Zeitschrift: Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 158 (1978)

Artikel: Recherches sur les Glaciers tempérés au Laboratoire de Glaciologie du Centre national de la recherche scientifique (CNRS)

Autor: Lliboutry, Louis

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90745

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Recherches sur les Glaciers tempérés au Laboratoire de Glaciologie du Centre national de la recherche scientifique (CNRS)

Louis Lliboutry

Zusammenfassung

Die im Laboratoire de Glaciologie des CNRS entwickelte Methode zur Bestimmung der Gletscherbilanzen und deren Korrelationen zu den meteorologischen Variablen werden beschrieben. Es wird über die Beobachtungen am Mer de Glace berichtet, die mit der Gleittheorie von Weertman und der Theorie von Nye über die Gletscherschwankungen im Widerspruch stehen. Wenn man an diesem Talgletscher kinematische Wellen beobachtet, ändern sich die Gleitgeschwindigkeiten über eine Strecke von 8 km in gleichem Ausmass und gleichzeitig, da sie von einem bestimmten Punkt des Tales aus gesteuert werden. Dies ist möglich, weil die Reibung am Gletscherbett nahezu unabhängig von der Geschwindigkeit ist.

Résumé

On indique la méthodologie mise au point au Laboratoire de Glaciologie du CNRS pour déterminer les bilans glaciaires, et les corrélations trouvées avec des variables météorologiques. On rapporte les observations faites sur la Mer de Glace qui contredisent la théorie de Weertman du glissement et la théorie de Nye des fluctuations glaciaires. Si on observe sur ce glacier de vallée des intumescences de crue, les vitesses de glissement varient d'une même quantité et simultanément sur 8 km, le contrôle de cette vitesse se faisant en un lieu fixe. Cela est possible parce que le frottement sur le lit est à peu près indépendant de la vitesse.

Le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement que je dirige comprend six équipes. L'une, dont je suis directement responsable, étudie la dynamique de quelques glaciers des Alpes françaises. Notre politique scientifique est de bloquer toutes les études sur quelques glaciers seulement (Glacier de Saint-Sorlin, Mer de Glace et Glacier d'Argentière) pour 1) fixer une méthodologie correcte; 2) établir des modèles simples, certes grossiers, mais réalistes et bien contrôlés. Ces études comportent deux volets:

- étude des bilans annuels (bilans de masse par unité de surface en divers points), et corrélation avec les facteurs géographiques et météorologiques;
- réponse des glaciers aux variations des bilans annuels.

Mesure des bilans annuels

La méthode a été mise au point au fil des ans sur le Glacier de Saint-Sorlin. Elle est exposée dans Lliboutry (1974 a; 1974 b) et Lliboutry et Echevin (1974). Les bilans sont mesurés pour une année civile commençant au 1er octobre (en réalité, cette date ne peut être respectée qu'à 10 jours près). Si à cette date il y a de la neige fraiche sur le glacier, elle ne fondra plus totalement. Sinon il faudrait revenir à ski après la première chute de neige de la période hivernale: on obtiendrait ainsi également les bilans pour une année stratigraphique. Mais cela n'est pas possible de façon régulière.

En zone d'ablation on plante des balises à 10 m ou plus de profondeur avec une sonde à jet de vapeur (Gillet 1975). Ces balises sont constituées de perches de 2 m de long (jeunes tiges de châtaigner vendues déjà peintes comme piquets de slalom, raccourcies à 2 m exactement), unies bout-à-bout par des cordonnets. La plus basse est ancrée dans la glace à sa partie inférieure. Le bilan annuel est donné par la variation d'émergence, avec une correction pour tenir compte de l'extension verticale du glacier entre le point d'an-

crage et la surface. S'il y a de la neige fraîche sur le glacier, il faut en peser une carotte et l'ajouter au bilan. Lorsque l'on remplace une balise qui a totalement émergé on revient à la position initiale, de sorte à mesurer les bilans toujours à peu près au même *site* (point fixe en coordonnées eulériennes).
Les balises servant aussi aux mesures de vitesse et à l'étude fine des variations de niveau du glacier, leur position et l'altitude du sommet du tronçon qui émerge sont déterminées avec précision par relèvement de piquets fixes autour du glacier (constituant un réseau géodésique local), en même temps que l'émergence.
En zone d'accumulation, l'expérience ayant montré l'impossibilité de maintenir un réseau de balises d'accumulation, on emploie la méthode d'Ahlmann: mesure de l'accumulation «hivernale» en avril, lorsqu'il est encore facile de reconnaître le vieux névé de la neige de l'hiver grâce à un carottage avec la tarière carotteuse (coring auger) du SIPRE et mise en place de balises d'ablation. Puis mesure de l'ablation «estivale», et éventuellement de la masse de neige fraîche vers le premier octobre. (S'il n'y a pas de neige fraîche, l'ablation ultérieure en zone d'accumulation est supposée négligeable). Mais un complément indispensable est apporté à la méthode.
Lors des premières fontes du printemps il y a regel de l'eau de fonte, accumulation interne. Celle qui se produit dans la neige non détruite par l'ablation estivale doit être tenue en compte. On la détermine en mesurant en avril en quelques points les profils de densité et de température, de façon à connaître le stock de frigories existant dans la neige non détruite l'été. Le profil de densité fait en avril est poursuivi dans le vieux névé, car l'ablation estivale peut être supérieure à la normale et du vieux névé peut être lui aussi atteint par la fonte.
Si je donne tous ces détails, c'est pour signaler que la méthode recommandée pour la Décennie Hydrologique Internationale par des glaciologues n'ayant pas l'expérience des Alpes (ou autres montagnes à fort enneigement) n'est pas adéquate, et que des mesures correctes ne sont pas si simples qu'on peut le croire. Signalons aussi que ces mesures ne sont pas possibles dans des zones trop crevassées, ou de trop forte pente, et qu'elles donnent des séries incohérentes et inexploitables dans les zones avalancheuses.

