

SORTIE AU CHENAILLET du 24-09-2008 au 26-09-2008.

Journée du 25

Le but de cette journée est d'interpréter le massif du Chenaillet et, dans ce but, de connaître toutes les roches.

Premier arrêt. On voit des roches vertes ou rougeâtres dans des calcaires. La pâte est fine, entrelardée de petits filons. Aucune réaction avec HCl. Il faudrait aller au laboratoire et passer une couche mince au microscope. On verrait que les filons blancs sont du quartz. La partie rouge est un assemblage de tests, carapaces unicellulaires d'animaux microscopiques qui existent encore et appartiennent au groupe des radiolaires. La roche est une radiolarite. Les galets de St Egrève vus l'an passé viennent de là. Les sources de la Durance sont très proches, vers la cabane des douaniers et la Durance se jetait dans la mer à Grenoble ! Quand la roche est rouge, cela indique la présence de fer ferrique Fe^{3+} alors que la couleur verte indique la présence de fer ferreux Fe^{2+} . Il suffit de très peu de fer pour donner la teinte, la roche pouvant être blanche.

Des radiolaires, il y en a dans pratiquement toutes les mers du monde mais une accumulation qui donne de la radiolarite est beaucoup moins fréquente. Deux raisons possibles :

- il peut y avoir relativement peu de radiolaires mais il n'y a qu'elles.
- il y a beaucoup de radiolaires comparé aux autres espèces.

S'il n'y a que des radiolaires, on a un fond siliceux et pas de déposition de carbonate donc un grand fond, en tout cas en dessous de la CCD (carbonate concentration depth), limite en dessous de laquelle les carbonates se dissolvent (c'est une des particularités des carbonates : leur solubilité augmente quand la température baisse). Cette CCD dépend de la température donc du climat.

Ici on a aussi des carbonates. Il peut y avoir des variations de la CCD (ou du niveau marin). Les radiolaires ayant besoin de silice, on peut faire l'hypothèse d'un apport exceptionnel de silice. Un fond riche en silice, cela fait penser aux émanations issues des fumeurs d'où sort une eau chargée. Ce serait les fumeurs noirs des fonds océaniques, les événements pseudo magmatiques. Les radiolarites sont souvent associées aux grands fonds donc au plancher océanique. Mais ce n'est pas encore une preuve.



Carbonates en haut à gauche, radiolarite en bas à droite



Du rouge, du vert, du blanc.

Petite confirmation Wikipedia :

La radiolarite est une roche sédimentaire à grains fins peu visible à l'œil nu, présentant une alternance de bancs foncés/ bancs clairs.

Elle est composée essentiellement de coques siliceuses de radiolaire, protozoaire planctonique Actinopode vivant dans les mers chaudes.

La couleur rouge est due à la présence de fer ferrique Fe^{3+} . Parfois le fer est sous forme ferreuse Fe^{2+} , ce qui donne à la roche une couleur verte.

Pour former de la radiolarite, les coques de radiolaire doivent être préservées. Le taux de sédimentation dépend du rapport production primaire/dissolution. Une bonne productivité primaire est nécessaire pour avoir de la sédimentation. De plus, si l'on observe une courbe représentant la dissolution de la silice en fonction de la profondeur, on s'aperçoit que le taux de dissolution est très élevé à la surface alors qu'il est quasi nul en profondeur. Or les radiolaires vivent dans la couche d'eau superficielle des océans, et leurs coques devraient être dissoutes à leur mort.

Les coques retrouvées dans la radiolarite ont donc échappé à la dissolution de surface.

Puisque certaines coques ne sont pas dissoutes, il existe au moins un mécanisme les protégeant de la dissolution lors de leur passage dans la couche superficielle.

Le mécanisme suivant est avancé : les radiolaires font partie des réseaux trophiques. Lorsqu'un prédateur mange un radiolaire, il rejette la coque dans ses pelotes fécales. La coque emprisonnée dans la matière organique des pelotes n'est plus en contact avec l'eau de mer et ne peut être dissoute. Ensuite, la coque rejoint les couches d'eau plus profondes où il n'y a plus de dissolution, les traverse et tombe sur le fond de l'océan où elle va sédimenter.

Signification géologique

La radiolarite est un assemblage de grains fins, ce qui entraîne un hydrodynamisme faible donc un milieu de dépôt calme. On a vu précédemment que le taux de dissolution de la silice était très important à la surface, c'est-à-dire au même endroit où il y a la productivité primaire. Cela signifie que peu de radiolaires (par rapport à ceux présents dans le milieu à ce moment-là) contribuent à la formation de radiolarite.

Il existe d'autres formes planctoniques (foraminifères, coccolithophoridés, etc.) qui secrètent un test (=coquille) en carbonate de calcium $CaCO_3$. Or la courbe de dissolution des carbonates en fonction de la profondeur est inverse à celle de la silice. Jusqu'à une certaine profondeur, appelée lysocline, il n'y a pas ou peu de dissolution.

