

LES CHUTES DE PIERRES SUR LES ÉBOULIS RECOUVERTS DE NEIGE. CONTRIBUTION À L'ÉTUDE D'UN MÉCANISME

Abstract

In snow environments, rockfall generally occurs on snow covered talus slopes. But, movement of individual stones on snow talus has not been really studied. Yet, one generally considers this mechanism to have an important role in the morphology of talus slopes in cold environments especially in the formation of protalus rampart. We conducted experiments to isolate the parameters which control the path of particles and their orientation at rest: impact resistance of snow cover, roughness of the surface, size and morphology of particles, nature of the impact appear to be more important.

Movement of these particles is not as simple as was originally thought: sliding and rolling occur in various proportions during the moving and the increasing resistance of snow throughout the spring does not allow the blocks to concentrate in a confined area at the toe of the slope. These arguments allow one to question the classical model of the protalus-rampart formation. We bring new suggestions about the origin of these forms.

Key-words: rockfall — snow covered talus slopes — fall storting — protalus-rampart

INTRODUCTION

Plusieurs auteurs ont noté, dans la haute montagne alpine ou sous les hautes latitudes, la concomitance qu'il y a entre le maximum des chutes de pierres délivrées par les corniches rocheuses et la présence à la surface des éboulis situés à leur base d'un manteau neigeux (RAPP, 1960a, b; SOUCHEZ, 1966; TRICART et CAILLEUX, 1967; MALAURIE, 1968; CAINE, 1969; GARDNER, 1970; FRANCOU, 1982; HÉTU, 1986). Ainsi, dans les Alpes, à l'altitude de l'isotherme 0°C (2400–2500 m), les chutes de pierres se produisent à leur rythme optimal juste après que la couche de neige a atteint son épaisseur maximale (avril-mai) et accompagnent, par conséquent, la fonte rapide du manteau. Elles diminuent ensuite d'intensité lorsque celui-ci entre dans sa phase résiduelle (juin à août, selon l'exposition — FRANCOU, 1988).

Or, certains modèles de fonctionnement des éboulis ont été conçus exclusivement pour des talus dénudés et sont donc a priori inapplicables dans de tels milieux: c'est le cas du *scree slope rockfall model* (KIRKBY et STATHAM, 1975; STATHAM, 1976) qui met en avant le rôle joué par le frottement dynamique dans la construction des talus, c'est-à-dire le frottement qui s'exerce entre le fragment en mouvement et les fragments déjà accumulés. Ce paramètre contrôle, selon ce modèle, le granoclassement longitudinal (*fall sorting*) et la concavité du profil qui sont couramment observés sur les éboulis de gravité (FRANCOU et HÉTU, 1989).

Mais, par ailleurs, on a donné un rôle important à la neige. Ainsi, l'activité des avalanches a été plusieurs fois étudiée sur ces formations de pente (RAPP, 1960a, b; GARDNER, 1970; LUCKMAN, 1977; HÉTU, 1986; KOTARBA *et al.*, 1987;

* Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., rue des Tilleuls, 14000 Caen, France.

FRANCOU, 1988; ANDRÉ, 1988). De même, le glissement des fragments sur la neige durcie recouvrant les talus s'est vu attribué un rôle important. L'atténuation des frottements qui en résulte pour les blocs en chute passe pour allonger leur course, et tend à développer la concavité basale des éboulis (SOUCHEZ, 1966; TRICART et CAILLEUX, 1967; HÉTU, 1986). Les mêmes auteurs donnent à ce glissement sur neige et verglas un rôle essentiel dans la mise en place des lits de texture ouverte (*openwork beds*) des éboulis stratifiés. Pour de nombreux auteurs, en outre, ce même processus rend compte de la construction à la base des talus de bourrelets spécifiques; ce sont les bourrelets (ou moraines) de névé des auteurs francophones et les *protales-ramparts* des auteurs anglophones (DALY, 1912; BRYAN, 1934; GIGNOUX, 1946; BOYÉ, 1952; TRICART et CAILLEUX, 1962; BLAGBROUGH et BREED, 1967; MALAURIE, 1968). Plus récemment, d'autres études sur ces bourrelets ont nuancé le schéma classique de leur genèse sans en remettre en cause le principe, à savoir que la neige durcie joue le rôle d'un „plan de glissement” pour les blocs individuels: selon Ono et WATANABE (1986) et BALLANTYNE (1987), les laves (*debris-flows*) et les avalanches apportent une contribution à leur édification. Cependant, on a déjà fait remarquer (FRANCOU, 1977, 1988) que le mécanisme du glissement sur neige des fragments est déduit de l'existence même de ces bourrelets et mise en relation avec des observations faites sur les blocs bondissant à la surface de l'éboulis enneigé, mais qu'il n'a jamais été analysé expérimentalement. On ne dispose pas de la preuve que les morphologies en question soient dues effectivement à la modification que subit la course des blocs tombant sur une surface neigeuse.

C'est dans le but de préciser cette question que nous nous sommes livrés à quelques expériences sur le terrain, dont nous rapporterons ici les principales conclusions. Celles-ci ont été réalisées dans le combe de Laurichard (Alpes françaises; FRANCOU, 1988).

I. LE MOUVEMENT DES BLOCS INDIVIDUELS TOMBANT SUR UNE PENTE DE NEIGE

a. Mis à part le cas des névés permanents recevant pendant tout l'été des chutes de pierres d'une corniche active, on doit préciser tout d'abord que les blocs ne parviennent pas toujours à l'éboulis individuellement. Beaucoup, et même la majorité dans le cas corniches à couloirs, y parviennent emballés dans des coulées de neige ou des laves. Le scénario le plus courant est le suivant: le bloc se sépare de la paroi, tombe et se fiche dans la neige molle; puis il est repris par une coulée de neige et déposé à un endroit plus ou moins éloigné de son point de départ. S'il s'arrête sur une pente de plus de 30°, il a toutes les chances d'être remobilisé individuellement par simple gravité lors de la fonte du manteau neigeux (fig. 1). L'étude porte ici plus particulièrement sur des éboulis se découvrant tardivement et dominés par une paroi restant active pendant toute cette phase de déneigement, situation qui favorise les chutes individuelles sur neige durcie.

b. Les paramètres qui contrôlent le mouvement des blocs tombant sur la neige.

