

PINGOS ET PALSES : UN ESSAI DE SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES ACTUELLES

par **Albert PISSART**

Université de Liège, Département Géomorphologie et Géologie du Quaternaire

RÉSUMÉ. — Un essai de synthèse des connaissances actuelles se rapportant aux buttes périglaciaires pluriannuelles est présenté. L'aspect externe et la composition interne des pingos et des palse sont décrits. Les mécanismes génétiques sont discutés. Les pingos apparaissent suite à la mise sous pression sous le pergélisol d'une nappe d'eau, soit par action cryostatique, soit par mise en charge hydraulique. Les palse se forment par cryosuction. En relation avec ces mécanismes, les conditions climatiques d'apparition des différentes formes varient.

Mots-clés : Mackenzie — Archipelago — Alaska — Sibérie — Pingos — Palse — Géomorphologie périglaciaire — Cryopédologie — Pergélisol.

ABSTRACT. — *A summary of present-day knowledge of perennial periglacial mounds is given. The external appearance and internal composition of pingos and palsas are described. The genetic mechanisms are discussed. Pingos appear to be the consequence of freezing of a mass of water trapped beneath permafrost under cryostatic or hydraulic pressure. Palsas are formed by migration of groundwater to the freezing plane (cryosuction). The climatic conditions under which they form reflect these different origins.*

Key-words: Mackenzie — Archipelago — Alaska — Siberia — Pingos — Palsas — Periglacial geomorphology — Permafrost.

INTRODUCTION

Les pingos et les palse sont des buttes périglaciaires qui ne peuvent exister qu'en présence d'un pergélisol. Ces buttes correspondent, les unes comme les autres, à des accumulations locales de glace qui ont soulevé les couches superficielles du sol.

La distinction entre pingos et palse est évidente, du moins dans la majorité des cas. Comme nous le verrons plus loin, les mécanismes qui leur donnent naissance ne sont en effet pas les mêmes. Et cependant, il existe des buttes périglaciaires intermédiaires pour lesquelles il est difficile de préciser le nom qu'il convient d'utiliser. L'incertitude de terminologie devient plus évidente encore quand il s'agit de donner un nom aux buttes apparues pendant les périodes froides du Quaternaire, dans les régions actuellement tempérées. Pour bien interpréter les traces de ces formes, il est évidemment indispensable de bien connaître celles qui existent dans les régions périglaciaires actuelles. C'est un des buts de la synthèse que nous présentons ci-dessous.

Plusieurs articles semblables à celui-ci, se rapportant aux palse et aux pingos, ont déjà été présentés. Nous citerons spécialement à ce sujet les publications de Maarleveld 1965, Barr et Syroteuk 1973, Washburn 1973, 1979, Jahn 1975, French 1976, Mackay 1979, pour les pingos ; celles de Lundquist 1969, Åhman 1977, pour les palse ; et enfin celles de Pissart 1974 et Flemal 1976, pour les formes fossiles.

L'exposé qui suit traitera successivement des pingos, puis des palse. Nous donnerons leurs caractéristiques générales et nous étudierons les mécanismes qui leur donnent naissance.

INTER-NORD, n° 17, 1985

LES PINGOS

1) DESCRIPTION

A. Terminologie

Le mot esquimau « pingo » a été utilisé par Porsild dès 1929 et proposé comme terme technique par le même auteur en 1938. Depuis lors, il a été largement accepté et utilisé dans la littérature occidentale. Les Russes utilisent le plus souvent les termes bugors, bulgunniakhs et hydro-laccolithes. Selon Washburn (1979), les deux premiers termes cependant pourraient indiquer aussi bien des palse que des pingos.

B. Caractères externes

Les pingos sont des buttes qui, le plus souvent, ont une forme conique. Les plus élevés atteignent 50 m de hauteur. L'Ibyuk pingo, près de Tuktoyaktuk dans le delta du Mackenzie, qui est le pingo le plus célèbre car il a fait l'objet de travaux de Fritz Müller (1959) et de Ross Mackay (1976, 1979), a 48 m d'élévation. Il est probablement le plus élevé de la péninsule de Tuktoyaktuk où 85% des pingos ont moins de 20 m de hauteur (Mackay, 1969, p. 26).

Leffingwell en 1919 a mesuré avec un baromètre un pingo de 70 m d'élévation, mais aucun auteur n'a, à ma connaissance, décrit par la suite une forme aussi élevée. En



FIG. 1. — Vue de l'IBYUK pingo dans le delta du Mackenzie près de Tuktoyaktuk. Cette colline a été étudiée par F. Müller (1954) puis par J.R. Mackay (1976). Hauteur de la butte : 48 m. Croissance en 2 ans (73 à 75) : 2,8 cm.

1962 (p. 26), Mackay parle de pingos de 3 m d'élévation et, en 1979, de 1 m (p. 15), attestant que pour lui le terme de pingo peut être donné également à des formes très peu développées. Le diamètre des pingos varie entre 30 et 600 m (Mackay, 1962). Généralement, les pingos sont très larges et peu élevés, ou moins larges et plus hauts (Mackay, 1979).

Si, en plan, les pingos les plus typiques ont une forme circulaire, des formes allongées existent cependant (Müller, 1959 ; Mackay, 1966 ; Pissart, 1967 ; Tarnocai et Netteville, 1976 ; Rotnicki and Babinski, 1977 ; Pissart et French, 1976 ; Liestol, 1977). Quelques pingos sont si longs qu'ils ressemblent à des eskers ; Mackay (1966) en a décrit un de 600 m de longueur et 7 m 60 de hauteur dans le delta du Mackenzie ; tandis que Pissart (1967) a observé une forme de 1 300 m de longueur et atteignant localement 8 m 75 d'élévation sur l'île Prince Patrick (Canada).

Lorsqu'un pingo grandit suffisamment, la couche de terre soulevée se fissure. Un réseau de fractures présentant une allure radiale et convergeant à la partie sommitale apparaît. En s'élargissant, ces fissures permettent la fusion du noyau de glace sous-jacent. Ainsi se développe au sommet de la butte une dépression qui a été amorcée sous la simple action mécanique du soulèvement et qui se développe par phénomène thermokarstique. De par sa localisation au sommet de la butte, cette dépression ressemble à un cratère volcanique. Elle est le plus souvent occupée par un petit étang.

Les pentes des pingos sont très variables. J.R. Mackay a montré (1973, 1978, 1979) que la butte initiale s'élargit fort peu au cours de la croissance ; en conséquence, les pentes s'accroissent progressivement au fur et à mesure du développement du pingo. Müller (1959) signale que les pentes externes peuvent atteindre localement 40°, alors que Barr et Syroteuk (1973) et Mackay (1978) indiquent que la pente excède rarement 45°. Toutefois, du côté d'une mare de 2 m 50 de profondeur, Mackay décrit une pente atteignant 50° (1969, p. 11). Au sein du cratère, qui s'élargit par la fusion de la glace sous-jacente, les pentes, beaucoup plus courtes, peuvent se rapprocher de la verticale (Müller, 1959).

Quelquefois, un réseau de cassures concentriques accompagne les cassures radiales. Mackay (1973) les a comparées avec les cassures qui apparaissent lors de la mise en place de laccolithes et a souligné en 1977 que pour des

« pulsating pingos » le soulèvement par de l'eau est semblable au soulèvement effectué par des roches magmatiques. De telles cassures concentriques avaient été décrites auparavant (Mackay et Stager, 1966 ; Müller, 1959 ; Ramp-ton et Mackay, 1971 ; Washburn, 1973).

C. Caractères internes

La glace qui est responsable de la butte se présente souvent comme une énorme lentille résultant de la congélation d'eau injectée ; Mackay (1971, 1973, 1978) a insisté sur le fait que de la *glace de ségrégation* peut également exister en grande quantité dans le noyau gelé des pingos.

L'existence d'une lentille d'eau libre soulevant le noyau de glace et les couches superficielles a été démontrée récemment sous quelques pingos du delta du Mackenzie en effectuant des nivellements attestant que les formes se soulevant puis redescendent de quelques centimètres en quelques mois ou quelques jours (pulsating pingo, Mackay, 1977), puis plus tard en atteignant par sondages les poches d'eau sous-jacentes (Mackay, 1978).

Les matériaux soulevés par le noyau de glace sont de natures très variées. Elles comprennent des roches meubles allant des argiles aux graviers et même souvent des roches consolidées telles que des grès (Müller, 1959, Åhman, 1973) et des schistes (Balkwill *et al.*, 1974). Parfois un niveau plus argileux a été observé au contact de la glace (Pissart, 1967 ; Pissart et French, 1976 ; Soloviev, 1952). L'épaisseur de la couche déplacée varie aussi considérablement ; elle doit évidemment dépasser l'épaisseur de la couche active, sans quoi la glace interne fondrait et nous aurions affaire à des buttes annuelles. Mackay (1962) cite l'épaisseur de la couche soulevée de diverses buttes. La plus grande observée semble être de 14 m pour l'Ibyuk pingo près de Tuktoyaktuk (Müller, 1959).

