

Excursion 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 devant la carrière de diatomite de Foufouilloux

- 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.

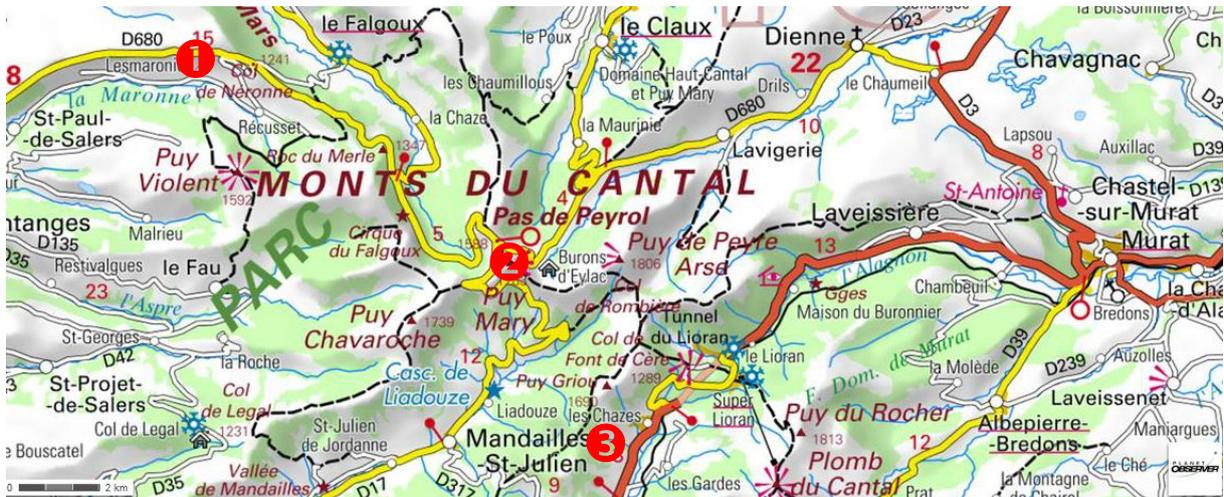
Les vallées glaciaires qui descendaient de la zone centrale du stratovolcan étaient disposées radialement ; elles sont responsables de la forme étoilée si caractéristique du massif.

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.

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.



Vallée de la Maronne - Vue du Col de Néronne

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.

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.



Le Col de Néronne : au 1^{er} plan à droite, le Roc de Labro (coulée basaltique prismée) et en arrière-plan, à l'horizon, le Puy de la Tourte constitué de trachybasalte

www.delcampe.net

b) Géologie

D'un point de vue géologique (voir carte géologique suivante), 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 supracantalienne.

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 (ce que ne montre pas vraiment l'extrait de carte suivant).

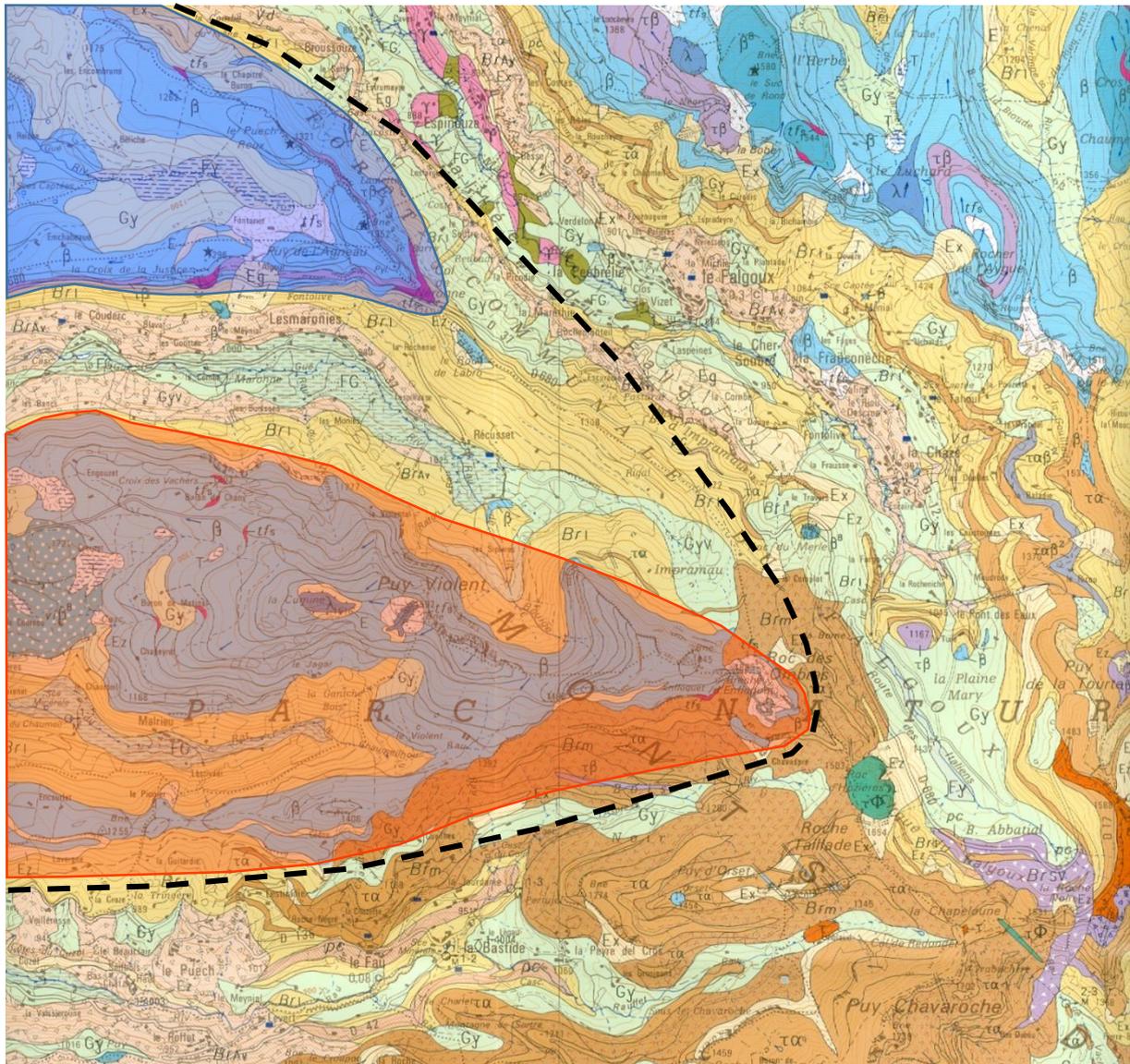
Tout se passe un peu comme si elle avait été « barrée », empêchée de s'écouler par l'élargissement de la planèze de Salers.

