Essai sur la terminologie glaciaire

Yvette Veyret

Volume 33, numéro 2, 1979

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000069ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000069ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Veyret, Y. (1979). Essai sur la terminologie glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(2), 205–222. <https://doi.org/10.7202/1000069ar>

Résumé de l'article

Un travail récent (VEYRET, 1978) portant sur les phénomènes glaciaires dans le massif central français a obligé à une mise au point terminologique. Les notions de cirque glaciaire, de drift, till, moraine, de drumlin, de kame et esker, de sandur et de valley-train, de glacier noir ont été envisagées. Dans chaque cas, on a tenté de retrouver le premier sens du mot évoqué, puis on a voulu dégager d'une bibliographie très volumineuse la définition couramment admise des différentes notions étudiées. Dans le détail, la genèse des formes analysées fait l'objet de beaucoup de divergences entre les auteurs et bien des points qu'il convenait de rappeler demeurent incomplètement éclairés. Cette étude n'avait pas pour but de discuter l'appellation des formes et des dépôts considérés et elle n'a pas cherché à suggérer de nouveaux termes français pour les substituer à ceux d'origine étrangère déjà existants et souvent bien introduits dans la littérature scientifique.

ESSAI SUR LA TERMINOLOGIE GLACIAIRE

Yvette VEYRET, Département de géographie, université de Clermont-Ferrand, 29, boul. Gergovia, 63037 Clermont-Ferrand, France.

RÉSUMÉ Un travail récent (VEYRET, 1978) portant sur les phénomènes glaciaires dans le massif central français a obligé à une mise au point terminologique. Les notions de cirque glaciaire, de drift, till, moraine, de drumlin, de kame et esker, de sandur et de valley-train, de glacier noir ont été envisagées. Dans chaque cas, on a tenté de retrouver le premier sens du mot évoqué, puis on a voulu dégager d'une bibliographie très volumineuse la définition couramment admise des différentes notions étudiées. Dans le détail, la genèse des formes analysées fait l'objet de beaucoup de divergences entre les auteurs et bien des points qu'il convenait de rappeler demeurent incomplètement éclairés. Cette étude n'avait pas pour but de discuter l'appellation des formes et des dépôts considérés et elle n'a pas cherché à suggérer de nouveaux termes français pour les substituer à ceux d'origine étrangère déjà existants et souvent bien introduits dans la littérature scientifique.

"It is still difficult to find exactly the same definition of a particular name in more than one textbook".
E. A. Francis (1974)

Un travail récent (VEYRET, 1978) portant sur les phénomènes glaciaires dans le Massif central français a attiré l'attention sur la complexité et souvent même la confusion qui règne dans la terminologie. Si une mise au point a paru nécessaire, il demeure que la bibliographie très volumineuse rend difficile un examen critique complet de la littérature.

Le but de cette mise au point est donc de rappeler ce que recouvrent quelques vocables fréquemment utilisés en morphologie glaciaire. Pour cela, on a voulu rechercher le premier sens des mots concernés et montrer les principales notions ajoutées au fil du temps. Si pour la plupart des termes envisagés, une définition relativement simple et quasi unanimement acceptée peut être avancée, il n'en reste pas moins que la genèse des formes concernées ne fait pas toujours l'unanimité parmi les auteurs (cf. drumlin, kame...)

Il n'a pas semblé nécessaire de franciser les termes étrangers bien introduits dans la littérature scientifique (till, drumlin, kame, esker) ou de leur trouver de manière systématique des correspondants en langue française. Une telle pratique aurait contribué à alourdir et à compliquer davantage la terminologie.

ABSTRACT *Some aspects of the terminology concerning glacial phenomena had to be discussed in a recent thesis about the French Massif Central (VEYRET, 1978). Following this work, the present paper deals with the terms glacial cirque, drift, till, moraine, drumlin, kame, esker, sandur and valley train, and rock glacier. The author's aim is mainly to discuss the signification of these terms, first by recalling their former signification, then by reviewing the most largely accepted definition from a very wide bibliography. According to the various authors, many different interpretations remain about the origins of these forms, and some of the questions studied here are not yet solved. Moreover, this paper does not discuss the names of these forms and accumulations nor suggest any new French terms to replace foreign words already used in scientific literature.*

Les notions envisagées correspondent aux formes et aux dépôts les plus fréquemment rencontrés en montagne (cirques, glaciers couverts) ou dans les domaines englacés par les inlandsis, les calottes ou les glaciers de pléistocène (drumlin, esker, kame). Cette mise au point ne concerne pas les formes mineures telles que les brouettes ou les stries.

LES CIRQUES GLACIAIRES

EMBLETON et KING (1971, p. 205) soulignent avec raison que le cirque glaciaire a été reconnu comme l'une des formes les plus caractéristiques et les plus typiques que l'on puisse attribuer à l'érosion glaciaire. Ces formes portent des noms divers: *cwm* au Pays de Galles, *carrie* ou *coire* en Écosse, *kar* en Autriche et en Allemagne, *botn* en Norvège et *nisch* en Suède.

TRICART et CAILLEUX (1962) insistent sur le fait que le terme de cirque n'a pas de sens génétique. Si l'on attribue à la forme une origine glaciaire, on parle alors de cirque glaciaire. Si la neige est l'agent du modelé, il s'agit d'un cirque d'origine nivale qu'il faut distinguer du cirque dû à l'action des avalanches. Le mot cirque embrasse une famille de formes variées et d'origines très diverses. En Amérique du Nord, selon EVANS (1974), le mot cirque est employé par les scientifiques dans le sens de cirque glaciaire ou nivale et, contrairement à ce

qui se produit fréquemment, le mot a été adopté par le langage populaire à partir de l'usage scientifique.

Le terme de cirque qui vient du latin *circus* a été introduit par CHARPENTIER (1823) dans une étude portant sur les Pyrénées. Il a été utilisé d'abord pour décrire une forme de la montagne. En 1860, RAMSAY admet que les cirques sont liés à la présence de la glace. Gastaldi en 1873 accepte l'idée que les glaciers sont capables de creuser les roches tendres et de travailler dans du matériel relativement dur. Pourtant BONNEY (1871, 1873, 1877), BROWN (1877) et GREGORY (1915) suggèrent encore que les cirques résultent de l'action des eaux courantes. Dans le *Dictionnaire de la géographie* (GEORGE, 1970, p. 78), «un cirque désigne une forme en creux des montagnes, en contrebas des crêtes sommitales, subissant ou ayant subi l'action glaciaire».

Le problème est donc de savoir si la notion de cirque implique obligatoirement une signification génétique, une origine glaciaire. Selon les auteurs, les réponses varient. Il est pratique d'employer le terme de cirque dans un sens purement descriptif comme nous l'avons fait dans l'analyse des formes de la montagne auvergnate. EVANS (1974) définit le cirque dont on ne précise pas l'origine comme «une dépression ouverte vers l'aval, cernée ailleurs par des parois raides qui offrent un dispositif arqué. Le plancher est en pente douce». À partir de cette description, un cirque peut être qualifié de glaciaire s'il a subi l'action de la glace et s'il conserve un certain nombre de traits caractéristiques.

1. LES CARACTÈRES DES CIRQUES GLACIAIRES

Un cirque est glaciaire si son plancher conserve des marques dues à la glace. Les pentes des parois doivent être supérieures à 53°, la pente du plancher ne devant pas être inférieure à 20° (EVANS, 1974).

Pour caractériser un cirque glaciaire, beaucoup d'auteurs se réfèrent à la présence d'un bassin de surcreusement renfermant ou non un lac. Quand il existe, ce bassin a souvent des bords raides et il est profond. Cependant, Evans admet que beaucoup de cirques glaciaires n'ont pas enregistré une évolution suffisante pour qu'apparaisse un tel modelé. Le bassin de surcreusement est, pour certains auteurs, plus accessoire qu'essentiel. HAYNES (1968) note que dans les Highlands d'Écosse 21% des cirques glaciaires conservent des surcreusements et des lacs; 21% en possèdent en Cumbria et 44% dans le Nord du Pays de Galles.

La définition donnée ne peut prétendre regrouper tous les cirques qui ont subi l'action de la glace. Les formes sont complexes et les tailles très variables. Existente des dépressions très petites (quelques dizaines de mètres de large) et des formes bien plus vastes comme

celles de l'Himalaya ou de l'Antarctique, qui peuvent avoir un kilomètre de largeur et des parois de l'ordre de la centaine ou du millier de mètres.

Par ailleurs, la forme peut avoir subi l'action glaciaire sans présenter tous les caractères précédemment évoqués. L'interprétation des formes est souvent subjective. En Écosse, SISSONS (1967) a compté 347 cirques, LINTON (1959) en avait catalogué 437, SALE (1970) 876 et GODARD (1965 a et b), pour la seule région de l'Écosse du Nord-Ouest, 437. Dans les îles Falkland, CLARK (1972) dénombre 24 cirques, CLAPPERTON (1971) 62, mais il inclut des formes plus proches, semble-t-il, des niches de nivation.

La taille des cirques pose un problème de terminologie: les grandes formes de type Gavarnie représentent des éléments majeurs du paysage au flanc desquels se développent des cirques plus petits. Peut-on dans ces conditions désigner de la même manière ces deux familles de formes? IVANOVSKIY (1965) réserve le mot cirque pour les petites formes et le mot *kar* pour les dépressions plus vastes. Celles-ci sont désignées par le terme de «mégacirque» par GALIBERT (1965). Cette distinction retrouve celle établie par de MARTONNE (1949) entre le cirque et les *corries* et celle utilisée par les auteurs allemands entre *Groskar* et *Karoid*.

EVANS (1974) montre que si la forme majeure est dominée par de petits cirques et si les murs au pied de ces cirques sont modelés par l'érosion sous-glaciaire et les avalanches de glace plus que par l'action du gel et les avalanches de neige, l'élément inférieur n'est qu'une partie de la vallée principale subissant l'œuvre des courants de glace coalescents venus des petits cirques.

D'autres formes ont subi l'action glaciaire sans présenter pourtant les traits caractéristiques précédemment évoqués. Il s'agit des cirques en entonnoir qui n'offrent pas de larges planchers, peu inclinés, mais qui évoquent plutôt des bassins torrentiels. Ces «cirques en entonnoir» ont été étudiés au Spitzberg par GROOM (1959). Là, ils sont occupés par des *niches glaciers*; selon l'auteur, ils correspondent à des stades plus ou moins avancés de l'évolution des versants sous l'effet de la glace et des autres processus qui interviennent habituellement dans le modelé des cirques glaciaires. Ce sont des bassins torrentiels retouchés d'abord par la neige puis par les glaciers de parois et de versants. L'agrandissement de ces dépressions conduirait à des cirques glaciaires véritables.

Au total, la typologie des cirques est complexe. Selon l'ampleur du creusement, on distinguera des cirques en fauteuil, des cirques en van, des cirques en entonnoir.

- Le cirque en fauteuil est bien creusé, son plancher est largement développé; ses parois sont élevées et un

tel cirque offre parfois un surcreusement et un verrou de fermeture.

- Le cirque en van (BLACHE, 1952; GEORGE, 1970) a un fond plat, un plancher bien marqué, entouré de crêtes de recoupement aiguës dont le commandement est relativement faible par rapport au diamètre du bassin.

