistosité bien visibles sur le terrain correspondent à ce stade qui a eu lieu vers 35 Ma.

La **Figure 10** montre une interprétation de la structure actuelle de la croûte continentale sous les Alpes. Notre domaine Pennique et ses nappes complexes est dessiné en vert pâle. Nous l'interprétons comme représentant actuellement un «radeau» passif flottant sur la partie toujours vivante des Alpes - le domaine dauphinois - poussée par en dessous par un «poinçon africain» toujours actif. Le Front Pennique correspond à la zone de découplement entre les deux domaines.



Village
Refuge
Crête, sommet
Route, piste
Sentier balisé
Ruisseau, lac
Altitude
1500
1 Site

Figure 11 - *Topographie du cirque des Evettes. L'extension des glaciers est surestimée car le dessin IGN date de 1974. Actuellement (2010), un des lacs du* ***Plan des Evettes*** *a disparu (au sud de PAG). Un nouveau lac s'est formé au pied sud-est du Mont Séti, à l'avant du glacier du Grand Méan (photo de couverture). Sur les dernières éditions de la carte* ***top 25****, le front des glaciers a été corrigé mais les séracs n'ont pas été toujours dessinés. L'alignement de cercles* ***(PAG)*** *indique la moraine du* ***Petit Age Glaciaire****, vers 1800.*

La région des Evettes est composée en totalité par des roches qui ont été initialement métamorphisées dans les conditions de pression des éclogites - les premières éclogites à grenat du Grand Paradis ont été découvertes près du Bivacco Alpe Sea. 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 - EN MONTANT AU REFUGE

On trouvera sur la **Figure 11** les grandes lignes de la topographie des abords du refuge mais rien ne vaut la carte IGN pour plus de détails.

1 - Dès le parking de l'Ecot (**site 1** sur la figure 11) on peut aller observer, sur les **roches moutonnées** (p 37) de la rive gauche de la prise d'eau, les **orthogneiss** (p 15) du Grand Paradis. C'est là, sur des échantillons provenant d'une petite carrière, qu'on été datés pour la première fois ces othogneiss - le granite originel est d'âge Permien (270 Ma).

On observera les grands cristaux de feldspath en «dents de cheval» déformés, des enclaves, des filons clairs d'anciennes pegmatites (roches blanches à très gros cristaux de feldspath, pauvres en micas).

2 - Au bout du grand lacet sur le sentier du refuge (**site 2**) un arrêt paysage est proposé. La photo et le dessin de la **Figure 12** montrent quelques points importants de la géologie de la Haute Maurienne. Ce qui frappe dans ce panorama, c'est la discontinuité complète entre un étage supérieur formé de schistes assez réguliers et un étage inférieur plus complexe. Le grand plateau - Plateau des Loses et Plan des Eaux - peu accidenté et parsemé de cargneules, correspond à un grand contact tectonique.

a - L'étage supérieur correspond aux Schistes Lustrés. Ce sont des **calcschistes** (p 9) avec quelques lentilles de **serpentinites** (p 19) - Ouille Noire. Ce sont à l'origine les sédiments déposés dans l'océan alpin avec quelques lentilles de croûte océanique (**ophiolites** - p 10). Tout cela repose, en contact tectonique, souligné par les cargneules du Plateau des Loses, sur l'étage inférieur.

b - L'étage inférieur comprend, de gauche à droite (d'Est en Ouest) :

- Le pli déversé de Bonneval est formé de gneiss fins clairs, à micas blancs (ce que les italiens appellent «gneiss minuti») notés **Bo** sur le dessin qui passent vers le haut à des quartzites impurs (**Q**) et à des marbres (calcaires métamorphiques = **M**). Les gneiss de Bonneval (**Bo**) ont été datés du Permien, tout comme les orthogneiss de l'Ecot. Il s'agissait, avant le métamorphisme, de roches volcaniques riches en quartz (**rhyolites** - p 16).

- A droite du pli anticlinal déversé vers l'Est du Plateau des Loses, on trouve un synclinal dont le coeur est formé de calcschistes (**SL**). Ce sont déjà des Schistes Lustrés, mais qui ont été déposés directement sur les marbres d'âge probablement Triasique (il n'y a pas, ou plus, de fossiles). Nous sommes sur la marge de l'océan et ces calcschistes «autochtones» sont souvent appelés «piémontais» pour montrer qu'on se trouve ici dans la zone de passage entre le continent et l'océan.

- Vers l'Est, au-delà des failles soulignées en bleu, on observe des orthogneiss à la base des versants au-dessus de l'Ecot ; ils sont notés **G** pour les orthogneiss et **Pl** pour une roche plus claire, à mica blanc qui passe progressivement vers le haut aux gneiss fins **Bo**. Une autre unité, séparée des orthogneiss par un contact tectonique, notée **A** sur le panorama, est formée de gneiss fins rubanés avec des **prasinites** (p 15) très semblables à d'autres unités métamorphiques du Grand Paradis (Col de Séa).

