HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	氷及び雪の内部昇温　I
Author(s)	石川, 信敬; 石田, 完
Citation	低温科學. 物理篇, 28, 165-173
Issue Date	1971-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18149
Type	bulletin (article)
File Information	28_p165-173.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Nobuyoshi ISHIKAWA and Tamotsu ISHIDA 1970 Experimental Study of Local Temperature Increase in Snow and Ice I. *Low Temperature Science, Ser. A, 28.* (With English Summary p. 172)

氷及び雪の内部昇温 I*

石川信敬
(北海道大学大学院　理学研究科)

石田　完
(低温科学研究所)

(昭和45年8月受理)

I. まえがき

氷や雪のように輻射に対して半透明な物質に輻射があたると，その一部は氷や雪の内部に透過して吸収され，内部の温度をたかめる[1]。その結果，気温が氷点下であるとき氷や雪の表面は融解しなくても，表面以下で融解がおこることがある。これを雪や氷の内部融解という。南極の海氷上にみられるパドルなどはその顕著な例である[2),3)]。冬の気温が零度以上になることがほとんどない北海道においても，2, 3月頃の晴天でかつ風のある日には積雪の表面の下に，この内部融解をみることがある。

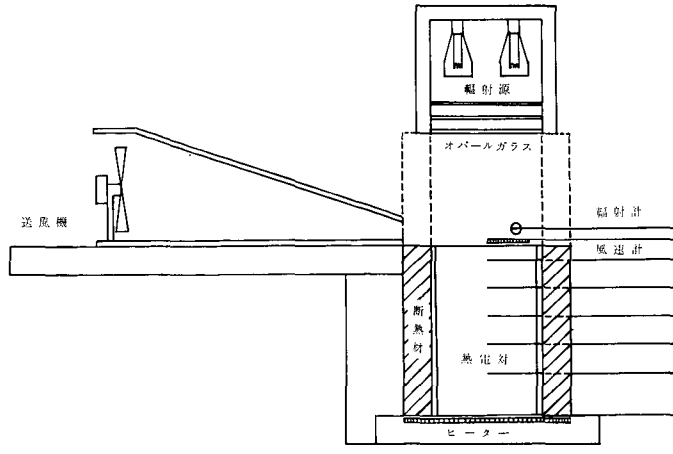
今回は，低温実験室内において厚さ15 cmの氷と雪の試料に一方向から人工的に輻射を照射して試料の内部温度の変化を測定し，いかなる条件のもとで内部昇温がおこるかを調べた。輻射があたれば，氷や雪の内部の温度は上るが，その昇温の程度は，昇温した場所からの伝導による熱の逸散，氷や雪の表面から空気への熱の放散によって変わる。元来，内部昇温とは表面の温度より内部の温度の高いことをいう。しかし実験では表面の温度の測定ができなかったので，基準の温度を深さ0.5 cmでの温度として，それより高い温度が内部に現われる場合を内部昇温ということにした。

II. 実験装置

第1図に実験装置を示す。試料の氷又は雪を厚さ1.0 cmのアクリル板で作った大きさが20×20×15 cmの箱にいれ，これをさらに厚さ7 cmの断熱材で側面を覆った。底には電熱線をはさんだ銅板を敷き，試料の底の温度を制御する。試料内部の温度測定には直径が0.25 mmの銅-コンスタンタン熱電対を使用する。感部は良導体のアルミニューム管で覆い，さらにアルミ箔のテープを巻いて輻射による影響を除いた。この熱電対を標準温度計と較べた結果，±0.1°C (0°～−20°C) の精度で温度を測定できた。

輻射源には散光型白色灯 (100 V, 100 W) 5個か，あるいは写真用光源ランプ (100 V, 250 W) 2個を使用した。輻射源は木製の箱に収め，試料の上面から20 cmの距離においた。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第1083号



第1図　実験装置

また試料表面に一様な散乱光があたるようにオパールガラス2～3枚を輻射源と試料の間に挿入した。これにより試料表面における輻射量の場所による変化を5%以内におさえることができた。輻射の強さを電源電圧を変えることによって変化させ，輻射量を試料上面に小型示差輻射計を置いて測定した。さらに小型の送風機で試料表面に風を送り，風速を試料表面上の風下においたサーミスター風速計で測定した。

以上の装置を低温室内にいれ，試料の温度が一様になってから，または試料の底を電熱板で暖め，試料内に一定の温度勾配ができてから照射を開始した。照射は試料の内部の温度が時間変化を示さなくなるまで6～30時間行なった。

