



National Library
of Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Canadian Theses Service

Services des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

CANADIAN THESES

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us an inferior photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30.

**THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED**

THÈSES CANADIENNES

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de qualité inférieure.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30.

**LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE**

L'INFLUENCE DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE
SUR L'EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE
AU GLACIER PEYTO AU COURS DE L'ETE DE 1981

par

YVAN CARRIER

THESE PRESENTEE A L'ECOLE DES ETUDES SUPERIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DE LA MAITRISE ES ARTS EN
GEOGRAPHIE

MAI, 1986



Yvan Carrier, Ottawa, Canada, 1986.

Permission has been granted to the National Library of Canada to microfilm this thesis and to lend or sell copies of the film.

The author (copyright owner) has reserved other publication rights, and neither the thesis nor extensive extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her written permission.

L'autorisation a été accordée à la Bibliothèque nationale du Canada de microfilmer cette thèse et de prêter ou de vendre des exemplaires du film.

L'auteur (titulaire du droit d'auteur) se réserve les autres droits de publication; ni la thèse ni de longs extraits de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation écrite.

ISBN 0-315-33273-5



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA

RESUME

Cette thèse démontre l'influence de la circulation atmosphérique, représentée par la situation synoptique à 500 mb, sur le climat, et l'évolution nivo-glaciaire au glacier Peyto. Cet effet est examiné par l'intermédiaire de trois types de circulation en altitude, soit les crêtes, les vallées et le flux zonal au sud de la région que l'on met en relation avec les conditions climatiques au glacier grâce à une analyse discriminante. Les conditions climatiques sont identifiées par cinq variables météorologiques (température maximum et minimum, humidité relative, précipitation et ensoleillement) mesurées entre le 19-05 et le 10-09-1981 au camp de base du glacier Peyto (51° 40'N, 116° 33'W).

Les résultats montrent que 71,4% des journées sont discriminées correctement par les vallées, pourcentage qui grimpe à 76% dans le cas des crêtes et à 100% pour le groupe du flux zonal au sud de la région, ce qui donne une moyenne de 75,7% ou 87 jours sur 115. Les crêtes favorisent un temps chaud, ensoleillé et sec, les vallées un temps frais, humide et pluvieux alors qu'en présence du flux zonal au sud, on a plutôt des températures froides (gels) accompagnées de pluies fréquentes et légères. La différenciation entre les divers types se fait en premier lieu par la température, viennent ensuite l'humidité relative et les précipitations, reflets du contraste cyclonique-anticyclonique.

Une analyse détaillée de la circulation fait état de 6 séquences entre le 19 mai et le 27 septembre (début et fin de la saison d'ablation) qui correspondent à 6 régimes climatiques relativement distincts les uns des

autres. Ces différentes séquences ont des effets particuliers sur l'évolution nivo-glaciaire. Ainsi lorsque la circulation est rapide, la fonte est faible (environ 1 cm jour^{-1}) et les patrons de fonte sont plutôt uniformes et régulier avec l'altitude. Au contraire, lorsqu'elle est lente et dominée par les crêtes, la fusion est élevée ($4-5 \text{ cm jour}^{-1}$) et le patron d'ablation est plutôt disparate. Lors d'une lente succession de vallées, l'ablation est moyenne ($2-3 \text{ cm jour}^{-1}$).

ABSTRACT

This thesis demonstrates the influence of atmospheric circulation, represented by the 500 mb synoptic situation, on the climate and nivo-glacial evolution of Peyto glacier. Ridges, troughs and zonal flow south of the study area are studied in relation to the climatic conditions at the glacier using a discriminant analysis. The climatic conditions are identified by five meteorological variables (maximum and minimum temperature, relative humidity, precipitation and sunshine duration) measured between May 19 - September 10 1981 at Peyto glacier base camp (51° 40'N, 116° 33'W).

The results indicate that climatic conditions on 71.4% of the days under trough circulation fall within the expected range. This figure increases to 76% for days under the influence of ridges, and 100% for days of zonal flow to the south. The calculated mean is 75.6% or 87 days out of 115. Ridges bring warm, sunny, dry weather, whereas troughs bring cool, humid, and rainy conditions, and zonal flow to the south brings cold temperatures frequently accompanied by light showers. Differentiation between the three types of circulation is based primarily on temperature and secondarily on relative humidity and precipitation which reflect a cyclonic-anticyclonic contrast.

A detailed analysis of circulation reveals 6 sequences between May 19 and September 27 (the start and end of the ablation season). These

correspond to 6 relatively distinct climatic regimes. Each sequence has a distinct influence on nivo-glacial evolution. When circulation is fast moving, melt rates are slow (ca. 1 cm jour⁻¹) and melting patterns are rather uniform and related to elevation. On the other hand, when it is slow and ridges dominate, melting rates are high (4-5 cm jour⁻¹) and ablation pattern is inconsistent. Finally ablation is average (2-3 cm jour⁻¹) when there is a slow succession of troughs.

REMERCIEMENTS

J'aimerais exprimer ma reconnaissance à tout ceux qui ont contribué directement ou indirectement à la réalisation de cette thèse. Je remercie particulièrement Daniel Lagarec pour m'avoir dirigé mais surtout pour avoir mis sa confiance en moi. Ses conseils et sa patience ont été grandement appréciés.

Je remercie l'Institut national de recherche en hydrologie d'Environnement Canada pour le support logistique, l'équipement scientifique et pour l'obtention de données hydrologiques et météorologiques. J'aimerais également remercier Gilles Binda, Richard Fabbro et Murray Fitch pour leur aide sur le terrain.

L'aide financière pour cette recherche sur le terrain provient du ministère des Approvisionnements et des Services sous le contrat 09SU.KL299-1-4159 attribué à P.G. Johnson. Le support financier du département de Géographie a aussi été apprécié.

Enfin merci à mes amis(es) et collègues du département de Géographie avec lesquels j'ai partagé de bons moments au cours de ces années. Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Marthe qui m'a aidé à réviser le manuscrit de cette thèse et surtout pour avoir partagé les moments difficiles de cette phase de ma vie tout en m'encourageant continuellement. A mes ~~enfants~~, Anne-Kristelle et Alexandre, qui malgré

le peu de temps que je leur ai consacré, m'ont apporté de grandes joies.

TABLE DES MATIERES

RESUME	ii
ABSTRACT	iv
REMERCIEMENTS	vi
Chapitre I: INTRODUCTION	1
OBJECTIF	2
TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE GLACIER PEYTO	3
LOCALISATION	7
SITUATION GENERALE	7
TRAITS MORPHOLOGIQUES	9
CLIMAT ET TEMPERATURE ESTIVAL	9
METHODOLOGIE	13
ACQUISITION DES DONNEES METEOROLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES	13
ACQUISITION DES DONNEES NIVO-GLACIAIRE	17
ACQUISITION DES DONNEES SYNOPTIQUES	20
PROCEDURES STATISTIQUES	22
Chapitre II: L'EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE AU GLACIER PEYTO AU COURS DE L'ETE DE 1981	25
INTRODUCTION	25
PERIODE ALLANT DU 19-05 AU 03-07	26
PERIODE ALLANT DU 04/07 AU 25/07	28
PERIODE ALLANT, DU 26/07 AU 20/08	34
PERIODE ALLANT DU 21/08 AU 27/09	36
Chapitre III: LA CIRCULATION A 500mb AU GLACIER PEYTO AU COURS DE L'ETE DE 1981	41
TYPES DE CIRCULATION	43
VALLEES	43
ZONAL	47
CRETES	48
EVOLUTION DE LA CIRCULATION A 500 mb A L'ETE DE 1981 AU GLACIER PEYTO	49
L'ANALYSE DISCRIMINANTE	54
DESCRIPTION DU PROGRAMME D'ANALYSE DISCRIMINANTE BMDP7M	54

DISCUSSION DES RESULTATS	56
Chapitre IV: LA CIRCULATION A 500 mb ET SES EFFETS SUR L'EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE	67
INTRODUCTION	67
PERIODE ALLANT DU 19-05 AU 03-07	67
PERIODE ALLANT DU 04/07 AU 25/07	69
PERIODE ALLANT DU 26/07 AU 20/08	70
PERIODE ALLANT DU 21/08 AU 27/09	71
Chapitre V: CONCLUSION	74
EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE ET CIRCULATION A 500 mb	74
RECOMMANDATIONS	77
BIBLIOGRAPHIE	78
ANNEXES	83

LISTE DES FIGURES

1.1	CARTE DE LOCALISATION DU GLACIER PEYTO, ALBERTA. SOURCE: PARTIE DE LA CARTE 82N 10/E, 1975.	8
1.2	VUE DU GLACIER PEYTO EN REGARDANT VERS LE SUD-OUEST. LE COUVERT NIVAL EST AUX ENVIRONS DES 2600m. JUILLET 1980.	10
1.3	RELIEF BOSSELE AU CENTRE DE LA LANGUE DU GLACIER PEYTO. AOUT 1981.	10
1.4	COURBE DE LA TEMPERATURE MAXIMUM ET MINIMUM ET DE L'ENSOLEILLEMENT AU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.	14
1.5	COURBE DU DEBIT, DE L'HUMIDITE RELATIVE ET DES PRECIPITATIONS AU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.	15
1.6	CARTE DU GLACIER PEYTO MONTRANT LE RESEAU DE PIQUETS, LES PROFILS DE DENSITE NIVALE ET LES SITES PHOTOGRAPHIQUES.	18
2.1	CARTE DU RELIEF LOCAL AU GLACIER PEYTO (Young, 1974).	29
2.2	AMONCELLEMENTS DE NEIGE PRODUIT PAR LA BEDIERE. JUILLET 1981.	30
3.1	SCHEMAS DE CIRCULATION A 500mb (COUPES LATITUDINALES) DANS HEMISPHERE NORD: A) CRETE ET VALLEE, B) FLUX ZONAL.	42
3.2	EXEMPLES PARTICULIERS DE TYPES DE CIRCULATION A 500mb: A) CRETE, B) VALLEE, C) ZONAL AU SUD DE LA REGION.	42
3.3	ENSEMBLE DES VARIABLES SYNOPTIQUES POUR LA REGION DU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.	44
3.4	SEQUENCES DE CIRCULATION A 500mb ENTRE LE 19-05 ET LE 27-09-1981.	50
3.5	POSITION DES CAS ET DES CENTROIDES APRES DISCRIMINATION DES GROUPES A, B, C.	64

LISTE DES TABLEAUX

3.1	MOYENNES METEOROLOGIQUES POUR CHAQUE TYPE DE CIRCULATION	47
3.2	MOYENNES METEOROLOGIQUES POUR CHAQUE SOUS-TYPE DE CIRCULATION.	47
3.3	MOYENNES DES VARIABLES SYNOPTIQUES POUR CHAQUE SOUS-TYPE DE CIRCULATION.	49
3.4	D ² DE MAHALANOBIS ET PROBABILITÉ A POSTERIORI POUR CHACUN DES GROUPES APRES DISCRIMINATION DES GROUPES A, B, ET C.	60

Chapitre I

INTRODUCTION

Depuis longtemps les glaciologues se sont penchés sur l'évolution des glaciers et ont relié de façon générale leurs fluctuations à la température. A la fin du XIXe siècle déjà, dans les Alpes, on conjugait données météorologiques et photographies ou croquis de fronts glaciaires pour en arriver à une meilleure compréhension glacier-climat. Au début du XXe siècle, certains chercheurs tel Wagner (1929) optent pour une approche différente en examinant l'effet de la circulation atmosphérique sur les variations glaciaires.

Vers les années 1950, l'établissement du bilan massique annuel s'impose comme étant la technique qui permet de bien suivre l'évolution d'un glacier. Cette façon de procéder devenant plus répandue en Europe, les données glaciologiques datant de cette période sont déjà plus complètes (Paterson, 1972). Ce n'est que vers les années 1960, que l'on procède à la collecte de ce même type de données au Canada, et ce, dans l'Arctique. L'Ouest canadien fera aussi l'objet de telles études quelques années plus tard lors de l'instauration de la Décennie hydrologique internationale (1965-1974).

A la pertinence des données recueillies s'ajoute bientôt un traitement plus élaboré de celles-ci, traitement rendu possible par l'avènement de l'ordinateur et par l'élaboration de méthodes

statistiques adéquates. Barry (1980) atteste des progrès importants accomplis en climatologie synoptique grâce à la capacité de traitement supérieur des ordinateurs.

1.1 OBJECTIF

Cette thèse a pour objet une meilleure connaissance de l'interaction glacier-climat et plus particulièrement de l'évolution nivo-glaciaire en rapport avec la circulation en altitude, alors que peu de glaciologues ont appliqué la climatologie synoptique à l'étude du bilan de masse ou à l'évolution nivo-glaciaire. Au Canada, en effet, Alt (1978 et 1979) dans l'Arctique et Yarnal (1982) dans l'Ouest canadien sont parmi les seuls à s'être intéressés au bilan massique en relation avec la circulation à 500 mb.

La démarche adoptée pour atteindre l'objectif énoncé plus haut comporte trois étapes.

- (1) Il s'agit, dans un premier temps, de procéder à un examen nivo-glaciaire du glacier Peyto pour la saison d'été 1981. Cet examen se fera, entre autre, par le biais de cartes des différents phénomènes. Ils représentent l'épaisseur du couvert nival, de l'ablation de la neige et de la glace, ainsi que la position de la ligne de neige transitoire.
- (2). Suivra ensuite l'étude du climat de surface à partir de trois types de circulation. L'analyse de l'évolution saisonnière de ces trois types de circulation contribuera à établir les interactions climatiques entre l'échelle synoptique et locale. On utilisera

ensuite l'analyse discriminante pour vérifier la validité des trois types de circulation à 500mb comme élément caractérisant le climat au glacier Peyto.

- (3) L'on tentera ensuite, dans un dernier temps, de relier les différentes échelles atmosphériques (synoptique et locale) à l'évolution nivo-glaciaire pour l'été 1981, et ce, dans le but de se dégager du contexte local. Cette transposition a rarement été faite lors des études antérieures au glacier Peyto.

1.2 TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE GLACIER PEYTO

Le glacier Peyto a été un des cinq glaciers sélectionnés par la Division des Eaux Intérieures d'Environnement Canada dans le cadre de la Décennie hydrologique internationale. Nombre de chercheurs ont ainsi été amenés à entreprendre des études sur ce glacier tant pendant la Décennie hydrologique qu'après.

On compte au moins trois études portant sur différents aspects de la radiation au glacier. Derikx et Loijens (1970) ont étudié l'apport d'eau provenant du glacier Peyto à la rivière Mistaya en aval. En tenant compte des processus radiatifs et des transferts de chaleur sensible et de chaleur latente, les auteurs en sont venus à considérer la fonte comme un résidu du bilan énergétique. Dans cette étude le glacier est comparé à un système linéaire dans lequel l'énergie est l'intrant et le ruissellement, l'extrant.

Goodison (1972a) a étudié la distribution de la radiation globale au glacier. Il a noté que l'effet d'ombrage créé par les montagnes

environnantes était un facteur important dans la distribution de la radiation globale. La langue du glacier est la partie la plus affectée par l'ombrage alors que la partie supérieure de celui-ci est peu influencée par l'effet d'ombrage. En dépit de l'ombrage important qu'on note sur la langue du glacier, (elle ne reçoit que 75% des heures possibles d'ensoleillement), celle-ci présente les plus forts taux d'ablation.

Munro (1975) a, pour sa part, analysé les échanges d'énergie à la surface du glacier. Il a mis l'emphase sur le calcul des chaleurs sensibles et latentes à partir de profils mesurant les différents paramètres atmosphériques sur la langue du glacier. Il a aussi étudié l'épaisseur de la couche limite et sa stabilité sous différentes conditions météorologiques.

La distribution spatiale des températures à la surface du glacier a fait l'objet d'une étude menée par Foessel (1974). Il a observé une distribution plutôt complexe des températures, montrant l'existence de deux zones froides isolées résultant de l'effet d'ombrage et du drainage d'air frais. L'auteur a trouvé un taux adiabatique saisonnier satisfaisant la distribution spatiale des températures qui est de l'ordre de $0,7^{\circ}\text{C } 100\text{m}^{-1}$. Cette étude est surtout d'intérêt local quoiqu'elle apporte des renseignements intéressants sur le glacier.

Power et Young (1979) ont adapté à leurs besoins, en le modifiant, le modèle d'écoulement de l'université de la Colombie-Britannique (UBC). Ces modifications ont trait à l'introduction de l'altitude de la ligne de neige transitoire sur le glacier et à l'addition d'un taux de

fusion deux fois plus élevée pour la glace exposée que sur les surfaces enneigées. Le modèle original de l'UBC ne fait pas de distinction entre les zones englacées recouvertes de neige et les zones strictement enneigées. Ce modèle contribue à une meilleure connaissance de l'hydrologie du glacier Peyto.

Stenning (1980) a étudié le contrôle des conditions synoptiques sur les caractéristiques de la couche catabatique. L'objectif de son étude était de démontrer le contrôle exercé par les conditions météorologiques à l'échelle synoptique. L'auteure a identifié cinq types de circulation à 700 mb pour la période en cause. Stenning constate que sous des conditions anticycloniques, la couche catabatique est bien développée tandis que sous des conditions cycloniques cette même couche est mince et instable. L'auteure s'en tient, elle aussi, au niveau local et bien que le sujet soit restreint il apporte quelques renseignements intéressants.

Young (1973, 1974, 1976 et 1981) et Yarnal (1982) ont étudié le bilan de masse à l'aide de deux approches différentes. Young étudie le bilan de masse du glacier Peyto en relation avec le climat local à Peyto alors que Yarnal compare le bilan massique avec la circulation à 500 mb au niveau régional en étudiant le glacier Peyto dans les Rocheuses et le glacier Sentinel dans la chaîne côtière. Ce dernier auteur se dégage du contexte local en utilisant de nombreux types de circulation (8 et 18) selon l'échelle pour relier ceux-ci au bilan de masse. L'accumulation à Peyto est prédite de façon satisfaisante alors que les résultats portant sur l'ablation sont beaucoup moins révélateurs.

Une carte du glacier au 1:10000 a par ailleurs été produite par la division des Eaux Intérieures d'Environnement Canada à partir de photographies aériennes prises en août 1966. Depuis lors, le terminus a reculé de 500 m vers le sud, et la surface s'est abaissée d'environ 40 m dans la partie en aval et de 25 m dans la partie en amont. En haut des chutes de glace, la surface a peu changé, ne s'abaissant que de 15 m et moins alors qu'à un niveau supérieur à 2500 m, cette même surface est pratiquement restée inchangée. Ces constatations ont pu être observées grâce aux relevés de triangulation du réseau de piquets d'ablation faits au printemps 1982.

Ce répertoire de travaux effectués au glacier Peyto n'est pas exhaustif. En effet, seules les principales recherches effectuées depuis le début de la Décennie hydrologique internationale (1965-1974) ont été mentionnées. Ces études portant sur des aspects aussi variés que particuliers seront des plus utiles à la compréhension de l'évolution nivo-glaciaire à Peyto.

Alors que dans les travaux antérieurs on a procédé à partir de l'échelle locale (sauf Yarnal, 1982), nous nous proposons, dans cette étude, de partir de l'échelle synoptique pour tenter de conclure ce qui se produit au niveau local.

Ainsi, partant de l'hypothèse que le climat agit directement sur le glacier et que les types de circulation sont un élément de caractérisation du climat, les cartes de circulation à 500 mb devraient pouvoir nous renseigner sur l'évolution nivo-glaciaire du glacier Peyto.

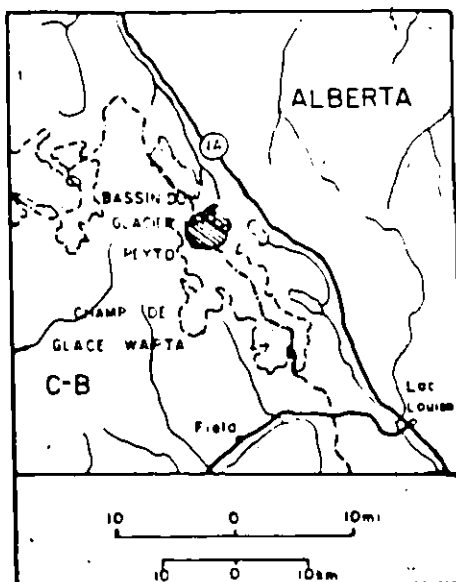
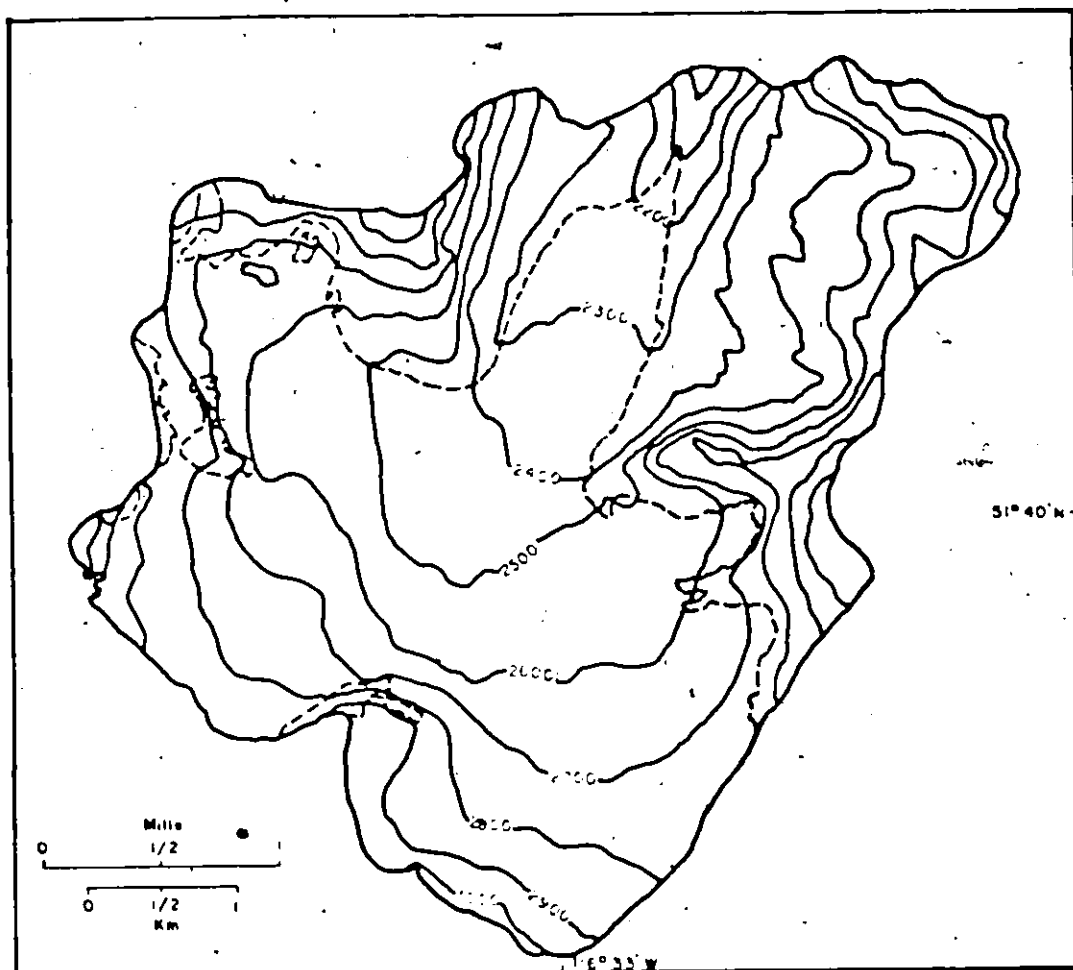
1.3 LOCALISATION

1.3.1 SITUATION GENERALE

La région (figure 1.1) étudiée est située sur le flanc est des Rocheuses, sur la ligne de partage des eaux. Le glacier Peyto ($116^{\circ} 33'W$, $51^{\circ} 40'N$) est à environ 37 km au nord-ouest de Lac-Louise (Alberta) dans les montagnes Waputik à l'intérieur des limites du parc national de Banff (Stanley, 1970). Ce glacier est issu du champ de glace Wapta qui est à l'origine de nombreux autres glaciers. D'orientation générale nord-est, il alimente le bassin de la Saskatchewan-Nord.

Le glacier couvre $13,9 \text{ km}^2$, soit environ 61% de la surface totale du bassin (23 km^2) et son altitude se situe entre 2090 et 3172 mètres (Collins et Young, 1981). Il se divise par ailleurs en deux parties, soit la langue, qui représente 15% de la surface totale du glacier (Young, 1981), et le bassin d'accumulation que l'on retrouve en amont. Deux chutes de glace séparent ces deux zones.

L'altitude moyenne de la ligne d'équilibre entre 1965 et 1978 est aux environs de 2650 mètres (Young, 1981). Le bassin d'accumulation, en haut de cette ligne, se compose de trois zones qui convergent au-dessus des chutes de glace pour s'écouler vers le nord-est dans une vallée profonde où se trouve la langue (figure 1.2). Cette dernière est bordée de part et d'autre de moraines latérales à noyaux de glace couvrant environ 1 km^2 (Young et Stanley, 1976).



LÉGENDE

- Limite du glacier : 
 Limite du bassin : 
 Equidistance des courbes : 100 mètres

FIGURE 1.1: CARTE DE LOCALISATION DU
 GLACIER PEYTO, ALBERTA.
 SOURCE: PARTIE DE LA CARTE
 82N 10/E, 1975.

1.3.2 TRAITS MORPHOLOGIQUES

La partie supérieure du glacier est couverte de crevasses à proximité des ruptures de pente qui trahissent un seuil rocheux sous-jacent au glacier. Ce type d'accident de terrain limite l'accessibilité au bassin d'accumulation.

Si la zone d'équilibre ne présente que quelques bédrières et de rares moulins, la langue, par ailleurs, est parcourue de nombreuses bédrières qui terminent leur cours dans des moulins. On y retrouve aussi quelques mares d'eau d'un diamètre souvent inférieur à 1,5 mètre. Sur la partie médiane de la langue, le relief est bosselé et atteint souvent une dénivellation de 1 mètre (figure 1.3). On retrouve de rares crevasses qui se situent à proximité du terminus et en bas de la chute de glace; du côté est.

Le glacier Peyto ayant été choisi comme site pour fins d'études dans le cadre de la Décennie hydrologique internationale (1965-1974), il est doté d'un camp de base qui facilite la recherche sur place. L'endroit est par ailleurs accessible par un sentier d'une longueur de 7 km à partir du belvédère du lac Peyto.

