



Title	氷床氷の含有空気量
Author(s)	中尾, 正義
Citation	北海道大學工學部研究報告, 125, 135-144
Issue Date	1985-03-29
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/41912
Type	bulletin (article)
File Information	125_135-144.pdf



[Instructions for use](#)

氷床氷の含有空気量

中尾正義

(昭和59年11月30日受理)

Total Gas Content in Deep Ice Cores

Masayoshi NAKAWO

(Received November 30, 1984)

Abstract

Polar ice sheets have undergone evolutions responding to the climatic change. Their variations in height can potentially be revealed by studying the total gas content in deep ice cores from the ice sheets. One can estimate, for a given ice, the elevation of its forming place, which represents the previous surface of the ice sheets. For the calculation, the pore close-off density, ρ_c is to be given as a known parameter. The value for ρ_c was determined by careful measurements on density and total gas content of shallow core samples recovered at three sites, extending over a range from 1200m to 2300m in elevation, in Mizuho Plateau, East Antarctica. The experimental results indicated that ρ_c increased with decreasing temperature at close-off, which accounted for almost half of the dependence of the total gas content on elevation. Future problems on the total gas content have also been discussed.

1. はじめに

極地氷床は地球規模の大気大循環の中で冷源として重要な役割を果たしている。従って、極地氷床の変動は全地球的な気候変化を引き起こすし、また逆に、気温の上下、降水量の多寡に代表される気候変化が氷床の変動を引き起こす。氷床の変動はまた海面レベルの変化をも生ずるので、現在の海面を基準として測定されている地殻変動の記録を長い地質年代にわたって解読するためには、氷床変動の時代的経過を明らかにすることが必要である。

気候・氷床変動の歴史を解明する手段として、最近、氷床氷コアの解析が脚光を浴びてきた。氷床氷は、氷床上に年々降り積った雪が圧縮変化したものであるが、この過程は非常に緩慢かつ連続的におきる。現在南極とグリーンランドにある大氷床では数万年乃至数十万年以前に形成された氷が氷床深部に存在していることが明らかになってきた。従って、深さ2000~3000mにもおよぶ氷床を底まで掘削して氷コアを回収すれば、その中には過去数十万年に亘る気候・氷床変動の記録が残されていることになる。

氷床氷コアの解析で先ず成功を取めたのは、氷床表面における気温変動が過去数十万年にも亘って復元されたことである。氷を構成している酸素や水素の同位体組成比は、その氷が水蒸気から形成された時、つまり水分子の相変化が生じた時の温度によって決まる。このことの反映とし

て、氷床上のある場所に降ってくる雪粒を構成する水分子の同位体組成比は、その場所の地上気温と非常に良い相関がある^{1),2),3)}。このことを利用して、氷床氷コアの同位体組成比(以下 $\delta^{18}\text{O}$ と記す)を分析することによって、その氷を作った雪が氷床上に降ってきた当時の気温が推定できた次第である⁴⁾。

しかし、 $\delta^{18}\text{O}$ による気温変化の解釈には次のような問題がある。氷期には氷床が拡大していたと考えられるから、当然当時の氷床の高度も高かったであろう。高度が高いところに降る雪は当然気温の低い大気中で生成される。従って、同位体組成比から求めた気温の時代的变化には、氷床の高度変化に起因する部分も含まれていることになる。つまり、 $\delta^{18}\text{O}$ の示す気温変化そのままが全地球的な温度場の変化を示しているとは考えられないということである。

そこで、氷床高度の時間変化を独立に推定できる手法の開発が強く望まれた。そして登場してきたのが、氷の含有空気量の測定である⁵⁾。その原理について次節に述べる。

2. 氷床氷の形成高度と含有空気量

氷床上に推積している雪は、さらにその上に積る雪の荷重によって圧縮され、沈下と共に次第に密度が増加してくる。この圧密過程で、雪粒子間の空隙は時間とともに減少し、遂には外界との通気性を失う。通気性の有無が雪と氷との違いであり、通気性が無くなった時、雪が氷に転化した、つまり氷化したという。氷化が完了した時、雪粒子間の空隙はすべて独立気泡として氷の中に取り込まれる。