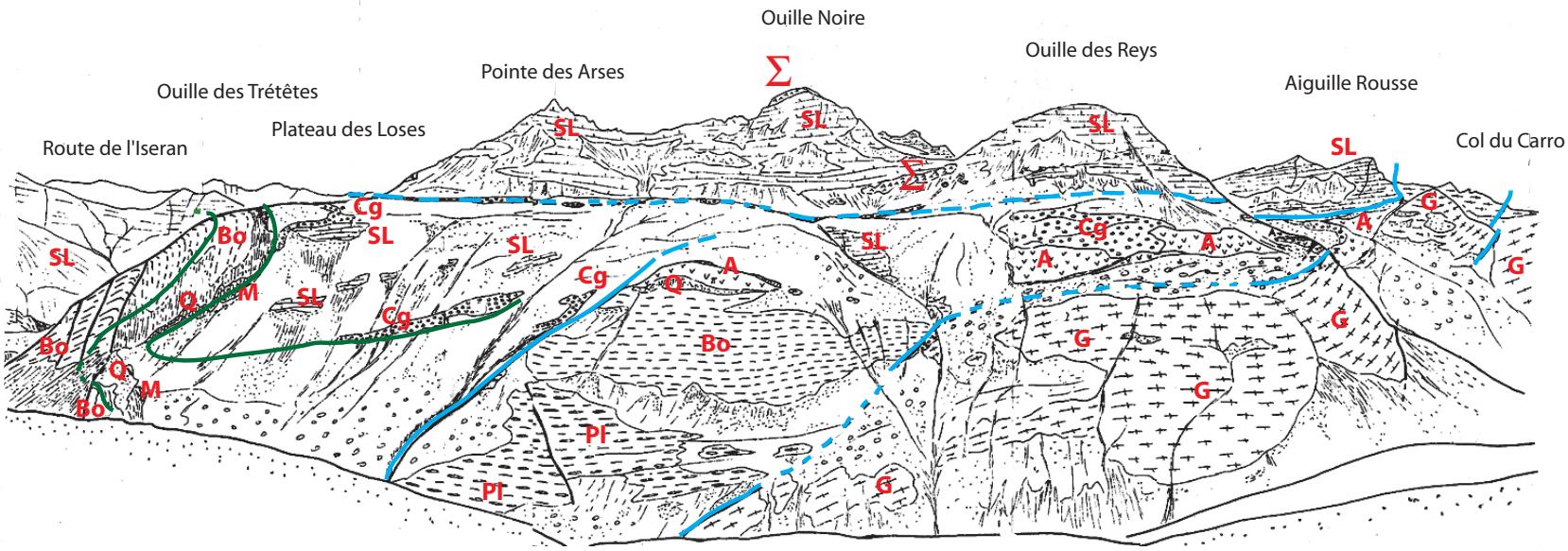
- Revenons sur les failles soulignées en bleu. Ce sont, à l'évidence, des **failles normales** (p 19), les compartiments Ouest étant abaissés par rapport aux compartiments Est. Elles ne se prolongent pas dans les Schistes Lustrés de l'étage supérieur mais semblent venir se raccorder progressivement au grand contact tectonique à cargneules du Plateau des Loses.

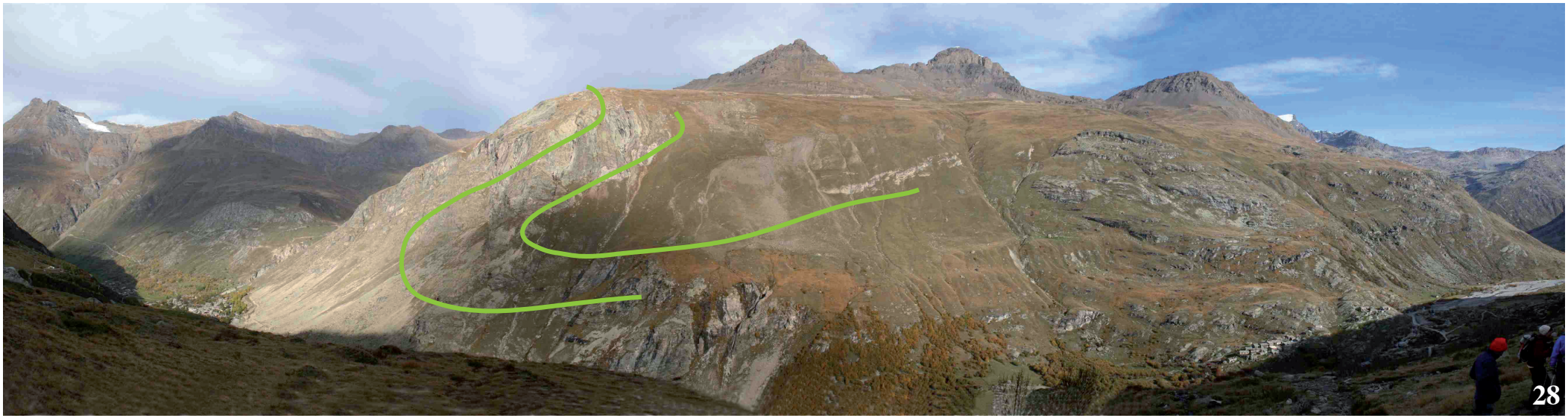
3 - Après le départ du raccourci, qu'il vaut mieux éviter car moins intéressant pour la géologie, le sentier traverse le contact tectonique, souligné par des cargneules situées entre gneiss et Schistes Lustrés. Ce

Figure 12 - *La photo date de 2007 tandis que le panorama a été publié en 1966, ils ne sont pas pris exactement du même endroit. Les failles et les contacts tectoniques ont été soulignés en bleu. Voir le texte pour explications. Le pli du Plateau des Loses est souligné en vert.*

Figure 12 - Légende

SL = *calcschistes*
Sigma = *serpentinites*
Cg = *cargneules*
M = *marbres*
Q = *quartzites impurs*
Bo = *gneiss minuti*
A = *prasinites du Montet*
Pl = *gneiss oeillés clairs*
G = *orthogneiss*





contact n'est pas très visible car les dépôts glaciaires cachent presque tout. Le sentier monte dans les calcschistes et va longer la grande faille qui passe au Col des Evettes et qui fait remonter les gneiss du compartiment du refuge. C'est au col que nous trouverons de beaux affleurements de cargneules jaunâtres qui reposent sur des gneiss fins clairs, très déformés.

