氷床コアと古環境

藤 井 理 行*

Polar ice core and palaeo-environment

Yoshiyuki FUJII*

Abstract

In recent years it has become obvious that two large ice sheets in Antarctica and Greenland are most ideal medium for past some 100 k year record of global climate and environment. Compared with deep-sea sediment, polar ice core has some following advantages as record medium for palaeo-environment.

- 1) High resolution because of high accumulation rate,
- 2) High Accuracy because of inactive chemical at ice sheet surface, and
- 3) Occlusion of air itself by the process of densification from firn to ice.

Recent polar ice core studies have revealed 100 k-year cycle of climatic change and the synchronism between Northern and Southern Hemisphere. French and Soviet co-studies on Vostok ice core suggest that CO₂ change have had an important climatic role during the late Pleistocene in amplifying the relatively weak orbital forcing. Thus ice core studies have provided fundamental information for the interpretation of glacial and interglacial climatic cycle. Furthermore, such studies on long term climatic changes basis on ice cores show the necessity of interdisciplinary interpretation on atmosphere-ocean-cryosphere climatic system and its relation to earth's orbital movement.

Climatic cycle shorter than 100 k-year shows regional characteristics. Hypsithermal, the warmest thousand years in Holocene appears in different ages; 8,000~4,100 years B. P. for Camp Century, Greenland core, 8,000~4,500 years B. P. for Byrd core, (9,000)~5,000 years B. P. for Mizuho core and 11,000~8,000 years B. P. for Dome-C core, Antarctica. So does "little ice age", the recent cold centuries. Polar ice cores reveal large volcanic eruption. Recent studies have suggested the climatic role of volcanic activities; The acidity of Byrd core indicates that a major volcanic event occurred for 150 years just when the transition period from the late glacial to the Holocene started.

Thus polar ice core studies release valuable informations on palaeo-climate and environment. However, further studies are requested for the detailed, quantitative and interdisciplinary interpretation of 10²~10⁵ year climatic variation with high quality deep ice cores. Japanese Antarctic Dome Program at the top of Dronning Maud Land, Antarctica and European Greenland Ice Program (GRIP) are expected to provide by-polar "standard" cores which will cover more than last climatic cycle.

* 国立極地研究所研究系雪氷部門

Division of Research, National Institute of Polar Research

I. 氷床は気候の化石である

南極とグリーンランドには、地球上の真水の90%以上を占める氷が存在している。氷床（ひょうしょう）と呼ばれる大陸規模の陸地をおおう氷河である。この南極氷床とグリーンランド氷床は、平均でそれぞれ2,450m, 1,515mの氷の厚さがあり、最も厚い所ではいずれも3,000mを越える。この氷は、数十万年から現在にいたる連続した氷でできており、地球規模の長期の気候変動のメカニズムを研究する上で、今、日本を含め各国の研究者が注目している。

氷床の内陸部は、夏でも融解が起こらず、融雪水の浸透による積雪の化学的性質の混合がない。このため、積雪は蓄積される過程で、さまざまな気候、環境情報を保存することになる。図1は、この過程を模式的に示したものである。

雪や氷は、水素と酸素とからできているが、これらの安定同位体である重水素（D）や質量18の酸素（ ^{18}O ）の組成が、水の蒸発、凝結といった相変化の時の気温条件に大きく依存していることから、Dや ^{18}O の組成は、気候条件のうち気温情報を示すことになる。

大気中には、火山、海洋、砂漠、森林などさまざまな起源をもつ物質が存在している。こうした物質は、エアロゾルやガスなどの状態で大気中を輸送される。エアロゾルなどの物質は、ドライフォールアウトや降雪粒子あるいは地吹雪粒子によるウォッシュアウトというプロセスで氷床に雪とともに蓄積される。物質の輸送過程は、大気大循環パターンや低気圧擾乱の発生頻度や暴風圏での降水による除去など気候学的な状態を反映する。

大気にはチッ素79%、酸素20%、その他微量気体成分としてアルゴン、水蒸気、炭酸ガス（二酸化炭素）、

図1 さまざまな環境起源の物質が大気の諸過程を通じて極域氷床に記録される様子を示した模式図。

Fig. 1 Schematic processes of environment recording in polar ice sheets.

