

Volcanisme et Géologie

Auteur : Jacques MEYNIEL

Sommaire :

- Histoire géologique simplifiée de l'Auvergne.
- Les volcans du Massif central.
- Principaux ensembles et dynamismes volcaniques du Massif Central.
- Situation géographique et morphologique de l'édifice volcanique.
- Résumé de l'histoire géologique du volcan Cantalien.
- Le Plomb du Cantal, panorama sur l'édifice volcanique.
- Géologie, pédologie dans la vallée de l'Alagnon, du Lioran à Murat.

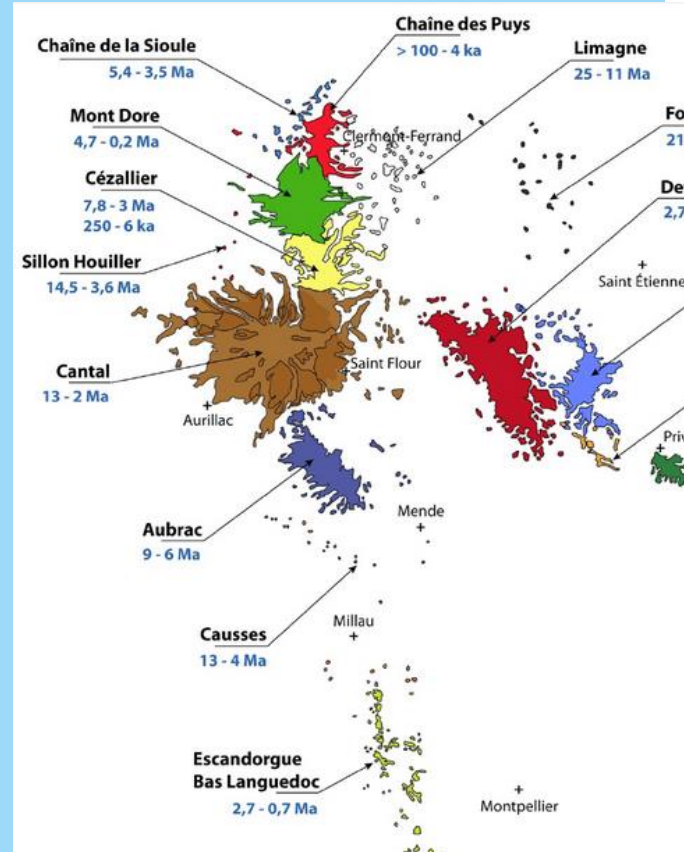
HISTOIRE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE L'Auvergne

L'Auvergne offre une grande diversité géologique issue d'une histoire longue et complexe sur plus de 400 millions d'années (Ma), avec plusieurs étapes successives.

La première étape correspond à l'ouverture d'un domaine océanique à l'emplacement actuel du Massif central. Ce plancher océanique, il y a environ 400 Ma, s'enfonce sous la plaque européenne.

L'intense métamorphisme qui en résulte produit des roches dont on retrouve des reliques dans plusieurs régions, notamment dans le Haut Allier.

Il y a environ 380 Ma, la fermeture de l'océan et la collision entre les plaques Afrique et Europe aboutissent à la formation de la chaîne hercynienne, et provoquent de vastes chevauchements des terrains ainsi qu'une intense déformation des roches.



Âges d'activité des provinces volcaniques du Massif Central depuis le Miocène

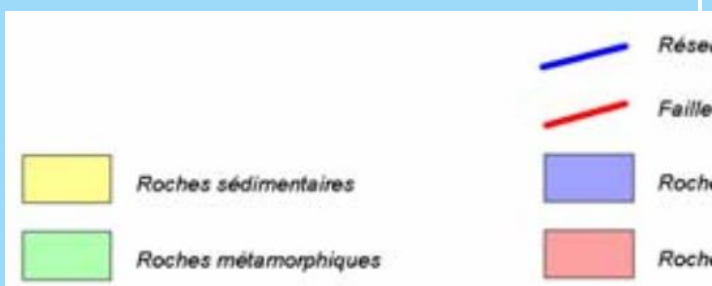
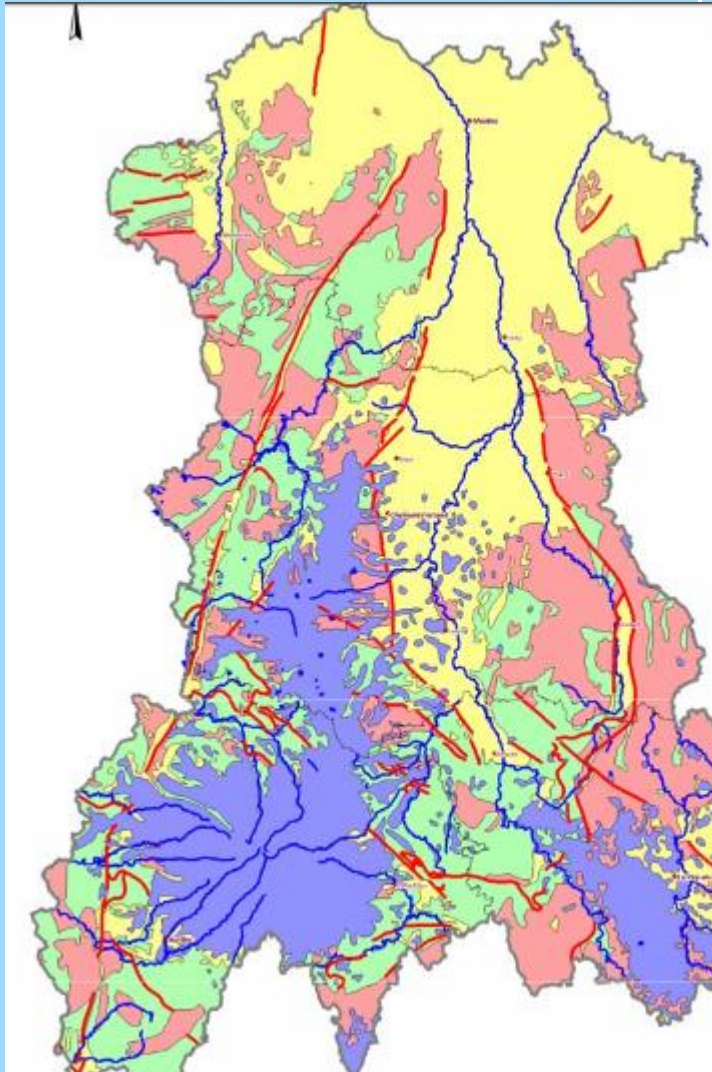
Les grands systèmes de failles, qui s'établissent vers 350 Ma, décalent horizontalement l'ensemble de ces terrains métamorphiques et favorisent la mise en place des premiers massifs granitiques.

Cette chaîne est ensuite soumise à une forte érosion qui conduit au passage de l'ensemble des terrains sous le niveau de la mer.

Dans les bassins, localisés le long des grandes fractures de l'écorce terrestre, s'accumulent des sédiments riches en débris végétaux, à l'origine des gisements de charbon.

A partir de 250 Ma (début de l'ère secondaire), le Massif central est progressivement envahi par la mer mais les formations sédimentaires qui s'y déposent sont très érodées au cœur du massif et ne subsistent à l'affleurement que dans les grands bassins périphériques. En région Auvergne, elles ne sont observables aujourd'hui que dans son extrémité nord (terminaison méridionale du Bassin de Paris, Allier).

A l'ère tertiaire, il y a 30 à 40 Ma, intervient un nouveau soulèvement général lié à la genèse des Alpes, s'accompagnant de la formation de grandes failles qui compartimentent le massif et délimitent des bassins d'effondrement. En Auvergne, il s'agit notamment des Limagnes (Limagne d'Allier décomposée, du Nord au Sud, en Limagne Bourbonnaise, grande Limagne, Limagne d'Issoire et de Brioude), des bassins du Cher (région de Montluçon), d'Ambert-Arlic, d'Aurillac, de Saint-Flour et du Puy-en-Velay. Ces bassins sont le siège d'une sédimentation variée, lacustre ou marine, détritique à l'origine (produits de



l'érosion) puis carbonatée, évaporitique et marneuse.

Les 15 derniers millions d'années de cette histoire sont marqués par la mise en place progressive des édifices volcaniques dans le Velay (Velay oriental et Devès), le Cantal (plus vaste stratovolcan d'Europe), l'Aubrac, le Cézallier, les Monts-Dore / Sancy (stratovolcan composite) et la Chaîne des Puys. Un volcanisme de moindre importance ou plus dispersé voit également le jour dans le Forez, la vallée de la Sioule, les Limagnes et la Comté.

Les stades les plus récents de l'évolution géologique régionale sont caractérisés par l'érosion des principaux reliefs, processus à l'origine des dépôts glaciaires et périglaciaires en altitude, ainsi que d'alluvions dans les vallées, notamment celles du fleuve Loire et de la rivière Allier.

Les volcans du Massif Central

Depuis que Jean Etienne Guettard (1715-1786) a annoncé à l'Académie des Sciences, le 10 mai 1752, que les montagnes d'Auvergne sont des volcans éteints, les travaux sur le volcanisme d'Auvergne se sont multipliés jusqu'à nos jours.

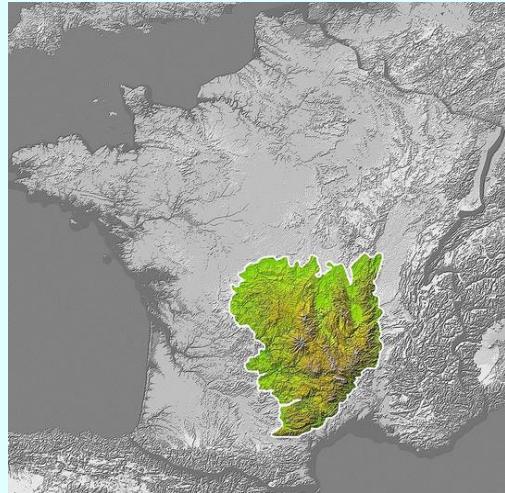
Après plus de deux siècles de débats quelquefois animés - depuis que leur nature volcanique a été mise en évidence (Guettard, 1752) - la distribution cartographique du volcanisme du Massif central et les mécanismes de mise en place des édifices volcaniques sont maintenant relativement bien contraints grâce à la réalisation récente de plusieurs travaux cartographiques et de synthèse (Velay, Cantal, Chaîne des Puys...).

Il n'en est pas de même des causes profondes de ce volcanisme qui sont aujourd'hui toujours vivement débattues. C'est l'exposé de ces avancées majeures et des interrogations qui subsistent encore qui forment l'ossature de ce qui suit.

Sommaire :



- Principaux ensembles et dynamismes volcaniques du Massif Central.
- Situation géographique et morphologique de l'édifice volcanique.
- Résumé de l'histoire géologique du volcan Cantalien.
- Le Plomb du Cantal : panorama sur l'édifice volcanique.
- Géologie, pédologie dans la vallée de l'Alagnon, du Lioran à Murat.