- Les cirques en entonnoir déjà évoqués forment la famille la moins parfaite et la moins typique. Souvent, elle ne peut s'interpréter qu'en se référant au contexte général et aux processus morphoclimatiques intervenus qui font une part non négligeable à la glace.

2. LES FACTEURS DE DÉVELOPPEMENT DES CIRQUES GLACIAIRES

De MARTONNE (1910-1911) soulignait la filiation existant entre le bassin torrentiel et le cirque glaciaire. Les cirques en entonnoir définis par GROOM (1959) ne font que confirmer une telle évolution. L'action de la glace est d'autant plus considérable que l'épaisseur et le volume de celle-ci sont plus grands (de MARTONNE, 1910-1911).

Les données de la structure et de la lithologie sont des éléments fondamentaux qui déterminent la répartition et l'allure des cirques glaciaires. MATTHES (1899) indiquait déjà que les cirques étaient mieux développés dans les roches massives (métamorphiques, cristallines, volcaniques), tandis que les formes moins belles correspondaient aux roches sédimentaires et d'une manière générale aux roches pourvues d'une structure feuilletée. GODARD (1965 a et b) aboutit à des conclusions similaires. Il insiste sur la répartition des « beaux cirques qui existent surtout là où affleurent les roches peu altérables ». Rappelant les conclusions fournies par plusieurs auteurs (Lagasquie, Peulvast, Darmois, Grelou-Orsini dans GODARD et RAYNAL, 1975), Godard souligne l'opposition qui existe entre deux grands types de matériaux dont les pôles sont : a) « des roches massives à diaclases espacées, relativement poreuses et altérables (granites calco-alcalins à grains grossiers, granodiorites...) plus sensibles à la macrogélivation et la désagrégation qu'au débitage en blocs, caractérisées par l'existence de cirques amples. b) des roches à architecture compacte (granites leucocrates à grains fins, rhyolites...) peu poreuses et rebelles à l'altération mais plus divisées et susceptibles d'être débitées en blocs anguleux. Les cirques y sont plus profonds et irréguliers. »

L'intervention des données structurales s'effectue à diverses échelles, McCABE (1939) a montré le rôle de la structure dans l'allure de détail des cirques. Les données de la structure guident la répartition des cirques glaciaires; ainsi se trouve posé le problème du relief préglaciaire. Dans le socle, les secteurs déjà altérés ont

favorisé l'accumulation de la neige, la formation des niches de nivation puis de cirques glaciaires véritables. CHEVALIER (1954) a bien montré l'influence de la topographie préglaciaire dans la répartition des cirques des Pyrénées centrales. Aux pentes arrondies et douces des massifs granitiques sont associés des cirques en van qui ont des planchers faiblement inclinés vers l'extérieur (pente de 10 à 20°). Le relief plus disséqué des roches sédimentaires a favorisé le développement de cirques en cuvette souvent allongés dans le sens de la pente.

La mise en évidence des relations entre la structure et l'installation des cirques, leur allure, leur modelé de détail est l'un des aspects essentiels de l'analyse des cirques. Ces relations sont si étroites que, parfois, il est difficile de connaître exactement le rôle de la glace dans ces modelés. Un tel problème s'est posé lors de l'étude des cirques de la montagne auvergnate. Les formes n'offrent pas les marques caractéristiques d'une importante action glaciaire, tandis que l'influence de la structure est apparue prépondérante. Dans ces conditions, la définition de la forme et la part de la glace dans son modelé restent difficile à établir. Il a semblé utile d'introduire la notion de seuil en-deça duquel la structure a la première place dans l'explication, et au-delà duquel la glace a une part bien plus importante. Mais il est clair que cette notion laisse une grande liberté d'interprétation et demeure très subjective.

Si les données de la structure sont des éléments fondamentaux, d'autres facteurs interviennent que l'on ne saurait négliger. EVANS (1974) montre qu'à structure égale, la répartition des cirques n'est pas quelconque; le développement de belles formes tient aux données climatiques régionales et locales. L'alimentation nivale joue un rôle prépondérant et fait intervenir le rôle du vent et la suralimentation (cf. les cirques de Scandinavie évoqués par Evans, les travaux de Godard en Écosse).

Le rôle de l'ablation par effet des radiations solaires directes est aussi un facteur important. Ces deux éléments expliquent la nette prédominance des cirques en situation est et nord-est en Europe occidentale (GODARD, 1965; EVANS, 1974; TRICART et CAILLEUX, 1962).

L'allure des cirques est encore fonction de leur âge. Les cirques sont modelés, réaménagés, essentiellement au début ou à la fin d'une crise glaciaire et non lors du maximum d'englacement, tandis que l'ensemble de la région considérée est recouvert par des épaisseurs de glace d'importance d'ailleurs variable. On aboutit donc à l'idée de générations de cirques glaciaires dont le modelé varie (GODARD, 1965 a et b). En conséquence, il est difficile d'utiliser les planchers des cirques pour définir une limite des neiges pérennes. Les cirques ont dans la plupart des cas subi plusieurs crises froides, la

ligne des neiges pérennes qu'ils indiquent ne pouvant être qu'une ligne composite.

DRIFT, TILL, MORAINES

Souvent utilisés, ces différents termes sont source de confusion. La terminologie anglo-saxonne emploie essentiellement till et drift tandis que la plupart des travaux français utilisent le mot de moraine. Ces termes recouvrent-ils exactement les mêmes réalités et peuvent-ils être employés sans distinction ?

Pour définir, caractériser, toutes les formations superficielles, qu'elles soient ou non glaciaires, le premier terme utilisé fut celui de *Diluvium* puisque l'on admettait que les éléments épars résultaient du Déluge.

En 1863, on distingue au sein du Diluvium des formations résultant de l'action des glaces. Lyell fut le premier auteur à employer le mot drift pour recouvrir les dépôts d'origine glaciaire. FLINT (1947, p. 102 et 1971, p. 147) souligne que le terme de drift conserve un sens général désignant tous les dépôts qui sont liés à la présence de la glace; ils peuvent être typiquement glaciaires ou fluvio-glaciaires. PRICE (1973) montre le contenu très large du mot drift.

1. LE DRIFT

Très tôt cependant, certains auteurs distinguèrent le drift non classé et les dépôts triés, lités (CHAMBERLIN, 1894). CHARLESWORTH (1957) propose la distinction suivante: selon lui, le drift recouvre les dépôts du domaine glaciaire. Il range dans cette famille: les dépôts dus au transport par les courants sous-glaciaires, les osar, les erratiques, les formations dues à la glace profonde, les drumlins et les crag and tails, et les moraines (latérales, terminales). Mais d'après le même auteur, le mot drift désigne encore les dépôts fluvio-glaciaires à savoir: les kames, les sandar de plaine et de vallée, les dépôts lacustres et les dépôts laissés dans la mer par les glaces.

La distinction présentée par Charlesworth est valable dans ses grandes lignes mais discutable dans le détail. Les dépôts liés aux transports par les eaux sous-glaciaires appartiennent à la famille des formations fluvio-glaciaires ainsi que les osar.

FRANCIS (1974) oppose les dépôts directement liés à l'action de la glace sans qu'interviennent les eaux de fonte. Il nomme ces dépôts «*glacio-genic*» et il oppose les dépôts «*glacio-aqueous*» mobilisés, transportés par les eaux. Si cette distinction est justifiée, dans bien des cas, aux marges des glaciers tempérés, elle est difficile à vérifier.

PRICE (1973) regroupe sous la terminologie de drift deux types de dépôts: a) Des formations non triées

qu'il définit par les caractères suivants: ce sont des dépôts dus à la glace, faits de matériel souvent anguleux; les blocs présentent les traces de stries et l'ensemble offre une grande variété lithologique. Si une telle définition convient dans la plupart des cas pour caractériser les accumulations liées à la glace, il faut pourtant introduire quelques réserves. Dans le Massif central français, par exemple, les stries sont extrêmement rares sur les blocs transportés par la glace parce que dans bien des cas, elles ont été effacées. Elles ne peuvent être un critère suffisant pour définir l'origine d'une formation. Le caractère anguleux du matériel ne peut en être un autre; les roches livrent parfois directement des éléments arrondis (basalte au débit en boule, granite altéré en boule...) par suite de leur structure propre. Quant à la variété lithologique, elle est fonction du domaine sur lequel le glacier est passé; on sait que les glaces qui, dans le Cantal, occupèrent la planèze de Saint-Flour (de GÖER de HERVE, 1972) ne reprirent et ne déposèrent que des éléments basaltiques par suite de l'uniformité du matériel constituant la planèze. b) Des formations classées, triées, litées liées au transport par les eaux de fonte. Les premières formations constituent le till.

2. LE TILL

Le terme de till est apparu en 1868 dans la littérature scientifique, employé par GEIKIE. Il définissait une formation glaciaire emballant de nombreux blocs. Il désigne donc un sédiment et non une forme construite comme le soulignent HARLAND, HEROD et KRINSLEY (1966). FLINT (1971) fait remarquer que le till est le plus varié des sédiments désignés sous un vocable simple. On a parfois considéré le terme de till comme synonyme «d'argile à blocs» ou «*boulder clay*». Cependant LAVERDIÈRE (1966) note qu'«il y a des tills qui ne renferment ni argile ni blocs». Si l'expression «*boulder clay*» se trouve encore dans des ouvrages anglais, celle d'«argile à blocs» n'est plus guère employée que par des non spécialistes.

Le till se définit par un certain nombre de caractères. Généralement les dépôts appartenant à cette famille sont dépourvus de litage interne. La composition montre une hétérométrie extrême (GOLDTHWAIT, 1971; FLINT, 1971). Le till est plus riche en éléments grossiers quand il a subi un faible déplacement et il est plus pourvu de matériaux fins quand il a enregistré un long cheminement (DREIMANIS et VAGNERS, 1971). Il faut nuancer le caractère non trié du till. Le rôle de l'eau est rarement totalement absent et le till peut présenter des poches faites de sables et de galets bien triés (TARR, 1909).

Les caractères de détail du till pourraient faire l'objet de très longs développements. Nous renvoyons à l'ouvrage de base (GOLDTHWAIT, 1971, *Till, a sym-*

posium), dans lequel de nombreux articles analysent la disposition des blocs au sein du till et ses relations avec le sens d'écoulement de la glace.

La nature pétrographique des composants peut aussi faire l'objet d'un examen minutieux, de même que les proportions de matrice et des blocs. Ces études, pour un domaine choisi, permettent d'individualiser plusieurs sources d'apports et, en conséquence, plusieurs courants de glace coalescents ou successifs. WHITE (1971) met en évidence dans le NE de l'Ohio et au NO de la Pennsylvanie la présence de plusieurs unités de till pétrographiquement et stratigraphiquement distinctes.

Les auteurs anglophones nomment *till plain* et *till sheet* (PRICE, 1973) les dépôts affectés d'un faible relief, responsables d'un modelé très dépendant de la topographie du substratum. Lorsque la couverture de till est épaisse, elle présente une topographie propre; on parle alors de *hummocky topography* ou de *ground moraine* (moraine de fond). Ainsi se trouve introduite la distinction majeure établie avec raison par les auteurs anglophones, entre le till qui désigne un matériel et la moraine. Ce dernier terme a un sens morphologique et désigne une forme.

