

Étude géographique d'un champ de palses à
Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec

Geophysical study of a palsa field at Poste-de-la-Baleine,
Nouveau-Québec

Geophysisches Studium eines Palsenfeldes in Poste de la
Baleine, Neues Québec

Maurice K.-Seguin and Jean Crépault

Volume 33, Number 3-4, 1979

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000368ar>
DOI: <https://doi.org/10.7202/1000368ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)
1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

K.-Seguin, M. & Crépault, J. (1979). Étude géographique d'un champ de palses à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4), 327–337. <https://doi.org/10.7202/1000368ar>

Article abstract

The Great Whale palsa field investigated is located at 55°12'55"N, 77°43'50"W and at an altitude of 107 m. The area studied contains some thirty palsas spread out over a surface area of some 0,8 km²; 13 of these palsas were chosen for detailed stratigraphic, textural, morphological and geophysical analysis. A generalized stratigraphic section depicts an unknown thickness of silty clay containing thin ice lenses, overlain successively by a 0,6 m-thick sand layer, containing angular granitic blocks, and a 1 m-thick peat layer. No massive ground ice was encountered in either the peat or the clay. The active layer has a maximum thickness of 0,7 m and the mean thickness of underlying permafrost layer obtained with electrical soundings is about 10 m. The electrical resistivity of the latter ranges from 2 to 20 K fl-m. Longitudinal and transverse thermal profiles, within the active layer, were obtained at several points along longitudinal and transverse lines across some 15 palsas. The lowest temperatures, approximately 0°C at a depth of 0,5 m, are observed in the center of the palsas. Between 0,3 and 0,5 m, the vertical temperature gradient is large. On the slopes of the palsas, the temperatures are much higher and the active layer is correspondingly thicker.

ÉTUDE GÉOPHYSIQUE D'UN CHAMP DE PALSES À POSTE-DE-LA-BALEINE, NOUVEAU-QUÉBEC*

Maurice K.-SEGUIN et Jean CRÉPAULT, Département de géologie, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ Le champ de palse de Poste-de-la-Baleine est situé au 55°12'55"N et au 77°43'50"O à une altitude de 107 m. L'aire d'étude comprend une trentaine de palse réparties sur une superficie d'environ 0,8 km². Seulement 13 palse répondent aux exigences (formes et dimensions) de l'étude qui a porté sur la stratigraphie, la granulométrie, la géomorphologie et la géophysique. Une coupe stratigraphique généralisée comprend de la base au sommet une épaisseur indéterminée d'argile silteuse interstratifiée de minces couches de glace. Un lit de sable de 60 cm d'épaisseur contenant des blocs granitiques anguleux recouvre l'argile, et une couche de tourbe de 100 cm d'épaisseur coiffe le dépôt. Aucun noyau de glace n'a été rencontré dans la tourbe ou dans l'argile. L'épaisseur maximale de la couche active est de l'ordre de 70 cm et l'épaisseur moyenne du pergélisol obtenue au moyen de sondages électriques est d'environ 10 m. La résistivité électrique du pergélisol varie entre 2 et 20 K Ω-m. Des profils thermiques longitudinaux et transversaux ont été effectués sur des palse à des profondeurs de 30 à 50 cm ainsi qu'à l'interface couche dégelée inférieure — pergélisol. Les températures les plus basses (de l'ordre de 0°C à 50 cm de profondeur) se rencontrent au centre des palse. Entre 30 et 50 cm, le gradient vertical de température est très prononcé. Sur les flancs des palse, les températures sont beaucoup plus élevées et le mollisol est en conséquence plus épais.

ABSTRACT *Geophysical study of a palsa field at Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec.* The Great Whale palsa field investigated is located at 55°12'55"N, 77°43'50"W and at an altitude of 107 m. The area studied contains some thirty palsas spread out over a surface area of some 0,8 km²; 13 of these palsas were chosen for detailed stratigraphic, textural, morphological and geophysical analysis. A generalized stratigraphic section depicts an unknown thickness of silty clay containing thin ice lenses, overlain successively by a 0,6 m-thick sand layer, containing angular granitic blocks, and a 1 m-thick peat layer. No massive ground ice was encountered in either the peat or the clay. The active layer has a maximum thickness of 0,7 m and the mean thickness of underlying permafrost layer obtained with electrical soundings is about 10 m. The electrical resistivity of the latter ranges from 2 to 20 K Ω-m. Longitudinal and transverse thermal profiles, within the active layer, were obtained at several points along longitudinal and transverse lines across some 15 palsas. The lowest temperatures, approximately 0°C at a depth of 0,5 m, are observed in the center of the palsas. Between 0,3 and 0,5 m, the vertical temperature gradient is large. On the slopes of the palsas, the temperatures are much higher and the active layer is correspondingly thicker.

ZUSAMMENFASSUNG *Geophysisches Studium eines Palsenfeldes in Poste de la Baleine, Neues Québec.* Das Palsenfeld in Poste de la Baleine liegt bei 55°12'55"N und 77°43'50"W auf einer Höhe von 107 m. Das Forschungsgebiet umfasst ungefähr 30 Palsen die über eine Oberfläche von 0,8 km² verteilt sind. Nur 13 Palsen beantworteten die Ansprüche (Formen und Dimensionen) der Forschung, die sich mit der Stratigraphie, der Granulometrie, der Geomorphologie und der Geophysik befasst. Ein allgemeiner Schichtungsschnitt zeigt uns von unten nach oben eine Lage schlammigen Lehms unbestimmter Dicke, die von dünnen Eisschichten durchzogen ist. Es folgt ein Sandbett von 60 cm Dicke, welches eckige Granitblöcke enthält, eine Schicht von 100 cm Torf deckt die Ablagerung. Weder im Lehm noch im Torf wurde ein Eiskern gefunden. Die Auftauzone erreicht eine maximale Tiefe von 70 cm und die mittlere Tiefe des Dauerfrostbodens, durch elektrische Sonden gemessen, ist ungefähr 10 m. Die elektrische Resistenz des Dauerfrostbodens beträgt zwischen 2 und 20 k Ω m. Thermische Längs- und Querschnitte der Palsen wurden bei 30-50 cm Tiefe und in der Kontaktzone zwischen Auftau- und Dauerfrostboden gemacht. Die tiefsten Temperaturen (0°C bei 50 cm Tiefe) findet man im Zentrum der Palsen. Zwischen 30 und 50 cm ist die Temperaturkurve sehr steil. An den Palsenflanken sind die Temperaturen viel höher und die Taubodenschicht dementsprechend dicker.

* Contribution du Centre d'études nordiques de l'université Laval (CEN).

INTRODUCTION

Des buttes de tourbe gelée appelées *palsa* (palses) en dialecte lapon caractérisent les tourbières des régions subarctiques de l'URSS, de la Finlande, de la Suède et de la Norvège (LUNDQVIST, 1951). Les palses ont fait l'objet d'un grand nombre de recherches géomorphologiques, botaniques et polliniques en Europe; les études sont plus dispersées en Amérique du Nord. En URSS, P'YAVCHENKO (1955) et TRYRTIKOV (1966) ont fait des études détaillées des palses de la steppe sibérienne (JAHN, 1975). La plus grande quantité de travaux scientifiques relatifs aux palses a été effectuée en Europe de l'Ouest (plus spécifiquement en Fennoscandinavie). On peut grouper les études sur les palses en Fennoscandinavie sous cinq (5) aspects différents, soit: 1) étude géomorphologique (LUNDQVIST, 1951; SJORS, 1959, 1961; SVENSSON, 1961-62, 1964, 1970; RUUHIJÄRVI, 1962; FORSGREN, 1964, 1968; WRAMMER, 1965, 1967; ÅHMAN, 1967; SALMI, 1970; VORREN, 1972); 2) étude botanique des tourbes (RUUHIJÄRVI, 1970); 3) datation des tourbes constituant le sommet des palses (LUNDQVIST, 1951; FORSGREN, 1965; ÅHMAN, 1969); 4) régime thermique des palses (LUNDQVIST et MATTSON, 1965) et enfin le cycle d'évolution des palses (LUNDQVIST, 1951; SCHENK, 1963, 1970; SALMI, 1968, 1972; ÅHMAN, 1977).