Quelques cailloux typiques de Haute Maurienne

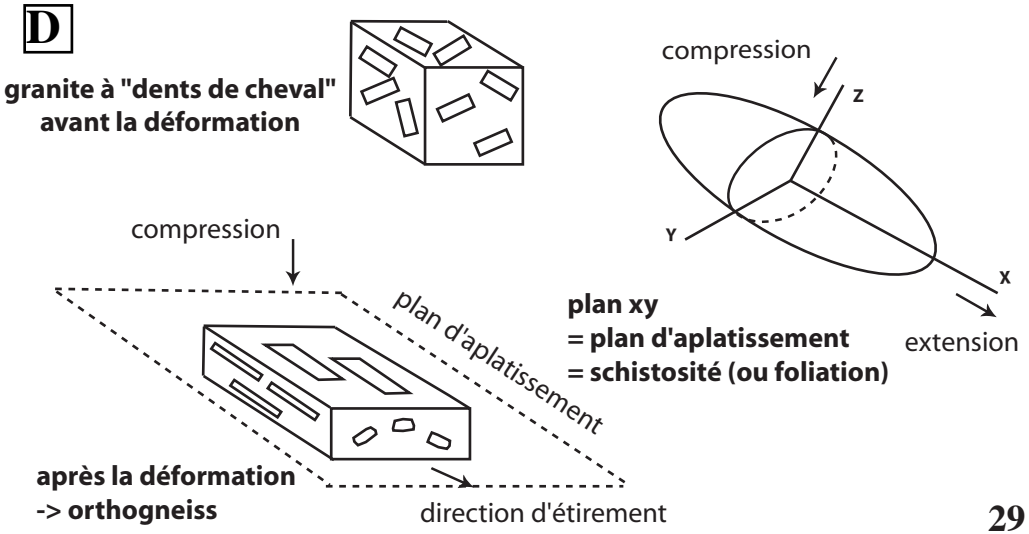


Figure 13 - *Les trois photos A, B et C montrent le même type de roche : ce sont* ***les orthogneiss du Grand Paradis*** *sous leurs différents aspects.* ***(A)*** *provient de la petite carrière de l'Ecot, en face du village, au niveau de la prise d'eau. On remarquera les grands cristaux de feldspath (orthose), en «dent de cheval». C'est cette roche qui a été datée à 270 Ma. Le degré de déformation alpine de ces cailloux est très variable et* ***(B)*** *montre un faciès très déformé (Lac des Pareis, sous le refuge des Evettes). La Photo* ***(C)*** *montre, au même endroit (Lac des Pareis) trois aspects différents de la même roche. Ces différences sont expliquées sur le schéma* ***(D) ->*** *Quand une roche est déformée plastiquement en profondeur (à haute température et à haute pression), la déformation n'est pas homogène dans l'espace et trois directions perpendiculaires apparaissent : la direction d'extension (x), une direction intermédiaire (y) et la direction de compression (z). Le plan (xy) correspond au plan d'aplatissement. Les valeurs x,y, et z sont variables selon l'intensité et le type de la déformation (aplatissement dominant ou extension dominante). Le cas décrit ici (D) correspond à une forte composante d'extension, c'est le cas du Grand Paradis.*

Figure 14 - *Calcschiste des Schistes Lustrès - bloc sur le chemin du refuge, entre l'Ecot et le Col des Evettes.*

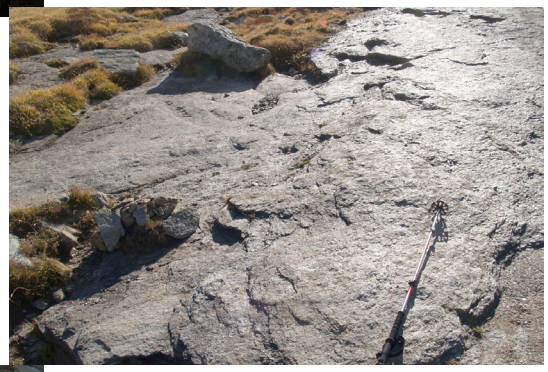


Figure 15 - *Et voila pourquoi les anciens les avaient appelé «Schistes Lustrés» : parce qu'ils brillent au soleil - dalle sur le chemin du Col des Evettes.*

Figure 16 - *Cargneule à la base de la face Est de l'Ouille du Midi. On reconnait les cargneules à leur teinte jaunâtre et surtout à leur aspect rugueux plein de trous.*

Figure 17 - *Serpentinite en bloc éboulé sur le chemin du Col des Evettes. La couleur vert-jade est inimitable, de même que le toucher satiné et parfois talqueux.*

Figure 18 - *Le cirque des Evettes vu d'avion, depuis l'aplomb du Roc des Pareis. Le refuge des Evettes et le Lac des Pareis sont visibles sur la photo.*

*On remarquera les failles presque Nord-Sud qui découpent la gorge de la Reculaz, failles sub-verticales à pendage Ouest (**flèches jaunes**). Le débit folié des orthogneiss (**fléches bleues**) est recoupé à angle droit par ces failles - l'allongement du lac est parallèle à ce débit.*

On notera aussi que tous les gneiss visibles sur la photo ont été polis par le glacier - c'est ce qu'on appelle des ***roches moutonnées*** *(p 37).*

Photo M. Caplain.

