

Un aperçu de la géologie autour du refuge du Lac Blanc, Aiguilles Rouges, Haute Savoie

Jean-Michel Bertrand, Jean Boissonnas et Bernard Poty



INTRODUCTION

Dans les Alpes, le randonneur curieux 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. Le massif des Aiguilles Rouges, en face des aiguilles de Chamonix et du mont Blanc, offre pour cela des paysages somptueux et permet d'accéder aux roches qui forment le tréfond de la chaîne des Alpes.

La vallée de Chamonix est aussi un paradis pour les amateurs de minéraux qui sont maintenant très bien mis en valeur au Musée des Cristaux de Chamonix. Pour les balades curieuses, il existe déjà un très beau livre de Michel Delamette sur la géologie du «Pays du Mont Blanc» pour lequel cette plaquette pourra servir de complément. Ce livre insiste surtout sur les couvertures sédimentaires, nous regarderons ici les Aiguilles Rouges comme un témoin de l'histoire géologique la plus ancienne, avant le dépôt de ces sédiments. Nous montrerons donc ce qu'il reste d'une très vieille chaîne de montagne maintenant complètement arasée et dont des morceaux ont été réutilisés presque tels quels lorsque les Alpes se sont formées, il n'y a pas très longtemps à l'échelle des temps géologiques, bien sûr.



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 cependant inévitables, ils apparaissent **en rouge dans le texte** et sont explicités 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 concepts utilisés en géologie.

On utilisera la carte topographique IGN Top 25 - 3630 OT. Le refuge est situé sur la carte géologique au 1/50.000 Chamonix.

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 vallée de Chamonix.

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

IV - Au dessus du Lac Blanc.

V - Quelques affleurements intéressants à visiter près du refuge.

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 qui a commencé il y a 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** et la **déformation**.

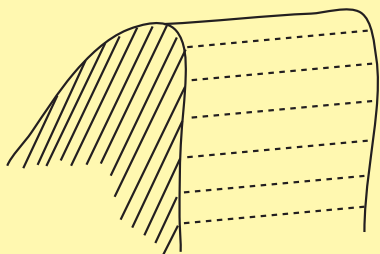
subduction, collision : Quand une croûte océanique lourde s'enfonce sous un continent (ou sous une autre croûte océanique), on parle de **subduction**. En fait, la subduction implique toute la **lithosphère** (= croûte + **manteau** supérieur) plutôt que la croûte seule. Lorsque toute la croûte océanique s'est enfoncée dans la zone de subduction, les deux continents qui la bordaient peuvent entrer en **collision**. L'océan alpin et une partie de la croûte continentale européenne se sont ainsi enfoncés sous l'Afrique en se déformant. Lors de la **collision**, l'empilement de **nappes de charriage** et les **plissements** ont entraîné l'épaississement de la **croûte continentale**. Cet épaississement produit des modifications du régime des températures et des pressions et des déplacements verticaux qui sont responsables du **métamorphisme**.

croûte océanique et croûte continentale : la croûte est l'enveloppe superficielle de notre planète, elle est différente selon qu'elle est océanique (composition **basaltique** (voir p. 16), épaisseur moyenne de 8 à 10 km, densité de 2,6 à 2,9), ou continentale (composition moyenne de **granite** (voir p. 16), épaisseur moyenne de 35 km et densité moyenne de 2,65). La croûte surmonte le **manteau** composé de **péridotites** (densité moyenne de 3,4).

métamorphisme : c'est la transformation à l'état solide d'une roche sous l'effet de la température et de la pression en présence ou non d'eau ou de CO₂. Des réactions chimiques font disparaître certains minéraux qui sont remplacés par de nouveaux minéraux. La taille, la forme et l'orientation des minéraux se modifient et la roche peut acquérir une **schistosité** ou une **foliation**.

déformation, plissement, plis : lorsqu'il y a compression, par exemple lors d'une collision, les couches géologiques se déforment et se plissent. 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.

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 est toujours parallèle au plan axial (= plan de symétrie) des plis. L'intersection avec la surface de **stratification** (= surface de dépôt des couches sédimentaires) forme une ligne appelée «**linéation**» (en tireté sur la figure) - à ne pas confondre avec l'intersection d'une couche avec la surface d'érosion.

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 montagne 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.

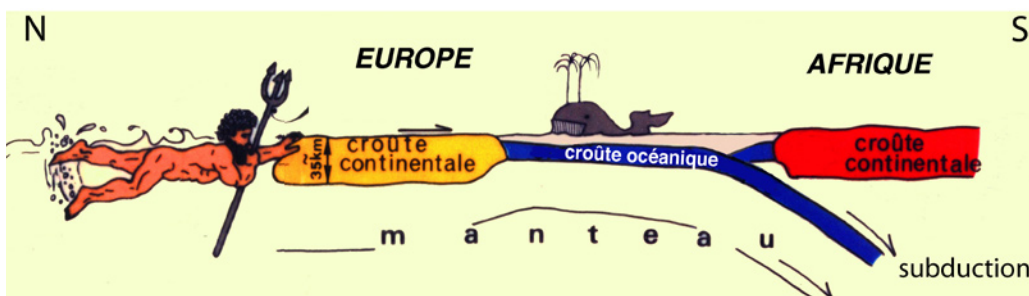


Figure 1 - Avant la collision, la subduction de l'océan alpin sous la plaque Afrique (dessin de François Debon, *La Montagne & Alpinisme* 1985-3).

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

* 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** formé de **schistes**, de **micaschistes**, de **gneiss** et de **granites** (voir p. 16), plus vieux que 300 Ma. Ce socle comprend des terrains d'âge Cambrien (542-488 Ma) à Dévonien (416-359 Ma), ainsi que les **formations détritiques** du Carbonifère

schiste, micaschiste : un schiste est une roche à grain très fin et à débit en feuillets, souvent riche en argiles. Lorsque le métamorphisme augmente, on obtient des **micaschistes**, riches en micas blancs (muscovite) ou noir (biotite). 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 pour un schiste, visibles à l'œil nu pour un micaschiste.

On parlera de **schistes verts** lorsque la chlorite, un minéral vert proche du mica est abondant. Ce sont souvent des roches dont les éléments, souvent d'origine volcanique, ont subi un **métamorphisme** faible.

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** puis en **micaschistes** et en **gneiss** à température et pression croissante.

(359-299 Ma) et du Permien (299-251 Ma).

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

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

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.



gypse : roche sédimentaire blanche formée par un minéral du même nom (sulfate de calcium hydraté). Le gypse peut être d'aspect saccharoïde, massif et/ou finement litée. Il s'est déposé dans des lagunes ou des «marais salants» naturels, tout comme le sel gemme (sel de cuisine).

cargneule : c'est une roche initialement sédimentaire de composition calcaire et dolomitique souvent associée aux gypses. A grain fin et de teinte jaunâtre, les cargneules ont une texture bréchique et vacuolaire due à une altération et/ou une déformation postérieure à la sédimentation.

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 2,7 Ma, correspond à poursuite de la destruction des Alpes par érosion. Il est surtout marqué par l'alternance de plusieurs

flysch, molasse : ensembles de sédiments détritiques formés surtout de grès et d'argile et correspondant à la destruction des chaînes de montagnes. Les **flyschs** se déposent dans des fosses relativement profondes à l'avant de reliefs en cours de formation. Ils ont donc le même âge que celui de la déformation qui a lieu dans la chaîne en cours de formation. Les **molasses** se forment par contre à l'avant d'une chaîne de montagnes en cours de destruction par érosion.

