

Les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal

Nicolas ARNAUD ⁽¹⁾
Hervé LEYRIT ⁽¹⁾
Pierre NEHLIG ⁽²⁾
Fabien BINET ⁽¹⁾
Alexandre JAMET ⁽¹⁾
Wilfried VANNIER ⁽¹⁾

Lahars on the north-western flank of the Cantal stratovolcan

Géologie de la France, 2002, n° 1, pp. 3-13, 10 fig.

Mots-clés : Avalanches de débris, Cantal, Coulées de débris, Coulées hyperconcentrées, Lahars, Stratovolcan.

Key words: Cantal, Debris avalanche, Debris flow, France, Hyperconcentrated flow, Lahar, Stratovolcano.

Résumé

Les vestiges du stratovolcan du Cantal sont composés pour l'essentiel de dépôts volcanoclastiques qui représentent 80 % des produits émis en zone centrale et atteignent 90 % dans les régions périphériques. Le cône central possède une pente originelle comprise entre 20° et 2°. Il est formé par un empilement de brèches pyroclastiques primaires (dépôts de nuées ardentes, coulées cendro-ponceuses) interstratifiées avec des conglomérats lahariques et des coulées laviques (parfois autobréchifiées). En périphérie, le piémont présente une pente originelle faible, inférieure à 2°. Il est généralement divisé en un « ensemble bréchié inférieur » composé de dépôts d'avalanches de débris et en un « complexe conglomératique supérieur » représenté, en grande partie, par des dépôts lahariques. Le complexe conglomératique supérieur comprend huit faciès représentant trois principaux types d'écoulements : les coulées de débris, les coulées hyperconcentrées et les écoulements fluvio-lacustres. Dans leur grande majorité, les lahars possèdent un rapport fines/(fines + sables + graviers) inférieur à 7,5 %, typiques d'écoulements non-cohésifs (granulaires). Ce comportement est aussi attesté par l'existence d'une évolution latérale de faciès rapide des coulées de débris aux coulées hyperconcentrées.

Cette évolution de faciès témoigne que la majorité des lahars du Cantal ont subi une transformation de l'écoulement par dilution entre 10 et 18 km du centre de l'édifice.

Dans le secteur nord-ouest, la genèse du complexe conglomératique supérieur n'est pas liée au démantèlement des produits déposés par l'avalanche de débris du nord-ouest datée entre 7,4 et 7,3 Ma. Ce complexe s'est essentiellement édifié entre 7,47 Ma et 7,08 Ma, lors de la phase de reconstruction d'un cône à la suite de la déstabilisation gravitaire du flanc nord-ouest de l'édifice volcanique. Cette formation ne peut être utilisée comme repère stratigraphique général car elle est diachrone à l'échelle du stratovolcan. Les relations stratigraphiques du complexe conglomératique supérieur avec les faciès de construction du cône suggèrent que la majorité des lahars est issu du remaniement rapide de produits pyroclastiques. L'ensemble des produits de démantèlement du secteur nord-ouest a un volume de 21 km³. Ces produits se sont mis en place avec un taux moyen minimum de 0,06 km³/ka.

Abstract

Volcanoclastic deposits form most of the remains of the Cantal Miocene strato-volcano in the Massif Central, France,

i.e. around 80% of the products in the central zone and as much as 90% of those from the periphery. The central cone had an original slope of 2° to 20°. It consists of a pile of primary pyroclastic breccias (glowing-cloud and ash-pumice-flow deposits), interbedded with lahar-type conglomerates partly auto-brecciated and lava flows. Away from the central cone, the piedmont originally had a very slight slope, less than 2°. It is generally divided into a "lower breccia unit", composed of debris-avalanche deposits, and an "upper conglomeratic complex" that mostly consists of lahar deposits. The latter complex comprises eight rock types representing three main flow types: debris flows, hyperconcentrated flows, and fluvio-lacustrine flows. Most of the lahars have a fines/(fines + sand + gravel) ratio of less than 7.5, typical of granular non-cohesive flows. Such flow behaviour is further attested by a rapid lateral facies change from debris flows to hyperconcentrated flows. This change is generally observed in an area between 10 and 18 km from the center of the volcano.

In the northwest area, the upper conglomeratic complex did not result from the dismantling of the northwestern debris-avalanche deposit that was dated between 7.4 and 7.3 Ma. The complex was mostly formed between 7.47 and 7.08 Ma, during reconstruction of a stratocone

(1) IGAL, 13, boulevard de l'Hautail, 95092 Cergy Pontoise Cedex, France. E-mail h.leyrit@igal.fr

(2) BRGM, BP 6009, 45060 Orléans Cedex, France. E-mail p.nehlig@brgm.fr

following a major gravitational collapse of the volcano flank. The complex is thus diachronous at the scale of the stratovolcano. The stratigraphic relationships of the upper conglomeratic complex with the cone-construction deposits suggest that most of the lahars resulted from the rapid reworking of pyroclastic products.

Présentation générale

Le stratovolcan trachyandésitique cantalien (fig. 1) est un volcan miocène démantelé qui se caractérise par d’abondants dépôts volcanoclastiques dont le volume constitue 80 % des produits émis en zone centrale et atteint 90 % dans les régions périphériques.

Le cône proprement dit, avec un diamètre de 24 km à sa base et une pente originelle forte (20° - 2°), est aujourd’hui presque totalement démantelé. Ses vestiges sont représentés par l’empilement de brèches pyroclastiques primaires (dépôts de nuées ardentes, coulées cendro-ponceuses) interstratifiées avec des dépôts de lahars et des coulées de laves (parfois autobréchifiées).

La zone périphérique, appelée **piémont** est caractérisée par une faible pente originelle (< 2°). Elle s’étend sur un rayon d’un maximum de 25 km autour du cône volcanique. Elle est généralement divisée en un **ensemble brécheux inférieur** et en un **complexe conglomeratique supérieur** (Brousse *et al.*, 1972).

L’ensemble brécheux inférieur correspond à la juxtaposition de plusieurs dépôts d’avalanches de débris, dont le nombre d’événements maximum est compris entre 2 et 6 selon les auteurs (Bourdier *et al.*, 1989 ; Cantagrel, 1995 ; Fréour *et al.*, 1998 ; Vidal, 1998 ; Nehlig *et al.*, 1999). Les dépôts d’avalanches de débris ont fait l’objet de nombreuses études détaillées (Binet, 1998 ; Vannier, 1998 ; Schneider et Fisher, 1998 ; Vidal, 1998 ; Nehlig *et al.*, 1999, 2001 ; Reubi et Hernandez, 2000 ; Leyrit, 2000). En revanche, aucune étude analytique n’a porté sur le complexe conglomeratique supérieur. Nous proposons la première étude détaillée de celui-ci dont le développement exceptionnel dans le secteur nord-ouest permet :

- de caractériser les différents faciès et leurs relations mutuelles,

- de reconstituer le mode de formation du complexe à l’aide des travaux récents sur la rhéologie et le dépôt de lahars,

- d’établir les relations entre les lahars, les avalanches de débris, les produits pyroclastiques et les coulées de lave.

Dans cet article, les termes d’avalanche de débris, lahars, coulées de débris, coulées hyperconcentrées et écoulements fluviaux sont conformes aux définitions de Vallance (2000) et de Thouret et Lavigne (2000).

