# LA COMMISSION DE VOLCANISME DANS LE CANTAL IÈRE PARTIE

Catherine Berthoux, Jean-Louis Fromont, Roland Mahérault, membres de la SAGA.

Les membres de la Commission de volcanisme de la SAGA s'étaient donné rendez-vous le vendredi 2 octobre 2020 à Saint-Cirgues-de-Jordanne afin d'approfondir, douze ans après un précédent voyage (voir Da Boa Vista, 2010), ses connaissances sur le volcanisme du Cantal. Ce joli village cantalou, idéalement situé au sud du massif, devait être la base de départ de nos visites. Saint-Cirgues tire son nom de saint Cyr, dont Cirgue est une forme occitane ; ce saint est honoré dans l'église paroissiale.

# Introduction

# Bref rappel historique des recherches

Après un voyage effectué durant l'été 1751, en compagnie de Malesherbes, en Auvergne (figure 1), en observant la pierre particulière de la région de Volvic, Jean-Etienne Guettard (1715-1786) comprend que les puys qu'il parcourt sont d'anciens volcans. Il initie alors les études volcaniques en France et s'empresse de publier ses réflexions dans un mémoire intitulé « Sur quelques montagnes de France qui ont été des volcans », lu à l'Académie Royale des

Sciences de Paris, le 10 mai 1752, où il déclare : « *les montagnes d'Auvergne sont des volcans éteints* ».

C'est ainsi qu'il donne, mais il l'ignore, le coup d'envoi d'un très grand nombre d'études qui vont s'étaler sur deux cent cinquante ans... et ce n'est pas fini !

En effet, le volcanisme du Cantal (figure 2) a donné lieu, à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, à de nombreux travaux, au premier rang desquels : les descriptions géologiques de G. J. Poulett Scrope (1827), J.-B. Rames (1873, 1879) et M. Boule (1896, 1900).



Figure 1 (à gauche). Situation du Massif central. Source : J. Meyniel. Figure 2 (à droite). Le massif du Cantal entouré en rouge, au sein du Massif central. Source : Wikipédia.



Dès 1827, George Julius Poulett Scrope (1797-1876), géologue et minéralogiste anglais, démontre que le massif cantalien n'est que le reste d'un grand volcan démantelé, formé par l'accumulation naturelle de conglomérats, de trachytes et de basaltes, plus ou moins éloignés d'un cratère central.

Jean-Baptiste Étienne Rames (1832-1894) est un géologue et un archéologue français, né à Aurillac. Ses travaux sur le Massif central prolongent les travaux de Jean-Étienne Guettard. Il est le premier à avoir émis l'hypothèse suivante : tous les monts du Cantal sont les débris d'un seul immense volcan primitif (haut de 3 000 mètres), dont la cheminée et le cratère se trouvaient au niveau du dôme phono-litique du puy Griou, dans une publication de 1873, intitulée « Géogénie du Cantal, avec une étude historique et critique sur les progrès de la géologie dans ce département ».

Marcelin Boule (1861-1942) affirmait déjà l'existence d'une brèche de laves soudées au centre du massif et d'une brèche conglomératique à blocs de laves en périphérie, distinguant ainsi, par les faciès, la zone centrale de la zone périphérique du massif.

Après plus de deux siècles de débats, quelquefois animés, un événement vient bouleverser l'état des connaissances et les différentes hypothèses émises jusqu'alors : l'éruption catastrophique, le 18 mai 1980, du mont Saint Helens, volcan de la chaîne des Cascades, aux États-Unis.

Un consensus semble maintenant établi quant à l'historique de l'élaboration du massif cantalien à quelques variantes près (existence d'une caldeira, lac

volcanique...). En revanche, les causes profondes de ce volcanisme sont aujourd'hui toujours vivement débattues.

## Le Cantal et le mont Saint Helens

Alors que le volcan du mont Saint Helens (État de Washington, États-Unis) n'avait plus fait parler de lui depuis 1854, il connut, en 1857, une éruption de faible intensité et resta ensuite tranquille pendant plus de cent ans (figure 3).

En 1980, après des mois d'activité intense, la mise en place d'une intrusion volcanique au mont Saint Helens surélève une partie du flanc nord du volcan et déclenche un gigantesque glissement de terrain : le volcan perd plus de 1 000 m en altitude et les dépôts résultants se répandent sur des dizaines de kilomètres (figure 4).

Cette éruption est venue apporter un éclairage nouveau à la compréhension de l'histoire volcanologique du Cantal, car elle a permis l'observation immédiate de la déstabilisation d'un stratovolcan avec formation d'une gigantesque avalanche de débris.

Les brèches observées dans le Cantal, notamment quand on s'éloigne du centre du massif, présentent de grandes similitudes avec les **dépôts d'avalanches de débris** produits par l'éruption cataclysmique du mont Saint Helens.