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.

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.

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 vives.

Comment les Alpes se sont-elles formées?

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 sou-

vent : **Alpes internes et Alpes externes**. Ces termes font appel à la notion de **domaine paléogéographique** (p. 9) qui implique une tentative de reconstituer les 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 la **Figure 2**.

1- les Alpes internes

Dans les Alpes, nous utiliserons comme repère les roches formées dans le **domaine paléogéographique** (p.9) qui correspond à l'océan alpin (le **domaine Ligure ou Liguro-piémontais**). Si on ajoute à ce domaine océanique le bord du continent européen qui a été en partie entraîné dans la subduction sous la plaque africaine (domaine appelé **domaine Briançonnais**), on définit les Alpes internes. La principale caractéristique des Alpes internes est qu'elles ont été soumises au **métamorphisme** (p.4) et à une **déformation** (p.4) intenses. De plus, métamorphisme et déformations ont commencé très tôt pendant l'évolution tectonique des Alpes, pendant la subduction mais aussi lorsque les terrains impliqués dans la subduction ont été expulsés lors de la collision.



2 - les Alpes externes

Cette évolution tectonique précoce peut être schématisée ainsi :

- (1) on ouvre -> océan
- (2) on referme -> subduction
- (3) lorsque tout le matériel

océanique a été subducté ainsi qu'une partie de la marge continentale, le système se bloque (début de la collision) et une partie de ce qui a été subducté 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.

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

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'Eocène (56 à 34 Ma), reposant sur un **socle** ancien comparable au bord Est du Massif Central : c'est le **domaine Dauphinois** (ou **Helvétique** en Suisse). Les premières **molasses** (p. 7) sont encore marines et d'âge Oligocène, elles sont impliquées dans les premiers plis et charriages qui déforment le domaine dauphinois-helvétique, probablement vers 25 Ma.

domaine paléogéographique :

A l'époque du dépôt des sédiments la géographie était variée - continents, océans, mers peu profondes, lacs, montagnes, vallées, glaciers - et a varié 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 **collision**, p.4) ont déplacé en bloc ces domaines paléogéographiques qui se sont chevauchés les uns sur les autres. 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**, p.11).

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** (p. 12), accompagnés d'un métamorphisme léger, du fait de la poussée encore active de la plaque africaine. Le **socle**

(p. 5) - ce qu'on appelle ici les «massifs cristallins externes» (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.

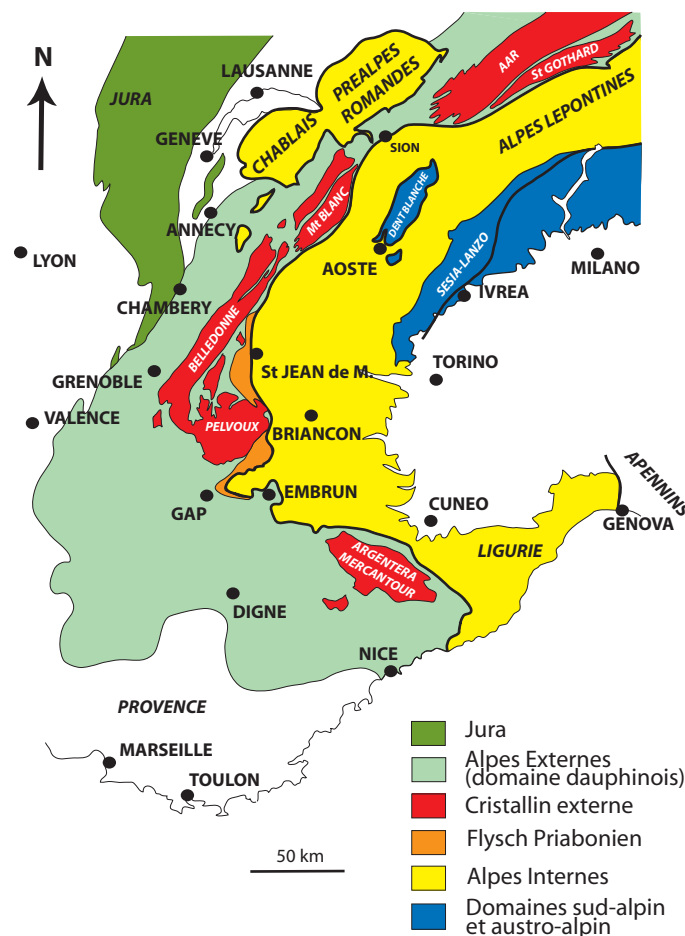


Figure 2 - Carte schématique des Alpes occidentales. Alpes externes et Alpes internes sont séparées par le **Front Pennique** souligné par un trait épais. Les domaines Sud-alpin et Austro-alpin représentent la plaque «Afrique». L'Austro-alpin forme une **klippe** (p. 11) reposant sur le domaine interne (Cervin et Dent Blanche), comme le Chablais et les Préalpes Romandes sont en **klippe** sur le domaine externe et l'avant pays des Alpes.



Il faut noter que les âges indiqués pour l'histoire proprement alpine ne font pas encore l'objet d'un consensus général. Paradoxalement et pour plusieurs raisons qu'il serait trop long de détailler ici, la datation des événements récents est plus délicate que celle des événements anciens. Ainsi, les auteurs de cette plaquette divergent pour la chronologie des événements tectoniques récents dans la région du mont Blanc. Pour B. Poty, le début de la surrection du massif du Mont-Blanc est nettement plus ancienne que 25 Ma tandis que J.M. Bertrand place plutôt cette surrection vers 20-15 Ma.

3 - la limite entre Alpes internes et Alpes externes : le Front Pennique

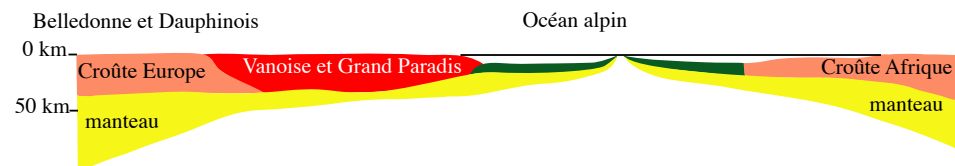
Cette zone complexe, appelée «**Front Pennique**» peut être suivie depuis le Valais jusqu'à la Méditerranée. Le Front Pennique est complexe car il a joué plusieurs fois depuis la séparation entre le domaine dauphinois qui n'a pas participé à la subduction, et le domaine Briançonnais soumis en partie à la subduction. Son dernier

rejeu important est d'âge Miocène, contemporain de la déformation du domaine dauphinois.

Le **Front Pennique** est souligné, en Savoie (voir **Figure 2**) par un domaine particulier, celui du **flysch** (p.7) des Aiguilles d'Arves. Ce flysch date du Priabonien - le dernier étage de l'Eocène (37 à 34 Ma) - et du début de l'Oligocène. Le flysch s'est déposé dans une fosse marine située en avant de la chaîne Pennique (les Alpes internes) en train de se former. Il n'a été déformé qu'ensuite, au cours du Miocène, en même temps que les Alpes externes.

