

Evolution géomorphologique et palses minérales près de Kuujjuaq (Fort Chimo, Québec)

par P. GANGLOFF ⁽¹⁾ et A. PISSART ⁽²⁾

RESUME. — Lors du retrait du dôme du Nouveau Québec, il y a près de 7 500 ans, le secteur étudié de la vallée de l'Aveneau était sous le niveau de la mer. Il se présentait comme un golfe étroit (une ria) subissant une sédimentation limoneuse d'origine fluvio-glaciaire. Le relèvement isostatique a amené ultérieurement ces sédiments à une centaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la mer et déterminé l'incision dans les formations récentes de la rivière Aveneau. Des glissements de terrain importants se sont déclenchés dans ces formations en relation avec l'érosion de la rivière.

Le matériau limoneux étant très favorable à l'apparition de glace de ségrégation, les palses organiques y sont nombreuses. Quelques palses minérales ont été observées. Les dépôts limoneux sont structurés par le gel saisonnier sur une épaisseur qui dépasse 2 m.

ABSTRACT. — Deglaciation of the Aveneau river area, near Kuujjuaq (Fort-Chimo) occurred around 7 500 years B.P. and was followed by total submergence by the d'Iberville Sea. During the glacio-isostatic recovery, the region became a sheltered inlet. 25 m of clay, silt, silty sands and ice-rafted marine sediments were accumulated in less than 2 000 years and then uplifted to about 100 m above present mean sea level. The uplift of the muddy sediments led to the downcutting of the Aveneau river ; numerous landslides occurred along the unstable valley slopes.

This paraglacial evolution was accompanied by periglacial processes. The silty sediments favoured the formation of segregation ice and the development of organic palsas and thermokarstic lakes. A few mineral palsas were observed. A characteristic structure related to seasonal freezing can be observed in the silty sediments in excess of 2 m in depth.

⁽¹⁾ Département de Géographie, Université de Montréal, Case postale 6128, Succursale "4", Montréal, P.Q., Canada H3C 3J7.

⁽²⁾ Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, place du Vingt-Août, 7, B 4000 Liège.

Remerciements. — Nous remercions très vivement Mesdemoiselles Carolle Mathieu et Janine Somma ainsi que Monsieur Claude Lapierre qui nous ont accompagnés sur le terrain et nous ont aidés bénévolement à réaliser cette étude.

Cette recherche a été subsidiée par le Ministère des Affaires indiennes du Gouvernement du Canada et par le Gouvernement du Québec dans le cadre des fonds attribués pour la formation des chercheurs et les actions concertées. Elle a reçu également en Belgique le support du Service de la Recherche scientifique du Ministère de l'Education Nationale et de la Culture française, dans le cadre des accords belgo-québécois.

I. — INTRODUCTION

La rivière Aveneau est un petit cours d'eau, long d'environ 80 km, s'écoulant du sud vers le nord en direction de la baie d'Ungava, à une vingtaine de kilomètres à l'est de Fort Chimo. C'est un secteur long d'environ 4 km (de part et d'autre d'un point de lat. $58^{\circ}8'N$ et de long. $67^{\circ}48'O$) qui a été étudié. A côté de paises typiques, les photographies aériennes ont montré l'existence dans cette région de nombreuses buttes circulaires énigmatiques qui se sont révélées être des paises minérales.

Rappelons brièvement que les paises sont des buttes ne dépassant jamais 10 m d'élévation et nées par suite de l'apparition dans le sol de glace de ségrégation. Ces buttes ont été décrites dans les régions de pergélisol discontinu et pendant très longtemps uniquement dans des tourbières (*paises organiques*). Aussi la couverture tourbeuse a-t-elle été considérée comme une des caractéristiques fondamentales des paises (S. Lunqvist *et al.*, 1965 ; J.D. Friedman *et al.*, 1971 ; M. Seppälä, 1972). Il a toutefois été démontré progressivement que la couverture de tourbe peut être très mince (la glace de ségrégation se trouve alors dans la matière minérale sous-jacente), puis enfin que des buttes identiques peuvent exister sans tourbe. De telles buttes ont été dénommées au Québec "buttes minérales cryogènes" par S. Payette *et al.* (1976), D. Lagarec (1978), S. Payette et M.K. Seguin (1979). J.C. Dionne (1978) en a décrit de nombreuses formes en Jamésie (Québec subarctique) en les dénommant *paises minérales*. Ces formes sont toujours actuellement très mal connues. Seul P. Wrammer (1967) en a signalé l'existence en Laponie, mais c'est seulement actuellement que l'intérêt de ses observations apparaît. A. Pissart (1974) en a supposé l'existence en étudiant des traces fossiles, dénommées "viviers", sur le plateau des Hautes Fagnes en Belgique.