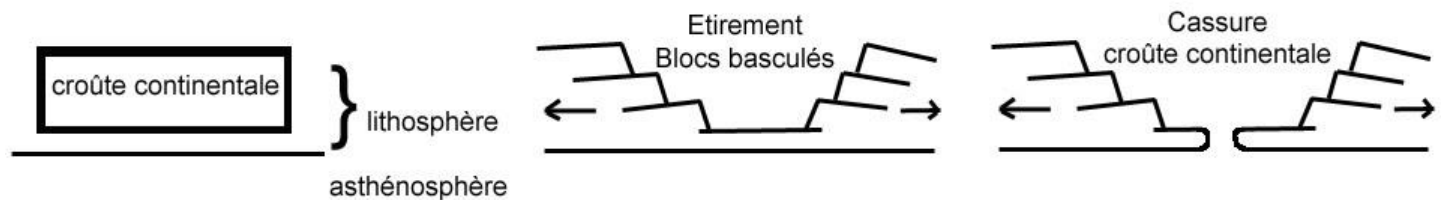
Ensuite, de la lysocline à une profondeur appelée C.C.D. (carbonate compensation depth), le taux de dissolution augmente en même temps que la profondeur. Enfin, après la C.C.D., il n'y a plus de $CaCO_3$: tout a été dissout.

La C.C.D. actuelle est à environ -5000 m pour l'océan Atlantique et -4000 m pour l'océan Pacifique.

Pour sédimenter de la radiolarite, il faut être en dessous de la C.C.D., sinon la grande quantité de tests carbonatés masque la présence des coques siliceuses.

En résumé, la radiolarite caractérise les milieux de dépôts calmes et profonds qui peuvent être associés aux grands fonds marins des océans chauds.

Vingt minutes plus tard, vers la cabane des douaniers, on trouve des roches très noires. Quelles sont les roches constituant un plancher océanique ? Quelques dessins



Le plancher océanique va être obtenu par la "cicatrisation" de l'asthénosphère mise à nu par la cassure.

L'asthénosphère est constituée de péridotite (mélange d'olivine et de pyroxènes) "solide" quoique ductile Elle était à HP et HT. La pression chute : ΔP puisque le poids porté par l'asthénosphère a diminué. ΔT aussi en raison du contact avec l'eau mais T chute beaucoup plus lentement. Il s'en suit que l'on va obtenir une fusion partielle de la péridotite. Cette fusion est partielle et concerne seulement les pyroxènes. Et on va rechercher un bon vieux diagramme de Streckeisen vu en cours de première année, celui réservé aux roches ultra basiques.

On part, "en gros", du point vert : 50% de périclase, 25% de Cpx (clinopyroxène) et 25% d'Opx (orthopyroxène) qui est la lherzolite. Cpx, le plus riche en silice, fond en premier et on arrive dans les harzburgites. Le point bleu correspondrait à une fusion totale des Cpx. Si le processus de fusion se poursuit, les Opx fondent et on se dirige vers des roches très riches en olivine, les dunites. Dans un plancher océanique on trouve donc de la lherzolite qui a perdu de la silice ou, si on veut, de la périclase appauvrie en silice. Si, comme c'est le cas dans les Pyrénées, je trouve de la lherzolite, ce ne peut pas être du plancher océanique. On récupère donc un magma avec des Cpx ou des Cpx et des Opx.

Si ce magma cristallise sur place, on parlera d'un gabbro. Dans le cas contraire, le magma s'infiltre par des fissures et donne une émission volcanique de laves en coussin. On obtient donc non plus un cristal mais un verre : le basalte. La pression due à la profondeur empêche l'explosion et l'émission de hyaloclastites.

Si le taux de fusion est important, on aura des couches de gabbro et des couches de basalte ayant traversé les filons de gabbro. C'est ce qui se passe dans les dorsales rapides. On a alors une limite nette entre périclase et gabbro : c'est le Moho, limite entre la zone dure et la zone ductile.

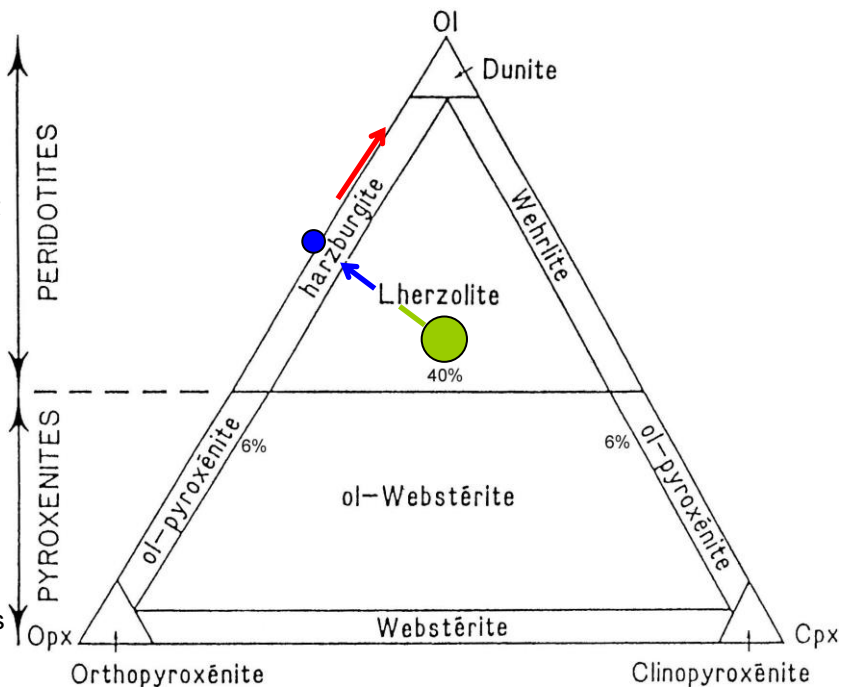
Si le taux de fusion est plus faible, on trouve selon les endroits un mélange de l'ensemble ou que des gabbros ou que du basalte. On ne peut plus parler de croûte et de manteau mais uniquement de plancher océanique.

