



HAL
open science

Etude de la dynamique des séracs du Géant (Massif du Mont Blanc)

Louis Reynaud

► **To cite this version:**

Louis Reynaud. Etude de la dynamique des séracs du Géant (Massif du Mont Blanc). Glaciologie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00693967

HAL Id: tel-00693967

<https://theses.hal.science/tel-00693967>

Submitted on 3 May 2012

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.

N° d'ordre

DOUBLE

205.142

1973

54

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

Service de Géophysique

205142

1973

54

LOUIS REYNAUD

Étude de la Dynamique des Séracs du Géant
(Massif du Mont-Blanc)

(THESE DE TROISIEME CYCLE)



Publication n° 158 du Laboratoire de Glaciologie du
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

double
205.142
1973
54

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

Service de Géophysique

205142
1973
54

LOUIS REYNAUD

Étude de la Dynamique des Séracs du Géant (Massif du Mont-Blanc)

T. 73 / 948

(THESE DE TROISIEME CYCLE)



0520307666



Thèse soutenue le 4 avril 1973 devant le Jury d'Examen

M. L. LLIBOUTRY *Président*
MM. P. LEROY }
J.-M. PIERRARD } *Examineurs*

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

Service de Géophysique

20212
1973
24

LOUIS REYNAUD

Etude de la Dynamique des Séismes du Géant

(Massif du Mont-Blanc)

(THESE DE TROISIEME CYCLE)



Thèse soutenue le 4 avril 1973 devant le Jury d'Examen

Président M. L. LIBOUTRY
Examinateurs MM. P. LEROY
J.-M. PIERREARD

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur Lliboutry, Directeur du Laboratoire de Glaciologie du C.N.R.S., qui m'a proposé cette étude et guidé tout au long de ce travail.

Je remercie Monsieur Carle, Ingénieur topographe au Laboratoire de Glaciologie qui m'a initié à la topographie et à la photogrammétrie.

Je remercie également Monsieur Vallon, Maître -Assistant, dont les conseils me furent précieux lors des dépouillements.

Mes remerciements vont aussi à l'équipe du laboratoire qui m'a aidé tant au laboratoire que sur le terrain.

TABLE DES MATIERES

Introduction

1 - Equations générales en coordonnées curvilignes

- 1 - 1 - Hypothèses
- 1 - 2 - Loi de déformation de la glace
- 1 - 3 - Coordonnées curvilignes
- 1 - 4 - Equations d'équilibre
- 1 - 5 - Vitesses de déformation
- 1 - 6 - Vitesses
- 1 - 7 - Calcul des contraintes

2 - Mesures

- 2 - 1 - Photogrammétrie terrestre
- 2 - 2 - Appareils de mesures
 - 2 - 2 - 1 - Topographie de la base de prise de vue
 - 2 - 2 - 2 - Prises de vue
 - 2 - 2 - 3 - Mesures sur les clichés
- 2 - 3 - Précision des mesures
 - 2 - 3 - 1 - Causes d'erreurs
 - 2 - 3 - 1 - 1 - Précision sur la longueur de base
 - 2 - 3 - 1 - 2 - Déviation des rayons lumineux
 - 2 - 3 - 2 - Orientation des clichés
 - 2 - 3 - 2 - 1 - Correction des erreurs d'orientation
 - 2 - 3 - 2 - 2 - Orientation de la plaque
 - 2 - 3 - 2 - 3 - Procédure de calcul
 - 2 - 3 - 3 - Précision des mesures au stéréocomparateur
 - 2 - 3 - 4 - Précision sur les déplacements et les vitesses annuelles

3 - Dépouillement

- 3 - 1 - Mesures dans la chute de glace
 - 3 - 1 - 1 - Résultats
 - 3 - 1 - 2 - Déplacements
 - 3 - 1 - 3 - Pente de la surface
 - 3 - 1 - 4 - Vitesses
- 3 - 2 - Mesures à la Bédière
 - 3 - 2 - 1 - Résultats
- 3 - 3 - Approximation et lissage
 - 3 - 3 - 1 - Moyenne mobile
 - 3 - 3 - 2 - Moindres carrés
 - 3 - 3 - 3 - Approximation polynômiale, par les polynômes ortho-
gonaux
 - 3 - 3 - 4 - Résultats du lissage
 - 3 - 3 - 4 - 1 - Pente lissée de la surface
 - 3 - 3 - 4 - 2 - Courbe de vitesses lissées
- 3 - 4 - Déterminations complémentaires
 - 3 - 4 - 1 - Largeur du courant
 - 3 - 4 - 2 - Vitesse normale de la surface $w(x)$
 - 3 - 4 - 3 - Débit de glace

4 - Calculs

- 4 - 1 - Coefficients des développements limités
- 4 - 2 - Epaisseur de glace et vitesses en profondeur
- 4 - 3 - Contraintes sur le lit rocheux
- 4 - 4 - Le frottement fonction de la vitesse de glissement
- 4 - 5 - Influence d'une pression intersticielle à l'interface glace rocher

5 - Discussion

- 5 - 1 - Le modèle
- 5 - 2 - Conditions aux limites

Conclusion

INTRODUCTION

Pour appliquer aux glaciers les lois de la mécanique des milieux continus, on considère une surface et un lit lissés à l'échelle de quelques dizaines de mètres. Lorsque la surface d'un glacier ainsi lissée ne peut quand même pas être assimilée à un plan, le calcul des contraintes en profondeur doit faire intervenir les variations de pente de la surface lissée et les variations de la vitesse superficielle

Ce calcul a été fait par Lliboutry (1969), dans le cas où les lignes de niveau de la surface restent parallèles entre elles et perpendiculaires à l'axe d'écoulement, en approchant les vitesses et les contraintes à la surface dans une partie limitée du glacier par des polynômes. En appliquant à la chute de glace des séracs du Géant les expressions obtenues pour les contraintes, un premier calcul peu précis le conduit à un frottement contre le lit à peu près proportionnel à la pression normale, cela en quatre points.

Afin de préciser ces résultats qui utilisaient quelques vitesses superficielles seulement, mesurées en 1960 et une restitution de photographies aériennes prises en 1958, nous avons fait des mesures de vitesses et un relevé de la surface, par photogrammétrie terrestre. Ce travail sur la chute de séracs du Glacier du Géant, fait partie d'une étude en cours, plus vaste, concernant toute la dynamique de la Mer de Glace.

Nous commencerons par rappeler la solution polynômiale donnée par Lliboutry.

1 - Equations générales en coordonnées curvilignes

1 - 1 - Hypothèses

On admet :

- a) que seuls interviennent le tenseur des contraintes et le tenseur des vitesses de déformation ;
- b) que la relation entre ces tenseurs est linéaire ;
- c) que la glace est incompressible et isotrope ;

Il s'ensuit de ces trois hypothèses (Lliboutry, 1971) qu'en un point donné le tenseur des vitesses de déformation $\dot{\epsilon}_{ij}$ et le déviateur des contraintes σ'_{ij} sont proportionnels (équations de Levy-Mises). En comptant positivement les compressions :

$$\sigma'_{ij} = -2\eta \dot{\epsilon}_{ij}$$

On admet aussi que la viscosité η n'est fonction que du second invariant, de l'un ou de l'autre des tenseurs.

1 - 2 - Loi de déformation de la glace

On adopte la loi de déformation de la glace :

$$\frac{1}{\eta} = \frac{\dot{\gamma}}{\tau} = 0,036 + 0,080 \tau^2 + 0,053 \tau^4$$

où :

$\dot{\gamma}$ est la "vitesse de cisaillement efficace" $2 \sqrt{J_2}$
 τ la cission efficace $\sqrt{I'_2}$

1 - 3 - Coordonnées curvilignes

Pour conserver aux conditions à la limite supérieure une expression simple, il est intéressant d'utiliser un système d'axes curvilignes (fig. 1). L'axe x est la ligne de plus grande pente, la distance d'un point à la surface est z . La vraie distance entre deux points à la même profondeur z d'abscisse x et $x + dx$ est alors :

$$dx_o = \frac{R-z}{R} \cdot dx$$

où R est le rayon de courbure de la surface dans l'axe du glacier ; R est donné par la mesure de la pente α de la surface :

$$\frac{d\alpha}{dx} = \frac{1}{R} = \Gamma + \Gamma' x$$

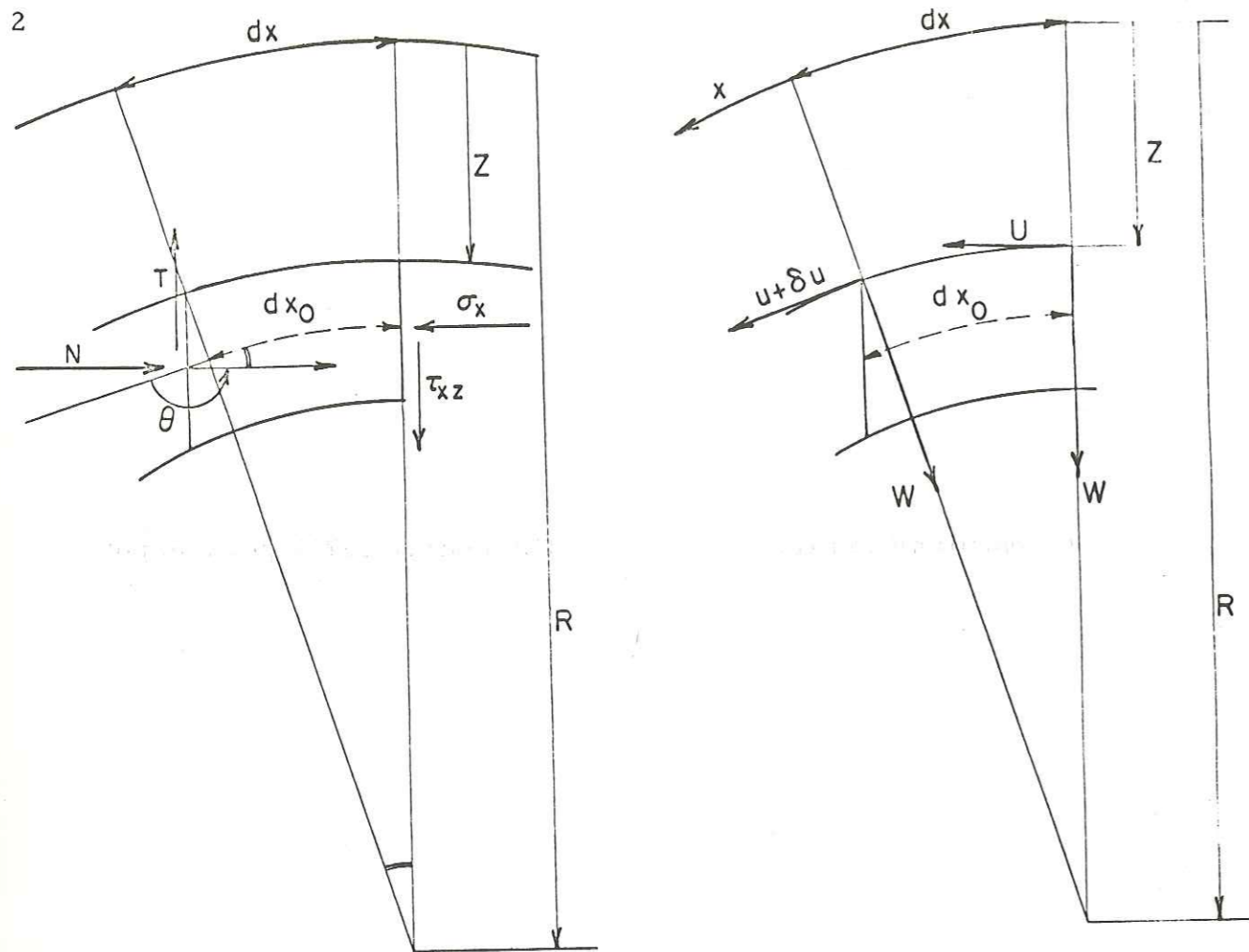


Fig. 1- Répartition des contraintes et des vitesses sur un petit parallélépipède en coordonnées curvilignes (Lliboutry, 1968)

1 - 4 - Equations d'équilibre

Pour le petit parallélépipède de dimensions dx_0 , dy , dz à la profondeur z , les conditions d'équilibre s'écrivent en coordonnées curvilignes :

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \frac{R}{R-z} - \frac{2 \tau_{xz}}{R-z} + \frac{\partial}{\partial y} \tau_{xy} + \frac{\partial}{\partial z} \tau_{xz} = \rho g \sin \alpha ;$$

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} \frac{R}{R-z} + \frac{\partial}{\partial y} \tau_{xy} + \frac{\partial}{\partial z} \tau_{yz} - \frac{\tau_{yz}}{R-z} = 0 ;$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \tau_{xz} \frac{R}{R-z} + \frac{\sigma_x - \sigma_z}{R-z} + \frac{\partial}{\partial y} \tau_{yz} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_z = \rho g \cos \alpha ;$$

1 - 5 - Vitesses de déformation

De même la variation de pente introduit des termes supplémentaires dans l'expression des vitesses de déformation. Leur expression devient :

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{R}{R-z} - \frac{w}{R-z} ;$$

$$\dot{\epsilon}_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} ;$$

$$\dot{\epsilon}_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} ;$$

$$\dot{\epsilon}_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial x}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{R}{R-z} + \frac{u}{R-z} \right)$$

$$\dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{R}{R-z} \right)$$

$$\dot{\epsilon}_{yz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)$$

1 - 6 - Vitesses

Près de l'origine les composantes u , v , w de la vitesse peuvent être approchées par des polynômes en x , y , z . Pour une vallée rectiligne le plan $y = 0$ est un plan de symétrie aux termes du troisième degré en x , y , z près. Les développements de u et w sont alors des fonctions paires de y , tandis que pour v c'est une fonction impaire. De plus si l'on admet que les lignes de courant issues de points sur une même verticale restent sur la même verticale au cours du déplacement, on peut poser aux termes du troisième degré près :

$$\frac{v}{u} = y (\Lambda + \Lambda' x)$$

avec cette hypothèse, on peut déterminer Λ et Λ' à partir de la variation de la largeur du courant de glace Y .

La variation relative de Y suivant x est :

$$\frac{1}{Y} \cdot \frac{dY}{dx} = \Lambda + \Lambda' x$$

Les développements limités des vitesses s'écrivent :

$$u = u_0 + ax + mx^2 + 2e'xz + (m'-k)z^2 - sy^2 + O_3$$

$$w = w_0 - cx - ex^2 - 2m'xz - e''z^2 - s'y^2 + O_3$$

$$v = u_0 \Lambda y + (a \Lambda + u_0 \Lambda')xy + c' \Lambda yz + O_3$$

Les vitesses de déformation s'écrivent alors :

$$\dot{\epsilon}_{xx} = (a - w_0 \Gamma) + (2m + c \Gamma - w_0 \Gamma')x + (2e' + a\Gamma + a'\Gamma - w_0 \Gamma^2)z + O_2$$

$$\dot{\epsilon}_{yy} = u_0 \Lambda + (a\Lambda + u_0 \Lambda')x + c' \Lambda z + O_2$$

$$\dot{\epsilon}_{zz} = -a' - 2m'x - 2e''z + O_2$$

$$2 \dot{\epsilon}_{xz} = (c' - c + u_0 \Gamma) + (2e' - 2e + a\Gamma + u_0 \Gamma')x + (-2k - c\Gamma - c'\Gamma + u_0 \Gamma^2)z + O_2$$

$$2 \dot{\epsilon}_{xy} = (-2s + a\Lambda + u_0 \Lambda')y + O_2$$

$$2 \dot{\epsilon}_{yz} = (-2s + c' \Lambda)y + O_2$$

L'hypothèse d'incompressibilité de la glace donne $\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0$ dans toute la masse tandis que les conditions à la surface supérieure en $z = 0$ donnent $\dot{\epsilon}_{xz}$ et $\dot{\epsilon}_{yz} = 0$. Cela détermine tous les coefficients inconnus sauf k .

$$a' = a + u_0 \Lambda - w_0 \Gamma$$

$$c' = -u_0 \Gamma + c$$

$$2s' = -u_0 \Gamma \Lambda + c \Lambda$$

$$2m' = a\Lambda + u_0 \Lambda' + 2m + c\Gamma - w_0 \Gamma'$$

$$2e' = -a\Gamma - u_0 \Gamma' + 2e$$

$$2e'' = a\Gamma - u_0 \Gamma' + 2e + c\Lambda - 2w_0 \Gamma^2$$

1 - 7 - Calcul des contraintes

La symétrie du fluage par rapport au plan $y = 0$ et l'expression des vitesses de déformation auxquelles les déviateurs de contraintes sont proportionnels, montrent que σ_x , σ_y , σ_z et τ_{xz} doivent être des fonctions paires de y , tandis que τ_{xy} et τ_{yz} en sont des fonctions impaires. Il est posé à priori, de façon à satisfaire en plus avec conditions aux limites pour $z = 0$:

$$\sigma_x = (H - 4A) - 8Mx + (\rho g \cos \alpha - 8E)z + O_2$$

$$\sigma_y = (H - 2A') - 4M'x + (\rho g \cos \alpha - 4E')z + O_2$$

$$\sigma_z = H + (\rho g \cos \alpha + \mu)z + O_2$$

$$\tau_{xz} = (\rho g \sin \alpha + \mu')z + O_2$$

$$\tau_{xy} = 4S y + O_2$$

$$\tau_{yz} = O_2$$

Les conditions d'équilibre imposent :

$$-8M + 4S + \mu' = 0$$

$$-4A\Gamma + \mu = 0$$

Les relations de Levy-Mises s'écrivent :

$$\frac{1}{2\eta} = \frac{3 \dot{\epsilon}_{xx}}{-2\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z} = \frac{3 \dot{\epsilon}_{yy}}{-2\sigma_y + \sigma_z + \sigma_x} = \frac{-\dot{\epsilon}_{xz}}{\tau_{xz}} = \frac{-\dot{\epsilon}_{yz}}{\tau_{yz}} = \frac{-\dot{\epsilon}_{xy}}{\tau_{xy}}$$

A l'origine ces relations donnent :

$$\left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0 = \frac{3(a - w_0 \Gamma)}{4A - A'} = \frac{3u_0 \Lambda}{2A' - 2A} = \frac{2k}{\rho g \sin \alpha + 8M - 4S} = \frac{2s - a\Lambda - u_0 \Lambda'}{2S}$$

Pour de petites variations à partir de cet état, c'est la viscosité différentielle qui intervient. Une variation de x donne :

$$\left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0 = \frac{3(2m + c\Gamma - w_0 \Gamma')}{8M - 2M'} = \frac{3(a\Lambda + u_0 \Lambda')}{4M' - M}$$

Une variation de z :

$$\left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0 = \frac{3(a\Gamma - u_0 \Gamma' + u_0 \Gamma \Lambda + 2e - 2w_0 \Gamma^2)}{8E - 2E' + 2A\Gamma} = \frac{3(c\Lambda - u_0 \Gamma \Lambda)}{4E' - 4E + 2A\Gamma}$$

On en déduit :

$$2A \left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0 = 2(a - w_0 \Gamma) + u_0 \Lambda$$

$$A' \left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0 = (a - w_0 \Gamma) + 2u_0 \Lambda$$

$$4M \left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0 = 2(2m + c\Gamma - w_0 \Gamma') + a\Lambda + u_0 \Lambda'$$

$$2M' \left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0 = 2m + c\Gamma - w_0 \Gamma' + 2(a\Lambda + u_0 \Lambda')$$

$$2S \left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0 = 2s - (a\Lambda + u_0 \Lambda')$$

$$k = \frac{1}{2} (\rho g \sin \alpha + 8M - 4S) \cdot \left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0$$

$$E = \frac{2(a\Gamma - u_0 \Gamma' + 2e - 2w_0 \Gamma^2) + c\Lambda + u_0 \Gamma \Lambda}{4 \left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0} - \frac{A\Gamma}{2}$$

$$E' = -A\Gamma + \frac{a\Gamma - u_0 \Gamma' - u_0 \Gamma \Lambda - 2w_0 \Gamma^2 + 2c\Lambda}{2 \left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0}$$

Pour calculer $\left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0$ et $\left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0$ on part de l'expression générale de $\dot{\gamma}$

$$\frac{\dot{\gamma}^2}{4} = \frac{1}{2} (\dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + \dot{\epsilon}_{zz}^2) + \dot{\epsilon}_{xy}^2 + \dot{\epsilon}_{yz}^2 + \dot{\epsilon}_{zx}^2$$

A l'origine la vitesse de cisaillement effective vaut :

$$\dot{\gamma} = 2 \left((a - w_0 \Gamma)^2 + (u_0 \Lambda)^2 + (a - w_0 \Gamma) u_0 \Lambda \right)^{1/2}$$

En adoptant la loi de fluage proposée par Lliboutry

$$\dot{\gamma} = B_0 \tau + B_1 \tau^3 + B_2 \tau^5$$

On calcule τ_0 puis $\left(\frac{\dot{\gamma}}{\tau}\right)_0$ et $\left(\frac{d\dot{\gamma}}{d\tau}\right)_0$

1 - 8 - Contraintes en profondeur et sur le lit

A la profondeur z , on a :

$$\tau_{xz} = \frac{2k}{(\dot{\gamma}/\tau)_0} \cdot z$$

$$\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2} = 2A + (4E + 2A\Gamma)z$$

$$\frac{\sigma_z + \sigma_x}{2} = H - 2A + (\rho g \cos \alpha - 4E + 2A\Gamma)z$$

Contre le lit rocheux de pente β , à la profondeur h le frottement f et la pression normale N valent :

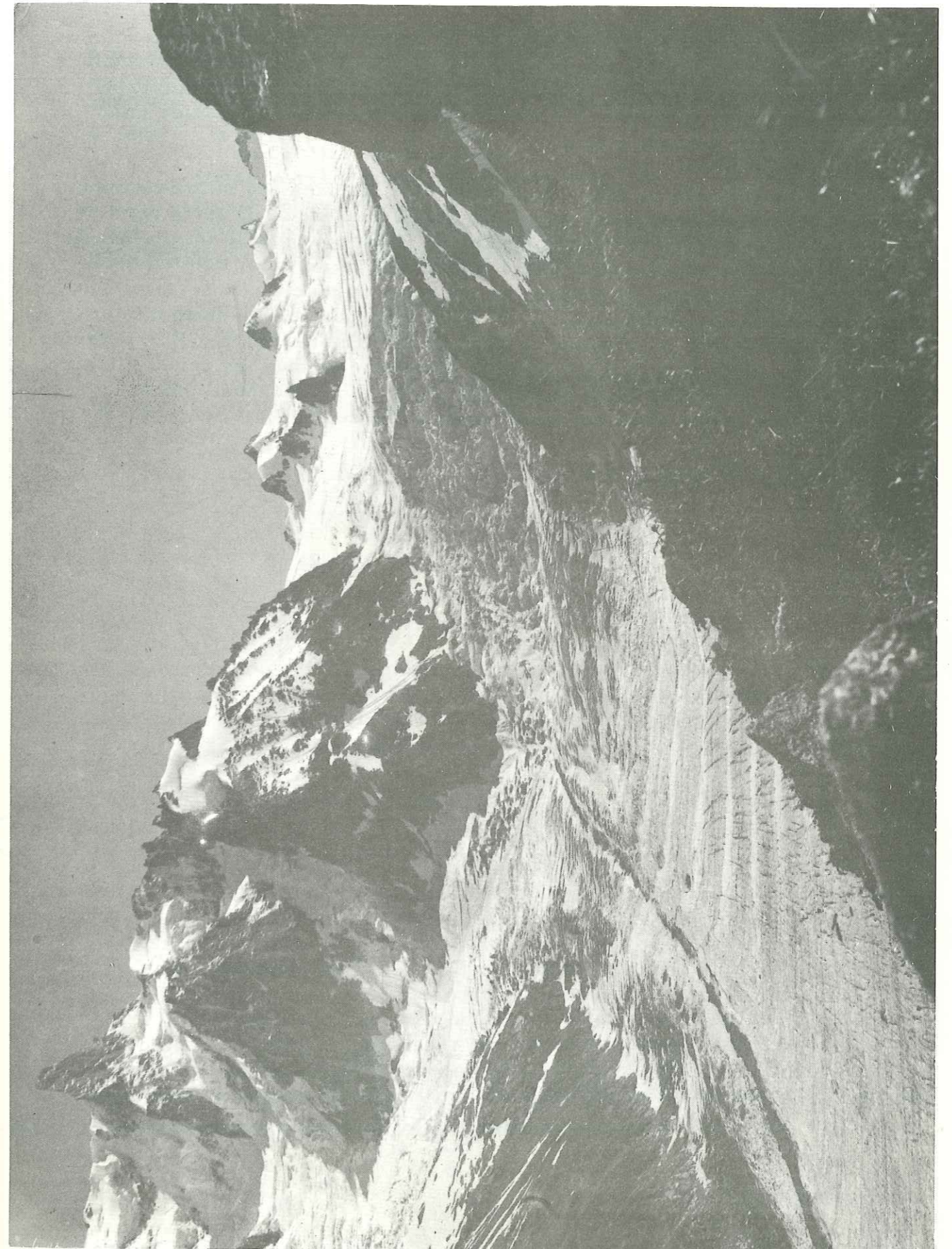
$$f = (\tau_{xz})_h \cos 2(\alpha - \beta) - \left(\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}\right)_h \sin 2(\alpha - \beta)$$

$$N = \left(\frac{\sigma_x + \sigma_z}{2}\right)_h + \left(\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}\right)_h \cos 2(\alpha - \beta) + \tau_{xz} \sin 2(\alpha - \beta)$$

(Lliboutry, 1968)

2 - Mesures

La grande nappe de glace du glacier du Géant qui alimente la Mer de Glace s'écoule vers le Nord-Est entre la Bédière (2700 m) et la Salle à Manger (2450 m) par une chute de glace : les Séracs du Géant (fig. 2). Dans cette zone longue de 800 m pour une dénivellation de 350 m, la pente de la



surface, les vitesses et les contraintes varient très rapidement.

