Modélisation numérique de l'érosion glaciaire

Christian Vérard

▶ **To cite this version:**

Christian Vérard. Modélisation numérique de l'érosion glaciaire. Glaciologie. 1999. dumas-00458920

HAL Id: dumas-00458920

https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00458920

Submitted on 22 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

VERARD Christian

Université Joseph Fourier (Grenoble)
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Université d'Aix-Marseille III

Université de Nice-Sophia Antipolis
Université de Savoie (Chambéry)
Ecole Normale Supérieure de Lyon

D . E . A . Dynamique de la lithosphère,
des marges océaniques aux chaînes de montagne

12 4 JAN.

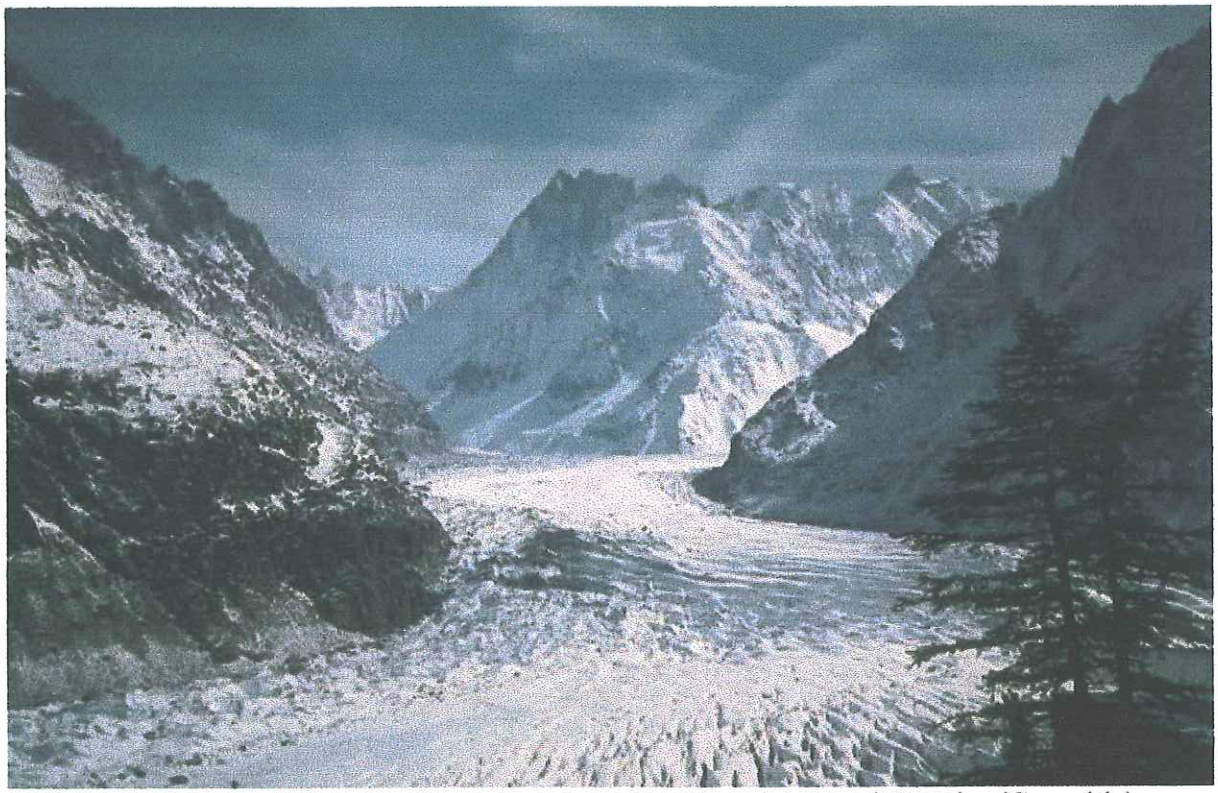
Stage de recherche 1999

Modélisation numérique de l'érosion glaciaire

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (33) 76 63 59 33
FAX (33) 76 87 82 43

par

VERARD Christian



Laboratoire d'accueil :
Laboratoire de géodynamique des Chaînes alpines
UPRES-A 5025 CNRS et UJF
Tuteur : Peter Van der Beek

Université Joseph Fourier (Grenoble)

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
SCIENCES TECHNOLOGIE MEDECINE

Université Joseph Fourier (Grenoble)
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Université d'Aix-Marseille III

Université de Nice-Sophia Antipolis
Université de Savoie (Chambéry)
Ecole Normale Supérieure de Lyon

D . E . A . Dynamique de la lithosphère,
des marges océaniques aux chaînes de montagne

Stage de recherche 1999

Modélisation numérique de l'érosion glaciaire

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

24 JAN. 2000

par

VERARD Christian

Mémoire présenté les 24 & 25 juin 1999
A Chambéry (Université de Savoie)
Devant le jury composé de MMme/MM. :

J. M. Lardeaux..... Président
A. Chemenda..... Rapporteur
J. Mascle..... Examinateur
P. Van der Beek..... Tuteur
et les membres du Conseil du DEA

Laboratoire d'accueil :
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines
UPRES-A 5025 CNRS et
Université J. Fourier

Université J. Fourier

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
SCIENCES & TECHNOLOGIE MEDECINE

-Résumé-

Les relations entre les reliefs et le climat divisent la communauté scientifique. L'objectif initial de ce travail était d'essayer de voir, à l'aide d'un modèle numérique, si les glaciers avaient une capacité érosive plus importante que l'érosion fluviatile, et donc de savoir, si le climat plio-quaternaire plus rigoureux avait pu intervenir de manière forte sur la formation du relief des chaînes de montagnes.

Pour créer un modèle, il faut d'abord pouvoir schématiser la formation et l'évolution des appareils glaciaires, et identifier les paramètres fondamentaux qui contrôlent le système. Ces processus peuvent alors être mis en équations, et intégrés dans un algorithme simple.

Les équations trouvées dans la littérature décrivant la construction des glaciers, sont en fait empiriques. Elles semblent être uniquement valables pour des régions bien déterminées. C'est pourquoi, leurs utilisations dans nos modélisations de l'érosion glaciaire n'ont pas permis aux simulations d'aboutir. Cette érosion n'étant qu'une résultante de la morphologie et de la dynamique, la construction correcte des glaciers est primordiale.

Nous avons alors établi des formules très simples, qui soient applicables à un plus large domaine. Elles nous ont permis de mettre en lumière les raisons qui déstabilisent le modèle, ainsi que le comportement singulier des glaciers.

D'un point de vue numérique, une méthode de calcul non dépendante de la taille du pas de temps serait plus adéquate. Par ailleurs, une formulation plus réaliste des vitesses de la glace est nécessaire pour éviter l'apparition d'instabilités numériques.

Du point de vue comportemental, les réponses du modèle suggèrent que les appareils glaciaires sont extrêmement sensibles aux conditions climatiques et à leurs variations.

-Abstract-

The relationship between relief and climate is a matter of debat and divides the scientific community. The initial objective of this work was to evaluate, through a numerical model, whether glacial erosion could be more effecient than fluviatile erosion, and to estimate whether rigorous climate during the Plio-quaternary could strongly interfere on the formation of mountain range relief.

Generating a numerical model implies a simplification of the glacial system formation and evolution, and the identification of the fundamental parameters controlling the system. Then, these processes can be turned into equations, and included in a simple algorithm.

The equations describing glaciers construction in the litterature are in fact empirical, and appear to be only valid for specific regions. Similarly, when applied to my modelisations of glacial erosion, they fail. This erosion depends on glacial morphology and dynamic, and therefore, a correct building up of glaciers is primordial to the model.

We have therefore established some very simple formula, which are applicable to a larger domain. They allow us to evaluate the reasons why the model is not stable, and how glaciers behave. The proposed solutions could be the base of future and efficient simulations developpment.

A numerical method that is independent of time step size, would be more appropriate. Moreover, a more realistic formulation of ice speed is necessary to avoid the developpment of numerical instabilities.

The solutions of the model suggest that glacial systems are extremely sensitive to climatic conditions and variations.

-Sommaire-

RESUME EN FRANÇAIS I

RESUME EN ANGLAIS II

TABLE DES MATIERES III

TABLES DES FIGURES V

INTRODUCTION 1

PARTIE I : LES CARACTÉRISTIQUES D'UN GLACIER 3

A/ LES TYPES DE GLACIERS 3
B/ LES GRANDS TRAITS DU FONCTIONNEMENT DES GLACIERS TEMPÉRÉS 4
B/I. L'équilibre des masses 4
B/II. Les vitesses 4
C/ LES CONNAISSANCES THÉORIQUES DE L'ÉROSION GLACIAIRE 5
C/I. L'arrachement 6
C/II. L'abrasion 7
C/III. L'hydrologie sous-glaciaire 8
D/ LES MESURES QUANTITATIVES DE L'ÉROSION GLACIAIRE 8

PARTIE II : MISE EN ÉQUATION DU SYSTÈME 9

A/ FORMULATION DE L'ÉROSION GLACIAIRE 9
A/I. L'abrasion 9
A/II. L'arrachement 9
B/ LES VITESSES D'UN GLACIER 10
C/ L'ÉPAISSEUR DE GLACE 11
D/ L'ÉQUILIBRE DES MASSES 11
D/I. Les facteurs climatiques 11
D/II. Les ablations 13
E/ LA PRESSION D'EAU 14

PARTIE III : LE MODÈLE 16

A/ L'ÉQUILIBRE DES MASSES : DEUX PISTES POSSIBLES 16
A/I. Les équations de J. Oerlemans 16
A/II. Une formulation empirique 17
B/ SIMULATION DU DÉPLACEMENT D'UN GLACIER 18
C/ TENIR COMPTE DE LA LITHOLOGIE 19
D/ PRISE EN CHARGE ET TRANSPORT DES BLOCS 20
E/ AJUSTEMENT DU MODÈLE À DES GLACIERS RÉELS 20
E/I. Des valeurs de vitesses appropriées 21
E/II. Des valeurs d'érosion appropriées 22

PARTIE IV : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS 24

A/ CAS DU MNT DU MASSIF DU MONT BLANC 24
B/ CAS D'UNE GRILLE SYNTHÉTIQUE 24
B/I. Création d'une grille synthétique 24
B/II. Réponses du modèle sur cette topographie 25
B/III. Réponses du modèle au changement du maillage 26
C/ RECHERCHE D'UN CRITÈRE DE STABILITÉ 26
D/ QUELLES SOLUTIONS AUX PROBLÈMES ? 27
E/ UNE SOLUTION IMMÉDIATE 28
E/I. Réponses du modèle sur la grille synthétique (avec une maille carrée de 500 m de côté) 28
E/II. Les réponses du modèle à la topographie du massif du Mont Blanc 29
F/ SENSIBILITÉ DU MODÈLE À DES VARIATIONS CLIMATIQUES 30
F/I. La sensibilité aux précipitations 30
F/II. La sensibilité aux températures 30
F/III. Conclusions possibles sur les variations climatiques plio-quaternaires 31

BIBLIOGRAPHIE 34

ANNEXES A1-A53

ANNEXES I A1
ANNEXES II A4
ANNEXES III A7
ANNEXES IV A28

Table des figures

Les figures

Figure 1 : Exemple de vallée glaciaire en U. La vallée du Vénéon dans le massif des Ecrins. D'après Vivian, 1975. Page 6a

Figure 2 : Relations entre les fracturations héritées et l'extension des glaciers. D'après Llibourty, 1965. Page 6b

Figure 3 : Complémentarité entre l'abrasion et l'arrachement dans le façonnement de la morphologie glaciaire. D'après le site : www.oswego.edu/Acad_Dept/a_and_s/earth.sci/geo-geochem/geo. Page 7

Figure 4 : Erosion par les eaux torrentielles sous glaciaires de l'Arveyron, à la Mer de Glace. D'après Vivian, 1975. Page 8a

Figure 5 : Aspect d'une cavité sous-glaciaire. D'après Vivian, 1975. Page 8a

Figure 6 : Graphique illustrant la variabilité des taux d'érosion par différents glaciers dans le monde. D'après Hallet *et al.*, 1996. Page 8d

Figure 7 : Schéma des vitesses de déformation Ud et de glissement Us due à une pente topographique. Page 10

Figure 8a : Déformations de forages verticaux de quatre glaciers. D'après Embleton et King, 1975. Page 10a

Figure 8b : Vecteurs vitesses, mesurés et calculés, et les lignes de courant du glacier de Saskatchewan, selon une coupe longitudinale. D'après Embleton et King, 1975. Page 10a

Figure 9 : Illustration des précipitations dans le monde issue d'un modèle numérique. D'après Chapel *et al.*, 1996. Page 11a

Figure 10a : Courbe d'ablation calculée selon les formules de J. Oerlemans (1992). Page 16a

Figure 10b : Courbe d'équilibre des masses calculée selon les formules de J. Oerlemans (1992). Page 16a

Figure 11a : Exemple de glacier de référence : photo du glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy. D'après le site : www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/ Page 18a

Figure 11b : Exemple de glacier de référence : carte de la morphologie du glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy. D'après le site : www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/ Page 18a

Figure 11c : Exemple de glacier de référence : équilibre des masses mesuré au glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy. D'après le site : www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/ Page 18b

Figure 11d : Comparaison entre l'équilibre des masses mesuré, et celui formulé d'après l'équation n°20 (page 18). Page 18b

Figure 12 : Illustration de la méthode numérique de diffusion. Page 19

Figure 13 : Photo du glacier d'Argntière (massif du Mont Blanc) en septembre 1972. D'après Vivian, 1975. Page 20a

Figure 14 : Représentation en carte de la topographie du massif du Mont Blanc, issue d'un modèle numérique de terrain (MNT). Page 21b

Figure 15 : Carte des hauteurs de glace obtenues après le calcul d'un mouvement instantané d'une couche de 100 mètres de glace uniformément répartie sur toute la surface du MNT du massif du Mont Blanc. Page 21b

Figure 16 : Rappel de la topographie du Mont Blanc issue d'un MNT. Page 24a

Figure 17a : Carte des hauteurs de glace cumulées au bout de 25 ans, selon le modèle. Page 24a

Figure 17b : Carte des vitesses correspondant aux mouvements de la glace après 25 ans, selon le modèle. Page 24a

Figures 18 (de A à F): Illustration, issue du modèle, de la formation et de l'évolution d'un glacier à partir d'une accumulation au sommet du Mont Blanc, à 50, 75, 100, 125, et 175 ans. Page 24b

Figure 19 : Topographie synthétique de 20 points par 30 points, avec une maille carrée de 500 m de côté. Page 24c

Figure 20 : Représentation en carte de la topographie de la grille synthétique (maille de 500 m de côté). Page 25a

Figure 21 : Accumulation de glace (en mètres) au bout de 5 ans, selon le modèle. Page 25a

Figures 22 (de A à D) : Evolution de la construction du glacier à 25, 50, 75, et 100 ans, selon le modèle. Page 25a

Figure 23 : Carte des vitesses de la glace, après 5 ans, selon le modèle. Page 25b

Figures 24 (de A à D) : Evolution des vitesses du glacier à 25, 50, 75, et 100 ans, selon le modèle. Page 25b

Figure 25 : Cartes des variations des hauteurs de glace après 5 ans par le calcul de l'équilibre des masses, et par celui des divergences de flux, selon le modèle. Page 25c

Figures 26 (de A à D) : Evolution des variations des hauteurs de glace à 25, 50, 75, et 100 ans, selon le modèle. Page 25c

Figure 27a : Comportement des vitesses de déformation Ud en fonction de la hauteur de glace et de la pente de surface. Page 26a

Figure 27b : Comportement des vitesses de glissement Us en fonction de la hauteur de glace et de la pente de surface. Page 26b

Figure 28 : Représentation en 3D de la topographie synthétique de 6 nœuds de large pour 9 nœuds de long (soit 54 points), avec une maille carrée de 2 km de côté. Page 26c

Figure 29 : Schématisation de la variation de hauteur de glace par divergence de flux, entraînant une instabilité. Page 27

Figure 30 : Schématisation d'une solution au problème d'instabilité numérique provoquée par le calcul de divergence de flux. Page 28

Figure 31 : Carte de la topographie synthétique retouchée (avec une maille carrée de 500 m de côté). Page 28a

Figure 32 : Carte des hauteurs de glace cumulées après 25 ans, selon le modèle. Page 28a

Figure 33 : Cartes des variations de hauteurs de glace après 25 ans, par le calcul des équilibres de masses et par celui des divergences de flux. Page 28a

Figures 34 (de A à E) : Cartes des épaisseurs de glace obtenues après 50, 100, 150, 200, et 250 ans, selon le modèle. Page 28b

Figures 34 (F et G) : Cartes des épaisseurs de glace obtenues à l'aide du modèle après 275 ans, et 300 ans. Page 28b

Figures 35 (de A à E) : Cartes des variations de hauteurs de glace calculé par l'équilibre de masses et par les divergences de flux, après 50, 100, 150, 200, et 250 ans. Page 28c

Figure 35 (F et G) : Cartes des variations de hauteurs de glace calculé par l'équilibre de masses et par les divergences de flux, après 275 ans, et 300 ans. Page 28c

Figure 36 : Taux de précipitations en mètres d'eau par an, le long d'une coupe *Grand Colombier-Aiguilles Vertes*. D'après l'Atlas Climatique de Haute Savoie, 1991. Page 29a

Figure 37 : Equilibre des masses simple simulant un maximum pluviométrique. Page 29a

Figure 38 : Rappel de la topographie du massif du Mont Blanc. Page 30a

Figures 39a (de A1 à C1) : Cartes des hauteurs de glace cumulées après 50, 100, et 1000 ans selon le modèle, dans l'hypothèse de conditions approchant les conditions climatiques actuelles. Page 30a

Figures 39b (de A2 à C2) : Cartes des vitesses des glaciers après 50, 100, et 1000 ans selon le modèle, dans l'hypothèse de conditions approchant les conditions climatiques actuelles. Page 30a

Figures 40a (de A1 à D1) : Cartes des hauteurs de glace cumulées après 12 ans et ½, 25 ans, 37 ans et ½, et 50 ans selon le modèle, dans l'hypothèse d'une diminution de températures. Page 30b

Figures 40b (A2 et B2) : Cartes des vitesses de la glace après 12 ans et ½, 25 ans, 37 ans et ½, et 50 ans selon le modèle, dans l'hypothèse d'une diminution de températures. Page 30b

Figure 41 : Rappel de la topographie du massif du Mont Blanc. Page 31a

Figures 42 (de A à C) : Comparaison entre les cartes des hauteurs de glace dans le cadre des trois hypothèses, selon le modèle; A : Conditions approximant les valeurs actuelles ; B : Augmentation des précipitations de 2 mètres de neiges ; C : Diminution de 4,5°C de la température. Page 31a

En annexes

Figure A.1 : Loi établie d'après une courbe de tendance ajustée sur les valeurs préconisées par Paterson, 1994. Page A3

Figure A.2 : Loi établie d'après une courbe de tendance ajustée sur des valeurs mesurées et listées par Paterson, 1994. Page A3

Les tableaux

Table I : Compilation des taux d'érosion dus à différents glaciers dans le monde. D'après Hallet *et al.*, 1996. Pages 8b et 8c

Table II : Liste des glaciers utilisés comme références pour l'établissement d'une loi empirique d'équilibre de masses. Pages 17 et 18

Table III : Liste des coefficients de cohésion internes de différentes roches. D'après Obert et Duvall, 1967. Page 19

Table IV : Vitesses basales mesurées. D'après la compilation de Paterson, 1994. Page 21a

Table V : Rapport de la vitesse basale à la vitesse de surface. D'après la compilation de Paterson, 1994. Pages 21a

En annexes

Table A.I : Gamme des valeurs de densité de l'eau à l'état solide concernant un glacier. D'après Paterson, 1994. Page A1

Table A.II : Valeurs mesurées du paramètre de fluxpar divers auteurs et divers méthodes. D'après Paterson, 1994. Page A2

Table A.III : Valeurs du paramètre de flux recommandés par Paterson, 1994. Page A2

Table A.IV : Gamme de valeurs de l'albédo à la surface d'un glacier. D'après Paterson, 1994. Page A4

Introduction

Dans la littérature scientifique actuelle, deux hypothèses fondamentales s'opposent au sujet de l'interaction existant entre le relief et l'évolution climatique.

La première, soutenue notamment par Raymo et Ruddiman (1992) à propos de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain, avance que la poussée tectonique aurait permis le soulèvement récent des chaînes de montagnes, et aurait ainsi provoqué le refroidissement plio-quaternaire. Les événements glaciaires auraient alors une **cause tectonique**.

En revanche, des auteurs comme Molnar et England (1990), défendent une **cause climatique**. Pour eux, le passage à un climat plus rigoureux permettrait la formation de glaciers importants, dont la capacité érosive pourrait expliquer le soulèvement récent des chaînes de montagnes par le biais d'effets isostatiques.

Le but de ce travail est de tester, à l'aide d'une modélisation numérique, la validité de cette seconde hypothèse.

La problématique est alors double :

- D'une part, est-ce que l'érosion glaciaire est plus puissante que la seule érosion fluviatile ?
- D'autre part, comment varient les taux d'érosion en fonction du changement de paramètres climatiques ?

Une modélisation implique intrinsèquement de profondes simplifications. Ces dernières interviennent à deux niveaux . Premièrement, il n'est pas possible de prendre en compte tous les paramètres qui entrent en jeu dans un phénomène naturel. Et deuxièmement, la conception d'un modèle se fait autour d'une grille dont le nombre de points est limité. En effet, si l'on veut lancer un calcul sur une grille de 10x10 kilomètres par exemple, avec des points espacés de 100 mètres, et sur une période de 10 000 ans avec un pas de temps de 1 an, cela nécessite donc 100 millions de calculs. Or, non seulement une telle période est courte géologiquement, même d'un point de vue glaciaire, mais les phénomènes qui peuvent se produire à 100 mètres de distances sous un glacier peuvent être nombreux. C'est pourquoi, il est toujours important, dans ce type de travail, de se souvenir à quelle échelle on travaille, et de ne pas chercher à atteindre une trop grande précision qui serait dénuée de sens.

Par ailleurs, les glaciers sont des systèmes complexes, qui ont été classés en différents types. Cette modélisation a donc été restreinte à certains d'entre eux seulement : les glaciers dits **tempérés.**

La démarche adoptée pour ce mémoire s'articule autour de plusieurs points.

Il s'agit de trouver tout d'abord les paramètres fondamentaux qui contrôlent le système. Dans le cas de l'érosion glaciaire, on peut considérer en première approximation et en un point d'un glacier, qu'il existe deux paramètres essentiels: la hauteur de glace et la vitesse à la base (Drewry, 1986, notamment). Toute une partie sera donc consacrée à des formulations d'équations qui tentent de les calculer. Nous verrons alors les solutions qui ont été retenues pour le modèle.

Puis, les valeurs trouvées sont utilisées dans les formulations des érosions glaciaire et périglaciaire proprement dites. Mais ceci ne peut se faire que par l'intermédiaire d'un « calage » du modèle. En effet, les formules doivent être testées sur des valeurs réelles mesurées, afin d'ajuster au mieux les différents paramètres. Les difficultés pour caler un tel modèle tiennent à la variabilité des appareils glaciaires d'une part, et à une relative méconnaissance de certains processus et de leurs mesures quantitatives, d'autre part.

Enfin, l'interprétation des réponses du modèle devait pouvoir fournir un ordre de grandeur, au moins, pour valider ou infirmer la seconde hypothèse, à savoir : est-ce que le relief, que l'on observe aujourd'hui dans les chaînes de montagnes, a une cause climatique ? (cf. Small et Anderson, 1998). Mais, nous verrons comment, et si possible pourquoi, cela n'a pas pu être réalisé.

A l'origine, ce modèle numérique était destiné à intégrer un algorithme préexistant nommé CASCADE, qui rend compte de l'érosion en trois dimensions d'un relief par un réseau fluviatile. A terme, les calculs présentés ici pourraient servir de base, si possible, pour le développement efficace d'une simple sous-routine qui n'aura pour but que d'apporter l'aspect de l'érosion glaciaire à CASCADE.

Partie I : Les caractéristiques d'un glacier

Un des problèmes de ce sujet réside dans ce titre. En effet, il n'existe, non pas une forme de glacier, mais de nombreuses. Bien sûr, leur formation paraît *à priori* simple, puisqu'il ne s'agit, en fait, que de l'accumulation de neige qui ne fond pas d'une année sur l'autre. Sous son propre poids, la neige ou le névé va se transformer petit à petit en glace, et va tout simplement couler pour former la langue glaciaire typique de l'image que l'on a généralement des glaciers. Toutefois, leur développement et leur évolution sont régis par des processus beaucoup plus complexes que ce simple mode de fonctionnement.

A/ *Les types de glaciers*

Il existe de nombreux glaciers qui ont été classés selon leur morphologie ou leur dynamique. Ahlmann (1935) a défini deux grands types de glaciers, en se basant sur leurs différences thermiques :

- Les glaciers froids (généralement polaires ou sub-polaires), dont toute la masse de glace est largement sous le point de fusion de la glace.
- Les glaciers tempérés, dont la température générale est beaucoup plus proche du point de fusion, et où elle l'atteint, principalement, en base de glacier. Ceci a pour conséquence l'apparition d'une plus ou moins forte quantité d'eau à l'interface lit/glace.

Les premiers sont principalement représentés par les calottes glaciaires et les inlandsis (bien que certains existent sous d'autres formes). Etant donné que les chaînes de montagnes, dont parlaient Molnar et England (1990), et Raymo et Ruddiman (1992) (cf. Introduction), sont essentiellement les Alpes et l'Himalaya, nous nous restreindrons à la modélisation de glaciers tempérés. De plus, ce sont ces derniers qui sont capables de modifier le relief ; les taux d'érosion en Antarctique sont en effet extrêmement faibles.

Les glaciers tempérés sont décrits par différents qualificatifs. Le but n'est pas de rendre une analyse glaciologique des ces divers glaciers, mais seulement de saisir ce qui les différencie. Je regrouperai donc ici les principaux en deux catégories :

- Les glaciers suspendus et les glaciers de cirque ont en commun d'être le plus souvent de relatives petites tailles. Généralement de formes triangulaires ou circulaires, ils remplissent un substratum rocheux concave. Celui de Vesl-Skautbreen, en Norvège, est un glacier de cirque typique, de forme circulaire, mesurant environ 1 km de diamètre, avec une concavité de rayon de courbure de 240 mètres, et une pente générale de 26°. Les glaciers suspendus ne s'en distinguent surtout que parce qu'ils surplombent une rupture de pente, supérieure à 42° (Voir le livre de Embleton et King [1975], et les références qui s'y trouvent).
- La seconde catégorie de glaciers développe des langues glaciaires. Les glaciers de vallées peuvent provenir d'une calotte glaciaire - ils sont alors de type exutoire, ou d'un ou de plusieurs cirques, et ils sont alors de type alpin. Lorsqu'ils couvrent plusieurs vallées, certains les nomment glaciers de transection, ou calotte montagneuse. Quant aux glaciers de piedmonts, ils s'apparentent à des glaciers de vallées qui ont atteint la plaine. N'étant plus contenus par les « murs » de la vallée, ils s'étendent par diffluence. Le dernier type

concerne les glaciers flottants, qui ressemblent à des glaciers de piedmonts qui s'épanchent sur la mer ou sur un lac, au lieu de toucher une plaine.

Au-delà des termes, ces différences sont fondamentales puisqu'elles révèlent les subtilités des variations physiques et climatiques entre chaque glacier.

B/ *Les grands traits du fonctionnement des glaciers tempérés*

Sans rentrer dans la physique complexe des glaciers, on peut appréhender les grands traits de leur fonctionnement en soulignant quelques points.

B/I. L'équilibre des masses

Pour qu'un glacier se forme, il faut qu'un équilibre s'instaure entre l'accumulation et l'ablation des masses glaciaires.

Dans une zone d'accumulation, les facteurs climatiques permettent un apport de neige supérieur à l'ablation. L'altitude induit une diminution de la pression atmosphérique qui réduit les températures. Toutefois, ces dernières sont très variables d'un lieu à un autre à cause de toutes sortes de paramètres climatiques comme l'hygrométrie, le vent, les effets turbulents eux-mêmes liés à la forme du relief, à l'exposition, etc...

Les précipitations ont une importance spatio-temporelle tout aussi variée. De plus, la notion de maximum pluviométrique s'ajoute à ces variations. L'accumulation n'est donc pas nécessairement supérieure à l'ablation en montant en altitude.

De la même manière, une zone d'ablation, où la fonte et l'évaporation sont plus importantes que l'alimentation en neige, va dépendre de beaucoup de paramètres. C'est en fait les échanges énergétiques qui contrôlent ces phénomènes. Ainsi, les facteurs tels que la température, la pression, le vent, les radiations électromagnétiques sont les acteurs de l'ablation de surface. La fonte qui se produit en base de glacier, peut en être aussi affectée, mais est surtout dépendante du flux géothermique, du frottement potentiel, et de la variation du point de fusion de la glace sous la pression de la masse glaciaire.

Ainsi, les phénomènes météorologiques qui sont très complexes, surtout dans les zones montagneuses, sont primordiaux pour le fonctionnement des appareils glaciaires. Même des processus qui peuvent *à priori* sembler secondaires, comme l'évaporation et la condensation par exemple, doivent être pris en compte. En effet, l'évaporation peut représenter 80% de l'ablation de certains glaciers (Lliboutry, 1965).

B/II. Les vitesses

Ce qui contrôle aussi la taille et la forme des glaciers, ce sont leurs vitesses. Elles dépendent, bien entendu, de cet équilibre des masses. Plus le glacier est alimenté, plus il prend du poids, et inversement. Sur un substratum plat, le « mastodonte » va s'étaler par plasticité. Bien qu'existant partout, ce phénomène est évidemment bien visible au niveau des inlandsis et calottes glaciaires.

Sur une pente, le glissement de toute la masse se surimpose à sa déformation. Tel un lugeur, plus le glacier est lourd et plus la pente est raide, plus il va vite. Mais s'il va vite, il va

s'allonger, et s'amincir. Donc, sa taille va augmenter, mais sa vitesse tendra à décroître puisqu'il perd à nouveau du poids en se désépaississant. De plus, l'écoulement amène la glace vers des conditions plus favorables à l'ablation.

Bref, vitesses et équilibre de masses s'auto-contrôlent.

L'hydrologie sous-glaciaire joue un rôle extrêmement important aussi. L'eau de fonte de surface ou les eaux de pluies coulent dans des *bédières*. Ces ruisseaux de surface, qui parcourent certains glaciers tempérés, s'enfoncent dans des *moulins*, ces sortes de puits qui sont favorisés par la présence de crevasses. Il est rarement possible de savoir si cette eau atteint directement le lit, ou si un réseau de poches et de tunnels intra-glaciaires se développe.

De même, on ne connaît pas le devenir des eaux de fonte de base des glaciers. Forment-elles des nappes phréatiques, des chenaux ou des lacs sous-glaciaires ? On sait que des réseaux de chenaux existent au niveau de la langue, mais on ne sait pas où et comment ils prennent naissance. Des mesures de niveaux piézométriques montrent que le niveau de l'eau peut être important. Vivian (1975) cite des mesures réalisées par EDF, où l'eau représente plus de 50% de la hauteur de glace au glacier d'Argentière (Haute Savoie, France). Knap *et al.* (1996) parle d'une pression d'eau soulageant de 20% la pression due à la seule hauteur de glace pour le glacier qu'ils étudiaient, et Harbor (1992) utilise la valeur de 25% pour son modèle. Mais il est sûr que cette eau n'est pas partout présente, sinon les touristes, par exemple, ne pourraient pas visiter les sculptures de la grotte de la Mer de Glace.

Pour les glaciers tempérés, un film d'eau existe toujours à l'interface glace/lit. Les mesures de températures réalisées par Vivian (1975) sous le glacier d'Argentière entre autres, montrent que les poches d'air sont au-dessus du point de fusion de la glace, et que la température de la roche est encore plus chaude : +1,5°C à 2 mètres de profondeur dans la roche. Or la pression de l'eau peut diminuer la pression normale efficace du glacier sur son lit de manière drastique. Cette eau joue alors un rôle de « lubrificateur », et influe donc fortement sur les vitesses.

C/ *Les connaissances théoriques de l'érosion glaciaire*

Depuis quelques années, beaucoup d'idées reçues ont été bouleversées quant à la puissance d'érosion des glaciers. Il est clair que la glace est un excellent agent de transport. Les blocs périglaciaires de toutes tailles sont susceptibles d'être convoyés par un glacier, et sur de grandes distances. En revanche, les avis sont très partagés dans le monde des glaciologues et des géologues, quant à l'efficacité de l'érosion glaciaire proprement dite, c'est-à-dire celle qui se passe sous le glacier.

Quoiqu'il en soit, étant donné que la vitesse dépend de la hauteur de glace (Voir la Partie II §.II.B/ Les vitesses d'un glacier), et que la pression exercée sur le lit glaciaire en dépend aussi, on comprend bien ce qui différencie l'érosion fluviatile de l'érosion glaciaire.

En effet, l'érosion par les cours d'eau est essentiellement due à la puissance du fluide (c'est-à-dire en fonction du débit et de la pente). Aux niveaux de zones plates ou de cuvettes, l'eau ralentit. La sédimentation comble les creux ; ce qu'on appellerait *ombilic* dans la morphologie glaciaire. Par contre, au niveau des ruptures de pente, les *verrous* dans le cas glaciaire, l'accélération provoque une érosion plus forte. Ainsi, l'érosion fluviatile a tendance à niveler le relief en cherchant à atteindre son profil d'équilibre.

Dans le cas glaciaire, la hauteur de glace est donc prédominante. Les plus fortes accumulations de glace se font au niveau des ombilics, et c'est là que l'érosion sera

importante. Par contre, au niveau des verrous, la hauteur de glace est moindre, donc, l'érosion sera moins importante. Ainsi, on retrouve bien le style d'érosion décrit par les géologues, comme Monjuvent (1978) : surcreusement des zones en dépression, et mise en relief relative des verrous. La morphologie préexistante est alors exagérée.

Si les opinions divergent quant à l'importance et aux fonctionnements des processus érosifs, tous s'accordent à dire que les mécanismes de cette érosion sont au nombre de trois principaux.

C/I. L'arrachement

Les géologues du début du siècle qui étudiaient la morphologie quaternaire, étaient étonnés par la forme en U des vallées glaciaires (Voir la figure 1, page 6a). Les surcreusements ayant laissé place à des lacs comme ceux d'Annecy ou de Chambéry, leur ont fait dire que les glaciers avaient une puissance d'érosion très importante. Ils pensaient que l'arrachement des blocs constituait une part importante de cette érosion.

Actuellement, certains auteurs, comme Vivian (1975,1997), affirment que l'arrachement sous les glaciers est infime. Il prend pour exemple les faibles quantités de blocs présents dans les couches basales des glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, ou de certains glaciers suisses.

Enfin, d'autres, comme Embleton et King (1975) ou Francou (1993), estiment que cet arrachement est différentiel, c'est-à-dire qu'il peut être fort, donc visible, en certains points d'un glacier, et négligeable à d'autres.

- **Les mécanismes théoriques de l'arrachement**

Des travaux ont montré que la glace ne pouvait transmettre des contraintes supérieures à 2 bars (Birot, 1968). Or, ce chiffre est de l'ordre de 50 à 100 fois inférieur aux contraintes nécessaires pour rompre du granite en laboratoire. Seules de petites aspérités de 1 cm^2 de section peuvent être cisaillées par de gros blocs dont la surface est environ 50 fois supérieure à celle de l'aspérité. Ainsi, pas d'arrachement de blocs possible.

De même, les phénomènes de fusion/regel ne peuvent être avancés pour expliquer l'arrachement, puisque d'une part, pour une roche peu poreuse comme du granite, Birot a montré qu'il fallait abaisser la température à –20°C pour éclater la roche, ce qui est très froid. Et de toutes manières, les conditions de gel ne sont jamais atteintes sous un glacier tempéré.

Ainsi, la présence du glacier semble au contraire protéger la roche, des phénomènes cryoclastiques qui ont cours dans les zones périglaciaires.

Lliboutry (1965) avait tout de même exposé une théorie mécaniquement possible pour la fracturation des roches, bien qu'il n'y croie plus actuellement pour expliquer l'arrachement (conversation personnelle). A l'aval d'un bombement de substratum rocheux, le processus de cavitation et fusion de la glace peut survenir. Au fur et à mesure de l'avancée du glacier, des parties de cette cavité regèlent, puis refondent. Or, les variations de pression engendrées peuvent induire une fracturation par ce que les mécaniciens appellent une *fatigue de la roche*.

Par contre, l'héritage par fracturations tectoniques est important, comme semble le montrer la figure 2 (page 6b).

Donc, la présence ou non de blocs basaux serait une histoire de délogement, plus que d'arrachement. Mais, comment fonctionne ce processus ? Là encore, les avis divergent.

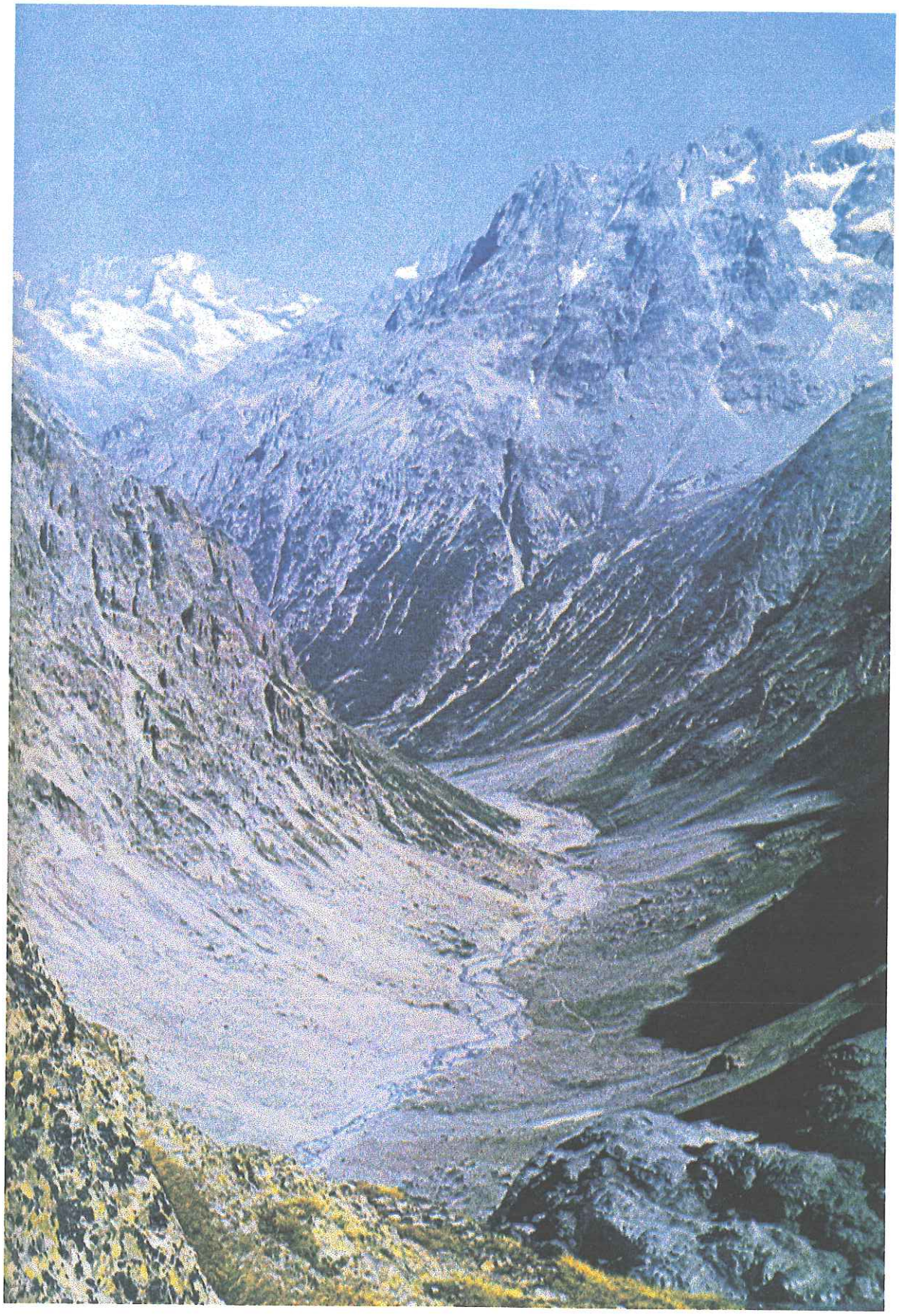


Figure 1 : Exemple de vallée glaciaire en U. La vallée du Vénéon dans le massif des Ecrins [Photo de R. Vivian].

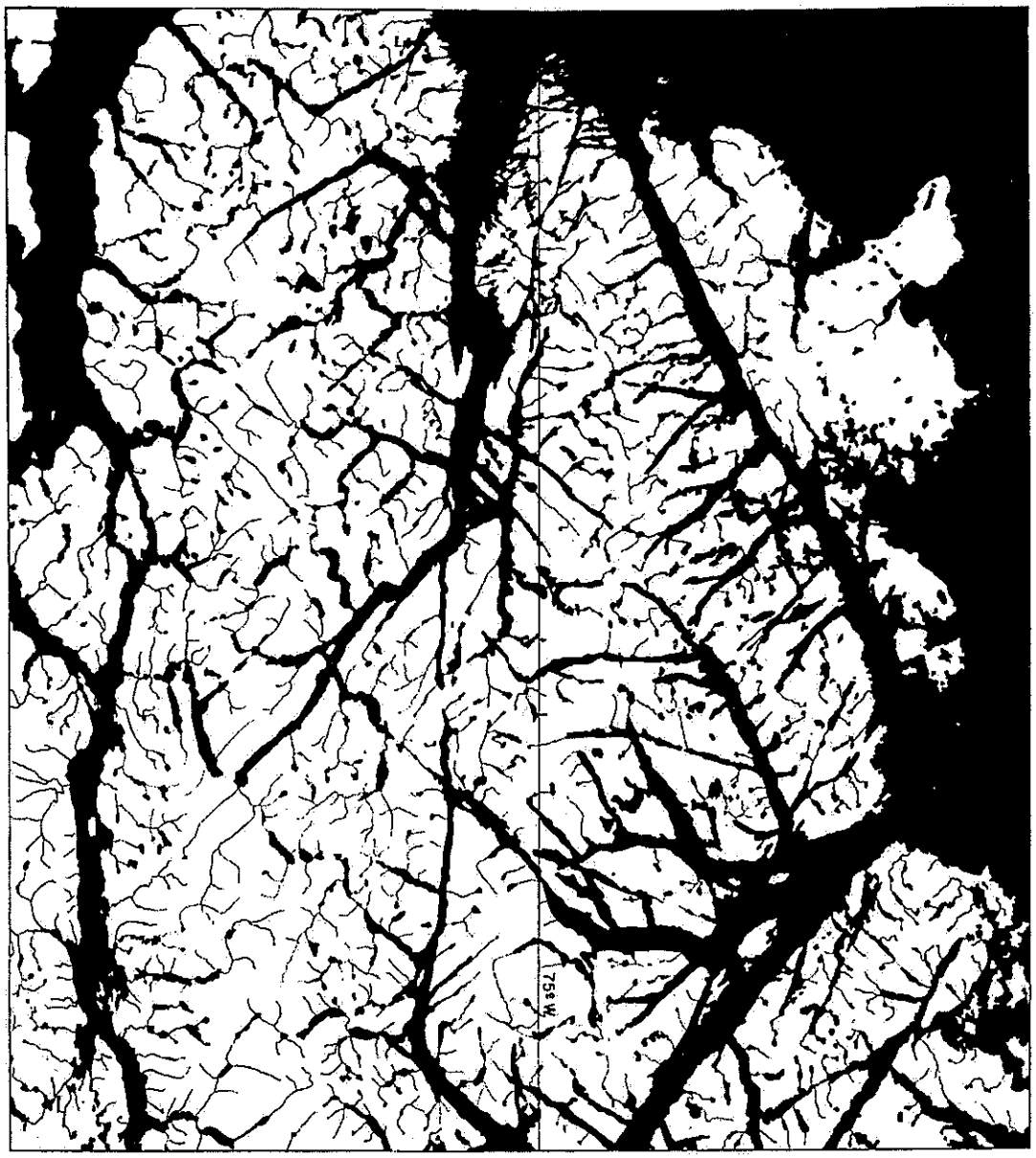


Figure 2 : Relation entre la fracturation du substratum et le développement des glaciers. D'après Lliboutry, 1965. [Echelle approximative : 1/ 1 500 000°].

Carte de l'île de Wellington, sur la côte ouest de Patagonie. Géologiquement, cette zone est entièrement composée par un batholite de granodiorite. Les glaciers, venant de l'ouest, y ont creusé des vallées (aujourd'hui ennoyées et formant des fjords) selon des directions de moindre résistance, qui ne sont pas la direction est-ouest.

Corbel (1962) invoque des enracinements de coins de glace dans les fractures. Il prétend que ces racines ne sont pas fixes comme les coins de glace périglaciaires, mais qu'elles font partie d'un ensemble qui d'une part, transmet des pressions verticales, et d'autre part, avance lentement par saccades successives. Mais ceci paraît difficile à concevoir si la base du glacier est à son point de fusion ou au-delà.

Pour Vivian (1975), les alternances de phases de crue et de décrue d'une part, sont un bon argument pour permettre la fracturation de la roche, puis sa prise en charge par le glacier. Mais, ceci implique une influence uniquement sur les bords et au front du glacier.

D'autre part, il invoque, comme Lliboutry (1965), Embleton et King (1975), ou Francou (1993), le mécanisme de gélivation en aval d'une protubérance du lit, dite *roche moutonnée*.

C/II. L'abrasion

Les idées sont un peu plus précises au sujet de l'abrasion. Ce n'est certes pas la glace, mais les particules qu'elle contient, qui abrasent le lit.

Les facteurs intervenants dans ce processus sont donc la vitesse à la base du glacier, la pression avec laquelle les particules sont plaquées sur le lit, leur nombre, et la différence de dureté entre elles et les roches du substratum. Les débris de l'interface glace/lit, qui proviennent d'ailleurs de l'arrachement, vont jouer le rôle de « papier de verre ».

La figure 3 (ci-dessous, page 7) résume l'idée que beaucoup d'auteurs se font de la synergie entre l'arrachement et l'abrasion.

Cette figure permet à la fois de visualiser la formation de la morphologie glaciaire, comme les roches moutonnées, mais aussi de voir où se localiseraient préférentiellement les deux types d'érosions mécaniques glaciaires.

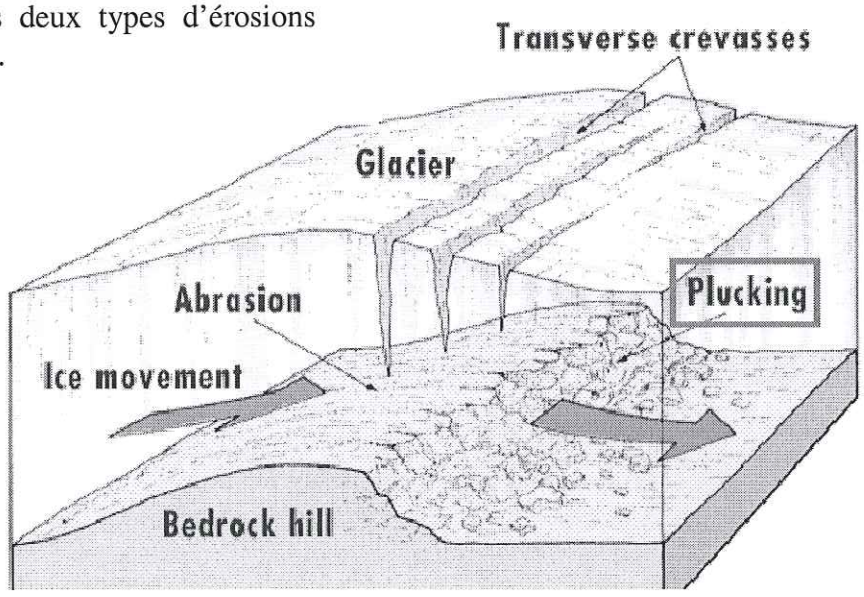


Figure 3 : Complémentarité entre l'abrasion et l'arrachement (plucking, en anglais), dans le façonnement de la morphologie glaciaire ; ici, une roche moutonnée. Illustration provenant du site :
http://www.oswego.edu/Acad_Dept/a_and_s/earth.sci/geo-geochem/geo.

C/III. L'hydrologie sous-glaciaire

La détermination des fonctionnements hydrologiques sous-glaciaires est très complexe comme nous l'avons vu précédemment.

En revanche, son action érosive est nette. Vivian (1997) met particulièrement l'accent sur ce point. Il cite notamment des taux d'érosion très importants mesurés au niveau de marmites (marmites de 2,30 mètres de diamètre et de 2 mètres de profondeur, creusées en quatre ans dans des ophiolites). En outre, les profondes gorges étroites qu'entaillent les torrents sous-glaciaires, comme celles de l'Arveyron de la Mer de Glace ou celles du Gorner à Zermatt, montrent bien la capacité érosive de ces eaux.

La figure 4 (page 8a) illustre l'effet de ces torrents sous-glaciaires.

Toutefois, comme leur action est limitée dans l'espace, et que la configuration de leur réseau n'est pas connue, on ne prendra pas en compte cet aspect en premier lieu.

Cependant, une manière intéressante de le faire, serait de créer un modèle de formation de tels réseaux, sur l'exemple des modélisations des systèmes fluviatiles comme peut le faire CASCADE par exemple. Dès lors, la forme de ce réseau pourrait servir de base à un calcul plus précis de la pression d'eau en base de glacier, à l'aide des équations de Bindschadler (1983) (cf. Partie II §.E/ La pression d'eau, ci-après). Mais ceci implique qu'un calcul précis de la masse d'eau provenant de l'ablation de la glace soit possible.

D/ *Les mesures quantitatives de l'érosion glaciaire*

La méconnaissance des détails de l'érosion glaciaire provient pour beaucoup du manque d'informations à ce sujet. Il faut préciser que les mesures ne sont pas faciles à réaliser.