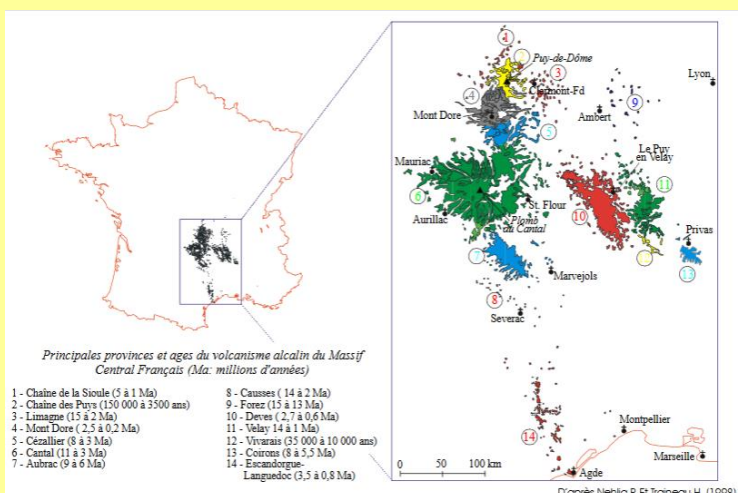


Références :

- Reconstitution de l'évolution morpho-structurale et de la dynamique éruptive du massif du Cantal. S. Leibrandt 2011 ([Lien ici](#)).
- [BRGM carte géologique Murat](#).
- [Les volcans du Massif Central \(BRGM\)](#).
- [Thèse de doctorat](#) soutenue le 16/12/2011 par Sébastien LEIBRANDT (Université Paris Sud 11 - UFR des sciences d'Orsay)

Principaux ensembles et dynamismes volcaniques du Massif Central.

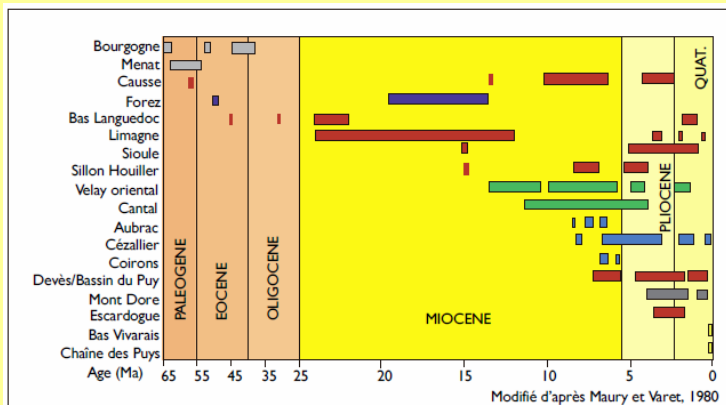
Principales provinces volcaniques du Massif Central



Le volcanisme du Massif central est caractérisé par une activité pratiquement continue depuis au moins 65 Ma, avec la mise en place d'édifices volcaniques essentiellement monogéniques, c'est à dire édifiés au cours d'une éruption unique.

A ce bruit de fond viennent se superposer plusieurs grandes périodes d'activité responsables de la mise en place de provinces volcaniques à édifices monogéniques (Chaîne des Puys,

Âges des principaux ensembles volcaniques du Massif Central



Devès, Cézallier, Aubrac, Vivarais) et des édifices polygéniques dont la construction résulte d'une histoire longue et complexe comportant de multiples éruptions séparées par des temps de sommeil plus ou moins prolongés.

C'est à cette deuxième catégorie qu'appartiennent le Cantal - stratovolcan éteint depuis 4 Ma mais qui reste le plus vaste d'Europe - et les Monts Dore nés voici 4 Ma et dont les dernières éruptions, autour du Sancy, ne remontent qu'à 230 000 ans.

Le volcanisme du Massif central ne montre aucune tendance chronologique ou géographique d'ensemble et le volcanisme le plus jeune est trouvé dans la Chaîne des Puys (8 600 ans pour les Puys jumeaux de la Vache et de Lassolas), au lac Pavin (7 000 ans) et dans le Bas Vivarais où les éruptions les plus jeunes sont datées à moins de 30 000 ans.

L'objectif dans ce qui suit n'est pas de faire une présentation exhaustive de l'ensemble des provinces volcaniques mais de broser un tableau des avancées majeures réalisées ces dernières années sur le stratovolcan du Cantal principalement - un des plus grands volcans européens - et qui a fait l'objet d'une synthèse ces dernières années.

Situation géographique et morphologique de l'édifice volcanique

altitude de 2950m à 1829m.



A. Lambert (1969) fait l'analogie avec les brèches du Bezymianny (Gorshkov, 1959) mais les interprète comme étant formés par de gigantesques lahars. Mais c'est l'avalanche de débris du secteur nord du **Mont Saint-Helens survenue le 18 Mai 1980**, la première observée de visu et étudiée en détail, qui a conduit Camus dès 1984 (non publié), A. Hoskuldsson (1989) et J.L. Bourdier et al. (1989) à mettre en parallèle les dépôts de l'avalanche de débris du Mont St-Helens avec les brèches du Cantal.

Un vaste programme de cartographie, de synthèse et d'acquisition de nouvelles données géochronologiques et géophysiques (Nehlig et al., 2001a et b) fournit maintenant une vision relativement claire de l'évolution de ce stratovolcan dont nous présentons ci-dessous les principaux traits et leurs conséquences.



Résumé de l'histoire géologique du volcan Cantalien

« Laissons ce paysage de burons, ses vaches de Salers à la robe rouge et ses secrets pétrographiques pour penser à l'activité de jadis. Evoquons une dernière fois les nuées ardentes et les furieux grondements de la zone des cratères, les rivières de feu et les fontaines de lave aux milles étincelles. Le Cantal reposant, ignoré encore de la foule des touristes, porte comme imprimé dans sa chair, son origine volcanique.

Chaque pic est un cratère éteint, chaque planèze est un fleuve incandescent refroidi. **Le pays vert, le pays aux eaux vives est né de l'ardeur du plus grand des « cratères en feu » qu'a connu le ciel de France. »**

« La zone des sommets constitue un site incomparable ; imaginez une vaste enceinte circulaire d'un diamètre intérieur de près de 6 kilomètres, profonde de 700 mètres, bordée par une cohorte de pics, de sommets et de cimes altières. (...) Plus à l'est, le plomb du Cantal n'offre rien d'un grand seigneur et sa calotte de sombre basalte passerait sans doute inaperçue si ses 1 858 mètres n'avaient fait de lui le géant de ces lieux. »

Aimé Rudel, 1962

Sous bien des aspects, le Massif du Cantal constitue un volcan original, tant par sa taille que par l'abondance des roches de composition intermédiaire dans un volcanisme alcalin ou encore par la grande proportion de roches dites bréchiques.

Le Cantal est un stratovolcan alcalin intraplaque continental. Il s'est édifié pour l'essentiel entre 13 et 3 Ma. Sa morphologie est relativement symétrique, avec un ensemble de vallées profondes qui rayonnent à partir de son centre. Les dépôts de pente fossiles (avalanches de débris, coulées de débris) sont très développés et forment un important piémont d'accumulation qui entoure l'édifice volcanique central.

L'édifice est principalement de composition trachyandésitique. Mais on y trouve aussi des basaltes et quelques produits très différenciés (trachytes, rhyolites, phonolites).

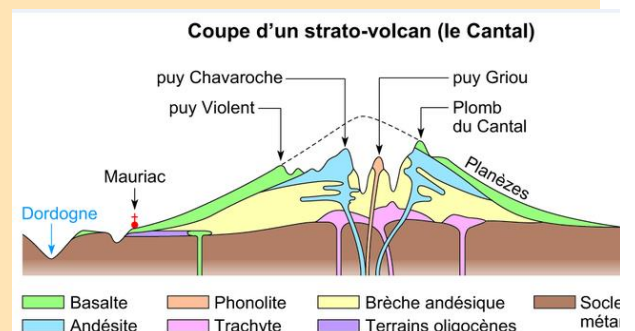
Enfin, l'essentiel de ces produits trachyandésitiques est de nature bréchique. Dans cet ensemble de formations bréchiques, les brèches pyroclastiques sont à distinguer des brèches d'avalanche de débris : les premières sont les dépôts issus de périodes de construction (dépôts de nuées ardentes évoluant latéralement en dépôts de lahar,...), les secondes sont issues de la déstabilisation massive d'un flanc de volcan.

Ce stratovolcan est un édifice volcanique important de type explosif qui s'est constitué

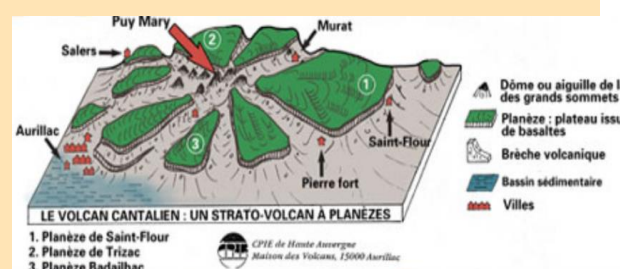
Au coeur du volcan cantalien, le puy Griou se voit de loin avec son cône de phonolite



Coupe du stratovolcan du Cantal



Un stratovolcan à planèzes



par l'accumulation, au fil des éruptions, de coulées de lave et de niveaux de cendres. Cette construction implique l'existence d'un réservoir de grand volume, cycliquement réalimenté à partir d'un réservoir plus profond. Sa forme est celle d'un tronc de cône aplati, entaillé par des vallées glaciaires radiales, où s'opposent deux zones morphologiques :

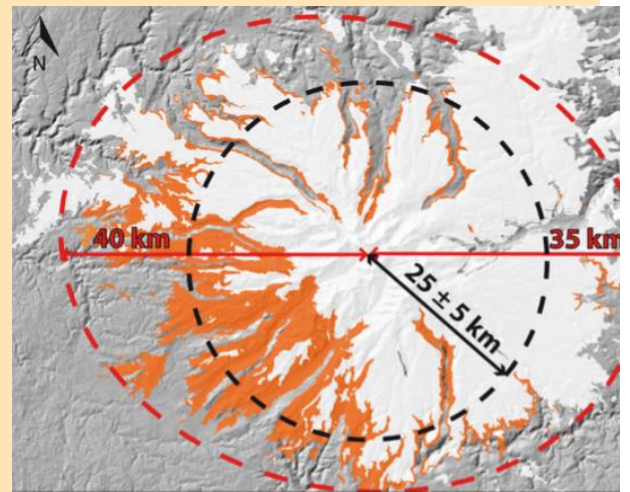
Une petite zone centrale (8 à 10 km de diamètre), au relief accidenté de moyenne montagne (de 1300 à 1855 mètres d'altitude), où dominent brèches, intrusions et complexes filoniens. Les principaux sommets sont le Plomb du Cantal (1855 m), le Puy du Rocher (1813 m), le Peyre Arse (1806 m), le Puy Brunet (1806 m), le Puy Mary (1783 m) et le Puy Griou (1690 m). Ces sommets sont reliés entre eux par des lignes de crêtes dominant des cirques glaciaires d'où partent les principales vallées qui drainent le Cantal.

