

MAX DERRUAU\*

Clermont-Ferrand

## MORPHOLOGIE PERIGLACIAIRE DES AFFLEUREMENTS VOLCANIQUES

### Résumé de l'auteur

Comme toutes les roches, les vulcanites sont soumises aux conditions régionales et locales des milieux périglaciaires. Sur les reliefs volcaniques comme ailleurs, si le milieu climatique s'y prête, les roches nues sont affectées par des phénomènes de gélification et les formations meubles subissent la cryoturbation. On ne retiendra dans cet article que les caractères spécifiques des formations volcaniques: intensité, abondance ou rareté de telle forme, processus originaux.

### INTRODUCTION

La plupart des études sur ce sujet ont rarement mis l'accent sur la spécificité du volcanisme. Cependant, quelques unes ont bien été spécialisées, par exemple plusieurs travaux de BOUT (1955, 1974, 1980, 1982), une recherche expérimentale effectuée au Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen sous la direction de KIEFFER et LAUTRIDOU (1971), une étude de SCHARLAU (1953) sur les altérations périglaciaires et récentes en Hesse (SCHARLAU, 1953). Une thèse récente, celle de VALADAS (1983), fait une large place à la gélivation de deux régions volcaniques, le Cantal et le Velay. Plus souvent, les observations se dispersent dans des études traitant soit de l'action du froid, soit de régions volcaniques, soit de régions partiellement volcaniques et il faut les glaner. Nous allons essayer de poser les problèmes à la lueur de ce qui a déjà été révélé.

La question est compliquée par des faits de solifluxion qui ressemblent à des phénomènes de gélifluxion mais relèvent de processus différents tels que l'imbibition à la suite de périodes pluvieuses. BOUT (1952) a montré que l'époque atlantique postglaciaire est responsable de fragmentations et de glissements de blocs de lave. GACHON (1945, p. 266) a insisté sur le fait que „les argiles du soubassement, détrempées, constituent une matière lubrifiante. D'où des descellements insensibles d'abord, plus accentués ensuite”.

Autre difficulté, on peut confondre facilement avec des involutions dues au gel des figures résultant de déferlantes basales accompagnant les explosions phréatomagmatiques. Beaucoup d'anneaux de tuf (tuff ring) de maar présentent des anomalies de pendage de type antidunes qui peuvent s'expliquer par ce

---

\* 27, rue Général Delrous, 63 000 Clermont-Ferrand, France.

processus. La discussion est engagée entre un géomorphologue tel que BOUT qui interprète par la gélifluxion des perturbations du pendage de lits de scories au Mont Coupet (Velay occidental) ou à la Malouteyre (près du Puy-en-Velay) et les volcanologues du laboratoire „Chronologie des Terrains Cristallins et Volcanologie” de Clermont-Fd pour qui ces figures s'expliquent par les modalités du souffle de l'explosion.

Il faut aussi prendre garde que des cendres fraîchement tombées ne sont pas encore pédogénées ni consolidées par la végétation et qu'elles peuvent être facilement reprises par des agents que l'on a l'habitude d'observer en pays froid, par exemple le vent. La mer de sable du Tengger (Java oriental), avec ses petites dunes, rappelle sous climat tropical une morphologie de sandür. Il semble aussi que, sous climat désertique et en milieu volcanique, un gel modéré suffise à justifier l'existence de grèzes litées: on les a observées à moins de 2000 m d'altitude au Demavend (Iran) et à guère plus de 2000 m au Teide (Îles Canaries; MARTINEZ DE PISON, QUIRANTES, 1981, p. 135 et suivantes).

Les reliefs volcaniques aux prises avec le système périglaciaire, se trouvent évidemment aux hautes latitudes (Islande), aux latitudes moyennes dans les montagnes (Massif Central français) mais aussi dans les montagnes de basse latitude. On pense évidemment aux Andes, mais l'action du gel a été aussi observée par ROGNON (1967, voir en particulier p. 57, 200, 201) vers 2700 m dans le Hoggar (Sahara) et par Mottet vers 2500 m dans l'Ankaratra (Madagascar; MOTTET, 1974, p. 199, voir aussi DE BRUM FERREIRA, 1981). Dans ces deux régions, le froid actuel est indiscutables. On a observé  $-11,5^{\circ}$  dans le Hoggar (ROGNON, 1967, p. 57) et  $-7^{\circ}\text{C}$  dans l'Ankaratra (MOTTET, renseignement oral). Mais actuellement, le froid est trop sec dans ces massifs pour être efficace et probablement les gélifracts y sont presque tous würmiens.

La distinction du périglaciaire würmien (ou préwürmien) et du périglaciaire actuel doit d'ailleurs être faite aussi dans les montagnes de la zone tempérée. Elle est souvent délicate et nous ne pourrons en parler qu'après avoir observé les formations.

Le milieu actuel des montagnes tempérées appelle la distinction suivant l'altitude et l'exposition. Les adrets s'opposent évidemment aux ubacs mais on ne saurait trop insister sur le contraste du versant au vent et du versant sous le vent. Chaque croupe ou crête reçoit surtout la neige du côté au vent, mais cette neige est chassée sur le versant sous le vent où elle forme des congères soulignant en particulier les entablements de lave. Entre le versant où la roche est déneigée tôt en saison et celui où la nivation persiste assez tard, les processus et les formes peuvent différer (photo 1).

Deux sortes de formations volcaniques, avec les processus qui s'y exercent, s'opposent fortement: les roches nues soumises à la cryoclastie et les formations fines et plus ou moins meubles, qu'elles soient originelles comme les cendres ou

qu'elles résultent d'une transformation (microgélivation, altération). Bien entendu, les formations meubles peuvent emballer des blocs de roche.

La proportion réciproque de roches nues et de formations fines est très variable, les secondes résultant partiellement, par microgélivation, du comportement au gel des premières. On se trouve devant des processus, des formes, des évolutions de versants très différents.

Nous allons d'abord étudier les comportements des affleurements rocheux nus. Nous verrons ensuite la spécificité des actions affectant les produits meubles ou fins. Il s'agira enfin de dégager quelques types d'évolution mettant en présence les deux ensembles.

## LA GELIFRACTION DES AFFLEUREMENTS ROCHEUX VOLCANIQUES

### PREPONDERANCE DE LA MACROGELIVATION

La gélification est à la fois responsable du détachement de gros fragments — c'est l'aspect le plus spectaculaire — et de la production de fines, soit par des éclatements donnant des esquilles, soit par une microgélivation de masse. De cette dualité dépend la formation de gros éboulis, assistés ou non, remis en mouvement ou non, et de matrice emballant ou non des blocs. On conçoit que toute l'évolution des versants dépend de la proportion respective blocs — fines.

La gélification n'a pas nécessairement, en ce qui concerne la taille et la forme des éclats, des résultats systématiquement différents de la simple thermoclastie, beaucoup de fragments produits dépendant de la disposition originelle des diaclases plus que de l'agent physique. Elle est cependant beaucoup plus efficace (KIEFFER, LAUTRIDOU, 1971).