Elles peuvent être effectuées en forant des trous d'une profondeur connue dans la roche, avant une crue glaciaire annoncée. Le glacier avance, recouvre les trous, et accomplit son travail. Il faut attendre la décrue pour faire la mesure de la quantité érodée. Evidemment, l'obtention d'informations est longue, locale dans l'espace et dans le temps, et n'est réalisable qu'en bord de glacier.

Boulton (1974), qui a pu atteindre la base du glacier d'Argentière, l'a mesurée en plaçant un échantillon de granite, qu'il a récupéré 20 jours plus tard. Mais là encore, la mesure n'est faite qu'en un point du glacier, et dans une zone où la pression de l'eau est apparemment faible (Voir l'aspect d'une cavité sous-glaciaire, figure 5, page 8a).

Les mesures de flux de sédiments et les taux d'érosion qui en sont extrapolés distinguent mal ce qui est érosion glaciaire proprement dite, des autres processus d'érosion. Pourtant, les données compilées par Hallet *et al.* (1996), semblent fournir une bonne image des amplitudes et de la diversité des taux d'érosion glaciaires (Voir la table I et la figure 6, pages 8b, 8c, et 8d). Néanmoins, ces mesures ne reflètent évidemment pas l'érosion différentielle typique du passage d'un glacier.

Enfin, comme cela fut fait pour la vallée de Yosémite aux Etats-Unis (Voir Embleton et King, 1975), des quantifications de l'érosion glaciaire ont été établies en comparant des altitudes correspondant à des paléo-vallées avant le passage d'un glacier, et les altitudes, après son passage. Mais, l'incertitude vient alors de la durée sur laquelle le processus érosif s'est développé.

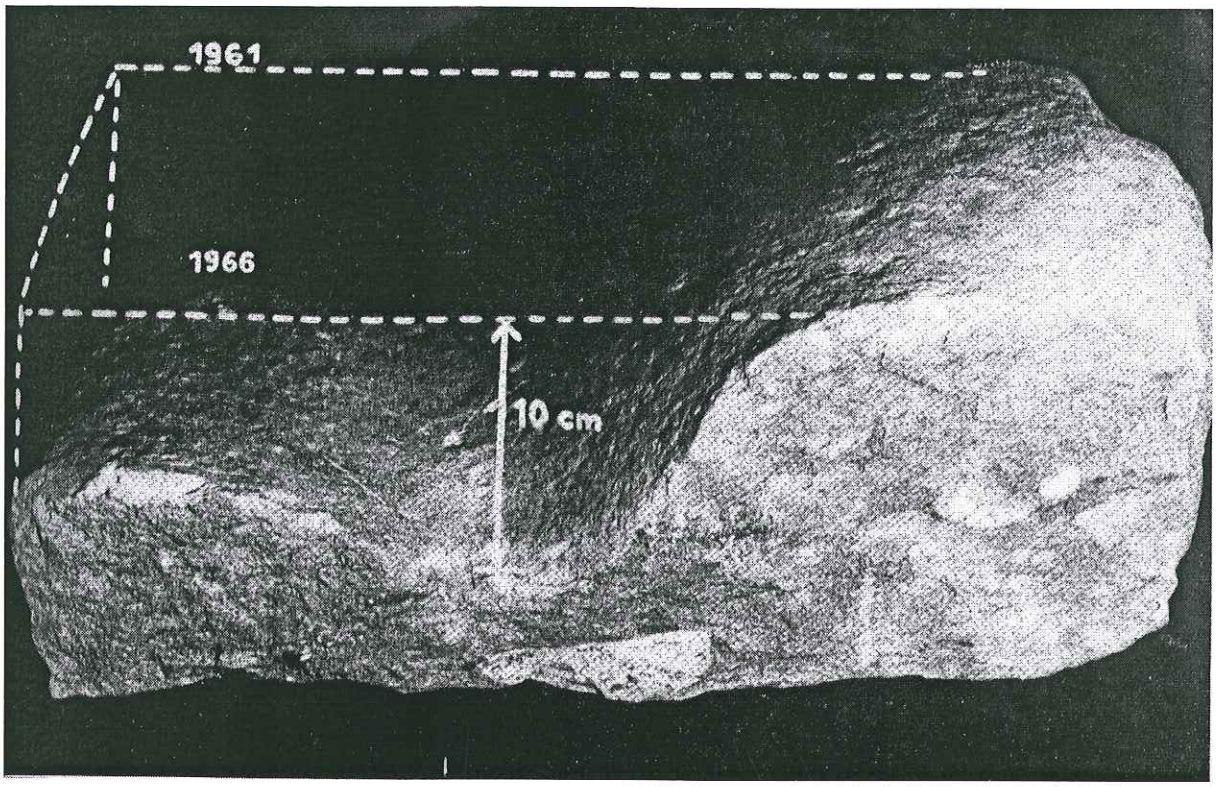


Figure 4 : Erosion par les eaux torrentielles sous-glaciaires de l'Arveyron, à la Mer de Glace. Ce bloc de quartzite était parallélipédique 5 ans auparavant. D'après Vivian (1975) [Photo de G. Ruby ; page 378].

Figure 5 : Aspect d'une cavité sous-glaciaire (à titre d'exemple) : Glacier d'Argentière. D'après Vivian, 1975.

Glaciers	Aire totale en km^2	Intervalle de temps en années	Flux de sédiment par $10^6 m^3.an^{-1}$	Erosion effective en $mm.an^{-1}$	Références
Sud-Est Alaska : Enregistrements supérieurs à 10 ans.				20,31	*moyennes*
Caroll, Goldthwait	527	28	28	28,15	Powell,1991
Lituya/ N.Crillon	174	33	14,6	45,22	jordan,1962
Grand Pacifique/ Margerie	1100	86	13	6,03	Merrand,1994
Johns Hopkins	316	87	24	47,24	Cai,1994
Crillon	71	35	1,6	12,01	Powell,1991
Muir Inlet	683	80	20,6	15,99	Stravers et Syvitski,1991
Hubbard	3865	700	100	13,71	Carlson,1989
Ice Bay	1586	54	50	16,71	Molnia,1985
Mc Bride	143		2	7,41	Powell et Molnia,1989
Malaspina	5007		100	10,58	Molnia et al.,1978
Sud-Est Alaska : Enregistrements inférieurs à 10 ans.				30,39	*moyennes*
"Caroll"	400	4	41	54,33	Cai,1994
Grand Pacifique	950	3	78,3	43,68	Hunter,1994
Margerie	240	3	27,2	60,07	Hunter,1994
Muir	148	3	7,9	28,05	Hunter,1994
Muir	148	9	2,7	9,64	Powell,1991
Riggs	126	6	2,8	11,76	Powell,1991
Variegated	78	3		5,19	Humphrey et Raymond,1994
Norvège				0,33	*moyennes*
Nigardsbreen	48	25		0,15	Hallet et al.,1996
Austre Memurubreen	9	6		0,38	Bogen,1989
Visa	33	2		0,6	Kjeldsen,1983
Bondhusbreen	12	2		0,44	Bogen,1989
Erdalsbreen	11	7		0,7	Bogen,1989
Vesledalsbreen	4	6		0,09	Bogen,1989
Engabreen	38	10		0,41	Bogen,1989
Trollbergsdalsbreen	2	5		0,96	Bogen,1989
Högbreen	2,6	3		0,07	Bogen,1989
Intakes of Breheimen-Stryn Power Plant					
Sandskardfonna	3,6			0,09	Bogen,1989
Steinhusflatebreen	2,3			0,07	Bogen,1989
Tindefjellbreen	2,5			0,06	Bogen,1989
Skalbreen	4,8			0,23	Bogen,1989
Bödalsbreen	13,5			0,08	Bogen,1989
Tverrelvskardet	10,1			0,65	Bogen,1989
Svalbard					
Bröggerbreen, Svalbard				0,27	Bogen,1993
Hannabreen, Svalbard	9,1	1		0,08	Sollid et al.,1994
Erikbreen, Savlbard	9	3		0,19	Sollid et al.,1994
Kongsvegen, Svalbard	189			1	Elverhöi et al.,1980
Alpes Suisses				0,97	*moyennes*
Tsidjore	4,8			0,56	Bezinge,1987
Bertol inferieur	8,2			0,41	Bezinge,1987
Stafel	36			0,77	Bezinge,1987
Gorner	80			1,4	Bezinge,1987
Massa				1	Bezinge,1987

Dixence				1,3	Bezinge,1987
Drance				1,7	Bezinge,1987
Ferpècle	36			0,47	Bezinge,1987
Tsidjore	4,2			1,17	Small,1987
Asie centrale				2,25	*moyennes*
Fedchenko	662	35	7800	4,36	Chernova et al., 1981
Zaravshanskiy	134	83	1800	4,98	Chernova et al., 1982
RGO	109	25	940	3,19	Chernova et al., 1983
IMAT	3,8	6	8,5	0,83	Chernova et al., 1984
Ajutor-3	3,4	36	2,2	0,24	Chernova et al., 1985
Karabatak	4,7	15	4,8	0,38	Chernova et al., 1986
Raikot Pakistan	93,3			1,75	Gardner et Jones, 1984
Autres région					
CoronationF., NE Canada	890			0,86	Stravers et Syvitski, 1991
Cambridge F., NE Canada	6800	2100	2,338	0,18	Stravers et Syvitski, 1991
Pangnirtung F., NE Canada				0,03	Anderson, 1978
Kangerdlug, Groënland	5000		1,788	0,01	Andrews et al., 1994
Mikis Fjord, Groënland	195		0,028	0,04	Andrews et al., 1994
Nansen Fjord, Groënland	9 517		0,4641	0,01	Andrews et al., 1994
Hilda, Rocheuses, Canada	2,2	2		0,26	Hammer et Smith, 1983
Ivory, Nouvelle Zeland	2,2			5,6	Hicks et al., 1990
Jokulsa, Island	110			3,8	Lawler et al., 1992
Drainage du bassin d'Alaska					
Copper River	53 354			0,56	Carlson, 1989

Table I : Compilation des taux d'érosion dûs à différents glaciers dans le monde. D'après Hallet *et al.*, (1996), et les références qui s'y trouvent.

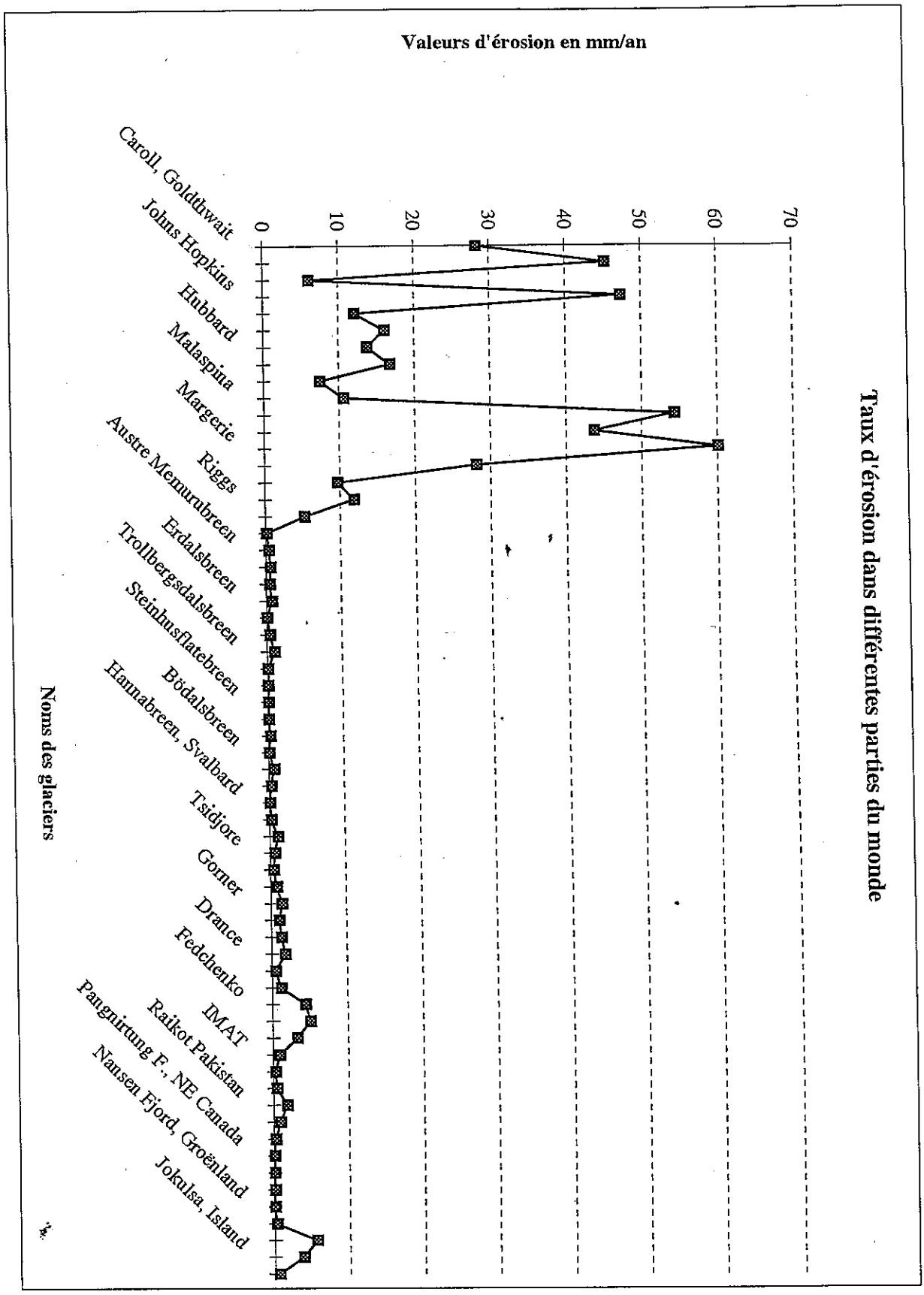


Figure 6 : Graphique illustrant la variabilité des taux d'érosion par différents glaciers dans le monde. Selon les valeurs de la table I, pages 8b et 8c (Hallet *et al.*, 1996).

Partie II : Mise en équation du système

Cette partie est plus spécialement consacrée aux types d'équations qui ont été avancées par divers auteurs pour décrire la formation et le fonctionnement des systèmes glaciaires.

A/ *Formulation de l'érosion glaciaire*

Le problème épineux de l'hydrologie sous-glaciaire nous empêche de distinguer correctement chaque processus érosif. C'est pourquoi, nous admettrons notamment, que les processus par érosion chimique, ne seront qu'une part indiscernable de l'érosion glaciaire, dont seuls les processus mécaniques sont détaillés dans ce paragraphe.

A/I. L'abrasion

Il est clair que ce phénomène dépend au premier ordre de deux facteurs importants : la vitesse à la base du glacier, et la hauteur de glace qui détermine la pression avec laquelle les éléments enchâssés dans la glace appuient sur le substratum rocheux.

Numériquement, elle s'écrit (Braun *et al.* [sous presse], Hrabor [1992], Lliboutry [1965], par exemple):

$$\mathbf{Abrasion}=(Us)^{k1}*(Cd*N_{eff})^{k2} \quad (1)$$

où,

- Us est la vitesse à la base du glacier.
- Cd, un facteur correspondant à la charge en débris contenue dans la glace.
- N_{eff}, la pression efficace normale au lit rocheux, c'est-à-dire la pression due à la hauteur de glace soulagée de la pression en eau.
- k1 et k2 étant des constantes.

A/II. L'arrachement

L'arrachement serait dépendant du flux de glace en base du glacier, et de la lithologie -notamment sa fracturation. On pourrait le formuler comme suit :

$$\mathbf{Arrachement}= (Clitho) * (Flux)^{k3} \quad (2)$$

où,

- le flux est le produit de la vitesse à la base **Us** et de la hauteur de glace **h**.
- Clitho, un paramètre dépendant du type de roche et de sa fracturation.
- k3 étant une constante.

B/ *Les vitesses d'un glacier*

La vitesse U que l'on observe en surface d'un glacier est la somme de deux sortes de vitesses. Leur formulation mathématique a été établie à partir de la généralisation par Nye (1957) de la *loi de Glen* (1955). Ces vitesses font donc partie du premier type fondamental de paramètres qui contrôlent l'abrasion et l'arrachement.

Knap *et al.* (1996) en ont proposé l'expression suivante :

$$\mathbf{Ud} = \frac{\mathbf{2\,A}}{\mathbf{n+2}} * (\rho g)^n \mathbf{h}^{n+1} * \left| \nabla(\mathbf{H+h}) \right|^{n-1} * \nabla(\mathbf{H+h}) \qquad (3)$$

$$\mathbf{Us} = \frac{\mathbf{As}\,(\rho \mathbf{gh})^n}{\mathbf{Neff}} * \left| \nabla(\mathbf{H+h}) \right|^{n-1} * \nabla(\mathbf{H+h}) \qquad (4)$$

La vitesse en surface est :

$$\mathbf{U = Ud + Us} \qquad (5)$$

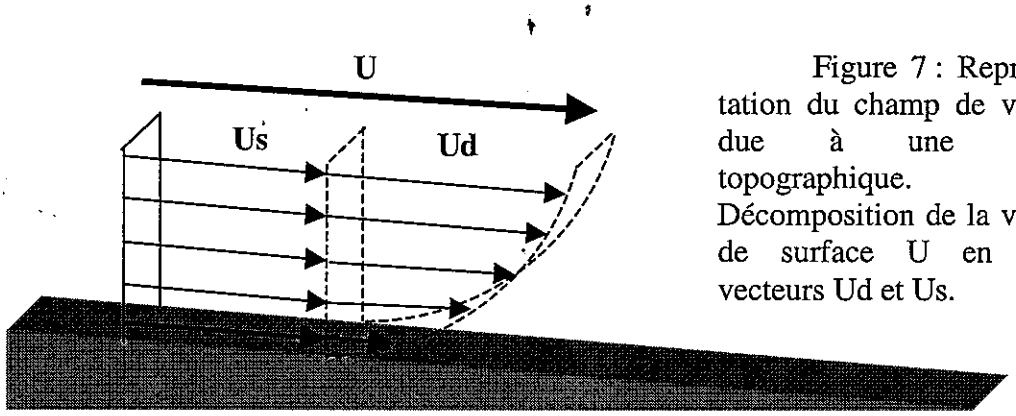


Figure 7 : Représentation du champ de vitesse due à une pente topographique. Décomposition de la vitesse de surface U en deux vecteurs Ud et Us.

où,

- Ud est la vitesse due à la déformation d'une colonne de glace, tandis que Us correspond à sa vitesse de glissement. Ainsi, même si le glacier est collé à son substratum rocheux (Us est nul), on peut observer une vitesse en surface uniquement due à Ud.
- A et As sont des paramètres de flux, qui sont déterminés expérimentalement, en suivant la loi d'Arrhenius. Les valeurs préconisées par Paterson (1994) ont été utilisées pour établir des lois de variation de A et As dans la colonne de glace en fonction de la température.
- ρ est la densité de la glace, et g, l'accélération de la pesanteur.
- H est l'altitude du lit rocheux au point considéré, et h, la hauteur de glace qui le surmonte.
- N_{eff} est la pression efficace, c'est-à-dire la pression due à la hauteur de glace soulagée de la pression en eau à la base du glacier.
- n est un facteur compris entre 1,5 et 4,2 (Weertman [1973], Lawson [1996]); sa valeur principale, proche de 3, est communément admise (par exemple, Knap *et al.* [1996], Harbor [1992], Paterson [1994], Bindschadler [1982 et 1983], Lliboutry [1965]).

Pour tous ces paramètres et les valeurs qui leur sont affectées, on peut se référer à l'annexe I, pages A1 à A3.

Il est à noter qu'une fois de plus, la hauteur de glace rentre en compte de manière importante sous forme de gradients dans ces formules.

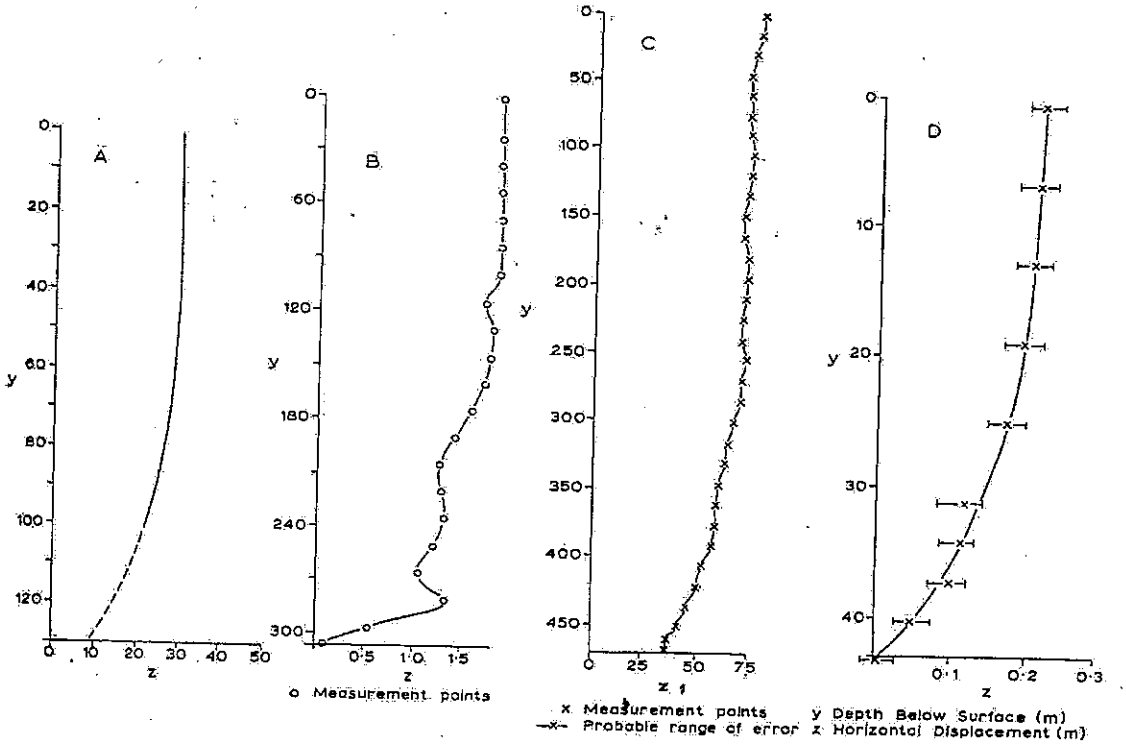


Figure 8a : Déformations de forages verticaux de quatre glaciers :

- A/ Jungfraufirn, entre Août 1948 et Octobre 1949.
- B/ Malaspina glacier, entre Juillet 1951 et Août 1952.
- C/ Salmon glacier ; déplacement enregistré sur une année.
- D/ Saskatchewan glacier, entre Août 1952 et Août 1954.

D'après Embleton et King, (1975), et les références qui s'y trouvent [page 121].

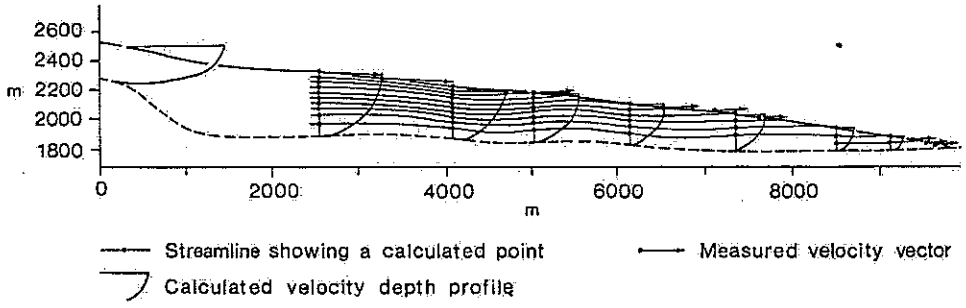


Figure 8b : Vecteurs vitesses, mesurés et calculés, et lignes de courant du glacier de Saskatchewan, selon une coupe longitudinale. D'après Embleton et King (1975), et les références qui s'y trouvent [page 128].

Cette expression des vitesses illustrée précédemment en figure 7, est à comparer, par exemple, aux représentations des mesures effectuées sur plusieurs glaciers, en figures 8a et 8b (page 10a).

C/ *L'épaisseur de glace*

La plupart des auteurs la formulent en utilisant la loi de continuité de Mahaffy (1976).

En effet, sa variation s'écrit (Braun [sous presse], Siegert et Dowdeswell [1995], Paterson [1994], par exemple):

$$\partial h/\partial t = -\nabla \bullet F + M \qquad (6)$$

où,

- F représente le flux de glace intégré verticalement. Et F=U*h, U étant la vitesse horizontale intégrée verticalement.
- M est l'équilibre des masses. Il correspond à la masse de neige accumulée soustrait de l'ablation, c'est-à-dire des masses fondues ou évaporées.

D/ *L'équilibre des masses*

On définit par ce terme, l'équilibre qui s'instaure entre les masses accumulées et les masses fondues ou évaporées.

D/I. Les facteurs climatiques

Si je pouvais fournir les équations permettant de calculer la précipitation, l'humidité, les températures, etc..., sur la durée d'une période glaciaire, et en tous points du globe, le chômage guetterait la plupart des météorologues du monde.

Il s'agit donc, bien évidemment, de très largement simplifier ce problème. On néglige par conséquent nombre de phénomènes, comme les turbulences, en considérant que l'atmosphère au-dessus de chaque point, correspond seulement à une colonne d'air homogène soumise à son propre poids.

De plus, on négligera aussi les variations journalières ou saisonnières, en ne paramétrant ces facteurs climatiques qu'à l'aide de moyennes annuelles.

D/I.1) Les précipitations

On considérera que le taux de précipitation est constant sur toute la surface de la grille du modèle. Ce taux sera une donnée à fournir au modèle, et pourra varier autour de mesures de référence établies sur les moyennes annuelles locales. Toutefois, à titre d'exemple d'ordre de grandeur, la figure 9 (page 11a) donne une illustration des précipitations dans le monde. On admettra, sur l'exemple de Oerlemans (1992), qu'au-dessus de 2°C, les précipitations tomberont sous forme de pluie, et que la neige ne peut s'accumuler sur des pentes supérieures à 40°.

D/I.2) L'humidité, et pression de vapeur d'eau

La composition en gaz à effet de serre de l'atmosphère a une grande influence sur les températures. L'humidité est donc un paramètre non négligeable, puisque la vapeur d'eau est un de ces gaz les plus abondants.

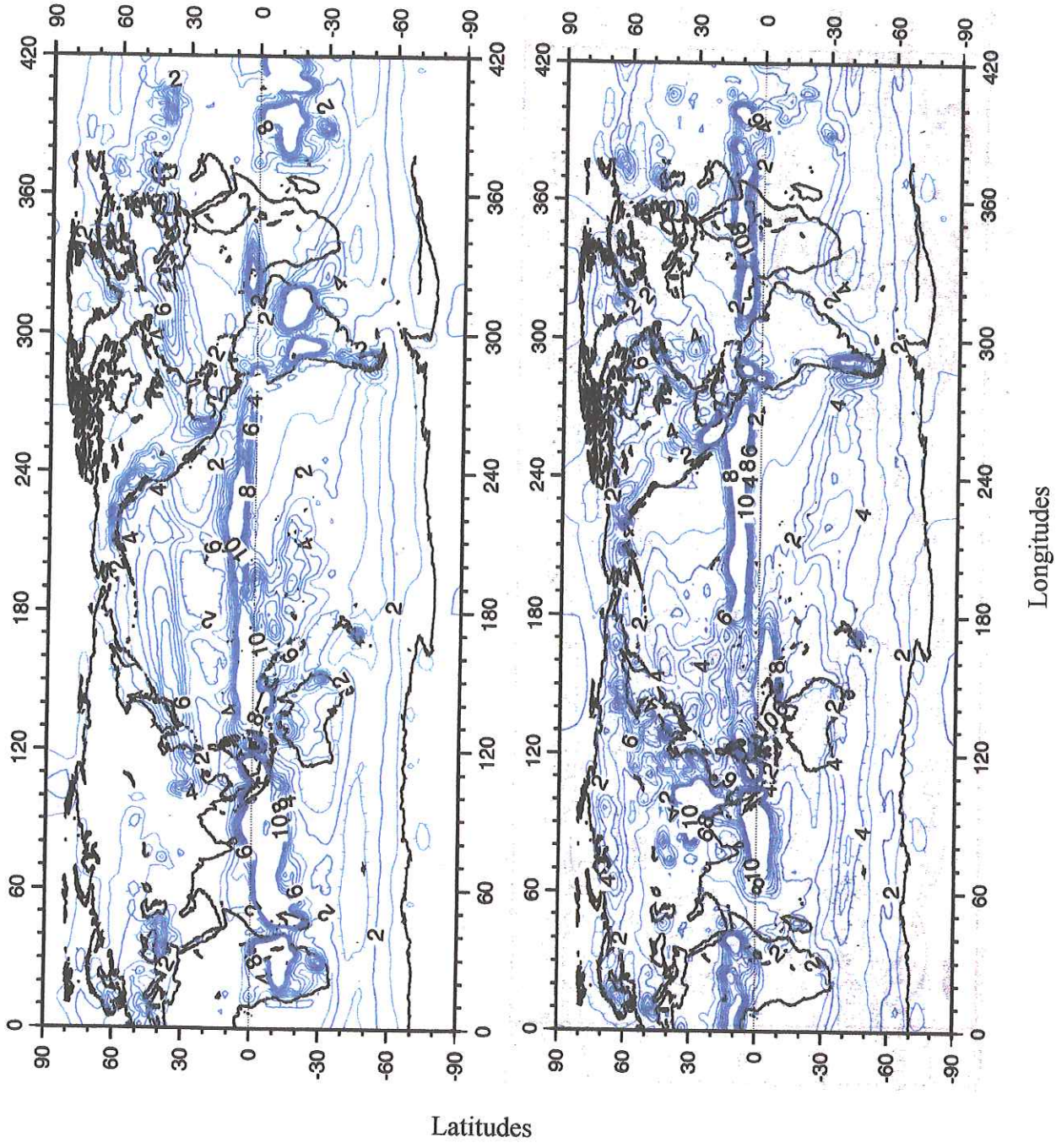


Figure 9 : Carte des précipitations globales issue d'un modèle numérique (en mètres d'eau). A gauche, les précipitations en hivers, à droite, celles d'été. D'après Chapel *et al.*, (1996) [pages 22 et 23].

Par soucis de simplicité, on ne considérera pas l'humidité absolue, qui reflète la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère, mais l'humidité relative. Cette dernière est en fait le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau **ve** de l'air, et la pression de vapeur d'eau à saturation **ves**. D'après les approximations de Kraus (1972), cette pression à saturation en Pascal, s'écrit :

$$\mathbf{ves = 610{,}8 * \exp\left\{19{,}85 * \left(1 - \frac{273{,}16}{Ts}\right)\right\}} \quad \text{au-dessus de l'eau.} \quad (7)$$

$$\mathbf{ves = 610{,}8 * \exp\left\{22{,}47 * \left(1 - \frac{273{,}16}{Ts}\right)\right\}} \quad \text{au-dessus de la glace.} \quad (8)$$

En entrant l'humidité relative comme une donnée, on peut alors retrouver **ve**, qui est nécessaire dans plusieurs des équations suivantes.

D/I.3) Les températures

Elles ont un rôle majeur sur l'accumulation, mais surtout sur l'ablation des glaciers. Le calcul de la température **Ts** de l'air à la surface du glacier se base sur la relation empirique avancée par Pattyn et Decleir (1995) [modifiée]:

$$\mathbf{Ts = Tréf. - (0{,}01175 - (Humid * 0{,}00875)) * (H+h) - 0{,}7576 * Lat.} \quad (9)$$

où,

- Tréf. est une température de référence, valant 46°C.
- Humid, l'humidité de l'air, dont le calcul à été explicité ci-dessus. Elle influe notamment sur le gradient vertical de température de l'air, qui se situe entre 3°C et 10°C par kilomètre pour, respectivement, un air saturé d'humidité ou un air sec.
- (H+h), correspondant toujours à l'altitude en un point à la surface du glacier.
- Lat., la latitude à laquelle se trouve le glacier.

Au sein d'une colonne de glace, la température varie aussi. En considérant le gradient de température horizontal négligeable devant le gradient vertical, Siegert et Dowdeswell (1995) ont exprimé la température à la base d'un glacier **Tb** de la façon suivante :

$$\mathbf{Tb = Ts + Ggéo * \left(\frac{2\,h\,K}{M}\right)^{1/2} * erf\left(h * \left(\frac{M}{2\,h\,K}\right)^{1/2}\right)} \quad (10)$$

où,

- Ggéo est le gradient géothermique.
- K, la diffusivité thermique de la glace.
- M représente de nouveau l'équilibre des masses.

La fonction erreur **erf** est définie selon :

$$\mathbf{erf}\,(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{y=0}^{x} e^{-y^2}\, dy$$

Une manière facile de la programmer est de l'approcher par le développement limité suivant :

$$\mathbf{erf}\,(x) = 1 - (a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3) e^{-x^2} + \varepsilon(x)$$

où,

- $t = 1/(1+0{,}47047 \cdot x)$.
- $a_1 = 0{,}3480242$, $a_2 = -0{,}0958798$, $a_3 = 0{,}7478556$.

Enfin, le point de fusion de glace variant avec la pression, c'est-à-dire avec l'épaisseur, la température de fusion **Tf** s'exprime selon la formule de Clapeyron :

$$\mathbf{Tf = -8{,}7.10^{-4} * h} \qquad (11)$$

D/II. Les ablations

D/II.1) L'ablation en base de glacier

Comme tous les mécanismes sous-glaciaires, l'ablation qui s'opère en base de glace est mal connue.

Seuls J. Braun *et al.* (sous presse) ont essayé de la formuler en proposant l'expression empirique suivante :

$$\mathbf{Mf = (1/5)*(Tb - Tf)} \qquad (12)$$

où,

- Mf est la hauteur de glace fondue en base du glacier (en mètres par an).
- Tb et Tf, comme précédemment, la température à la base du glacier et celle de fusion de la glace sous pression, respectivement.

D/II.2) L'ablation de surface

L'étude des phénomènes de surface est plus accessible, et plus propice à l'établissement d'une équation énergétique générale.

La fonte et l'évaporation d'un glacier se produisent par le biais de processus thermodynamiques. Dans un cas général, L. Lliboutry (1965) écrit la conservation de l'énergie dans une couche d'échange thermique d'épaisseur **e** :

$$\mathbf{(1-\alpha)*RadG+(Iin-Iout)+Sens-\int_0^e (Cp*(\partial T/\partial t).dz)-k(\partial T/\partial z)_e+P.Tp = Lf.Fonte + Lv.Evap} \qquad (13)$$

où chaque terme est en Watt.m^{-2} et où,

- α est l'albédo.
- RadG, la radiation globale en ondes courtes (entre 0,15 et 4 µm) due au rayonnement solaire.
- Iin, la radiation en ondes longues (entre 4 et 120 µm) émise par l'atmosphère et les nuages vers le glacier.
- Iout, celle émise par le glacier vers l'atmosphère.
- Sens, la chaleur apportée par l'air au glacier ; la chaleur sensible.
- $\int (Cp*(\partial T/\partial t).dz)$ représente la chaleur absorbée par la couche d'échange thermique, par unité de surface et de temps. Cp étant la capacité calorifique de la glace.
- $k(\partial T/\partial z)_e$, la chaleur venant des couches inférieures par conduction. k étant la conductibilité thermique du milieu, et $(\partial T/\partial z)_e$, le gradient thermique à la base de la couche d'échange.
- P.Tp mesure la chaleur apportée par la pluie. P est une hauteur d'eau, et Tp, sa température. En fait, cet apport est largement négligeable par rapport aux autres (Lliboutry [1965], Oerlemans [1992], Paterson [1994]).
- Lf.Fonte, l'énergie correspondant à la fonte. Lf est la chaleur latente de fusion, et Fonte, la masse fondue.
- Enfin, Lv.Evap, l'énergie correspondant de même à l'évaporation. Lv est la chaleur latente d'évaporation, et Evap., la masse évaporée.

E/ *La pression d'eau*

Comme cela fut remarqué précédemment, le comportement de l'eau est une des hypothèses les plus difficiles à établir. Trois formulations ont été proposées.

Weertman (1964) proposait que l'épaisseur de la couche d'eau, si le lit est imperméable, s'écrive :

$$\mathbf{heau} = \left(\frac{\mathbf{Q.12.\mu}}{\mathbf{\rho g.\sin \alpha}} \right)^{1/3} \quad (14)$$

où,

- Q est le débit d'eau fondue dans la couche.
- μ, la viscosité de l'eau.
- α, la pente à la surface du glacier.

Boulton (1974) y a ajouté la perméabilité du lit, et a écrit :

$$\mathbf{heau} = \left(\frac{\mathbf{M.12.\mu}}{\mathbf{\rho g.\sin \alpha}} \mathbf{- 12.K.D} \right)^{1/3} \quad (15)$$

où,

- M est le volume d'eau produite par le glacier.
- K, la perméabilité du lit.
- D, l'épaisseur du lit perméable.

Braun *et al.* (sous presse) ne font que reprendre l'hypothèse de Knap *et al.* (1996), qui admettaient simplement que la pression efficace du glacier correspondait à 80% de la pression due à la même colonne de glace, sans présence d'eau.

Or, cette pression efficace s'exprime comme suit :

$$\mathbf{N_{eff} = 0,8 * (\rho_e.g.h_e * \cos^2 \alpha)} \quad (16)$$

où,

- ρ_e est la densité de l'eau (choisie égale à 1000 kg/m^3).
- h_e correspond à la transformation de la hauteur de la colonne de glace en une hauteur d'eau.

Quant à Bindschadler (1983), il propose un calcul un peu différent, puisqu'il tente de mettre en équation la pression exercée par des chenaux rectilignes à section circulaire. Il écrit :

$$\mathbf{T^{11/8} - 0,316*T^{3/8}*(dP_w/dx) = Dk^{-3/4}.(nB)^{-n}.Q^{-1/4}.(\cos \beta)^{-11/8}.(P - P_w)^n} \quad (17)$$

avec, $T = (dP_w/dx) + \rho_w g * \tan \beta$

où,

- P est la contrainte principale.
- P_w, la pression en eau.
- ρ_w, la densité de l'eau.
- β, la pente du lit.
- D= 3,63.10^{10} N.m^{-2}. Il s'agit d'une valeur représentant plusieurs constantes relatives aux propriétés de l'eau et de la glace.
- k= 10 m$^{1/3}$.s^{-1}. k correspond au coefficient de rugosité des murs du conduit.

- Q est le débit d'eau du conduit (en $m^3.s^{-1}$).
- B est le paramètre de flux (noté A précédemment), et n, l'exposant de la loi de flux (n= 3).

Cette expression (n°17) a l'avantage de pouvoir prendre en compte des variations spatiales de la pression d'eau sous l'influence de chenaux, alors que les précédentes (n°14,15 et 16) considèrent des pressions moins hétérogènes, correspondant plutôt à une configuration de nappe aquifère.

Mais la disposition du réseau sous-glaciaire restant largement inconnue, cette expression (n°17) n'a pas été testée.

Partie III : Le modèle

Cette partie aborde les solutions retenues pour le développement du modèle, dont un algorithme complet modélisant l'érosion glaciaire en trois dimensions, est joint en annexe IV (de la page A28 à A53).

L'idée est de fournir à l'ordinateur une topographie initiale où la roche est nue. L'équilibre des masses mis en équation lui permet de «construire » un glacier, et les formules de vitesses, de le mettre en mouvement. L'érosion sera la résultante de ces deux types de calcul.

A/ L'équilibre des masses : deux pistes possibles

L'équation énergétique générale (n°13), présentée page 13, est extrêmement intéressante, puisqu'elle permet de prendre en compte beaucoup de paramètres, dont certains sont loin d'être négligeables.

A/I. Les équations de J. Oerlemans

Un long travail a été effectué afin de trouver les équations nécessaires à la formulation de chacun des termes de cette équation générale (n°13).

Oerlemans (1992) a proposé diverses équations à cet effet, pour modéliser trois glaciers norvégiens. Or, en les appliquant à des caractéristiques d'autres régions, qui présentent des conditions différentes, il apparaît que les résultats ne sont pas corrects. Les taux d'ablation, notamment, sont souvent d'un ordre de grandeur supérieur aux observations. Ces équations utilisées, ainsi que des équations complémentaires, nécessaires à ce calcul sont présentés en annexe II (de la page A4 à la page A6).

La courbe illustrant l'ablation en fonction de l'altitude montre une forme parabolique (Voir la courbe, figures 10a, page 16a). Cela signifierait que la fonte, représentée seule sur ce graphique, serait aussi importante pour des températures chaudes que froides.

En fait, cette dérive du calcul est compensée par le fait que Oerlemans produit une formulation de la précipitation *ad hoc*. On peut voir que la courbe de l'équilibre de masses ainsi obtenue (cf. figure 10b, page 16a) donne des valeurs convenables.

En effet, les 2,5 mètres d'ablation nette de glace au niveau de la mer correspondent à peu près à des mesures réalisées au niveau du front du glacier de Nigardsbreen (Norvège), dont Oerlemans se servait comme base de son modèle. Les 0,5 mètres d'accumulation vers 7000 m d'altitude (problématique ; voir ci-après) sont plus difficilement vérifiables, puisqu'il s'agit d'une hauteur de glace. Or, la surface du glacier peut-être formée de glace d'une densité proche de 900 kg/m^3, ou de neige de densité plus proche de 200 kg/m^3 (Voir la table A.I des densités de l'eau à l'état solide, annexe I, page A1). Dans ce dernier cas, il faut transformer ces 0,5 mètres de glace en 2,25 mètres de neige. Mais, cette méthode permet d'engendrer le phénomène de maximum pluviométrique, c'est-à-dire d'obtenir une diminution de l'accumulation à haute altitude.

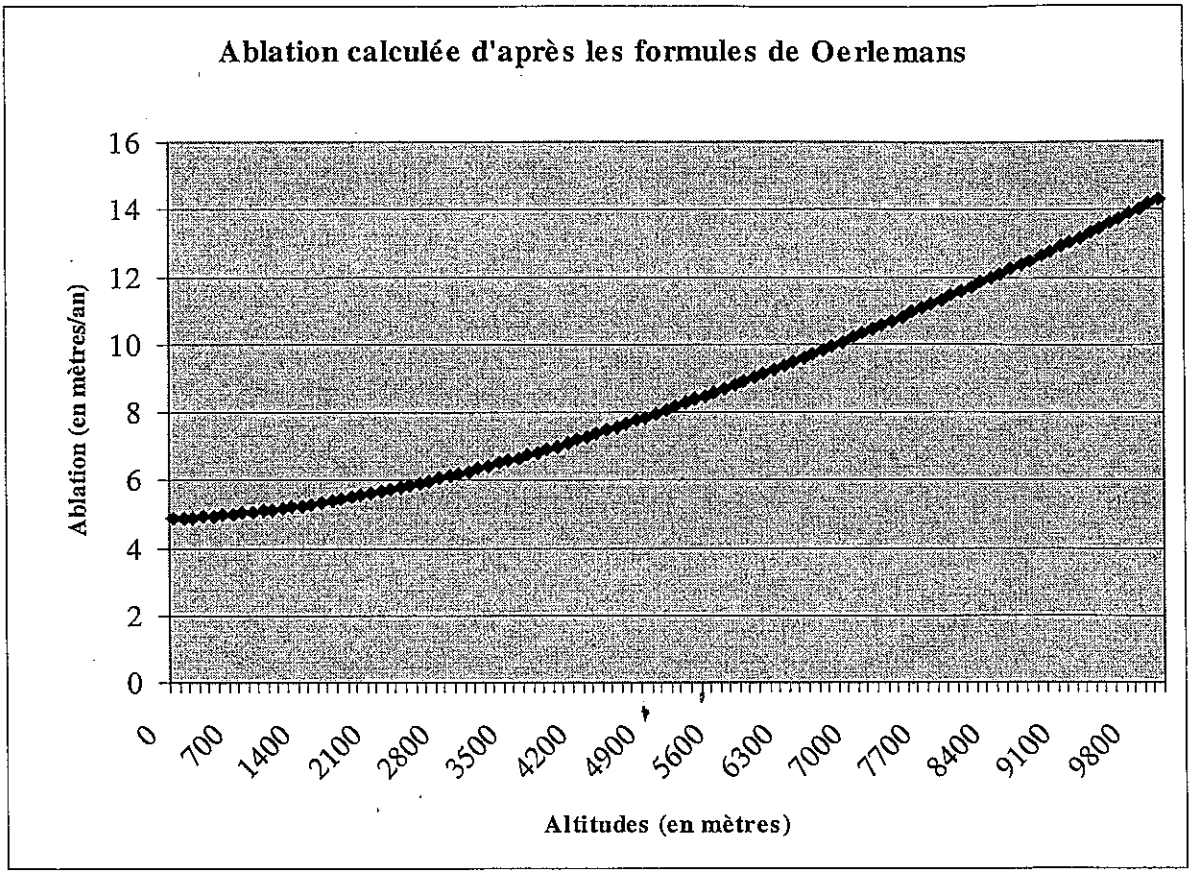


Figure 10a : Forme de la courbe de l'ablation suivant les équations de Oerlemans (1992).

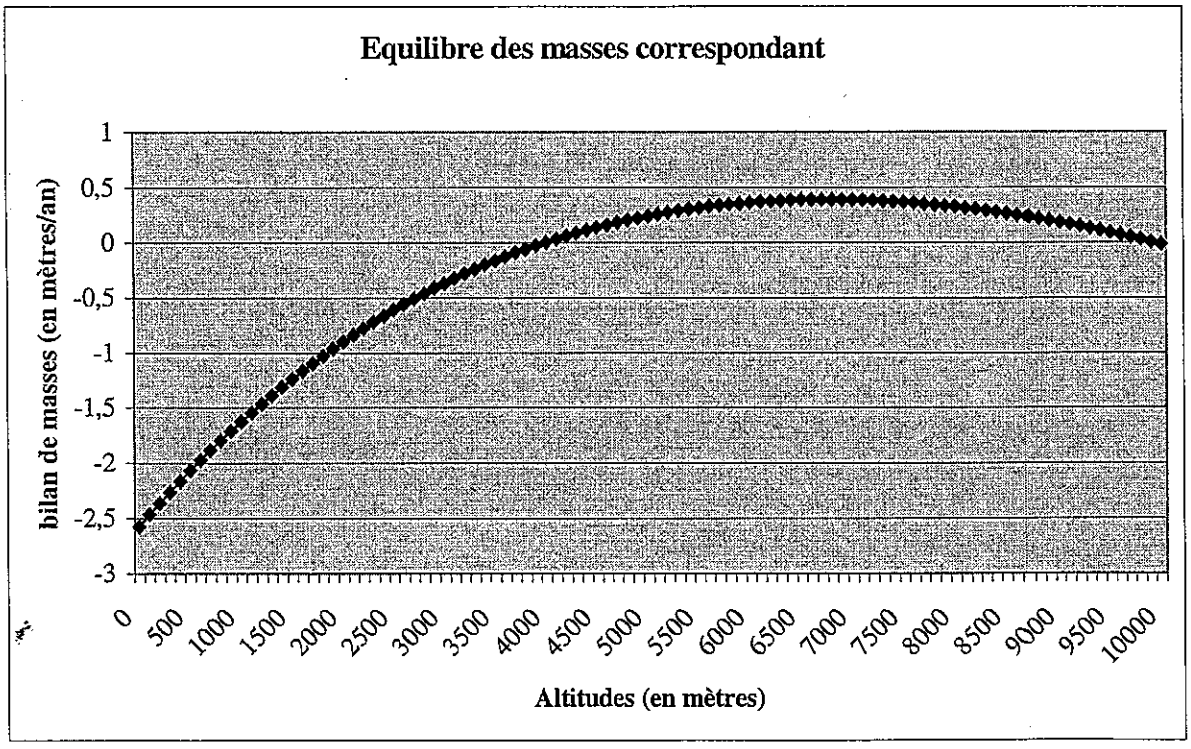


Figure 10b : Forme de la courbe de l'équilibre des masses selon les équations de Oerlemans.

En revanche, on remarque que la ligne d'équilibre, la frontière entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation, aussi bien que le maximum pluviométrique, se trouvent à de trop grandes altitudes. Ceci provient certainement du calcul des températures. Oerlemans n'utilise pas d'équations pour les obtenir, mais des valeurs mesurées. Or, l'équation (n°9) de Pattyn et Decleir (1995) fournissant la température de l'air (cf. Partie II-§ D/ I-2)) n'est pas correcte aux latitudes élevées telles que celles de la Norvège.

Aussi, il apparaît que nous n'avons pas les moyens de définir ces termes de manière satisfaisante. Donc, l'équation énergétique générale (n°13) ne peut malheureusement pas être utilisée dans le modèle.

A/II. Une formulation empirique

Il faut donc trouver une autre façon de mettre en équation l'équilibre des masses. Comme pour l'ablation en base de glacier, J. Braun *et al.* (sous presse) donnent une formule empirique très simple de l'ablation de surface :

$$\mathbf{Mphi = (1/10)*(Ts - 0,5)} \qquad (18)$$

Et ils écrivent alors :

$$\mathbf{Mablat = Mphi + Mf} \qquad (19)$$

où,

- Mphi et Mf sont les hauteurs d'ablation de la glace respectivement en surface et à la base du glacier (en mètres / an).
- Ts, la température de l'air à la surface du glacier comme précédemment (en °C).
- Mablat, l'ablation totale du glacier, qui en se soustrayant à l'accumulation, donne l'équilibre de masses.

Cette écriture est très simple, voire simpliste, car linéaire et seulement fonction de Ts. En outre, l'incertitude sur la température Ts est relativement grande, vu les hypothèses admises pour sa mise en équation. La soustraction d'un demi-degré à Ts ne me paraît donc pas justifiée. Mais il est vrai que la température est un facteur déterminant dans cet équilibre, voire peut-être prédominant.

En s'appuyant sur ce type de raisonnement, une formule empirique toute aussi simple a été recherchée, en se basant sur des données de glaciers existants. Dix d'entre eux (Voir la table II, ci-après), répartis dans différentes régions du monde, présentaient les données nécessaires à cette formulation (données provenant du département de géographie de l'université de Zurich).

