

Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. [Collapse of erosional relief in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France.]

Nathalie Vidal, Alain De Goër De Hervé, Guy Camus

Citer ce document / Cite this document :

Vidal Nathalie, De Goër De Hervé Alain, Camus Guy. Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. [Collapse of erosional relief in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France.]. In: Quaternaire, vol. 7, n°2-3, 1996. pp. 117-127;

doi : <https://doi.org/10.3406/quate.1996.2065>

https://www.persee.fr/doc/quate_1142-2904_1996_num_7_2_2065

Fichier pdf généré le 19/04/2018

Abstract

Volcanic products are generally deposited in topographical lows and are eroded in inverted relief. The structures formed have often well defined contacts with their surrounding rocks: e.g. vertical contact (volcanic pipe, cut-and-fill structure), or horizontal contact (lava flows, pyroclastic or mud flow deposition) and thus are potentially unstable and susceptible to landslides and gravitational collapse. The instability can be further emphasized if the structure formed lies on, or next to, a ductile, water saturated substratum (marl, clay, altered pyroclastic deposits), or tectonic (seismic) activity occurs. Evidence of both these analogies are difficult to detect in the resulting deposit. Within the Massif Central, France, many examples are illustrated indicating different scenarios:

(1) Slow landslide followed by gravitational collapse (rapid phase and catastrophic deposition), linked to vertical contacts:

- vertical wall (contact between two different formations) and clayey bedrock, e.g. Pardines (near Issoire),
- volcanic pipe, fractured country rock and ductile underlying substratum, e.g. Dent du Marais (Monts Dore), Châteaugay (Limagne),

(2) Simple mass movement with incorporation of volcanic products, favoured by:

- clayey substratum, with gentle slope, e.g. Murol (Monts Dore),
- clayey substratum, with steep slope, e.g. Montfoulhoux (Limagne),
- brittle and altered pyroclastic deposits, e.g. Montagne de la Plate (Monts Dore),
- clayey substratum horizontal contact (lava flow - bedrock) triggered by weight of overlying formations and aquiferous horizon, e.g. Gergovie (near Clermont-Ferrand).

Debris avalanches associated with landslide events have the same morphological and textural characteristics as volcanic debris avalanches («hummocky» surface) and produce «chaotically mixed» deposits. However, these debris avalanches travel short distances and therefore do not develop matrix dominated facies, unlike their volcanic debris avalanche counterparts.

In the Limagne rift, some volcanic edifices are constructed on a ductile «soap-like-layer» substratum. Evidence of slow moving landslide can be seen, and given their position, close to an urban built-area, observation should be maintained as these landslides could evolve, instantaneously, into debris avalanches.

Résumé

L'activité volcanique engendre des produits et des structures qui, par leur résistance à l'érosion, sont fréquemment placés en inversion de relief (necks, mesas). Ces formations présentent avec leur encaissant des contacts francs, verticaux (parois de diatrèmes, emboîtement de coulées), ou horizontaux (base des coulées laviques, pyroclastiques ou boueuses). Elles sont donc potentiellement instables, et sensibles aux glissements et écroulements gravitaires. Cette instabilité est accentuée par la présence d'un substratum ductile, souvent gorgé d'eau (marnes, argiles, pyroclastites altérées), ou par des phénomènes tectoniques (sismiques?) difficilement identifiables a posteriori. Divers exemples pris dans le Massif central français illustrent des cas de figure variés:

(1) Dans certains cas, un glissement lent est suivi d'un effondrement brutal (mise en place catastrophique), lié à des phénomènes gravitaires sur un substratum argileux, et facilité par des contacts verticaux : dispositif d'emboîtement (Pardines); paroi de diatrème, avec fracturation des terrains encaissants (Dent du Marais, Châteaugay).

(2) Ailleurs, un simple glissement en masse de terrain, affectant ou incorporant des matériaux volcaniques, est favorisé par un substratum argileux (Murol, Montfoulhoux); ou par une altération intense de produits pyroclastiques (Montagne de la Plate); ou déterminé par l'installation d'un horizon phréatique sous une coulée basaltique (Gergovie).

Dans tous les cas, les avalanches de débris qui en résultent présentent les mêmes caractères morphologiques (surface à «hummocks») et texturaux que celles produites lors d'événements éruptifs, et donnent des dépôts très brassés. Toutefois, elles n'évoluent pas jusqu'au "faciès à matrice dominante", en raison de leur courte distance de transport, et de la faible fragmentation des blocs, non soumis à une décompression importante préalablement à leur mise en place. Les coefficients apparents de friction H/L (dénivelée / distance parcourue) sont comparables à ceux des avalanches de débris syn-éruptives.

«couche-savon», présentent des versants très bosselés témoignant de glissements lents. Dans les zones urbanisées, ces buttes doivent être surveillées, en raison de la possibilité d'une évolution instantanée de ces glissements de terrain en avalanches de débris.

DÉSTABILISATION DE RELIEFS D'ÉROSION EN TERRAIN VOLCANIQUE EXEMPLES PRIS DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Nathalie VIDAL*, Alain de GOËR de HERVE*, Guy CAMUS*

RÉSUMÉ

L'activité volcanique engendre des produits et des structures qui, par leur résistance à l'érosion, sont fréquemment placés en inversion de relief (necks, mesas). Ces formations présentent avec leur encaissant des contacts francs, verticaux (parois de diatrèmes, emboîtement de coulées), ou horizontaux (base des coulées laviques, pyroclastiques ou boueuses). Elles sont donc potentiellement instables, et sensibles aux glissements et écroulements gravitaires. Cette instabilité est accentuée par la présence d'un substratum ductile, souvent gorgé d'eau (marnes, argiles, pyroclastites altérées), ou par des phénomènes tectoniques (sismiques?) difficilement identifiables *a posteriori*. Divers exemples pris dans le Massif central français illustrent des cas de figure variés:

(1) Dans certains cas, un glissement lent est suivi d'un effondrement brutal (mise en place catastrophique), lié à des phénomènes gravitaires sur un substratum argileux, et facilité par des contacts verticaux : dispositif d'emboîtement (Pardines); paroi de diatrème, avec fracturation des terrains encaissants (Dent du Marais, Châteaugay).

(2) Ailleurs, un simple glissement en masse de terrain, affectant ou incorporant des matériaux volcaniques, est favorisé par un substratum argileux (Murol, Montfoulhoux); ou par une altération intense de produits pyroclastiques (Montagne de la Plate); ou déterminé par l'installation d'un horizon phréatique sous une coulée basaltique (Gergovie).

Dans tous les cas, les avalanches de débris qui en résultent présentent les mêmes caractères morphologiques (surface à «hummocks») et texturaux que celles produites lors d'événements éruptifs, et donnent des dépôts très brassés. Toutefois, elles n'évoluent pas jusqu'au «faciès à matrice dominante», en raison de leur courte distance de transport, et de la faible fragmentation des blocs, non soumis à une décompression importante préalablement à leur mise en place. Les coefficients apparents de friction H/L (dénivelée / distance parcourue) sont comparables à ceux des avalanches de débris syn-éruptives.

En Limagne, certaines buttes volcaniques, reposant sur un substratum ductile assimilable à une «couche-savon», présentent des versants très bosselés témoignant de glissements lents. Dans les zones urbanisées, ces buttes doivent être surveillées, en raison de la possibilité d'une évolution instantanée de ces glissements de terrain en avalanches de débris.

Mots-clés: Avalanche de débris, glissement de terrain, volcanique (relief d'érosion), Monts Dore, Limagne.

ABSTRACT

COLLAPSE OF EROSIONAL RELIEF IN VOLCANIC TERRAINS. EXAMPLES FROM THE MASSIF CENTRAL, FRANCE.

Volcanic products are generally deposited in topographical lows and are eroded in inverted relief. The structures formed have often well defined contacts with their surrounding rocks: e.g. vertical contact (volcanic pipe, cut-and-fill structure), or horizontal contact (lava flows, pyroclastic or mud flow deposition) and thus are potentially unstable and susceptible to landslides and gravitational collapse. The instability can be further emphasized if the structure formed lies on, or next to, a ductile, water saturated substratum (marl, clay, altered pyroclastic deposits), or tectonic (seismic) activity occurs. Evidence of both these analogies are difficult to detect in the resulting deposit. Within the Massif Central, France, many examples are illustrated indicating different scenarios:

(1) Slow landslide followed by gravitational collapse (rapid phase and catastrophic deposition), linked to vertical contacts:

- vertical wall (contact between two different formations) and clayey bedrock, e.g. Pardines (near Issoire),
- volcanic pipe, fractured country rock and ductile underlying substratum, e.g. Dent du Marais (Monts Dore), Châteaugay (Limagne),

(2) Simple mass movement with incorporation of volcanic products, favoured by:

- clayey substratum, with gentle slope, e.g. Murol (Monts Dore),
- clayey substratum, with steep slope, e.g. Montfoulhoux (Limagne),
- brittle and altered pyroclastic deposits, e.g. Montagne de la Plate (Monts Dore),
- clayey substratum horizontal contact (lava flow - bedrock) triggered by weight of overlying formations and aquiferous horizon, e.g. Gergovie (near Clermont-Ferrand).

Debris avalanches associated with landslide events have the same morphological and textural characteristics as volcanic debris avalanches («hummocky» surface) and produce «chaotically mixed» deposits. However, these debris avalanches travel short distances and therefore do not develop matrix dominated facies, unlike their volcanic debris avalanche counterparts.

In the Limagne rift, some volcanic edifices are constructed on a ductile «soap-like-layer» substratum. Evidence of slow moving landslide can be seen, and given their position, close to an urban built-area, observation should be maintained as these landslides could evolve, instantaneously, into debris avalanches.