En Amérique du Nord, la littérature sur le sujet est beaucoup plus rare. En Alaska, DRURY (1956) a décrit des tourbières à palses. Au Canada, des palses ont été observées au Labrador (HARE, 1959; ALLINGTON, 1959; PAYETTE *et al.*, 1976; LAGAREC, 1976). De nombreuses études sur les palses ont été entreprises dans le nord de l'Ontario (HUSTICH, 1957; SJORS, 1961, 1969; RAILTON, 1968; BROWN, 1968a, b; RAILTON et SPARLING, 1973). Dans les parties septentrionales du Manitoba et de la Saskatchewan, les études les mieux documentées ont été effectuées par JOHNSTON *et al.* (1963); BROWN (1965, 1968a); ZOLTAI et TARNOCAI (1971); ZOLTAI (1971, 1972) et THIE (1974).

Au Québec, les études sur le sujet sont relativement récentes. On note, entre autres, une description très générale de champs de palses du Québec septentrional (POTZGER et COURTEMANCHE, 1955; BROWN, 1976) et la description plus détaillée de champs de palses à Poste-de-la-Baleine (HAMELIN et CAILLEUX, 1969), au golfe de Richmond (LAGAREC, 1973; SAMSON, 1975 et HEIM, 1976) et dans la région de Fort-Chimo (LAGAREC, 1976). PAYETTE *et al.* (1976) ont produit une étude plus générale des complexes de pergélisol associés aux milieux tourbeux des régions de la baie de James, de la mer d'Hudson et de la péninsule du Québec-Labrador.

Les palses sont des buttes ou monticules de 7 à 20 m de diamètre (10 à 200 m de longueur et 5 à 60 m de

largeur, et de 1 à 7 m de hauteur). À l'intérieur des palses, on trouve souvent (mais pas toujours) des lentilles de glace et à leur sommet se présentent parfois des fentes où apparaît de la tourbe pulvérisée ou du limon (CAILLEUX et TAYLOR, 1954; HAMELIN et COOK, 1967). On retrouve les palses dans la zone de pergélisol discontinu où la tourbe, grâce à ses propriétés isolantes, préserve le cœur gelé. LUNDQVIST (1965) distingue les palses des pingos et des buttes cryogènes (minérales ou organiques). Toutefois, en Scandinavie, en Alaska et au Canada, on retrouve des palses dont la surface est tourbeuse, mais qui possèdent un cœur minéral (palses minérotrophes). En Europe septentrionale, les palses sont rarement boisées vu leur existence dans les régions quasi arctiques. Au Canada, on observe des palses boisées ou non boisées et c'est le cas à Poste-de-la-Baleine où le dernier type est toutefois prédominant.

GÉOMORPHOLOGIE DU CHAMP DE PALSÉS

Le champ de palses situé au sud de la rivière du CEN (fig. 1) est localisé dans une cuvette de dépôts argileux et organiques encerclée de collines de gneiss granitique d'âge Archéen¹. Aux figures 2, 3 et 4 sont rassemblées les caractéristiques morphologiques des palses ainsi que la position et l'orientation des sondages électriques et thermiques. En plan, les palses ont une forme généralement allongée, plus ou moins elliptique; l'axe principal a deux orientations préférentielles: 350° et 055°. La longueur des palses varie entre 4 et 90 m, la largeur entre 3 et 50 m et la hauteur entre 0,5 et 4 m.

En bordure de la mer d'Hudson, HILLAIRE-MARCEL (1976) situe la déglaciation vers 7900 ans AA; la submersion marine aurait atteint la cote de 310 m au-dessus du niveau actuel de la mer. La vitesse de soulèvement isostatique post-glaciaire n'est pas exponentielle, mais suit la loi de Van Bemmelen et Berlage (COULOMB et JOBERT, 1973). Ainsi donc, à l'altitude du champ de palses, soit environ 110 m, ce soulèvement correspond à environ une période de temps de 4500 ans. Cette date marque la période d'émergence de la région du champ de palses. Un lac aurait occupé la région au sud de Poste-de-la-Baleine dans l'intervalle de temps compris entre la déglaciation et la transgression marine de Tyrrell (HILLAIRE-MARCEL et de BOUTRAY, 1975).

Un environnement semi-aquatique et une végétation permettant une accumulation progressive de tourbe représenteraient alors les conditions obligatoires de la

1. L'étude sur le terrain a été entreprise au cours de l'été 1976.

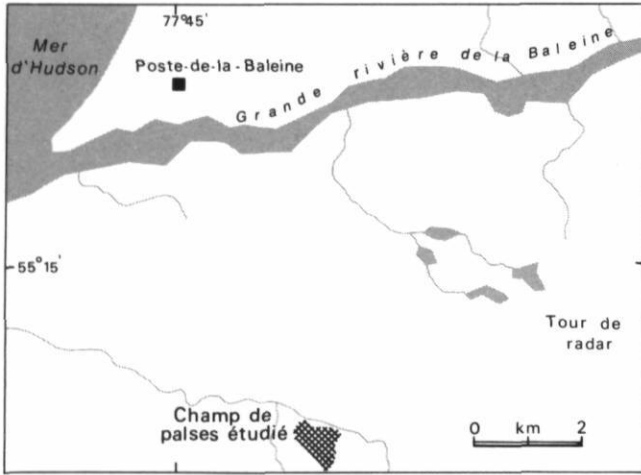


FIGURE 1. Localisation du champ de palse étudié.
Location of the investigated palsa field.

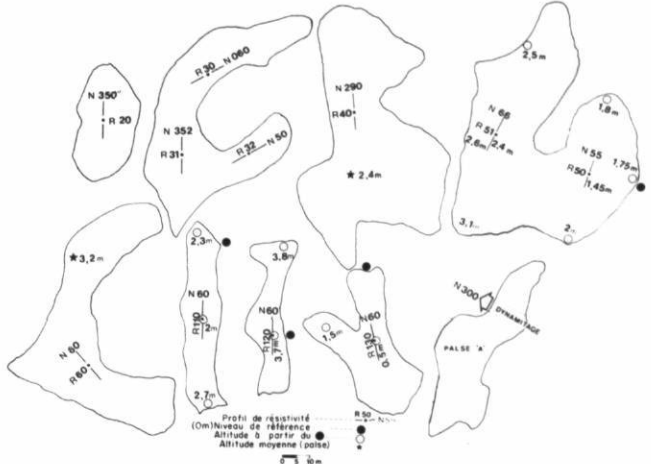


FIGURE 3. Formes, dimensions et orientations de quatre autres palse étudiées.
Shapes, dimensions and directions of four other palse.

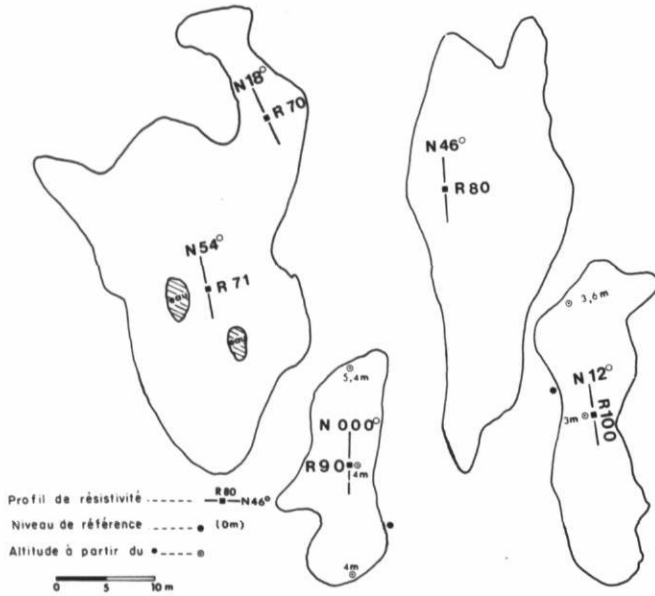


FIGURE 2. Formes, dimensions et orientations de neuf des palse étudiées.
Shapes, dimensions directions of nine of the palse.

formation des palse en plus de l'existence préalable d'un pergélisol. Nous ne disposons pas de données d'âge ¹⁴C dans la région de Poste-de-la-Baleine², mais les travaux de RAILTON et SPARLING (1973) sur les palse du Nord de l'Ontario, ont indiqué un taux de croissance moyen de la tourbe d'environ 1 cm par 20 ans (datation radiocarbone). L'épaisseur maximale de la

2. Un des lecteurs de cet article a commenté que dans le même champ de palse, la tourbe de base a été datée ca. 4500 AA par J. Heim. À notre connaissance, cette datation n'a pas été publiée.