Une vaste zone périphérique, à pente faible, entaillée par les vallées glaciaires radiales qui la découpent en plateaux triangulaires appelés « planèzes », dont le type le plus achevé est celle de Saint-Flour, entre les vallées du Lagnon, de l'Alagnon et de l'Epi.

De grandes vallées rayonnantes, larges et profondes, échancrent tout le massif (lui donnant une forme étoilée caractéristique des grands stratovolcans) et permettent d'atteindre facilement le cœur de l'édifice. Cependant, elles se terminent généralement à l'amont en véritables « bouts du monde », et les liaisons entre deux vallées sont toujours longues et difficiles.

La morphologie actuelle résulte pour l'essentiel, en dehors des phénomènes volcaniques et des grands glissements gravitaires associés, desérosions glaciaires et fluvio-torrentielles qui ont remodelé le massif, approfondissant les cirques et les vallées, sculptant les sommets, accumulant les dépôts dans les dépressions, accentuant ainsi le

Extension spatiale du grand écoulement bréchiq

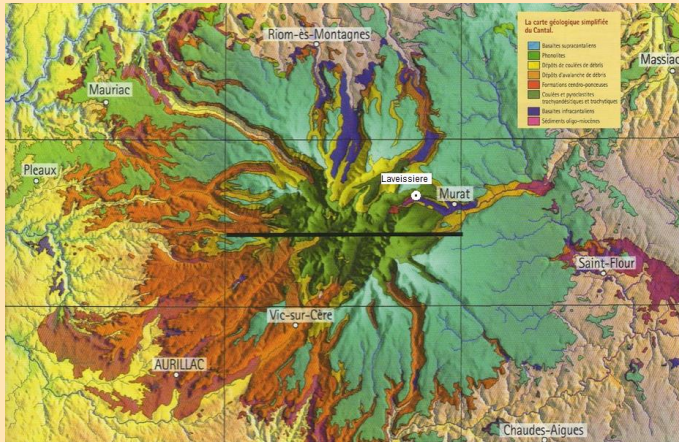


Le volcan géant

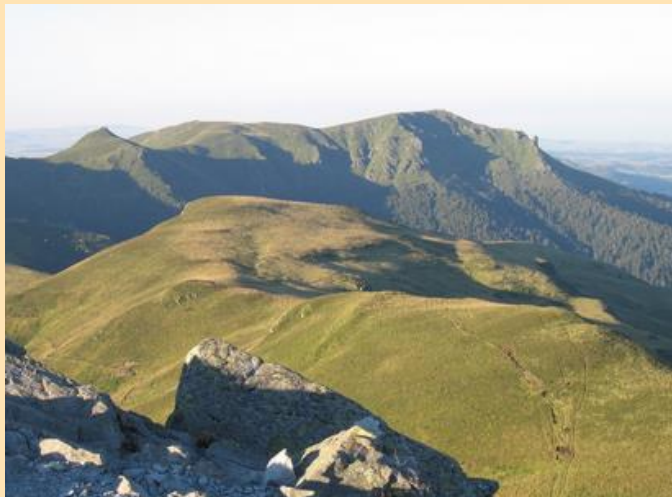


contraste entre les zones centrales et périphériques.

Carte géologique simplifiée du Cantal



Bataillouse, Téton de Vénus et Bec de l'Aigle



Edification du stratovolcan

Le massif central repose en majorité sur un socle cristallin ancien, datant de la fin du protérozoïque et paléozoïque. Témoin de la chaîne hercynienne, ce terrain cristallophyllien se compose principalement de roches magmatiques ou métamorphiques telles que le gneiss, les micaschistes ou le granit, qui ont pour caractéristique d'être imperméables.

Le stratovolcan du Cantal s'est édifié par étapes, pour l'essentiel entre 13 et 2 millions d'années, sur le substratum granitique et métamorphique du Massif central. Ces différentes phases de construction et de destruction de l'édifice volcanique sont déterminées par les géologues grâce à l'observation de plusieurs couches de roches magmatiques distinctes. Cette édification de la montagne en strates identifiables est à l'origine de l'appellation « **stratovolcan** » pour désigner les Monts du Cantal.

On distingue plusieurs grandes périodes dans l'activité volcanique :

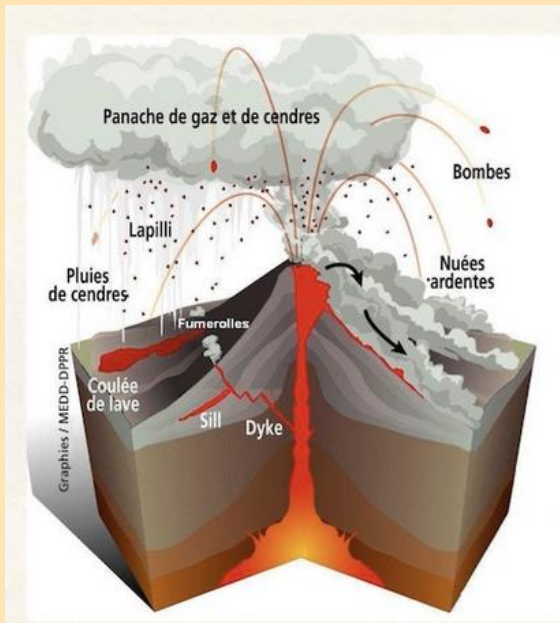
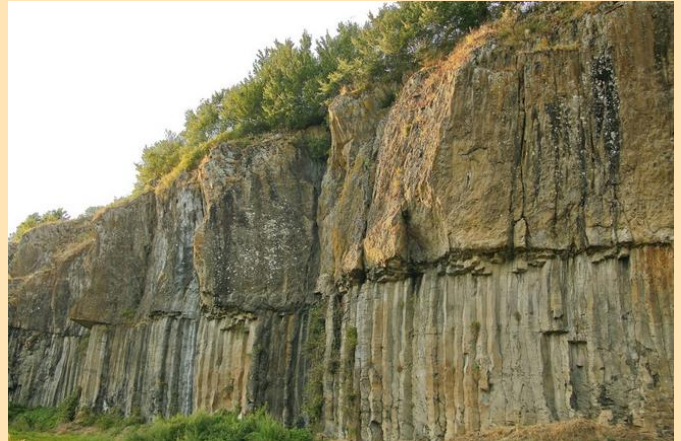
1. *Les premières éruptions basaltiques (13 à 7 Ma).*
2. *L'édification du stratovolcan (10 à 6,5 Ma).*
3. *L'effondrement du stratovolcan (autour de 7 Ma).*
4. *Des intrusions phonolitiques (entre 7 et 6,5 Ma).*
5. *Les basaltes supracantaliens (entre 7 et 2 Ma).*
6. *L'érosion glaciaire et post-glaciaire de l'édifice volcanique (entre 120 000 et 10 000 ans)*

1 - Les premières éruptions basaltiques (13 à 7 Ma)

Les premières éruptions volcaniques du Cantal ont été assez dispersées sur le territoire. Il s'agit de coulées de nature basaltique et basanitique et parfois associées à des projections stromboliennes. Maintenant très érodés, elles sont actuellement en grande partie masqués par les produits plus récents.

Ces premiers basaltes sont en position inférieure par rapport aux matériaux volcaniques émis ultérieurement. En conséquence on observe ces roches principalement à la périphérie du Stratovolcan, et en particulier au nord et à l'est (Ex. Les Orgues de Saint-Flour), ainsi que ponctuellement en fond de vallées au cœur des Monts du Cantal.

Coulée de basaltes infra-cantaliens des Orgues de Saint-Flour



2 - L'édification du stratovolcan (10 à 6,5 Ma)

Le stratovolcan trachyandésitique s'est édifié entre 10 et 6,5 Ma ; la phase paroxysmique de ce volcanisme se situe entre 8,5 et 7,0 Ma et correspond à la mise en place de laves, brèches et formations cendro-ponceuses de composition principalement trachyandésitique et, dans une moindre mesure, trachytique et rhyolitique. Ces formations n'affleurent qu'au cœur du stratovolcan (24 km de diamètre). Néanmoins les éruptions de cette période ont été très intenses et ont accumulé en hauteur une quantité très importante de matériaux volcaniques.

C'est à cette époque que se forme un « grand » stratocône de nature trachyandésitique par empilement de coulées et de brèches (fragments de roches « cimentées » entre eux), remaniées ensuite par des lahars (coulées de débris laviques et de boue lors de fortes pluies).

Aujourd'hui on trouve les dépôts trachyandésitiques sur un grand nombre de hauts sommets emblématiques du massif :

- Tous les Puys au nord et au sud du Plomb du Cantal (mais le culot sommital de celui-ci est en basanite, daté de -3 Ma)
- Le Puy de Peyre Arse et de nombreux Puys alentours (à l'exception des intrusions phonolithiques du Puy Griou)
- La crête de la Brèche de Rolland (Le Puy Mary est quant à lui un dôme de trachyte datant de 6,5 Ma).

3 - L'effondrement du stratovolcan (autour de 7 Ma)

Pendant plusieurs décennies les géologues attribuaient exclusivement à l'érosion l'aspect actuel du massif cantalien. Mais l'éruption du 18 mai 1980 au Mont Saint-Helens dans l'Etat de Washington (USA) a offert de nouvelles perspectives d'interprétation.

L'activité volcanique interne de Saint-Helens a créé une pression conduisant à l'explosion d'une partie considérable du volcan et consécutivement à une gigantesque avalanche de débris qui fit passer la montagne d'une altitude de 2950m à 1829m.

L'observation de ce phénomène a amené les géologues à reconsidérer leur compréhension initiale du volcanisme cantalien et à adopter la théorie suivante :

Les dômes de trachyandésites édifiés entre -8,5 et -7 Ma étaient constitués d'une lave visqueuse ayant du mal à s'écouler et générant de fortes pentes s'élevant jusqu'à un minimum de 3000m d'altitude.

Entre -7,4 et -7,2 Ma, trois avalanches de débris se sont produites successivement vers le nord/nord-est, puis vers l'ouest, et enfin de façon massive vers le sud/sud-ouest (jusqu'à Aurillac à 30km du cœur du massif).



Les formations bréchiques chaotiques qui en résultent affleurent largement en périphérie de l'édifice ainsi que dans les vallées qui l'entaillent.

Le volume total de ces débris est estimé à 200km³, et la hauteur du massif serait ainsi passée de plus de 3000m à 1855m aujourd'hui au sommet du Plomb du Cantal.