試料側面の断熱に使用した断熱材の熱伝導率は 8.06×10^{-5} cal·cm^{-1}·°C^{-1}·sec^{-1} で，氷の熱伝導率の1/100にすぎない。またこの断熱材で覆った箱の中で水を凍らせると，氷の中の気泡は上下方向に整列した。このことから試料側面は充分に断熱され，試料内部での熱の移動は上下方向にのみおこると考えられる。

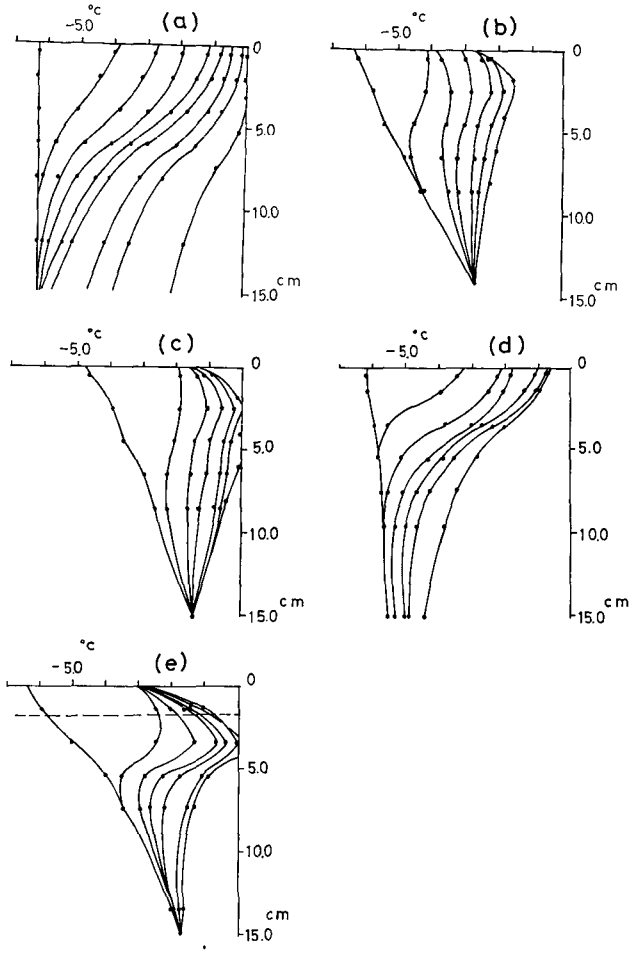
III. 測定結果

測定例を第2図(a), (b), (c), (d), (e)に示す。各図の温度の垂直分布を示す曲線群は時間経過を表わし，左端が測定開始時，右端がそれ以上変化を示さないようになった定常状態の温度分布を表わす。

(a)は気泡を沢山含んだ氷の場合で，初期温度は試料全体一様に −6.3°C であった。室温 T_a は −4～−6°C の範囲で変動し，風は送らなかった。常に表面温度が最高温度を示して内部昇温はおこらず，ついに表面から融解し始めた。

(b)図も同じく気泡氷の場合であるが，初期温度は表面で −6.3°C に，底の温度 T_b は −2.5°C にしてあった。T_b を −2.5°C に保ちつつ，風速 $V=4.5\sim5.0$ m/s の風を送った。実験開始後しばらくたって内部に温度の極大が現われ内部昇温を示した。

(c)図は内部昇温を示し，かつ温度の最高値が0°C に達した例である。試料は(a), (b)と同じく気泡氷で，V は5 m/s である。T_b が −1.5°C で T_a は −3～−5°C であった。図から判る



第2図 温度の時間変化

(a)	気泡氷	$T_a=-4\sim-6$°C	$I=1.06$ cal/cm²·min	$V=0.0$ m/s
(b)	気泡氷	$T_a=-4\sim-6$	$I=1.30$	$V=4.5\sim5.0$
(c)	気泡氷	$T_a=-3\sim-5$	$I=1.50$	$V=5.0$
(d)	しまり雪	$T_a=-4\sim-6$	$I=1.11$	$V=3.5$
(e)	氷—しまり雪	$T_a=-4.5\sim-6.0$	$I=1.08$	$V=4.3$

