

DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE ET TÉLÉDÉTECTION

Faculté des lettres et sciences humaines

Université de Sherbrooke

GB  
428.5  
.03234  
1996  
G-MEJES

CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE ET BIOPHYSIQUE APPLIQUÉE À LA  
GÉOMORPHOLOGIE PÉRIGLACIAIRE: RÉGION DE SCHEFFERVILLE,  
QUÉBEC-LABRADOR CENTRAL

par

PATRICK LAJEUNESSE, 1969-

I-1424

Bachelier ès sciences (géographie)

de l'Université de Sherbrooke

**BIBLIOTHÈQUE U.S.**

MÉMOIRE PRÉSENTÉ

pour obtenir

LA MAÎTRISE ÈS SCIENCES (GÉOGRAPHIE)

Sherbrooke

juin 1996

*... il y avait une idée qui semblait revenir constamment  
dans presque tous les livres: que toutes les choses étaient  
des manifestations d'une seule et unique chose.*

Paulo Coelho  
**L'alchimiste**

## RÉSUMÉ

Une carte géomorphologique du transect expérimental de Schefferville (TES) est élaborée et jointe à une cartographie biophysique afin d'observer les interrelations spatiales existant, d'une part, entre les formes périglaciaires et leur environnement géomorphologique et biophysique et, d'autre part, entre ces formes elles-mêmes. La définition de ces interrelations, à partir de l'analyse de cette cartographie, permet donc de déterminer les conditions de développement des formes périglaciaires de la région.

En premier lieu, la carte géomorphologique regroupe sept planches présentant la géologie superficielle, la géomorphologie glaciaire, les ostioles, les gradins sans triage, les autres types de sols structurés, les formes cryonivales de destruction et les formes périglaciaires organogènes du TES. En second lieu, la cartographie biophysique du TES regroupe huit planches présentant la strate herbacée et muscinale, la densité forestière, la hauteur des arbres, l'hypsométrie, l'inclinaison des pentes, les convexités-concavités, l'orientation des versants et la profondeur de neige en mars 1993.

Les résultats de l'interprétation de ces interrelations sont présentés sous forme de tableau représentant les conditions géomorphologiques et biophysiques de développement associées à chacune des formes périglaciaires présentes sur la zone d'étude. Il est entre autre possible, à l'aide de ce tableau, de dégager les conditions optimales de développement de plusieurs de

ces formes. De plus, la cartographie de la géomorphologie périglaciaire s'est avérée un très bon outil pour cartographier le pergélisol.

### ABSTRACT

Many periglacial landforms are found in the Schefferville area, in central Québec-Labrador for which the spatial relationships to factors favoring their development are still not well understood. For this reason, a geomorphological map of the Schefferville digital transect (SDT) has been produced and joined to a biophysical map to observe spatial relationships between, first, periglacial landforms and their geomorphological and biophysical environment and, secondly, periglacial landforms themselves. Identification of these interrelations, by means of map analysis, allow assessment of the conditions controlling development of the region's periglacial landforms.

The SDT's geomorphological map includes seven layers representing respectively surficial geology, glacial geomorphology, circles, non-sorted steps, other patterned ground, destructive cryonival landforms and periglacial organogenic landforms. The biophysical map includes eight layers representing moss and herbaceous strata, forest density, tree height, hypsometry, slope gradients, convexity-concavity, slope orientation and snow cover depth in March 1993.

Results of the interpretation of these interrelations are presented in a table by means of which geomorphological and biophysical development conditions associated with each of the periglacial landforms found in the study area are identified. This table even permits identification of optimum development conditions for several of the landforms. The mapping of periglacial geomorphology also proves to be a very good tool for mapping permafrost.

## REMERCIEMENTS

Les données utilisées à cette recherche proviennent principalement de la compagnie Iron Ore du Canada, qui a réalisé les photographies aériennes ainsi que les cartes topographiques et géologiques de la zone d'étude; du Département de la Défense Nationale (*Defence Research Establishment Suffield*) et de M. Hardy B. Granberg, qui ont fourni le modèle numérique d'altitude (MNA), les photographies aériennes et le site de campement sur le terrain; et enfin, de Richard Audet, qui a fourni les cartes dérivées du MNA et les cartes de végétation. De plus, l'aide de la Station subarctique de l'Université McGill à Schefferville et de sa responsable, Mme Oksana Choulik, a été bien appréciée lors des travaux sur le terrain. Enfin, les frais de transport ont été en partie défrayés par la subvention RADARSAT-ADRO (*Applied Development and Research Organization*) de l'Agence Spatiale Canadienne à M. Hardy Granberg.

Je désire remercier personnellement le directeur de ma recherche, M. Hardy Granberg; M. André Poulin, pour ses suggestions et critiques très pertinentes; mon collègue, Pascal Bernatchez, qui m'a accompagné sur le terrain et avec lequel j'ai pu avoir de nombreux échanges; et enfin, ma conjointe, Annick Boisclair, qui a lu et relu les différentes versions de ce mémoire et a su m'encourager au cours de ces deux dernières années.

Toutes les photographies présentées dans ce mémoire ont été prises au sol par l'auteur lors de ses travaux de terrain sur le Transect expérimental de Schefferville.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ .....</b>	<b>III</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>IV</b>
<b>REMERCIEMENTS .....</b>	<b>VI</b>
<b>1.0. INTRODUCTION .....</b>	<b>1</b>
1.1. Site d'étude .....	1
1.2. Problématique .....	5
1.3. Objectifs .....	7
1.4. Hypothèses .....	8
1.4.1. Hypothèses scientifiques .....	8
1.4.2. Hypothèse méthodologique .....	8
<b>2.0. CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU PHYSIQUE DU TES .....</b>	<b>9</b>
2.1. Géologie et géomorphologie .....	9
2.2. Climat .....	17
2.3. Végétation .....	18
2.4. Couvert nival et pergélisol .....	20
<b>3.0. GÉOMORPHOLOGIE PÉRIGLACIAIRE DE LA RÉGION DE .....</b>	
<b>SCHEFFERVILLE .....</b>	<b>23</b>
3.1. Recherches réalisées en géomorphologie périglaciaire dans la région de Schefferville .....	23
3.2. Formes périglaciaires retrouvées sur le TES .....	26
3.2.1. Sols structurés .....	26
3.2.1.1. Cercles terreux de pierres .....	28

3.2.1.2. Cercles de boue .....	33
3.2.1.3. Cercles à bourrelet .....	36
3.2.1.4. Gradins sans triage .....	37
3.2.1.5. Traînées sans triage .....	40
3.2.1.6. Thufurs .....	41
3.2.1.7. Polygones avec triage .....	44
3.2.1.8. Polygones avec triage sur fond de lacs .....	46
3.2.1.9. Petits sols polygonaux .....	48
3.2.2. Formes cryonivales de destruction .....	50
3.2.2.1. Niches nivales .....	51
3.2.2.2. Vallées asymétriques .....	55
3.2.2.3. Bourrelets de pont de neige .....	58
3.2.2.4. Surfaces de cryoplanation .....	60
3.2.2.5. Surfaces dénudées .....	64
3.2.2.6. Champs de pierres .....	65
3.2.2.7. Éboulis de gélifraction .....	67
3.2.2.8. Vallons de gélivation .....	69
3.2.3. Formes périglaciaires organogènes .....	71
3.2.3.1. Palses .....	72
3.2.3.2. Plateaux palsiques .....	75
3.2.3.3. Tourbières réticulées .....	77
3.2.4. Formes de gélifluxion .....	78
3.2.4.1. Lobes de gélifluxion .....	78
<b>4.0. MÉTHODOLOGIE .....</b>	<b>80</b>
4.1. Revue de littérature .....	81
4.2. Photo-interprétation .....	81
4.3. Levés sur le terrain .....	83
4.4. Établissement de la légende de la carte .....	83
4.5. Réalisation de la cartographie géomorphologique .....	84



<b>5.0. RÉSULTATS .....</b>	<b>86</b>
5.1. Cartographie géomorphologique .....	84
5.1.1. Carte de la géologie superficielle .....	85
5.1.2. Carte de la géomorphologie glaciaire .....	87
5.1.3. Carte des ostioles .....	87
5.1.4. Carte des gradins sans triage .....	89
5.1.5. Carte des autres sols structurés .....	89
5.1.6. Carte des formes cryonivales de destruction .....	93
5.1.7. Carte des formes périglaciaires organogènes .....	93
5.2. Cartes biophysiques .....	97
5.2.1. Carte de la strate herbacée et muscinale .....	97
5.2.2. Carte de la densité du couvert forestier .....	97
5.2.3. Carte de la hauteur des arbres .....	99
5.2.4. Modèle numérique d'altitude et cartes dérivées .....	99
5.2.4.1. Carte hypsométrique.....	102
5.2.4.2. Carte de l'inclinaison des pentes .....	102
5.2.4.3. Carte des convexités-concavités .....	105
5.2.4.4. Carte de l'orientation des versants .....	107
5.2.5. Carte de la profondeur de neige .....	107
5.2.5.1. Validation de la carte de la profondeur de neige de Audet par une comparaison avec des mesures de profondeur prises sur le terrain .....	110
<b>6.0. ANALYSE DES DONNÉES CARTOGRAPHIQUES .....</b>	<b>113</b>
6.1. Conditions géomorphologiques et biophysiques de développement des formes périglaciaires du TES .....	114
<b>7.0. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION .....</b>	<b>118</b>
7.1. Conditions optimales de développement des formes périglaciaires du TES ....	118
7.1.1. Sols structurés .....	119
7.1.2. Formes cryonivales de destruction .....	122

7.1.3. Formes périglaciaires organogènes .....	124
7.2. Comparaison des résultats à ceux d'autres recherches en géomorphologie périglaciaire .....	125
7.3. Comparaison de la cartographie des formes périglaciaires à la carte régionale du pergélisol de l'IOCC et à la carte des zones de pertes de chaleur pendant l'hiver telles que définies par l'analyse de l'image RAS de Granberg (1994) ..	126
7.4. Fiabilité des résultats .....	130
<b>8.0. CONCLUSION .....</b>	<b>133</b>
<b>RÉFÉRENCES .....</b>	<b>136</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>FIGURE 1.</b> Carte de localisation .....	2
<b>FIGURE 2.</b> Transect expérimental de Schefferville .....	3
<b>FIGURE 3.</b> Patrons d'accumulations de neige pendant le printemps vus par photographie aérienne .....	15
<b>FIGURE 4.</b> Transition des sols structurés sur pente progressive .....	28
<b>FIGURE 5.</b> Cercle terreux de pierres .....	29
<b>FIGURE 6.</b> Stade de croissance des cercles terreux de pierres .....	32
<b>FIGURE 7.</b> Cercle de boue .....	34
<b>FIGURE 8.</b> Cercle à bourrelet .....	37
<b>FIGURE 9.</b> Transition entre cercles et gradins sur une pente .....	38
<b>FIGURE 10.</b> Gradins sans triage .....	39
<b>FIGURE 11.</b> Traînées sans triage .....	41
<b>FIGURE 12.</b> Thufurs organiques humides .....	43
<b>FIGURE 13.</b> Thufurs organiques secs .....	43
<b>FIGURE 14.</b> Polygonisation relique .....	45

<b>FIGURE 15.</b> Polygones avec triage sur fond d'étang .....	47
<b>FIGURE 16.</b> Micro-polygones avec triage .....	49
<b>FIGURE 17.</b> Micro-traînées avec triage .....	50
<b>FIGURE 18.</b> Niche nivale en août 1994 .....	53
<b>FIGURE 19.</b> Niche nivale à la fin juin 1995 .....	54
<b>FIGURE 20.</b> Niche nivale au début mars 1996 .....	55
<b>FIGURE 21.</b> Versant abrupt d'une vallée asymétrique en début juillet .....	56
<b>FIGURE 22.</b> Versant abrupt d'une vallée asymétrique en début mars .....	56
<b>FIGURE 23.</b> Croquis d'un bourrelet de pont de neige .....	59
<b>FIGURE 24.</b> Bourrelet de pont de neige .....	60
<b>FIGURE 25.</b> Cryoplanation sur sommets de collines .....	62
<b>FIGURE 26.</b> Cryoplanation sur un sommet de colline .....	62
<b>FIGURE 27.</b> Cryoplanation sur un sommet de colline en mars 1996 .....	63
<b>FIGURE 28.</b> Terrasses de cryoplanation .....	63
<b>FIGURE 29.</b> Surface dénudée .....	64
<b>FIGURE 30.</b> Champ de pierres .....	66
<b>FIGURE 31.</b> Gélifraction sur un affleurement de la formation de Fleming .....	66
<b>FIGURE 32.</b> Gélifraction sur un affleurement de la formation de Sokoman .....	67
<b>FIGURE 33.</b> Éboulis de gélifraction .....	69
<b>FIGURE 34.</b> Vallon de gélivation au début juillet 1995 .....	70
<b>FIGURE 35.</b> Vallon de gélivation .....	71
<b>FIGURE 36.</b> Paleses Goodream .....	74
<b>FIGURE 37.</b> Pergélisol à 20 cm de profondeur sur une palse .....	74
<b>FIGURE 38.</b> Plateau palsique .....	76
<b>FIGURE 39.</b> Lobe de gélifluxion .....	79
<b>FIGURE 40.</b> Organigramme méthodologique .....	80
<b>FIGURE 41.</b> Photographie aérienne couleur au 1 : 3 000 .....	82
<b>FIGURE 42.</b> Carte de la géologie superficielle .....	86
<b>FIGURE 43.</b> Carte des formes glaciaires et fluvio-glaciaires .....	88
<b>FIGURE 44.</b> Carte des ostioles .....	90

<b>FIGURE 45.</b> Carte des gradins sans triage .....	91
<b>FIGURE 46.</b> Carte des autres sols structurés .....	92
<b>FIGURE 47.</b> Carte des formes cryonivales de destruction .....	94
<b>FIGURE 48.</b> Carte des formes périglaciaires organogènes .....	96
<b>FIGURE 49.</b> Carte de la strate herbacée et muscinale .....	98
<b>FIGURE 50.</b> Carte de la densité du couvert forestier .....	100
<b>FIGURE 51.</b> Carte de la hauteur de arbres .....	101
<b>FIGURE 52.</b> Carte hypsométrique .....	102
<b>FIGURE 53.</b> Carte des pentes .....	104
<b>FIGURE 54.</b> Carte de la convexité et concavité .....	106
<b>FIGURE 55.</b> Carte de l'orientation des versants .....	108
<b>FIGURE 56.</b> Carte de la profondeur du couvert nival .....	109
<b>FIGURE 57.</b> Cartes des mesures d'épaisseur de neige .....	111
<b>FIGURE 58.</b> Carte régionale de la distribution du pergélisol de l'IOCC .....	128
<b>FIGURE 59.</b> Carte des zones de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver .....	129
<b>FIGURE 60.</b> Carte de la géomorphologie périglaciaire .....	131

**LISTE DES TABLEAUX**

<b>TABLEAU 1.</b> Sommaire des formations géologiques de la région de Schefferville .....	10
<b>TABLEAU 2.</b> Conditions de développement des formes périglaciaires sur le TES .....	116
<b>TABLEAU 3.</b> Nombre d'unités et de regroupements de formes périglaciaires sur le TES ainsi que la superficie et le rapport à la superficie totale de ces regroupements .....	117

## 1.0. INTRODUCTION

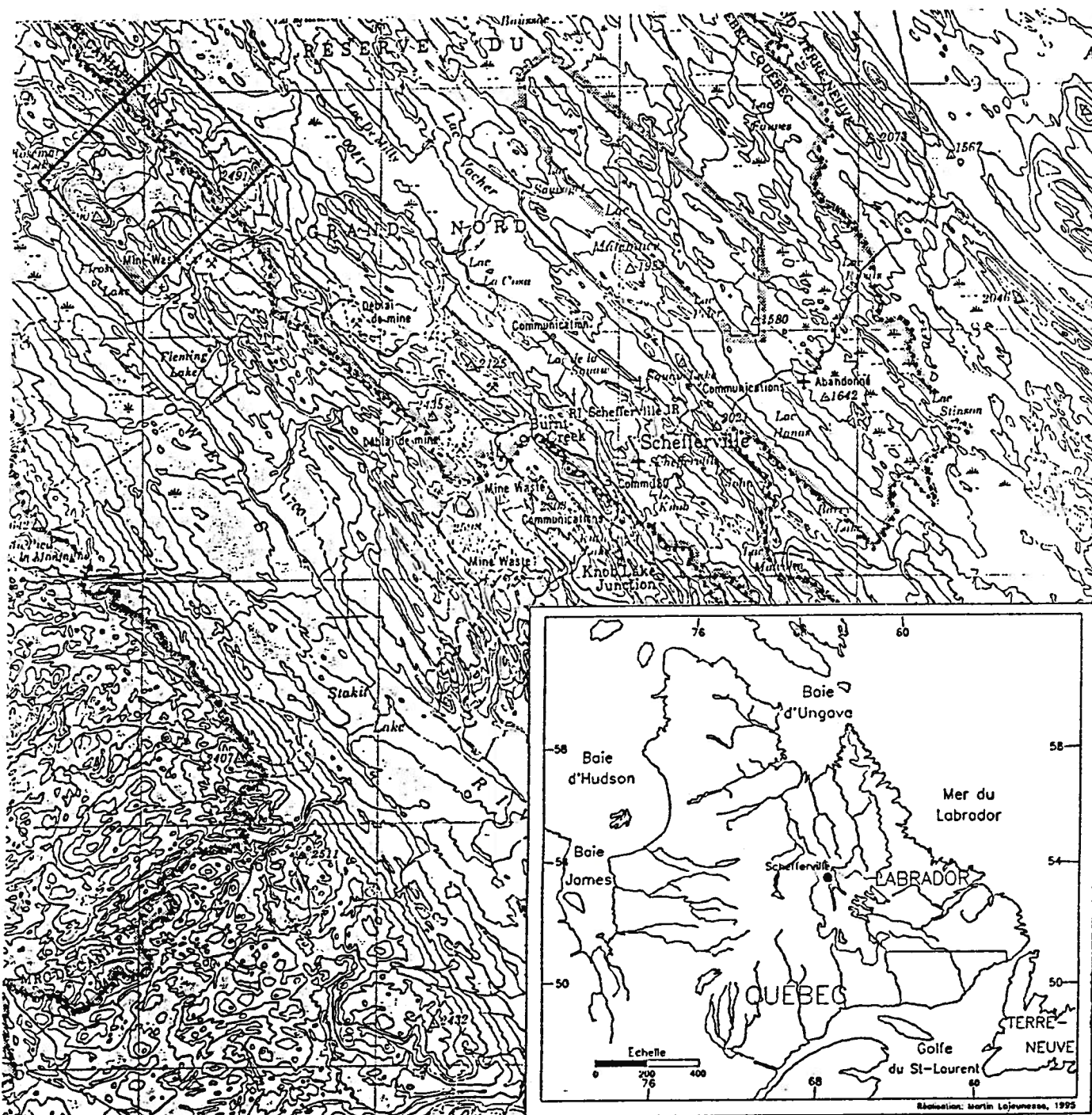
### 1.1. Site d'étude

Le Transect expérimental de Schefferville (TES) est localisé à 30 km au NO de la ville de Schefferville, au Nouveau-Québec (55°N, 67°O) (**figure 1**). Ce territoire, qui a été initialement choisi dans le but de réaliser un système d'information géographique sur la neige (Granberg et Irwin, 1991, 1993), est aujourd'hui un transect officiel CRYSYS (*CRYospheric SYStem for monitoring global change in Canada*) utilisé afin de développer et d'évaluer des méthodes de détection et de cartographie des différents aspects de la cryosphère (Granberg, 1994; Granberg *et al.*, 1993). Ce transect est de plus utilisé comme site d'étude en interférométrie radar (Vachon *et al.*, 1995) et dans le cadre du projet RADARSAT-ADRO (*Applied Development and Research Organization*) de l'Agence Spatiale Canadienne.

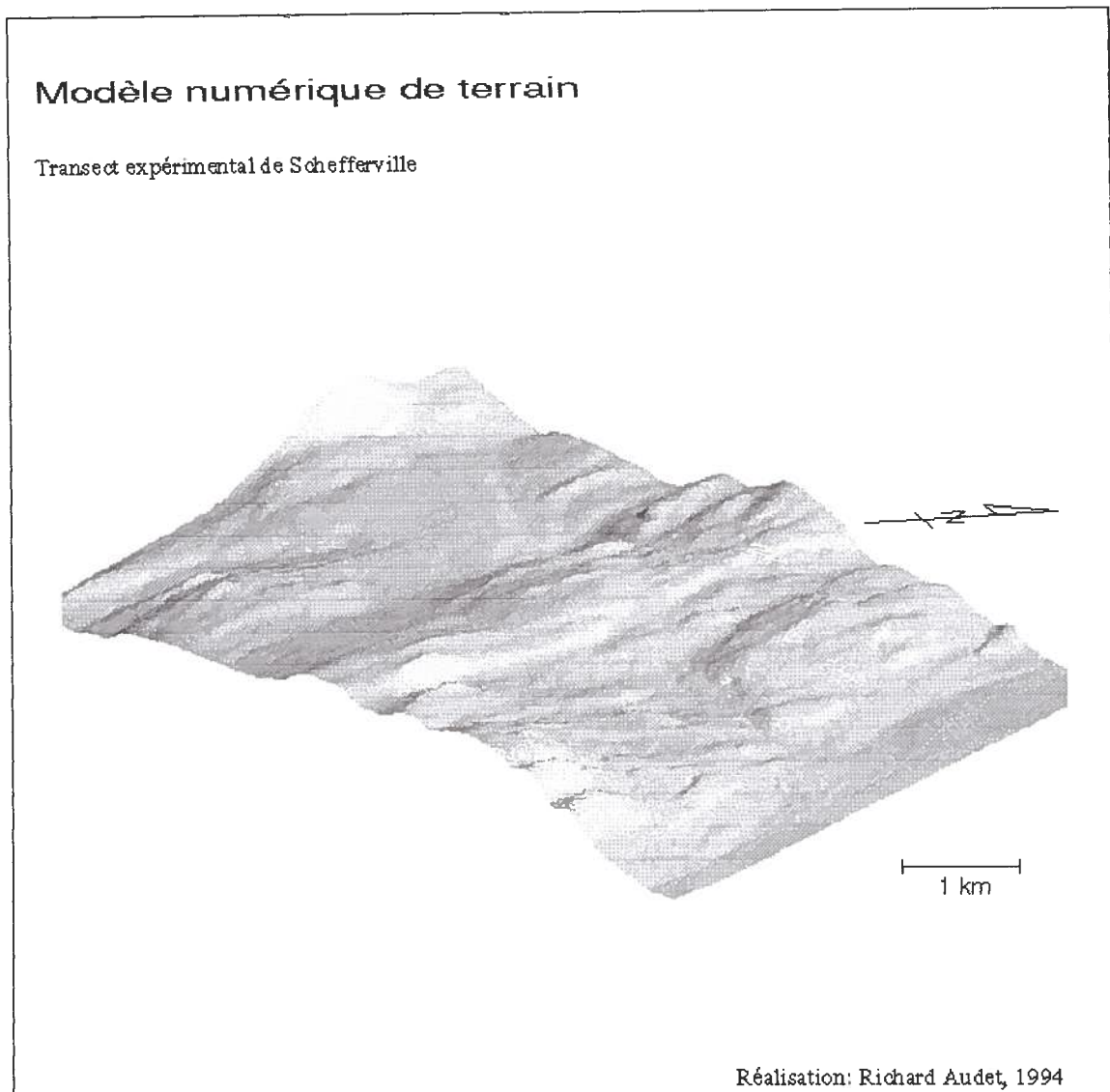
Le TES (**figure 2**) couvre une superficie de 37 km<sup>2</sup> et est découpé par la ligne de partage des eaux de deux grands bassins hydrographiques, soit ceux de la mer du Labrador et de la Baie d'Ungava. Il se retrouve ainsi, de son côté SO, au Labrador et de son côté NE, au Nouveau-Québec.

La région de Schefferville se situe dans la zone de climat subarctique, caractérisée dans la région par une végétation de toundra forestière et un pergélisol discontinu. Elle est de plus

située à la limite méridionale de la "région morphogénique périglaciaire" de Peltier (1950) et dans la zone sub-polaire de Troll (1944).



**FIGURE 1.** Carte de localisation de la ville de Schefferville et du Transect expérimental de Schefferville, au Québec Labrador central. Carte topographique: EMR 1983, 1 : 250 000, Schefferville, feuillet 23 J.



**FIGURE 2.** Modèle numérique d'altitude (Transect expérimental de Schefferville).

C'est la présence de plusieurs formes et processus périglaciaires qui nous a incité à choisir la région de Schefferville comme site d'étude. En effet, ce secteur est représentatif de la plupart des phénomènes périglaciaires caractérisant la zone subarctique du Québec. De



De plus, l'accessibilité au terrain, par de nombreux chemins, et les installations déjà existantes sur le terrain d'étude motivent d'autant plus ce choix.

Le grand nombre de recherches réalisées dans plusieurs domaines sur la région de Schefferville nous a aussi incité à la choisir comme lieu d'étude. Il est rare de retrouver, sur une même région, une documentation aussi importante et diversifiée; les études les plus substantielles provenant des recherches réalisées par les étudiants et chercheurs de la Station subarctique de l'Université McGill de Schefferville.

Le choix du TES comme site d'étude a par ailleurs été motivé par la quantité et la qualité du matériel de recherche disponible. Effectivement, une importante banque de cartes topographiques et de photographies aériennes à différentes échelles, y compris certaines de ces dernières en couleur au 1 : 3 000, et prises à différents temps de l'année, un modèle numérique d'altitude, une cartographie détaillée de la végétation et des rapports géologiques étaient accessibles.

## 1.2. Problématique

Plusieurs formes périglaciaires, à propos desquelles il manque encore des données précises, permettant d'expliquer leur genèse et leur développement, sont présentes dans la région de Schefferville.

Effectivement, en dépit de toutes les recherches réalisées sur les formes périglaciaires, peu de connaissances ont jusqu'à maintenant été acquises afin d'expliquer leur genèse. Washburn (1956) a souligné ce fait, en se rapportant aux sols structurés, en précisant que les chercheurs partagent le même avis à l'effet que l'origine de ce type de phénomène géomorphologique est très complexe. À la suite à ce constat, il a conclu qu'il était nécessaire d'obtenir d'autres données plus précises et détaillées découlant de différentes recherches scientifiques.

Par ailleurs, peu de travaux furent réalisés afin de définir les facteurs biophysiques précis responsables de l'origine, du développement, de la nature, des caractéristiques, de la densité et de la répartition de chacun des phénomènes géomorphologiques périglaciaires. De plus, les relations existant entre les phénomènes géomorphologiques n'ont jamais été une grande préoccupation à l'intérieur de la discipline de la géomorphologie (Klimaszewski, 1968; *in* St-Onge, 1981).

Il appert donc que des recherches plus approfondies devraient être envisagées, afin de mieux comprendre les relations existant entre les processus et les formes périglaciaires de terrain (Barsch, 1993) ainsi qu'entre ces phénomènes et les conditions de leur environnement biophysique et géomorphologique. Ainsi, la principale tâche de la géomorphologie périglaciaire, pour l'avenir, réside dans le développement d'une meilleure connaissance de ces "géosystèmes" périglaciaires (Barsch, 1993).

La cartographie géomorphologique n'est pas seulement un moyen de décrire et d'expliquer la géomorphologie en se basant sur la morphogenèse des formes individuelles, mais aussi, et surtout, un outil permettant de définir les relations existant entre des formes variées influencées, à différents degrés, par plusieurs processus (St-Onge, 1981). De plus, une cartographie géomorphologique constitue tout autant un moyen de définir les relations existant entre les formes, les processus, la structure et la lithologie (St-Onge, 1965), qu'un moyen de recueillir des données spécifiques sur un problème géomorphologique particulier (Embleton et Verstappen, 1988). Enfin, la réalisation d'une cartographie géomorphologique à l'aide d'un système d'information géographique (SIG), combinée à un modèle numérique d'altitude et une cartographie de la végétation, permettrait une meilleure observation du "géosystème" périglaciaire de la région et ce, par une interprétation cartographique des interrelations spatiales existant entre les différents traits biophysiques et géomorphologique du milieu. Il s'avère alors essentiel d'élaborer une telle cartographie dans la région afin de mieux connaître les agents responsables de son modelé périglaciaire.

### 1.3. Objectifs

L'objectif de cette recherche est de déterminer les conditions favorisant le développement des formes périglaciaires du transect expérimental de Schefferville par l'analyse d'une cartographie géomorphologique et biophysique à l'aide d'un SIG.

Les objectifs spécifiques sont:

- d'analyser les interrelations spatiales entre les formes périglaciaires et les conditions biophysiques du territoire déjà étudiées par différentes méthodes allant de l'observation directe à l'image Radar.
- d'analyser les interrelations spatiales entre les différentes formes périglaciaires du territoire.
- d'analyser les interrelations spatiales entre les formes périglaciaires et la géomorphologie du territoire.

## **1.4. Hypothèses**

### **1.4.1. Hypothèses scientifiques**

- Le développement de chacune des formes périglaciaires de la région de Schefferville dépend de conditions géomorphologiques et biophysiques précises.

Une deuxième hypothèse scientifique, qui n'existait pas à l'origine de la recherche, s'est définie pendant cette recherche.

- Il existe une forte relation entre les formes périglaciaires et la distribution du pergélisol, telle que cartographiée par l'IOCC, ainsi que les zones de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver, telles que définies par l'analyse d'une image RAS en bande C par Granberg (1994).

### **1.4.2. Hypothèse méthodologique**

L'utilisation d'une cartographie géomorphologique et biophysique ainsi que d'un SIG, permet d'observer les interrelations existant, d'une part, entre les formes périglaciaires et leur environnement géomorphologique et biophysique et, d'autres part, entre ces formes elles-mêmes.

## 2.0. CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU PHYSIQUE DU TES

### 2.1. Géologie et géomorphologie

La géologie de la Fosse du Labrador a principalement été étudiée par Gross (1968) et Harrison *et al.* (1972) alors que la géologie de la région immédiate à Schefferville l'a été par Stevenson (1961) et Zajac (1974) (**tableau 1**). La géologie de la région de Schefferville est caractérisée par la présence de deux principaux types de roches. Tout d'abord le groupe de base, datant du Précambrien, est composé en majeure partie de gneiss granitique Archéen parsemé de roches intrusives. Ensuite, gisant en non-conformité sur celui-ci, reposent les roches plus récentes, datant du Précambrien et du Protérozoïque, qui constituent la Fosse du Labrador. La partie Est de la Fosse du Labrador est surtout formée de roches volcaniques et intrusives, correspondant à la région du miogéosynclinal, tandis que la région Ouest, soit celle de Schefferville, est presque entièrement composée de couches sédimentaires, correspondant à la région de l'eugéosynclinal (Zajac, 1974). Ces formations s'étendent dans un axe NO-SE sur près de 1100 kilomètres à travers le centre de la péninsule du Labrador, pour former la Fosse du Labrador (Gross, 1968).

En général, les couches de ces formations deviennent plus jeunes à mesure que l'on se dirige du SO vers le NE. Ces formations géologiques, fortement plissées, sont de plus entrecoupées de nombreuses failles donnant une répétition à la succession des couches. Ces lignes de faiblesse, que constituent le site de ces failles, sont donc caractérisées par la

ÈRE	SUPER-GROUPE	GROUPE	FORMATION	ÉPAISSEUR (mètres)	LITHOLOGIE DOMINANTE	
MÉSOZOÏQUE			REDMOND		Blocaille, argile	
DISCORDANCE						
PROTÉROZOÏQUE	KANIANPISKAU	KNOBLAKE			Diabase	
			CONTACT INTRUSIF			
			MENIHEK	305+	Schiste argileux, ardoise	
			SOKOMAN	91-213+	Formation de fer	
			NIMISH	0-91	Laves & pyro- clastites mafiques	
			DISCORDANCE (LOCALE ?)			
			WISHART	18-61	Quartzite	
			DISCORDANCE LOCALE			
			FLEMING	0-122	Brèche de chert	
			DENALT	0-183	Dolomie	
			ATTIKAMAGEN	0-305+	Schiste argileux, ardoise	
DISCORDANCE						
ARCHÉENNE					Gneiss	

TABLEAU 1. Sommaire des formations géologiques de la région de Schefferville (d'après Zajac, 1974; in Kich *et al.*, 1986).

présence d'érosion différentielle. De plus, la différence de dureté de ces matériaux, jointe au facteur de la succession des couches, joue un grand rôle dans le modelé du relief (Gardner, 1965).

La plus ancienne formation géologique protérozoïque retrouvée dans la région de Schefferville est celle de l'Attikamagen. Les roches de cette formation, qui sont principalement des schistes argileux gris vert et des ardoises pouvant atteindre près de 650 m d'épaisseur dans la région (Zajac, 1974), sont peu résistantes et occupent généralement le fond des vallées et les bas de pentes (Derbyshire, 1960). Au-dessus de la formation Attikamagen se trouve la formation de Denault, surtout formée de dolomie gris pâle (Zajac, 1974) atteignant près de 180 m d'épaisseur. Un peu plus au NE se trouve la formation de Fleming, composée surtout de brèches à chert d'une épaisseur de 90 m (Gardner, 1965). Cette dernière est suivie de la formation plus jeune de Wishart, formée principalement de quartzites avec quelques couches de quartzites feldspathiques, d'arkose, de grauwacke feldspathique, de grès, de schistes argileux, de dolomie et de conglomérats (Zajac, 1974) d'une soixantaine de mètres d'épaisseur (Gardner, 1965). Ces couches sont suivies de la formation de Nimish, constituée de *greenstones* d'une épaisseur atteignant parfois les 90 m et par la formation de ferrugineuses de Sokoman. La formation de Sokoman, principalement composée de couches riches en silice et en fer, constitue le principal attrait minier de la région. La Sokoman est surmontée par la plus jeune formation du groupe de Knob Lake, soit la formation Menihék. Cette formation, qui peut atteindre une épaisseur de 300 m, est composée de schistes argileux carbonatés grisâtres à noirâtres, d'ardoises et d'un



peu de grès. De plus, la présence de grauwacke feldspathique est observée de façon importante à quelques endroits (Zajac, 1974).

Derbyshire (1958, 1959, 1960, 1962a, 1962b) a réalisé à la fois les premières et les plus importantes recherches traitant de la déglaciation dans la région de Schefferville, lesquelles concernaient plus particulièrement l'érosion fluvio-glaciaire et étaient basées sur les indices laissés par les chenaux de drainage glaciaire. Les études réalisées par Ives (1960c) et Kirby (1960a, 1960b) ont aussi porté sur la déglaciation dans la région. Barr (1964a, 1965) a étudié l'environnement fluvio-glaciaire dans une zone située au Sud de la ville de Schefferville. La recherche de Fox (1958), qui a aussi amené des informations importantes sur l'environnement glaciaire de la région du lac Elross, est particulièrement intéressante puisqu'elle recouvre une partie de notre territoire. Roy (1961,1963) a abordé, au cours de ses travaux à Ferriman Ridge, l'environnement glaciaire de la région. À plus grande échelle, Henderson (1963) a étudié l'environnement glaciaire d'un territoire allant de Schefferville jusqu'à Fermont.