3. LA MORAINE

Le terme de moraine a été introduit par AGASSIZ (1837, 1840) dans la littérature scientifique. Mais, dès 1786, ce mot de moraine avait été utilisé par de SAUSSURE; pour lui, «tous les grands glaciers ont à leur extrémité inférieure et le long de leurs bords, de grands amas de sables et de débris, produits par des éboulements des montagnes qui les dominent... Ils constituent des espèces de parapets; des paysans de Chamonix les nomment «la moraine du glacier».

De CHARPENTIER (1841) à la suite de de SAUSSURE (1786) emploie le terme pour désigner les matériaux déposés. AGASSIZ (1840) distingue les moraines déposées et celles encore liées à la glace. C'est la même distinction que LLIBOUTRY (1965) établit entre «les moraines vives et les moraines mortes».

Il semble bien, si l'on suit exactement de SAUSSURE (1786), que le terme de moraine désigne d'abord un type de matériel, mais que l'usage vieux de près d'un siècle a fait de moraine un vocable qui désigne une forme.

La moraine de fond (*ground moraine*) est l'expression morphologique de *till sheet*. On ne reviendra pas sur la définition de la moraine d'ablation (*ablation moraine*) et on n'insistera pas davantage sur les constructions associées aux glaces canalisées (moraines frontales, latérales...) pour lesquelles le travail de VIVIAN (1973) apporte de nombreux renseignements.

En résumé, le mot drift est très général, et recouvre tous les dépôts qu'ils soient purement glaciaires ou liés

aux eaux de fonte des glaces, qu'ils soient lacustres (limnoglaciaires) ou déposés dans la mer par un glacier ou par l'eau de fusion. Le terme de till qui devrait être généralisé dans les écrits de langue française¹ permet de caractériser les traits sédimentologiques et pétrographiques d'une formation glaciaire et la notion de moraine désigne une forme, une topographie particulière du till.

DRUMLIN

Le mot désigne une forme construite qui a l'allure d'un demi-œuf et qui existe rarement isolée. C'est une forme décamétrique ou hectométrique dont le profil longitudinal est dissymétrique; un flanc court à pente forte et un versant long apparaissent qui sont respectivement celui d'amont et celui d'aval par rapport au sens d'écoulement de la glace. Cette dissymétrie est inverse de celle qui affecte les roches moutonnées. Il est en conséquence difficile de rapprocher ces deux familles de formes comme cela a parfois été fait (fig. 1).

LAVERDIÈRE (1965) montre que «les drumlins-types, à dos de cuiller, même s'ils se présentent en essaims, gardent une certaine individualité». Il les distingue des «druminoïdes qui forment des rangs serrés, si bien qu'il est difficile de dissocier une unité de l'ensemble; les sillons intercalaires font réellement corps avec les bosses». Cette définition des druminoïdes n'est pas celle qui est la plus couramment admise; il s'agit plutôt pour GLÜCKERT (1973) de formes mal venues, irrégulières, qui, généralement, apparaissent à la marge des champs de drumlins typiques. Ces formes peuvent provenir d'une topographie sousjacente irrégulière; elles résultent aussi parfois d'une quantité de moraine insuffisante ou de l'existence, au sein de l'ensemble englacé de courants glaciaires concurrents et divergents (CHARLESWORTH, 1957). GRAVENOR (1953) localise les drumlins en arrière des moraines terminales. Les drumlins sont disposés parallèlement entre eux et parallèlement au sens d'écoulement de la glace.

De très nombreux champs de drumlins existent tant en Europe qu'en Amérique. Ils sont associés aux inland-sis, aux calottes ou aux glaciers de piémont, comme c'est le cas sur le piémont bavarois. En Finlande centrale, 14 500 drumlins ont été dénombrés et étudiés par JAATINEN (1960), VIRKALA (1961), GLÜCKERT (1973).

Bien des discussions ont porté et portent encore sur la genèse des drumlins. Le problème est de savoir si ces formes s'élaborent sous un glacier en progression ou sous un glacier qui recule (cf. EMBLETON et KING, 1968). Beaucoup d'auteurs considèrent les drumlins

1. Cette remarque ne s'applique pas au Québec où la distinction entre till et moraine existe déjà (LAVERDIÈRE, 1966).

FIGURE 1. Types de drumlins, d'après GLUCKERT (1973) simplifié: A. coupe schématique; B. croquis en plan. Le cœur rocheux, quand il existe, est représenté par des traits verticaux. Les trois premiers schémas présentent des crag and tail, les trois autres montrent des drumlins à cœur rocheux et le dernier croquis présente un drumlin sans cœur rocheux. Noter la dissymétrie des drumlins; le sens de l'écoulement est indiqué par la flèche.

Different types of drumlins, from GLUCKERT (1973): A. Longitudinal section; B. horizontal plane. The rock core and the direction of ice flow are indicated. The first three forms are rock end drumlins or crag and tail. The next three are typical drumlins: elongated or elliptical. The last one has no rock core.

comme des formes sous-glaciaires mises en place par la glace en progression (ALDEN, 1905; HÖGBOM, 1905; FAIRCHILD, 1907, 1929; EBERS, 1937; HOLLINGWORTH, 1931; GRAVENOR, 1953; VERNON, 1966; LUNDQUIST, 1970; GLÜCKERT 1973, etc). Quelques auteurs rattachent les drumlins à la phase fini-glaciaire et à la glace qui recule (HOPPE, 1951).

L'allure des drumlins, leur disposition par rapport au cheminement de la glace, semblent indiquer qu'ils sont liés à la glace en progression. Les drumlins ne sont pas seulement des formes d'accumulation, ce sont aussi des formes d'érosion; seul un glacier peut, en se déplaçant, modeler une couverture de till pour donner les drumlins. Les drumlins n'apparaissent pas dans tous les secteurs recouverts par les glaces d'un inlandsis ou d'un ice-cap. Des facteurs importants guident la répartition de ces formes: un volume suffisant de till, un substratum assez régulier, faiblement accidenté et une dynamique glaciaire considérable sont nécessaires.

MILLER (1972) établit une relation entre la forme des drumlins, leurs dimensions et la dynamique glaciaire. Un glacier qui se meut lentement crée des drumlins dont les pentes sont douces, tandis qu'un glacier plus rapide donne des drumlins de faibles dimensions dont les pentes sont plus raides. Ces différentes formes ont

permis à CHAMBERLIN (1883, 1884) de distinguer des drumlins allongés, d'autres plus courts et arrondis (*mamillary hills*) et des formes plus ovoïdes (*elliptical hills*). GLÜCKERT (1973) ajoute les «*rocks drumlins*», petites roches moutonnées dont on a dit précédemment qu'elles ne devaient pas être associées aux drumlins. Ce même auteur ajoute encore les «*rocks end drumlins*» et la définition qu'il en donne correspond à celle du crag and tail. Il s'agit d'une forme qui juxtapose un cœur rocheux et une accumulation qui s'accroche à la roche en place et est située en avant de celle-ci par rapport au sens d'écoulement de la glace (FLINT, 1971).

En conclusion, les drumlins sont des formes liées aux glaciations d'inlandsis, aux calottes et aux glaciers de piémont. Formes d'érosion et d'accumulation sous-glaciaires, elles existent dans les domaines où la glace progresse; elles ne sont pas des formes marginales et ne peuvent être assimilées aux roches moutonnées.

Les termes irlandais de drumlin et de drumlinoïdes sont très largement acceptés et utilisés dans la littérature scientifique anglo-saxonne, américaine, scandinave, allemande ou dans celle de l'Europe de l'Est. Pour ces raisons et afin d'éviter une complexité supplémentaire, l'introduction des mots francisés de «drumelin» et «drumelinoïde» proposée par LAVERDIÈRE (1965, 1967) ne semble pas s'imposer.

KAME

Le terme de kame qui est utilisé depuis un siècle environ prête souvent à confusion. Il dérive de *Cam* ou *Kaim*, mot celtique qui signifie sinueux et qui était plutôt utilisé pour caractériser une rivière qu'une forme d'accumulation. En Écosse et dans le Nord de l'Angleterre, ce mot a d'abord désigné une butte à versants raides et de hauteur variable. Esker et kame sont étymologiquement équivalents, et les accumulations qui portent ces noms sont considérées comme semblables par CLOSE (1867) qui introduit d'ailleurs le mot esker dans la littérature. Il est nécessaire de bien insister sur le premier sens du mot kame qui est topographique. Dans ses travaux, GREGORY (1915) souligne qu'un village écossais situé au pied d'un drumlin porte le nom de Kame-end. Certains auteurs, CLOSE (1867) et JAMIESON (1874) interprètent les kames comme formés de till et ils placent les eskers dans la même famille.

En 1894, GEIKIE définit le kame comme une butte arrondie, mais cette forme construite peut aussi avoir l'allure d'une ride ou d'un cône. Le kame consiste, si l'on suit le même auteur, en une colline isolée faite de sables ou de graviers stratifiés. Le sédiment présente des lits entrecroisés près du cœur du dépôt tandis que les bords portent des traces de glissements. Il est clair, si l'on suit GEIKIE (1894), le premier auteur à avoir défini de manière précise le kame, que la forme con-

siderée est faite de matériel d'origine glaciaire déposé par les eaux de fonte. Geikie considère les eskers comme une variété de kames offrant l'allure de ride. En 1894, CHAMBERLIN définit le kame comme une accumulation de graviers et de sable qui a la forme d'une ride irrégulière; les rides, selon lui, ont tendance à s'organiser parallèlement à la marge glaciaire. COOK (1946) admet que de telles formes sont constituées par des matériaux qui emplissent des crevasses au sein de la glace morte. Les sables, les graviers viennent selon lui, de la surface du glacier. Pour cet auteur, de telles accumulations peuvent se produire à l'intérieur ou sur la glace, et quand celle-ci disparaît, le volume de matériel fluvio-glaciaire donne une colline. Cook considère qu'un tel dépôt peut, dans certains cas, avoir une origine lacustre.

De très abondants travaux et nos propres observations effectuées en particulier en Pologne centrale obligent à admettre l'existence des kames et leur relative fréquence dans les régions anciennement englacées, contrairement à ce qu'indique Laverdière (comm. pers., 1978) qui met en doute la réalité des kames.

Le développement des lacs au sein de la masse glaciaire devenue immobile, l'apparition de dépressions à la surface de la glace, donnent naissance à une topographie superficielle et à des caractères internes de la glace qui évoquent un karst. CLAYTON (1964) nomme cela une «*glacial karst topography*». En relation avec elle, les dépressions intra- et supra-glaciaires peuvent se remplir de matériel qui, tandis que la glace disparaît, donne une série de buttes formant ce que les auteurs anglophones appellent un *kame complex*, c'est à dire un ensemble de kames ou une association de kames. Il vaut mieux utiliser cette dernière appellation plutôt que celle parfois employée de *kame moraine* qui évoque une origine glaciaire, une nature morainique et peut prêter à confusion.