このように、氷床コアの化学分析、同位体分析そしてガス分析などにより過去の気候や環境を復元することができる。図2は、コアの分析項目とそれにより得られる気候・環境情報をまとめたものである。ただし、これは雪の堆積が通年あり、季節変化が保存されるという前提に立っている。

[illegible]

Fig. 2 Informations of palaeo-environment revealed by ice core analyses (STAUFFER 1983).

1. 酸素同位体による気温の復元

降水の主要な水蒸気源である海洋では、水を構成する酸素と水素の同位体の構成が場所によらずほぼ一定で、 H_2^{18}O 、 HD^{18}O および H_2^{16}O の割合は、99.77%、0.03%、0.20%である。しかし、こうした同位体構成は、蒸発や凝結など水の相変化に伴い変化する。そして、その割合は、相変化の時の温度に大きく規定されるが、海洋は蒸発量を無視できる質量をもつので、その同位体構成はほとんど変わらない。

降水の酸素同位体組成は、天然での同位体比 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の変動が小さいため、標準海水（SMOW）中の同位体比からのずれが質量分析計により測定され、次のように千分率（‰，パーミル）で表わされる。
 $\delta^{18}\text{O}$ はデルタ-オー-エイティーンと読む。

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{試料}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad \dots\dots\dots (1)$$

水循環過程での酸素同位体の分別の様子を、模式的に考えて見よう（図3）。ここでは、全て平衡状態における同位体の分別を考える。また、分別定数は本来温度が下がるとともに大きくなるが、ここでは、1.01と一定を仮定する。海洋（ $\delta^{18}\text{O}=0$ ）から蒸発した水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ は、左記に述べた理由で-10‰の値をもつ。これが海面近くで凝結すると、逆の過程で $\delta^{18}\text{O}$ が0‰の降水となるが、海面から充分離れた上空で凝

図3 海洋から氷床への水循環過程で起こる酸素同位体の分別を示す模式図 (DANSGAARD *et al.* 1973)。

Fig. 3 Schematic process of fractionation of stable oxygen isotope during water cycle from the ocean to polar ice sheet (DANSGAARD *et al.* 1973)。

- b) 降水の $\delta^{18}\text{O}$ は、水蒸気の輸送過程によっても変わる。南極の昭和基地では、低気圧擾乱時には、低緯度側から ^{18}O に富んだ水蒸気が多量に輸送されるため、“重い”降水となる (加藤 1979)。
- c) 一降水雲では、降水は初期の段階で“重く”、次第に“軽く”なる。
- d) 降水を広域にみると、降水雲の移動経路に沿って次第に“軽く”なる。
- e) 降水は、一般に緯度や高度を増すに従い“軽く”なる。

このように、降水の $\delta^{18}\text{O}$ は、さまざまな過程で決まるが、氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ から過去の気温情報を得るには、降雪が堆積する過程や、堆積後の水蒸気の拡散による変化などを考慮に入れる必要がある。

南極のみずほ高原の標高1,700m から3,200m の地域は、ほぼ一年を通じて斜面下降風(カタバ風)が吹き、又、降雪量が少ないため、堆積の中断が頻繁に起こる。図4 (WATANABE 1978) は、10m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルを示したもので、堆積中断がしばしば起こる S122地点 (標高1,910m) では、 $\delta^{18}\text{O}$ の変動は表層部を除き極めて小さい。ここでは、8m 深ほどまで、しもざらめが発達していたので、変動の小さな $\delta^{18}\text{O}$ は、しもざらめ化に伴う水蒸気の昇華→(拡散)→凝結が繰り返した結果と考えられる。又、積雪の堆積中断が起こる所では、逆に堆積がどの時期に起きるかを知らなければならない。みずほ基地では、1976年から1980年までの毎日の雪尺測定から積雪は、2～3月によく起こるが、他の季節はほとんど起こらない (FUJII and OHATA 1982)。このことは、みずほコアの解釈では、2～3月の雪の $\delta^{18}\text{O}$ が重要になる。一方、年間積雪量が0.5～1.2m ある S18地点 (標高618m) では、S122地点とは対比的に、ほぼ $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化が保存されており、このサイクルを数えることにより雪の堆積年代を推定することができる。

