

Un Pingo en Système Fermé dans des Dolomies Paléozoïques de l'Arctique Canadien

Denis A. St-Onge

Division de la Science des terrains, Commission Géologique du Canada, 601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canada

Albert Pissart

Géomorphologie et géologie du Quaternaire, Université de Liège, Place du 20 Août, B-4000 Liège, Belgique

ABSTRACT

Open system pingos are known to occur in hard rock within continuous permafrost regions. However, we are aware of only one reference in the literature of a closed system pingo uplifting consolidated sedimentary rocks. Up to now very little information was available on this particular feature.

A regional study of part of the northern District of Mackenzie, where this pingo occurs, explains the deglaciation history of the region and provides information on the genesis of this unusual landform.

The exceptional permeability of the intensely fractured dolomite bedrock and the resulting abundant groundwater made the growth of this unique feature possible. Encroaching permafrost, following the drainage of a glacial lake, generated the high pressures required by the now classic theory on the origin of Mackenzie River Delta pingos.

RÉSUMÉ

Si quelques pingos en système ouvert ont été observés dans des formations de roches dures de régions à pergélisol continu, un seul pingo en système fermé soulevant des roches consolidées paléozoïques a été, à notre connaissance, mentionné dans les écrits scientifiques. Toutefois, à ce jour, très peu de renseignements ont été fournis concernant ce pingo particulier.

A la suite d'une étude régionale précisant comment s'est effectué le retrait glaciaire dans la région septentrionale du District de Mackenzie où ce pingo a été observé, des précisions peuvent être apportées sur les caractéristiques et la genèse probable de ce pingo.

L'édification de cette forme est, croit-on, liée à la perméabilité exceptionnelle des dolomies fortement fissurées au sein desquelles a dû exister une nappe aquifère. Celle-ci aurait été mise sous pression par le gel à la suite de la vidange d'un lac proglaciaire, selon le schéma maintenant classique expliquant l'apparition des pingos du delta du fleuve Mackenzie.

INTRODUCTION

À notre connaissance, une quinzaine de pingos apparus dans des roches dures ont été décrits à l'heure actuelle: au Groenland (F. Müller, 1963; Cruickshank et Colhoun, 1965; O'Brien, 1971) où ils soulèvent des couches de grès et d'arkoses (probablement carbonifères); au Spitzberg (Van Autenboer et Loy, 1965; Ahman, 1973; Liestol, 1977) où ils déforment des quartzites résistants, ainsi que des grès crétacés comprenant des couches de charbon; et en Alaska dans la chaîne de Brooks (Hamilton et Curtis, 1982) où ils sont apparus dans des roches granitiques altérées et des phyllades.

Ces pingos observés dans la roche en place ont tous été expliqués comme étant des pingos en système ouvert (hydraulic system, Mackay, 1979) localisés dans des régions de pergélisol continu. Le schéma (Figure 1) dressé par Liestol (1977) illustre bien la genèse proposée par tous ces auteurs pour ce type de forme. La circulation des eaux depuis des massifs montagneux voisins s'effectue dans des fractures de la roche en place et explique la localisation de ces formes en contrebas des pentes où s'étendent ces cassures.

Bien entendu, des pingos soulevant des formations meubles de fonds de vallée où de pieds de versant ont été aussi observés dans les mêmes régions. C'est d'ailleurs au sein de tels dépôts de pente remaniant débris de la roche en place, dépôts éoliens et colluvions que sont apparus les pingos en système ouvert des régions de pergélisol discontinu (Alaska Central, par exemple: Holmes *et al.*, 1968).

Quant aux pingos nés en système fermé (hydropstatic system, Mackay 1979), ils soulèvent des roches meubles diverses, allant des argiles aux graviers, tandis que l'injection apparaît de préférence dans des sables.

À notre connaissance, un seul pingo apparus en système fermé et ayant soulevé des roches consolidées, a été décrit à ce jour. La première mention en a été faite en 1960 par B. G. Craig autrefois de la Commission géologique du Canada. Celui-ci a, outre sa localisation, mentionné sa hauteur (70 pieds), son diamètre (200 pieds) et le fait qu'il était apparu dans des dolomies du Paléozoïque inférieur, probablement dévoniennes, que l'on pouvait observer sur 3 m d'épaisseur dans le 'cratère' qu'entourent les affleurements de tranches de lits au sommet du pingo. Une photographie de cette forme de relief inusitée prise par B. G. Craig en 1959 a été reproduite sur la couverture d'un volume publié à l'occasion du 8^{ème} Congrès de l'Inqua à Paris (1969) rassemblant des communications brèves sur les recherches en Quaternaire au Canada. Mention de la même forme a été faite par St-Onge *et al.*, (1989), et McMartin et St-Onge (1990) qui ont récemment complété une étude des formations quaternaires de la région où se trouve le pingo. Dans la dernière publication, les auteurs proposent que ce pingo pourrait être apparu dès la déglaciation quand le pergélisol s'est réinstallé dans la région.