Nom des glaciers	Pays	Coordonnées
White	Canada (arctique)	79°27'N / 90°40'W
Storglaciären	Suède	67°54'N / 18°34'E
Kozelskiy	Russie	53°14'N / 158°49'E
Maliy Aktru	Russie	50°05'N / 87°45'E
Hintereisferner	Autriche	46°48'N / 10°46'E
Djankuat	Russie	43°12'N / 42°46'E
Urumqihe	Chine	43°05'N / 86°49'E
Tsentralniy Tuyuksuyskiy	Kazakhstan	43°03'N / 77°05'E

Abramov	Kirghizstan	39°38'N / 71°34'E
Lewis	Kenya	00°09'N / 37°18'E

Table II : Liste des glaciers utilisés comme références pour l'établissement d'une loi empirique d'équilibre de masses.

Sur l'exemple de l'équation énergétique générale (équation n°13), une recherche de corrélations possibles de l'équilibre de masses avec la latitude, l'altitude, la précipitation mesurée à la ligne d'équilibre des masses, les températures, l'humidité, a été menée.

Les diversités sont trop grandes pour qu'une relation correcte ait pu être avancée. Seule une formule reliant la température et l'humidité à l'équilibre des masses se rapproche des mesures. Elle s'exprime de la façon suivante :

Mablat = Ts + 10*humid (20)

où,

- Mablat (en mètres /an) est l'ablation positive ou négative (c'est-à-dire en complément de l'accumulation).
- Ts, la température de l'air en °C, comme précédemment.
- Humid, l'humidité relative de l'air à nouveau.

Le graphique ci-après (figures 11d, pages 18a et 18b) montre la meilleure analogie trouvée entre l'équilibre des masses calculé d'après la formule empirique, et celui mesuré sur le terrain. Les autres comparaisons, jointes en annexes III (pages A7 à A27), indiquent que seuls sept ou huit équilibres de masses de ces glaciers sur dix, peuvent être approchés par cette formule en première approximation.

En effet, au niveau du glacier canadien de White, la température moyenne annuelle dans la zone de son fjord est de –20°C. Or, la formule utilisée pour simuler les températures de l'air, ne permet pas d'atteindre un tel froid au niveau de la mer. Pour les mêmes problèmes de températures, la corrélation entre la formule empirique et les mesures réalisées pour le glacier de Storglaciären en Suède, n'est pas bonne. En fait, il semble que la formulation de la température pour des latitudes élevées (au-delà de 60°) devienne incorrecte, même en première approximation.

Les mesures du glacier chinois de Urumqihe ne correspondent pas non plus aux valeurs trouvées par simulation. Pourtant, la température de l'air à la ligne d'équilibre des masses du glacier (4024 m) est de –12,3°C, et le gradient vertical de température est estimé à 0,65°C/100 mètres. Le calcul nous donne une température de –12,4°C à 4000 mètres, avec un gradient vertical identique de 0,65°C/100 mètres.

B/ *Simulation du déplacement d'un glacier*

La construction du glacier se réalise sur une grille régulière. D'après les équations présentées, le mouvement est simulé en permettant à une partie de la colonne de glace de chaque point d'être distribuée aux points voisins (cf. figure 12, ci-après).

-Tsentralniy Tuyuksuyskiy-

Pays : **Kazakhstan**

Coordonnées : 43°03'Nord / 77°05'Est

Figure 11a : Photo prise par K. G. Makarevich, en Août 1970.

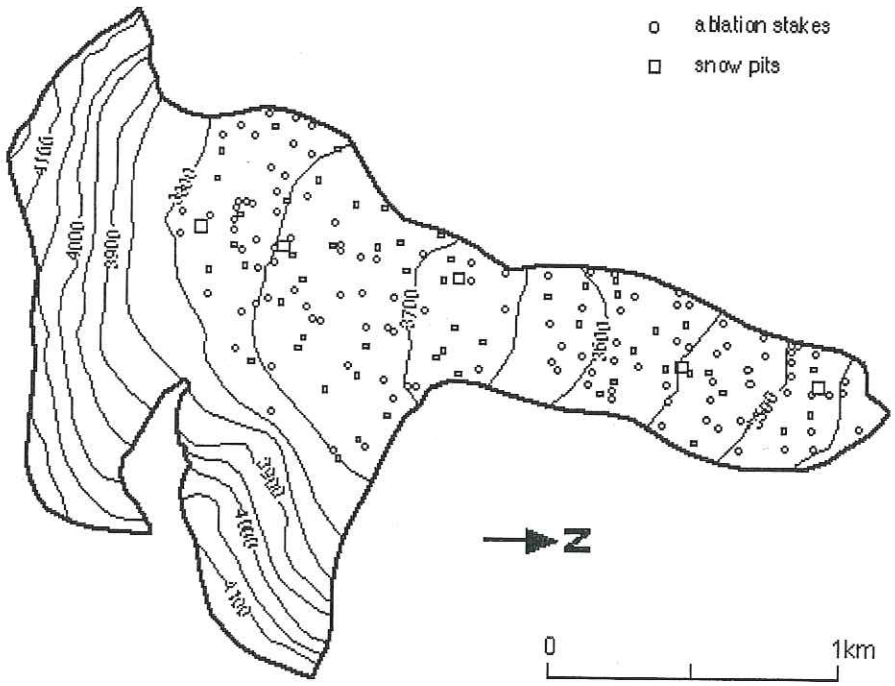


Figure 11b : La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy, aussi appelé le glacier de Tuyuksu en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.

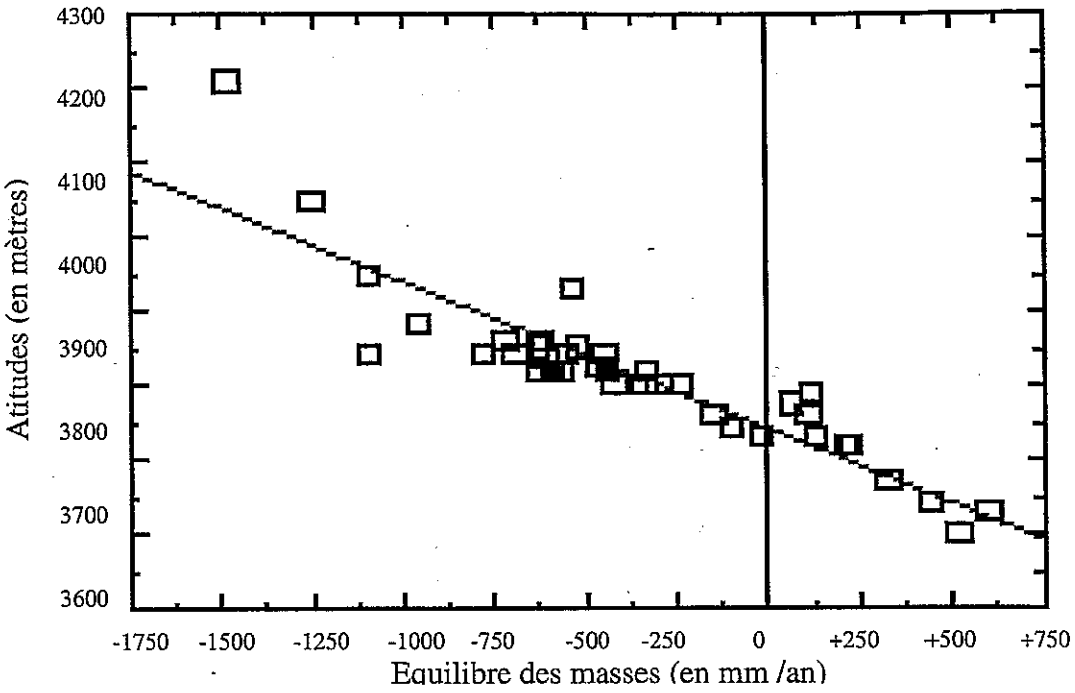


Figure 11c : Droite d'équilibre des masses tracée d'après les mesures de terrain. D'après le site : www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/

Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0{,}81$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier de Tuyuksu, l'analogie est remarquablement bonne.

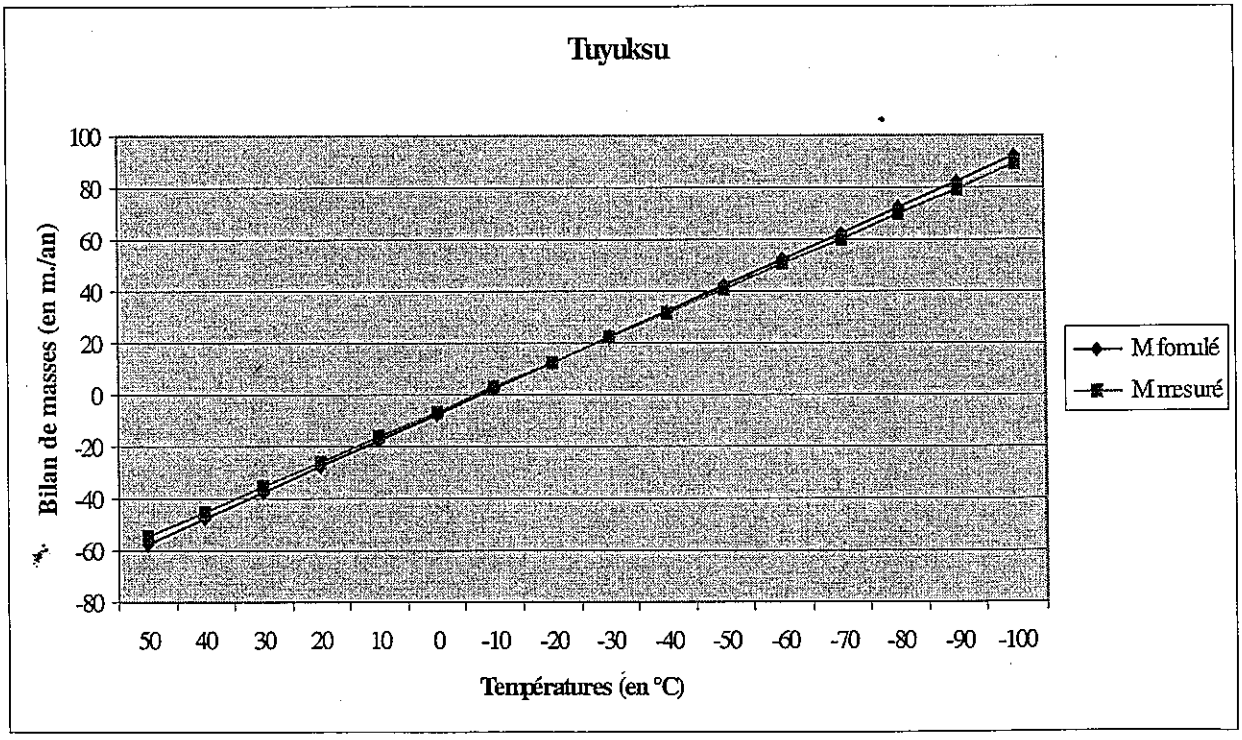
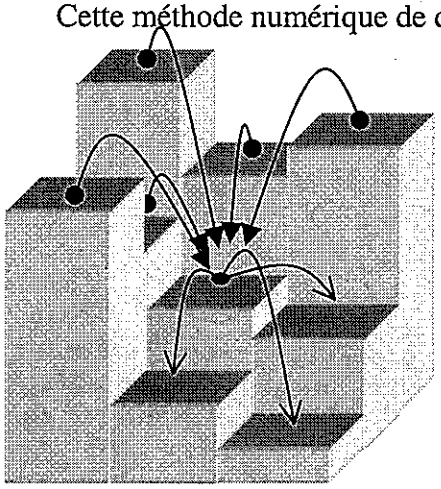


Figure 11d : Comparaison entre l'équilibre des masses mesuré et celui formulé d'après l'équation empirique n°20 (page 18).

Cette méthode numérique de distribution s'appelle de la *diffusion.*



Par rapport au point central, les points situés au-dessus vont fournir une partie de leur glace. En revanche, le point central cédera une partie plus ou moins importante de son « stock » de glace aux autres points qui se trouvent en contre bas.

: apport.
: décharge.

Figure 12 : Illustration de la méthode numérique de diffusion.

C/ *Tenir compte de la lithologie*

L'érosion glaciaire dépend de la dureté des roches rencontrées. La notion de dureté est difficile à quantifier, puisqu'elle dépend à la fois du type de la roche, et de son degré de fracturation, d'altération. Le but n'est pas de trouver des valeurs absolues définissant cet aspect, mais simplement de permettre au modèle de distinguer une roche plus dure relativement à une autre.

Le coefficient de cohésion interne Co des roches a été utilisé comme critère de dureté. A cet effet, nous prendrons les valeurs d'Obert et Duvall (1967), qui couvrent une bonne gamme de types de roches (Table III).

Type de roche	Co
Andésite	4060
Basalte	4500
Diorite	2000
Gneiss	2500
Granite	3250
Graywacke	1700
Calcaire	2150
Grès	2450
Schiste	1260
Schiste argileux	1160
Siltite	720
Tuf	100

Table III : Liste des coefficients de cohésion internes de différentes roches, d'après Obert et Duvall ; Table 10.3.2, page 289, (1967).

Quant à la fracturation, le choix s'est porté sur l'utilisation d'un indice arbitraire. En fait, il faut autant considérer des problèmes de failles, que de fentes ou de

diaclases. L'indice sera compris entre 0 et 1. Encore une fois, ce n'est que la différence relative entre les divers états structuraux qui sont intéressants. D'ailleurs, les simulations seront effectuées avec seulement trois types de valeurs : 0,5 pour un état de fracturation moyen, 0,25 pour une roche relativement seine, et 0,75 pour une roche très tectonisée.

D/ *Prise en charge et transport des blocs*

Les glaciers sont d'excellents convoyeurs de matériaux. Nous considérons dans le modèle deux genres de débris.

Les débris superficiels sont les blocs issus de l'altération périglaciaire, qui tombent sur le glacier. On admettra qu'ils atteignent la surface du glacier, si la pente est supérieure à une valeur critique de 40°. Dans ce cas, ils seront alors directement emmenés par le glacier, à la vitesse de la glace de surface, et ils n'interviendront pas dans les processus d'abrasion sous-glaciaire.

Les débris intra-glaciaires correspondent à la charge détritique issue de l'arrachement glaciaire. Ce sont eux qui permettent l'abrasion. Leur prise en charge par la glace se fait à la vitesse basale du glacier.

Les mouvements détritiques sont calculés comme des flux de sédiments, par la méthode de diffusion. On admettra, de plus, qu'il y aura dépôt morainique en fin d'une langue glaciaire, et seulement en cet endroit, sauf si la pente est supérieure à une pente d'équilibre de 40°.

Enfin, aucune relation n'a été émise au sujet de l'effet de cette couverture détritique sur l'albédo et l'équilibre des masses.

E/ *Ajustement du modèle à des glaciers réels*

Afin de vérifier la bonne marche du modèle, et surtout de déterminer correctement les paramètres utilisés dans le calcul des vitesses, et donc de l'érosion, il est indispensable de prendre des exemples réels en références.

Les données nécessaires à cet effet sont de deux types : des mesures de vitesses au-dessus et au-dessous du glacier d'une part, et la topographie du lit glaciaire d'autre part, puisque les vitesses dépendent étroitement des pentes.

L'association de ces deux exigences restreint énormément le nombre de candidats qui pourraient être utiliser comme références.

Dans le but de rester « proche de nous », deux glaciers ont été retenus à cet effet : le glacier d'Argentière, et la Mer de Glace.

Ils réunissent divers avantages :

- Ce sont des glaciers qui font partie de la chaîne des Alpes ; un domaine bien étudié. Ils font aussi partie du même massif, celui du Mont Blanc, et peuvent donc être représentés sur une même grille topographique de départ.
- Ils sont de tailles respectables. En effet, la Mer de Glace est le plus long glacier des Alpes occidentales. Il s'étend sur 12 km, entre 3900 et 1400 m d'altitude. Le glacier d'Argentière est long de près de 9 km (voir la figure 13, page 20a).

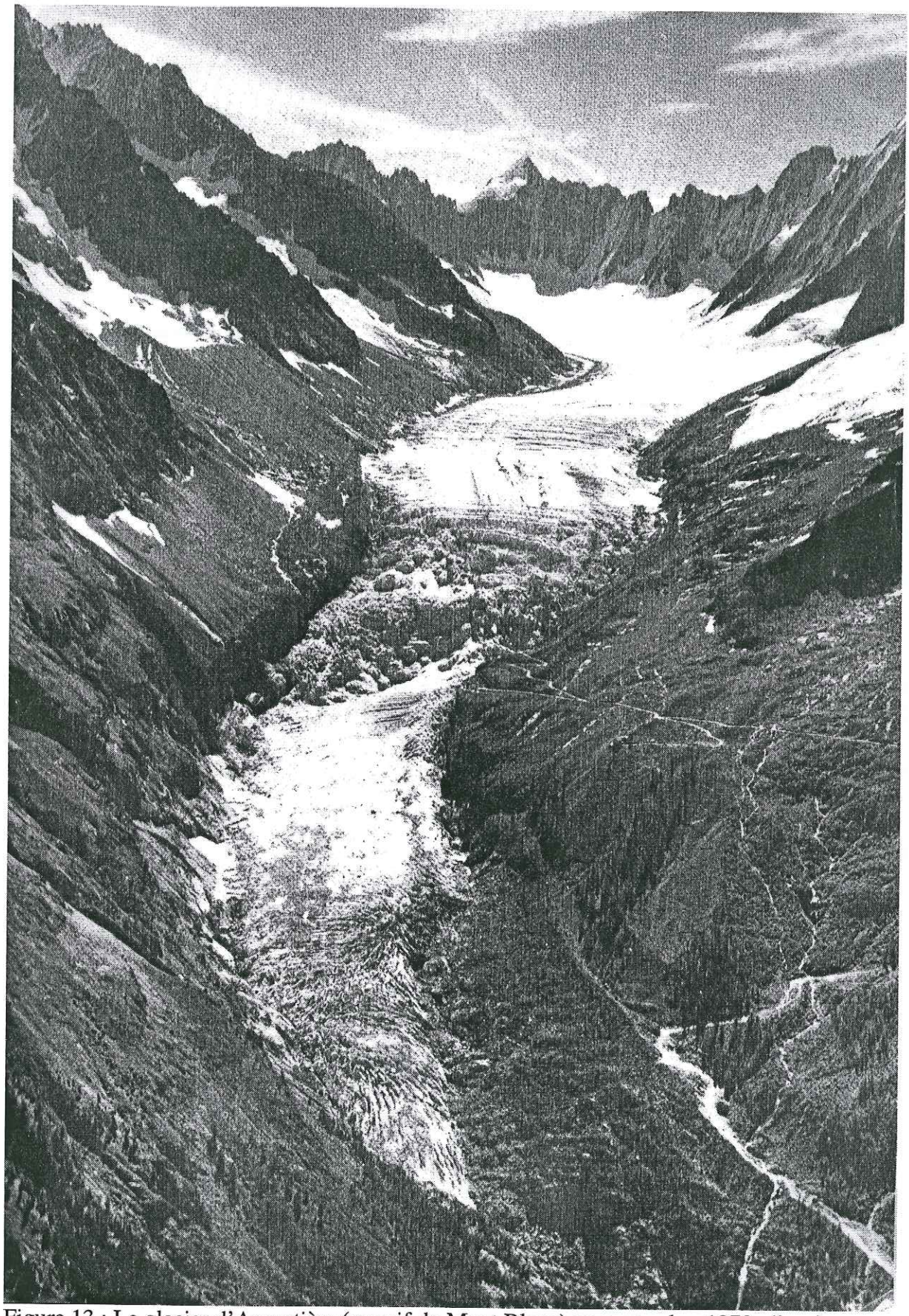


Figure 13 : Le glacier d'Argentière (massif du Mont Blanc) en septembre 1972, d'après Vivian (1975) [Photo de H. Gaillard ; page 48].

- Des données de vitesses sont fournies par plusieurs auteurs, à des dates différentes, ce qui permet d'avoir une vue plus générale du fonctionnement de ces glaciers. Nous utiliserons notamment les valeurs de Corbel (1962), Paterson (1994), et Vivian (1975).
- Dans le cas du glacier d'Argentière, des profils sismiques et d'autres sondages, réalisés par EDF, donnent une image, limitée, de la topographie du lit (Voir le livre de Vivian, page 330 entre autres).

E/I. Des valeurs de vitesses appropriées

Même si les données sous-glaciaires ne sont pas très nombreuses, des mesures de vitesses existent. Les tableaux IV et V de la page 21a, indiquent des valeurs reprises par Paterson (1994). Toutefois, dans la plupart des cas, ce ne sont que des relevés ponctuels qui ne permettent pas de « caler » efficacement des modèles sur la longueur du glacier.

C'est la raison pour laquelle nous utiliserons les lois empiriques, jointes en annexes I (cf. figures A.1 et A.2, pages A3) pour formuler les paramètres de flux. Elles permettent de tenir compte d'une évolution le long du glacier.

A l'aide de la topographie du massif du Mont Blanc (Voir la figure 14, page 21b) issue d'un modèle numérique de terrain (MNT), il est possible de préciser les bons paramètres de flux A et As des équations n°3 et 4, qui conduisent à l'obtention de valeurs de vitesses correctes au premier ordre.

D'après Lliboutry (1965), la vitesse de la Mer de Glace est aux alentours de 250 m/an, là où son épaisseur de glace est de 100 mètres. A sa base, la glace glisse entre 30 et 80 m/an (table IV , page 21a ; d'après les valeurs mentionnées par Paterson [1994]).

Si l'on effectue un calcul instantané de la vitesse, en disposant une couche de glace de 100 mètres d'épaisseur sur toute la surface du MNT, on peut ajuster les paramètres de flux (Voir la figure 15, page 21b).

Bien que Knap *et al.* (1996) utilisaient, pour la modélisation d'un inlandsis antarctique, des paramètres de flux constants valant $A = 8.10^{-24}$ et $As = 6.10^{-18}$, la valeur de As, qui ne s'appuie apparemment pas sur des mesures physiques, est trop faible dans notre cas. Ces paramètres, pour le calcul des vitesses dans la zone de la Mer de Glace, occasionneraient des vitesses de :

- La vitesse de surface : U= 75,5 m/an.
- La vitesse de glissement : Us= 1.10^{-5} m/an.

Pour des vitesses simulées convenables de :

- La vitesse de surface : U= 216,5 m/an,
- La vitesse basale : Us= 31,2 m/an,

les lois convenables sont :

$$\mathbf{A = 3.10^{-24} * \exp(\ 0{,}1379 * T°C)} \qquad [\text{en } m^6.N^{-3}.s^{-1}] \qquad (21)$$

à l'instar de celle fournie en annexe I (Voir aussi la figure A.2, page A3), établie selon les recommandations de Paterson (1994).

$$\mathbf{As = 1.10^{-10} * \exp(\ 0{,}1379 * T°C)} \qquad [\text{en } m^8.N^{-3}.s^{-1}] \qquad (22)$$

selon une formulation visant à calquer de la précédente.

-Tableaux des vitesses-

Noms des glaciers	Epaisseurs *(en mètres)*	Vitesses *(en mm/jour)*	Références
Argentière	100	200-1100	Raynaud *et al.*, 1988
Blue	26	16	Kamb et La Chapelle, 1964
Blue	65	350	Kamb et La Chapelle, 1968
Blue	65	10	Kamb et La Chapelle, 1968
Blue	120	3-30	Engelhardt *et al.*, 1978
Bondhusbreen	160	71-106	Hagen *et al.*, 1986
Breidamerkurjökull	?	49	Boulton et Jones, 1979
Casement	20	24	McKenzie et Peterson, 1975
Grindelwald	40	250-370	Carol, 1947
Grinnel	15-20	33	Hallet *et al.*, 1986
Mer de Glace	100	30-80	Vivian, 1977
Mont Collon	65	30	Haefeli, 1951
Østerdalsisen	40	29-97	Theakstone, 1967
Variegated (hors crue)	356	250	Engelhardt *et al.*, 1979
Variegated (en crue)	385	13 150	Kamb *et al.*, 1985
Vesl-Skautbreen	55	8	McCall, 1952

Tableau IV : Vitesses basales mesurées, d'après la compilation de Paterson (1994) [Voir la table 7.1, page 134 ; et les références qui s'y rapportent]

Noms des glaciers	Epaisseurs *(en mètres)*	Rapport de vitesse *(en mm/jour)*	Références
Aletsch	137	0,5	Gerrad *et al.*, 1952
Athabasca	322	0,75	Savage et Paterson, 1963
Athabasca	209	0,1	Savage et Paterson, 1963
Athabasca	265	0,67	Raymond, 1971
Athabasca	316	0,87	Raymond, 1971
Blue	26	0,9	Kamb et La Chapelle, 1964
Blue	65	0,88	Kamb et La Chapelle, 1968
Blue	65	0,03	Kamb et La Chapelle, 1968
Blue	120	0,07	Engelhardt *et al.*, 1978
Bondhusbreen	160	0,26	Hagen *et al.*, 1986
Østerdalsisen	40	0,65	Theakstone, 1967
Salmon	495	0,45	Mathews, 1959
Tuyuksu	52	0,65	Vilesov, 1961
Variegated (hors crue)	356	0,53	Engelhardt *et al.*, 1979
Variegated (en crue)	385	0,95	Kamb *et al.*, 1985
Vesl-Skautbreen	50	0,9	McCall, 1952

Tableau V : Rapport de la vitesse basale à la vitesse de surface, d'après la compilation de Paterson (1994) [Voir la table 7.2, page 135 ; et les références qui s'y rapportent]

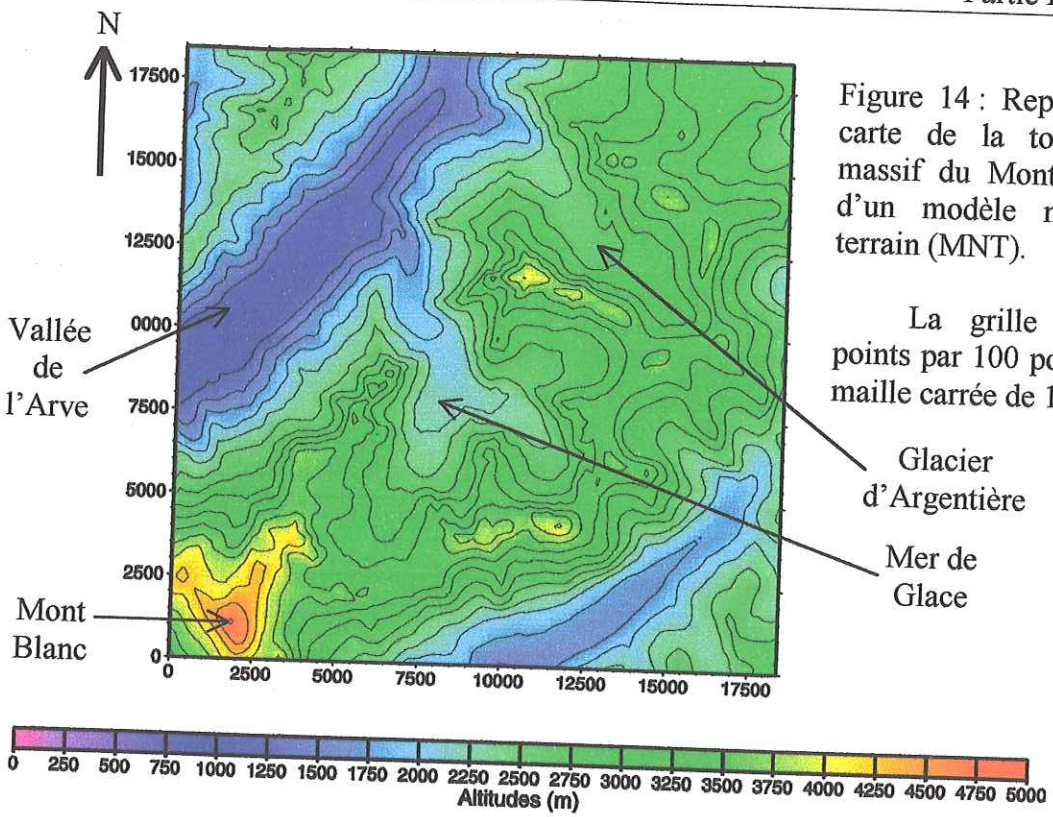


Figure 14 : Représentation en carte de la topographie du massif du Mont Blanc, issue d'un modèle numérique de terrain (MNT).

La grille mesure 100 points par 100 points avec une maille carrée de 186 m de côté.

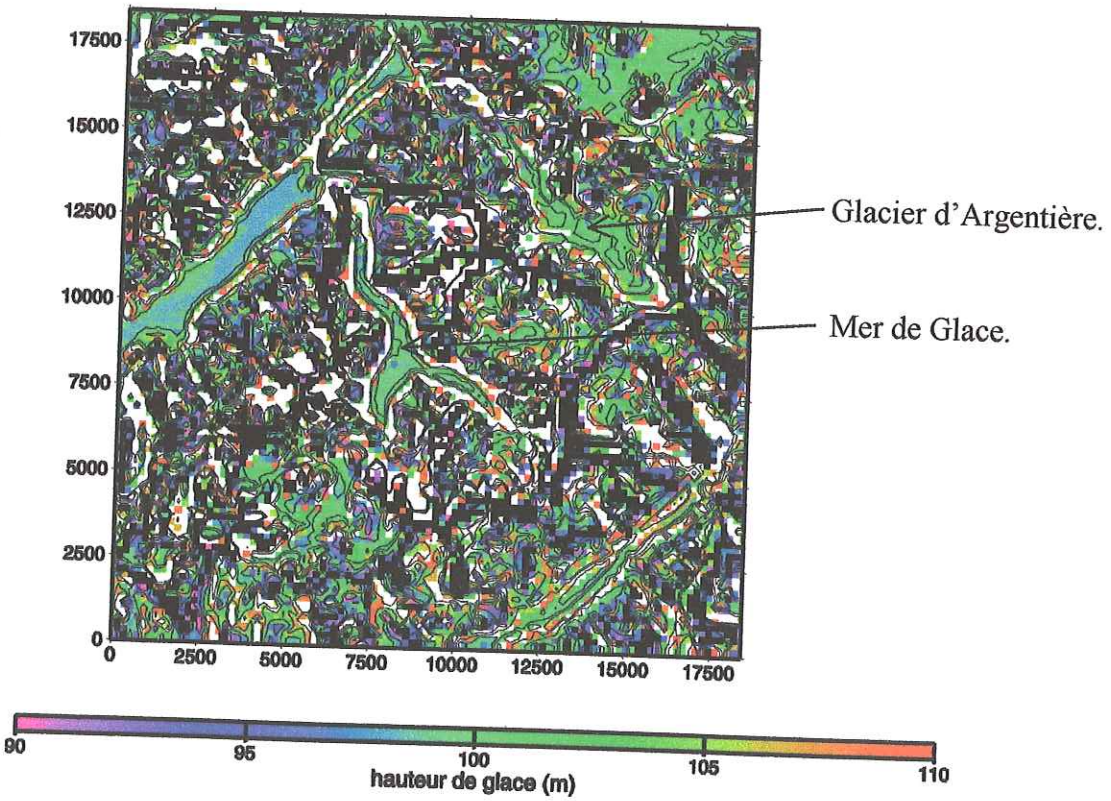


Figure 15 : Carte des hauteurs de glace obtenues après le calcul d'un mouvement instantané (1 pas de temps) d'une couche de 100 mètres de glace uniformément répartie sur toute la surface du MNT du massif du Mont Blanc.

Ceci permet de visualiser correctement où se situent la Mer de Glace et le glacier d'Argentière, et d'y calculer des vitesses. Dès lors, il est possible d'ajuster les paramètres de flux A et As par rapport aux observations réalisées sous 100 mètres de glace dans ces zones.

Toutefois, par manque d'information sur d'autres glaciers, pas tant sur les mesures de vitesses que sur la topographie, c'est-à-dire sur les pentes, il faudra admettre que ces valeurs sont transposables à d'autres modélisations de glaciers de type tempérés.

E/II. Des valeurs d'érosion appropriées

Les valeurs des constantes à appliquer aux formules (n°1 et 2) de l'érosion sont tout bonnement inconnues.

On peut essayer de les approcher en deux étapes :

- D'abord en imaginant une formule très simple, pour qu'en toute première approximation, une gamme de valeurs soit estimée à partir des observations de terrain.
- Puis, le modèle lui-même devrait être capable de calculer l'évolution spatiale et temporelle des taux d'érosion d'après cette gamme de valeurs. La comparaison des flux sédimentaires doit alors permettre d'affiner les estimations.

Sur l'exemple du glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses), Corbel (1962) évalue le volume rocheux au front du glacier à 3500 m^3 par an. En effet, il estime que la vitesse principale est de 20 m/an, tandis que la taille du front mesure 500 m de large sur 3 m de haut. Or, la teneur en débris serait de 10%, d'où un volume émis de 3000 m^3/an. A cela, Corbel ajoute 500 m^3 de blocs provenant de zones plus lentes.

Ce glacier a une forme presque rectangulaire, et mesure environ 3000 m de long pour 1200 m de large. Les vitesses évoluent bien entendu de 0 m/an en amont du glacier à 0 m/an à la fin de la langue glaciaire, en passant par les 20 m/an cité par Corbel. Le glacier de St Sorlin s'étendait de 3462 m d'altitude à 2600 m en 1972 (selon Vivian, 1975). On peut estimer que sa pente moyenne est environ de 32° au niveau de la zone d'accumulation, sur 1 km^2, et seulement de 4 à 5° sur les 2,5 km^2 restant. Vivian avançait que son épaisseur était comprise entre 30 et 75 m en 1972.

Par un raisonnement simplement linéaire, et en postulant un flux constant (ce qui ne correspond pas à la réalité, puisque d'emblée, les vitesses du glacier varient), il est possible de déterminer une gamme de valeur de premier ordre pour les constantes des équations n°1 et n°2. Si la vitesse de glissement Us est compris entre 2 et 20 m/an, et si l'épaisseur de la glace se situe entre 10 et 75 m, alors :

- Clitho (équation n°2) vaut :

1.10^{-13}*fail*litho < **Clitho** < 5.10^{-11}*fail*litho

où,

fail est « l'indice de fracturation », comme définit en Partie III (§ C).

litho est le coefficient Co, dont les valeurs sont données en table III (page 19) du même paragraphe.

- Cd (équation n°1) vaut :

1.10^{-12}*(bloc*Δ.litho) < **Cd** < 5.10^{-11}*(bloc*Δ.litho)

où,

bloc est la teneur en bloc provenant de l'arrachement.

Δ.litho est la différence entre la « dureté » des blocs enchâssés dans la glace et celle du substratum du lit glaciaire.

La seconde étape serait donc d'utiliser le modèle lui-même afin de retrouver ces constantes, en prenant en compte les variations de vitesses, d'épaisseurs de glace et de pression, et les variations de teneur en blocs intra-glaciaires selon les flux sédimentaires. En effet, les résultats peuvent être comparés aux taux d'érosion moyens sur l'ensemble d'un bassin versant. Dans les conditions actuelles, les taux devraient être du même ordre de

grandeur que les taux compilés par Hallet *et al.*, (1996) pour les Alpes (Voir la table I et la figure 6, pages 8b à 8d).

Nous verrons dans le chapitre suivant (cf.Partie IV), que les problèmes dans la simulation de la construction des glaciers empêchent d'atteindre cet objectif.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

Partie IV : Résultats et interprétations

Cette dernière partie se consacre aux réponses fournies par le modèle. Pour chaque hypothèse initiale, les résultats seront discutés, afin de tenter de comprendre pourquoi les simulations de l'érosion ont échoué. D'ores et déjà, on peut dire que le problème tient à la construction des glaciers eux-mêmes. Une simulation incorrecte de la morphologie et de la dynamique des glaciers enlève toute chance de préciser les paramètres de l'érosion.

Dès lors, les résultats suivants traitent seulement de la capacité du modèle à engendrer des glaciers physiquement convenables.

A/ *Cas du MNT du massif du Mont Blanc*

Puisque des données existent sur les glaciers de ce massif, il était intéressant de voir comment se comportait ce modèle sur cette topographie (présentée en figure 14, page 21b).

Si le calcul est lancé avec comme hypothèses :

- Un équilibre de masses calculé d'après l'équation empirique n°20.
- Des paramètres de flux qui suivent les valeurs utilisées par Knap *et al.* (1996), soit : $A = 8.10^{-24}$ et $As = 6.10^{-18}$.

Une calotte de glace se forme au sommet du Mont Blanc, mais une instabilité numérique apparaît au bout de quelques années, et ne permet pas de voir le comportement du glacier.

Une autre simulation a été lancée en prenant les valeurs recommandées par Paterson (1994) pour les paramètres de flux (Voir les annexes I, page A2 et A3).

Les valeurs plus de dix fois moins grandes (à 0°C) permettent au modèle d'acquérir une stabilité temporaire. Les figures 16 à 18 (pages 24a à 24b) illustrent ce comportement.

Pourtant, malgré une évolution vraisemblable du glacier, il n'est pas possible de conserver la stabilité du système, au-delà de 200 ans.

B/ *Cas d'une grille synthétique*

B/I. Création d'une grille synthétique

Alors que l'algorithme était développé pour une simulation 2D, c'est-à-dire selon un profil longitudinal de vallée, des instabilités numériques apparaissaient.

Pour s 'affranchir de ce genre de problème, la solution consiste à diminuer le pas de temps. Il a fallu prendre un pas de temps de un mois pour stabiliser les simulations.

Or, le passage à une modélisation en trois dimensions alourdit énormément le calcul. La grille de 100 points par 100 points du massif du Mont Blanc avec une maille carrée de 186 m de côté, qui devait être utilisée comme référence, était trop lourde à manipuler pour effectuer les différents tests.

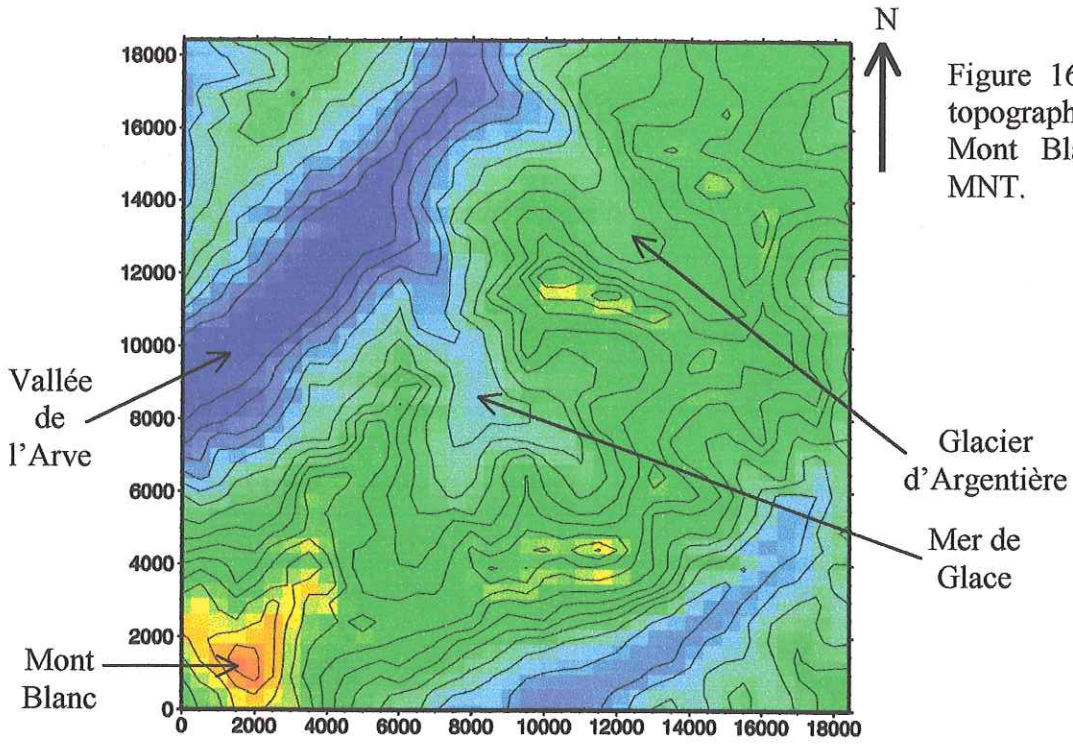


Figure 16 : Rappel de la topographie du massif du Mont Blanc, issue d'un MNT.

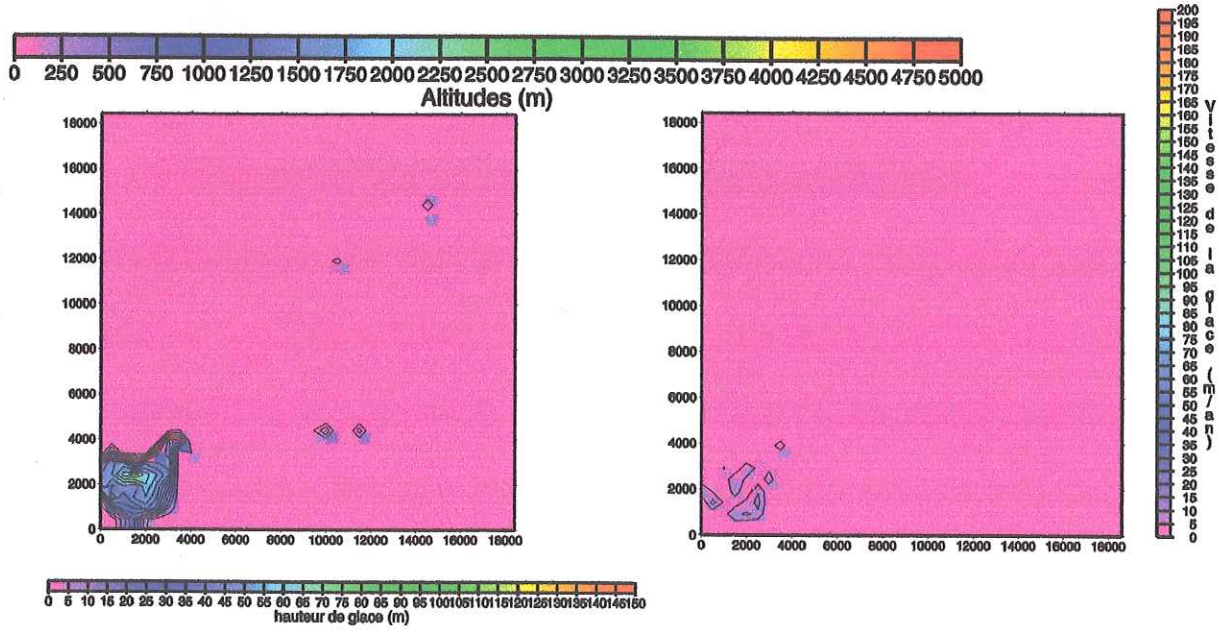


Figure 17a : Carte des hauteurs de glace cumulées au bout de 25 ans.

Figure 17b : Carte des vitesses correspondant aux mouvements de la glace après 25 ans.

Le fait remarquable est que l'accumulation de glace n'est possible qu'à haute altitude, au sommet du Mont Blanc essentiellement. L'équation empirique n°20 n'est donc pas adéquate, car les observations indiquent que la ligne de persistance des neiges se situe aux alentours de 3300 m d'altitude dans ce massif.

Bien que les couleurs révèlent une hauteur de glace atteignant les 75 à 80 m d'épaisseur, les vitesses restent relativement modestes, et ne dépassent guère les 10 m/an.

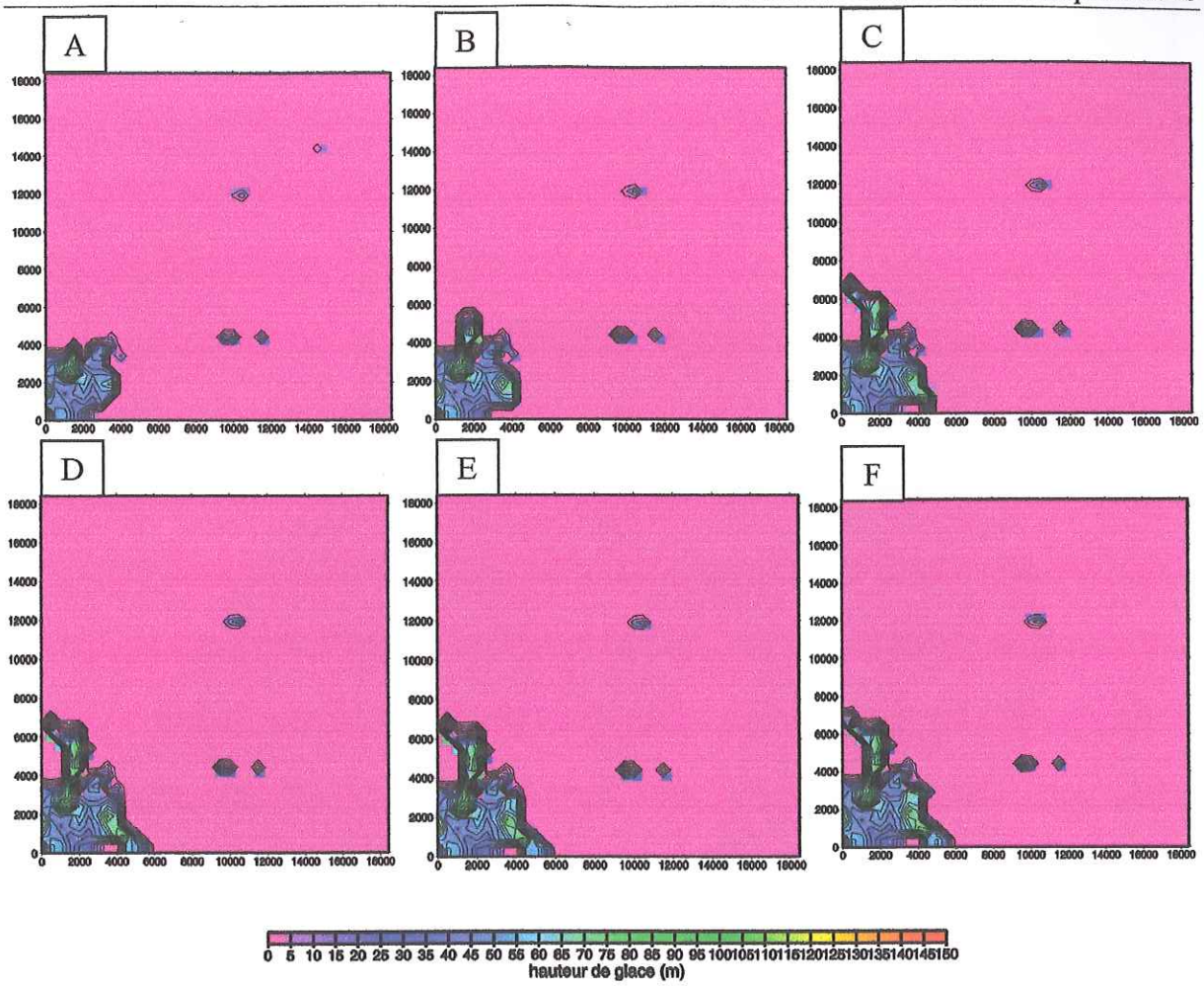


Figure 18 (de A à F) : Illustration de la formation et de l'évolution d'un glacier à partir d'une accumulation au sommet du Mont Blanc, à 50, 75, 100, 125, 150 et 175 ans.

Entre la figure A et la figure F, une langue glaciaire se développe très nettement, et s'étend jusqu'à la vallée de l'Arve. La méthode de diffusion remplit bien son rôle dans la mesure où l'écoulement de la glace se fait bien dans toutes les directions, ce que n'aurait pas permis d'autres formes de calcul. Toutefois, la proximité des bords de la grille empêche de voir leur extension.

Par ailleurs, deux faits sont remarquables. Premièrement, la formulation inadéquate de l'équilibre des masses par la formule empirique n°20 inhibe toute construction de glacier au niveau de la Mer et Glace et du glacier d'Argentière. Deuxièmement, le fait de ne pas tenir compte de paramètres tels l'exposition en adret ou en ubac, mais aussi, l'albédo, le vent, etc... provoque l'apparition de glaciers de tailles similaires aussi bien au sud qu'au nord, ce qui n'est pas le cas dans la réalité.

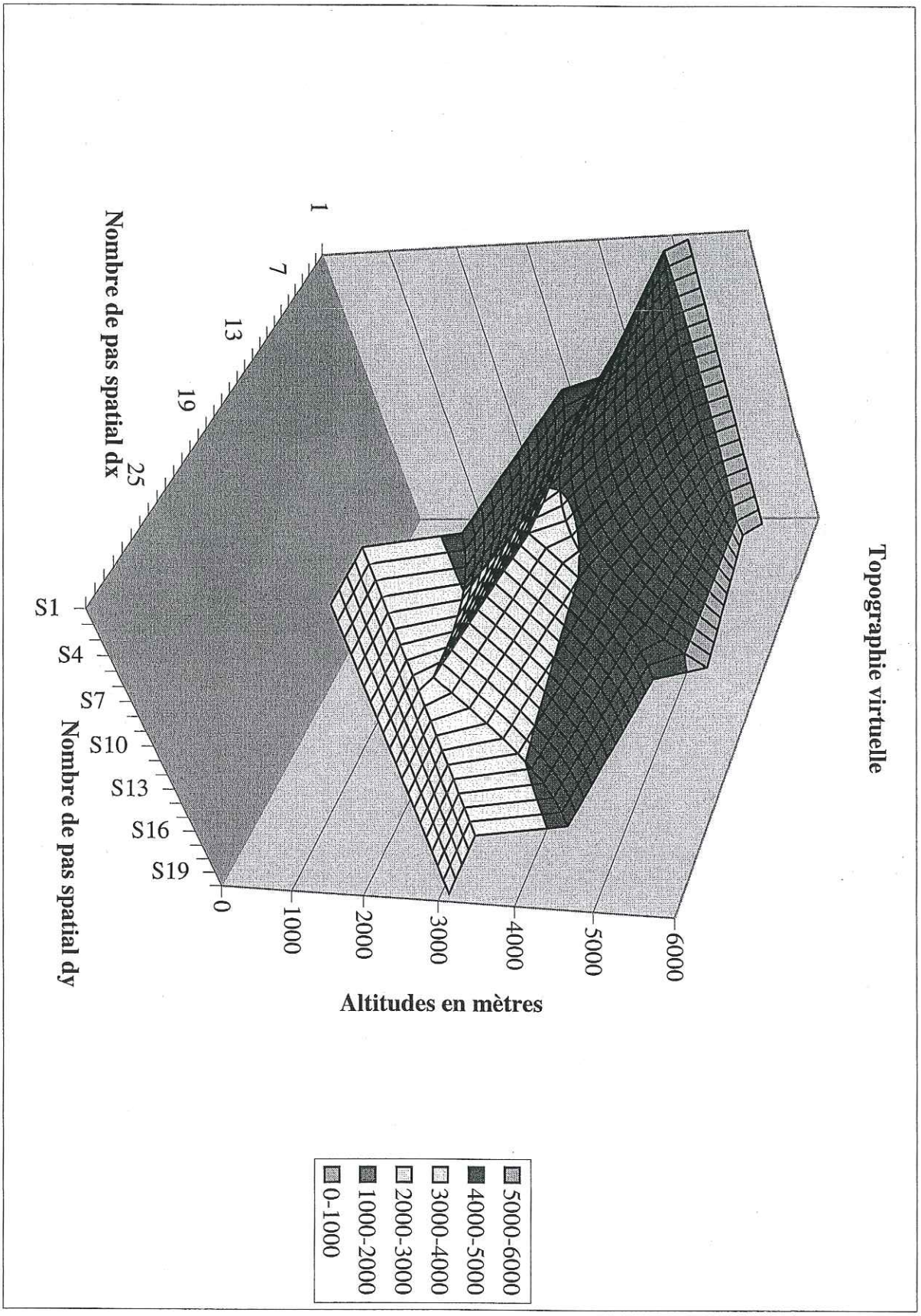


Figure 19 : Topographie synthétique de 20 points par 30 points, avec une maille carrée de 500 m de côté.

