

Article

« Le lac glaciaire Nisling et le Pléistocène dans le bassin supérieur de la Nisling River, au Yukon »

Marie-Anne Geurts et Véronique Dewez

Géographie physique et Quaternaire, vol. 47, n° 1, 1993, p. 81-92.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032932ar>

DOI: 10.7202/032932ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

LE LAC GLACIAIRE NISLING ET LE PLÉISTOCÈNE DANS LE BASSIN SUPÉRIEUR DE LA NISLING RIVER, AU YUKON

Marie-Anne GEURTS et Véronique DEWEZ: première auteure, Centre géoscientifique Ottawa-Carleton et Département de géographie, Université d'Ottawa, 165, rue Waller, Ottawa, Ontario K1N 6N5; deuxième auteure, Département de géographie, Université d'Ottawa.

RÉSUMÉ L'étude porte sur le secteur de la vallée Nisling compris entre ses affluents Mackintosh et Stevens, au sud-ouest du Yukon. L'analyse des faciès sédimentologiques de sept sites, ainsi que les comparaisons granulométriques et les assemblages minéralogiques d'échantillons prélevés dans ces sites ont permis de proposer une esquisse des événements pléistocènes qui se sont succédé dans la gorge de la vallée de la Nisling River et ses environs. Ainsi, on met en évidence l'existence d'un till de fond argileux correspondant à une glaciation pré-Reid, suivie d'une période de fusion identifiée par une unité de silt. La Glaciation de Reid se traduit par un delta en progradation correspondant à un épisode lacustre de courte durée. À cette période, la gorge était barrée par une langue glaciaire et le lac couvrait le bassin supérieur de la vallée Nisling. Le delta a ensuite été recouvert par le glacier lui-même qui y a laissé un till délavé. Une terrasse d'épandage fluvioglaciaire est emboîtée dans ces dépôts à l'amont de la gorge; les sédiments en sont attribués à la Glaciation de McConnell. Enfin, c'est à l'Holocène que se produit le dernier encaissement et la formation de la plaine alluviale. L'étude montre également la ressemblance des assemblages minéralogiques du till de fond argileux pré-Reid avec ceux des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires McConnell du bassin du Aishihik Lake. Lors de ces deux glaciations, les langues de glace avaient donc une même origine, les monts St. Elias.

ABSTRACT *Glacial Lake Nisling and the Pleistocene in the upper basin of the Nisling River in Yukon.* The study area is the Nisling Valley between its tributaries Mackintosh and Stevens, in southwestern Yukon. Sedimentary facies analyses at seven sites, together with comparisons of granulometry and mineralogy of samples from each of these sites, allows a tentative reconstruction of Pleistocene events in and around the gorge of the Nisling Valley. We identify a clayey subglacial till corresponding to a pre-Reid glaciation, followed by a melting event represented by a silt unit. The Reid Glaciation appears as a prograding delta in a short-lived pro-glacial lake. During this time, the gorge was dammed by an ice tongue, and the lake covered the upper basin of Nisling Valley. The delta was then overridden by the glacier, which left an ablation till. Upvalley from the gorge, these deposits are cut by a glaciofluvial outwash terrace; this is attributed to the McConnell Glaciation. Finally, the most recent downcutting and alluvial deposition occur during the Holocene. This study also shows the mineralogical similarity of the pre-Reid clayey subglacial till with the glacial and fluvio-glacial McConnell sediments in the Aishihik basin. Thus during both glaciations, the ice tongues came from the same source-region, the St. Elias Mountains.

ZUSAMMENFASSUNG *Der glaziale Nisling-See und das Pleistozän im oberen Becken des Nisling River, Yukon.* Die Studie behandelt den zwischen den Nebenflüssen Mackintosh und Stevens gelegenen Teil des Nisling-Tals im Südwesten von Yukon. Die Analyse der sedimentologischen Fazies von sieben Plätzen sowie Vergleiche der Kornabstufung und der mineralogischen Zusammensetzung von an diesen Plätzen entnommenen Proben ergeben eine provisorische Skizze der Ereignisse, die im Pleistozän in der Klamm des Nisling River-Tals und seiner Umgebung aufeinander gefolgt sind. So wird die Existenz einer tonigen Grundmoräne aufgezeigt, die einer Prä-Reid-Vereisung entspricht, auf welche eine Schmelzperiode, die durch eine Schlammreinheit identifiziert wird, folgte. Die Reid-Vereisung zeigt sich in einem Anschwemmungsdelta, das einer kurzen Seeperiode entspricht. In dieser Periode war die Klamm durch eine glaziale Zunge abgeriegelt und der See bedeckte das obere Becken des Nisling-Tals. Danach wurde das Delta wieder durch den Gletscher selbst bedeckt, der dort eine Ablationsmoräne hinterließ. Eine glazifluviale Schwund-Terrasse ist in diese Ablagerungen oberhalb der Klamm eingefügt; deren Sedimente werden auf die McConnell-Vereisung zurückgeführt. Im Holozän geschieht schließlich die letzte Einsenkung und bildet sich die Schwemmlandebene. Die Studie zeigt auch die Ähnlichkeit der mineralogischen Verbindungen der tonigen Prä-Reid-Grundmoräne mit den glazialen und glazifluvialen McConnell-Sedimenten vom Becken des Aishihik Lake. Während dieser beiden Vereisungen hatten also die Eiszungen denselben Ursprung, die St. Elias-Berge.

INTRODUCTION

Le secteur de la vallée de la Nisling River, qui a fait l'objet de cette étude, se situe à 20 km au nord du Aishihik Lake dans le sud-ouest du Yukon (fig. 1). Cette section de la rivière se caractérise par une gorge étroite et encaissée, d'orientation à peu près ouest-est. Au nord de la gorge le massif rocheux culmine à 1350 m, alors que le lit de la rivière est à une altitude d'environ 885 m. Cette gorge présente un intérêt particulier puisqu'elle correspond à la limite d'extension de la Glaciation de Reid dans la région, et constituait un chenal proglaciaire par où s'écoulaient les eaux de fusion lors de la Glaciation de McConnell (Hughes *et al.*, 1969; fig. 2). En 1988, une exploration de la gorge et de ses environs a permis d'observer sur ses flancs nord et sud une série de dépôts meubles, étalés entre 975 et 1040 m, et qui n'ont encore jamais été décrits.

Cette étude a donc pour buts: 1) de déterminer la nature et les conditions de mise en place des dépôts meubles de la gorge à l'aide d'observations sédimentologiques et stratigraphiques, 2) de préciser les corrélations entre ces dépôts par des analyses minéralogiques et 3) de replacer les dépôts dans le contexte stratigraphique régional; cela malgré des conditions d'observation très difficiles en raison de la rareté des coupes et des éboulis qui les recouvrent partiellement.

CONTEXTE GLACIAIRE — TRAVAUX ANTÉRIEURS

Au nord du secteur étudié, Bostock (1966) a distingué quatre avancées glaciaires successives de l'Inlandsis de la Cordillère, qu'il a appelées Nansen (la plus ancienne), Klaza, Reid et McConnell (la plus jeune). Dans leur synthèse récente des travaux portant sur le Yukon, Hughes *et al.* (1989, p. 65) précisent que bon nombre de chercheurs pensent que la Glaciation de Reid date de l'Illinoien. Quant aux glaciations de Nansen et de Klaza, elles correspondraient au Pléistocène inférieur (Vincent, 1989, tabl. 2-1, p. 106).

La région de Aishihik Lake a été étudiée par Hughes (1990). Celui-ci a identifié les traces de deux glaciations successives (fig. 1), qu'il a respectivement associées aux deux dernières glaciations de Bostock (1966), soit celles de Reid et de McConnell. L'auteur n'a en revanche relevé aucune trace des glaciations précédentes, Klaza et Nansen.

Des analyses pétrographiques et minéralogiques (Dewez, 1988) ont permis de démontrer que les sédiments glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres couvrant le bassin d'Aishihik proviennent de glaciers régionaux issus des monts St. Elias.

Dans le cadre de ces travaux portant sur la stratigraphie et la paléogéographie du Pléistocène, l'exploration de la gorge de la vallée Nisling et de ses environs vise donc trois objectifs: 1) identifier les sédiments appartenant à la Glaciation de Reid, et même à une glaciation plus ancienne, 2) comparer la minéralogie des dépôts de cette section de la vallée avec celle des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bassin d'Aishihik, et 3) élucider la question de l'existence d'un lac de barrage glaciaire dans la partie amont de la vallée

Nisling. En effet, si les glaciers ont atteint la vallée Nisling lors de la Glaciation de Reid, le drainage de la vallée a dû être bloqué, au moins temporairement, à l'endroit de la gorge. Le blocage du drainage vers l'ouest est déjà indiqué par Hughes (1990), bien que cet auteur ne mentionne pas l'hypothèse d'un lac; il propose une évacuation des eaux vers le nord, par l'intermédiaire du ruisseau Lonely et de la Klaza River.