D. Vitesse de croissance

La vitesse de croissance des pingos a été rarement observée. Mackay (1973, p. 382), qui a consacré un article à l'étude de cette question, mentionne, selon Shumskii (1964), un soulèvement qui varie d'une valeur quasi imperceptible à plus de 0,5 m par an. Il indique aussi que, en 1961, Suslov a parlé de valeurs atteignant 1,50 m à 2 m en 20 ans, suivant des déclarations d'indigènes. Des indications plus précises résultent des importants travaux de nivellement effectués par Mackay (1973, 1976, 1977, 1979) pendant plusieurs années (1969-1978) dans le delta du Mackenzie. Ses mesures montrent clairement que les pingos s'élèvent le plus au centre et de moins en moins vers les bords et donc que les pingos s'élèvent verticalement plutôt que de s'accroître à la fois verticalement et latéralement. La croissance la plus rapide observée était de 1,5 m/an pendant les deux premières années ; par la suite, la vitesse de soulèvement varierait à l'inverse de la racine carrée du temps (Mackay, 1973). En deux ans cependant (73-75), l'Ibyuk pingo, qui a 48 m d'élévation et pourrait avoir 1000 ans d'âge (Mackay, 1976) s'est encore soulevé de 2,8 cm. Un soulèvement de 34 cm/an pour la période 74-78 a été observé pour un pingo de 12 m d'élévation ; c'est la vitesse de croissance la plus rapide mesurée pour un pingo déjà bien constitué (Mackay, 1979). Elle est interprétée comme résultant de la mise en place d'une lentille d'eau car la vitesse de soulèvement dépasse toutes les possibilités de

soulèvement dues à la dilatation d'eau gelant en profondeur.

Classiquement, depuis la publication de Porsild en 1938, deux systèmes génétiques différents sont proposés pour expliquer l'origine des pingos : ils sont dénommés « système fermé » et « système ouvert ».

Les autres hypothèses qui ont été évoquées pour expliquer les pingos ont été brièvement exposées et critiquées par Mackay (1979, p. 6). Nous nous limiterons à rappeler ici les seules théories qui paraissent résister aux critiques.

2) LES MÉCANISMES GÉNÉTIQUES

A. Les pingos nés en système fermé

LE PROCESSUS

Les pingos du delta du Mackenzie sont, au monde, les formes qui sont les mieux connues. On les appelle indifféremment pingos nés en système fermé ou pingos du type Mackenzie. Ces pingos, comme ceux de Yakoutie centrale qui ont la même origine, sont généralement localisés à l'emplacement d'anciens lacs. C'est le cas de 98% des 1380 pingos cartographiés par Stager dans le delta du Mackenzie (1956). Ceux-ci jouent un rôle déterminant dans le mécanisme qui leur donne naissance. Le principe de base a été pour la première fois énoncé par Porsild en 1938. Il a été détaillé et complété par la suite par de nombreux auteurs.

Dans des régions où le pergélisol est assez épais (plusieurs centaines de mètres en Yakoutie centrale et sans doute 400 à plus de 600 m dans le delta du Mackenzie à l'est du fleuve, d'après Judge *et al.*, 1979), un talik (zone non gelée) existe sous certains lacs, à savoir ceux qui sont assez profonds. Cette zone non gelée s'explique d'une part parce qu'en hiver à l'emplacement de ces lacs le gel n'atteint pas le fond : d'autre part, parce qu'en été les rayons solaires pénètrent dans l'eau des lacs où ils provoquent un réchauffement considérable, beaucoup plus important qu'à la surface des régions voisines où une partie de la chaleur est renvoyée dans l'atmosphère. Ainsi, la température du fond du lac est nettement plus élevée que la température de la surface du sol autour de celui-ci.

Si, à la suite de la baisse du niveau du lac (ou d'un apport de sédiments), l'épaisseur de la nappe d'eau diminue, le fond du lac commence à geler. Ainsi se forme sous le fond de l'ancien lac une poche de sédiments non gelés qui peut être fermée de toutes parts. Porsild (1938) comparait le phénomène avec ce qui se produit dans une bouteille remplie de lait et soumise au gel : l'augmentation de volume qui accompagne le gel de l'eau détermine dans le système fermé ce qui constitue la poche de sédiments non gelés une augmentation de pression qui va provoquer une injection d'eau vers la surface.

Quelquefois, cette eau injectée peut arriver à la surface où elle s'écoule ou, si le phénomène se passe en hiver, elle s'accumule en un icing (Schumskii, 1959 ; Mackay, 1977). Si, en outre, des gaz comprimés sont accumulés dans la masse d'eau, alors la rupture de la couverture peut s'accompagner par un jaillissement d'eau ou de boue de plusieurs mètres de hauteur et même parfois par des explosions projetant des fragments de la couverture (Schumskii, 1959). Le plus souvent cependant l'eau est retenue dans le sol à faible profondeur, sous une couche de sol de

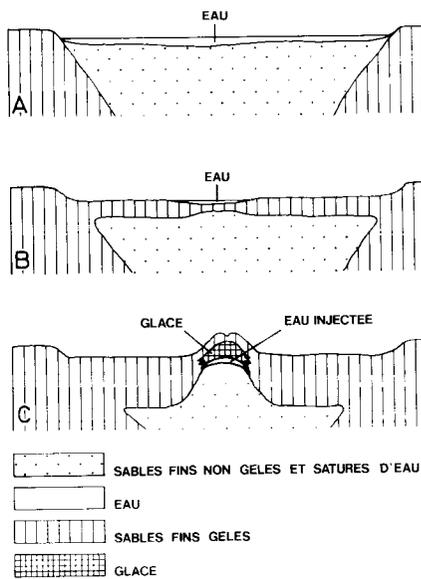


FIG. 2. — Origine des pingos nés en système fermé ou du type Mackenzie d'après les schémas de J.R. Mackay (1979).

quelques mètres qui est soulevée. Cette poche d'eau y est par la suite congelée en donnant ce que l'on appelle de la *glace d'injection*, c'est-à-dire de la glace résultant de la congélation d'une masse d'eau injectée dans le sol.

La validité de ce schéma a été confirmée par diverses observations. Ainsi, le mécanisme de vidange du lac, suivi de la croissance du pingo, a été parfaitement observé par une succession de photos aériennes (Mackay, 1973, 1976) prises en 1935 (le lac existait), en 1950 (le lac était vidé par érosion littorale), en 1976 (4 pingos se sont formés dans le fond du lac à l'emplacement de 4 mares qui y persistaient en 1950). Deux des pingos apparus dépassaient 6,5 m d'élévation en 1978.

L'existence de poches de sédiments non gelés sous des lacs de l'Arctique a été observée notamment par Johnson et Brown (1961) ; Mackay (1977, 1978, 1979) a, comme nous l'avons dit, démontré l'existence de poches d'eau sous des pingos en croissance. La pression hydrostatique de l'eau est suffisante quelquefois pour soulever, et le pingo, et aussi parfois le fond du lac. Ainsi, dans le delta du Mackenzie, le fond d'un lac surmontant 55 m de permafrost est redescendu de 2,5 cm suite à un forage qui a permis l'écoulement d'eau sous pression (Mackay, 1979, p. 23). En admettant une densité de 2 g/cm³, le niveau hydrostatique aurait été de 35 m au-dessus du niveau du lac. Mackay a en outre souligné (1979, p. 9) l'ignorance dans laquelle on se trouve généralement sur l'origine du système fermé. Il peut résulter soit d'une enceinte gelée entourant complètement un talik, soit de la présence d'une poche limitée latéralement par le sol gelé et en profondeur par un niveau imperméable ou, encore, le système peut ne pas être complètement fermé, l'eau s'écoulant très lentement en profondeur.

LE TYPE DE GLACE

Une modification considérable à ce schéma a été apportée par J.R. Mackay (1971, 1973, 1978). Sur la base de considérations théoriques que nous examinerons ci-dessous, il pense en effet qu'au sein des pingos, la glace de

TABLEAU 1

Valeur de la pression exprimée en kg/cm² qui limite l'apparition de glace de ségrégation, au cas où l'eau interstitielle n'est pas elle-même sous pression
(d'après Williams 1967, selon Mackay, 1971, p. 141)

Type de matériaux	Pression en kg/cm ²
Sable grossier	0
Sables moyens et fins	0 à 0,075
Silts moyens	0,075 à 0,15
Silts fins	0,15 à 0,5
Argile silteuse	0,5 à 2
Argile	> 2

Toutefois, J.R. Mackay (1971, 1973, 1978) a souligné que si l'eau interstitielle est elle-même sous pression, cette pression vient contrecarrer l'effet de la pression limitant l'apparition de glace de ségrégation.

La formule qui exprime les possibilités d'apparition de la glace de ségrégation et qui a été utilisée par Mackay (1979, p. 35) est celle qui a été proposée par Everett (1961) et Williams (1967). Cette formule s'écrit

$$0 < p_i - p_w < 2 \frac{\sigma}{r}$$

où p_i = la pression s'opposant au soulèvement par le gel, c'est-à-dire la pression des terrains surincombants, plus, si le soulèvement s'accompagne d'une déformation du sol, la résistance à cette déformation.

p_w = la pression de l'eau au contact de la glace.

σ = la tension de surface glace/eau.

r = le rayon des ouvertures les plus grandes dans le matériau.

Le terme de droite de cette équation, c'est-à-dire $2\sigma/r$ est caractéristique du matériau utilisé. Les valeurs qui y correspondent, mesurées en laboratoire, ont été données au tableau 1.

Cette équation montre donc que de la glace de ségrégation peut apparaître à n'importe quelle profondeur et sous n'importe quelle pression pour autant que la pression de l'eau interstitielle soit légèrement inférieure à la pression nécessaire pour soulever le sol superficiel. (Si p_w devient supérieur à p_i , il y a injection d'eau, d'où la nécessité du terme $0 < p_i - p_w$).