この時の氷の見かけの密度を ρ_c (氷化地点の温度と気圧における)とすると、単位質量の氷に含まれる空気の体積 a_c は

$$a_c = \frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\gamma_c}$$

と表わされる。ここで γ_c はその温度における純水の密度である。これを標準状態(0°C, 1気圧)での体積 R_0 に変換すると

$$R_0 = \left(\frac{p_c}{T_c}\right) \left(\frac{T_0}{p_0}\right) \left(\frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\gamma_c}\right) \quad (1)$$

となる。ここで、 $T_0=273.15\text{K}$ 、 $p_0=1$ 気圧であり、 T_c と p_c はそれぞれ雪が氷化する場所での温度と気圧である。(1)式で写えられる R_0 を含有空気量(Total gas content)と定義する。

通常の状態では、含有空気量は着目している氷の流動や変形に無関係な保存量と考えられる。従って、氷床内の任意の場所で採取した氷試料中の含有空気量を測定することによって、この氷が氷化した場所に関する情報を得ることができる。すなわち、(1)式を変形した

$$p_c = R_0 T_c \left(\frac{p_0}{T_0}\right) / \left(\frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\gamma_c}\right) \quad (2)$$

によって氷化地点の気圧を知ることが出来れば気圧測高式によりその場所の高度が得られる。この式の右辺にでてくる純水の密度 γ_c は、温度と圧力の関数であるが、雪が氷化する場所の違いによる程度の圧力変化の範囲では、温度 T_c のみに依存すると見做すことができる。 R_0 は直接測定によって求められるので、雪が氷化する時の密度 ρ_c さえわかれば、 T_c を与えることによって p_c が求まることになる。

任意の地点における気圧は、短期的に見れば変化しているが、雪の氷化現象に対応する数十年から数千年⁶⁾という時間スケール内では、その地点の高度のみに依存する。その依存性は気圧測高

式で与えられる。そこで p_c を知ることで、氷化が起きた場所の高度が知られることになる。気圧測高式が氷期と現在では違うということも考えられなくはないが、ここではこれを不変と仮定して計算する。

ところで、上に述べてきたように、氷の形成高度を求めるための前提となっているのは、その場所の温度 T_c とその時の密度 ρ_c とがわかっているということである。 T_c に関しては、前節で述べたように、氷を構成している酸素や水素の同位体組成比を求めることによってその値を推定することができる。従って、問題となるのは氷化密度 ρ_c である。

氷の含有空気量に関する研究が開始された頃は、 ρ_c は場所によらず一定であると考えられていた⁷⁾。しかしこの仮定はかなり問題を含んでいる。氷床表面での堆積速度の大小によって氷化の深度は変化するし、雪粒が互にくっつき合う焼結速度も大きく温度に依存する。従って、 ρ_c は堆積速度や温度によって変化することが予想される。そこで、含有空気量の測定によって、その氷が形成された高度を推定するためには、 ρ_c を変化させる要因を調べなければならないことになる。

3. 氷化密度と含有空気量

3.1 雪の氷化密度

前節において、氷化密度 ρ_c とは雪が通気性を失って氷に転化したその時の密度であると考えた。ある地点における雪の氷化密度は、比較的浅層の雪・氷コアの深さ別の試料について、通気抵抗を測定することによって推定することができる⁸⁾。すなわち、通気抵抗の深度分布から、その値が零となった深度の試料の密度を測定して、これをもって ρ_c とするのである。しかし、通気抵抗は指数的に零に近づくため、実際上ははっきりと氷化深度を決めるにはかなりの誤差を伴うし、又、以下に述べる理由によって、上記の方法で求めた値をもって ρ_c とすれば不都合が生じる。

氷化は積雪がある深さに達したとき、あるいはある密度に達した時突如起きるのではない。“雪”の中の最後まで外気とつながっていた空隙が外界との連結を絶たれて気泡として孤立したとき氷化が完成するが、それ以前に一部の空隙は既に独立気泡として氷化しつつある“雪”の中に存在する。早目に孤立した気泡は、氷化が完成する以前に、周辺を囲む氷を媒体として上方の雪の荷重で圧縮されており、その内圧はその場所での気圧よりも高いであろう。即ち、氷化が完成したときの気泡の平均的内圧は、表面とつながっていた空隙内の気圧より少し高い可能性がある。従って、(2)式で与えられる p_c は、この式の中の ρ_c を氷化が完成したときの氷の密度にとると大きすぎる値をとり、 p_c からその場所の高度を推定することはできないことになる。

