

Sortie géologique dans le Cantal

24 - 25 et 26 mai 2015

Sous la direction de **Gaston GODARD**,
Maître de Conférences à l'Université Paris-Diderot



Gaston GODARD

◆ Situé en presque totalité dans le département du Cantal, le massif volcanique du Cantal est le plus grand des stratovolcans français et l'un des plus importants d'Europe.

Il se présente sous la forme d'un cône surbaissé d'une altitude de 1855 m au Plomb du Cantal, pour des dimensions basales de 60 km du Nord au Sud et de 70 km d'Est en Ouest.

Sa superficie actuelle dépasse les 2500 km², soit la superficie de l'Île de La Réunion.

Et si l'on considère le volume actuel de ses dépôts volcaniques supérieurs à 400 km³, et son altitude d'origine estimée à plus de 3000 m avant les grandes avalanches de débris qui l'ont largement entamé, le volcan du Cantal était bien plus imposant que ne l'est l'Etna actuellement.

◆ La morphologie actuelle du massif doit également beaucoup aux érosions glaciaires et torrentielles qui ont approfondi les cirques et les vallées, sculpté les sommets

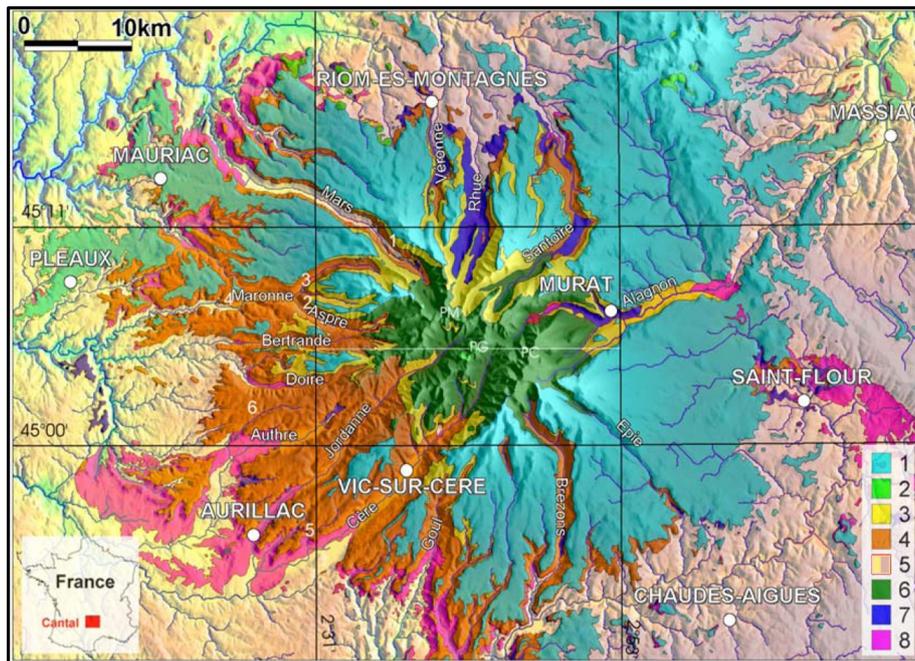
et entraîné les produits de l'érosion dans les dépressions.

Les vallées glaciaires qui descendaient de la zone centrale du stratovolcan étaient disposées radialement ; elles sont responsables de la forme étoilée si caractéristique du massif.

Dans la zone périphérique, à pente plus douce, elles ont découpé les dernières coulées basaltiques en vastes plateaux de forme triangulaire : les planèzes.

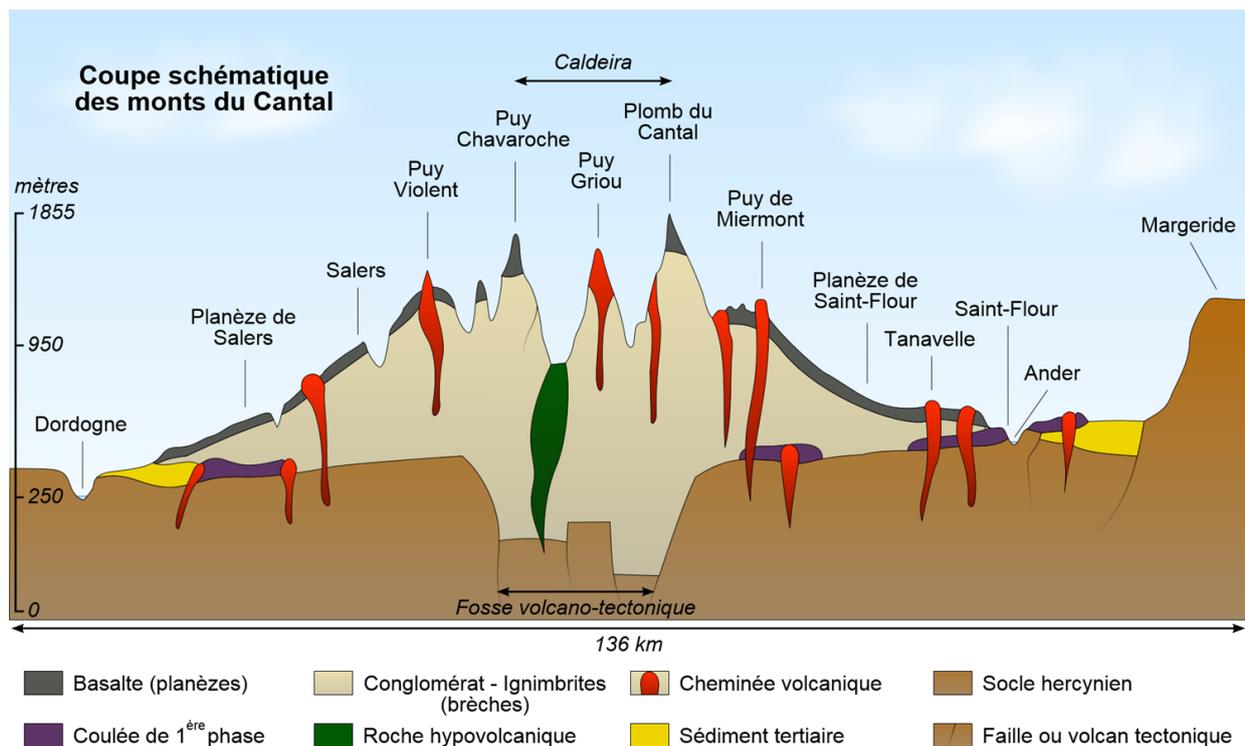
Depuis la fonte des glaces, les rivières qui occupent aujourd'hui ces vallées les ont encore surcreusées, parfois de près de 200 m. Leurs flancs exposent ainsi de véritables coupes géologiques qui ont permis de reconstituer les principales étapes de la formation du stratovolcan. Elles drainent tout le département et alimentent les bassins versants de la Dordogne à l'Ouest, de l'Allier à l'Est et du Lot au Sud, ce qui fait du massif cantalien le plus important château d'eau de la France.

Pour toutes ces raisons, le Cantal méritait bien une visite.

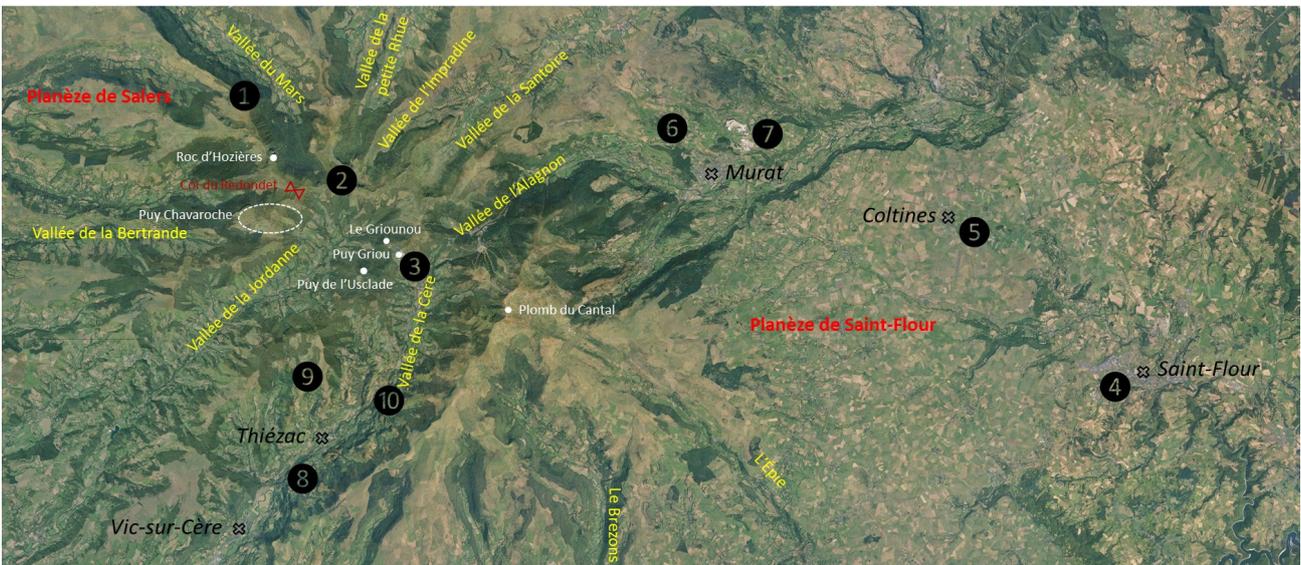
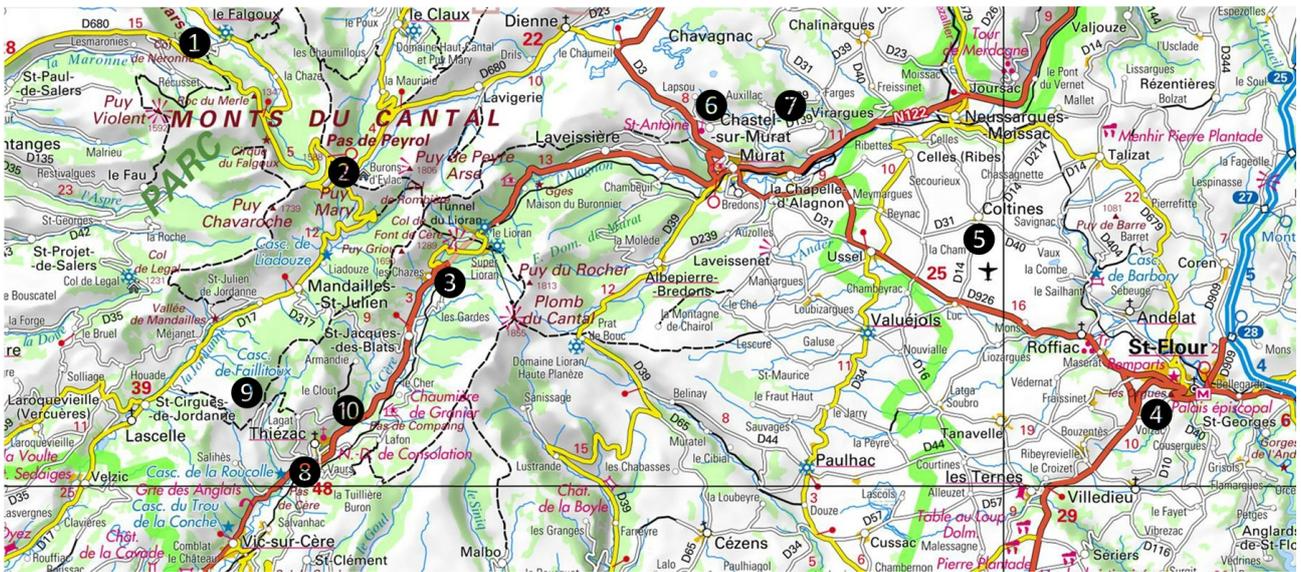