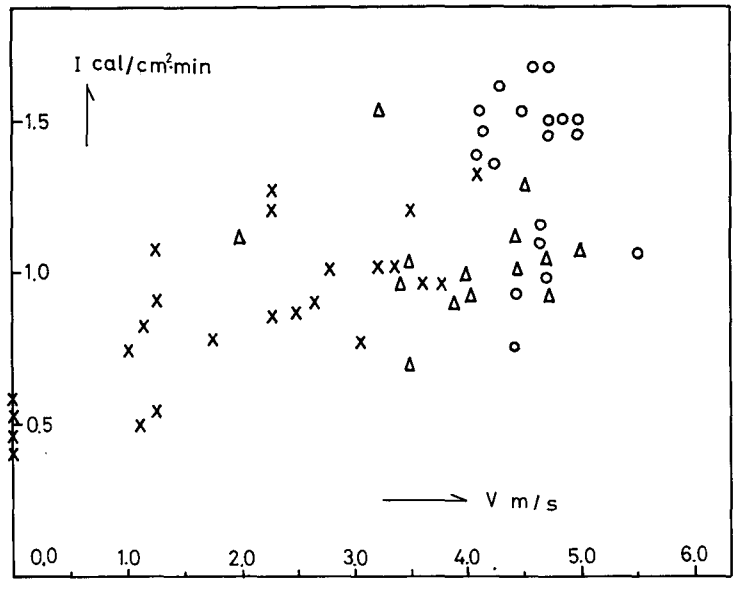
ように試料表面下 2.0～5.5 cm の範囲で 0°C になった。しかし，この層に氷が融けて水が溜った訳ではない。表面下 2.5 cm，4.5 cm にあった熱電対は，容易に氷から引き抜くことができた。多分，融解は気泡の壁でおきたのであろう。

(d) 図は密度 $\rho=0.35$ g·cm^{-3} のしまり雪の場合である。V は 3.5 m/s であった。実験中，表面層がガサガサになり，表面の位置の決定と表面近くの温度測定が困難であった。測定からは内部昇温はみられなかった。

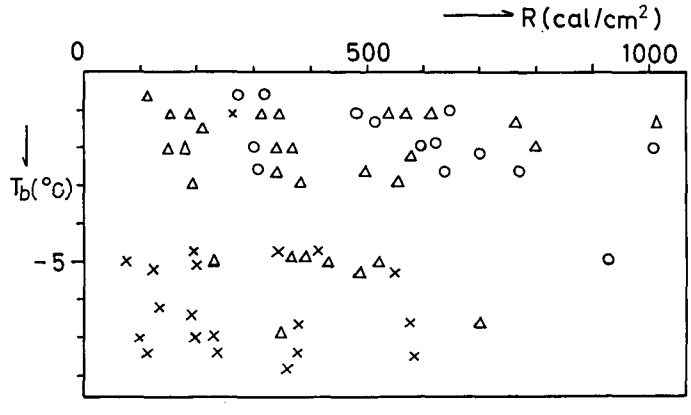
(e) 図は $\rho=0.35$ g·cm^{-3} のしまり雪の上部に厚さ 1.5 cm の透明な氷をのせた場合である。V は 4.3 m/s である。内部昇温が極めて顕著で，温度の極大値は雪の中に現われた。これは上部の氷が比較的よく輻射を通す一方，雪から空気への熱の放散を防げ，いわゆる温室効果をも

たらしたからであろう。遠藤[4]は氷の板でふたをされた南極のパドルの水の温度が，氷のふたが融けて消失すると，たちまち +10°C から +2～3°C に低下することを観測している。

第3図に，氷について輻射量 I と風速 V との関係を示す。ここで × 印は内部昇温を示さなかった場合，△ 印は内部昇温があった場合，○ 印は内部昇温があって，かつ温度の極大値が 0°C に達した場合である。この図から風速，輻射量がともにある値以上にならなければ内部昇温がおこらないことが判る。風速が小さいと表面から空気への熱の放散が弱いから，輻射を最も強く吸収する表面層が最高温度になり，内部昇温がおこらない。また輻射が弱ければ，内部で吸収される輻射も少なく，内部の温度があまり昇らないために，内部昇温はおこらないことになる。