Les deux coulées n'ont pas été datées précisément.

Mais l'étude de la stratigraphie des deux entablements basaltiques, celui de la planèze de Salers et celui de la planèze du Puy Violent, montre de grandes similitudes.

Cela suggère alors fortement que ces deux planèzes soient contemporaines et 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.



Extrait de la carte géologique de Murat au 1/50 000^{ème}

- en bleu, la planèze de Salers
- en orangé, la planèze du Puy Violent

Les deux planèzes n'en feraient qu'une et auraient pour origine le Roc des Ombres (contour en pointillé noir).

► *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'accumulation 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 (type plinien). Tous ces blocs sont emballés dans une matrice très pulvérulente (cendres) composée de fragments de roche 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 Mérapu ou au Mont Saint-Helens.



Le Puy Mary

b) Nature de la roche

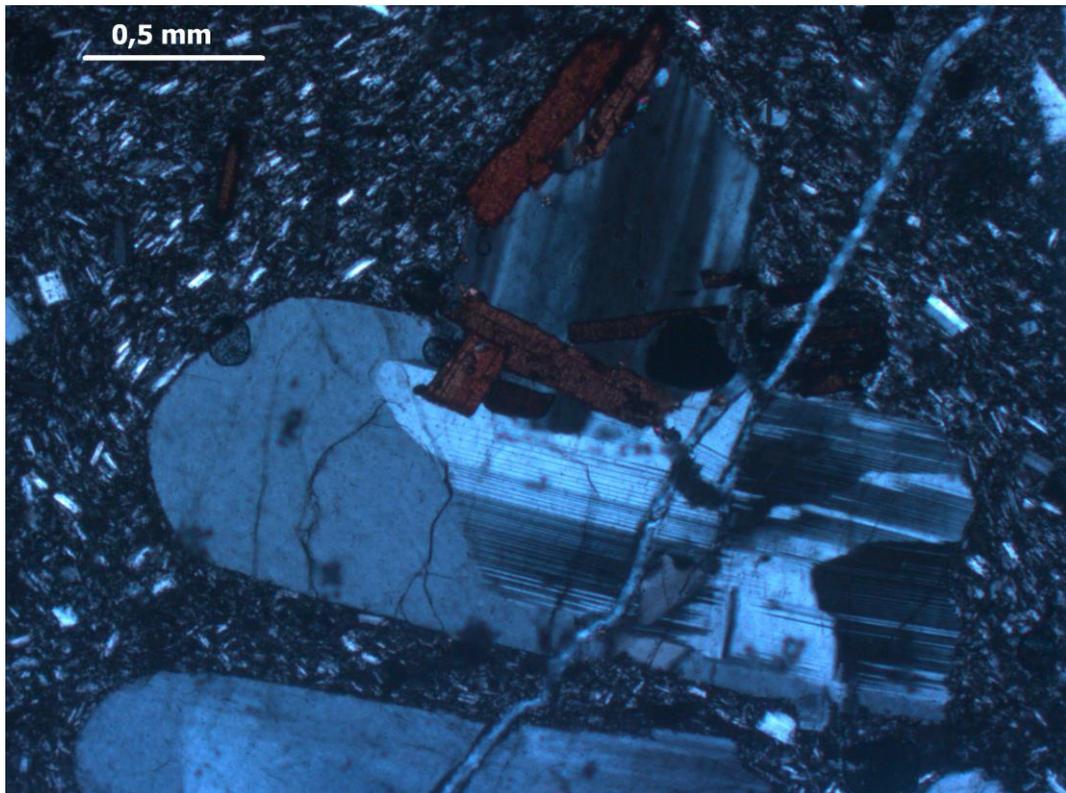
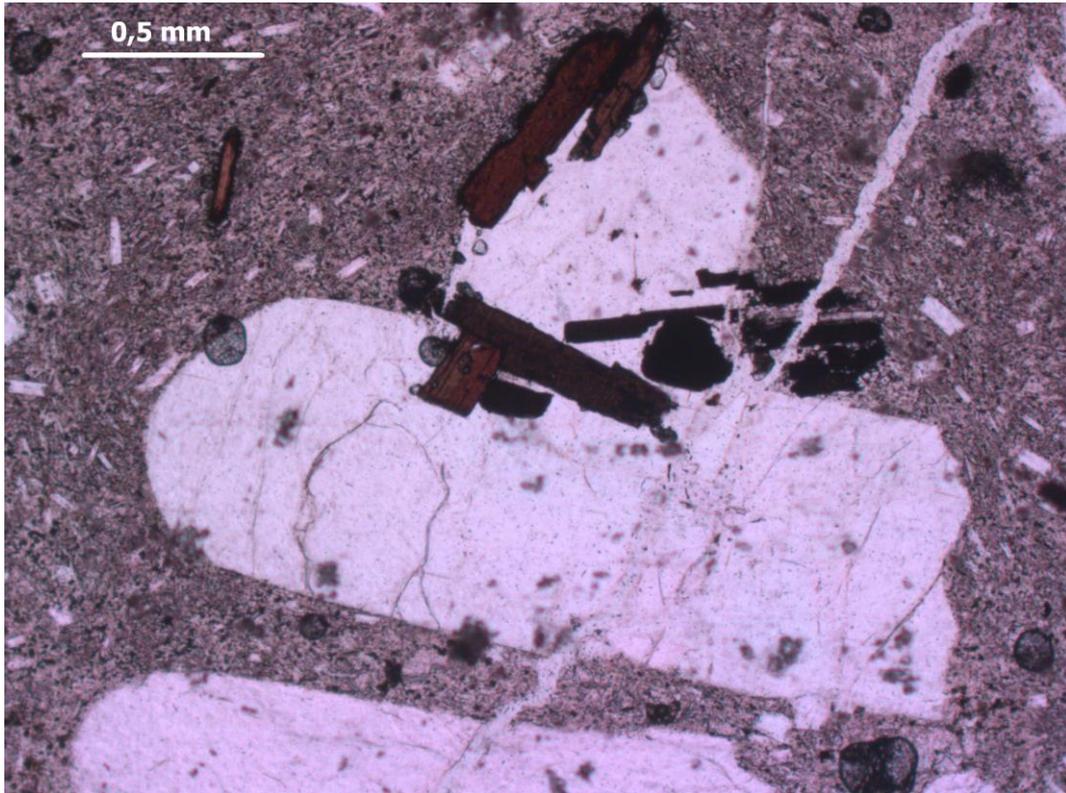
La roche qui constitue le dôme du Puy Mary est un **trachyte** à phénocristaux d'*oligoclase* (plagioclase plus sodique que calcique), de *sanidine* (beaucoup plus rare à tel point qu'on n'en a pas observée !) et de *hornblende brune* (amphibole) en belles baguettes sombres, presque noires, le tout uni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

Elle 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 est absent.