1 - INTRODUCTION

Les avalanches de débris sont communes en contexte volcanique, du fait de l'instabilité des versants et des processus intrusifs qui affectent les édifices; elles sont caractérisées par la déstabilisation brutale d'un secteur plus ou moins vaste d'un édifice en cours d'activité. On a pris conscience de l'importance du phénomène lors de l'éruption du Mont Saint Helens, dans la Chaîne des Cascades (Washington, Etats-Unis, 1980), et par la suite interprété comme dépôts d'avalanches de débris nombre de formations géologiques jusqu'alors mal comprises. En milieu aérien, elles n'excèdent pas, en général, quelques km³ à quelques dizaines de km³. L'effondrement entaille l'édifice selon une forme en U caractéristique: on parle de "caldera d'avalanche" (Siebert, 1984) ou de «caldera en fer à cheval».

Les avalanches de débris se caractérisent à l'amont par la présence de mégablocs, larges panneaux déformés et fracturés pouvant atteindre des tailles considérables: jusqu'à quelques centaines de mètres de grand axe. Certains de ces blocs conservent intacte la stratification initiale de l'édifice volcanique, car ils subissent essentiellement un transport laminaire. La surface topographique bosselée, en "hummocks", constitue une caractéristique des avalanches de débris. Dans la partie proximale du dépôt, chaque hummock est une butte pouvant atteindre une hauteur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, formée d'un ou plusieurs mégablocs en général intensément fracturés en puzzle ("jigsaw cracks"). Les blocs sont emballés dans une matrice, pour partie faite de matériaux volcaniques incohérents (pyroclastites), et pour partie résultant de la fragmentation progressive des blocs. La proportion de matrice augmente donc au fur et à mesure de la progression de l'avalanche, et devient dominante dans le dépôt distal. Les mégablocs ayant été fragmentés ou déposés précocement, la mobilité de l'avalanche augmente d'amont en aval. Au stade final, la matrice peut encore contenir quelques blocs décimétriques à métriques.

On distingue donc communément deux faciès dans un dépôt d'avalanche de débris:

- un faciès à blocs dominants, proximal («block facies»), caractérisé par la présence de panneaux plus ou moins cohérents du volcan initial, décimétriques à hectométriques, parfois kilométriques, qui arment un essaim de buttes et collines ("hummocks"); ces hummocks proximaux revêtent en général des formes de crêtes allongées dans le sens de l'écoulement.

- un faciès à matrice dominante, distal («matrix facies»), que l'on peut retrouver en placage sur les buttes ou dans les dépressions qui les séparent. Cette formation est composée d'un mélange de plus en plus homogénéisé de fragments de même nature que les blocs, et de matériaux arrachés aux formations sous-jacentes lors du passage de l'avalanche. Ce faciès peut aussi présenter une surface à «hummocks», de forme conique, dont l'origine est mal comprise.

Nous avons constaté que dans ce même contexte volca-

nique, des glissements lents de terrain, très largement post-éruptifs et indépendants de toute activité magmatique, peuvent évoluer brutalement en avalanches de débris. Dans une certaine mesure, les dépôts liés à ces mises en place catastrophiques présentent des analogies avec les avalanches de débris synéruptives. Nous avons tenté de préciser cette notion à partir d'exemples choisis dans le Massif central français (fig. 1), par la description de leur contexte géologique, celle des dépôts résultants, et le calcul de paramètres propres aux avalanches de débris (coefficient apparent de friction, trajet excessif).

Dans ce qui suit, nous entendrons par «avalanche de débris» un écoulement rapide, granulaire et inerte, résultant d'un glissement de terrain de grand volume (Pierson et Costa, 1987), et par «coulée de débris» un écoulement de sédiments et de fluide (eau) qui présente une cohésion interne ou résistance au cisaillement (Smith et Lowe, 1991). L'incorporation progressive d'eau dans une avalanche de débris pendant sa mise en place peut lui conférer à terme un caractère de coulée de débris (fig. 9). Les lahars, avec leur grande variété d'origines et de modes de mise en place, constituent le type le plus commun de coulée de débris.

2 - GLISSEMENTS AVEC EFFONDEMENTS INITIAUX

2.1 - EFFONDREMENT DE PAROI LE LONG D'UN CONTACT D'EMBOÎTEMENT

Pardines (Limagne d'Issoire) (fig. 2)

En 1733, un glissement de terrain, a enseveli en une journée le village de Pardines, 5 km à l'ouest d'Issoire (Le Grand d'Aussy, 1788):

"Au pied des masses basaltiques, en descendant vers le vallon de Meillaux, était une fontaine qui servait en même temps d'abreuvoir et qui en portait le nom. En 1713, elle tarit tout-à-coup. On n'a pu deviner la cause de cet événement, mais c'est à lui qu'on attribue la catastrophe de Pardines, et en effet, il se pourrait que les eaux arrêtées dans leur cours par une cause quelconque, se fussent portées à l'Ouest vers le village et qu'en minant les terres sur leur passage, elles aient enlevé à la masse supérieure les fondements, et préparé la chute.

... Peu de temps après l'époque où la fontaine cessa de couler, on s'aperçut que le terrain des environs perdait de son aplomb, et que les maisons se lézardaient. D'année en année, le mal s'accrut. Enfin, le 22 juin 1733, un orage affreux ayant achevé de détrempier les terres, le lendemain soir, à neuf heures, l'éboulement commença. A cet instant de la journée, la plus grande partie des habitants eût dû être écrasée sous ses toits, mais par le plus grand des hasards personne ne se trouva chez soi: c'était la veille de la Saint-Jean, on faisait en ce moment, à l'autre extrémité du village, le feu-de-joie.

... Un fait qui m'a été garanti également, mais auquel j'ajouterais plus de foi, c'est qu'après l'éboulement, la terre qui restait à découvert, parut délayée par l'eau et

* Université Blaise Pascal, URA 10 et URA 1562 CNRS, et Centre de Recherches Volcanologiques, Département de Géologie, 5 rue Kessler, 63038 CLERMONT-FERRAND Cedex.

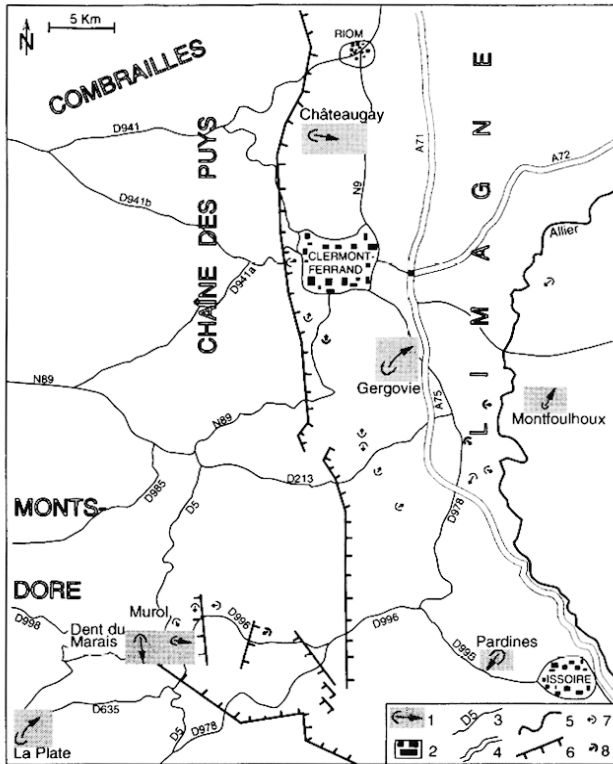


Fig. 1: Localisation des secteurs étudiés. 1 - Secteurs étudiés; 2 - Villes; 3 - Routes principales; 4 - Autoroute; 5 - Cours d'eau; 6 - Failles; 7 - Glissements de terrains anciens; 8 - Glissements de terrains récents (XVIIIème-XXème siècle).
Fig. 1: Location of studies areas. 1 - Studied areas; 2 - Towns; 3 - Principal roads; 4 - Motorway; 5 - Streams; 6 - Faults; 7 - Ancient landslides; 8 - Recent landslides (18th-20th century).

détremée comme du mortier. En quelques endroits, cette eau était même assez abondante pour former des sortes de mares; dans d'autres, où la pente se prêtait à sa chute, elle coulait en sources. Je ne doute point que la pluie qui avait eu lieu la veille de l'événement n'ait accru le réservoir, mais certainement elle n'avait point suffi pour le former, et sans doute, il ne fut dû qu'à cette source supprimée, qui s'étant jetée de ce côté-là, finit par en changer totalement la face.

... L'éboulement total dura 4 jours entiers, il ne cessa que quand les terres supérieures eurent acquis l'assiette qui leur était nécessaire pour se soutenir par elles-mêmes...

Le plateau de Pardines (fig. 2) est déterminé par une coulée de basalte pliocène (4,2 Ma) issue du Cézalier. Le long de cette coulée s'emboîte une puissante formation conglomératique âgée de 2,4 à 2 Ma, mise en place dans une vallée plus récente, et connue sous le nom de "lahars de Perrier", mais actuellement réinterprétée comme faciès distal d'avalanches de débris résultant d'éruptions dans les Monts Dore. La coulée basaltique et la formation "laharique" recouvrent les alluvions d'un paléocours de l'Allier, qui reposent elles-mêmes sur les sédiments oligocènes argilo-sableux et marno-calcaires. Coulées et "lahars" sont en inversion de relief d'une centaine de mètres par rapport à l'actuelle Couze Pavin.