La présente note a pour but de donner plus de détails sur les caractéristiques et l'origine d'une forme qui reste à ce jour unique dans les écrits

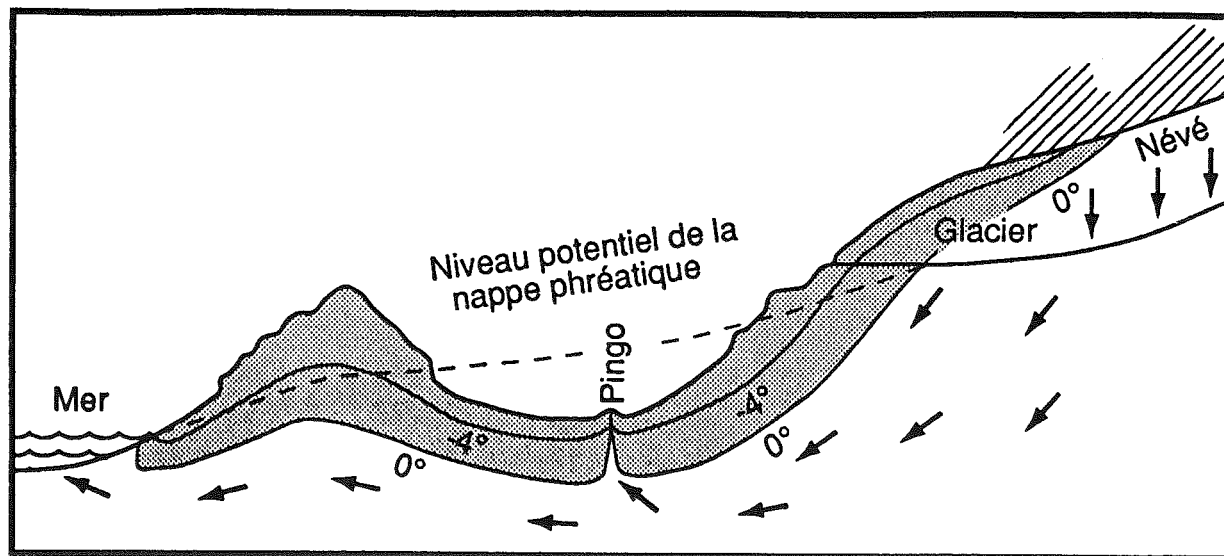


Figure 1 Genèse d'un pingo en système ouvert, d'après Liestol (1977, p. 9).

scientifiques, à savoir celle d'un pingo né en système fermé et soulevant des roches paléozoïques consolidées.

LOCALISATION ET DESCRIPTION

Le pingo émerge d'une zone marécageuse à la bordure est d'un lac qui fait partie du bassin de drainage de la rivière Harding qui s'écoule vers le nord pour aboutir dans le détroit de Dolphin et Union dans la partie septentrionale du District de Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest, Canada (Figure 2). Haut de 22 m, le pingo domine une région de plateau de 230 à 240 m d'altitude absolue que sous-tendent les lits sub-horizontaux de dolomie du Paléozoïque supérieur sur lesquels reposent des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires de 1 à 10 m

d'épaisseur (Figure 3). Les conditions de relief requises pour un pingo de système ouvert n'existent donc pas.

Le pingo, forme spectaculaire dans un paysage à faible relief où dominent les pentes douces (Figure 5), est composé de deux parties distinctes:

1. Une série de 8 pans de roche en forme de chevron qui, bien que découpés par de nombreuses fractures, conservent leur intégrité structurale sur une hauteur de 17 m. Le pendage de ces pans de roches varie de 35° à 48° (ce qui constitue sans doute la pente extérieure la plus forte qui ait été observée sur un pingo). Stries et cannelures glaciaires sont particulièrement bien préservées sur le pan faisant face au SSE. Le sommet du pingo