Trachyte du Puy Mary



Lame mince du trachyte du Puy Mary

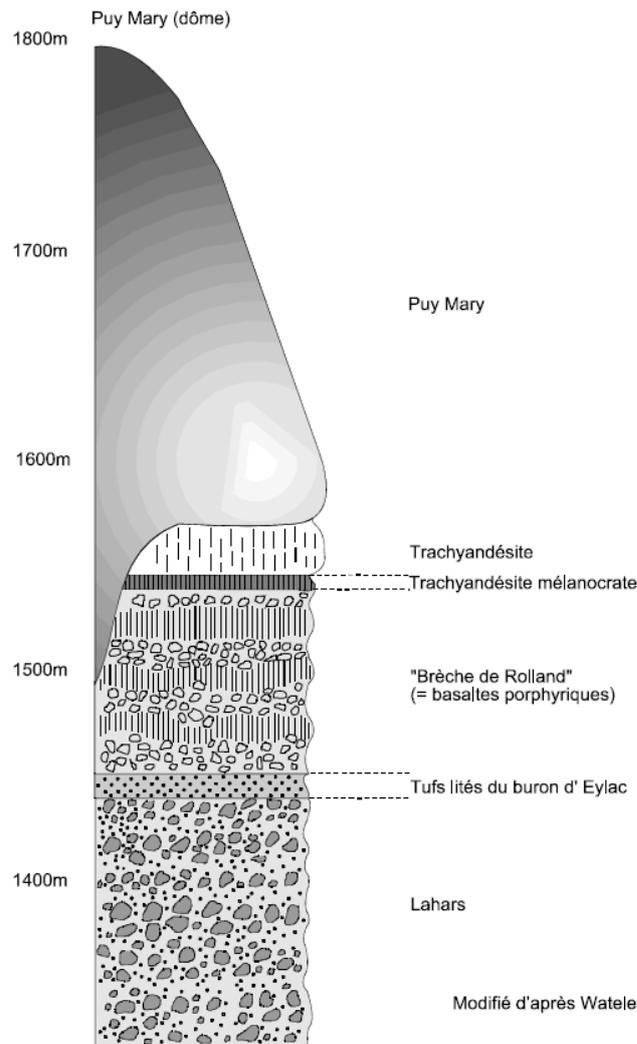
En haut, en LPNA ; en bas, en LPA

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).

La mise en place du cumulo-dôme de trachyte est postérieure à la Brèche de Rolland qu'il transperce.



Stratigraphie du Complexe bréchiqye à l'aplomb du Puy Mary (Coté Impradine)

d) Morphologie actuelle du Puy Mary – Explication

- Sa forme pyramidale résulte de l'érosion des glaciers.

Initialement, le Puy Mary, comme on l'a dit plus haut, devait être un cumulo-dôme trachytique classique, subcirculaire avec un sommet aplati tel que celui du Sarcoui de 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 ».

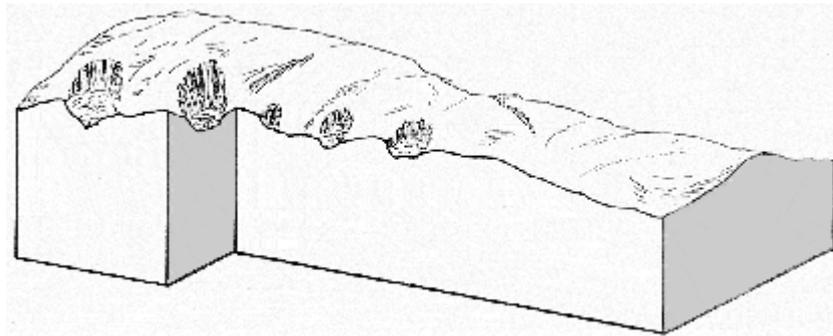
Définition : *Un horn est un type de montagne caractéristique de l'érosion glaciaire, présentant un sommet pointu où se rejoignent des arêtes délimitant des versants fortement inclinés.*

- **Explication du phénomène**

- **Phase 1**

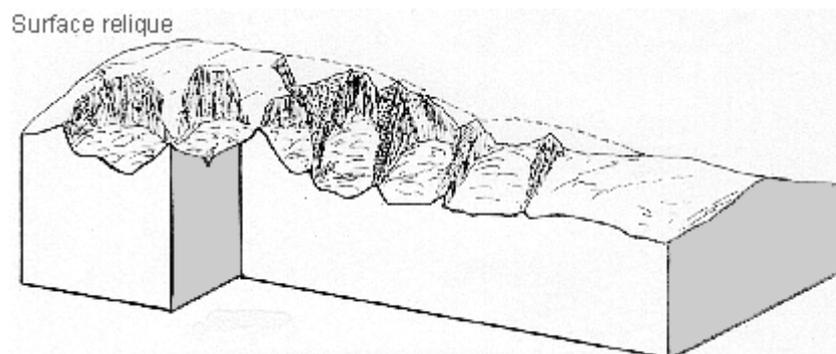
Imaginons un relief en coupole, une large croupe. A l'arrivée des glaciations, des glaciers de cirque s'installent autour du relief, en des lieux propices (vallons préexistants, combes à neige) et y impriment leur forme caractéristique.

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.