Exploitation des données concernant les bilans

Nous basant sur les bilans annuels pendant 16 années consécutives en 32 sites différents de la zone d'ablation du Glacier de Saint-Sorlin, nous avons établi (Lliboutry 1974 b) la validité d'un modèle statistique linéaire: Le bilan annuel l'année t au site j est:

$$b_{jt} = a_j + b_t + r_{jt} \qquad (1)$$

a_j est un paramètre géographique indépendant de l'année, qu'on peut chercher à corréler avec l'altitude, l'exposition, la courbure de la surface la proximité des bords du glacier, etc... pour une région donnée.
b_t est un paramètre ne dépendant que de l'année et non pas du site, de moyenne nulle (= centré).
r_{jt} est un résidu aléatoire centré dépendant, plus que des erreurs de mesure, de fluctuations très locales sans intérêt pour le comportement d'ensemble du glacier. L'étude statistique montre qu'on peut considérer les r_{jt} comme à peu près indépendants entre eux et ayant une même loi gaussienne de distribution (écart type: 0,20 m de glace).
La validité de ce modèle a été montré pour l'ensemble du Glacier de Saint-Sorlin, zone d'accumulation comprise, puis en zone d'ablation dans le Massif du Mont-Blanc. Ce n'est qu'à la pointe de la langue terminale du Glacier d'Argentière (dominé par une grande paroi exposée plein sud) que, lors de l'année exceptionnellement défavorable aux glaciers 1975/76, ce modèle s'est trouvé en défaut.
L'intérêt du modèle statistique linéaire est double: D'abord il permet une exploitation optimale de toutes les données dont on dispose. Il y a de très nombreux sites où les bilans manquent pour certaines années. Souvent, surtout vers la ligne d'équilibre, des balises d'ablation n'ont pas pu être retrouvées une année ou plusieurs années consécutives mais l'ont été une année ultérieure, si bien qu'on dispose en ces sites seulement de bilans cumulés pour plusieurs années consécutives. Avec le modèle statistique linéaire il

est possible d'utiliser aussi toutes ces mesures pour déterminer les «meilleurs estimateurs linéaires sans biais» des a_j et des b_t.
Ensuite le modèle permet de limiter la mesure des bilans annuels à quelques zones d'ablation peu inclinées, non crevassées ni avalancheuses, d'accès facile, où l'on surveillera tous les ans un réseau dense de balises, de façon à déterminer les b_t. Ailleurs, dans un grand glacier, il suffira de mesurer les bilans une seule année pour avoir les a_j une fois pour toutes. (Cette dernière étude étant recoupée par des déterminations de débits de glace à travers diverses sections, et des variations de niveau du glacier).

Corrélation des b_t avec les variables météorologiques

Si on considère maintenant les b_t comme une variable aléatoire, leur écart type à Saint-Sorlin est 0,88 m de glace. En vingt-années, cet écart type σ a été dépassé 7 fois, et l'écart 2 σ jamais, ce qui ne contredit pas une distribution gaussienne (cf. tab. 1).

Tab. 1. Variation b_t des bilans annuels par rapport à la moyenne au Glacier de Saint-Sorlin, en mètres de glace

1958/59	−1,11	1968/69	0,67
59/60	−0,29	69/70	0,21
90/61	0,03	70/71	−0,84
61/62	−0,53	71/72	−0,13
62/63	0,48	72/73	−0,62
63/64	−1,35	73/74	−0,70
64/65	0,71	74/75	0,41
65/66	1,08	75/76	−1,50
66/67	−0,30	76/77	1,56
67/68	1,03	77/78	1,18

Serge Martin (1977) a cherché une corrélation multiple de b_t avec des variables mesurées par des stations météorologiques voisines, puis avec celles mesurées à l'aérodrome de Lyon-Bron éloigné de 130 km. De très bonnes corrélations entre les mesures à Lyon-Bron et une station météorologique voisine permettent d'avoir à Lyon une série homogène de températures et de précipitations depuis 1881. Les meilleures variables «explicatives» qu'il ait trouvées sont les suivantes:
1. La moyenne des températures maximales diurnes pendant les mois de juillet et août (T_{7-8}) qui rend compte de 58% de la variance de b_t. Selon une étude antérieure (Martin 1975) en zone d'ablation du Glacier de Saint-Sorlin la chaleur de l'air provoque 43% de l'ablation estivale, le bilan des radiations 57%. Mais ces deux variables sont étroitement corrélées, l'air étant chaud par temps ensoleillé. A plus haute altitude l'ensoleillement est primordial (De la Casinière 1974) mais on peut toujours l'estimer par la température *maximale* diurne de l'air. De plus s'il y a une chute de neige qui blanchit temporairement le glacier, la température maximale de l'air est aussi plus basse.
2. La précipitation pendant le mois de juin (P_6), qui rend compte de 16% de la variance. En réalité, comptent pour juin à la fois les précipitations (qui sont encore de la neige) et les températures, mais il y a une forte corrélation négative entre les deux.
3. Les précipitations totales d'octobre à mai inclus (P_{10-5}), qui ne rendent compte que de 5% de la variance. La corrélation entre l'accumulation «hivernale» sur le Glacier de Saint-Sorlin et les précipitations à Lyon est beaucoup moins bonne que pour les températures.
Au total on peut, avec ces trois variables, rendre compte de 77% de la variance par la correlation multiple suivante:

$$b_t = 3{,}0\,\Delta P_{10-5} + 6{,}5\,\Delta P_6 - 0{,}343\,\Delta T_{7-8} \qquad (2)$$

Δ signifie l'écart par rapport à la moyenne, b_t, P_{10-5} et P_6 sont en mètres d'eau, T_{7-8} en °C. Le coefficient 3,0 ne signifie pas que les précipitations sont trois fois plus fortes à Saint-Sorlin qu'à Lyon. En réalité, lorsqu'il y a eu beaucoup de neige l'hiver, elle reste plus longtemps sur le glacier l'été, augmentant son albedo: Le rayonnement solaire est bien moins absorbé par la neige que par la glace nue.
Les bilans annuels mesurés sur la Mer de Glace et au Glacier d'Argentière présentent les mêmes fluctuations b_t qu'au Glacier de Saint-Sorlin, mutlipliées par environ 0,70. Certes un jour donné le temps peut être très différent d'une région à l'autre des Alpes, mais le bilan pour toute une année présente beaucoup moins de diversité locale. Les bilans annuels sont même bien correlés pour tout l'ensemble des Alpes (Reynaud, 1980).
A partir de la série d'observations météorolo-

giques depuis 1881, Martin (1977) a ainsi pu reconstituer des valeurs approchées de b_t depuis cette date, en vue d'analyser et expliquer toutes les anciennes observations sur les variations des glaciers. C'est ce que nous allons examiner dans la deuxième partie de cet exposé.

Existe-t-il des ondes de crue sur les glaciers?

