



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DOSSIER PUBLIC 2845

Cartographie préliminaire des zones pergélisolées
dans le secteur du détroit de Manitounuk et de
la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie

Y. Michaud, M. Allard, M. Parent, S.J. Paradis,
E. Ménard, M. Fortin, C. Bégin

1994



Cartographie préliminaire des zones pergélisolées dans le secteur du détroit de Manitounuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie

**Y. Michaud¹, M. Allard², M. Parent¹, S. J. Paradis¹,
É. Ménard², M. Fortin³ et C. Bégin¹**

Centre géoscientifique de Québec
Parc technologique du Québec métropolitain
2700 rue Einstein
Sainte-Foy, Qc
G1V 4C7

**Open File / Dossier public
2845**

1994

¹ Centre géoscientifique de Québec

² Centre d'études nordiques, Université Laval

³ Département de géologie, Université Laval

Table des matières

<u>1</u>	<u>Introduction</u>	4
	1.1 Travaux antérieurs	5
	1.2 Contexte régional	5
<u>2</u>	<u>Méthodologie</u>	9
	2.1 Les techniques de cartographie	10
	2.2 Les techniques de détection et de mesure	11
<u>3</u>	<u>Les résultats</u>	13
	3.1 Le couvert nival	13
	3.2 La détection du pergélisol	15
	3.2.1 Les dépôts marins	16
	3.2.2 Les dépôts littoraux	17
	3.2.3 Les dépôts fluvioglaciers	18
	3.2.4 Les dépôts glaciaires	20
	3.2.5 Les dépôts organiques	21
<u>4</u>	<u>Les interprétations</u>	22
	4.1 La répartition du pergélisol	22
	4.2 L'épaisseur du mollisol et du pergélisol	25
	4.3 La teneur en glace	26
<u>5</u>	<u>Conclusions</u>	28
<u>6</u>	<u>Remerciements</u>	28
<u>7</u>	<u>Références</u>	29

Liste des figures

Figure 1 :	Carte de localisation de la région d'étude et des sites d'échantillonnage	6
Figure 2 :	Épaisseur de neige en fonction de la végétation.	14

Liste des tableaux

Tableau 1:	Paramètres climatiques en Hudsonie	8
Tableau 2:	Mesure de densité et d'épaisseur de neige	15
Tableau 3:	Résultats de la teneur en glace et des analyses granulométriques des sédiments	27

Liste des annexes

Annexe 1 :	Les dépôts marins
Annexe 2 :	Les dépôts littoraux
Annexe 3 :	Les dépôts fluvioglaciaires
Annexe 4 :	Les dépôts glaciaires
Annexe 5 :	Les dépôts organiques
Annexe 6 :	Carte de la répartition du pergélisol dans les formations superficielles de la région de la Petite rivière de la Baleine

1 Introduction

La présence de pergélisol discontinu dans les formations superficielles et le roc de la côte est de la baie d'Hudson, à la hauteur de la Petite rivière de la Baleine, constitue un élément morphodynamique très important dans le paysage. Puisqu'il s'agit d'un phénomène climatique, être pergélisolé signifie: avoir une température du sol inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives. Dans la majorité des cas, cette caractéristique entraîne par le fait même une congélation de l'eau contenue dans le sol. Ce changement de phase (eau-glace) qui engendre plusieurs modifications au niveau des propriétés géotechniques des matériaux, favorise le développement de certains processus géologiques et crée des zones sensibles aux modifications des facteurs environnementaux. Ainsi toute modification du régime thermique du sol, via un changement des conditions de surface, est susceptible d'entraîner une réaction au niveau du pergélisol (soulèvement gélival, tassement, liquéfaction, etc.); ceci est d'autant plus vrai quand on se retrouve dans la partie méridionale du pergélisol discontinu, là où les températures du sol sont légèrement inférieures à 0°C (Allard et Seguin, 1987a).

Une connaissance approfondie de la répartition et du dynamisme de ce type de sol s'avère essentielle lorsqu'on envisage l'aménagement d'une parcelle de ce territoire. Des travaux visant à cartographier et à caractériser la présence du pergélisol dans le secteur de la Petite rivière de la Baleine (entre 76°00' et 77°30' de longitude ouest et entre 55°30' et 56°00' de latitude nord) ont été entrepris à l'été 1993. Ces travaux qui ont été effectués par le Centre géoscientifique de Québec en collaboration avec le Centre d'études nordiques de l'Université Laval, font partie d'une étude pilote multidisciplinaire sur les environnements et les processus géomorphologiques et géochimiques en Hudsonie réalisée dans le cadre d'un programme de partenariat industriel entre la Commission géologique du Canada et Hydro-Québec.

Les travaux sur le pergélisol cherchent principalement à délimiter la distribution spatiale du pergélisol dans les formations superficielles du secteur pilote et à fournir des informations supplémentaires sur l'épaisseur du mollisol et la teneur en glace de certains types de dépôts

pergélisolés. Ces informations géoscientifiques constituent des connaissances de base, nécessaires à la compréhension du phénomène et à l'évaluation de certaines préoccupations environnementales préalablement à la mise en oeuvre du projet hydroélectrique Grande-Baleine.

1.1 Travaux antérieurs

En Hudsonie, plusieurs travaux ont porté sur la problématique du pergélisol. Des études spécifiques concernant les pases (Hamelin et Cailleux, 1969; Lagarec, 1973; 1980; Samson, 1975; Heim, 1976; Seguin et Crépault, 1979; Couillard et Payette, 1985; Laprise et Payette, 1988) et les conditions d'enneigement (Payette et Lagarec, 1972; Payette, *et al.*, 1975; Filion et Payette, 1976; 1978) ont d'abord été réalisées. Ensuite, des travaux à caractère régional ont fait leur apparition (Botteron *et al.*, 1979; Poitevin et Gray, 1982; Seguin et Allard, 1984; Allard et Seguin, 1985; 1987a; 1987b). Malgré une bonne connaissance des formes et phénomènes associés au pergélisol, seules les parties aval des rivières Nastapoka et Sheldrake ont fait l'objet d'une cartographie systématique de la répartition et de l'épaisseur du pergélisol (Lévesque, 1986) dans la région. La réalisation de 6 cartes à 1:50 000 a grandement contribué à la compréhension de la distribution spatiale du pergélisol, autant à l'échelle régionale que locale. Ces travaux ont permis d'illustrer les diverses relations entre le pergélisol et les facteurs naturels du milieu (Lévesque *et al.*, 1988a) et de mettre au point une méthode de cartographie applicable aux régions à pergélisol discontinu (Lévesque *et al.*, 1988b). Finalement, une somme importante de données géotechniques et thermiques est disponible dans les nombreuses études techniques effectuées dans la région pour le compte d'Hydro-Québec (Hydro-Québec, 1993).

1.2 Contexte régional

Le secteur cartographié (Figure 1) est situé dans la partie aval de la Petite rivière de la Baleine, depuis la côte jusqu'à l'est du lac de Gannes, à l'est, et de l'embouchure de la Petite rivière de la Baleine jusqu'aux îles Paint, au sud. Il couvre un territoire d'environ 3 800 km², recoupant trois entités morphologiques distinctes: 1) les cuestas côtières, 2) le plateau disséqué et 3) le plateau intérieur.

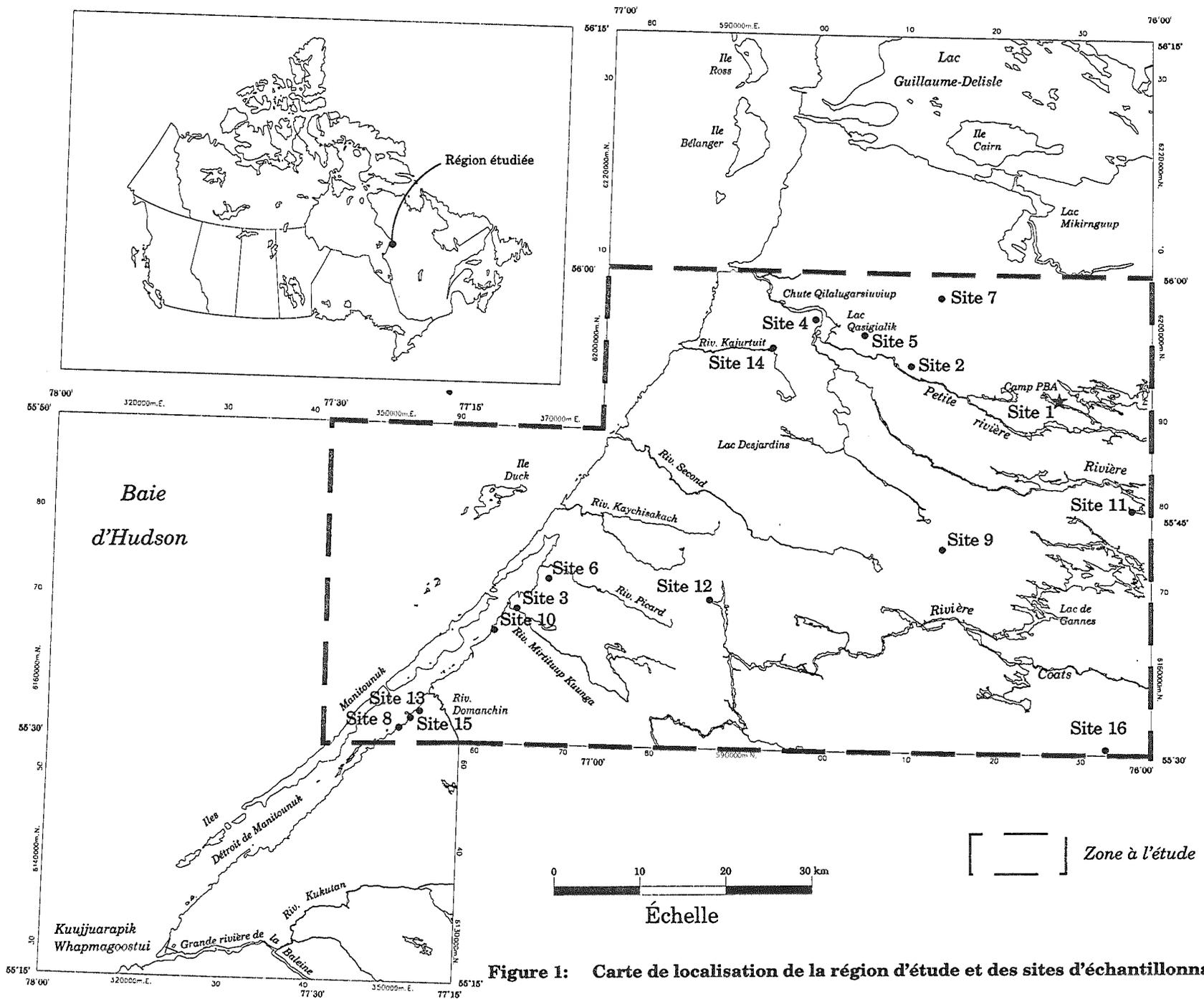


Figure 1: Carte de localisation de la région d'étude et des sites d'échantillonnage.

Dans ce secteur, le substratum rocheux fait partie de deux domaines géologiques distincts: 1) celui de la couverture sédimentaire protérozoïque de la sous-province tectonique de Belcher et 2) celui du socle granitique archéen de la sous-province tectonique de Bienville (Woodcock, 1960; Ciesielski, 1991). La plate-forme sédimentaire est située en bordure de la baie d'Hudson et est composée de roches arénacées et carbonatées coiffées de roches basaltiques. Elle forme un relief de cuesta dont le revers s'incline faiblement vers le centre du bassin hudsonien. Plus à l'intérieur des terres, le modelé du socle rocheux a des allures d'une pénéplaine ondulée dont les sommets culminent autour de 300 m d'altitude. Dans sa partie ouest qui coïncide aussi avec la zone sous la limite maximale de la Mer de Tyrrell, soit à environ 275 m d'altitude (Parent et Paradis, 1994), le socle rocheux est passablement disséqué et forme de grands replats découpés par de longues vallées rectilignes. Ces replats sont constitués de surfaces rocheuses délavées par les vagues lors du retrait de la Mer de Tyrrell, alors que les vallées sont de grandes dépressions partiellement comblées par les sédiments marins et littoraux. Plus à l'est, au-delà de la limite marine, le relief s'adoucit et le socle rocheux y est souvent masqué par de grandes couvertures de till drumlinisé ou fuselé (Parent et Paradis, 1994).

Le climat de la région étudiée en est un de type subarctique où les étés sont frais et humides et les hivers, froids et relativement secs. Selon les données climatiques enregistrées à la station de Kuujjuarapik-Whapmagoostui (Tableau 1), la température moyenne annuelle de l'air est de $-4,3^{\circ}\text{C}$. L'indice de gel est de 2275 degrés-jours et l'indice de dégel est de 1220 degrés-jours. Les précipitations sont de l'ordre de 660 mm par année dont 40% (260 mm) sont sous forme de neige. De façon générale, les principales caractéristiques climatiques de cette région sont: 1) la fréquence élevée (64% en été) de brume et de nuages bas le long de la côte (Plamondon-Bouchard, 1975), 2) la répartition très irrégulière du couvert nival (Filion et Payette, 1976) et 3) la combinaison d'un climat à caractère maritime, en été, et continental, en hiver. Cette dernière caractéristique s'explique par la présence d'une importante couverture de glace sur la baie d'Hudson pendant la période hivernale qui empêche le transfert de chaleur entre la masse d'eau et l'air ambiant. Or, les masses d'air anticyclonique en provenance de l'ouest ne sont plus alimentées en vapeur d'eau et apportent sur la côte de l'air froid (T^0 moyenne de janvier de $-22,8^{\circ}\text{C}$) et sec.

Tableau 1
Paramètres climatiques en Hudsonie

	Kuujuarapik- Whapmagoostui
Latitude	55° 28'
T° moyenne annuelle	-4,3°C
T° moyenne de janvier	-22,8°C
T° moyenne d'août	10,6°C
Précipitations totales	660 mm
Chute de neige	260 cm
Indice de gel	2275
Indice de dégel	1220

d'après Wilson (1971) et Boyd (1973)

Au niveau de la végétation, le territoire cartographié chevauche le domaine de la toundra forestière et de la forêt boréale (Payette, 1983). La toundra forestière se retrouve le long du littoral dans une bande correspondant aux cuestas côtières et le plateau disséqué (zone côtière). Dans cette zone, les principales espèces ligneuses sont l'épinette blanche [*Picea glauca* (Moench) Voss.], le mélèze [*Larix laricina* (DuRoi) K. Koch.] et divers arbustes, tels *Betula glandulosa* Michx., *Salix planifolia* Pursh, *Salix* sp. et *Alnus crispa* (Ait.) Pursh. Elle est caractérisée par un fort étagement de la végétation où la strate arborescente est confinée dans les vallées et les sites abrités alors que les strates arbustives et muscinales se succèdent vers les sommets. Les conditions climatiques de cette zone sont trop limitatives pour permettre une couverture arborescente continue. C'est aussi une zone où les tourbières à sphaignes peuvent se développer sur les silts argileux mal drainés de la Mer de Tyrrell. Pour sa part, la forêt boréale s'étend sur le plateau intérieur. Les espèces végétales sont sensiblement les mêmes que dans la zone précédente sauf pour l'épinette blanche qui est remplacée par l'épinette noire [*Picea mariana* (Mill.) BSP.]. On y retrouve de grandes pessières à lichen qui colonisent les plaines de till et de matériaux fluvioglaciaires. Cependant, la présence de brûlis contribue à clairsemer le paysage.

À l'instar du couvert végétal, la morphologie cryogène présente des faciès différents dans la zone côtière et le plateau intérieur. Dans la zone côtière, les formes cryogènes les plus répandues sont les paises minérales (Dionne, 1978; Gangloff et Pissart, 1984), aussi appelées buttes minérales cryogènes (Lagarec, 1982; Payette et Seguin, 1979; Allard et Seguin, 1985), les paises avec couverture de tourbe, les ostioles, les soulèvements rocheux périglaciaires (Seguin et Allard, 1984; Lebrun, 1985) et quelques sols polygonaux. De ce nombre, seules les paises ou toutes autres buttes de pergélisol (Allard *et al.*, 1987) dans les sédiments marins et les soulèvements rocheux périglaciaires (Dionne, 1983; Michaud et Dyke, 1990) sont indicateurs de pergélisol. Sur le plateau intérieur, seuls les glissements pelliculaires sur les versants de drumlins sont visibles sur le terrain ou par photo-interprétation (Bégin *et al.*, 1994). À notre connaissance, les glissements pelliculaires ne sont pas reconnus comme des indicateurs de pergélisol.

2 Méthodologie

La méthode utilisée pour la réalisation de ce projet est inspirée de celle éprouvée par Lévesque (1986) lors de la cartographie du pergélisol dans la région des rivières Nastapoka et Sheldrake. Elle est basée sur l'identification de systèmes géomorphologiques qui permettent l'intégration de différentes composantes du paysage dans des unités cartographiques homogènes (Lévesque *et al.*, 1988b). L'efficacité de cette méthode réside dans l'étroite relation entre la présence du pergélisol et les facteurs naturels du milieu (les formations superficielles, le modelé, les structures végétales et l'épaisseur du couvert de neige). Elle consiste: 1) à établir un plan d'échantillonnage d'unités homogènes en tenant compte de variables morphologiques, écologiques et spatiales qui sont pour la plupart identifiables sur photographies aériennes, 2) à procéder à des vérifications ponctuelles sur le terrain et 3) à appliquer les résultats obtenus à un ensemble de sites similaires. On obtient ainsi une carte de la répartition du pergélisol, exprimée en pourcentage d'occupation, illustrant très bien la relation entre le pergélisol, la nature des formations superficielles et la structure de végétation. Compte tenu que dans les sables et graviers et les tills, la structure de végétation est le seul autre critère observable, cette méthode tend à surestimer quelque peu les pourcentages d'occupation du pergélisol.

Malgré l'existence de pergélisol dans les crêtes rocheuses des cuestas côtières (Botteron *et al.*, 1979; Poitevin et Gray, 1982; Seguin et Allard, 1984; Michaud et Dionne, 1987) et de l'intérêt des auteurs pour ce phénomène (Michaud et Allard, 1992), la mise en carte des zones pergélisolées dans le roc a été laissée de côté à cause de contraintes économiques (coûts et pertinence) et logistiques (temps et équipements). L'important est de reconnaître la présence du phénomène et de recourir aux levés ponctuels si le besoin s'en fait sentir.

2.1 Les techniques de cartographie

Plusieurs étapes et techniques sont nécessaires pour arriver à une cartographie du pergélisol. Les techniques de cartographie utilisées sont celles de la photo-interprétation, l'établissement d'un plan d'échantillonnage et la compilation des données recueillies.

Dans un premier temps, la photo-interprétation des dépôts quaternaires, incluant celle des tourbières à paises, a été réalisée à l'échelle du 1:40 000; les formations superficielles du territoire pilote ont ensuite été cartographiées à l'échelle du 1:100 000 (Paradis et Parent, 1993: *dans* Parent et Paradis, 1994).

Dans un deuxième temps, on a procédé à l'établissement d'un plan d'échantillonnage en fonction du type de dépôt, du modelé, de la physionomie de la végétation et de sa localisation. Les unités cartographiques homogènes ainsi définies servent à sélectionner des sites d'échantillonnage (Figure 1), lesquels devaient offrir la possibilité d'effectuer des sondages dans les différentes structures de végétation. Les formations végétales retenues sont les arborales, les arbustives et les herbaçales/muscinaies/sols nus, avec des classes de densité allant de 1 (la moins dense) à 3 (la plus dense) pour les arborales (Payette et Gauthier, 1972). Compte tenu de la superficie couverte par un feuillet cartographique à 1:100 000, les formations superficielles à couverture régionale ont été visitées à plusieurs endroits selon un gradient ouest-est, en vertu de la proximité de la côte et d'un gradient latitudinal (sud-nord).

Finalement, on a procédé à la compilation et à l'interprétation des données et à la mise en carte des zones pergélisolées à l'échelle du 1:100 000. La taille souvent trop petite des unités cartographiques homogènes à cette échelle a obligé les auteurs à regrouper les unités par types de dépôts dans lesquels la présence du pergélisol est exprimée sous forme de pourcentage d'occupation. Dans les dépôts marins, trois grandes classes allant de moins de 20%, de 21% à 40% et plus de 41%, ont été retenues. Ces classes ont été déterminées à partir d'histogrammes de fréquence et elles sont en continuité avec celles définies par Lévesque (1986) pour la région des rivières Nastapoka et Sheldrake. De plus, les petits champs de paises isolés qui ne pouvaient pas être rattachés aux plus grandes zones, ont été représentés par un symbole spécifique sous la rubrique "zones pergélisolées". Dans les dépôts glaciaires, seule la classe de moins de 2% a été retenue.

2.2 Les techniques de détection et de mesure

La cueillette de données sur le terrain qui a été effectuée aux mois d'avril (couvert nival) et août 1993 (géophysique), a nécessité l'utilisation de divers équipements. La mesure de paramètres physiques tels l'épaisseur et la densité du couvert nival, la présence de pergélisol, l'épaisseur du mollisol et la teneur en eau et en glace des sols, a été réalisée grâce à l'utilisation de méthodes géophysiques et d'équipements conventionnels de mesure.

Une dizaine de profils géoradar et 6 profils de résistivité électrique ont été réalisés sur des unités cartographiques homogènes de formations superficielles et de formations végétales différentes. Les profils géoradar ont été effectués à l'aide d'un appareil Pulse EKKO IV de Sensors and Software Inc.. Cette méthode est de plus en plus utilisée dans les études sur le pergélisol (Pilon *et al.*, 1992). C'est une méthode de haute résolution capable de fournir des levés détaillés sur une vingtaine de mètres de profondeur. Son principe de fonctionnement est basé sur la propagation et la réflexion d'une onde électromagnétique à haute fréquence (10-1000 Mhz), dans des matériaux à propriétés électriques différentes (Carter *et al.*, 1991). Le géoradar produit des profils illustrant le contact entre des matériaux de propriétés électriques différentes. Il est généralement utilisé en mode réflexion et en mode CMP (common mid-point) pour estimer la vitesse de

propagation du signal. Son fonctionnement nécessite une antenne émettrice de 50, 100 ou 200 Mhz, d'une antenne réceptrice, d'une boîte de contrôle et d'un ordinateur qui enregistre et transforme les données digitales en une image bidimensionnelle de la section investiguée. Dans les formations superficielles, les réflecteurs représentent généralement un contact stratigraphique, un changement textural, le niveau de la nappe phréatique ou des zones contenant de la glace. Les profondeurs observées sont estimées à partir de la vitesse de pénétration du signal qui à son tour, est influencée par plusieurs facteurs dont la performance du système, l'atténuation du signal et les propriétés de réflexion des matériaux (Carter *et al.*, 1991). Une revue complète du mode de fonctionnement de cet appareil ainsi que les valeurs normalement observées pour la constante diélectrique, la conductivité électrique, la vitesse de propagation et l'atténuation dans divers matériaux géologiques sont présentées dans Annan (1983) et Davis et Annan (1989).

Les sondages de résistivité électrique ont été réalisés à l'aide d'un appareil ABEM TERRAMETER SAS 300 selon la configuration dipôle-dipôle. Cette méthode permet la confection d'une pseudo-section montrant la résistivité apparente (ρ_a) des terrains en fonction de la profondeur (Seguin, 1971). Les résultats sont représentés en coupe montrant des isocontours de résistivité plus élevés ou plus faibles que l'ensemble (Seguin et Lévesque, 1990). La conductivité électrique des matériaux est, encore une fois, mis à profit par cette méthode.

Parmi les autres équipements utilisés, notons une foreuse portative de marque Stihl (modèle 4309) munie d'un petit carottier à diamants, d'un carottier à neige de type Mount-Rose et d'une sonde à thermistance de fabrication artisanale. Elle consiste en une tige de métal de 4 m (2 x 2 m) de long dans laquelle est insérée, à une des extrémités, une thermistance de type Fenwald Electronics UUT51J1 (précision de $\pm 0,1^\circ\text{C}$) (Allard *et al.*, 1992a). Des lectures de résistance sont obtenues par un multimètre de poche et transformées en températures selon un abaque fourni par la compagnie. Tous ces équipements ont permis selon le cas (1) d'échantillonner les sédiments gelés et dégelés de la taille des sables jusqu'aux argiles sur une épaisseur de 2,5 m, (2) de mesurer l'épaisseur et la densité du couvert de neige, (3) d'établir des profils thermiques dans les divers sites visités et (4) de calibrer les informations obtenues par les méthodes géophysiques.