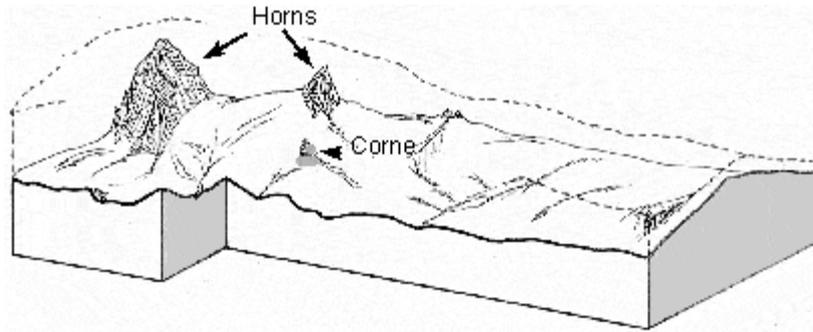
- **Phase 2**

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 dont le Puy Mary et le célèbre Cervin par exemple.



http://www.geoglaciare.net/index.php?option=com_content&view=article&id=138&Itemid=147#formation_horns

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



Versant Nord du Puy Mary

Sur la photo suivante, juste au-dessous de la route, 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](#)

<https://www.google.fr/maps/place/Puy+Mary,+15400+Le+Claux/@45.109435,2.676172,804m/data=!3m2!1e3!4b1!4m2!3m1!1s0x47f7e5835a9ebafd:0xd0be4dddf4b68a84!6m1!1e1>

Sur Google Map (voir le lien ci-dessus), ne pas hésiter à incliner la vue ou à la faire pivoter de 360° autour du sommet du Puy Mary pour retrouver tous les Puys et vallées glaciaires mentionnées.



Pour incliner la vue



Pour la faire pivoter

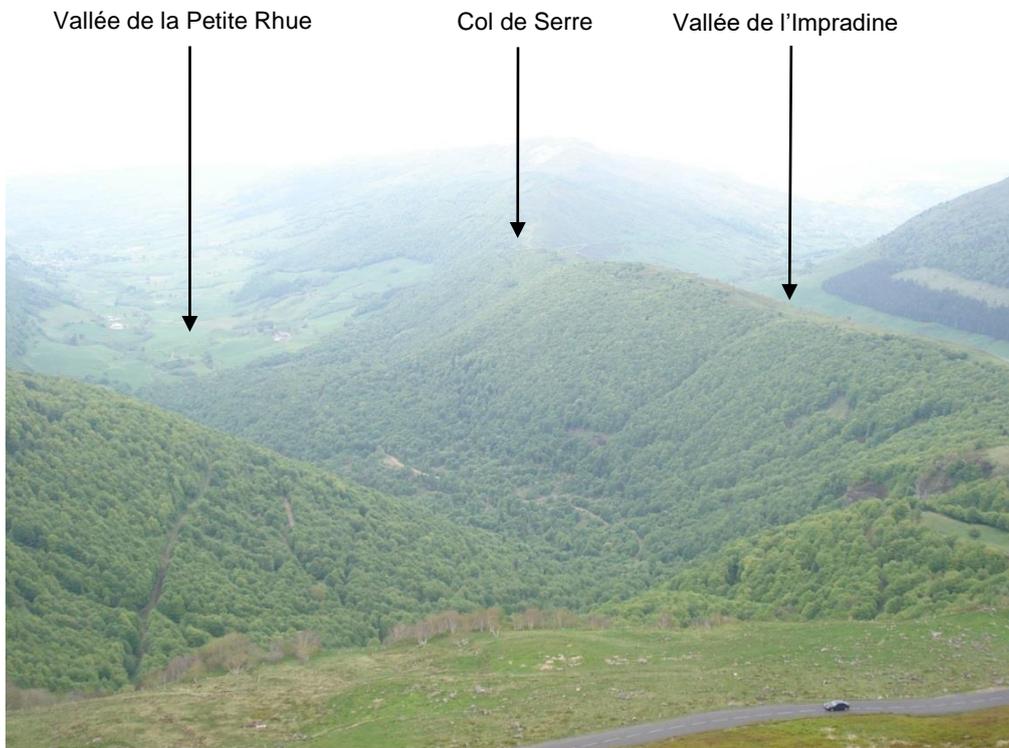
Le sommet du Puy Mary (1783m) offre un magnifique panorama sur les reliefs cantaliens, presque tous trachyandésitiques à l'exception du culot basaltique terminal du Plomb du Cantal et des pitons phonolitiques du Griou, du Griounou et de l'Usclade.

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 Dorés et les sommets du Cézallier.

A 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.

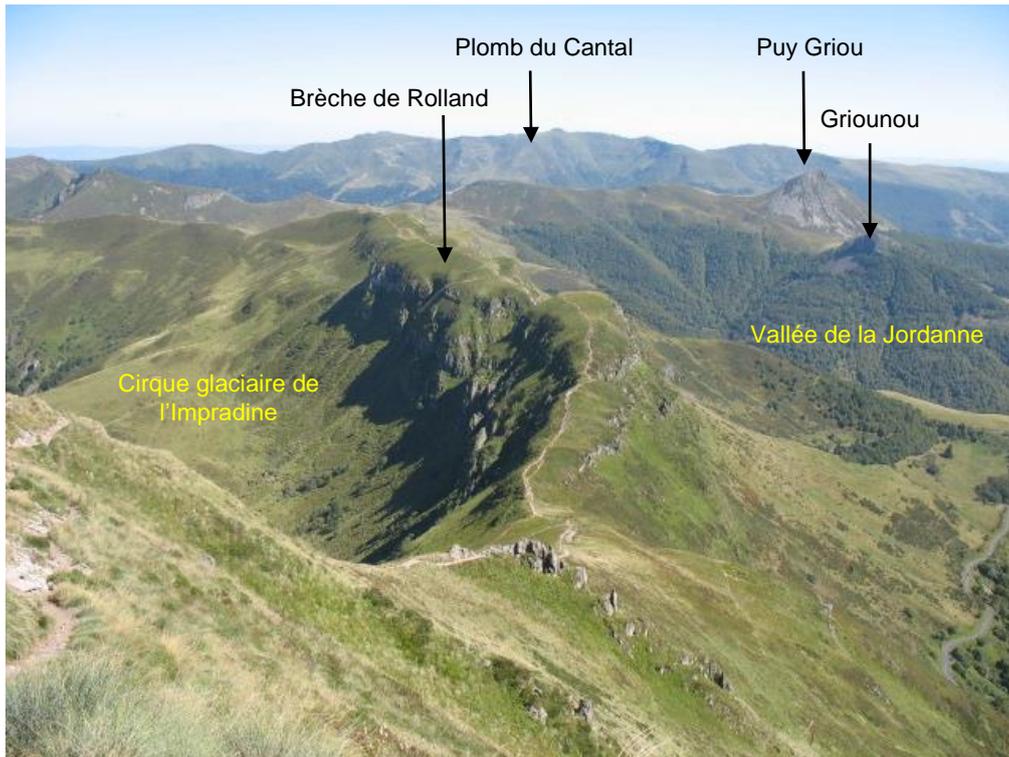


Vallées glaciaires de la Petite Rhue et de l'Impradine



Vallée glaciaire 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.



