

# L'ÉVOLUTION DE LA NEIGE DÉPOSÉE A MOYENNE ALTITUDE

(suite et fin)\*

PAR  
A. POGGI\*\*

## 2. Régime thermique de la neige

### 2.1. Fusion.

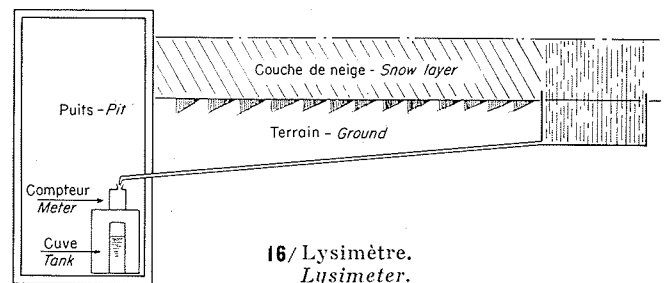
#### 2.1.1. DESCRIPTION DES APPAREILS.

Pour estimer la fusion de la neige, on délimite dans le manteau une surface  $S$  et on mesure l'eau s'écoulant du prisme ou du cylindre de neige de section  $S$ . Le quotient  $M = (V/S)$ , où  $V$  représente le volume d'eau écoulé, exprime la fusion par unité de surface; si  $V$  est exprimé en litres et  $S$  en  $m^2$ ,  $M$  l'est en millimètres.

Un lysimètre se compose d'un bac enfoui dans le sol. A l'intérieur du lysimètre, on reconstitue le terrain environnant, de telle sorte que la surface du sol présente les mêmes caractéristiques que le terrain environnant. Une canalisation permet l'écoulement par gravité de l'eau recueillie par le lysimètre. Un compteur assure la mesure et l'enregistrement continu du débit (fig. 16).

La fusion provenant dans sa majeure partie de la surface de la neige, on admet que sous l'action des forces de masse, toute l'eau provenant de la surface du manteau surmontant le lysimètre s'écoule entièrement suivant des trajectoires plus ou moins verticales et qu'il n'existe dans ce volume de neige ni puits ni source.

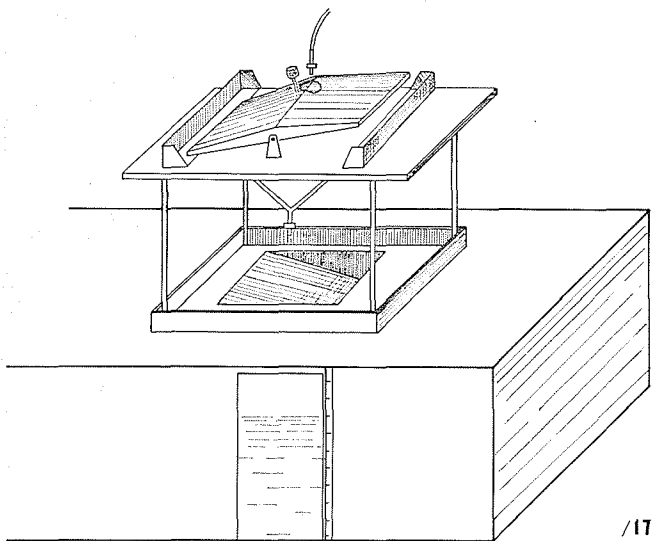
La réalité n'est pas aussi simple. Il existe en effet un ruissellement important, d'une part à la surface du sol et d'autre part, le long des couches



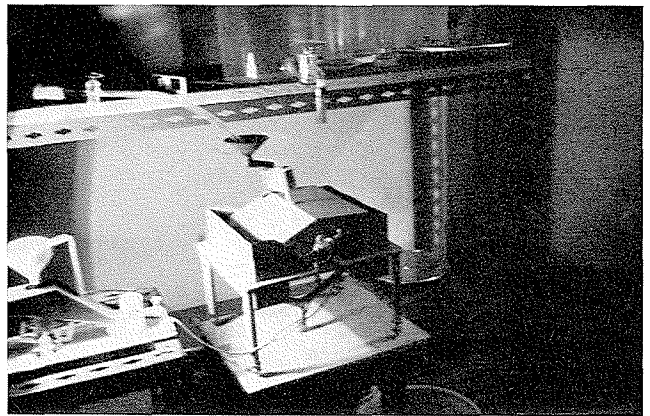
16 a/ Lysimètre en Afcodur.  
« Afcodur » plastic lysimeter tank.

\* Cf. *La Houille Blanche*, n° 4/juillet 1965, pp. 367 à 380.

\*\* Docteur-Ingénieur.



17 a/

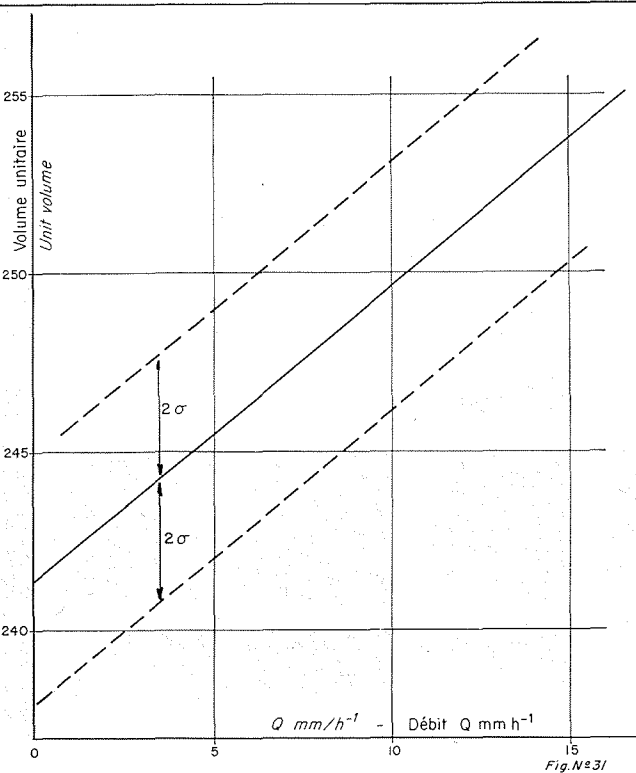


17-17 a/ Compteur volumétrique à auget basculeur.  
Tipping pan precipitation recorder.

de glace qui peuvent se former à l'intérieur du man-teau parallèlement à la surface. Pour remédier à ces inconvénients, les bords des lysimètres dépassent d'environ 8 cm la surface du sol, et les bacs ont été placés sur un terrain horizontal, de telle sorte que les couches de glace qui peuvent se former sont sensiblement horizontales; de plus, la surface de la neige étant infiniment grande par rapport à celle du lysimètre, on peut admettre que, s'il y a un écoulement de l'eau le long de ces couches de glace, cet écoulement est conservatif et que par conséquent le débit à l'entrée est égal au débit à la sortie et n'affecte pas la mesure.

Les lysimètres que nous utilisons sont de deux types :

Le premier est constitué par un bassin en ciment de section rectangulaire de 1,30 m<sup>2</sup>. Sa profondeur



18/Courbe d'étalonnage du compteur volumétrique.  
Tilting trough gauge calibration curve.

est de l'ordre de 70 cm. Une canalisation en tube de fer galvanisé, de 40 mm de section et de 25 m de long, conduit l'eau dans la cave du bâtiment où se trouve le compteur. Ce bassin présente le grave inconvénient de posséder des bords épais et iné-gaux, si bien qu'il est difficile de calculer l'aire de la section d'entrée avec une précision suffisante. C'est la raison pour laquelle nous avons été conduits à utiliser un autre type de lysimètre.

De forme cylindrique et réalisé en Afcodur, il présente l'avantage de posséder une section de 5 m<sup>2</sup> parfaitement définie; l'erreur sur cette mesure est très inférieure à 0,01. La paroi verticale, épaisse de 5 mm seulement, est en outre taillée en biseau. Sa profondeur est de l'ordre de 80 cm. Des renif-lards ont été placés au-dessus de la crépine. Un fil-tre protège contre des obstructions éventuelles la canalisation en Afcodur de 20 mm de diamètre.

Des mesures de température dans le sol, à l'inté-rieur et à l'extérieur du lysimètre, ne font pas apparaître de différences significatives.

La mesure de l'eau écoulee est assurée, en ce qui concerne le bassin en ciment, par un mécanisme de pluviographe.

On sait que cet appareil a l'inconvénient d'accu-ser un détamage en fonction du débit. En période de fusion, le débit maximal est de l'ordre de 6 mm/h, soit 130 g d'eau par minute. Pour un tel débit, le détamage du compteur est de 0,05. On voit donc qu'en période de fusion, la mesure est entachée d'une erreur par défaut non négligeable.

Il n'était plus question d'employer un tel appa-reil avec un lysimètre de 5 m<sup>2</sup> de section et, tout en conservant le même principe, nous avons étudié, puis fait réaliser un mécanisme à auget basculeur de grande capacité. Un basculement de l'auget cor-respond sensiblement à une lame d'eau de 1/20° de millimètre. Pour limiter le détamage, en fonction du débit, nous avons cherché à rendre minimale l'inclinaison de l'auget sur l'horizontale. Le réglage est assuré par 4 butées fixées à la platine de l'appareil et, en outre, une surcharge en laiton, mobile sur un axe fileté solidaire de l'auget, permet de dé-placer la position du centre de gravité de l'équipage mobile (fig. 17).

Le réglage préliminaire consiste, en utilisant les butées et en déplaçant la surcharge, à chercher une

inclinaison de l'auget proche de l'horizontale et telle que 250 cm<sup>3</sup> d'eau provoquent son basculement. L'étalonnage du compteur en fonction du débit est une opération longue et délicate qui nécessite l'emploi d'un vase à débit constant permettant d'obtenir des débits variant de 0,1 à 10 mm/h.

Le mode opératoire est le suivant :

Pour chaque débit choisi, on effectue plusieurs séries de 20 basculements; l'eau écoulée est pesée et à chaque série de mesures, on associe la valeur moyenne de la masse d'eau provoquant un basculement. La durée de chaque série permet de calculer le débit correspondant. Si Q représente le nombre qui mesure le débit en millimètres par heure et V la masse en grammes provoquant un basculement, nous avons obtenu l'équation suivante :

$$V = 0,78 Q + 245 \quad r = 0,922 \quad \sigma_{V,Q} = 1,75 \text{ g}$$

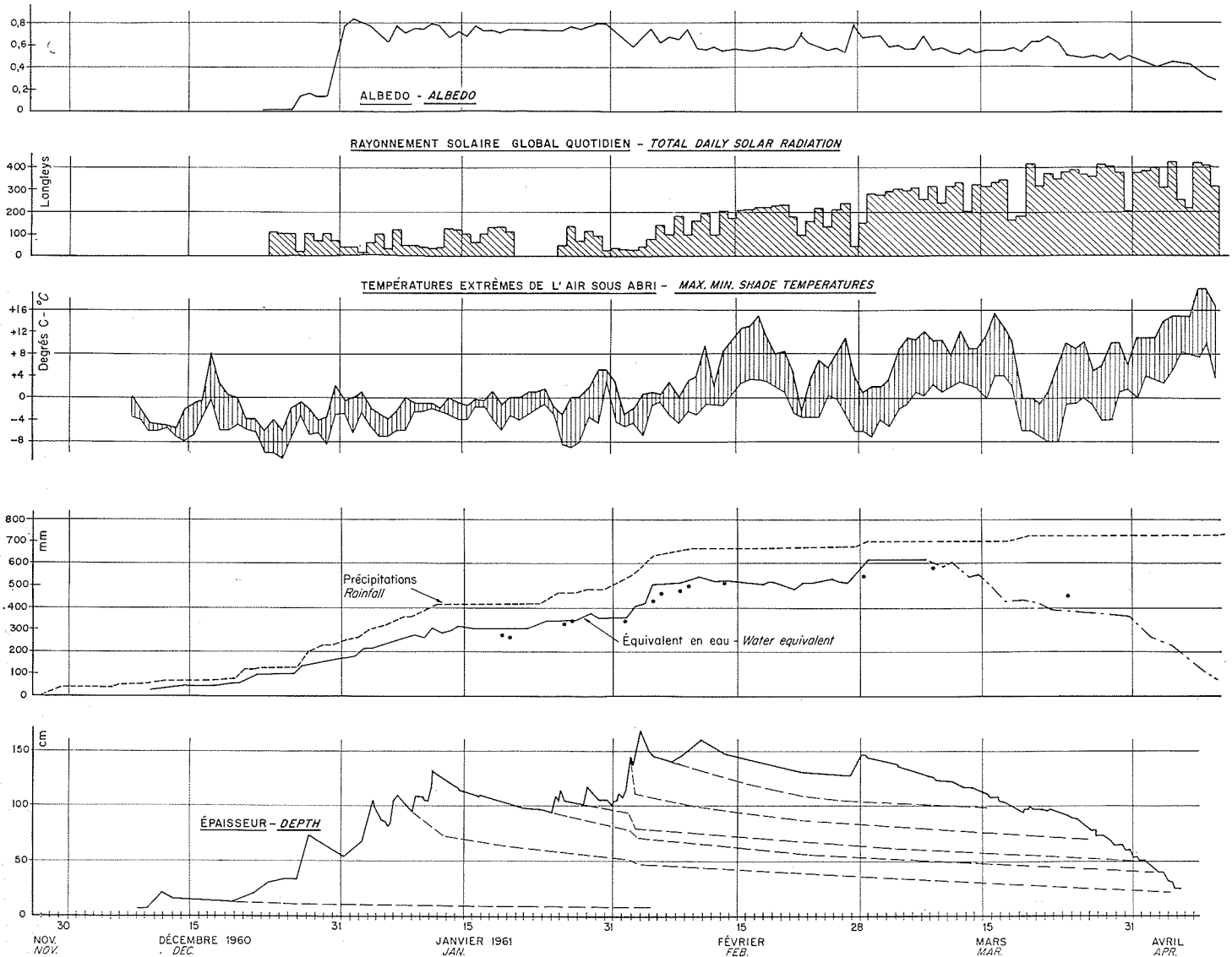
La figure 18 représente la courbe d'étalonnage. On voit qu'à l'intérieur du domaine d'utilisation des débits, l'écart entre les valeurs extrêmes est de l'ordre de 5 g, soit environ 0,02. En adoptant la valeur de 247,5 g pour un basculement, l'erreur reste inférieure à 0,02. Pour dépouiller les enregistrements, nous avons préféré adopter la méthode suivante : on détermine une valeur approchée du débit, puis à l'aide de la courbe d'étalonnage on obtient le volume correspondant à un basculement. L'erreur ainsi introduite est certainement inférieure à 0,01.

L'enregistrement est assuré par des enregistreurs d'impulsions dont la vitesse de déroulement du papier permet de calculer un débit moyen horaire et même, éventuellement, sur une demi-heure.

### 2.1.2. DISPOSITIF UTILISÉ.

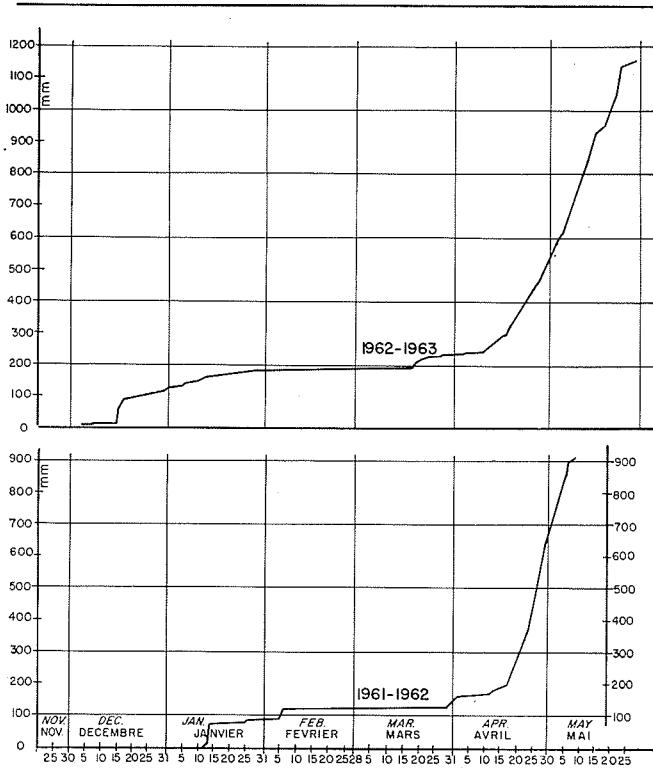
Au cours de la première année, le dispositif comprenait deux lysimètres en ciment du premier type, l'un situé dans la prairie et l'autre dans la forêt. Nous avons déploré un fonctionnement défectueux de l'enregistreur et du mécanisme de pluviographe mesurant le débit du lysimètre situé dans la prairie. Les mesures au cours de cette saison sont donc inutilisables.

L'année suivante, c'est-à-dire en 1961-1962, le dispositif n'a pas été modifié, mais les mécanismes à auget ont été remplacés et les enregistreurs trans-



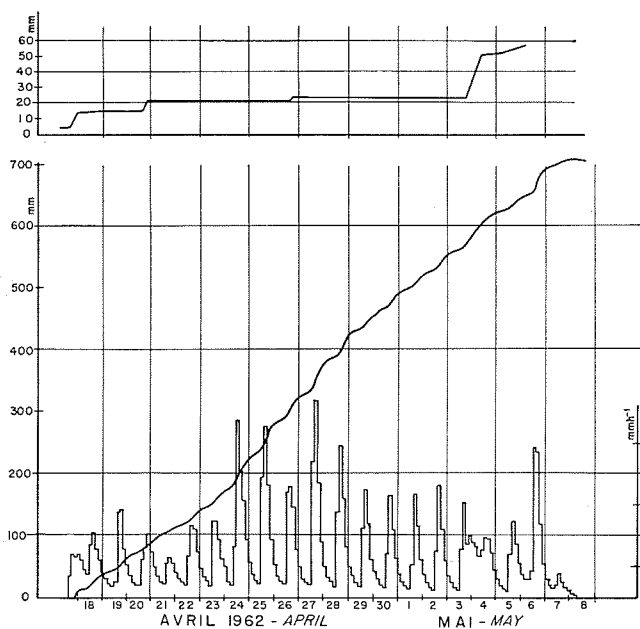
Épaisseur de la couche, équivalent en eau, précipitations, températures extrêmes de l'air, rayonnement solaire et albedo. 1960-1961.

/19/ Depth of snow layer water equivalent, rainfall, max.min. air temperatures, solar radiation and albedo. 1960-1961.