L'efficience respective du nombre de cycles de gel-dégel, de l'intensité du gel, de la durée du gel, mérite d'être discutée. Généralement, les auteurs privilégient le nombre de cycles, restreignent le rôle de l'intensité du gel et ne parlent guère de sa durée. Il nous semble cependant que l'originalité de beaucoup de roches volcaniques massives (exceptions en effet les brèches et autres pyroclastites) est que le gel de longue durée même peu intense s'y comporte comme un agent essentiel. Il collabore avec des facteurs de décohésion tels que le soutirage dans les formations sous-jacentes à la lave (par le travail des émergences de nappes phréatiques ou par celui de la nivation), qui déséquilibre les blocs. Décohésion et gélification sont d'autant plus liées que la première, agrandissant les diaclases, facilite la seconde. La glace, par la ségrégation (P. BIROT parle de cryo-osmose; BIROT, 1981, en particulier les p. 62, 68, 74, 106), descelle les prismes et peut aller jusqu'à les déséquilibrer. BOUT (1982, p. 7) a beaucoup insisté sur ce phénomène qu'il qualifie de coin de glace, terme repris par VALADAS (1983, p. 167). Bien

entendu, l'allure de ce coin est très différente de celle des grands coins en terrain meuble qui constituent le réseau des polygones géants des régions polaires à perigélisol, mais le processus de ségrégation est le même. Il est particulièrement efficace même par des températures peu inférieures à 0°C si l'hygrométrie est élevée: il nous a été donné, à BOUT et à moi-même, de l'observer en août 1954 en Islande vers 800 m d'altitude, au lieu dit Sankti Petur (au-dessus de la ferme de Torfufell, au Sud d'Akureyri) par temps de givre. Les régions soumises pendant le Würmien à un froid relativement peu intense, mais de longue durée et en milieu humide, comme les Monts Dore ou le Cantal dans le Massif Central français, ont dû être particulièrement affectées: rien d'étonnant à ce qu'elles présentent aujourd'hui d'abondants chaos de blocs (semblables, dans un milieu très différent, à celui de la Montagne Sainte-Croix dans Łysa Góra).

Les diaclases, dans les laves compactes, débitent la roche en prismes réguliers ou en éléments plus informes. Les intrusions présentent souvent des gerbes de prismes tandis que les rebords de coulée se disposent plutôt en colonnades. Ces colonnades ne sont pas toujours régulières. KIEFFER (1968) a montré que la régularité était liée à la structure de la lave (présence ou absence de verre brun, nature de la mésostase, etc.). Une coulée de lave bien prismée ne présente une colonnade régulière qu'à la base; le sommet offre des prismes plus irréguliers („fausse colonnade"). Certaines coulées ne se débitent pas en prismes mais en dalles régulières. Dans d'autres coulées, mal prismées, le réseau des diaclases délimite des blocs informes (parler à leur sujet de débit en prismes est évidemment un abus de langage). Prismes, dalles ou blocs grossiers sont les éléments, métriques ou décimétriques, qui se descellent et que la ségrégation de glace dans les diaclases contribue à détacher (photo 2).

Ces blocs majeurs se refragentent encore — c'est l'amenuisement ou la comminution des blocs déjà détachés — plus suivant la structure du diaclassage virtuel que suivant des formes différant d'après les modalités du gel. Les prismes réguliers se débitent en articles séparés par des plans perpendiculaires au grand axe et, en place dans la coulée ou le culot, ce sont ces articles autant que des prismes allongés qui se descellent et se déséquilibrent. Il peut aussi se faire, sans qu'on comprenne bien le phénomène, que le gel fragmente les prismes suivant des plans qui les coupent obliquement (photo 3). La macrostructure est certes responsable de l'essentiel des formes des blocs détachés, mais dans le dernier cas, la fissuration dans la masse est peut-être révélée par le cheminement du gel.

Si nous nous sommes attachés à l'action du gel dans les diaclases, on ne doit pas cependant négliger son rôle dans les pores de dimensions réduites. Les pores stricto sensu<sup>1</sup> ouverts peuvent évidemment accueillir l'eau et éclater au gel, mais

<sup>1</sup> Le pore est une cavité dont les trois dimensions dans l'espace sont à peu près équivalentes, par opposition avec la fissure, dont une ou deux des dimensions l'emportent nettement sur l'autre ou les deux autres. Le coefficient de saturation est le rapport 
$$\frac{\text{capacité d'imbibition à l'air libre}}{\text{capacité d'imbibition sous vide}}$$

cette gélivation ne pénètre pas profondément dans la roche. C'est la porosité de fissures qui est pénétrante; elle peut presque totalement être mise en évidence par la mesure du coefficient de saturation (TAUPINARD, 1983) qui évalue, non la porosité totale ouverte, mais la proportion effectivement pénétrée par l'eau qui, pour un exemple étudié dans les Monts Dore, varie couramment de 40% à 85%. Il se révèle que des coefficients élevés se traduisent par une fragilisation de la roche.

#### GELIVITE RESPECTIVE DES DIFFERENTES ROCHES VOCANIQUES\*

La mode de gélivation et l'aptitude à géliver varient d'une roche volcanique à l'autre. Les laves récentes, de type aa ou „cheires”, sont peu sensibles à la gélivation. En effet, les vides ouverts dans les coulées récentes ne sont pas encore comblés par des produits d'altération; l'eau s'infiltre rapidement, tandis que, dans les coulées anciennes, ils sont assez comblés pour que la plus grande partie de l'eau tombée constitue avec ces produits un matériau interstiel gonflant. Entre les diaclases, les bulles sont abondantes mais fermées et les passées scoriacées se comportent comme de véritables passoires. Ces laves récentes sont donc pratiquement insensibles au gel. Cette immunité a été remarquée par l'expédition française en Islande de 1954, par exemple dans les régions de Myvatn, de Bifrost et dans la presqu'île du Sud-Ouest: „des basaltes agés de 1000 à 3000 ans y offrent un modèle de cheire parfaitement intact” (BOUT, *et al.*, 1955, p. 488).

Les roches qui, sur le terrain, paraissent le plus macrogéliver, sont les phonolites. C'est elles qui présentent avec le plus d'abondance de grands tabliers d'éboulis dans le Massif Central français et même dans le Hoggar. ROGNON (1963) cite M. Launey chargé des observations météorologiques à l'Assekrem: un coup de froid à  $-2,3^{\circ}\text{C}$ , après des pluies abondantes, n'a pas fait éclater d'autres roches que des blocs de phonolites peu ou pas patinés. Le milieu est peu gélif mais la sensibilité des phonolites n'en est que plus frappante.

La phonolite se fragmente en articles de prismes mais aussi en plaquettes sonores qui lui ont valu son nom.

Le basalte des vieilles coulées gélive aussi en prismes, articles de prismes ou blocs grossiers. Mais, de plus, on rencontre chez lui une gélivation spécifique quand il s'altère en „sonnenbrenner”. On sait que certaines de ces roches, suivant des processus encore discutés (ERNST, 1960; KIEFFER, 1968, p. 37 à 42), s'altèrent en donnant des taches claires de 2 à 8 mm de diamètre et qu'il en résulte une desquamation et une désagrégation en boules. La gélivation ne modifie pas les formes créées mais accélère l'émiettement et donne rapidement, d'une part une arène basaltique, d'autre part des coeurs rocheux sphéroïdiques d'échelle décimétrique qui gardent une relative intégrité ou finissent par se désintégrer.

Les brèches et les tufs sont moins dépendants de la macrogélivation. La microgélivation dans la matrice „libère les cailloux de basalte compris dans la

brèche et affecte le ciment jaune qui forme tantôt des graviers de 1 à 2 cm de diamètre, tantôt un sable jaune assez grossier" (BOUT, *et al.*, 1955, p. 488).