第3図 内部昇温と風速，輻射量の関係
○：内部昇温あり，0°C に達する △：内部昇温あり ×：内部昇温なし

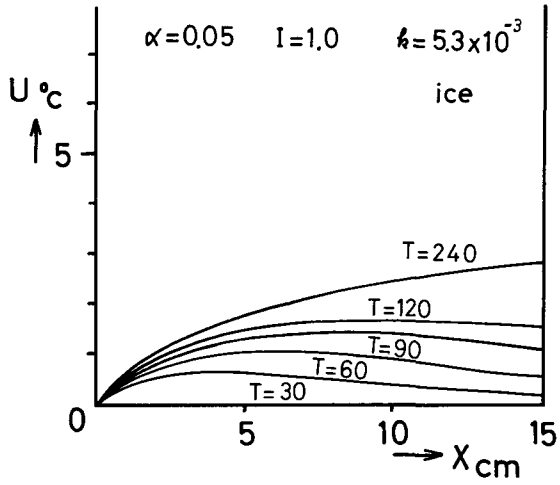


第4図 内部昇温と総輻射量，試料の底の温度との関係（氷について），記号は第3図と同じ

第4図は氷の試料の底の温度 T_b と総輻射量 R とを座標軸にとった図である。記号の意味は第3図と同じである。T_b が -4°C 以下であると内部昇温がおこりにくいことが図から判る。これは底の温度が低いと輻射の吸収による熱が，熱伝導で下方へ運び去られるからである。

IV. 考　　察

吉田[5]は内部に熱源のある半無限物質に関する熱伝導微分方程式の解を利用して，積雪に輻射が照射し始めてからの内部昇温の時間的経過を理論的に論じた。これを氷の場合に適用してみると第5図のようになる。図で横軸は試料の深さ X cm，縦軸は温度 U °C で，曲線にしるした T は輻射照射後の経過時間(分)である。照射後100分程は極大値をもつが，それ以上経過すると，この極大値は15 cm よりも深いところになってしまう。従って試料の厚さが15 cm の我々の実験に適用すると，最終的には底の温度が最も高くなる。すなわち氷の場合は，氷の輻射に対する透過率が大きいので，よほど厚い氷の場合でなければ，半無限物質を前提とする吉田の理論を適用することはできない。ところで熱源のある熱伝導微分方程式を有限な厚さの場合に一般的に解くことは困難であるから，定常状態に達した場合で考える。



第5図　半無限理論による氷の内部温度の時間変化

1. 定常状態における温度分布

氷の試料の表面から下に向け座標 x をとる。輻射の消光係数 α，試料表面の輻射の強さを I_0 とすると，試料内部 x における輻射の強さは

$$I = I_0 \mathrm{e}^{-\alpha x}$$

で与えられる。従って氷の単位体積あたり単位時間には

$$q = \alpha I_0 \mathrm{e}^{-\alpha x}$$

の輻射が吸収される。ただし，氷の内部で散乱した後，下から上に向って進む輻射は非常に弱いものとして無視した。温度を u で表わすと定常状態における微分方程式

$$k\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \alpha I_0 \mathrm{e}^{-\alpha x} = 0 \qquad (1)$$

が成り立つ。この解は

$$u = -\frac{I_0}{k\alpha}\mathrm{e}^{-\alpha x} + Ax + B \qquad (2)$$

である。A, B は試料の中の2点の深さとそこの温度が決まれば求まる積分定数である。すな

わち $x=x_1$ で $u=u_1$, $x=x_2$ で $u=u_2$ とすると，

$$A=\left\{(u_1-u_2)+\frac{I_0}{k\alpha}\left(e^{-\alpha x_1}-e^{-\alpha x_2}\right)\right\}\Big/(x_1-x_2)$$

$$B=u_1+\frac{I_0}{k\alpha}e^{-\alpha x_1}-Ax_1$$

または

$$B=u_2+\frac{I_0}{k\alpha}e^{-\alpha x_2}-Ax_2$$

である。表面に最も近い $x_1=0.5$ cm における温度 u_1，及び試料の底 $x_2=15$ cm における温度 u_2 の実測値を用いて，個々の実験の場合の A, B を定め (2) 式によって，試料内部各点における温度を計算した。ここで $\alpha=0.05\ \mathrm{cm}^{-1}$, $k=0.0053\ \mathrm{cal/cm^2\cdot sec\cdot{}^\circ C}$ を用いた。

第1表に実測による温度の極大値とそれが現われた位置，同じく計算による温度の極大値とその位置を示し，又それぞれの場合の内部昇温の有無を ×，△，○ 印で示してある。この印の意味は第3, 4図と同じである。第1表で計算値がプラスの温度を示す場合があるのは，この計算を行なう際に，氷の内部で 0°C に達する層があっても，そこでの相変換を考えず，氷はプラスの温度になっても固体のままであるとしたからである。実際にはある層が 0°C になるとそこで相変換が起り，その層を 0°C に保ったままさらに上下方向に 0°C 層が拡がってゆくであろう。結局計算で得られた温度分布と実測値とは異なる。(2) 式によって計算した温度の極大値が 0°C 以上になった時は，内部昇温があって，かつ内部融解を起したと考えて ○ 印をつけた。この表で内部昇温の有無だけを考えると，計算と実測は全体の 70% の一致を示した。