Sur la base de cette équation et du tableau 1, on constate que, dans des sables grossiers, de la glace de ségrégation ne peut en aucune manière apparaître. La possibilité de la voir se former dans des sables moyens et fins, comme dans des silts moyens, est très faible (tableau 1). Il faut pour cela que la pression ne soit ni supérieure ni inférieure de moins de 0,15 kg/cm² (tableau 1) à la pression nécessaire pour soulever la couche sous-jacente. Pour rester dans cette situation, il faut que la quantité de froid qui arrive à l'emplacement où se forme la glace de ségrégation corresponde à la quantité d'eau expulsée du sédiment. En effet, si toute la masse d'eau expulsée ne constitue pas la lentille de glace de ségrégation, la pression augmente et de l'eau est injectée. Après cette injection, même si la pression revient à une valeur favorable à l'apparition de glace de ségrégation, la poche d'eau libre apparue sous le pergélisol empêche la formation de nouvelle glace de ségrégation.

Si l'on considère des sédiments plus fins, comme des argiles, pour lesquels les valeurs de la "shut-off pressure"

ségrégation est très abondante et même qu'elle occupe une place plus importante que la glace d'injection (1973, p. 999). Cette glace d'injection apparaîtrait toutefois au sein du pingo parce que l'eau est sous pression. Cette pression constitue de toute manière donc le mécanisme fondamental de l'apparition des pingos.

Mackay (1978, p. 141) cite plus de 25 références d'auteurs qui, en URSS et en Amérique du Nord, ont décrit l'existence de glace de ségrégation dans des pingos, aussi bien en système fermé qu'en système ouvert. Il ajoute (Mackay, 1978, p. 142) que des observations réalisées dans 17 noyaux gelés de pingos de la région de Tuktoyaktuk (delta du Mackenzie) ont montré que 2 pingos contenaient seulement des noyaux gelés de sol contenant un haut pourcentage de glace, 5 contenaient de la glace de ségrégation et du sol, pour 4 c'était à la fois de la glace de ségrégation et de la glace d'injection et 6 étaient constitués entièrement de glace d'injection. La description des deux premiers noyaux gelés ne permet pas de comprendre le type de glace qui est responsable du soulèvement du sol. La reconnaissance des mécanismes en cause n'est d'ailleurs pas toujours évidente, même en observant la glace comme l'indique la publication d'Alan Gell (1978) qui a étudié soigneusement des échantillons de glace prélevés dans 3 pingos différents.

L'importance de la glace de ségrégation dans les pingos est toujours discutée. S'il est certain en effet que des lentilles de glace de ségrégation existent au sein de certains pingos, il est possible que ce type de glace représente seulement une très faible partie de la masse de glace accumulée.

L'origine de la mise sous pression de l'eau invoquée par Porsild dès 1938 provient de l'augmentation de volume ($\pm 9\%$) qui accompagne la transformation d'eau en glace. Si la masse d'eau est comprise dans un système fermé qui s'oppose à cette dilatation, le changement de phase ne s'accomplit pas : l'eau reste à l'état liquide mais une pression se développe. Cette pression est d'autant plus forte que la température s'abaisse, elle peut dépasser 2000 kilos par cm² à la température de -22°C . Les pressions qui interviennent dans la formation des pingos n'atteignent toutefois pas des valeurs aussi élevées. Quelques kilos par cm² suffisent à expliquer les formes que nous étudions maintenant.

Dans des sédiments grossiers comme des sables ou des graviers, à condition que des sédiments soient complètement saturés, l'augmentation de volume au moment où gèle l'eau interstitielle a pour effet de provoquer une expulsion d'eau hors du sédiment. L'eau se déplace librement entre les cailloux ou les grains de sable. Si cette eau ne s'échappe pas, elle soulève le terrain sous-jacent.

Dans des sédiments fins, les actions sont plus complexes : il y a concurrence entre 2 phénomènes, à savoir l'apparition d'une succion de l'eau vers le front de gel (donnant naissance à de la glace de ségrégation), ou une expulsion d'eau semblable à ce qui se produit dans des sédiments grossiers. La pression minimum qui provoque le passage d'un comportement à un autre est dénommée la « shut off pressure » par les anglophones. Elle peut être déterminée en laboratoire.

En guise d'application des données du tableau 1, remarquons que, en l'absence de tout autre phénomène, dans des silts fins, en admettant une densité des sols de 2 kg/cm², une épaisseur de sédiments de 2,50 m qui correspond à une pression surincombante de 0,5 kg/cm² suffit à interdire l'apparition de toute glace de ségrégation.

sont plus élevées (tableau 1), l'apparition de glace de ségrégation est plus facile à concevoir ; cependant alors, le phénomène est contrarié par la faible perméabilité du matériau.

Au total donc, l'apparition de glace de ségrégation nous paraît se produire assez rarement sous les pingos. Elle peut toutefois se former, comme J.R. Mackay l'a démontré. Elle ne constitue cependant, à notre avis, qu'une partie faible de la quantité de glace qui se trouve au sein des pingos.

B. Pingos en système fermé apparus autrement que suite à la congélation du fond d'un lac

Les pingos nés en système fermé sont classiquement, comme dans le delta du Mackenzie, localisés à l'emplacement d'anciens lacs, et associés, comme nous l'avons vu, avec l'évolution de ceux-ci. Des pingos ayant une origine tout à fait comparable ont été décrits en relation avec d'autres phénomènes engendrant l'apparition d'un talik repris ultérieurement par le gel. En voici les exemples que nous connaissons aujourd'hui.

a. Pingos apparus en relation avec des cours d'eau

J.R. Mackay, en 1963 (p. 89) a observé que des pingos du delta moderne du Mackenzie sont apparus à l'emplacement de chenaux abandonnés. Certains présentaient une forme allongée et se succédaient en suivant le tracé de l'ancien chenal.

En 1976, A. Pissart et H. French ont décrit sur l'île de Banks (Arctique canadien), au milieu de la plaine alluviale de la rivière Thomsen et de son affluent l'Able Creek, 17 pingos dont le plus élevé atteint 14 m de hauteur. Des formes fort semblables ont été décrites ailleurs sur l'île de Banks par H. French et L. Dutkiewicz (1976) et également en Mongolie par K. Rotnicki and Z. Babinski (1977) et en Chine par Wang Shaoling et Yao Heqing (1981). Toutes paraissent liées à l'apparition de taliks sous les chenaux de rivières et à la reprise par le gel de ceux-ci à la suite du déplacement latéral du cours d'eau.

b. Pingos en relation avec des fluctuations du niveau de la mer

Sur l'île Prince Patrick, A. Pissart (1967) a décrit l'existence dans le fond de plaines alluviales, à proximité immédiate de la mer, de pingos qui paraissent en relation avec des variations du niveau marin. Ces variations auraient engendré la formation d'une ria sous laquelle le permafrost aurait fondu. Parce que la ria était plus étroite près de la mer, lorsque le fond de la ria (à nouveau émergée) a été repris par le gel, un système fermé est apparu (Pissart et French, 1977). Celui-ci a déterminé ainsi l'apparition d'un pingo de près de 1 600 m, car l'injection s'est produite à l'emplacement d'un cours d'eau qui a freiné l'avance du gel.

H. Svensson (1969) a décrit au Spitzberg un pingo du type fermé. R. Ahman (1973) l'interprète comme résultant du développement du permafrost dans les sédiments récents, à la suite de l'accumulation de sédiments et du soulèvement du terrain au post-glaciaire.

c. Pingos énigmatiques

Près de 140 pingos ont en outre été décrits sur les sables et graviers de la formation de Beaufort au sommet de l'île Prince Patrick (A. Pissart, 1967). Du fait de leur position dans la topographie, aucun système ouvert n'est conceva-

ble. Comme ces formes sont groupées selon 2 lignes plus ou moins parallèles, distantes de 2 km, l'hypothèse a été avancée qu'au moment du gel des sables de Beaufort, après la fusion d'une calotte glaciaire, des poches de sédiments non gelés ont été emprisonnées suivant une structure où des failles auraient joué un rôle (Pissart et French, 1977).

Ces exemples montrent bien que, à côté du système fermé classique en relation avec des lacs, d'autres mécanismes peuvent donner naissance à des mécanismes voisins.

d. Les pingos sous-marins

Des formes absolument identiques aux pingos du delta du Mackenzie ont été reconnues (Shearer *et al.*, 1971) sur le fond de la mer de Beaufort à 120 km au nord de la péninsule de Tuktoyaktuk. Septante-huit buttes ont été observées sur une superficie de 5 000 km² à une profondeur qui ne dépasse pas 65 m. Le diamètre moyen de ces buttes est de 400 m à leur base, tandis que leur élévation moyenne est de 30 m. D'autres ont été découvertes en quelques endroits en dehors de la zone de 5 000 km² étudiée, ce qui prouve qu'elles sont nombreuses sur la plate-forme continentale de la mer de Beaufort. L'origine de ces buttes est toujours mal connue. On ne sait si ces formes ont été submergées après leur apparition ou si elles sont nées sous le fond de la mer. Dans les deux cas, il s'agirait cependant de formes du type Mackenzie, en relation avec la prise par le gel du fond de lacs. Les deux hypothèses rencontrent cependant des objections. Il est difficile d'admettre que ces pingos aient résisté à l'érosion lors de la transgression marine. Par ailleurs, bien que l'eau du fond de la mer en septembre 1970 soit généralement sous - 1°C (et même parfois à - 1,8, ce qui est la plus basse température possible pour la salinité des eaux), il est logique de se demander si, avec une température si peu inférieure à 0°C, la pénétration du gel est assez rapide et importante pour donner naissance à des pingos en système fermé.

C. Pingos en système ouvert

En ce qui concerne les pingos en système ouvert, nous ne disposons pas à l'heure actuelle d'études comparables à celles que J.R. Mackay a poursuivies pendant plusieurs décennies dans le delta du Mackenzie. En conséquence, ces formes sont beaucoup moins connues.

