

LE CADRE GEOLOGIQUE DU COL DU LAUTARET

par Jacques Debelmas, professeur honoraire à l'Université de Grenoble (2007)



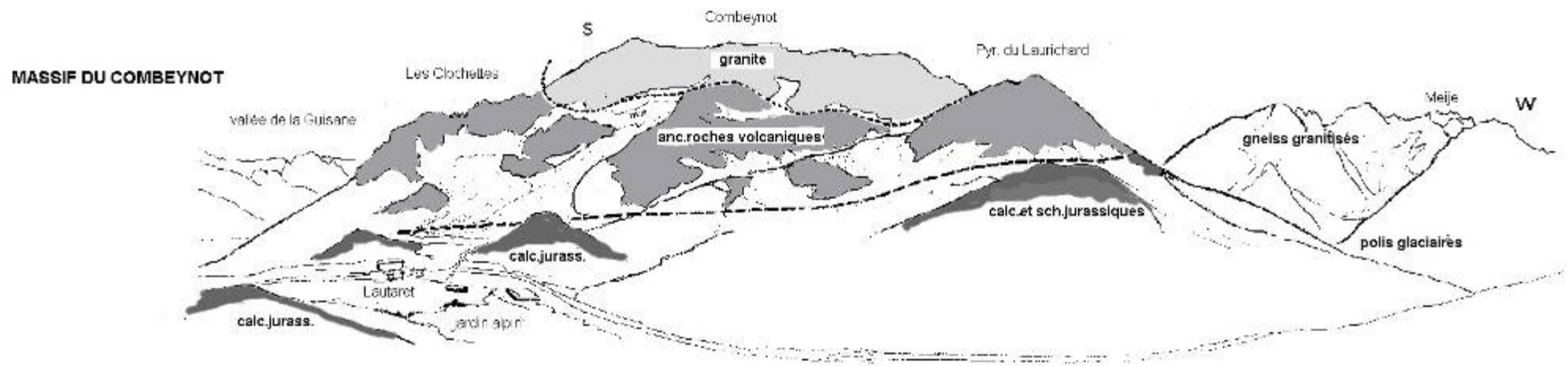
Le col du Lautaret vu depuis le Grand Galibier (photo S. Aubert)

Dans cette plaquette, on trouvera le texte des deux panneaux explicatifs du paysage placés dans le jardin alpin, ainsi que des compléments à l'usage du géologue ou de l'amateur averti qui désirerait des explications complémentaires.





Photo Francou



PANORAMA GEOLOGIQUE DU LAUTARET

I. PANORAMA GEOLOGIQUE DU LAUTARET

A. Texte du panneau extérieur

Ce panorama montre trois curiosités géologiques intéressantes :

A1. Les restes de la vieille chaîne hercynienne française, rajeunis par le plissement alpin

Ce sont les parties hautes de ce panorama, c'est-à-dire les massifs du Combeynot et de la Meije. Ils sont formés de granites et de gneiss appartenant à la chaîne hercynienne qui s'est édifiée à la fin de l'ère primaire, à 300 millions d'années de nous (-300 Ma). Cette chaîne a été ensuite profondément érodée si bien qu'au début de l'ère secondaire, vers -250 Ma, elle n'était plus qu'une surface faiblement accidentée que la mer a envahie pour y déposer des vases argilo-calcaires noires. Ces vases, indurées, ont donné les schistes noirs qui apparaissent au Serre Orel et à l'entrée du vallon de l'Alpe du Villar d'Arène.

Ce sont les derniers effet du plissement alpin qui, à l'ère tertiaire, à partir de -10 Ma, ont soulevé le vieux socle hercynien qui a ainsi surgi au milieu de sa couverture sédimentaire secondaire.

A2. Le plissement et le soulèvement alpins

Le plissement alpin correspond à une contraction qui a donné des plis ou des « chevauchements » (c'est à dire des déplacements horizontaux amenant un compartiment à venir reposer à plat sur un autre).

Le Combeynot en donne un bon exemple puisqu'on y voit des roches d'âge ancien, primaire, reposant anormalement sur des terrains plus récents (calcaires et schistes jurassiques du vallon de l'Alpe du Villar d'Arène).

Ce chevauchement des roches anciennes sur les calcaires et schistes secondaires, se poursuit dans le vallon de l'Alpe du Villar d'Arène, vallon qui doit précisément son origine à la présence de ces terrains calcaréo-marneux tendres, facilement entaillés par l'érosion.

Le plissement alpin dure depuis plus de 60 millions d'années mais, ici, la structure visible est l'une des plus récentes puisqu'elle ne date guère que de 10, voire de 5 millions d'années.

Son édification est allée de pair avec un soulèvement de l'ensemble du massif de l'Oisans, toujours à l'œuvre à une vitesse de l'ordre du millimètre par an.

A3. L'action glaciaire

Au premier plan, le couloir est-ouest du col a été creusé par le glacier Romanche-Guisane qui l'occupait encore il y a 10 000 ans. De ce couloir émerge la butte des calcaires plus durs du Serre Orel, dégagée par le glacier des schistes tendres voisins.

