



Université d'Ottawa • University of Ottawa



Université d'Ottawa - University of Ottawa

FACULTÉ DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
ET POSTDOCTORALES

FACULTY OF GRADUATE AND
POSTDOCTORAL STUDIES

Jean BJORNSON

AUTEUR DE LA THÈSE - AUTHOR OF THESIS

M.Sc. (géographie)

GRADE - DEGREE

Département de géographie

FACULTÉ, ÉCOLE, DÉPARTEMENT - FACULTY, SCHOOL, DEPARTMENT

TITRE DE LA THÈSE - TITLE OF THE THESIS

**Les glissements rétrogressifs de fonte
de la rivière Willow, Territoires du Nord-Ouest, Canada :
Caractéristiques sédimentologiques, distribution spatiale et temporelle**

B. Lauriol

DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS SUPERVISOR

CO-DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS CO-SUPERVISOR

EXAMINATEURS DE LA THÈSE - THESIS EXAMINERS

H. French

D. Lagarec

J.-M. De Koninck, Ph.D.

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES ÉTUDES
SUPÉRIEURES ET POSTDOCTORALES

SIGNATURE

DEAN OF THE FACULTY OF GRADUATE
AND POSTDOCTORAL STUDIES

*Les glissements rétrogressifs de fonte de la
rivière Willow, Territoires du Nord-Ouest, Canada :
Caractéristiques sédimentologiques, distribution spatiale et temporelle.*

*Thèse soumise à la
Faculté des études supérieures et postdoctorales de l'université d'Ottawa
en vue de l'obtention de la maîtrise ès Sciences*

Par Jean Bjornson

*Sous la direction de Bernard Lauriol, Professeur titulaire
Département de géographie, Université d'Ottawa*

© Jean Bjornson, Ottawa, Canada, 2003



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

Acquisitions et
services bibliographiques

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file *Votre référence*
ISBN: 0-612-90029-0
Our file *Notre référence*
ISBN: 0-612-90029-0

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms may have been removed from this dissertation.

Conformément à la loi canadienne sur la protection de la vie privée, quelques formulaires secondaires ont été enlevés de ce manuscrit.

While these forms may be included in the document page count, their removal does not represent any loss of content from the dissertation.

Bien que ces formulaires aient inclus dans la pagination, il n'y aura aucun contenu manquant.

Canada

RÉSUMÉ

Le bassin versant de la rivière Willow (Monts Richardson, T.N.O.) se situe à la limite occidentale de l'extension maximale de l'inlandsis laurentidien. Durant le maximum glaciaire, cet inlandsis a recouvert la frange orientale des Monts Richardson. Il y a déposé un till de placage dont la maturité texturale et les erratiques indiquent une origine distale. Durant le retrait, les eaux de fonte ont alimenté le till pendant que le pergélisol se ré-installait. Ce till pergélé, riche en glace, a subi deux importantes périodes d'activité thermokarstique. La première est contemporaine de l'amélioration climatique du début de l'Holocène qui a mené à un épaissement de la couche active et à l'instabilité des versants. La seconde, date du Petit Âge glaciaire, et pourrait résulter d'une augmentation des feux ou de modifications à la couverture végétale. De nos jours, des glissements rétrogressifs de fonte actifs et fossiles s'observent dans région et leur distribution se limite à l'espace recouvert par l'inlandsis. Les glissements sont polycycliques et partout où ils s'observent, ils exposent deux unités : un till de placage (unité 1) recouvert par un diamicton (unité 2). Une cryo-discontinuité, non-associée à la paléo-couche active observée dans le nord-ouest canadien, sépare ces deux unités. Des photographies aériennes disponibles pour les 50 dernières années montrent que le nombre de glissements actifs a augmenté au cours des deux dernières décennies.

ABSTRACT

The Willow River (Richardson Mountains, N.W.T.) drainage basin is located at the western limit reached by the Laurentide ice-sheet during the Last Glacial Maximum (LGM). The ice-sheet covered the eastern fringe of the Mountains and deposited a lodgment till. The textural maturity and the lithology of the erratics indicate a distant origin to the till. During deglaciation, the retreating ice-sheet provided a supply of melt water to the aggrading permafrost. The resulting ice rich permafrost has been the host to two periods of thermokarst activity. The first, synchronous with the early Holocene warm period, led to an increase in active layer thickness and slope instability. The second, more recent, dates to the Little Ice Age and may have resulted from an increase in either fire frequency or intensity, or in modifications to the vegetation cover. Today, numerous active and inactive retrogressive thaw slumps can be seen throughout the drainage basin, but their distribution is restricted to the LGM. The slumps are polycyclic in nature and their headwall typically expose 2 units: the lodgment till (unit 1) overlain by a diamicton (unit 2) separated by a thaw unconformity. The latter is not associated to the paleo-active layer observed elsewhere in the Canadian northwest. Air photographs show an increase in thermokarst activity during the two last decades.

REMERCIEMENTS

Bernard, mon directeur de thèse, merci.

Qu'aurait été ce projet sans les conseils de mon comité? Les membres reconnaîtront sans doute les modifications apportées au sujet de thèse, suite à leurs judicieux conseils. Thank you Dr. French, for the passion you show for research, it's inspiring. Merci à vous Dr. Lagarec, pour l'esprit critique que vous avez su nourrir chez moi.

Plusieurs ont collaboré à cette thèse. Un grand merci à vous tous. Plus particulièrement à Denis Lacelle avec qui j'ai travaillé sur le terrain, partagé analyses, résultats, discussions et interprétations. À Alain Plouffe, de la Commission géologique du Canada qui m'a offert mes premières expériences de terrain. À Alain Grenier, toujours intéressé et prêt à aider.

Merci à Ron J. Hartree du Laboratoire de spectroscopie optique et rayon X du département des sciences de la Terre de l'université d'Ottawa pour les analyses XRD et à Isabelle Girard du Laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique du Canada (CGC) pour m'avoir fourni l'accès au granulomètre à laser. L'échantillonnage a été facilité par le travail de Dwayne Benoit et Frank Elanik de la communauté d'Aklavik, T.N.O., merci à eux, merci à leur communauté.

Ce projet a reçu un support financier du Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada et du Programme de formation scientifique dans le Nord. Aussi, le

Programme d'étude du plateau continental polaire, le Service de soutien technique sur le terrain de la CGC et l'Arctic Research Institute d'Inuvik ont fourni un support logistique indispensable.

Merci à Anne ma conjointe, pour son support constant.

Mes enfants, Sophie et Kjev.

Mes parents auraient été tellement fiers...

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIERES.....	vi
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 2 : LE CONTEXTE RÉGIONAL.....	5
2.1 Localisation.....	5
2.2 Physiographie.....	5
2.3 Géologie.....	7
2.4 Dépôts de surface.....	8
2.5 Climat.....	9
2.6 Flore.....	10
CHAPITRE 3 : LE CONTEXTE QUATERNAIRE ET LES GLISSEMENTS RÉTROGRESSIFS DE FONTE.....	11
3.1 Chronologie glaciaire et événements quaternaires.....	11
3.1.1 Les travaux de V.N. Rampton.....	11
3.1.2 Les travaux de A. Duk-Rodkin et de D.S. Lemmen.....	13
3.1.3 La chronologie revue par A.S. Dyke et al.....	13
3.2 Paléodrainage et mise en place du réseau de drainage actuel.....	14
3.3 Paléoclimat.....	14
3.4 Les glissements rétrogressifs de fonte.....	15
CHAPITRE 4 : MÉTHODES.....	20
4.1 Photo-interpretation.....	20
4.2 Système d'information géographique (SIG).....	21
4.3 Levés de terrain.....	22
4.4 Échantillonnage.....	22
4.5 Granulométrie.....	25
4.5.1 Granulomètre à laser.....	25
4.5.2 Tamisage.....	26
4.5.3 Statistiques selon la technique graphique.....	27
4.6 Morphométrie par système d'analyse d'images.....	27
4.7 Teneur en eau.....	31
4.8 Teneur matière organique.....	31
4.9 Minéralogie.....	32
4.9.1 Pétrographie.....	32
4.9.2 Minéralogie par diffraction de rayon X (XRD).....	33

4.10 Limite de liquidité, limite de plasticité et index de plasticité	35
4.10.1 Limite de liquidité.....	35
4.10.2 Limite de plasticité.....	36
4.10.3 Index de plasticité.....	36
4.11 Datation radiocarbone.....	37
CHAPITRE 5 : LES RÉSULTATS.....	38
5.1 La distribution des glissements	38
5.1.1 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1954.....	39
5.1.2 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1971-74.....	39
5.1.3 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1985.....	39
5.1.4 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte selon la pente des versants	41
5.1.5 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte selon l'orientation des versants.....	43
5.2 Dépôts de surface.....	45
5.3 Les sédiments exposés dans les murs de retrait des glissements rétrogressifs de fonte	47
5.3.1 Glissement WR-00-1.....	47
5.3.2 Glissement WR-00-2.....	50
5.3.3 Glissement WR-00-3.....	53
5.3.4 Glissement WR-00-4.....	56
5.3.5 Glissement WR-00-5.....	58
5.4 Les sédiments du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de dépôt.....	61
5.5 Les limites d'Atterberg.....	64
5.6 Morphométrie.....	68
5.7 Minéralogie.....	69
5.7.1 Pétrographie	69
5.7.2 Analyses XRD.....	71
5.8 Datation radiocarbone.....	73
CHAPITRE 6.....	75
INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	75
6.1 Origine de l'unité 1.....	75
6.2 Origine de l'unité 2.....	78
6.3 Contact de fonte, couche active et paléo-couche active.....	83
6.4 Évolution des sédiments depuis le mur de retrait jusqu'au cône de déjection.....	84
6.5 Cinquante ans d'activité thermokarstique.....	89
6.6 Les glissements de fonte rétrogressifs pendant l'Holocène.....	91
6.7 Distribution des glissements : pente et orientation des versants.....	94
6.8 Limite glaciaire, formes glaciaires et déglaciation.....	96
6.9 Distribution des glissements en relation avec l'extension glaciaire.....	100
CHAPITRE 7 : CONCLUSIONS.....	102
RÉFÉRENCES.....	105

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1. Glissement rétrogressif de fonte. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>1</i>
<i>Figure 2. Carte de localisation, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>6</i>
<i>Figure 3. Éléments du paysage de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Vue oblique depuis son embouchure vers l'amont. Notez les éléments dominants du paysage: les hauts reliefs, le plateau et la vallée.</i>	<i>7</i>
<i>Figure 4. Lithologies de la roche en place, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Source des données : Norris, 1981a et 1981b.</i>	<i>8</i>
<i>Figure 5. Extension maximale de la calotte laurentidienne dans le nord-ouest canadien et relation avec les lacs glaciaires Hughes et Old Crow.</i>	<i>12</i>
<i>Figure 6. Glissement rétrogressif de fonte et ses principales composantes, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (1) mur de retrait, (2) plancher, (3) canal d'évacuation et (4) cône de déjection.</i>	<i>16</i>
<i>Figure 7. Détail d'un glissement rétrogressif de fonte, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (1) végétation enfouie, (2) contreforts, et (3) plancher boueux.</i>	<i>18</i>
<i>Figure 8. Localisation des sites d'échantillonnage et des glissements étudiés. Bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>24</i>
<i>Figure 9. Mur de retrait montrant les deux faciès d'un glissement régressif de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>28</i>
<i>Figure 10. Diffractogramme sur poudre. L'abscisse représente l'angle de bombardement et l'ordonnée représente l'intensité de la réflexion.</i>	<i>34</i>
<i>Figure 11. Exemple de diffractogramme simplifié représentant les pics distinctifs du quartz.</i>	<i>34</i>
<i>Figure 12. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte tel qu'observés sur les séries de photographie aériennes de 1954, 1971-74 et 1985, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>40</i>
<i>Figure 13. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de la pente des versants, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>42</i>
<i>Figure 14. Répartition des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de la pente des versants, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>43</i>
<i>Figure 15. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de l'orientation des versants, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>44</i>
<i>Figure 16. Répartition des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de l'orientation des versants, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>45</i>
<i>Figure 17. Granulométrie des dépôts de surface. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>46</i>
<i>Figure 18. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-1, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.</i>	<i>48</i>
<i>Figure 19. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-1, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>49</i>
<i>Figure 20. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.</i>	<i>51</i>
<i>Figure 21. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	<i>52</i>

<i>Figure 22. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-3, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.</i>	54
<i>Figure 23. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-3, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	55
<i>Figure 24. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.</i>	57
<i>Figure 25. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	58
<i>Figure 26. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.</i>	59
<i>Figure 27. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	61
<i>Figure 28. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	62
<i>Figure 29. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	63
<i>Figure 30. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	63
<i>Figure 31. Vue en profil du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.</i>	65
<i>Figure 32. Vue en profil du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.</i>	66
<i>Figure 33. Vue en profil du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.</i>	66
<i>Figure 34. Limite de liquidité et index de plasticité des sites WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les données sont présentées sur la charte de plasticité de Casagrande 1 : sols non cohésifs; 2 : argile inorganique peu plastique; 3 : argile inorganique peu compressible; 4 : argile inorganique de plasticité moyenne; 5 : limon inorganique et argile organique moyennement compressible; 6 : argile inorganique très plastique; 7 : limon inorganique et argile organique très compressible.</i>	67
<i>Figure 35. Lithologie et aspect des graviers compris dans les sédiments du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	70
<i>Figure 36. Diffractogramme des sites WR-00-2, WR-00-5 et des sédiments de surface, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	73
<i>Figure 37. Structures visibles dans l'unité 1 du glissement WR-00-1, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Le mur de retrait mesure 15m en hauteur.</i>	75
<i>Figure 38. Shale strié prélevé dans l'unité 1 du glissement WR-00-1, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Sur sa tranche, la roche montre un polissage et des stries parallèles qu'elle a probablement acquis alors qu'elle était attachée à son affleurement. Sur sa surface, des stries sans alignement préférentiel sont visibles.</i>	77
<i>Figure 39. Diagrammes triangulaires montrant la distribution granulométrique des sédiments échantillonnés dans les glissements rétrogressifs de fonte du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. ..</i>	78

- Figure 40. Glissement rétrogressif de fonte polycyclique. Succession d'évènements menant à la mise en place de l'unité 2 observée dans les glissements du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. 80
- Figure 41. Détail du chenal d'évacuation sur le cône de déjection du glissement WR-00-1 (A) et dans le chenal d'évacuation du glissement WR-00-3 (B), bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Notez le faible volume d'écoulement du glissement WR-00-1 et l'absence d'écoulement du glissement WR-00-3. Les deux glissements sont actifs et ils mesurent approximativement 60 000 m² et 15 000 m² respectivement. 82
- Figure 42. Chenal d'écoulement (A) et cône de déjection (B) du glissement WR-00-XX, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (A) Notez la hauteur atteinte par la coulée visqueuse. (B) Notez les différentes nappes d'écoulement et la végétation qui s'installe sur la plus vieille coulée. Le ruisseau s'écoule depuis le coin inférieur gauche. 86
- Figure 43. Chenaux d'évacuation des glissements WR-00-1 (à droite) et WR-00-XX (à gauche), bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La forte rupture de pente entre le plancher et le chenal d'évacuation s'observe dans le haut des photos. 87
- Figure 44. Feu allumé par la foudre (juillet 2000) sur le versant est de la rivière Willow, face au glissement WR-00-1, Monts Richardson, T.N.O. 90
- Figure 45. Courbe d'incision, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. 93
- Figure 46. Glissement de translation, bassin versant de la rivière, Monts Richardson, T.N.O. 95
- Figure 47. Limite glaciaire, direction d'écoulement, formes glaciaires et glissements rétrogressifs de fonte. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. 97
- Figure 48. Esker exposé par le glissement WR-00-1, bassin versant de la rivière, Monts Richardson, T.N.O. ... 99

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1. Liste des photographies aériennes utilisées pour la photo-interprétation de l'activité thermokarstique dans le bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	20
<i>Tableau 2. Classification retenue pour représenter l'inclinaison des pentes et l'orientation des versants du bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	21
<i>Tableau 3. Résultats des analyses morphométriques conduites sur des graviers provenant de glissements rétrogressifs de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	69
<i>Tableau 4. Résultats des analyses pétrographiques conduites sur des graviers provenant du bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	70
<i>Tableau 5. Résultats des analyses ¹⁴C sur des restes organiques échantillonnés dans les murs de retrait des glissement rétrogressifs de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.</i>	74

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Le premier titre envisagé pour cette thèse « *Les glissements rétrogressifs de fonte : une fenêtre ouverte sur le Quaternaire de la rivière Willow* » avait une certaine qualité littéraire, voire poétique. Il a été abandonné parce qu'il était vague, peu descriptif, pas assez factuel. Cette thèse porte sur les glissements rétrogressifs de fonte fossiles et ceux qui sont actifs de nos jours. Des glissements¹ qui remanient sans cesse les versants et dont les murs de retrait exposent des sédiments en place, des sédiments remaniés, de la végétation enfouie, des cicatrices d'anciens glissements, de la glace de ségrégation... Des glissements qui nous permettent de comprendre certains événements quaternaires, aujourd'hui inactifs, qui ont façonné le bassin versant de la rivière Willow, et d'autres actifs, qui modifient le paysage actuel.

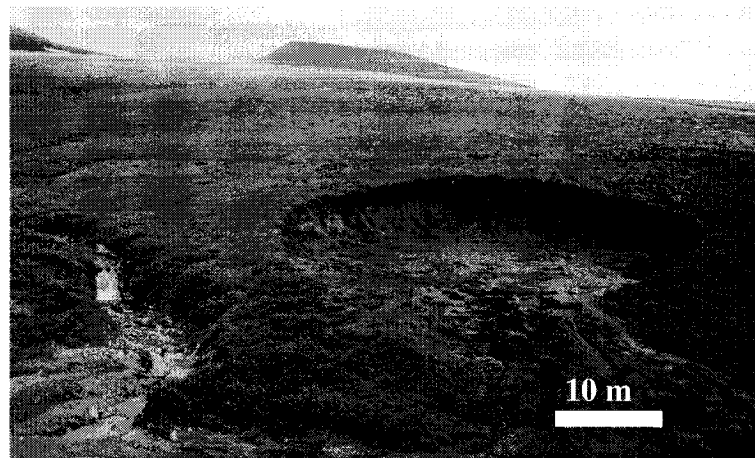


Figure 1. Glissement rétrogressif de fonte. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson. T.N.O.

¹ Dans le but d'alléger le texte, le terme *glissement* sera parfois utilisé au lieu de *glissement rétrogressif de fonte*.

Les glissements rétrogressifs de fonte ont été qualifiés d'agent géomorphologique parmi les plus actifs dans l'Arctique (Lamothe et St-Onge, 1961; French et Egginton, 1973). Ils ont été observés en de nombreux endroits notamment dans la région du Mackenzie, au sud du Yukon et dans l'Arctique canadien. Ces glissements se retrouvent en milieu côtier, riverain, forestier et perchés sur des plateaux. Ils couvrent parfois une superficie supérieure à 60 000 m² et peuvent déplacer plus de 300 000 m³ de sédiments. Ils résultent de la fonte d'un pergélisol riche en glace. Une partie importante de la nomenclature pour désigner ces formes nous parvient de l'anglais. Entre autre, les glissements sont connus sous le nom de « *slumps* » (Mackay, 1966), « *ground-ice slump* » (French et Egginton, 1973; Lewkowicz, 1986) « *retrogressive-thaw-flow* » (Aylsworth, 1992), « *retrogressive-thaw-flowslide* » (Wolfe, 2001; Heginbottom, 1984, French, 1974), « *retrogressive thaw slump* » (Bartleman et al. 2001; Murton, 2001; Burn, 2000), « *thaw slump* » (Robinson, 2000) et « *bi-modal flow* » (McRoberts et Morgenstern, 1973). Les glissements ont fait l'objet de maintes études dans lesquelles les auteurs se sont intéressés à leur forme, leur genèse, les mécanismes qui les entretiennent, leur sédimentologie, leur cryologie, leur distribution et leur durée.

Dans le cadre d'une étude connexe, les glissements rétrogressifs de fonte du bassin versant de la rivière Willow ont fait l'objet d'une étude par Lacelle (2002) et Lacelle et al. (2003). Ces travaux portent essentiellement sur l'origine de la glace contenue dans les sédiments exposés dans les murs de retrait des glissements. L'interprétation de l'origine de la glace repose surtout sur des analyses de teneur en CO₂, de ¹³C et sur les valeurs ¹⁸O de l'eau qui forme la glace. Les buts de la présente étude sont 1) de comprendre la distribution spatiale des

glissements rétrogressifs de fonte, 2) d'évaluer la distribution temporelle des glissements, et 3) de déterminer l'origine des sédiments de surface et des sédiments qui sont exposés dans les murs de retrait des glissements. Cette étude devrait mener à une interprétation d'évènements qui ont modelé le paysage de la rivière Willow au cours de l'Holocène. De façon plus spécifique nous avons tenté d'adresser les questions suivantes :

- 1) Où se produisent les glissements rétrogressifs de fonte? Quel est le rôle de la pente et de l'orientation des versants? de l'altitude? Les propriétés physiques de la couverture sédimentaire exercent-elles un contrôle?
- 2) Quelle est l'origine des sédiments exposés par les glissements? Leurs caractéristiques physiques et mécaniques évoluent-elles sur le versant? dans le temps?
- 3) La fréquence des glissements a-t-elle augmentée depuis les années 1950? au cours du Quaternaire? Quels sont les facteurs environnementaux qui ont influencé la fréquence des glissements actuels et anciens?

Le corps de cette thèse se divise en 7 chapitres. Les chapitres 1 et 7 sont consacrés à l'introduction et la conclusion respectivement. Le chapitre 2 décrit le cadre régional. Dans ce chapitre, sont présentés la localisation, la physiographie, la géologie et les autres éléments qui décrivent l'environnement physique de la région d'étude. Le chapitre 3 porte sur les évènements climatiques et géomorphologiques qui ont modelé le paysage au cours du Quaternaire, et donne une description des formes qui sont au centre de cette étude. Les méthodes et techniques utilisées sur le terrain et en laboratoire sont présentées au chapitre 4.

Le chapitre 5 dévoile les résultats des analyses. Les résultats des analyses à l'échelle du paysage, tels que la distribution des glissements, sont présentés en premier. Ensuite viennent les résultats des analyses à l'échelle du glissement. Finalement, l'interprétation des unités sédimentaires, des formes qui ont été étudiées, la discussion sur l'évolution et sur la distribution des glissements, sur les événements qui ont façonné le paysage au début de l'Holocène et sur les patrons du retrait glaciaire viennent au chapitre 6.

CHAPITRE 2 : LE CONTEXTE RÉGIONAL

2.1 Localisation

Le secteur à l'étude est constitué du bassin versant de la rivière Willow dans les Monts Richardson, T.N.O. Il se situe dans la zone de pergélisol continu au nord au cercle polaire Arctique à 75 km à l'ouest d'Inuvik, T.N.O. (Fig. 2). La rivière se jette dans le chenal Peel à quelques kilomètres au sud du village d'Aklavik dans le delta du Mackenzie. Un bassin versant de 360 km² alimente la rivière Willow qui incise les monts Richardson sur une distance de 50 km et crée une dénivellation de 125 m près de son embouchure.

2.2 Physiographie

Trois ensembles physiographiques composent le paysage de la rivière Willow (Fig. 3). Le premier se présente sous forme de hauts reliefs essentiellement composés de grès. Ces formes dominent un plateau ondulant, qui constitue le second ensemble, et dont la couverture sédimentaire peut atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Une importante activité thermokarstique s'y observe ; de nombreux glissements rétrogressifs de fonte entaillent le plateau et exposent les sédiments sous jacents. Le réseau de drainage qui s'y développe est parfois perturbé par des coulées boueuses qui s'écoulent des glissements. Le troisième ensemble est constitué par la vallée et la rivière qui l'entaille. De l'amont vers l'aval, la vallée se divise en trois secteurs. Dans le secteur amont, long de 15 km, la vallée a un profil en « V » dont les pentes régulières atteignent 10° en moyenne. Dans le secteur central, également long de 15 km, les versants se resserrent et la pente s'accroît davantage formant un paysage à l'allure de canyon.

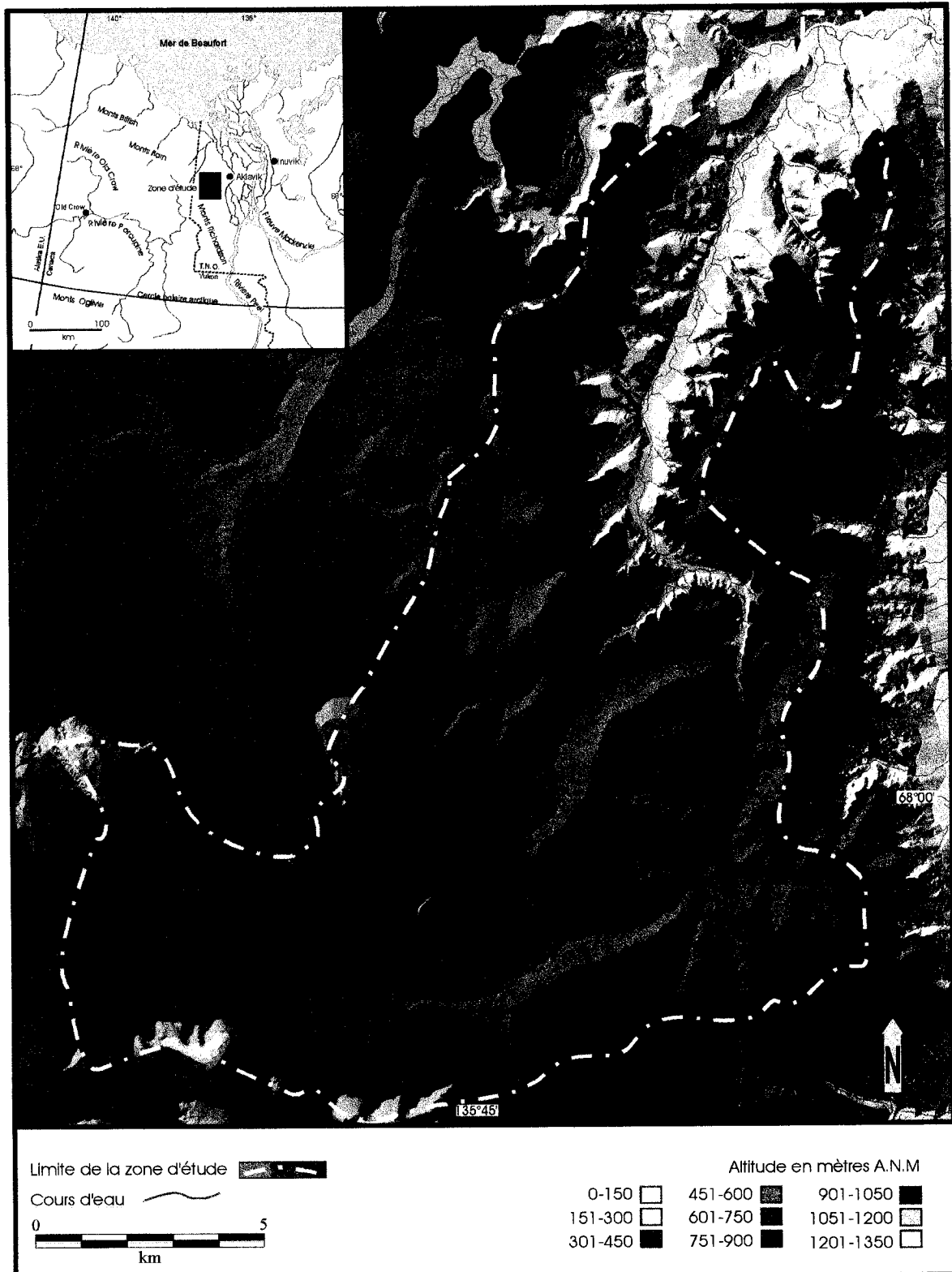


Figure 2. Carte de localisation, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

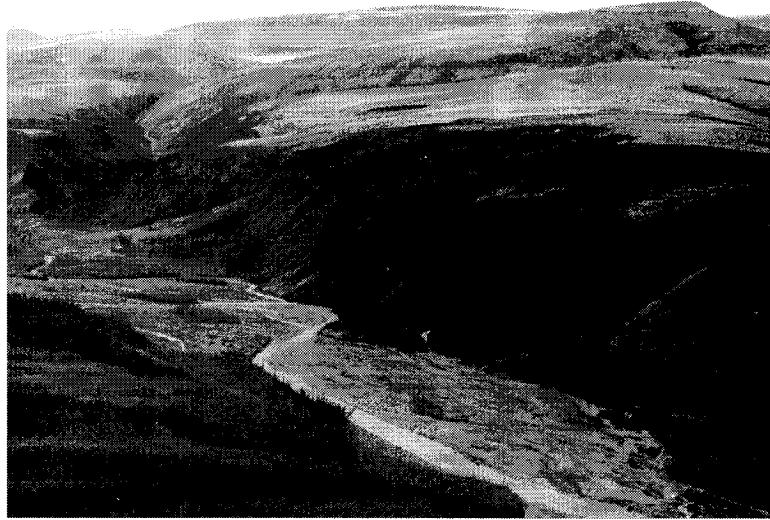


Figure 3. Éléments du paysage de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Vue oblique depuis son embouchure vers l'amont. Notez les éléments dominants du paysage: les hauts reliefs, le plateau et la vallée.

Enfin, pour les 20 derniers km, la vallée présente un profil transversal avec des pentes raides qui surplombent un fond plat sillonné de chenaux anastomosés.

2.3 Géologie

Le détail de la géologie est représenté sur les cartes « 1517A, Geology, Aklavik, District of Mackenzie » (Norris, 1981) et « 1520A, Geology, Fort McPherson, District of Mackenzie » (Norris, 1981) à l'échelle de 1 : 250 000. Ces cartes montrent que l'essentiel de la roche en place de la zone d'étude appartient à la formation Mount Goodenough datant du Crétacé inférieur. Cette formation, composée de shale et de siltstone marins, est percée de quelques fenêtres qui exposent la formation Martin Creek, composée de grès et de siltstone crétacéens,

et la formation d'Aklavik du groupe de Bug Creek, composée de grès datant du Jurassique. Une version simplifiée de ces cartes est présentée à la figure 4. À l'extérieur de la zone d'étude, sur un territoire qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres, ce sont aussi des roches du domaine sédimentaire qui constituent la roche en place.