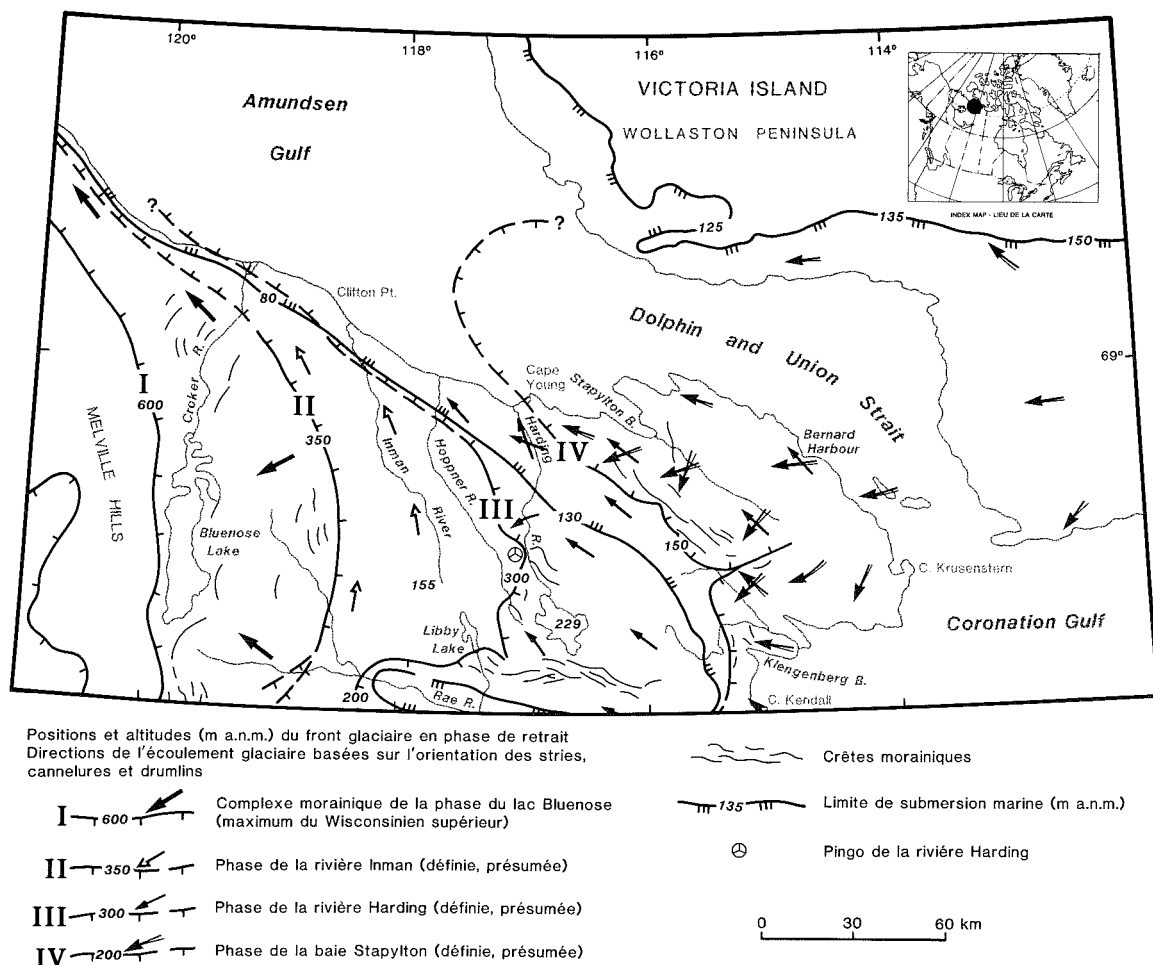


Figure 2 Localisation et modalité de déglaciation de la région au sud du détroit Dolphin et Union, District de Mackenzie, Arctique canadien (d'après McMartin et St-Onge 1990, p. 56).