Le comportement des différentes laves peut être mis en évidence par l'installation de stations sur le terrain ou par des expériences de laboratoire. Les stations de terrain sont rares. Un exemple est l'étude de PRIOR, STEPHENS et DOUGLAS (1971) en Irlande du Nord. Ces auteurs ont placé des trappes de 0,2 m<sup>2</sup> sous deux coulées de basalte d'une épaisseur moyenne de 4 m. La coulée A a débité de 200 g à 3700 g par mois, la coulée B de 150 à 3700 g. Ces chiffres paraissent très voisins, mais les deux coulées n'ont pas fonctionné également chaque mois. Ainsi, pendant un mois chevauchant novembre et décembre 1968, la coulée A a fourni 2900 g et la coulée B 450 g. La coulée A se débute de façon bien liée aux cycles gel-dégel; la coulée B en est plus indépendante. Des expériences de laboratoire, soumettant des échantillons à 20 cycles en milieu humide ont montré qu'un échantillon de la coulée A s'est totalement désintégré, donnant des matériaux de moins de 2 cm, alors qu'un échantillon de la coulée B n'a perdu que 4,1% du total: ce ne sont pas les cycles de gel-dégel qui le débiteront le plus. Tout en étant basaltiques l'une et l'autre, la lave A et la lave B offrent des différences de composition et de disposition physique. La lave A, notamment, comprend 29% de mésostase, la lave B 3,6%. La densité des fissures est de 9 à 3600 pour la coulée A, et de 400 à 250.000 pour la coulée B. La largeur de ces fissures varie, pour la coulée A, de 1 à 50 mm, et pour la coulée B de 1 à 10 mm. La porosité de la lave A (mais on ne nous dit pas quelle est la méthode de mesure. Le comptage? Les chiffres sont en tout cas anormalement élevés) est de 10,3%, celle de la lave B de 5,3%; l'absorption d'humidité mesurée sur des échantillons de 10 cm<sup>3</sup> est de 2,47% de poids sec pour la coulée A et de 0,79% pour la coulée B. Retenons que la coulée la plus gélive est la plus poreuse, la plus diaclasée, la moins porphyrique. Mais les auteurs n'ont pas étudié à part la macro et la microgélivation, de sorte qu'on ne peut pas comparer l'action des deux processus. On voudrait savoir aussi si la lave B, où l'ablation est, au total, équivalente à celle de la lave A, n'est pas sujette à des actions-retard, et si la gélivation n'y opère pas en préparant un descellement qui pourra ensuite se manifester lors de simples variations d'humidité ou de température.

En laboratoire, la première série d'expériences de Caen (KIEFFER, LAUTRI-DOU, 1971) a établi l'échelle de gélivité suivante: „-non gélifs: les basaltes, les basanites, les variétés compactes et non bulleuses d'andésite (andésite de Theix et ordanchite) et de trachy-andésite (doréite), les phonolites.”, „-légèrement gélives: les sancyites et les rhyolites.”, „-très gélive: la dômeite”, „-irrégulièrement gélive: l'andésite de Volvic”. L'étude montre notamment le rôle des migrations de l'eau dans la roche, l'imprégnation assurant une saturation des vides supérieurs à 90% pouvant seule assurer une désagrégation par le gel. Des expériences

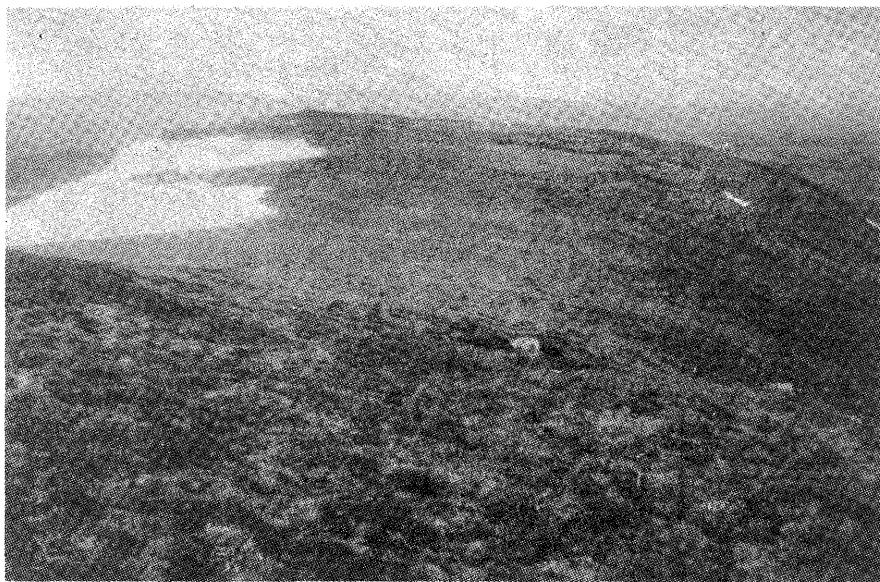


Photo. 1. Contraste de versants en milieu périglaciaire (puy de Paillaret, sur le versant sud des Monts Dore, Massif Central français): vue prise du Nord vers le Sud le 5 juin 1983

La neige s'est accumulée du côté Est, c'est-à-dire sous le vent. Elle y forme des congères qui contribuent à dégager des corniches correspondant aux fronts de coulées anciennes; au contraire, sur le versant ouest, au vent, la lave a géfié en donnant des tabliers d'éboulis et un haut de versant régulier convexe

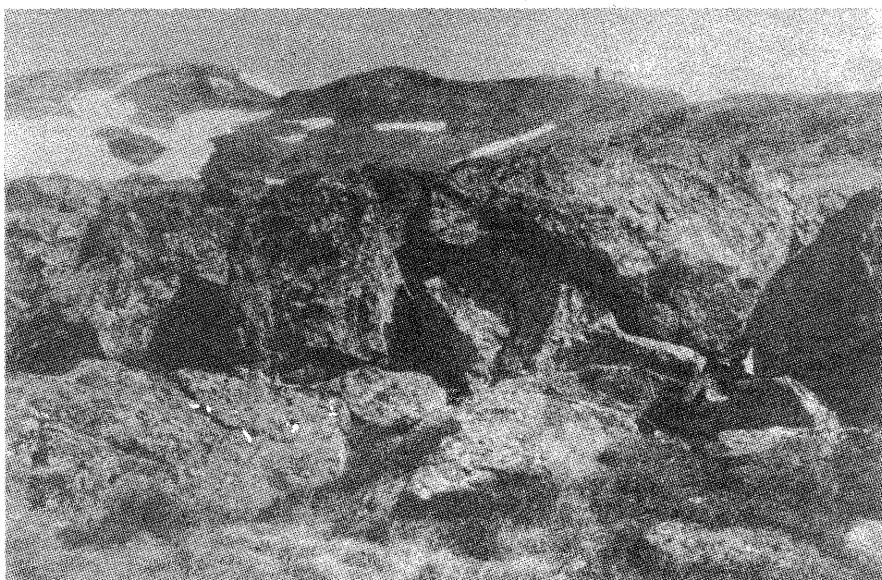


Photo. 2. Descellement et dégagement de blocs mal prismés au puy de Paillaret

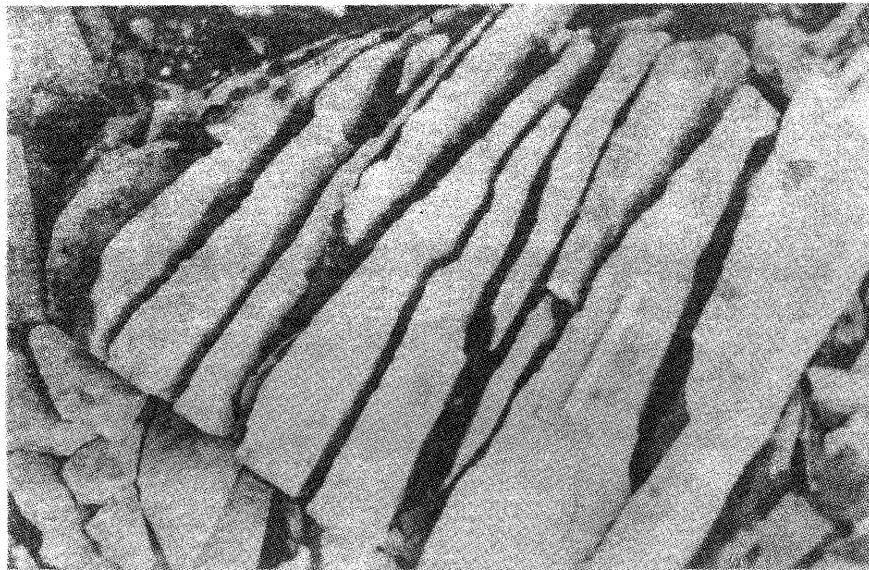


Photo 3. Refragmentation d'un bloc de basalte par des cassures souvent obliques, dans les conditions périglaciaires actuelles de l'Islande centrale, vers 700 m d'altitude (cliché P. BOUT)