IV - LE CIRQUE GLACIAIRE

En débouchant au Col des Evettes, on découvre l'ampleur du cirque glaciaire des Evettes (**Figure 18**). On remarquera la relative symétrie du cirque malgré la dissymétrie induite par les différences de nature rocheuse entre l'Est (gneiss Grand Paradis) et l'Ouest

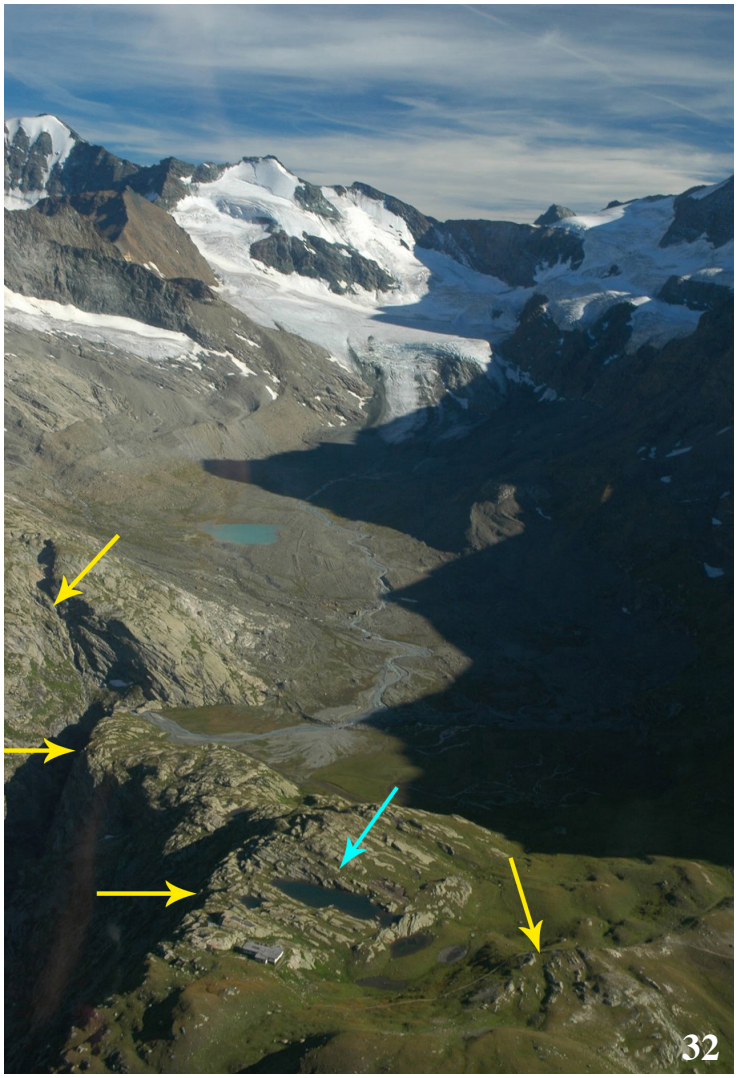
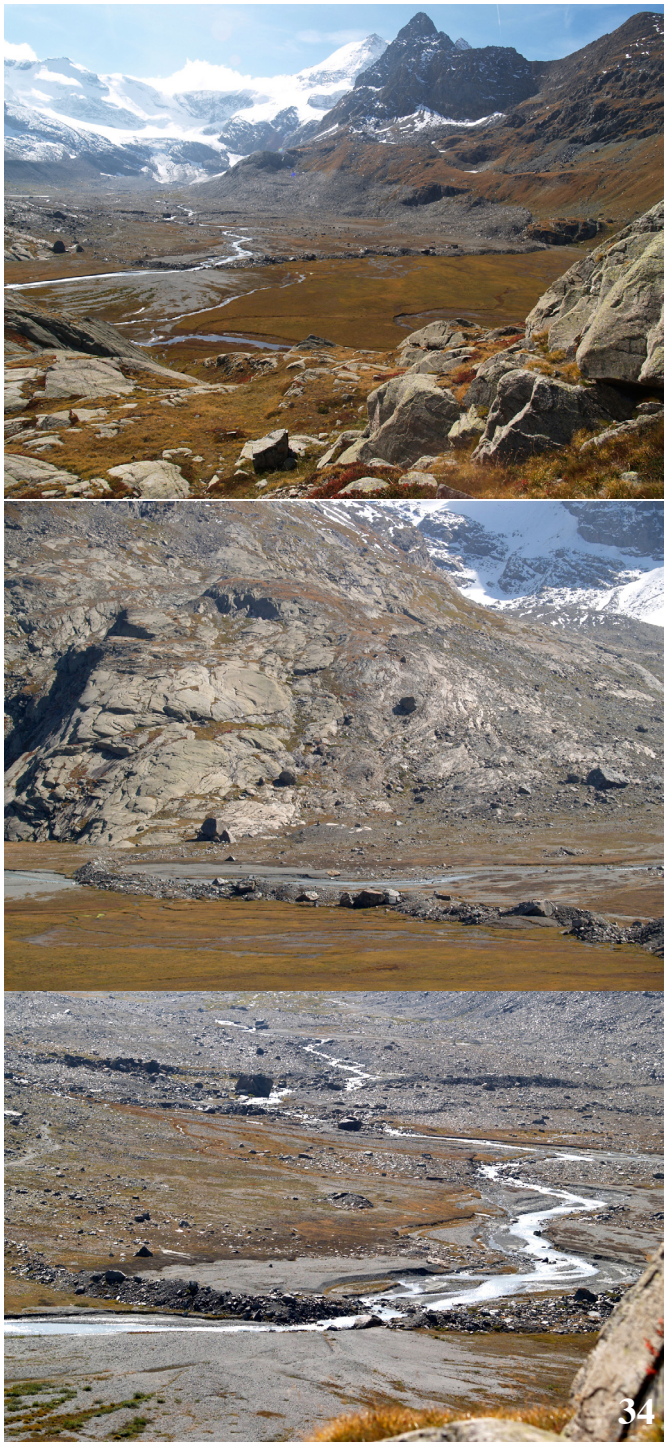