(2)式の p_c が氷化がおきる場所の気圧に等しいという条件を満足する氷化密度 ρ_c をどのように決定すれば良いのだろうか。実はこれには極めて簡単な方法がある。ある与えられた試料について(1)式と同様に

$$R_t = \left(\frac{p_s}{T_s} \right) \left(\frac{T_0}{p_0} \right) \left(\frac{1}{\rho_t} - \frac{1}{\gamma_t} \right) \quad (3)$$

が与えられる。ここで、 ρ_t は試料の密度、 γ_t は ρ_t を求めた温度での純氷の密度、 p_s 、 T_s は試料内の気泡圧と温度である。含有空気量の保存則から $R_t = R_0$ とおいて(1)式と組み合わせ、 ρ_c について解くと、

$$\rho_c = \frac{\gamma_c}{\left(\frac{p_s}{T_s} \right) \left(\frac{T_c}{p_c} \right) a_s \gamma_c + 1} \quad (4)$$

が得られる。ここで

$$a_s = \frac{1}{\rho_t} - \frac{1}{\gamma_t}$$

である。(3)式を使って(4)式をさらに書き直すと

$$\rho_c = \frac{\gamma_c}{\left(\frac{p_0}{T_0}\right) \left(\frac{T_c}{p_c}\right) R_t \gamma_c + 1} \quad (5)$$

つまり、前節では、氷化高度が未知の試料について、 R_0 から p_c を求めるには ρ_c がわからなければならないことを述べてきたが((2)式)、ここでは逆に、 p_c がわかっている試料について試料の含有空気量 R_t を求めれば、そこから、 ρ_c が求められることになる。この場合、氷化の場所(高度)がわかっている試料を用いる訳であるから T_c も勿論既知である。

試料としては、氷化が完成した後の試料(氷化深度よりも深い場所の試料)を用いれば良い。但しなるべく現在の氷化深度に近い場所から採取したものであることが望ましい。なぜならば、現在氷化が起きている条件(温度や高度)と測定する試料が氷化した時の条件とが等しくなければならぬからである。

流動中の氷床部分からコアが採取された場合には、上記の注意に加えて、深い方のコアは現在地より上流側で氷化したということを考えて氷床の高度に対し補正を施す必要がある。要するに、我々は氷の含有空気量を最も基礎的な量と考えて、その精密な測定を行うことが必要になる。

3. 2 含有空気量の測定

測定は融解法⁹⁾で行った。これは、空気と水で充分飽和したケロシン中に試料を入れてそれを融かし、析出してきた空気をビュレット中に導いてその体積を測定するという方法である。その体積を標準状態での値に換算してやれば良い。測定時の温度はビュレット上部の熱伝対で測定し、圧力は、測定時の室内気圧にビュレット上部にたまった空気中の水蒸気圧、ケロシンの蒸気圧、ビュレット内外でのケロシンのレベル差などの補正を加えて求める。また、試料が融けた融水中に溶け込んだ空気の量も、滴定分析によって求め、ビュレット内部の空気の量に加えてやる。後述の我々の最近の測定では融水中の溶解空気量は融水(あるいは試片氷)の1kg 当り11cm³と推定され¹²⁾、この数値が用いられた。以上の方法で、原理的には試料氷の含有空気量が求められるわけであるが、さらに試料の表面効果を検討しておく必要がある。

いま気泡が一様に分布した氷試料を考えよう。試料を切り出した切り口によって、一部の気泡は切断される。気泡は部分的に試料中に残っている訳だが、上述の方法で空気を集めると、切り口を持つ気泡中にはケロシンが侵入してきて、そこに本来閉じ込められていた空気は全く検知されないことになってしまう。特に試料の表面積がその体積に比べて大きい場合(試料の大きさが小さい場合や薄板状の試料しか切り出せないような場合)には、この効果が大きい。真の含有空気量を求めるには、表面に開口している気泡中に存在していた空気量を、上記の測定空気量に加えてやらなければならない。逃げた空気の量を算定するには、表面開口気泡の総体積とその内庄とがわかれば良い。

ここで、試料の密度に着目してみよう。氷の密度測定には種々の方法があるが、ここでは浮力法⁹⁾¹⁰⁾による測定を考える。この方法は、アルキメデスの原理を利用するものである。試料の重さを、空気中とある種の液体(通常2・2・4トリメチルペタンを使用する)の中とで測定し、空気の密度 ρ_a と液体の密度 ρ_l との差を利用して試料の体積 V と質量 M とを求めるもので、試料の

