

source valleys; furthermore, the minor soils that occur in the upper part of the thickest loess sequences also slope away from the valley bluffs.

(4) The mineralogy of the loess generally reflects that of the outwash in the source valleys.

(5) Radiocarbon dates (Frye & Willman 1960; Leonard & Frye 1960) demonstrate that loess in some places is contemporaneous with nearby glacial deposits.

(6) The fossil molluscan faunas require an ecology that can be accommodated by eolian deposition.

(7) The interrelation of the loess with dune sands in the High Plains and the Illinois River valley suggests an eolian origin.

Although the midwestern loesses are derived from valleys by wind action, colluvial movement has occurred on many slopes, and in some tributary valleys water action has eroded and redeposited these silts to produce a deposit whose appearance is similar to that of the valley fills. Although the deposits on slopes may be referred to as colluvial loess, in the Middle West such water-deposited sediment is classed as alluvial silt and not as loess.

#### Bibliography

- Frye, J. C., & A. B. Leonard 1951 — Stratigraphy of the late Pleistocene loesses of Kansas. *Jour. Geol.*, vol. 59; p. 287—305.
- Frye, J. C. & A. B. Leonard 1952 — Pleistocene geology of Kansas. *Kansas Geol. Survey Bull.* 99; 230 p.
- Frye, J. C. & H. B. Willman 1960 — Classification of the Wisconsinan Stage in the Lake Michigan glacial lobe. *Illinois Geol. Survey, Circ.* 285; 16 p.
- Kay, G. F. & J. B. Graham 1943 — The Illinoian and post-Illinoian Pleistocene geology of Iowa. *Iowa Geol. Survey*, vol. 38, p. 1—262.
- Leonard, A. B. 1950 — A Yarmouthian molluscan fauna in the Midcontinent Region of the United States. *Univ. of Kansas Paleontological Contributions*, Article 3; p. 1—48.
- Leonard, A. B. 1952 — Illinoian and Wisconsinan molluscan faunas in Kansas. *Univ. of Kansas Paleontological Contributions*, Article 4; p. 1—38.
- Leonard, A. B. & J. C. Frye 1954 — Ecological conditions accompanying loess deposition in the Great Plains region of the United States. *Jour. Geol.*, vol. 62; p. 399—404.
- Leonard, A. B. & J. C. Frye 1960 — Wisconsinan molluscan faunas of the Illinois Valley region. *Illinois Geol. Survey, Circ.* 304; p. 32.
- Smith, G. D. 1942 — Illinois loess-variations in its properties and distribution; a pedologic interpretation. *Univ. Illinois Agr. Exp. Sts. Bull.* 490; p. 133—184.
- Swineford A. & J. C. Frye 1951 — Petrography of the Peoria loess in Kansas. *Jour. Geol.*, vol. 59; p. 306—322.
- Swineford, A. & J. C. Frye 1955 — Petrographic comparison of some loess samples from western Europe with Kansas loess. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 25; p. 3—23.

A. Pissart\*

Liège

## DES REPLATS DE CRYOTURBATION AU PAYS DE GALLES

### UNE VARIÉTÉ GEANTE DE SOLS EN GUIRLANDES

#### Abstract

In central Wales at about 1000 feet O. D., very striking drift benches or terraces have been observed. There are best developed to north of Llanidloes and west of Llanfair Caereinion, especially in the Gerniog valley (fig. 3 and 7), the Cledan valley (fig. 5), the Colwyn valley (fig. 6), respectively 1 mile S, 2 miles W and 2.5 miles SE of Carno, and in the Nodwydd valley, 8 miles WNW of Llanfair Caereinion (fig. 2). These terraces succeed one another like the treads of a staircase on slopes that vary between 2.5° and 8°. Each terrace has a convex front but the isolated terrace is rare; normally they are joined laterally in series so that in plan they resemble large-scale earth garlands. The diameter of the convexities varies between 50 and 200 metres and the treads average 200 metres in width (ranging from 50 to 500 metres). The treads of the terraces slope at 3°—4° (range 1.5° to 7°) while their fronts slope at 12°—27° (80% being between 20° and 25°). Generally the fronts which are fresh and undeformed are highest at the centre. Measured there, they were nearly all between 2 and 11 metres high, the highest being 15 metres.

These terraces are not always perpendicular to the slope; often they are oblique to it and in some cases actually parallel to it. But on any one slope they are approximately parallel to one another (figs. 1 and 3). The slopes carrying the terraces mostly face NE, less frequently SE and rarely, N or S. In no case do they face W. On slopes other than those facing east, the terraces are not so continuous, and whenever they are sited obliquely to the slope, the slope does not face east.

The terraces are formed of poorly sorted, unstratified drift but show no tendency to be more bouldery in their frontal portions than in the treads. The preferred orientation of stones at the front is perpendicular to the slope but in the tread is parallel to it, while a short distance behind the front edge two maxima occur one perpendicular and one parallel to the slope (fig. 9).

These terraces cannot have their origin in local agricultural practices nor can be related to geological structure. The author believes them to be of periglacial origin mainly from their many points of resemblance to features found in Arctic regions. In some upland basins in central Wales, the terraces cross the stream line (figs. 5 and 6) indicating that fluvial erosion was feeble when they were being formed. This is a feature of Arctic areas today and Capps (1919) describes striking parallels in Alaska. The terraces themselves are very similar in size, arrangement and siting to some in Russia described by Obruchev (Cailleux and Tricart 1961), except that these are stone-banked whereas the central Wales examples are turf-banked. In this respect they resemble terraces from Alaska described by Taber (1943) and Capps (1949) where again arrangement and siting are similar.

Taber holds that the Alaskan terraces cannot have been formed by mud-flow, but were built up by the slow vegetation-bound movement of the surface layer. In the central Wales terraces, however, the orientation of the stones proves that movement en masse has occurred, but this makes it difficult to explain why the terraces tend to be aligned north-south and sometimes lie obliquely across the hill-slope or even parallel to it. It is suggested that nivation was involved, the terraces facing east because westerly winds led to the heavy snowfall on the leeward side of the hills. Transverse snow-banks there led to the formation of these drift terraces beneath them. At later stage movement en masse occurred as is shown by the lobate form of the terrace and their pattern of stone orientation.

Nous remercions très vivement le Comité Scientifique de l'O.T.A.N. qui nous a accordé une bourse de recherches grâce à laquelle nous avons pu mener à bien, sur le terrain, la présente étude.

Nous prions en outre Messieurs les Professeurs P. Macar de Liège et A. Cailleux de Paris de trouver ici l'expression de notre gratitude pour les précieux conseils qu'ils nous ont donnés lors de la lecture du manuscrit.

\* Chef de Travaux à l'Université de Liège.

Monsieur E. Watson, lecturer à l'University College of Wales (Aberysthwyth) a eu l'amabilité de discuter sur le terrain des problèmes posés par cette étude; il a bien voulu en outre critiquer notre manuscrit et se charger de la rédaction du résumé anglais; nous l'assurons de notre reconnaissance.