Figure 19 *- La partie centrale du glacier des Evettes en* ***1964 (en haut)*** *et en* ***2007 (en bas)****. Observez surtout la taille des «îles» rocheuses et le débordement en séracs du glacier supérieur sur la gauche du glacier : en 2007, il n'y a plus de continuité entre le haut et le bas du glacier. Notez aussi la moraine du Petit âge glaciaire sur la photo du bas. En avant du cordon morainique s'étend une zone de tourbière.*

Figure 20 - *Plan des Evettes, Albaron et Pic Régaud. L'extension en rive gauche du maximum du Petit Age Glaciaire est marquée par la limite de l'herbe. La moraine du PAG, avec ses gros blocs, isole devant elle une zone de tourbière.*

Figure 21 - *Plan des Evettes, rive droite. La limite du maximum glaciaire du PAG se trouve là où on passe des polis glaciaires anciens bruns bien nettoyés aux polis clairs encombrés de blocs. Noter les énormes blocs erratiques en équilibre sur la pente, qui datent de cet épisode.*

Figure 22- *Plan des Evettes. Plusieurs stades de retrait du grand glacier du XVIII siècle sont marqués par des alignements morainiques.*



(Schistes Lustrés). Les plus beaux **polis glaciaires** *(p 37)* peuvent être observés dans les gneiss car les schistes, plus fragiles, ont été plus facilement érodés depuis le retrait des glaciers quaternaires.

Les deux photos de la **Figure 19** permettent de comparer l'état du **glacier des Evettes entre 1964 et 2007**. On devine surtout une différence de taille des «îles» rocheuses alors que le recul du front n'est pas évident sur

Figure 23 - *Lac des Pareis et glacier du Mulinet. Ce glacier est maintenant très peu épais et les polis glaciaires se dénudent d'année en année.*

Figure 24 - *Le Mont Séti et le glacier du Grand Méan.* ***En haut (1964)****, la photo a été prise depuis l'Aiguille de Bonneval. Le glacier s'étendait jusqu'au petit torrent qui recoupe les gneiss, le lac n'existait pas et le glacier débordait dans le vallon du Grand Méan, derrière le Mont Séti.* ***La photo du bas date de 2007*** *(Photo M. Caplain). Notez le lac au front du glacier et la moraine perchée du petit âge glaciaire.*

les photos. Il faut aussi comparer ces photos avec la limite notée sur la carte topographique (**Figure 11**). Un des lacs a disparu et la place du lac actuel est différente de celle de 1974.

Au **Plan des Evettes** (**Figures 20, 21 et 22**) on voit les stades successifs de retrait du grand glacier du Petit Age Glaciaire. On se rend bien compte du volume de ce glacier en observant ses marques en rive droite. Sur le grand replat terminal du Plan des Evettes, avant que le torrent s'engouffre dans la gorge de la Reculaz, la dernière moraine frontale du glacier, celle qui s'était formée lors du dernier maximum du «Petit Age Glaciaire», vers 1800 - marquée PAG sur la carte topo (**Figure 11**) - est bien visible. En avant de cette moraine s'étend une zone de tourbière.

Il faut aussi signaler, bien que cela ne soit pas visible depuis le refuge, l'apparition d'un nouveau lac au pied Est du Mont Séti, à la base du **Glacier du Grand Méan** qui a beaucoup reculé. Ce lac n'existait pas encore vers 1980. Il suffit de comparer la photo de couverture et les photos de la **Figure 24**, pour apprécier le recul de ce glacier.