Figure 3 (à gauche). Le mont Saint Helens la veille de son éruption de 1980 qui le vit perdre une énorme partie de sa masse, en créant un gigantesque cratère. Source : Wikipédia, Harry Glicken, USGS/CVO UGS photo of Mt. Saint Helens.
Figure 4 (à droite). Le mont Saint Helens depuis Johnston Ridge, 31 juillet 2007. Source : Wikipédia, Harry Glicken, USGS/CVO — USGS photo of Mt. Saint Helens.





Figure 5. Le profil topographique SE-NO montre la régularité des pentes externes du massif en forme de bouclier. En témoigne la photographie panoramique du massif, vue du plateau du Cézallier. Source : Leibrandt, 2011.

La notice de la carte géologique de Murat estime le volume total des dépôts d'avalanches de débris actuellement préservés à environ 245 km<sup>3</sup>, pour un volume total de l'ensemble du massif volcanique actuel de l'ordre de 385 km<sup>3</sup> (Nehlig *et al*, 2001). Compte tenu de ces données, de l'épaisseur et de la distance parcourue par ces avalanches, on estime que l'altitude absolue initiale de l'édifice ne pouvait être inférieure à 3 000 mètres. L'altitude du Plomb du Cantal est aujourd'hui de 1 855 mètres.

#### Géomorphologie

Le massif du Cantal est un stratovolcan, c'est-à-dire un volcan dont le cône s'est édifié par l'alternance plus ou moins régulière d'éruptions, de coulées de lave, de couches pyroclastiques et d'avalanche de brèches, pendant une période d'une durée de plus de dix millions d'années. Elle a été suivie par des périodes glaciaires, puis de dégels, qui lui ont donné l'aspect d'un bouclier (figure 5).

Le massif s'étend sur près de 2 500 km<sup>2</sup>, pour un volume estimé à 385 km<sup>3</sup> (Nehlig *et al.*, 2001), soit presque deux fois la surface de l'Etna (Sicile, Italie) ; ce qui en fait le plus grand complexe volcanique d'Europe. Il présente la forme d'un cône surbaissé dont les dimensions à la base sont de 60 km du nord au sud et de 70 km d'est en ouest. Morphologiquement, il peut être divisé en deux parties (figure 6).

1) Les sommets principaux sont regroupés dans une zone centrale, montagneuse, au relief accidenté, de 15 km de diamètre, centrée sur le cône du puy Griou (1 690 m), et dont les principaux sommets sont : au sud, le plomb du Cantal (1 855 m), le puy du Rocher (1 813 m) et le puy Brunet (1 806 m) et, au nord, le puy de Peyre-Arse (1 806 m), le puy Chavaroche (1 788 m) et le puy Mary (1 783 m). Ces sommets sont reliés entre eux par des lignes de crêtes qui dominent les cirques glaciaires d'où partent les principales vallées qui drainent le Cantal.

2) Une zone périphérique de pente faible, entaillée par des vallées glaciaires radiales qui la découpent en plateaux triangulaires appelés « planèzes ».

Même si l'altitude maximale du massif est peu élevée, l'étendue des espaces au-dessus de 1 000 m lui confère des caractères montagnards marqués.

De nombreuses rivières irradient le massif à partir de la partie centrale, creusant de profondes vallées dont les noms sont indiqués sur la figure 6.



Figure 6. Carte en relief du massif du Cantal. En brun, la zone centrale qui regroupe les plus hauts sommets ; en jaune, les planèzes. Dimensions à la base : 60 km du nord au sud et 70 km d'est en ouest. Source : Wikipédia.

## Histoire géologique du volcan

Pour étudier l'histoire géologique du Cantal, partons de la situation actuelle, établie par P. Nehlig en 2001,

dont la carte géologique (figure 7) pourrait être qualifiée de « stratocarte », car elle a été élaborée à partir de la compilation et la synthèse d'un ensemble d'hypothèses et de cartes qui se sont succédé dans le temps.



Figure 7. Carte géologique et datations tirées de la notice de la carte géologique à 1/50 000 de Murat.
PM = puy Mary, PG = puy Griou, PC = plomb du Cantal.
Éclair rouge : paroxysme des événements de type avalanches de débris.
D'après P. Nehlig, 2001, modifiée D. Rossier.



Voici en résumé, de manière très synthétique, l'histoire géologique et les principales étapes de la construction du stratovolcan du Cantal :

1) les premières éruptions basaltiques entre -13 et -7 Ma ;

2) le volcan trachyandésitique entre - 10 et - 6,5 Ma ;
3) les avalanches de débris et les remaniements associés vers - 7 Ma ;

4) l'ennoiement basaltique entre -7 et -2 Ma.

Entrons maintenant dans le détail de ces différentes étapes.

L'édifice cantalien s'est bâti sur une portion affaissée du socle cristallin.

Les six photos qui suivent sont extraites du document « *Des conceptions modernes pour le vieux volcan cantalien* », présenté au Muséum des volcans, au château de Saint-Étienne, à Aurillac.



Entre -13 et -9 Ma, les premiers dépôts volcaniques du Cantal sont constitués de coulées et de scories, essentiellement basaltiques, qui se mettent en place sur le socle cristallin et les formations sédimentaires préexistantes.