La topographie de la surface, et la mesure des déplacements à la Bédière peuvent être faites par la méthode habituelle qui consiste à implanter un réseau de balises et à en déterminer la position au cours du temps, par relèvement sur des points fixes existant sur les rives du glacier (sommets figurant sur la carte I. G. N.).

Dans les séracs, très chaotiques, où la surface est balayée en permanence par des éboulements, un séjour serait dangereux. D'autre part, le réseau de balises serait décimé rapidement. C'est pourquoi il est préférable de prendre comme repères des points naturels de la surface, dont on détermine la position à partir de piliers sur les rives du glacier, piliers qui sont rattachés au réseau géodésique I. G. N. De préférence à la méthode d'intersection au théodolite, on a utilisé la photogrammétrie terrestre. Elle présente l'avantage de réaliser un enregistrement simultané de tous les points visibles de la surface, et permet de ne choisir les repères qu'au dépouillement, lorsqu'on s'est assuré qu'ils n'avaient pas disparu entre deux photos successives.

2 - 1 - Photogrammétrie terrestre

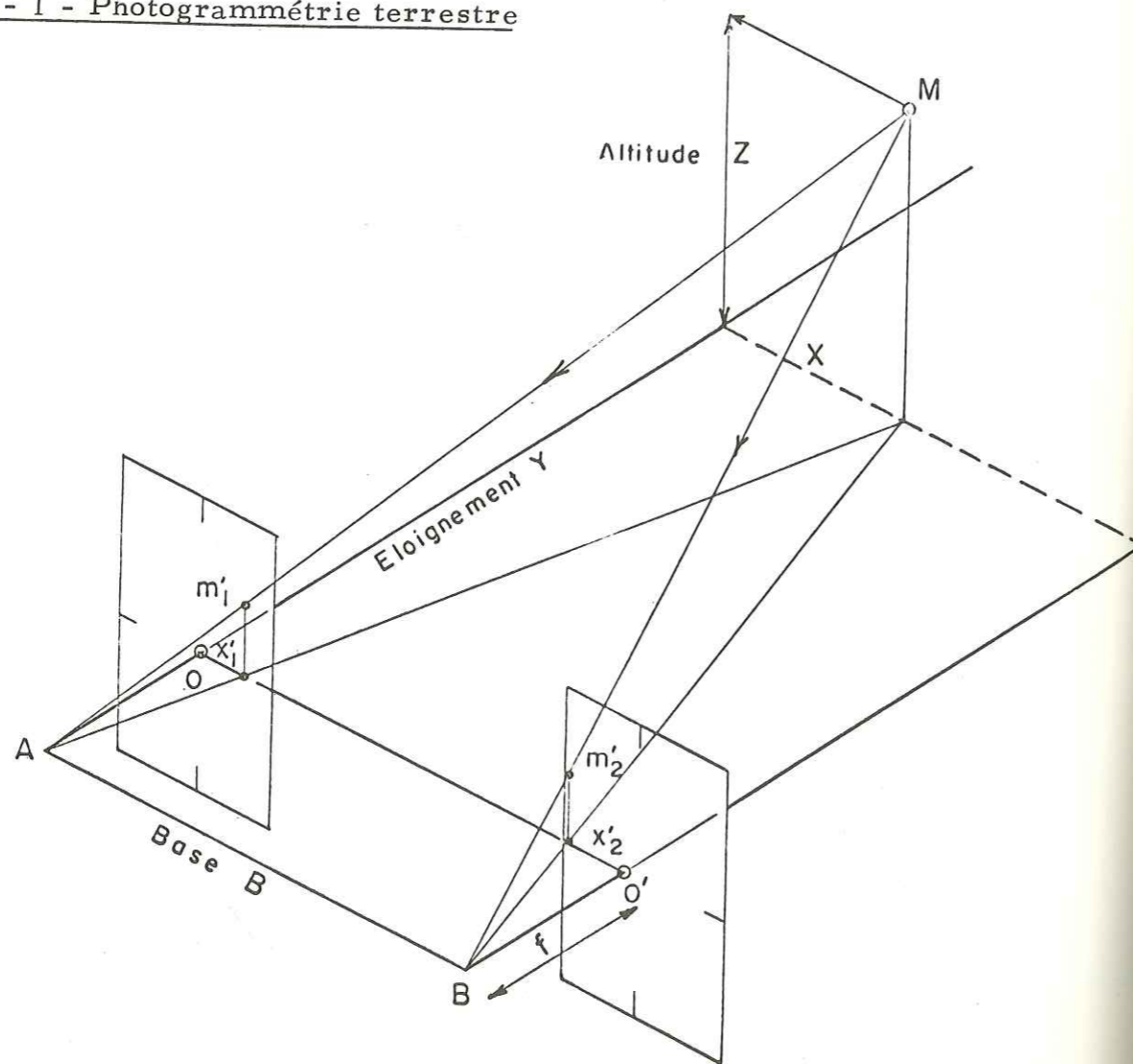


Fig. 3 - Disposition en photogrammétrie terrestre

En photographiant un objet de deux points différents, on obtient deux représentations de l'objet. Les coordonnées des points de l'objet peuvent s'exprimer en fonction des coordonnées photographiques par des relations où figurent les paramètres qui caractérisent le couple de photographies (fig. 3) :

- distance des centres optiques ou base : B
- focale de l'objectif : f
- orientation des axes dans lesquels on a mesuré les coordonnées photographiques x' , z' et les parallaxes p_x et p_z .

En se plaçant dans les conditions de la photogrammétrie terrestre avec les axes optiques horizontaux, parallèles entre eux et perpendiculaires à la base de prise de vue, on obtient pour un point M de coordonnées X, Y, Z sur le terrain pour lequel les coordonnées photographiques sont x' et z' et les parallaxes photographiques p_x et p_z

$$Y = \frac{B \cdot x'}{p_x} = \frac{B \cdot z'}{p_z}$$

$$X = \frac{Y}{f} x'$$

$$Z = \frac{Y}{f} z'$$

Lorsqu'on s'est assuré que les conditions de prises de vue de la photogrammétrie terrestre sont satisfaites, la précision des mesures dépend de la précision avec laquelle on mesure la base B, ses composants B_x et B_z et les coordonnées photographiques x' , z' , p_x et p_z .

2 - 2 - Appareils de mesure

2 - 2 - 1 - Topographie de la base de prise de vue

La base de prise de vue a été implantée sur la rive gauche du glacier aux environs du refuge du Requin (fig. 4). Sa longueur a été choisie pour être voisine de 0,15 fois l'éloignement moyen de la zone à photographier. Elle a été topographiée à l'aide d'un théodolite Wild T2, et sa longueur mesurée à la mire invar. La distance horizontale des deux termes est de 106,06 m et la différence de niveau de 56,60 m. Ces mesures sont connues à ± 4 cm près. Afin de comparer les mesures photogrammétriques avec celles de points connus, et des mesures antérieures dans la zone, la base a été rattachée au réseau de piliers mis en place par le Laboratoire de Glaciologie.

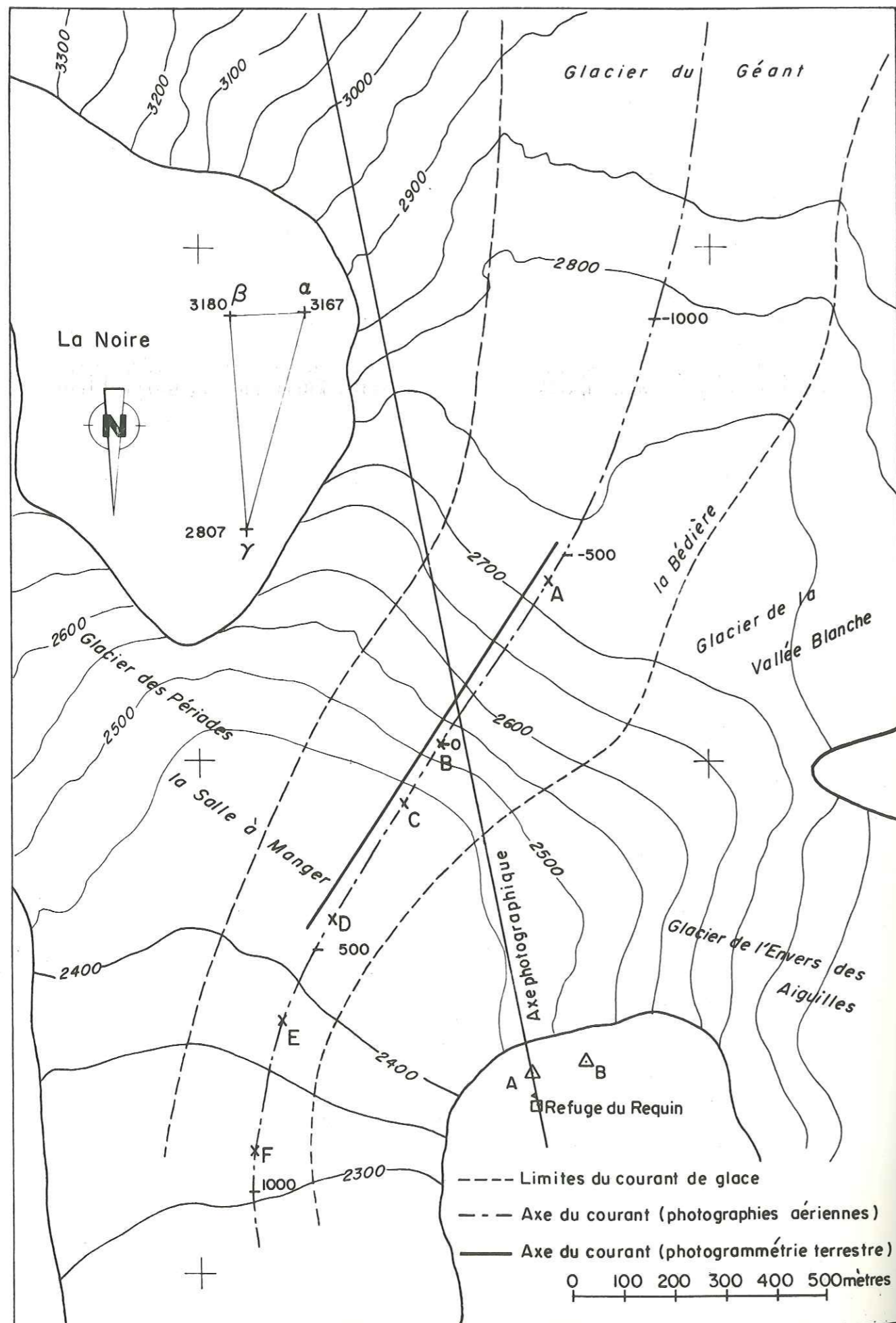


Fig. 4 - Carte des Séracs du Géant d'après la stéréominute IGN au 1/10 000 e de la couverture aérienne de 1958

Tableau 1

Coordonnées Lambert des termes A et B de la base

terme A	terme B
X : 956 360,70	956 256,45
Y : 108 611,10	108 591,60
Z : 2 487,05	2 543,65

2 - 2 - 2 - Prises de vue

Ces prises de vue ont été faites en utilisant une chambre métrique terrestre T. M. K. de Zeiss Oberköchen.

Cette chambre est munie d'un objectif grand angulaire de 60,22 mm de distance focale. Un système d'orientation externe permet d'horizontaliser l'axe optique et de le rendre perpendiculaire à la direction de la base photographique. Les photographies sont des plaques de format 9 x 12 cm. L'orientation interne de la chambre métrique est repérée sur le cliché par quatre marques qui définissent les axes de la plaque photographique.

2 - 2 - 3 - Mesures sur les clichés

Pour la mesure des coordonnées photographiques, on a utilisé le stéréocomparateur Steko 1818 de Zeiss-Jena. Cet appareil permet la mesure simultanée des coordonnées d'un point sur les deux photographies du couple par vision stéréoscopique. On emploie directement les négatifs photographiques, ce qui évite le tirage de positifs et les déformations d'image. Les coordonnées photographiques sont lues sur des tambours gradués au : 2/100 mm pour les coordonnées
au : 5/1000 mm pour la parallaxe horizontale
au : 2/100 mm pour la parallaxe verticale.

Ce qui permet pour de très bonnes photographies et des repères naturels très nets, d'apprécier :

- les coordonnées à 10 μ
 - la parallaxe horizontale à 1 μ
- et la parallaxe verticale à 2 μ près.

2 - 3 - Précision des mesures

2 - 3 - 1 - Causes d'erreurs

Les erreurs qui affectent les mesures sont de deux sortes :

- 1) Erreurs lors de la prise de vue :
 - a - Imprécision sur la mesure de la base photographique
 - b - Déviation des rayons lumineux, dans le plan horizontal et dans le plan vertical

c- Erreur d'orientation des clichés

2) Erreurs de mesures au Stéréocomparateur :

- a - Imprécision du pointé sur les repères naturels de la surface

Parmi ces erreurs on peut évaluer simplement l'imprécision sur la base photographique, la déviation des rayons lumineux dans le plan horizontal et l'imprécision des mesures au stéréocomparateur.

2 - 3 - 1 - 1 - Précision sur la longueur de la base

La longueur de la base est connue à ± 4 cm près, ce qui donne une précision relative de $4 \cdot 10^{-4}$.

2 - 3 - 1 - 2 - Déviation des rayons lumineux

La déviation des rayons lumineux dans le plan vertical donne lieu à une correction d'altitude ΔH qui est calculée en tenant compte de la sphéricité de la terre et de la réfraction atmosphérique :

$$\Delta H = D \cotg Z \cdot \frac{H_m}{R} + q D^2 \quad (2)$$

où :

D est la distance horizontale entre le point de mesure et le point cherché

Z, la distance zénithale

H_m , l'altitude moyenne entre les deux points

R, le rayon de la terre

q, le coefficient de réfraction atmosphérique et de sphéricité :

$$q = 6,8 \cdot 10^{-8} \text{ pour } D \text{ en mètres.}$$

Pour la zone de mesure où D est inférieur à 1 km cette correction est de l'ordre de quelques cm.

La déviation des rayons lumineux dans le plan horizontal est difficile à déterminer. On peut espérer la rendre minimale en choisissant le point de prise de vue de façon à ce qu'il y ait peu de surface à photographier vue tangentielle et en effectuant les prises de vue assez tôt dans la journée à un moment où l'air au voisinage du sol est encore stable.

2 - 3 - 2 - Orientation des clichés

En positionnant la chambre métrique aux deux extrémités de la base, on commet des erreurs d'orientation : défauts d'horizontalité et de perpendicularité à la direction de la base.

Les conditions de prise de vue de la photogrammétrie terrestre ne sont plus satisfaites et les relations données au § 2 - 1 - ne sont plus valables. On constate une discordance entre les coordonnées des points connus

et celles tirées des mesures photographiques, qui varie avec chaque couple de photographie.

Les déplacements mesurés de cette façon sont erronés : il est donc nécessaire d'introduire des corrections qui prennent en compte les écarts angulaires de calage, de convergence et de site.

Le problème général de correction qui est celui de la photogrammétrie aérienne est très compliqué, il trouve une solution pratique par l'emploi des stéréo-restituteurs. En photogrammétrie terrestre on peut supposer connus parfaitement les coordonnées des points où ont été effectués les clichés. Dans ce cas le problème est simplifié et a une solution analytique.

2 - 3 - 2 - 1 - Correction des erreurs d'orientation

La méthode utilisée consiste à se ramener au cas de la photogrammétrie terrestre à axes optiques parallèles et horizontaux en déterminant l'orientation de chaque plaque photographique lors de la prise de vue (fig. 5).

Pour cela on utilise la connaissance :

- de trois points sur le terrain au moins, non alignés
- de la position du centre optique de l'objectif aux deux termes de la base

et le fait que :

- le point objet sur le terrain M_1 de coordonnées X, Y, Z
- son image $M_0(x_0, y_0, z_0)$ sur une plaque parfaitement orientée
- son image M (x, y, z) sur la plaque réelle et le centre optique Ω , dont la position est supposée connue, sont alignés sur la même droite matérialisant le rayon lumineux issu de M_0 .

Une fois l'orientation de la plaque connue, on corrige les coordonnées de chaque point, ceci pour les deux plaques du couple stéréo de façon à se replacer dans le cas simple de la photogrammétrie terrestre.

2 - 3 - 2 - 2 - Orientation de la plaque

En un terme de la base le trièdre de référence ($\Omega X, Y, Z$) est défini par (fig. 5) :

- son sommet Ω , centre optique de l'objectif
- la verticale ΩZ , orientée positivement vers le haut
- l'horizontale ΩY , orientée positivement vers la zone photographiée
- la direction ΩX parallèle à la base orientée de façon à ce que $\Omega X, Y, Z$ soit trirectangle direct.

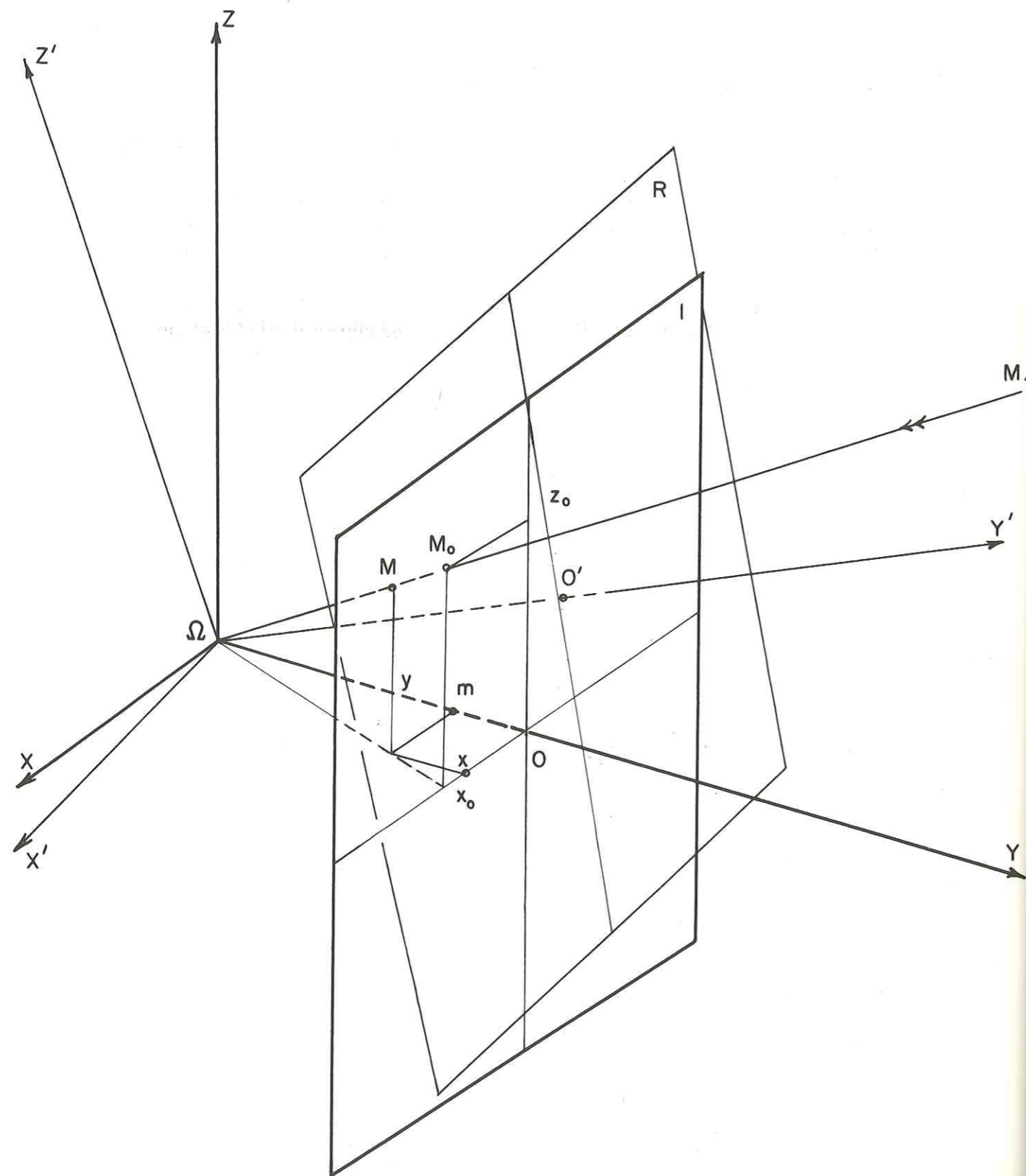


Fig. 5 - Disposition de la plaque photographique en un terme de la base parfaitement orientée : système XYZ et lorsqu'on commet des erreurs d'orientation : système X'Y'Z'

Le trièdre dans lequel on mesure les coordonnées est défini par :

- son sommet Ω
- l'axe optique de la chambre métrique $\Omega Y'$
- les parallèles $\Omega X'$, $\Omega Z'$ aux axes internes de la chambre métrique passant par Ω , orientées de façon à ce que le trièdre $(\Omega X', Y', Z')$ soit trirectangle direct.

Le point image M sur la plaque réelle est repéré par ses coordonnées x' , y' , z' mesurées au stéréocomparateur, et par x , y , z dans le trièdre $(\Omega X, Y, Z)$;

on a :

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix}$$

où les a_{ij} sont les 9 coefficients de la matrice A de changement d'axes de (Ω, X', Y', Z') dans (Ω, X, Y, Z) .