Il est bien connu qu'après de fortes pluies dans le bassin versant d'une rivière, une onde de crue se propage vers l'aval dans la rivière, à une vitesse supérieure à la vitesse moyenne de l'eau. La crue consiste en l'augmentation simultanée, en un lieu donné, du niveau de la rivière et de sa vitesse. Sa théorie se base sur le fait que la vitesse moyenne de l'eau en un lieu est liée à la pente de la surface, et à l'épaisseur au même lieu de la nappe d'eau (par la relation de Chézy). La conservation de volume impose alors qu'une zone où la vitesse est plus forte comprime devant elle l'eau et fasse monter son niveau. En suivant l'eau dans son mouvement, la zone de plus forte épaisseur et plus forte vitesse s'étend vers l'aval. A l'arrière c'est l'inverse. De plus la variation de pente superficielle conduit à une diffusion de toute intumescence de crue.
Sebastian Finsterwalder en 1907, Weertman en 1958 puis Nye (1960; 1965 a) dans une série de brillants articles ont appliqué cette théorie aux glaciers, pour expliquer leurs fluctuations. Dès 1958 l'analyse de vieilles mesures de Vallot, qui avait observé en 1892–1894 le passage d'une telle onde de crue sur la Mer de Glace, nous amenait à contester cette théorie. Mais ce n'est que récemment que les données accumulées par le Laboratoire et leur analyse par L. Reynaud (1977) et S. Martin (1977) nous permettent de réfuter cette théorie pour la Mer de Glace, et probablement tous les autres glaciers de vallée importants de type alpin (Lliboutry et Reynaud, sous presse). Avant d'entrer dans le détail des mécanismes, exposons les faits observés.
Il est apparu sur la Mer de Glace des vagues, des exhaussements de la surface de 4 ou 5 m au maximum et s'étendant sur quelques kilomètres, progressant bien plus vite que la glace (450–500 m par an, alors que la vitesse de la glace, en surface et au centre du glacier est comprise entre 130 et 70 m/an). Cela a eu lieu en 1891–96, 1921–27, 1941–45 et 1970–78. Mais il n'y a pas une accélération des vitesses simultanée au même lieu. Les vitesses, elles, varient de façon synchrone sur les 8 km de glacier. Alors qu'au point de vue *niveaux*, on décèle des ondes progressives, au point de vue *vitesses* le glacier réagit en bloc.
C'est la région juste avant la jonction avec le Glacier de Leschaux qui contrôle toutes les vitesses, sur 2 km en amont et 6 km en aval. Bien plus, alors que dans les profils mesurés en aval il y a eu une baisse considérable de niveau (40 à 90 m) entre 1941–42 et 1964, les vitesses d'écoulement du glacier avant et après restent comparables. La relation postulée entre épaisseur du glacier et vitesse au même lieu est donc infirmée par les faits (cf. fig. 1 et 2).
Des faits analogues ont été rapportés pour l'Hintereisferner. Après des années de forts bilans une «onde de pression», se traduisant par une accélération des vitesses, semble se propager, à une vitesse 20 à 150 fois supérieure à celle de la glace. (Nous imputons cette vitesse finie au temps de fermeture des crevasses. S'il en est ainsi sur la Mer de Glace, nos mesures annuelles ne permettent pas de le déceler). Le gonflement, lui, n'avance que 3 ou 4 fois plus vite que la glace.
On voit que pour démêler la réaction d'un glacier aux fluctuations du bilan, il faut surveiller, à divers profils transversaux, le niveau du glacier (toujours vers le 1er octobre) et la vitesse (annuelle, pour s'affranchir des fluctuations saisonnières). Si l'on ne mesure que les variations des fronts, les données sont bien plus difficiles à analyser. La position du front est en effet la résultante de l'avance du glacier (et donc le front avancera si la vitesse augmente) et de l'ablation estivale de la glace (et donc le front avancera si la pointe du glacier est gonflée par l'arrivée d'une vague).
Je n'ai pas encore expliqué comment ces vagues se forment, alors que, ai-je dit, les fluctuations du bilan sont à peu près les mêmes sur tout le glacier. L'explication en a été donnée par Martin (1977). Elle est calquée sur celle donnée par Nye pour la formation des *wave ogives* annuelles, mais étendue au bilan sur plusieurs années. Il y a

des zones du glacier où il est très mince et rapide (dans le cas de la Mer de Glace: au chaos de séracs du Géant). Un même volume de glacier est très étalé lorsqu'il passe dans cette zone, et donc bien plus soumis au jeu de l'accumulation et de l'ablation. S'il y passe lors d'une série d'années favorables au glacier, il en profitera mieux que les autres parties du glacier, et une intumescence y prendra naissance.

Martin (1977) a cherché des corrélations entre les niveaux mesurés à différents profils transversaux l'année t et les fluctuations b_t du bilan les années t, t − 1, t − 2, ..., t − p, ... Il y a évidemment une excellente corrélation pour p = 0. Mais aussi pour diverses valeurs de p. Voici ces valeurs dans le cas de la Mer de Glace. L'abscisse x indique la distance depuis un point dans la zone de formation des vagues:

- Profil de Trélaporte (x = 4000 m) : p = 3 ans,
- Profil des Echelets (x = 6030 m) : p = 8–9 ans
- Profil du Montenvers (x = 7030 m) : p = 10 ans
- Profil des Mottets (x = 7600 m) : p = 11 ans.

Ce résultat indique à la fois que les vagues sont bien dues à des années de bilan supérieur à la normale, et que leur vitesse de progression en aval de Trélaporte est d'environ 500 m/an.

Schématisation de l'écoulement du corps du glacier

On dit traditionnellement que l'écoulement est la somme de deux mouvements: la déformation de l'ensemble du glacier et son glissement sur le lit. Cela doit être précisé pour éviter des idées fausses.

D'abord on étudie l'écoulement à l'échelle du glacier. Pour lui appliquer les lois de la mécanique des milieux continus, on schématise sa forme, on fabrique un modèle géométrique où la surface est lissée, les crevasses superficielles ignorées. La glace est supposée homogène: on ignore sa foliation (alternance des couches bleues et blanches) et de possibles failles internes locales. Un problème non résolu est de savoir si la loi de déformation de la glace étudiée en laboratoire, à l'échelle d'une carotte de glace, est valable à l'échelle du glacier. Evidemment une telle schématisation devient très grossière dans une chute de glacier, où le glacier est très crevassé et morcelé en séracs sur une grande partie de son épaisseur. En particulier il peut y avoir des failles prolongeant les crevasses jusqu'au lit rocheux et lui permettant de prendre l'aspect fréquent de marches d'escalier. Alors l'hypothèse de départ d'un milieu continu n'est plus valable.

Ceci fait, en excluant ces zones très tourmentées, le problème de l'écoulement sous l'effet de la pesanteur est déterminé par:

1. Des équations d'équilibre liant entre elles les dérivées spatiales des contraintes et le poids spécifique de la glace;
2. Une loi de comportement. Pour des mouvements permanents, à contraintes constantes (à l'échelle du mois ou de l'année), le fluage (dit «tertiaire») est contrôlé avant tout par la vitesse de recristallisation. Cette recristallisation dynamique (syntectonique disent les géologues) s'accompagne de l'apparition d'une texture caractéristique dont je ne parlerai pas ici.

La loi de comportement a été très étudiée au laboratoire de Glaciologie par Duval (1976, 1977, 1978, 1979. La parution de l'article initial, contredisant une théorie en vogue, est retardée depuis 1976 par un référé du Journal of Glaciology). Pour le fluage tertiaire la glace polycristalline obéit à la loi de Glen: le déviateur des contraintes τ_{ij} proportionnel aux taux de déformation $\dot{\varepsilon}_{ij}$: ($\tau_{ij} = 2\ \eta\ \dot{\varepsilon}_{ij}$), avec:

$$1/\eta = B\,\tau^{n-1} = B\,\tau^2 \qquad (3)$$

où τ est la cission efficace ($\tau^2 = (1/2)\ \Sigma_{i,j}\ \tau'^2_{ij}$). A la différence des liquides visqueux, de forts τ'_{ij} abaissent la viscosité. B varie d'un facteur 3 selon la teneur en eau liquide de la glace.