Une grille tout à fait synthétique de 20 points de large pour 30 points de long (soit 600 points au lieu des 10 000 précédents), avec une maille de 500 m de côté, fut imaginée. Cette topographie (présentée en figure 19, page 24c) réunit plusieurs avantages. Outre sa taille, la forme est parabolique en amont, de manière à simuler une zone d'accumulation. Il faut noter qu'il existe une légère dissymétrie de cette zone. Puis, la partie moyenne représente une vallée en V, et la partie en aval, une plaine où devrait pouvoir s'étaler le glacier, s'il parvient jusque-là. Etant donné que l'équilibre des masses du glacier de Tuyuksu correspond le mieux à l'équilibre des masses théorique (équation n°20), les pentes et les altitudes choisies s'apparentent autant que faire ce peut à la connaissance de la topographie de ce glacier.

B/II. Réponses du modèle sur cette topographie

En utilisant un équilibre des masses correspondant à l'équation n°20, une précipitation constante sur la grille d'un mètre par an, équivalant à la précipitation moyenne annuelle à la ligne d'équilibre de ce glacier, et des paramètres de flux suivant les équations n°21 et n°22, le résultat apparaît vite : le modèle n'est pas stable.

Comme le montrent les figures 20 à 26 (pages 24b à 24e) à l'aide d'un artéfact de calcul (blocage du cumul de glace à 100 m d'épaisseur), l'accumulation de glace sur les crêtes est relativement rapide (7 m/an vers 5000 m d'altitude). Le glissement après 5 années est faible en liaison avec l'épaisseur de glace. En revanche, l'illustration de la divergence des flux, en d'autres termes, la variation de la hauteur de glace par le mouvement du glacier, prouve que le déplacement est plus important au centre de la vallée que sur les bords, ce qui est conforme à nos attentes. Mais au fur et à mesure du temps, l'accumulation devient très forte en amont de la zone d'accumulation, jusqu'à la déstabilisation complète du système.

La première réaction fut de se dire, que si l'on augmentait trop la hauteur de glace, c'était parce qu'elle ne glissait pas assez vite, et que l'on ne transférait pas suffisamment de matière vers le bas. Il est noté que les températures simulées sont aux alentours de –8°C, et que les paramètres de flux A et As dépendant de ces températures, induisent des vitesses particulièrement faibles. Ainsi, les valeurs de A et As ajustées aux conditions existant dans la région du Mont Blanc, ne seraient pas transposables à d'autres régions, et notamment à celles du glacier de Tuyuksu. Ces paramètres ont donc été augmentés d'un facteur 10.

Le résultat fut sans équivoque ; l'instabilité numérique se développe en quelques mois seulement. En fait, ceci se conçoit très bien. Si l'on accumule une grande masse de glace sur une maille de la grille, le fait d'augmenter la vitesse ne fera que fournir une masse très importante à ses voisins, qui possèdent déjà une bonne quantité de glace, puisqu'ils se trouvent dans des conditions proches. Or, il faudra attendre le pas de temps suivant pour qu'il se débarrasse d'une partie de leur stock de glace. Mais à chaque pas de temps, une nouvelle quantité de neige tombe.

Donc, il existe *à priori* trois solutions envisageables :

1. L'accumulation de glace est trop importante. Mais changer l'équilibre des masses correspondrait à nier les mesures de terrain, puisque ce glacier a été choisi à cause de la bonne corrélation entre l'équation empirique n°20 et les observations.
2. Le pas de temps est trop long. Le problème est que les calculs se font déjà tous les mois, et que réduire le pas de temps compromettrait les chances de voir quelques effets érosifs.
3. Le pas de distance est trop petit. En effet, agrandir le pas de distance, c'est permettre un transfert plus rapide de la glace vers une zone d'ablation, à chaque pas de temps. Cette méthode, analogue à la diminution du pas de temps, permet de conserver un pas de temps raisonnable, mais oblige à perdre de la résolution spatiale. Braun *et al.* (sous presse),

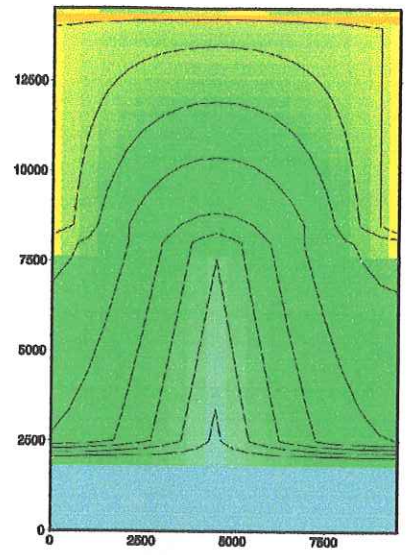
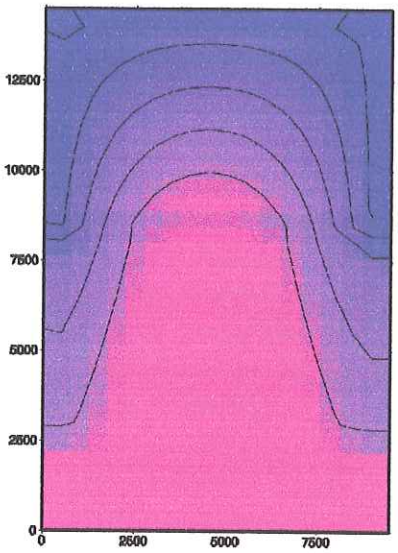


Figure 20 (à gauche) : Représentation en carte de la topographie de la grille synthétique présentée en 3D, sur la figure 19 (page 24c).

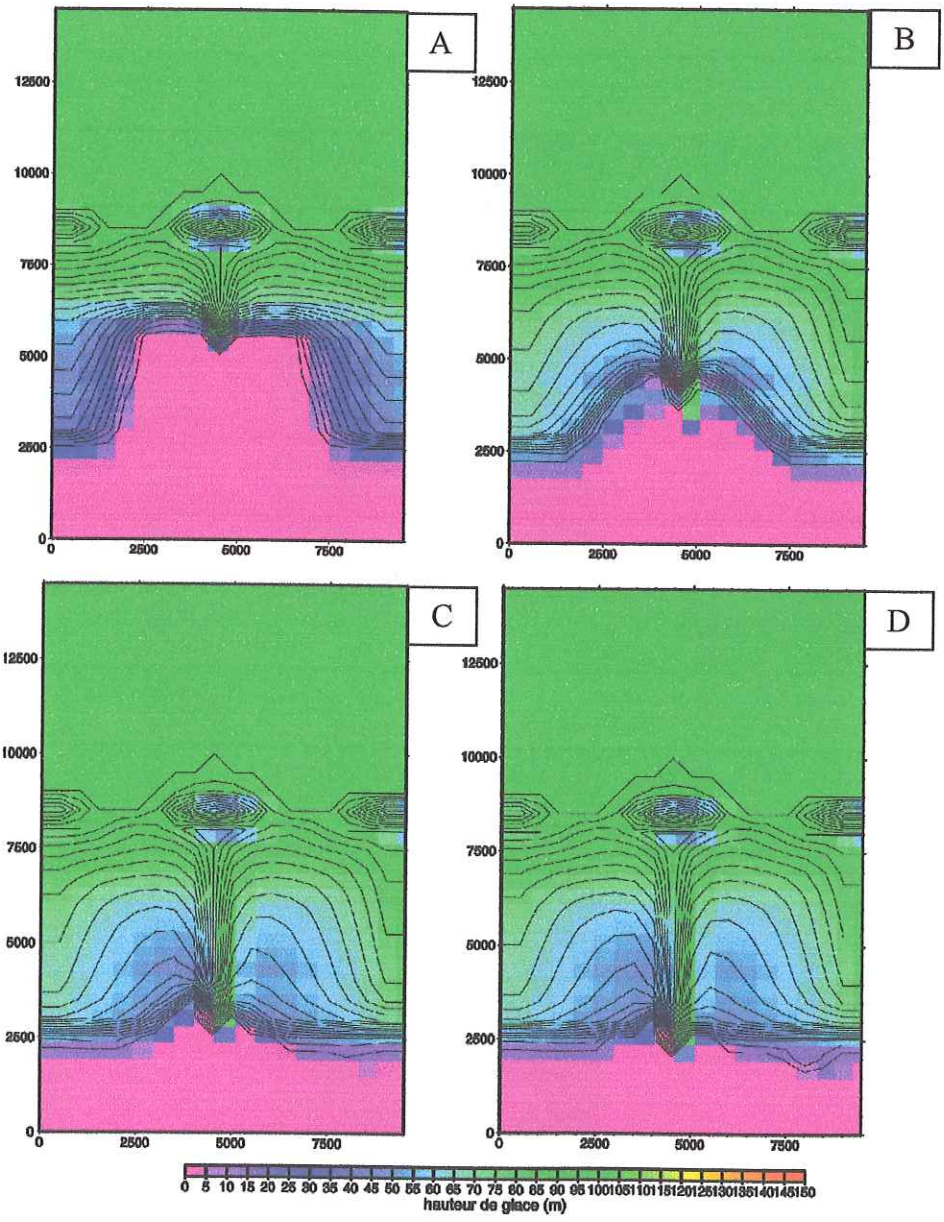
Figure 21 (à droite) : Accumulation de glace (en m) au bout de 5 années.



Figures 22 (de A à D) : Evolution de la construction du glacier à 25, 50, 75 et 100 ans.

Les zones vertes correspondent à une hauteur de glace de 100 mètres. En effet, pour tenter de voir l'évolution au cours du temps de ce système, et afin de déterminer si le cumul important de glace n'est qu'une étape passagère, la hauteur de glace a été bloquée, et ne peut être supérieure à 100 mètres.

Même si une timide langue glaciaire se développe, l'instabilité ne se résorbe pas.



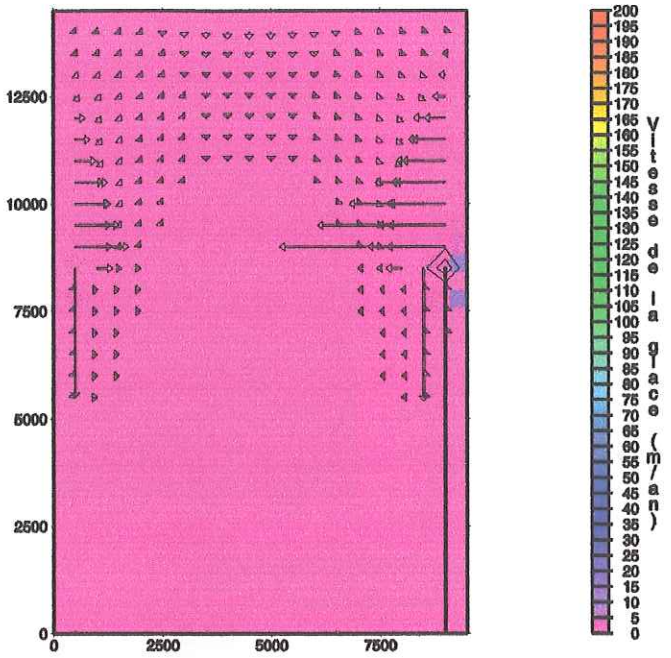
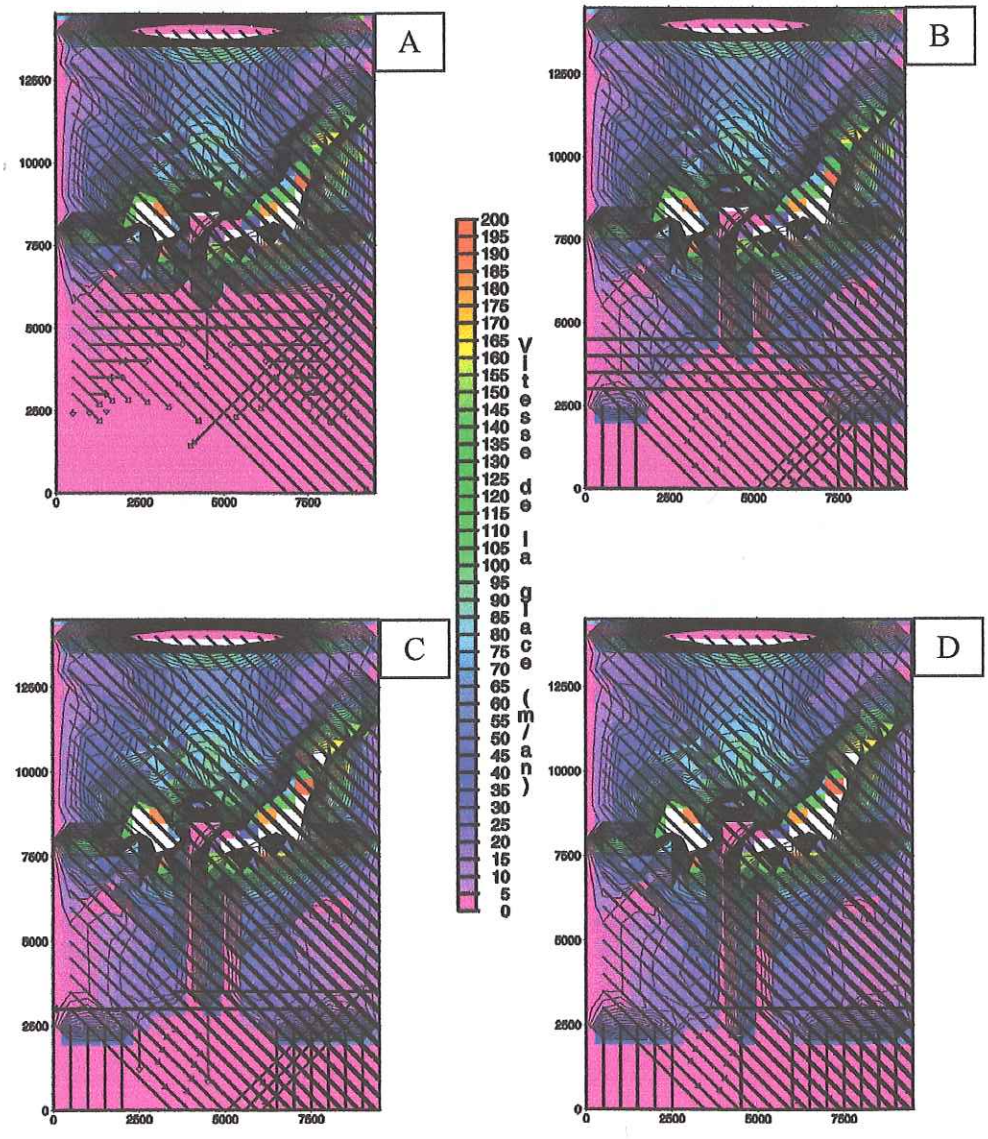


Figure 23 (à gauche) : Carte des vitesses de la glace.

Les couleurs obtenues au bout de 5 ans nous montrent que, seuls les zones où les pentes sont extrêmement fortes induisent des vitesses notables.

Les vecteurs vitesses permettent en revanche de visualiser que les mouvements de glace convergent bien vers le centre de la vallée.

Figures 24 (de A à D) : Evolution des vitesses du glacier à 25, 50, 75 et 100 ans.



L'instabilité qui se créé au niveau du bord du haut se propage très vite. Les vitesses calculées sont dès lors incohérentes. Il a noter que les vecteurs dirigés vers le bas et à droite, rendant les figures peu lisibles, sont des artéfacts numériques qui proviennent du fait que les calculs réalisés sur chaque points se font de gauche à droite.

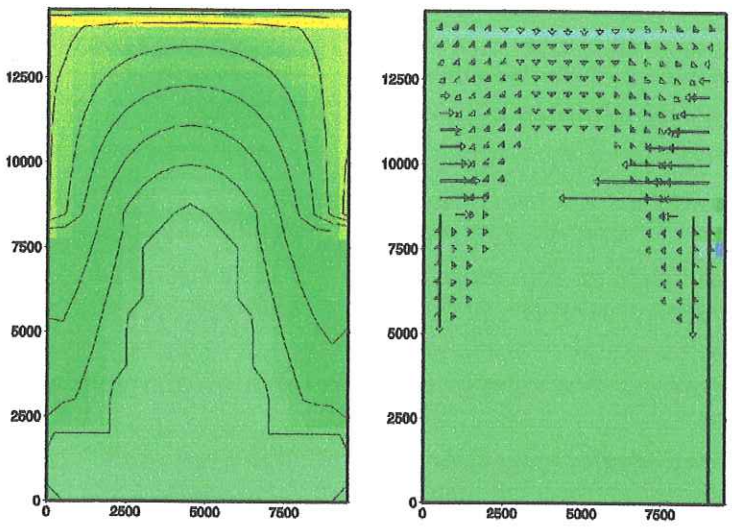
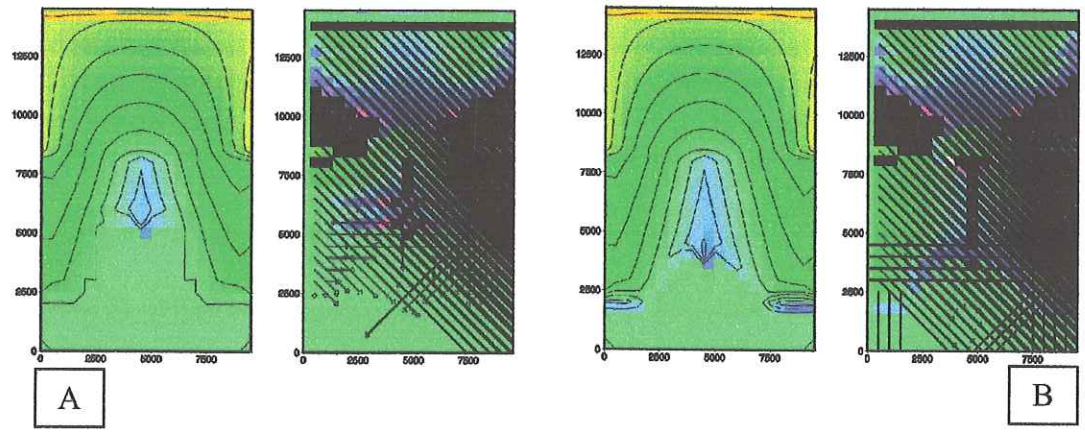
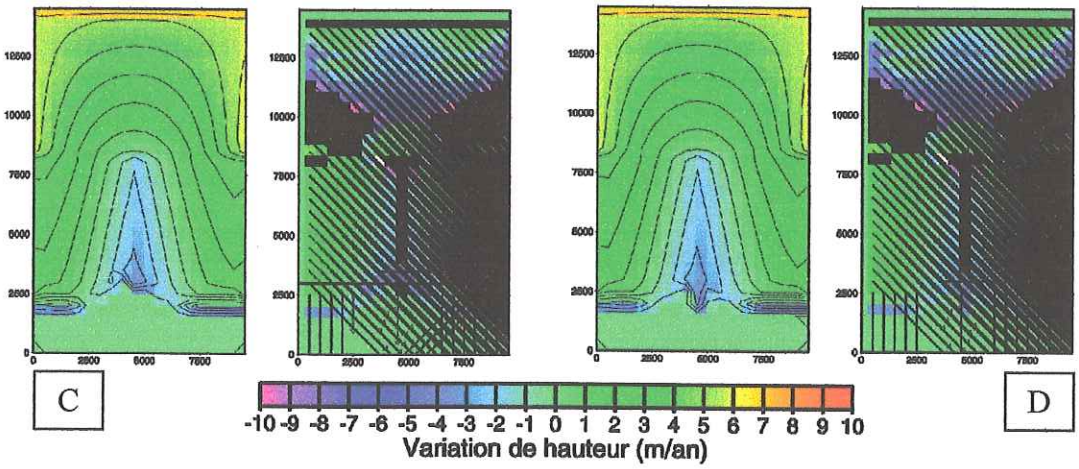


Figure 25 : A gauche est représentée la carte de l'équilibre des masses ou variations de la hauteur de glace par accumulation ou ablation. A droite, celle de la divergence des flux, c'est-à-dire des variations de la hauteur de glace à cause du mouvement du glacier.

Au bout de 5 ans, seul de l'accumulation est possible (7 mètres au maximum), et il n'y a pas d'ablation car les mouvements sont faibles.





Figures 26 (de A à D) : L'évolution représentée à 25, 50, 75, et 100 ans, montre que la zone d'ablation qui se créé au niveau de la petite langue glaciaire, reste très limitée, tandis que la zone d'accumulation est large.

Les graphiques très peu lisibles des divergences de flux illustrent l'étendue du déséquilibre. Cela prouve que ce dernier est important et qu'il ne peut pas être facilement résorbé.

utilisent une maille de 1,5 km de côté. Dans le cas des glaciers alpins cependant, rares sont ceux dont la largeur dépasse le kilomètre. Les calculs d'érosion deviennent alors délicats.

B/III. Réponses du modèle au changement du maillage

Avant de changer le maillage de la grille, une vérification du comportement de la vitesse a été effectuée. Le but était de voir s'il n'existait pas de maximum local pouvant expliquer la présence d'instabilités.

Les figures 27a et 27b (pages 26a et 26b) montrent que ce n'est pas le cas. Les vitesses, calculées pour des paramètres de flux constants (A= 3.10^{-24}, et As= 1.10^{-10}) et pour un exposant de la loi de flux n= 3, ont des valeurs cohérentes en fonction de chaque variable. De toutes manières, la valeur des paramètres de flux n'a pas d'influence sur la forme du graphique.

Bien que l'échelle verticale logarithmique masque un peu le phénomène de prime abord, il faut noter l'influence fondamentale de la pente de surface par rapport à la vitesse. Pour 5 m de glace, le passage d'une pente de 2,5° à une pente de 35° multiplie la vitesse par 1000.

Avec une maille de 2 km de côté, comme représenté en figure 28 (page 26c), la glace devrait être rapidement transférée vers l'aval, où l'ablation doit diminuer son épaisseur.

Or, après lancement du calcul, il s'avère que ce n'est pas le cas, et quels que soient les paramètres de flux choisis, le modèle ne parvient pas à se stabiliser.

C/ *Recherche d'un critère de stabilité*

Peacock (1989) discute de la stabilité d'un modèle numérique, qui aborde le problème des chemins métamorphiques pression-température-temps.

L'équation lui servant à modéliser le réchauffement d'une plaque est :

$$\frac{dT}{dt} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{A}{\rho C}$$

Or, numériquement, cette formule peut être approchée par la méthode des différences finies, et s'écrire :

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \kappa \frac{\Delta^2 T}{\Delta z^2} - v_z \frac{\Delta T}{\Delta z} + \frac{A}{\rho C}$$

Et il avance que le pas de temps nécessaire à la stabilité du calcul numérique doit être :

- soit, $\Delta t \leq \frac{1}{2} \frac{(\Delta z)^2}{\kappa}$ pour une modélisation en 2D.
- soit, $\Delta t \leq \frac{1}{4} \frac{(\Delta z)^2}{\kappa}$ pour une modélisation en 3D.

En ce qui concerne notre problème, nous cherchons en premier lieu à calculer la variation d'épaisseur de la glace, et l'équation n°6 était :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \bullet \vec{F} + M$$

autrement dit : $\frac{\partial h}{\partial t} = -\left(\frac{\partial (\vec{U} \times h)}{\partial x} + \frac{\partial (\vec{U} \times h)}{\partial y} \right) + M$

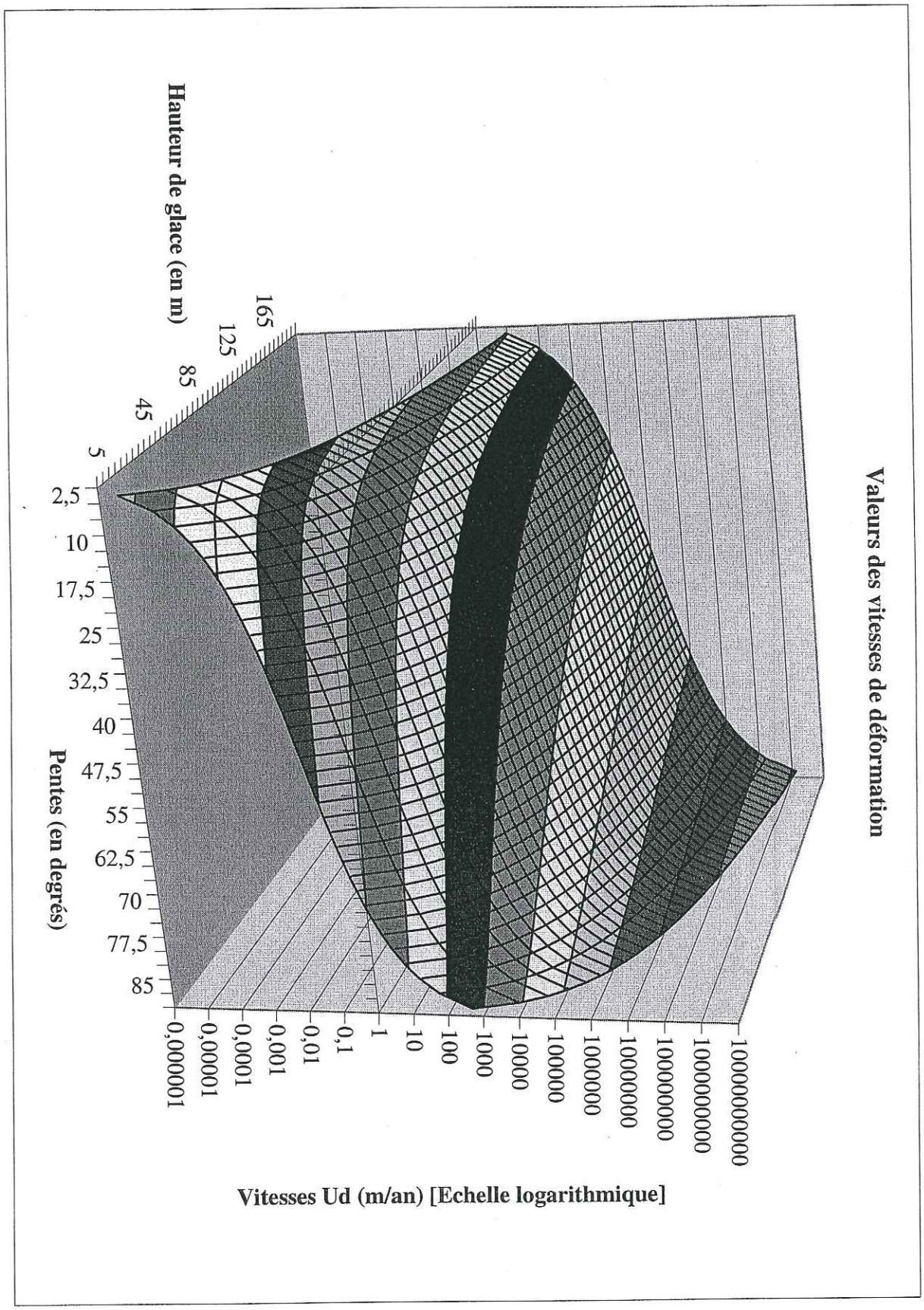


Figure 27a : Comportement des vitesses de déformation Ud en fonction de la hauteur de glace et de la pente en surface ($A= 3.10^{-23}$).

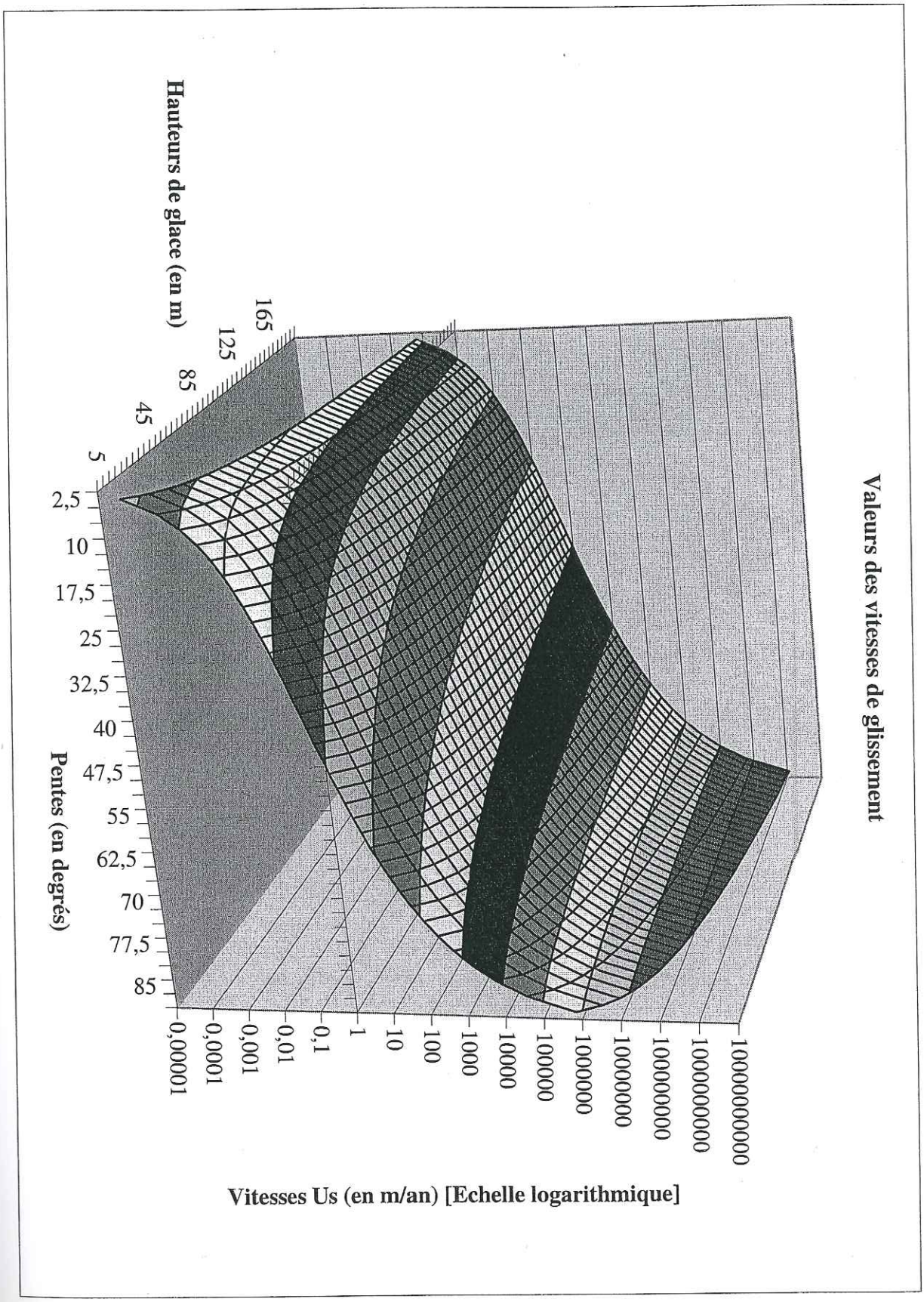


Figure 27a : Comportement des vitesses de glissement Us en fonction de la hauteur de glace et de la pente en surface (As= 1.10^{-10}).

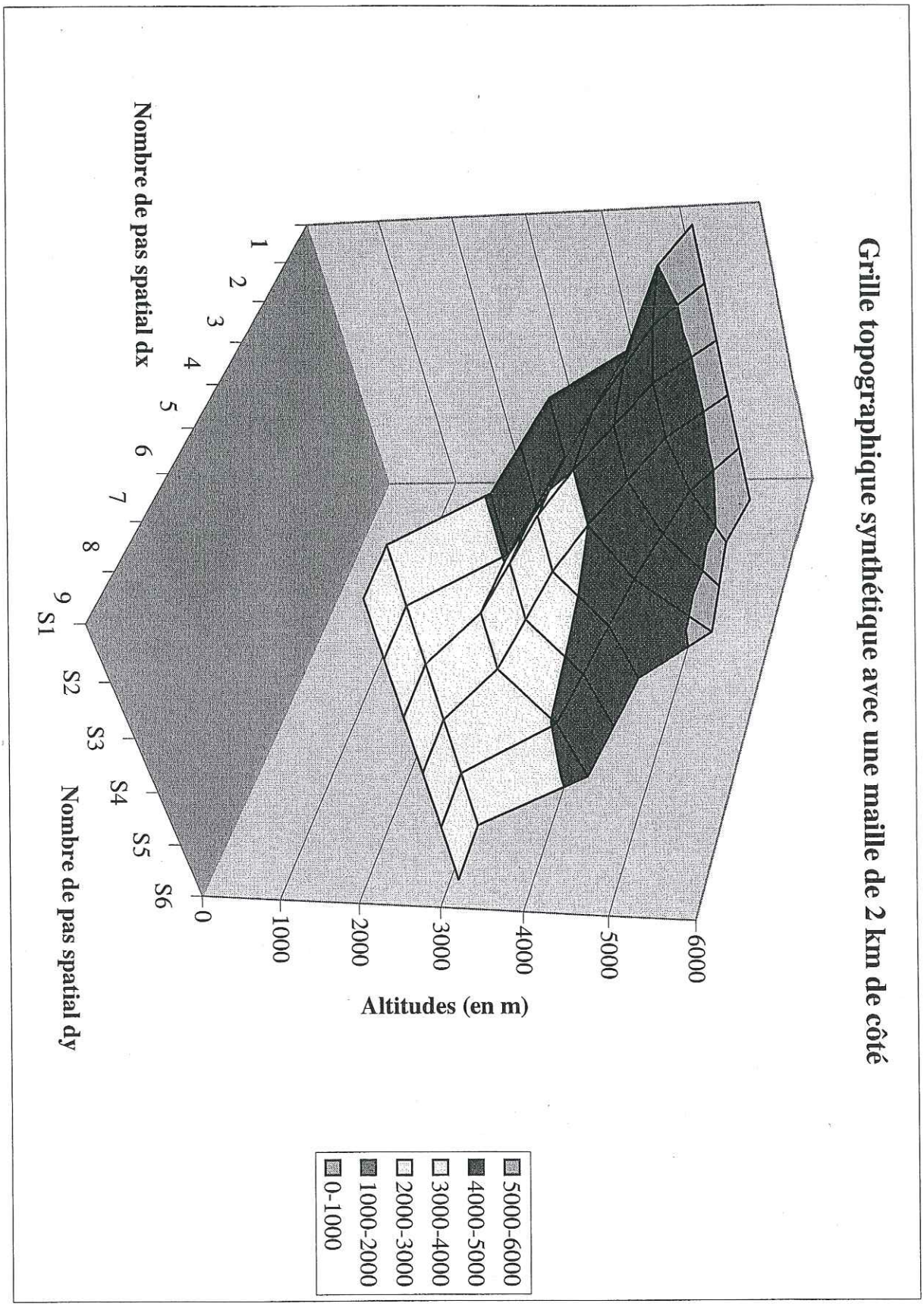


Figure 28 : Représentation en 3D de la topographie synthétique à 6 nœuds de large pour 9 nœuds de long (soit 54 points seulement), avec une maille carrée de 2 km de côté.

Comme nous avons également approché cette équation par une méthode de différences finies, il faudrait que l'on établisse de même un critère de stabilité. Mais étant donné que les vitesses sont calculées à partir des gradients de hauteurs de glace notamment, la détermination de ce critère ne va pas de soi.

Quoiqu'il en soit, si la vitesse U était constante, le critère serait de la forme :

$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\vec{U}}$, où Δx représente le pas de distance, et Δt, le pas de temps.

Il me semble alors clair que la stabilité de ce modèle ne puisse pas être atteinte. En effet, vu le comportement exponentiel des vitesses Ud et Us (illustré en figures 27a et 27b, pages 26a et 26b) en fonction de l'épaisseur de la glace et en fonction de la pente de surface, il suffit d'une petite variation de ces facteurs pour que les vitesses soient de l'ordre de 1000 à 10 000 fois plus grandes. Par exemple, si U valait 3 m/an, le choix du pas de temps devrait être inférieur à 33 ans pour une maille de 100 m. Mais, si la vitesse est multipliée par 1000, le pas de temps doit être ramené à moins de 0,033 années, soit 12 jours.

Notre pas de temps, déjà court, est de 1 mois.

De plus, les vitesses que l'on calcule sont des vitesses horizontales intégrées verticalement. Donc, s'il existe une pente de surface locale, les vitesses en dépendent, et le flux de glace concernera toute la colonne (Voir la figure 29, ci-après). Si les vitesses sont suffisamment conséquentes, tout ou partie de la colonne de glace sera ajoutée à la maille réceptrice, ce qui augmentera dramatiquement la pente.

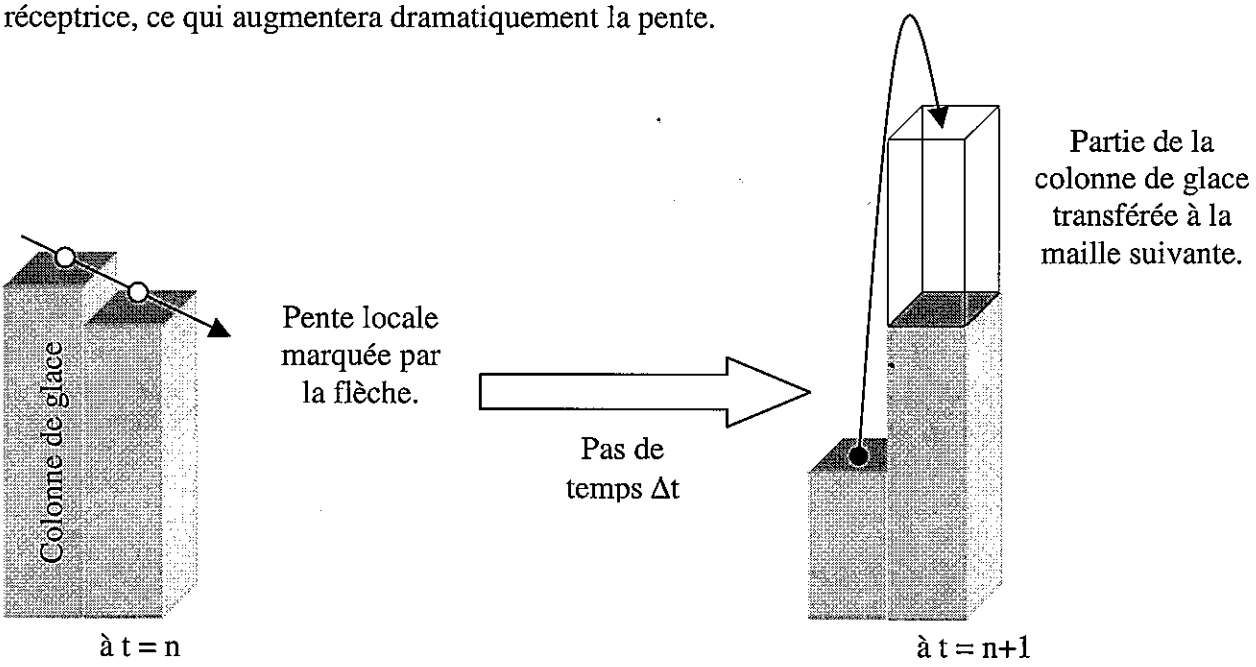


Figure 29 : Schématisation de la variation de hauteur de glace par divergence de flux, entraînant une instabilité.

D/ *Quelles solutions aux problèmes ?*

Les difficultés sont donc de deux ordres.

Un problème typiquement numérique d'abord : la taille du pas de temps. Il ne peut se résoudre que par une refonte complète de l'algorithme, et ce long travail ne peut être effectué dans le cadre de ce mémoire. Les solutions résident dans une méthode de calcul par

différences finies implicites ou par la méthode de *Crank-Nicolson*, dont parle Peacock notamment, et qui permettent de s'affranchir de la dépendance des calculs au pas de temps.

La formulation des vitesses est plus problématique. Pour garder les équations de Knap *et al.* (1996) (équations n°3 à 5), il faudrait trouver une condition limitant les transfert de masses d'une maille à une autre. En présence d'une pente locale, on pourrait imaginer en effet que seule une partie de la colonne de glace soit transférée (Voir la figure 30, ci-après). Mais cette condition est difficile à définir dans la mesure où il faudrait déterminer une hauteur convenable de glace susceptible de prendre part au transfert. La vitesse à laquelle ce mouvement se ferait, pourrait être calculée à partir des vitesses de déformation, et recalculer les vitesses de la colonne de glace entière à partir de la nouvelle pente, par exemple.

L'ennui est que cette idée n'est émise sur aucune base physique. Un travail de fond devrait donc être mené. En effet, cela revient à trouver des formulations convenables des vitesses dans une disposition en trois dimensions « vraie », c'est-à-dire en découpant les colonnes de glace en une multitude de cellules pour lesquelles les vitesses seraient calculées.

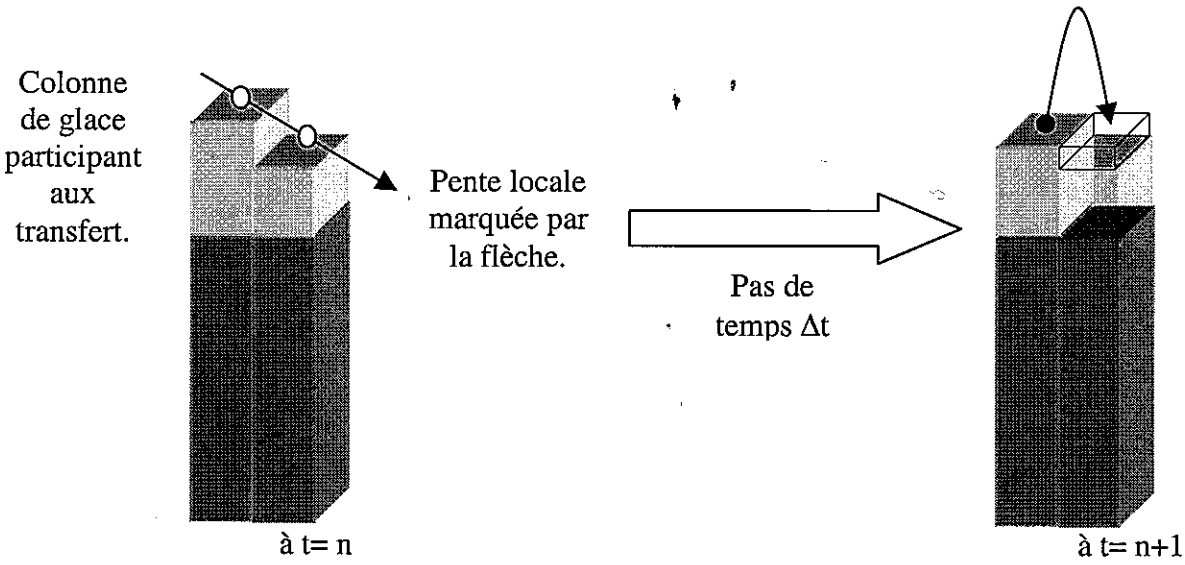


Figure 30 : Schématisation d'une solution au problème d'instabilité provoquée par le calcul de divergence de flux.

E/ *Une solution immédiate*

Afin de voir le comportement d'un glacier au travers de la simulation réalisée, et en ayant bien à l'esprit les hypothèses formulées, une solution drastique, mais guère physique, consiste à imposer une limitation de vitesse. Elle devrait inhiber toute évolution vers des problèmes d'instabilités.

E/I. Réponses du modèle sur la grille synthétique (avec une maille carrée de 500 m de côté)

Le choix s'est porté sur une limitation affectant tout de suite les calculs de Ud et Us. La limite a été fixée à 200 m/an, ce qui fait que la vitesse maximale en surface du glacier ne peut dépasser 400 m/an. Certes, des glaciers peuvent être plus rapides (cf. Le tableaux des vitesses, table IV, page 21a), surtout localement, comme au niveau de

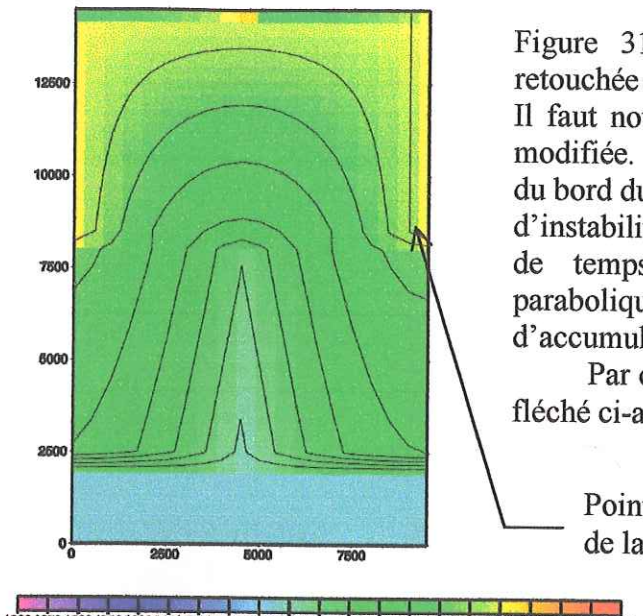


Figure 31 : Carte de la topographie synthétique retouchée (avec une maille carrée de 500 m de côté). Il faut noter que cette topographie a été légèrement modifiée. La pente très raide qui se trouvait au niveau du bord du haut, a été retirée pour limiter la formation d'instabilité, et visualiser l'évolution sur quelques pas de temps. Cette bordure est donc de forme parabolique comme dans le reste du « bassin d'accumulation » de cette grille.

Par conséquent, le point le plus haut est le point fléché ci-après.

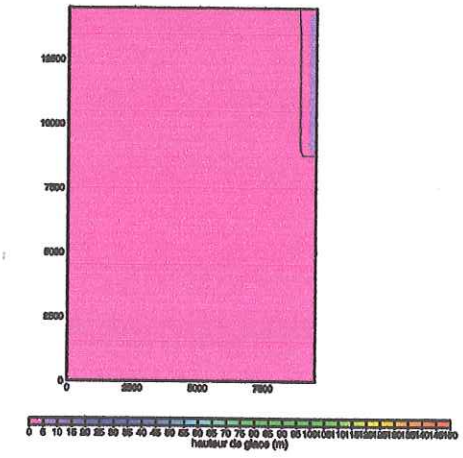
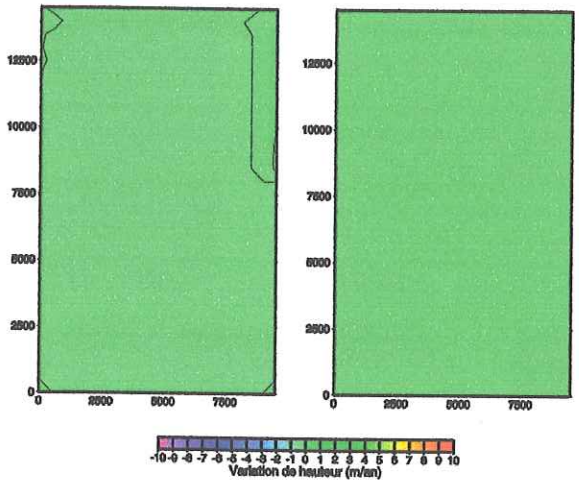


Figure 32 : Carte des hauteurs de glace accumulée après 25 ans.

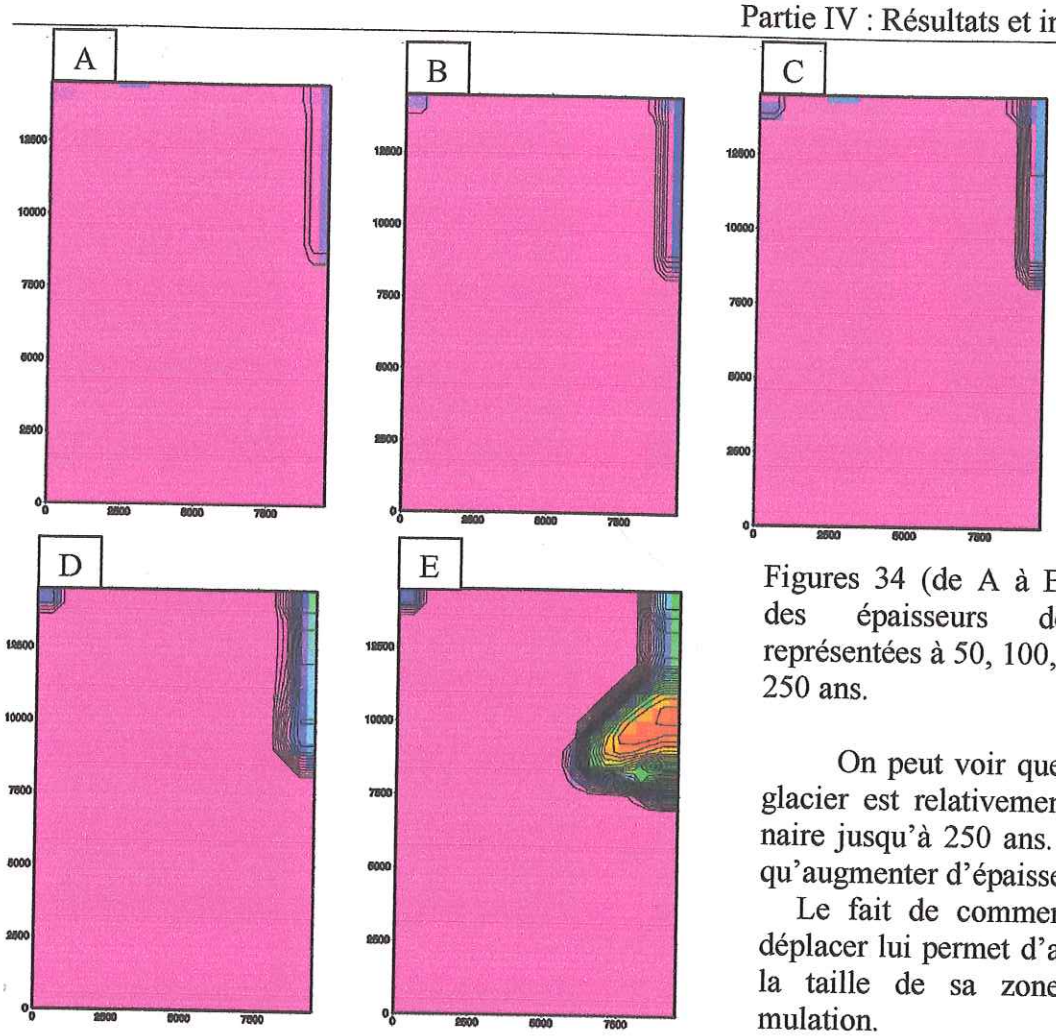
Seule une faible bande de glace persiste. Ceci est dû à la modification de l'équilibre des masses.