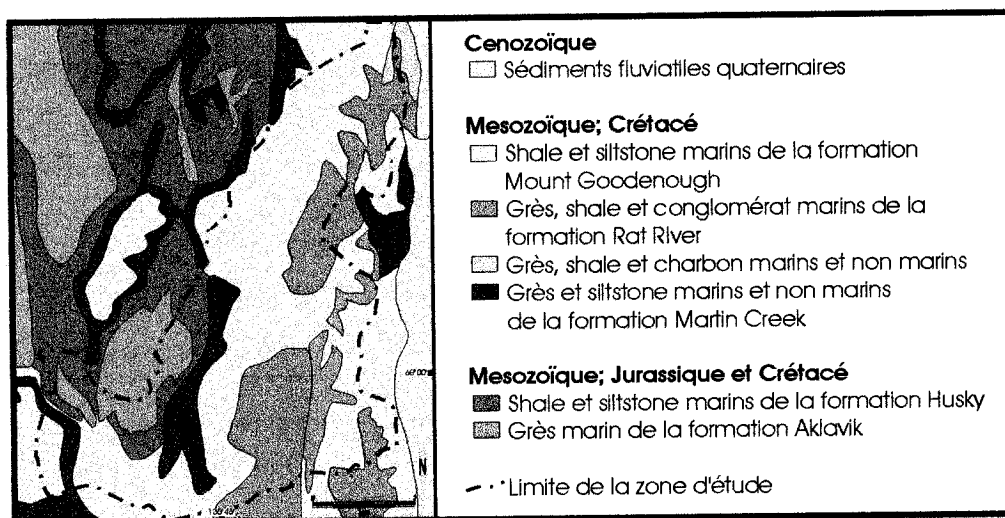


Figure 4. Lithologies de la roche en place, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Source des données : Norris, 1981a et 1981b.

2.4 Dépôts de surface

Les dépôts de surface sont figurés sur les cartes " Surficial Geology, Fort McPherson-Bell River" (Duk-rodkin et Hughes, 1992) et "Quaternary Geology, Yukon Coastal Plain" (Rampton, 1982). Ces cartes sont à l'échelle de 1:250 000. Outre les affleurements rocheux et les colluvions qui recouvrent les pentes abruptes et l'espace non-englacée, l'essentiel la zone d'étude est couverte de dépôts glaciaires dont l'interprétation diffère selon les auteurs. Selon Duk-Rodkin et Hughes (1992) il s'agit d'une plaine morainique dont la couverture superficielle est composée de till d'une épaisseur de 3 à 6 m, qui épouse la topographie de la

roche en place et de dépôts glacio-lacustres couvrant jusqu'à 25 % de l'espace cartographié. Rampton (1982) interprète le dépôt comme étant une moraine de fond. Rares sont les formes glaciaires cartographiées dans la zone d'étude. Quelques nunataks sont représentés dans la partie sud, des terrasses de kames et des flûtes glaciaires apparaissent au nord, là où la rivière débouche dans le delta du Mackenzie.

2.5 Climat

Le climat actuel de la région est de type subarctique continental froid. Selon Dyke (2000), de novembre à mars, la vallée du Mackenzie subit l'influence de masses d'air arctique qui pénètrent depuis la mer de Beaufort et qui confèrent à la région des hivers froids et secs. Le retrait de ces masses d'air donne place à des étés courts et doux. La station météorologique d'Inuvik, située à 75km de la rivière Willow du côté est du delta du Mackenzie (Fig. 2), fournit les données météorologiques. On enregistre à Inuvik des températures moyennes de -29°C en janvier et de 14°C en juillet. La moyenne annuelle est de -10°C . Les précipitations, dont la moitié tombe sous forme de neige, atteignent en moyenne 250 mm annuellement (Environnement Canada, 1993). Des tendances au réchauffement sont apparentes dans les données climatiques normales. On a noté un réchauffement de 1.7°C au cours des dernières 20 années (Environnement Canada, 2001). On a aussi noté, pour Inuvik et l'ensemble de la vallée du Mackenzie, une réduction de l'épaisseur du couvert nival. Les travaux de Stuart et al (1991), qui ont porté sur l'impact que pouvait avoir l'augmentation des températures moyennes et la diminution de l'épaisseur de la couverture nivale sur le pergélisol, montrent

qu'à court terme, la diminution de l'épaisseur du couvert nival pourrait faciliter la pénétration de l'onde de gel et ainsi atténuer ou stopper les effets du réchauffement.

2.6 Flore

Un contraste marqué existe entre la flore qui occupe la vallée de la rivière Willow et le plateau qui la domine. La vallée abrite une forêt claire subalpine qui présente un étagement depuis le talweg jusqu'aux abords du plateau. Le saule et le bouleau glanduleux peuplent, en discontinu, le fond de la vallée. Les pentes qui la dominent sont occupées par l'épinette blanche. Le plateau est couvert d'une toundra composée de lichens, de dryades, d'éricacées et de cyperacés. On y retrouve aussi des saules, des bouleaux nains et de petits peuplements d'épinettes dans des dépressions ou dans des endroits protégés (GTSE 1995).

CHAPITRE 3 : LE CONTEXTE QUATERNAIRE ET LES GLISSEMENTS RÉTROGRESSIFS DE FONTE

3.1 Chronologie glaciaire et évènements quaternaires.

On doit à Bostock (1948) les premières descriptions détaillées des monts Richardson. Les travaux de Rampton (1982) constituent la première synthèse des évènements quaternaires qui ont modelé la région de la plaine côtière du Yukon, des monts British et des monts Richardson. Il regroupe en trois périodes principales les évènements quaternaires; la période pré-Buckland, la glaciation Buckland et la période post-Buckland. Selon Rampton, les glaces laurentidiennes auraient connu leur extension maximale au cours de la glaciation Buckland, au Wisconsinien inférieur (Fig. 5). Duk-Rodkin et Lemmen (2000) présentent une interprétation qui s'appuie sur une plus grande quantité de dates et de plus vastes travaux. Cette reconstruction détaillée place au Wisconsinien moyen à supérieur (30-25 ¹⁴C ka BP) l'extension glaciaire maximale avec une récession amorcée à 22 ¹⁴C ka BP. Finalement Dyke et al. (2002) associent au maximum glaciaire un âge de 24 ¹⁴C ka BP et une récession voisine des 14 ¹⁴C ka BP.

3.1.1 Les travaux de V.N. Rampton.

Rampton (1982) attribue à la période « pré-buckland » des dépôts fluviaux, lacustres et marins prédatant le Wisconsinien inférieur que l'on retrouve sous les dépôts de la glaciation de Buckland. La seconde période, la glaciation de Buckland, est marquée par l'extension maximale des glaces laurentidiennes dans le nord-ouest canadien. L'âge wisconsinien

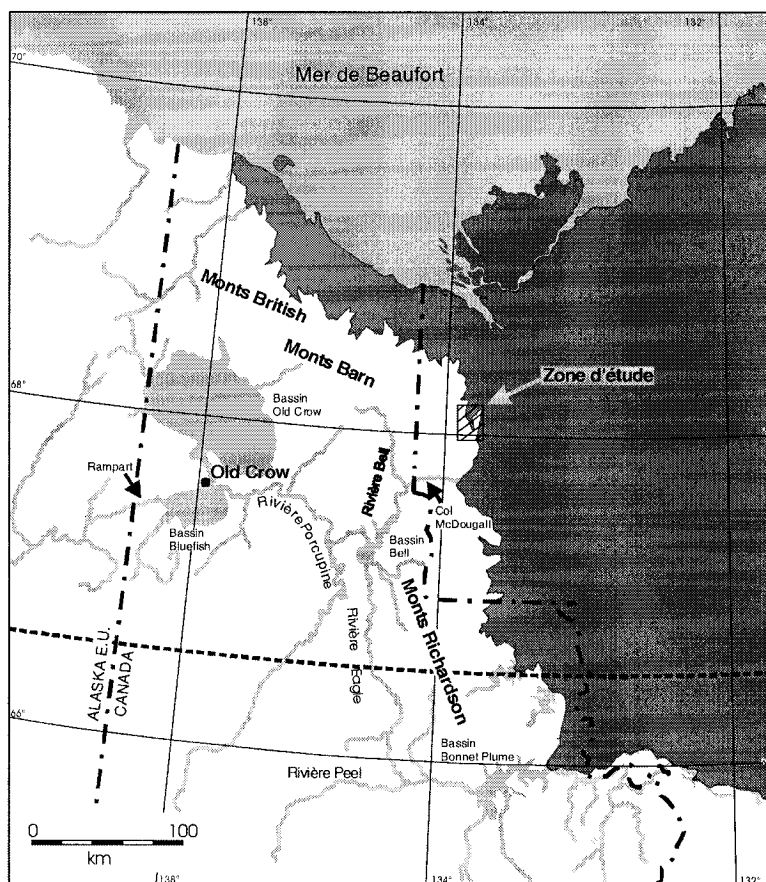


Figure 5. Extension maximale de la calotte laurentidienne dans le nord-ouest canadien et relation avec les lacs glaciaires Hughes et Old Crow.

inférieur qu'il lui attribue est fondé sur des dates radiocarbone et sur la topographie estompée du paysage. Selon l'auteur, cette glaciation fut marquée par une période stable ou une ré-avancée nommée "phase de Sabine". La morphologie estompée des dépôts glaciaires et l'épaisseur des sédiments postglaciaires de part et d'autre de la phase de Sabine suggèrent un court intervalle de temps entre le dépôt des sédiments de part et d'autre de la limite. La troisième période, période post-Buckland, regroupe l'ensemble des événements et des processus actifs durant le Wisconsinien supérieur et l'Holocène. Outre certains dépôts glaciaires limités à la partie est de la plaine côtière, il attribue à cette période 1) le

développement de la glace de ségrégation, de coins de glace et de réseaux de polygones, 2) une activité thermokarstique que l'on reconnaît aux glissements de fonte rétrogressifs et aux bassins thermokarstiques, 3) des processus de versants tels la solifluction et la reptation et 4) la mise en place du réseau de drainage actuel et des dépôts qui lui sont associés.

3.1.2 Les travaux de A. Duk-Rodkin et de D.S. Lemmen.

Les travaux de Duk-Rodkin et Lemmen (2000) se concentrent sur les événements du Wisconsinien supérieur. L'extension glaciaire maximale se serait produite, entre 30 et 25 ¹⁴C ka BP, et serait responsable de profondes modifications des réseaux de drainage du nord-ouest canadien. Le retrait qui aurait suivi l'extension maximale aurait été marqué par la phase Katherine Creek, ca. 22 ¹⁴C ka BP, une période qui aurait vu la glace se ré-avancer à près de 200 m de son altitude maximale. Cette position du front glaciaire aurait permis l'établissement d'un réseau de drainage entre les contreforts des monts Mackenzie et Richardson et la marge glaciaire. Pendant cette période, les monts Richardson auraient été libres de glace et leur drainage aurait recouvré son écoulement vers l'est.

3.1.3 La chronologie revue par A.S. Dyke et al.

La synthèse de Dyke et al. (2002) révisé à la baisse l'âge de l'extension maximale et celle du retrait des glaces laurentiennes dans le nord-ouest canadien. Les auteurs s'appuient sur le nombre accru de dates ¹⁴C par spectroscopie de masse accélérée (SMA) qui offre l'avantage d'obtenir une date sur de petits spécimens, et sur les progrès réalisés en datation cosmogénique. Selon les auteurs, la glace aurait occupé son extension maximale à 24 ¹⁴C ka

BP dans le nord-ouest canadien et aurait conservé cette position jusqu'à 14 ¹⁴C ka BP avant de se retirer des Richardson.

3.2 Paléodrainage et mise en place du réseau de drainage actuel.

Le réseau de drainage du nord-ouest canadien fut profondément modifié par les poussées répétées des glaces laurentidiennes contre les monts Mackenzie et Richardson. Les travaux de Duk-Rodkin et Hughes (1994, 1995) reconstituent les grands axes de drainage au Plio-Pléistocène. Ils attribuent à l'essentiel du nord-ouest canadien un drainage vers l'est qui s'écoulait à travers les plaines intérieures dans la baie d'Hudson. Selon cette reconstitution, la région de la rivière Willow, se drainait vers le nord-est dans la mer de Beaufort à l'est de la péninsule de Tuktoyaktuk. Selon Duk-Rodkin et Lemmen (2000), durant le maximum glaciaire, les glaces laurentidiennes ont envahi la marge orientale des monts Mackenzie et Richardson, et ont pénétré dans des vallées, notamment le col McDougall et la vallée de la rivière Peel. Ce faisant, elles ont provoqué le renversement du drainage vers l'ouest. Elles seraient ainsi responsables de la formation des lacs glaciaires Old Crow et Hughes (Fig. 5). Le système de lacs glaciaires qui occupait le nord du Yukon aurait trouvé, et incisé davantage, un exutoire aux Ramparts de la Porcupine. L'incision dans les Ramparts aurait été importante à un point tel que lors du retrait des glaces, le drainage ouest serait demeuré actif. Du côté est des Richardson et des Mackenzie, le réseau de drainage se serait installé selon un axe sud-nord parallèle au front de la calotte laurentidienne qui se retirait vers l'est.

3.3 Paléoclimat.

Selon les travaux de Lauriol et al. (2002) et de Ritchie (1984), le nord-ouest canadien connaissait un climat plus chaud et sec au début de l'Holocène. Les températures moyennes

annuelles étaient de 3 à 6 °C plus chaudes qu'aujourd'hui. Ce réchauffement aurait été responsable d'un épaissement de la couche active, de la création d'une discontinuité de fonte dans le pergélisol et de façon plus générale d'une activité thermokarstique accrue (Lauriol et al 2002; Burn 1997; Murton et French 1994; Burn et al. 1986; Rampton 1982;). La période allant de 8 à 4 ka B.P. aurait connu une augmentation des précipitations. Annuellement, elles auraient été 12 cm de plus que de nos jours. Hormis quelques variations de moins forte intensité ou de moins longue durée, les conditions actuelles règnent depuis la fin de cette période.

3.4 Les glissements rétrogressifs de fonte

Les glissements rétrogressifs de fonte (Fig. 6) ont joué, et jouent toujours, un rôle important dans le façonnement du paysage de la rivière Willow. Ces imposantes formes associées aux paysages périglaciaires ont fait l'objet de maintes observations et études, notamment dans la région du Mackenzie et dans l'Arctique canadien (Wolfe et al. 2001, Robinson 2000; Burn et Friele 1989; Lewkowicz 1987, 1986; Heginbottom 1984; French 1974; French et Egginton 1973, Mackay 1966). Pour la région du Mackenzie, nous devons à Mackay (1966) la première description détaillée et une interprétation de la genèse de ces formes. Un consensus général émerge de la recherche sur ces glissements : ils sont un indicateur de la présence d'un sol riche en glace.

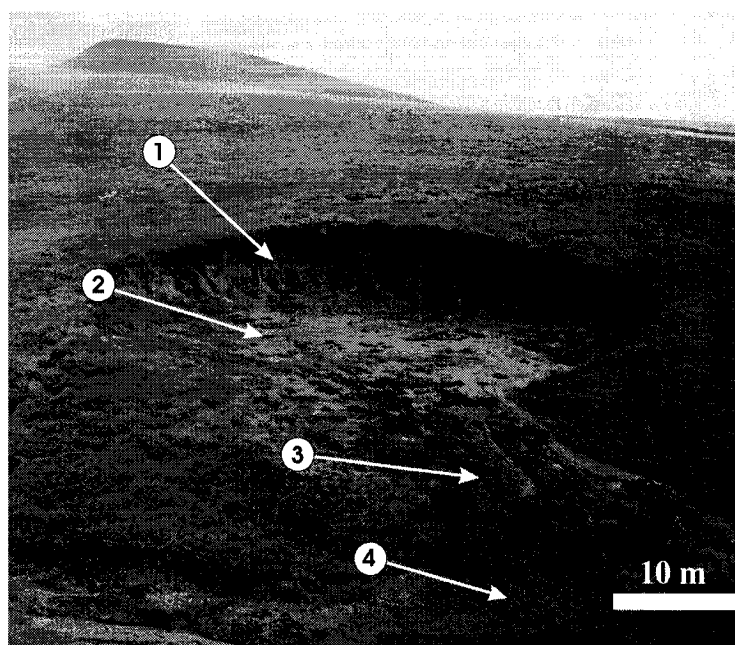


Figure 6. Glissement rétrogressif de fonte et ses principales composantes, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (1) mur de retrait, (2) plancher, (3) canal d'évacuation et (4) cône de déjection.

Les causes probables de l'initiation des glissements sont multiples. L'initiation des glissements qui se trouvent près de plans d'eau tels la mer de Beaufort, le Mackenzie, ou certains lacs peut s'expliquer par l'érosion des berges (Burn et Lewkowicz 1990; French 1974; Mackay 1966). Loin des plans d'eau, les décrochements de la couche active qui exposent le pergélisol, les taliks de sommet de versants qui provoquent des décrochements, ou tout autre évènement qui expose le pergélisol ou qui modifie le régime thermique près de la surface, pourraient aussi provoquer des glissements de fonte.

Plusieurs auteurs se sont intéressés à la vitesse de recul du mur de retrait (Wolfe et al. 2001; Robinson 2000; Burn et Friele 1989; Lewkowicz 1987, 1986; Heginbottom 1984; French 1974; French et Egginton 1973). Toutes études confondues, les valeurs obtenues pour l'Arctique canadien varient de 3 à 16 m par an pour les glissements actifs. Parmi les facteurs qui favorisent le recul notons : le contenu de glace dans le sol (French 1974), le nettoyage rapide de la base du mur de retrait (Wolfe et al. 2001, French 1974; Mackay 1966), la radiation net et la température de l'air (Lewkowicz 1986; Heginbottom 1984), le nombre de degré-jours sans gel plus spécifiquement lorsque le glissement est dans un paysage dont la pente dépasse 10° et que le mur de retrait est subvertical (Robinson 2000). La durée d'activité d'un glissement pourrait se situer entre 30 et 50 ans (French et Egginton 1973). D'autres études ont porté sur la recolonisation du glissement par les espèces végétales. Des valeurs de l'ordre de 30 à 50 ans ont été avancées pour que le plancher du glissement soit couvert d'un assemblage végétal semblable à celui de la forêt avoisinante (Bartleman et al., 2001, French, 1996; Burn et Friele, 1989, French et Egginton, 1973).

Le glissement type du bassin de la rivière Willow prend naissance sur le plateau qui domine la rivière pour se terminer en édifiant un cône de déjection au fond de la vallée. Le mur de retrait est subvertical et haut d'une dizaine de mètres (Fig. 7). Le mètre supérieur du mur s'avance en surplomb et des mottes de végétation pendent, encore accrochées par les racines. Ensuite, sur près de 8 mètres de haut, le mur approche la verticale et est relativement lisse. Toutefois, quelques galets, blocs et aussi des mottes de végétation se présentent en relief tandis

qu'ailleurs des trous témoignent d'un bloc désormais tombé. Au bas du mur, là où celui-ci fait contact avec le plancher, des contreforts s'édifient.

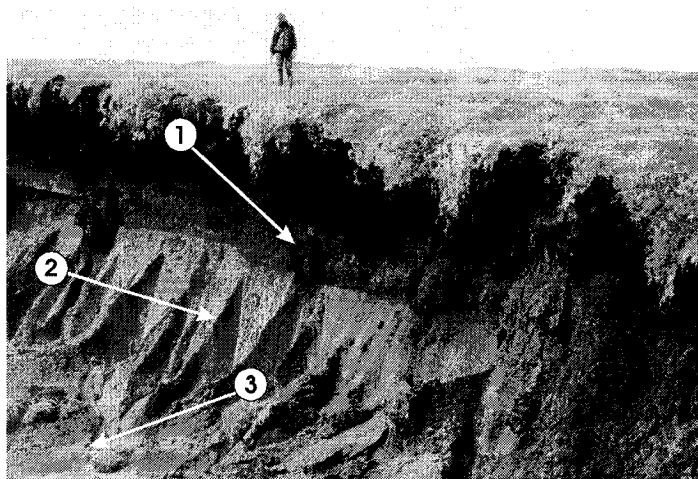


Figure 7. Détail d'un glissement rétrogressif de fonte, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (1) végétation enfouie, (2) contreforts, et (3) plancher boueux.

Le plancher, de faible pente (2-10°), est large de 150 m et long de 100 m. Près de la base du mur le plancher est constitué de boue liquide; des mottes de végétation y flottent et d'autres s'y font ensevelir. En s'éloignant du mur, le plancher devient plus sec et rigide, même si quelques mares boueuses subsistent. On aperçoit à la surface du plancher des mottes qui ont échappé à l'ensevelissement. Ensuite le plancher se resserre et se déverse dans un canal d'évacuation. Ce canal qui dépasse rarement les 15 m de large transporte, sur une pente de 15 à 25°, les sédiments depuis le plancher jusqu'au cône de déjection qu'il édifie au fond de la vallée. La surface du canal d'évacuation est entaillée par un canal profond et étroit qui se met en place après l'épisode de forte intensité. Finalement, un cône de déjection dont la surface

exhibe des bourrelets transversaux, est édifié au bas de la pente. Le cône barre parfois le talweg et finit par être incisé par le cours d'eau s'écoulant dans la vallée.

Le bassin versant de la rivière Willow est percé de plusieurs glissements qui affichent divers stades de maturité. Certains semblent immatures; ils sont peu profonds et s'apparentent aux décrochement de la couche active. D'autres ont visiblement atteint un stade de maturité; s'encaissant de plus de 20m ils couvrent parfois plus de 100 000 m². D'autres encore sont en stage terminal; l'amphithéâtre est complètement rempli, ou en voie de l'être, et parfois il n'y paraît plus qu'une cicatrice. Quoique seulement trois stages soient ici présentés, il existe tout un continuum, allant du glissement immature au glissement en phase terminale. De plus, attendu que le front du glissement ne progresse pas toujours de façon uniforme, un même glissement peu présenter divers stages de maturité.

CHAPITRE 4 : MÉTHODES

4.1 Photo-interpretation

Les photo-aériennes permettent d'observer l'activité thermokarstique qui s'est produite au cours des 50 dernières années dans le bassin versant de la rivière Willow. Les glissements rétrogressifs de fonte ont été dénombrés sur trois séries de photos en utilisant un stéréoscope (Wild ST4) doté d'oculaires de 1X et de 3X. Les séries dataient de 1954, 1971-74 et 1985. (Tab. 1). Les glissements observés furent répertoriés sur des cartes topographiques à l'échelle de 1 : 50 000 (Direction des levés et de la cartographie, 1967; 1973) et ensuite géoréférencés.

No. de la série	No. de ligne de vol	No. de photo	Date	Échelle
A-14133	42	41-46	Juin 1954	1:70 000
A-14134	43	81-87	Juin 1954	1:70 000
A-21583	25-E	5-9	Juin 1971	1:70 000
A-21583	26-W	111-115	Juin 1971	1:70 000
A-23816	28-E	43-47	Juillet 1974	1:62 000
A-23816	26-W	74-78	Juillet 1974	1:62 000
A-23816	27-E	85-89	Juillet 1974	1:62 000
A-26752	4-E	16-19	Août 1985	1:62 000
A-26752	3a-E	57-60	Août 1985	1:62 000
A-26752	2a-E	70-74	Août 1985	1:62 000
A-26752	2a-E	81-84	Août 1985	1:62 000

Tableau 1. Liste des photographies aériennes utilisées pour la photo-interprétation de l'activité thermokarstique dans le bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

4.2 Système d'information géographique (SIG)

L'utilisation du SIG facilite l'observation et l'analyse de la distribution des glissements dans leur contexte géographique et dans leur contexte temporel (1954, 1971-74 et 1985). À l'aide du logiciel *Arc GIS version 8*, nous avons construit trois couches, une pour chaque série de photos, représentant la distribution des glissements. D'abord, ces couches ont été superposées à une carte numérique. La superposition montre la distribution des glissements dans le bassin versant et les variations de la distribution d'une série de photographies à l'autre. Ensuite, les couches ont été superposées à un modèle d'élévation digitale qui permet de classifier (Tab. 2) et de représenter l'inclinaison des versants du bassin de la rivière Willow. Finalement, les couches ont été superposées à un modèle d'élévation topographique dans lequel nous avons classifié (Tab. 2) et représenté l'orientation des versants.

Pente des versants (°)	Exposition des versants (°)
0 – 5	Plat
5 – 10	Nord (337.5 – 22.5)
10 - 15	Nord est (22.5 - 67.5)
15 - 20	Est (67.5 - 112.5)
20 - 25	Sud est (112.5 - 157.5)
25 - 30	Sud (157.5 – 202.5)
30 - 35	Sud ouest (202.5 - 247.5)
35 - 40	Ouest (247.5 - 292.5)
40 - 90	Nord ouest (292.5 - 337.5)

Tableau 2. Classification retenue pour représenter l'inclinaison des pentes et l'orientation des versants du bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

4.3 Levés de terrain

Des levés de terrain ont été faits pour pouvoir représenter et décrire les glissements. D'abord, les glissements ont été localisés à l'aide d'un GPS *Garmin 12* avec une marge d'erreur de 15 m et à l'altimètre *Suunto Altimax* ayant une marge d'erreur de 2 m. La longueur et la pente des glissements ont été mesurés le long de transects longitudinaux, depuis le mur de retrait jusqu'au talweg. Des transects perpendiculaires 1) au niveau du plancher du glissement, 2) à la rupture de pente qui précède le chenal d'évacuation, 3) dans le chenal d'évacuation et 4) au cône de déjection ont été effectués. Les mesures de transect ont été obtenues avec un ruban d'arpentage de 30 m pour la longueur, une boussole *Sylva Ranger*, graduée aux 2°, pour l'orientation et un clinomètre *Suunto*, gradué aux 2°, pour la pente.

4.4 Échantillonnage

L'échantillonnage de terrain avait pour but 1) de dresser un portrait des sédiments de surface, 2) de récolter des sédiments exposés par les glissements de fonte régressifs et des sédiments remaniés par les glissements, ainsi que 3) d'obtenir de la matière organique pour fixer le cadre géochronologique. Tous les échantillons ont été mis dans des sacs étanches de type ``ZipLock``, ainsi l'eau libérée lors de la fonte de la glace qu'ils contenaient a pu être retenue pour des analyses en laboratoire.

Vingt six échantillons de surface ont été prélevés à une profondeur moyenne de 30 cm de part et d'autre de la rivière Willow (Fig. 8). Ces échantillons permettent de déterminer les caractéristiques des sédiments de surface du bassin versant. Nous avons également

échantillonné cinq glissements. Les glissements présentent une double difficulté logistique durant la période de fonte : l'approche depuis leur base est souvent périlleuse par suite d'une accumulation importante de boue liquide à leur pied. Également, les chutes de cailloux, de blocs et de sédiments gelés dépassant le mètre cube ponctuent le ruissellement incessant de la glace qui fond.

Les murs de retrait des glissements ont été échantillonnés principalement à l'aide d'équipement d'escalade et depuis leur base, lorsque celle-ci était accessible. Les échantillons ont été récoltés suivant une résolution de 100 cm pour le site WR-00-1, de 30 cm pour les sites WR-00-2, WR-00-3 et WR-00-4, et 10 cm pour le site WR-00-5. Aussi, des sédiments ont été prélevés dans les cuves, les chenaux d'évacuation et les cônes de déjection des glissements WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5 dans le but de mesurer l'évolution depuis le glissement jusqu'au talweg. Finalement, nous avons échantillonné de la matière organique dans les murs de retrait des glissements et dans des terrasses fluviales de Bonnet Plume Creek, un affluent de la rivière Willow.

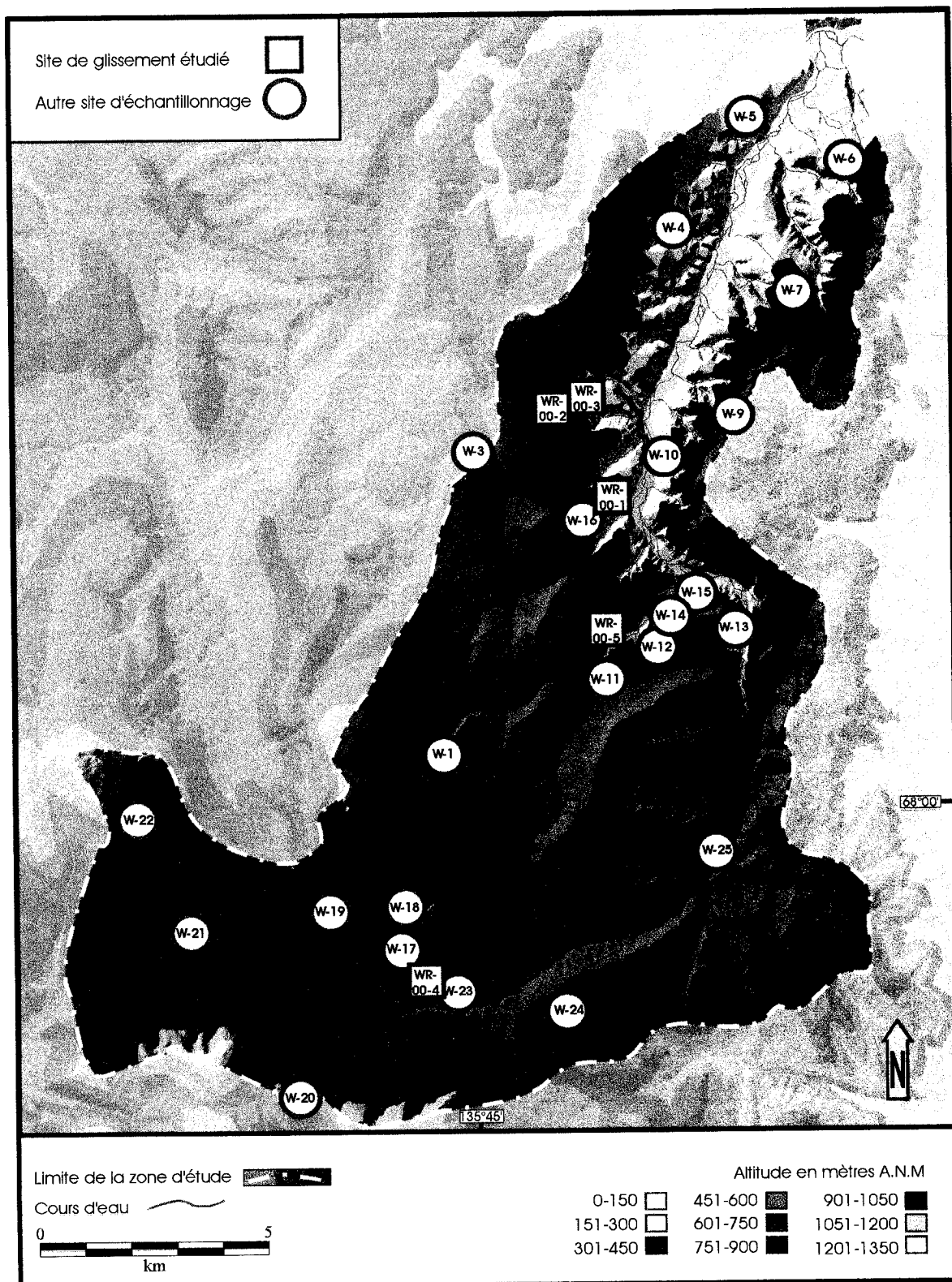


Figure 8. Localisation des sites d'échantillonnage et des glissements étudiés. Bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

4.5 Granulométrie

Deux techniques ont été utilisées pour les mesures granulométriques : la diffraction au laser et le tamisage à sec. Ces deux techniques se sont imposées parce qu'aucune des deux ne permettait de déterminer à elle seule l'ensemble de la distribution de la taille des sédiments (de l'argile au gravier). Le granulomètre à laser utilisé ne mesurait pas de particules plus grandes que 0.780 mm et le tamisage ne se prêtait pas à la mesure de limon fin et d'argile. Le granulomètre au laser a été utilisé pour déterminer la distribution des particules fines (limon et argile < 0.063 mm) tandis que le tamisage a été utilisé pour les particules grossières (sable et gravier >0.063 mm). Les résultats obtenus par chacune des techniques ont ensuite été combinés pour fournir une courbe granulométrique complète.