雪では，熱伝導率 k は小さく，消光係数 α は大きい。そのため，輻射は表面近くで急激に減衰し，内部昇温の極大値は表面下，浅いところに現われる。実験では，表面層がガサガサに

第 1 表

実験番号	実測値 深さ cm	実測値 温度 °C	計算値 深さ cm	計算値 温度 °C	実測	計算	実験番号	実測値 深さ cm	実測値 温度 °C	計算値 深さ cm	計算値 温度 °C	実測	計算
1	0.5	0.0	0.5	0.0	×	×	16	1.5～6.0	0.0	6.0	+0.6	○	○
2	0.5	−2.6	0.5	−2.6	×	×	17	7.0	−0.6	6.0	+1.4	△	○
3	0.5	−1.3	0.5	−1.3	×	×	18	3.0～7.0	−0.3	6.0	+1.0	△	○
4	0.5	0.0	0～6	0.0	×	×	19	4.5	−0.2	6.0	+0.3	△	○
5	0.5	−4.0	4.0	−3.7	×	△	20	2.5	0.0	6.0	+0.6	○	○
6	0.5	−0.7	4.0	−0.4	×	△	21	2.0～4.5	0.0	6.0	+0.9	○	○
7	1.5	−0.1	4.0	−0.7	△	△	22	3.0～4.0	0.0	6.0	−0.7	○	△
8	3.0	−0.6	4.0	−0.4	△	△	23	3.5	0.0	6.0	−0.7	○	△
9	0.5	−1.1	4.0	−0.5	△	△	24	3.5	−0.4	10.0	−0.9	△	△
10	2.5	−0.3	4～6	−0.2	△	△	25	5.3	−0.1	6.0	−0.9	○	△
11	2.0	0.0	6.0	+0.5	○	○	26	4.3	0.0	6.0	+0.6	○	○
12	2.5	−0.4	6.0	0.0	△	○	27	4.3～6.2	−0.1	6.0	0.0	○	○
13	2.5	−0.1	6.0	+0.6	○	○	28	3.3～5.3	0.0	6.0	+0.7	○	○
14	2.0	0.0	10.0	+0.1	○	○	29	2.5～4.5	0.4	6.0	0.0	△	○
15	2.0	−1.5	6.0	−0.9	△	△	30	2.5～6.5	−0.1	6.0	+0.5	○	○

計算と実測の比較。記号は第3, 4図と同じ

なって表面にもっとも近い温度としては 1.0～1.5 cm の深さにおける値しか得られていない。内部昇温の基準になる温度をこの深さにとるから，1.0 cm より浅いところで内部昇温がおきていれば，観測できなかったことになる。実際に著者らは野外での観測で，表面ごく近く (0.1～0.5 cm) で積雪の内部融解を 2, 3 観測している。

2. α の決定

消光係数 α は，氷の場合は気泡の大きさや気泡の多少によって，雪の場合は密度，粒度，含水量などによって異なる。また輻射の波長によっても異なる[6]。今回は小型の熱量式輻射計を試料の中に直接いれて α を実測した。その結果，α は表面近くで大きく，深さが増すに従って徐々に減少することが判った。写真用光源ランプを用いた場合，α の値は氷では 0.2～0.03 cm^{-1}，雪の場合は 0.6～0.35 cm^{-1} であった。これは今までに報告されている自然光についての α の値より大きい[7]。自然光の波長特性に対して，用いたランプの波長特性がどれ程異なるかを知ることができなかったので，詳しい論議はできないが，輻射計を試料にいれるためにあけた直径 2.0 cm の穴の影響が現われたのかもしれない。計算に用いた α は，氷の場合は 0.05 cm^{-1} とした。

V. まとめ

氷や雪の内部昇温は，昇華，輻射，熱伝導，乱流熱伝達などの複雑な熱収支による現象である。低温実験室内で試料の内部の温度の時間変化を測定することによって，実際に内部昇温を観測した。また，輻射量，試料の底の温度，表面付近の温度から，定常状態における内部昇温を，近似的に計算したところ，実測とよく合った。ただ，実験では，氷や雪は一様で，密度，比熱，熱伝導率，消光係数を定数と仮定した。しかし自然界の積雪や氷は一様な物質ではなく，上の値は深さと共に変わる[6]。また実験に用いた輻射エネルギーと日射のそれとは波長特性が異なることから，実験結果をそのまま野外にあてはめることはできない。