Si le kame est une forme construite, fréquente dans les domaines d'inlandsis et de calotte, il est plus rarement associé aux glaciers de vallées. Le kame jalonne la marge de la région englacée, et quand il demeure à l'emplacement du cœur de l'inlandsis, c'est que sa construction correspond à une période où la glace avait cessé de progresser et que des crevasses s'ouvraient dans la masse glaciaire. Si cette interprétation est la plus couramment admise, bien des divergences subsistent encore sur les conditions de mise en place des kames.

FLINT (1928) définit le kame comme une colline faite de matériaux déposés au contact de la glace. Pour lui, deux origines sont possibles. L'une résulte du remplissage de crevasses ouvertes dans la glace stagnante; les kames dus à ces processus sont, selon l'auteur, les plus fréquents. L'autre procède de l'accumulation aux

marges des glaces qui peuvent être totalement stagnantes ou qui se meuvent encore faiblement. Dans cette catégorie entrent des cônes et des deltas marginaux.

Doit-on admettre dans la famille des kames les formes qui sont exclusivement liées à la glace stagnante ou doit-on aussi classer, dans ce même groupe, les dépôts mis en place dans le contexte d'une glace encore mobile? Bien des auteurs associent les kames et la glace morte. NIEWIAROWSKI (1963) élimine les constructions des marges des glaciers actifs.

Associé aux crevasses sous-glaciaires, intra-glaciaires, le kame peut avoir encore plusieurs origines qui ont été étudiées par KLAKTOWA (1972) en Pologne centrale. L'auteur distingue le kame qui s'installe dans une dépression sous-glaciaire érodée dans le substratum (constitué de till en Pologne centrale). Cette dépression augmente de volume, communique avec la surface par des crevasses et se remplit de matériel apporté par les eaux de fonte. Dans ce type de kame, les dépôts présentent souvent un pendage orienté vers le centre de la colline (fig. 2).

Un autre type, celui dit *Zaradzynska*, a des couches disposées horizontalement; il se développe sur un substratum plat ou légèrement convexe et correspond à une cavité sous-glaciaire et à des crevasses qui se remplissent de matériel (fig. 3).

Le troisième groupe est plus difficile à expliquer. Il laisse voir un noyau de till emprunté au substratum; ce noyau présente des structures de poussée et il est entouré de sables et de graviers plus ou moins bien lités. Ce kame de type *Ostrow* indique probablement une histoire complexe enregistrée par le till de base. La poussée ne s'est pas exercée sur le matériel fluvio-glaciaire; il faut donc admettre que la glace était stagnante quand se mit en place l'accumulation fluvio-glaciaire autour du noyau de till (fig. 4).

Pour résumer, il faut rattacher les kames aux glaces d'inlandsis ou de calotte. Ces formes correspondent à un stade de fusion et peuvent exister à la marge glaciaire, mais elles apparaissent sur toute la superficie du domaine englacé dès que les glaces cessent de se mouvoir et subissent efficacement l'ablation. Leur topographie et leur disposition sont quelconques par rapport au système glaciaire. Le kame est fait de matériel fluvio-glaciaire. Né au sein de la masse glaciaire, il offre des traces de glissements, des réajustements liés à la disparition de la glace.

KAME-TERRACES, KAME RIDGES

Les *kames-terraces* ou terrasses de kame sont liées aux glaces de vallées. Le terme de *kame-terrace* fut introduit par WOODWORTH (1899) dans le cadre d'une

FIGURE 2. Formation d'un kame de type «Boryszow» d'après KLATKOWA (1972): a) glace; b) moraine de fond liée à la glace présente; c) moraine de base plus ancienne (riche en argile).

Formation of a «Boryszow» type kame, from KLATKOWA (1972): a) ice; b) till; c) old till (ground moraine).

FIGURE 3. Formation d'un kame de type «Zaradzynska», d'après KLATKOWA (1972): a) glace; b) till de base; c) formation fluvio-glaciaire remplissant une crevasse; d) moraine de fond liée à la glace présente.

Formation of a «Zaradzynska» type kame, from KLATKOWA (1972): a) ice; b) ground moraine (may be old till); c) fluvio-glacial formation filling a fissure; d) recent till.

étude sur les Highlands d'Écosse. Bien des synonymes furent employés: Charlesworth parle de «*moraine terrace*», d'autres auteurs emploient pour désigner la même forme le terme de *lateral moraine terrace* ou encore de *glacial moraine terrace* et de *ice contact stream terrace*. Laverdière (comm. pers., 1978) propose le terme de «*terrace kame*».

Une terrasse de kame se situe dans une vallée. C'est une accumulation plaquée contre le versant; elle offre un sommet plat et peut avoir des dimensions très varia-

bles, tant en largeur qu'en longueur. Parfois sa surface est accidentée de dépressions d'inégal diamètre qui correspondent à des kettles, eux-mêmes liés à la fusion de culots de glace morte.

Ces dépôts résultent d'apports de matériel par les eaux de fonte dans la dépression ouverte entre la glace et le versant. Le dépôt peut être d'origine lacustre si une poche d'eau s'est installée dans la dépression ainsi ouverte; mais il peut n'être qu'un dépôt fluvio-glaciaire lié aux chenaux marginaux. Ici encore, comme dans le cas des kames, la disparition de la glace provoque des glissements aux flancs de la terrasse de kame. Les terrasses de kame qui se situent dans l'axe de la vallée se distinguent des *kame ridges* perpendiculaires à celle-ci.

Le kame ridge est une forme construite qui barre la vallée. Le terme de *kame ridge* a été traduit par FLAGEOLLET et HAMEURT (1971) par *ride de kame*. Cette

FIGURE 4. Formation d'un kame de type «Ostrow» d'après KLATKOWA (1972). Noyau de till riche en argile, entouré de sables, de graviers, de limons: a) glace; b) moraine associée à la glace présente; c) moraine plus ancienne.

Formation of a Ostrow type kame, from KLATKOWA (1972): a) ice; b) recent till; c) old till (ground moraine).

appellation peu précise ne s'impose pas et, peut-être, est-il préférable de conserver la terminologie anglo-saxonne.

C'est JAHN (1963) qui le premier a défini ces formes dans les Sudètes. Il a souligné leur nature fluvio-glaciaire, sableuse, graveleuse à litage horizontal. Les flancs des kame ridges avec leurs paquets glissés indiquent encore l'ancienne présence des glaces. Jahn montre que de tels dépôts apparaissent dans les vallées affectées de rétrécissements ou dont le profil en long est accidenté de verrous. Lorsque se manifeste la fusion, la glace perd sa cohésion dans ces secteurs où elle est moins épaisse. Des crevasses s'ouvrent qui se remplissent de matériel transporté par les eaux de fonte (fig. 5).

Les kame ridges décrits par Jahn sont nombreux dans les vallées de Bobr, Kwisa, Kczawa. Ces exemples ont été décrits dans les Vosges par SALOMÉ (1968) et par FLAGEOLLET et HAMEURT (1971) dans le même secteur. Ce terme de kame ridge recouvre la famille de formes que l'on vient d'évoquer; on ne peut suivre

FIGURE 5. Mise en place d'un kame-ridge, d'après JAHN (1963): a) glace; b) G, glace; M, moraine; KT, Kame terrace (terrace de kame); KR, kame ridge.

Formation of a kame ridge, from JAHN (1963): G, ice; M, till; KT, kame terrace; KR, kame ridge.

NIEWIAROWSKI (1963) pour lequel le kame ridge est une forme de transition entre le kame et l'esker, une forme plus courte et plus rectiligne que l'esker.

ESKER, OSAR

Le mot esker a une origine irlandaise (*Eiscir* et en gallois *Escair*) et désigne une forme étroite, une ride de sable, de graviers qui peut avoir quelques mètres à plusieurs kilomètres de longueur. C'est CLOSE (1867) qui le premier introduisit le terme dans la littérature. Ce premier vocable a un synonyme scandinave; c'est le mot *As* ou *Os* (pluriel *Asar* ou *Osar*). Certains auteurs ont voulu établir une différence entre les formes que recouvrent les deux termes, en considérant que celui d'esker désigne les constructions les plus courtes et celui d'os les formations plus allongées. En fait, cette distinction est toute formelle et à peu près tous les auteurs s'accordent pour considérer les deux termes comme totalement synonymes. Les auteurs de langue anglaise emploient le plus volontier le mot esker; TRICART et CAILLEUX (1962) ont adopté le mot scandinave.

Beaucoup de travaux ont porté sur les eskers ou osar; parmi les plus anciens on peut citer ceux de CROSBY (1902), de GREGORY (1912), de TROWBRIDGE (1914), de GILES (1918), de FLINT (1928), de BROWN (1931), etc.

L'esker ou l'os désigne une ride allongée faite de sédiments fluvio-glaciaires classés. La ride peut être rectiligne ou sinueuse, elle peut aussi être continue ou interrompue par des couloirs étroits (*gap*), et dans ce cas, on parle d'esker en chapelet (*beaded esker*).

Les exemples les plus typiques sont connus en Suède centrale et en Finlande moyenne où certains osar ont plusieurs centaines de kilomètres de longueur et ne présentent que de rares interruptions. Les plus longs ont environ 400 à 700 m de largeur et 40 à 50 m de hauteur. Les plus petits n'ont que 200 à 300 m de longueur, 40 à 50 m de largeur et 10 à 20 m de hauteur.

À peu près tous les auteurs s'accordent à considérer les eskers comme des accumulations élaborées dans des chenaux sous-glaciaires. L'eau de fonte pénètre dans la masse de glace par des moulins et des crevasses et circule dans des tunnels. Si le tunnel sous-glaciaire est plus large que haut, un esker à sommet plat voit le jour; il présente des structures peu perturbées. Si le tunnel est haut et étroit, la ride a une crête aiguë. Quant le tunnel est presque circulaire, une ride à crête aiguë apparaît encore, marquée par de nombreux glissements.

L'origine sous-glaciaire ou intra-glaciaire de la plupart des eskers a été mise en évidence par des observations effectuées aux marges du Svartisen en Norvège

par LEWIS (1949), puis par MEIER (1951) dans les Wind River Mountains du Wyoming et par PRICE (1965) au Breidamerkurjökull en Islande. Par ailleurs, PRICE (1973) décrit le cas de matériel fluvio-glaciaire intra-glaciaire qui protège la glace sous jacente contre la fusion, tandis que la glace proche disparaît. On peut avoir un esker dont la forme est plus ou moins complexe et qui conserve un cœur de glace.

D'autres auteurs comme STONE (1893) et CROSBY (1902) admettent que les osar peuvent être supra-glaciaires, formés dans des canyons creusés dans la glace. Pour cela, le glacier doit être faiblement crevasse, ce qui est souvent le cas des glaciers froids; cependant les eskers supra-glaciaires sont rares même dans ce contexte, parce que les glaciers froids portent peu de couverture morainique.

Certains eskers sous-glaciaires sont disposés à contre-pente par rapport à la disposition générale du substratum; d'autres suivent la pente générale du substratum et ils sont souvent parallèles au sens d'écoulement de la glace. Ils correspondent le plus souvent à des domaines de glace stagnante. GILES (1918) soulignait que bien des eskers sont associés aux moraines terminales et de retrait et concluait que ces osar étaient liés à la période au cours de laquelle le front glaciaire était à peu près stationnaire.