Regardons ces roches noires.

Elle est noire avec des petits éclats de ci de là : faces de clivage de cristaux de pyroxène. On pense à une roche volcanique. En fait c'est une imbrication de nombreux cristaux. C'est donc une roche plutonique. Les "gros" cristaux sont donc des pyroxènes, les tout petits de la serpentine. Mais le puriste réagit. La serpentine n'est pas plutonique car elle ne peut pas être obtenue par refroidissement d'un magma. C'est un minéral provenant de la réaction : $olivine + contrainte + H_2O \rightarrow serpentine$.



Cette réaction mène donc à une roche métamorphique, la serpentinite. Rappelons qu'on était parti d'olivine et de pyroxène, ie une périclase. Pour éviter la confusion, on parlera de périclase serpentinisée ! C'est une roche du manteau. Cette "périclase" est-elle appauvrie en silice ? il suffit de faire une analyse chimique pour trouver qu'elle a été faiblement appauvrie en silice. C'est encore une lherzolite, pas encore une harzburgite. Elle n'a donné que peu de produits de fusion. On pense à une dorsale lente, avec peu de gabbro et de basalte. Le Chenaillet, qui simule une dorsale rapide, est



Classification des roches ultrabasiqes, périclotes et pyroxénites en fonction de leur proportion modale (% volume) d'olivine (ol), orthopyroxène (opx) et clinopyroxène (cpx). En addition est une phase alumineuse (plagioclase, spinelle, grenat).

en fait une exception dans l'océan figure. Il y a eu ici exceptionnellement du volcanisme sous marin : un petit volcan aplati au fond de la mer.

Que signifie le taux de fusion ? Une fusion faible concerne 5% des roches alors qu'une fusion importante peut aller jusqu'à 20%. Il y a eu des cas de plus de 50% à des époques reculées où la tectonique était différente et sans doute la terre encore plus chaude. Les roches qui se sont alors formées existent mais il ne pourra plus s'en former.

Arrêt suivant sur une arête très dentelée, un quart d'heure plus tard.

C'est donc la roche la plus dure. On distingue différents cristaux de l'ordre de quelques cm :

- des parties blanches en relief formant des parallélépipèdes rectangles
- des parties sombres, géométriques aussi.

Ces cristaux occupent toute la roche : c'est une roche magmatique plutonique.

- parties sombres → pyroxènes.
- parties pâles → plagioclases

Cette roche est donc un **gabbro**.

On se trouve dans une chambre magmatique et il peut y avoir de l'olivine.



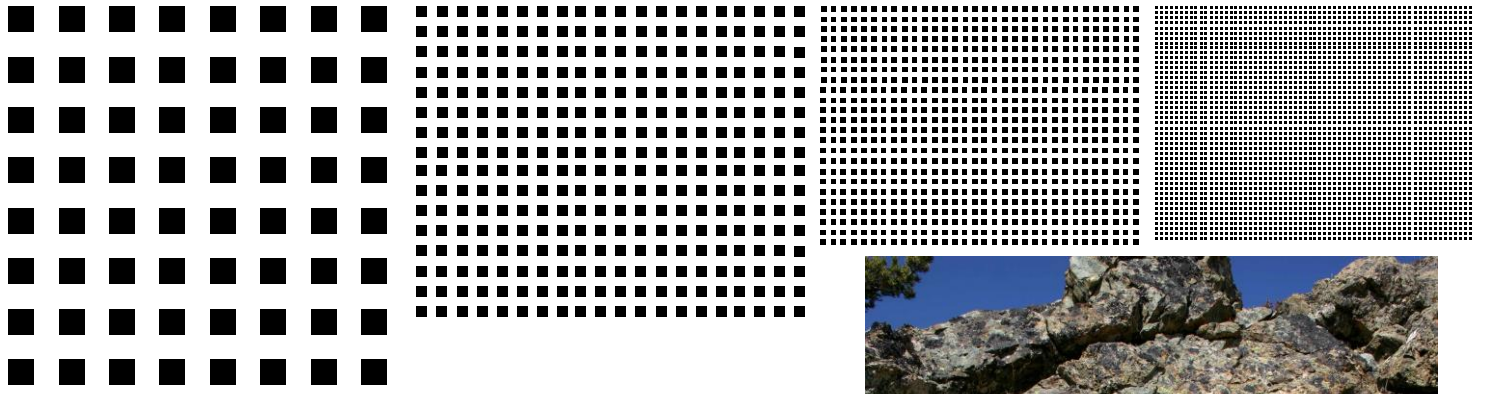
Plus haut, encore des gabbros mais à grain plus fin et une roche plus sombre. Ce n'est pas de la serpentinite. Si on la casse il apparaît des cristaux de pyroxène et de plagioclases. C'est encore du gabbro avec une altération importante,

comme rouillé. Il apparaît dans une bande au sein des gabbros avec beaucoup de cristaux de chlorite. De l'eau peut s'infiltrer dans les fissures du gabbro. Elle s'échauffe en profondeur et en remontant peut provoquer un métamorphisme de contact hydrothermal. L'eau en question a dissout plein de substances, ce qui explique la présence des chlorites. Quand elle arrive en surface (ie au fond de la mer), elle constitue les fumeurs noirs.