MÉTHODOLOGIE

Sur le terrain, la description des coupes a été faite en tenant compte des structures des matériaux et de leur texture. En ce qui concerne les matériaux prélevés, les techniques de laboratoire et de traitement des résultats ont fait l'objet d'une description détaillée par Dewez (1988); sommairement elles sont les suivantes:

Granulométrie: Les sédiments échantillonnés ont subi une décantation dans des vases d'Atterberg (Rivière, 1977), suivie d'un tamisage à sec dans une série Tyler (Wentworth, 1922). Onze fractions granulométriques ont ainsi été obtenues pour la matrice inférieure à 2 mm.

Minéralogie: La fraction des échantillons comprise entre 44 et 125 μm a fait l'objet d'une extraction des minéraux lourds à l'aide de bromoforme (CHBr_3 , $d = 2,89$ à 20°C). Les minéraux lourds ont été séparés par centrifugation, filtration, et séchage. Les frottis (lames de minéraux en grains) ont été montés dans du baume du Canada ($n = 1,54$), et identifiés à l'aide des clés de détermination de Parfenoff *et al.* (1970). En moyenne, on a identifié 420 grains par lame, selon la méthode de comptage par rubans décrite par Van der Plas (1966). Le tableau de fréquences en pourcentages des minéraux a fait l'objet d'une classification automatique telle que décrite par Beguin (1979) et Benzécri (1984); nous avons retenus la méthode agglomérative hiérarchisée de type centroïde.

L'analyse des minéraux lourds de 18 des 20 échantillons prélevés dans la vallée Nisling et de l'échantillon de till argileux (18) de la vallée du Nansen Creek a permis d'identifier 14 minéraux ou groupe de minéraux: amphiboles, biotites, opaques, pyroxènes, épidotes, apatites, grenats titanites, zircons, staurotides, carbonates, chlorites, tourmalines et disthènes. Ces deux derniers minéraux ont cependant dû être soustraits des analyses multivariées, car leur présence était trop sporadique pour être significative. Les minéraux lourds des échantillons 47 et 72 ont quant à eux été perdus lors de la séparation.

SOURCE DES MINÉRAUX

Les amphiboles constituent de loin la fraction dominante, avec une fréquence relative moyenne de 42,4 %. Cette forte concentration reflète le caractère ubiquiste des hornblendes, présentes dans toutes les formations géologiques de la région, tant ignées que métamorphiques (fig. 2).

La biotite est proportionnellement moins bien représentée (8,5 % en moyenne), alors qu'elle est également présente dans la plupart des formations géologiques de la région. Ceci peut s'expliquer par la variabilité de sa densité (2,7 à 3,3), souvent inférieure ou égale à celle du bromoforme. Le même phénomène s'applique à la chlorite, présente dans plus de la

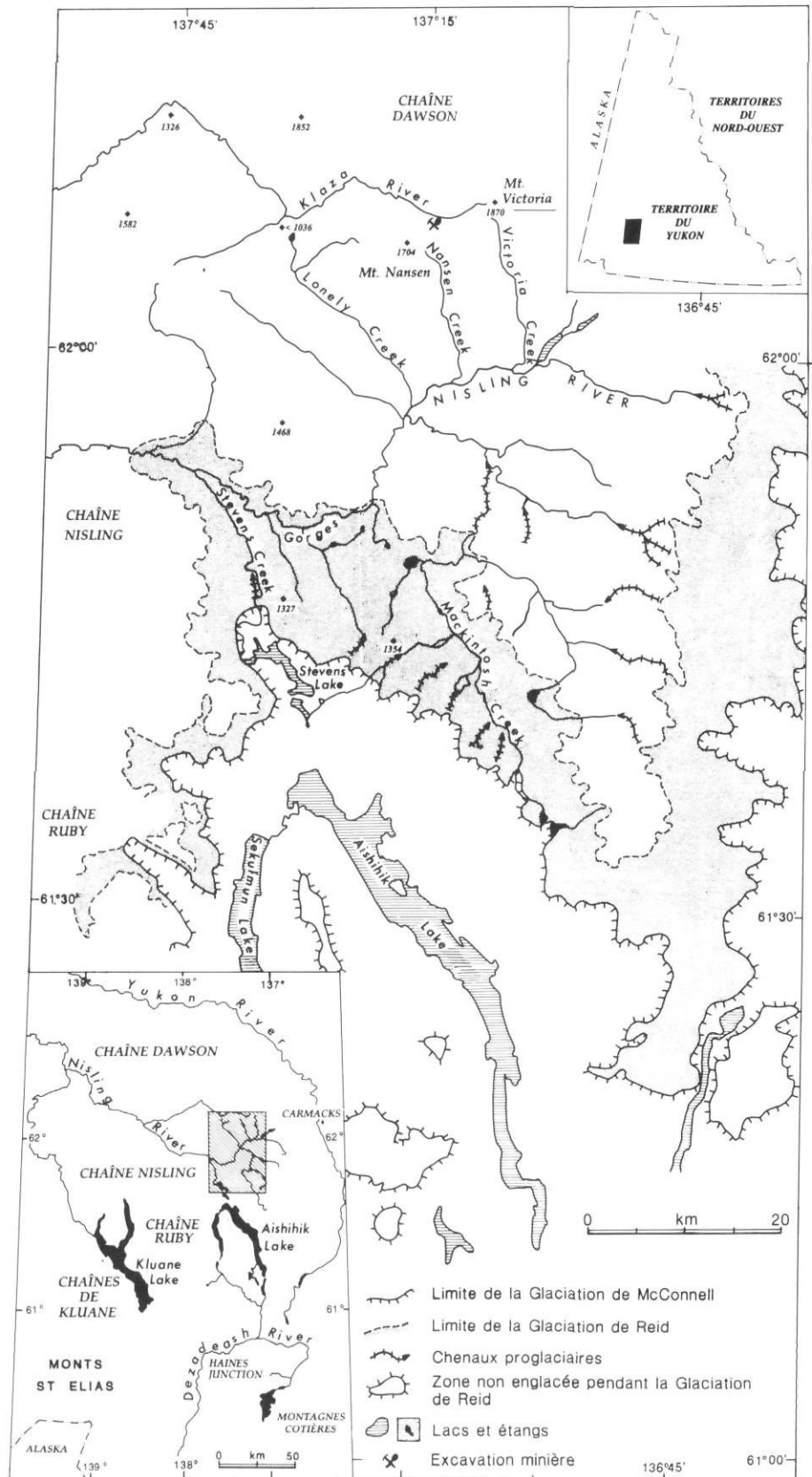


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude et limites des glaciations quaternaires au sud-ouest du Yukon (dessin modifié de Hughes, 1990).

Location of the study area and limits of Quaternary glaciations in SW Yukon (after Hughes, 1990).