密度 ρ_s は以下の式で与えられる。

$$\rho_s = \frac{M}{V} = \frac{\rho_t W_a - \rho_a W_t}{W_a - W_t} \quad (6)$$

ここで W_a, W_t はそれぞれ空中及び液体中での試料の重さである。この場合も上述の含有空気量測定の時と同様に、表面によって一部を切り取られた気泡のふんだけ、真の密度とは異った値が得られる。

いま、真の密度、測定による密度をそれぞれ ρ_t, ρ_s 、表面に切り口を持つ気泡の総体積を v 、試料の体積（これには表面気泡の体積を含めない）を V 、質量を M とすると

$$M = \rho_s V = \rho_t (V + v) \quad (7)$$

が成立する。 v が試料の表面積 S に比例するとしてその比例係数を α （長さの次元をもつ）と書いて(7)式を書き直すと

$$\frac{V}{S} = \left(\frac{1}{\rho_t} \right) \left(\frac{\rho_s V}{S} \right) - \alpha \quad (8)$$

となる。従って、試料の大きさ (V/S) を変えながら密度の測定をくりかえせば、 V/S と $\rho_s V/S$ との間に直線関係が得られる (図1)。その傾きと切片から ρ_t と α つまり $v (= \alpha S)$ とを求めることができる。

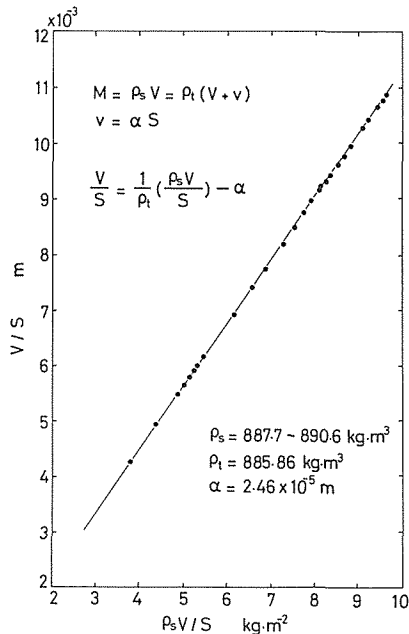


図1 試料の大きさを変化させながら密度 ρ_s を測定することによって、真の密度 ρ_t を求めることができる。図の直線の傾きからは ρ_t が、縦軸との切片からは表面補正係数の α が求まる。

また、今着目している試料に関して(2)式と同様に

$$p_s = R_s T_s \left(\frac{p_0}{T_0} \right) / \left(\frac{1}{\rho_s} - \frac{1}{\gamma_s} \right) \quad (9)$$

が成立するので、これから試料中の気泡の内圧 p_s を求めることができる。表面に切り口を持つ気泡の内圧も p_s であったと考えてもおかしくない。(9)式で注意したいのは、右辺に ρ_t ではなく ρ_s を用いること、また R_s は試料氷から実際に集めた空気量であること(勿論、融水中の溶存空気は補正済)である。つまり、(9)式は、切り口のある表面気泡を含まない試料(体積にして V) についての関係式になっているということである。

こうして求めた v と p_s によって R_s を補正して、真の含有空気量 R_t を求めることができた。求めた R_t から(5)式を用いて氷化密度 ρ_c を求めることができる。

4. みずほ高原の氷化密度と含有空気量

1972年から1980年にかけて、東南極みずほ高原地域の海岸付近から南極氷床内部にわたる3地点で100m前後の氷床コア試料が採取された。この地域は、高度にして1,200mから2,300m、年平均気温は -20°C から -35°C の範囲に拡がっており、また年間堆積量も沿岸付近で約 $200\text{kg}/\text{m}^2$ 、内陸部で約 $70\text{kg}/\text{m}^2$ と、大きな幅を持っている¹¹⁾。このように異なる条件下にある各地点での氷コア試料を解析することによって、雪が氷化する密度 ρ_c が温度、高度などのパラメーターに如何に依存するかを決定できた。また同時に、直接、含有空気量の氷化高度依存性もみることができた。

みずほ高原各地で採取された試料から得た ρ_c をその場所での平均温度について目盛ったのが図2である¹²⁾。但しここでは ρ_c の代りに便宜的に a_c で表現してある。図から明瞭にわかるように、 a_c (もしくは ρ_c) は定数とは考えられず、温度 T_c に強く依存している。