20/Ecoulement du lysimètre.  
Lysimeter annual flow diagram.

formés. Le fonctionnement des appareils fut alors correct. Des anomalies constatées lors du dépouillement nous ont conduits à examiner de plus près la surface de réception du bac en ciment et nous nous sommes rendu compte que la surface adoptée, qui tenait compte de la totalité de l'épaisseur du bassin, était trop grande. Après avoir grossièrement tracé la ligne de crête des bords du bassin, le



21/Débit de fusion, fusion cumulée et précipitations cumulées 1961-1962.  
Thaw flow rates, and mass thaw and rainfall curves for 1961-1962.

calcul des dimensions moyennes a permis une estimation de la surface.

En octobre 1962, nous avons installé deux lysimètres en Afcodur à proximité du bac en ciment situé dans la prairie. En outre, pour parer à une éventuelle défaillance des compteurs et des enregistreurs, nous avons placé sous le compteur une cuve de 500 l qui recueille l'eau de fusion à la sortie de l'auget. Le jaugeage de la cuve permet des mesures de l'écoulement pour une période donnée. Seul l'un des deux lysimètres a pu fonctionner de façon permanente au cours de la saison 1962-1963.

2.1.3. RÉSULTATS DES MESURES.

2.1.3.1. Saison 1960-1961 :

Les mesures ne sont pas utilisables, par suite du fonctionnement defectueux du compteur et de l'enregistreur. En utilisant la relation  $\Sigma M = 4,36 \Sigma \theta_m$  où  $\theta_m$  représente la température moyenne positive de l'air, on trouve que l'écoulement en prairie est de l'ordre de 750 mm (fig. 19).

2.1.3.2. Saison 1961-1962 :

Du 10 janvier au 6 février 1962, l'écoulement du lysimètre est de l'ordre de 120 mm (fig. 20). Cet écoulement est lié aux précipitations pluvio-neigeuses observées du 10 au 13 janvier et dont le total atteint 145 mm, ainsi qu'à celles du début février qui présentent le même caractère et dont la valeur est de l'ordre de 28 mm. Du 6 février au 29 mars l'écoulement est insignifiant, de l'ordre de 4 mm; il provient essentiellement de la fusion de la neige en contact avec le sol. On constate que la partie liquide des précipitations qui sont tombées au cours du mois de mars a été retenue par la couche de neige dont l'épaisseur n'a jamais été inférieure à 1 m.

Les précipitations liquides de la fin mars, de l'ordre de 115 mm, sont suivies d'un écoulement de l'ordre de 45 mm. La différence provoque la formation à la surface du sol d'une couche de névé très mouillée d'une épaisseur de l'ordre d'une dizaine de centimètres et d'une masse spécifique de 750 kg/m<sup>3</sup>.

Au cours de l'accumulation, le lysimètre a écoulé 190 mm environ, tandis que les précipitations pluvieuses ou pluvio-neigeuses sont de l'ordre de 420 mm. On peut admettre que la capacité de rétention du manteau au cours de cette période correspond à une lame d'eau au moins égale à 100 mm.

La période de fusion débute vers le 17 avril et se termine le 5 mai. L'écoulement du lysimètre, cependant, se poursuit jusqu'au 7 mai et représente une lame d'eau de 720 mm. Les précipitations totales, aussi bien liquides que solides, représentent près de 60 mm (fig. 21). L'évaluation du stock neigeux est de l'ordre de 630 mm le 15 avril. Etant donné que l'erreur sur cette dernière valeur est au moins de l'ordre de 10 %, on voit que le stock en début de fusion est compris entre 570 et 690 mm. L'écart observé entre l'écoulement du lysimètre d'une part et la somme de l'équivalent en eau et des précipitations pendant la fusion d'autre part, est égal à 30 mm, soit moins de 5 % de l'écoulement du bac. Il semble difficile d'espérer de meilleures mesures.

En résumé, pour une lame totale de précipitations de l'ordre de 912 mm, le lysimètre a écoulé 910 mm. Il semblerait donc qu'on puisse conclure

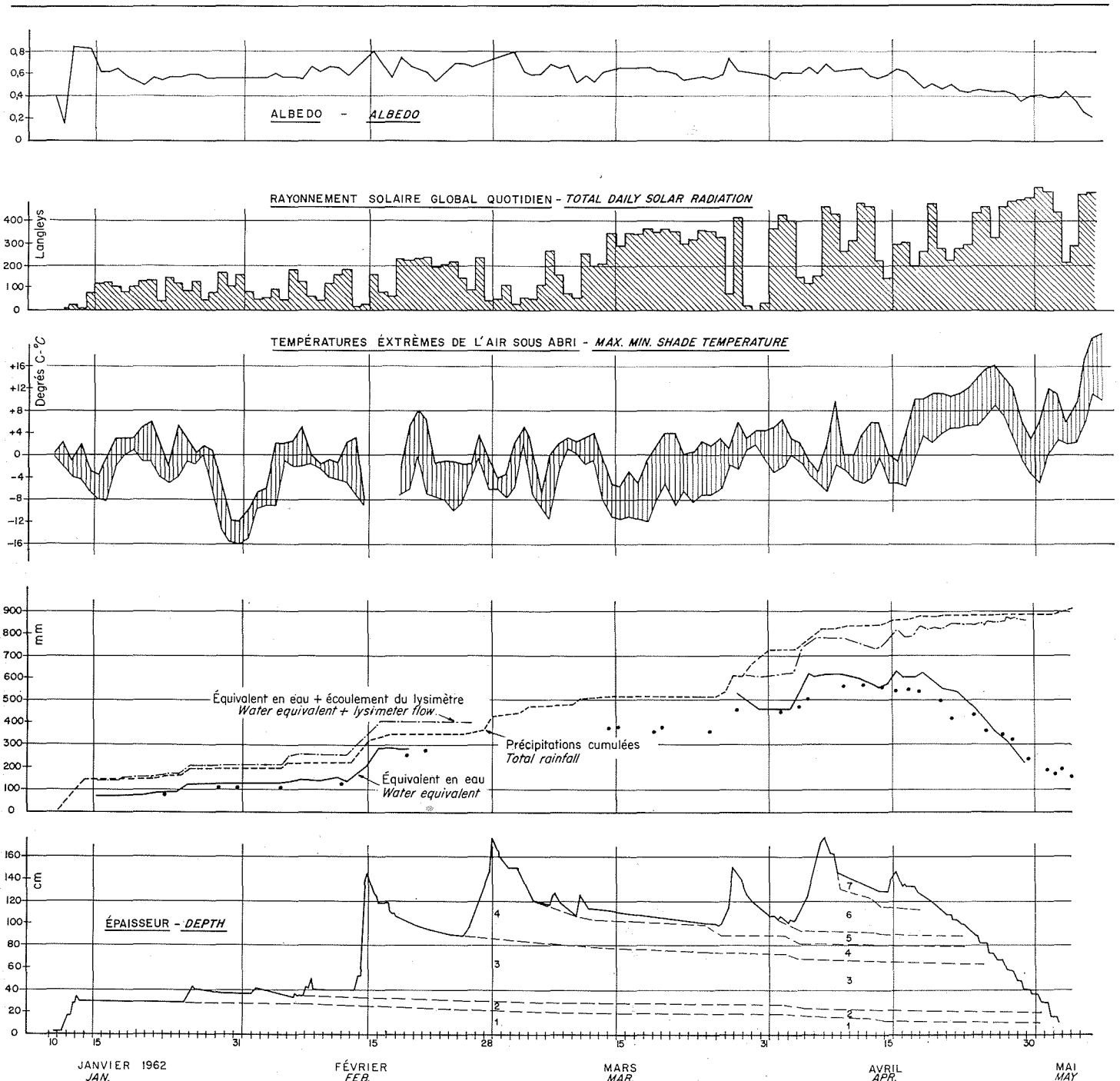
que toutes les précipitations reçues à la surface du sol se sont écoulées sans aucune perte ni par évaporation, ni par rétention. Mais il ne faut pas oublier que la mesure des précipitations est certainement déficitaire. Un calcul grossier nous a permis de fixer ce déficit à 15 % des précipitations, soit 135 mm environ. On peut, sans grand risque d'erreur, estimer que l'évaporation est de cet ordre de grandeur. En utilisant les mesures de l'humidité relative de l'air, du vent, et de l'énergie solaire, nous avons évalué les pertes par évaporation à 100 mm environ.

Nous avons tracé (fig. 22) la courbe représentant la somme de l'équivalent en eau le jour J, et

de l'écoulement cumulé du lysimètre depuis le début de la période.

En l'absence de perte par évaporation et d'apport par condensation, cette courbe doit être confondue avec celle des précipitations cumulées. On constate qu'il en est ainsi au début de la saison, puis qu'à partir du 5 février, la courbe des précipitations cumulées passe au-dessous de la courbe précédente. L'écart représente 50 mm environ. Ce décalage peut provenir soit de l'erreur sur la mesure des précipitations, soit de celle sur le calcul de l'équivalent en eau, soit des deux.

Dans la mesure où ces courbes sont utilisables, l'écart, lorsque la courbe des précipitations est au-



Épaisseur de la couche, équivalent en eau et écoulement du lysimètre, précipitations, températures extrêmes de l'air, rayonnement solaire et albedo. 1961-1962.

/22/

Depth of snow layer, water equivalent, and lysimeter flow, rainfall, max.min. air temperatures, solar radiation and albedo. 1961-1962.

dessus de l'autre, représente les pertes par évaporation. C'est donc au cours de la période précédant la fusion que cet écart est le plus important. Sur cette figure on a représenté par un petit cercle les mesures directes de l'équivalent en eau.

La période de fusion qui débute le 17 avril et s'étend sur 19 jours, est caractérisée par une élévation rapide de la température, une augmentation du rayonnement solaire et une décroissance de l'albedo. La lame d'eau de fusion est de l'ordre de 660 mm. La figure 21 représente les variations, en fonction du temps, du débit moyen en 3 h, et contient en outre les courbes cumulées de la fusion et des précipitations. Cette figure met en évidence l'existence du cycle quotidien de fusion. L'heure du maximum d'écoulement dépend, entre autres paramètres, de l'épaisseur de la couche et de l'importance du débit. L'eau de fusion qui provient de la surface doit, avant d'atteindre le compteur, traverser d'une part la couche de neige et, d'autre part, la terre contenue dans le lysimètre. Toutes choses égales d'ailleurs, on voit qu'il faut d'autant plus de temps que la couche est épaisse et le débit faible. Au début de la période, l'heure du maximum se situe entre 18 et 22 h. Le 19 avril, toutefois, il se produit un peu plus tôt en raison du débit relativement élevé. A partir du 23 avril, l'heure du maximum se situe entre 15 et 17 h. Au fort débit du 24 avril, correspond une avance de l'heure du maximum. Par contre, pour un débit du même ordre, l'heure de ce maximum est un peu plus tardive le lendemain. En fin de période, on constate une très nette avance de l'heure du débit maximal qui se produit entre 14 et 15 h et même entre 13 et 14 h. Le minimum d'écoulement est observé, en général, le lendemain aux environs de 12 h, parfois un peu plus tôt, parfois un peu plus tard.

Le phénomène est assez compliqué à décrire, car l'écoulement correspondant à la fusion du jour J passe par un maximum, en général entre 15 et 17 h, puis décroît en fonction du temps. Au cours de la matinée suivante, l'écoulement du jour J + 1 vient se superposer à l'écoulement initial, le débit atteint plus ou moins rapidement son maximum, puis décroît de nouveau.

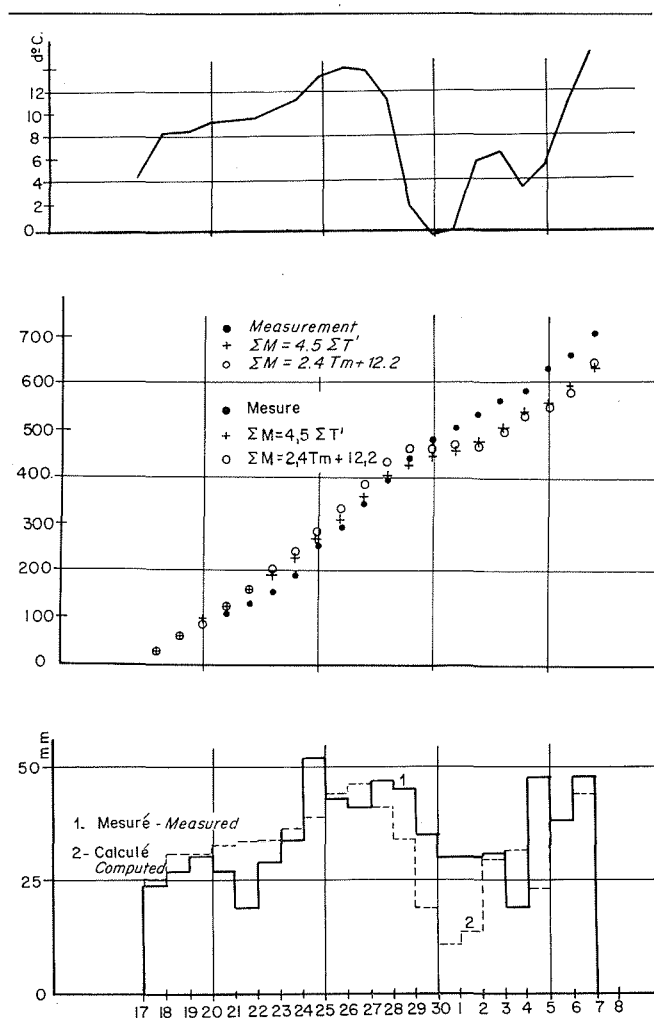
La fusion du jour J est représentée par la somme des aires a et b (fig. 30).

Le graphique n° 21 met en évidence les perturbations introduites par des chutes de pluie, notamment celles des 3 et 4 mai 1962. L'écoulement de l'eau de pluie se superpose à celui de la fusion et le graphique ne présente plus l'aspect caractéristique de la fusion pure.

Les valeurs extrêmes observées sont respectivement de l'ordre de 6,5 mm par heure et 0,3 à 0,4 mm par heure.

On constate, sur la figure 22, que le début de la fusion est caractérisé par une élévation sensible de la température moyenne de l'air, qui passe de -2,2 °C pendant la période d'accumulation à +7,8 °C pendant la fusion. Simultanément, le rayonnement solaire croît et l'albedo diminue. L'énergie solaire absorbée par la neige au cours de l'accumulation est de l'ordre de 7 350 Ly, soit en moyenne 70 Ly par jour. Au cours de la fusion, ces valeurs sont respectivement de l'ordre de 4 900 Ly et de 233 Ly par jour.

On remarque (fig. 22) une baisse importante de



23/Comparaisons des fusions mesurées et calculées à partir de la valeur de la température moyenne de l'air (fusions quotidiennes, fusions cumulées, et températures moyennes de l'air, avril-mai 1962).  
Comparison between measured thaw rates and values computed from mean air temperature (daily and mass thaw curves and mean air temperatures for April and May 1962).

la température au cours de la fusion. La décroissance est de l'ordre de 10 °C en 3 jours. A cette variation ne correspond qu'une faible diminution de la fusion.

Divers auteurs ont établi des relations entre la fusion et la température de l'air.

La relation (1)  $\Sigma M = 4,5 \Sigma T$ , proposée par le docteur Zingg, permet de calculer la fusion en fonction du nombre de degrés-jours positifs.

La relation (2)  $\Sigma M = 5,5 \Sigma T$ , proposée par Weiss et Wilson, permet un calcul analogue.

Les relations (3)  $M = 2,74 \theta_m + 12,2$  et (4)  $M = 1,83 T_M + 5,2$  permettent de calculer la fusion en 24 heures en fonction de la température moyenne de l'air  $\theta_m$  et de la température maximale  $T_M$ .

La figure 23 représente les résultats des calculs obtenus en utilisant les relations (1) et (3) ainsi que la courbe de l'écoulement du lysimètre.

Nous avons obtenu les résultats suivants :

- relation (1)  $\Sigma M = 640$  mm,
- relation (2)  $\Sigma M = 780$  mm,
- relation (3)  $\Sigma M = 694$  mm,
- relation (4)  $\Sigma M = 497$  mm.

On rappelle que la fusion mesurée est de l'ordre de 660 mm.

Les relations (1) et (3) donnent des résultats compatibles avec l'écoulement du lysimètre. Les relations (2) et (4), par contre, donnent des résultats nettement différents. Il semble donc que, globalement, la température de l'air permette de décrire la fusion. Il n'en est plus de même si l'on s'intéresse aux fusions quotidiennes. La figure 23 montre que jusqu'au 27 avril, les mesures et les calculs sont du même ordre de grandeur, ainsi d'ailleurs qu'à partir du 2 mai. Par contre, il n'en est pas ainsi du 27 avril au 2 mai. Les valeurs calculées, pendant la période où la température de l'air est basse, sont nettement déficitaires. La raison de ce désaccord est probablement la suivante : les paramètres caractéristiques de la fusion et de l'écoulement sont nombreux, mais aussi longtemps que la température de l'air reste supérieure à une valeur limite et ne subit pas de variations brutales, le phénomène peut être décrit par la température, ou une combinaison des températures. A partir du moment où la température est sujette à des variations rapides, ce paramètre n'est plus le seul à intervenir. En particulier, l'eau libre contenue dans la neige joue alors un certain rôle. Des mesures effectuées en avril 1963 ont montré que la teneur en eau liquide était de l'ordre de 20 à 25 % de la masse totale. Lorsque le processus de fusion est en cours, l'alimentation en eau de la couche se fait à partir du sommet et la quantité d'eau liquide libre reste à peu près constante. L'écoulement peut être considéré comme approximativement conservatif. A partir du moment où la fusion cesse, l'alimentation en eau est coupée; l'eau libre qui se déplace lentement dans la couche tend à s'écouler sous l'action

des forces de pesanteur. L'écoulement, tout en accusant un fléchissement, persiste pendant plus ou moins longtemps, jusqu'à ce que l'équilibre soit réalisé entre les forces de capillarité et de pesanteur.

Schématiquement, on peut distinguer la couche superficielle sur quelques centimètres et la couche profonde. Au début de la fusion, la couche profonde est sèche, on a donc en présence une source et un puits. L'eau provenant de la couche superficielle est emmagasinée par la neige. Lorsque la saturation de la neige est atteinte, le puits disparaît, l'écoulement devient conservatif. Si l'alimentation en eau cesse, l'écoulement au niveau du sol persiste pendant un certain temps.