D'autre part, les matériaux au sein desquels se sont formées des lentilles de glace de ségrégation en gardent très longtemps la trace sous forme d'une "structure" du sol. De telles structures ont été décrites de nombreuses fois en Belgique, notamment dans les coupes de loess (B. Van Vliet et R. Langhor, 1981). Pour comprendre ces structures fossiles, il est fort intéressant de posséder des descriptions détaillées des structures qui existent actuellement dans les

zones froides et spécialement de déterminer les conditions d'apparition de ces phénomènes. Les palse et les structures périglaciaires seront donc considérées dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la région où elles se trouvent.

II.— L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE

L'histoire holocène de l'Aveneau offre un parfait exemple de dynamique paraglaciale. En moins de huit mille ans, trois systèmes morphogénétiques - glaciaire, marin, puis périglaciaire - se sont relayés. L'évolution rapide de la morphologie des dépôts meubles qui caractérise la région est une conséquence de la déglaciation et non une expression du système morphoclimatique.

A.— L'INLANDSIS LAURENTIDIEN

L'inlandsis laurentidien recouvrait tout le secteur jusque vers 7 500 BP (C. Hillaire-Marcel *et al.*, 1980). Les glaces, au contact du socle, étaient canalisées par les dépressions longitudinales, grossièrement sud-nord, qu'occupent actuellement la False River et la rivière à la Baleine. Les stries et quelques rares broutures et fractures de broutage indiquent deux directions d'écoulement glaciaire : l'une franc-nord, l'autre de 10° à 14° vers l'est. Que les glaces venaient du sud est confirmé par les nombreux blocs erratiques - grès, dolomies, schistes et poudingues - en provenance des formations protérozoïques de la fosse du Labrador (fig. 1). Compte tenu de la direction des stries, ils ont subi un transport minimal de 100 km (stries N 14°E) à 200 km (stries sud-nord).

Des deux orientations, la plus récente semble être celle de 10° à 14° vers l'est. Une seule indication en ce sens : un cordon de plage blocailleux, soulevé, qui suit la ligne de crête entre l'Aveneau et la rivière à la Baleine (fig. 2). La mer postglaciaire a visiblement façonné ce cordon ; mais elle n'a pu apporter les éléments grossiers qui le composent au sommet du plateau. Ceux-ci, étant antérieurs à l'épisode marin, ne peuvent être que glaciaires. L'aspect linéaire du cordon et l'abondance des blocs protérozoïques qu'il renferme suggèrent que nous sommes en présence d'un esker remanié par des actions littorales. Son orientation N 14° E, donc rigoureusement parallèle à l'une des directions des stries, permet de penser qu'il s'agit là du sens du dernier écoulement glaciaire.

B.— LA MER D'IBERVILLE

La mer d'Iberville a entièrement noyé la région. La limite marine se situe vers 150 m d'altitude (P. Gangloff *et al.*, 1976 ; B. Lauriol, 1982). Comme les points culminants du secteur à l'étude ne dépassent pas 115 m, l'ensemble