Les résultats granulométriques furent obtenues par diffraction laser (Fritsch Analysette - 22) pour la fraction inférieure à 1 mm et par tamisage entre 1 et 2 mm. Enfin, les teneurs en eau et en glace ont été obtenues en calculant le ratio en pourcentage du volume d'eau (V_e) ou de glace sur le volume total de l'échantillon (V_t). La teneur en eau est égale à $(V_e / V_t) * 100$ où $V_e = (\text{poids}_{\text{humide}} - \text{poids}_{\text{sec}}) * 2,6$ et $V_t = \text{poids}_{\text{sec}} + V_e$. Les mêmes équations s'appliquent pour la teneur en glace sauf que pour compenser la différence de densité entre la glace et l'eau, le $\text{poids}_{\text{sec}}$ de l'échantillon a été multiplié par un facteur de 0,9: $V_g = (\text{poids}_{\text{sec}} * 0,9) + V_e$.

3 Les résultats

3.1 Le couvert nival

L'épaisseur du couvert nival est l'un des facteurs environnementaux ayant une incidence sur la répartition du pergélisol discontinu (Lévesque *et al.*, 1988a). Le pouvoir isolant d'un couvert de neige épais et peu dense joue un rôle fondamental sur le régime thermique du sol (Goodrich, 1982; Roche, 1994). Il a été estimé que pour la région de Schefferville, environ 70 cm de neige au sol suffisent pour empêcher la formation de pergélisol (Nicholson et Grandberg, 1973). De son côté, le couvert nival est lui aussi influencé par des facteurs environnementaux. Les travaux de Filion et Payette (1976; 1982) ont démontré que la topographie et la physionomie végétale contrôlaient en bonne partie les accumulations de neige.

Des mesures d'épaisseur et de densité du couvert de neige, réalisées en avril 1993, sur plus de 70 sites dans le territoire pilote, ont tenté de quantifier la relation entre la répartition du couvert de neige et les structures de végétation. Cependant, il faut remarquer que la majorité des points de mesure (65 au total) proviennent de sites localisés dans la zone côtière, le long du détroit de Manitousuk. Les autres proviennent de la région du lac Robitaille, à quelque 20 km de la côte et du camp PBA, quelque 40 km à l'intérieur des terres.

De façon générale, les résultats montrent qu'il existe une bonne relation entre l'épaisseur du couvert de neige et la physionomie végétale (Figure 2). Même si le nombre d'observations est restreint, le regroupement des données par formations végétales indique une légère augmentation de l'épaisseur du couvert nival vers l'intérieur des terres. Les valeurs élevées pour les arbustaias, de la zone côtière indiquent non seulement que la hauteur des espèces végétales est à considérer, mais que la densité des branches joue un rôle très important dans la rétention de la neige au sol. Nos observations indiquent que la topographie ne fait qu'amplifier le phénomène, car les changements de pente importants commandent souvent un changement dans la physionomie végétale. Au niveau de la densité, une légère différence semble exister entre les différentes zones. Le couvert de neige a tendance à être plus dense dans les muscinaies que dans les autres formations végétales (Tableau 2).

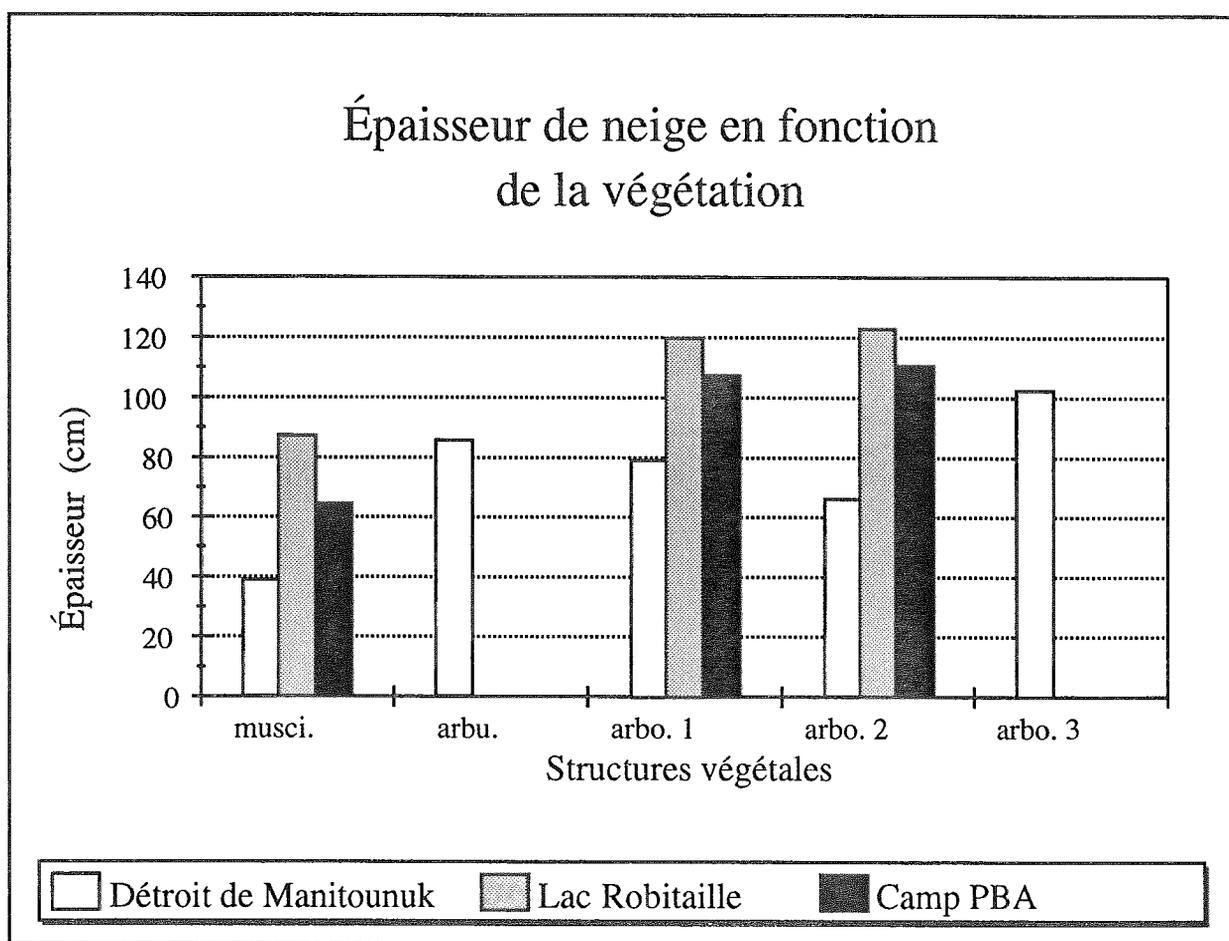


Figure 2 : Épaisseur de neige en fonction de la végétation.

Tableau 2
Mesure de densité et d'épaisseur de neige.

Végétation	Épaisseur (cm)	É.-type (cm)	Densité
Détroit de Manitousuk			
muscinaie (n=27)	38	38	0.31
arbustaie (n=9)	85	38	0.28
arborale éparsée (n=7)	79	45	0.31
arborale moy. dense (n=5)	65	41	0.29
arborale dense (n=17)	102	33	0.29
Lac Robitaille			
muscinaie (n= 1)	86		0.32
arborale éparsée ((n=1)	119		0.29
arborale moy. dense (n=2)	122		0.28
Camp PBA			
muscinaie (n=1)	64		0.36
arborale éparsée (n=1)	107		0.28
arborale moy. dense (n=1)	110		0.13

Ces quelques mesures confirment aisément la relation entre le couvert de neige et la physiologie végétale, ce qui veut dire que le paramètre le plus facilement identifiable (la physiologie de la végétation) pourra être utilisé afin d'évaluer la portée de ces facteurs environnementaux sur la répartition du pergélisol. Cette relation sera très utile pour la cartographie à grande échelle (1:20 000; Ménard, en prép.) et pour la modélisation spatiale du pergélisol.

3.2 La détection du pergélisol

L'utilisation des méthodes géophysiques et des forages ont permis de détecter la présence de pergélisol à quelques endroits dans la région cartographiée. Les résultats ont été compilés par types de dépôts afin de faciliter l'interprétation. La localisation des sites est indiquée sur la Figure 1 et toutes les données disponibles pour chacun des sites sont regroupées dans les annexes.

3.2.1 Les dépôts marins

On a considéré, pour les dépôts marins, tous les sédiments silto-argileux mis en place en eau profonde lors de la submersion par la Mer de Tyrrell. Ils se retrouvent dans la zone côtière, occupant les grandes vallées du plateau disséqué et dans la grande zone déprimée au pied de la cuesta côtière (Parent et Paradis, 1994). En zone de pergélisol discontinu, les dépôts marins et les dépôts organiques sont les seuls endroits où le pergélisol peut être décelée par la présence de formes cryogènes caractéristiques. La manifestation du gel dans les matériaux fins à forte teneur en eau provoque la formation de lentilles de glace de ségrégation qui ont pour effet de gonfler le sol et de créer des paises ou autres buttes de pergélisol. Dans la majorité des cas, ces formes côtoient des mares de thermokarst et créent un modelé facilement identifiable par photo-interprétation (Lévesque *et al.*, 1988b). Certaines de ces zones (sites 5, 7 et 14) ont été visitées afin d'obtenir des profils géophysiques de référence et d'obtenir des informations sur l'épaisseur du mollisol et la teneur en glace des sédiments. D'autres sites susceptibles d'être pergélisolés et n'affichant pas toujours la morphologie cryogène caractéristique ont dû être visités. C'est le cas des sites 10, 13 et 15, qui correspondent respectivement à des buttes de pergélisol basses, à une zone de thufurs et aux sédiments de la basse terrasse en bordure du détroit de Manitounuk.

Les résultats de forages et de relevés géophysiques (Annexe 1) en provenance de la majorité des points de mesures indiquent tous la présence de pergélisol dans les parties surélevées des paises à couverture de tourbe (sites 5, 7) et des buttes minérales cryogènes (site 14). Les zones plus basses localisées entre les buttes qui sont pour la plupart soit plus humides ou colonisées par des arbres et des arbustes, ne renferment pas de pergélisol. De plus, les sites d'échantillonnage près du littoral, sur les buttes basses couvertes de lichens (site 10), la zone de thufurs (site 13b) et les sédiments de la basse terrasse (site 15 a et b), renferment eux aussi du pergélisol. Ces observations s'appuient sur les profils thermiques obtenus à chacun des sites et sur le prélèvement d'échantillons de sédiments gelés.

Les profils géoradars des sites 7 et 10 montrent plusieurs similitudes. Un réflecteur continu sous lequel le signal radar est fortement atténué, est présent sous la partie élevée des deux profils.

Dans les parties basses (entre 15 et 75 m au site 7 et entre 32 et 59 m au site 10), on observe plutôt l'apparition d'un réflecteur situé entre l'onde aérienne et l'onde de surface. Ces réflecteurs sont localisés à l'endroit où la nappe phréatique est près de la surface. Ainsi, les parties élevées des deux profils correspondent aux zones pergélisolées alors que les parties basses correspondent aux zones humides entre les buttes de pergélisol. Étant donné que la vitesse de pénétration de l'onde radar est de l'ordre de 0,03 m/ns dans l'eau et que la vitesse à laquelle les profils ont été reproduits sont de 0,07 et 0,08 m/ns, les réflecteurs sous ceux représentant la nappe phréatique sont beaucoup plus profonds qu'en réalité. Donc, on ne peut les utiliser pour prolonger les réflecteurs provenant de part et d'autre. Pour ce qui est du sondage de résistivité électrique au site 14, il représente une section transversale d'une butte minérale cryogène. On y observe des valeurs de résistivité apparente de l'ordre de 1000 à 2000 Ω -m avec quelques petites zones à valeurs plus élevées (3000 Ω -m) et plus faibles (600 Ω -m) que l'ensemble. Ce type de profil est typique des silts argileux gelés avec lentilles de glace et présente des valeurs de résistivité apparente qui sont conformes aux données déjà existantes pour ce type de matériel (Allard et Seguin, 1987b; Seguin et Lévesque, 1990).

3.2.2 Les dépôts littoraux

Les dépôts littoraux font référence aux sédiments sableux et graveleux, mis en place le long des rivages de la Mer de Tyrrell. Ces dépôts ont en général de 0,5 à 5 m d'épaisseur et leur surface est marquée par des crêtes de plage, parfois modifiée par l'activité éolienne. On les retrouve dans la zone côtière, à la sortie des grandes vallées du plateau disséqué (Parent et Paradis, 1994).

L'échantillonnage de ce type de dépôts est représenté par les sites 2, 3, 4 et 6. Les profils de géoradar (Annexe 2) montrent plusieurs similitudes. On observe une pénétration du signal sur une dizaine de mètres de profondeur et une multitude de réflecteurs subparallèles à la surface. Ces réflecteurs représentent vraisemblablement les structures sédimentaires marquant la présence de lits de sable plus grossiers. Ces structures sont très fréquentes dans ce genre de dépôt. De plus, à la base des sites 2 et 6 la présence d'un réflecteur continu, suivi d'une bonne atténuation du signal, indiquerait le contact entre les sédiments littoraux et les sédiments marins sous-jacents.

Ce contact a été observé par forage dans la première partie du profil au site 2 et dans une coupe naturelle près du site 6. Les profils thermiques affichent aucune température négative et dans la plupart des cas, ils tendent à demeurer ainsi sur une plus grande profondeur. Les travaux réalisés à ce jour n'ont pu déceler la présence de pergélisol dans les dépôts littoraux sableux situés au sud de la Petite rivière de la Baleine.

3.2.3 Les dépôts fluvioglaciaires

Les dépôts fluvioglaciaires sont en majeure partie localisés sur le plateau intérieur, un peu au-dessus de la limite marine maximale, dans les vallées principales. Ils sont composés de sables et graviers stratifiés mis en place par les eaux de fonte, au contact ou à proximité de l'Inlandsis laurentidien (Parent et Paradis, 1994). Les sites 1 et 16 représentent ce type de dépôts (Annexe 3). Le site 1 est un des rares endroits où un profil géoradar et un sondage de résistivité électrique ont été faits sur le même site. Il s'agit d'une plaine d'épandage fluvioglaciaire, percée de kettles et autres cuvettes de fusion, sur laquelle on retrouve un tapis de lichens au sommet et des arbustes sur les rebords. Le sommet de l'épandage représente un milieu très bien drainé.

Le profil géoradar montre deux types de réflecteur. Le premier type, situé dans la partie supérieure du profil soit entre l'intervalle temps 40 à 120 ns, représente des réflecteurs plus ou moins continus dont certains sont inclinés. Selon les données de forage, ces réflecteurs représenteraient les divers plans de stratification fréquemment rencontrés dans ce type de dépôt. Le deuxième type de réflecteur est un grand réflecteur parallèle à la surface, localisé à environ 140 ns, suivi d'une forte atténuation du signal. Il est bien visible sur les premiers 65 m du profil ce qui correspond à la partie plane de la terrasse et disparaît sur les derniers 30 m soit à l'arrivée de l'extrémité de la terrasse et de la partie supérieure du rebord.

Trois hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce type de réflecteurs: 1) le contact avec le roc, 2) le niveau de la nappe phréatique et 3) le sommet d'un pergélisol relique ou actuel. La forte atténuation du signal sous le grand réflecteur contribue à laisser de côté l'hypothèse du contact avec le roc. Habituellement, les ondes radars pénètrent assez bien dans le roc et

permettent de voir le pendage des différentes fissures (Davis et Annan, 1992). Pour ce qui est des deux autres hypothèses, elles sont aussi plausibles l'une que l'autre et peu d'informations connexes permettent de les départager. Plusieurs arguments pour et contre peuvent être avancés dans chacun des cas. La présence d'un lac à environ 10 m plus bas que le sommet de la terrasse et une profondeur anormalement grande pour le sommet du pergélisol dans les formations superficielles de la région militent en faveur du niveau de la nappe phréatique. Par contre, la fin abrupte du réflecteur à l'arrivée du rebord de la terrasse, la possibilité d'être en présence d'un pergélisol relique en voie de dégradation, les propriétés thermiques de ces matériaux permettant peut-être d'avoir un pergélisol jusqu'à 10 m de profondeur comme pour le roc (Poitevin et Gray, 1982; Seguin et Allard, 1984; Michaud et Dionne, 1987) et la présence de lentilles de glace rencontrées à environ 7 m de profondeur lors du creusage d'un puits, dans un esker adjacent à l'épandage (Technisol, comm. pers.), militent en faveur de la présence de pergélisol.

Malheureusement, le sondage de résistivité électrique en provenance du même site indique très bien les structures sédimentaires inclinées de la partie supérieure du profil mais n'apporte pas d'éléments nouveaux en ce qui concerne le pergélisol, car la profondeur investiguée n'atteint pas le réflecteur en question. D'autres travaux de forage et de modélisation thermique seront nécessaires pour élucider la question.

Au site 16, le sondage de résistivité électrique présente une baisse graduelle de la résistivité apparente en fonction de la profondeur. Ce genre de profil est typique d'un matériel relativement homogène sans pergélisol. La présence d'une pessière à lichens (arbo 1) était déjà une indication de l'absence de pergélisol. Notons toutefois que les valeurs de résistivité apparente mesurées pour les sédiments fluvioglaciaires ($\rho_a > 100\,000\ \Omega\text{-m}$) sont élevées comparativement aux valeurs normalement observées (Seguin et Lévesque, 1990). Le fait que les dépôts fluvioglaciaires sont constitués de matériaux grossiers et qu'ils forment un médium très sec et poreux, pourraient être une explication.

3.2.4 Les dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires couvrent une grande partie du territoire cartographié. On les retrouve en abondance sur le plateau intérieur et à quelques endroits dans la zone côtière, au-dessus de la limite marine et par endroit sous un mince placage de sédiments littoraux. Ils se présentent sous deux formes distinctes, soit le till en couverture mince et discontinue et le till en couverture épaisse (> 0,5 m) et continue, caractérisé par la présence de drumlins et moraines fuselées (Parent et Paradis, 1994). Compte tenu de sa valeur économique potentielle en tant que matériaux pour la construction de digues, le till en couverture épaisse et continue a reçu toute notre attention.

Trois sites ont été visités. Les sites 9 et 11 sont des drumlins localisés sur le plateau intérieur alors que le site 8 est un des 4 à 5 drumlins localisés dans la zone côtière près du littoral, dans le détroit de Manitounuk. Le site 8 correspond au dépôt 14 des rapports d'Hydro-Québec (Technisol, 1989). La présence d'un forage profond (F-120, Technisol, 1989) au sommet du drumlin du site 8 a grandement contribué à l'interprétation des profils géoradar et de résistivité électrique effectués sur le même site et ailleurs dans les dépôts glaciaires (Annexe 4). Ce forage indique entre autre la présence de pergélisol à environ 4 m de profondeur, sur au moins une dizaine de mètres d'épaisseur (Technisol, 1989).

Le profil géoradar du site 8 représente une coupe transversale du drumlin, de 150 m de long, depuis le sommet jusqu'à mi-versant. Il montre un réflecteur continu sous une muscinaie suivi d'une perte de ce réflecteur et d'une plus grande pénétration du signal en progressant vers une zone arborescente. De plus, le sondage de résistivité électrique effectué à mi-chemin (entre 75 et 105 m) le long du profil géoradar montre une zone à résistivité apparente plus élevée dans la partie amont du profil. En se basant sur les résultats du forage F-120, il est de plus en plus évident que la présence du réflecteur continu à environ 100 ns ainsi que la zone de résistivité apparente plus élevée ($\rho_a > 125\ 000\ \Omega\text{-m}$) indiquent la présence de pergélisol dans la partie sommitale du drumlin. Le pergélisol aurait la forme d'une lentille localisée sous la partie dénudée (muscinaie) du drumlin et serait absent sous les zones arbustives et arborescentes sur le pourtour.

À partir de ces résultats, on a procédé à l'échantillonnage de drumlins localisés à l'intérieur des terres (sites 9 et 11). Les résultats des sites 9 et 11 sont, malheureusement, un peu plus ambigus qu'au site 8. Les profils géoradars effectués au sommet et à la base du drumlin du site 9 montrent le même genre de réflecteurs qu'au site 8. Comme le drumlin du site 9 est complètement dénudé au sommet et couvert d'une arbustaie sur ses versants, ces résultats indiqueraient une distribution du pergélisol similaire au site 8. Cependant, les sondages de résistivité électrique effectués au sommet de drumlins des sites 9 et 11 montrent une baisse graduelle de résistivité apparente avec la profondeur, ce qui suggère l'absence de pergélisol. Au site 9, ceci est quelque peu problématique, mais au site 11, il s'agit d'un drumlin dont le couvert forestier a passé au feu vers la fin des années 1950 (Bégin *et al.*, 1994) et il est fort probable que le pergélisol n'y soit pas encore développé ou perceptible par résistivité électrique.

Cette situation ne permet pas pour l'instant de confirmer la présence de pergélisol dans ces deux sites, mais la similitude entre les profils géoradars et la correspondance entre les facteurs environnementaux (topographie et végétation) indiquent que la présence de pergélisol est toujours probable. Cette situation fera l'objet de travaux plus approfondis à l'été 1994.

3.2.5 Les dépôts organiques

Les dépôts organiques regroupent toutes les tourbières dont la profondeur dépasse 0,5 m (Parent et Paradis, 1994). Elles sont mieux connues sous les noms de tourbières réticulées, tourbières à sphaignes ou tourbières minérotrophes. Elles sont fréquentes et forment des petites zones où l'écoulement hypodermique des eaux souterraines est important.

La tourbière située sur la rive ouest du lac Robitaille (site 12) est la seule tourbière de ce genre à avoir été visitée. Elle fut échantillonnée à deux reprises soit à l'hiver, pour y mesurer des épaisseurs de neige et à l'été pour y obtenir un profil thermique. Tel que montrée sur le profil thermique (Annexe 5), une température de l'ordre de 4°C à plus de 2,25 m de profondeur indique très bien que ce dépôt tourbeux n'est pas pergélisolé. Par conséquent, l'apport de chaleur par écoulement hypodermique et le fait que cette tourbière reçoit en moyenne 85 cm de neige par

hiver (Tableau 2), expliquent en grande partie l'absence du pergélisol. Ce couvert de neige qui est bien au-delà du seuil de 70 cm d'épaisseur identifié par Nicholson et Grandberg (1973) pour la région de Schefferville indique que ce dernier est aussi applicable à la côte est de la baie d'Hudson. Ces résultats suggèrent donc l'absence de pergélisol dans la plupart des tourbières sans paises.

4 Les interprétations

4.1 La répartition du pergélisol

Les résultats de cette étude montrent qu'environ 10% du territoire cartographié est affecté par la présence du pergélisol (Annexe 6, carte en pochette). Ce pourcentage s'accroît à 20% dans la zone côtière et il est inférieur à 2% sur le plateau intérieur. Ces pourcentages renforcent la zonation du pergélisol proposée par Allard et Seguin (1987a) pour le Québec nordique où la distribution du pergélisol est regroupée en zones qui s'apparentent grandement aux zones écologiques définies par Payette (1983). Ainsi un pergélisol discontinu se retrouve dans la zone côtière, en contexte de toundra forestière, alors qu'un pergélisol sporadique se retrouve à l'intérieur des terres, en contexte de forêt boréale (Allard et Séguin, 1987a).

Les zones de pergélisol discontinu et sporadique sont caractérisées par une présence irrégulière et localisée de zones pergélisolées. Ces zones correspondent à des noyaux de pergélisol de taille décamétrique à hectométrique, plus ou moins isolés et répartis selon un gradient latitudinal et de proximité de la baie d'Hudson. Les zones pergélisolées sont en majorité concentrées dans les dépôts marins avec quelques cas dans les dépôts glaciaires et le roc. Les propriétés physiques et thermiques de ces matériaux sont en très grande partie responsables de cette distribution. L'absence de pergélisol dans les dépôts sableux incite à croire que l'infiltration d'eau de pluie dans les matériaux perméables constitue une source de chaleur supplémentaire pour dégeler entièrement la couche de gel saisonnier et empêcher la formation de pergélisol.