Elles forment ce qu'on nomme les **« basaltes infracantaliens ».** Ce sont des basaltes altérés, riches en olivine serpentinisée, parfois en xénolites du socle et du manteau sous-jacents. Ils affleurent sur de grandes épaisseurs (100 m) dans les vallées du nord du Cantal.



2- Après une violente éruption de ponces et de cendres qui le détruit partiellement, ce volcan est remplacé par un second sans doute plus élevé. Il est principalement composé de projections, de coulées épaisses et de dômes de lave visqueuse. Suite à la mise en place du volcanisme basaltique de l'ensemble infracantalien, se construit un important stratocône.

Le stratovolcan **trachyandésitique** s'édifie. La phase paroxysmique de ce volcanisme se situe entre -8,5 et -7,5 Ma et correspond à la mise en place de laves, de brèches et de formations cendro-ponceuses de composition trachyandésitique.

Leur remobilisation par des processus lahariques et de type avalanche de débris construisent l'essentiel du piémont du volcan.

3- Vers 8,3 Millions d'années, une éruption provoque un gigantesque écroulement du flanc ouest de ce volcan sous forme d'avalanches de débris et de coulées de boue.

A sa place, subsiste un cratère béant en forme de fer à cheval.



**Vers** – **8,5 Ma,** l'expulsion d'une grande quantité de produits volcaniques, dont une importante quantité de brèche volcano-sédimentaire, entraîne l'effondrement de la caldeira centrale vers l'ouest.

Elle donne lieu à la mise en place de laves, brèches et formations cendro-ponceuses, de composition principalement trachyandésitique et, dans une moindre mesure, trachytique et rhyolitique.





4- A partir de 8,2 Millions d'années, un troisième volcan se construit et comble progressivement ce grand cratère. Vers 7 Millions d'années, il est brutalement détruit. Cette fois, les avalanches de débris et les coulées de boue s'étalent vers le sud. Puis des dômes visqueux et des coulées épaisses surgissent dans la zone centrale. Le dôme du Puy-Mary et le piton élancé du Puy-Griou sont les plus facilement identifiables.

Vers -7 Ma, l'édification d'un troisième stratovolcan s'accompagne de déstabilisations des flancs, de plusieurs glissements gravitaires ou **avalanches de débris**. Les formations bréchiques chaotiques qui en résultent affleurent largement en périphérie de l'édifice, ainsi que dans les vallées qui l'entaillent.

Une série de **protubérances phonolitiques** se mettent en place entre -7 et -5,5 Ma au puy Griou et ses satellites, Griounou et puy de l'Usclade, ainsi que quelques **coulées de trachyandésites** à haüyne, épaisses mais de faible étendue.

5- Entre 6,5 et 2,8 Millions d'années, de nombreux petits volcans émettent de grandes quantités de laves basaltiques fluides. De l'empilement et de la juxtaposition de ces coulées naissent des plateaux, les planèzes. Vers 2,8 Millions d'années, le sommet du Plomb du Cantal est un lac de lave.



Entre – 6,5 et – 2,8 Ma, mise en place de vastes plateaux basaltiques (planèzes), les basaltes supracantaliens, qui chapeautent plus de la moitié de la superficie du massif (1 400 km<sup>2</sup>). Cette activité n'est représentée, dans la zone centrale, que par de nombreuses intrusions filoniennes.

La carapace basaltique est presque absente dans le quart sud-ouest, alors qu'elle peut atteindre localement 250 m d'épaisseur dans la partie nord. Les centres éruptifs, ponctuels ou linéaires, sont très nombreux et disséminés sur toute la surface des planèzes où plusieurs types de dynamisme volcanique ont été mis en évidence :

- un dynamisme à dominante explosive : maars et diatrèmes ;

- un dynamisme mixte, de type « explosif-effusif », qui met en place des cônes de scories ou des « *spatter cones* » ;

- un dynamisme effusif, représenté par des appareils plats dans lesquels le volume des pyroclastites est faible.



englobe les plus hauts sommets. Son relief est très accidenté. C'était la zone éruptive majeure. Autour, les planèzes s'étalent en pente douce. Leur surface de lave basaltique recouvre les débris étalés des anciens grands volcans. De profondes vallées se sont creusées à partir de la zone centrale.

Les coupes stratigraphiques effectuées (figure 8) confirment et résument la longue histoire du stratovolcan du Cantal qui s'est déroulée sur plus de dix millions d'années. L'édification du massif volcanique s'est pour l'essentiel terminée autour de -4,5 Ma. Deux millions d'années d'érosion fluvio-torrentielle, sous climat tempéré, ont précédé les premiers refroidissements plio-quaternaires et l'enchaînement répété des cycles glaciaire/inter-glaciaire.

À la fin de la dernière phase basaltique, les glaciers ont remodelé l'édifice volcanique en façonnant un réseau hydrographique dont la forme radiale actuelle naît au cœur de l'édifice.