A droite, au pied du massif de la Meije, le vallon qu'occupe actuellement le glacier de l'Homme montre une forme en auge caractéristique. Remarquer aussi les polis glaciaires sur les pentes qui bordent ce vallon à droite.

Enfin les glaciers transportent toujours des graviers et des blocs dont l'accumulation donne des moraines.

B. Remarques et compléments

B1. Le socle ancien

Bien que tous les deux hercyniens, les massifs anciens de la Meije et du Combeynot ne sont pas formés des mêmes roches.

Le massif de la Meije est constitué de gneiss granitisés. Ce terme mérite d'être explicité. Les gneiss sont des roches fortement métamorphiques, c'est-à-dire profondément recristallisées, avec même apparition de minéraux nouveaux, du fait de leur enfouissement et, donc, des fortes pressions et températures subies. Si celles-ci augmentent encore, les gneiss subissent alors un début de fusion et sont alors envahis par un liquide de composition granitique qui, en refroidissant, donne des plages d'aspect granitique, diffuses au milieu des feuillettes du gneiss. Ces roches sont dites des « migmatites ». Elles forment la plupart des points culminants du massif (Ecrins, Meije, Pelvoux). Leur âge est difficile à préciser car elles ont pu subir plusieurs périodes de plissement et de fusion partielle. Elles sont en tout cas les roches les plus anciennes du massif des Ecrins dont elles constituent le noyau. La tendance actuelle est d'en faire un matériel d'âge primaire inférieur (Cambrien à Ordovicien, soit 550 à 450 Ma environ), mais certaines fractions pourraient être plus anciennes encore, précambriennes, comme l'indiquent des âges de 620 à 840 Ma.

Le massif du Combeynot est tout à fait différent.

D'abord par son matériel, puisqu'il s'agit d'un complexe volcanique avec son « réservoir magmatique » fait d'un granite alcalin (potassique), et une carapace de filons et de couches de laves acides, rhyolitiques, alternant avec des roches d'origine sédimentaire variée, soit des tufs acides (cendres), soit des psammites ou des grauwackes, c'est-à-dire des grès résultant de l'érosion des laves ou du granite. Le granite constitue les crêtes sommitales du Combeynot, le complexe volcano-sédimentaire les arêtes du premier plan (crête de Clochettes, Pyramide du Laurichard, fig.1).

Ensuite par son âge, puisque ce complexe du Combeynot a fourni des âges de 250 à 275 Ma, soit le Permien. Cette activité volcanique permienne est tout à fait classique, et connue en de nombreux massifs hercyniens français (Vosges, Estérel, massif central, massif armoricain). Elle clôt le cycle hercynien. Le massif du Combeynot a donc échappé au métamorphisme hercynien, un peu plus ancien. Certes le massif montre des minéraux de métamorphisme tels que quartz, albite, biotite, séricite, chlorite, épidote, tous néoformés et de petite taille, mais traduisant un faciès *schiste vert* qui pourrait très bien être lié au plissement alpin.

« *La cravate du Combeynot* ». Sous ce nom on désigne un filon noirâtre d'une roche volcanique basaltique (lamprophyre) qui, partant un peu à l'Ouest du point culminant du Combeynot (3156m), court ensuite à travers les granites et les roches volcaniques dans le versant gauche du vallon du Combeynot. Ce filon n'est pas visible de notre point d'observation. Non daté, il peut être contemporain de l'activité volcanique permienne, mais on ne peut écarter l'hypothèse qu'il soit plus tardif et lié à la mise en place des spilites du Trias, bien que ces dernières laves ne soient pas connues dans le Combeynot.

B2. La couverture sédimentaire

Elle est constituée par le **Jurassique** entièrement calcaréo-marneux, sombre, fortement schistosé, qui donne les basses pentes du premier plan où s'ouvre le col. Sa base est plus calcaire et plus dure. C'est le **Lias inférieur** calcaire, daté par de mauvaises ammonites du groupe des Ariétites. Il donne des bosses (Serre Orel) ou des ressauts visibles sous la Pyramide du Laurichard. Le **Lias supérieur** est plus marneux, plus tendre. Il a fourni de rares empreintes d'ammonites (Hildoceras, Phylloceras) témoignant de la présence du Domérien et du Toarcien. Son passage au Jurassique moyen (**Aalénien**) n'est pas net. Cet Aalénien est une épaisse série très schisteuse, noire, contenant des traces d'ammonites (Ludwigia), dans des nodules siliceux à ferrugineux. Le **Bajocien** existe également dans quelque affleurements recoupés par la route du Galibier au départ du Lautaret, et a lui aussi fourni des bélemnites et des reste d'ammonites.

On a dit plus haut que le massif ancien du Combeynot chevauche cette épaisse série jurassique. Il est donc apparemment bien séparé d'elle. Dès lors, on peut se demander si ce massif n'aurait pas sa propre couverture, différente de celle du col. De fait, au pied des abrupts de la pyramide du Laurichard, il existe de petits affleurements de **Trias** (grès et dolomie gris-brunâtre) en contact stratigraphique avec les roches anciennes, mais en série inverse, chevauchante sur le Jurassique du col (fig.1).