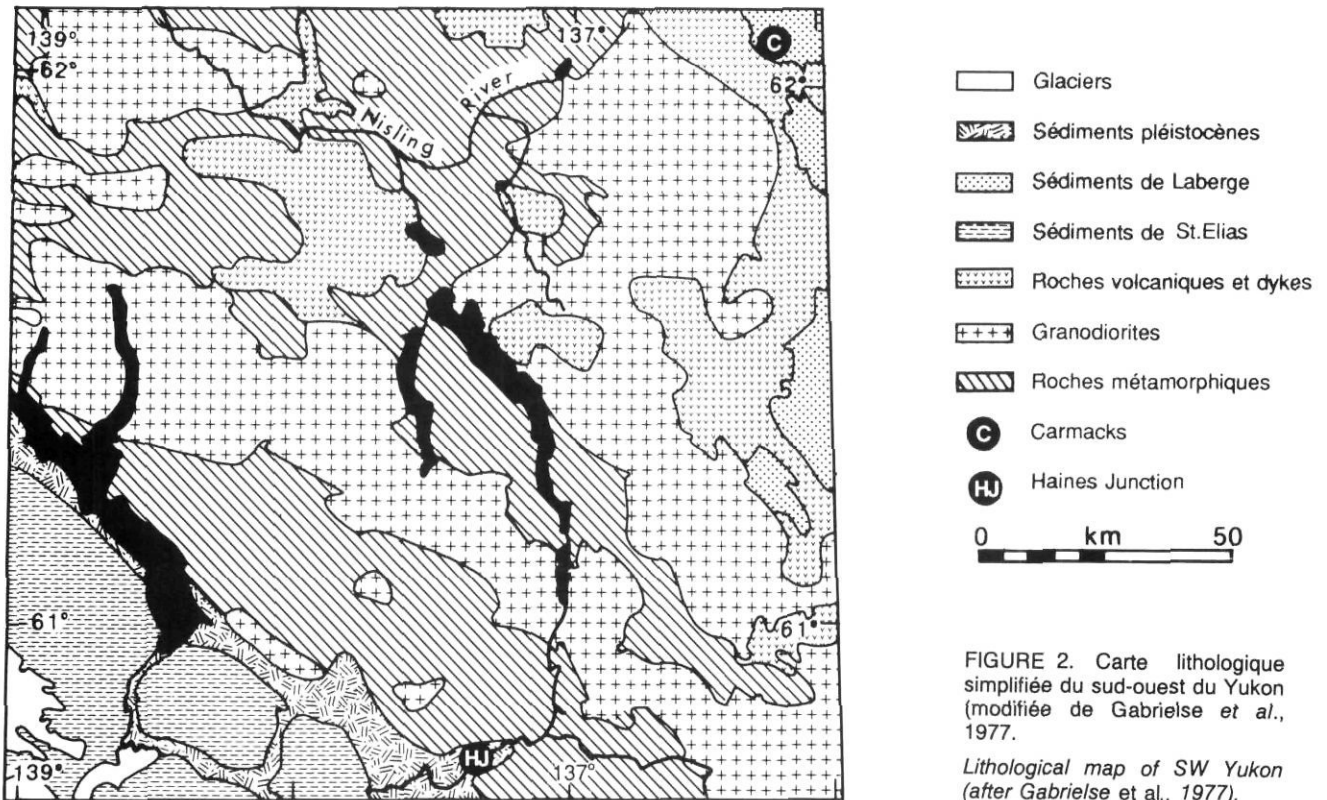


FIGURE 2. Carte lithologique simplifiée du sud-ouest du Yukon (modifiée de Gabrielse *et al.*, 1977).

Lithological map of SW Yukon (after Gabrielse et al., 1977).

moitié des lames minces examinées lors d'une analyse pétrographique préliminaire.

L'apatite, la titanite, le zircon, la staurotite et le grenat constituent les principaux minéraux accessoires des roches métamorphiques et ignées du plateau du Yukon (Tempelman-Kluit, 1974). Ils constituent donc des éléments locaux des sédiments. L'épidote est présente, mais peu commune dans les formations géologiques de la région, où elle pourrait être un minéral d'altération des roches ignées; elle constitue cependant un minéral fréquent dans les roches éruptives intermédiaires à basiques (Parfenoff *et al.*, 1970). L'abondance relative d'épidotes dans les sédiments indique donc une source volcanique régionale. Des formations volcaniques sont assez fréquentes dans la région au sud de Carmacks. Les pyroxènes (essentiellement des augites) sont abondants dans les formations géologiques au sud-est de la région étudiée (Tempelman-Kluit, 1974) et constituent donc un bon indicateur régional.

Les carbonates, quant à eux, proviennent des monts St. Elias, où il forment l'essentiel des unités géologiques (Muller, 1967).

Enfin les opaques ne sont mentionnés pour aucune formation géologique; ils sont ubiquistes, mais caractérisent généralement les roches sédimentaires et les roches métamorphiques (schistes).

CLASSIFICATION

La classification permet de répartir les 19 échantillons en quatre groupes, avec une perte d'information de 15 % (tabl. I).

Les quatre échantillons du groupe I (éch. 40, 42, 59 et 75) correspondent à des sédiments d'origine essentiellement locale, où l'abondance relative des biotites traduirait une distance de transport assez courte de quelques kilomètres seulement (Dewez, 1988).

Le groupe IV au contraire, constitué des échantillons 46, 74, 54, 76, 57, 56 rassemble les sédiments où les minéraux d'origine régionale, c'est-à-dire les épidotes, les pyroxènes et les carbonates, sont en moyenne les plus abondants. Ces sédiments ont été transportés sur une longue distance, puisque les carbonates proviennent des monts St. Elias, tandis que les pyroxènes proviennent des formations volcaniques qui affleurent dans le bassin Aishihik, dans le bassin du Mackintosh Creek, et surtout au sud est de la gorge dans un rayon de 50 à 100 km. Les sources de ces minéraux se trouvent donc au-delà des limites du bassin de la Nisling River. Quant aux épidotes, elles pourraient être un produit d'altération des roches intrusives.

Les échantillons du groupe II (éch. 43, 73 et 18) et du groupe III (éch. 45, 63, 53 et 62) se caractérisent par une fréquence élevée de minéraux opaques, mais ceux du groupe III présentent moins de biotites et de chlorites et davantage de titanites et de zircons. Sachant que les titanites et les zircons sont les minéraux accessoires principaux des formations granitiques du secteur (Tempelman-Kluit, 1974), tandis que les opaques caractérisent essentiellement les schistes, ces résultats indiquent une composante locale (10 à 20 km de transport) importante dans les sédiments des deux groupes: schistes et granites pour le groupe III, schistes surtout pour le groupe II.

TABLEAU I

Distribution minéralogique relative (%) des échantillons selon les groupes de la classification

GROUPE	ÉCHANTILLON	AMPHIBOLE	BIOTITE	OPAQUE	PYROXÈNE	ÉPIDOTE	APATITE	GRENAT	TITANITE	ZIRCON	STAUROTIDE	CARBONATE	CHLORITE
I	40	39,6	20,4	10,7	1,7	6,7	8,0	2,2	4,5	1,0	0,0	0,0	5,2
	42	45,3	13,8	9,3	3,4	8,8	7,3	2,2	2,2	0,3	1,1	0,0	5,9
	59	49,7	15,7	11,9	3,5	8,3	4,7	1,9	1,4	1,1	0,3	0,0	1,4
	75	50,1	25,4	4,8	4,1	5,9	5,2	2,0	1,1	0,7	0,2	0,0	0,0
	\bar{X}	42,6	18,8	9,2	3,2	7,4	6,3	2,1	2,3	0,8	0,4	0,0	3,1
II	43	41,6	10,1	16,2	4,7	10,6	3,9	5,7	1,7	0,7	2,0	1,2	1,5
	73	43,0	10,0	20,0	2,9	8,3	6,9	4,8	1,2	1,0	1,2	0,0	0,5
	18	30,4	6,5	20,6	4,7	21,2	4,2	2,8	2,0	1,1	1,7	0,0	3,7
	\bar{X}	38,3	8,9	18,9	4,1	13,4	5,0	4,4	1,6	0,9	1,6	0,4	1,9
III	45	38,6	1,3	18,2	7,8	12,6	4,3	7,0	5,9	1,9	1,1	0,0	0,5
	63	36,8	2,2	24,2	5,7	14,2	6,7	2,8	3,9	1,6	1,0	0,4	0,4
	55	37,4	5,7	19,3	4,4	10,2	9,6	4,3	6,3	0,8	0,0	0,6	1,0
	53	38,4	3,6	21,7	5,6	12,6	2,3	6,6	3,1	5,1	0,0	0,0	0,0
	62	33,6	1,8	34,5	2,9	12,4	3,2	3,7	2,1	3,7	0,7	0,2	0,9
	\bar{X}	37,0	2,9	23,6	5,3	12,4	5,2	4,9	4,3	2,6	0,6	0,2	0,6
IV	46	47,3	2,4	12,3	4,7	17,7	1,2	5,2	3,8	0,7	1,4	0,0	0,7
	74	44,9	5,6	8,6	7,2	13,8	4,0	8,4	2,8	1,2	1,6	0,2	1,2
	54	47,4	8,5	10,0	5,0	15,1	5,0	3,6	1,7	0,9	0,0	0,9	1,9
	76	45,8	6,7	14,3	4,1	13,8	4,3	4,5	2,9	1,9	0,2	0,0	0,5
	57	52,5	3,6	8,7	6,8	13,9	5,2	2,6	2,8	1,4	0,2	1,0	1,2
	64	46,9	3,4	10,0	11,9	12,2	4,9	3,4	1,5	2,0	0,0	0,7	1,7
	56	53,3	9,1	3,6	5,7	10,2	7,0	3,0	3,8	0,8	0,4	0,4	2,3
	\bar{X}	48,3	5,6	9,6	6,5	13,8	4,5	4,4	2,8	1,3	0,5	0,5	1,4

LITHOSTRATIGRAPHIE

Des coupes dans sept sites, le long ou à proximité de la Nisling River, ont permis de décrire la lithologie et les structures et de prélever 20 échantillons (fig. 3 et 4). La nomenclature utilisée pour la granulométrie est celle de Wentworth, dont la traduction en français est disponible dans le *Dictionnaire de Géologie* de Foucault et Raoult (1988, p. 153). Une brève description des sites donnée ci-dessous est utile à la compréhension des unités lithostratigraphiques et à la reconstitution paléogéographique qui suivra.