4.5.1 Granulomètre à laser

La distribution de la taille des sédiments fins, allant des argiles fines aux limons grossiers (<0.063mm), a été obtenue avec un granulomètre à laser Lecotrac LT-100 équipé d'un système de recirculation ASVR. L'instrument permet, après la mise en suspension dans l'eau de l'échantillon, de mesurer les particules allant de 0.0005 mm jusqu'à 0.780 mm. Pour chaque échantillon, un sous-échantillon de 75g a été prélevé et 250 ml d'un dispersant, une solution d'hexametaphosphate de sodium à 40% ($(\text{NaPO}_3)_6$), ont été ajoutés. Ensuite, le sous-échantillon a été soumis à l'agitateur mécanique « Wrist Action Shaker » pour une période de 20 mn suivi d'un trempage de 24 h. Suite à la période de trempage l'échantillon a été préparé pour le granulomètre à laser selon une procédure développée par le Laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique du Canada.

Dans un premier temps, l'échantillon a été passé au malaxeur pendant une minute et ensuite tamisé à l'eau distillée sur un tamis de 0.090 mm. Le matériel passant a été récolté dans un bécher auquel de l'eau distillée a été ajoutée jusqu'à l'obtention de 1000 ml de solution. Cette solution a subi une agitation constante pendant que 2 à 3 ml en étaient prélevés et ensuite introduits dans le granulomètre. Une fois dans le granulomètre, l'échantillon subit un ultrason (30 s) pour briser les agrégats qui auraient subsisté. Pour chaque échantillon l'appareil procédait à trois tests dont il calculait la moyenne.

4.5.2 Tamisage

Le tamisage des sables et des graviers (diamètre >0.063 mm) a été fait selon la méthode ASTM D422-63 (ASTM, 2001). De chaque échantillon, 175 ± 10 g ont été prélevés, séchés au four à 105 °C pendant 24 h, puis pesés (précision 0.01 g). Un dispersant (200 à 300 ml de $(\text{NaPO}_3)_6$ à 40%) a été ajouté et la solution a trempé pendant 48 h. Après le trempage, le sous-échantillon a été filtré sur un tamis de 0.0063 mm. Puis le matériel retenu sur le tamis fut séché (105°C / 24 h) et pesé. Cette première étape du tamisage a permis de connaître les portions de sédiments plus fins et plus grands que 0.0063 mm. Ensuite, le matériel retenu a été déposé dans une colonne de tamis de -4ϕ (16 mm), -2ϕ (4 mm), -1ϕ (2 mm), 0ϕ (1 mm), 1ϕ (0.500 mm), 2ϕ (0.250 mm), 3ϕ (0.125 mm), et 4ϕ (0.063 mm) et agité pendant 15 mn sur un agitateur mécanique. Le matériel retenu sur chaque tamis a ensuite été pesé (précision 0.01 g). Cette deuxième étape a permis de connaître les portions de sédiment pour chacune des ces tailles.

4.5.3 Statistiques selon la technique graphique

La technique graphique a été utilisée pour obtenir certains paramètres statistiques tels que la moyenne, la médiane, l'écart type, l'asymétrie et le kurtosis (Folk, 1974; Boggs, 2001). Ces paramètres sont calculés à partir des courbes de pourcentages cumulatifs tracées selon une échelle en phi. Dans un premier temps, la valeur phi (ϕ) est obtenue pour les percentiles 16, 25, 50, 75, 84 et 95. Dans un second temps on procède aux calculs.

$$(1) \text{Moyenne} = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}) / 3$$

$$(2) \text{Médiane} = \phi_{50}$$

$$(3) \text{Écart type} = ((\phi_{84} - \phi_{16}) / 4) + ((\phi_{95} - \phi_{5}) / 6.6)$$

$$(4) \text{Asymétrie} = ((\phi_{84} + \phi_{16} - 2(\phi_{50})) / 2(\phi_{84} - \phi_{16})) + ((\phi_{95} + \phi_{5} - 2(\phi_{50})) / 2(\phi_{95} - \phi_{5}))$$

$$(5) \text{Kurtosis} = (\phi_{94} - \phi_{5}) / (2.44 * (\phi_{75} - \phi_{25}))$$

4.6 Morphométrie par système d'analyse d'images

Nous avons procédé à des analyses morphométriques sur des granules (2 mm à 4 mm) des sites WR-00-1, WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5. Les murs de retrait de ces glissements présentaient au moins deux faciès distincts (Fig. 9). Nous voulions obtenir des mesures morphométriques pour comparer la forme des granules entre les faciès et entre glissements. De façon conventionnelle, la morphométrie des sédiments de la taille des granules se fait en utilisant la charte visuelle de Powers (Boggs, 2001) qui classe les grains en deux grands groupes : sphérique et oblong. Ensuite les grains sont évalués pour leur angularité selon 6 classes. Pendant longtemps cette technique qualitative a servi de base commune aux sédimentologues. Les systèmes d'analyse d'images permettent maintenant d'obtenir des données quantitatives plus objectives sur la morphométrie des grains.

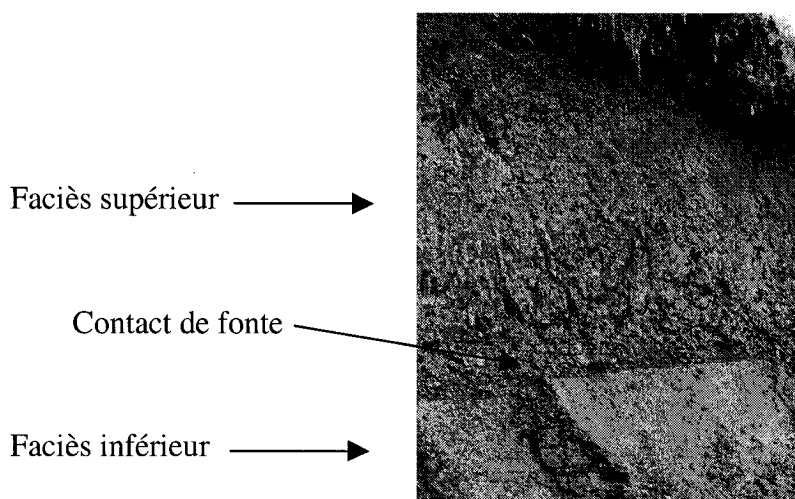


Figure 9. Mur de retrait montrant les deux faciès d'un glissement régressif de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

Aussi, nous avons opté pour le système d'analyse d'images parce qu'il fournit une grande économie de temps. La première étape pour les analyses morphométriques, conventionnelles ou par analyse d'images, consiste à séparer les grains par tamisage. Ensuite, en sédimentologie comme en télédétection, l'analyse d'image passe par l'acquisition, le traitement et finalement, l'analyse de l'image. Pour l'acquisition de l'image nous avons utilisé un numériseur à balayage (scanner) à rétro-éclairage normalement utilisé pour numériser des négatifs ou des diapositives. Le numériseur était réglé à une résolution de 600 points par pouce, chaque pixel de l'image représentant 42 microns sur 42 microns. Lors de la numérisation, une valeur de gris situé entre 0 (noir) et 255 (blanc) était attribuée à chaque pixel. Les granules furent déposées sur l'instrument et numérisées par rétro-éclairage ce qui nous a fourni une image où les granules apparaissaient en noir et gris foncé sur fond blanc. Cette technique de capture a grandement réduit le traitement que les images ont dû subir.

Les images ont été traitées et analysées à l'aide du logiciel « Clemex Vision Professional Edition ». Avant de procéder à l'analyse, chaque image a subi 4 traitements pour la définir et la nettoyer. Les traitements *Delineate*, *Grey threshold*, *Opening circle*, *Chord size* ont été utilisés.

La fonction *Delineate* sert à délimiter chaque objet sur l'image, ce filtre nettoie la zone grise qui existe entre l'objet (en noir) et l'arrière plan (en blanc). Pour cette fonction nous avons utilisé un gabarit de 3 pixels par 3 pixels. Le logiciel superpose à chaque pixel situé dans la zone de gris le gabarit de 3 X 3 et détermine la valeur de gris maximale et minimale contenue dans ce gabarit. Finalement, il applique au pixel central la valeur, minimale ou la valeur maximale, qui est la plus près de la valeur originale du pixel.

Le *Grey threshold* fixe les valeurs de gris (0-255) qui seront validées comme faisant partie des objets. Nous avons défini comme acceptable les valeurs allant de 0 à 186. Les pixels dont la valeur était supérieure ont été éliminés.

Le *Opening circle* élimine les pixels blancs contenus à l'intérieur d'un objet noir. Nous avons opté pour un gabarit de 3 pixels par 3 pixels. Ainsi toute zone blanche égale ou plus petite que 3 X 3 située à l'intérieur d'un objet a été ignorée.

Le *Chord size* fixe la taille du plus petit objet à être considéré. Attendu que nous avons déjà tamisé, nous avons utilisé le réglage par défaut de 5 pixels par 5 pixels. Tout objet de 5 X 5 ou moins était ainsi rejeté.

Il a été possible d'obtenir des mesures de rugosité, d'arrondissement et d'allongement. Ces paramètres présentent des similarités avec les paramètres mesurés de façon conventionnelle. L'indice de rugosité (R) exprime le rapport qui existe entre le périmètre (P) de l'objet et son périmètre convexe (cP). Le résultat varie entre 1 et une valeur plus petite que 1 mais plus grande que 0, plus l'objet est rugueux, plus l'écart entre les périmètres est grand et plus la valeur obtenue est faible.

$$(6) \text{ Rugosité (R) = } P / cP$$

De façon simplifiée on pourrait dire que la mesure d'arrondissement (Ar) exprime le rapport entre l'aire (a) et le périmètre (P) de l'objet. Cette mesure varie, elle aussi, entre 1 et >0 . Un cercle obtiendrait une valeur de 1 tandis qu'un objet très anguleux aurait une valeur près de 0.2. Plus précisément, l'arrondissement est :

$$(7) \text{ Arrondissement (Ar) = } (4 \times a) / \pi \times L \times L$$

où (a) est l'aire de l'objet et L est la longueur de l'axe A.

Finalement, la mesure d'allongement (E) exprime le rapport entre l'axe A et l'axe B. Les valeurs ainsi obtenues varient entre 1 pour un objet circulaire et >1 pour un objet oblong.

$$(8) \text{ Allongement (E) = } A / B$$

4.7 Teneur en eau

La proportion d'eau contenue dans le sédiment a été déterminée selon la méthode ASTM D2216-92. Cette analyse a été conduite en laboratoire sur les échantillons qui étaient dégelés. Les valeurs obtenues représentent des valeurs minimums attendu qu'un volume d'eau s'était échappé de certains sacs. Dans la présentation qui suit, le terme « sédiment humide (sH) » fait référence au sédiment dégelé et l'eau qu'il contient.

La teneur en eau (tE) a été obtenue en déterminant le rapport, exprimé en pourcentage, qui existe entre le poids de l'eau contenue dans le sédiment humide (poids du sédiment humide (sH) moins le poids du sédiment sec (sS)) et celui du sédiment humide (sH).

$$(9) \text{ Teneur en eau (tE \%)} = (sH - sS) / sH * 100$$

4.8 Teneur matière organique

La teneur en matière organique a été déterminée par perte au feu (Heiri et al. 2001). La méthode a été retenue parce qu'elle nécessitait peu de manipulations, qu'elle offrait un haut degré de reproductibilité et qu'elle permettait de traiter 25 échantillons simultanément. Des creusets propres ont été séchés au four (105°C/24hrs), refroidis au dessiccateur puis pesés (poids du creuset (pC)). Ensuite, ~ 5g de sédiment séché à l'air libre ont été mis dans les creusets pour être séchés au four (105°C/24hrs), refroidis au dessiccateur puis pesés (le poids initial (pI)). Les échantillons ont été transférés dans une fournaise et chauffés à 550°C pendant

3 h, refroidis au dessiccateur puis pesés (poids brûlé (pb)). La masse perdue à l'incinération représente la masse de la matière organique (O).

$$(10) \text{ Teneur en matière organique (O \%)} = (pI - pb) / (pI - pC) * 100$$

4.9 Minéralogie

4.9.1 Pétrographie

Les objectifs des analyses pétrographiques étaient multiples. Ces analyses permettent 1) d'identifier les lithologies des roches composant les sédiments de surface et les sédiments en profondeur, 2) de déterminer si ces roches étaient d'origine autochtones ou allochtones, 3) de déterminer s'il existait des tendances dans la distribution des lithologies dans le bassin versant (Kujansuu, R et Saarnisto, M, 1990) et 4) de vérifier s'il existait des tendances dans la distribution des lithologies en profondeur. Pour chaque échantillon analysé 100 roches (>8mm) furent catégorisées selon 4 groupes; les grès, les shales et siltstones, les roches ignées phanéritiques et les roches « non différenciées ». Ce dernier groupe était composé de roches variées telles des calcaires, dolomies, des cherts, des conglomérats, des lignites et des roches non identifiées. Ces roches, prises individuellement, ne composaient qu'un très faible pourcentage de chaque échantillon (< de 2%) et ne se retrouvaient pas dans tous les échantillons. Les analyses ont été faites en laboratoire et autre qu'un simple lavage à l'eau, les roches n'ont subi aucun traitement. Une fois la lithologie des roches connue, elles ont été comparées aux lithologies représentées sur les cartes géologiques locales et régionales de la roche en place ce qui a permis de vérifier s'il y avait des tendances dans leur distribution.

4.9.2 Minéralogie par diffraction de rayon X (XRD)

Les analyses XRD permettent d'identifier les minéraux lorsqu'ils se présentent sous forme de cristaux ou broyés en poudre fine (Yatsu, E et Shimonda, 1990). Ces analyses identifient la présence d'un minéral mais ne fournissent pas d'information sur la concentration du minéral contenu dans l'échantillon à la différence de la méthode qui XRF donne le pourcentage des oxydes des éléments contenus dans l'échantillon. Nous avons procédé à l'analyse XRD sur poudre pressée (< 0.063 mm) de 50 échantillons répartis comme suit : 21 échantillons de surface dans le bassin versant de la rivière Willow, 12 échantillons au site WR-00-2 et 17 échantillons au site WR-00-5. Nous voulions 1) identifier les minéraux présents dans la partie fine, 2) vérifier s'il y avait des tendances ou des trains de dispersion dans le bassin versant et 3) vérifier s'il existait des différences entre les faciès et entre les glissements. Les analyses XRD ont nécessité trois étapes : la séparation des grains par tamisage, la production du diffractogramme par bombardement aux rayons x et l'interprétation du diffractogramme pour identifier les minéraux.

La séparation des grains s'est fait à 0.063 mm par tamisage à sec sur un tamis de nylon Nitex. Le nylon Nitex est utilisé pour éviter de contaminer les échantillons avec les métaux qui entrent dans la production des tamis. La production du diffractogramme a été faite sur ~2g de sédiment par échantillon par Ron J. Hartree au Laboratoire de spectroscopie optique et rayon x du département des Sciences de la Terre de l'Université d'Ottawa sur un diffractomètre sur poudre Philips X'Pert. Le diffractogramme est un graphique qui représente en abscisse l'angle de bombardement et en ordonnée l'intensité de la réflexion (Fig. 10).

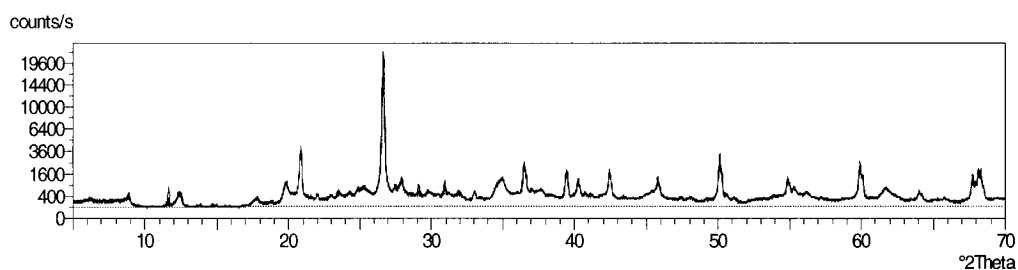


Figure 10. Diffractogramme sur poudre. L'abscisse représente l'angle de bombardement et l'ordonnée représente l'intensité de la réflexion.

Le département dispose du logiciel *Philips X'Pert Graph and Analyse* utilisé pour l'interprétation des diffractogrammes. Le logiciel identifie et marque les pics de plus forte intensité qui apparaissent sur le diffractogramme. Ensuite, la position de ces pics est comparée à une banque de données qui contient les pics (diffractogrammes simplifiés) des minéraux (Fig. 11). A partir de cette banque de données, le logiciel propose une liste des minéraux contenus dans l'échantillon. La dernière étape consiste à valider ou rejeter la présence d'un minéral. Pour ce faire on affiche le diffractogramme de l'échantillon, ses pics respectifs et les pics du minéral que l'on cherche à valider. Un minéral est retenu lorsque qu'il existe une étroite relation entre les pics de l'échantillon et ceux du minéral de référence.

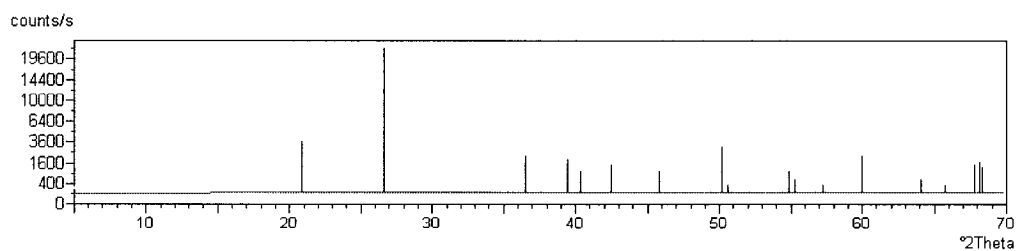


Figure 11. Exemple de diffractogramme simplifié représentant les pics distinctifs du quartz.

4.10 Limite de liquidité, limite de plasticité et index de plasticité

Nous présentons ici un résumé de la méthode ASTM D 44318-83 qui a été utilisée pour déterminer les limites d'Atterberg; soit la limite de liquidité et la limite de plasticité desquelles est calculé l'index de plasticité (ASTM, 1984). La procédure par multipoints a été retenue attendu qu'il était de notre avis qu'elle offrirait un degré de précision plus élevé. La limite de liquidité (LL) exprime la teneur en eau, en pourcentage, d'un sédiment au moment où il passe d'un état liquide à un état plastique. La limite de plasticité (LP), exprime la teneur en eau du sédiment au moment où il passe d'un état plastique à un état friable.

4.10.1 Limite de liquidité

Un sous-échantillon de 175 +/- 10g a été prélevé puis tamisé à 0.425mm, le matériel passant a été utilisé pour la procédure. De l'eau distillée a été ajoutée au sédiment jusqu'à l'obtention d'une pâte ferme que nous avons étendue dans la coupole d'Atterberg. Un sillon a été tracé au centre de la coupole divisant le sédiment en deux. Ensuite nous avons percuté la coupole, à raison de 2 coups seconde, jusqu'à ce que le sillon se referme sur une distance de 13 mm. Nous avons noté le nombre de percussion (nP) nécessaire pour refermer le sillon et prélevé une partie de l'échantillon là où le sillon s'était refermé. Nous avons déterminé la teneur en eau (tE) de la partie prélevée.

La procédure nécessite trois tests par échantillon, un premier où le sillon se referme après que la coupole ait reçu entre 25 et 35 coups, un second entre 20 et 30 coups et un troisième entre 15 et 25 coups. On diminue le nombre de coups nécessaires en ajoutant de l'eau distillée à la

partie restante de l'échantillon. S'il advenait que le premier des trois tests résultait entre 15 et 25 coups, on procédait par séchage de façon à augmenter le nombre de percussions. Les résultats des trois tests sont portés sur un graphique (nP en abscisse et tE en ordonnée) et une droite de régression est tracée. On détermine, à partir de la droite, la teneur en eau pour 25 percussions.

4.10.2 Limite de plasticité

On obtient la limite de plasticité à partir du matériel restant des tests de liquidité. Le matériel est d'abord séché à l'air libre jusqu'à ce que la pâte ne colle plus aux doigts. Ensuite, on prend une portion de 1.5 à 2 g de cette pâte et on en forme une boulette que l'on roule entre les doigts jusqu'à ce que l'on obtienne un boudin de 3.2 +/- 0.5 mm. Le boudin est ensuite brisé en plusieurs segments et à partir des segments on reforme une boulette que l'on roule de nouveau. L'opération est répétée jusqu'à ce qu'il ne soit plus possible de former un boudin de cette pâte devenue friable que l'on réserve dans un creuset. On répète la manipulation à deux ou trois reprises en ajoutant le matériel obtenu dans le creuset pour obtenir 6g de pâte friable. La dernière étape consiste à déterminer la teneur en eau (tE).

4.10.3 Index de plasticité

L'index de plasticité (IP), est l'écart qu'il existe entre la limite de liquidité et la limite de plasticité.

$$(12) \text{ Index de plasticité (IP) = LL - LP}$$

S'il est impossible de déterminer la limite de liquidité ou de plasticité ou encore si la limite de liquidité est égale ou supérieure à la limite de plasticité, le sédiment est considéré comme étant non plastique.

4.11 Datation radiocarbone

Les échantillons récoltés pour datation par spectrométrie de masse accéléré (SMA) ont été mis dans des sacs de plastique étanches et réfrigérés dès notre retour à Ottawa, et ce jusqu'à leur traitement. Toute manipulation non nécessaire a été évitée pour réduire les risques de

contamination. Les treize échantillons ont été décrits et ont subi un lavage à l'eau distillée puis séché (65°C/24 h). L'extraction du CO₂ a été réalisée au laboratoire G.G.Hach du département des sciences de la Terre de l'université d'Ottawa. Les ampoules contenant le CO₂ ont été acheminées au laboratoire ISOTRACE de l'université de Toronto, où les datations SMA ont été réalisées. Les résultats fournis par ISOTRACE sont présentés en années BP. Les marges d'erreurs représentent un intervalle de confiance de 68.3%.

CHAPITRE 5 : LES RÉSULTATS

Ce chapitre présente les résultats des observations de terrain et de photo-interprétation, les résultats des traitements informatiques et statistiques, et les résultats des analyses en laboratoire. Le chapitre est divisé en 7 sections. La section 5.1 porte sur la distribution, spatiale et temporelle, des glissements. Les aspects de la sédimentologie sont abordés aux sections 5.2, 5.3, et 5.4, la première portant sur les dépôts de surface, la seconde portant sur les sédiments exposés par les glissements rétrogressifs de fonte et la troisième portant sur les sédiments remaniés par les glissements. La section 5.5, présente les résultats des limites d'Atterberg, obtenus à divers endroits dans trois glissements, soit les glissements WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5. Dans la section 5,6 se trouvent les résultats d'analyses morphométriques conduites sur les sédiments des murs de retraits. Les résultats des analyses pétrographiques et minéralogiques sont présentés à la section 5.7. Finalement, la section 5.8 porte sur les résultats des datations radiocarbone.

5.1 La distribution des glissements

La figure 12 montre la localisation de 52 glissements répertoriés sur les séries de photographies aériennes de 1954, 1971-74 et 1985. Une première observation révèle que leur distribution n'est pas uniforme, ils se regroupent dans les secteurs amont et aval de la rivière. La majorité des glissements se situent du côté ouest de la rivière et 83 % sont à une altitude inférieure à 600 m. Certains glissements (12) sont visibles sur 2 séries de photographies (1954 et 1971-74 ou 1971-74 et 1985) et un glissement est observé sur les trois séries. Finalement,

peu de glissements se produisent dans le secteur central et ils sont absents du bassin de réception du secteur amont.

5.1.1 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1954

En 1954, vingt-quatre glissements sont actifs (Fig. 12). Deux groupes distincts s'observent, un dans le secteur aval dans lequel neuf glissements sont dénombrés, et l'autre dans le secteur amont où se retrouvent onze glissements. La série de photographies de 1954, est celle où se retrouvent le plus grand nombre de glissements dans le secteur central (4 glissements). Un seul glissement s'observe à une altitude inférieure à 300 m .

5.1.2 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1971-74

Le nombre total de glissements actifs sur les photographies de 1971-74 est de vingt-cinq (Fig. 12). De ces glissements, sept étaient actifs en 1954, dont trois dans le secteur amont, et un dans le secteur central. Parmi les dix-neuf nouveaux glissements, une très forte majorité (14) se trouvent dans le secteur aval. De plus, les glissements du secteur aval se concentrent à quelques kilomètres de l'embouchure. On retrouve aussi un nouveau glissement dans le secteur central et quatre dans le secteur amont.

5.1.3 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en 1985

La série de photographies de 1985 montre dix-sept glissements en activité, ce qui en fait la série où figure le moins grand nombre de glissements. De ces dix-sept glissements, six étaient



Figure 12. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte tel qu'observés sur les séries de photographie aériennes de 1954, 1971-74 et 1985, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

actifs sur la série 1971-74, et un était actif sur la série de 1954 ainsi que sur la série 1971-1974. Parmi les dix nouveaux glissements de la série de 1985, on en retrouve quatre dans le secteur amont et six dans le secteur aval. Un seul s'observe à une altitude inférieure à 300 m a.n.m.

5.1.4 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte selon la pente des versants

L'ensemble des glissements répertoriés sur les trois séries de photographies aériennes est superposé à une carte thématique montrant la pente des versants (Fig. 13). La carte thématique est réalisée à partir d'un modèle d'élévation digitale dans lequel les pentes sont regroupées en 9 classes. La superposition montre que les glissements ne se distribuent pas de façon uniforme sur toutes les valeurs de pente. En effet, les glissements, au nombre de 52, se produisent exclusivement sur des versants dont la pente est inférieure à 25°. De plus, près de la moitié (23) se produisent sur des pentes variant entre 20 et 25°. Les versants dont la pente se situe entre 5° et 20° comptent 27 glissements et les surfaces de faible pente (0 à 5°) ne comptent que 2 glissements (Fig. 14).