Figures 33 : A gauche, l'équilibre des masses ne permet qu'un cumul d'un mètre par an de glace sur la crête de droite.

A droite, la carte montre qu'au bout de 25 ans, la variation de hauteur par les flux de glace est nulle, car il n'y pas de déplacement.

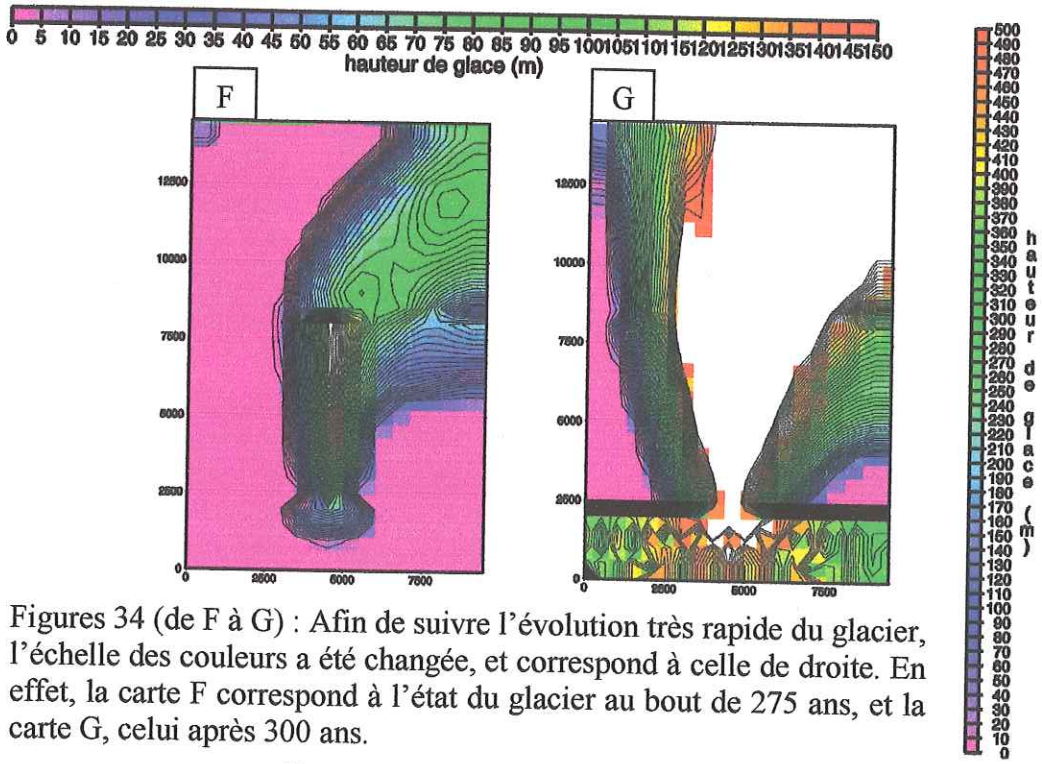
Les figures suivantes illustrent la naissance et l'évolution d'un glacier important à partir d'une zone d'accumulation de faible taille. Ceci n'a été rendu possible que par un artéfact de calcul qui bloque les vitesses qui dépasseraient 200 m/an.



Figures 34 (de A à E) : Cartes des épaisseurs de glace représentées à 50, 100, 150, 200, 250 ans.

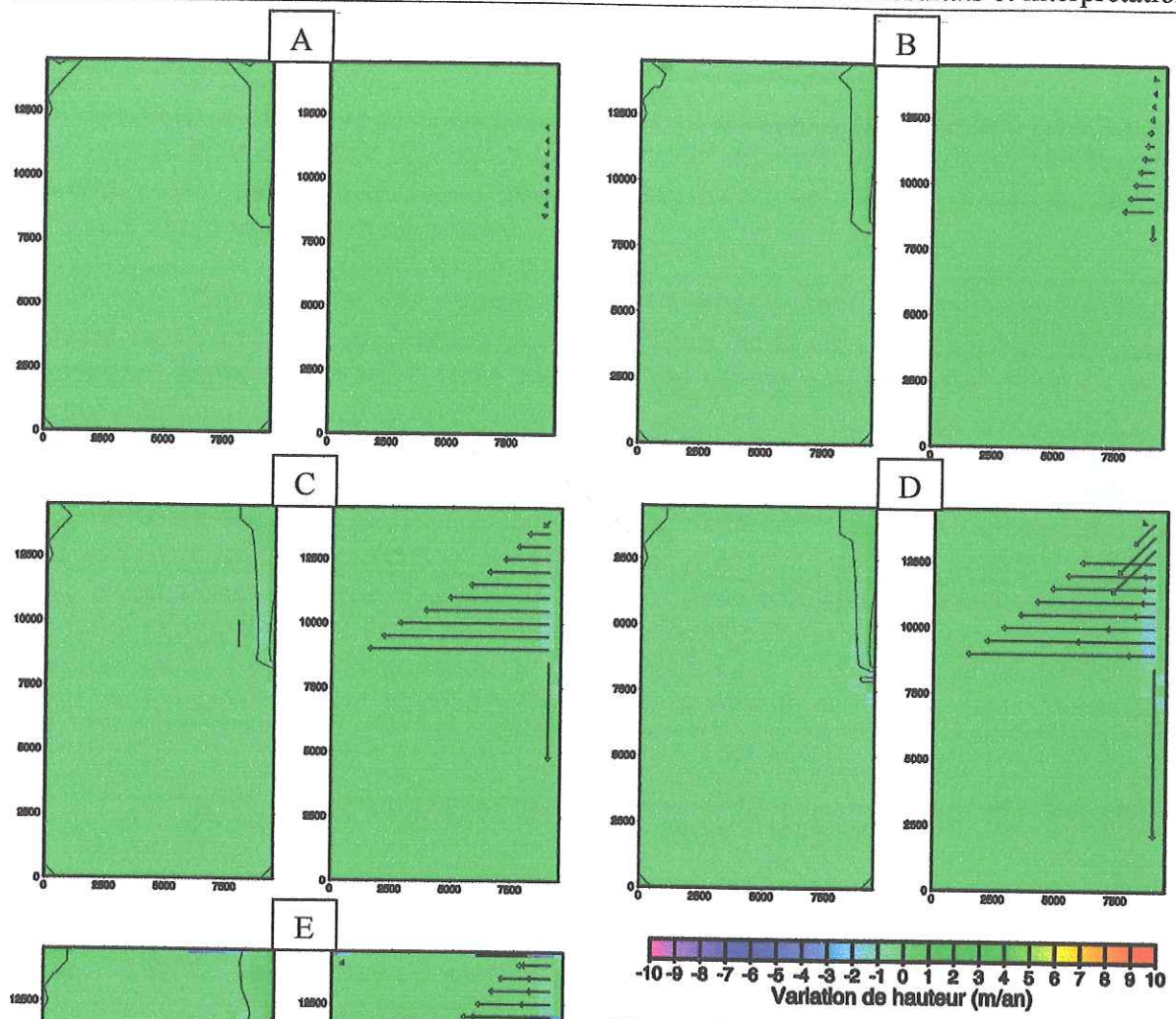
On peut voir que l'état du glacier est relativement stationnaire jusqu'à 250 ans. Il ne fait qu'augmenter d'épaisseur.

Le fait de commencer à se déplacer lui permet d'augmenter la taille de sa zone d'accumulation.



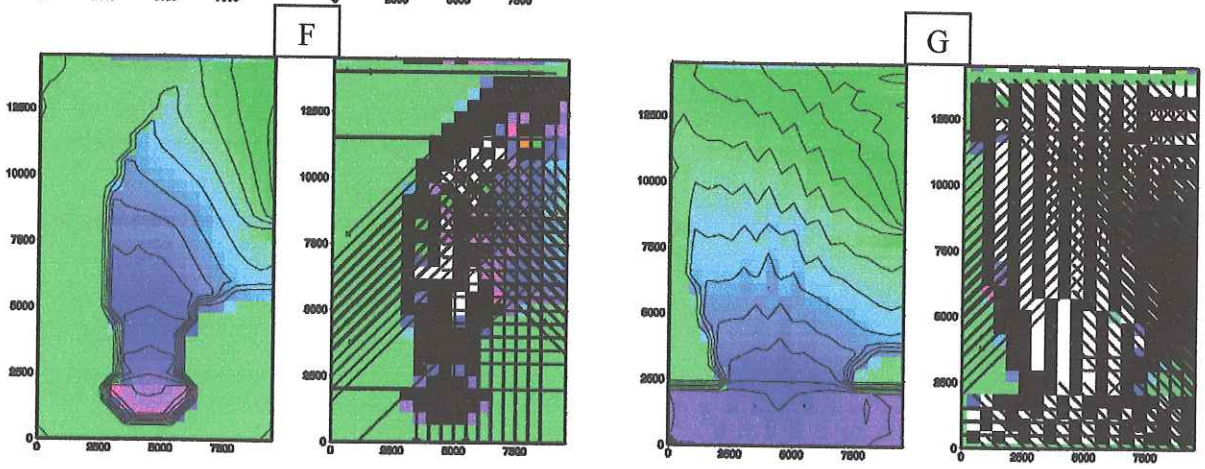
Figures 34 (de F à G) : Afin de suivre l'évolution très rapide du glacier, l'échelle des couleurs a été changée, et correspond à celle de droite. En effet, la carte F correspond à l'état du glacier au bout de 275 ans, et la carte G, celui après 300 ans.

Dans ces deux dernières représentations, il faut noter l'étalement important de la langue glaciaire d'une part, son augmentation importante de taille sous l'effet de l'augmentation de sa zone d'accumulation d'autre part (ce qui se verra mieux sur les figures suivantes illustrant les équilibres de masses), et enfin, la correcte diffluence de la glace lorsque la langue glaciaire atteint la zone plate (la plaine).



Figures 35 (de A à E) : Cartes des variations de hauteurs de glace par bilan de masses à gauche, et par mouvement de glace à droite, après 50, 100, 150, 200 et 250 ans.

Les vecteurs vitesses (cartes de droite) permettent de bien voir le moment où la langue glaciaire se développe vraiment (de E à G).



Figures 35 (F et G) : Représentations des mêmes phénomènes, mais après 275 ans en F, et 300 ans en G. Malgré la forte ablation sur tout le front du glacier, celui-ci s'accroît toujours.

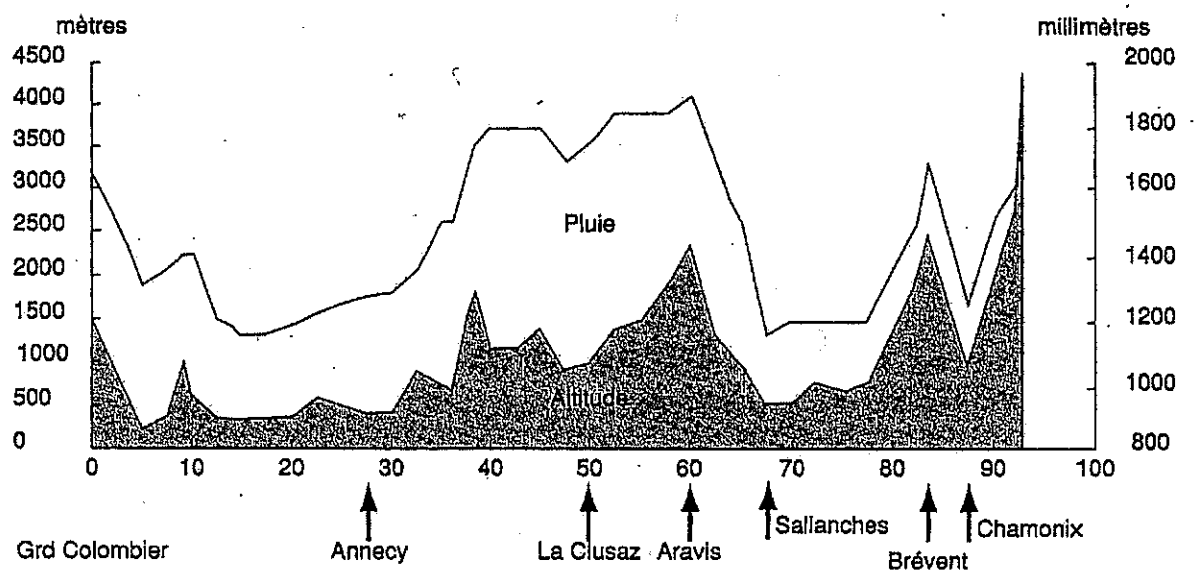


Figure 36 : Précipitations moyennes annuelles le long d'une coupe *Grand Colombier-Aiguilles Vertes*, d'après l'Atlas Climatique de Haute Savoie (1991).

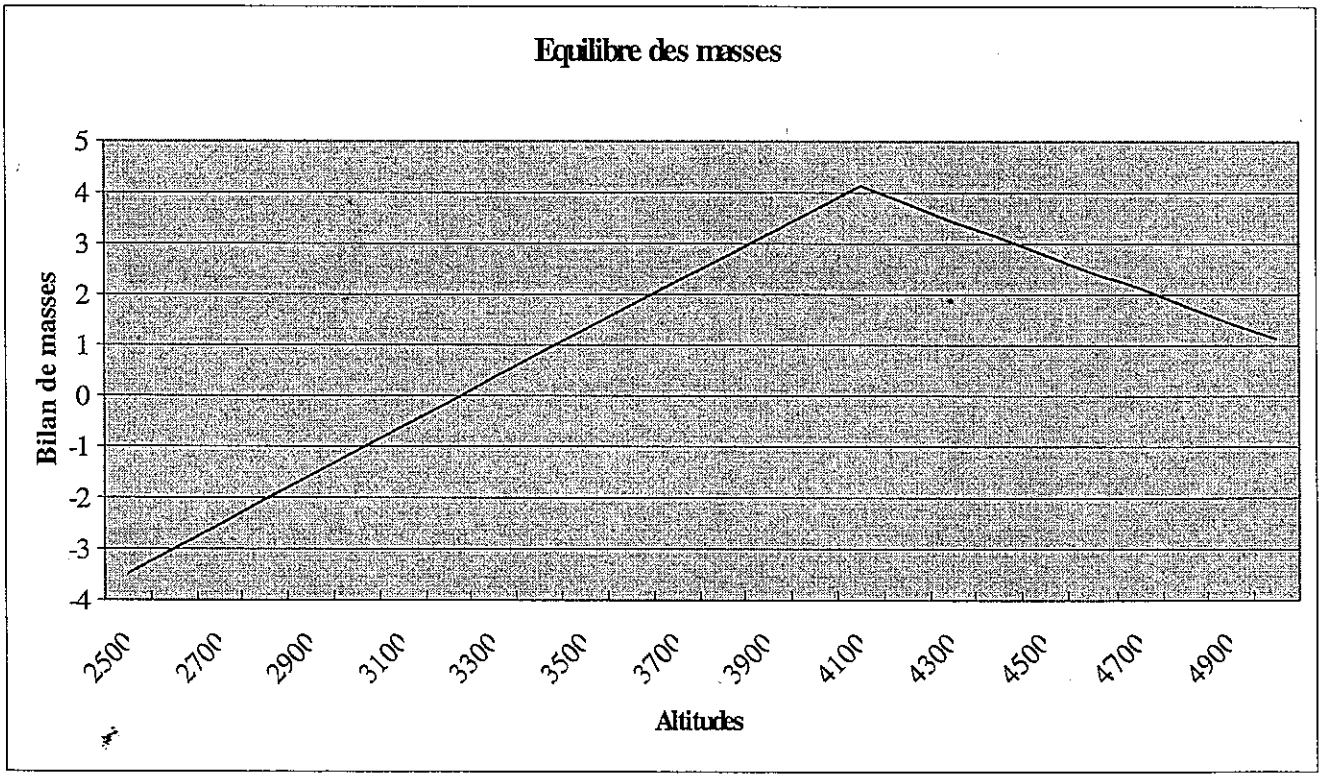


Figure 37 : Equilibre de masse simple simulant un maximum pluviométrique.

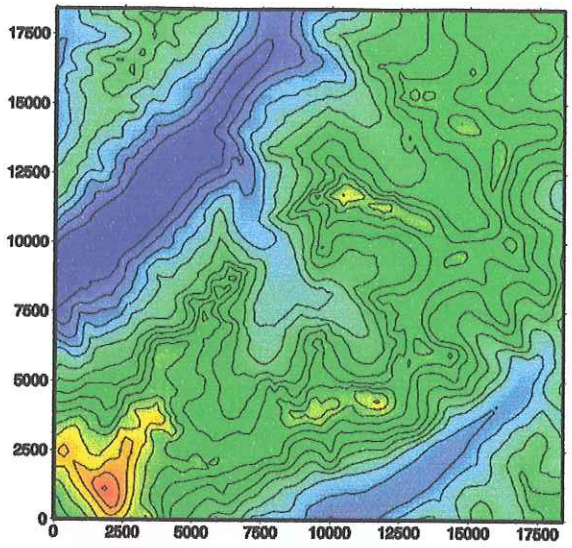
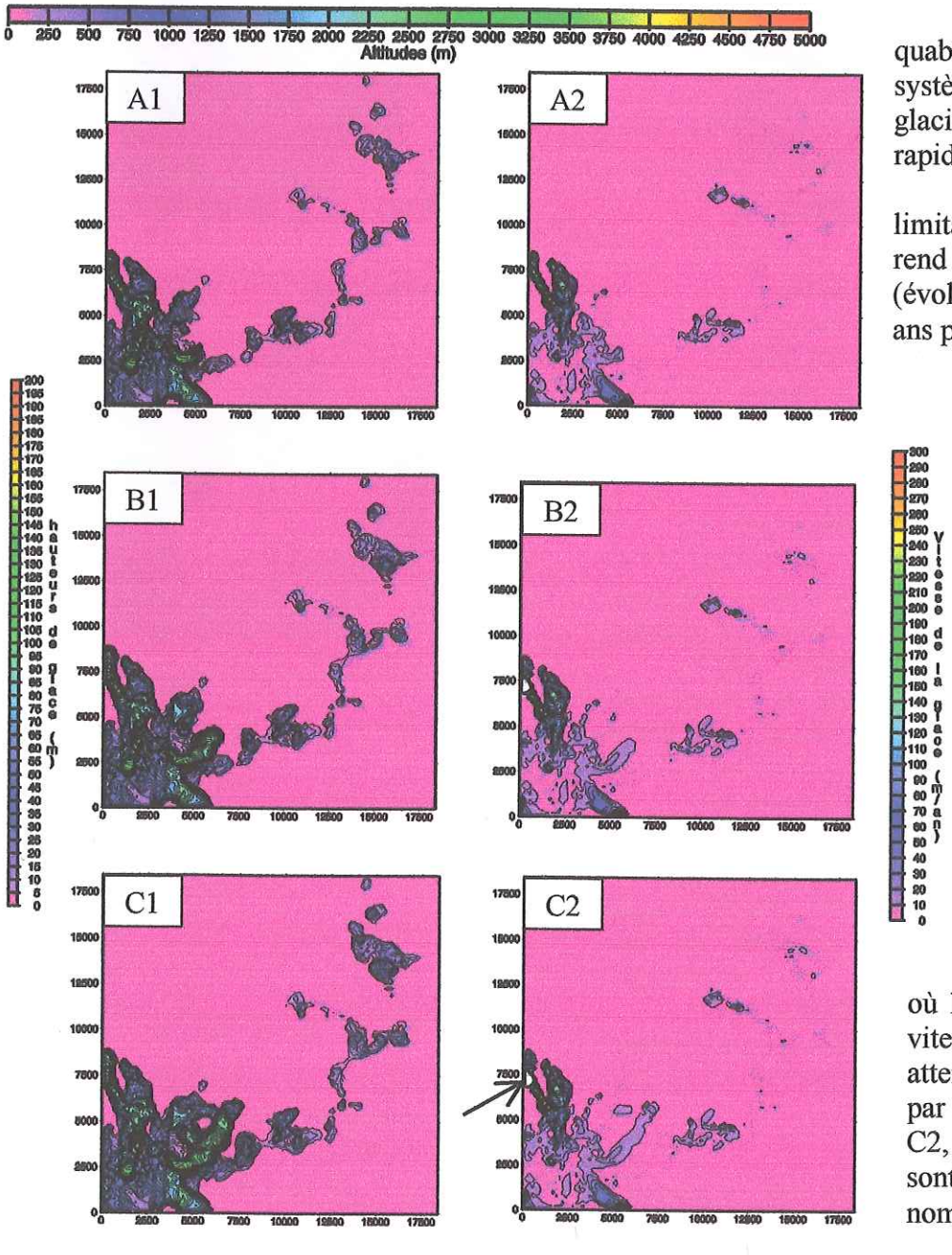


Figure 38 (à gauche): Rappel de la topographie du massif du Mont Blanc.

Cette figure peut servir de point de comparaison avec les figures suivantes.

Figures 39a (de A1 à C1, ci-dessous, à gauche) : Cartes des hauteurs de glace cumulées après 50, 100, et 1000 ans.

Figures 39b (de A2 à C2, ci-dessous, à droite) : Cartes des vitesses des glaciers après 50, 100, et 1000 ans.

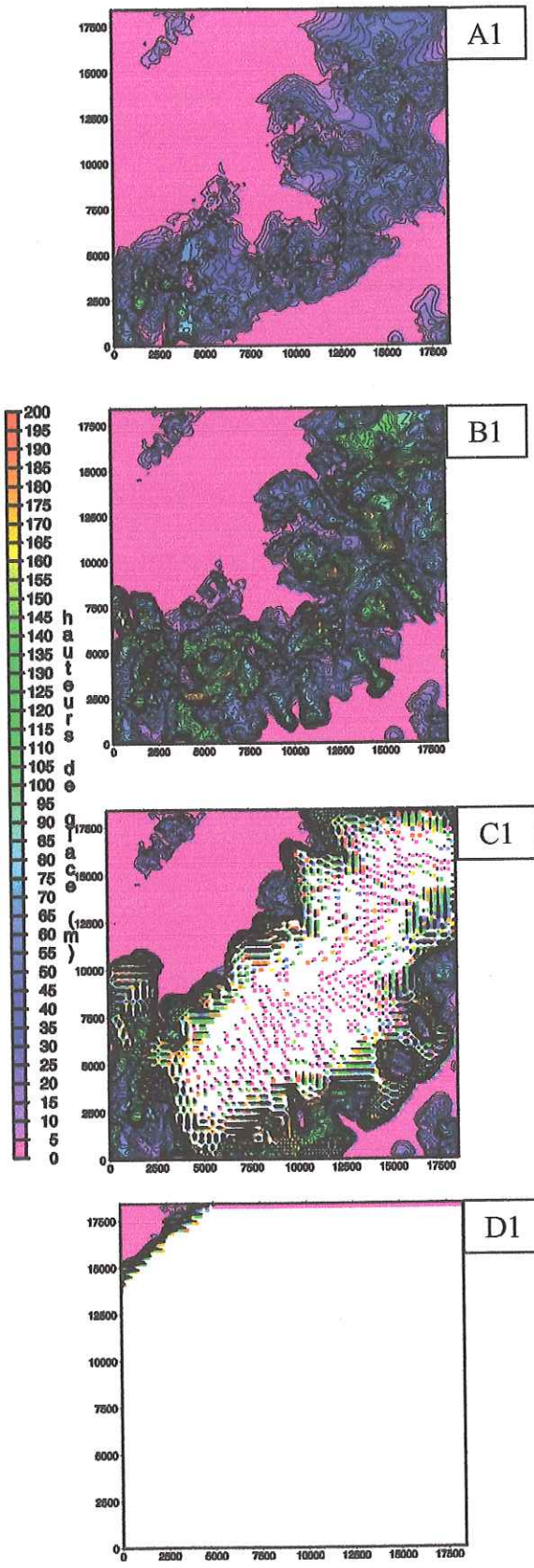


Il est remarquable de voir que le système de langues glaciaires se met rapidement en place.

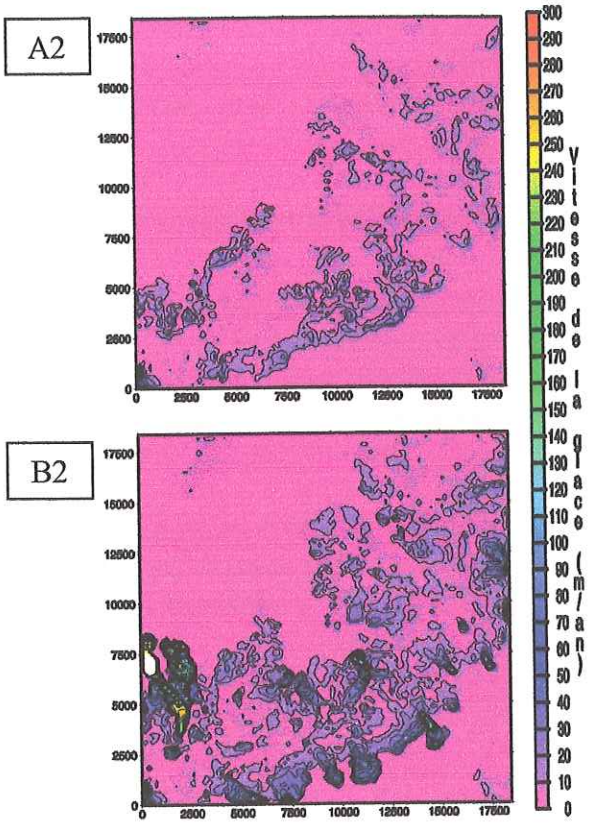
Par ailleurs, les limitations de vitesses rend le modèle stable (évolution sur 1000 ans possible).

Les lieux où les limites de vitesses sont atteintes (marqué par une flèche en C2, par exemple) sont très peu nombreux.

Réponses du modèle aux hypothèses émises dans le §.E/II (Partie IV, page 29).



Figures 40a (de A1 à D1) : Cartes représentant l'évolution du cumul de glace sous des températures plus froides, au bout de 12 ans et ½, 25 ans, 37 ans et ½, et 50 ans.



Figures 40b (A2 et B2) : Cartes figurant les vitesses de la glace sous températures plus froides, après 12 ans et ½, et 25 ans.

La diminution de température de 4,5°C provoque l'apparition d'une très importante masse glaciaire, que l'on peut qualifier de calotte.

Cette température plus rigoureuse correspond au premier ordre au dernier maximum glaciaire, il y a environ 18 000 ans (cf. Petit-Maire, 1999).

En revanche, il est à noter que les vitesses ne sont pas plus grandes que dans le cas d'une température actuelle (Voir les figures 39 [de A2 à C2], page 30a), bien que les hauteurs de glace leur soient supérieures.

Ceci s'explique par le fait que la température contrôle aussi les vitesses par le biais des paramètres de flux.

Réponses du modèles aux hypothèses émises dans le §.F/II (Partie IV, page 30).

plus, les vitesses simulées atteignent finalement rarement les limites fixées, puisque les couleurs des cartes de vitesses montrent peu de teintes rouges. Les instabilités sont donc bien des phénomènes locaux dans le temps et dans l'espace. Enfin, la difficile obtention de la réelle morphologie des glaciers de ce massif, soit parce qu'ils sont trop gros comme ceux descendant du Mont Blanc, soit parce qu'ils sont trop petits comme celui d'Argentière, prouve la sensibilité de ces appareils aux variations climatiques, et en l'occurrence, les variations qui ont cours d'une vallée à l'autre. Je tiens à préciser que sous le terme *variations climatiques*, j'englobe aussi bien les différences de précipitations, de températures, d'expositions au soleil ou au vent, d'albédo ou d'humidité, etc...

F/ *Sensibilité du modèle à des variations climatiques*

Par simple curiosité, puisque les différences des équilibres des masses des divers zones du massif du Mont Blanc n'ont pas été prises en compte par le modèle, nous allons jouer avec la sensibilité de cet algorithme, qui semble exacerbée. Les réponses du modèle sont comparées entre elles dans les figures 40 (page 30b).

F/I. La sensibilité aux précipitations

Le premier test consiste à voir l'influence d'une faible augmentation des précipitations. Le taux de 11 mètres de neige par an a été amené à 13 mètres par an, soit une équivalence de 2,2 m d'eau à environ 2,6 m d'eau par an.

Comme l'on pouvait s'y attendre, cette variation augmente la taille des glaciers. Leur évolution est aussi plus rapide, bien que les vitesses ne paraissent pas excessivement plus grandes.

Toutefois, malgré la limitation des vitesses, le modèle ne garde pas sa stabilité au-delà de 175 ans, car les formules ne sont pas adaptées pour la gestion du transfert de masses de glace si la colonne est haute (cf. figure 29, page 27).

F/II. La sensibilité aux températures

L'influence de la température (Voir les figures 40, page 30b) est extraordinairement remarquable. En effet, la température a été diminuée de 4,5°C, afin de se rapprocher des conditions du dernier maximum glaciaire, il y a 18 000 ± 2000 ans (Petit-Maire, 1999).

Extrêmement rapidement, l'accumulation de glace est importante, et en seulement 50 ans, c'est clairement une calotte glaciaire qui se forme.

Bien sûr, il est difficile de comparer ce résultat aux immenses glaciers qui couvraient les Alpes à cette époque, puisque des variations de températures induisent forcément des changements dans les régimes atmosphériques (albédo, vents, pression atmosphériques, etc...), mais il semble évident que de faibles variations ont une portée très grande sur les appareils glaciaires. Les hauteurs de glace cumulées ne sont évidemment pas significatives, puisque la limitation des vitesses n'empêche pas d'importants transferts de glace, si la colonne est suffisamment haute.

Le comportement des vitesses est d'ailleurs remarquable dans ce test. Tant que les hauteurs de glace ne sont pas encore trop considérables (avant 25 ans), les vitesses ne sont pas plus élevées que dans le cas où les températures correspondent, autant que faire ce peut, aux valeurs actuelles. Pourtant, pour les mêmes vitesses, les colonnes de glace sont ici plus

hautes. Cette différence provient du fait que les températures contrôlent aussi les paramètres de flux.

Ainsi, un climat plus froid signifie peut-être plus de glace, mais pas nécessairement des vitesses plus grandes.

F/III. Conclusions possibles sur les variations climatiques plio-quaternaires

Il est clair qu'un climat plus rude, c'est-à-dire avec des températures plus faibles et des précipitations plus fortes, déclenche l'apparition de glaciers de tailles plus importantes (Voir la comparaison entre les différents états, figures 41 et 42, page 31a). Il semble donc que de très légers changements climatiques puissent bouleverser les morphologies glaciaires.

Mais *climat* plus rigoureux ne veut pas forcément dire *érosion* plus importante. Si les températures sont plus froides notamment, les glaciers peuvent avancer moins vite, et il n'est pas sûr que l'érosion soit plus forte que dans un cas d'érosion fluviatile.

Là où pourrait se marquer la différence entre ces érosions, outre leur style, c'est que les glaciers sont capables de transporter une masse détritique importante, tandis que les torrents et rivières laissent les blocs les plus gros au fond de leur lit.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

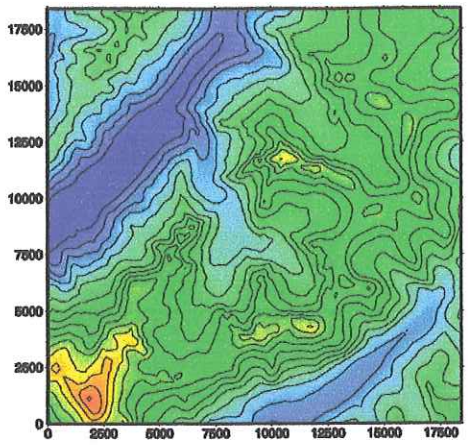


Figure 41 : Rappel de la topographie, afin de faciliter les comparaisons ci-dessous.

Les figures 42 de A à C (ci-dessous) permettent de comparer les réponses du modèle à des variations climatiques.

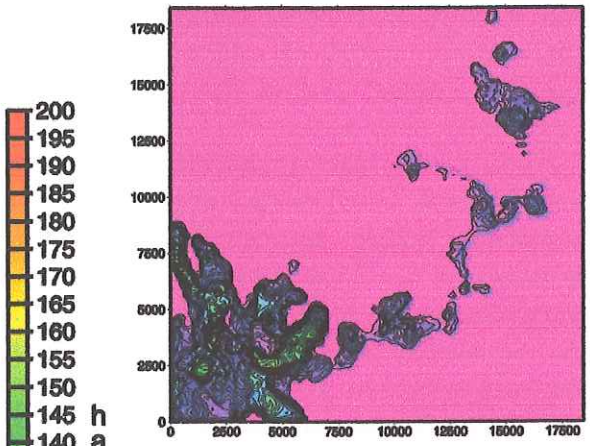


Figure 42 A : Carte de l'accumulation de glace après 150 ans, avec un équilibre de masses simulant un maximum pluviométrique.

Les températures et les précipitations approximent les valeurs actuelles.

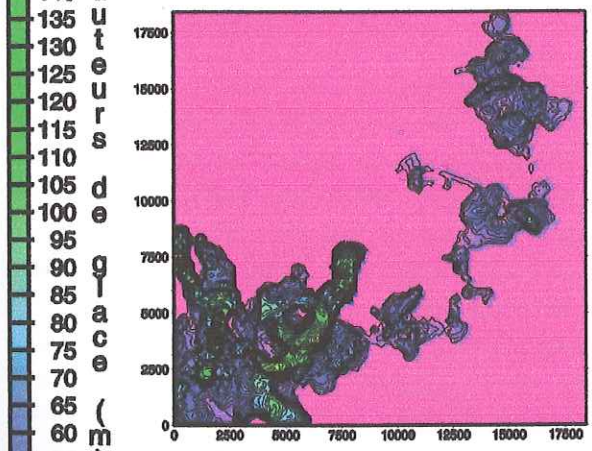
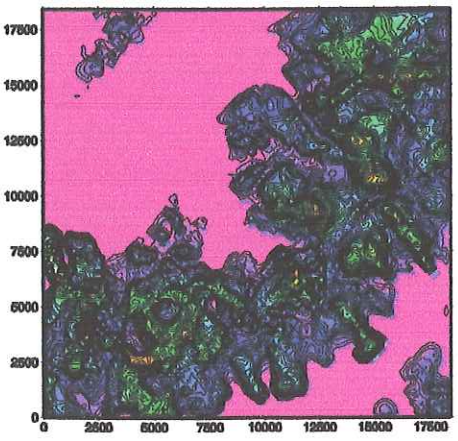


Figure 42 B : Carte de l'accumulation de glace après 150 ans, avec un équilibre de masses simulant un maximum pluviométrique.

Les températures sont les mêmes que précédemment (figures 42 A), mais les précipitations sont augmentées de 11 à 13 m/an (soit environ 0,4 m d'eau par an en plus).

Le cumul de glace est plus important, et les langues glaciaires s'individualisent mieux.



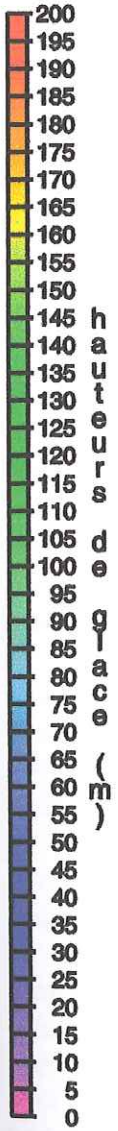


Figure 42 C : Carte de l'accumulation de glace après 25 ans seulement, avec un équilibre de masses simulant un maximum pluviométrique.

Les précipitations sont les mêmes que pour la figure 42 A (ci-dessus), mais les températures ont été diminuées de 4,5°C, en correspondance avec le dernier maximum glaciaire.

Le cumul de glace est donc extrêmement sensible à la température dans ce modèle.

Conclusions

La modélisation de l'érosion glaciaire n'a pas abouti.

Nous avons cherché à mettre en équation les systèmes complexes que sont les glaciers tempérés. Leur dépendance aux processus météorologiques oblige d'emblée à consentir d'importantes simplifications. De larges approximations ont été aussi concédées en ce qui concerne leur dynamique.

Il s'avère que les équations trouvées dans la littérature pour décrire la constructions des glaciers, sont en fait des formules empiriques. Leur transposition à des régions soumises à des conditions différentes ne semble pas valable. C'est pourquoi, il nous a fallu chercher à établir une équation qui ait un domaine d'application plus large.

Le modèle prend finalement en compte une précipitation homogène sur l'ensemble d'une topographie de départ. L'équilibre de masses est une fonction très simple de la température, qui est elle même calculée pour une approximation de la structure de l'atmosphère. Les vitesses de la glace sont des vitesses horizontales intégrées verticalement, c'est-à-dire moyennées sur la hauteur d'une colonne de glace. L'hydrologie sous glaciaire n'intervient que sous la forme d'une diminution de la pression normale efficace de glace sur son substratum rocheux. Enfin, le transport de la charge détritique a été scindé en deux groupes : les blocs convoyés sur le glacier, et ceux drainés en base de glacier.

Pourtant, une solution, certes draconienne, de limitation de vitesses, semble témoigner de la prépondérance des paramètres pris en compte, et suggère que les hypothèses admises quant à la formation et au développement des glaciers, sont une base valable, en toute première approximation, pour l'amélioration de ce type de simulation.

Les causes qui nous ont empêché de simuler l'érosion glaciaire sont multiples. Les incertitudes qui dominent les observations et les mesures de terrain, et le débat qui agite le monde des glaciologues et des géologues, en prennent une grande part. Mais, étant donné que cette érosion dépend pour beaucoup de la puissance des glaciers, modéliser correctement leur formation et leur dynamique est primordial. Or, c'est dès ce stade que notre modèle faillit. Les raisons que l'on peut invoquer sont doubles.

D'une part, la méthode de calcul est dépendante de la relation entre le pas de distance et le pas de temps. A cause du comportement exponentiel des vitesses, le pas de temps est susceptible d'outrepasser largement sa valeur critique. Seule une refonte complète de l'algorithme, à l'aide d'une méthode de calcul non soumise à la taille du pas de temps, peut résoudre ce problème.

D'autre part, les vitesses sont exprimées en fonction de la hauteur de glace et de la pente, et elles sont appliquées à toute la colonne de glace. C'est pourquoi les flux glaciaires d'une maille à l'autre, peuvent impliquer des masses très importantes, et déstabiliser le modèle. Une réflexion de fond devrait être menée, afin de savoir si une modélisation en trois dimensions « vraie », avec des mailles découpées en multiples cellules, ne serait pas plus efficace et plus réaliste pour simuler les mouvements glaciaires. Cependant, il faut noter, aux vues des tests effectués avec des limitations de vitesses, que les zones où les déplacements sont trop rapides et susceptibles de compromettre la stabilité, sont localisés en de rares endroits.

Si cet algorithme n'a pas permis d'appréhender l'influence de l'érosion glaciaire, il apporte des résultats intéressants sur le comportement des glaciers tempérés.

Tout en ayant à l'esprit les limites de ces simulations, il s'avère que les appareils glaciaires sont très sensibles aux variations climatiques. Non seulement les différences d'expansions et d'épaisseurs des glaciers sont considérables si l'on fait varier les précipitations ou les températures, mais les variabilités qui ont cours d'une vallée à l'autre, comme c'est le cas dans le massif du Mont Blanc, sont perceptibles dans la construction des glaciers. En effet, il semble que le modèle ait tendance à créer de petits glaciers là où ils sont importants en réalité, et inversement. Donc, pour appliquer un équilibre des masses à l'ensemble d'un massif, il semble qu'il faille modéliser plus précisément les divers facteurs climatiques, et notamment les températures.

En définitive, ce travail montre que la modélisation *ad hoc* de la formation et de l'évolution de glaciers est nécessaire pour aborder le problème de l'érosion glaciaire. Il avance aussi plusieurs pistes qui pourraient servir de base aux développements d'algorithmes plus réalistes et plus efficaces.

-Références bibliographiques-

Ahlmann H. W., (1935), « Contribution to the physics of glaciers », *Geogrl J.* 86, p.97-113.

Atlas Climatique de Haute Savoie, (1991), publié par Météo France, le Conseil général de Haute Savoie, et l'Association Météorologique Départementale, *Edition Atelier ESOPE de Chamonix*, 103 pages.

Bindschadler R., (1982), « A numerical model of temperate glacier flow of a surge-type glacier », *Journal of Glaciology*, vol.28, n°99, p.239-265.

Bindschadler R., (1983), « The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding at the glacier bed », *Journal of Glaciology*, vol.29, n°101, p.2-19.

Birot P., (1968 a), « Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire », *Annals of Geology*, n°419, LXXVII°année, p.1-13.

Birot P., (1968 b), « Travaux récents sur la mécanique des roches (colloque de Santa Monica) », *Annals of Geology*, p.85-86.

Boulton G. S., (1974), « Processes and patterns of glacial erosion », dans *Coastes D. R. ed., Glacial geomorphology*, Binghamton, New York, p.41-87.

Boulton G. S., Dent D. L., et Morris E. M., (1974), «Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland », *Geographical Annals*, n°56 A, p.135-145.

Braun J. et Sambridge M., (1997), « Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization », *Basin Research*, vol.9, p.27-52.

Braun J., Zwartz D. et Tomkin J. H., (sous presse), « A new surface processes model combining glacial and fluvial erosion », *Annals of Geology.*

Chapel A. *et al.*, (1996), « Océans et Atmosphère, Sciences de l'Univers », Collection Synapses, *Editions Hachette*, 160 pages.

Corbel J., (1962), « Neiges et Glaciers », *Collection Armand Collin, Section de géographie,* n°361, 224 pages.

Embleton C. et King C. A.M., (1975), « Glacial geomorphology », 2°editon, *Ed. Edward Arnold*, 573 pages.

Francou B., (1993), « Hautes montagnes, passions d'explorations », Pratiques de la géographie, *Edition Masson*, 202 pages.

Glen J. W., (1955), «The creep of polycristalline ice », *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, vol.228, n°1175, p.519-538.

Hallet B., Hunter L. et Bogen J., (1996), « Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications », *Global and Planetary Change* , 12, p.213-235.

Harbor J. M., (1992), « Application of a general sliding law to simulating flow in a glacier cross-section », *Journal of Glaciology*, vol.38, n°128, p.182-190.

Harbor J. M., (1992), « Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion », *Geological Society of America Bulletin*, vol.104, p.1364-1375.

Hay J. E. et Fitzharris B. B., (1988), « A comparison of the enregy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt », *Journal of Glaciology*, n°34, p.145-153.

Hogg I. G. G., Paren J. G. et Timmis R. J., (1982), « Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Island Depencies », *Journal of Glaciology*, n°28, p.221-238.

Holmgren B., (1971), « Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer », Parties A à F, *Uppsala Universitet, Meteorologiska Institutionen, Meddelande*, Uppsala, Suède, n°107 à 112.

Knap W. H., Oerlemans J. et Cadée M., (1996), « Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica », *Annals of Glaciology*, 23, p.154-159.

Kraus H., (1973), «Energy balance at air-ice interface », *International Association of Hydrological Sciences*, n°107, p.128-162.

Lawson W., (1996), « The relative strengths of debris-laden basal ice and clean glacier ice : some evidence from Taylor glacier, Antarctica », *Annals of Glaciology*, 23, p.270-276.

Lliboutry L., (1964 et 1965), « Traité de glaciologie », tomes 1 et 2, *Ed. Masson, Paris*, 1040 pages.

Mahaffy M. W., (1976), « A three dimensional numerical model of ice sheets : tests on the Barnes Ice Cap, Northwest territories », *Journals of Geophysics research*, 81, p.1059-1066.

Molnar P. et England P., (1990), « Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ? », *Nature*, vol.346, p.29-34.

Monjuvent G., (1978), « Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin », Grenoble, Institut Dolomieu, 1 vol., 432 pages.

Mougin P., (1912), « Variations des précipitations selon l'altitude : massif du Mont Blanc ; massif de la Belle Plinier », *Etudes glaciologiques*, tome III, p.102-114.

Nye J. F., (1957), « The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets », *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A.*, 239, p.113-133.

Oerlemans J., (1992), « Climate sensitivity of glaciers in southern Norway : application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alfotbreen », *Journal of Glaciology*, vol.38, n°129, p.223-232.

Paterson W. S. B., (1994), « The physics of glaciers », 3° édition, *édition Pergamon*, 480 pages.

Pattyn F. et Decleir H., (1995), « Numerical simulation of Shirage glacier, East Queen Maud Land, Antarctica », *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and glaciology*, vol.9, p.87-109.

Petit-Maire N., (1999), « Variabilité naturelle des environnements terrestres : les deux derniers extrêmes climatiques (18 000 ± 2 000 et 8 000 ± 1000 ans BP) », *C. R. Acad. Sci. Paris*, n°328, p.273-279.

Raymo M. E. et Ruddiman W. F., (1992), « Tectonic forcing of late Cenozoic climate », *Nature*, vol. 359, p.117-122.

Schytt V., (1958), « The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling », *Norvegian-British-Swedish Antartic Expedition (1949-1952), Scientific Results n°4, Glaciology n°2*, Norsk Polarinstitutt, Oslo, p.115-151.

Siegert M. J. et Dowdeswell J. A., (1995), « Numerical Modeling of the Late Weichselian Svalbard-Barents sea Ice Sheet », *Quaternary Research*, 43, p.1-13.

Small E. E. et Anderson R. S., (1998), « Pleistocene relief production in Laramide moutain range, western United States », *Geology*, vol. 26, n°2, p.123-126.

Université de Zurich, données provenant du site : http://www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/

Vallot J., (1900), « Annales de l'Observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont Blanc », *Annales de l'Observatoire du Mont Blanc*, tomes IV et V, 7 volumes de 1893 à 1905.

Vivian R., (1975), « Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique », Thèse d'état, *Allier Edit.*, 514 pages.

Vivian R., (1997), « La mesure de l'érosion des glaciers tempérés, essai de synthèse », *Revue de Géographie alpine*, n°1, tome 85, p.9-32.

Weertman J., (1964), « The role of glacier sliding », *Journal of Glaciology*, n°5, p.287-303.

Weertman J., (1973), « Creep of ice », dans *Whalley E., Jones S. J. et Gold L. W. eds, Physics and chemistry of ice*, Ottawa, Royal Society of Canada, p.320-337.

Annexe I

➢ Les densités de l'eau à l'état solide

Selon les auteurs, les gammes de valeurs de densité de l'eau à l'état solide varient. A titre d'exemple, je citerai une de ces classifications (Table A.I, ci-dessous).

Etats solide de l'eau	kg / m^3
Neige fraîche (tombant dans le calme)	50 – 70
Neige humide	100 – 200
Vieille neige	200 – 300
Frimas profond	100 – 300
Neige compactée par le vent	350 – 400
Névé	400 – 830
Neige très humide et névé	700 – 800
Glace de glacier	830 – 917

Table A.I : Gamme de valeurs de densité de l'eau à l'état solide concernant un glacier, d'après Paterson (1994).

Schytt (1958) avait proposé une relation empirique liant la densité à la profondeur :

$$\rho = (\rho_{glace} - \rho_{surface}) * \exp(- C. Z)$$

où :

- ρ est la densité à la profondeur considérée.
- ρ_{glace}, la densité de la glace (917 kg/m^3), et $\rho_{surface}$, celle de la neige en surface.
- C est une valeur (en m^{-1}) correspondant à (1,9/Zt). Zt est la profondeur où se fait la transition entre névé et glace. Les valeurs données par différents auteurs sont diverses, mais toutes sont proches 0,025.
- Z est la profondeur considérée.

➢ L'accélération de la pesanteur

Sa valeur est admise égale à 9,80 m / s^2.

L'accélération de la pesanteur varie surtout avec l'altitude. Toutefois, l'incertitude sur cette valeur est largement négligeable par rapport aux incertitudes sur les autres paramètres.

➢ Les paramètres de flux

Paterson (1994) fournit une liste de valeurs mesurées à différentes températures (Table A.II) pour une glace de plasticité parfaite, c'est-à-dire pour n=3 (Weertman (1973) avait établit la valeur de ce facteur n entre 1,5 et 4,2).

Température (°C)	A ($10^{-16}.(kPa)^{-3}.s^{-1}$)	Méthode	Référence
0	93	test de laboratoire	Budd et Jacka, 1989
	57	inclinaison de 5 forages	Raymond, 1980
	55	fermeture de 2 tunnels	Nye, 1953
	68	**valeur principale**	
-2	37	test de laboratoire	Steinmann, 1958
	17	test de laboratoire	Barnes *et al.*, 1971
	13	test de laboratoire	Morgan, 1991
	27	tests de laboratoire variés	Budd et Jacka, 1989
	24	**valeur principale**	
-10	3,0	test de laboratoire	Shoji et Langway, 1987
	3,5	tests de laboratoire variés	Budd et Jacka, 1989
	8,7	inclinaison d'un forage	Dahl-Jensen et Gundestrup, 1987
	(0,57)	fermeture d'un forage	Paterson, 1977
	5,3	expansion de 5 calottes	Thomas, 1973
	3,9	expansion d'une calotte	Jezek et al., 1985
	4,9	**valeur principale**	

Table A.II : Valeurs mesurées du paramètre de flux par divers auteurs et divers méthodes. D'après Paterson (1994) et les références qui s'y trouvent.