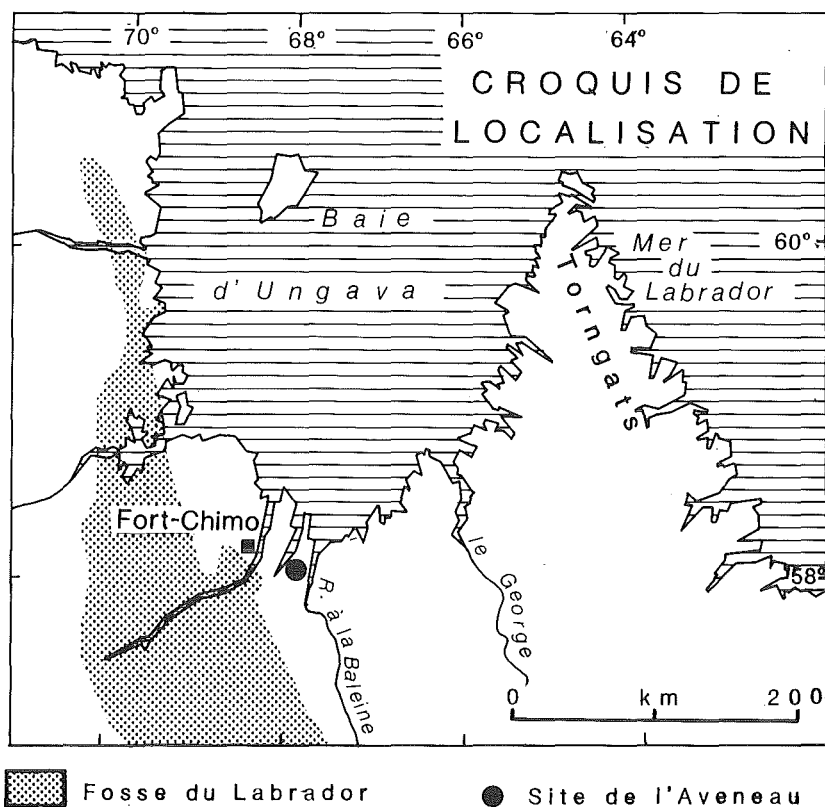
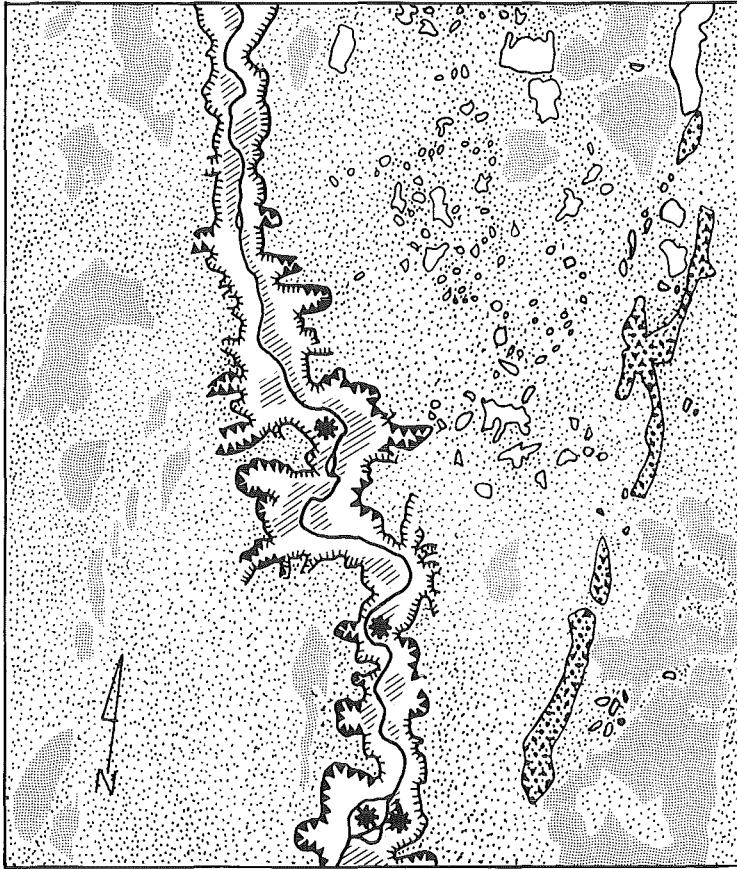


FIG. 1. — Localisation de la région étudiée.

était nécessairement submergé. L'épisode marin s'est traduit par la mise en place d'un volumineux remblaiement silteux atteignant, dans la zone étudiée, environ 25 mètres dans l'axe de l'Avenueau.

Les dépôts se sont faits de manière sélective, non comme un manteau uniforme moulant la topographie du fond de la mer, mais par accumulation préférentielle dans les couloirs structuraux et autres dépressions du socle. Les coupes le long de l'Avenueau montrent les faciès suivants :

- A la base, des rythmites surmontent directement les roches polies et striées du substratum. Nous n'avons pas observé de dépôt glaciaire. Les rythmites montrent une alternance de lits millimétriques de sable fin et de silt bleu. Un banc de diamicton fossilifère, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, est interstratifié dans ce faciès. L'ensemble représente un dépôt glacio-marin. Il est localement plissé par suite de glissements sous-aquatiques.



R.B.

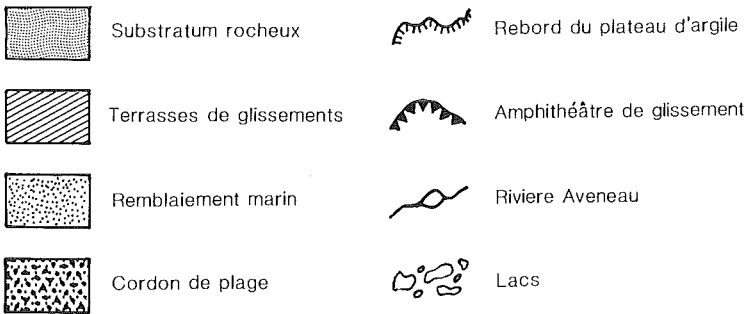


FIG. 2. — Schéma, d'après la photographie aérienne A11444-98 de la région étudiée.

Les étoiles donnent la localisation de plusieurs groupes de paises minérales reconnues sur le terrain.

- Au-dessus, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, apparaît "l'argile" compacte, fossilifère, de la mer d'Iberville. Sa mise en place correspond à la phase d'eau profonde de la mer. Sa composition granulométrique est caractéristique des dépôts de décantation : ses échantillons (courbes 7 et 8, fig. 3) présentent une médiane de 7,5 microns et renferment jusqu'à 25 % d'argile (fraction inférieure à 2 microns). Vers le haut, l'apparition de sable fin mélangé au limon (courbe 4, fig. 3) annonce la régression marine.