Roches moutonnées, polis glaciaires, blocs erratiques : *La morphologie glaciaire est très particulière car toutes les roches ont été polies par le passage des glaciers. Ce n'est pas la glace elle-même qui est responsable de cette abrasion mais tous les morceaux de roche qu'elle peut contenir. Cela donne des paysages denudés où les affleurements rocheux prennent des formes arrondies qui sont appelées «roches moutonnées», expression imagée pour décrire la forme en creux et bosses laissée par le passage du glacier. On observe souvent sur les polis glaciaires des* ***stries*** *imprimées par le passage de blocs particulièrement durs. Lorsque la glace se retire, elle laisse sur place les plus gros blocs, les* ***«blocs erratiques»****, qui peuvent être retrouvés très loin dans le cas des grands glaciers quaternaires (jusqu'à Lyon!).*

V - PANORAMA GÉOLOGIQUE

Depuis le refuge ou entre le col et le refuge, on observera le panorama du cirque glaciaire (**site 3**). La carte géologique et le panorama (**Figures 25 et 26**) permettent d'identifier les ensembles rocheux et de localiser les différents sommets.

De gauche à droite, on observe successivement : le massif du Mulinet-Grand Méan, le Mont Séti, la Pointe de Bonneval et le Col de Séa, la Pointe Tonini, la Grande et la Petite Ciamarella, l'Albaron et le Pic Régaud, la Pointe des Arpettes.

- **Le massif du Mulinet - Grand Méan** est constitué d'une alternance d'orthogneiss et de gneiss fins rubanés : c'est la série métamorphique antérieure à la mise en place du granite. Des grands plis ont été observés au Grand Méan et à la Pointe Mezzenile.

- **Le Mont Séti** montre, de haut en bas : - orthogneiss massifs - gneiss fins rubanés - orthogneiss massifs - et de nouveau gneiss fins rubanés. Puisque les gneiss fins du haut et du bas contiennent un niveau très caractéristique de **chloritoschistes** (p 15 et **Figure 30**) et que, sur le flanc Ouest, un niveau de gneiss se ferme au-dessus de la Reculaz, on peut montrer qu'il y a là, un pli couché d'axe Est-Ouest malheureusement non visible dans le paysage.

- L'arête sud de **la Pointe de Bonneval et l'Aiguille de Séa** sont formés par des gneiss d'origine sédimentaire et volcanique où les **prasinites** (p 15), anciennes roches volcaniques basaltiques, sont abondantes. C'est ce niveau qui contient près du Bivacco Alpe Séa, des éclogites (ancien gabbro métamorphisé).

- **Le Col et la Pointe Tonini** (on les devine à peine sur le panorama) marquent le contact tectonique des Schistes Lustrés sur les gneiss. Le sommet de la Pointe Tonini est formé par une petite masse de serpentinites.

- **La Grande et la Petite Ciamarella** sont formées de prasinites très plissées. Serge Fudral y a mis en évidence des grands plis couchés sur le versant italien.

- **l'Albaron** est une pyramide de calcschistes à schistosité sub-horizontale tandis que le Pic Régaud est formé d'une grosse masse de serpentinites située sous ces calcschistes.

- **La Pointe des Arpettes** (**Figure 32**), au- dessus du Col des Evettes, constitue l'unité tectonique la plus basse, sous les serpentinites du Pic Régaud. C'est elle qui forme le plateau d'Andagne, au- dessus de Bonneval. Il s'agit d'une formation océanique où les serpentinites correspondent à du manteau exhumé précocement en bordure de domaine océanique (**manteau** p 19) et sont recouvertes par des calcaires d'âge jurassique très métamorphiques **(Figure 32c)** L'environnement océanique est confirmé par la présence de radiolarites, sédiments siliceux caractéristiques de mer profonde, très transformés par le métamorphisme.

Figure 25 - *Carte géologique schématique des environs du refuge des Evettes. Toutes les failles de la zone Pareis-Reculaz ne sont pas indiquées. La partie «Schistes Lustrés» est adaptée de la carte géologique Lanslebourg-Mont d'Ambin tandis que la partie «Grand Paradis» a été dessinée à partir des minutes de l'auteur.*

Code des couleurs

Gneiss du Grand Paradis:

rose = *orthogneiss indifférenciés.*

jaune = *gneiss indifférenciés, anciennes roches volcaniques et sédimentaires.*

Schistes Lustrés:

vert pâle = *calcschistes.*

vert foncé = *serpentinites et prasinites.*

bleu = *marbres jurassiques.*

rouge = *radiolarites métamorphisées.*

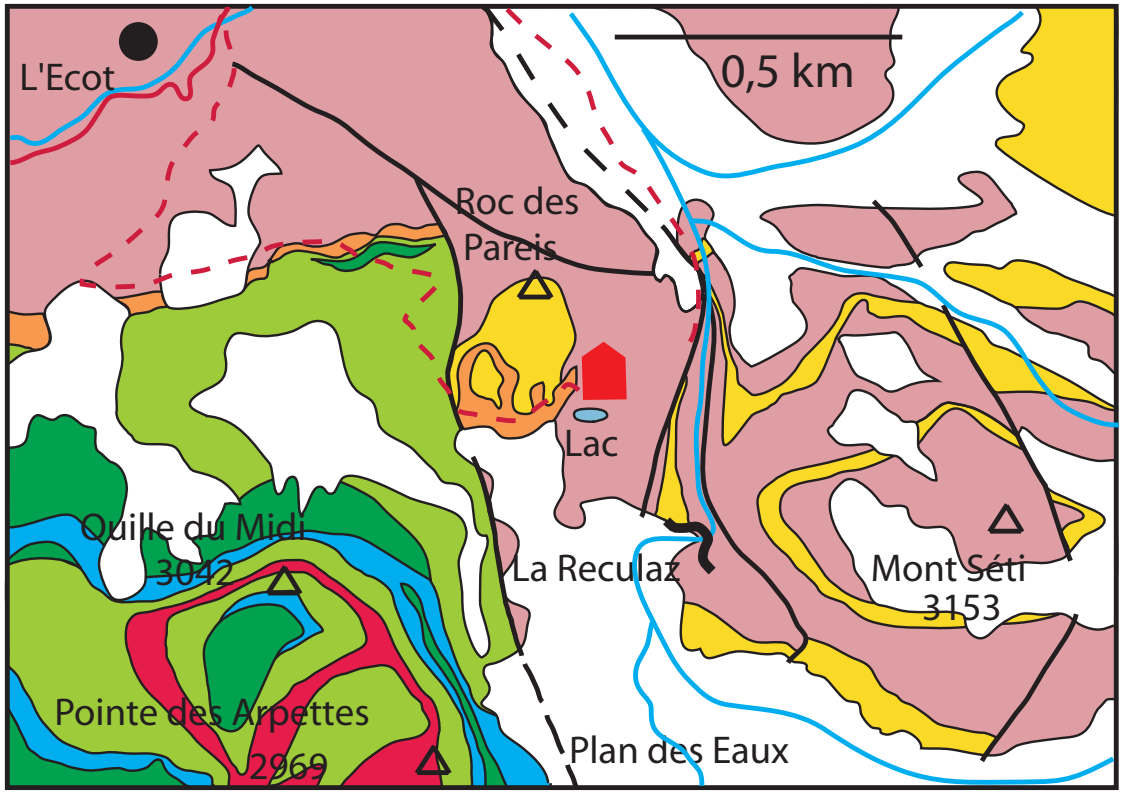
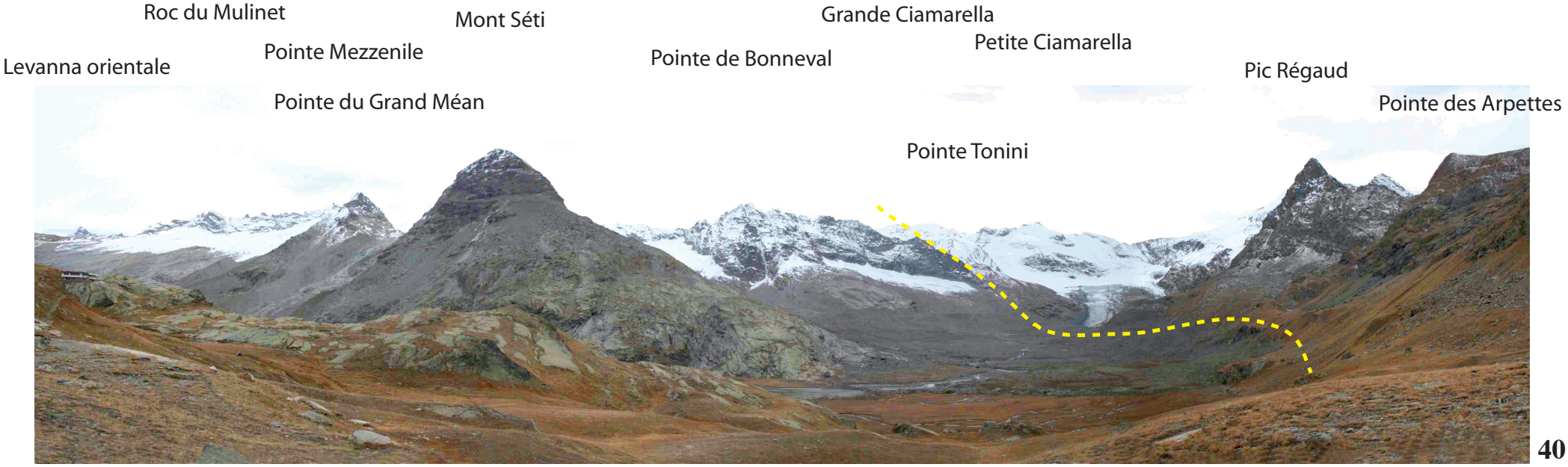


Figure 26 - *Panorama du Col des Evettes. Le refuge est situé à gauche au dessus du replat du Lac. La géologie est décrite dans le texte du Nord (à gauche) au Sud (à droite). Le contact tectonique entre socle et Schistes lustrés est indiqué en jaune.*



VI - SITES GÉOLOGIQUES intéressants à proximité du refuge

Nous ne traiterons dans ce chapitre que de zones d'affleurement très proches du refuge (moins d'une heure). D'autres zones très intéressantes ne sont accessibles que dans le cadre de courses de montagne.

Deux secteurs seront développés ici : le pied du Mont Séti (**site 4**) et l'Ouille du Midi (**site 5**).

