HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	冬期におけるメンデンホール氷河調査 ： 氷河氷の電気伝導度の測定・氷河内部の水の存在
Author(s)	高橋, 劭; 若浜, 五郎
Citation	低温科學. 物理篇, 28, 105-111
Issue Date	1971-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18142
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p105-111.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Tsutomu TAKAHASHI and Gorow WAKAHAMA 1970 A Study of Mendenhall Glacier Ice in Alaska — Electric Conductivity of Glacier Ice. Liquid water in the Temperate Glacier — *Low Temperature Science, Ser.* ***A, 28.*** (With English Summary p. 111)

冬期におけるメンデンホール氷河調査*

―― 氷河氷の電気伝導度の測定・氷河内部の水の存在 ――

高　橋　　勉**
(名古屋大学理学部・水質科学研究施設)
若　浜　五　郎
(低温科学研究所)

(昭和45年8月受理)

I. まえがき

メンデンホール氷河は，アラスカ・ジュノー市近郊の温暖氷河の一つであり，すでに日本隊によって過去2回 (1960年5～8月，1964年6～8月北大工学部東晃隊長) 調査研究が行なわれている。前2回の調査の主目的は，氷河の流動にあった[1]。

著者の1人である高橋[2]は，メンデンホール氷河より持ち帰った氷河を用いて熱電効果の測定を行なった。実験の結果，第1次隊 (1960年) に持ち帰った単結晶氷と第2次隊 (1964年) の単結晶氷で，融点近くの温度で熱電位の符号が異なることを見出した。誘電率の測定からこの熱電位の相違は，氷の不純物含有量の相違によることが知られた。

過去2回のメンデンホール氷河調査隊長の東晃氏によれば，第1次隊は，氷河の下流より上流に向かって左側の氷河氷を採集し，第2次隊は右側の氷河氷を持ち帰ったという。このことは，氷河氷は場所によって不純物含有量を異にすることを示唆している。今回の調査の目的は，氷の不純物含有量を誘電率の測定から求め，この含有量が氷河の場所でどのように異なるか，氷河の流れに対しどのような傾向を示すかを知ることにあった。

氷の不純物含有量の深さによる変化を知るため，ボーリングによって氷河氷を採集し，この氷を用いて電気伝導度の測定を行なった。

温暖氷河は，その温度が，表面層部分を除いてはいたる所融点にあることが特徴である。不純物含有量測定用のコア試料をとるためにあけたボーリング孔には，まわりの氷から水がしみだしたまったが，この孔の水の上位上昇速度の測定から透水係数の決定を行なった。

II. 試料氷の採集

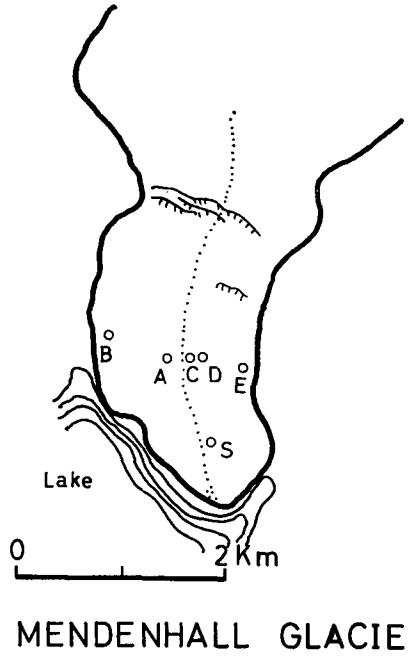
1968年3月6日より1週間，メンデンホール氷河上で氷の採集を行なった。この年はアラスカ南部沿岸一帯・異常暖気で，海抜1,000 m以下の低い土地の積雪はほとんど消えていたた