Le glissement de 1733 a affecté le flanc sud-ouest du plateau selon la direction de plus grande pente, avant de s'infléchir vers le sud. L'ensemble est parti brusquement après une phase préparatoire de glissement lent, étalée sur 20 ans. Au contact, sub-vertical, entre la formation "laharique" et le basalte, on peut observer une niche d'arrachement en demi-cercle d'un diamètre de 400 m, qui ma-

nifeste le point de départ du glissement. Des panneaux de matériel "laharique" se sont désolidarisés à partir de ce contact. Ces grosses masses ont subi un faible transport horizontal et se sont immobilisées et concentrées à quelques dizaines, voire quelques centaines de mètres du point de départ. Au niveau de la paroi dégagée, à la fin de l'événement, des pans de coulée ont basculé et ont, pour certains, subi un transport très faible. Au fur et à mesure de leur progression, les mégablocs "lahariques" diminuent de taille, et la proportion de matrice augmente. Sur la D996, au niveau du point coté 484, on trouve une formation très brassée, sans gros bloc (ébauche d'un "matrix facies").

Le dépôt du glissement de Pardines montre des similitudes avec les produits d'avalanches de débris éruptives (similitudes d'autant plus marquées ici que l'essentiel du matériel est précisément emprunté à une ancienne avalanche de ce type, depuis longtemps consolidée). Les grands panneaux déterminent une surface à hummocks, mais ne montrent pas de fracturation en puzzle, probablement du fait d'un trop faible transport et de la nature du matériau. Ces panneaux ont été déplacés sur une courte distance

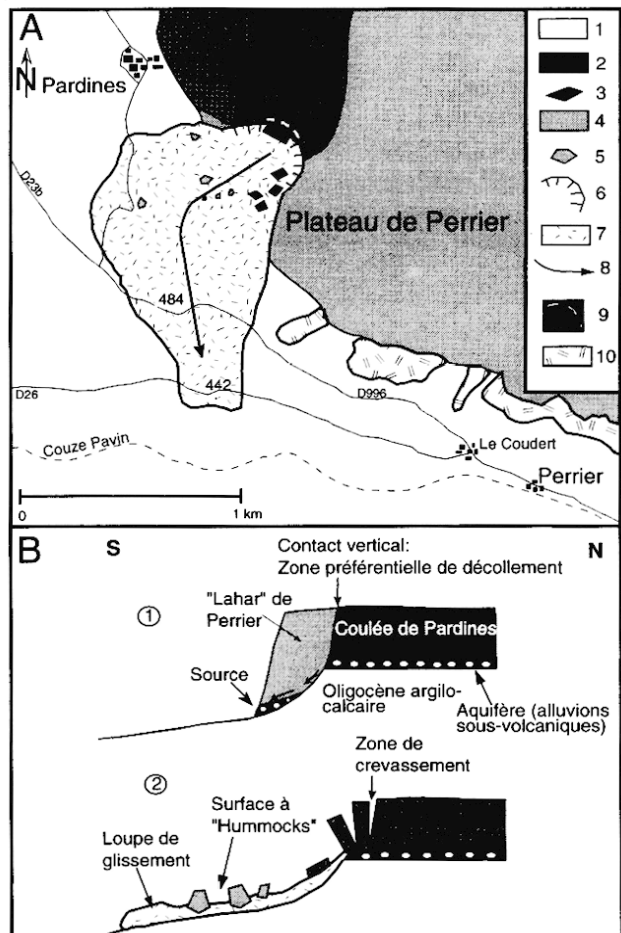


Fig. 2: Carte schématique (A) et déroulement (B) du glissement de Pardines. 1 - Oligocène; 2 - Coulée du plateau de Pardines; 3 - Panneaux de basalte basculés; 4 - "Lahar" de Perrier; 5 - Panneaux de "lahar" transportés; 6 - Niche d'arrachement; 7 - Glissement de Pardines; 8 - Direction du glissement; 9 - Panneaux de basalte se détachant de la paroi; 10 - Autres écroulements.

Fig. 2: Schematic map (A) and development (B) of Pardines landslide. 1 - Oligocene; 2 - Lava flow of Pardines plateau; 3 - Fallen blocks of lava flow; 4 - "Lahars" of Perrier; 5 - Transported blocks of "lahars"; 6 - Scar; 7 - Pardines landslide; 8 - Direction of landslide; 9 - Basaltic blocks detaching from the wall; 10 - Other collapse.

dans une matrice de plus en plus importante et diluée, laissant sur place les plus gros blocs. Ainsi s'explique leur concentration dans la partie amont du dépôt. La matrice a continué à s'étaler jusqu'à 1200 m du point de départ.

L'effondrement a été favorisé par la présence d'une grande quantité d'eau, piégée dans les alluvions sous-basaltiques, probablement par suite d'une ébauche de glissement, et qui aurait détrempé l'Oligocène sous-jacent (Ly, 1982). La catastrophe a été préparée par une mise en mouvement lente, puis l'ensemble est parti brutalement, favorisé à la fois par la pente, par une "couche savon" sédimentaire saturée, et par la contrainte due au poids des formations supérieures (coulée basaltique et surtout "lahars"). Mais c'est surtout sa position en inversion de relief et son contact d'emboîtement avec la coulée qui a permis au "lahar" de se désolidariser du basalte du plateau. Celui-ci ne s'est écroulé qu'en dernier ressort, lorsqu'il s'est trouvé décomprimé par le départ du "lahar" qui s'appuyait contre lui, mais il ne participe pas directement à l'avalanche de débris.

2.2 - EFFONDREMENT DE PAROI LE LONG D'UNE CHEMINÉE (DIATRÈME)

2.2.1 - La Dent du Marais (près de Murol, Monts Dore) (fig 3)

La Dent du Marais (ou Saut de la Pucelle), située en rive nord du lac Chambon, est une falaise de 90 m de haut entaillant les produits pliocènes des Monts Dore. La par-

tie ouest de cette falaise montre des tufs basaltiques lités constituant le diatrème, à paroi verticale, de la Dent du Marais (Besson, 1978). Les parties septentrionale et orientale montrent les restes d'un dôme trachytique, et un ensemble horizontal de coulées basaltiques antérieures, reposant sur les argiles graveleuses oligocènes. C'est dans cette série que s'est mis en place le diatrème, dont le flanc oriental et une partie de son encaissant, dégagés par l'érosion le long de la Couze Chambon, se sont effondrés en engendrant un glissement de terrain long de 1600 m (Lecoq, 1867; Kieffer, 1962). La surface de la langue de glissement est très chaotique, et caractérisée par la présence de nombreuses buttes de cinérites associées à des tufs lités. Cette surface bosselée est observable jusque dans le lac Chambon, où elle détermine deux îlots. Ce glissement est donc une véritable avalanche de débris, avec une morphologie à hummocks caractéristique.

Au milieu de la vallée de la Couze, l'édification du volcan récent du Tartaret (12500 a BP, Macaire *et al.*, 1992) a créé un premier lac de barrage (lac du Tartaret). La rupture partielle de ce barrage a entraîné la vidange du lac à 8500 a BP. L'effondrement de la paroi du diatrème de la Dent du Marais, et le glissement associé, datés à 2600 a BP, ont créé l'actuel lac Chambon. Le glissement de la Dent du Marais correspond à la mise en place instantanée de 7.10^6 m³ de matériaux (Macaire *et al.*, 1994).

Nous avons pu observer les dépôts de l'avalanche à la faveur de travaux de terrassement effectués près de son bord occidental (fig. 3, point A). Dans cette coupe, d'une quinzaine de mètres de haut, on retrouve des bancs de