Les différents faciès volcanoclastiques du Piémont

Caractérisation des faciès

En se basant sur la classification sédimentaire descriptive du domaine continental (Miall, 1996) adaptée au contexte volcanique (Jamet, 1999 ;

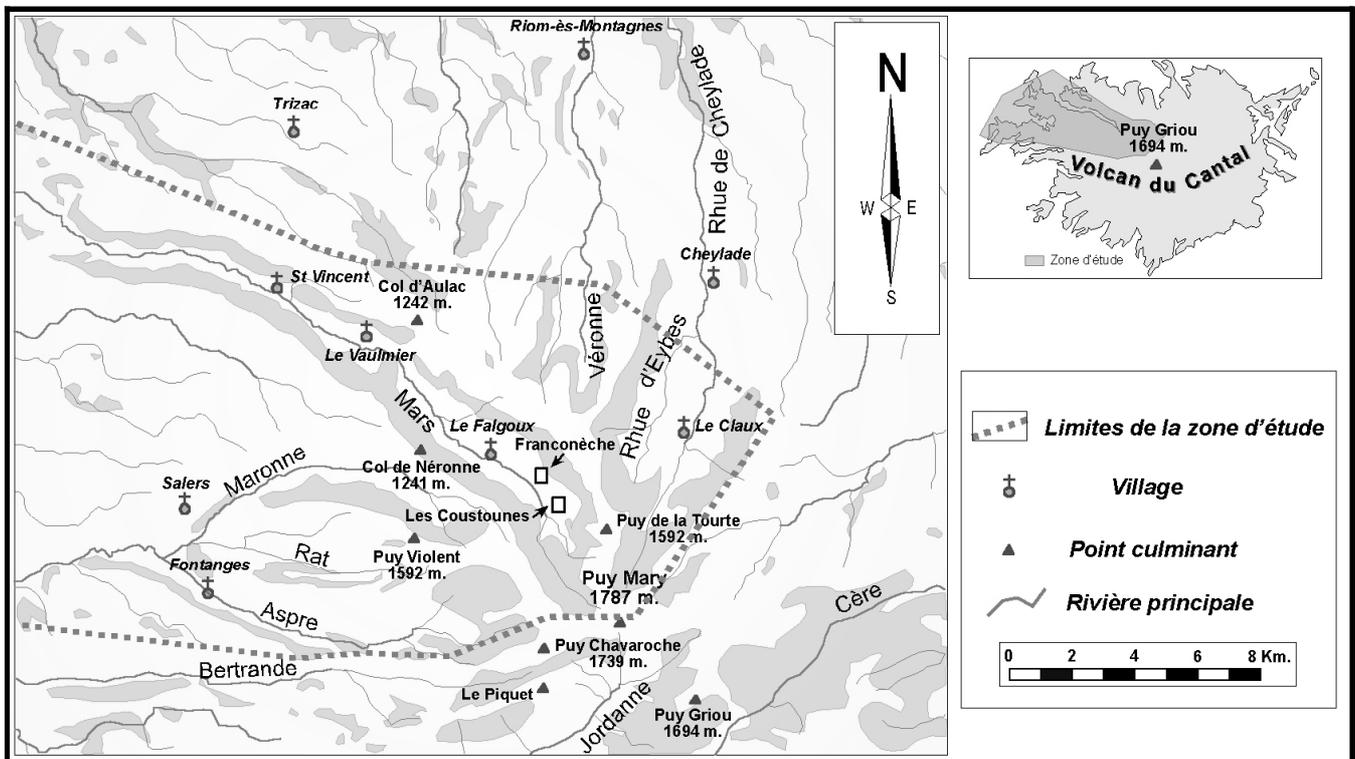


Fig. 1.- Localisation de la zone d’étude dans le massif volcanique du Cantal.

Fig. 1.- Location of the study area in the Cantal volcanic massif.

CARACTERISTIQUES DES DEPÔTS	TYPE DE FACIÈS							
	Coulée de débris			Coulée hyperconcentrée		Écoulements fluviaux		
	Faciès massif (Gmm)	Faciès matriciel (Gmg)	Faciès clastique (Gcg)	Faciès graveleux (Gcn)	Faciès silteux (Sm)	Graveleux (Gh, Gt et Gp)	Sableux (St, Sp, Sr, Sh, Sl et Ss)	Fins (Fl, Fms, Fm et Fr)
Épaisseur unitaire	1 - 20 m	0,5 - 5 m	0,4 - 3 m	0,5 - 2 m	0,2 - 1 m	0,5 - 2 m	0,2 - 3 m	mm - 2 m
Texture générale ⁽¹⁾	M	M - C	M - C	C	M	C	M	M
% matrice	30 - 50%	30 - 60%	20 - 50%	60%	70 - 80%	30%	90%	95%
Texture de la matrice ⁽²⁾	g - s	s - g	g - s	s - g	s - g	s	s - a	a
Taille moyenne des blocs	5 - 50 cm	5 - 20 cm	20 cm	2 - 15 cm	5 mm	1 - 10 cm	4 mm	2 mm
Taille maximale des blocs	2 m	60 cm	50 cm	20 cm	10 cm	20 cm	1 cm	-
Degré d'usure des blocs	20 - 40%	20 - 50%	30 - 50%	30 - 60%	40 - 60%	60 - 70%	40 - 60%	-
Stratifications	-	-	Stratification rudimentaire en base de coulée	-	Litage horizontal rudimentaire possible	Litage horizontal ou strates entrecroisées	Litage horizontal ou strates entrecroisées	Fines lamines possibles, lentilles sableuses et stratification
Classement	Inexistant ou parfois positif rudimentaire	Inverse	Inverse ou inverse puis normal (2/3 - 1/3)	Inexistant ou normal. Inverse dans un niveau basal	Inexistant, normal ou inverse rudimentaire	Inexistant ou normal, parfois inverse	Inverse ou normal, parfois inexistant	-
Géométrie générale ⁽³⁾	Ch - Tb	Ch - Tb	Ch	Ch - Tb	Ch - Tb	Ch	Ch - Tb	Tb
Remarques	Granulométrie grossière et hétérogène	-	-	-	-	Granulométrie homogène. Blocs ronds ou plats	-	Passées ligniteuses fréquentes

Fig. 2.- Principales caractéristiques des lithofaciès du complexe conglomératique supérieur du secteur nord-ouest du Cantal.

Fig. 2.- Main lithofacies characteristics of the upper conglomeratic complex in the northwest area of the Cantal.

Arnaud, 2000), les dépôts du piémont cantalien peuvent être divisés en 20 faciès volcanoclastiques principaux caractéristiques de quatre classes génétiques (fig. 2) :

- les écoulements gravitaires « secs » représentés par les faciès d'avalanches de débris (faciès **Bcm** et **Gmj**) ; ces derniers ne sont pas développés dans cet article ;

- les écoulements gravitaires saturés en eau et à forte charge sédimentaire exprimés par les faciès de coulées de débris (faciès **Gmm**, **Gcg** et **Gmg**) ;

- les écoulements gravitaires saturés en eau et à faible charge sédimentaire représentés par les faciès de coulées hyperconcentrées (faciès **Gcn** et **Sm**) ;

- les écoulements à dominante tractive exprimés par les faciès fluvio-lacustres (faciès **Gh**, **Gt**, **Gp**, **St**, **Sp**, **Sr**, **Sh**, **Sl**, **Ss**, **Fl**, **Fms**, **Fm** et **Fr**).

Les codes attribués à chacun des faciès (fig. 2) sont composés de trois lettres (Miall, 1996). La première fait référence à la taille de grains dominante (**B** : blocs, **G** : graveleux, **S** : sableux, **F** : sable fin, silt et

argile). La seconde lettre précise le support de la texture (**m** : texture à support matriciel, **c** : texture à support clastique). Enfin, la troisième lettre indique les structures (**m** : massive, **g** : granoclassement normal et/ou inverse, **n** : granoclassement normal seul, **j** : bloc à craquelures en puzzle (nouveau code avec j pour jigsaw-cracks), **h** : litage horizontal, **t** : strates entrecroisées pénétratives, **p** : strates entrecroisées planaires, **r** : ripples marks, **l** : strates entrecroisées à angle faible, **s** : hyporelief).

Le faciès **Gmm** se présente en strates massives dont la taille est généralement d'ordre métrique mais qui peuvent atteindre exceptionnellement 20 m. Le dépôt, à support matriciel dominant, se compose d'une matrice sableuse qui représente 30 % à 50 % du volume. Elle comporte une importante portion de ponces altérées (5 % à 10 %), des fragments de bois fossile et des minéraux ferromagnésiens. Les blocs et les graviers, de nature essentiellement trachyandésitique, représentent 50 % à 70 % du volume total. Ils mesurent en moyenne 40 cm de diamètre mais il n'est pas rare d'observer des blocs de taille métrique, certains blocs atteignant 2,5 m. Le plus souvent, ils ne

présentent ni usure ni classement granulométrique précis. Une sole sableuse à granoclassement inverse est parfois identifiée en base de coulée.

Le faciès **Gcg** correspond à des dépôts de coulées de débris d'aspect massif et grossier qui mesurent entre 0,4 et 3 m d'épaisseur. Le dépôt essentiellement clastique, se caractérise par un classement granulométrique inverse. La matrice sableuse comporte peu de ponces et représente 20 % à 50 % du volume total. La nature pétrographique des blocs est variée avec des termes de composition trachybasaltique, trachyandésitique voire trachytique. Mesurant généralement 20 cm de diamètre avec un maxima à 50 cm, les blocs sont moyennement à fortement émoussés. L'ensemble présente de nombreuses figures sédimentaires telles qu'une sole détritique fine, une croûte de décantation silteuse, des ménisques ou des figures d'expulsion de fluide. Ce faciès présente aussi la particularité d'être généralement chenalisé, le chenal ayant un rapport largeur/profondeur compris entre 2 et 5. L'organisation des galets et des blocs permet l'observation de figures d'imbrication le plus fréquemment situées en base du chenal.