図2には、南極氷床やグリーンランド氷床各地で求められた a_c の値をまとめた Raynaud and Lebel¹³⁾の結果も同時に比較してある。全体的に傾向は、彼等の結果も、みずほ高原域に関する我々の結果もほぼ一致していると見て良いだろう。しかし、我々の測定結果の方が a_c をやや大きめに見積っている。

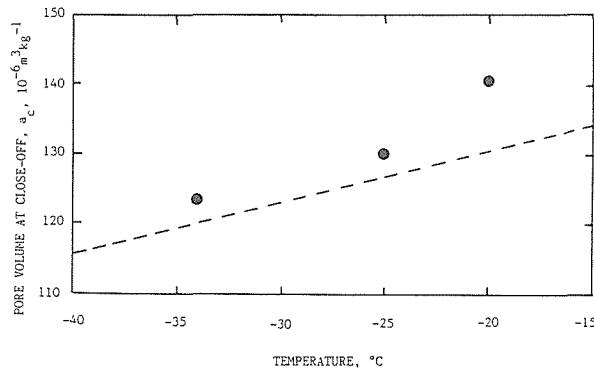


図2 単位質量の水に含まれる全気泡の体積 a_c と氷化地点の温度 T_c との関係。黒丸がみずほ高原での測定値。破線は Raynaud and Lebel¹³⁾ が得た結果である。

この原因は、表面効果の見積りの違いと考えられる。というのは、我々の測定結果を表面効果の補正を行わないで示すと、彼等の結果とほぼ一致するからである。Raynaud and Lebel は、表面効果の補正については全く触れていないが、別の論文¹⁴⁾からの推定では、試料中に分布している気泡は一様に分散し且つ球形であると仮定して、表面に切り口をもつ気泡中の空気量を補正しているようである。我々も全く同様の考察を行ったが、それでは実験的に得られた表面補正のあるいは失われた表面体積 $v (= \alpha S)$ の補正には不足であった。多分用いた試料の気泡がまだ十分に球形化しておらず、そのために逃げた空気量を小さく見積っているのだらうと考えられる。

いままで述べてきた測定では、氷化密度 ρ_c (あるいは a_c) を求める過程で、氷化密度に近い深度の試料 (つまり最近形成された氷) の含有空気量 R_t をも求めた。これを各高度に対して目盛れば、最近の気候条件での含有空気量の高度依存性を知ることができる。それが図3である。ここでも Raynaud and Lebel¹³⁾の結果を同時に示した。含有空気量 R_t の場合も、全体的には我々の結果と彼等の結果とほぼ同じだが、表面効果の補正ぶんだけ、彼等の方が R_t を少なく見積っているようである。

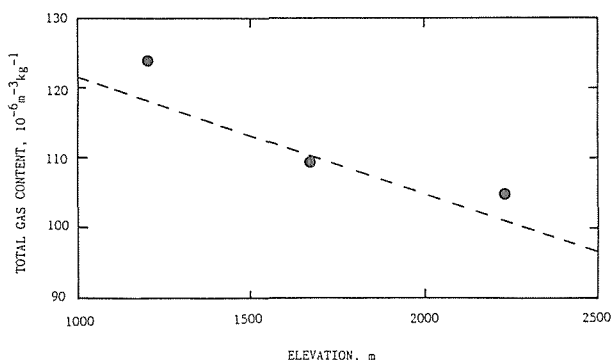


図3 含有空気量の高度依存性。黒丸がみずほ高原での測定値。破線は Raynaud and Lebel¹³⁾が得た結果である。

図2と図3の結果を総合して、気温のてい減率を考慮すると以下のようなことが言える。含有空気量の高度依存性のうち、約半分は高度の増加 (温度の低下) とともに氷化密度が増加するためであり、後の半分が、高度変化に伴う気圧変化 (これには気温変化も含む) のためである。

現在、日本南極地域観測隊の手によって、東クィーンモードランド雪氷研究計画 (以下東ク計画と略す。研究代表者：東晃北大工学部教授) が実施に移されている。この中で、みずほ高原の9地点から100m程度の掘削コアが回収される予定である。うち3本は既に日本に運ばれて解析の準備が進められている。掘削予定地点のうち最も高度が高い場所は標高3,600m以上であり、平均気温も -50°C 以下であると予想されている。このように幅広い環境で形成されたコア氷を解析することによって、氷化密度の温度依存性が含有空気量の高度依存性をより広範囲に亘って決定できるであろう。