Dans les dépôts marins, les zones pergélisolées se retrouvent surtout dans les tourbières à paises, les secteurs à buttes minérales cryogènes et près du littoral du détroit de Manitounuk dans les buttes basses et les sédiments de la basse terrasse. Les paramètres environnementaux de ces zones sont généralement similaires: ce sont des zones légèrement surélevées, recouvertes par une végétation basse (herb./musc./sol nu) et caractérisées par un faible enneigement (moins de 40-50 cm) durant l'hiver. La combinaison de ces facteurs favorise une grande pénétration de l'onde de gel hivernal dans le dépôt alors que, durant la période estivale, le tapis lichénique ou une mince couverture de tourbe bien drainée (sèche) contribue à isoler la zone gelée sous-jacente. En revanche, le pergélisol est totalement absent ou en dégradation dans les zones plus humides et les zones colonisées par les arbustales et les arborales; les paises boisées que l'on retrouve dans certains secteurs représentent des formes cryogènes en voie de dégradation. Les arbustes et les arbres situés sur les versants et dans les dépressions entre les buttes de pergélisol favorisent l'accumulation de neige qui agit comme couche isolante face à la pénétration de l'onde de gel dans le sol (Goodrich, 1982). Des températures de 0°C ont déjà été mesurées en hiver à la surface du sol, sous un couvert de neige de plus de 60 cm d'épaisseur (Allard et Seguin, 1987b).

À l'intérieur d'un même dépôt et sur un même site, on doit recourir aux conditions environnementales telles la topographie, le couvert végétal et l'épaisseur du couvert de neige pour expliquer le morcellement des zones pergélisolées. Ces facteurs jouent un rôle primordial sur les conditions de température de surface et le régime thermique des sols en créant des micro environnements propices ou non à l'installation et la conservation du pergélisol (Allard et Seguin, 1987b; Lévesque *et al.*, 1988a).

Ainsi, la combinaison de ces trois facteurs environnementaux (topographie, végétation et épaisseur de neige) aide à l'identification des zones pergélisolées, car la dynamique intrinsèque de ces facteurs (soulèvement gélival, végétation et enneigement) influence la distribution du pergélisol en favorisant une évolution cyclique des zones pergélisolées (Zoltai, 1972; Allard et Seguin, 1987b; Allard *et al.*, 1992). L'exemple classique est sans contredit l'évolution des champs de paises. Celle-ci débute par la formation de buttes de pergélisol qui s'accroissent jusqu'à un certain seuil (An et Allard, *sous presse*) permettant la colonisation végétale dans un premier

temps, puis l'installation d'arbustes et d'arbres. Le développement des arbres et des arbustes entraîne un épaissement du couvert de neige et une modification du régime thermique de ces buttes. À ce moment, une phase de dégradation du pergélisol s'enclenche et mène généralement à la formation de mares de thermokarst (Samson, 1975; Payette, *et al.*, 1976). Cette évolution des zones pergélisolées est caractéristique du pergélisol discontinu, dans les dépôts marins de la toundra forestière. Ce mode d'évolution est observable à divers degrés sur le territoire cartographié. Il est invoqué pour expliquer l'évolution des plateaux de pergélisol près de la côte du détroit de Manitousuk (Allard *et al.*, 1992; Roche, 1994) et pourrait, en plus du gradient de proximité de la baie d'Hudson, expliquer les faibles pourcentages d'occupation du pergélisol près de la limite marine et les pourcentages d'occupation plus élevés au fur et à mesure qu'on s'approche de la côte. Ce mode d'évolution n'est pas nécessairement observable dans les autres types de dépôt ni dans la toundra proprement dite, car dans les matériaux plus grossiers, la formation de pergélisol n'entraîne pas le développement de buttes cryogènes qui sont à la base de ce cycle, et, dans la toundra, les formations végétales ne sont que légèrement modifiées par le soulèvement géolival.

Le climat est évidemment le facteur premier dans la distribution du pergélisol. La fluctuation des conditions de température et de précipitation nivale contribue à amplifier, voire même à initier le dynamisme du pergélisol. Même si le portrait général de la morphologie cryogène de la région montre beaucoup de formes de dégradation, la formation de pergélisol récent dans les sédiments près du détroit de Manitousuk (sites 10, 13b et 15) et dans les sédiments d'un fond de lac récemment drainé, situé à 25 km à l'intérieur des terres (site 7), indiquent que les conditions climatiques actuelles sont suffisamment froides pour permettre le développement de pergélisol sur le territoire étudié. Cette situation démontre clairement que des zones d'aggradation et de dégradation du pergélisol peuvent coexister en zone de pergélisol discontinu et que c'est justement cette caractéristique qui rend cette zone si dynamique et sensible aux modifications des conditions environnementales (température, végétation, enneigement, etc.). Des modifications naturelles ou anthropiques des conditions de surface dans la zone de pergélisol discontinu peuvent donc engendrer la formation de nouvelles zones pergélisolées ou la dégradation de celles déjà existantes.

Dans les autres matériaux tels le till et le roc, les zones pergélisolées se retrouvent aux sommets de collines et buttons dénudés de toute végétation arbustive et arborescente. C'est notamment le cas de quelques drumlins et des cuestas de la zone côtière et des sommets dénudés des drumlins du plateau intérieur. Les données existantes ne permettent pas de confirmer la présence de pergélisol dans les dépôts sableux et sablo-graveleux (littoraux, fluviaux et éoliens) du territoire étudié. Par contre, la probabilité d'avoir un pergélisol relique ou actuel dans les dépôts fluvioglaciaires du plateau intérieur est toujours présente. Des travaux de forage et de modélisation thermique, confirmant ou infirmant cette hypothèse, seront entrepris à l'été 1994.

4.2 L'épaisseur du mollisol et du pergélisol

De façon générale, l'épaisseur du mollisol varie en fonction du type de matériel et de la différence entre les indices de gel (2275 degrés-jours) et de dégel (1220 degrés-jours). Dans un secteur donné, la texture, les propriétés thermiques et la teneur en eau des différents matériaux en sont les facteurs responsables. Dans les silts argileux du secteur cartographié, le mollisol a une épaisseur de l'ordre de 1,5 m et de 0,5 à 0,8 m d'épaisseur lorsque les silts sont surmontés d'une couche de tourbe. Dans les matériaux plus secs ne bénéficiant pas d'une couche de tourbe limitant le transfert de chaleur durant la période estivale, l'épaisseur du mollisol augmente considérablement; elle est d'environ 4 m dans le till et entre 7-10 m dans le roc (Poitevin et Gray, 1982; Seguin et Allard, 1984; Michaud et Dyke, 1990). Malgré ces épaisseurs, le till et le roc présentent quand même des zones pergélisolées car la différence entre les degrés-jours de gel et de dégel est suffisamment grande pour le permettre.

Les quelques données disponibles sur l'épaisseur du pergélisol dans la région notent la base du pergélisol à environ 15-20 m de profondeur dans les sédiments fins de la Mer de Tyrrell (Allard *et al.*, 1992b), de 15-30 m de profondeur dans les dépôts glaciaires (Technisol, 1989), de 10-36 m de profondeur dans les formations rocheuses des cuestas côtières (Seguin et Allard, 1984) et jusqu'à 180 m de profondeur dans une crête rocheuse du site GB-1 (Poitevin et Gray, 1982). En outre, les sédiments de la basse terrasse du détroit de Manitousuk et du bassin lacustre évidé, au site 7, renferment un pergélisol de 2,5 à 3,0 m d'épaisseur. Cette faible épaisseur du pergélisol

atteste de son développement récent alors que la très grande épaisseur du pergélisol au site GB-1 pourrait signifier la présence d'un pergélisol beaucoup plus vieux.

4.3 La teneur en glace

La glace contenue dans les sédiments gelés se retrouve sous forme de glace interstitielle ou de lentilles de glace de ségrégation. La taille des lentilles est très variable et varie en fonction de la porosité et de la perméabilité du matériel, de la vitesse de pénétration du gel et de sa localisation par rapport au sommet et à la base du pergélisol (Fortier *et al.*, 1991; An et Allard, *sous presse*). Les échantillons prélevés dans les dépôts marins révèlent la présence de lentilles de glace de ségrégation allant de quelque mm jusqu'à 25 cm d'épaisseur (Annexe, 1). La répartition de ces lentilles dont la fréquence et l'épaisseur s'accroissent près du sommet et de la base du pergélisol (site 7, 13b et 15a), concorde avec le modèle mathématique de formation des pases proposée par An et Allard (*sous presse*). De plus, il appert que des lentilles épaisses coïncident avec des contacts stratigraphiques. Une lentille de 5 cm d'épaisseur a été notée au contact de la gyttja et des silts dans le forage 7d .

Par conséquent, la présence de lentilles de glace de ségrégation et de glace interstitielle confère aux formations superficielles une teneur en glace qui s'avère relativement élevée par endroit. Des teneurs de l'ordre de 35 à 95% de glace ont été mesurée à quelques endroits dans les dépôts marins et organiques du territoire étudié (Tableau 3). Évidemment, les valeurs plus élevées (> 90%) correspondent aux sédiments organiques qui renferment une glace uniforme sans ségrégation alors que les silts argileux renferment 35-60% de glace. L'évaluation de la teneur en glace des autres matériaux pergélisolés n'a pu être effectuée, faute d'échantillons.

Tableau 3

Résultats de la teneur en glace et des analyses granulométriques des sédiments.

No.	Locali.	Comm.	Profond. (m)	Type	Teneur en	Teneur en	Médiane (phi)	Moyenne (phi)	Ec. type (phi)	Granulométrie				
					glace (% volumique)	eau (% volumique)				% Sable	% Silt 4-63 µm	% Argile < 4 µm	% Silt 2-63 µm	% Argile < 2 µm
Mnb-93-01	F-3a		1.7	Mb		5.11	0.47	0.47	0.79	100	0	0	0	0
Mnb-93-02	F-4a		1	Mb		7.09	0.96	1.05	0.76	100	0	0	0	0
Mnb-93-03	F-4b	à 4.5 m du Som.	0.8	Ma		27.35	7.38	6.87	2.59	18.45	39.67	41.88	57.45	24.1
Mnb-93-04	F-4c	à 7.5 m du Som.	1.5	Ma		34.80	8.35	8.14	1.76	0.52	40.68	58.8	66.07	33.41
Mnb-93-05	F-5a	de 0.65 à 0.80	0.7	O gelé	92.60									
Mnb-93-06	F-5a	de 1.14 à 1.26	1.2	Ma gelé	34.13		8.41	8.49	1.67	2.82	34.43	62.75	61.53	35.65
Mnb-93-07	F-5a	de 1.6 à 1.72	1.65	Ma gelé	42.21		8.27	8.15	1.70	0.18	42.62	57.2	67.11	32.71
Mnb-93-08	F-6a		0.9	Mb		7.12	0.50	0.53	0.49	100	0	0	0	0
Mnb-93-09	F-7a	de 0.55 à 0.68	0.6	Gyttja gelée	91.78									
Mnb-93-10	F-7a	de 0.79 à 0.88	0.85	Ma gelé	60.46		3.16	3.16	0.85	86.07	13.5	0.43	13.66	0.27
Mnb-93-11	F-7a	de 1.39 à 1.48	1.45	Ma gelé	37.56		5.37	5.90	1.51	0.08	85.56	14.36	91.32	8.6
Mnb-93-12	F-7a	de 2.36 à 2.46	2.41	Ma gelé	47.99		7.26	7.00	2.60	17.92	37.68	44.4	52.19	29.89
Mnb-93-13	F-7a	de 2.46 à 2.50	2.48	Ma gelé	41.21		8.32	8.14	1.76	0.18	41.82	58	65.7	34.12
Mnb-93-14	F-9a		0.9	Tb		15.08	3.11	4.00	3.29	65.06	18.44	16.5	24.73	10.21
Mnb-93-15	F-10a		0.13	Sable		13.01	0.56	0.86	1.26	98.95	1.03	0.02	1.04	0.01
Mnb-93-16	F-10a		0.35	Ma		34.39	8.96	9.03	1.67	5.52	7.98	86.5	44.91	49.57
Mnb-93-17	F-7d	9 cm x 3.5 cm	1.5	Ma		33.88	5.26	5.55	1.28	0.09	88.68	11.24	93.25	6.67
Mnb-93-18	F-11a		1.1	Tb		13.88	3.25	3.91	3.10	62.13	24.34	13.53	29.88	8
Mnb-93-19	F-12a		0.25	O		94.91								
Mnb-93-20	F-13b	de 1.05 à 1.19	1.1	Glace	100.00									
Mnb-93-21	F-14a	de 1.0 à 1.10	1.05	Glace	100.00									
Mnb-93-22	F-14a	de 1.83 à 1.92	1.88	Ma gelé	60.66		8.75	8.78	1.32	0.18	25.12	74.7	57.15	42.67
Mnb-93-23	F-15a	de 1.49 à 1.58	1.54	Glace	100.00									
Mnb-93-24	F-15b	de 2.50 à 2.63	2.56	Glace	100.00									
Mnb-93-25	F-16a		0.45	Md		3.73	0.78	0.81	0.73	100	0	0	0	0

5 Conclusions

La cartographie des zones pergélisolées dans la région de la Petite rivière de la Baleine a permis d'identifier et de caractériser les secteurs affectés par la présence de pergélisol. La carte de répartition du pergélisol de la région montre une concentration des zones pergélisolées dans les sédiments marins de la zone côtière. De plus, la caractérisation d'une mosaïque de terrain dans laquelle des zones de pergélisol récent côtoient des pales boisées et des champs de pales truffés de mares de thermokarst indique que la zone de pergélisol discontinu du domaine de la toundra forestière est une zone où le pergélisol est dynamique et sensible aux modifications des conditions environnementales. De part sa nature ($T^0 \approx -1^{\circ}\text{C}$) et sa localisation (toundra forestière), le pergélisol discontinu est un endroit où les zones pergélisolées sont en constante évolution par rapport aux variations des conditions climatiques et de surface. Cette évolution s'effectue à des échelles géographiques et temporelles très variables. Des changements rapides peuvent très bien s'effectuer dans des secteurs localisés alors que des processus plus lents peuvent intervenir sur de grandes superficies.

Les travaux de cartographie du pergélisol et de la stabilité relative des terrains meubles (Bégin *et al.*, 1994) ont permis de constater l'étroite relation entre la dynamique du pergélisol et la dynamique générale des terrains. Le rôle du pergélisol dans le façonnement des terrains argileux et des versants de drumlins feront l'objet d'études plus détaillées.

6 Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Dr Maurice K. Seguin pour son aide au niveau des interprétations des profils de résistivité électrique. La contribution des membres de la salle à dessin du CGQ et de M. Éric Boivert pour la réalisation de figures, et de Mad. Geneviève Plouffe pour sa participation à la réalisation de la carte, a été grandement appréciée. Nous aimerions remercier M. Robert-André Daigneault pour sa lecture critique du manuscrit. Cette étude a été grandement facilitée par le prêt d'équipements de géophysique et de forage de la part

du Centre d'études nordiques de l'Université Laval. Cette étude a bénéficié du soutien logistique de l'Étude du plateau continental polaire (ÉPCP) et du soutien financier d'Hydro-Québec via un programme de partenariat industriel (PPI) entre la CGC et Hydro-Québec.

7 Références

- ALLARD, M. et SEGUIN, M. K.**, 1985, La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois; bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire, *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 13-24.
- ALLARD, M. et SEGUIN, M. K.**, 1987a, Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives, *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 141-152.
- ALLARD, M. et SEGUIN, M. K.**, 1987b, The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Québec), *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 2206-2222.
- ALLARD, M., SEGUIN, M. K. et LÉVESQUE, R.**, 1987, Palsas and mineral permafrost mounds in northern Québec, Gardiner, V. (ed.), *International geomorphology, 1986, part II*, John Wiley & Sons Ltd., 285-309.
- ALLARD, M., FORTIER, R. et SEGUIN, M. K.**, 1992a, The thermal regime of intertidal permafrost, George River estuary, Ungava Bay, Québec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 249-259.
- ALLARD, M., BÉGIN, Y. et ROCHE, Y.**, 1992b, Évolution géomorphologique et variations du régime thermique dans un plateau de pergélisol côtier: détroit de Manitousuk, Québec nordique, 7^e congrès de l'AQQUA, 27 septembre 1992, Rouyn-Noranda, *Bulletin d'information de l'AQQUA*, 18: 14-15.
- AN, W. et ALLARD, M.**, Sous presse, A mathematical approach to modelling palsa formation: insights on processes and growth conditions, *Cold Regions Sciences and Technology*
- ANNAN, A. P.**, 1983, General state-of -the-art review of ground probing radar, A-Cubed Inc. Report to Earth Physics Branch, Energy, Mines and Resources, March, 1983, 89 p.
- BÉGIN, C., PARADIS, S. J., PARENT, M. et MICHAUD, Y.**, 1994, Stabilité relative des terrains meubles dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique, Commission géologique du Canada, Dossier public 2848, 36 p., 1 carte.

- BOTTERON, G., GILBERT, C., LOCAT, C. et GRAY, J. T.** , 1979, Observations préliminaires sur la répartition du pergélisol dans le bassin de la Grande rivière de la Baleine, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33: 291-298.
- BOYD, D. W.**, 1973, Normal freezing and thawing degree-days for Canada, 1931-1960, Canada, Department of Environment, Atmospheric Environment Service, Publ. CL1 4-73: 38 p.
- CARTER, M., PECK, J., POLLIT, D., PILON, J. A. et DESJARLAIS, P.**, 1991, Application des méthodes de diagraphie à la caractérisation des massifs rocheux, Cours intensif no. 4, Congrès annuel de l'APGGQ, 10-12 avril 1991, Montréal, 27 p.
- CIESIELSKI, A.**, 1991, Geology of the eastern Superior Province, James Bay and Bienville subprovinces, Québec, Geological Survey of Canada, Open File 2398, 8 p.
- COUILLARD, L. et PAYETTE, S.**, 1985, Évolution holocène d'une tourbière à pergélisol (Québec nordique), *Journal Canadien de Botanique*, 63: 1104-1121.
- DAVIS, J. L. et ANNAN, A. P.**, 1989, Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, 37: 531-551.
- DAVIS, J. L. et ANNAN, A. P.**, 1992, Application of ground penetrating radar to mining, groundwater, and geotechnical projects: selected case histories, *in* Ground penetrating radar, *ed.* J. A. Pilon, Geological Survey of Canada, Paper 90-4: 49-55.
- DIONNE, J.-C.**, 1978, Formes phénomènes périglaciaires en Jamésie, *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 187-247.
- DIONNE, J.-C.**, 1983, Frost-heaved bedrock features: a valuable permafrost indicator, *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 241-252.
- FILION, L. et PAYETTE, S.**, 1976, La dynamique de l'enneigement en région héli-arcétique, Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 275-301.
- FILION, L. et PAYETTE, S.**, 1978, Observations sur les caractéristiques physiques du couvert de neige et sur le régime thermique du sol à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 71-79.
- FILION, L. et PAYETTE, S.**, 1982, Régime nival et végétation chionophile à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Naturaliste Canadien*, 109: 557-571.
- FORTIER, R., SEGUIN, M. K. et ALLARD, M.**, 1991, Caractérisation du pergélisol de buttes cryogènes à l'aide de diagraphies électriques au Nunavik, Québec, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2: 79-93.

- GANGLOFF, P. et PISSART, A.**, 1983, Évolution géomorphologique et paises minérales près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec), *Bulletin de la société géographique de Liège*, 19: 119-132.
- GOODRICH, L. E.**, 1982, The influence of snow cover on the ground thermal regime, *Canadian Geotechnical Journal*, 19: 421-432.
- HAMELIN, L. E. et CAILLEUX, A.**, 1969, Les paises dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine, *Revue de géographie de Montréal*, 23: 329-337.
- HEIM, J.**, 1976, Étude palynologique d'une paise dans la région du golfe de Richmond, Nouveau-Québec, *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 221-238.
- HYDRO-QUÉBEC**, 1993, Rapport d'avant projet: Complexe Grande-Baleine, Hydro-Québec, août 1993, 34 volumes.
- LAGAREC, D.**, 1973, Éléments de morphologie cryogène au golfe de Richmond, Nouveau-Québec, *Cahiers de géographie de Québec*, 17: 465-482.
- LAGAREC, D.**, 1980, Étude géomorphologique de paises et autres buttes cryogènes en Hudsonie (Nouveau-Québec), Thèse de doctorat, Département de géographie, Université Laval, Québec.
- LAGAREC, D.**, 1982, Cryogenetic mounds as indicators of permafrost conditions, northern Québec, *Proceedings, 4th Canadian Permafrost Conference (Roger J.E. Brown memorial volume)*: 43-48.
- LAPRISE, D. et PAYETTE, S.**, 1988, Évolution récente d'une tourbière à paises (Québec subarctique): analyse cartographique et dendrochronologique, *Canadian Journal of Botany*, 66: 2217-2227.
- LEBRUN, C.**, 1985, Géomorphologie des soulèvements et des évidements rocheux en milieux périglaciaires, Cuestas des Manitounuk, Nouveau-Québec, Thèse de maîtrise., Département de géographie, Université Laval, Québec.
- LÉVESQUE, R.**, 1986, Géomorphologie périglaciaire et cartographie, assistée par ordinateur, du pergélisol aux rivières Nastapoca et Sheldrake, Hudsonie, Thèse de maîtrise., Département de géographie, Université Laval, Québec.
- LÉVESQUE, R., ALLARD, M. et SEGUIN, M. K.**, 1988a, Regional factors of permafrost distribution and thickness, Hudson Bay coast, Québec, Canada, *Proceedings of the Fifth International Permafrost Conference, Trondheim, Norway*, 1: 199-204.

- LÉVESQUE, R., ALLARD, M. et SEGUIN, M. K., 1988b, Le pergélisol dans les formations Quaternaires de la région des rivières Nastapoca et Sheldrake, Québec Nordique, *Nordicana*, 51: 23 p.
- MÉNARD, É., en prép, Influence des conditions naturelles de surface sur la répartition du pergélisol et du gel saisonnier au détroit de Manitousuk, Hudsonie, Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université Laval, Québec.
- MICHAUD, Y. et DIONNE, J.-C., 1987, Altération des substrats rocheux et rôle du soulèvement géluvial dans la formation des champs de blocaille, en Hudsonie, *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 7-18.
- MICHAUD, Y. et DYKE, L. D., 1990, Mechanism of bedrock frost heave in permafrost regions, *Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*, *Nordicana*, 54: 125-130.
- MICHAUD, Y. et ALLARD, M., 1992, Permafrost in bedrock: Its mode of occurrence and consequences, *Proceedings of the 45th Canadian Geotechnical Conference*, October 26th-28th 1992, Toronto, p 18-1-18-8.
- NICHOLSON, F. H. et GRANDBERG, H. B., 1973, Permafrost and snow cover relationships near Schefferville, North American Contribution to 2nd International Permafrost Conference, National Academy of Sciences, Washington D. C.: 151-158.
- PARENT, M. et PARADIS, S. J., 1994, Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique, Commission géologique du Canada, Dossier public 2643, 48 p., 2 cartes.
- PAYETTE, S., 1983, The forest tundra and present tree-line of the Northern Québec Labrador peninsula, *in Proceedings of the Northern-Québec Tree-line Conference*, P. Morisset and S. Payette editor, *Nordicana* 47: 3-23.
- PAYETTE, S. et GAUTHIER, B., 1972, Les structures de végétation: interprétation géographique et écologique, classification et application, *Naturaliste canadien*, 99: 1-26.
- PAYETTE, S. et LAGAREC, D., 1972, Observations sur les conditions d'enneigement à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, hiver 1972, *Cahiers de géographie de Québec*, 16: 469-481.
- PAYETTE, S. et FILION, L., 1975, Écologie de la limite septentrionale des forêts maritimes, Baie d'Hudson, Nouveau-Québec, *Naturaliste Canadien*, 102: 783-802.
- PAYETTE, S. et SEGUIN, M. K., 1979, Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux feuilles, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33: 339-358.