La distinction entre les deux types de buttes est basée sur des considérations génétiques et pas morphologiques. Des pingos presque aussi élevés que ceux connus en système fermé ont été observés en système ouvert. (Une forme de 42 m d'élévation a été décrite au Spitzberg par Liestøl, 1977, des buttes de 30 m de hauteur ont été observées par F. Müller, 1959, au Groenland, et par Holmes, Hopkins et Foster, 1968, en Alaska). Le mécanisme génétique est, dans son principe, le même, à savoir la mise sous pression de l'eau dans le sol, mise sous pression qui, comme dans le système fermé étudié plus haut, détermine l'apparition de masses importantes de glace dans le sol. Toutefois, il ne s'agit plus ici de pression *cryostatique* mais d'un simple phénomène *hydrostatique* dû à la mise en charge d'une nappe aquifère en relation avec une différence d'altitude.

Dans le cas le plus fréquent, c'est-à-dire celui qui existe aussi bien en Sibérie (Schumskii, 1959) qu'au centre de l'Alaska (Holmes, Hopkins and Foster, 1968) et du Yukon au Canada (Hughes, 1969), ces formes apparaissent dans la zone du pergélisol discontinu. L'eau circule alors principalement, comme le montre le schéma annexé, directement

sous le pergélisol relativement peu épais. L'alimentation de la nappe est réalisée depuis la surface dans des espaces libres de pergélisol. Péwé (1975) pense que la localisation de la majorité des pingos observés en Alaska et au Yukon, au pied de versants exposés au sud, par les auteurs précédemment cités, peut s'expliquer par le fait que l'eau trouve plus facilement la possibilité de pénétrer dans le sol sur un versant d'adret que sur un versant d'ubac.

Ces pingos apparaissent habituellement au pied des versants près du contact avec le fond de la vallée. Ils se forment habituellement sur des pentes modérées (2 à 26° au Yukon, Hughes 1969) en soulevant des dépôts de pente remaniant débris de bed-rock, dépôts éoliens ou colluviaux. Dans la localisation de ces pingos, l'influence de cassures affectant le substratum a été souvent observée. Il s'agit de zones où la circulation de l'eau est plus aisée (Holmes, Hopkins and Foster, 1968). A notre connaissance, aucun pingo localisé dans la zone de pergélisol discontinu de l'Alaska ou du Yukon n'a été signalé comme soulevant la roche en place, en déformant celle-ci.

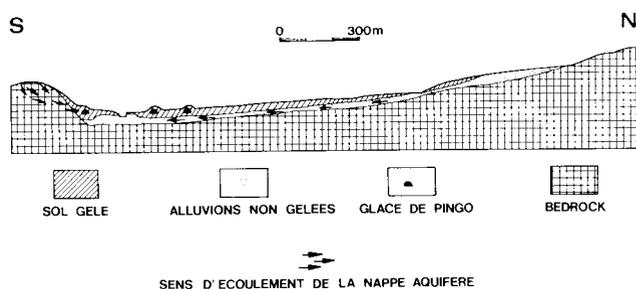


FIG. 3. — Origine des pingos nés en système ouvert ou du type Est Groenland, d'après Holmes, Hopkins et Foster (1968).

Ces pingos sont souvent très dispersés. Leur densité en Alaska atteint cependant quelquefois 10 par 260 km² (10 pour 100 square mile). Ils sont très rares dans les régions qui ont été glaciées il y a moins de 25 000 ans (Péwé, 1975). La raison en est toujours incertaine. Hughes (1969) y voit l'effet soit du remaniement des dépôts superficiels par le glacier, soit de caractéristiques différentes du pergélisol en relation avec le développement du glacier.

Au Groenland et au Spitzberg, des pingos ont été décrits dans des zones qui paraissent avoir un pergélisol continu. La démonstration de la continuité du pergélisol est parfois difficile. L'ensemble des données réunies par Liestøl (1977) pour le Spitzberg montre des variations d'épaisseur du permafrost allant de 75 à 450 m dans la région de Svalbard où il a décrit près de 70 pingos. Au NE du Groenland, Cruickshank and Colhoun (1965) mentionnent des variations d'épaisseur du permafrost allant de 80 à 220 m dans une région où ils décrivent 5 pingos caractéristiques ; ils précisent qu'ils se trouvent dans une région de permafrost continu. F. Müller (1959) considérait de la même manière que les pingos de l'est du Groenland se formaient dans une zone de pergélisol continu.

Aussi bien au Groenland (F. Müller, 1959 ; Cruickshank and Colhoun, 1965) qu'au Spitzberg (R Åhman, 1973) et également en Sibérie (Shumskii, 1959), existent des formes apparues en soulevant les roches consolidées du substratum. Ce type de pingo peut être en relation avec des failles secondaires comme le signale O'Brien (1971) au Groenland. La majorité des formes sont cependant développées

dans des dépôts meubles que constituent des dépôts de pente, des dépôts fluviaux ou des terrasses marines.

Des sources apparemment pérennes ont été souvent observées en relation avec ces pingos aussi bien en Alaska (pergélisol discontinu) (Holmes, Hopkins and Foster, 1968) qu'au Groenland (pergélisol continu) (Müller, 1959). Elles peuvent donner naissance à des groupes de pingos, les buttes apparaissent les unes à côté des autres : F. Müller (1959) en a présenté une excellente photographie. Très probablement la source étant obturée par le pingo, la venue d'eau s'est poursuivie à côté en formant des pingos proches les uns des autres. Ces venues d'eau constituent l'hiver des « naledi » qui ont été bien observés et décrits au Spitzberg (Akerman, 1980 ; Liestøl, 1977). Ils avaient déjà été signalés par F. Müller (1959) au Groenland.

Ces venues d'eau suggèrent que certaines formes sont toujours en train de se développer de nos jours. L'examen de la morphologie indique d'ailleurs qu'un certain nombre de buttes sont tout à fait actuelles, aussi bien en Alaska qu'au Groenland et au Spitzberg (Holmes, Hopkins et Foster, 1969 ; Åhman, 1973 ; O'Brien, 1971).

Plusieurs auteurs se sont interrogés sur la pression requise pour déterminer le soulèvement du sol. Müller (1959) avait déjà calculé que pour soulever le sol, la pression ne devait pas dépasser 3 ou 4 atmosphères ; pour infléchir le sol gelé, une pression plus importante, pouvant dépasser une dizaine d'atmosphères est nécessaire. Fritz Müller (1959) estimait la pression totale entre 2,5 et 18 atmosphères. Holmes, Hopkins et Foster (1968) ont parlé pour leur part de 6 à 22 atmosphères. Comme parfois la dénivellation pour atteindre la pression nécessaire ne paraît pas suffisante, Holmes, Hopkins et Foster (1968) se demandent si, parfois, la pression cryostatique ne s'ajoute pas à la pression hydrostatique pour donner naissance aux pingos étudiés.

La démonstration de l'existence d'une pression élevée sous un pingo de type ouvert a seulement, à notre connaissance, été donnée pour un pingo de 18 m de hauteur et toujours en cours de croissance (20 cm/an) en Chine, sur le plateau de Qinchai-Xizang (Cui Shijiu, 1980). Situé dans une région où l'auteur pense que le pergélisol est continu (bien que la température moyenne annuelle y soit de - 4° C, lettre personnelle), un forage a traversé 14 m de glace avant de voir jaillir jusqu'à une élévation de 22 m de l'eau, des gaz et de la boue. Malheureusement, nous possédons très peu de détails sur cette étude pour laquelle l'auteur précise que les pingos sont localisés à un emplacement où se croisent des failles. La hauteur des sommets voisins dépasse de 500 m l'altitude de 4 650 m où est localisée la forme étudiée.

Le type de glace constituant ces pingos nés en système ouvert a été rarement décrit. O'Brien (1971) a observé cependant au Groenland de grands cristaux de glace qu'il considérait comme de la glace d'injection typique. Il n'y a évidemment aucune raison de croire que la nature de la glace est différente de celle de formes nées en système fermé.

Les pingos en système ouvert sont donc liés à la circulation d'eau sous pression, sous ou dans le pergélisol. Les conditions de circulation de l'eau dépendent de la nature et de la disposition des dépôts meubles, de la fissuration de la roche en place, comme aussi des caractéristiques locales du pergélisol. Ces facteurs éminemment variables font que le mécanisme de formation de ces pingos est, comme le signale Holmes, Hopkins et Foster (1968), toujours très pauvrement compris.

D. Buttes saisonnières

Dans cet article de synthèse, il nous paraît nécessaire de dire quelques mots des buttes saisonnières dont la similitude avec les pingos est considérable quoique leur hauteur soit en général bien inférieure à 3 m. Il s'agit de buttes formées par apparition d'une masse de glace dans la couche active. Ces buttes sont donc condamnées à disparaître lors de l'été qui suit leur apparition ou, si leur fusion n'a pas été complète la première année, lors des étés suivants.

D'après Shumskii (1959), ces buttes peuvent apparaître comme les pingos soit par congélation d'un système fermé formé dans la couche active, soit par la mise en charge d'une nappe aquifère alimentant la couche qui gèle et dégèle chaque année. Vu leur durée éphémère, ces formes ne sont pas considérées comme des pingos. Porsild (1938) avait déjà décrit et photographié à l'emplacement d'une source où s'est formé par la suite un pingo (Mackay, 1979), une butte saisonnière apparue par injection d'eau dans la couche active, butte qui n'a évidemment persisté que 2 ou 3 années.