Les termes x , y , z sont obtenus en fonction des coordonnées $x'y'z'$ et x_0 , y_0 , z_0 en utilisant les triangles semblables ΩMm et $\Omega M_0 O$:

$$\frac{\Omega m}{\Omega O} = \frac{m M}{M_0 O} = \frac{\Omega M}{\Omega M_0}$$

or :

$$\Omega M = (x'^2 + f^2 + z'^2)^{1/2}$$

$$\Omega M_0 = (x_0^2 + f^2 + z_0^2)^{1/2}$$

$$\text{d'où : } \Omega m = y = f \left(\frac{x'^2 + f^2 + z'^2}{x_0^2 + f^2 + z_0^2} \right)^{1/2}$$

$$\text{et : } x = \frac{Y}{f} \cdot x_0$$

$$z = \frac{Y}{f} \cdot z_0$$

La détermination des 9 coefficients de la matrice A nécessite 9 équations qui sont données par trois points connus sur le terrain. Lors du calcul des a_{ij} on a à résoudre le système :

$$\begin{vmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \\ z_1 & z_2 & z_3 \end{vmatrix} = A \quad \begin{vmatrix} x'_1 & x'_2 & x'_3 \\ y'_1 & y'_2 & y'_3 \\ z'_1 & z'_2 & z'_3 \end{vmatrix} = A.M$$

où les indices $1, 2, 3$, caractérisent les points de calages M_1, M_2, M_3 . Ce système de 9 équations à 9 inconnues se décompose en trois systèmes de 3 équations à 3 inconnues, qui ont le même déterminant principal et ne diffèrent que par les termes absolus.

$$\begin{vmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{vmatrix} = M \begin{vmatrix} a_{11} \\ a_{12} \\ a_{13} \end{vmatrix} \quad \begin{vmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \end{vmatrix} = M \begin{vmatrix} a_{21} \\ a_{22} \\ a_{23} \end{vmatrix}$$

$$\begin{vmatrix} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{vmatrix} = M \begin{vmatrix} a_{31} \\ a_{32} \\ a_{33} \end{vmatrix}$$

Il est alors intéressant de disposer de plus de trois points de calage de façon à ce que les inconnues a_{ij} puissent être déterminées à partir de données surabondantes, en résolvant les systèmes par la méthode des moindres carrés.

2 - 3 - 2 - 3 - Procédure de calcul

Ce calcul a été mis en forme pour être effectué à l'ordinateur IBM 360 de la Faculté des Sciences de St Martin d'Hères. Il est rédigé en langage ALGOL 60.

Cette procédure de correction a été testée pour un couple de photographies où l'une des photos du couple a été effectuée avec une orientation volontairement faussée, en lui donnant une convergence de 4 grades environ.

Dans le champ de la photographie 12 points ont été déterminés en coordonnées par intersection à partir des termes de la base en utilisant un théodolite Wild T 2.

Point n°	Utilisation directe des coordonnées photographiques	Intersection	Après correction
1	Y : 64.12 X : -4.90 Z : 28.80	42.22 m -0.31 m 19.57 m	42.29 m -0.32 m 19.56 m
2	Y : 62.79 X : -3.03 Z : 28.58	41.77 m 0.84 m 19.55 m	41.72 m 0.85 m 19.51 m
3	Y : 79.24 X : 8.89 Z : 25.08	48.06 m 8.70 m 16.03 m	48.02 m 8.74 m 16.00 m
4	Y : 57.52 X : -14.24 Z : 22.30	38.90 m -6.82 m 16.08 m	38.80 m -6.80 m 16.03 m
5	Y : 77.80 X : 6.88 Z : 16.00	47.53 m 7.53 m 12.63 m	47.66 m 7.53 m 12.65 m
6	Y : 62.26 X : 3.11 Z : 18.03	41.44 m 4.92 m 12.64 m	41.42 m 4.92 m 12.62 m
7	Y : 55.06 X : -22.45 Z : -0.27	36.70 m -12.08 m 0.42 m	36.13 m -11.87 m 0.44 m

Tableau 2

On peut ainsi prendre 5 points de calage et comparer les coordonnées corrigées à celles obtenues par intersection pour 7 points ainsi qu'à celles obtenues par application des relations données au § 2 - 1 - (photo-terrestre). Les résultats de ce test, rassemblés dans le tableau n°2, montrent que la correction est satisfaisante à la précision des mesures photographiques près.

2 - 3 - 3 - Précision des mesures au stéréocomparateur

L'appareil utilisé permet la lecture des coordonnées photographiques à 0,02 mm près pour les coordonnées et la parallaxe verticale. La parallaxe horizontale p_x est donnée à 0,005 mm près.

Une variation Δp_x sur p_x entraîne une variation ΔY de l'éloignement Y qui est proportionnelle au carré de Y

$$Y = \frac{Bf}{p_x}$$

$$\Delta Y = \frac{Y^2}{B \cdot f} \cdot \Delta p_x$$

Pratiquement une série de mesures sur un repère naturel de la surface montre qu'on ne peut espérer faire une mesure de parallaxe à moins de 0,01 mm. Ceci donne pour la zone la plus éloignée :

$$Y = 1000 \text{ m} \quad \Delta Y = 1,7 \text{ m}$$

et pour la plus proche :

$$Y = 400 \text{ m} \quad \Delta Y = 0,3 \text{ m}$$

L'erreur qui en résulte sur la mesure des coordonnées X et Z :

$$X = \frac{Y}{f} x'$$

$$Z = \frac{Y}{f} z'$$

est donnée par :

$$\Delta X = X \left(\frac{\Delta Y}{Y} + \frac{\Delta x'}{x'} \right)$$

$$\Delta Z = Z \left(\frac{\Delta Y}{Y} + \frac{\Delta z'}{z'} \right)$$

$$\Delta X \text{ et } \Delta Z \text{ sont pour toute la zone voisins de } \frac{\Delta Y}{2}$$

2 - 3 - 4 - Précision sur les déplacements et les vitesses annuelles

Une fois la correction d'orientation faite, l'erreur commise sur la localisation d'un point est fonction de l'erreur commise sur la mesure de la base et celle faite au stéréocomparateur en mesurant les coordonnées photographiques et les parallaxes

$$\Delta Y = Y \left(\frac{\Delta B}{B} + Y \frac{\Delta p_x}{Bf} \right)$$

pour la partie la plus éloignée : $Y = 1000 \text{ m} \quad \Delta Y \neq 2 \text{ m}$

et pour la partie plus proche : $Y = 400 \text{ m} \quad \Delta Y \neq 0,6 \text{ m}$

Ces valeurs sont le double de celles qu'on obtient lorsqu'on utilise des repères balisés et un stéréo-restituteur qui permet d'effectuer les corrections d'orientation (fig. 6). On peut ainsi localiser le point mesuré dans une sphère de rayon r .

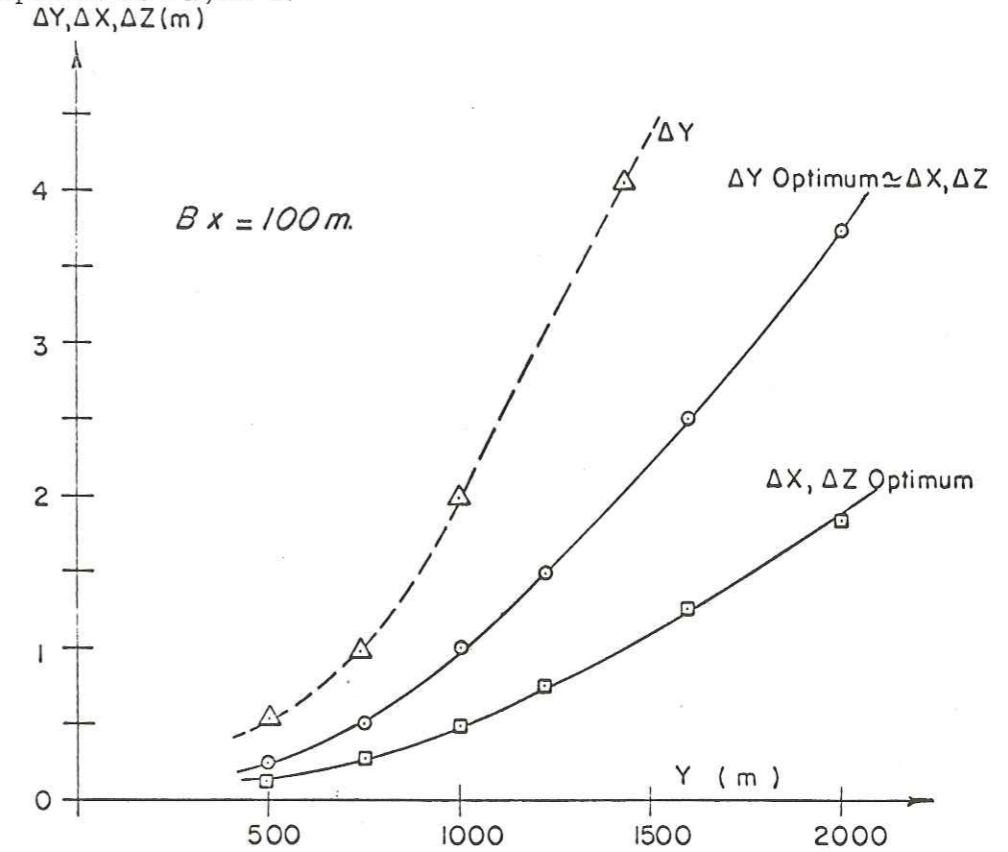


Fig. 6 - Erreurs moyennes sur les coordonnées X, Y, Z d'un point localisé par photogrammétrie terrestre en fonction de l'équipement Y . a) avec balisage des points du terrain : traits pleins b) avec les repères naturels de la surface : tirets

$$r = \sqrt{\Delta Y^2 + \Delta X^2 + \Delta Z^2} \quad r \approx 1,25 \cdot \Delta Y$$

La précision sur le déplacement d'un point est fonction de la précision avec laquelle on connaît la position du point aux deux extrémités du déplacement. Si d est le déplacement mesuré, la vraie valeur est comprise entre $d + 2r$ et $d - 2r$. L'erreur relative sur le déplacement est donc $2 \cdot \frac{r}{d}$.

Pour la partie haute de la chute qui se déplace à la vitesse de 900 m/an, on obtient des vitesses connues à 63 m/an soit 7 % et pour la partie basse dont la vitesse moyenne est de 300 m/an les vitesses sont connues à 20 m près soit 6 %.

3 - Dépouillement

3 - 1 - Mesures dans la chute de glace

On a utilisé trois couples de photographies qui ont été effectuées le 30 septembre, les 18 et 31 octobre 1969. Elles portent sur des périodes de 18 et 13 jours, soit 31 jours au total. Les écarts angulaires pour ces photos par rapport à la disposition de la photogrammétrie terrestre sont voisins de 1 grade. Les photographies ont été recalées en utilisant comme points fixes trois sommets et trois points situés dans la face Nord-Ouest de la Noire (cf. carte fig. 4).

Tableau 3

Coordonnées Lambert des points de calage

Points de calage		X	Y	Z
Petit Flambeau		956 470,0	105 000,0	3440
Aiguille de Toule		955 960,0	104 530,0	3534
Tour Ronde		954 887,2	104 066,7	3793,6
La Noire	α	956 800	107 125	3167
	β	956 940	107 120	3180
	γ	956 910	107 550	2807

Sur les trois couples de photographies, on a mesuré les coordonnées de 151 points de la surface. En éliminant les points douteux il reste 135 points qui peuvent être suivis sur un mois.

Après correction des coordonnées des points, on a calculé le déplacement pour chaque trajet entre les temps de prises de vues

t_1 : 31 septembre 1969

t_2 : 18 octobre 1969

t_3 : 31 octobre 1969

La valeur du déplacement est affectée au point milieu du trajet (fig. 7 a).

Après avoir choisi sur la carte des déplacements l'axe de l'écoulement, on calcule les projections du déplacement dans le plan vertical passant par l'axe du courant de glace et perpendiculairement de façon à définir pour chaque déplacement D :

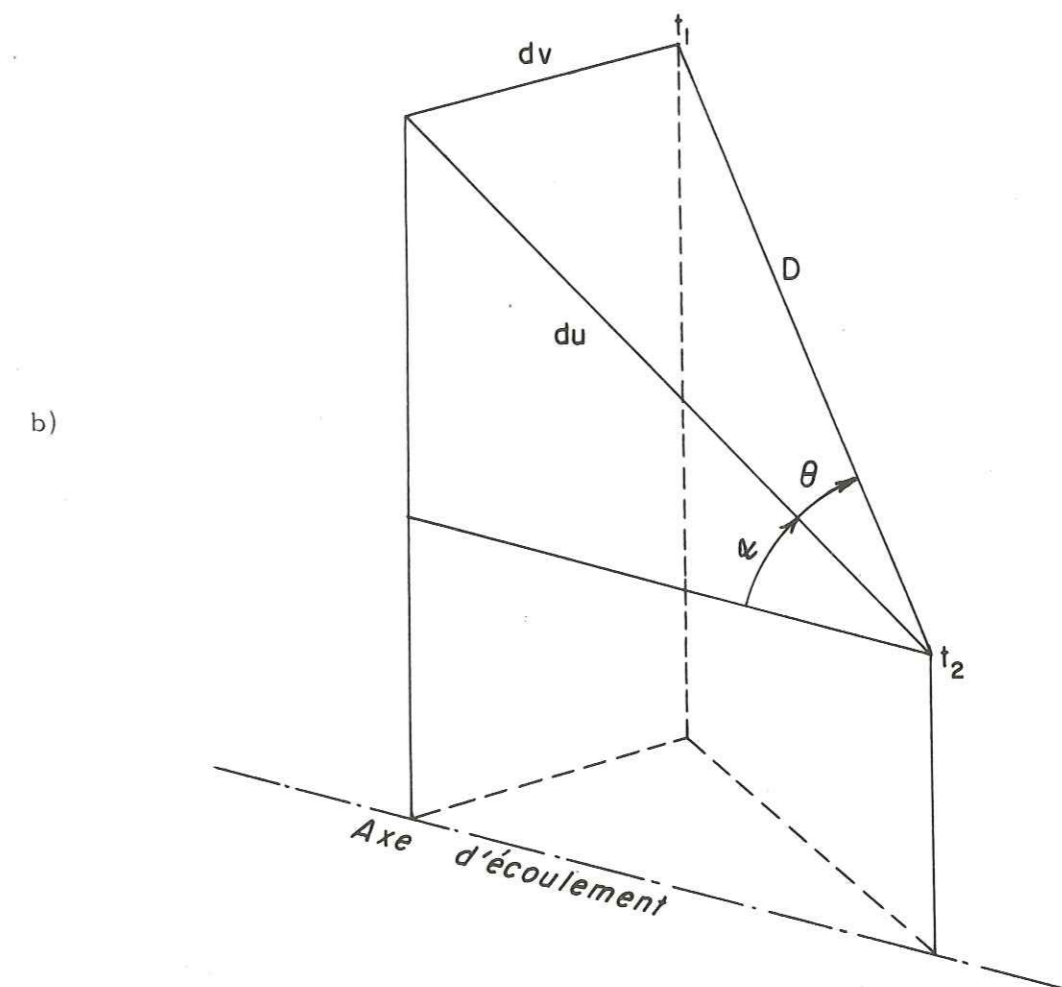
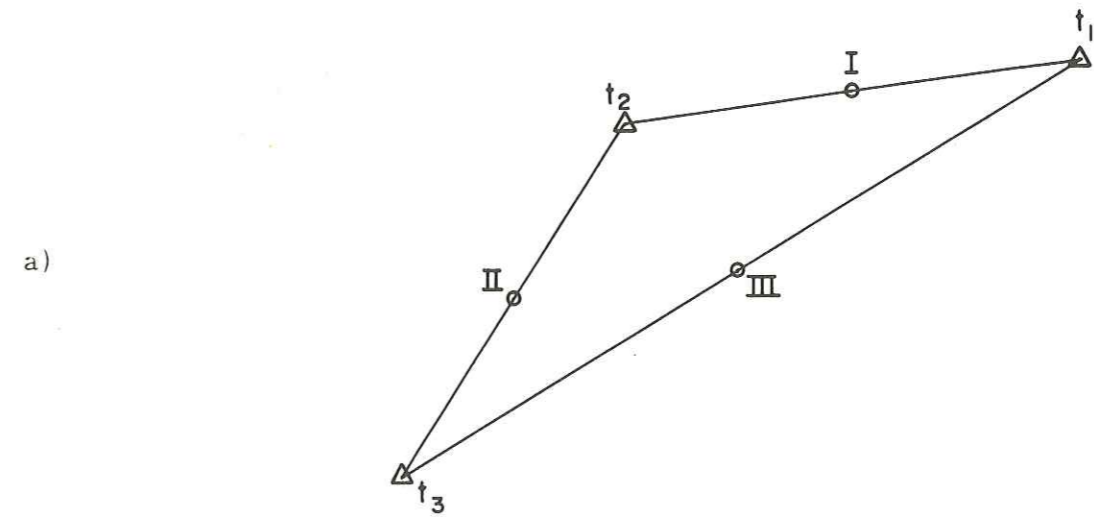


Fig. 7 - a) Schéma des déplacements d'un point localisé aux temps t_1, t_2, t_3 . Les points I, II, III sont les points milieu des trajets où sont affectés pour les trajets respectifs la valeur de la vitesse.

b) Déplacements suivant l'axe du glacier et perpendiculairement à cet axe.

- un déplacement d_u et la valeur u de la vitesse dans l'axe du courant
- un déplacement d_v et la valeur v de la vitesse perpendiculairement à cet axe
- ainsi que la pente α de d_u sur l'horizontale et l'inclinaison θ du déplacement par rapport à l'axe du glacier.

3 - 1 - 1 - Résultats

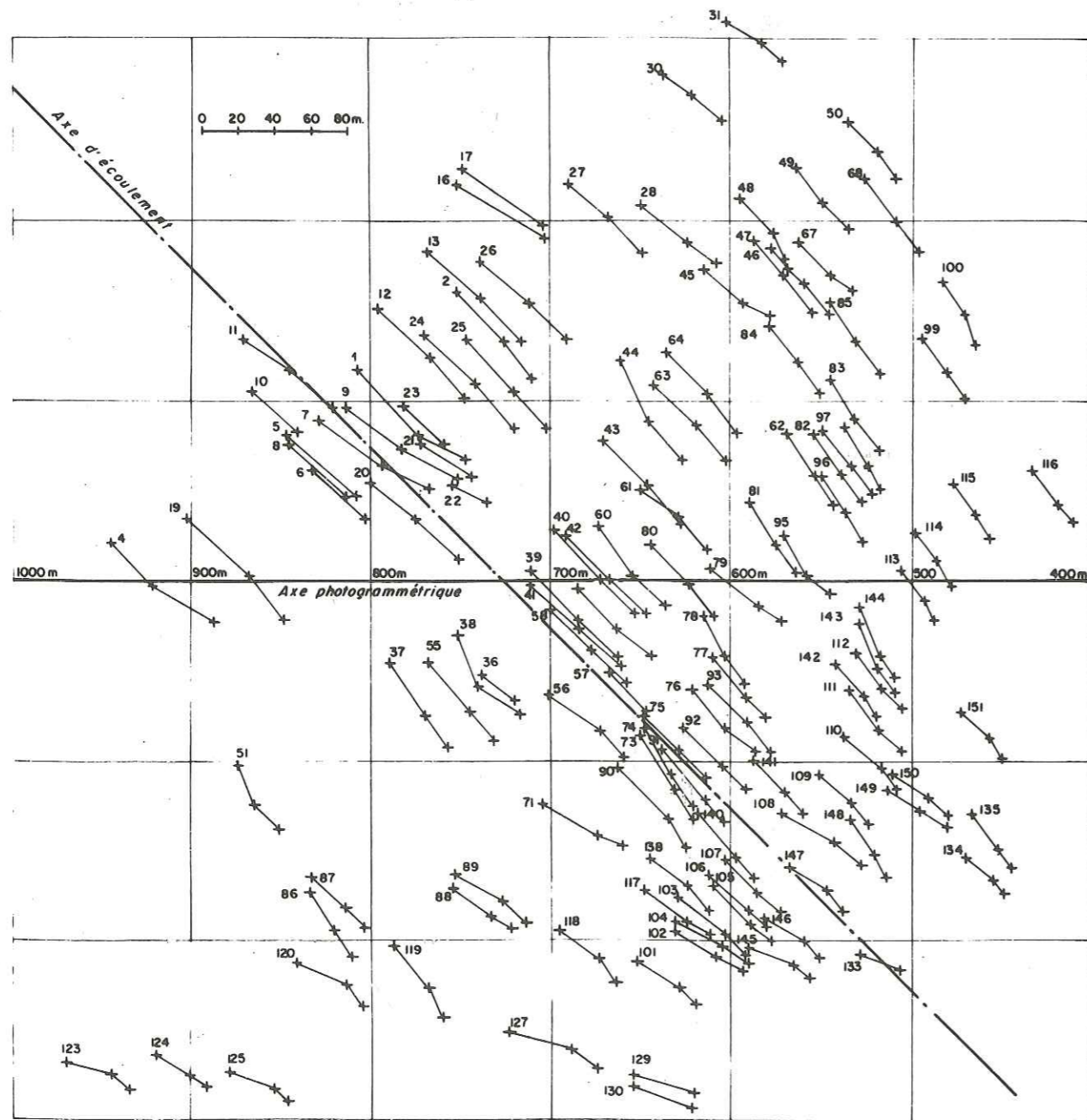


Fig. 8 - Carte des déplacements horizontaux dans la chute. Le quadrillage est un système local basé sur la direction de l'axe photographique

3 - 1 - 2 - Déplacements

La figure 8 qui représente les déplacements horizontaux montre que les trajets sont réguliers en direction sauf pour quelques points. Cette carte des déplacements permet de définir l'axe d'écoulement du glacier. Dans ce choix on est guidé par la direction des déplacements et par la forme des chevrons qui apparaissent dans la chute.

3 - 1 - 3 - Pente de la surface

Le profil longitudinal obtenu par la mesure des points situés dans une bande de 200 m de large dans l'axe du courant est représenté sur la figure 9. En chaque point un segment donne l'inclinaison du vecteur déplacement sur l'horizontale.

Sur la figure 10, on a représenté la chute en courbes de niveau, obtenues par interpolation à partir des mesures d'altitude faites par photogrammétrie terrestre sur les clichés du 18 octobre. Ces courbes sont à peu près parallèles entre elles et perpendiculaires à l'axe du glacier.

Les profils de la chute à différentes époques sont portés sur la figure 11. Après la baisse de niveau mesurée en 1960 (Lliboutry et autres, 1962) le niveau de glace est revenu à celui de 1958.

3 - 1 - 4 - Vitesses

Les vitesses dans l'axe du courant sont portées sur la figure 12. Dans la partie inférieure de la chute, début de la Salle à Manger, la vitesse tombe à 350 m/an. Les déplacements décroissent régulièrement et la dispersion des mesures est faible.

Pour la partie supérieure où la surface est très chaotique les mesures sont très dispersées. On obtient pour des points voisins des écarts de vitesses portant sur plusieurs centaines de mètres par an. Ces différences sont bien supérieures à la précision des mesures.

Ceci provient en premier lieu de la façon de mesurer les déplacements : ici les repères de la surface sont des détails de séracs, falaises ou blocs. Ces massifs peuvent se déplacer indépendamment les uns des autres en pivotant ou en glissant sur leur base : ils ont alors un mouvement différent de celui de la glace sur laquelle ils reposent.

Mais bien qu'on ait particulièrement cherché des repères sur les structures les plus importantes (falaises de glace), qui sont susceptibles d'être solidaires de la glace en profondeur, la dispersion des mesures subsiste. On peut donc se demander si ce mouvement irrégulier n'est pas caractéristique du déplacement de la glace dans ce type de zone, très fracturée en surface et peu épaisse. Cela jette une suspicion sur l'application de la mécanique des milieux continus en équilibre quasi-statique à l'écoulement d'un tel glacier, même après lissage des paramètres mesurés.