Carte géologique simplifiée du Cantal

- 1- basaltes supracantaliens
- 2- phonolites
- 3- dépôts de coulées de débris
- 4- dépôts d'avalanches de débris
- 5- socle hercynien
- 6- Complexe trachyandésitique et trachyandésites post-avalanches
- 7- basaltes infracantaliens
- 8- sédiments oligo-miocènes



Coupe géologique simplifiée du stratovolcan cantalien



1. Col de Néronne
2. Puy Mary
3. Les Chazes
4. Saint-Flour
5. Coltines - Planèze de Saint-Flour
6. Neck de Chastel-sur-Murat
7. Carrière de diatomite de Foufouilloux
8. Pas-de-Cère - Cascade de la Roucolle
9. Cascade de Faillitoux
10. Pas-de-Compaing

Localisation des principaux arrêts d'observation

Première journée

Arrêt 1 : Le Col de Néronne (altitude : 1241 m)

a) Description du paysage

Le Col de Néronne assure le passage de la vallée de la Maronne au Sud à celle du Mars au Nord-Est.

La vallée de la Maronne est une ancienne vallée glaciaire.

En forme d'auge ou en U, elle résulte du travail d'écoulement en masse d'un glacier qui descendait d'un cirque glaciaire établi plus à l'Est sur un flanc du Roc des Ombres et qui, emplissant tout le fond de la vallée, l'a érodée par surcreusement.

Elle est orientée Est-Ouest. Son flanc Sud, exposé à l'ombre, est très boisé ; à l'inverse, son flanc Nord, exposé au soleil, présente un paysage caractéristique de landes à genêts.



Vallée de la Maronne - Vue du Col de Néronne

b) Géologie

D'un point de vue géologique, le Col de Néronne est situé à la tête de la planèze de Salers.

On peut y voir en effet les premières coulées de la planèze constituées de basalte riche en olivine reposant sur des sols cuits et des projections phréatomagmatiques.

La planèze de Salers s'étend très largement vers l'Ouest. Longue de plus de 25 km puisqu'elle dépasse Mauriac, elle s'élargit en même temps et prend une forme triangulaire, ce qui est une caractéristique des planèzes supracantaliennes.

Juste au Sud de la vallée de la Maronne, se trouve une autre planèze : la planèze du Puy Violent dont la tête débute au Roc des Ombres, plus vers le cœur du Massif Cantalien ; mais son extension vers l'Ouest est beaucoup plus réduite que celle de Salers, seulement 10 km. Et tout se passe un peu comme si elle avait été « barrée », empêchée de s'écouler par l'élargissement de la planèze de Salers.

Les deux coulées n'ont pas été datées précisément.

Mais l'étude de la stratigraphie des deux entablements basaltiques montre de grandes similitudes.

Cela suggère alors fortement que les deux planèzes sont contemporaines et peut-être même qu'à l'origine, elles n'en formaient qu'une, divisée aujourd'hui par la vallée de la Maronne.

Dit d'une autre façon, la tête de la planèze de Salers ne serait donc pas le Col de Néronne mais le Roc des Ombres.

➤ *Le Col de Néronne franchi, on longe par la D 680 le flanc Sud-Ouest de la vallée du Mars en laissant sur notre droite le Roc des Ombres puis le Roc d'Hozières ; on contourne le cirque glaciaire en cul de sac de cette même vallée du Mars avant d'atteindre le Pas de Peyrol.*

Arrêt 2 : Le Puy Mary (altitude : 1783 m)

a) Présentation générale

Vu depuis le Pas de Peyrol, le Puy Mary présente tous les caractères d'un **cumulo-dôme** formé par l'accumu-

lation d'une lave visqueuse autour d'un point de sortie préalablement ouvert par une phase initiale explosive.

Au Pas de Peyrol, la base du Puy Mary est en effet masquée par des brèches de couleur blanche, chaotiques et très hétérométriques, interprétées comme des **nuées ardentes**.

Dans ces brèches, les blocs sont de même nature lithologique que le dôme. Certains peuvent atteindre jusqu'à 200 m³, volume qui témoigne du caractère fortement explosif de ce volcanisme de type plinien. Tous ces blocs sont emballés dans une matrice composée de fragments de roches finement pulvérisés.

La base de ce dôme devait être grossièrement circulaire, d'un diamètre proche de 700 m. A l'origine, il devait ressembler au Mérapi ou au Mont Saint-Helens.



Le Puy Mary

b) Nature de la roche

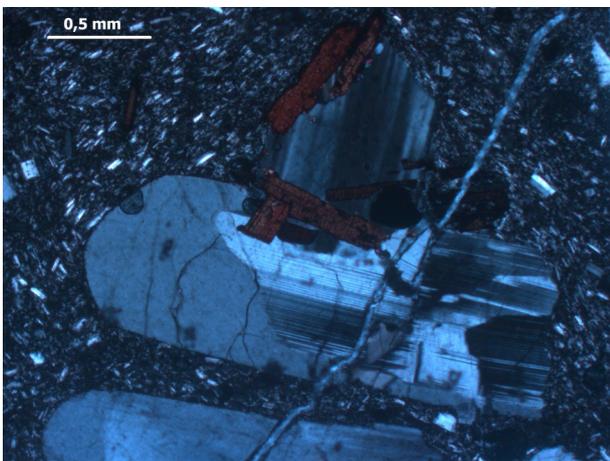
La roche qui constitue le dôme du Puy Mary est un **trachyte** à phénocristaux d'*oligoclase* (plagioclase plus sodique que calcique), de *sanidine* (beaucoup plus rare à tel point qu'on n'en a pas observée !) et de *hornblende brune* (amphibole) en belles baguettes sombres, presque noires, le tout uni par une pâte riche en microlites de *sanidine* et contenant près de 10% de *tridymite* (polymorphe de haute température de la silice SiO₂).

Il ressemble beaucoup à la « sancyite » du Mont Dore ou à la « domite » du Puy de Dôme.

Il s'agit donc d'une roche volcanique acide tout comme la rhyolite, à la différence près, mais primordiale, que le quartz y est absent.



Trachyte du Puy Mary



Lame mince du trachyte du Puy Mary

En haut, en LPNA ; en bas, en LPA

Photos G. Godard

c) Âge du trachyte

Il a été daté à 6,43 +/- 0,08 Ma (âge obtenu par la méthode K/Ar sur feldspaths).

d) Morphologie actuelle du Puy Mary - Explication

■ Sa forme pyramidale résulte de l'érosion des glaciers. Initialement, le Puy Mary, comme on l'a déjà dit, devait être un cumulo-dôme trachytique classique, subcirculaire avec un sommet aplati comme celui du Sarcoui dans la Chaîne des Puys. Et au cours de la croissance continue du dôme sous la poussée du magma sous-jacent, les flancs se déstabilisaient parfois à cause de la gravité.

Après le Pliocène au climat plutôt chaud, le Quaternaire se caractérise par le retour des glaciations. Les glaciers du Mars, de la Jordanne, de l'Impradine et de la petite Rhue ont érodé les flancs du dôme pour lui donner sa morphologie actuelle : celle d'une pyramide élancée, à base rectangulaire, un véritable « horn ».

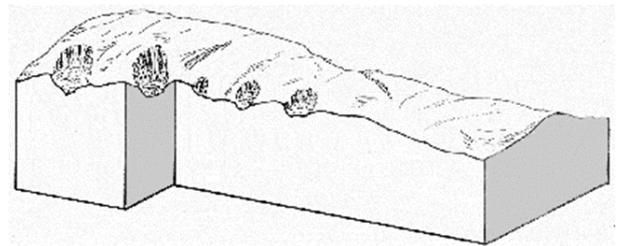
Définition : *Un horn est un type de montagne caractéristique de l'érosion glaciaire, présentant un sommet pointu où se rejoignent des arêtes délimitant des versants fortement inclinés.*

■ Explication du phénomène

Phase 1

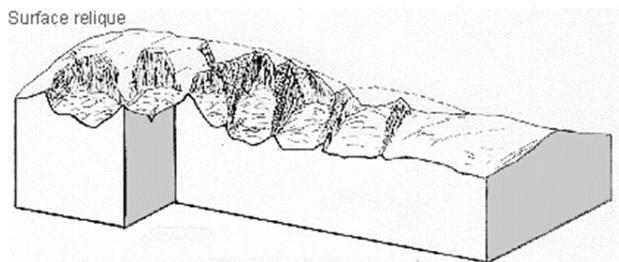
Imaginons un relief en coupole, une large croupe. A l'arrivée des glaciations, des glaciers de cirque s'installent autour du relief, en des lieux propices (vallons préexistants, combes à neige) et y impriment leur forme caractéristique.

Si l'action des glaciers s'arrête à ce stade, la coupole (ou le plateau) subsiste en grande partie, mais elle est maintenant entaillée sur son pourtour par des cirques glaciaires.



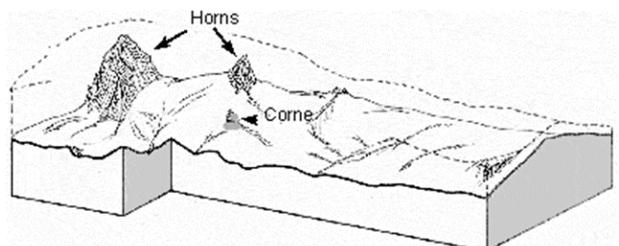
Phase 2

Si, au contraire, les glaciers continuent à agir, par exemple au cours d'une glaciation postérieure, l'érosion fait reculer les parois supérieures des cirques ; les formes de la montagne s'affinent en une suite de pics réunis les uns aux autres par des arêtes aiguës d'où descendent en grand nombre glaciers de cirque et langues glaciaires de versant ; quelques calottes locales peuvent subsister, qui donneront, après disparition des glaciers, des surfaces reliques.



Phase 3

L'érosion glaciaire continuant son action, les parois qui séparent les cirques sont finalement démantelées et ceux-ci se réunissent. Mais il subsiste cependant parfois, au point de rencontre des arêtes, des sommets aux formes généralement élancées, des horns comme le Puy Mary et le célèbre Cervin par exemple.