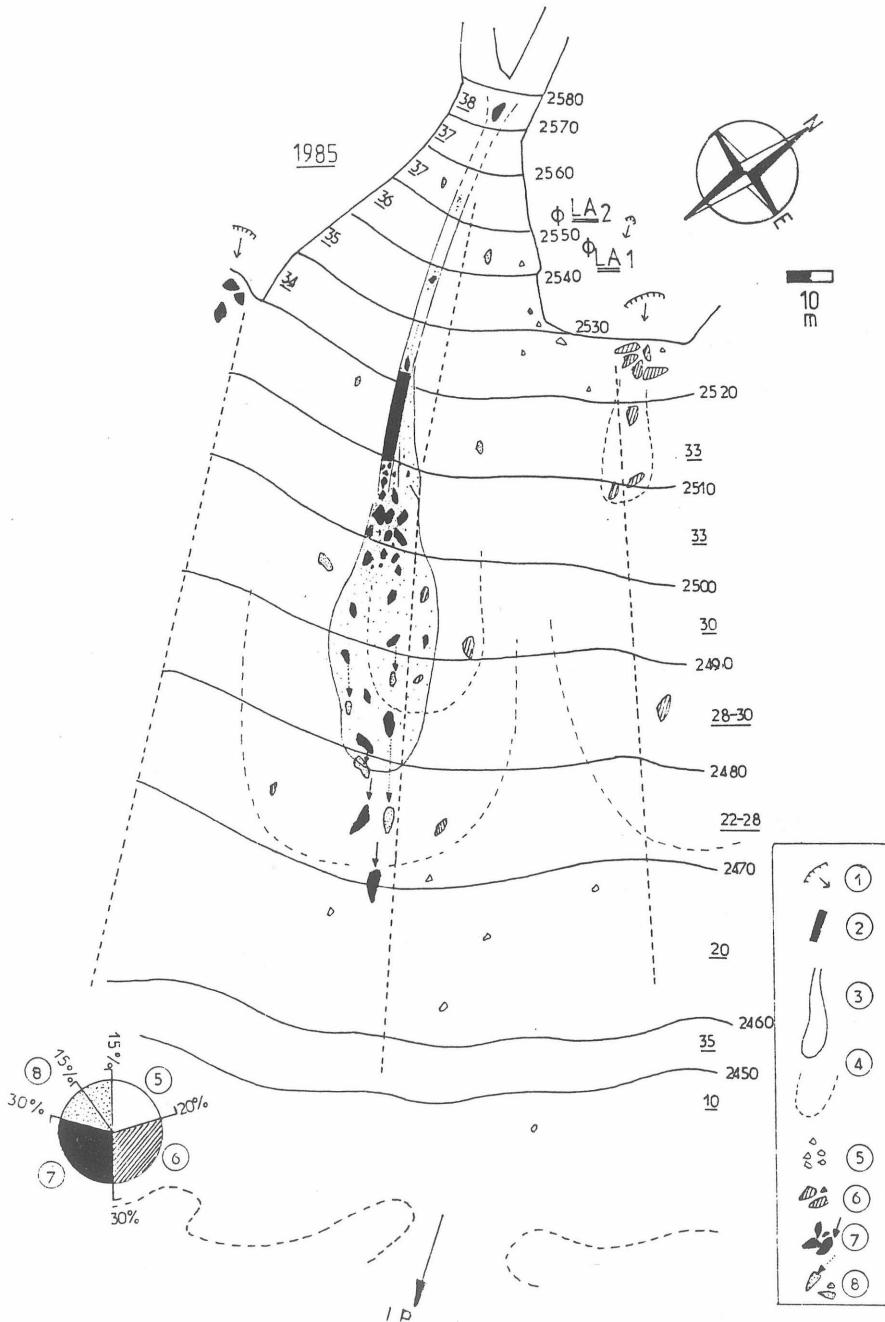


Fig. 1. Exemple de répartition des chutes de pierres sur un éboulis de la combe de Laurichard (Alpes françaises; fin avril-juin 1985). Exposition Sud., 2500 m

1) Cicatrice d'un éboulement (avant le 17.05); 2) Partie du chenal supranival déneigée; 3) Avalanche d'avant le 05.06; 4) Avalanches de mars-avril très peu chargées; 5) Chutes de pierres d'avant le 31.03 et de cette date au 20.04; 6) Chutes de pierres d'avant le 17.05; 7) Avalanche(s) de fond d'avant le 05.06 et chutes de pierres; 8) Chutes de pierres et remobilisations d'avant le 17.06. Le disque du bas donne la proportion des matériaux en circulation (à 5% près) pendant les 4 périodes considérées

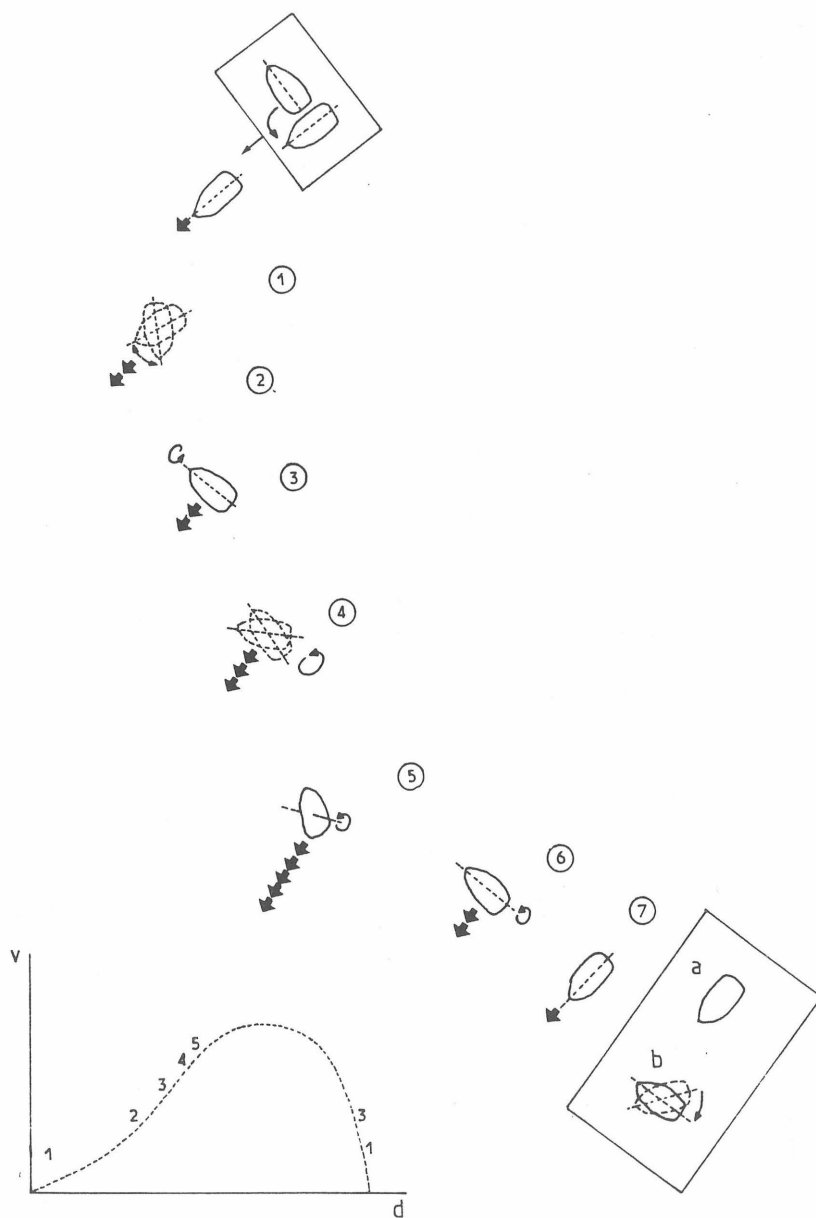


Fig. 2. Cycle complet des positions prises par un bloc lâché de 1 m de hauteur sur une pente enneigée de 35°, qui s'abaisse ensuite à 17°. Le nombre de flèches correspond à la vitesse (v) estimée du bloc. Encadré: position au départ, positions à l'arrivée

Par rapport à un plan incliné formé de particules de toutes tailles accumulées, 4 paramètres nous paraissent importants.

1. La résistance à la pénétration du manteau neigeux: elle est d'ordinaire mesurée par des sondes à battage ou avec des pénétromètres. La résistance varie de 1 kg/dm^2 (on peut y enfoncer le poing) à 300 kg/dm^2 et plus (on ne peut qu'y faire pénétrer une lame de couteau) (LLIBOUTRY, 1965). Dans le premier cas, la neige se comporte comme un corps plastique et l'énergie transmise par le bloc qui la percute se dissipe dans la formation d'un cratère, le tracé d'un sillage, etc... Au pire, le bloc se fiche sur place au premier impact. Dans le 2ème cas, le manteau résistant offre une réponse élastique à l'impact et le bloc rebondit en conservant la plus grande partie de son énergie (moins le frottement de l'impact, un ébranlement se propageant dans le sol et un peu de chaleur).

2. La rugosité de la surface de la neige: même assez résistante, la neige peut présenter une surface assez rugueuse pour freiner les blocs; sa fonte tend en effet à multiplier les aspérités: trous à cryoconite, boules des avalanches tardives, pénitents sculptés par la radiation, fragments déjà déposés, tout concourt à augmenter la rugosité du plan de glissement.

3. La forme du bloc: ce paramètre intervient davantage dans le cas d'un déplacement sur la neige que sur un talus dénudé. Selon le modèle de Kirkby et STATHAM (1975), c'est surtout la taille relative du bloc en chute par rapport à celle des blocs déjà déposés qui contrôle sa course. Ce facteur n'intervient plus dans le cas de la neige. Par contre, c'est le mode qu'utilise le bloc pour se déplacer qui importe: rotation ou glissade. Dans le cas de la glissade, la course est normalement plus courte car la surface du bloc en contact avec la neige est importante, ce qui augmente le frottement. Dans le cas de la rotation, les contacts avec le substrat neigeux sont réduits, donc les frottements diminués. De plus, l'énergie acquise par la rotation tend à prolonger le mouvement de translation par inertie. La course par rotation tend donc à être plus longue.

Cependant, la mise en rotation exige énergie élevée, ce qui explique qu'elle se produise sur les blocs ayant déjà atteint une certaine vitesse. C'est la géométrie du bloc qui contrôle le mode de déplacement: de forme ramassée (aplatissement, allongement faibles), il va avoir une bonne aptitude à rouler; de forme allongée ou aplatie il va plutôt glisser. A noter toutefois que dans les neiges de faible résistance, l'aplatissement garantit une meilleure chance de déplacement, car le bloc peut alors répartir son poids sur une surface plus grande et diminuer la pression avec laquelle il s'appuie sur la neige (principe qui est à la base de l'invention du ski et des raquettes).