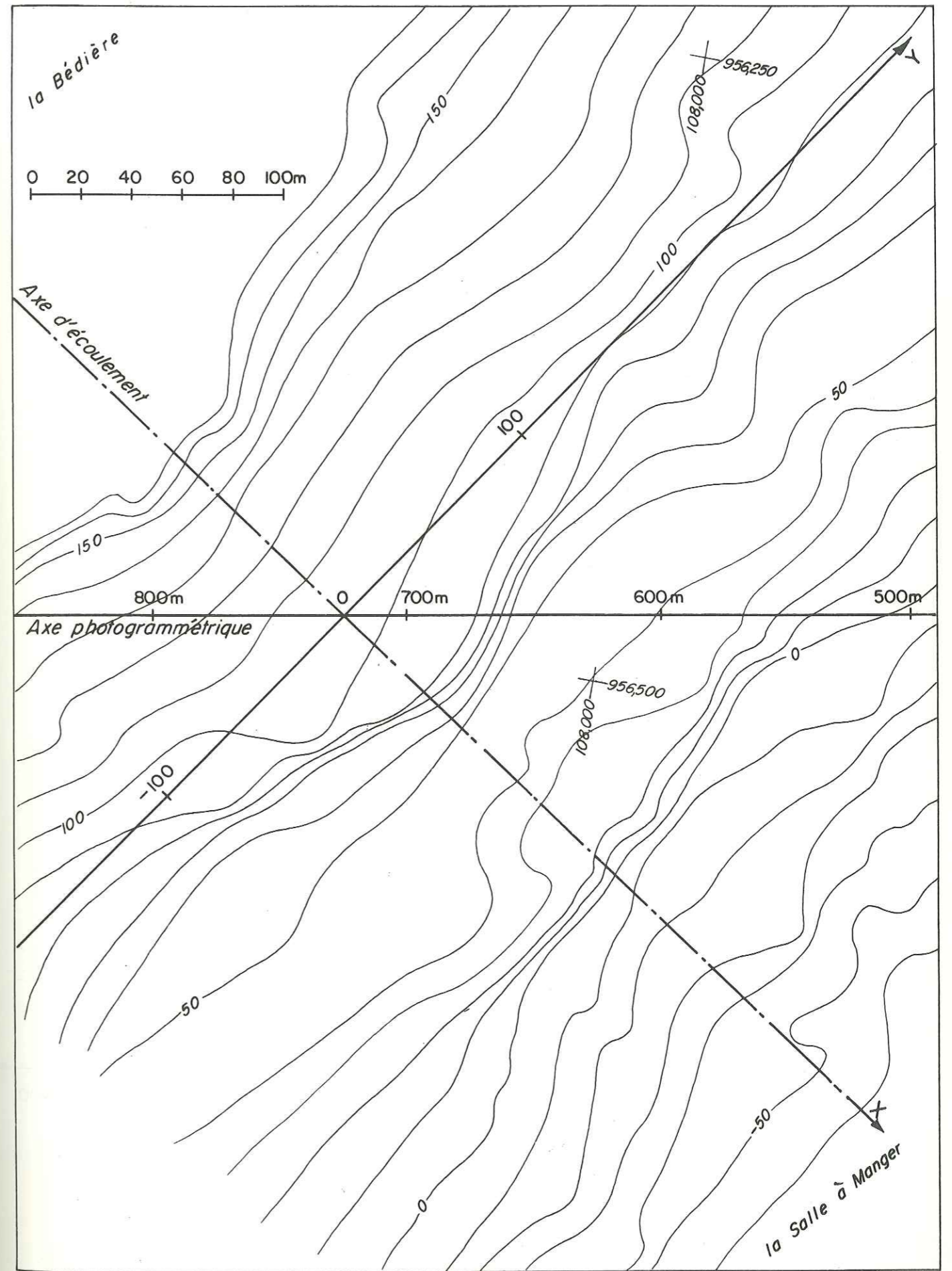
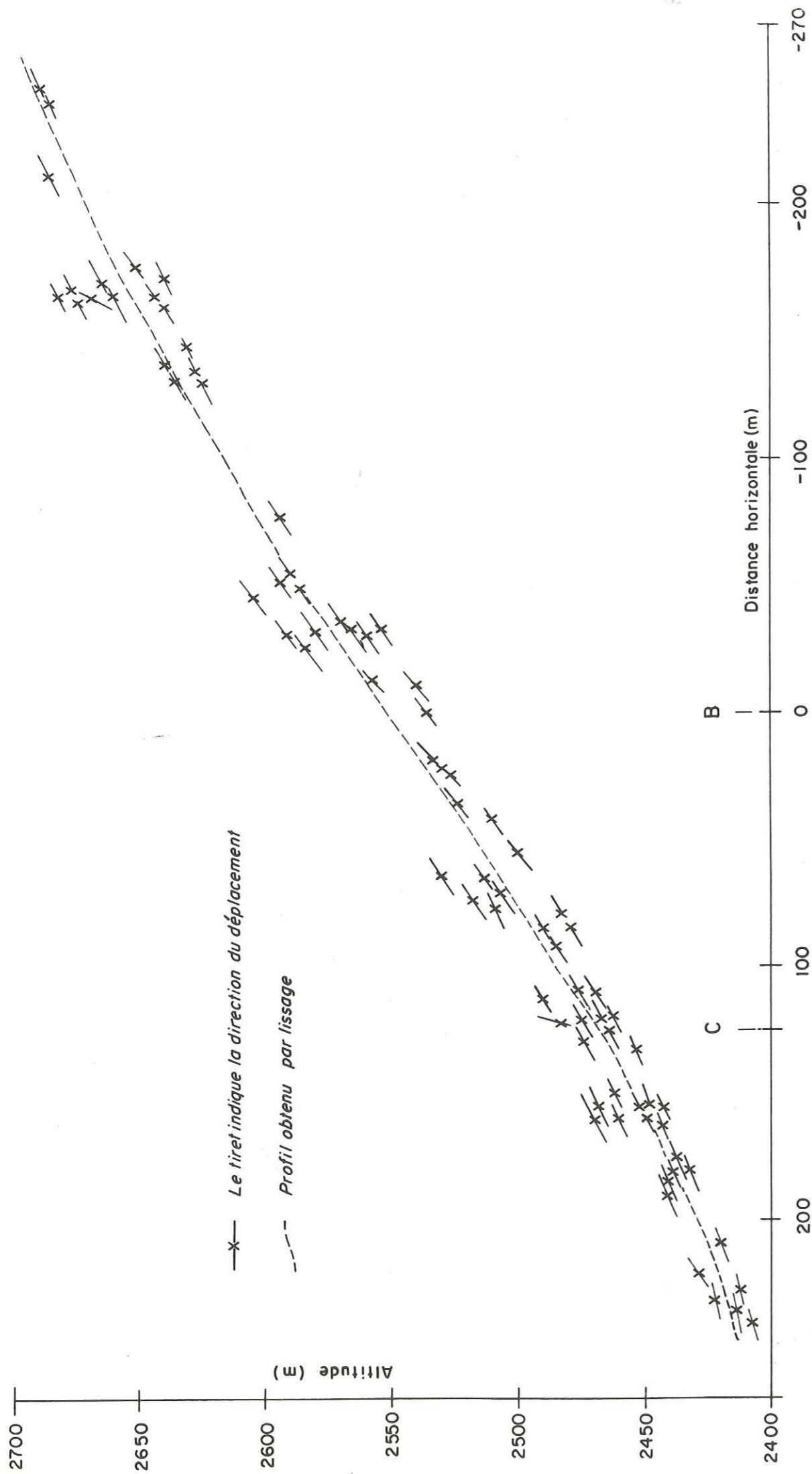


Fig 9 - Profil longitudinal de la chute suivant l'axe du courant (traits interrompus)

Fig. 10 - Carte de la chute en courbe de niveau obtenue par photogrammétrie terrestre. Les courbes de niveau sont portées tous les dix mètres à partir de l'altitude du terme A : 2487 m

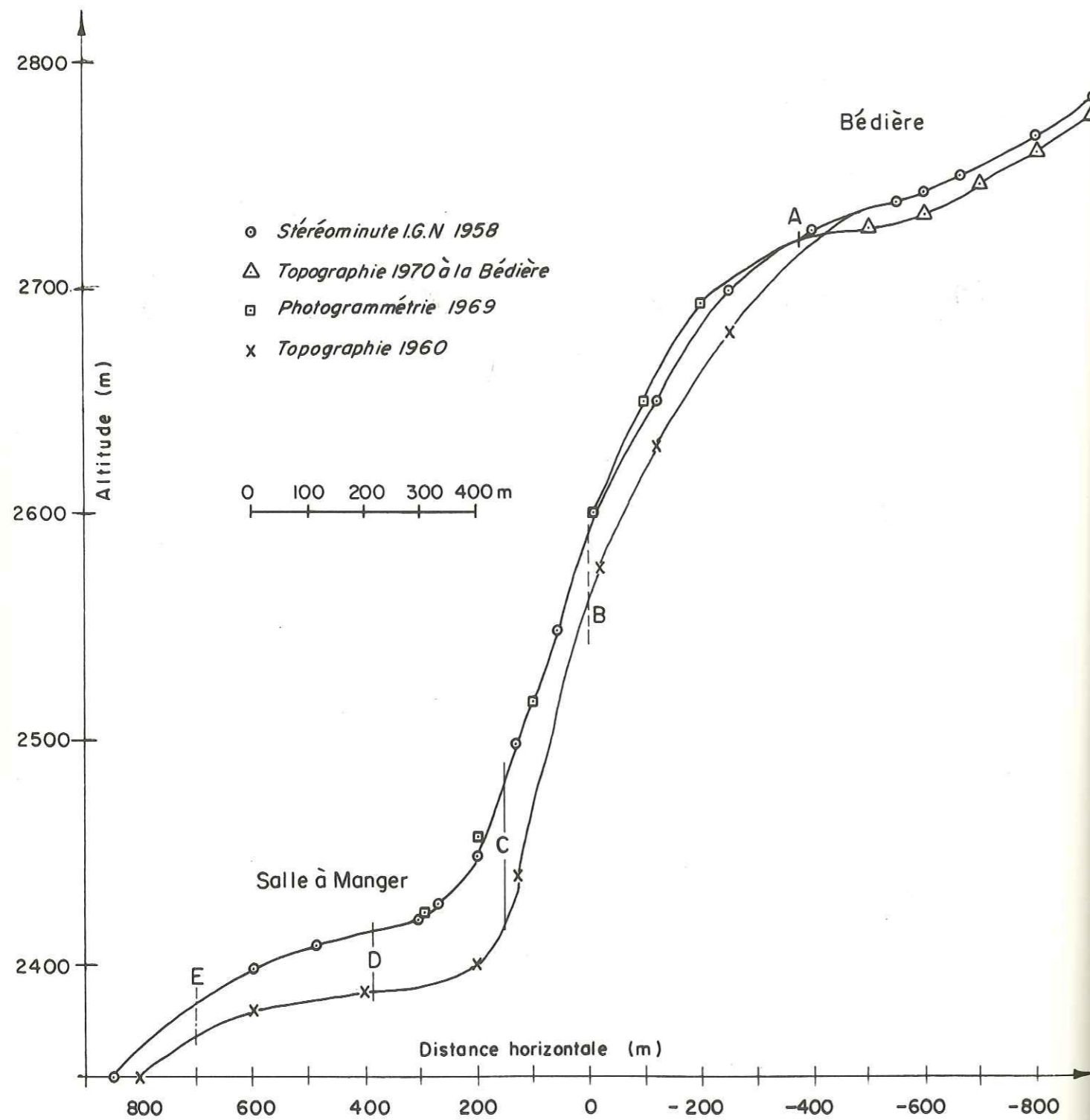


Fig. 11 - Profil longitudinal de la chute de glace à différentes époques

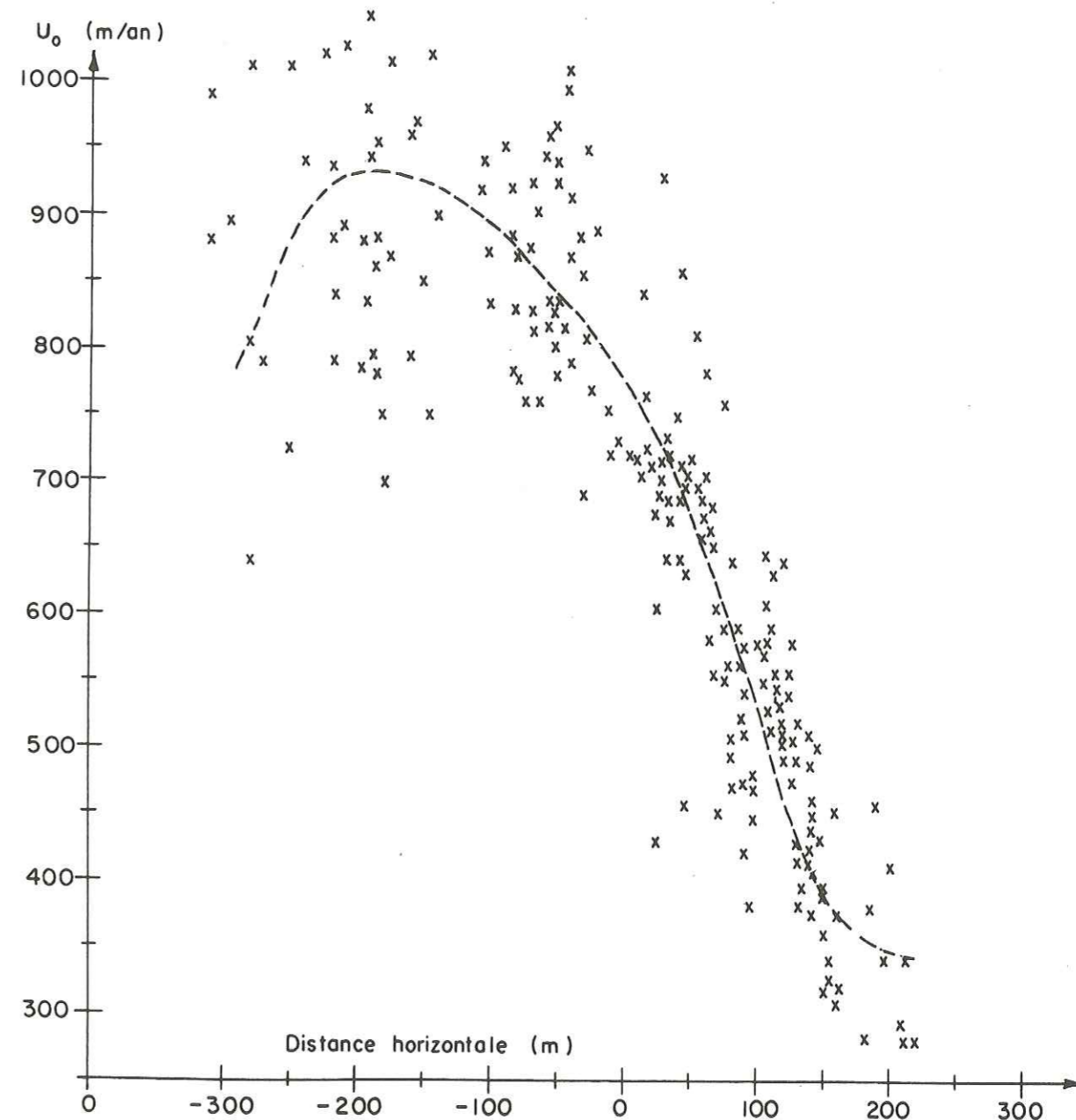


Fig. 12 - Vitesses en surface rapportées à l'axe du courant

3 - 2 - Mesures à la Bédière

La partie supérieure de la chute de glace, début des séracs présente un replat sur 500 m de long entre 2700 et 2800 m d'altitude. Cette partie du glacier du Géant est caractérisée par une bédière très nettement marquée en rive gauche.

Cette zone est facilement accessible au printemps, c'est le trajet à ski appelé "descente de la Vallée Blanche". En réalité on ne fait que traverser le plateau supérieur de cette Vallée Blanche et on descend par le glacier. On emprunte la rive gauche des séracs du Géant, recouverte à cette époque d'une abondante couche de neige. En périodes de mesures, été et automne, lorsque la neige a fondu le passage des séracs est très délicat : plusieurs heures sont alors nécessaires pour les franchir.

A ce niveau, le laboratoire de Glaciologie a implanté un réseau de balises pour mesurer la vitesse en surface. Les balises sont des balises d'accumulation constituées par un tube métallique, duralumin ou acier, de 6 m de longueur. Leur emplacement dans la glace est foré à l'aide d'une sonde à vapeur Gillet, sonde légère, conçue au laboratoire de Glaciologie du CNRS pour être transportée à dos sur de longs parcours.

Des balises ont été implantées et suivies sur cinq années en 1966, 1968, 1969, 1970 et 1971. Malheureusement le réseau ne subsiste pas plus d'une année dans cette zone, car de nombreuses balises avant de disparaître dans les Séracs de la Chute tombent dans les crevasses qui commencent à s'ouvrir à ce niveau.

On a déterminé leur position par relèvement à l'aide d'un théodolite Wild T 2 en utilisant 4 points géodésiques connus en coordonnées : Aiguille de la Vierge, Tour Ronde, Aiguille du Midi, Aiguille du Tacul (tableau 4). Ces sommets bien répartis sur l'horizon donne des chapeaux réduits, la position des balises est connue à ± 10 cm près.

3 - 2 - 1 - Résultats

Les résultats des mesures sont portés dans le tableau 5 et sur la figure 13.

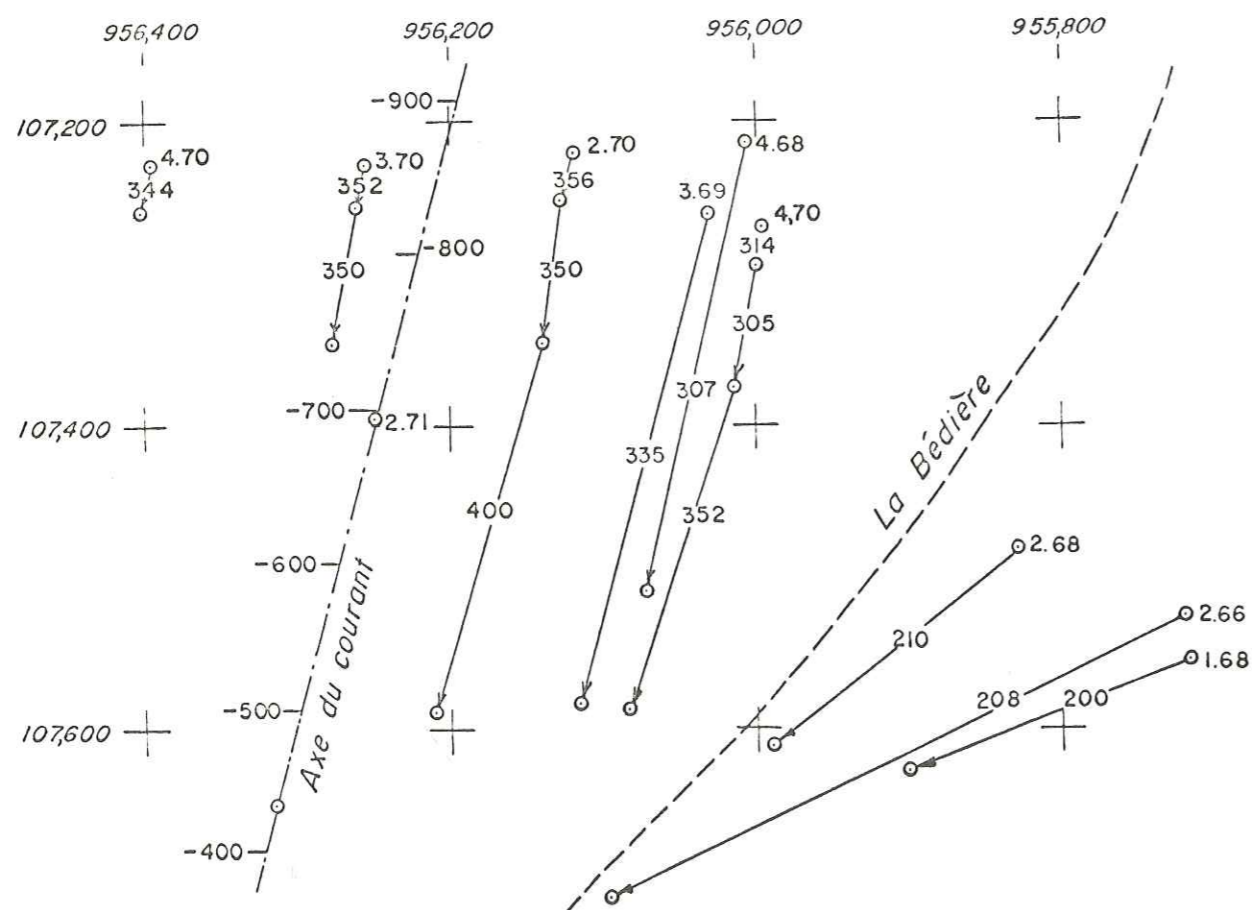


Fig. 13 - Déplacements horizontaux à la Bédière. Les nombres sur les trajets sont les vitesses en mètres par an

Les altitudes de la glace mesurées aux balises pendant ces cinq années ne permettent pas de mettre en évidence une variation de niveau. Il n'y a pas non plus de différence sensible entre ces altitudes et celles données aux mêmes endroits par la stéréominute IGN de 1962. Le niveau de la surface de la glace dans cette zone semble stable. Les déplacements sont réguliers en direction et à peu près parallèles, les vitesses présentent un maximum dans l'axe du courant : balises 2.70 et 3.70, qui est de 350 m par an, et elles décroissent régulièrement vers les bords du courant. Au-delà de la Bédière, septum qui marque la confluence du Glacier du Géant et de la Vallée Blanche, la vitesse tombe brusquement de 300-350 m/an à 200-210 m/an.

Vierge	956 252,77	105 464,45	3243,80
Tour Ronde	954 887,20	104 066,70	3793,60
Aiguille du Midi	953 098,24	107 820,16	—
Aiguille du Tacul	958 757,20	108 812,30	3444,70

Tableau 4

Points géodésiques utilisés pour le relèvement des balises à la Bédière

Balise n°	Date	Coordonnées Lambert			U _o m/an
		X	Y	Z	
2.66	17.6.66	955 722,2	107 525,0	2763,95	207,6
	9.7.68	956 100,5	107 716,3	2707,0	
1.68	1.10.68	955 719,0	107 552,4	2760,1	200,5
	2.10.69	955 902,9	107 624,3	2722,05	
2.68	1.10.68	955 828,0	107 480,8	2746,2	210,1
	2.10.69	955 992,3	107 610,5	2722,00	
4.68	1.10.68	956 007,7	107 212,9	2771,7	307
	2.10.69	956 074,65	107 508,4	2717,55	
3.69	20.10.69	956 031,5	107 260,85	2759,4	335,1
	30.9.70	956 114,15	107 581,35	2719,8	
1.70	21.5.70	955 996,15	107 264,00	2767,70	313,9 305,9 352,3
	22.6.70	956 000,80	107 291,20	2760,95	
	30.9.70	956 015,65	107 371,30	2745,10	
	22.6.71	956 086,85	107 582,35	2722,00	
2.70	21.5.70	956 120,4	107 220,45	2766,80	355,9 350,4 400,1
	22.6.70	956 128,8	107 251,00	2761,10	
	30.9.70	956 140,0	107 344,65	2749,05	
	22.6.71	956 211,15	107 587,80	2726,85	
3.70	21.5.70	956 257,25	107 223,25	2773,23	351,8 350
	22.6.70	956 263,30	107 254,25	2769,20	
	30.9.70	956 279,10	107 347,5	2760,45	
4.70	21.5.70	956 397,5	107 227,30	2787,95	344
	22.6.70	956 404,25	107 257,35	2781,40	
1.71	22.6.71	956 062,72	107 236,10	2762,05	328
	6.10.71	956 070	107 319,7	2746,30	
2.71	22.6.71	956 252,3	107 394,6	2757,25	
3.71	22.6.71	956 244,6	107 490,15	2747,35	
4.71	22.6.71	956 171,85	107 515,80	2738,35	

Tableau 5
Mesures à la Bédière

3 - 3 - Approximation et lissage

Pour obtenir les variations de pente et de vitesse le long de l'axe du glacier on est amené à approcher les mesures faites point par point à la surface par une courbe régulière.

Cette courbe doit être représentative des mesures faites dans toute la zone et s'approcher le plus possible des mesures en chaque point sans présenter d'inversion du sens de variation sur une distance au moins égale à une fois l'épaisseur du glacier à cet endroit. De cette façon la courbe obtenue décrit une variation qui intéresse la glace en profondeur et non quelques dizaines de mètres seulement en surface.

Dans ce but plusieurs méthodes de lissage ont été essayées.

3 - 3 - 1 - Moyenne mobile

En première approximation on a appliqué la méthode de la moyenne mobile avec pondération des valeurs voisines du point où est calculé la moyenne. Cette méthode équivalente à un filtrage passe-bas donne une première courbe où les variations les plus rapides sont éliminées sans supprimer toutes les irrégularités qui se manifestent sur une longueur inférieure à la profondeur du glacier. On doit donc poursuivre le lissage sur les premiers résultats. Avec ce processus itératif, qui favorise les fréquences basses, les courbes successivement lissées s'écartent rapidement de la courbe expérimentale, sans qu'une limite soit atteinte. Snapiro (1970) a donné l'algorithme de pondération qui permet d'obtenir une courbe lissée, où les itérations successives tendent vers une limite proche de la courbe expérimentale. Cette méthode est intéressante lorsque la fonction est connue en des abscisses régulièrement réparties et surtout lorsque la dispersion des mesures est faible.