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** - mélange de dolomie et de gypse à texture vacuolaire - qui ont servi de lubrifiant car le gypse est très facilement déformable = couche «savon». Lorsqu'un lambeau de nappe de charriage est isolé par l'érosion, on parlera de «**klippe**». Le Chablais est une gigantesque klippe.

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

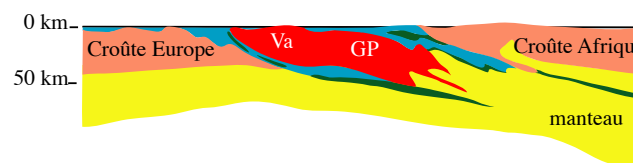


2 - Au Crétacé (110-100 Ma) : subduction de l'océan alpin et ouverture du petit océan valaisan

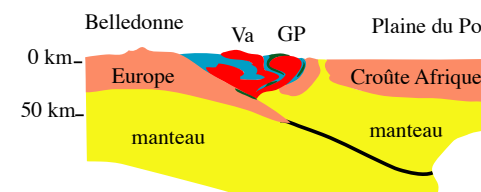
---> séparation de la Vanoise et du Grand Paradis (en bleu : sédiments océaniques et de plateforme).



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 3 - De l'océan alpin à la chaîne de montagnes. 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.

Figure 4 - Une interprétation de la structure actuelle de région du Mont Blanc. Cette coupe est inspirée de celle qui est visible au Musée des Cristaux de Chamonix (A Escher, 2005).

Quelques explications :

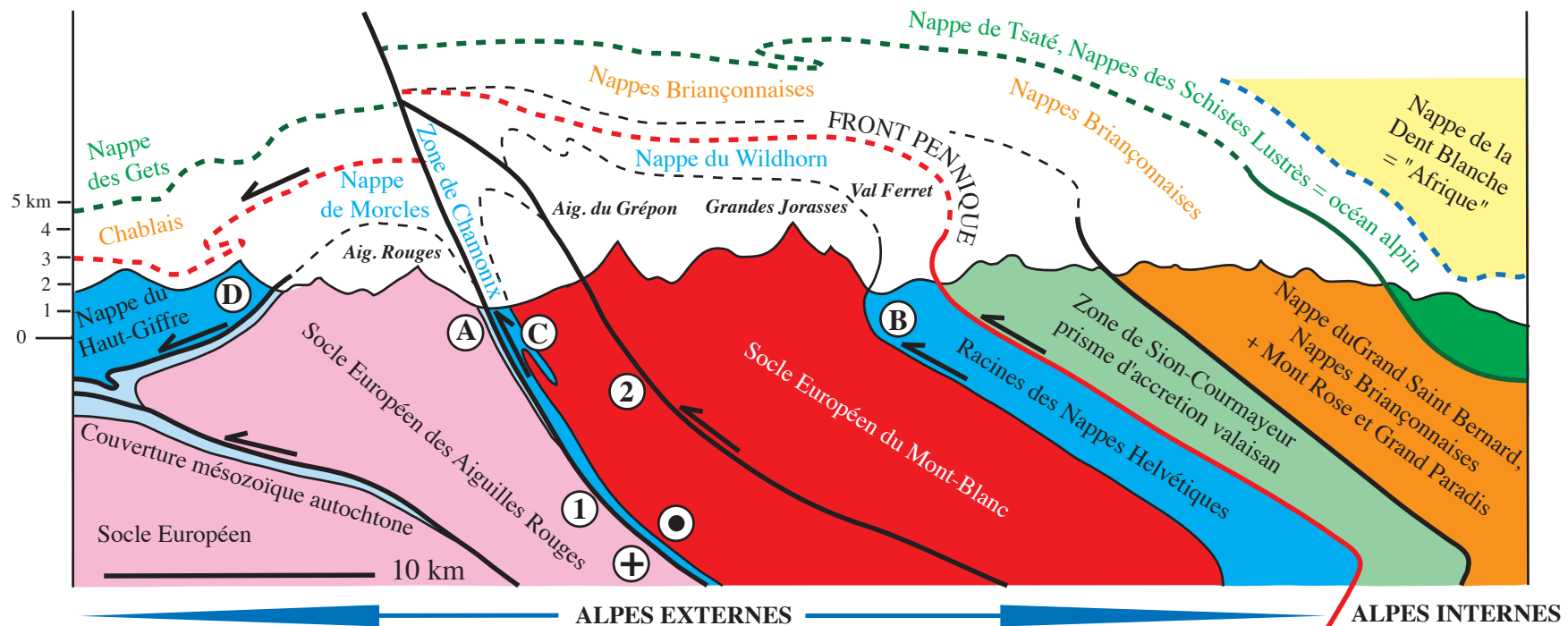
- les couleurs correspondent aux principales unités tectoniques, globalement équivalentes à des domaines paléogéographiques différents.
- les flèches noires indiquent les déplacements depuis le Miocène. Ils peuvent être multiples et certains ont pu jouer avant le Miocène. C'est le cas du Front Pennique (contact de base en rouge). La chronologie n'est pas précisée ici mais les contacts marqués 1 et 2 sont les plus récents, ils participent à la surrection du Mont Blanc depuis 15 Ma (voir texte). Le contact 1 correspond aussi, en plus du chevauchement, à un décrochement dextre d'environ 80 km (ligne Simplon-Rhône-zone de Chamonix).

Les Alpes Internes - C'est le domaine Pennique surmonté par l'Austro-Alpin (en jaune) qui correspond à la croûte «africaine». On y distingue : 1) la zone de Sion-Courmayeur = domaine Valaisan, fosse marine ouverte au Cré-

tacé supérieur, à tendance océanique vers l'Est; 2) les domaines Briançonnais et Piémontais (Mont Rose et Grand Paradis), micro-continent séparé de l'Europe par le fossé valaisan; 3) le domaine océanique ligure = l'ancien océan alpin, actif depuis le Jurassique. L'évolution tectonique du domaine interne a principalement eu lieu avant le début de l'Oligocène.

Les Alpes Externes - On distinguera, outre le socle européen (Mont Blanc et Aiguilles Rouges : A) la couverture mésozoïque autochtone des Aiguilles Rouges; B) la zone du Val Ferret, couverture décollée qui correspond aux racines des nappes helvétiques charriées vers l'avant depuis 25-20 Ma (discussion dans le texte); C) la zone de Chamonix est formée de terrains identiques à ceux des nappes helvétiques - c'est un lambeau de nappe qui a été coincé lors de la surrection plus récente du Mont Blanc; D) la nappe du Haut-Giffre, partie externe des nappes helvétiques, située en partie en France.

Cas particulier : le Chablais. Il s'agit de nappes d'origine Pennique et Ligure (nappe des Gets) mises en place à la faveur d'un rejeu d'âge Miocène du Front Pennique.





Le Front Pennique passe à l'arrière du mont Blanc. Actuellement, le déplacement enregistré le long du Front Pennique à l'arrière du Mont Blanc correspond, d'après les données sismiques, à une faille normale, en sens inverse du chevauchement initial.

Le flysch des Aiguilles d'Arves est relayé au Nord de Moûtiers par un domaine appelé «valaisan». Ce domaine correspond à une fosse marine, ouverte au Crétacé supérieur, un peu plus tôt que celle du flysch des Aiguilles d'Arves et qui avait permis la séparation entre les domaines Helvétiques et Penniques. Vers l'Est (Alpes Centrales et Orientales) cette fosse a pu évoluer jusqu'à former un domaine océanique.