4. L'importance du premier impact: elle est essentielle, car elle détermine la forme que prendra ensuite la course du bloc sur la neige. La vitesse à l'impact, la résistance du manteau là où se produit l'impact, la pente locale du talus enneigé (qui est très variable et souvent très forte car la neige, du fait de sa cohésion, peut „tenir” sur une pente de plus 45°). Tous ces facteurs sont importants mais largement aléatoires. Ils rendent indispensable l'utilisation de la statistique dans toute tentative de modélisation de la course des blocs à la surface de la neige.

II. COURSE, MODE DE DÉPLACEMENT, CLASSEMENT ET POSITION À L'ARRÊT DE FRAGMENTS TOMBANT SUR UNE PENTE DE NEIGE: UNE APPROCHE EXPERIMENTALE

A. LES DIFFÉRENTES PHASES DE LA COURSE D'UN BLOC ET SES POSITIONS SUCCESSIVES

Il est rare qu'un projectile lâché à la surface d'un talus enneigé utilise un seul type de déplacement. Pour illustrer cela, nous sommes livrés à une expérience. Des blocs de taille moyenne (axe $a = 10 - 20$ cm) et de forme plutôt ramassée [$(a + b)/2c = 1.8 - 2.2$; $a/b = 1.4 - 1.6$] sont lâchés de hauteur d'homme du sommet d'un éboulis incliné à 35° qui s'abaisse ensuite après 200 m vers 17° . Il présente en haut une neige de résistance moyenne ($R = 10 - 15$ kg/cm²). La figure 2 retrace les différentes positions adoptées successivement par les blocs qui ont parcouru les plus grandes distances. Glissade initiale (1 et 2), rotation autour du grand axe (3 et 4), rotation autour du petit axe, sur la tranche (5): à ce moment-là, le bloc a atteint sa vitesse maximale. Puis de nouveau rotation autour du grand axe dans la phase de décélération (6), glissade enfin sur quelques décimètres seulement. A partir de ce schéma complet, plusieurs variantes ont été notées:

- maintien de la glissade (1), car le bloc n'a pas pu atteindre la vitesse permettant sa mise en rotation;
- interruption rapide du mouvement à partir de la position (5) car le bloc s'est rompu en plusieurs morceaux, ce qui a eu pour effet de dissiper immédiatement une grande quantité d'énergie; ou bien il s'est incliné, ce qui a donné à sa course une allure de plus en plus oblique et une pente diminuée;
- en se déplaçant de quelques mètres latéralement, on a fait tomber les blocs sur un substrat plus mou (moins de 10 kg/cm² de résistance en surface): certains se sont mis en glissade et ont parcouru la plus grande partie du talus en abandonnant un sillage; d'autres ont pu rouler après impact mais se sont arrêtés rapidement après avoir creusé une tranchée profonde.

On voit donc, à travers cet exemple simple, que le comportement de fragments en chute sur un talus n'est pas simple. Plusieurs positions peuvent être tour à tour adoptées et l'on ne peut déduire automatiquement de la position à l'arrêt du bloc celle qu'il a adoptée au cours de sa descente. Disons cependant que plus la course a été longue à travers l'éboulis, plus la probabilité est forte qu'il ait adopté, à un moment ou à un autre, la rotation; et que plus sa course a été brève (hormis le cas des blocs qui se fichent dans la neige au premier impact ou qui roulent quelques mètres), plus il y a de chance qu'elle se soit faite uniquement par glissade.

B. LE TRI DES FRAGMENTS INTERVENANT AU COURS DE LEUR DÉPLACEMENT SUR LA NEIGE ET LEUR POSITION À L'ARRÊT

Pour éclairer l'importance qu'a la forme des fragments, nous avons fait une expérience de lâcher de blocs au sommet du front d'un glacier rocheux actif d'une cinquantaine de mètres de longueur et incliné de 41 à 22° (fig. 3). L'expérience, effectuée le 15 juin 1986, consistait à faire tomber de 50 cm de hauteur des pierres prises au hasard au sommet du talus enneigé, puis à aller noter au pied l'orientation de chaque bloc, sa position sur le profil et la lon-

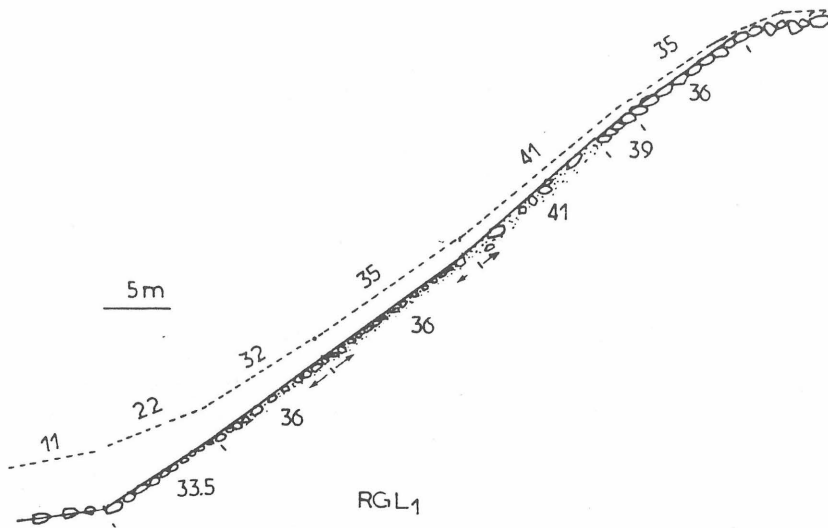


Fig. 3. Profil du front du glacier rocheux, avec neige (pointillé) et sans neige (glacier rocheux no 1 de la combe de Laurichard)

gueur de ses 3 axes. A l'aide d'un pénétromètre Chatillon (Indelco) muni d'un disque de 1 cm^2 , nous avons fait une mesure de résistance (R) au pied du talus neigeux et à mi-hauteur. Cette mesure a été répétée 10 fois à faible distance. Sur les mêmes sites ont été pratiquées des mesures de densité (ρ) sur un échantillon de neige recueilli en surface à l'aide d'une éprouvette de $0,5 \text{ l}$ et pesé. Ces mesures ont été effectuées à midi (heure solaire). Elles ont donné :

- 1) pour le pied du talus: $R = 6,8 \text{ kg/cm}^2$ avec $\sigma = 0,9$
 $\rho = 0,52$
- 2) pour la mi-hauteur: $R = 4,9 \text{ kg/cm}^2$ avec $\sigma = 1,2$
 $\rho = 0,48$

Ce sont là des valeurs caractéristiques d'un manteau neigeux à la mi-juin vers 2500 m d'altitude dans les Alpes (LLIBOUTRY, 1965). Les 30 blocs testés avaient en moyenne les dimensions suivantes :

$$\begin{aligned} a &= 31 \text{ cm} \\ b &= 21 \text{ cm} \\ c &= 14 \text{ cm} \end{aligned}$$

soit un indice d'allongement moyen: $a/b = 1,48$
 et un indice d'aplatissement moyen: $(a+b)/2c = 1,86$

1. Les mesures d'orientation.

En appliquant la formule de CAILLEUX (les blocs sont „parallèles” si leur grand axe fait avec l'axe de la pente un angle de divergence inférieur à 45°), les résultats sont les suivants :

- 45% des blocs arrêtés sont parallèles à la pente,
- 44% des blocs arrêtés sont perpendiculaires,
- 11% n'ont pas été pris en compte.

La figure 4 montre que la proportion des parallèles augmente à peu près en fonction inverse de la distance parcourue depuis l'origine.