Le temps est maintenant venu de nous rendre sur le terrain pour rechercher et observer les traces laissées par les différentes phases qui ont contribué à la construction du stratovolcan du Cantal.





Figure 8. Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du Cantal. Source : Nehlig, 2007.



# Première journée

Figure 9. Carte IGN : les étapes de la première journée.

Le premier matin, sous une pluie qui va nous accompagner sans discontinuer pendant trois jours, nous quittons Saint-Cirgues et la vallée de la Jordanne à Mandailles, en direction du col du Pertus (1 300 m) noyé dans les nuages. Impossible de monter au sommet de l'Élancèze (1 571 m) pour y découvrir un panorama à 360° qui nous aurait permis de bien faire la distinction entre la partie centrale du stratovolcan



cantalien, lieu d'émission des multiples éruptions, et la partie périphérique, zone d'écoulements volcanoclastiques (figure 7).

Nous rejoignons donc St-Jacques-des-Blats et empruntons la vallée de la Cère, enserrée entre les entablements du Plomb du Cantal et de l'Élancèze constitués d'empilements de coulées et de nuées ardentes trachyandésitiques. Nous sommes là dans la zone centrale du massif cantalien (figures 7 et 9).

### Le Pas de Cère, RN122

Quelques kilomètres plus loin, peu après le village de Thiézac, notre premier arrêt se situe sur la droite, le long de l'ancien tracé de la RN122, sur le petit parking du Pas de Cère. Un tunnel permet de traverser la nationale et de rejoindre un plus grand parking, point de départ de la descente dans les gorges de la Cère. De l'autre côté de la route, on aperçoit, sur une cinquantaine de mètres, un talus que les travaux récents de recalibration de la RN122 ont bien dégagé (figure 10). C'est une superbe coupe dans la brèche d'avalanche de débris que nous avons sous les yeux.

La fraîcheur de la coupe et l'absence de végétation permettent d'observer en détail la morphologie et la composition de la brèche d'avalanche de débris, ou plus précisément de la semelle d'avalanche de débris (**Br AvS**, sur la carte géologique, figure 11).

Nous ne sommes plus comme à Saint-Jacques dans la zone centrale du complexe volcanique, lieu de toutes



Figure 10. Au premier plan, bloc métrique dans le mur de brèche, le long de la RN122. Photo D. Rossier lors de la reconnaissance effectuée en août 2020.

les éruptions, mais à la proche périphérie de la zone.

Ce grand mur de brèches ne présente pas de stratifications ; ce ne sont pas des dépôts, mais des coulées intercalées les unes dans les autres, des lits de brèches, de gros blocs métriques jointifs ou non, plus ou moins altérés et des lits plus fins d'éléments broyés, anguleux et mal classés.

Les particules les plus fines constituent la matrice, un ciment ici très abondant (figures 12 et 13).



Figure 11. Extrait de la carte géologique de Murat (Nehlig et al., 2001) montrant les principales couches géologiques rencontrées lors de la première journée. © BRGM.





Figure 12 (à gauche). Zone broyée entre deux lits de brèches d'épaisseur métrique. Photo et dessin D. Rossier.

Figure 13 (à droite). Brèche à morceaux émoussés, monogéniques de trachyandésite, flottant sans contact entre eux dans un ciment cendro-ponceux. Les éléments sont consolidés. Photo D. Rossier.

Les éléments constitutifs de cette brèche sont majoritairement de nature trachyandésitique. Mais on y trouve également un pourcentage important de clastes allochtones (0,1 mm à 10 cm) :

- éléments de granite ou gneiss, en minéraux brisés, (millimétriques à centimétriques);

- fragments de basaltes anciens, à augite corrodée et olivine entièrement altérée (figure 14) ;

- agglomérats de cendres rouges, d'origine basaltique ;

- enclave carbonatée, de type dépôt limnique (sédiments déposés dans un bassin lacustre), en fragments décimétriques, accumulés en une poche par l'avalanche (figure 15);

- blocs de calcaire marneux attribués (cf. notice de la carte de Murat) aux formations sédimentaires oligocènes (figure 16).

C'est la raison pour laquelle la notice de la carte géologique indique : « brèches polylithologiques, semelle d'avalanche de débris ».



Figure 15. Enclave carbonatée. Photo D. Rossier.



Figure 14. Monocristal d'augite. Photo D. Rossier.



*Figure 16. Bloc de calcaire marneux au pied du talus. Photo D. Levert.* 



Lorsque se produit cette avalanche de débris, autour de - 7 Ma, l'édifice volcanique n'occupe que sa partie centrale (environ 24 km de diamètre). Lors de son déferlement sur le piémont, l'avalanche rabote et incorpore les roches préexistantes, socle gneissique et basaltes infracantaliens. Ce sont ces éléments que nous retrouvons dans cette coupe de la RN122.

# Cascade de La Roucolle et gorges de la Cère

La descente dans les gorges (figure 17) permet de découvrir les vestiges impressionnants d'une ou de plusieurs avalanches de débris, et d'observer la taille surprenante et la morphologie des blocs qu'elles ont entraînés.