Dômes phonolithiques des Puys Griou, de l'Usclade, et Griounou



4 - Des intrusions phonolithiques (entre 7 et 6,5 Ma)

Les grandes avalanches de débris ont mis un terme à la « poussée » des grands dômes trachyandésitiques, mais elles coïncident avec l'apparition d'un volcanisme de nature phonolithique, localisé en deux principaux points du Massif.

Ces intrusions phonolithiques se sont manifestées sous forme de dômes et de protusions (aiguilles « verticales » de lave pâteuse).

La première zone de concentration phonolithique se trouve autour du Puy Griou et dans la vallée de la Cère. Ce complexe est relié, par des filons traversants le cirque de Mandailles, au Roc d'Hozières, protusion phonolithique située dans la vallée du Mars.

La seconde zone de volcanisme phonolithique est située au nord-ouest du Massif, au-delà de la planèze de Trizac. On trouve des dômes et des coulées assez importantes, et la plus éloignée surplombe Bort-les-Orgues.

5 - L'ennoiement basaltique (7-2 Ma)

Durant 5 millions d'années, la quasi-totalité du massif (1400 km²) va être submergée par des coulées de basaltes dits « supra-cantaliens » du fait de leur position supérieure.

Ces coulées de lave fluide vont niveler le sol en créant de vastes étendues aplanies que l'on

Stratigraphie simplifiée du stratovolcan du Cantal

nomme aujourd'hui planèzes. La carapace basaltique, presque absente dans le quart sud-ouest, 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.

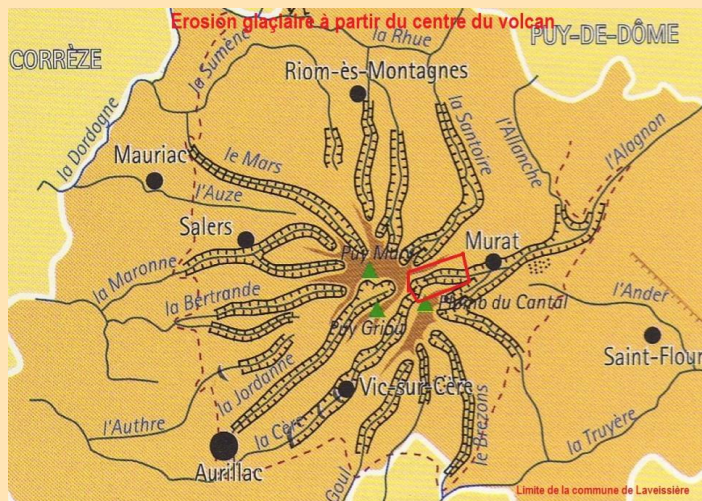
Les planèzes (de St-Flour, Trizac, Puy-Violent, Salers,...) sont séparées par de profondes vallées creusées par l'érosion. Cependant il faut imaginer que ces hauts plateaux de mêmes altitudes ne faisaient qu'un il y a plusieurs millions d'années.



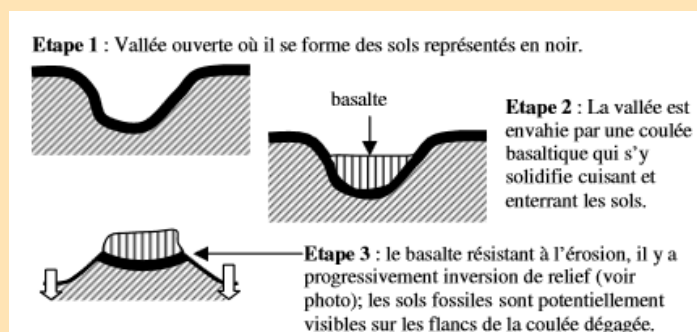
Stratigraphie simplifiée des zones centrales, intermédiaires et périphériques du stratovolcan du Cantal. Un complexe trachyandésitique (coulees de laves, brèches pyroclastiques, dépôts de coulees de débris) occupe les zones centrales de l'édifice. Dans les parties périphériques, celles-ci évoluent vers des dépôts d'avalanches de débris souvent surmontés par des dépôts de coulée de débris. Un volcanisme basaltique précoce et tardif forme localement le soubassement et le toit de l'édifice.

Les basaltes supra-cantaliens sont aujourd'hui quasiment absents du cœur du massif. Cependant de petits filons ont été observés en différents points centraux et permettent de penser que l'ensemble du volcan a un jour été recouvert de cette chape basaltique.

L'érosion glaciaire



Le phénomène d'inversion de relief



6 - L'érosion glaciaire et post-glaciaire de l'édifice volcanique

A 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.

Cette érosion a été particulièrement active au cours des épisodes glaciaires du Quaternaire, lorsque le centre du volcan du Cantal était largement recouvert par une épaisse calotte glaciaire.

Le pointillé orange sur la carte ci-contre indique la limite d'extension de la glaciation du Cantal lors du maximum glaciaire du Würm (-20 000 ans).

Les larges bandes en pointillés noirs qui partent en étoile depuis le cœur du

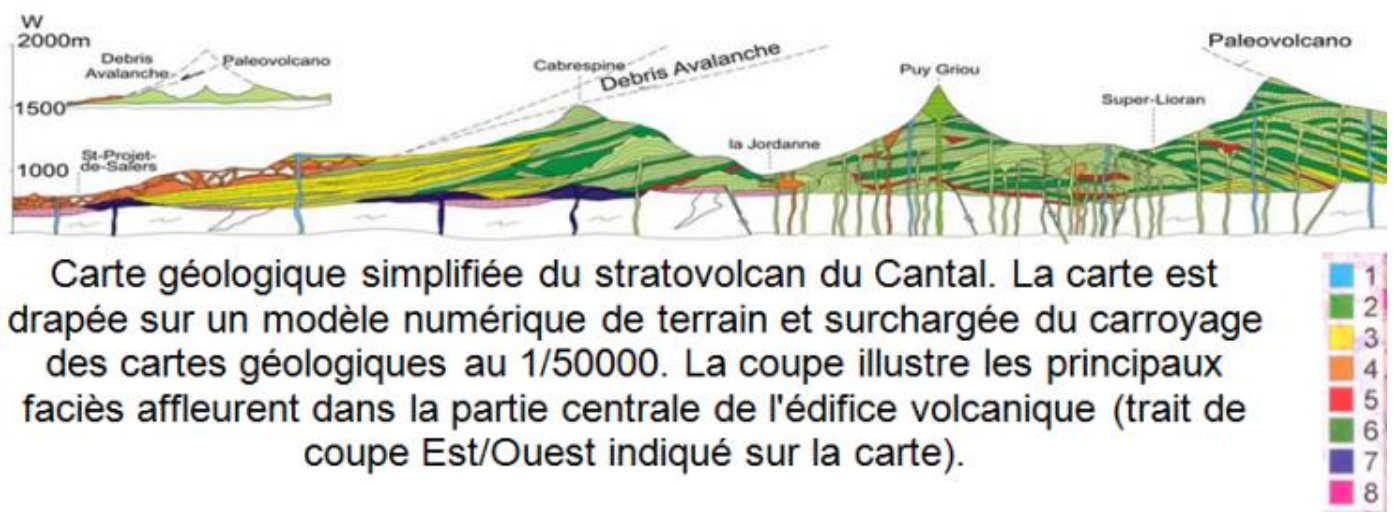
massif représentent les grandes vallées en auge (forme en U) qui ont accueilli les glaciers.

Ces glaciers ont été de très grande importance. Epais de plusieurs centaines de mètres, ils s'allongeaient sur des dizaines de kilomètres et descendaient parfois très bas dans les vallées.

Sur les planèzes, d'importantes quantités de glace étaient en place sous forme de calottes parfois épaisses de plus de 50m (planèze de Saint-Flour).

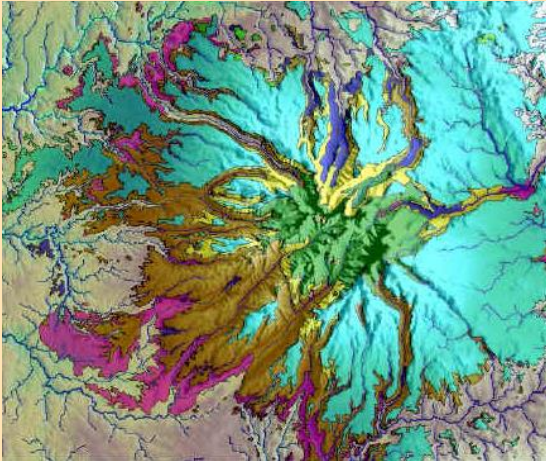
Le phénomène d'inversion de relief

Il y a plus de 5 millions d'années, les coulées de basalte qui se sont épanchées des flancs du stratovolcan occupaient le fond des vallées (Plomb du Cantal). L'érosion (eaux de ruissellement, glacier...) ayant dégagé tous les matériaux "meubles", le basalte, beaucoup plus dur, s'est retrouvé en relief, formant une plateforme, les ruisseaux creusant de part et d'autre de nouvelles vallées.



Une composante essentielle du Cantal : les avalanches de débris

Les avalanches de débris en brun



L'essentiel du massif du Cantal est constitué de volcanoclastites. Celles-ci, majoritairement de nature trachyandésitique, affleurent dans le centre du massif sur une épaisseur pouvant atteindre près de 800 m et diminuent régulièrement vers la périphérie.

Ces volcanoclastites révèlent des modes de transport et de mise en place très différents : écoulements pyroclastiques, coulées autobréchifiées, lahars, avalanches de débris.

Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcanoclastiques et leurs sources

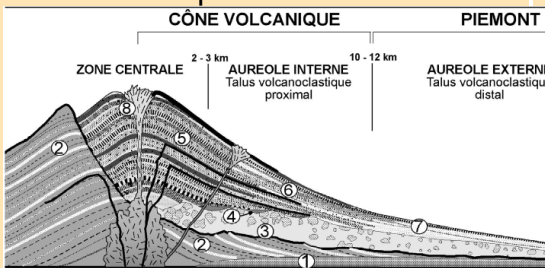


Fig. 6 - Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcano source. (1) bassin oligo-miocène, (2) paléovolcan affecté d'une caldeira d'avalanche d'avalanche de débris, (4) surface de l'avalanche de débris parsemée d'hummocks et pro lesquelles se sont mis en place des bassins lacustres, (5) coulées de lave et pro (6) dépôts de coulée de débris, (7) dépôts de coulée hyperconcentrée, (8) dôme de

Schématiquement, dans la partie centrale de l'édifice (10 à 13 km de diamètre), il s'agit essentiellement de brèches de nuées ardentes et de coulées autobréchifiées remaniées longitudinalement (17 à 27 km du centre géographique du volcan) en dépôts de lahar.

En revanche, dans les parties plus distales du massif, il s'agit de dépôts d'avalanches de débris trouvés jusqu'à près de 40 km du cœur de l'édifice.