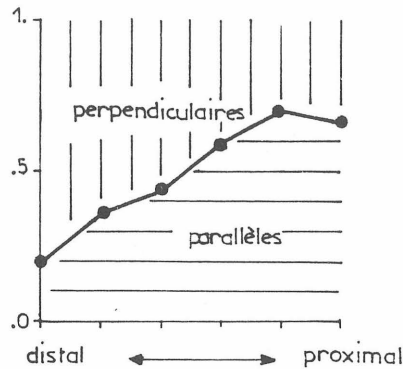


Fig. 4. Évolution de la proportion des fragments „parallèles” et des fragments „perpendiculaires” à la pente à l’arrêt sur le front du glacier rocheux en fonction de la parcourue

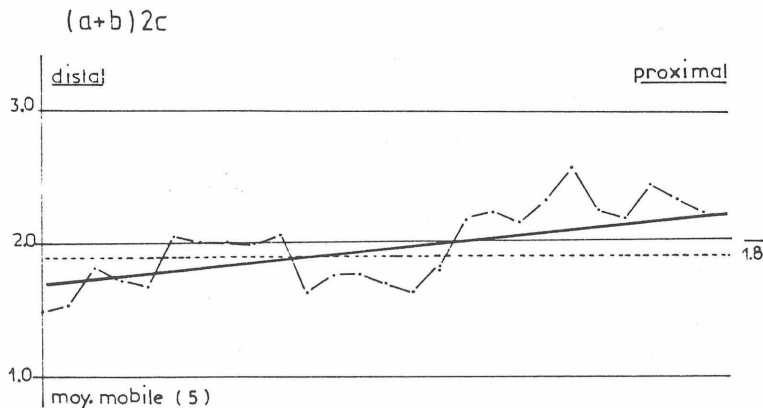


Fig. 5. Variation de l’aplatissement des blocs entre les zones proximale et distale du front du glacier rocheux. Valeurs moyennes de l’aplatissement (moyenne mobile), droite de tendance et moyenne des coefficients d’aplatissement calculés (pointillé).

2. Les mesures d’aplatissement.

L’évolution de ce paramètre entre la zone proximale et la zone distale est portée sur la figure 5. Les irrégularités ont été atténuées par le calcul de moyenne mobile avec une période de 5.

Il est apparent que l’aplatissement décroît vers le bas du talus: on passe d’une valeur moyenne de cet indice de 2,2 en haut à 1,8 en bas. Par contre, les calculs faits pour l’allongement ont montré qu’aucune tendance nette ne se dessine le long de la pente.

Cette petite expérience effectuée sur un matériau neigeux caractéristique des jours et des heures qui enregistrent un nombre maximum de chutes de pierres montre:

- une nette sélection des fragments le long de la pente en fonction de leur forme, les éléments de forme ramassée ayant tendance à se mettre en rotation et à parcourir la plus grande distance:

- un changement de position des blocs à l’arrêt le long de la pente: les plus aptes à rouler mettent leur grand axe perpendiculaire à la pente et conservent

cette position à l'arrêt. On doit noter toutefois que la longueur de la pente ne permettait pas aux blocs d'atteindre la vitesse qui leur aurait permis de se mettre en rotation sur la tranche, d'où l'évolution non significative du paramètre d'allongement le long de ce petit versant.

C. L'ÉVOLUTION DU TRI DES ÉLÉMENTS ET DE LA LONGUEUR DE LEUR DÉPLACEMENT EN FONCTION DE LA RÉSISTANCE DE MANTEAU NEIGEUX

La neige étant un matériau particulièrement changeant, dont la résistance évolue de jour en jour au cours de la période maximale des chutes de pierres, nous avons tenté de voir comment cette évolution se répercutait sur la distance parcourue par les blocs et sur les tris opérés au cours de leur descente en fonction de leur taille et de leur forme. Rappelons ici que le modèle classique de la formation du *protalus-rampart* (BLAGBROUGH et BREED, 1967) suppose que les fragments puissent, au terme de leur glissade sur la neige durcie, s'accumuler à la base du talus sur une distance réduite, pour qu'il y ait amoncellement.

1. Le principe de l'expérience.

On a sélectionné 8 blocs de différente dimension divisés en 2 groupes selon leur forme: les uns, de forme ramassée, ont un indice d'aplatissement compris entre 1,4 et 1,8; les autres, plus aplatis, ont cet indice variant de 3,3 à 6,5 (tableau 1).

Tableau 1

Paramètres morphologiques des huit fragments utilisés dans les lâchers des 15.06, 21.06 et 15.07. 1986

	a	b	c (cm)	mg (1)	poids (2)
Ronds					
1	6,0	4,0	3,5	4,4	50
2	9,0	6,0	5,0	6,5	170
3	21,0	10,0	8,5	12,1	2200
4	42,0	21,0	17,0	24,7	12000
Plats					
1	6,0	4,0	1,5	3,3	30
2	9,5	7,5	2,0	5,2	120
3	20,0	15,0	4,0	10,6	1200
4	36,0	23,0	4,5	15,5	7100

(1) Moyenne géométrique dont le calcul est: $mg \sqrt[3]{a.b.c}$

(2) Mesuré directement, donné en grammes.

Ces fragments de granite ont été lâchés verticalement de 100 cm de hauteur et dans une position variable. Pendant chaque et après chaque série de chutes, on notait:

a) le ou les mouvements adoptés par des éléments au cours de leur descente („roulé”, „glissé”, combinaison des 2);

b) la distance parcourue, mesurée à l'aide d'un quintuple décamètre tendu en l'air pendant l'expérience;

c) la position adoptée à l'arrêt par chacun des fragments sélectionnés.

Nous pensions primitivement renouveler à chaque séance la série des lâchers 10 fois pour bien apprécier la dispersion; malheureusement, les sillages

et les impacts creusés à la surface de la neige par les blocs testés finissaient par modifier l'état de surface, surtout pendant les deux premières séances où le manteau était mou. Nous avons donc dû nous contenter de 5 lâchers seulement lors de chaque séance.

Trois séances ont eu lieu aux dates suivantes: 15 juin, 21 juin et 15 juillet 1986. Le manteau n'ayant pas disparu au cours de l'été, nous n'avons pas pu faire un lâcher sur talus déneigé.

L'éboulis choisi est de petite dimension (30 m de longueur), non conique, en exposition nord (ubac), situé au pied d'une paroi verticale active pendant la période de l'expérience et ne recevant pas d'avalanches depuis un couloir.

Une mesure de résistance du manteau neigeux a été faite à mi-hauteur lors des 3 séances. Les résultats sont présentés à la figure 6. De même, le profil du talus neigeux a été levé au clinomètre à la première et à la dernière séance. Les pentes sont restées identiques. Elles sont présentées à la figure 7.

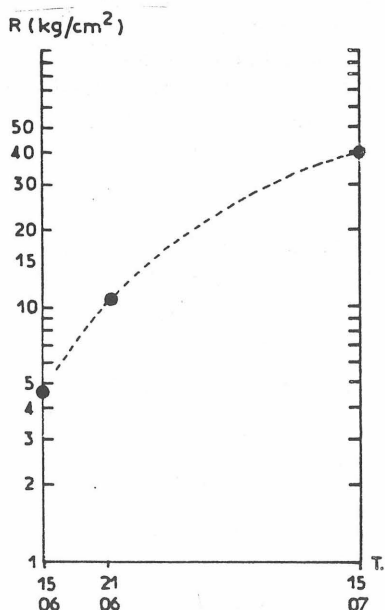


Fig. 6. Évolution de la résistance de la surface neigeuse mesurée au pénétromètre les 15.06, 21.06 et 15.07.1986

2. Les résultats.

a. Les distances parcourues: elles sont inscrites sur les graphes présentés à la figure 8.

En 8a: le 15 juin, la neige est molle en surface, mais elle a subi en profondeur une compaction, ce qui explique que peu de fragments se fichent sur place et que la rotation puisse s'effectuer. Les „sphéroïdes” s'échelonnent le long de la pente en fonction de leur taille, mais l'étendue des distances n'est pas considérable; au contraire, les „plats” sont très dispersés sur la pente, les gros parvenant à compenser l'augmentation du frottement par un meilleur appui sur la neige, ce qui leur permet de rejoindre les „sphéroïdes” de grande taille au pied du talus.