Figure 17. Fléchage du sentier de découverte des gorges du Pas de Cère. Photo R. Mahérault.

Au début du parking, un petit sentier, dont les premiers pas sont des marches, conduit à un replat audessus des gorges de la Cère. Un escalier en bois mène à une plate-forme suspendue au-dessus de la rivière. Sur la gauche, le ruisseau de Lasmolinéries rejoint la Cère en une cascade qui jaillit des coulées de trachy andésite : c'est le site de la cascade de la Roucolle (figure 18).

En face, au sommet de l'autre versant de la Cère, on peut observer une haute falaise verticale au-dessus d'un talus raide : c'est un « *mega panneau* » de huit mètres de haut, dont on pense qu'il a dévalé des sommets du stratovolcan, lors de l'effondrement de ce dernier (figure 19).

Le socle quasi horizontal, sur lequel il repose et aurait glissé avant de s'immobiliser, n'est pas vraiment discernable de la plate-forme, à cause des débris (éboulis) qui le recouvrent. Mais les recherches ont montré qu'il s'agit aussi d'un bloc de brèche d'avalanche, reposant lui-même sur une semelle de matériaux polygéniques, broyés par la progression de la masse. Ce sont des coulées ou des brèches de progression de la première génération du stratovolcan, ainsi que des roches sédimentaires. À la fin de l'ère glaciaire, lors de la déglaciation, l'ensemble a été entaillé par l'érosion fluviatile intense (voir plus loin le paragraphe géomorphologie glaciaire).



Figure 18. Cascade de la Roucolle, à la confluence de la Cère et de son affluent, le ruisseau de Lasmolinéries, que nous retrouverons à la cascade du Faillitoux. Photo J.-L. Fromont.



Figure 19. Mega panneau, très probablement de nature trachyandésitique, sur sa semelle polygénique. Photo J. Grisey.



Retournant au palier, on descend à droite par le sentier équipé de marches, pour accéder cette fois au fond de la gorge. Il est possible de suivre celle-ci vers l'aval, sur quelques centaines de mètres, par un sentier qui franchit à plusieurs endroits des passages étroits entre blocs géants (figure 20) ou entre le torrent et l'aplomb vertical d'un mega panneau (figure 21).



Figure 20. Mégabloc au milieu de la Cère en crue. Photo J.-L. Fromont.



Figure 21. Mega panneau de trachyandésite le long du sentier, avec filet de protection. Photo R. Mahérault.

Ces grands panneaux effondrés au fond des gorges du Pas de Cère sont principalement de la trachyandésite du cœur du stratovolcan, mais nous y avons aussi observé et échantillonné des blocs d'ankaramite de dimension métrique, donc des fragments des basaltes infracantaliens raclés et entraînés par l'avalanche de débris dans la « semelle ».

C'est une basanite vésiculaire et très sombre. À sa surface, la patine est rougeâtre à cause de l'altération par oxydation du fer libéré, très abondant (figure 22).



Figure 22. Face polie dans un bloc d'ankaramite : à la loupe, on distingue des augites plurimillimétriques à centimétriques, abondantes (**Aug**), des olivines vert pâle plus petites et moins abondantes (**Ol**), des taches blanches nébuleuses de néphéline et de très petites vésicules alignées par rangée. Échelle : env. 3 cm à la base. Photo D. Rossier.

L'abondante végétation augmente le caractère sauvage et grandiose de cet itinéraire. Le visiteur prend conscience des dimensions véritables de l'événement dit « avalanche de débris », puisqu'il se trouve à plusieurs dizaines de mètres sous les brèches qui bordent la RN122.

Ceci implique, d'une part, que l'événement « avalanche de débris » a provoqué un déferlement d'une ampleur telle qu'il a comblé sur une grande épaisseur, et aussi sur une certaine largeur, la paléo-vallée qui préexistait à l'événement.

D'autre part, que cet événement ne s'apparente pas à une coulée lavique ou à une coulée de brèches de progression, éventuellement accompagnées de nuées ardentes, comme dans la plus grande partie du cœur du paléo-stratovolcan. Mais qu'il s'agirait plutôt d'un cataclysme de type bulldozer géant qui se serait produit sur le flanc sud du stratovolcan entre -7, 2 Ma et -6,9 Ma.





Figure 23. Bloc-diagramme de la vallée glaciaire de la Cère. D'après Nehlig, 2007.

### Un peu de géomorphologie glaciaire

### 1. La vallée de la Cère

Au niveau de Saint-Jacques-des-Blats (figure 9), la Cère méandre dans une large vallée verdoyante entièrement consacrée à l'élevage. Puis très vite, vers l'aval, celle-ci devient plus étroite pour s'élargir à nouveau en une succession de replats et de gorges où la Cère s'enfonce profondément. C'est typiquement une géomorphologie de fond de vallée glaciaire, ombilics et verrous en marches d'escalier (figure 23).