Figure 27 - *Le pied du Mont Séti. La flèche indique le début de la zone de contact du granite.*

Figure 28 - *Grandes enclaves déformées de gneiss fin dans le granite. Un filon de pegmatite monte sur la gauche de la photo (ligne plus claire).*

Figure 29 - *Champ d'enclaves de l'autre coté du cap, les gneiss non envahis par le granite se trouvent à quelques dizaines de mètres*

1 - Le pied du Mont Séti (site 4)

Le pont et la cascade de la Reculaz sont des sites très visités. Il suffit de pousser de quelques centaines de mètres au-delà du pont pour trouver des affleurements splendides (**Figure 27**). Les **polis glaciaires** (p 37) qui forment le pied du Mont Séti correspondent à la zone de contact d'un granite intrusif dans une série métamorphique. Dès le pont on peut observer quelques enclaves sombres ovoïdes dans les orthogneiss mais le plus bel affleurement est situé juste avant le premier «cap» rocheux (**Figures 28 et 29**). On y observe de grandes enclaves, plus ou moins digérées, et même, sur la gauche de la photo un filon de **pegmatite** (p 16) - ligne claire qui monte dans la pente. C'est cet affleurement qui avait permis jadis de montrer que les «gneiss oeillés» du Grand Paradis étaient bien des **orthogneiss** (p 15) et donc d'anciens granites. La forme allongée des enclaves montre bien que tout a été ensuite déformé : transformation du granite en orthogneiss lors de la déformation alpine. De l'autre coté du «cap», le champ d'enclaves montre que l'on sort progressivement du granite (**Figure 29**).

La formation métamorphique qui est recoupée par le granite contient ici divers types de gneiss très déformés et un niveau de composition très particulière qui peut être suivi sur les polis glaciaires (**Figure 30**). On retrouve ce niveau sous le Séti, au pied du glacier du Grand Méan). Il s'agit de **chloritoschistes** (p 14) de composition chimique particulière car très riche en aluminium, contenant surtout de la chlorite et un chloritoïde riche en manganèse. L'extension de ce niveau suggère qu'il s'agit d'un niveau sédimentaire dont la composition était voisine de celle d'une bauxite - le minerai d'altération rouge qui est exploité aux Baux de Provence (aluminium) - qui a été transformée en chloritoschiste par le métamorphisme. Cette roche contient aussi localement des grenats riches en manganèse. Pour trouver un bel affleurement de cette roche particulière, il faut aller vers l'énorme **bloc erratique** (p 37) en équilibre sur le poli glaciaire - une preuve que le glacier est monté au moins jusque-là, d'autant plus que ce bloc est formé de serpentinite qu'on ne connaît que de l'autre coté du glacier (Pic Régaud, Ouille du Midi).

Figure 30 - *Chloritoschiste à chloritoïde (petits minéraux foncés) associé à des quartzites impurs.*

2 - Sous l'Ouille du Midi (site 5)

La montée au col de l'Ouille du Midi est trop risquée pour être recommandée - barres rocheuses et vires, pas de sentier. Cependant, le randonneur qui voudra observer quelques roches provenant des unités océaniques pourra faire un détour par les éboulis situés au dessus du Col des Evettes **(Figures 31 et 32**). Pour cela, il faut suivre sur quelques centaines de mètres le sentier de la rive gauche du cirque glaciaire. L'éboulis frais qui couvre la pente de l'Ouille du Midi permet d'observer surtout les serpentinites qui forment la masse principale de l'Ouille. Cependant, d'autres types de roches peuvent être trouvés dans le blocs, ils sont décrits dans les **Figures 31 et 32**.

Directement au dessus du **Col des Evettes,** un affleurement est accessible - c'est raide mais l'éboulis est riche en beaux cailloux et cela vaut le déplacement (coordonnées GPS : 32T, x=351,307; y =5025,156, alt 2616m). On y observe un niveau discontinu de cargneules qui souligne un contact tectonique. Les cargneules sont surmontées par un niveau de calcschistes très déformés contenant des lentilles de prasinites. Au dessus des calcschistes affleure une première masse de serpentinites non accessible directement.

Figure 31 - Col des Evettes, éboulis sous l'Ouille du Midi.

A : *calcschiste plissé.*

B : *alternance de niveaux de calcschiste brun et de prasinite verte boudinée (balsalte métamorphisé); les calcschistes sont plissés à droite de la poignée du baton.*

Figure 32 - Col des Evettes, éboulis sous l'Ouille du Midi.
A : *serpentinite massive.* ***B :*** *serpentinite très déformée et schistosée.* ***C :*** *marbre à minéraux d'âge jurassique, c'est la couverture directe des roches du manteau hydraté (serpentinites) au fond de l'océan alpin - voir* ***manteau*** *(p 19).* ***D :*** *radiolarite métamorphisée ; les radiolarites sont formées de squelettes siliceux de radiolaires (micro-fossiles marins) déposés en mer profonde. les minéraux de teinte mauve sont des grenats riches en manganèse.*

Pour Conclure

Notre balade géologique au pays des glaciers, des gneiss du Grand Paradis et des Schistes Lustrés se termine. En espérant avoir éveillé votre curiosité, l'auteur vous donne rendez vous pour visiter les alentours d'autres refuges - Avérole, Cornettes de Bise et Dent d'Oche, Lac Blanc .....

Pour 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.*

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.*

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

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 : *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.*

Photographies de J.M. Bertrand, de M. Caplain et du groupe «paléo» de lUIAD

Photographie de couverture : le Mont Séti vu d'avion - Photo M. Caplain

L' auteur remercie Jasmine Desclaux-Salachas pour son aide à la représentation de la topographie, Serge Fudral, Jean Boissonnas et Louis Reynaud pour leurs suggestions et corrections et M. Caplain pour l'autorisation d'utiliser ses photos d'avion..