### INTRODUCTION

L'étude géomorphologique que nous présentons ici, se rapporte à une région du centre du Pays de Galles (fig. 1), située au N de Llanidloes (latitude N 52°27', longitude W 3°33') et à l'Est de Llanfair Caereinion (latitude N 52°39', longitude W 3°20'). Les exemples présentés sont dispersés sur un territoire de l'ordre de 300 km<sup>2</sup>. Bien entendu, les replats

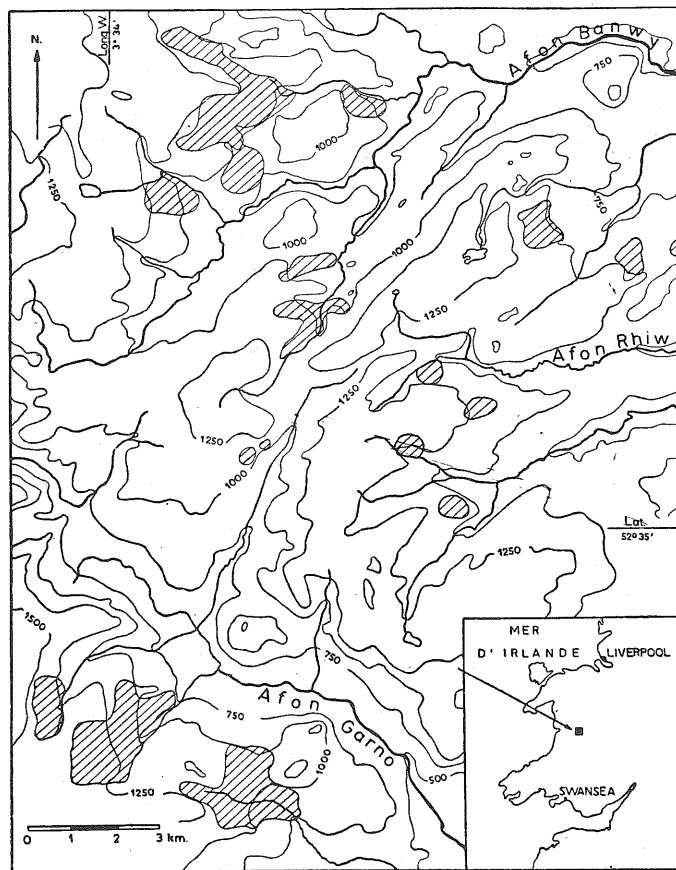


Fig. 1. Croquis de situation de la région étudiée, et carte localisant les principales zones à replats reconnues dans la région de Llanfair Caereinion

et les abrupts ne sont pas contigus sur toute cette superficie; ils y occupent environ 40 km<sup>2</sup>. Cette morphologie est cependant plus importante que ne l'indique ce chiffre car des formes identiques, non étudiées en détail ont été reconnues ailleurs, par exemple 2 km au NE de St Harmon (latitude 52°20', longitude W 3°30'), 4 km à l'W de Abbey—Cwmhir (lat. 52°19'30" — long W 3°27') et à proximité de Cerrig Druidon (lat. 53°1', long. W 3°35').

Nous sommes de ce fait convaincus qu'il s'agit de formes importantes, dont il existe au Pays de Galles, d'autres exemples que ceux que nous allons présenter.

### DESCRIPTION DES FORMES

Les formes étudiées consistent en des replats et des abrupts qui façonnent des pentes faibles en de véritables marches d'escalier. Comme le montre la vue générale d'un versant affecté par ces formes (voir photo 1), leur longueur les fait apparaître comme de splendides „rideaux”. Leur tracé en plan leur confère cependant plutôt l'allure de gigantesques sols en guirlandes.

Dans la première partie de ce travail, nous donnerons une description détaillée de ces formes, en considérant successivement leur aspect en plan, puis en profil, leur obliquité par rapport à la pente, leur exposition et enfin les coupes que nous y avons observées.

### TRACE EN PLAN

Les cartes reproduites aux figures 2 et 4 et sur lesquelles, nous avons représenté d'un trait épais les abrupts, montrent deux des plus beaux exemples de versants façonnés par ces formes. Nous commencerons par décrire les formes de la vallée de l'Afon Cerniog (fig. 2), située à 11 km au N de Llanidloes. Ce cours d'eau a un tracé S—N et est un affluent de l'Afon Garno qui se jette dans la Severn à Caersws. Les replats étudiés découpent de haut en bas le versant de rive gauche, soit, sur une longueur de plus de 1 km. A l'endroit le plus caractéristique, 6 gradins s'y superposent comme le montre la coupe de la figure 3.

Les abrupts qui limitent ces replats sont généralement sinueux, mais d'une façon bien particulière. Les fronts des abrupts se présentent en effet comme un assemblage de convexités marquées séparées par des rentrants aigus (photo 2). A côté de ces rentrants principaux, il existe des entailles

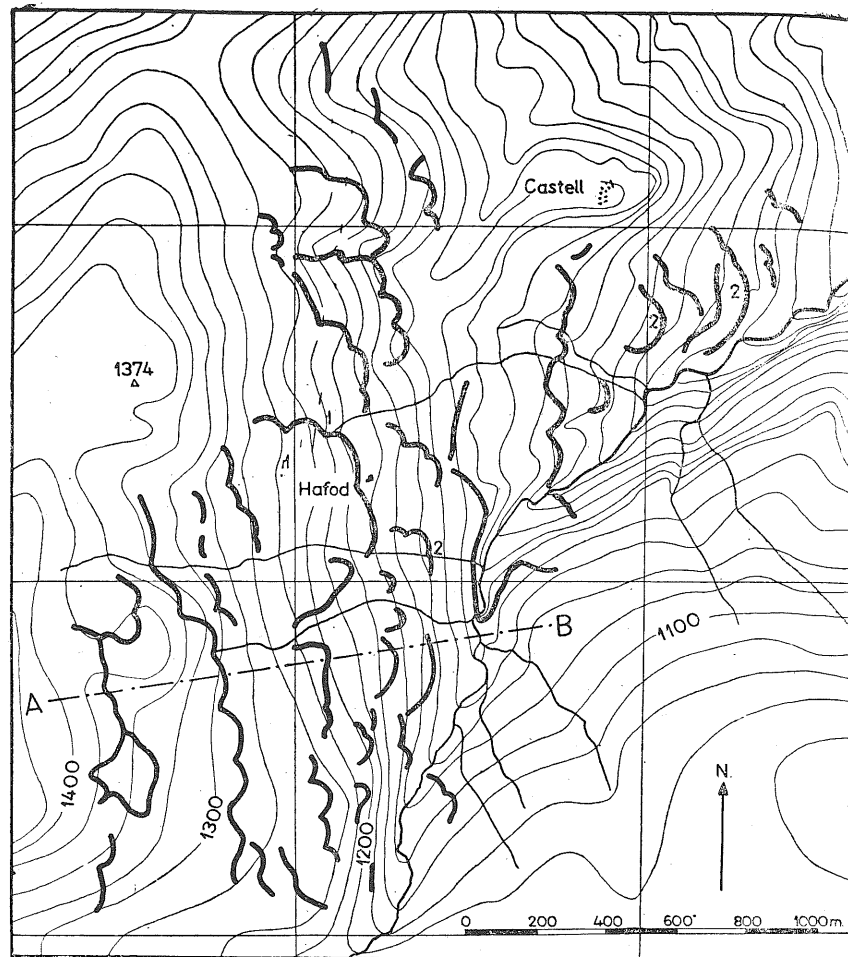


Fig. 2. Carte de la vallée de l'Afon Cerniog, dans la partie où son versant W est découpé par des replats de cryoturbation étagés

Un profil selon A—B est donné à la figure 3. Il met en évidence l'imprécision des courbes de niveaux de la carte topographique au 1 : 25 000<sup>e</sup>. Celles-ci ont cependant été dessinées pour donner une idée générale de la topographie des versants. Les abrupts (trait noir épais) ont été dessinés d'après les photos aériennes et des levés sur le terrain. Au N de la Ferme Hafod, la précision du tracé est moins grande du fait que nous n'avons pas disposé des photos aériennes. En 1, mesure de granulométrie et d'orientation des cailloux; en 2, mesure d'orientation des cailloux

beaucoup plus petites, incisions dues à l'écoulement des eaux. Ces dernières encoches n'affectent cependant pas l'allure générale des abrupts.