3 - 3 - 2 - Moindres carrés

On a ensuite cherché à approcher les mesures expérimentales par la technique des moindres carrés. On recherche un polynôme de degré n :

$$g(x) = \sum_{j=0}^n a_j x^j$$

qui minimise la somme des carrés des écarts entre la valeur mesurée b_k aux m points x_k et le polynôme d'approximation $g(x_k)$

$$\delta \sum_{k=1}^m (g(x_k) - b_k)^2 = 0$$

Lorsque la courbe à approcher est compliquée et présente plusieurs changements de sens de variation, les résultats donnés par cette méthode directe des moindres carrés ne constituent pas une approximation satisfaisante.

3 - 3 - 3 - Approximation polynômiale, par les polynômes orthogonaux

On obtient de meilleurs résultats en utilisant une suite de polynômes orthogonaux $p_j(x)$. On cherche dans ce cas un polynôme $g(x)$ de degré n

$$g(x) = \sum_{j=0}^n s_j \cdot p_j(x)$$

qui minimise la somme :

$$\sum_{k=1}^m (g(x_k) - b_k)^2$$

les $p_j(x)$ forment un système de polynômes orthogonaux sur les abscisses x_k

$$\sum_{k=1}^m p_l(x_k) \cdot p_j(x_k) = 0$$

avec $l \neq j$ et $l, j = 0, 1, \dots, n$.

On les obtient par la récurrence suivante :

$$p_{j+1}(x) = x \cdot p_j(x) - \alpha_{j+1} \cdot p_j(x) - \beta_j \cdot p_{j-1}(x)$$

avec $p_0(x) = 1$ et $p_{-1}(x) = 0$;

Les coefficients α_{j+1} et β_j sont déterminés de sorte que p_{j+1} soit orthogonal à p_j et p_{j-1}

$$\sum_{k=1}^m p_{j+1}(x_k) \cdot p_j(x_k) = \sum_{k=1}^m \left[x_k p_j^2(x_k) - \alpha_{j+1} p_j^2(x_k) \right]$$

$$\text{D'où : } \alpha_{j+1} = \frac{\sum_{k=1}^m x_k p_j^2(x_k)}{\sum_{k=1}^m p_j^2(x_k)}$$

$$\sum_{k=1}^m p_{j+1}(x_k) \cdot p_{j-1}(x_k) = \sum_{k=1}^m \left[x_k p_j(x_k) \cdot p_{j-1}(x_k) - \beta_j p_{j-1}^2(x_k) \right]$$

$$\text{D'où : } \beta_j = \frac{\sum_{k=1}^m x_k p_j(x_k) \cdot p_{j-1}(x_k)}{\sum_{k=1}^m p_{j-1}^2(x_k)}$$

La condition des moindres carrés s'écrit :

$$\delta \sum_{k=1}^m \left[\sum_{j=0}^n s_j p_j(x_k) - b_k \right]^2 = 0$$

D'où n équations pour déterminer les n coefficients s_j :

$$s_j = \frac{\sum_{k=1}^m p_j(x_k) \cdot b_k}{\sum_{k=1}^m p_j^2(x_k)}$$

La procédure de calcul des coefficients s_j , et de $g(x)$ fait partie de la bibliothèque de programme du centre de calcul de l'Université de Grenoble. Elle donne la valeur de $g(x)$ aux abscisses choisies de façon satisfaisante pour toutes les courbes expérimentales approximées.

3 - 3 - 4 - Résultats du lissage

Les courbes obtenues par lissage, leurs dérivées premières et secondes en fonction de x sont portées sur les figures 14, a, b, et c pour la pente et 15, a, b, et c pour la vitesse. Sur ces mêmes figures on a porté les valeurs obtenues par Lliboutry en 1962, en choisissant la même origine pour l'axe des abscisses curvilignes : point B.

3 - 3 - 4 - 1 - Pente lissée de la surface

On a trouvé une surface plus pentue au centre de la chute avec un maximum d'inclinaison de 33° contre 31° en 1962. Cependant les amplitudes des fluctuations des dérivées 1ère et 2e de α sont très voisines, bien que ces fluctuations diffèrent dans le détail.

Les valeurs obtenues dans la chute par photogrammétrie terrestre ont été raccordées aux mesures de pente faites à la Bédière. A cet endroit les altitudes de la glace relevées aux balises pour les années 1966 à 1970 montrent que la pente de la surface est identique à celle relevée en 1962 par l'IGN.

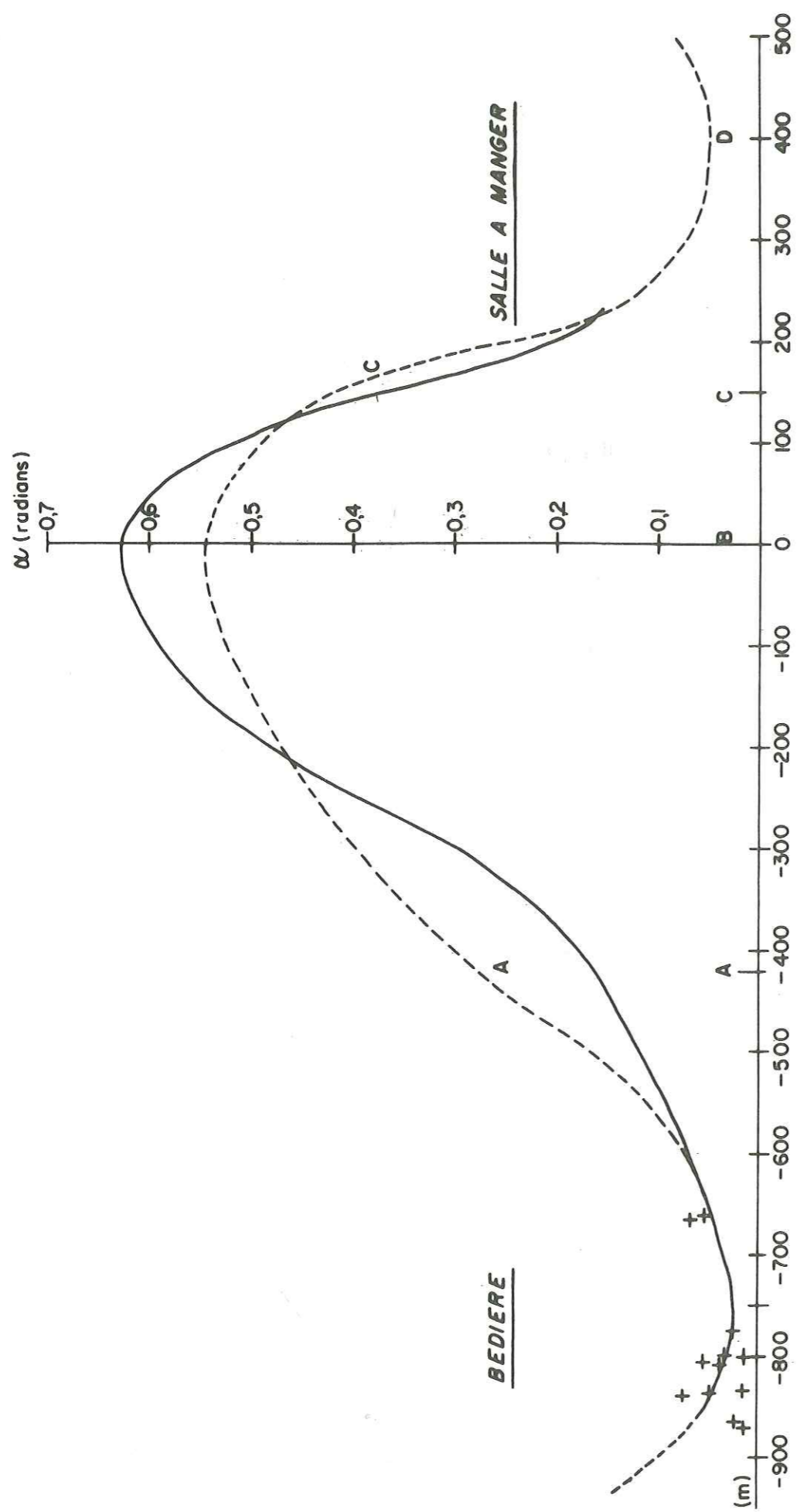


Fig. 14 - a) Pente de la surface α en radians
 Courbes en tirets: mesures de 1962 ; en traits pleins : mesures 1969

Fig. 14 - b) $\frac{d\alpha}{dx} = \Gamma + \Gamma' x$

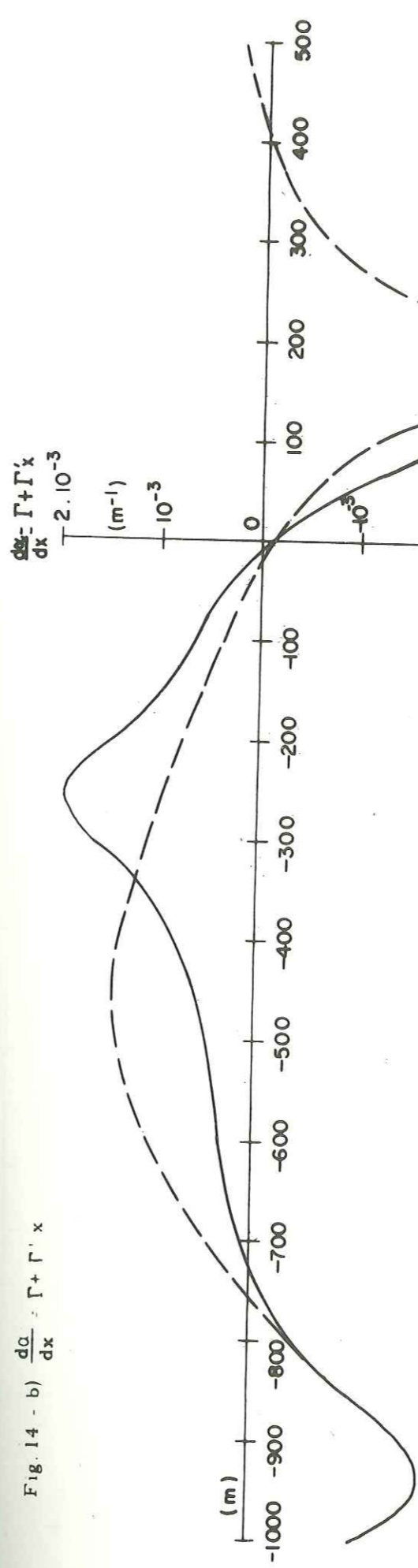


Fig. 14 - c) $\Gamma' = \frac{d^2\alpha}{dx^2} = \Gamma''$

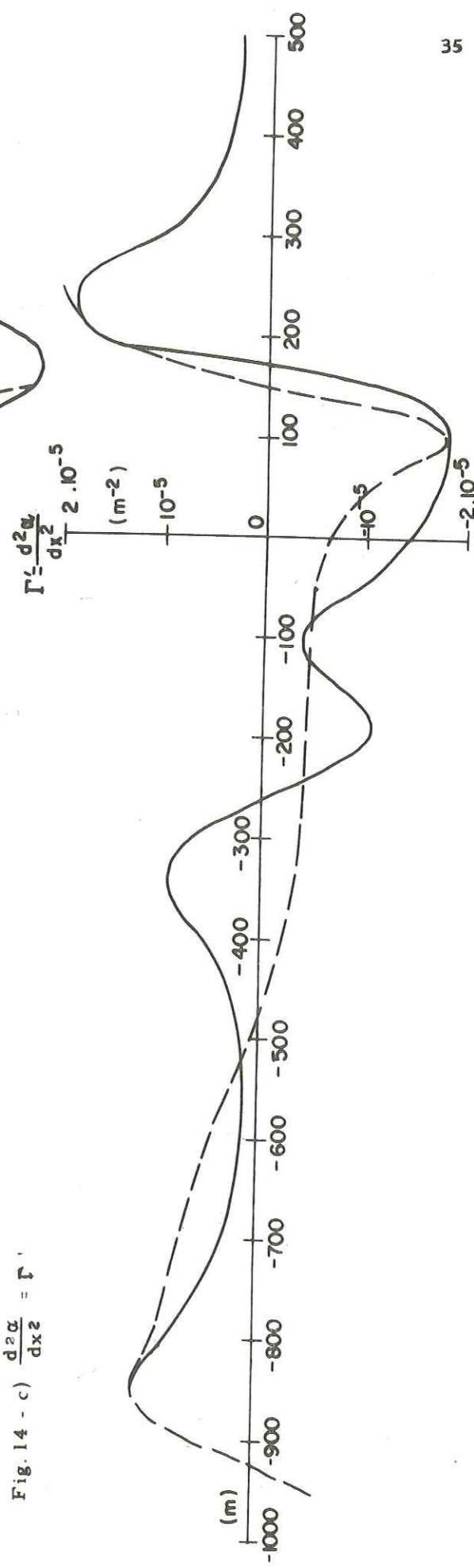


Fig. 15 - a) Vitesses en surface u en mètres par an

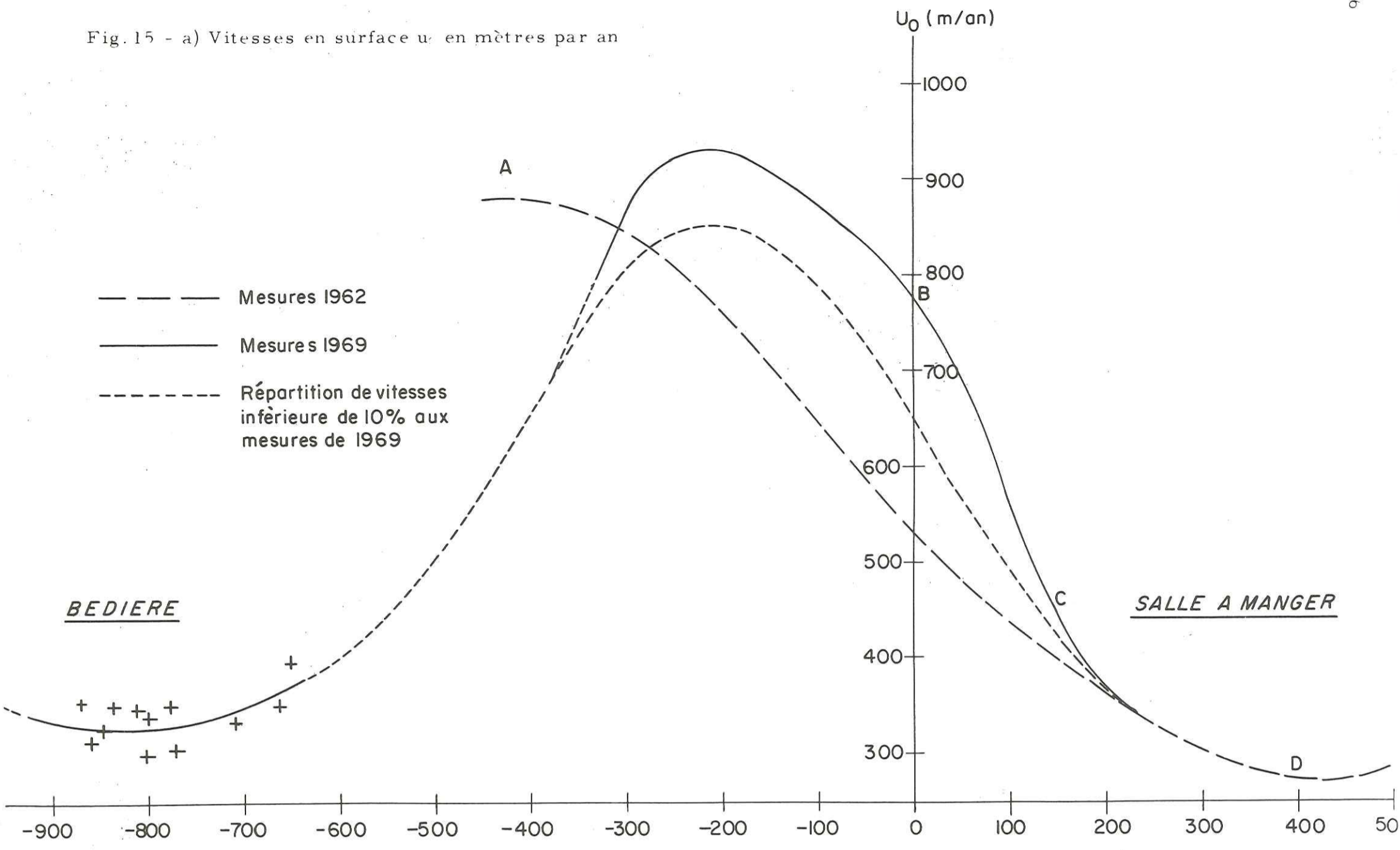


Fig. 15 - b) $\frac{du}{dx} = a + 2mx$

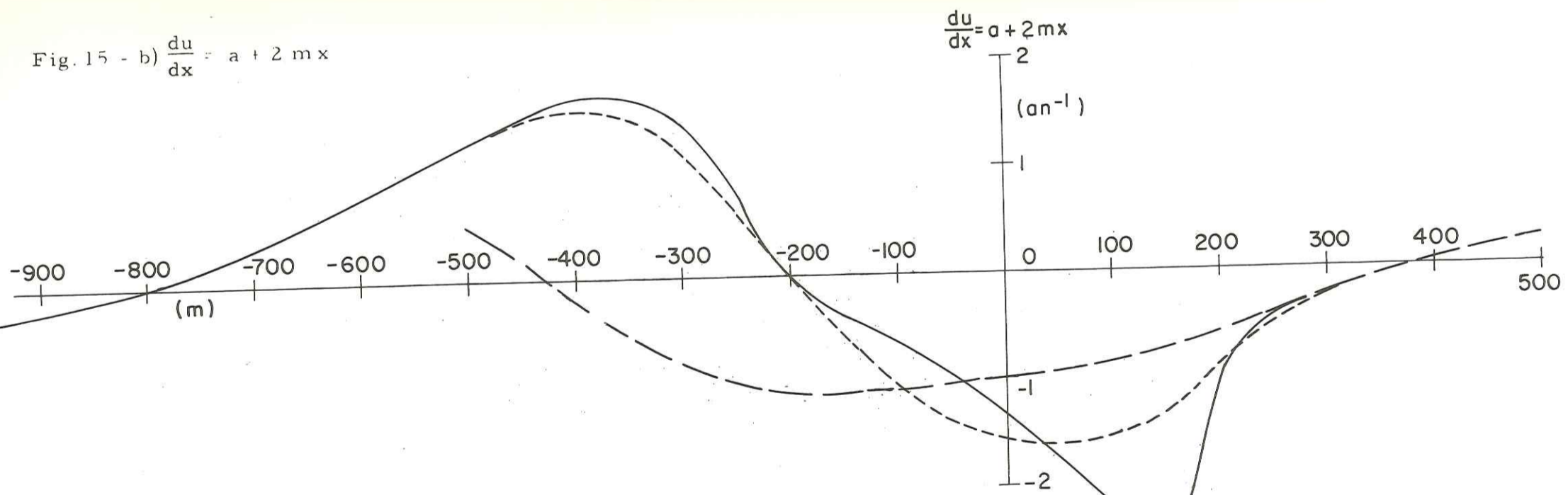
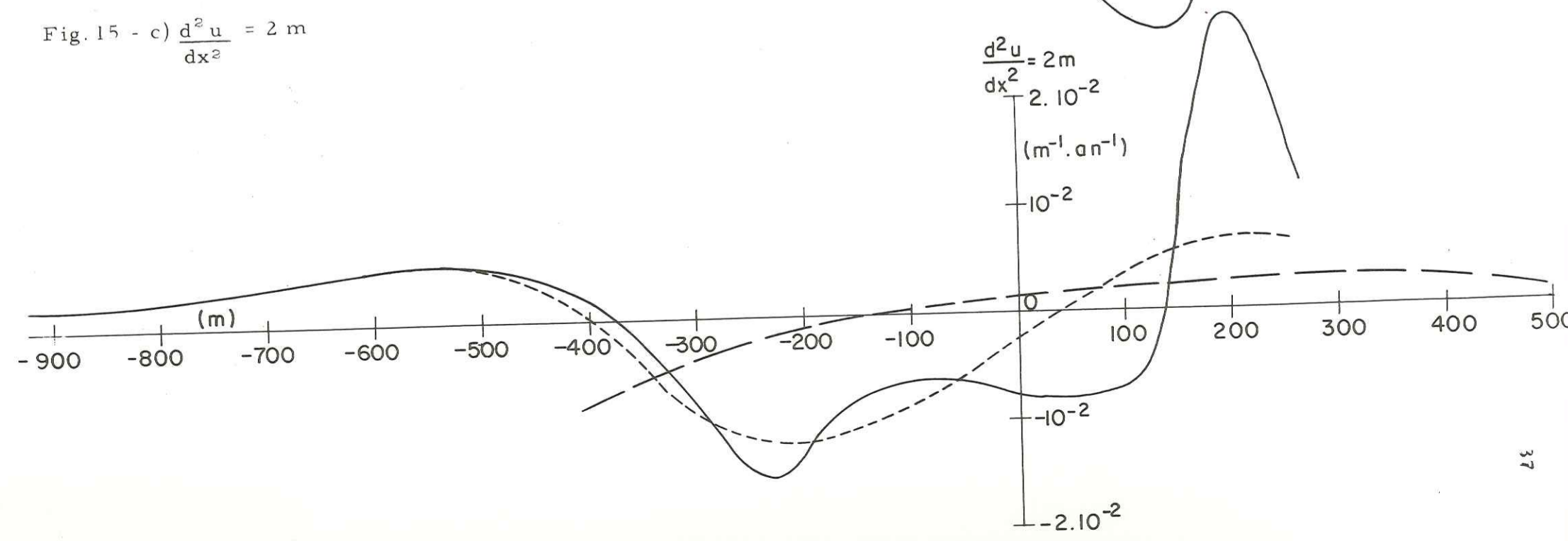


Fig. 15 - c) $\frac{d^2u}{dx^2} = 2m$



3 - 3 - 4 - 2 - Courbe de vitesses lissées

Les vitesses annuelles obtenues sont plus grandes que celles mesurées en 1962, dans la plus grande partie de la chute (fig. 15). Le maximum de vitesse ne se situe plus au sommet des Séracs mais 200 m en aval.

Les dérivées 1ère et 2e sont donc plus heurtées. Les mesures de déplacement à la Bédière permettent de préciser la variation de vitesse sur 250 m dans l'axe du courant on peut alors raccorder les mesures de vitesse dans la chute à celle de la Bédière.

3 - 4 - Déterminations complémentaires

Pour compléter les mesures en surface nécessaires au calcul, il faut en plus des mesures précédentes définir la largeur du courant de glace, le flux de glace transporté et leurs variations le long du glacier.

3 - 4 - 1 - Largeur du courant

Le courant de glace central de largeur Y a été déterminé à l'aide des photographies aériennes de l'IGN, mission de 1967. L'observation de ces photos montre qu'il est nettement marqué avant la chute de glace vers la Bédière, et dans la partie inférieure à la Salle à Manger.

En rive gauche la Bédière fait une limite nette avec le courant issu de la Vallée Blanche. En rive droite on peut délimiter le courant central de celui venant du plateau oriental par une zone très fracturée. Dans la chute, entre la Bédière et la Salle à Manger, la délimitation du courant de glace est moins nette surtout en rive droite. Les limites du courant de glace ont donc été choisies de façon à ce que son allure soit la plus régulière possible.

Les résultats de ces mesures sont portés sur la figure 16.