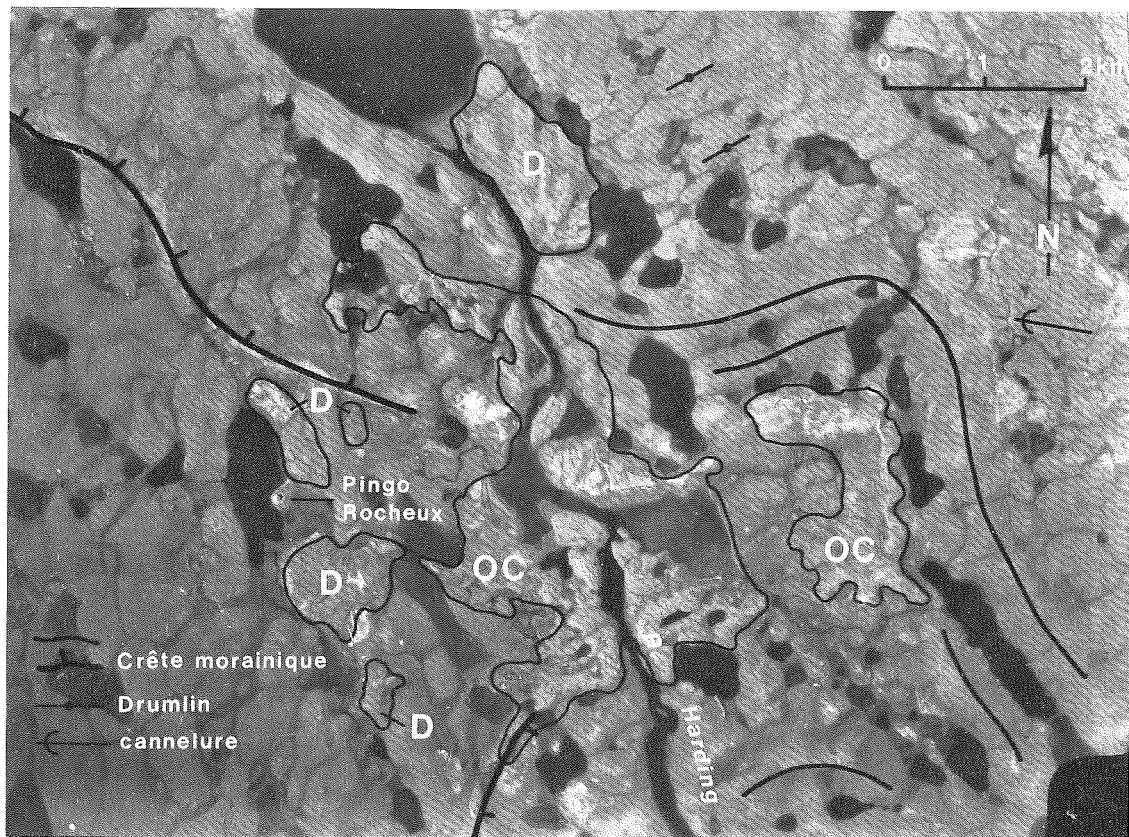


Figure 3 Localisation du pingo rocheux en relation avec le front morainique de la phase III (Figure 2). La surface de plateau structural est à 230–240 m d'altitude (NAPL-A 21509-94).

est composé de chicots disjoints de roches dolomitiques déformées en un anticlinal conique serré dont le 'cratère' sommital montre la tranche des couches stratifiées.

2. Au pied des chevrons s'étale un tablier de débris rocheux hétérométriques allant des sables aux blocs (50–80 cm de côté) en tout semblable au till des environs. Le contact pan de roche-tablier de débris se situe à environ 5 m au-dessus du niveau du lac.

CHRONOLOGIE

L'histoire de la déglaciation de la région au sud du détroit de Dolphin et Union a été reconstituée par McMartin et St-Onge (1990). Quatre phases principales ont été reconnues dans le retrait du complexe glaciaire depuis son maximum, près du lac Blue-nose à environ 130 km à l'ouest du pingo jusqu'à la disparition des glaces de la région dans le golfe du

Couronnement à environ 140 km à l'est. Lors de la phase 3 (Figure 2) le front glaciaire, qui reposait juste à l'ouest de la rivière Harding, a mis en place une crête morainique très bien définie de 10 à 20 m de hauteur ainsi qu'un assortiment de dépôts fluvioglaciers sous forme d'eskers, de complexes de kames et de cônes de déjection (Figure 3). La topographie ondulée de la roche en place et la présence de drumlins, de moraines et d'autres reliefs reliés à la sédimentation glaciaire ont eu pour résultat la formation de bassins lacustres dont de nombreux vestiges ont survécu jusqu'à maintenant. Certaines de ces dépressions furent occupées par des lacs beaucoup plus étendus que ceux qui persistent de nos jours. C'est le cas du lac à proximité duquel se trouve le pingo rocheux auquel est consacré cet article. Des deltas construits par les eaux de fonte émanant du front glaciaire tout proche ainsi que des traces de lignes de rivage permettent de cartographier les limites de cet ancien lac (Figure 4). Celui-ci avait, lors de son extension