* 北海道大学低温科学研究所業績　第1075号
** 現在　ハワイ大学・地球物理学部勤務

め氷河の上に雪はなく氷の採集は容易にできた。

氷の不純物含有量と氷河の流れとの関連を知るため，氷の採集は第1図に示した如く，氷河の末端近くで，氷河の流れを横切る5地点で行なわれた。即ち流動のもっとも早い中央モレーン近くのC点，これをはさむA，D点及び氷河の流動の遅いB，E点である。採集された単結晶氷の大きさは，A，C；D地点では高々直径10 cm程度であったが，B，E地点ではかなり大きく，直径20 cm程度の大きな結晶もあった。

又氷の不純物含有量の深さによる変化を知るため，S点でボーリングを行ない，直径7 cm，長さ7 mの氷の試料を採集した。



第1図 メンデンホール氷河の平面図。A，B，C，D点は，氷の採集した地点，S点は，ボーリングを行なった地点

III. 氷河氷の誘電率の測定

氷の不純物含有量は，誘電率の測定から間接的に求められた。用いた装置はブリッヂ型広帯域誘電率測定装置で，誘電率は，30 Hz，100 Hz，300 Hz，1 KHz，3 KHz，10 KHz，30 KHz，100 KHz，300 KHz，1 MHz，3 MHz及び5 MHzの各周波数で測定した。容量の測定精度は0.01 pFである。測定セルは直径2 cmの2枚の極板よりなり，この極板の一方にはガードリングが取りつけられている。この極板間に適当な大きさに加工された単結晶氷の円板が取りつけられる。氷の円板を少し融かして氷を極板にしっかり密着させた。

この測定セルを入れた試料箱の温度調節は，サーモモジュールとドライアイスとで行なわれた。又試料氷の温度は，極板近くに取りつけた銅・コンスタン熱電対で測定した。誘電率の全部の測定は-4℃の氷の温度で行なわれた。

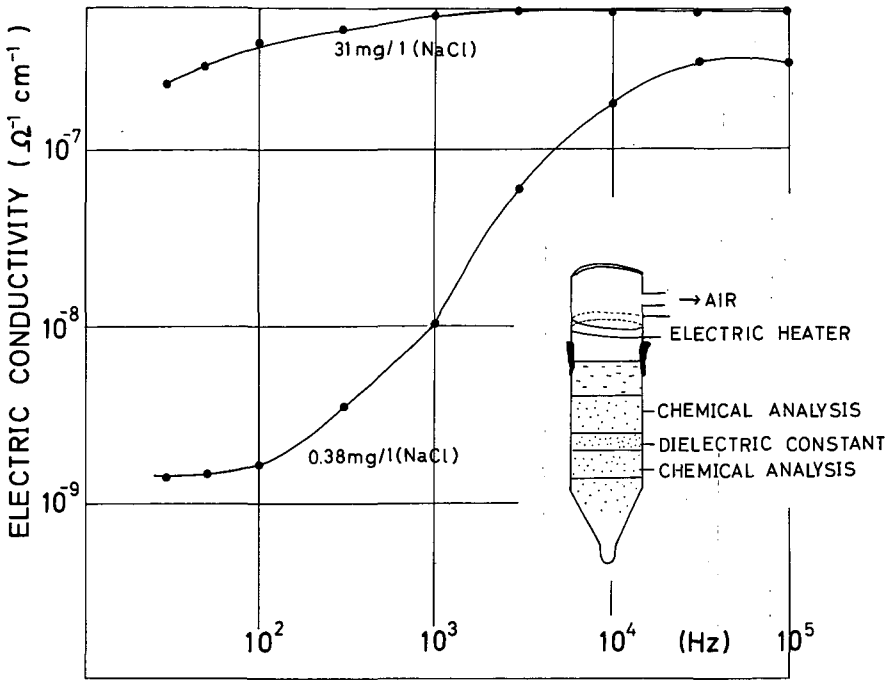
電気伝導度は次の式から求められる。

$$\sigma = \varepsilon_0 \varepsilon'' \omega,$$

ここでε_0は定数，ε''は誘電損失，ωは周波数である。この誘電率より求められた電気伝導率の値と，氷の不純物含有量との間の関連を知るため，実験室であらかじめ一定濃度の不純物を含む氷の電気伝導度の測定を行なった。