このように、氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ は、気温情報の有力な解釈手段であるが、大気中での水蒸気の輸送過程や降水の生成過程そして、堆積過程や堆積後の積雪変態などの諸々の過程によって決まるため、 $\delta^{18}\text{O}$ から気温への読み換えは経験的な関係が用いられる。

図5は、みずほ高原の標高600m から3,400m の範囲にわたる2m ピットと10m コアの $\delta^{18}\text{O}$ の平均 (WATANABE *et al.* 1988による) と、その地点の年平均気温を与える10m 雪温 θ との関係を示したものである。しもざらめ化が顕著に起きている S122地点を除くと、 $\delta^{18}\text{O}$ の平均値と10m 雪温とはほぼ直線関係が認められ、

$$\delta^{18}\text{O} = 0.91\theta - 6.3 \text{ (‰)} \quad \dots\dots\dots (2)$$

結を始めると、凝結した雲粒子はより重く ($> -10\text{‰}$)、逆に水蒸気はその分より軽く ($< -10\text{‰}$) になっていくが、両者はその差が10‰で平衡に達する。すなわち、 $\delta^{18}\text{O}$ が -10‰ の水蒸気が凝結を起こし、平衡状態に達すると、水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ は -15‰ 、凝結した雨滴の $\delta^{18}\text{O}$ は -5‰ となる。凝結した雲粒子は雨滴としてただちに除去されると考えると、 $\delta^{18}\text{O}$ が -15‰ の水蒸気が残ることになる。こうした凝結、降水過程の繰り返しで水蒸気や降水の $\delta^{18}\text{O}$ は次第に軽くなってゆく。

降水の $\delta^{18}\text{O}$ について、一般的特性を示すと次のようになる。

- a) 降水の $\delta^{18}\text{O}$ は、主として水蒸気の凝結温度によって決まる (DANSGAARD 1964)。

夏の降水は“重く”、冬の降水は“軽く”なる。

又は,

$$\theta = 1.1\delta^{18}\text{O} + 6.9 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。

一方、東南極のデュモンデュルビル基地とポストーク基地の 850km の区間の48地点で、LORIUS and MERLIVAT (1977) は、積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と 10m 雪温 θ の間に次のような直線関係を得ている。

$$\delta^{18}\text{O} = 0.75\theta - 7.7 \text{ (}^\circ\text{‰)} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ROBIN (1983) は、南極とグリーンランドにおけるこれまでの研究例をまとめ、

$$\delta^{18}\text{O} = a\theta + b \quad \dots\dots\dots (5)$$

に対し、 $a = 0.7 \pm 0.3 \text{ }^\circ\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ および $b = 0 \sim -16 \text{ }^\circ\text{‰}$ (平均 $-9 \text{ }^\circ\text{‰}$) になることを示した。

2. 過去 1,000 年の気温変動

グリーンランドおよびカナダ北部デボン島の氷コアの 10 年平均 $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルを図 6 に示す。いずれも $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化のピークを数えることにより 3 年以内の精度で年代を決定してある。デボン島では、100 年周期の変動が見られるが、デボン島に近いグリーンランド北西部のキャンプセンチュリーコアには同じような傾向は見られない。キャンプセンチュリーの変動傾向は、グリーンランド南部の Dye-3 の傾向によく一致している。400 年前から 100 年前の約 300 年間続いた小氷期と呼ばれる寒冷期は、この 2 地点の $\delta^{18}\text{O}$ 記録に現われて

第 4 図 南極氷床みずほ高原における積雪量の少ない S122 地点 (右) と積雪量の多い S18 地点における積雪表層部の $\delta^{18}\text{O}$ 分布 (WATANABE *et al.* 1988)。

Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}$ profiles for pit samples from S112 (to the right) and S18 (to the left) with low and high snow accumulation respectively in Mizuho Plateau, Antarctica (WATANABE *et al.* 1988).