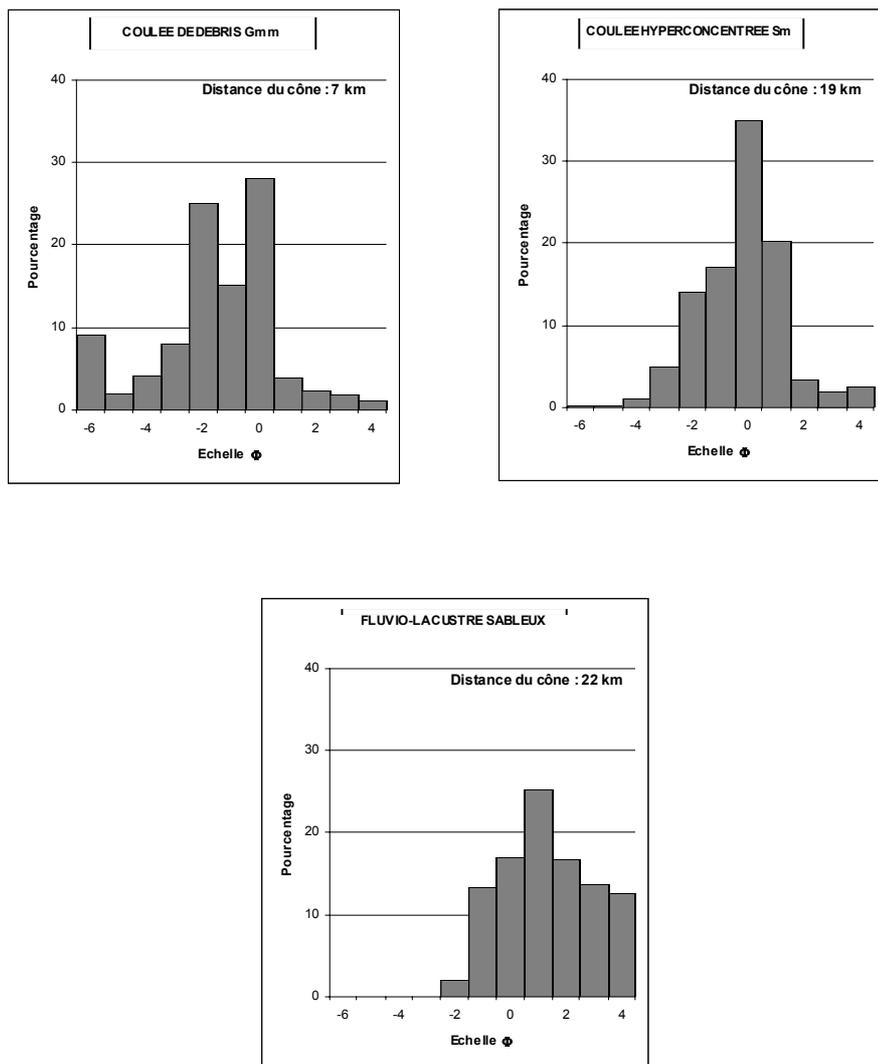


Fig. 3.- Histogrammes de fréquence des granulométries des lithofaciès du complexe conglomératique supérieur. L'abscisse représente l'échelle granulométrique ϕ définie par Inman (1952) telle que $\phi = -\log d / \log 2$, ou d caractérise la maille des tamis en millimètre. L'ordonnée définit le pourcentage relatif en poids de chaque tamis.

Fig. 3.- Grainsize-frequency histograms of the lithofacies of the upper conglomeratic complex. The abscissa represents the grain size scale ϕ defined by Inman (1952) as $\phi = -\log d / \log 2$, d characterizes the size of sifters in millimeter. The ordinate defines the relative percentage in weight of every sifter.

La puissance moyenne des faciès **Gmg** est de 1 m. L'ensemble est à support matriciel dominant mais celui-ci peut coexister avec un support clastique en partie supérieure de coulée. Le classement granulométrique est généralement inverse mais celui-ci peut évoluer latéralement vers un classement inverse à la base puis normal sur le tiers sommital. La matrice (30 % à 60 % du total du volume) contient une proportion de ponces fibreuses qui peut localement atteindre 20 %. Les blocs et les graviers, peu à moyennement émoussés, représentent 40 % à 70 % du dépôt. Leur taille varie entre 5 cm et 20 cm. Chaque événement est marqué par une interphase composée de fines coulées

hyperconcentrées, par des chenaux évasés, par des progradations, des lentilles grossières, des arrêts de sédimentation en partie sommitale et des laminations rudimentaires en partie basale.

Le faciès **Gcn** se caractérise par des dépôts à granoclassement normal qui peuvent atteindre 2 m d'épaisseur. Le support sédimentaire est généralement clastique à la base et tend à devenir matriciel vers le sommet. La matrice silto-sableuse comporte de nombreuses ponces altérées (10 %) ainsi que des lentilles sableuses. La phase grossière, essentiellement représentée par des graviers trachyandésitiques moyennement à forte-

ment émoussés, présente des figures d'imbrication concentrées en base de coulée. Hormis les arrivées sableuses sous forme lenticulaire, peu de figures sédimentaires sont observées.

De puissance variable (20 cm à 1 m), le faciès **Sm** possède une stratification horizontale souvent diffuse. La phase matricielle silteuse à silto-ponceuse représente entre 70 % et 80 % du volume total. Aucun classement granulométrique n'est présent à l'exception d'un agencement positif rudimentaire. Ce faciès se caractérise par des chenaux évasés associés à une stratification horizontale rudimentaire.

Les faciès graveleux fins (**Gh**, **Gt** et **Gp**) caractérisent des dépôts d'alluvions fines dont le support sédimentaire est essentiellement clastique. Mesurant 50 cm à 1,5 m d'épaisseur, les dépôts ne comportent pas de classement granulométrique précis à l'exception de stratifications planaires (**Gp**), pénétratives (**Gt**) et de canaux évasés (**Gh**). Les éléments grossiers le plus souvent fortement émoussés, présentent de nombreuses figures d'imbrications. Ce faciès est fréquemment associé à des dépôts plus fins de nature sableuse.

Les faciès sableux (**St**, **Sp**, **Sr**, **Sh**, **Sl** et **Ss**) sont représentés par des dépôts dont les puissances varient de 20 cm à 3 m. Le plus souvent rectilignes avec toutefois des aspects localement boudinés, ces dépôts, fortement indurés, sont essentiellement constitués par des éléments fins sableux. Ils possèdent un classement généralement normal ainsi que de nombreuses lentilles graveleuses à silteuses.

Les faciès fins (**Fl**, **Fms**, **Fm** et **Fr**), correspondant aux alluvions fines, sont constitués par des dépôts limono-argileux laminés qui comportent quelques fines lentilles sableuses. La puissance reste très variable mais ne dépasse guère le mètre. Ils présentent de nombreux boudinages, des figures d'expulsion de fluide, des figures de charge, des strates horizontales à entrecroisées, des surfaces d'érosion et des passées détritiques plus grossières.

Sédimentologie des lithofaciès

Une étude granulométrique dans la gamme -6ϕ à 4ϕ (gamme granulométrique allant des graviers (64 mm) aux fines ($< 63 \mu\text{m}$)) a été effectuée sur une vingtaine d'échantillons appartenant aussi

bien aux faciès lahariques qu'aux faciès fluvio-lacustres (Arnaud, 2000). Pour cela, seuls les dépôts peu à pas indurés ont été prélevés, en essayant dans la mesure du possible de prendre des échantillons représentatifs du faciès.

Les histogrammes de répartition granulométrique (fig. 3) mettent en évidence des tracés différents en fonction du type de dépôt étudié. Situé à environ 7 km de la source, le faciès de coulée de débris Gmm présente un graphique étalé (taille des grains compris entre -6ϕ et 4ϕ) et bimodal avec 2 pics de concentration situés respectivement à -6ϕ et 0ϕ . Prélevé plus en aval, à 19 km de la source, le faciès de coulée hyperconcentrée Sm possède un histogramme unimodal comportant un pic à 0ϕ . Les faciès fluvio-lacustres se caractérisent par un graphique plus resserré (taille des grains compris entre -2ϕ et 4ϕ) et unimodal.