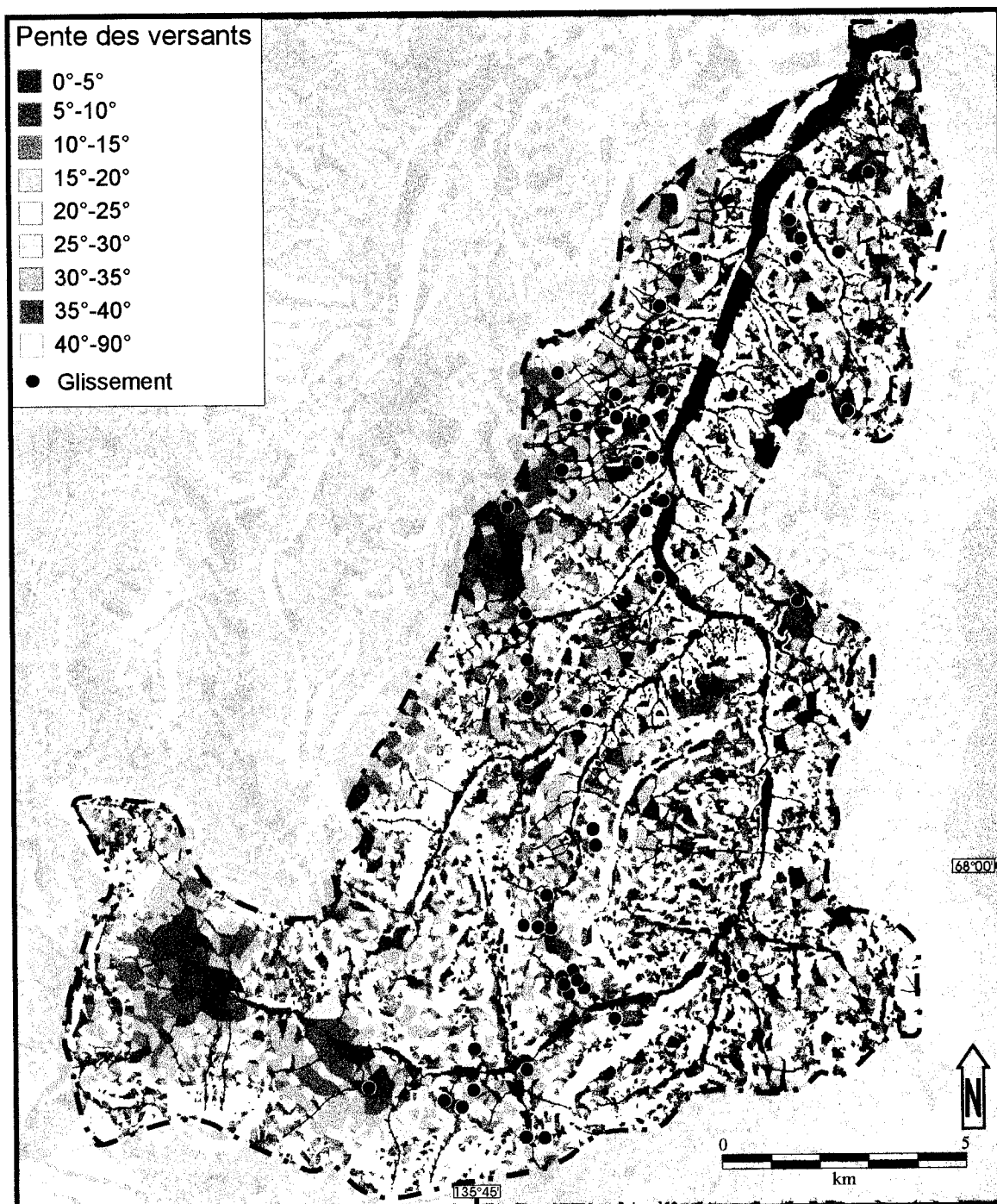


Figure 13. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de la pente des versants, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

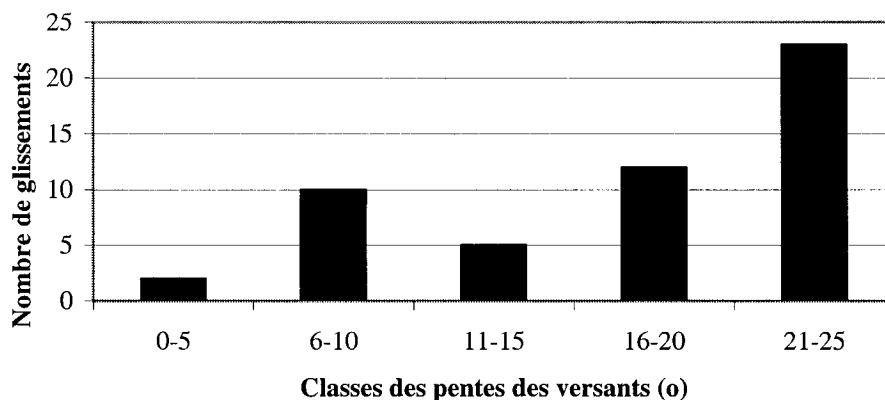


Figure 14. Répartition des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de la pente des versants, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.1.5 Distribution des glissements rétrogressifs de fonte selon l'orientation des versants

Pour cette analyse, les glissements rétrogressifs de fonte identifiés sont superposés à l'orientation des versants (Fig. 15). Les versants occidentaux comptent le plus grand nombre de glissements. Ces versants, formés des versants orientés vers le Nord-est jusqu'au Sud-est, comptent 33 glissements (Nord-est : 7, Est : 19, Sud-est : 7). La moins grande concentration de glissements s'observe sur les versants orientaux (Exposition : Sud-ouest : 1, Ouest : 5, Nord-ouest; 3) (Fig. 16). La figure 16 présente les glissements par rapport à l'orientation des versants.

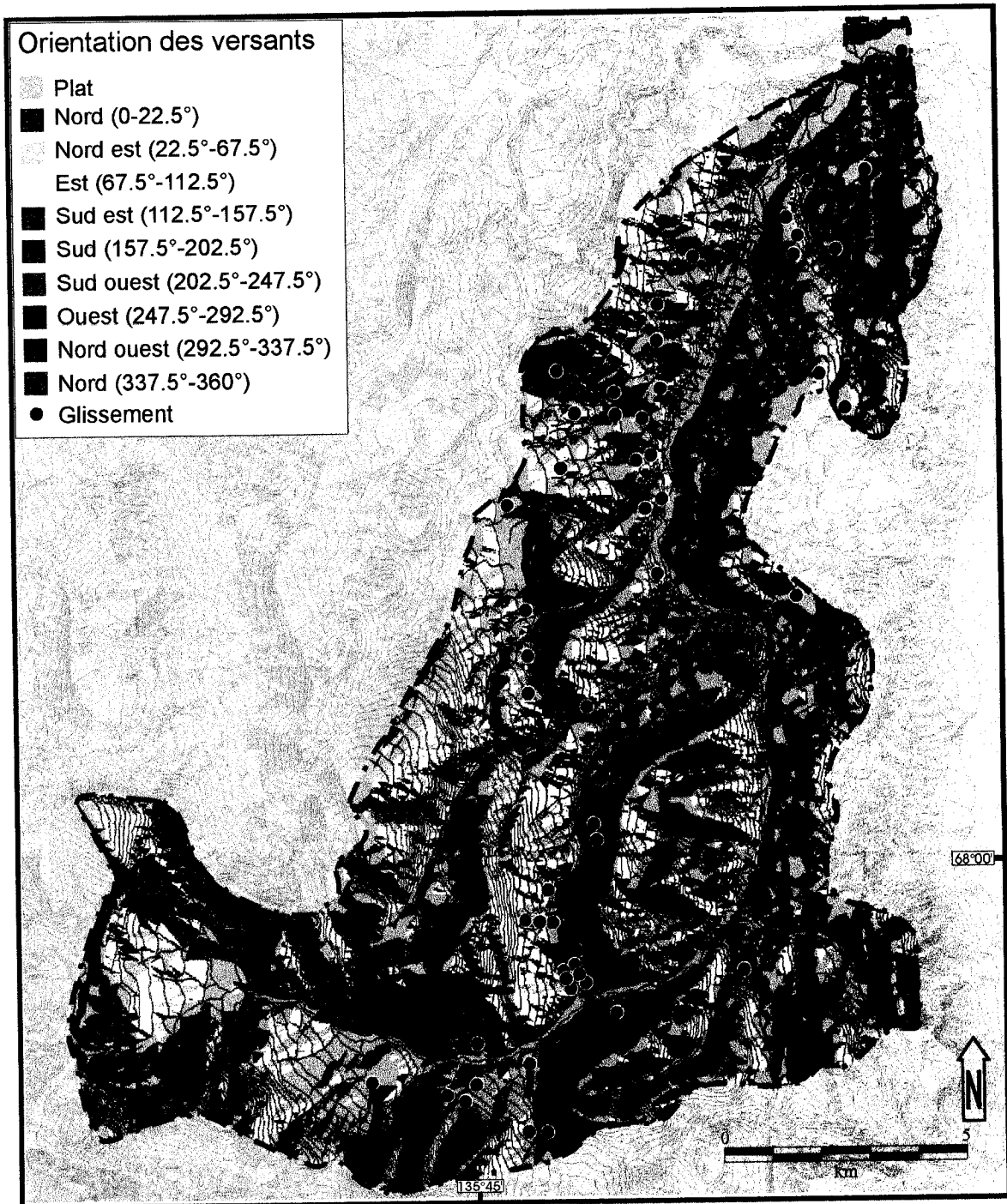


Figure 15. Distribution des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de l'orientation des versants, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

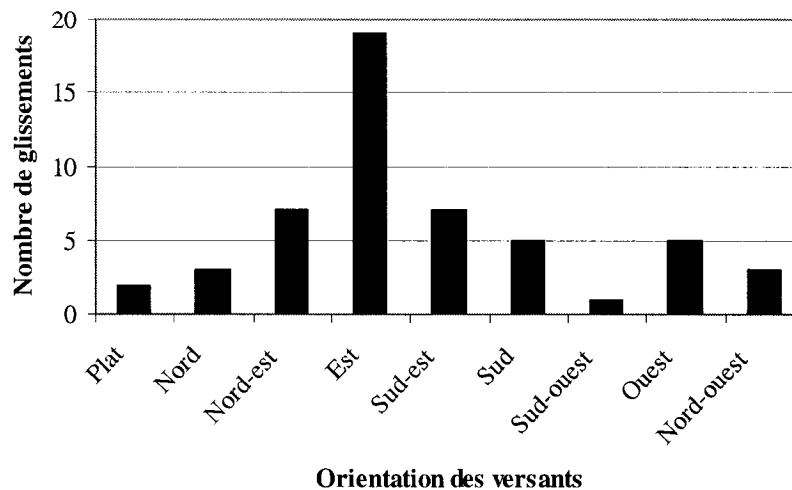


Figure 16. Répartition des glissements rétrogressifs de fonte en fonction de l'orientation des versants, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.2 Dépôts de surface

Le bassin versant de la rivière Willow a une couverture sédimentaire épaisse. Les glissements rétrogressifs de fonte qui l'entaillent montre qu'elle dépasse les dix mètres en plusieurs endroits. Le bassin de réception du secteur amont fait exception, une mince couche de colluvions couvre l'essentiel de sa surface. Les vingt-deux échantillons de surface ont été prélevés de part et d'autre de la rivière Willow, dans la couche active, à une épaisseur variant entre 30 et 60 cm. La couche active est un diamicton riche en limon, elle comporte quelques graviers et est souvent mal drainée. Les sédiments de la couche active sont composés de 22 % d'argile, de 58 % de limon, de 16 % de sable et de 4% gravier (Fig. 17). Il s'agit donc d'un loam limoneux. La taille moyenne des sédiments est de 5.98 phi, l'écart type est de 2.79 phi et le skewness est de -0.17 phi. Ces paramètres indiquent que les sédiments de surface sont fins, mal triés et qu'ils comportent un excès de particules grossières. La matière organique compte pour 9 % de la masse sédimentaire.

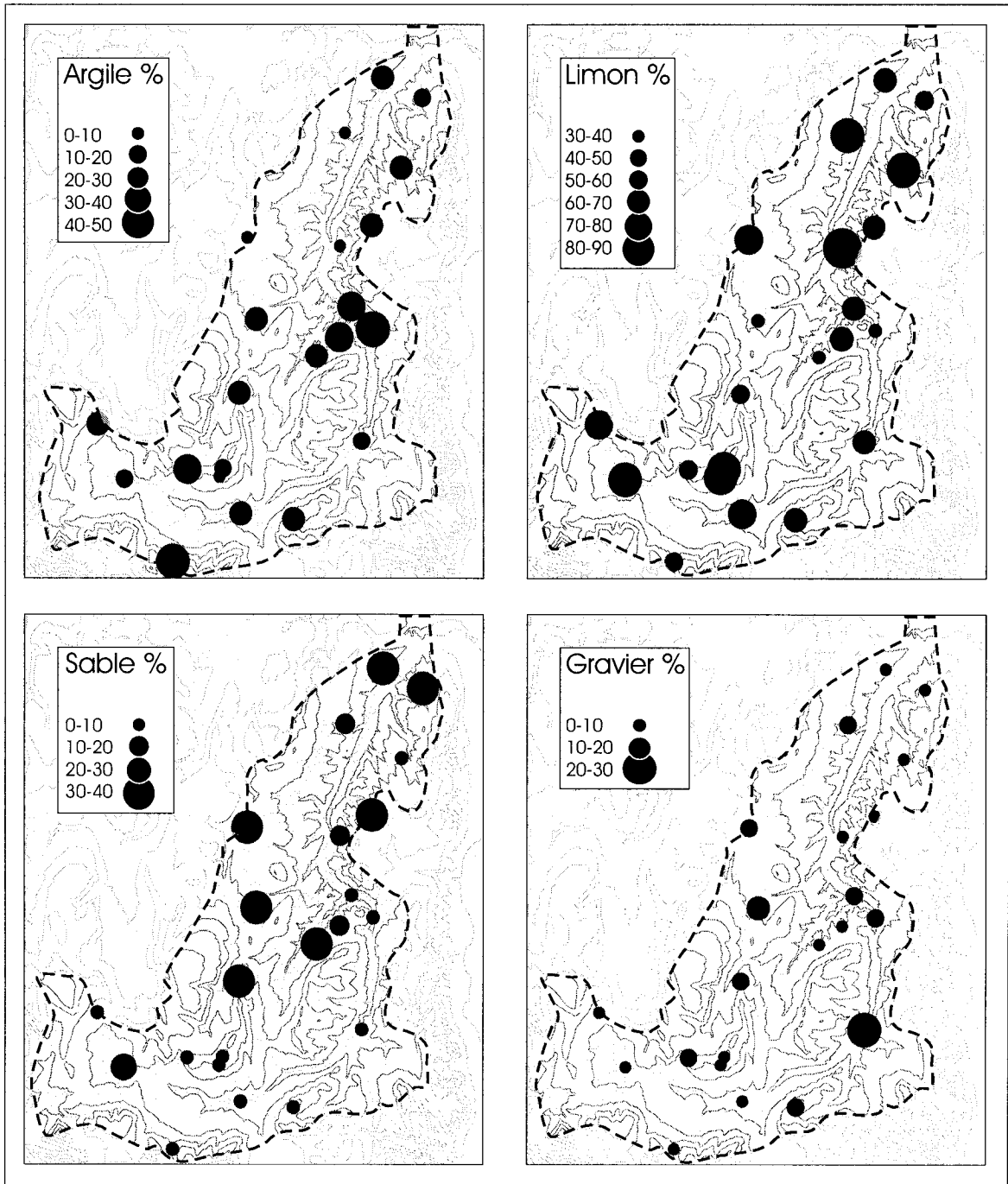


Figure 17. Granulométrie des dépôts de surface. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.3 Les sédiments exposés dans les murs de retrait des glissements rétrogressifs de fonte

5.3.1 Glissement WR-00-1

Le glissement rétrogressif de fonte WR-00-1 se situe sur la rive ouest de la rivière Willow (Fig. 8) aux coordonnées 135° 39' 11'' O par 68° 05' 41'' N, à une altitude de 330 m. Son mur de retrait, sub-vertical, atteint 20 m en hauteur maximale. Des contreforts, haut de 2 à 3 m, s'observent à sa base. Le glissement met en évidence une stratigraphie complexe. D'abord, on observe trois unités marquées par des contacts abrupts. Pour les besoins de la description, les unités sont nommées depuis la base ; unité 1, unité 2 et unité 3. Les unités, présentent des différences apparentes dans leur composition sédimentologique et dans leur cryostructure. Le glissement entaille aussi dans une accumulation de tourbe, épaisse de 6 m et large de 10 m à son sommet, dans laquelle s'est développé un coin de glace. Une unité de sable montrant des rides de courant se dresse sur le flanc oriental du glissement et on voit un glissement fossile du côté ouest. La section échantillonnée mesure 12 m.

L'unité 1 est haute de 6 m depuis la partie supérieure des contreforts (Fig. 18). Le contact inférieur est caché par les sédiments tombés qui s'accumulent sur les contreforts. L'unité a un faciès massif dans lequel un litage ondulant est perceptible. La glace compose la matrice de cette unité, selon la classification de Murton et French (1994), elle appartient à la structure '*Suspended*' et des nodules de glace contenant peu ou pas de sédiment s'y observent. Des valeurs de teneur en eau n'ont pas été obtenues pour ce glissement attendu qu'une importante quantité d'eau s'est échappée des sacs durant le transport.

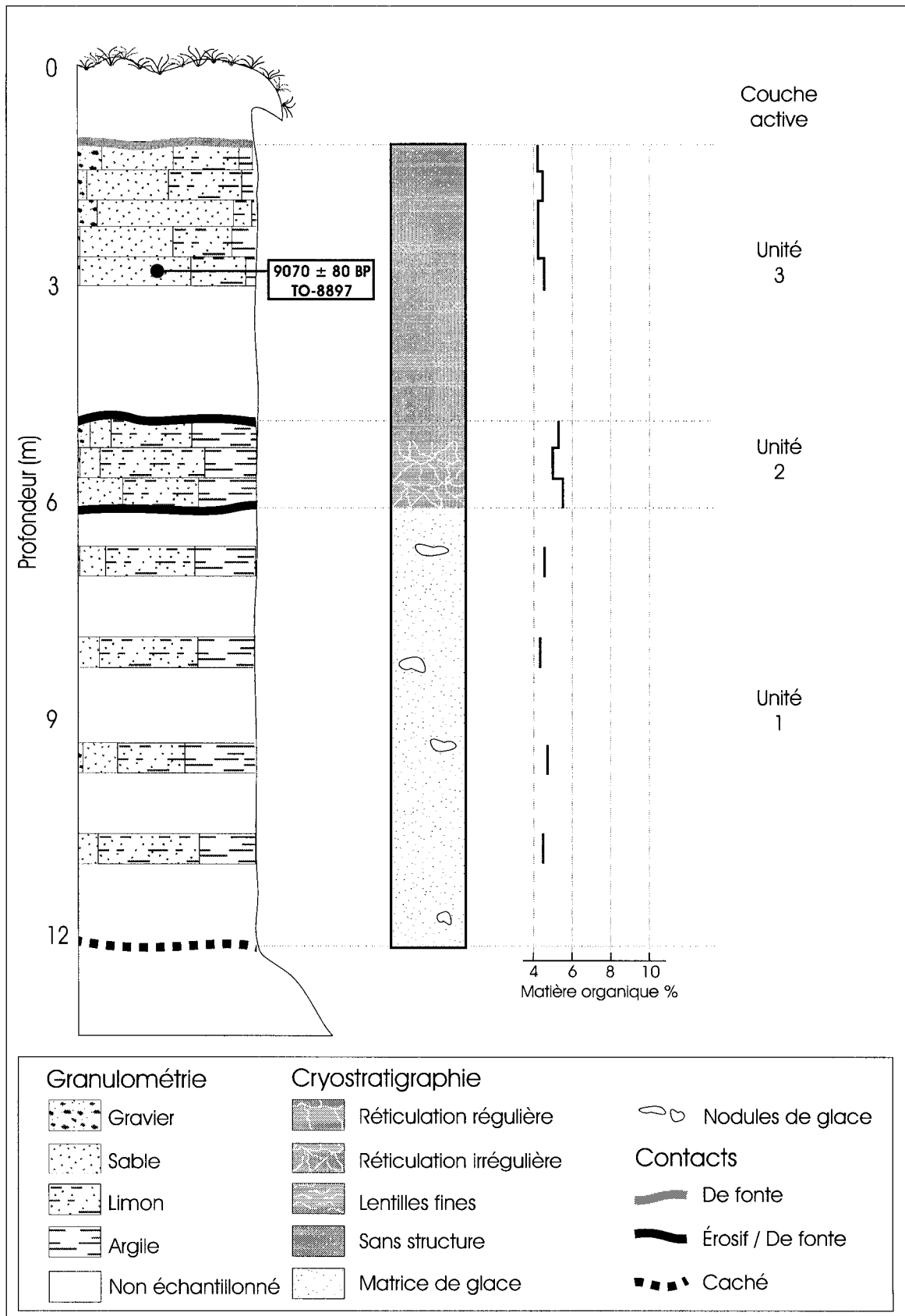


Figure 18. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-1, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.

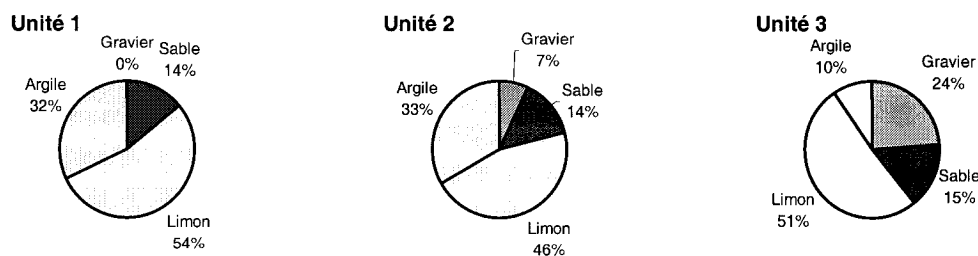
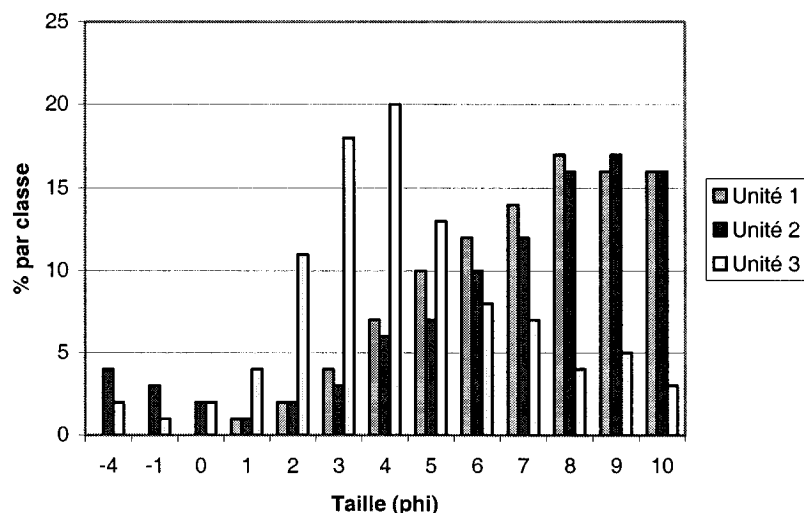


Figure 19. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-1, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

La distribution des sédiments de l'unité est uni-modale et se compose de 32 % d'argile, 54 % de limon, 14 % de sable, ce qui en fait un loam limono-argileux (Fig. 19) (Agriculture Canada, 1976). Très peu de gravier ont été retrouvés dans l'unité. La taille moyenne des sédiments est de 6.97 phi. L'écart type de 2.21 phi et le skewness de -0.18 indiquent que ce matériel fin est très mal trié et qu'il contient un excès de particules grossières. On trouve en moyenne 4% de matière organique dans l'unité 1.

L'unité 2 mesure 1 m et son contact inférieur est de type érosif / de fonte. La glace de cette unité forme une réticulation irrégulière. Les sédiments se composent de 33 % d'argile, 46 % de limon, 14 % de sable et 7 % de gravier (Fig. 19) et mesurent 6.05 phi en moyenne. Ce loam argileux est très mal trié (écart type de 3.17), a un excès de particules grossières (skewness de -0.35) et 6 % de matière organique.

L'unité 3 est une unité de sédiments plus grossiers, stratifiés, dont le contact inférieur est aussi de type érosif / de fonte et dont le contact supérieur est un contact de fonte. L'unité mesure 5 m et on y observe des coins de glace par endroits. L'essentiel de cette unité est composé de glace interstitielle et près de son contact avec la couche active il y a des lentilles de glace. L'argile compose 10 % de ses sédiments, le limon 51 %, le sable 15 % et le gravier 24 % (Fig. 19). On compte 4 % de matière organique dans ce loam. Des mottes de végétation sont présentes dans l'unité 2 et dans l'unité 3 du site WR-00-1.

5.3.2 Glissement WR-00-2

Le glissement rétrogressif de fonte WR-00-2 se situe sur un affluent de la rivière Willow (Fig. 8) aux coordonnées $135^{\circ} 40' 12''$ O par $68^{\circ} 06' 34$ N. Son altitude est de 300 m. a.n.m. À son plus haut point, le mur de retrait sub-vertical atteint 10 m et les contreforts mesurent de 1 à 2 m. Les deux unités qui composent ce glissement, et la nature du contact qui les sépare, rappellent les unités 1 et 2 du glissement WR-00-1. Les différences apparentes entre les unités se situent au niveau des cryostructures. Au-dessus du mur de retrait, on aperçoit la cicatrice d'un ancien glissement. La section échantillonnée mesure 5 m.

L'unité 1 est haute de 2,7 m (Fig. 20) et le contact inférieur est caché par les sédiments tombés sur les contreforts. Le faciès est massif. La glace compose la matrice de cette unité qui contient aussi des nodules de glace relativement propre. L'unité 1 a une teneur en eau moyenne de 38 %. Les sédiments se composent de 29 % d'argile, 40 % de limon, 11 % de sable et 11 % de gravier (Fig. 21). En moyenne, la taille des sédiments est de 6.35 phi. L'écart type est de 3.00 phi et le skewness de -0.30 . Ces paramètres sont ceux d'un loam argileux

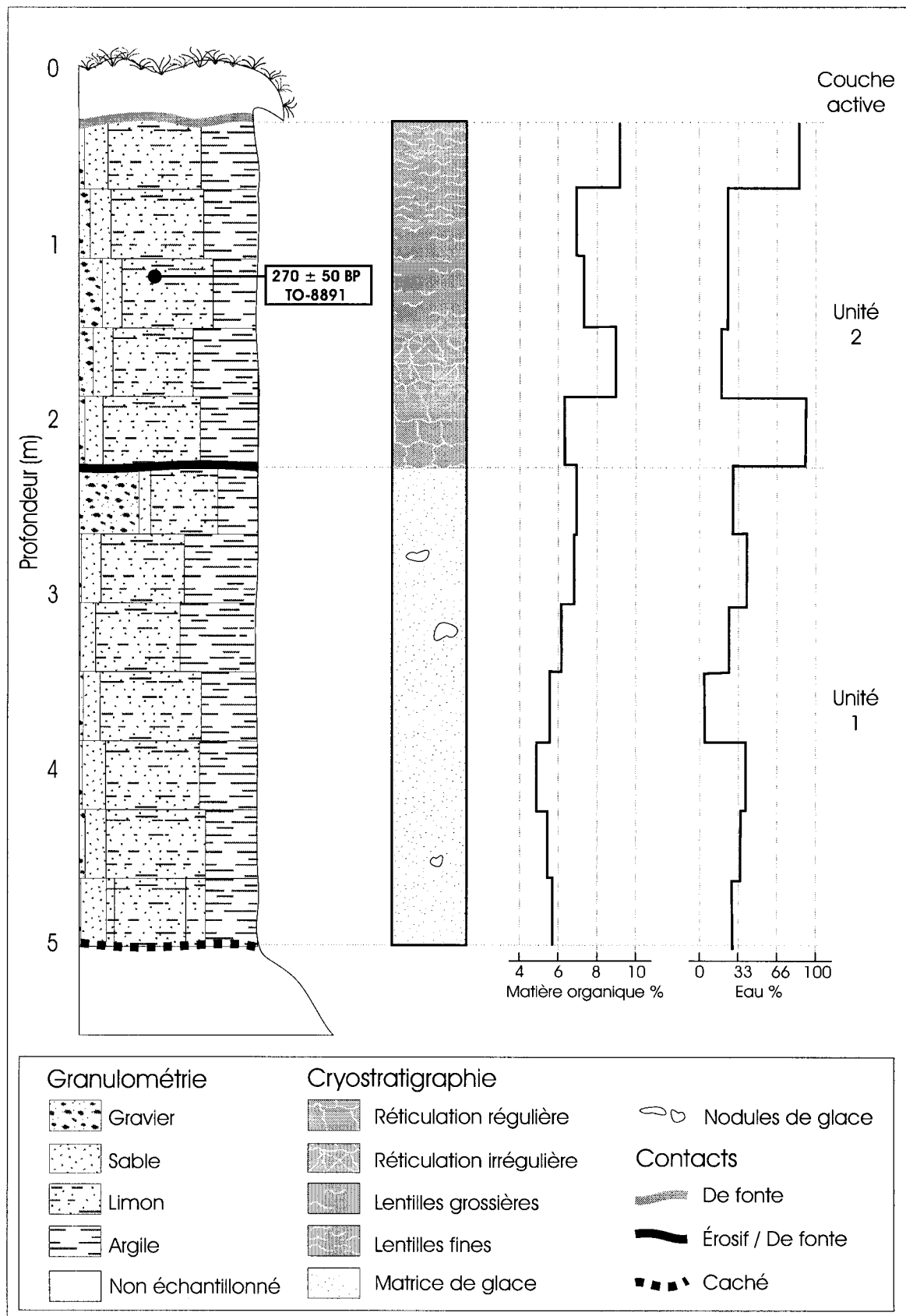


Figure 20. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie

très mal trié qui contient un excès marqué de particules grossières. La teneur en matière organique est de 6 %. On note une augmentation de la teneur en matière organique en s'approchant du contact avec l'unité 2 qui est de type érosif / de fonte.

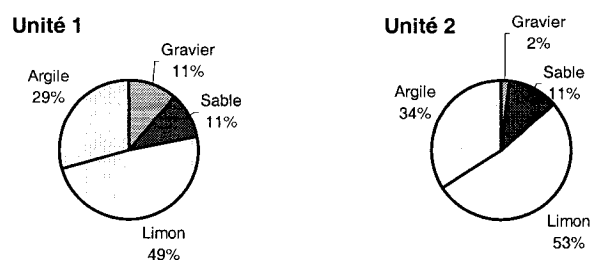
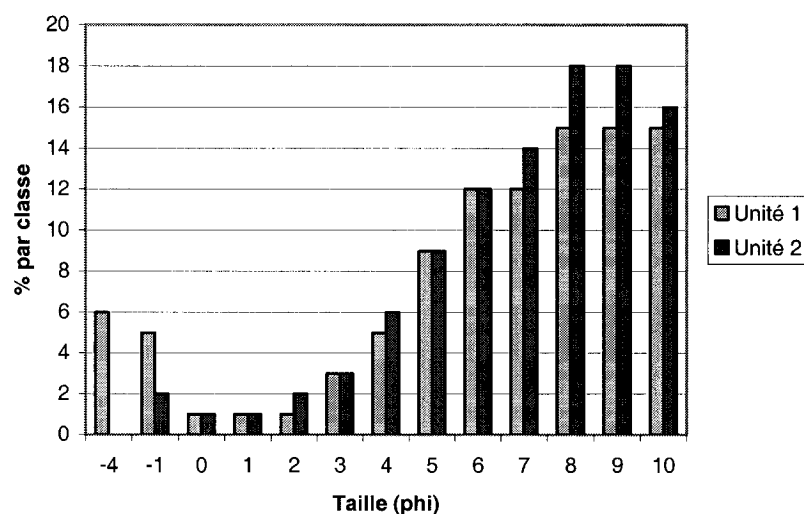


Figure 21. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

L'unité 2 mesure 2 m et a des cryostructures variées. Près de la base, la glace est organisée en un réseau de réticulation régulière. Les lentilles et veines qui forment la réticulation peuvent atteindre une épaisseur de 1 cm et sont composées de glace libre de sédiments. À 40 cm du contact, la réticulation devient irrégulière pour ensuite donner place à des lentilles grossières puis fines. Les lentilles ont tendance à être sub-parallèles et ondulantes. Près de la couche

active, les lentilles sont plus variables. La teneur moyenne en eau de l'unité est de 40 %. L'argile compte pour 34 % des sédiments, le limon 53 %, le sable 11 % et le gravier 2% (Fig. 21). Moyenne (6.83 phi), écart type (2.32 phi) et skewness (-0.24 phi) indiquent que ce loam limono-argileux est fin, mal trié, et comporte un excès de particules grossières. Le contenu de matière organique de 8 % ne suit pas de patrons de croissance ou de décroissance et est plus élevé que dans l'unité inférieure.