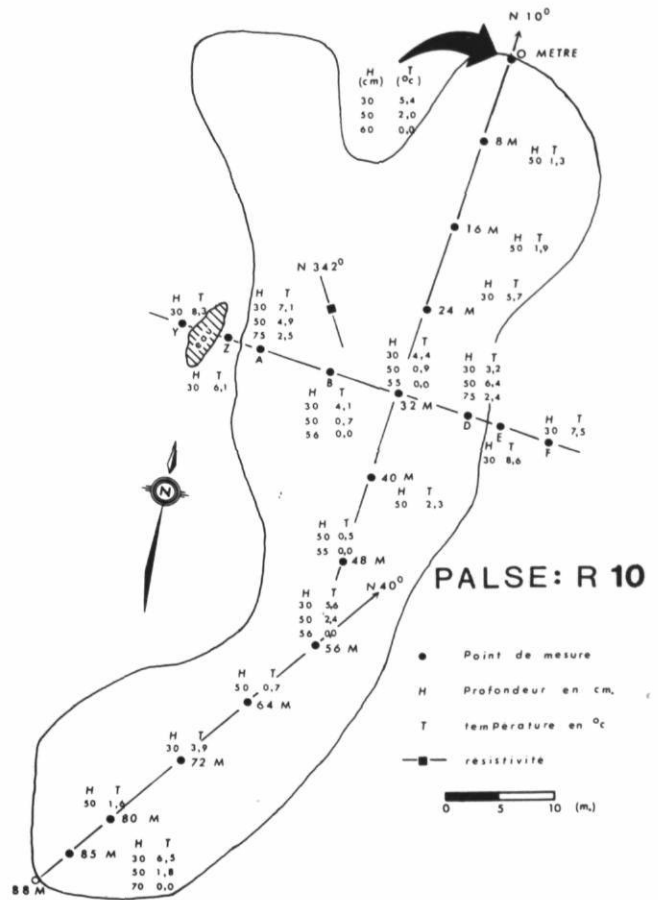


FIGURE 4. Profils thermiques de la palse n° R-10.
Thermal profiles of palsa No. R-10.

tourbe qui constitue l'enveloppe des paises est de 132 cm, ce qui donnerait un âge minimal de 2600 ans pour le début de l'accumulation du dépôt de tourbe. En se basant sur les données palynologiques, LUNDQVIST (1951) a obtenu un âge de 3000 ans ou moins pour les tourbes formées dans des conditions similaires en Suède septentrionale. Dans la région du golfe de Richmond, PAYETTE *et al.* (1976) ont déterminé l'âge de la couche basale de tourbe des paises et sont arrivés à 1950 ± 90 ans. À cet âge, il faut ajouter le temps nécessaire à la formation d'une couverture de tourbe de quelque 30 cm d'épaisseur, soit environ 600 ans en utilisant l'étalonnage établi précédemment, ce qui donne alors un total de 2550 à 2600 ans. Une étude pollinique faite par HEIM (1976) sur une paise de la région du golfe de Richmond indique que cette dernière s'est formée il y a 4900 ans.

STRATIGRAPHIE

Les sondages électriques, des forages et des coupes dont une pratiquée par dynamitage (paise A, fig. 2), ont permis de construire une colonne stratigraphique passablement détaillée (fig. 5). L'unité n° 1 de 100 à 120 cm d'épaisseur est composée essentiellement de tourbe stratifiée; les 55 à 60 premiers centimètres sont dégelés, tandis que la partie inférieure se situe dans la zone de pergélisol. La matière organique décomposée dégage une forte odeur.

Le contact entre la tourbe et l'unité n° 2 sous-jacente est très net. Cette dernière unité comporte trois sous-unités ou couches distinctes. La couche A située immédiatement à la base de la tourbe est constituée de sable silteux gris parsemé de blocs granitiques et de graviers. Les blocs de dimensions très variées (diamètre: 0,6-1,2 m) sont généralement très anguleux; quelques-uns sont légèrement émoussés. La structure du sable ne montrant pas de traces d'involution, les blocs ont été déposés en même temps que le sable. Ils ont vraisemblablement été transportés par les glaces flottantes (glaciel) et ont ensuite été incorporés à l'intérieur d'un sable grossier d'origine fluviale ou de plage.

Le contact entre les couches A et B est bien marqué. Le sable de couleur rougeâtre de la couche B est caractérisé par une granulométrie relativement uniforme³ (fig. 5). La couche C est constituée d'un sable de couleur brunâtre avec des intercalations de sable gris; des veinules de glace y sont visibles. La couche C est semblable à la couche A, sauf que les blocs sont absents.

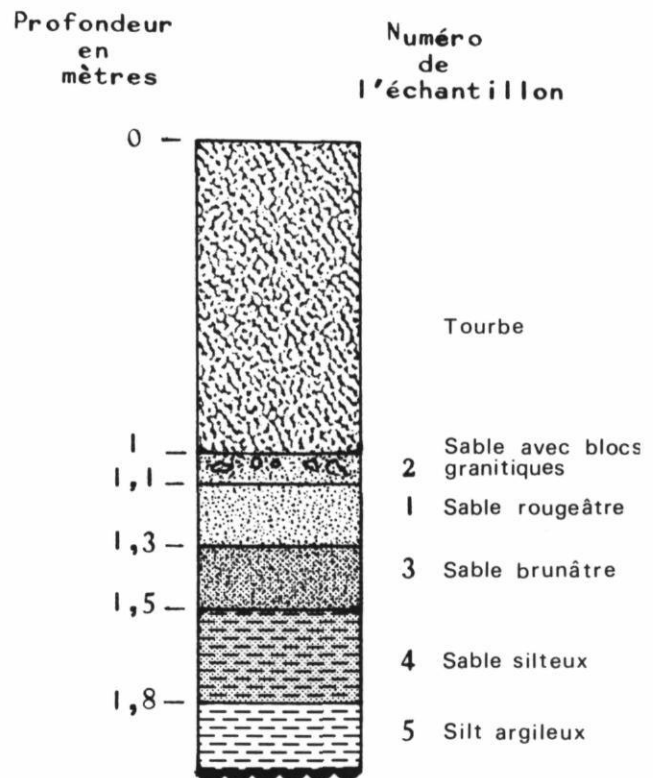


FIGURE 5. Coupe stratigraphique typique d'une paise.
Typical stratigraphic section of a paise.

L'unité n° 3 sous-jacente est composée d'un sable silteux contenant de minces couches de glace. On observe également quelques cristaux de glace. Finalement, l'unité n° 4 se compose d'une argile silteuse qui comprend une proportion de gravier. Les petits graviers dans cette argile sont généralement enrobés d'une couche de glace fibreuse.

Des échantillons ont été prélevés au moyen d'une foreuse portable dans les coupes de certaines paises et dans une coupe artificielle (dynamitage) pour fin d'analyse granulométrique. La figure 6 montre les résultats du tamisage d'échantillons pour la couche «A» de l'unité n° 2 (n° 2), de la couche «B» de l'unité n° 2 (n° 1), de la couche «C» de l'unité n° 2 (n° 4) et de l'unité n° 3 (n° 5). Les blocs anguleux de la couche «A» et les graviers de l'unité n° 4 ont été soustraits de cette analyse. Sur un abaque, sable-limon-argile, la couche «A» correspond à un limon sableux (abstraction faite des blocs), la couche «B» à un sable pur, la couche «C» à un sable graveleux, l'unité n° 3 (fig. 5) à un limon sableux plus argileux que celle de la couche «A» et l'unité n° 4 à un limon argileux.