Des auteurs ont suggéré que les eskers peuvent naître dans un environnement proglaciaire. De GEER (1897) et TROWBRIDGE (1914) envisageaient des chapelets de cônes proglaciaires qui, par recul du front glaciaire, finissent par donner naissance à une ride. De Geer expliquait notamment ces formes par des apports saisonniers; la sédimentation se produisait durant l'été et cessait au cours de l'hiver ce qui permettait l'apparition des *gaps*. Il semble que de tels eskers soient plutôt rares.

En conclusion, il faut insister sur la disposition en ride plus ou moins vaste et continue de l'esker ou os. Cette ride est construite, faite de matériel fluvio-glaciaire, intra-glaciaire et plus rarement supra-glaciaire et provient le plus souvent du remplissage d'un tunnel sous-glaciaire. Comme les kames, les eskers ou osar existent dans les domaines de glaces stationnaires; ils sont fréquents aux marges des glaciers et existent aussi au cœur des zones englacées, témoignant alors d'un stade de fusion. Disposés parallèlement au sens d'écoulement de la glace, ils sont abondants dans les régions recouvertes par des inlandsis ou des calottes.

Les rivières qui coulent du glacier transportent et déposent des matériaux dans l'environnement proglaciaire. De tels dépôts sont fluvio-glaciaires, et ce terme est employé pour désigner les formations qui se mettent en place dans le contexte proglaciaire, qu'il soit de vallée ou de plaine.

SANDUR, OUTWASH PLAIN, PROGLACIAL PLAIN (plaine de lavage, plaine proglaciaire)

Une grande quantité de matériel est généralement exportée du glacier par les rivières. Les sédiments peuvent être déposés dans des domaines marginaux du type plaine proglaciaire, mais, en fonction du relief de la région considérée, ils sont parfois aussi déposés dans des vallées.

Les plaines proglaciaires sont des domaines d'accumulation. Là se développent des cônes fluvio-glaciaires très surbaissés (*outwash fan*) dont la pente longitudinale moyenne est de 4,5%. Ces cônes souvent multiples sont coalescents. Ils sont constitués de matériel plus ou moins grossier; dans bien des cas, les sables dominent, de sorte que ces domaines se sont vus attribuer en Islande le nom de *Sandur* (c'est-à-dire sable; pluriel *Sandar*). Le très beau sandur qui existe dans la région de Soesteberg aux Pays-Bas et qui a été étudié par AUGUSTINUS et RIEZEBOS (1971) est fait pour l'essentiel de matériel sableux et d'éléments un peu plus grossiers ne dépassant pas la catégorie des graviers. Ces dépôts sont modérément triés; de nombreux changements se font jour dans la sédimentation tant latéralement que verticalement. Dans la formation de Soesteberg, on passe très rapidement d'éléments bien triés à d'autres modérément ou peu triés.

Ces caractères proviennent de la dynamique responsable de la mise en place des volumes de matériaux. Ces sandar résultent d'apports fluvio-glaciaires qui s'écoulent par un nombre considérable de chenaux continuellement changeants. Le modèle du sandur est largement commandé par le fonctionnement des chenaux qui le parcourent. Or, KRIGSTRÖM (1962) met bien en évidence que dans un système proglaciaire de ce type, tous les chenaux ne sont pas actifs en même temps. Il existe des parties du sandur à sec, tandis que le reste de la surface enregistre un écoulement. En outre, parmi les chenaux fonctionnels à un moment donné, certains sont affectés d'un plus gros débit que d'autres, de sorte que leur rôle dans le modèle de l'ensemble n'est pas uniforme. À la suite de HJULSTRÖM (1954), il faut rappeler que les modifications, tant en ce qui concerne la sédimentation que l'érosion, à la surface du sandur sont rapides aussi bien dans l'espace que dans le temps.

KRIGSTRÖM (1962) souligne qu'un sandur atteint son maximum d'ampleur, toutes choses égales par ailleurs, tandis que le front glaciaire reste stationnaire. Durant une active période de recul des glaces, quand l'eau libérée est très abondante, le sandur risque d'être disséqué; le matériel qui le constitue peut être plus ou moins partiellement redistribué. Il semble que les meil-

leurs conditions pour que l'accumulation du matériel proglaciaire soit la plus considérable se trouvent réunies lorsque l'érosion par la glace sur le substratum a été suffisante pour que beaucoup de matériel ait été rassemblé à la bordure glaciaire. L'autre condition tient à un stationnement prolongé du front glaciaire capable de libérer assez lentement de l'eau et du matériel qui vont s'étaler dans le domaine proglaciaire.

Les données de l'écoulement des eaux de fonte sont importantes pour comprendre les traits de la plaine proglaciaire. KLIMEK (1973), en étudiant le Skeidararsandur d'Islande, a distingué trois types d'écoulement:

- 1) Celui nourri par la fusion d'une zone frontale étroite ou par la fonte des glaces mortes associées à des rides morainiques se caractérise par des décharges très variables, ayant un rythme diurne. La fusion se produit souvent pendant des périodes qui durent quelques jours. Les petits écoulements de ce type percolent dans le sol et disparaissent après une courte période.

- 2) Lorsque l'eau est abondante par suite de l'arrivée de torrents sous-glaciaires au front de la glace, apparaissent des écoulements à chenaux anastomosés.

- 3) Quand l'écoulement résulte du débordement des lacs marginaux, les débits sont plus réguliers que dans les cas précédents, les chenaux sont souvent plus étroits et il y a plus de matériel en suspension.

Un cas spécial mais très spectaculaire est représenté par les Jökulhlaups d'Islande. Il s'agit d'écoulements exceptionnels tant par leur ampleur que par leur fréquence qui résultent de la fusion rapide d'une masse de glace par suite d'une éruption volcanique sous glaciaire. Ces débâcles extraordinaires entraînent de très gros blocs de glace, des masses considérables de matériaux. Dans la plaine proglaciaire apparaissent de très gros blocs et des kettles bien étudiés par BODÉRE (1977) liés aux masses de glace transportées et qui ont fondu ensuite. Si l'on suit PENCK et BRUCKNER (1909), les plaines de lavage (*outwash plain*) ou sandar sont associées aux hautes moraines des glaciations weichselienne ou saaliennne (le sandur de Soesteberg correspond au stade de Amersfoort). Localement, les moraines sont beaucoup plus hautes que les accumulations proglaciaires, mais ailleurs le sommet du remblaiement proglaciaire est plus haut que le niveau supérieur des moraines auxquelles sont associés les sandar.

AMPFERE (1924) s'opposant à la conception de Penck assure même que les deux types d'accumulations (sandar et moraines) s'excluent. Les stades de Brandebourg et de Francfort, en Allemagne du Nord, sont caractérisés par le grand développement des éléments proglaciaires tandis que le stade de Poméranie a des constructions proglaciaires, mais il a de très volumineuses moraines.

VALLEY TRAIN, VALLEY SANDUR

Lorsqu'en avant du glacier s'ouvre une vallée qui canalise les eaux de fonte, peuvent apparaître des remblaiements proglaciaires qui, par leur mode de mise en place et leurs caractères, sont très proches de ceux définis dans des domaines marginaux de plaine. KRIGSTRÖM (1962) propose de nommer ces formations des sandar de vallée. EMBLETON et KING (1973) soulignent que ces sandar de vallées sont le plus souvent associés aux glaciers de vallées, tandis que les précédents sont plutôt liés aux glaciations d'inlandsis. Si ces indications sont exactes, il est parfois difficile d'établir une classification aussi précise. Dans les régions alpines et dans leur domaine de piedmont, les accumulations proglaciaires liées aux anciennes glaciations sont, selon PENCK et BRUCKNER (1909) des dépôts de type sandur de plaine au Gunz et au Mindel. Par contre, au Riss et au Würm, selon ces auteurs, ne se mirent en place dans la région de Munich que des sandar de vallées.

Les remblaiements des vallées ont un profil transversal convexe, mais dans le détail, bien des irrégularités se font jour selon le mode d'écoulement des eaux, selon, en conséquence, le mode de fonctionnement du sandur. Le remblaiement peut être disséqué par le chenal d'écoulement qui, dans un tel système, est souvent unique. Apparaissent alors de véritables systèmes de terrasses.

Reprenant les travaux de TROLL (1926), KRIGSTRÖM (1962) souligne les ressemblances qui existent entre l'écoulement proglaciaire responsable de l'élaboration et de la dissection des sandar et l'écoulement en milieux aride et subaride. Les similitudes tiennent aux grandes variations de débit et de charge.

GLACIER ROCHEUX, GLACIER COUVERT

Dans le *Dictionnaire de la géographie* (GEORGE, 1970), le glacier rocheux est défini comme une « accumulation détritique des hautes vallées glaciaires ou des cirques, parfaitement ordonnée en cordons morainiques parallèles et en arcs morainiques multiples et emboîtés ». Cette définition est vague, décrit insuffisamment le glacier noir et ne dit rien de son origine pourtant fort complexe.

Un glacier noir est une forme construite, faite, dans certains cas, d'une masse de matériel morainique recouvrant des volumes de glace. Cette définition trop simple et trop peu précise peut s'appliquer à une accumulation encore fonctionnelle qui conserve des volumes de glace enterrée sous la moraine d'ablation. Cette accumulation s'apparente à ce que certains auteurs ont désigné sous le nom de *icecored rock glaciers* (VERNON et HUGHES 1966; BENEDICT, 1973; BARSCH, 1971; ØSTREM, 1971; JOHNSON, 1971).

Cette première famille de formations s'oppose radicalement aux « *ice-cemented rock glaciers* » bien étudiés par POTTER (1972) après avoir été définis par WAHRHAFTIG et COX dès 1959. Par ce terme, les auteurs anglophones désignent une accumulation qui se caractérise par du matériel cimenté par la glace et capable de fluer sur son lit.

En français, les vocables de glacier noir, glacier rocheux et glacier couvert recouvrent ces divers éléments auxquels il faut ajouter les couvertures morainiques fossiles dérivant de l'un ou l'autre des types précédemment évoqués.

La terminologie française demande à être précisée. Ou l'on emploie les termes anglo-saxons qui sont très clairs et bien distincts, ou l'on peut, comme cela a été fait dans un travail de 1974 (VALADAS et VEYRET) utiliser le terme de glacier couvert pour désigner ce que les anglophones appellent *ice-cored rock glacier*, ainsi que la couverture morainique d'ablation qui demeure quand la glace a fondu. On appellera glacier rocheux l'équivalent des *ice-cemented rock glaciers* ainsi que les matériaux qui subsistent quand la glace interstitielle a disparu. Le terme de glacier noir peut convenir pour décrire une forme, sans préjuger de sa nature véritable.

Les premiers travaux sur les glaciers noirs sont anciens et datent du début du siècle. CROSS et HOWE (1905) furent parmi les premiers auteurs à s'intéresser à ces formes. HOWE (1909) admet que ces volumineux dépôts sont le résultat de grands glissements de terrain. CAPPS (1910) est le premier à utiliser le terme de glacier noir. Dans les Alpes, les plus anciens travaux effectués par CHAIX sur de telles accumulations datent de 1919. Les glaciers noirs, qu'ils soient rocheux ou couverts, offrent des traits assez proches, mais ils indiquent des milieux morphoclimatiques bien distincts.