1.3.3 CLIMAT ET TEMPERATURE ESTIVALE

Bien que le glacier Peyto ne soit situé qu'à 700 km de l'océan Pacifique, il est pratiquement coupé de l'influence climatique maritime par la chaîne côtière et les montagnes du Columbia (Hare et Thomas, 1974). Cette région est donc davantage sous l'influence d'un climat de type continental (Foessel, 1974). D'ailleurs, la station de



FIGURE 1.2: VUE DU GLACIER PEYTO EN REGARDANT VERS LE SUD-OUEST. LE COUVERT NIVAL EST AUX ENVIRONS DES 2600 m. JUILLET 1980.

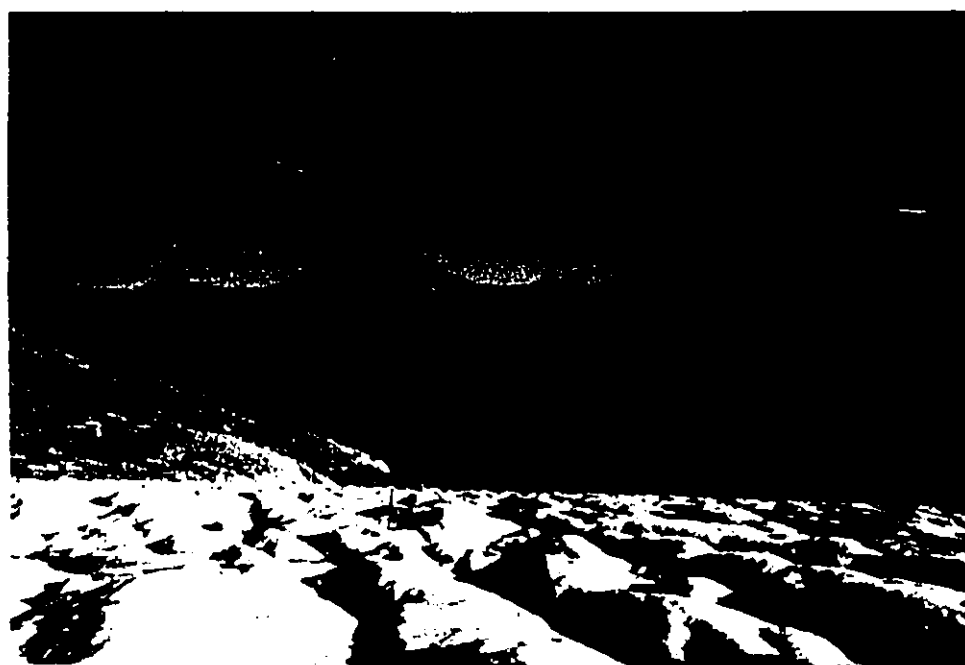


FIGURE 1.3: RELIEF BOSSILLÉ AU CENTRE DE LA LANGUE DU GLACIER PEYTO, AOÛT 1981.

Lac-Louise a un niveau de précipitation assez faible de 684 mm par année dont près des deux tiers (418 mm) sous forme de neige, comparativement à 1113 mm pour la station de Vancouver International où seulement 5% des précipitations sont neigeuses. L'écart des températures quotidiennes moyennes pour les mois de janvier et juillet à Lac-Louise, est de 27,4°C (-15,2°C et 12,2°C), il est bien supérieur à celui de Vancouver qui est de 14,8°C (2,5°C et 17,3°C) trouvé dans les Normales climatiques de 1951-1980 (Environnement Canada 1982a-b).

Le sud des Rocheuses canadiennes est sous l'influence des Westerlies d'origine maritime (Wendland et Bryson, 1981). La partie nord de ce flux traverse l'océan Pacifique à partir de l'Asie et domine surtout en hiver alors que la portion sud, associée à l'anticyclone du Pacifique, prévaut en été. Le courant d'air chaud anticyclonique estival qui se caractérise par une mince couche d'air humide (Yarnal, 1984) est stable et arrive sur les côtes de la Colombie-Britannique.

L'été, la région est affectée par les masses d'air maritime polaire et continentale tropicale. La masse d'air maritime polaire vient des eaux relativement douces du Pacifique. Elle subit un assèchement important en traversant les chaînes Côtières et Intérieures tout en se réchauffant adiabatiquement en descendant le versant est des Rocheuses.

La masse d'air continentale tropicale arrive, elle, du sud-ouest américain. Elle se forme en été, au-dessus du Plateau américain de l'ouest qui est chaud et aride. Cette masse d'air remonte la région à

l'étude lorsqu'il y a blocage sur la côte ouest et amène ainsi du temps chaud et ensoleillé. On relève surtout sa présence en juillet et en août alors que la partie sud des Westerlies dont parlent Wendland et Bryson (1981) se trouve au-dessus de notre région. L'alternance de ces deux masses d'air au cours de l'été dépend en grande partie de la migration nord-sud des Westerlies.

Les dépressions qui traversent le secteur étudié sont dues à l'onde du front polaire formé par la rencontre des deux masses d'air. De ces rencontres découlent des orages accompagnés de temps nuageux et pluvieux. Les perturbations cycloniques sont comprises entre le 50° N et 54° N en été. Les dépressions sont moins fréquentes et moins prononcées en cette saison qu'en hiver d'où l'on peut avoir plusieurs périodes prolongées de temps anticycloniques durant la saison d'ablation (Hare et Hay, 1974). Lorsqu'un orage éclate sur la chaîne côtière et que le flux au niveau du sol est brisé, la vallée en altitude, associée au front en surface, continue vers l'est et traverse les chaînes subséquentes (Hobbs, 1978).

Durant l'été de 1981, du 19 mai au 10 septembre, la température maximale journalière à Peyto varie de $0,8^{\circ}\text{C}$ à $19,9^{\circ}\text{C}$. Des baisses de température de l'ordre de 10°C sur une période de 48 heures sont quelques fois observées lors du passage d'un front froid marqué. La température minimale quotidienne fluctue entre $-3,5^{\circ}\text{C}$ et $8,5^{\circ}\text{C}$. Les gels nocturnes sont fréquents de la fin mai à la fin juin (figure 1.4). L'ensoleillement varie de 0 à 11,75 heures jour⁻¹ au cours de l'été. La moyenne saisonnière s'établit à 6 heures jour⁻¹.

L'humidité relative moyenne journalière varie entre 37% et 96% alors que la moyenne saisonnière est de 68% (figure 1.5). La valeur minimale est enregistrée lors d'une intrusion d'air continental tropical le 27 août et la valeur maximale est relevée le 24 juillet, après le passage d'un front froid. Les précipitations se présentent principalement sous forme de pluie et de neige fondante. C'est surtout en juin et au début septembre que l'on note de légères chutes de neige. Il y a eu 44% de jours sans pluie ou avec trace. Le maximum de précipitation, de 72 mm, est tombé le 14 juillet sous forme de pluie et de neige fondante alors que les centres dépressionnaires au sol et à 500 mb étaient superposés au-dessus de la région.

1.4 METHODOLOGIE

1.4.1 ACQUISITION DES DONNEES METEOROLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES

Pendant la période allant du 19 mai au 10 septembre 1981, les températures minimales et maximales, l'humidité relative, les précipitations, le nombre d'heures d'ensoleillement, la vitesse et la direction du vent ainsi que la radiation globale ont été mesurés de façon journalière à la station du camp de base. Les appareils mesurant les trois dernières variables ayant fait défaut et le nombre de valeurs manquantes étant assez élevé (20% à 40%), la radiation globale ainsi que la vitesse et la direction du vent n'ont pas été incluses dans l'analyse discriminante. Plusieurs auteurs dont Hoinkes (1968) considèrent d'autre part la donnée température comme étant un indice valable de la radiation.

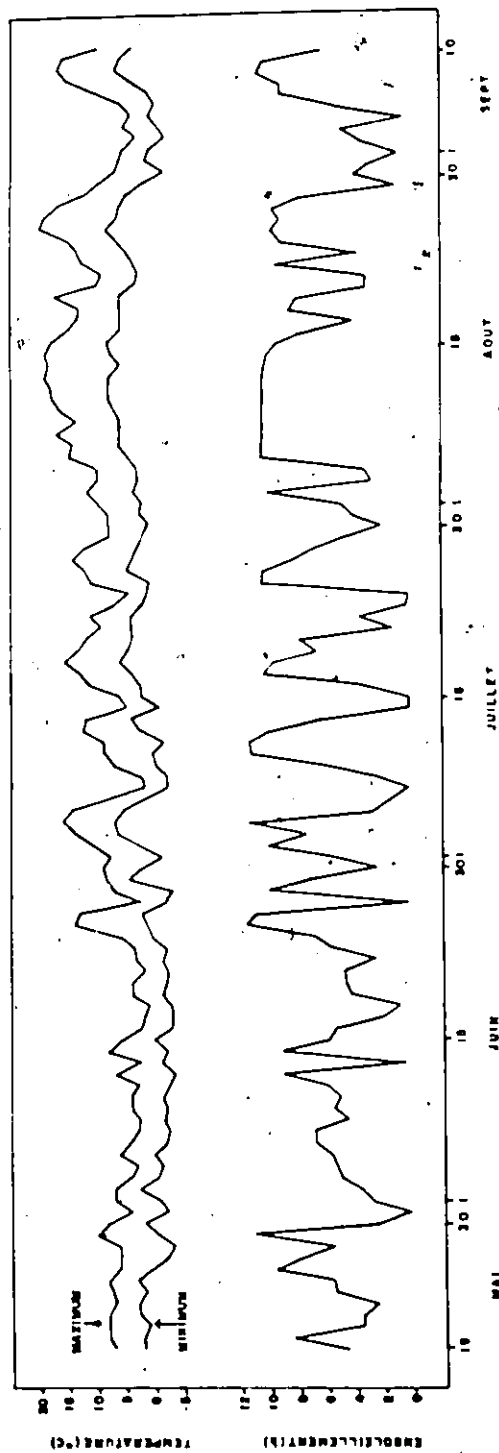


Figure 1.4: COURBE DE LA TEMPERATURE MAXIMUM ET MINIMUM ET DE L'ENSOLEILLEMENT AU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.

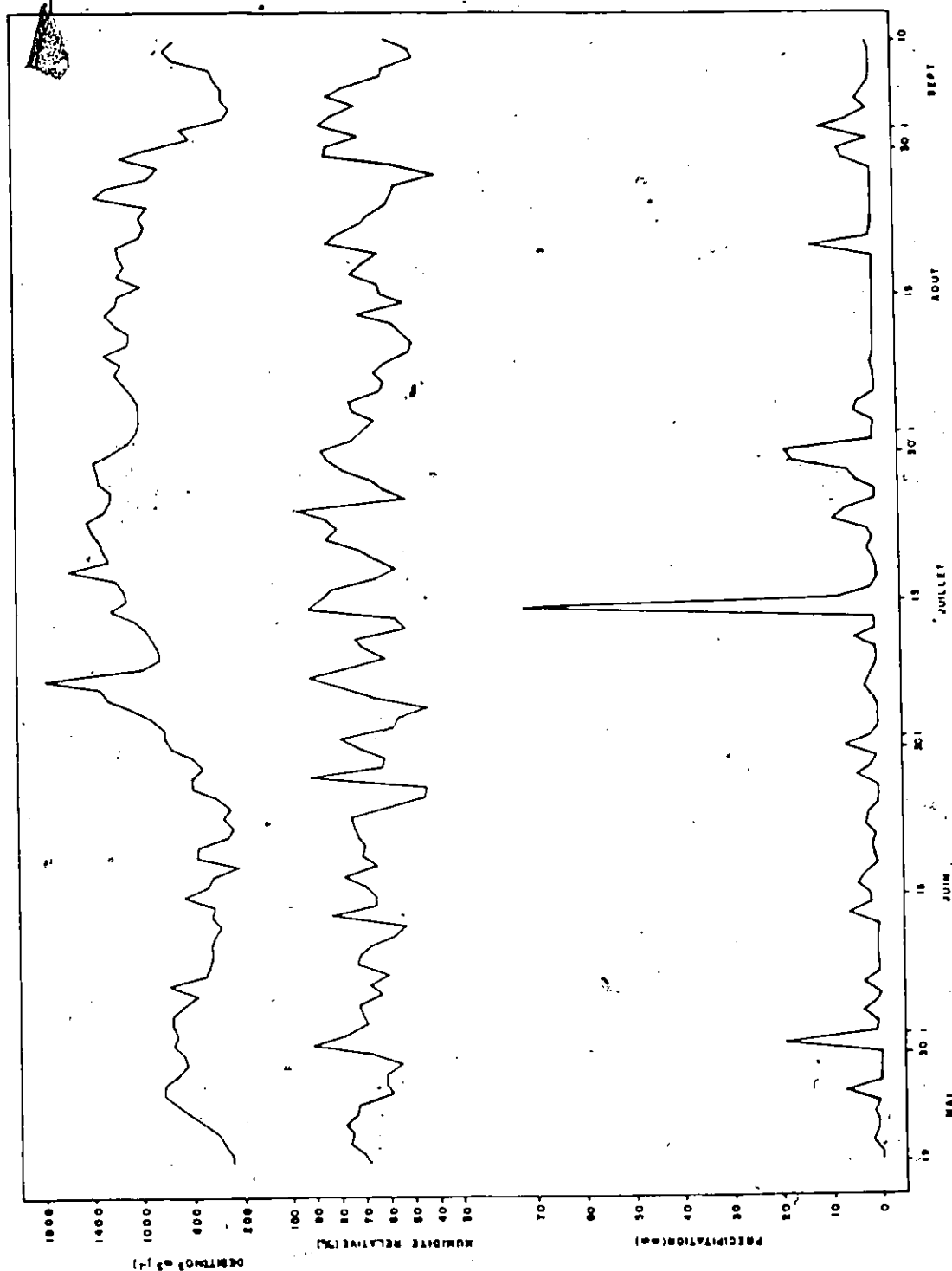


FIGURE 1.5: COURBE DU DEBIT, DE L'HUMIDITE RELATIVE ET DES PRECIPITATIONS AU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.

La station de base comprend un abri de type Stevenson dans lequel on retrouve un hygrothermographe (humidité relative et température) et un ensemble de thermomètres maximum et minimum. On mesure la pluie à l'aide d'un pluviomètre standard et l'ensoleillement avec un héliographe Campbell-Stokes. Le débit, lui, a été mesuré à 1 km en aval du front du glacier.

Trois différentes méthodes ont été utilisées pour mesurer le débit du ruisseau Peyto. En présence d'un écoulement faible, les mesures ont été prises manuellement à partir d'un moulinet hydrométrique le long d'une section où la profondeur avait préalablement été relevée. Church et Kellerhals (1970) font une description détaillée de cette méthode.

Lors d'un écoulement moyen, on a utilisé la dilution saline relative (Day, 1977), méthode qui consiste en l'injection d'un volume connu d'eau salée d'une certaine concentration dans le ruisseau. Il s'agit ensuite de relever, lors du passage de cette eau en aval, les changements de la conductivité électrique en tenant compte du facteur temps (Binda, 1984).

En présence d'un niveau d'eau élevé, on a employé la procédure fluorométrique telle que décrite par Church and Kellerhals (1970). Il s'agit alors d'injecter de la rhodamine WT à un taux constant dans le ruisseau. Le débit est évalué à partir d'un échantillon prélevé en aval dont on mesure la concentration à l'aide d'un fluoromètre (Binda, 1984).

Les trois méthodes permettent de construire la courbe du débit en fonction du niveau d'eau. Une jauge de type Stevens mesure le niveau d'eau quotidiennement sur le ruisseau Peyto et permet ainsi d'en calculer le débit journalier.

1.4.2 ACQUISITION DES DONNEES NIVO-GLACIAIRE

L'étude de l'évolution nivo-glaciaire s'est faite en deux étapes principales, soit l'acquisition de données et leur représentation sur cartes.

Les mesures d'ordre glaciologique sont obtenues grâce à un réseau de piquets (figure 1.6) mesurant selon le cas l'accumulation ou l'ablation de la neige et/ou de la glace. D'une longueur de cinq mètres et d'un diamètre de 2,5 cm, ces derniers sont introduits dans des trous forés sur une profondeur approximative de 4 mètres. A l'automne, des rallonges de 2 à 3 mètres leur sont ajoutées afin de s'assurer qu'ils seront au-dessus du manteau nival au printemps.

A la mi-mai, on obtient le bilan hivernal en effectuant trois sondages à une distance de 1 mètre des piquets, autour de chacun de ceux-ci. En faisant une moyenne de trois sondages on évite qu'intervienne le facteur microrelief. Au cours des sondages, on note la hauteur entre le sommet du piquet et la surface de la neige. A cette hauteur on ajoute l'épaisseur de neige pour établir la distance entre le sommet du piquet et la surface du glacier. Par la suite, lorsqu'il n'y a plus de neige autour du piquet, on prend la différence entre son sommet et la surface glacée pour évaluer la quantité de glace fondue (ablation).

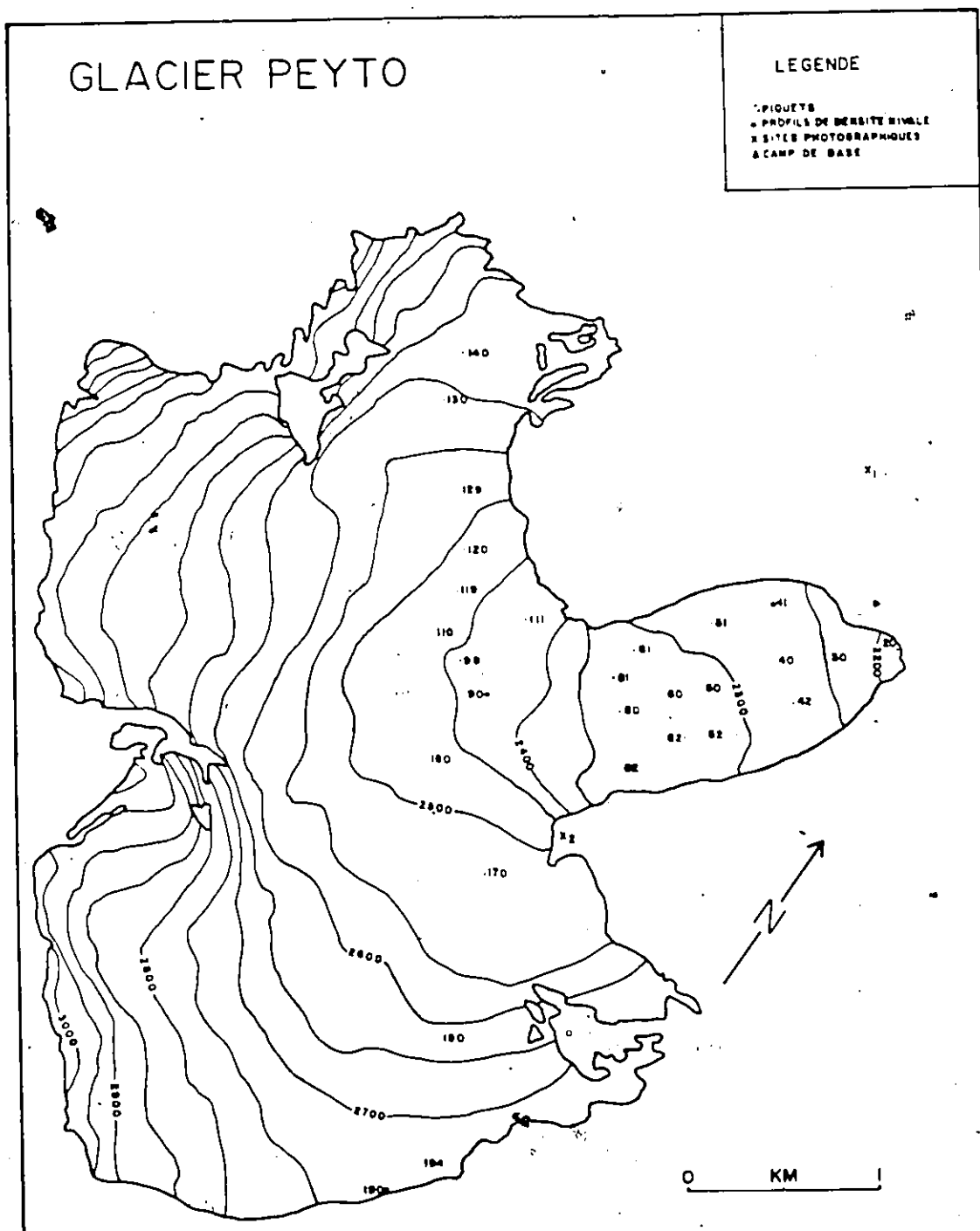


FIGURE 1.6: CARTE DU GLACIER PEYTO MONTRANT LE RESEAU DE PIQUETS,
LES PROFILS DE DENSITE NIVALE ET LES SITES PHOTOGRAPHIQUES.

A partir de la mi-mai, les lectures se poursuivent à des intervalles d'environ quatre à cinq semaines. Dans la zone d'ablation (<2600 m) la marge d'erreur des mesures du bilan annuel et du bilan hivernal est de l'ordre de 20 mm en équivalent d'eau. Entre 2600 m et 2750 m (piquets les plus élevés) la précision du bilan hivernal est de 30 mm et celle du bilan annuel est de 50 mm. Au-delà de cette altitude, la marge d'erreur peut aller jusqu'à 200 mm (Young, 1981). Pour de plus amples informations sur les mesures du bilan de masse on pourra consulter Østrem et Stanley (1969).

Un répertoire de photographies obliques vient compléter le matériel nécessaire à l'élaboration des cartes. Ces photos illustrant le retrait nival à la surface du glacier au cours de la saison ont été prises à partir de deux endroits déterminés dont un pour la langue et un pour la zone d'équilibre.

Trois sortes de cartes seront utilisées à des fins de représentation de l'évolution nivo-glaciaire du glacier Peyto pour l'été 1981. Elles illustreront, selon le cas, l'épaisseur du manteau nival, l'extension du couvert nival et les taux de fusion.

Pour reproduire les variations dans les épaisseurs de neige sur carte, il faut d'abord transformer les données d'épaisseur de neige en leur équivalence en eau, cette transposition permettant une meilleure comparaison des quantités réelles dans l'espace. Pour ce faire, il faut mesurer la densité de la neige à trois sites fixes (figure 1.6) dont un sur la zone d'ablation, un sur la zone d'équilibre et un sur la zone d'accumulation, puis d'apposer les valeurs densimétriques aux

piquets des secteurs altitudinaux respectifs en multipliant l'épaisseur de neige.

L'équivalence en eau du profil nival ayant déjà été établie et partant de ce que la densité de la glace est uniforme, soit de $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ (Paterson, 1972), la préparation des cartes des taux de fusion ne nécessite aucune autre transformation. Il suffit, pour que les données soient complètes, de mesurer la différence d'épaisseur de neige et/ou de glace entre deux lectures.

En ce qui a trait aux cartes de retrait nival, la limite du couvert neigeux peut être reportée sur une carte avec une précision de l'ordre de 25 mètres sur la langue et de 50 mètres dans le bassin d'accumulation.

Il est à noter que l'on peut juxtaposer les résultats donnés pour les cartes de l'épaisseur du manteau nival et les cartes de l'extension du couvert nival lorsque les données en cause ont été relevées à moins de trois jours d'intervalle.

1.4.3 ACQUISITION DES DONNEES SYNOPTIQUES

Pour tenter de relier le climat du glacier (facteur important de l'évolution nivo-glaciaire) à la circulation atmosphérique, nous avons établi une classification journalière de celle-ci qui puisse nous permettre de caractériser le climat à Peyto.

Pour cela nous avons utilisé les données du flux à 500 mb qui sont facilement disponibles et représentatives de l'atmosphère libre au-dessus

des Rocheuses. Ces données ont été tirées des "Daily Weather Maps" préparé par la N.O.A.A.. Ces données ont été cueillies quotidiennement à sept heure, heure normale de l'est, soit à cinq heure, heure des Rocheuses.

Le choix d'une classification simple faisant appel à un nombre limité de types (ou de sous-types) de circulation s'explique par la taille de l'échantillon (115 jours). Ainsi seuls les types élémentaires de circulation, soit les crêtes, les vallées et le flux zonal ont été considérés. On note par ailleurs que, la crête présente une inflexion vers le nord (anticyclonique), la vallée une inflexion vers le sud (cyclonique) et le flux zonal est parallèle aux bandes latitudinales.

Après avoir noté la position relative des divers types de circulation à 500 mb par rapport au glacier Peyto (sud des Rocheuses canadiennes), il nous faut établir quotidiennement le type de circulation passant au-dessus de la région. Les crêtes amènent généralement du temps ensoleillé et chaud alors que les vallées sont porteuses de temps frais et pluvieux.

La région à l'étude, soit la moitié sud de la Colombie-Britannique et le sud-ouest de l'Alberta, se trouvant dans un marais barométrique, la présence d'un flux zonal au sud occasionne un temps froid avec des précipitations faibles et un ensoleillement modéré.

La région est parfois sous la transition d'un système vallée-crête d'où il devient difficile d'établir la nature du type de circulation. Il est toutefois possible de déterminer quel type de circulation prévalait

pour la journée donnée en considérant la vitesse ~~de déplacement~~ du système en question et en consultant la carte de la journée précédente puis celle du lendemain.

Ainsi, en plus de servir à la discrimination des conditions météorologiques au glacier Peyto, les flux à 500 mb sont utiles, lorsqu'ils permettent de bien identifier les conditions au sol, à l'interprétation de l'évolution nivo-glaciaire.

Les trois types de circulation⁹ utilisés ici sont décrits plus longuement au chapitre trois.

1.4.4 PROCEDURÉS STATISTIQUES

Les cinq variables météorologiques entrant dans l'analyse discriminante sont les précipitations, l'humidité relative, l'ensoleillement et les températures minimum et maximum.

La variable précipitation ayant ici une distribution logarithmique alors que les autres variables ont une distribution à peu près normale, la première n'étant dès lors pas apte à être traitée efficacement par des procédures statistiques, il faudra la transformer. Selon Beguin (1979), "C'est ainsi que lors de l'examen d'une relation entre deux variables il est généralement plus commode de faire en sorte qu'elle soit linéaire. Souvent aussi, il sera utile de rendre normale une variable qui ne l'est pas à l'origine."

La valeur 0 (précipitation nulle) étant impossible à transformer de façon logarithmique, il faut additionner 1 à l'ensemble des valeurs de

cette variable d'où le log "précipitation + 1". Cette transformation, tout en rendant la variable précipitation prête à subir un traitement statistique tel l'analyse discriminante, aide à stabiliser les variances (Beguin, 1979).

L'humidité relative, l'ensoleillement et le débit ont des valeurs manquantes résultant, dans le cas des deux premières variables, d'erreurs commises lors de l'acquisition des données, et dans le cas du débit, d'un mauvais fonctionnement de la jauge du niveau d'eau du ruisseau. Il faudra dès lors prédire les valeurs manquantes par régression multiple. Les équations de prédiction ont donné un coefficient de détermination de 0,72 pour l'ensoleillement, de 0,71 pour l'humidité relative, et de 0,57 pour le débit (significatifs au niveau 0.01). Cette dernière variable est plus difficile à prédire en raison de son caractère auto-régressif (Goodison, 1972b). Les valeurs prédites pour le débit montrent des fluctuations qui se comparent à celles de la température maximum et de l'ensoleillement. Par contre, les valeurs prédites pour les autres variables se comparent avantageusement avec les variables météorologiques indépendantes pour ces séquences prédites.