実験では気泡氷の中に，特に輻射を吸収する他の物質をいれずに内部昇温が得られた。このことから内部融解も輻射吸収と熱伝導からだけで説明できると思われる。今後は輻射量と定常状態の関係，並びに定常状態までの過程の研究が必要であり，それによってパドルの室内実験も可能であろう。

この実験に際して，小島賢治教授に有益な助言を頂いた。又論文作成にあたって吉田順五教授から貴重な御意見を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

文　献

1) Erwin Hoeck. 1958 Influence of radiation and temperature on the melting process of the snow cover. *SIPRE Trans.* **49**, 60 pp.
2) Takahashi, Y. 1960 On the Puddles of Lützow-Holm Bay. In Antarctic Meteorology proceedings of the Symposium held in Melbourne, February 1959, Pergamon Press Oxford, 321–332.
3) Paige, R. A. 1968 Sub-surface melt pools in McMurdo Ice Shelf. *J. Glaciol.*, **7**, 511–517.
4) 遠藤八十一 1970 パドルの形成及び発達過程. 低温科学, 物理篇, **28**, 203–213.

5) 吉田順五 1960 日射による積雪の内部融解. 低温科学, 物理篇, **19**, 97–107.
6) Liljequist, G. H. 1956 Short wave radiation. Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949–52. Sci. Results, **II**, Part **A**, 82–108.
7) Thomas, C. W. 1963 On the transfer of visible radiation through sea ice and snow. *J Glaciol.*, **34**, 481–484.

Summary

Semi-transparent media for radiation, such as snow and ice, absorb the portion of radiation and the local temperature in the media gradually rises and finally the internal-melting phenomenon may arise. Remarkable examples were seen in the ice shelves or sea ice in Antarctica, generally referred to as sub-surface melt pools or puddles.

By supplying artificial radiation and wind on the upper surface of ice and snow blocks, 20 cm in length, 20 cm in width and 15 cm in depth, the temperatures at various depths within each sample were continuously recorded. From these temperature profiles attempts were made to determine what conditions should be satisfied for the local temperature increase in the sample.

It was difficult to measure the surface temperature of the sapmple in a true sense, hence the temperature at a 0.5 cm detph was taken as the standard. When the temperature at a deeper depth was higher than the standard, it was considered that a local temperature increase had occured.

The experimental apparatus is as shown in Fig. 1 and the experimental results are as shown in Figs. 3 and 4, where (○) indicates that a local temperature increase occured and the maximum temperature reached 0°C, (△) is a case of local temperature increase without reaching 0°C and (×) is a case of no local temperature increase.

It was clearly shown that the local temperature increase in the sample depends on the wind velocity, the radiation amount and the temperature at the bottom of the sample. The experiments were continued till a steady state condition was achieved.

When the temperatures U_1 and U_2 at two different depths X_1 and X_2 are measured under this steady state, the tempearature distribution within a sample can be calculated using the eq. 2

$$U = -\frac{I_0}{k\alpha}\,\mathrm{e}^{-\alpha x} + AX + B\,, \qquad (2)$$

where

$$A = \left[(U_1 - U_2) + \frac{I_0}{k\alpha}\left(\mathrm{e}^{-\alpha x_1} - \mathrm{e}^{-\alpha x_2}\right)\right] \Big/ (X_1 - X_2)\,,$$

$$B = U_1 + \frac{I_0}{k\alpha}\,\mathrm{e}^{-\alpha x_1} - AX_1\,, \qquad \left(\text{or } B = U_2 + \frac{I_0}{k\alpha}\,\mathrm{e}^{-\alpha x_2} - AX_2\right),$$

U is the temperature at X cm depth, k is the heat conductivity, α is the extinction coefficient and I_0 is the amount of incident radiation.

In the calculations, temperatures U_1 and U_2 were measured values at a 0.5 cm depth and at the bottom of a sample.

In Table 1 a comparison of the experimental results against the calculated ones are shown. The meanings of the marks in Table 1 are the same with those in Figs. 3 and

4. A mutual relationship was sufficiently estimated from the two results. The two results showed a 70% agreement. Therefore, it may be concluded that the problems of the local temperature increase in snow and ice can be approximately solved under a steady state condition, and even if in ice or snow layers there are no substances which specially absorb the radiation, a local temperature increase or internal-melting phenomenon of ice and snow may well occur.