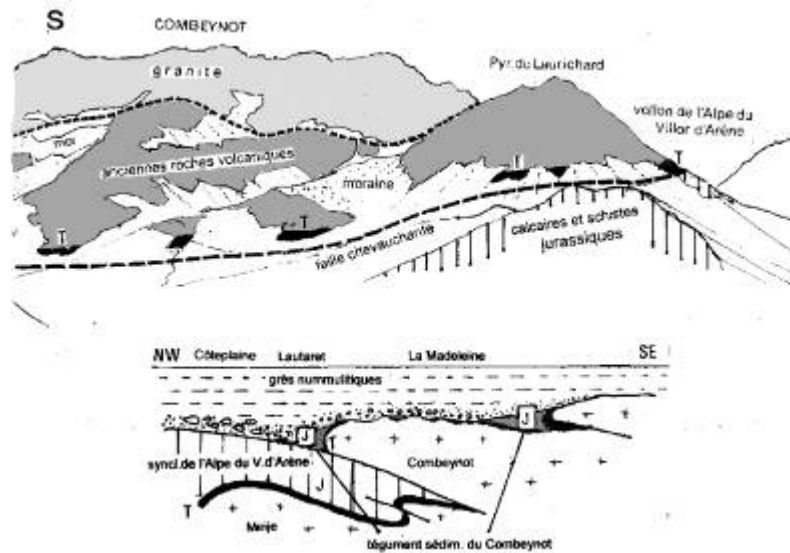


Fig.1. Panorama du versant Nord du Combeynot et schéma montrant le pli anténummulitique de ce massif avant le dépôt du Nummulitique. T, Trias ; J, Jurassique. Photo S. Aubert

De quelle série ce Trias est-il la base ? La réponse exige que l'on fasse appel à des dispositions géologiques invisibles d'ici.

Dans le vallon de l'Alpe du Villar d'Arène, le chevauchement du Combeynot sur les sédiments jurassiques s'observe toujours, mais le Trias vu au pied du Laurichard se complète par quelques mètres d'un calcaire probablement liasique, également en série inverse, puis par un calcaire gréseux brun, peut-être nummulitique. Cette série est très différente de celle qui remplit le vallon. Il y aurait donc sur le Combeynot ouest une série de couverture mince, « tégumentaire », qui n'a rien à voir avec les épaisses séries du Lautaret (fig.1).

Dans la vallée de la Guisane, la couverture du Combeynot est également réduite à un peu de Trias et parfois de Lias sur lequel viennent directement en transgression et discordance les sédiments nummulitiques. Certes les érosions qui ont précédé cette transgression sont responsables de la réduction de la série liasique visible, mais les faciès de cette dernière suggèrent qu'il s'agit là encore d'une série mince, « tégumentaire », finalement peu différente de celle du versant ouest.

On peut en conclure que le massif du Combeynot, comme bien d'autres secteurs de l'Oisans, a représenté au Jurassique inférieur et moyen, un bloc isolé par failles dans le cadre de la distension téthysienne¹. Ce bloc, à valeur de horst, a représenté un haut fond dans la mer alpine, sur lequel les sédiments sont restés minces. Il était suivi, à l'ouest, par le « graben » de l'Alpe du Villar d'Arène, où la sédimentation a été plus épaisse.

¹ Sous ce terme, on désigne les importantes dislocations qu'a connues le futur domaine alpin lors de l'ouverture de l'océan alpin (= téthysien) au début du Secondaire, dislocations qui ont affecté les marges de cet océan sur une largeur de 100 à 200 km. Le futur Oisans était inclus dans cette zone distendue et fracturée en horsts et grabens.

De toute façon, mais là encore il faut faire appel à des données générales que l'on ne peut retirer du seul panorama étudié, la fin de l'ère secondaire a vu une émergence de toute la région si bien que l'érosion a alors fortement entamé la couverture du massif de l'Oisans, en ne laissant subsister que les parties basses de la couverture. C'est donc sur une surface très érodée que la transgression nummulitique s'est avancée. Mais les dépôts nummulitiques ont ensuite été eux-mêmes érodés dans le cadre du soulèvement alpin ultérieur, et ne s'observent plus que sur le versant Guisane du Combeynot.

B3. La structure tectonique

Deux faits importants doivent être soulignés.

1. Le chevauchement du massif du Combeynot vers l'Ouest sur le synclinal Alpe du Villar d'Arène – col d'Arsine.

C'est la structure que l'on observe actuellement. Elle est le résultat des dernières actions du plissement alpin, actions assez récentes, comme on l'a dit, puisque de l'ordre de -10 à -5 Ma. La mise en place de ce chevauchement va de pair avec le jeu en décrochements sénestres de grandes failles WNW-ESE venant de la Guisane (fig.2). Ce faisceau de failles passe au col du Lautaret et a pu contribuer à son ouverture par l'érosion en créant des solutions de continuité dans les différentes barres calcaires ou gréseuses qui courent de la montagne de Côteplaine-Chaillol à la Guisane.