- PAYETTE, S., OUZILLEAU, J. et FILION, L., 1975, Zonation des conditions d'enneigement en toundra forestière, Baie d'Hudson, Nouveau-Québec, Journal canadien de botanique, 51: 1037-1044.**
- PAYETTE, S., SAMSON, H. et LAGAREC, D., 1976, The evolution of permafrost in the taiga and forest-tundra, Western Québec-Labrador peninsula, Canadian Journal of Forest Research, 6: 203-220.**
- PLAMONDON-BOUCHARD, M., 1975, Caractéristiques et fréquence des nages bas à Poste-de-la-Baleine en 1969, Cahiers de géographie de Québec, 19: 311-320.**
- PILON, J. A., ALLARD, M. et SEGUIN, M. K., 1992, Ground probing radar in the investigation of permafrost and subsurface characteristics of surficial deposits in Kangiqsualujjuaq, northern Québec, in Ground penetrating radar, ed. J. A. Pilon, Geological Survey of Canada, Paper 90-4: 165-175.**
- POITEVIN, J. et GRAY, J. T., 1982, Distribution du pergélisol dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine, Québec, Naturaliste Canadien, 109: 445-455.**
- ROCHE, Y., 1994, Variations du couvert nival et dynamique du pergélisol dans le détroit de Manitousuk, Hudsonie, Thèse de doctorat, Département de géographie, Université Laval, Québec.**
- SAMSON, H., 1975, Évolution du pergélisol en milieu tourbeux en relation avec la dynamique de la végétation, Golfe de Richmond, Nouveau-Québec, Thèse de maîtrise, Département de phytologie, Université Laval, Québec.**
- SEGUIN M. K., 1971, Applications des méthodes électriques aux problèmes de génie, L'Ingénieur, 262: 12-21.**
- SEGUIN, M. K. et CRÉPAULT, J., 1979, Etude géophysique d'un champ de palses à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, Géographie physique et Quaternaire, 33: 327-338.**
- SEGUIN, M. K. et ALLARD, M., 1984, La répartition du pergélisol dans la région du détroit de Manitousuk, côte est de la mer d'Hudson, Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, 21: 354-364.**
- SEGUIN, M. K. et LÉVESQUE, R., 1990, Détection, par méthodes géophysiques, de sols gélifs à l'emplacement de piste d'atterrissage au Nunavik, Québec, Actes de la 5^{ème} conférence Canadienne sur le pergélisol, Nordicana, 54: 239-245.**
- TECHNISOL INC., 1989, Grande rivière de la Baleine. Avant-projet phase 2. Investigations géologiques et géotechniques: Site GB-1. Rapport de sondages, Tome III-A, Hydro-Québec, Direction aménagements de centrales, Service géologie et structures.**

- WILSON, C.**, 1971, Atlas climatologique de Québec, Service de l'environnement atmosphérique du Canada, Toronto, 180 p.
- WOODCOCK, J. R.**, 1960, Geology of the Richmond Gulf area, New-Québec, Proceedings of Geological Association of Canada, 12: 21-39.
- ZOLTAI, S. C.**, 1972, Palsas and peat plateaus in Central Manitoba and Saskatchewan, Canadian Journal of Forest Research, 2: 291-302.

Annexe 1

Les dépôts marins

Légende



Tourbe



Gyttja



Argile



Silt



Sable fin



Sable moyen



Sable grossier



Sable et gravier



Till



Glace

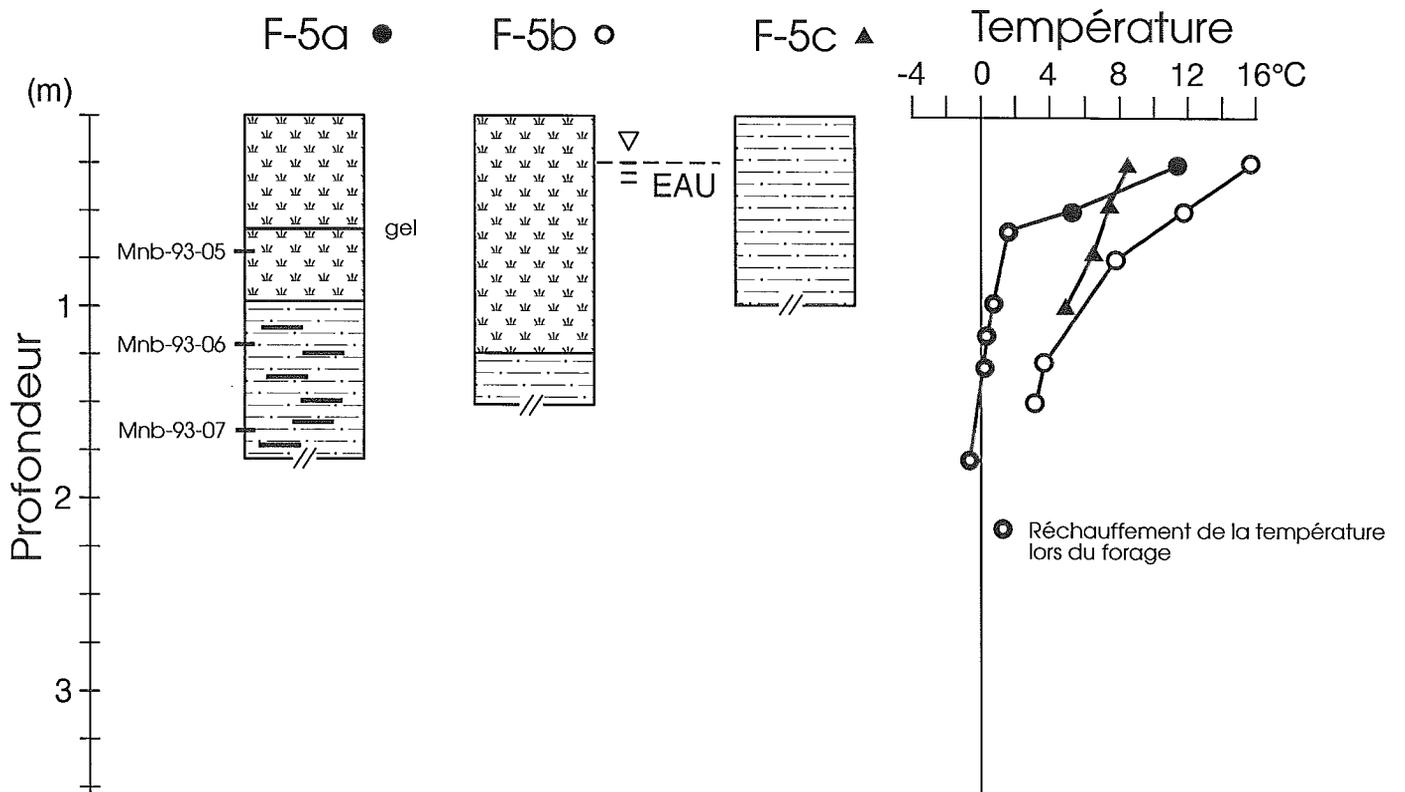


Lentille de glace

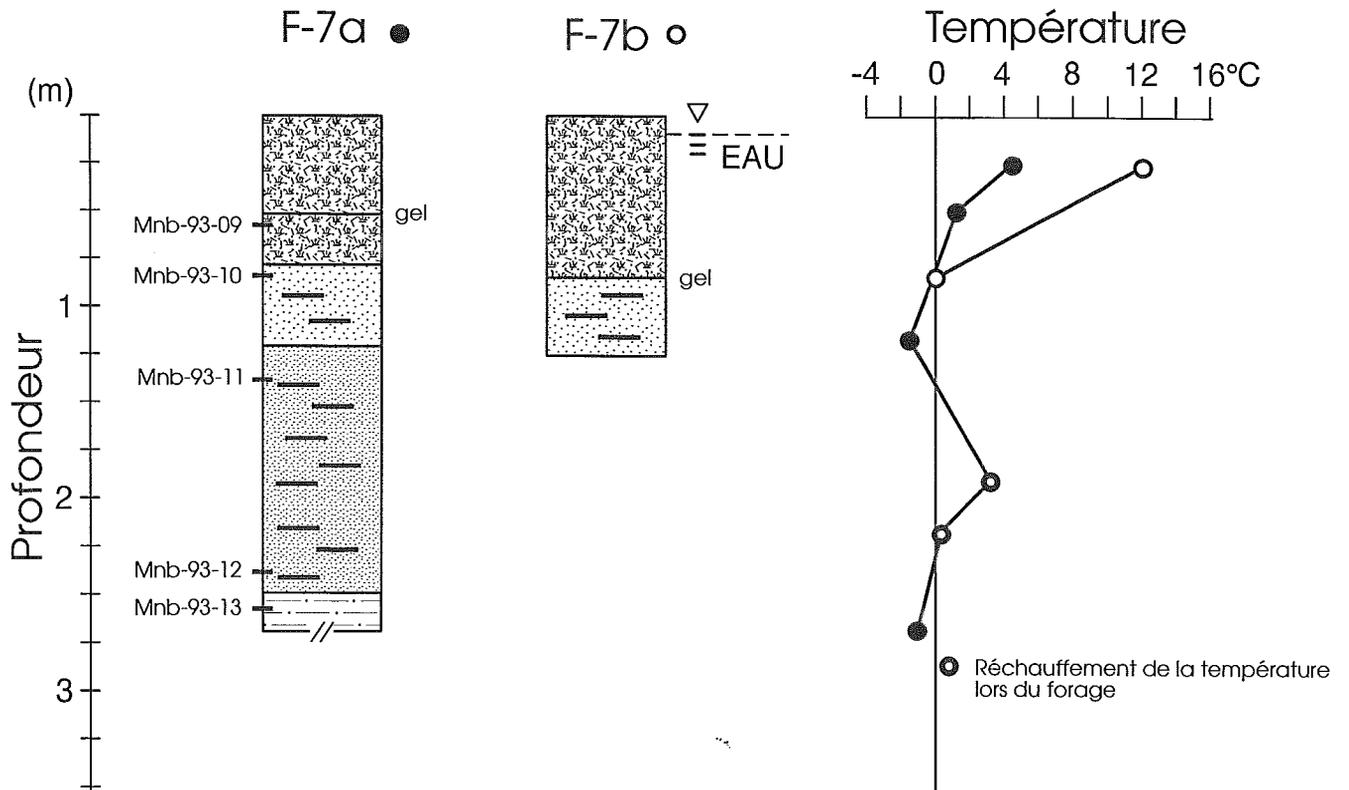
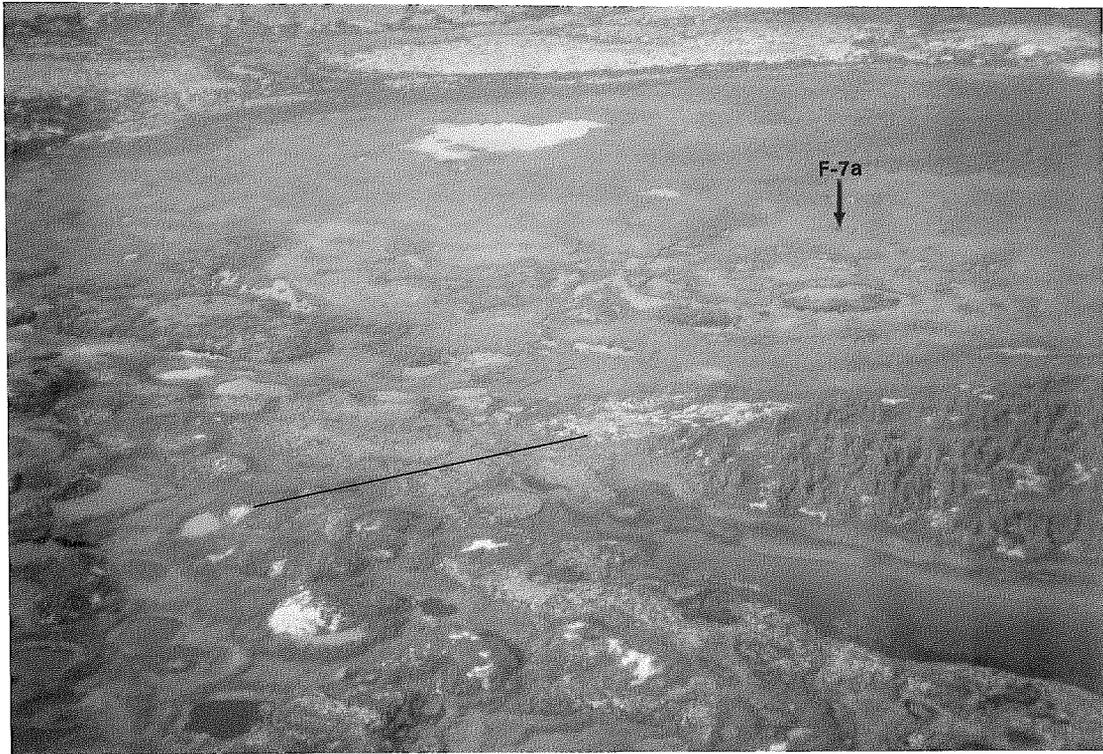


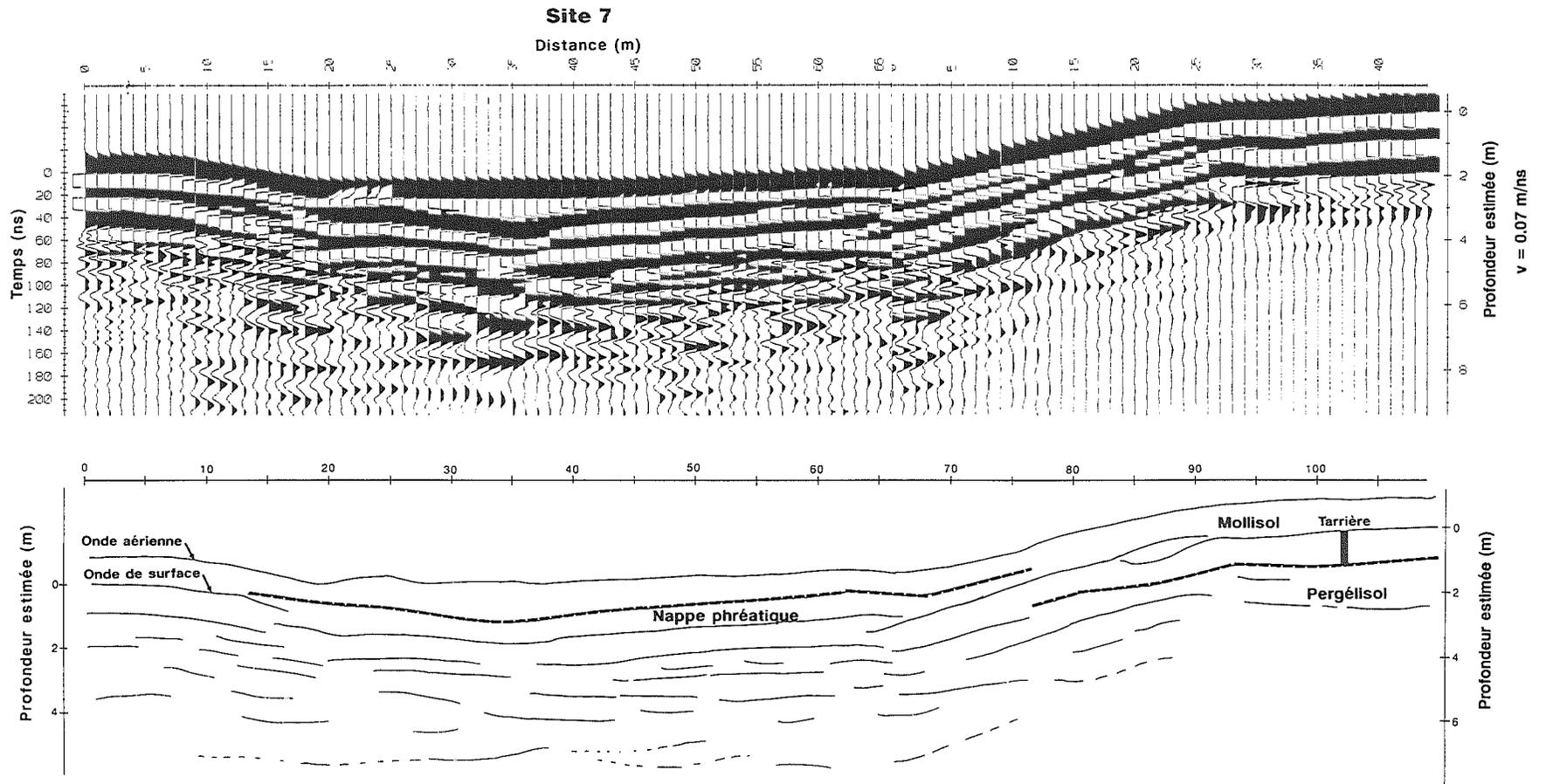
Niveau de la nappe phréatique

SITE-5



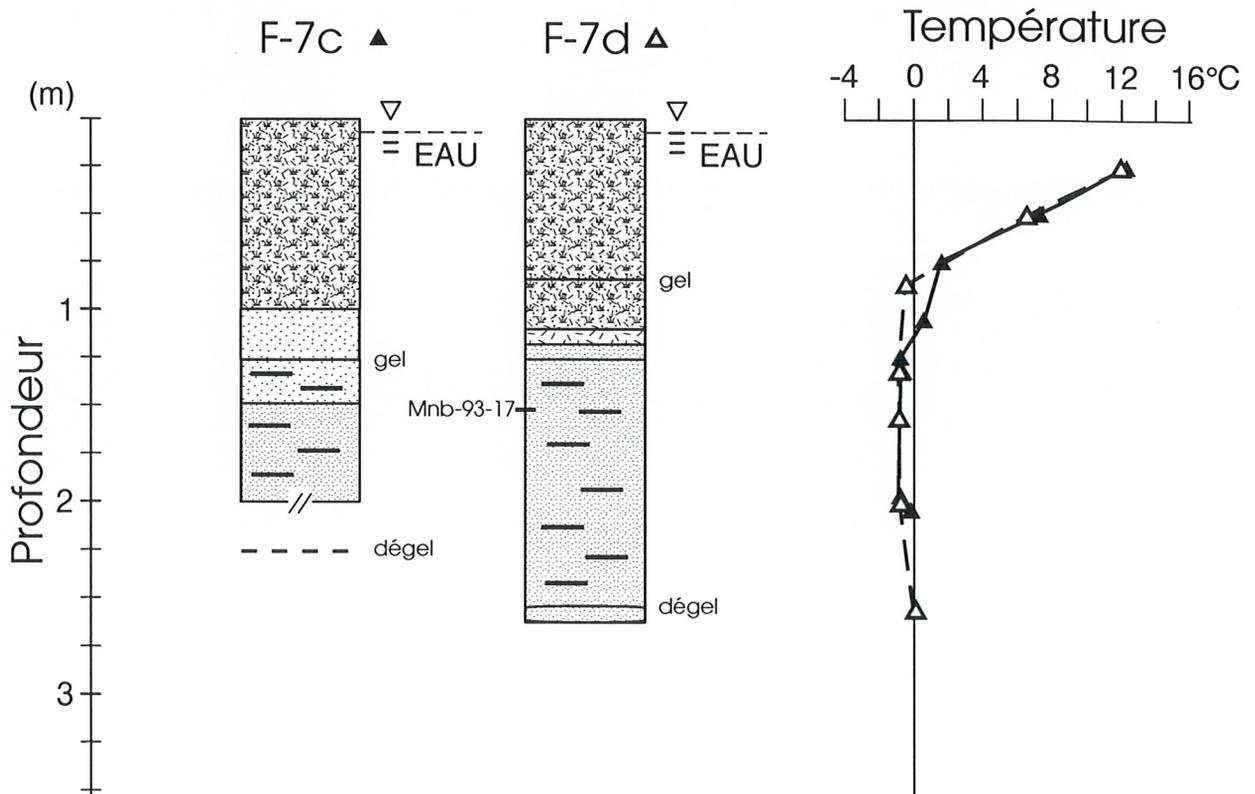
SITE-7



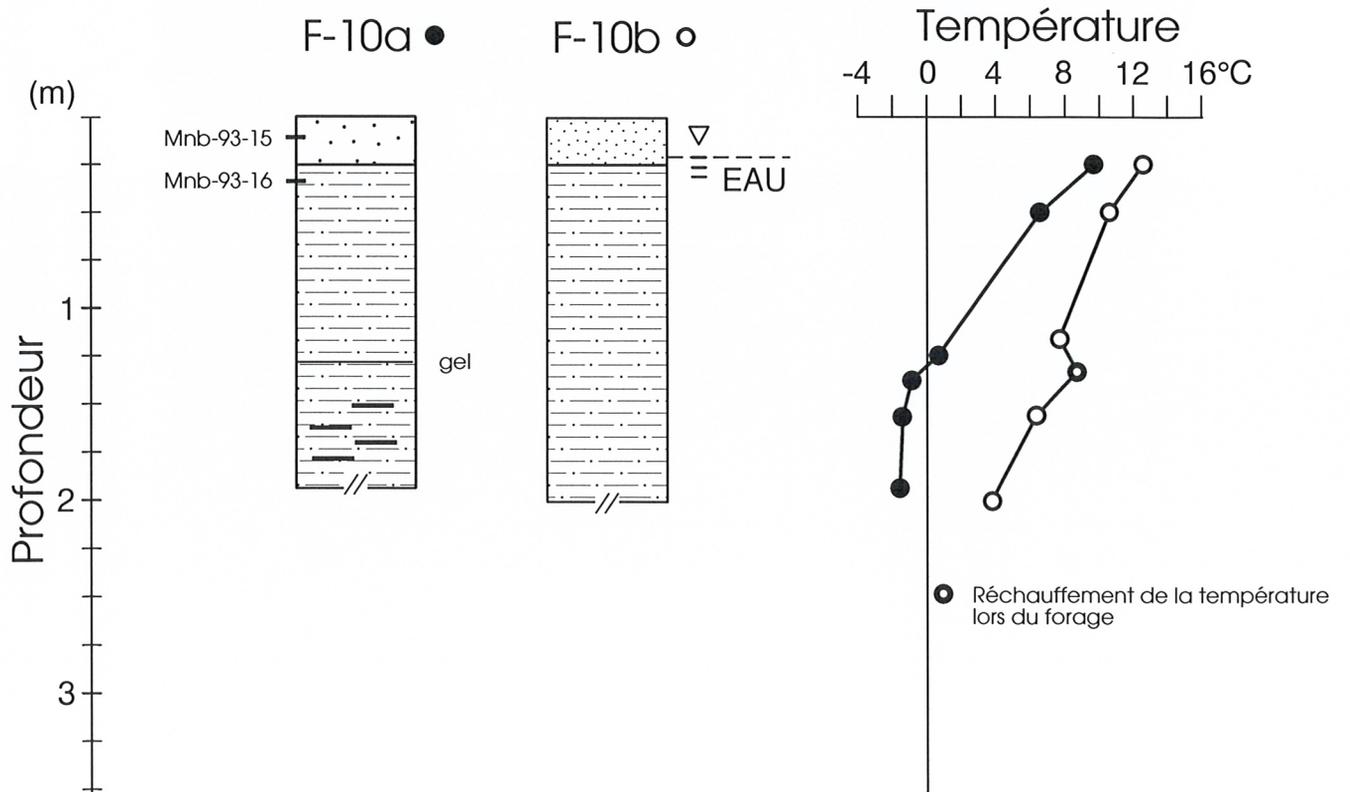
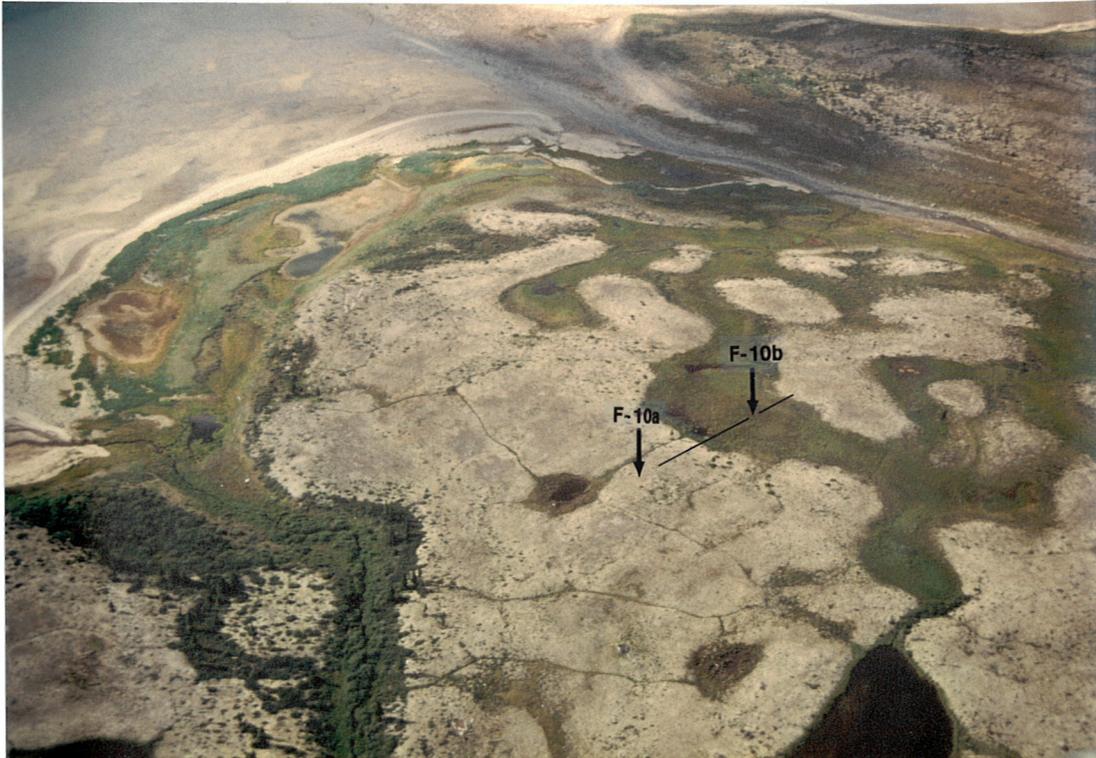