Sur le versant Nord du Puy Mary (photo ci-dessous), on observe bien, sous le petit névé blanc, comme une loupe herbue, à relief doux. Cette formation est la trace relique d'un ancien cirque glaciaire, très élevé et qui a érodé cette face du Puy Mary.



Versant Nord du Puy Mary

Juste au-dessous et à gauche de la route sur la photo suivante, un deuxième cirque glaciaire s'est formé, contigu au premier : il correspond à la tête de la vallée glaciaire de la Petite Rhue et indique un retrait du glacier cantalien puisque situé plus bas.



Cirque glaciaire de la vallée de la Petite Rhue

e) Panorama depuis le sommet du Puy Mary

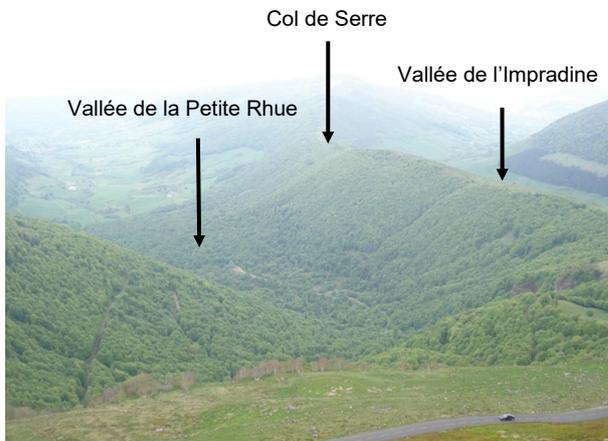
Le sommet du Puy Mary (1783m) offre un magnifique panorama sur les reliefs cantaliens, presque tous trachyandésitiques à l'exception du culot basaltique terminal du Plomb du Cantal et des pitons phonolitiques du Griou, du Griounou et de l'Usclade.

Les vallées rayonnantes qui en descendent ont profondément entaillé ses flancs, lui donnant une forme en étoile très caractéristique.

■ Au Nord, la première vallée que l'on peut admirer est celle de la Petite Rhue.

Le ruisseau s'écoule vers Le Claux, en direction du Nord, dans une vallée en auge glaciaire. Au dernier plan, lorsque le temps est suffisamment clair, il est possible d'observer les crêtes du massif des Monts Dore et les sommets du Cézallier.

À sa droite donc plus à l'Est, le col de Serre, boisé et constitué par un empilement de lahars solidifiés, sépare la vallée de la Petite Rhue de celle de l'Impradine.



Vallées glaciaires de la Petite Rhue et de l'Impradine

■ Dans la direction Nord-Est, le paysage est masqué par le Puy de Peyre Arse. Ce sommet relativement élevé (1806 m) est formé par des coulées de trachyandésite qui reposent sur des lahars, identiques à ceux du col de Serre.

■ Entre le Puy Mary et le Puy de Peyre Arse, vers l'Est, la muraille de la Brèche de Rolland sépare la vallée de l'Impradine au Nord de celle de la Jordanne au Sud.



Vue vers le Sud-Est

On reconnaît sur la photo ci-dessus :

- à l'horizon, le découpé dentelé du Plomb du Cantal formé par un empilement de coulées trachyandésitiques chapeauté par un neck basaltique daté de la fin de l'histoire du strato-volcan (- 2,9 Ma),

- dans le plan situé en avant et vers la droite, en direction du Sud, le sommet pointu et grisé du Puy Griou (1690 m) correspondant à une intrusion de phonolite.

Deux autres pointements phonolitiques l'accompagnent : le Griounou (1514 m) que l'on peut distinguer juste devant lui et le Puy de l'Usclade (1498 m) qui n'est pas visible sur le cliché.

Ces trois pics de phonolite sont situés entre la vallée de la Jordanne et celle de la Cère.

■ En rive droite de la vallée de la Jordanne et vers le Sud-Est, du col de Redondet jusqu'au Puy de Chavaroche, des brèches et des coulées de trachyandésite comblent une caldeira d'avalanche datée à -7,4 Ma.



Vue vers le Sud-Ouest

■ Au Nord du col de Redondet, commence la vallée du Mars. Le ruisseau s'écoule le long du mur de la caldeira entre le Roc d'Hozières et le Puy de la Tourte.

Le Roc d'Hozières, plein Ouest, sur sa rive gauche, est une intrusion phonolitique haute de 250 m et subcontemporaine des intrusions phonolitiques centrales du Griou, du Griounou et de l'Usclade. Le Puy de la Tourte, en rive droite, est constitué d'un empilement de coulées coulées trachyandésitiques.



Vue vers l'Ouest - Vallée du Mars



Le Roc d'Hozières en rive gauche du Mars

➤ Direction Murat par la vallée de la Santoire puis Le Lioran

De Murat au Lioran, on remonte la vallée de l'Alagnon. Une fois franchi le tunnel du Lioran, on emprunte la vallée de la Cère jusqu'à Aurillac.

Le tunnel du Lioran est donc une ligne de partage des eaux : l'Alagnon s'écoule vers le Nord-Est, c'est un affluent de l'Allier. La Cère coule vers le Sud - Sud-Ouest, c'est un affluent de la Dordogne.

Arrêt 3 : Le trachyte des Chazes

a) Description de l'affleurement

Le trachyte des Chazes affleure en bordure de la N122 sous la forme d'un dôme allongé de 400 mètres environ.

Ce dôme recoupe au Nord une brèche monolithologique violacée et au Sud une brèche polyolithologique à fragments de socle gneissique.



Le dôme trachytique des Chazes

Il est lui-même recoupé par de nombreux filons de basalte plus ou moins argilisés.



Filon de basalte « argilisé » dans le trachyte



Filon de basalte peu altéré avec épontes bien nettes

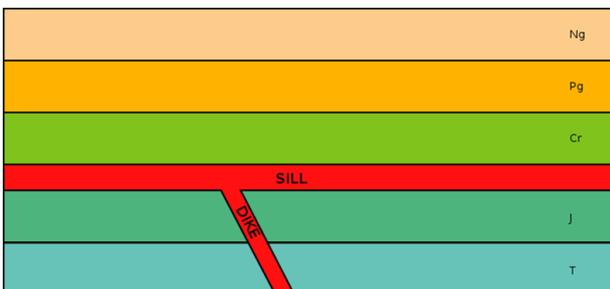
Le filon de basalte de la photo ci-dessus présente un débit en boules le long des épontes. Dans sa partie centrale, il est prismé horizontalement, perpendiculairement aux épontes.

Il s'agit d'un **dyke**.

Définition : *Un dyke est un filon de roche magmatique qui s'est infiltré dans une fracturation de l'encaissant.*

De ce fait, un dyke recoupe les roches qu'il traverse à la différence d'un sill (ou filon-couche) qui est une couche de roche magmatique souvent horizontale qui s'est infiltrée entre des couches plus anciennes de roches sédimentaires, volcaniques ou le long de la foliation d'une roche métamorphique.

Selon le principe de recoupement, l'âge d'un dyke est donc plus jeune que celui des roches qu'il traverse.

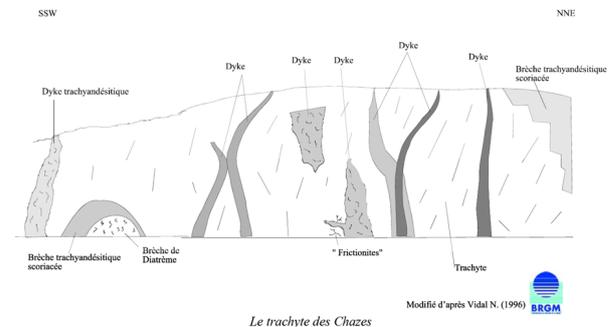


Remarque : Bien évidemment, la trace d'un dyke est celle d'une ancienne fissure qui a été empruntée par du magma qui est monté et s'est épanché en surface.

Pour que ce magma ne bouche pas la fissure lors de son ascension, il doit être très chaud ou alors se déplacer

rapidement pour ne pas qu'il refroidisse trop vite au contact de l'encaissant plus froid.

Les dykes sont très nombreux aux Chazes, groupés en essaim, comme le montre la coupe ci-dessous.



On peut alors penser qu'ils se sont mis en place quasi-simultanément (en tous cas les dykes de même nature chimique) lors d'un même événement intrusif.

b) Description de la roche

Le trachyte du dôme des Chazes est une roche très claire à gros phénocristaux centimétriques de feldspath et à biotites de petite taille (2 mm) ou amphiboles noires en forme de baguettes.



Trachyte à biotite des Chazes



Trachyte à amphibole

En fait, deux catégories de feldspath coexistent dans la pâte grisée :

- des feldspaths formant des « taches blanches » de quelques millimètres jusqu'à 1 cm, en quantité importante : il s'agit de cristaux de plagioclase oligoclase qui s'altèrent facilement en prenant une teinte beige,
- et des gros cristaux automorphes, translucides, pluricentimétriques, plus rares, constitués de sanidine.

La sanidine se présente ici en cristaux plats, de faciès tabulaire et striés (= clivage).



Cristal de sanidine dans le trachyte

La sanidine est une variété de feldspath potassique comme l'orthose et le microcline. Elle a même formule chimique qu'eux $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8\text{K}$; c'est un polymorphe de l'orthose et du microcline.

Mais alors que le microcline possède une structure entièrement ordonnée du point de vue de la disposition des tétraèdres à cœur de Si et d'Al, que l'orthose a une structure partiellement désordonnée, le désordre est total dans la sanidine.

L'explication est simple : la sanidine se forme en effet par cristallisation rapide du magma et les tétraèdres de Si et d'Al n'ont pas le temps de bien s'agencer. On dit que la sanidine est un polymorphe de haute température du microcline et de l'orthose, ce qui ne l'empêche pas de se présenter souvent maclée (maclé Carlsbad).



Lame mince de trachyte en LPA

Photo G. Godard

Deuxième journée

Arrêt 4 : Les « orgues basaltiques » de Saint-Flour

a) Description de l'affleurement

A première vue, on distingue deux couches très nettes :

- une couche inférieure bien prismée : les prismes sont verticaux, jointifs, de même taille, disposés régulièrement,
- et une couche supérieure très mal prismée : les prismes ne sont visibles qu'en certains endroits, plutôt vers le haut, disposés dans tous les sens, confusément, parfois en gerbes.



« Orgues basaltiques » de Saint-Flour

On pourrait donc en faire deux coulées différentes ! Et dire, en appliquant le fameux Principe de superposition, que la couche bien prismée représente la coulée la plus ancienne et la couche mal prismée, la coulée la plus récente.

Mais dans cette hypothèse, avant la venue de la seconde coulée, il y aurait eu assez de temps pour que l'érosion fasse son effet, érode la surface de la première coulée.

Or, ce n'est pas le cas puisque la limite, la surface entre les deux couches est d'une horizontalité on ne peut plus parfaite !