Les coefficients d'uniformité ($\frac{d_{60\%}}{d_{10\%}}$) sont respectivement de 5 (A), 2,5 (B), 1,5 (C), 10 (4), 2,5 (5).

3. $CM = \frac{d_{60}}{d_{10}} = 2,5$, donc granulométrie serrée (PELTIER, 1959).

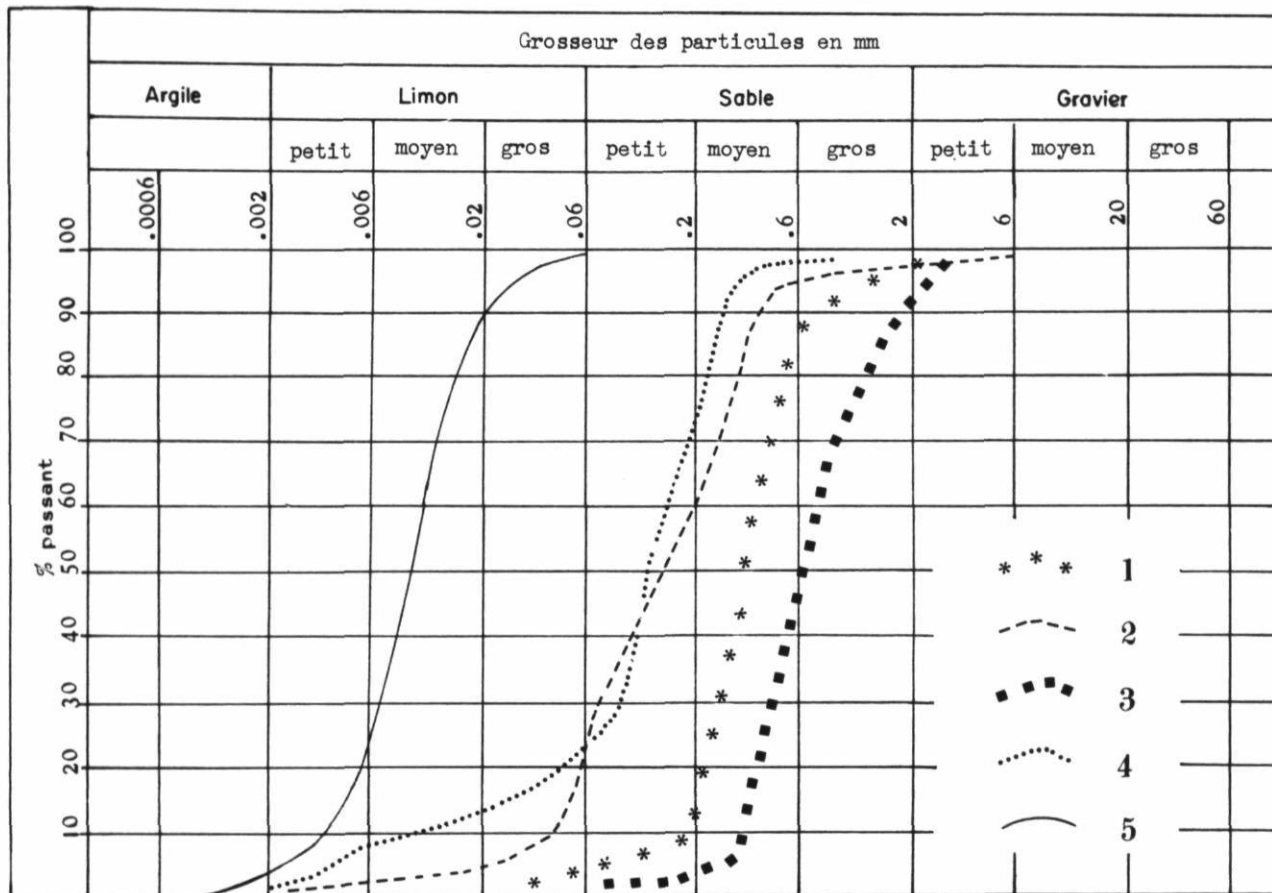


FIGURE 6. Résultats de l'analyse granulométrique des échantillons de la coupe présentée à la figure 5: 1) sable rougeâtre, 2) sable avec blocs granitiques; 3) sable brunâtre; 4) sable silteux; 5) silt argileux.

Results of a granulometric analysis of samples from the section described in Figure 5: 1) reddish sand; 2) sand with granitic blocks; 3) brownish sand; 4) silty sand; 5) silty clay.

LEVÉS GÉOPHYSIQUES

1. MÉTHODES

Les méthodes électriques et thermiques ont été utilisées dans cette étude. Pour effectuer les mesures de résistivité électrique, nous avons employé un terramètre (modèle T1 5370-1E) fabriqué par ABEM et dont les caractéristiques principales sont: 1) fréquence de 4 Hertz; 2) fourchette de mesures allant de 3×10^{-3} à $10^4 \Omega$; 3) tension de sortie maximale de 400 volts. Les mesures thermiques ont été faites au moyen de thermistors encapsulés. Pour les sondages électriques, nous avons employé la configuration de Schlumberger (SEGUIN, 1971, 1976); les dimensions de la distance MN entre les électrodes de potentiel et celle de AB entre les électrodes de courant sont données au tableau I.

TABEAU I

Configuration de Schlumberger (dimensions en mètres).

| MN | $\frac{AB}{2}$ |
|----|-------------------------|
| 1 | 2, 3, 4, 6, 8, 10 |
| 2 | 10, 12, 15, 20 |
| 3 | 20, 25, 30, 35, 40, 50 |
| 4 | 50, 60, 70, 80, 90, 100 |

2. INTERPRÉTATION DES DONNÉES

Le calcul des résistivités vraies et des épaisseurs des diverses couches (tabl. II) a été fait par ordinateur en employant une méthode itérative décrite par ZOHDY (1974b, 1975). Les programmes mathématiques utilisés à cette fin sont ceux de ZOHDY (1973, 1974a) aux-