Ces mouvements traduisent une dernière contraction de l'édifice alpin.

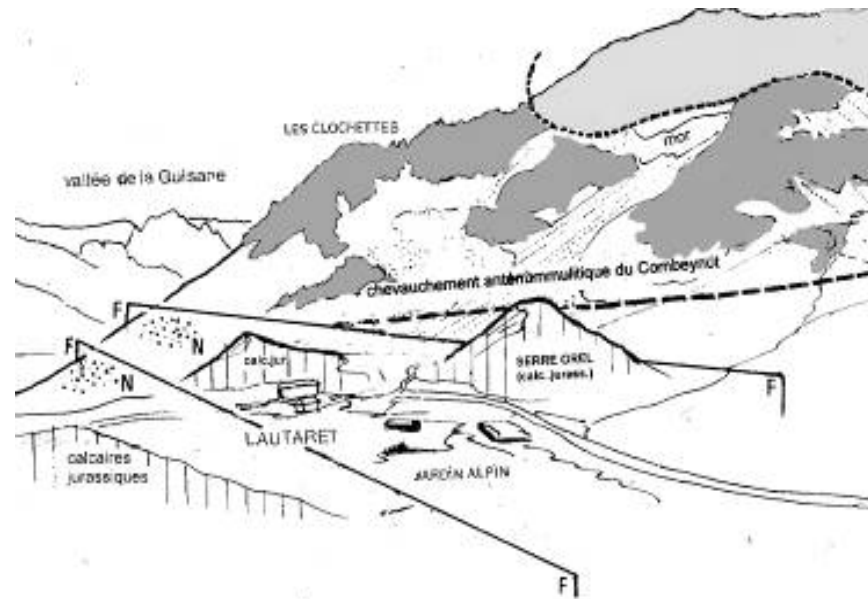


Fig.2. Détail de la structure du col du Lautaret versant Guisane, montrant les grandes failles tardives qui masquent l'enfoncement d du chevauchement du Combeynot sous le Nummulitique (N). A droite, vue du Lautaret dans les années 1930 (coll. A. Bignon).

2. Le chevauchement du massif du Combeynot vers le Nord, sur le Jurassique du col du Lautaret.

Il est traduit par l'existence du Trias en série inverse conservé sous le chevauchement en question, si bien que la face nord du Combeynot représente *un grand pli couché vers le nord* que l'on suit jusqu'à la vallée de la Guisane où il est interrompu, certes par les failles évoquées plus haut, mais aussi parce qu'il disparaît sous la transgression du Nummulitique (fig.2). Ce pli est donc anténummulitique, probablement crétacé supérieur, époque à laquelle se produisent les premiers plis alpins, d'axe E-W, comme les plis provençaux dont ils sont l'écho. Le panorama étudié nous place donc en face du front d'une structure vieille de 60 à 70 Ma et, à ce titre, il est exceptionnel dans les Alpes françaises.

B4. Le Quaternaire

Deux remarques complémentaires :

Pour ce qui est de l'**action glaciaire**, elle est due à un glacier qui, au maximum glaciaire würmien, était commun aux vallées de la Guisane et de la Romanche. Quand la déglaciation a commencé, entre -15000 et -12000 ans, la langue de la Guisane, coulant vers l'Est, s'est séparée de la langue de la Romanche, coulant vers l'Ouest. Le col est un « seuil de diffluence glaciaire ».

Les moraines abandonnées par ces langues sont omniprésentes sur les deux versants du col. Il s'agit de moraines « de fond », c'est-à-dire déposées sous la glace et qui n'ont pas de formes propres. Il existe pourtant des sortes d'arcs morainiques emboîtés que l'on peut observer à la base du grand vallon du Combeynot. Il s'agit de « rock-glaciers » ou de « glaciers rocheux » témoignant des derniers stades de la régression glaciaire : la langue glaciaire en voie de disparition est tellement encombrée de cailloux que la glace ne constitue plus qu'un film plus ou moins épais entre les blocs, mais suffisant tout de même pour conférer à l'ensemble une certaine plasticité. Celui-ci continue alors à glisser sur la pente en dessinant des bourrelets emboîtés, convexes vers l'aval, d'où ne sort aucun torrent.

Le massif du Combeynot en montre de nombreux exemples mais seul celui du grand vallon descendant vers le Lautaret est visible d'ici.