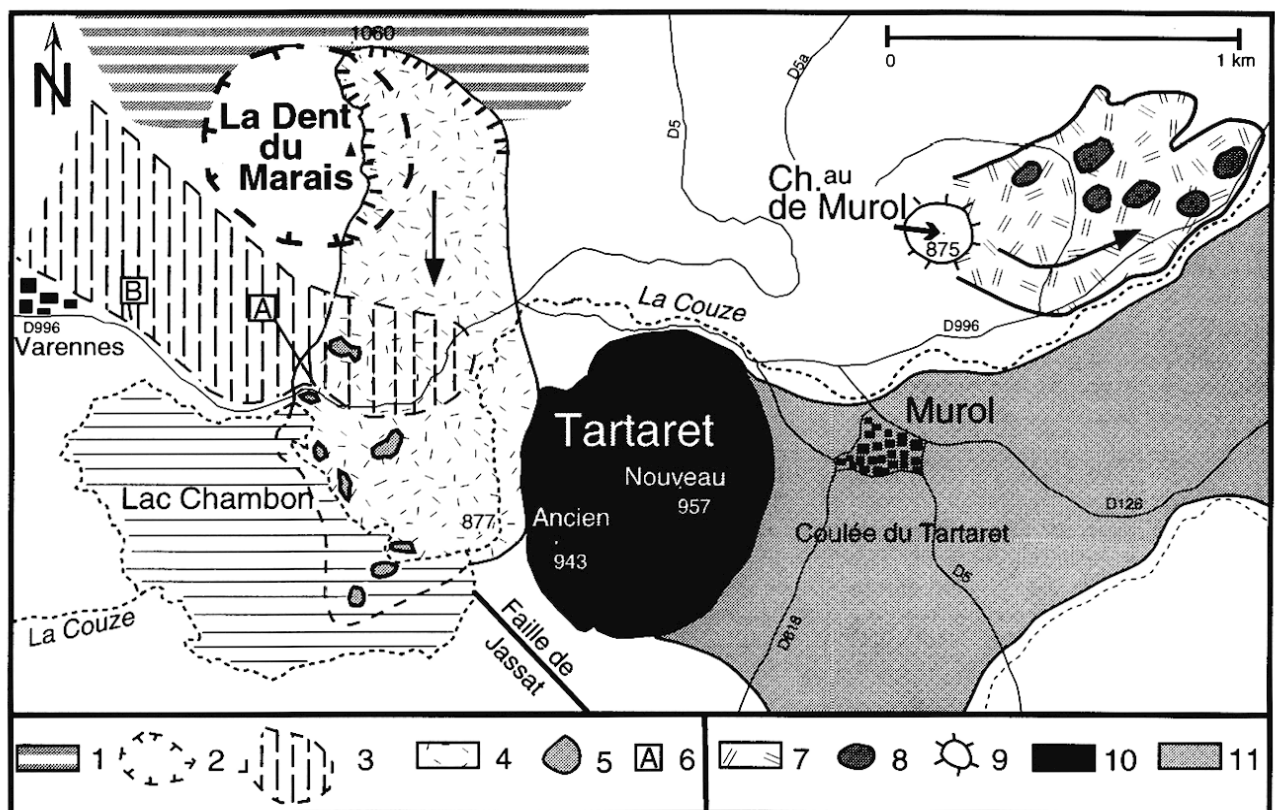


Fig. 3: Carte schématique de la région de Murol. 1 - Ensemble de laves massives pliocènes (coulées basaltiques + dôme trachytique); 2 - La Dent du Marais volcanic pipe; 3 - Possible initial location of the Fontemille debris avalanche (1 Ma); 4 - La Dent du Marais landslide (2500 a BP); 5 - Hummocks; 6 - Observation point; 7 - Landslide of Murol castle hill; 8 - Basaltic hummocks; 9 - Murol castle neck (or residual hill); 10 - Scoria cone; 11 - Basaltic lava flow (12 500 a BP).

Fig. 3: Schematic map of Murol region. 1 - Group of massive pliocene lava (basaltic lava flow + trachytic dome); 2 - La Dent du Marais volcanic pipe; 3 - Possible initial location of the Fontemille debris avalanche (1 Ma); 4 - La Dent du Marais landslide (2500 a BP); 5 - Hummocks; 6 - Observation point; 7 - Landslide of Murol castle hill; 8 - Basaltic hummocks; 9 - Murol castle neck (or residual hill); 10 - Scoria cone; 11 - Basaltic lava flow (12 500 a BP).

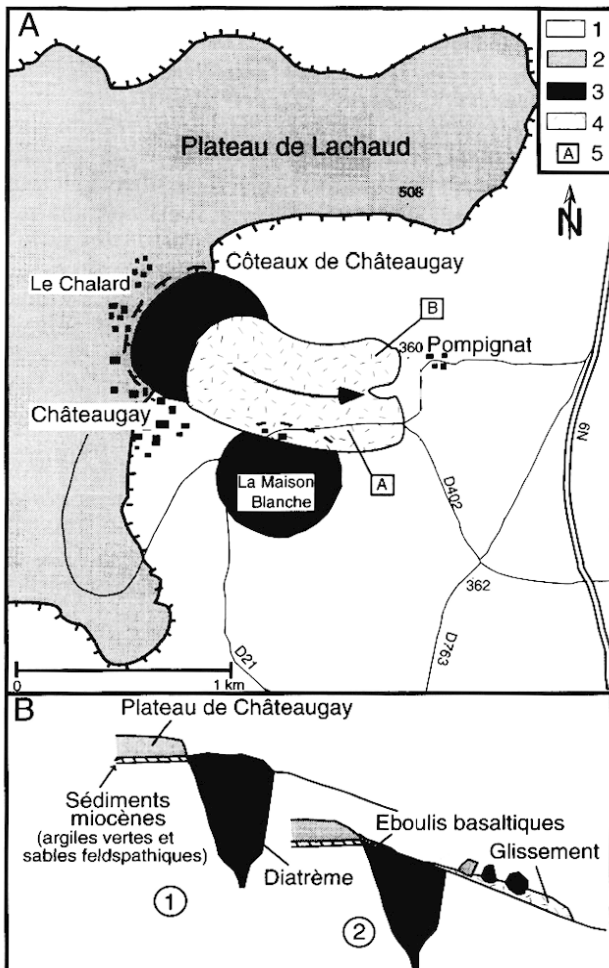


Fig. 4: Carte schématique (A) et déroulement (B) du glissement de Châteaugay. 1 - Marno-calcaires oligocènes; 2 - Basanite du plateau de Châteaugay; 3 - Pépérites en place; 4 - Glissement principal; 5 - Point d'observation.

Fig. 4: Schematic map (A) and development (B) of Châteaugay landslide. 1 - Oligocene calcareous marl; 2 - Basanite of Châteaugay plateau; 3 - In-place peperites; 4 - Main landslide; 5 - Observation point.

cinérites dans une fine matrice grisâtre. Par endroits, on note des poches d'argile noire. Au sommet, on peut voir un paquet de brèche indurée identique à celle du diatrème de la Dent du Marais. A la base, s'observent des paquets de basalte mêlés à des cinérites. L'ensemble présente des contacts très contournés, traduisant des déformations à l'état plastique. A ces matériaux, s'ajoutent un paléosol à fragments de charbon de bois, et une poche de ponces fibreuses de la «grande nappe» des Monts Dore. L'avalanche de débris contient donc des formations hétéroclites inconnues au niveau de la niche d'arrachement. On doit admettre que le glissement a repris les produits d'une avalanche de débris antérieure, synéruptive, initialement en place à cet endroit, et connue à Varennes, juste à l'amont, en rive nord du lac Chambon (point B); il s'agit probablement du faciès proximal du «lahar de Fontenille», issu du massif des Monts Dore et daté à 1 Ma (Besson, 1978; Cantagrel et Briot, 1990).

L'écroulement de la Dent du Marais est un phénomène d'effondrement d'origine structurale (paroi verticale et système très fracturé du diatrème), largement post-éruptif. Le système de failles mettant en contact le horst granitique de Varennes et le fossé oligocène de Murol (faille décrochante de Jassat, qui passe au pied du Tartaret) pourrait se prolonger jusque sous le diatrème de la Dent du

Marais. L'hypothèse du déclenchement par une activité sismique n'est pas à écarter: le système de la Dent du Marais étant fragile, il a pu suffire d'une faible secousse pour initier le phénomène. Mais une autre possibilité réside dans un affouillement des sédiments oligocènes par la Couze, ou par un ruisseau affluent prenant source au pied du diatrème; auquel cas un premier glissement aurait pu précéder l'écroulement.

Cet effondrement résulterait donc de la conjugaison de différents facteurs, dont les plus importants sont le contact vertical entre des formations de nature et de géométrie variées, reposant sur un substratum argileux, à proximité d'un accident tectonique majeur. Contrairement à ce qui a été vu à Pardines, l'écroulement de la falaise est ici un acte précoce dans le déroulement des phénomènes, car des mégablocs des roches qui en constituent la partie haute sont intégrés à l'ensemble de la langue de glissement.

2.2.2 - Châteaugay - Pompignat (Limagne de Clermont) (fig. 4)

Le plateau de Châteaugay, 8 km au nord de Clermont-Fd, est formé par une coulée de basanite miocène (16 Ma) en inversion de relief, qui repose sur le substratum oligocène de la Limagne par l'intermédiaire d'une semelle de sables feldspathiques et argiles vertes rapportées au Burdigalien. L'ensemble est recoupé par un diatrème pépéritique (cheminée volcanique remplie de tufs lités à ciment marno-calcaire, d'origine phréato-magmatique), également d'âge miocène, observable dans le quartier des caves du Chalard. Ces pépérites sont très fracturées; l'eau peut y circuler facilement et venir imprégner les terrains marneux encaissants. Par ailleurs, le fond de la carrière ouverte sur le plateau montre l'existence d'un aquifère diffus à la base de la coulée basaltique.

En contrebas oriental du plateau, un dépôt de glissement qui a, pour l'essentiel, affecté les pépérites du Chalard, est observable le long de la D402 au lieu-dit «la Maison Blanche» (fig. 4, point A), juste au nord d'un second diatrème pépéritique beaucoup plus érodé. Ce dépôt contient des blocs de lave (basanite du plateau) pouvant atteindre 2 m, et des poches d'argiles vertes miocènes, englobés dans des pépérites chaotiques brassées (Nabyl, 1990). Ses caractères sont ceux d'une avalanche de débris. En dépit de sa mise en culture, la morphologie de la langue glissée demeure marquée par une surface mamelonnée. Mais il est difficile d'en distinguer les limites latérales et d'en estimer l'étendue, car les coteaux marno-calcaires environnants sont aussi affectés de multiples petites loupes de glissement. L'extension aval est également mal connue, mais Nabyl (1990) a décrit plus au nord des affleurements de pépérites remobilisées, avec des stratifications désordonnées (point B), qui apparemment ne sont plus associées à des mégablocs. Le faciès distal se caractériserait donc par une matrice faite uniquement de pépérites remaniées.

L'événement de Châteaugay est encore lié au contexte structural. Il y a eu décollement préférentiel au contact du diatrème et de la corniche basaltique; comme à la Dent du Marais, les mégablocs écroulés de cette corniche sont incorporés à la masse déplacée. Ce glissement a peut-être aussi été facilité par un substratum marno-calcaire altéré, mais il ne lui a pas emprunté de matériaux. Par contre, la mobilité du glissement, transformé en avalanche de débris, a pu être favorisée par l'incorporation d'argiles vertes miocènes. Le dépôt se caractérise par un faciès proximal à blocs et un faciès distal à matrice dominante.

3 - GLISSEMENTS SIMPLES

3.1 - SUBSTRATUM ARGILEUX ET PENTE FAIBLE

Murol (Monts Dore) (fig. 3)

Le château-fort de Murol est assis sur un culot basaltique cerné d'éboulis, d'âge miocène inférieur (19 Ma), que l'on peut rapporter au volcanisme de la Limagne, et qui coiffe une colline constituée d'argiles graveleuses barriolées oligocènes, où s'intercalent quelques bancs marno-calcaires.