不純物としては，もっとも多く含まれていると考えられるNaCl塩が用いられた。この不純物氷は第2図の右に示された如く，直径5 cm，長さ20 cmのパイレックスガラス管の中で作製された。ガラス管の下方は細くなり，ここに単結晶氷の小片が取付けられた。融点温度の不純物の入った水をガラス管に入れ，下方よりゆっくり成長させる。氷の成長速度は5 mm/dayになるように，ガラス管に巻いたヒーターの電流を調節した。

又気泡を除去するため水流ポンプを用いガラス管の上方より空気を抜いた。作製した氷を



第2図　不純物氷の作製装置と不純物氷の電気伝導度

輪切りにし誘電率を測定するとともに，その氷をはさむ上下の氷の NaCl 量を比色法で測定した。第2図にはこの誘電率測定用氷をはさむ上下の氷板の不純物含有量の測定値が一致した場合の電気伝導度と周波数の関係が示されている。

NaCl 0.38 mg/l を含む不純物氷の電気伝導度は周波数 30 Hz で $10^{-9}\,\Omega^{-1}\,\mathrm{cm}^{-1}$ であった。又 NaCl 量 31 mg/l を含む不純物氷では周波数 30 Hz で $10^{-7}\,\Omega^{-1}\,\mathrm{cm}^{-1}$ であった。

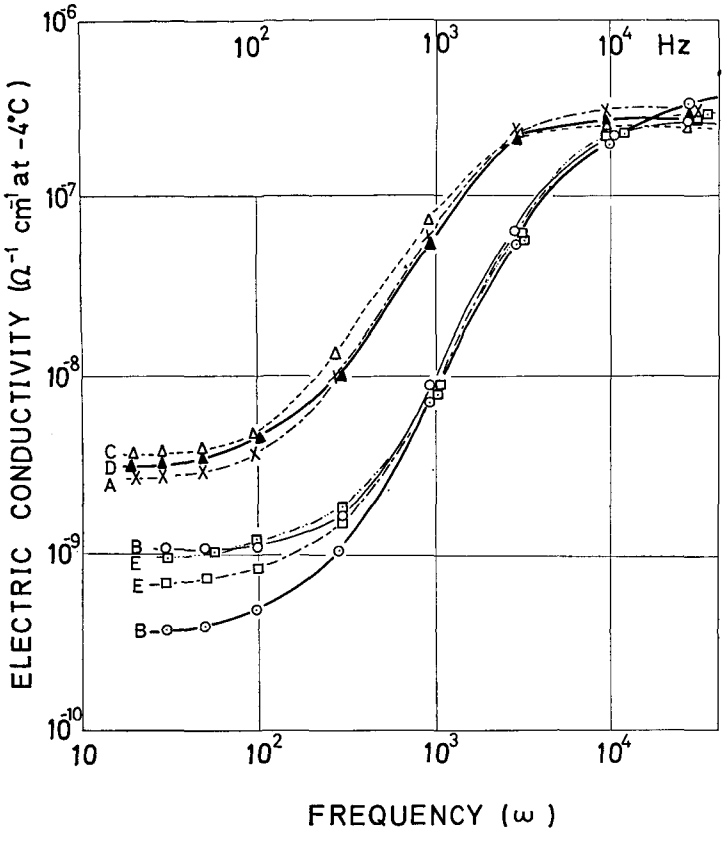
IV. 氷河氷の電気伝導度の値

メンデンホール氷河上の単結晶氷の電気伝導度の周波数の関数としての測定結果は第3図に示されている。氷が不純物を含まない理想的な純粋な氷では，電気伝導度は周波数の逆数に比例して変化するはずである。