Un peu plus loin on trouve des bandes sombres dans des gabbros. Dans ces bandes sombres on ne voit rien. Si on regarde au microscope, on constate que ce sont des μ cristaux de pyroxènes et de plagioclases. C'est donc un microgabbro ou dolérite ou diabase. Il s'agit du remplissage non "ramoné" de petites cheminées. Quand le gabbro se fissure, le magma peut remonter. Celui qui arrive en surface deviendra du basalte. Celui qui n'y arrive pas et qui reste dans la cheminée se refroidit bien plus rapidement qu'il ne l'aurait fait dans la chambre magmatique car il est en contact avec un gabbro déjà froid. Un quidam demande pourquoi cette dolérite nous semble plus sombre que les gabbros : il est répondu que notre œil nous joue des tours. Si on prend un damier blanc et noir, plus la taille des carrés sera petite et

plus notre œil nous le décrira sombre: effet de pixelisation. Pas évident à vérifier sur un écran de micro, lui même pixelisé. On observe peu de filons car il s'agit d'une dorsale lente. Si la dorsale est rapide, on parle d'un complexe filonier.



Pour la photo de gauche, Nicollet, qui a pratiquement la même sur son site, parle de gabbro recoupé par du basalte.



En direction du Mont Genève. Le champ sur la gauche : les sources de la Durance.



Crête des Granges (au souvenir ?)

Et on trouve encore d'autres roches : un gabbro qui n'en est plus un !

Il y a des plagioclases et des pyroxènes. Mais il y a aussi des parties vert sombre : de l'amphibole. Ce n'est donc plus du gabbro. L'amphibole a cru au détriment du pyroxène par un métamorphisme hydrothermal vers 500° (tout à l'heure on avait déjà des altérations mais produites vers $250-300^{\circ}$). On a des auréoles d'amphiboles autour des pyroxènes.



Partie sombre : amphibole, partie marron : pyroxène altéré.



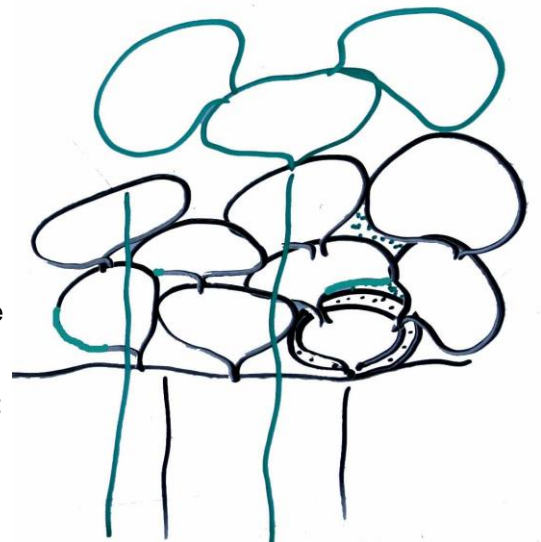
Plagioclases et pyroxènes



Plagioclases et amphiboles

Voici nos premières laves en coussin. D'abord un dessin.

Nous voici au fond de la mer. Les laves en coussin, bien arrondies, s'imbriquent les unes dans les autres. Certaines sont alimentées directement à travers des fissures. D'autres sont alimentées à partir de celles du dessous. La lave arrive donc par un pédoncule. L'extérieur se fige plus vite que l'intérieur. Quand celui se contracte, cela crée des contraintes et donc des fissures qui permettent d'alimenter d'autres coussins. Un peu de magma qui éclate moule les creux : les hyaloclastites (littéralement éclat de verre). Sur la "membrane" externe, de petites pustules d'albite sont formées: la croûte variolotique ou le cortex variolitique.



Nous sommes à la base d'un volcan qui va jusqu'au sommet. Il n'y a pas eu de mécanisme d'enfouissement : c'est le continent qui est passé dessous. On parle d'obduction.



Empilement de laves en coussin





Lave en coussin avec son pédoncule



Variolite sur lave en coussin

SENTIER DECOUVERTE DU BRIANÇONNAIS

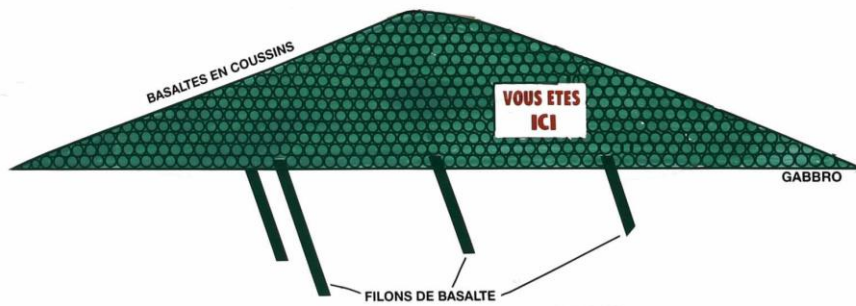
COUSSINS DE BASALTE OCEANIQUE

VOLCAN SOUS-MARIN AGE DE 170 Millions d'Années



La LAVE BASALTIQUE TRES CHAUDE EST MONTEE PAR DES FISSURES AU SEIN du SUBSTRATUM FORME I I de GABBROS CRISTALLISES (voir panneau précédent . es filon . ELLE S'EST REPANDUE SUR le FOND de l'OCEAN, à QUELQUES MILLIERS de METRES de PROFONDEUR. COMME DANS les GRANDS FONDS OCEANIQUES ACTUELS, le BASALTE a PRIS la FORME de "COUSSINS" ou "POLOCHONS" de LAVE (en Anglais : "pillow-lavas) EMPILES LES UNS SUR LES AUTRES. L'ENVELOPPE des COUSSINS CONTIENT SOUVENT de PETITES PUSTULES BLANCHES (cristallisations de Feldspath) : C'EST la ROCHE APPELEE VARIOLITE.