Le diamètre des convexités varie de 50 à 200 m. Accolées, elles constituent un front continu de longueur variable qui atteint ici au maximum

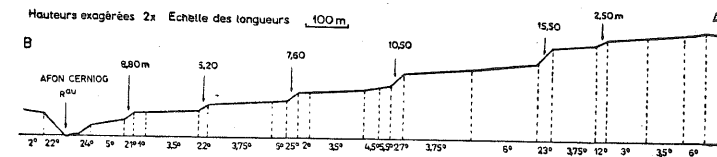


Fig. 3. Profil E—W au travers du versant W de l'Afon Cerniog

La localisation de ce profil est donnée sur la figure 1. Ce profil a été levé sur le terrain en utilisant pour mesurer les pentes un cliisimètre à réflexion (Ex. Govt. Reflecting Clinometer) et en comptant les pas pour mesurer les distances

800 m, mais est souvent de l'ordre de 400 à 500 m. Le cas le plus simple est celui d'une seule convexité isolée. Il est cependant rare, car les formes se groupent généralement en un talus continu.

Les replats séparant deux abrupts sont larges de 50 à 500 m, mais ont en moyenne une largeur de 200 m.

Les abrupts disparaissent parfois latéralement, parfois aussi, deux d'entre eux se réunissent en un abrupt unique totalisant la hauteur de chacun d'eux.

#### ASPECT EN PROFIL

Les chiffres donnés ci-dessous sont basés sur une cinquantaine de mesures.

La pente moyenne des versants qui sont découpés par ces replats varie entre 8° et 2,5°, la valeur médiane étant de 4,5°.

Les abrupts sont extrêmement marqués, et soulignent brutalement par leurs fortes pentes, la faible inclinaison des replats (voir fig. 3). La pente de ces abrupts est formée de 3 unités: une très courte convexité, une section rectiligne plus ou moins étendue et une concavité d'importance variable. La pente de la section rectiligne est en moyenne de 22°. Dans 80% des cas, elle est comprise entre 20° et 25°; elle ne dépasse jamais 27° et est toujours supérieure à 12°.

Les sections droites des replats ont dans 60% des cas, une pente comprise entre 3° et 4°. Les valeurs varient cependant de 7° à 1,5°.

Très généralement, les abrupts sont nets, sans bavures ou irrégularités provenant par exemple de glissements de terrain. Ils donnent l'impression d'être des formes fraîches, relativement récentes.

Les abrupts sont habituellement plus élevés à l'extrémité des convexités et c'est là que leur hauteur a été mesurée. Elle est dans 55% des cas, comprise entre 4 et 7 m et varie de 0 à 15 m. Cette dernière valeur

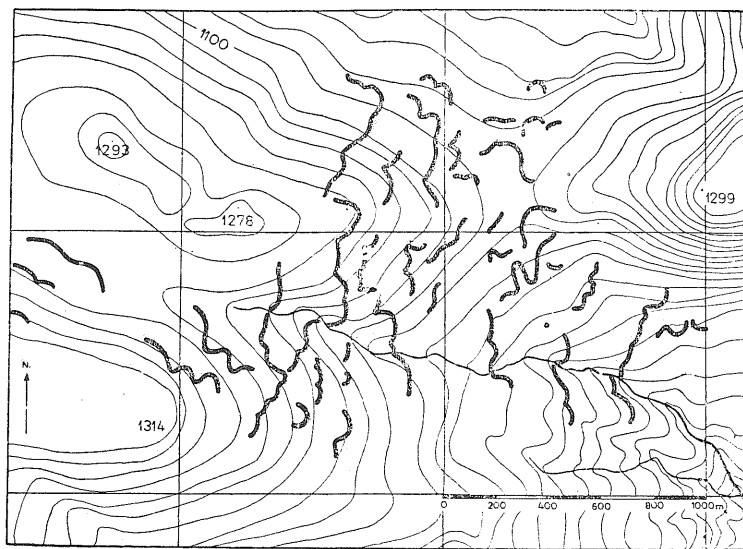


Fig. 4. Carte de la vallée supérieure de l'Afon Golwyn

Les abrupts sont tracés en traits épais. Remarquer spécialement la continuité des ressauts de part et d'autre du ruisseau et le ressaut parallèle à la ligne de plus grande pente du versant situé dans la partie N—E. Le tracé des abrupts a été cartographié sur le terrain en utilisant les photos aériennes; les courbes de niveau sont celles de la carte topographique au 1 : 25 000e.

n'ayant cependant été observée qu'une seule fois, on peut considérer que la hauteur normale de ces sections en pentes fortes varie entre 2 et 11 m.

Dans un grand nombre de cas (ordre de 40%), le profil montre immédiatement en contrehaut de l'abrupt une pente très faible, parfois horizontale sur une distance d'une vingtaine de mètres. Elle y détermine la localisation d'une zone humide qui dans certains cas, peut être véritablement marécageuse.

En deux endroits différents, un abrupt surmontait une pente plus forte, convexe, dont l'inclinaison atteignait une dizaine de degrés.

#### DIRECTION DES ABRUPTS PAR RAPPORT A LA LIGNE DE PLUS GRANDE PENTE

Un des caractères les plus étonnants de ces ressauts consiste en ce qu'ils ne se présentent pas toujours perpendiculairement à la ligne de plus grande pente. Au contraire, leur obliquité par rapport à celle-ci est parfois très marquée, et dans quelques cas extrêmes, les abrupts suivent même la plus grande inclinaison du terrain. Si en général, la pente du sommet de l'abrupt qui résulte de cette obliquité est de l'ordre de 2°, tous les inter-

médiaires existent jusqu'à des valeurs de 6°. Il est par ailleurs remarquable que sur un même versant, les replats soient approximativement parallèles, sans disposition anarchique, comme celle qui résulterait de l'existence de replats voisins inclinant dans de directions différentes. Les replats situés à E—NE de Llanfair Caereinion (lat. 52°40', long. W 3°30'; voir fig. 1) et ceux de la partie N de l'Afon Cerniog (voir fig. 2) sont à ce point de vue caractéristiques. Par ailleurs, l'inclinaison de ces formes n'est nullement en rapport avec la direction du drainage dans la vallée et paraît s'expliquer du moins partiellement par l'orientation du versant.

Signalons enfin que les abrupts très inclinés qui se rapprochent de la ligne de plus grande pente du versant sont en général moins festonnés que ceux qui lui sont perpendiculaires.