En fait, cette division en deux couches (couche inférieure bien prismée surmontée par une couche mal prismée) séparées par une surface nette est systématique dans les coulées basaltiques.

Il s'agit d'une propriété intime, intrinsèque à toute coulée basaltique, à quelques exceptions près qui confirment la règle !

Par conséquent, affleure ici une seule coulée basaltique : la fameuse coulée des « Orgues basaltiques » de Saint-Flour. Et c'est sur cette coulée que s'est édifiée la vieille ville avec son palais épiscopal.



Vieille ville de Saint-Flour et berges de l'Ander

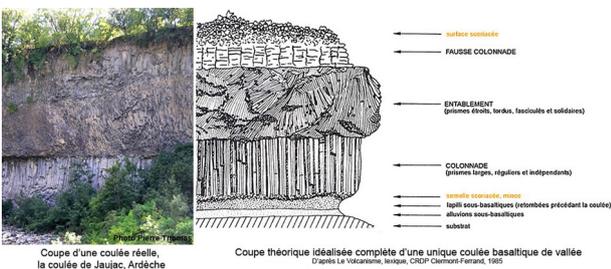
b) Age de la coulée

Elle repose soit sur le socle hercynien constitué de gneiss et de granite, soit sur les terrains sédimentaires de l'Oligo-Miocène du bassin de Saint-Flour.

Elle est infracantaliennne. Elle s'est mise en place il y a $8,8 \pm 0,5$ Ma, avant l'édification du strato-volcan cantalien proprement dit, dont le paroxysme d'activité se situe entre - 8,5 et - 7 Ma.

c) Mécanisme de formation des orgues

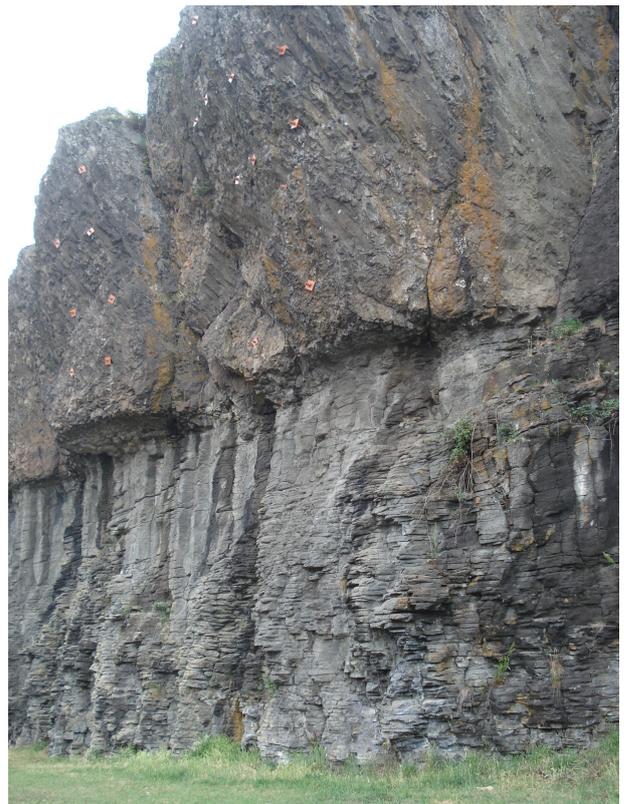
Idealement, trois systèmes de prismation se superposent dans une coulée basaltique :



- à la base de la coulée : la vraie colonnade,
- au cœur de la coulée : l'entablement,
- et au sommet de la coulée : la fausse colonnade.

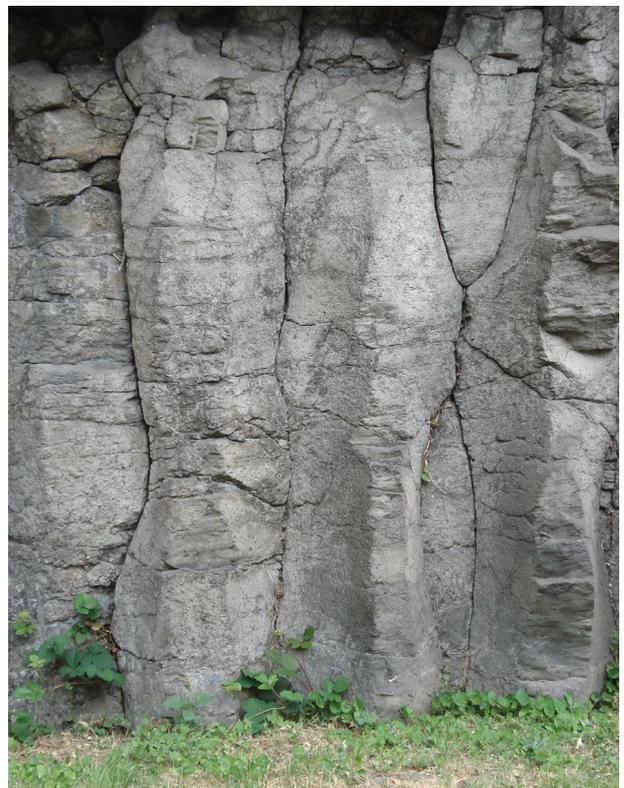
En théorie également, l'entablement est à peu près deux fois plus épais que la vraie colonnade.

À Saint-Flour, ces trois systèmes sont présents, la fausse colonnade n'étant cependant pas très développée.



Vraie colonnade et entablement

Les orgues de la vraie colonnade sont débitées horizontalement en lauzes dans leur partie inférieure. Celles de l'entablement montrent une disposition en gerbes.



Base de la vraie colonnade

Les prismes présentent des « nœuds » de constriction et des « ventres » de dilatation.



Sous l'entablement, sections hexagonales des prismes de la vraie colonnade



Sommet de l'entablement et fausse colonnade

Le débit en prismes de section hexagonale (mais pas obligatoirement, on a trouvé des prismes à section pentagonale et il peut en exister à 4 faces ... mais pas à 7 !) fait indubitablement penser aux fentes de retrait (ou fentes de dessiccation ou « mud-cracks ») des dépôts argileux actuels ou aux sols polygonaux.



Fentes de retrait actuelles

Si la formation des fentes de retrait dans l'argile est un phénomène de surface lié à la déshydratation du sédiment vaseux (on peut parler de retrait hydrique), il va de soi que celle des prismes dans une coulée de basalte ne

peut être due qu'au refroidissement de la lave ; il s'agit d'un retrait thermique.

Dans une coulée, le refroidissement se fait à la fois par le bas, au contact du sol, et par le haut, au contact de l'atmosphère. Et le refroidissement venu du bas est lent, celui venu du haut est plus brutal.

On est donc amené à penser que la structure bien prismée de la vraie colonnade serait due à un refroidissement lent et celle mal prismée de l'entablement à un refroidissement plus rapide.

Cela va dans le sens des observations de terrain qui montrent effectivement qu'une grande épaisseur de basalte, qui refroidit donc lentement, est souvent bien prismée ; à l'inverse, les prismes sont moins développés dans les coulées fines à refroidissement plus rapide.

Mais dans cette hypothèse, l'épaisseur de l'entablement devrait être moins importante que celle de la vraie colonnade ; or, on observe toujours le contraire. Et comment expliquer aussi cette frontière quasi-parfaite, nette, bien rectiligne entre les deux parties de la coulée ?

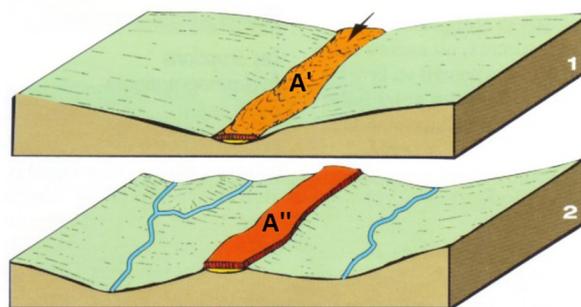
La question est toujours débattue : théorie de la contraction thermique, théorie de la conduction-convection, théorie de la digitation par la double diffusion, théorie de la digitation par la surfusion de constitution...!

d) Coulée perchée - Inversion de relief

La coulée de basalte infracantaliennne de Saint-Flour a emprunté à l'origine une vallée.

Aujourd'hui, elle est en position haute, perchée comme le montre la photo de la vieille ville (page 63).

Explication :



1 . La coulée basaltique infracantaliennne (A') a emprunté une vallée, point bas topographique, lors de son émission il y a environ - 8,8 Ma.

2. Puis il y a eu creusement de deux vallées parallèles dans les terrains plus tendres de l'Oligo-miocène et du Primaire par deux cours d'eau. La coulée basaltique se retrouve en position haute, formant comme un plateau (A'') au-dessus des deux vallées latérales.

➤ Puis départ de Saint-Flour- Direction Murat en passant par Roffiac et Coltines.

Arrêt 5 : Coltines - La Planèze de Saint-Flour

a) Age de la coulée

Remarque : On est ici sur la planèze de Saint-Flour proprement dite, c'est-à-dire sur les « Basaltes des plateaux ». La planèze de Saint-Flour est supracantalienne.

Or, la coulée des « Orgues de Saint-Flour » observée à l'arrêt précédent est infracantalienne. Elle ne fait donc pas partie de la planèze de Saint-Flour, de sorte que la ville de Saint-Flour n'est pas sur la planèze de Saint-Flour, mais sur une coulée plus ancienne !

Cette planèze supracantalienne de Saint-Flour est constituée par l'empilement de plusieurs coulées basaltiques : la plus ancienne ayant été datée de $- 6 \pm 0,2$ Ma et la plus récente de $- 4,5$ Ma environ (datations par la méthode K/Ar).

Près de Coltines, à 1 km environ du bourg, une activité volcanique tardive a édifié deux cônes stromboliens : le cône du Puy de Talizat et le cône du Puy de la Barre datés à $- 3,7$ Ma.

b) Description du paysage

Sur la planèze, limitée au Nord par la profonde entaille de l'Alagnon et au Sud par celle de l'Epi, les pentes restent peu marquées et se caractérisent par leur grande douceur ; les lignes horizontales dominent.



Planèze près de Coltines



Parcellaire dessiné au sol par des murets de basalte

« La Planèze de Saint-Flour a fait l'objet dans sa quasi-totalité d'une mise en valeur ancienne par l'agriculture. Cette dernière a connu des bouleversements très importants depuis le siècle dernier, marqué par le passage de cultures vivrières (céréales, pois, lentilles) à une agriculture tournée vers l'élevage (bovins et, de plus en plus, chevaux).

Les prairies sont omniprésentes, ponctuées de quelques parcelles cultivées. Le parcellaire a peu évolué ; les murets de pierres sèches (issues de l'épierrement des sols) et les alignements de frênes qui les accompagnent soulignent les limites de ces parcelles et tendent à cloisonner les paysages.