La lave très chaude (1000°C) et très fluide est entrée brutalement en contact avec l'eau de mer profonde et très froide (quelques degrés c) et s'est refroidie, formant une enveloppe de verre volcanique encore pâteux. Cette enveloppe est gonflée par l'apport de lave qui ne cesse de se produire. Ainsi se forment les coussins de lave, dont l'empilement progressif va édifier le volcan sous-marin. Ces coussins sont convexes vers le haut (forme : "en haricot"), et se moulent sur les coussins précédemment formés, d'où l'existence de "pédoncules" à leur base. Vous pouvez donc "orienter" la coulée, c'est à dire reconstituer le haut et le bas de l'époque de la formation du volcan sous-marin.

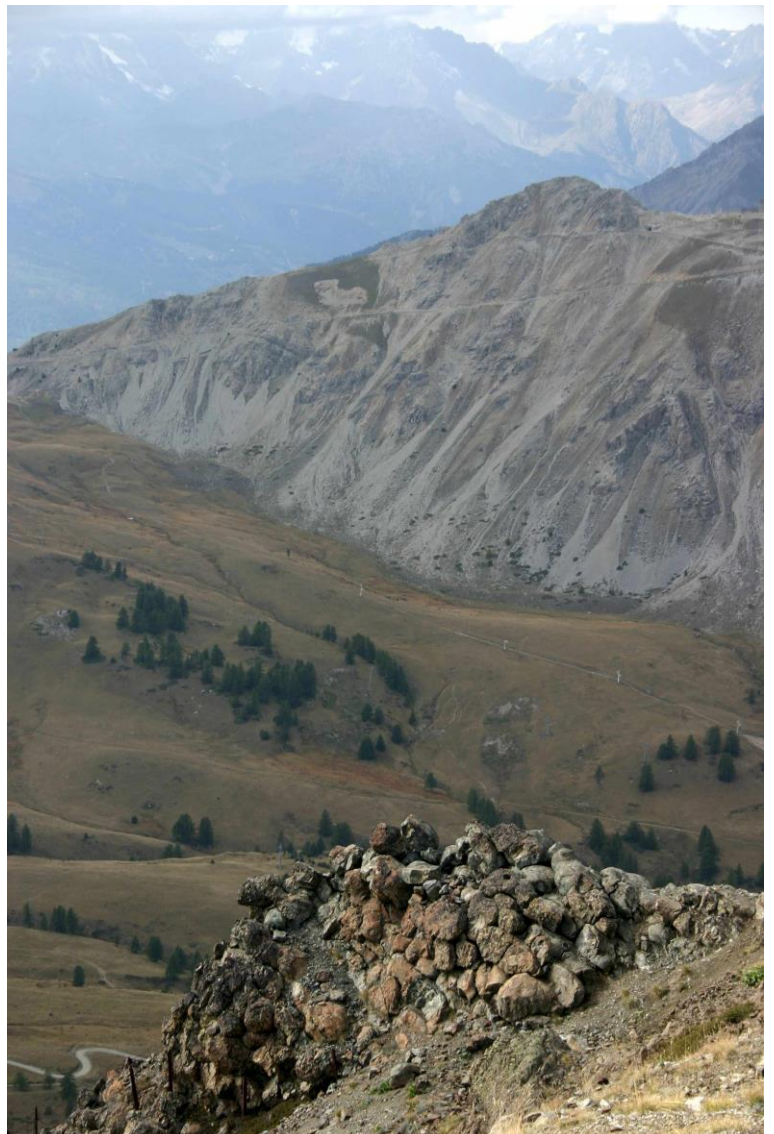


Les explications du géologue local

Avant d'arriver au sommet, on ne voit plus de pillow lava mais que des débris de pillow lava : une coulée va détruire la coulée précédente en coulant sur les flancs, très peu raides, de celle-ci. Au dessus on retrouve les pillow lava intacts.

Au sommet, bel amoncellement de ces laves, quelques beaux exemples de variolite dont celle de la page précédente ainsi qu'une vue sur le pli couché du Chaberton.