Dépôts d'avalanche de débris le long de la route entre Aurillac et Mauriac



Le volcan du Cantal est donc constitué de deux grandes formations, associées aux épisodes de construction et de destruction de l'édifice volcanique :

- en son centre, un empilement de coulées et de volcanoclastites, dont la base fortement propylitisée renferme de nombreux dépôts de coulées pyroclastiques, des intrusions trachyandésitiques, trachytiques et rhyolitiques. A ce complexe trachyandésitique succède un complexe laharique vers les marges du strato-cône ;
- en périphérie, les dépôts d'avalanches de débris issus des déstabilisations de flanc successives des édifices centraux et de leurs piémonts lahariques.

Le matériel source des dépôts d'avalanches de débris : un empilement de coulées et de brèches trachyandésitiques.

Localisées dans la partie centrale du massif, les formations qui constituent les zones sources des dépôts d'avalanches de débris se retrouvent dans la plupart des sommets trachyandésitiques.

Stratigraphiquement, ces formations forment l'ossature du stratovolcan, se situent au-dessus des basaltes infracantaliens dans les parties proximales du volcan, ainsi que sous les dépôts d'avalanches de débris dans les parties médianes du Cantal.

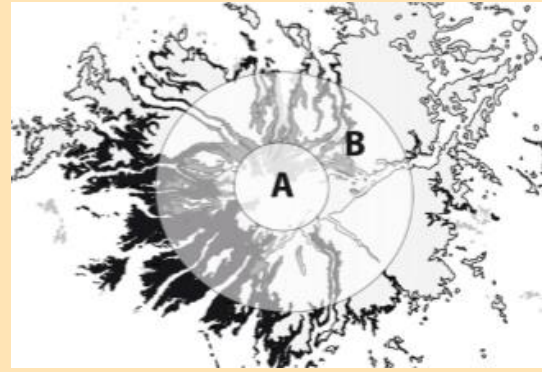
Des effusions trachyandésitiques tardives recouvrent partiellement les dépôts d'avalanches de débris et témoignent du synchronisme de ces effusions et des avalanches de débris.

Cette activité génère surtout des coulées laviques et des dépôts de nuées ardentes généralement faiblement étendus dans un diamètre de moins de 24 km par rapport au centre géométrique du volcan actuel.

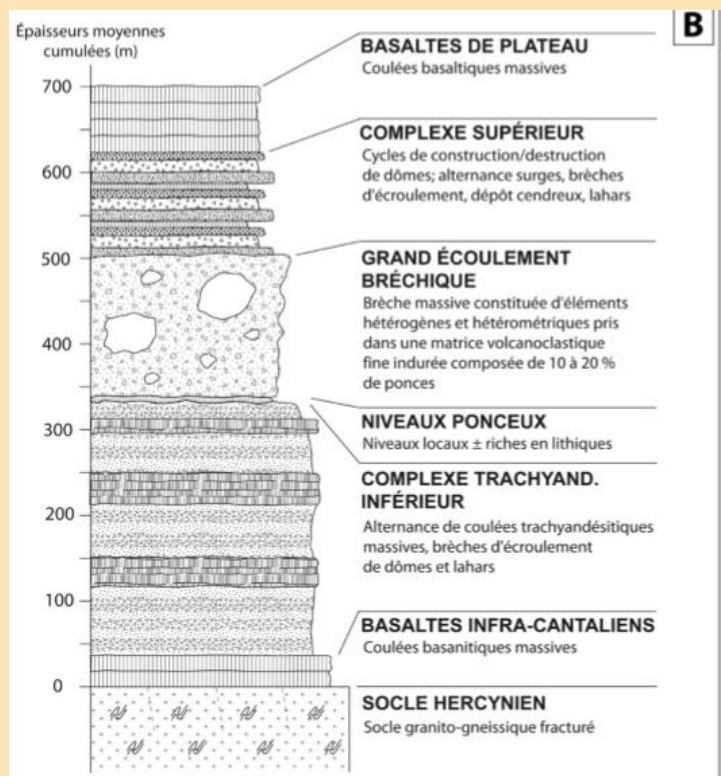
Les coulées pyroclastiques et laviques les plus lointaines vont jusqu'à Dienne au Nord-est ($8,42 \pm 0,16$ Ma), Bélinay au Sud-est ($8,21 \pm 0,24$ Ma) ou le Claux au Nord ($8,16 \pm 0,12$ Ma) (âges K/Ar obtenus sur minéraux séparés).

Combien d'avalanches de débris ?

Le gigantisme des événements de type avalanche de débris complique la distinction et la cartographie de plusieurs dépôts d'avalanches de débris. Cependant, les âges de mise



Séquences stratigraphiques schématiques du massif du Cantal

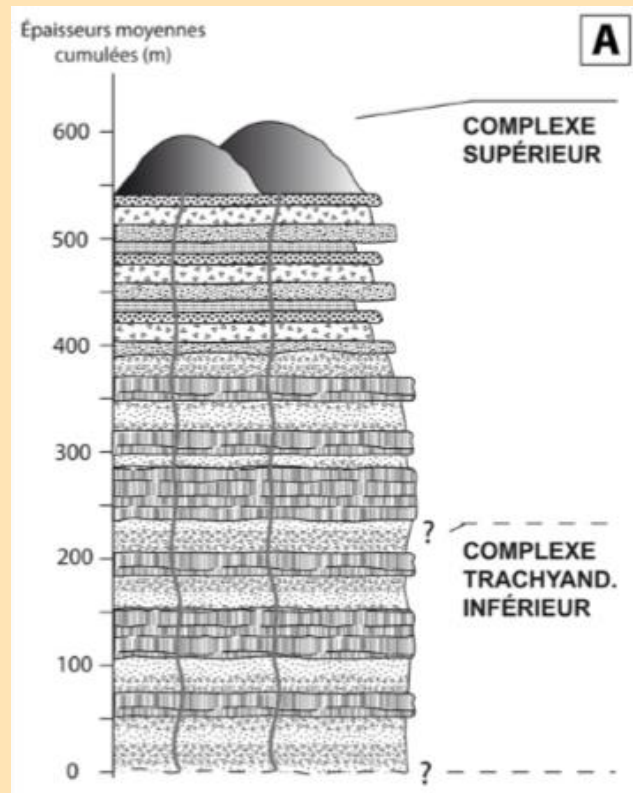


La succession des unités est identique tout autour du massif (B), mais interrompue au centre du massif (A) où elle est différente. Noter que les sédiments Oligocène déposés sur le socle n'ont pas été illustrés ici.

en place des dépôts d'avalanches de débris sont relativement bien encadrés par un grand nombre de datations des formations infra-, intra- et supra-avalanches de débris.

Il s'agit, dans l'ordre chronologique :

- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du Nord et de l'Est (vallées des Rhues, de la Véronne, de l'Impradine, de la Santoire, de l'Alagnon et de la Chevade) antérieure à 7,4 Ma ; les dépôts très érodés de cette avalanche, souvent pelliculaires et discontinus, sont recouverts d'une épaisse série laharique témoignant des épisodes de reconstruction postérieurs ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris de l'ouest (vallées du Marilhou, du Mars, de la Maronne, de l'Aspre, de la Bertrande) entre 7,2 et 7,4 Ma ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris du sud : vallées du Goul et du Brezons. Cette (ou ces ?) avalanche(s) vient reposer au Sud de la Truyère sur des basaltes de la génération Aubrac, dont le plus jeune (plateau d'Espinasse, feuille de Chaudes-Aigues) est daté à 7,1 \pm 0,1 Ma ; elle est recouverte près de Pailherols par une nappe d'ordanchite et contient dans la vallée du Goul des mégablocs de phonolite ;
- de l'avalanche (des avalanches ?) de débris de la Doire et de l'Authre (entre 7,2 et 7,4 Ma), de la Jordanne (entre 6,9 et 7,2 Ma), de la Cère (entre 6,8 et 7,4 Ma) et de l'Epie (entre 6,8 et 7,2 Ma).



Aperçu des dépôts d'avalanche de débris
dans la partie centrale de l'édifice
volcanique



1 - Photo illustrant la succession des dépôts dans la partie centrale de l'édifice volcanique (A : substratum cristallin - B : dépôts d'avalanche de débris - C : dépôts lahariques - D : basaltes supracantaliens)



2 - Photo illustrant l'aspect des dépôts d'avalanche de débris à l'aplomb de Salers (B : mégabloc - M : matrice du mégabloc)

On remarquera que tous ces événements se concentrent dans une fourchette de temps très étroite et que le pouvoir de discrimination de la géochronologie ne permet pas à lui seul de les discerner de façon plus précise.

Ces intervalles chronologiques obtenus par datations des formations supra- intra- et infra-avalanches de débris, vérifiés par les données géologiques (superpositions, emboîtements, cohérences globales) indiquent l'existence d'un minimum de 4 avalanches de débris, respectivement à plus de 7,4 Ma (vers le Nord et l'Est), entre 7,4 et 7,2 Ma (à l'Ouest), et à moins de 7,2 Ma (vers le Sud et vers le SW).

L'absence de dépôts de coulées de débris surmontant les dépôts d'avalanches de débris dans le secteur compris entre les vallées de la Bertrande et de la Cère nous paraît indiquer qu'aucun épisode de reconstruction d'un grand édifice volcanique n'a eu lieu après cette déstabilisation majeure.

En effet, presque tous les autres dépôts d'avalanches de débris sont surmontés par d'épais complexes lahariques témoignant d'épisodes de reconstruction de l'édifice volcanique.

Dans l'hypothèse où plusieurs avalanches de débris auraient affecté le flanc ouest du Cantal compris entre la vallée du Marilhou au Nord et la vallée de la Bertrande au Sud, ceci impliquerait la présence locale de recouvrements et d'emboîtements, marqués par des paléosols, des coulées laviques, des dépôts de nuées ardentes ou de lahars. Or, bien que de telles interfaces aient été

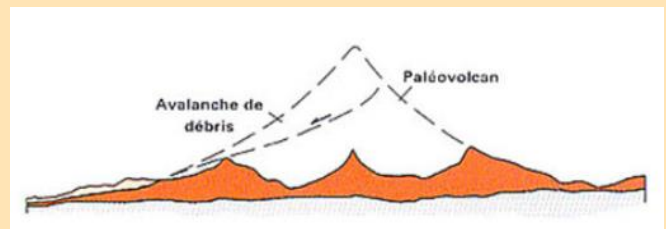
activement recherchées (Schneider et Fisher, 1998; Reubi et Hernandez, 2000), aucune discontinuité de ce type n'a, pour l'instant, pu être mise en évidence avec certitude.

Enfin, sans pouvoir exclure complètement l'existence de successions très rapprochées de déstabilisations, comme cela a été observé sur certains édifices volcaniques (Augustine en Alaska : Beget et Kienle, 1992), l'absence de discontinuités au sein des dépôts indique plutôt de grands événements de déstabilisations qui auraient affecté des flancs entiers du Cantal.