Ces différentes corrections effectuées, il nous sera possible de passer à l'analyse discriminante afin de vérifier si l'on peut relier les trois types de circulation à 500 mb aux conditions météorologiques au glacier. L'élément discriminant, soit le type de circulation est alors confronté aux cinq variables météorologiques énumérées plus haut afin de déterminer la ou les variables qui discriminent le mieux. La

statistique du "F d'inclusion et du F d'exclusion" est le critère de sélection pour les variables qui entrent dans la discrimination (fonction de classification) et la procédure de sélection des variables dans la fonction de classification est le pas à pas.

L'analyse discriminante, dont une description plus détaillée est présentée au chapitre trois, est essentiellement utilisée à des fins d'interprétation.

Chapitre II

L'EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE AU GLACIER PEYTO AU

COURS DE L'ETE DE 1981

2.1 INTRODUCTION

On se propose de procéder, dans ce chapitre, à l'analyse de l'évolution nivo-glaciaire en la reliant au milieu physique (pentes, drainage, exposition...) puis de définir de façon sommaire, le lien entre la fonte et le débit, ce dernier étant largement tributaire de l'aplatissement du glacier.

La représentation sur carte de l'évolution nivo-glaciaire telle que présentée au premier chapitre est un élément important de cette démarche. Afin de faciliter la tâche du lecteur, nous avons groupé l'ensemble des figures en annexe pour mieux suivre cette évolution. Les périodes de base utilisées correspondent aux dates de lecture des piquets, d'où l'étude du glacier se fait de façon chronologique. Rappelons par ailleurs que les épaisseurs de neige et les taux de fusion ont été transposés à leur équivalence en eau à des fins de comparaison uniformes pour l'ensemble du glacier.

Lors de l'élaboration des cartes, les épaisseurs de neige ont été répertoriées par classes de hauteur de 25 cm alors que les taux de fusion ont été exprimés en cm jour (1 cm jour^{-1} , $1/2 \text{ cm jour}^{-1}$, $1/4 \text{ cm jour}^{-1}$).

jour⁻¹). Ainsi, on utilisera le quart de cm jour⁻¹ lorsqu'il y a peu de fonte afin de faire ressortir les différences de fusion dans l'espace, alors qu'un cm jour⁻¹ indiquera une ablation plus élevée. La position de chaque ligne d'égale fusion est déterminée par interpolation linéaire entre les divers piquets.

2.1.1 PERIODE ALLANT DU 19-05 AU 03-07

Le bilan hivernal de 1981, de 1,18 m (équivalent en eau), en est un des plus bas depuis 1965, la moyenne pour la période 1965-1978 étant de 1,43 m (Young, 1981). Au début de la saison, l'accumulation de neige est relativement faible sur la langue alors qu'elle est beaucoup plus importante dans le bassin d'accumulation. La carte du 19 mai (annexe 1) permet de constater que l'épaisseur de neige augmente avec l'altitude. Quatre concavités situées aux piquets 20, 61, 129 et 160 font cependant exception à la règle.

Le vent semble avoir été un facteur déterminant dans la forte accumulation de neige au numéro 20 où l'on prélève des particules de sable et limon. On note aussi un enneigement plus important en périphérie du numéro 160 par rapport au secteur environnant. Ces deux concavités se retrouvent par ailleurs sur une pente exposée au nord.

Les piquets 61 et 129 indiquent, eux, une moins grande accumulation de neige que leur environnement immédiat, soit que les concavités se trouvent dans des zones de déflation ou que ce soit là le résultat d'une bonne exposition au soleil levant. La résolution des classes d'enneigement est cependant trop faible pour représenter cela cartographiquement au numéro 129.

Les phénomènes observés confirment les conclusions de Derikx (1969), selon lequel l'accumulation nivale au glacier Peyto dépend largement de facteurs orographiques. S'étant servi des valeurs du bilan hivernal à divers niveaux sur le glacier pour en déterminer des facteurs de correction en fonction de l'altitude, l'auteur constate dans son étude que ces derniers sont d'une fois et demi à deux fois plus élevés dans la partie supérieure du glacier qu'à la station de base.

Les chutes de glace et la zone en amont des piquets 61 et 62 (annexe II) sont les seuls endroits dégagés de neige à cette période. La faible accumulation aux chutes de glace s'explique par leur pente convexe sensible à la déflation éolienne. L'hypothèse d'une zone de déflation se poursuivant au-delà de chacune des concavités (numéros 61 et 62) expliquerait aussi le peu de neige à ces endroits.

La figure 2.1 reproduisant les formes de relief concaves et convexes telles que présentées par Young (1974) vont nous permettre de vérifier s'il y a, dans une certaine mesure, coïncidence entre celle-ci et l'évolution nivo-glaciaire.

Une seconde carte de l'extension nivale au cours de cette période, soit l'annexe III, illustre la lente récession du couvert nival. Les surfaces glacées sont plus importantes que le mois précédent et des plaques de glace longitudinales qui s'étendent dans le sens de la pente se sont développées sur la section aval de la langue. Il en est de même des bédrières qui permettent l'extension de ces plaques vers l'aval lorsqu'elles acheminent l'eau de fonte. La figure 2.2 (photo) représente ce phénomène important de l'évolution nivo-glaciaire sur la langue.

Quoique le retrait soit plutôt lent, c'est dans le secteur sud-ouest de la langue que l'on observe la plus grande perte du couvert nival.

L'annexe IV nous renseigne sur les taux de fusion pour l'ensemble du glacier. La zonation de la fonte est liée à l'altitude, avec, cependant, un accroissement du couvert nival à partir des 2600 m. Une nouvelle neige ayant un albédo supérieur à 0,75, ce qui favorise la radiation réfléchie (Munro et Young, 1982), le renouvellement de la couverture neigeuse, de façon temporaire en bas des 2600 m, peut expliquer les taux de fusion plutôt faibles ainsi que la régularité du patron de fusion à la grandeur du glacier à cette période.

Le débit relativement élevé de $750 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$ durant la première partie de la période baisse par la suite aux environs de $400 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$ pour finalement remonter en haut des $800 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$ en fin de période. L'eau de fonte provenant de la zone non-englacée qui parvient facilement au ruisseau Peyto en est la principale composante. Trappée dans les moulins et les crevasses encore bloqués à cette période, seule une petite partie de l'eau de fonte du couvert nival du glacier parvient à s'écouler, par les bédrières latéraux de la langue entre autres, jusqu'au ruisseau. Le débit moyen, relativement faible, est de $540 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$.

2.1.2 PERIODE ALLANT DU 04/07 AU 25/07

La carte d'épaisseur de neige et d'extension nivale pour le 4 juillet (annexe V) indique une récession considérable de la neige, plus importante encore sur la langue. La portion ouest de cette dernière est pas-

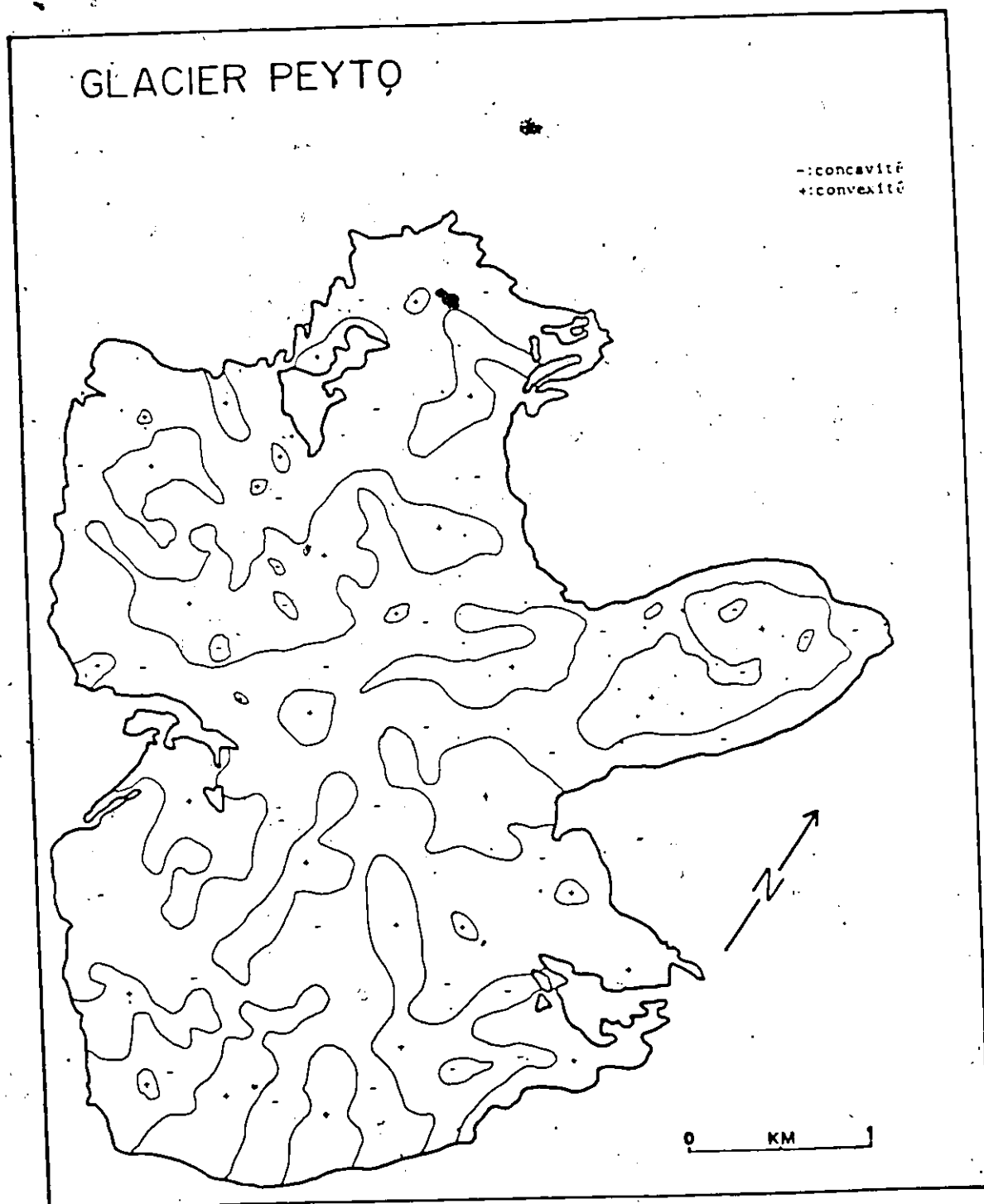


FIGURE 2.1: CARTE DU RELIEF LOCAL AU GLACIER PEYTO (Young, 1974).

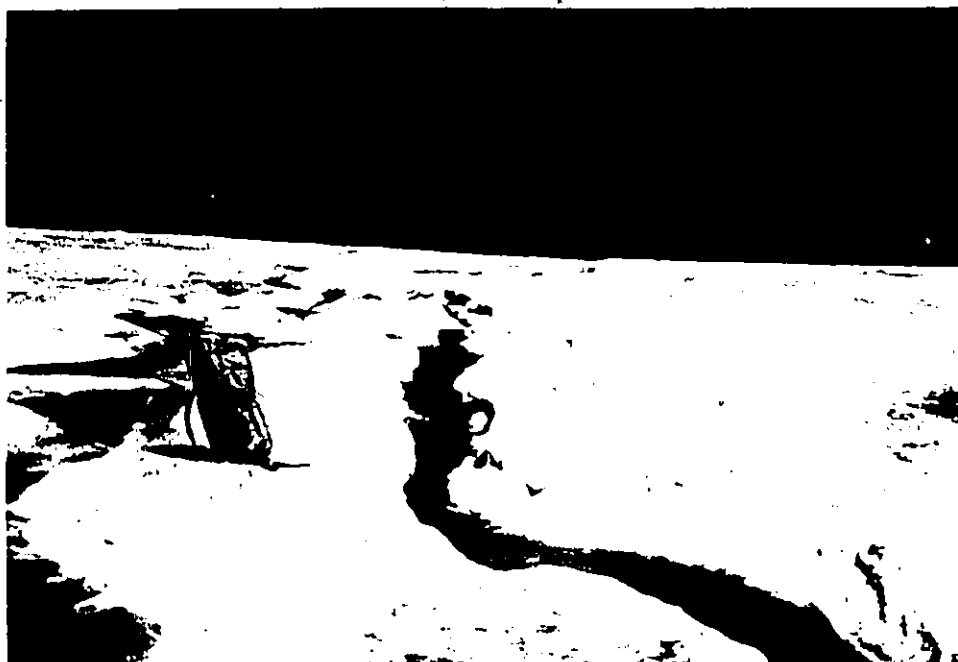


FIGURE 2.2: AMONCELLEMENTS DE NEIGE PRODUIT PAR LA SEDIERE.
JUILLET 1981.

passablement dépourvue de neige alors qu'une mince couche plus ou moins saturée en eau en recouvre encore de grandes surfaces au centre et à l'est. Le piquet 20 demeure le plus enneigé avec plus de 25 cm (équivalence en eau) alors que les autres piquets sur la langue indiquent des épaisseurs dépassant à peine 10 cm (équivalence en eau). Dans la partie centrale du glacier, soit en amont des chutes de glace, les épaisseurs de neige ont diminué un peu alors que plus haut, en périphérie de cette zone, il y a eu une légère augmentation du manteau nival. Le patron d'enneigement est moins régulier qu'au 19 mai, surtout en ce qui concerne la langue.

L'annexe VI illustre par ailleurs la récession considérable du couvert neigeux. Bien qu'à la fin juin 90% de la langue soit couverte de neige, on évalue à 40% cette couverture au 4 juillet, pourcentage qui baisse à moins de 10% le 12 juillet. Le secteur ouest de la langue se dégage le premier, suivi rapidement par la moitié est quelques jours plus tard. La neige disparaît ainsi très rapidement au début de juillet et l'on ne retrouve, à la mi-juillet que quelques concavités et bédrières encaissées recouvertes de neige.

Il est intéressant de comparer la disparition de la neige sur la langue, où le retrait nival s'effectue généralement en descendant, à la section en haut des chutes de glace, où la neige se retire en remontant les pentes. Les premières zones à se dégager de neige sont les secteurs des piquets 61 et 62 (au sud). Les bédrières et la pente locale acheminent en aval l'eau de fusion de ces secteurs. Ce phénomène est plus évident au nord du numéro 61 où plusieurs plaques longitudinales

témoignent vraisemblablement de la présence de chenaux comme agents initiateurs de ces plaques. Les bédrières étalent leurs eaux là où la pente s'adoucit pour saturer la neige sur les côtés et non pas seulement sur les rebords immédiats. Sur les pentes un peu plus prononcées et enneigées en aval du transect 40, d'importants amoncellements de neige mouillée sont déposés par les chenaux de fonte (figure 2.2). Au terme de la journée, les bédrières que l'on retrouve dans la partie aval de la langue ont une charge moindre et leur eau filtrant à travers le profil nival permet aux amoncellements de neige de s'assécher tout en conservant leurs formes.

En ce qui a trait aux taux de fusion, l'annexe VII fait état de valeurs relativement homogènes exception faite du ~~secteur~~ sud-ouest de la langue où la fonte est plus élevée que la moyenne et des alentours des piquets 190 et 194 (sud-est du glacier) où la fusion est relativement faible. L'importance de l'ablation sur la langue s'explique par l'albédo, établi à 0,24 par Munro et Young (1982) à la surface de la glace au glacier Peyto, qui favorise l'absorption de radiation globale sur la langue. Les zones minimales de fusion sur la langue correspondent à peu de choses près aux dernières zones enneigées durant le mois de juillet. Le taux d'ablation élevé au numéro 61 est dû au fait qu'ayant été le premier piquet à être libéré de neige sur la langue, sa surface glacée a capté plus d'énergie que les autres secteurs. Les taux de fusion sont relativement homogènes en amont des chutes de glace alors qu'ils varient de $1,11 \text{ cm jour}^{-1}$ sur 300 m de dénivellation.

Du côté de la langue, les taux de fusion varient de $1,44 \text{ cm jour}^{-1}$ pour une dénivellée de moins de 200 m. La faible ablation enregistrée aux piquets les plus élevés, soit les piquets 190, 194, 130 et 140, est probablement le résultat d'un couvert nival plus récent que dans les autres secteurs, ce dernier réfléchissant une grande partie de la radiation. Il faut dire qu'à trois de ces quatre piquets on constate, au 3 juillet, une augmentation du manteau nival par rapport au début de la saison, d'où cette zone est davantage susceptible à recevoir des précipitations neigeuses durant l'été. C'est probablement ce qui s'est produit en haut des 2600 m, le 14 juillet, alors que la station au camp recevait de la neige mouillée.

Au niveau hydrologique, le sommet journalier de l'été s'établissant à la jauge $1775 \times 10^3 \text{ m}^3$ constitue un pic très marqué du débit au début de la période. L'importance de ces débits s'explique en partie par un amincissement à la grandeur de la langue du couvert nival qui est alors très rapidement saturée en eau de fonte pour donner cette libération soudaine d'eau. Le débit devient plus régulier lorsque l'eau de fusion accumulée est relâchée. Cette évolution est en accord avec les trois phases d'écoulement d'un glacier en été tel qu'expliquées par Stenborg (1970), soit l'écoulement déficitaire en début de saison, l'écoulement excessif vers le milieu de l'été et l'écoulement régulier pour le reste de la saison d'ablation.

D'autres pics secondaires semblent liés à de fortes pluies ou encore à l'emmagasinement d'eau de fonte. Le débit moyen est de $1180 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$ pour la période couverte ici.

2.1.3 PERIODE ALLANT DU 26/07 AU 20/08

A l'annexe VIII, on note l'absence presque complète de neige sur la langue et le couvert nival continu se situe entre les chutes de glace. Les épaisseurs de neige sont faibles dans la partie centrale du glacier, ne dépassant pas 30 cm d'équivalent en eau. Autour de cette zone, le couvert nival augmente en épaisseur sur de courtes distances (surtout entre les piquets 130 et 140) atteignant plus de 1 m d'équivalent en eau à une altitude supérieure à 2600 m.

On remarque que le reste du couvert nival sur la langue est confiné à de toutes petites zones telles les concavités au bas des chutes de glace ou les bédrières d'extension très réduite, encaissées dans la partie aval à la surface desquelles se maintient un pont de neige ou encore, les moulins abandonnés, trop petits pour être cartographiés. En haut des chutes de glace, la moraine médiane se dégage de neige tout comme le secteur à proximité du piquet 111 où l'on retrouve un autre système morainique en amont de la chute de glace ouest. Il faut dire qu'à cette période, l'on a procédé à l'extension du réseau de piquets sur la langue afin de mieux suivre les variations spatiales de l'ablation très changeante sur de courtes distances.

Une seconde carte de l'extension nivale (annexe IX) pour le milieu de la période illustre le recul considérable de la ligne de neige transitoire entre le 26 juillet et le 8 août. Le retrait de la neige est plus important dans la zone d'accumulation nord-ouest que dans sa contre-partie à l'est. Les piquets 90 à 110 du transect 90-140 ainsi que le piquet 111 sont dégagés de neige. On note des zones concaves

recouvertes de neige au bas de la chute de glace est et dans le transect 90-140, autour des piquets 119-120.

On retrouve, à l'annexe X, les taux de fusion pour cette période au cours de laquelle le glacier fond au rythme le plus soutenu. Il y a un maximum de fusion au centre de la langue en périphérie duquel les valeurs baissent. Il en résulte un patron de fonte plutôt régulier sur la langue avec une extension de valeurs de fusion similaires (5 cm jour^{-1}) dans le bassin d'accumulation nord-ouest. Sur la langue, les zones minimales d'ablation se situent au pied du mont Thompson (piquets 62 et 82) et autour du piquet 30 où il existe une rupture de pente donnant sur le nord (figure 1.6). L'ablation dans la zone d'accumulation nord-ouest, est plus importante que dans la zone d'accumulation opposé, à l'est. Les taux d'ablation obtenus sont en accord avec Goodison (1970), Munro et Young (1982), selon lesquels le secteur nord-ouest reçoit plus de radiation globale.

Le débit à cette période est plutôt régulier avec un écoulement moyen légèrement inférieur à la période antérieure bien qu'on se serait attendu à un débit plus grand en raison de la hausse marquée des taux de fusion. Selon l'étude de Stenborg (1970) sur les écoulements glaciaires en été, la période à l'étude correspond à la phase "normale" de débit qui suit la phase "excessive" survenue à la période précédente. La régularité de la courbe hydrographique témoigne de l'absence de stockage d'eau qui se produit habituellement durant la phase de débit "excessif" alors que le couvert nival retient l'eau de fonte jusqu'à ce qu'il en soit lui-même saturé et ne la relâche.

soudainement. La partie non-englacée du bassin du glacier Peyto est presque totalement dépourvue de son manteau nival ne pouvant pratiquement plus contribuer au débit du ruisseau Peyto. Le débit moyen au cours de cette période est de $1132 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$.

2.1.4 PERIODE ALLANT DU 21/08 AU 27/09

Les annexes XI, XII et XIII reproduisent l'extension nivale au cours de cette période, l'annexe XI (21 août) faisant aussi état de l'épaisseur du manteau nival. On ne relève de la neige qu'aux piquets 140, 190 et 194 avec plus de 30 cm d'équivalent en eau. Le recul du couvert nival sur le glacier est très considérable par rapport à son extension au 8 août. On note, à l'annexe XI de nombreuses surfaces convexes dégagées de neige à une altitude de plus de 2600 m. La partie inférieure de la zone d'accumulation sud-est est passablement dépourvue de son manteau nival sous les 2550 m alors qu'à la zone nord-ouest d'accumulation, il n'y a de la neige qu'en haut des 2600 m, à l'exception de petites concavités sous cette altitude.

Le retour temporaire du couvert nival au niveau des chutes de glace le 3 septembre, présenté à l'annexe XII, n'a pas ralenti de façon considérable le retrait nival (annexe XII).

L'annexe XIII du 9 septembre indique un recul très net de la ligne de neige transitoire par rapport au 21 août avec de nombreuses zones convexes dépourvues de neige en haut des 2700 m. Des plaques de neige subsistent cependant dans certaines zones concaves aux alentours des 2600 m. Les surfaces enneigées de façon continue, soit les parties

les plus élevées des zones d'accumulation sud-ouest et sud-est qui ont une pente supérieure à 15° donnant sur le nord, sont les moins accessibles. Le secteur d'accumulation nord-ouest a, lui, très peu de neige à cette date.

Des 21 jours de relevés hydrologiques dont nous disposons, 6 ont été prédits par régression multiple. La courbe hydrographique permet de mesurer l'effet temporaire que la chute de neige du 3 septembre (annexe XII) a eu sur le débit, soit une baisse prononcée de ce dernier qui atteint un minimum de $228 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$. Ce phénomène s'explique de ce que les températures en haut des chutes de glace sont toujours plus basses. Au début de la période, le débit se situait en haut des $900 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$ alors qu'entre le 8 et 10 septembre, il remontait aux environs de $700 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$. Il est difficile d'évaluer l'importance du débit en terme de quantité après le 10 septembre.

Le patron de fonte pour la période du 21 août au 27 septembre tel que reproduit sur la carte des taux de fusion (annexe XIV), est plutôt régulier et semble lié à l'altitude. Certaines irrégularités apparaissent toutefois sur la langue, notamment du côté du piquet 51 qui est dans un secteur plat d'où l'eau de fusion ne s'évacue que difficilement, phénomène qui ralentit la fonte.

L'autre zone minimale d'ablation est l'aval de langue, plus précisément le numéro 30 qui donne sur le nord et qui est probablement plus représentatif que le piquet 20 qu'on a dû abandonner plus tôt durant la saison. On observe une fois de plus une ablation plus importante dans la zone d'accumulation nord-ouest que dans sa

contrepartie à l'est. En accord avec les patrons de radiation globale des différentes études déjà citées, le patron de fusion s'étire en direction du bassin nord-ouest.

L'ablation est moins importante aux numéros 140, 190 et 194 qui sont situés à une altitude supérieure à 2600 m et où on trouve encore de la neige au 21 août. Cette faible fusion s'explique, si on en croit Power et Young (1979) par un taux de fusion deux fois plus grand pour une surface de glace que pour une surface enneigée. Néanmoins, il est probable que la ligne d'équilibre se trouve aux environs des 2750 m à la fin septembre puisque seul le piquet 194 montrait de la neige (10 cm) à cette date.

Les zones minimales d'ablation sur la langue, soit les secteurs à l'ombre du mont Thompson (numéros 62 et 82) et l'aval de la langue (piquet 30), correspondent généralement aux zones minimales de radiation globale déterminées par Goodison (1970), Munro et Young (1982). Au piquet 51 l'ablation minimale ne correspond pas aux patrons de radiation à cause de l'intervention de facteurs topographiques locaux. Le numéro 20 qui enregistre de forts taux de fusion se trouve dans un secteur de radiation faible et doit cette fusion élevée à la proximité de la terre ferme. Par ailleurs, les taux élevés enregistrés en août dans le secteur centre-amont de la langue qui se trouve dans une zone moyenne de radiation pourrait s'expliquer par le principe élaboré par Stenning (1981) selon lequel le transfert turbulent dans la couche catabatique favorise l'ablation. En général, les zones maximales d'ablation se trouvent sur la portion centrale et ouest de la langue.

Les patrons d'ablation dans la partie supérieure semblent correspondre davantage aux patrons de radiation globale. La zone d'accumulation nord-ouest reçoit plus de radiation globale à une altitude donnée que la zone d'accumulation sud-est. Le patron de la couverture nivale vers la fin de la saison ressemble par ailleurs aux patrons de radiation globale retrouvés dans les études déjà citées. Il apparaît donc plus facile de prévoir les patrons de retrait nival et d'ablation en haut des chutes de glace que sur la langue, ceux-ci ayant d'autre part tendance à se répéter (Young, 1981).

L'homogénéité des taux de fusion dans les zones enneigées permet de conclure à un rôle régulateur de la neige. La glace exposée fond en effet deux fois plus vite que la neige en raison de son faible albédo qui lui permet de capter plus de radiation globale (Munro et Young, 1982). La présence d'une couverture nivale étendue sur le glacier modère ainsi le rythme de l'ablation (voir cartes de fusion des trois premières périodes où l'on retrouve de la neige) d'où les patrons d'ablation sont beaucoup moins réguliers dans les zones dégagées de neige particulièrement pour la langue.