メンデンホール氷河氷では約 200 Hz より低周波域でこの直線性よりずれ，低周波にいくにつれて一定値を示すようになった。周波数ゼロ値に外挿した値はおおよそ −4°C で $10^{-9}\,\Omega^{-1}\,\mathrm{cm}^{-1}$ (抵抗値は 10 MΩ/m) であり，この値は他の温暖氷河において巨視的に求められた値と一致している (Queille-Lefivre 1959[3], Keller and Frischkrecht 1960[4], Vögtle 1967[5], Chaillon and Vallon 1964[6], Röthlisberger and Kurt 1967[7])。含有不純物がもし NaCl 塩とすると約 0.3 mg/l 程度である。

第3図で興味のあることは，氷を電気的に2つの群に分類できることである。即ち，A, C, D 地点での氷と，B, E 地点での氷である。

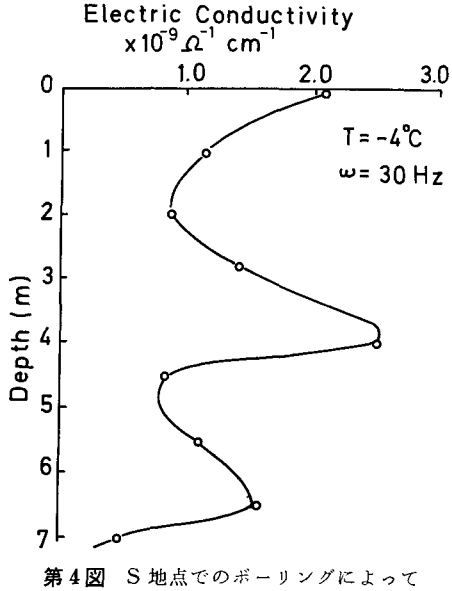
流動の早い (20 cm/day) 氷河の中央部分の氷は，流動の遅い (6 cm/day) 氷河の端で採集



第3図 メンデンホール氷河氷の周波数の関数としての電気伝導度

した氷よりも不純物が約5倍多く含まれている結果になった。

氷河のいろいろな深さにおける氷の電気伝導度の値を第4図に示した。温度 −4°C，使用周波数は 30 Hz である。試料としてはコア氷，長さ 7 m を約 8 等分し，単結晶氷の部分をえらんで用いた。電気伝導度の値は深さとともに変動しながら減少し，電気伝導度の極小値は深さ 2 m，4.5 m，7 m で観測された。この同じコア氷の薄片観測によれば（若浜・高橋 1969)[8] この極小値のある氷層は，氷の粒径の小さい層に当っていた。