- Les faciès de régression débutent par des lits de sable fin (courbe 3, fig. 3), puis grossier, surmontés d'un diamicton. Celui-ci, épais de 4,5 m, contient des galets et blocs très altérés. De loin, le diamicton évoque une ancienne moraine. Cependant : 1^o sa matrice est un limon sableux trié (courbe 2, fig. 3) semblable au dépôt marin sous-jacent (fig. 4) ; 2^o une datation au radiocarbone d'un lot de coquilles ramassées au bord de la rivière et provenant de toutes les couches marines a donné un âge conventionnel de $6\,720 \pm 100$ ans BP (MBN 198) ⁽³⁾. Le diamicton n'est donc pas d'origine glaciaire. Il correspond à un

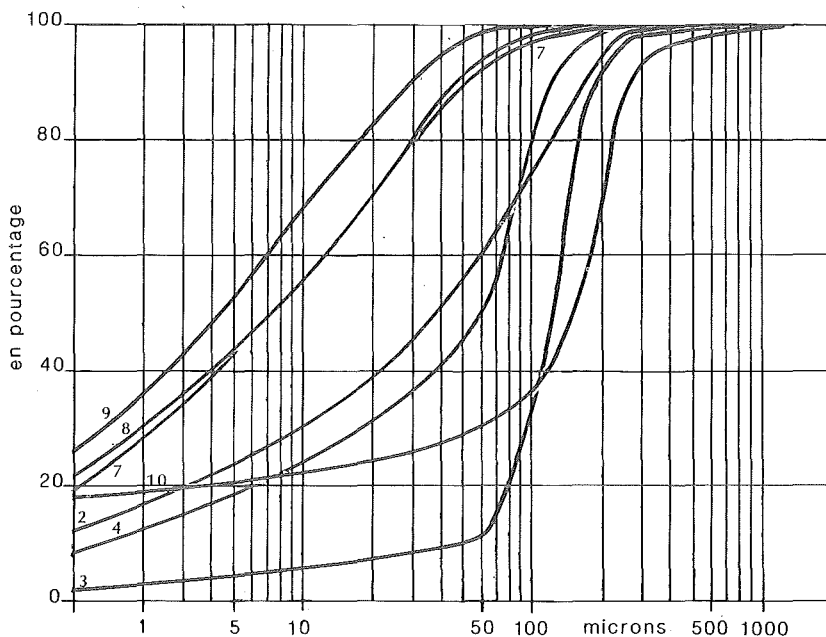


FIG. 3. — Courbes granulométriques de divers échantillons des dépôts de la zone d'Iberville dans le secteur étudié.

⁽³⁾ Nous remercions très vivement M. Gewelt, Aspirant du Fonds National de la Recherche Scientifique, qui a obtenu cette donnée dans le service des "Mesures bas niveaux" du Centre d'Etude de l'Energie nucléaire de Mol. Pour plus de détails concernant cette datation, voir M. Gewelt (1983).