Cette teneur en eau liquide de la glace de glacier a été mesurée par Vallon et al. (1976). Elle varie de 0 à 3%, et ne peut augmenter au delà, la glace active devenant très légèrement perméable (probablement grâce à sa recristallisation continuelle).

3.) Des conditions aux limites. Sur la surface les contraintes sont nulles, contre le bedrock existe une certaine loi de frottement (ou de glissement).

Le problème de mécanique des milieux con-

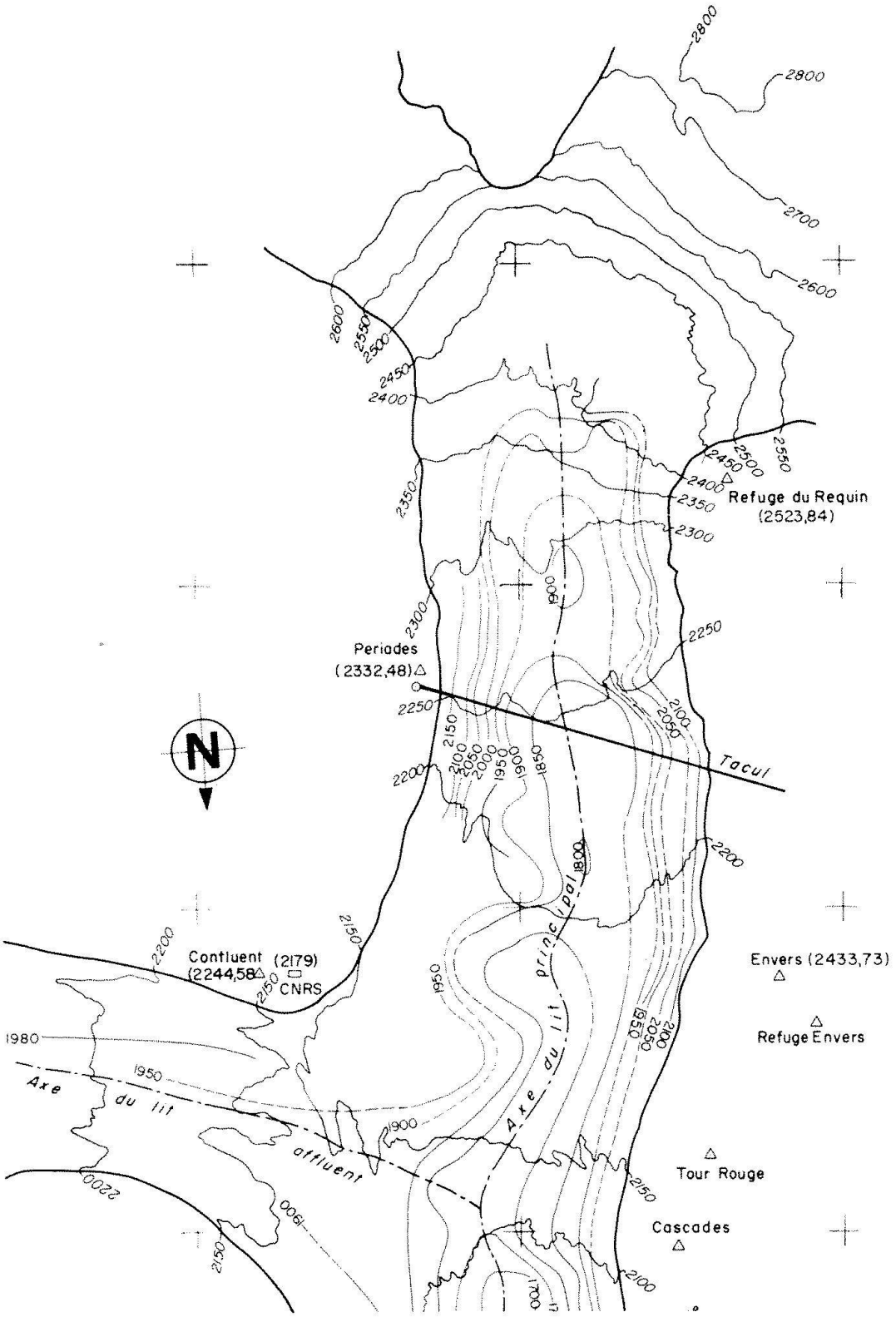
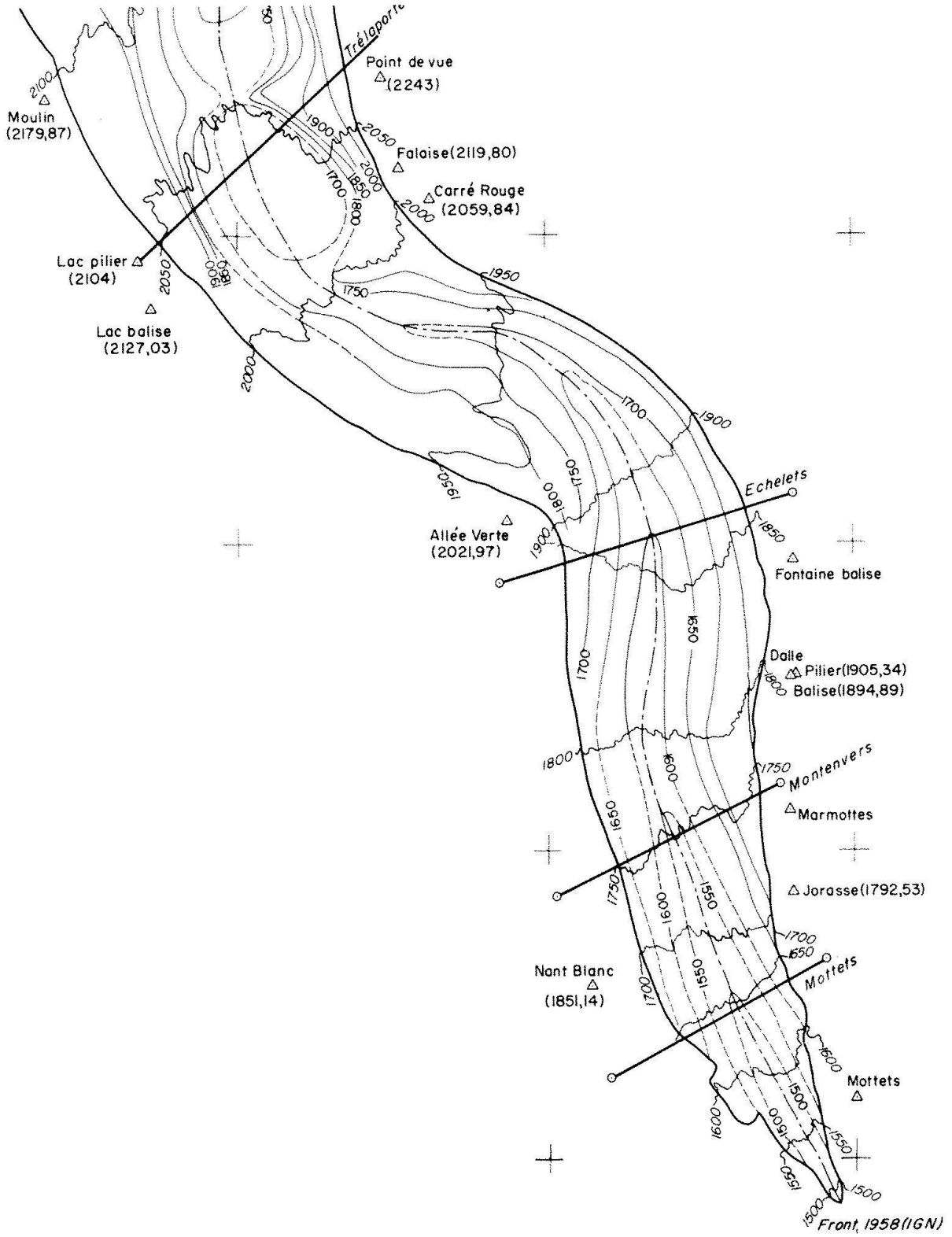
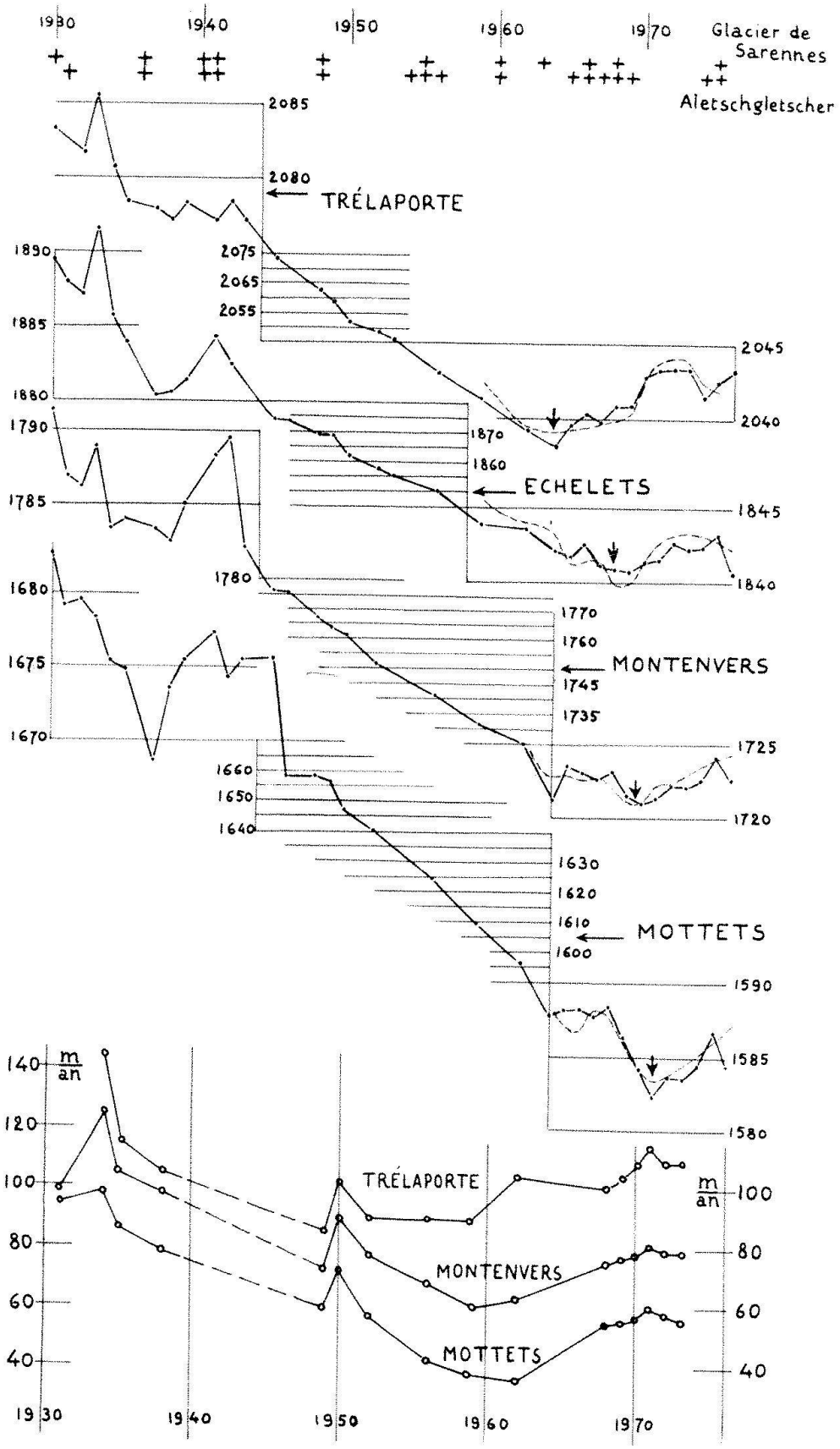