Un autre type de forme, dont la genèse est très voisine, a été récemment décrit en Chine dans les Monts Wuli et au pied des Monts Tanggula (Cui Zhiju, 1979). Il s'agit de buttes apparues en système fermé et qui peuvent atteindre 3 m d'élévation. Ces buttes explosent littéralement à la fin du mois de juin ou de juillet. De la boue et de l'eau sont projetées en l'air jusqu'à 10 et 15 m de hauteur et dans un rayon de 10 m. Cette projection s'explique par l'existence au sein des buttes de quantités importantes de gaz (probablement du CO₂). Après leur explosion subsiste un cratère profond, à l'emplacement où le phénomène s'est produit. L'auteur propose d'appeler ce type de forme les « pingos du Mont Wuli ». Ne persistant que quelques mois, ces formes ne paraissent pas mériter le nom de pingo. Elles pourraient être plus heureusement dénommées les « buttes saisonnières du Mont Wuli ».

LES PALSES

INTRODUCTION

Il existe d'autres buttes que les pingos, dont le soulèvement est dû à l'apparition dans le sol de masses de glace qui se conservent de nombreuses années. Il s'agit des palse, formes qui, en général, ne sont pas confondues avec les pingos. Comme la distinction avec les pingos réside essentiellement dans le mécanisme qui leur donne naissance, nous commencerons par discuter du mode d'apparition de ces buttes.

MÉCANISME DE FORMATION

Tous les auteurs s'accordent pour dire que les palse sont des buttes apparues suite à la formation dans le sol de glace de ségrégation. Cette glace naît par cryosuccion, sans mise sous pression de l'eau semblable à celle qui se produit

pour les pingos. Les palse typiques correspondent d'ailleurs à des îlots de pergélisol. Aucune controverse n'est apparue dans la littérature concernant la genèse de ces formes, du moins depuis que l'on connaît l'origine de la glace de ségrégation suite aux travaux de Taber vers 1930. Auparavant, leur origine était inexpliquée.

DESCRIPTION DES PALSES

La morphologie des palse est plus variée encore que celle des pingos. Wrammer (1967), Schunke (1973) et Åhman (1977) en ont donné des classifications assez voisines l'une de l'autre. Nous reproduisons ci-dessous celle du dernier auteur cité qui associe dans la description, forme et structure interne. Ce travail de R. Åhman (1977) a eu pour objet les palse de la Norvège septentrionale ; sa classification paraît cependant valable à l'échelle mondiale. Il distingue (p. 138) 5 types de palse, à savoir :

1. *Les palse en forme de dôme*. Celles-ci ressemblent extérieurement aux pingos. Elles présentent en plan une forme circulaire ou ovale. Leur élévation au-dessus du sol environnant peut exceptionnellement atteindre 10 m. Ces formes apparaissent généralement en des endroits où l'épaisseur de tourbe est considérable et dépasse souvent 3 m. La glace de ségrégation se forme dans la tourbe. Quand elle apparaît dans le sol minéral sous-jacent, la forme de la butte se modifie et devient plus complexe.



FIG. 4. — Palse en dôme de Laponie finlandaise à proximité de Kevo.

2. *Les palse en forme d'esker*. Se présentent comme de longues rides de 2 à 6 m d'élévation et de 50 à 500 m de longueur. Leur allongement est parallèle à la pente. La glace de ségrégation des formes les plus typiques se développe dans le matériel minéral sous-jacent.

3. *Les palse cordées*. Leur hauteur ne dépasse pas 2 m. Leur longueur varie de 25 à 100 m. Elles se présentent comme des rides parallèles allongées perpendiculairement à la pente. Une transition entre ce type de formes et des tourbières cordées a été observée. Ces formes sont constituées généralement de tourbe mais dans les cas où celle-ci est trop peu épaisse, le sol minéral participe au relief.

4. *Les palse en plateau*. Leur élévation ne dépasse généralement pas 1,5 m. Elles couvrent souvent une surface de 1 000 à 50 000 m² mais peuvent atteindre cependant

1 km². La surface de la palse est légèrement onduleuse et présente souvent quelques dépressions thermokarstiques inondées. Les limites latérales de ces palses sont raides. La tourbe n'y a qu'une épaisseur de 50 à 75 cm. La glace de ségrégation est accumulée dans le sol minéral sous-jacent.

5. *Les palses complexes* apparaissent sous une forme très compliquée et couvrent des étendues importantes. Des formes individuelles sont difficiles à reconnaître. Des formes d'érosion et de désintégration y voisinent avec des formes en croissance. En général, la glace de ségrégation est développée dans le sol minéral.

PALSES MINÉRALES ET ORGANIQUES

Toutes ces palses affectent donc des tourbières. Aussi, de nombreux auteurs considèrent que la couverture de tourbe constitue une des caractéristiques fondamentales des palses (Lundquist, 1965 ; Friedman et al., 1971 ; Seppala, 1972). Ce dernier auteur propose même de distinguer pingo et palse uniquement sur ce critère. Le terme « palse » dans la littérature scientifique indiquait depuis 1910 des formes constituées uniquement de tourbe (R. Åhman, 1977). Toutefois, il est bien démontré maintenant que beaucoup de palses résultent d'une accumulation de glace dans le sol minéral, sous la tourbe. La couche de tourbe peut, dans certains cas, être très mince et même absente. Friedman et al. (1971) ont décrit en Islande une coupe avec seulement 25 cm de tourbe au sommet et 15 cm sur les bords. M. Seppala (1980), en Colombie britannique, a étudié une palse recouverte seulement par 7 cm de tourbe.



FIG 5. — Palse minérale dans la vallée de l'Aveneau à 30 km à l'Est de Fort Chimo, Canada.

Wranner (1967) a décrit de vraies palses minérales sans tourbe en surface en Laponie. L'existence de ces formes était d'ailleurs soupçonnée, suite notamment aux recherches de H. Svensson (1964). Des formes semblables ont aussi été décrites au Québec en 1973 par D. Lagarec. Aussi, R. Åhman (1977) propose-t-il de considérer comme palse une butte due à l'apparition de glace de ségrégation dans le sol sans que nécessairement il existe de la tourbe en surface. Il s'agit alors de palses purement minérales. C'est sous ce nom de « palses minérales » qu'il oppose au terme de « palse organique » que J.C. Dionne (1978) a décrit de nombreuses formes en Jamésie (Québec subarctique)

montrant leur identité avec les buttes minérales cryogènes de divers auteurs (Payette et al., 1976 ; Payette et Séguin, 1979 ; Lagarec, 1978). Décrivant et montrant une grande variété de formes, ces études canadiennes sont actuellement les plus importantes sur le sujet. Nous pensons que beaucoup des formes fossiles qui sont connues actuellement sous le nom de traces de pingos sont des traces de palses minérales. Il en est ainsi en tout cas pour les « viviers » des Hautes Fagnes, en Belgique, qui témoignent de l'apparition au cours du dernier Dryas de palses minérales en dôme, en forme d'esker et du type complexe (A. Pissart, 1974 ; Pissart et Juvigné, 1981).

LE CLIMAT ET LE PERGÉLISOL EN RELATION AVEC LES PALSES

Les palses ont été partout observées à la limite du pergélisol, soit en des régions où la température moyenne annuelle est comprise entre -1 et -5° C. Voici quelques valeurs de température moyenne annuelle qui ont été citées : Åhman (1967), Norvège, -2 à -3° C ; Dionne (1978), Jamésie, Québec, -1 à -4° C pour les palses boisées, -4 à -4,5° C pour la principale zone de palses non boisées ; Friedman et al. (1971), Islande, entre -1,2 et -1,9° C ; Hamelin et Cailleux (1969), Québec, -5° C ; Heim (1976), Québec, -4,5° C ; Seppala (1980), Colombie britannique, Canada, entre -2 et -3° C ; Zoltaï et Tarnocai (1971), Manitoba, -1,2° C. Payette et al. (1976) signalent que les palses minérales auraient une extension plus septentrionale que les palses organiques. Partout ces formes correspondent ainsi à la zone du pergélisol discontinu dont elles constituent souvent les îlots les plus méridionaux. Elles indiquent l'existence d'un pergélisol local et sporadique (Dionne, 1978). Le pergélisol n'existe que sous la palse ; il fait totalement défaut en bordure de celle-ci.

L'épaisseur du permafrost sous la palse a été rarement observée. Zoltaï et Tarnocai (1971) ont décrit une épaisseur de sol gelé de l'ordre de 5,50 m sous une palse boisée de 1,50 m d'élévation. Evseev (1973) indique que, en URSS, l'épaisseur du sol gelé est fonction de la hauteur de la palse. Il atteint en général 6 à 8 m de profondeur pour des palses de 1 à 2 m de hauteur ; 10 à 12 m pour des palses de 2 à 4 m d'élévation et 15 à 20 m pour des palses de 8 à 10 m. Des variations existent cependant selon la température moyenne. Ainsi, Evseev (1973) signale qu'en URSS d'Europe, à la limite sud de la zone d'apparition de ces formes, pour une palse de 3,5 m, l'épaisseur gelée est de 11 m ; à la limite nord, elle atteint 16 m.

L'épaisseur de la couche active est variable sur les palses ; 30 à 60 cm et 60 à 95 cm en Islande dans la région étudiée respectivement par Schunke (1973) et Friedman et al. (1971) ; 43 à 127 cm sur une palse boisée étudiée par Zoltaï et Tarnocai (1971) au Manitoba. Seppala (1976), qui a suivi la température au sein d'une palse pendant tout un été, a montré que le dégel était plus important sur le versant exposé au sud.

TYPE DE GLACE

La glace de ségrégation observée au sein des palses se présente principalement sous forme de lentilles horizontales

les. A la partie supérieure du sol, des veines horizontales et verticales donnent au sol un aspect bréchi que caractéristique (H. Svensson, 1964 ; R. Åhman, 1977). Les lentilles de glace peuvent être très épaisses : 15 cm (Seppala, 1980) ; 10 cm (Zoltaï et Tarnocai, 1971). La quantité d'eau contenue est évidemment très considérable. Elle peut aller jusqu'à 178% en poids d'un échantillon prélevé au sein de la butte (Åhman, 1977).