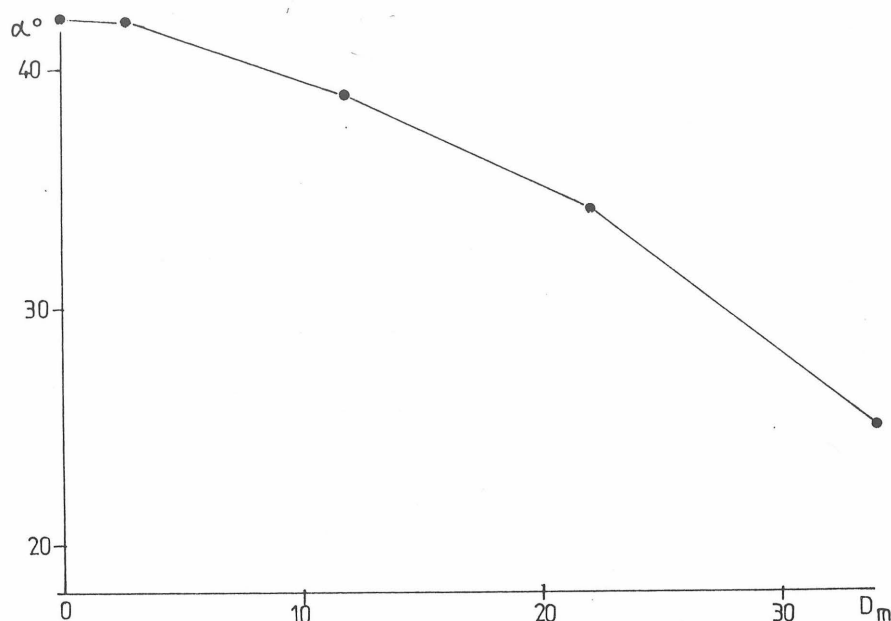
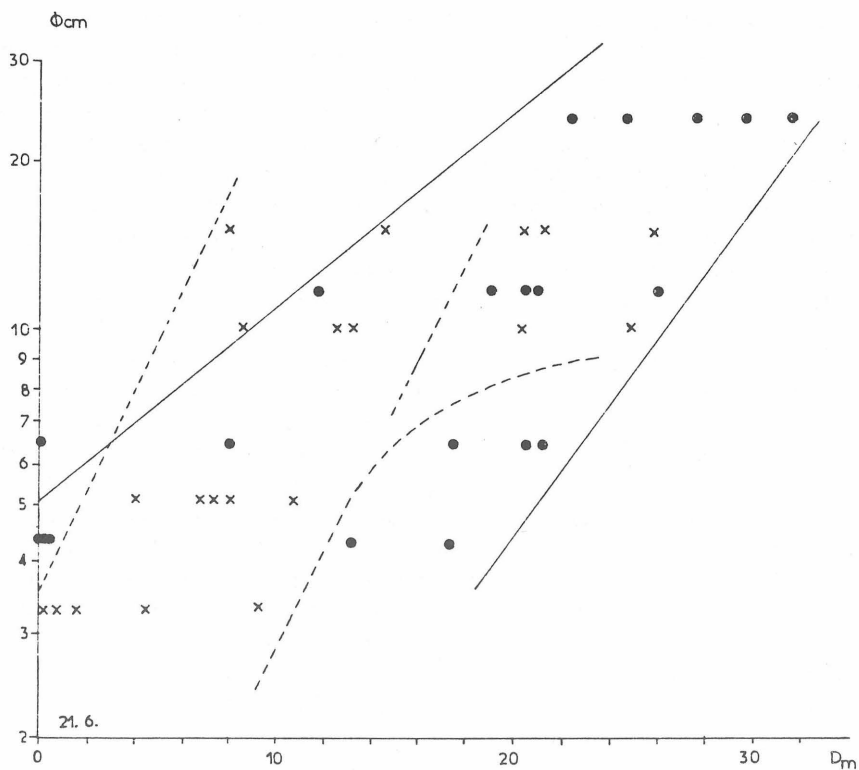
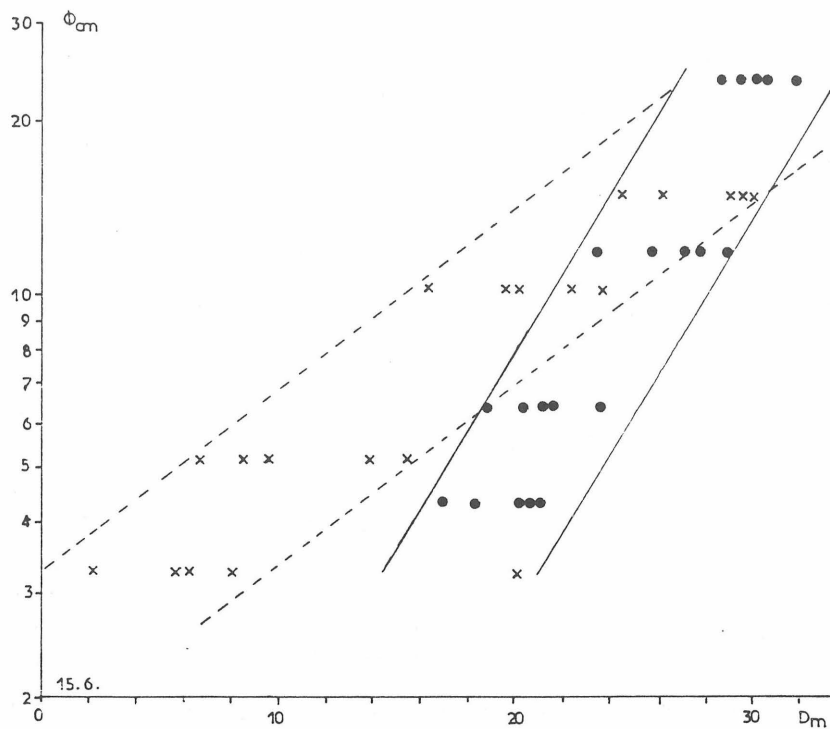


Fig. 7. Pente de talus neigeux le 15.07.1986

En 8b: le 21 juin, nous sommes en pleine période de fonte, avec une neige plus résistante en profondeur, mais très mouillée et molle en surface après que la fine couche de glace superficielle due au regel nocturne a fondu. Il arrive que les „sphéroïdes” de petite taille se fichent à l’impact, sauf quand ils dépassent 10 cm et peuvent ainsi rencontrer la sous-couche durcie. La dispersion des distances parcourues se comprime lorsque la taille augmente, si bien que les grands (25 cm) arrivent au pied du talus. Les „plats” ont une course d’autant plus dispersée que leur taille augmente. Certains parcourent moins d’une dizaine de mètres: ce sont ceux qui glissent et qui consomment une grande énergie à tracer un sillon dans la neige molle superficielle; d’autres peuvent se mettre en rotation sur la tranche et leur course s’aligne alors sur les „sphéroïdes” de grande taille. Il y a donc 2 comportements chez les „plats”, suivant qu’ils roulent ou qu’ils glissent.

En 8c: le 15 juillet, on a une situation typique d’été où le stade du névé a été atteint ($R = 40 \text{ kg/cm}^2$; $\rho = 0.5 - 0.6$). La surface de la neige est donc dure, mais dans le même temps sa rugosité a nettement augmenté: trous à cryoconite, bosses et dépressions de plusieurs décimètres, obstacles des gélifracts tombés pendant la période précédente. Le comportement des 2 classes morphologiques tend à s’unifier: une majorité de blocs roulent. Certains sont capturés par les microdépressions du manteau neigeux (les „captifs”). Néanmoins, on peut le constater, la dispersion des distances parcourues dans les 2 classes reste importante: plus précisément, on peut dire que l’arrêt de la course se fait sur une distance qui équivaut au tiers inférieur du talus. Les blocs sont donc loin d’être accumulés au même endroit et il y a peu de chance pour qu’ils puissent être remobilisés après arrêt car la rugosité de la surface du névé est très forte et ils tendent à s’enfoncer légèrement sous l’effet du rayonnement.



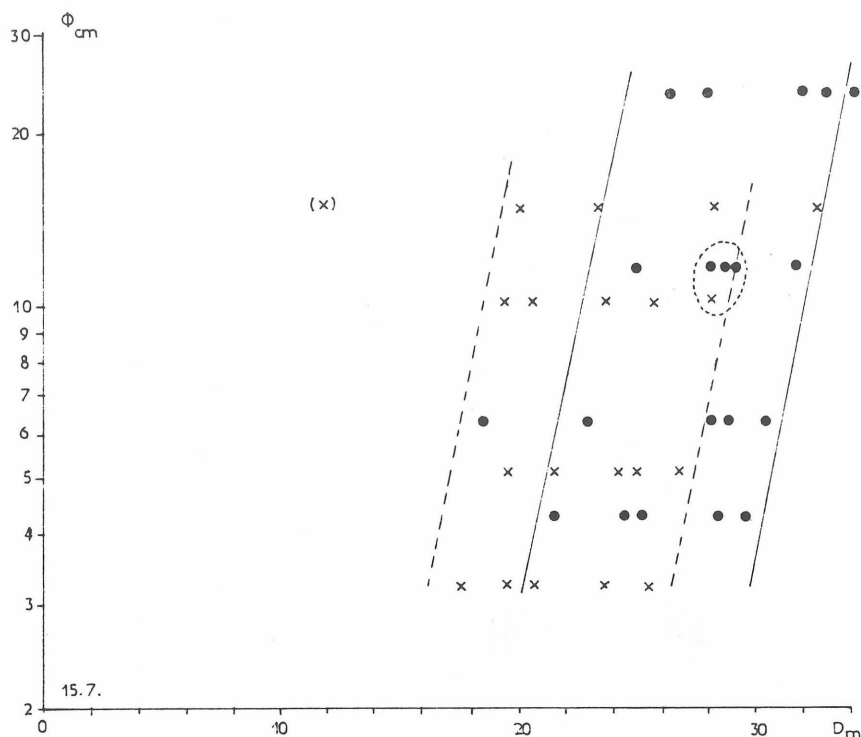


Fig. 8. Distance parcourue depuis l'origine (D_m) par les particules sur la neige selon leur taille (\varnothing cm) et leur forme

\varnothing cm — moyenne géométrique des 3 axes des fragments (échelle logarithmique); D_m — distance en mètres; x — fragments „plats”; s — fragments „sphéroïdes”; 8 A. — le 15.06.1986; 8 B. — le 21.06.1986; 8 C. — le 15.07.1986

b. Les modes de déplacement et les positions à l'arrêt: on peut les apprécier à la figure 9.