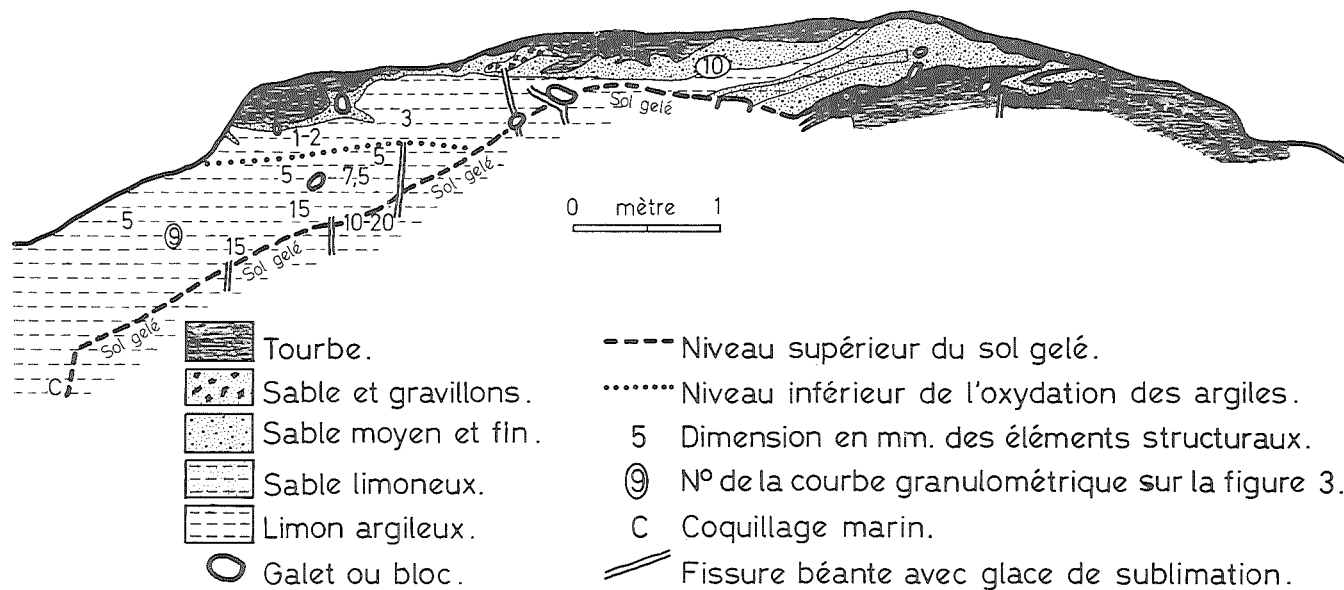


FIG. 4. — Coupe dans une palse organique, en bordure d'un lac thermokarstique. Les chiffres 9 et 10 indiquent la localisation de prélèvements dont les courbes granulométriques sont données par la figure 3.

dépôt de blocs glaciels dans les limons sableux de la mer d'Iberville. L'altération des galets et blocs n'implique pas un âge ancien ; elle n'affecte pas la matrice du dépôt ; elle n'indique donc pas un paléosol mais s'explique par l'action des eaux phréatiques.

Le sommet de ce volumineux remblaiement marin est coiffé par des sables d'épandages fluviatiles mis en place par l'Aveneau, au moment de l'exondation, juste avant qu'elle s'encaisse.

Il est évident que ces formations meubles sont liées à la déglaciation. Non seulement l'âge des coquilles correspond avec l'âge connu du retrait glaciaire dans la partie amont de l'Aveneau, mais en outre le bassin versant actuel de la rivière n'a jamais pu fournir une telle quantité de sédiments fins en quelques milliers d'années. Des apports fluvio-glaciaires sont la source de ces matériaux.

Au moment du dépôt de ces sédiments, le continent se soulevait par réajustement glacio-isostatique. Lorsque les crêtes limitant le bassin de l'Aveneau ont été exondées, les cailloutis de l'esker ont été remaniés en cordon littoral. Le soulèvement se poursuivant, une véritable ria est apparue, limitant l'action des vagues. C'est dans cette baie que s'est mise en place la partie supérieure - sableuse et glacielle - du dépôt. Le fond de la ria a ensuite émergé, exposant le remblaiement aux influences périglaciaires.

C. — L'EVOLUTION PERIGLACIAIRE

La région appartient à la zone de pergélisol discontinu (Brown, 1967). Entre 1948 et 1977, la température moyenne de Fort-Chimo (35 km à l'ouest) était de $-5^{\circ}3\text{C}$. En fait, au cours de cette période, le climat n'a cessé de se refroidir, les moyennes mobiles passant de $-4^{\circ}5\text{C}$ en 1953 à -6°C en 1977 (J.T. Gray *et al.*, 1979). Ce refroidissement s'inscrit dans des cycles bien visibles dans les courbes dendroclimatiques de 1650 à nos jours (H. Fritts, 1979) et dont la périodicité de l'ordre de 78 ans, probablement liée au cycle de Hale (R.W. Fairbridge et C. Hillaire-Marcel, 1977) se retrouve également dans d'autres régions de l'Ungava.

La couverture végétale du sol est quasi continue à proximité de l'Aveneau, sauf sur les surfaces de départ de glissements de terrain et les berges de la rivière. Elle consiste en une forêt ouverte, une pessière à cladonies, à l'intérieur de la toundra arbustive environnante (S. Payette, 1976).

Dans le remblaiement marin, l'émersion a dû se traduire par un véritable choc thermique. Tant que les sédiments fins se déposaient sous la mer, leur température devait être plus ou moins stables, de quelques degrés au-dessus de 0°C . Leur émersion les a exposés aux rigueurs de l'hiver, avec des températures moyennes de janvier de l'ordre de -21°C .

Au fur et à mesure du soulèvement isostatique, l'Aveneau s'est encaissé dans le remblaiement marin. L'érosion y a été rapide vu le peu de résistance

de ces matériaux meubles, jusqu'au moment où la rivière a atteint le substratum rocheux dur, poli par l'érosion glaciaire. Les versants très raides apparus par suite de cette érosion verticale brutale se sont révélés fort instables. De multiples glissements de terrain se sont déclenchés. Les plus récents sont extrêmement apparents dans la topographie (fig. 2). Le plus important d'entre eux a déplacé plus de 100 000 m³ de matériel en l'étalant sur une distance de plus de 1 700 m sur une pente inférieure à 1°. Il est probable que le mouvement a été facilité par la sursaturation du matériau au niveau de la nappe aquifère. Ces phénomènes ont construit au fond de l'entaille des terrasses de glissement. A côté de ce modelé paraglaciaire, se sont développées des formes climatiques dont les plus évidentes sont des champs de palse (Lagarec, 1976). Dans l'exposé ci-dessous, nous considérons successivement les palse organiques, les palse minérales et les structures polyédriques du sol. Tous ces phénomènes sont liés à l'apparition de glace de ségrégation dans les dépôts silteux.