La **Figure 3** montre un scénario possible de la formation des Alpes et la **Figure 4** est une interprétation de la structure en profondeur de la région du Mont Blanc qui permet de replacer les différentes unités décrites plus haut - voir légende.

II - GEOLOGIE DE LA HAUTE-SAVOIE ET DE LA VALLÉE DE CHAMONIX

En Haute Savoie, nous serions en totalité dans le domaine «externe» s'il n'existait une exception de taille, le Chablais qui correspond à un ensemble de **nappes de charriage** (p. 11) qui, venant du domaine «interne» est venu chevaucher, vers 25 Ma le domaine externe avant que le massif du Mont-Blanc ne soit extrudé et n'isole vers l'avant la grande **klippe** (p. 11) du Chablais.

On distingue, d'Est en Ouest, trois grands ensembles rocheux superposés :

- le **cristallin externe**, **Mont-Blanc et Aiguilles Rouges** et ses restes de **couverture autochtone** - que nous apercevrons au sommet de l'Aiguille du Belvédère ;

- les **nappes des Aravis et du Haut Giffre** (équivalents en France des nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets). Elles sont formées par la couverture du Mont-Blanc, décollée et charriée vers l'avant de la chaîne.

- les **nappes du Chablais**, d'origine «briançonnaise» et même «ligure» (= domaine océanique, l'océan alpin) pour la plus orientale, la nappe des Gets.

Le paysage géologique de la Vallée de Chamonix est dominé par les **granites** qui forment toute l'ossature du massif du Mont-Blanc. Bien qu'il y ait beaucoup moins de granites dans les Aiguilles Rouges (sauf au-dessus de Vallorcine), nous verrons que, par contre, il y a beaucoup de roches qui sont d'anciens granites très déformés et transformés par le **métamorphisme** (p. 4), ce sont des **orthogneiss**.

couverture autochtone : série sédimentaire surmontant un **socle**. On la dit «autochtone» si elle est restée adhérente, non décollée, au socle sur laquelle elle s'est déposée.

orthogneiss : c'est un gneiss qui provient de la déformation et de la recristallisation, lors du métamorphisme, d'une ancienne roche d'origine plutonique, un granite par exemple.

GRANITES et BASALTES : roches plutoniques et roches volcaniques .

Une roche **magmatique** provient de la cristallisation d'un magma = résultat de la fusion de minéraux en profondeur.

- Si le refroidissement s'effectue lentement en profondeur, des minéraux bien cristallisés se développeront ; ils pourront être gros, voire très gros, et la roche résultante sera une **«roche plutonique»** dont le type est le **granite**.

- Si, par contre, le refroidissement se produit en surface, à l'air libre ou sous l'eau, le refroidissement est beaucoup plus rapide. Les minéraux n'auront pas le temps de naître et de se développer et un verre formera la plus grande partie de la roche qui sera appelée **«roche volcanique»**. L'exemple type des roches volcaniques est le **basalte**.

Granites et basaltes diffèrent par leur composition chimique et les minéraux qu'ils contiennent. Le **granite** est une roche plutonique riche en silice. Les minéraux qui composent le granite sont le quartz, le feldspath et le mica ; son équivalent volcanique est la **rhyolite** *. Une **pegmatite** est une roche filonienne de composition granitique à très gros cristaux.

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.



Les autres roches que nous rencontrerons dans la région du Lac Blanc sont toutes des roches très métamorphiques : ce sont des **micaschistes** et des **gneiss** mais aussi des **migmatites**. Il faut signaler aussi des calcaires métamorphiques, ce que les géologues appellent des **marbres**. Ici, les marbres sont très riches en silice et en silicates calciques - il s'agissait, avant le métamorphisme, de calcaires impurs, riches en silice - et on parlera plutôt de **«gneiss calciques»**. On trouvera aussi des **amphibolites**, roches noires à vert foncé qui correspondent à d'anciens basaltes ou à des roches volcaniques de composition voisine.

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.

marbre : Calcaire métamorphisé. Un marbre impur, plus riche en silice sera appelé **«gneiss calcique»**. Il faut noter que ce que les marbriers appellent «marbre» est très différent : il s'agit de n'importe quel type de roche relativement tendre, susceptible d'avoir un beau poli - une roche dure polie s'appellera «granit» sans «e».

migmatite : Quand une roche métamorphique, le plus souvent d'origine sédimentaire (on parlera de **«métasédiment»**), atteint une certaine température, elle peut commencer à fondre. La fusion peut commencer vers 650°C en présence d'eau. Le résultat sera une roche hétérogène (migma = mélange) où des parties fondues, à composition de granite clair (**leucosomes**), pauvre en micas, coexistent avec une trame gneissique ou micaschisteuse. Si la fusion est plus intense, on obtiendra un **granite d'anatexis** reconnaissable à son hétérogénéité et à la présence de nombreuses enclaves mal «digérées».

amphibolite : roche sombre, constituée d'amphibole et de feldspath, résultant du métamorphisme d'un basalte (roche volcanique riche en fer et magnésium) ou d'une marne.

Ce que nous connaissons de la chaîne hercynienne

C'est une ancienne chaîne de montagnes, de type «collision» comme les Alpes, d'âge carbonifère (avant 299 Ma), qui a été complètement arasée au Permien (299-251 Ma). La **Figure 5** montre son origine et son extension. La chaîne hercynienne couvre la presque totalité de l'Europe mais, le plus souvent, les terrains qui la composent ont été recouverts par les sédiments déposés pendant le Mésozoïque, dans les grands bassins (parisien, aquitain ...). En fait, si les terrains hercyniens affleurent actuellement (Bretagne, Massif Central, Vosges, Ardennes), c'est qu'ils ont été soulevés récemment - ce que les géographes appelaient jadis les contrecoups de la chaîne alpine - et que les terrains sédimentaires qui les recouvraient ont été dégagés par l'érosion.

Cependant, d'autres parties de la chaîne ont été préservées, ce sont celles qui ont été reprises dans la chaîne alpine plus récente.

Sans vouloir décrire toute la chaîne hercynienne, nous nous focaliserons sur les terrains présents en Haute Savoie. On peut résumer l'histoire géologique depuis 500 Ma de la manière suivante :

- **Vers 550 Ma**, le grand continent de Gondwana (Afrique + Amérique du Sud + Arabie + Inde + Australie + Antarctique) se stabilise. Il est issu lui-même de l'agglomération de blocs plus anciens (certains ont plus de 3500 Ma) par un réseau de chaînes de montagnes formées entre 650 et 550 Ma (les chaînes dites Pan-Africaines - chaîne cadomienne en France, visible en Bretagne et en Normandie). Dans les Alpes, les terrains les plus anciens correspondent à cette chaîne cadomienne.