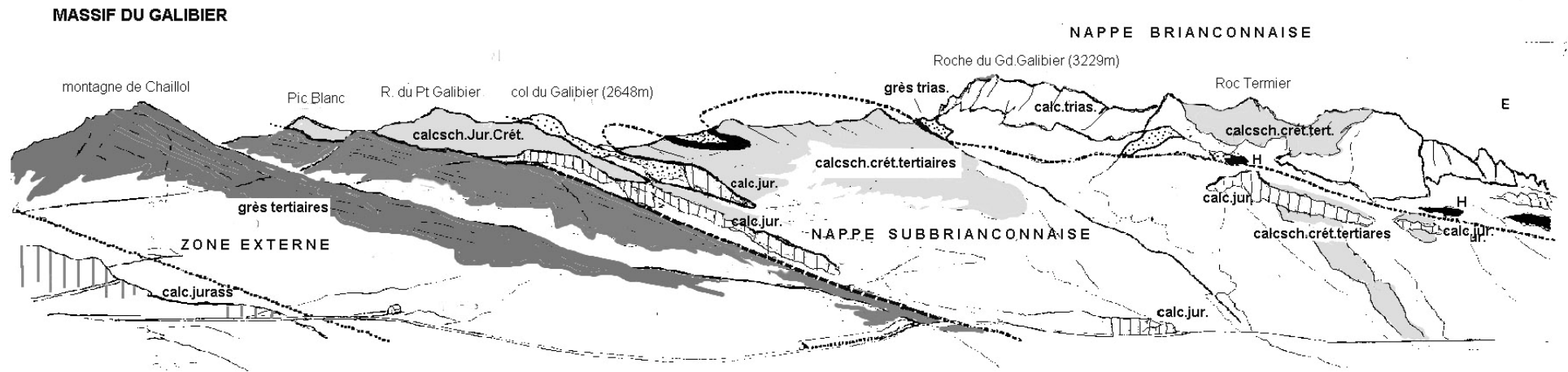
Les **tufs du Lautaret**, brun-rougeâtres, que l'on observe en blocs au voisinage des hôtels du col ainsi que dans le jardin alpin où ils délimitent les rocailles, ont été déposés par des sources, toujours actuelles, situées en contrebas du col sur le versant Briançon, près du jardin alpin et dans celui-ci, versant La Grave. L'eau de ces sources tire son calcaire de leur circulation dans les gypses et cargneules du Trias qui jalonnent les failles WNW-ENE évoquées précédemment.

Ces tufs contiennent des débris végétaux divers, y compris des cônes de pins, ainsi que des ossements de marmottes. Ils sont postérieurs au départ du glacier.





Photo Francou



PANORAMA DU MASSIF DU GRAND GALIBIER

II. PANORAMA DU MASSIF DU GRAND GALIBIER

A. Texte du panneau extérieur

L'intérêt de ce panorama est de montrer ce que les géologues appellent des « nappes de charriage », c'est-à-dire des masses rocheuses de plusieurs centaines de kilomètres carrés déplacées horizontalement sous l'effet du plissement alpin. Le résultat de ce déplacement est l'empilement, sur une même verticale, de plusieurs ensembles jadis séparés géographiquement, ce qui correspond évidemment à un fort raccourcissement du domaine évoqué.

Le panorama montre deux nappes superposées, reposant sur un substratum non charrié.

A1. La nappe supérieure constitue la crête du Grand Galibier

Elle est formée de calcaires et de grès dits « triasiques² ». Cet ensemble est posé sur des pentes ravinées, à topographie plus douce car constituées de calcaires plus tendres dont l'âge est principalement crétacé (-70 Ma environ). Une telle superposition ne peut pas être due à la sédimentation normale au fond de la mer alpine puisque, ici, des sédiments anciens, de plus de 200 Ma, reposent sur des sédiments plus récents (70 Ma).

C'est donc que les terrains du Grand Galibier ont été poussés sur les terrains crétacés lors du plissement alpin, à l'ère tertiaire, vers - 30 Ma. Comme l'ensemble charrié vient de la région de Briançon, les géologues lui ont donné le nom de « nappe briançonnaise ». Les couches tendres sus-jacentes sont dites « subbriançonnaises ».

A2. La nappe inférieure correspond à cet ensemble subbriançonnais

En effet, à la base de celui-ci, on peut voir d'ici une petite falaise grise qui, un peu au dessus et à gauche du paravalanche, s'élève vers la gauche pour être finalement coupée par la route du Galibier. Ce sont des calcaires d'âge jurassique, bien à leur place à la base de la série crétacée subbriançonnaise. Or ces calcaires, vieux de 160 Ma environ, reposent sur des grès d'âge tertiaire (35 Ma), à patine sombre, qui forment, à gauche du panorama, la montagne de Chaillol. Il y a là, à nouveau, une superposition anormale (roches anciennes au dessus de roches plus récentes). L'ensemble subbriançonnais est donc lui aussi une nappe de charriage, qui, portant sur son dos la nappe briançonnaise et replissée avec elle, est venue se mettre en place sur les grès tertiaires de Chaillol quelques millions d'années après le dépôt de ces derniers.

L'ampleur du déplacement de ces nappes a été de l'ordre de 20 à 30 km et leur vitesse de l'ordre du centimètre par an.

A l'origine, la superposition de ces nappes devait être à peu près horizontale, (même si, localement, elles étaient repliées l'une dans l'autre). Le basculement vers l'Est (vers la droite du paysage) que l'on observe aujourd'hui, est dû au soulèvement récent du massif de la Meije.

Quant au col du Lautaret, il est ouvert dans des calcaires jurassiques appartenant à la **zone externe alpine**, troisième ensemble constitutif de ce panorama, où la structure en nappe s'atténue pour disparaître même plus loin vers l'Ouest, à partir de la Grave.