III.— PHENOMENES PERIGLACIAIRES

A.— LES PALSES ORGANIQUES

Des champs de palse organiques, couvrant des superficies de plusieurs km², existent dans la région. Ils ont été spécialement étudiés près de Fort-Chimo par D. Lagarec (1976). Leur évolution actuelle est évidente lorsque l'on compare les photographies aériennes prises en 1948 et en 1974. Des élargissements des lacs thermokarstiques témoignent de processus de fusion indiscutables. Sur le terrain apparaissent en outre, çà et là, au fond des dépressions thermokarstiques asséchées, de nouveaux soulèvements résultant de la formation nouvelle de glace de ségrégation.

L'importance du soulèvement au sein de ces palse organiques dépasse 7,50 m, hauteur qui représente la différence d'altitude entre le sommet d'une palse et le lac thermokarstique voisin. La couverture de tourbe ne dépasse jamais 80 cm et est très souvent de quelques décimètres. En quelques endroits, surtout au sommet des palse les plus élevées, la tourbe manque totalement à cause de l'érosion éolienne, ainsi que cela a déjà été décrit par R. Ahman (1977).

Une coupe réalisée en bordure d'une palse en fusion a dévoilé la structure décrite dans la figure 4. L'excavation a été limitée à la partie supérieure du sol qui était dégelée au début du mois de juillet 1982. Sur ce dessin sont indiquées, par les chiffres 9 et 10, les localisations de prélèvements dont la granulométrie est donnée par les courbes 9 et 10 dans la figure 3. Notons le passage rapide, sur le plateau où cette coupe a été réalisée, de limons sableux supérieurs aux limons argileux les plus fins. La figure 5 montre quelle a été l'évolution

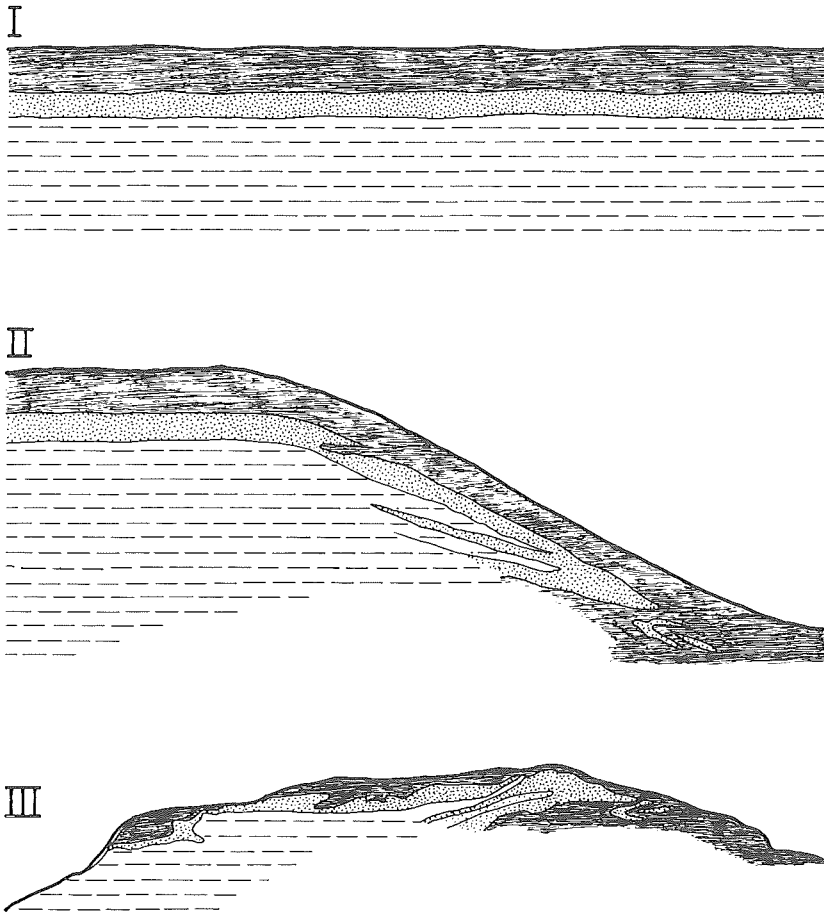


FIG. 5. — Schéma de l'évolution aboutissant à la structure donnée dans la figure 4.

I. Couches déposées horizontalement et soulevées par de la glace de ségrégation. — II. Fusion latérale de la palse provoquant des glissements et des langues de solifluxion. — III. La partie affaissée a été de nouveau soulevée ; la fusion se produit aujourd'hui de l'autre côté de la palse.

de cette butte, attestant ainsi des structures complexes qui peuvent résulter des alternances de croissance et de fusion de la glace de ségrégation.