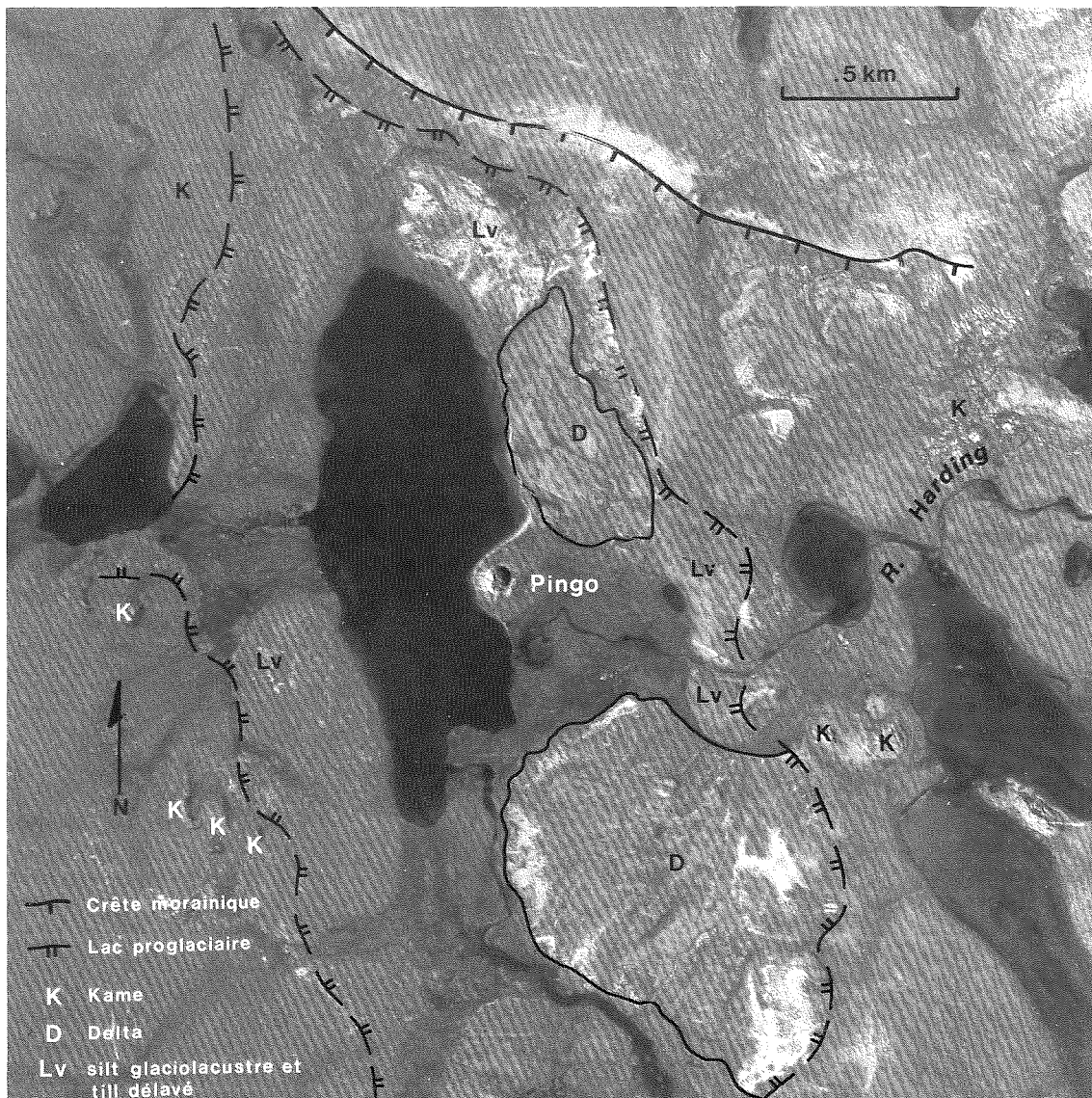


Figure 4a Photo aérienne très agrandie qui illustre les détails structuraux du pingo.