Besson (1978) avait cartographié, au pied est de la colline, le long de la D996, un lambeau de coulée basaltique long de 500 m et supposé en place. En fait, tout le versant oriental, à partir du sommet de la colline, présente une morphologie irrégulière, bosselée. Toutes les buttes recoupées par les travaux d'élargissement de la D996 ont révélé que la "coulée" n'est qu'une succession d'amas basaltiques disjoints, montrant des contacts subverticaux avec les sédiments argilo-calcaires oligocènes très perturbés, déformés et diversement redressés. L'analyse chimique du basalte d'une de ces buttes donne une composition identique à celle du culot sommital. Les affleurements ont un aspect qui rappelle le "faciès à blocs" d'un dépôt d'avalanche de débris. Ces poches de blocaille traduisent l'incorporation, lors d'un glissement en masse, de panneaux du culot basaltique qui supporte le château et des éboulis qui le cernent. Mais aucune niche d'arrachement ne se dessine au sommet de la colline.

Le glissement de Murol a parcouru une distance de 950 m, suffisante pour déterminer un dépôt chaotique, mais trop courte pour aboutir à son brassage complet. Le déclenchement du phénomène peut être attribué à la nature argileuse du substratum, qui a servi de surface de glissement. La base de la masse glissée n'est pas observable, et ses relations chronologiques avec la plaine alluviale de la Couze et la coulée basaltique tardiglaciaire du Tartaret ne sont pas connues.

Il ne s'agit là que d'un des multiples glissements qui affectent l'ensemble du versant gauche de la vallée de la Couze Chambon sur 9 km, de Varennes à Farges. Le dernier en date s'est produit peu à l'est de Farges en novembre 1976 (Besson, 1978); la langue déplacée, d'extension restreinte, y présente tous les caractères d'un "block facies" proximal d'avalanche de débris. C'est un phénomène analogue qui explique la fracturation en puzzle ("jigsaw fit") affectant les tufs de maar de Boissières (Besson, 1978). Il convient de remarquer que tout le territoire concerné se caractérise par un empilement de matériaux volcaniques pliocènes variés, reposant sur un substrat sédimentaire oligocène argilo-graveleux; les circulations d'eau souterraine s'y effectuent préférentiellement au contact des deux formations, de perméabilité très différente.

3.2 - SUBSTRATUM ARGILEUX ET PENTE FORTE

Montfoulhoux (Limagne) (fig. 5)

Le Montfoulhoux, situé en Limagne près de Saint Georges-ès-Allier, est le vestige d'un cône de scories démantelé, armé par des filons de basalte massif. Au pied nord-ouest de cette colline, une puissante coulée basaltique datée du Pléistocène inférieur (0,8 ou 1,2 Ma) a donné son nom au village qu'elle domine: La Roche Noire. Le point de sortie de cette coulée n'est pas visible. C'est Tricot (1975) qui, le premier, la rapporte au Montfoulhoux, alors qu'elle

était précédemment attribuée au puy Saint-André, certainement beaucoup plus ancien (Miocène inférieur?).

Au pied nord-est du Montfoulhoux, existe un grand lambeau de coulée basaltique, très disloqué dans sa partie haute. En remontant le versant, on peut suivre cette langue discontinue, dans laquelle est incorporé un volumineux amas de scories rouges. Au sommet, affleure le reste du cône. En redescendant le long du flanc nord, on retrouve de nombreux panneaux de lave massive et un affleurement de scories rouges à faciès de «cœur de cône». Les mégablocs de lave présentent une intense fracturation et sont très disloqués. Sur toute la pente entre Montfoulhoux et Saint-Georges, apparaissent des panneaux constitués de paquets de scories rouges soudées ou de lave massive. Une partie du cône a donc glissé sur le versant nord jusqu'à Saint-Georges-ès-Allier.

Des analyses chimiques de la coulée de la Roche Noire, des masses basaltiques disloquées du versant nord du Montfoulhoux, et des filons qui recoupent le reste du cône sommital, donnent des résultats strictement concordants (Vidal, 1994): ce sont des mélanéphélinites, suffisamment originales pour ne prêter à aucune ambiguïté. On peut donc associer la coulée de la Roche Noire et l'ensemble des formations du Montfoulhoux.

Nous avons signalé ailleurs la possibilité d'effondrement d'un cône de scories en cours d'éruption, susceptible d'engendrer une avalanche de débris (Goër *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1994; Vidal, 1994). On pouvait supposer que le cas du Montfoulhoux était à rapprocher de ce type de déstabilisation synéruptive. Or le pied de la falaise de La Roche Noire se situe à 450 m d'altitude, alors que des panneaux de scories glissés s'observent à 435 m dans le village de Saint-Georges, soit 15 m plus bas. La coulée de La Roche Noire repose sur une nappe alluviale de l'Allier. Elle fossilise le niveau de base local lors de l'éruption. Le glissement s'est donc produit alors que le versant, du côté de Saint-Georges, était déjà creusé d'au moins 15 m en contrebas de ce niveau initial.

L'événement du Montfoulhoux est donc post-éruptif. Le terrain sous-jacent est constitué d'Oligocène argilo-

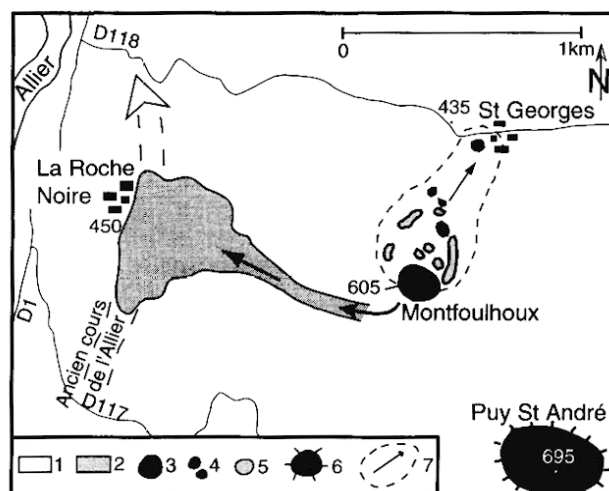


Fig. 5: Carte schématique de la région du Montfoulhoux. 1 - Substratum marno-calcaire oligocène; 2 - Coulée pléistocène de la Roche Noire (0,8 ou 1,2 Ma); 3 - Cône de scories pléistocène (Montfoulhoux); 4 - Buttes scoriacées; 5 - Panneaux de lave massive; 6 - Neck basaltique miocène; 7 - Extension possible du glissement de Montfoulhoux.

Fig. 5: Schematic map of Montfoulhoux region. 1 - Oligocene calcareous marl substratum; 2 - Pleistocene lava flow of La Roche Noire (0,8 or 1,2 Ma); 3 - Pleistocene scoria cone (Montfoulhoux); 4 - Scoriaceous hummock; 5 - Blocks of massive lava; 6 - Miocene basaltic neck; 7 - Possible extension of the Montfoulhoux landslide.

calcaire qui, associé à une pente relativement forte, a dû favoriser le glissement; mais nous ignorons s'il y a lui-même participé, car la base de la masse déplacée n'est pas visible. Nous sommes donc en présence d'un glissement de terrain de faible ampleur, affectant un cône de scories et une petite coulée épanchée vers le nord. Comme à Murrol, aucune niche d'arrachement ne signale la zone de départ.

3.3 - MATÉRIAUX VOLCANIQUES ARGILISÉS

Montagne de la Plate (Monts Dore) (fig. 6)

La Montagne de la Plate se situe en marge de la vallée glaciaire de Chaudfour, et culmine à 1537 m au niveau d'un cône de scories âgé de 0,22 Ma (le plus jeune répertorié dans le massif du Sancy). A son pied nord, la corniche bordière de l'auge glaciaire est constituée par un empilement de coulées de lave, principalement des trachybasaltes du Pléistocène moyen. Ces coulées reposent sur des matériaux «conglomératiques» altérés, emballant des mégablocs trachyandésitiques fracturés: il s'agit des produits d'une ancienne avalanche de débris synéruptive, déclenchée lors d'une phase de l'édification du Sancy. Ces matériaux hétérogènes sont à la fois gorgés d'eau et partiellement argilisés. La corniche est entaillée par un amphithéâtre, large de 900 m et profond de 400 m, cicatrice d'un arrachement visible sur une dénivellée de 200 m. En fait, deux écroulements successifs, dans le temps et dans l'espace, ont été reconnus par E. de Goër (1992), qui les désigne sous les noms de «paléo-Plate» et «néo-Plate».

En contrebas de la corniche, les produits de la «paléo-Plate» ont été canalisés sur plus de 2 km dans la vallée de la Couze. Leur présence y est signalée, aux environs de Voissière, par la morphologie de surface typique, à hummocks, de la langue du glissement, que l'on peut comparer à un dépôt d'avalanche de débris. Ces buttes résiduelles ont été dégagées par l'action des écoulements torrentiels et, au moins pour certaines, respectées par la dernière avancée glaciaire. La partie matricielle du dépôt d'avalanche a disparu, ne laissant sur place que des mégablocs hétérogènes, recouverts par des produits morainiques, ainsi que l'a montré la tranchée d'élargissement d'un chemin (fig. 6, point A).