Young (1981) a démontré à différentes reprises l'importance d'un manteau nival épais comme modérateur dans le retrait de la ligne de neige transitoire. La position de cette ligne varie beaucoup d'année en année pour une même date à cause justement de l'épaisseur de la couverture nivale. La ligne de neige transitoire représentant en gros la ligne d'équilibre (Østrem, 1975), sa position finale donne une bonne approximation du bilan annuel. La position de cette ligne, comme nous

le verrons au chapitre 4, dépend aussi en bonne partie des conditions météorologiques estivales au glacier.

Le retrait de la neige s'effectue en remontant les pentes de façon régulière en amont des chutes de glace comme on s'y en attend alors que sur la langue le retrait présente un patron plus irrégulier. Celle-ci se dégage très rapidement de son couvert nival dans un mouvement qui part des chutes de glace pour se diriger vers l'aval. Le peu de pente sur la langue semble être le facteur causant ce mode de retrait de la neige.

Chapitre III

LA CIRCULATION A 500MB AU GLACIER PEYTO AU COURS DE L'ETE DE 1981

Ce chapitre portant sur la circulation à 500 mb au glacier Peyto, nous allons d'abord décrire, dans un premier temps, les trois types de circulation en cause et leurs effets sur le climat et la circulation au glacier pour poursuivre avec la présentation des séquences des types de circulation au cours de l'été 1981 puis terminer avec l'analyse de leur évolution. Nous procéderons ensuite avec une explication de ce qu'est l'analyse discriminante, cette opération étant utilisée pour vérifier si les types de circulation à 500 mb sont représentatifs du climat au glacier. Ces vérifications terminées, nous pourrions en commenter les résultats.

La discrimination des conditions météorologiques au glacier se fait à partir de trois types de circulation en altitude, soit les vallées (temps cyclonique), le flux zonal (délimité au sud de la région) et les crêtes (temps anticyclonique). Cette approche ne fait appel qu'à une variable synoptique, soit le type de flux, exprimée de façon élémentaire et basée sur l'inflexion des flux. Les vallées ont une inflexion vers le sud et les crêtes vers le nord, alors que le flux zonal suit les parallèles. Ces différents types sont schématisés aux figures 3.1a-b. Des exemples particuliers sont illustrés aux figures 3.2a-b-c.

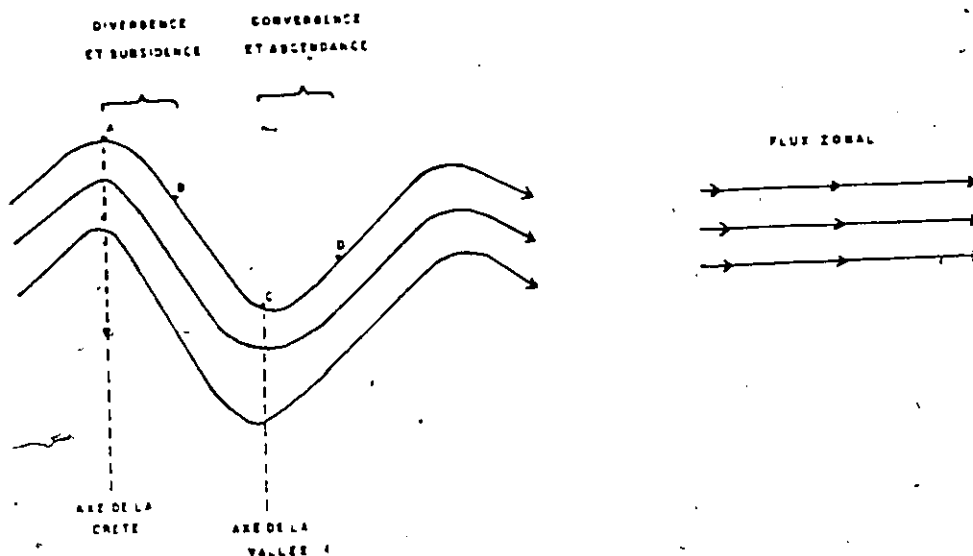


FIGURE 3.1: SCHEMAS DE CIRCULATION A 500mb (COUPES LATITUDINALES) DANS L'HEMISPHERE NORD : A) CRETE ET VALLEE, B) FLUX ZONAL.

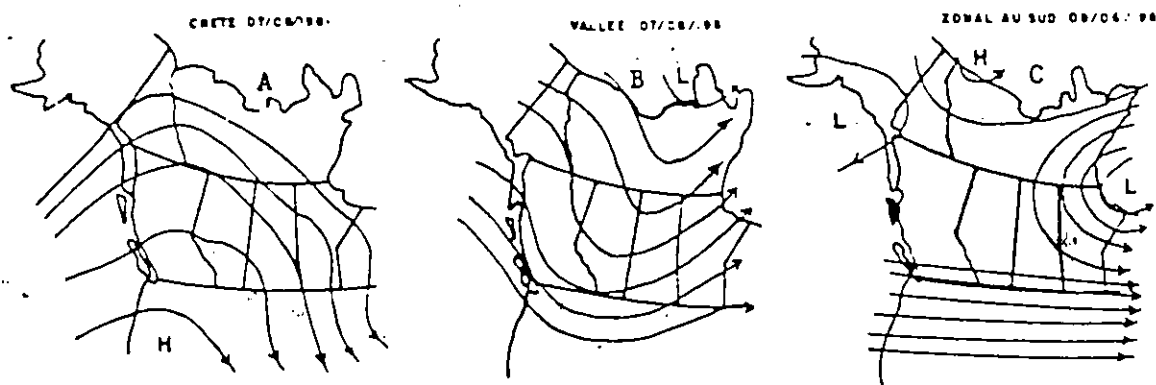


FIGURE 3.2: EXEMPLES PARTICULIERS DE TYPES DE CIRCULATION A 500mb: A) CRETE, B) VALLEE, C) ZONAL AU SUD DE LA REGION.

3.1 TYPES DE CIRCULATION

3.1.1 VALLEES

Les vallées en altitude ou creux barométriques drainent de l'air frais et relativement sec du nord. Etant sous l'influence du courant jet pendant l'été, le sud de l'Alberta devient la source des dépressions (Harman, 1971).

Au contact des masses d'air polaire et tropicale, les vallées au-dessus de la région à l'étude entrent souvent dans la masse d'air tropicale. Ce phénomène occasionne une importante condensation qui se traduit par une forte nébulosité, des pluies assez abondantes et une humidité relative élevée.

Au nord du front polaire, les vallées demeurent relativement sèches, entrant peu ou pas en contact avec l'air tropical. C'est plutôt dans la partie avant de la vallée que l'on observe les phénomènes de convergence et d'ascendance qui occasionnent de fortes pluies (figure 3.1a). Les vallées se manifestent au sol par un abaissement des températures, de fortes pluies, un faible ensoleillement et une humidité relative élevée. En fait, il pleut dans au moins 85% des cas et l'humidité relative dépasse habituellement les 70%. Le tableau 3.1 indique les moyennes et les écarts-types pour chaque variable et chaque type.

De par les différences de densité, le drainage d'air frais du nord par les vallées cause l'amincissement de la couche 1000-500 mb, (figure 3.3). Ce phénomène se traduit au sol par une baisse de la pression, qui sera généralement plus prononcée à l'est. Cette partie des vallées

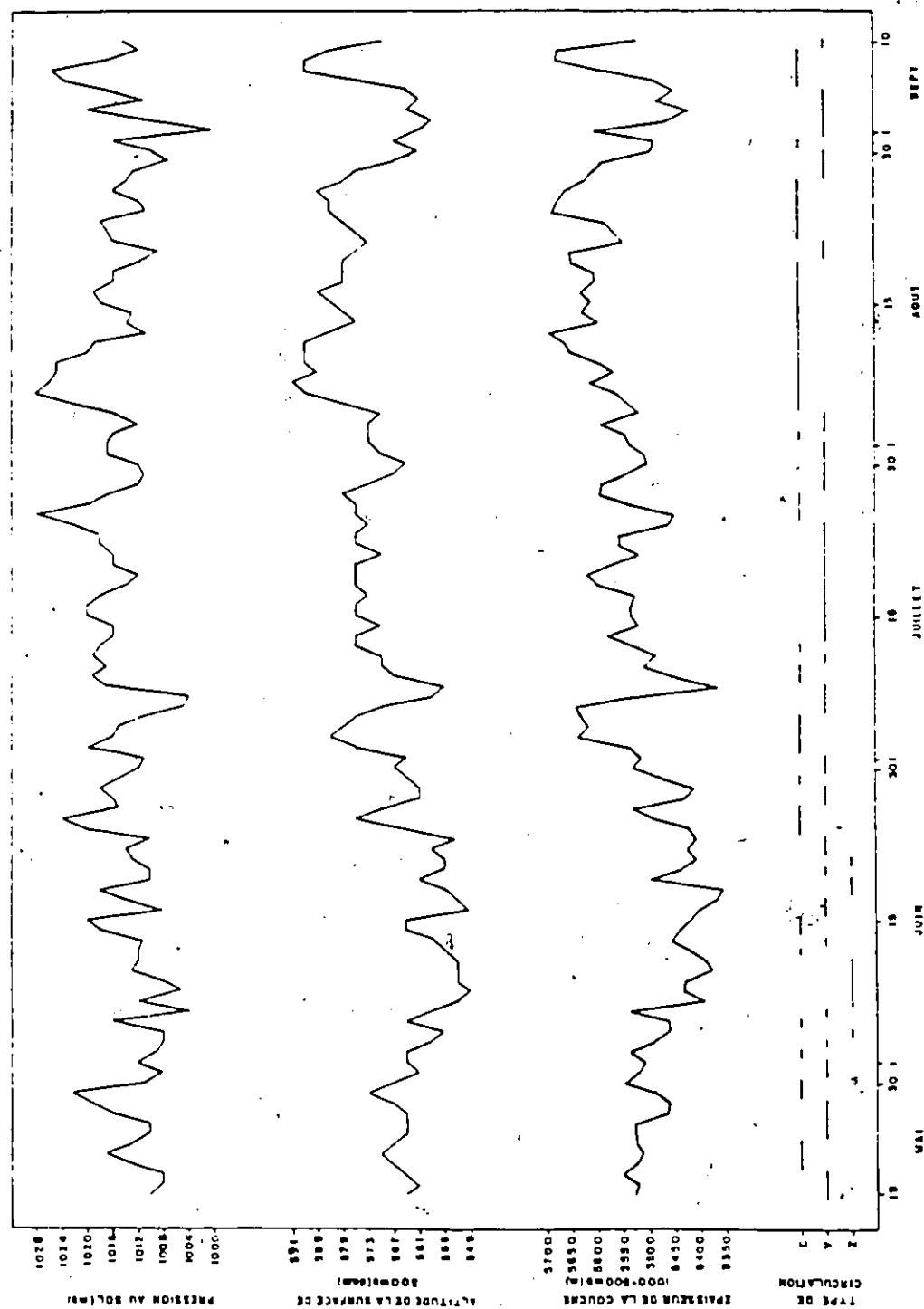


FIGURE 3.3: ENSEMBLE DES VARIABLES SYNOPTIQUES POUR LA REGION
DU GLACIER PEYTO ENTRE LE 19-05 ET LE 10-09-1981.

(points C et D de la figure 3.1a) étant un secteur de convergence et d'ascendance, est à l'origine de la frontogénèse qui survient lors de la rencontre de l'air polaire avec l'air tropical. La partie centrale de la vallée à 500 mb est devancée au sol par le front froid qui est lui-même précédé par le front chaud. Lors d'une occlusion il arrive que ce front chaud n'apparaisse pas au sol.

TABLEAU 3.1

	VALLEE		ZONAL		CRETE	
	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ
TEMP.MAX.°C	7,3	3,4	2,8	1,1	12,8	4,3
TEMP:MIN.°C	0,9	2,6	-2,0	0,6	4,1	2,9
HUM.REL.%	75,0	9,7	67,8	5,5	59,2	8,7
PRECIP.mm	5,0	10,1	0,5	0,4	0,3	0,7
ENSOLEIL.h	4,1	3,0	4,7	1,7	8,5	2,5
N=	56		9		50	

Il faut par ailleurs, souligner qu'il existe des différences entre les vallées selon qu'elles sont localisées à l'ouest, au centre ou à l'est de la région. Les températures plus élevées associées aux vallées situées à l'ouest s'expliquent de ce que ces dernières transportent de l'air venant du sud-ouest (tableau 3.2). Ce type de vallées se distingue aussi par l'instabilité du temps qu'il apporte, les nuages et la pluie cédant parfois la place au soleil et à la chaleur. Au centre, la vallée se caractérise au sol par des pluies abondantes et des températures plus fraîches alors qu'à l'est, elle entraîne une remontée des températures et de

l'ensoleillement, accompagné d'une diminution du niveau de précipitation et d'humidité relative.

TABLEAU 3.2

	V.O.	V.C.	V.E.	ZONAL	C.O.	C.C.	C.E.
TEMP.MAX. °C	8,1	5,5	6,9	2,8	12,6	12,0	13,4
TEMP.MIN. °C	1,6	-0,5	0,3	-2,0	3,8	3,6	4,7
HUM.REL. %	73,7	79,8	71,9	67,8	60,7	60,7	56,8
PRECIP. mm	3,6	10,4	1,0	0,5	0,4	0,3	0,2
ENSOLEIL. h	4,5	3,0	4,3	4,7	9,0	7,6	8,6
N=	35	14	7	9	18	12	18

Il est intéressant de comparer les quantités de pluie pour les vallées en altitude selon leur position. Nous avons ainsi 3,6 mm de pluie lorsque la vallée se situe à l'ouest, 10,4 mm lorsqu'au centre et 1,0 mm lorsqu'à l'est. Le rapport est conforme à ce qui est établi dans la plupart des études portant sur ce sujet.

Bien qu'en principe la circulation en surface soit influencée par la circulation en altitude (Stenning, 1981), un vent de vallée domine au glacier. Sa direction varie peu et il n'a pas différentes provenances comme ce serait le cas en milieu de plaine. Sous des conditions cycloniques le vent souffle du secteur WSW et parfois, lorsque les conditions de vallées sont prononcées, du secteur ENE. Il existe une forte relation entre le rassemblement de ces conditions et la présence

d'un vent soufflant obliquement à l'axe de la vallée (SSW-NNE). Stenning (1981) a par ailleurs démontré l'influence du flux à 700 mb sur la direction du vent au glacier et arrive aux mêmes constations sur la provenance du vent en période cyclonique.

3.1.2 ZONAL

Nous ne relevons que neuf cas de circulation zonale durant l'été 1981. Survenant en juin, ils semblent être reliés au changement de saison. Le flux zonal est instable et tend à se déformer, surtout au-dessus du continent nord-américain sur la côte ouest (Barry et Chorley, 1977). Empêchant les échanges thermiques méridiens, ce type de circulation crée ainsi un fort gradient latitudinal au niveau des températures et des pressions. Au cours de l'été, le corps du courant zonal s'est situé au sud du 50^e parallèle, d'où un maxima moyen de 2,8°C et un minima moyen de -2,0°C au glacier Peyto. La pluie est un autre trait caractéristique, tombant chaque fois que l'on est en présence d'un flux zonal. Les hauteurs enregistrées sont faibles cependant, soit une moyenne de 0,5 mm. On retrouvera au tableau 3.1 les autres statistiques concernant ce type de circulation.

Au niveau de la circulation au sol, le flux zonal se manifeste au glacier par un vent venant du SW, décalé d'une vingtaine de degré à l'ouest de l'axe de la vallée. Situé au sud de la région, il révèle l'existence d'un front froid sous-jacent, né du contact entre les masses d'air polaire et tropicale. Par rapport au front, le glacier se trouve dans une zone de précipitation allant de légère à modérée avec une masse d'air polaire venant du secteur NW.

3.1.3 CRÊTES

Les crêtes acheminent l'air chaud et relativement sec du sud. Le maxima moyen est de 12,8°C et le minima moyen de 4,1°C. L'humidité est souvent inférieure à 65% et moins de 20% des cas s'accompagnent de précipitation mesurable (supérieure à 0,2 mm). L'ensoleillement moyen, se situant à 8,5 heures jour⁻¹, est relativement élevé.

L'air chaud qu'apportent les crêtes sur notre région favorise l'épaississement de la couche 1000-500 mb, surtout lorsque le centre de la crête se trouve à l'est (tableau 3.3), l'épaisseur de cette couche étant proportionnelle à sa température moyenne (Barry et Chorley, 1977).

TABLEAU 3.3

	V.O.	V.C.	V.E.	ZONAL	C.O.	C.C.	C.E.
PRES. SOL(mb)	1012	1015	1015	1011	1019	1020	1015
HAUT. 500mb(m)	5673	5649	5640	5537	5763	5768	5760
E. 1000-500mb(m)	5543	5481	5475	5418	5549	5551	5589

L'air chaud et sec des crêtes en été doit son origine à la masse d'air continentale tropicale qui se forme au-dessus du désert chaud et aride de l'ouest des Etats-Unis. Lors d'une situation de blocage sur la côte du Pacifique, cette masse d'air pénètre dans la région résultant en un système de haute pression marqué sur les Rocheuses. Il y a alors remontée d'air continental tropical. Ces crêtes apportent des

températures élevées et de l'air sec, alors que les crêtes moins prononcées (indice zonal plus élevé) amènent de l'air plus tiède et un peu plus humide du Pacifique.

Un vent rapide SSW, habituellement parallèle à l'axe de la vallée, accompagne les crêtes. Sous ce type de conditions, le vent dans la vallée est des plus rapide alors que sous des conditions cycloniques, il est généralement assez lent.

3.2 EVOLUTION DE LA CIRCULATION A 500 mb A L'ETE DE 1981 AU GLACIER PEYTO

La circulation à 500 mb au glacier Peyto à l'été 1981 peut être classée en six périodes relativement distinctes s'étendant du début à la fin de la saison d'ablation (19-05 au 27-09). La description de chaque période sera suivie d'une présentation de ses effets sur le climat local au glacier.

La première période commence le 19 mai pour se terminer le 1er juin et se distingue par une alternance assez rapide des types de circulation, ceux-ci se succédant tous les deux ou trois jours (à l'exception d'une séquence de quatre jours). En raison de la vitesse à laquelle se succèdent les types de circulation, les variables météorologiques telles la température restent sensiblement pareilles. L'on relève cinq crêtes et neuf vallées à l'intérieur de cette période. La figure 3.4 fait état du détail de ces séquences.

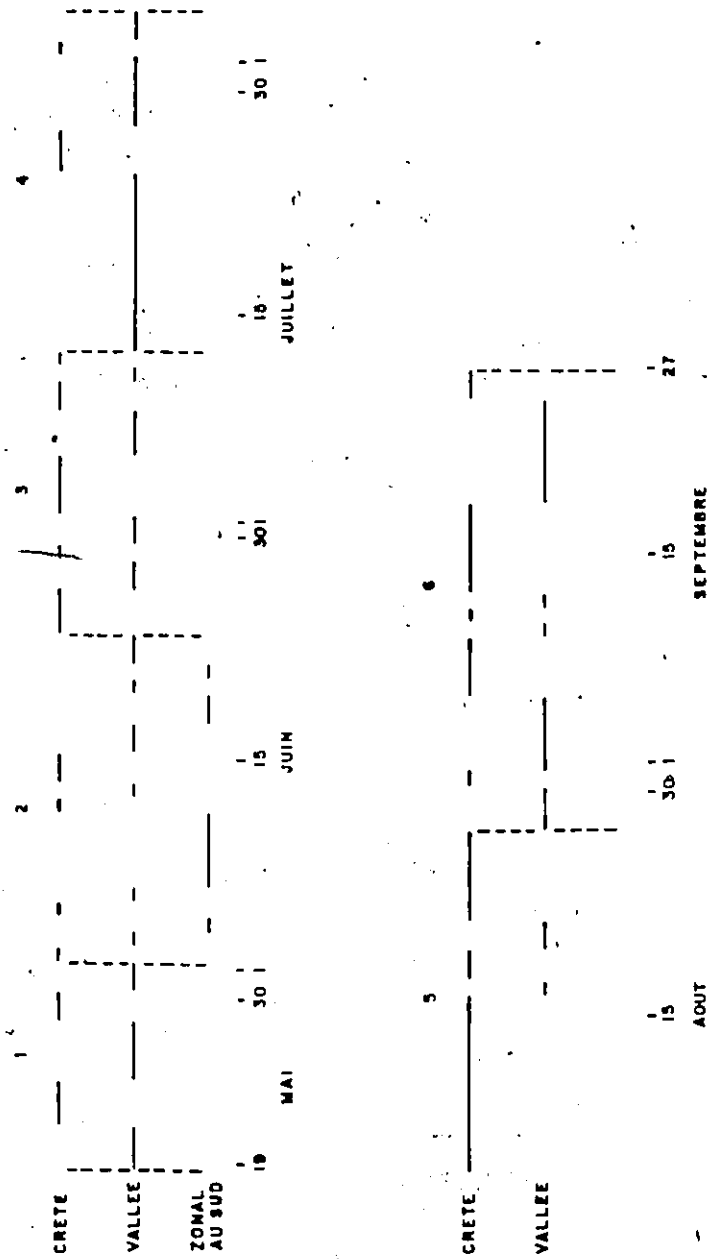


FIGURE 3.4: SEQUENCES DE CIRCULATION A 500mb ENTRE LE 19-05 ET LE 27-09-1981.

Le deuxième intervalle, allant du 2 au 23 juin, se compose de cinq crêtes, huit vallées et neuf flux zonal au sud. On y retrouve les alternances les plus rapides de la saison d'ablation 1981. A l'exception d'une succession de cinq jours de flux zonal au sud (seule période à en avoir), et ce malgré le déplacement rapide du flux, toutes les séquences sont d'environ deux jours. Les types de circulation, courts et peu développés, possèdent un indice zonal élevé. Le flux zonal empêche la remontée d'air chaud du sud, d'où la région d'étude reste sous l'influence de l'air polaire avec des températures froides et des précipitations qui sont régulières sans être abondantes. Les crêtes et les vallées ayant peu d'amplitude apportent des températures similaires à celles du flux zonal, bien que légèrement supérieures. Il arrive cependant que les vallées soient aussi froides que le flux zonal. On ne relève, pour cette période, que trois nuits sans gel. En vingt-deux jours, les températures ne dépassent 5°C qu'à quatre occasions alors qu'à la période précédente, il n'y a eut qu'une seule journée sur les quatorze où la température maximum est inférieure à 5°C.

La troisième période (24-06 au 12-07) ressemble à la première; les différents types de circulation se succédant tous les deux ou trois jours (sauf pour une suite de quatre crêtes). Au nombre de onze, les crêtes dominent cependant les huit vallées. Les maxima, plus élevés qu'à la première période dépassent les 10°C à huit reprises. Les systèmes de crêtes et de vallées ont plus d'amplitude que précédemment, ce qui se reflète au niveau des températures et des précipitations entre les deux types de circulation. Le ralentissement de la circulation, accompagné du développement des crêtes et des vallées favorise le réchauffement

des températures ainsi qu'une fréquence plus élevée de périodes sèches. Le climat généré par ces deux types de circulation à 500 mb est beaucoup plus distinct qu'au début de la saison.

Le quatrième intervalle (13-07 au 04-08) se distingue des trois premiers par une succession de douze vallées résultant d'un blocage. On a dix-neuf jours de vallées et quatre jours de crêtes. Plusieurs des vallées résultant du blocage étaient situées juste à l'ouest de la région, occasionnant du temps doux à chaud combiné, dans la plupart des cas, à des précipitations. Les vallées étant alors très développées, on remarquera, après le passage de crêtes assez marquées, de fortes pluies. Les crêtes de cette période se distinguent surtout par une absence de précipitations et une humidité relative plus faible que celle des vallées. La situation de blocage est responsable des températures assez élevées des vallées, surtout lorsqu'elles se trouvent à l'ouest. Quand le système se déplace sur la région, les températures baissent et l'ensoleillement diminue. Il arrive ainsi que les vallées présentent des conditions similaires aux crêtes, mais en général le temps y est pluvieux (dans 16 cas sur 19) et assez frais.

L'avant-dernière période (05-08 au 27-08), avec sa succession de douze crêtes ressemble à la précédente. L'intervalle de vingt-trois jours compte vingt crêtes et trois vallées. Les crêtes très développées amenant du temps chaud et sec résultent aussi d'un blocage. Dans quatorze des vingt cas, les températures montent au-dessus des 15°C et il ne pleut que trois fois à l'intérieur des vingt-trois jours. Les vallées se caractérisent par des températures plus fraîches et un ensoleillement inférieur aux crêtes.

La dernière période (28-08 au 27-09) est marquée de séquences relativement longues, parfois entrecoupées de séquences d'une journée. Le temps cyclonique s'installe au début, les vallées bien développées amenant du temps froid et pluvieux. Une succession de quatre jours de crêtes ramène du temps chaud et sec. A cette série de crêtes succèdent de courtes séquences suivies à leur tour d'une autre suite de crêtes (six jours). Si l'on en croit la température à Lac-Louise (annexe XV), situé à 40 km au sud-est, le temps a été aussi chaud et sec qu'à la séquence précédente. Les données météorologiques n'étant plus prélevées au glacier à partir du 11 septembre, on doit se rapporter à des stations comme Lac-Louise. Cet intervalle se termine par une suite de sept jours de vallées qui ramène vraisemblablement du temps froid et pluvieux au glacier.

L'étude de l'évolution de la circulation à 500 mb nous permet de constater certains faits intéressants. Nous remarquons ainsi qu'avec une alternance rapide des types de circulation, l'indice zonal est élevé (faible amplitude des crêtes et vallées) et que les caractères climatiques des différents types ne sont pas très distincts. Au contraire, lorsque la circulation ralentit, les crêtes et les vallées se développent tout en favorisant les échanges thermiques entre le nord et le sud. Ces dernières acquièrent alors des caractères climatiques beaucoup plus distincts.

3.3 L'ANALYSE DISCRIMINANTE

On utilise l'analyse discriminante afin de déterminer s'il y a des différences statistiquement significatives quant aux centroïdes de deux ou plusieurs groupes à variables multiples. Dans l'affirmative, l'analyse discriminante relève par ordre d'importance la ou les variables qui caractérisent ces groupes. Elle servira, dans notre étude, à différencier au maximum les types de circulation (groupes) à partir des variables météorologiques.

Cette méthode se compare à l'analyse factorielle par laquelle on tente de réduire le nombre de variables à quelques composantes qui les regroupent. L'analyse discriminante permet l'extraction successive de fonctions discriminantes orthogonales alors que l'analyse factorielle est utilisée afin de déterminer les facteurs orthogonaux. La première fonction est celle qui a le pouvoir discriminatoire le plus élevé, les fonctions suivantes se présentant dans un ordre décroissant de pouvoir. Laforge (1978) et Klecka (1980) soulignent l'importance de limiter à deux ou trois le nombre de fonctions discriminantes afin de rendre possible l'illustration géométrique du centroïde de chaque groupe dans un espace à deux ou trois dimensions.