- Les glaciers couverts (*ice-cored rock glaciers*) ont été étudiés par WHITE (1971), LLIBOUTRY (1965), ANGEL (1967) et GUITER (1972) notamment. Ils correspondent à d'anciens glaciers blancs qui disparaissent sous la moraine d'ablation. Ce sont en quelque sorte des formes de décrépitude qui ont une dynamique propre, une morphologie spécifique. VERNON et HUGHES (1966) ont étudié ces accumulations dans les montagnes Ogilvie Wernecke (territoire du Yukon). Ces formes montrent, la plupart du temps, des sillons longitudinaux parallèles, mais elles offrent aussi des sillons et des rides arquées. La surface montre des dépressions plus ou moins profondes qui laissent apparaître la glace et qui sont parfois remplies d'eau. Les bords sont raides, entre eux et le versant existe parfois un petit torrent et le front se présente à la manière d'un mur à pente très forte et éboulouse. Quand la glace existe, le profil en travers est généralement bombé, tandis que

les formes héritées offrent un profil plutôt concave lié à la disparition de la glace.

- Les glaciers rocheux *sensu stricto* ont été étudiés par WAHRHAFTIG et COX (1959), par POTTER (1969-1972), par BLAGBROUGH et FARKAS (1968). Les auteurs ont montré que ces formes ont une topographie également accidentée et des microreliefs existent qui donnent l'impression d'un mouvement plastique et visqueux. À la surface, apparaissent des rides parallèles et des sillons qui peuvent être profonds de plusieurs dizaines de mètres et qui offrent un profil en V assez fermé. Rides et sillons peuvent, comme dans le cas précédent, être longitudinaux, mais sur les glaciers rocheux prédominent les rides et les sillons transversaux. Il existe aussi des crevasses, des dépressions. Ici, encore un front raide subsiste. Les glaciers rocheux hérités montrent un profil transversal plus bombé que celui des glaciers couverts également hérités. Des coupes verticales dans la masse des glaciers rocheux *sensu stricto* ont montré qu'ils comportent un niveau supérieur à blocs, à structure souvent *open-work* recouvrant un lit de particules fines situées à la base qui favorise le glissement de l'ensemble.

Comment se produit le mouvement? Quelle est l'origine de la glace? Pour WAHRHAFTIG et COX (1959), la glace interstitielle résulte du gel de l'eau libérée par la fusion de la neige. Elle peut provenir de la transformation en glace de la neige compactée ou de l'eau de source qui gèle dans la masse.

Ces glaciers noirs, qu'ils soient couverts ou rocheux, présentent une disposition d'ensemble variable. DOMARADZKI en 1951 a opposé les glaciers noirs lobés, les glaciers noirs en forme de langue dont la longueur est supérieure à la largeur, tandis que dans le premier cas, la largeur est supérieure à la longueur. Il faut ajouter, à la suite de Wahrhaftig et Cox, les glaciers noirs en forme de spatule qui ont une allure de langue bien élargie à son extrémité. BARSCH (1969), JOHNSON (1973) et OUTCALT et BENEDICT (1965) ont précisé ces distinctions.

Bien que dans beaucoup de cas, la topographie d'ensemble des glaciers couverts et des glaciers rocheux se ressemblent et que le passage soit possible d'un type à l'autre, le contexte climatique au sein duquel ces différentes formes se développent diffère beaucoup. WAHRHAFTIG et COX (1959) soulignent que les glaciers rocheux existent dans une zone située au-dessous des glaciers actifs (environ 500 à 600 m au-dessous); ils sont donc installés au-dessous de la limite des neiges pérennes mais au-dessus de la limite supérieure de la forêt, dans des conditions végétatives proches de celles de la toundra. Ils appartiennent au milieu supra-forestier. BARSCH (1969) les place à environ 400 m au-dessous de la limite des neiges pérennes. Autrement dit,

ils sont situés dans l'étage périglaciaire et doivent être pour cela classés dans la famille des formations périglaciaires.

Les glaciers couverts demeurent dans l'étage glaciaire et correspondent à des glaciers blancs qui, par suite de la modification du milieu, sont recouverts d'une abondante moraine d'ablation. C'est dire que les conditions qui affectent le milieu privilégient les apports de versants, les gélifracts, tandis que les volumes de glace ne s'accroissent pas ou stagnent même véritablement. L'évolution se manifeste dans le sens de conditions nettement périglaciaires. Cependant, les glaciers couverts demeurent étroitement dépendants d'un ancien englacement. Ils sont en quelque sorte des formes de décrépitude des glaciers blancs.

Si leur topographie n'est pas toujours très différente, les glaciers couverts et les glaciers rocheux correspondent pourtant à des réalités bien distinctes. Il est clair que l'on ne peut pas toujours s'appuyer sur un ensemble de critères topographiques pour distinguer les deux familles d'héritages, mais la distinction est cependant nécessaire parce que les contextes climatiques au sein desquels ces formes apparaissent sont différents. C'est une connaissance globale du milieu qui permet souvent de préciser la nature exacte de la forme observée et de la classer parmi les glaciers rocheux ou les glaciers couverts.

La nature du matériel favorable au développement des glaciers noirs n'est pas quelconque. Tous les auteurs s'accordent pour mettre en évidence le rôle important joué par les roches de type grenu. Libérant des boules après altération des éléments les plus fragiles, ces matériaux sont très favorables à la mise en place des glaciers rocheux parce qu'entre les boules, la neige pénètre facilement, remplissant les vides interstitiels. De tels matériaux sont moins favorables au développement des glaciers couverts. La protection de la glace sous-jacente est mieux assurée par un matériel offrant un débit en dalles, en plaques et apte à fournir des lits d'éléments fins formant d'excellents isolants. Certaines roches métamorphiques et la phonolite entrent bien dans cette catégorie comme l'a souligné ROGNON (1967) en étudiant le glacier noir du haut O. Kala Tasset.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent à Monsieur le professeur A. Godard (Paris) qui a accepté de relire ce travail et nous a fait profiter de ses remarques. Ils vont aussi à Monsieur le professeur C. Laverdière (Montréal) dont les suggestions furent précieuses.

BIBLIOGRAPHIE

- AGASSIZ, L. (1837): Des glaciers, des moraines, des blocs erratiques, *Act. S. Helv., Verh. Schweiz. Natur Ges.*, vol. 32, n° 20, p. 10-48.
- (1940): *Étude sur les glaciers*, Neuchâtel, Lib. Jent et Gassmann (réédité par Dawson of Pall Mall), 346 p. + atlas de 32 p.
- ALDEN, W. C. (1905): Drumlins of south-eastern Wisconsin, *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, p. 273-282.
- (1909): Concerning certain criteria for discrimination of the age of glacial drift sheets as modified by topographic situation and drainage relations, *J. Glaciol.*, vol. 17, p. 694-709.
- ANDREWS, J. T. (1971): Methods in the analysis of till fabrics, in *Till, a symposium*, R. P. Goldthwait, éd., Ohio State Univ. Press, p. 321-327.
- ANGELY, G. (1967): Anciens glaciers rocheux dans l'Est des Pyrénées centrales, *Rev. géogr. Pyr. S.-Ouest*, t. 38, p. 5-28.
- AMPFERE, P. (1923): Über das Varjältnis von Aufbau u. Abtrag in den Alpen, *J. Geol. Reichsanst. Wien*, vol. 73, p. 121-137.
- AUGUSTINUS, P. G. et RIEZEBOS, H. Th. (1971): Some sedimentological aspects of the fluvio-glacial outwash plain near Soesteborg (the Netherlands), *Géol. en Mijnbouw*, vol. 20, n° 3, p. 341-348.
- BARSCH, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun Unterengadin, *Z. Geomorphol., Suppl.*, vol. 8, p. 11-30.
- BAULIG, H. (1966): *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*, 2^e éd., Publ. de la faculté des lettres de Strasbourg, Paris, Les Belles Lettres, 239 p.
- BENEDICT, J. B. (1973): Origin of rock glaciers, *J. Glaciol.*, vol. 12, n° 66 p. 520-522.
- BLACHE, J. (1952): La sculpture glaciaire, *Rev. Géogr. alp.*, t. XL, fasc. 1, p. 31-125.
- BLAGBROUGH, J. et FARKAS, S. E. (1968): Rock glaciers in the San Mateo Mountains, South Central New Mexico, *Amer. J. Sc.*, n° 266, p. 812-823.
- BODÉRE, J. C. (1977): Kettles du Sud-Est de l'Islande, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. XIX, fasc. 3, p. 259-270.
- BONNEY, T. G. (1871): On a cirque in the syenite hill of Skye, *Geol. Mag.*, vol. 8, p. 535-540.
- (1873): Lakes of the north-eastern Alps and their bearing on the glacial erosion theory, *Q. J. Geol. Soc. London*, vol. 29, p. 382-389.
- (1877): On M. Helland's theory of the formation of cirques, *Geol. Mag.*, vol. 14, p. 273-277.
- BOULTON, G. S. (1971): Till genesis and fabric in Svalbard Spitsbergen, in *Till, a symposium*, R. P. Goldthwait, éd., Ohio State Univ. Press, p. 41-72.
- BROWN, T. C. (1931): Kame and terrace-kame of Central Massachusetts, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 42, p. 467-480.
- BROWN, A. J. J. (1877): The origin of cirques, *Geol. Mag.*, vol. 14, p. 477-479.
- CAPPS, S. R. (1910): Rock glaciers in Alaska, *J. Geol.*, vol. 18, p. 359-375.
- CHAIX, A. (1919): Coulées de blocs (rock glaciers, rock streams) dans le Parc National suisse de la basse Engadine, *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève*.
- (1923): Les coulées de blocs du Parc National suisse. Nouvelles mesures et comparaison avec les rock streams de la Sierra Nevada de Californie, *Le Globe*, vol. 82, p. 121-128.
- CHAMBERLIN, T. C. (1893): Horizon of drumlin, osar and kame formation, *J. Geol.*, vol. 1, p. 255-267.
- (1894): Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations, *J. Glaciol.*, vol. 2, p. 517-538.
- CHARLESWORTH, M. (1957): *The Quaternary era*, Londres, Arnold, 2 vol., 1700 p.
- CHARPENTIER, J. de (1823): *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*, Paris.
- (1841): *Essai sur les glaciers de la vallée du Rhône*, Lausanne, 1 vol., 363 p.
- CHEVALIER, M. (1951): Notes sur la morphologie glaciaire du Haul Salat, *Rev. géogr. Pyr. S.-Ouest*, vol. XXII, p. 207-216.
- (1954): Le relief glaciaire des Pyrénées du Couserans, *Rev. géogr. Pyr. S.-Ouest*, vol. XXV, p. 151-220.
- CHORLEY, R. J. (1959): The shape of drumlins, *J. Glaciol.*, vol. 3, p. 339-344.
- CLAPPERTON, C. M. (1968): Channels formed by the superimposition of glacial meltwater streams, with special reference to the East Cheviot Hills, Northeast England, *Geogr. Ann.*, vol. 50, p. 207-220.
- (1971): Evidence of cirque glaciation in the Falkland Islands, *J. Glaciol.*, vol. 10, n° 58, p. 121-125.
- CLARK, R. (1972): Periglacial landforms and landscape in the Falkland Islands, *Biul. Perygl.*, vol. 21, p. 33-50.
- CLARK, J. M. et LEWIS, W. V. (1951): Rotational movement in cirque and called glaciers, *J. Glaciol.*, 59, p. 546-566.
- CLAYTON, L. (1964): Karst topography on stagnant glaciers, *J. Glaciol.*, vol. 5, p. 107-112.
- CLOSE, M. H. (1866): Notes on the general glaciation of Ireland, *J. Roy. Geol. Soc. Ireland*, vol. 1., p. 207-242.
- COOK, J. H. (1946): Kame complexes and perforation of deposits, *Amer. J. Sc.*, 244, p. 573-583.
- CROSBY, W. O. (1902): Origin of eskers, *Ann. Geol.*, vol. 30, p. 1-38.
- CROSS, C. W., HOWE, E. et RANSOME, F. L. (1905): *Descriptions of the Silverton quadrangle*, U.S. Geol. Surv., Geologic Atlas, Folio 120, 25 p.
- DARMOIS-THEOBALD, M. (1975): Variétés lithologiques du socle vosgien et formes glaciaires dans le bassin de la Meurthe supérieure, in *Modèles d'origine froide et roches cristallines*, A. Godard et R. Raynal, éd., Bull. Ass. Géogr. franç., n° 422-423, p. 11-19.