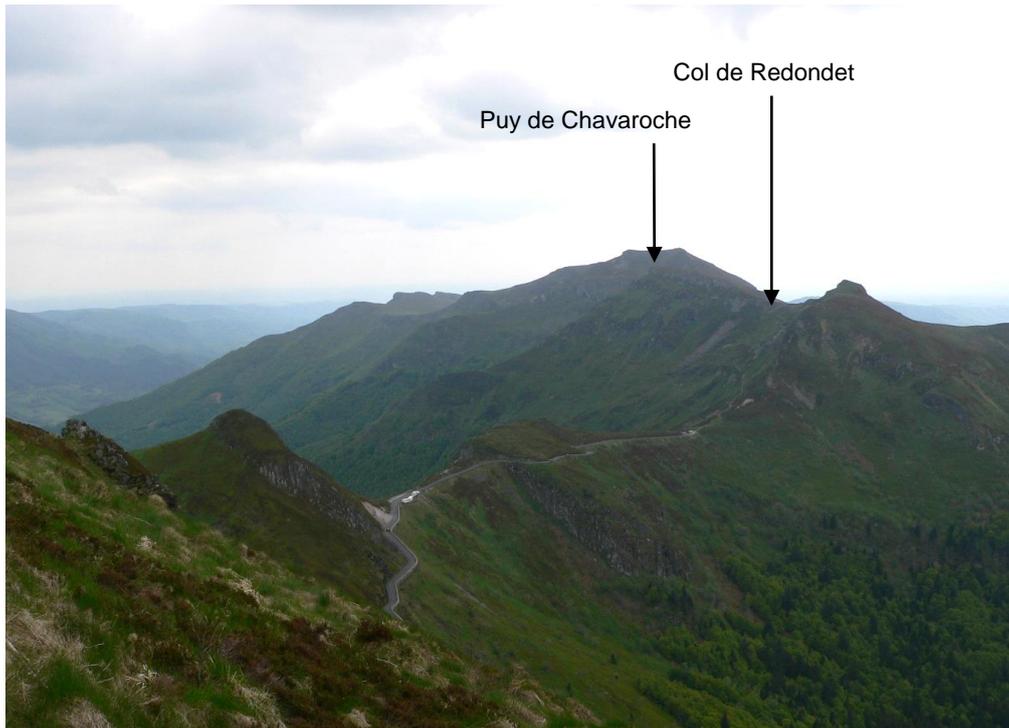
Vue vers le Sud-Est

On reconnaît sur la photo ci-dessus :

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

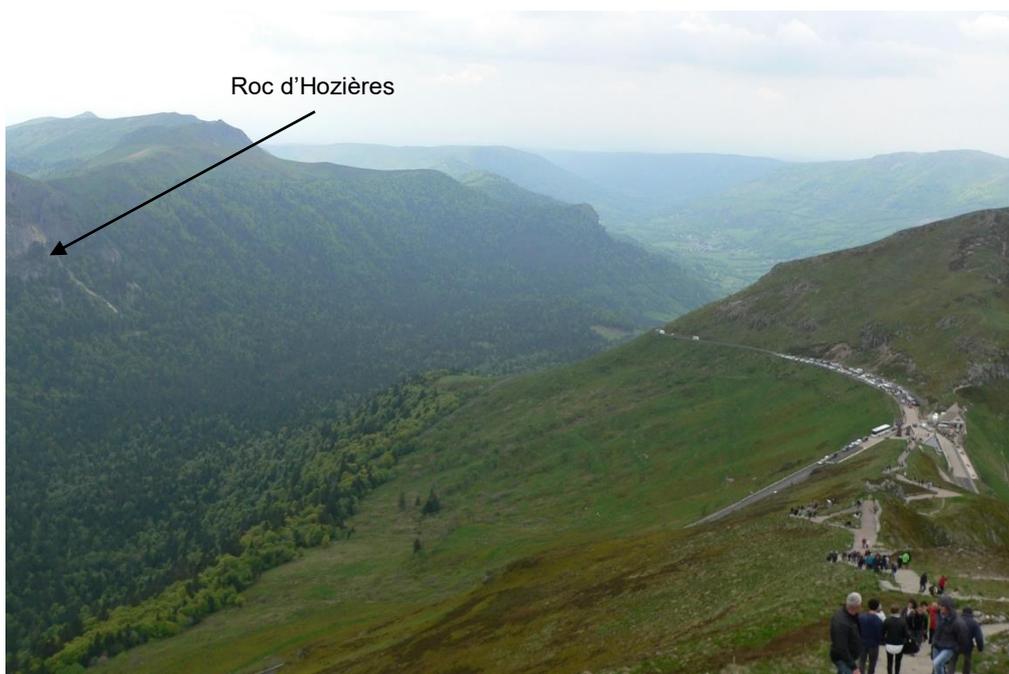
- dans le plan situé en avant et vers la droite, en direction du Sud, le sommet pointu et grisé du Puy Griou (1690 m) correspondant à une intrusion de phonolite. Deux autres pointements phonolitiques l'accompagnent : le Griounou (1514 m) que l'on peut distinguer juste devant lui et le Puy de l'Usclade (1498 m) qui n'est pas visible sur le cliché car encore plus à droite. 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.