3.3.1 DESCRIPTION DU PROGRAMME D'ANALYSE DISCRIMINANTE

BMDP7M

On utilise ici l'analyse discriminante pour différencier au maximum les types de circulation (groupes) à partir des variables météorologiques (variables discriminantes). La méthode hiérarchique (stepwise), telle

qu'appliquée ici, consiste à faire entrer les variables en ordre décroissant de pouvoir discriminant, le λ de Wilks et le F partiel (F d'inclusion) servant par ailleurs de critères de sélection. Le λ de Wilks prend en considération les différences entre les groupes et la cohésion à l'intérieur de ceux-ci, soit le degré auquel les cas se regroupent près du centroïde. La statistique du F partiel, soit la transformation de la statistique inverse du λ de Wilks dans le programme utilisé, permet de vérifier dans les tables de F si la séparation des groupes est statistiquement significative.

Il arrive, au cours de l'analyse, qu'une variable déjà entrée soit éliminée parce que l'inclusion de certaines autres en font baisser le pouvoir discriminant, occasionnant une redondance d'information dans une nouvelle combinaison de variables qui elles, seront retenues. Cette élimination de variables se fait grâce au F d'exclusion dont le seuil est inférieur à celui du F d'inclusion de 0.01.

La sortie du programme BMDP7M présente entre autres la matrice de classification, le tableau des probabilités d'appartenance des cas avec les classifications incorrectes, les fonctions discriminantes et autres statistiques de la discrimination, et un tableau de coordonnées des centroïdes et de chaque cas.

La matrice de classification rend compte de l'efficacité des variables discriminantes à séparer les groupes. Elle révèle le pourcentage de cas correctement classifiés à l'intérieur de chaque groupe et pour l'ensemble des groupes tout en spécifiant le nombre de cas mal classifiés. La probabilité d'appartenance de chacun des cas est basé sur les distances

(D^2) de Mahalanobis, ces distances étant calculées à partir de la moyenne au centroïde de chaque groupe. Les probabilités d'appartenance des cas sont indiquées au tableau des probabilités d'appartenance, par une valeur comprise entre 0 et 1 (tableau 3.4).

Parmi les données de la fonction discriminante, on compte les coefficients de la variable canonique pour chacune des variables discriminantes entrées, une constante pour chacune des fonctions, et d'autres statistiques telles les racines latentes, le pourcentage de la variance expliqué par les fonctions, les corrélations canoniques et les variables canoniques évaluées au niveau de la moyenne des groupes ou si l'on préfère, les coordonnées des centroïdes de chaque groupe.

La sortie du programme comprend aussi un tableau des coordonnées de l'ensemble des cas, et une représentation graphique de la dispersion des cas à l'intérieur des groupes (lorsque la discrimination est efficace) selon la ou les fonctions discriminantes rapportées sur un ou plusieurs axes (figure 3.6).

3.4 DISCUSSION DES RESULTATS

La matrice des données utilisées comprend 115 cas pour la période du 19 mai au 10 septembre 1981. Les cinq variables qui la caractérisent sont la température maximum, la température minimum, l'humidité relative, la précipitation et l'ensoleillement. Chaque jour a par ailleurs été classé selon la dominance du type de circulation à 500 mb. Le calcul des moyennes et des écarts-types est suivi du calcul des matrices de corrélation inter-groupes et de covariance inter-groupes. Ces matrices

vont servir à dériver une ou plusieurs fonctions discriminantes selon le cas.

La première des trois variables à entrer dans la fonction de classification, soit la température maximum, permet la distinction la plus nette entre les groupes. Les valeurs du F d'inclusion des autres variables baissent alors passablement, notamment celle de la température minimum qui ne fournit dès lors aucune information supplémentaire valable. La deuxième variable sélectionnée pour la fonction de classification est l'humidité relative. La variable précipitation amenant une séparation supplémentaire des groupes de par un F d'inclusion de 5,03 devient par ailleurs un troisième choix tout indiqué.

La matrice de classification exprimant le pourcentage des cas bien classés permet d'évaluer la qualité de la discrimination entre les groupes. L'inclusion de la température maximum donne un pourcentage de classification correcte de 62,6%, pourcentage qui passe à 72,2% avec l'humidité relative pour finalement atteindre les 75,7% avec la précipitation. La température fluctuant selon qu'on est en présence d'un type donné de circulation, elle est la variable qui caractérise le mieux les différents types de circulation. L'humidité relative et la précipitation précisent par ailleurs le caractère cyclonique ou anticyclonique entre les crêtes et les vallées, tout en déterminant l'appartenance de cas additionnels à ces différents types de circulation.

Il est intéressant de noter que l'échelle synoptique qu'utilise Yarnal (1984), échelle synoptique qui ressemble à la nôtre, explique peu la température estivale au glacier Peyto tout en donnant des résultats

satisfaisant par rapport au bilan massique hivernal. Le problème réside en partie, comme l'auteur le souligne, à l'éloignement de la station de référence (Banff) qui n'est pas trop représentative de l'environnement du glacier Peyto, et ce, particulièrement en été. Yarnal utilise huit types de circulation à 500 mb, ce qui semble élevé en regard du nombre moyen de jours (105) pour la saison estivale déterminée par l'auteur. Alt (1978), explique relativement bien, pour sa part, les conditions climatiques et le bilan massique sur la calotte glaciaire de Devon durant l'été avec trois grands types de circulation à 500 mb. Jones et Kelly (1982) démontrent eux, à l'aide de l'analyse en composante principale, que les vingt-sept types de temps annuel utilisés par Lamb se résument à six types qui réussissent à définir les changements dans la circulation atmosphérique. Le nombre et la simplicité des types de circulation utilisés dans cette étude sont justifiés par les résultats obtenus.

En ce qui a trait au taux de classification correct pour les types de circulation donnés, le groupe des vallées est bien classé à 71,4% (40/56), le groupe du flux zonal au sud à 100% (9/9) et le groupe des crêtes à 76% (38/50). Le tableau 3.4 des classifications incorrectes indique qu'à l'intérieur du groupe des vallées, les cas mal classés en première moitié de saison s'apparentent 8 fois sur 10 aux cas de circulation zonale, alors que pour la deuxième partie de l'été, les cas mal classés ressemblent à ceux de la circulation de crête pour une moyenne de 7 fois sur 8. Côté températures, les vallées se situent entre le flux zonal au sud et les crêtes (Cf. tableau 3.1). Jusqu'au 12 juillet (jour 55), l'alternance des différents types de circulation (figure 3.3) est relativement rapide d'où les échanges méridiens sont assez

faibles. De la mi-juillet à la fin août, les alternances entre les vallées et les crêtes sont très lentes, permettant des échanges nord-sud très importants, ces derniers générant à leur tour la hausse des températures. Le peu d'amplitude des vallées en début de saison leur confère un caractère thermique plus frais, alors que par la suite il y aura invasion d'air tropical continental. Aux mois de mai et juin, la région baigne régulièrement dans l'air polaire jusqu'à ce que le "jet-stream" se déplaçant vers le nord tout en se déformant, apporte de l'air plus chaud du sud (Barry et Chorley, 1977).

En résumé, les vallées vont se classer dans le groupe zonal au sud en début de saison lorsque l'indice zonal est élevé (amplitude faible des vallées) ce qui maintient les températures fraîches (Harman, 1971). Toutes les vallées qui appartiennent au groupe des crêtes étaient à l'ouest de la région alors que le centre de la basse pression à 500 mb se situait en Oregon ou dans le sud de la Colombie-Britannique. L'encaissement suffisamment prononcé des vallées vers le sud permet une remontée de l'air chaud sur la région, l'axe de ces vallées étant alors incliné SW-NE.

Le groupe zonal au sud est classé correctement à 100% et dans les neuf cas, le corps du courant zonal se situe au sud du 50°N laissant la région d'étude dans l'air froid polaire. Les échanges thermiques nord-sud sont pratiquement impossibles à cause de l'indice zonal élevé, d'où un fort gradient latitudinal au niveau des températures et des pressions. On obtient alors les températures les plus basses pour ce type de circulation dont les caractéristiques climatiques semblent plus

TABLEAU 3.4

D^2 DE MAJALANOLIS ET PROBABILITE A POSTERIORI POUR CHACUN
DES GROUPES APRES DISCRIMINATION DES GROUPES A, B, ET C

GROUPE A		GROUPES		
CAS	CI*	A	B	C
1	B	3,5 0,238	1,8 0,547	3,7 0,215
2		3,4 0,340	3,4 0,338	3,5 0,323
3		0,3 0,792	5,1 0,072	3,3 0,136
7		2,3 0,467	3,6 0,250	3,4 0,232
8		11,0 0,717	15,2 0,116	14,5 0,167
9	B	3,3 0,156	0,9 0,662	3,5 0,182
10	B	4,3 0,105	0,8 0,748	4,1 0,147
13		6,6 0,994	17,6 0,004	19,2 0,002
14		1,0 0,755	4,2 0,149	5,1 0,096
16		2,0 0,671	3,8 0,230	7,3 0,049
19		3,0 0,581	4,0 0,357	7,5 0,062
26		2,4 0,858	6,1 0,135	12,2 0,007
29	B	4,7 0,434	4,3 0,543	10,6 0,023
30	B	2,7 0,424	2,1 0,566	10,3 0,009
33	B	2,4 0,279	0,6 0,672	5,9 0,049
35		1,7 0,518	2,0 0,455	7,6 0,027
36		1,2 0,553	1,8 0,415	6,9 0,033
40		3,9 0,878	7,9 0,119	14,9 0,004
41		2,8 0,415	3,4 0,298	3,5 0,286
43		3,0 0,384	11,9 0,010	7,2 0,106
44		1,0 0,811	5,4 0,088	5,2 0,101
49		0,4 0,831	6,7 0,038	5,2 0,080
50		6,8 0,609	7,7 0,387	16,4 0,005
51	B	4,5 0,133	0,8 0,855	9,4 0,011
54		1,3 0,858	9,1 0,017	5,1 0,125
56	C	4,4 0,105	6,2 0,044	0,2 0,852
57		19,3 0,999	35,8 0,000	34,3 0,001
58		2,1 0,978	11,1 0,011	11,1 0,011
59		4,1 0,809	13,0 0,010	7,1 0,181
60	C	4,1 0,168	8,3 0,021	1,0 0,811
61	C	6,9 0,040	12,1 0,003	0,6 0,957
62	C	3,1 0,206	8,8 0,012	0,4 0,782
63		1,5 0,594	9,5 0,011	2,3 0,396
64		5,6 0,822	11,4 0,044	9,2 0,134
65		2,6 0,769	10,8 0,013	5,1 0,218
66		2,5 0,978	12,3 0,007	10,9 0,014
67		5,5 0,983	14,1 0,013	17,0 0,003
71		3,3 0,859	15,6 0,002	6,9 0,140
72		6,0 0,987	18,7 0,002	14,9 0,012
73		6,8 0,991	20,6 0,001	16,5 0,008
74		2,5 0,484	4,0 0,239	3,7 0,267
75	C	2,1 0,367	4,6 0,107	1,4 0,527
77		1,2 0,826	9,4 0,013	4,4 0,161
78		0,8 0,805	8,9 0,014	3,8 0,181

91	C	6,3 0,300	12,7 0,013	4,7 0,687
94		5,9 0,975	20,1 0,001	13,3 0,024
95		3,1 0,691	7,2 0,085	5,3 0,224
102	C	5,3 0,077	6,3 0,048	0,5 0,875
103		2,3 0,954	13,4 0,004	8,5 0,043
104		1,3 0,961	9,4 0,017	8,9 0,022
106		3,1 0,931	11,9 0,012	12,8 0,008
107		1,6 0,792	4,4 0,193	9,6 0,015
108	B	2,3 0,293	0,8 0,609	4,5 0,096
109		1,1 0,812	4,2 0,168	8,5 0,020
110		0,5 0,623	2,1 0,288	4,4 0,089
115	C	3,5 0,214	4,5 0,133	1,3 0,654

GROUPE B

17		2,6 0,248	0,4 0,724	6,9 0,029
20		7,8 0,030	0,9 0,946	8,2 0,024
21		5,3 0,094	0,8 0,892	9,0 0,014
22		3,2 0,202	0,5 0,760	6,5 0,039
23		3,9 0,125	0,1 0,327	5,8 0,048
24		8,0 0,034	1,4 0,943	8,7 0,024
31		9,4 0,014	0,9 0,982	11,7 0,004
32		2,4 0,254	0,4 0,705	6,1 0,041
34		4,9 0,039	0,3 0,902	9,6 0,008

GROUPE C

4	A	0,3 0,697	4,3 0,121	6,9 0,029
5	A	2,1 0,631	4,5 0,200	5,5 0,120
6	A	0,3 0,635	3,3 0,150	3,1 0,165
11		5,4 0,099	4,2 0,180	1,4 0,721
12	B	3,2 0,269	2,5 0,382	2,7 0,349
15	B	1,6 0,391	1,6 0,405	3,0 0,284
18	B	4,5 0,119	0,8 0,728	4,0 0,153
25	B	8,1 0,062	3,2 0,712	5,5 0,227
27	A	1,3 0,511	3,8 0,150	2,1 0,339
28	A	2,4 0,457	2,7 0,399	4,7 0,144
37	B	5,2 0,101	1,3 0,714	4,0 0,184
38		11,2 0,017	12,5 0,009	3,1 0,973
39		11,8 0,023	10,7 0,040	4,4 0,937
42		3,3 0,198	2,6 0,286	1,4 0,516
45		4,3 0,119	4,8 0,089	0,5 0,793
46		6,0 0,053	9,0 0,011	0,2 0,936
47		13,5 0,009	16,5 0,002	4,1 0,989
48		3,5 0,261	11,8 0,004	1,4 0,734
52	B	4,5 0,130	1,6 0,567	2,8 0,303
53		2,6 0,369	3,9 0,194	2,3 0,437
55		6,7 0,051	7,7 0,031	0,9 0,918
68		7,0 0,065	6,7 0,076	1,9 0,859
69		4,1 0,118	6,5 0,036	0,1 0,846
70		5,5 0,435	16,6 0,002	5,0 0,563

76	3,5 0,172	5,9 0,054	0,5 0,774
79	5,4 0,090	10,8 0,006	0,8 0,904
80	5,2 0,079	9,8 0,005	0,3 0,913
81	8,0 0,069	16,3 0,001	2,8 0,930
82	4,2 0,121	9,4 0,009	0,3 0,870
83	9,6 0,018	14,3 0,002	1,6 0,981
84	11,9 0,010	17,8 0,001	2,8 0,989
85	10,5 0,015	17,4 0,000	2,2 0,984
86	11,0 0,019	19,9 0,000	3,1 0,981
87	11,8 0,093	22,9 0,000	7,3 0,907
88	12,0 0,011	19,8 0,000	3,1 0,939
89	9,1 0,041	17,8 0,001	2,8 0,959
90	5,3 0,033	11,6 0,004	1,0 0,913
92	4,7 0,205	9,7 0,017	2,1 0,775
93	7,8 0,050	13,5 0,001	1,9 0,949
96	4,4 0,253	3,9 0,027	2,3 0,720
97	4,5 0,151	9,3 0,014	1,1 0,835
98	6,2 0,054	11,3 0,004	0,5 0,942
99	12,2 0,016	21,9 0,000	3,9 0,984
100	11,2 0,015	19,6 0,000	2,9 0,984
101	18,8 0,004	21,0 0,001	7,9 0,994
105	B 3,3 0,232	1,3 0,631	4,3 0,137
111	3,6 0,159	4,0 0,134	0,7 0,708
112	6,1 0,055	11,2 0,004	0,4 0,941
113	12,1 0,010	16,7 0,001	3,0 0,989
114	9,6 0,018	13,6 0,002	1,7 0,979

* CLASSIFICATION INCORRECTE

stables que pour les deux autres. La validité de cette assertion est toutefois relative au nombre limité de cas observés.

C'est à l'intérieur du groupe des crêtes, correctement classé à 76% qu'on retrouve la moyenne la plus élevée de température et la moyenne la plus faible de précipitations. A cause de l'indice zonal relativement élevé, les crêtes sont peu développées d'où l'on se retrouve avec des températures assez fraîches pour les mois de mai et de juin. Les crêtes qui sont incorrectement classifiées seront "replacées" dans les vallées si elles ont un niveau de précipitation supérieur à 0.02 mm. Ceci s'explique en fonction de la position géométrique du groupe zonal par rapport aux deux autres groupes. De la fin juin au 10 septembre, on ne compte que deux jours mal classés. L'affaiblissement de l'indice zonal indiquant l'arrivée de l'été à la fin du mois de juin s'accompagne de la remontée de la cellule sub-tropicale des hautes pressions (Barry et Chorley, 1977), la circulation de crête est alors bien caractérisée par ses températures chaudes.

Le nuage de points (figure 3.5) déterminé à partir des deux fonctions discriminantes révèle certaines informations quant à la dispersion des groupes. L'exactitude de la classification des cas à l'intérieur des groupes est relative à leur dispersion. Le phénomène inverse se produit quand les cas se regroupent près de leur centroïde (groupe B). Les deux fonctions se définissent comme suit:

$$(1) \quad fd1 = -2.13 - 0.56 (MAX) + 0.18 (HUM) + 3.27 (PREC)$$

$$(2) \quad fd2 = -6.04 + 0.65 (MAX) + 0.12 (HUM) - 5.15 (PREC)$$

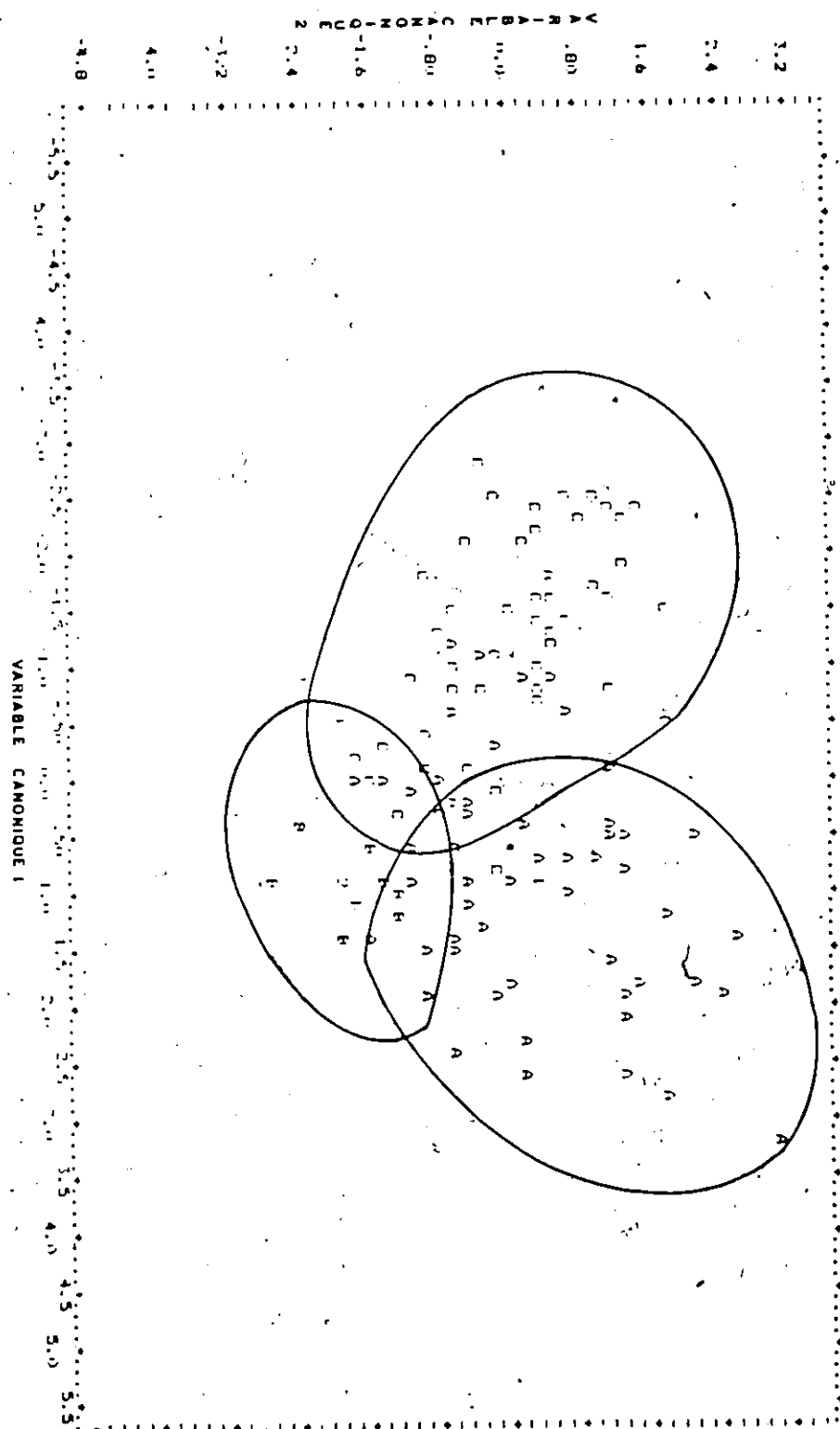


FIGURE 3.5: POSITION DES CAS ET DES CENTROIDES APRES DISCRIMINATION DES GROUPE A, B, C.

L'échelle sur les axes canoniques permet de constater que la dispersion est plus grande avec la première fonction discriminante qu'avec la deuxième. Les axes en question sont représentés par des unités d'écarts-types. La classification du groupe A étant moins bonne qu'à l'intérieur des deux autres groupes, la dispersion y est plus grande. L'interprétation du nuage de points se fait bien si on l'examine à 45° par rapport aux deux fonctions orthogonales en X et Y. Ainsi, le cas 99 (voir les coordonnées en X et Y de chaque cas), groupe C, dans le coin supérieur gauche, représente la journée la plus chaude de l'été ($19,9^\circ\text{C}$) comparativement au jour 31, groupe B, dans le coin inférieur droit qui fait état de la température la plus froide de la saison ($0,8^\circ\text{C}$). Si l'on trace une ligne joignant le premier cas au deuxième, on remarquera une baisse de la température maximum. Dans le coin supérieur droit, le cas 57 du groupe A est celui où la quantité de précipitation est la plus importante (72 mm) et montre une humidité relative de 92%, soit le deuxième pourcentage en importance. Les cas se trouvant le long de la ligne formée par les jours 31 et 99 indiquent peu ou pas de précipitations ainsi qu'une faible humidité relative. Les valeurs de ces variables augmentent lorsqu'on s'éloigne perpendiculairement de cette ligne pour atteindre leur maximum dans le coin supérieur droit.

Le nuage de points rend bien les caractéristiques climatiques principales de chacun des groupes. Si l'on en croit la dispersion des cas, le groupe C (crête) est en général chaud et sec alors que le groupe B (zonal au sud) est froid avec une humidité relative et des précipitations supérieures au groupe C. Le groupe A (vallées), moins

compact, montre tout de même des caractères de fraîcheur, de forte humidité et de pluies fréquentes et importantes.

L'analyse discriminante s'est révélée un instrument de classification efficace en regard du nombre de jours bien classés à l'intérieur des divers types de circulation, soit 87 jours sur 115 ou 75,7%. Les variables sélectionnées dans cette analyse caractérisent bien chacun des groupes. La discrimination est très efficace dans le cas du flux zonal au sud ainsi que dans le cas des jours sous l'influence des crêtes lorsque celles-ci font partie de séquences d'au moins trois jours. Les vallées étant thermiquement entre le zonal et les crêtes, la discrimination n'y est pas aussi déterminante, bien que plus valable lors de longues séquences.

Les types de circulation à 500 mb caractérisent bien le climat local au glacier Peyto puisqu'ils discriminent correctement les journées à 75,7%. L'intérêt de l'approche utilisée ici réside en la possibilité de déduire avec une certaine précision le temps qu'il fait au glacier à partir d'une séquence de cartes synoptiques journalières de la circulation à 500 mb.

Chapitre IV

LA CIRCULATION A 500 MB ET SES EFFETS SUR L'EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE

4.1 INTRODUCTION

Pour tenter de faire le lien entre la circulation à 500 mb présentée en 6 séquences et l'évolution nivo-glaciaire au glacier Peyto pendant l'été de 1981, nous utilisons une seconde fois, dans cette étude, les différentes périodes de lecture de piquets. Ayant déjà démontré que les types de circulation à 500 mb donnaient un climat caractéristique, discriminant correctement le temps au glacier dans 75,7% des cas, les séquences contribuent à expliquer une bonne part des cas mal classés. Chaque séquence a un régime climatique distinct ayant un effet particulier sur les températures d'où l'emploi des séquences de circulation pour interpréter l'évolution nivo-glaciaire nous apparaît logique.

4.1.1 PERIODE ALLANT DU 19-05 AU 03-07

Cette période d'ablation se compose de deux séquences et demi dont la première s'étend du 19 mai au 1er juin, la deuxième du 2 au 23 juin et la dernière du 24 juin au 12 juillet, se prolongeant donc dans la deuxième période de fonte.

La séquence initiale se caractérise par une circulation assez rapide (2 à 3 jours consécutifs pour chaque type) dominée par le type frais; les vallées. Du 2 au 23 juin on retrouve une circulation très rapide (1 à 2 jours) que se partagent le zonal au sud et les vallées, soit les types froid et frais. Finalement, la demi séquence ressemble à la première sauf que le type chaud, les crêtes, domine légèrement.

Les vallées et le flux zonal au sud dominent largement pendant la première période. La rapidité de la circulation, empêchant les échanges méridiens, accentue la fraîcheur des vallées et des crêtes leur conférant des températures semblables.

Si la fonte du couvert nival s'en trouve ralentie en bas de la zone d'équilibre, celui-ci s'accroît dans la zone supérieure du glacier suite aux précipitations neigeuses apportées par les vallées en altitude et le flux zonal au sud (annexe (V)). La fusion est quatre fois plus élevée sur la langue qu'en haut des chutes de glace, soit de $1.30 \text{ cm jour}^{-1}$ par rapport à $0.30 \text{ cm jour}^{-1}$.

La recession de la couverture nivale s'effectue très lentement jusqu'à la fin de la deuxième séquence pour n'être considérable sur la langue qu'avec la venue de la troisième séquence qui est dominée par des crêtes. Bien qu'au 26 juin les zones dégagées de neige soient peu étendues et n'aient presque pas progressé par rapport au 26 mai, la figure du 4 juillet fait état d'un retrait très considérable de la neige sur la langue. Cette troisième séquence se caractérise par un réchauffement marqué des températures en raison de l'affaiblissement de l'indice zonal, indicateur, en quelque sorte, de l'arrivée de l'été (Barry et Chorley, 1976).