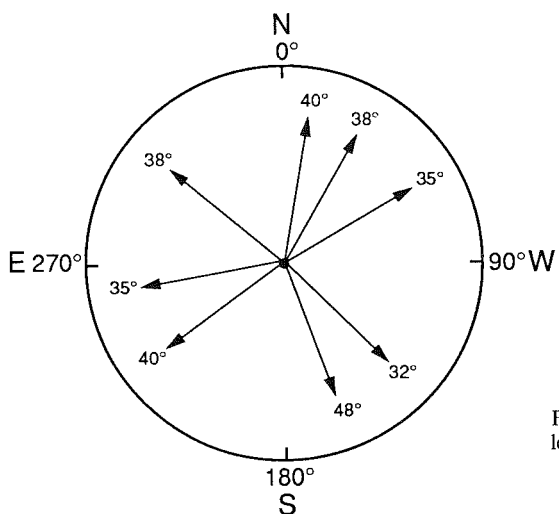


Figure 4b Pendage et direction des pans de roche soulevés par le pingo.

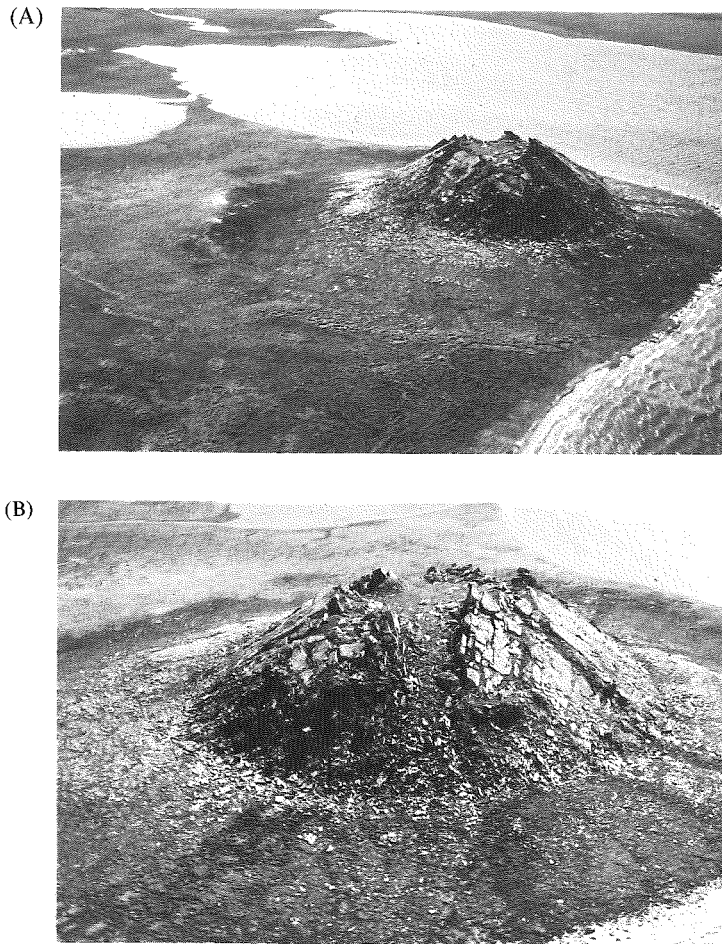


Figure 5 Photos d'hélicoptère qui montrent que ce pingo est ceinturé d'un tablier de débris et à quel point il domine le plateau de roches dolomitiques. (GSC-205295 A et B).

maximale une superficie au moins trois fois supérieure à celle du lac actuel et son point central était voisin de la position actuelle du pingo rocheux.

Le retrait du complexe glaciaire depuis sa position près de la rivière Harding a eu lieu avant 11.170 BP (McMartin et St-Onge, 1990, p. 62). Dès la désintégration du front glaciaire les eaux bloquées dans ce lac se sont partiellement vidangées le long d'un couloir qu'exploite maintenant la rivière Harding.

GENÈSE PROBABLE DU PINGO

La roche soulevée par la croissance du pingo est une dolomie schisteuse intensément diaclasée et fracturée (Fraser *et al.*, 1960; St-Onge *et al.*, 1989).

Il est vraisemblable que cette fracturation est en grande partie liée aux phénomènes de décompression et de réajustement isostatique consécutif au retrait du glacier. Quelles que soient leurs origines il n'y a aucun doute que diaclases, fractures et discontinuités entre les lits sont nombreuses et ont pour résultat de donner un matériau rocheux présentant une importante porosité.