Le 15 juin, le mode de déplacement est bien déterminé par la forme des fragments. Les „sphéroïdes” roulent, les „plats” glissent. A l'arrêt, cependant, les 2 classes présentent une tendance à s'aligner parallèlement à la pente. Ceci montre qu'on ne peut pas déduire automatiquement de la position à l'arrêt le mode de déplacement utilisé au cours du mouvement, nous l'avons déjà noté.

Le 21 juin, la rotation gagne du terrain chez les „plats” dont près de la moitié continue à glisser; dans les 2 classes, le nombre d'éléments qui se fichent dans la neige lors du premier impact n'est pas négligeable. Curieusement, ce sont les „sphéroïdes” qui se positionnent le mieux dans le sens de la pente à l'arrêt, alors qu'on attendrait le contraire.

Le 15 juillet, en été, la rotation est très généralisée. La position à l'arrêt ne dépend plus du mode de déplacement, mais davantage de la topographie de surface du névé: une majorité d'éléments se font capturer par les micro-dépressions et leur orientation dépend de la façon dont ils se positionnent dans leur site d'accueil.

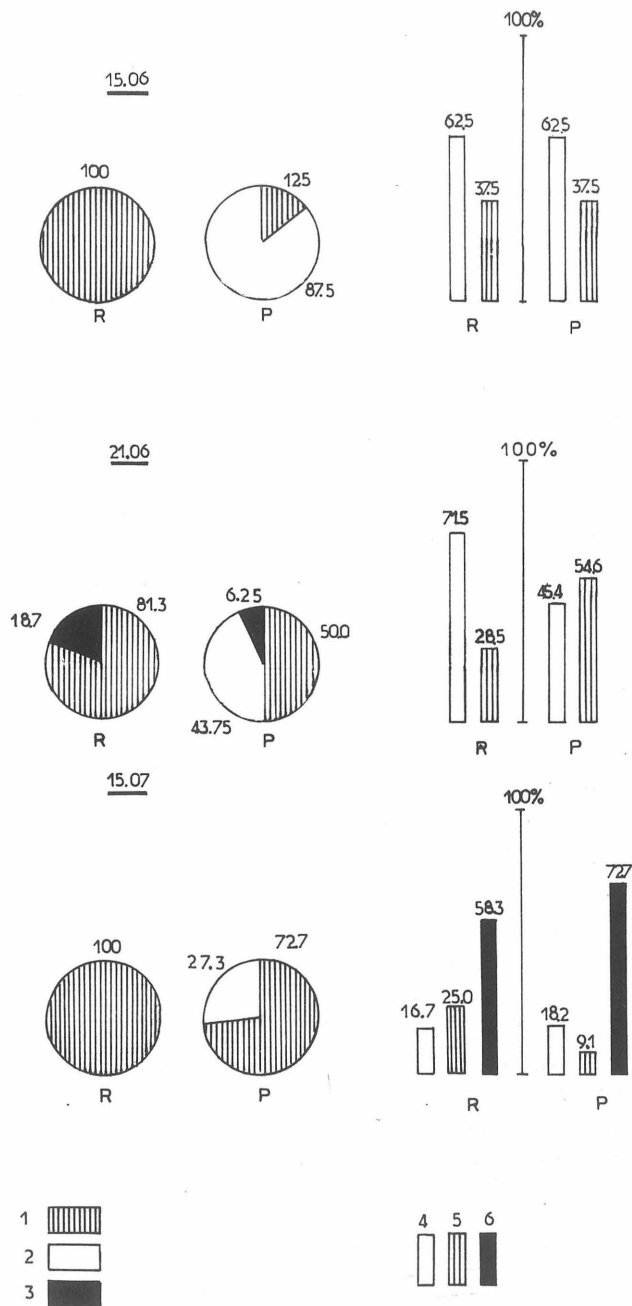


Fig. 9. Mode de déplacement et orientation à l'arrêt des fragments lâchés sur le talus enneigé les 15.06, 21.06, 15.07.1986

Disques — modes de déplacement; 1. rotation; 2. glissade; 3. „fiché” (immobilisé au premier impact)
 Histogramme — orientation à l'arrêt; 4. parallèle à la pente; 5. perpendiculaire à la pente; 6. „captif” (position aléatoire dans un trou)

III. CONCLUSIONS ET DISCUSSION

Les observations rapportées ici ne sont pas assez nombreuses et systématiques pour permettre de généraliser le comportement des particules tombant sur une couche de neige recouvrant un éboulis, surtout compte tenu de nombre des variables en présence.

De plus, parallèlement à ces expériences, on n'a pas réalisé les mêmes lâchers sur les talus une fois déneigés pour se donner des éléments de comparaison. Néanmoins, telles qu'elles sont, elles permettent d'apporter quelques précisions sur un mécanisme mal connu.

A. LE COMPORTEMENT DE PARTICULES TOMBANT
SUR UN TALUS RECOUVERT D'UN MANTEAU NEIGEUX EST MOINS SIMPLE QU'ON
L'IMAGINE ORDINAIRE

Les variables contrôlant le mécanisme tiennent d'abord à l'état physique du manteau neigeux qui évolue très rapidement à l'époque où les parois rocheuses sont les plus actives, soit à la fin du printemps. En même temps que la résistance s'accroît, sa rugosité augmente, si bien que les conditions dans lesquelles s'opère la collision entre les fragments et la neige d'une part, et la rugosité du plan sur lequel ils se déplacent, d'autre part, se modifient sans cesse. Globalement, on peut dire que la consistance d'une évoluant vers le névé permet une réponse de plus en plus élastique du substrat lors des impacts, ce qui favorise la mise en rotation des particules et l'allongement de leur course. Mais, dans le même temps, l'augmentation de la rugosité tend à freiner les fragments. Cette évolution augmente la probabilité que les particules en chute parcourent la plus grande surface de l'éboulis avant de s'arrêter, mais sans pour autant réduire considérablement la dispersion des distances parcourues: autrement dit, parce qu'ils roulent en majorité et qu'ils sont inégalement freinés dans leur course, ils s'arrêtent au pied du talus en ordre dispersé. Il faudrait ajouter que l'augmentation de la résistance de la neige n'est pas constante vers l'été, mais qu'elle est remise en cause lors de chaque nouvelle précipitation de printemps.

Les autres variables proviennent de la taille et de la forme des particules rocheuses. Comme sur les talus dénudés, la longueur de la course dépend, pour une part importante, de la taille des fragments. On peut toutefois se demander si le plan nival n'affecte pas la forme que prend le granoclassement gravitaire: en se référant aux situations décrites aux figures 8, on peut attribuer à la neige l'allongement de la course des gros éléments (directement ou par suite d'une remobilisation) dont l'aire de dépôt se trouve donc „comprimée” au pied, et au contraire la meilleure dispersion des petits fragments ($a < 10$ cm) qui peuvent se déposer sur les 2/3 supérieurs du talus. Si c'est ce qui se produit, cela devrait se traduire sur les talus par la généralisation d'un classement longitudinal (*fall sorting*) de forme logarithmique davantage que linéaire, ce que auteurs travaillant en haute montagne alpine ont effectivement relevé (GARDNER, 1970; CARNIEL et SCHEIDEGGER, 1974; FRANCOU, 1988). Une telle assertion devra être toutefois contrôlée par d'autres études.