Fig. 1. Carte de la Mer de Glace – Lit rocheux et profils transversaux relevés tous les ans.


Trélaporte
Point de vue
(2243)
Moulin
(2179,87)
Falaise(2119,80)
Carré Rouge
(2059,84)
Lac pilier
(2104)
Lac balise
(2127,03)
Echelets
Allée Verte
(2021,97)
Fontaine balise
Dalle
Pilier(1905,34)
Balise(1894,89)
Montenvers
Marmottes
Jorasse(1792,53)
Nant Blanc
(1851,14)
Mottets
Mottets
Front, 1958(IGN)


1930
1940
1950
1960
1970
Glacier de Sarennes
Aletschgletscher
TRÉLAPORTE
ECHELETS
MONTENVERS
MOTTETS
m/an
TRÉLAPORTE
MONTENVERS
MOTTETS

tinus ainsi posé a été résolu dans le cas d'un chenal cylindrique avec pour condition contre le bedrock pas de glissement (Nye 1965 b), ou la loi de frottement de type solide que nous adopterons plus loin (Reynaud 1973). Mais il faut bien voir que c'est là un modèle très particulier de vallée. Dans un chenal cylindrique un corps solide pourrait se mouvoir en bloc, sans se déformer, grace au seul glissement (*plug flow* des auteurs anglais). Rien de tel dans une vraie vallée ayant des surcreusements et des verrous, des étranglements et des sinuosités. Il y a des zones qui bloquent plus ou moins le mouvement et le contrôlent.