4.1.2 PERIODE ALLANT DU 04/07 AU 25/07

La deuxième période d'ablation se présente en deux parties de séquences soit la seconde moitié de la troisième séquence, et une partie de la quatrième, la troisième se terminant le 12 juillet et la quatrième s'étendant du 13 juillet au 4 août. Ces deux séquences diffèrent passablement l'une de l'autre par la fréquence des types qu'on y retrouve. L'intervalle numéro 3 (circulation assez rapide) est légèrement dominé par les crêtes alors que ce sont les vallées qui prédominent au quatrième intervalle (circulation très lente). Les échanges méridiens étant plus fréquents, les températures sont plus élevées qu'à la période d'ablation initiale (annexe XVI), et ce, bien que l'ensoleillement soit comparable 5,3 heures jour⁻¹ pour cette période et 5,5 heures jour⁻¹ pour la période précédente. La prépondérance de vallées consécutives bien développées se manifeste par une hausse substantielle des précipitations.

Le nombre élevé de vallées, dont un blocage de 12 jours, constitue le trait dominant de cette période. La lenteur de la circulation favorise les échanges thermiques nord-sud qui occasionnent le réchauffement des températures et par conséquent une hausse des taux de fusion, notamment en amont des chutes de glace avec un taux d'ablation moyen de 2,02 cm jour⁻¹ comparativement à 3,28 cm jour⁻¹ pour la langue. La fusion pendant cette période est considérée comme moyenne.

La dernière moitié de la séquence 3 a vite raison du mince couvert nivéal de la langue comme en fait foi l'annexe VI du 12 juillet. Les températures étant sensiblement les mêmes aux séquences 3 et 4 (annexe

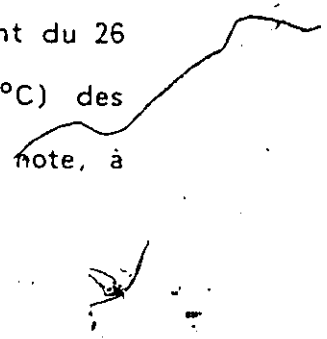
XVII), la lenteur du retrait nival dans la section en amont du piquet 80, retrait qui s'amorce à la séquence 4, ne peut s'expliquer que par l'épaisseur du manteau neigeux.

4.1.3 PERIODE ALLANT DU 26/07 AU 20/08

On retrouve, à la troisième période d'ablation, la dernière moitié de l'intervalle 4 et la majeure partie de la séquence 5. Les deux intervalles ont une circulation très lente, les vallées étant dominantes dans le premier cas pour faire place aux crêtes du 4 au 20 août (sauf deux jours), soit à la cinquième séquence. Avec l'arrivée des crêtes on note une forte hausse des températures, soit plus de 5°C (annexe XVII), et une augmentation appréciable du nombre d'heures d'ensoleillement.

On compte deux fois plus de crêtes (un blocage de douze jours) que de vallées pour cette période. L'extrême lenteur de la circulation favorise la formation de crêtes bien développées accompagnées de températures qui dépassent souvent les 15°C avec près de 10 heures d'ensoleillement journalier. Ces conditions favorisent des taux de fusion élevés, soit près de 6 cm jour⁻¹ sur la langue et de 4 cm jour⁻¹ en haut de celle-ci. On observe donc une très forte ablation pendant cette grande période.

Avec une fusion aussi élevée, le couvert nival s'amincit rapidement et le retrait est fort important. L'annexe IX fait état du recul considérable de la neige alors même que les vallées prédominaient du 26 juillet au 8 août. La douceur des températures (environ 10°C) des vallées situées à l'ouest de la région a favorisé la fusion. On note, à



l'annexe XI, carte du 21 août un recul beaucoup plus important lié à la présence presque ininterrompue des crêtes. Celles-ci activent la retraite du manteau nival surtout dans les zones favorisées par la radiation telle la zone d'accumulation nord-ouest. Ce temps chaud fait reculer la ligne de neige transitoire de 2450 à 2625 m en 10 jours. La séquence 4 joue un rôle de première importance en ce qui a trait à la "santé" du glacier.

4.1.4 PERIODE ALLANT DU 21/08 AU 27/09

La dernière période qui se caractérise par une circulation lente où les crêtes et les vallées alternent tous les 4 à 6 jours se compose du dernier tiers de la cinquième séquence de circulation à 500 mb et par l'ensemble de la sixième. On retrouve à la fin du cinquième intervalle (6 jours) de crêtes consécutives alors que les crêtes et les vallées sont en nombre à peu près égal (14 cas contre 17) au 6e intervalle.

Les crêtes qui prédominent aux sept premiers jours de cette période d'ablation amènent des températures élevées dont le maxima de l'été, un fort ensoleillement et très peu de précipitations. A l'arrivée de la sixième séquence correspond une baisse de la température et de l'ensoleillement et une hausse des précipitations. Nous ne disposons de relevés météorologiques que pour la première moitié de cet intervalle, aussi ajoutons nous à l'annexe XV les données de température maximum de Lac-Louise et du glacier Peyto. La station de Lac-Louise est à moins de 40 km du glacier. Les oscillations de la température aux deux endroits (annexe XV) sont en accord et vont de paire avec les changements de la circulation à 500 mb.

La lenteur de la circulation favorise de forts écarts thermiques entre les crêtes et les vallées. Les crêtes bien développées en raison de leur long séjour permettent une bonne ablation qui se reflète dans le débit (figure 1.5), alors que les vallées réduisent considérablement la fonte, l'air polaire étant davantage présent à ce temps de la saison. L'air polaire réduit par ailleurs la hauteur de la couche à 500 mb (Cf. figure 3.3). Le soleil étant moins haut, il y a une baisse appréciable de l'ensoleillement et une augmentation de l'albédo. Les crêtes sont alors moins efficaces en terme de fusion qu'au début du mois d'août d'où l'ablation est comparable à celle de deuxième période qui est dominée par les vallées. La fonte moyenne sur la langue est de 3,40 cm jour⁻¹ et de 2,19 cm jour⁻¹ en sa partie supérieure alors que ces taux étaient de 3,28 et 2,02 cm jour⁻¹ respectivement, à la principale période du mois de juillet.

Les sept jours de la cinquième séquence présentent des conditions favorables à la fonte et permettent un recul important du couvert nival en contribuant d'abord à l'amincissement de la couverture neigeuse et facilite ainsi, par la suite, le retrait de la ligne de neige transitoire. Cette dernière continue de reculer à un rythme appréciable, à la sixième séquence, bien que les conditions soient moins favorables à l'ablation (annexe XIII du 9 septembre). La base du couvert nival se trouve à une altitude d'environ 2625 m sur la carte du 20 août alors qu'elle atteint 2700 m au 9 septembre. La base du névé, située à environ 2650 m correspond en gros à la ligne d'équilibre. Ainsi dès le début de cette période, les crêtes s'attaquent à la réserve d'accumulation du glacier. A la lecture finale du 27 septembre, on note

10 cm de neige au piquet 194 alors que dans le même secteur, au piquet 190, il n'y a plus de neige. Il est fort possible, en raison du couvert nival très aminci à la cinquième séquence, et des conditions tout de même favorables à l'ablation au sixième intervalle, que la ligne transitoire de neige ait pu atteindre les 2750 m à la fin septembre.

Chaque séquence a un régime climatique distinct lié à la rapidité de l'alternance des types de circulation et de leur prépondérance à l'intérieur des mêmes séquences. Les régimes de circulation rapide où un type de circulation persiste 3 jours ou moins donnent une fusion de faible à modérée ($1-3 \text{ cm jour}^{-1}$), selon le type qui prévaut. Dans les séquences où les types de circulation alternent tous les 4 à 6 jours, la fonte est de modérée à passablement élevée ($3-5 \text{ cm jour}^{-1}$) suivant que ce sont des vallées ou des crêtes qui dominent. Lors d'intervalle dépassant 6 jours, la fonte est de faible à moyenne ($3-4 \text{ cm jour}^{-1}$) selon la position des vallées par rapport au glacier et très forte si les crêtes prévalent ($5-6 \text{ cm jour}^{-1}$).

On constate ainsi que le cinquième intervalle a été déterminant pour la "santé" du glacier, l'acheminant vers un bilan annuel fort négatif. Il faut dire que le faible enneigement lors du bilan hivernal n'a pas aidé dans ce cas-ci. Les bilans hivernal et annuel ressemblent beaucoup à ceux de 1978. Les séquences à circulation rapide ou moyenne et/ou un bilan hivernal élevé pourrait(ent) contrer un bilan annuel négatif.

Chapitre V

CONCLUSION

5.1 EVOLUTION NIVO-GLACIAIRE ET CIRCULATION A 500 mb

C'est par l'entremise de la circulation à 500 mb en relation avec le climat au glacier que s'est amorcée l'étude de l'évolution nivo-glaciaire au cours de la saison d'ablation 1981 au glacier Peyto, l'objectif final de cette étude étant par ailleurs d'établir le lien entre ces deux aspects.

L'évolution nivo-glaciaire s'observe par le retrait nival qui s'effectue de façon générale d'amont en aval sur la langue alors que sur le restant du glacier le manteau nival se retire graduellement vers l'amont. Le mouvement de retrait inusité sur la langue est en partie attribuable au faible enneigement du secteur sud-ouest en début de saison, soit le premier à se libérer de neige ainsi qu'à la faible pente qu'on y trouve.

En amont des chutes de glace, les zones de fonte maximales se comparent bien aux zones de radiation globale maximales de Goodison (1972) de Munro et Young (1982), comparaison qui n'est pas aussi appropriée lorsqu'il est question des zones maximales de fonte sur la partie ouest de la langue. Les zones minimales de fonte sont généralement en accord avec les zones minimales de radiation globale tant sur la langue que dans la partie supérieure du glacier.

L'examen de la circulation à 500 mb au-dessus de la région sud des Rocheuses canadiennes a permis de distinguer trois grands types de circulation, soit les vallées, caractérisées par un temps frais et pluvieux, le flux zonal au sud qui se distingue par la froideur de ses températures et finalement les crêtes caractérisées par leur chaleur et leur bon ensoleillement. L'analyse discriminante a démontré que ces trois types étaient significativement distincts, générant des conditions climatiques propres à chacun des types de circulation. Le flux zonal au sud correctement classé dans 100% des cas en est le plus bel exemple, où les journées se ressemblent beaucoup en terme de climat, et ce, malgré un faible échantillon de ce type. On retrouve, du côté des vallées des conditions de climat plus hétérogènes. Ce groupe se classe quand même bien dans 71,4% des cas. Pour la première moitié de la saison, les jours mal classés ressemblent davantage à ceux du flux zonal au sud alors qu'à la dernière moitié, ils s'apparentent fortement aux crêtes. Ces dernières apportent un climat un peu plus homogène que les vallées avec un taux de classification correct de 76%. Le montant des précipitations lors de temps frais en début de saison est un facteur dans la reclassification des crêtes. Si les précipitations dépassent 0,2 mm, les crêtes iront vers les vallées alors que ces dernières seront classifiées avec le flux zonal au sud si elles sont inférieures à 0,2 mm.

Six séquences ou régimes de circulation ont été déterminées à partir de la vitesse d'alternance des différents types de circulation. Ces séquences correspondent à des entités distinctes qui permettent de nuancer les effets qu'ont chacun des types de circulation sur le climat au glacier. Ainsi, lorsque la circulation est rapide (alternance

fréquente des types) les crêtes ont tendance à demeurer fraîches alors qu'elles seront chaudes lors d'un ralentissement de la circulation. Thermiquement, le résultat est à peu près le même pour les vallées. Les séquences, qui ont des régimes thermiques plutôt nets dépendant de la vitesse de la circulation, aident à comprendre une bonne part des cas mal classés.

L'interprétation de l'évolution nivo-glaciaire en terme de séquences de circulation à 500 mb semble logique car les divers types de circulation qui composent les séquences génèrent au glacier des conditions climatiques bien caractéristiques. De plus ces séquences correspondent à des régimes thermiques plutôt distincts qui dépendent de la rapidité de l'alternance et de la prédominance des types de circulation à l'intérieur de ces intervalles. Les séquences rapides ralentissent beaucoup l'ablation et permettent même l'accumulation dans la partie supérieure du glacier alors qu'avec les intervalles à circulation lente (4 à 6 jours) il y a une fonte moyenne ($3-5 \text{ cm jour}^{-1}$) selon que ce soit des vallées ou des crêtes qui dominent. Dans le cas de séquences de circulation très lente, le glacier présentera une très forte ablation ($5-6 \text{ cm jour}^{-1}$) lorsque les crêtes dominent et moyenne ($3-4 \text{ cm jour}^{-1}$) si les vallées prévalent. Les régimes lents sont néfastes pour le bilan d'un glacier surtout s'ils sont dominés par des crêtes. Un bilan hivernal substantiel ($>1,5 \text{ m}$) peut en partie contrer l'effet négatif de ce dernier genre de séquence en retardant l'exposition de la glace à nu.

La plupart des études pionnières, portant sur la fonte glaciaire et nivale ont été faites en Norvège. A partir des années 1950, on a suivi

de façon continue la fonte de nombre de glaciers dans ce pays. Ceci a amené la publication d'importants travaux dans ce domaine et je porte une attention particulière au travail de Schytt (1981) qui utilise lui aussi une variable synoptique (la hauteur de la surface de 500 mb) pour la relier à la fonte estivale au Storglaciaren. Les résultats montrent une forte corrélation entre l'écart à la moyenne de la surface de 500 mb et le bilan de fonte sur une période de 20 ans. Par ailleurs, Ostrem, Liestol et Wold (1976) suivent une démarche fréquemment employée pour étudier les bilans d'été. Ils utilisent des données météorologiques usuelles (température, précipitation et vitesse du vent) qu'ils relient au débit, résidu principal de la fonte, au moyen d'une régression donnant des résultats satisfaisants. De son côté, Messel (1985) aborde le sujet de la fonte à partir de données sur la radiation. Il attribue la part de chacun des éléments de la radiation sur la fonte à divers glaciers entre 1954 et 1981. Les éléments de la radiation, qui expliquent la fonte, varient beaucoup d'une semaine à l'autre et d'un glacier à l'autre.

Une fois l'approche de cette thèse éprouvée, la seule lecture des cartes synoptiques en faisant le regroupement des séquences de circulation nous révélerait l'importance de la fonte nivale et glaciaire au glacier Peyto. Cela s'avérerait d'une simplicité difficile à égaler, chose que les études ci-haut mentionnées n'ont pas sauf le cas de Schytt (1981) d'une certaine manière. Les résultats des deux autres études dépendent en grande partie de l'obtention de variables météorologiques, comme prédicteur de la fonte, obtenues sur le glacier même. Cette thèse ne ferait appel qu'à une variable indépendante pour prédire la fonte.

soit le type de flux à 500 mb qu'il ne serait pas nécessaire d'aller recueillir sur le terrain.

5.2 RECOMMANDATIONS

Un des points à réviser pour continuer des recherches du genre serait d'établir un programme de lecture de piquets à intervalles égaux afin de mieux comparer les différentes périodes d'ablation et de retrait nival entre elles. Une fréquence de lecture de 3 semaines semble appropriée tout en évitant la perte de piquets au coeur de l'été, sur la langue notamment, lorsque l'ablation est élevée. L'inégalité des périodes rend les comparaisons un peu plus difficiles.

Le choix d'un troisième site de photographie pour suivre l'évolution du couvert nival au nord-ouest de la chute de glace-ouest aiderait à préciser l'extension du manteau neigeux dans la partie sud-est du glacier. Il est important de faire concorder davantage la prise de photographies avec les dates de lectures de piquets si l'on veut mieux évaluer les facteurs influençant l'évolution nivo-glaciaire. L'on doit tout de même garder un horaire souple pour suivre la récession rapide de la neige comme c'est le cas sur la langue.

Une étude du même genre pour l'année 1978 serait très intéressante en raison de bilans hivernal et annuel identiques à 1981. En effet les bilans hivernaux et annuels ont été de 1,11 m et -1,05 m pour 1978 contre 1,18 m et -1,12 m. Cette recherche nous permettrait de voir si des patrons ou séquences de circulation différents peuvent mener aux mêmes résultats.

BIBLIOGRAPHIE.

Alt, B.T., 1975. The energy balance climate of Meighen ice cap, N.W.T. Energy, Mines and Ressources, Polar Continental Shelf Project, 2 vol., Ottawa Canada.

Alt, B.T., 1979. "Synoptic climate controls of mass-balance variations on Devon Island ice cap". Arctic and Alpine Research, vol.10, no.1, pp. 61-80.

Barry, R.G., 1980. "Synoptic and Dynamic climatology". Progress in Physical Geography, vol.4, no.1, pp. 88-96.

Barry, R.G. et Chorley, R.J., 1976. Atmosphere, Weather and Climate, 3e édition, Methuen, London, 432p.

Beguín, H., 1979. Méthodes d'analyse géographique quantitative. Litec, Paris, 252p.

Binda, G., 1984. Fluvioglacial sediment and hydrochemical dynamics, Peyto Glacier, Alberta; M.A.Thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 139 p.

Church, M. and Kellerhalls, R., 1970. Stream gauging techniques for remote areas using portable equipment Inland Waters Branch, Energy, Mines and Resources, Technical Bulletin 25, Ottawa, Ontario, 89p.

Cofer, C., 1972. "Differences in ablation of three adjacent alpine glaciers, Indian Peaks Region, Front Range", Colorado. Arctic and Alpine Research, vol. 4, no. 4, pp. 349-353.

Collins, D.N. and Young, G.J., 1981. "Meltwater hydrology and hydrochemistry in snow- and ice-covered mountain catchments"; Nordic Hydrology, vol. 12, pp. 319-334.

Day, T.J., 1977. "Field procedures and evaluation of a slug dilution gauging method in mountain streams"; Journal of Hydrology, vol. 16, no. 2, pp. 113-133.

Derikx, L., 1969. "Glacier discharge simulation by groundwater analogue". Paper presented at the Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 21p.

Derikx, L. and Loijens, H.S., 1971. "Model of runoff from glaciers"; Proceedings of the Hydrology Symposium no. 8, Quebec City, National Research Council, Associate Committee on Geodesy and Geophysics, sub-committee on hydrology, vol. 1, pp. 153-199.

Environnement Canada, 1982a. Normales climatiques au Canada, 1951-1980, Volume 2, Température. Service de l'Environnement Atmosphérique, Downsview, Ontario, 306p.

Environnement Canada, 1982b. Normales climatiques au Canada, 1951-1980, Volume 3, Précipitation. Service de l'Environnement Atmosphérique, Downsview, Ontario, 602p.

Foessel, D.G., 1974. An analysis of the temperature distribution over the Peyto Glacier, Alberta M.Sc. Thesis, Department of Geography, Guelph University, Guelph, Ontario, 137p.

Goodison, B., 1970. "The relation between ablation and global radiation over Peyto Glacier, Alberta"; in: Glaciers, Proceedings of International Hydrological Decade Workshop Seminar, Vancouver, British-Columbia, Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, pp. 39-42.

Goodison, B., 1972a. The distribution of global radiation over Peyto Glacier, Alberta. Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series no. 22, Ottawa, Ontario, 22p.

Goodison, B., 1972b. An analysis of climate and runoff events for Peyto Glacier, Alberta. Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series no. 21, Ottawa, Ontario, 29p.

Hare, F.K. and Hay, J.E., 1974. "The climate of Canada and Alaska". (In: Bryson, R.A. and Hare, F.K. ed.). Climates of North America. World Survey of Climatology, vol. 11. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, pp. 49-192.

Hare, F.K. and Thomas, M.K., 1974. Climate Canada. Wiley Publishers, of Canada Limited, Toronto, 256p.

Harman, J.R., 1971. Tropical waves, jet streams, and the United States weather patterns. Association of American Geographers, Commission on College Geography, Resource Paper no. 11, 37p.

Hobbs, P.V., 1978. "Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms". Reviews of Geophysics and Space Physics, vol. 16, no. 4, pp. 741-756.

Hoinkes, H.C., 1968. "Glacier variations and weather". Journal of Glaciology, vol. 7, no. 49, pp. 3-19.

Jones, P.D. and Kelly, P.M., 1982. "Principal component analysis of the Lamb catalogue of daily weather types: Part 1, annual frequencies". Journal of Climatology, vol. 2, no. 2, pp. 147-157.

Klecka, W.R., 1980. "Discriminant analysis". Sage University Paper Quantitative applications in the social sciences, no. 19. Beverly Hills, California, Sage Publications, 71p.

Laforge, H., 1979. Analyse multivariée: présentation matricielle et programmes universels d'ordinateurs. Editions des Presses de l'Université Laval, Québec, 450p.

Messel, S., 1985. "Energy balance on Norwegian glaciers 1954-1981". in: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1982. Norwegian Water Resources and Electricity Board, Oslo, Norway, Report no 1-85, pp. 45-59.

Munro, D.S., 1975. Energy exchange on a melting glacier Ph.D. Thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 182p.

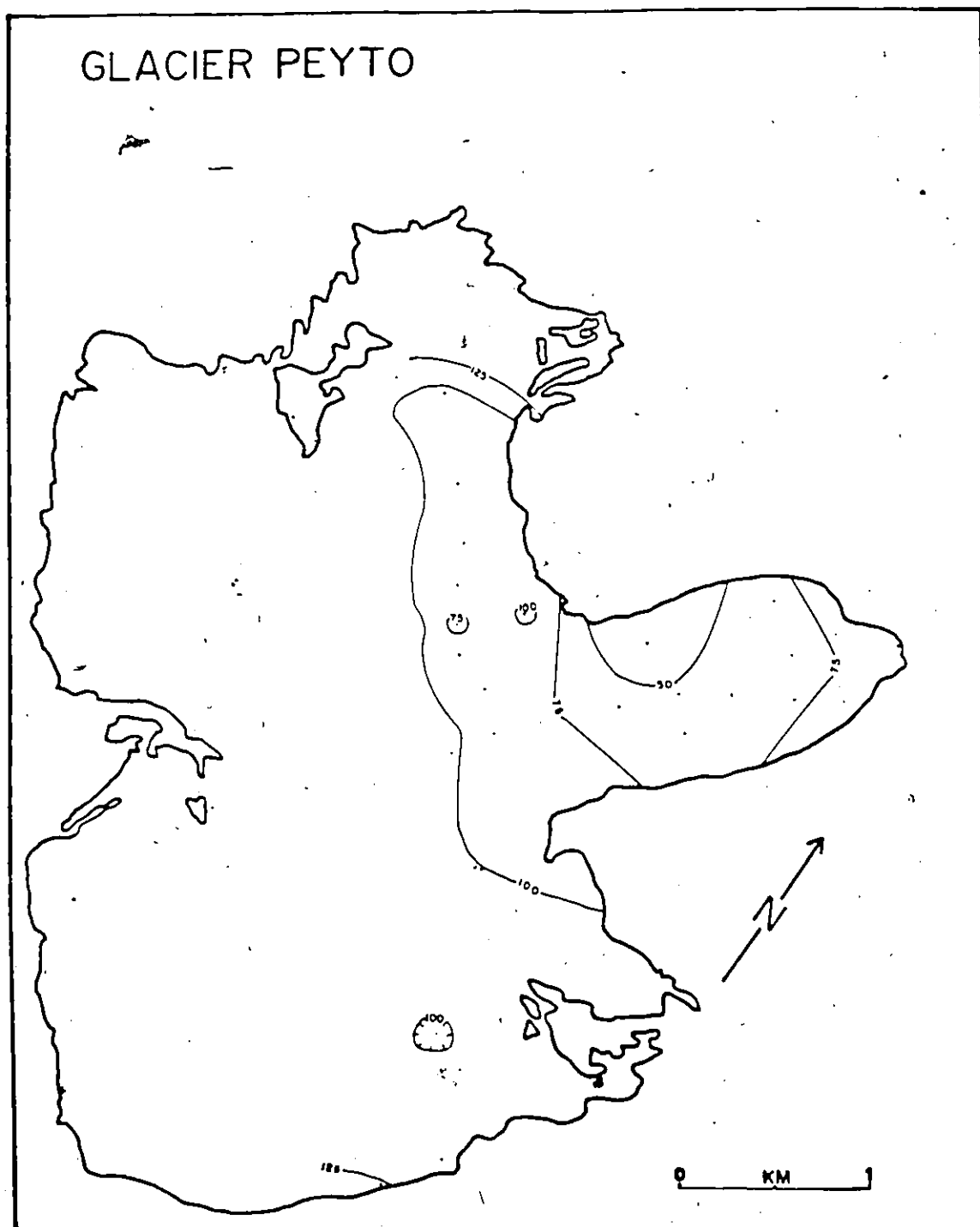
Munro, D.S. and Young, G.J., 1982. "An operational net shortwave radiation model for glacier basins". Water Resources Research, vol. 18, no. 2, pp. 220-230.

Ostrem, G., Liestol, O. and Wold, B., 1976. "Glaciological investigations at Nigardsbreen, Norway". Norsk Geografisk Tidsskrift, vol. 30, no. 4, pp. 187-209.