第4図 S 地点でのボーリングによって得られたコア氷の電気伝導度

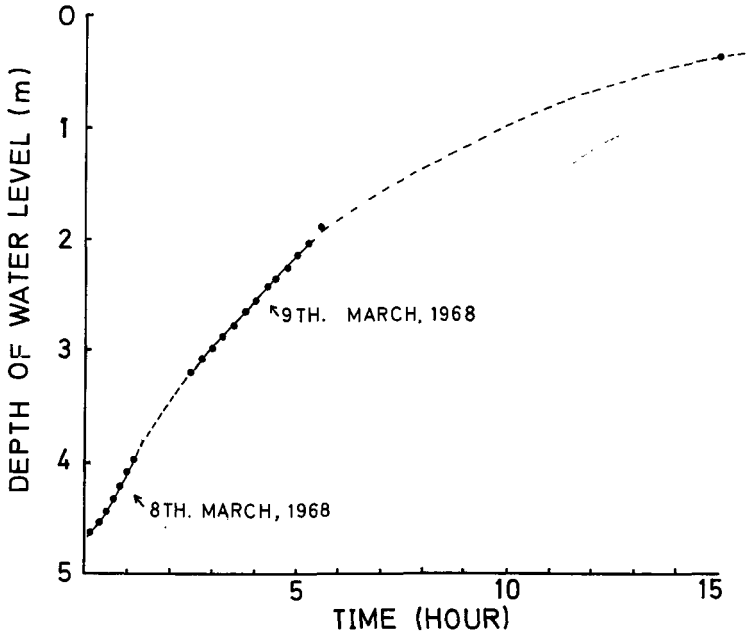
V. 氷河内部に存在する水

氷河内部の水についての研究は，氷の試料

をとるために掘られたボーリング孔が利用された。3月8日にボーリングを深さ7mまでおこなったが，翌日このボーリング孔に水がたまっていて，水面は氷河表面より40cmの所まで達していた。

この時の日中の気温は＋1～＋2℃で，氷の温度は7mの深さまで0℃であった。又測定場所Sはクレバスとクレバスにはさまれた氷のリッヂの所で，氷河表面から水がこの孔に流れこんではいなかった。

氷河内部における水の流動速度を知るため，地下水において一般に行なわれているように，穴の水を排水した後の水面の上昇速度の測定を行なった。測定方法は氷を浮きとして用い，8日には深さ470cmより1時間半，3分おきに，9日は深さ320cmより3時間，3分おきに水位の測定を行なった（第5図）。



第5図　ボーリング孔にたまった水の水位上昇

地下水理論で用いられている式を用いて透水係数を求めてみた。

オーガー孔法（Kirkham 1954）[9]によれば，透水係数 k (cm/sec) は次の式で求められる。

$$k = 0.617 \cdot \frac{r}{S \cdot d} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

ここで r は孔の半径 (cm)，d は地下水位下に掘られた孔の深さ (cm)，Δh は時間 Δt 秒間に上昇する水位 (cm) である。又 S は d, h, r より求められる値である。観測より得られた値を導入して求められた透水係数は，6×10^{-6} cm/sec であり，地盤の透水係数と比較すると，氷河は締ったシルトの値に相当している。

VI. ま と め

1968年3月，ジュノー近郊のメンデンホール氷河において，氷河氷の電気伝導度の測定及び氷河内部における水についての研究を行なった。氷は単結晶氷が用いられ，試料としては，氷河を横切って氷河の流れに垂直な線上5地点及びボーリングで得られた長さ7mのコア試料が用いられた。

氷河氷は電気的に2つの群に分類された。即ち流れの早い（20 cm/day）氷河の中央部分の氷と，流れの遅い（6 cm/day）氷河の端の氷に分けられた。氷河の中央部分での氷は氷河の端の氷よりも電気伝導度が大きく不純物含有量は約5倍多いと評価された。

コア試料氷については，電気伝導度の値は変動を伴いながら深くなるにつれてその値が減少し，氷河表面より深さ，2 m, 4.5 m, 7 m の各地点で氷の電気伝導度の極小値が観測された。この極小値の観測された層は，氷は粒径の細かい層に対応していた。

ボーリング孔には水が浸透してきたが，その水位の上昇速度から透水係数が求められた。透水係数は 6×10^{-6} cm/sec であり地盤の透水係数と比較すると，氷河は締ったシルトと同じ値を示した。

この調査に用いた大部分の費用は，文部省海外学術研究費（北極水圏学術調査，1968年代表者，名古屋大学・樋口敬二教授）から支出された。

この調査を行なうに当り次の方々にお世話になった。厚く御礼申し上げる次第です。

合衆国林野庁トンガス国有林監督官，リル・ジャック氏，同メトキャフ氏，同イワン・サンダース氏，アル・アンダーソン氏，西本次郎氏，ケン・バゼル氏，ウイリウム・ノートン氏，伏見碩治氏，アラスカパルプ株式会社。