Tel est le cas sur la Mer de Glace. En 1958, je pensais que c'était la principale sinuosité qui jouait ce rôle (c'était peut être partiellement le cas du temps de Vallot). J'ai dit qu'on a montré depuis que c'était la zone juste avant la confluence du Glacier de Leschaux. La reconnaissance du bedrock faite par le Laboratoire (Vallon 1961; Gluck 1967; cf. fig. 1) semble montrer qu'il existe là un fort épaulement sous-glaciaire.

Glissement des glaciers

Le «glissement d'un glacier» est tout le mouvement dont la déformation du corps du glacier ne tient pas compte. Il comprend trois termes:

1. Un dérapage de la glace malgré les petites rugosités du lit, grâce à un mécanisme de fonte et regel simultanés: la glace fond devant l'obstacle par suite d'une pression plus élevée. La chaleur nécessaire est fournie par le regel de l'eau sur la face aval de l'obstacle où la pression est plus faible. Un film d'eau circule d'une «zone amont» vers les «zones aval» qui l'entourent. Il suffit que son épaisseur soit de l'ordre du micron (Nye 1973). Notons que le mécanisme de fonte devant l'obstacle était déjà invoqué par les premiers glaciologues: Altmann en 1751, De Saussure en 1779, mais ils ne voyaient comme source de chaleur que la chaleur terrestre. (En fait celle-ci ne fond qu'environ d'un demi-centimètre de glace par an.)
2. Un contournement des obstacles grâce à la plasticité de la glace, mécanisme efficace, lui, pour les gros obstacles. La glace subit des contraintes et déformations supplémentaires, fluctuantes, sur une certaine épaisseur au dessus des obstacles du lit. Leur influence atténuée peut même atteindre la surface. Il faut donc faire le choix d'une taille limite pour les obstacles: en dessous on les considérera comme faisant partie de la rugosité; au-dessus, comme faisant partie de la forme générale de la vallée. Le frottement sera modifié en conséquence. (Ce problème délicat n'existe pas dans la théorie classique du frottement des solides.)
3. Une déformation générale accrue du corps du glacier au voisinage du lit (cisaillement parallèle au lit) parce que la viscosité est abaissée par suite des contraintes fluctuantes précédentes. Ce terme est faible, mais il a faussé l'analyse de résultats obtenus par inclinométries répétées de forages glaciaires: près du lit on a sans doute sous-estimé la cission efficace en ne tenant pas compte de ces contraintes fluctuantes, ce qui a conduit à des valeurs de n bien supérieures à 3 (Kamb 1970).

Détermination théorique de la loi de frottement

Pour déterminer théoriquement la loi de glissement il faut se placer à l'échelle du microrelief du lit glaciaire, en faire un modèle géométrique, imaginer dessus une couche de glace et calculer la contrainte de cisaillement moyenne qui apparaît dans cette couche de glace lorsque sa limite supérieure est entraînée à une vitesse uniforme. (A

Fig. 2. Niveaux moyens de la glace et vitesses au centre du glacier, pour différents profils transversaux de la Mer de Glace (pour leur emplacement cf. fig. 1). Pour les niveaux entre 1944 et 1954, 1958 ou 1964, l'échelle des ordonnées a été contractée 5 fois. Les lignes en tirets fins à droite représentent les variations de niveau corrigées du bilan centré b_t pour l'année écoulée. On distingue ainsi mieux la progression du dernier minimum (repéré par une flèche verticale). Au dessous vitesses centrales aux mêmes profils transversaux. La grande décrue de 1944–1964 ne les a pas affectées, et leurs fluctuations sont synchrones.
Les croix en haut de la figure indiquent les années où le bilan centré b_t a été positif sur le Glacier de Sarennes (rangée supérieure) ou l'Aletschgletscher (rangée du bas).

l'échelle du glacier cette vitesse est la vitesse de glissement, la cission moyenne est le frottement.) Dans ce calcul on peut négliger les forces de pesanteur. Nous avons travaillé sur cette question depuis vingt ans et un long article de synthèse est sous presse (Lliboutry).

Weertman en 1958 prenait pour modèle de microrelief des obstacles de toute taille disposés sur un plan, obstacles suffisamment éloignés les uns des autres pour qu'on puisse traiter indépendamment la fonte-regel et l'écoulement sur chaque obstacle. Nye et Kamb, en 1970, ont considéré un microrelief à pentes faibles (par rapport à la surface de référence, qui est un lit lissé), et traité la question par la méthode des perturbations, en transformées de Fourier, pour une viscosité newtonienne. Kamb en a déduit une estimation de l'écoulement en viscosité non linéaire (loi de Glen). Dans les deux cas on considère le microrelief comme non-dimensionnel, c'est-à-dire ayant statistiquement le même aspect à toutes les échelles (cette notion diffère de celle d'une amplitude ou de pentes constituant un bruit blanc), on admet qu'il n'y a pas de décollements entre glace et rocher, la surface inférieure de la glace mobile coincidant avec le lit rocheux fixe, et on suppose que toute moraine est absente à l'interface.

Compte-tenu du fait que la conductivité thermique de la glace et du rocher sont à peu près les mêmes, soit $K = 2.1$ N deg^{-1} s^{-1}, dans le processus de fonte-regel, les propriétés physiques de la glace n'interviennent que par le paramètre $L\rho/(CK) = 150$ bar an m^{-2}, où $L\rho$ est la chaleur de fusion par unité de volume, et C l'abaissement du point de fusion par unité de pression. Dans le fluage les propriétés de la glace n'interviennent que par l'exposant n et la constante B, à exprimer en bar^{-n} an^{-1}. La pression normale moyenne contre le lit rocheux n'intervient pas. Il doit y avoir une relation entre le frottement τ_b, la vitesse de glissement v et les trois paramètres ci-dessus. L'analyse dimensionnelle montre qu'en première approximation, ce doit être:

$$\tau_b = k\,(BCK/L\rho)^{1/(n+1)}\,v^{2/(n+1)} \qquad (4)$$

k étant le coefficient numérique dépendant du modèle non-dimensionnel de micro-relief adopté. Cette loi, dite loi de Weertman, est donc très générale, mais elle suppose qu'il n'y ait pas de décollements. Or il y en a en pratique toujours, plus ou moins, dès que les vitesses de glissement dépassent quelques mètres par an. Les observations de lits rocheux récemment découverts par le retrait du glacier, des faits indubitables (augmentation des vitesses de glissement au début de l'été) et des estimations quantitatives ne dévraient laisser aucun doute là-dessus.

J'ai eu le tort d'appeler dès 1958 ce phénomène de réparation entre glace et lit rocheux *cavitation* (en mécanique des fluides on l'appelle «supercavitation»), ce qui a été la source de malentendus. Car il existe en effet à l'amont des verrous rocheux des cavités étendues à la pression atmosphérique, par exemple au Glacier d'Argentière (Vivian et Bocquet 1972). En général il s'agit de cavités beaucoup plus petites et presque entièrement remplies de glace de regel, de boue et d'eau immobiles, qui peuvent être à une pression p (par rapport à la pression atmosphérique) non nulle.