Le stade final de la déglaciation de la région s'est produit il y a environ 6 500 B.P. (Richard *et al.*, 1982; Dyke et Prest, 1987). La région située à l'Ouest de Schefferville, soit dans les environs des sources des rivières Caniapiscau, Grande-Baleine et La Grande, a été la dernière à subir le poids des glaces wisconsinienne au Québec, qui ont fondu sur place (Laverdière, 1967, 1982). Dans la région de Schefferville, les vestiges les plus manifestes de la déglaciation sont les chenaux de drainage marginaux et sous-glaciaires, incisés à

travers la roche en place, se retrouvant en très grand nombre dans l'ensemble de la région. Plusieurs lacs d'obturations glaciaires ont aussi existé pendant de courtes périodes de temps, ne laissant qu'un très mince dépôt silteux et parfois des traits de berges (Granberg *et al.*, 1994). D'après la faible quantité de dépôts fluvio-glaciaires et la grande quantité de kames et kettles retrouvés sur les haut plateaux de la région, il est probable que cette déglaciation se soit faite très rapidement et sans récurrence glaciaire. Les eaux de fonte ont été évacuées par les grandes vallées, telle que la vallée de la rivière Howells, alors dégagées de glaces, sur lesquelles elles ont laissé de nombreux deltas ou plaines d'épendages sur leurs versants et incisé de profonds chenaux dans les parties élevées de ceux-ci. Des matériaux fluvio-glaciaires, tout aussi riches en oxydes de fer que le till, se retrouvent donc perchés sur quelques versants de vallées orientés vers le NE ou le SE.

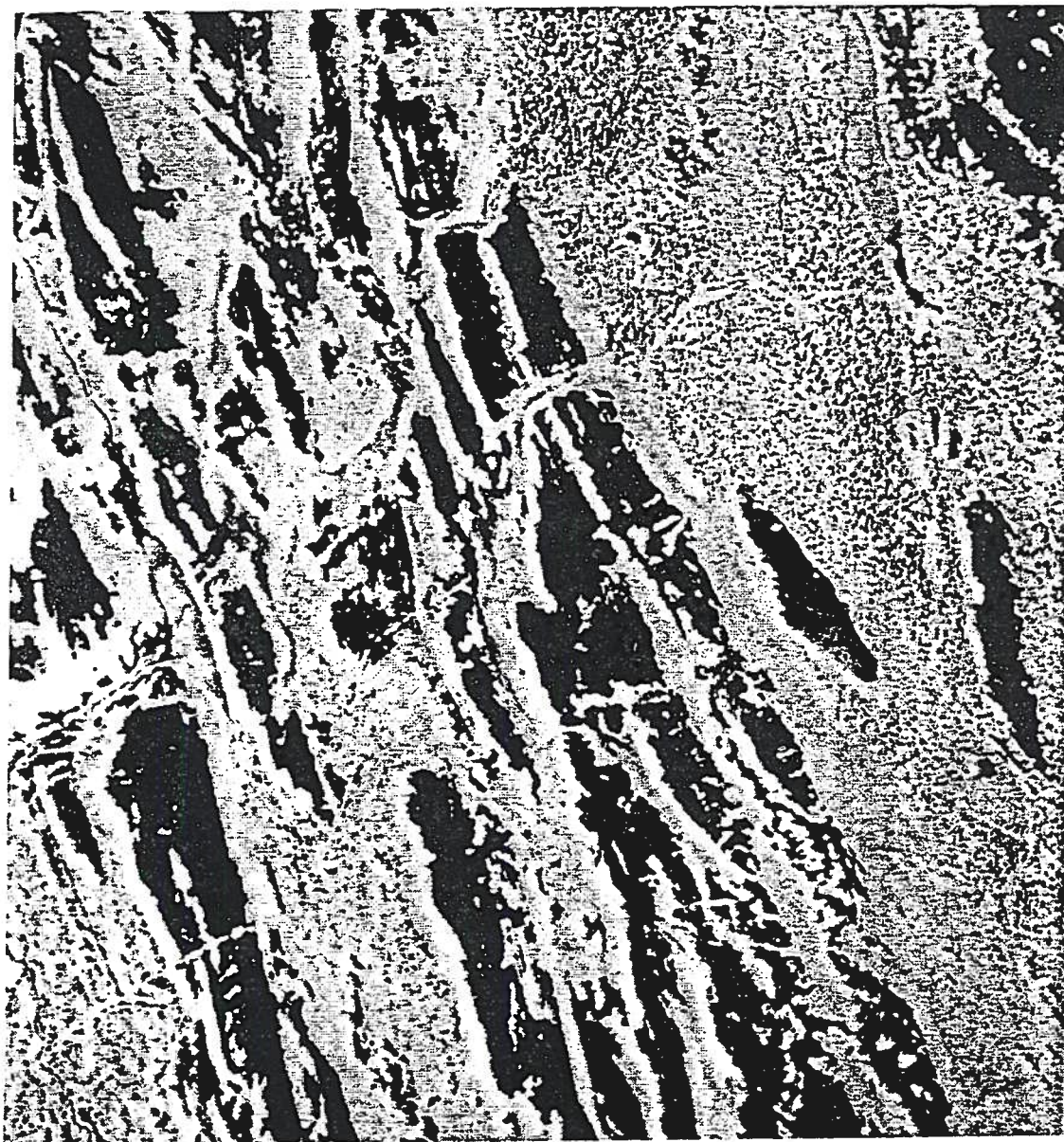
Enfin, le départ des glaces a permis la genèse de tourbières dans les dépressions gorgées d'eau. Ainsi, un très grand nombre de dépôts organiques sont retrouvés au fond des vallées et dépressions de la région.

Le relief de la région résulte directement des caractéristiques de sa géologie. En effet, la succession lithologique très variable en résistance a favorisé une érosion différentielle créant une suite de vallées et de crêtes allongées et arrondies orientées dans un axe NNO-SSE. De plus, le pendage élevé des couches explique la présence de plusieurs dos d'âne. Les contrastes de cette géomorphologie orientée ont été accentués lors des glaciations du Pléistocène, qui ont râclé les crêtes, laissant à la surface le substratum rocheux, et ont

comblées les dépressions par des dépôts meubles, surtout morainiques. La dissymétrie des crêtes est maximisée par les effets des vents forts venants du NO, qui causent une déflation sur les versants exposés aux vents tandis que la neige et les matériaux éoliens s'accumulent dans les versants sous le vent (**figure 3**).

Le till de la région, d'une épaisseur moyenne de moins de 1 m (Granberg, 1989), est peu perméable et possède une matrice fortement silto-argileuse de couleur rougeâtre, à cause de sa forte concentration en hématite. Il recouvre la majeure partie du territoire et devient de faible épaisseur ou inexistant sur les versants et sommets de collines.

Le TES est composé de deux unités physiographiques. Le secteur le plus vaste et le plus important, situé au SO à des altitudes variant entre 575 et 750 m, est principalement formé de roches appartenant aux formations de Sokoman, Fleming et Wishart et est caractérisé par une suite de collines, crêtes et vallées allongées, typique du relief de la région de Schefferville. Ce secteur se trouve délimité au SO par les versants du Mont Irony, l'une des collines les plus élevées de la région de Schefferville, avec une altitude de 836 m et une dénivellation de 154 m. Cette unité physiographique est recouverte d'un till, devenant moins épais sur les collines et les zones plus élevées, à travers lequel on retrouve quelques accumulations fluvio-glaciaires et organiques, lesquelles sont de faible étendue.



**FIGURE 3.** Photographie aérienne prise au printemps montrant des accumulations de neige persistantes sur les versants sous le vents et suivant l'axe général de la topographie orientée de la région (lac Goodream, TES) (*Schefferville Permafrost Data File*).

Ce secteur est aussi caractérisé par la présence, sur le versant SE du Mont Irony, d'un delta fluvio-glaciaire d'une largeur de près de 2 km et d'une épaisseur d'au moins 20 m, à la surface duquel une réavancée glaciaire locale a délaissé près de 1,5 m de till. La composition sablo-gravelleuse de ce delta se distingue fortement des autres dépôts fluvio-glaciaires retrouvés dans la région par sa très faible teneur en hématite et sa haute teneur en magnétite, lui donnant une couleur grisâtre plutôt que rougeâtre. Ce delta s'est formé dans un lac sous-glaciaire situé dans la vallée située au SE du Mont Irony. En effet, selon Derbyshire (1960), certaines hautes collines de la région de Schefferville ont bloqué l'avancée des glaces en provenance du NO. Il s'est donc créé, dans les vallées situées au SE de ces collines, des zones de faiblesse qui ont permis la naissance de cavités à l'intérieur des glaces dans lesquelles des lacs pro-glaciaires ont pu naître. Cependant, l'âge de ce delta n'a pas encore été déterminé et on ne sait donc pas s'il est d'âge wisconsinien ou pré-wisconsinien; le seul indice existant étant un bout de branche retrouvé, pendant un forage d'exploration de l'IOCC, à 18 m de profondeur et radiodaté au  $^{14}\text{C}$  à  $24\,250 \pm 400$  B.P. (Granberg et Krishnan, 1984).

L'autre secteur, situé au NE, est de moins grande étendue et est caractérisé par un relief de faible dénivellation, soit d'altitudes variant entre 530 et 575 m, principalement constitué des roches peu résistantes de la formation de Knob Lake, d'un till épais général, d'une plaine d'épandage fluvio-glaciaire d'une largeur de près de 2 km ainsi que de quelques tourbières de grande étendue.

## 2.2. Climat

Le climat de la région a été étudié par Barr et Wright (1981), Barry (1959), Hare (1950b), Lotz et Nebiker (1957) et Tout (1964).

La circulation atmosphérique de la péninsule du Labrador-Ungava est déterminée par de forts gradients de pression qui, particulièrement pendant l'hiver, sont contrôlés par la zone de basses pressions Islandaise et les zones de hautes pressions du Gröenland et du NO du Canada. La région de Schefferville est ainsi affectée par des dépressions pendant toute l'année. Ces dépressions, qui traversent la région du SO au Sud le long du front polaire, arrivent généralement du Golfe du Mexique, du Pacifique ou de la côte Est Américaine. En hiver, elles passent au Sud de la région et se dirigent vers le NE. Ces conditions donnent donc des précipitations de neige accompagnées de vents d'Est et des vents forts venant du NO, derrière les dépressions (Granberg, 1972).

Le climat de la région de Schefferville correspond au type Dfc (subarctique) dans la classification des climats de Köppen. Ce type de climat est caractérisé par des étés courts et frais où la température n'excède 10°C que pendant un à trois mois, par la présence de précipitations pendant toute l'année et par un mois le plus froid d'une température moyenne sous les - 3°C. Ainsi, la température moyenne annuelle à Schefferville est de - 4,9°C; le mois de janvier est le plus froid de l'année, avec une température moyenne de - 22,2°C, alors que juillet est le plus chaud, avec une température moyenne de 12,5°C; les précipitations y

sont de 784,7 mm, dont environ 48% tombent sous forme de neige (Barr et Wright, 1981). De plus, ces précipitations de neige peuvent se produire l'année durant (Granberg *et al.*, 1994). La neige tombant en hiver est généralement sèche, puisque les températures sont bien au-dessous du point de congélation. Cette neige est ainsi plus susceptible de subir une déflation par les vents forts. De plus, des pluies verglaçantes et de la bruine peuvent se produire en hiver en combinaison avec les zones de basses pressions profondes centrées sur le long de la côte est de la péninsule du Québec-Labrador. Cependant, des précipitations liquides sont généralement peu communes en hiver (Granberg, 1972).

Les vents dominants de la région proviennent du NO et sont plus forts en hiver. Ces vents atteignent des vitesses de  $5 \text{ m s}^{-1}$  pour tous les mois, alors qu'en septembre et octobre, ils tendent à être de 10% plus forts. Des vents atteignant les  $30 \text{ m s}^{-1}$  ont même été enregistrés lors de certaines bourrasques (Granberg, 1972). Ces vents ont un impact considérable sur l'abrasion et le transport de la neige de surface. En effet, une moyenne de 75 jours de déflation nivale a été observée pendant la période hivernale (Granberg, 1972).

### **2.3. Végétation**

La végétation de la région de Schefferville a été étudiée par Hare (1950a) et Hustich (1954) alors que celle du Nouveau-Québec l'a été par Payette (1976, 1983) et Payette *et al.* (1976).

Hare a décrit la végétation de Schefferville comme étant la toundra forestière. Une végétation de toundra y est prédominante alors que la forêt occupe les vallées et les dépressions. La limite de la végétation forestière dans la région est plus sub-alpine qu'arctique. Il existe de plus une controverse sur la véritable raison de cette limite de végétation, à savoir si elle a été imposée par la température ou bien par l'action du vent (Gardner, 1965). Hustich (1957) affirme que la végétation dans la région de Schefferville est beaucoup plus riche que celle située dans la région plus à l'Ouest. Cette différence est attribuable au fait que dans la région de Schefferville, la végétation s'est développée sur des dépôts meubles alors que dans la région à l'Ouest, caractérisée par le Bouclier Canadien, elle s'est développée sur des surfaces de granite-gneiss. Le vent est le facteur dominant dans la distribution du couvert végétal. En effet, les sommets exposés aux vents sont recouverts de communautés de plantes de toundra et alpines, alors que les dépressions et les vallées, à l'abri des vents, sont recouvertes d'une végétation plus dense et souvent forestière. La végétation de la toundra est principalement composée de lichens, où plus de 25 espèces différentes ont été répertoriées. La distribution zonale de ces lichens semble être en relation avec l'épaisseur du couvert de neige hivernal. En effet, les zones les plus élevées, donc libres de neige pendant l'hiver, sont dominées par des lichens de couleur très foncée (Granberg, 1989). De plus, les légères dépressions sont souvent recouvertes par le thé du Labrador (*Ledum groenlandicum*), le bouleau nain (*Betula nana* et *Betula glandulosa*) et diverses variétés de saules (*Salix spp.*). En ce qui a trait aux zones boisées, elles sont dominées par l'épinette noire (*Picea mariana*), l'épinette blanche (*Picea glauca*) et par d'autres espèces, tel que le sapin baumier (*Abies balsamea*) et le mélèze laricin (*Larix*



*laricina*), qui y sont retrouvées en moins grand nombre (Granberg *et al.*, 1994). Enfin, les boisés matures ont souvent un tapis de lichen épais de *Cladina alpestris*.

#### 2.4. Couvert nival et pergélisol

Plusieurs recherches ont porté sur le pergélisol dans la région de Schefferville, la plupart d'entre elles étant subventionnées par l'Iron Ore Company of Canada (IOCC). Ainsi, Bonnlander (1958) et Bonnlander et Major-Marothy (1957) y ont été parmi les premiers à l'étudier, en axant leurs recherches sur les relations existant entre le couvert nival, la végétation et le pergélisol. Ives (1960a, 1960b) et Gray (1966) se sont intéressés, de façon générale, au pergélisol dans la région. Les travaux de Annersten (1962, 1963, 1964a, 1964b, 1966) ont apporté des précisions sur les relations entre le couvert nival et le pergélisol. Thom (1969), Thom et Granberg (1970), Granberg (1972, 1973), Nicholson et Granberg (1973) et Nicholson (1975) ont étudié les relations existant entre le couvert nival et le pergélisol, mais en orientant leurs recherches sur la localisation du pergélisol à partir de ces relations. Une cartographie du pergélisol de la région a été réalisée par Garg *et al.* (1973) et Garg et Jones (1974). L'établissement du TES et d'un modèle numérique d'altitude a permis d'obtenir de meilleures informations sur le pergélisol de la région. Ce site a d'ailleurs fait l'objet de travaux par Parry *et al.* (1985), Granberg (1988a, 1989, 1994), Granberg et Irwin (1991, 1993) et Granberg *et al.* (1994). Les recherches sur le pergélisol de la région de Schefferville, réalisées par l'IOCC et l'Université McGill, sont retrouvés dans le *Schefferville*

*Permafrost Data File*, des compilations en 26 volumes (Granberg *et al.*, 1983) et en 16 volumes (Granberg *et al.*, 1984).

La couverture nivale se développe habituellement vers la fin octobre, où elle est plutôt de faible densité et peu cohésive, et atteint son épaisseur maximale en mars, où elle dépasse les 1,2 m (Granberg, 1988b). Cependant, la distribution de cette neige est plutôt irrégulière dans la région. En effet, les vents forts de l'hiver laissent le sol à découvert à certains endroits et créent ailleurs des accumulations de neige pouvant être suffisamment épaisses pour parfois perdurer pendant l'été, formant des *semi-permanent snow patches* (Ives, 1960b; Granberg, 1972). Les zones libres de neige correspondent généralement aux sommets et aux versants exposés au NO, alors que les zones d'accumulation sont associées aux versants exposés au SE. De plus, il y a une très forte relation entre la rugosité du terrain et l'accumulation de neige. En effet, les vents forts et les températures basses retrouvées pendant les averses de neige rendent cette dernière très susceptible d'être transportée. Ainsi, l'accumulation de neige se dispose de façon à diminuer la rugosité du terrain en s'alignant au relief pour créer une surface de profil parfait, minimisant les variations de vitesse du vent lors de son contact avec le sol (Granberg, 1972).

Granberg (1973) et Nicholson et Granberg (1973) affirment que la distribution du pergélisol de la région est en forte relation avec la couverture de neige hivernale. Le pergélisol est plus étendu sous les sommets dénudés de végétation, où la neige est plus facilement érodée par les vents forts. La surface des sommets de collines et de crêtes est alors mise à nu,

favorisant ainsi les conditions du pergélisol en rendant le sol susceptible de subir des pertes de chaleur. Cette neige est transportée et s'accumule dans les vallées, où elle permet une meilleure isolation du sol face au froid, empêchant donc le sol d'être gelé en permanence. Dans les zones dégarnies de neige, les températures à la surface du sol, pouvant atteindre -30° à -40° C (Granberg, 1989), tendent à suivre de près les températures de l'air, rendant possible le développement du pergélisol (Granberg *et al.*, 1994). Par contre, dans les vallées remplies de neige et dans les zones boisées, les températures à la surface du sol peuvent demeurer près du point de congélation (Granberg, 1989). De plus, la profondeur du pergélisol dépend fortement de l'étendue de ces zones libres de neige (Nicholson et Granberg, 1973) et peut atteindre plus de 100 et même 130 m à certains endroits (Nicholson et Thom, 1973).

L'épaisseur du mollisol varie en moyenne entre 3 et 4 m, mais peut toutefois varier entre 0,2 m, sur les paises, et, exceptionnellement, 12 m, dans certaines vallées, où le mouvement des eaux souterraines, en été, fait fondre une grande partie du sol gelé (Nicholson et Thom, 1973). Cependant, c'est dans les zones libres de neige pendant l'hiver, que l'épaisseur du mollisol est la plus grande. En effet, l'absence fréquente de végétation à ces endroits permet, pendant l'été, à la chaleur de pénétrer en plus grande profondeur que dans les zones recouvertes de lichens épais (Nicholson et Thom, 1973).

### **3.0. GÉOMORPHOLOGIE PÉRIGLACIAIRE DE LA RÉGION DE SCHEFFERVILLE**

Afin de mieux comprendre l'environnement de développement des formes périglaciaires de la région de Schefferville, il s'avère nécessaire, *a priori*, de réviser les principaux ouvrages existant sur le sujet. Ainsi, dans une première partie, une synthèse des principales études de la géomorphologie périglaciaire de la région et, dans une deuxième partie, une description sommaire de chacune des formes périglaciaires se retrouvant sur le TES, seront rapportées. Le vocabulaire utilisé au cours du présent chapitre se veut conforme à celui employé dans les lexiques de Hamelin et Clibbon (1962), Brown et Kupsch (1974) et Harris *et al.* (1988).

#### **3.1. Recherches réalisées en géomorphologie périglaciaire dans la région de Schefferville**

Plusieurs chercheurs se sont intéressés à la géomorphologie périglaciaire de la région de Schefferville. Ainsi, Twidale (1956a, 1956b, 1957, 1958), Wyrwoll (1971) et Petch (1971) y ont étudié le développement des versants. Twidale a identifié deux processus, soit le fractionnement du matériel causé par le gel et les mouvements de descente de matériaux, comme étant les agents responsables de la dénudation dans la région. Il a de plus expliqué la formation des vallons de gélivation en se basant sur ces deux processus. Andrews (1961a, 1961b, 1963) a quant à lui expliqué plus amplement la formation de ces vallons.

Derbyshire (1960) a affirmé qu'étant donné les phénomènes géomorphologiques présents, la région du Québec-Labrador central devait être considérée comme une région périglaciaire. Roy (1961, 1963) a étudié la géographie physique de Ferriman Ridge, en recueillant des données basées sur un inventaire et une classification des formes ainsi que des processus géomorphologiques périglaciaires de la région.

Les sols structurés, ou sols structuraux, de la région ont d'abord été étudiés par Derruau (1956), qui les a comparés à ceux retrouvés en Islande centrale. Ils ont ensuite été quelque peu étudiés par Fox (1958), qui a décrit des polygones avec triage, des buttes de tourbes et des ostioles de toundra près du Mont Irony. Dionne (1974) a étudié les formes triées retrouvées sur les rivages et fonds de lac du Québec-Labrador central. Dunnett (1969) a analysé les relations entre les cercles avec triage et les buttes de tourbe, concluant que la genèse d'une de ces formes est reliée au déclin de l'autre. Thorn (1970, 1976) a réalisé des recherches sur les cercles terreux de pierres, dans lesquelles il a observé le régime thermique des cercles au cours des saisons et a amené des précisions concernant leurs stades de développement.

Henderson (1956) a étudié les niches nivales situées au SO de Schefferville et considère les processus intenses de nivation, présents au cours du Petit âge glaciaire, comme étant responsables de leur formation.

Les études portant sur le soulèvement gélocal ont été réalisées par Matthews (1962), Barr (1964) et par Gray (1966) ainsi que par Haywood (1961), qui a aussi étudié les cycles gélocal.

Gardner (1964, 1965) a inventorié et caractérisé tous les processus et formes périglaciaires retrouvés dans la région de Schefferville. Il a ainsi élaboré sommairement, dans le cadre de sa thèse de maîtrise (1965), une carte à petite échelle de la distribution de ces phénomènes dans la grande région de Schefferville. Sa recherche constitue sans aucun doute l'étude la plus complète à être réalisée en géomorphologie périglaciaire dans la région.

Les tourbières réticulées ont été décrites par Allington (1958). Cette dernière a expliqué leur formation par un mouvement de descente des matériaux tourbeux, ainsi que par le gel-dégel différentiel des bandes de végétation et des espaces libres les séparant (Gardner, 1965). Hamelin (1957) a étudié ces tourbières réticulées en déterminant l'importance des conditions morfo-climatiques pour leur formation.

Les paises de la région ont été étudiées par Cummings et Pollard (1989, 1990). Ces derniers ont analysé les coupes verticales des trois paises, soit celles des lacs Goodream, Annabelle et Hématite. Les paises du lac Goodream ont été étudiées à l'aide d'un géoradar par Doolittle *et al.* (1992).

### 3.2. Formes périglaciaires retrouvées sur le TES

Plusieurs types de formes périglaciaires se retrouvent sur le TES; il est donc impératif de regrouper ces phénomènes puisque leur classification éclairera les recherches ultérieures. Ainsi, dans cette partie, ces formes seront réparties selon quatre grandes classes, soit les sols structurés, les formes cryonivales de destruction, les formes périglaciaires organogènes et les formes de gélifluxion. En plus, les synonymes, les principales recherches, la description et les processus génétiques relatifs à chacune de ces formes seront brièvement rapportés.

#### 3.2.1. Sols structurés

Les formes produites par les cryoturbations sont les plus manifestes et les plus spectaculaires de la région. Ces formes, soit les sols structurés, sont très nombreuses et diversifiées sur le TES et correspondent aux sols polygonaux, gélisols (Dionne, 1978a) ou *strukturböden*, c'est-à-dire les *patterned ground* de Washburn (1956). Les sols structurés en général ont principalement été étudiés par Washburn (1950 et 1956), Drew et Tedrow (1962), Troll (1958), Pissart (1966) et Nicholson (1976).

Washburn (1956), dans son ouvrage intitulé *Classification of patterned ground and review of their suggested origins*, a amené dix-neuf hypothèses sur l'origine de la genèse des sols structurés, qui sont d'ailleurs toujours valables aujourd'hui, et a classifié ces formes selon deux principaux critères, soit leur géométrie et la présence ou l'absence de triage. Ainsi, les

principales formes reconnues par Washburn sont les cercles, les polygones, les gradins, les traînées et les réseaux, lesquelles se retrouvent toutes avec ou sans triage.

Il existe une relation importante entre ces différents types de sols structurés (figure 4). En effet, les cercles et les polygones se développent habituellement sur des surfaces planes. Lorsque la pente augmente de 2 à 3°, ces formes s'allongent et, par mouvement de masse, deviennent progressivement des gradins et finalement, des traînées (French, 1976).

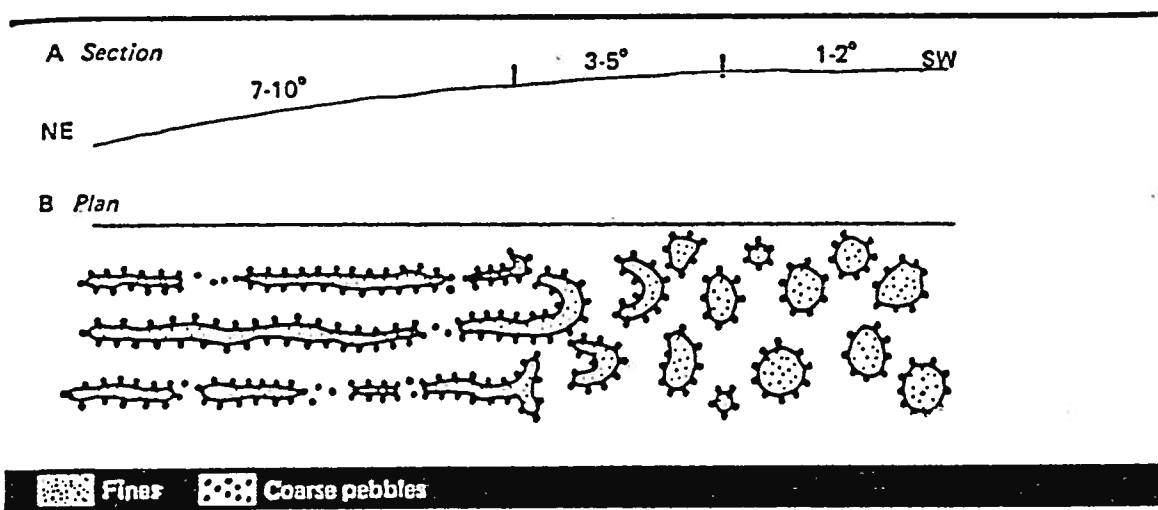


FIGURE 4. Croquis illustrant le changement graduel des cercles en traînées associé à l'augmentation de l'inclinaison de la pente (d'après Büdel, 1960; *in* French, 1976).



Les sols structurés présents sur le TES sont des cercles terreux de pierres, des cercles de boue, des cercles à bourrelets, des gradins sans triage, des traînées sans triage, des thufurs, des polygones avec triage reliques, des polygones avec triage sur fond de lac et de petits sols polygonaux.

### 3.2.1.1. Cercles terreux de pierres

Dahl (1957) et Williams (1959a, 1960) ont été les premiers à utiliser le terme *stony earth circles* pour décrire des sols structurés correspondant aux *non-sorted circles* de Washburn (1956) qui sont en fait un type d'ostiole (**figure 5**). Les cercles terreux de pierres sont quelque peu similaires aux ostioles de toundra de Rousseau (1949), aux ostioles de Cailleux et Taylor (1954) et de Shilts (1978). Le terme «cercle terreux de pierre» a été conservé, puisqu'il décrit adéquatement et précisément ces formes, en les distinguant des formes apparentées, comme les cercles de boue (Gardner, 1965) et autres types d'ostioles. Ils correspondent de plus aux ostioles associés à une discontinuité du couvert végétal décrits par Van Vliet-Lanoë (1988).

Les cercles terreux de pierres sont les formes périglaciaires les plus répandues dans la région de Schefferville et donnent à la toundra une allure tachetée. De plus, certaines observations indiquent que ces cercles et les conditions actuelles sont en équilibre entre eux (Thorn, 1970). Williams (1959) donne une bonne description de ces formes:

*Stony earth circles are stone covered, roughly circular patches varying from a few centimeters to perhaps 2 m diameter, often conspicuous where the vegetation cover is otherwise a low and tight mat<sup>1</sup>.*



**FIGURE 5.** Cercle terreux de pierres.

Les cercles terreux de pierres se retrouvent la plupart du temps en groupe à travers une végétation de lichens. Ils ont une surface plutôt circulaire, laquelle peut être allongée sur les pentes légères. La surface des cercles a une plus grande concentration de cailloux et de roches comparativement au matériel sous-jacent et à la végétation environnante (Gardner, 1965). Cependant, Williams (1960), a remarqué que le matériel sous-jacent à cette végétation était semblable à celui retrouvé à la surface du cercle. Gardner (1965) a de plus

---

<sup>1</sup>Williams (1959) p. 1; in Thorn (1970), p. 1

observé que la surface des cercles était dure et sèche pendant l'été et l'automne, alors qu'au dégel du printemps, elle devenait extrêmement visqueuse et coulait facilement. Il a conclu que ce phénomène était causé par la présence d'une couche gelée sous la surface, qui empêchait la percolation et le drainage de l'eau venant de la couche supérieure dégelée.

La bordure immédiate des cercles est délimitée par une végétation de lichens et d'éricacés très variée, cependant dominée par *Certrarie nigricans*, *Empetrum hermaphroditum*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinum uliginosum* et *Vaccinum vitisidea* (Dunnett, 1969; Thorn, 1970, 1976), alors que *Cladina alpestris* tend à augmenter graduellement en s'en éloignant (Thorn, 1976). De plus, il appert que *Diapensia lapponica* est la seule plante exclusivement associée aux cercles, puisqu'elle habite leur bordure et parfois même leur centre, et ne se retrouve que rarement dans d'autres conditions (Thorn, 1976).

La formation des cercles terreux de pierres est principalement reliée à une exposition aux vents et à une forte fréquence de cycles gelivoux. Ils atteignent leur niveau optimal de développement sur les crêtes et les hauts plateaux de la région, c'est-à-dire à l'endroit où leurs conditions de développement sont les meilleures (Gardner, 1965).

Thorn (1970) a réussi à préciser les trois stades de développement des cercles terreux, lesquels sont: la naissance, la croissance et le déclin (**figure 6**). La naissance du cercle dépend d'un bris de la végétation de lichen qui laisse une partie du sol à nu. Ce bris peut

être causé par le vent, qui agit en déchirant le tapis de lichen, en asséchant les plantes et en arrachant les buttes de tourbe. Il peut aussi être causé par soulèvement gélival à un endroit où la concentration de matériaux fins favorise l'instabilité, par un couvert végétal mince, par la mort certaines plantes ou par le passage d'animaux. De plus, nous avons pu remarquer, lors de travaux sur le terrain, la présence de petits cercles terreux de pierres qui s'étaient développés sur les traces de roue laissées par le passage d'un véhicule tout-terrain sur la toundra. Les pipkrakes peuvent aussi causer ce bris de végétation, puisqu'ils endommagent souvent les racines des plantes (Hamelin et Cook, 1967). Il va de soi qu'un tel retrait du couvert végétal ne permet plus une isolation du sol et le rend vulnérable à un plus grand nombre de cycles gel-dégel. À partir du retrait de végétation, le développement du cercle dépend de la nature du till exposé ainsi que de la fréquence et de l'intensité des pipkrakes ainsi que du soulèvement gélival.

Ainsi, la phase de croissance du cercle terreux de pierres s'amorce lorsque le tapis de lichens reste déchiré, entretenu par plusieurs soulèvements gélivaux et pipkrakes (Thorn, 1970). La surface du cercle, dégarnie de son couvert isolant, est donc plus sensible au froid et aux cycles gelivaux. Pendant ce stade, les matériaux grossiers s'accumulent à la surface du cercle. Cette accumulation peut être causée par un soulèvement gélival, ou par une déflation des matériaux fins de la surface du cercle, qui laissent donc une plus grande concentration de matériaux grossiers, ou par une combinaison de ces deux processus (Gardner, 1965).

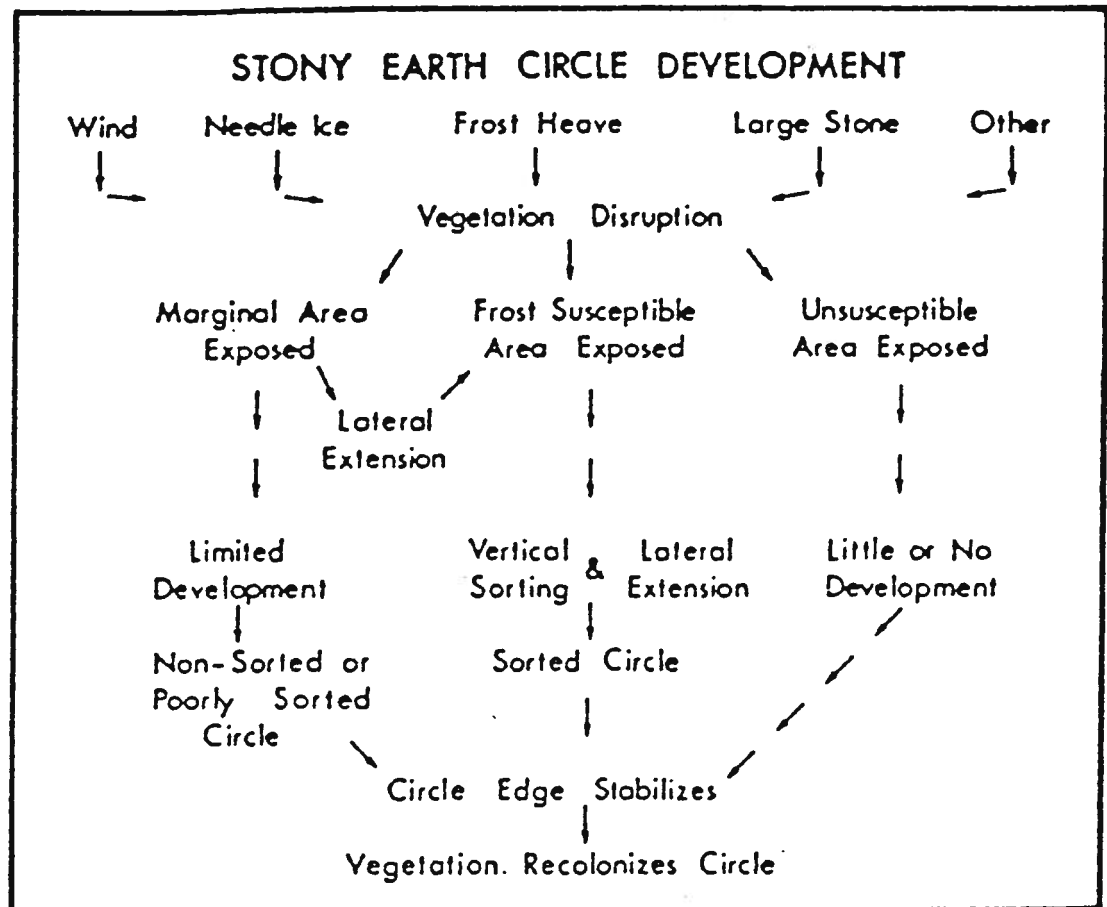


FIGURE 6. Le développement des cercles terreux de pierres (tiré de Thorn, 1976).