#### EXPOSITION

Les versants présentant les replats que nous venons de décrire sont très généralement exposés à l'Est. Si des formes existent aussi sur des versants exposés au NE, moins souvent au SE (et rarement au N et au S), nous n'en avons jamais observés sur les versants exposés à l'Ouest. Cette question d'exposition paraît essentielle, et les replats qui s'en écartent sont généralement moins nets, moins élevés, moins continus. L'orientation N—S des abrupts est donc la plus fréquente, et elle semble être parfois en rapport avec l'obliquité des abrupts par rapport à la pente que nous avons signalée ci-dessus. Ce serait pour conserver cette orientation N—S que les abrupts présenteraient une inclinaison nette sur les versants qui ne sont pas exposés exactement à l'Est.

#### COUPES OBSERVEES

Les coupes visibles dans la zone de ces replats sont extrêmement rares. L'ensemble de nos observations et des fouilles que nous avons fait creuser dans le bassin de l'Afon Cerniog nous ont cependant convaincu que ces formes étaient entièrement édifiées dans du matériel meuble, très hétérométrique, ne présentant pas de stratification et paraissant être un dépôt de solifluxion<sup>1</sup>.

Nous avons pu nous assurer en outre qu'il n'existait aucune accumulation, aucune concentration particulière de blocs, gros ou petits, sur les abrupts. Certes, la présence de gros blocs de quartzite y est fréquente,

<sup>1</sup> Les gros blocs striés sont fréquents. Le matériel de solifluxion, remanié incontestablement des dépôts glaciaires.

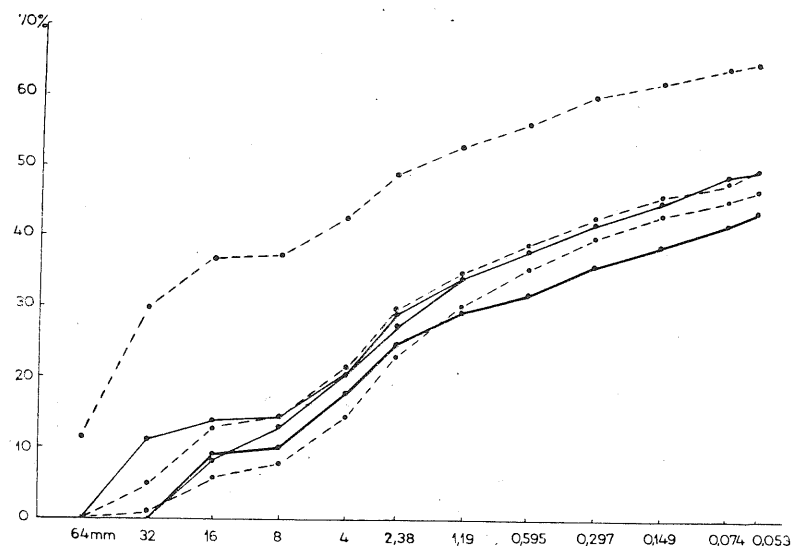


Fig. 5. Courbes granulométriques d'échantillons d'environ 500 gr de matériel prélevés sur le replat (en traits pleins) et sur le versant (en pointillés) d'un même abrupt de la vallée de l'Afon Cerniog (voir localisation sur la fig. 2). Indice d'hétérométrie selon Cailleux: échantillons prélevés sur le replat: 3,7; 4,3; 4,4; sur l'abrupt: 3,7; 4,0; 5,6

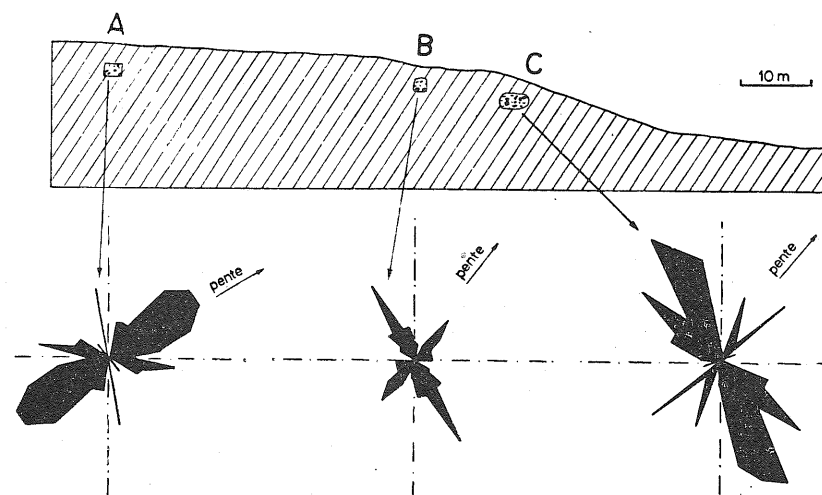


Fig. 6. Diagrammes montrant le résultat des mesures d'orientation des cailloux effectuées dans la coupe d'un abrupt et sur le replat situé en contrehaut. Le nombre de cailloux mesurés est de 50 pour les points A et C, de 25 pour le point B

mais ces gros blocs existent également en quantité égale sur les replats. Deux fermiers dont l'exploitation s'étend sur les zones à replats caractéristiques nous ont bien confirmé ce fait. L'analyse granulométrique d'échantillons de matériel prélevés sur un abrupt et sur le replat qui le surmonte a prouvé par ailleurs l'identité du matériel de part et d'autre (voir fig. 5).

Nous nous sommes préoccupés en outre, de déterminer l'orientation des cailloux qui se trouvent englobés dans ce matériel solifluidal. Les résultats obtenus après l'étude de 6 coupes différentes portant sur un total de 250 cailloux sont extrêmement concordants. Les cailloux sont en majorité perpendiculaires à la pente à proximité immédiate de l'abrupt et parallèles à celle-ci, en contrehaut, sur le replat (fig. 6). Entre les deux on observe deux maxima, correspondant à chacune de ces directions préférentielles. L'ensemble des mesures montre en outre que la majorité des blocs sont relevants<sup>2</sup>, aussi bien sur les replats que sur les abrupts. Une mesure effectuée à 40 cm sous la surface nous a cependant donné un résultat discordant: 60% de baissants, mais la valeur médiane de l'inclinaison, exceptionnellement forte, 50°, laisse sceptique, et l'on est en droit de se demander si les cailloux n'ont pas été dressés, postérieurement, par le gel.

#### RECHERCHE DE LA GENESE DE CES FORMES

##### HYPOTHESE D'UNE ORIGINE ANTHROPIQUE

L'hypothèse d'une origine anthropique de ces abrupts peut, nous semble-t-il être rejetée définitivement. Ces formes ne sont en effet pas comparables aux rideaux connus dans d'autres régions. Elles en diffèrent principalement par leur allure en plan festonnée, par le fait qu'elles sont souvent obliques par rapport à la pente, et surtout par le fait que dans certains cas l'abrupt suit la ligne de plus grande pente. Par ailleurs, ces formes sont le plus souvent localisées dans des terrains communaux qui ne paraissent jamais avoir été cultivés, aussi n'existe-t-il aucune concordance de tracé avec d'éventuelles limites de parcelles. Enfin, il faut souligner que ces formes se localisent sur des pentes faibles (4°5 en moyenne) ce qui implique un déplacement de terre extrêmement considérable pour façonner des ressauts qui atteignent 15 m de haut. Ces ressauts si élevés ne diminuent d'ailleurs la pente des replats que de 1°5 (Afon Cerniog: pente moyenne 5°, pente des replats 3,5°), et ce résultat paraît hors de proportion avec le travail gigantesque qu'aurait représenté le façonnement de ces gradins.