5.3.3 Glissement WR-00-3

Le glissement rétrogressif de fonte WR-00-3 se situe à une dizaine de mètres du côté est du glissement WR-00-2. Il possède, lui aussi, un mur de retrait sub-vertical (12 m) et des contreforts (1 à 2 m). Le glissement met en évidence deux unités semblables aux unités 1 et 2 précédemment observées. Une section de 7 m a été échantillonnée.

Les contreforts se dressent aux pieds de 4.5 m de sédiments à l'allure massive qui constituent l'unité 1 (Fig. 22). Le contact inférieur n'est pas visible. Un litage ondulant est discernable grâce à la réflexion de la lumière sur la surface mouillée. La glace forme la matrice de cette unité, des nodules de glace s'y observent et l'eau compte pour 45 % de la masse sédimentaire. La distribution se compose de 29 % d'argile, 51 % de limon, 12 % de sable et de 8 % de gravier (Fig. 23). La taille moyenne des sédiments est de 6.16 phi. L'écart type de 3.01 phi et le skewness de -0.26 montrent que le matériel est très mal trié et qu'il

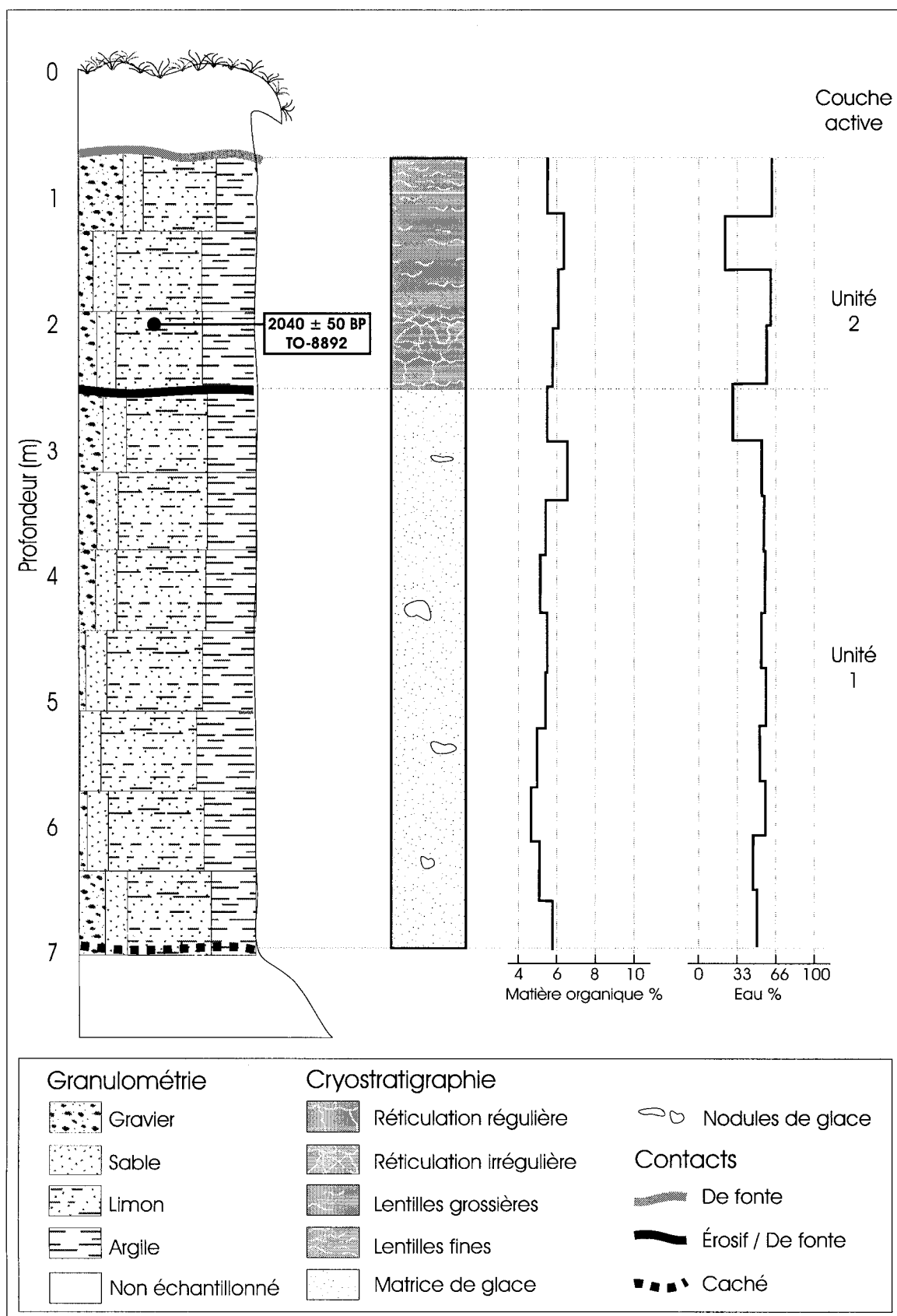


Figure 22. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-3, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie

possède un excès de particules grossières. On trouve dans ce loam argileux 5% de matière organique en moyenne. L'unité 2, qui mesure 2.5 m, a à sa base un contact érosif / de fonte. La glace contenue dans cette unité a une réticulation irrégulière. Les sédiments sont composés de 28 % d'argile, 46 % de limon, 12 % de sable et 14 % de gravier (Fig. 23). Cette distribution est celle d'un loam argileux. La taille moyenne des sédiments est de 6.70 phi, ils sont mal triés (écart type de 2.19), et ont excès de particules grossières (skewness de -0.24). On trouve, en moyenne, 6 % de matière organique dans l'unité 2.

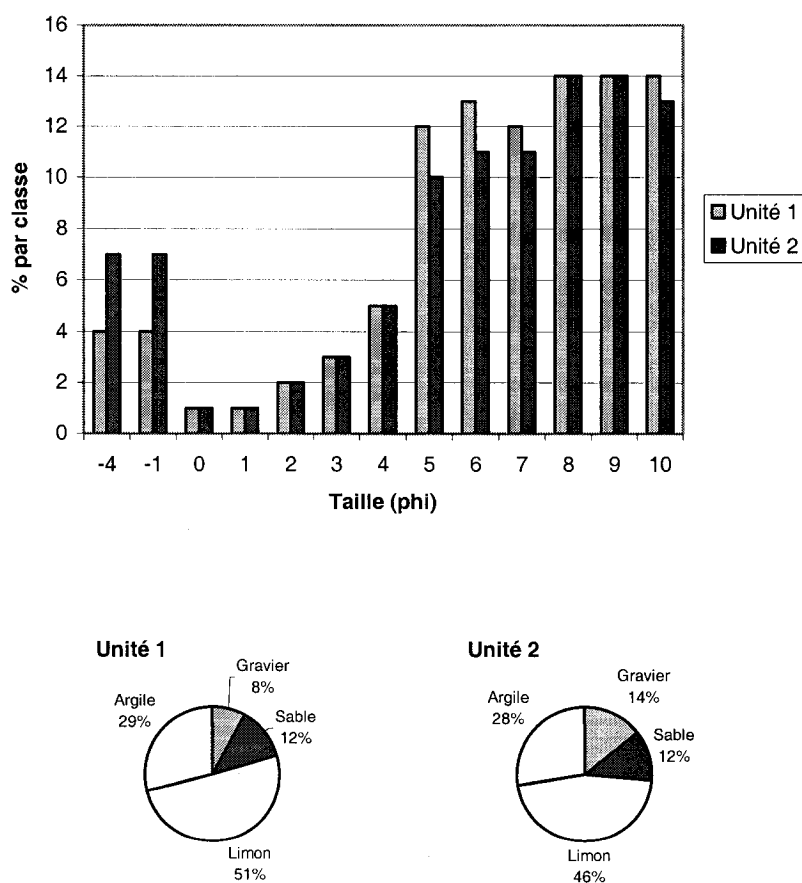


Figure 23. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-3, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.3.4 Glissement WR-00-4

Le glissement rétrogressif de fonte WR-00-4 est dans le secteur amont de la rivière Willow (Fig. 8) aux coordonnées $135^{\circ} 45' 57''$ O par $67^{\circ} 57' 12''$ N à une altitude de 600 m a.n.m. Il est visible sur les photos aériennes depuis 1974. La pente du mur de retrait du glissement est variable; par endroit il est sub-vertical, à d'autres endroits il a une pente plus douce et est encombré de débris. En son plus haut point, le mur de retrait atteint 10 m et, à notre site d'échantillonnage, il mesurait 4 m. L'unité massive (unité 1) observée dans les autres glissements n'est visible qu'en un seul endroit et l'accès difficile empêche son échantillonnage.

L'unité 2 est partiellement recouverte de sédiments. Le contact inférieur et supérieur sont couverts (Fig. 24). Il a été possible d'échantillonner sur une hauteur de 1.25 m. La glace de l'unité est composée des lentilles de taille variables. Les sédiments se composent de 31 % d'argile, 48 % de limon, 14 % de sable et 7 % de gravier (Fig. 25). En moyenne, la taille des sédiments est de 6.13 phi. Un écart type de 3.26 phi et un skewness de -0.39 indiquent qu'il s'agit de sédiments très mal triés qui contient un excès marqué de particules grossières. Il y a 7 % de matière organique dans ce loam argileux.

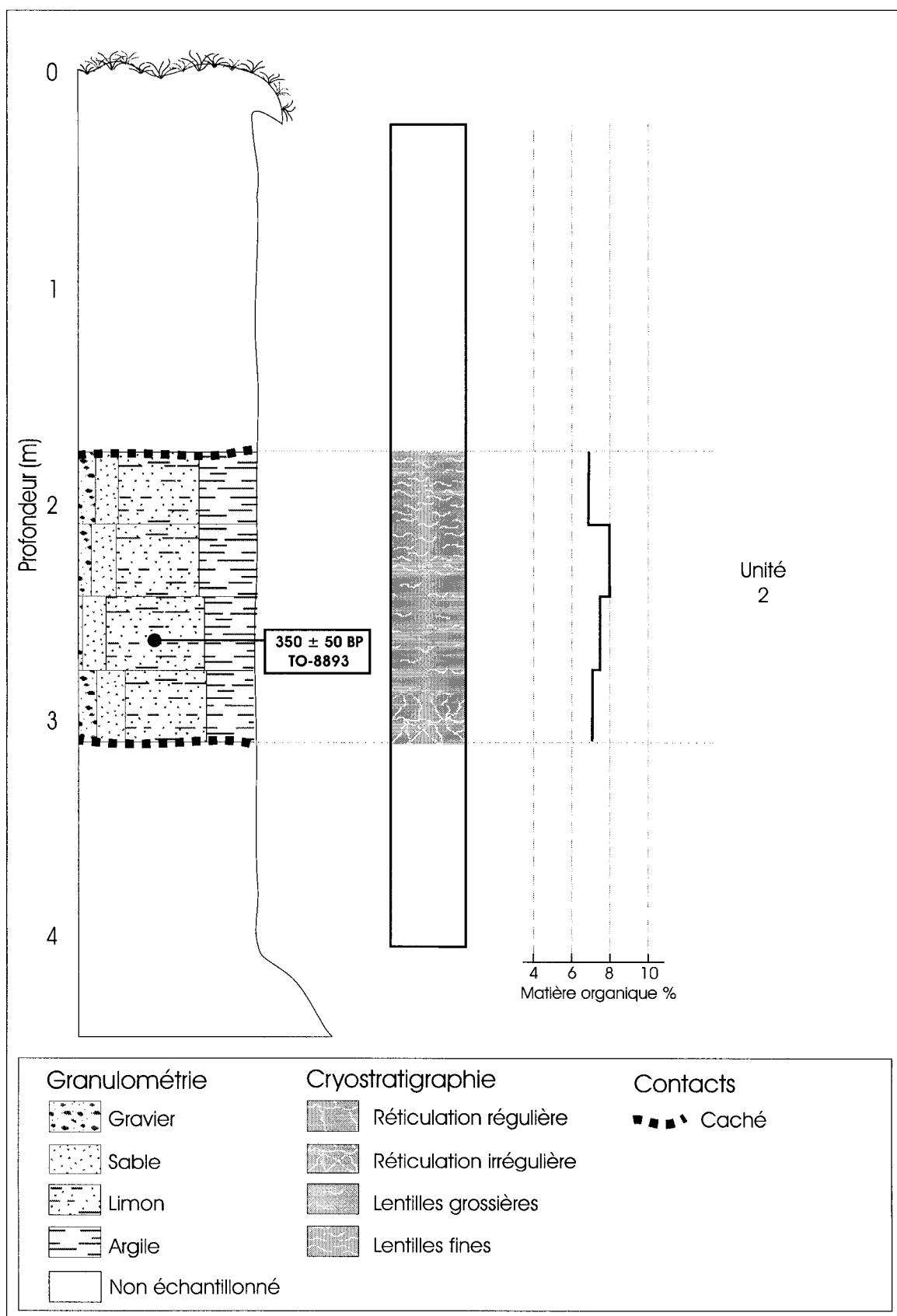


Figure 24. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.

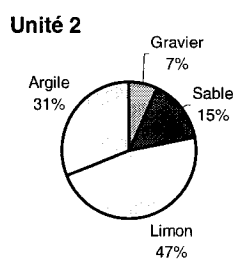
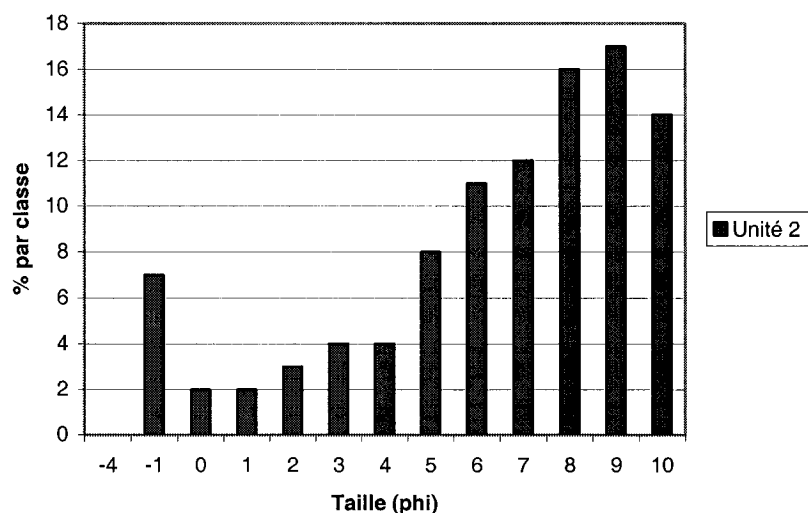


Figure 25. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.3.5 Glissement WR-00-5

Le dernier glissement rétrogressif de fonte dont les résultats sont présentés est le site WR-00-5. Ce glissement se situe sur la rive nord de Bonnet Plume Creek, affluent de la rivière Willow (Fig. 8). Ses coordonnées $135^{\circ} 40' 23''$ O par $68^{\circ} 02' 31$ N et il est à 450 m a.n.m. Le mur de retrait est sub-vertical, haut de 12 m et les contreforts mesurent de 2 à 3 m. Comme la

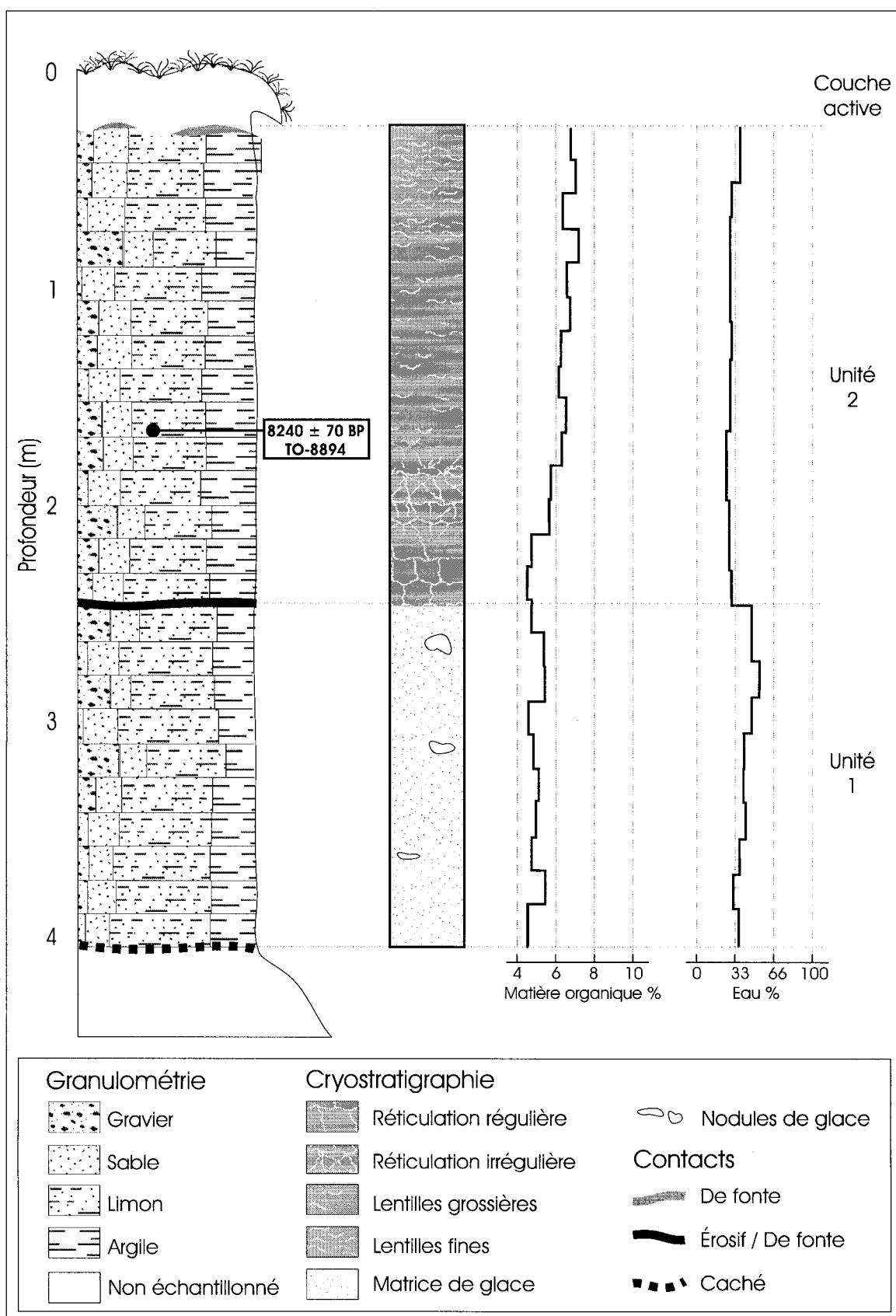


Figure 26. Coupe stratigraphique du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La coupe montre une schématisation des éléments principaux de la stratigraphie et de la cryostratigraphie.

plus part des autre glissements observés, ce glissement comporte deux unités séparées par un contact abrupte. La section échantillonnée mesure 4 m.

Au site d'échantillonnage, l'unité 1 mesure 1.5 m (Fig. 26). Le contact inférieur repose sous une couche de sédiments et le litage ondulant est visible jusque dans les contreforts. La matrice est de glace et on y observe quelques (rares) nodules de glace propre. L'unité 1 a une teneur en eau moyenne de 37 %. Un enrichissement de la teneur en eau se produit depuis la base de l'unité 1 vers le contact du haut. Les sédiments, un loam argileux, comprennent 25 % d'argile, 49 % de limon, 15 % de sable et 11 % de gravier (Fig. 27). La taille moyenne des sédiments est de 4.97 phi, l'écart type est de 3.94 phi et le skewness de -0.32. Les sédiments sont très mal triés, contiennent un excès marqué de particules grossières et leur teneur en matière organique est de 5 %.

Épaisse de 2.5 m, l'unité 2 repose sur un contact érosif / de fonte. À la base de l'unité, la glace est en un réseau de réticulation irrégulière qui se transforme en lentilles de glace vers le haut de l'unité. Les lentilles sont sub-parallèles et ondulantes. Le contenu en eau varie peu d'un échantillon à l'autre, la teneur en eau moyenne est de 31 %. Il y a 29 % d'argile, le limon est à 42 %, le sable à 17 % et le gravier à 12% dans ce loam argileux (Fig. 27). Les sédiments mesurent en moyenne 5.10 phi avec un écart type de 4.09 phi et ont un skewness de -0.41. Ils sont donc fins, mal triés, comportent un excès de particules grossières et le contenu en matière organique est de 8 %.

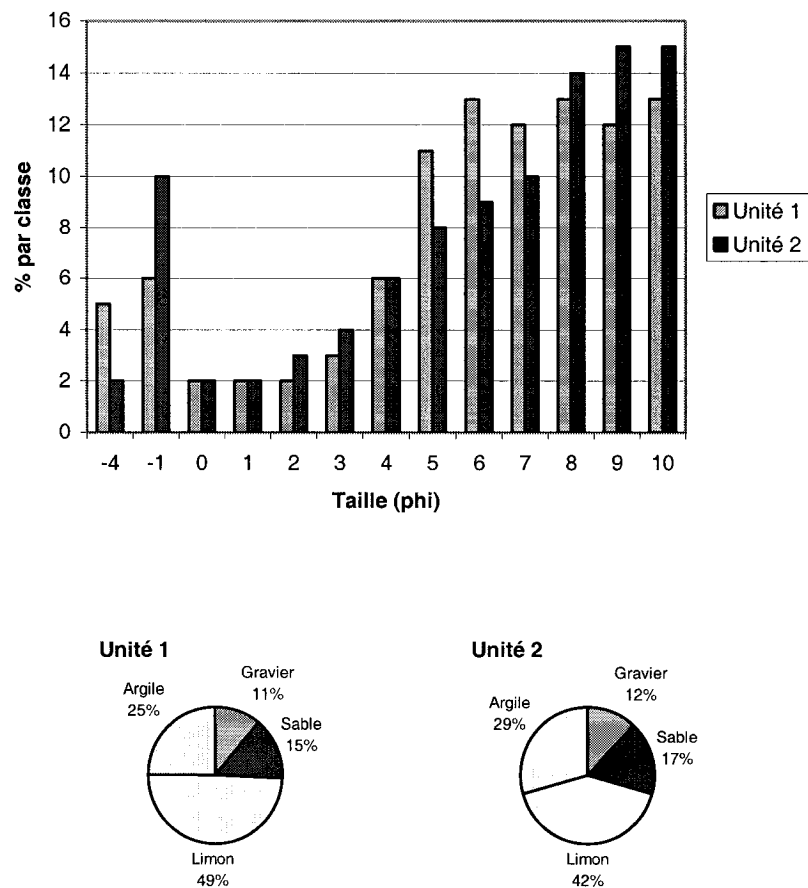


Figure 27. Distribution granulométrique des sédiments exposés par le mur de retrait du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.4 Les sédiments du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de dépôt.

Les sédiments qui se déposent sur le plancher, dans le chenal d'évacuation et qui édifient le cône de déjection ont des caractéristiques semblables aux sédiments retrouvés dans les unités exposées par le mur de retrait. Aussi, de façon générale, les proportions d'argile, de limon, de sable et de gravier varient très peu d'un endroit à l'autre dans le glissement.

Les sédiments du plancher, du chenal et du cône du glissement WR-00-2 sont composés en moyenne de 29 % d'argile, de 53 % de limon, de 12 % de sable et de 7 % de gravier (Fig. 28). Leur taille moyenne est de 6.19 phi, ils ont un écart type de 3.12 phi et un skewness de -0.30. C'est un loam argileux, mal trié qui comporte un excès de particules grossières et 5 % de matière organique. Les données varient très peu selon le lieu d'échantillonnage et sont présentées à la figure 28.

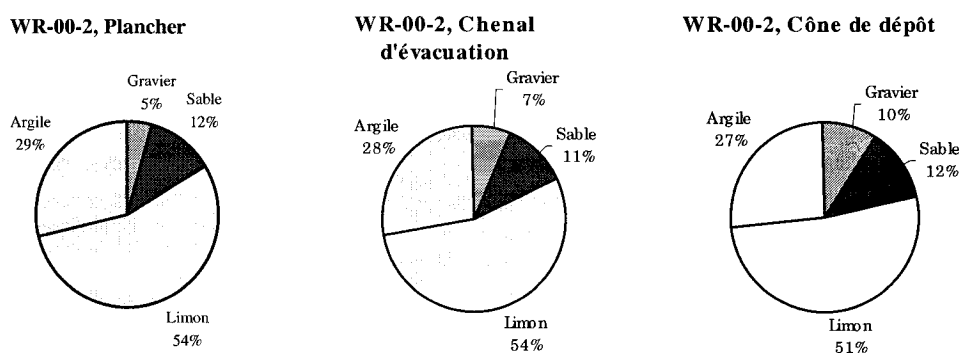


Figure 28. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

En moyenne les sédiments du plancher, du chenal et du cône du glissement WR-00-4 ont 35 % d'argile, 41 % de limon, 14 % de sable et 10 % de gravier. Les sédiments sont fins (moyenne 5.68 phi), mal triés (écart type 3.68 phi) et ont un excès de particules grossières (skewness -0.41). Ce loam argileux comporte 5 % de matière organique et la proportion des sédiments qui le compose varie peu selon le lieu d'échantillonnage (Fig. 29).

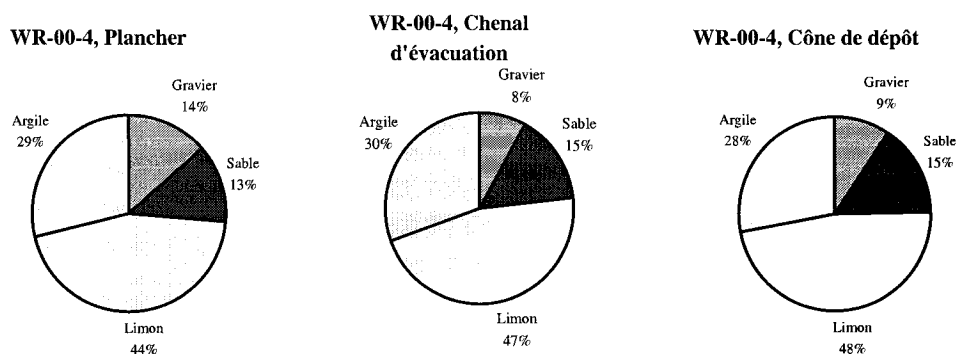


Figure 29. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

Dans le glissement WR-00-5, le loam argileux qui compose le plancher, le chenal et le cône a en moyenne de 23 % d'argile, de 43 % de limon, de 14 % de sable et de 20 % de gravier. En moyenne les sédiments mesurent 4.44 phi. L'écart type de 3.98 phi indique qu'ils sont mal triés et le skewness de -0.21 indique qu'ils ont un excès de particules grossières. Le sédiment contient 5 % de matière organique. On note une plus grande quantité de gravier au cône de déjection (Fig. 30).

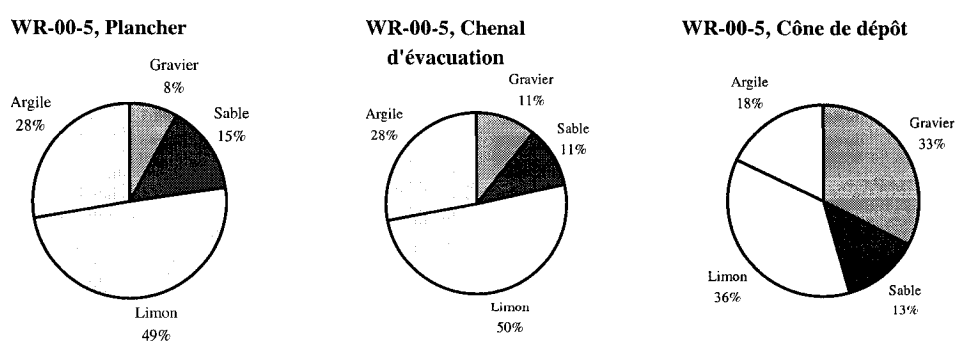


Figure 30. Granulométrie des sédiments provenant du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.5 Les limites d'Atterberg

Les résultats des limites d'Atterberg sont présentées dans la section qui suit. Les paramètres ont été mesurés à divers endroits dans les glissements, notamment, dans le mur de retrait, au niveau du plancher, du chenal d'évacuation et du cône de déjection. Les valeurs obtenues varient peu à l'intérieur des glissements et entre les glissements, et il n'y a pas de tendances. Pour l'ensemble des glissements, les valeurs de limite de liquidité varient d'un maximum de L.L. 42 à un minimum de L.L. 31. Les valeurs de limite de plasticité vont de L.P. 14 à L.P. 21. Finalement l'index de plasticité maximal obtenu est de I.P. 22 et le minimal est de I.P. 15.

Les limites d'Atterberg ont été déterminées à six 6 endroits dans le glissement WR-00-2 : dans les unités 1 et 2, dans le plancher, à la rupture de pente qui précède le chenal d'évacuation, dans le chenal d'évacuation et dans le cône de déjection (Fig. 31). Les limites de liquidité varient d'un maximum de L.L. 42 (unité 2) à L.L. 31 (chenal) et les limites de plasticité varient de L.P. 21 (unité 2) à L.P. 15 (à trois endroits). L'index de plasticité est maximum (I.P. 21) dans l'unité 2 et minimum (I.P. 15) à la rupture de pente en amont du chenal d'évacuation.