Le bâti est très regroupé, sous forme de bourgs et de villages (hameaux) régulièrement répartis et qui constituent autant d'archipels. »

<http://ventsdauvergne.free.fr/zde/zdecez.html>

c) Description du basalte

Les pierres des murets sont constituées par un basalte classique gris foncé, très bulleux, à phénocristaux de pyroxène et d'olivine avec présence de petites enclaves de péridotite.



Basalte avec enclave de péridotite

Les bulles sont parfois tapissées de zéolite sous la forme de gerbes blanchâtres.



Vacuole remplie de zéolite

Quelques mots sur les zéolites

Un cristal de zéolite est formé d'un squelette microporeux d'aluminosilicate. Et du fait de ce caractère cristallin du squelette, tous les pores de la structure sont de même taille.

Les ions et les molécules d'eau peuvent ainsi se déplacer librement dans ces pores, ce qui permet des échanges ioniques entre les ions dissous dans la phase aqueuse et ceux adsorbés par la structure.

Ces porosités peuvent autoriser ou non le passage de molécules, avec un pouvoir discriminant inférieur à 100 picomètres.

Les zéolites sont donc utilisées dans l'industrie comme échangeurs d'ions ou tamis moléculaires.

Remarque : On verra au cours du dernier arrêt de la journée qu'il en est de même de la diatomite.



Cristaux de zéolite

d) Histoire d'une grande découverte géologique : les inversions du champ magnétique terrestre par Bernard Brunhes en 1905 à Pontfavein (commune de Cézens, à 10 km au Sud de Coltines)



« Dès 1853, MELLONI avait montré que les laves refroidies du Vésuve étaient aimantées dans la direction et le sens du champ magnétique terrestre, et FOLGHERAITER, 41 ans plus tard, que le même phénomène de thermorémanence s'appliquait aux poteries étrusques et romaines. »

« Peu après l'arrivée de BRUNHES à Clermont-Ferrand, son collègue géologue GLANGEAUD lui si-

gnala l'existence, à proximité immédiate de la ville, de porcelanites, sorte de briques formées naturellement par « cuisson » d'un substratum argileux sous une coulée de lave. BRUNHES et son élève DAVID mesurent l'aimantation de ces porcelanites et lui trouvent une déclinaison différente de celle du champ actuel. BRUNHES et DAVID montrent ensuite qu'une coulée de basalte et la porcelanite sous-jacente portent des aimantations de mêmes direction et sens. A Royat, une couche de porcelanite est intercalée entre deux coulées basaltiques : la porcelanite a la même orientation d'aimantation que la coulée du dessus (celle qui l'a « cuite ») mais une orientation différente de celle de la coulée du dessous, plus ancienne. »

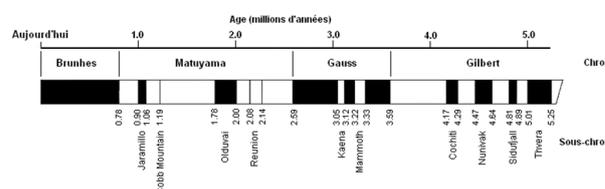
En 1905, un ingénieur des Ponts et chaussées signale la présence d'un gisement de porcelanite sous une coulée de basalte à Pontfavein (Cézens, Cantal). C'est cette fois l'inclinaison de l'aimantation qui est différente de l'inclinaison actuelle, et même presque opposée, ce qui implique un dipôle magnétique de la Terre inversé par rapport au champ actuel, à l'époque de la mise en place de la coulée.

La réalité des inversions du champ magnétique terrestre a mis presque 50 ans à s'imposer, soit qu'on mît en doute la fiabilité de l'aimantation des roches, soit qu'on invoquât l'impossibilité de l'inversion du sens de rotation de la Terre (à laquelle on pensait que la direction du dipôle magnétique terrestre était liée). Pourtant les observations concordantes s'étaient accumulées, concernant des roches de localisation, composition et âge variés : l'aimantation normale ou inverse ne dépend que de l'âge des roches, et ne peut donc s'expliquer que par l'inversion du champ magnétique à certaines époques. On sait aujourd'hui que le champ s'est inversé à de nombreuses reprises (une à plusieurs fois par million d'années, mais très irrégulièrement), et l'on comprend à peu près pourquoi.

Dans le passé géologique se sont succédé diverses « périodes » au cours desquelles le champ magnétique a gardé une même polarité, non pas tout le temps (chaque période d'une certaine polarité est interrompue par de courts « événements » de l'autre polarité) mais la plupart du temps.

Ainsi nous vivons depuis 780 000 ans une période dite normale, qu'on a appelée période de Brunhes. Auparavant, c'était une période inverse (c'est-à-dire de polarité inverse) qui avait débuté il y a 2,48 Ma, et qu'on a appelée période de Matuyama (l'inversion conduisant de celle-ci à celle-là est logiquement nommée inversion Brunhes-Matuyama). Auparavant encore, la période (normale) de Gauss, etc... Quant à la polarité inversedécouverte par BRUNHES à Pontfavein, qui a récemment été réétudiée (et confirmée), elle date de -6,16 ± 0,08 Ma (et donc du Miocène). »

Wikipedia



« Ces inversions du champ magnétique terrestre ont joué un rôle capital en Géologie en permettant la démonstration directe de l'expansion océanique et donc de la Tectonique des Plaques, grâce à la symétrie des bandes d'aimantation normale et inverse des basaltes épanchés à l'axe des dorsales océaniques.

Plus généralement, le magnétisme des roches est aussi utilisé pour vérifier si une roche volcanique a été déplacée depuis sa mise en place et si ce déplacement s'est effectué à chaud ou à froid.

Ces méthodes de paléomagnétisme ont été utilisées dans le Cantal afin de vérifier non seulement les conditions de mise en place des coulées de débris et des dépôts de nuée ardente, mais aussi la nature allochtone de nombreux blocs laviques pris dans les avalanches de débris. »

Extrait de « Le volcanisme du Cantal » de P. Nehlig
Edition Chamina et BRGM Editions - 2007

➤ Direction Murat par la vallée de l'Alagnon

À l'entrée de Murat, on peut observer le Rocher de Bredons portant l'église prieurale de Saint-Pierre et Saint-Paul de Bredons (construite au XI^{ème} siècle puis fortifiée aux XIV-XV^{èmes} siècles).

Il présente des prismations disposées en gerbe bien visibles du bord de la route, orientées horizontalement juste au-dessus d'elle, puis presque verticalement au-dessous du sommet. Il s'agit d'un neck basanitique.

Le Rocher de Bonnevie qui surplombe Murat avec sa statue de Notre-Dame de la Haute-Auvergne est également un neck de basanite.

Ces deux rochers ont certainement fonctionné comme verrous glaciaires sur le parcours de la vallée de l'Alagnon.

Le dernier rocher célèbre aux alentours de Murat est le Rocher de Chastel-sur-Murat avec sa chapelle Saint-Antoine.

Arrêt 6 : Le Rocher de Chastel-sur-Murat

a) La chapelle Saint-Antoine



La chapelle fut construite au XII^{ème} siècle, adossée aux murs du château féodal de Lesbros dont il ne reste aucune

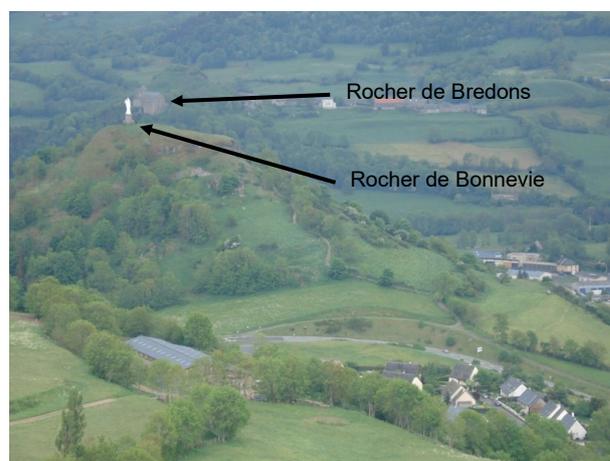
trace.

Proche par le style des petits édifices culturels ruraux de la région de Saint-Flour, elle est constituée d'une nef couverte en berceau brisé donnant sur un chœur à arcatures, semi-circulaire à l'intérieur et polygonal à l'extérieur.

Deux chapelles latérales et une sacristie sont venues agrandir les lieux au XV^{ème} siècle ; un clocher-peigne a été monté sur le pignon Ouest.

b) Géologie du lieu

Du sommet du rocher, en regardant en direction du Sud-Est, on retrouve au premier plan le Rocher de Bonnevie puis plus loin, celui de Bredons.



Vue sur les Rochers de Bonnevie et de Bredons

On peut alors supposer que le Rocher de Chastel-sur-Murat est un troisième neck, ce qui est effectivement le cas.

Au sommet du Rocher, on observe une prismation bien verticale.



Prismation verticale

Cinquante mètres plus bas, à la hauteur du dernier virage du chemin qui mène à la chapelle, elle devient horizontale.

On retrouve donc ce que l'on a vite aperçu du car au neck de Bredons.



Prismation horizontale sur le chemin menant à la chapelle



Le neck du Rocher de Chastel-sur-Murat et sa prismation en gerbes

Quelle pourrait être la cause de cet alignement des trois necks : Rocher de Bredons, Rocher de Bonnevie et Rocher de Chastel-sur-Murat ?

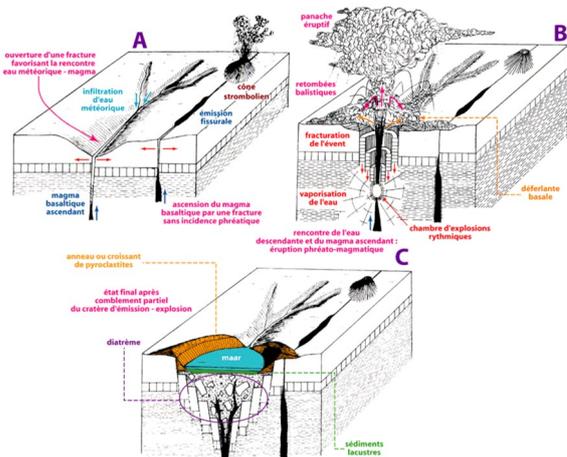
On peut le mettre en relation avec le rejeu d'un vieil accident hercynien, d'une faille du socle.

En effet, beaucoup de failles hercyniennes ont été réactivées à l'Oligocène lors de la formation du fossé margérien avec les petits bassins de Saint-Flour et de Neusargues, alignés selon la même direction NO-SE (N140).

On peut supposer que les mêmes failles ou des failles voisines aient de nouveau joué plus tard au Miocène pour permettre la montée de ce magma peu différencié, de nature basanitique.

Ces trois necks déchaussés correspondent à des remplissages de diatrèmes, comme le montrent les gaines de brèches entourant leur base.

Ils résultent donc d'un volcanisme phréatomagmatique explosif qui a pulvérisé le socle et entraîné la formation de maars, maars qui se sont ensuite remplis de magma.



Mécanisme de formation d'un maar

c) Description de la roche

C'est une roche gris sombre qui contient du pyroxène, de l'olivine, un plagioclase très calcique et des cristaux de magnétite.