Mais ces palse n'ont rien de très spécialement original. Il n'en est toutefois pas de même pour les palse minérales qui existent au fond de la vallée de l'Aveneau.

B.— LES PALSES MINERALES

Sur des basses terrasses et la plaine alluviale de la rivière Aveneau, des buttes généralement circulaires en plan, ont été reconnues. Elles dépassent 6 m d'élévation et ont de 20 à 50 m de diamètre. A leur sommet, pas plus que dans les environs proches, n'existe de couche tourbeuse. La stratification sableuse fluviale est approximativement parallèle à la surface des buttes, attestant qu'elles résultent d'un soulèvement local du sol. Comme elles ne peuvent être dues qu'à la croissance dans le sol de glace de ségrégation, elles méritent le nom, proposé par J.C. Dionne (1978), de palse minérales. Certaines de ces formes sont localisées dans le fond de la plaine alluviale et sont subactuelles. La figure 6 montre une de ces buttes typiques localisée entre deux bras de la rivière Aveneau.

Une forme en fusion apparaît à proximité comme une dépression circulaire entourée d'un rempart. Il nous a été impossible de déceler si la fusion était complète ou limitée à la partie centrale. De toute manière, la fusion se produit depuis le centre. Il est vérifié aussi que les palse minérales peuvent, comme des pingos, disparaître par fusion sommitale. Pour des palse organiques, R. Mackay (1978) a fait remarquer que la fusion s'opérait toujours latéralement.

Les pentes les plus fortes sur ces palse atteignent 20° . Sapée par l'écoulement des eaux, une pente de 34° a été observée. Elle ne peut être considérée comme caractéristique. Ces palse minérales sont toujours peu connues actuellement. Il est établi ici qu'elles peuvent apparaître rapidement.



FIG. 6. — Photo d'une palse minérale apparue sur une île, entre deux bras de la rivière Aveneau. La localisation de cette palse apparaît au sud dans la figure 2.

C.— LA STRUCTURE DES SEDIMENTS LIMONEUX

L'apparition de glace de ségrégation au sein d'un matériau a pour effet de provoquer une structuration bien apparente de celui-ci. Le matériau reste découpé en polyèdres limités par des fissures qui, parfois, restent béantes dans le sol. La succion de l'eau aspirée vers les lentilles de glace a provoqué une compaction considérable de ces agrégats qui, de ce fait, persistent très longtemps.

Le matériau limoneux qui recouvre la région étudiée est très favorable à l'apparition de glace de ségrégation. Sa granulométrie, essentiellement limono-argileuse, est la première raison qui, ainsi, explique l'existence des nombreuses paises organiques et minérales dont nous avons parlé. Indépendamment de ces buttes périglaciaires qui témoignent de l'existence d'îlots de permafrost, la glace de ségrégation apparaît en abondance dans la partie du sol qui gèle et qui dégèle chaque année. Si la glace disparaît en été, par contre la structure du matériau qu'elle a créé au cours de sa croissance se conserve très longtemps. Cette structure est à ce point importante, que la rivière remanie les agrégats qui tombent des berges sapées par le courant et les roule, en donnant des "cailloux" de limon dont la taille varie de quelques millimètres à 2 cm.

Nous avons observé une structure du sol identique partout où, dans les sédiments silteux, nous avons réalisé des excavations ou observé des coupes naturelles. Cette structure résulte du gel saisonnier, puisqu'elle affecte des sédiments qui se sont déposés depuis moins de 7 500 ans. La démonstration de la "jeunesse" de cette structure est bien établie dans les dépôts du grand glissement de terrain. Les couches de sables fluviatiles inférieures, reprises dans le glissement et fortement déformées, ont déterminé, en effet, la disposition de la structure apparue à la suite du gel, en montrant incontestablement que cette structure est postérieure au glissement de terrain. Comme celui-ci a tout au plus quelques centaines d'années, cette structure est donc tout à fait récente.

La dimension des éléments structuraux est de plus en plus grande avec la profondeur. Dans la partie remaniée par le grand glissement de terrain, la variation suivante a été observée : jusqu'à 90 cm de profondeur, structure lamellaire horizontale et d'épaisseur millimétrique ; à 110 cm, éléments structuraux de taille centimétrique ; à 150 cm, dimension 1,5 cm ; à 220 cm, les éléments structuraux atteignent 2 cm d'épaisseur et 6 cm de longueur.