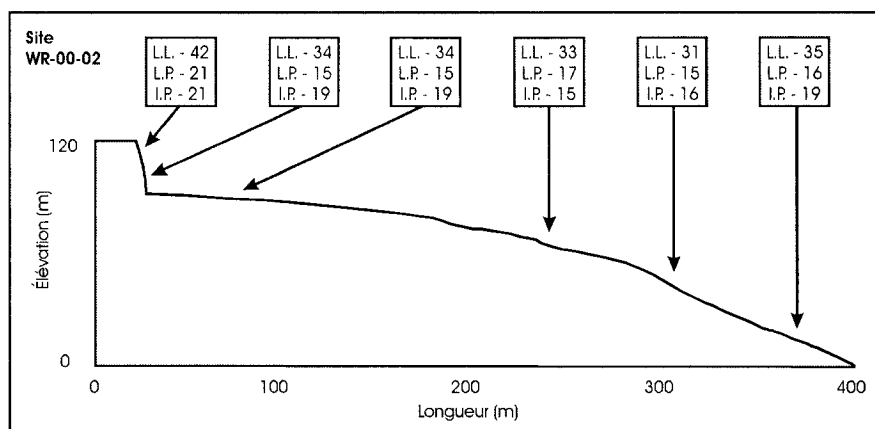


Figure 31. Vue en profil du glissement WR-00-2, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.

Au site WR-00-4, le cône de déjection, le chenal d'évacuation, le plancher et l'unité 2 ont été analysés (Fig. 32). L'unité 1 est manquante attendu qu'il nous a été impossible de l'échantillonner (voir 5.3.4). Les limites d'Atterberg du glissement WR-00-4 varient peu. C'est dans l'unité 2 que la limite de liquidité et l'index de plasticité sont à leur maximum, L.L. 37 et I.P. 22 respectivement. La limite de plasticité est maximale dans le plancher du glissement (L.P. 16). Les valeurs minimums de liquidité et de plasticité se rencontrent dans le cône (L.L. 32) et dans le chenal (L.P.14). Les plus faibles valeurs d'index de plasticité (I.P. 18) se retrouvent dans le cône et au plancher.

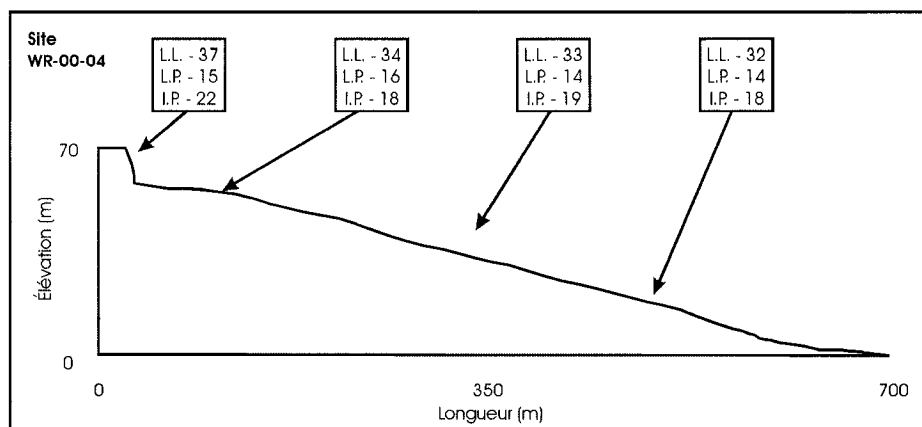


Figure 32. Vue en profil du glissement WR-00-4, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.

Les deux unités, le plancher, le chenal et le cône ont été analysées au site WR-00-5 (Fig. 33). Pour la limite de liquidité un maximum de L.L. 34 (unité 2) et un minimum de L.L. 32 (cône et plancher) ont été obtenus. La limite de plasticité maximale se trouve dans l'unité 2 (L.P. 19) et la minimale (L.P. 14) dans l'unité 1. C'est également dans l'unité 1 que se trouve l'index de plasticité maximal (I.P. 19) tandis que le minimal se trouve dans l'unité 2 (I.P. 15).

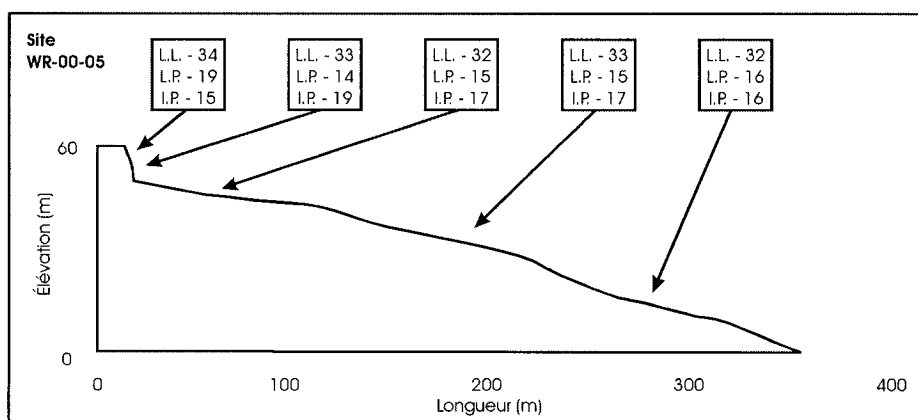


Figure 33. Vue en profil du glissement WR-00-5, rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les limites d'Atterberg sont présentées selon la position d'échantillonnage. L.L. : limite de liquidité; L.P. : limite de plasticité; I.P. : index de plasticité.

Les résultats des tests de liquidité et des index de plasticité sont mis en relation dans la charte de Casagrande (Fig. 34). Cette charte sépare les sols en deux grands groupes de part et d'autre de la ligne A. Le premier, au-dessus de la ligne A regroupe les sols composés d'argile inorganique et le second, sous la ligne A regroupe les sols composés d'un mélange de limon inorganique et d'argile organique. Ces deux groupes sont divisés en sous-groupes qui reflètent la plasticité, haute ou basse, du sol. Les sols composés d'argile plastique se trouvent au-dessus de la ligne A. Les échantillons provenant des sites WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5 forment un nuage serré dans le secteur (4) des sols composés d'argile inorganique de plasticité moyenne.

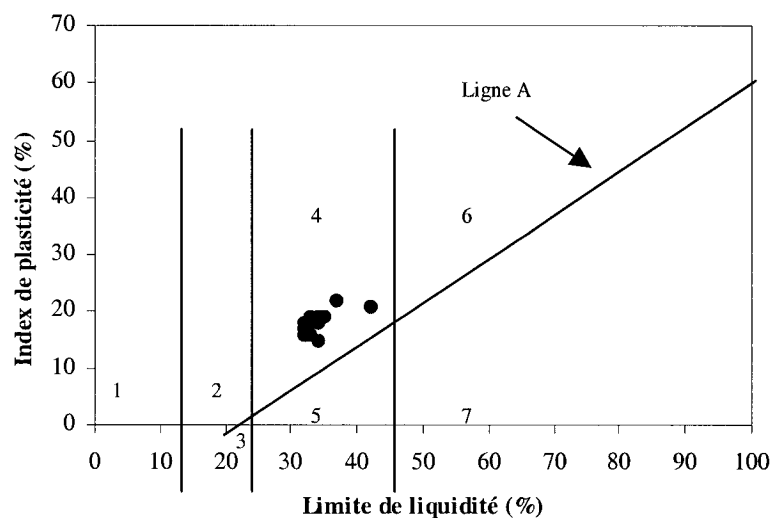


Figure 34. Limite de liquidité et index de plasticité des sites WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5, région de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Les données sont présentées sur la charte de plasticité de Casagrande 1 : sols non cohésifs; 2 : argile inorganique peu plastique; 3 : argile inorganique peu compressible; 4 : argile inorganique de plasticité moyenne; 5 : limon inorganique et argile organique moyennement compressible; 6 : argile inorganique très plastique; 7 : limon inorganique et argile organique très compressible.

5.6 Morphométrie

L'ensemble des résultats des analyses morphométriques conduites sur des graviers des glissements WR-00-1, WR-00-2, WR-00-4 et WR-00-5 est présenté au tableau 3. Des indices d'allongement et d'arrondissement ont été calculés sur 382 graviers. Pour l'ensemble des graviers, la valeur d'allongement moyenne est de 1.45 et varie d'un minimum de 1.09 à un

maximum de 3.02. L'arrondissement moyen des graviers est de 0.66, son minimum est de 0.64 et son maximum de 0.68. Donc, les graviers présents dans les unités des murs de retrait sont légèrement oblongs et sub-anguleux. De plus, leur forme varie très peu; les différences entre les unités 1 et les unités 2, ou entre les glissements, sont négligeables.

Site	Min.	Max.	Moy.	Écart T.
WR-00-1, unité 1				
Allongement	1.1	2.48	1.45	0.287
Rugosité	0.94	1	0.988	0.013
Arrondissement	0.4	0.9	0.663	0.108
WR-00-1, unité 2				
Allongement	1.09	2.82	1.47	0.306
Rugosité	0.93	1	0.985	0.014
Arrondissement	0.4	0.9	0.653	0.113
WR-00-1, unité 3				
Allongement	1.09	2.24	1.44	0.273
Rugosité	0.95	1	0.99	0.002
Arrondissement	0.4	0.9	0.667	0.111
WR-00-2, unité 1				
Allongement	1.15	3.02	1.52	0.353
Rugosité	0.96	1	0.987	0.004
Arrondissement	0.3	0.8	0.64	0.107
WR-00-2, unité 2				
Allongement	1.15	1.94	1.39	0.173
Rugosité	0.94	1	0.985	0.013
Arrondissement	0.5	0.8	0.682	0.079
WR-00-4, unité 2				

	Allongement	1.09	1.99	1.43	0.201
	Rugosité	0.94	1	0.986	0.012
	Arrondissement	0.4	0.8	0.661	0.087
WR-00-5, unité 1					
	Allongement	1.14	2.61	1.5	0.347
	Rugosité	0.95	1	0.983	0.013
	Arrondissement	0.3	0.9	0.646	0.132
WR-00-5, unité 2					
	Allongement	1.11	1.87	1.36	0.181
	Rugosité	0.96	1	0.98	0.011
	Arrondissement	0.5	0.8	0.679	0.076

Tableau 3. Résultats des analyses morphométriques conduites sur des graviers provenant de glissements rétrogressifs de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.7 Minéralogie

5.7.1 Pétrographie

Toutes sources d'échantillonnage confondues, les roches qui composent les sédiments de la région de la rivière Willow sont composées de 69 % de grès, 22 % de shale et siltstone, 5% de roches ignées et 4 % de roches non différenciées (Fig. 35). Si on s'intéresse à la proportion des lithologies depuis la surface en descendant vers l'unité 2 et ensuite vers l'unité 1, on note une diminution de la quantité de grès (Tab. 4). Il passe de 82 % en surface à 67 % dans l'unité 2 et ensuite à 62 % dans l'unité 1. Hormis une différence marquée entre le pourcentage de shale et siltstone contenu dans les sédiments de surface (14 %) et dans l'unité 2 (24 %) les variations sont peu importantes. Les valeurs obtenues dans les sédiments des planchers des glissements, qui sont composés des sédiments de l'unité 1, de l'unité 2 et des sédiments de surface, ne montrent pas de tendances un par rapport à l'autre.

	Grès	Shale et siltstone	Ignées	Non différenciées
Région, toutes sources confondues	69	22	5	4
Sédiments de surface	81	14	2	3
Toutes les unité 2 combinées	67	24	5	4
Toutes les unité 1 combinées	62	23	8	7
WR-00-1 (plancher)	64	28	5	3
WR-00-2 (plancher)	72	19	4	5
WR-00-4 (plancher)	68	25	4	3
WR-00-5 (plancher)	65	23	6	6

Tableau 4. Résultats des analyses pétrographiques conduites sur des graviers provenant du bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

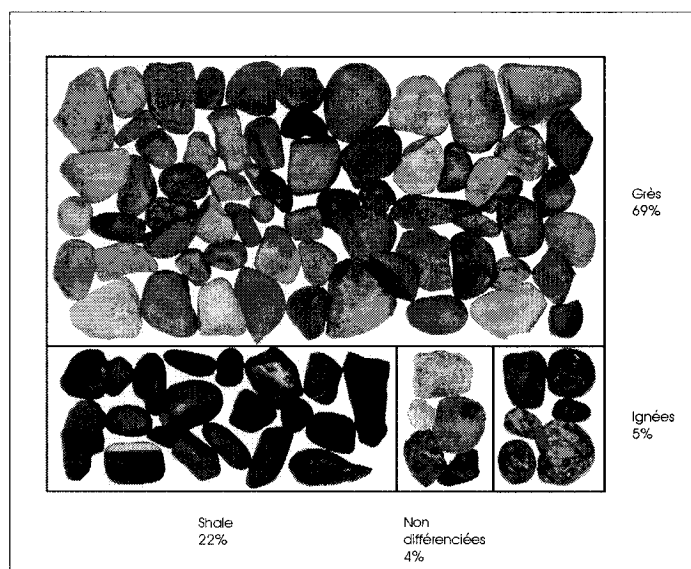


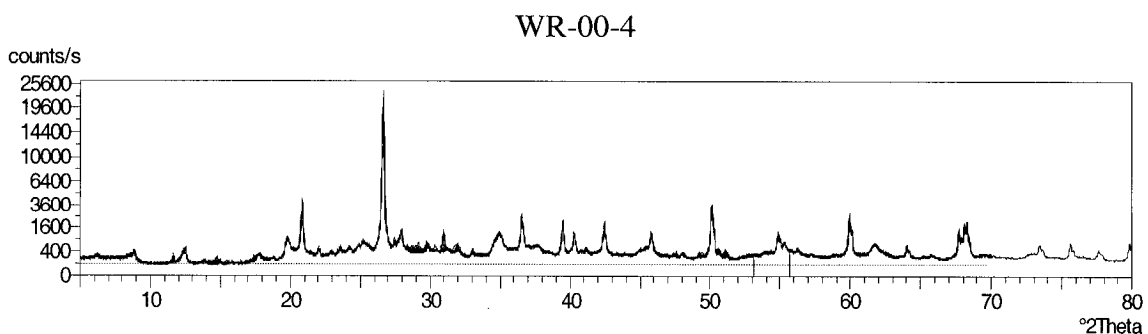
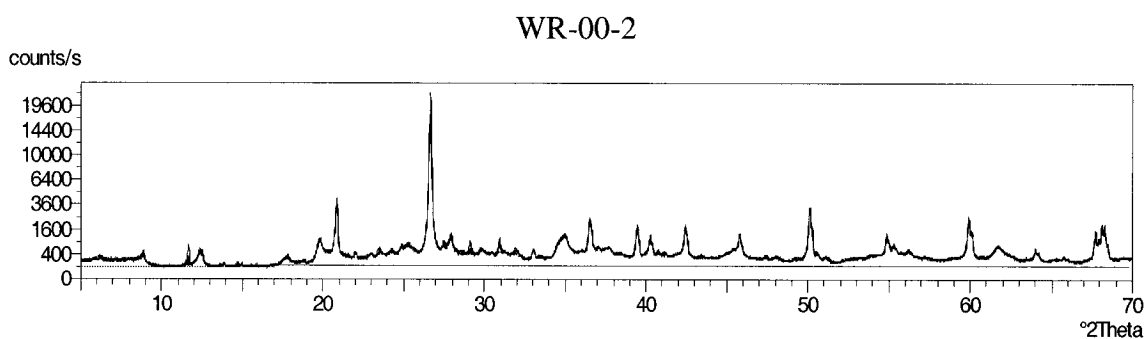
Figure 35. Lithologie et aspect des graviers compris dans les sédiments du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.7.2 Analyses XRD

Les analyses XRD, faites sur des échantillons de surface du bassin versant, et sur des échantillons provenant de l'unité 1 et de l'unité 2 aux glissements WR-00-2 et WR-00-5, ont permis d'identifier sept minéraux principaux dans les sédiments fins (Fig. 36). Les minéraux, présentés ici en ordre alphabétique, sont l'albite, l'anatase, le clinochlore, la dolomite, la muscovite, la pyrite et le quartz. Tous ces minéraux ont été identifiés dans tous les échantillons. La section qui suit donne une brève description de chacun de ces minéraux.

L'albite est un feldspath aluminosodique, $\text{Na (Al Si}_3\text{ O}_8)$, un silicate de la famille des plagioclases très répandu. Elle est souvent présente dans les roches ignées intrusives et extrusives, et aussi parfois dans les roches métamorphiques. Les minéraux associés à l'albite sont le quartz, la tourmaline et la muscovite. L'anatase est un bioxyde de titane, Ti O_2 , qui fait partie de la classe des oxydes. On la retrouve souvent dans les fissures des gneiss et des schistes. Dans les fentes des schistes cristallins, elle est souvent associée à l'albite. La brookite, la rutile, le quartz, les feldspath, les chlorites et les micas sont associés à l'anatase. Le clinochlore fait parti des chlorites. Ce silicate d'aluminium, de magnésium et de fer ($\text{Mg, Fe, Al}_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), est commun dans plusieurs types de roches produites par le métamorphisme de roches ferromagnésiennes. Le clinochlore est associé à plusieurs minéraux dont la pyrite, le quartz, la dolomite, la fluorapatite, la rutile, la siderite, l'albite, l'anatase et la calcite. La dolomite Ca Mg CO_3 , est un carbonate très répandu. On la retrouve comme composante des roches sédimentaires telles la dolomie et le calcaire dolomitique. Occasionnellement elle s'observe dans des filons métamorphiques. Elle est associée à la

calcite, aux sulfides, à la fluorite, à la barite, au quartz et parfois à l'or. La muscovite $KAl_2(OH)F_2AlSi_3O_{10}$ est un minéral de la classe des silicates. Très commune, la muscovite est présente dans divers environnements. Elle s'observe dans le granite, dans des roches métamorphiques, notamment le schiste, et dans les grès. Les minéraux qui lui sont associés sont le quartz, les feldspaths, le beryl et la tourmaline. La pyrite, FeS_2 , est un bisulfure de fer de la classe des sulfides. La pyrite peut se retrouver dans tous les types de roches ou de filons. Elle est souvent associée au quartz, à la calcite, à l'or, la spharélite, la galène et plusieurs autres minéraux. Le quartz, un oxyde de silice SiO_2 , compose 12% de l'écorce terrestre et entre dans la composition d'une multitude de roches ignées, métamorphiques et sédimentaires. Le quartz est associé à de nombreux minéraux (Klein et Hurlbut, 1999; Pough, 1996; Sorrell et Sandstrom 1981).



Sédiments de surface

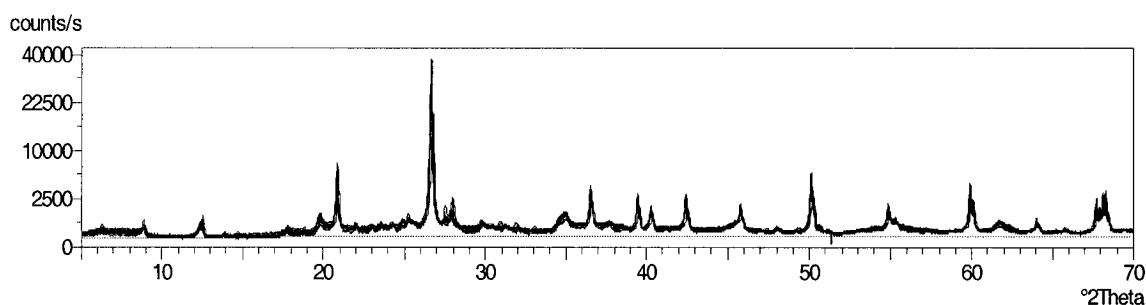


Figure 36. Diffractogramme des sites WR-00-2, WR-00-5 et des sédiments de surface, bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

5.8 Datation radiocarbone

Dans le bassin versant de la rivière Willow, les murs de retrait des glissements rétrogressifs de fonte exposent souvent des mottes de matière organique qui mesurent quelques décimètres. Un même glissement peut exposer plusieurs de ces mottes, et ce à des profondeurs différentes. Le tableau 5 présente les résultats des datations obtenues dans les cinq glissements étudiés en détail : WR-00-1, WR-00-2, WR-00-3, WR-00-4 et WR-00-5. Situé à 250 m à l'ouest du site WR-00-1, le glissement WR-00-1-b a été visité, mais non étudié en détail. Le glissement WR-00-1 a été échantillonné parce qu'il exposait un lit de matière organique, apparemment non-remanié, qui s'étendait sur plusieurs dizaines de mètres, et qui reposait sous 1,5 m de sédiments.

No. d'identification du laboratoire ISOTRACE	Âge B.P	Glissement	Profondeur (m)	Contexte
TO 8889	8560 +/- 70	WR-00-1	3,5	Base d'une unité de tourbe exposée par le glissement WR-00-1.
TO 8890	150 +/- 50	WR-00-1	6,5	Motte isolée, exposée par le glissement WR-00-1 là où celui-ci entaille un glissement stabilisé.

TO 8897	9070 +/- 80	WR-00-1	2,3	Dans une unité de sable épaisse de 5 m.
TO 8887	8180 +/- 70	WR-00-1-b	1,5	Lit de matière organique continu sur plusieurs dizaines de mètres.
TO 8888	8120 +/- 70	WR-00-1-b	2,5	Motte isolée située à 1 m sous le lit organique de l'échantillon TO 8887.
TO 8891	270 +/- 50	WR-00-2	1,3	
TO 8892	2040 +/- 50	WR-00-3	2	
TO 8893	350 +/- 50	WR-00-4	2,5	
TO 8894	8240 +/- 70	WR-00-5	1,5	
TO 8895	350 +/- 50	WR-00-5	1,5	Motte isolée, exposée par le glissement WR-00-5 là où celui-ci entaille un glissement stabilisé.

Tableau 5. Résultats des analyses ^{14}C sur des restes organiques échantillonnés dans les murs de retrait des glissement rétrogressifs de fonte, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

Les dates obtenues varient entre un minimum de 150 +/- 50 B.P. et un maximum de 9070 +/- 80 B.P. mais ne se distribuent pas de façon homogène. La distribution des dates forme deux groupes et il y a aussi une date isolée. Le premier groupe, comporte cinq dates qui varient de 8120 +/- 70 B.P. à 9070 +/- 80 B.P. Le second groupe a quatre dates allant de 150 +/- 50 B.P. à 350 +/- 50 B.P. Il y a aussi une date isolée de 2040 +/- 50 B.P.

CHAPITRE 6

INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

6.1 Origine de l'unité 1

L'unité 1 a un faciès massif dans lequel des lits ondulants sont parfois mis en évidence par la réflexion de la lumière sur la surface mouillée. Les lits ne sont pas toujours apparents; dans la majorité des cas où ils s'observent, leur ondulation est de faible amplitude. Quand l'ondulation est plus importante, elle s'apparente à des convolutions qui rappellent le glaciotectonisme (Fig. 37) (Van der Wateren, 2002). A partir des observations à l'échelle du paysage, à l'échelle du glissement et sur des résultats d'analyses présentés dans les chapitres précédents, nous développons dans les lignes suivantes, l'interprétation de l'unité 1. Cette unité est un till de placage mis en place à la base d'une glace en contact avec un lac proglaciaire (Eyles et Eyles, 1992).

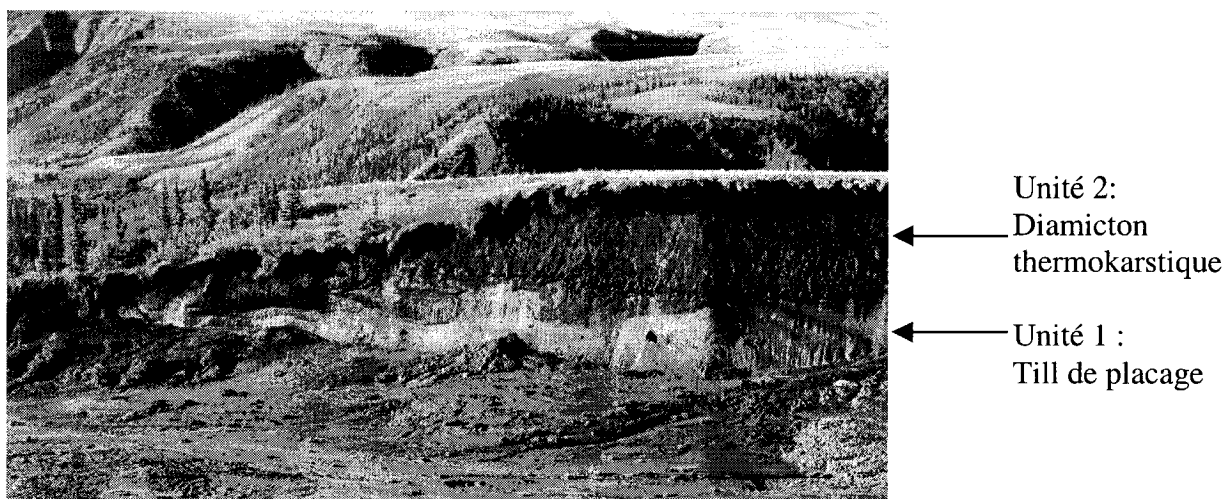


Figure 37. Structures visibles dans l'unité 1 du glissement WR-00-1, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Le mur de retrait mesure 15m en hauteur.

Le bassin versant de la rivière Willow, situé sur les contreforts orientaux des Monts Richardson, se draine vers l'est, soit vers le delta du Mackenzie. Au cours de l'extension maximale des glaces laurentiennes, la frange orientale des Monts Richardson a été recouverte de glace et le drainage vers l'est s'est trouvé bloqué. Un chapelet de lacs proglaciaires de modeste taille s'est probablement mis en place à sa marge. Bien qu'il n'existe pas d'évidences directes de lacs proglaciaires dans la région, on peut difficilement imaginer, dans ce paysage, une marge glaciaire sans accumulation d'eau compte tenu des contraintes topographiques. C'est à la limite de cet environnement que les sédiments de l'unité 1 se sont déposés.

Les observations faites sur le terrain supportent, elles aussi, la mise en place d'un till de placage. En plusieurs endroits des structures sont visibles dans l'unité 1. Et, bien que les tills de placage sont souvent massifs, des structures primaires de fissilité, de lamination, de stratification et de litage s'y observent occasionnellement. Aussi, des structures secondaires comme le plissement, le chevauchement, le cisaillement ou le renversement, qui se produisent le plus souvent après la mise en place du sédiment, se retrouvent dans des tills (Pagé, 1992; Benn et Evans, 1998). Dreimanis (1976) propose même l'utilisation des structures telles les plans de cisaillement, la fissilité ou foliation et l'alignement des clastes comme critères d'identification des tills de placage. Aussi, cet auteur note que souvent des structures sont mises en évidence quand du till de fond, d'apparence massive, est exposé à l'action du courant ou des vagues. L'eau qui ruissèle sur les murs de retrait des glissements rétrogressifs de fonte de la rivière Willow a le même effet : elle expose les structures acquises par le till de l'unité 1

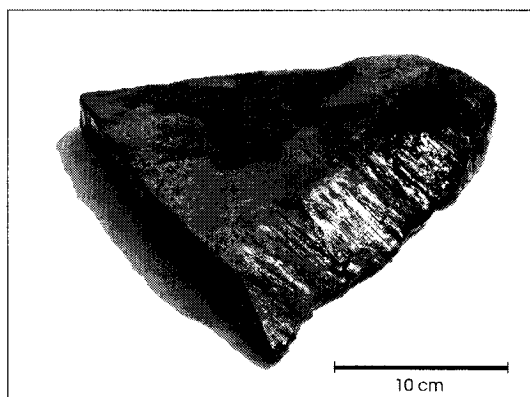


Figure 38. Shale strié prélevé dans l'unité 1 du glissement WR-00-1, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Sur sa tranche, la roche montre un polissage et des stries parallèles qu'elle a probablement acquis alors qu'elle était attachée à son affleurement. Sur sa surface, des stries sans alignement préférentiel sont visibles.

Les sédiments de l'unité 1 appuient les observations de terrain qui conduisent à considérer qu'il s'agit d'un till de placage. La présence de roches erratiques (Tab. 4 et Fig. 35), de minéraux allochtones, de roches striées (Fig.38) et la forme sub-angulaire des graviers (Tab. 3) sont autant d'indicateurs de l'origine glaciaire des sédiments (Goldthwait, 1971; Benn et Evans, 1998). Aussi, la distribution granulométrique, composée de 30 % d'argile, 55 % de limon et de 15 % de sable est typique d'un till (Fig. 39). De plus, les sédiments ont une distribution bimodale, un mode dans les particules fines et un mode dans les particules grossières, comme observé dans les tills. Le mode des particules grossières est faible dans les sédiments de l'unité 1 et suggère que le till est mature (Dreimanis et Vagner, 1971, Sugden et John, 1976 p.230).

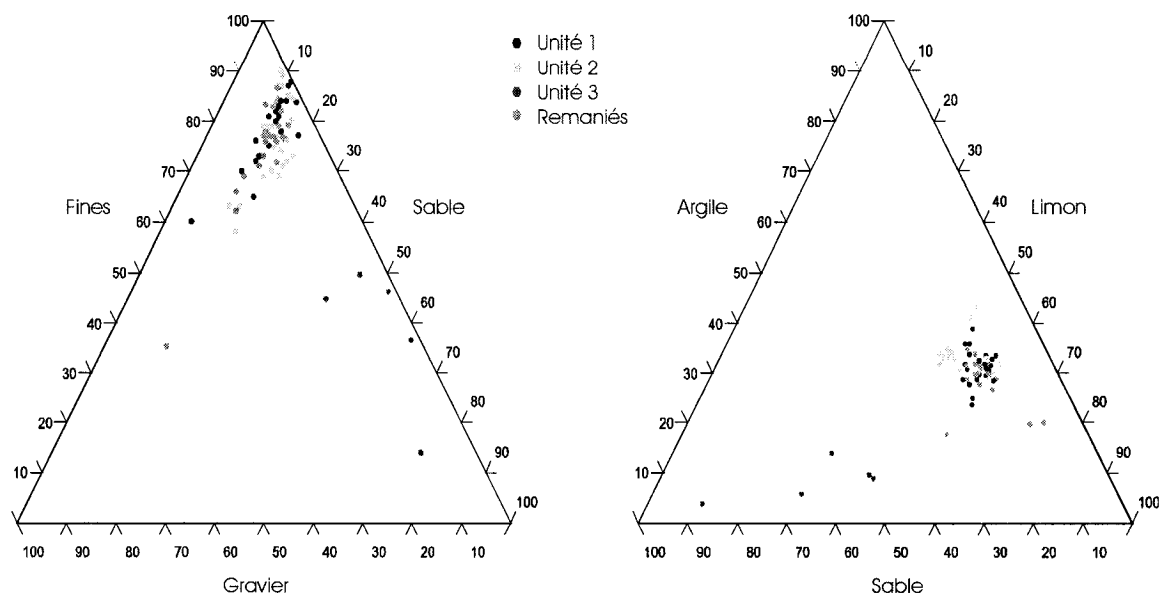


Figure 39. Diagrammes triangulaires montrant la distribution granulométrique des sédiments échantillonnés dans les glissements rétrogressifs de fonte du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

6.2 Origine de l'unité 2

L'unité 2 a un faciès bien différent de l'unité 1. Même un œil inexpérimenté reconnaîtrait, dans les murs de retrait des glissements rétrogressifs de fonte du bassin versant de la rivière Willow, deux unités distinctes l'une de l'autre. Il serait tout aussi facile à cet observateur de situer, et ce avec précision, le contact entre ces unités. Pourtant, les analyses montrent que ces unités sont plus semblables que dissemblables. La similitude s'explique par l'origine et le processus de mise en place des sédiments de l'unité 2.