図 5 南極氷床みずほ高原における 2 m ピットと 10 m コアの平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値 (WATANABE *et al.* 1988) と年平均気温を近似する 10m 雪温との関係

Fig. 5 Relation of mean $\delta^{18}\text{O}$ value for 2m pit or 10m firn core (WATANABE *et al.* 1988) to 10m snow temperature in Mizuho Plateau, Antarctica.

図6 グリーンランドおよびデボン島の氷コアの10年平均 $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルによる過去1,000年の気温変動 (ROBIN 1983a)。

Fig. 6 An 1,000-year isotope climatic records revealed from Greenland and Devon Island ice cores (ROBIN 1983a).

いるが、他では明瞭でない。しかし、今世紀に入ってから急激な $\delta^{18}\text{O}$ の増加は、全ての地点で共通しており、北極圏で広範囲に気温の上昇があったことを示唆している。

DANSGAARD *et al.* (1975) は、Crete の $\delta^{18}\text{O}$ の変動傾向が、アイスランドとイングランドの気温の変動傾向と類似していることを示した (図7)。すなわち、西暦200年から1,300年頃までの温暖期、それ以降1,900年までの寒冷期とその後の温暖期などの比較的長期的変動のみならず100年以内の短期的変動にもよい相関が認められる。

3. 氷期・後氷期の気温

1) 北極圏

北極圏では、これまで数多くの雪氷コア掘削が行われ、そのうち5地点でのコアが10,000年以上前の氷期に達している。グリーンランド北西部のキャンプセンチュリーでは、1966年に基盤まで達する1,367mの氷床掘削が行われ、 $\delta^{18}\text{O}$ の詳細な記録が得られた (図8; DANSGAARD *et al.* 1971)。このコアでは1,060m 深まで $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化が認められ (VI. 2, 図23参照)、8,300年前までの年代が正確に決められ、1,060m 深より基盤までの氷床底部約300m の年代は、氷床の流動を考慮して決められた。 $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルは、最新のウィスコンシン氷期 (アルプスのヴェルム氷期に対応) を含む過去12万年間の気温の変化をよく再現している。この変化を DANSGAARD *et al.* (1971) は次のようにまとめている。

～73,000年前: $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルは、ブラバドス I (82,000年前)、II (10,300年前)、III (122,000年前) と呼ばれる海進期 (海面レベルの高い時期) によく一致しているが、89,000年前と108,000年前の寒冷ピークの解釈は不明である。

図7 グリーンランド, Crete コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルとアイスランド, イングランドにおける気温変化との比較 (DANSGAARD *et al.* 1975)。

Fig. 7 Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ profile for Crete, Greenland ice core with temperature change in Iceland and England (DANSGAARD *et al.* 1975).

図8 グリーンランド, キャンプセンチュリーコアの過去12万年の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル (DANSGAARD *et al.* 1971)。

Fig. 8 $\delta^{18}\text{O}$ in 200-year intervals along 1,376m deep core from Camp Century, Greenland. Tentative interpretations in European and American terminology are shown to the right and left respectively (DANSGAARD *et al.* 1971).