De plus, les résultats des analyses granulométriques ont été intégrés dans des diagrammes triangulaires fines/sables/graviers (fig. 4). L'ensemble des faciès étudiés présentent toujours une faible proportion de fines (limite à 7,5 % de fines). Ce type de diagramme permet de séparer nettement les coulées de débris des coulées hyperconcentrées simplement par la teneur relative en graviers par rapport à celle des sables (limite à 45 % de graviers). Les faciès sableux comportent toujours une faible quantité de graviers vis-à-vis des faciès de coulées hyperconcentrées (limite à 35 % de graviers).

Les valeurs de coefficient de classement et de médiane des lahars et des produits fluvio-lacustres montrent une évolution progressive de la granulométrie qui se traduit par une augmentation du classement et par une diminution de la médiane (fig. 5). Ainsi, les coulées de débris et les coulées hyperconcentrées se caractérisent par un classement généralement mauvais (entre 2,3 et 3,5) et une médiane grossière (entre -3ϕ et 0ϕ) alors que les faciès fluvio-lacustres sont mieux classés (entre 1,8 et 0,2) avec une médiane plus faible (entre $-0,5\phi$ et 2ϕ).

L'analyse aux rayons X de la fraction inférieure à $40 \mu\text{m}$ permet de déterminer les types d'argiles présentes. Dans tous les cas, il y a une prépondérance des smectites (85 % à 100 %) accompagnés quelquefois par des illites (jusqu'à 15 % du mélange).

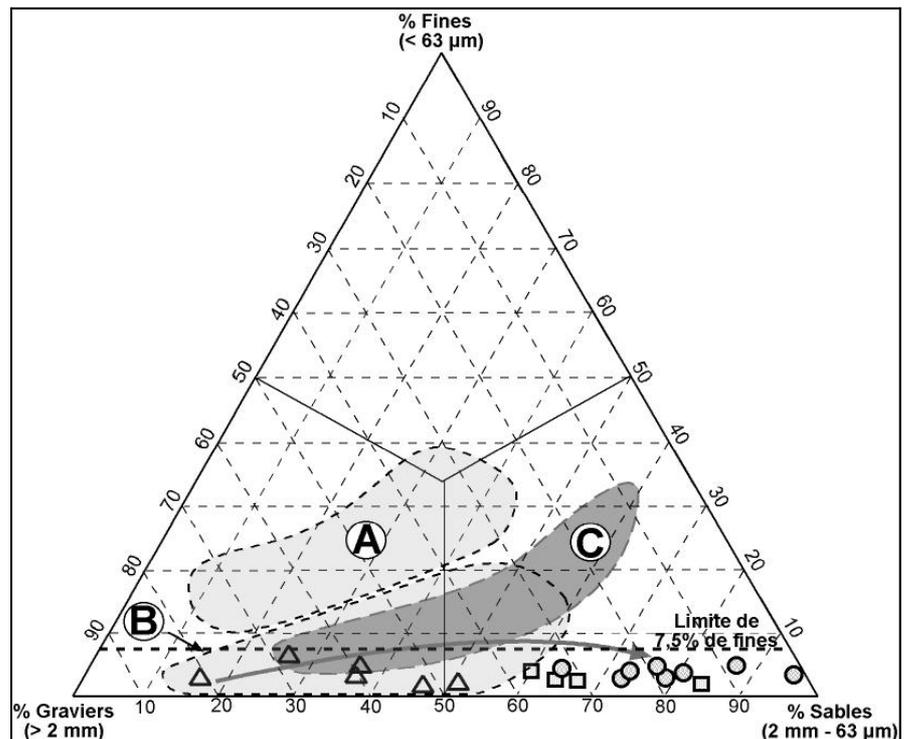


Fig. 4.- Répartition granulométrique des principaux lithofaciès lahariques dans un diagramme triangulaire graviers/sables/fines. (Δ) coulée de débris, (\square) coulée hyperconcentrée, (\circ) fluvio-lacustre sableux. Les champs des laves torrentielles cohésives (A) et non-cohésives (B) sont reportées d'après les données de Bonnet-Staub (1998). Le champ des lahars non-cohésifs (C) du flanc sud-ouest du mont St-Helens est reporté d'après les données de Major et Voight (1986).

Fig. 4.- Grainsize distribution of the main lahar lithofacies, plotted in a ternary gravel-sand-fines diagram: (Δ) Debris flows, (\square) Hyperconcentrated flows, (\circ) Fluvio-lacustrine sandy deposits. The cohesive (A) and non-cohesive (B) torrential-lava fields were plotted from the data of Bonnet-Staub (1998). The non-cohesive lahar field (C) from the southwest flank of Mt. St-Helens was plotted from data by Major and Voight (1986).

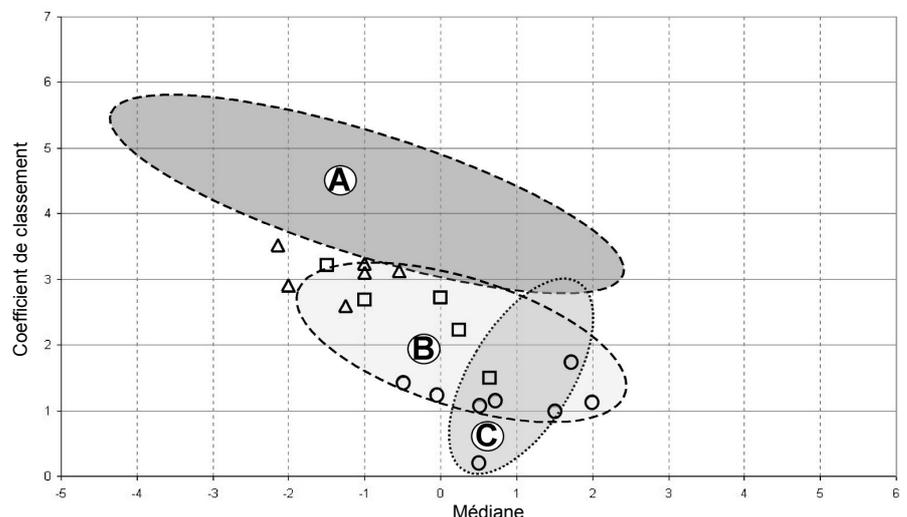


Fig. 5.- Répartition des différents lithofaciès du complexe conglomératique supérieur dans un diagramme classement/médiane. La médiane caractérise la taille des particules à 50 %, elle traduit un caractère grossier ou fin d'une formation. Le classement ou hétérométrie (sorting) témoigne du caractère homogène (valeur faible) ou hétérogène (valeur forte) du dépôt. Les champs des lahars du flanc sud-ouest du mont St-Helens (A) (Major et Voight, 1986), du Pinatubo (B) (Major et al., 1995) et du Ruapehu (C) (Cronin et al., 1997) sont reportés pour comparaison.

Fig. 5.- Distribution of lithofacies in the upper conglomeratic complex. The median characterizes the size of particles to 50%, it translates a coarse or thin character of a formation. The sorting testifies the homogeneous character (low value) or heterogeneous (high value) of the deposit. The lahar fields (A) from the southwest flank of Mt. St-Helens (Major and Voight, 1986), (B) from Pinatubo (Major et al., 1995), and (C) from Ruapehu (Cronin et al., 1997) are shown for comparison.

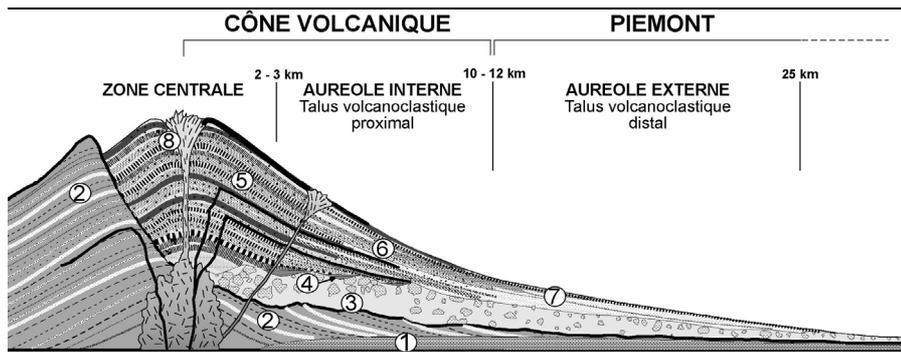


Fig. 6.- Coupe schématique montrant les relations spatiales entre les faciès volcanoclastiques et leur source. (1) bassin oligo-miocène, (2) paléovolcan affecté d'une caldeira d'avalanche de débris, (3) dépôts d'avalanche de débris, (4) surface de l'avalanche de débris parsemée d'hummocks et de dépressions dans lesquelles se sont mis en place des bassins lacustres, (5) coulées de lave et produits pyroclastiques, (6) dépôts de coulée de débris, (7) dépôts de coulée hyperconcentrée, (8) dôme de lave.