Le site A est situé à l'entrée de la gorge de la vallée Nisling, où un glissement de terrain a entaillé un replat qui borde la rivière. À cet endroit, celle-ci s'écoule à environ 893 m d'altitude, et la hauteur de l'affleurement est d'environ 30 m. Un vaste replat situé à environ 938 m d'altitude et s'étalant au sud-est de la Nisling River est entaillé par un méandre qui a dégagé une coupe (site B) d'environ 45 m de hauteur,

partiellement couverte d'éboulis. Le site C est une coupe partiellement dégagée qui est située sur la rive droite de la rivière à l'entrée de la gorge. Le site D est une terrasse de rive gauche, située en amont de la gorge. Elle est emboîtée dans le replat du site B et entaillée par la plaine alluviale. Elle s'élève à 7 m au-dessus du plan d'eau. Le site E est une crête en forme de croissant, d'environ 300 m de longueur, qui se prolonge vers le nord par une surface plane qui descend en pente douce de 975 m à 944 m d'altitude, sur une distance d'environ 600 m. La crête est parsemée de gros blocs de granite blanc. Le site F correspond à une coupe de 20 m de hauteur qui se trouve au centre de la gorge de la Nisling River, sur la rive droite. Elle fait face à l'embouchure d'un cours d'eau sans nom provenant du sud. Le site G correspond au secteur ouest de la gorge. C'est une coupe de 40 m de hauteur environ entaillant un large replat qui s'étend au sud de la gorge. Cette coupe a été dégagée par l'érosion fluviale dans une concavité de méandre.

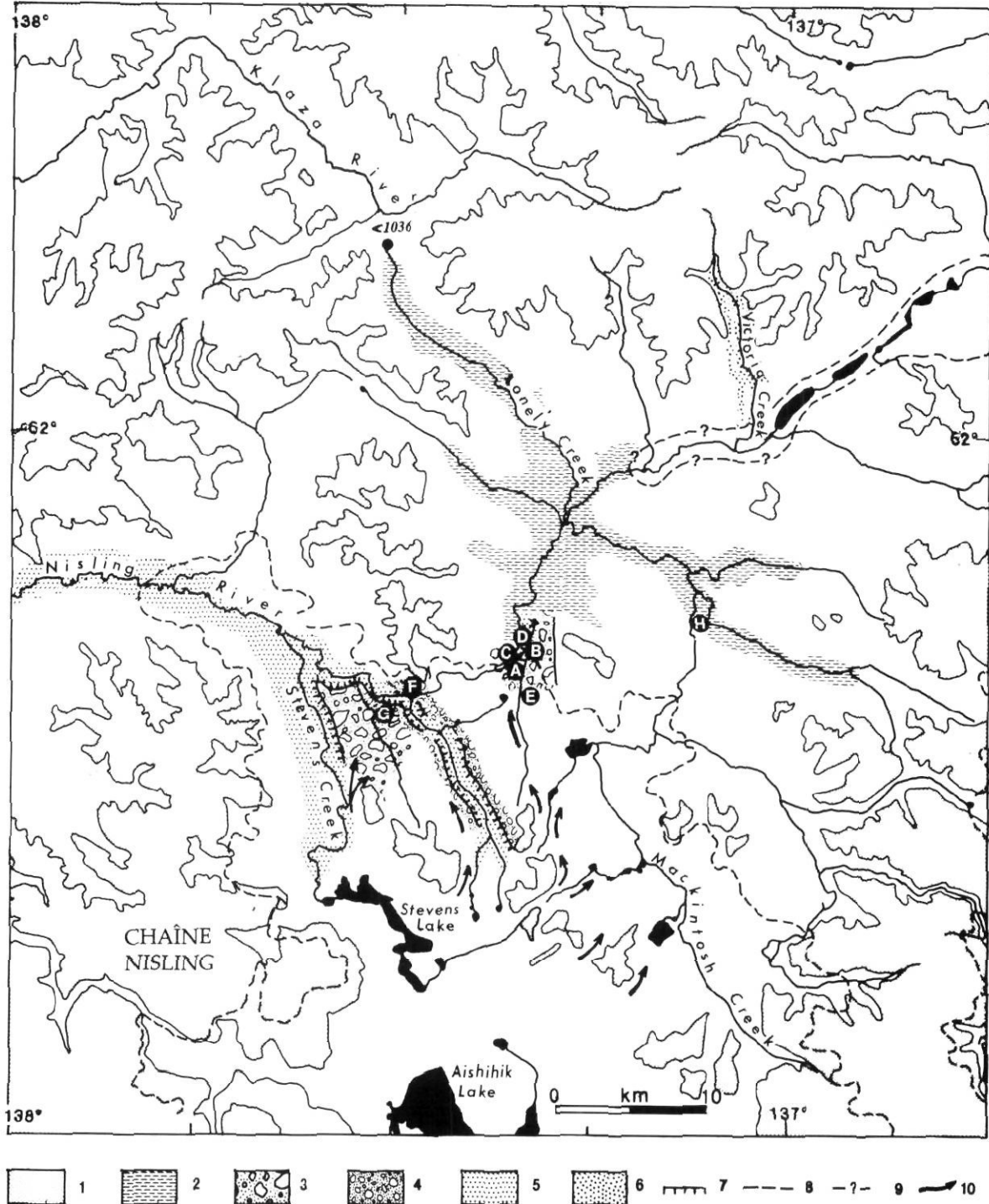


FIGURE 3. Carte de la gorge de la vallée Nisling, avec indication de la localisation des sites A, B, C, D, E, F, G et H. La rivière s'écoule d'est en ouest. Légende: 1) surfaces plus élevées que 1219 m; 2) étendue approximative du Lac glaciaire Nisling; 3) till délavé (Reid); 4) till de fond (Reid); 5) sable et cailloutis fluvio-glaciaires (McConnell); 6) sable et cailloutis juxtaglacière (Reid) visible le long du Victoria Creek; 7) talus d'érosion dans les dépôts meubles; 8) limite de la Glaciation de Reid; 9) limite hypothétique de la Glaciation de Reid; 10) sens de l'écoulement glaciaire durant la Glaciation de Reid. Note: la confluence du ruisseau sans nom situé au centre de la carte et de la Nisling River est à 884 m d'altitude.

Map of the Nisling River gorge, with location of sites A, B, C, D, E, F, G and H. The river flows east-west. Legend: 1) elevation above 1219 m a.s.l.; 2) approximated extension of Glacial Lake Nisling; 3) washed till (Reid); 4) Lodgement till; 5) fluvio-glacial sand and gravels (McConnell); 6) sand and gravels of kame terrace (Reid) along Victoria Creek; 7) erosion escarpment in unconsolidated sediments; 8) glacial limits of Reid Glaciation; 9) hypothetical glacial limits of Reid Glaciation; 10) glacial flow during Reid Glaciation.