73,000~59,000年前：急激な寒冷化が進行する時期で、この間セント・ピエール亜間氷期（65,000~69,000年前, $\delta^{18}\text{O}$ カーブでは66,000~70,000年前）など1,000年スケールの温暖、寒冷ピークをよく再現している。

59,000~32,000年前：安定した寒冷な期間で、ポート・タルボット亜間氷期（44,000~57,000年前, $\delta^{18}\text{O}$ カーブで47,000~57,000年前）や、ブラム・ポイント亜間氷期（25,000~39,000年前, $\delta^{18}\text{O}$ カーブで32,000~40,000年前）が認められる。

32,000~12,000年前：ウイスコンシン氷期で最も寒冷な時期とその後の14,000~12,000年前の気温上昇のあった晩氷期から成る。

12,000年前~現在：氷期後現在に至る温暖期で、晩氷期につづく11,800~11,000年前のトゥ・クリークスと呼ばれる顕著な温暖期と、8,000~4,100年前のヒプシサーマル（または、クライマティックオプティマム）と呼ばれる後氷期における最暖期が認められる。しかし、後氷期の $\delta^{18}\text{O}$ の変化は、それ以前に比べ小さく、かつ安定している。この理由として JOHNSEN *et al.* (1972) は、後氷期にキャンプセンチュリーの西方のパフィン湾が冬期でも開水面が広がっていたため、気温の季節変化が小さくなったと説明している。

2) 南極圏

① みずほ700m コアの $\delta^{18}\text{O}$ にみる後氷期の気候

東南極のみずほ基地では、1984年に700.56m に達する中層コア掘削が行われた(藤井, 1985)。第9図は、 $\delta^{18}\text{O}$ と深さの関係(図9a)を示したもので、全体に深さとともに小さくなる傾向がある。これは、みず

図9 みずほ700m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル(右, HIGASHI *et al.* 1988, および左)と微小固体粒子の大粒子濃度比, 電気伝導度と Na^+ 濃度(藤井ほか 1988)。

Fig. 9 Profiles of $\delta^{18}\text{O}$ (to the right by HIGASHI *et al.* 1988 and to the left), ratio of larger microparticles, electrical conductivity and Na^+ concentration along a 700m ice core from Mizuho Station, Antarctica (FUJII *et al.* 1988).

ほ基地が氷床流動の斜面に位置し、下部ほど上流での軽い降雪を起源としているためである。

みずほ基地では、積雪堆積の中断時間が長く、年層の欠層が2年に1回ほどの頻度で起っている (FUJII 1981) ため、積雪中に季節変化を示す要素がない。このため NAKAWO *et al.* (in Press) は、コア年代を氷結晶のC軸分布パターンの深さ方向の変化の様子から鉛直歪を見積り、これを基に推定した。この方法による年代を図9の左側に示すように、みずほコアは700mの深さで9,400年前となる。これは、後氷期のほぼ全期間をカバーする時間スケールである。

氷床が定常状態にあったと仮定するとこの9,400年間のみずほ基地の位置する場所は約110 km動いたことになる。みずほ基地と100km上流地点 (Y100地点) との間の $\delta^{18}\text{O}$ の地域差は、約5% (WATANABE *et al.* 1988) なので、過去9,400年間の気候条件を現在と同じ ($\delta^{18}\text{O}$ の広域分布) と仮定すると、700m深の $\delta^{18}\text{O}$ 値より5.5‰小さい。この流動に起因する $\delta^{18}\text{O}$ の深さ方向の変化からの偏差が、気候の変化に起因する $\delta^{18}\text{O}$ の変化と考えることができる。

みずほコアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルは、後氷期における次の温暖—寒冷—温暖という長期の気温変化を示唆している。

温暖期 (~5,000年前): ピプシサーマルに対応すると考えられる温暖期である。この期間、コア中の微小固体粒子 (直径 $0.63\mu\text{m}$ 以上) 濃度や電気伝導度は低く、又、海塩の指標となる Na^+ 濃度も低いことから、南半球の大陸乾燥域や南極周辺の海洋域からの物質輸送がこの時期弱かったと思われる。