Fig. 6.- Sketch showing the spatial relationships between volcanoclastic rocks and their source: (1) Oligocene-Miocene basin; (2) Palaeovolcanic debris avalanche caldera; (3) Debris-avalanche deposits; (4) Surface of the debris avalanche deposit sprinkled of hummocks and depressions in which are lacustrine basin; (5) Lava flows and pyroclastic products; (6) Debris-flow deposits; (7) Hyperconcentrated-flow deposits; (8) Lava dome.

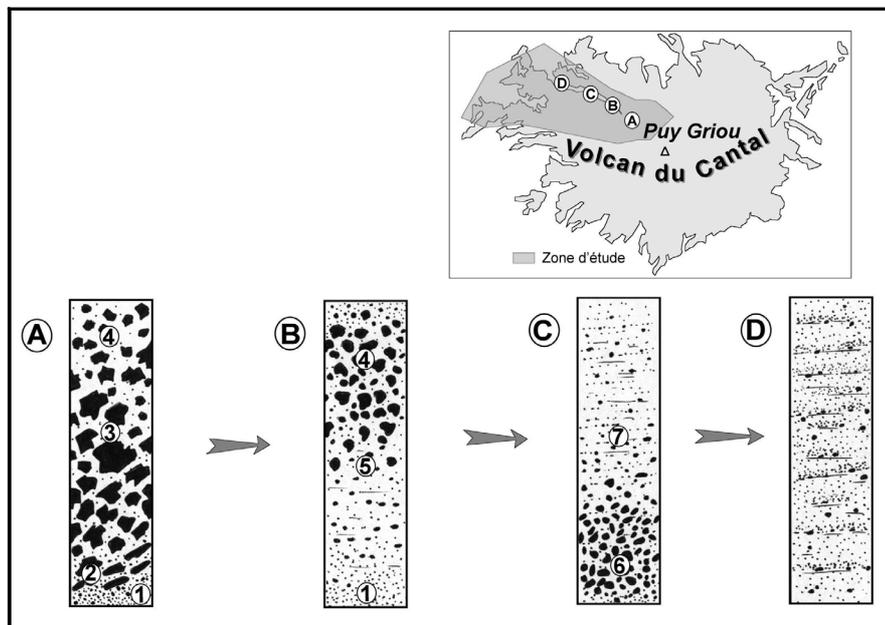


Fig. 7.- Exemple d'évolution longitudinale de faciès type dans la vallée du Mars. (A) coulée de débris massive (Gmm), (B) coulée de débris classée (Gmg), (C) coulée hyperconcentrée (Gcn), (D) coulée hyperconcentrée évoluée (Sm). (1) sole à granulométrie fine, (2) zone laminaire avec allongement des clastes, (3) classement granulométrique « chaotique », (4) support matriciel, (5) classement granulométrique inverse, (6) support clastique, (7) classement granulométrique normal.

Fig. 7.- Example of longitudinal facies changes in Mars valley : (A) Massive debris flow (Gmm); (B) Sorted-debris flow (Gmg); (C) Hyperconcentrated flow (Gcn); (D) Evolved hyperconcentrated flow (Sm). (1) Fine-grained sole; (2) Laminar-flow zone with elongated clasts; (3) "Chaotic" grainsize distribution; (4) Matrix support; (5) Inverse grainsize distribution; (6) Clastic support; (7) Normal grainsize distribution.

Distribution spatiale des lithofaciès du complexe conglomératique supérieur

L'extension latérale du complexe conglomératique supérieur dépasse très rarement une vingtaine de kilomètres

même lorsqu'une protection contre l'érosion est assurée par la vaste couverture basaltique (secteur de Mauriac). L'épaisseur du complexe augmente progressivement vers le centre du volcan où il atteint, en amont de la vallée du Mars, 450 m de puissance dont 300 m de produits volcanoclastiques. Cet important dévelop-

pement des faciès volcanoclastiques n'est pas commun à toutes les vallées du secteur d'étude. Au nord du massif, en amont de la vallée de la Petite Rhue de Cheylade, l'épaisseur du complexe conglomératique supérieur ne dépasse jamais 250 m de puissance.

Les observations de terrain montrent que les différents faciès volcanoclastiques du complexe conglomératique supérieur ne se répartissent pas de manière aléatoire au niveau du piémont. Cette répartition dessine de vastes auréoles concentriques autour du cône central. Ainsi, il est possible de distinguer un domaine interne proximal qui se caractérise par des faciès de coulées de débris peu ou pas évoluées, et un domaine externe qui se compose par des faciès de plus faibles charges sédimentaires représentés notamment par des dépôts de coulées hyperconcentrées et des dépôts fluviatiles (fig. 6 et 7). Cependant, il existe une zone de transition où les faciès de coulées de débris coexistent avec les dépôts de coulées hyperconcentrées (Leyrit *et al.*, 1999). Pour quantifier la géométrie de ces auréoles, des coupes régulièrement espacées ont été levées dans les vallées de la Petite Rhue de Cheylade, du Mars et de la Maronne. De fait, dans ces vallées, les paléo-directions d'écoulement sont relativement concordantes avec le dessin des vallées actuelles (fig. 8). Ces dernières ainsi que la géométrie des auréoles permettent d'accéder à l'évolution longitudinale des faciès. Ainsi, dans la vallée de la Petite Rhue de Cheylade, les faciès de coulées de débris (Gmm) sont observés à partir de 6 km du Puy Griou (centre géographique du volcan). La zone de transition des coulées de débris aux coulées hyperconcentrées s'étale entre 8 et 14 km du centre. Dans la vallée du Mars, le passage des coulées de débris aux coulées hyperconcentrées se fait sur 6 km à partir de 12 km de la source. La vallée de la Maronne possède des valeurs très proches du Mars malgré une extension latérale plus faible. Les coulées de débris évoluent latéralement aux coulées hyperconcentrées sur 5 km à environ 11 km de la source.

La comparaison de ces trois vallées montre que les dépôts des lahars évoluent rapidement vers l'aval. Même s'il est impossible de suivre l'évolution longitudinale d'une seule et même strate de l'amont vers l'aval en raison de la discontinuité des affleurements, notre approche globale

permet d'envisager que la majorité des lahars du Cantal subissent une transformation rapide de l'écoulement par dilution entre 10 et 18 km de la source. De telles valeurs sont également rapportées au mont Rainier pour le "National lahar" ou pour le "Tahoma Creek debris flow" de 1986 (Scott *et al.*, 1995). Cette évolution est compatible avec un comportement rhéologique de type granulaire (non-cohésif). Ce résultat est également cohérent avec la présence fréquente de granoclasses, inverses ou normaux, au sein des dépôts lahariques. De plus, les analyses granulométriques révèlent de faibles proportions de particules fines (< 10 %) par rapport aux sables et graviers. Or, de nombreux auteurs ont signalé le rôle important joué par les particules fines sur le comportement rhéologique ; il semble que des rapports argiles/(fines + sables) inférieurs à 3 – 5 % coïncident avec un comportement granulaire non-cohésif (Scott *et al.*, 1995). De même, des études sur les laves torrentielles (terme caractérisant des lahars d'origine non volcanique) dans les Alpes françaises attestent qu'il existe une valeur limite du rapport fines/sables à 25–30 % au-delà duquel le comportement devient cohésif. Cette limite correspond aussi à un rapport argiles/(fines + sables) de l'ordre de 10 % (Bonnet-Staub, 1998).