3 - 4 - 2 - Vitesse normale à la surface $w(x)$

La détermination de $w(x)$ peut être faite en supposant qu'elle est égale au bilan dans cette zone. Mais le bilan est mal connu parce qu'on ne peut pas planter de balises dans la chute. On peut toutefois approcher la valeur de b le long de la chute en se servant de valeurs connues en amont et en aval des Séracs. La ligne d'équilibre doit se situer au niveau de la Bédière à 2800 m d'altitude, vers l'abscisse $x - 1000$ m dans le système curviligne choisi. En effet les observations sur les photos aériennes et celles faites sur place au cours des relevés d'automne montrent que la glace est libre de névé à partir de cette altitude au mois d'octobre, époque où l'année budgétaire se termine. A la Salle à Manger entre 2400 et 2450 m l'ablation mesurée par M. Vallon en 1960 est voisine de $-2,5$ m une approximation linéaire entre ces deux valeurs donne : $\frac{db}{dx} = -c = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ an}^{-1}$.

dx

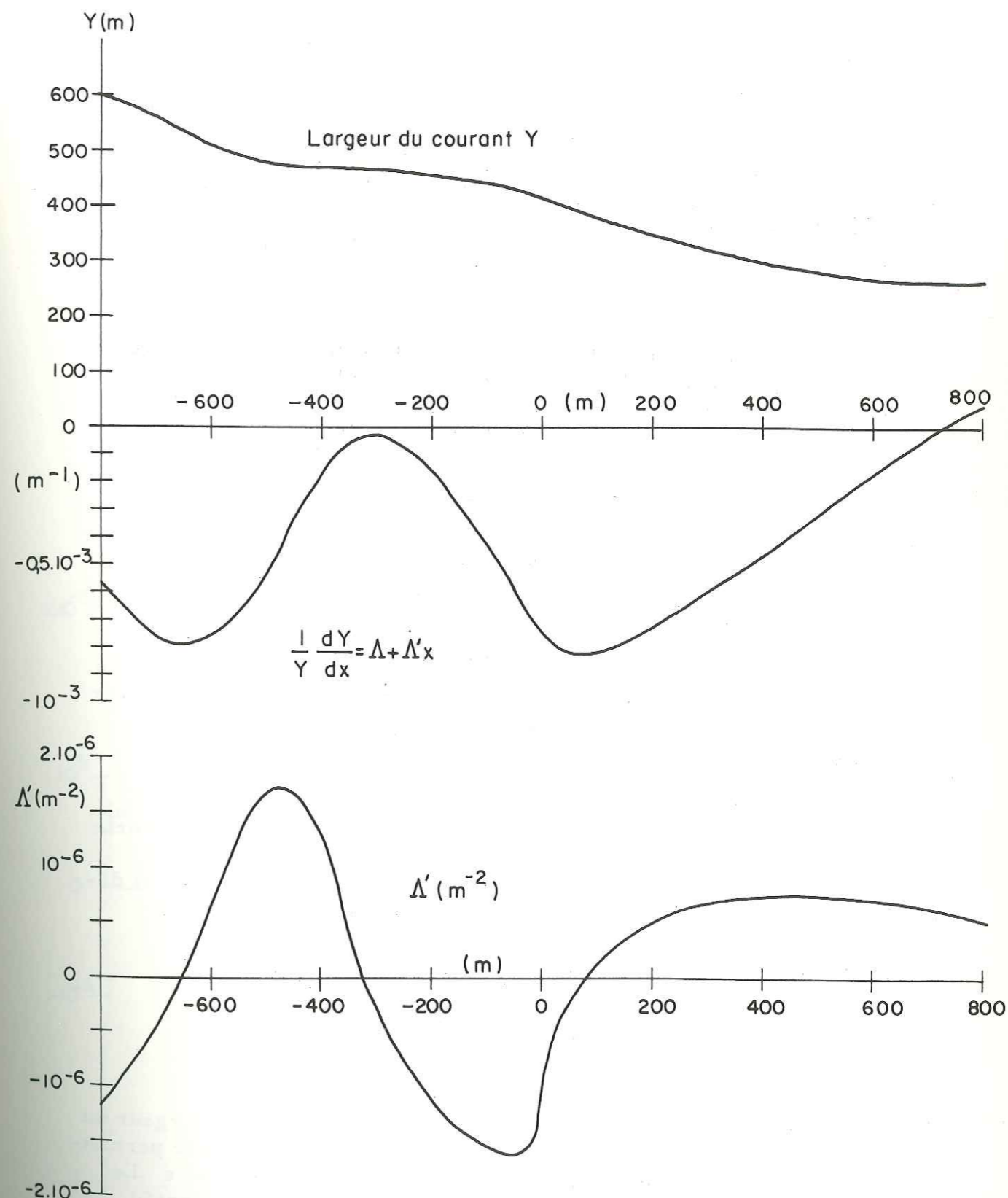


Fig. 16 - Largeur du courant Y en fonction de x , et les variations

$$\frac{1}{Y} \cdot \frac{dY}{dx} = \Lambda + \Lambda' x \quad \text{et} \quad \Lambda' (x)$$

Cette valeur correspond à un coefficient d'activité suivant l'altitude

$\frac{db}{dz} = \frac{2,5}{400} = 0,6 \text{ m}/100 \text{ m}$. En fait les valeurs réelles du bilan dans la chute sont certainement plus faibles, car sur les photographies terrestres et aériennes on remarque des chapeaux de névés sur les séracs jusque dans le milieu de la chute alors qu'ils ont déjà passé tout l'été plus bas que la ligne d'équilibre. C'est-à-dire que la chute par son exposition Nord-Est et par la pente de sa surface n'est pas une zone d'ablation ; son bilan peut même dans la zone très crevassée devenir légèrement positif lorsque le névé emprisonné dans les crevasses est protégé du rayonnement solaire.

On a donc approché $b(x)$ par la courbe en trait plein de la figure 17, ce qui donne pour la partie inférieure un coefficient d'activité $\frac{db}{dz} \approx 1,25 \text{ m}$ par 100 m, valeur plus probable pour cette altitude que la valeur obtenue par approximation linéaire.

Cependant l'imprécision sur le bilan n'est pas gênante pour la suite des déterminations, étant donné la faible valeur de $b(x)$ et l'influence des termes correspondants dans le calcul.

3 - 4 - 3 - Débit de glace

Le débit de glace franchissant le sommet est voisin de $34 \text{ hm}^3/\text{an}$ pour l'ensemble des courants (Lliboutry et autres, 1962). On peut estimer le flux de glace du courant central égal à $14 \text{ hm}^3/\text{an}$ (Lliboutry, 1969).

4 - Calculs

Le calcul des vitesses et des contraintes en profondeur comporte trois étapes :

1) calcul à partir des mesures en surface des coefficients des développements limités des vitesses et des contraintes ;

2) détermination de la hauteur de glace ;

3) calcul des contraintes et des vitesses sur le lit rocheux.

4 - 1 - Coefficient des développements limités

Les valeurs mesurées pour la pente α , la vitesse u , la largeur du courant Y , du bilan b et leurs variations le long de l'axe du glacier permettent de déterminer tous les coefficients inconnus à l'exception de s . Le coefficient s traduit la variation de la vitesse en surface dans un profil transversal, variation qui est supposée symétrique par rapport à l'axe du courant. Les mesures faites dans la chute ne permettent pas de déterminer directement ce coefficient. On peut cependant l'estimer comme le propose Lliboutry (1969) par la forme des crevasses. Au sommet de la chute les crevasses sont rectilignes, tandis qu'en bas apparaissent des chevrons bien

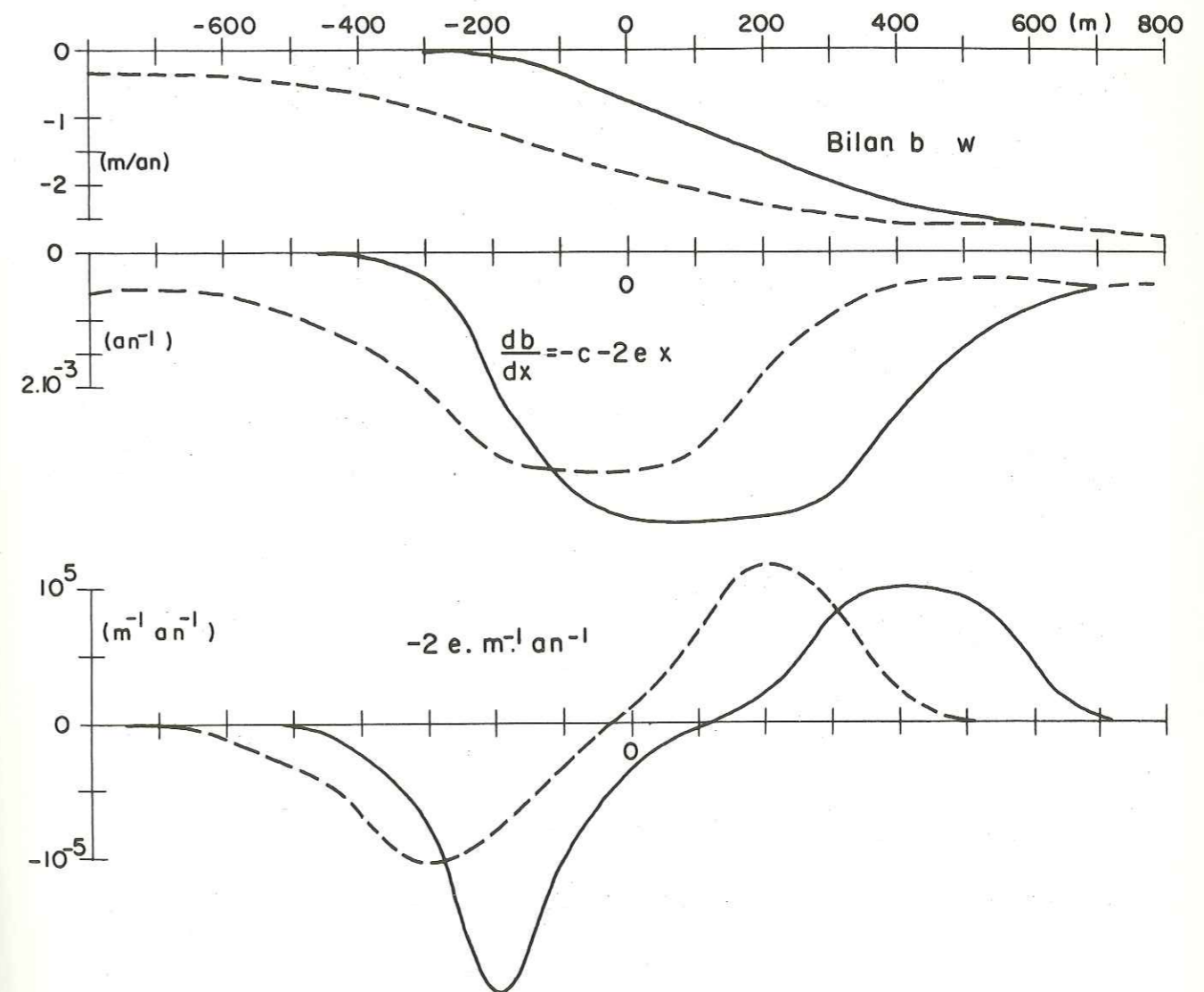


Fig. 17 - Bilan $b \approx w_s$ dans la chute ; en tirets les valeurs de 1962 ; en traits pleins les valeurs prises pour le calcul

arqués. Le centre du courant a parcouru une distance L tandis que les bords une distance L - ΔL. En admettant que le rapport des vitesses superficielles dans l'axe du courant et sur les bords est indépendant de x il vient :

$$\frac{sY^2}{u_0} = \frac{\Delta L}{L}$$

Avec une largeur moyenne du courant Y = 400 m, on trouve :

$$s(x) = 2 \cdot u_0(x) \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-2}$$

où u_0 est exprimé en mètres par an.

4 - 2 - Epaisseur de glace et vitesses en profondeur

Dans le système d'axes curvilignes l'épaisseur est calculée suivant la verticale à la surface. L'expression des vitesses en profondeur est en fonction de z :

$$u(z) = u_0 - c'z + (m' - k)z^2$$

$$w(z) = w_0 - a'z - e''z^2$$

Le débit de glace $\Phi(x)$ dans une section transversale de largeur Y(x) est égal à :

$$\Phi = Y \int_0^z u(z) \cdot dz$$

Le calcul est fait numériquement en sommant les débits par tranche d'épaisseur dz. On arrête la sommation lorsqu'on atteint le débit Φ cherché ce qui détermine la hauteur de glace h.

Le lit rocneux étant une ligne d'écoulement sa pente β est donnée par :

$$\text{tg}(\alpha - \beta) = - \frac{w_h}{u_h}$$

La vitesse de glissement V sur le lit est :

$$V = u_h \cos(\alpha - \beta) - w_h \sin(\alpha - \beta)$$

Les profils de vitesse sont portés sur la figure 18 pour 10 points. Dans la zone de la Bédière l'épaisseur décroît de 75 m, abscisse - 850 m jusqu'à 52 m au point A, sommet de la chute. Dans la chute la hauteur de glace passe par un minimum h = 34 m qui correspond à la plus grande vitesse en surface. A partir du point B l'épaisseur augmente rapidement jusqu'à l'entrée de la Salle à Manger où elle atteint 112 m.

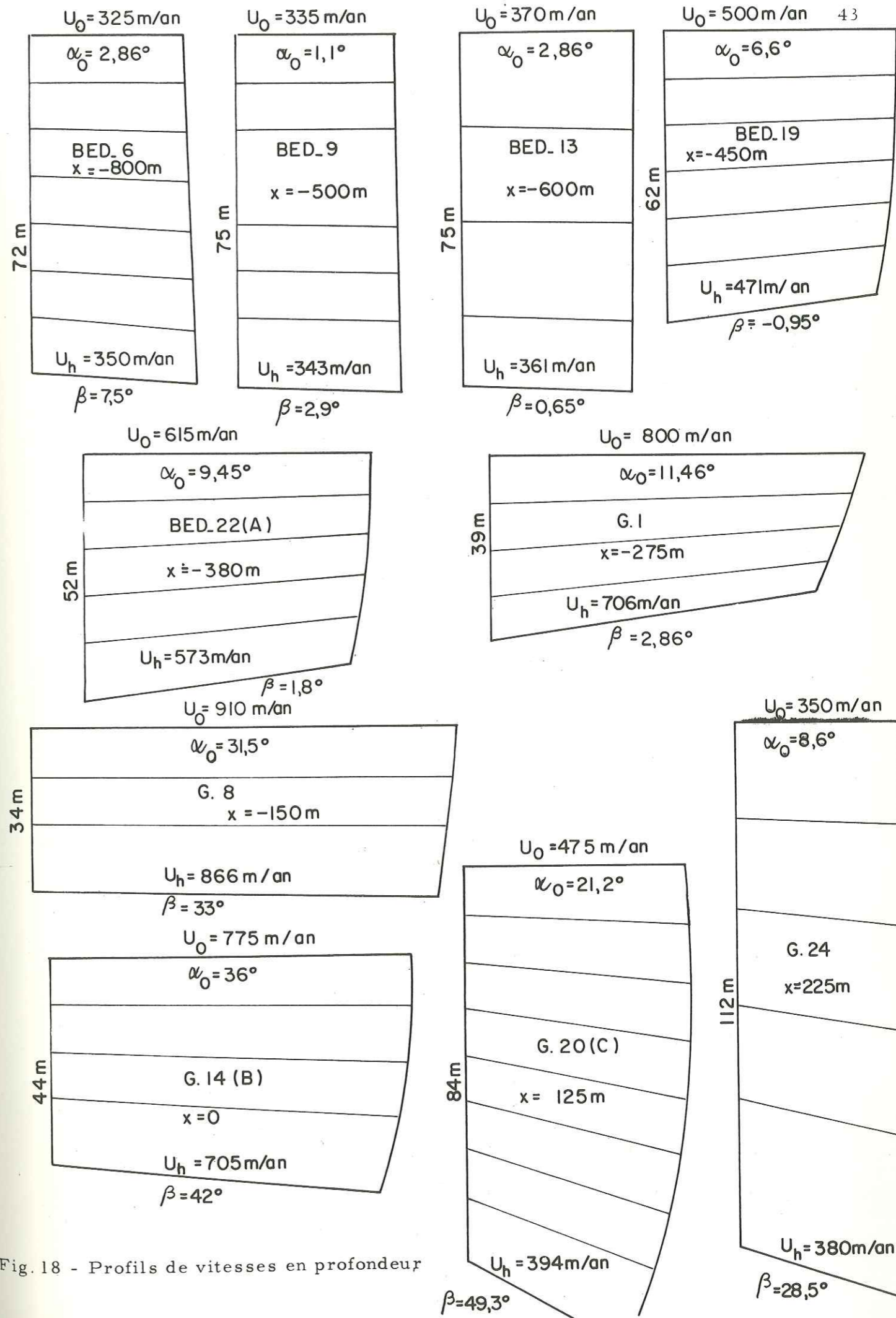


Fig. 18 - Profils de vitesses en profondeur

Partout la vitesse de glissement est élevée. En deux endroits on la trouve supérieure à la vitesse en surface : partie supérieure de la Bédière : 352 m/an pour 325 m/an en surface, et début de la Salle à Manger 380 m/an pour 350 m en surface. A ces deux endroits la surface s'incurve la pente devient moins forte : tout se passe comme si la glace adoptait un mouvement de rotation.

4 - 3 - Contraintes sur le lit rocheux

Le frottement f et la pression normale N sont calculés selon les équations données en 1-8-. On a porté sur la figure n°19 les variations de f en fonction de la pression normale N diminuée de la pression atmosphérique. Le calcul a été fait pour des points distants de 25 m le long de l'axe du glacier.

La variation de f en fonction de $N-H$ est loin d'être la variation linéaire attendue.

De plus en haut de la chute, point A, et en bas à l'entrée de la Salle à Manger le calcul conduit à des frottements négatifs. Ce résultat est physiquement impossible : cela voudrait dire qu'au seul contact du lit rocheux la glace subit une force dirigée dans le sens du déplacement.

On a alors cherché à déterminer l'influence des valeurs mesurées en surface et de leurs dérivées sur le calcul du frottement, en faisant varier la vitesse u , la pente α et la largeur du courant y dans le domaine d'incertitude de ces courbes, ainsi que le débit de glace. La pente est déterminée à partir des altitudes des points de la surface : son domaine de variation est faible et n'apporte pas de modification sensible dans le calcul du frottement. De même le courant de glace est nettement marqué et sa largeur Y précise aux deux endroits où on reprend le calcul du frottement. D'autre part une variation de largeur Y modifie surtout la hauteur de glace mais n'a que peu d'influence sur le calcul du frottement.

Le débit de glace calculé en 1962 par Lliboutry a été fait sur quelques mesures réparties le long de la Mer de Glace. Depuis 1966, le Laboratoire de Glaciologie a implanté et suivi chaque année un réseau de 17 balises d'ablation régulièrement espacées sur les 7 km de la Mer de Glace afin de préciser son bilan. Un premier dépouillement conduit à un débit de 14 hm^3 par an, valeur très proche de celle obtenue en 1962 qui était de $13,8 \text{ hm}^3$. En cherchant à définir la précision du calcul on voit que cette valeur est connue à $\pm 1,5 \text{ hm}^3$. On a alors repris le calcul des contraintes près du lit en quelques points avec les valeurs extrêmes du débit : $15,5$ et $12,5 \text{ hm}^3$, de façon à mettre en évidence l'influence du débit sur les calculs. Les résultats sont portés sur la figure 20. On remarque que, pour les mesures de 1969 avec ou sans modification de la courbe de vitesses, les variations de $f(N-H)$ s'écartent peu de la courbe obtenue pour le débit moyen, elles marquent une tendance à se faire le long de la courbe moyenne.

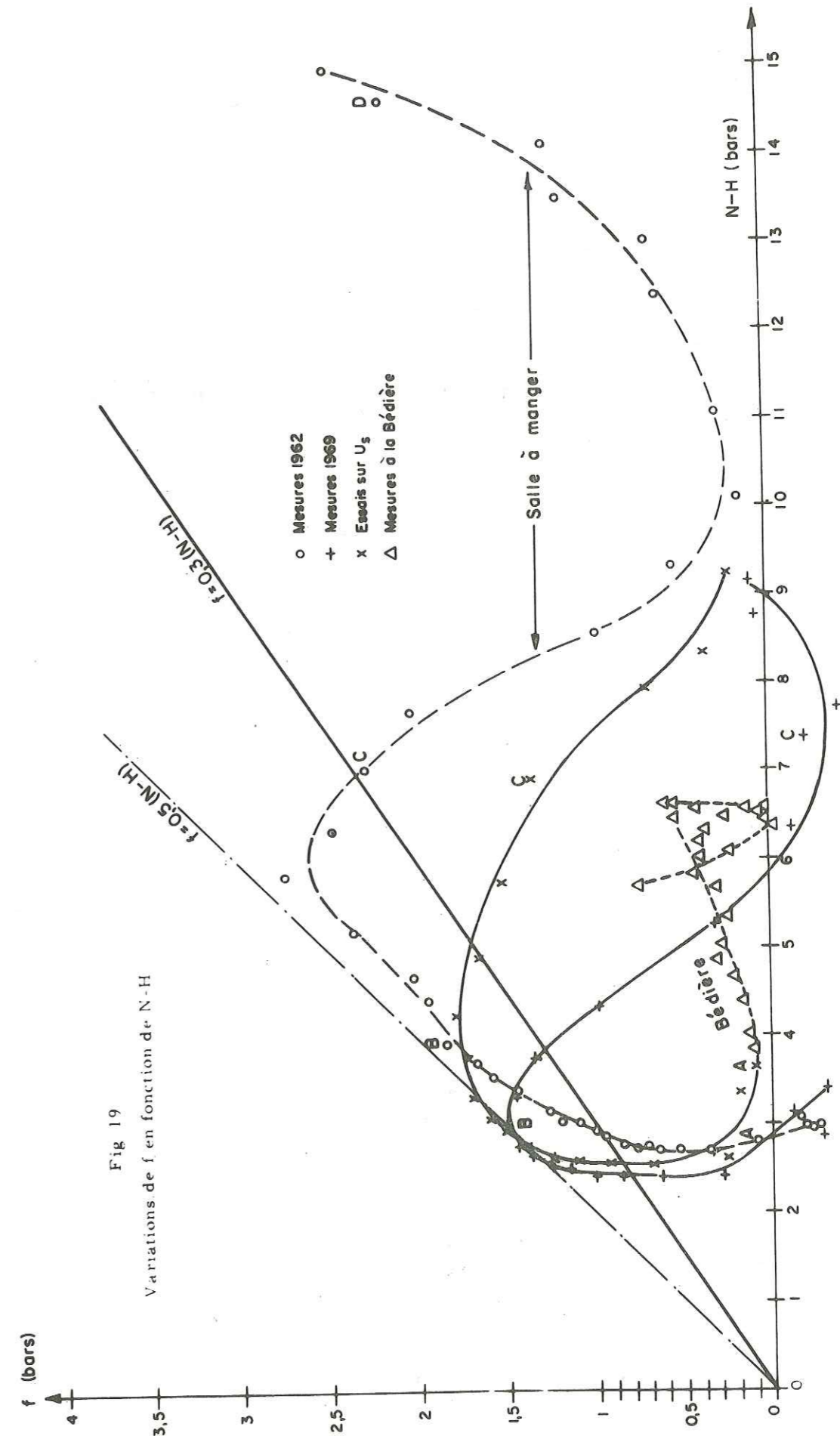


Fig 19

Variations de f en fonction de $N-H$

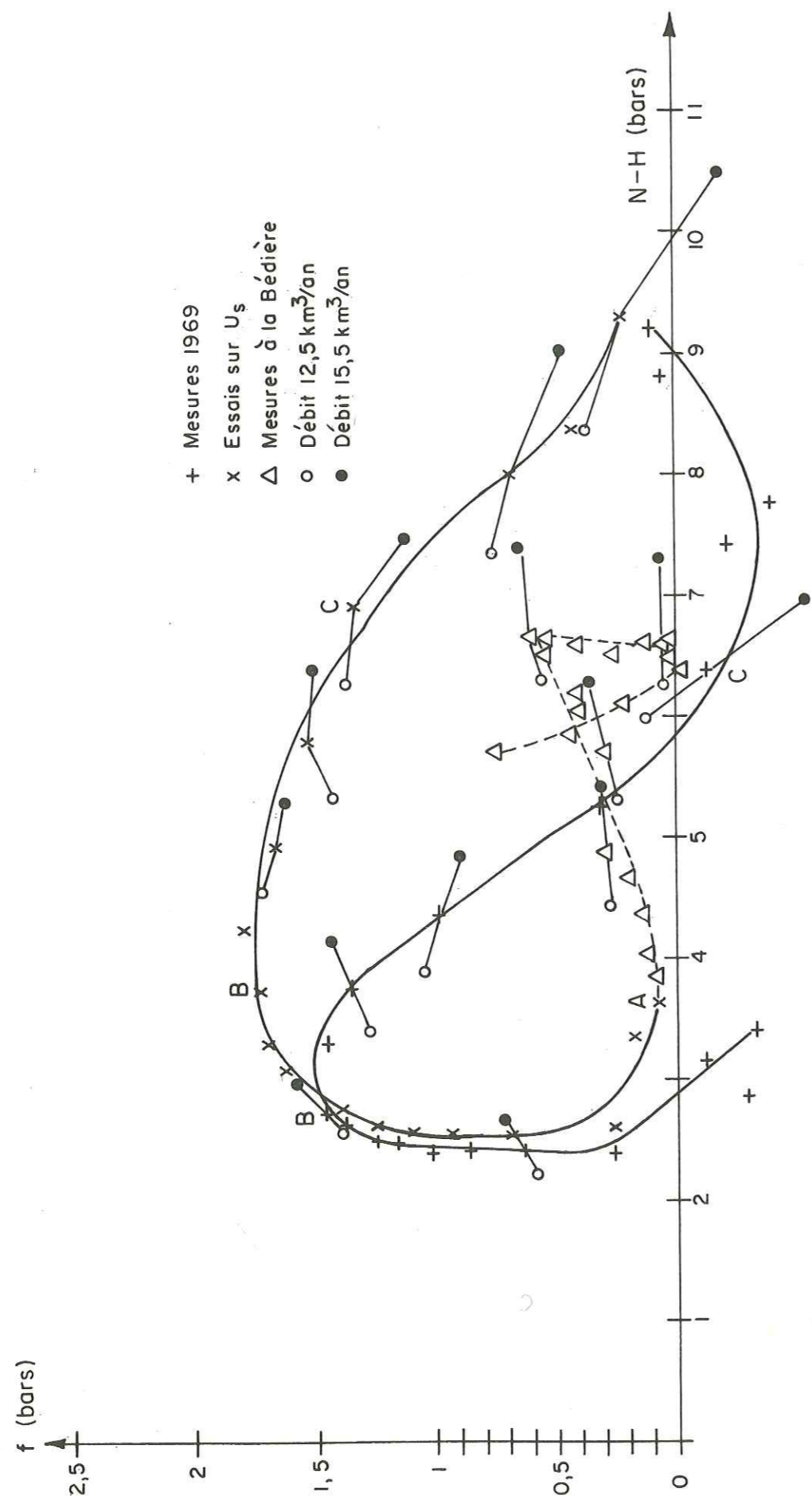


Fig 20 - Modifications de $f(N-H)$ en fonction du débit de glace

Par contre les valeurs mesurées pour la vitesse dans la partie supérieure sont très dispersées. Elles sont peut-être surestimées du fait du mouvement propre des blocs superficiels qui ont servi de repères. On a repris le calcul pour une courbe de vitesse inférieure de 10 % des valeurs mesurées au sommet de la chute. Cette courbe rejoint la courbe mesurée au bas de la chute. On obtient ainsi une courbe moyenne entre les valeurs mesurées en 1962 et 1969.