寒冷期 (5,000~1,500年前): 3,500年と2,500年前頃をピークとする寒冷期で、この時期、氷の中の微小固体粒子の大粒子 (直径 $1\mu\text{m}$ 以上) の比率が大きい上、電気伝導度や Na^+ 濃度も大きい。また、この時期、オーストラリアでは、湖の水位が低かったことが知られており、乾燥期であった (CHURCHILL *et al.* 1978)。みずほコアに印された低い $\delta^{18}\text{O}$ 値とオーストラリアの乾期は、南極の寒冷化—南極高気圧の発達—南半球気候帯の北シフト—亜熱帯高圧帯の北シフト—アフリカやオーストラリアの乾燥化という気候変動のリンクを示唆している。また、極域の寒冷化は、気温の南北傾度をつよめ、これが低気圧活動を活性化させ、低緯度側から極域への物質循環をつよめていた可能性もある。

温暖期 (1,500年前~): この温暖期は、気候の温暖化による他、みずほ基地のあるしらせ氷河流域の急激な氷厚減少 (MAE and NARUSE 1978; 中尾 1988) に起因している部分も大きいと思われる。

$\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの上記述べた千年オーダーの長期の変動を除去した100年オーダーの変動を図10 (中尾ほか 1988) に示す。これは、 $\delta^{18}\text{O}$ の5mの移動平均から5次の回帰プロファイルを差し引いたもので、これを、ドームCとバード基地の $\delta^{18}\text{O}$ のプロファイルと比較すると、図のように数100年の変動は特にドームCのコアとよく一致していることが分かる。みずほ基地とドームCとはともに東南極に位置するため西南極のバード基地より変動の対応がよいのかも知れない。南極における後氷期の気候変化の

図10 みずほ700m コアの $\delta^{18}\text{O}$ の数100年の短期変動とドームC、バードコアの $\delta^{18}\text{O}$ の変化との対比 (中尾ほか 1988)。

Fig. 10 Hundreds year variation of $\delta^{18}\text{O}$ records in ice cores from Dome-C, Mizuho and Byrd, Antarctica (NAKAWO *et al.* 1988).

a) ポストーク2,083m コア (LORIUS *et al.* 1985)a) Vostok 2,803m core (LORIUS *et al.* 1985) b) ドームC905m コア (LORIUS *et al.* 1979)b) Dome-C 905m core (LORIUS *et al.* 1979) c) バーD2,164m コア (JOHNSEN *et al.* 1972)c) Byrd 2,164m core (JOHNSEN *et al.* 1972)図11 南極の氷床コアの過去数万年の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル。Fig. 11 Long term profiles of $\delta^{18}\text{O}$ in ice cores from Antarctica.

地域的特性を考える上で注目される。

②過去数万年の気温変動

西南極ではバード基地、東南極ではポストーク基地とドームC、ロードームの4地点で、氷期を含むコアが得られている。このうち、沿岸にあるロードームは、氷期には氷厚が現在よりかなり厚かったため、 $\delta^{18}\text{O}$ の定量的な議論をするのにふさわしくない(ROBIN1983)ので、ここではポストーク、およびドームCコアとバードコアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルを示す(図11)。

ポストーク基地は、東南極の内陸部の標高3,488mに位置しており、1980年には、2,083mの深層コア掘削に成功している。このコア解析は、フランスとソビエトの共同研究として行われている。LORIUS *et al.* (1985)は、コアの年代を氷の流動モデルから16万年と推定した他、図11に示すような $\delta^{18}\text{O}$ のプロファイルを得た。図中のA-Hは、このプロファイルを8段階に区分したものである。 $\delta^{18}\text{O}$ の変化は、(4)式を用いて気温の変化に読み換えることができる。なお、氷期には、海水から氷床へ軽い同位体が多量に運ばれたため、海水の平均同位体組成は、現在にくらべ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値で1.6‰重かったと考えられるので(DUPLESSY 1978)、重い同位体に富む海水からの降雪もその分だけ重かったと考えられる。氷期のコアの $\delta^{18}\text{O}$ 値については、この1.6‰を減じて考慮する必要がある。