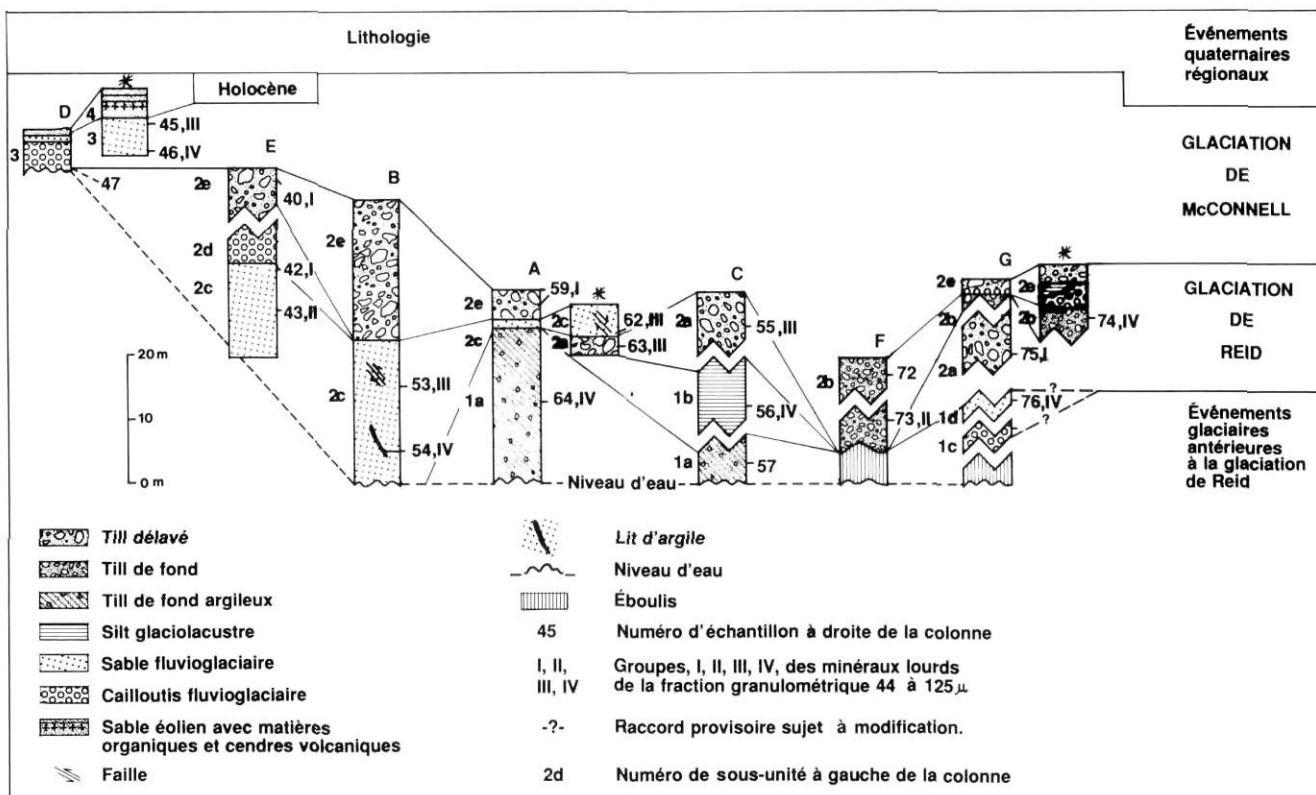


FIGURE 4. Faciès sédimentaires, groupes minéralogiques, corrélations stratigraphiques et localisation des échantillons. Les colonnes surmontées d'un astérisque montrent des agrandissements d'une partie des coupes A, D, et G.

Sedimentary facies, mineralogical groups, stratigraphical correlation and location of samples. The columns headed by an asterisk show enlargings of a part of sections A, D, and G.

L'UNITÉ 1

L'unité 1 se divise en sous-unités 1a et 1b dans la zone est de la gorge et 1c et 1d dans sa zone centrale.

La sous-unité 1a, visible dans les sites A et C, est un diamicton de 4 à 25 m d'épaisseur. Il contient des cailloux et gros blocs disséminés dans une matrice argileuse très compacte (éch. 64 et 57, fig. 5). Les cailloux de granite et de gneiss y sont très altérés. Dans le site A, une surface d'érosion tronque le sommet de cette unité. Cette unité, appelée till de fond argileux, correspond par sa granulométrie et par sa couleur à ce que Bostock (1936) a identifié comme étant un *boulder clay* dans les collines qui bordent le Nansen Creek (voir excavation minière, fig. 1), et qui correspond à une glaciation plus ancienne que celle de Reid.

La sous-unité 1b n'est visible que sur environ 8 m d'épaisseur dans le site C. Il s'agit de rythmites silteuses glaciolacustres dont l'épaisseur moyenne de chaque doublet est de 2 cm. Elles sont très bien triées (éch. 56, fig. 5), avec un mode très marqué dans la fraction de 16 à 44 µm.

Les sous-unités 1c et 1d ne sont visibles que dans le site G. La sous-unité 1c est constituée de gros cailloux et de blocs (15 à 30 cm de diamètre) fluvioglaciaires relativement bien émoussés qui remplissent une forme en chenal. Ce seraient des sédiments mis en place en position proximale dans un épandage proglaciaire (fluvioglaciaire proximal). La sous-unité 1d est un sable fin lité et très bien trié (éch. 76, fig. 5),

qui indique une diminution de compétence, une turbulence moindre et un régime plus régulier que pour les cailloux et les blocs de la sous-unité 1c. C'est un sédiment déposé en position distale dans un complexe fluvioglaciaire. Bien que la transition d'une unité à l'autre ne soit pas visible, la succession des deux phases tend à indiquer une régression du front glaciaire.

Du point de vue minéralogique, les échantillons des unités 1a, 1b, et 1d, appartiennent au groupe IV, c'est-à-dire au groupe où les minéraux dits régionaux (dont les carbonates qui proviennent des monts St. Elias) sont les plus fréquents.

L'UNITÉ 2

L'unité 2 se subdivise en cinq sous-unités, a, b, c, d, e. Les sous-unités 2c et 2d n'appartiennent qu'aux sites d'amont et la sous-unité 2b, qu'aux sites du centre de la gorge.

La sous-unité 2a est un diamicton visible dans le site A sur 30 cm et dans le site C sur quelques mètres. Dans le site A, il est composé de sable orangé à granules et cailloux et le contact avec l'unité supérieure est graduel. La matrice grossière est mal triée (éch. 63, fig. 5) et ses minéraux appartiennent au groupe III. Les cailloux peu émoussés indiquent qu'ils n'ont subi qu'un court transport dans l'eau par traction. Dans le site C, le diamicton est surtout composée de cailloutis dans une matrice grossière mieux triée (éch. 55, fig. 5) dont les minéraux appartiennent aussi au groupe III, c'est-à-dire un assemblage local. Ce diamicton paraît être un till délavé de

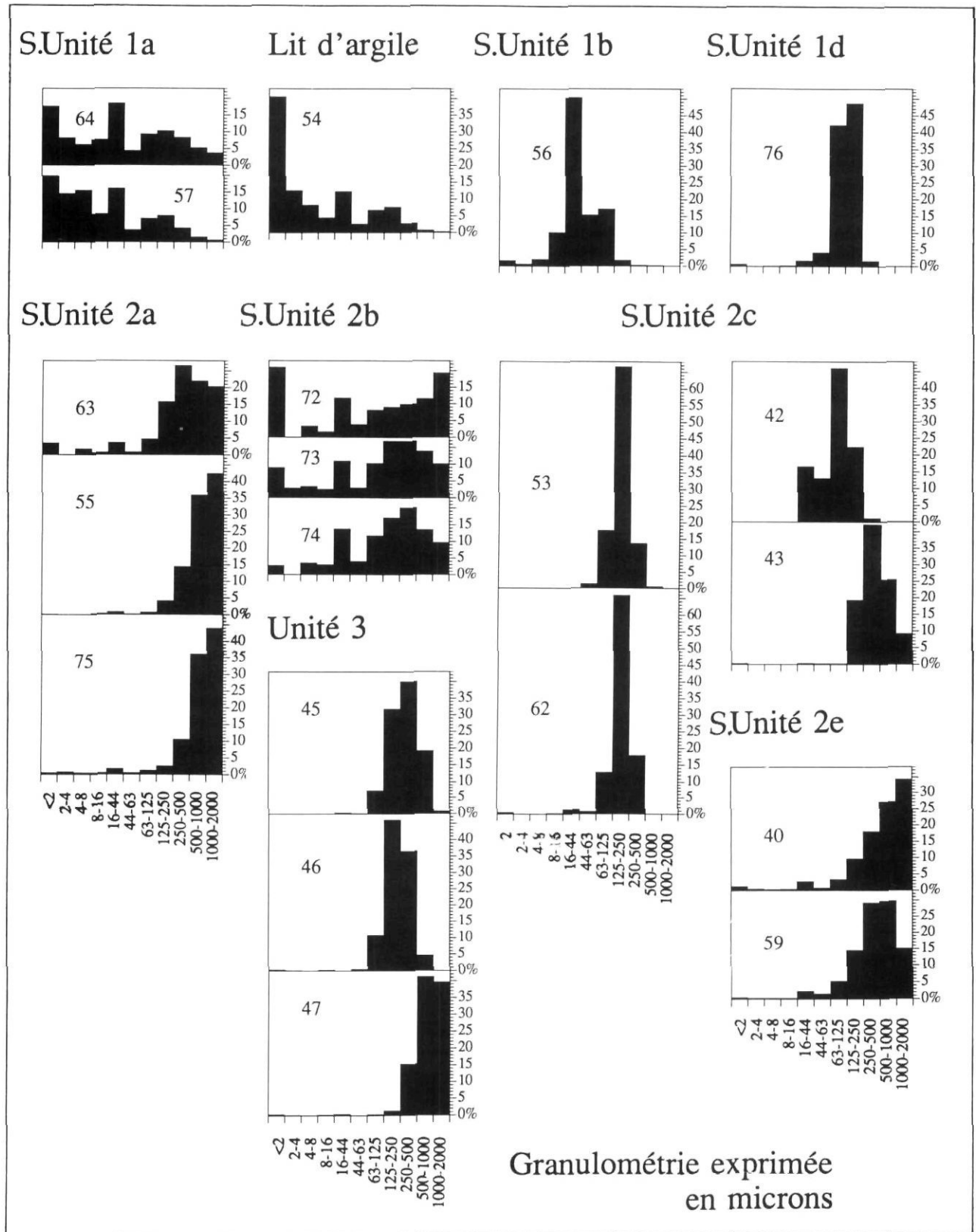


FIGURE 5. Histogrammes des fréquences relatives de chaque fraction granulométrique, de chaque échantillon (sous-unités 1a, 1b,...).