Vers – 3 Ma, l'activité volcanique s'arrête et cesse de modeler le paysage ; seule l'érosion poursuit son œuvre.

Au Quaternaire se succèdent plusieurs épisodes glaciaires : lors du maximum du Würm (- 20 000 ans), une épaisse calotte de glace recouvre la zone centrale de l'édifice cantalien et s'écoule dans les vallées périphériques sur une distance atteignant parfois 25 km.

Au Pas de Cère, la brèche s'est amoncelée, comblant la paléo-vallée et barrant la rivière. Le glacier qui a ensuite ennoyé la vallée l'a surcreusée au niveau des roches plus tendres (ombilics), a raboté ses flancs (profil en auge) et est venu buter sur ce verrou qu'il a commencé à façonner. À la fin de l'ère glaciaire, lors de la déglaciation, l'ensemble a été entaillé par l'érosion fluviatile intense. À hauteur du Pas de Cère, et aussi plus haut au Pas de Compaing, la rivière, à la recherche de son profil d'équilibre, a comblé les ombilics (**FG**, dépôts fluvio-glaciaires sur la figure 11) et s'est enfoncée en une gorge profonde dans l'avalanche de débris formant les verrous (figure 24).



Figure 24. Au fond des gorges, avant l'épisode pluvieux qui a transformé la Cère en torrent. Photo J. Grisey.

#### 2. Le chaos de Casteltinet

Une autre manifestation de la présence d'un important glacier occupant la vallée se situe en rive gauche de la Cère, en face du village de Thiézac. La falaise verticale et ombrée de la figure 25, d'environ 500 m de long, est la lèvre d'un glissement de terrain qui constitue le chaos rocheux de Casteltinet, à couvert forestier.





Figure 25. À gauche, le chaos de Casteltinet et son couvert forestier. Photo D. Rossier.

La fonte du glacier a provoqué une dépressurisation des versants les plus abrupts, entraîné leur fissuration et leur glissement vers la vallée. Ici, l'hétérogénéité des dépôts d'avalanche de débris a favorisé ce détachement.

Sur la carte géologique (figure 26), ces nombreux versants glissés en masse sont notés **Eg**, avec une ou deux flèches indiquant la direction du glissement.



Figure 26. Localisation du chaos de Casteltinet sur la carte géologique. © BRGM.

## Le lahar du Cher

À la sortie de Thiézac, sur la route de Lasmolinéries, on peut se garer en face d'une vieille grange, au niveau de la seconde petite route à droite que l'on emprunte à pied vers le hameau du Cher. Dès les premiers pas et derrière le talus, on observe une petite falaise de basalte (figure 27), notée  $\beta$ , soit basalte indifférencié sur la carte géologique de la figure 28.

Le lahar du Cher est observable sur le côté droit de la route en montant, après le virage signalé par la cabane des Ponts et Chaussées. On peut l'observer sur une centaine de mètres.



*Figure 27. Falaise de basalte indifférencié. Photo B. Beyaert.* 



Figure 28. Extrait de la carte géologique de Murat, avec situation du lahar du Cher, de Lasmolinéries et de la cascade du Faillitoux. © BRGM.

C'est un dépôt de lahar stratifié, légèrement incliné (la notice de la carte géologique lui donne une inclinaison de  $6^{\circ}$  vers le sud), dont l'épaisseur totale observable dépasse 5 à 6 mètres. Les strates sont très nettement diversifiées, avec alternance de dépôts de tuffites, à grain fin à très fin, et de conglomérats tufacés.

Tous les dépôts sont des *tuffites* consolidées, non soudées et moyennement indurées. On rappelle qu'une tuffite est intermédiaire entre une pyroclastite *stricto sensu* et une épiclastite. Une tuffite doit contenir entre 25 et 75 % de pyroclastes<sup>1</sup>.



<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Classification lithologique et granulométrique internationale. Fischer et Schmincke (1984).

Le cliché légendé (figure 29) permet de reconnaître les différents types de strates sur le site.

Les prélèvements sur les deux types principaux de strates ont permis de caractériser les pyroclastes par le critère habituel, granulométrique et lithologique, et ainsi d'identifier la nature de ces pyroclastes. Les prélèvements ont été effectués lors de la reconnaissance du mois d'août 2020.

#### Banc 1 : brèches tufacées, cendro-ponceuses

Il s'agit de brèches en bancs décimétriques, à structure homogène en l'absence totale de granoclassement, où de fines laminations parallèles à l'écoulement montrent que ce dernier a été plutôt laminaire, en tous cas non torrentiel. On note la forte densité de pyroclastes submillimétriques (donc tuf de cendre ou cinérite), et également plurimillimétriques (lapilli), en contact intime dans un ciment mince et parfois lacunaire.

Les particules pyroclastiques jointives de la phase cinérite sont à angles arrondis par le transport par l'eau, tandis que les lapilli (> 2mm) sont à angles plus ou moins aigus. Comme la matrice faite d'éléments inférieurs à 2 mm représente plus de 50 % du volume, la dénomination exacte est « coulée de débris à support matriciel ».