- **Jusqu'à la fin de l'Ordovicien (vers 440 Ma)**, le bord Nord du Gondwana se fracture et des microcontinents commencent à dériver vers un autre bloc continental (Laurussia). De cette époque datent la plupart des **orthogneiss** (voir p. 16) que l'on connaît dans le Cristallin externe, dans le Briançonnais et dans le domaine austro-alpin - ils sont tous datés entre 500 Ma et 450 Ma (453 Ma dans les Aiguilles Rouges). De cette période datent aussi les ensembles plutoniques et volcaniques d'affinité océanique (à Chamrousse par exemple, massif de Belledonne). Cette dérive entraîne de nombreuses complications entre les blocs - ainsi, une première chaîne de montagne se forme, avant le Dévonien (416 Ma) le long du bord Sud de Laurussia, la chaîne calédonienne ; on connaît ses restes en Ecosse et en Norvège.

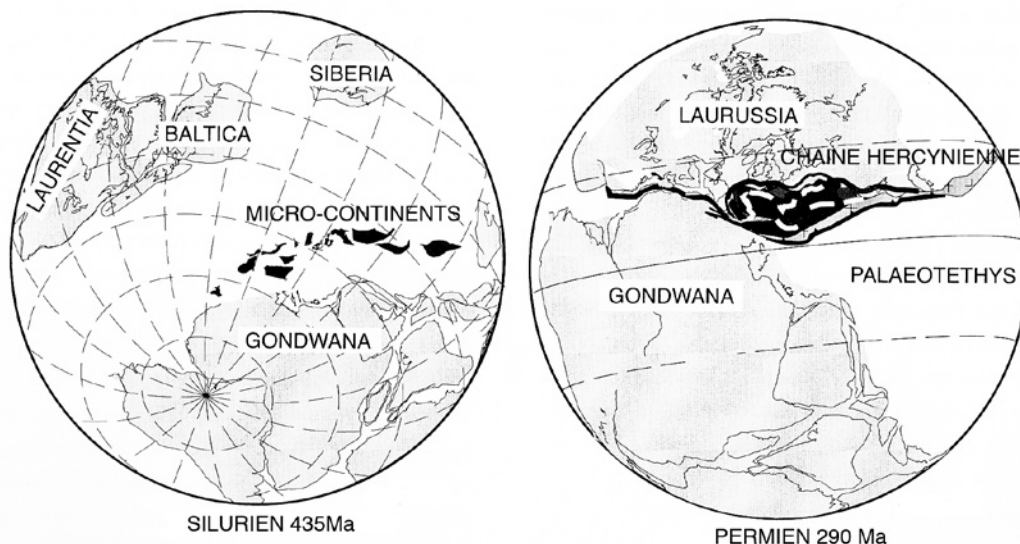


Figure 5- Reconstitutions paléotectoniques (figure modifiée d'après Stampfli et Borel, 2002).

Vers 435 Ma, pendant le Silurien, des morceaux de socles anciens forment des micro-continent détachés par extension du bord Nord du grand continent de Gondwana qui dérivent vers le bord Sud du bloc Laurussia - ils formeront les noyaux anciens de la chaîne hercynienne et on en retrouvera certains dans les massifs cristallins des Alpes.

Vers 290 Ma (début du Permien) Gondwana s'est enfoncé par subduction sous Laurussia et la collision a eu lieu en formant la chaîne hercynienne. La figure montre l'extension de cette chaîne. On a donc abouti, pendant le Permien (299-251 Ma), à la formation d'un super-continent - la Pangée - qui va éclater dès le Trias (251-199 Ma) pour donner naissance à l'océan alpin (en prolongement de la Paléotéthys), et à l'Atlantique.

- **Au début du Carbonifère (vers 345 Ma)** ont lieu les premiers effets de la collision hercynienne (par exemple les nappes de la Montagne Noire dans l'Hérault). Dans le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges, le maximum de l'évolution tectonique et métamorphique hercynienne se situe vers 330 Ma. De cette époque datent les migmatites et granites des Chéserys que nous verrons autour du Lac Blanc ainsi que le granite de Pormenaz (332 Ma). Ce granite fait partie d'une grande famille de granites du même âge, bien connue dans le Massif Central et dans le massif de Belledonne (granite des Sept Laux). Elle est caractérisée notamment, par rapport à d'autres familles de granites plus récents (Vallorcine et Mont-Blanc) par sa richesse en potassium et magnésium.

- **A 306 Ma** le granite à cordiérite de Vallorcine se met en place. La cordiérite est un silicate alumineux riche en fer et en magnésium qui «signe» l'origine des granites qui en contiennent : ils sont le résultat de la fusion de roches sédimentaires riches en aluminium telles que les argilites et les pélites (voir migmatite p. 17). Il faut souligner que vers le même âge, les premiers sédiments du Carbonifère se déposent dans des fosses très proches, bordées de failles. Ainsi, des roches volcaniques interstratifiées dans les grès et conglomérats de Dorénaz (près de Martigny) ont été datées à 308

Ma. Ce type de situation où des roches profondes (granites) et des formations de surface (dépôts sédimentaires) ont le même âge et sont très proches dans l'espace n'est pas unique. Très près de nous, on connaît un dispositif semblable à l'Est du Massif Central, au Mont Pilat (Loire), où des granites à cordiérite ont le même âge (environ 300 Ma) que des roches volcaniques interstratifiées dans les sédiments détritiques du Carbonifère du bassin très proche de Saint Etienne. L'histoire hercynienne ne se termine donc pas avec les dépôts carbonifères qui sont impliqués dans derniers stades de la déformation. C'est pour cela que les grès et dolomies du Trias **autochtone** (p. 16) des Aiguilles Rouges sont parfois discordants sur les grès du Carbonifère.

- Enfin, le **granite du Mont-Blanc** est le bon dernier car il ne s'est mis en place qu'à 303 Ma. Contrairement au granite de Pormenaz riche en K-Mg, les granites de Vallorcine et du Mont-Blanc sont riches en aluminium et en fer car le magma correspondant est le résultat de la fusion de la base de la croûte continentale où la biotite, minéral riche aluminium et en fer, est abondante, et que la température était suffisante (plus de 850°C) pour que la biotite elle-même puisse fondre.