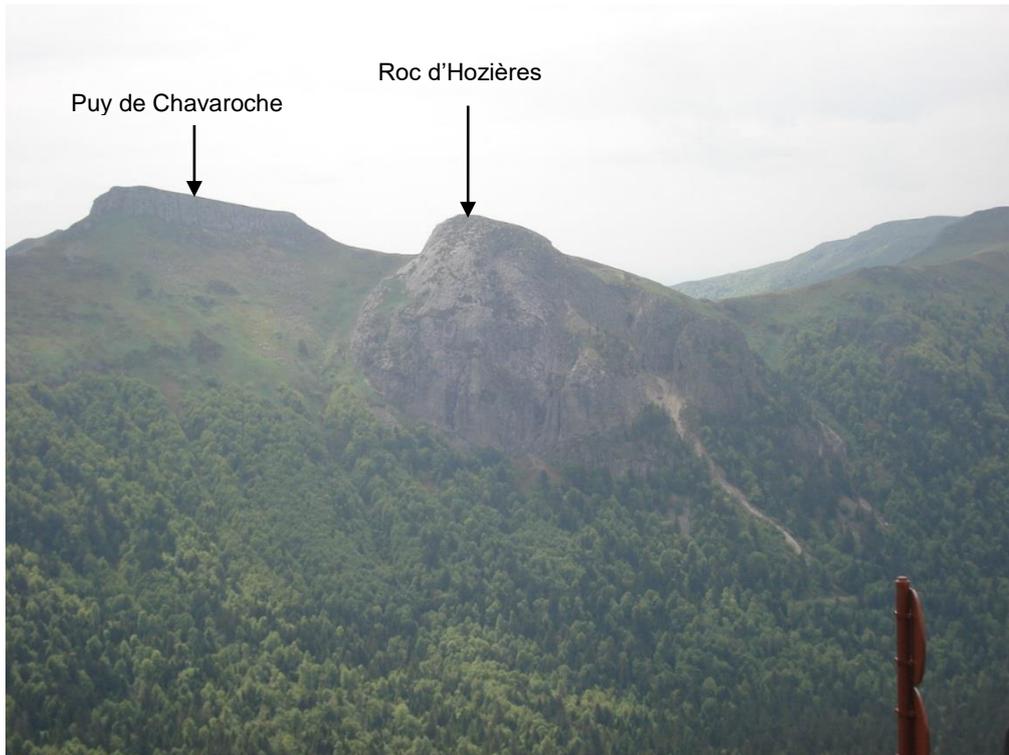


Vue vers le Sud-Ouest

- 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 trachyandésitiques.



Vue vers l'Ouest - Vallée du Mars



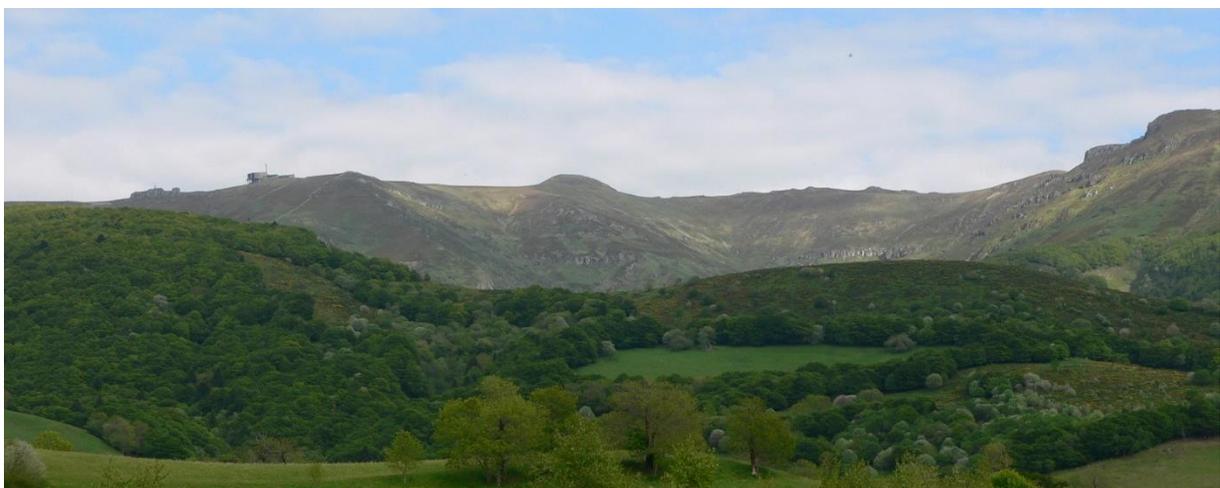
Le Roc d'Hozières en rive gauche du Mars

► *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



Le Plomb du Cantal vu depuis le parking 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.



Filons de basalte dans le trachyte



Filon de basalte « argilisé »



Filon de basalte « argilisé » - Détail



Filon de basalte peu altéré avec épointes bien nettes

Le filon est prismé horizontalement.



Filon de basalte précédent - Détail

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 donc d'un **dyke**.

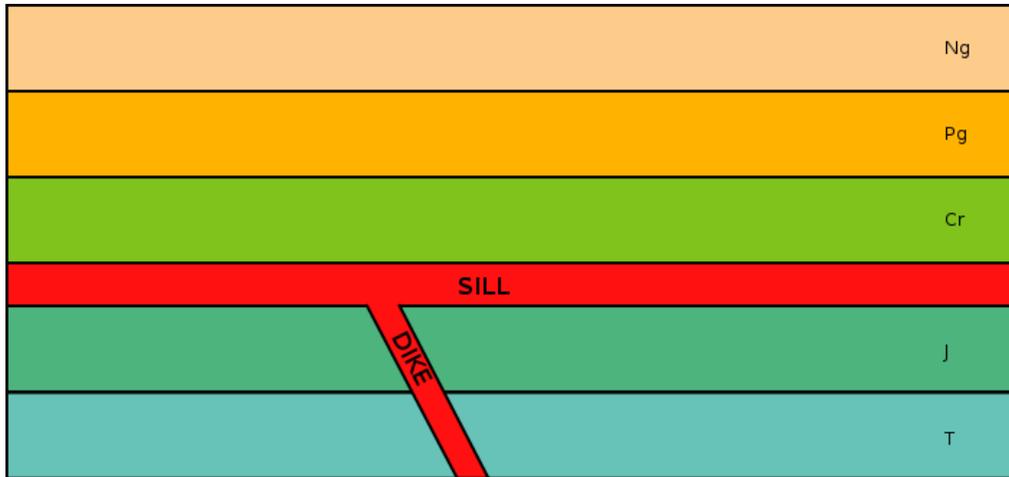
Définition : Un dyke est un filon de roche magmatique qui s'est infiltré dans une fracturation de l'encaissant.

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.