Cette évolution générale par dilution et agrandissement progressive n'est cependant pas le seul phénomène d'évolution. De fait, il existe des phénomènes d'incorporation secondaire lors de reprises sédimentaires durant l'écoulement. Ils conduisent à une augmentation progressive de la charge solide avec le passage des coulées hyperconcentrées aux coulées de débris. Ces phénomènes sont plus difficiles à estimer dans le quart nord-ouest du volcan cantalien car les conditions d'affleurement ne permettent pas de suivre l'évolution latérale d'une même unité sur plusieurs kilomètres. L'incorporation de matériaux secondaires est attestée par la présence d'abondants blocs très émoussés à arrondis dans certains dépôts de coulées de débris Gcg ou de coulées hyperconcentrées Gcn situées en zone distale comme à Salers (20 km du centre). Selon Scott *et al.* (1995), l'évolution de ce phénomène peut être quantifié en mesurant les proportions d'alluvions volcaniques présents au sein de la fraction grossière ($\phi < -1$). Pour les faciès du complexe conglomératique

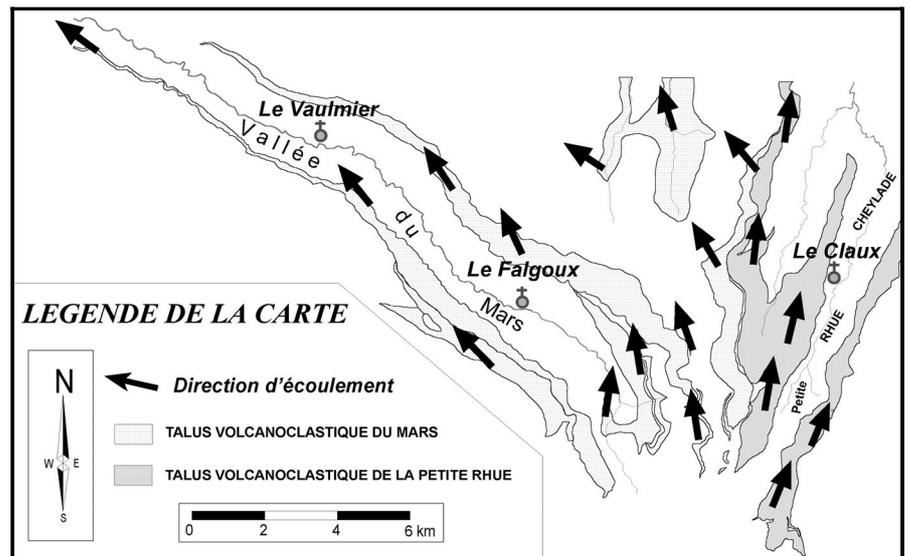


Fig. 8.- Représentation des principales paléo-directions d'écoulement des faciès du complexe conglomératique supérieur du secteur nord-ouest du Cantal. Les mesures d'écoulement montrent une variation importante de direction entre le Mars (remplissage en pointillés) et la Petite Rhue (remplissage en grisé).

Fig. 8.- The main palaeo-flow directions in the upper conglomeratic complex of the northwestern Cantal. Measures of flow show a variation important of direction between the Mars (filling up in dotted lines) and the Petite Rhue (filling up made gray color).

supérieur, il existe une brusque augmentation du taux de reprise sédimentaire à partir de 10 km du centre du massif avec un passage rapide de 20 % à plus de 65 % d'alluvions dans la fraction grossière.

Relations du complexe conglomératique supérieur avec les dépôts d'avalanche de débris

Lors de la formation d'une gigantesque avalanche de débris, la morphologie du paysage est profondément bouleversée. Le cône du volcan est entaillé par une énorme caldeira en fer à cheval alors que le piémont est recouvert par une mégabrèche. D'une puissance maximale de 250 m en secteur amont, l'avalanche de débris atteint une extension latérale de plus d'une quarantaine de kilomètres par rapport au centre volcanique (Binet, 1998). La surface de l'avalanche de débris est très irrégulière, parsemée de collines appelées hummocks et de dépressions (fig. 6). De telles dépressions facilitent l'installation de bassins lacustres temporaires (Leyrit, 2000). Deux structures de ce type sont bien conservées à la base du complexe conglomératique supérieur. En zone proximale, dans la vallée du Mars, le complexe des Coustounes est situé à

environ 7 km du centre (considéré comme le Puy Griou). Il correspond à un empilement constitué de faciès finement lités, à granulométrie sableuse à silteuse sur une puissance de 60 m. Quelques coulées de débris (Gmm) sont interstratifiées dans cet empilement. Leur nombre et leur puissance augmentent vers le sommet de la formation qui signale une reprise de l'activité volcanique explosive. Plus en aval, à environ 15 km du Puy Griou, la dépression inter-hummock de Fontanges (vallée de l'Aspre) a enregistré une sédimentation d'origine fluviale à lacustre (fig. 9) au sein de laquelle sont trouvés dans les dépôts à granulométrie fine, les fossiles d'une flore témoignant l'existence de deux milieux écologiques. Les végétaux recueillis révèlent soit une flore de marécage à *Bambusa lugdunensis* prédominants, soit une flore de forêt, essentiellement de hêtres (Brousse *et al.*, 1972, 1977). La présence de lapilli à cristaux au toit des formations fluvio-lacustres annonce la reprise de l'activité volcanique (Brousse *et al.*, 1977). Les différences granulométriques entre le site des Coustounes et celui de Fontanges reflètent leur localisation par rapport au centre volcanique.

Depuis les travaux de Niel (1965), ces dépôts ont été répertoriés sous la dénomination de « dépôts volcano-sédimentaires »

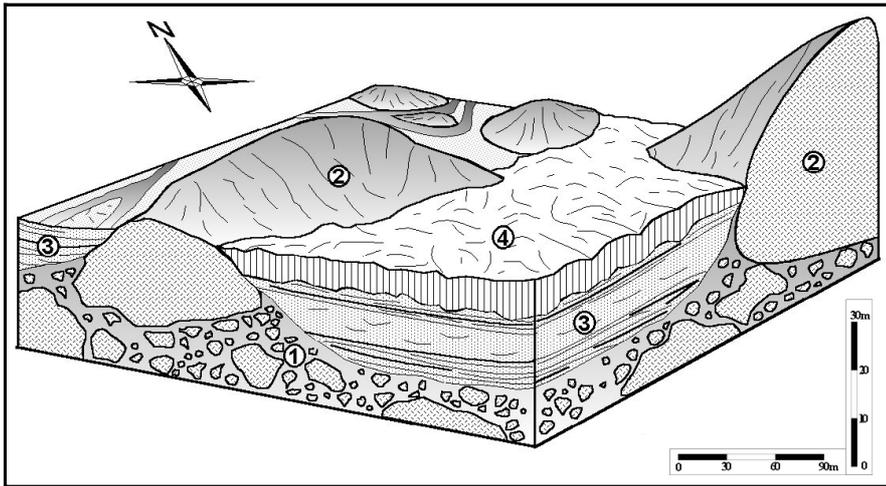
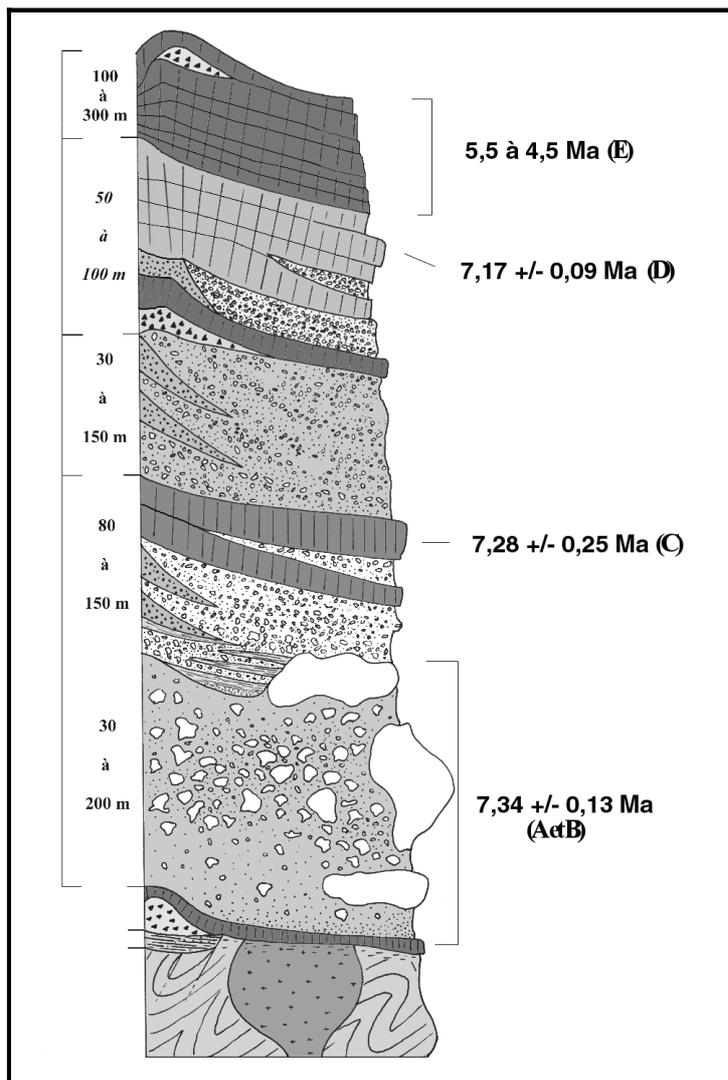


Fig. 9.- Bloc diagramme du système sédimentaire de Fontanges montrant les relations entre les dépôts d'avalanche de débris (hummocks) et le remplissage volcanoclastique des creux topographiques : (1) Dépôt d'avalanche de débris, (2) Mégabloc d'avalanche de débris, (3) Bassin volcano-détritique (faciès fluvio-lacustres), (4) Coulée de lave.