TABLEAU II
 Résultats d'interprétation des sondages électriques

| Coupe n° | n° | ρ_1^{**} (Ω -m) $\times 10^3$ | e_1^{***} (m) | ρ_2 (Ω -m) $\times 10^3$ | e_2 (m) | ρ_3 (Ω -m) $\times 10^3$ | e_3 (m) | ρ_4 (Ω -m) $\times 10^3$ | e_4 (m) | ρ_5 (Ω -m) $\times 10^3$ | e_5 (m) | ρ_6 (Ω -m) $\times 10^3$ | e_6 (m) | Σe^{****} (m) | Mollisol (m) | PMF (m) | Socle (m) |
|--------------------|----|--|--------------------|---|--------------|---|--------------|---|--------------|---|--------------|---|--------------|--------------------------|-----------------|------------|--------------|
| R 10 | 6 | 0,426 | 0,63 | 2,25 | 0,32 | 6,02 | 3,46 | 2,54 | 4,93 | 0,709 | 2,23 | 0,104 | × | 11,57 | 0,63 | 8,71 | — |
| R 20 | 5 | 1,66 | 0,73 | 4,10 | 5,28 | 2,02 | 5,05 | 0,718 | 2,37 | 0,123 | × | × | × | 13,42 | 0,72 | 10,31 | — |
| R 30 | 5 | 0,671 | 0,44 | 2,25 | 0,28 | 8,28 | 3,19 | 3,87 | 5,97 | 2,12 | × | × | × | 9,88 | 0,44 | 9,44 | — |
| R 31 | 6 | 0,491 | 0,48 | 1,11 | 0,37 | 5,84 | 5,97 | 2,32 | 5,49 | 2,34 | 1,77 | 0,087 | × | 14,08 | 0,48 | 11,83 | — |
| R 32 | 4 | 0,569 | 0,68 | 2,26 | 2,74 | 0,884 | 7,75 | 0,321 | × | × | × | × | × | 11,17 | 0,68 | 10,49 | — |
| R 40 | 5 | 0,404 | 0,69 | 1,30 | 0,66 | 2,84 | 4,17 | 1,25 | 7,84 | 0,408 | × | × | × | 13,36 | 0,69 | 12,67 | — |
| R 50 | 4 | 0,562 | 0,67 | 1,76 | 0,80 | 4,52 | 11,63 | 3,22 | × | × | × | × | × | 13,10 | 0,67 | 12,43 | — |
| R 51 | 6 | 0,436 | 0,68 | 1,09 | 0,51 | 11,55 | 0,36 | 32,21 | 0,33 | 9,12 | 6,86 | 2,90 | × | 8,74 | 0,68 | 8,06 | — |
| R 60 | 5 | 0,612 | 0,80 | 6,79 | 1,84 | 2,49 | 11,29 | 2,80 | 19,26 | 4,31 | × | × | × | 33,19 | 0,80 | 13,13 | 33 |
| R 70 | 5 | 0,653 | 0,71 | 0,923 | 1,35 | 3,15 | 5,69 | 3,00 | 19,49 | 15,88 | × | × | × | 27,24 | 0,71 | 7,04 | 27 |
| R 71 | 6 | 0,911 | 0,71 | 1,92 | 0,57 | 18,33 | 0,39 | 5,11 | 1,69 | 3,46 | 31,2 | 852,7 | × | 34,56 | 0,71 | 2,65 | 35 |
| R 80 | 6 | 0,587 | 0,50 | 1,41 | 0,80 | 5,53 | 0,89 | 7,34 | 6,81 | 6,69 | 24,5 | 4,10 | × | 33,50 | 0,50 | 8,42 | 33 |
| R 90 | 6 | 0,887 | 0,44 | 3,01 | 0,30 | 12,81 | 0,88 | 9,08 | 6,94 | 3,04 | 8,23 | 1,50 | × | 16,79 | 0,44 | 8,12 | — |
| R 100 | 6 | 1,07 | 0,46 | 2,54 | 0,36 | 9,66 | 5,54 | 6,31 | 6,52 | 2,53 | 5,22 | 1,36 | × | 18,10 | 0,46 | 12,42 | — |
| R 110 | 5 | 1,49 | 0,46 | 3,55 | 0,32 | 9,28 | 2,13 | 6,64 | 8,74 | 2,30 | × | × | × | 11,65 | 0,46 | 11,19 | — |
| R 120 | 5 | 1,22 | 0,31 | 3,02 | 0,26 | 20,0 | 0,33 | 16,8 | 4,94 | 3,23 | × | × | × | 5,84 | 0,31 | 5,53 | — |
| R 130 | 5 | 0,914 | 0,71 | 2,01 | 0,56 | 1,40 | 1,75 | 7,51 | 4,53 | 4,82 | × | × | × | 8,54 | 0,71 | 6,54 | — |
| L ₂ (1) | 5 | 4,60 | 1,30 | 14,66 | 0,74 | 39,38 | 5,18 | 23,85 | 5,07 | 13,26 | × | × | × | 12,29 | — | — | — |
| L ₂ (2) | 6 | 46,21 | 0,97 | 78,10 | 5,11 | 31,42 | 4,80 | 11,64 | 2,2 | 3,58 | 1,85 | 0,155 | × | 14,93 | — | — | — |
| Moyenne: | | 0,788 | | | | | | | | | | | | | 0,59 | 9,4 | 32 |

*n = nombre de couches calculées; n = 1, 2...6.
 ** ρ = résistivité électrique.
 ***e = épaisseur de la couche.
 **** Σe = somme des épaisseurs des n couches.

Mollisol = épaisseur approximative du mollisol.
 PMF = épaisseur du pergélisol.
 Socle = profondeur au socle.
 L₂ (1) = sondage électrique sur le socle rocheux.
 L₂ (2) = sondage électrique sur du sable sec (dune).

quels nous avons apporté quelques modifications. La figure 7 montre un exemple typique de sondage électrique sur les paises. L'interprétation quantitative de ce sondage et d'une vingtaine d'autres effectués à proximité est présentée au tableau II. Ces résultats indiquent que la première couche constituée de matière tourbeuse sèche et non gelée a une valeur de résistivité relativement constante, dont la moyenne est d'environ 790 Ω -m. Cette constatation est importante, car une faible variation latérale de résistivité dans la première couche permet d'établir une corrélation plus précise des couches inférieures d'un sondage à l'autre. De plus, lorsque les résistivités des couches inférieures peuvent être calculées avec précision, il est possible non seulement de déterminer l'épaisseur exacte du pergélisol, mais aussi de calculer la température approximative au centre de la couche gelée, après avoir établi une corrélation entre la température et la résistivité électrique du matériel gelé.

Les mesures de température effectuées à divers intervalles (fin juillet, début d'août) et à des profondeurs différentes, suivant des profils longitudinaux et transversaux de paises ont permis de déterminer le gradient thermique au voisinage de la surface. La figure 8 indique la position des profils longitudinaux et transversaux et les stations de mesures thermiques. Le tableau III donne un résumé des résultats probants. Le gradient géothermal moyen entre 30 et 50 cm de la surface n'est pas essentiellement différent sur les paises

ou sur leur flanc ou en bordure. Par contre, le gradient thermique moyen entre 50 cm et la surface de gel dans les paises et celui entre 50 et 75 cm sur le flanc ou en bordure des paises sont nettement différents. Tel que prévu théoriquement, le gradient $\Delta T/\Delta h$ (50 cm - surface de gel) dans les paises est beaucoup plus prononcé. L'interface couche dégelée-pergélisol au centre de la paise n° R 10 (fig. 4) déterminée par mesure thermique se situe à 56 cm alors que la valeur calculée à partir du sondage électrique (R 10) est de 63 cm (tabl. II). La paise n° R 10 est une des plus grandes étudiées; sa hauteur moyenne est de 2,5 m au-dessus des mares environnantes. L'orientation de son grand axe qui atteint 85 m est N 010°; sa largeur moyenne est de 20 m. À la surface de cette paise, on note une végétation arbustive associée à un affleurement organique de couleur noire et moins isolant (réflexion minimale de la radiation incidente et absorption maximale superposées au caractère isolant de la tourbe dépendant de la conductivité thermique). Ces changements locaux du type de surface des paises causent plus de changements thermiques latéraux que verticaux.

L'origine, l'évolution et la nature des paises ont fait l'objet de nombreuses hypothèses. La stabilité ou l'instabilité de la lentille gelée est fonction directe de la quantité d'énergie calorifique (solaire) absorbée. Cette dernière dépend de: 1) l'intensité et de la durée de la radiation solaire; 2) la température de l'air à la surfa-