Le déclin du cercle terreux de pierres s'amorce lorsque sa bordure devient suffisamment stable pour permettre un début de recolonisation végétale. Cette stabilité peut être associée à l'arrêt de la montée de matériaux vers la surface, causé par une trop grande accumulation en profondeur de matériaux grossiers, ou par un épuisement de matériaux grossiers

provenant du bas. Dans ce dernier cas, les matériaux fins du centre peuvent continuer à monter, mais la bordure reste inactive (Thorn, 1970).

Les cercles terreux de pierres de la région peuvent parfois être triés horizontalement, les rendant équivalents aux *sorted circles* de Washburn (1957) (Thorn, 1970). Un noyau de boue forme donc le centre de ces cercles et les matériaux deviennent de plus en plus grossiers à mesure que l'on approche de leur bordure. Ce type de cercles terreux de pierres est cependant peu fréquent dans la région.

Les cercles terreux de pierres se retrouvent dans des regroupements différents, définis comme isolés, semi-groupés et contigus (Nicholson, 1976). Lorsque les cercles sont extrêmement rapprochés les uns des autres, une surface dénudée peut se développer. En effet, une très forte densité de cercles, reliée à un couvert végétal moins dense et donc à une moins grande isolation du sol, favorise le soulèvement gélival et, par conséquent, la formation et la croissance des cercles, ce qui entraîne la disparition complète de la végétation.

### **3.2.1.2. Cercles de boue**

Les cercles de boue (**figure 7**) correspondent aux poussées de mollisol de Hamelin et Cook (1967), aux ostioles de toundra de Rousseau (1949) et aux ostioles de Cailleux et Taylor (1954). Ces derniers auteurs ont reconnu deux types d'ostioles, soit un premier type dont la

surface est recouverte de roches et de cailloux, se rapprochant du cercle terreux de pierres, puis un deuxième n'ayant que des matériaux fins à sa surface, qui correspond au cercle de boue. Les cercles de boue entrent aussi sous le type *non-sorted circle* de Washburn (1956). Ils correspondent de plus au terme anglais *mud circles* utilisé par MacKay (1953) et Cook (1956), lors de l'étude de ces formes sur l'île Cornwallis dans l'Arctique Canadien.



**FIGURE 7.** Cercle de boue sur lequel de cailloux ont été repoussés vers la bordure par le triage horizontal.

Les cercles de boue se distinguent des cercles terreux de pierres par l'absence de roches et de cailloux à leur surface, par leur plus petite taille ainsi que par leur distribution plus limitée dans la région de Schefferville. Ils se retrouvent aussi isolés et en groupes. Leur surface est presque entièrement composée d'argiles, de silts et de sables rougeâtres sur lesquelles de

petits blocs sont parfois retrouvés. Dans la région de Schefferville, la dimension des cercles de boue varie entre 0,15 et 0,45 m et leur forme est plutôt ronde. De plus, ils ont une surface légèrement convexe dans leur centre (Gardner, 1965).

Les cercles de boue se retrouvent dans les mêmes conditions que les cercles terreux de pierres. Cependant, ils sont caractérisés par l'homogénéité de leurs matériaux fins, souvent silteux. Plusieurs hypothèses existent afin d'expliquer leur formation. L'hypothèse de Shilts (1978), qui est la plus commune, propose qu'ils soient formés par un mouvement cryostatique du matériel dans la couche active ensuite expulsé à travers des points de faiblesse, résultat des pressions développées entre le pergélisol gelant vers le haut et le gel vers le bas de cette couche. Cette théorie est toutefois contredite par MacKay (1980), puisque la pression devant être exercée, afin de permettre au matériel non gelé de remonter à la surface, doit nécessairement être supérieure à la résistance du matériel gelé sus-jacent (Williams et Smith, 1989).

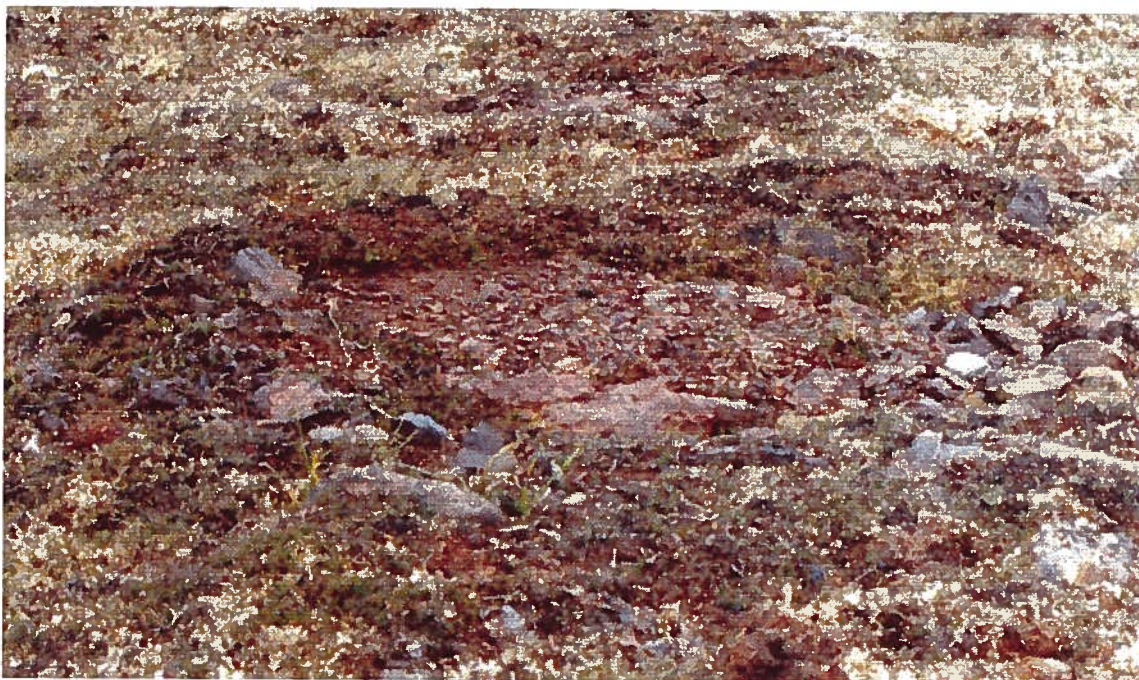
En toute hypothèse, le matériel silteux arrivé à la surface forme un cercle de boue. La phase du début des cercles de boue est la même que celle des cercles terreux de pierres, c'est-à-dire un déchirement du couvert végétal. Il y a ensuite une exposition des matériaux fins, qui se gonflent par augmentation de l'humidité pendant la fonte du printemps et qui prennent de l'expansion, lorsqu'imbibés d'eau, pendant le gel. Puis ces parties de sol, dénudées de toute végétation, agissent comme des centres de gel, c'est-à-dire des zones où le froid peut pénétrer rapidement pendant l'automne. Lorsque les matériaux fins gèlent, il y a migration



de l'humidité vers ces centres, accompagnée d'une ségrégation de la glace en lentilles, ce qui crée enfin un gonflement du matériel dénudé à la surface (Gardner, 1965).

### 3.2.1.3. Cercles à bourrelet

Les cercles à bourrelets, ou *rimmed circles*, sont des cercles terreux de pierres délimités par une bordure végétalisée de 0,2 à 0,3 m de hauteur (**figure 8**). Ces cercles possèdent donc la même composition granulométrique et une taille semblable à celles des cercles terreux de pierres, ce qui les différencie des formes décrites par Jetchick and Allard (1990), composées d'une matrice thixotropique. La présence des cercles à bourrelets dans la région de Schefferville n'a jusqu'à maintenant jamais été rapportée. De plus, la description de ces cercles n'est que très peu abordée dans la littérature et leur origine reste encore inconnue (Jetchick and Allard, 1990). Il semble cependant que la bordure, composée de tourbe, reflète le haut taux d'humidité de la zone et la ségrégation de glace sous-jacente à la végétation tourbeuse (French, 1976).



**FIGURE 8.** Cercle à bourrelet.

#### **3.2.1.4. Gradins sans triage**

Les gradins sans triage correspondent aux *turf banked terraces* d'Antev (1932), aux *terraccettes* de Rudberg (1962), aux *soil garlands* de Sharp (1941) et aux *non-sorted steps* de Washburn (1956). Ces formes sont reliées au processus de gélifluxion. Sharp (1942) et Williams (1960) ont décrit ces formes comme étant des cercles terreux de pierres sur un terrain en pente (**figures 9 & 10**). Les gradins sans triage se retrouvent donc à travers le même type de végétation que les cercles terreux de pierres, mais ne sont pas aussi répandus que ces derniers. Les gradins sans triage forment des «marches d'escalier» et peuvent se retrouver sur des pentes aussi faibles que  $5^{\circ}$ , mais se retrouvent très rarement sur des pentes plus élevées que  $20^{\circ}$  (Gardner, 1965). Dans la région de Schefferville, les gradins sans

trriage semblent être mieux développés sur les versants NE des collines. La dimension de ces formes est rarement plus élevée que 0,6 m de hauteur et peut aller jusqu'à plus de 2 m ou plus de largeur, quoiqu'elle ne dépasse habituellement pas 1 m (Gardner, 1965).



**FIGURE 9.** Transition entre les cercles terreux de pierres et les gradins sans triage à mesure que la pente s'accroît.



**FIGURE 10.** Gradins sans triage.

Il appert que les gradins sans triage se forment selon deux principaux processus. Le premier nécessite, tout comme les cercles terreux de pierres, un déchirement du couvert végétal, qui favorise la montée vers la surface de matériaux grossiers et la disparition des matériaux fins. Le deuxième processus de développement implique quant à lui un mouvement vers le bas des matériaux situés en surface, duquel il en résulte une plus grande concentration de matériaux dans la partie inférieure, où le matériel est retenu par la végétation, ce qui lui donne son apparence de «marche».

### 3.2.1.5. Traînées sans triage

Les traînées sans triage, ou stries triées, correspondent aux *nonsorted stripes* de Washburn (1956) et aux *solifluction stripes*. Elles ont été étudiées par Hogbom (1909), Hay (1934, 1936) et Sigafos (1951). Les traînées sans triage (**figure 11**) se caractérisent par une alternance de rangées de sol nu et de rangées de végétation située sur des pentes relativement fortes. Elles se distinguent ainsi des traînées avec triage, qui sont une alternance de rangées de pierres et rangées de matériaux plus fins (Hamelin et Cook, 1967). Puisque les traînées sans triage sont la continuité des cercles terreux de pierres et gradins sans triage sur une pente plus forte, elles se retrouvent donc à travers le même type de végétation. Ces formes sont engendrées par la gélifluxion du matériel qui agit conjointement avec un ou deux autres processus (Hamelin et Cook, 1967). Ces formes ont été très peu décrites dans la région de Schefferville.

Les traînées sans triage varient entre 1 et 3 m de longueur et entre 0,5 et 0,7 m de largeur et sont espacées d'environ 0,5 à 1 m. Cailleux (1948); *in* Tricart et Cailleux (1967), a en effet observé qu'entre 2,5 et 7,5°, les sols structurés deviennent des traînées, avec ou sans triage. Par ailleurs, Klatka (1961); *in* Tricart et Cailleux (1967), a affirmé qu'au Spitzbergen, les traînées se situent sur des pentes de 2 à 12°. Il semble aussi que la pente maximum dans laquelle des traînées pourraient se retrouver se situerait entre 15 et 30° (Tricart et Cailleux, 1967).



**FIGURE 11.** Trainées sans triage (indiquées par les flèches).

### 3.2.1.6. Thufurs

Les thufurs correspondent aux *non-sorted nets* dans la classification de Washburn (1956), aux *frost hummocks* de Billings and Mooney (1959) ainsi qu'aux *tussocks* de Hopkins and Sigafos (1954). Deux types de thufurs sont retrouvés dans la région de Schefferville. En effet, un premier type de thufur, composé exclusivement de mousse de tourbe, correspond au *turf hummock* de Raup (1963), aux *mounds* de Drew and Tedrow (1962) et à la butte gazonnée de Hamelin (1967). Ce type de thufur est le plus répandu dans la région de Schefferville. Ensuite, un deuxième type de thufur, très peu répandu dans la région, est

composé d'un centre minéral et correspond à la butte de terre ainsi qu'au *earth hummock* de Crampton (1976) et de Raup (1965). Ces formes sont cependant toutes deux des thufurs, puisque entièrement recouvertes de végétation (Van Vliet-Lanoë, 1988).

En premier lieu, les thufurs à centre organique, ou buttes gazonnées, ne se retrouvent pas en très grand nombre dans la région. De plus, certaines de ces formes se révèlent n'être que des blocs recouverts de matériel tourbeux. Les buttes gazonnées ont un noyau organique plutôt que minéral et se développent dans les milieux mal drainés composés de matériaux organiques. De plus, leur taille est plus petite que celle des thufurs composés de matériel minéral (Gardner, 1965), ce qui les différencie des buttes organiques décrites par Van Vliet-Lanoë (1988). Leur taille varie entre 0,15 et 0,3 m de largeur ainsi qu'entre 0,1 et 0,4 m de hauteur et leur couleur est brune, soit celle typique de la mousse de tourbe *hyphnum* (**figure 12**).

Il existe dans la région un autre type de thufurs organiques, nommés buttes sèches, sont composés de mousse mésophyte et se distinguent des autres en se développant dans les milieux secs (Dunnett, 1969) ainsi que sur un couvert de lichens plus mince (**figure 13**). De plus, ces buttes sèches sont parfois associées à la formation de cercles terreux de pierres avec triage. En effet, l'arrachement de ces buttes, par le vent ou le passage d'un animal, laisse une parcelle de sol dénudée de lichens, amorçant la formation de certains cercles avec triage (Dunnett, 1969).



**FIGURE 12.** Thufurs organiques de type humide.



**FIGURE 13.** Thufurs organiques de type sec.



Les processus reliés à la formation des thufurs organiques sont peu abordés dans la littérature. Toutefois, ces formes, observées dans la région, sont davantage associées à un phénomène de végétation qu'au gel (Gardner, 1964).

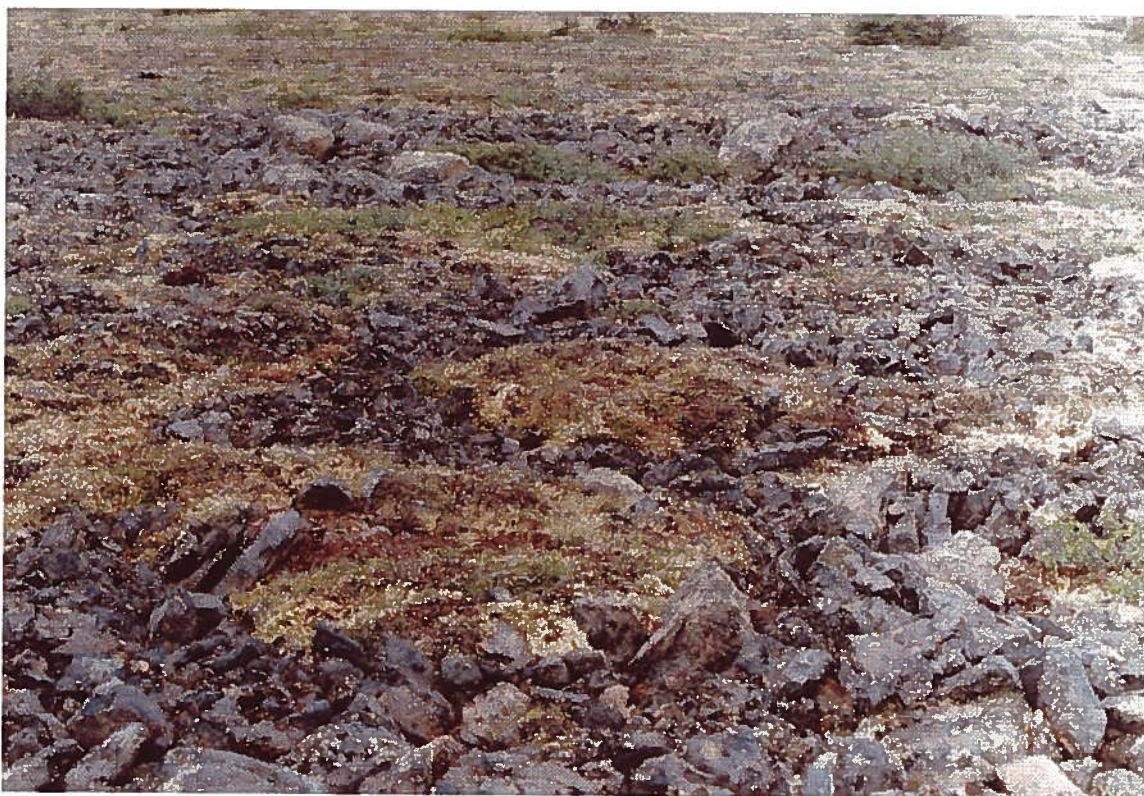
En second lieu, les thufurs à centre minéral sont regroupés et peu nombreux dans la région. La taille de ces formes varie entre 0,25 et 0,45 m de hauteur et 0,3 à 0,65 m de diamètre. Ces thufurs se retrouvent aussi dans des milieux mal drainés, donc de pente faible, et sont composés de matériaux fins (Hamelin et Cook, 1967). Gardner (1965) a étudié ces thufurs à la fin du printemps et a observé que leur centre, constitué de matériel minéral, ne démontrait la présence d'aucune glace interstitielle ou de glace de ségrégation, même si les silts et les argiles du noyau formaient une masse visqueuse et humide. Le début de la ségrégation de glace menant à la formation de ces buttes n'est pas connu. Toutefois, le maintien de ces formes est lié à la fois à la croissance végétale et à l'action gélivale différentielle (Hamelin et Cook, 1976).

#### **3.2.1.7. Polygones avec triage**

Les polygones avec triage correspondent aux *sorted polygons* de Washburn aux *stone packings* de Gregory (1930) et aux *stone centered polygons* de Rozanski (1943). Le centre de ces formes, qui peuvent varier entre 0,1 et 10 m, est composé de matériaux fins entourés d'une lame de pierres (Brown and Kupsch, 1974). Ces polygones ont été étudiés pour la première fois au Spitzbergen et en Islande par Hogbom (1909, 1914), Hawkes (1924), Elton

(1927), Huxley and Odell (1942), Gatty, Fleming and Edmonds (1942), Thorarinsson (1951) et Dybectz (1957).

Quelques formes polygonales triées ont déjà été observées dans la région. On y retrouve également certaines formes polygonales reliques, mais en nombre restreint. Ces dernières se distinguent d'ailleurs par la présence d'un couvert végétal recouvrant les matériaux fins de leur centre (Gardner, 1965) (**figure 14**).



**FIGURE 14.** Polygonisation relique.

Les polygones avec triage ne sont pas très répandus dans la région. Les formes observées par Gardner (1965) étaient caractérisées par un centre composé de matériaux fins entouré de

matériaux plus grossiers. Cet auteur a cependant observé que cette règle générale ne s'appliquait pas toujours puisque, dans certains cas, des polygones avaient un centre constitué de matériaux grossiers entouré d'une bordure de matériaux fins. De plus, ces formes n'apparaissent jamais seules. Leur taille varie entre quelques centimètres, comme c'est le cas des micro-polygones, et plus de 10 m. Cependant, les polygones avec triage de la région atteignent un diamètre maximal de 2m. Les polygones avec triage se retrouvent sur les pentes dégarnies de végétation allant de nulles à faibles (Gardner, 1964). Dans la région de Schefferville, le polygone avec triage sur fond de lac est la variante la plus commune de ce type de formes.

### **3.2.1.8. Polygones avec triage sur fond de lacs**

Les polygones avec triage sur fond de lacs ont déjà été étudiés par Sharp (1942) dans la Chaîne de St-Élie, Jennings (1960) dans les Alpes Françaises, Conrad (1946) dans les Alpes d'Europe orientale, ainsi que par Morrison (1963) et Dionne (1974) au Québec-Labrador.

Les polygones sur fond de lac sont les polygones avec triage les plus répandus et les mieux développés de la région (**figure 15**). La plupart de ces polygones ont été observés sur les plateaux de toundra situés à l'ouest de Schefferville, à des altitudes allant de 600 à 800 m. Les lacs sur lesquels ces formes ont été observées ont des niveaux qui fluctuent beaucoup pendant l'année. Ainsi, certains lacs s'assèchent au cours de l'été et de l'automne et

atteignent leur plus haut niveau pendant la fonte des neiges, soit au printemps et au début de l'été (Gardner, 1965).



**FIGURE 15.** Polygones avec triage sur le fond d'un étang s'asséchant au cours de l'été (le 4 juillet 1995).

Ces polygones se retrouvent presque toujours en groupe et sont souvent situés dans la zone de fluctuation des lacs, quoique plusieurs aient été observés à la fin du mois de juin par Granberg (comm. pers.) à plus de 1 m de profondeur sur le lac Astray (le niveau en ce même endroit étant d'environ 0,5 m vers la fin de l'été). Ils possèdent un diamètre variant entre 0,15 et 2 m. La bordure de ces formes est de plus constituée de matériaux grossiers anguleux, variant entre 0,3 et 0,6 m, et leur partie centrale, de matériaux fins.

Les polygones avec triage sur fond de lacs se forment d'abord par une fissuration par le froid, produisant un réseau d'allure polygonale. Il est d'ailleurs peu probable que cette fissuration ait été causée par des coins de glace. Ensuite, il y a triage gélival, soulèvement et éjection vers les côtés des cailloux (Dionne, 1974). Il est de plus possible d'observer, sur certains rivages de lacs de la région de Schefferville, des traînées avec triage qui accompagnent les polygones sur fond de lacs et qui deviennent mieux définies à mesure que la pente des rivages augmente.

#### **3.2.1.9. Petits sols polygonaux**

Des micro-polygones et des micro-traînées avec triage se développent à la surface des champs de petites pierres ou des grands cercles terreux de pierres. De plus, ces formes sont souvent associées les unes aux autres. Les micropolygones avec triage (**figure 16**) se développent généralement sur des surfaces plutôt planes ou de faibles pentes. Ils ont le même patron que les polygones triés plus grands, c'est-à-dire un noyau formé de matériaux fins, d'une largeur variant entre 0,05 et 0,3 m, et une bordure de matériel plus grossier, d'une largeur dépassant rarement les 0,05 m (Gardner, 1965).

Les micro-traînées avec triage (**figure 17**) se caractérisent par une alternance de bandes de matériaux fins et de bandes de matériaux grossiers parallèles à la pente (Gardner, 1965). Elles se retrouvent sur des pentes variant entre 2,7° et 14°. Ces micro-traînées adoptent

souvent une direction NO-SE, soit la même que les vents dominants, et sont d'une largeur de 0,04 à 0,06 m et d'une longueur pouvant aller jusqu'à 0,6 m.

Les processus reliés au développement de ces formes seraient des cycles gélivaux diurnes à court terme et des fissures de dessiccation, qui elles entraînent habituellement la formation de micro-polygones.



**FIGURE 16.** Micro-polygones avec triage.



**FIGURE 17.** Micro-trainées avec triage.

### **3.2.2. Formes cryonivales de destruction**

Cette classe regroupe les formes de destruction causées par l'action érosive de la neige ou du gel. Les formes périglaciaires de la région résultant de ces processus sont les niches nivales, les vallées asymétriques, les surfaces de cryoplanation, les surfaces dénudées, les champs de pierres, les éboulis de gélifraction et les vallons de gélivation.

### 3.2.2.1. Niches nivales

Sur certains versants et dépressions topographiques situées sous le vent, des accumulations de neige se développent et tendent à persister pendant toute l'année (Ives, 1960b). Les formes associées à ce type d'accumulation de neige sont les niches nivales, qui correspondent aux niches de nivation ou *nivation hollows*. Les niches nivales sont des cavités en forme de cirque, d'une dizaine de mètres de largeur et de longueur, occupées par une accumulation permanente ou semi-permanente de neige. Elles sont caractérisées par une rupture de pente entre la paroi amont et son fond, ainsi qu'entre ce dernier et le bas de la pente (Hamelin et Cook 1967). Les niches nivales ont été étudiées par St-Onge (1969), alors que celles de la région de Schefferville l'ont été par Henderson (1956, 1963).

La formation des niches est causée par une accumulation persistante de neige sur un versant, alors que toutes les autres accumulations sur ce même versant sont disparues. Cette accumulation de neige prolonge donc la période de gel-dégel sur la zone qu'elle recouvre, favorisant la gélifraction et la pulvérisation du matériel. Ce matériel est ensuite transporté, par les eaux de fonte nivale, vers le bas de pente. C'est ainsi que la niche s'élargit, d'année en année, avec une accumulation de matériel fin en aval, créant donc un contraste entre le plancher de la niche et les zones environnantes (Hamelin et Cook, 1967).



Les niches nivales de la région sont, en général, peu nombreuses et peu définies (**figures 18, 19 & 20**) et entaillent le till des versants. Ces niches possèdent aujourd'hui une moins grande activité érosive. En effet, leur formation originelle relèverait du Petit âge glaciaire tardif, soit vers la fin du 18<sup>e</sup> siècle, où un ratio neige-pluie plus élevé qu'aujourd'hui a favorisé l'abondance des accumulations de neige, qui fondaient lentement pendant presque toute, et parfois même entièrement, la durée de l'été (Henderson, 1956). Ces niches nivales sont de petites tailles, soit de 10 à 15 m de largeur, et n'ont pas la forme parfaite qui leur est si souvent attribuée, soit celle en forme d'arc. La forme de ces niches est encore entretenue par l'érosion nivale des nombreuses accumulations de neige qui, dans la région, perdurent souvent jusqu'à la mi-juillet. De plus, selon Henderson (1956), il ne s'est pas encore écoulé assez de temps depuis la fin de la déglaciation dans la région, soit 6800 B.P.  $\pm$  800 ans, pour que la nivation ait pu affecter la roche en place.



**FIGURE 18.** Niche nivale, le 15 août 1994.



**FIGURE 19.** La niche nivale de la Fig. 18, le 25 juin 1995.



**FIGURE 20.** La niche nivale de la Fig. 18 en hiver. Une épaisseur de plus de 6 m de neige a été mesurée, au centre de cette niche, lors de la prise de la photographie, soit le 4 mars 1996.

### 3.2.2.2. Vallées asymétriques

Les vallées asymétriques, ou dissymétriques, sont très répandues et très bien développées dans la région (**figure 21 & 22**), malgré le fait qu'elles y aient été peu étudiées. Ces vallées ont un versant d'une pente plus forte que le versant opposé. Elles sont causées, dans la région, par des accumulations nivéo-éoliennes sur des versants sous le vent, c'est-à-dire exposés à l'ENE. L'érosion nivale causée par ces accumulations donne donc à ces versants un profil concave et plus abrupt que les versants opposés, lesquels sont balayés par le vent.



**FIGURE 21.** Versant abrupt d'une vallée asymétrique, le 3 juillet de 1995.



**FIGURE 22.** Même versant qu'à la Fig. 21, sous un angle cependant légèrement différent, le 5 mars 1996.

Les vallées asymétriques de la région donnent leur origine aux eaux de fontes glaciaires, lesquelles ont incisé la roche en place en formant des chenaux sous-glaciaires et marginaux. Leur distribution est donc fortement reliée à la disposition de la structure géologique puisqu'elles se sont d'abord développées sur des matériaux plus tendres, tels des schistes argileux, en suivant la direction des couches. L'orientation de ces vallées a été un facteur primordial dans le développement de leur dissymétrie. En effet, en ayant un versant exposé à l'ENE, soit sous le vent, et un autre exposé à l'OSO, soit face au vent, ces vallées ont été soumises à de fortes accumulations de neige d'un côté et à des vents forts de l'autre. Il appert donc que, par prédisposition, les versants exposés à l'ENE ont subi une érosion nivale, qui a accentué leur relief, tandis que celui des versants exposés à l'ONO a subi une érosion éolienne, qui l'a adouci. Les versants abrupts de ces vallées ont donc été le lieu d'une action érosive nivale intense qui, tout comme celle des niches, aurait connu son intensité maximale au Petit âge glaciaire.

En raison de ce qui précède, il est plausible de se questionner sur l'existence d'une relation entre ces types de versants et les niches nivales. Il pourrait en effet être possible que la morphologie des versants exposés à l'ENE soit reliée, en partie, à un réseau complexe d'anciennes niches nivales situées sur ces versants et qui, dans leur stade final de développement, se sont rejointes. On peut d'ailleurs parfois apercevoir, à quelques endroits sur ces versants, des butons peu élevés et allongés, parallèles à la pente, qui représenteraient la limite entre deux anciennes niches nivales. De plus, ce type de vallée asymétrique pourrait s'apparenter à la dissymétrie nivale décrite par Tricart et Cailleux

(1967) et observée, en Armagnac et au Sundgau, sur des vallées perpendiculaires aux vents dominants. D'après eux, ce type de dissymétrie s'est développé au Riss et au Würm sur les versants sous le vent, où des accumulations de neige soufflées dans leur partie supérieure ont causé un ruissellement diffus intense sur sol gelé saisonnier.

### 3.2.2.3. Bourrelets de pont de neige

Les bourrelets de pont de neige correspondent aux *nivation protalus*. Ces bourrelets sont de petites crêtes allongées d'environ 1 m de hauteur situées en aval des niches nivales et qui sont formées par le glissement de blocs sur la surface de l'accumulation de neige (**figure 23**) (Hamelin et Cook, 1967). Les bourrelets de pont de neige se retrouvent en nombre restreint dans la région et n'y ont jamais été étudiés.

D'autres bourrelets, devant plutôt leur origine à un écoulement d'eau sous-nival, s'apparentent aux bourrelets de pont de neige mais s'en distinguent en étant composés de matériel plus fins et recouverts de végétation herbacée et arbustive (**figure 24**).

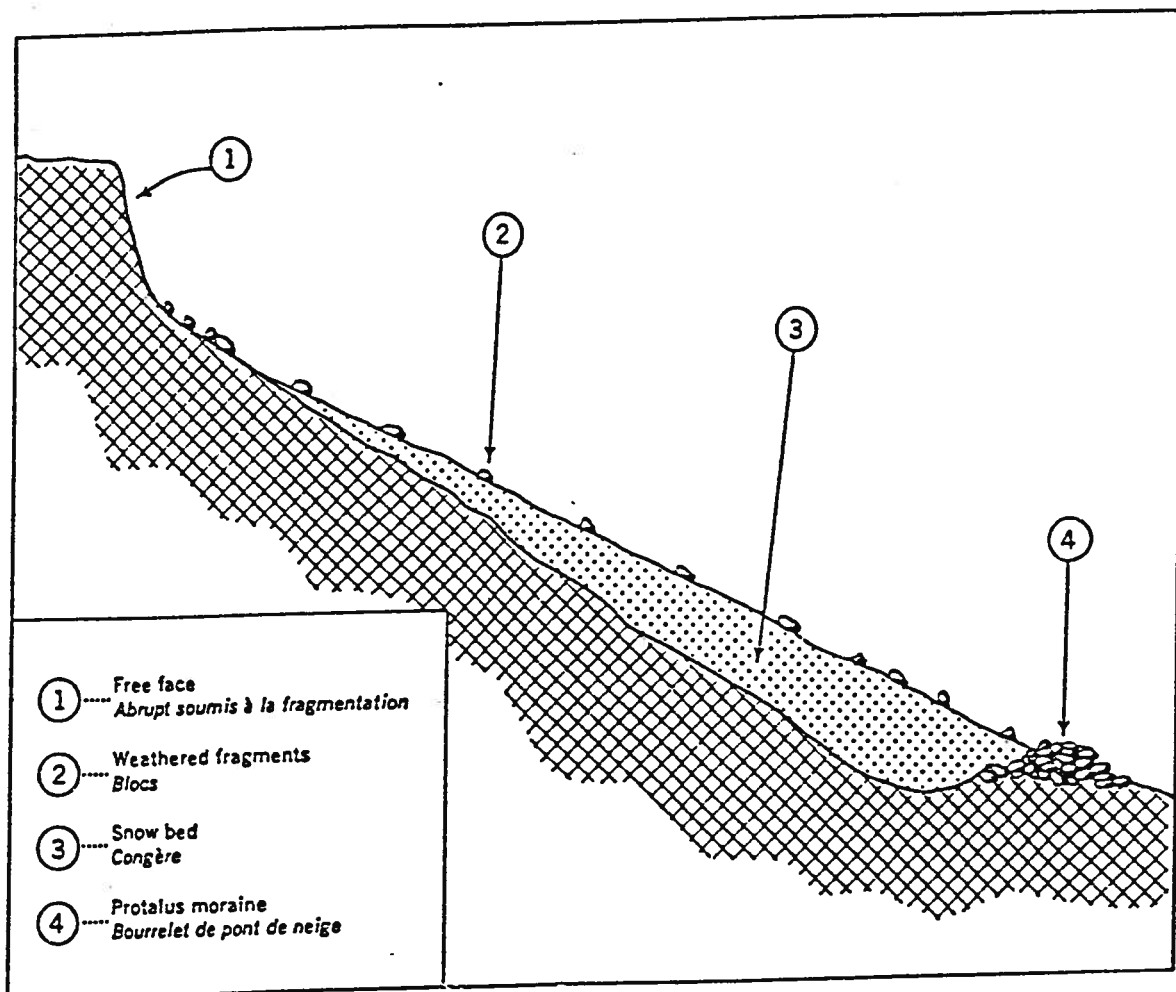


FIGURE 23. Croquis d'un bourrelet de pont de neige (tiré de Hamelin et Cook, 1967).





**FIGURE 24.** Niche nivale dans laquelle l'écoulement d'eau sous-nival a formé un bourrelet (indiqué par les flèches).

#### 3.2.2.4. Surfaces de cryoplanation

Les surfaces de cryoplanation, de géliplanation, d'altiplanation ou *equiplanation*, sont, sur le territoire d'étude, des sommets de collines (**figures 25, 26 & 27**) et des terrasses (**figure 28**) ayant été soumis à l'action cryogène, par ablation et par dépôt, à l'action d'écoulement des eaux de pluies et de fusion de la neige, ainsi qu'à l'action abrasive de la neige, qui ont réduit leur pente et nivelé leur relief. Les terrasses de cryoplanation ont été étudiées par Waters (1962), Demek (1964, 1969), Péwé (1966), Reger (1975), Reger et Péwé (1976) et Lauriol et Godbout (1988).

La cryoplanation de sommets de collines est très répandue dans la région de Schefferville et plus particulièrement sous la toundra. De plus, elle tend à être mieux définie sur les collines inscrites dans la formation de Sokoman. Étrangement, ce phénomène, dans la région, a été très peu abordé dans la littérature; en fait, seuls Reger et Péwé (1976) ont mentionné son existence au Québec-Labrador central.



**FIGURE 25.** Cryoplanation sur des sommets de collines.



**FIGURE 26.** Cryoplanation sur un sommet de colline.



**FIGURE 27.** Même sommet qu'à la Fig. 26, le 3 mars 1996.



**FIGURE 28.** Terrasses de cryoplanation.

### 3.2.2.5. Surfaces dénudées

Les surfaces dénudées (**figure 29**) se caractérisent par la présence de matériel peu grossier ainsi que par une fraction minérale fine. Leur dénudation peut être causée par déflation ou par la croissance de polygones non triés ou de cercles terreux de pierres qui, progressivement, font disparaître la végétation. Ces surfaces semblent donc être encore en activité, puisque l'absence de végétation est entretenue par les processus liés au triage vertical et horizontal du matériel ou par l'action de déflation par le vent. Encore là, la dénudation des surfaces n'a jamais été mentionnée au cours des recherches antérieures dans la région. De surcroît, la dénudation en milieu périglaciaire est un processus géomorphologique ayant été très peu mentionné dans la littérature.