Les dérivées premières et secondes sont alors moins heurtées, le tissage est surtout important entre les points C et D. Dans ce cas les hauteurs de glace trouvées sont légèrement supérieures de 3 à 4 m en haut de la chute mais ne sont guère modifiées à l'entrée de la Salle à Manger.

Le frottement devient partout supérieur. En haut de la chute ainsi qu'au pied il reste faible, mais il ne s'annule plus fig. 19.

Au point C, la modification est particulièrement sensible, on obtient une valeur de 1,4 bars au lieu d'une valeur négative.

Sur la même figure on a porté les valeurs du frottement et de la pression pour la Bédière et celles obtenues à partir des mesures de 1962 pour la chute de glace.

Les mesures à la Bédière donnent un frottement très faible malgré l'épaisseur de glace qui est voisine de 75 m et la pente de la surface qui est inclinée de quelques degrés seulement. Les mesures de 1962 donnent une variation de f qui a le même comportement à partir du point C que les mesures de 1969 : le frottement devient faible dans la zone de la Salle à Manger. Au point B le frottement n'a pratiquement pas varié, il reste voisin de 1,6 bars bien que l'épaisseur de glace calculée soit passée de 64 à 44 m. Au sommet de la chute, en A, le frottement est toujours voisin de zéro malgré la différence de vitesse entre 1962 et 1969.

4 - 4 - Le frottement fonction de la vitesse de glissement

Selon Weertman (1957) le frottement à la base du glacier doit être fonction de la vitesse de glissement. En partant de la loi de fluage de la glace, de Glen $\dot{\gamma} = B \tau^n$, il obtient :

$$f = C \cdot U_h^{(n+1)/2}$$

où C est une constante qui dépend de la morphologie du lit. Pour faire apparaître une telle relation on a porté les variations de f en fonction de U_h en coordonnées logarithmiques sur la figure n°21 pour les mesures de 1962 et 1969. On remarque que les mesures de 1962 et celles de 1969 donnent une courbe de même allure pour la partie commune où elles peuvent être comparées du point A, sommet de la chute au point C début du replat de la Salle à Manger.

Entre ces deux points le frottement commence par croître d'une façon pratiquement indépendante de la vitesse. On obtient ensuite une zone où le

frottement augmente régulièrement de 1 à 2 bars alors que la vitesse décroît de 750 à 350 m/an.

A partir du point C, bien que la vitesse soit à peu près constante le frottement tombe à une valeur nulle à la Salle à Manger. Les mesures de 1962 qui se poursuivent à aval de la Salle à Manger donnent un frottement qui croît jusqu'à 2,5 bars au point O. A la Bédière le frottement passe rapidement de 0,8 bars à 0 jusqu'à 0,6 bars pour une même vitesse de glissement. A partir de ce dernier point le frottement varie régulièrement jusqu'au point A, sommet des Séracs, en sens inverse de la vitesse qui augmente de 400 à 750 m/an.

A l'exception des deux secteurs où le frottement varie régulièrement en sens inverse de la vitesse de glissement on n'obtient pas de relation simple entre ces deux paramètres calculés.

4 - 5 - Influence d'une pression intersticielle à l'interface glace rocher

Les deux endroits où le frottement calculé est nul, le lit est légèrement surcreusé. S'il en est réellement ainsi la circulation de l'eau dans le réseau sous glaciaire se fait difficilement, les cavités sont alors en charge. La pression de l'eau dans les cavités varie entre une pression minimale qui correspond à la hauteur d'eau h_s nécessaire pour qu'elle franchisse le seuil aval du surcreusement et une h_s valeur maximale qui est la pression de la glace à la base du glacier dans le cas où le drainage du réseau sous-glaciaire est inexistant.

$$H + \rho_w g h_s < p < H + \rho_i g h \cos \alpha$$

où H est la pression atmosphérique

ρ_i et ρ_w les densités respectives de la glace et de l'eau.

La pression de l'eau dans les cavités diminue la pression de la glace sur le lit, qui en moyenne ne vaut plus que :

$$N = \kappa g (\rho_i h \cos \alpha - \rho_w h_s) ; \text{ (Lliboutry, 1968)}$$

où κ est un coefficient qui caractérise le réseau sous-glaciaire : $1/2 < \kappa < 2/3$.

Des mesures faites par Raymond (1971) sur le glacier d'Athabasca ont montré l'existence d'une très forte pression d'eau à la base de ce glacier. La répartition des vitesses mesurées dans la section ainsi que la vitesse de glissement au fond ne peuvent s'expliquer par les théories qui ne font pas intervenir la pression d'eau dans les cavités sous-glaciaires.

En reprenant le calcul de Nye (1965) et en adoptant comme condition à la limite du lit une loi de frottement solide en présence d'une pression intersticielle (Lliboutry, 1968), on retrouve précisément la distribution de vitesse mesurée sur le glacier de l'Athabasca.

C'est donc la valeur N , si elle nous était connue qu'il faudrait porter en abscisse sur la figure n°19 au lieu de $N-H$. Dans ce cas les valeurs de N à la Bédière et à la Salle à Manger peuvent être bien inférieures à $N-H$ et la variation de f en fonction de N peut devenir une variation linéaire.

Carte du lit rocheux

Les hauteurs de glace calculées le long de la chute permettent de tracer le profil du lit à partir de la surface : figure n°29.

Les profils de la chute en 1958, 1962 et 1969 sont différents : figure 11. Le profil obtenu par photogrammétrie terrestre en 1969 est très voisin de celui obtenu par l'I.G.N. par photogrammétrie aérienne, en 1958, tandis que les mesures topographiques de 1962 ont mis en évidence une baisse de niveau dans toute la chute.

Ces différences de niveau peuvent être dues en partie à l'imprécision des mesures. Une carte établie à partir de photos aériennes peut conduire dans des zones accidentées à des différences de niveau de plusieurs mètres.

Dans le cas d'une topographie locale, rattachée à un réseau de piliers connus en coordonnées, l'imprécision des mesures est faible, et la baisse de niveau constatée en 1962 par cette méthode est trop importante pour être due seulement à l'imprécision des mesures. On obtient donc deux coupes différentes du glacier : l'une en 1962, l'autre en 1969. Afin de comparer les résultats nous avons portés les deux coupes sur la même figure.

Les mesures de 1962 conduisent à des épaisseurs de glace partout supérieures sauf au sommet de la chute, point A et à l'entrée de la Salle à Manger où on retrouve des épaisseurs égales.

5 - Discussion

5 - 1 - Le modèle

Pour que le calcul soit possible on a adopté un modèle de glacier proche de la réalité, mais qui la simplifie en surface et surtout en ce qui concerne le lit rocheux. En effet la forme du lit est certainement moins régulière qu'on ne l'a supposé, en ce sens que la hauteur de glace peut ne pas être constante dans un profil transversal.

La campagne sismique de 1960 a mis en évidence à la Salle à Manger un surcreusement du lit rocheux vers la rive droite. A la Bédière on ne dispose pas de renseignements précis sur le lit rocheux ; il doit être cependant assez régulier d'après la direction des vecteurs déplacements (fig. 13).

5 - 2 - Conditions aux limites

Les développements limités des contraintes et des vitesses sont déterminés à partir des conditions à la limite supérieure du glacier. Ces expressions, valables près de la surface et jusqu'au lit rocheux pour les zones peu épaisses peuvent conduire à des résultats imprécis lorsque l'épaisseur du glacier devient forte comme c'est le cas à la Bédière et à la Salle à Manger.

Milieu continu et milieu fragmenté

On a étendu à toute la chute de glace l'hypothèse du milieu continu. Cette hypothèse est proche de la réalité pour la majeure partie de la chute, car bien que la surface ait une apparence tourmentée, au delà d'une dizaine de mètres de profondeur les irrégularités de surface disparaissent et la glace devient un milieu compact.

Cependant, au sommet de la chute le courant est débité en blocs et forme des falaises de glace d'une quinzaine de mètres de hauteur alors que la profondeur du glacier en cet endroit est voisine de 40 m. Il est possible que le débitage se poursuive jusqu'au lit et que plus bas les crevasses ou les discontinuités entre blocs, qui semblent fermées en surface se rouvrent en profondeur.

L'hypothèse de continuité est alors en défaut et le comportement des blocs vis à vis du frottement diffèrent de celui d'une nappe continue de même épaisseur.

Imprécision sur les vitesses

Les vitesses et leurs variations le long du glacier sont les termes prépondérants dans le calcul. Pourtant ce sont les grandeurs les plus difficiles à atteindre, et la répartition de vitesse prise est obtenue par lissage des observations portant sur une période d'un mois (fig. 12).

En opérant sur une période aussi courte on connaît bien le lieu où est mesurée la vitesse, mais les fluctuations locales rendent les mesures dispersées. Avec des mesures sur une plus longue période, l'effet de ces fluctuations est atténué, par contre le point où doit être affectée la mesure est mal défini, de plus lorsqu'on suit ces repères par photogrammétrie terrestre on s'expose à ne plus pouvoir les reconnaître avec précision si l'intervalle de mesure est supérieur à un mois.

De telles fluctuations de vitesses ont été observées par Vallon (1967) sur le glacier du Tacul à l'aval de la Salle à Manger. En mesurant les déplacements sur plusieurs périodes de 15 jours au cours de l'été 1960, il obtient des vitesses différentes mais ces résultats se répartissent de part et d'autre de la courbe de vitesse mesurée sur une année sans que ces vitesses soient significativement différentes de la moyenne annuelle.

Il faudrait donc disposer de plusieurs séries de mesures portant sur des périodes d'un mois, réparties au cours de l'année pour définir la vitesse moyenne en s'assurant que la surface ne change pas de niveau au cours du temps.

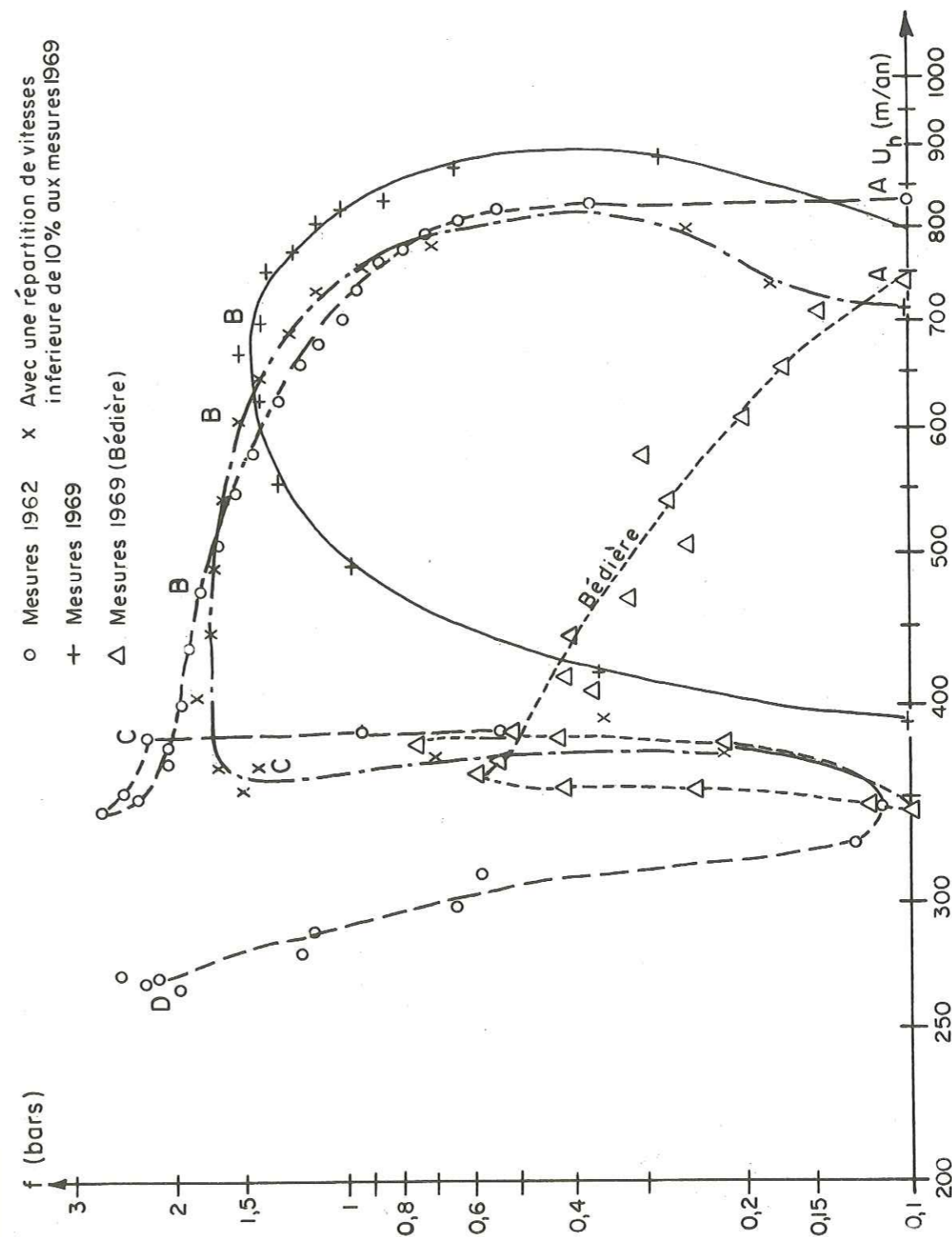


Fig 21 - Variations du frottement f en fonction de la vitesse de glissement sur le lit U_h

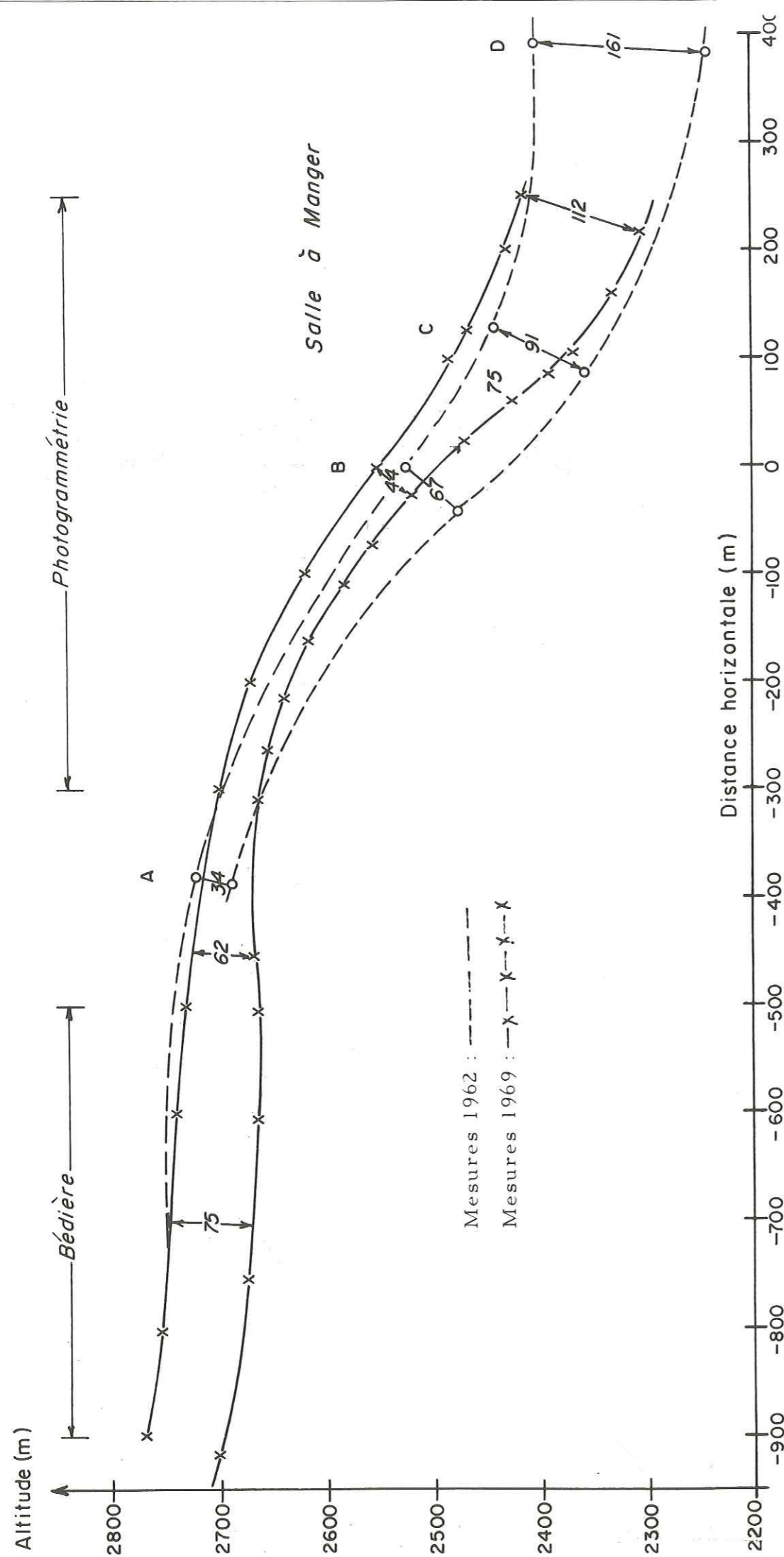


Fig 22 - Profil longitudinal de la chute de glace

Conclusion

Le but final de cette étude était de chercher la précision de la méthode indiquée par Lliboutry (1969) pour déterminer les vitesses et les contraintes en profondeur. Pour la topographie de la surface et la mesure des déplacements la photogrammétrie terrestre est une méthode intéressante car elle est rapidement effectuée sur le terrain. Cependant pour rester précise elle doit être corrigée des erreurs d'orientation lors de la prise de vue, suivant la procédure de calcul donnée en 2-3.

En comparant les mesures de surface ainsi obtenues aux relevés antérieurs on observe des fluctuations du niveau de la glace. La pente de la surface a peu évolué entre 1958, 62 et 69, elle retrouve en 1969 le niveau de 1958 après une baisse importante en 1962 (fig. 11).

D'autre part la mesure des déplacements au cours du mois d'octobre 1969 donne des vitesses plus fortes que celles mesurées entre le mois d'avril et juin 1962.

Le régime d'écoulement dans la chute semble donc se modifier au cours du temps, vitesses et niveaux de glace s'ajustant pour évacuer le débit du Glacier du Géant.

La chute de Séracs du Glacier du Géant avait été choisie pour ses vitesses importantes en surface et sur le lit rocheux, pour la pente et les épaisseurs de glace variables rapidement sur un kilomètre de longueur de façon à obtenir une large gamme de valeurs simultanées de la vitesse de glissement, et de la pression normale et du frottement.

S'il est possible de définir le long du glacier une pente moyenne de la surface, malgré le morcellement du sommet de la chute (fig. 9) cela est plus délicat pour la répartition de vitesses pour laquelle la dispersion des mesures est importante (fig. 12). Cette répartition de vitesse est une donnée essentielle pour le calcul, car elle détermine les variations de vitesses en profondeur et modifie les contraintes comme le montrent les essais faits avec une répartition légèrement inférieure (fig. 19), tandis que l'imprécision sur le débit ou la largeur du courant ne modifie que très peu les contraintes au fond (fig. 20).

Les différentes mesures pour lesquelles le calcul en profondeur a été fait conduisent à des variations de contrainte sur le lit qui possèdent les mêmes caractéristiques : un frottement très faible à la Bédière et à la Salle à Manger, alors que les valeurs du frottement dans la partie la plus chaotique, du sommet au milieu de la chute sont très voisines et proches de $f = 0,5 (N-H)$.

La relation obtenue par le calcul entre le frottement et la pression normale apparaît plus compliquée que la relation linéaire. De même on n'obtient pas de relation simple entre la vitesse de glissement et le frottement.

Cependant on remarque que la carte du fond donne un lit légèrement surcreusé pour les deux zones de faible frottement. Ceci suggère l'intervention d'une pression d'eau à l'interface glace-rocher qui diminue la pression de la glace sur le lit, et modifie profondément les conditions à la limite inférieure du glacier.

Cette dernière hypothèse ainsi que les résultats obtenus par le calcul restent à vérifier. Malheureusement une grande partie de la chute est inaccessible et des forages impossibles. Seules les zones de la Bédière et de la Salle à Manger sont d'un accès facile et sans danger. Il semble intéressant d'entreprendre de telles mesures là où justement le calcul conduit à des frottements et des vitesses inattendues en profondeur.