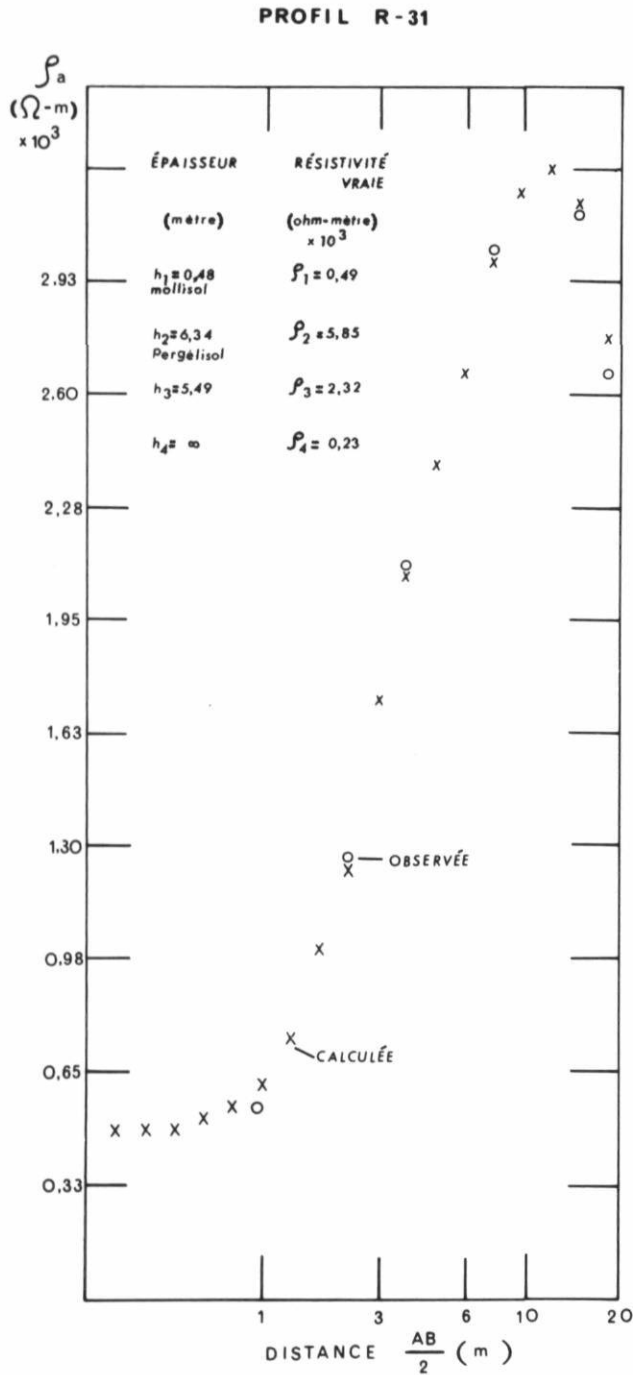


FIGURE 7. Exemple de sondage de résistivité électrique (profil R-31).

Example of an electrical resistivity sounding (profile R-31).

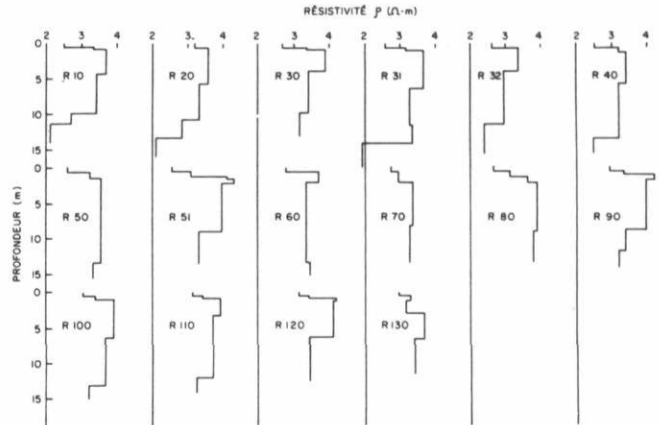


FIGURE 8. Représentation graphique du log de la résistivité en fonction de la profondeur.

Graphical representation of the log resistivity versus depth.

TABLEAU III

Gradients de température observés: $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ ($^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$)

sur la palse:

Δh (30-50 cm): $-0,160, -0,065, -0,175, -0,185, -0,255,$
 $-0,175, -0,092, -0,095, -0,175, -0,255,$
 $-0,170, -0,120, -0,175, -0,175^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

Δh (30-50 cm) moyen: $-0,166^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

Δh (50-surface de gel): $-0,180, -0,011, -0,078, -0,100,$
 $-0,045, -0,110, -0,250, -0,160^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

Δh (50-surface de gel) moyen: $-0,117^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

en bordure de la palse (flanc):

Δh (30-50 cm): $-0,170, -0,225, -0,207, -0,092, -0,090^{\circ}C$
 cm^{-1}

Δh (30-50 cm) moyen: $-0,157^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

Δh (50-75 cm): $-0,060, -0,027, -0,013, -0,182, -0,112,$
 $-0,132^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

Δh (50-75 cm) moyen: $-0,089^{\circ}C \text{ cm}^{-1}$

ce; 3) les variations climatiques annuelles et séculaires; 4) l'épaisseur de la couverture de neige (isolante); 5) le taux de réflexion de la radiation solaire (albedo); 6) la couleur et la nature de la surface végétale; 7) le degré d'humidité de la végétation; 8) la forme et l'orientation de la palse ainsi que la hauteur du talus en bordure influençant la quantité de flux de chaleur; 9) les propriétés thermiques du dépôt organique (conductivité thermique) et des dépôts minéraux (nature, densité, teneur en eau, porosité, capillarité) (e.g. BROWN, 1965, 1970). Ainsi un sol à matériaux grossiers gèle à une température moyenne de $0^{\circ}C$, tandis qu'un sol contenant de très fines particules verra une certaine proportion de l'eau interstitielle infiltrée par capillarité ne geler qu'à $-1,3^{\circ}C$ ou moins.

Au moment de la formation des palse, les buttes devraient être suffisamment élevées (50 à 75 cm) pour

n'être que faiblement recouvertes de neige durant l'hiver. Cette situation favorise une perte anormale de chaleur durant l'hiver; il s'en suit un bilan thermique annuel négatif, une croissance du pergélisol et une invasion de la zone gelée dans la couche inférieure de tourbe. Durant la saison estivale, la couche supérieure de tourbe procure une couverture isolante au pergélisol tandis que les lichens et les mousses absorbent relativement peu de radiation solaire (e.g. JAHN, 1975). Toutes ces conditions contribuent au régime thermique négatif. À la limite, cette aggradation du pergélisol peut permettre la formation de plateaux palsiques. Le gradient de température prononcé situé à l'interface sable-argile (unités n^{os} 3 et 4) est l'effet du régime thermique négatif dans la couche minérale sise entre l'argile et la tourbe. Lorsque les palses arrivent à maturité (croissance maximale), le processus de formation de la tourbe est interrompu; l'oxydation biologique provoque une contraction de la tourbe (LUNDQVIST, 1951; SJORS, 1961) et des fractures sommitales se forment. L'érosion éolienne et les eaux de pluie amincissent progressivement la couche de tourbe et font disparaître les lichens et les mousses. La disparition de cette couche réfléchissante, la réduction de la couche de tourbe et l'apparition d'une couche de neige plus épaisse favorisent alors un bilan thermique positif et la fonte éventuelle de la palse (stade mature: dégradation); la fonte de la glace à l'intérieur de la palse crée alors une dépression (mare).

Même si la majorité des auteurs s'entendent sur le mécanisme de formation des palses, on note des divergences d'opinion sur la période de temps allouée à la vie d'une palse. Une première hypothèse suggère une origine continue ou cyclique de relativement courte durée de vie tandis qu'une seconde propose une origine ancienne correspondant à un événement post-glaciaire (DRURY, 1956; LUNDQVIST, 1951; RUUHIJARVI, 1962; RAILTON et SPARLING, 1973). Cette ambiguïté provient du fait que la formation des palses peut ou ne pas être synchrone avec celle de la tourbe.

Le champ de palses étudié montre toutes les caractéristiques du stade de la maturité. On remarque, entre autres choses, l'érosion (éolienne ou par la pluie) de la tourbe en surface, la disparition souvent complète des mousses et des lichens, la présence de larges fissures (crevasses) dues à l'oxydation biologique ou la rupture des sols gelés sous-jacents ou les deux, l'affaissement des arbres en bordure des palses et enfin l'existence de mares avoisinantes. Bref, on y observe tous les indices de la phase de dégradation. Reste à déterminer si cette phase représente la fin d'un cycle synchronisé de formation des palses (la période du cycle étant légèrement variable d'une palse à l'autre) qui est relié à une légère variation séculaire du climat ou une disparition prochaine de formes périglaciaires ancien-

nes. On note une stratification parfaitement horizontale dans les dépôts de tourbe. Si la formation des palses était cyclique, on devrait observer des discordances stratigraphiques ou des involutions. Cette observation favoriserait donc un âge ancien des palses (≈ -2500 à -3000 ans); cependant, VORREN (1972) affirme que la stratigraphie des palses n'est pas perturbée lors de leur croissance et de leur destruction. Si tel est le cas, l'âge des palses peut être diminué par un facteur de 10 ou même plus.