**FIGURE 29.** Surface dénudée avec, en avant plan, une traînée sans triage.

### 3.2.2.6. Champs de pierres

Les champs de pierres ou champs de blocs (Dionne, 1978), sont les *blockfields* ou *stonefields* de Sharpe (1938). Les champs de pierres sont, en premier lieu, associés au fractionnement intensif et extensif de la roche en place par l'action du gel, avec ou sans la présence d'humidité (Gardner, 1964), ne produisant pas de débris fins et sont, en second lieu, débarrassés de matériaux de faibles grosseurs par lavage (Derruau, 1988). Ce phénomène de fractionnement, la gélifraction, est aussi connue sous les noms de cryoclastisme, gélivation, *congelifraction*, *frost shattering* et *frost riving*.

Dans la région de Schefferville, les champs de pierres ne sont pas très répandus et peu sont bien développés. Les champs de pierres (**figure 30**) se situent de plus dans des zones bien exposées aux vents, sont généralement associés à des affleurements du substratum rocheux et sont recouverts de quelques débris rocheux, dont des blocs erratiques, qui d'ailleurs subissent parfois, eux aussi, l'action gélivale. La gélifraction est en effet plus importante dans les zones exposées, puisque les vents balayent la neige et laissent la surface du sol mise à nue. De plus, la taille des gélifractions composant ces champs de pierres est très variable d'une accumulation à l'autre. En effet, certaines formations géologiques, telles que celles de Denault et de Fleming, tendent à produire des gélifractions plus grossières (**figure 31**) alors que d'autres, telles que celles de Sokoman et de l'Attikamagen, tendent à en produire de plus petites tailles qui sont généralement plus plats (**figure 32**).



**FIGURE 30.** Champ de pierres sur la formation de Sokoman.



**FIGURE 31.** Gelifraction sur un affleurement de la formation de Fleming.



**FIGURE 32.** Gélifraction sur un affleurement de la formation de Sokoman.

Enfin, plusieurs matériaux de la région sont très susceptibles de subir une gélifraction. Ainsi, les matériaux des formations Menihek et Attikamagen, principalement des ardoises, subissent une gélifraction intense (Derbyshire, 1960) qui est accentuée par le fort pendage des couches exposées. De plus, la formation ferrifère de Sokoman, qui contient de l'ardoise, est souvent sous-jacente à des champs de pierres.



### 3.2.2.7. Éboulis de gélifraction

Les éboulis de gélifraction correspondent aux éboulis mixtes de Tricart et Cailleux (1967) et aux *scree slopes* de Andrews (1961b). Ces formes sont des éboulis de gravité sous climat périglaciaire. Les éboulis de gélifraction sont des accumulations de blocs détachés par la gélifraction, formant une masse d'éboulis au pied d'un abrupt. La forme des matériaux est anguleuse et leur dimension est en relation avec la structure, les diaclases de la roche-mère ainsi qu'avec le style climatique d'isolement des blocs (Hamelin et Cook, 1967).

Les éboulis de gélifraction sont associés à un autre type de champs de pierres, qui se retrouve cependant en aval d'affleurements exposés, soit dans des pentes (**figure 33**). En effet, ces accumulations de blocs se distinguent des champs de pierres puisqu'ils ne proviennent pas d'une gélifraction *in situ*, mais plutôt de la chute de pierres provenant de la gélifraction d'un affleurement situé dans le haut de la pente. Ils subissent toutefois les mêmes mécanismes gélivaux qui produisent les champs de pierres (Gardner, 1965). Ces accumulations sont enfin caractérisées par l'absence de matériaux plus fins que les graviers.



**FIGURE 33.** Éboulis de gélifraction.

#### **3.2.2.8. Vallons de gélivation**

Les vallons de gélivation ont été étudiés par Twidale (1956, 1957, 1958), Dorywalski (1960), Andrews (1961a, 1963). Les vallons de gélivation sont des vallées courtes de quelques centaines de mètres, plus larges que profondes, à fond concave mais à sommet convexe (Hamelin et Cook, 1967), et formées par l'agrandissement, causé par la gélivation, d'une faille ou d'une limite stratigraphique dans la géologie.

Cependant, les vallons de gélivation ne se retrouvent pas en très grand nombre dans la région de Schefferville. Ils ont été décrits par Twidale comme des vallées en forme

d'alcôve situées sur des pentes et délimitées, dans leur partie plus élevée, par un mur de roc vertical (**figures 34 & 35**). Les vallons de gélivation ont, dans la région, une forme concave s'incisant à travers le roc, habituellement des ardoises, et sont parsemés de blocs géli fractés. Twidale a affirmé que les vallons de gélivation étaient des phénomènes Holocène causés, d'une part, par l'action gélivale, qui a élargi des joints dans des affleurements rocheux et, d'autre part, par la solifluxion, qui a transporté ce matériel plus loin (Andrews, 1963). Andrews a par la suite affirmé que les vallons de gélivation résultaient plutôt d'un long processus impliquant, d'abord, des entailles dans des lignes de failles d'âge préglaciaire, ensuite, une érosion causée par les eaux de fontes glaciaires lors de la déglaciation et, enfin, une géli fraction de leurs planchers et parois dans les conditions postglaciaires, c'est-à-dire périglaciaires.



**FIGURE 34.** Vallon de gélivation, le 2 juillet 1995.



**FIGURE 35.** Vallon de gélivation (indiqué par la flèche).

### **3.2.3. Formes périglaciaires organogènes**

Cette classe regroupe les phénomènes associés à la présence de glace de sol dans le matériel organique. Même s'il est difficile de définir ce qu'est exactement la glace de sol, on sait qu'elle peut se retrouver sous la forme d'une lentille à l'intérieur du sol, de coin de glace et de cristaux individuels épars à travers le sol ou à la surface du sol, comme c'est le cas des pikipkrakes. Les phénomènes retrouvés sous cette classe sont les palses, les plateaux tourbeux et les tourbières réticulées.

### 3.2.3.1. Palses

Les palses correspondent aux termes *pals*, *palsa*, *palsen* et *frost mounds*. Ces formes se rapportent aussi au terme *rust* utilisé par Thorarinsson (1951) pour décrire les formes qu'il a étudiées en Islande. Les palses sont des buttes rondes ou allongées, composées de matériel organique sus-jacent à un noyau minéral gelé en permanence (Brown et Kupsch, 1974). Les palses sont produites par un gonflement de la surface dû à la ségrégation de glace dans le sol (Dionne, 1978). Elles sont très répandues à travers toute la zone de pergélisol discontinu du Canada (Brown, 1968, 1975; Kershaw et Gill, 1979; Thie, 1971; Railton et Sparling, 1973; Zoltai, 1972; Zoltai et Tarconai, 1971).

Les palses ont aussi été étudiées par Washburn (1983a, 1983b), Outcalt et Nelson (1984a, 1984b, 1985), Outcalt *et al.* (1986) et Seppälä (1972, 1982, 1986). Les palses du Nouveau-Québec ont été principalement étudiées par Lagarec (1980, 1982), Pissart et Gangloff (1984), Allard *et al.* (1986) et Weidong et Allard (1995), alors que dans la région de Schefferville, elles l'ont été par Cummings et Pollard (1989, 1990) et Doolittle *et al.* (1992).

La formation des palses nécessite trois conditions: 1) une couche isolante de tourbe; 2) des températures d'hiver froides combinées à un couvert nival peu épais; 3) une accumulation d'eau fournissant l'humidité nécessaire à la ségrégation de glace (Cummings et Pollard, 1989). La plupart des chercheurs suggèrent que la ségrégation de la glace est le processus dominant dans leur croissance (Akerman, 1982; Brown, 1973; Seppälä, 1972, 1982; Zoltai

et Tarconai, 1971). Les paises seraient le résultat d'une migration de l'eau dans l'argile, permettant la croissance de lentilles de glace, causée par la grande disponibilité de l'eau retrouvée dans le sol fin saturé environnant (Zoltai, 1972). De plus, puisque les paises sont considérées comme étant l'indicateur le plus fiable de la présence de pergélisol, elles ont été abondamment étudiées dans le but de cartographier la limite australe de la zone de pergélisol discontinu.

Sur le TES, les deux paises du lac Goodream ont été bien décrites par Doolittle *et al.* (1992). Ces paises sont parmi les mieux développées de la région de Schefferville (**figure 36**). Elles ont des tailles approximatives respectives de 20 à 22 m de longueur, par 14 à 18 m de largeur et par 0,4 à 0,8 m de hauteur, pour la paise A, en avant-plan de la **figure 36**, ainsi que de 34 m de longueur, par 18 à 20 m de largeur et par 0,60 à 1,10 m de hauteur, pour la paise B, en arrière-plan. La couche active moyenne sur la deuxième paise est de 0,44 m. Il est intéressant de noter que le pergélisol a été retrouvé à une profondeur de 0,2 m sur la paise A, lors de travaux sur le terrain en juillet 1995 (**figure 37**).



**FIGURE 36.** Pales Goodream.



**FIGURE 37.** Pergélisol retrouvé à 0,2 m de profondeur sur la pale Goodream A (le 30 juin 1995).

Enfin, sur quelques tourbières du territoire, des amas de tourbe sont expulsés à la surface, formant des accumulations de près de 1 m de hauteur, par 1 m de largeur et par 3 m de longueur. Cette expulsion est active puisqu'aucune végétation n'a été observée à leur surface. Ce phénomène pourrait bien correspondre aux *frost blisters*.

### 3.2.3.2. Plateaux palsiques

Les plateaux palsiques, ou *peat plateaux*, ont été étudiés par Kershaw et Gill (1979), Zoltai (1972) et Zoltai et Tarconai (1971, 1975). Les plateaux palsiques sont une accumulation de matériel tourbeux formant une surface plane et basse s'élevant à 1 m ou plus au-dessus d'une tourbière. On retrouve dans les plateaux tourbeux une couche de pergélisol qui peut se prolonger sous la surface de la tourbière et même jusqu'au sol minéral sous-jacent (Brown et Kupsch, 1974).

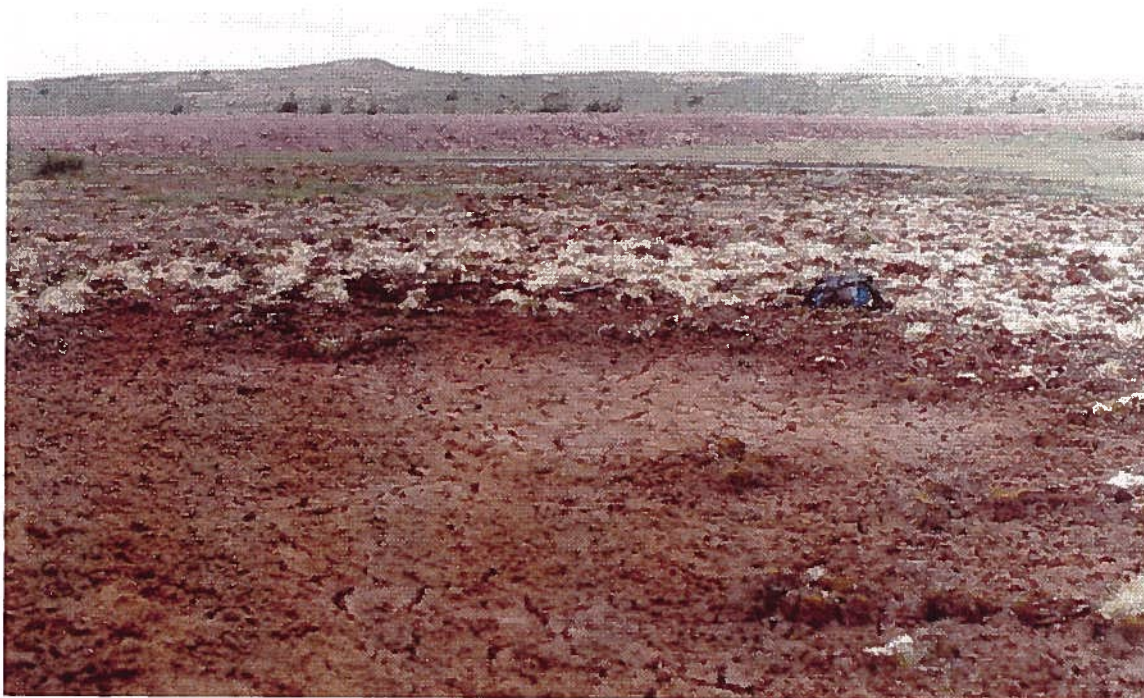
D'après les travaux de Zoltai (1972) dans l'Ouest canadien, les plateaux palsiques de cette régions se distinguent des paises, en premier lieu, par leur forme peu surélevée et leur surface plane et, en second lieu, par le fait qu'ils sont constitués d'un noyau de glace solide flottant à travers le matériel tourbeux, plutôt que rattaché au sol minéral sous-jacent.

Les processus impliqués dans la formation des plateaux tourbeux sont les mêmes que pour la formation des paises. Cependant, par opposition aux paises, le noyau de glace des plateaux tourbeux est principalement constitué de tourbe humide gelée *in situ*, avec



possiblement peu de migration d'eau. Les plateaux tourbeux sont ainsi de faible hauteur puisque cette élévation n'est causée que par l'accroissement de leur volume dû au gel et par le flottage de la tourbe gelée (Zoltai, 1972) alors que, dans le cas des palses, la surélévation est causée par l'accumulation de glace de ségrégation dans le matériel minéral de granulométrie fine (Wramner, 1965; Zoltai et Tarnocai, 1971; *in* Zoltai, 1972).

Enfin, les plateaux palsiques sont peu répandus dans la région de Schefferville et n'y ont jamais été étudiés. Le plateau retrouvé sur le TES a un diamètre d'environ 100 m et est traversé par deux étangs peu profonds (**figure 38**).



**FIGURE 38.** Plateau palsique.

### 3.2.3.3. Tourbières réticulées

Les tourbières réticulées correspondent au terme *strangmoores* de Troll (1944) et à sa traduction anglaise *string bogs* ou *string fen*. Le terme *fingerprint bogs* de Hensch (1960) est aussi une expression équivalente. Les tourbières réticulées sont des tourbières traversées, de façon plus ou moins parallèle, par d'étroits bourrelets de tourbe et de végétation séparés par des mares peu profondes (Harris *et al.*, 1988).

D'après Hamelin (1957), les tourbières réticulées se situent à l'intérieur de la zone comprise entre 50° et 55° N. Allington (1958) a agrandi cette zone à entre 48° et 58° N et a rajouté que ces phénomènes atteignaient leur développement optimal vers 53° N.

Le processus le plus important pour leur formation est attribuable à la forte alternance de gel au cours de l'hiver et de dégel au cours de l'été (Troll, 1944). Plus précisément, la pente faible de la surface de la tourbière est responsable de la formation de «réticules» par un processus de solifluxion sub-aquatique (Hamelin, 1957). Enfin, Allington (1958) a mesuré que l'inclinaison de la pente, à la surface des tourbières réticulées, se situait entre 3° et 5°.

Cependant, on surestime souvent l'importance qu'ont les phénomènes d'action gélivale, d'expansion de la glace, d'accumulation de tourbe et de solifluxion dans le développement des tourbières réticulées (Seppälä et Koutaniemi, 1985).

### 3.2.4. Formes de gélifluxion

Le terme gélifluxion, ou *congelifluction*, est employé ici pour désigner la solifluxion sous des conditions périglaciaires. Les lobes de gélifluxion constituent les seules formes de gélifluxion retrouvées sur le TES, mis à part les gradins sans triage. Les phénomènes de gélifluxion ont été étudiés dans la région par Williams (1959b, 1961).

#### 3.2.4.1. Lobes de gélifluxion

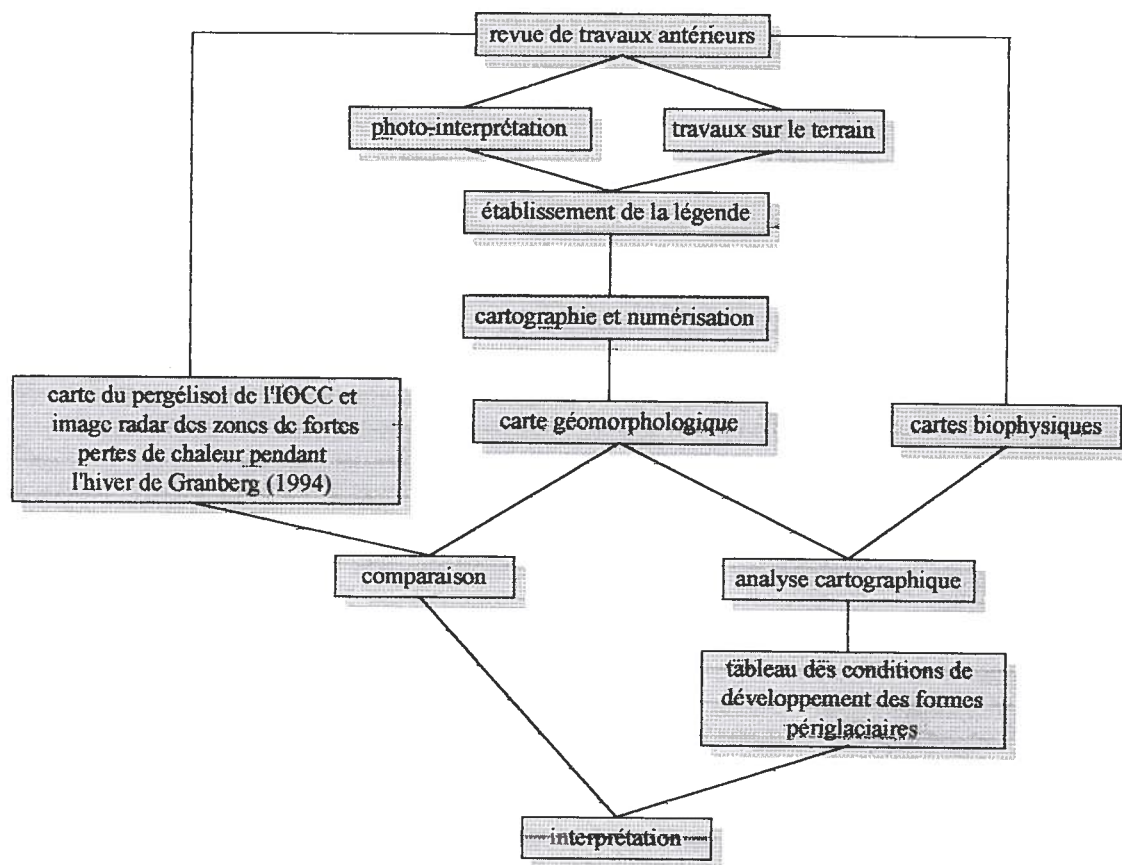
Les lobes de gélifluxion, ou *solifluction lobes*, ne sont que très peu mentionnés dans la littérature. Ce sont des formes isolées, ayant l'allure d'une langue de 25 m de largeur par 150 m de longueur. Les lobes de gélifluxion se développent en présence de gélifluxion plus rapide sur une partie de versant montrant quelques variations de pente. Ils ont habituellement un front abrupt et une surface relativement douce (Brown et Kupsch, 1974). Les lobes de gélifluxion de la région (**figure 39**) sont d'une taille variant entre 2 et 5 m de largeur et 3 et 7 m de longueur et atteignent 1 m de hauteur dans leur partie inférieure.



**FIGURE 39.** Lobe de gelifluxion sur lequel s'est développée une surface dénudée.

#### 4.0. MÉTHODOLOGIE

La méthodologie employée au cours de cette recherche est résumée par l'organigramme présenté à la **figure 40**.



**FIGURE 40.** Organigramme méthodologique.

#### 4.1. Revue de littérature

D'abord, une revue des ouvrages et articles existant sur l'environnement physique du Québec-Labrador central a été faite afin d'avoir une perspective globale du milieu physique de la région de Schefferville. Ensuite, une revue des ouvrages traitant de la géomorphologie périglaciaire en général a été réalisée, d'une part, afin d'établir une nomenclature, une classification et une description adéquates des formes périglaciaires de la région et, d'autre part, afin de fournir des éléments d'information relatifs à l'origine de ces formes.

#### 4.2. Photo-interprétation

L'étape de l'interprétation des photographies aériennes a consisté à identifier, caractériser et cartographier les formes périglaciaires et glaciaires du TES. De plus, la photo-interprétation a permis de cartographier les dépôts meubles, les affleurements, le réseau hydrographique et les différents bouleversements anthropiques du territoire. Les photographies aériennes, à l'échelle du 1 : 3 000 (**figure 41**) et du 1 : 10 000, en couleur, et à l'échelle du 1 : 10 000 et du 1 : 50 000, en noir et blanc, ont été interprétées à l'aide d'un stéréoscope ZEISS STEREOCORD G2 et d'une lunette 8X.

La méthode d'identification et de caractérisation des formes périglaciaires employée au cours de cette recherche est décrite par Lajeunesse et Granberg (sous presse).

Les principales recherches ayant porté sur la photo-interprétation des formes périglaciaires sont celles de Black (1952), Perrin (1963), Svensson (1963, 1965, 1967, 1982) et Brown (1974).



**FIGURE 41.** Exemple d'une photographie aérienne couleur à l'échelle du 1 : 3 000.

### **4.3. Levés sur le terrain**

La photo-interprétation a été complétée par des travaux sur le terrain. Ces travaux ont permis, lors de la première visite, soit en août 1994, de réaliser un inventaire et une cartographie préliminaire des formes périglaciaires et glaciaires ainsi que de la géologie et des dépôts meubles du TES. Ces travaux ont permis, lors de la seconde visite, soit à la fin juin et début juillet 1995, de résoudre les problèmes d'identification et de caractérisation des formes, survenus lors de la photo-interprétation, par des vérifications au sol.

Une troisième visite sur le terrain, soit en début mars 1996, a permis de mesurer la profondeur de neige sur des sites où il y a présence de différentes formes périglaciaires et ce, afin de vérifier et de préciser les données provenant de la carte de profondeur de neige de Audet (1995).

### **4.4. Établissement de la légende de la carte**

L'établissement de la légende a été réalisé afin de représenter adéquatement les traits endogènes et exogènes du territoire. La légende ainsi employée est inspirée de celles de Hamelin (1963) et représente les formes périglaciaires, de Tricart (1971) et de l'*International Geographical Union* (1968); in Demek (1972), qui illustrent aussi les autres éléments de la carte. La symbolisation utilisée pour la cartographie



géomorphologique du TES est cependant quelque peu différente de celle de ces légendes, puisque le logiciel de cartographie utilisé (ATLAS GIS) ne possédait que très peu de symboles.

#### **4.5. Réalisation de la cartographie géomorphologique**

C'est d'abord à l'aide d'un appareil de transféroscopie *ZEISS SKETCHMASTER* que les informations des croquis de photo-interprétation, à l'échelle du 1 : 3 000, ont été projetées sur la carte de base au 1 : 12 000. Ensuite, la numérisation de cette carte a été réalisée à l'aide du logiciel Atlas GIS. Ce logiciel a été choisi dans le cadre de cette cartographie pour ses qualités patentes relatives à la numérisation et à l'habillage.

Par ailleurs, la cartographie des formes périglaciaires a fait l'objet de travaux par Robitaille (1960), Sékyra (1961), Rudberg (1962), St-Onge (1965), Jahn et Siedlecki (1982), Peulvast (1982) et King *et al.* (1992) alors que les principaux travaux méthodologiques sur la cartographie géomorphologique ont été réalisés par Joly (1962), Starkel (1962), Savigear (1965), Barsch et Mäusbacher (1979), Barsch et Liedtke (1980), Boyer (1981), Salomé *et al.* (1982), Salomé et Dorsser (1985), Embleton et Verstappen (1988), Klimaszewski (1988), de Graaff *et al.* (1987), Salomé et Beukenkamp (1989), Strobl (1988) et Buraczynski (1990).

## 5.0. RÉSULTATS

### 5.1. Cartographie géomorphologique

La carte géomorphologique fournit, avec une grande précision et de façon très détaillée, les informations géomorphologiques et géologiques du TES recueillies lors de la photo-interprétation et des travaux sur le terrain. L'échelle de cette cartographie de base était celle du 1 : 12 000, ce qui assure une grande précision.

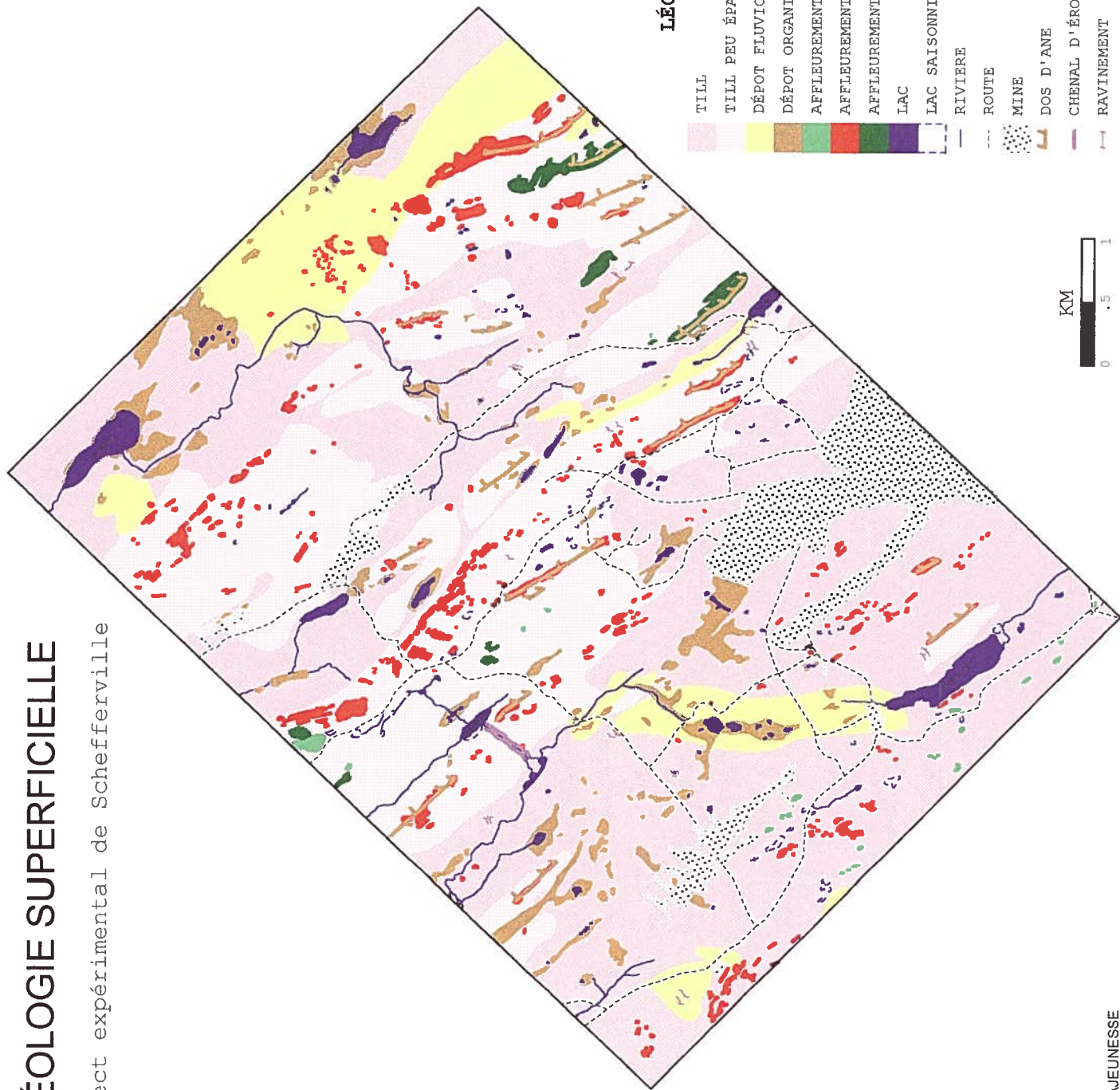
Étant donné la trop grande quantité de données graphiques retrouvée sur la carte géomorphologique, celle-ci a dû être divisée en sept différentes planches illustrant la géologie superficielle, la géomorphologie glaciaire, les ostioles, les gradins sans triage, les formes cryonivales de destruction, les formes périglaciaires organogènes et les autres sols structurés.

#### 5.1.1. Carte de la géologie superficielle

La carte de la géologie superficielle (**figure 42**) présente les dépôts superficiels et la lithologie des affleurements du TES. La cartographie des dépôts superficiels et des affleurements a été réalisée à partir de la photo-interprétation et de la cartographie de Valade *et al.* (1983); *in* Kish *et al.* (1986), alors que l'identification de la géologie de ces

# GÉOLOGIE SUPERFICIELLE

Transect expérimental de Schefferville



## LÉGENDE

- TILL
- TILL PEU ÉPAIS
- DÉPOT FLUVIO-GLACIAIRE
- DÉPOT ORGANIQUE
- AFFLEUREMENT WISHART
- AFFLEUREMENT SOKOMAN
- AFFLEUREMENT FLEMING
- LAC
- LAC SAISONNIER
- RIVIERE
- ROUTE
- MINE
- DOS D'ANE
- CHENAL D'ÉROSION CONTEMPORAIN
- RAVINEMENT



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 42. Carte de la géologie superficielle.

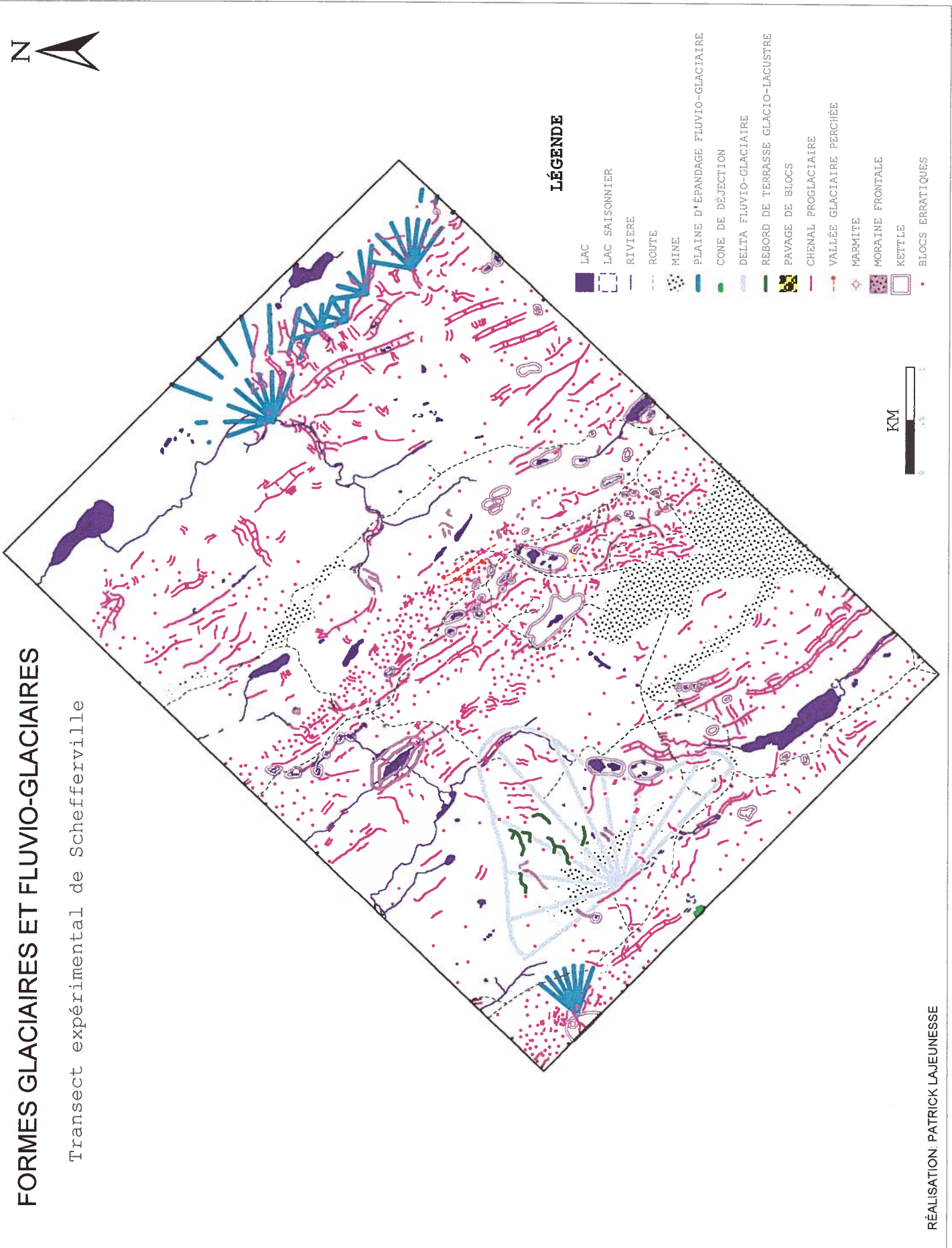
affleurements a été faite à partir de travaux sur le terrain, de la photo-interprétation et des cartes géologiques de Stevenson (1962) et de *l'Iron Ore Company of Canada* (IOCC). Les dépôts meubles du territoire sont des tills, des tills peu épais, des matériaux fluvio-glaciaires et des tourbières. La géologie des affleurements regroupe quant à elle les formations de Fleming, de Sokoman et de Wishart. De plus, les dos d'âne ainsi que les formes dynamiques actuelles, tels qu'un chenal d'érosion et du ravinement, ont été inclus sur cette carte. Les autres données géologiques, telles les failles et limites des formations géologiques, ne sont pas incluses sur cette carte puisqu'elles n'étaient pas disponibles. De plus, leur présence sur la carte géomorphologique n'est pas essentielle dans le cadre de cette analyse de la géomorphologie périglaciaire du TES.

### **5.1.2. Carte de la géomorphologie glaciaire**

La carte de la géomorphologie glaciaire (**figure 43**) présente les formes glaciaires et fluvio-glaciaires retrouvées sur le TES. Les formes illustrées sont des blocs erratiques, des moraines terminales, une vallée glaciaire suspendue, des plaines d'épendage, un delta fluvio-glaciaire, un cône de déjection, des kames, des kettles, des chenaux proglaciaires, des chenaux d'érosion à travers la roche en place, une marmite et des rebords de terrasse glacio-lacustres.

# FORMES GLACIAIRES ET FLUVIO-GLACIAIRES

Transect expérimental de Schefferville



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 43. Carte des formes glaciaires et fluvio-glaciaires.

### 5.1.3. Carte des ostioles

La carte des ostioles (**figure 44**) regroupe les cercles terreux de pierres, les cercles à bourrelets et les cercles de boue, lesquels font tous partie du groupe des sols structurés. Les cercles terreux de pierres ont été divisés en trois types de groupements en fonction de leur densité. Ainsi, à partir de la méthode de description des sols structurés de Nicholson (1976), les cercles terreux de pierres isolés, semi-groupés et contigus ont pu être distingués par l'interprétation des photographies aériennes à l'échelle du 1 : 3 000.