Fig. 9.- Block diagram of the sedimentary system of Fontanges showing the relationships between debris-avalanche deposits (hummocks) and the volcanoclastic infilling of depressions : (1) Debris avalanche; (2) Debris-avalanche mega-block; (3) Volcano-detrital basin (fluvio-lacustrine facies); (4) Lava flow.



sur les cartes géologiques du secteur nord-ouest (Brousse *et al.*, 1972, 1977, 1989). Ces dépôts ont été cartographiés comme des niveaux continus et corrélés à l'ensemble du Cantal. Toutefois, de nombreux auteurs ont signalé que de telles formations n'ont qu'une extension géographique limitée à une dépression, et de ce fait, elles sont cartographiquement discontinues (Durance *et al.*, 1996 ; Binet, 1998). De plus, le diachronisme des dépôts d'avalanche de débris sur l'ensemble du Cantal ne permet pas de corréler temporellement les différents bassins à l'échelle du Massif. Tout au plus, les informations enregistrées par ces bassins correspondent localement à une période de répit éruptif.

Genèse du complexe conglomératique supérieur

Les relations entre le cône volcanique et le complexe conglomératique supérieur sont accessibles dans le secteur amont de la vallée du Mars. Les coupes sur le flanc nord de cette vallée montrent une alternance de dépôts lahariques et de coulées de lave (Arnaud *et al.*, 1999). Dans le détail, deux types de séquences éruptives peuvent être distinguées (fig. 10). Les séquences à dominante explosive se traduisent par un empilement de produits pyroclastiques et de coulées de débris massives. Une séquence de ce type est généralement marquée, à la base, par une augmentation de la puissance des dépôts de coulées de débris jusqu'à un paroxysme, puis vers le sommet, par une chute rapide de l'épaisseur des dépôts engendrés par chaque événement laharique ou pyroclastique. Les séquences à dominante effusive correspondent aux dépôts d'alluvions fines, de coulées hyperconcentrées et à la mise en place de

Fig. 10.- Colonne lithostratigraphique représentant les grands ensembles volcanoclastiques de la vallée du Mars dans sa partie amont. (A) Volcan de la Franconèche : 7,34 ± 0,13 Ma, (B) Dépôts d'avalanche de débris, (C) Coulée de trachyandésite de la Chapeloune : 7,28 ± 0,25 Ma, (D) Coulée de trachyandésite du Puy de la Tourte : 7,17 ± 0,09 Ma, (E) Basalte des Plateaux : 5,5 à 4,5 Ma.

Fig. 10.- Lithostratigraphic column of the main volcanoclastic units in the upper Mars valley (A) Volcan de la Franconèche: 7.34 ± 0.13 Ma, (B) Debris avalanche deposits, (C) Chapeloune trachyandesite flow: 7.28 ± 0.25 Ma, (D) Puy de la Tourte trachyandesite flow: 7.17 ± 0.09 Ma, (E) Plateau basalt flows: 5.5 à 4.5 Ma.

coulées laviques interstratifiées. La nature des laves est essentiellement représentée par les trachyandésites.

L'alternance des séquences au sein du complexe conglomératique supérieur permet d'identifier trois cycles d'activité explosive et trois cycles d'activité effusive (fig. 10). Les nouvelles datations effectuées par P. Y. Gillot dans le cadre du projet CANTAL établissent une mise en place entre $7,34 \pm 0,13$ Ma (base de l'avalanche de débris à Franconèche) et $7,17 \pm 0,09$ Ma (Puy de la Tourte ; Nehlig *et al.*, 2001b). La cartographie de ce secteur (Binet, 1998 ; Fréour, 1998 ; Vannier, 1998 ; Jamet, 1999) montre que le premier cycle effusif coïncide avec la formation du volcan de Chavaroché daté à $7,28 \pm 0,25$ Ma (Baubron et Demange, 1977). Ces formations sont constituées par des dépôts de nuées ardentes et de coulées trachyandésitiques qui remplissent une vaste dépression dont les murs sont espacés d'environ 3 km. Cette structure est interprétée comme le vestige de la bordure occidentale de la caldeira d'avalanche. Les âges les plus récents obtenus par Baubron et Demange (1977) sur les formations affectées par la caldeira sont datés à $7,43 \pm 0,25$ Ma au volcan du Piquet. Seules les nouvelles datations effectuées dans le cadre du projet CANTAL sont prises en compte pour déterminer le temps de formation du complexe conglomératique. Cependant les datations tirées de Baubron et Demange (1977) de par leur forte fourchette d'erreur ne permettent pas d'approcher de manière précise la formation du complexe.

L'ensemble des datations et des corrélations stratigraphiques démontrent que dans le secteur nord-ouest, le complexe conglomératique recouvre une avalanche de débris formée vers 7,4 - 7,3 Ma. L'interface avec le complexe conglomératique est parfois assurée par des dépôts volcano-sédimentaires dont la sédimentation s'est effectuée au sein de petites

dépansions lacustres. La genèse du complexe conglomératique est synchrone de la phase de reconstruction d'un édifice volcanique au sein de la caldeira d'avalanche. Cette phase, datée entre $7,34 \pm 0,13$ Ma et $7,17 \pm 0,09$ Ma, est constituée par une alternance de trois périodes éruptives explosives avec des périodes à dominante effusives. Les corrélations stratigraphiques entre le complexe conglomératique supérieur et les faciès de construction du cône suggèrent que les lahars sont issus en majorité du remaniement rapide des produits pyroclastiques. Comme au mont Rainier (Scott *et al.*, 1995), ce type de lahar présente une nette évolution de faciès vers l'aval en raison du comportement non-cohésif de sa matrice silto-sableuse. A l'instar des « dépôts volcano-sédimentaires », la genèse du complexe conglomératique supérieur est temporellement liée au remplissage sectoriel de la vaste dépression laissée par l'avalanche de débris. Cette formation est donc diachrone à l'échelle du massif.

Les exemples actuels de remplissage d'une dépression volcano-tectonique à la suite d'une déstabilisation de flanc sont nombreux (Robin, 1994 ; Calvari *et al.*, 1998 ; Leyrit, 2000). Ce remplissage est plus ou moins rapide selon le taux de production magmatique des volcans et la taille de la dépression. Certains volcans comme le Paríacota au Chili (Francis, 1993) ont leur caldeira masquée par un nouveau cône construit en moins de 15 ka. Pour estimer le taux de production magmatique lors de la reconstruction du cône, il est nécessaire de localiser au mieux l'extension géographique du talus volcanoclastique. La meilleure limite d'extension vers le nord passe par la ligne de crête entre les vallées du Mars et de la Petite Rhue. De fait, elle se situe dans le prolongement du mur septentrional de la caldeira (Ouest du Puy Mary) et coïncide avec la brusque variation des directions d'écoulement (fig. 8). L'existence de

deux talus volcanoclastiques juxtaposés et diachrones pourrait également expliquer les variations sédimentologiques observées entre les vallées du Mars et de la Petite Rhue, plus particulièrement la distance à partir de laquelle les coulées de débris se transforment en coulées hyperconcentrées. La limite d'extension méridionale est moins bien localisée. Elle se situe dans le prolongement du mur de la caldeira localisé au nord du Piquet selon une direction grossièrement est-ouest et passe par la vallée de l'Aspre. Le volume conservé au sein du talus volcanoclastique du secteur nord-ouest après l'avalanche de débris est estimé à 21 km^3 et le volume des produits effusifs est de l'ordre de 2 km^3 .

Ces produits se sont mis en place durant un intervalle inférieur à 390 ka ($7,47$ à $7,08$ Ma), soit un taux moyen minimum de $0,06 \text{ km}^3/\text{ka}$. Un tel taux peut sembler faible mais il s'agit d'un minimum et il est concordant avec les taux de construction des stratovolcans andésitiques, souvent de l'ordre de $0,05$ à $0,3 \text{ km}^3/\text{ka}$ (Davidson et De Silva, 2000).