Cependant, certaines avalanches sont clairement canalisées dans des vallées en zone proximale et pourraient correspondre à de "petits" événements. Il en est ainsi de celle de la Haute-Cère, mise en place entre 7,2 et 6,8 Ma, et qui est enchâssée entre les massifs de l'Elancèze et du Plomb du Cantal dont les assises datent de 10 à 8 Ma.

Pourquoi tant de dépôts d'avalanches de débris dans le Cantal ?

Les déstabilisations gravitaires à l'origine des dépôts d'avalanches de débris du Cantal peuvent avoir été induites directement ou facilitées par plusieurs facteurs ayant agi ou non de façon concomitante : mise à disposition en un temps court d'une grande quantité de matériel, basculement de l'ensemble du bâti du substratum, fragilisation de l'édifice volcanique par les intrusions phonolitiques et par altération hydrothermale, glissement sur une couche savon constituée de sédiments marno-carbonatés.





[Les lahars du stratovolcan du Cantal](#)

Signification des lahars au toit des dépôts d'avalanches de débris

A l'exception du Sud-ouest, les dépôts d'avalanches de débris sont généralement surmontés de dépôts de lahar. Ceux-ci sont observables dans un rayon de 20 km autour du centre géographique du Cantal, le Puy Griou, et leur répartition géographique est dissymétrique. Près des 2/3 des dépôts se trouvent au Nord du volcan où ils affleurent jusqu'à Apchon (vallée de la Petite Rhue, 20 km) et St-Vincent (vallée du Mars, 20 km). Vers l'Ouest et l'Est, les dépôts de lahar s'étendent jusqu'à une distance de 18 km (vallée de la Maronne, Salers).

La superficie actuellement recouverte par des dépôts de lahar est d'environ 280 km², pour un volume de l'ordre de plusieurs dizaines de km³. Les plus grandes épaisseurs de dépôts de lahar se trouvent également sur la partie nord du volcan où ils atteignent 140 à 180 mètres.

Bien que surmontant généralement les dépôts d'avalanches de débris, ils ne leur sont pas génétiquement associés mais correspondent pour l'essentiel, à des remaniements de brèches trachyandésitiques de type nuées ardentes, localisées au cœur de l'édifice trachyandésitique.

En tant que tels, ils traduisent des phases éruptives du Cantal et peuvent être utilisés dans les reconstitutions chronologiques des phases de construction et de destruction du stratovolcan.

Quelles paléo-altitudes atteignait le Cantal ?

Le Cantal a actuellement la forme d'un strato-cône surbaissé qui culmine à 1855 m au Plomb du Cantal. L'observation de coulées et de brèches avec des pentes très fortes, ainsi que la mise en évidence d'importants volumes de formations remaniées autour de l'édifice volcanique, ont conduit dès la fin du 19^{ème} siècle à des modèles de paléo-volcans bien plus élevés. Le pouvoir



érosif des glaces et de l'eau était tenu pour responsable de l'aspect surbaissé et sur creusé de ce grand stratovolcan. Jusqu'à la fin des années 1980 ce modèle a eu ses partisans et ses détracteurs et les représentations imagées du Cantal originel montraient des profils plus ou moins élevés et raides.

La mise en évidence de l'importance volumétrique des dépôts d'avalanches de débris permet aujourd'hui de conforter ce modèle de « grand » stratovolcan (tout en minimisant le rôle de l'érosion), mais acquis avant la phase basaltique supra-cantalienne, qui a scellé les formes issues de son démantèlement.

Ui et al.(1986), dans une synthèse consacrée à 283 volcans japonais, ont identifié 71 avalanches de débris sur 52 volcans, dont 41 sont des stratovolcans. Les distances maximales parcourues par ces avalanches de débris vont de 1,6 à 32 km et les hauteurs d'effondrement de 0,2 à 2,4 km. Le rapport hauteur de chute sur distance d'écoulement est compris entre 0,2 et 0,07. Ceci signifie que la distance maximale parcourue par l'avalanche de débris est 5 à 17 fois plus importante que la hauteur de chute.

Le rapport H/L décroît faiblement avec le volume de l'avalanche.

La prise en compte de cette corrélation entre hauteurs de chute et distances parcourues par les avalanches de débris permet d'estimer les paléo-altitudes du Cantal trachyandésitique. Ainsi, pour les dépôts d'avalanches trouvés à 35 km du cœur de l'édifice volcanique, la hauteur de chute ne pouvait être



inférieure à 2400 m ; la prise en compte de l'altitude des dépôts distaux d'avalanches de débris conduit donc à une altitude absolue initiale de l'édifice qui ne saurait être inférieure à 3000 m. Bien sûr, la prise en compte du rapport H/L moyen voisin de 0,1 conduit à des paléo-altitudes absolues supérieures à 4000 m.

La pente générale des planèzes excède rarement 5% dans les régions centrales et diminue jusqu'à moins de 1% dans les zones périphériques. Leur géométrie générale indique que l'altitude de l'édifice volcanique n'était alors guère différente de l'altitude actuelle. La forme d'ensemble actuelle du massif était donc acquise avant l'effusion de cette chape basaltique et doit peu à l'érosion ultérieure : ce sont les grandes phases de déstabilisations sectorielles qui sont la cause essentielle de la morphologie surbaissée de ce stratovolcan.



Le stratovolcan Cantalien

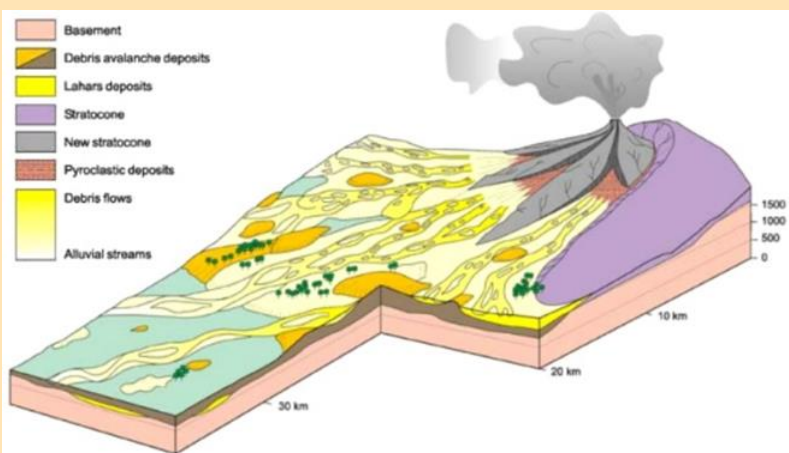


Figure 10 - Modèle conceptuel explicitant la formation du stratovolcan du Cantal avec un appareil volcanique central alimentant un important piémont volcanoclastique. La destabilisation gravitaire de cet édifice alimente un important dépôt d'avalanche de débris. La succession de tels épisodes de reconstructions et de destructions est à l'origine du stratovolcan du Cantal. Les importantes formations basaltiques infra et supracantalienne n'ont pas été représentées. Modifié d'après un schéma de Jamet (1999)

Conclusions

Au terme d'un siècle de travaux géologiques et de débats quelquefois animés, qui ont conduit à accumuler une somme impressionnante de données, ce travail de synthèse et de réévaluation des données permet d'avoir une vision plus claire de la formation du stratovolcan du Cantal.

La cartographie des dépôts volcaniques montre que lors de la période d'activité principale, les matériaux laviques et volcanoclastiques primaires se sont accumulés à proximité des points de sortie. Les matériaux meubles ont été re-sédimentés par les processus fluviaux et lahariques et ont construit le piémont volcanoclastique en périphérie de l'édifice. Cependant, ce remaniement n'était pas très efficace et les flancs de l'édifice volcanique ont subi plusieurs



déstabilisations gravitaires de grande ampleur contribuant à étaler un peu plus les matériaux volcaniques. Par conséquent, alors que la zone centrale du Cantal ne montre qu'un empilement de laves et de brèches pyroclastiques, les zones intermédiaires voient une augmentation de la quantité de dépôts de lahars et d'avalanches de débris. Ces derniers deviennent prépondérants dans les régions distales (figure 10).

Ce mode de formation conduit à réinterpréter les stratigraphies antérieurement établies et à reconsidérer leur implication volcanologique.

La prise en compte des avalanches de débris conduit à réinterpréter l'ensemble des formations bréchiques antérieurement définies et utilisées dans de nombreuses publications. Cela concerne en particulier la "brèche inférieure", le "volcano-sédimentaire" et le "complexe conglomératique". Sans entrer dans les détails des nombreuses nomenclatures et définitions utilisées par ailleurs, ces trois termes ont été renommés et réinterprétés comme suit.

La "brèche inférieure" interprétée antérieurement comme un dépôt pyroclastique mis en place en plusieurs venues, et partiellement remanié, correspond pour l'essentiel aux dépôts des avalanches de débris.

Le "volcano-sédimentaire" correspond pour l'essentiel à des matériaux d'origine volcanique remaniés puis déposés par des processus éoliens, lacustres ou fluviaux.

Le "complexe conglomératique" est interprété comme un empilement de dépôts de lahars.

Par ailleurs ces travaux conduisent à remettre en question l'existence d'une "caldera d'effondrement", d'une "fosse volcano-tectonique" et d'une "grande nappe de ponces" antérieurement définies et à réinterpréter les découpages stratigraphiques antérieurs et leurs implications volcanologiques (Nehlig et al., 2001).

Le volcan du Cantal risque-t-il de se réveiller ?

Les éruptions dans le massif volcanique des Monts du Cantal ont cessé il y a environ 3 Ma. Si les cheminées volcaniques autrefois actives se sont depuis lors refroidies et figées en roches, il n'est pas exclu que d'autres filons de magma parviennent à se frayer un chemin vers la surface par le jeu des failles de la croûte terrestre.

Le volcanisme dans le Massif Central s'est poursuivi jusque très récemment puisque les éruptions les plus récentes sont datées d'il y a 6700 ans dans le Puy de Dôme (Lac Pavin). L'activité volcanique s'est arrêtée depuis, mais c'est une durée trop courte à l'échelle des temps géologiques pour affirmer que les volcans d'Auvergne sont éteints. De plus l'existence de sources d'eau chaude, comme à Chaudes-Aigues dans le Cantal, pourrait témoigner de la présence de chambres magmatiques à faible profondeur.

Il existe donc une certaine probabilité de reprise de l'activité volcanique pour laquelle les géologues ne savent pas actuellement dire en quels lieux et à quels moments elle risquerait de se produire.



Mais l'éventualité d'une reprise des éruptions dans le Massif Central ne doit pas susciter d'inquiétude pour les populations car les phénomènes de remontées

magmatiques seraient précédés d'une activité sismique qui serait enregistrée par les outils de détection mis en place par les géologues.



Le Plomb du Cantal

Panorama sur l'édifice volcanique

A pied ou en téléphérique, le Plomb du Cantal offre un panorama exceptionnel sur l'ensemble du stratovolcan.