CONCLUSION

Bien que cette étude soit incomplète à divers points de vue, elle a permis de mettre en lumière certains aspects relatifs aux palses étudiées. Du point de vue géométrique, les résultats géophysiques démontrent que les palses qui ont une forme plus ou moins elliptique en deux dimensions apparaissent comme des prismes ou des parallépipèdes subhorizontaux en trois dimensions. Le sommet moyen de ces formes définit l'interface mollisol-pergélisol à une profondeur moyenne d'au moins 55 cm de la surface et l'extension en profondeur moyenne du pergélisol est de 10 m⁴. Si l'on exclut le profil n° R 71 (tabl. II), on est frappé par la constance relative des épaisseurs du pergélisol (6 à 13 m). En rayant quatre autres des seize profils restants (R 51, R 70, R 120 et R 130), alors toutes les épaisseurs se situent dans l'étendue 8-12 m et plus particulièrement 9-11 m (tabl. II). À l'exception de la palse n° R 71, qui présente un sommet relativement plat et peu accidenté et qui est caractérisée par des dépressions remplies d'eau, la base du pergélisol se trouve toujours quelque 7 à 12 m en-dessous du terrain environnant. Il est possible qu'il y ait des effets latéraux marqués pour un certain nombre de sondages électriques effectués sur les palses et en particulier sur celles qui sont plus courtes ou moins larges. En effet, le modèle utilisé dans les calculs est celui de couches d'extension latérale indéfinie ce qui n'est pas le cas pour les palses. Cette divergence entre la réalité et le modèle employé a pour effet éventuel de minimiser l'épaisseur du pergélisol par un facteur de 10 à 15% environ dans certaines de ces palses. Les études stratigraphiques et granulométriques indiquent une provenance continentale (venant de l'Est) pour les sables et limons sableux des unités n^{os} 2 et 3 (dépôts fluviaux; de type deltaïque ou de la plage en bordure de la mer d'Hudson) et un environnement de dépôt marin (en provenance des roches sédimentaires et volcaniques à l'Ouest) pour le limon argileux de l'unité n° 4 (mer de Tyrrell ≈ 7900 AA).

4. Suivant la suggestion du second lecteur (W. Scott), l'interprétation de la base du pergélisol à partir des sondages électriques a été modifiée.

La transition lithologique entre les unités n^{os} 3 et 4 est responsable du changement brusque du point de congélation d'une fraction de l'eau emprisonnée dans les argiles et limons et de celle de la couche gelée dans les unités n^{os} 2 et 3 ainsi que la partie supérieure de l'unité n^o 1.

Nous n'avons pas pu établir de corrélation entre l'épaisseur minimale de dépôts meubles et la formation des paises; la conductivité thermique du granite étant plus élevée que celle de la tourbe et des dépôts meubles, il apparaît évident qu'il doit y avoir une épaisseur limite de mort-terrain en deçà de laquelle la formation des paises ne peut s'effectuer à cause de l'influence adverse du gradient géothermique. À cause de difficultés techniques, nous n'avons pu effectuer de levés de réfraction sismique détaillée permettant de déterminer l'épaisseur des dépôts meubles, leur nature et leur séquence stratigraphique jusqu'au socle. Toutefois, l'interprétation de cinq sondages électriques suffisamment étendus indique une profondeur du socle à quelque 32 m.

Les observations géomorphologiques, stratigraphiques et thermiques indiquent que le champ de paises étudié est arrivé à un stade de dégradation plus ou moins avancé. En particulier, les plus faibles gradients thermiques, les fissures et les affaissements sur le flanc des paises, la présence d'un grand nombre de mares de thermokarst, la quasi-verticalité des murs gelés des paises et enfin quelques irrégularités de la limite inférieure du pergélisol sont autant d'arguments en faveur d'un stade de désintégration. Même si on peut facilement proposer un âge pour la formation de la tourbe, les critères de détermination de l'âge de la formation des paises sont insatisfaisants; on en est réduit à des hypothèses plus probables étant donné la fragilité de l'équilibre climatique et du milieu de préservation du couvert végétal.

Après avoir effectué l'interprétation et réalisé la synthèse des résultats obtenus (avec ce qu'une telle étude comporte d'interpolation et même d'extrapolation), quelques avenues de recherche se dessinent. Parmi celles-ci, nous entrevoyons l'examen du contenu en eau des sédiments meubles en relation avec la répartition des veinules de glace et des cristaux de glace fibreuse, car il faut, entre autres choses, expliquer l'absence d'une lentille de glace dans ces paises. Une telle étude exigera le prélèvement *in situ* d'échantillons pour déterminer leur porosité et leur capacité capillaire. Ces données pourraient éventuellement expliquer plus correctement la genèse des paises et leur milieu de formation. Des mesures thermiques comparatives détaillées des unités pédologiques et des études de la végétation (e.g., répartition spatiale des divers types) conduiraient probablement à une meilleure compréhension

des mécanismes de formation et de dégradation des paises.

REMERCIEMENTS

Cette étude a pu être réalisée grâce à l'aide technique et financière du CEN et à un octroi du Conseil national de la recherche (CNR — CA — 7070/1976-1977) attribué à Maurice K.-Seguin. Deux étudiants du Département de géographie (M. C. Bergeron et Mlle M. Caron), et un étudiant du Département de géologie (M. R. Gosselin), tous trois de l'université Laval, ont contribué à la cueillette des données sur le terrain. Les auteurs remercient plus particulièrement M. William Scott de la Commission géologique du Canada pour ses suggestions relatives à l'épaisseur du pergélisol.

BIBLIOGRAPHIE

- ÅHMAN, R. (1967): Palsstudier i Nord-Norge, *Svensk. Geogr. Årsbok*, 43, p. 258-261.
- (1969): C¹⁴ dating an palsar i Nord-Norge, *Svensk. Geogr. Årsbok*, 45, p. 155-158.
- (1977): *Palsar in Nordnorge*, Medd. Lunds Univ., Geogr. Inst., Publ. 78, 165 p., 38 fig., 54 phot.
- ALLINGTON, K. R. (1959): *McGill Sub-Arctic Research Paper*, Montréal, 7, thèse M. A.
- BROWN, R. J. E. (1965): *Permafrost Investigations in Saskatchewan and Manitoba*, Nat. Res. Counc. Can., Building Div., NRC 8375, 36 p.
- (1968a): *Permafrost Investigations in Northern Ontario and Northeastern Manitoba*, Nat. Res. Counc. Can., Building Div., NRC 10465, 39 p.
- (1968b): Occurrence of permafrost in Canadian peatlands, in *Proc. Third Int. Peat Congr.*, Québec, p. 174-181.
- (1970): *Permafrost in Canada*, Univ. of Toronto Press, 234 p.
- (1976): *Étude du pergélisol au Québec et à Terre-Neuve (Labrador)*, Cons. nat. Tech. Can., Div. des recherches sur le bâtiment, NRC 14966 F.
- CAILLEUX, A. et TAYLOR, G. (1954): *Cryopédologie: étude des sols gelés*, Actualités scientifiques et industrielles 1203, Expéditions polaires françaises, Missions Paul-Emile Victor IV, Paris, 218 p.
- COULOMB, J. et JOBERT, G. (1973): *Traité de géophysique interne*, tome I, Paris, Masson, 646 p.
- DRURY, W. H. (1956): Bog flats and physiographic processes in the upper Kuskokwin River region, Alaska, *Contrib. Gray Herb. Harvard Univ.*, 178, p. 1-130.
- FORSQREN, B. (1964): Notes on some methods tried in the study of palsas, *Geogr. Ann.*, 46 (3), p. 343-344.
- (1965): Triticum determination in the study of palsa formation, *Geogr. Ann.*, 48 A (2), p. 102-110.