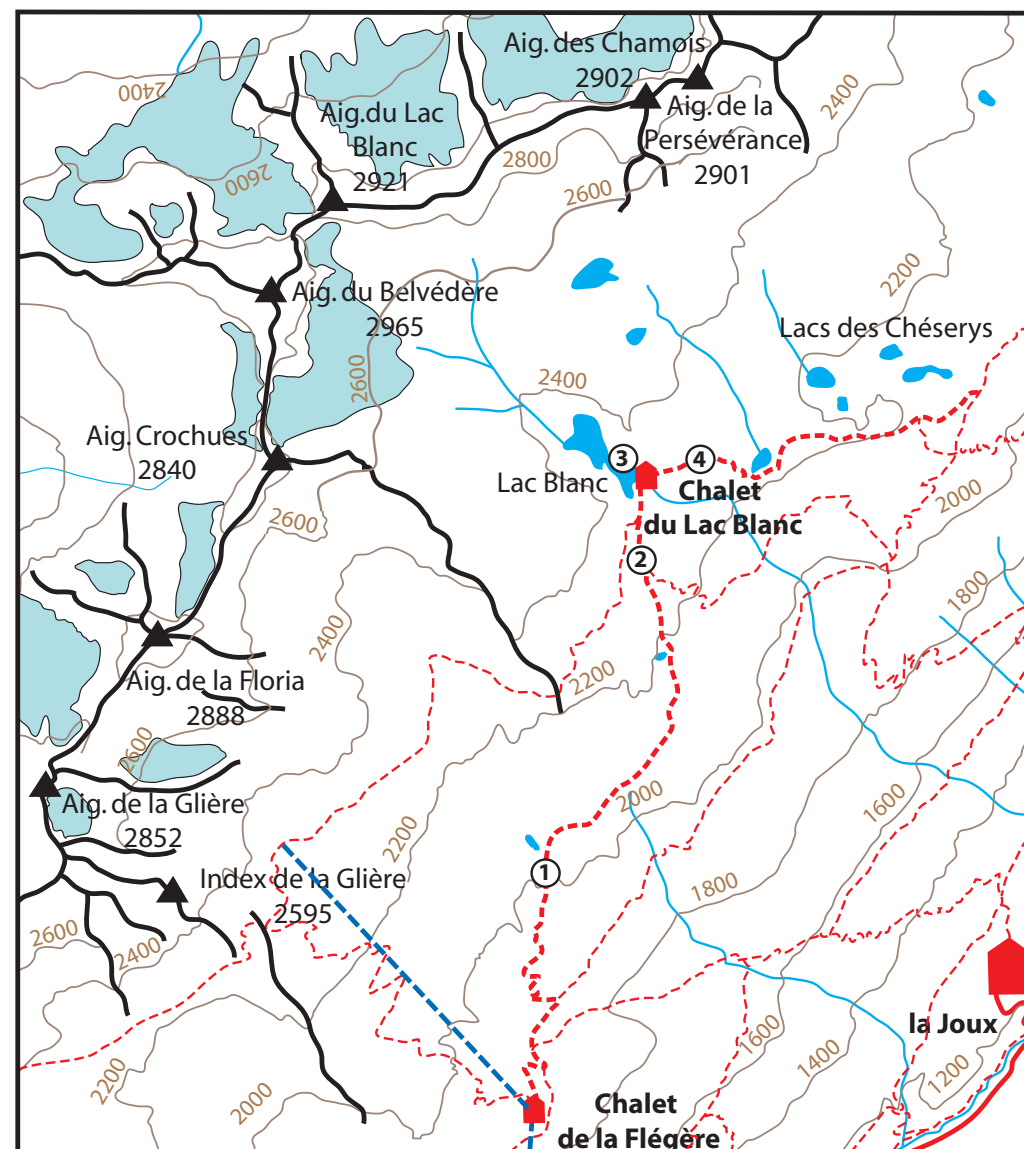
III - EN MONTANT AU REFUGE

A partir de l'arrivée du premier tronçon du téléphérique de la Flégère, le sentier monte, de replat en replat, vers le Lac Blanc (**Figure 6**). La roche en place affleure par endroits le long du sentier. On remarquera très vite que les affleurements sont très sains, dépourvus de patine ou d'altération. Ce sont des roches qui ont été polies par les glaciers - ce qu'on appelle des **roches moutonnées**. Ce ne sont pas les maigres glaciers actuels qui sont responsables de cette abrasion généralisée mais une couverture glaciaire bien plus étendue qui date des grandes glaciations du Quaternaire.



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 dénudés 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 retrouvé très loin dans le cas des grands glaciers quaternaires (jusqu'à Lyon!).

Figure 6 - Schéma topographique du secteur du Lac Blanc, Aiguilles Rouges. Les sites décrits dans le texte sont indiqués par des numéros.





Légende :

- **Beige clair** -> mé-tasédiments et mig-matites;
- **Beige** -> ortho-gneiss des Chése-rys;
- **Rose** -> granite de Vallorcine;
- **Bleu clair** -> Trias du Belvédère.

Voir la Figure 6 pour les éléments de topographie.

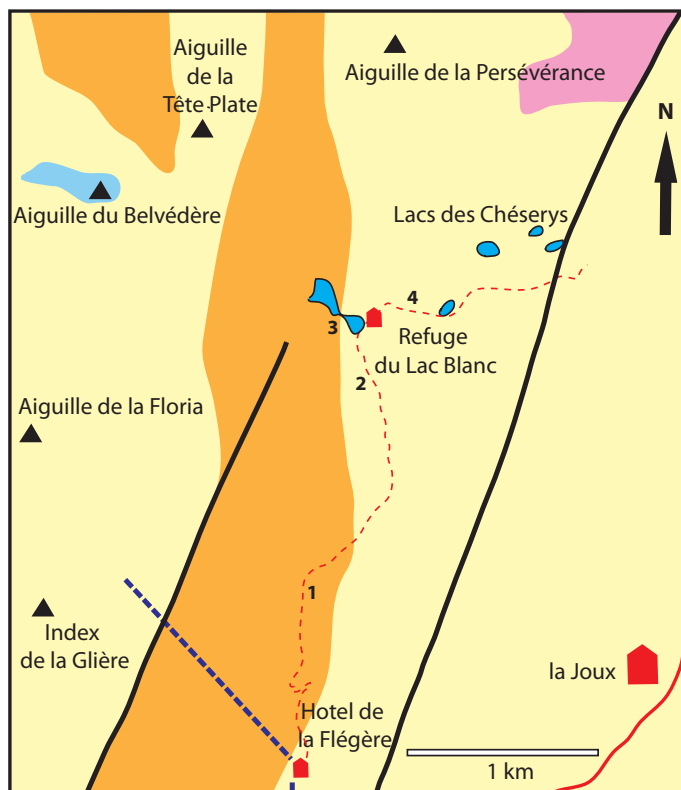


Figure 7 - Schéma géologique du secteur du Lac Blanc. Ce schéma a été obtenu en combinant la carte géologique au 50.000, (pour les failles et le granite de Vallorcine) et une extrapolation d'une des cartes établies par J. Von Raumer et collaborateurs (pour l'extension de l'orthogneiss des Chéserys). Une cartographie détaillée du secteur serait bien utile mais elle n'existe pas.

Le schéma géologique de la **Figure 7** montre la répartition des roches sur le versant Est des Aiguilles Rouges.

Nous ne décrivons pas ici le somptueux panorama qui peut être observé de l'autre côté de la vallée de Chamonix, depuis le glacier du Tour jusqu'au mont Blanc. Le lecteur se reportera pour cela aux belles images des livres de M. Delamette et de F. Amelot (voir «En savoir plus»).

1 - Sur le chemin, le premier arrêt proposé (**Site n°1**), est situé vers 2000 m, après le chalet coté 1990 m sur

la carte IGN (**coordonnées GPS: 32T; x = 0336312; y = 5092692**). On y voit, le long du sentier, des gneiss, appelés localement **gneiss des Chéserys**. En y regardant de plus près, on peut observer une foliation bien régulière, marquée par des petits minéraux noirs (mica noir = biotite) et surtout la présence d'enclaves de roches métamorphiques rubanées (**Figure 8**). Il s'agit donc d'une ancienne roche granitique (ou plutôt **granodioritique** (p. 25) étant donné sa richesse en petits minéraux sombres transformée en **orthogneiss** (voir p. 16). La présence de zones diffuses plus sombres et les nombreuses enclaves, suggèrent qu'il s'agissait, avant la



Figure 8 - Site n° 1. Gneiss des Chéserys montrant une foliation bien régulière et une enclave plissée de métasédiment.



granodiorite : roche plutonique voisine du granite. Une granodiorite contient plus de plagioclase (feldspath sodique et calcique) et moins d'orthose (feldspath potassique) que le granite; elle est souvent plus riche en minéraux noirs (mica noir et amphibole).

leptynite : roche blanche formée de quartz et de feldspath qui résulte du métamorphisme d'une roche magmatique comme le granite, mais très pauvre en mica.