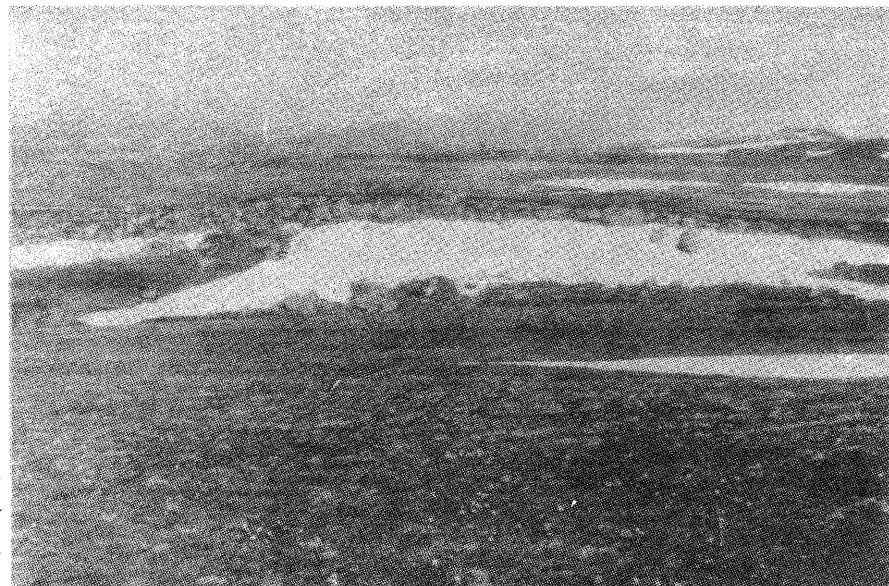


Photo 4. Congère de pied de corniche à l'exposition Est au-dessus du Maynialou (Monts Dore) vers 1500 m d'altitude (5 juin 1983)



Photo 5. Le versant Est du puy de Paillaret

Talus d'éboulis probablement würmien. A l'arrière plan en haut, en profil sur l'horizon, l'affleurement rocheux a presque été arasé: transition entre une forme structurale et un versant de Richter

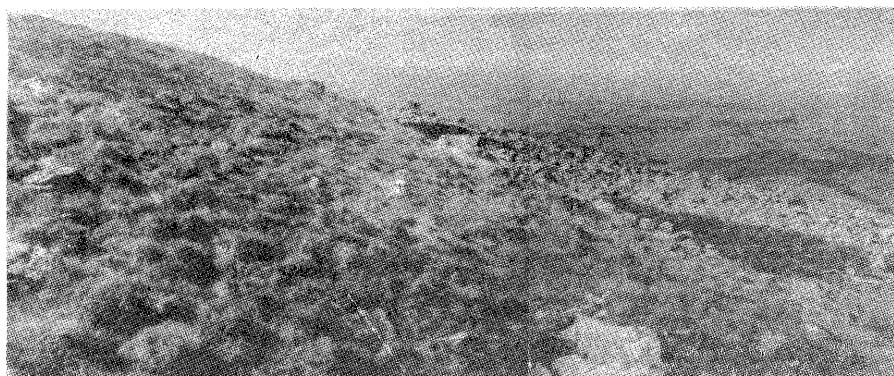


Photo 6. Sommet du versant Est du puy de Paillaret

Haut de versant régularisé convexe. Les chicots rocheux ont été à peu près entièrement arasés. Juxtaposition d'éboulis emballés (premier plan) et d'un tablier d'éboulis sans doute würmiens, avec peut-être, à droite, une niche que la végétation de genévriers colonise



Photo 7. Face Est du puy Griou (Cantal)

Disposition assez semblable à celle de la photo 5; en haut, la phonolite n'a pas été arasée et fait saillie; le secteur médian est un versant de Richter dans les prismes de phonolite qui se débloquent; la base est un talus d'éboulis



Photo 8. Carrière Nord-Est du puy de Sarran, appelé aussi puy de Zanière (région d'Ardes-sur-Couze, Cézalier, Massif Central français)

Cône préwürmien. Il ne s'agit pas de scories en place, mais d'un remaniement de versant de type grèzes litées

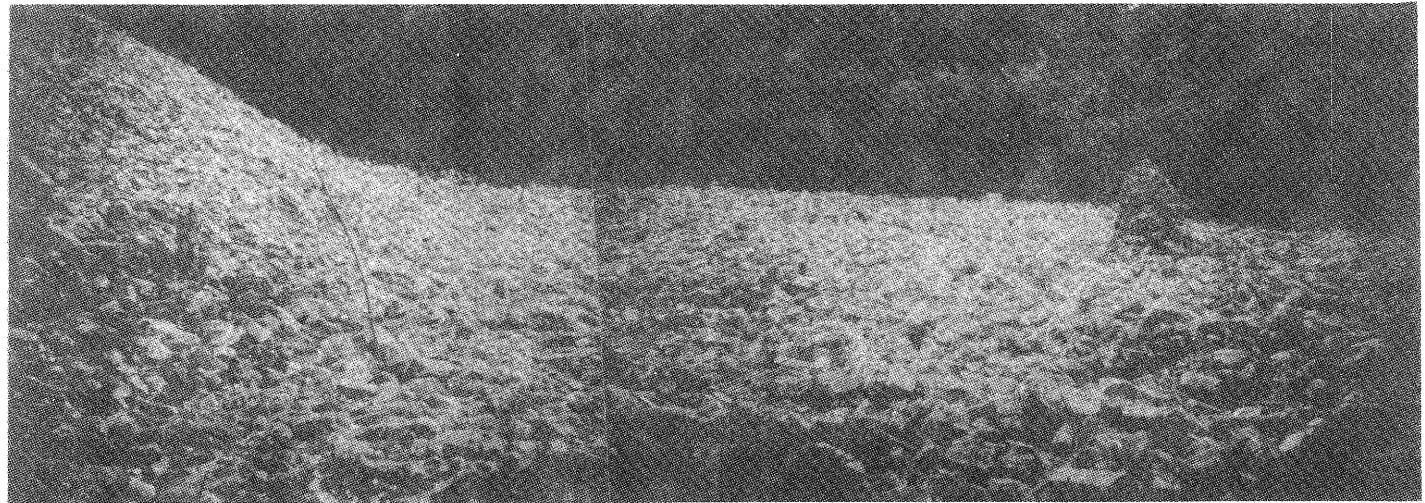


Photo 9. Au puy de Serpanoux, Comté d'Auvergne, vers 650 m d'altitude, à l'exposition Nord-Est