- (1968): Studies of palsas in Finland, Norway and Sweden, 1964-1966, *Biul. Peryglac.*, 17, p. 117-123.
- HAMELIN, L.-E. et CAILLEUX, A. (1969): Les palses dans le bassin de la Grande-Rivière de la Baleine, *Rev. Géogr. Montr.*, 23, p. 329-337.
- HAMELIN, L.-E. et COOK, F. A. (1967): *Le périglaciaire par l'image. Illustrated glossary of periglacial phenomena*, Presses de l'Univ. Laval, Québec, 237 p.
- HARE, F. K. (1959): *A Photo-Reconnaissance Survey of Labrador-Ungava*, Ottawa, Canada, Dept. Mines Tech. Surv., Geogr. Branch, Mem. 6, 83 p.
- HEIM, J. (1976): Étude palynologique d'une palse de la région du golfe de Richmond (Nouveau-Québec, Canada), *Cah. Géogr. Qué.*, n° 50, p. 221-238.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique à l'Est de la baie d'Hudson, *Cah. Géogr. Qué.* 20 (40), p. 185-220.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et de BOUTRAY, B. (1975): Les dépôts meubles de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Nordicana*, n° 38, 47 p., 17 fig.
- HUSTICH, I. (1957): On the Phytogeography of the Subarctic Hudson Bay Lowland, *Acta geogr.*, 16, 1, Helsinki — Helsingfors, p. 1-48.
- JAHN, A. (1975): *Problems of the Periglacial Zone*, Polish Scientific Publ., 227 p.
- JOHNSTON, G. H., BROWN, R. J. E. et PICKERSGILL, D. N. (1963): *Permafrost investigations at Thompson, Manitoba: Terrain studies*, Tech. Pap. 158, Nat. Res. Council Can., Div. Building Res., 55 p.
- LAGAREC, D. (1973): Éléments de la morphologie cryogène du golfe de Richmond, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, 17 (42), p. 465-482.
- (1976): Étude géomorphologique de palses dans la région de Chimo, Nouveau-Québec, Canada, *Cah. Géol.*, n° 92, p. 153-162.
- LINDQVIST, S. et MATTSON, J. O. (1965): Studies on the thermal structure of a palsa, *Svensk geogr. Årsb.*, 41, p. 38-49.
- LUNDQVIST, G. (1951): En palsmyr sydöst om Kesknäkaise, *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, 73, p. 209-225.
- LUNDQVIST, J. (1965): Earth and ice mounds; a terminological discussion, in *INQUA, abstracts*, Denver, Colorado, p. 304.
- PAYETTE, S., SAMSON, H. et LAGAREC, D. (1976): The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Quebec-Labrador Peninsula, *Can. J. For. Res.*, 6(2), p. 203-220.
- POTZGER, J. E. et COURTEMANCHE, A. (1955): Permafrost and some Characteristics of Bogs and Vegetation of Northern Quebec, *Rev. can. Géogr.*, 9 (2-3), p. 109-114.
- P'YAVCHENKO, N. I. (1955): *Bugristye torfyaniki*, Akad. Nauk SSSR, Inst. Lesa, Moscou, 278 p.
- RAILTON, J. B. (1968): *The ecology of palsa bogs*, Univ. of Toronto, thèse M. Sc.
- RAILTON, J. B. et SPARLING, J. H. (1973): Preliminary studies on the ecology of palsa mounds in northern Ontario, *Can. J. Bot.*, 51, p. 1037-1044.
- RUUHIJÄRVI, R. (1962): Polsvisto ja niiden morfologiasta siintepölyanalyysin valossa, *Tura*, 2, p. 58-60.
- (1970): Subarctic peatlands and their utilization. Proc. Symp. on Ecology of the Subarctic Regions, Helsinki, 1966, UNESCO, Ser. *Ecology and Conservation*, n° 1, p. 319-326.
- SALMI, M. (1968): Development of palsas in Finnish Lapland, in *Proc. Third Int. Peat Congr.*, Québec, Canada, p. 182-189.
- (1970): Investigations on palsas in Finnish Lapland, p. 143-153, in *Ecology of the Subarctic Regions, Proc. of the Helsinki symposium*, 364 p., Unesco, Paris.
- (1972): Present developmental stages of palsas in Finland, p. 121-141, in *Proc. Fourth Int. Peat Congr.*, Helsinki, Finland.
- SAMSON, H. (1975): *Évolution du pergélisol en milieu tourbeux en relation avec le dynamisme de la végétation, golfe de Richmond, Nouveau-Québec*, Québec, Univ. Laval, thèse M. Sc.
- SCHENK, E. (1963): Origin of string bogs, *Proc. Permafrost Int. Conf.*, p. 155-159.
- (1970): On the string formation in the sapa moors and raised bogs of Finland, Proc. Symp. on Ecology of the Subarctic Regions. Helsinki, 1966. Unesco, Ser. *Ecology and Conservation*, n° 1, p. 335-341.
- SEGUIN, M. K.- (1971): *La géophysique et les propriétés physiques des roches*, Québec, Presses de l'Univ. Laval, 584 p.
- (1976): Observations géophysiques sur le pergélisol des environs du lac Minto, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, 20 (50), p. 327-346.
- SJORS, H. (1959): Surface patterns in Boreal peatlands, *Endeavour*, 20 (80), p. 217-224.
- (1961): Forest and peatland at Hawley Lake, northern Ontario, *Nat. Museum Can.*, Bull. 171, p. 1-131.
- (1969): Bogs and fens in the Hudson Bay Lowlands, *Arctic*, 12 (1), p. 2-19.
- SVENSSON, H. (1961)62): Några laktlagelser från Palsområden Flyghildanalys och Fältstudier: Nordnorska Frostmarksområden, *Norsk Geogr. Tidss.*, 18, H. S-6, p. 212-227.
- (1964): Structural observations in the minerogenic core of a palsa, *Svensk Geogr. Årsbok*, 40, p. 130-140.
- (1970): Frozen ground morphology of northernmost Norway, Proc. Symp. on Ecology of the Subarctic Regions, Helsinki, 1966, Unesco, Ser. *Ecology and Conservation*, n° 1, p. 161-168.
- THIE, J. (1974): Distribution and thawing of Permafrost in Southern Part of the Discontinuous Permafrost zone in Manitoba, *Arctic*, 27 (3), p. 189-200.
- TYRTIKOV, A. P. (1966): Formirovaniye i razvitiye krupnoubugristykh torfyanikov v severnoy tayge zapadvoy sshire, *Merzlotnyye Issledovaniya*, VI, p. 144-154.

- VORREN, K.-D. (1972): Stratigraphical Investigations of a Palsa Bog in Northern Norway, *Astarte*, 5, p. 39-71.
- WRAMMER, P. (1965): Fynd av palsar need mineral jordkärno i Sverige, *Geol. Förl. Förh.*, 26, p. 498-499.
- (1967): Studier av palsmyrar i Laivadalen, Lappland, in Eriksson, K. G., édit., *Teknik och natur*, Göteborg, p. 435-449.
- ZOHDY, A. A. R. (1973): *A Computer Program for the Automatic Interpretation of Schlumberger Sounding Curves Over Horizontally Stratified Media*, NTIS Publ. n° PB — 232 — 703, U. S. Dept. of the Interior, 32 p.
- (1974a): *A Computer Program for the Calculation of Schlumberger Sounding Curves by Convolution*, NTIS Publ. n° PB — 232 — 056, U.S. Dept. of the Interior, 14 p.
- (1974b): *Use of Dar Zarrouk Curves in the Interpretation of Vertical Electrical Sounding Data*, U.S. Geol. Surv. Bull. n° 1313 — D, 43 p.
- (1975): *Automatic Interpretation of Schlumberger Sounding Curves, Using Modified Dar Zarrouk Functions*, U.S. Geol. Surv. Bull. n° 1313 — E, 41 p.
- ZOLTAI, S. C. (1971): Southern limit of permafrost features in peat landforms, Manitoba and Saskatchewan, *Geol. Assoc. Can.*, Spec. Pap. 9, p. 305-310.
- (1972): Palsas and Peat Plateaus in Central Manitoba and Saskatchewan, *Can. J. For. Res.*, 2 (3), p. 291-302.
- ZOLTAI, S. C. et TARNOCAI, C. (1971): Properties of a wooded palsa in northern Manitoba, *Arct. Alp. Res.*, 3 (2), p. 115-129.