### 5.1.4. Carte des gradins sans triage

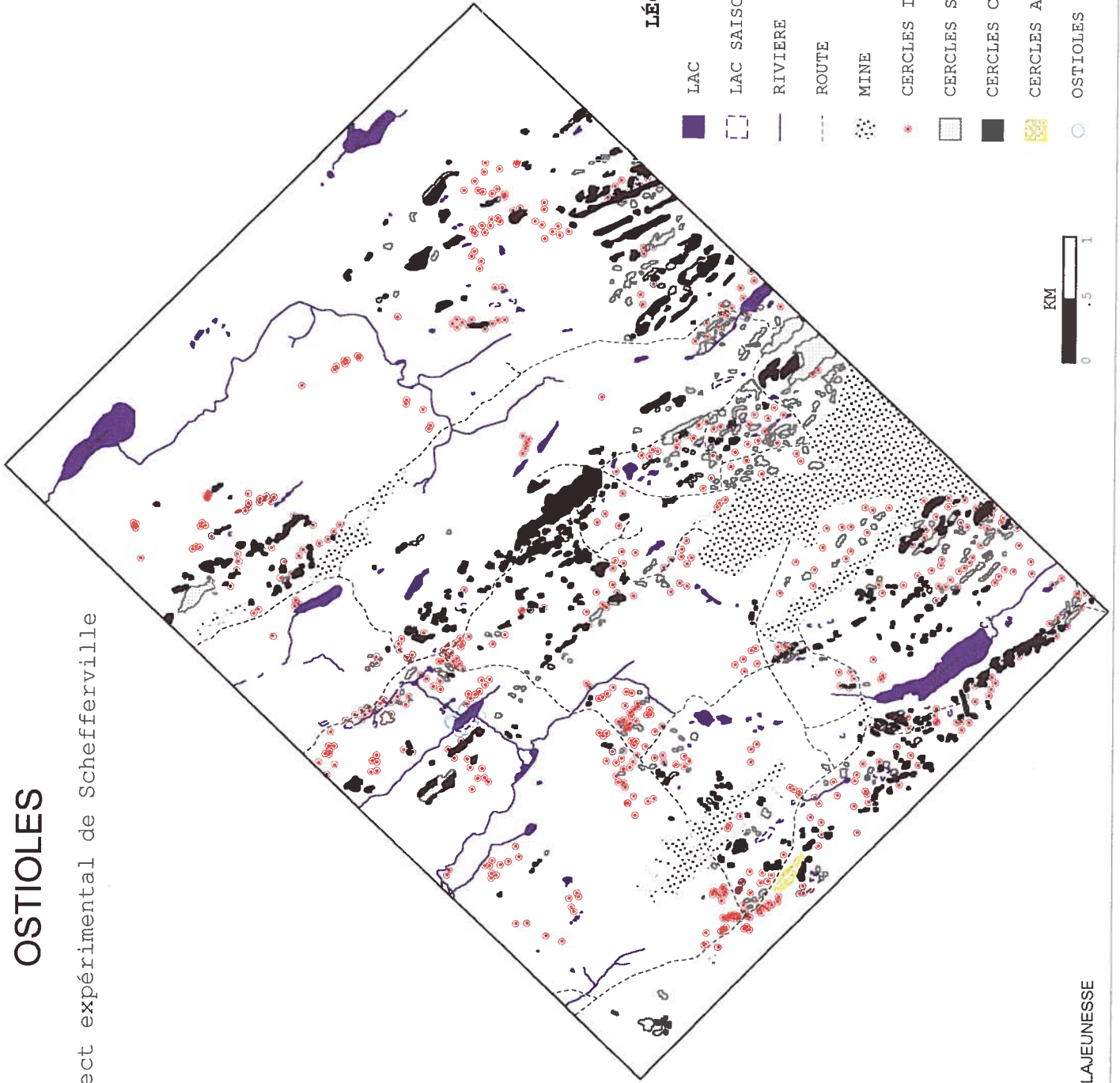
La carte des gradins sans triage (**figure 45**), qui font aussi partie du groupe des sols structurés, a été réalisée en divisant ces formes selon les mêmes types de groupements que les cercles terreux de pierres, soit isolés, semi-groupés et contigus.

### 5.1.5. Carte des autres sols structurés

La carte des autres sols structurés (**figure 46**) représente les thufurs à centre minéral, les thufurs à centre organique, les traînées sans triage, les polygones avec triage et les polygones avec triage fossiles. Ces formes, mis à part les thufurs, se retrouvent toujours en regroupements contigus dans la région, ce qui explique le fait qu'elles n'aient pas été

# OSTIOLES

Transect expérimental de Schefferville

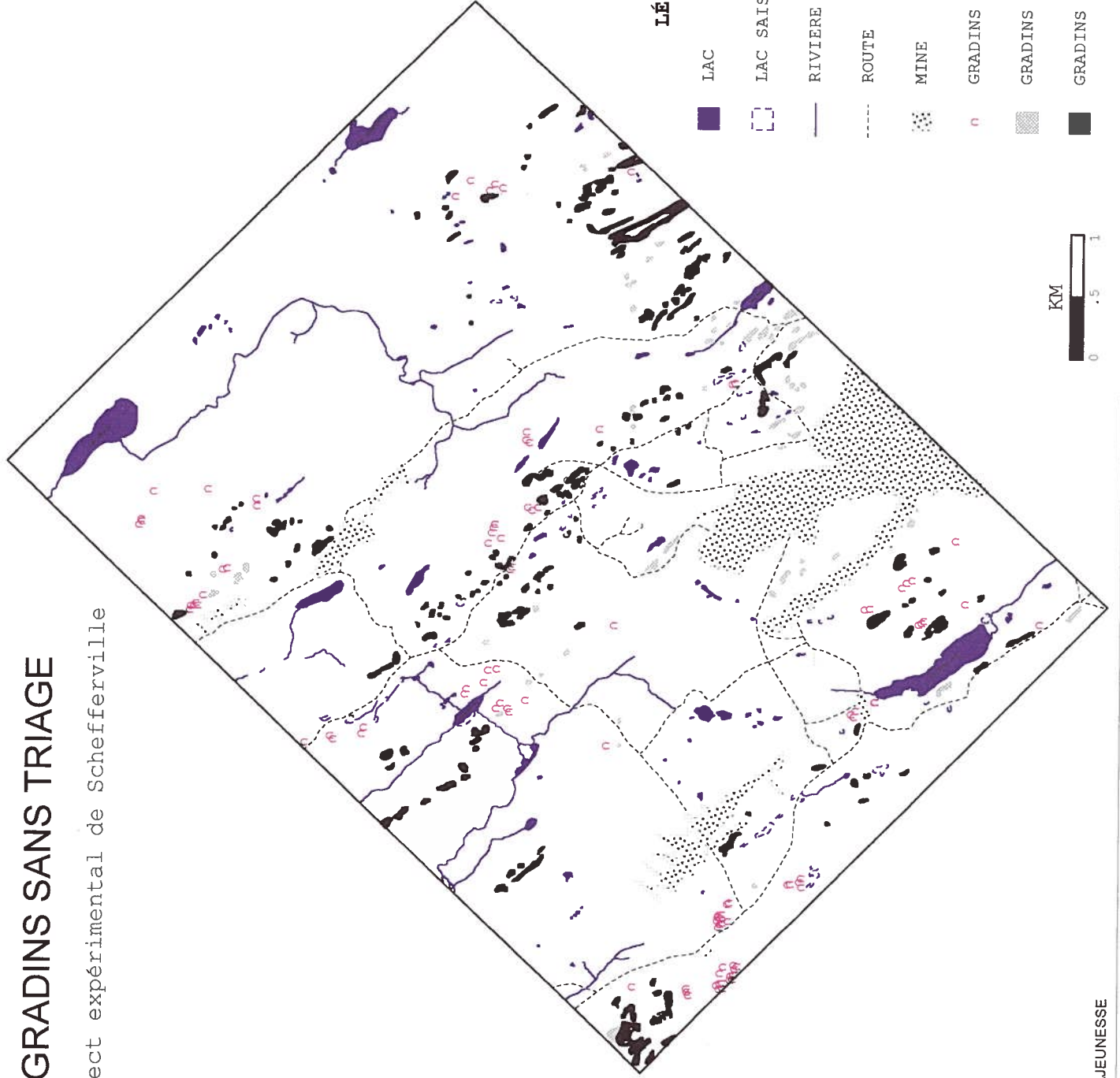


RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 44. Carte des ostioles.

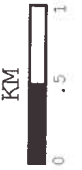
# GRADINS SANS TRIAGE

Transect expérimental de Schefferville



## LÉGENDE

- LAC
- LAC SAISONNIER
- RIVIERE
- ROUTE
- MINE
- GRADINS ISOLÉS
- GRADINS SEMI-GROUPÉS
- GRADINS CONTIGUS



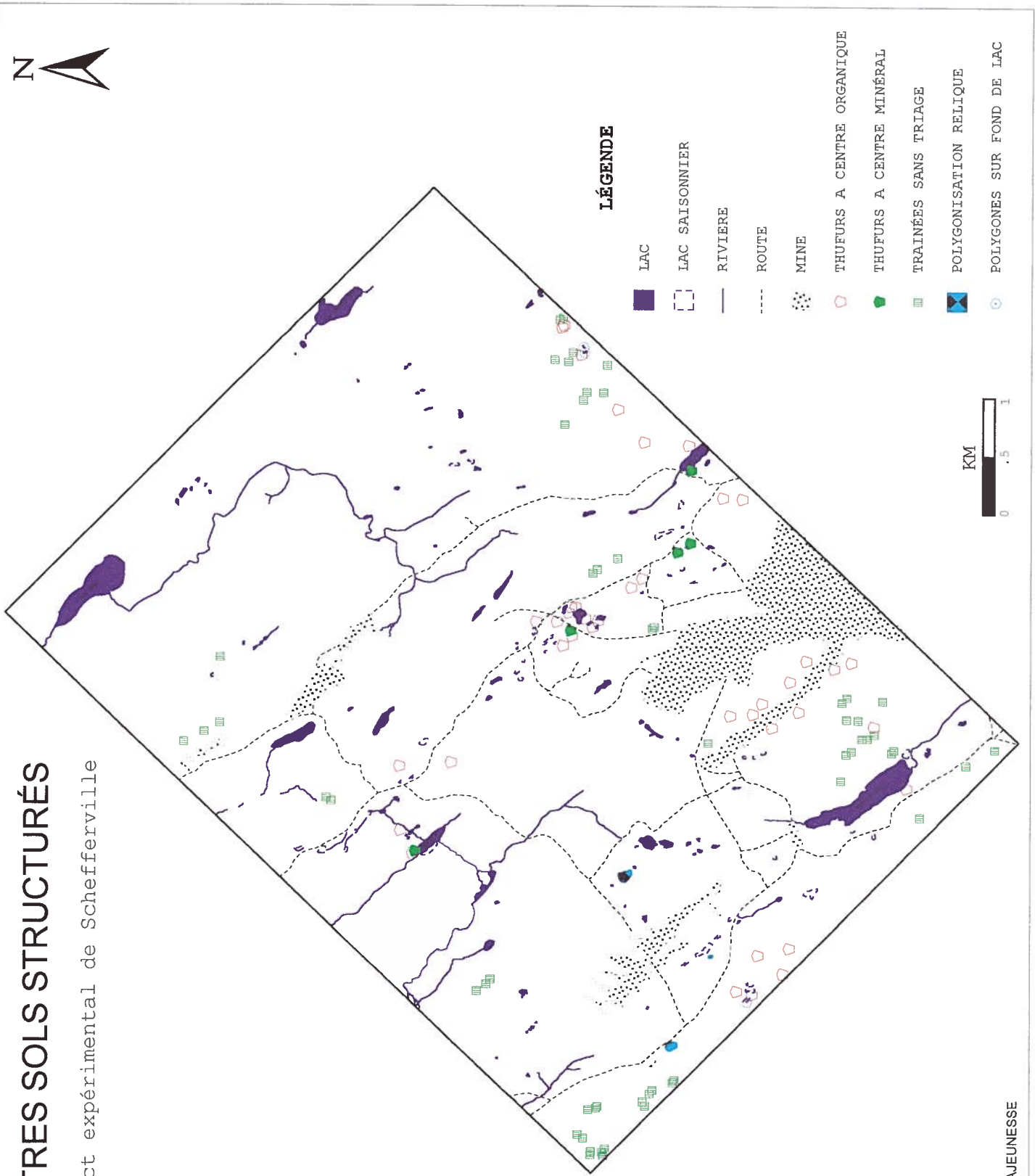
RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 45. Carte des gradins sans triage.



# AUTRES SOLS STRUCTURÉS

Transect expérimental de Schefferville



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 46. Carte des autres sols structurés.

divisées en regroupements de différentes densités. Les thufurs, quant à eux, varient grandement en densité à l'intérieur d'un même regroupement, ce qui rend cette caractérisation difficilement réalisable.

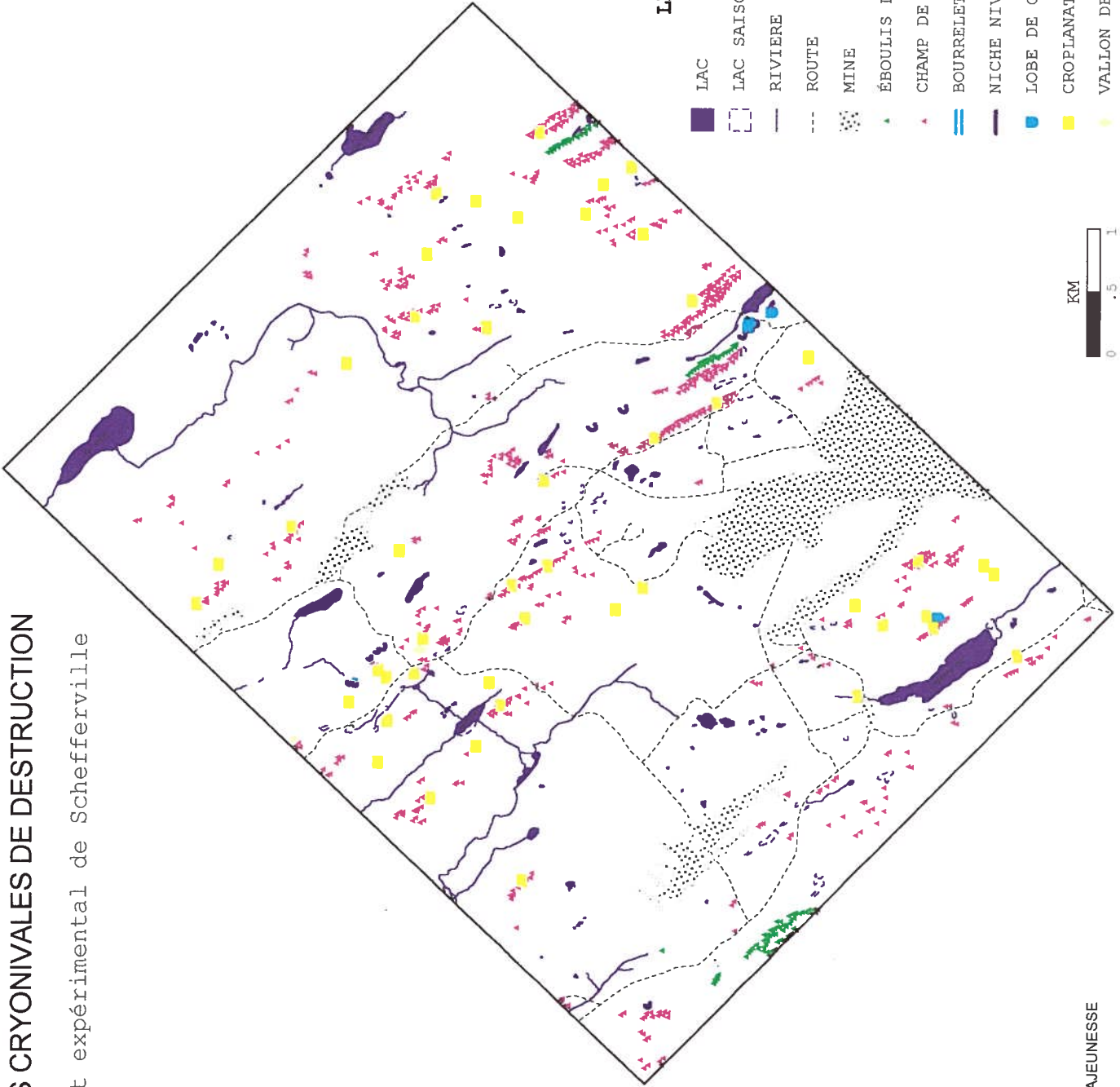
Par contre, les petits sols polygonaux n'ont pas été cartographiés, puisqu'ils n'étaient pas visibles sur les photographies aériennes et que, de toutes façons, leur présence a été observée sur la plupart des grands cercles terreux de pierres, des champs de pierres de la formation de Sokoman et des surfaces dénudées.

#### **5.1.6. Carte des formes cryonivales de destruction**

La carte des formes cryonivales de destruction (**figure 47**) représente les formes dont les processus génétiques sont reliés aux actions destructives de la neige, du gel ou du vent. Ces formes sont les niches de nivation, les protalus de nivation, les vallées asymétriques, les champs de pierres, les éboulis informes, les surfaces de cryoplanation, les vallons de gélivation et les surfaces dénudées. De plus, les lobes de gélifluxion, quoiqu'ils sont davantage une forme d'accumulation uniformisante que d'érosion, ont été inclus sur cette carte pour une question pratique.

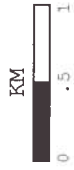
# FORMES CRYONIVALES DE DESTRUCTION

Transect expérimental de Schefferville



## LÉGENDE

- LAC
- LAC SAISONNIER
- RIVIERE
- ROUTE
- MINE
- ÉBOULIS DE GÉLIFRACTION
- CHAMP DE GÉLIFRACTS
- BOURRELET DE PONT DE NEIGE
- NICHE NIVALE
- LOBE DE GÉLIFLUXION
- CROPLANATION
- VALLON DE GÉLIVATION



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

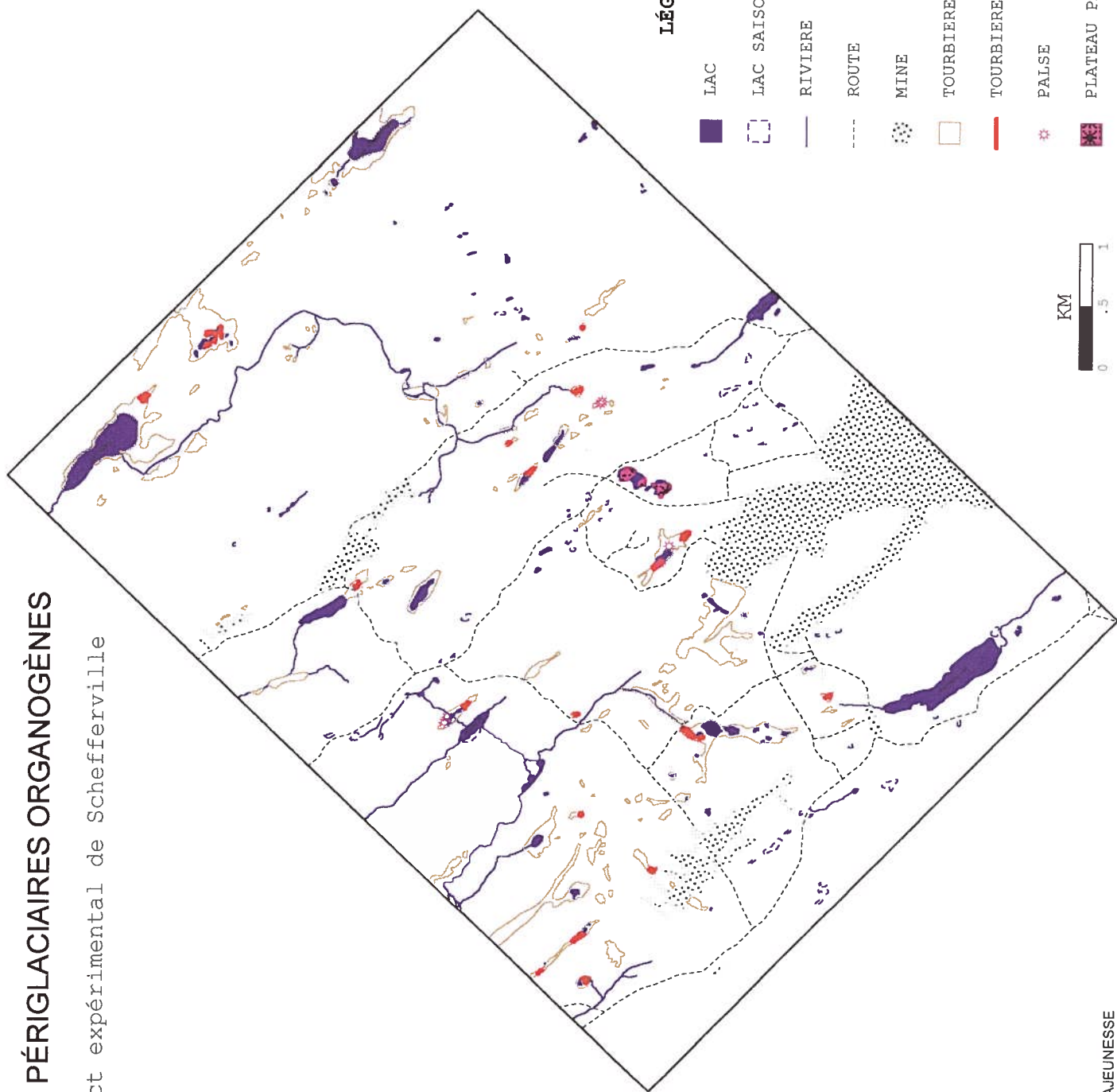
FIGURE 47. Carte des formes cryonivales de destruction.

### 5.1.7. Carte des formes périglaciaires organogènes

La carte des formes périglaciaires organogènes (**figure 48**) regroupe les formes reliées à la ségrégation de glace dans les matériaux organiques, soit les paises, les plateaux palsiques et les tourbières réticulées.

# FORMES PÉRIGLACIAIRES ORGANOGÈNES

Transect expérimental de Schefferville



## LÉGENDE

- LAC
- LAC SAISONNIER
- RIVIERE
- ROUTE
- MINE
- TOURBIERE
- TOURBIERE RÉTICULÉE
- PALSE
- PLATEAU PALSIQUE



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 48. Carte des formes périglaciaires organogènes.

## 5.2. Cartes biophysiques

La cartographie biophysique du TES regroupent les planches de la strate herbacée, de la densité du couvert forestier, de la hauteur des arbres, du modèle numérique d'altitude et de ses dérivés ainsi que de la profondeur de neige. C'est à l'aide de ces cartes que les interrelations existant entre les formes périglaciaires, la végétation et la topographie du territoire seront définies. Ces cartes ont toutes été réalisées par Audet (1995) à l'aide du logiciel SPANS GIS

### 5.2.1. Carte de la strate herbacée et muscinale

L'information présente sur la carte de la strate herbacée et muscinale (**figure 49**) est très importante puisque la végétation située au raz-le-sol influence directement le régime thermique du sol et, par le fait même, la genèse et le maintien du développement des formes périglaciaires. Cette carte regroupe les surfaces recouvertes par le roc, les lichens minces, les lichens, les mousses, les bouleaux nains, les tourbières, les brûlis (*sic*) et les plantes basses du TES.

Strate herbacée et muscinale

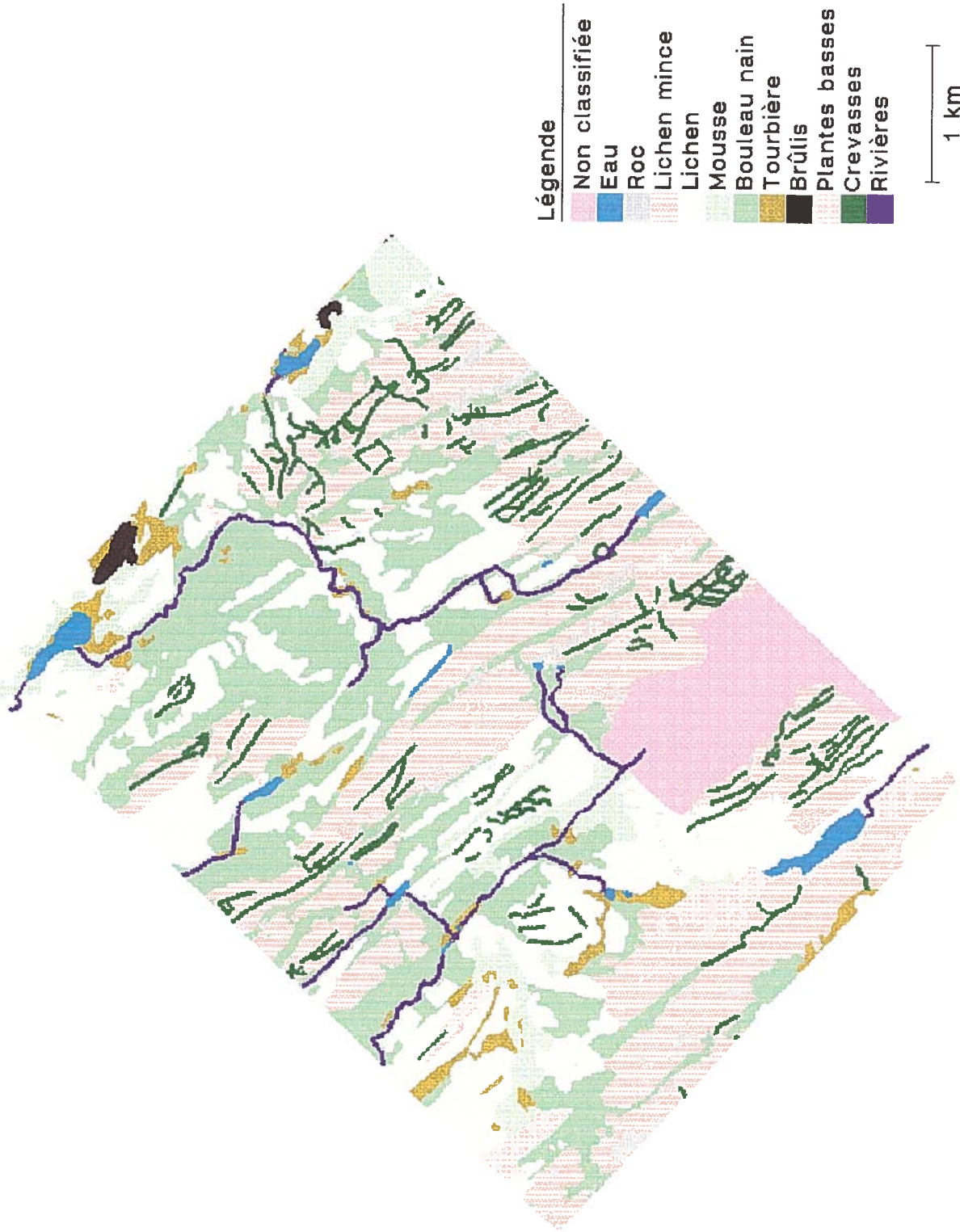


FIGURE 49. Carte de la strate herbacée et muscinale.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

### 5.2.2. Carte de la densité du couvert forestier

La densité du couvert forestier (**figure 50**) est un élément d'information très important pour les fins de cette recherche. En effet, les arbres peuvent agir comme bouclier contre le vent, empêchant l'érosion du couvert nival et du couvert de lichen, ou comme source de rayonnement thermique, puisque les peuplements forestiers ont un albédo plus faible que les zones non boisées, de façon à empêcher la genèse et le développement de formes périglaciaires du TES. La carte de la densité du couvert végétal donne la densité du couvert forestier du territoire répartie sous sept classes, soit: entre 50 et 70 %, 30 et 50 %, 20 et 30 %, 10 et 20 %, 5 et 10 %, 1 et 5 % et, enfin, 0%.

### 5.2.3. Carte de la hauteur des arbres

La hauteur des arbres (**figure 51**) tout comme la densité du couvert forestier constitue un important facteur d'influence dans la répartition des formes périglaciaires. La carte de la hauteur des arbres donne la hauteur des arbres sur le TES selon six classes, soit: entre 15 et 20 m, 10 et 15 m, 5 et 10 m, 2 et 5 m, 0 et 2 m et, enfin, 0 m.



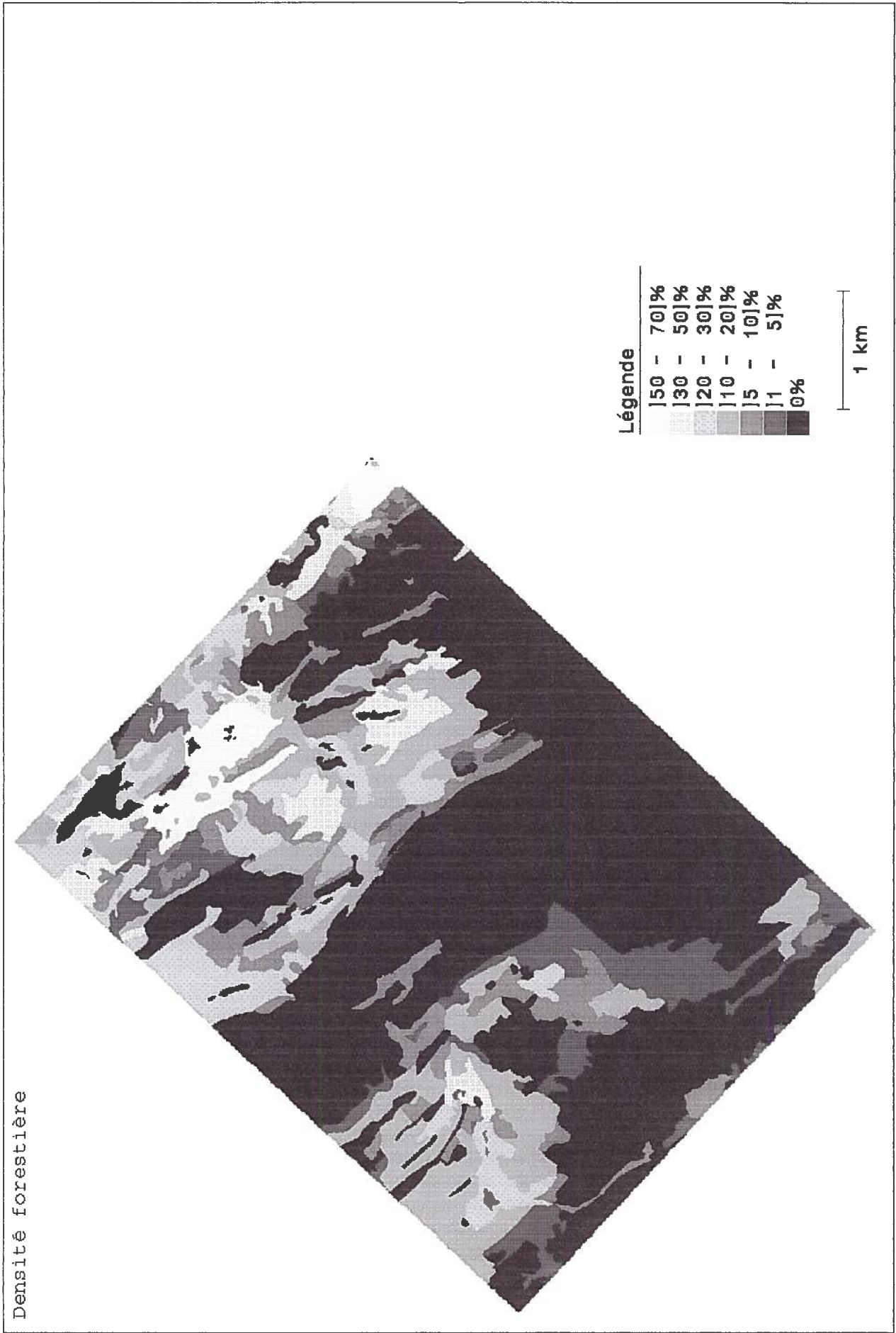


FIGURE 50. Carte de la densité forestière.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

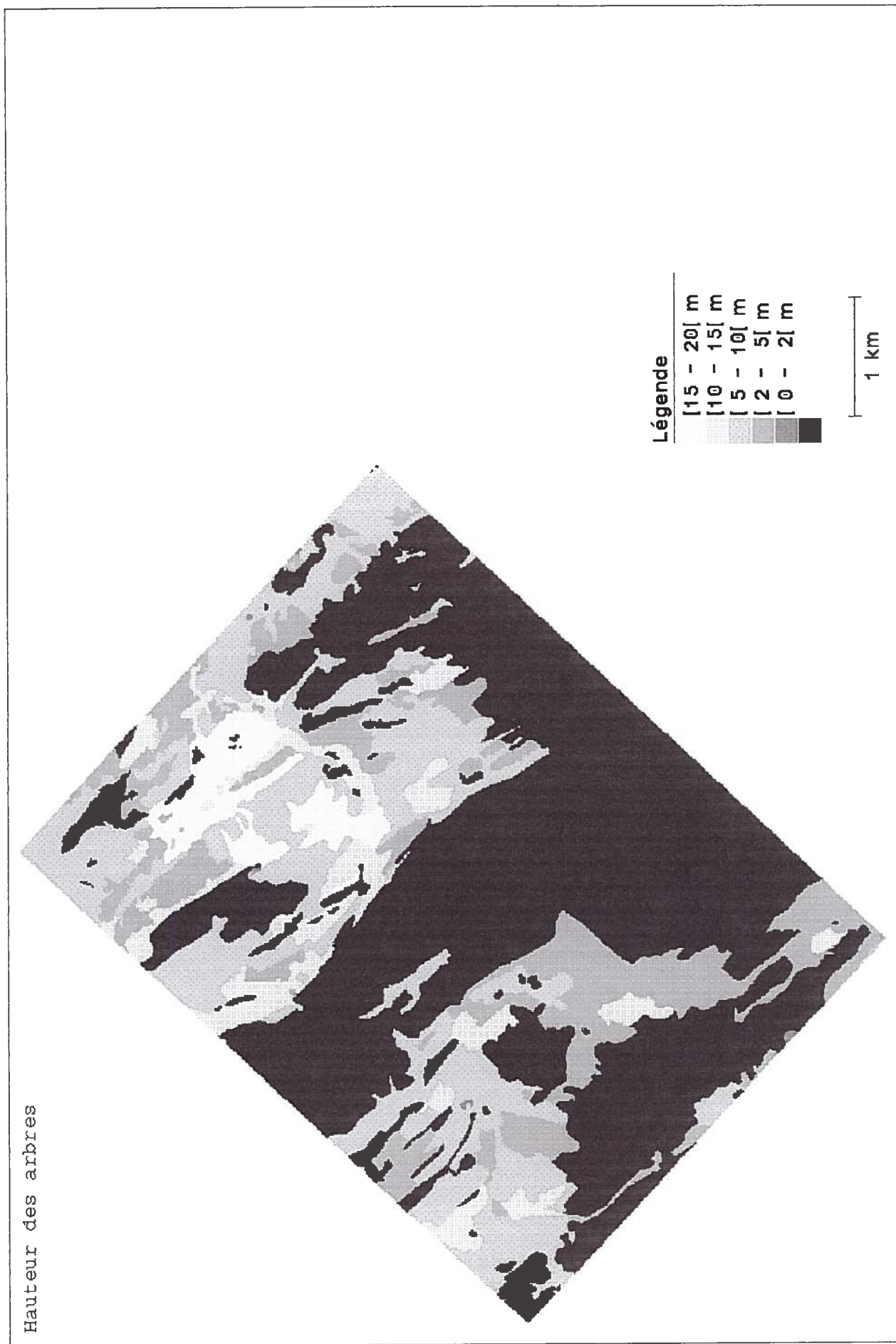


FIGURE 51. Carte de la hauteur des arbres.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

#### **5.2.4. Modèle numérique d'altitude et cartes dérivées**

Le modèle numérique d'altitude (MNA) du TES (**figure 2**), numérisé à l'échelle du 1 : 4 800, avec des points d'intervalle de 15 m et une précision de 30 cm, avait été créé par Granberg (1986) dans le cadre d'un projet de recherche de la Défense Nationale sur la neige. Ce MNA, à partir duquel Audet (1995) a pu réaliser des cartes représentant les altitudes, les pentes, les convexités-concavités et l'orientation des versants, fournit ainsi les données spatiales morphométriques et morphographiques de la présente cartographie.