La neige se comporte comme une éponge qui reçoit de l'eau par sa face supérieure. Elle retient d'abord toute l'eau, puis, lorsqu'elle est saturée, toute l'eau entrant par la face supérieure s'écoule par la face inférieure. Si l'on arrête l'alimentation, l'eau continue à s'écouler lentement.

Ce phénomène peut être mis en évidence en effectuant des mesures de masses spécifiques à différents niveaux et à divers moments de la journée. De telles mesures effectuées en avril 1964 montrent que (fig. 24) lorsqu'il y a fusion, l'apport d'eau liquide provoque de 10 à 13 h un accroissement de la masse spécifique de la couche superficielle. Dans la partie inférieure, et selon les valeurs respectives des débits de fusion et d'écoulement, la masse spécifique peut rester constante ou, au contraire, soit augmenter, lorsque la fusion est intense, soit diminuer, si le débit de l'écoulement est supérieur au débit de fusion. Lorsque la fusion cesse, on assiste à une diminution de la masse spécifique des couches inférieures. En effet, l'eau qui s'écoule n'est plus remplacée. La variation de volume est négligeable par rapport à celle de la masse.

Un phénomène analogue a été observé en avril 1962, ainsi que nous l'avons déjà vu (fig. 10).

Si l'on admet qu'il existe une relation linéaire entre la fusion et les sommes des températures positives moyennes au cours de la même période :

$$\Sigma M = K \Sigma \theta_m$$

on a, en l'absence de précipitations, et dans le cas où la température reste positive et ne varie que lentement avec le temps :

$$\Sigma M = 4,14 \Sigma \theta_m \text{ (fig. 25)}$$

### 2.1.3.3. Saison 1962-1963 :

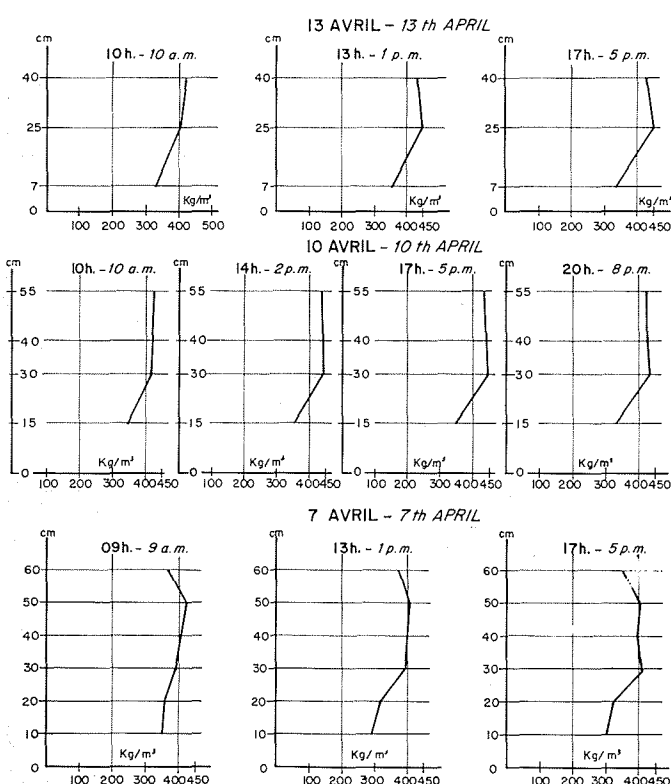
Le dispositif comprend, en plus du lysimètre en ciment, les deux lysimètres en Afcodur. L'un d'entre eux a fonctionné d'une façon continue à partir du 4 janvier, tandis que le second n'a eu qu'un fonctionnement intermittent.

Pour simplifier la rédaction, on désigne par :

- 1 le bac en ciment;
- 2 le bac en Afcodur, dont le fonctionnement a été permanent;
- 3 le lysimètre, dont le fonctionnement a été intermittent.

Au cours de la période du 13 novembre 1962 au 27 mai 1963, les écoulements sont de l'ordre de :

- lysimètre n° 1 : 1 019 mm,
- lysimètre n° 2 : 1 151 mm.



24/Variations de la masse spécifique, avril 1964.  
Variations in specific gravity. April 1964.

L'écart entre ces deux valeurs, égal à 132 mm, représente 11 % de l'écoulement du bac n° 2.

Il convient de rappeler, d'une part, l'imprécision qui caractérise la surface du bac n° 1 et, d'autre part, le détarage du compteur qui équipe ce lysimètre.

Nous avons étudié les distributions des populations constituées par les écoulements de chacun des deux lysimètres.

L'échantillon extrait de chacune des deux populations comprend 380 individus; on a déterminé les fréquences des écoulements en 3 heures, compris entre 0 et 1 mm, 1 et 2 mm, etc. Les distributions observées sont représentées sur le graphique n° 26.

La valeur moyenne de l'échantillon extrait de la population  $\bar{x}_1 = 2,089$ , sa variance  $S_1^2 = 4,893$  et son écart type  $S_1 = 2,212$ .

Les caractéristiques de la population 2 sont, en utilisant les mêmes notations :

$$\bar{x}_2 = 2,4, \quad S_2^2 = 5,070, \quad S_2 = 2,252$$

La taille des échantillons étant de 380 individus, les moyennes et les variances peuvent être considérées comme des variables normales et, en outre, comme étant respectivement celles des populations d'où sont extraits les échantillons.

On pose :

$$t = \frac{d}{S_d}, \quad d = \bar{x}_1 - \bar{x}_2$$

$S_d$  est l'écart type de la variable  $d$ , et on a :

$$S_d = \sqrt{\frac{S_1^2 + S_2^2}{N}} \quad \text{avec } N = 380$$

Le calcul donne  $t = 1,91$ ;  $t$  étant une variable normale, la valeur trouvée est inférieure à l'intervalle d'acceptation au seuil de 0,05. Par conséquent, la différence observée entre les deux valeurs moyennes n'est pas significativement différente de 0. Si on majore de 5 % la valeur de  $\bar{x}_1$ , car on sait que ces mesures sont systématiquement sous-estimées, on obtient  $t = 1,30$ .

Les variances pouvant être considérées comme normales; il en est de même de leur différence  $d = S_2^2 - S_1^2$ . Cette nouvelle variable a pour écart type :

$$\sigma_d = \sqrt{\sigma_{S_1^2}^2 + \sigma_{S_2^2}^2}$$

avec :

$$\sigma_{S_1^2}^2 = \frac{1}{N} \left( ([\mu_4]_I - 2 [\mu_2^2]_I) \right), \quad \text{où } (\mu_2)_I \quad \text{et } (\mu_4)_I$$

sont les moments centrés d'ordre 2 et 4 du 1<sup>er</sup> ensemble.

On a de même :

$$\sigma_{S_2^2}^2 = \frac{1}{N} \left( ([\mu_4]_{II} - 2 [\mu_2^2]_{II}) \right)$$

Le calcul donne les valeurs suivantes :

$$\sigma_{S_1^2}^2 = 1,227 \quad \sigma_{S_2^2}^2 = 0,754 \quad \sigma_d = 1,408$$

La variable normale réduite  $t = (d/\sigma_d) = 0,126$ . Cette valeur est inférieure à l'intervalle d'acceptation ( $-1,96, +1,96$ ); donc on peut encore admet-

tre que les deux variances ne sont pas significativement différentes.

En raison des remarques concernant le dispositif de mesures, nous retiendrons les mesures du bac n° 2.

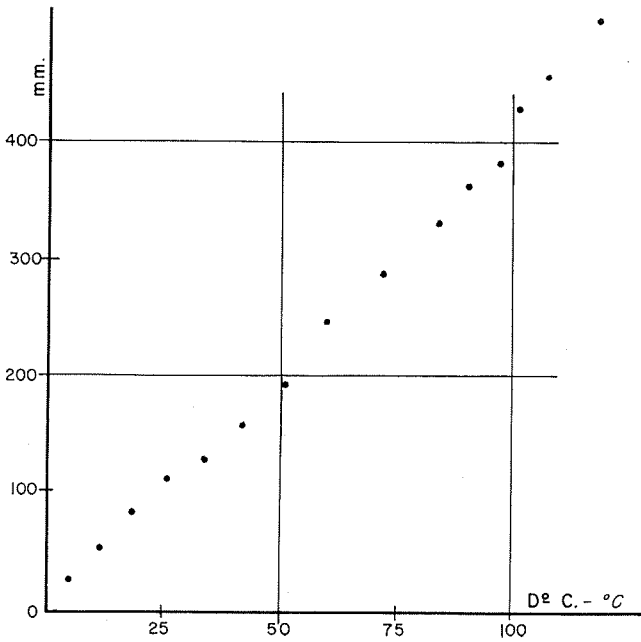
Jusqu'au 15 décembre (fig. 27), l'écoulement est de l'ordre d'une dizaine de millimètres. Du 15 au 28 décembre, un écoulement de 80 mm est provoqué par des précipitations pluvio-neigeuses de l'ordre de 140 mm. Du 28 décembre au 25 janvier, le lysimètre accuse un écoulement de 50 mm consécutif aux 136 mm de précipitations pluvio-neigeuses recueillies du 28 décembre au 10 janvier. Ensuite, jusqu'au 18 mars, un faible écoulement est provoqué par la fusion de la neige au niveau du sol. Les précipitations pluvio-neigeuses du 10 au 15 février ne provoquent aucun écoulement. Du 18 mars au 10 avril, un écoulement de l'ordre de 50 mm fait suite à des précipitations pluvio-neigeuses de 266 mm.

En résumé, pendant la période d'accumulation, le lysimètre a écoulé près de 200 mm. Les précipitations pluvio-neigeuses représentent une lame de 550 mm et l'on peut estimer que la rétention correspond à une lame d'eau d'au moins 175 mm.

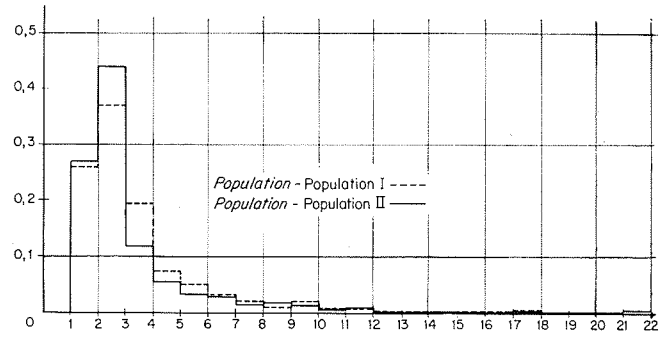
Nous avons fixé le début de la fusion au 10 avril 1963, époque caractérisée par une augmentation de l'écoulement du lysimètre et également par une élévation de la température moyenne de l'air, un accroissement relatif du rayonnement solaire et une diminution de l'albedo. Les températures moyennes au cours des périodes d'accumulation et de fusion sont respectivement de l'ordre de  $-3,7$  et  $+4,9$  °C. Elles sont donc nettement inférieures aux températures caractérisant ces mêmes périodes l'année précédente, qui étaient respectivement de l'ordre de  $-2,2$  et  $+7,8$  °C. Il n'est pas possible d'estimer l'énergie solaire absorbée au cours de l'accumulation. En raison de l'enneigement exceptionnel, les piles solarimétriques ont été recouvertes de neige pendant plusieurs jours. Au cours de la fusion, la neige a absorbé 4 930 Ly, soit en moyenne 130 Ly par jour, alors que, l'année précédente, cette valeur était en moyenne de l'ordre de 233 Ly par jour. Et, durant la même période, le bac a écoulé 910 mm, les précipitations liquides et solides représentent 195 mm. La valeur du stock neigeux en fin d'accumulation étant estimée à environ 850 mm, le déficit d'écoulement est donc de l'ordre de 135 mm.

Les précipitations totales sont de l'ordre de 1 475 mm; l'écoulement correspondant du lysimètre atteint 1 155 mm. Le déficit total représente 320 mm, soit 22 % des précipitations.

Les périodes du 11 janvier au 7 février et du 22 février au 9 mars sont caractérisées par une absence de précipitations et des basses températures. Il est probable qu'au cours de ces périodes l'évaporation est loin d'être négligeable. On remarque sur la figure 27 que la courbe des précipitations cumulées et celle qui représente la somme de la valeur de l'équivalent en eau et de l'écoulement cumulé du lysimètre accusent un déficit de l'ordre de 60 à 100 mm au début mars. L'écart entre ces deux courbes atteint 180 mm environ au début avril; vers la mi-avril, il est de l'ordre de 360 mm; cette dernière valeur est probablement due à l'erreur qui affecte l'estimation de l'équivalent en eau. Il semble donc que les pertes par évaporation



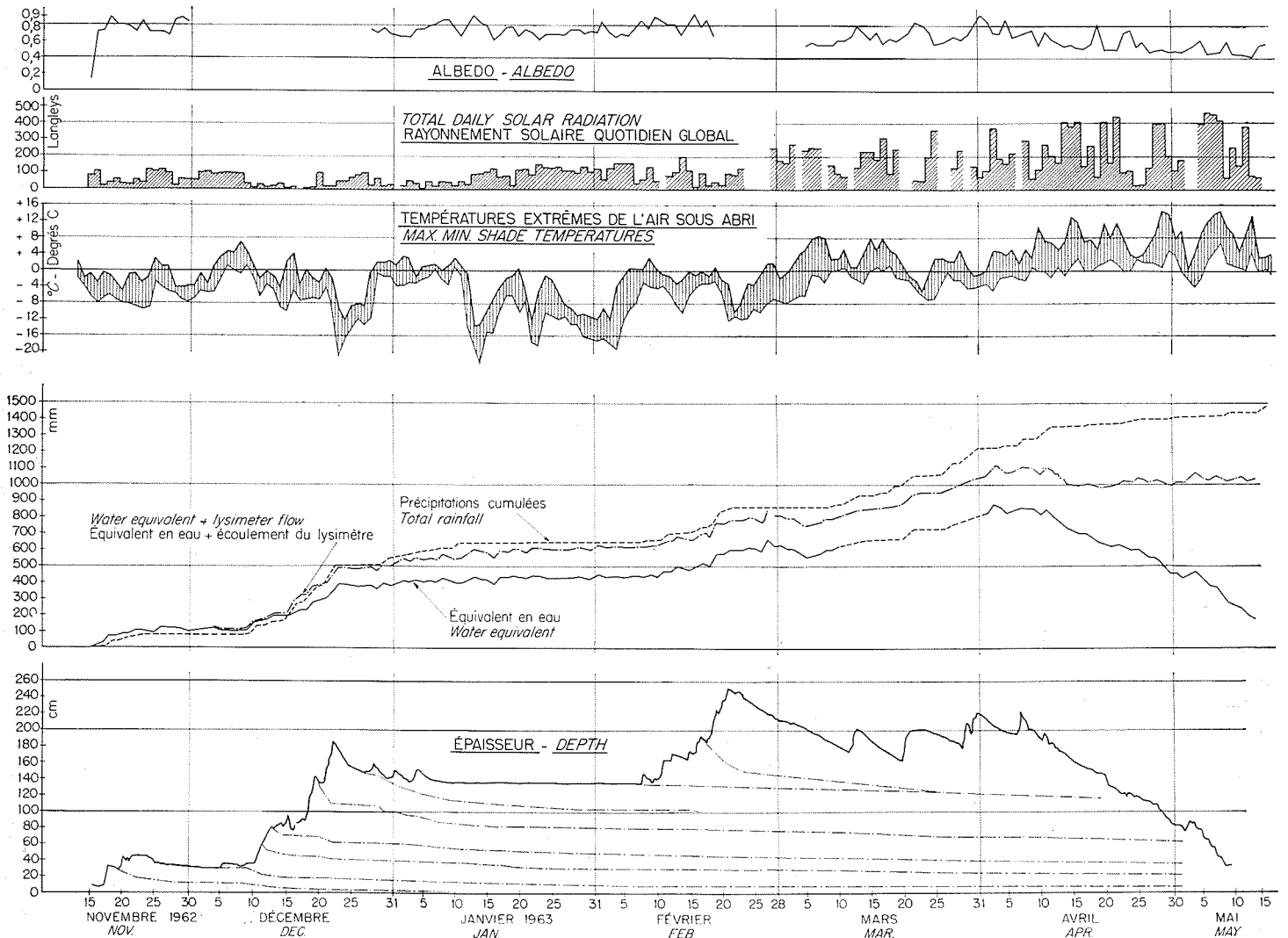
25/



26/

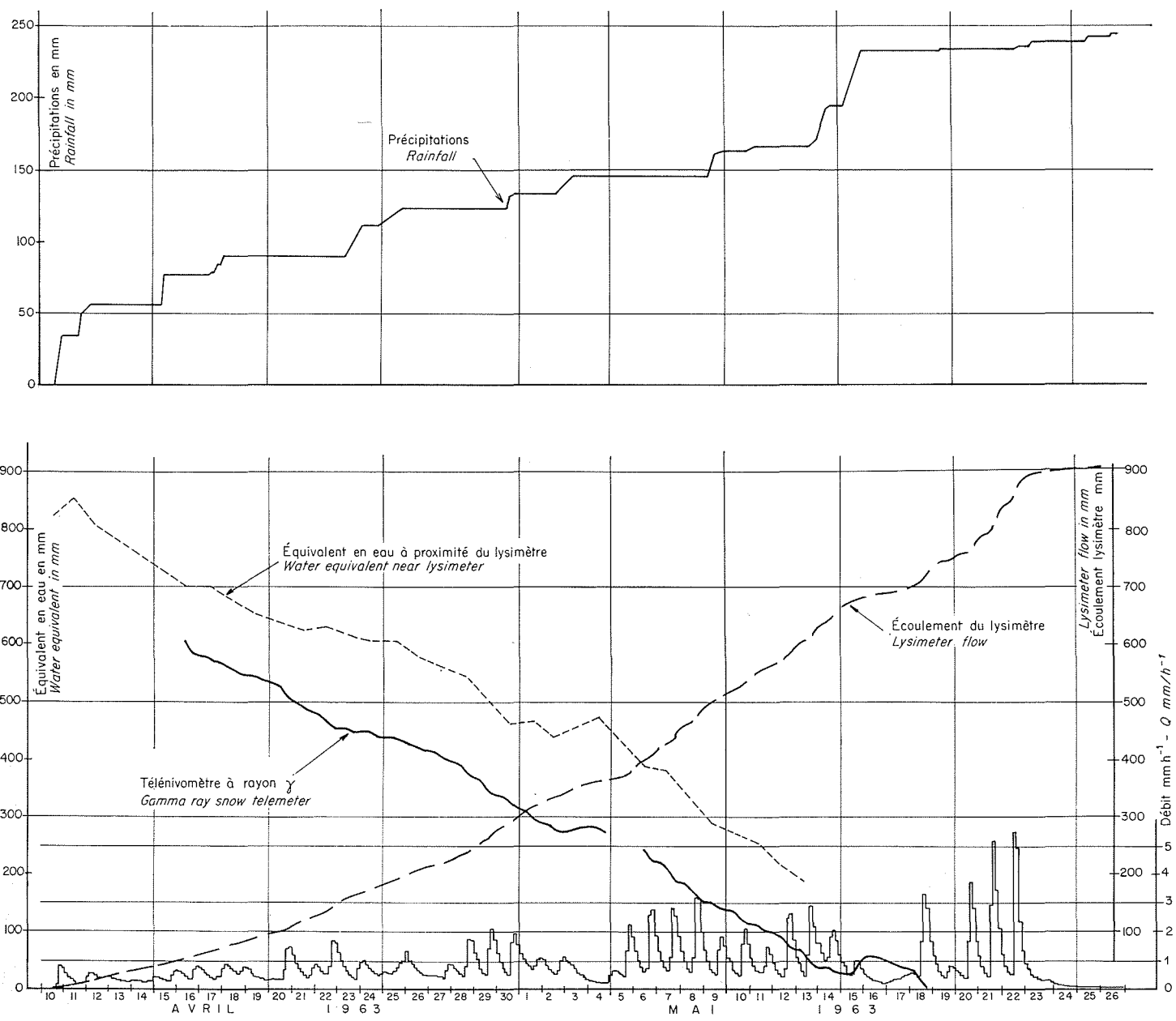
25/Relation entre la fusion et la somme des températures positives moyennes (1961-1962).  
Relation of thaw rate to the sum of the mean above-zero temperatures 1961-1962.