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 tandis que les niveaux plastiques qui l'encadrent vont «fluer» autour des «boudins». La différence de plasticité peut être due soit à la nature des minéraux originels soit au fait que certaines parties de la roche soient partiellement fondues - c'est le cas général dans la région du Lac Blanc.

déformation; d'un **granite d'anatexie** (voir p. 17). Les gneiss des Chéserys font partie d'un grand ensemble, bien développé sur tout le versant Est des Aiguilles Rouges, qui prolonge vers le Sud les **granodiorites** de Fully qui affleurent près de Martigny - c'est là que les vignes de chasselas sont cultivées pour le vinifier le fameux «Fendant». Les gneiss, migmatites et orthogneiss de type Chéserys sont datés par des **leucosomes** (p. 17) de **migmatite** (p. 17) à 327 Ma (près du Lac Cornu). Il s'agit donc d'un complexe granitique contemporain de la phase majeure hercynienne et du métamorphisme des roches sédimentaires et volcaniques dans lesquelles ce complexe s'est mis en place.

La présence d'enclaves de sédiments métamorphiques dans les anciennes granodiorites suggère qu'on est situé à proximité du contact externe du massif intrusif. Cette impression sera vérifiée sur les sites suivants où nous découvrirons le contact lui-même. De fait, notre itinéraire suit de très près ce contact (**Figure 7**).

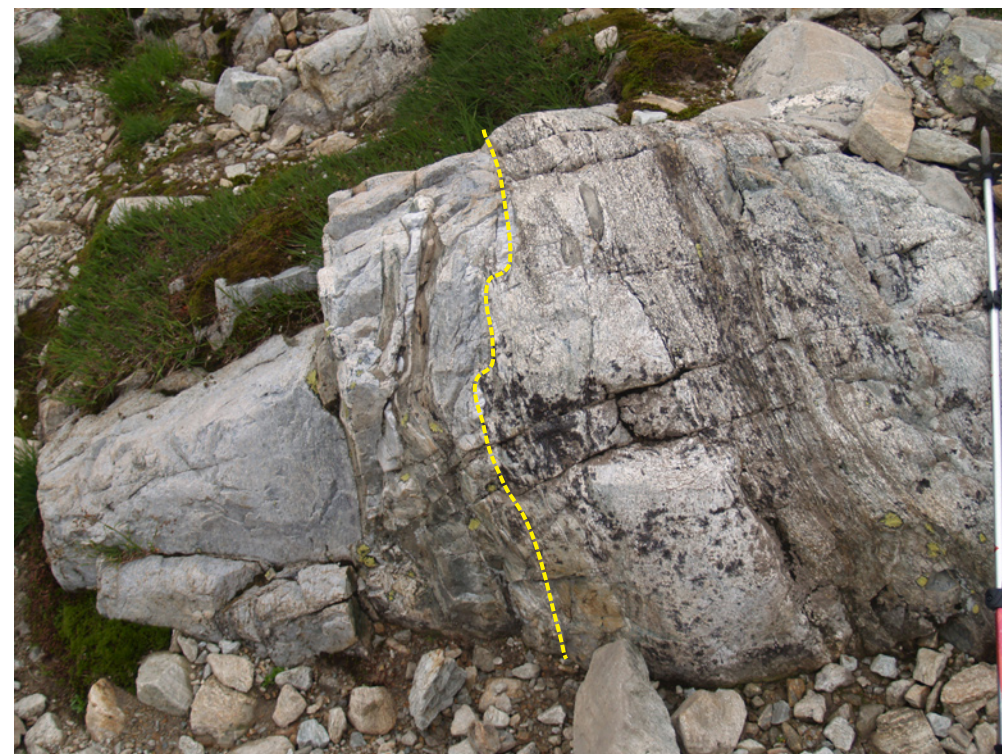


Figure 9 - Site n° 2. Contact entre gneiss des Chéserys à droite de la ligne jaune en pointillé et une leptynite à grenat. Noter les enclaves de gneiss calcique en fuseau dans les gneiss des Chéserys.

2 - Le **Site n° 2** est situé un peu plus haut sur le sentier, juste avant la jonction avec le sentier venant de l'Index (**coordonnées GPS: 32T; x = 0336684; y = 5093822; alt = 2265m**). Il complète ce que nous avons vu précédemment. On y observe en effet le contact entre un orthogneiss des Chéserys riche en enclaves et des roches métamorphiques d'origine sédimentaire ou volcanique (**Figures 9, 10, 11,**

12). Parmi ces roches, on reconnaîtra des **leptynites** à grenat, des **boudins** d'amphibolite et des enclaves de **gneiss calciques** (p. 17). Toutes ces roches sont en partie fondues. Ce sont des **migmatites** (p. 17) comme l'attestent les nombreux filonnets blancs formés de quartz et de feldspath.



Figure 10 -
Site n° 2. Détail des enclaves de gneiss calci-que, en fuseaux allongés, dans les gneiss des Chéserys.

Figure 11 -
Site n° 2. Détail des leptynites à grenat. Le grenat correspond aux petites taches brunes éparses dans la roche.



Figure 12 -
Site n° 2. Boudin d'amphibolite (ancienne roche volcanique de composition basaltique) associée aux leptynites.



IV - AU DESSUS du Lac Blanc

Puisque nous ne parlons pas ici du Panorama géologique du versant mont Blanc, le tour d'horizon sera vite fait. Trois observations principales sont à faire (**Figure 13**) :

-1- l'extension des modelés glaciaires autour du lac qui correspond à un surcreusement dû aux anciens glaciers. On remarquera la teinte claire

et l'homogénéité du versant situé à gauche de la Figure 13 : il s'agit de la masse principale des orthogneiss des Chéserys.

-2- le sommet de l'Aiguille du Belvédère (**Figure 14**) est formé de Trias, **couverture autochtone** (p. 16) déposée sur le socle hercynien arasé. Le zoom permet d'observer la discordance angulaire : les gneiss sont presque verticaux tandis que les terrains sédimentaires - grès siliceux clairs à la base, dolomies au sommet - sont horizontaux, pratiquement tels qu'ils



Figures 13 - Le sommet de l'aiguille du Belvédère supporte un chapeau de grès et de dolomies d'âge triasique.



Figure 14 - Zoom sur le sommet de l'aiguille du Belvédère. Les grès et les dolomies sont un témoin de la couverture sédimentaire d'origine déposée sur les roches de la chaîne hercynienne. La discordance est soulignée en jaune, elle est décalée par de petites failles (en bleu).

se sont déposés au Trias. Vers le Buet et le Haut Giffre, d'autres terrains de couverture surmontent cette couverture autochtone mais ils sont décollés - on dira «allochtones» - et forment les nappes de charriage helvétiques et du Haut Giffre.

-3- les roches brunâtres que l'on aperçoit sous l'Aiguille du Lac Blanc, à droite de la photo (**Figure 13**), sont des métasédiments (**voir migmatite p.17**). Les colorations brunes sont dues à l'altération récente de la pyrite (sulfure de fer) habituellement contenue dans les anciennes roches sédimentaires.