La «néo-Plate» est mieux marquée dans le paysage, grâce à la bonne conservation de sa morphologie. Son point de départ se localise aussi dans l'amphithéâtre de la Plate, agrandi du côté ouest. La surface de la loupe de glissement montre des hummocks plus caractéristiques que ceux de la «paléo-Plate», car plus nombreux et mieux préservés. Dans la portion amont, cette surface est jonchée de mégablocs laviques provenant de l'écroulement de la corniche sommitale. Cet écroulement a été plus modeste que son prédécesseur: la distance totale parcourue par les dépôts de la «néo-Plate» n'excède pas 1,5 km, contre plus de 3 km pour la «paléo-Plate». Le volume de l'amphithéâtre peut être estimé à 14.10^6 m^3 , ce qui représente la somme des deux glissements.

Le glissement de la «néo-Plate» a créé sur le cours de la Couze un lac de barrage, le paléo-lac de Monneaux, qui aurait fonctionné de 8500 à 8000 a BP (Macaire *et al.*, 1994). L'écroulement de la «néo-Plate» est donc nettement post-glaciaire. La Montagne de la Plate pourrait donc présenter deux dynamiques d'écroulement différentes. Le premier (sous réserve d'une datation) serait directement lié au contexte climatique, l'écroulement de la «paléo-Plate» pouvant s'expliquer par la décompression des versants lors du retrait glaciaire. Le second est à rapporter à la seule

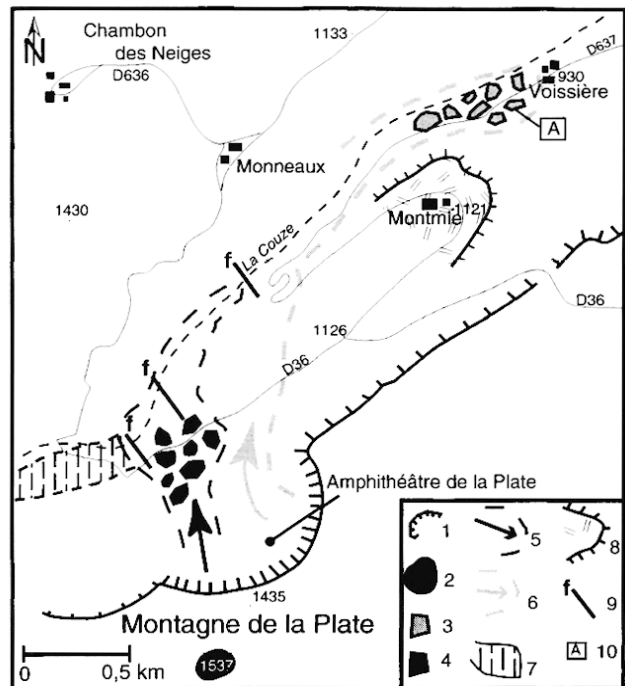


Fig. 6: Localisation schématique des glissements de La Plate. 1 - Niche d'arrachement; 2 - Cône de scories de La Plate; 3 - Surface à hummocks du 1er glissement («paléo-Plate»); 4 - Surface à hummocks du 2ème glissement («néo-Plate»); 5 - Limite du glissement «néo-Plate»; 6 - Limite du glissement «paléo-Plate»; 7 - Paléolac de Monneaux; 8 - Verrou glaciaire (granite); 9 - Failles de Chaudfour; 10 - Point d'observation. Fig. 6: Schematic location of La Plate landslides. 1 - Scar; 2 - La Plate cinder cone; 3 - Hummocky surface of the 1st landslide («paleo-Plate»); 4 - Hummocky surface of the 2nd landslide («neo-Plate»); 5 - «neo-Plate» landslide; 6 - «paleo-Plate» landslide; 7 - Monneaux «paleo-lake»; 8 - Cross cliff (granite) 9 - Chaudfour fault; 10 - Observation point.

nature des terrains: l'effondrement de la «néo-Plate» implique essentiellement des formations volcaniques hétérogènes altérées, pouvant glisser par elles-mêmes sous l'effet de la gravité. Toutefois, comme à la Dent du Marais, située plus à l'aval dans la même vallée, un déclenchement sismique ne peut être exclu: en effet, au pied de la Montagne de la Plate, la gorge de la Couze montre une série de failles parallèles NW-SE, dont l'une, à l'entrée de la vallée de Chaudfour (mauvaise transcription de «chaudfons»), est manifestée par plusieurs sources thermominérales.

3.4 - CONTACTS HORIZONTAUX - RÔLE DES AQUIFÈRES

Gergovie - Puy d'Aubière (près Clermont-Ferrand) (fig. 7)

De nombreuses coulées laviques, miocènes ou pliocènes, ont été mises en inversion de relief par l'érosion dans le paysage de la Limagne. Elles recouvrent l'Oligocène argilo-calcaire peu perméable, et un niveau de sources jaillonne fréquemment l'interface entre formations volcaniques et sédimentaires. Ainsi, le plateau de Gergovie est constitué de deux coulées basaltiques superposées, qui reposent sur des alluvions et des sédiments argilo-calcaires lacustres d'âge burdigalien, assez semblables à leur substratum oligocène. Entre les deux séries sédimentaires s'intercalent des épisodes volcaniques, qui ont créé du côté oriental trois diatrèmes «pépéritiques» emboîtés de façon complexe et lardés d'intrusions basaltiques. La table basaltique sommitale, cassée par une faille, est légère-

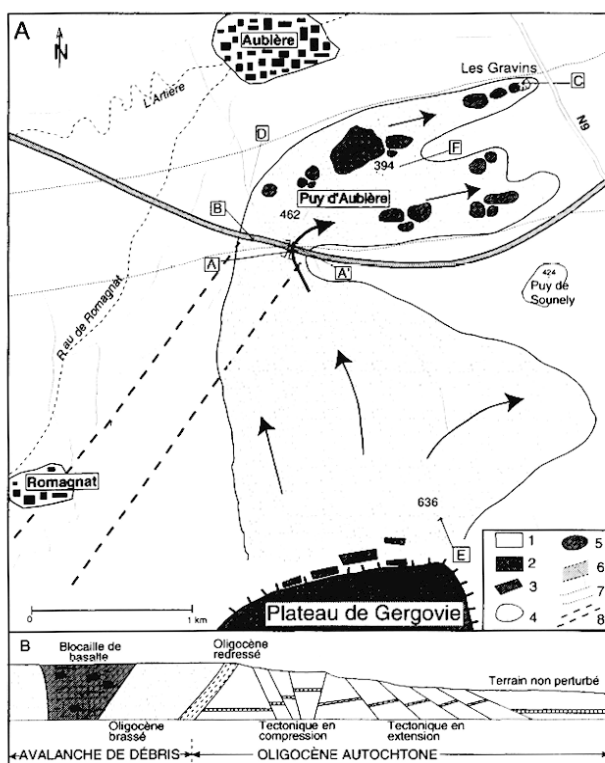


Fig. 7: Carte schématique de la région de Gergovie-Aubière (A) et coupe de la tranchée de la voie de contournement sud de Clermont-Ferrand (B).

1 - Substratum argilo-calcaire; 2 - Coulée basaltique en inversion de relief du plateau de Gergovie; 3 - Panneaux désolidarisés du plateau; 4 - Limites d'érosion de la masse glissée; 5 - Ensemble de panneaux basaltiques transportés; 6 - Voie de contournement sud de Clermont-Fd; 7 - Localisation présumée de la paléo-Artière; 8 - Localisation présumée du paléo-ruisseau de Romagnat. Points d'observation: A - Avalanche de débris; A' - Failles induites dans les terrains oligocènes; B - Coulée boueuse; C - Avalanche de débris ("block facies"); D - Fracturation dans le sous-bassement marno-calcaire (caves Savaron); E - Tectonique dans un ensemble sableux et marneux miocène; F - Sables miocènes déplacés dans l'avalanche. Longueur de la coupe: 250 m (hauteur exagérée).

Fig. 7: Schematic map of Gergovie-Aubière region (A), and section in the ditch of the south loop line of Clermont-Ferrand (B) 1 - Argillocalcareous substratum; 2 - Inverted relief of basaltic lava flow on Gergovie plateau; 3 - Dissociated blocks of the plateau; 4 - Erosional limits of the landslide; 5 - Cluster of transported basaltic blocks; 6 - South loop line of Clermont-Fd; 7 - Presumed location of paleo-Artière; 8 - Presumed location of Romagnat paleo-creek. Observation points: A - Debris avalanche; A' - Compressional and extensional fault system in oligocene strata; B - Mud flow; C - Debris avalanche ("block facies"); D - Fracturation in the underlying calcareous-marl (Savaron cellars); E - tectonics in miocene sandy and marly group; F - Miocene sand transported in the avalanche. Section length: 250 m. (exaggerated elevation).

ment basculée vers le nord. Les calcaires marneux oligocènes du substratum présentent eux-mêmes un pendage général de 5 à 10° vers le nord. Il s'en suit que les circulations d'eau sous-basaltiques se traduisent principalement par des sources localisées du côté nord; le débit de l'une d'elles a justifié son captage pour le compte de la commune d'Aubière.

Le flanc nord présente une topographie très bosselée jusqu'aux limites d'Aubière (il en est de même sur le flanc sud, mais de façon plus discrète). Cette morphologie est due à une succession de glissements. Les affleurements y sont rares. Toutefois, à la cote 636 (fig. 7A, point E), le creusement d'un puits nous a permis d'observer une coupe de 3 m dans la zone proximale d'un glissement. Les forma-

tions visibles dans ce puits sont des calcaires marneux miocènes très fracturés et disloqués, reposant sur des sables fluviatiles affectés par un système de failles normales dont le pendage nord concorde avec la direction du glissement. La corniche basaltique sommitale est sensiblement rectiligne; mais, en contrebas, plusieurs tranches de la coulée, dont une de très grande taille, diversement descendues et basculées, attestent que le mouvement intéresse la totalité du versant.