26/Distribution des écoulements des lysimètres 1 et 2.  
Flow distribution chart, lysimeters 1 and 2.



Épaisseur de la couche, équivalent en eau et écoulement du lysimètre, précipitations, températures extrêmes de l'air, rayonnement solaire et albedo. 1962-1963.

27/ Depth of snow layer, water equivalent, and lysimeter flow, rainfall, max.min. air temperatures, solar radiation and albedo. 1962-1963.



Débit de fusion, fusion cumulée, équivalent en eau et précipitations 1962-1963.

/28/ Thaw rate, mass thaw curve, water equivalent and rainfall, 1962-1963.

se soient produites tout au long de la période d'accumulation avec une recrudescence au cours de la 1<sup>re</sup> partie de la période de fusion.

Au cours de l'accumulation, le déficit, de l'ordre de 185 mm, représente 14 % des précipitations recueillies pendant la même période. Au cours de la fusion, ce déficit de 135 mm représente 10 % des précipitations totales.

Étant donné l'importance de l'erreur sur l'estimation de l'équivalent en eau, qui, dans la meilleure des hypothèses, atteint 10 %, on voit l'intérêt que présente la mesure du gradient de la pression de la vapeur d'eau dans l'air surmontant la couche de neige, mesure qui permettrait une estimation directe de l'évaporation.

La période de fusion a duré 47 jours contre 19 l'année précédente. Le cycle quotidien est mis en évidence par la figure 28. Les débits moyens sont nettement inférieurs à ceux de l'année précédente.

En général, ils restent inférieurs à 4 mm par heure et le débit maximal est de l'ordre de 5,5 mm par heure. En outre, du 10 avril au 4 mai, les débits sont inférieurs à 2 mm par heure.

En résumé, cette période peut être caractérisée par une température moyenne de l'air relativement basse et des faibles débits étalés sur une longue période. On peut distinguer deux parties : la première, du 10 avril au 5 mai, et la seconde, du 5 au 26 mai. Le nombre de jours avec précipitations représente 30 % de la durée contre 20 % seulement l'année précédente. En 1963, elles atteignent 22 % de l'écoulement du lysimètre contre 8 % en 1962. Jusqu'au 5 mai 1963, le maximum du débit en dehors des périodes perturbées, se situe entre 21 et 24 h et le minimum entre 15 et 18 h. Ce retard peut s'expliquer par l'importance de l'épaisseur de la couche et par les faibles débits (fig. 28). Du 5 au 19 mai, à l'augmentation des débits et à la di-

minution de l'épaisseur correspond une avance des heures des extrêmes; le maximum se produit en général entre 18 et 21 h et le minimum entre 9 et 12 h. Aux forts débits et aux faibles épaisseurs, correspond, à partir du 20 mai, une nouvelle avance des extrêmes qui se produisent entre 15 et 18 h et même 12 et 15 h et entre 9 h et 12 h le lendemain. C'est donc seulement à partir du 5 mai que le cycle quotidien de fusion présente des caractéristiques comparables à celles observées l'année précédente. Le débit maximal est égal à 5,5 mm par heure et le débit minimal de l'ordre de 0,2 à 0,4 mm par heure.

La figure 28 représente les variations du débit, la courbe intégrale de l'écoulement, c'est-à-dire la somme des aires limitées d'une part par l'axe des abscisses et, d'autre part par la courbe en escaliers représentant le débit. Nous avons également tracé la courbe de l'équivalent en eau mesuré directement par le télénivomètre et celle de son estimation à proximité des lysimètres. On voit qu'en ce dernier emplacement, la valeur du stock représente environ 200 mm de plus que dans le voisinage du télénivomètre. Il semble, toutefois, que le phénomène de fusion soit comparable en ces deux points. Du 10 avril au 18 mai, le télénivomètre indique une variation totale de l'ordre de 780 mm, tandis que le lysimètre écoule, dans le même intervalle, 750 mm. Le lysimètre provoquant un étalement de l'écoulement, on peut ajouter à cette dernière valeur une partie de l'écoulement observé au cours des 12 h suivantes et on obtient alors une valeur voisine de 780 mm.

La date du début de la fusion a été fixée plus ou moins arbitrairement au 10 avril. Or, du 10 au 20 avril, le lysimètre écoule environ 100 mm, tandis que les précipitations, d'un caractère pluvio-neigeux, sont de l'ordre de 90 mm. On peut donc admettre que cette neige mouillée s'est liquéfiée sous l'action du réchauffement subséquent. La couche de neige étant saturée, toute cette eau a pu la traverser et s'écouler dans le sol. Il ne s'agit là que d'une fusion purement accidentelle et le début de la période de fusion active pourrait alors être fixé au 20 avril.

Du 20 avril au 5 mai, les précipitations représentent 55 mm tandis que l'écoulement du lysimètre est de l'ordre de 275 mm.

Nous avons évalué les fusions à partir des relations (1) (3) et (4) pour la période du 10 avril au 23 mai. Les résultats sont les suivants :

- relation (1)  $\Sigma M = 980$  mm,
- relation (3)  $\Sigma M = 1\ 108$  mm,
- relation (4)  $\Sigma M = 890$  mm.

L'écoulement total du lysimètre, y compris les précipitations, est de l'ordre de 911 mm. Les précipitations liquides représentent environ 100 mm. La lame de fusion, soit 811 mm, est donc inférieure à toutes les valeurs calculées. Ce résultat met en évidence le fait que la température seule ne peut caractériser la fusion dans certaines conditions.

L'utilisation de la relation  $\Sigma M = 4,14 \Sigma \theta_m$  conduit à une valeur de l'ordre de 900 mm, qui est supérieure de 100 mm à la fusion mesurée.

En utilisant les mesures au cours de la période du 5 au 15 mai et du 18 au 23 mai, sous les mêmes hypothèses que dans le paragraphe précédent, nous

avons obtenu, après avoir éventuellement retranché les précipitations liquides, la relation :

$$\Sigma M = 4,36 \Sigma \theta_m \text{ (fig. 29)}$$

Les deux relations établies en 1962 et en 1963 sont donc voisines l'une de l'autre. En outre, il ne faut pas oublier que le lysimètre utilisé en 1961-1962 donne une mesure déficitaire d'au moins 5 %.

En utilisant les mesures de la fusion en 1962, majorées uniformément de 5 % pour tenir compte du déficit introduit par les compteurs volumétriques, et celles de 1963, nous avons établi une corrélation linéaire entre la fusion apparente en 24 h et la température positive quotidienne moyenne de l'air.

Un échantillon de 27 individus a donné les résultats suivants :

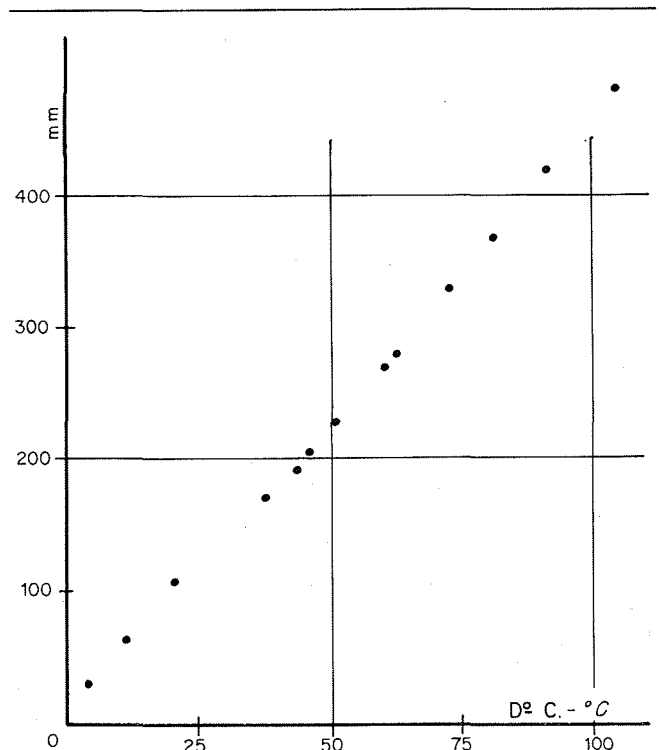
$$M = 3,64 \theta_m + 5,2$$

où M représente la fusion en 24 h exprimée en mm, avec :

$$r = 0,84 \quad \text{et} \quad \sigma_{M,\theta} = 6,3 \text{ mm}$$

Les figures 30 et 31 représentent, d'une part les variations du débit et, d'autre part, les variations d'équivalent en eau calculées en utilisant les mesures du télénivomètre. Les débits du lysimètre ont été calculés sur un intervalle d'une demi-heure, tandis que les mesures du télénivomètre ne permettent de calculer qu'une valeur moyenne sur un intervalle de 3 h.

L'écoulement consécutif à la fusion du jour J est proportionnel à la somme des aires a et b. Les débits moyens calculés sur un intervalle de temps petit permettent d'ajuster une courbe continue sur la courbe en escaliers.



29/Relation entre la fusion et la somme des températures positives moyennes (1962-1963).  
Relation of thaw rate to the sum the mean above-zero temperatures 1962-1963.

On voit sur les figures les différences que présentent les débits à la surface du sol et à 80 cm au-dessous de cette surface. Dans le premier cas, les débits sont plus importants que dans le second, mais les durées sont moindres. Si l'on représente des valeurs moyennes, l'écoulement à la surface du sol est représenté par un rectangle qui présente une certaine extension verticale, tandis que l'écoulement à 80 cm du sol est caractérisé par un rectangle très aplati (fig. 30).

D'une façon générale, l'écoulement à la surface du sol commence vers 6 h; le maximum se produit entre 12 et 15 h ou entre 15 et 18 h, et cesse à 24 h. Le lysimètre accuse un retard de 9 h environ, en ce qui concerne l'heure du début et de 3 h à 5 h et parfois même 9 h en ce qui concerne celle du maximum.

Les écoulements du lysimètre ont été établis en planimétrant les aires correspondantes et ceux du télénivomètre l'ont été par différence.

Les résultats sont les suivants :

	LYSIMÈTRE (mm)	TÉLÉNIVOMÈTRE (mm)
6 mai. . . . .	29	25
7 mai. . . . .	36	35
8 mai. . . . .	36	35
9 mai. . . . .	25	14
10 mai. . . . .	27	26
11 mai. . . . .	18	18
12 mai. . . . .	35	30

Ces résultats ne présentent pas d'écarts anormaux, sauf le 9 mai. A cette date, on observe une chute de pluie de l'ordre de 18 mm. Le lysimètre totalise l'écoulement de la fusion et de cette eau de pluie, tandis que le nivomètre indique seulement la variation de  $\epsilon$  entre les instants  $t$  et  $t + \Delta t$ , mais ne tient pas compte de l'eau qui traverse la couche si le débit est conserratif.

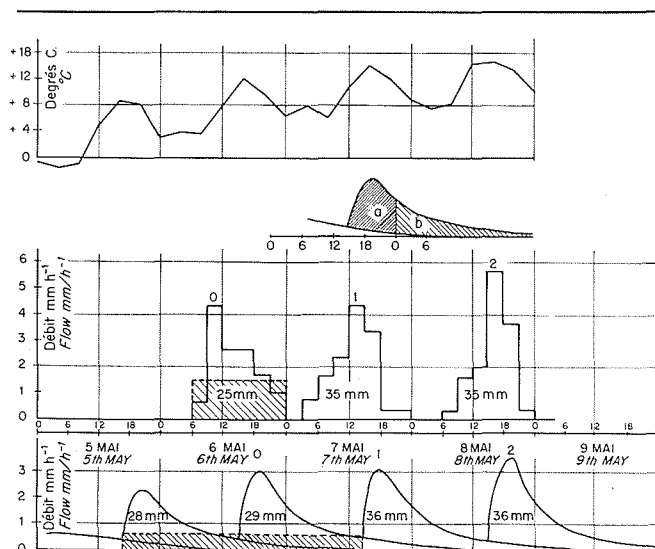
Du 6 au 12 mai, le lysimètre écoule 206 mm, soit 188 mm d'eau de fusion; la diminution d'équivalent en eau mesurée par le télénivomètre est de l'ordre de 160 mm. L'application de la relation :

$$\Sigma M = 4,36 \Sigma \epsilon_m$$

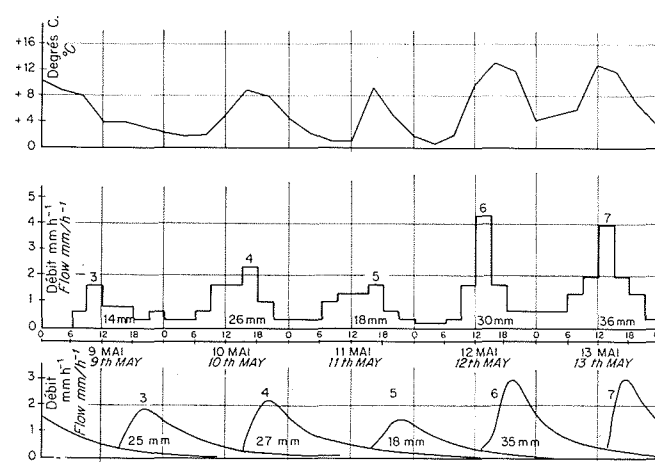
donne une valeur de l'ordre de 215 mm, qui représente un excédent de 15 % sur l'écoulement du lysimètre.

**2.2. Température et transfert de chaleur.**

La neige fraîche, qui contient un volume d'air important, est un très bon isolant thermique. Au cours du temps, sous l'action du tassement, sa porosité diminue, ce qui se traduit par une augmentation de la masse spécifique et corrélativement par un accroissement du coefficient de conductibilité thermique. Une couche de neige de 40 à 50 cm d'épaisseur constitue une protection efficace contre le gel de la surface du sol, et dans les conditions qui caractérisent notre terrain d'essais, la température à la surface du sol, qui descend rarement au-dessous de  $-2^\circ\text{C}$  au début de la saison, s'élève rapidement pour atteindre  $0^\circ\text{C}$  dès que la couche déposée atteint 40 à 50 cm.



30/Comparaison des fusions mesurées par le lysimètre et le télénivomètre.  
Comparison of lysimeter and snow telemeter thaw measurements.

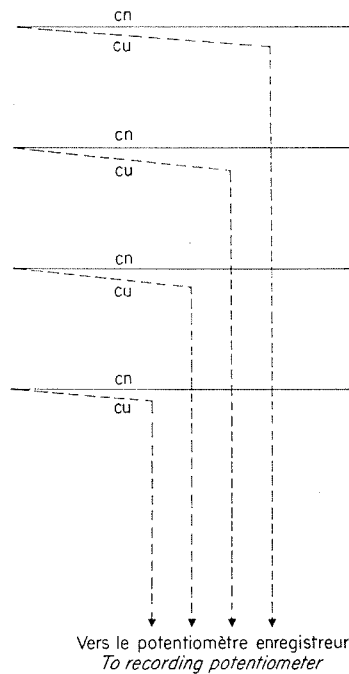


31/Comparaison des fusions mesurées par le lysimètre et le télénivomètre.  
Comparison of lysimeter and snow telemeter thaw measurements.

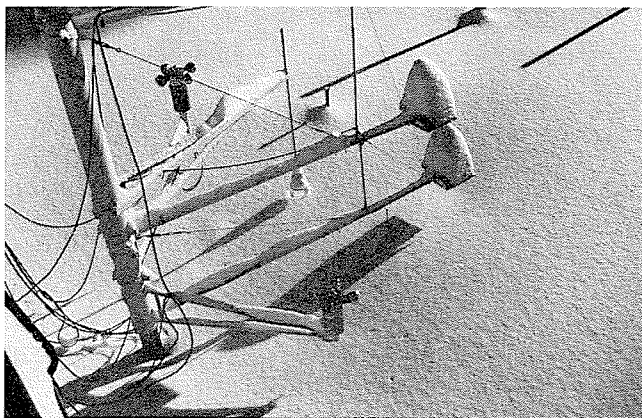
**2.2.1. DESCRIPTION DU DISPOSITIF DE MESURE.**

La mesure du profil vertical de température dans la neige est assurée d'une façon continue par des couples thermoélectriques. Réalisés par la réunion de 2 conducteurs en cuivre et en constantan de 0,5 mm de diamètre, ces couples développent une force électromotrice de  $40 \mu\text{V}$  pour une différence de  $1^\circ\text{C}$  entre les deux soudures. Un étalonnage a montré que cette force électromotrice reste comprise entre  $39,98 \mu\text{V}$  et  $40,56 \mu\text{V}$ .