<sup>2</sup> Sont considérés comme relevants, les cailloux dont la plus grande longueur considérée dans le plan de la ligne de plus grande pente du terrain, est moins inclinée que la surface topographique.

## HYPOTHESE D'UNE ORIGINE STRUCTURALE

Cette seconde hypothèse a retenu longuement notre attention. L'importance des ressauts, leur continuité, leur parallélisme, leur semblant d'indépendance par rapport à la pente nous ont fait croire en effet un certain temps qu'il s'agissait de simples ressauts correspondant à l'affleurement de roches plus résistantes. L'étude de tous les affleurements situés à proximité immédiate des zones caractéristiques nous a convaincu qu'il n'en était rien. Le Silurien du substratum constitué de couches alternantes de schistes et de quartzites montre une stratification très redressée, fortement plissée et très généralement de direction différente de celle des abrupts. Cette disposition a pu être observée de nombreuses fois, et parfois même au coeur de la zone des abrupts, dans des entailles très profondes de ruisseaux. Par ailleurs, la structure ne permettrait pas d'expliquer la forme en plan très particulière des ressauts; elle ne rendrait pas compte non plus du fait que les exemples les plus nets sont situés dans les parties en creux des versants ou même dans des têtes de vallée, soit en des endroits où s'accumule le matériel meuble, alors qu'ils s'atténuent ou disparaissent sur les parties convexes saillantes où le *bed-rock* est plus près de la surface. Enfin, rappelons que nous n'avons jamais observé la roche en place sur la pente forte d'un abrupt, ni immédiatement en contrehaut et que toute la morphologie paraît au contraire façonnée dans du matériel meuble. Cette dernière observation à elle seule exclut définitivement l'hypothèse d'une origine structurale.

## HYPOTHESE D'UNE ORIGINE PERIGLACIAIRE

La similitude complète de caractères de ces replats, même en des endroits très éloignés les uns des autres, leur présence uniquement sur des versants exposés à l'Est indiquent qu'il s'agit de formes naturelles. Le processus qui a façonné ces versants, a travaillé sans se soucier des limites des bassins hydrographiques car les replats s'étendent parfois le long d'un versant depuis un bassin jusqu'à un autre (vallée du Colwyn Brook — lat.  $52^{\circ}31'$ ; long. W  $3^{\circ}35'30''$ ); d'autre part, ce processus s'est imposé dans le fond de la vallée lui-même, car les formes se prolongent sans interruption de part et d'autre des ruisseaux (vallées de l'Afon Cerniog, fig. 2 et du Colwyn Brook, fig. 4). Ce dernier caractère nous paraît particulièrement important car il montre clairement que lors du façonnement de ces formes, l'érosion fluviale jouait un rôle secondaire et ne pouvait s'opposer à la création d'abrupts qui s'édifiaient à l'emplacement même des lits des ruisseaux, et cela pour la Colwyn Brook à 2 km de sa source et à l'aval d'un bassin versant de plus de 2 km<sup>2</sup>.

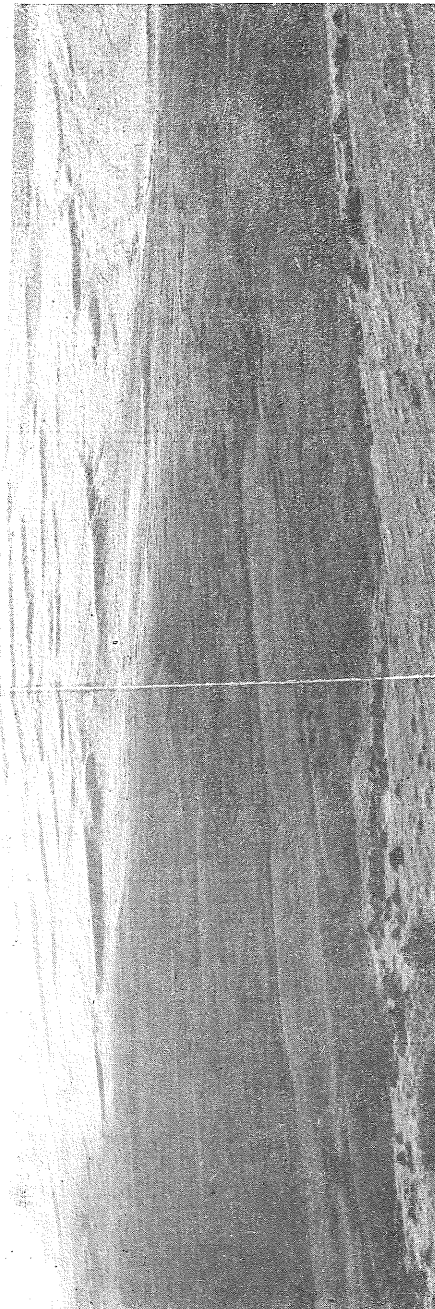


Photo 1. Versant W de la tête de vallée du Nant Nodwydd, 13 km à E-NE de Llanfair—Caerinion ( $3^{\circ}30'$  Long. W —  $52^{\circ}40'$  Lat. N). Versant découpé en escaliers hauts de 2 à 6 m par des replats de cryoturbation obliques par rapport à la pente et approximativement parallèles

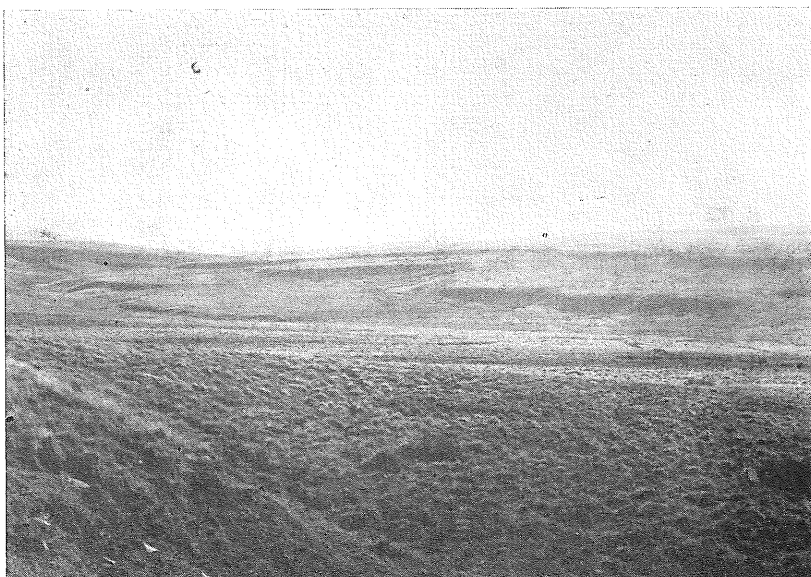
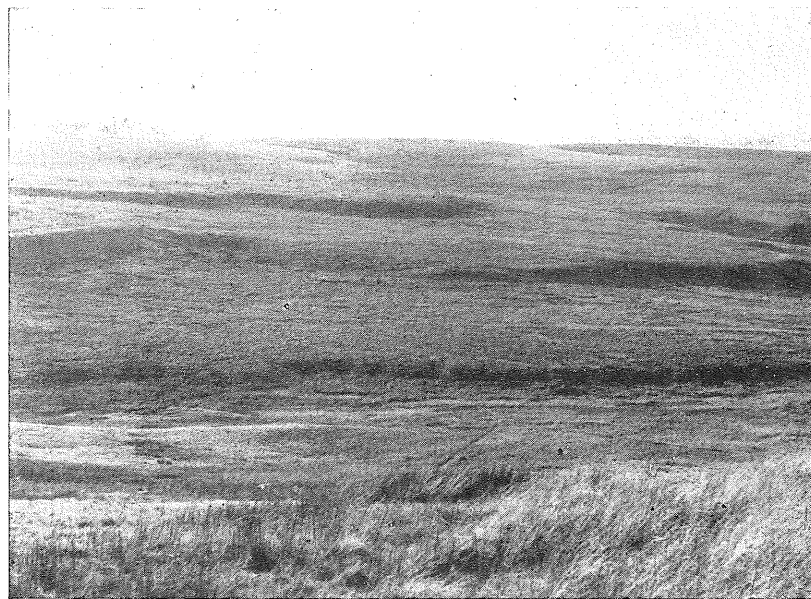