Histograms of relative frequencies of each grain size part of each sample (subunits 1a, 1b ...).

marge glaciaire. Au site G du centre de la gorge, un matériel lavé (éch. 75, fig. 5) composé de cailloux hétérométriques et de natures variées, se trouve au dessus de la sous-unité 1d. Nous pensons qu'il s'agit aussi d'un till de marge glaciaire dont la minéralogie appartient au groupe I, c'est-à-dire un assemblage local également.

La sous-unité 2b, est visible dans les coupes F et G du centre de la gorge. Elle est composée de bancs compacts contenant de nombreux cailloux hétérométriques et de natures variées, anguleux et arrondis, parfois striés. Un gros bloc de granite y est visible au site F. La matrice à structures fissiles, de couleur grise et présentant des taches orange d'altération, est mal triée (éch. 73 et 74, fig. 5). Il s'agit d'un till de fond. Les minéraux lourds du site F appartiennent au groupe II à un assemblage local et au groupe IV à assemblage plutôt régional au site G. Cette différence sera expliquée plus loin. Dans le site F, on observe au-dessus de ce till, des bancs de sables orange qui alternent avec des bancs plus argileux, de couleur bleu-gris, plein de cailloux (éch. 72, fig. 5). Ils pourraient correspondre à du matériel remanié à partir de ce till.

La sous-unité 2c est visible dans les sites A, B, et E, avec des épaisseurs respectives de 0,5 m, de 22,5 m et de 15 m. Elle est composée de sables stratifiés, alternativement gris et beiges, traversés par des failles de décrochements à rejet vertical décimétrique. Ces sables plongent vers le nord dans le site E, et vers le nord-ouest (020 à 060°) dans le site B, avec un pendage de 21 à 23°. Ces sables correspondent à des rythmites glaciolacustres très bien triées dont le mode est situé entre 125 et 250 μm (éch. 62 et éch. 53, fig. 5) aux sites A et B et dont les minéraux lourds appartiennent au groupe III. Au site E, ces rythmites sont composées de sables fins (éch. 42, fig. 5) dont les minéraux appartiennent au groupe I, et de sables moyennement grossiers (éch. 43, fig. 5). L'épaisseur des rythmites et la taille des sables augmentent vers le haut de l'unité, où ils sont remplacés par des lits frontaux à granules et graviers. Ces éléments indiquent la progradation d'un front deltaïque vers le nord, nord-ouest. Un lit d'argile (éch. 54, fig. 4) incliné à 45° a été observé au site B. Sa texture et sa minéralogie (groupe IV) rappellent celle de la matrice de l'unité 1a, mais ce lit est plus riche en argile.

La sous-unité 2d, visible dans le site E, est composée de cailloux bien émoussés dans une matrice de sable fin, dont les minéraux lourds appartiennent au groupe I. Les cailloux ont de 10 à 20 cm de longueur; ils sont inclinés vers le nord et disposés en bancs. Le contact entre cette unité et les rythmites sous-jacentes est net. Cette unité correspond aux lits sommitaux du complexe deltaïque en propagation vers le nord.

La sous-unité 2e est un diamicton identifié au site A, B, et E, et peut-être au site G, dont l'épaisseur varie de 2 à 20 m et qui est bien visible au site A. Il s'agit de cailloutis hétérométriques, généralement peu arrondis, avec des faces bombées et des arêtes émoussées. Certains cailloux fracturés et écrasés sont indicateurs des pressions exercées lors du dépôt. La matrice est composée de sable hétérométrique assez grossier (éch. 59 et 40, fig. 5) de couleur orange, dont

les minéraux lourds appartiennent au groupe I; elle montre des structures d'injection entre les blocs et dans les fissures de ceux-ci. Ces structures sont aussi indicatrices de pression (Seret, *in* Campi et Macaire, 1989). La stratification consiste en une disposition grossière par bancs avec notamment un dallage de 50 cm d'épaisseur constitué de blocs de 30 à 40 cm de diamètre, dans la partie inférieure de l'unité à environ 1,5 m de la base. Ce diamicton correspond à un till délavé de marge glaciaire. En effet des éléments grossiers écrasés sont connus dans les tills de fond ou de marge glaciaire (Occhietti, 1980). Par ailleurs, des lits sablo-graveleux qui entourent les blocs indiquent la fonte *in situ* de la glace (Occhietti, 1980, photo n° 4, p. 21). Le passage de faciès montrant des structures de pression à un faciès aqueux est une indication des modifications de position du glacier, ce qui est le cas au front d'une langue glaciaire. Cette sous-unité correspond à la *moraine blanket* cartographiée par Hughes (carte 22-1987, 1990) et qui s'étend jusqu'aux confins du site A. Enfin, il convient de souligner l'état d'altération des clastes arrondis de granites et de gneiss dont certains sont arénisés sur 75 à 100 % de leur épaisseur. Les auteurs discutent de l'altération en annexe.

La partie supérieure de la coupe, au site G, présente des caractéristiques générales fort comparables à ce diamicton. On y voit un dallage de blocs granitiques ayant l'apparence d'un cailloutis fluvioglaciaire proximal, surmonté d'une section d'environ 30 cm d'épaisseur qui montre une forme en chenal, remplie de blocs dans une matrice silto-argileuse. La matrice a subi de nombreuses déformations autour des blocs. Au sommet de la coupe se trouve une unité de 50 cm d'épaisseur, constituée de cailloux hétérométriques et aux arêtes émoussées dans une matrice sableuse peu compacte, sans litage visible. Les cailloutis hétérométriques rappellent le faciès de la coupe A et sont interprétés aussi comme un till de marge glaciaire. Ces observations confirment l'interprétation de Hughes (1990), puisque ce site se situe dans un complexe morainique et fluvioglaciaire de la Glaciation de Reid (carte 22-1987, Hughes, 1990). Les dallages et les déformations autour des blocs (site A et G), sont indicateurs d'un écoulement glaciaire rapide qui déstabiliserait le glacier (Hicock, 1991).

L'UNITÉ 3

Cette unité 3 se compose de 4,1 m de cailloux arrondis avec un granoclassement normal dans une matrice de sable grossier (éch. 47, fig. 5). Les cailloutis sont surmontés de 1,2 m de sable gris et orangé en alternance avec des lentilles de petits graviers émoussés (éch. 45 et 46 fig. 5) et leurs minéraux lourds se rattachent au groupe III et IV. Il s'agit d'un épandage qui s'observe à plusieurs endroits le long de la Nisling River et de son affluent, le Mackintosh Creek, et le granoclassement indique une phase terminale de sédimentation fluvioglaciaire.

L'UNITÉ 4

Cette unité surmonte l'unité 3, au site D. Elle se compose de sable brun riche en matière organique, correspondant à la pédogenèse holocène; d'un horizon blanc d'épaisseur variable qui correspond à la cendre volcanique de White River,

datée de 1230 BP (Denton et Karlén, 1977); de 0,5 m de sable éolien, disposé en trois séquences d'environ 15 cm d'épaisseur chacune. Chaque séquence est interrompue par un sol de 2 à 3 cm d'épaisseur à partir duquel des racines s'enfoncent dans le sable.

APPORTS COMPLÉMENTAIRES DE LA MINÉRALOGIE

Avant de tirer des conclusions à propos de l'analyse des minéraux lourds, nous tenons à préciser qu'il s'agit d'une étude exploratoire, qui apporte un élément supplémentaire à la description des dépôts et qui aide à préciser leurs corrélations.

On a remarqué que les sédiments de l'unité 1 se caractérisent par un assemblage de minéraux lourds du groupe IV, ce qui permet de donner un caractère régional à cette unité. Ce caractère régional apparaît aussi dans les sables fluvioglaciers du site D (éch. 46) et du site G (éch. 76). Il s'agit de sédiments mis en place en position distale, ce qui augmente le nombre de sources possibles et donc la possibilité de remaniement des sédiments riches en matériel d'origine volcanique. Le till de fond (sous-unité 2b) du site G contient des carbonates. La partie aval de la gorge a été envahie par des glaces basales, qui ont emprunté la dépression occupée par le Stevens Lake, un passage aisé en provenance du bassin d'Aishihik, où les sédiments renferment également des carbonates (Dewez, 1988). Par contre le till de fond du site F (sous-unité 2b) présente un assemblage local (groupe II), riche en minéraux opaques. La glace qui a déposé ce till a dû s'écouler par d'étroits cols de transfluence, érodant ceux-ci profondément. En effet, la coupe F est située face à l'embouchure d'une vallée qui descend des montagnes séparant le bassin de la Nisling River du bassin du Aishihik Lake; or les roches métamorphiques et notamment les schistes y sont abondants, ce qui explique la charge en minéraux opaques.