Les soudures qui constituent les corps thermométriques sont fixées sur un support en alcodur et disposées suivant une hélice d'axe vertical; elles sont équidistantes et la distance entre deux capteurs consécutifs est égale à 30 cm. La première soudure est placée au contact du sol, et la dernière à 150 cm au-dessus. Cet intervalle de 30 cm et le nombre de capteurs nous ont été imposés par le nombre de circuits de mesure disponibles. Il faut préciser, d'une part, que cet intervalle est trop grand et que, d'autre part, le nombre de soudures est insuffisant.



32/ Schéma du dispositif thermométrique.  
Schematic diagram of temperature measurement apparatus.



32 a/ Dispositif de mesure du gradient vertical de vent et de température.  
Wind and temperature vertical gradient measurement device.

C'est ainsi qu'en 1962-1963, le dispositif prévu pour un enneigement normal s'est révélé insuffisant. Du 10 février au 18 avril, l'épaisseur est supérieure à 150 cm et par conséquent, on ne dispose d'aucune mesure pour la partie de couche située au-dessus de ce niveau.

La surface de la soudure est petite, par conséquent le contact thermique avec la neige, mauvais. Pour améliorer cette liaison, on utilise un disque de laiton dont l'aire est de l'ordre de 10 cm<sup>2</sup>. Le disque est en contact avec la neige, et la soudure du couple avec le disque. Cette masse de cuivre de 2 mm d'épaisseur introduit une certaine inertie, mais qui est probablement négligeable devant celle de la neige.

Le montage adopté est le suivant (fig. 32) : des dérivationes en constantan, en nombre égal à celui des capteurs, sont soudées sur une colonne de même métal. Un conducteur de cuivre est soudé à l'étain à l'extrémité de chacune de ces dérivationes. Ce montage présente le double avantage d'écono-

misier les câbles de liaison entre l'enregistreur et les capteurs; en effet, pour  $n$  capteurs, il suffit de  $n + 1$  câbles; et en outre, de permettre, par simple commutation, des mesures entre deux niveaux quelconques. Une boîte de commutation qui assure la liaison entre les conducteurs et l'enregistreur permet d'opérer facilement ces connexions. La mesure est enregistrée par un potentiomètre électronique à 12 voies. L'échelle totale représente 1 mV ce qui correspond à une amplitude de 25 °C. La mesure est assurée d'une façon permanente à raison d'un pointé pour un intervalle de 3 mn. La reproductibilité, en ce qui concerne le potentiomètre, seul, est de l'ordre de 5/1 000<sup>es</sup> de la déviation totale, soit  $\pm 0,125$  °C et, compte tenu de l'ensemble du dispositif, on peut s'attendre à une valeur de l'ordre de 1/100<sup>e</sup> de la déviation totale, soit  $\pm 0,25$  °C. L'étude d'un échantillon de 144 individus extrait d'une série de mesures effectuées après avoir court-circuité une voie du potentiomètre a conduit aux valeurs suivantes de la moyenne  $m$ , et de l'écart type  $\sigma$  :

$$m = -0,008 \text{ °C} \quad \sigma = 0,063 \text{ °C}$$

Le même calcul a été entrepris en étudiant les populations constituées par les mesures des forces électromotrices développées par un couple soumis à des températures constantes :

Pour une différence de température voisine de 0 °C, un échantillon de 318 individus est caractérisé par une valeur moyenne  $m = -0,08$  °C et un écart type  $\sigma = 0,13$  °C.

Pour une différence de température voisine de 1 °C, un échantillon de 495 individus a pour moyenne  $m = 1,01$  °C et un écart type  $\sigma = 0,12$  °C.

Lorsque la différence entre les températures des soudures reste constante, et quelle que soit cette différence, on observe la même dispersion, caractérisée par un écart type  $\sigma = 0,13$  °C. Nous avons donc admis que la reproductibilité, pour l'ensemble du dispositif, était de  $\pm 0,25$  °C.

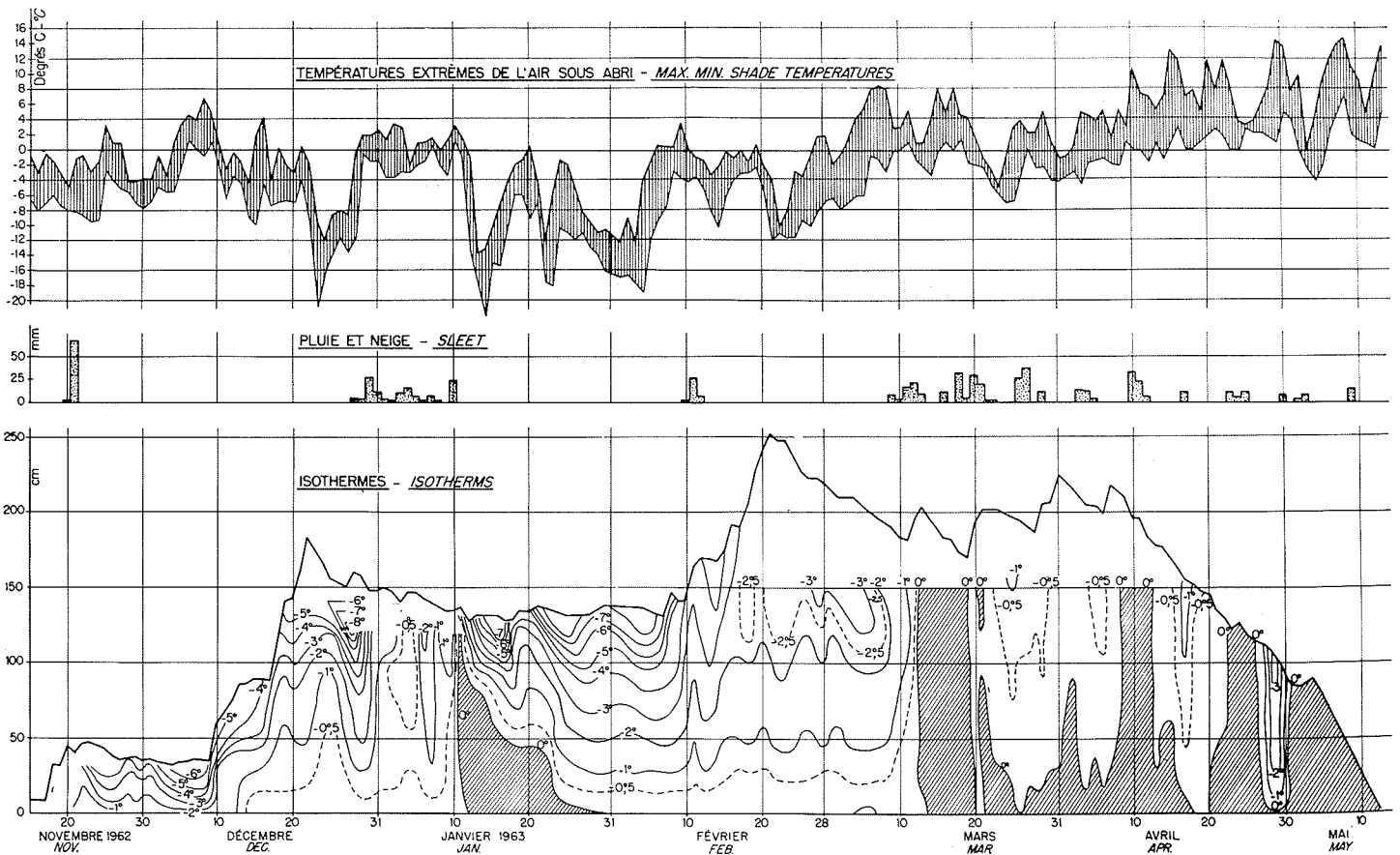
Une mesure absolue de la température est réalisée à la surface du sol. L'une des soudures d'un couple est en contact avec le sol, tandis que l'autre plonge dans un mélange de glace et d'eau contenu dans un vase de Dewar de 15 l. Ce vase est isolé par une enveloppe de mousse de polystyrène de forte épaisseur, et en outre enfoui dans la neige. Un thermomètre à contact permet de contrôler la température du mélange à un dixième de degré près. L'expérience a prouvé que même dans des conditions défavorables, c'est-à-dire lorsque le Dewar baigne dans l'air, la température du mélange reste stable pendant plusieurs mois.

Un dispositif analogue permet de mesurer le gradient vertical de température dans le sol, à l'intérieur de la couche comprise entre la surface et le niveau, 50 cm au-dessous de celle-ci.

La mise en service d'un second potentiomètre en 1963 a permis de réduire à 12,5 cm la distance entre deux soudures consécutives dans la neige, et d'étendre le domaine de mesure du sol à 250 cm, et jusqu'à 100 cm de profondeur dans le sol.

## 2.2.2. RÉSULTATS DES MESURES.

La figure 33 représente les isothermes dans la neige au cours de l'hiver 1962-1963. Le temps est



Représentation des isothermes dans une couche de neige.

/33/ Vertical temperature distribution in a snow layer.

porté en abscisse, tandis que les épaisseurs figurent en ordonnée.

Les températures sont des moyennes quotidiennes obtenues de la façon suivante : la température moyenne à l'heure  $h$  représente la moyenne des 20 mesures sur l'intervalle  $h - 30$  mm à  $h + 30$  mm. La moyenne arithmétique des 24 valeurs obtenues chaque jour représente alors la moyenne quotidienne.

#### 2.2.2.1. Température à la surface du sol :

La mesure correcte de ce paramètre n'a pu être réalisée qu'à partir du début janvier; l'épaisseur est alors supérieure à 125 cm. La moyenne et l'écart type d'un échantillon de 145 températures ont respectivement les valeurs suivantes :

$$m = -0,04 \text{ } ^\circ\text{C} \quad \text{et} \quad \sigma = 0,13 \text{ } ^\circ\text{C}$$

On peut donc admettre qu'à partir du mois de janvier et plus probablement à partir du 15 décembre 1962, la température à la base de la couche reste pratiquement constante et voisine de  $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Ce phénomène est lié à la présence d'une couche de neige épaisse qui constitue un écran isolant entre le sol et l'air, et à l'existence d'un flux vertical de chaleur provenant du sol et dirigé vers le haut. En effet, du début décembre au début janvier, la température à 50 cm dans le sol décroît de 2 à  $1 \text{ } ^\circ\text{C}$  : la couche peu épaisse n'est pas suffisante pour empêcher le froid de pénétrer dans le sol. A partir du début janvier, au contraire, l'accroissement de l'épaisseur de la couche provoque la formation d'un écran isolant. La température à 50 cm reste alors

constante jusqu'au début de la période de fusion. Un échantillon de 495 individus est caractérisé par une valeur moyenne  $m = 1,01 \text{ } ^\circ\text{C}$  et un écart type  $\sigma = 0,13 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Nous avons admis que cette température reste égale à  $1 \text{ } ^\circ\text{C}$ . La percolation de l'eau de pluie, ou de fusion, provoque un refroidissement de la couche de sol traversée. Au cours de la fusion, la température du sol est donc inférieure à celle qui règne en hiver.

#### 2.2.2.2. Isothermes :

Les courbes ont été tracées en portant la valeur de la température quotidienne à chacun des niveaux considérés. Il convient de préciser qu'en raison de la distance verticale entre deux sondes qui nous était imposée, ce tracé présente une certaine imprécision dans les couches profondes, où le gradient vertical de température est petit. En outre, du 10 février au 18 avril, l'épaisseur est supérieure à 150 cm et, par conséquent, nous ne possédons aucune mesure pour la couche comprise entre la surface et un plan horizontal de cote  $z = 150$  cm.

Il convient également de signaler l'absence de mesure de la température de la surface de la neige. Nous n'avons pas réussi à obtenir une mesure enregistrée correcte de ce paramètre. De nombreuses difficultés s'y opposent : il faut protéger la sonde en contact avec la neige du rayonnement solaire, et réaliser un bon contact thermique. Le dispositif doit comporter un écran pare-soleil et une masse de laiton en contact avec la surface. Ces pièces métalliques transmettent la chaleur par rayonnement et par conduction. Cette chaleur provoque la fusion

de la neige en contact avec la masse de laiton, puis la formation d'un cratère. La soudure baigne alors rapidement dans l'air. Si des précipitations recouvrent la soudure, celle-ci n'est plus, alors, au contact de la surface. Cette dernière difficulté a pu être surmontée en fixant le coupe à un mât automatique qui maintient constante la cote, par rapport à la surface de la neige, des diverses sondes qu'il supporte.

Le principe de ce mât est le suivant : un tube mobile peut se déplacer le long d'un support fixe de 8 m de haut; la course est de l'ordre de 275 cm. Le mouvement de translation est imprimé à la partie mobile par la rotation d'une vis hélicoïdale entraînée par un moteur à deux sens de rotation et par un écrou se déplaçant le long de la vis. A l'instant  $t$ , un ensemble électromécanique provoque la descente de la partie mobile. Lorsque le détecteur de niveau, analogue à celui utilisé pour la mesure de l'épaisseur, arrive au contact de la surface de la neige, la faible pression exercée ferme le contact d'un circuit qui provoque la remontée du mât d'une hauteur fixée.

Nous donnerons dans un prochain paragraphe les valeurs des écarts constatés entre les températures minimales de la surface de la neige et de l'air sous abri au cours de l'hiver 1963-1964. Les isothermes moyennes sont sensiblement parallèles et plus serrées en surface qu'en profondeur.

Dans le cas où le flux de chaleur est conservatif, l'équation de Fourier :

$$\varphi = K(z) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

où  $K(z)$  représente le coefficient de conductibilité thermique dans la couche d'épaisseur  $2 dz$  au niveau  $z$ , montre que si  $\partial\theta/\partial z$  décroît,  $K(z)$  augmente. Or,  $K(z)$  est d'autant plus grand que la porosité de la neige est plus petite; c'est-à-dire que  $K(z)$  varie dans le même sens que la masse spécifique  $\rho(z)$ . D'une façon générale,  $K(z)$  croît avec la profondeur  $h - z$ , où  $h$  représente l'épaisseur de la couche et  $z$  la distance au sol.

Il convient de préciser que les transferts de chaleur dans une couche de neige sont extrêmement compliqués, du fait de la superposition de plusieurs processus.

L'existence au sein de la couche d'un gradient vertical de température —  $(\partial\theta/\partial z)$ , en général positif, c'est-à-dire que la température décroît de la base au sommet de la couche, se traduit par la formation d'un courant d'air chaud ascendant chargé d'humidité. Cette vapeur d'eau se condense dans les couches supérieures plus froides et cède à la neige environ 680 calories par gramme. Ces courants convectifs sont d'autant plus intenses que la couche de neige est peu épaisse et sa température de surface basse.

L'eau de pluie et de fusion, en se congelant dans les couches froides, provoque leur réchauffement, car 1 g d'eau à 0 °C congelée libère 80 calories.

La surface de la neige échange de la chaleur par rayonnement, aussi bien dans le domaine des petites longueurs d'ondes ( $\lambda \leq 2 \mu$ ) que dans celui des grandes longueurs d'ondes. Le premier de ces processus se traduit par une absorption d'une partie du rayonnement solaire incident qui affecte les 30 premiers centimètres; le second a pour conséquence,

en général, le refroidissement de la surface, qui est particulièrement important la nuit lorsqu'un ciel clair favorise le rayonnement vers l'espace.

Il faut également tenir compte du flux de chaleur provenant du sol.

En outre, la neige est loin d'être isotrope et la chaleur est transmise plus facilement suivant certaines directions.

Le fait que la neige est un mauvais conducteur de la chaleur est mis en évidence par la figure 33, où l'on remarque un déphasage entre les dates du minimum des isothermes du sommet à la base de la couche. On constate également que la vitesse de propagation d'un réchauffement est en général plus rapide que celle qui caractérise un refroidissement. Cette remarque est particulièrement vérifiée si le réchauffement est provoqué par la présence d'eau qui est certainement le meilleur transporteur de chaleur.

Après ces quelques remarques d'ordre général, nous allons rapidement étudier le régime thermique de la couche en examinant d'une façon plus détaillée les ondes de froid observées du 22 au 31 décembre, du 12 au 19 janvier et enfin du 20 au 30 janvier.

Les deux ondes de froid qui se développent dans la couche relativement peu épaisse, du 20 novembre au 10 décembre 1962, provoquent un refroidissement sensible de toute la couche et sont probablement responsables du refroidissement à l'intérieur du sol constaté au début de la période. Cette couche pouvant être considérée comme homogène  $\rho(z) = \rho_0$ , l'équidistance des isothermes implique que :

$$(\partial\theta/\partial z) = a$$

et par conséquent que :

$$\theta = \theta_0 + az$$

où  $\theta_0$  et  $a$  sont des constantes. L'équation  $\rho(z) = \rho_0$  entraîne  $K(z) = K_0 = \text{Cte}$  et, par conséquent, le flux est conservatif.

Ces ondes de froid sont engendrées par des basses températures de l'air associées à un ciel clair du 24 novembre au 8 décembre, qui favorise le refroidissement par rayonnement de la surface de la neige, surtout au cours de la nuit. L'élévation de la température, un ciel couvert, et des chutes importantes de neige sont responsables du réchauffement de la couche qui débute le 9 et se poursuit jusqu'au 19 décembre. Le flux de chaleur provenant du sol est probablement en partie la cause du réchauffement de la base. L'augmentation de l'épaisseur qui provoque la décroissance du gradient vertical de température et le réchauffement de la base se traduit par un réchauffement rapide de toute la couche. En outre, les températures positives du 4 au 10 décembre ont probablement provoqué au cours de la journée, surtout à partir du 8, une fusion superficielle. La congélation de cette eau dans les couches voisines de la surface a probablement participé à leur réchauffement. On sait que la chaleur spécifique de la neige est de l'ordre de 0,5 calorie par gramme. La congélation d'un gramme d'eau à 0 °C libère 80 calories environ, qui sont susceptibles d'élever d'un degré une masse de 160 grammes de neige.