Figure 15 - Au bord du Lac Blanc (isthme entre les deux lacs), migmatite plissée plusieurs fois. Une première **foliation** (p. 4) où, en cherchant bien, on peut observer des terminaisons de plis très aigus, est replissée par le grand pli. Les niveaux blancs sont des **leucosomes** (p. 17).

V - SITES GÉOLOGIQUES intéressants à proximité du refuge

-1- Le contact entre la masse principale des orthogneiss des Chéserys et les métasédiments migmatisés passe presque exactement au niveau de l'isthme entre les deux lacs. Au bord du Lac inférieur (**Site 3**), nous sommes donc dans la zone du contact où nous pouvons observer le résultat d'une fu-

sion incomplète. Nous observerons des migmatites plissées plusieurs fois (**Figure 15**) et des migmatites bréchiques très hétérogènes avec des enclaves - c'est-à-dire ce qui a eu du mal à fondre.

On observera parmi ces enclaves :

- des boudins d'amphibolite (**Figure 16**) contenant du plagioclase, de l'amphibole du pyroxène et de l'épidote, parfois du grenat.

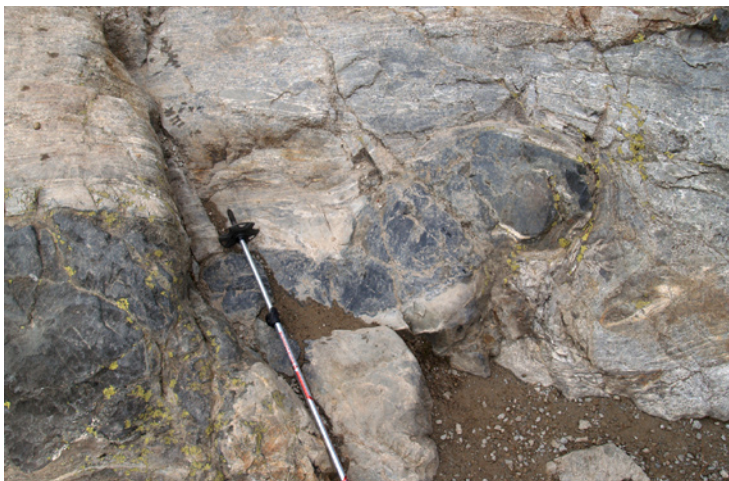


Figure 16 -
Site 3. Au bord de la rive Nord du lac inférieur, boudin d'amphibolite dans les migmatites.



Figure 17 -
Site 3. Au bord de la rive Nord du lac inférieur, enclaves en partie digérées de gneiss calciques dans les migmatites.



Figure 18 -
Site 3. Au bord de la rive Nord du lac inférieur, boudin d'amphibolite dont le coeur est occupé par de grands cristaux de mica noir (biotite) de pyroxène et d'épidote - derniers épisodes de la cristallisation.

31



Figure 19 - Site 3. *Au bord de la rive Nord du lac inférieur, brèche migmatitique à éléments anguleux de gneiss calcique et de métasédiments rubanés (à rubanement noir-clair), juste à gauche du bâton de ski. Cet affleurement ressemble beaucoup aux granodiorites de Fully, telles qu'on peut les voir au dessus de Martigny (route d'Eulaz).*

- des enclaves arrondies de gneiss calcique qui montrent toujours une zone de réaction (diffusion d'éléments chimiques due au contraste de composition) au contact de la migmatite (**Figure 17**). Ils contiennent de la calcite, de l'amphibole, du quartz et du grenat.

- des boudins d'amphibolite (**Figure 18**) très recristallisée.

- des brèches anguleuses cimentées par du matériel fondu avec des

morceaux de gneiss calcique et de métasédiments rubanés (**Figure 19**).

2 - En descendant vers les lacs des Chéserys, au niveau des échelles (**Site 4**), on retrouvera les gneiss des Chéserys qui contiennent des enclaves allongées de métasédiments. (**Figure 20**).

32



Les grandes étendues de roches moutonnées dues à l'action des glaciers quaternaires permettent de bien voir dans le paysage la trace de la foliation des gneiss (**Figures 21 et 22**) qui est ici presque parallèle à la grande faille indiquée sur la carte géologique (**Figure 7**). La faille se marque dans le paysage par un ressaut rectiligne dans la topographie qui souligne le bord Est du plateau des lacs.

Figure 21 - La foliation (S) des gneiss (trait jaune fin) au-dessus des lacs des Chéserys. La ligne en pointillé jaune correspond à la grande faille indiquée sur le schéma géologique (**Figure 7**).



Figure 20 - Site 4. Sentier entre le refuge et les lacs de Chéserys. Gneiss des Chéserys avec enclaves allongées de métasédiments.

Figure 22 - Les plans de la foliation des gneiss, marquée S, vus de face depuis le niveau du premier lac.





POUR CONCLURE

Nous espérons que ce petit guide vous aura incité à regarder à vos pieds les roches sur lesquels vous marchez.

La géologie des Alpes est compliquée mais on oublie souvent qu'il existait déjà des roches AVANT que les Alpes ne se forment, nous avons tenté de combler cette lacune.

Pour le Massif des Aiguilles Rouges, d'autres itinéraires géologiques ont déjà été proposés par M. Delamette (voir «En savoir plus») dans les secteurs de Pormenaz et d'Emosson. Pour les lecteurs plus accrochés et qui acceptent une approche plus technique (et en anglais), des itinéraires autour du lac d'Emosson, du Lac Cornu et du Val Bérard sont décrits dans l'ouvrage de J. von Raumer et F. Bussy (voir «En savoir plus»).

Les auteurs :

Jean-Michel Bertrand est retraité du CNRS (Directeur de Recherche, Université de Savoie, Chambéry) et fait partie du Comité Scientifique du Club alpin français.

Jean Boissonnas, ancien du BRGM, a travaillé sur les granites du Hoggar et à la Commission Européenne.

Bernard Poty, Directeur de Recherche honoraire au CNRS, et Président du Comité Scientifique du Musée des Cristaux de Chamonix.

Les auteurs remercient tous ceux qui ont relu et amélioré ce texte avec une mention particulière pour S. Fudral, N. Le Breton, D. Gasquet et A. Escher sans oublier J. Desclaux-Salachas pour l'habillage du schéma topographique.

Photographies de J.M. Bertrand et de B. Poty

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

En savoir plus

François Amelot & Davide Bolognini (2008) : *Les plus beaux paysages du Pays du Mont Blanc. Centre de la nature montagnarde, Sallanches ; programme Interreg IIIA-Alcotra, 3 volumes.*

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

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

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

Michel Delamette (2002) : *Le pays du Mont Blanc. Neuf itinéraires à travers paysages et roches du Mont Blanc et du Haut Faucigny. Editions GAP.*

Serge Fudral & Jean-Michel Bertrand (à paraître 2010) : *Un aperçu de la géologie autour du refuge d'Avérole, Haute Maurienne. Petit guide n° 6, Site internet CAF, Comité scientifique - www.ffcaml.fr/publications.html*

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.*

Jurgen F. von Raumer & François Bussy (2004) : *Mont Blanc and Aiguilles Rouges, geology of their polymetamorphic basement. Mémoires de Géologie (Lausanne) N°42.*