Remerciements

L'interprétation dynamique et volcanologique du Cantal repose sur une cartographie détaillée au 1/25 000 de la feuille Murat à laquelle ont participé plusieurs élèves de l'IGAL : V. Baudoin, F. Binet, A. Cailleau, G. Durance, G. Freour, A. Jamet, Y. Larger, C. Legendre, A. Saraceni, W. Vannier. L'interprétation volcanologique a aussi bénéficié des données et de discussions avec G. Boudon, J.L. Bourdier, J.M. Cantagrel, A. de Goër, D. Huguet, G. Lerouge, J.L. Schneider, M. Tegvey, J.C. Thouret et N. Vatin-Pérignon.

Nous remercions chaleureusement Ph. Bouysse et R. Maury pour leurs critiques constructives du manuscrit.

Références

- Arnaud N., Leyrit H., Jamet A., Binet F. (1999) - Les formations épi-volcanoclastiques du Cantal Miocène : cas du piémont au nord-ouest du stratovolcan. *Doc. BRGM*, **291**, 7-8.
- Arnaud N., Leyrit H., Saraceni A., Jamet A., Binet F., Vannier W., Freour G. (2000) - Les dépôts de lahars du Cantal. *Bull. Liaison Soc. fr. Minéral. Cristal.*, vol. **12**, 16-17.
- Arnaud N. (2000) - Les dépôts de lahars dans le stratovolcan du Cantal (France). Essai de caractérisation pétrographique et sédimentologique des dépôts dans les vallées des Petites Rhues, de la Véronne, du Marin et du Mars. Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, **125**, Cergy-Pontoise, 239 p.

- Baubron J.C., Demange J. (1977) - Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du stratovolcan du Cantal (Massif central français). Méthode potassium-argon. Implications volcanologiques. Rapport BRGM 77 SGN 268 MGA/GTH, inédit.
- Binet F. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Mars (France). Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, **81**, Cergy-Pontoise, 138 p.
- Bonnet-Staub I. (1998) - Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes Françaises, contribution à la maîtrise du risque. Thèse de l'École des Mines de Paris, 237 p.
- Bourdier J.L., Goër de Herve A. (de), Rançon J.P., Vincent P.M. (1989) - Volumineux dépôts d'avalanches de débris sur les versants sud et ouest du massif du Cantal. Implications stratigraphiques et volcano-structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, 2127-2133.
- Brousse R., Cornen G., Cornette Y., Dantier M., Deruelle B., J., Lambert A., Lebouteiller F., Le Garrev M.J., Manceau M., Maury R., Moncyron N., Mori M., Thonon P., Varet J. (1972) - Carte géologique 50 000^e et notice, Riomès Montagnes, BRGM, *Serv. Géol. Nat.*, Orléans
- Brousse R., Bellon H., Benhamou G., de Peyronnet P., de Saint Ours P., Gibert J.P., Gillot P.Y., Guerin H.M., JOURDAN A., Larroque P., Lefevre C., Niel M., Pesme M. F., Talbot R., Tempier P., Veyret Y. (1977) - Carte géologique 50 000^e et notice, Pleaux, BRGM, *Serv. Géol. Nat.*, Orléans
- Brousse R., Auge T., Bardintzeff J.M., Boursier H., Daviaud Girard D., Lambert A., LE Garrec M.J., Macherey C., Marabal A.M., Pichon R., Rançon J.P., Silvain C., Thonon P., Traineau H., Varet J. (1989) - Carte géologique 50 000^e et notice, Mauriac, BRGM, *Serv. Géol. Nat.*, Orléans
- Calvari S., Tanner L.H., Gropelli G. (1998) - Debris avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **87**, 193-209.
- Cantagrel J.M. (1995) - Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque : vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif Central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, **3**, 285-293.
- Cronin J.S., Neall V.E., Lecointre J.A., Palmer A.S. (1997) - Changes in Whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **76**, 47-61.
- Davidson J., De Silva S. (2000) - Composite Volcanoes. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H. & Stix J. (Eds), "Encyclopedia of Volcanoes". Academic Press, New York, 663-681.
- Durance G., Vannier W., Binet F., Leyrit H. (1996) - Valeurs stratigraphique et chronologique des niveaux volcano-sédimentaires du strato-volcan cantalien. Réun. Sci. Terre, Orléans, p. 75.
- Francis P. (1993) - Volcanoes. A planetary perspective. Ed. Clarendon Press, 443 p.
- Freour G. (1998) - Modèle d'évolution volcano-structural du Cantal : rôle et répartition des déstabilisations de flancs de volcans en zone proximale (Cantal, France). Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, **89**, Cergy-Pontoise, 2 tomes, I :101 p., II, 73 p.
- Freour G., Leyrit H., Nehlig P. (1998) - Six déstabilisations en masse du stratovolcan cantalien (Massif central, France). Réun. Sci. Terre, Brest, p. 116.
- Inman D.L. (1952) - Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sedim. Petrol.* **22**, 125-145.
- Jamet A. (1999) - Le piémont occidental du stratovolcan du Cantal (France). Sédimentologie, pétrographie et lithostratigraphie des formations épi-volcanoclastiques. Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, **114**, Cergy-Pontoise, 138 p.
- Lavigne F., Thouret J.C., Voight B., Suwa H., Sumaryono A. (2000) - Lahars at Merapi volcano, Central Java : an overview. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **100**, 423-456.
- Leyrit H. (2000) - Flank collapse and debris avalanches: a review. In Leyrit H. and Montenat C. (Eds), "Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments". Gordon and Breach Publisher Science, Amsterdam, 111-129.
- Leyrit H., Arnaud N., Freour G., Nehlig P. (1999) - Debris avalanches and lahars in the Cantal stratovolcano (France) : characteristics and relationships. EUG X, Strasbourg, J. Confer. 4, p. 321.
- Major J.J., Voight B. (1986) - Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *J. Sedim. Petrol.* **56**, 691-705.
- Major J.J., Janda R.J., Daag A.S. (1995) - Watershed disturbance and lahars on the East Side of Mount Pinatubo During the mid-June 1991 Eruptions. In : Newhall C.G. & Punongbayan R.S. (Eds), "Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines". Washington Press, New York, 895-919.
- Miall A.D. (1996) - The geology of fluvial deposits. Sedimentary Faciès, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 565 p.
- Nehlig P., Arnaud N., Baudoin V., Binet F., Boudon G., Dardon A., Demange J., Durance G., Fontaine-Vive M., Freour G., De Goër A., Jamet A., Legendre Ch., Leyrit H., Maurizot Blanc Ch., Michon L., Milesi J.P., Pilet S., Vatin Perignon N., Vannier W., Watelet P. (2001a) - Carte géologique de Murat au 1/50 000, BRGM Ed. Orléans, sous presse.
- Nehlig H., Freour G., Huguet D., Leyrit H., Roger J., Roig J.Y., Thieblemont D., Vidal N. (1999) - Histoire géologique simplifiée du volcan du Cantal (France). *Doc. BRGM* **291**, 49-78.
- Nehlig H., Freour G., Huguet D., Leyrit H., Roger J., Roig J.Y., Thieblemont D., Vidal N. (2001b) - Notice de la carte géologique de Murat au 1/50 000. BRGM Ed. Orléans, sous presse.
- Niel M. (1965) - Contributions à la géologie du Cantal. La vallée de la Maronne aux environs de Salers. *Revue Haute-Auvergne*, Aurillac, t. **39**, 441-480.
- Reubi O., Hernandez J. (2000) - Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal volcano, France) : evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 271-286.
- Robin C. (1994) - Les stratovolcans andésitiques. In Bourdier J.L. (Ed), « Le Volcanisme, manuels et méthodes ». BRGM Ed., Orléans, 211-221.
- Schneider J.L., Fischer V.R. (1998) - Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches : evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **83**, 141-165.

Scott K.M., Vallance J.W., Pringle P.T. (1995) - Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier. Washington. U.S.G.S. prof. paper, **1547**, 56 p.

Thouret J.C., Lavigne F. (2000) - Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. *In* Leyrit H. and Montenat C. (Eds), "Volcanoclastic rocks, from magmas to sediments". Gordon and Breach Publisher Science, Amsterdam, 151-174.

Vallance J.W. (2000) - Lahars. *In* Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H. and Stix J. (Eds), "Encyclopedia of Volcanoes". Academic Press, New-York, 601-616.

Vannier W. (1998) - Contribution à la géologie du Cantal : les hautes vallées de l'Aspre, de la Bertrande et du Rat (Cantal, France). Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, **98**, Cergy-Pontoise, 156 p.

Vidal N. (1998) - Les avalanches de débris volcaniques : description des dépôts et nouveau modèle de déstabilisation de flanc à partir de l'exemple du stratovolcan du Cantal (Massif central, France) : modélisation analogique et numérique. Thèse de l'Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand), **201**, 180 p.