氷期と間氷期の気温の変化は、14万年前頃のイリノイ氷期からサングモン間氷期への移行期(H-G)では、約10°C($\delta^{18}\text{O}$ の変化は、6.5‰)、また、1万3千年前頃のウィスコンシン氷期から後氷期への移行期(B-A)では8°C($\delta^{18}\text{O}$ の変化は、5‰)である。また、CとEの亜間氷期は、氷期の寒冷期に比べ、それぞれ2°C、4°Cほど暖かかった。氷期の寒冷期H、F、D、Bにおける気温は、1°Cの範囲でほぼ同一である。また、サングモン間氷期は、後氷期に比べるとかなり温暖であったと思われる。

ドームCコアには、氷期から後氷期にかけての急激な $\delta^{18}\text{O}$ の増大の他に、図に①～④で示したように特徴的な変動が認められる。①～④の変動は、バードコアでも明瞭に見られることから、少なくとも南半球の高緯度で共通な気温変動と考えられる。後氷期で最も温暖な時期であるヒプシサーマルは、ドームCコアでは11,000～8,000年前頃に、また明瞭ではないがバードコアでは、8,000～4,500年前頃と異なった時期に現われている。みずほ700mコアではバードコアに近い時代にこれに対応する温暖期がある。

バードコアでは4,000～2,500年に $\delta^{18}\text{O}$ のシフト($\pm 1\text{‰}$)が起っているが、JOHNSEN *et al.* (1972)は、これは気候の温暖化に起因するのではなく、負の質量収支に起因する氷厚の減少による $\delta^{18}\text{O}$ の増大と考えられている。WHILLANS (1983)は、バード基地での氷厚減少が2,000年前に始まり、これまでに200m薄くなったと見積もっている。こうした氷厚の減少に伴うと思われる最近の $\delta^{18}\text{O}$ の急激な増加は、先に述べたようにみずほコアでも認められ、南極氷床の広域におよぶ現象かどうか注目される。なお、バードコアの最深部の年代については、JOHNSEN *et al.* (1972)の85,000年と、THOMPSON *et al.* (1975)の32,000年という異なった推定がある。THOMPSON *et al.* (1975)は、底面での融解のため、古い氷が存在しないと説明しているが、ここでは、JOHNSEN *et al.* (1972)の時間スケールを採用してある。

3) 両極比較

北極と南極の氷床コアの比較は、地球規模の気候、環境変動を復元し、その同時性やメカニズムを考える上で重要であるが、時間スケールの設定上に問題があるため、過去2～3万年以上の比較はむずかしい。図12は、ウィスコンシン氷期後期の最寒期から、現在に至る過去2万年のグリーンランド(キャンプセンチュリー)および南極(バード基地)の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルを比較したものである。

キャンプセンチュリーコアでは、氷期末期の $\delta^{18}\text{O}$ の短期変動が大きいが、逆に後氷期では非常に小さい。先に述べたようにこれは、グリーンランド西側のバフィン湾にノースウォーターとして知られるポリニア(冬の非凍結海水面)の存在が関係しているという考えがある。後氷期における顕著な気候変化として知られるヒプシサーマルが、キャンプセンチュリーコアには、8,000～4,100年前に明瞭に現われているが、バード基地では、6,000年前頃の比較的大きな寒冷期を含む8,000～4,500年前に現われている。南極

図12 南極バードと北極キャンプセンチュリー氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの比較 (JOHNSON *et al.* 1972)。

Fig. 12 The Byrd Station and Camp Century $\delta^{18}\text{O}$ records measured in 50-year sequences during the past 20,000 years (JOHNSON *et al.* 1971).