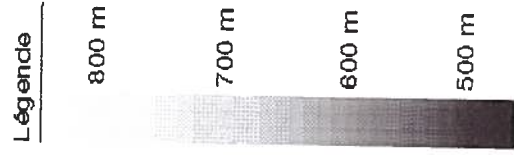
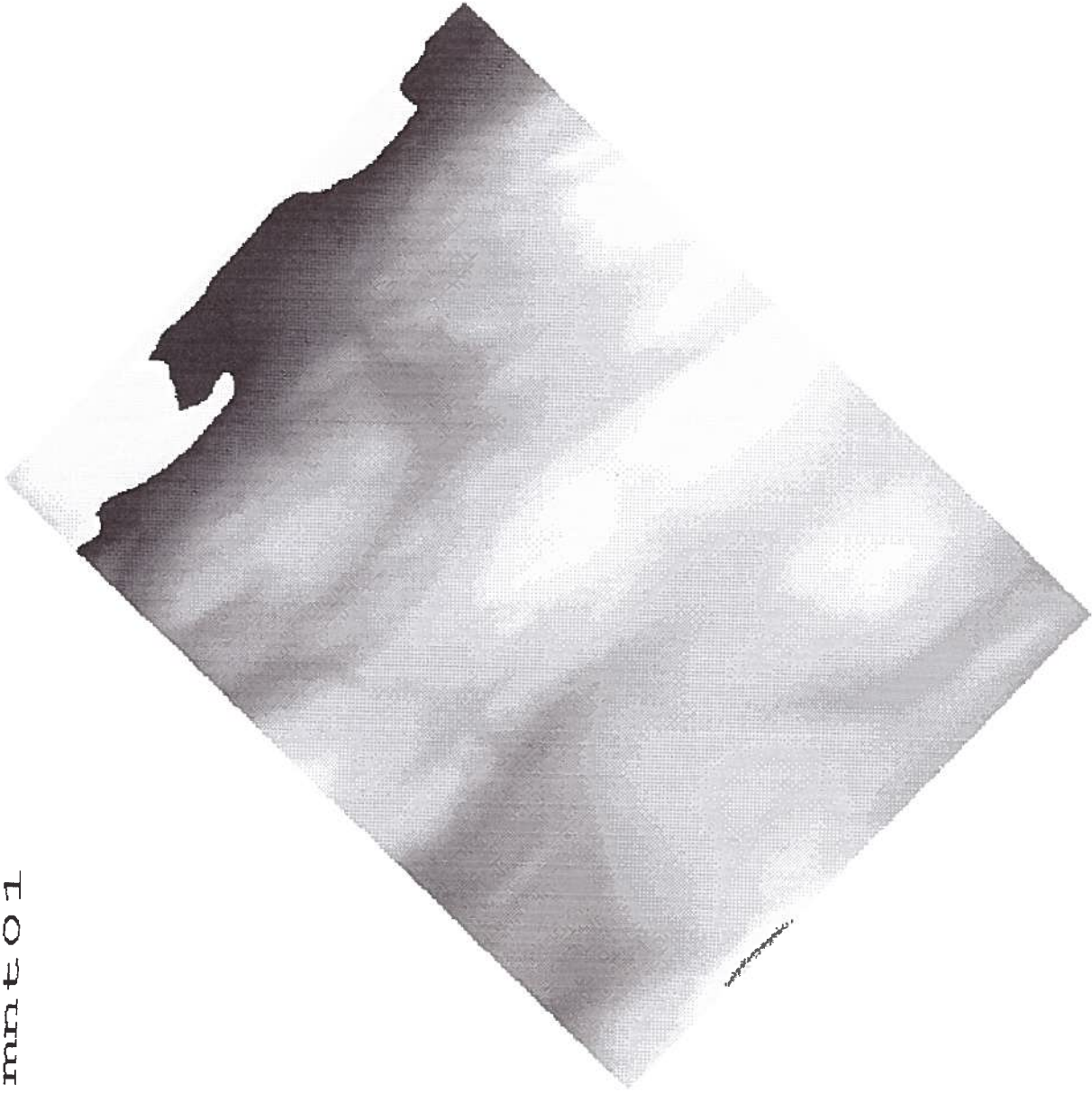
##### **5.2.4.1. Carte hypsométrique**

La carte hypsométrique du TES (**figure 52**) présente les altitudes du TES sous une échelle graduée, en tons de gris, de 500 à 800 m.

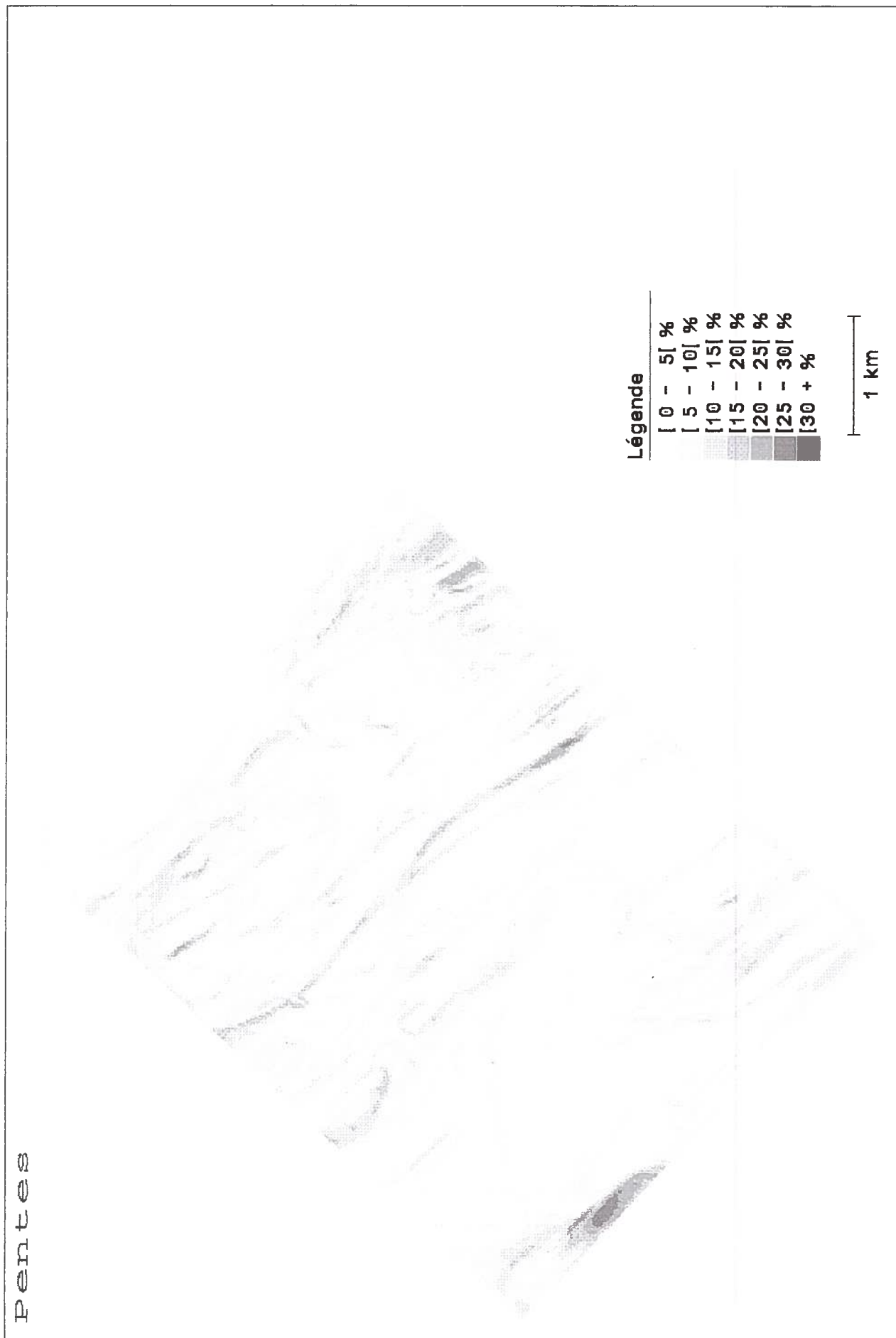
##### **5.2.4.2. Carte de l'inclinaison des pentes**

La carte de l'inclinaison des pentes (**figure 53**) représente la morphométrie du relief du TES. L'allure des pentes est fortement associée à la géomorphologie périglaciaire puisqu'elle influence des processus tels la gravitation, la dénudation de la végétation et l'écoulement des eaux de pluie ou de fonte. La carte de l'inclinaison des pentes du TES

mont 01



**FIGURE 52.** Carte hypsométrique.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)



**FIGURE 53.** Carte de l'inclinaison des pentes.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

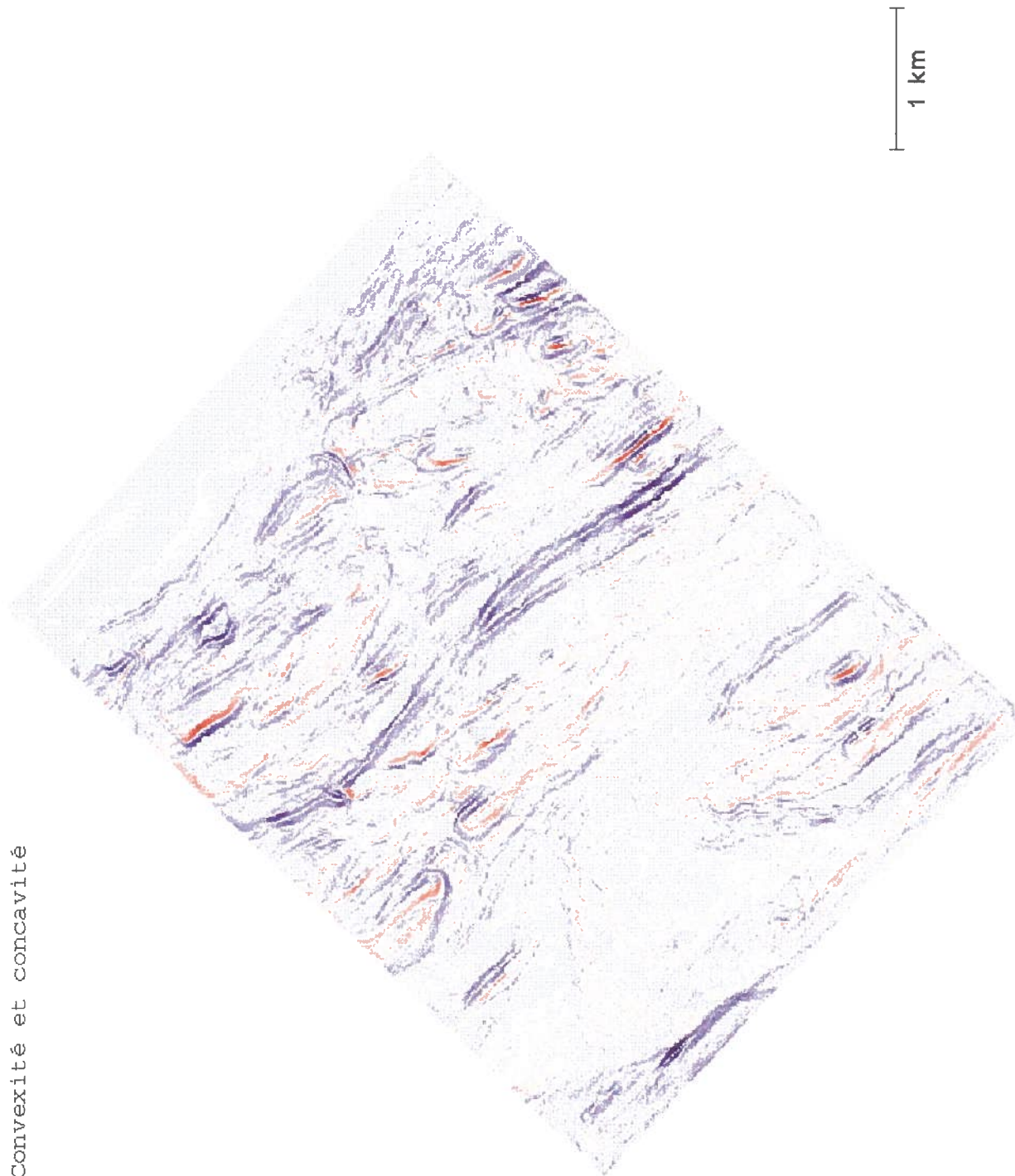
se divise en sept classes, soit: entre 0 à 5 %, 5 à 10 %, 10 à 15 %, 15 à 20 %, 20 à 25 %, 25 à 30 % et enfin, 30 % et plus. Cependant, les trois premières classes de cette cartographie possède un champ trop large, ce qui empêche de définir avec précision, entre autres, les limites de pentes dans la transition d'un type de sol structuré à l'autre.

#### **5.2.4.3. Carte des convexités-concavités**

La carte des convexités-concavités (**figure 54**) fournit des éléments d'information sur la morphographie des pente du TES. Cette carte représente, en bleu, les surfaces concaves et, en rouge, les surfaces convexes. De plus, la rugosité du terrain est également perceptible sur cette carte, laquelle est plus accentuée lorsque le bleu et le rouge sont fortement entremêlés.

Cette carte a été réalisée d'abord en appliquant une seconde fois le filtre de pente sur la carte des pentes afin d'obtenir une carte représentant les pentes au carré. Ensuite, le filtre d'orientation a été appliqué sur la carte des pentes pour connaître la direction et la diminution des pentes. Enfin, la carte d'orientation a été comparée à la carte obtenue à l'étape précédente. Si l'orientation du versant et la direction de diminution de la pente avaient la même orientation, la surface était convexe. Dans un cas opposé, elle était concave. Ce critère a ainsi été utilisé pour reclassifier la carte des pentes au carré en valeurs négatives ou positives (Audet, 1995).

Convexité et concavité



**FIGURE 54.** Carte de la convexité (en rouge) et concavité (en bleu).  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

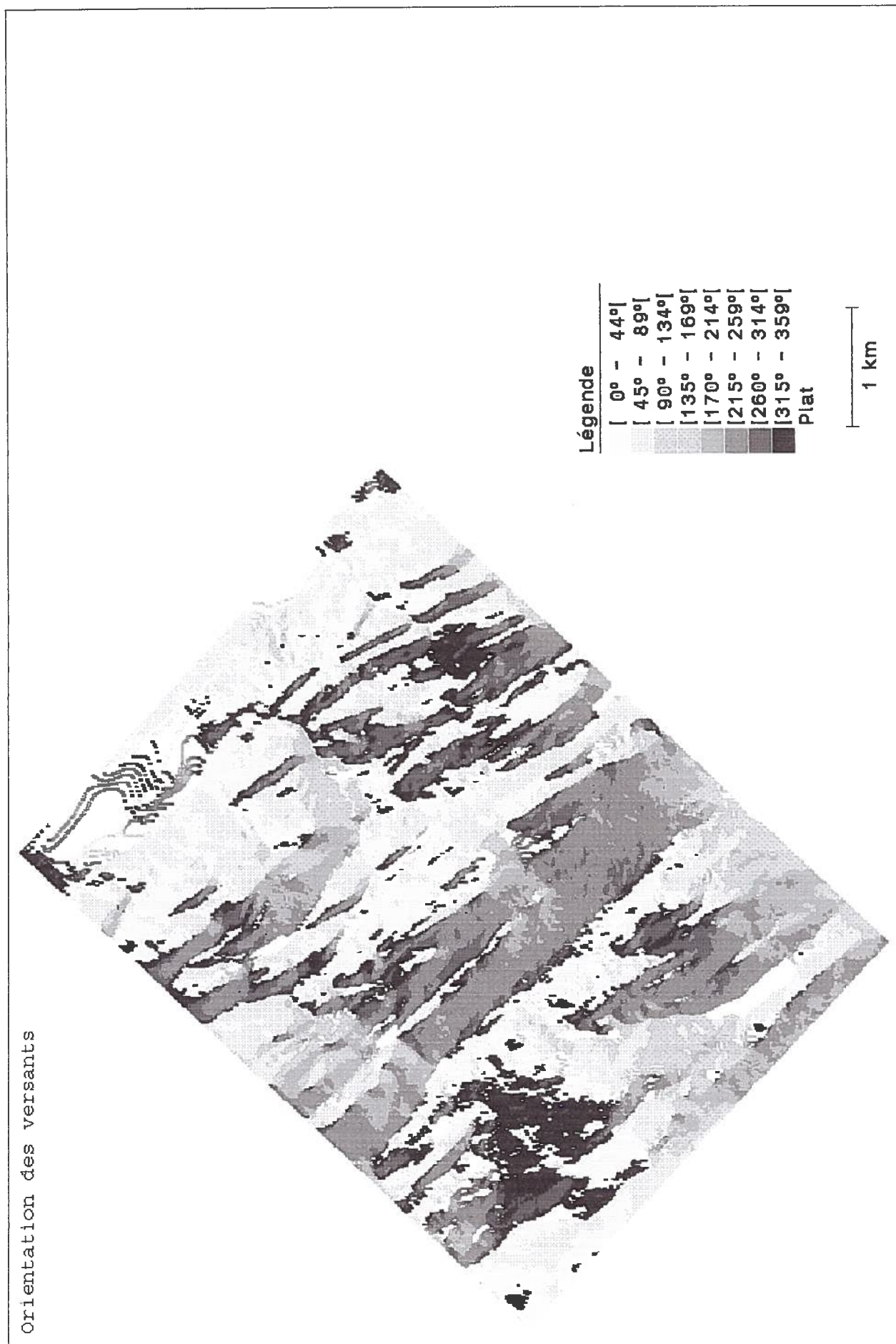
#### 5.2.4.4. Carte de l'orientation des versants

La carte de l'orientation des versants (**figure 55**) est particulièrement importante dans cette recherche puisque, d'une part, la distribution de certaines formes périglaciaires est fortement influencée par le vent et, d'autre part, la présence d'un vent dominant en provenance du NO dans la région a encore plus d'impact sur les formes situées sur les versants exposés à ces vents. De plus, l'orientation des versants affecte le développement, ou le non-développement, des différentes formes périglaciaires en déterminant, par l'intensité et la durée de l'ensoleillement, le bilan énergétique de la surface. Cette carte donne donc l'orientation des versants du TES répartie sous neuf classes, soit: entre 0 et 144°, 45 et 89°, 90 et 134°, 135 et 169°, 170 et 214°, 215 et 259°, 260 et 314°, 315 et 359° et, enfin, les surfaces planes.

#### 5.2.5. Carte de la profondeur de neige

La carte de la profondeur de neige a aussi été réalisée par Audet (1995), à partir d'une interpolation de valeurs d'épaisseur de neige mesurées sur le terrain, en mars 1993, en fonction de leurs relations avec la topographie et les différents regroupements de végétation (**figure 56**). Cette carte est aussi très importante puisque, comme mentionné antérieurement, l'épaisseur de la couverture de neige a un impact très important, d'une part, sur la présence de pergélisol et par le fait même sur la présence de formes périglaciaires et, d'autre part, sur la présence de formes associées à la destruction nivale.





**FIGURE 55.** Carte de l'orientation des versants.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)



FIGURE 56. Carte de la profondeur du couvert nival.  
RÉALISATION: RICHARD AUDET (1995)

La profondeur du couvert nival du TES est donc cartographiée en six classes, soit: entre 0 et 40 cm, 40 et 80 cm, 80 et 100 cm, 100 et 200 cm, 200 et 300 cm et, enfin, 300 cm et plus.

Cependant, certains points litigieux peuvent être soulevés au sujet de cette cartographie. En effet, puisque le couvert nival résulte d'une dynamique très complexe de perpétuel changement, cette cartographie ne présente qu'une simple facette du problème de l'enneigement. Une cartographie multi-date pourrait, en partie, pallier ce type d'erreur. De surcroît, puisque cette cartographie n'est pas uniquement élaborée à partir de mesures sur le terrain, mais plutôt à partir d'une interpolation entre différentes données, plusieurs erreurs peuvent s'y glisser; c'est donc pour cette raison qu'au cours de la troisième visite sur le terrain, des mesures de profondeur de neige ont été prises à des endroits stratégiques et ont ensuite été cartographiées (**figure 57**). De plus, les différentes classes d'épaisseur de neige représentées sur la cartographie de Audet sont trop larges. Par exemple, dans le cas de la première classe, il existe une grande variation du régime thermique du sol, soit entre les valeurs 0 et 0,4 m d'épaisseur de neige. En effet, cette dernière valeur correspond approximativement à la limite supérieure de la présence de pergélisol alors que la première correspond à une surface soumise à un pergélisol profond.

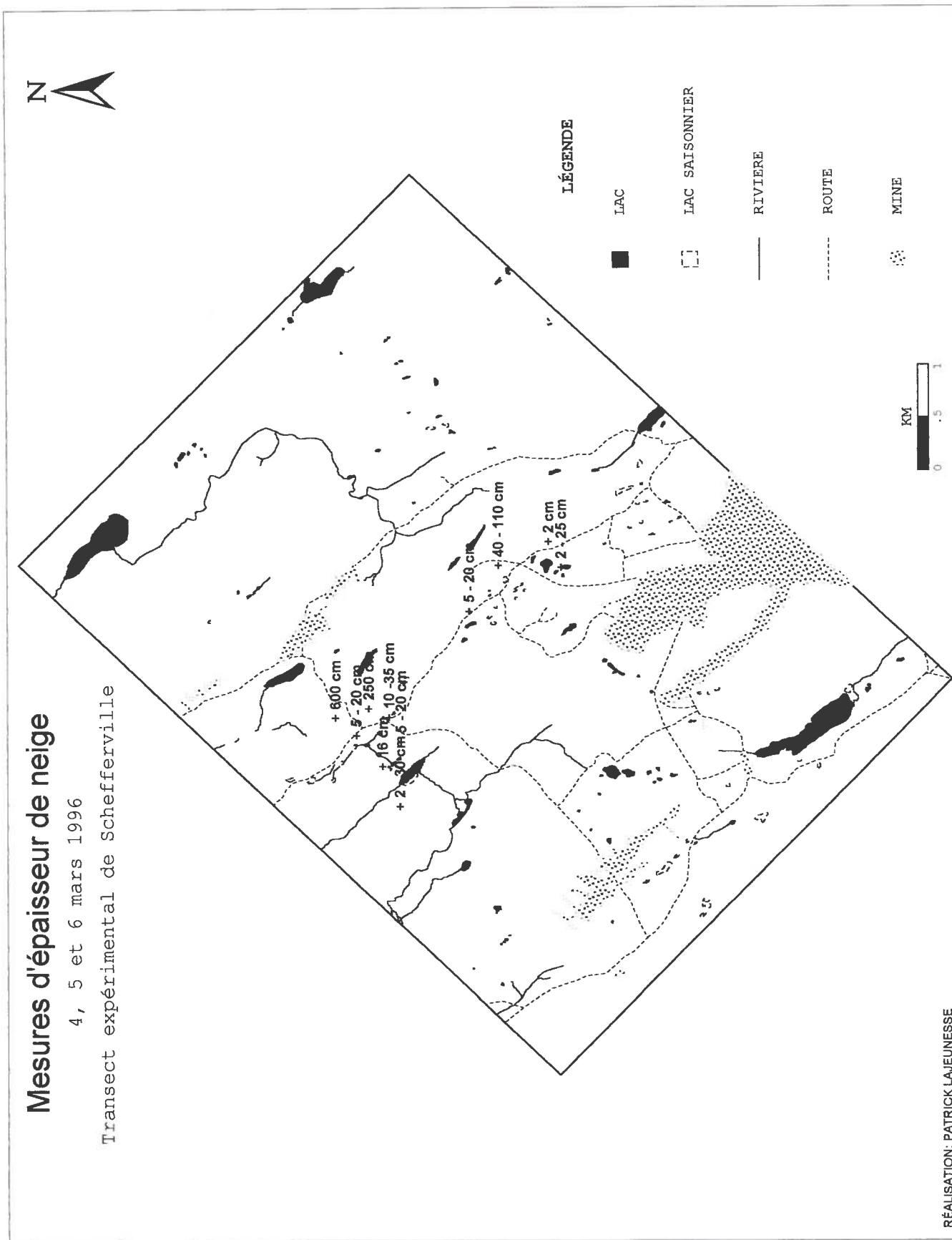


FIGURE 57. Carte des mesures d'épaisseur de neige, 4, 5 et 6 mars 1996.

### **5.2.5.1. Validation de la carte de la profondeur de neige de Audet (1995) par une comparaison avec des mesures de profondeur prises sur le terrain**

Une comparaison de la carte de la profondeur de neige réalisée par Audet (**figure 56**) et des mesures d'épaisseur de neige prises sur le terrain en début mars 1996 (**figure 57**) permet d'observer que, de façon générale, les valeurs de profondeur demeurent assez fidèles à la réalité. En effet, les points de faible épaisseur de neige correspondent aux zones en blanc sur la carte de la profondeur de neige. De plus, l'endroit où plus de 6 m de neige a été mesuré se retrouve dans une zone de plus de 3 m sur cette carte. Cependant, nous pouvons remarquer que la carte de la profondeur de neige de Audet est très peu précise en rapport avec les variations d'épaisseur à l'intérieur d'une même classe. Ainsi, plusieurs données que nous avons recueillies sur le terrain démontrent des variations d'épaisseur dans une même zone qui sont plus faibles que celles présentées sur la carte de Audet; c'est le cas de valeurs telles que 0,02 - 0,25 m; 0,05 - 0,20 m; et 0,1 - 0,3 m. Cette précision relative à ces épaisseurs de neige est très importante, lorsque les valeurs sont inférieures à 0,4 m, puisqu'elle influence l'intensité de la ségrégation de glace dans le sol et ainsi le nombre et la diversité de sols structurés.

## 6.0. ANALYSE DES DONNÉES CARTOGRAPHIQUES

L'analyse des cartes réalisées à l'aide des logiciels Atlas GIS et SPANS GIS a été faite en observant les interrelations spatiales existant, en premier lieu, entre les formes périglaciaires et la géologie superficielle, les formes glaciaires, les données biophysiques et, en deuxième lieu, entre les formes périglaciaires elles-mêmes.

À partir de cette analyse, ainsi qu'à l'aide de données recueillies sur le terrain, la qualité du drainage se rapportant à chaque forme périglaciaire de la région a été définie. En effet, le drainage a été décrit selon quatre classes, soit: nul (plan d'eau); mauvais (nappe phréatique près de la surface ou plan d'eau saisonnier); imparfait (terrain plat et libre de neige en hiver); bon (pente faible ou présence d'une accumulation de neige sur une pente qui persiste pendant une grande partie de l'été, saturant ainsi en eau le matériel sous-jacent); très bon (pente forte et écoulement facile).

Les interrelations spatiales entre les formes périglaciaires et leur environnement géomorphologique et biophysique ont pu être dégagées en superposant, d'abord, chacune des planches de la cartographie géomorphologique entre-elles et, ensuite, ces dernières à chacune des planches de la cartographie biophysique.

Les résultats de cette analyse des interrelations formes périglaciaires - environnement géomorphologique et biophysique sont présentés sous forme de tableau représentant les conditions développement associées à chacune des formes périglaciaires du TES.

### **6.1. Conditions géomorphologiques et biophysiques de développement des formes périglaciaires du TES**

Les conditions géomorphologiques et biophysiques de développement associées à chacune des formes périglaciaires du TES sont présentées sous forme de tableau (**tableau 2**). Ce tableau présente, en ordonnée, les formes périglaciaires retrouvées sur le TES et, en abscisse, les conditions relatives à la géomorphologie, la topographie, la végétation, la géologie de surface et au couvert nival où se développent ces formes.

À cet effet, ce tableau réussit à représenter, de façon claire, concise et précise, les conditions dans lesquelles se développent les formes périglaciaires sur le TES. Il permet aussi de visualiser, d'un seul coup d'oeil, le géosystème périglaciaire de la région ainsi que les interrelations existant entre les formes périglaciaires et leur environnement biophysique et géomorphologique.

Le nombre d'unités ou de regroupements de chacune des formes périglaciaires du TES ainsi que la superficie et le rapport à la superficie totale de ces regroupements sont présentés dans le **tableau 3** pour donner une idée de la validité des résultats et de l'importance de la distribution de ces phénomènes sur le territoire.

**TABLEAU 2.** Les conditions géomorphologiques et biophysiques de développement des formes périglaciaires du Transect expérimental de Schefferville.

Ces conditions sont inscrites par ordre d'importance et les symboles "+ +", "+", "- -" et "-" correspondent à la fréquence selon laquelle les conditions géomorphologiques et biophysiques de développement se démarquent, soit: très souvent, souvent, peu souvent et très peu souvent. Chacune des formes périglaciaires du TES se développe donc dans les conditions définies sur son abscisse respective.



TABLEAU 2. LES CONDITIONS DE DÉVELOPPEMENT DES FORMES PÉRIGLACIAIRES DU TES

conditions assoc.	géomorphologie	topographie	végétation	géologie superficielle	couvert nival	drainage
<b>formes périgl.</b>						
<b>soils structurés</b>						
CTP isolés	CTP semi-groupés et contigus GST isolés, thufurs centre org.	pentés(%):0-5(+), 5-10; orient.(°): 260-314, 215-259,170-214; alt.(m): 600-700; rug.conv, plane.conv.	dens.(%): 0, 1-5; haut.(m): 0, 0-2, 2-5; lichen mince, lichen	till et till peu épais;	0-40 cm, 40-80 cm	bon
CTP semi-groupés	CTP isolés et contigus, surf. cryop., surf. dénud., GST semi- groupés, TST, kames, moraines frontales	pentés(%): 0-5 (+), 5-10(- -);orient. (°):315-359, 260-314, 215-259, 170-214; alt.(m): 630 et +; rug.conv plane, conv.	dens.(%):0; haut.(m): 0; lichen mince, lichen	till et till peu épais; fluvio-glaciaire (-)	80-100 cm, 100-200 cm	bon
CTP contigus	CTP isolés et semi-groupés, surf. cryop., surf. dénud., GST contigus, kames, moraines frontales	pentés(%): 0-5 (+) , 5-10(- -); orient.(°):315-360, 260-314, 215- 259,170-214; alt.(m): 630 et +; conv., rug., plane	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince, lichen	till et till peu épais; fluvio-glaciaire (-)	0-40 cm, 40-80 cm, 80-100 cm	bon
GST isolés	CTP isolés, GST semi-groupés, GST contigus, TST(-)	pentés (%) : 5-10 (+), 10-15, 15-20; orient.(°) : ttes; alt.: 600-730 ; concavités	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince lichen	till et till peu épais	0-40, 40-80, 100-200, 300 cm et +(- -)	très bon
GST semi-groupés	CTP semi-groupés, GST isolés, GST contigus, cryop., TST (-)	pentés (%) : 5-10 (+), 0-5, 10-15 orient.(°) : ttes; alt.: 630-730 ; concavités	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince lichen	till et till peu épais	0-40, 40-80 cm, ttes	très bon
GST contigus	CTP contigus, GST semi-groupés, GST isolés, cryop., TST	pentés(%): 5-10(+), 0-5, 10-15, 15-20 (- -); orient.(°) : ttes; alt.: 630 et + ; convexités	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince lichen	till et till peu épais	0-40 cm, ttes	très bon
Ostioles à bourrelet	CTP isolés, CTP semi-groupés,CTP contigus, GST isolés,	pentés(%): 0-5; orient.(°):0-44; alt.(m): 680 ;rug.	dens.(%): 0; haut.(m): 0; lichen mince	till	0-40 cm	bon
Ostioles boueuses	thufurs à centre min., kettles berges asséchées de lacs	pentés(%):0-5, orient.(°): plat; alt.(m): 580 et 700; conc.	dens.(%):0, haut.(m):0, lichen mince, lichen	till peu épais, fluvio-glaciaire	40-80 cm	mauvais
Polygones avec triage sur fond de lac	kettles	faibles dépressions; pentés(%):0-5; orient.(°):0-44, plat; alt.(m): 720, 700 conc.	dens.(%):0, 10-20; haut.(m):0, 5-10; lichen mince et bouleau nain	till et till peu épais	100-200 cm	mauvais
Trainées sans triage	GST et CTP contigus (+), GST et GST semi-gr., champs de pierres, surf. dénud., rebords de ch. érosion gla.	pentés(%):(5-10, 10-15)(+), 15-20; orient.(°) : toutes, mais légère tendance 170-259; alt: 700 et +, 600-700; conv.(+), rug. conc.	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince	till et till peu épais, proxim. d'affleurements; surtout Sokoman	0-40 cm(++),40-80 cm(+) 80-100 cm, 100-200 cm, plus de 300 cm	très bon
Thufurs à centre min.	ostioles boueuses, kettles berges asséchées de lacs	pentés(%):0; orient.:plat, retrouvés au fond de faibles dépressions; alt.(m): 580 et 700 m; c.c.: plat	dens.(%):; haut.(m):0; lichen mince	till peu épais, fluvio-glaciaire	40-80 cm	bon et mauvais
Thufurs à centre org.	CTP isolés, CTP semi-groupés, plateaux tourbeux	pentés(%):0-10(+), 10-15; orient.(°): toutes, préfér. 170 et +; alt.(m): 680 et +; c.c.: aucune relation	dens.(%):0, 1-5, 10-20; haut.(m):0, 0-2, 5-10(-); lichen mince, boul. nain, plantes basses	till et till peu épais; sus-jacent à Sokoman	0-300 cm et +	mauvais
<b>formes cryonivales</b>						
Niches nivales	versants NE de vallées asymétriques	pentés(%):10-15(+), 15-20, 20-25; orient.(°):45-89, 0-44; alt.(m): 640 m conc.	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince, boul.nain	till peu épais; prox. Sokoman	300cm et +	bon
Vallées asymétriques	niches nivales chenaux d'érosion glaciaire vallées orientées SE-NO	pentés(%):10-30, 0-5(-); orient.(°): 45-89, 0-44; alt.(m): 620 et + ; conc	dens.(%):0, 5-10; haut.(m):0(+), 5-10; bouleau nain (+), lichen mince	till peu épais sur versants et sommets, till au fond des vallées; prox. Sokoman et Flem.	300cm et +	bon
Vallons de gélivation	champs de pierres	pente(%): 5-10; orient.(°): 90-134, 260-314; alt.(m): 670; conv. et plat	dens.(%):0; haut.(m):0; roc et lichen mince	affl. Sokoman	300 cm et +	bon
Surf. de cryoplanation	CTP contigus, CTP semi-groupés, ch. pierres, prox. GST contigus	pentés(%): 0-5; orient.(°): 215-259, 170-214, 260-314, 315-359(-); alt.: 640 et + ; conv.	dens.(%):0, 1-5; haut.(m): 0, 0-2; lichen mince (+), roc, lichen	till peu épais, till; collines sur Sokoman	0-40, 40-80, 80-100 cm	bon
Surfaces dénudées	CTP contigus, CTP semi-groupés, GST contigus, prox. ch. pierres, TST butons, moraines, kames (hautes alt.)	pentés(%):0-5; orient.(°):170-214, 135-169, 215-259, 260-314;alt.(m): 640 et +;conv.(+), conc.,c.c. plane	dens.(%):0, 1-5; haut.(m):0(+); lichen mince(+), lichen	till et till peu épais; fluvio- glaciaire (-); prox. toutes les formations	0-40(+), 40-80, 100-200 cm (-)	bon
Champs de pierres	crêtes, dos d'âne, sommets de collines	pentés(%):0, 40-80; orient.(°): 215-259 (+), 260 et +;alt.(m):730 et 640-730; conv.	dens.(%):0; haut.(m):0; lichen mince, roc	affl. toutes les formations	0-40 (+), 40-80, 100-200 cm	bon
Éboulis de gélifraction	champs de pierres, versants	pentés(%):20-25 et 25-30; orient.(°): 45-89, 0-44; alt.(m): 680 et +;conc.	dens(%):0; haut.(m):0;lichen mince, roc	affl. Sokoman, Fleming	200-300, 0-40, 300 cm et +	très bon
<b>formes de gélifluxion</b>						
Lobes de gélifluxion	niches nivales	pentés(%):10-15(+), 5-10; orient.(°): 45-89, 0-44; alt.:700, 650 ; conc.	dens.(%): 0; haut.(m): 0; lichen mince, crevasse	till (+), till peu épais; prox. Sokoman	200-300 cm	bon
<b>formes organogènes</b>						
Palses	tourbières, réticules, petits lacs, fond de vallons et vallées	pentés(%): 0-5; orient.(°):45-89; alt.(m): 680, 640; c.c.: plat	dens.(%):0; haut.(m):0; tourbière	organique	40-80 cm	nul
Plateaux paisiques	kettles, thufurs org., fond de vallons et vallées	pentés(%):0-5; orient.(°): plat, 315- 359; alt.(m): 700; c.c.: plat	dens.(%): 0; haut.(m):0; lichen mince, bouleau nain	organique à travers till	0-40, 40-80 cm	mauvais
Tourbières réticulées	palses (-), fond de vallons et vallées	pentés(%): 0-5; orient.(°): plat alt.(m): 600, 640, 530, 680; c.c.: plat	dens.(%):0; haut.(m): 0; tourbière	organique	40-80 cm	nul

RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

ABRÉVIATIONS

CTP: cercles terreux de pierres  
GST: gradins sans triage  
TST: trainées sans triage  
c.c.: convexité-concavité  
cryop.:cryoplanation  
surf.: surface

ch.:chenaux  
conv: surface convexe  
rug: surface rugueuse  
conc: surface concave  
haut: hauteur des arbres  
orient: orientation des versants

prox.: proximité  
alt.: altitude  
org.: organique  
dens.: densité forestière  
aff.: affleurement  
ttes: toutes

/caractéristiques	point	région	nombre	superficie (km2)	x/sup.tot *100
<b>formes périglaciaires\</b>					
<b>sols structurés</b>					
CTP isolés	X		572		
CTP semi-groupés		X	274	0,663355	1,77%
CTP contigus		X	359	1,049533	2,81%
GST isolés	X		106		
GST semi-groupés		X	62	0,103171	0,28%
GST contigus		X	166	0,523955	1,40%
Cercles à bourrelet		X	1	0,250297	0,67%
Ostioles boueuses	X		2		
Polygones avec triage sur fond de lac	X		3		
Traînées sans triage	X		57		
Thufurs à centre min.	X		5		
Thufurs à centre org.	X		40		
<b>formes cryonivales</b>					
Niches nivale	X		11		
Vallées asymétriques	X		5		
Vallons de gélivation	X		2		
Surf. de cryoplanation	X		47		
Surfaces dénudées	X		65		
Champs de pierres	X		45		
Éboulis de gélifraction	X		4		
<b>formes de gélifluxion</b>					
Lobes de gélifluxion	X		4		
<b>formes organogènes</b>					
Palsés	X		3		
Plateaux palsiques		X	2	0,021693	0,05%
Tourbières réticulées	X		18		
TES	17	6	1853	37,3748	100%

**TABLEAU 3.** Le nombre d'unités et de regroupements de chacune des formes périglaciaires sur le TES ainsi que la superficie de ces regroupements et leur rapport à la superficie total du TES.