Le puy d'Aubière, au pied nord du plateau de Gergovie, est coiffé de basalte, précédemment défini comme une coulée (Pignide, 1959) ou un sill découvert (Kieffer, 1962). Il s'agit en réalité d'un ensemble de panneaux basaltiques disjoints, imbriqués avec des écaillles marno-calcaires disloquées. Des analyses chimiques et des datations (Chantepie, 1990) prouvent que le plateau de Gergovie et le puy d'Aubière sont constitués de la même basanite analcimique, âgée de 16 ± 1 Ma. Les cinq buttes constituant le puy d'Aubière représentent la partie distale d'un puissant glissement (le plus important de toute la Limagne) affectant tout le versant nord de Gergovie. Les sédiments marno-calcaires visibles sur ces buttes présentent des pendages variés, souvent très redressés (p.c. 466). La coupe des caves Savaron, à mi-hauteur du flanc nord du puy d'Aubière (fig. 7, point D), montre, sous la masse déplacée, les marno-calcaires oligocènes autochtones affectés par un dense système de fractures ouvertes, à pendage général nord, conforme à un glissement venant de Gergovie. Mais le contact entre les terrains glissés et autochtones n'a pas pu être observé.

Le long de la route des Gravins, un peu au-dessus du p.c. 394, apparaît un paquet de matériaux argilo-sableux (point F). Nous avons étudié les minéraux lourds de ce sable quartzueux, parallèlement à ceux de deux autres échantillons prélevés respectivement au point 636 (flanc nord, point E) et dans les anciennes sablières de Gergovie (flanc est). L'analogie de ces 3 sables (minéraux du métamorphisme, disthène, tourmaline, monazite) confirme qu'on ne peut dissocier l'ensemble d'Aubière de celui de Gergovie.

La création d'une voie de contournement sud de Clermont-Ferrand a permis d'établir définitivement les relations entre le plateau de Gergovie et le puy d'Aubière, en dégagant, le long d'une profonde tranchée, un dépôt typique d'avalanche de débris. On observe, au lieu dit "carrefour du Prat" (point A), sur 20 m d'épaisseur, des paquets de blocaille basaltique avec des faisceaux de prismes restés accolés, des masses d'Oligocène étirées et déformées, des rubanements d'argiles vertes ou noires probablement miocènes. Tous ces matériaux viennent du plateau de Gergovie et de son versant. Dans la tranchée, sous l'avalanche de débris proprement dite, une semelle d'Oligocène est complètement brassée et ne présente plus aucune stratification. A sa base, un panneau d'Oligocène redressé semble avoir été éjecté latéralement sous l'effet de la pression exercée par la masse de l'avalanche. Plus en aval, toujours dans la tranchée, un système de failles affecte l'Oligocène autochtone (fig. 7B). Les failles les plus proches du contact sont inverses, de direction NS, et de pendage E ou W, traduisant une forte contrainte compressive lors du passage de l'avalanche; plus loin se sont développées des failles normales à pendage E, par relaxation de la contrainte après sa mise en place. Cette compression exceptionnelle du substratum s'explique par le contournement d'un épaulement lorsque l'avalanche s'est engouffrée dans une vallée.

Plus au NW (point B), la coupe montre, sur l'Oligocène

en place non perturbé, des poches dispersées de blocs de basalte prises dans une boue argilo-calcaire homogène entre 2 nappes alluviales. Il semble que l'avalanche ait ici évolué en coulée de débris à matrice boueuse. Les poches piégées entre ces 2 nappes permettent de caler l'épanchement de l'avalanche de débris dans une vallée perchée 50 m au-dessus de l'Artière actuelle. Une telle terrasse pourrait dater du Pléistocène moyen ancien ($> 0,5$ Ma). Les alluvions contiennent des galets de basalte, de calcaire et d'aragonite, mais aucun galet de granite, montrant que nous avons affaire à un affluent de l'Artière, précurseur du ruisseau de Romagnat, et non à l'Artière elle-même, qui prend sa source en terrain granitique.

L'ancienne carrière des Gravins, actuellement occupée par un lotissement (point C) montre une remarquable analogie avec la tranchée décrite ci-dessus. Nous y retrouvons des morceaux de prismes mêlés à des formations oligocènes et miocènes, des mégablocs de basalte disloqués, et des panneaux d'Oligocène écaillés. Plus à l'Est, dans la plaine, les dépôts de l'avalanche de débris ne se retrouvent plus car, évoluant en faciès à matrice et/ou en coulée boueuse, ils ont sans doute été rapidement déblayés.

En résumé, les versants du plateau de Gergovie sont partout affectés de mouvements lents de terrain. Certains, au nord, ont pu évoluer en avalanche de débris instantanée. Les formations du puy d'Aubière sont à rattacher à cette avalanche de débris, caractérisée par ses mégablocs disloqués, sa surface à hummocks, et les phénomènes tectoniques associés à sa mise en place. Les autres versants méritent une surveillance, car le plateau est installé sur des matériaux propices à ce genre d'événements brutaux, du fait à la fois de leur structure complexe et de la présence d'un aquifère sous les coulées basaltiques. Ces versants peuvent encore bouger, notamment à la suite de fortes pluies capables de saturer les argiles sous-jacentes et engendrer un niveau préférentiel de décollement. Le versant nord est particulièrement exposé pour une raison structurale: le pendage vers le nord des sédiments oligocènes. Une disposition comparable concerne de la même façon plusieurs plateaux ou collines de la Limagne clermontoise, notamment le Montrognon et les Côtes de Clermont.

4 - COEFFICIENT APPARENT DE FRICTION - COMPARAISON AVEC LES AVALANCHES DE DÉBRIS ÉRUPTIVES

Les avalanches de débris sont caractérisées par une grande mobilité, évaluée par le coefficient apparent de friction H/L , où H est la différence d'altitude entre le sommet de la niche d'arrachement et le front de l'avalanche, et L la distance maximale parcourue (Siebert, 1984). Ce rapport est compris entre 0,06 et 0,18 pour une avalanche de débris d'origine éruptive, entre 0,08 et 0,58 pour une avalanche d'origine non éruptive (Ui, 1983) (fig. 8). La similitude des valeurs dans les deux types d'avalanches indique un mode de transport identique. La mobilité des avalanches de débris éruptives, statistiquement plus élevée (moyenne de $H/L = 0,11$), est attribuée au comportement des pyroclastites et des matériaux hydrothermalisés. Leur vitesse peut excéder 100 km/h (Chaos Crags: 160 km/h, Meru: 124 km/h, Mont Saint Helens: de 180 km/h à 280 km/h). Hsu (1975) a défini le terme de «trajet excessif» $Le = L - H/0,62$ correspondant à la distance obtenue pour un ensemble ayant un coefficient apparent de friction égal à 0,62 (ensemble rigide).

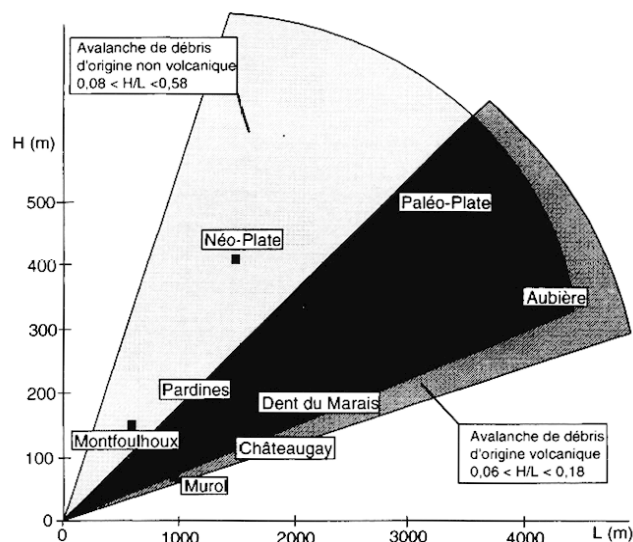


Fig. 8: Localisation des glissements étudiés dans un diagramme H = différence d'altitude en fonction de L = distance parcourue.

Fig. 8: Localization of the studied landslides in a diagram H = vertical drop versus L = travel distance.

Nous avons calculé pour nos exemples le coefficient apparent de friction H/L et le trajet excessif Le (tab. I). Nos valeurs de H/L se regroupent entre 0,07 et 0,14, pour atteindre 0,25 à Montfoulhoux et 0,27 à la néo-Plate. La moyenne obtenue est de 0,145.

La nature hétéroclite des matériaux impliqués dans ces différents glissements leur confère un comportement comparable à celui des produits d'une avalanche de débris volcanique synéruptive. Or, dans la plupart des exemples cités (à l'exception de la Plate), la déstabilisation semble s'être déclenchée à partir du substratum sédimentaire, et non de la couverture volcanique. Les blocs écroulés, à l'origine des «hummocks», sont peu disloqués et ne viennent guère augmenter la proportion de matrice, à l'inverse des avalanches de débris éruptives où les blocs se désagrègent et alimentent la matrice. La partie matricielle de nos dépôts est constituée, pour l'essentiel, des formations sous-jacentes altérées. Leur incorporation progressive, au fur et à mesure du glissement, permet l'augmentation quantitative de cette matrice. Comme pour une avalanche de débris synéruptive, lorsque cette fraction matricielle est assez abondante et suffisamment liquéfiée, elle perd sa compétence au transport et abandonne les panneaux de nature volcanique entraînés lors du glissement ou de l'effondrement.