Les calcaires jurassiques sont ici directement surmontés par les grès tertiaires de la montagne du Chaillol, sans trace de terrains crétacés entre les deux, ce qui montre une histoire géologique compliquée que le panorama ne permet pas d'analyser.

² c'est-à-dire déposés au Trias, époque avec laquelle commence l'ère secondaire, à 250 millions d'années de nous ; le Trias dure jusqu'à -200 Ma

B. Remarques et compléments

Ce panorama montre trois ensembles structuraux juxtaposés. De gauche à droite, se succèdent :

B1. La zone externe alpine

Elle correspond au col du Lautaret et à la montagne de Côteplaine-Chaillol sur laquelle se déroulent les premiers lacets de la route du Galibier.

Au col même affleurent les calcaires jurassiques, noirs, schisteux, d'âge liasique à jurassique moyen montré par quelques rares ammonites. Plus intéressant est ce qui se passe au dessus d'eux. En effet, le Jurassique supérieur et le Crétacé manquent totalement, si bien que ce sont les terrains tertiaires (Eocène supérieur) de Côteplaine-Chaillol qui reposent sur le Jurassique. Le contact est stratigraphique. Il a donc existé une longue période d'érosion (ou de non-dépôt) entre Jurassique et Eocène supérieur.

Le panorama ne permet pas d'en dire plus, mais les observations faites dans les régions voisines montrent qu'effectivement tout l'Oisans a émergé au Crétacé supérieur, probablement en contrecoup des plissements précoces du cycle alpin qui, plus au sud, édifiaient les premières structures provençales. Ce soulèvement de l'Oisans a provoqué l'érosion d'une partie de la couverture sédimentaire du vieux massif et en particulier celle des termes supérieurs qui ont disparu. Mais il y a eu aussi des plissements crétacé supérieur (notamment ceux qui ont donné le pli chevauchant du Combeynot vers le Nord – voir l'autre panorama). Ces plissements expliquent que l'Eocène de la montagne de Chaillol repose en discordance stratigraphique sur le Lias, là où le contact est visible.

Il y a même plus. La route du Galibier traverse, dans sa partie rectiligne bien visible d'ici, des écaillles assez chaotiques de Trias (calcaires dolomitiques, spilites) et de Lias calcaire jalonnant le contact. Un peu plus au Nord, il existe même de minuscules écaillles de granite. Ce sont des olistolites, c'est-à-dire des blocs glissés dans les vases de la mer éocène à partir des reliefs qui accidentaient le fond de cette mer, et qui pouvaient représenter des plis déjà formés ou en cours de formation.

Les grès éocènes de la montagne de Chaillol affleurent dans de bonnes conditions dans le vallon de Roche Noire qui leur doit son nom. Ils se présentent comme une alternance de bancs gréseux et pélitiques, ces derniers très schistosés. Les bancs de grès sont souvent granoclassés, avec des figures sédimentaires telles que des bourrelets basaux (« sole marks ») caractéristiques de séries de type flysch. Les géologues désignent donc cette formation sous le nom de « flysch des aiguilles d'Arves », les aiguilles en question se situant plus au nord et invisibles d'ici. Rappelons que les flyschs sont des sédiments traduisant une activité tectonique naissante, encore sous-marine. Il s'agit manifestement des prémices du plissement alpin proprement dit qui commence avec le dépôt de ce flysch.

Les caractères très particuliers de cette partie de la zone externe, bien différente de la zone dauphinoise classique (celle des environs de Grenoble), lui ont fait donner de zone « ultradauphinoise ». Elle précède la « zone interne alpine » où la structure en nappes est la règle et où les séries sédimentaires sont différentes.

B2. La zone interne alpine

Dans le panorama du Grand Galibier, elle n'est représentée que par deux nappes de charriage superposées, dites respectivement briançonnaise et subbriançonnaise.

La nappe briançonnaise (BR). Elle tire son nom du fait qu'elle se prolonge dans les montagnes entourant Briançon. Son ossature est faite par des calcaires dolomitiques du Trias, donnant des falaises imposantes, plus ou moins ruiniformes. A la base de ces falaises, au milieu des éboulis, pointent des affleurements discontinus de roches à patine sombre. Ce sont les quartzites de base de la série triasique (leur matériel de quartz détritique provient du remaniement des sables tapissant les restes aplanis de la chaîne hercynienne).

Sous ce Trias, il y a même par places des grès houillers, noirs, qui s'épaississent peu à peu quand on va vers l'Est, notamment sous le Signal de la Ponsonnière (ancienne mine d'anthracite (fig.3), et surtout dans le bassin de Briançon où la série houillère peut atteindre le millier de mètres en épaisseur (en partie visible d'ici, au col du Chardonnet, au fond du panorama). Les minces affleurements du Grand Galibier doivent donc être

considérés comme des lambeaux décollés de cette masse houillère, lambeaux entraînés vers l'ouest par le charriage de la couverture briançonnaise désolidarisée de son ancien substratum.