Point culminant du Cantal avec 1855 m, le Plomb du Cantal est un culot de basanite de 140 m de diamètre qui a fourni l'un des âges les plus récents du Cantal (2,9 /-0,2 Ma ; K/Ar).

Le plug du Plomb du Cantal recoupe et repose sur une succession de plusieurs dizaines de coulées.

Ces coulées sont constituées de trachyandésites à phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles avec des intercoulées bréchiques de type écoulements pyroclastiques (nuées ardentes).

Ce sont ces coulées et brèches associées, dont les vestiges subsistent au cœur de l'édifice volcanique, qui ont alimenté l'essentiel des avalanches de débris.





La table d'orientation située vers le Nord donne un aperçu des ensembles trachyandésitiques qui forment le coeur du Cantal.

La grande vallée qui est au premier plan et qui s'étend sur la gauche est la vallée de la Cère.

L'intrusion phonolitique du Puy Griou domine la vallée. A droite du Puy Griou, des empilements de coulées trachyandésitiques forment un plateau. La base de l'empilement est située à quelques mètres sous la limite prairie - forêt. En continuant vers la droite, on remarque que la crête est découpée en U, il s'agit du Col de Rombière, façonné par un glacier.



A droite de ce col et jusqu'au Téton de Vénus s'étendent les coulées trachyandésitiques du Puy Bataillouse. Toute la crête, du Téton de Vénus jusqu'au Rocher du Bec de l'Aigle est constituée d'une brèche trachyandésitique à blocs arrondis et très vésiculés. La vallée visible à partir du Rocher du Bec de l'Aigle est celle de l'Alagnon. Les coulées trachyandésitiques du Puy de Seycheuse dominent cette vallée.



Entre la brèche du Rocher du Bec de l'Aigle et le Puy de Seycheuse, en arrière plan, se dessinent les coulées basaltiques du Puy de Niermont. En continuant vers la droite, au premier plan, on remarque l'empilement de coulées trachyandésitiques du Puy de la Cède. Des coulées trachyandésitiques sont également observables dans le cirque glaciaire que domine le Plomb du Cantal.



Dans la vallée de la Cère, à gauche du Puy Griou, présentant également une forme pointue, se situe l'intrusion phonolitique du Puy de l'Usclade. A côté, affleure un plateau constitué de coulées trachyandésitiques et basaltiques. A gauche de ce plateau et légèrement en retrait, on remarque l'empilement de coulées trachyandésitiques de l'Elancèze et du Puy de la Poche.



De l'autre côté de la vallée de la Cère s'étend la vallée de la Jordanne, dominée par l'intrusion trachytique du Puy Mary façonnée par quatre langues glaciaires qui lui ont donné cette morphologie typique en horn.

La petite pointe située à gauche du Puy Mary est une intrusion de trachyandésite. La Roche Noire, visible à côté, est également constituée de trachyandésites. En continuant vers la gauche, on observera successivement la Chapeloune et le Puy Chavaroché qui sont constitués de formations scoriacées et de coulées trachyandésitiques. Les bandes claires subhorizontales de Cabrespine sont des coulées trachyandésitiques tardives.



Entre la Chapeloune et la Roche Noire, se dresse, en arrière plan, l'intrusion phonolitique du Roc d'Hozières. Derrière le Roc d'Hozières on aperçoit, le Roc des Ombres, constitué d'un ensemble de brèches entre lesquelles s'intercalent des passées laviques.

La pointe située dans le plan le plus éloigné, à gauche du Roc des ombres correspond au Puy Violent,



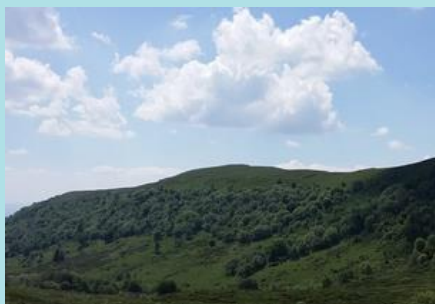
point culminant de la planèze basanitique du Violent.

A droite du Puy Mary, apparaissent les coulées et les brèches de la Brèche de Roland. Le Puy de Peyre Arse, en arrière du Puy de Bataillouse est formé de coulées trachyandésitiques. Derrière la vallée de la Jordanne, au Nord du Puy Mary, le Puy de la Tourte et la crête visible sont constitués de trachyandésites.

La Haute-Planèze de Saint-Flour



Le Puy de la Jambe



La table d'orientation tournée vers le Sud donne en direction de l'ESE un aperçu de la forme triangulaire typique de la planèze de Saint-Flour. Il s'agit d'un empilement de coulées basaltiques et basanitiques.

Elle est limitée à droite par la vallée de la Sagnette et à gauche par le Lagnon. Au premier plan, sous le Plomb du Cantal s'étale une vaste surface, modelée par l'érosion glaciaire et constituée de coulées trachyandésitiques et de dépôts glaciaires.

A droite de la planèze de Saint-Flour, s'étale un autre plateau triangulaire, constitué de coulées basaltiques soumises à l'érosion glaciaire.

En bordure gauche se trouve le Puy de la Jambe, délimité sur la droite par la vallée de l'Epie. Cette

Le Puy Gros



L'Arpon du Diable



planète est limitée à droite par la vallée du Brezons.

Le Puy Gros qui domine cette vallée est constitué par des empilements de coulées basaltiques et basanitiques. En continuant sur la droite, au premier plan, on contemple les dépôts phréatomagmatiques stratifiés de l'Arpon du Diable qui recouvrent des coulées trachyandésitiques.

Géologie, pédologie dans la vallée de l'Alagnon du Lioran à Murat

Cirque glaciaire de Font-d'Alagnon



Cet itinéraire effectué dans la vallée de l'Alagnon permet d'établir la succession stratigraphique suivante, avec du haut vers le bas :

1. La brèche polygénique du tunnel du Lioran.
2. Les coulées cendro-ponceuses de Pierre Taillade.
3. Les lahars de Fraisse-Haut.
4. Formations sédimentaires dans la Vallée de l'Alagnon.
5. L'avalanche de débris du Four-à-Chaux de Laveissière.
6. Les coulées de basalte infracantaliens entre Laveissière et Murat.
7. Les gisements de lignite de Fraisse-Bas et Chambeuil.
8. Les points hauts de la vallée de l'alagnon

1 - La brèche polygénique du tunnel du Lioran

Un arrêt dans le cirque de la Cère, à l'intersection de la route du tunnel et de la route du col, permet d'admirer une brèche de débouillage à nombreux fragments de socle recoupant les brèches trachyandésitiques propylitisées de type écoulements pyroclastiques (nuées ardentes) du cœur du Cantal.

Cette brèche renferme des fragments de trachyandésite en éléments infradécimétriques, des fragments de gneiss et micaschistes et des trachytes.

L'absence de fragments de carbonates et d'argiles traduit l'absence de ces éléments dans le

Entrée du tunnel côté St Jacques



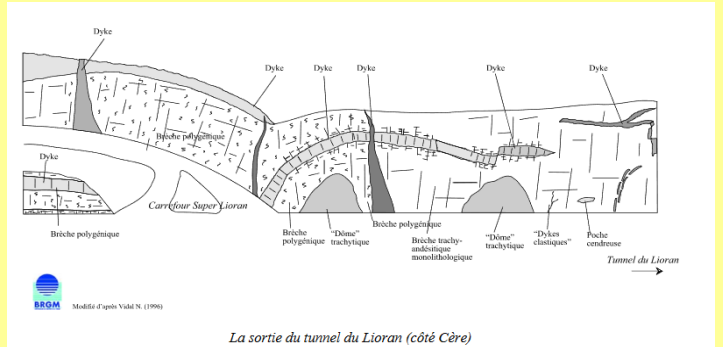
substratum. Les affleurements sont recoupés par un grand nombre de dykes de basalte, de trachyandésite sombre (hawaïite) et clair (trachyandésites à biotites) à des états d'altération plus ou moins poussés dont certains complètement argilisés.

L'affleurement vers le tunnel montre des relations complexes entre les différentes lithologies ainsi qu'un contact vertical entre une trachyandésite acide broyée et la brèche de débouillage qui la recoupe à l'emporte pièce.

L'aspect chaotique de la brèche, ses contacts tranchés, sa richesse en fragments de socle, l'absence de fragments de laves juvéniles et les filons clastiques injectés dans l'encaissant nous amènent à l'interpréter comme une brèche de débouillage de type brèche de diatrème d'explosion phréatique. Cette brèche, qui couvre une surface importante du cœur du Cantal en fait un événement majeur de son évolution.

Du Lioran jusqu'au virage en épingle de la Pierre-Taillade, n'affleurent que des brèches trachyandésitiques associées à des coulées de laves. Quelques indices - matrice injectée et blocs - pourraient indiquer qu'il s'agit en partie, jusqu'au ruisseau de La Croix, d'une avalanche de débris.

Plus bas, ces indices disparaissent.



La sortie du tunnel du Lioran (côté Cère)



Mise en place de dômes de trachyte, de rhyolite, laves très visqueuses qui se dégazent difficilement, d'où des nuées pyroclastiques, des écroulements de parties de dômes et des lahars qui dévalent les pentes.

Pierre Taillade, nuée ponceuse

2 - Coulées pyroclastiques de Pierre-Taillade

Ces dépôts, étudiés en détail par Milési (1976) et Platevoët et al. (1999), affleurent



en rive gauche de l'Alagnon, de 970m à 1090 m d'altitude, dans le lit du ravin de Pierre-Taillade, ou en falaise sur ses deux rives et le long de la RN 122, de part et d'autre du pont du même nom, côté à 1041 m d'altitude, sur une distance de près de 300 m. Ils affleurent aussi dans le lit de l'Alagnon, dans le lit du ravin de Fraisse-Haut de 1000 à 1015 m d'altitude, et en rive droite du thalweg de la Remise, à 1150 m d'altitude, sous forme d'un petit affleurement de quelques mètres d'épaisseur.

Il sont aussi présents en rive droite de l'Alagnon, dans le ravin du 13ème pont compté sur carte depuis la gare du Lioran, de 1180 à plus de 1200 m d'altitude.

Ces dépôts prennent au niveau du pont sur le ruisseau de Pierre-Taillade, la forme d'un front de langue (puissante de plus de 30 m), à relief légèrement inversé (visible en rive droite du petit ravin de la Remise) et dont les dimensions observables n'excèdent pas 250 m de large et 800 m de long. Son sens d'écoulement est sud-est et sa pente estimée d'après ses discontinuités, est de moins de 10°. Le ravin actuel de Pierre Taillade la partage; celui de la Remise la borde sur son flanc Est. L'épaisseur importante de l'ensemble des dépôts et leur répartition cartographique suggèrent une mise en place en fond de vallée.