La présence du lac à la marge du front glaciaire a eu un double effet: (1) assurer le maintien de la saturation en eaux des roches situées sous le niveau du lac et, (2) entraver le développement du pergélisol sous le lac lui même. La vidange brutale du lac, dès le retrait du front glaciaire dans la région de la rivière Harding a provoqué un changement des conditions morphoclimatiques locales. En se basant sur la hauteur des deltas mis en place dans le

lac proglaciaire on constate que le niveau du lac était de 8 à 10 m au-dessus de la surface, maintenant marécageuse que perce le pingo. Une telle masse d'eau est suffisante pour assurer la présence d'un talik sublacustre dont le matériel à haute perméabilité est complètement saturé. On aboutit ainsi à la situation classique proposée par Mackay (1979). L'eau du talik se transformant en glace met la nappe aquifère sous pression, les roches diaclisées de couverture cèdent le long de fractures radiales ce qui permet à un pingo de croître en maintenant l'intégrité de chaque chevron disloqué.

La mince couche de débris qui recouvrait la roche en place glisse sur les panneaux de roche et forme à sa base un talus qui actuellement ceinture le pingo et correspond à une partie importante de son volume.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les pingos soulevant des roches dures et nés en système fermé sont incontestablement très rares, puisque à notre connaissance, aucune autre forme que celle étudiée ici n'a été mentionnée dans les écrits scientifiques.

Cette rareté est liée au fait que des lacs thermokarstiques ne peuvent apparaître dans des roches consolidées. Or la formation puis la vidange des lacs thermokarstiques sont responsables de l'apparition des pingos de type fermé du delta de Mackenzie. Si quelques autres mécanismes sont susceptibles de donner des systèmes fermés (Pissart et French, 1977), il s'agit toutefois toujours de circonstances exceptionnelles.

Évidemment, lors d'un retrait glaciaire, les lacs proglaciaires comme celui qui a été à l'origine du pingo étudié, ont été très nombreux et leur vidange au moment du retrait glaciaire a souvent été très rapide. Toutefois, pour qu'un pingo apparaisse en relation avec un tel lac, il était indispensable qu'un pergélisol suffisamment développé se soit établi avant sa vidange, pour emprisonner latéralement les eaux mises sous pression au sein du talik sous-lacustre, l'imperméabilité en profondeur pouvant être assurée par des couches du substratum imperméable. Ceci n'est possible que si le lac proglaciaire se maintient suffisamment longtemps pour permettre au pergélisol d'isoler le talik sous-lacustre. Il n'est donc pas étonnant de constater (Figure 3) que le pingo de la rivière Harding se trouve à moins de deux kilomètres à l'ouest d'un front glaciaire dont la stabilité est marquée par un complexe morainique et fluvioglaciaire important.

Malheureusement, nous n'avons pu clairement définir les caractéristiques de perméabilité de la roche qui a donné naissance au pingo. Le seul d'entre nous (St-Onge) qui a vu la forme sur le terrain, pense au rôle fondamental de la porosité de fissures qui apparaît si clairement dans les panneaux de roches soulevées par la croissance du pingo comme dans de nombreux affleurements dans la région (St-Onge *et al.*, 1989, p. 96). Ce serait dans les multiples diaclases et fractures de la roche que se serait localisée la quantité d'eau nécessaire pour donner naissance au pingo.

Il n'y a aucun doute que les couches de dolomie au sein desquelles le phénomène est apparu sont très particulières à cet égard, puisqu'un peu partout dans la région ont été observées de très curieuses pustules rocheuses de 1 à 3 m de haut et de 2 à 5 m de diamètre qui ressemblent à des pingos miniatures et résultent aussi de l'apparition de systèmes fermés dans les fissures de la roche. D'après St-Onge *et al.* (1989) qui les ont décrites, ces formes seraient apparues d'une manière identique, par l'apparition au moment du gel de petits systèmes fermés qui impliquent la présence d'une quantité importante d'eau dans les abondantes fissures de la roche.

Concernant l'importance de la nappe aquifère qui a donné naissance à la butte, il est intéressant de noter que le volume du pingo, y compris celui des sédiments étalés tout autour, peut être estimé à environ 75 000 m³, ce qui correspond au volume de glace qui a constitué le pingo. Pour une augmentation de volume due au changement de phase de l'eau de 10 %, le volume d'eau qui a gelé dans le talik en injectant de l'eau vers la surface peut être estimé à environ 750 000 m³. La surface du lac proglaciaire (Figure 4a) était d'environ 3 000 000 m². En admettant une porosité de 10 % ce qui est peu étant donné l'intense fracturation soulignée plus haut, le volume de roche nécessaire pour comprendre ces 750 000 m³ d'eau et donner naissance à un noyau de glace de 75 000 m³ s'élève donc à 7 500 000 m³ ce qui représente seulement une tranche de 2 m 50 répartie sous toute la surface du lac. De toute évidence le talik n'était pas d'épaisseur uniforme sous le lac mais ce chiffre souligne que la croissance d'un pingo haut de 22 m, ne nécessite pas obligatoirement un talik très épais si le lac est étendu.