Mesures 1969 et résultats numériques

	-300	-275	-250	-175	-150	-125	-100	-75	-50	-25	0	25	50	75	100	125	150	175	200	225	250
x m	16	20.6	23.5	29.8	31.5	32.6	33.8	35	35.5	36	36	35.5	33.8	32	29.2	25.8	21.2	15.4	12	9.7	8.6
α_0 degrés	23	22	20	11	10	9	8	7	6	2	0	-4	-9	-14	-18	-22	-27	-27	-24	-20	-15
$T_x 10^4 m^{-1}$	-9	-10	-11	-7	-3	-2	-4	-7	-11	-13	-14	-16	-17	-18	-19	-17	-11	0	16	18	20
$T_x 10^6 m^{-2}$	470	470	467	450	458	455	445	440	430	420	415	405	400	392	385	375	365	360	355	345	340
Y m	0	-0.2	-0.7	-2.2	2.8	3.5	4.6	5.4	6	6.8	7.4	7.8	8	8.1	8.2	8	7.8	7.7	7.4	7.2	6.8
$\Lambda_x 10^6 m^{-1}$	0	-0.7	-1.3	-2.4	-2.7	-2.9	-3	-2.8	-2.7	-2.4	-2	-1.5	-0.8	-0.4	0	0.3	0.5	0.7	0.8	1	1.1
$\Lambda_x 10^8 m^{-2}$	870	900	920	925	910	895	875	860	840	815	775	740	700	640	590	525	475	400	370	365	350
u_0 m/an	225	164	89	-30	-45	-60	-70	-80	-95	-110	-135	-155	-175	-200	-225	-240	-235	-190	-100	-75	-60
$a \times 10^6 m^{-1}$	-154	-155	-150	-35	-30	-25	-25	-30	-35	-40	-40	-40	-40	-35	-30	0	440	410	14	12	7.5
$m \times 10^6 m^{-1} an^{-1}$	0.22	0.24	0.27	0.3	0.31	0.315	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.315	0.31	0.30	0.3	0.29	0.27	0.26	0.23	0.2	0.17
w_0 m/an	-0.85	-0.95	-1	-1.25	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6	-1.65	-1.75	-1.8	-1.9	-1.95	-2.05	-2.1	-2.15	-2.20	-2.25	-2.3	-2.35	-2.4
$c \times 10^6 an^{-1}$	0.05	0.05	0.04	0.01	0.01	0.005	0.01	0	0	-0.01	-0.01	-0.013	-0.017	-0.02	-0.025	-0.03	-0.045	-0.05	-0.05	-0.045	-0.04
$e \times 10^4 m^{-1} an^{-1}$	15	15.4	15.8	15.9	15.6	15.3	15	14.8	14.4	14	13.3	12.7	12	11	10	9	8.2	6.9	6.3	6.3	6
$s \times 10^4 m^{-1} an^{-1}$	4.5	3.3	2.14	1.74	0.87	1.23	1.6	1.93	2.21	2.5	2.91	3.42	3.8	4.17	4.6	5.06	5.28	5.1	4.15	2.33	1.82
Y_0 an ⁻¹	2.3	2.14	1.85	1.56	1.7	1.81	1.9	1.96	2	2.1	2.16	2.22	2.26	2.31	2.36	2.38	2.37	2.26	1.98	1.88	1.8
T_0	1.95	1.52	0.94	0.56	0.72	0.88	1	1.13	1.26	1.4	1.6	1.72	1.84	2	2.14	2.2	2.16	1.83	1.17	0.97	0.84
$(\frac{dy}{dt})_0$	8.7	6.8	4	2.2	2.97	3.71	4.33	4.86	5.5	6.11	7	7.6	8.2	8.9	9.6	10	9.77	8.23	5.11	4.18	3.55
$\chi 10^6 \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} m^2/m/an$	29.9	29.9	30.2	30.6	30.8	30.9	31.6	32	32.7	33.5	33.9	34.8	35.2	36	36.6	37.6	38.6	39.1	39.7	40.8	41.4
$\chi 10^8 \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} m^2/m^2 an^{-1}$	-2	-1.9	-1.8	-1	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.16	0.03	0.3	0.63	0.9	1	1.15	1.28	1.1	0.89	0.73	0.56
c' an ⁻¹	222	213	131	72	116	160	200	239	280	324	378	413	432	451	451	415	393	200	90	57	43.8
$(k-m) \times 10^6 m^{-1} an^{-1}$	2.25	1.63	0.83	-0.5	-0.7	0.91	-1.1	-1.26	-1.45	-1.65	-1.92	-2.12	-2.31	-2.52	-2.73	-2.82	-2.72	-1.9	-1	-0.75	-0.84
a' an ⁻¹	36	34	33	33	34	35	36	38	39	42	44	48	51	57	64	75	84	99	101	105	112
h m	769	808	845	883	865	847	824	802	778	751	702	659	620	544	473	378	347	310	368	378	358
U_h m/an	-90	-64	-35	12	21	29	36	42.4	48	58.5	72	86	98	118	141	170	185	191	144	132	130
W_h m/an	9.34	16	21	30.5	33	34.6	36.3	38	39.1	40.5	41.9	42.9	48.8	44.3	46	49.9	49.3	47.2	33.5	29	28.5
β degrés	0.67	0.55	-0.24	0.27	0.75	1.2	1.6	2	2.36	2.78	3.35	3.73	3.96	4.23	4.3	4.25	3.83	3.1	2.3	1.82	1.23
$k \times 10^6 an^{-1} m^{-1}$	1.15	1.07	0.92	-0.71	-0.8	-0.85	-0.9	-0.91	-0.95	-0.98	-1.03	-1.07	-1.1	-1.13	-1.16	-1.18	-1.17	-1.12	-0.97	0.9	0.86
A bar	-5.8	-2.51	5.5	17.5	7.6	5.34	6.74	8.64	10.6	9.41	7.76	6	3.37	0.26	-2.36	-5.64	-9.7	-11.7	-14.7	-14.8	-15.1
$E \times 10^6 bar \cdot m^{-1}$	0.247	0.247	-0.17	0.31	0.7	0.97	1.16	1.34	1.46	1.67	1.86	2.08	2.2	2.42	2.57	2.88	2.98	3.34	3.96	3.92	3.3
T_{sz} bar	2.41	2.27	2.04	-1.25	-1.5	-1.7	-1.72	-1.74	-1.78	-1.82	-1.93	-1.98	-2	-2.1	-2.1	-2.14	-2.14	-2.11	-2.07	-2.06	-2.09
$G_x - G_y / 2$ bar	0.98	0.815	0.83	3.64	3.95	4.14	4.22	4.35	4.45	4.75	5	5.46	5.92	6.64	7.52	8.8	10	11.6	11.6	12.3	12.3
$G_x + G_y / 2$ bar	-0.317	-0.11	-0.34	0.28	0.63	0.85	1	1.15	1.23	1.37	1.43	1.51	1.45	1.34	0.98	0.31	-0.12	-0.39	-0.20	-0.05	0.10
f bar	3.38	3.10	2.85	2.38	2.4	2.4	2.48	2.5	2.68	2.75	3.01	3.3	3.74	4.33	5.21	6.35	7.68	7.39	8.76	9.15	9.15
N-H bar	774	810	845	883	865	848	824	803	779	753	705	664	627	557	494	414	394	364	395	401	380
U m/an																					

tableau n° 6

Valeurs calculées dans la cnuite à partir des mesures de 1962

x	m	-475	-425	-400	-375	-325	-275	-225	-175	-125	-75	-25	0	50	125	175	225	275	325	375	425	475
α_0	degrés	12	15,7	17,7	19,2	21,7	24,3	26,3	28,1	29,8	31	31,2	31	29,8	26	19,8	9,5	5,7	3,4	3,1	3,2	4
r_x	$10^4 m^{-1}$	13,8	13	12,8	12,5	11,5	10	8,2	6,8	4,5	2,5	0	-1,5	-5	-20	-26	-20	-10	-4	-1,5	0,5	1,5
Γ_x	$10^6 m^{-2}$	-1	-1,4	1,9	-2,3	-2,9	-3,4	-3,8	-4,1	-4,2	-4,6	-5,3	-5,9	-9,7	-8	4	18	14	7,5	4,8	3,7	2,8
Y	m	475	471	470	470	470	470	465	460	455	440	420	415	400	375	360	345	335	315	305	295	285
Λ_x	$10^4 m^{-1}$	-4,6	-2,6	-1,8	-1,1	-0,3	-0,3	-1,1	-2,2	-3,5	-5,4	-6,8	-7,4	-8	-8	-7,7	-7,2	-6,5	-5,8	-5	-4,3	3,5
Λ'_x	$10^6 m^{-2}$	1,2	1,4	1,5	1,4	0,7	-0,7	-1,7	-2,4	-2,9	-2,8	-2,4	-2	-0,08	0,03	0,07	1	1,2	1,4	1,6	1,8	1,8
u_0	m/an	880	880	878	875	860	835	790	740	685	620	565	540	490	425	390	355	320	300	285	275	285
a_x	$10^4 an^{-1}$	30	0	-20	-40	-70	-100	-120	-110	-100	-100	-100	-100	-100	-80	-60	-50	-40	-20	-10	0	20
m_x	$10^6 m^{-1} an^{-1}$	-37	-36	-35	-32	-26	-16	-9	-3,5	0,5	3	4,5	5	7	12,5	15,5	17	16,5	15	13	11,5	10,5
w_0	m/an	-0,5	-0,6	-0,6	-0,64	-0,8	-0,9	-1	-1,2	-1,4	-1,6	-1,75	-1,8	-1,95	-2,15	-2,25	-2,35	-2,4	-2,46	-2,48	-2,5	-2,5
c_x	$10^2 an^{-1}$	0,08	0,1	0,12	0,15	0,2	0,25	0,28	0,3	0,31	0,32	0,32	0,31	0,3	0,27	0,23	0,17	0,1	0,06	0,04	0,02	0,02
e_x	$10^6 m^{-1} an^{-1}$	0,02	0,03	0,035	0,04	0,05	0,05	0,03	0,017	0,008	0	-0,005	-0,01	-0,02	-0,03	-0,05	-0,05	-0,04	-0,04	-0,02	-0,015	-0,006
s_x	$10^4 m^{-1} an^{-1}$	15,1	15,1	15,1	14,8	14,3	14,3	13,6	12,7	11,8	10,6	9,7	9,28	8,42	7,3	6,7	6,1	5,5	5,16	4,90	4,73	4,9
$\frac{d\phi}{d\tau}$	an^{-1}	0,76	0,45	0,62	0,91	1,42	2	2,5	2,37	2,47	2,4	2,47	2,49	2,5	2,03	1,6	1,34	1,07	0,65	0,42	0,23	0,35
τ_0		1,52	1,33	1,43	1,58	1,76	1,92	2,01	2	2,01	2	2,01	2,01	2,01	1,92	1,82	1,74	1,65	1,46	1,31	1,12	1,22
$(\frac{d\phi}{d\tau})_0$		0,5	0,34	0,43	0,57	0,8	1,05	1,23	1,20	1,23	1,2	1,23	1,24	1,24	1,09	0,88	0,77	0,65	0,44	0,32	0,21	0,28
$(\frac{d\phi}{d\tau})_b$		2	1,31	1,65	2,3	3,36	4,51	5,36	5,2	5,33	5,24	5,33	5,38	5,38	4,57	3,74	3,23	2,7	1,77	1,23	0,75	1
χ	$10^4 \frac{g}{Ym^3} / m/an^3$	3,03	3,05	3,06	3,06	3,06	3,06	3,06	3,09	3,13	3,16	3,27	3,42	3,46	3,83	3,99	4,17	4,3	4,56	4,71	4,87	5,04
c'	an^{-1}	-1,21	-1,14	-1,12	-1,1	-0,98	-0,83	-0,65	-0,5	-0,3	-0,15	0	0,08	0,24	0,85	1	0,7	0,32	0,12	0,04	-0,013	-0,04
$(k-m)'$	$10^4 m^{-1} an^{-1}$	122,4	18	35,8	61,6	106	157	203	207	230	238	252	255	252	192	120	47	21,5	5,45	2,4	1,04	3,8
a'	an^{-1}	-0,13	-0,23	-0,36	-0,5	-0,72	-1,02	-1,28	-1,26	-1,1	-1,3	-1,38	1,4	-1,4	-1,14	-0,9	-0,75	-0,6	-0,37	-0,24	-0,12	0,1
h	m	35	35	35	35	36	37	40	43	47	54	63	67	78	91	98	109	128	147	162	175	179
U_h	m/an	834	837	834	829	810	782	731	680	619	542	464	430	355	343	373	376	326	306	285	269	265
W_h	m/an	3,3	6,7	11	15,8	24	35	48,7	51	59	66	79	84	90	80	86	112	108	76	54	33,7	-8
β	degrés	12,2	16,2	18,5	20,3	23,5	27	30	32	35	38	41	42	44	39,3	32,7	26	24,2	17,4	14	10,4	2,2
k_x	$10^2 an^{-1} m^{-1}$	-0,1	-0,12	0,081	0,35	0,83	1,38	1,9	1,96	2,2	2,35	2,53	2,6	2,61	2,1	1,4	0,67	0,41	0,23	0,18	0,15	0,16
A	bar	0,17	-0,33	-0,64	-0,78	-0,88	-0,96	-1	-1	-1	-0,97	-0,97	0,91	-0,85	-0,82	-0,77	-0,64	-0,53	-0,64	-0,53	-0,28	0,53
E	$10^6 bar m^{-1}$	129	6,3	8,1	8	7,6	6,82	5,97	5,51	4,41	3,65	2,8	2,4	2,5	-3,3	-10,5	-16,1	-11,2	-7,33	-5,84	-6,7	-4,3
τ_{xz}	bar	-0,14	-0,24	0,13	0,43	0,74	0,97	1,21	1,42	1,7	2,11	2,6	2,8	3,3	3,57	3,11	1,92	1,62	1,53	1,8	2,5	2,1
$(\sigma_z - \sigma_x)/2$	bar	0,37	-0,61	-1,23	-1,51	-1,73	1,90	-1,98	-1,94	-1,94	-1,9	-1,86	-1,85	-1,78	-1,62	-1,69	-1,98	-1,93	-1,65	-1,41	-1	0,7
$(\sigma_z + \sigma_x)/2$	bar	2,64	3,48	4	4,25	4,5	4,7	4,97	5,13	5,4	5,86	6,55	6,9	7,82	9,4	19,6	12	13,4	14,5	15,5	16,2	14,8
f	bar	-0,14	-0,25	0,1	0,37	0,63	0,79	0,94	1,11	1,3	1,59	1,83	1,89	2,04	2,47	2,06	0,53	0,14	0,58	1,15	2,15	2,03
N-H	bar	3,01	2,87	2,78	2,72	2,72	2,71	2,84	3	3,17	3,52	3,92	4,11	4,67	6,35	7,70	9,33	10,8	12,4	13,5	14,6	15,71
U	m/an	834	837	834	829	810	783	733	681	622	546	471	438	367	352	383	392	343	315	290	271	265

tableau n°7

Mesures et valeurs calculées à la Bédrière

x	m	-950	-925	-900	-825	-800	-775	-750	-725	-700	-675	-650	-625	-600	-575	-550	-525	-500	-475	-450	-425	-400	-375	-350	-325	-300
α	degrés	9.7	6.8	5.7	2.3	1.70	1.4	1.1	1.4	1.7	2.3	2.8	3.4	4	4.6	5.15	5.73	6.6	7.4	8.3	9.4	10.3	11.4	12.6	14.3	16.6
r	$10^6 m^{-1}$	-17	-17	-16	-7	-3	-2	-1	0	1	2	2.5	3	3.5	4	4.5	4.5	5	5.5	6	7	8	10	11	14	17
Γ	$10^6 m^{-2}$	0	7	11	9	7	6	4	3	2.5	1	2	2	1.5	1	1.4	2	2.5	3	4	6	8	9	9	9	6
Y	m	650	640	630	605	600	590	580	570	560	540	530	520	510	500	490	480	475	475	470	465	460	455	450	450	450
Λ	$10^4 m^{-1}$	-3.5	-3.7	-4	-5.3	-5.7	-6	-6.5	-7	-7.5	-7.8	-8	-7.9	-7.5	-7.3	-6.9	-6.5	-5	-4.2	-3.5	-2.5	-1.6	-1	-0.5	-0.2	0
Λ^2	$10^8 m^{-2}$	-0.8	-0.9	-1.4	-1.4	-1.4	-1.6	-2	-2	-1.6	-1	0	1	1	1	1.6	2	2.8	3	3.5	4.8	3	2.2	1.6	1	0
u_0	m/an	350	345	335	325	330	330	335	340	350	360	370	380	400	425	445	470	500	535	575	615	650	700	755	800	860
ax	$10^2 an^{-1}$	-30	-25	-20	-5	0	5	15	20	30	40	50	65	75	90	100	109	125	140	150	164	170	169	168	160	140
m	$10^4 an^{-1} m^{-1}$	10	10	10	12	12.5	15	15	15	17	20	22	22	24	25	27.4	27.4	25	22	20	15	10	0	-1	-25	-45
w_0	m/an	-0.25	-0.28	-0.3	-0.35	-0.35	-0.37	-0.39	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.42	-0.45	-0.47	-0.5	-0.5	-0.5	-0.57	-0.6	-0.7	-0.75	-0.78	-0.8
c	$10^2 an^{-1}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.07	0.07	0	0	0.1	0.12	0.13	0.15	0.17	0.20
e	$10^4 an^{-1} m^{-1}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04
s	$10^4 an^{-1} m^{-1}$	6	5.9	5.7	5.6	5.6	5.67	5.76	5.84	6	6.2	6.36	6.53	6.87	7.30	7.65	8.1	8.6	9.2	9.9	10.5	11.1	12	12.9	13.7	14.7
γ	an^{-1}	0.753	0.66	0.58	0.40	0.37	0.35	0.38	0.44	0.56	0.71	0.87	1.12	1.30	1.58	1.77	1.96	2.29	2.60	2.82	3.15	3.30	3.33	3.36	3.18	2.8
τ_0		1.63	1.58	1.51	1.34	1.30	1.29	1.30	1.36	1.48	1.60	1.71	1.87	1.97	2.10	2.18	2.25	2.37	2.48	2.54	2.64	2.68	2.7	2.71	2.65	2.54
τ_0/d_0		0.46	0.42	0.38	0.30	0.28	0.27	0.29	0.32	0.38	0.44	0.50	0.60	0.66	0.75	0.813	0.871	0.96	1.05	1.10	1.19	1.22	1.23	1.24	1.10	1.1
c/d_0		1.36	1.28	1.17	0.92	0.88	0.85	0.86	0.95	1.12	1.31	1.50	1.79	1.97	2.24	2.24	2.42	2.60	2.9	3.13	3.31	3.56	3.67	3.72	3.6	3.31
c	an^{-1}	0.59	0.58	0.53	0.23	0.1	0.06	0.03	0	-0.03	-0.07	-0.09	-0.11	-0.14	-0.17	-0.2	-0.21	-0.25	-0.29	-0.34	-0.43	-0.52	-0.7	-0.8	-1	-1.4
$(k-m) \times 10^4$		23.9	11	5	-5.7	-7.6	-8.5	-9.8	-9.6	-7.4	-3.24	2.8	9.33	13.6	18.2	25.9	33	45.8	57	69	90	94	98	99	92	
k	an^{-1}	-0.42	-0.37	-0.33	-0.22	-0.18	-0.15	-0.06	-0.04	-0.03	-0.12	0.2	0.35	0.45	0.59	0.69	0.79	1	1.17	1.3	1.5	1.6	1.6	1.66	1.58	1.4
h	m	63	64	67	73	73	75	75	75	74	75	75	75	72	70	68	66	62	58	55	52	50	47	44	41	38
h	m/an	378	378	368	344	341	339	343	345	351	356	361	366	382	404	419	441	466	498	535	568	601	646	700	737	791
W_h	m/an	21	23	26	25	21	17.2	10.2	6.3	-0.4	-7	-14	-25	-31	-41	-47	-52	-62	-67	-70	-76	-77	-73	-69	-61	-52
β		12.9	10.3	9.86	6.5	5.3	4.3	2.9	2.5	1.6	1.1	0.6	-0.52	-0.68	-1.2	-1.3	-1	-0.95	-0.28	0.8	1.8	3	5	7	9.5	12.8
k	$10^2 an^{-1} m^{-1}$	0.33	0.20	0.13	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.06	0.13	0.23	0.31	0.38	0.42	0.53	0.61	0.75	0.84	0.96	1.18	1.1	1	0.93	0.78	0.45
A	bar	-0.78	-0.74	-0.69	-0.45	-0.33	-0.17	0.13	0.25	0.44	0.58	0.70	0.83	0.90	0.98	1.03	1.08	1.16	1.22	1.26	1.31	1.34	1.34	+1.35	1.32	1.27
E	$10^4 bar \cdot m^{-1}$	-3.30	-4.25	-13.7	-20	-17.1	-13.6	-11.5	-7.14	-4.8	-3.8	-3	-2.9	-3	-2.7	-2.4	-2.9	-3.7	-4.37	-5.1	-6.5	-8.9	-12	-14	-16	-15
τ_{xz}	bar	0.9	0.6	0.45	0.23	0.13	0.20	0.06	0.06	0.24	0.45	0.69	0.77	0.82	0.78	0.90	0.93	0.96	0.93	0.96	1.02	0.89	0.77	0.66	0.33	0.33
$(\sigma_z - \sigma_x)/2$	bar	-1.3	-1.4	-1.6	-1.45	-1.14	-0.76	-0.07	0.28	0.74	1.07	1.32	1.61	1.76	1.95	2.07	2.1	2.31	2.42	2.5	2.58	2.61	2.6	2.58	2.48	2.5
$(\sigma_z + \sigma_x)/2$	bar	7.05	7.3	7.7	7.9	7.5	7.29	6.6	6.23	5.7	5.5	5.24	4.97	4.57	4.22	3.94	3.68	3.18	2.73	2.4	2	1.88	1.67	1.41	1.01	1
f	bar	0.75	0.42	0.22	0.01	-0.014	0.12	0.06	0.07	0.24	0.41	0.58	0.55	0.52	0.37	0.41	0.40	0.32	0.25	0.27	0.3	0.2	0.17	0.145	0.1	0
$N-H$	bar	5.64	5.80	6.04	6.42	6.36	6.51	6.51	6.52	6.45	6.57	6.61	6.67	6.45	6.3	6.16	6	5.67	5.32	5.06	4.83	4.63	4.36	4	3.81	3.51
U	m/an	378	379	369	345	342	340	343	345	351	356	361	367	384	406	422	444	470	503	539	573	606	650	702	739	792

tableau n° 8



REFERENCES

- American Society of Photogrammetry, 1966. Manual of Photogrammetry : Analytical Photogrammetry, Tome 1, p. 461-513. Morris M. Thompson Editeur
- C.N.R.S., 1967. Procédures Algol en analyse numérique, Tome 1, Editions du C.N.R.S., Paris, 324 p.
- Hurault J., 1956. Manuel de Photogrammetrie, Tome 1 et 2, Editions de l'Institut Géographique National, Paris.
- LLiboutry L., Vallon M. Vivet R., 1962. Etude de trois glaciers des Alpes Françaises. Dans : Colloque d'Obergurgl : Variations du régime des glaciers existants. (W. Ward ed.), Publ. N° 58 de l'Assoc. Int. d'Hydrol. Sci., p. 145-149.
- LLiboutry L., 1968. General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. Journal of Glaciology, Vol. 7, N° 49, p. 21-58.
- LLiboutry L., 1969. The dynamics of temperate glaciers from the detailed view point. Journal of glaciology, Vol. 8, N° 53, p. 185-205.
- LLiboutry L., 1971. Glacier theory. Dans : Advances in Hydroscience (Ven Te Chow Editor), Academic Press, Vol. 7. p. 81-167.
- Nye J.F., 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. Journal of Glaciology, Vol. 5, N° 41, p. 661-690.
- Raymond C.F., 1971. Flow in a transverse section of Athabasca Glacier. Journal of Glaciology, Vol. 10, N° 58, p. 55-84.
- Reynaud L., 1973. The flow of a valley glacier with a solid friction law. Journal of Glaciology, Vol. 12, N° 65, p. 251-258.
- Shapiro Ralph, 1970. Smoothing, filtering and boundary effects. Reviews of geophysics and space physics, Vol. 8, N° 2, p. 359.
- Vallon M., 1967. Contribution à l'étude de la Mer de Glace. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Grenoble, 133 p.
- Weertman J., 1957. Sliding of glaciers. Journal of Glaciology, Vol. 3, N° 21, p. 33-38.