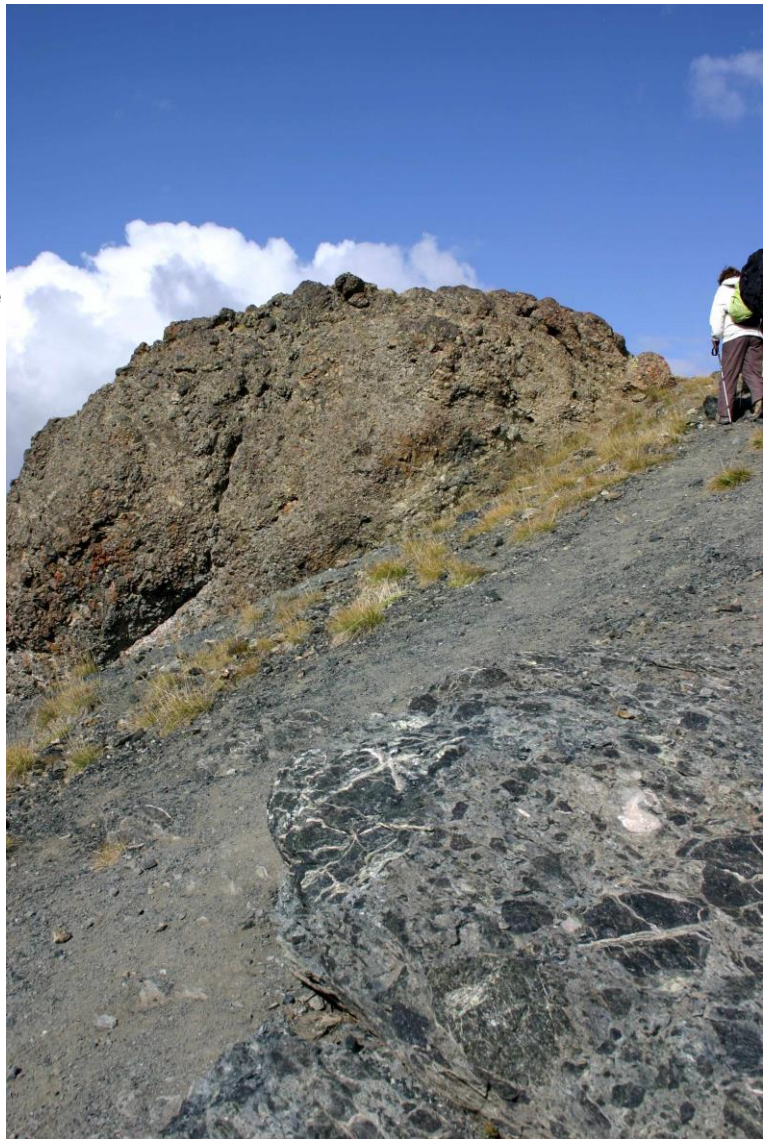
Ensuite redescende vers le Col Vert avec un arrêt au col du Chenaillet, un dessin et des explications.





Pli couché du Chaberton, sous le sommet.

On trouve au Col Vert des éboulis et des roches noires (cristaux de pyroxènes et péridotite serpentinisée). Cette roche est recoupée par de la calcite : ophicalcite. Au fond de la mer il y a des fissures dans lesquelles la calcite peut venir se déposer, ce qui veut dire qu'il n'y avait pas de gabbro dessus (sinon on ne voit pas comment la calcite serait venue s'insérer. Cette péridotite était au fond de la mer. Et donc, grosse colère de notre mentor. Une explications trouvée bien plus bas sur le sentier pédagogique parle du Moho, limite entre la croûte et le manteau. Cette limite n'est clairement pas définie ici puisqu'il n'y a pas de zone gabbro sur une zone péridotite. De toute façon, il semble qu'il faudrait parler de Moho fossile si on pouvait en parler.

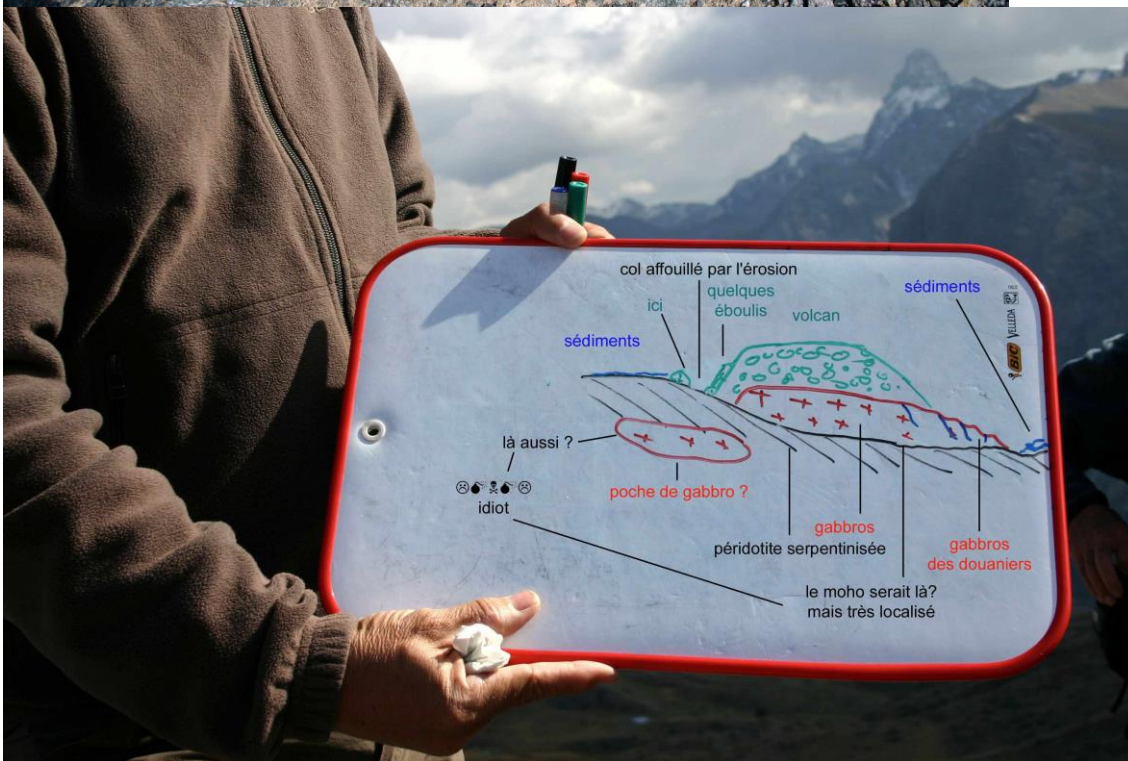


Détail de la photo du bas





Détail de la roche où on voit les faces planes des cristaux de pyroxène et un trou de carottage ayant servi à chercher l'orientation fossile du champ magnétique terrestre