Sur une pente de 13° sans végétation, on a noté la succession que voici : de 9 à 10 cm, fine structure lamellaire ayant tout au plus 1 cm d'épaisseur ; vers 10 cm de profondeur, ces feuillets se transforment en petites boulettes ; de 20 à 30 cm, la structure est de nouveau polyédrique, ayant de 1,5 à 2 mm de taille ; vers 40 cm, des boulettes d'environ 3 mm sont évidentes ; à 50 cm, les formes polyédriques sont plus ou moins arrondies ; à 80 cm, la structure polyédrique présente des éléments de 1 cm de taille, elle est nettement paral-

lèle à la surface. L'excavation a été arrêtée à cette profondeur. La structure en boulettes résulte de phénomènes de frost-creep qui, au dégel, affectent cette pente. Elle a été reconnue dans les dépôts limoneux de Belgique, mais n'a jamais, à notre connaissance, été décrite à ce jour dans un milieu périglaciaire.

IV.— CONCLUSION

L'étude des phénomènes périglaciaires, que nous avons brièvement décrits ci-dessus, sera poursuivie. Vu son émergence récente, le territoire étudié présente l'avantage de montrer des phénomènes périglaciaires qui ne peuvent être antérieurs à la seconde moitié de l'Holocène et sont donc apparus dans des conditions très voisines des conditions actuelles. C'est une situation exceptionnelle, car, le plus souvent, les structures et les formes observées peuvent s'être formées sous des climats différents et la distinction entre les phénomènes fossiles et actuels est impossible. Les observations reportées ici peuvent souvent, sans aucun doute, être considérées comme typiques.

BIBLIOGRAPHIE

- AHMAN R., 1977. — Palsar i Nordnorge. *Meddelanden från Lunds Universitets, Geografiska Institutionem Avhandlingar*, 78, 165 p.
- BROWN R.J.E., 1967. — Permafrost in Canada. *Geol. Survey of Canada*, map 1246 A, Ottawa.
- DIONNE J.-C., 1977. — Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie. Québec subarctique, *Géogr. phys. et Quat.*, 32, n° 3, pp. 187-244.
- FAIRBRIDGE R.W. and HILLAIRES-MARCEL C., 1977. — An 8000-yr paleoclimatic record of the "Double-Hale" 45-yr solar cycle. *Nature*, 268, pp. 413-416.
- 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*, 43, Ser. A, 3-4, pp. 115-145.
- FRITTS H., 1979. — *Les mers postglaciaires du Québec : quelques aspects*. Thèse de doctorat d'état, Paris 6, 2 vol., 534 p.
- GANGLOFF P., GRAY J.T. et HILLAIRES-MARCEL C., 1976. — Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Rev. géogr. Montréal*, 30, n° 4, pp. 339-348.
- GEWELT M., 1983. — Datation ^{14}C de coquilles marines prélevées près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec). *Bull. Soc. géogr. de Liège*, n° 19, pp. 133-137.

- GRAY J.T., PILON J. et POITVIN J., 1979. — Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. et Quat.*, 33, n° 3-4, pp. 253-264.
- HILLAIRE-MARCEL C., 1981. — Continental ice complexes : distinction between centres of outflow and centres of loading of the crust : example of the eastern Laurentide Ice-Sheet, *Ann. Géomorph.*, 25, n° 2, pp. 225-228.
- HILLAIRE-MARCEL C. and OCCHIETTI S., 1980. — Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada, *Ann. Géomorph.*, 24, n° 4, pp. 373-392.
- LAGAREC D., 1976. — Etude géomorphologique de palses dans la région de Chimo, Nouveau-Québec, Canada, *Cah. géologiques*, 92, pp. 153-163.
- LAURIOL B., 1982. — Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava, *Paléo-Québec*, 15, 174 p.
- LINDQVIST S. and MATSSON J.O., 1965. — Studies on the thermal structure of a pals, *Svensk Geogr. Årsbok*, 40, pp. 38-49.
- MACKAY J.-R., 1978. — Contemporary pingos : a discussion, *Biuletyn Peryglacjalny*, 27, pp. 133-154.
- PAYETTE S., 1976. — Les limites écologiques de la zone hémiarctique entre la mer d'Hudson et la Baie d'Ungava, Nouveau Québec, *Cah. géogr. Québec*, 20, n° 50, pp. 347-364.
- PAYETTE S., SAMSON H. et LAGAREC D., 1976. — The evolution of permafrost in the taïga and in the frost tundra, western Quebec-Labrador Peninsula, *Can. Journ. for Res.*, 6, n° 2, pp. 203-220.
- PAYETTE S. et SEGUIN M.K., 1979. — Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. et Quat.*, 33, n° 3-4, pp. 339-357.
- 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, pp. 359-381.
- SEPPÄLÄ M., 1972. — The term "palsa", *Zeitschr. Geomorph.*, 16, 4, p. 463.
- VAN VLIET-LANOE B. et LANGHOR R., 1981. — Correlations between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. *Catena*, 8, pp. 137-154.
- WRAMMER P., 1967. — Studier av Palsmyrar i Laivadalen, Lappland, *Medd. från Göteborgs Universitets Geografiska Institution*, 86, pp. 435-449.
-