Photo 2. Versant W de la vallée de l'Afon Cledan, depuis le versant E. L'allure festonnée des abrupts apparaît clairement. Les abrupts n'existent ici qu'à la partie inférieure du versant. Ils manquent en contrehaut où la pente est plus forte

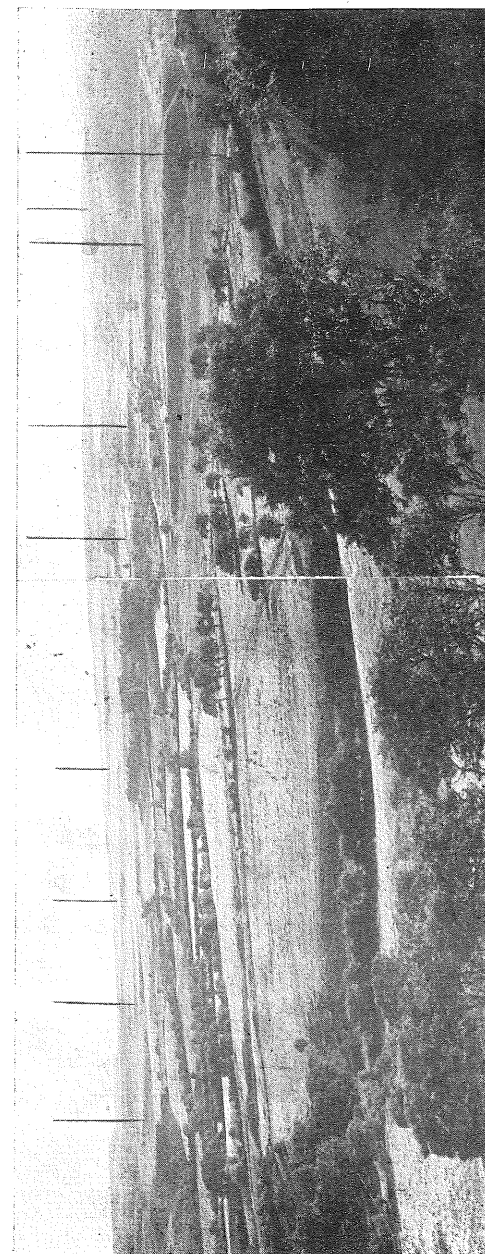


Photo 3. Vue des abrupts du versant W de la vallée de l'Afon Cerniog. La photo est prise depuis le sommet 1032 ft (ca 340 m), dénommé Castell, en direction du S (voir fig. 2) Les abrupts visibles sont signalés d'un trait

J. Tricart et A. Cailleux (1961, p. 261) ont insisté sur l'inorganisation du drainage fluvial et l'absence d'écoulement hiérarchisé qui caractérisent les interfluves des régions arctiques. Nous pensons trouver, en ce que nous venons de décrire, un exemple fossile de cette impuissance des cours d'eau dans les têtes de vallées et un argument en faveur de l'origine périglaciaire de ces formes. Le matériel qui constitue ces replats présente en outre, tous les caractères des dépôts de solifluxion et ceci apporte un second argument en faveur de la même origine. Un troisième argument, et certes le plus solide nous est donné par l'existence de descriptions de formes semblables dans l'Arctique.

De tous ces arguments, nous tirons la conviction que nous nous trouvons devant des formes périglaciaires fossiles. Avant de discuter le problème de leur origine, nous allons résumer brièvement les descriptions de formes identiques actuelles dont nous avons trouvé la trace dans la littérature.

#### FORMES SEMBLABLES DÉCRITES DANS LA LITTÉRATURE GÉOMORPHOLOGIQUE

Dans la littérature géomorphologique, un certain nombre de formes voisines ont été décrites. Elles ont été groupées sous les noms de *replats goletz* ou de *terrasses d'altiplanation*. Leur caractère principal consiste en la présence d'une accumulation de pierres qui, à l'aval, constitue l'abrupt de la terrasse. Ce caractère manquant totalement ici, il ne fait aucun doute que nous ayons à faire à un autre type de morphologie.

Il est toutefois vraisemblable que des formes intermédiaires existent, entre des *goletz* typiques et les replats étudiés ici. J. Tricart et A. Cailleux (1961, p. 147) ont en effet signalé une „variété géante de sols à guirlandes” décrite par Obrouchev et présentant „des gradins larges de plusieurs mètres, voire d'une dizaine de mètres et longs de plusieurs centaines de mètres”. Ce terme „variété géante de sols à guirlandes” convient parfaitement aux formes que nous avons décrites plus haut. La ressemblance est encore accrue par le fait que ces replats „n'apparaîtraient que sur des pentes moyennes médiocres (10° environ) et dans les régions polaires”. La description donnée ne peut cependant pas s'appliquer entièrement ici car il est fait mention par la suite de murs de pierres limitant les replats à l'aval, ce qui nous paraît devoir les rattacher sans équivoque aux terrasses d'altiplanation.

Les publications qui, en toute certitude<sup>3</sup>, décrivent bien le même phé-

<sup>3</sup> Sous le nom de *solifluxion en bourrelet*, A. Guilcher compare des formes de Bretagne occidentale et du N du Devonshire; aux formes de Taber reprises ci-dessous. Dans cet article du plus haut intérêt, l'auteur s'est attaché surtout à l'étude de terrasses



nomène sont rares. Les deux principales sont des écrits de S. R. Capps (1919) et S. Taber (1943). Le premier s'est intéressé à la région Kanstishna en Alaska (Lat. N 64°, Long. W 150°).