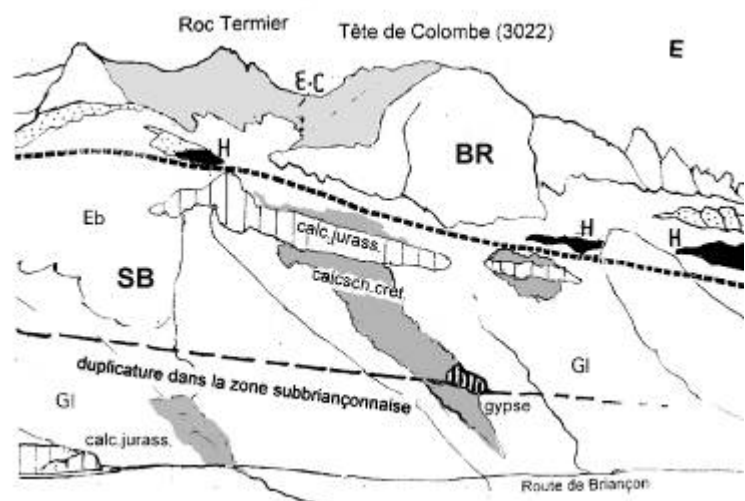


Fig.3. Lambeaux houillers (H) à la base de la nappe briançonnaise et duplication dans le Subbriançonnais marquée par une lame de gypse. E-C, calcaires crétacés-éocènes. Eb, éboulis ; G1, moraines. A droite, photo S. Aubert.

Au dessus du Trias, la série briançonnaise est réduite au Crétacé supérieur-Eocène inférieur qui repose directement sur le Trias sous la forme de calcschistes rouges et gris formant le Roc Termier et une partie de la Tête de Colombe (fig.3). Il manque donc le Jurassique et le Crétacé inférieur (au moins dans ce panorama, car sur le versant N du Grand Galibier, le Jurassique supérieur réapparaît en placages très minces). Cette série discontinue et lacunaire indique que la zone briançonnaise a représenté dans la mer alpine un seuil souvent émergé ou un haut-fond pélagique balayé par les courants, ce qui l'opposait à l'immense vasière jurassique de la zone dauphinoise et au manque du Crétacé supérieur dans la partie orientale de cette zone.

La nappe subbriançonnaise (SB) correspond aux pentes ravinées sous-jacentes aux falaises triasiques briançonnaises. Ces pentes sont tapissées d'éboulis (Eb) et de moraines (G1) plus ou moins glissées. Mais l'arête qui du Grand Galibier au col de même nom permet de voir que la série subbriançonnaise est un peu intermédiaire entre celle de la zone externe et celle du Briançonnais. En effet cette série est apparemment complète et va jusque dans l'Eocène inférieur (le Jurassique et le Crétacé inférieur existent) mais les faciès sont ceux de vases calcaires, de couleur claire. Les calcschistes du Crétacé supérieur-Eocène inférieur sont identiques à ceux du Briançonnais. Bref, la zone subbriançonnaise apparaît ici comme un sillon de sédimentation succédant à l'Ouest au seuil briançonnais. La paléogéographie de la zone interne alpine est donc complexe.

Au point de vue tectonique, la mise en place de la nappe briançonnaise sur le subbriançonnais est un phénomène mécanique qui a dû être assez complexe car il existe des « pincées » de la première dans le second, pincées assez nettement visibles sur l'arête allant du col à la Roche du Grand Galibier (arête de la Mandette) (fig.4,5). L'une à mi-pente, constituée de grès houillers et de quartzites triasiques, l'autre au col du Galibier même,

constituée de quartzites triasiques sur lequel le Jurassique supérieur repose stratigraphiquement (le Trias calcaire manque, ce qui confirme et accentue le caractère de haut fond pélagique de la zone briançonnaise).

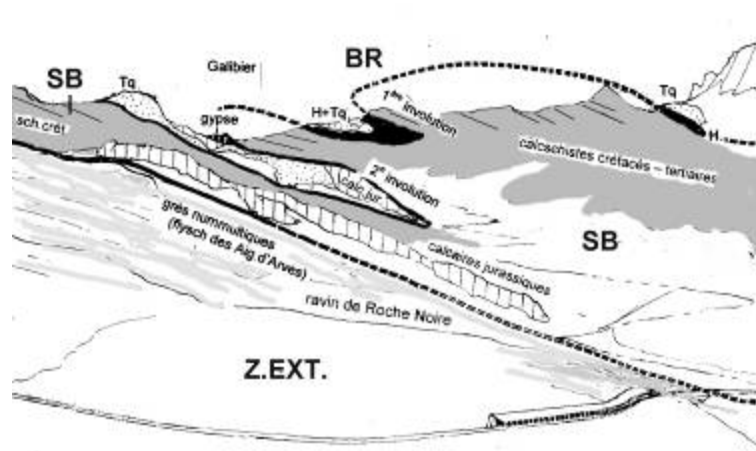


Fig.4. Pincées de matériel briançonnais dans les calcschistes subbriançonnais. Noter la butte de gypse du col du Galibier (voir texte). Tq, quartzites triasiques. A droite, photo Francou.