Il apparaît par contre indiscutable en contexte nival que la forme des fragments (sphéricité/aplatissement) joue un rôle important en conditionnant lar-

gement le mode de déplacement (rotation/glissade). L'amplification de ce paramètre „forme” sur les talus neigeux par rapport aux talus dénudés, vient du fait que l'augmentation du frottement dynamique sur la particule en mouvement n'y est pas due au fait qu'elle rencontre vers le bas des éléments de taille de plus en plus grande, comme chez les seconds, à cause de la présence du granoclasement (STATHAM, 1976); seul intervient pour freiner la course de la particule le frottement sur la neige, lequel est largement dépendant de son mode de déplacement, donc de sa géométrie. Et, en effet, les études faites sur l'évolution de la géométrie des éléments le long des éboulis dans ce secteur des Alpes, démontrent qu'une nette sélection par la forme s'est opérée (FRANCOU, 1988): l'aplatissement augmente d'une manière significative vers le haut des talus, évolution déjà notée auparavant par des auteurs sur des éboulis fonctionnant en contexte nival (STATHAM, 1973; HÉTU, 1986).

Liée à la forme, donc au mode de déplacement apparaît aussi la position à l'arrêt. En glissant, un bloc oriente son grand axe dans le sens de la pente pour limiter son frottement et il y a une forte chance pour qu'il maintienne cette position lors de son immobilisation. En roulant, il peut se positionner perpendiculaire à la pente (cas où l'axe de rotation et le grand axe sont confondus), et s'arrêter dans cette position. Mais nous avons vu aussi qu'il peut rouler sur la tranche (axe de rotation et petit axe confondus), si son allongement est faible, auquel cas il peut aussi bien s'arrêter en plaçant son grand axe parallèle à la pente. De plus, comme l'a montré une expérience, de nombreux blocs peuvent adopter au cours de leur descente plusieurs positions et celle qui est conservée à l'arrêt n'est indicatrice que de la dernière utilisée. Ainsi, contrairement à ce qu'il est dit ordinairement (STATHAM, 1976), la position d'un bloc à l'arrêt ne révèle pas de façon univoque son mode de déplacement. Mais on peut dire avec le minimum de risque de se tromper:

- que les blocs arrêtés dans le tiers inférieur d'un ébouli ont la plus forte chance d'avoir roulé, ce que traduit, mais dans une proportion incomplète, la baisse de l'indice de parallélisme mesuré sur les blocs dans cette partie de l'ébouli;

- que les blocs accumulés dans les 2/3 supérieurs du talus ont la plus forte chance de s'être arrêtés en glissant, ce que traduit l'augmentation du même indice mesurée sur les éléments dans cette direction.

B. LA QUESTION DES BOURRELETS-PROTALUS

Ces diverses observations faites obligent donc à nuancer le rôle trop simplificateur que l'on attribue au plan nival dans la dynamique des chutes de pierres individuelles. Le glissement est loin d'être exclusif, il intervient même moins souvent que la rotation dans le genre de matériel considéré dans cette étude. D'autre part, du fait du nombre des paramètres qui contrôlent la course des fragments sur la pente de neige, depuis le premier impact jusqu'à l'arrêt, on n'a pas noté cette forte concentration des distances parcourues qui est nécessaire pour édifier les bourrelets-protalus décrits par la littérature (cf. *supra*). D'ailleurs, l'ébouli qui a servi à la dernière expérience n'en possède pas, alors qu'il est couvert de neige en général toute l'année, qu'il n'est pas balayé par de grandes avalanches et qu'il reçoit des chutes de pierres une bonne partie de l'été.

Le bourrelet-protalus (*protalus-rampart*) est rapporté comme étant: „a ridge of rubble or debris that has accumulated piecemeal by rock-fall or debris-fall across a perennial snowbank, commonly at the foot of a talus” (RICHMOND, 1962, cité par WASHBURN, 1979). De nombreux auteurs l'ont décrit comme de forme plus ou moins arquée et présentant un profil dissymétrique, le front externe étant le plus raide [40° et plus, soit une inclinaison plus élevée que la valeur modale de 35° trouvée sur la plupart des éboulis (FRANCOU, 1988)]. Nous avons avancé, il y a plusieurs années, des arguments prouvant qu'un grand nombre de ces bourrelets pris, dans les Alpes, pour des „moraines de névé”, étaient en fait des bourrelets de fluage; qu'ils étaient dus, comme de nombreux glaciers rocheux, au mouvement en masse du matériel rocheux contenant de la glace (FRANCOU, 1977). Des études plus récentes ont confirmé que beaucoup de glaciers rocheux naissent de l'installation d'un pergélisol dans des éboulis (BARSCH, 1978; JOHNSON, 1980; HAEBERLI, 1985).

Les données présentées ici permettent de préciser dans quelles conditions peut s'édifier un bourrelet de névé, selon le schéma classique. En termes de probabilités de chute, l'édification d'une telle accumulation à front externe raide suppose que la distribution des distances parcourues sur la neige, depuis le haut du talus, par les blocs ait une forme très peu aplatie (accentuation très nette du mode) avec une dissymétrie négative (baisse très rapide de la probabilité de la poursuite du déplacement au-delà de la valeur modale). Ceci est indiqué à la figure 10. Compte tenu des enseignements acquis précédemment, une telle distribution est hautement improbable, à moins que les particules en mouvement soient freinées et obligées d'arrêter leur course sur une très faible

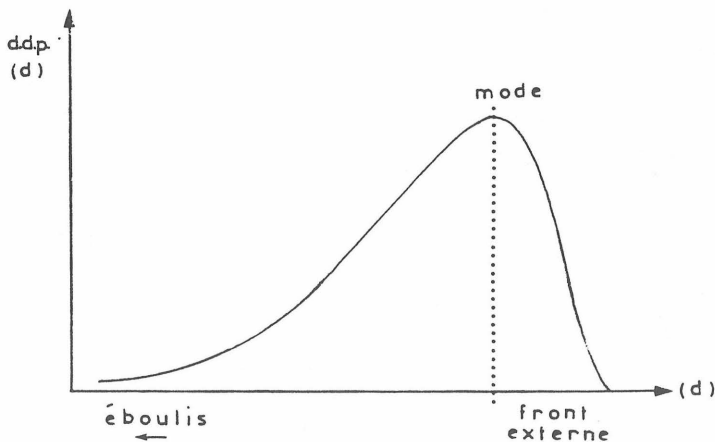


Fig. 10. Forme théorique de la distribution des distances parcourues par les fragments sur la neige pour édifier un bourrelet-protalus (*protalus-rampart*) à front externe raide (inclinaison proche de 40°)

Abscisse — distance de la base de l'éboulis au front externe du bourrelet. Ordonnée — densité de probabilités des distances parcourues par les fragments

distance. Ceci est envisageable s'il existe déjà à la base du talus un bourrelet faisant obstacle, mais on ne fait que reculer le problème et se pose alors la question de la genèse de ce bourrelet d'origine. De plus, la pente externe du bourrelet, comme celle du front des glaciers rocheux, n'est pas, à 40° et plus, une pente de repos, mais une pente de départ du matériel proche de l'angle de

frottement interne du matériel à faible cohésion (FRANCOU, 1988). Mécaniquement, on ne peut comprendre l'origine d'une telle pente sans faire intervenir au moins un des trois processus suivants.

a. Soit les blocs s'empilent les uns sur les autres, ce qui est hautement improbable avec le mécanisme des chutes de pierres individuelles assistées par le plan nival, nous l'avons vu; il est également difficile que les avalanches ou les laves (*debris-flows*) aboutissent à ce résultat comme ont tenté de le montrer BALLANTYNE (1987) ou ONO et WATANABE (1986): ces coulées distribuent leur matériel sur une surface plus vaste que la base de l'éboulis; leur longueur dépend de leurs propriétés rhéologiques, lesquelles varient d'un individu à l'autre; enfin, la zone de dépôt de ces coulées est plutôt étirée dans le sens de la pente alors que les bourrelets-protalus ont une direction normale par rapport à l'axe de la pente du talus: ainsi, les „queues de débris” (*debris-tails*) abandonnées par les avalanches sont alignées grosso-modo dans le sens de la pente (LUCKMAN, 1977), comme le sont également les laves (VAN STEIJN et al., 1988).

b. Soit la base du talus est affectée d'un mouvement de masse du matériel; un tel mouvement a été démontré et mesuré dans le cas des éboulis contenant de la glace et qui fluent („éboulis fluants”; FRANCOU, 1988). Il est également observable au pied des éboulis dont le matériel est très riche en matrice fine et il peut être attribué dans ce cas à la gélifluxion.

c. Soit, c'est le névé lui-même qui se déplace entraînant avec lui les fragments et les déposant sur sa marge; le problème vient de ce que ce mécanisme, connu dans le cas des glaciers, n'a pas été mis clairement en évidence et mesuré dans le cas des névés pérennes; si un tel mécanisme existe, il doit être rapproché davantage de la dynamique glaciaire que de la reptation nivale, telle qu'elle a été étudiée par MATHEWS et MACKAY (1963), LLIBOUTRY (1965), JENNINGS (1978) et HÉTU (1986), et qui se produit dans le manteau neigeux saisonnier.