Sous le terme *soil flows* cet auteur décrit des glissements de terrain brusques, une solifluxion lente donnant des pentes faibles et régulières, ainsi que un troisième type de processus que nous allons détailler. Il s'agit d'un glissement brutal du sol, ne déchirant pas la couverture végétale et créant des bourrelets lobés. Ceux-ci „varient considérablement en taille, allant depuis de petits glissements de quelques pieds de haut et de large, jusqu'à des abrupts de grands écoulements de 8 à 10 pieds de haut présentant une allure festonnée continue et longue de plusieurs centaines de pieds. Un versant simple peut montrer beaucoup de petits lobes séparés et quelques-uns, très grands formés par la coalescence de plus petits. Une variété apparaît comme de longues terrasses superposées dont le front s'étend le long de la pente à une élévation presque uniforme” (p. 68).

Une photo de ce dernier type de forme est donnée à la planche XV (p. 47) de cette publication et montre l'identité du phénomène.

A la page suivante, Capps écrit: „Les terrasses lobées apparaissent sur des pentes douces, quelquefois aussi faibles que 10°”.

Signalons encore le paragraphe suivant étonnamment proche de ce que nous avons écrit plus haut. Alors que cette rédaction a été faite à un moment où nous n'avions pas connaissance de l'article de Capps: „Un exemple intéressant de la manière dont un petit cours d'eau peut être rendu inefficace comme agent d'érosion a été observé dans la vallée supérieure du Stampede Creek, où en quelques endroits, l'écoulement du sol a empiété si rapidement sur le lit du ruisseau que celui-ci a été incapable de déplacer le matériel aussi vite qu'il atteignait le fond de la vallée. Même là où la pente du cours d'eau est forte, les talus couverts de végétation avancent de chaque côté et se sont presque rencontrés au-dessus du cours d'eau qui s'écoule dans un lit large seulement de quelques pieds, entre des talus en surplomb. En beaucoup d'endroits, une faible avancée des deux talus opposés fermerait complètement le cours d'eau, et le forcerait à s'écouler à un niveau plusieurs pieds plus élevés que son lit actuel; et il n'y a aucun doute qu'un tel fait a été commun dans l'histoire de cette vallée.”

S. Taber (1943) a donné également une excellente description de formes semblables dans la région de Fairbanks en Alaska (lat. N. 65°; long. W. 145°). Sous le nom de *turf banked detritus benches*, il décrit des terrasses typiquement lobées qui auraient été dénommées *earth runs*, *soil flows*, *solifluction flows*, *solifluction benches*, *solifluction sags*, *solifluction terraces*, d'altiplanation, sans insister beaucoup, ni donner une description très complète des formes qui nous intéressent ici.

*turf banked terraces, festoons, garlands, stepped crescents* (p. 1461). Observées en de nombreux endroits, ces terrasses s'étendent en largeur, sur plusieurs centaines de pieds et présentent des abrupts frontaux de plus de 20 pieds de hauteur. Les abrupts sont extrêmement raides, et ne montrent aucun enrichissement de blocs. Ces formes existent uniquement sur les pentes non boisées. Elles „sont si caractéristiques du sol toujours gelé ou les débris, la couverture du sol et les conditions de pente sont favorables qu'ils ne peuvent être interprétés comme des écoulements de boue (*mud flows*) protégés de l'érosion par le gel postérieur et la croissance de la végétation” (p. 1462).

Contrairement aux auteurs précédents qu'il cite (S. R. Capps 1919; Smith 1910 et Antevs 1932), Taber ne croit pas que ces formes sont nées brutalement à la suite d'un écoulement quasi instantané. Il défend au contraire une idée tout à fait différente basée principalement sur le fait que la couverture végétale n'est jamais rompue sur le front de l'abrupt. Comme en outre il a trouvé parfois une accumulation, un épaissement de la couche végétale isolante au-dessus de l'abrupt, il pense que cette couche empêche la pénétration du dégel en cet endroit, et assure ainsi la stabilité du talus. Le dégel serait cependant plus profond en contre-haut ou le gazon est moins épais, aussi, l'abrupt gagnerait-il en hauteur à la suite d'addition de gazon qui en été, glisse doucement sur la couche dégelée.

Des botanistes ont également décrits des replats identiques dans l'île Jan Mayen (J. W. Wilson 1952) et en Alaska (H. C. Hanson 1950). Malgré que la hauteur des abrupts observés soit dans ces régions toujours inférieure à 2 m, la similitude d'aspect avec les formes du Pays de Galles est très grande; la ressemblance est d'ailleurs accrue sur l'île Jan Mayen par l'orientation préférentielle des abrupts, toujours tournés vers le S, même lorsque cette orientation détermine l'allongement des formes obliquement ou parallèlement à la ligne de plus grande pente; Hanson indique par contre qu'en Alaska, les formes sont les plus fréquentes sur les pentes exposées au N.

Par ailleurs, d'autres botanistes, A. S. Watt et E. W. Jones (1948) ont signalé des formes voisines en Ecosse, surtout sur des pentes exposées au N. Leur hauteur ne dépassait cependant pas 1,20 m, et ces replats accidentaient des pentes variées.

Tous ces auteurs se préoccupaient surtout des associations végétales réparties sur ces formes et des conditions écologiques particulières qui étaient ainsi créées. Très généralement, ils se déclarent partisan de l'hypothèse de Taber, citée ci-dessus. Tous signalent en outre que des flaques de neige persistent longtemps au pied des abrupts.

## LE PROBLEME DE LA GENESE DES REPLATS

Si les formes décrites par S. R. Capps et S. Taber, paraissent bien identiques à celles que nous avons trouvées au Pays de Galles, il faut cependant souligner la dimension exceptionnelle des abrupts découverts dans cette dernière région. Les hauteurs maxima enregistrées par Capps (3 m) et Taber (6 m) sont loin en dessous de la taille (15 m) du plus haut ressaut de la vallée de l'Afon Cerniog!

Soulignons encore que tous les auteurs sont d'accord pour voir en ces formes une morphologie périglaciaire caractéristique, quoique mal connue au point de vue génétique. Les explications données, aussi bien par Capps que par Taber ne paraissent en effet pas entièrement satisfaisantes. Comment comprendre, dans le cas d'écoulements brusques de boue (hypothèse de Capps) que de longues banquettes soient façonnées, et non seulement des bourrelets séparés et épars sur le versant? Comment comprendre, dans l'hypothèse de Taber d'un simple accroissement de la hauteur de l'abrupt par écoulement de la partie superficielle du sol, la forme de larges guirlandes qui, en plan, est si caractéristique? Comment expliquer en outre, dans ces deux hypothèses, l'allongement de certains abrupts selon la ligne de plus grande pente?

La disposition individuelle des cailloux que nous avons mesurée prouve bien en tous cas, que contrairement à l'opinion de Taber une avancée en masse s'est produite. Seule celle-ci peut en effet expliquer l'opposition de direction des cailloux sur les replats où ils sont parallèles à la pente et sur les abrupts où ils sont perpendiculaires. Cette orientation des cailloux impose en effet à l'esprit la comparaison, suggérée déjà par la forme lobée, avec les coulées de solifluxion pour lesquelles Tricart et Cailleux (1959, p. 297) rapportent la même opposition de disposition entre la partie amont et le front de ces formes.

Par ailleurs, aucune des deux hypothèses proposées ne permettent d'expliquer ni les abrupts obliques ou parallèles à la pente, ni leur exposition préférentielle à l'Est. Ces observations, bien établies pour les formes fossiles du Pays de Galles, nous font croire à l'intervention d'un processus supplémentaire non invoqué par les auteurs cités et qui serait un processus de nivation.