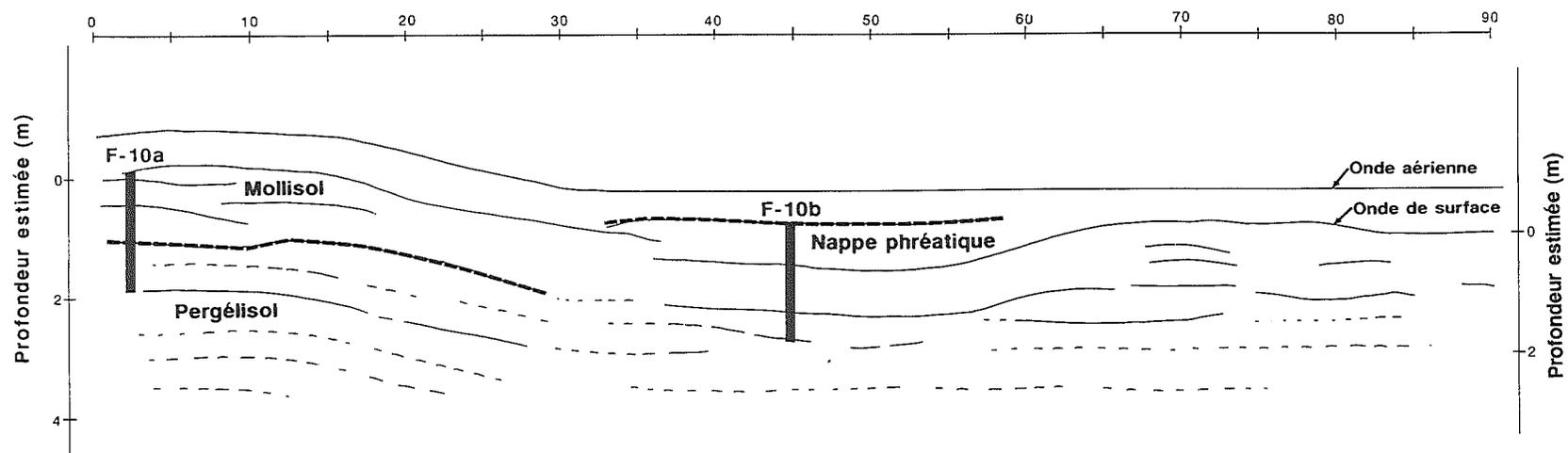
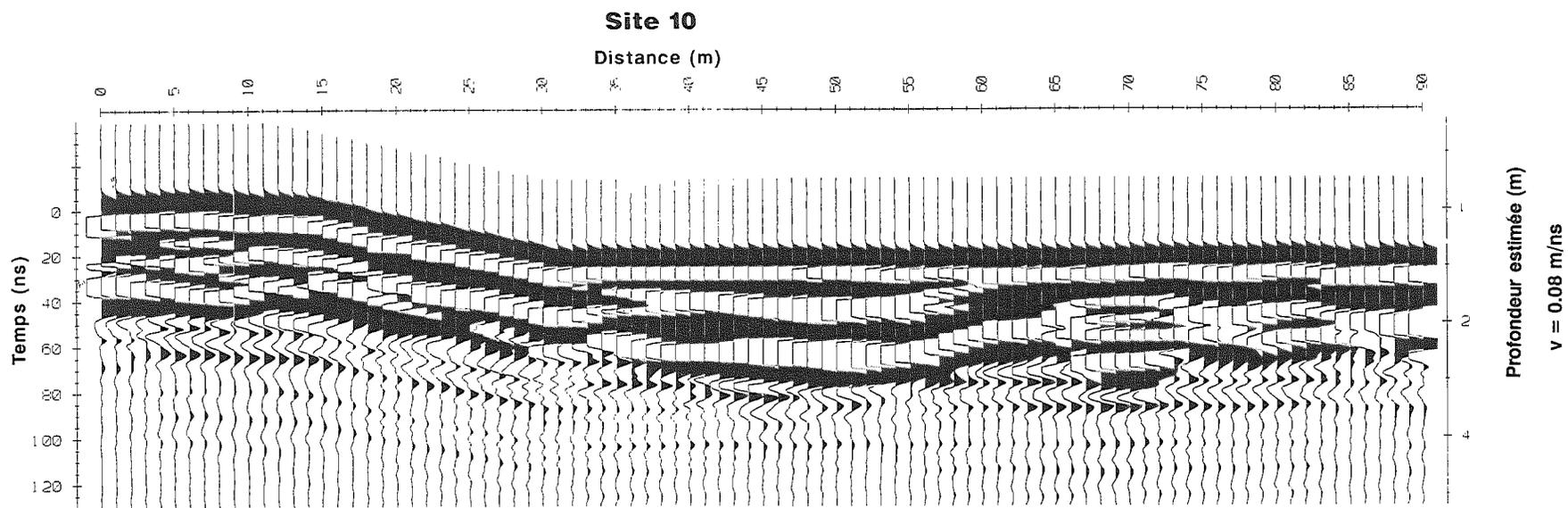
Profil géoradar sur un dépôt marin avec des antennes de 50 Mhz et un gain constant de 15

SITE-7



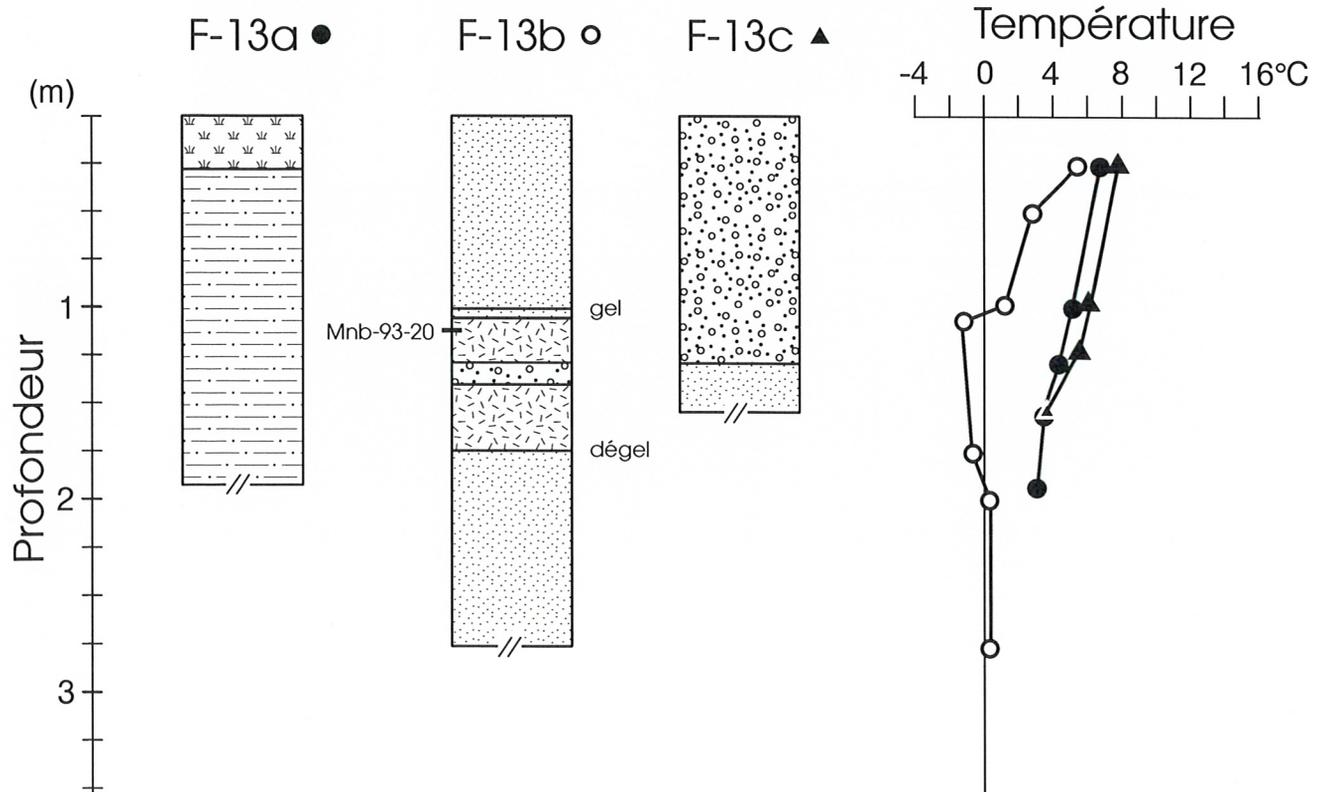
SITE-10



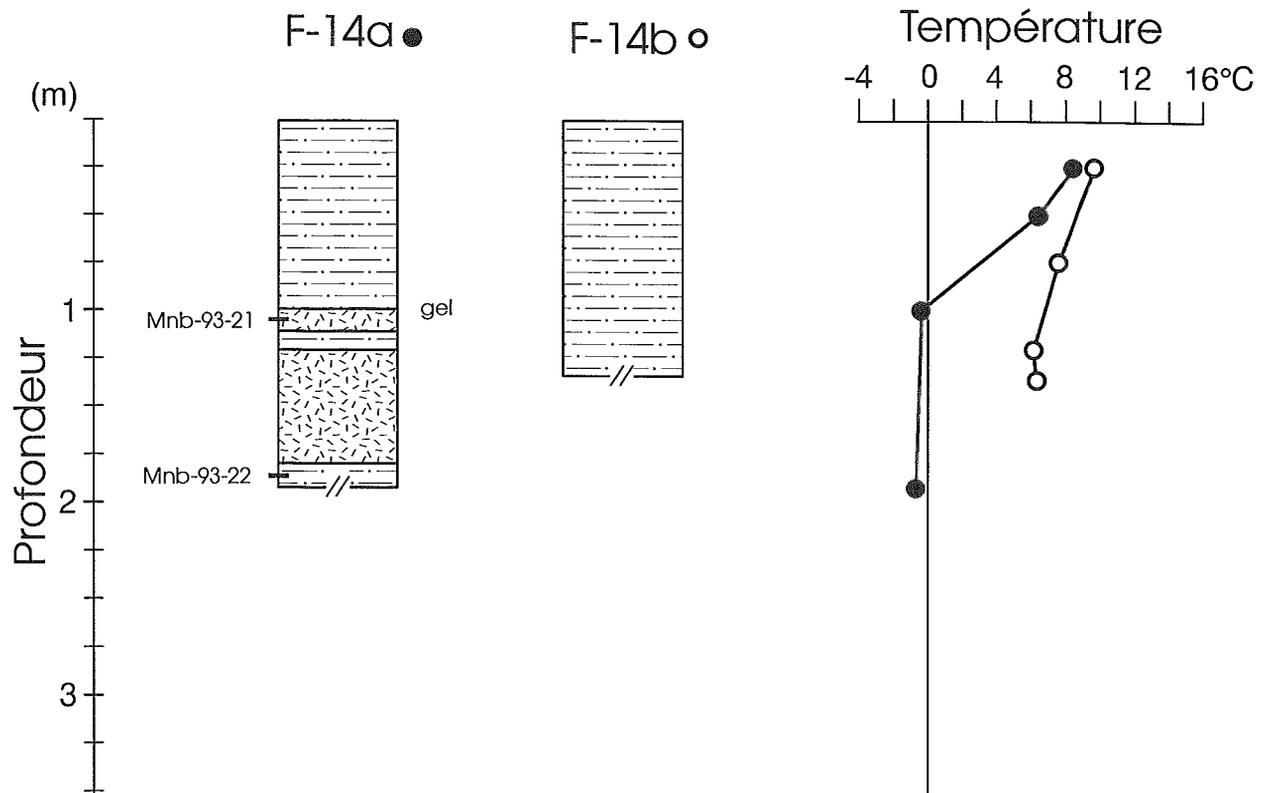


Profil géoradar sur un dépôt marin avec des antennes de 100 Mhz et un gain constant de 50

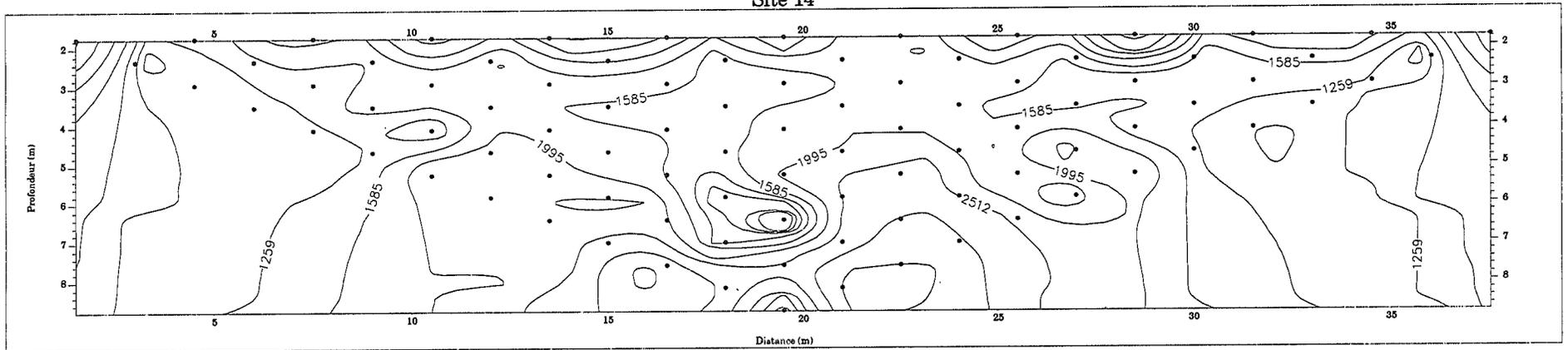
SITE-13



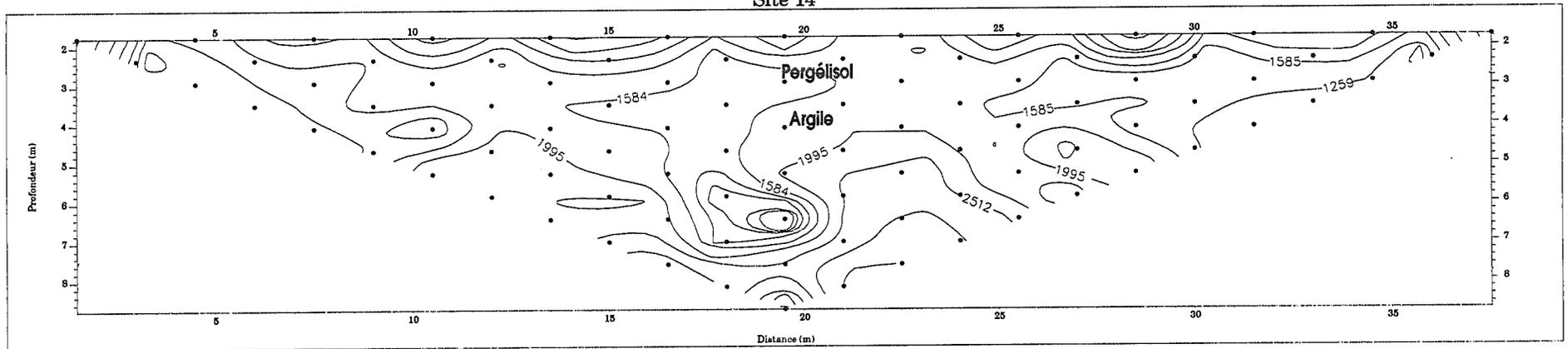
SITE-14



Résistivité électrique Site 14

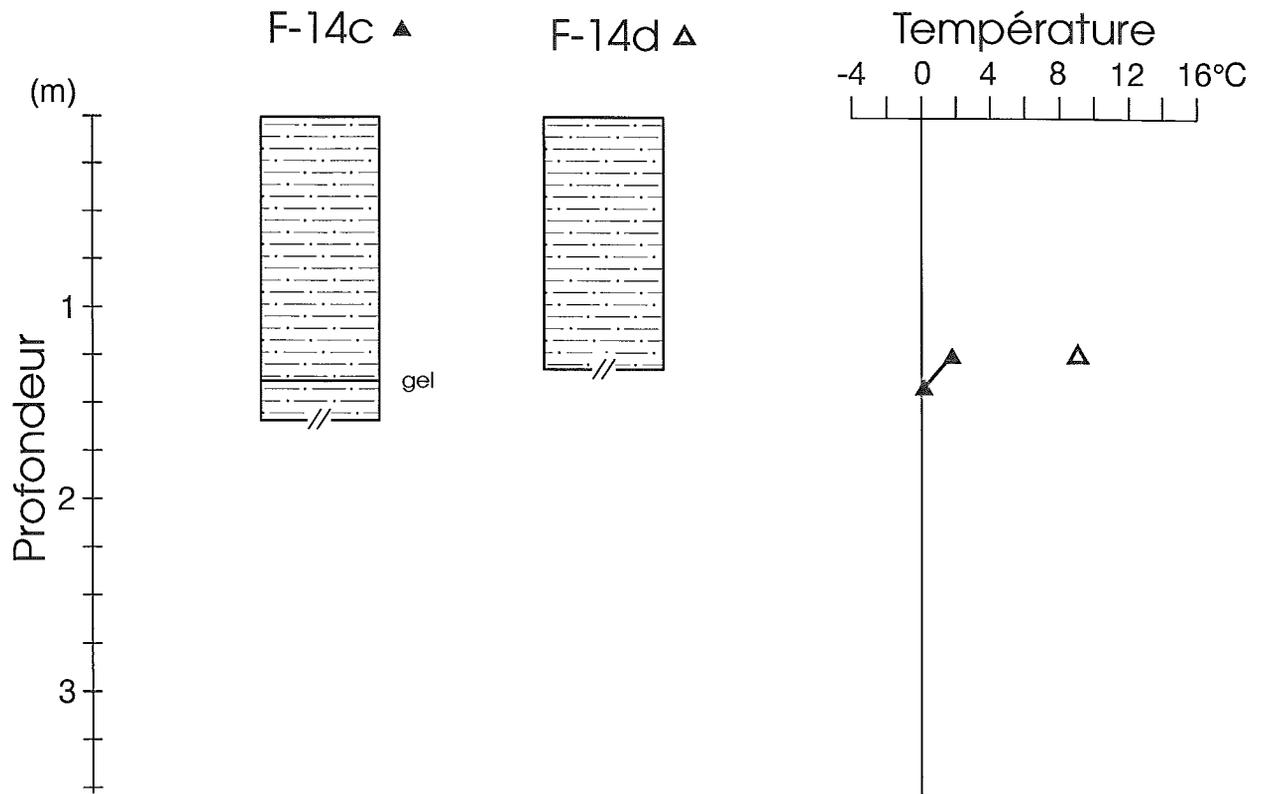


Interprétation Site 14

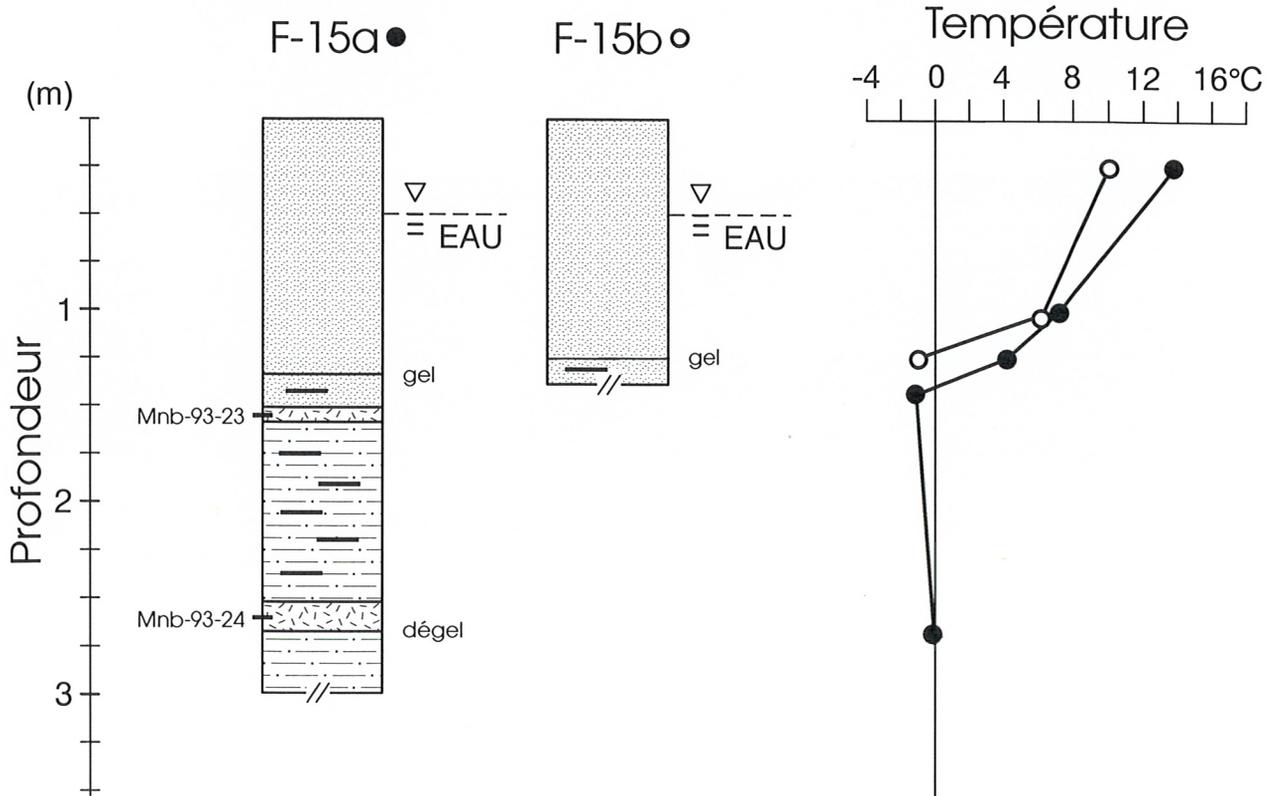


Sondage de résistivité électrique dans l'argile marine selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.