## **7.0. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION**

Des informations importantes peuvent être tirées du **tableau 2**. D'abord, les grandes tendances qui ressortent de ce tableau permettent de définir les conditions optimales de développement de plusieurs formes périglaciaires retrouvées sur le TES. Ensuite, les conditions de développement des formes périglaciaires présentées sur ce tableau peuvent venir corroborer ou confronter les critères de développement des formes périglaciaires amenés par d'autres auteurs dans le passé.

### **7.1. Conditions optimales de développement des formes périglaciaires du TES**

En faisant ressortir du **tableau 2** les conditions les plus patentes de développement associées à chacune des formes périglaciaires du TES, il est possible de dégager leurs conditions optimales de développement respectives. En effet, puisque ces conditions ont été inscrites dans ce tableau par ordre d'importance et que les conditions les plus fréquentes ont été identifiées par un “+ +” et un “+”, les conditions géomorphologiques et biophysiques favorisant grandement leur développement peuvent être définies. C'est donc dire que, lorsque toutes les conditions optimales de développement associées à une forme périglaciaire particulière sont réunies, le développement de cette forme est très probant.

En général, cette interprétation demeure applicable aux seules formes se retrouvant en grand nombre d'unités ou de regroupements sur le territoire d'étude. Toutefois, les formes présentes en nombre limité, mais dont les conditions se démarquaient fortement, telles les vallées asymétriques, ont pu être interprétées dans la perspective des conditions optimales. Par contre, les conditions optimales de développement des cercles à bourrelets, des ostioles boueuses, des polygones avec triage sur fond de lac, des thufurs à centre minéral, des vallons de gélivation, des paises et des plateaux palsiques n'ont pas pu être définies selon cette perspective puisque ces formes étaient trop peu nombreuses.

La détermination des conditions géomorphologiques et biophysiques, qui favorisent grandement le développement des différentes formes périglaciaires du territoire, constitue un outil précieux pour l'acquisition d'une meilleure connaissance des phénomènes régissant la distribution du pergélisol dans la région, puisqu'un bon nombre de ces formes est directement associé à la présence de glace de ségrégation ou de glace interstitielle dans le sol. C'est pourquoi ces résultats mèneront à une meilleure compréhension du géosystème périglaciaire du TES.

#### **7.1.1. Sols structurés**

Les conditions optimales de développement pour tous les types de sols structurés du TES sont des lichens minces situés sur des dépôts morainiques, épais ou peu épais, à travers une densité forestière nulle et, par le fait même, une hauteur des arbres de 0 m.

De plus, ils se développent près d'autres types de sols structurés ou près de formes homologues, mais de différentes densités, c'est-à-dire de groupements isolé, semi-groupé ou contigu. Cependant, la présence de ces autres formes ou regroupements ne peut être considérée comme une condition optimale, puisque l'on ne sait quelle forme est à l'origine du développement de l'autre ou si seulement une telle interrelation existe. Bref, seules les formes antérieures à la formation des formes périglaciaires, c'est-à-dire les formes d'origines glaciaires, peuvent être considérées comme des conditions optimales.

Dans le cas des **cercles terreux de pierres isolés** du TES, les conditions optimales de leur développement sont des surfaces planes ou des pentes faibles bien drainées, allant de 0 à 5 %, des versants orientés entre 260 et 314° (O-NO) situés à des altitudes variant entre 600 et 700 m sur des surfaces rugueuses de profil convexe et des zones d'épaisseur de neige inférieures à 0,4 m.

Les conditions optimales de développement des **cercles terreux de pierres semi-groupés** sont les mêmes que celles des cercles terreux de pierres isolés, sauf qu'elles impliquent des versants orientés entre 315 et 359° situés à des altitudes supérieures à 630 m et à l'intérieur de zones d'un couvert nival légèrement plus épais, soit entre 0,8 et 1 m.

Quant aux **cercles terreux de pierres contigus**, leurs conditions optimales de développement sont les mêmes que celles favorisant le développement des cercles terreux de pierres semi-groupés, sauf le profil de la surface, qui est convexe, et la couverture nivale, qui est de moins grande épaisseur, soit entre 0 et 0,4 m.

Du reste, il semble que la présence de kames, de moraines frontales et butons de matériel morainiques soient des conditions qui, jointes à celles énumérées ci-haut, semblent optimiser le développement des **cercles terreux de pierres semi-groupés et contigus**.

En ce qui a trait aux conditions optimales de développement des **gradins sans triage isolés**, elles impliquent des pentes de 5 à 10 % situées à des altitudes de 600 à 730 m sur des surfaces concaves très bien drainées et dans des épaisseurs de neige de 0 à 0,4 m.

Pour ce qui est des **gradins sans triage semi-groupés**, ces conditions sont les mêmes, mises à part les altitudes, qui varient de 630 à 730 m.

Ces conditions, pour les **gradins sans triage contigus**, sont les mêmes que celles des gradins sans triage semi-groupés, sauf en ce qui a trait au profil de la surface, qui est convexe, et aux altitudes, qui sont de 630 m et plus.

En ce qui regarde les conditions optimales de développement des **traînées sans triage** du TES, elles comprennent des pentes de 5 à 15 %, un très bon drainage, des surfaces convexes situées à plus de 700 m d'altitude, un till, épais ou mince, avec un champ de pierres provenant de la gélifraction de la formation de Sokoman, ou une surface dénudée ainsi que des zones d'un couvert nival inférieur à 0,4 m d'épaisseur. Des rebords de chenaux d'érosion glaciaire favorisent aussi, dans de telles conditions, le développement de traînées sans triage.

### **7.1.2. Formes cryonivales de destruction**

En ce qui a trait aux **niches nivales**, les conditions favorisant grandement leur développement sont des versants concaves de pentes d'une inclinaison variant entre 10 et 15 %, exposés à l'Est et au NE, situés à plus de 640 m d'altitude, sur lesquels plus de 3 m de neige s'accumule, qui sont bien drainés et situés sur un till de faible épaisseur ainsi que sur une végétation de lichens minces et de bouleaux nains.

Quant aux **vallées asymétriques**, ces conditions sont des vallées creusées par des chenaux d'érosion glaciaires, situées à plus de 620 m d'altitude orientées dans un axe SE-NO, sur lesquelles quelques niches nivales se sont parfois développées sur leur versant Ouest ou SO. Ces derniers versants, de profil concave, sont bien drainés et constituent un lieu où plus de 3 m de neige s'accumule pendant l'hiver. Les bouleaux

nains et les lichens minces semblent être les seules espèces végétales indépendantes du développement des vallées asymétriques.

En ce qui concerne le développement de la **cryoplanation**, il est favorisé par la présence, sur des collines sus-jacentes à la formation de Sokoman, d'un couvert nival mince, d'un till peu épais, d'un bon drainage, d'un roc affleurant à quelques endroits, donc près de la surface, de lichens minces comme seul couvert végétal, d'une altitude de plus de 640 m et de pentes de 0 à 5 % orientées entre 170 et 259° (S-O). De plus, la présence de cercles terreux de pierres contigus et semi-groupés, de champs de pierres et de gradins sans triage contigus sur leurs abords, constitue aussi une condition qui, jointe à celles énumérées plus haut, optimise le développement de la cryoplanation dans la région.

En ce qui touche aux **surfaces dénudées**, leur développement est grandement favorisé par des butons de dépôts meubles bien drainés, formés par des kames ou des moraines, et par des collines recouvertes de till, sur lesquels peu de neige s'accumule pendant l'hiver, soit entre 0 et 0,4 m, et où seule une végétation de lichens minces est présente. De plus, les surfaces convexes des pentes variant entre 0 et 5 %, situées à plus de 640 m d'altitude et orientées entre 170 et 259° (S-O), sur lesquelles se sont développés des cercles terreux de pierres contigus et semi-groupés ainsi que des gradins sans triage contigus et des traînées sans triage, sont des conditions qui, lorsqu'elles accompagnent les premières, optimisent le développement des surfaces dénudées.



Les conditions favorisant grandement le développement des **champs de pierres** sont quant à elles des crêtes et sommets de collines bien drainées, situées à plus de 730 m d'altitude sur des pentes faibles (0 à 5 %) orientées vers de l'ONO, ayant peu de couverture nivale pendant l'hiver et complètement dépourvues de végétation forestière, arbustive et muscinale.

Le développement des **éboulis de gélifraction** est pour sa part optimisé par la présence de champs de pierres ou d'affleurements des formations de Sokoman ou de Fleming sur des hauts de pentes très bien drainés, situés à plus de 680 m d'altitude, variant entre 20 et 30 % et orientés vers le Nord jusqu'à l'Est, sur lesquels des affleurements et seule une végétation de lichens minces peuvent être retrouvés.

### **7.1.3. Formes périglaciaires organogènes**

Le développement des **tourbières réticulées** est à cet égard favorisé par la présence de matériel organique sur des pentes faibles, soit entre 0 et 5 %, à des altitudes supérieures à 530 m, d'un drainage nul et d'un tapis nival variant entre 0,4 et 0,8 m.

## 7.2. Comparaison des résultats à ceux d'autres recherches en géomorphologie périglaciaire

Très peu de recherches ont eu comme objet l'observation d'un géosystème périglaciaire par la mise en relation de la géomorphologie périglaciaire avec son milieu physique. D'ailleurs, la présente recherche est probablement la plus précise et exhaustive réalisée jusqu'à maintenant. Ainsi, Cheng et Zhijiu (1993) sont parmi les seuls à avoir étudié, de façon très générale, la distribution de la géomorphologie périglaciaire d'une région de l'Antarctique en la mettant en relation avec son histoire glaciaire.

Au reste, les résultats obtenus au cours de cette recherche sur les conditions de développement de formes périglaciaires, concordent assez bien avec les résultats provenant de recherches antérieures, concernant quelques formes précises.

Effectivement, en ce qui concerne les conditions topographiques de développement des sols structurés ressortant de la présente recherche, elles corroborent relativement bien les résultats obtenus par Büdel (1960); *in* French (1976) (**figure 4**). Plus particulièrement, les pentes des traînées sans triage, variant de 5 à 20 % (2.25 à 9°), et préférablement de 5 à 15% (2.25 à 6.75°), sont sensiblement les mêmes que celles définies par Cailleux (1948) (2,5 à 7,5°) et Klatka (1961) (2 à 12°); tandis que les pentes des gradins sans triage, variant de 5 à 15 % (2.25 à 6.75°), et préférablement de 5 à 10 %

(2.25 à 10°), sont un peu plus faibles que celles exprimées par Washburn (1956) (5 à 15°) et Gardner (1965) (de 5 à 20°).

Quant aux conditions de drainage des sols structurés et des paises, elles correspondent grossièrement aux données de Van Vliet-Lanoë (1988); celle-ci ayant cependant utilisé une classification plus détaillée du drainage et des caractéristiques physiques des différentes formes.

Pour ce qui est des conditions relatives aux dépôts meubles des différentes formes du TES, elles concordent bien avec les résultats obtenus par Allard *et al.* (1993).

Enfin, les tourbières réticulées se retrouvent sur des pentes qui varient entre 0 et 5 % (0 et 2.25°), ce qui correspond bien aux résultats de Allington (1958), qui varient entre 0 et 3° d'inclinaison.

### **7.3. Comparaison de la cartographie des formes périglaciaires à la carte régionale du pergélisol de l'IOCC et à carte des zones de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver telles que définies par l'analyse de l'image RAS de Granberg (1994)**

Une cartographie de la distribution du pergélisol dans la région a été réalisée par l'IOCC à partir de photographies aériennes au 1 : 12 000, sur lesquelles le drainage, la végétation et la topographie ont été utilisés comme les principaux indicateurs de la

présence de pergélisol. Les limites entre les régions pergélisolées et non-pergélisolées de cette carte étaient destinées à représenter l'état gelé ou non-gelé du sol à une profondeur de 6 m. Des travaux sur le terrain ont été réalisés afin de définir plus précisément ces limites, en se basant principalement sur la présence de nappes d'eau en surface et de signes d'abrasion par la neige sur la végétation, indiquant la faible épaisseur du couvert nival pendant l'hiver. Ces limites ont aussi été vérifiées en comparant ces dernières données aux informations déjà existantes provenant de thermocables et de tranchées, faites lors de la prospection minière, indiquant la présence de pergélisol (Granberg, 1994).

La carte régionale du pergélisol présentée à la **figure 58** est le résultat d'une numérisation et d'une superposition de deux cartes réalisées par Garg *et al.* (1973) et Garg et Jones (1974) pour l'IOCC. Selon Granberg (1994), cette cartographie est conservatrice en ce sens qu'elle indique les zones où le pergélisol est susceptible d'être retrouvé, ce qui peut conduire à une certaine exagération de sa présence.

Les zones subissant de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver (**figure 59**), sur lesquelles il est ainsi très probable de retrouver un pergélisol, ont été définies par Granberg (1994) par l'analyse d'une image RAS à haute résolution en bande C. Cette carte, basée principalement sur la détection de l'absence de végétation arbustive causée par l'abrasion de la neige, représente les zones de faible épaisseur de neige au milieu de l'hiver et ainsi, les zones de fortes pertes thermiques hivernales (Granberg, 1994).



**FIGURE 58.** Carte régionale de la distribution du pergélisol (Granberg, 1994; d'après Garg *et al.*, 1973 et Garg and Jones, 1994). La zone inférieure gauche en noir n'a pas été cartographiée.



**FIGURE 59.** Carte des zones de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver et, ainsi, probablement pergélisolées (Granberg, 1994).

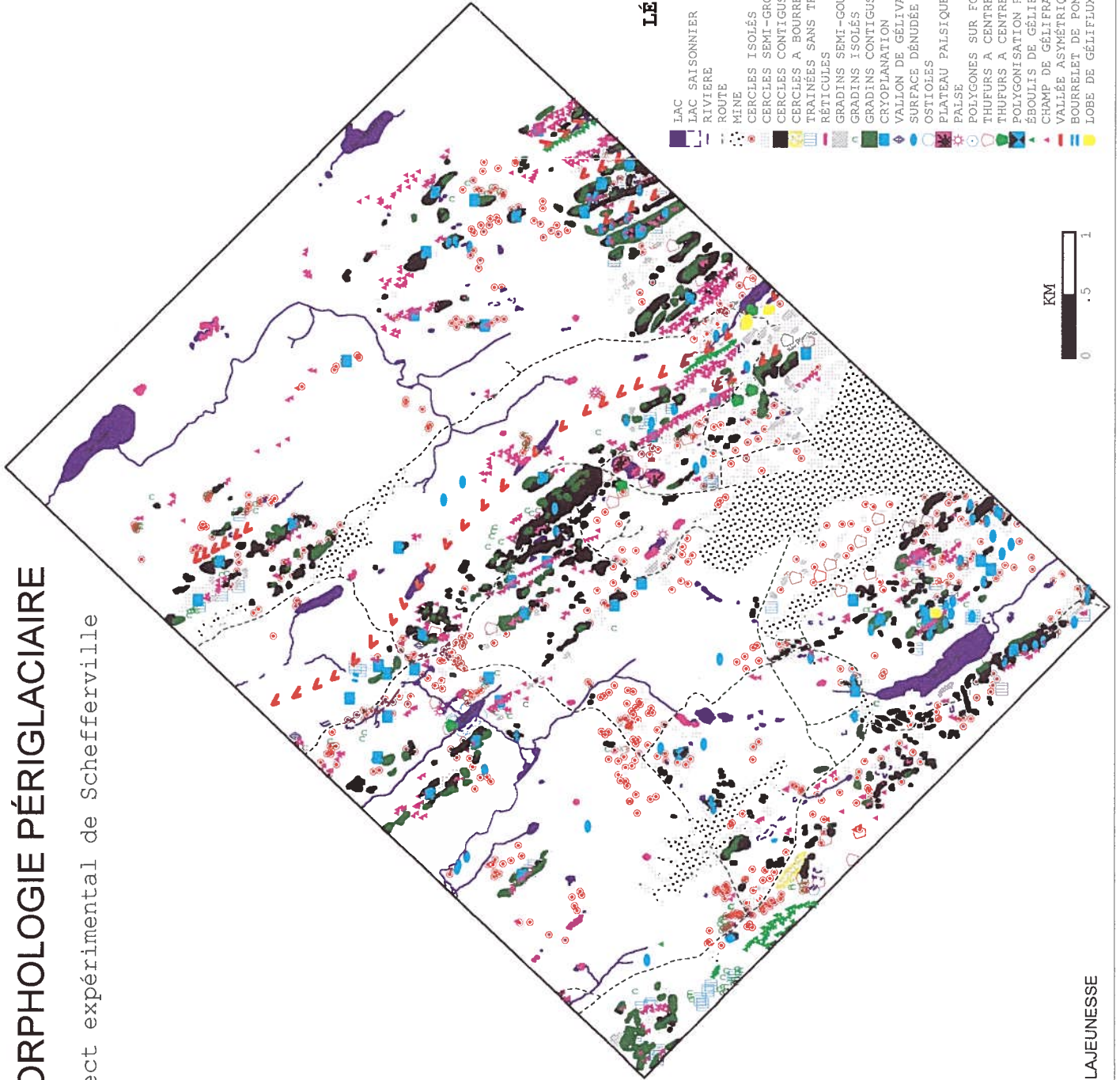
En comparant d'abord la cartographie des formes périglaciaires (**figure 60**) à la cartographie régionale du pergélisol, il est patent que le patron général de la géomorphologie périglaciaire est analogue à celui du pergélisol. En effet, les zones où des formes périglaciaires ont été cartographiées correspondent bien aux zones pergélisolisées.

Ensuite, en comparant la carte de la géomorphologie périglaciaire à la carte des fortes pertes de chaleur pendant l'hiver, il appert que les formes périglaciaires sont aussi bien corrélées aux zones pergélisolisées de la carte de Granberg. Cette dernière carte affiche toutefois un plus grand détail que celle de l'IOCC, ce qui permet de percevoir encore mieux les relations entre les limites des différentes formes périglaciaires et à la présence de pergélisol.

D'après ces comparaisons, il appert que les formes périglaciaires constituent de très bons indicateurs de la présence de pergélisol, même si toutefois leur présence n'implique pas impérativement du pergélisol. De plus, le patron de distribution des ostioles (**figure 44**) est certainement le plus similaire à celui de la distribution du pergélisol présentés aux **figures 58 et 59**. Il faut, en contrepartie, considérer que certaines des formes périglaciaires du TES, telles les vallées asymétriques, niches nivales et bourrelets de pont de neige, ne sont pas associées au pergélisol.

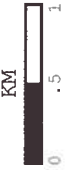
# GÉOMORPHOLOGIE PÉRIGLACIAIRE

Transect expérimental de Schefferville



## LÉGENDE

- LAC SAISONNIER
- LAC
- RIVIERE
- ROUTE
- MINE
- CERCLES ISOLÉS
- CERCLES SEMI-GROUPÉS
- CERCLES CONTIGUS
- CERCLES A BOURRELET
- TRAINÉES SANS TRIAGE
- RÉTICULES
- GRADINS SEMI-GOURPÉS
- GRADINS ISOLÉS
- GRADINS CONTIGUS
- CRYOPLANATION
- VALLON DE GÉLIVATION
- SURFACE DÉNUDÉE
- OSTIOLES
- PLATEAU PALSIQUE
- PALSE
- POLYGONES SUR FOND DE LAC
- THUFURS A CENTRE ORGANIQUE
- THUFURS A CENTRE MINÉRAL
- POLYGNONISATION RELIQUÉ
- ÉBOULIS DE GÉLI-FRACTON
- CHAMP DE GÉLI-FRACTS
- VALLÉE ASYMETRIQUE
- BOURRELET DE PONT DE NEIGE
- LOBE DE GÉLI-FLUXION



RÉALISATION: PATRICK LAJEUNESSE

FIGURE 60. Carte de la géomorphologie périglacière.



En conclusion, une cartographie des formes périglaciaires ne peut être employée seule afin de délimiter le pergélisol mais, jointe à d'autres données, telles la végétation, le drainage et la topographie, elle constitue certes un outil à privilégier.

#### **7.4. Fiabilité des résultats**

Comme mentionné antérieurement, des informations présentes sur certaines cartes biophysiques de la présente recherche sont non seulement imprécises, étant donné leurs classes trop larges, mais ne représentent encore qu'une approximation de la réalité fondée sur des interpolations entre différents facteurs. En conséquence, ces données peuvent venir plus ou moins biaiser les résultats de cette recherche.

En plus, la généralisation des données du **tableau 2** est limitée et peut être quelques fois hasardeuse, puisque seules les conditions de développement des formes se retrouvant en grand nombre sur le territoire peuvent en être dégagées. C'est pourquoi la réalisation d'une étude sur un plus grand territoire serait un moyen de pallier ce problème.

Dans un autre ordre d'idée, seule l'absence de végétation a été considérée au cours de cette analyse comme étant un facteur favorisant le développement des différentes formes périglaciaires. L'inverse, soit l'impact des cryoturbations sur l'établissement ou la croissance de végétation, n'a malencontreusement pas été examinée.

## 8.0. CONCLUSION

Cette recherche avait pour objet de réaliser, à l'aide d'un système d'information géographique, une cartographie géomorphologique détaillée à grande échelle du transect expérimental de Schefferville et de la joindre à une cartographie biophysique du même territoire afin de déterminer les conditions de développement des formes périglaciaires de la région.

Au cours de l'interprétation de cette cartographie, des interrelations spatiales entre les formes périglaciaires et leur environnement géomorphologique et biophysique ainsi qu'entre ces formes elles-mêmes ont été observées, généralisées et présentées dans un tableau des conditions géomorphologiques et biophysiques de développement des formes périglaciaires de la région de Schefferville.

La première hypothèse scientifique de cette recherche, à l'effet que le développement de chacune des formes périglaciaires de la région de Schefferville dépend de la présence, en un même endroit, d'un ensemble de conditions géomorphologiques et biophysiques très précises, a pu être acceptée par la réalisation d'un tableau représentant les conditions de développement de chacune des formes périglaciaires du TES.

Après avoir comparé la carte des formes périglaciaires à celle du pergélisol de l'IOCC et à l'image radar des zones de fortes pertes de chaleur pendant l'hiver définie par

Granberg (1994), la deuxième hypothèse scientifique, à savoir que ces phénomènes sont fortement reliés spatialement, a été acceptée par l'observation de leur patron de distribution très similaire sur le territoire d'étude.

L'hypothèse méthodologique, à l'effet que l'utilisation conjointe d'une cartographie géomorphologique et biophysique ainsi que d'un système d'information géographique permet de dégager les interrelations existant entre les formes périglaciaires et leur environnement physique, a pour sa part pu être acceptée par la concordance des résultats avec ceux des différents travaux antérieurs.

Une comparaison de la cartographie des formes périglaciaires réalisée dans cette recherche à celle du pergélisol de l'IOCC et de l'image SAR des prédictions du pergélisol de Granberg (1994) permet de conclure que notre carte est un bon indicateur de la présence de pergélisol. Cela implique donc, d'une part, que ce type de cartographie constitue un outil efficace pour la délimitation du pergélisol discontinu. D'autre part, cette carte peut aussi être utilisée pour confirmer les signaux radars des zones de très faible épaisseur de neige et de couvert végétal inexistant ou peu important, qui correspondent, dans la région de Schefferville, aux secteurs pergélisolés puisque de fortes interrelations entre les formes périglaciaires et ces conditions ont pu être définies au cours de cette recherche

Une analyse spatiale statistique des résultats cartographiques de cette recherche serait sans aucun doute un excellent moyen de dégager les interrelations existant, d'une part, entre les formes périglaciaires et leur environnement géomorphologique et biophysique et, d'autre part, entre ces formes elles-mêmes. En effet, des résultats quantitatifs donneraient une idée précise du poids d'une condition géomorphologique ou biophysique par rapport à une autre en fonction de son influence sur le développement d'une forme périglaciaire donnée, ce qui justifierait par conséquent l'emploi de ce type d'approche dans une prochaine recherche du même genre. Par ailleurs, dans le cas de la présente étude, les résultats dépendent de l'interprétation subjective du lecteur de la carte, ce qui, cependant, constitue l'essence même de la cartographie géomorphologique (St-Onge, 1981).

Enfin, d'autres données géomorphologiques et biophysiques, tels la texture des dépôts superficiels, la taille et le stade d'évolution de chaque forme périglaciaire, la géologie structurale, le nombre annuel de cycles gélivaux, la densité du couvert nival, le rayonnement global et l'intensité des vents dominants, fourniraient sans aucun doute des informations supplémentaires sur les conditions de développement des formes périglaciaires de la région et constitueraient ainsi des facteurs à considérer dans le cadre de recherches ultérieures.

## RÉFÉRENCES

- AKERMAN, J. (1982) *Observations of palsas within the continuous permafrost zone of eastern Siberia and Svalbard*. Geografisk Tidsskrift, vol. 82, p. 45-51.
- ALLARD, M., M.K. SÉGUIN and R. LÉVESQUE (1986) *Palsas and mineral permafrost mounds in Northern Québec*. International Geomorphology part II, p. 285-309.
- ALLARD, M., C. TREMBLAY, J. PILON and J. FRYDECKI (1993) *Quaternary geology and geocryology in Nunavik, Canada*. Proceedings, Sixth International Permafrost Conference, vol. 1, p. 5-10.
- ALLINGTON, K.R. (1959) *The bogs in central Labrador-Ungava; an examination of their physical characteristics*. McGill Subarctic Research Paper, no 7, 1959, 89 p.
- ALLINGTON, K.R. (1961) *The bogs in central Labrador-Ungava; an examination of their physical characteristics*. Geografiska Annaler, vol.43, nos 3-4, p. 401-407.
- ANNERSTEN, L. (1962) *Permafrost investigations*. McGill Subarctic Research Paper, no 12, p. 102-111.
- ANNERSTEN, L. (1963) *Permafrost investigations in the Ferriman area Schefferville*. McGill Subarctic Research Paper, no 15, p. 86-91.
- ANNERSTEN, L. (1964a) *Background for the Knob Lake permafrost studies*. McGill Subarctic Research Paper, no 12, 2 p.

- ANNERSTEN, L. (1964b) *Investigations of permafrost in the vicinity of Knob Lake, 1961-1962*. McGill Subarctic Research Paper, no 16, p. 51-143.
- ANNERSTEN, L. (1966) *Interaction between surface cover and permafrost*. Biuletyn Peryglacjalny, no 15, p. 27-33.
- ANDREWS, D.T. (1961a) *Vallons de gélivation in central Labrador-Ungava: a reappraisal*. Le Géographe Canadien, vol.5, no 4, p. 1-9.
- ANDREWS, D.T. (1961b) *The development of scree slopes in the English Lake District and central Québec-Labrador*. Cahiers de Géographie du Québec, no 10, p. 219-230.
- ANDREWS, D.T. (1963) *So called «vallons de gélivation» in central Labrador-Ungava*. Biuletyn Peryglacjalny, vol. 12, p. 137-143.
- ANTEV, E. (1932) *The Alpine Zone of Mt. Washington*. Merrill and Weber Co., Auburn, Maine.
- AUDET, R. (1995) *L'Impact du Couvert Neigeux sur l'Habitat Hivernal du Caribou: une Évaluation de l'Imagerie Radar ERS-1, Schefferville (Québec)*. Mémoire de M.Sc., Université de Sherbrooke, 93 p.
- BARR, W. (1964) *Glaciofluvial erosion near Schefferville, central Labrador-Ungava*. McGill Subarctic Research Paper, no 19, p. 110-132.
- BARR, W. (1964) *Studies of frost-heave and frost penetration at Schefferville, 1963-64*. McGill Subarctic Research Paper, no 19, p. 79-85.

- BARR, W. (1965) *Fluvioglacial Morphology of the Area South of Schefferville, Central Québec-Labrador*. Montréal, Université McGill, Thèse de M.Sc., 199 p.
- BARR D.R. and WRIGHT R.K. (1981) *Selected climatological data, 1955-1980 for the Schefferville (A) station*. McGill Subarctic Research Paper, no 32 p.
- BARSCH, D. (1993) *Periglacial geomorphology in the 21st century*. *Geomorphology*, vol. 7, no 1-3, p. 141-163.
- BARSCH, D. and LIEDTKE, H. (1980) *Principles, scientific value and practical applicability of the geomorphological map of the Federal Republic of Germany at the scale of 1 : 25 000 (GMK 25) and 1 : 100 000 (GMK 100)*. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 36*, p. 296-313.
- BILLINGS, W.D. and MOONEY, H.A. (1959) *An apparant frost hummock-sorted polygon cycle in the alpine tundra of Wyoming*. *Ecology*, vol.40, p. 16-20.
- BLACK, R.F. (1952) *Polygonal patterns and ground conditions from aerial photographs*. *Photogrammetric Engineering*, vol.17, p. 123-134.
- BLACK, R.F. (1966) *Comments on periglacial terminology*. *Biuletyn Peryglacjalny*, vol.15, p. 329-333.
- BONNLANDER, B. (1958) *Permafrost research*. McGill Subarctic Research Paper, no 4, p. 56-58.
- BONNLANDER, B. and MAJOR-MAROTHY, G.M. (1957) *Report on permafrost investigations*. Report to IOCC (Granberg *et al.*), vol. 7, 1983.

- BOYER, L. (1981) *Generalisation in semi-detailed geomorphological mapping*. ITC Journal, vol. 1, p. 98-107.
- BROWN, R.J.E. (1974) *Some aspects of airphoto interpretation of permafrost in Canada*. CNRC, Ottawa, 35 p.
- BROWN, R.J.E. and KUPSCH, W.O. (1974) *Permafrost Terminology*. NRCC, Ottawa, 51 p.
- BÜDEL, J. (1960) *Die frostschoth-zone südorst Spitzbergen*. Colloquium Geographica, Bonn, no 6, 105 p.
- BURACZYNSKI, J. (1990) *Polish geomorphological maps*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 80, p. 25-30.
- CAILLEUX, A. (1948) *Études de Cryopédologie: Expéditions Polaires Françaises*. Paris, Centre de documentation Universitaire, 68 p.
- CAILLEUX, A. et TAYLOR, G. (1954) *Cryopédologie - Étude des sols gelés*. Expéditions Polaires Françaises 4, Paris, Hermann & co., Actualités scientifiques et industrielles, 1203, 218 p.
- CHENG, Z. and ZHIJIU, C. (1993) *Distribution of periglacial geomorphology and the relationship between periglacial geomorphology and glaciated history on Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*. Chinese Geographical Science, vol. 3, no 2, p. 179-186.
- CLARK, M.J. (1988) *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons. New York, 481 p.