L'objet de la colère

On peut observer au Chenaillet la superposition de Serpentinites, Gabbros (recoupés de rares Filons), directement surmontés par les Laves en coussins (pillows lavas). Au col du Chenaillet, les Pillows reposent directement sur le manteau serpentinisée. La série ophiolitique du Chenaillet, comme toutes les ophiolites alpines, est incomplète. Les différents termes ont une répartition spatiale hétérogène : il n'est pas possible de définir, au Chenaillet, le Moho, limite lithologique entre la croûte et le manteau (contrairement à ce qui est affirmé sur ce panneau).

Tout ceci est caractéristique d'une ophiolite de type LOT (Lherzolite Ophiolite Type), générée au niveau d'une ride à expansion lente. Au contraire, les HOT (Harzburgite Ophiolite Type ; comme l'ophiolite d'Oman qui est l'un des plus beaux exemples) seraient générées au niveau d'une ride à expansion rapide.

Dans Nicollet.

Nous sommes sur une ophiolite (Alpes, l'Himalaya, Oman, etc). C'est un bout d'océan sous lequel est passé un continent. Archimède (isostasie) a complété le travail. En route pour le Col Vert, pratiquement sur la frontière franco-italienne.



La muraille de pillow lava

Sentier géologique international du Collet Vert

Vous êtes ici

panneaux

Itinéraire

Une fine pellicule sur un manteau instable

La partie externe du globe est constituée de plaques rigides d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, se déplaçant au gré des mouvements qui animent le manteau supérieur, constitué de roches plastiques, déformables.

La collision Afrique-Europe

En partie à cause de ces mouvements, vers 160 millions d'années environ, le super-continent Pangée se déchira donnant naissance à deux plaques, Europe et Afrique, séparées par un espace océanique, l'Océan Liguro-Piémontais, "petit frère" de l'Océan Atlantique central.

Vers 100 millions d'années à peu près, l'ouverture de l'Atlantique Sud provoqua une remontée de la Plaque africaine vers la Plaque européenne. L'Océan Liguro-Piémontais se résorba jusqu'à la collision des deux continents. Les Alpes se soulevèrent: une chaîne constituée de l'empilement de roches continentales et marines déformées, plissées, fracturées!

Comment se forment les basaltes en coussin

Les basaltes en coussin se sont formés, il y a 150 millions d'années environ, selon le même mécanisme que les laves sous marines actuelles. A une profondeur de quelques milliers de mètres, la pression de la tranche d'eau et le choc thermique (de 1200° C à 2-3° C) par le magma expliquent les formes observées.

La lave émise par les petits volcans se fige en boules dont l'écorce vitreuse fragile peut crever. Par ces orifices, la lave encore chaude et liquide s'écoule donnant naissance à des tubes qui s'écoulent à leur tour et s'enchevêtrent et ainsi de suite...

Des reliefs volcaniques sous marins

Les roches du Massif Chenaillet - Monts de la Lune représentent les spectaculaires traces du fond de l'ancien Océan Liguro-Piémontais. Un morceau de ce fond, remarquablement préservé, a été incorporé aux reliefs alpins nés de la rencontre des plaques européenne et africaine. Il est constitué par l'association des roches du manteau (péridotites hydratées en serpentinites), de la partie profonde de la croûte océanique (gabbros), des volcans de dorsale (basaltes hydratés), et des sédiments qui recouvraient cet ancien fond océanique.

coordination: Comité scientifique Centre Bretonnais de Géologie Alpine

Info: livret guide "Les Monts nés de la Mer" en distribution chez les Offices de Tourisme de Casana, Clavière et Montgenèvre - Internet: www.imeridiens.net - www.cbga.net

L'avis du géologue local



Tracer un chemin a du bon quand cela permet de voir un amoncellement de pillow lava en coupe