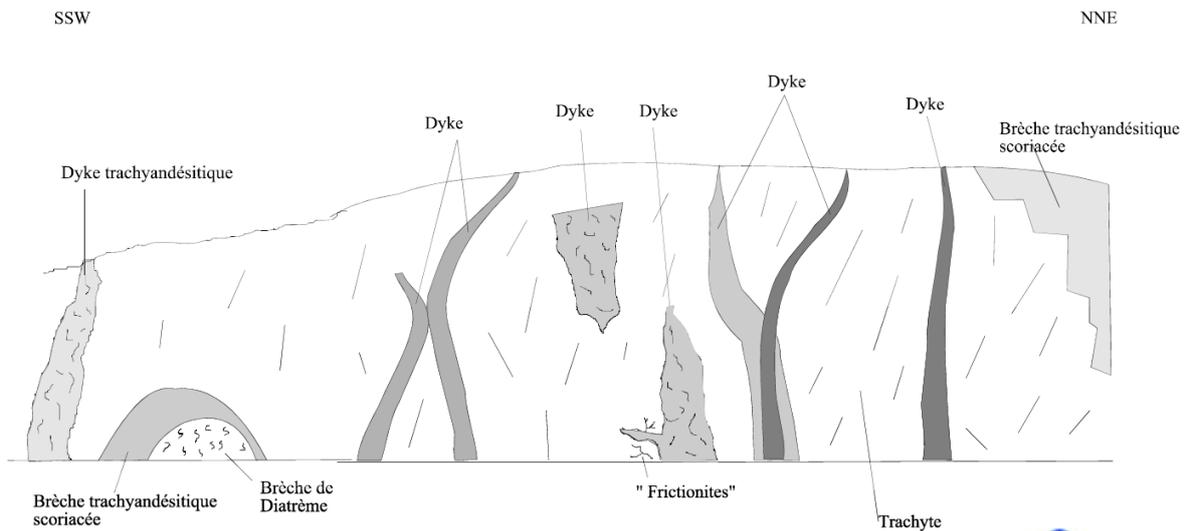
Remarque : Bien évidemment, la trace d'un dyke est celle d'une ancienne fissure qui a été empruntée par du magma qui est monté et s'est épanché en surface.

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.



<http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sill-en.svg#/media/File:Sill-en.svg>

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



Modifié d'après Vidal N. (1996)



Le trachyte des Chazes

On peut alors penser qu'ils se sont très certainement mis en place quasi-simultanément (en tous cas les dykes ayant même nature chimique, basaltique par exemple), 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 feldspaths 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 feldspaths 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, beaucoup plus rares constitués de *sanidine*.

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

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 (macle Carlsbad).





Lame mince de trachyte en LPA avec cristal de sanidine maclée

Photo G. Godard

Deuxième journée

► Départ d'Aurillac - Direction Saint-Flour.



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.

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 et éventuellement qu'un sol se développe.

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.

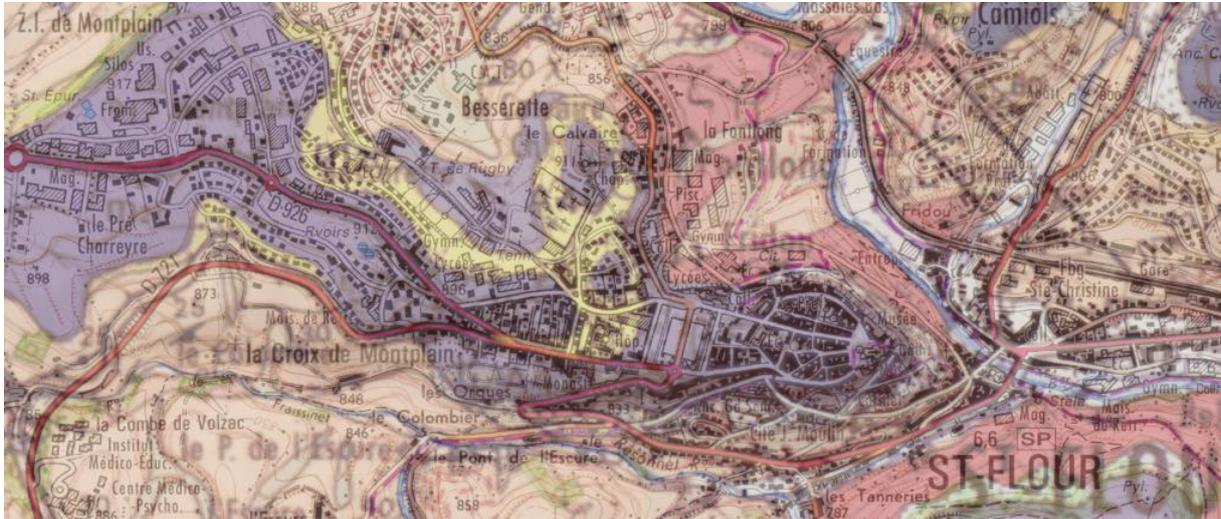


Vieille ville de Saint-Flour

b) Age de la coulée

Elle repose soit sur le socle hercynien constitué de gneiss et de granite, soit sur des terrains sédimentaires de l'Oligocène-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 stratovolcan cantalien proprement dit, et dont le paroxysme d'activité se situe entre $- 8,5$ et $- 7$ Ma.



Document Géoportail

Superposition de la carte IGN et de la carte géologique

- en rose, le socle hercynien (ou varisque)
- en jaune, les sédiments du bassin oligo-miocène de Saint-Flour
- en violet, la coulée basaltique infracantaliennne (« Orgues de Saint-Flour »)

c) Mécanisme de formation des orgues

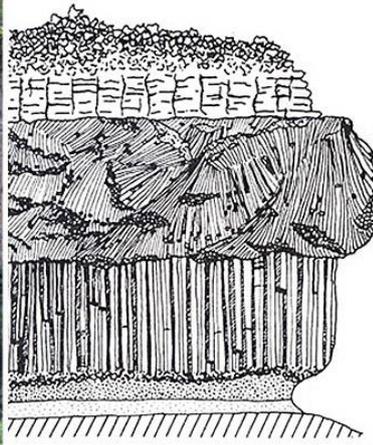
Idéalement, trois systèmes de prismation se superposent dans une coulée basaltique :

- 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.