La roche est une téphrite (roche sous-saturée sodique, apparentée à la phonolite); abondant manteau d'éboulis würmien à gauche, passant à un „clapier” (rock-glacier) remanié par l'homme. Le cairn, haut de 1,50 m, donne l'échelle. (site découvert par P. BOUT)

complémentaires assurées au même laboratoire par KIEFFER, LAUTRIDOU et VALADAS (1983, p. 545 à 559) précisent l'importance de l'altération chimique préalable des matériaux: „avec le type sonnenbrenner les gélifracts prennent l'allure de gravillons; avec les patines épaisses comme celles du Meygal, c'est une importante matrice fine qui est produite. Cette altération chimique prend plus d'importance que l'existence des fissures. Dans le cas de coeurs rocheux sains, l'évolution par gélification est très lente et passe par le stade intermédiaire d'élargissement de fissures.”. Le rôle de l'altération en sonnenbrenner, donnant des émettements, avec ou sans maintien de coeurs rocheux, a été démontré sur des échantillons de KIEFFER (basalte du Malnon, Cézalier): deux photographies de l'état obtenu après 624 alternances sont particulièrement saisissantes (VALADAS, 1983, pl. IX, p. 573). Les phonolites du Meygal (Velay) ont gardé un coeur rocheux sain intact mais leur patine a fourni des fines. Les phonolites du Perthuis ont donné peu de débris. Les phonolites du Griou ont été très peu attaquées à l'exception d'un seul échantillon qui a été presque entièrement détruit. Tout compte fait, les premières expériences comme les dernières ont mis en évidence la différence de comportement des phonolites sur le terrain et en laboratoire. Elles apparaissent sur le terrain comme les plus prodigues en tabliers d'éboulis et autres accumulations de blocs. En laboratoire, elles sont en général peu gélives, encore que les nouvelles expériences aient nuancé cette apparente intégrité.

Des contradictions semblables ont fait dire à GODARD (1965, p. 602), à propos des reliefs de l'Ecosse: „dans les régions volcaniques (d'Ecosse), le désaccord entre l'échelle de gélivité et la place dans le modélisé devient plus criant encore (que dans les régions cristallines) puisque l'ossature du relief est fournie couramment par des basaltes métamorphisés et surtout par les feuilles intrusives (sills, cone-sheets, etc.) qui sont particulièrement sensibles à l'action du gel, en raison des nombreuses diaclases qui les traversent.”. Ou encore, à propos de l'île de Mull, „la hiérarchie de résistance ne correspond en rien à la gélivité des roches” (GODARD, 1965, p. 478), tout au contraire; GODARD explique donc les inégalités de relief par une échelle de résistance élaborée antérieurement au Quaternaire froid. Cela ne l'empêche pas GODARD de souligner la gélivité des corniches de basalte (GODARD, 1965), bordées d'éboulis de gravité ou d'eboulis ordonnés. La gélivation a dégagé une banquette à la base des coulées.

Si le terrain offre des différences entre une échelle de gélivité et la position topographique, ce n'est pas seulement que le relief s'explique par un système morphoclimatique ancien. C'est souvent que, sur le terrain, le facteur essentiel est la macrogélivation due au gel de longue durée tandis qu'en chambre froide on opère sur des échantillons réduits qui ne laissent pas de diaclases ouvertes et que la méso ou microgélivation, plus sensible aux cycles gel-dégel, explique le comportement de l'échantillon.

## GEL WÜRMien ET GEL ACTUEL

Dans les montagnes de moyenne et de basse latitude, la marque du gel actuel se superpose à celle du gel würmien. Peut-on les distinguer? Il semble que les gros blocs datent du Würm (tout au moins de la fin du Würm pour les massifs qu'une carapace de glace occupait encore au pléni-Würm), et que les fragments plus minces sont en grande partie le résultat des gels actuels. VALADAS (1975) a distingué, au puy Griou, pointement phonolitique du Cantal, une macrogélivation ancienne qui s'est contente d'exploiter les faiblesses de la roche (prismes et plaquettes) et une gélification secondaire actuelle qui provoque le fractionnement des blocs et la cassure de leurs coins. Sur la roche en place, la gélification actuelle ne détache que des éclats de taille modérée (surface décimétrique, épaisseur centimétrique)<sup>2</sup> qui, dans leur chute, ne rejoignent pas les grands tabliers d'éboulis. Par ailleurs, le gel actuel affecte ces tabliers anciens de quelque avalanches de pierres et de réaménagements limités. Il faut donc répondre avec prudence à la question: le gel actuel prolonge-t-il l'action du gel würmien, ou se comporte-t-il de façon à créer des modèles différents? La solution est intermédiaire: les actions vives se distinguent largement des actions anciennes mais elles les retouchent parfois légèrement.

L'aspect des cortex ne permet-il pas de distinguer gélivation ancienne et gélivation actuelle? Le problème a été posé par SCHARLAU (1953) à propos des basaltes de Hesse. Selon cet auteur, beaucoup de basaltes de Hesse sont recouverts d'un cortex protecteur de couleur brune limonitique qui serait d'âge würmien car on le retrouve sur les outils paléolithiques tandis que l'altération actuelle tend à détruire le vieux cortex et à former une patine claire due à une déferritisation et qu'on trouve sur les parties éclatées. Dans la haute montagne alpestre, c'est le cortex limonitique qui se forme encore de nos jours, alors qu'aux altitudes modérées des reliefs volcaniques de Hesse, elle ne se forme plus. Les clapiers de cette région qui la gardent à la surface de leurs blocs se sont donc mis en place au Quaternaire froid et ne subissent aujourd'hui que de légères reptations dues à l'entraînement par l'eau des fines sur lesquelles ils reposent.

Nous n'avons pas visité récemment la région basaltique de Hesse, mais il semble bien que les patines brunâtres que l'on trouve en Auvergne et en Velay se réalisent en milieu humide et qu'en particulier elles tapissent des diaclases peu ouvertes que le marteau met en évidence. On les voit imprégner les roches où elles migrent en rappelant, en moins régulier, la disposition en auréoles des anneaux de Liesegang. Mais elles peuvent aussi accompagner d'anciens horizons de fusion battante du pergélisol. Leur signification se rapporte plus à l'humidité du milieu

<sup>2</sup> En revanche, sous un climat tel que celui de l'Islande, au-dessus de 500 m d'altitude (moyennes de février et d'août de l'ordre de  $-4^{\circ}\text{C}$ ,  $+7^{\circ}\text{C}$ ), la refragmentation des prismes de basalte se fait, au moins en partie, en blocs anguleux d'épaisseur décimétrique.

qu'à sa température. Elles peuvent être antérieures à la patine blanche ou se substituer à elle par imprégnation capillaire. Les blocs des clapiers phonolitiques ne présentent pas la patine brune, sauf dans les microclimats humides, mais la patine claire qu'on interprète comme un résultat du lessivage<sup>3</sup>. Les deux aspects superficiels ne permettent pas de dater la mise en place des blocs.

## LES RESULTATS DE LA MACROGELIVATION

Les résultats de la gélivation — surtout ancienne — peuvent être classés ainsi:

1. Modelés de corniches sur le flanc des coulées (avec collaboration de la nivation); dégagement de versants structuraux où alternent, en se superposant corniches et talus.

2. Production d'abris-sous-roche.

3. Crédation de toute une série de groupements d'éboulis: tabliers, „clapiers”, rivières de pierres, etc.

1. Il ne se dégage pas des corniches dans tous les cas de gélivation. Rognon a même montré que dans le Hoggar les corniches sont plus émuossées dans la zone supérieure la plus gélive (gélive si non aujourd'hui, du moins aux époques froides desquelles le relief est hérité) que dans la zone basse. Rien d'étonnant à cela: la production abondante d'éboulis de gélivation engendre des manteaux de débris qui peuvent masquer la corniche. En fait, beaucoup de corniches sont dégagées avec collaboration de la nivation quand des congères accumulées sous le vent persistent tard en saison au pied de l'abrupt rocheux (observation, par exemple, au-dessus du Meynialou, sur le flanc sud des Monts Dore, au début de juin 1983, photo 4). Nous verrons qu'une très forte gélivation l'emportant sur le rôle de la nivation aboutit à une convexité de haut de versant.