Ce n'est pas érotique mais un coussin qui alimente un traversin



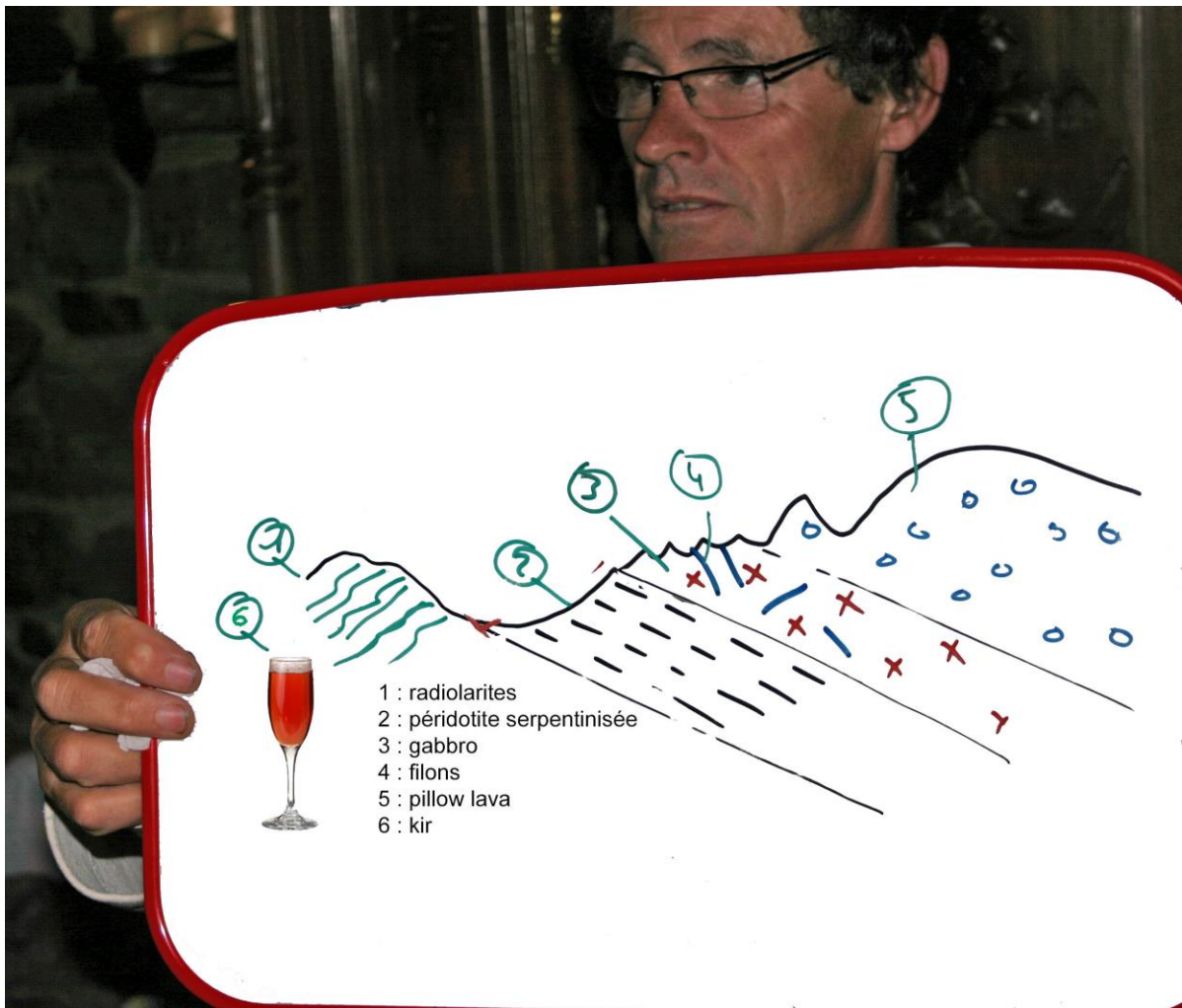
Variolite toujours



Retour au refuge au Laus, pour faire le point, non sans avoir admiré au passage quelques vieilles fermes. Que la montagne était belle !



Un petit brin de théorie : dessin comparé de ce qu'on voit au Chenaillet avec les étapes d'un plancher type d'une dorsale lente LOT (Iherzolite ophiolite type) qu'on ne confondra pas avec une dorsale rapide HOT (harzburgite ophiolite type).



Le Chenaillet auparavant et le cas type à droite:

Les radiolarites sous la péridotite : ça ne marche pas : effet de la gravité ? ou plutôt chevauchement comme suggéré par la flèche sur le dessin.

Il y a très peu de gabbros, d'épaisseur incompatible avec une dorsale rapide.

Tout ce qu'on a vu nous fait dire qu'on a suffisamment d'éléments qu'on a retrouvé un ancien plancher océanique à 2700m.

Quand l'Atlantique s'ouvre, il va falloir que l'Europe et l'Afrique, jusque là en train de s'éloigner se rapprochent. Il faut donc faire disparaître du plancher océanique et pour cela trouver une zone de faiblesse. C'est la dorsale ou le contact continent-océan. Aucun phénomène de métamorphisme de subduction n'a été vu au Chenaillet. Celui-ci n'a donc pas subi de subduction (en Maurienne ou au Viso, ce serait le cas, où on constate un métamorphisme HP). La subduction s'est donc faite au niveau de la dorsale.

Quand l'océan a disparu du côté européen, le continent lui-même passe sous le lambeau d'Afrique (Apulie). Attention, aujourd'hui, aux îles Lipari c'est l'inverse qui se produit, l'Afrique passant sous l'Europe. Les sédiments refusent la subduction et donnent les prismes d'accrétion. Quand le continent va se bloquer, il y aura cassure. Cela délimite les futures Alpes Internes (1). Le processus reprendra 2 fois pour donner les futures Alpes Externes (2) et le futur Bas Dauphiné (3).

A la première cassure, le bloc (1) voit un relâchement des contraintes et n'est plus poussé. Il remonte par isostasie emmenant avec lui le bout d'océan. Le Chenaillet se retrouve au-dessus de tout, y compris les unités piémontaises. C'est donc un bout d'Afrique.

Quand le plancher européen remontera, une fois bloqué, il donnera le Viso après le travail de l'érosion : phénomène d'exhumation. Le Chenaillet est peu érodé car il est un peu descendu entre 2 failles, ce qui l'a protégé. C'est la raison pour laquelle on trouve peu d'exemples : les points les plus hauts sont les plus attaqués par l'érosion. Ici 2 failles providentielles ont permis de le récupérer. Comme dit Chenaillet : il n'y a que Faille qui m'aïlle.