Pour que des palses apparaissent, la première condition est l'existence d'un matériau favorable à l'apparition de glace de ségrégation. Les silts constituent, de ce fait, un matériau privilégié pour l'apparition de ces formes. 19 à 50% de silt et d'argile ont été citées par Åhman (1977) pour les palses en plateau. Ces valeurs sont portées entre 57 et 86% pour les palses complexes. Ces données résultent d'analyses effectuées en quatre sites différents de Laponie.

Le tableau que nous avons vu précédemment donne, d'après des expériences de laboratoire, la valeur de la pression en kg/cm² (à l'interface glace/eau où se nourrit la lentille) qui limite la croissance et donc l'apparition de la glace de ségrégation. A condition de connaître la densité des formations surincombantes, il est possible de déduire de ce tableau 1, la profondeur à laquelle peut apparaître de la glace de ségrégation. En admettant une densité moyenne de 1,5, cette profondeur est de 0,5 m dans des sables moyens et fins, 1 m dans des silts moyens, 3,3 m dans des silts fins, 13 m dans des argiles silteuses et plus dans des argiles. Comme cette glace de ségrégation se forme à une certaine profondeur, il est clair que des palses ne pourront pratiquement jamais dépasser une élévation de 10 m.

Ajoutons encore à propos de ce calcul que la densité du matériau soulevé joue un grand rôle dans la hauteur que peuvent avoir les buttes. Dans de la tourbe légère, la croissance est beaucoup plus facile puisque la pression surincombante est moindre.

Une humidité suffisante permettant la croissance des lentilles de glace est aussi indispensable. Il faut encore que le sol ne dégèle pas en été et donc que la quantité de chaleur qui pénètre en été, soit inférieure à la quantité qui s'en échappe pendant l'hiver. Le rôle d'isolant joué par la tourbe, spécialement en été, est invoqué (Åhman, 1977 ; Zoltaï et Tarnocai, 1971). La tourbe sèche est en effet pendant la saison chaude un bon isolant thermique. Gelée en hiver, avec une certaine quantité de glace, elle voit augmenter considérablement sa conductibilité thermique. Un rôle très important est joué par la couverture neigeuse (Svensson, 1961). Les sommets des palses sont généralement dénudés (Åhman, 1977) par la déflation éolienne. Si la dénudation n'est pas totale, l'accumulation de neige est cependant souvent moindre en cet endroit (Payette et Lagarec, 1972). Ainsi, le gel pénètre plus facilement pendant l'hiver (Brown, 1970) et un assèchement superficiel se produit plus rapidement pendant l'été (Lindqvist and Mattson, 1965). Au sein des palses boisées décrites par Zoltaï (1970) et par Zoltaï et Tarnocai (1971), l'action du vent est forcément très limitée. Ces auteurs mentionnent en effet que les palses, à la limite sud, peuvent supporter des peuplements denses de sapins noirs et moins souvent des bouleaux. Ce boisement a le plus grand effet sur l'épaisseur de la couche active : elle diminue sous la forêt en relation principalement avec une diminution de l'épaisseur de neige (Zoltaï et Tarnocai, 1971).

ASPECT DE SURFACE

A la surface des palses existe généralement un réseau de fissures béantes, traversant la couche active et pénétrant même parfois de 10 à 20 cm dans le permafrost (Åhman, 1977). L'origine possible de ces fissures est, selon Svensson (1961), soit le résultat de la tension lors de la croissance de la butte, soit des phénomènes de dessiccation en relation avec l'assèchement de la tourbe soulevée par la palse, soit enfin l'action de la rétraction thermique l'hiver quand le vent a enlevé la neige. Åhman (1977) pense que les fissures pénétrant dans le permafrost sont dues à ce dernier phénomène.

Ces fissures ne paraissent pas, selon Seppala (1976), provoquer un dégel plus rapide en cet endroit, l'air froid s'accumulant et persistant dans les fissures pendant l'été. Par contre, l'eau de pluie en pénétrant plus facilement dans le sol en ces endroits y favorise la fusion.

FORMES DE FUSION

De nombreuses palses subissent des phénomènes d'érosion et de fusion qui résultent principalement de phénomènes thermokarstiques. Déjà au cours de leur croissance, les palses sont fréquemment entourées d'une dépression circulaire inondée. Celle-ci serait due à l'affaissement de la tourbe suite au poids de la palse en croissance (Åhman, 1977). Par la suite, cette mare par thermo-érosion (Svensson, 1961 ; Wrammer, 1967 ; Hamelin et Cailleux, 1969) se développe au sein de la palse elle-même, l'attaquant latéralement et provoquant l'éboulement du matériau qui la recouvre. Il existerait ainsi un véritable cycle dans l'évolution des palses. Ross Mackay (1978) a insisté sur la différence fondamentale que présentaient les pingos et les palses au moment de leur fusion : destruction par le centre, avec la forme de volcan pour les pingos, effondrement latéral pour les palses. Cette évolution paraît souvent vérifiée pour les palses organiques. Par contre, diverses observations (Lagarec, 1973 ; Dionne, 1978 ; Pissart et Gangloff, en préparation), indiquent que pour des palses minérales, la fusion peut se faire par le sommet.

Indépendamment de cette croissance suivie de fusion sans modification de climat, un réchauffement climatique est évidemment susceptible de provoquer la dégradation de nombreuses palses d'une région. R. Åhman (1977), en étudiant les températures moyennes de Laponie, croit que de très nombreuses formes au stade dégénératif proviennent de l'amélioration de la température moyenne qui s'est produite de 1931 à 1960. Le refroidissement observé de 1960 à 1974 serait responsable de l'existence de nombreuses formes embryonnaires.

Bien que la majorité des auteurs voient dans les palses des formes résultant directement du soulèvement local du sol, quelques auteurs, et spécialement Schunke (1973) en Islande, ont décrit des champs de palses qui seraient dues à la dégradation par fusion d'une surface soulevée par le gel. Divers auteurs dont Jahn (1976), Lagarec (1976), Payette et al. (1976) confirment l'existence de ces deux types de palses.

Des paises peuvent cependant être fort anciennes : Åhman (1977), en Laponie, par C¹⁴ estime pour deux formes étudiées qu'elles ont commencé à apparaître il y a 750 ans pour l'une et 2 450 ans pour l'autre. Heim (1976), dans le Nouveau-Québec, propose pour une paise étudiée, 4 900 ans. Pareille datation est toujours délicate puisque c'est l'arrêt de l'accumulation de tourbe qui est déterminé.

CONCLUSION

La distinction entre les différents types de buttes périglaciaires que nous venons d'étudier doit être basée sur les mécanismes qui leur donnent naissance.

Dans cette optique, et en suivant une proposition avancée dès 1972 par P. Wrammer, le terme de « pingo » devrait être conservé pour des buttes pluriannuelles (formées de glace de ségrégation ou d'injection) qui sont apparues suite à la mise sous pression de l'eau du sol. Si cette eau est mise sous pression sous l'action du gel, il s'agit de pingos nés suite à une pression cryostatique, qui portent actuellement les noms de pingos nés en système fermé ou pingos du type Mackenzie. L'eau sous pression sous l'action de la gravité dans une région accidentée, donne des pingos nés suite à une pression hydraulique, qui portent dans la littérature les noms de pingos nés en système ouvert ou du type Groenland.

Le terme « paise » devrait être appliqué à toutes les buttes pluriannuelle apparaissant par cryosuction sans mise sous pression de la nappe aquifère. De forme souvent très complexe, ces buttes apparaissent généralement dans des tourbières (paises organiques); toutefois, elles peuvent exister indépendamment d'une couverture de tourbe et méritent alors le nom de paises minérales.

Le terme « pingo » est utilisé pour désigner une butte clairement limitée au premier coup d'œil. Le terme paise par contre, quand il est appliqué à une forme étendue (paise en plateau) correspond à une butte moins évidente dans le paysage. Toutefois, les paises sont toujours limitées par un abrupt net, bien marqué dans la topographie. En précisant qu'un tel abrupt est indispensable pour utiliser le terme « paise », il n'existe pas de risque de confondre les paises avec une surface soulevée par de la glace de ségrégation.

Comme nous l'avons rappelé, plusieurs auteurs ont proposé de considérer que la couverture de tourbe est la caractéristique permettant de distinguer les paises et les pingos. Au point de vue génétique, cette proposition signifierait que la mauvaise conductibilité thermique de la tourbe soulevée est le phénomène essentiel de ces formes. Sans vouloir diminuer l'importance de ce phénomène, il faut toutefois remarquer que plusieurs objections peuvent être formulées contre cette proposition : 1) des pingos typiques sont recouverts de tourbe (voir fig. 29, p. 20 de J.R. Mackay, 1979) ; 2) il existe toutes les transitions entre des paises organiques et minérales ; 3) des buttes apparues sous la tourbe dans la zone de pergélisol profond et continu devraient être considérées comme des paises (formes décrites par A.L. Washburn à la conférence du permafrost en 1983).

Les paises sont distribuées dans la zone de pergélisol

discontinu. Des pingos nés par pression hydraulique existent dans la même zone ; d'autres apparaissent où le pergélisol est continu. Les pingos nés par pression cryostatique demandent un pergélisol profond correspondant à une température moyenne plus basse que les formes précédentes.

Les traces de buttes périglaciaires, que l'on retrouve notamment sur le plateau des Hautes Fagnes en Belgique, Pissart et Juvigné (1981), et au Pays de Galles, Pissart (1963), sont incontestablement des traces de paises minérales bien développées dont nous avons trouvé l'équivalent dans le Québec septentrional (Pissart et Gangloff, 1984). C'est à tort que l'on considère aujourd'hui comme des traces de pingos toutes les dépressions entourées d'un rempart. Elles peuvent en effet résulter aussi de la fusion de paises minérales.