Nous pensons en effet que l'orientation préférentielle du front des abrupts, toujours tournés vers l'Est, s'explique par l'accumulation de plaques de neige apportée par les vents humides d'Quest. Cette accumulation de neige s'est faite probablement sous forme de plaques N—S disposées derrière des microreliefs accidentels. Leur présence a cependant suffi à accroître localement l'érosion par des processus propres à la nivation,

c'est-à-dire des cycles gel—dégel plus fréquents et une humidité plus grande. Une fois l'abrupt créé, le phénomène s'est accentué de lui-même du fait d'une accumulation plus grande de neige.

Cette hypothèse est étayée par des descriptions de phénomènes actuels de l'Arctique. En plus du fait que Watt et Jones (1948), Hanson (1950) et Wilson (1952) indiquent la persistance de flaques de neige au pied des abrupts nous signalerons deux articles particulièrement intéressants.

En 1939, W. V. Lewis étudiant la nivation en Islande, a décrit à côté de plaques de neige circulaire, d'autres appelées longitudinales et transversales, disposées parallèlement et perpendiculairement à la ligne de plus grande pente du versant. Ces plaques de neige, dont la longueur peut dépasser un mile façonnent de petites terrasses qui, ajoute-t-il, doivent prendre une importance considérable dans la topographie si le phénomène peut agir assez longtemps.

La seconde description à laquelle nous ferons référence est parue en novembre 1962, sous la signature de F. A. Cook et V. G. Raiche et s'intéresse aux creux de nivation de la région de Resolute dans l'extrême Nord Canadien<sup>4</sup>. Les auteurs insistent sur le fait que la majorité des plaques de neige y sont allongées perpendiculairement à la ligne de plus grande pente. Les creux qui sont façonnés par ces accumulations nivales ont des pentes très voisines de celles que nous avons observées sur les replats du Pays de Galles. En coupe elles apparaissent comme façonnées par deux plans formant un angle obtu d'environ 165°. La partie inférieure de ces creux présente en effet suivant les cas, une inclinaison variant de 3,5° à 7° tandis que la partie supérieure a une pente comprise entre 19 et 23,5°. Les auteurs indiquent aussi: „the floor of the nivation hollow resembled a solifluction lobe” (p. 82).

Bien entendu, il s'agit ici de creux simples de nivation dont la longueur ne dépasse par 70 m et non de longs replats atteignant plusieurs centaines de mètres. Toutefois, la parenté des phénomènes semble apparaître dans la similitude des inclinaisons, l'identité d'aspect du recouplement brutal de deux plans distincts très apparents, ainsi que dans la ressemblance de la forme lobée apparemment due à la solifluxion.

Les processus qui, selon F. A. Cook et V. G. Raiche ont façonné ces formes sont essentiellement le ruissellement et la solifluxion. L'action de ce dernier agent étant particulièrement intense en raison de l'humidité constante existant sous la neige. La gélifraction par contre, serait prati-

<sup>4</sup> Denis St Onge a décrit également, dans unsthèse de doctorat présentée en 1962 à l'Université Catholique de Louvain, des creux de nivation assez semblables qu'il a étudiés également dans l'Arctique Canadien.

quement insignifiante sous la plaque de neige, mais très active sur le mur arrière et les flancs de la dépression.

Il paraît évident que de tels processus, et spécialement les deux premiers, ruissellement et solifluxion ont pu s'exercer très aisément, sur le matériel meuble qui recouvre les versants étudiés au Pays de Galles. Ces phénomènes de transport ont donc pu prendre une grande importance en façonnant des lobes marqués et nombreux dont la superposition est le caractère essentiel.

Un problème non résolu est celui de l'origine première du phénomène, de la cause initiale de la localisation de l'accumulation de la neige. Nous pensons qu'il nous sera impossible de répondre ici à cette question car F. A. Cook et V. G. Raiche, ne savent pas plus la résoudre pour les phénomènes actuels de l'Arctique.

Cette action de la nivation n'exclut pas pour autant l'action des processus invoqués par Capps et par Taber. Ceux-ci ont pu intervenir par la suite, et nous avons retrouvé en effet la preuve d'un glissement en masse du talus dans la forme lobée du versant et la disposition des cailloux.

Cette hypothèse mixte (nivation-solifluxion)<sup>5</sup> a le mérite de rendre compte de nos observations principales à savoir : l'exposition préférentielle des abrupts, toujours tournés vers l'Est, l'existence de la forme lobée en plan de ces talus, l'absence de cette allure en guirlandes là où les abrupts sont parallèles à la ligne de plus grande inclinaison du sol, l'obliquité fréquente de ces ressauts par rapport à la ligne de plus grande pente, et enfin, la présence de cette topographie uniquement sur du matériel meuble où la nivation a pu s'exercer facilement.

Nous souhaitons que des études dans l'Arctique actuel, viennent confirmer ou infirmer les conclusions que nous avons formulées ci-dessus.

#### Bibliographie

- Antevs, E. 1932 — Alpine zone of Mt. Washington Range. Murril & Weber Co, Auburn, Maine; 118 p.
- Capps, S. R. 1919 — The Kantishna Region, Alaska. *U. S. Surv. Bull.* 687; p. 1—116.
- Cook, F. A., Raiche, V. G. 1962 — Simple transverse nivation hollows at Resolute, N.W.T. *Geogr. Bulletin*, No 18; p. 79—85.

<sup>5</sup> Un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse de la nivation serait fourni, s'il était prouvé que dans l'île Jan Mayen, les vents neigeux viennent du Nord, comme l'indiquent les cartes que nous avons consultées. Ainsi s'expliquerait la différence d'orientation des abrupts tournés vers l'Est au Pays de Galles et vers le Sud sur l'île Jan Mayen (Wilson 1952), car cette orientation serait bien celle des versants situés sous les vents neigeux.

- Eakin, H. M. 1916 — The Yukon Koyukuk Region, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 631; 88 p.
- Hanson, H. C. 1950 — Vegetation and soil profiles in some solifluction and mounds area in Alaska. *Ecology*, vol. 31; p. 606—631.
- Lewis, W. V. 1939 — Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Jour.*, vol. 94; p. 153—161.
- Lundqvist, G. 1949 — The orientation of the block material in certain species of flow earth. *Geogr. Annaler*, vol. 31; p. 335—347.
- Smith, P. S. 1910 — Geology and mineral resources of the Salomon and Casadepago quadrangles, Seward Peninsula, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 433; 234 p.
- Taber, S. 1943 — Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 54; p. 1433—1548.
- Tricart, J. & A. Cailleux 1959 — Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre Doc. Univ. Paris; 376 p.
- Tricart, J. & A. Cailleux 1961 — Cours de géomorphologie — Le modelé périglaciaire. Centre Doc. Univ. Paris; 350 p.
- Watt, A. S., Jones, E. W. 1948 — The ecology of the Cairngorms. *Jour. Ecology*, vol. 36; p. 283—304.
- Wilson, J. M. 1952 — Vegetation patterns associated with soil movement on Jan Mayen Island. *Jour. Ecology*, vol. 40; p. 249—264.