Or, il livre aussi une liste de valeurs qu'il recommande (Table A.III), à différentes températures, et toujours pour n=3.

Température (°C)	A ($10^{-16}.(kPa)^{-3}.s^{-1}$)	A ($N^{-3}.m^{6}.s^{-1}$)
0	$6,8.10^{-15}$	$6,8.10^{-24}$
-2	$2,4.10^{-15}$	$2,4.10^{-24}$
-5	$1,6.10^{-15}$	$1,6.10^{-24}$
-10	$4,9.10^{-16}$	$4,9.10^{-25}$
-15	$2,9.10^{-16}$	$2,9.10^{-25}$
-20	$1,7.10^{-16}$	$1,7.10^{-25}$
-25	$9,4.10^{-17}$	$9,4.10^{-26}$
-30	$5,1.10^{-17}$	$5,1.10^{-26}$
-35	$2,7.10^{-17}$	$2,7.10^{-26}$
-40	$1,4.10^{-17}$	$1,4.10^{-26}$
-45	$7,3.10^{-18}$	$7,3.10^{-27}$
-50	$3,6.10^{-18}$	$3,6.10^{-27}$

Table A.III : Valeurs du paramètre de flux recommandées par Paterson (1994).

Les deux graphiques suivants (figures A1 et A2, page A3) montrent les lois que l'on peut établir si l'on suit les suggestions de Paterson, ou si l'on se réfère directement aux mesures.

A l'aide de courbes de tendance, les formules liant le paramètre de flux à la température s'expriment :

$A = 3.10^{-24} * \exp(0{,}1379*T°C)$, sur les recommandations de Paterson (Table A.III).

$A= 8.10^{-23} *\exp(0{,}335 * T°C)$, d'après les mesures citées ci-dessus (Table A.II).

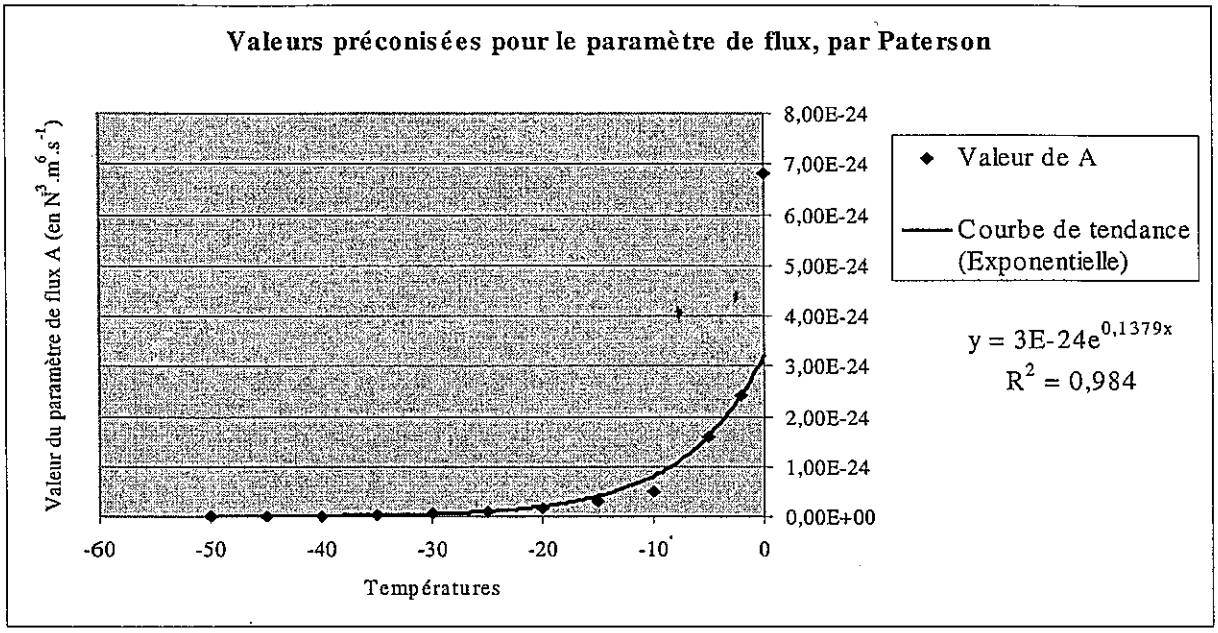


Figure A.1 : Loi établie d'après une courbe de tendance ajustée sur les valeurs préconisées par Paterson (Table A.III).

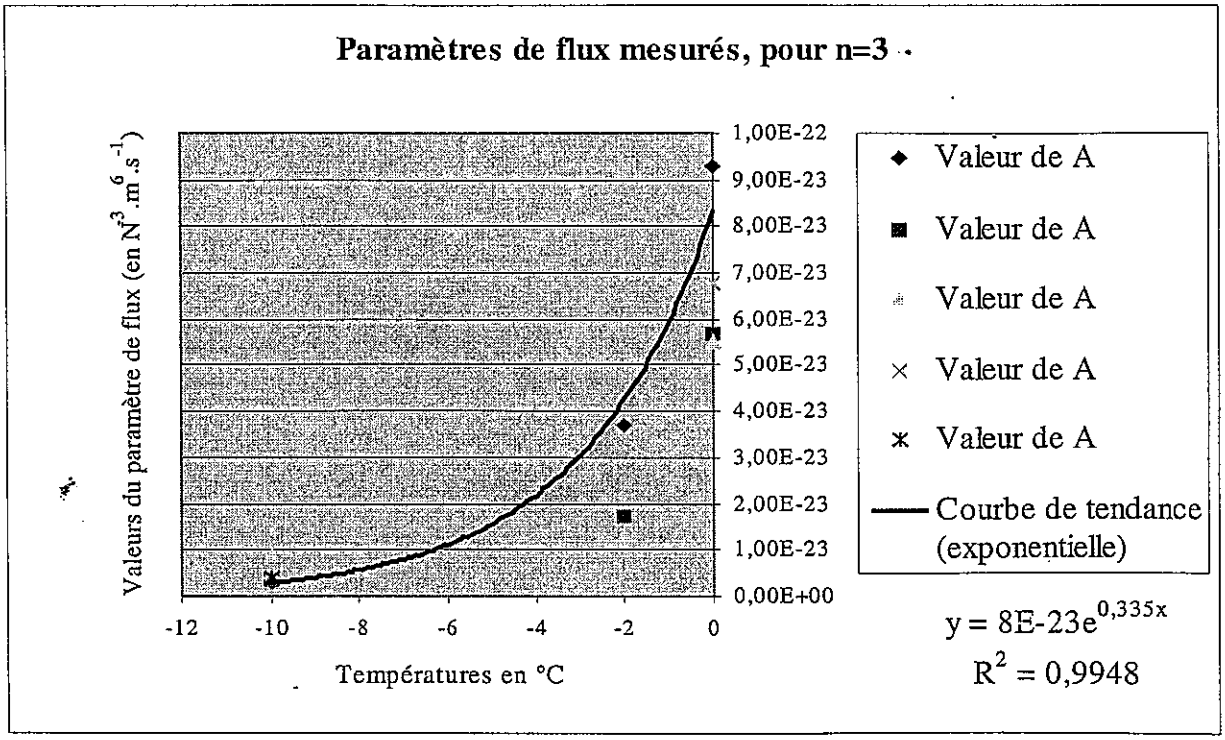


Figure A.2 : Loi établie d'après une courbe de tendance ajustée sur des valeurs mesurées et listées par Paterson (Table A.II).

-Annexe II-

L'équation énergétique générale a été écrite de la manière suivante (cf. Partie II § D/ II. 1)) :

$$(1-\alpha)*\mathbf{RadG}+(\mathbf{Iin}-\mathbf{Iout})+\mathbf{Sens}+\int_0^e (\mathbf{Cp}*(\partial T/\partial t).dz) - \mathbf{k}(\partial T/\partial z)_e + \mathbf{P.Tp} = \mathbf{Lf.Fonte} + \mathbf{Lv.Evap}$$

A l'instar de Lliboutry (1965), on peut négliger l'apport thermique de l'eau de pluie d'une part, et estimer, d'autre part, que pour un glacier tempéré, l'ensemble de la couche d'échange thermique est à son point de fusion. L'équation se simplifie alors sous la forme suivante :

$$(1-\alpha) * \mathbf{RadG} + (\mathbf{Iin} - \mathbf{Iout}) + \mathbf{Sens} = \mathbf{Lf.Fonte} + \mathbf{Lv.Evap}$$

Chacun des termes décrits ci-dessus peut être approché par de nouvelles équations. Ce sont ces celles-ci qui sont détaillées ci-dessous.

1) L'albédo

Il est très variable au niveau d'un glacier, et donc possède une influence certaine sur les échanges de chaleur. Tous les auteurs n'en fournissent d'ailleurs pas les mêmes valeurs. Cependant, je citerai (Table A.IV) les valeurs de Paterson (1994) pour en donner un aperçu :

Type de surface	Gamme	Valeur principale
Neige seiche	80-97	84
Neige en fusion	66-88	74
Vieille neige	43-69	53
Glace propre	34-51	40
Glace un peu sale	26-33	29
Glace sale	15-25	21
Glace couverte de débris	10-15	12

Table A.IV : Gamme de valeurs de l'albédo à la surface d'un glacier.

En ce qui concerne le calcul, deux valeurs ont été utilisées. Pour la zone d'accumulation, un albédo de 70 était retenu, soit la moyenne des valeurs de la neige. Pour la zone d'ablation, l'albédo était de la même manière de 25.

2) La radiation globale

Oerlemans (1992) écrit :

$$\mathbf{RadG} = \tau_a * \tau_c * (\mathbf{Qdir.} + \mathbf{Qdif.}) \ [W.m^{-2}]$$

avec :

$$\tau_a = (0{,}79 + 24.10^{-6}*(H+h)) * \left[1 - 0{,}08 * \left[\frac{(\pi/2) - \gamma}{\pi/2}\right]\right]$$

$$\tau_c = 1 - (0{,}41 - 65.10^{-3}*(H+h))*cover - 0{,}37*(cover)^2$$

$$\mathbf{Qdir.} = (0{,}2 + 0{,}65*(1 - cover))*S*\sin(\gamma + \gamma_s)$$

si $(\gamma + \gamma_s)>0$ et $\gamma>0$.
sinon, Qdir. = 0.

Qdif.= $(0,8 - 0,65*(1- \text{cover}))*S*\sin(\gamma)$
si $\gamma>0$.
sinon, Qdif. = 0.

où,

- γ est l'élévation du soleil par rapport à l'horizontale, et γ_s, l'angle entre l'horizontale et la pente dans cette direction.
- S, la constante solaire, soit 1353 $W.m^{-2}$.
- cover, « l'ennuagement » de l'atmosphère. Ce paramètre est compris entre 0 et 1. Comme le suggèrent Chapel *et al.* (1996), une relation existe entre l'humidité de l'air et la présence de nuages. Elle est donc exprimée ici par : cover= humid- 0,1.
- Qdir. est la radiation directe en ondes courtes émise par le soleil.
- Qdif., la radiation diffuse en ondes courtes.
- τ_a est la transmissivité des molécules et des aérosols de l'air.
- τ_c, la nébulosité.

3) La radiation en infra rouges

La neige a un comportement de corps noir dans les infra rouges. Le flux rayonné est donné par la loi de Stephan-Boltzmann :

Iout = $\sigma \mathbf{T}^4$ [$W.m^{-2}$]

où,

- Iout est la radiation en ondes longues émise par le glacier.
- σ, la constante de Stephan, soit $5,67.10^{-8}$ $W.m^{-2}.K^{-4}$.
- T, la température de la surface du glacier [en dègré Kelvin].

Iin = $\varepsilon_a \sigma \mathbf{T}^4$ + **Icl** [$W.m^{-2}$]

avec, $\varepsilon_a = 0,7 + 5,95.10^{-7}*ve*\exp(1500/T) - 2,5.10^{-5}*(H+h)$

Icl= $0,25*\text{cover}*\sigma*Tcl^4$ (selon Oerlemans [1992]). Mais, nous substituerons à ce calcul : Icl= 20*cover + 45.

où,

- Iin est la radiation en ondes longues émise par l'atmosphère et les nuages.
- ε_a, l'émissivité atmosphérique, décrite en terme de pression de vapeur d'eau (en Pa.), et de températures (en K) de l'air à la surface du glacier.
- Icl est la contribution des nuages à la radiation en ondes longues. Etant donné que Tcl est la température à la base des nuages, et qu'elle ne peut être connue, c'est la raison pour laquelle une reformulation est nécessaire.

4) La chaleur sensible

Paterson (1994) en donne la formule suivante :

Sens = $\mathbf{1,29.10^{-2} * a * P * vent * (Ts - T)}$ [$W.m^{-2}$]

avec, $\mathbf{P} = 101325*(Ts/288,16)^{((22,4*g)/(8,314*(11,75-(Humid*8,75))))}$

où,

- Sens est la chaleur sensible apportée par l'air au glacier.
- a, un coefficient de transfert, dont Holmgren (1971), Hogg *et al.* (1982), Ambach et Kirchlechner (1986), et Hay et Fitzharris (1988) estiment une valeur appropriée de 0,002.

- P est la pression atmosphérique (en Pa.) obtenue par la formule de Laplace.
- vent est l'influence du vent, mesuré en $m.s^{-1}$. Dans un premier temps, cette vitesse est choisie égale à 1, afin de négliger son action. Des tests montrent que son action est importante sur l'évaporation, mais qu'elle joue aussi un rôle sur l'ablation, au travers de la chaleur sensible.
- (Ts – T) correspondant toujours à la différence entre la température de l'air à la surface du glacier, et la température de la glace sous-jacente.

5) L'énergie d'évaporation

La masse de glace évaporée ou sublimée, **Evap**, est exprimée par Paterson comme suit :

$$\mathbf{Evap = (-1/Lv) * (22,2 * a * vent * (ve - ves))}\ [W.m^{-2}]$$

où :

- Lv est la chaleur latente d'évaporation. Oerlemans l'écrit comme une constante valant $2,8.10^{6}$ $J.kg^{-1}$, mais Lliboutry en donne une valeur variable avec la température. A son instar, cette chaleur latente a été exprimée :

$$\mathbf{Lv} = 2,8.10^{+6} - 2135*Ts\ [J.kg^{-1}]$$

- a et vent correspondent aux même paramètres qu'auparavant.
- ve et ves sont les teneurs en vapeur d'eau dans l'air, définies comme dans la partie II (cf.Partie II, §.D/I.2) L'humidité, et la pression de vapeur d'eau).

6) L'énergie de fusion

Elle correspond au produit de la chaleur latente de fusion **Lf** par la masse de glace fondue.

Or, **Lf** vaut $3,35.10^{+5}$ $J.kg^{-1}$.

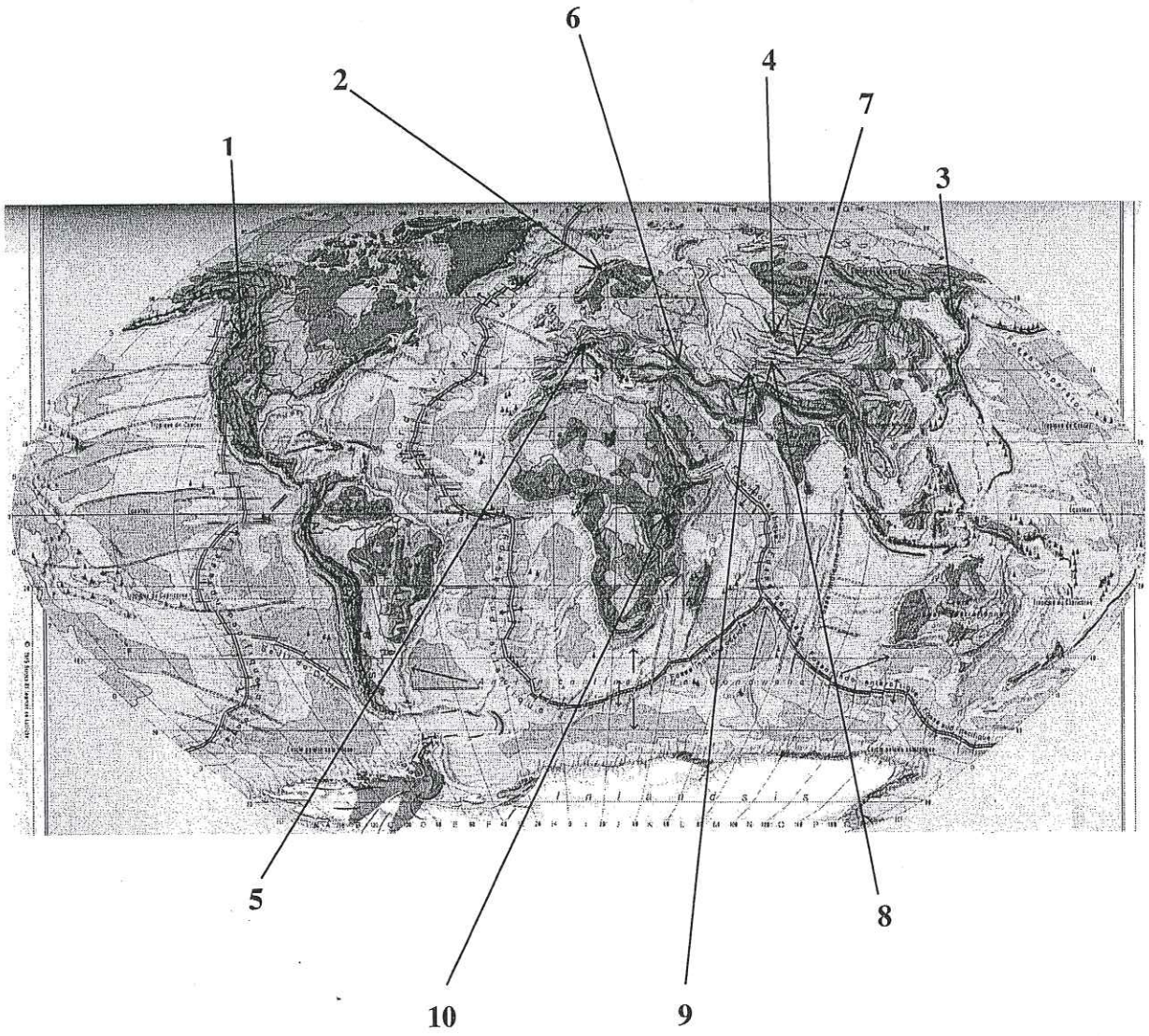
L'utilisation de l'équation énergétique simplifiée permet ainsi de calculer la masse fondue en mètres par année.

7) Conclusion

C'est par ces calculs que les processus d'ablation de surface sont théoriquement le mieux approchés. Mais, les constantes choisies par Oerlemans sont destinées à ajuster cette simulation aux mesures de terrain réalisées en Norvège. Elles ne semblent pas transposables à d'autres régions et à d'autres glaciers.

Annexe III

Disposition géographique des dix glaciers choisis en exemple



1 : Glacier de White (Canada)..... page A8
2 : Glacier de Storglaciären (Suède)..... page A10
3 : Glacier de Kozelskiy (Russie)..... page A12
4 : Glacier de Maliy Aktru (Russie)..... page A14
5 : Glacier d'Hintereisferner (Autriche)..... page A16
6 : Glacier de Djankuat (Russie)..... page A18
7 : Glacier d'Urumqihe (Chine)..... page A20
8 : Glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy (Kazakhstan)..... page A22
9 : Glacier d'Abramov (Kirghizstan)..... page A24
10 : Glacier de Lewis..... page A26

-White-

Pays : **Canada** (Arctique)

Coordonnées : 79°27' Nord / 90°40' Ouest

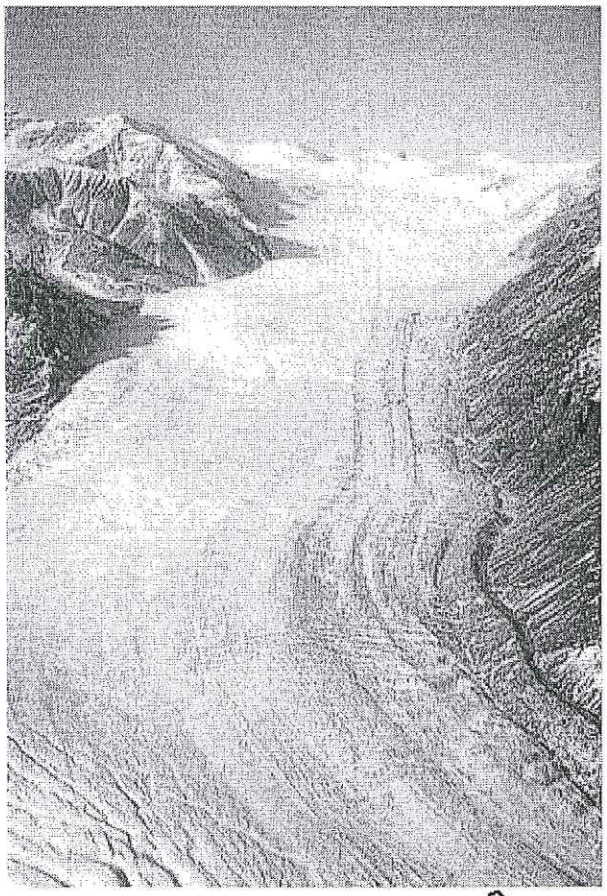
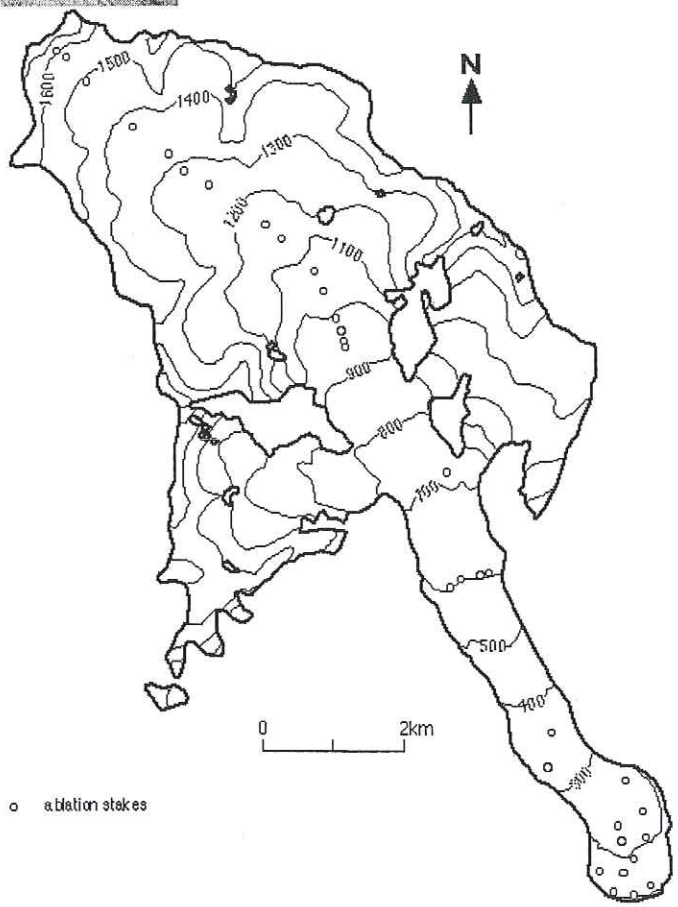
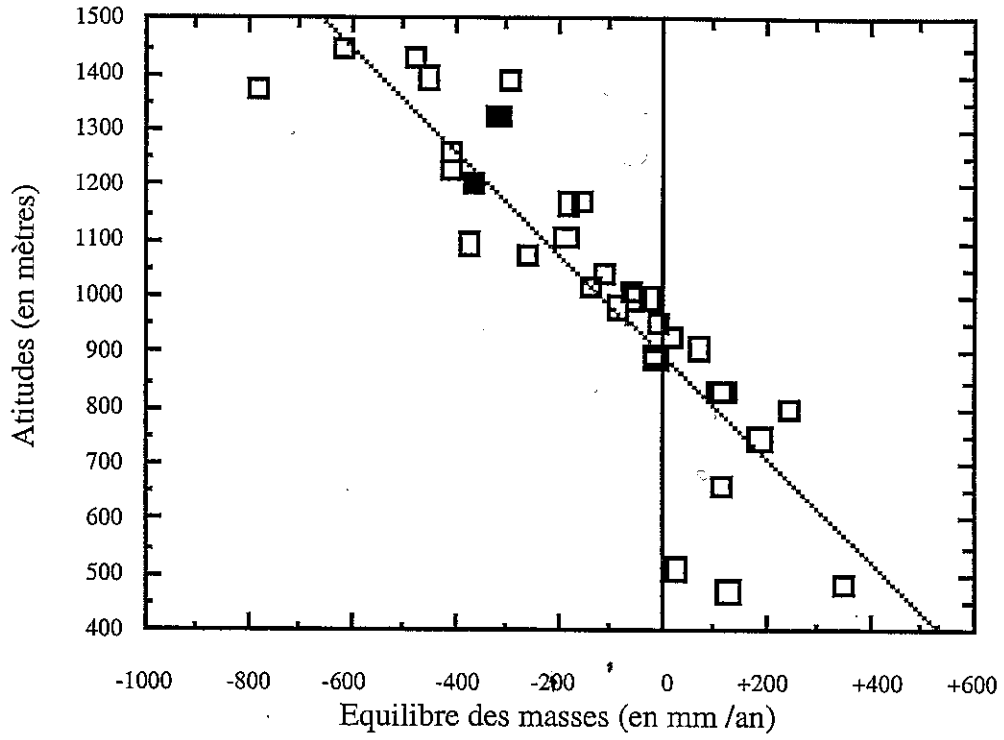


Photo prise par C. S. L. Ommanney (NHRI – Canadian Glacier Information Center, date inconnue).



La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de White en 1993 /1994 et 1994 /1995.

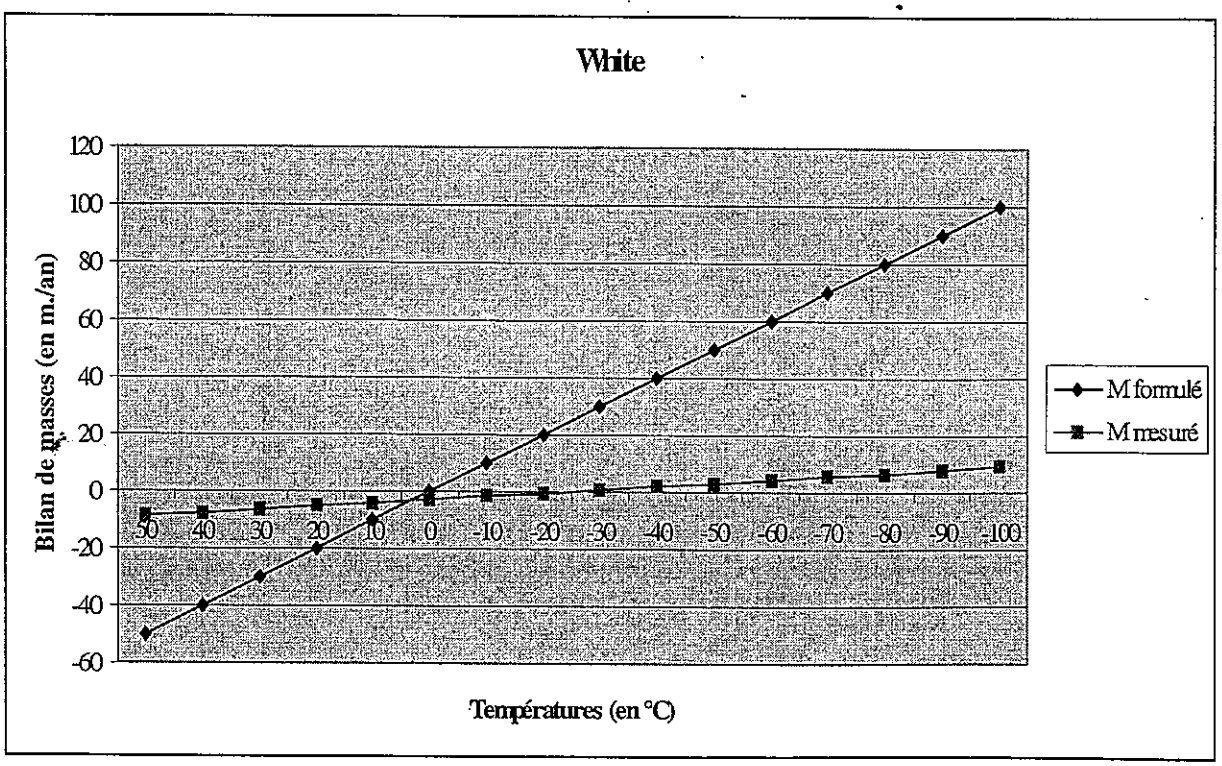
Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,78$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation.

La formule déterminant les températures ne peut atteindre les –20°C moyens annuels au niveau de la mer, et c'est pourquoi il n'y a pas de corrélation entre les deux droites ci-dessous.



-Storglaciären-

Pays : **Suède**

Coordonnées : 67°54' Nord / 18°34'Est

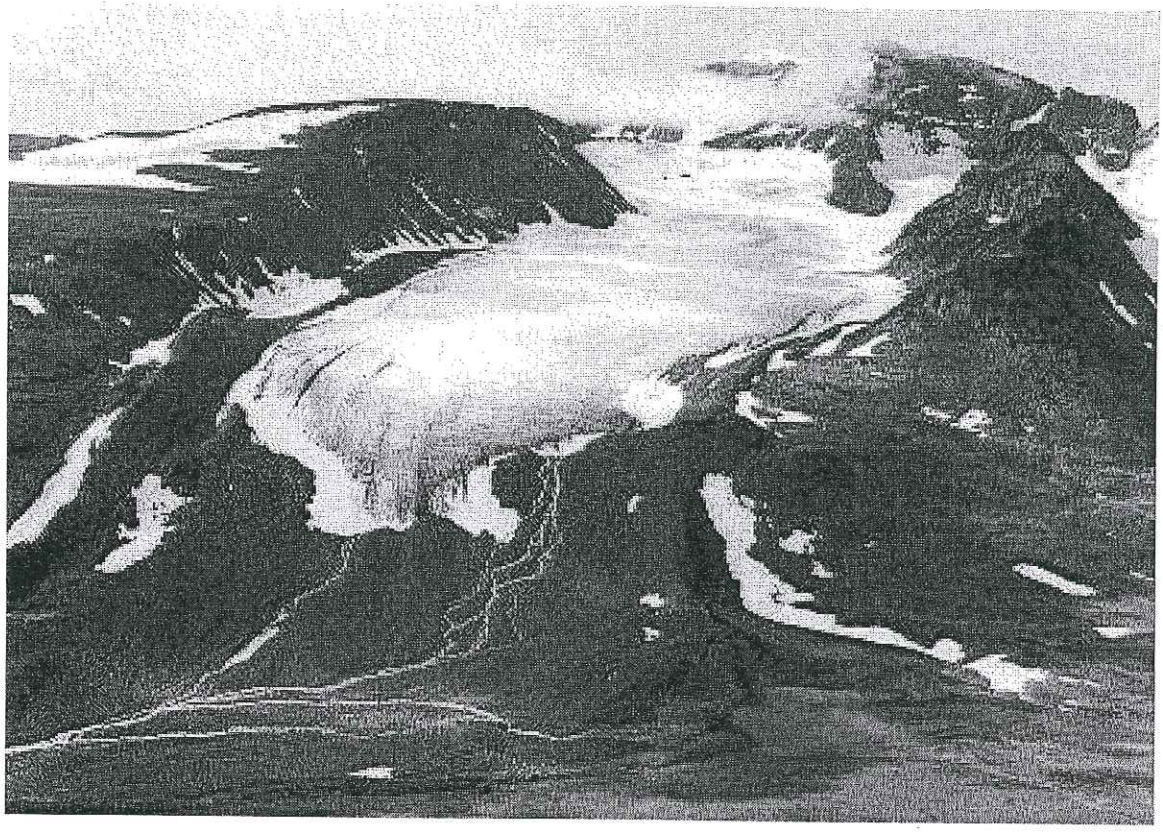
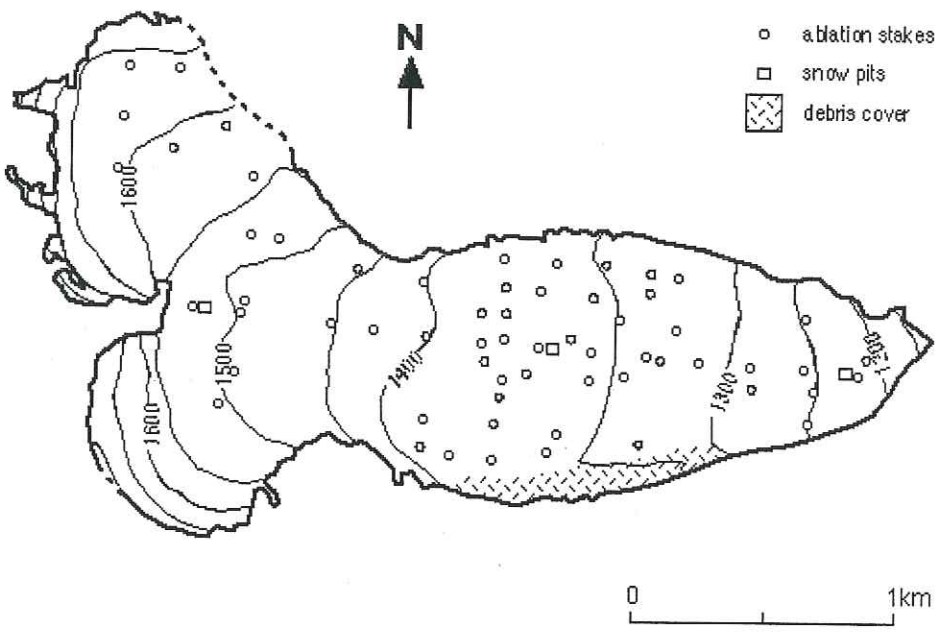
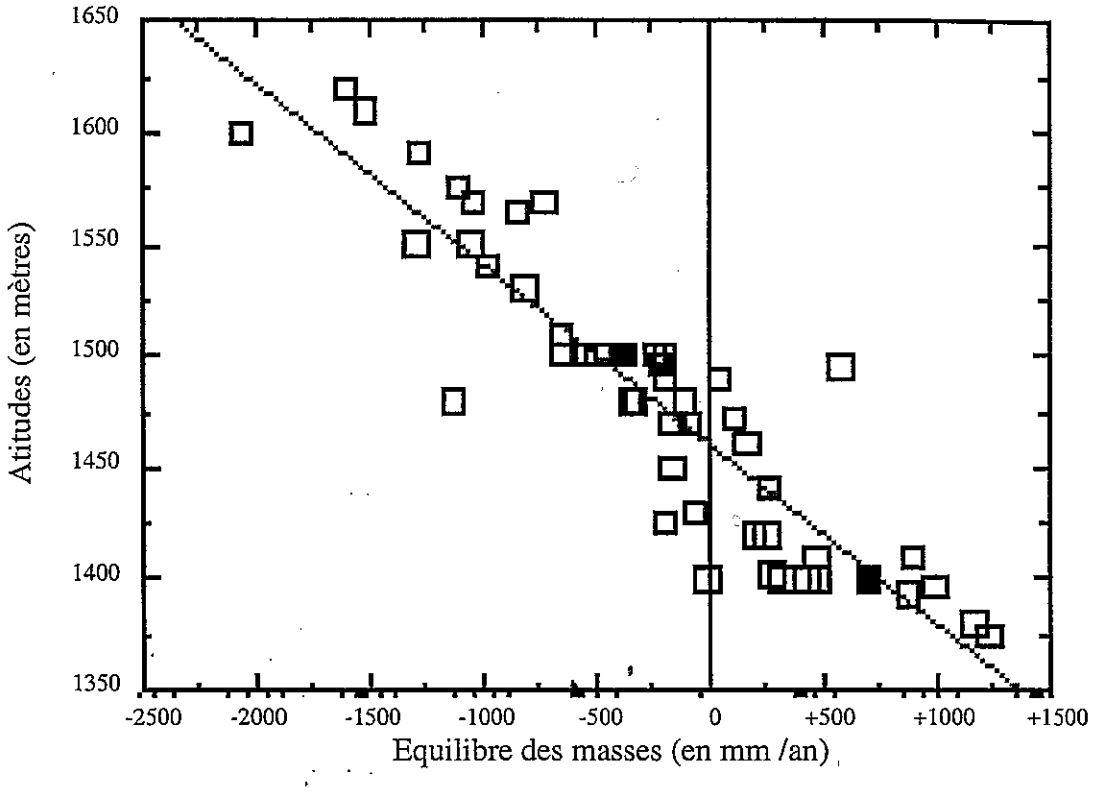


Photo prise par P. Holmlund, en Août 1987.

La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Storglaciären en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.

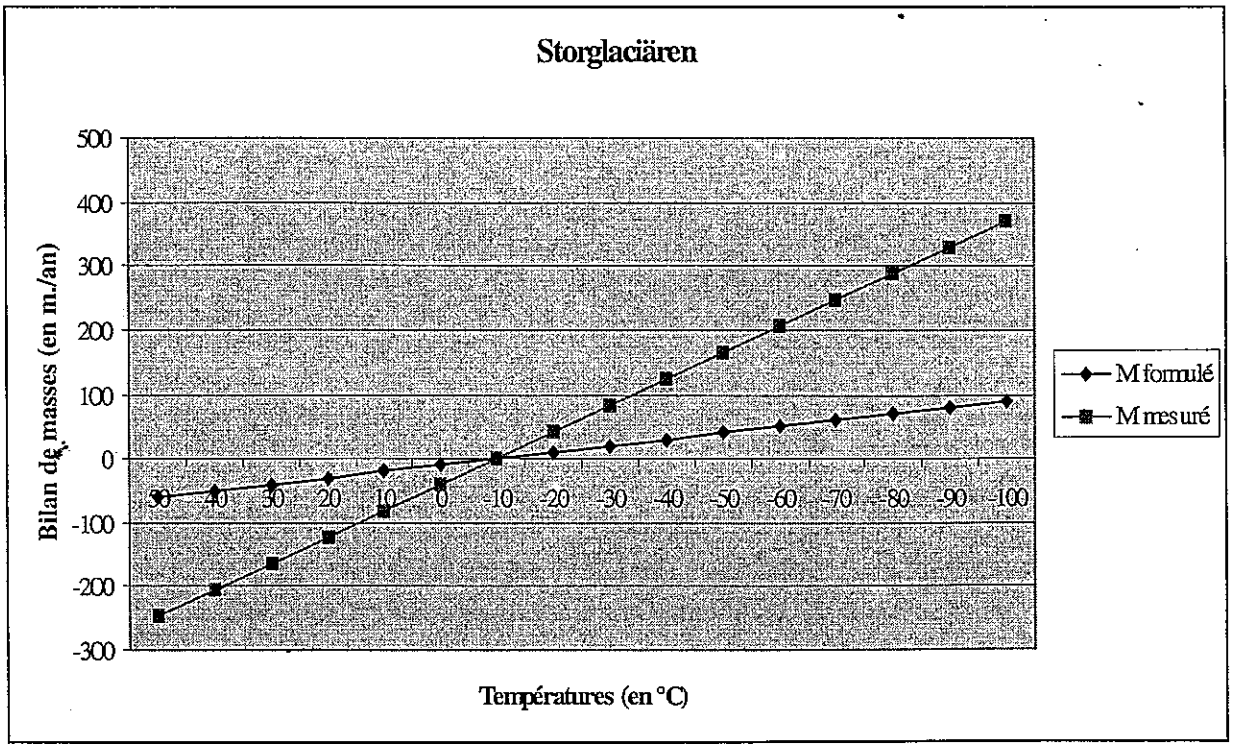




Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,82$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation.

Dans ce cas, les taux d'accumulation et d'ablation sont bien trop forts pour espérer une analogie entre le bilan de masses mesuré, et le bilan de masses formulé.

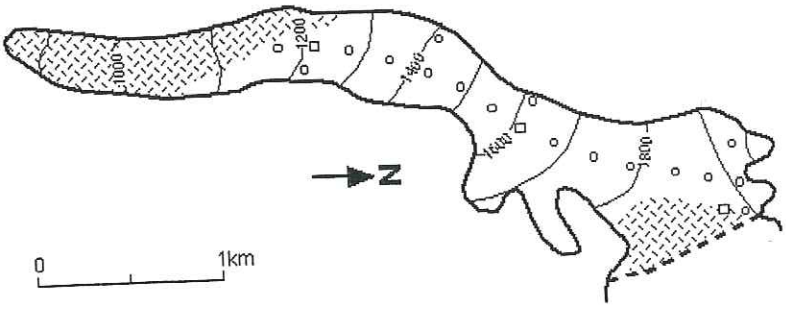


-Kozelskiy-

Pays : **Russie**

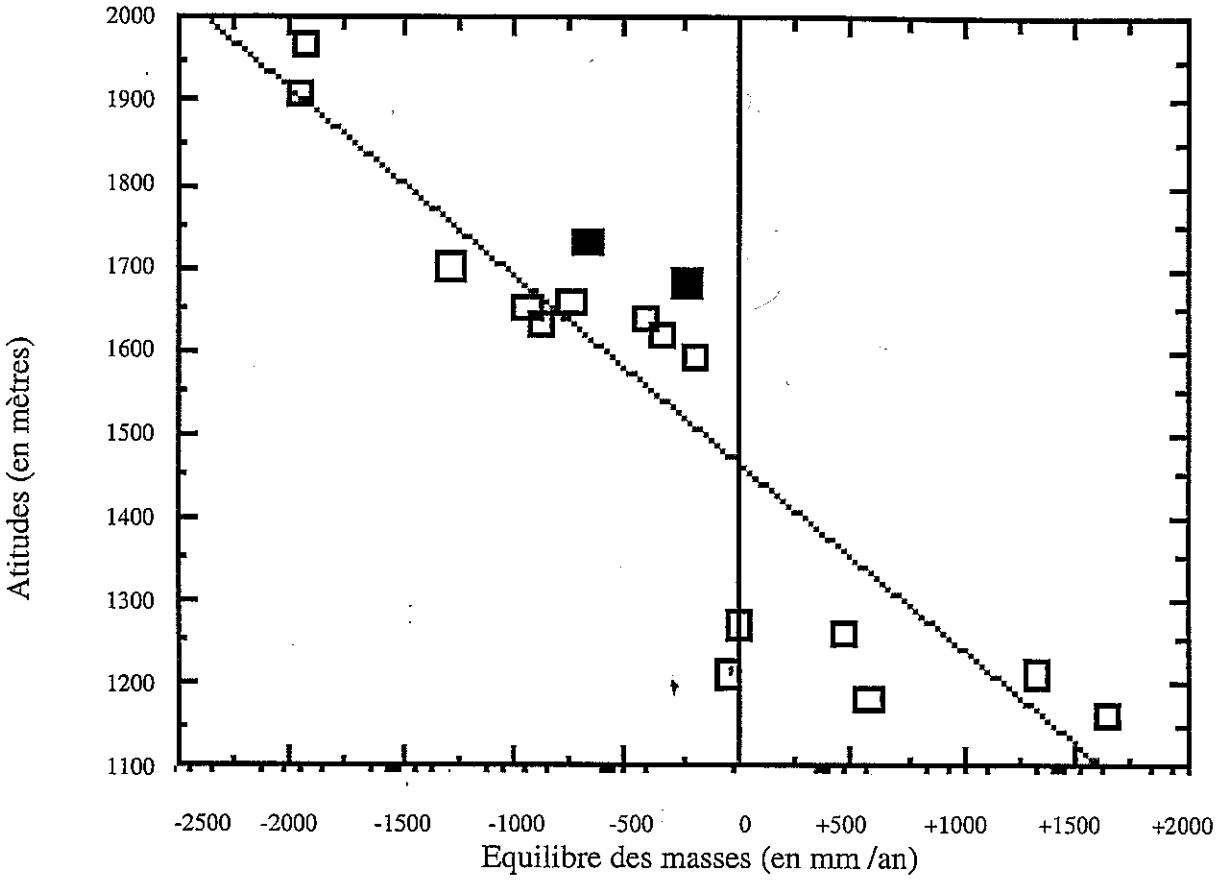
Coordonnées : 53°14'Nord / 158°49'Est

Photo prise par Y. A. Muravyov, en Septembre 1984.



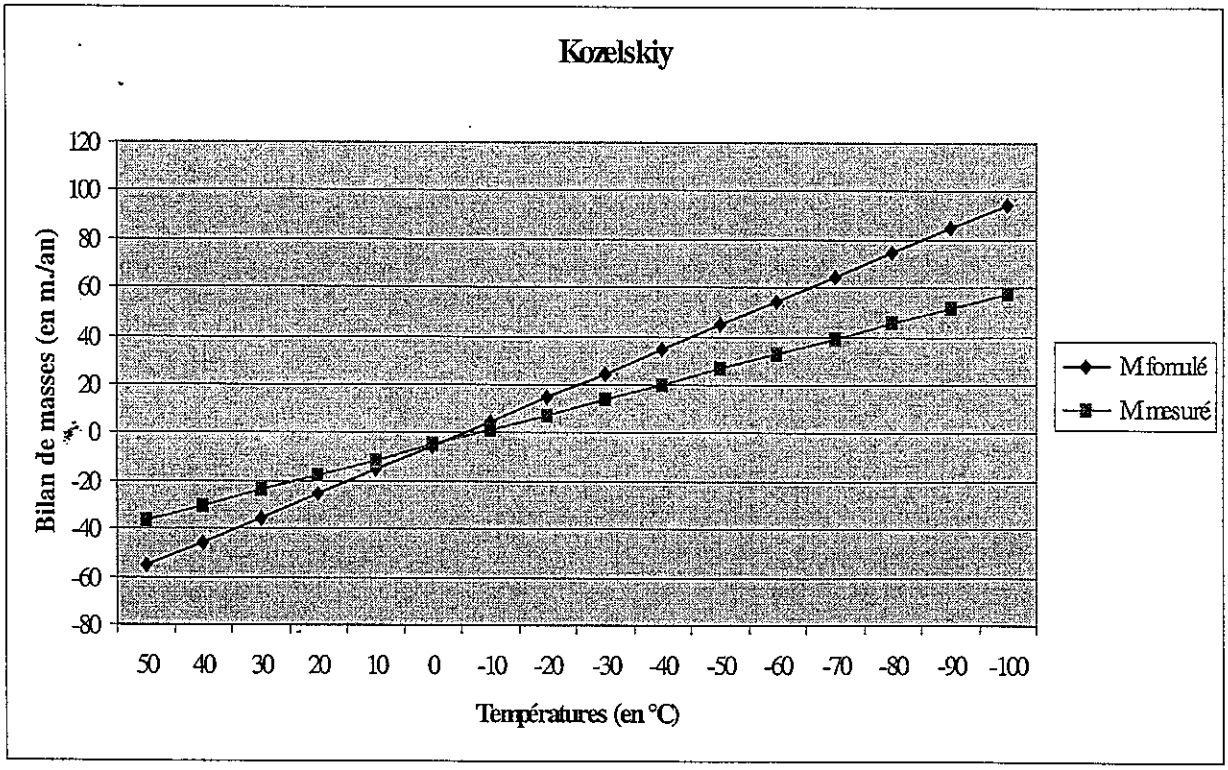
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Kozelskiy en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,82$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier de Kozelskiy, l'analogie n'est que très moyenne.