RÉFÉRENCES

- ÅHMAN (R.), 1973. Pingos i Adventdalen och Reindalen på Spetsbergen. *Svensk Geografisk Arsbok*, 49, p. 190-197.
- ÅHMAN (R.), 1976. The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, p. 25-31.
- ÅHMAN (R.), 1977. Palsar i Nordnorge. Meddelanden från Lunds Universitets. Geografiska Institutionen. Avhandlingar 78, 165 p.
- ÅKERMAN (J.), 1980. Studies on periglacial geomorphology in West Spitzbergen. Meddelanden från Lunds Universitets. The royal University of Lund. Sweden. Department of Geography. 297 p.
- BALKWILL (H.R.), ROY (K.J.), HOPKINS (W.S.) and SLITER (W.V.), 1974. Glacial features and pingos. Amund Ringnes Island, Arctic Archipelago. *Can. Journ. Earth Sciences*, 11, p. 1319-1325.
- BARR (W.) and SYROTEUK (M.), 1973. The pingos of the Tuktoyaktuk area. *The Musk-Ox. A journal of the North*, n° 12, p. 3-12.
- BROWN (R.J.E.), 1970. Occurrence of permafrost in Canadian peatlands. Proceedings Third Intern. Peat Congress (Québec, Canada). Conseil Nat. Recherches Canada. *Research paper*, 432, p. 174-181.
- BROWN (R.J.E.), 1973. Ground ice as an initiator of landforms in permafrost regions. National Research Council. *Technical paper n° 431 of the Division of building research*, p. 25-42.
- BROWN (R.J.E.), et KUPSCH (W.O.), 1979. Terminologie du pergélisol. Mémoire technique n° 111 du Conseil national des Recherches du Canada, 66 p.
- BURNS (J.J.), 1964. Pingos in the Yukon-Kuskokwim delta, Alaska: their plant succession and use by Mink. *Arctic*, 17, p. 203-210.
- CRUICKSHANK (J.G.) and COLHOUN (E.A.), 1965. Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, Northeast Groenland. *Geografiska Annaler*, 47, Ser. A, T. 4, p. 224-236.
- CUI ZHUIU, 1980. Preliminary study on some characteristic features of periglacial phenomena on Qinghai-Xizang Plateau. *Revue Tongbao*, Beijing, China, 25, n° 8, p. 700-705.
- DIONNE (J.C.), 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géogr. Phys. Quat.*, 32, n° 3, p. 187-247.
- EVERETT (D.H.), 1961. The thermodynamics of frost damage to porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57, n° 465, part. 9, p. 1541-1551.

- EVSEEV (V.P.), 1973. Monticules de boursoufflement de migration. *In* : Actes de la 2^e conférence internationale sur le permafrost. Yakutsk, 2, p. 98-102.
- FLEMAL (R.C.), HINKLEY (K.C.) and HESLER (J.L.), 1969. Fossil pingo field in North-central Illinois. *Geol. Soc. Am.*, Pt 6, p. 16.
- FLEMAL (R.C.), HINKLEY (K.C.) and HESLER (J.L.), 1969. Fossil pingo field in north central Illinois. *Geol. Soc. Am.*, Mem. 136.
- FLEMAL (R.C.), 1976. Pingo and pingo scars: their characteristics, distribution and utility in reconstructing former permafrost environments. *Quaternary research*, 6, p. 37-53.
- FORSGRÉN (B.), 1968. Studies of palsas in Finland, Norway and Sweden 1964-1966. *Biuletyn Peryglacjalny*, 17, p. 117-123.
- FRASER (J.K.), 1956. Physiographic notes on features in the Mackenzie delta area. *Le géographe canadien*, n° 8, p. 18-23.
- FRENCH (H.M.), 1971. Ice cored mounds and patterned ground, southern Banks Island, Western Canadian Arctic. *Geografiska Annaler*, 53A, p. 32-38.
- FRENCH (H.M.), 1976. *The periglacial environment*. Longman group limited. London and New York, 309 p.
- FRENCH (H.M.) and DUTKIEWICZ (L.), 1976. Pingos and pingo-like forms. Banks Island, Western Canadian Arctic. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, p. 211-222.
- FRIEDMAN (J.D.), JOHANSSON (C.E.), OSKARSSON (N.), SVENSSON (H.), THORARINSSON (S.) and WILLIAMS (R.S. Jr.), 1971. Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. Photo interpretation and field studies. *Geografiska Annaler*, 53, Ser. A, 1971, 3-4, p. 115-145.
- GELL (ALAN), 1978. Fabrics of icing-mound and pingo ice in permafrost. *Journal of Glaciology*, 20, n° 84, p. 563-569.
- GORBUNOV (A.P.), 1969. La région périglaciaire du Tian-Chan. *Biuletyn Peryglacjalny*, 19, p. 151-174.
- HAMELIN (L.E.) et CAILLEUX (A.), 1969. Les palses dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine. *Rev. Geogr. Montréal*, 23, n° 3, p. 329-337.
- HEIM (J.), 1976. Étude palynologique d'une palse de la région de Richmond (Nouveau Québec — Canada). *Cahiers de Géogr. du Québec*, 20, n° 50, p. 221-238.
- HOLMES (G.W.), HOPKINS (D.M.) and FOSTER (H.L.), 1968. *Pingos in central Alaska*. Geological Survey Bulletin 1241 H. — Washington. USA, 40 p.
- HUGHES (O.L.), 1969. Distribution of open system pingos in Central Yukon territory with respect to glacial limits. Paper 69-34. Geol. Survey of Canada, Ottawa, 8 p.
- HUSSEY (K.M.) and MICHELSON (R.W.), 1966. Tundra relief features near Pt Barrow, Alaska. *Arctic*, 19, p. 162-183.
- JAHN (A.), 1975. *Problems of the periglacial zone* (translated from Polish). National Science Foundation, Washington DC, 223 p.
- JOHNSTON (G.H.) and BROWN (R.J.E.), 1961. Effect of a lake on distribution of permafrost in the Mackenzie River delta. *Nature*, 192, p. 251-252.
- JUDGE (A.S.), TAYLOR (A.E.) and BURGESS (M.), 1979. *Canadian Geothermal data collection, northern welles, 1977-78*. Ottawa, Energy Mines and Resources. Earth Physics branch. Geothermal Series, n° 11, 187 p.
- KRINSLEY (D.B.), 1965. Birch Creek pingo, Alaska. *Prof. Paper 525 C*. U.S. Geol. Survey. Washington D.C., p. C133-C136.
- LAGAREC (D.), 1973. Éléments de la morphologie cryogène du golfe de Richmond, Nouveau Québec. *Cah. Géogr. Québec*, 17, n° 42, p. 465-482.
- LAGAREC (D.), 1976. Étude géomorphologique de palses dans la région de Chimo, Nouveau Québec, Canada. *Cah. Géol.*, n° 92, p. 153-163.
- LEFFINGWELL (E.), 1919. *The Canning River Region, Northern Alaska*. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 109, 251 p.
- LIESTÖL (O.), 1977. *Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen*. Norsk Polarinstittutt, Arbok 1975 — Oslo, p. 7-29.
- LINDQVIST (S.) and MATSSON (J.O.), 1965. Studies on the thermal structure of a pals. *Svensk Geogr. Arsbok*, 40, p. 38-49.
- LUNDQUIST (J.), 1969. Earth and ice mounds a terminological discussion. *The periglacial environment*. Editor T.L. Péwé, p. 203-215. Montréal. McGill-Queen's Univ. Press, 487 p.
- MAARLEVELD (G.C.), 1965. *Frost Mounds*. A summary of the literature of the past decade. Meded. geol. Sticht. Nieuwe Serie, 17, 16 p.
- MACKAY (J.R.), 1962. Pingos of the Pleistocene Mackenzie River delta area. *Geogr. Bull.*, 18, p. 21-63.
- MACKAY (J.R.), 1963. *The Mackenzie delta area*, NWT Geogr. branch. Mem. 8, Dep. Mines Tech. Survey. Ottawa, 202 p.
- MACKAY (J.R.), 1965. Gas-domed mounds: in permafrost, Kendall Island, NWT. *Geogr. Bull.*, 7, p. 105-115.
- MACKAY (J.R.) and STAGER (J.K.), 1966. The structure of some pingos in the Mackenzie Delta area, NWT — *Geogr. Bull. (Canada)*, n° 4, p. 360-368.
- MACKAY (J.R.), 1972. Some observations on the growth of pingos, in *Mackenzie Delta area Monograph*. Edited by Denis E. Kerfoot. Published by Brock University St Catharines, Ontario, p. 141-148.
- MACKAY (J.R.), 1973. *Some aspects of permafrost growth*. Paper 73-1A. Geol. Survey of Canada, Ottawa. p. 232-233.
- MACKAY (J.R.), 1973. The growth of pingos, Western Arctic Coast, Canada. *Can. Journ. Earth Sci.*, 10, p. 979-1004.
- MACKAY (J.R.), 1973. Problem in the origin of massive icy beds, Western arctic, Canada. North American Contribution. Second International Conference on Permafrost. National Academy of Sciences. Washington, pp. 223-227.
- MACKAY (J.R.) and BLACK (R.F.), 1973. Origin, composition and structure of perennially frozen ground and ground ice: a review. North American Contribution. Second International Conference on Permafrost. National Academy of Sciences, p. 185-192.
- MACKAY (J.R.), 1976. The age of Ibyuk pingo, Tuktoyaktuk peninsula, District of Mackenzie. *Geol. Surv. Can. Paper*, 76-1B, p. 59-60.
- MACKAY (J.R.), 1977. Pulsating pingos, Tuktoyaktuk peninsula, NWT. *Can. Journ. of Earth Sci.*, 14, n° 2, p. 209-222.
- MACKAY (J.R.), 1978. Sub-pingo water-lenses, Tuktoyaktuk peninsula, NWT. *Can. Journ. of Earth Sci.*, 15, n° 8, p. 1219-1227.
- MACKAY (J.R.), 1979. Pingos of the Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest territories. *Geogr. phys. Quat.*, 33, n° 1, p. 3-61.
- MULLER (F.), 1954. Beobachtungen über Pingos. *Medd. om Grönland*, 153 (3), 127 p. (Translation 1073 of the Canada Nat. Res. Council, 117 p., 1959).
- O'BRIEN (R.), 1971. Observations on pingos and permafrost hydrology in Schuchert Dal, N.E. Greenland. *Medd. om Grönland*, Bd 195, n° 1, p. 1-19.
- PAYETTE (S.) et LAGAREC (D.), 1972. Observations sur les conditions d'enneigement à Poste-de-la-Baleine, Nouveau Québec, hiver 1972, *Cahiers Géogr. Québec*, 16 (39), p. 469-481.
- PAYETTE (S.) et SEGUIN (M.K.), 1979. Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau Québec. *Géogr. phys. Quat.*, 33, n° 3-4, p. 339-357.
- PAYETTE (S.), SAMSON (H.) et LAGAREC (D.), 1976. The evolution of permafrost in the Taiga and in the frost tundra, western Quebec-Labrador Peninsula. *Can. Journ. For. Res.*, 6, n° 2, p. 203-220.
- PEWE (T.L.), 1975. *Quaternary Geology of Alaska*. US Geol. Survey Prof. Paper 835, 145 p.
- PISSART (A.), 1963. Les traces de pingos du Pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeit. f. Geomorph.*, 7, p. 147-165.
- PISSART (A.), 1967. Les pingos de l'île Prince Patrick (76° N, 120° W). *Geographical Bulletin*, 9, p. 189-217.