- DOMARADZKI, J. (1951): Blockstrome im Kanton Graubünden: Ergebnisse wiss. Untersuchungen, Schweiz Nationalparks, Bd. 3, n° 23, *Arb. Geogr. Inst.*, Univ. Zurich, Sér. A., n° 54, p. 173-235.
- DRAKE, L. D. (1971): Evidence for ablation and basal till in east central New Hampshire, in *Till, a symposium*, R. P. Goldthwait, édité., Ohio State Univ. Press, p. 79-81.
- DREIMANIS, A. et VAGNERS, U. J. (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till, in *Till, a symposium*, R. P. Goldthwait, édité., Ohio State Univ. Press, p. 237-250.
- EBERS, E. (1937): Zur Entstehung der Drumlins als ström-linienkörper, *Zehnweiter Jahre Drumlinforschung* (1926-1936), *Neues Jahrb. für Min. Geol. und Pal. Beilage*, vol. 78, p. 200-240.
- EMBLETON, C. et KING, C. A. M. (1968): Glacial and periglacial geomorphology, Edimbourg, Arnold, 608 p.
- EVANS, I. S. (1974): *The geomorphology and asymmetry of glaciated mountains with special reference to the Bridge River District, British Columbia*, Cambridge, St. Catherine's College, thèse, 449 p. (ronéo).
- EVANS, I. S. et COX, A. (1974): Geomorphometry and the operational definition of cirques, *Area*, 4 p.
- FAIRCHILD, H. L. (1906): *Drumlins of central western New York*, New York Museum Bull. 111.
- (1929): New York drumlins, *Rochester Acad. Sc. Proc.*, 7, p. 1-37.
- FLAGEOLLET, J. C. et HAMEURT, J. (1971): Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie, Vosges, *Rev. Géogr. Est*, t. XI, n° 2, p. 119-181.
- FLINT, R. F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*, New York, Wiley, 892 p.
- GALIBERT, F. (1965): *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains massifs de comparaison*, Toulouse, Privat, 382 p.
- GEORGE, P., sous la direction (1970): *Dictionnaire de la géographie*, Paris, P.U.F., 448 p.
- GILES, A. W. (1918): *Eskers in the vicinity of Rochester*, New York, Rochester Acad. Sci. Proc., vol. 5, p. 161-240.
- GLUCKERT, G. (1973): Two large drumlin fields in Central Finland, *Fennia*, n° 120, p. 5-33.
- GODARD, A. (1965a): *Recherches de géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest*, Publ. Fac. des Lettres de l'Univ. de Strasbourg, Paris, Ophrys, 701 p.
- (1965b): L'efficacité de l'érosion glaciaire en Écosse du Nord-Ouest, *Rev. Géomorphol. dyn.*, t. 12, p. 32-42.
- GODARD, A. et RAYNAL, R. (1975): Modèles d'origine froide et roches cristallines, *Bull. Ass. Géogr. franc.*, n° 422-423.
- GOLDTHWAIT, R. P. édité. (1971): *Till, a symposium*, Ohio State Univ. Press, 401 p.
- GRAVENOR, C. P. (1953): The origin of drumlins, *Amer. J. Sci.*, vol. 251, n° 9, p. 674-681.
- GREGORY, J. W. (1912): The relation of eskers and kames, *Geol. J.*, vol. 40, p. 169-175.
- (1915): The geology of the Glasgow District, *Proc. Geol. Ass.*, vol. 26, p. 162.
- GRELOU-ORSINI, C. (1975): Contribution à l'étude de l'érosion différentielle: caractères originaux de quelques formes glaciaires développées sur roches cristallines en Corse, in *Modèles d'origine froide et roches cristallines*, A. Godard et R. Raynal, édité., *Bull. Ass. Géogr. franc.*, n° 422-423, p. 23-30.
- GROOM, G. E. (1959): Niche glaciers in Bünsowland, Vest-spitsbergen, *J. Glaciol.*, vol. 3, n° 25 p. 368-376.
- GROVE, J. M. (1961): Some notes on slab niche glaciers and the characteristics of protocirque hollows, *Ass. intern. Hydrologie*, Helsinki, 54, p. 281-336.
- GUITER, V. (1972): Une forme montagnarde: le rock glacier, *Rev. Géogr. alp.*, t. IX, fasc. 3, p. 467-487.
- HARLAND, W. B., HEROD, K. N. et KRINSLEY, D. H. (1966): The definition and identification of tills and tillites, *Earth Sc. Rev. Elsevier*, vol. 2, p. 225-256.
- HAYNES, V. M. (1968): The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland, *Geogr. Ann.*, vol. 50A, n° 4, p. 221-234.
- HILL, A. R. (1971): The internal composition and structure of drumlins in North Down and South Antrim, Northern Ireland, *Geogr. Ann.*, vol. 53A, n° 1, p. 14-31.
- HJULSTRÖM, F. (1952): The geomorphology of the alluvial outwash plains (sandurs) of Iceland and the mechanics of braided rivers, *Proc. XVIIth Intern. Geogr. Conf.*, Washington, p. 227-342.
- (1954): The Hoffellesandur. An Account of the expedition and its aim, *Geogr. Ann.*, vol. 36, n° 1-2, p. 135-145.
- HOBBS, W. H. (1910): The cycle of mountain glaciations, *Geogr. J.*, p. 68-79.
- HOGBOM, A. G. (1904): Studienen nordwestschwedisches Drumlinlandschaften, *Bull. geol. Inst. Upsala*, vol. 6, p. 175-199.
- HOLLINGWORTH, S. E. (1931): The glaciation of western Edenside and adjoining areas and the drumlins of Edenside and the Solway basin, *Q. J. Geol. Soc. London*, vol. 87, p. 281-359.
- HOLMES, C. D. (1941): Till fabric, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 52, n° 9, p. 1299-1354.
- (1947): Kames, *Amer. J. Sc.*, 247, p. 240-249.
- HOPPE, G. (1961): The continuation of the Uppsala esker in the Bothnian Sea and ice recession in the Gälve area, *Geogr. Ann.*, vol. 43A, p. 329-335.
- HOWE, E. (1909): *Landslides in the San Juan Mountains, Colorado*, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 67.
- IVANOVSKIY, L. N. (1965): Rasprostranenie, morfologiya proiskhozhdenie Karov Altaya (The distribution, morphology and origin of kars of Altai), *Sibirskiy Geogr. eskiy Sborvik*, 4, p. 152-198.
- IVES, R. L. (1940): Rock glaciers in the Colorado Front Range, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 51, p. 1271-1294.

- IVES, J. D. et BARRY, R. G. (1974): *Arctic and Alpine Environments*, Londres, Methuen, 999 p.
- JÄÄNITEN, S. (1960): The glacial morphology of Åland, with special reference to the Quaternary deposits, *Fennia*, 84, p. 5-38.
- JAHN, A. (1963): Deglaciation of Sudetes Dept., *4th Intern. Congress on Quaternary*, Varsovie, 3 p.
- JAMIESON, T. F. (1874): On the last stage of the glacial period in North Britain, *Q.J. Geol. Soc. London*, vol. 30, p. 317-338.
- JOHN, B. S. et SÜDEN, D. (1962): The morphology of Kaldalon, a recently deglaciated valley in Iceland, *Geogr. Ann.*, vol. 44A, n° 3-4, p. 347-365.
- JOHNSON, P. G. (1971): Ice-cored moraine formation and degradation, Donjek Glacier, Yukon Territory, Canada, *Geogr. Ann.*, vol. 53A, n° 3-4, p. 198-202.
- (1973): Some problems in the structure of rock glaciers, *3rd Guelph Symposium on Geomorphology*, B. D. Fahey et R. D. Thompson, édit., Research in Polar and Alpine Geomorphology, Guelph, p. 84-94.
- JOHNSON, R. B. (1967): Rock streams on Mount Mestas Sangre de Cristo Mountains, Southern Colorado, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 575D, p. 217-220.
- KLATKOWA, H. (1972): Paléogéographie du plateau de Lodz et de terrain avoisinant pendant la glaciation de la Warta, *Acta Geogr. Lodziensia*, 28, 220 p.
- KLIMEK, K. (1973): Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeidarajökull, Central western and eastern sections, *Geogr. Polonica*, vol. 26, p. 89-113.
- KRIGSTRÖM, A. (1962): Geomorphological studies of sandar plains and their braided rivers in Iceland, *Geogr. Ann.*, vol. 43A, n° 3-4, p. 328-346.
- KUSCH, W. O. (1962): Ice-thrust ridges in Western Canada, *J. Geol.*, vol. 45, n° 5, p. 582-594.
- LAGASQUIE, J. J. (1975): Les relations entre fracturation, relief et modelé dans un massif granitique: l'exemple du haut Ribérot (Pyrénées ariégeoises), in *Modelés d'origine froide et roches cristallines*, A. Godard et R. Raynal, édit., Bull. Ass. Géogr. franç., n° 422-423.
- LAVERDIÈRE, C. (1965): Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, *Rev. Géogr., Montr.*, vol. 19, n° 1-2, p. 129-131.
- (1966): Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire II, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 20, n° 1-2, p. 104-107.
- (1968): Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire III, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 12, n° 26, p. 295-302.
- LEWIS, W. V. (1939): Snow-patch erosion in Iceland, *Geogr. J.*, vol. 11, p. 153-161.
- (1960): The problem of cirque erosion: Norwegian cirque glaciers, *Roy. Geogr. Soc. Res. Ser.*, n° 4.
- LINTON, D. L. (1949): Unglaciated area in Scandinavia and Great Britain I, *Irish Geogr.*, p. 25-33.
- (1949): Unglaciated area in Scandinavia and Great Britain II, *Irish Geogr.*, p. 77-79.
- (1952): The significance of tors in glaciated lands, *Proc. XVIIth Intern. Geogr. Conf.*, Washington, p. 345-357.
- (1959): Morphological Contrasts of eastern and western Scotland, in *Geographical essays in memory of A. G. Ogilvie*, R. Miller and J. W. Watson, édit., Édimbourg, Nelson, p. 16-45.
- (1963): The forms of glaciated erosion, *Inst. Brit. Geogr.*, Reprinted from *Trans. and Pap.*, n° 33, p. 1-27.
- LLIBOUTRY, L. (1960): Les glaciers enterrés et leur rôle morphologique, *Union de géodésie et de géophysique intern.*, Helsinki, 54, p. 272-280.
- (1965): *Traité de glaciologie*, 2 vol., Paris, Masson, 1040 p.
- LUNDQUIST (1970): Studies of drumlin tracts in Central Sweden, *Acta Geogr. Lodziensia*, n° 24, p. 317-326.
- LYELL, C. (1830-1833): *Principles of Geology*, Londres, 1^{re} éd., 3 vol.
- (1840-1841): On the geological evidence of the former existence of glaciers in Forfarshire, *Proc. Geol. Soc.*, vol. 3, p. 337-345.
- (1841): *Elements of Geology*, Londres, 2^e éd.
- MCCABE, L. H. (1939): Nivation and corrie erosion in West Spitzberg, *Geogr. J.*, 94, p. 447-465.
- MILLER, J. W. Jr. (1972): Variations in New York drumlins, *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, vol. 62, n° 3, p. 418-425.
- MARTONNE, E. de (1910-1911): L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines, *Ann. Géogr.*, t. XIX, n° 106, p. 289-317, et t. XX, n° 109, p. 1-29.
- (1924): Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes, *Recueil de travaux offerts à M. Jovan*, 19 p.
- (1949): La dissymétrie des glaciations régionales et ses facteurs, *Geogr. Ann.*, n° 1-2, p. 200-203.
- MATTHES, C. (1930): *Geology history of Yosemite Valley*, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. n° 160, 137 p.
- (1942): Glaciers, in *Hydrology (Physics of the Earth)*, New York, MacGraw Hill, p. 149-219.
- MEIER, M. F. (1951): Recent eskers in the Wind River Mountains of Wyoming, *Iowa Acad. Sc.*, vol. 58, p. 291-294.
- NIEWIAROWSKI, W. (1963): Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland compared with kames from other regions, *Rept. 6th Intern. Conf. Ass. Quat. Res.*, Varsovie, p. 475-485.
- (1965): Conditions of occurrence and distribution of kames landscapes in the peribalticum within the area of the last glaciation, *Geogr. Polonica*, n° 6, p. 18-32.
- OKKO, V. (1955): Glacial drift in Iceland, its origin and morphology, *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 170, p. 1-133.
- ØSTREM, G. (1971): Rock glaciers and ice-cored moraines. A reply to D. Barsch, *Geogr. Ann.*, vol. 53A, p. 207-213.
- OUTCALT, S. I. et BENEDICT, J. B. (1965): Photo interpretation of two rock glaciers in Colorado Front Range, U.S.A., *J. Glaciol.*, vol. 5, n° 42, p. 849-856.