SITE-14



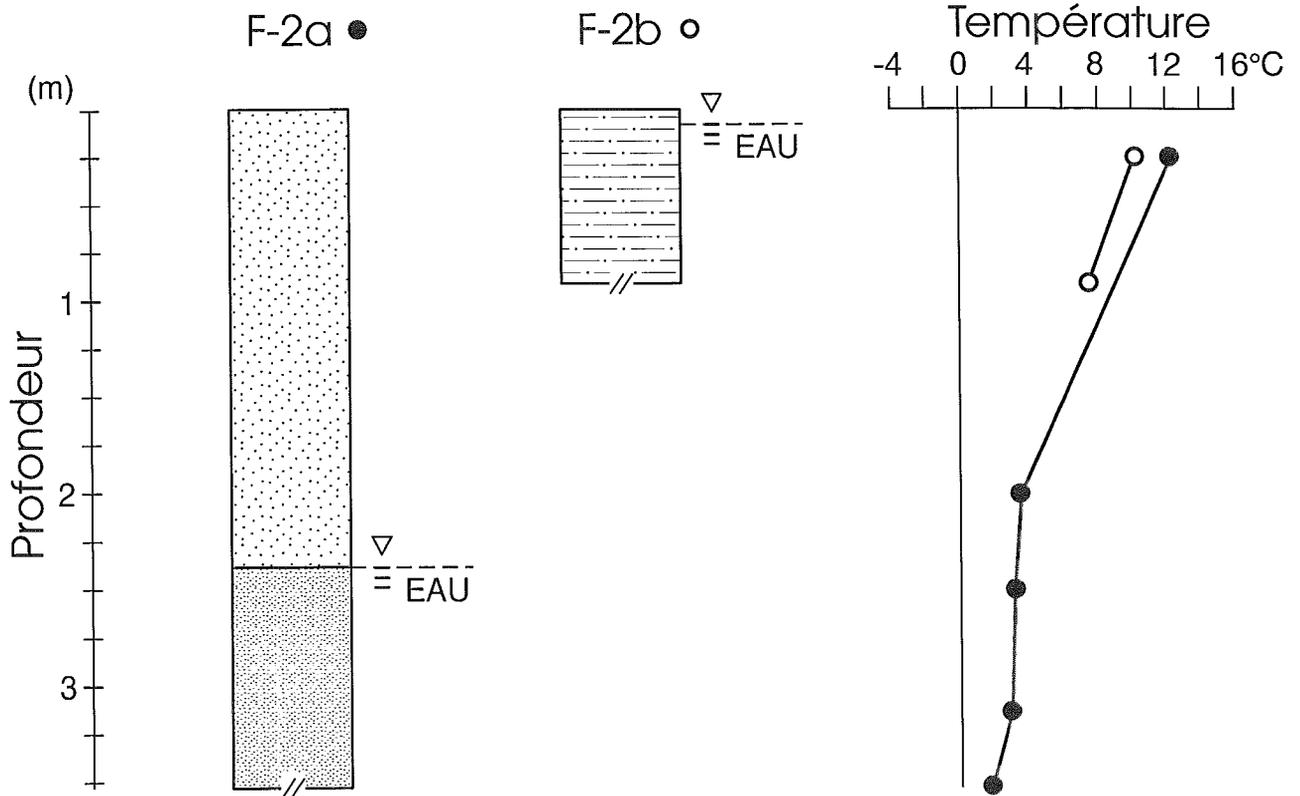
SITE-15

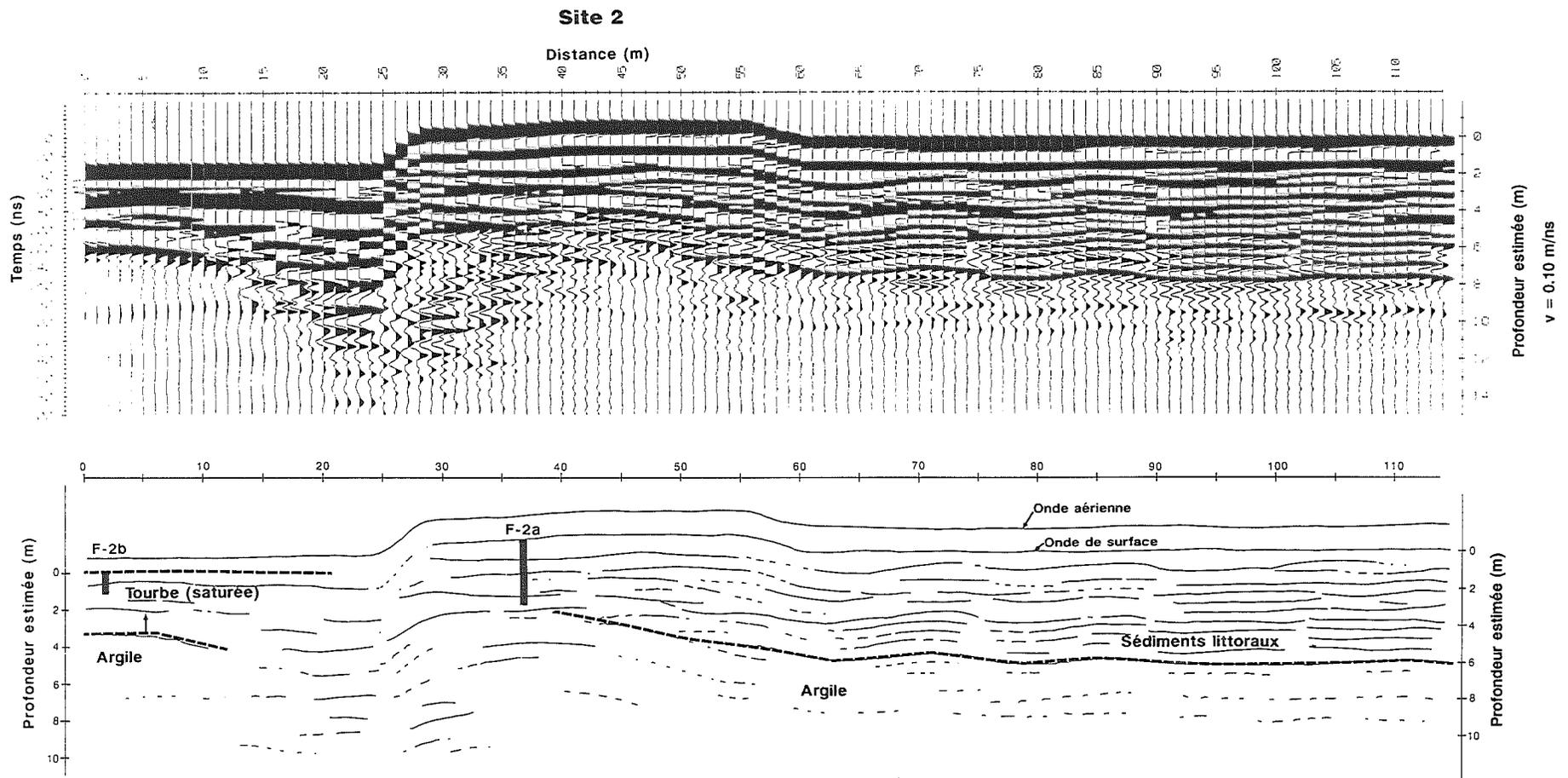


Annexe 2

Les dépôts littoraux

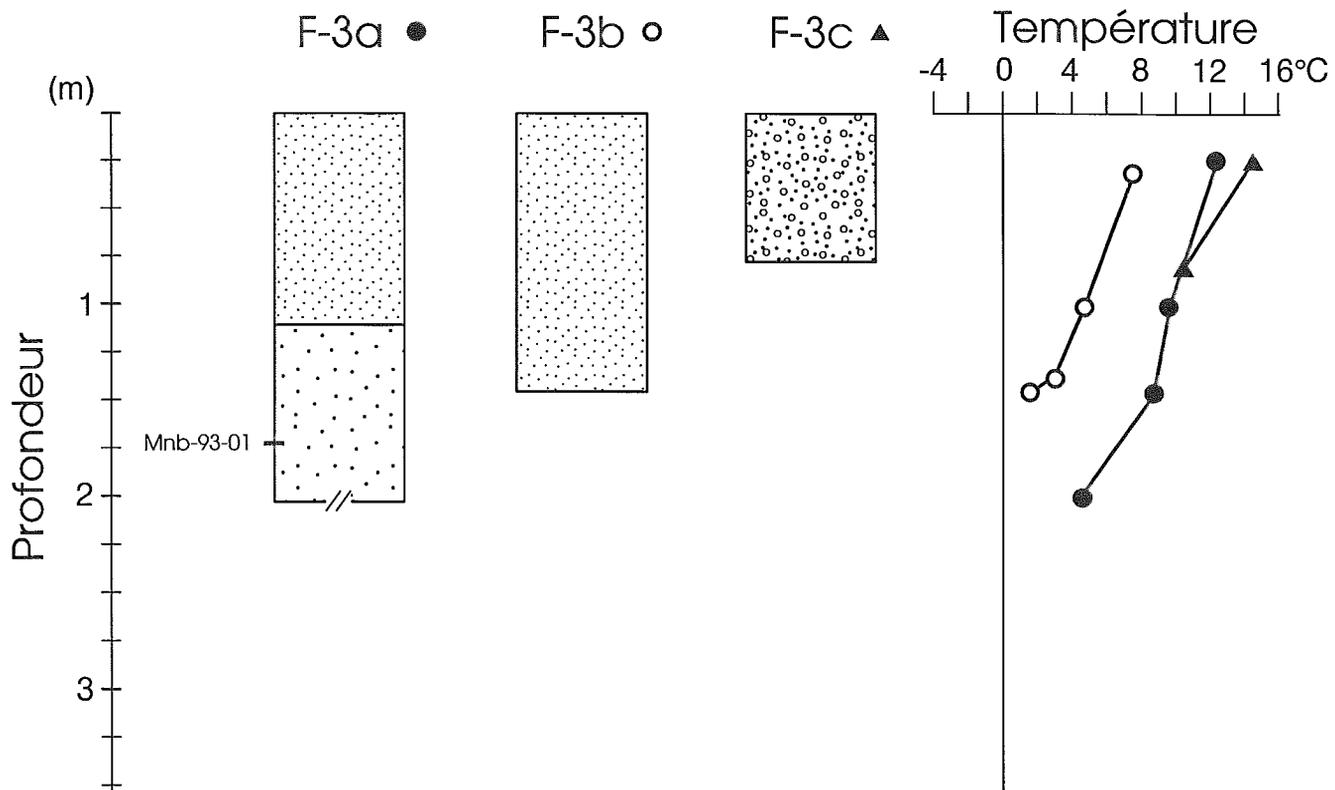
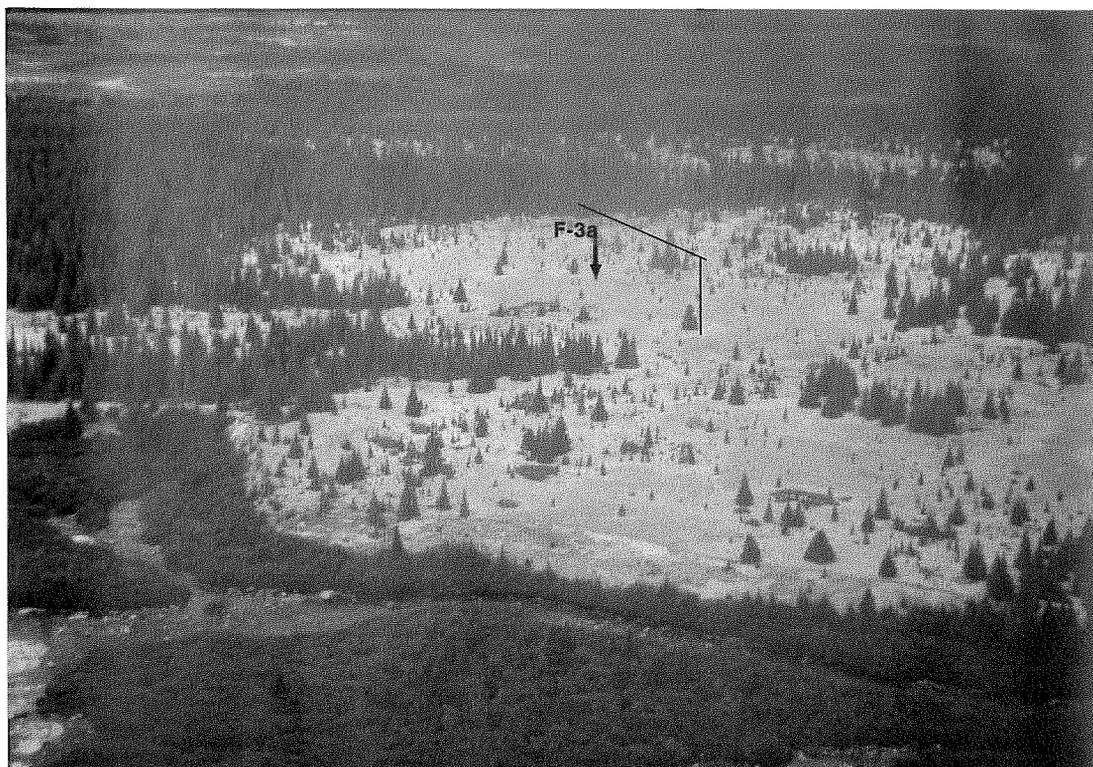
SITE-2

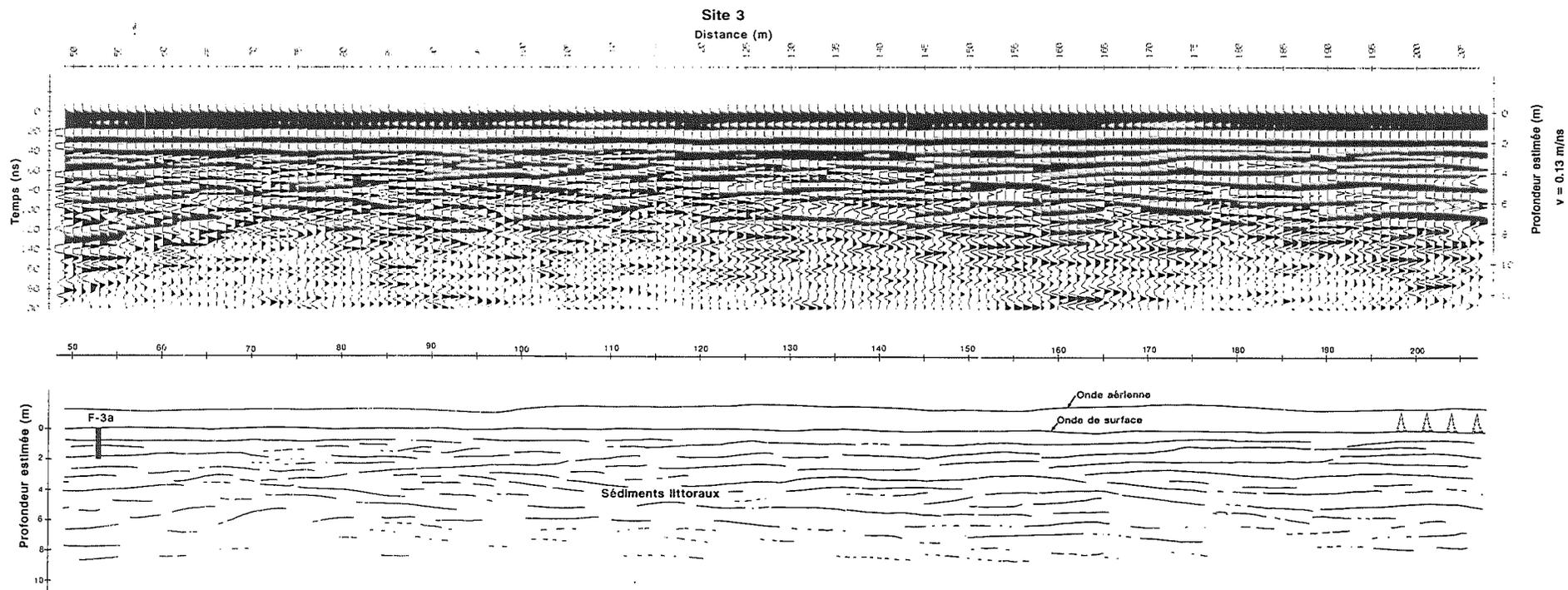




Profil géoradar sur des sédiments littoraux avec des antennes de 50 Mhz et un gain constant de 45

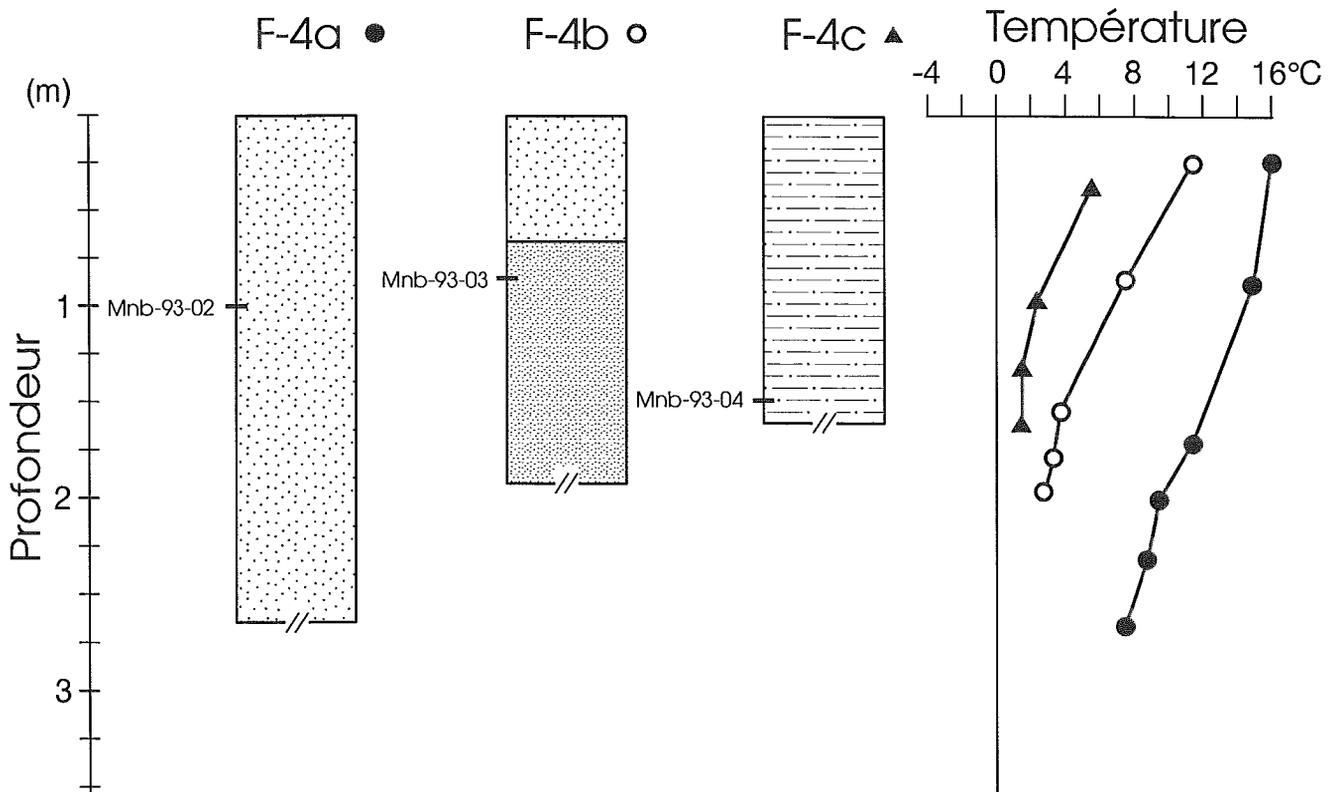
SITE-3





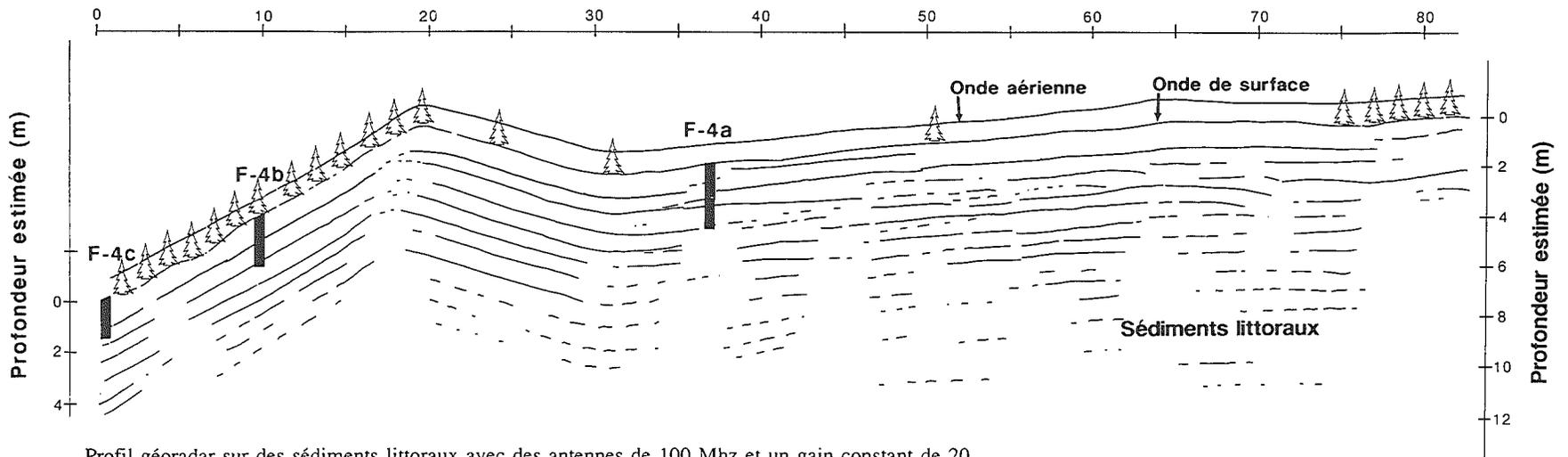
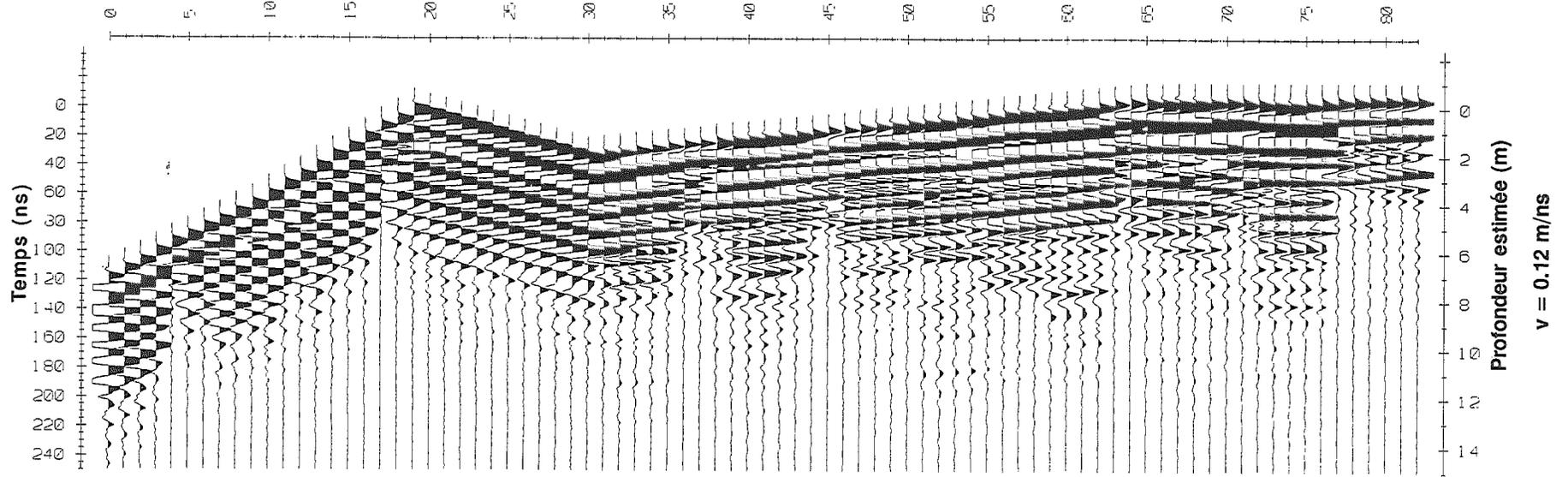
Profil géoradar sur des sédiments littoraux avec des antennes de 100 Mhz et un gain constant de 20