同じく東ク計画で、1983年に400m、1984年に700mの中層掘削コアがみずほ基地 ($70^{\circ}42'\text{S}$, $44^{\circ}20'\text{E}$, 標高2,230m) で採取された。700m深ともなると、最終氷期に形成された氷に相当することはほぼ確実で、約1万年ないし2万年以前から現在に至るまでの氷が回収されたことになる。このコアの含有空気量を測定することによって、過去1~2万年以前から現在に至るまでの、氷床高度の変動を復元することができるであろう。

ところがここに問題がでてきた。みずほ基地での中層掘削には熱式ドリルが使用された。ヒーターによって氷を融かして掘削する方法である。この方式では、掘削時の熱ショックによってコアに多数のクラックが入ってしまう(図4)。クラックが入ったものは、含有空気量測定には使用できないので、試料はクラックを避けて切り出さなければならない。クラックの間隔は数 mm 程度しかないので、試料の厚みも数 mm 以下のものにならざるを得ない。試料の大きさがこのように小さなものになると、前節で述べた融解法では測定精度がかなり悪くなる。そこで我々の研究室では、測定精度を上げるために現在次のような装置を開発中である。

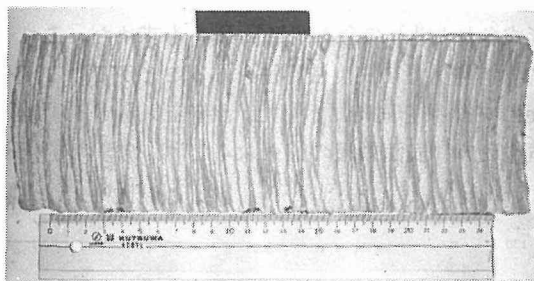


図4 みずほ基地で、熱式ドリルによって採取された氷床コア。深度137.34m (左) -137.05m (右)。撮影：成田英器氏。

真空に引いた容器の中に氷試料を入れ、融点以下の温度に保ったままで試料を破壊することによって内部に閉じ込められていた空気を開放する。そして、その時の圧力上昇を測定することによって含有空気量を求めようというものである。この方法を用いると、融解法よりも約1桁精度が良くなるため、みずほ中層コアから切り出す小片試料でも充分測定可能になるであろうと期待している。

5. おわりに

含有空気量の測定は気候・氷床変動の解明に重要な意味をもっている。氷床コアの解析で同位体組成比を知ることによって、過去から現在に至る気温変化を復元するという大きな成果があがりつつあることは既に述べた。得られた気温変化のデータから地球規模の気候変動を考察する時には、含有空気量測定によって氷床の高度変化を知ることが不可欠であることも既に述べた。

氷試料から空気を採取して含有空気量測定を行ったあと、さらに成分の分析を行えば、又別の重要な情報を得ることができる。氷の中にはその氷が形成された時の過去の大気が封じ込められているからである。なかでも空気中のCO₂の濃度は、CO₂の傘が一種の温室効果をもたらすために気候変動の重要なパラメーターとして特に注目を集めている。氷床コアの解析から、大気中のCO₂濃度は氷期には現在の半分しかなかったのではないかというような報告¹⁵⁾も既にではじめた。CO₂は多量に水に溶け込むことができるため、試料としての空気を氷から集める時に水が存在してはいけぬ。この意味でも、従来の融解法に代って融点以下の温度に保ったままで空気を氷から採取することができる新しい装置の完成が待たれる。

含有空気量の測定は、氷床の動力学研究にも重要な役割を果たす。氷床氷の粒子経路線の復元に基本的なデータを提供するからである。つまり、含有空気量の測定によって与えられた氷試料

が形成された高度が推定できるということは、粒子経路線をさかのぼって、形成場所の推定につながる。このことは、計算機シミュレーションによって氷床の変動を研究する際に基本的なデータを提供することになる。実際に、同位体組成比から得た温度と含有空気量から得た氷床変動のデータを用いた数値実験も、最近活発に行われるようになってきている¹⁶⁾。