La couleur d'ensemble est uniforme dans des tons gris ou beige clair. Quelques trainées colorées en rouille ou rouge lardent la masse. Des diaclases verticales ou obliques recoupent ces tufs mais aucune prismation n'est visible. De rares discontinuités horizontales, difficiles à discerner, se présentent sous forme de joints parfois surmontés d'une bande à plus grande concentration de petits blocs et graviers. On en observe sur quelques mètres, le long des talus de la RN 122, 50 m à l'aval du Pont de Pierre-Taillade.

Au niveau du mémorial des FFI, Platevoet (1997) a montré l'existence de deux unités pyroclastiques superposées. L'interface entre les deux unités pyroclastiques est marquée par la présence d'un vitrophyre. Les deux unités pyroclastiques sont constituées d'un tuf ponceux légèrement soudé riche en cristaux de feldspath, de clinopyroxènes de grande taille accompagnés de quelques amphiboles et renfermant des lithiques de lave à texture microlitique. Le vitrophyre qui marque la base de l'unité pyroclastique supérieure présente un dense réseau de diaclases dont l'orientation est principalement perpendiculaire à la surface basale, suggérant l'existence d'une prismation d'origine thermique.

La coulée pyroclastique a été datée à 8,20 +/- 0,06 Ma (Ar/Ar sur Plagioclase-Biotite ; Platevoet et al., inédit).

Les faciès distaux de ces coulées pyroclastiques affleurent plus à l'aval. Ainsi, aux environs de Chambreuil, au-dessus de l'ancienne gare de Pommier, affleure un tuf à lapilli peu induré d'une puissance voisine de 10 m. Il est grossier, massif, mal classé et sans structures internes particulières.

Il est très riche en ponces sub-arrondies renfermant des biotites et contient quelques fragments lithiques inférieurs à 5 cm. L'âge obtenu sur ce faciès distal est voisin de celui mesuré sur Pierre-Taillade : 8,16 \pm 0,05 Ma (Ar-Ar sur feldspaths, biotites et amphiboles).

3 - Roche Percée - Avalanche de débris de l'Alagnon

À la différence des autres grandes vallées du Cantal, celle-ci ne présente pas sur ses flancs l'aspect ruiniforme que confèrent les mégablocs contenus dans les dépôts d'avalanche de débris.

Les premiers faciès francs de type « avalanche de débris » ne sont trouvés qu'à l'aval de Fraise-Haut, au lieu dit Four à Chaux, où une ancienne carrière exploitait une brèche à éléments carbonates.

Plus haut, vers la Roche-Percée, affleurent des brèches trachyandésitiques à blocs plurimétriques, surmontées par des dépôts de coulées de débris.

Au-dessus de Fraise-Haut monter le sentier jusqu'à la Roche Percée, visible du centre du bourg (dénivellation d'environ 300 m). Il s'agit d'un abri creusé à l'interface entre deux faciès de brèches :

- une brèche grossièrement stratifiée et riche en matrice, à la base de l'abri avec des éléments trachyandésitiques anguleux et disjoints, de taille décimétrique à métrique ;
- une brèche plus finement stratifiée au dessus de l'abri ; les premiers niveaux sont très riches en cendres et ponces remaniées visibles dans la cave du haut ; les lits visibles, au nombre d'une trentaine, sont plans, continus, non érosifs et ont un pendage général inférieur à 10°.

Roche-Percée à Fraise-haut-nuée pyroclastique à gros blocs (brèche), lahars à éléments plus fins au dessus des grottes



L'ensemble est interprété comme une grosse coulée de débris surmontée par des niveaux de lahars plus fins.

Vallée glaciaire de l'Alagnon



4 - Formations sédimentaires dans la Vallée de l'Alagnon.

Les dépôts carbonatés blancs et les argiles vertes, comparables aux dépôts du bassin d'Aurillac, sont depuis longtemps connus dans la cuvette de Murat. Ils ont été décrits au Four à Chaux de Laveissière (Boule, 1896) qui exploitait, de même qu'à Thiézac ou à Dienne, la semelle riche en carbonates du dépôt de l'avalanche de débris trachyandésitiques s.l., et au plancher des tufs comportant les lignites exploités en galerie, à 400 m à l'WNW de Chambeuil. Seul, le premier gisement existe encore dans la prairie située entre la RN 126 et la brèche des fours à chaux entre 950 et 970 m d'altitude.

Compte tenu des enclaves observées dans les appareils volcaniques de Murat, ces formations sédimentaires s'étendraient de Laveissière à Murat. Ils paraissent peu déplacés à la base de la coulée de la Grange Ganilh (altitude 905 m) sur la RD 139 qui relie Chambeuil à la RN 126.

Ainsi, compte tenu du gisement de Chambeuil (Boule, 1896), le substrat oligocène est donc supposé atteindre 900 à 910 m d'altitude dans la région de Fraise-Bas - Chambeuil. Par contre, l'Oligocène marno-calcaire, figuré par A. de Goër de Herve et al. (1990) à la sortie Est de Murat (feuille Saint-Flour à 1/50 000) n'est pas en place mais repris dans la semelle d'une avalanche de débris.

5 - Le four à chaux - Les seules traces d'avalanche de débris dans la vallée de l'Alagnon

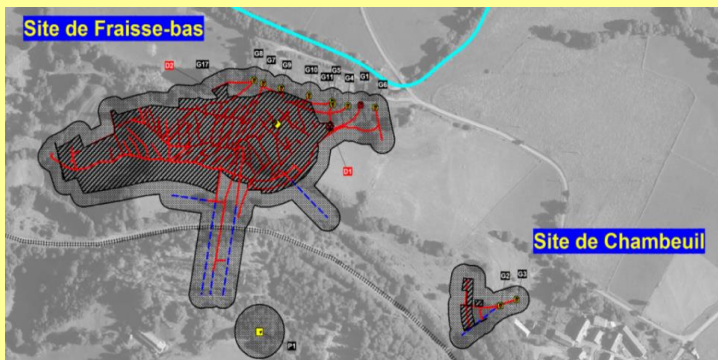
A mi-chemin entre le village de Laveissière, construit sur un glissement de terrain, et Fraise-Haut, est située une ancienne carrière d'environ 20 m de haut et de plus de 100 m de large qui avait alimenté [des fours à chaux](#) dont les haldes sont encore visibles dans les champs en contrebas.



Les fours à chaux exploitaient une brèche essentiellement trachyandésitique (de type nuée ardente indurée) associée à de gros blocs de carbonates et des poches d'argiles vertes.

Une observation à distance et de près, montre des mégablocs de tailles pluridécamétriques séparés par des injections de cataclase de roches, d'argiles vertes et de carbonates. Cette brèche très chaotique présente de fortes analogies avec celle de l'ancien four à chaux de Thiézac. Elle est interprétée comme une semelle polygénique d'avalanche de débris.

La présence de carbonates dans la semelle de l'avalanche de débris suppose que ceux-ci affleurent à l'amont, davantage au cœur de l'édifice, et ont été arrachés par l'avalanche de débris.



Concession minière de Laveissière

6 - Les gisements de lignite de Fraise-Bas et Chambeuil

Rive droite de la vallée de l'Alagnon, 500 m à l'amont de Chambeuil, à l'emplacement de l'ancienne décharge, était situé [un gisement économique de lignite](#), schistes ligniteux et diatomite.

Il était constitué de 5 couches de 0,40 à 0,70 m de puissance, intercalées dans des argiles et des cinérites qui furent exploitées en souterrain de 1885 jusqu'en 1944.

Ce gisement stratiforme repose sur les calcaires oligocènes. Les niveaux à lignites alternent avec des argiles à diatomées et des cinérites qui constituent les formations d'un bassin lacustre Tertiaire. Elles sont recouvertes par des dépôts d'origine volcaniques : basaltes, trachytes, cinérites.

La vallée de l'Alagnon à l'amont de Murat présente un fond complètement plat qui correspond au sommet d'un remplissage de matériaux fluvio-glaciaires : en période de fonte des glaces, d'énormes quantités de débris ont comblé ces creux (ombilics), antérieurement creusés par les glaces.

Ainsi, 1 km à l'aval de Murat, des repérages par sondages électriques (BRGM) laissent supposer plus de 100 m de dépôts meubles d'origine fluvio-glaciaire.



2 coulées sont séparées dans le temps puisque un sol a pu se former (paléosol) entre les deux éruptions qui ont donné ces coulées

7 - Entre Laveissière et Murat affleurent des talus le long de la RN 122, **des basaltes infracantaliens** partiellement recouverts par des tills.

Les basaltes sont vacuolaires, subaphyriques et renferment de nombreuses enclaves de granite et de péridotite de taille inférieure au décimètre et relativement nombreux (5 à 10% de l'ensemble des affleurements). Les coulées montrent de belles bases rougies.

Directement après le château d'Anterroches un important glissement de terrain est visible sur la droite. La falaise met à l'affleurement une brèche trachyandésitique polyolithologique riche en matrice avec des blocs de taille décimétrique. La brèche est finement stratifiée vers le haut avec des lits à matrice très fine. L'ensemble est interprété comme un empilement de dépôts de lahars.

8 - Les points hauts de la vallée de l'alagnon

À l'Est du Cantal, les basaltes infracantaliens affleurent particulièrement bien sur les deux versants de l'Alagnon, entre Laveissière et Murat (Milesi, 1976), dans le fond du Bournandel, depuis Muraille Haute (Maurizot- Blanc, 1974), et au débouché du Lagnon, à l'aval du moulin du Champeix (Goër de Herve [de], 1972).

La stratigraphie à l'intérieur de cet ensemble n'a pu être précisée compte tenu du caractère ponctuel des émissions. J.-

Coulées de lave prismées formant les planèzes au-dessus de Laveissière, vallée de l'Alagnon.



R Milesi (1976) y décrit au moins sept cônes de scories sur les quatre kilomètres qui séparent Laveissière à d'Anterroches.

Sur le versant gauche de l'Alagnon, ces appareils jalonnent une carapace formée de l'emboîtement de plusieurs coulées de laves qui se dirigent vers la vallée.

L'une des coulées, en bordure de la RN 122, près de Fraisse-Bas, est exceptionnellement riche en grandes enclaves de granulite pouvant atteindre plusieurs décimètres de diamètre. Le toit de la carapace lavique, dans la vallée de l'Alagnon, n'excède pas 960 m d'altitude sur le versant gauche et le versant droit, à l'aval de Chambeuil.

Font exception :

- une coulée pentée de 30° vers le Sud-ouest, à 1 015 m d'altitude, 400 m au Nord-Est de Laveissière ;
- un cône de scories au Sud de la Chassagne qui atteint 1020 m d'altitude et émet une coulée vers le Sud-ouest ;
- au Sud-ouest de Fraisse-Bas, un ensemble, culminant à Bellevue à 1 000 m d'altitude, formé d'une coulée coiffant des tufs argilisés et des scories altérées (volcan de Combrelles décrit par M. Boule, 1896).

Ces points hauts sont l'empreinte de la paléomorphologie bosselée de la fin des émissions basaltiques, ainsi que d'une néotectonique certainement très active.