La figure 40 montre les événements qui ont, selon notre interprétation, conduit à la mise en place de l'unité 2. D'abord, une perturbation expose le pergélisol riche en glace. Dans cet exemple, la couverture végétale a été arrachée par un décrochement de la couche active (Fig. 40 A), mais on pourrait aussi imaginer le recul des versants de la vallée ou encore une

couverture végétale détruite par un incendie favorisant un ruissellement localisé. Le pergélisol ainsi exposé se met à fondre et l'eau qui s'en écoule aide à évacuer les sédiments dégelés. Le mur de retrait du glissement recule et incise plus profondément. Des mottes de végétation pendent en surplomb, tombent sur le plancher et certaines se font ensevelir (Fig. 40 B). La progression du glissement continue tant et aussi longtemps que le mur de retrait incise dans du pergélisol riche en glace et que les sédiments sont évacués. Une rupture dans l'équilibre dans le processus de rétrogression initie la phase de comblement du glissement. Des contreforts commencent à s'édifier et le plancher commence à se combler.

Au total, le comblement du plancher s'explique 1) parce qu'il y a tarissement du pergélisol riche en glace, ou bien 2) parce que le glissement produit plus de sédiment qu'il n'en évacue, ou bien 3) il y a un tarissement du pergélisol riche en glace et un déficit d'évacuation. Lorsque le glissement s'est stabilisé et que sa surface a rejoint une pente d'équilibre il est re-colonisée par la végétation (Fig. 40 C). A vrai dire, la re-colonisation commence avant que le glissement ne soit complètement stabilisé car certaines mottes de végétation tombées reprennent racine sur le plancher. Il arrive qu'une cicatrice laissée en surface témoigne de la présence d'un ancien glissement aujourd'hui enfoui. La figure 40 D montre l'étape finale, la ré-initialisation d'un évènement thermokarstique. Un nouveau glissement, dont le niveau de base est inférieur au glissement fossile, incise l'ancien glissement exposant ainsi les sédiments remaniés (unité 2) dans lesquels paraissent des mottes de végétation et les sédiments en place (unité 1).

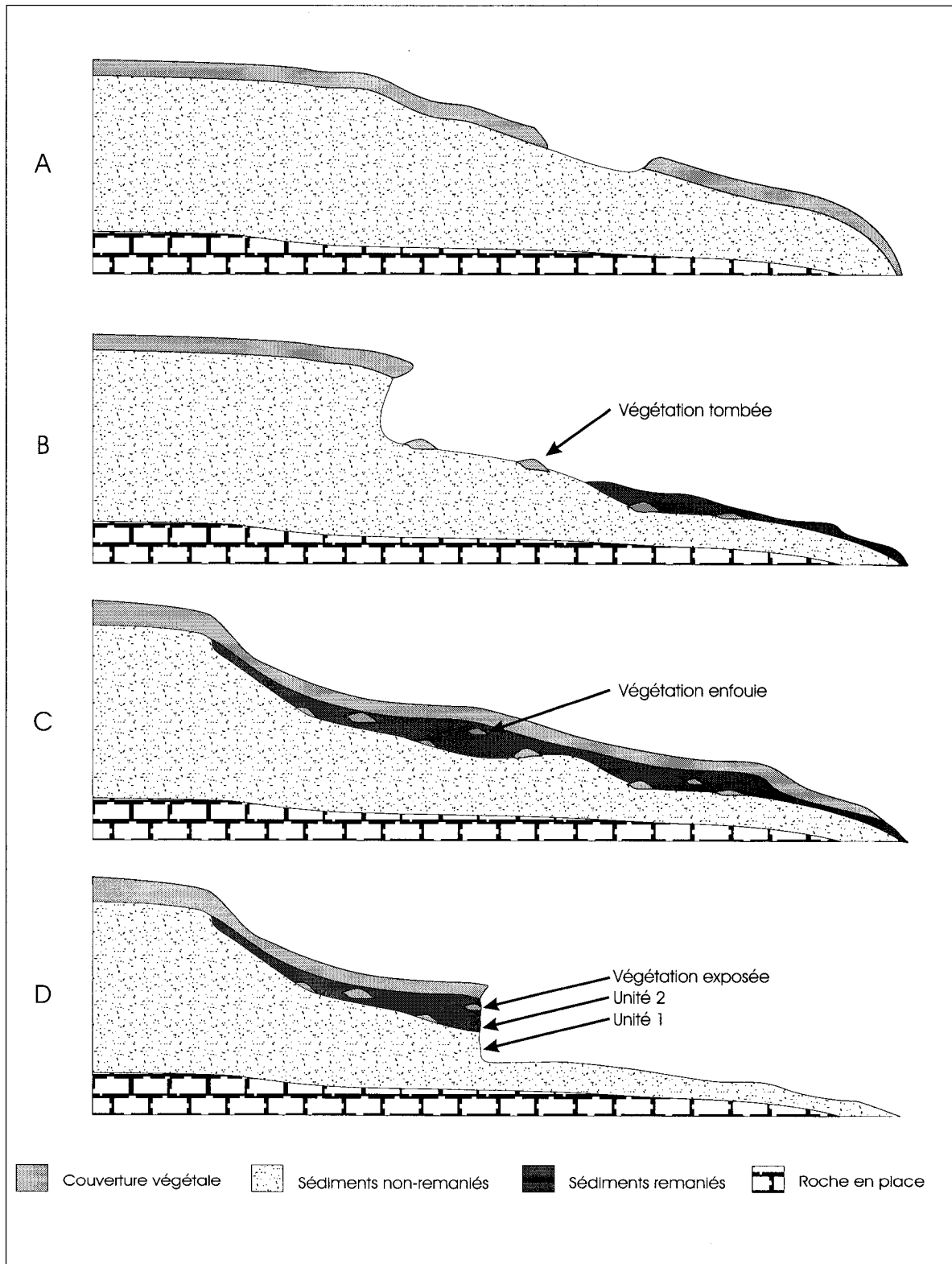


Figure 40. Glissement rétrogressif de fonte polycyclique. Succession d'évènements menant à la mise en place de l'unité 2 observée dans les glissements du bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

Le modèle du glissement polycyclique (Robinson, 2000, McRoberts et Mergens, 1974; Mackay, 1966), qui est retenu pour expliquer l'origine de l'unité 2, est aussi supporté par les analyses qui ont été conduites sur les échantillons. Plusieurs analyses suggèrent une origine commune des sédiments qui constituent les deux unités. Notamment, la granulométrie montre que la taille des sédiments est similaire. Certes, il existe des différences entre le pourcentage de gravier, de sable, de limon et d'argile contenu dans l'unité 1 et celui contenu dans l'unité 2, mais l'écart ne dépasse jamais 10 % à l'intérieur d'un même glissement. L'observation de l'ensemble des unités 1 et des unités 2, montre des variances mais pas de tendances. Dans certains cas, l'unité 1 est plus riche en argile que l'unité 2, dans d'autres cas, c'est le contraire. Le phénomène est aussi observé dans les autres classes granulométriques. Finalement, les analyses morphométriques supportent, elles aussi, l'origine commune des sédiments des unités, les indices d'allongement et d'arrondissement sont identiques.

L'unité 2 contient en moyenne 10% moins d'eau que l'unité 1. Sans détenir de mesure directe, il est possible d'avancer que la perte résulte de l'écoulement de surface, de l'évaporation et de la sublimation. Toutefois, les observations de terrain portent à croire que l'écoulement de surface joue un rôle un assez minime en été. En effet, pendant que le ruissellement était très actif sur le mur de retrait il n'y avait pas, ou très peu, d'écoulement dans le chenal d'évacuation (Fig. 41). L'essentiel de l'eau de fonte s'infiltré dans le plancher, s'y accumule ou s'évapore.

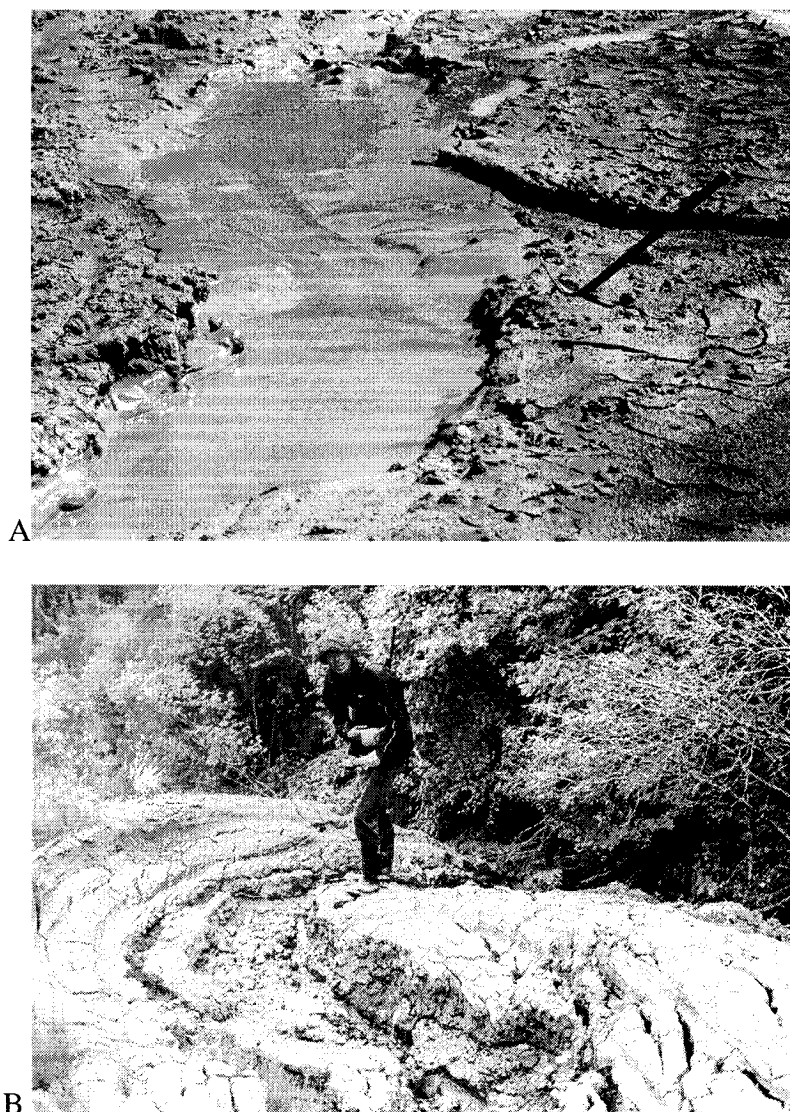


Figure 41. Détail du chenal d'évacuation sur le cône de déjection du glissement WR-00-1 (A) et dans le chenal d'évacuation du glissement WR-00-3 (B), bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. Notez le faible volume d'écoulement du glissement WR-00-1 et l'absence d'écoulement du glissement WR-00-3. Les deux glissements sont actifs et ils mesurent approximativement 60 000 m² et 15 000 m² respectivement.

La teneur en matière organique est un autre indicateur qui supporte l'origine proposée pour l'unité 2, c'est-à-dire issue d'un ancien glissement. En moyenne, l'unité 1 contient 5 % de matière organique tandis que l'unité 2 en contient 7 %. Cette différence s'explique par l'inclusion de matière organique lors de la mise en place du plancher et lors de son

comblement. De plus, la valeur de 7 % est très inférieure à la vraie valeur, attendu que les mottes de végétation visibles dans l'unité 2 n'ont pas été échantillonnées pour les analyses de la détermination de la teneur en organique. Ces mottes sont des sources de matière organique très riches mais aussi très ponctuelles. Par contre, si elles étaient broyées et dispersées dans les sédiments, elles augmenteraient la teneur en matière organique.

Malgré les différences qu'elles font apparaître entre l'unité 1 et l'unité 2, les analyses pétrographiques appuient les interprétations précédentes. Ces analyses montrent qu'il y a plus de grès dans les sédiments de surface que dans l'unité 2 et qu'il y a plus de grès dans l'unité 2 que dans l'unité 1. La forte proportion de grès dans les sédiments de surface peut s'expliquer par les processus de versant qui ajoutent aux sédiments de surface des grès provenant des hauts reliefs qui dominent le plateau de la rivière Willow. La proportion « intermédiaire » de grès contenu dans l'unité 2 (site du plancher d'un ancien glissement) pourrait résulter d'un enrichissement résultant du mélange des sédiments de surface, relativement riches en grès, et des sédiments de l'unité 1, relativement pauvres en grès. De plus, les analyses pétrographiques montrent une relation entre les lithologies de l'unité 2 (ancien planchers) et celles retrouvées sur le plancher des glissements actifs. Les résultats de toutes les unités 2 confondues sont identiques aux résultats de tous les planchers confondus. Un tel résultat est en accord avec le processus d'enrichissement proposé.

6.3 Contact de fonte, couche active et paléo-couche active

Plusieurs glissements rétrogressifs de fonte observés dans le nord-ouest et l'arctique canadien ont deux unités qui ressemblent aux unités observées dans la région d'étude (Murton, 2001;

Pollard, 2000; Burn, 1989; Mackay, 1989). Ces glissements ont eux aussi un contact abrupt, une cryo-discontinuité, qui sépare les unités. Le contact est un contact de fonte parfois interprété comme étant la base d'une paléo-couche active (French, 1998; Murton et French, 1993, Mackay, 1989; Burn et al., 1986) qui marque la profondeur à laquelle se retrouvent des sédiments qui ont été dégelés avant d'être réintégrés au pergélisol. Le contact observé entre les unités 1 et 2 des glissements rétrogressifs de fonte du bassin de la rivière Willow est un contact de fonte mais sa limite inférieure n'est pas une paléo-couche active. Bien que ce contact marque l'endroit le plus profond où se retrouvent des sédiments qui ont été dégelés et qui ont regelé, il ne marque pas la profondeur à laquelle se trouvait la couche active lors de sa mise en place. Les glissements actifs sont des analogues modernes qui illustrent la différence qui peut exister entre la profondeur de la couche active et un contact de fonte. En effet, la couche active varie entre 30 et 90 cm dans la région d'étude, pendant que sur le plancher des glissements plusieurs mètres de sédiments tombent et s'accumulent. Le contact qui sépare ces sédiments de leur substrat est un contact de fonte qui n'est d'aucune façon représentatif de la profondeur de la couche active régionale. Il en va de même pour le contact observé entre les unités 1 et 2 des glissements rétrogressifs de fonte de la rivière Willow.

6.4 Évolution des sédiments depuis le mur de retrait jusqu'au cône de déjection

Les glissements rétrogressifs de fonte sont des environnements très actifs durant le court été arctique. Mackay (1966) décrit en quelques mots éloquents l'activité qui règne dans les glissements : « *The thud of falling hummocks, the rattle of bouncing stones, and the trickle of water are the sounds of an active slump.* ». Les glissements qui font partie de cette étude étaient tous actifs lorsqu'ils ont été visités au cours de la saison de terrain 2000; les bruits du

ruissellement, des chutes de sédiments et des mottes de végétation étaient omniprésents. Toutefois, l'activité observée au mur de retrait n'explique pas certaines observations faites dans les chenaux d'évacuation et aux cônes de déjection. Des indices suggèrent qu'il existe une «activité de fond» de basse énergie telle qu'observée lors de nos visites, et qu'il se produit aussi des coulées catastrophiques.

En effet, les glissements montraient tous, au niveau du chenal d'évacuation et au niveau du cône de déjection, des évidences «d'activité de fond» et de coulées catastrophiques. Certains glissements montraient même des évidences de plusieurs épisodes catastrophiques. Au niveau du chenal et du cône, l'«activité de fond» est parfois visible (Fig. 41 A) et parfois elle ne laisse qu'une incision fossile, profonde de 1 m à 2 m (Fig. 41 B). Des indices de coulées catastrophiques s'observent à la figure 42 A qui montre de la boue fixée sur un arbre en bordure d'un chenal d'évacuation pendant une coulée. La boue qui s'écoulait comme un liquide visqueux (mud flow) a atteint une hauteur supérieure à un mètre pendant son écoulement. La figure 42 B montre un cône de déjection qui s'est édifié suite à plusieurs coulées et qui a temporairement bloqué l'écoulement d'un affluent de la rivière Willow. Les buissons qui colonisent la plus vieille coulée (centre de la photo) témoignent de différentes épisodes d'écoulement. On peut déduire qu'il y a eu au moins deux épisodes d'activité distinctes.

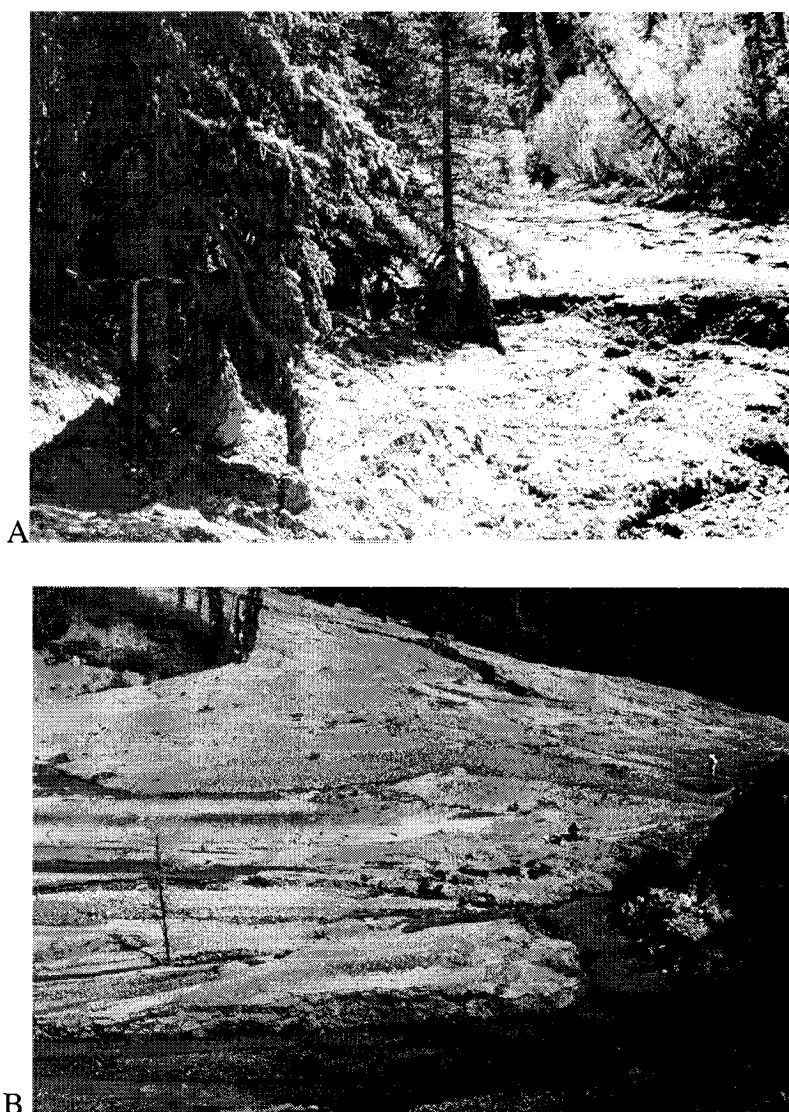


Figure 42. Chenal d'écoulement (A) et cône de déjection (B) du glissement WR-00-XX, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. (A) Notez la hauteur atteinte par la coulée visqueuse. (B) Notez les différentes nappes d'écoulement et la végétation qui s'installe sur la plus vieille coulée. Le ruisseau s'écoule depuis le coin inférieur gauche.

Un scénario probable pour expliquer les coulées catastrophiques multiples se trouve dans la morphologie des glissements. Souvent le plancher des glissements du bassin versant de la rivière Willow se trouve perché sur le plateau, tandis que leur cône de déjection se trouve au fond de la vallée. Dans ces cas, il y a une importante rupture dans la pente à la jonction du

plancher et du chenal d'évacuation (Fig. 43). Or la différence d'altitude crée une énergie potentielle et la forte pente une stabilité précaire. Autre facteur qui joue un rôle dans les coulées catastrophiques, le plancher où plusieurs mètres de sédiments riches en eau sont accumulés.

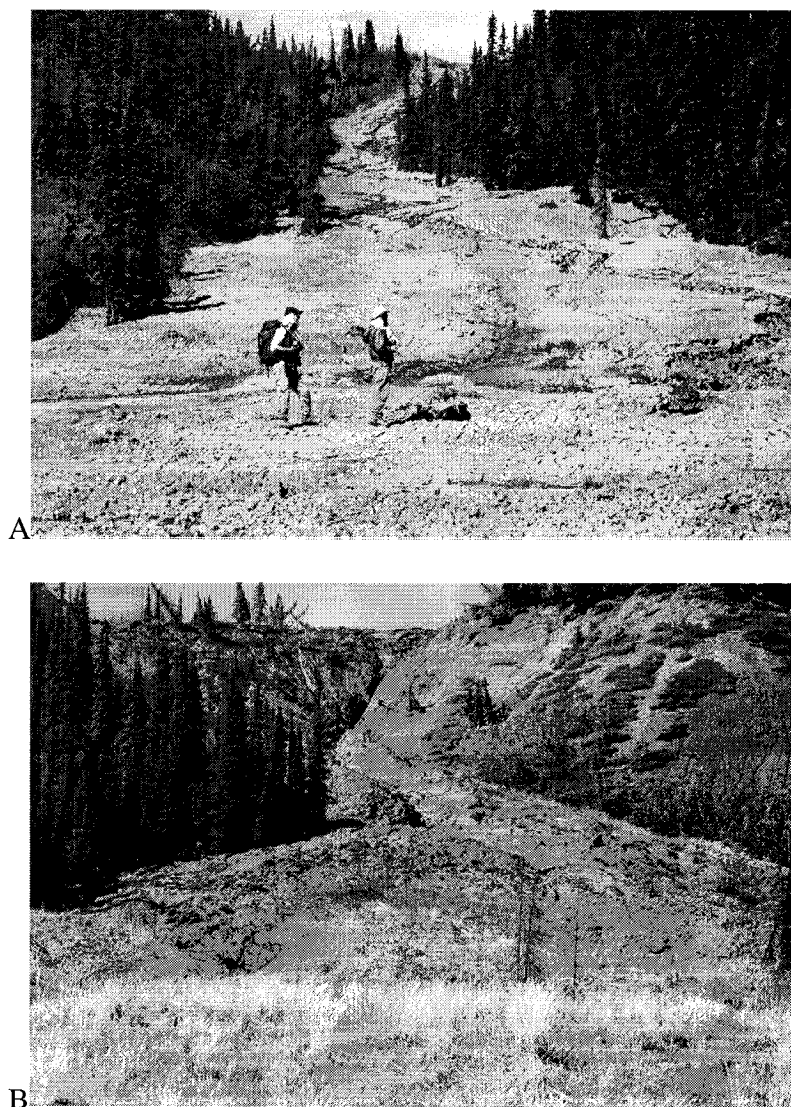


Figure 43. Chenaux d'évacuation des glissements WR-00-1 (à droite) et WR-00-XX (à gauche), bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O. La forte rupture de pente entre le plancher et le chenal d'évacuation s'observe dans le haut des photos.

La couche active y est plus épaisse, attendu que des sédiments dégelés y ont été déposés depuis peu de temps et qu'il n'y a pas de couverture végétale pour favoriser la mise en place du pergélisol (Bartleman et al., 2001 et Burn, 2000;). Cette situation favorise la création d'un important volume de sédiment mobilisable. Il ne manque qu'un déclencheur à l'équation pour qu'il y ait une coulée catastrophique.

Les résultats d'analyses obtenues pour les glissements de la région d'étude supportent le mouvement de masse comme mode de transport des sédiments (Harris, 1981). Les analyses de granulométrie conduites à partir d'échantillons provenant du plancher, du chenal et du cône des glissements ont montré une grande homogénéité. Les sédiments se déplacent en masse sans subir de tri. Aussi, les limites d'Atterberg ont montré que ni la limite liquidité, ni la limite de plasticité n'avait de tendances le long du versant. Malheureusement, des mesures de teneur en eau n'ont pas été calculées pour les sédiments du plancher, du chenal et du cône. Sans ces valeurs il est impossible de discuter du comportement et de la sensibilité des sédiments qui composent ces parties du glissement (Crozier, 1986; Harris, 1971). Toutefois, les limites d'Atterberg ont été calculées pour les unités 1 et 2 pour lesquelles des valeurs de teneur en eau sont disponibles.

La teneur en eau de l'unité 1 est à peu près constante d'un échantillon à l'autre. Les limites d'Atterberg montrent que cette unité a une teneur en eau qui est supérieure à sa limite de liquidité. Si la température de l'unité 1 s'élève au-dessus de l'isotherme 0 °C, l'unité perdra toute cohésion et s'écoulera comme un fluide. La distribution de l'eau dans l'unité 2 est moins homogène qu'elle ne l'est dans l'unité 1. On la retrouve concentrée dans les veines et lentilles

qui composent sa cryostructure. De façon générale, les échantillons de l'unité 2 ont des teneurs en eau qui sont à la limite supérieure de la plasticité, et dépassent parfois la limite de liquidité. Si les conditions thermiques sont favorables, ces sédiments contiennent assez d'eau pour s'écouler, au moins, de façon plastique. Les observations sur le terrain supportent les différents modes d'écoulement de l'unité 1 et de l'unité 2. On observe des agrégats de forte taille qui se détachent et tombent de l'unité 2 tandis que les sédiments de l'unité 1 sont incorporés dans le ruissellement à sa surface.

6.5 Cinquante ans d'activité thermokarstique

Les trois séries de photos (1954, 1971-74 et 1985) donnent un ordre de grandeur quand au nombre de glissements qui ont cours dans le bassin versant de la rivière Willow. Depuis les années 1950, le bassin maintient, en moyenne, 23 glissements en activité, soit un glissement par 15 km². De prime abord, cette densité peut sembler faible comparativement aux densités de 0.5/km² observé par French et Egginton (1973) sur l'île de Banks et de un par 4 km² observé par Robinson (2000) sur l'île d'Ellesmere. Toutefois, les observations de ces auteurs ne se limitaient pas à des glissements de grande superficie, tandis que les formes retenues pour la présente étude étaient de superficie supérieure à 5 000 m².

La série de photos de 1954 sur laquelle 24 glissements sont dénombrés et la série de 1971-74 où 25 glissements apparaissent sont près de la moyenne de 23 glissements. Une baisse s'observe sur la série de 1985, année à laquelle seulement 17 glissements sont actifs. Cette baisse est suivie d'une augmentation considérable en 2000 qui en compte 30. Les facteurs responsables de ces fluctuations sont difficiles à déterminer. Le déclenchement d'un

glissement rétrogressif de fonte est un évènement ponctuel, autant spatialement que temporellement, qui répond à des conditions locales ayant mené à l'exposition d'un pergélisol riche en glace. L'érosion des berges, le ravinement, les ruptures par décrochement, les glissements rotationnels et les taliks de sommet de falaise sont les déclencheurs qui initient l'essentiel des glissements rétrogressifs de fonte. Certains facteurs environnementaux tels la température, les précipitations ou les incendies allumés par la foudre (Fig. 44) favorisent la fréquence de ces déclencheurs.



Figure 44. Feu allumé par la foudre (juillet 2000) sur le versant est de la rivière Willow, face au glissement WR-00-1, Monts Richardson, T.N.O.

Les travaux de Burns (1973) qui portent sur les conditions climatiques du Mackenzie ont montré que les moyennes décennales de températures ont évolué en dents de scie et qu'elles tendent au réchauffement pour la période 1930 à 1970. Les années 1950, parmi les plus chaudes (+4 °C), ont été suivies par un refroidissement jusqu'aux années 1970. Depuis les années 1970, la tendance régionale est au réchauffement et les conditions propres au maintien du pergélisol se dégradent (Stuart et al. 1991). Le réchauffement s'est intensifié au cours des dernières quinze années (Environnement Canada, 2001; Wolfe, 2000). Le nombre de

glissements observé sur les trois séries de photographies aériennes et lors des travaux sur le terrain pourrait refléter ces variations de températures avec 1) un grand nombre de glissements autour et après les années 1950, suivi de 2) une période d'accalmie qui a suivi les années 1970 et 3) une reprise suite au réchauffement qui affecte la région depuis les dernières quinze années.

6.6 Les glissements de fonte rétrogressifs pendant l'Holocène.

L'interprétation qui est faite de la genèse de l'unité 2 et de la nature polycyclique des glissements permet de discuter de l'activité thermokarstique holocène dans le bassin versant de la rivière Willow. Au cours de l'Holocène le nord ouest canadien a subi des variations climatiques qui ont profondément modifié son paysage, autant végétal que physique (Ritchie, 1971). Selon cet auteur, l'Holocène se divise en trois grandes périodes climatiques. Une première période, de 11.6 à 8.5 ka BP, marquée par un réchauffement rapide. Au cours de cette période, la température moyenne annuelle aurait été 5 °C supérieure à celle d'aujourd'hui et la saison de fonte 30 jours plus longue. La seconde période, de 8.5 à 4.5 ka BP, aurait subi un refroidissement et aurait été plus humide. Toutefois, durant cette période, les températures seraient demeurées plus chaudes qu'aujourd'hui. Au cours de la troisième période, de 4.5 ka BP à 0.8 ka BP, le refroidissement se serait intensifié. Les températures holocènes minimales auraient été atteintes vers 3.5 ka BP. Les travaux de Bégin et al. (1995; 2000) montrent que le dernier millénaire a connu un optimum suivi d'un refroidissement marqué, attribué au Petit âge glaciaire (de 1300 à 1900). Depuis le début du 20^e siècle la tendance est au réchauffement.