Une gélivation modérée peut contribuer à dégager des versants structuraux. Ce processus n'est pas le seul responsable de ces formes mais il est l'un des plus efficaces. On aboutit à des versants en marches d'escalier faisant alterner corniches et talus, ces derniers modelés soit dans des brèches, soit dans des lits de cendres de retombée, altérées ou non (cas des lits intra-trapps).

2. La production d'abris-sous-roche peut se faire soit sous le basalte par dégagement de couches gélives sous-jacentes, soit à l'intérieur du basalte. Quand

<sup>3</sup> La patine blanche est généralement épaisse (plusieurs millimètres) dans les phonolites et roches apparentées telles que les téphrites. Elle existe cependant aussi dans d'autres roches (basaltes, andésites), mais elle y est plus mince. Il s'agit essentiellement d'un blanchissement (bleaching) par lessivage des alcalins, du Ca, du Mg, surtout dans la mésostase (KIEFFER, 1968, p. 34-37). Cette patine apparaît plus poreuse que sa roche-mère. Il arrive qu'elle éclate dans les expériences de gel en laboratoire. Cependant, elle paraît protéger du gel secondaire les blocs des clapiers. ROGNON (1967, p. 57) considère qu'elle immunise plutôt contre la gélification et notre impression est la même.

une coulée présente, comme c'est classique, une colonnade de petits prismes bien formés et au sommet des prismes irréguliers, voire des blocs informes, c'est la colonnade qui gélive le plus. PIERRE BOUT (1980) a bien souligné ce phénomène: „A diverses phases du Paléolithique, des feuillets de glace se sont installés dans les diaclases de la roche, s'y sont nourris par ségrégation, désengrenant un à un les tuyaux d'orgue de la base alors qu'au-dessus, la coulée ne cédait aux mêmes actions que par petits morceaux. Le „chapeau” reculant moins vite que la colonnade, des surplombs sont apparus.”. L'intervention humaine a certes pu jouer, mais la glace avait préparé le travail; dans quelques cas, comme à la Grotte des Laveuses de Royat près de Clermont-Ferrand, une énorme bulle de gaz peut être à l'origine du creux mais le fait n'est pas général. C'est bien la gélivation de la colonnade qui est à l'origine de la plupart des abris utilisés en Auvergne et en Velay par les Paléolithiques. Les cavernes sont évidemment plus belles et plus nombreuses dans les calcaires karstiques, comme en Périgord, mais la gélivation du basalte n'en est pas moins à l'origine de la préhistoire de la Haute-Loire.

3. Les éboulis une fois descellés et tombés, ils donnent toute la série des formes d'étalement dont on n'a pas ici à examiner le détail: les grands tabliers abondent tout particulièrement au pied des reliefs phonolitiques: dans la moyenne montagne, ils sont en général würmiens et formés de gros blocs bien engrenés. Ils passent parfois à l'aval à des accumulations de pente plus faible semblables à des glaciers rocheux (photo 9), les clapiers du Velay, mais les clapiers peuvent aussi être dissociés du talus d'éboulis d'amont. Quand l'accumulation est étroite, on parle de „rivières de pierres”<sup>4</sup>. Il existe aussi, fréquemment, des blocs emballés dans une matrice. Tout cela n'est pas particulier aux roches volcaniques, mais abonde beaucoup plus dans les roches volcaniques que dans les roches cristallines. C'est au pied des grandes intrusions que ces blocs donnent les accumulations les plus abondantes car la hauteur de la roche alimentant en prismes est beaucoup plus grande que celle des coulées (puy Griou par exemple, dans le Cantal, mais aussi „sucs” du Velay). La haute montagne du Hoggar, grâce à ses abondants pointements phonolitiques, est un autre cas de richesse en talus d'éboulis: à tel point qu'elle est peut-être à l'origine de la légende de „l'ennoyage désertique”.

#### LE COMPORTEMENT DES MATERIAUX FINS

L'importance de la macrogélivation ne doit pas masquer la production de fines qui l'accompagne. Les photographies citées de Valadas montrent bien la formation de débris allant de la taille des graviers à celle des limons.

<sup>4</sup> Sur toute la question de ces éboulis, on se reporterà aux observations très détaillées de VALADAS, 1983, notamment p. 163 et suivantes, 312 et suivantes, 731 et suivantes.

Cet accompagnement de la macrogélivation n'est pas la seule origine des produits meubles et fins. Ceux-ci proviennent aussi:

- de la matrice des brèches,
- des cendres de retombée,
- des scories stromboliennes et de la fragilité de leurs aspérités dont les saillants se détachent par friction,
- de la pédogenèse.

Ces productions restent cependant en majeure partie relativement grossières, les produits de taille supérieure à  $50 \mu$  étant en général en majorité. Dans les phases les plus fines, rares sont les réserves d'eau responsables habituellement des gonflements des sols: l'eau interstitielle des limons ou celle des smectites. Abondants au contraire se révèlent les produits peu sensibles au gel, comme les scories grossières perméables. Aussi, les phénomènes de gonflement se présentent-ils moins souvent que dans la majorité des milieux non volcaniques.

Les sols à figures sont rares en milieu volcanique mais ils existent: avec des cellules de près d'un mètre de diamètre en Islande centrale, au Laugafell, vers 750 m d'altitude; avec des dimensions plus réduites (une vingtaine de centimètres) au sommet du Mezenc dans le Velay à 1750 m (ils ont été découverts et signalés par BOUT, 1975, p. 200); au Pic du Teide (Iles Canaries) au-dessus de 2000 m (MARTINEZ DE PISON, QUIRANTES, 1981, p. 121 à 143).

Le comportement des pyroclastites au gel dépend évidemment beaucoup de leur granulométrie. Les cendres de retombée, qui sont d'autant plus fines qu'on s'éloigne plus de la bouche d'émission, gélivent plus à l'écart du volcan dans les couches téphrochronologiques qui se recouvrent l'une l'autre. Elles peuvent alors présenter des involutions d'autant plus visibles que la couleur de chaque couche est différente.

Les pences sont particulièrement sensibles au gel (Y. ONO, 1981, p. 200) en raison de leur porosité et de leur faible masse volumique. Pour cette dernière raison, elles sont aussi particulièrement sensibles à la déflation, du moins en période sèche après la fonte des neiges (dunes datées à Hokkaido par Y. ONO de 32.000, 15.000, 6400, 1850 ans). Dans les séries de cendres téphrochronologiques, elles sont un élément particulier de la cryoturbation en raison même de leur porosité.

Les sols sur pyroclastites sont, dans les zones climatiques tempérées et froides, des andosols ou des sols andiques. Les smectites y sont rares<sup>5</sup>; les allophanes au contraire abondent. Ces argiles amorphes ne gonflent pas; l'eau n'est retenue qu'entre les grains du sol. Il en résulte que la solifluxion est rare sur les pentes couvertes d'andosols. Les versants de cônes de scories grossières sont donc

<sup>5</sup> Elles ont cependant joué un rôle dans le grand éboulement occasionné par le blast du Mont St Helens en mai 1980.

presque immunisés contre l'action du gel. Il est pratiquement impossible de distinguer un cône qui a subi un climat périglaciaire pendant une partie du Würm d'un cône post-glaciaire (dans la chaîne des Puys par exemple). Sous le climat froid de l'Islande, les versants de cône ne présentent pas de formes spécifiques des conditions froides.