- CONRAD, V. (1946) *Polygon nets and their physical development*. American Journal of Science, vol. 244, p. 277-296.
- COOK, F.A. (1956) *Additional notes on mud circles at Resolute Bay, N.W.T.*. Le Géographe Canadien, no 8, p. 9-17.
- CORBEL, J. (1954) *Les sols polygonaux; observations, expérience, genèse*. Revue de Géomorphologie Dynamique, vol. 5, p. 49-68.
- CUMMINGS, C.E. and POLLARD, W.H. (1989) *An investigation of palsas in the Schefferville area, Québec*. Musk-Ox, vol.37, p. 8-18.
- CUMMINGS, C.E. and POLLARD, W.H. (1990) *Cryogenetic categorization of peat and mineralcored palsas in the Schefferville area, Québec*. - PERMAFROST CANADA - Actes de la Cinquième Conférence sur le Pergélisol, CNRC, Nordicana, Centre d'études nordiques, Université Laval, p. 95-102.
- DAHL, E. (1957) *Rondane. Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment*. Vid.- Akad. Ski, vol. 1, M.N., Kl. 3.
- DEMEK, J. (1964) *Altiplanation terraces in Czechoslovakia and their origin*. Journal of the Czechoslovakian geographical society, Suppl. 20th International geogr. Congr., London, p. 55-65.
- DEMEK, J. (1969) *Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development*. Acad. Nakladatelstvi Ceskoslovenské Akademie Ved 79, no 4, p. 1-80.
- DEMEK, J. (1972) *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 1972, 369 p.

- DERBYSHIRE, E. (1958) *The identification and classification of glacial drainage channels from aerial photographs*. McGill Subarctic Research Paper, no, 4, p. 48-55.
- DERBYSHIRE, E. (1959) *Glacial drainage channels of the Schefferville Goodwood area*. McGill Subarctic Research Paper, no 6, p. 34-38.
- DERBYSHIRE, E. (1960) *Fluvioglacial Erosion in Québec-Labrador*. Montréal, Université McGill, Mémoire de maîtrise, 314 p.
- DERBYSHIRE, E. (1962) *Fluvioglacial erosion near Knob Lake, central Québec-Labrador*. Bulletin of the Geological Society of America, vol.73, no 9, p. 1111-1126.
- DERBYSHIRE, E. (1962) *The deglaciation of the Howells River valley and the adjacent parts of the watershed region, central Québec-Labrador*. McGill Subarctic Research Paper, no 14, 23 p.
- DERRUAU, M. (1956) *Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava central comparées à celles de l'Islande centrale*. Revue de Géomorphologie Dynamique, vol. 7, p. 12-16.
- DERRUAU, M. (1988) *Précis de Géomorphologie*. Masson, Paris, 533 p.
- DIONNE, J.C. (1968) *Bibliographie du périglaciaire au Québec*. Revue de géographie de Montréal, vol. 22, no 2, p. 175-180.
- DIONNE, J.C. (1974) *Cryosols avec triage sur rivage et fond de lacs, Québec central subarctique*. Revue de Géographie de Montréal, vol. 28, no 4, p. 323- 342.

- DIONNE, J.C. (1978a) *Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique*. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 32, no 2, p. 119-144.
- DIONNE, J.C. (1978b) *Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique*. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 32, no 3, p. 187-247.
- DOOLITTLE J.A, M.A. HARDISKY and S. BLACK (1992) *A ground penetrating radar study of Goodream palsas, Newfoundland, Canada*. Arctic and Alpine Research, vol.24, no 2, p. 173-178.
- DORYWALSKI, M. (1960) *Review of Twidale's article on «vallons de gélivations» dans le centre du Labrador*. Biuletyn Peryglacjalny, no 7, p. 119-121.
- DREW, J.V. and TEDROW, J.C.F. (1962) *Arctic soil classification and patterned ground*. Arctic, vol. 15, no 2, p. 109-116.
- DUNNETT, E.S. (1969) *The relations between moss hummocks and sorted circles in tundra vegetation, Knob Lake, Québec*. McGill Subarctic Research Paper, no 24, p. 42-45.
- DYBECTZ, M.W. (1957) *An investigation of some soil polygons in central Iceland*. Journal of Glaciology, vol. 3, no 22, p. 143-146.
- DYKE, A.S. and PREST, V.K. (1987) *Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet*. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 41, p. 237-263.
- ELTON, C.S. (1927) *The nature and origin of soil polygons in Spitzbergen*. Geological Society of London Quaterly Journal, vol. 83, p. 163-194.

- EMBLETON, C. and VERSTAPPEN, H.TH. (1988) *The nature and objectives of applied geomorphological mapping*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 68, p. 1-8.
- FRENCH, H.M. (1976) *The Periglacial Environment*. London, New York, 309 p.
- FOX, D. (1958) *The Morphology of the Elross Lake Area, Québec-Labrador*. Berkeley, Université de Californie à Berkeley, Thèse de M.A., 177 p. + cartes.
- GARDNER, J.S. (1964) *A preliminary report on periglacial studies in central Québec-Labrador, 1963-64*. McGill Subarctic Research Paper, no 19, p. 86-109.
- GARDNER, J.S. (1965) *The Periglacial Morphology of the Schefferville Area, Central Québec-Labrador*. Montréal, Université McGill, Thèse de M.Sc., 254 p.
- GARG, O. and JONES, I. (1974) *Regional permafrost appraisal: Part II - Triangle Lake to Greenbush Lake area*; in GRANBERG, H.B., LEWIS, J.E., MOORE, T.R., STEER, P. and WRIGHT, R.K. (1983) *Schefferville Permafrost Research*. Final Report DSS Contract no. 20SU-23235-2-1030, vol. 14.
- GARG, O., H.B. GRANBERG and F. COLLINS (1973) *Regional permafrost appraisal: Part I - The Retty-Barney area*. Technical Services Report no 6907-9, Geotechnical Engineering Section, IOCC; in GRANBERG, H.B., LEWIS, J.E., MOORE, T.R., STEER, P. and WRIGHT, R.K. (1983) *Schefferville Permafrost Research*. Final Report DSS Contract no. 20SU-23235-2-1030, vol. 9.
- GATTY, A., W.L.S. FLEMING and J.M. EDMONDS (1942) *Some types of polygonal surface markings in Spitzbergen*. American Journal of Science, vol. 225, p. 81-92.

- de GRAAFF, L.W.S., M.G.G. De JONG, J. RUPKE. and J. VERHOFSTAD (1987) *A geomorphological mapping system at scale 1 : 10 000 for mountainous areas*. Zeitschrift für Geomorphologie, vol. 31, no 2, p. 229-242.
- GRANBERG, H.B. (1972) *Snow Depth Variations in a Forest-Tundra Environment, Schefferville, P.Q.*. Montréal, Université McGill, Thèse de M.Sc., 127 p.
- GRANBERG, H.B. (1973) *Indirect mapping of the snowcover for permafrost prediction at Schefferville, Québec*. Permafrost: the North American Contribution to the Second International Conference, National Academy of Science, Washington, D.C., p. 113-120.
- GRANBERG, H.B. (1988a) *Modelling Schefferville permafrost - phase III: development of digital terrains models for permafrost research sites*. Report DSS Contract no. 24ST.23233-6-1291.
- GRANBERG, H.B. (1988b) *On the spatial dynamics of snowcover-permafrost relationships at Schefferville*. Proceedings, Fifth International Conference on Permafrost, vol. 1, Trondheim, Norvège, Tapir Publishers, p. 159-164.
- GRANBERG, H.B. (1989) *Permafrost mapping at Schefferville, Québec*. Physical Geography, vol. 10, no 3, p. 249-269.
- GRANBERG, H.B. (1994) *Mapping heat loss zones for permafrost prediction at the northern / alpine limit of the boreal forest using hi-resolution C-band SAR*. Remote Sensing of Environment, no 50, p. 280-286.
- GRANBERG, H.B. and IRWIN G.J. (1991) *Construction of a digital transect at Schefferville to validate a geographic snow information system*. Proceedings, Fifteenth Canadian Conference on Remote Sensing, Calgary, p. 84-87.

- GRANBERG, H.B. and IRWIN, G.J. (1993) *Recent developments of the geographic information system*. Proceedings, Eleventh International Conference of the ISTVS, Lake Tahoe.
- GRANBERG, H.B. and KRISHNAN, T.K. (1984) *Restes de bois âgés de 24 250 ans au Labrador-central*. Proc. V<sup>e</sup> Congrès AQQUA, p. 30-31.
- GRANBERG, H.B., LEWIS, J.E., MOORE, T.R., STEER, P. and WRIGHT, R.K. (1983) *Schefferville Permafrost Research*. Final Report DSS Contract no. 20SU-23235-2-1030, 26 vols.
- GRANBERG, H.B., D.T. DESROCHERS, J.E. LEWIS, R.K. WRIGHT and L.C. HOUSTON (1984) *Annotations, Error Analysis and Addenda to the Schefferville Permafrost Data File*. Final Report DSS Contract no. OST83-00302, 16 vols.
- GRANBERG, H.B., A.S JUDGE, K. FADAIE and R. SIMARD (1994) *C-Band SAR backscatter from northern terrain with discontinuous permafrost: The Schefferville digital transect*. Canadian Journal of Remote Sensing, p.235-246.
- GRANBERG, H.B., R. AUDET, P. CLICHE, M. CROTEAU, F. LARUE, B. LEBLON, T. PIETUKOWSKI, A. TARUSSOV, O. CHOULIK, K. FADAIE, G.J. IRWIN, A.S. JUDGE and R. SIMARD (1993) *Remote sensing of snow, permafrost and related features in the Schefferville digital transect*. Proceedings, Seventeenth Canadian Symposium on Remote Sensing, Sherbrooke, June 7-12, p. 209-213.
- GRAY, J.T. (1966) *Frost-heave studies at Knob Lake 1964-65*. McGill Subarctic Research Paper, no 21, p. 108-128.

- GRAY, J.T. (1966) *Permafrost studies at Knob Lake, central Labrador-Ungava, 1964-65*. McGill Subarctic Research Paper, no 21, p. 129-134.
- GREGORY, J.L. (1930) *Stone polygons beside Loch Lomond*. Geographical Journal, vol. 76, pt. 2, p. 415-418.
- GROSS, G.A. (1968) *Geology of iron ore deposits in Canada: volume III, Iron ranges of the Labrador geosyncline*. Geological Survey of Canada, Economic Report no 22, 179 p.
- HAMELIN, L.E. (1957) *Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique: interprétation morpho-climatique*. Cahiers de Géographie du Québec, no 3, p. 87-106.
- HAMELIN, L.E. (1963) *Cartographie géomorphologique appliquée au périglaciaire*. Cahiers de Géographie du Québec, vol. 14, p. 193-209.
- HAMELIN, L.E., COOK, F.A. (1967) *Le Périglaciaire par l'Image*. Presses de l'Université Laval, Québec, 237 p.
- HAMELIN, L.E. et CLIBBON, P. (1962) *Vocabulaire périglaciaire bilingue*. Cahiers de Géographie du Québec, no 12, p. 201-226.
- HARE, F.K. (1950a) *The boreal forest in Eastern Canada*. Geographical Review, vol. 40, no 4, p. 45-55.
- HARE, F.K. (1950b) *The Climate of the Eastern Canadian Arctic and Sub-Arctic and its Influence on Accessibility*. Université de Montréal, Thèse de Ph.D., 2 vols, 240 p.

HARRIS, S.A., H.M. FRENCH, J.A. HEGINBOTTOM, G.H. JOHNSTON, B. LADANYI, D.C. SEGO and R.O. van EVERDINGEN (1988) *La Terminologie du Pergélisol et Notions Connexes*. CNRC, Ottawa, 151 p.

HARRISON, J.M. (1952) *The Québec-Labrador Iron Belt*. Geological survey of Canada, Dept. of Mines and Tech. Surveys, report 52-20, 21 p.

HARRISON, J.M., J.E. HOWELLS and W.F. FAHRIG (1972) *A Geological Cross-Section of the Labrador Miogeosyncline near Schefferville, Quebec*. Geological Survey of Canada, paper 70-37, 34 p.

HAWKES, L. (1924) *Frost action in superficial deposits, Iceland*. The Geological Magazine, vol. 61, p. 509-513.

HAY, T. (1934) *Notes on glacial erosion and stone stripes*. Geographical Journal, vol. 102, p. 13-20.

HAY, T. (1936) *Stone stripes*. Geographical Journal, vol. 87, p. 47-50.

HAYWOOD, B.H.J. (1961) *Studies of frost-heave cycles at Schefferville*. McGill Subarctic Research Paper, no 11, p. 6-11.

HENDERSON, E.P. (1956) *Large nivation hollows near Knob Lake, Québec*. Journal of Geology, vol. 64, p. 607-617.

HENDERSON, E.P. (1963) *Étude glaciaire de la partie centrale du Québec-Labrador*. Bulletin 50, Commission Géologique du Canada, Ottawa, 1963, 96 p.

HENOCH, W.E.S. (1960) *String bogs in the Arctic 400 miles north of the treeline*. Geographical Journal, vol. 126, pt. 3, p. 335-339.



- HOGBOM, B. (1909) *Einige illustrationen zu den geologischen wirkungen des frostes auf Spitzbergen*. Bulletin of the Geological Institute of Upsala University, vol. 9, p. 1908-1909.
- HOGBOM, B. (1914) *Ueber die geologische bedeutung des frostes*. Bulletin of the Geological Institute of Upsala University, vol. 12, p. 258.
- HOPKINS, D.M. and SIGAFOOS, R.S. (1954) *Role of frost thrusting in the formation of tussocks*. American Journal of Science, vol. 252, p. 55-59.
- HUSTICH, I. (1954) *On forest and tree-growth in the Knob Lake Area*. Acta Geographica, vol.13, no 1, p. 3-60.
- HUXLEY, J.S., ODELL, N.E. (1924) *Notes on surface markings in Spitzbergen*. Geographical Journal, vol. 63, p. 207-229.
- INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION. COMMISSION ON APPLIED GEOMORPHOLOGY. SUBCOMMISSION ON GEOMORPHOLOGICAL MAPPING. (1968) *The unified key to the detailed geomorphological map of the world 1 : 25 000 - 1 : 50 000*. In DEMEK, J. (1972) *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 1972, 369 p.
- IVES, J.D. (1960a) *Permafrost investigations in central Labrador-Ungava*. McGill Subarctic Research Paper, no 9, p. 32-44.
- IVES, J.D. (1960b) *Semipermanent snowbeds in central Labrador-Ungava*. McGill Subarctic Research Papers, no 9, p. 45-55.
- IVES, J.D. (1960c) *The deglaciation of Labrador-Ungava, an outline*. Cahiers de Géographie du Québec, no 8, p. 323-343.

JAHN, A. (1954) *Walter Lozinski's merits for the advancement of periglacial studies*.  
Biuletyn Peryglacjalny, no 1, p. 117-125.

JAHN, A. (1971) *Problems in the periglacial zone*. (PWN: Warsaw) Translated for  
National Science Foundation, Washington, D.C., as T.T. 72-54011, 1975.

JAHN, A. (1976) *Geomorphological modelling and nature protection in arctic and sub-  
arctic environment*. Geoforum, no 7, p. 121-137.

JAHN, A. and SIEDLECKI, S. (1982) *Periglacial phenomena on the Varanger  
Peninsula (Norway)*. Biuletyn Peryglacjalny, vol.29, p. 25-52.

JENNINGS, J.N. (1960) *On an unusual occurrence of stone polygons on the French  
Alps*. Biuletyn Peryglacjalny, no 7, p. 169-173.

JETCHICK, E. and ALLARD, M. (1990) *Soil wedge polygons in northern Québec:  
description and paleoclimatic significance*. Boreas, vol. 19, p. 353-367.

JOLY, F. (1962) *Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique*.  
Bulletin de l'Association de Géographie Française, no 309-310, p. 270-279.

KERSHAW, G.P. and GILL, D. (1979) *Growth and decay of palsas and peat plateaus in  
the Macmillan Pass-Tsichu River area, N.W.T., Canada*. Journal Canadien des  
Sciences de la Terre, vol. 16, p. 1362-1374.

KING, L., A.P. GORBUNOV and M. EVIN (1992) *Prospecting and mapping of  
mountain permafrost and associated phenomena*. Permafrost and Periglacial  
Processes, vol.3, p. 73-81.

- KIRBY, R.P. (1960a) *The late deglaciation of the Schefferville area as interpreted from depositional evidence and till fabric analysis*. McGill Subarctic Research Paper, no 9, p. 56-61.
- KIRBY, R.P. (1960b) *The Last Phases of Deglaciation in the Schefferville Area as Interpreted From Glacial Drift and Till Fabric Analysis*. Montréal, Université McGill, Thèse de M.Sc., 110 p.
- KISH, L., BOURQUE, Y., DARLING, R., POLGARI, M. et VALADE, M. (1986) *Le Manganèse dans la Région de Schefferville*. MER, Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale, Ottawa, 113 p.
- KLATKA, T. (1961) *Problèmes de sols striés de la partie septentrionale de la presqu'île de Sörkapp, Spitzbergen*. Biuletyn Peryglacjalny, no 10, p. 291-320.
- KLIMASZEWSKI, M. (1968) *Problems of the detailed geomorphological map*. Folia Geographica, Series Geographica-Physica, vol. 11, p. 7-32.
- KLIMASZEWSKI, M. (1988) *On constructing detailed geomorphological maps*. Zeitschrift für Geomorphologie, vol. 32, no 4, p. 457-470.
- LAGAREC, D. (1980) *Étude Géomorphologique de Paleses et de Buttes Cryogènes au Nouveau-Québec*. Québec, Université Laval, Thèse de Ph.D., 291 p.
- LAGAREC, D. (1982) *Cryogenetic mounds as indicators of permafrost Conditions, Northern Québec*. Proceeding, Fourth Canadian Permafrost Conference, p. 43-48.

- LAJEUNESSE, P. et GRANBERG, H.B. (sous presse) *Caractérisation par photo-interprétation de formes périglaciaires: région de Schefferville, Nouveau-Québec, Canada*. Photo-Interprétation.
- LAURIOL, B. et GODBOUT, L. (1988) *Les terrasses de cryoplanation dans le nord du Yukon: distribution, genèse et âge*. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 42, no 3, p. 303-314.
- LAVERDIÈRE, C. (1967) *Sur le lieu de fonte sur place de la calotte glaciaire de Schefferville*. Le Géographe Canadien, vol. 11, no 2, p. 87-95.
- LAVERDIÈRE, C. et GUIMONT, P. (1982) *Le réservoir du Caniapiscou: étude du milieu physique: rapport de connaissance et de synthèse*. Société d'Exploitation de la Baie James, 125 p. + cartes.
- LEWIS, W.V. (1952) *Stone polygons and related phenomena*. Geographical Journal, vol. 118, p. 101-102.
- LOTZ, J.R. and NEKIBER, W. (1957) *Climate (of Knob Lake area)*. Annual report, McGill Subarctic Research Laboratory, p. 1-6.
- LUNDQVIST, J. (1962) *Patterned ground and related frost phenomena in Sweden*. Sveriges Geologiska Undersökning Årsbok, no 55, p. 1-101.
- MACKAY, J.R. (1953) *Fissures and mud circles on Cornwallis Island, N.W.T.* Le Géographe Canadien, no 3, p. 31-37.
- MACKAY, J.R. (1957) *Field observations of patterned ground*. Canadian Alpine Journal, vol. 40, p. 91-96.

- MACKAY, J.R. (1980) *The origins of hummocks, western Arctic coast, Canada*.  
Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 17, 1980, p. 996-1006.
- MATTHEWS, B. (1962) *Frost-heave cycles at Schefferville, october 1960-june 1961  
with critical examination of methods used to determine them*. McGill Subarctic  
Research Paper, no 12, p. 112-125.
- MORRISON, A. (1963) *Landform studies in the Hamilton river area, Labrador*. Arctic,  
vol. 16, no 4, p. 272-275.
- NICHOLSON, F.H. (1975) *Snow depth mapping from aerial photographs for use in  
permafrost prediction*. Proceedings, Thirty-Second Eastern Snow Conference,  
p. 124-126.
- NICHOLSON, F.H. (1976) *Patterned ground formation and description as suggested by  
low arctic and subarctic examples*. Arctic and Alpine Research, vol.8, no 4,  
p. 329-342.
- NICHOLSON, F.H. and GRANBERG, H.B. (1973) *Permafrost and snowcover  
relationships near Schefferville*. Proceedings: The North American Contribution  
to the Second International Conference, National Academy of Science,  
p. 151-158.
- NICHOLSON, F.H. and THOM, B.G. (1973) *Studies at the Timmins 4 permafrost  
experimental site*. Permafrost: The North American Contribution to the Second  
International Conference, National Academy of Science, p. 159-166.
- OUTCALT, S.I. and NELSON, F. (1984a) *Computer simulation of buoyancy and snow-  
cover effects in palsa dynamics*. Arctic and Alpine Research, vol. 16, p. 259-263.

- OUTCALT, S.I. and NELSON, F. (1984b) *Growth mechanisms in aggradation palsas*.  
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 20, p. 65-78.
- OUTCALT, S.I., and NELSON, F. (1985) *A model of near-surface coupled-flow effects  
on the diurnal thermal regime of a peat-covered palsas*. Archives for  
Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Ser. A 33, p. 345-354.
- OUTCALT, S.I., NELSON, F.E., HINKEL, K.M. and MARTIN, G.D. (1986)  
*Hydrostatic-system palsas at Toolik lake, Alaska: field observations and  
simulation*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 11, p. 79-94.
- PARRY, J.T., H.B. GRANBERG, W.G. HOWLAND, P.A. MACLEAN and L.A.  
HOUSTON (1985) *Report on the Schefferville transect*. DSS Contract serial no. 8SU81-  
00094, 151 p.
- PAYETTE, S. (1976) *Les limites écologiques de la zone hémiarctique entre de la baie  
d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec*. Le Naturaliste Canadien, vol.  
102, p. 317-329.
- PAYETTE, S. (1983) *The forest tundra and present tree-line of the northern Québec-  
Labrador peninsula*. p. 2-3; in MORISSET, P. and S. PAYETTE (édit.). Tree-  
Line Ecology, Proceedings of the Northern Québec Tree-line Conference. Centre  
d'études nordiques, Université Laval, Québec, Nordicana, no 47, 188 p.
- PAYETTE, S., H. SAMSON and D. LAGAREC (1976) *The evolution of permafrost in  
the taïga and in the forest-tundra, western Québec-Labrador peninsula*.  
Canadian Journal of Forest Research, vol. 6, p. 203-220.

- PELTIER, L.C. (1950) *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*. Annals of the Association of American Geographers, vol.40, p. 214-236.
- PETCH, J.R. (1971) *Some periglacial mass movement in fine grained unconsolidated material in subarctic Canada*. Department of Geography, Working Paper 63, University of Leeds, 23 p.
- PERRIN, R.M.S. (1963) *The use of air photographs on the study of patterned ground in East Anglia*. Archives of International Photogrammetry, vol.14, p. 183-188.
- PEULVAST, J.P. (1982) *Essai de cartographie géomorphologique détaillée dans une montagne de hautes altitude: exemples des Iles Lofoten, Norvège du Nord*. Inter-Nord, vol.16, p. 67-81.
- PÉWÉ, T.L. (1970) *Altiplanation terraces of early Quaternary age near Fairbanks, Alaska*. Acta Geogr. Lodz, no 24, p. 357-363.
- PISSART, A. (1966) *Expérience et observations à propos de la genèse des sols polygonaux triés*. Revue Belge de Géographie, vol. 90, p. 55-73.
- PISSART, A. (1972) *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain*. Symposium International de Géomorphologie. Liège.
- PISSART, A. (1987) *Géomorphologie Périglaciaire*. 135 p.
- PISSART, A. (1990) *Advances in periglacial geomorphology*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 79, p. 119-131.

- PISSART, A. et GANGLOFF, P. (1984) *Les palses minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau, près de Kujjuaq, Québec subarctique*. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 38, p. 217-228.
- RAILTON, J.B. and SPARLING, J.H. (1973) *Preliminary studies on the ecology of palsa mounds in northern Ontario*. Canadian Journal of Botany, vol. 51, p. 1037-1044.
- RAUP, H.M. (1963) *On the structure and development of turf hummocks in Mesters Vig district, Greenland*. Paper presented at the International Conference on Permafrost, Purdue University.
- REGER, R.D. (1975) *Cryoplanation Terraces of Interior and Western Alaska*. Thèse de Ph.D., Arizona State University.
- REGER, R.D. and PÉWÉ, T.L. (1976) *Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment*. Quaternary Research, vol. 6, p. 99-109.
- ROBITAILLE, B. (1960) *Présentation d'une carte géomorphologique de la région de Mould Bay, Île du Prince Patrick, Territoires du Nord-Ouest*. Le Géographe Canadien, no 15, p. 39-43.
- ROUSSEAU, J. (1949) *Modification de la surface de la toundra sous l'action d'agents climatiques*. Revue Canadienne de Géographie, vol. 3, p. 45-51
- ROUSSEAU, J. (1952) *Les zones biologiques de la péninsule Québec-Labrador et l'hémiarctique*. Canadian Journal of Botany, vol. 30, p. 436-474.
- ROY, C. (1961) *Les phénomènes périglaciaires du Labrador-Ungava Central*. McGill Subarctic Research Paper, no 11, p. 46-53.



- ROY, C. (1963) *Géographie Physique de Ferriman dans le Québec-Labrador Central*. Québec, Université Laval, Mémoire de M.A., 224 p.
- ROZANSKI, G. (1943) *Stone-centered polygons*. *Journal of Geology*, vol.51, p. 330-341.
- RUDBERG, S. (1962) *A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden*. *Biuletyn Peryglacjalny*, vol.11, p. 311-329.
- RUDBERG, S. (1963) *A geomorphological map from Axel Heiberg, Canada, N.W.T.*. Gøteborg, 28 p.
- ST-ONGE, D.A. (1965) *La Géomorphologie de l'Île Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada*. Ottawa, Imprimeur de la Reine, Études Géographiques no 38.
- ST-ONGE, D.A. (1969) *Nivation Landforms*. Geological Society of Canada, Paper 69-30, 12 p.
- ST-ONGE, D.A. (1981) *Presidential address, theories, paradigms, mapping, and geomorphology*. *Le Géographe Canadien*, vol. 25, p. 307-315.
- SALOMÉ, A.I. and BEUKENKAMP, P.C. (1989) *Geomorphological mapping of a high-mountain area, in black and white*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 33, no 1, p. 119-123.
- SALOMÉ, A.I. and van DORSSER, H.J. (1985) *Some reflections on geomorphological mapping systems*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 29, no 3, p. 375-380.

- SALOMÉ, A.I., H.J. van DORSSER and Ph.L. RIEF (1982) *A comparison of geomorphological mapping systems*. ITC Journal, no 3, p. 272-274.
- SAVIGEAR, R.A.G. (1965) *A technique of morphological mapping*. Annals of the Association of American Geographers, vol. 53, p. 514-538.
- SEKYRA, J. (1961) *La carte périglaciaire du Massif Bohémien*. Biuletyn Peryglacjalny, vol.10, p. 43-52.
- SEPPÄLÄ, M. (1972) *The term palsa*. Zeitschrift für Geomorphologie, vol. 16, p. 463.
- SEPPÄLÄ, M. (1982) *An experimental study on the formation of palsas*. Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, vol. 1, p. 36-42.
- SEPPÄLÄ, M. (1986) *The origins of palsas*. Geografiska Annaler, vol. 68 A, no 3, p.141-147.
- SEPPÄLÄ, M and KOUTANIEMI, L. (1985) *Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland*. Boreas, 14, p. 287-309.
- SHARP, R.P. (1938) *Soil structures in the St-Elias Range, Yukon, Territory*. Journal of Geomorphology, vol. 5, p. 274-301.
- SHARPE, C.F.S. (1938) *Landslides and Related Phenomena*. Columbia University Press, New York, 137 p.
- SHILTS, W.W. (1978) *Nature and development of mudboils, central Keewatin, Canada*. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 15, p. 1053-1068.

- SIGAFOOS, R.S. (1951) *Soil instability in tundra vegetation*. Ohio Journal of Science, vol.51, p. 281-298.
- SKÉKELY, A. (1982) *Types of periglacial forms and processes in the Hungarian mountains in relation to rock differences*. Biuletyn Peryglacjalny, vol.29, p. 253-259.
- STARKEL, L. (1962) *The fragments of the geomorphological map of the San Basin*. Polska Akademia Nauk J234-62.
- STROBL, S.J. (1988) *Einige Aspekte Geomorphologischer Analyse und Dokumentation aus der Sicht der EDV*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 68, p. 9-19.
- STEVENSON, I.M. (1962) *Lac Basil, Québec*. Geological Survey of Canada, Paper 62-37, 4 p.
- SVENSSON, H. (1963) *Tundra polygons. Photographic interpretation and field studies in North-Norwegian polygons areas*. Lund Studies Geogr. Ser. A Phys. Geogr., vol. 29, p. 298-327.
- SVENSSON, H. (1965) *Aerial photographs for tracing and investigating tundra ground in Scandinavia*. Lund Studies Geogr. Ser. A Phys. Geogr., vol.33, 5 p.
- SVENSSON, H. (1967) *Frozen ground morphology of Scandinavia in photo-interpretation*. Archives of International Photogrammetry, vol. 16, no 4, p. 147-151.

- SVENSSON, H. (1982) *The use of aerial photographs and remote sensing techniques of research on fossil periglacial features*. *Biuletyn Peryglajalny*, vol. 29, p. 129-138.
- SVENSSON, H. (1984) *The periglacial form group of southwestern Denmark*. *Geografisk Tidsskrift*, vol. 84, p. 25-34.
- TARNOCAI, C. and ZOLTAI, S.C. (1978) *Earth hummocks of the canadian arctic and sub-arctic*. *Arctic and Alpine Research*, no 10, p. 581-594.
- TAYLOR, R.S. (1957) *Physical characteristics and mechanics of certain depressed-center stone-rings in northwestern Greenland*. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 68, no 12, pt. 2, p. 1804.
- TEDROW, J.C.F. (1962) *Morphological evidence of frost action in arctic soils*. *Biuletyn Peryglacjalny*, vol. 4, p. 343-338.
- THOM, B.G. (1969) *New permafrost investigations near Schefferville, P.Q.*. *Revue de Géographie de Montréal*, vol.23, no 3, p.317-327.
- THOM, B.G. and GRANBERG, H.B. (1970) *Patterns of snow accumulation in a forest-tundra environment, central Labrador-Ungava*. *Proceedings, Twenty-Seventh Eastern Snow Conference*, p. 76-86.
- THORARINSSON, S. (1951) *Notes on patterned ground in Iceland*. *Geografiska Annaler*, vol. XXXIII, no 3-4, p. 144-156.
- THORN, C.E. (1970) *Pattern and process of Stony Earth Circles near Schefferville, Québec*. *Université McGill, Thèse de M.Sc.*, 95 p.

- THORN, C.E. (1976) *A model of stony earth circles development, Schefferville, Québec*. Association of American geographers: Proceedings, vol. 8, p. 19-23.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1967) *Le Modelé des Régions Périglaciaires*. Traité de Géomorphologie, Tome II, Sedes, Paris, 512 p.
- TROLL, C. (1944) *Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde*. Geologie Rundschau, vol. 34, p. 545-694.
- TOUT, D. (1964) *The climate of Knob Lake*. McGill Subarctic Research Paper, no 17, 236 p.
- TWIDALE, C.R. (1956a) *Vallons de gélivation dans le centre du Labrador*. Revue de Géomorphologie Dynamique, vol. 7, p. 17-23.
- TWIDALE, C.R. (1956b) *Vallons de gélivation dans le centre du Labrador (notes complémentaires)*. Revue de Géomorphologie Dynamique, nos 5-6, p. 84.
- TWIDALE, C.R. (1957) *Geology and physiography (of Knob Lake area)*. McGill Subarctic Research Paper, Annual Report 1955-56, p. 7-12.
- TWIDALE, C.R. (1957) *Development of Slopes in Central New Quebec-Labrador*. Université Mc Gill, Thèse de Ph.D..
- VAN EVERDINGEN, R.O. (1976) *Geocryological terminology*. Journal Canadien des Sciences de la Terre, no 13, p. 862-867.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1988) *Le Rôle de la Ségrégation de Glace dans les Formations Superficielles de l'Europe de l'Ouest*. Processus et héritage. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris I - Sorbonne, 796 p.

- VILBORG, L. (1955) *The uplift of stones by frost*. Geografiska Annaler, vol.37, nos 3-4, p. 164-169.
- WASHBURN, A.L. (1950) *Patterned ground*. Revue Canadienne de Géographie, vol. 4, no 3-4, p. 5-59.
- WASHBURN, A.L. (1956) *Classification of patterned ground and review of suggested origins*. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 67, p. 823-866.
- WASHBURN, A.L. (1979) *Geocryology - A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, Londres, 406 p.
- WASHBURN, A.L. (1983a) *Palsas and continuous permafrost*. Proceedings, Fourth International Permafrost Conference, National Academy Press, Washington, DC, p. 1372-1377.
- WASHBURN, A.L. (1983b) *What is a palsa?* Abhandlungen der akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische klasse, Dritte folge 35, p. 34-47.
- WATERS, R.S. (1962) *Altiplanation terraces and slope development in Vest-Spitsbergen and South-West England*. Biuletyn Peryglacjalny, no 11, p. 89-101.
- WEIDONG, A. and ALLARD, M. (1995) *A mathematical approach to modelling palsa formation: Insights on processes and growth conditions*. Cold Regions Science and Technology. vol. 23, p. 231-244.
- WILLIAMS, P.J. (1959a) *Frozen ground phenomena*. McGill Subarctic Research Paper, no 6, p. 68-71.

- WILLIAMS, P.J. (1959b) *Investigation into processes occurring in solifluction*.  
American Journal of Science, vol. 257, no 7, p. 481-490.
- WILLIAMS, P.J. (1960) *The development and signification of stony earth circles*.  
Research paper no 91, Division of building research, CNRC.
- WILLIAMS, P.J. (1961) *Solifluction phenomena*. McGill Subarctic Research Paper, no  
11, p. 100-101.
- WILLIAMS, P.J. (1961) *Climatic factors controlling the distribution of certain frozen  
ground phenomena*. Geografiska Annaler, vol.43, nos 3-4, p. 339-347.
- WILLIAMS, P.J. and SMITH, M.W. (1989) *The Frozen Earth, Fundamentals in  
Geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, 306 p.
- WRAMNER, P. (1965) *Fynd av palsar med mineraljordkärna I Sverige*. Geol. För. Frh.  
no 26, p. 498-499.
- WYRWOLL, K.H. (1971) *A Consideration of Some of the Factors Influencing Hillslope  
Development in a Sub-Arctic Environment*. Thèse de M.Sc., Université McGill,  
166 p.
- ZAJAC, I.S. (1974) *The Stratigraphy and Mineralogy of the Sokoman Formation in the  
Knob Lake Area, Quebec and Newfoundland*. Geological Survey of Canada,  
Bulletin 220, Ottawa, 159 p.
- ZOLTAI, S.C. (1972) *Palsas and peat plateaus in central Manitoba and Saskatchewan*.  
Canadian Journal of Forest Research, vol. 2, p. 291-302.

ZOLTAI, S.C. and TARNOCAI, C. (1971) *Properties of a wooded palsa, in northern Manitoba*. Arctic and Alpine Research, vol. 3, p. 115-129.

ZOLTAI, S.C. and TARNOCAI, C. (1975) *Perennially frozen peatlands in the Western arctic and subarctic of Canada*. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 12, p. 28-43.