Sa composition chimique est par conséquent proche de celle d'un basalte.

Mais à la différence de ce dernier, le feldspath est absent, remplacé par un feldspathoïde : l'analcime ce qui traduit un déficit en silice du magma.

Il s'agit d'une **basanite**.



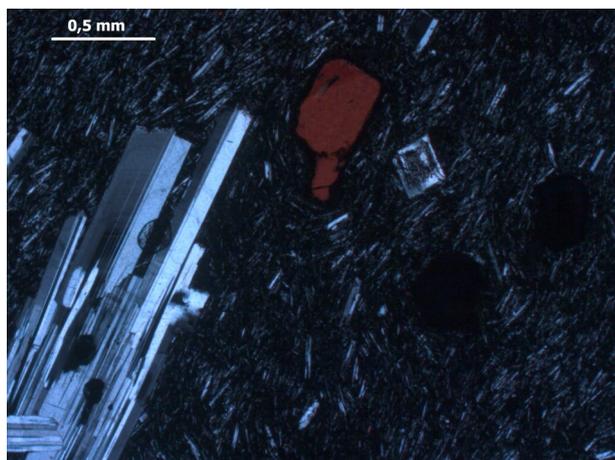
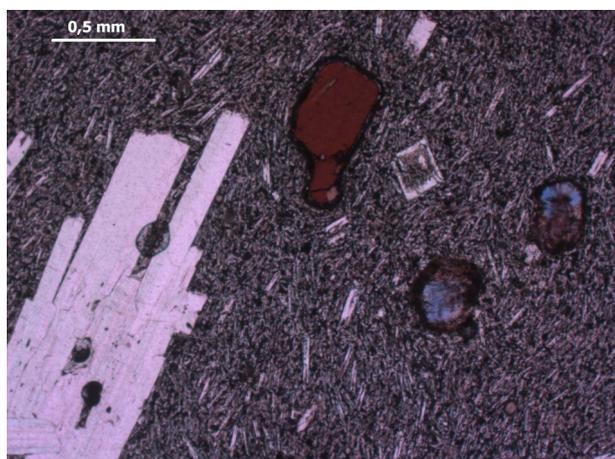
Basanite du neck de Chastel-sur-Murat

Dans les murs du petit cimetière attenant à la chapelle, on peut également observer des blocs de phonolite gris clair, facilement reconnaissable à leur débit en lauzes et leur belle sonorité, et des téphrites, d'aspect plus sombre et zébré, particulièrement riches en haüyne, autre feldspathoïde.

L'association de ces trois roches : basanite, téphrite et phonolite suggère une série alcaline.



Cristaux bleus d'haüyne dans une téphrite



Lame mince de téphrite à haüyne

En haut, en LPNA ; en bas, en LPA

Photos G. Godard

d) Age de la basanite

Les necks de Bredons, de Bonnevie et de Chastel-sur-Murat se rattachent chronologiquement aux éruptions des planèzes supracantalienne.

La basanite à néphéline de Bredons, fortement déficiente en silice, est âgée de - 4,3 +/- 0,1 Ma (datation au K/Ar). Il s'agit d'une des plus récentes du Cantal.

Arrêt 7 : Carrière de diatomites de Foufouilloux

a) Description de la carrière

Le gisement d'Auxillac-Foufouilloux (découvert entre 1899 et 1904) et actuellement exploité par deux sociétés (Celite et Seca) occupe une cuvette elliptique de 800 sur 1300 m, située en bordure de la planèze de Chalinargues, à environ trois kilomètres au Nord-Est de Murat.

Cette dépression a été occupée par un ancien lac à Diatomées.



Vue générale de la carrière

b) Diatomée et diatomite

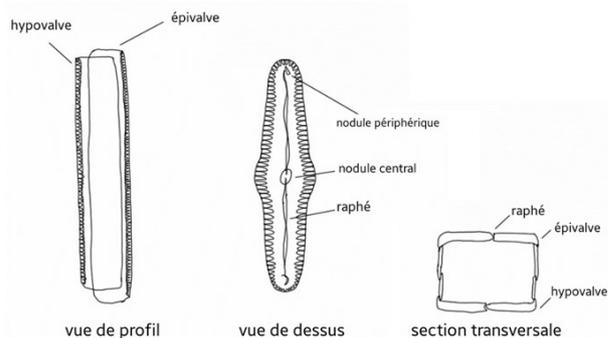
La diatomite est une roche blanche, tendre, très faiblement consolidée et légère ; elle peut flotter sur l'eau.

Elle se débite facilement en plaquettes millimétriques. Chaque plaquette ou varve correspond le plus souvent à une année de sédimentation.

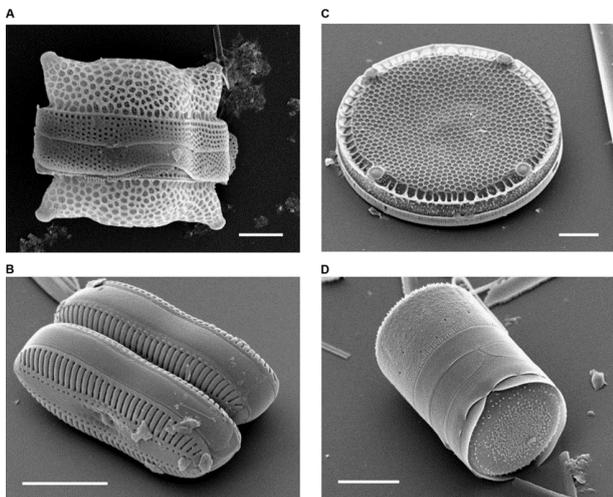
L'observation de broyats de la roche au microscope optique montre que la diatomite provient de l'accumulation de valves siliceuses d'une algue brune appelée Diatomée.

Cette algue unicellulaire est en effet protégée extérieurement par une coque ou frustule constituée de deux valves qui s'emboîtent parfaitement l'une dans l'autre.

En fonction de la forme de la frustule, on divise classiquement les Diatomées en deux grandes ordres : les *Centriques*, rondes, ont la forme d'une boîte de « Camembert » et les *Pennées*, ovales, celle d'une boîte de « Caprice des Dieux » !



Ces frustules, observées au microscope électronique à balayage (MEB), se montrent remarquablement et finement ornementées. Ces « ornements » correspondent en fait à des regroupements de fines perforations d'un diamètre de l'ordre du micromètre qui permettent à la cellule d'échanger avec le milieu extérieur.



Wikipedia

De nombreux genres de Diatomées sont présents aujourd'hui dans les domaines marins, estuariens (sur la slikke vaseuse) ou lacustres.

Les Diatomées les plus représentées à Foufouilloux appartiennent aux genres *Cyclotella*, *Synedra*, *Melosira* et *Coscinodiscus*.

c) Origine du lac et âge de la diatomite

L'origine de la dépression occupée par le lac à Diatomées n'est pas connue avec précision ; on suppose cependant qu'il s'agit d'un cratère d'explosion phréatique, d'un ancien maar mais aucune observation géologique n'a permis jusqu'ici d'étayer cette hypothèse.

Le substratum est constitué par une brèche trachyandésitique et la partie supérieure des diatomites montre par endroit des projections volcaniques interstratifiées (cendres, scories), preuves d'une activité volcanique contemporaine dans le voisinage (planèze de Saint-Flour).

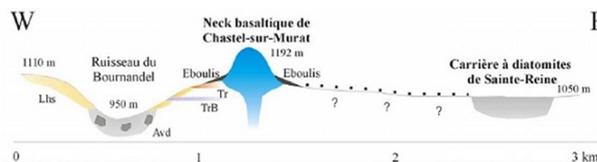
Des apports fluviaux, avec notamment des galets de phonolite, y ont été aussi observés. La présence de ces alluvions indique que l'activité du lac pouvait être perturbée par les crues des cours d'eau qui l'alimentaient.

Des intrusions basaltiques, qui ne sont plus visibles aujourd'hui, coupent l'affleurement de diatomites. L'âge K/Ar de - 5,6 +/- 0,3 Ma d'un de ces filons de basalte situe le gisement vers la limite Miocène-Pliocène. Le lac à Diatomées a donc fonctionné bien avant la mise en place des necks de Bredons, de Bonnevie et de Chastel-sur-Murat datés de - 4,3 +/- 0,1 Ma.

La sédimentation siliceuse s'est faite en varves annuelles, épaisses de 0,3 mm environ, pauvres en matières organiques au printemps et au début de l'été, enrichies en ces éléments à la fin de l'été et en automne.

Le nombre de varves étant d'environ 50.000, la durée de dépôt peut être estimée à au moins 50 000 ans.

La puissance totale atteint par endroits trente mètres, mais elle est très variable car le dépôt a été morcelé par l'érosion, malgré la protection assurée par une moraine glaciaire dont l'épaisseur dépasse parfois vingt-cinq mètres.



Coupe géologique Ouest-Est de la région de Chastel-sur-Murat et de Sainte-Reine

Lhs : dépôts de lahar ; Avd : dépôts d'avalanche de débris ; TrB : coulée trachyandésitique basaltique ; Tr : coulée trachyandésitique. Les points alignés représentent les formations morainiques masquant le substrat.



Varves

d) Flore et faune de la diatomite

À la surface des plaquettes de diatomite, sont très bien conservées des empreintes végétales variées de feuilles de bouleaux, d'aulnes, de noisetiers, de charmes, de hêtres, de chênes, de châtaigniers, de platanes, de saules, de peupliers, d'ormes, de noyers, de micocouliers, de figuiers, de lauriers, de camphriers, d'érables... Des Insectes y ont été également trouvés : Termites, Libellules, Punaises aquatiques, Abeilles, Fourmis...





Empreintes de feuilles

e) Enseignements paléoclimatiques

Au Miocène moyen (de -17 à -13 Ma environ), de nombreuses données polliniques et paléobotaniques indiquent, en Europe, la présence de forêts subtropicales, caractéristiques d'un climat plus chaud et plus humide qu'aujourd'hui, avec un contraste saisonnier moins marqué.

Le contenu paléobotanique de la diatomite de Foufouilloux montre, à l'inverse, un environnement très proche de l'actuel.

Il y a donc eu un abaissement sensible de la température à la fin du Miocène dans le Massif Central.

f) Utilisation industrielle de la diatomite

La diatomite est exploitée industriellement comme :

- abrasif du fait de la nature siliceuse des frustules,
- ou filtre du fait de leurs micropores pour la clarification de certaines bières, pour la filtration des eaux de piscines, le traitement des eaux usées ...

➤ *Direction Murat puis Aurillac par la vallée de la Cère. La cascade et le belvédère du Pas de Cère sont situés dans la vallée de la Cère entre Thiézac et Vic/Cère.*

Arrêt 8 : Pas-de-Cère et cascade de Roucolle

a) Description du paysage

À partir du belvédère, on peut observer, sur la falaise située sur la rive gauche de la Cère, deux ensembles bien distincts :

- en haut, une masse grisée compacte de 8 mètres d'épaisseur environ,
- et au-dessous, un ensemble d'aspect plutôt argileux et englobant au moins deux gros blocs plurimétriques, bien visibles au centre de la photo ci-dessous.