Il nous faut alors compléter le modèle géométrique de lit rocheux par un modèle hydraulique, permettant de déterminer cette pression hydrostatique p dans les diverses cavités qui se forment à l'aval des obstacles du lit rocheux. Nous admettons qu'il y a toujours suffisamment de stries glaciaires, diaclases, bandes de moraine et autres «défauts» du lit rocheux pour que ces diverses cavités soient interconnectées et aient une surface piézométrique commune. Localement p est donc le même pour toutes les cavités. Le paramètre qui interviendra dans la loi de frottement sera $p_i - p$, p_i étant la pression moyenne de la glace contre le lit (pression effective au sens de Terzaghi).

Il serait trop long d'exposer ici tout le travail fait dans cette optique, je renvoie à l'article sous presse, ne donnant que les résultats.

S'il existe des cavités non interconnectées (autonomes), ce n'est que de façon temporaire, et leur influence sur la loi de frottement est négligeable.

La loi de frottement dépend essentiellement du modèle géométrique adopté pour le lit rocheux. Nous ne retiendrons que deux:

1. Avec des obstacles indépendants (comme dans le modèle de Weertman), hémisphériques, on trouve que, lorsque la pression effective $(p_i - p)$ diminue d'une valeur très

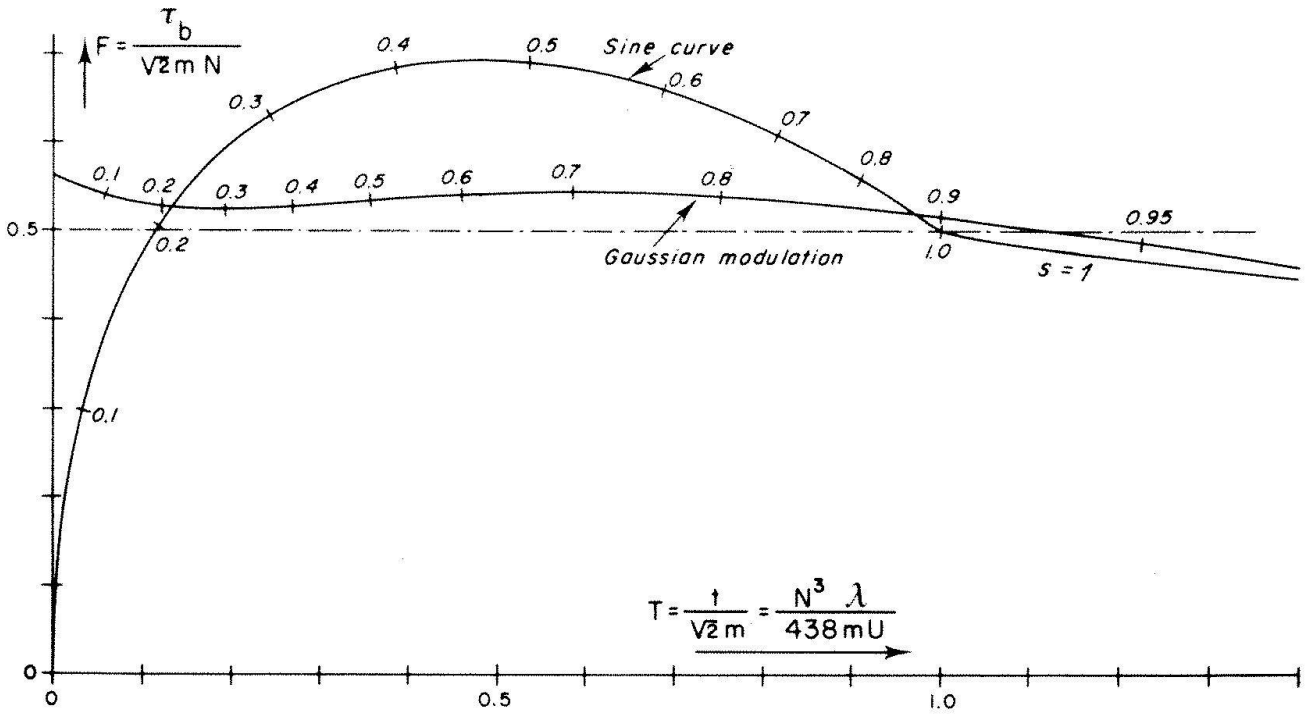


Fig. 3. Loi de frottement sur des roches moutonnées: a) profil sinusoidal; b) bosses de longueurs voisines et de hauteurs réparties selon une loi de Gauss. τ_b = frottement (en bars); $N = p_i - p$ = pression effective (en bars); m = pente quadratique moyenne; λ = longueur d'onde du microrelief (en m); U = vitesse de glissement (en m/an). Les nombres sur les courbes indiquent la fraction s du glacier qui est en contact avec le lit rocheux, sans cavité interposée.

grande ($p_i - p \approx 9,4\ v^{1/2}$, $p_i - p$ étant en bars, V en m/an) à zéro, le coefficient k de la loi de Weertman diminue progressivement d'un facteur deux. Il n'existe pas simultanément deux valeurs possibles différant d'un facteur 2, comme l'a dit Weertman (1964). A frottement constant, la vitesse augmentera donc d'un facteur 4.

2. Sur des bosses, larges vis-à-vis de leur hauteur, ayant des longueurs voisines et des hauteurs distribuées selon une loi de Gauss, dès que la vitesse de glissement est importante, on a à peu près une loi de frottement solide:

$$\tau_b = f(p_i - p) \qquad (5)$$

f étant un coefficient numérique voisin de 0,77 × pente quadratique moyenne du microrelief (fig. 3).

«Dynamique globale» d'un glacier de vallée

Cette dernière loi de frottement expliquerait bien des faits observés sur la Mer de Glace si la pression p des «cavités» sous-glaciaires était à peu près fixe et indépendante de l'épaisseur du glacier. La vitesse de glissement n'y figure pas. Elle est déterminée en quelque point éloigné, et tout le glacier réagit en bloc, les vitesses fluctuant au cours du temps de façon synchrone.

Tel est bien le cas. On peut écrire que la vitesse annuelle de glissement au point x l'année t est:

$$v(x,t) = v_0(x) + v_1(t) \qquad (6)$$

Cette expression linéaire très simple est confirmée par l'étude de l'écartement entre chevrons (bandes de Forbes) qui se forment, à la cadence d'un par an, à l'aval du chaos de séracs du Géant (Lliboutry et Reynaud, sous presse). Les bandes brunes apparaissent sur une glace pauvre en bulles et chargée d'impuretés, qui a traversé en été la zone la plus crevassée de la chute du glacier; les bandes blanches sur une glace qui a traversé cette zone en hiver, et qui s'est enrichie de neige colmatant les crevasses. (Simultanément il se produit des vagues annuelles, mais c'est un phénomène différent). Vallon (non publié), qui a étudié ces questions entre autres dans

sa thèse, a aussi relevé l'inclinaison de la foliation d'origine tectonique, foliation qui bascule progressivement lorsqu'on s'approche de la langue. Cela permet une correction: Par suite de l'ablation, les bandes brunes successives correspondent à des zones qui, au départ, étaient de plus en plus profondes.