Figure 29. Stratification du site de lahar du Cher. Photo B. Beyaert, légendée par D. Rossier.



Figure 30. Deux coupes de la brèche tufacée. Échelle : 2 cm à la base. Photos D. Rossier.



Les lapilli (figure 30) se détachent sur le fond cinéritique. Ils sont de deux natures :

- gris clair à gris sombre, d'une part. Ce sont des trachyandésites, souvent à angles aigus ;

- blanc crème, d'autre part. Ce sont les fragments de ponce fibreuse (figure 31) avec de nombreuses vacuoles. Les pyroclastes rubéfiés sont exceptionnels.

Au microscope polarisant, la très grande majorité des pyroclastes sont de texture microlithique porphyrique, avec grande abondance de phénocristaux de plagioclase. Les mesures donnent une composition uniforme d'andésine à labrador. Il y a quelques amphiboles altérées, et de rares biotites.

Malgré leur aspect macroscopique varié, ces pyroclastes sont en grande majorité des trachyandésites, du type benmoréite, à cause de la faible présence ou l'absence d'amphibole.

Leurs mésostases sont très variables, certaines, complètement vitreuses. La phase intercalaire de ciment est difficile à caractériser ; néanmoins elle contient un grand nombre de microlithes de plagioclase et quelques amphiboles altérées.

Les ponces présentent aussi une structure porphyrique avec de nombreux plagioclases (oligoclases), indiquant une possible composition trachytique. Cette analyse confirme la dénomination de dépôt cendro-ponceux.



Figure 31. Lapilli de ponce fibreuse à éclat soyeux. Échelle : 1 cm à la base. Photo D. Rossier.

#### Banc 2 : brèches tufacées à grains moyens

Le banc 2, immédiatement au-dessus du banc 1 (figure 32), est aussi très homogène mais plus grossier, avec des lapillis qui atteignent le centimètre de diamètre. C'est un lit dense et homogène (sans granoclassement) de pyroclastes plurimillimétriques à centimétriques, non jointifs. Les lapilli sont des trachyandésites de même nature que celles du banc 1.



Figure 32. Transition nette entre banc 1 (cinérite) et banc 2 (brèche tufacée). Photo B. Beyaert.

#### Conglomérat tufacé

Il termine la série observable sur le site, juste audessus du banc 2. Il est épais de plus de 2 mètres et est composé de gros blocs centimétriques à décimétriques non jointifs, pris dans une brèche tufacée analogue à celle des bancs 1 et 2. Lors de leur mise en place par une décharge torrentielle, les blocs ont labouré le banc tufacé sur lequel ils étaient propulsés, créant une interface chaotique. Il s'agit de blocs d'une lave sombre, homogène et faiblement vacuolaire. L'analyse sur le prélèvement montre qu'il s'agit d'une trachyandésite, à forte densité de petits phénocristaux de plagioclases, de composition labrador, dont certains atteignent 1 mm de diamètre. Ils sont tous finement zonés. Ils sont accompagnés de minéraux ferro-magnésiens très altérés, à l'exception de rares augites bien identifiables. Les amphiboles, si elles sont présentes, ne sont pas identifiables à cause de l'altération. Les vacuoles sont tapissées de zéolites fibreuses rayonnantes (de type natrolite). Il s'agit de benmoréites du même type que les trachyandésites des bancs de brèches tufacées.

#### Interprétation

Le lahar du Cher est un exemple remarquable de coulées de débris à granulométrie très hétérogène, issus de remaniements de produits volcanoclastiques d'un versant du stratovolcan, à la suite de débordements ou de pluies torrentielles. Le débit et la vitesse d'écoulement jouent un rôle majeur dans la granulométrie des différents bancs du dépôt.

Bien qu'il y ait une unité apparente dans la nature des pyroclastes de toute taille (trachyandésite du type benmoréite), la présence de ponces montre que le remaniement par l'eau a aussi emporté des témoins de l'épisode de la « nappe de ponce ».



On rappelle que le lahar du Cher est au-dessus de la vaste zone d'avalanches de débris qui débute à Thiezac, en direction du sud. De ce fait les dépôts de coulées de débris de ce type correspondraient à des faciès distaux des brèches de trachyandésites, de type « nuées ardentes » de la phase de reconstruction du cœur du Cantal.



Figure 34. Bruno Beyaert devant le lahar, route de Lasmolinéries, lors de la reconnaissance. Photo D. Rossier.

À la même altitude, la route du hameau Lasmolinéries (c'est aussi le nom du ruisseau de cette vallée) qui conduit à la Cascade du Faillitoux, notre prochain arrêt, longe sur une centaine de mètres un important dépôt de lahar (figure 33), bien signalé sur la carte géologique de la figure 28.

#### La cascade du Faillitoux

Environ un kilomètre après le hameau de Lasmonilinéries, nous atteignons un petit parking dans un virage de la D59 en épingle à cheveux : c'est notre dernier arrêt de la journée qui nous conduit à travers champs vers un site unique dans le Cantal. Une énorme coulée de basalte prismée barre le fond du vallon (figure 34).