Ces pincées, de style souple, traduisent une certaine plasticité du matériel mis en jeu, donc des pressions et températures assez élevées nécessitant une certaine surcharge, c'est-à-dire la présence de nappes plus élevées que l'érosion a fait disparaître.

Ces conditions sont favorables à la recristallisation de certains minéraux, dits minéraux de métamorphisme qui ont permis (ailleurs qu'au Galibier) de le dater de 35 Ma environ (extrême fin de l'Eocène).

Quant à la zone subbriançonnaise, elle s'est mise en place sur les grès ultradauphinois grâce à une troncature, c'est à dire une faille chevauchante qui sectionne le Jurassique et fait que les schistes crétacé supérieur de la Roche du Petit Galibier sont directement charriés sur les grès.

La zone subbriançonnaise est certainement faite de plusieurs écailles superposées car il existe au moins un plan de clivage jalonné de gypse triasique (Gy), séparant deux unités superposées (fig.3,5).

Le gypse est, en effet, une roche géologiquement plastique qui s'injecte dans les plans de faille et les jalonne en amas plus ou moins discontinus. C'est là l'origine de la petite butte gypseuse supportant la table d'orientation du col du Galibier (fig.4). Il est surprenant de voir une roche aussi soluble (solubilité que prouvent les entonnoirs de dissolution dans la butte en question) donner des reliefs. La raison est que, sous la pression tectonique, le gypse plastique sourd sans arrêt (comme de la pâte dentifrice hors d'un tube que l'on presse) mais que sa dissolution compense sa surrection. Ce

phénomène est bien connu dans les « montagnes de sel » du moyen Orient. Les Alpes en montrent deux ou trois exemples (où le gypse remplace le sel), dont celui du Galibier est certainement le plus net.

Age du charriage. Il est forcément postérieur au flysch éocène ultra-dauphinois (40 Ma env.) puisqu'il le chevauche. Par ailleurs, la mise en place de ces nappes sous la surcharge d'unités supérieures disparues, donc sous pression et à une certaine température, a provoqué, comme on l'a dit plus haut, la recristallisation de certains minéraux, dits minéraux de métamorphisme (albite, chlorite) qui ont permis (ailleurs qu'au Galibier) de dater ce léger métamorphisme de 38 à 35 Ma environ, soit l'extrême fin de l'Eocène, ce qui est cohérent avec les données stratigraphiques.

Ainsi le charriage a-t-il dû se faire entre 40 et 38-35 Ma, en 2 à 3 millions d'années, et sur une portée de l'ordre de 20 à 30 km. Sa vitesse serait donc de l'ordre du cm/an.

Ultimes actions. Le basculement de l'édifice de nappes vers l'Est est évidemment postérieur à leur mise en place (fig.5). On le relie au soulèvement de l'Oisans que diverses considérations font considérer comme très récent (moins de 10 Ma).

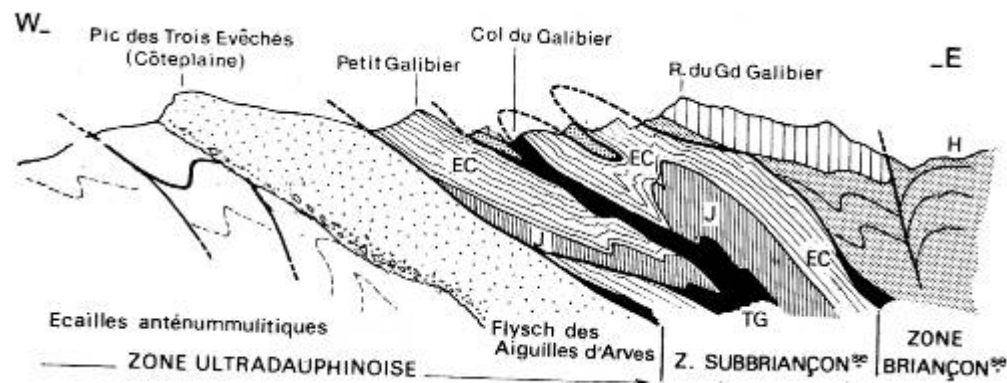


Fig.5. Schéma structural montrant les zones ultra-dauphinoise, subbriançonnaise et briançonnaise.

Bibliographie

Debelmas J. (1983). Alpes du Dauphiné. *Guides géologiques régionaux*. Ed. Masson, Paris.

Debelmas J., A. Pécher, J.Cl. Barféty (2002). Découverte de la géologie du Parc national des Ecrins. Ed. BRGM, Orléans

Voir aussi les cartes géologiques au 50.000^e de La Grave (1976) et St Christophe-en-Oisans (1984). Ed. BRGM, Orléans.

Pour plus de détails sur la zone briançonnaise, on pourra consulter le guide : « Montagnes du Briançonnais, promenades et randonnées, initiation à la géologie », par M.Lemoine, J.Cl.Barféty, R.Cirio et P.Tricart, Ed. BRGM, Orléans, 1994.