Cependant, des grèzes litées se rencontrent parfois sur des cônes qui ont subi une période froide: c'est le cas du versant nord-est du puy de Sarran (Cézalier; Photo 8) et, sous une forme moins nette, du flanc sud-est de Gravenoire près de Clermont-Fd (à l'entrée de la carrière abandonnée). On a même signalé des grèzes litées en Sardaigne dans des ignimbrites (OZER, ULZEGA, 1981, en particulier p. 259 et 262). Il reste cependant très malaisé de distinguer des phases froides dans les formations de pente des cônes du Devès (Velay), qui datent d'environ 1,5 MA.

Dans un milieu sub-périglaciaire, celui de la Chaîne des Puys, vers 1000 – 1100 m d'altitude, le versant de cônes de scories évolue par déchirements du tapis végétal de lande, de sorte que la terre est mise à nu. Une cicatrice apparaît, offrant en plan le dessin d'une poire renversée de dimensions métriques. Les processus périglaciaires interviennent ensuite, quelle qu'ait été l'origine – anthropique ou non – de la cicatrice. Ils ont été étudiés dans un article resté inédit de PIERRE BOUT, MAX DERRUAU, ANDRE FEL, Melle MARTROU (1951). Le tapis végétal est affouillé sur le pourtour par l'action du gel et celle du vent: il fait surplomb au-dessus de l'horizon inférieur du sol de sorte que „la couche à radicules, épaisse d'une vingtaine de centimètres, domine un horizon excavé d'épaisseur égale ou un peu plus forte”. Des témoins de la couverture végétale restent à l'intérieur de la plie et solifluent. Un sol et une nouvelle végétation tendent à se reconstituer sur l'horizon inférieur mis à nu. L'un des puys, le puy des Gouttes (fig. 1), présente,

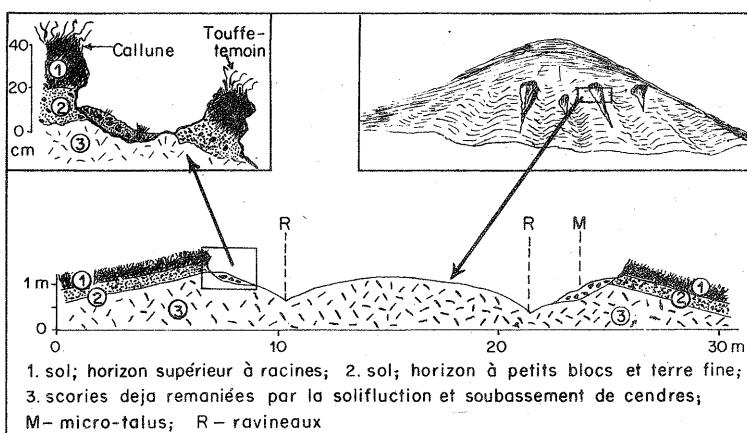


Fig. 1. Les ravins en poire du puy des Gouttes, ouverts dans de petits bombements des versants

En bas, à droite – vue perspective; au centre – coupe; en haut à gauche – détail. La figure est extraite de l'article inédit de P. BOUT, M. DERRUAU, A. FEL, Melle MARTROU, cité dans le texte. Dessin d'A. FEL

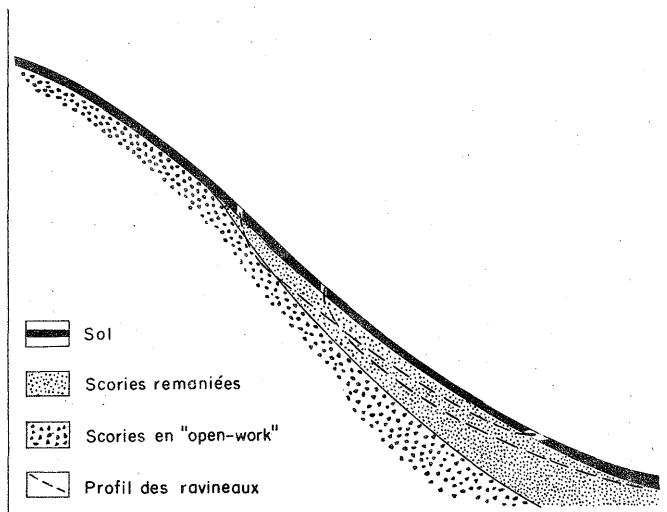


Fig. 2. Profil du fond de ces petits ravinements ouverts, non dans la scorie en place, mais dans des scories remaniées. Même origine que la Fig. 1. Dessin d'A. FEL

dans le sens de la pente, des déchirures parallèles tendant aux ravinements de ruissellement, profonds de près d'un mètre et atteignant non la scorie en place, mais un matériau soliflué (fig. 2) incluant de petits blocs. Ces ravinements entaillent un versant convexo-concave évolué. Il est évidemment hors de question d'y voir l'action de déferlantes basales: ce sont bien des formes d'érosion nettement postérieures à l'éruption.

Le problème reste entier de savoir pourquoi la présence et la forme des déchirures varient d'un cône à l'autre. Le cas particulier du puy des Gouttes s'explique peut-être par l'abondance, dans la structure, des scories acides fines, imperméables au point d'avoir donné de petites sources, les „gouttes”, captées par un abreuvoir.

L'évolution par déchirures n'est d'ailleurs pas le fait des seuls reliefs volcaniques. Elle a été signalée par exemple dans les Highlands d'Ecosse.

#### LE MODELE DES VERSANTS

Les processus périglaciaires en milieu volcanique sont responsables d'un modèle de versant tantôt spécifique, tantôt obéissant aux règles générales d'élaboration des profils.

Les coulées ou les sills sont soulignés fréquemment par des corniches et les intrusions par des saillies ponctuelles mais ce dégagement n'est pas toujours réalisé, et nous avons vu comment les corniches sont souvent en partie dégagées par l'érosion nivale, les congères de neige s'accumulant de préférence sous le vent;

le versant à corniche nette du côté sous le vent contraste avec le versant à corniche indécise ou absente du côté au vent (Photo 1).

L'absence de corniche est le résultat d'une évolution qui commence par le macrodébitage de prismes en convexité de haut de versant. En effet, quand il n'y a pas un soutirage suffisant sous la corniche, celle-ci ne recule pas par pans parallèles mais par ablation de prismes d'autant plus hauts qu'on est sur le bord. Cette évolution s'observe bien sur le versant sud des Monts Dore, au puy de Paillaret, vers 1700 m d'altitude: on y constate tous les cas de transition entre la corniche et la convexité de sommet de versant. On saisit le processus qui finit par faire fi des formes structurales et qui, à un stade avancé de l'évolution, tranche uniformément les coulées de lave et les pyroclastites, quelle que soit la différence de résistance de ces deux éléments. On reconnaît là le processus de formation du versant de RICHTER et son origine, ou du moins une de ses origines, la gélivation des saillants (photos 5, 6 et 7).

La partie médiane du versant est tantôt en tablier d'éboulis, *lato sensu*, tantôt en éboulis emballés, selon la proportion réciproque de fines et de blocs. La surface occupée par les éboulis emballés est, dans l'ensemble, nettement supérieure à celle des tabliers nus.

Dans les pyroclastites, les versants réglés s'établissent plus rapidement: même sur des côtes récentes, et malgré l'action de la mer, une falaise à flanc oblique peut se former rapidement dans des téphra à demi cohérents et avec une pente supérieure au talus de gravité (NORRMAN, 1970).