Ce jour-là, la cascade bouillonnante qui dévale du sommet de la falaise s'écrase bruyamment, dans un nuage d'embruns, sur le chaos de débris de prismes basaltiques amoncelés à son pied (figures 35 et 36).

L'examen de la base de ces prismes, presque parfaits et de grande taille (jusqu'à 50 cm de section), montre une roche porphyrique, avec des phénocristaux d'augite et d'olivine (figure 37) visibles à l'œil nu dans une matrice microlitique sombre : cette roche est une ankaramite, une basanite datée d'environ 9,5 Ma notée ( $\beta$ 9) sur la carte géologique, basalte infracantalien (figure 28).



Figure 34. La coulée et la cascade du Faillitoux sous le puy de La Poche. Photo D. Rossier.





Figure 35 (à gauche). Base de la coulée au niveau de la cascade. Photo J.-L. Fromont. Figure 36 (à droite, en haut). Gros prismes réguliers de basanite à proximité de la cascade. Photo D. Rossier. Figure 37 (à droite, en bas). Cristaux d'olivine et d'augite dans l'ankaramite. Échelle : 6 cm à la base. Photo D. Rossier.

Fin de la première journée et retour à l'hôtel par le col du Pertus toujours dans les nuages !!! La suite du compte rendu de ce voyage dans le Cantal sera publiée dans le prochain numéro de Saga Information.

#### **Bibliographie**

Boule M., 1896. Le Cantal miocène. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 8, vol. 54, p. 213-248.

Boule M., 1900. Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 11, vol. 79, p. 279-358.

Da Boa Vista C., 2010. La Commission de volcanisme dans le Cantal. *Saga Information*, n° 296, p. 11-18.

Guettard J., 1752. Sur quelques montagnes de France qui ont été des volcans. *Mém. Acad. Roy. Sciences*, p. 27-59.

Leibrandt S., 2011. Reconstitution de l'évolution morpho-structurale et de la dynamique éruptive du massif du Cantal : relation avec la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif central (France). Thèse de Doctorat, Université Paris Sud, 268 pages.

https://www.researchgate.net/publication/230612940\_ Reconstruction\_of\_the\_morpho-

structural\_evolution\_and\_the\_eruptive\_dynamics\_of\_t he\_Cantal\_massif\_relationship\_with\_the\_spatiotemporal\_evolution\_of\_the\_Massif\_Central\_volcanis m\_France

Leibrandt S. Portal A. et Decobecq D., 2017. Cantal.

Guides géologiques, Éditions Omnisciences - BRGM, 240 pages.

Meyniel J. Volcanisme et géologie du Cantal. https://www.laveissiere.fr/volcanisme-et-geologie-ducantal\_fr.html. *Consultation février 2021*.

Nehlig P., Leyrit H., Arnaud N. [*et al.*], 2001. Carte géologique de la France à 1/50 000, n° 788, Murat. Éd. BRGM, Orléans, 1 carte + 1 notice, 264 pages.

Nehlig P., 2007. Le volcanisme du Cantal. Éd. Chamina - BRGM, 191 pages.

Poulett Scrope G. J., 1827. Memoir on the Geology of Central France, including the volcanic formations of Auvergne, the Velay and the Vivarais. Éd. Longman, Rees, Orme, Brown, and Green, Londres. 182 pages + atlas (XVII pl.). Réédité, en 1858, sous le titre *The Geology and extinct Volcanos of Central France*.

Rames J.-B., 1873. Géogénie du Cantal. Éd. Bouygues, 103 pages.

Rames J.-B., 1879. Topographie raisonnée du Cantal. Éd. Bouygues, 60 pages.

Rossier D., 2020. Préparation au voyage d'étude 2020 en Cantal occidental. Reconnaissance du 21 au 28 août 2020. *Consultable sur la partie réservée aux adhérents du site Internet de la SAGA*.



# LA COMMISSION DE VOLCANISME DANS LE CANTAL



Vaste panorama sur l'unité centrale du stratovolcan du Cantal, depuis l'Élancèze.

À gauche, le cirque des Mandailles termine la vallée de la Jordanne. Il est dominé par la longue succession de dômes, résultant de gigantesques empilements de coulées et de dépôts de brèches et de nuées ardentes. Le puy Mary domine avec sa belle pyramide de trachyte, ainsi que le puy de Peyre-Arse, juste avant le col de Cabre. Hors du champ de ce panorama, vers la droite de l'horizon, le stratovolcan se termine par le massif du plomb du Cantal. En avant, se profilent les jeunes reliefs vigoureux des dômes de phonolite du puy Griou et du puy de l'Usclade. Ils sont plus jeunes que les grands empilements d'environ un million d'années. Photo B. Beyaert.



Société Amicale des Géologues Amateurs Muséum national d'Histoire naturelle 61 rue Buffon. 75005 Paris Adresse postale : 43 rue Buffon. CP 48. 75005 Paris