Les tills délavés de marge glaciaire (sous-unités 2a et 2e) présentent des caractères locaux (groupe I et III) parfois très riches en biotites (éch. 40). Ceci a déjà été observé dans les tills délavés des zones granitiques au centre de la chaîne Ruby (Dewez, 1988). Les dépôts fluvioglaciers et glaciolacustres proximaux sont aussi caractérisés par des cortèges minéralogiques locaux, ce qui indique leur association avec des tills délavés.

L'échantillon prélevé dans le « *boulder clay* » décrit par Bostock (1936) dans les collines qui bordent le Nansen Creek est riche en épidotes. Or, les roches volcaniques basiques sont abondantes plus à l'est, dans la région de Carmacks. Ceci semble montrer un écoulement vers l'ouest du glacier pré-Reid, dans ce secteur. Par contre, les glaces pré-Reid, qui ont déposé le till de fond argileux à l'entrée de la gorge, provenaient du sud puisque les échantillons du till contiennent des carbonates.

Enfin, tous les échantillons de la présente étude se caractérisent par des fréquences relativement élevées du grenat (moyenne: 4 %) et de la titanite (moyenne: 2,8 %). Or, ces minéraux caractérisent les dépôts glaciaires et fluvioglaciers du lobe d'Aishihik (fréquence moyenne du grenat: 3,6 % et de la titanite: 2,2 %) par opposition aux dépôts du lobe de

Kluane ou à ceux de la chaîne Ruby (Dewez, 1988), dans lesquels ces minéraux sont moins fréquents, voire absents. La titanite et le grenat proviennent respectivement du granodiorite à hornblende et des schistes métamorphiques, qui sont les roches les plus abondantes dans la partie nord du bassin d'Aishihik, et en particulier dans les montagnes qui forment la limite avec la vallée Nisling. La glace en provenance du sud, qui a transflué par les cols de ces montagnes, s'est donc enrichie en ces minéraux.

STRATIGRAPHIE RÉGIONALE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

À défaut d'une chronostratigraphie basée sur diverses techniques de datation, nous attribuons les diverses unités lithostratigraphiques aux événements pléistocènes suivants, en nous référant aux travaux de Bostock (1936, 1966), de Hughes *et al.* (1969, 1989) et de Hughes (1990).

GLACIATION(S)? PRÉ-REID

Le till de fond argileux (sous-unité 1a) des sites A et C correspond à une glaciation régionale alimentée par des glaces en provenance des montagnes Côtières et des monts St. Elias. Le silt glaciolacustre du site C (sous-unité 1b) indique un épisode de retrait de la même glaciation régionale, que nous nommons pré-Reid, puisqu'il est impossible actuellement de préciser s'il s'agit des glaciations de Nansen ou de Klaza. La forme et l'altitude du plan d'eau formé lors du retrait ne peuvent pas non plus être précisées avec les données actuelles. Il est probable que la gorge était alors bloquée aux environs du site F, mais il faudrait d'autres explorations pour en apporter la preuve, si elle existe encore. Enfin, la présence de sédiments pré-Reid dans la gorge de la Nisling River prouve que la gorge existait avant cette glaciation.

En ce qui concerne cet épisode, il faut remarquer qu'il reste une indétermination. En effet, la partie inférieure de la coupe du site G (sous-unité 1c et 1d) dans la partie aval de la gorge pourrait être attribuée à un épisode de fusion de la glaciation pré-Reid, ou à un épisode de retrait de la glaciation suivante.

INTERGLACIAIRE PRÉ-REID

Au site A, une surface d'érosion sépare le till de fond argileux pré-Reid (sous-unité 1a) du till délavé inférieur (sous-unité 2a). De plus, ces deux tills présentent des assemblages minéralogiques différents. Il s'agit donc d'une réelle discontinuité; une grande partie du till de fond aurait disparu par érosion fluviale, et il n'en reste que quelques lambeaux aux sites A et C. Cette discontinuité pourrait correspondre à la phase d'érosion et encaissement interglaciaire qui a précédé la Glaciation de Reid. En effet, c'est surtout au cours des périodes interglaciaires que les rehaussements isostatiques ont engendré des encaissements de rivière. La Nisling River est un exemple holocène de ce type d'encaissement, puisqu'elle coule actuellement 7 m sous le niveau de la terrasse fluvioglacière du site D.

GLACIATION DE REID

Les rythmites des sites A, B, et E (sous-unités 2c), les deux tills délavés (sous-unités 2a et 2e) des sites A, E, et G,

ainsi que le till de fond des sites F et G (sous-unité 2b) sont attribués à la Glaciation de Reid, qui est considérée comme l'équivalent de l'Illinoien (Hughes *et al.*, 1989, p. 65, et Vincent, 1989, tabl. 2-1). Le till délavé inférieur du site A (sous-unité 2a), caractérisé par la minéralogie locale des formations schisteuses, tend à indiquer l'existence d'une langue de glace à l'entrée de la gorge de la Nisling River. Celle-ci aurait reçu ou remanié les matériaux en provenance des monts St. Elias puisqu'on y trouve des carbonates. Le till délavé du site G (sous-unité 2a) est probablement l'équivalent ouest de cette séquence.

Les rythmites des sites E, A, et B, (sous-unité 2c) surmontées aux sites B et E par des cailloutis (sous-unité 2d) semblables à ceux qui forment les lits sommitaux d'un delta, indiquent la progradation d'un delta vers le nord. Il devait donc y avoir un lac dans la vallée supérieure de la Nisling River. L'écoulement de la rivière a dû être barré par une langue glaciaire qui devait atteindre au moins 90 m d'épaisseur dans la gorge. L'existence de cette langue est confirmée par la présence de till de fond (sous-unité 2b) observé aux sites F et au site G. Le niveau du plan d'eau s'est élevé au moins jusqu'à 975 m, mais n'a pas atteint 1036 m. En effet, le sommet de la crête en croissant qui forme l'apex du delta dépasse 975 m. L'apex d'un autre delta qui se trouve au site H (fig. 2) dans la vallée du Mackintosh Creek (affluent de rive gauche de la Nisling River, dépasse lui aussi 975 m. De plus, une terrasse juxtaglaciaire à environ 975 m s'étend le long du Victoria Creek. L'exutoire le plus probable du lac se serait situé au col entre le Lonely Creek et la Klaza River, dont l'altitude actuelle est comprise entre 1005 m et 1036 m. Étant donné que le substratum du col est enfoui sous des sédiments organiques recouvrant les sédiments d'un cône alluvial (Hughes, 1990), l'exutoire du lac pourrait donc se trouver à une altitude inférieure à 1005 m. C'est un épisode lacustre de courte durée à en juger par l'épaisseur moyenne des rythmites. Il s'achève avec l'extension du glacier sur le delta, indiqué par le till délavé (sous-unité 2e) des sites A, B, et E.

Dans la partie aval de la gorge, la fin de la sédimentation de la Glaciation de Reid est indiquée au site G par un till délavé (sous-unité 2e) qui surmonte le till de fond. Cet épisode de sédimentation des tills délavés (sous-unité 2e) marque le début de la déglaciation.

INTERGLACIAIRE KOY-YUKON (SANGAMONIEN)?

Le retrait des glaces de Reid est suivie d'une période d'encaissement de la Nisling River et de ses affluents dans les dépôts de la Glaciation de Reid. C'est le cas tant en amont qu'en aval de la gorge. Cet épisode d'encaissement correspond probablement à la période interglaciaire Koy-Yukon, associée au Sangamonien (Vincent, 1989) et au Wisconsinien inférieur et moyen dont les dépôts corrélatifs manquent dans cette partie de la vallée Nisling.

Durant cette période, les tills délavés (sous-unités 2e) et même les sables des rythmites (sous-unité 2c) ont pris une coloration orangée indiquant une oxydation. Ce type d'oxydation n'a pas été observée dans les dépôts de la Glaciation de McConnell qui se trouvent dans le bassin d'Aishihik, ce qui

semble indiquer une altération plus intense des dépôts de la Glaciation de Reid.

GLACIATION DE McCONNELL

Les cailloutis et les sables des épandages fluvioglaciaires proximaux et distaux se mettent en place durant la Glaciation de McConnell. On peut observer ceux-ci dans la coupe D (unité 3). En surface, on trouve aussi ces épandages de cailloutis et de sables dans la vallée du Stevens Creek, ainsi que dans la vallée du ruisseau dont la confluence est localisée au centre de la gorge.