SITE-4



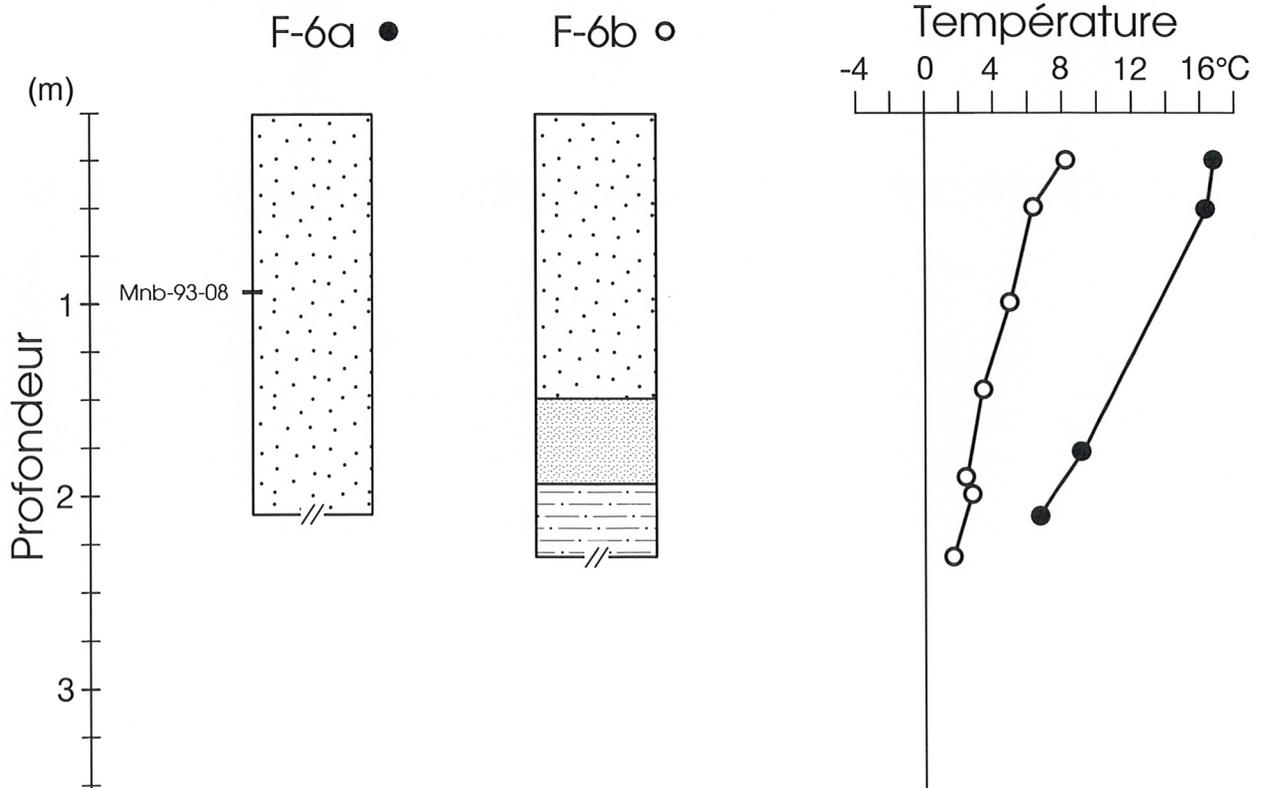
Site 4

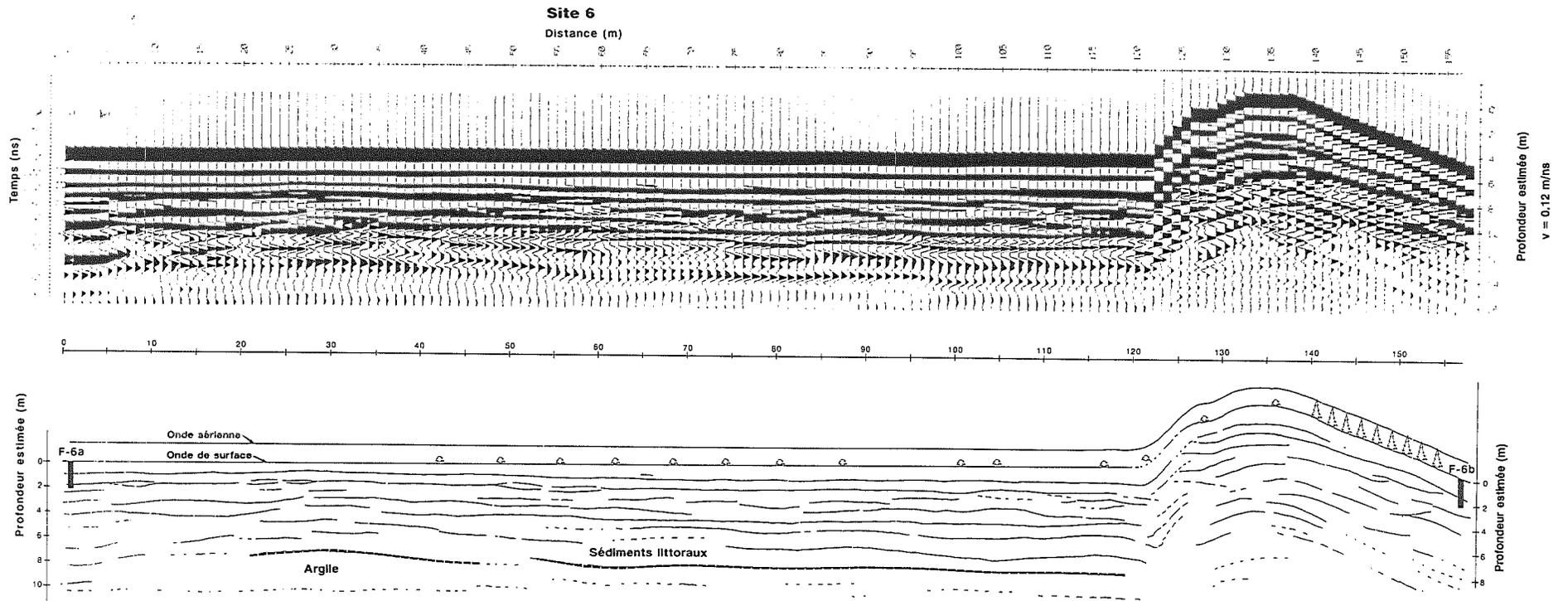
Distance (m)



Profil géoradar sur des sédiments littoraux avec des antennes de 100 Mhz et un gain constant de 20

SITE-6



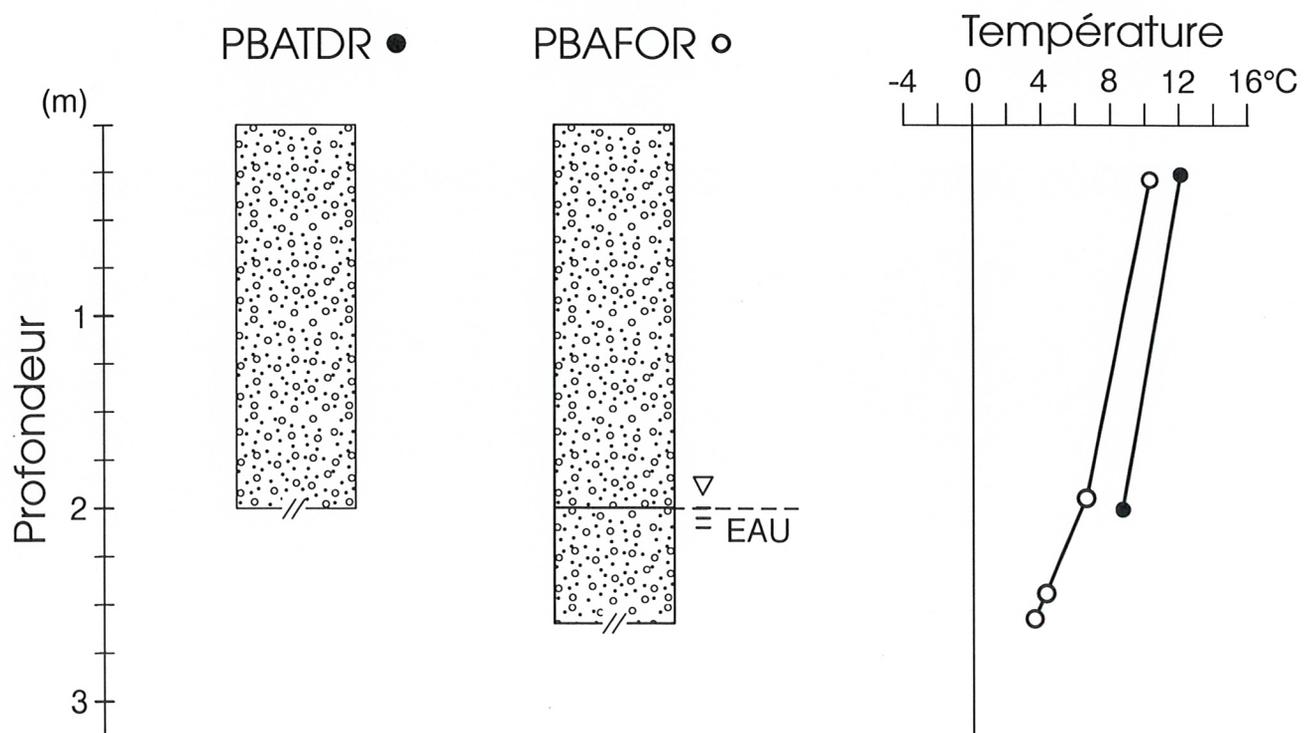


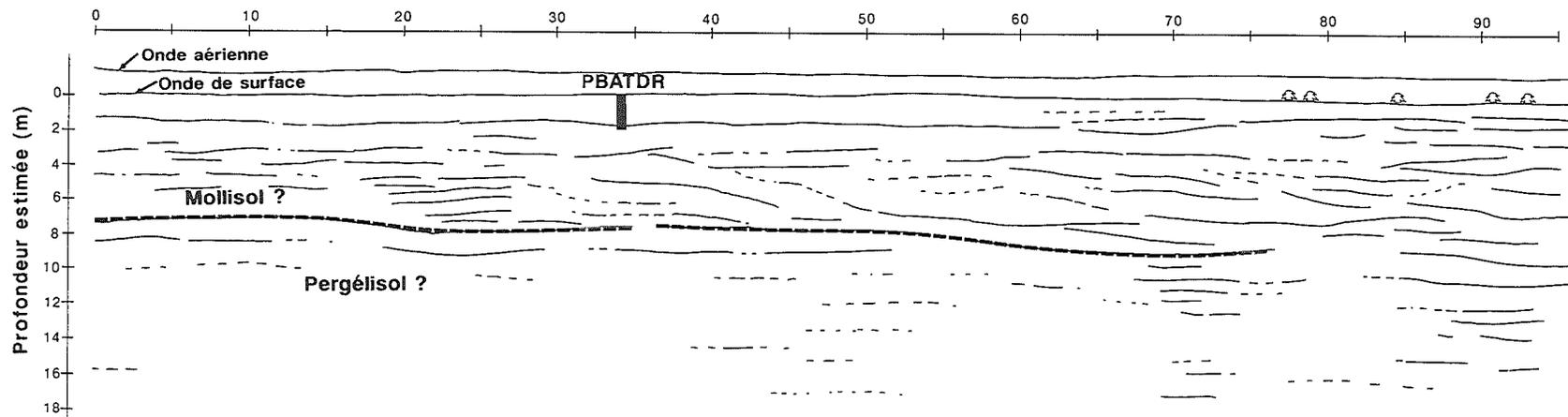
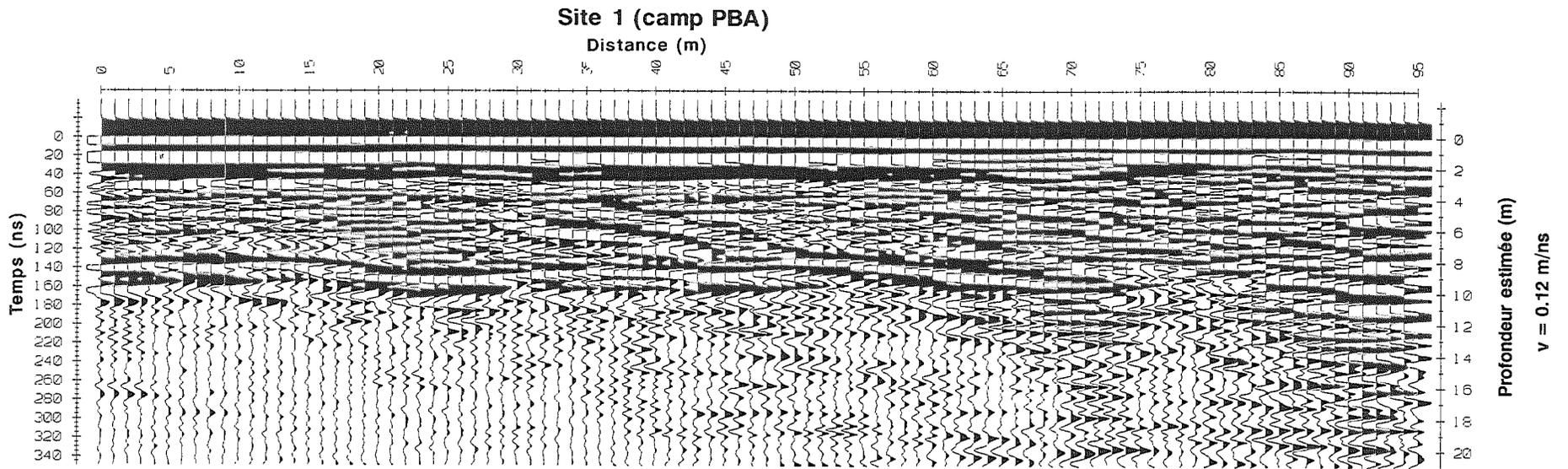
Profil géoradar sur des sédiments littoraux avec des antennes de 50 Mhz et un gain constant de 55

Annexe 3

Les dépôts fluvioglaciaires

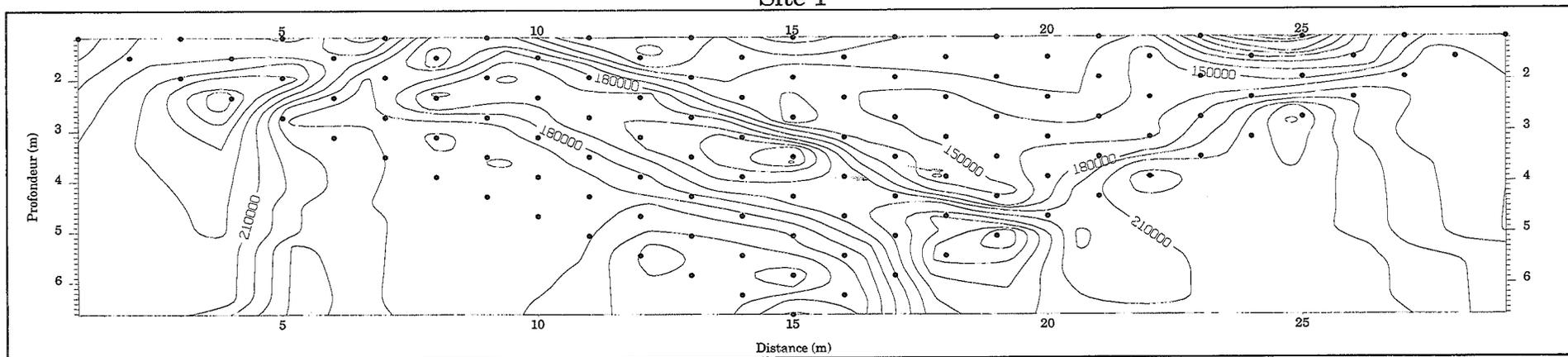
SITE-1 Camp PBA



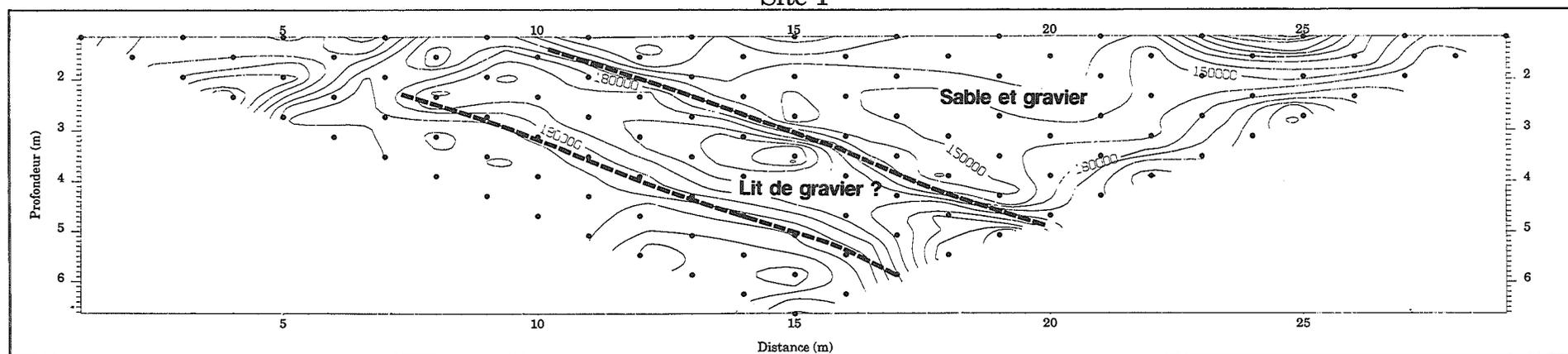


Profil géoradar sur un dépôt fluvioglaciaire avec des antennes de 50 Mhz et un gain constant de 35

Résistivité électrique Site 1

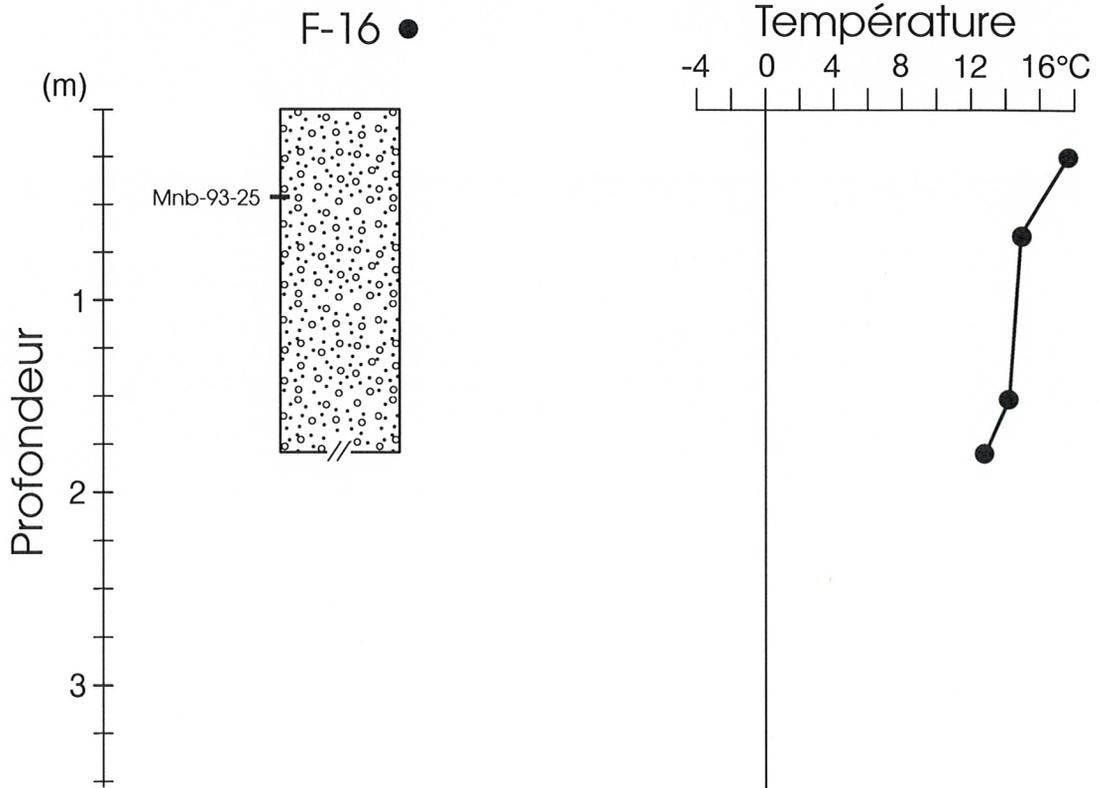


Interprétation Site 1

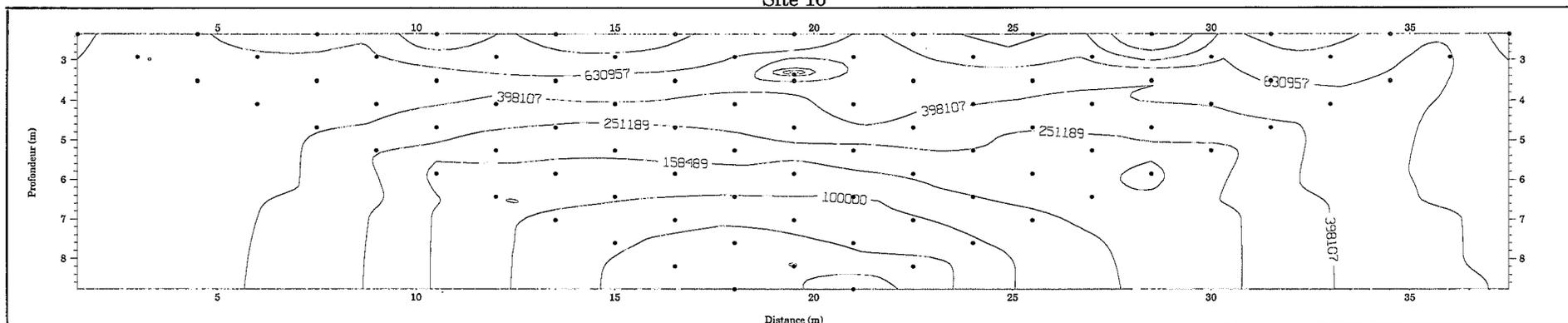


Sondage de résistivité électrique dans un dépôt fluvioglacière selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.

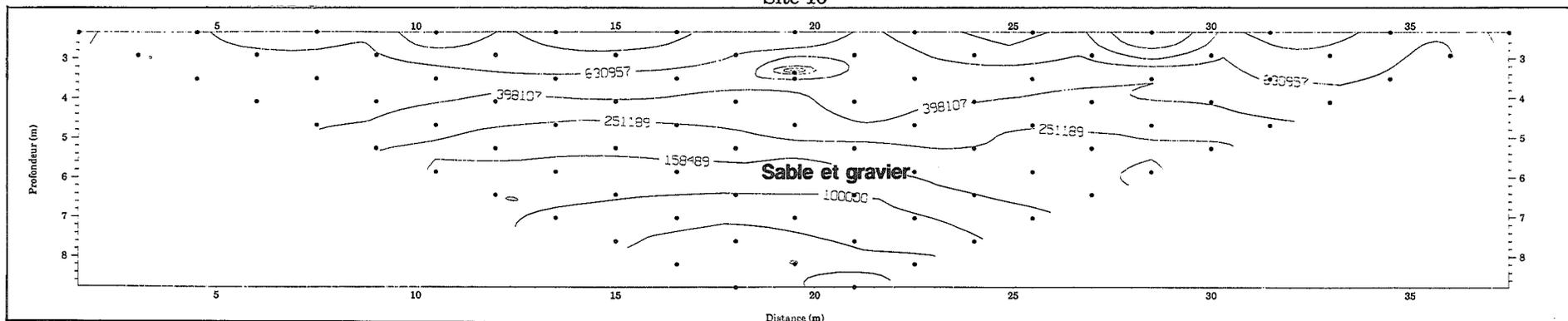
SITE-16



Résistivité électrique Site 16



Interprétation Site 16

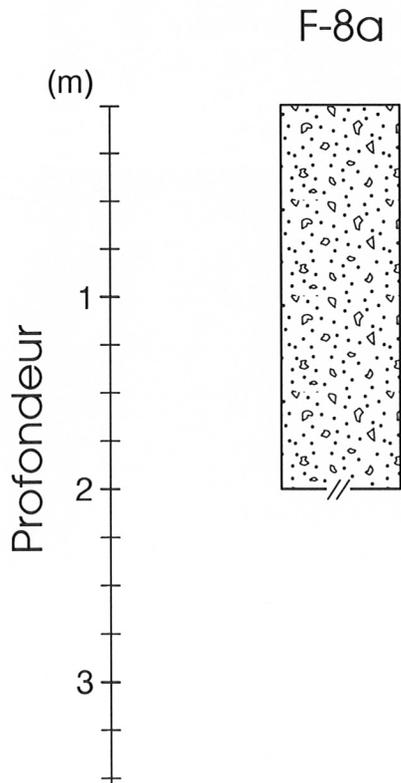


Sondage de résistivité électrique dans un dépôt fluvioglaciaire selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.