Le 22 décembre, l'épaisseur du manteau dépasse 180 cm et sur cette couche épaisse se développe une nouvelle onde favorisée par une baisse de tem-

pérature consécutive à une période froide. La température de l'air du 17 au 22 décembre reste en moyenne voisine de  $-4$  à  $-5$  °C; du 22 au 24 cette température décroît de  $-5,8$  à  $-15$  °C et varie de  $-14$  à  $-6$  °C jusqu'au 28. Du 28 au 29 décembre, elle s'élève pour atteindre  $+0,8$  °C, elle reste alors dans le voisinage de  $0$  °C jusqu'au 11 janvier. En outre, du 24 au 27 décembre, un ciel clair favorise le rayonnement nocturne de la surface, qui subit un refroidissement considérable. L'onde qui se développe dans la neige affecte toute la couche. A  $125$  cm du sol, c'est-à-dire à environ  $25$  à  $30$  cm de la surface, l'effet est sensible à partir du 24 décembre, puis il se transmet en profondeur. On peut admettre que le manteau est constitué par 3 couches élémentaires : la première, d'environ  $30$  cm, est constituée par de la vieille neige; la deuxième, qui provient de la chute du 9 au 17 décembre, a une masse spécifique de l'ordre de  $250$  kg/m<sup>3</sup>; la troisième enfin, qui a pour origine la dernière chute, a une épaisseur moyenne de  $75$  cm et une masse spécifique de l'ordre de  $200$  à  $250$  kg/cm<sup>3</sup>. On constate que la fin du refroidissement est de plus en plus tardive lorsqu'on se rapproche du sol. Si l'on prend comme origine la date de la fin du refroidissement à  $120$  cm, le retard atteint environ  $14$  h pour une tranche de  $20$  cm d'épaisseur, près de  $24$  h pour une tranche de  $40$  cm, et enfin près de  $38$  h pour une tranche de  $90$  cm environ. Ensuite, le flux de chaleur provenant du sol, qui se traduit par la présence d'eau à la base, se superpose au flux venant du haut et complique le phénomène. Le réchauffement est beaucoup plus rapide, et alors que, dans le refroidissement, les isothermes sont légèrement inclinées, elles sont presque verticales au cours du réchauffement. Ce phénomène est provoqué essentiellement par l'élévation de la température de l'air qui reste au voisinage de  $0$  °C pendant une longue période, par la fin du refroidissement de la surface par rayonnement nocturne, et par la présence d'eau de pluie et de fusion superficielle. En effet, du 28 décembre aux environs du 10 janvier, le ciel couvert limite le rayonnement de la surface; on observe quelques chutes de neige mouillée, et des chutes de pluie les 29, 30 et 31 décembre. Les 2, 3, 4 et 5 janvier, les chutes de pluie sont responsables du réchauffement de la couche qui est pratiquement isotherme sur toute son épaisseur. La surface de la neige présente l'aspect caractéristique qu'elle prend sous l'effet de précipitations liquides, c'est-à-dire au lieu d'une surface unie, elle présente des dépressions provoquées par l'infiltration de l'eau de pluie.

A partir du 11 janvier, la neige est saturée d'eau; sa température est égale à  $0$  °C sur toute l'épaisseur. En effet, le 10 janvier, la neige absorbe une lame de pluie de l'ordre de  $25$  à  $30$  mm, la température moyenne de l'air est de l'ordre de  $2,3$  °C; en admettant que la température de la pluie est de l'ordre de  $2$  °C, on voit que la quantité de chaleur cédée par la pluie en se refroidissant à  $0$  degré est de l'ordre de  $50\,000$  à  $60\,000$  calories par m<sup>2</sup>. Le 10 janvier, le rayonnement solaire absorbé représente environ  $50\,000$  calories par m<sup>2</sup>, les 11 et 12 janvier, il est respectivement de l'ordre de  $160\,000$  calories et  $60\,000$  calories par m<sup>2</sup>. L'équivalent en eau de la couche, à cette date, est de l'ordre de  $425$  mm soit,  $425\,000$  g par m<sup>2</sup>. Pour élever

cette masse de neige de  $-0,5$  à  $0$  °C, il faut lui fournir environ  $100\,000$  calories par m<sup>2</sup>. On voit donc que la quantité de chaleur reçue le 10 janvier, qui est au moins égale à  $100\,000$  calories par m<sup>2</sup>, est responsable du réchauffement généralisé de la couche de neige. Ce bilan est forcément incomplet, puisqu'il ne tient compte ni des échanges de chaleur entre la couche de neige et l'atmosphère dans le domaine des grandes longueurs d'ondes, ni du flux de chaleur provenant du sol.

La chaleur absorbée les 11 et 12 janvier est donc intégralement utilisée à fondre la neige. La chaleur latente de fusion de la glace à  $0$  °C étant égale à  $80$  calories par gramme, en admettant une teneur en eau de l'ordre de  $5\%$  en masse, on voit que la chaleur latente de fusion de cette neige est de l'ordre de  $76$  calories par gramme.

La fusion fournit donc une lame d'eau de l'ordre de  $3$  mm. L'écoulement du lysimètre, du 10 au 13 janvier, est de l'ordre de  $20$  mm; par conséquent, la lame d'eau retenue par la neige est comprise entre  $10$  et  $15$  mm.

Une nouvelle onde de froid, provoquée par le refroidissement de l'air, et favorisée par un rayonnement nocturne intense de la surface de la neige, débute le 11 janvier. La température moyenne de l'air varie de  $+0,3$  °C le 11, à  $-17,5$  °C le 14, soit une amplitude de  $18$  °C en  $72$  h, puis elle s'élève graduellement pour atteindre  $-4,2$  °C le 20. Du 11 au 16 janvier, un ciel clair favorise le refroidissement nocturne de la neige. Sans grands risques d'erreur, on peut admettre que la température de surface a atteint des valeurs instantanées de l'ordre de  $-20$  à  $-30$  °C.

La présence d'eau libre dans la couche de neige se traduit par une atténuation des effets de l'onde, en dépit d'une diminution de la porosité et, corrélativement, d'une augmentation du coefficient de conductibilité thermique. Et, tandis qu'à  $50$  cm de la surface, l'onde précédente provoque une variation de température de l'ordre de  $3$  °C en  $4,4$  jours, soit une moyenne de  $0,7$  °C par jour, la variation due à l'onde actuelle, à la même profondeur, est seulement de l'ordre de  $1,2$  °C en  $4$  jours, soit  $0,3$  °C par jour en moyenne.

La couche de neige contient initialement une masse d'eau dont l'estimation, le 13 janvier, est de l'ordre de  $10\,000$  à  $15\,000$  g par m<sup>2</sup>. Du 13 au 20 janvier, le lysimètre écoule  $9$  mm et il est vraisemblable de supposer que la moitié de cet écoulement provient uniquement de la fusion à la base de la couche. En effet, du 1<sup>er</sup> au 10 février, alors que la totalité de la couche est sèche, on constate un écoulement de l'ordre de  $4$  à  $5$  mm, qui ne peut provenir que de la fusion à la base.

On peut donc admettre qu'une partie des frigories reçues par la neige a été utilisée à congeler une fraction de l'eau résiduelle, puis que le reste a provoqué le refroidissement de la neige. Si on admet que cette neige est homogène, tout au moins en surface, et que sa masse spécifique est de l'ordre de  $0,325$  g par m<sup>3</sup>, on peut estimer le coefficient de conductibilité  $K$  à environ  $0,0006$  C.G.S. Si on admet, en outre, que le gradient vertical moyen de température en surface est de l'ordre de  $0,5$  °C par cm, la quantité de frigories reçue par la neige au cours des  $4$  jours est de l'ordre de  $1\,000\,000$  de frigories par m<sup>2</sup>.

On peut diviser le manteau en 5 tranches; les 4 premières ont une épaisseur de 15 cm et la dernière de 60 cm. Le refroidissement moyen de chacune des couches est respectivement de l'ordre de 7, 5, 3, 1 et 0,5 °C. La quantité de frigories nécessaire à ce refroidissement représente environ 500 000 frigories par m<sup>2</sup>.

En supposant que la moitié seulement de l'eau libre a été congelée, ce changement d'état a mobilisé de 400 000 à 600 000 calories par m<sup>2</sup>.

On constate que la quantité des frigories reçues (10<sup>6</sup> calories par m<sup>2</sup>) correspond à la somme des quantités utilisées pour la congélation de l'eau et le refroidissement de la neige (9.10<sup>5</sup> à 11.10<sup>5</sup> calories par m<sup>2</sup>).

Il convient de préciser qu'en raison des hypothèses et des estimations, il ne peut s'agir que d'ordre de grandeur.

Tandis que le réchauffement de l'air, et surtout un ciel couvert avec quelques précipitations du 16 au 19, provoquent un réchauffement passager du manteau, une nouvelle onde liée à la baisse des températures du 21 au 22 janvier, dont l'amplitude est de l'ordre de 10 °C en 24 h, et favorisée par un ciel clair, se propage à travers la couche de neige. Ensuite un réchauffement relatif de l'air, du 21 au 24 janvier, et un ciel couvert avec faibles chutes de neige, les 21 et 22, favorisent le réchauffement de la neige.

Les isothermes fortement inclinées accusent nettement le retard dû à la mauvaise conductibilité thermique de la neige. Et tandis que la cause qui a donné naissance au phénomène a cessé, celui-ci persiste. Le refroidissement continue à se propager, alors que l'air se réchauffe et on constate que le début du réchauffement coïncide avec le développement d'une nouvelle onde de froid dans l'air.

La température de l'air décroît relativement lentement, mais pendant une longue période. Elle varie de -5,8 °C le 24 janvier à -15 °C le 3 février. Du 27 janvier au 2 février, le ciel est couvert, ce qui explique sans doute le retard du refroidissement de la neige. En profondeur, le froid continue à se propager, alors que la température de l'air a subi un accroissement supérieur à 10 °C.

Du 8 au 20 février, le réchauffement rapide de la neige est lié au réchauffement de l'air, à la présence d'une couverture nuageuse, et enfin, et surtout, aux précipitations.

Du 20 février au début mars, on constate le développement de deux ondes de froid dont les effets sont très atténués à 100 cm du sol, en raison de l'épaisseur du manteau, qui atteint 250 cm.

Des précipitations liquides, de l'ordre de 50 à 60 mm, sont responsables du réchauffement instantané et généralisé du 11 au 20 mars.

Par la suite, la température de la neige reste voisine de 0 degré dans la couche de 125 cm au-dessus du sol. On constate, toutefois, à la fin du mois d'avril, un refroidissement de la neige, lié à une période de ciel clair et à une baisse relative de la température de l'air.

2.2.2.3. Variations de la température en fonction du temps à un niveau donné :

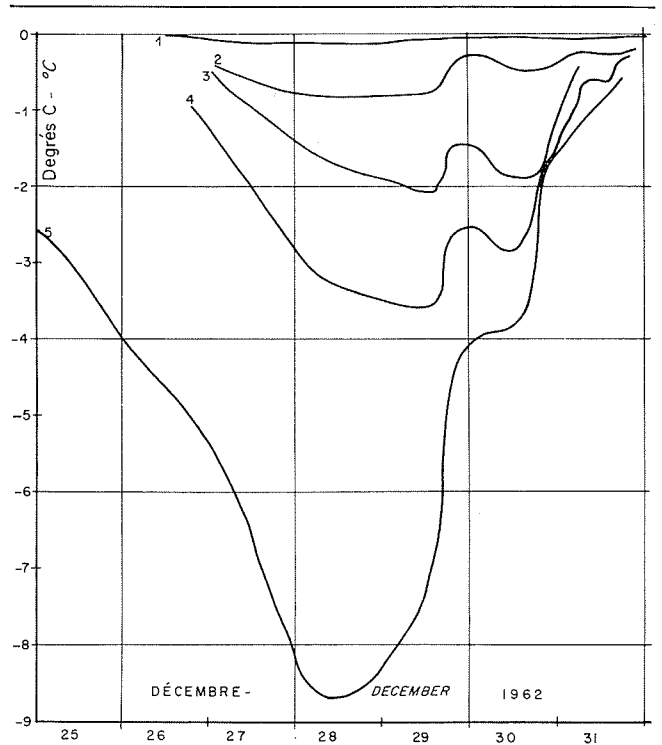
La température de la neige  $\theta = \theta(z, t)$  est une fonction de deux variables  $z$  et  $t$  où  $z$  représente la distance verticale au sol, et  $t$  le temps.

Pour  $z$  fixé on a :  $\theta_z = \theta(t)$ .

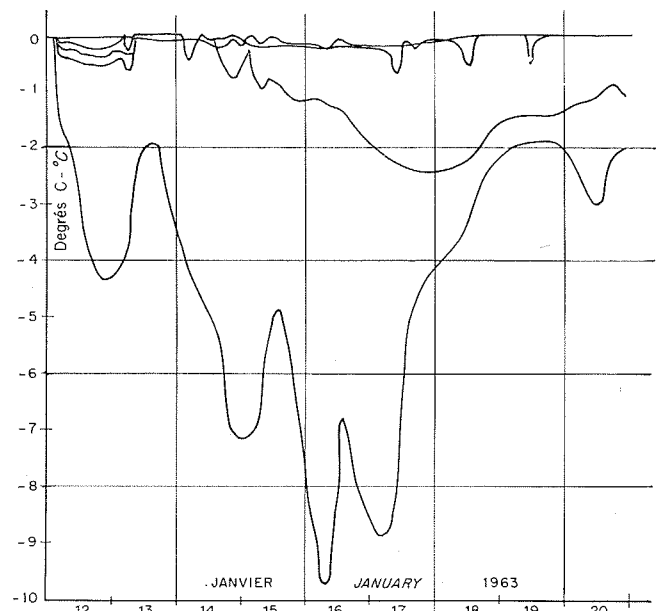
Les figures 34, 35 et 36 représentent  $\theta_z = \theta(t)$  pour les valeurs suivantes de  $z$  :

$z = 0$  cm,     $z = 30$  cm,     $z = 60$  cm,  
 $z = 90$  cm,    et     $z = 120$  cm

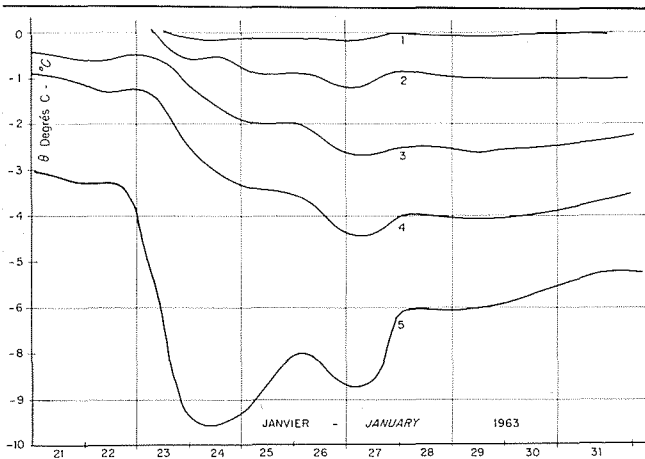
Pour donner une représentation plus proche de la réalité, nous avons utilisé les températures horaires moyennes, qui ont servi au calcul des températures quotidiennes.



34/Variation de la température de la neige à différents niveaux.  
 Variation of snow temperature with depth.



35/Variation de la température de la neige à différents niveaux.  
 Variation of snow temperature with depth.



36/ Variation de la température de la neige à différents niveaux.  
Variation of snow temperature with depth.

2.2.2.3.1. Onde du 21 au 30 décembre :

Les faibles valeurs du coefficient de conductibilité thermique provoquent une atténuation de l'onde, qui est fonction de la distance à la surface de la neige. Ce phénomène est mis en évidence par la figure 34. Les courbes 1, 2, 3, 4 et 5 représentent respectivement  $\theta_z = \theta(t)$  pour les valeurs de  $z$  égales à 0, 30, 60, 90 et 120 cm.

A 120 cm du sol, l'amplitude du refroidissement est de l'ordre de 6 °C; à 90 cm, elle atteint seulement 3,5 degrés et enfin à 60 cm, elle est égale à 2 °C. La dernière couche, voisine du sol, est soumise au flux de chaleur provenant du sol et au flux de froid provenant des couches supérieures. L'épaisseur totale de la couche est de l'ordre de 150 cm.

On constate également que la date du minimum à un niveau donné est de plus en plus tardive à mesure que croît la distance de ce niveau à la surface. A 90 cm, le minimum accuse un retard de l'ordre de 24 h sur celui de la température à 120 cm, et le minimum à 60 cm présente un retard de 2 h environ sur celui de la courbe précédente.

Si on désigne par  $[\Delta t]_0$  le temps que met la température pour s'abaisser de  $\theta_0$  à  $\theta_1$  et par  $[\Delta t]_1$  le temps qu'elle met pour s'élever de  $\theta_1$  à  $\theta_0$ , on voit qu'en général  $[\Delta t]_0$  est nettement supérieur à  $[\Delta t]_1$ .

Le tableau suivant donne respectivement les valeurs de  $[\Delta t]_0$  et les valeurs correspondantes de  $[\Delta t]_1$ , exprimées en heures, en fonction de  $z$  (en cm).

$z$	$[\Delta t]_0$	$[\Delta t]_1$
120	51	31
90	37	7
60	35	5

2.2.2.3.2. Onde du 12 au 19 janvier :

Cette onde, nous l'avons vu, se développe dans un milieu où coexistent des phases solides et liquides et s'accompagne d'un changement d'état de l'eau (fig. 35). La présence de l'eau est la cause de la quasi-isothermie initiale de la neige et de l'atténuation des effets de l'onde, car l'épaisseur de la couche est de l'ordre de 130 cm et par conséquent le refroidissement de la neige devrait être plus important.

Si on admet que le minimum à 120 cm du sol est atteint le 16 janvier, le retard à 90 cm est de l'ordre de 50 h, c'est-à-dire qu'il est deux fois plus important que dans le cas précédent, et tandis qu'à 120 cm l'amplitude est de l'ordre de 10 °C, elle représente seulement 2,5 °C à 90 cm.

2.2.2.3.3. Onde du 21 au 30 janvier :

Cette onde (fig. 36) se développe dans une neige sèche et froide, sauf peut-être à la base de la couche. Ses effets sont sensibles sur toute l'épaisseur et, au contraire des cas précédents, la température de la neige à la fin de la période considérée, à chacun des niveaux, est nettement plus basse que la température initiale.

Le phénomène est beaucoup plus complexe que dans le premier cas. On constate néanmoins que le début du refroidissement présente un retard qui croît avec la distance à la surface de la neige. Par rapport à la courbe 5, ce retard est de l'ordre de 13 h pour la courbe 4, de 17 h pour la courbe 3, et de 19 h pour la courbe 2.

L'antagonisme du flux de chaleur provenant du sol et de froid provenant du haut se traduit par un retard de l'ordre de 6 h entre le début du refroidissement au sol et à 30 cm.

L'amplitude est de l'ordre de 5 °C à 120 cm, 2,5 °C à 90 cm, 1,5 °C à 60 cm, 0,6 °C à 30 cm, et 0,2 °C au sol.

L'absence de minimum net ne permet pas de préciser le retard en fonction de la distance à la surface. On constate tout de même que le minimum est beaucoup plus tardif en profondeur qu'en surface. En outre, un réchauffement du 24 au 26 janvier à 120 cm du sol ne se traduit en profondeur que par un ralentissement du refroidissement.