	$L(m)$	$H(m)$	H/L	$Le(m)$
Muroi	950	70	0,074	837
Aubière	3950	320	0,081	3433
Châteaugay	1375	130	0,095	1165
Dent du Marais	1625	185	0,114	1326
Pardines	1300	173	0,13	1326
paléo-Plate	3300	470	0,142	2541
Montfoulhoux	600	150	0,25	358
néo-Plate	1500	410	0,27	838

Tab. I: Valeurs de H = différence d'altitude; L = distance parcourue; H/L = coefficient apparent de friction, et Le = trajet excessif ($L - H/0,62$) des glissements étudiés.

Tab. I: Values for H = vertical drop; L = travel distance; H/L = apparent coefficient of friction, and Le = excessive travel distance ($L - H/0,62$) of the studied landslides.

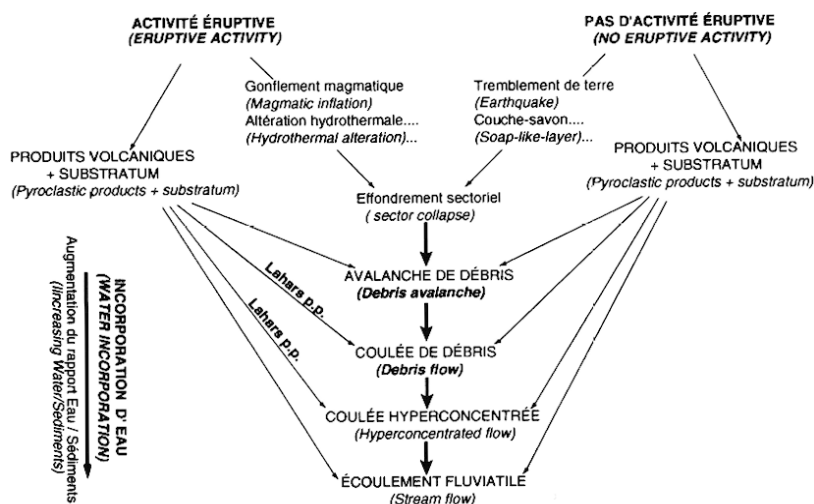


Fig. 9: Diagramme illustrant les relations génétiques entre les avalanches de débris et divers types d'écoulements, en contexte volcanique actif et non actif (d'après Smith et Lowe, 1991, simplifié).

Fig. 9: Diagram illustrating genetic relationships between debris avalanches and different types of flowing in active and no active volcanic context (in Smith and Lowe, 1991, simplified).

5- CONCLUSION

Un simple glissement de terrain peut évoluer en une véritable avalanche de débris, morphologiquement comparable aux avalanches de débris volcaniques par leur surface à hummocks. Texturalement, elles présentent aussi des analogies par leurs matériaux très brassés. Toutefois, l'évolution finale des produits ("matrix facies" homogène) n'est pas réalisée, car la distance parcourue est insuffisante, du fait des trop petits volumes mis en jeu.

Une différence notable existe par rapport au cas des déstabilisations de grands strato-volcans: lors de l'écroulement de ces derniers, des roches initialement situées à des profondeurs de 1000 m, voire plus, dans la pile volcanique, sont brusquement portées à la pression atmosphérique. Sous l'effet de la décompression, elles s'expansent et se fracturent «en puzzle»; les mégablocs «foisonnent»; puis, lors du mouvement, les mégablocs voisins voient leur enveloppe fragmentée devenir totalement plastique et subir des déformations mutuelles. Ce mécanisme aboutit à une homogénéisation plus ou moins complète, à l'origine du «matrix facies». Dans les cas étudiés ici, ce phénomène de décompression-foisonnement ne se produit pas, du fait de la faible tranche des terrains affectés.

Tous les mouvements de terrain étudiés ici sont à relier à la nature ductile des terrains du substratum (argiles, marnes, matériaux altérés et argilisés,...), donnant un niveau de décollement. L'incorporation plus ou moins importante de matériaux volcaniques dans les glissements nous rapproche du comportement des avalanches de débris volcaniques synéruptives. Dans certains cas, un glissement banal emballé progressivement des matériaux rigides surincombants. Dans d'autres cas, on a une initialisation du phénomène par un glissement lent (phase préparatoire), entraînant un effondrement (phase de mise en place rapide et catastrophique).

Notre travail sur des phénomènes de glissement en masse des versants de Limagne nous a permis de constater qu'il existe dans cette région de nombreuses buttes dont la morphologie très bosselée laisse présager de futures phases de glissement, susceptibles de devenir catastrophiques

et d'affecter des territoires urbanisés. Par ailleurs, aussi bien les exemples étudiés ici qu'un inventaire plus large concernant la Limagne, la Comté d'Auvergne et le "pays des Couzes", nous conduisent à mettre en défaut deux idées reçues:

– D'une part, les versants exposés au nord ne sont pas statistiquement plus prédisposés à ces phénomènes que les versants de toute autre exposition (la vallée de la Couze Chambon illustre sur 10 km le cas exactement contraire); si la région clermontoise, et elle seule, présente effectivement cette tendance préférentielle, elle le doit à des raisons structurales (pendage général nord des terrains oligocènes, vers l'ombilic de subsidence de Riom), et non à des raisons climatiques.

– D'autre part, la période finiglaciaire (pour laquelle on invoque fréquemment l'effet de liquéfaction des argiles par la fusion des pergélisols), ne semble pas avoir constitué à cet égard une époque particulièrement privilégiée. Elle ne l'a probablement été que sur les territoires englacés: dans les vallées montdorienne et cantaliennes, la décompression des versants lors du retrait des langues glaciaires a effectivement favorisé les glissements. Mais ailleurs, la fréquence des événements holocènes à actuels doit inciter à ne pas minimiser les aléas, pour se prémunir contre les risques encourus par certains secteurs en cours d'urbanisation.

BIBLIOGRAPHIE

- BESSON, J.C., 1978 - *Les formations volcaniques du versant oriental du Massif du Mont-Dore*. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Fd II, 192 p.
- CANTAGREL, J.M. et BRIOT, D., 1990 - *Avalanches et coulées de débris: le volcan du Guéry, où est la caldéra d'effondrement dans le Massif des Monts-Dore?* C.R. Acad. Sci, Paris, 311, (II), 219-225.
- CHANTEPIE, M., 1990 - *Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes; étude pétrographique et géochronologique; implications volcanologiques et morphotectoniques*. Mém. DEA, géologie, Univ. Clermont-Fd II, 63 p.
- GOËR de HERVE, A. (de), CAMUS, G., MIALLIER, D., SANZELLE, S., FALGUERES, C., FAIN, J., MONTRET, M. et PILLEYRE, T., 1993 - *Le puy de Gravenoire et ses coulées dans*

l'agglomération de Clermont-Ferrand (MCF): un modèle inhabituel d'avalanche de débris déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bull. Soc. géol. France*, 164, (6), 783-793.

GOËR de HERVE, E. (de), 1992 - *Morphodynamiques et formations de surface tardiglaciaires et postglaciaires; remaniement, accumulation et transit des matériaux vers un réceptacle lacustre: le lac Chambon (Puy de Dôme)*. Mém. DEA, géographie, Univ. Clermont-Fd II, 80 p.

HSÛ, K.J., 1975 - Catastrophic debris streams (Strurzstroms) generated by rockfalls. *Geol. Soc. American Bull.*, 86, 129-140.

KIEFFER, G., 1962 - *Essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures par les enseignements des coulées de lave*. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Fd, 302 p.

LE GRAND D'AUSSY, 1788 - *Voyage d'Auvergne*. Eugène Anfroy, Paris, 555 p.

LECOQ, H., 1867 - *Les époques géologiques de l'Auvergne*. Imp. Baillière, Paris, 5 vol.

LY, M.H., 1982 - *Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud: études volcanologiques et chronologie des produits montdoriers*. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Fd II, 180 p.

MACAIRE, J.J., CORCITA, C., DE LUCA, P., GAY, I., HERVE, A. (de), 1992 - Origines, âges et évolution d'un système lacustre polyphasé au tardi et au post-glaciaire: le bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 315, (II, 9), 1119-1126.

MACAIRE, J.J., BOSSUET, G., CHOQUIER, A., CORCITA, C., DE LUCA, P., DUPIS, P., GAY, I., GUENET, P., MATHEY, E., 1994 - Bilan sédimentaire pendant le tardiglaciaire et l'Holocène dans le bassin du lac Chambon, Puy-de-Dôme, France. *Colloque CNF-INQUA et AFEQ, Montpellier*, 36.

MICHEL, R., 1953 - Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Mém. Soc. Hist. Nat. Auvergne, Clermont-Fd*, 5, 140 p.

NABYL, A., 1990 - *Les pépérites de Châteaugay. Rapport de volcanologie*, inédit, DEA Univ. Clermont-Fd II.

PIERSON, T.C. et COSTA, J.E., 1987 - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geol. Soc. American Rev. in: Engineer. Geol.*, 7, 1-12.

PIGNIDE, S., 1959 - Le plateau de Cournon. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, 26, 131-146.

SIEBERT, L., 1984 - Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, 163-197.

SMITH, G.A. et LOWE, D.R., 1991 - Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flows-hyperconcentrated flow continuum. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ.*, 45, 59-70.

TRICOT, B., 1975 - *Le volcanisme de la Comté d'Auvergne (Massif Central français)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Fd II, 117 p.

UI, T., 1983 - Volcanic dry avalanche deposits, identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 231-245.

VIDAL, N., 1994 - *Déstabilisation de versant et d'édifices de faible volume en contexte volcanique: événements synéruptifs et post-éruptifs; exemples du Massif Central français*. Mém. DEA, géologie, Univ. Clermont-Fd II, 50 p.

VIDAL, N., GOËR de HERVE, A. (de) et CAMUS G., 1994 - Déstabilisation en cours d'éruption d'édifices volcaniques monogéniques: exemples français. *15ème R.S.T., Nancy*, 137.