Les dates obtenues dans les glissements rétrogressifs de fonte se rassemblent en deux groupes. Le premier groupe comprend cinq dates qui vont de 9.1 à 8.1 ka BP et le second groupe a quatre dates comprises entre 0.35 et 0.15 ka BP. Le premier groupe est synchrone à la période d'amélioration climatique qui a marqué le début de l'Holocène. L'augmentation des températures et de la période sans gel auraient conduit à un épaissement de la couche active menant à l'instabilité des pentes et au déclenchement de glissements. Parmi les dates qui composent le premier groupe, quatre proviennent de mottes de végétation enfouies et une provient d'un lit de matière organique. Ce lit est long de plusieurs dizaines de mètres et a été enfoui à une profondeur de 1,5 m dans le glissement WR-00-1-b. La date de 8180 +/- 70 BP obtenue pour ce lit est d'un intérêt particulier. En effet, attendu que les glissements observés dans la zone d'étude sont de nature polycyclique, les dates obtenues sur les mottes de végétation pourraient être remises en cause en invoquant que les mottes peuvent être recyclées dans plusieurs événements thermokarstiques (Murton et al. 1998). Toutefois, cette argumentation ne tient pas pour le lit de matière organique qui n'aurait pas su résister à plusieurs recyclages.

Au cours de l'Holocène, l'incision du bassin versant par la rivière Willow et ses affluents a joué un rôle déterminant dans l'activité thermokarstique en créant un relief qui a atteint 125 m. Les dates obtenues à la base d'une unité de tourbe exposée par le glissement WR-00-1 (8560 +/- 70 BP TO 8889) et dans des terrasses fluviales de Bonnet Plume Creek (6820 +/- 60 TO 8899; 4230 +/- 60 TO 8896; 720 +/- 50 TO 8898) montrent que l'incision était très active pendant le début de l'Holocène alors que le climat était plus chaud, et qu'elle aurait ensuite diminué d'intensité (Fig 45). Les taux d'incision passent de 34 m/ka pour la période

comprise entre 8560 BP et 6820 BP, à 4 m/ka de 6820 BP à nos jours. Le relief créé par cette incision a produit une énergie potentielle pour les mouvements de masse et a aussi fourni un exutoire aux sédiments évacués par les glissements. De plus, la vitesse d'incision a certainement du ajouter à l'instabilité des versants (Crozier, 1986). Les glissements dû premier groupe, contemporains de la forte période d'incision, se sont donc produits non seulement parce que le climat était plus favorable à l'activité thermokarstique, mais aussi parce que les changements dans la morphologie du paysage ont favorisé, voire même déclenché, les glissements rétrogressifs.

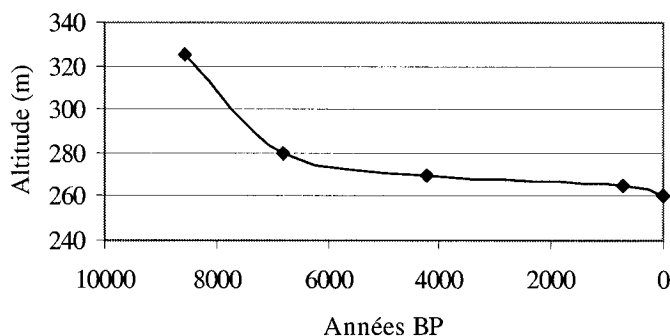


Figure 45. Courbe d'incision, bassin de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

Les glissements qui forment le deuxième groupe se sont vraisemblablement produits pendant le Petit Âge glaciaire. Toutefois, ces dates sont récentes (de 1,5 à 3,5 ka BP +/- 50) et les limites de la datation radiocarbone peuvent remettre en question ces résultats. Mais, la nature des éléments datés (des éléments végétaux discrets), et le nombre relatif de dates récentes (4 des 9 dates étaient récentes), supportent la validité des ces dates. De plus, des évidences d'activité thermokarstique datant du Petit Âge glaciaire ont été observées ailleurs, notamment dans le sud du Yukon où Burn (1990) a observé dans des lacs thermokarstiques et dans des

glissements des évidences d'activité thermokarstique datant du Petit Âge glaciaire. Il en attribue l'initiation à des incendies. Les travaux de Bégin et al. (1995; 2000) ont montré qu'au cours du Petit Âge glaciaire, les températures annuelles étaient plus froides et les précipitations moins abondantes dans le corridor du Mackenzie. Ce climat, généralement plus sec aurait pu favoriser les incendies dans la région d'étude.

6.7 Distribution des glissements : pente et orientation des versants

La pente des versants est un facteur qui limite la distribution des glissements. Les figures 13 et 14 montrent que les glissements actuels sont absents des versants de forte pente ($>25^\circ$). Cette absence n'est pas étrangère au fait 1) que les versants dont la pente est supérieure à 40° ne conservent pas de couverture sédimentaire épaisse, et 2) que les versants entre 25° et 40° sont instables et 3) qu'ils ne constituent qu'une très faible proportion de la superficie du bassin versant de la rivière Willow. Toutefois, certains versants de forte pente font l'objet de glissements de translation (Fig. 46). La grande quantité de glissements situés sur des pentes de 15° à 25° pourrait s'expliquer parce que 1) ces pentes peuvent encore retenir une épaisse couverture sédimentaire dans laquelle des glissements peuvent se développer, 2) ces pentes fournissent un exutoire aux sédiments évacués par les glissements et 3) les versants dont la pente varie entre 15° et 25° constituent une forte proportion de la superficie de la zone d'étude. Aussi, la pente joue un rôle important dans la quantité de radiation solaire que reçoit le versant.



Figure 46. Glissement de translation, bassin versant de la rivière, Monts Richardson, T.N.O.

Les travaux de Lewkowicz (1986b) et de Heginbottom (1984) ont démontré l'importance de la radiation nette sur l'évolution des glissements rétrogressifs de fonte. Les analyses de pente et d'orientation des glissements du bassin versant de la rivière Willow ont démontré que l'ensoleillement matinal a un effet maximal sur les glissements. La région reçoit le maximum d'insolation au solstice d'été. Durant cette période le soleil forme, lorsqu'il est au sud (azimut 180°), au sommet de sa course, un angle d'incidence de 45° avec une surface horizontale. Mais, la majorité des glissements se développent sur des versants orientés vers l'est sur des pentes de $20^{\circ} \pm 5^{\circ}$. Dans de tels cas, l'irradiance sera maximale en début de journée. Des valeurs calculées pour le solstice d'été montrent que lorsque le soleil se situe à l'est (azimut 90°) il forme un angle de 27° avec une surface horizontale. L'angle de la pente moyenne sur laquelle se développent les glissements (20°) s'ajoute à l'angle du zénith pour former un angle d'incidence de 47° .

6.8 Limite glaciaire, formes glaciaires et déglaciation

Les limites glaciaires de la partie nord de la région d'étude ont été cartographiées par Rampton (1982) et celles de la partie sud par Duk-Rodkin et Hughes (1992). Cette cartographie ne place pas avec précision la limite glaciaire pour toute la région d'étude. La figure 47 reprend les limites cartographiées par ces auteurs et précise l'extension glaciaire maximale dans le bassin versant de la rivière Willow. La figure montre que, exception faite de quelques nunataks et du secteur amont de la vallée, la région d'étude a été recouverte par l'inlandsis laurentidien au cours du maximum glaciaire. Les travaux de terrain, de laboratoire et la photo-interprétation n'ont pas permis de déterminer la direction de l'écoulement pendant l'avancée. Toutefois l'ensemble des chercheurs s'entend sur la direction de l'écoulement de l'inlandsis; il se serait avancé vers le nord-ouest en recouvrant la marge orientale des monts Richardson, Barn et British. Selon ce scénario, la région d'étude aurait été recouverte par des glaces qui auraient franchi les Monts Aklavik qui forment la frange orientale des Monts Richardson.

Au moment de l'avancée glaciaire, le paysage de la rivière Willow avait une morphologie différente de l'actuelle. À en juger par le profil et l'aspect immature de la vallée on peut conclure qu'elle est d'âge post-glaciaire et que le paysage sur lequel les glaces laurentidiennes se sont avancées était composé de pédiments dominés par quelques hauts reliefs. Après avoir franchi les Monts Aklavik, les glaces n'ont pas rencontré d'obstacle important dans la partie nord de la région et ont continué leur progression vers le nord-ouest. Dans la partie centrale de la région les glaces se sont arrêtées au pied des terrasses de cryoplanation (Lamirande 2001) à



Figure 47. Limite glaciaire, direction d'écoulement, formes glaciaires et glissements rétrogressifs de fonte. Bassin versant de la rivière Willow, Monts Richardson, T.N.O.

une altitude de 825 m. Dans la partie sud-est, quelques nunataks à une altitude de 900 m ont échappé à l'emprise glaciaire. Le sud-ouest de la région d'étude a vu les glaces s'étendre jusqu'à l'aval de l'amphithéâtre qui forme la tête de la vallée actuelle. L'altitude de la glace était à 700 m à cet endroit et elle bloquait toute possibilité de drainage vers l'est pour le sud de la région d'étude (Fig 47).

Hormis les nunataks identifiés dans le sud-est de la région d'étude, une des rares formes glaciaires visible sur les photos aériennes, un chenal d'eau de fonte, qui se situe dans l'amphithéâtre à la tête de la vallée. Ce chenal, aujourd'hui à 750 m, a servi d'exutoire pour les eaux du sud-ouest de la région d'étude lorsque les glaces atteignaient leur maximum d'extension. Les eaux qui ont emprunté ce chenal et qui ont débordé vers l'ouest se sont dirigées vers Scho Creek, affluent de la rivière Rat. L'inlandsis a laissé peu de dépôts autres que la couverture de till. Toutefois, un esker qui forme le flanc est du glissement WR-00-1 mérite d'être signalé parce qu'il aide à reconstruire le contexte de la déglaciation de la région d'étude.

L'esker n'a pas fait l'objet d'analyses exhaustives (Fig. 48). C'est pourquoi il ne figure pas dans les chapitres portant sur les méthodes et les résultats d'analyse. Une description, au moins sommaire, s'impose pour le mettre dans le contexte de la discussion. L'esker n'est pas visible sur les photos aériennes. Sa partie supérieure, très estompée, a un relief diffus haut de quelques mètres. Deux sections alignées, longues de 100 m chacune et distantes de 300 m une de l'autre, étaient visibles depuis l'hélicoptère.



Figure 48. Esker exposé par le glissement WR-00-1, bassin versant de la rivière, Monts Richardson, T.N.O.

Le glissement WR-00-1 expose le flanc de l'esker sur une hauteur de 15 m. Il est constitué d'éléments variés allant du sable moyen au petit galet, quelques rares blocs s'y observent. Les sédiments s'organisent en lits bien définis dont le triage varie de bon à mauvais. Certains lits montrent des structures de courant. Les lits et les structures de courant sont bien conservés et ont peu de failles ou de structures d'effondrements tels qu'observés dans des eskers développés dans des tunnels intraglaciers. Les rides de paléocourant indiquent que l'eau s'écoulait vers l'est, entre 90° et 100° , au moment de la mise en place des sédiments, ce qui est conforme à la topographie actuelle. Le sommet de l'esker est à une altitude de 330 m et son contact inférieur est couvert de colluvions à une altitude de 310m. L'aspect général de l'esker, la préservation de ses structures de courant et les paléocourants qui se conforment à la topographie suggèrent que l'esker est de type segmenté et qu'il s'est mis en place près, ou sur le substrat. Il s'est formé dans un conduit ouvert au contact d'un lac proglaciaire (Warren et Ashley 1994).

L'interprétation de la mise en place de l'esker est compatible avec l'hypothèse proposée pour l'unité 1, un till de placage mis en place à la base d'une glace en contact avec un lac proglaciaire. Aussi, les paléocourants mesurés dans l'esker suggèrent que la géométrie du retrait des glaces dans la région d'étude est différente de celle qui est documentée pour l'ensemble du Mackenzie. Il est bien établi que les glaces ont libéré la région du Mackenzie en se retirant vers le sud et le sud-est. Les paléocourants suggèrent qu'au niveau local la glace a pu se retirer entre l'ouest et le nord-est. Il est probable que cette direction de retrait résulte d'un amincissement de la glace menant à une influence croissante exercée par la topographie sur l'écoulement glaciaire. Avec l'amincissement de la glace, les Monts Aklavik situé à l'est et au sud, auraient pu agir comme barrière et forcer la glace à se retirer vers le nord de la région.

6.9 Distribution des glissements en relation avec l'extension glaciaire.

La relation entre la distribution des glissements rétrogressifs de fonte et l'extension glaciaire dans le bassin versant de la rivière Willow est très forte. La figure 47 montre que tous les glissements observés depuis les années 1950 se sont produits à l'intérieur de la limite glaciaire maximale. Les résultats des analyses et des observations suggèrent que les glaces laurentiennes sont responsables de certaines conditions menant à la formation des glissements rétrogressifs de fonte dans la région d'étude. Il a été démontré que les glissements rétrogressifs de fonte se développent dans des sédiments fins et riches en glace. Les glissements du bassin versant de la rivière Willow ne font pas exception à cette règle. La couverture sédimentaire qui recouvre le plateau de la rivière est un till de placage silto-argileux dont les éléments erratiques distaux et la faible proportion de particules grossières

suggèrent que le till est mature. La glace qui se trouve dans ces sédiments a fait l'objet d'une étude par Lacelle (2002) et par Lacelle et al. (2003).

Les travaux de Lacelle et al. (2003) concluent que l'arrivée de l'eau qui compose la glace de l'unité 1 est contemporaine du retrait glaciaire de la région d'étude. Les observations 1) des caractéristiques physiques de la glace, 2) des valeurs isotopiques de l'oxygène de la glace et 3) de la teneur en CO₂ et des valeurs de ¹³C de l'air emprisonné dans des bulles d'air, suggèrent que la glace s'est développée dans les sédiments en place et qu'elle était alimentée par les eaux de fonte de l'inlandsis laurentidien. Dans la région d'étude, l'inlandsis n'aurait provoqué qu'une fonte superficielle du pergélisol. Durant le retrait de l'inlandsis, les eaux de fonte auraient alimenté le till de placage et auraient poursuivi de le faire dans un aquifère semi-clos pendant l'aggradation du pergélisol. L'homogénéité des valeurs isotopiques mesurées dans l'unité 1 suggère une condition d'équilibre entre la vitesse d'aggradation du pergélisol et la vitesse de la recharge en eau dans le till de placage. L'épaisse couverture de sédiments fins riches en glace laissée par les glaces laurentidiennes constitue une condition favorable, si non nécessaire, aux glissements rétrogressifs de fonte dans le bassin versant de la rivière Willow.

CHAPITRE 7 : CONCLUSIONS

Dans le bassin versant de la rivière Willow, deux périodes d'activité thermokarstique ont été identifiées. La première est synchrone de l'amélioration climatique du début de l'Holocène. Durant cette période, l'incision aurait été très active et aurait favorisé, si non déclenché les glissements. La seconde, durant le Petit Âge glaciaire, pourrait s'expliquer par une augmentation de la fréquence ou de l'ampleur des feux de toundra. Les 50 dernières années ont d'abord été marquées par une baisse de la fréquence des glissements, suivi par une augmentation qui a cours depuis les 15 dernières années. L'étude des glissements et des sédiments qu'ils exposent nous permet de tirer les conclusions suivantes :

1. Les glissements sont de nature polycyclique et ils exposent deux unités, ayant une source sédimentaire commune, mais séparées par une cryo-discontinuité, un contact de fonte, acquis lors de la mise en place de l'unité 2.
2. L'unité 1 est constituée d'un till de placage déposé à la limite occidentale de l'inlandsis laurentidien. À cet endroit, l'inlandsis bloquait le drainage régional et un chapelet de lacs juxtaglaciaires de modeste taille s'est mis en place. Des structures ondulantes s'observent dans l'unité qui a un cryofaciès de type « suspended ».
3. L'unité 2, un diamicton, est directement lié à la nature polycyclique des glissements. L'unité 2 est le plancher d'un glissement qui a été comblé, qui s'est stabilisé, qui a été recolonisé par la végétation et qui a subi par la suite un nouveau cycle d'érosion

thermokarstique plus profond que le précédent. L'érosion expose l'unité 2 (le plancher comblé) et l'unité 1 (le till de placage) sur lequel s'était mis en place le plancher.

4. Le contact de fonte qui sépare les deux unités ne devrait pas être interprété comme étant la base d'une paléo-couche active. Ce contact de fonte a été enfoui sous une épaisse couverture sédimentaire durant l'épisode d'activité thermokarstique.
5. Les sédiments libérés par les glissements se déplacent selon deux modes énergétiques bien distincts. Un mode de faible énergie qui accumule les sédiments sur le plancher du glissement et qui fournit très peu de sédiments ou d'eau au cône de déjection. Un mode de forte énergie où les sédiments saturés qui sont accumulés sur le plancher se mobilisent et s'écoulent en une coulée catastrophique. Ces deux modes d'énergie ne favorisent pas un transport sélectif des éléments sédimentaires.
6. Les glissements se concentrent sur les versants occidentaux dont la pente varie entre 15 ° et 25°. Sur ces pentes, le soleil a une irradiance maximale en matinée. Tous les glissements qui se sont produits au cours des 50 dernières années, ont eu lieu à l'intérieur des limites glaciaires. Un pergélisol riche en glace, alimenté par les eaux de fonte, s'est développé dans l'épaisse couverture sédimentaire laissée par l'inlandsis. C'est dans ce pergélisol que les glissements se produisent

7. Les pédiments qui constituaient le bassin versant de la rivière Willow ont été recouvert par une glace qui s'écoulait depuis le sud-est vers le nord-ouest. La glace a bloqué le drainage et un chenal d'eau de fonte s'est incisé à l'ouest vers Scho Creek. Durant le retrait, l'écoulement glaciaire régional se faisait vers le sud et l'est. Mais dans la région d'étude, la glace qui s'amincissait aurait subi une influence croissante de la topographie et aurait été forcée de se retirer vers le nord.

Cette étude a soulevé quelques questions qui pourraient diriger de futures recherches :

1. Quels sont les facteurs, autre que les incendies, qui ont favorisé les glissements au cours du Petit Âge glaciaire qui était une période froide et sèche? Quel serait l'impact d'étés froids et humides?
2. Où sont les évidences de lacs proglaciaires?
3. Tous les glissements observés (étudiés et non étudiés) avaient les 2 unités. L'unité 2 s'étend-elle sur une immense superficie ou les glissements s'acharnent-ils à ré-entailler les mêmes glissements?
4. La présence d'un esker et de chenaux d'eau de fonte nous incitent à nous interroger sur l'écoulement glaciaire local qui différait de l'écoulement régional pendant le retrait.

RÉFÉRENCES

- Agriculture Canada, 1976. Glossaire des termes de la science des sols. Agriculture Canada, Ottawa, 44 pp.
- ASTM, 1984. American standard test method D4318-00, Standard test for liquid limit, plastic limit, and plasticity index of soils.
- , 2001. American standard test method D422-63, Standard test for particle size analysis of soils.
- Aylsworth, J.M., 1992. Landslides, Distribution and Classification, 60 Degrees North To 64 Degrees North, Mackenzie Valley, N.W.T. Geological Survey of Canada, Open File 2554.
- Bartleman, A.P., Miyanishi, K., Burn Christopher, R. et Cote, M.M., 2001. Development of vegetation communities in a retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory; a 10-year assessment. *Arctic*, 54(2): 149-156.
- Bégin, C., Michaud, Y. et Archambault, S., 2000. Tree-ring evidence of recent climate changes in the Mackenzie Basin, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 547, Ottawa, pp. 65-78.
- Begin, C., Michaud, Y. et Filion, L., 1995. Dynamics of Holocene cliff-top dune along Mountain River, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Research*, 44: 392-404.
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and glaciation*. Arnold, London, 734 pp.
- Boggs, S., 2001. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 726 pp.
- Bostock, H.S., 1948. *Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the 55th parallel*. C.G.C., Ottawa, 106 pp.
- Burn, C.R., 1997. Cryostratigraphy, paleogeography and climate change during the early Holocene warm interval, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34: 912-925.
- , 2000. The thermal regime of a retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 967-981.
- Burn, C.R. et Friele, P.A., 1989. Geomorphology, vegetation succession, soil characteristics and permafrost in retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory. *Arctic*, 42(1): 31-40.

- Burn, C.R. et Lewkowicz, A.G., 1990. Retrogressive thaw slump. *The Canadian Geographer*, 34(3): 273-276.
- Burn, C.R., Michel, F.A. et Smith, M.W., 1986. Stratigraphic, isotopic, and mineralogical evidence for an early Holocene thaw unconformity at Mayo, Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 794-831.
- Burn, C.R. et Smith, M.W., 1990. Development of thermokarst lakes during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1: 161-176.
- Burns, B.M., 1973. The climate of the Mackenzie valley-Beaufort Sea. *Climatological studies No. 24, 2. Environnement Canada, Atmospheric Environment, Toronto*, 239 pp.
- Crozier, M.J., 1986. *Landslides: causes, consequences and environment*, Croom Helm, London, 252 pp.
- Direction des levés et de la cartographie, E.M.R., 1967. Aklavik Range, District of Mackenzie, Northwest Territories. C.G.C., Ottawa, 1:50 000.
- , 1973. Mount Goodenough, District of Mackenzie, Northwest Territories. C.G.C., Ottawa, 1:50 000.
- Dreimanis, A., 1976. Tills: their origin and properties. In: R.F. Legget (Editor), *Glacial Till, An inter-disciplinary study*. The Royal Society of Canada, Ottawa, pp. 11-49.
- Dreimanis, A. et Vagners, U.J., 1971. Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In: R.P. Goldthwait (Editor), *Till, a symposium*. Ohio University Press, pp. 237-250.
- Duk-Rodkin, A. et Hughes, O.L., 1992. Surficial Geology, Fort McPherson-Bell River, Yukon-Northwest Territories. Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1745A, 1:250 000
- , 1994. Tertiary-Quaternary drainage of the pre-glacial Mackenzie Basin. *Quaternary International* 22/23, pp.221-241.
- , 1995. Quaternary geology of the northeastern part of the central Mackenzie Valley corridor, District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 458, 45 pp.
- Duk-Rodkin, A. et Lemmen, D.S., 2000. Glacial history of the Mackenzie region. In: Brooks (Editor), *The physical environment of the Mackenzie valley, Northwest Territories: A base line for the assessment of environmental change*. Geological Survey of Canada, Bulletin 547, Ottawa, pp. 11-20.

- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. The Laurentian and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21: 9-31.
- Dyke, L.D., 2000. Climate of the Mackenzie valley. In: L.D.D.e.G.R. Brooks (Editor), *The physical environment of the Mackenzie valley, Northwest Territories: A base line for the assessment of environmental change*. Geological Survey of Canada, Bulletin 547, Ottawa, pp. 21-30.
- Environment Canada, 1993. Canadian monthly climate data and 1961-1990 normals, Environment Canada, 1 CD-ROM.
- , 2001. Historical Canadian Climate Database, Climate monitoring and interpretation division for the Climate Research Branch, Meteorological Service of Canada. URL:ccma.bc.ec.ca
- Eyles, N. et Eyles, C., 1992. Glacial depositional systems. In: G. Walker et N.P. James (Editors), *Facies model*. Geological Association of Canada, pp. 73-100.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin, 182 pp.
- French, H.M., 1974. Active thermokarst processes, Eastern Banks Island, Western Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11: 785-793.
- , 1996. *The Periglacial Environment*. Second edition, Longman, Harlow, 341 pp.
- , 1998. An appraisal of cryostratigraphy in North-West Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 297-312.
- French, H.M. et Egginton, P., 1973. Thermokarst development, Banks Island, Western Canadian Arctic, Second International Conference on Permafrost, Vol. No. 1 North American Contribution. National Academy of Sciences, Washington, D.C., pp. 203-212.
- Goldthwait, R.P., 1971. Introduction to till, today. In: R.P. Goldthwait (Editor), *Till, a symposium*. Ohio University Press, pp. 3-26.
- Groupe de travail sur la stratification écologique, 1995. *Cadre écologique national pour le Canada*. Agriculture et agroalimentaire Canada, Direction générale de la recherche, Ottawa/Hull, 144 pp.
- Harris, C., 1981. *Periglacial mass-wasting*. University of East Anglia, Norwich, 204 pp.

- Heginbottom, J.A., 1984. Continued headwall retreat of a retrogressive thaw flow slide, eastern Melville Island, Northwest Territories, Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, pp. 363-365.
- Heiri, O., Lotter, A.F. et Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25: 101-110.
- Klein, C. et Hurlbut, C.S., 1999. *Manual of mineralogy*. John Wiley and Sons, New York, 681 pp.
- Kujansuu, R. et Saarnisto, M., 1990. *Glacial indicator tracing*. Balkema, Rotterdam, 252 pp.
- Lacelle, D., 2002. *Ground ice investigation in the far northwest of Canada*. M. Sc. Thesis, Ottawa, 101 pp.
- Lacelle, D., Bjornson, J., Lauriol, B., Clark, I.D. et Troutet, Y., 2003. Segregated-intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, N.W.T., Canada. *Quaternary Science Reviews*: In press.
- Lamirande, I., 2001. *La météorisation des grès des terrasses de Bug Creek*. Territoires du Nord-Ouest, Canada. M.Sc. Thesis, Université d'Ottawa, Ottawa, 131 pp.
- Lamothe, C. et St Onge, D.A., 1961. A note on a periglacial erosional processes in the Isachen area, N.W.T. *Geographical Bulletin*, 16: 104-113.
- Lauriol, B., Duguay, C.R. et Riel, A., 2002. Response of the Porcupine and Old Crow rivers in northern Yukon, Canada, to Holocene climatic change. *The Holocene*, 12(1): 27-34.
- Lewkowicz, A.G., 1986a. Headwall retreat of ground-ice slumps, Banks Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 1077-1085.
- , 1986b. Rate of short-term ablation of exposed ground ice, Banks Island, Northwest Territories, Canada. *Journal of Glaciology*, 32(112): 511-519.
- , 1987. Headwall retreat of ground-ice slumps, Banks Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 1077-1085.
- Lowe, J.J. et Walker, M.J.C., 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, Harlow, 446 pp.
- Mackay, J.R., 1966. Segregated epigenetic ice and slumps in permafrost Mackenzie Delta area, N.W.T. *Geographical Bulletin*, 8(1): 59-80.

- , 1989. Massive ice: some field criteria for the identification of ice types, Current research part B. C.G.C., Ottawa, pp. 5-11.
- McRoberts, E.C. et Morgenstern, N.R., 1974. The stability of thawing slopes. Canadian Geotechnical Journal, 11(4): 447-469.
- Murton, J.B., 2001. Thermokarst sediments and sedimentary structures, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. Global and Planetary Change, 28: 175-192.
- Murton, J.B. et French, H.M., 1993. Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 31: 737-747.
- , 1994. Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 31: 737-747.
- Murton, J.B., French, H.M. et Lamothe, C., 1998. The dating of thermokarst terrain, Pleistocene Mackenzie Delta, Canada, 7th International Conference on Permafrost, Yk.
- Norris, D.K., 1981a. Geology, Aklavik, District of Mackenzie. C.G.C, Ottawa.
- , 1981b. Geology, Fort McPherson, District of Mackenzie. C.G.C, Ottawa.
- Pagé, P., 1992. L'environnement glaciaire. Guérin Universitaire, Montreal, 368 pp.
- Pollard, W.H., 2000. Distribution and characterization of ground ice on Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut. In: M. Garneau et B.T. Alt (Editors), Environmental response to climate change in the Canadian High Arctic. C.G.C., Ottawa, pp. 207-233.
- Pough, F.H., 1996. Rocks and minerals. Houghton Mifflin Company, Boston, 396 pp.
- Rampton, V.N., 1982a. Quaternary geology of the Yukon coastal plain. 317, C.G.C. Ottawa.
- , 1982b. Quaternary Geology Yukon Coastal Plain, Yukon Territory-Northwest Territory, Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1503A. CGC, Ottawa.
- Ritchie, J.C., 1971. Late-Quaternary vegetation and climate near the Arctic tree line of Northwestern North America. Quaternary Research, 1: 331-341.
- , 1984. Past and present vegetation of the far north-west Canada. University of Toronto Press, Toronto, 251 pp.
- Robinson, S.D., 2000. Thaw-slump-derived thermokarst near Hot Weather Creek, Ellesmere Island, Nunavut. In: M. Garneau et B.T. Alt (Editors), Environmental response to climate change in the Canadian High Arctic. C.G.C. pp. 335-345.

- Sorrell, C.A. et Sandstrom, G.F., 1981. Roches et minéraux. Marcel Broquet, La Prairie, 273 pp.
- Stuart, R.A., Etkin, D.A. et Judge, A.S., 1991. Recent observations of air temperature and snow depth in the Mackenzie Valley area and their implications on the stability of permafrost layers. Atmospheric Environment Service, Downsview, 178 pp.
- Sugden, D.E. et John, B.S., 1976. Glaciers and landscape. A geomorphological approach. Edward Arnold, Frome, 374 pp.
- Van der Wateren, F.M., 2002. Processes of glaciotectonism. In: J. Menzies (Editor), Modern and past glacial environments. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 417-443.
- Warren, W.P. et Ashley, G.M., 1994. Origins of ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. Journal of Sedimentary Research, A64: 433-449.
- Wolfe, S.A., Kotler, E. et Dallimore, S.R., 2001. Surficial characteristics and the distribution of thaw landforms (1970-1999), Shingle Point to Kay Point, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Open File 4115.
- Yatsu, E. et Shimoda, S., 1990. Xray diffraction of clay minerals. In: A.S. Goudie (Editor), Geomorphological techniques. Unwin Hyman, London, pp. 153-160.