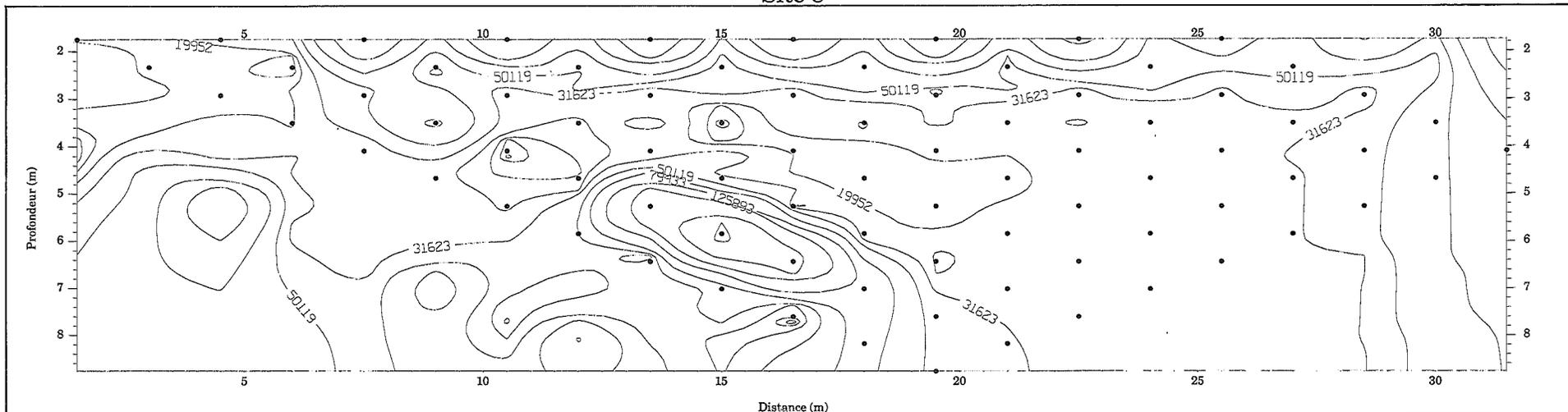
Annexe 4

Les dépôts glaciaires

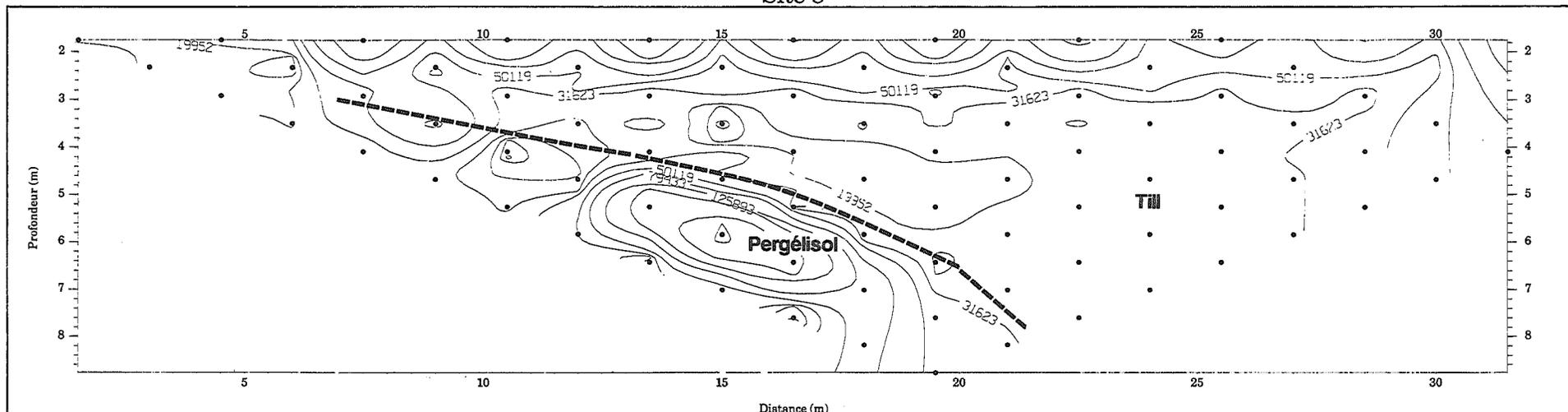
SITE-8



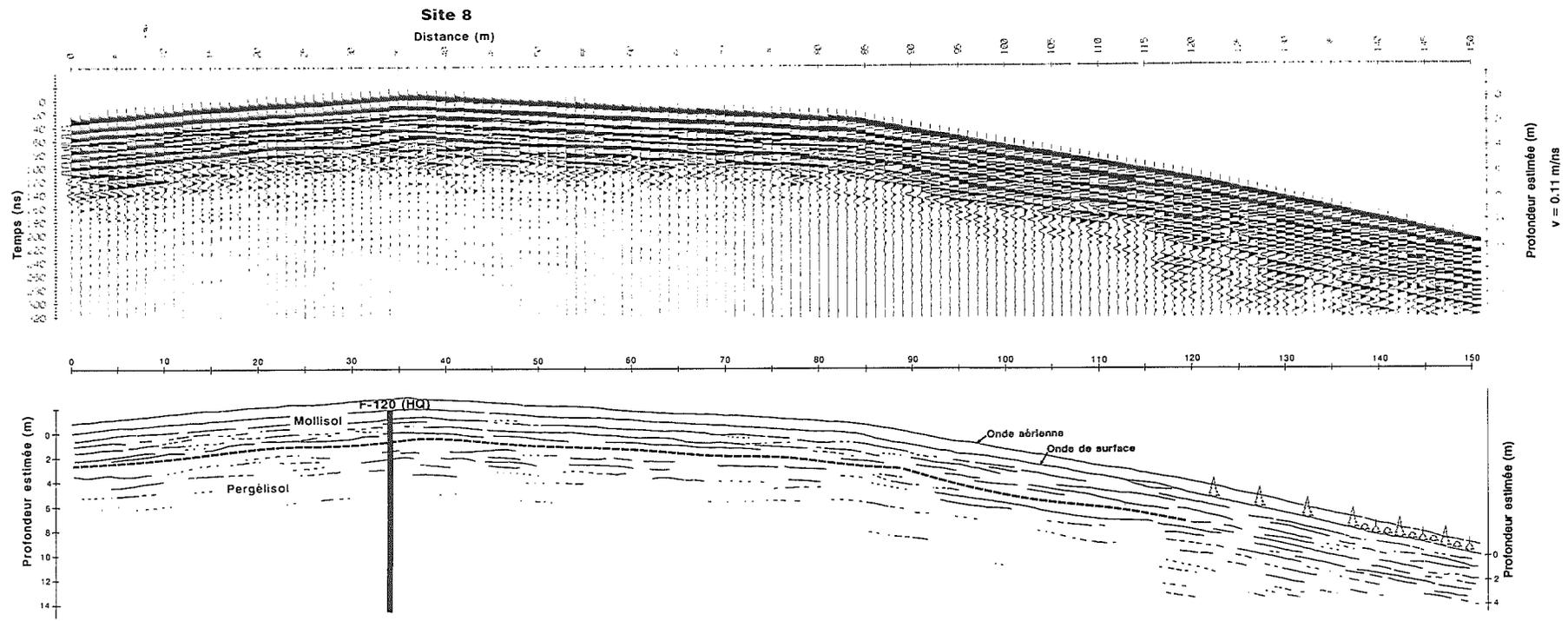
Résistivité électrique Site 8



Interprétation Site 8

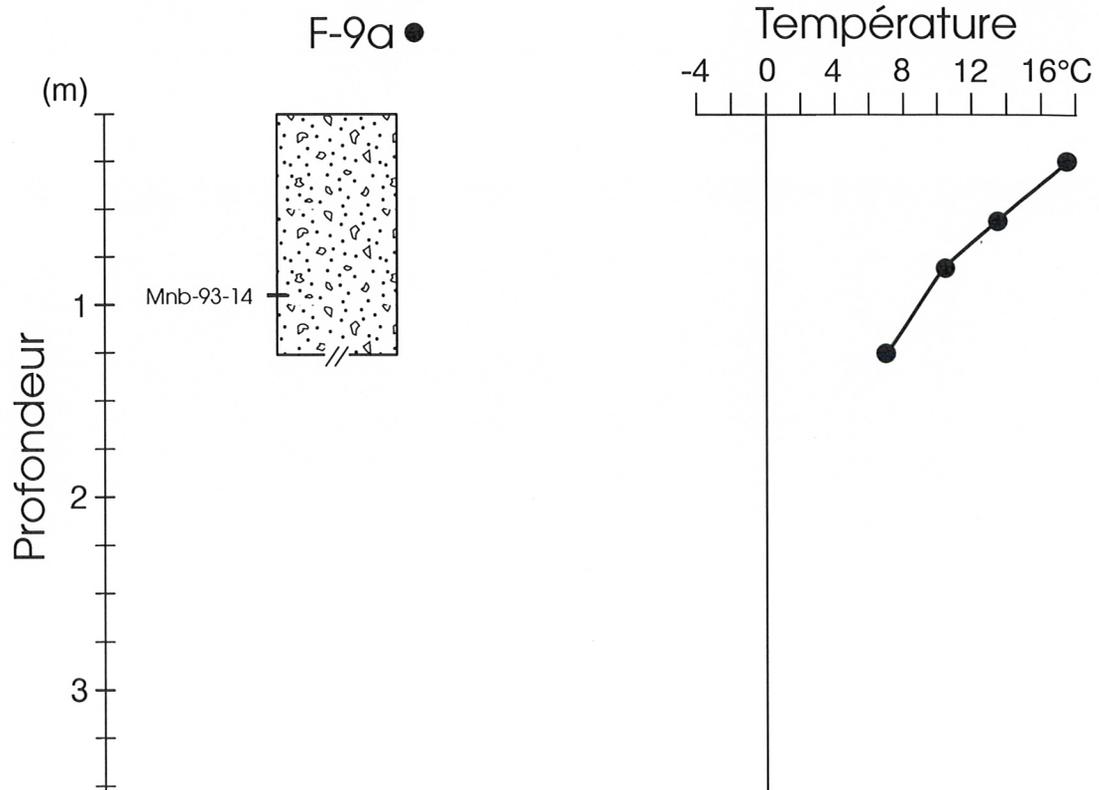


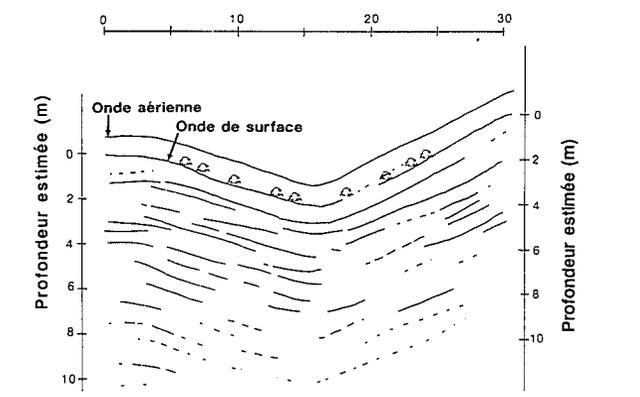
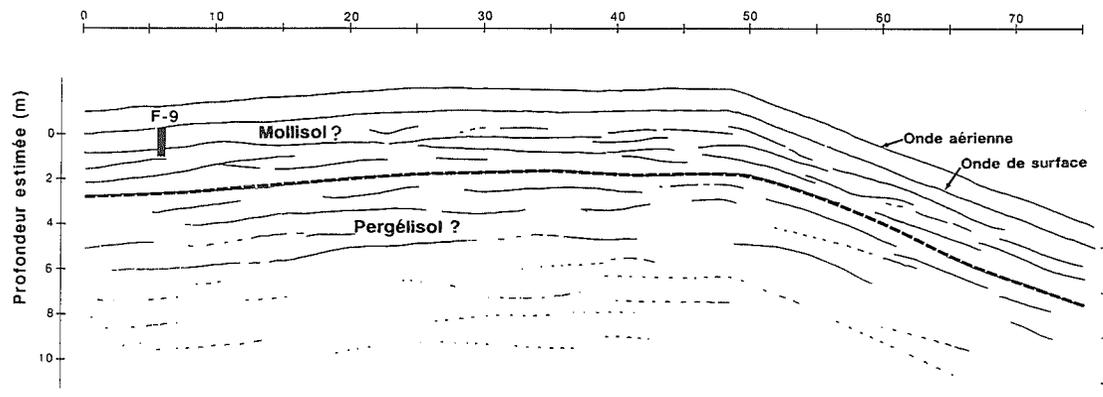
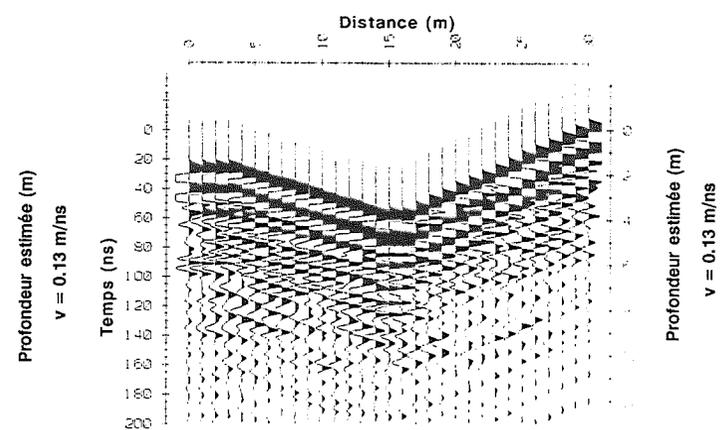
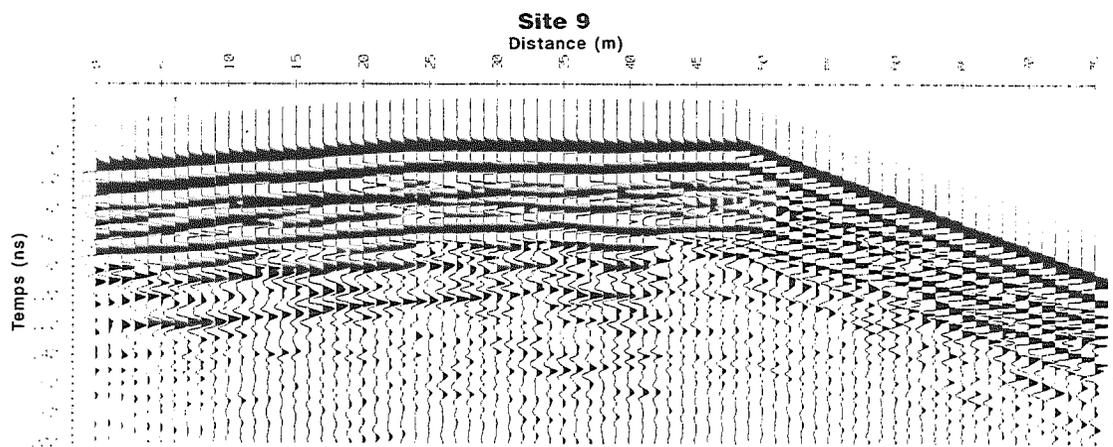
Sondage de résistivité électrique dans un dépôt glaciaire selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.



Profil géoradar sur un dépôt glaciaire avec des antennes de 100 Mhz et un gain constant de 15

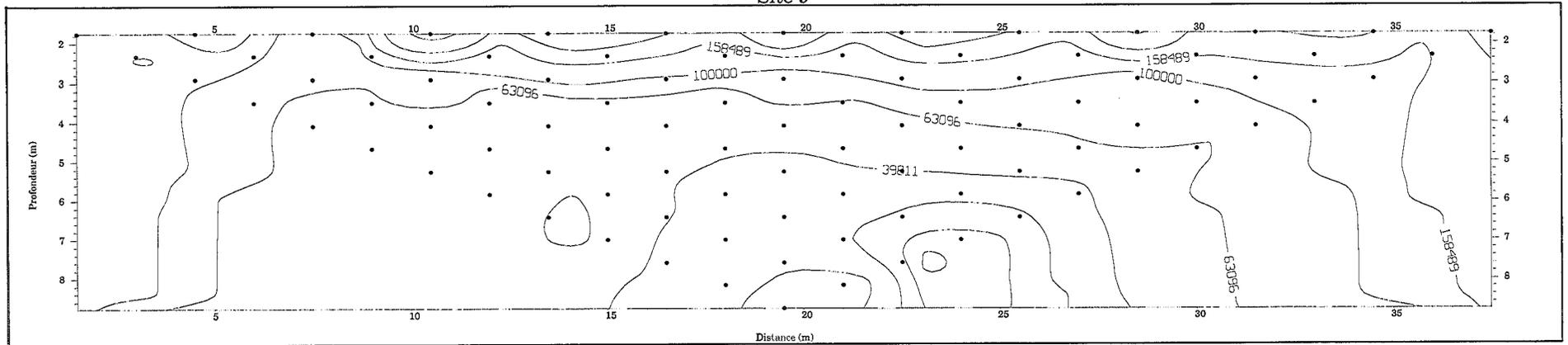
SITE-9



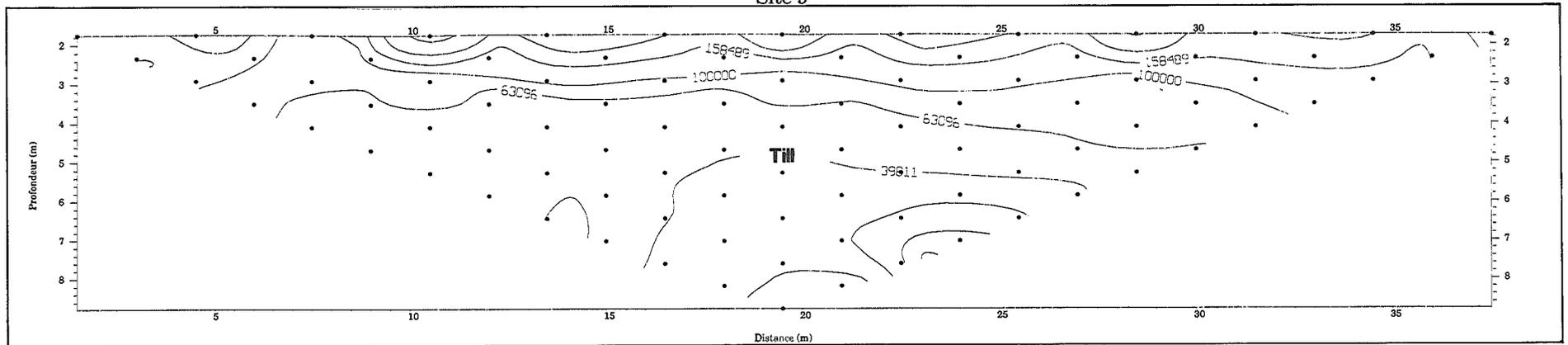


Profil géoradar sur un dépôt glaciaire avec des antennes de 100 Mhz et un gain constant de 15

Résistivité électrique Site 9

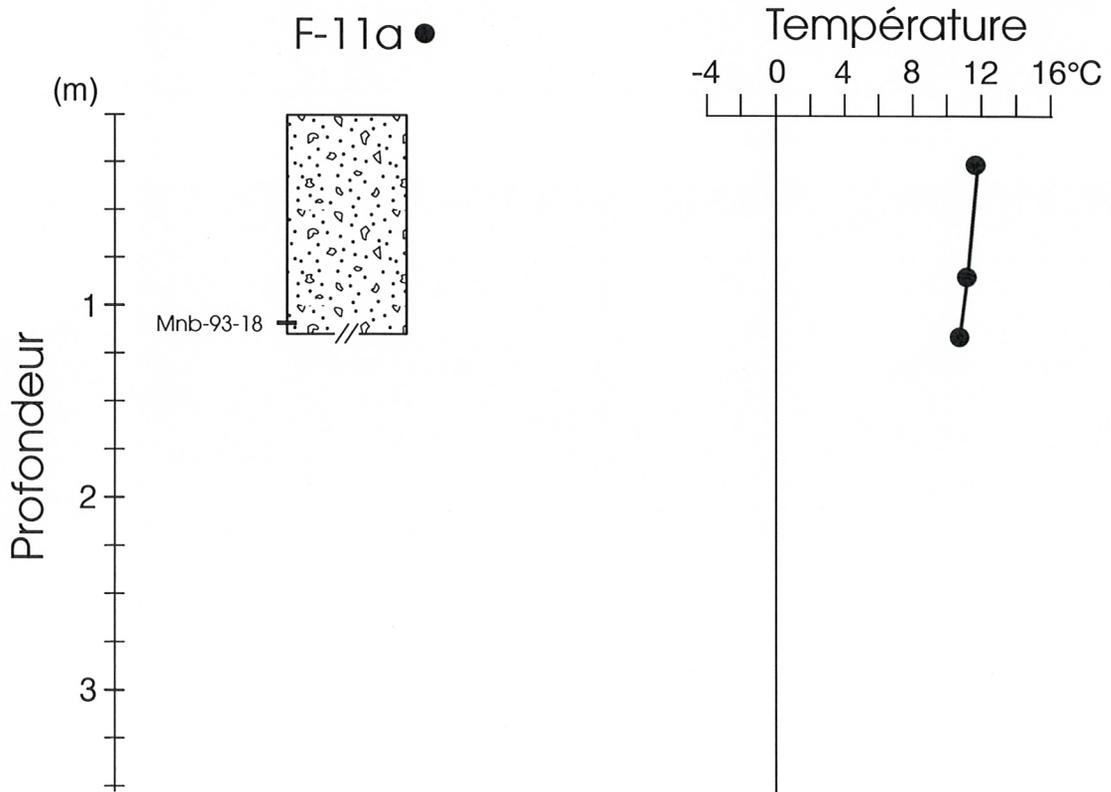


Interprétation Site 9

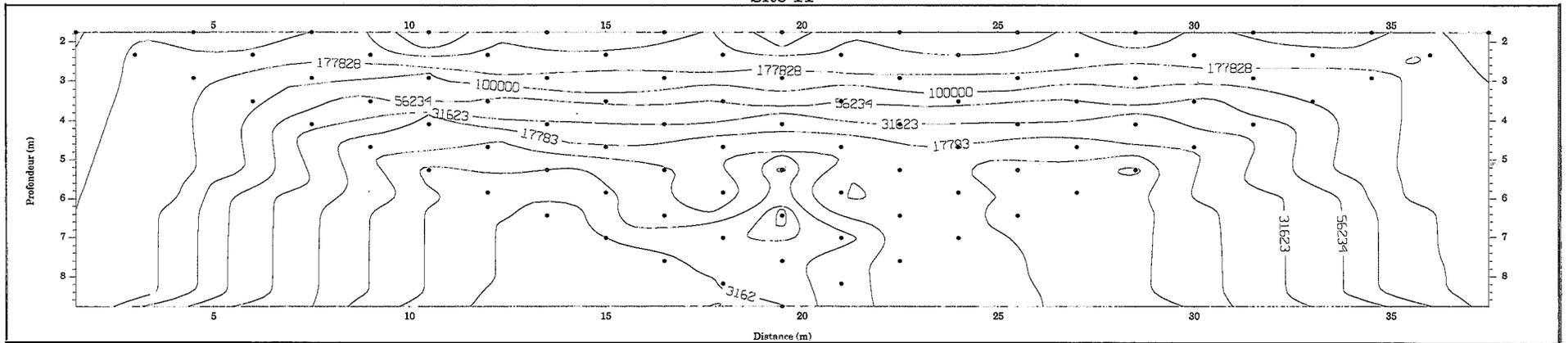


Sondage de résistivité électrique dans un dépôt glaciaire selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.

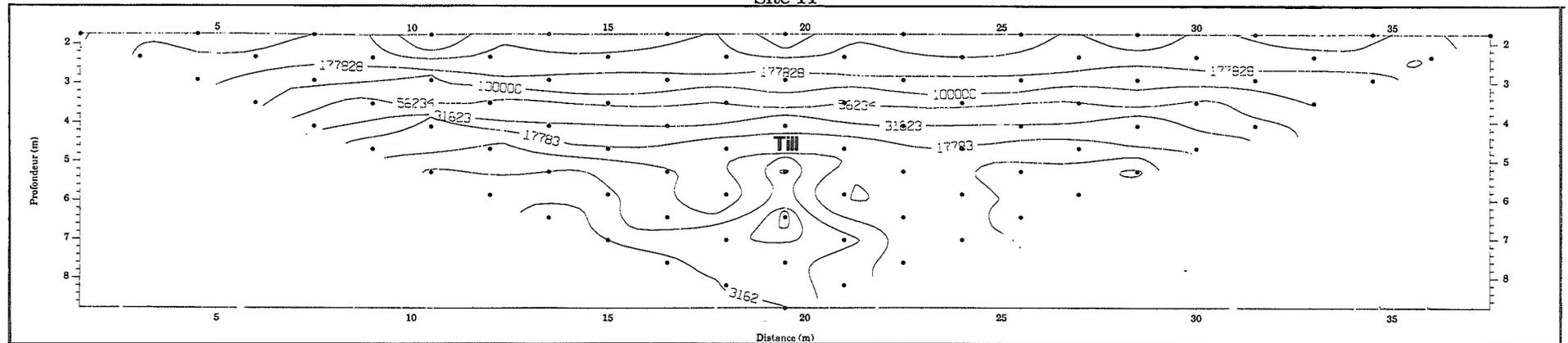
SITE-11



Résistivité électrique Site 11



Interprétation Site 11



Sondage de résistivité électrique dans un dépôt glaciaire selon la configuration dipôle-dipôle. La résistivité apparente est exprimée en $\Omega\cdot m$.

Annexe 5

Les dépôts organiques

SITE-12