Le contact entre ces deux ensembles est plan et presque horizontal.



Vue du belvédère sur la rive gauche de la Cère

b) Interprétation

- L'ensemble gris supérieur est en fait un panneau, un mégabloc hectométrique légèrement basculé de lave qui a dévalé les pentes du stratovolcan, emporté par une avalanche. Il est par conséquent d'origine allochtone.

- Quant à l'ensemble inférieur, il représente la semelle de cette avalanche, constituée à la fois de roches finement broyées formant une matrice meuble et de blocs de différentes tailles, plurimétriques (les deux visibles sur la photo de dessus) à centimétriques.



Panneau illustrant l'avalanche de débris

Ces blocs de compositions chimiques très diverses : calcaire, argileuse, trachyandésitique traduisent le fait qu'ils ont été arrachés au substratum par l'avalanche au fur et à mesure de sa progression.

La semelle de l'avalanche est donc de nature polygénique comme d'ailleurs la matrice toute entière.

c) Datation et extension de l'avalanche

■ Cette avalanche a eu lieu avec certitude entre - 7,4 et - 6,8 Ma.

Cet intervalle de temps est bien contraint par les datations des coulées se trouvant à sa base et à son sommet :

- au Puy Courny, l'avalanche recouvre les basaltes infracantaliens du bassin d'Aurillac qui ont été datés à - 7,4 ± 0,3 Ma,
- et les coulées qui la surmontent fournissent un âge inférieur de - 6,8 ± 0,4 Ma.

De plus, l'avalanche ne renferme pas de blocs de phonolite. Or, le filon phonolitique voisin de la Jarrige a un âge de - 7,1 ± 0,5 Ma.

En conséquence, il est très vraisemblable que l'avalanche se soit mise en place antérieurement à cette date ; elle aurait eu lieu très précisément dans l'intervalle - 7,4 à - 7,1 Ma.

■ Aujourd'hui, cette avalanche de débris est canalisée par la vallée de la Cère.

Mais à hauteur de Vic-sur-Cère, on peut constater que ses dépôts ne sont plus limités à la Cère. Ils la « débordent » largement, s'étendant par exemple vers le Nord en direction de la vallée de la Jordanne.

Il s'agit par conséquent d'une avalanche de grande ampleur.

D'autre part, on a constaté que les dépôts de l'avalanche de débris sont de faciès proximaux vers le Pas-de-Cère : présence de mégablocs hectométriques et épaisseur importante alors qu'en direction du bassin oligocène d'Aurillac, au Puy Courny par exemple, ces faciès sont plus distaux : plus fins et réduits à un mince manteau.

Ces observations indiquent que l'avalanche s'est écoulée vers le Sud-Ouest.

Elle aurait pris naissance sur un flanc du strato-volcan cantalien, un peu au Nord de Saint-Jacques-des-Blats où la caldeira d'avalanche aurait été comblée ultérieurement par les coulées trachyandésitiques du Bois de Joubert, puis a dévalé sa pente jusqu'au bassin oligocène d'Aurillac qu'elle a recouvert.

Remarque : Au Miocène, la Cère n'existait pas encore. Au Quaternaire, des glaciers se sont établis sur les dépôts d'avalanches de débris et les ont sculptés (creusement de vallées glaciaires en « U »).

Puis lors de leur retrait, les auges glaciaires ont été surcreusées par les torrents issus de la fonte des glaces.

Ainsi s'est formée la Cère et ainsi explique-t-on qu'aujourd'hui, les dépôts de l'avalanche de débris semblent canalisés dans sa vallée (voir les deux photos suivantes).



Panneaux explicatifs du travail de l'érosion par les glaciers et les rivières

d) Le travail des glaciers dans la vallée de la Cère

Du Lioran à Aurillac, le long de la N122, on suit la vallée de la Cère.

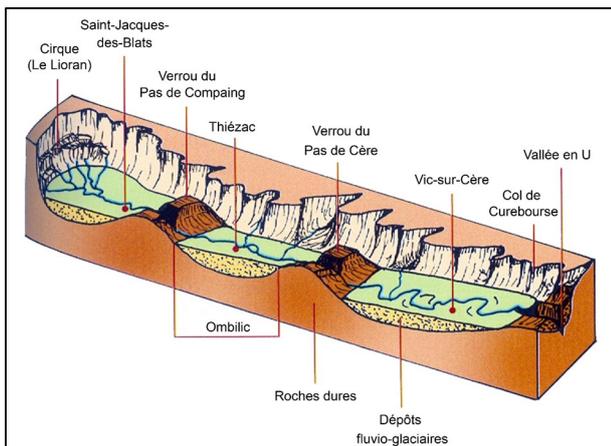
Recalibrée par les glaciers, la vallée de la Cère a été surcreusée en ombilics, aujourd'hui remblayés, ce qui lui donne localement un fond plat (secteur de Saint-Jacques-des-Blats, de Thiézac et de Vic-sur-Cère).

Ces ombilics sont séparés par des verrous constitués de brèches dures, comme le Pas-de-Compaing ou le Pas-de-Cère. Ces verrous ont lentement été entaillés par la rivière en gorges, avec parfois des cascades.

Ces gorges se présentent aujourd'hui comme enserées entre deux parois rocheuses abruptes, hautes de 30 à 40 mètres, séparées seulement de quelques mètres et entre lesquelles la rivière s'écoule rapidement en contournant parfois d'énormes blocs.

Le profil transversal de la Cère est donc composite (voir figure page suivante) :

- dans sa partie supérieure, c'est une vallée glaciaire typique, en auge ou en « U », à fond plat ;
- et dans sa partie inférieure, c'est une vallée en « V » à cause de l'érosion post-glaciaire de la rivière Cère.



« Il y a 20 000 ans, la brèche dure du Pas de Cère ralentit l'écoulement du glacier de la vallée. Ce seuil franchi (verrou), le glacier reprend de la vitesse : creusement accusé des roches plus tendres à l'aval (ombilics) et étalement de la glace à partir de Vic-sur-Cère. »

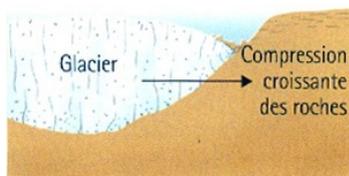
Vers 12 000 ans, le glacier fond : les moraines comblent les ombilics, les verrous font des reliefs franchis en cascades par la rivière. Depuis, le cours d'eau les a entaillés en gorges. »

Figure et texte extraits de « Le volcanisme du Cantal » de P. Nehlig Edition Chamina et BRGM Editions - 2007

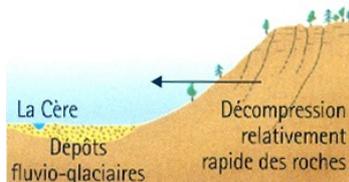
De très nombreux éboulements affectent les versants, leur conférant, en particulier dans leur partie supérieure, un aspect chaotique (un des plus beaux exemples est le chaos de Casteltinet, en rive gauche de la Cère, face à Thiézac).

Ces éboulements de gros volumes de brèches se sont produits lors de la disparition des glaces, par suite de phénomènes de décompression sur les bords de la vallée et d'infiltration d'eau à partir des plateaux libérés en premier (voir figures ci-dessous).

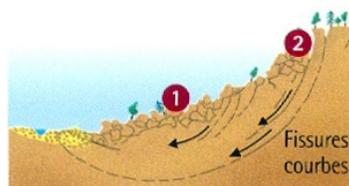
Entre 20 000 et 12 000 ans : épisode glaciaire (glaciation du Würm – Dryas I à III)



Il y a 12 000 ans : retrait complet des glaces, instabilité des versants



Aujourd'hui : chaos après effondrement par glissement



Figures extraites de « Le volcanisme du Cantal » de P. Nehlig Edition Chamina et BRGM Editions - 2007

Troisième journée

➤ Départ d'Aurillac - Direction Vallée de la Cère.

Arrêt 9 : Cascade de Faillitoux

a) Description du paysage



La cascade de Faillitoux

La cascade de Faillitoux franchit une coulée d'ankaramite prismée verticalement.

Les prismes, de 0,5 m de section à la base, s'élèvent sur toute la hauteur de la falaise.



Prismation à la base de la cascade

b) Description de la roche

L'ankaramite est une roche volcanique voisine des basaltes et des basanites.

Il s'agit d'une roche sombre (mélanocrate), de structure microlitique porphyrique.

Les phénocristaux comprennent des olivines et des clinopyroxènes automorphes noirs (= augite) dont la taille peut atteindre 2 cm.

La matrice contient des microlites de même nature auxquels s'adjoignent des plagioclases associés à des traces de titanomagnétite et de biotite.



Ankaramite



Macle d'augite

c) Age de la roche

La coulée a été datée à - 9,5 +/- 0,5 Ma (K/Ar).

d) Le profil particulier du ruisseau de Lasmolineries

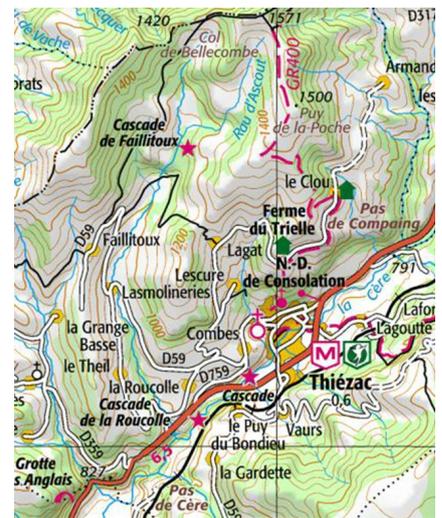


Le ruisseau de Lasmolineries au pied de la cascade de Faillitoux

Le ruisseau de Lasmolineries prend naissance au niveau d'anciens petits cirques glaciaires situés sur le versant Sud du Col de Bellecombe et de l'Elancèze.

À partir de sa source, il ne descend pas en pente régulière jusqu'à sa confluence avec la Cère.

La carte IGN ci-dessous montre en effet que la cascade de Faillitoux et celle de Roucolle se succèdent sur son trajet.



Situation des cascades de Faillitoux et de la Roucolle

Sa vallée n'a donc pas encore atteint, et loin de là, son profil d'équilibre.

La coulée d'ankaramite de Faillitoux qui le coupe transversalement a joué le rôle d'un verrou glaciaire en amont duquel s'est formé un ombilic aujourd'hui rempli d'éboulis. Et elle joue toujours ce rôle de verrou vis-à-vis du ruisseau.