2.2.2.4. Variations de la température en fonction de  $z$  :

Il convient de rappeler que si  $\phi$  désigne le flux de chaleur à l'instant  $t$ ,  $K$  le coefficient de conductibilité thermique moyen de la couche de neige,  $z'$  la distance à la surface de la neige,  $\partial\theta/\partial z'$ , le gradient vertical de température, on a  $\phi = -K (\partial\theta/\partial z')$ .

Si  $z$  représente la distance au sol et  $h$  l'épaisseur de la couche, on a  $z' = h - z$  et donc  $\phi = K (\partial\theta/\partial z)$ , si  $h$  est constant.

Si  $(\partial\theta/\partial z) < 0$ , c'est-à-dire si  $\theta$  décroît avec  $z$ , le flux est dirigé verticalement vers le haut.

On a de plus :

$$\frac{\partial\phi}{\partial z} = -K \frac{\partial^2\theta}{\partial z'^2} = K \frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}$$

dans l'hypothèse  $K$  constant.

En résumé, la pente et la courbure de  $\theta(z)$  au point  $z = z_0$  permettent de définir respectivement, à l'instant  $t$ , dans la couche  $z_0 \pm dz$ , la direction et l'intensité du flux, le sens et l'intensité de sa variation dans la direction  $z$ .

La figure 37 représente les variations de  $\theta$  en fonction de  $z$  du 25 décembre 1962 au 4 janvier 1963.

Du 25 au 28, la neige se refroidit à tous les niveaux. A partir du 29, on observe un réchauffement plus intense en surface qu'en profondeur.

Du 25 au 28 décembre, on remarque d'une façon générale que le gradient est négatif et que  $\theta(z)$  tourne sa concavité vers les températures négatives. Donc le flux de chaleur est dirigé verticalement vers le haut et, à chacun des instants considérés,

le flux qui sort par le haut est supérieur au flux qui pénètre par la base.

D'une façon plus précise, on constate que dans la couche (0-60 cm),  $\theta(z)$  varie linéairement avec  $z$ . Dans l'hypothèse K constant, le flux est donc conservatif.

Dans les couches supérieures, l'intensité du flux, qui est proportionnelle à la distance à l'axe des  $z$ , est d'autant plus grande qu'on se rapproche de la surface. La couche se refroidit donc, et ce refroidissement est d'autant plus marqué que l'on se rapproche de la surface.

Le flux n'étant pas permanent ( $\partial\phi/\partial t$ ) > 0 traduit un refroidissement de la neige en fonction du temps.

Du 29 décembre au 4 janvier, on constate une décroissance de  $\phi$  avec  $t$ . Le 29,  $\partial\theta/\partial z$  reste négatif et  $\theta(z)$  tourne sa concavité vers les températures négatives, les conclusions précédentes restent valables. Mais il faut préciser que le refroidissement est beaucoup moins intense que le jour précédent.

Le 30,  $\theta(z)$  présente un point d'inflexion au niveau  $z_0$  compris entre 30 et 60 cm. En dessous de  $z_0$ , la courbe tourne sa concavité vers les températures négatives, le gradient est négatif, donc cette couche perd ses calories. Au-dessus de  $z_0$  la concavité est dirigée vers les températures positives; le flux qui sort est donc inférieur au flux qui pénètre par la base. En outre, dans la partie supérieure,  $\theta(z)$  varie linéairement avec  $z$ , donc le flux est constant.

A partir du 31 décembre, les courbes  $\theta(z)$  présentent le même aspect. Le gradient est négatif à la base de la couche et pratiquement nul sur le reste de l'épaisseur.

Il convient de préciser que les remarques ci-dessus sont purement qualitatives et permettent seulement de donner une idée sur la contribution des différentes couches dans les phénomènes de transfert. En particulier, l'hypothèse K constant n'est qu'une grossière approximation.

2.2.2.5. Calcul du coefficient de conductibilité thermique :

En supposant les différentes couches de neige homogènes et que le transfert de chaleur se fait suivant la verticale, qu'il n'y a pas d'échanges de chaleur dus à des changements d'état, et que le flux incident est utilisé uniquement à modifier la température de la neige, alors le phénomène est régi par la loi définie par l'équation suivante :

$$K(z) \frac{\partial^2\theta}{\partial z^2} - \rho C w \frac{\partial\theta}{\partial z} = \rho C \frac{\partial\theta}{\partial t}$$

$K(z)$  représente le coefficient de conductibilité thermique au niveau  $z$ ,  $C$  la chaleur spécifique,  $\rho$  la masse spécifique,  $t$  le temps,  $\theta$  la température de la neige en fonction de  $z$  et  $t$ , et  $w$  la vitesse verticale.

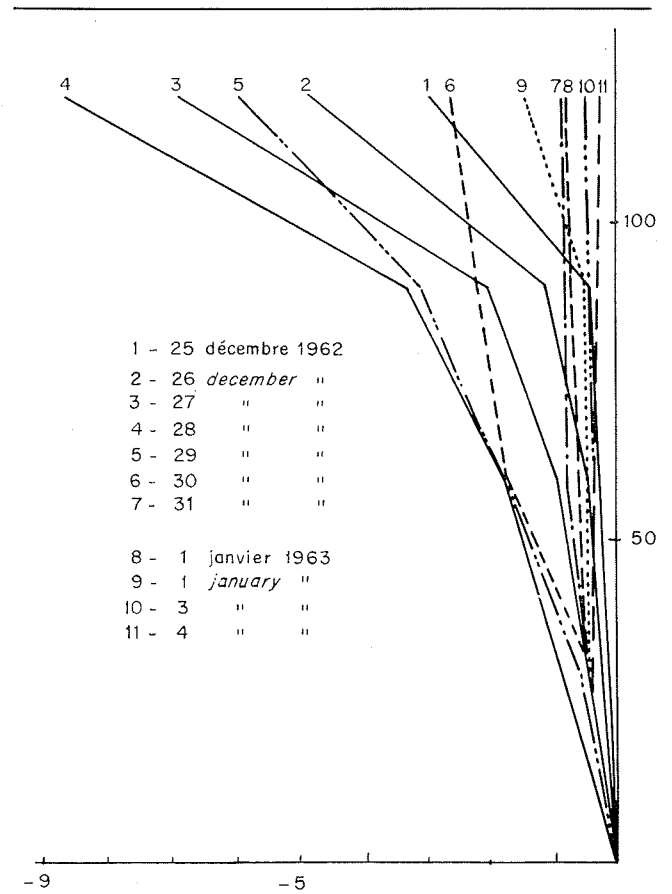
Un calcul précis suppose des épaisseurs  $dz$  sinon infiniment petites, du moins de l'ordre de 10 cm.

Nous nous proposons de calculer  $K(z)$  dans le système C.G.S. en précisant que l'épaisseur  $dz$  est égale à 30 cm. Aussi notre calcul ne prétend-il pas représenter autre chose qu'un ordre de grandeur.

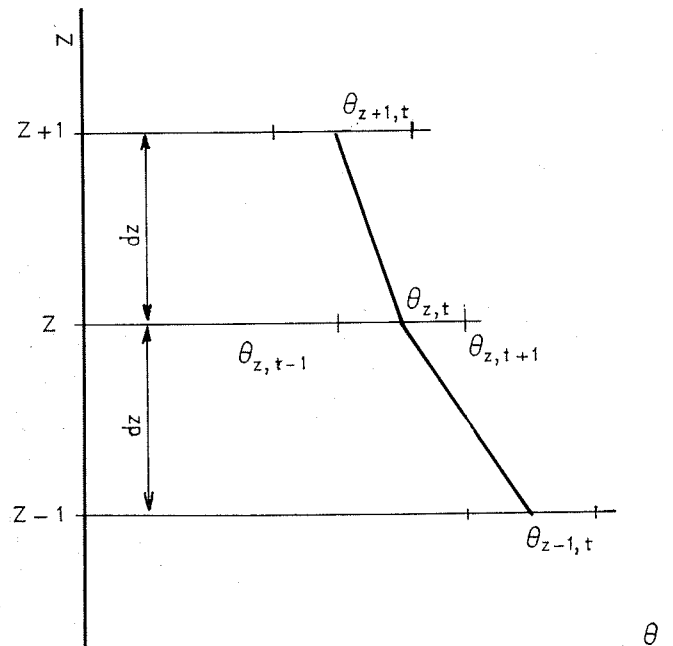
Dans les couches élémentaires considérées, il est difficile d'admettre que  $\rho$  conserve une valeur constante.  $\theta_{z-1,t}$ ,  $\theta_{z,t}$  et  $\theta_{z+1,t}$  représentent respectivement les températures à l'instant  $t$ , aux niveaux  $z-1$ ,  $z$ , et  $z+1$  distants respectivement de  $\Delta z$ .

La courbe  $\theta(z)$  possède au niveau  $z$  à l'instant  $t$  deux dérivées désignées par  $(\Delta\theta/\Delta z)_+$  et  $(\Delta\theta/\Delta z)_-$  (fig. 38).

$$\left(\frac{\Delta\theta}{\Delta z}\right)_+ = \frac{\theta_{z+1,t} - \theta_{z,t}}{\Delta z} \quad \left(\frac{\Delta\theta}{\Delta z}\right)_- = \frac{\theta_{z,t} - \theta_{z-1,t}}{\Delta z}$$



37/Variation de la température de la neige en fonction de la distance au sol.  
Variation of snow temperature with distance from ground level.



38/Méthode de calcul de  $\partial\theta/\partial t$  et  $\partial^2\theta/\partial z^2$ .  
Method of computing  $\partial\theta/\partial t$  and  $\partial^2\theta/\partial z^2$ .

On en déduit la dérivée seconde au niveau  $z$  :

$$\frac{\Delta^2\theta}{\Delta z^2} = \frac{\theta_{z+1,t} + \theta_{z-1,t} - 2\theta_{z,t}}{(\Delta z)^2}$$

Les valeurs de  $\theta_{z,t}$  sont déduites des courbes figurant sur les figures 34 et 35.

L'intervalle de temps  $\Delta t = 5$  h, et si  $\theta_{z,t-5}$  et  $\theta_{z,t}$  représentent respectivement les températures au niveau  $z$ , aux instants considérés :

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\theta_{z,t} - \theta_{z,t-5}}{18\,000}$$

Nous avons calculé la valeur de  $K$  pour  $z = 90$  cm, en utilisant les deux couches de 30 cm d'épaisseur situées de part et d'autre de ce niveau.

Le calcul a été conduit de la façon suivante : On calcule  $\Delta\theta/\Delta t$  pour  $z = 90$  cm, puis on prend les valeurs de :

$$\theta_{120,t-(\Delta t/2)} \quad \theta_{90,t-(\Delta t/2)} \quad \text{et} \quad \theta_{60,t-(\Delta t/2)}$$

au centre de l'intervalle  $\Delta t$ , c'est-à-dire au temps  $t - 2,5$ . Nous avons en outre négligé le terme en  $C\rho w (\partial\theta/\partial z)$ . Le calcul a été effectué pour deux périodes : les 27 et 28 décembre, et les 23 et 24 janvier.

Dans le premier cas, on admet que la couche considérée est homogène; sa masse spécifique constante est égale à 0,250 g/cm<sup>3</sup>. Les résultats sont portés dans le tableau suivant :

$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} \times 18\,000$	$\frac{\Delta^2\theta}{\Delta z^2} \times 900$	K (C.G.S.)
0,40	3,5	0,00071
0,35	3,6	0,00061
0,35	4,25	0,00051
0,35	3,95	0,00055
0,20	4,05	0,00031
0,20	3,95	0,00032

La valeur moyenne  $\bar{K} = 0,00052$ .

L'utilisation des équations d'Abel :

$$K = 0,0068 \rho^2 \text{ pour } 0,14 < \rho < 0,34$$

et de Jansson :

$$K = 0,00005 + 0,0019 \rho + 0,006 \rho^4$$

pour  $0,08 < \rho < 0,5$

conduit respectivement aux valeurs :

$$K = 0,00043 \text{ et } K = 0,00055$$

Les valeurs que nous obtenons sont donc du même ordre de grandeur que les valeurs ci-dessus.

Pour la seconde période, nous avons admis que  $\rho$  conservait, dans la couche comprise entre 60 et 120 cm, une valeur égale à 0,320 g/cm<sup>3</sup>.

Nous avons obtenu les résultats suivants :

$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} \times 18\,000$	$\frac{\Delta^2\theta}{\Delta z^2} \times 900$	K (C.G.S.)
0,35	2,80	0,00074
0,40	4,35	0,00074
0,30	3,65	0,00063
0,25	4,63	0,00043
0,25	4,60	0,00046

ce qui donne une valeur moyenne  $\bar{K} = 0,00060$ .

Les deux équations conduisent aux valeurs suivantes : selon Abel,  $K = 0,00070$  et selon Jansson,  $K = 0,00072$ .

### 2.2.2.6. Estimation du stock de frigories :

La quantité de chaleur qu'il faut fournir à 1 g de neige à la température de  $-\theta$  °C pour porter sa température à 0 °C et provoquer la fusion, représente le stock de frigories contenu dans cette masse.

En désignant par  $q$  ce stock relatif à l'unité de masse, on a  $q = 80 + C\bar{\theta}$  frigories.  $C$  est la chaleur spécifique et  $\bar{\theta}$  la température moyenne de la neige.

Si  $m$  représente la masse de neige par unité de surface, on a :  $Q = q \times m$ .

$Q$  représente alors le stock de frigories par unité de surface. On exprimera  $m$  en grammes par cm<sup>2</sup>.  $Q$  est alors exprimé en frigories par cm<sup>2</sup>. Nous avons évalué l'ordre de grandeur de ce stock jusqu'au début février. L'absence de mesures des températures dans la couche au-dessus de 150 cm rend par la suite ce calcul impossible.

A partir du 20 avril, la température de la neige reste dans le voisinage de 0 °C et la teneur en eau liquide est estimée à 20 % de la masse totale. La chaleur latente de fusion de cette neige est donc de l'ordre de 64 calories par cm<sup>2</sup> et par conséquent :

$$Q = 64 \times \varepsilon \times 0,1 \text{ frigories par cm}^2$$

Toutefois, le 28 avril, nous avons pris  $L = 80$  calories par gramme, car nous avons admis que l'onde de froid se traduisait par un refroidissement intense de la surface.

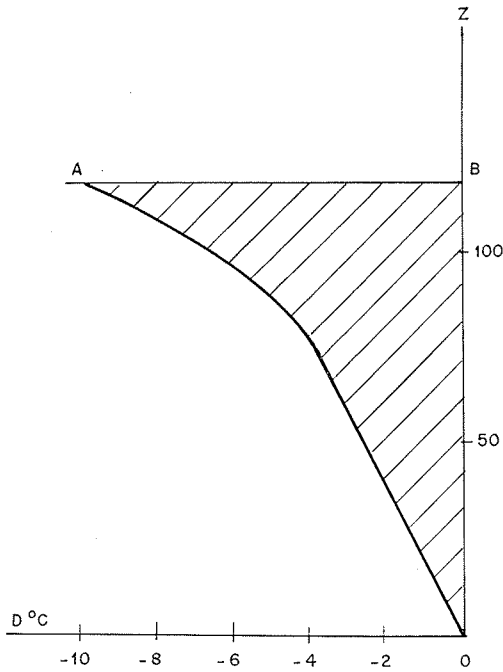
Le ciel clair favorise en effet son rayonnement. L'eau en profondeur continue à s'écouler, tandis qu'en surface une partie des frigories est utilisée à congeler l'eau résiduelle, puis le reste à refroidir la neige.

Les résultats du calcul sont portés dans le tableau suivant :

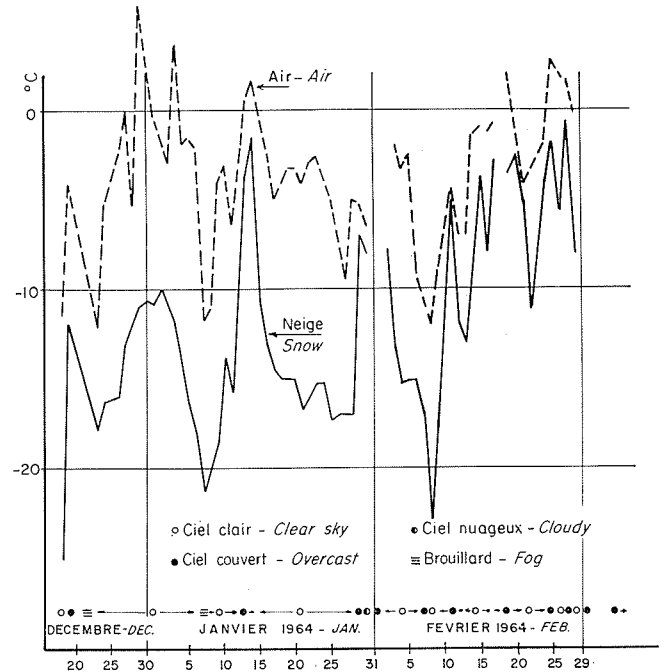
1962 :	
25 novembre. . . . .	480
28 novembre. . . . .	586
7 décembre. . . . .	611
10 décembre. . . . .	978
20 décembre. . . . .	2 000
28 décembre. . . . .	2 820
1963 :	
11 janvier. . . . .	3 420
16 janvier. . . . .	3 490
20 janvier. . . . .	3 590
26 janvier. . . . .	3 630
5 février. . . . .	3 580
10 février. . . . .	3 670
13 mars. . . . .	5 568
23 avril. . . . .	4 300
28 avril. . . . .	4 660
2 mai. . . . .	3 500
8 mai. . . . .	2 620
14 mai. . . . .	1 470
20 mai. . . . .	1 130

La température moyenne  $\bar{\theta}$  a été obtenue en planimétrant l'aire  $S$  (fig. 39) et en calculant l'abscisse moyenne.

Du 28 avril au 20 mai, le stock diminue de 3 530 frigories par cm<sup>2</sup>. Le rayonnement solaire absorbé



39/Méthode de calcul de la température moyenne de la couche de neige à un instant donné.  
Method of computing mean snow layer temperature at a given time.



40/Comparaison des températures minimales de l'air et de la surface de la neige.  
Comparison of minimum air temperature and snow surface temperature.

au cours de la même période est de l'ordre de 3 125 calories par cm<sup>2</sup>. On peut donc en conclure, malgré l'imprécision sur les mesures, que le rayonnement solaire fournit seul la plus grande partie de la chaleur nécessaire à la fusion.