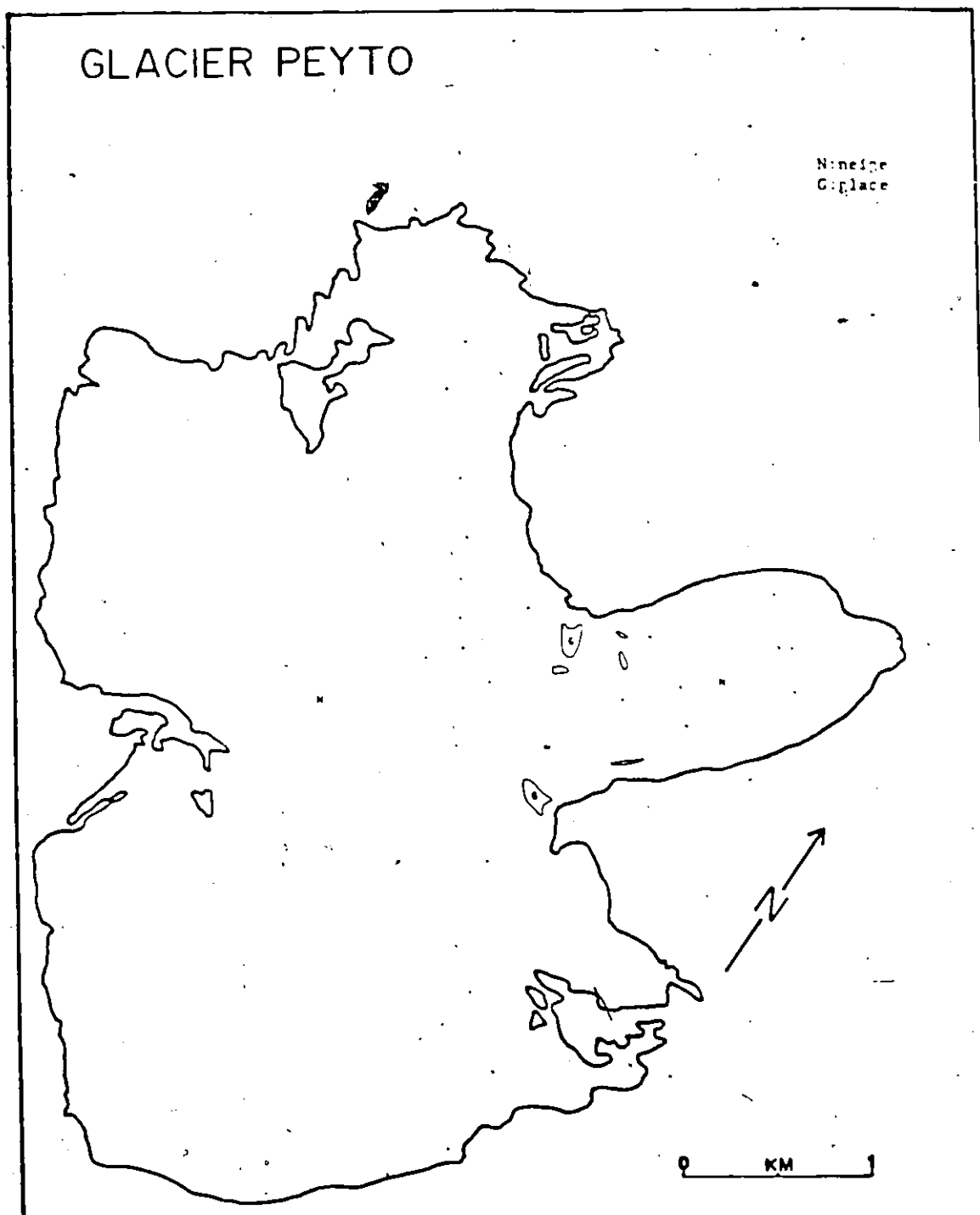
- Ostrem, G., 1975. "ERTS data in glaciology: an effort to monitor glacier mass-balance from satellite imagery". Journal of Glaciology, vol. 13, no. 73, pp. 403-415.
- Ostrem, G. and Stanley, A.D., 1966. Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work. Canadian Department of Energy, Mines and Resources and the Norwegian Water Resources and Electricity Board, 129p.; Canadian edition published as Inland Waters Branch reprint series, no. 66, Department of the Environment, Ottawa, Ontario, 118p.
- Paterson, W.S.B., 1981. The physics of glaciers, 2nd edition; Pergamon Press, Oxford, Great Britain, 380p.
- Power, J.M. and Young, G.J., 1979. "Application of an operational hydrologic forecasting model to a glacierized research basin"; Proceedings of the Third Northern Research Basin Symposium Workshop on the state of the art in transposable watershed models, Quebec City, Abstract, 11p.
- Schytt, W., 1981. "The net mass balance of Storglaciaren, Kebnekaise, Sweden, related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface". Geografiska Annaler, vol. 63A, no. 3-4, pp. 219-223.
- Stanley, A.D., 1970. "Combined balance studies at selected glacier basins in Canada". In: Glaciers, Proceedings of the International Hydrological Decade Workshop Seminar 1970, Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, Vancouver, British-Columbia, pp. 5-9.
- Stenborg, T., 1970. "Delay of runoff from a glacier basin". Geografiska Annaler, vol. 52A, pp. 1-30.
- Stenning, A.J., 1980. Synoptic controls on katabatic layer characteristic above a temperate alpine-type glacier, Peyto Glacier, Alberta. M.Sc. Thesis, Department of Geography, Memorial University of Newfoundland, St-John's, Newfoundland, 193p.
- Stenning, A.J., Banfield, C.E. and Young, G.J., 1981. "Synoptic controls on katabatic layer characteristics above a melting glacier"; Journal of Climatology, vol. 1, no. 3, pp. 309-324.

- Yarnal, B.M., 1982. The relationship between synoptic-scale atmospheric circulation and glacier mass-balance in southwestern Canada. Ph.D. Thesis, Department of Geography, Simon Fraser University, Burnaby, British-Columbia, 213p.
- Yarnal, B.M., 1984. "Relationships between synoptic-scale atmospheric circulation and glacier mass-balance in Canada during the International Hydrological Decade, 1965-74", Journal of Glaciology, vol. 30, no. 105, pp. 188-198.
- Young, G.J., 1974. "A stratified sampling design for snow surveys based on terrain shape". Proceedings of the Western Snow Conference, 42nd Annual Meeting, Anchorage, Alaska, pp. 14-22.
- Young, G.J., 1973. A computer program to describe terrain characteristics of a drainage basin. Technical Bulletin no. 76, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Ottawa, Ontario, 15p.
- Young, G.J., 1976, An approach to glacier mass-balance analysis utilizing terrain characterization. Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series no. 60, Environment Canada, Ottawa, Ontario, 34p.
- Young, G.J., 1981. "The mass-balance of Peyto Glacier, Alberta, Canada, 1965 to 1978". Arctic and Alpine Research, vol. 13, no. 3, pp. 307-318.
- Young, G.J. and Stanley, A.D., 1976. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade program, 1965-1974. No. 4: Peyto Glacier, Alberta - summary of measurements. Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series no. 71, Fisheries and Environment Canada, Ottawa, Ontario, 59p.
- Wagner, A., 1929. "Untersuchung der Schwankungen der allgemeinen zirculation". Geografiska Annaler, vol. 11, no. 1, pp. 33-48.
- Wendland, W.M. and Bryson, R.A., 1981. "Northern hemispheric air-stream regions". Monthly Weather Review, vol. 109, no. 2, pp. 255-270.

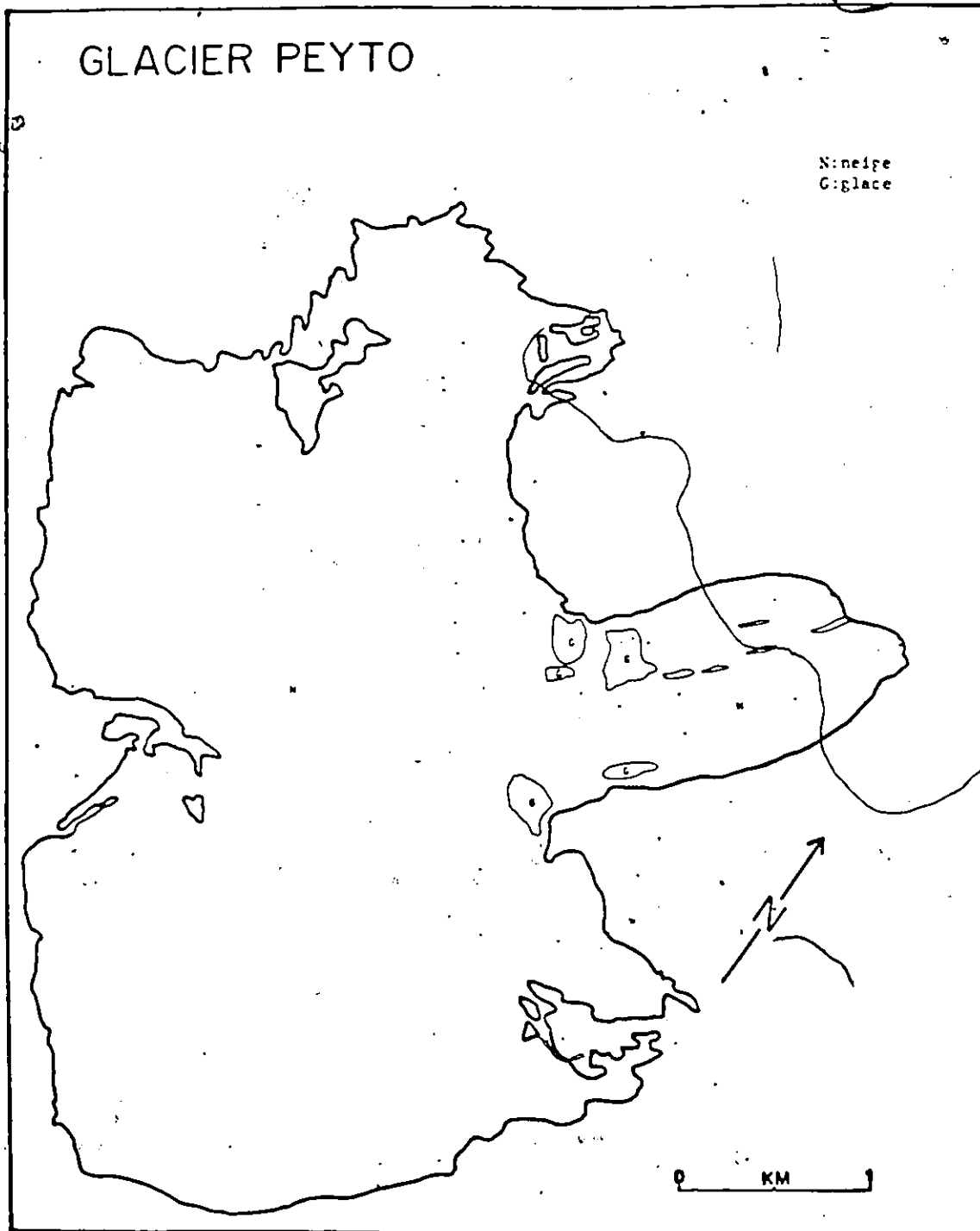
ANNEXES



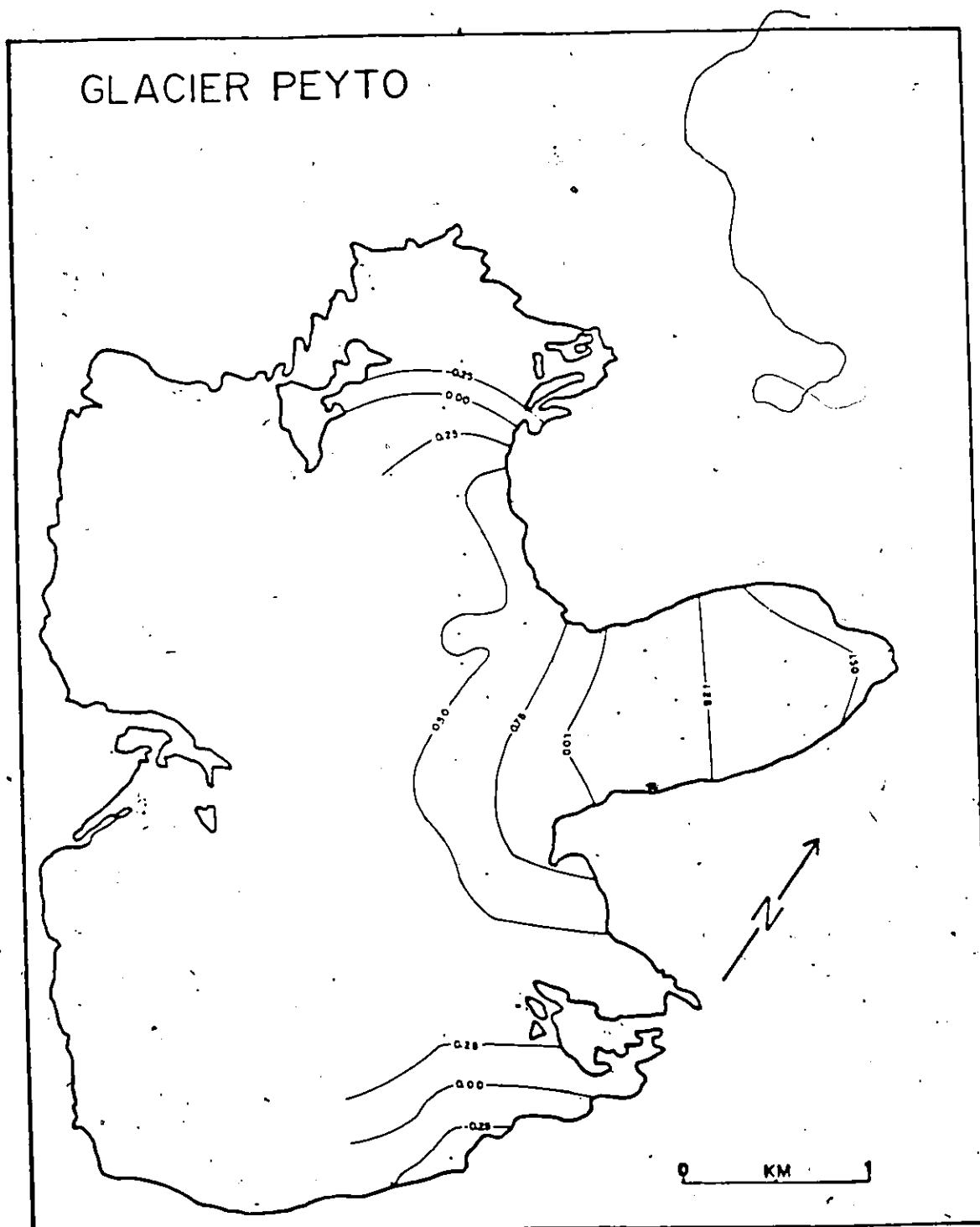
ANNEXE I: EPAISSEUR NIVALE (cm): 19-05-1981.



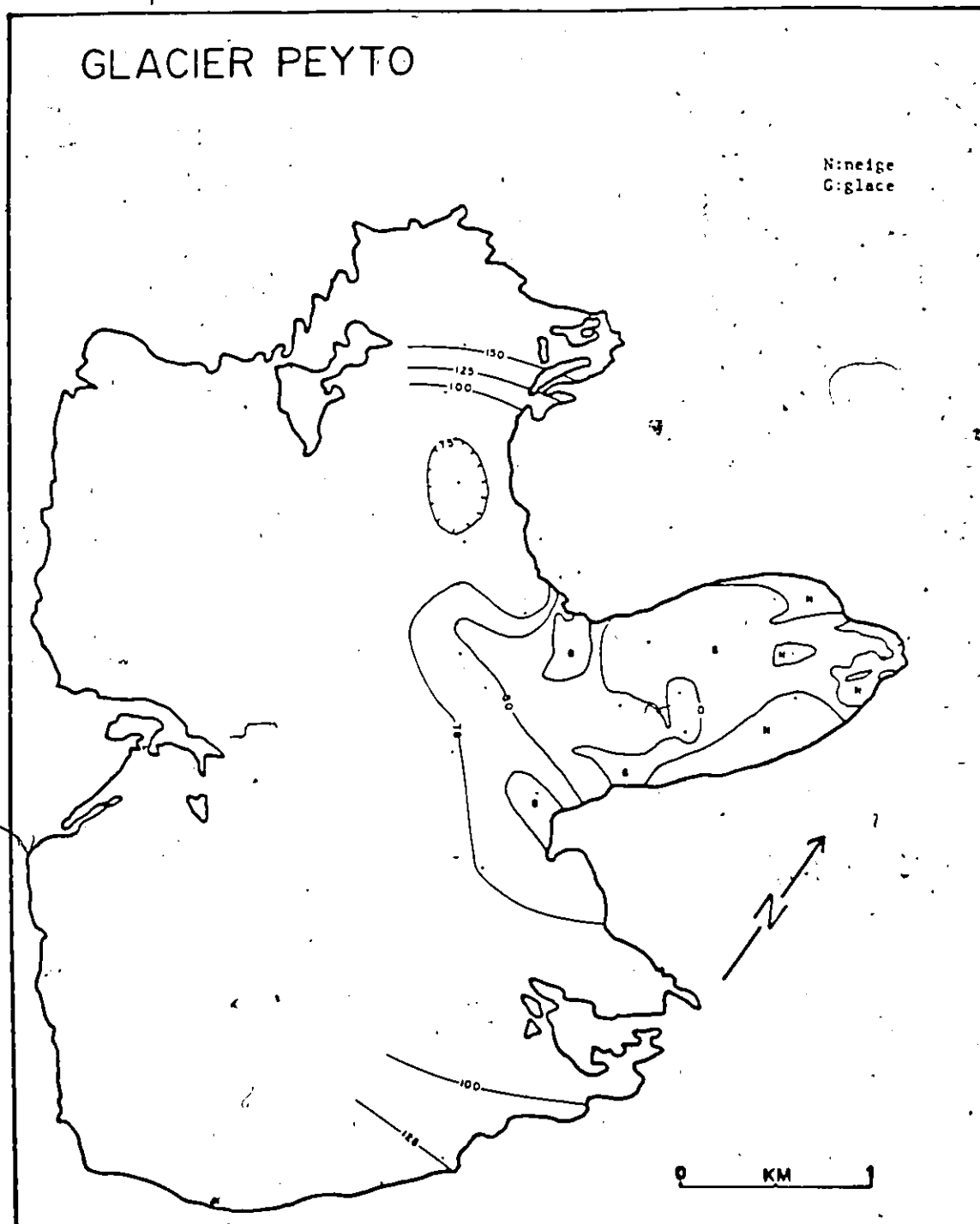
ANNEXE II: EXTENSION NIVALE: 26-05-1981.



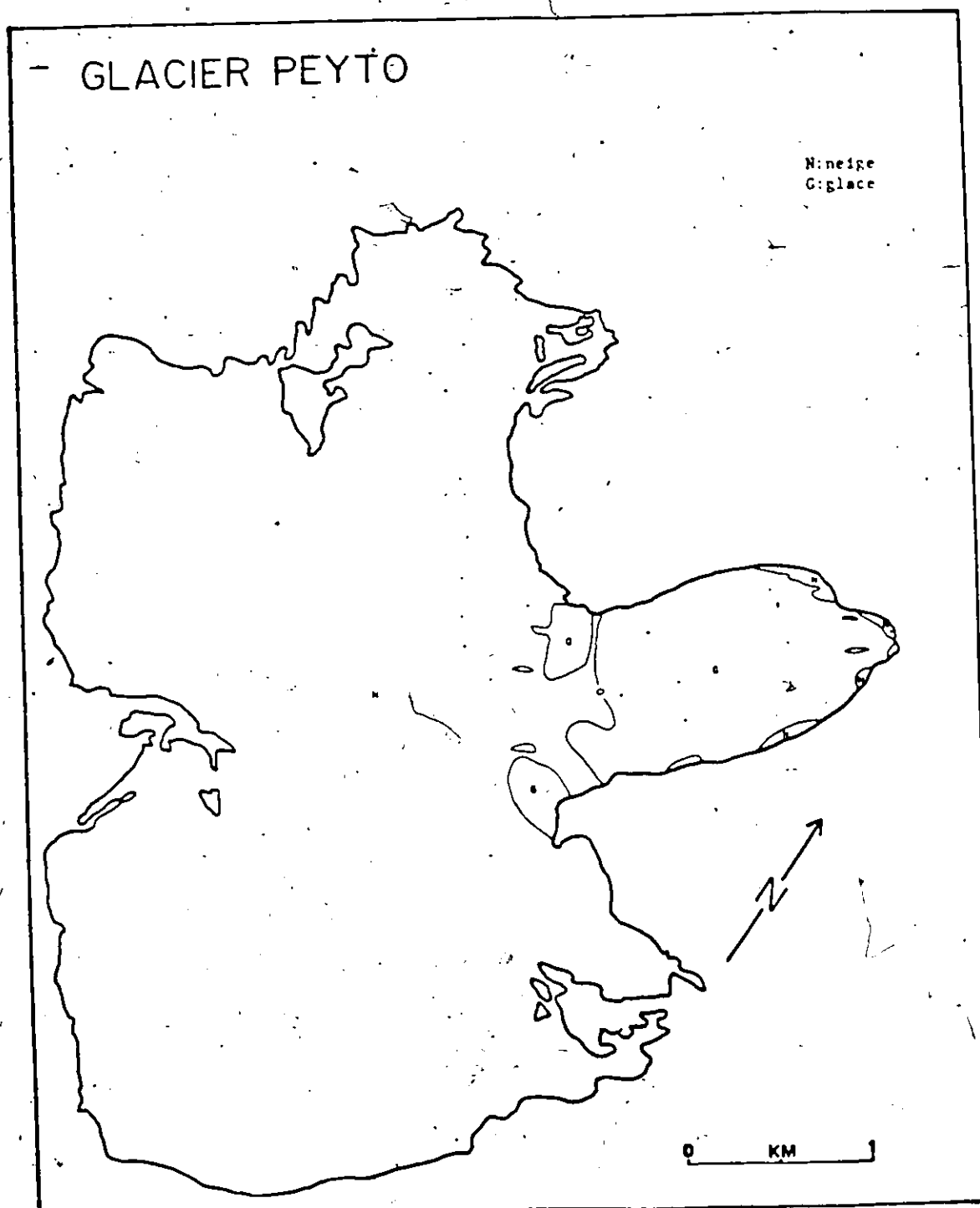
ANNEXE III: EXTENSION NIVALE: 26-06-1981.



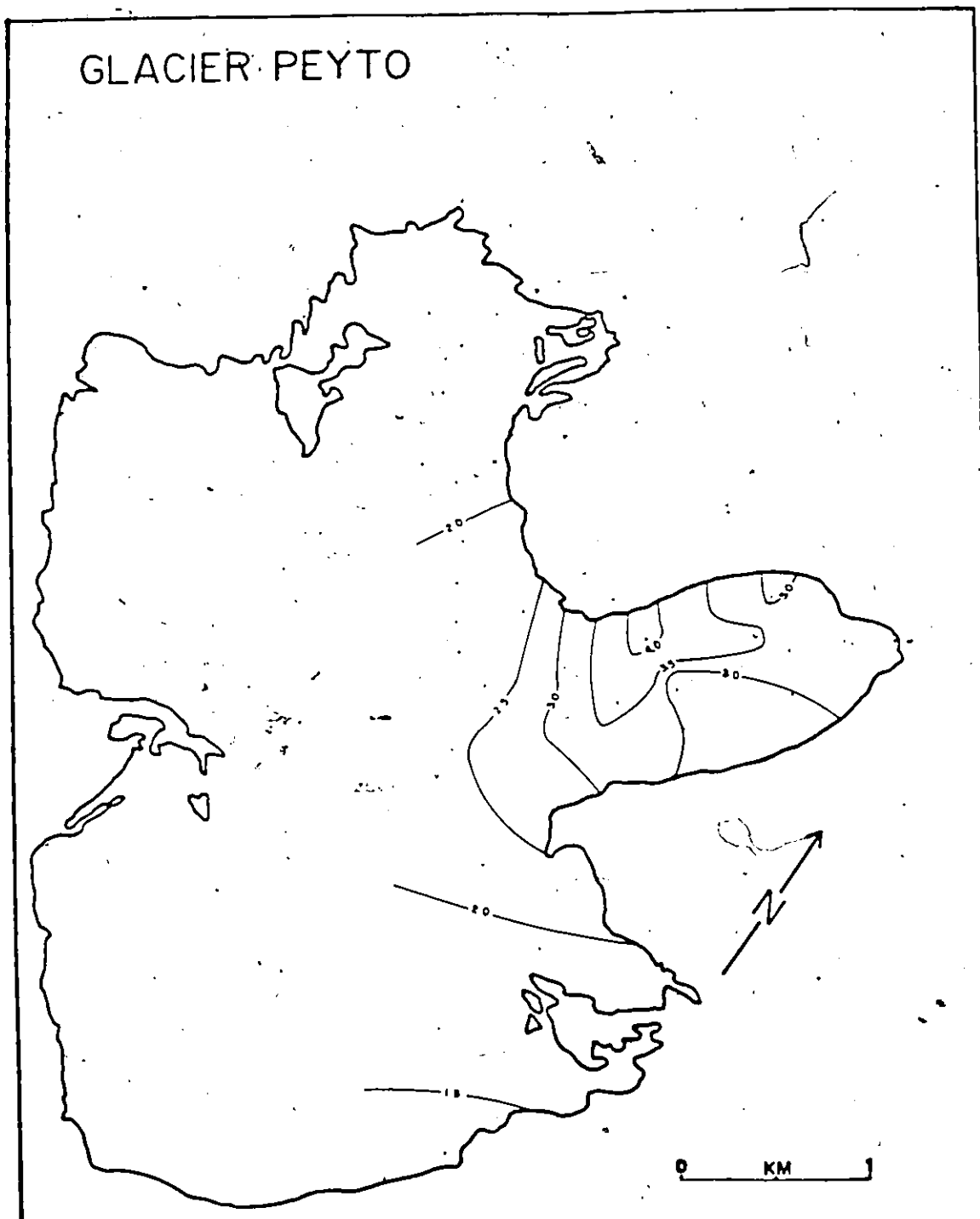
ANNEXE IV: ABLATION (cm jour^{-1}): 19-05 AU 03-07-1981.



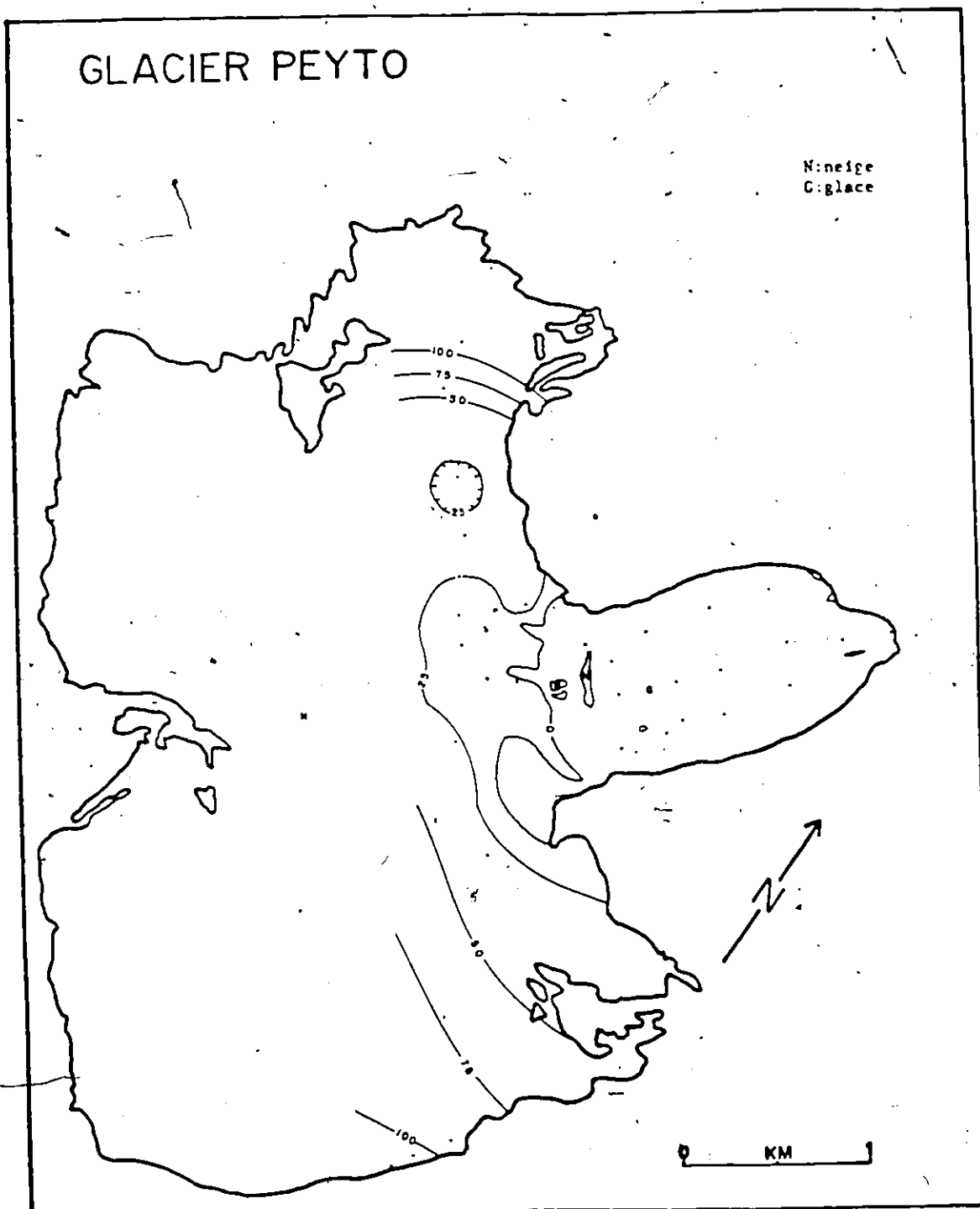
ANNEXE V: EPAISSEUR (cm) ET EXTENSION NIVALE: 04-07-1981.