Coupe d'une coulée réelle,
la coulée de Jaujac, Ardèche



- ← surface scoriacée
- ← FAUSSE COLONNADE
- ← ENTABLEMENT
(prismes étroits, tordus, fasciculés et solidaires)
- ← COLONNADE
(prismes larges, réguliers et indépendants)
- ← **semelle scoriacée, mince**
- ← lapilli sous-basaltiques (retombées précédant la coulée)
- ← alluvions sous-basaltiques
- ← substrat

Coupe théorique idéalisée complète d'une unique coulée basaltique de vallée
D'après Le Volcanisme, lexique, CRDP Clermont-Ferrand, 1985

A 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.



Vraie colonnade et entablement



Débit horizontal en lauzes de la vraie colonnade



Vraie colonnade



Base de la vraie colonnade

A remarquer que les prismes ne sont pas si réguliers qu'on le dit : ils présentent des « nœuds » de constriction et des « ventres » de dilatation.



Sections hexagonales des prismes de la vraie colonnade sous l'entablement



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 fossiles, ou encore, pourquoi pas, aux sols polygonaux.



Fentes de retrait actuelles



« Mud-cracks » fossiles



Sols polygonaux

<https://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3205.php>

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...!



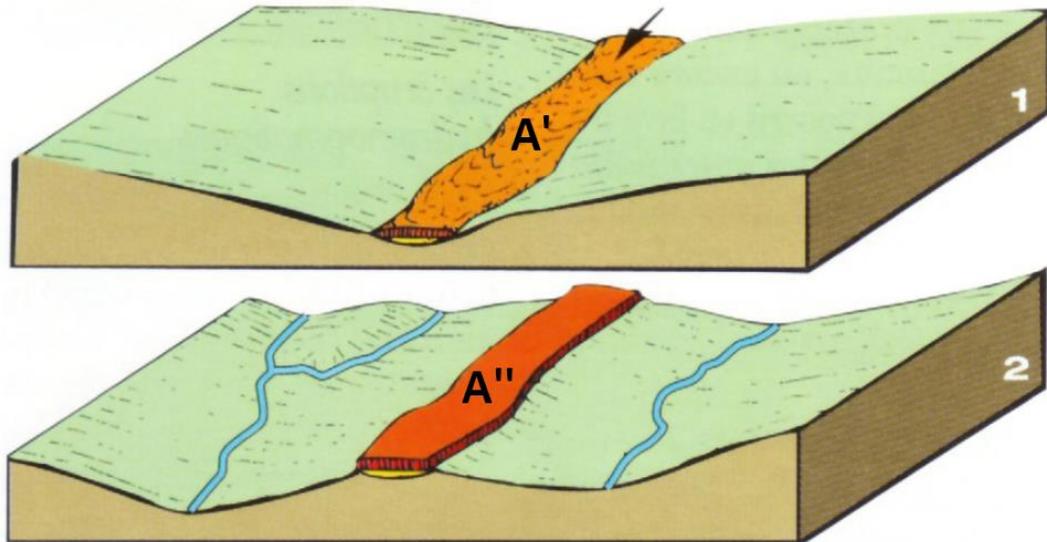
Saint-Flour depuis les berges de L'Ander

Photo J.F Ferraton Sous licence CC0 via [Wikimedia Commons](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Saint-Flour_vue_depuis_L'Ander.jpg)

d) Coulée perchée – Inversion de relief

La coulée de basalte infracantalienne de Saint-Flour a emprunté à l'origine dans une vallée. Aujourd'hui, elle est en position haute, perchée comme le montre la photo précédente.

Explication :



1 . La coulée basaltique infracantalienne (**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 alors 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.



Clocher peigne de Roffiac et ancienne chapelle du château

<http://dignois.fr/Roffiac/>

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 à $- 6 \pm 0,2$ Ma et la plus récente à $- 4,5$ 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.



http://webissimo.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/FR8301059-FR8312005_Planeze-St-Flour_DOCOB_2011_cle2c31f8.pdf



Paysage de la planèze près de Coltines - Parcellaire dessiné au sol (murets)

« 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, poix, 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>



Narcisses, Renoncules et Lychnis

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 (= amas d'olivine).

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



Basalte avec enclave de péridotite



Vacuole remplie de zéolite



Détail

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 des 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.

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



Bernard Brunhes

« 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 Bernard Brunhes à Clermont-Ferrand, son collègue géologue Philippe Glangeaud lui signala 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. Bernard Brunhes et son élève Pierre 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. À 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. »

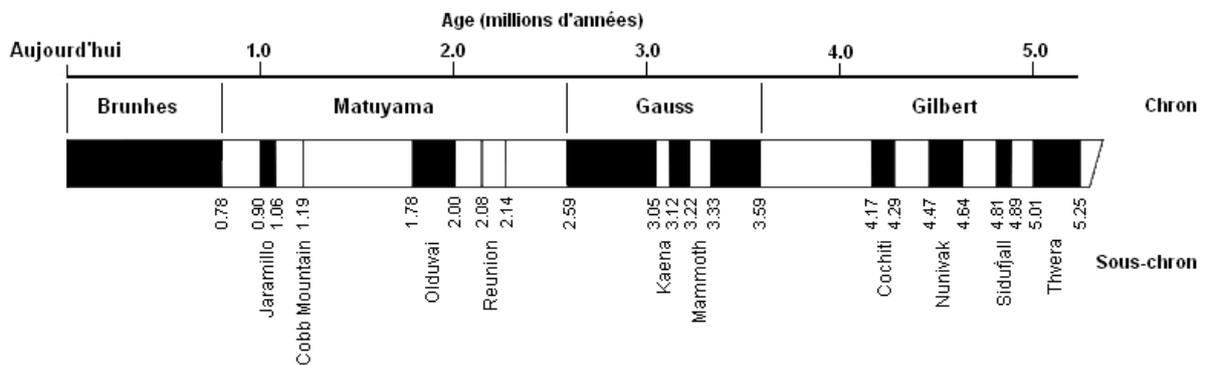
En 1905, un ingénieur des Ponts et chaussées signale la présence d'un gisement de porcelanite sous une coulée de basalte à Pontfarein (Cézens, Cantal). C'est cette fois l'inclinaison de l'aimantation qui est différente de l'inclinaison actuelle, et même presque opposée, ce qui implique un dipôle magnétique 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 mit 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 (la faute en est au comportement chaotique des équations magnétohydrodynamiques). 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 inverse découverte par Bernard Brunhes à Pontfavein, qui a récemment été réétudiée (et confirmée), elle date de $6,16 \pm 0,08$ 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