- PISSART (A.), 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos ? *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97, p. 359-381.
- PISSART (A.) et FRENCH (H.M.), 1976. Pingo investigations, north-central Banks Island, Canadian Arctic. *Journ. Can. Sc. Terre*, 13, n° 7, p. 937-946.
- PISSART (A.) et FRENCH (H.M.), 1977. The origin of pingos in regions of thick permafrost, Western Canadian Arctic. *Quaestiones Geographicae*, 4, p. 149-159.
- PISSART (A.) et JUVIGNE (E.), 1981. Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palsa) de la Konnerzvenn, Hautes Fagnes, Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 103, p. 73-86.
- PORSILD (A.E.), 1929. *Reindeer grazing in northwest Canada*. Ottawa, Dept. Interior. NWT and Yukon branch, 46 p.
- PORSILD (A.E.), 1938. Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America. *Geogr. Rev.*, 28, p. 46-58.
- RAMPTON (V.N.) and MACKAY (J.R.), 1971. Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richard Island and nearby areas, District of Mackenzie. *Can. Geol. Survey Paper*, 71-21, 16 p.
- ROTNIICKI (K.) et BABINSKI (A.), 1977. Cryogenic Relief in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin. *Bull. Acad. polonaise Sc. de la Terre*, XXV, n° 3-4, 1977, p. 141-148.
- SALMI (M.), 1970. Investigations on palsas in Lapland Finnish. Ecology of the subarctic regions. *Écologie des régions subarctiques*, p. 143-153. Paris.
- SCHUNKE (E.), 1973. Palsen und Kryokarst in Zentral-Island. *Akad. Wiss. Göttingen Nachrichten*. II. Math. Kl., 4, p. 65-102.
- SEGUIN (M.K.) et CREPAULT (J.), 1979. Étude géophysique d'un champ de palses au Poste de la Baleine, Nouveau Québec. *Géogr. phys. Quat.*, 33, n° 3-4, p. 327-337.
- SEPPALA (M.), 1976. Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö. Finnish Lapland, in 1974. *Biuletyn Peryglacialny*, 26, p. 17-24.
- SEPPALA (M.), 1972. The term "palsa". *Zeit. Geomorph.*, 16, 4, p. 463.
- SEPPALA (M.), 1972. Pingo like remnants in the Peltojärvi area of Finnish Lapland. *Geografiska Annaler*, 54 A, 1, p. 38-45.
- SEPPALA (M.), 1972. Palsojen Levinneisydestä Fennoskandiassa. *Terra*, 84, p. 273-274.
- SEPPALA (M.), 1980. Stratigraphy of a silt cored palsa, Atlin region, British Columbia, Canada. *Arctic*, 33, n° 2, p. 357-365.
- SHEARER (J.M.), MACNAB (R.F.), PELLETIER (B.R.) and SMITH (T.B.), 1971. Submarine pingos in the Beaufort sea. *Science*, 174, n° 4011, p. 816-818.
- SHUMSKII (P.A.), 1959. Principles of geocryology (permafrost studies). Part I. General cryology. Chapter IX, ground (subsurface) ice. p. 274-327. Technical translation 1130 by C. de Leuchtenberg, National Research Council of Canada. Ottawa 1964.
- SOLOVIEV (P.A.), 1952. Les boulgouniaks de la Yakoutie centrale. Chapitre 3 du livre *Études des glaces éternelles dans la république de Yakoutie*. Édition Acad. Sc. URSS Moscou, p. 227-258. En russe. Traduction orale de Madame Clemens.
- SPARKS (B.W.), WILLIAMS (R.B.G.) and BELL (F.G.), 1972. Pingos Grande-Bretagne. *Proc. R. Soc. A.*, 327, 329-343.
- STAGER (J.K.), 1956. Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. *Canadian Geographer*, 7, p. 13-20.
- SVENSSON (H.), 1978. Frozen-Ground morphology of north-easternmost Norway. *Ecology of the subarctic regions. Proceeding of the Helsinki Symposium*, p. 161-168.
- SVENSSON (H.), 1961. Några iakttagelser från palsområden. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, XIII, 5-6, p. 212-227.
- SVENSSON (H.), 1969. A type of circular lakes in Northernmost Norway. *Geografiska Annaler*, 51a, p. 1-12.
- SVENSSON (H.), 1971. Pingos i Yttre Delen an Adventdalen. *Norsk Polarinstitut*. Oslo, p. 168-174.
- SVENSSON (H.), 1964. Structural observations in the minerogenic core of a pals. *Svensk geografisk årsbok*, 40, p. 138-142.
- SVENSSON (H.), 1976. Pingo problems in the Scandinavian countries. *Biuletyn Peryglacialny*, 26, p. 33-40.
- TARNOCAI (C.) and NETTERVILLE (J.A.), 1976. Some characteristics of a pingo in the Simpson Peninsula. *Can. Journ. Earth Sci.*, 13, p. 490-492.
- VAN AUTENBOER (T.) and LOY (W.), 1965. Pingos in north-west Spitsbergen. *Norsk Polarinstitut*. Arbok 1965, Oslo 1966, p. 75-80.
- THOM (G.), 1978. Disruption of bedrock by the growth and collapse of ice lenses. *Journ. of Glaciology*, 20, n° 84, p. 571-575.
- VERNON (P.) and HUGHES (O.L.), 1966. Surficial geology. Dawson, Larsen creek and Nash creek map-areas, Yukon territory. Geol. Survey Canada. Bull. 136, Ottawa, 25 p.
- WANG SHAOLING and YAO HEQING, 1981. On the pingos along both banks of the Qing-Shui river on Qinghai-Xizang Plateau. *Journal of Glaciology and Cryopedology*, n° 3, 3, p. 58-62.
- WASHBURN (A.L.), 1973. *Periglacial processes and environments*. E. Arnold-London, 320 p.
- WASHBURN (A.L.), 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold. 406 p.
- WASHBURN (A.L.), 1980. Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth Science Reviews*, 15, p. 327-402.
- WASHBURN (A.L.), 1984. Palsas and continuous permafrost. En préparation ; 4^e conférence permafrost, Fairbanks.
- WHITE (S.E.), CLARK (G.M.) and RAPP (A.), 1969. Palsa localities in Padjelanta National Park, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*, 51, 3, p. 97-103.
- WILLIAMS (P.J.), 1967. *Properties and behaviour of freezing soils*. Oslo, Norwegian Geotechn. Inst., Publ. n° 72, 119 p.
- WILLIAMS (P.J.), 1968. Ice distribution in permafrost profiles. *Can. Journ. Earth Sciences*, 5, p. 1381-1386.
- WIRTHMANN (A.), 1964. *Die landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen*. Wiesbaden.
- WRAMMER (Per), 1967. Studier av Palsmyrar i Laivadalen, Lapland. *Medd. Fron Göteborgs Universitets Geografiska Institution*, n° 86, p. 435-449.
- WRAMMER (Per), 1972. *Palslika bildningar i mineraljord nåagra iakttagelser från taavavuoma, Lapland*. Göteborg Universitet naturgeografiska Institutionen. Guni rapport 1. Göteborg, 59 p.
- ZOLTAI (S.C.), 1970. Southern limit of permafrost features in peat landforms, Manitoba and Saskatchewan. *Abstr. of Papers. Geol. Ass. Can. Ann. Meeting*, Winnipeg, 58.
- ZOLTAI (S.C.) and TARNOCAI (C.), 1971. Properties of a wooded palsa in Northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*, 3, n° 2, p. 115-129.



« Vivier » en Brackvenn. (Photo Roger Herman).



« Vivier » dans la Konnerzvenn. (Photo J.-M. Groulard).