-Maliy Aktru-

Pays : **Russie**

Coordonnées : 50°05'Nord / 87°45'Est

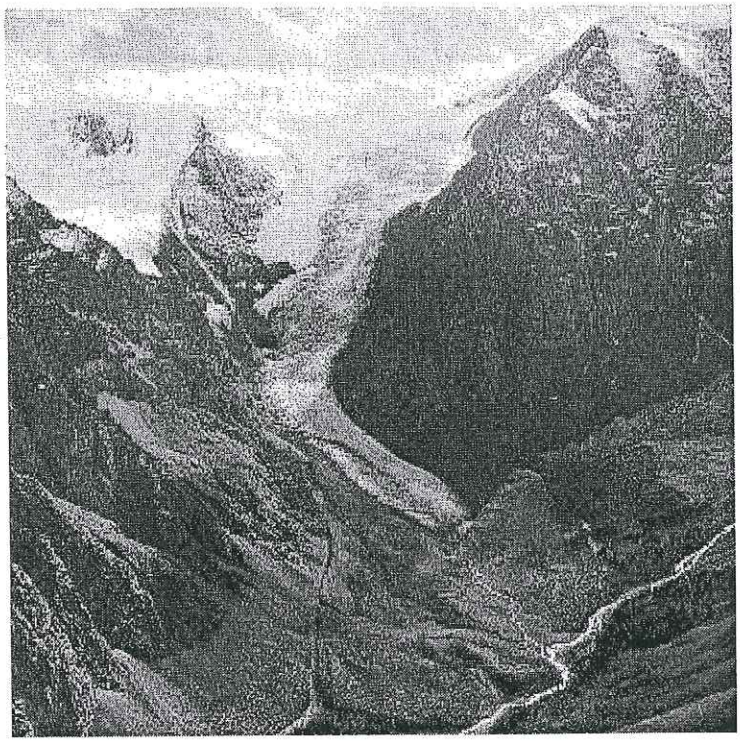
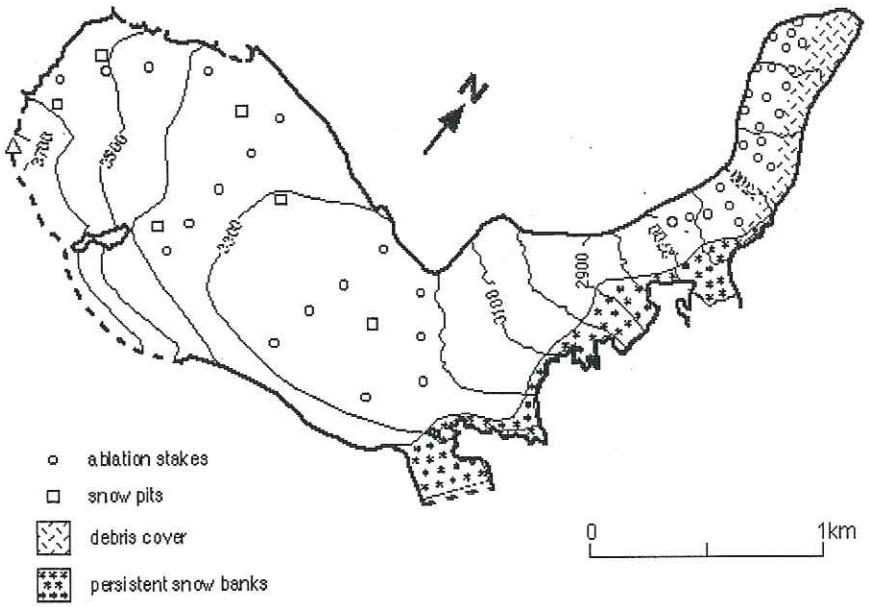
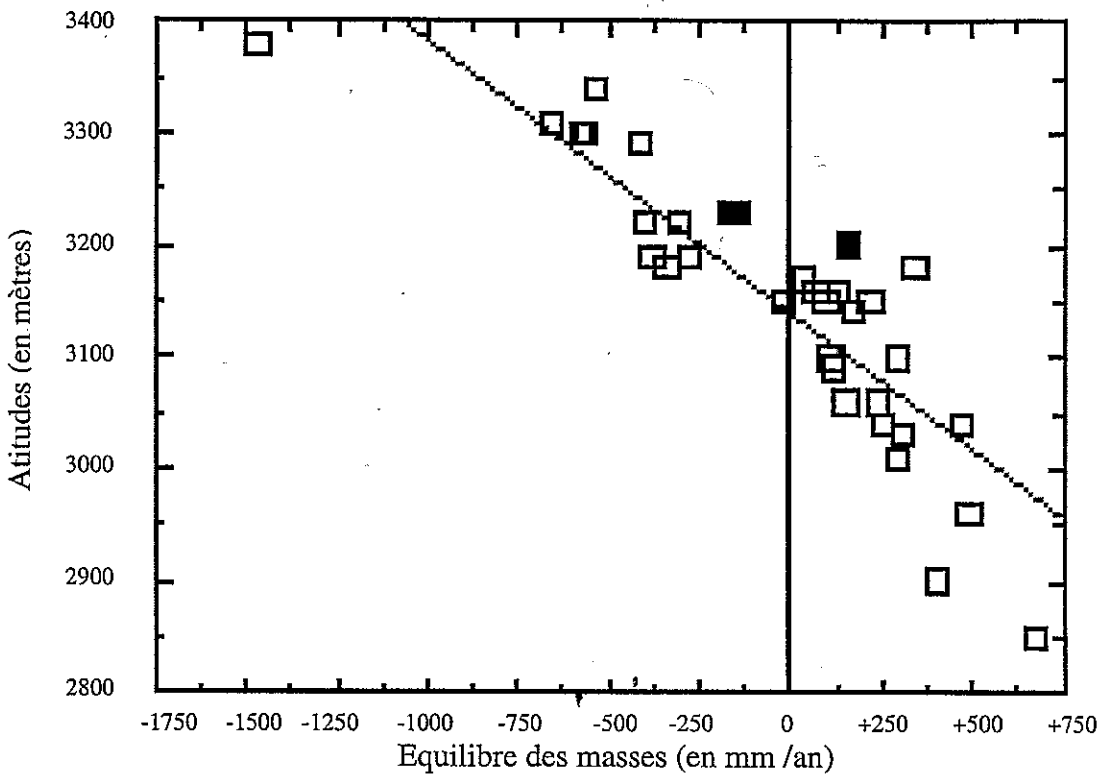


Photo prise par Y. N. Narozhniy, le 2 Juillet 1992.



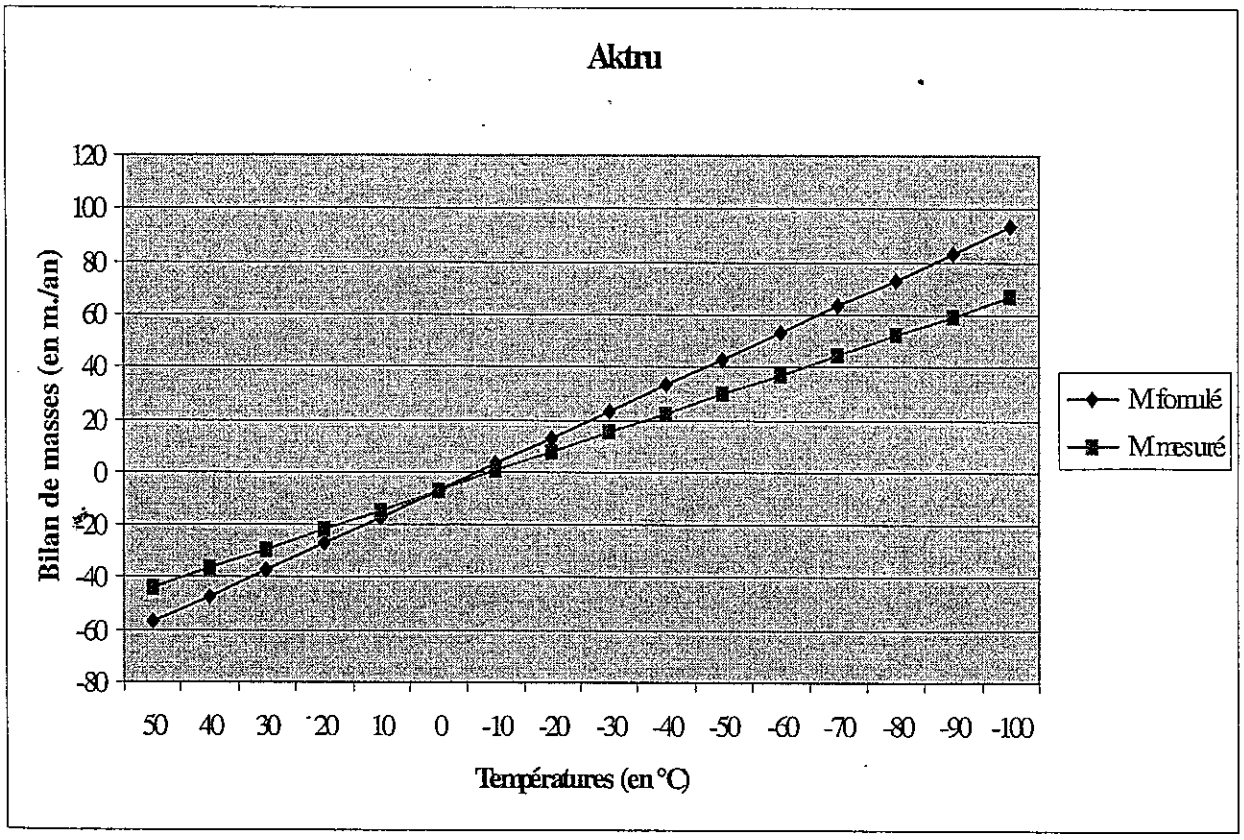
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Maliy Aktru en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,94$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier de Maliy Aktru, l'analogie entre les deux droites est moyenne.



-Hintereisferner-

Pays : **Autriche**

Coordonnées : 46°48'Nord / 10°46'Est

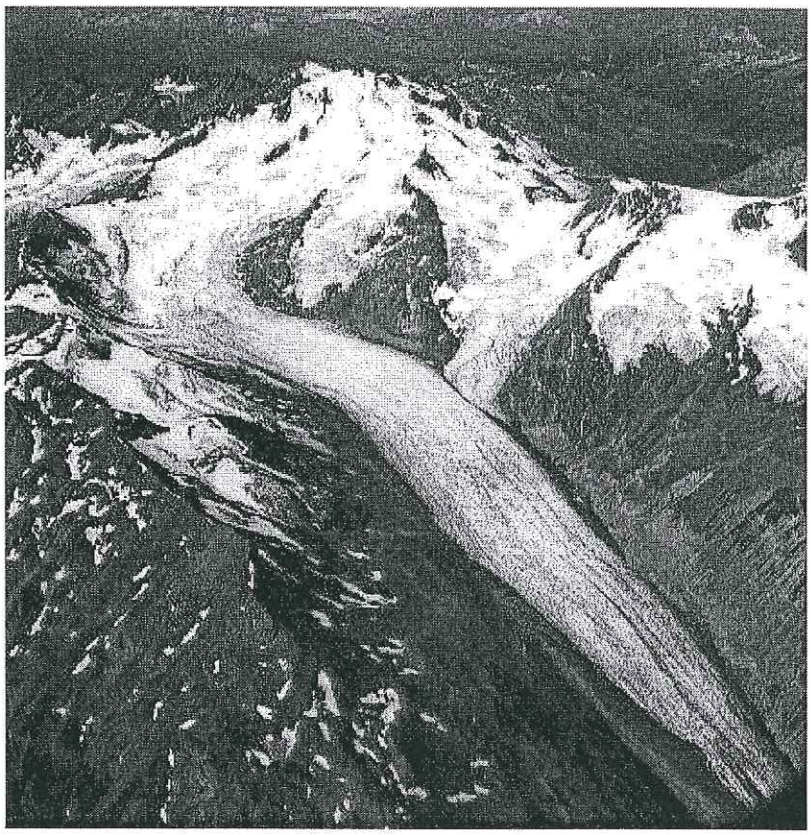
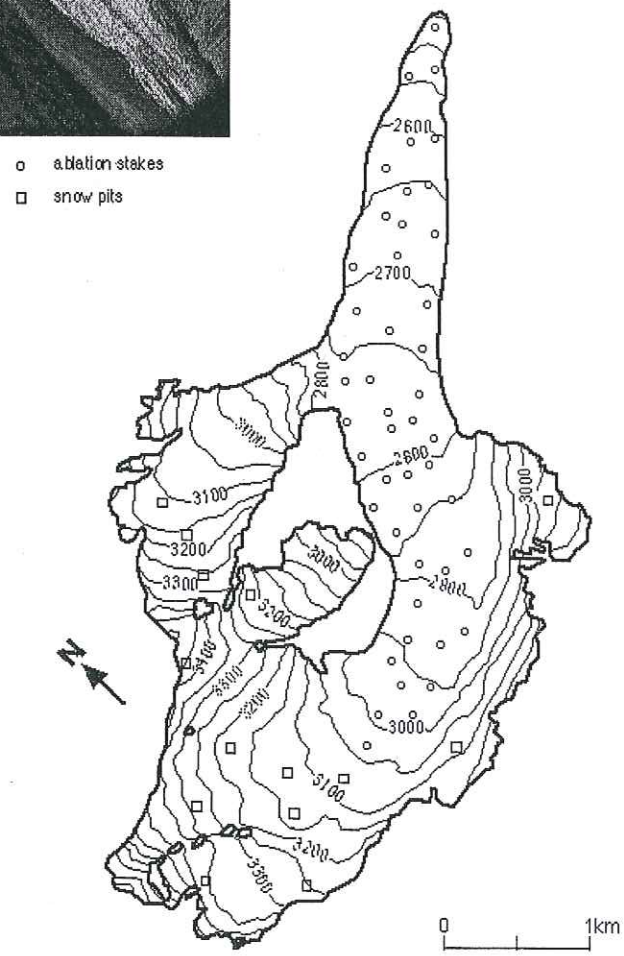
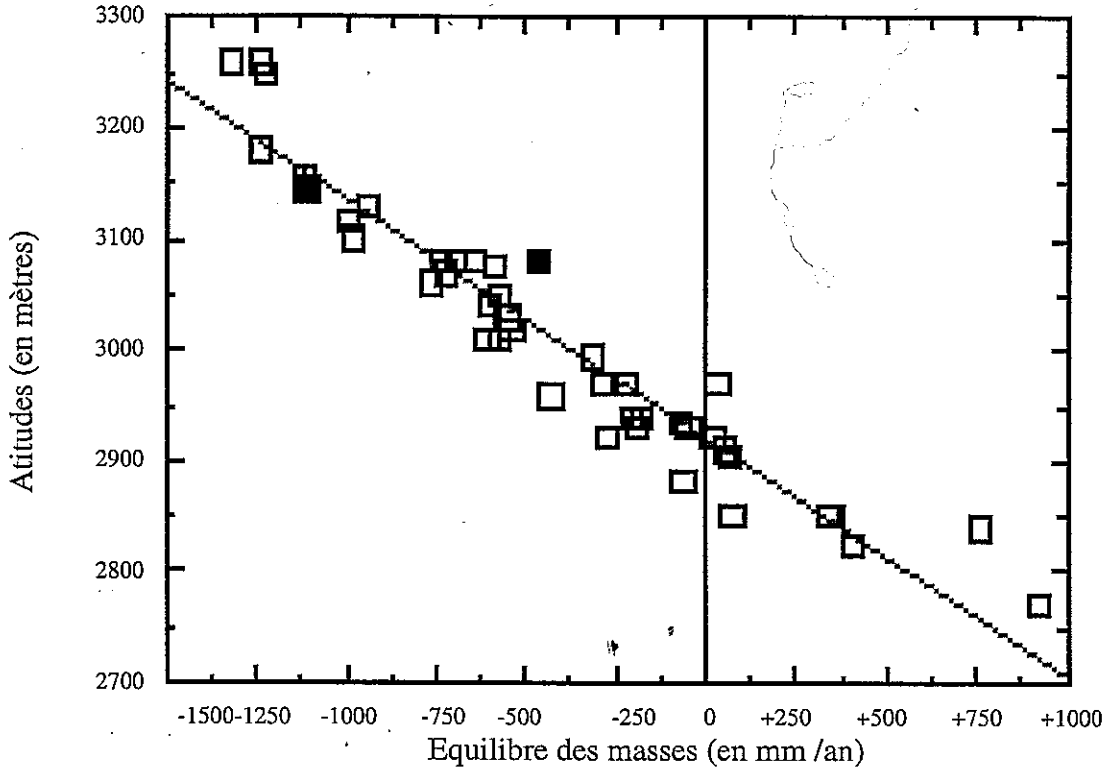


Photo prise par G. Patzelt,
le 21 Septembre 1989.



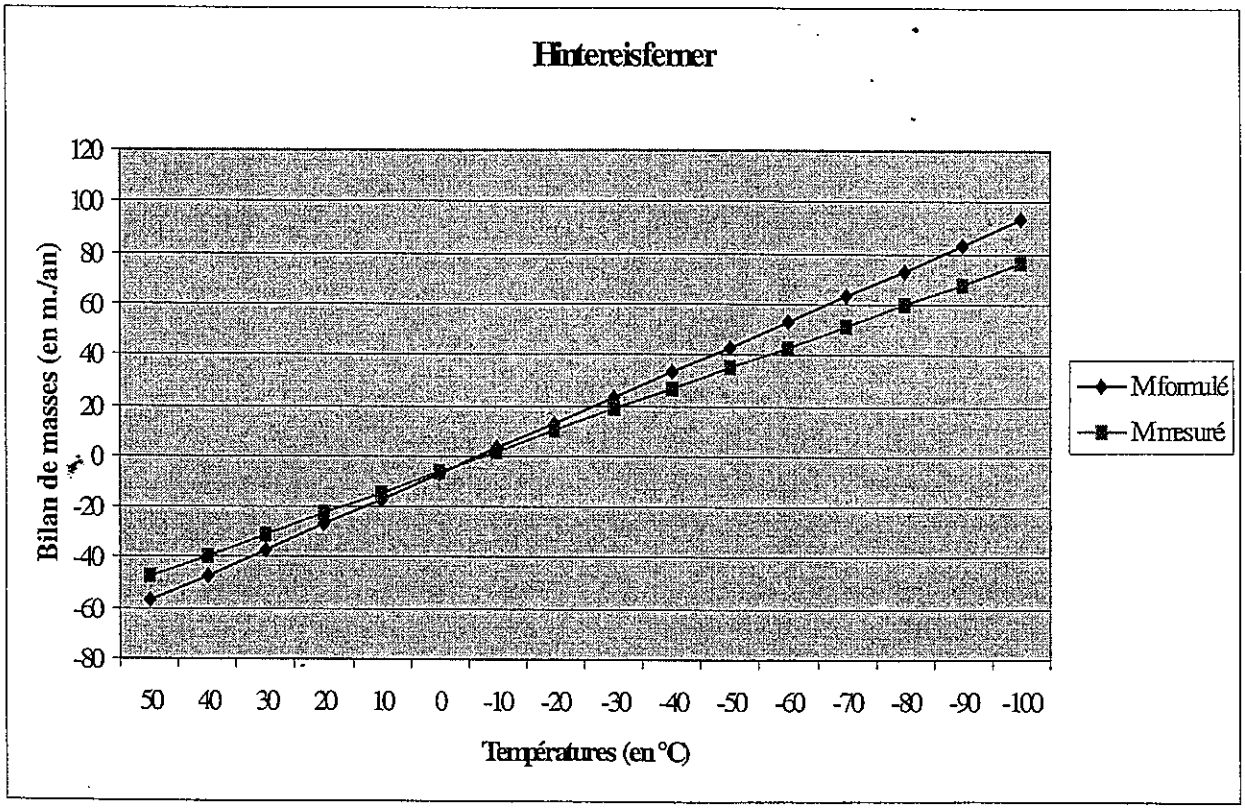
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier d'Hintereisferner en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,92$.

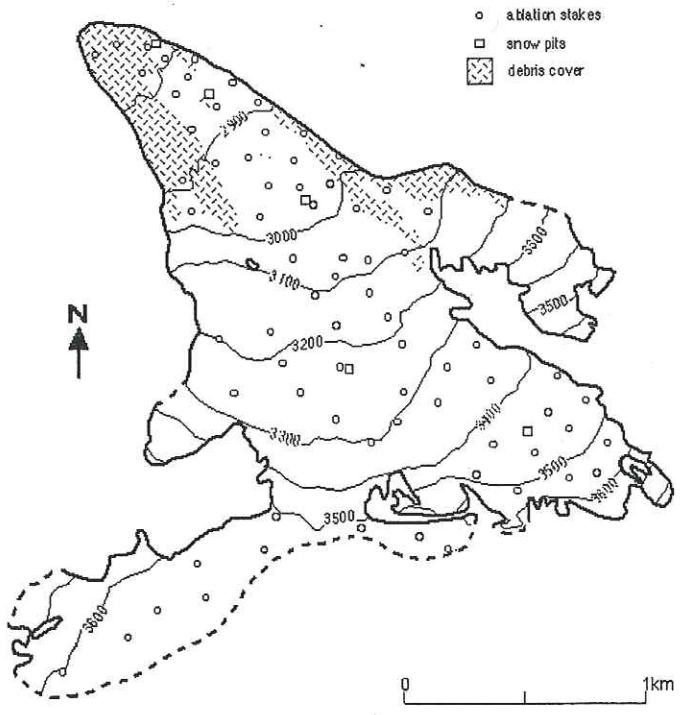
La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Des dix, le glacier d'Hintereisferner est intéressant, car il est le seul représentant des Alpes. L'analogie entre les droites d'équilibre des masses mesuré et formulé est, en outre, relativement bonne.



-Djankuat-

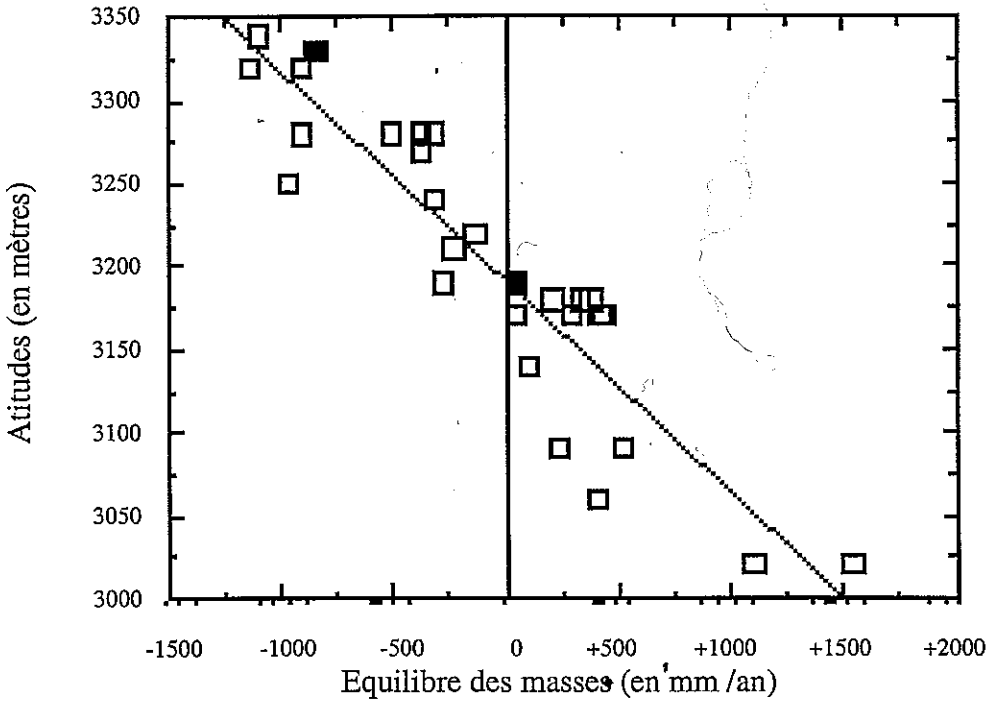
Pays : **Russie** Coordonnées : 43°12'Nord / 42°46'Est

Photo prise par Y. A. Zolotaryov et V. V. Popovnin, le 22 Août 1992.



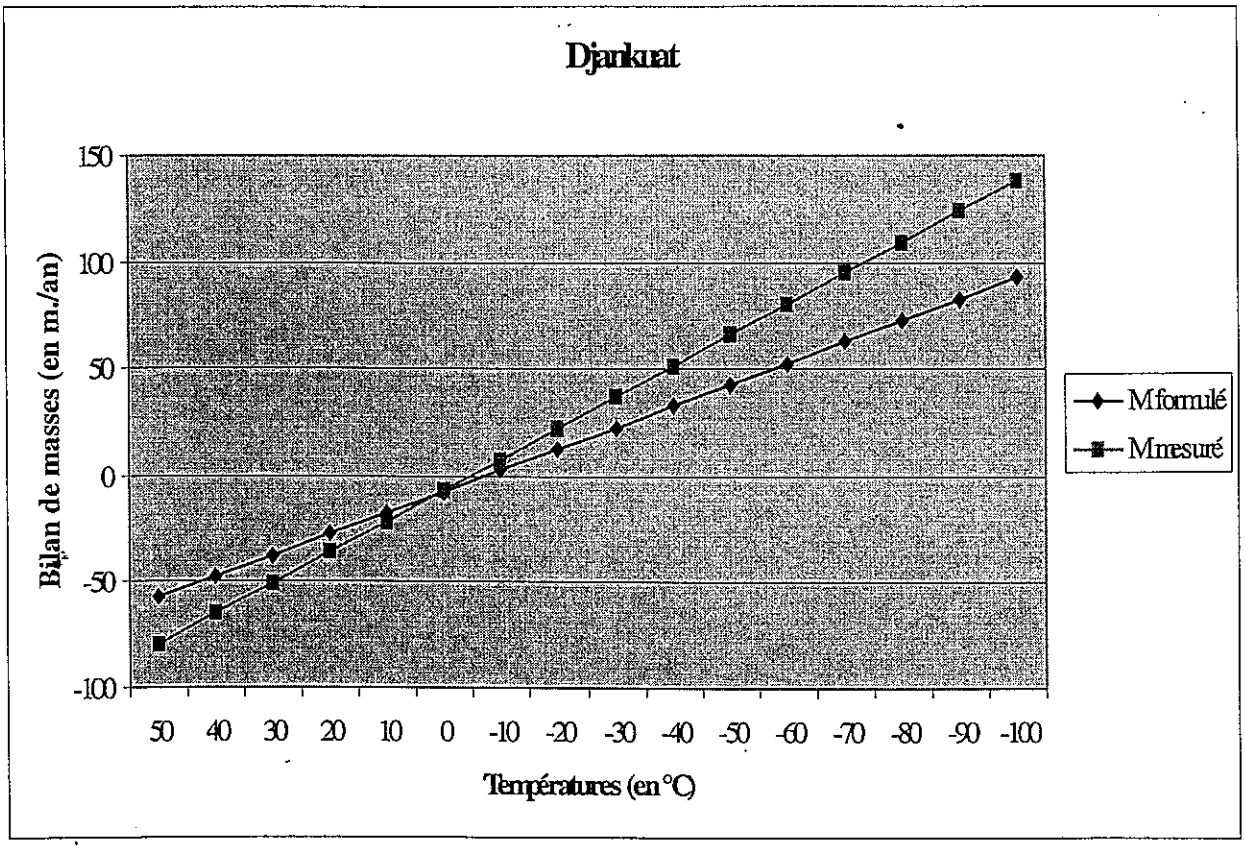
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Djankuat en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,84$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. L'analogie entre ces deux droites n'est que très moyenne.



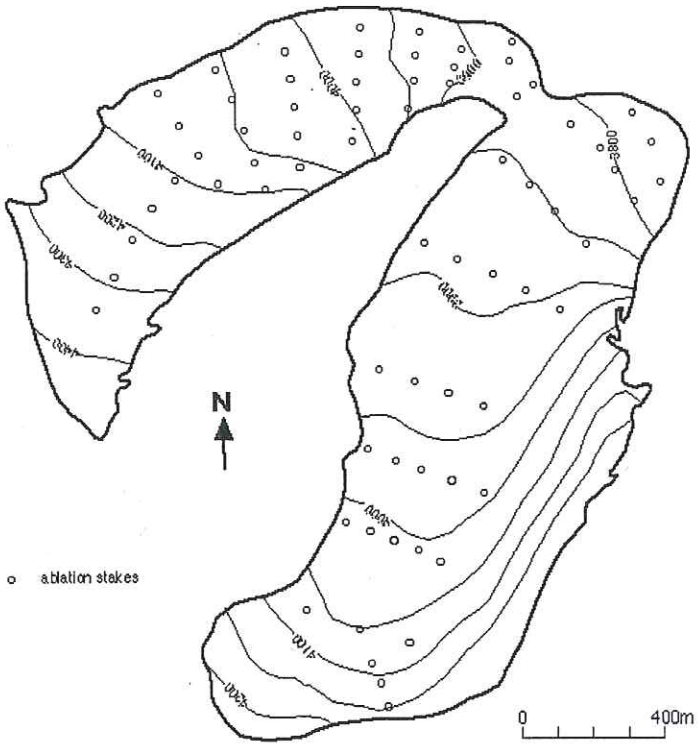
-Urumqihe s. n°1-

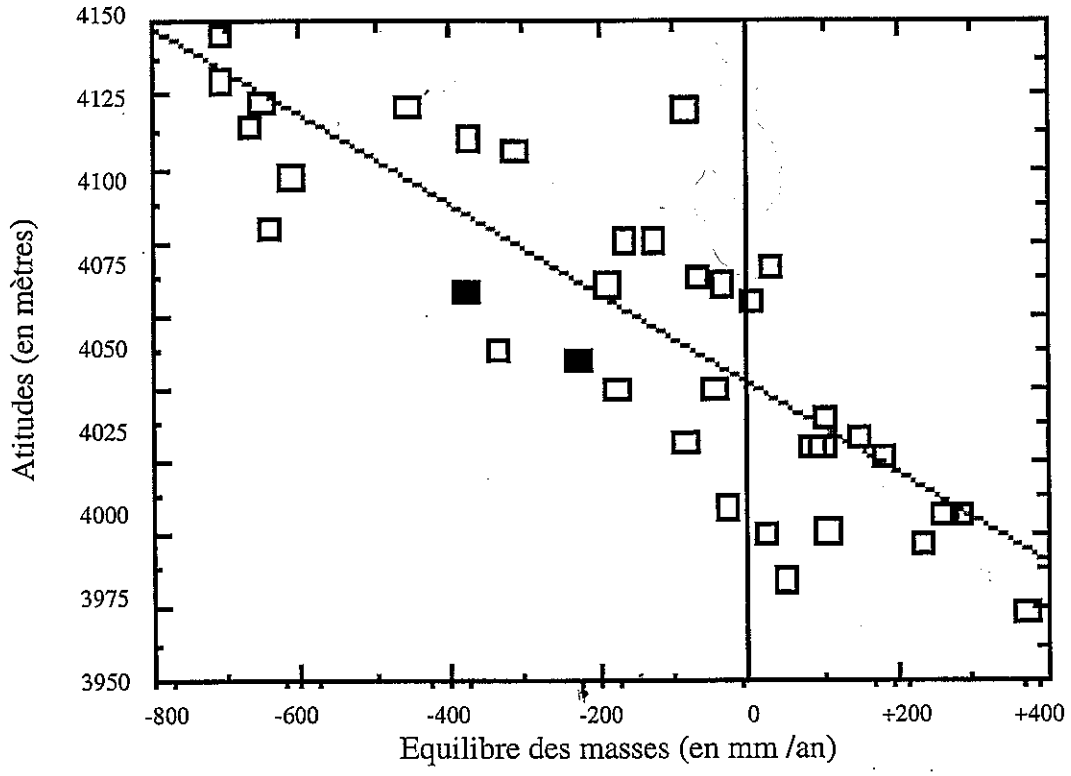
Pays : **Chine** Coordonnées : 43°05'Nord / 86°49'Est

Auteur et date de la photo non communiqués.

La carte ci-contre représente la morphologie du glacier d'Urumqihe en 1993 /1994 et 1994 /1995.

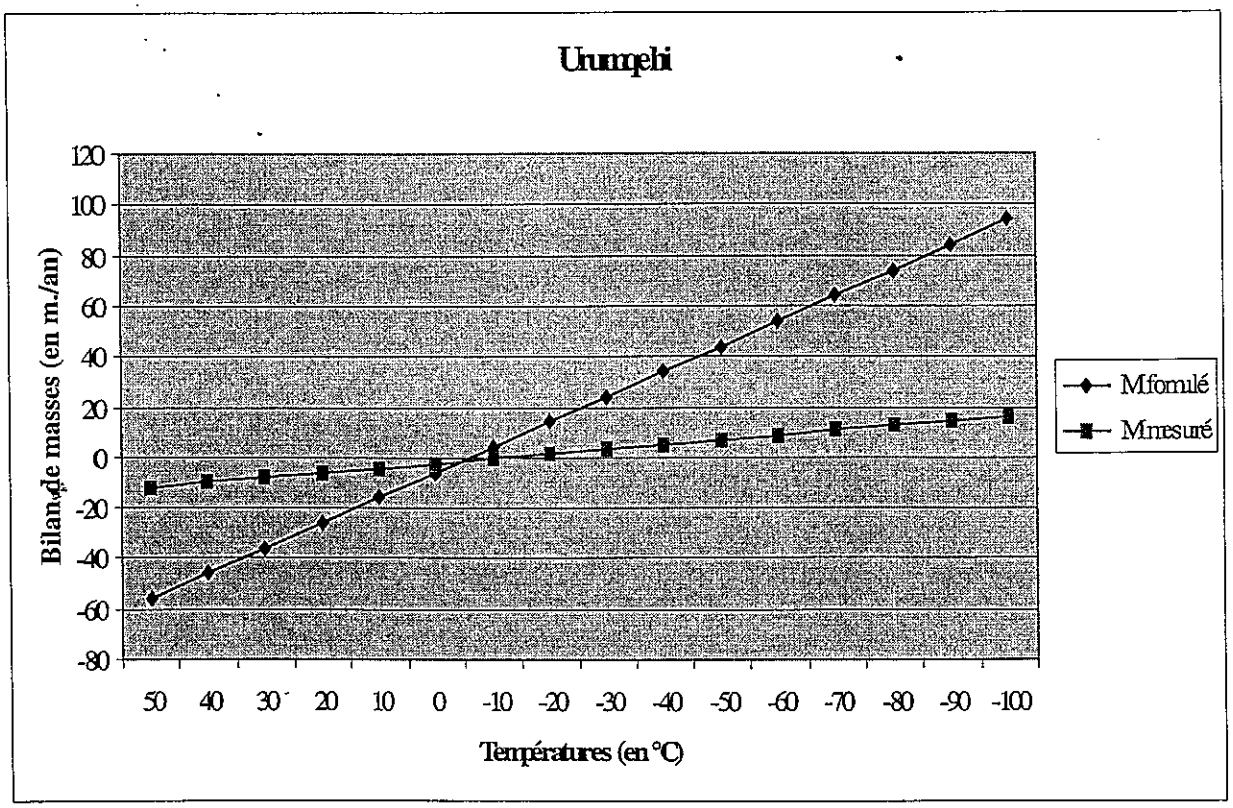
Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.





Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,82$.

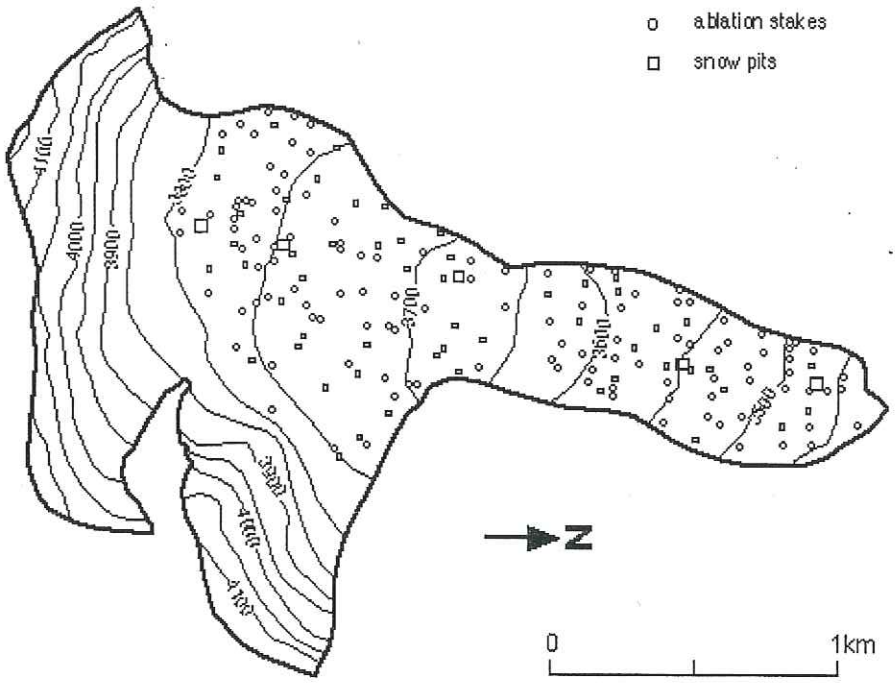
La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier d'Urumqihe, on visualise bien les limites d'une telle formulation empirique générale, puisque l'analogie entre les deux droites est très mauvaise.



-Tsentralniy Tuyuksuyskiy-

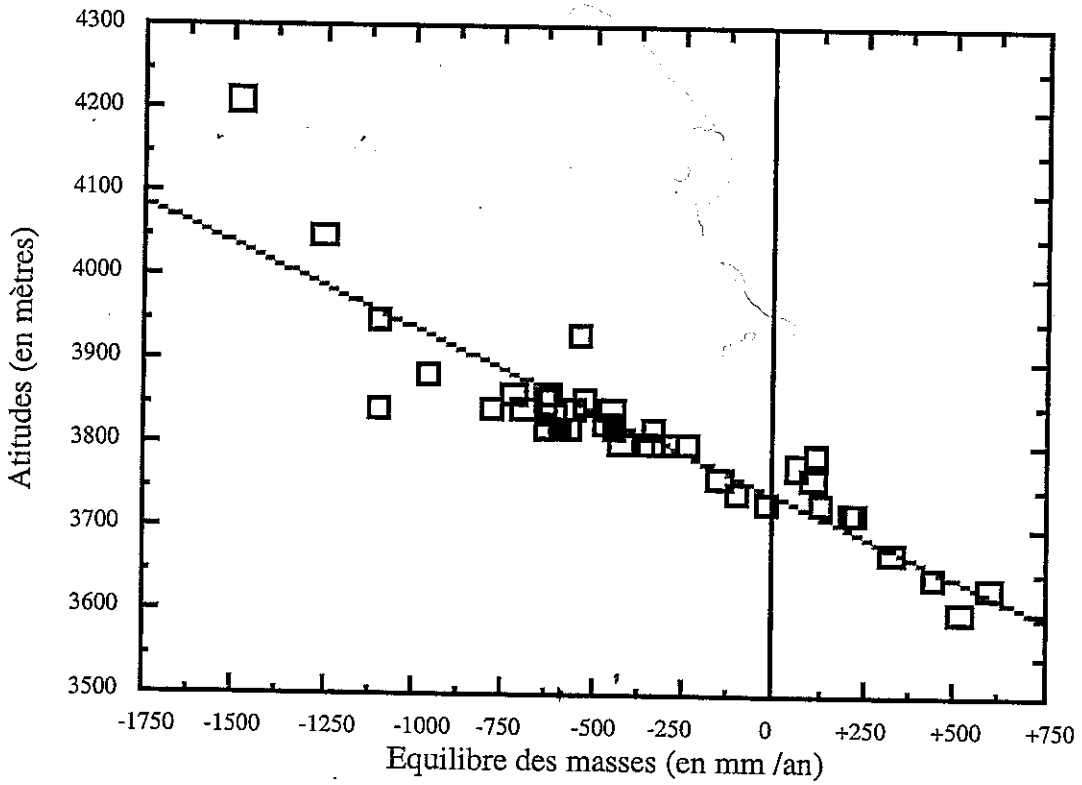
Pays : **Kazakhstan** Coordonnées : 43°03'Nord / 77°05'Est

Photo prise par K. G. Makarevich, en Août 1970.



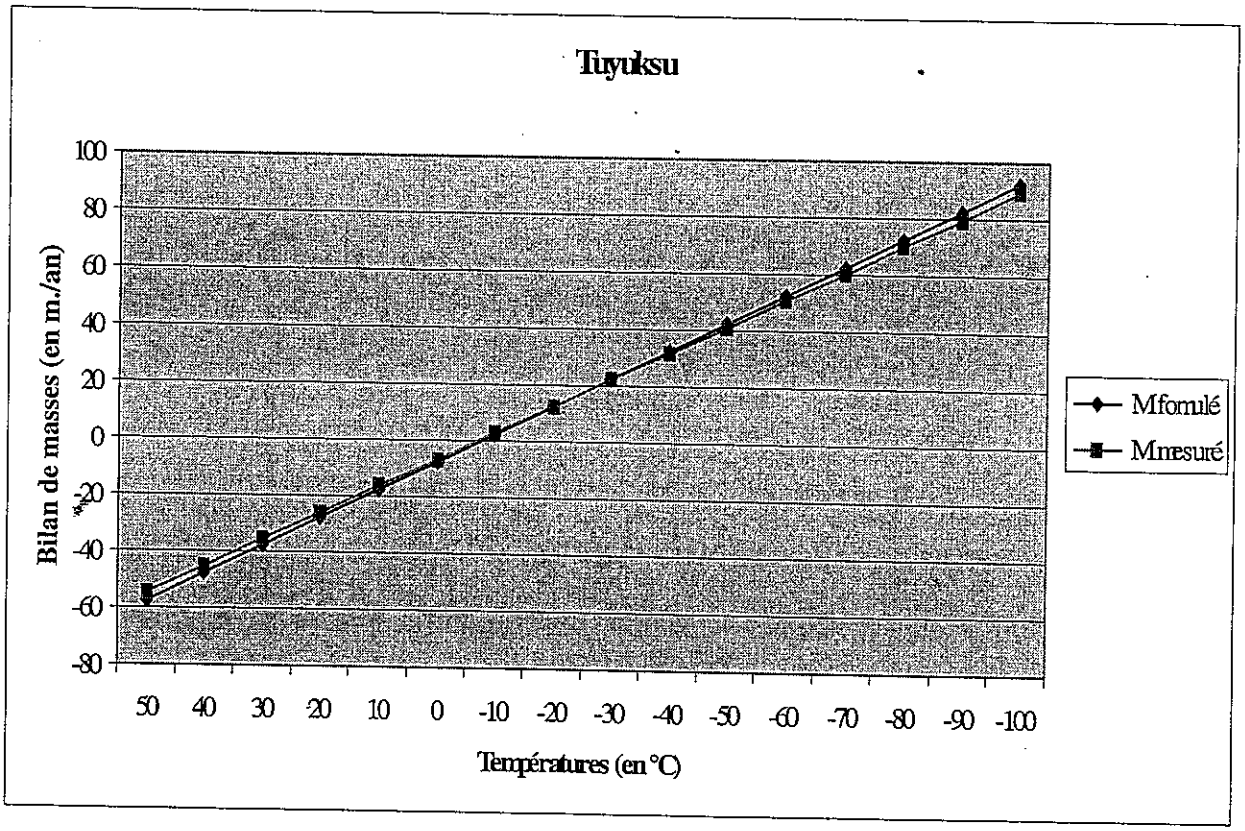
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Tsentralniy Tuyuksuyskiy, aussi appelé le glacier de Tuyuksu en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,81$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier de Tuyuksu, l'analogie est remarquablement bonne.



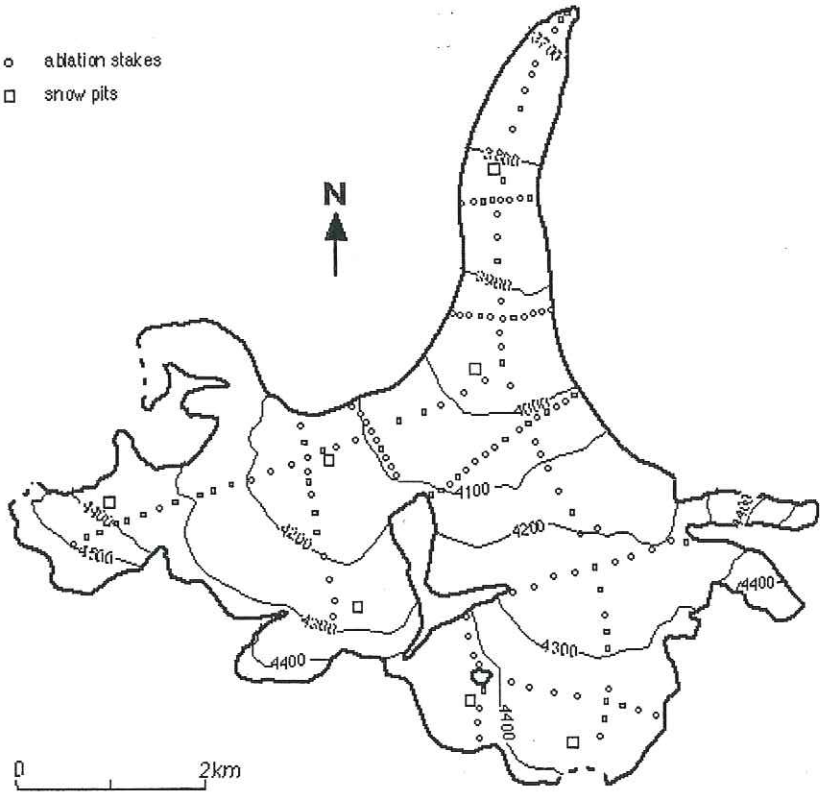
-Abramov-

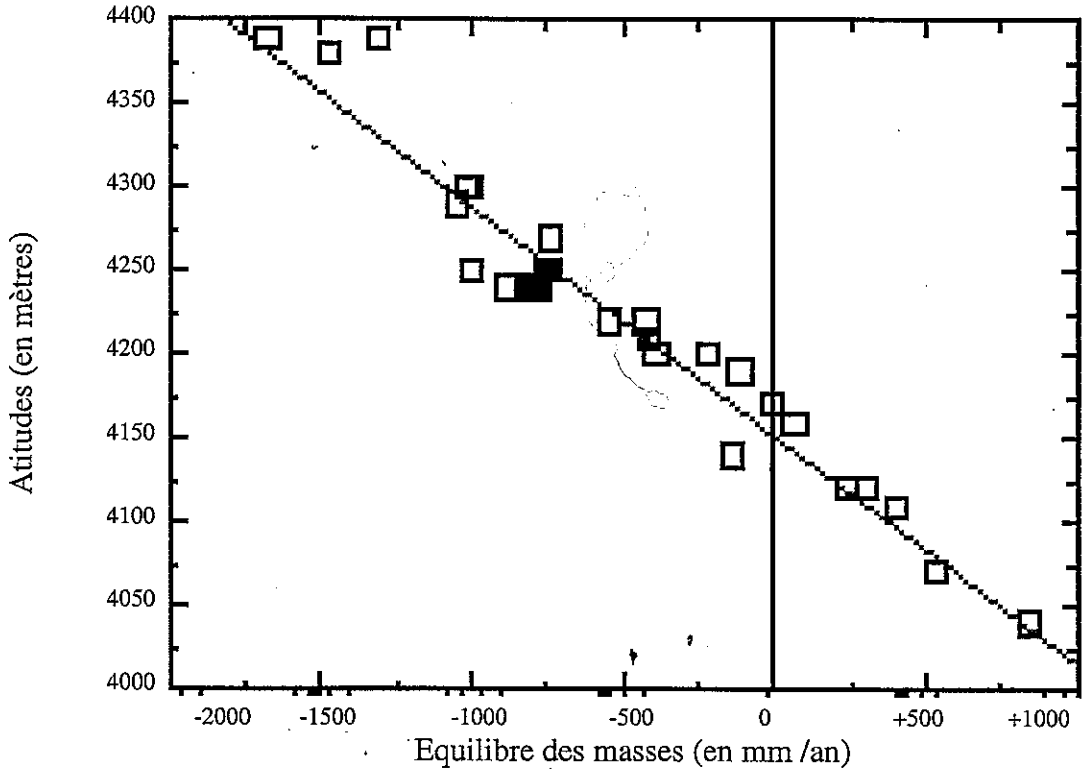
Pays : **Kirghizstan** Coordonnées : 39°38' Nord / 71°34' Est

Photo prise par G. M. Kamnyanskiy en 1978.

La carte ci-contre représente la morphologie du glacier d'Abramov en 1993 /1994 et 1994 /1995.

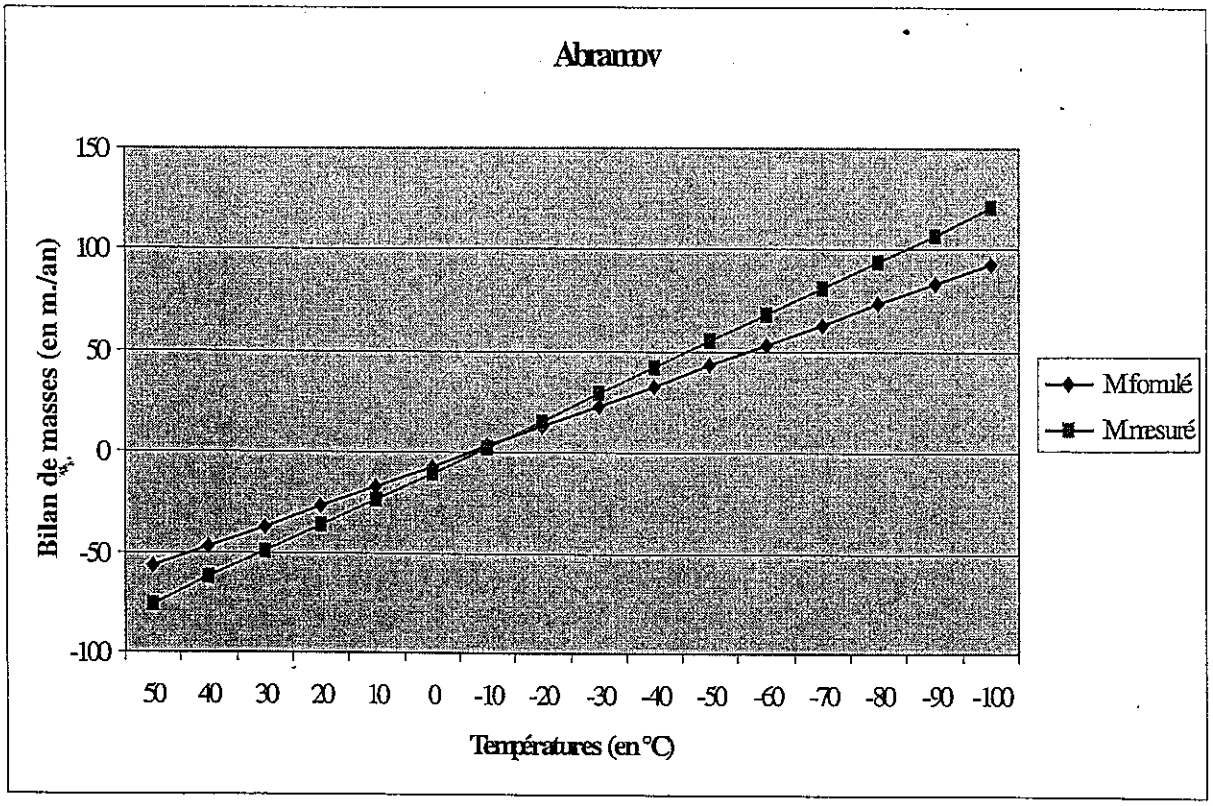
Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.





Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,94$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier d'Abramov, l'analogie entre les deux droites est moyenne.