この論文を書くに当り色々御助言を下さった中尾欣四郎博士に深く謝意を表する次第です。又トレースをして下った永山修さんにお礼を申しあげます。

文 献

1) Higashi, A. 1966 Ice crystal growth in a temperate glacier in Alaska. *In* Physics of Snow and Ice, Part 1. (H. Ôura *ed.*), Inst. Low temp. Sci., Sapporo, 409–430.
2) Takahashi, T. 1966 Thermoelectric effects of ice. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 74–79.
3) Queille-Lefèvre and others 1959 Premièr essai de mesure électrique d'épaisseur d'un glacier. *Ann. Géophys.*, **15**, 564–567.
4) Keller, G. V., and Erischknecht, F. C. 1960 Electrical resistivity studies on the Athabasca glacier, Alberta, Canada. *J. Res. Nat. Bur. Stand.* **64**, 439–448.
5) Vögtle, K. 1967 D. C. resistivity Soundings on Devon Island, N.W.T., Canada. *J. glaciol.*, **6**, 635–642.
6) Chailou, A., and Vallon, M. 1964 Étude de la zone corticale des glaciers tempérés par Prospection électrique, owec un Potentiomètre dimpédance d'entrée infinie. *Ann. Géophys.* **20**, 201–205.
7) Röthlislberger, H. and K. Vögtli 1967 Recent D.C. resitivity soundings on Swiss Glacier. *J. glaciol.* **6**, 607–621.
8) 若浜五郎・高橋 劭 1969 アラスカの雪氷調査．低温科学，物理篇，**27**, 195–212.

9) Kirkham, Don. 1954 Measurement of the hydraulic conductivity of soil in place. Symposium of Permeability of Soils, ASTM Special Technical Publication. **163**, 86–89.

Summary

Measurements of the electric conductivity of single crystals of ice collected at the Mendenhall glacier in Alaska were carried out in May, 1968. The water permeability through glacier ice was also calculated.

Single crystals of ice were used for the measurements of the electric conductivity. These single crystals of ice were collected at the five different sites of the surface of the glacies, A, B, C, D, and E transversing the lower part of the galcier as shown in Fig. 1. In order to know the vertical profile of the electric conductivity, ice core of 7 cm in diameter and 7 m in length was drilled.

The electric conductivity σ, was calculated by the use of the following equation,

$$\sigma = \varepsilon_0 \varepsilon'' \omega ,$$

where ε'' is the dielectric loss, ω is the frequency and ε_0 is the constant value. Measurements were all done at the temperature of -4°C. The results obtained were shown in Fig. 3. The electric resistivity extraporated to the zero frequency was in the order of 10 MΩ/m and this value was equal to those obtained by others macroscopically at other temperate glaciers.

Glacier ice was able to be divided into two groups with respect to the electric conductivity. The ice samples collected at the site having high flow velocity of the glacier (20 cm/day) had a higher electric conductivity than the ice samples collected at the site of low flow velocity.

The vertical distribution of the electric conductivity of ice was shown in Fig. 4. The electric conductivity decreased its value in wave shape with depth. Three layers were identified from the point of the electric conductivity; 0–2 m, 2 m–4.5 m, 4.5 m–7 m. The ice having low electric conductivity corresponded to the ice layer of small grains of ice.

Liquid water percolated through the glacier ice and filled the drilling hole. Water level in the hole was measured from the depth of 450 cm for 90 minutes in every three minutes and from the depth of 320 cm for 180 minutes in every three minutes (Fig. 5). The velocity of the increase of the water level was 60 cm/hour at the depth of 450 cm and 40 cm/hour at the depth of 250 cm (Fig. 5).

The Kirkham's formula was used to calculate the coefficient of a permeability, K, of glacier ice,

$$K = 0.617 \cdot \frac{R}{SD} \cdot \frac{\Delta H}{\Delta T} ,$$

where R is the radius of the hole, D is the depth of the hole from the final water level, ΔH is the increment of the water level within ΔT seconds. S is the coefficient which is determined from the value of R, H and D.

The calculated value of the coefficient of the permeabilty was 6×10^{-6} cm/sec. This value is equal to that of the compact silt.