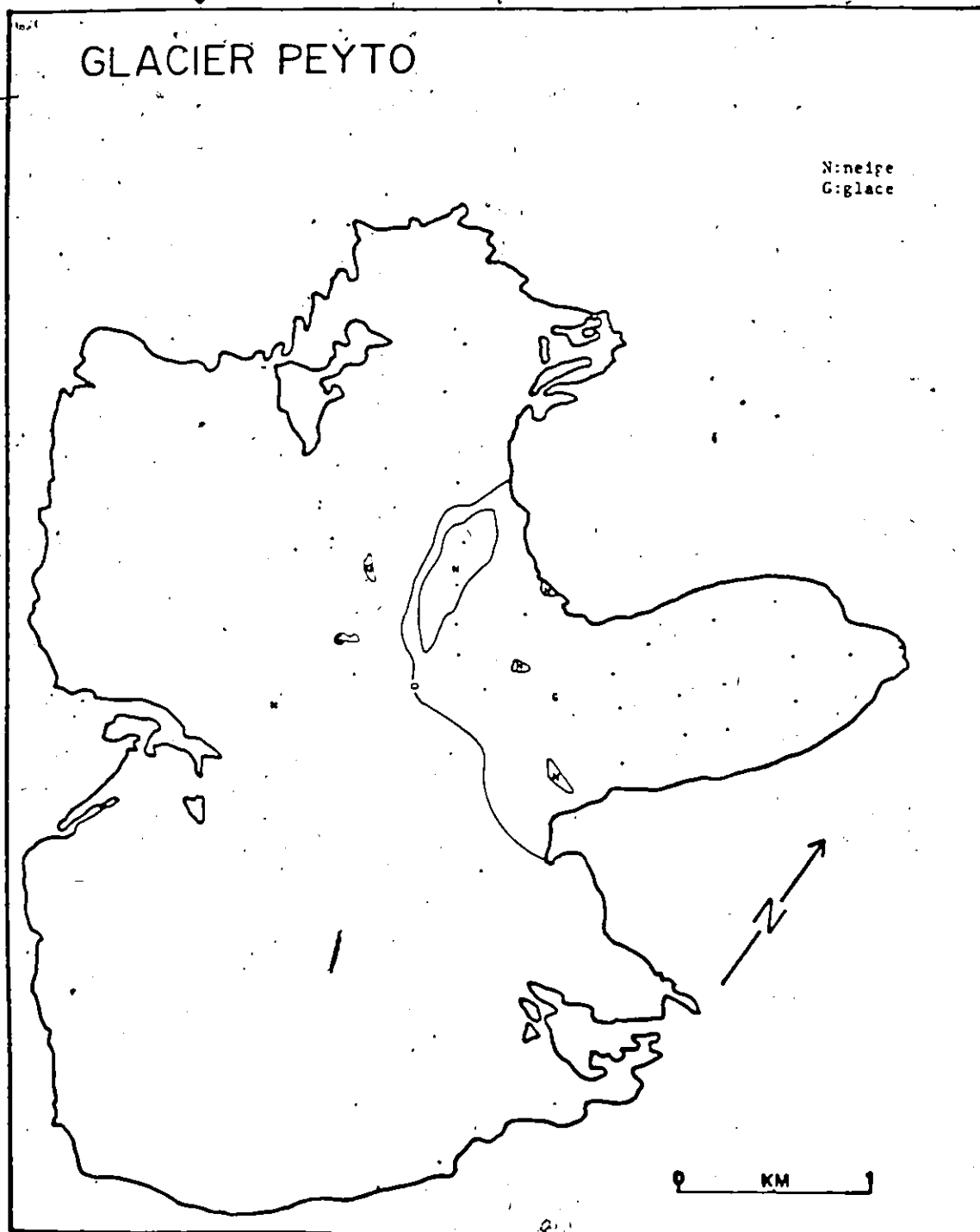
ANNEXE VI: EXTENSION NIVALE: 12-07-1981.



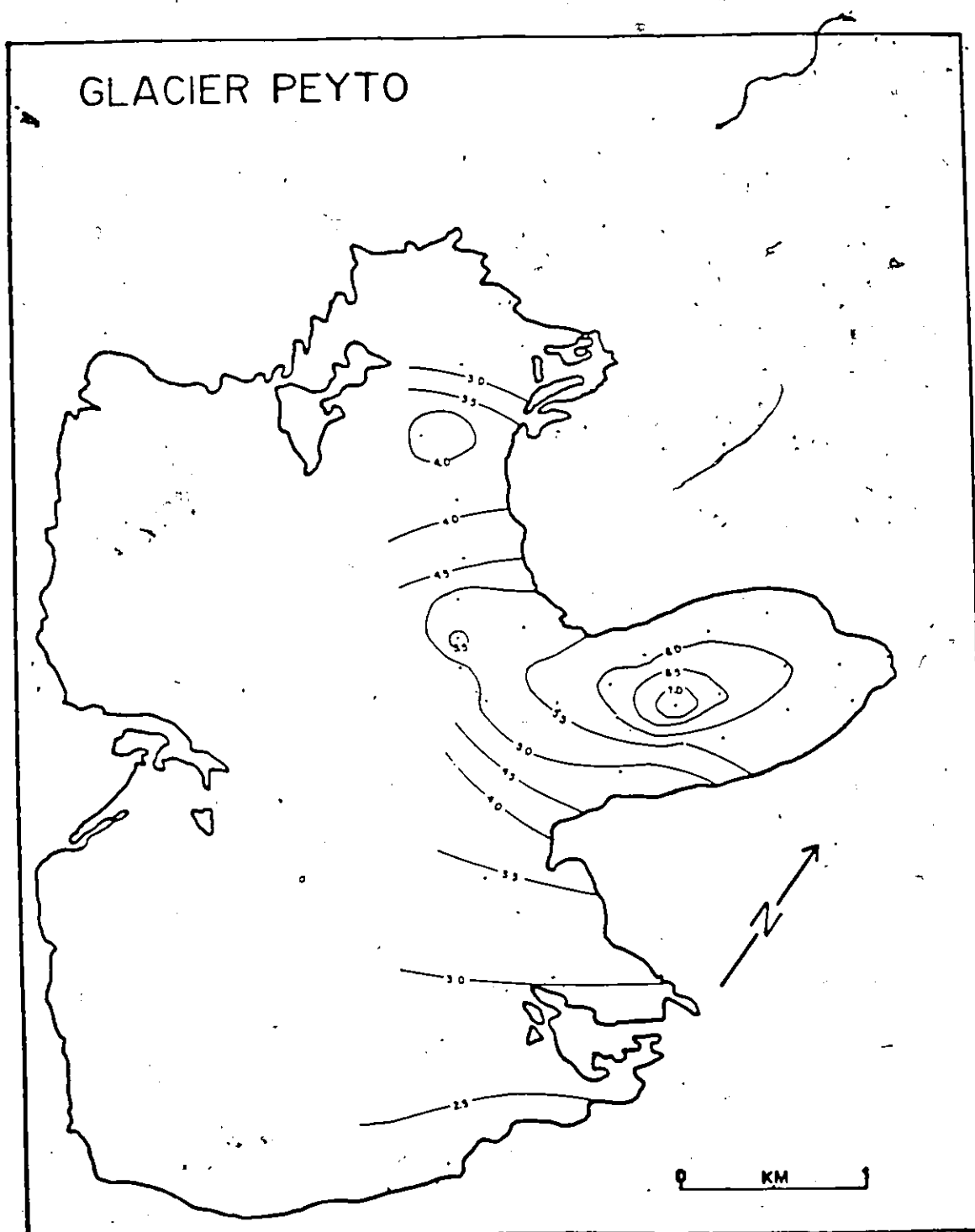
ANNEXE VII: ABLATION (cm jour⁻¹): 04-07 AU 25-07-1981.



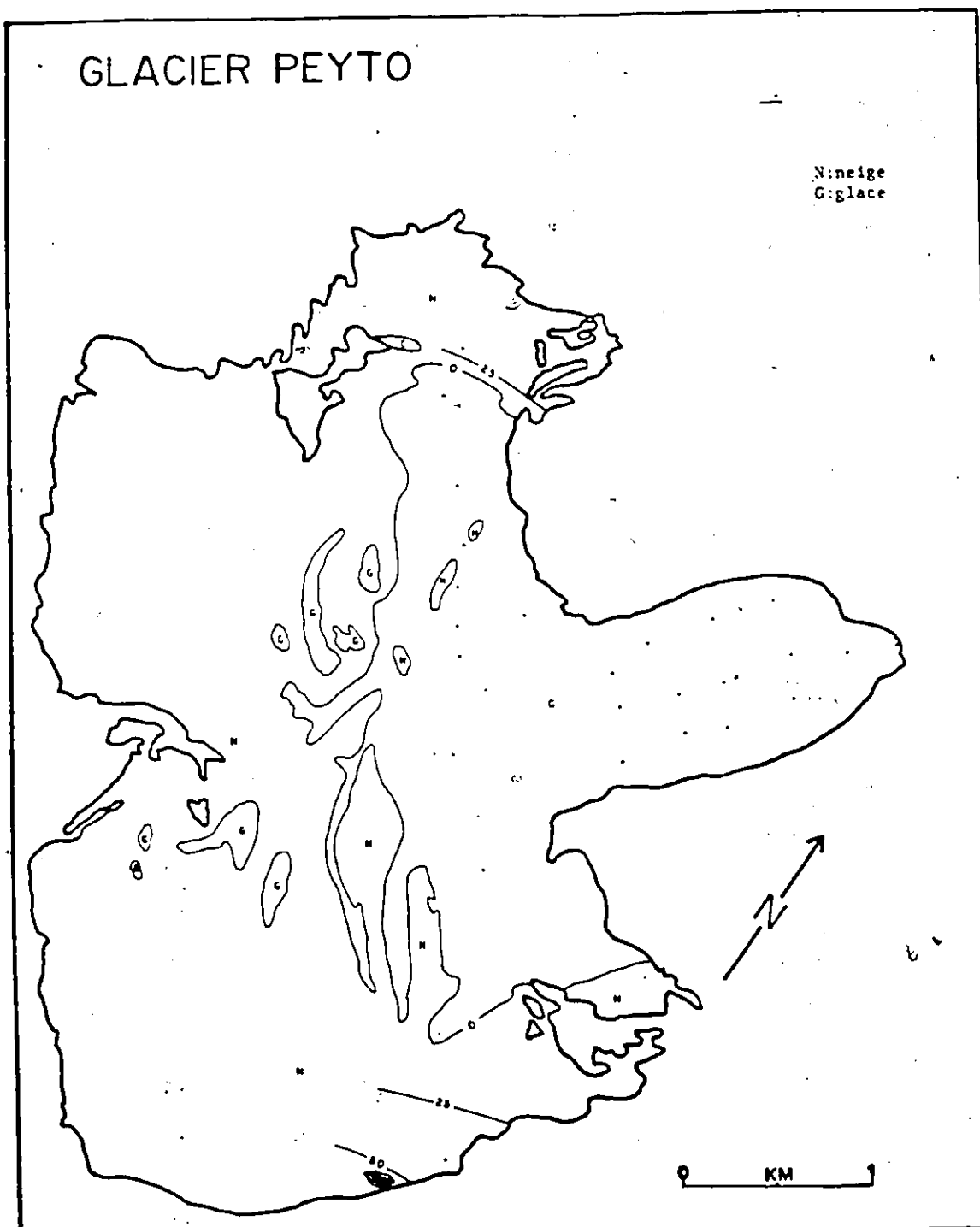
ANNEXE VIII: EPAISSEUR (cm) ET EXTENSION NIVALE: 26-07-1981.



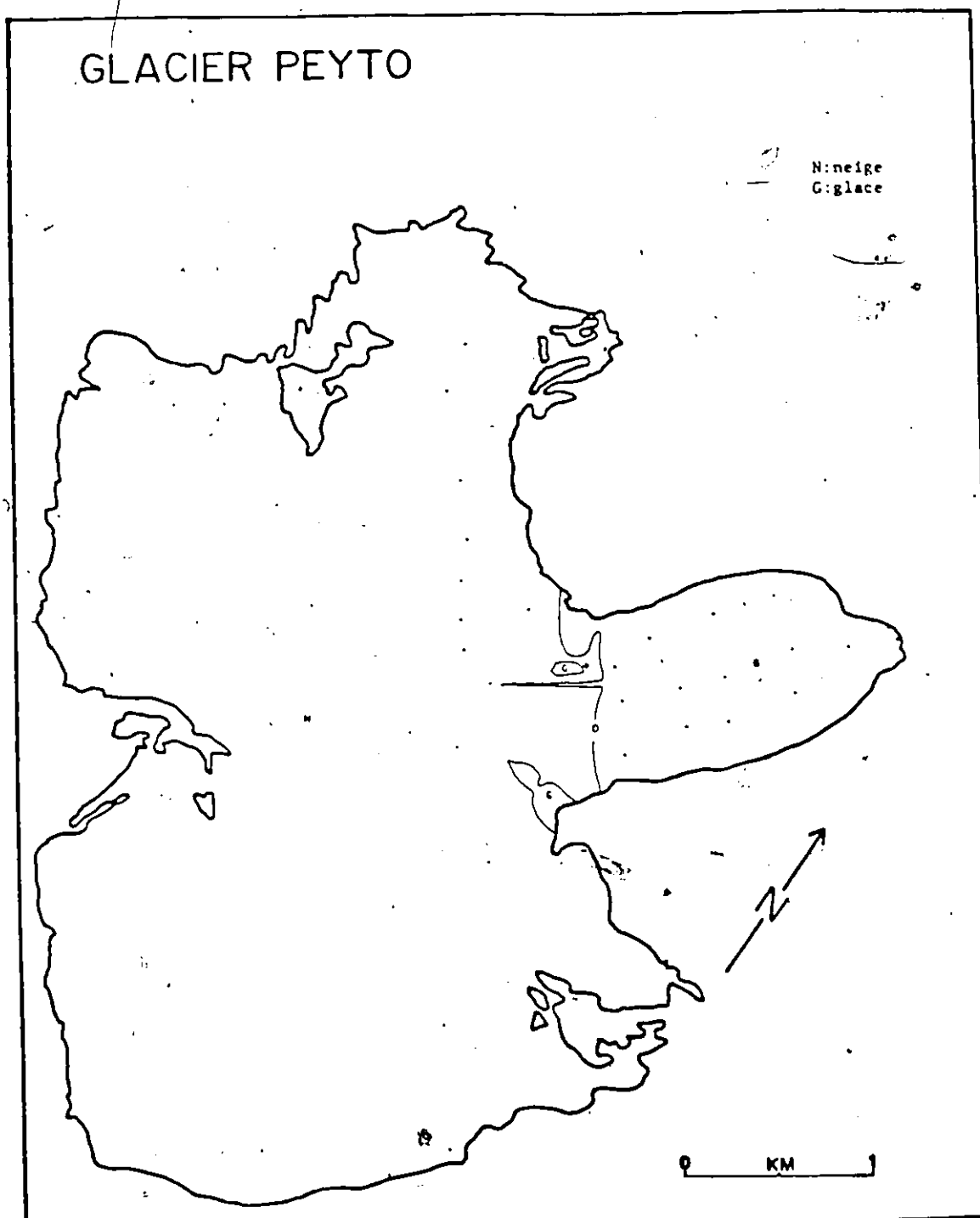
ANNEXE IX: EXTENSION NIVALE: 08-08-1981.



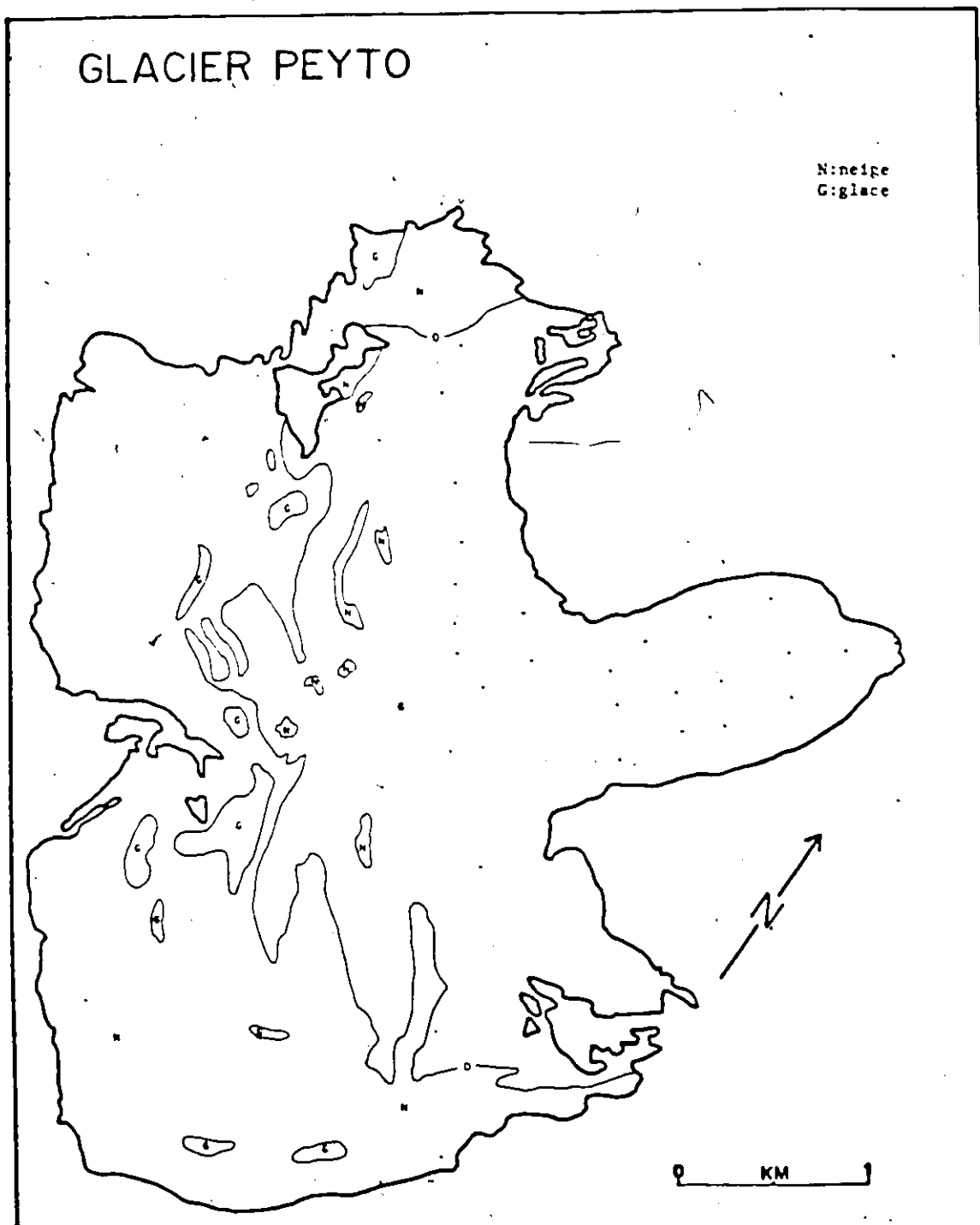
ANNEXE X: ABLATION (cm jour^{-1}): 26-07 AU 20-08-1981.



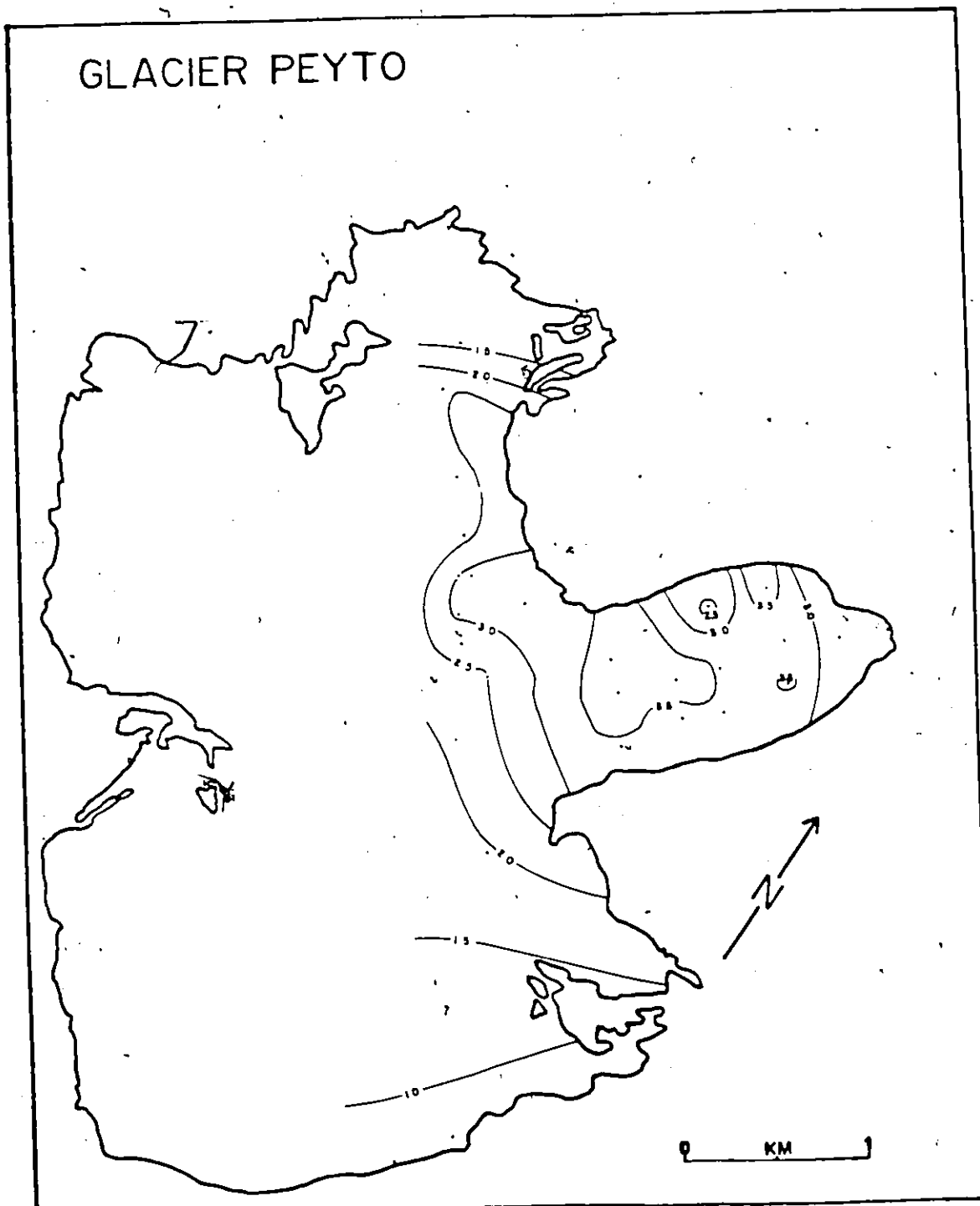
ANNEXE XI: EPAISSEUR (cm) ET EXTENSION NIVALE: 21-08-1981.



ANNEXE XII: EXTENSION NIVALE: 03-09-1981.



ANNEXE XIII: EXTENSION NIVALE: 10-09-1981.



ANNEXE XIV: ABLATION (cm jour⁻¹): 21-08 AU 27-09-1981.

ANNEXE XVI

MOYENNES METEOROLOGIQUES AU COURS DES PERIODES
D'ABLATION AU GLACIER PEYTO A L'ETE DE 1981

	19-05 AU 03-07	04-07 AU 25-07	26-07 AU 20-08	21-08 AU 27-09*
TEMPERATURE MINIMUM	-0,3 C	2,3 C	5,1 C	3,3 C
TEMPERATURE MAXIMUM	6,0 C	9,5 C	13,8 C	11,0 C
ENSOLEILLE- MENT	5,5 h	5,3 h	7,6 h	6,1 h
PRECIPI- TATION	1,3 mm	5,1 mm	2,5 mm	1,7 mm
HUMIDITE RELATIVE	67,9 %	71,6 %	65,5 %	65,9 %
DEBIT ($\times 10^3$)	540 m ³	1180 m ³	1132 m ³	631 m ³
ABLATION	0,66 cm	2,50 cm	4,95 cm	2,79 cm

* RELEVÉ PARTIEL:
DU 21-08 AU 10-09
SAUF POUR L'ABLATION

ANNEXE XVII

MOYENNES METEOROLOGIQUES AU COURS DES SEQUENCES DE CIRCULATION

A 500mb AU GLACIER PEYTO A L'ETE DE 1931

	19-05 AU 01-06	02-06 AU 23-06	24-06 AU 12-07	13-07 AU 04-08	05-08 AU 27-08	28-08 AU 27-09*
TEMPERATURE MINIMUM	0,7 C	-1,6 C	1,3 C	2,9 C	6,2 C	2,1 C
TEMPERATURE MAXIMUM	7,2 C	3,8 C	9,0 C	10,2 C	15,7 C	3,9 C
ENSOLEIL- LEMENT	5,2 h	4,9 h	6,7 h	5,0 h	8,4 h	5,2 h
PRECIPITATION	2,4 mm	1,6 mm	1,3 mm	6,6 mm	0,6 mm	3,8 mm
HUMIDITE RELATIVE	70,4 %	63,7 %	64,9 %	73,4 %	60,7 %	67,7 %
DEBIT (X 10 ³)	602 m ³	492 m ³	845 m ³	1206 m ³	1096 m ³	567 m ³

* RELEVÉ PARTIEL :

DU 28-08 AU 10-09