- PENCK, A. et BRUCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig, Tauchnitz 3 vol., 1199 p.
- PEULVAST, J. P. (1975): L'érosion différentielle dans les roches cristallines de Flakstadoy (îles Lofoten, Norvège du Nord), in *Modèles d'origine froide et roches cristallines*, A. Godard et R. Raynal, édit., Bull. Ass. Géogr. franç., n° 422-423, p. 41-47.
- POTTER, M. Jr. (1969): *Rock glaciers and mass-wastage in the Galena Creek Area, Northern Absoraka Mountains*, Univ. Minnesota, thèse, 150 p.
- (1972): Ice-cored rock glaciers, Galena Creek, Northern Absoraka Mountains, Wyoming, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 83, p. 3025-3057.
- POTTER, N. Jr. et MOSS, J. H. (1968): Origin of the Blue Rocks block field and adjacent deposits, Berks County, Pennsylvania, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 79, p. 255-262.
- PREST, V. K. (1968): Nomenclatures of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada, *Geol. Surv. Can.*, p. 57-67.
- PRICE, R. J. (1960): Glacial meltwater channels in the upper Tweed drainage basin, *Geol. J.*, 126, p. 485-489.
- (1966): Eskers near the Casement glacier, Alaska, *Geogr. Ann.*, vol. 48A, p. 111-125.
- (1969): Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerkurjökull, Iceland, *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 46, p. 17-43.
- (1971): The development and destruction of sandur, Breidamerkurjökull, Iceland, *Arct. Alp. Res.*, vol. 3, p. 225-237.
- (1973): *Glacial and fluvio-glacial landforms*, Edimbourg, K. M. Clayton, Oliver and Boyd, 242 p.
- PRICE, R. J. et D. E. SUGDEN (1972): *Polar geomorphology*, Londres, Inst. Brit. Geogr., n° 4, 215 p.
- RAMSAY, A. C. (1852): On the superficial accumulations and surface markings of North Wales, *Q. J. Geol. Soc. London*, vol. 8, p. 371-376.
- (1862): On the glacial origin of certain lakes in Switzerland, *Q. J. Geol. Soc. London*, vol. 18, p. 185-204.
- ROGNON, P. (1967): *Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central), étude géomorphologique*, Paris, C.N.R.S. Centre recherches des zones arides, sér. géol., 546 p.
- RUSSEL, I. C. (1892): Mont Saint Elias and its glaciers, *Amer. J. Sc.*, vol. 43, p. 169-183.
- (1895): The influence of debris on the flow of glaciers, *J. Geol.*, vol. 3, p. 823-1899.
- (1900): Geology of the Cascade Mountains in Northern Washington, *U.S. Geol. Surv. 20th Rept. (1898-1899)*, part 2, p. 83-210.
- SALE, C. (1970): *Cirque distribution in Great Britain. A statistical analysis of variation in elevation, aspect and density*, Londres, Univ. College, thèse M.Sc.
- SALOME, A. I. (1968): *A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges, France*, Rijkuniversiteit, Utrecht, 98 p.
- SAUSSURE, H. B. de (1779-1786): *Voyages dans les Alpes*, Neuchâtel, 1 vol.
- SCOTT, J. S. et ST-ONGE, D. A. (1969): Guide to the description of till, *Geol. Surv. Can.*, p. 68-76.
- SEDDON, B. (1957): Late glacial Cwn glaciers in Wales, *J. Glaciol.*, vol. 3, n° 22, p. 94-98.
- SISSONS, J. B. (1960): Some aspects of glacial channels in Britain, Part 1, *Scottish Geogr. Mag.*, vol. 76, n° 3, p. 131-146.
- (1961): Some aspects of glacial channels in Britain, Part II, *Scottish Geogr. Mag.*, vol. 77, n° 3, p. 15-36.
- (1967): *The evolution of Scotland's scenery*, Edimbourg, Oliver & Boyd, 259 p.
- SLATER, G. (1929): The structure of drumlins exposed on the south shore of Lake Ontario, *New York State Mus. Bull.*, 281, p. 3-19.
- SMALLEY, I. J. et UNWIN, D. J. (1968): The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields, *J. Glaciol.*, vol. 7, n° 51, p. 377-390.
- SPENCER, J. W. (1890): Ancient shores boulder pavements, and high level gravel deposits in the region of the Great Lakes, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 1, p. 71-86.
- STONE, G. H. (1880): Kames of Maine, *Boston Soc. Nat. Hist. Proc.*, n° 20, p. 430-469.
- (1893): The oolite gravels of the coast of Maine, *J. Geol.*, vol. 1, p. 246-254.
- SUGDEN, D. E. (1969): The age and form of corries in the Cairngorms, *Scottish Geogr. Mag.*, vol. 85, n° 1, p. 34-46.
- TARR, R. S. (1908-1909): Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Bay, Alaska, *Z. Gletscherk.*, vol. 3, p. 81-110.
- TARR, R. S. et MARTIN, L. (1906): Glaciers and glaciation of Yakutat Bay, Alaska, *Bull. Amer. Geogr. Soc.*, vol. 38, p. 147-167.
- TEMPLE, P. H. (1965): Some aspects of cirque distribution in the West central Lake District, Northern England, *Geogr. Ann.*, vol. 47A, n° 3, p. 185-193.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1962): *Traité de géomorphologie*, t. III, Le modèle glaciaire et nival, Paris, Sédès, 508 p.
- TROLL, C. (1926): Die Jungglacialen Schotterfluren in Umkreis der deutschen Alpen, *Forsch. Deutsch. Landesg.*, vol. 24, n° 4.
- (1941): Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde, Bericht d. 23. Hauptversammlung d. Gellsch. d. Freunden u. Förderer der Rhein. Friedr., *Wilh. Univ. Bonn Mitteil.*, 21, p. 49-96.
- TROWBRIDGE, A. C. (1914): Formation des eskers, *Iowa Acad. Sc.*, vol. 21, p. 211-218.
- VALADAS B. et VEYRET, Y. (1974): Quelques aspects d'origine glaciaire, périglaciaire et nivale sur les confins méridionaux de la margeride, *Rev. Géomorph. dyn.*, t. 23, p. 163-177.

- VERNON, P. (1966): Drumlins and Pleistocene ice-flows over the Ards Peninsula Strandfort lough area, County Down, Ireland, *J. Glaciol.*, vol. 6, n° 45 p. 40-409.
- VERNON, P. et HUGHES, O. C. (1966): *Surficial geology, Dawson Larsen Creek and Nash Creek map areas, Yukon Territory, Canada*, Geol. Surv. Can., Bull. 136, 25 p.
- VEYRET, P. (1971): Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciaire en action. Observations sur certains glaciers en crue dans le massif du Mont-Blanc, *Rev. Géogr. alp.*, t. 59, fasc. 2, p. 155-171.
- VEYRET, Y. (1978): *Modèles et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*, Univ. de Paris - Sorbonne, thèse de doctorat d'État, 2 t., 783 p.
- VIRKKALA, K. (1961): On the glacial geology of Hämeenlinna region, Southern Finland, *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 196, p. 16-19.
- VIVIAN, R. (1975): *Les glaciers des Alpes occidentales*, Grenoble, Allier, 508 p.
- WAHRHAFTIG, C. et COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 383-436.
- WATSON, E. (1966): Two nivation cirques near Aberystwyth, Wales, *Biul. Peryglac.*, vol. 15, p. 79-101.
- WOODWORTH, J. B. (1899): The ice-contact in the classification of glacial deposits, *Amer. Geol.*, vol. 23, p. 80-86.
- WRIGHT, A. E. et MOSELEY, A. E. (1975): *Ices ages, ancient and modern*, Liverpool, Seel House, Coll. "Geol. J. Spec. Issue", n° 6, 320 p.
- YATSU, E., DAHMS, F. A., FALCON, A., WARD, A. et WOLFE, J. S. (1969): *Research methods in geomorphology*, Proc. 1st Guelph Symposium in Geomorphology, Science Res. Ass., 140 p.
- YATSU, E. et FALCONER, A. (1972): *Research methods in Pleistocene geomorphology*, Proc. 2nd Guelph Symposium in Geomorphology, 287 p.