-Lewis-

Pays : **Kenya**

Coordonnées : 00°09'Nord / 37°18'Est

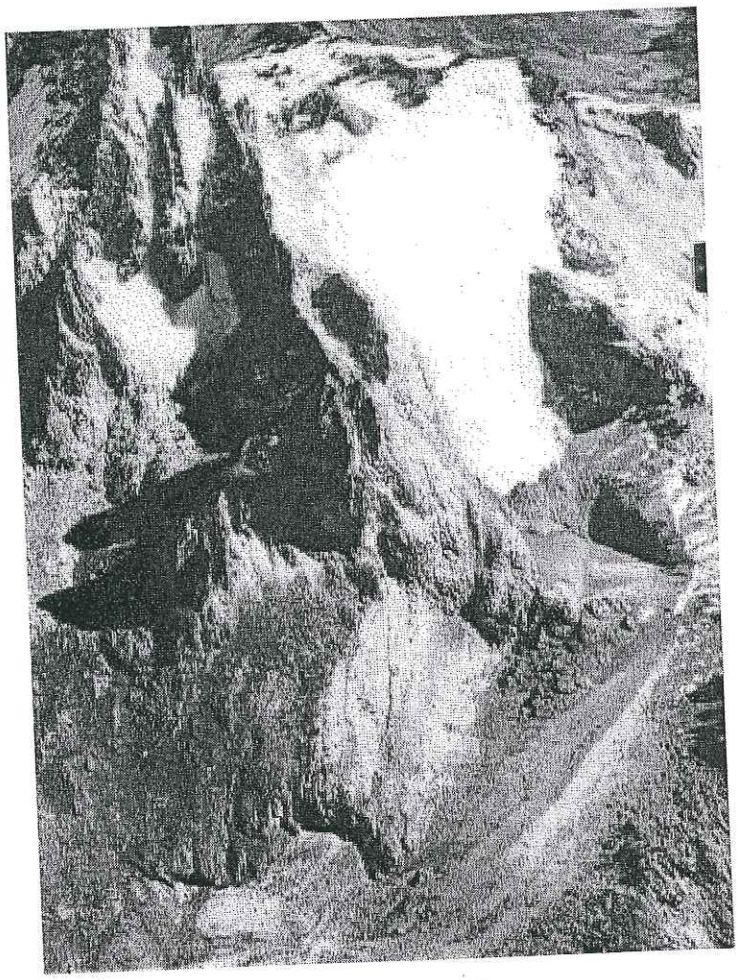
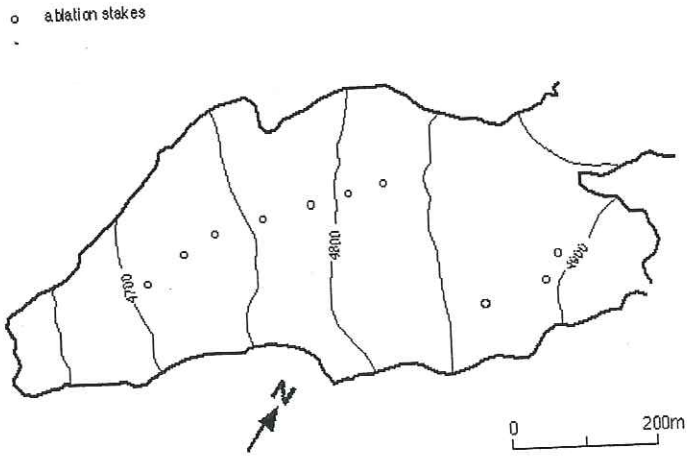
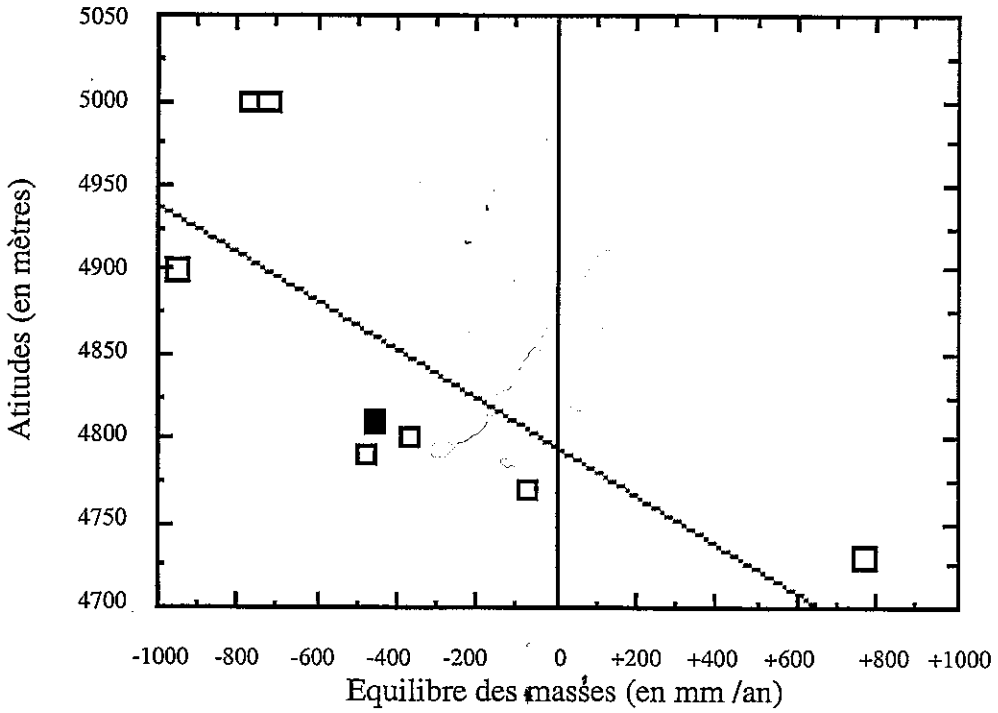


Photo prise au milieu des années 80. courtesy de Photomap (K) Ltd.



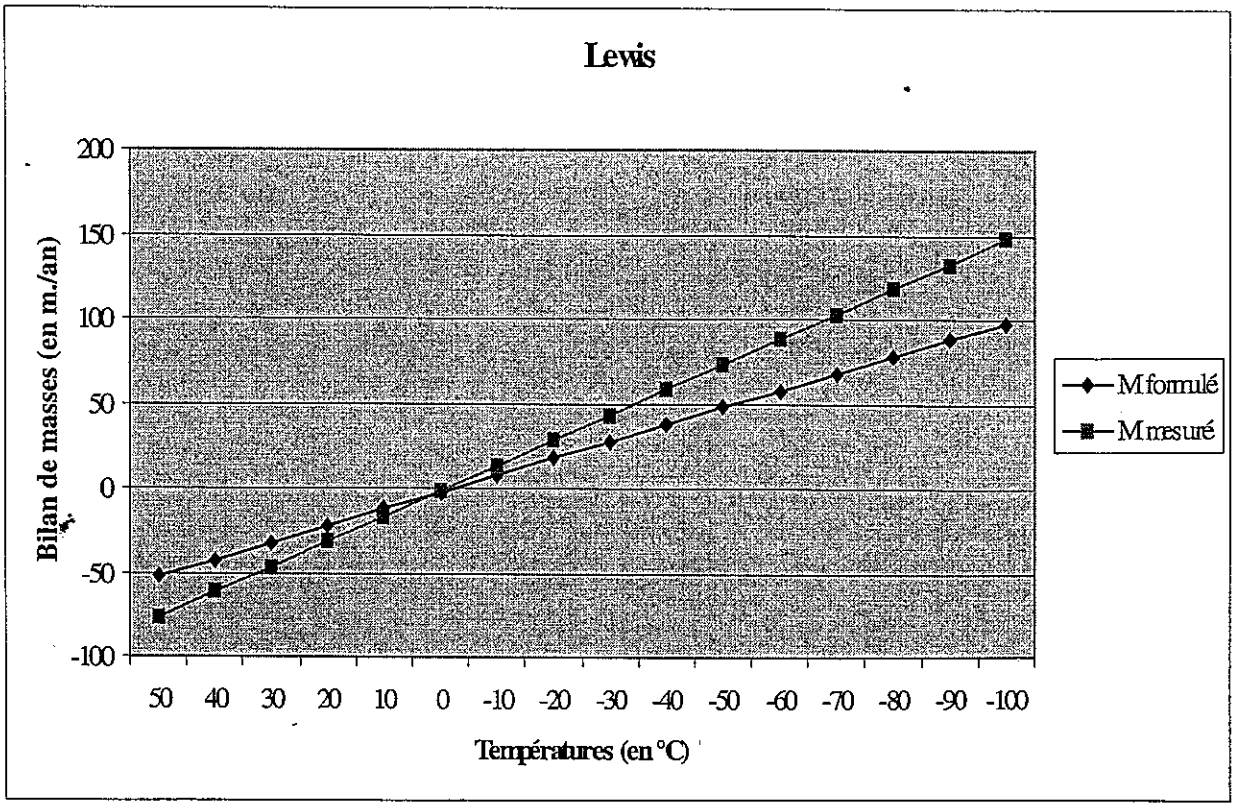
La carte ci-contre représente la morphologie du glacier de Lewis en 1993 /1994 et 1994 /1995.

Les points indiquent les sites où les mesures ont été effectuées à cette époque ; les courbes sont des isohypses.



Les points correspondent aux mesures réalisées sur le terrain. Une droite de corrélation a été tracée avec un coefficient valant : $R^2 = 0,58$.

La formule empirique n°20 de l'équilibre de masses donnée dans la Partie III (cf. §.A/2)) est comparée ci-dessous avec cette droite de corrélation. Dans le cas du glacier de Lewis, l'analogie entre les deux droites reste moyenne. Mais la comparaison n'a qu'une valeur indicative dans le sens où le coefficient de corrélation de la droite mesuré est déjà faible.



Annexe IV

```
      program Erosion_3D_empirique

c     ================================================================

c     Programme calculant l'erosion glaciaire avec un equilibre des masses en 3D,
c     utilisant une formule empirique

c     ----------------------------------------------------------------

c     Declaration des variables et des constantes

      real Ts, Tb, Tf, Vd, Ud, A, As, Rapport
      real dFluxin, dFluxout, dsurblocin, dsurblocout, dCdin, dCdout
      real Kdt, secenan, pcp, pluie, erodmax, bassin
      real xloc, yloc

      integer t, i, j, x, y, z, num, mobil, pente
      integer inode, nnode
      integer nwrite, nprint
      character yn

c     ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Determinations spatio-temporelles de la grille

      parameter (dx=186., dy=186., dt=(1/12.), fin=12000)
      parameter (lutousles=12, ecritousles=300)
      parameter (ncols=100, nrows=100, nnode=nrows*ncols)

      real dataH(nrows,ncols)
      integer dataL(nrows,ncols), dataF(nrows,ncols)

      real h(nnode), Hbed(nnode), M(nnode), Mablat(nnode), tamont(nnode),
     &     taval(nnode), talpha(nnode), beta(nnode), Hdpt(nnode),
     &     Txpcp(nnode)
      real U(nnode), Us(nnode), divF(nnode), Neff(nnode),
     &     heau(nnode)
      real fail(nnode), Abrasion(nnode), Arrchmt(nnode), surbloc(nnode),
     &     Cd(nnode)

      integer ibord(nnode), Rognons(nnode), lithoref(nnode), litho(nnode)

      real V(nnode,9), Vs(nnode,9), donneur(nnode,9), recepteur(nnode,9)

c     ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Facteurs a faire varier dans les differents tests

c     ~> P est la precipitation en metres de neige par an
c     ~> humid=l'humidite; Tref=la temperature de reference; lat=la latitude
```

```
      parameter (P=11., humid=0.8, Tref=46., lat=45.83)

c     ~> Valeur de la limitation de vitesse
      parameter (limite=200.)

c     ~> alteration=l'alteration des roches par processus periglaciaire (m/an)
c     ~> protect=le niveau (en %) de protection des couches sous-jacentes par
c           les debris de surface dus a cette alteration
c     ~> lithomoraine=valeur correspondant a la lithologie de la moraine
c           Cicelitho=celle des debris enchasses dans la glace
      parameter (alteration=1.E-4, protect=0.75, lithomoraine=500.,
     &     Cicelitho=4500.)

      parameter (g=9.80, Pi=3.1415926535, KK=36., Gg=3.E-2, rhoI=900.,
     &     rhoN=200., rhoE=1000.)
      parameter (k1=1., k2=1., n=3.)
      parameter (a1=0.3480242, a2=-0.00958798, a3=0.7478556)

c     Transformations

c     ~> de la constante de diffusivite thermique par annee, en constante par
c     pas de temps
            Kdt=KK*dt
c     ~> des temps en secondes en temps en annees
            secenan=365.24*24.*3600.
c     ~> de la hauteur de neige precipitee en hauteur de glace precipitee
            pcp=P*(rhoN/rhoI)

c     ------------------------------------------------------------------------------

c     Initialisations

      do inode=1,nnode
            h(inode)=0.
            Hdpt(inode)=0.
            M(inode)=1.E-10
            Mablat(inode)=0.
            talpha(inode)=0.
            beta(inode)=0.
            U(inode)=0.
            Us(inode)=0.
            divF(inode)=0.
            Neff(inode)=1.
            heau(inode)=0.
            Abrasion(inode)=0.
            Arrchmt(inode)=0.
            surbloc(inode)=0.
            Cd(inode)=0.
            Rognons(inode)=0
      enddo
```

```
      do inode=1,nnode
            do z=1,9
                  V(inode,z)=0.
                  Vs(inode,z)=0.
                  donneur(inode,z)=0.
                  recepteur(inode,z)=0.
            enddo
      enddo

      pluie=0.

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Lecture d'un fichier source: grille reguliere initiale

c     --- Lecture d'une grille correspondant a la topographie

      print*,'lecture de la topographie'
      open (11,file='MNT-topo',status='old')
      do i=1, nrows
            read (11,*) (dataH(i,j), j=1, ncols)
      enddo
      close (11)
      print*, nnode,' points lus.'

c     --- Lecture d'une grille correspondant a la lithologie

      print*,'lecture de la lithologie'
      open (12,file='MNT-litho',status='old')
      do i=1, nrows
            read (12,*) (dataL(i,j), j=1, ncols)
      enddo
      close (12)
      print*, nnode,' points lus.'

c     --- Lecture d'une grille correspondant a la fracturation

      print*,'lecture de la fracturation'
      open (13,file='MNT-fail',status='old')
      do i=1, nrows
            read (13,*) (dataF(i,j), j=1, ncols)
      enddo
      close (13)
      print*, nnode,' points lus.'

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Numerotation des points, et determination des points en bordure
```

```
      do i=1,nrows
            do j=1,ncols
                  inode=((i-1)*ncols)+j
                  Hbed(inode)=dataH(i,j)
                  lithoref(inode)=dataL(i,j)
                  fail(inode)=dataF(i,j)
                  ibord(inode)=0

                  if ((i.eq.1).or.(i.eq.nrows)) ibord(inode)=1
                  if ((j.eq.1).or.(j.eq.ncols)) ibord(inode)=1
            enddo
      enddo

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c                                          ******************************
c     ************************** Debut du programme proprement dit ***********
c                                          ******************************


c     *** Boucle des pas de temps

      do 100 t=1,fin

      nprint=lutousles
      if (((t/nprint*nprint).eq.t).or.(t.eq.fin)) then

            print*,'temps en annees= ',float(t)*dt
      endif

      mobil=0
      tamont(inode)=0.
      taval(inode)=0.
      bassin=0.
      pente=0

c     ==========================================================================

c     *** Boucle de calcul de toutes les pentes et de longueur du glacier

      do 200 inode=1,nnode

c     Calcul des pentes de surface

c     Boucle sur tous les points internes de la grille

c     Initialisation de la numerotation des voisins
```

```
      num=0

c     --- Bloc 'ntest'
            if (ibord(inode).eq.0) then
                  talpha(inode)=0
                  i=(inode/ncols)+1
                  j=inode-((i-1)*ncols)
                  if (j.eq.0) then
                        i=i-1
                        j=ncols
                  endif

c     Boucle sur les voisins du point considere
                  do x=(i-1),(i+1)
                        do y=(j-1),(j+1)
                              ntest=((x-1)*ncols)+y
c     --- Numerotation des voisins
                              num=num+1

                              if (ntest.ne.inode) then
                                    dh=((Hbed(ntest)+h(ntest))
     &                                    -(Hbed(inode)+h(inode)))
                                    dd=sqrt(float((((y-j)*dy)**2)
     &                                    +(((x-i)*dx)**2)))


c     --- Recherche des voisins donneurs
c     * NB: 'Donneur(inode,num)' est une pente
                        if ((dh.ge.0.).and.(ntest.ne.inode)) then
                              donneur(inode,num)=(dh/dd)
                        else
                              donneur(inode,num)=-999.
                        endif

c     --- Recherche des voisins recepteurs
c     * NB: 'Recepteur(inode,num)' est une pente
                        if ((dh.lt.0.).and.(ntest.ne.inode)) then
                              recepteur(inode,num)=(dh/dd)
                        else
                              recepteur(inode,num)=+999.
                        endif

c     -> Comptage des noeuds ou les pentes sont tres fortes
                        if ((donneur(inode, num).gt.+0.84).or.
     &                        (recepteur(inode,num).lt.-0.84)) then
                              pente=pente+1
                        endif

c     --- Calcul de la ligne de plus grande pente
```

```
                        if ((dh/dd).lt.taval(inode)) then
                                taval(inode)=dh/dd
                        endif

                        if ((dh/dd).gt.tamont(inode)) then
                                tamont(inode)=dh/dd
                        endif

                                endif
                        enddo
                enddo

                talpha(inode)=(tamont(inode)+(-taval(inode)))/2.
                beta(inode)=atan(talpha(inode))

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       --- Recherche de la 'fenetre des Rognons'
c       *NB : Il s'agit d'ecrire les resultats pour qques points selectionnes
c            dans une fenetre (et non d'ecrire les 10000 points)

c       ~> A la Mer de Glace
            if (((i.ge.42).and.(i.le.44)).and.((j.ge.40).and.(j.le.43))) then
                Rognons(inode)=1
            else
                Rognons(inode)=0
            endif

c       ~> Au Mont Blanc
c           if (((i.ge.91).and.(i.le.93)).and.((j.ge.10).and.(j.le.13))) then
c               Rognons(inode)=2
c           endif

c       ~> Dans la vallee de l'Arve
c           if (((i.ge.25).and.(i.le.27)).and.((j.ge.25).and.(j.le.27))) then
c               Rognons(inode)=3
c           endif

c       ~> Aux Rognons (a Argentiere)
c           if (((i.ge.15).and.(i.le.15)).and.((j.ge.57).and.(j.le.58))) then
c               Rognons(inode)=4
c           endif

c       ~> A Argentiere (sur une partie plate en amont des Rognons)
c           if (((i.ge.25).and.(i.le.25)).and.((j.ge.62).and.(j.le.62))) then
c               Rognons(inode)=5
c           endif

c       ------------------------------------------------------------------------------------------
```

```
c       Conditions sur les precipitations

                        if (tamont(inode).gt.(+0.84)) then
                                if (taval(inode).lt.(-0.84)) then
                                        Txpcp(inode)=0.
                                else
                                        Txpcp(inode)=(pcp/2.)*dt
                                endif
                        else
                                if (taval(inode).lt.(-0.84)) then
                                        Txpcp(inode)=(pcp/2.)*dt
                                else
                                        Txpcp(inode)=pcp*dt
                                endif
                        endif

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       Recensement des lithologies de la grille

                        if (t.eq.1) then
                                litho(inode)=lithoref(inode)
                        endif

                        if (Hdpt(inode).gt.0.) then
                                litho(inode)=lithomoraine
                        else
                                litho(inode)=lithoref(inode)
                        endif

                endif

200     continue

c       ==========================================================================

c       *** Boucle de calcul des equilibres des masses

        do 300 inode=1,nnode

        num=9

c       --- Initialisations locales
        dFluxin=0.
        dFluxout=0.

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       Calcul des temperatures
```

```
            if ((h(inode).eq.0).or.(M(inode).lt.0.)) then
                  xx=0
            else
                  xx=(h(inode)*sqrt(M(inode)/(2*h(inode)*Kdt)))
            endif
c     ~> Temperature de l'air au dessus du glacier : Ts
            Ts=Tref-(0.01175-(humid*0.00875))*(Hbed(inode)+h(inode))
     &            -0.7576*(lat)

                  b=1/(1+0.47047*xx)
                  erf=1-(((a1*b)+(a2*b**2)+(a3*b**3))*exp(-(xx**2)))
c     ~> Teemperature a la base du glacier : Tb
            if (M(inode).le.0.) then
                  Tb=Ts
            else
                  Tb=Ts+Gg*sqrt((2*h(inode)*Kdt)/M(inode))*erf
            endif
c     ~> Temperature de fusion de la glace sous pression : Tf
            Tf=-8.7E-4*h(inode)
c     ~> Temperature de la glace a la surface du glacier : Tice
            if (Ts.lt.0.) then
                  Tice=Ts
            else
                  Tice=0.
            endif
c     ~> Temperature de la glace en base de glacier (basal ice layer) : Tbil
            if (Tb.lt.Tf) then
                  Tbil=Tb
            else
                  Tbil=Tf
            endif
c     ~> Temperature moyenne de la colonne de glace : Ta
            Ta=(Tice+Tbil)/2.

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Calcul des equilibres de masses

            Mablat(inode)=(Ts+10.*humid-1.5)*dt

c     ~> Adjonction d'une limitation d'accumulation arbitraire a haute altitude,
c           simulant un maximum pluviometrique
c     *** <!> Condition specifique au massif du Mont Blanc ***
            if (Hbed(inode).gt.4100) then
                  Mablat(inode)=(-0.0033333333*(4600.-Hbed(inode)))*dt
            endif

c     Conditions sur l'ablation, l'accumulation, et l'equilibre des masses

            if ((Mablat(inode).lt.0.).and.(talpha(inode).gt.+0.84)) then
```

```
                Mablat(inode)=0.
            endif

            if (h(inode).le.0.) then
                Mablat(inode)=0.
            endif

            if (Ts.gt.2.) then
                pluie=(P*(rhoN/rhoE))*dt
                Txpcp(inode)=0.
            endif

c       ~> Calcul de l'equilibre des masses proprement dit
            M(inode)=Txpcp(inode)-Mablat(inode)

            if (-M(inode).gt.h(inode))then
                M(inode)=-h(inode)
            endif
            if ((h(inode).eq.0.).and.(M(inode).lt.0.)) then
                M(inode)=0.
            endif

c       Calcul de la pression d'eau

            if ((beta(inode).lt.0.017455).or.(beta(inode).gt.-0.017455)) then
                beta(inode)=0.01745
            endif

c       --- Premiere methode : selon Boulton
c           heau(inode)=pluie+((Mablat(inode)*(rhoE/rhoI)*12)
c     &             /(rhoE*g*abs(sin(beta(inode)))))**(1/3)

c       --- Seconde methode : selon Braun
            heau(inode)=0.2*((rhoI/rhoE)*h(inode))

            Neff(inode)=0.8*(((rhoI/rhoE)*h(inode))
     &             *rhoE*g*((cos(beta(inode)))**2))
            if (Neff(inode).le.1.) then
                Neff(inode)=1.
            endif
            pluie=0.

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       Calcul des vitesses

c       --- Parametres du flux

c       *NB : parametre variable
            if (Ta.gt.(-1.)) then
```

```
                A=6.8E-24
c               A=8.E-23
            else
                A=3.E-24*(exp(0.1379*Ta))
c               A=8.E-23*(exp(0.335*Ta))
            endif

c       *NB : parametre variable
            if (Tbil.gt.(-1.)) then
                As=1.E-10
c               As=3.E-17
            else
                As=1.E-10*(exp(0.1379*Tbil))
c               As=3.E-17*(exp(0.335*Tbil))
            endif

c       *NB : valeurs constantes; non utilisees
c               As=6.E-18
c               A=8.E-24


c       --- Bloc 'voisinnage'
            if (ibord(inode).eq.0) then
                do z=1,num
                    if ((z.lt.4).and.(z.gt.0)) then
                        ntest=inode-ncols+(z-2)
                    else
                        if (z.gt.6) then
                            ntest=inode+ncols+(z-8)
                        else
                            ntest=inode+(z-5)
                        endif
                    endif

c       ~> Redetermination des distances entre points
                    if ((z.eq.2).or.(z.eq.5).or.(z.eq.8)) then
                        j=0
                    else
                        j=1
                    endif
                    if ((z.eq.4).or.(z.eq.5).or.(z.eq.6)) then
                        i=0
                    else
                        i=1
                    endif
                    dd=sqrt(float((((i*dx)**2)+((j*dy)**2))))

                    if (ntest.ne.inode) then

c       --- Calcul des vitesses
```

```
                        if (donneur(inode,z).ge.0.) then

                Vd=(2*A/(n+2))*((rhoI*g)**n)*((h(ntest))**(n+1))
     &                  *((abs(donneur(inode,z)))**(n-1))*donneur(inode,z)
                Vs(inode,z)=((As*((rhoI*g*h(ntest))**(n-1)))/Neff(ntest))
     &                  *((abs(donneur(inode,z)))**(n-1))*donneur(inode,z)

                                        Vd=Vd*secenan*dt
                                        Vs(inode,z)=Vs(inode,z)*secenan*dt

c       *** <!> Probleme de la limitation de vitesse (sinon, c'est le PV !) ***
                if (Vd.ge.(limite*dt)) Vd=limite*dt
                if (Vs(inode,z).ge.(limite*dt)) Vs(inode,z)=limite*dt

c       ~> Hypothese de la possibilite du gel de la base du glacier sur le lit
c       *NB : non utilisee
c                                       if (Tb.ge.Tf) then
c                                               V(inode,z)=Vd+Vs(inode,z)
c                                       else
c                                               Vs(inode,z)=0.
c                                               V(inode,z)=Vd
c                                       endif

c       ~> Hypothese de R. Vivian, L. Lliboutry et autres...
c               Un glacier tempere possede toujours un film d eau a sa base
                                        V(inode,z)=Vd+Vs(inode,z)

                                        dFluxin=dFluxin+((V(inode,z)
     &                                          *h(ntest))/dd)

                                endif

                                if (recepteur(inode,z).lt.0.) then

                Vd=(2*A/(n+2))*((rhoI*g)**n)*((h(inode))**(n+1))
     &                  *((abs(-recepteur(inode,z)))**(n-1))
     &                  *(-recepteur(inode,z))
                Vs(inode,z)=((As*((rhoI*g*h(inode))**(n-1)))/Neff(inode))
     &                  *((abs(-recepteur(inode,z)))**(n-1))
     &                  *(-recepteur(inode,z))

                                        Vd=Vd*secenan*dt
                                        Vs(inode,z)=Vs(inode,z)*secenan*dt

c       *** <!> Probleme de la limitation de vitesse (sinon, c'est le PV !) ***
                if (Vd.ge.(limite*dt)) Vd=limite*dt
                if (Vs(inode,z).ge.(limite*dt)) Vs(inode,z)=limite*dt
```

```
c       ~> Hypothese de la possibilite du gel de la base du glacier sur le lit
c       *NB : non utilisee
c                                       if (Tb.ge.Tf) then
c                                               V(inode,z)=Vd+Vs(inode,z)
c                                       else
c                                               Vs(inode,z)=0.
c                                               V(inode,z)=Vd
c                                       endif

c       ~> Hypothese de R. Vivian, L. Lliboutry et autres...
c               Un glacier tempere possede toujours un film d eau à sa base
                                        V(inode,z)=Vd+Vs(inode,z)

                                        dFluxout=dFluxout+((V(inode,z)
     &                                          *h(inode))/dd)

c       ~> Calcul du flux de glace sortant du point considere
c                                       Fluxout(inode)=Fluxout(inode)
c    &                                          +(V(inode,z)*h(inode))


c       --- Vitesses du point considere

                                        if (recepteur(inode,z).eq.
     &                                          taval(inode)) then

                                                U(inode)=V(inode,z)
                                                Us(inode)=Vs(inode,z)
                                                Ud=Vd
                                                Rapport=(Us(inode)/U(inode))
                                        endif

                                endif


                if (((mod(t,ecritousles).eq.0).or.(t.eq.fin)).and.
     &                  (Rognons(inode).eq.1)) then
                        print*,inode,'                          A la Mer de Glace'
                        print*,' '
                        print*,' Altitude :',Hbed(inode),' talpha(inode) :'
     &                          ,talpha(inode)
                        print*,'    Txpcp(inode)=',Txpcp(inode),
     &                          ' et h(inode)=',h(inode)

                        print*,' Les pentes :'
                                print*,inode,ntest,'    donneur(inode,z)->'
     &                                  ,donneur(inode,z)
                                print*,'        recepteur(inode,z)->'
     &                                  ,recepteur(inode,z)
                                print*,'        taval(inode)='
```

```
&                                   ,taval(inode)

                    print*,'Les Vitesses :'
                            print*,inode,ntest,'    V(inode,z):'
&                                   , V(inode,z)*(1/dt)
                            print*,'Vs(inode,z)=',Vs(inode,z)*(1/dt)
                            print*,'U(inode)-->',U(inode)*(1/dt)
                            print*,'Us(inode)-->',Us(inode)*(1/dt)
                            print*,'Rapport=',Rapport
                            print*,''
                            print*,'A=',A,' et As=',As
                            print*,''
            endif

                            endif
                    enddo

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Calcul des divergences de flux
c     * NB : Calcul de diffusion 'vraie'

            divF(inode)=dFluxin-dFluxout

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

            endif

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Affichage des resultats de cette boucle de calcul.

            if (((mod(t,ecritousles).eq.0).or.(t.eq.fin)).and.
&                   (Rognons(inode).eq.1)) then
                    print*,inode,'                    A la Mer de Glace'
                    print*,''
                    print*,inode,' Altitude :',Hbed(inode),' talpha(inode) :'
&                           ,talpha(inode)
                    print*,'    Txpcp(inode)=',Txpcp(inode),' et h(inode)='
&                           ,h(inode)
                    print*,''
                    print*,'    Ts=',Ts,' Tb=',Tb,' Tf=',TF,' Tice=',Tice,
&                           'Tbil=',Tbil
                    print*,''
                    print*,'    Mablat(inode)=',Mablat(inode)*(1/dt)
                    print*,'    M(inode)=',M(inode)*(1/dt)
                    print*,''
                    print*,'    U(inode)=',U(inode)*(1/dt)
                    print*,'    Us(inode)=',Us(inode)*(1/dt),' Ud=',Ud*(1/dt)
                    print*,'    Neff(inode)=',Neff(inode)
```

```
                print*,' '
                print*,'    divF(inode)=',divF(inode)*(1/dt)
                print*,'dFluxin=',dFluxin,' et dFluxout=',dFluxout
                print*,' '

            endif

300     continue

c       ==========================================================

c       *** Boucle de calcul des nouvelles hauteurs de glace

        do 400 inode=1,nnode

c       ----------------------------------------------------------

c       Calcul de la nouvelle hauteur de glace

c       ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Sur les points internes de la grille

            if (ibord(inode).eq.0) then
                h(inode)=h(inode)+(divF(inode)+M(inode))
                if (h(inode).lt.0.) then
                    h(inode)=0.
                endif

            if (((mod(t,ecritousles).eq.0).or.(t.eq.fin)).and.
     &                  (Rognons(inode).eq.1)) then
                print*,inode,'                  A la Mer de Glace'
                print*,' hauteur de glace: h(inode)=',h(inode)
                print*,' '
            endif


c       ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Cas des points de bordure
c       *NB: La soustraction d'un 10-ieme dx a h(inode), c'est permettre un
c           ecoulement en dehors de la grille

            else

c       ------ Cas des coins

c       ~> en haut / a gauche
                if (inode.eq.1) then
                    if ((donneur((ncols+2),1).gt.+0.84).or.
     &                  (recepteur((ncols+2),1).lt.-0.84)) then

                        h(inode)=0.
                    else
```

```
                                        if ((donneur((ncols+2),1).gt.0.).or.
     &                                      (recepteur((ncols+2),1).lt.0.)) then

                                            h(inode)=h(ncols+2)-(dx/10.)
                                            if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                    endif
                                endif

c       ~> en haut / a droite
                                if (inode.eq.ncols) then
                                    if ((donneur((ncols+(ncols-1)),3).gt.+0.84).or.
     &                                  (recepteur((ncols+(ncols-1)),3)
     &                                  .lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                    else
                                        if ((donneur((ncols+(ncols-1)),3).gt.0.).or.
     &                                      (recepteur((ncols+(ncols-1)),3)
     &                                      .lt.0.)) then

                                            h(inode)=h(ncols+(ncols-1))-(dx/10.)
                                            if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                    endif
                                endif

c       ~> en bas / a gauche
                                if (inode.eq.(((nrows-1)*ncols)+1)) then
                                    if ((donneur((((nrows-2)*ncols)+2),7).gt.+0.84).or.
     &                                  (recepteur((((nrows-2)*ncols)+2),7)
     &                                  .lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                    else
                                        if ((donneur((((nrows-2)*ncols)+2),7)
     &                                      .gt.0.).or.(recepteur((((nrows-2)
     &                                      *ncols)+2),7).lt.0.)) then

                                            h(inode)=h(((nrows-1)*ncols)+1)-
     &                                          (dx/10.)
                                            if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                    endif
                                endif

c       ~> en bas / a droite
                                if (inode.eq.(nrows*ncols)) then
                                    if ((donneur((((nrows-1)*ncols)-1),9)
     &                                  .gt.+0.84).or.(recepteur((((nrows-1)
```

```
     &                                  *ncols)-1),9).lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                  else
                                        if ((donneur((((nrows-1)*ncols)-1),9).gt.0.)
     &                                        .or.(recepteur((((nrows-1)
     &                                        *ncols)-1),9).lt.0.)) then

                                        h(inode)=h((((nrows-1)*ncols)-1))
     &                                        -(dx/10.)
                                        if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                  endif
                            endif
                      endif

c     ------ Cas des bords

c     --- Bloc 'ntest'
                      i=(inode/ncols)+1
                      j=inode-((i-1)*ncols)
                      if (j.eq.0) then
                            i=i-1
                            j=ncols
                      endif

c     -> bord du haut
                      if ((i.eq.1).and.(j.ne.1).and.(j.ne.ncols)) then
                            if ((donneur((ncols+inode),2).gt.+0.84).or.
     &                            (recepteur((ncols+inode),2)
     &                            .lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                  else
                                        if ((donneur((ncols+inode),2)
     &                                        .gt.0.).or.(recepteur((ncols
     &                                        +inode),2).lt.0.)) then

                                        h(inode)=h(ncols+inode)-(dx/10.)
                                        if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                  endif
                            endif
                      endif

c     -> bord de gauche
                      if ((j.eq.1).and.(i.ne.1).and.(i.ne.nrows)) then
                            if ((donneur((inode+1),4).gt.+0.84).or.
     &                            (recepteur((inode+1),4).lt.-0.84)) then
                                        h(inode)=0.
                                  else
                                        if ((donneur((inode+1),4).gt.0.).or.
```

```
     &                                        (recepteur((inode+1),4)
     &                                        .lt.0.)) then

                                              h(inode)=h(inode+1)-(dx/10.)
                                              if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                  endif
                            endif

c          ~> bord de droite
                            if ((j.eq.ncols).and.(i.ne.1).and.(i.ne.nrows)) then
                                  if ((donneur((inode-1),6).gt.+0.84).or.
     &                                  (recepteur((inode-1),6).lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                  else
                                        if ((donneur((inode-1),6).gt.0.).or.
     &                                        (recepteur((inode-1),6)
     &                                        .lt.0.)) then

                                              h(inode)=h(inode-1)-(dx/10.)
                                              if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                  endif
                            endif

c          ~> bord du bas
                            if ((i.eq.nrows).and.(j.ne.1).and.(j.ne.ncols)) then
                                  if ((donneur((inode-ncols),8)
     &                                  .gt.+0.84).or.(recepteur((inode-ncols),8)
     &                                  .lt.-0.84)) then

                                        h(inode)=0.
                                  else
                                        if ((donneur((inode-ncols),8).gt.0.).or.
     &                                  (recepteur((inode-ncols),8).lt.0.)) then

                                              h(inode)=h((inode-ncols))-(dx/10.)
                                              if (h(inode).le.0.) h(inode)=0.
                                        endif
                                  endif
                            endif

                      endif

400        continue

c          ==========================================================

c          *** Boucle de calcul de l'erosion periglaciaire
```

```
      do 500 inode=1,nnode

c     ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Quantite de debris superficiels, erosion et depot
c                              PERIGLACIAIRES

c     --- Bloc 'voisinnage'
            if (ibord(inode).eq.0) then
                  do z=1,num

                        if ((z.lt.4).and.(z.gt.0)) then
                              ntest=inode-ncols+(z-2)
                        else
                              if (z.gt.6) then
                                    ntest=inode+ncols+(z-8)
                              else
                                    ntest=inode+(z-5)
                              endif
                        endif

c     -> Redetermination des distances entre points
                        if ((z.eq.2).or.(z.eq.5).or.(z.eq.8)) then
                              j=0
                        else
                              j=1
                        endif
                        if ((z.eq.4).or.(z.eq.5).or.(z.eq.6)) then
                              i=0
                        else
                              i=1
                        endif
                        dd=sqrt(float((((i*dx)**2)+((j*dy)**2))))

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

                        if (ntest.ne.inode) then

c     ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Flux de debris superficiels

c     ------ Cas de la roche a nu
            if ((h(ntest).eq.0.).and.(h(inode).eq.0.)) then
                  if (donneur(inode,z).gt.(+0.84)) then
                        surbloc(inode)=surbloc(inode)+(surbloc(ntest)
     &                        +(alteration*dt))
                        surbloc(ntest)=0.
                  else
                        if (donneur(inode,z).ge.0.) then
                              surbloc(inode)=(surbloc(inode)
     &                              -(alteration*dt))
```

```
     &                                          +((1-protect)*alteration*dt)
c        *pas d'erosion : Hdpt(inode)=Hdpt(inode)+surbloc(inode)
                                          surbloc(inode)=alteration*dt
                                  endif
                          endif
                  endif

c        ------ Cas de l'amont d'une langue glaciaire
                  if ((h(ntest).eq.0.).and.(h(inode).gt.0.)) then
                          if (donneur(inode,z).gt.(+0.84)) then
                                  surbloc(inode)=surbloc(inode)+(surbloc(ntest)
     &                                  +(alteration*dt))
                                  surbloc(ntest)=0.
                          else
                                  if (donneur(inode,z).ge.0.) then
                                          surbloc(inode)=0.
                                  endif
                          endif
                  endif


c        ------ Cas de l'aval d'une langue glaciaire
                  if ((h(ntest).gt.0.).and.(h(inode).eq.0.)) then

                          if (donneur(inode,z).ge.0.) then
                                  dsurblocin=dsurblocin+((V(inode,z)*
     &                                  surbloc(ntest))/dd)
                          endif
                  endif

c        ------ Cas au sein d'une langue glaciaire
                          if ((h(inode).gt.0.).and.(h(ntest).gt.0.)) then

c        -> Cas d'un flux entrant de blocs superficiels
                                  if (donneur(inode,z).ge.0.) then
                          dsurblocin=dsurblocin+((V(inode,z)*surbloc(ntest))/dd)
                                  endif


c        -> Cas d'un flux entrant de blocs superficiels
                                  if (recepteur(inode,z).lt.0.) then

                          dsurblocout=dsurblocout+((V(inode,z)*surbloc(ntest))/dd)
                                  endif

                          endif

c        ------------------------------------------------------------------------------------------

c        ------ Calcul du flux de blocs superficiels
```

```
                surbloc(inode)=surbloc(inode)+((dsurblocin-dsurblocout)*dt)

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       ------ Quantite de debris superficiels mobilisables

                                        if (h(inode).eq.0.) then
                        if (talpha(inode).gt.+0.84) then
                                mobil=mobil+1
                                if (t.eq.fin) then
c                                       print*,' surbloc(',inode,') mobilisable.'
                                endif
                        else
                                if (taval(inode).lt.-0.84) then
                                        Hdpt(inode)=Hdpt(inode)+(surbloc(inode)
     &                                                  /2.)
                                        surbloc(inode)=(surbloc(inode)/2.)
                                else
                                        Hdpt(inode)=Hdpt(inode)+surbloc(inode)
                                        surbloc(inode)=alteration*dt
                                endif
                        endif
                                        endif

c       ~> Fin de la boucle SI (ntest.ne.inode), et de la boucle DO (z=1,9)

                                endif
                        enddo

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

                        if (surbloc(inode).le.0.) then
                                surbloc(inode)=0.
                        endif

c       ------------------------------------------------------------------------------------------



c       ------ Calcul de l'erosion periglaciaire et du depot de blocs superficiels

                        if (Hdpt(inode).gt.0.) then
c       *pas d'erosion : Hbed(inode)=Hbed(inode)+Hdpt(inode)
                        else
c       *pas d'erosion : Hbed(inode)=Hbed(inode)-(alteration*dt)
                        endif

c       ------------------------------------------------------------------------------------------
```

```
c       Calcul du volume rocheux arrache sous le glacier

                        if (h(inode).gt.0.) then
                                Arrchmt(inode)=abs((5.E-15*dx*dy)*fail(inode)
     &                                  *litho(inode)*Us(inode)*h(inode))
                        endif

                endif

500     continue

c       ================================================================

c       *** Boucle de calcul de l'erosion et du depot glaciaire

        do 600 inode=1,nnode

c       ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Quantite de debris internes, erosion et depot
c                                   GLACIAIRES

c       --- Bloc 'voisinnage'
                if (ibord(inode).eq.0) then
                        do z=1,num
                                if ((z.lt.4).and.(z.gt.0)) then
                                        ntest=inode-ncols+(z-2)
                                else
                                        if (z.gt.6) then
                                                ntest=inode+ncols+(z-8)
                                        else
                                                ntest=inode+(z-5)
                                        endif
                                endif

c       ~> Redetermination des distances entre points
                                if ((z.eq.2).or.(z.eq.5).or.(z.eq.8)) then
                                        j=0
                                else
                                        j=1
                                endif
                                if ((z.eq.4).or.(z.eq.5).or.(z.eq.6)) then
                                        i=0
                                else
                                        i=1
                                endif
                                dd=sqrt(float((((i*dx)**2)+((j*dy)**2))))

c       ----------------------------------------------------------------------------------------------

                                if (ntest.ne.inode) then
```

```
c       ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Apport de blocs intra-glaciaires par les points donneurs

                                if (donneur(inode,z).ge.0.) then

                                    if (h(inode).gt.0.) then
                                        if (h(ntest).eq.0.) then

c       ------ Cas de la roche a nu en amont d'une langue glaciaire
                                dCdin=dCdin+Arrchmt(inode)

                                                    else

c       ------ Cas d'un flux entrant de blocs intra-glaciaires
                                dCdin=dCdin+Arrchmt(inode)+((Vs(inode,z)
     &                              *Cd(ntest))/dd)

                                                    endif
                                    else
c       *NB : Donc, cas ou h(inode)=0.
                                                    if (h(ntest).gt.0.) then

c       ------ Cas de l'aval d'une langue glaciaire
                                Cd(inode)=Cd(inode)+((Vs(inode,z)*Cd(ntest))/dd)

                                if (talpha(inode).gt.0.84) then
                                    surbloc(inode)=surbloc(inode)+Cd(inode)
                                else
c       *pas d'erosion : Hdpt(inode)=Hdpt(inode)+Cd(inode)
c       *pas d'erosion : Hbed(inode)=Hbed(inode)+Hdpt(inode)
                                endif

                                Cd(inode)=0.

                                                    endif
                                    endif
                                endif

c       ~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Decharge de blocs intra-glaciaires vers
c                               les points recpteurs

                                if (recepteur(inode,z).lt.0.) then

                                    if (h(inode).gt.0.) then

c       ------ Cas d'un flux sortant de blocs intra-glaciaires
                                dCdout=dCdout+((Vs(inode,z)*Cd(inode))/dd)


                                    endif
```

```
                        endif
                    endif
                enddo

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       ------- Calcul du flux de blocs intra-glaciaires

                Cd(inode)=Cd(inode)+((dCdin-dCdout)*dt)

                if (Cd(inode).lt.0.) Cd(inode)=0.

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       --- ~ Eviter le probleme
                if (Hdpt(inode).le.0.) then
                    Hdpt(inode)=0.
                    litho(inode)=lithoref(inode)
                endif

                frotte=Cd(inode)*(Cicelitho-litho(inode))

c       --- Calcul de l'abrasion
                Abrasion(inode)=(1.E-25*dx*dy*(abs(Us(inode)))**k1)
     &              *(((frotte)**k2)*Neff(inode))

c       ------------------------------------------------------------------------------------------

c       --- Calcul de l'erosion
c       *pas d'erosion : Hbed(inode)=Hbed(inode)-Abrasion(inode)-Arrchmt(inode)

                if (Hdpt(inode).gt.0.) then
                    if ((Abrasion(inode)+Arrchmt(inode)).gt.
     &                  Hdpt(inode)) then

                        Hdpt(inode)=0.
                        litho(inode)=lithoref(inode)
                    endif
                endif

                if ((Abrasion(inode)+Arrchmt(inode)).gt.erodmax) then
                    erodmax=(Abrasion(inode)+Arrchmt(inode))
                endif

            endif

            if (h(inode).gt.0.) then
                bassin=bassin+Abrasion(inode)+Arrchmt(inode)
            else
                bassin=bassin+alteration
```

```
            endif

c     ------------------------------------------------------------------------------------------

c     Affichage des parametres d'erosion

            if (((mod(t,ecritousles).eq.0).or.(t.ge.fin)).and.
   &                (Rognons(inode).eq.1)) then
                    print*,inode,'                          A la Mer de Glace'
                    print*,'Hbed(inode)=', Hbed(inode)
                    print*,' '
                    print*,'surbloc(inode)--->',surbloc(inode)
                    print*,'mobil=',mobil
                    print*,' '
                    print*,'        Arrchmt(inode) :',Arrchmt(inode)
                    print*,'Abrasion(inode) :',Abrasion(inode)
                    print*,'erodmax=',erodmax
                    print*,' '
                    print*,'        alteration:',alteration
                    print*,'Hdpt(inode) :',Hdpt(inode)
            endif

c           if (t.gt.1500) then
c             if (((mod(t,lutousles).eq.0).or.(t.ge.fin)).and.
c   &                    (Rognons(inode).eq.1)) then
c                   print*,inode,'                          A la Mer de Glace'
c                   print*,'Hbed(inode)=', Hbed(inode)
c                   print*,' '
c                   print*,'surbloc(inode)--->',surbloc(inode)
c                   print*,'mobil=',mobil
c                   print*,' '
c                   print*,'        Arrchmt(inode) :',Arrchmt(inode)
c                   print*,'Abrasion(inode) :',Abrasion(inode)
c                   print*,'erodmax=',erodmax
c                   print*,' '
c                   print*,'        alteration:',alteration
c                   print*,'Hdpt(inode) :',Hdpt(inode)
c             endif
c           endif


600   continue

c     ==========================================================================

c     Ecriture des resultats dans les fichiers 'Dessin-de-...'

      nwrite=ecritousles
      if (mod(t,ecritousles).eq.0) then
```

```
c           write (20,1111), t-t,t
c           write (21,1111), t-t,t
c           write (22,1111), t-t,t
c           write (23,1111), t-t,t
c           write (24,1111), t-t,t
c           write (25,1111), t-t,t

c       Ouverture des fichiers d'ecriture des resultats

        open(19, file='Dessin-fenetre',status='unknown')
        open(20, file='Dessin-flux',status='unknown')
        open(21, file='Dessin-topo',status='unknown')
        open(22, file='Dessin-glace',status='unknown')
        open(23, file='Dessin-Vitesse',status='unknown')
        open(24, file='Dessin-Vecteurs',status='unknown')
        open(25, file='Dessin-Bilan-M',status='unknown')
        open(26, file='Dessin-eau',status='unknown')


1111        format(i1,i5)

            do inode=1,nnode
                i=(inode/ncols)+1
                j=inode-((i-1)*ncols)
                if (j.eq.0) then
                    i=i-1
                    j=ncols
                endif

                xloc=(float(j-1)*dx)
                yloc=((nrows-1)*dy)-(float(i-1)*dy)

                do z=1,9
                  if (recepteur(inode,z).eq.(taval(inode))) nz=z
               enddo

                if (nz.eq.1) dir=315
                if (nz.eq.2) dir=0
                if (nz.eq.3) dir=45
                if (nz.eq.4) dir=270
                if (nz.eq.6) dir=90
                if (nz.eq.7) dir=225
                if (nz.eq.8) dir=180
                if (nz.eq.9) dir=135

                if (nz.ne.5) write (24,*) xloc,yloc,dir,U(inode)*(1/dt)

                write (19,*) xloc,yloc,Rognons(inode)
                write (20,*) xloc,yloc,-divF(inode)*(1/dt)
                write (21,*) xloc,yloc,Hbed(inode)
```

```
                write (22,*) xloc,yloc,h(inode)
                write (23,*) xloc,yloc,U(inode)*(1/dt)
                write (25,*) xloc,yloc,M(inode)*(1/dt)
                write (26,*) xloc,yloc,heau(inode)

            enddo

        close (19)
        close (20)
        close (21)
        close (22)
        close (23)
        close (24)
        close (25)
        close (26)

        endif

c       if (t.gt.228) then
            if (mod(t,ecritousles).eq.0) then
                print*,'continue ? (y/n) '
                read*,yn
                if (yn.eq.'n') STOP
            endif
c       endif


c       ==========================================================

c       *** Pour suivre :
            nprint=lutousles
            if (((t/nprint*nprint).eq.t).or.(t.eq.fin)) then
                print*,' Nb de pts :',inode
                print*,' Nb de calculs=',t
                print*,' Nb de noeud avec pente > 40 degres :',pente
c               print*,'   Erosion de tout le bassin:'
c   &                   ,bassin/((nrows*ncols)*dt)
c               print*,' '
            endif

100     continue

        end
```

Université Joseph Fourier de Grenoble, Année universitaire 1998-1999

Modélisation numérique de l'érosion glaciaire

Par

Christian Vérard

-Résumé-

Les relations entre les reliefs et le climat divisent la communauté scientifique. L'objectif initial de ce travail était d'essayer de voir, à l'aide d'un modèle numérique, si les glaciers avaient une capacité érosive plus importante que l'érosion fluviatile, et donc de savoir, si le climat plio-quaternalre plus rigoureux avait pu intervenir de manière forte sur la formation du relief des chaines de montagnes.

Pour créer un modèle, il faut d'abord pouvoir schématiser la formation et l'évolution des appareils glaciaires, et identifier les paramètres fondamentaux qui contrôlent le système. Ces processus peuvent alors être mis en équations, et intégrés dans un algorithme simple.

Les équations trouvées dans la littérature décrivant la construction des glaciers, sont en fait empiriques. Elles semblent être uniquement valables pour des régions bien déterminées. C'est pourquoi, leurs utilisations dans nos modélisations de l'érosion glaciaire n'ont pas permis aux simulations d'aboutir. Cette érosion n'étant qu'une résultante de la morphologie et de la dynamique, la construction correcte des glaciers est primordiale.

Nous avons alors établi des formules très simples, qui soient applicables à un plus large domaine. Elles nous ont permis de mettre en lumière les raisons qui déstabilisent le modèle, ainsi que le comportement singulier des glaciers.

D'un point de vue numérique, une méthode de calcul non dépendante de la taille du pas de temps serait plus adéquate. Par ailleurs, une formulation plus réaliste des vitesses de la glace est nécessaire pour éviter l'apparition d'instabilités numériques.

Du point de vue comportemental, les réponses du modèle suggèrent que les appareils glaciaires sont extrêmement sensibles aux conditions climatiques et à leurs variations.