2.2.2.7. Températures minimales de la surface de la neige :

Au cours de l'hiver 1963-1964, nous avons mesuré la température minimale de la surface de la neige, en déposant un thermomètre à minimum classique.

La figure 40 représente les températures minimales de l'air sous abri, et de la surface de la neige.

On voit que l'écart entre les deux températures peut facilement atteindre 15 degrés lorsque le ciel clair favorise le rayonnement. Par contre, une couverture nuageuse limite ce refroidissement et l'écart entre les températures considérées est alors petit. Il peut même arriver que ces deux températures soient égales.

3. Conclusion

Nous nous proposons de récapituler les divers résultats obtenus.

3.1. Evolution du stock.

3.1.1. HIVER 1960-1961.

	PÉRIODE D'ACCUMULATION	PÉRIODE DE FUSION
Précipitations. . . . . (mm)	700	40
Fusion. . . . . (mm)		750
Equivalent en eau en fin d'accumulation : 650 mm		

On constate que l'estimation de la fusion excède 100 mm la valeur de l'équivalent en eau.

3.1.2. HIVER 1961-1962.

	PÉRIODE D'ACCUMULATION	PÉRIODE DE FUSION
Précipitations. . . . . (mm)	860	56
Ecoulement du lysimètre (mm)	190	720
Equivalent en eau en fin d'accumulation : 630 mm		

La lame de fusion est de l'ordre de 660 mm; elle correspond donc à la valeur de l'équivalent en eau. L'écart est inférieur à 5 % de la fusion.

Estimation de l'évaporation : 100 à 125 mm, soit 10 à 15 % des précipitations.

3.1.3. HIVER 1962-1963.

	PÉRIODE D'ACCUMULATION	PÉRIODE DE FUSION
Précipitations. . . . . (mm)	1 320	200
Ecoulement du lysimètre (mm)	240	910
Equivalent en eau en fin d'accumulation : 850 mm		

Le déficit total atteint 24 % des précipitations totales.

Pendant la fusion, il représente environ 10 % de ces mêmes précipitations.

3.2. Régime thermique.

3.2.1. PROPAGATION D'UNE ONDE DE FROID.

La neige est un isolant thermique. Pour une épaisseur supérieure à 50 cm, la température du sol est voisine de 0 °C. Les isothermes et les températures à des niveaux fixés mettent en évidence la faible vitesse de propagation d'une onde, et son atténuation en fonction de la distance à la surface.

Dans une neige dont la masse spécifique est de l'ordre de 250 kg/m<sup>3</sup>, le déphasage est de l'ordre de 14 h pour une tranche de 20 cm, de 24 h pour 40 cm, et de 38 h pour 90 cm.

Le temps nécessaire pour que la température baisse de ΔT degrés est en général supérieur au temps qu'elle met pour s'élever de la même quantité. Par exemple, si, près de la surface, le refroidissement demande 51 h, le réchauffement correspondant n'en demande que 31.

Il convient de remarquer l'importance de l'eau dans le mécanisme des transferts de chaleur. La présence de l'eau accélère le réchauffement et retarde le refroidissement. Une onde de froid s'atténue rapidement avec la profondeur, et si, au voisinage de la surface, l'amplitude est de l'ordre de 10 °C, 30 cm au-dessous, elle est 4 fois plus faible.

3.2.2. COEFFICIENT DE CONDUCTIBILITÉ THERMIQUE.

Le calcul a donné les résultats suivants :

MASSE SPÉCIFIQUE	COEFFICIENT DE CONDUCTIBILITÉ
0,250 g/cm <sup>3</sup>	0,00052 C.G.S.
0,325 g/cm <sup>3</sup>	0,00060 C.G.S.

3.2.3. STOCK DE FRIGORIES.

Du 28 avril au 20 mai 1963, la diminution du stock de frigories est du même ordre de grandeur que le rayonnement solaire absorbé.

3.2.4. TEMPÉRATURE MINIMALE DE LA SURFACE DE LA NEIGE.

Lorsque le ciel est clair, la température minimale de la surface est inférieure à celle de l'air, et l'écart peut atteindre et dépasser 10 °C.

Au contraire, lorsque le ciel est couvert, cette température est du même ordre de grandeur que celle de l'air.

Bibliographie

Ouvrages collectifs

*Snow Hydrology*. — Summary report of the snow investigations. North Pacific Division, Corps of Engineers U.S. Army, Portland, Oregon, 30 June 1956.

*Snow and its Metamorphism*, by BADER, HAEFELI, BUCHER, ECKEL and THAMS. — S.I.P.R.E. Translation, no. 14, January 1954.

*Factors Affecting Snowmelt and Streamflow*, by GARSTKA, LOVO, GOODELL, BERTLE. — U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamations; U.S. Department of Agriculture, Forest Service.

Traité

SUTTON. — *Micrometeorology*. McGraw-Hill Book Co Inc., 1953.

ROCARD. — *Thermodynamique*. Masson, 1952.

Publications diverses

DE QUERVAIN. — Snow as a crystalline agregat. S.I.P.R.E. Translation, 21. De l'évaporation de la couche de neige. Edition spéciale des archives pour la Météorologie, la Géophysique et la Bioclimatologie. Série B : Climatologie générale et Biologique, vol III, 1961. Editions Springer, Vienne.

KONDRA'TEVA. — Thermal conductivity of the Snow Cover and Physical Processes caused by temperature gradient. S.I.P.R.E. Translation, 22.

CHURCH. — The Melting of the Snow. Proc. Central Snow Conf., vol. I, December 1941.

The Human Side of the snow. IV Snow Peril and Avalanches Scientific Monthly, April 1943, vol. LVI.

DIAMOND. — Evaporation or melt of snow cover. S.I.P.R.E., Research paper 6, november 1953.

LETERRIER. — Nivomètre enregistreur. Troisièmes Journées de l'Hydraulique, La Houille Blanche.

LUGHEZ, GUILLOT, JACOB et VUILLOT. — Recherche d'améliorations sur le nivomètre à absorption de rayonnement γ. Publication n° 65 de l'A.I.H.S., 1964.

OECHSLIN. — Température de la neige. Revue de la Station de Recherches Suisse, janvier 1957.

ZINGG. — Contribution à la connaissance du ruissellement de l'eau de fusion. Rapport de l'Institut Fédéral pour l'Etude de la neige et des avalanches, Weissfluhjoch, 1950-1951.

Poggi. — Le Laboratoire pour l'Etude de la neige du col de Porte; notes de l'E.E.R.M., n° 62, janvier 1961.

La mesure des précipitations au col de Porte au cours de l'hiver et du printemps 1960-1961; notes de l'E.E.R.M., n° 107, mai 1962.

La mesure des précipitations au col de Porte (novembre 1961 à avril 1962); notes de l'E.E.R.M., n° 133, février 1963. Température de l'air et température de la neige; notes de l'E.E.R.M., n° 144, juin 1963.

Effets du rayonnement sur les mesures de températures; notes de l'E.E.R.M., n° 102, mars 1962.

De la fusion de la neige au laboratoire du col de Porte, revue de Geofisica e meteorologia, Genova, vol. XI, 1963.

Documents

Archives et enregistrements du laboratoire du col de Porte.

Abstract

The behaviour of snow on ground at medium altitude

by A. Poggi \*

This report presents the results of four years of operation of a laboratory set up at Col de Porte in October 1959.

\* Docteur-Ingénieur.

Necessary emphasis is laid on the difficulties associated with measurements of this type, which are partly due to the researcher not having full control over his experimentation, and partly to the medium investigated, which requires reliable equipment. This is why only a single set of usable data has been obtained for certain parameters in three years.

The initial part of the report considers the accumulation of snow on the ground, and the second part deals with thermal conditions in snow. The measurement of precipitation in the form of snow is a very delicate operation in which wind is a disturbing factor and a perpetual source of error affecting measurements with any type of equipment or instrument, from a simple tin can to the most elaborate snow recorder.

An essential requirement for reliable results is a site adequately sheltered from the wind, though the obstacles providing this protection must not impede the circulation of the snow. This condition is satisfied at the Col de Porte snow recording station.

Original equipment at this station included a snow and rainfall recorder and a totalising instrument. By 1963, its precipitation-measuring equipment comprised two totalising instruments, three snow gauges and five rain gauges.

Comparison of data measured with these various instruments led to conclusions which are no doubt equally applicable to any site sheltered from violent winds. The best instrument beyond any doubt is the totalising instrument with a Nipher cone. Data measured with two totalising instruments 30 metres apart show a discrepancy of only 1 %, which also suggests that precipitation was evenly distributed over the measurement platform. This impression is confirmed by comparison of the results obtained with two conventional rain gauges which, while giving figures about 15 % lower than the totalising instruments, differ from each other by only 2 %.

The tipping through type snow and rain recorder is not at all suitable for the measurement of this type of precipitation, because of the bulky obstacle provided by its cylinder measuring 50 cm in diameter and 130 cm in height. Considering  $R = [(P - T)/T]$  (where P and T are the amounts of precipitation received over a long period of time by a rain recorder and at totalising instrument respectively), it is found that  $R \approx 0$  for precipitation in the form of rain and snow if there is more rain than snow, that  $R = -6\%$  if the amounts of rain and snow are roughly the same, and that  $R = -22\%$  to  $-25\%$  for snow alone. Losses by evaporation due to cone temperature rise only amount to a few hundredths.

Where all the precipitation occurs in liquid form, the totalising instrument cannot collect as much water as the rain recorder.

The Bendix rain recorder gives better results, probably because of its more compact dimensions. They are roughly 8 % higher than those given by the through-type instrument.

Ordinary rain gauges give results about 15 % lower than the totalising instrument.

It seems possible to improve these measurements by using a smaller instrument protected by an Alter cone at a sheltered site.

A totalising instrument comprising a 300 cm<sup>2</sup> cross-section tube and an Alter cone has been set up at Plan des Aiguilles near Chamonix. Its indications have been found to agree with the mean snow depths measured by taking core samples from a roughly 4,000 km<sup>2</sup> area nearby.

An alternative method of determining the amount of snow on the ground is by measuring the water equivalent of the snow layer, either by taking snow samples of given cross sectional area and determining their mass, or by measuring the absorption of radiation from a Cobalt 60 source. The accuracy of the Cobalt 60 snow gauge developed by DTG is independent of the snow layer thickness. The instrument is accurate to within 2 mm, which is quite remarkable. Allowance should also be made for interference due to the snow gauge support, however, which may appreciably modify the absolute snow quantity determined. Measurement accuracy by core-sampling methods may vary between 10 % and a few per cent.

Comparison between direct bulk density measurements and recordings does not show any abnormal discrepancies, especially for 1962 and 1963.

As can be seen from the following equations, bulk density varies linearly with time:—

$$\begin{aligned} 1960-1961 & \quad \varphi(t) = 3.0t + 239 \\ 1961-1962 & \quad \varphi(t) = 3.0t + 233 \end{aligned}$$

where  $\varphi(t)$  is in kg/m<sup>3</sup> and  $t$  in days.

The quantities of snow during the two above winters and the time they remained on the ground are both comparable. By the time they had finished accumulating, their respective water equivalents were 650 mm and 630 mm.

The two following equations were found for 1962-1963:—

$$\varphi(t) = 5.3t + 208 \quad \varphi(t) = 2.5t + 264$$

The first of these equations typifies a period following a substantial fall of snow, with a mean air temperature in the neighbourhood of 0 °C. Scatter in the space distribution of  $\varphi$  at a given time is about the same as that affecting snow layer thickness data. Knowing  $\varphi$  at a given point on the platform, the water equivalent can be calculated for any point at which only the layer thickness is known.

Measured snow quantity data are tabulated below (in mm):—

	1960-1961	1961-1962	1962-1963
Precipitation during the accumulation period.....	700	860	1,320
Water equivalent after accumulation.....	650	630	860

The melting of snow and its internal heat transfer conditions are discussed in the second part of this report. Melting rates are measured by lysimeter, and continuous recording of the rate of flow is provided by a counter. This arrangement only worked satisfactorily in 1962-1963, but some use can nevertheless be made of the 1961-1962 recordings as well.

The flow of water from the melting snow through the lysimeter amounted to 660 mm in 1961-1962, compared with the water equivalent of about 630 mm after accumulation. The flow recordings show a daily cycle featuring two extremes, with a minimum at about 12 noon and a peak at the end of the afternoon. These times depend among other things on the thickness of the snow layer and the rate of flow.

The following relationship has been found (where  $M$  is the melting flow in mm and  $\theta_m$  is the mean positive air temperature):—

$$\Sigma M = 4.14 \Sigma \theta_m$$

Daily flows rates vary between 0.3 and 6.5 mm/hr. A characteristic effect when melting starts is a rise in the mean temperature from  $-2.2^\circ\text{C}$  (during accumulation) to  $+7.8^\circ\text{C}$  while melting is in progress, with a simultaneous rise in the absorbed solar radiation rate from 70 ly to 233 ly daily.

In 1962-1963, this instrumentation comprised three lysimeters, two of which remained in continuous operation. The melting flow amounted to 710 mm, compared with the water equivalent after accumulation of 850 mm. The difference can be explained by evaporation. Melting lasted for 47 days, compared to only 19 days the year before. Mean temperatures during the accumulation and melting periods were  $-3.7^\circ\text{C}$  and  $+4.9^\circ\text{C}$  respectively. Mean solar radiation absorption amounted to 130 ly, i.e. less than 56 % of the previous year's rate.

All these facts taken together seem to substantiate the assumption that evaporation during the melting process is by no means negligible. The loss of flow amounts to 16.5 % of the overall snow quantity.

The following measured evaporation data are given as an example: During a single night, Church measured evaporation amounting to 2.5 mm, with snow frozen on the surface, and Baker measured 75 mm for a total flow of 550 mm, i.e. 13.5 %.

Results measured at St. Louis Creek (I) and the Upper Columbia Snow Laboratory (II) are listed in the following table:—

TABLE I:

		1946-1947	1947-1948	1948-1949	1949-1950	
14th May to 5th June 1948:	53 mm	Total precipitation (mm) . . . . . 1 100	1 175	850	1 375	
19th May to 20th June 1949:	56 mm					
13th May to 28th June 1950:	122 mm					
		Evaporation (mm) . . . . .	340	260	285	350
		Evaporation (% precipitation).	31	22	34	25

The flow deficit observed for the entire season in 1962-1963 amounted to 320 mm, i.e. about 22 % of the total precipitation, and is thus of the same order as the evaporation rate measured at U C S L.

As for the previous year, the flow recordings again show up the daily melting cycle, but the extreme conditions occur later in the day because of the large quantity of snow on the ground and the low rates of flow (minimum between 15.00 hrs and 18.00 hrs, maximum between 21.00 hrs and 24.00 hrs). Maximum rates of flow are generally less than 4 mm/hr. Not until the end of the melting period does the cycle show features comparable with those of the year before. Using the same notation as before, the following equation was found:

$$\Sigma M = 4.36 \Sigma \theta_m$$

Allowing for the fact that the melting rate for 1961-1962 was underestimated by about 5 %, the two relationships are seen to be compatible.

Assuming the mean air temperature to remain positive and to only vary slowly, and that no precipitation occurs, the average daily melting rate  $M$  in mm is connected to mean air temperature by the relationship  $M = 3.64 \theta_m + 5.2$ . The correlation factor is  $r = 0.84$  and the associate standard deviation  $\sigma_{M, \theta_m} = 6.3$  mm.

Snow depletion measured by Cobalt 60 snow gauge between the 10th April and 18th May is exactly the same as the flow determined by lysimeter.

The next few paragraphs consider temperatur distribution and heat transfer effects in the snow.

Conventional equipment was used to measure temperatures and the vertical temperature gradient, comprising a series of copper-constantan thermocouples and an electronic potentiometer recorder. This method has been abandoned at the new snow laboratories near Chamonix, where entirely new equipment developed in the electronics and mechanical design shops of the C.N.R.S. Alpine Glaciology Laboratory is being used. The data obtained with this equipment are accurate to within less than  $0.1^\circ\text{C}$ , compared with the accuracy of about 0.25 given by the thermocouple method.

The author is the first in France to have plotted the equal temperature line distribution within a snow layer, which shows up the propagation of "cold" and "hot" waves and the insulating properties of snow (this irrespective of the temperature at the snow surface; the temperature at the ground surface under a 30 cm covering remains in the vicinity of  $0^\circ\text{C}$ ). The plot also shows up the importance of transfers by changes of state. Percolating water in the liquid state causes a rapid temperature rise in the snow, whereas the presence of free water attenuates the effects of a "cold" wave, as part of the "frigorities" (French unit of cold = 1 frigorie) are used up in freezing this water. An approximate net balance has been established for certain periods. For a mass of snow with a water equivalent of 425 mm and containing 5 mm to 10 mm of free water, calculation by equation  $\varphi_1 = -K (d\theta/dZ)$  shows that "frigorite" penetration amounts to about 100 to the square centimetre. Between 90 and 110 "frigorities" to the square centimetre are necessary to freeze half the free water content and bring about the final temperature distribution. The variation in time of temperatures at various distances from the surface shows how the "cold" waves damp out with increasing depth. At 30 cm from the surface, for instance, the amplitude of these waves is about  $6^\circ\text{C}$ , but falls off to  $3.5^\circ\text{C}$  at 60 cm, and finally to about  $2^\circ\text{C}$  at 90 cm. A further example shows up the important effect of changes of state on thermal snow conditions. An atmospheric "cold" wave similar to the one just considered, but propagating through wet snow, cools the snow down by  $10^\circ\text{C}$  at 10 cm from the surface, and by  $2.5^\circ\text{C}$  at 40 cm. Part of the "frigorities" are used up in freezing the free water.

A qualitative indication of the importance of the transfers taking place in the various layer elements is provided by the vertical temperature profile at a given instant of time.

The thermal conductivity of snow ( $K$ ) has been calculated for two different densities. Results were  $K = 52 \times 10^{-5}$  C.G.S. for  $\varphi = 0.25$  g/cm<sup>3</sup>, and  $K = 60 \times 10^{-5}$  C.G.S. for  $\varphi = 0.32$  g/cm<sup>3</sup>.

The quantity of "frigorities" stored by the snow during a season has also been calculated, as a result of which it has been found that most of the energy involved in melting the snow originates from solar radiation.

Comparison of minimum temperatures at the snow surface with air temperatures shows that, given a clear sky, the snow surface temperature may be as much as  $15^\circ\text{C}$  below the air temperature. This difference becomes much smaller when the sky clouds over.