Enfin, le modèle classique du *protalus-rampart* n'explique pas d'une façon satisfaisante les cas d'agencements particuliers qui existent entre ces bourrelets et l'éboulis: certains se disposent non pas dans la prolongation de l'axe médian du cône, mais latéralement, sur l'axe de coalescence de deux talus jointifs. Parfois, les branches latérales de ces bourrelets très arqués remontent sur l'éboulis et s'alignent parallèlement à la pente principale (voir BALLANTYNE, 1987, p. 169, fig. 2). Une telle disposition du bourrelet nous paraît incompatible avec le glissement individuel ou collectif des fragments à la surface de la neige mais évoque plutôt un mouvement en masse du matériel ou la dynamique d'un névé perenne permettant le transport de ce matériel.

Par contre, le modèle classique de *protalus-rampart* peut expliquer la formation de bourrelets bien situés dans l'axe des chutes de pierres et présentant une autre dissymétrie: pente interne raide résultant du recul du névé et pente externe douce traduisant la probabilité croissante de l'arrêt de la course des fragments vers l'aval. Mais le cas le plus répandu peut bien être celui d'une convergence de plusieurs mécanismes: un contexte anaglaciaire en zone peu humide favorise à la fois la formation de la glace dans le matériel de l'éboulis, donc le fluage; la mise en place de névés pérennes, donc le mécanisme du glissement des particules; et, éventuellement, la transformation de ces névés en glaciers (FRANCOU, 1988). Tout au long de cette évolution, qui est très fréquente

dans les régions à pergélisol discontinu, la mise en place du bourrelet est polygénique. Dans les régions humides, on peut sans doute mieux voir réaliser le modèle classique du *protalus-rampart*, mais la probabilité est grande, là aussi, que le névé devienne assez mobile pour participer directement à l'édification du bourrelet (VALADAS, 1984).

En conclusion, le modèle classique du *protalus-rampart* (la moraine de névé des auteurs francophones) a été conçu à l'origine à partir de l'analyse de dépôts inactifs. Des observations récentes faites sur des formes actives ont amené à introduire, à côté du glissement individuel des fragments sur la neige durcie, d'autres processus comme les avalanches ou les laves, ce qui a l'avantage de rendre compte de la présence fréquente de matériel fin dans ces dépôts. La présente étude portant sur le déplacement des fragments sur la neige, mécanisme jusqu'à présent très peu étudié, apporte un doute sur l'interprétation de nombreuses formes attribuées à ce mécanisme et conduit à envisager d'autres modes de mise en place, dont certains sont attestés et d'autres restent hypothétiques. D'autres travaux restent donc nécessaires pour parvenir, grâce à une meilleure connaissance des mécanismes, à une correcte identification de ces formes.

Bibliographie

- ANDRE, M. F., 1988 — Vitesses d'accumulation des débris rocheux au pied des parois supraglaciaires du N.O. du Spitzberg. *Z. Geomorph.*, N.F., 32, 3, pp. 351—373.
- BALLANTYNE, C. K., 1987 — Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, Northern Norway. *Artic and Alpine Research*, 19, 2, pp. 167—174.
- BARSCH, D., 1978 — Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. 3rd Int. Conf. Permafrost, Proc., Edmonton, Alberta, 1, pp. 349—353.
- BLAGBROUGH, J. W., and BREED, W. J., 1967 — Protalus ramparts on Navajo Mountains, *Southern Utah. Am. J. of Sc.*, 256, pp. 759—772.
- BOYE, M., 1952 — Névés et érosion glaciaire. *R.G.Dyn.*, III, pp. 20—36.
- BRYAN, K., 1934 — Geomorphic processes at high altitudes. *Geogr. Rev.*, 24, pp. 655—656.
- CAINE, N., 1969 — A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *J. Geol.*, 77, 1, pp. 92—100.
- CARNIEL, P. and SCHEIDEGGER, A. E., 1974 — Morphometry of an alpine scree cone. *Riv. Ital. Geofis.*, 23, pp. 95—100.
- DALY, R. A., 1912 — Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel. *Canadian Geological Survey Memoires*, 38, 857 p.
- FRANCOU, B., 1977 — La „moraine de névé” du Lautaret: nouvelle interprétation. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 445—446, pp. 247—253.
- FRANCOU, B., 1982 — Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *R.G.A.*, LXX, I, pp. 280—300.
- FRANCOU, B., 1988 — L'éboulisation en haute montagne. Thèse d'Etat, 2 vol. Editec, Caen, 696 p.
- FRANCOU, B., et HÉTU, B., 1989 — Éboulis et autres formations de pente hétérométriques: contribution à une terminologie géomorphologique; Notes et comptes rendus du groupe de travail: „Régionalisation du Périglaciaire” (à paraître).
- GARDNER, J., 1970 — Rockfall: a geomorphic process in high mountain terrain. *Albertan Geogr.*, 6, pp. 15—20.
- GIGNOUX, M., 1946 — Une moraine de névé particulièrement typique près du col du Lautaret. *C.R. Sc. Geol. France*, 4, pp. 57—58.
- HAEBERLI, W., 1985 — Creep of mountain permafrost. Internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für WASSERBAU, Hydrologie und Glaciologie, Zürich, 142 p.
- HÉTU, B., 1986 — L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique post-

- glaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. These de Ph. Doc., Université de Montréal, 568 p. (non publiée).
- JENNINGS, J. N., 1978 — The geomorphic role of stone movement through snow creep. Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Geografiska Ann.*, 60A, 1–2, pp. 1–8.
- JOHNSON, P. G., 1980 — Rock glaciers: glacial and non-glacial origins. *IAHS-AISH, Publ.* 126, pp. 285–293.
- KIRKBY, M. J. and STATHAM, I., 1975 — Surface stone movement and scree formation. *J. Geol.*, 83, 3, pp. 349–362.
- KOTARBA, A., KASZOWSKI, L. and KRZEMIEN, K., 1987 — High-mountain denudational system of the Polish Tatra mountains. *Geographical Studies*, special issue, 3, Polish Acad. Sci. 106 p.
- LLIBOUTRY, L., 1965 — Traité de glaciologie, 2 tomes, Masson, Paris, 1040 p.
- LUCKMAN, B. H., 1977 — The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Ann.*, 59A, 1–2, pp. 31–48.
- MALAUURIE, J., 1968 — Thèmes de recherche géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Groenland. Mémoires et Documents, hors série, Paris, 481 p.
- MATHEWS, W. H., and MACKAY, J. R., 1963 — Snow creep studies, Mount Seymour, B.C., preliminary field investigations. *Geographical Bulletin*, 20, pp. 58–75.
- ONO, Y. and WATANABE, T., 1986 — A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kuranosuke cirque, Northern Japanese Alps. *Geografiska Ann.*, 68A, 3, pp. 213–223.
- RAPP, A., 1960 — Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia, *Geografiska Ann.*, 42, pp. 71–200.
- RAPP, A., 1960 — Talus slope and mountain walls at Tempelfjorden, Spitzbergen. Norsk Polar-instituut Skrifter, 119, Oslo, 96 p.
- SOUCHEZ, R., 1966 — Gélivation et évolution des versants en bordure de l'inlandsis d'Antarctique Oriental. Union Géographique Internationale, Symposium International de Géomorphologie, Liège-Louvain, 8–16 juin 1966, vol. 1, Evolution des versants, 291–298.
- STATHAM, I., 1973 — Scree slope development under conditions of surface particle movement. *Transactions of British Geographers*, 89, pp. 41–53.
- STATHAM, I., 1976 — A scree slope rockfall model. *Earth Surface Processes and Landf.*, 1, pp. 43–62.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1962 — Le modelé glaciaire et nival. SEDES, Paris, 508 p.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1967 — Le modelé des régions périglaciaires. SEDES, Paris, 512 p.
- VALADAS, B., 1984 — Les hautes terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse d'Etat, 2 vol., Edittec, Caen, 458 p.
- VAN STEIJN, H., de RUIJ, J. — and HOOZEMANS, F., 1988. Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of French Alps. *Z. Geomorph. N. F.*, 32, 2, pp. 143–161.
- WASHBURN, A. L., 1979 — Geocryology. Second Edition, Arnold, London, 406 p.