Les coulées boueuses restent assez discrètes sur les versants de pyroclastites (cependant, voir une photo de sillon à levées torrentielles dans NORRMAN, 1970, couverture), ce qui surprend d'autant plus que le matériau est par ailleurs capable de constituer ces coulées de boue volcanique que sont les lahars. Mais les lahars se forment quand des quantités de cendres de retombée sont encore meubles; l'évolution pédologique, avec formation d'alophane, immobilise ensuite rapidement les cendres.

La réalisation de versants réglés reste générale; c'est dire que les processus périglaciaires dans les milieux volcaniques ne dégagent pas définitivement les formes structurales, mais ne le font qu'un temps et finissent par modeler des reliefs peu caractéristiques<sup>6</sup>.

<sup>6</sup> Il n'a guère été question, dans ce qui précède, de formes littorales parce qu'en morphologie littorale, la part des processus périglaciaires est relativement modeste, toutes choses égales d'ailleurs. En effet, il intervient des processus particuliers à la mer, et, d'autre part, le gel est d'autant moins intense que le milieu côtier atténue les écarts thermiques.

Il ne semble pas que le pied de glace exerce une action particulière dans le descellement des prismes exposés dans les falaises. Le rôle de la température intervient par l'affaiblissement de l'attaque par les sels (Salzsprengung) aux hautes latitudes (GUILCHER et BODERE, 1975, p. 184). En avant des falaises, pointent parfois des pinacles. Sur les côtes du Nord de Sakhaline GUILCHER (1980, p. 107), suivant le

## B i b l i o g r a p h i e

- BIROT, P., 1981 — Les processus d'érosion à la surface des continents. Masson, Paris; 605 p.
- BOUT, P., 1952 — L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. Mélanges géographiques offerts à Ph. Arbos. Publ. Inst. Géogr. Fac. Lettres Clermont; p. 91 — 102.
- BOUT, P., et al., 1955 — Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale. *Norois*, 8; p. 461 — 571.
- BOUT, P., 1974 — Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Revue d'Auvergne*, 455; p. 49 — 75.
- BOUT, P., 1980 — La préhistoire basaltique en Velay et Auvergne. in: L'abri sous-roche de la Baume d'Arlempdes. *Cahiers de la Haute-Loire*, numéro spécial; 19 p.
- BOUT, P., 1982 — Action du gel intense sur les basaltes. *Biul. Peryglacjalny*, 29; p. 5 — 11.
- DE BRUM FERREIRA, A., 1981 — Manifestações periglaciárias de altitude na ilha da Madeira. *Finisterra*, 16, 32; p. 213 — 229, paru en 1983.
- ERNST, Th. 1960 — Probleme des „sonnenbrandes“ basaltischer Gesteine. *Ztschr. Deutschen Geol. Ges.*, 112.
- GACHON, L., 1945 — L'évolution morphologique des coulées volcaniques en Auvergne. *Ann. Géogr.*; p. 254 — 273.
- GILBERTAS, B., 1983 — Les massifs du Lizio et du Meygal: volcanisme et dynamique périglaciaire. *Bull. du Lab. Rhodanien de Géomorph.*, 13; p. 21 — 38.
- GODARD, A., 1965 — Recherches de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest. Paris, Les Belles-Lettres; 701 p.
- GUILCHER, A., 1980 — Observations géomorphologiques sur des littoraux subarctiques de la pointe nord de l'île Sakhaline (Extrême-Orient soviétique). *Rev. Géomorph. Dyn.*, 29; p. 101 — 115.
- GUILCHER, A., BODERE, J. Cl., 1975 — Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques aux moyennes et hautes latitudes dans l'Atlantique. *Bull. Assoc. Géogr. français*, 426; p. 179 — 185.
- KAISER, K., 1972 — Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai (Tibesti, III, Feldarbeiten 1966/67). *Berliner Geogr. Abhandl.*, 16; p. 49 — 82.
- KIEFFER, G., 1968 — Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basaltiques. *Revue d'Auvergne*, 82, Fac. Lettr. de Clermont-Fd, Inst. Géogr., 33; p. 27 — 49.
- KIEFFER, G., LAUTRIDOU, J. P., 1971 — Essais de gel sur des roches volcaniques du Massif Central. *Centre Géomorph. de Caen, Bull.*, 9; p. 25 — 52.
- MALAURIE, J., 1955 — Evolution de talus sableux au pied des dykes sous un climat arctique. Montagne de Skansen (Disko, Groenland). *Norois*, 6; p. 244 — 245.
- MARTINEZ DE PISON, E., QUIRANTES, F., 1981 — El Teide, estudio geográfico. Editorial Interinsular Canaria S. A., Depto. de Geografía, Univ. de La Laguna; 189 p.
- MARTINI, A., 1967 — Preliminary experimental studies on frost weathering of certain rock types from the west Sudetes. *Biul. Peryglacjalny*, 16; p. 147 — 194.
- MOTTET, G., 1974 — L'Ankaratra et ses bordures (Madagascar). Recherches de géomorphologie volcanique. Thèse d'Etat de Géographie, Clermont-Ferrand; 730 p.
- NORRMAN, J. O., 1970 — Trends in postvolcanic development of Surtsey Island. *Medd. Uppsala Univ., Geogr. Inst.*, A 246, reprint from: Surtsey Research Progress Report p. 1 — 18.
- ONO, Y., 1981 — Chronologie et signification paléoclimatique des phénomènes périglaciaires fossiles, Hokkaido Est, Japon. *Biul. Peryglacjalny*, 28; p. 197 — 207.

géologue vietnamien NGUYEN VAN CHIEN, pense que les „pinacles seraient dans des basaltes compacts qui ont été séparés du littoral par débâlement de tufs basaltiques intercalaires“. Sur la côte nord-est de l'Irlande, les pinacles sont au contraire fréquemment constitués de brèches volcaniques. Compacts ou brèchiques, il est difficile d'y connaître la part des processus périglaciaires. Notre ignorance des côtes volcaniques en pays froid reste, de toute façon, très grande.

- OZER, A., ULZEGA, A., 1981 — Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne. *Biul. Peryglacialny*, 28; p. 259—265.
- PRIOR, D. B., STEPHENS, N., DOUGLAS, G. R., 1971 — Some examples of mudflow and rockfall activity in north east Ireland. *Inst. British Geogr., spec. publ.*, 3; p. 129—140.
- ROGNON, P., 1963a — L'évolution actuelle des formes du relief dans l'Atakor (Ahaggar). *Travaux Inst. Recherches Sahariennes, Univ. d'Alger*, 22; p. 61—78.
- ROGNON, P., 1963b — Le modélisé de haute montagne dans l'Atakor (Sahara central). *Bull. Assoc. Géogr. français*, 311; p. 13—28.
- ROGNON, P., 1967 — Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. Centre de Recherches sur les Zones Arides, sér. Géol. Editions du CNRS, Paris, 9; 559 p.
- SCHARLAU, K., 1953 — Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den Hessischen Basaltberglandschaften. *Erdkunde*, 7; p. 99—110.
- TAUPINARD, G., 1983 — Porosité et célérité des ultra-sons dans les roches volcaniques: application au problème de l'érosion différentielle dans le Massif Adventif des Monts Dore, Massif Central français. Thèse 3e cycle, Géographie, Clermont II.
- VALADAS, B., 1975 — Un exemple de dynamique actuelle dans un tablier d'éboulis: le cas du puy Griou (Cantal). Notes et Comptes-Rendus du Groupe de Travail „Régionalisation du Périglaciaire”, Com. Nat. fran. Géogr. Comm. pour l'Etude des Phénomènes Périglaciaires, fasc. 2; p. 33—41.
- VALADAS, B., 1983 — Les hautes terres du Massif Central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse d'Etat, Paris; 927 p.