最近、南極氷床の裸氷域で多量の隕石が発見、採取されるに至った¹⁷⁾。これら隕石は、氷床上の涵養域に落下したものが氷の流動によって運ばれ、裸氷域（消耗域）で長年に亘って集積されたものだと考えられている¹⁸⁾。ほぼ定常的に、かつ一様に隕石が落下したと考えると、裸氷域で発見された隕石の数や集積に要する年代から、隕石を氷中にとり込んだ涵養域の面積が大略推定できる。ところが現在の氷床の流動状態からの推定では、隕石が多数分布している集積域の水を涵養しているのは、上の計算結果よりも遙かに小さな面積だということになってしまう。この矛盾を説明するためには、隕石の落下が時間的、空間的に集中して起きたと考えるか、あるいは、氷床流動の様子が現在とはかなり違っていた（より広範囲から問題の裸氷域に氷が流れ込んできていた）と考えるかであろう。この問題の解決にも、含有空気量の測定は有力な情報を提供する。裸氷域の氷の形成高度を推定することによって、氷の流動モデルが妥当なものか、あるいはモデルから予測される高度よりも遙かに高い高度から流入した氷であるかを定めることができるからである。

以上述べてきたいくつかの例からもうかがわれるように、極地水の含有空気量は、気候・氷床変動に関して多くの知見をもたらす。しかし、気候・氷床変動を明らかにするためにはひとり含有空気量のみならず、他の多くの研究を含めた総合的視点から研究を進めなければならない。前述した同位体組成比の分析をはじめ、イオン分析、固体粒子分析、火山灰分析、花粉分析、さらに氷の力学物性、電気物性の研究などである。さらに、氷の絶対年代測定手法を確立することも主要な研究項目となる。これらの研究が進展すれば、過去の気候・氷床変動の歴史を解明することにとどまらず、計算機シミュレーションの手法なども含めて将来の予測にまで発展していくであろう。

氷床水の掘削は、その技術確立が遅れ気味であったことも手伝って、現在までグリーンランド氷床、カナダのアイスキャップ、南極氷床などで各々数ヶ所づつしか行われていない。氷床氷の解析による気候・氷床変動の研究はいままさにその端緒についたばかりであると言えよう。しかし、最近の掘削技術の進歩と相俟って、今後、急速に進展する分野であることは間違いない。

最後に、本稿は応用物理学科東 晃教授の助言で大幅に改良されたことを記して謝意を表したい。

参考文献

- 1) Robin, G. de Q.: The Climatic Record in Polar Ice Sheets, (1983), pp.180-195, Cambridge Univ. Press
- 2) 樋口敬二, 渡辺典亜, 加藤喜久雄: 科学, 47 (1977), pp.630-636
- 3) Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Grundestrup, N.: Medd. Groenl., 197 (1973), 2, pp.1-53
- 4) Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B. and Langway, C. C. Jr.: Nature, 235 (1972), pp.429-434
- 5) Raynaud, D., Lorius, C., Budd, W. F. and Young, N. W.: J. Glaciol., 24 (1979), pp.103-115
- 6) Schwander, J. and Stauffer, B.: Nature, 311 (1984), pp.45-47
- 7) Raynaud, D. and Lorius, C.: IAHS Publ. No. 118, (1977), pp.326-335
- 8) Maeno, N., Narita, H. and Araoka, K.: Memoirs NIPR, Special Issue, No. 10, (1978), pp.62-76
- 9) Langway, C. C. Jr.: IASH Publ. No. 47, (1958), pp.336-349
- 10) Nakawo, M.: Building Research note, DBR NRCC (1980), pp.1-8
- 11) Shimizu, H., Watanabe, O., Kobayashi, S., Yamada, T., Naruse, R. and Ageta, Y.: Memoirs NIPR,

- Special Issue, No. 7, (1978), pp.264-274
- 12) Higashi, A., Nakawo, M. and Enomoto, H. : Memoirs NIPR, Special Issue, No. 29, (1983), pp.135-148
 - 13) Raynaud, D. and Lebel, B. : Nature, **281** (1979), pp.289-291
 - 14) Raynaud, D. : The Climatic Record in Polar Ice Sheets, (1983), pp.79-82, Cambridge Univ. Press
 - 15) Delmas, R. J., Ascencio, J. -M. and Legrand, M. : Nature, **284** (1980), pp.155-157
 - 16) Janssen, D., Budd, W. F., Campbell, J. A. and Young, N. W. : The Climatic Record in Polar Ice Sheets, (1983), pp.123-179, Cambridge Univ. Press
 - 17) Yanai, K. : Catalog of Yamato Meteorites, (1979), pp.1-188, National Institute of Polar Research
 - 18) Nagata, T. : Memoirs NIPR, Special Issue, No. 8, (1978), pp.70-92