On retrouve ainsi assez bien, à partir de diverses couvertures aériennes de la Mer de Glace, les valeurs successives de $V_1(t)$ qui ont été mesurées directement de façon discontinue, depuis 1912.

Reste à expliquer la valeur à peu près fixe de p en un lieu donné, à l'échelle de l'année. Comme, dans notre modèle hydraulique sous-glaciaire, les «cavités» communiquent avec les conduits sous-glaciaires où circule l'eau de fonte, cela semble en contradiction avec la théorie de Röthlisberger (1972), qui donne la pression dans ces conduits sous-glaciaires en état de régime.

Cette théorie est basée sur une équation exprimant qu'une fraction fixe de la chaleur dissipée dans le torrent par perte d'énergie Newtonienne sert à fondre la glace et à maintenir le conduit ouvert, bien que la plasticité de la glace tende à le refermer. En fait lorsqu'on fait les calculs numériques avec une valeur correcte pour le paramètre B de la loi de Glen, on trouve que la chaleur dissipée est surabondante. De ce fait les chenaux sous-glaciaires, la majeure partie de l'année, sont à la pression atmosphérique (ou, dans une zone surcreusée, à la pression qui existerait si le glacier disparaissait et un lac remplissait la cuvette). Ce n'est que temporairement, au début de l'été, que les conduits sous glaciaires se mettent en charge: alors $p \approx p_i$ pendant une courte période. Le reste du temps $p = 0$ (ou $p =$ valeur fixe).

Conclusion

A l'heure actuelle nous sommes ainsi arrivés à des modèles simples et cohérents pour expliquer la dynamique des glaciers alpins et avons fixé une méthodologie. Ceci est le premier exposé d'ensemble que j'en fais.

La théorie classique de Nye-Weertman est manifestement inadéquate et il faut envisager, pour les glaciers de vallée, une «dynamique globale». Les relevés annuels des fronts des glaciers ne peuvent pas être exploités pour l'instant; ceci tant que l'on n'aura pas fait pour certains glaciers une étude complète de leur dynamique.

Dans les trois années à venir nous espérons terminer nos études sur les quatre glaciers alpins où elles sont entreprises. On peut être sûr que de nouveaux phénomènes à élucider seront découverts, et que les modèles présentés ne seront alors plus considérés par mes successeurs que comme une étape transitoire dans la route du progrès scientifique.

Références

Duval, P. 1976: Lois du fluage transitoire ou permanent de la glace polycristalline pour divers états de contrainte. Annales de Géophysique, Vol. 32, No 4, 335–350.

Duval, P. 1977: The role of the water content on the creep rate of polycrystalline ice. Symposium on Isotopes and impurities in snow and ice, Grenoble, August/September 1975. Publ. AIHS No 118, 29–33.

Duval, P. 1978: Anelastic behaviour of polycrystalline ice. Journal of Glaciology, Vol. 21, No 85, 621–628.

Duval, P. 1979: Creep and recrystallization of polycrystalline ice. Bulletin Minéralogique, Vol. 102, 80–85.

Gillet, F. 1975: Steam, hot-water and electrical thermal drills for temperate glaciers. Journal of Glaciology, Vol. 14, No 70, 171–179.

Gluck, S. 1967: Détermination du lit rocheux sous la Mer de Glace par sismique réflexion. Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Vol. 264, 2272–2275.

Kamb, B. 1970: Sliding motion of glaciers: theory and observation. Reviews of geophysics and space physics, Vol. 8, No 4, 673–728.

de La Casinière, A.C. 1974: Heat exchange over a melting snow surface. Journal of Glaciology, Vol. 13, No 67, 55–72.

Lliboutry, L. 1974 a: Etudes glaciologiques au Glacier de Saint-Sorlin. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 10, 225–231.

Lliboutry, L. 1974 b: Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. Journal of Glaciology, Vol. 13, No 69, 371–392.

Lliboutry, L. 1978: Glissement d'un glacier sur un plan parsemé d'obstacles hémisphériques. Annales de géophysique, Vol. 34, 147–162.

Lliboutry, L. 1979: Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. Journal of Glaciology, Vol. 23, No 89, 67–95.

Lliboutry, L. et Echevin, M. 1974: Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 10, 71–88.

Lliboutry, L. et Reynaud, L. (sous presse): Global dynamics of a temperate Valley glacier. Journal of Glaciology.

Martin, S. 1975: Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin. Journal of Glaciology, Vol. 14, No 70, 91-105.

Martin, S. 1977: Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes. Sa relation avec les fluctuations de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 13, 127-153.

Nye, J.F. 1960: The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. Proceedings of the Royal Society, Ser. A, Vol. 256, 398-403 and 559-584.

Nye, J.F. 1965 a: A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 41, 589-607.

Nye, J.F. 1965 b: The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 41, 661-690.

Nye, J.F. 1973: Water at the bed of a glacier. Symposium on the hydrology of glaciers, Cambridge 7-13 Sept. 1969. AIHS Publ. No 95, 189-194.

Reynaud, L. 1973: Flow of a valley glacier with a solid friction law. Journal of Glaciology, Vol. 12, No 65, 251-258.

Reynaud, L. 1977: Glacier fluctuations in the Mont-Blanc area (French Alps). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 13, 155-166.

Reynaud, L. 1980: Can the linear balance model be extended to the whole Alps? World Glacier Inventory (Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978) AIHS Publ. No 126, p. 273-284.

Röthlisberger, H. 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. Journal of Glaciology, Vol. 11, No 62, 177-203.

Vallon, M. 1961: Epaisseur du Glacier du Tacul (Massif du Mont-Blanc). Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Vol. 252, 1815-1817.

Vallon, M. (non publié): Etude de la Mer de Glace. Thèse de Doctorat d'Etat, 19 mai 1967, Université de Grenoble.

Vallon, M., Petit, J.-R. et Fabre, B. 1976: Study of an ice-core to the bedrock in the accumulation zone of an alpine glacier. Journal of Glaciology, Vol. 17, No 75, 13-28.

Vivian, R. et Bocquet, G. 1972: Glaciolab 72: sept jours d'observation sous un glacier alpin. Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano, ser. 2 Vol. 20, 53-63.

Weertman, J. 1964: The theory of glacier sliding. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 39, 287-303.

Adresse de l'auteur:

Prof. Dr Louis Lliboutry
Directeur du Laboratoire de Glaciologie du CNRS
Service de Géophysique
2, rue Très-Cloîtres
F-38031 Grenoble Cedex