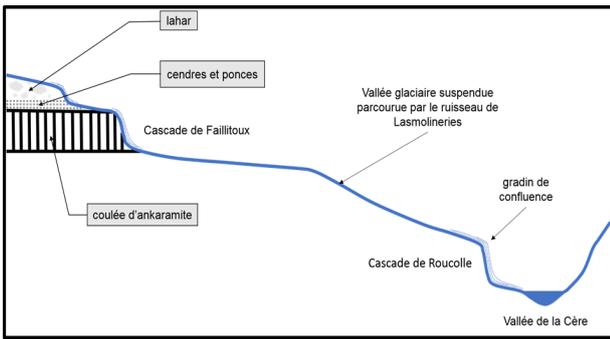
Puis à partir de la cascade de Faillitoux, il coule dans une belle auge glaciaire (photo ci-dessous), sur un replat à dénivellation pratiquement nulle.



Vallée glaciaire du ruisseau de Lasmolineries

Il n'a pas surcreusé cette vallée du fait de son faible débit, de sorte que lorsqu'il atteint sa confluence avec la Cère, sa vallée est véritablement suspendue au-dessus de la vallée principale de la Cère.

On a affaire à **un gradin de confluence** qui va être franchi grâce à la cascade de la Roucolle.



**Profil longitudinal simplifié
du ruisseau de Lasmolineries
entre la cascade de Faillitoux et la vallée de la Cère**
(échelles non respectées)



Bloc de la brèche précédente - Détail

**Arrêt 10 : Avalanche de débris et filon de rhyolite
entre Thiézac et le Pas-de-Compaing (N 122)**

a) L'avalanche de débris

Le long de l'ancienne route, on peut observer la succession suivante :

- un ensemble plurimétrique de cinérite rouge très compacte, d'aspect bréchique, renfermant des éléments de taille diverse, riche en lapillis,
- puis des mégablocs sombres de basalte, d'une longueur de près de 50 m pour le dernier, emballés dans une matrice claire à éléments anguleux de toutes les tailles.



**Deux mégablocs de basalte
séparés par une matrice claire**



Brèche volcanique à blocs et cinérite rouge



Matrice claire à éléments anguleux de taille variée

Les éléments de la matrice montrent une très grande hétérogénéité de composition chimique ; elle est polygénique.

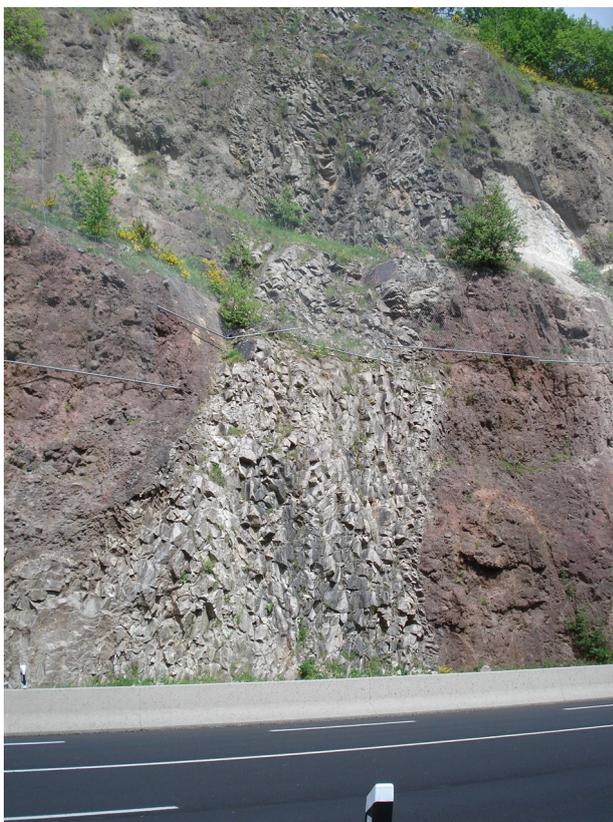
On a là tous les éléments d'une avalanche de débris.

Question : S'agit-il de la même avalanche de débris que celle déjà rencontrée plus en aval, au Pas-de-Cère ?

La réponse va être donnée par le filon de rhyolite.

b) Le filon de rhyolite

De l'autre côté de la route, un filon clair, très penté, presque vertical, recoupe l'avalanche de débris.



Filon de rhyolite

La roche qui constitue ce filon présente une texture plutôt aphanitique : absence de cristaux visibles à l'œil nu. Du fait de sa couleur grise, on pourrait penser à du trachyte.

En fait, il s'agit d'une rhyolite ; au microscope, on pourrait y voir de nombreux petits cristaux de quartz.

Il s'agit d'une roche leucocrate (avec 36 % de quartz normatif), blanc rosé, à phénocristaux arrondis d'anorthose (2 mm), de biotite et d'amphiboles résorbées.

Sa pâte est largement vitreuse (40 - 60 %). Elle renferme des microlites d'anorthose, de pyroxène, de zircon, de sphène et des minéraux opaques.

Ce filon a été daté ; il s'est mis en place il y a 9,0 +/- 0,4 Ma (datation au K/Ar) et correspond à la racine d'un appareil maintenant arasé de type dôme ou dôme-coulée. Il s'agit certainement d'un neck.

On a alors la réponse à la question ci-contre.

Le filon de rhyolite a été daté à - 9 Ma environ. L'avalanche de débris qu'il recoupe est obligatoirement plus vieille que lui d'après le Principe de recoupement donc elle est antérieure à - 9 Ma.

Or l'avalanche de débris observée au Pas-de-Cère a été datée de - 7,4 à - 7,1 Ma (page 72).

En aucun cas, il ne peut s'agir de la même avalanche.

On a donc la preuve ici, dans la vallée de la Cère, que le stratovolcan cantalien a connu au moins deux avalanches de débris.

NB : Il y aurait eu en tout 4 avalanches de débris pour l'ensemble du stratovolcan cantalien.

Remarque : L'avalanche au niveau de laquelle on se trouve, située plus en amont que celle du Pas-de-Cère, est cartographiée sur la carte géologique de Murat au 1/50 000^{ème} comme une brèche de nuées ardentes trachyandésitiques.

On peut récolter sur le sol des échantillons de cette rhyolite.

On y observe des structures sphériques ou sphérolites de taille centimétrique remplies de cristaux de quartz.



Sphérolites de quartz dans la rhyolite

Origine de ces sphérolites

Cette structure sphérolitique peut être interprétée de deux façons :

- pour certains géologues, les sphérolites résultent d'une cristallisation primaire à haute température à partir du magma visqueux,
- pour d'autres, ils se forment par dévitrification lente, au cours du temps, du verre devenu instable.

« Une nouvelle approche de ce problème est maintenant possible en s'appuyant sur des données pétrographiques et expérimentales récentes :

- la cristallisation des liquides rhyolitiques et la dévitrification des verres acides naturels et artificiels ont été reproduites expérimentalement. Ces travaux montrent que la cristallisation des liquides rhyolitiques s'effectue à partir d'un liquide en surfusion dans un intervalle de

quelques centaines de degrés entre la température du liquidus, estimée à 1000°C et celle de la transition vitreuse estimée à 750°-620° C . En dessous, la cristallisation sphérolitique devient faible voire nulle en raison de l'augmentation de la viscosité qui limite la nucléation et diminue la vitesse de diffusion. Suivant le degré de surfusion on obtiendra des cristaux équants ou tabulaires, des cristaux squelettiques, des dendrites ou des sphérolites.

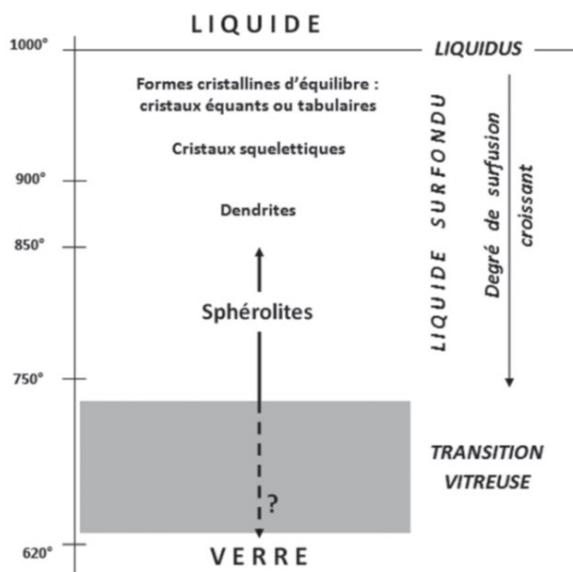


Schéma montrant les conditions de cristallisation, en particulier sous forme de sphérolites, des liquides acides, d'après les données expérimentales

- des études d'appareils, de coulées ou de filons, juxtaposant des rhyolites non ou partiellement vitreuses et des obsidiennes ont été menées avec des techniques minéralogiques modernes. En intégrant les données expérimentales disponibles, elles montrent l'origine primaire par cristallisation magmatique des sphérolites des divers types de rhyolites.

La cristallisation en sphérolites ne peut donc pas se produire par dévitrification à la température ambiante lors du vieillissement de la roche au cours des temps géologiques. Possible à partir du verre, elle nécessiterait un réchauffement de plusieurs centaines de degrés par métamorphisme et/ ou action hydrothermale pour atteindre la température de la transition vitreuse. »

http://www.crevola.org/gilbert/VOLCANISME_RHYOLITIQUE_ESTEREL_Riviera_Scientique_2010.pdf

La formation des sphérolites de quartz de la rhyolite est donc primaire ; la structure sphérolitique a été acquise lors de la cristallisation du magma acide.

Par la suite, par altération, le quartz disparaît par dissolution et les sphérolites font place à des trous.



Différents stades d'altération de la rhyolite à texture sphérolitique

Article de Hendrik VREKEN

Photographies de Catherine et Jean CHAUVET, Michèle et Pierre GIBAUD et Josiane VREKEN

Bibliographie

- « Programme de l'excursion Cantal » de Pierre Nehlig et Hervé Leyrit avec la collaboration de Gwenael Fréour, David Huguet, Christelle Legendre, Sebastien Pilet, Richard Platevoet, Olivier Reubi, Jack Roger
- « Le volcanisme du Cantal » de P. Nehlig - Edition Chamina et BRGM Editions - 2007
- Carte géologique de Murat au 1/50 000^{ème} - Editions du BRGM

Sites internet consultés

- <http://avg85.fr/sortie-geologique-dans-le-cantal-2/>
- <http://avg85.fr/wp-content/uploads/2015/03/Pour-site-AVG-TP-AVG-Cantal-Histoire-du-volcanisme-cantalien.pdf>
- http://www.crevola.org/gilbert/VOLCANISME_RHYOLITIQUE_ESTEREL_Riviera_Scientique_2010.pdf
- <http://geo.cybercantal.net/php/lire.php?id=36>
- <http://www.futura-sciences.com/magazines/terre/infos/actu/d/geologie-images-100-ans-decouverte-inversions-champ-magnetique-terrestre-12269/>
- <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/magnetisme.terr.html>
- <http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sill-en.svg#/media/File:Sill-en.svg>
- http://www.geoglaciare.net/index.php?option=com_content&view=article&id=138&Itemid=147#formation_horns