La plus importante conclusion de cette étude est que, bien que le pingo de la rivière Harding est unique dans sa composition, sa genèse peut s'expliquer de manière satisfaisante par la théorie générale des pingos en milieu fermé.

REMERCIEMENTS

L'aide logistique du Programme d'étude du plateau continental polaire représente un élément essentiel de ce travail. Sans cette aide, la collection des données de terrain n'aurait pas été possible. Les observations de terrain minutieuses d'Isabelle McMartin ont largement contribué à notre meilleure compréhension de la déglaciation de cette région où le pingo rocheux n'est qu'un des éléments spectaculaires. Nous tenons à remercier monsieur Jean-Serge Vincent de la Commission géologique du Canada dont la lecture critique a grandement amélioré la présentation de ce texte. Un très grand merci à madame V. T. Barry de la division de la Science des terrains qui a réalisé les Figures 1, 2, 3 et 4.

BIBLIOGRAPHIE

- Ahman, R. (1973). 'Pingos I Adventdalen och Reindalen Pa Spetsbergen', *Svensk Geografisk Arsbok*, **49**, 190-197.
- Craig, B. G. (1960). 'Surficial geology of North-Central District of Mackenzie, Northwest Territories', *Geological Survey of Canada, Paper*, **60-18**, pp. 8.
- Craig, B. G. (1969). Photo published on the inside front cover of the volume "Short papers on Quaternary Research in Canada", *Department of Energy, Mines and Resources, Geological Survey of Canada, Inqua 8th Congress Paris*.
- Cruickshank, J. G. et Colhoun, E. A. (1965). 'Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, Northeast Greenland', *Geografiska Annaler*, **47**, Ser. A. 4, 224-236.
- Fraser, J. A., Craig, B. G., Davidson, W. L., Fulton, R. J., Heywood, W. W. and Irvine, T. N. (1960). 'Geology, north-central District of Mackenzie, Northwest Territories', *Geological Survey of Canada Map* **18-1960**, scale 1 inch to 8 miles.
- Hamilton, T. D. and Curtis, M. O. (1982). 'Pingos in the Brooks Range, Northern Alaska U.S.A.', *Arctic and Alpine Research*, **14**, 13-20.
- Holmes, G. W., Hopkins, D. M. et Foster, H. L. (1968). 'Pingos in central Alaska', *Geological Survey Bulletin*, **1241** H. Washington.
- Liestol, O. (1977). 'Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen', *Norsk Polarinstitutt, Arbok* 1975, **7-29**, Oslo.
- Mackay, J. R. (1979). 'Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula Area, Northwest Territories', *Géographie physique et Quaternaire*, **33**, 3-61.
- McMartin, I. et St-Onge, D. A. (1990). 'Late Wisconsinan deglaciation of the area south of Dolphin and Union Strait, Northern District of Mackenzie', *Geological Survey of Canada, Current Research, part D. Paper* **90-1D**, 55-66.
- Müller, F. (1954). 'Beobachtungen über Pingos'. *Medd. om Gronland*, **153**, pp. 127. (translation 1073 of the Canada National Research Council pp. 117, 1959).
- O'Brien, R. (1971). 'Observations on pingos and permafrost hydrology in Schuchert Dal, N. E. Greenland', *Meddelelser om Gronland*, **195**, 1-19.
- Pissart, A. (1985). 'Pingos et palses: un essai de synthèse des connaissances actuelles', *Inter-Nord*, **17**, 21-32.
- Pissart, A. et French, H. M. (1977). 'The origin of pingos in regions of thick permafrost, western Canadian Arctic'. *Quaestiones Geographicae*, **4**, 149-159.
- St-Onge, D. A., McMartin, I. and Avery, A. (1989). 'Rock blisters and other frost-heaved landforms in the Bernard Harbour Area, District of Mackenzie, Northwest Territories', *Geological Survey of Canada, Current Research, part D. Paper* **89-1D**, 95-99.
- Van Autenboer, T. et Loy, W. (1966). 'Pingos in Northwest Spitsbergen', *Norsk Polarinstitutt; Arbok* 1965, Oslo, 75-80.