HOLOCÈNE

Durant l'Holocène, la rivière s'encaisse dans les sédiments et forme la plaine alluviale actuelle. Celle-ci présente une pente très faible (de l'ordre de 0,1 %), et son niveau correspond à un dallage constitué des blocs du till de fond argileux. Des sables éoliens et la cendre volcanique de White River se déposent sur la terrasse fluvioglaciaire et forment l'unité 4. Après le dépôt de la cendre, trois sols superposés fixent les sables éoliens. De pareils dépôts éoliens souvent fixés par des sols peu développés ont été observés par la première auteure entre les lacs Aishihik et Sekulum ainsi que dans partie méridionale de la chaîne Ruby. L'activité éolienne n'a donc pas été négligeable dans cette région durant les derniers millénaires.

CONCLUSION

Cette étude exploratoire propose une esquisse des événements pléistocènes qui se sont succédé dans la gorge de la vallée de la Nisling River et ses environs. Elle met surtout en évidence:

- 1) l'existence d'un till de fond argileux que nous proposons de relier à une glaciation pré-Reid, en fonction des informations dont on dispose actuellement;

- 2) l'existence d'un épisode lacustre dans la vallée de la Nisling River, étayée par des arguments géomorphologiques et par les sédiments d'un delta en voie de progradation. Cet épisode lacustre est attribué à la Glaciation de Reid. Le delta a ensuite été envahi par un glacier qui y a laissé du till délavé.

En amont de la gorge, des sédiments d'un épandage fluvioglaciaire sont attribués à la Glaciation de McConnell, c'est-à-dire au Wisconsinien supérieur.

Enfin, l'étude montre la ressemblance des assemblages minéralogiques du till de fond argileux avec ceux des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires wisconsinien du bassin d'Aishihik. Cela démontre que lors de la glaciation pré-Reid, les glaces qui ont atteint la gorge de la Nisling River provenaient des monts St. Elias, tout comme les glaces de la Glaciation de Reid. L'étude montre aussi la modification des assemblages minéralogiques et leur enrichissement en minéraux locaux des glaces qui passent par des cols, du bassin du Aishihik Lake à la vallée de la Nisling River.

REMERCIEMENTS

Les auteures remercient sincèrement Ghislaine Fierens et Francine Guay pour leur dévouement et leur aide efficace sur

le terrain, ainsi que Donald Desmarais pour les dessins, et Ian Campbell pour la traduction en anglais du résumé. Les commentaires de M^{me} Bolduc et de MM. Allard, Fulton, Gullentops, Occhietti, Plouffe, Prichonnet, St-Onge et Vincent qui ont eu l'amabilité de lire le manuscrit à diverses étapes de sa rédaction ont été très appréciés. Cette étude a reçu l'appui financier du Conseil national de recherche en sciences naturelles et génie du Canada (subvention A 6888).

RÉFÉRENCES

- Beguïn, H., 1979. Méthodes d'analyse géographique quantitative. Librairies Techniques (LITEC), Paris, 252 p.
- Benzécri, J.P., 1984. L'analyse des données: I La taxonomie. Dunod, Paris, 635 p.
- Bostock, H.S., 1936. Carmacks District, Yukon. Memoir 189. Canada Department of Mines, Bureau of Economic Geology, Geological Survey of Canada, 67 p.
- 1966. Notes on glaciation in Central Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Memoir 267, 54 p.
- Gabrielse, H., Tempelman-Kluit, D.J., Blusson S.L. et Campbell, R.B., 1977. Map 1398A, MacMillan River, Yukon — District of Mackenzie — Alaska. 1:1000,000 Geological Atlas, Sheet 105, 115.
- Campi M. et Macaire, J.J., 1989. Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation. Masson, Paris, 433 p.
- Denton, G.H. et Karlén, W., 1977. Holocene tree-line variations in the White River valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon Territory. Quaternary Research, 7: 63-111.
- Dewez, V., 1988. Sources, limites d'extension et fusion des glaciers au Wisconsinien supérieur dans la chaîne Ruby et le bassin d'Aishihik, Territoire du Yukon. Thèse de doctorat, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, 321 p.
- Foscolos, A.E., Rutter, N.W. et Hughes, O.L., 1977. The use of pedological studies in interpreting the Quaternary history of central Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Bulletin 271, 48 p.
- Foucault, A. et Raoult, J.-F., 1988. Dictionnaire de géologie. 3^e édition, Masson, Paris, 352 p.
- Hughes, O.L., 1990. Surficial Geology and Geomorphology, Aishihik Lake, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 87-29, 23 p.
- Hughes, O.L., Campbell, R.B., Muller, J.E. et Wheeler, J.O., 1969. Glacial limits and flow patterns, Yukon Territory, South of 65 North Latitude. Geological Survey of Canada, Paper 68-34, 9 p.
- Hicock, S.R., 1991. On subglacial stone pavements in till. Journal of Geology, 99: 607-619
- Hughes, O.L., Rutter, N.W. et Clague, J.J., 1989. Yukon: Stratigraphie et histoire du Quaternaire, Inlandsis de la Cordillère. In R.J. Fulton, éd., Le Quaternaire du Canada et du Groenland Géologie du Canada, vol. 1, Commission géologique du Canada, Ottawa, 907 p.
- Muller, J.E., 1967. Kluane Lake map-area, Yukon Territory (115G, 115F E1/2). Geological Survey of Canada, Memoir 340, 137 p.
- Occhietti, S., 1980. Le quaternaire de la région de Trois-Rivières Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques. Paléo-Québec, 10, 223 p.
- Parfenoff, A., Pomerol, C. et Tourenq, J., 1970. Les minéraux en grains, Méthodes d'étude et de détermination. Masson, Paris, 574 p.
- Rivière, A., 1977. Méthodes granulométriques: techniques et interprétations. Masson, Paris, 170 p.
- Tarnocai, C., Smith, S. et Hughes, O.L., 1985. Soil development on Quaternary deposits of various ages in central Yukon Territory. In Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A: 229-238.
- Tempelman-Kluit, D.J., 1974. Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, West Central Yukon (115H, 115F, 115G & 115K). Geological Survey of Canada, Paper 73-41, 97 p.
- Van der Plas, L., 1966. The identification of detrital feldspars. Elsevier, 11: 256-260.
- Vincent, J.-S., 1989. Le Quaternaire des Plaines intérieures septentrionales du Canada. In R.J. Fulton, éd., Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Géologie du Canada, vol. 1, Commission géologique du Canada, Ottawa, 907 p.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30: 377-392.

ANNEXE

La sous-unité 2d se caractérise par une altération profonde des clastes arrondis de granite et de gneiss. Il est difficile d'accepter qu'une altération si profonde se soit faite uniquement *in situ*, car il reste dans la coupe des cailloux peu ou pas altérés. Les cailloux altérés l'étaient probablement avant leur transports et ils ont été transportés à l'état gelé, ce qui a empêché leur désagrégation. Cette observation indique donc que le substratum de la région a été suffisamment altéré pour produire des cailloux arrondis de granite. Il s'agit fort probablement d'une altération très ancienne, peut-être même antérieure au Pléistocène. On sait en effet que sur le plateau de la chaîne Ruby, des coupes (\pm 2m) dans le substratum exposent de l'alaskite et du granite profondément altérés, et cela, dans une zone plus élevée que les limites glaciaires de Reid et de McConnell (communication orale personnelle de P.J. Johnson, 1991). Un matériel comparable peut avoir été transporté jusqu'à la Nisling River.

Quant à la coloration orangée, elle pourrait être due à une oxydation héritée soit d'une altération très ancienne comme celle des granites ci-dessus; soit le résultat d'une altération interglaciaire relativement intense antérieure à la Glaciation de McConnell. En effet, une telle coloration n'a pas été observée dans les dépôts du bassin d'Aishihik situés à l'intérieur des limites de la Glaciation de McConnell, où les auteurs ont travaillé trois étés.

Selon Foscolos *et al.* (1977), les sols développés dans les dépôts de la Glaciation de Reid indiquent que l'intervalle non glaciaire Reid-McConnell a été frais et subhumide. Les sols développés dans les dépôts de la Glaciation de McConnell seraient aussi moins développés que ceux qui se sont formés dans les dépôts des glaciations antérieures (Tarnocai *et al.*, 1985). L'interprétation d'indice d'altération plus intense que nous donnons à la coloration orangée est donc corroborée par les études de ces auteurs.

L'altération peut aussi modifier les cortèges minéralogiques, notamment en transformant en particules pré-colloïdales les carbonates et certains minéraux opaques comme les sulfures (communication personnelle de A. Plouffe, 1991). Les résultats obtenus dans ces analyses montrent que les tills et les sédiments glaciolacustres pré-Reid ont effectivement peu de minéraux opaques, ce qui peut s'expliquer par l'altération ancienne de ces minéraux ubiquistes. Les mêmes dépôts sont cependant caractérisés par la présence des carbonates indicateurs d'une avancée glaciaire en provenance des monts St. Elias. Mais ces carbonates n'ont qu'une fréquence faible qu'on peut qualifier de résiduelle.