のドームCコアでは、この温暖期は11,000年8,000年前と時期が大きくズレているが、みずほコアでは、この温暖期が5,000年前まで続いている。

氷期末の寒冷期から後氷期にかけての $\delta^{18}\text{O}$ の増大（気温の上昇）は、最も劇的な気候変化である。DANSGAARD *et al.* (1985) は、この $\delta^{18}\text{O}$ の変化を北極5地点、南極4地点のコアで比較している（表1）。

バフィン湾を取り囲むグリーンランド、エルズミア島、バフィン島を除くと、この $\delta^{18}\text{O}$ の変化は、5.5～7‰の範囲に入る。バフィン島のバーンズ氷帽の15‰という大きな変化は、この氷帽が氷期に北米を広くおおっていたローレンタイド氷床の縁辺をなしていた残存氷体で、氷床の高い所に積もった（軽い）雪を起源としている（HOOKE and CLAUSEN 1982）ためと考えられる。グリーンランドやエルズミア島の大きな $\delta^{18}\text{O}$ 変化は、氷期からの氷床表面高度の大きな減少やローレン

表 1 北極・南極における氷コアの氷期から後氷期への $\delta^{18}\text{O}$ の変化 (DANSGAARD *et al.* 1985)。

Table 1 The Pleistocene to Holocene shift in $\delta^{18}\text{O}$ of ice cores from Arctic and Antarctica (DANSGAARD *et al.* 1985).

掘削地点	地 域	$\delta^{18}\text{O}$ の変化(‰)
アガシー氷帽	エルズミア島	10
キャンプセンチュリー	グリーンランド	11～12
デボン氷帽	デボン島	7
バーンズ氷帽	バフィン島	15
Dye-3	グリーンランド	7
ロードーム	東南極	7
ポストーク	東南極	5～6
ドームC	東南極	5～6
バード	西南極	7

タイド氷床の消滅過程で、風系が西から南へと変化したり、ポリニアの存在の有無などに関連して説明できるかも知れない。

一方、氷期から後氷期の移行に伴う雪氷面積の変化などを考慮したグローバル気候モデル (MANABE and STOUFFER 1980) では、大気中の CO_2 量や日射吸収量の変化の違いにより北極での気温変化が南極に比べ大きいという結論になることから、ROBIN (1981) は、両極における $\delta^{18}\text{O}$ の変化量の相違を両極の本質的なものであると考えている。

III. 積雪量の長期変動

過去の積雪量を、コア解析により推定する方法は、主として2つに分けられる。第一は、氷の年代を決め、年代の分った2つの層の間の厚さから平均積雪量を推定する方法である。第二はコアの化学的特性などに見られる季節変化などの周期性を利用して、その一周期における氷の厚さから平均積雪量を推定する方法である (詳細はVI章参照)。

氷床の表面に堆積した積雪層は、深さとともに自重により高密度化する上、氷の流動に伴い薄くなる。したがって、密度の変化が大きい表層部 (~100m 深) や流動による薄くなる効果の大きい深層部ほど、こうしたことを考慮に入れて過去の積雪量を推定する必要がある。

水平流動がなく定常状態にある氷の厚さ h の氷床の頂部では、基盤からの深さを y とし、表面での年平均積雪量を c とすると氷の年層の厚さは、氷の鉛直速度 v と等しくなり

$$v = -cy/h \quad \dots\dots\dots (6)$$

で与えられる。この式は、表面からの深さが氷厚の a % の深さでは、氷の年層の厚さは、表面での年層の厚さ (氷当量) に比べ a % うすくなることを示している。

グリーンランドの多くのコアは、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化を明瞭に記録しているので、このピーク間の厚さから過去の年積雪量を連続的に推定することができる。図13は、氷床中央部の分水界に位置する Crete とその両側の Milcent および氷床南部の分水界にある Dye-3 点での年積雪量の過去700~1,400年の変動を示している。過去1,000年の変動を直線近似すると、Crete では、 $4 \pm 2\%$ 減少、Milcent ではほぼ変わらず $0 \pm 4\%$ 、Dye-3 では $2 \pm 6\%$ の増大と地域による異なった傾向が認められる。短い変動傾向は図に示した30年と120年の移動平均から読み取れる。Crete と Milcent の変化はよく一致しているが、Dye-3 は異なっ

図13 グリーンランドの Dye-3, Milcent, Crete のコア解析に基づく過去700~1,400年間の年積雪量の変動。年積雪量は、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化から求めた (REEH *et al.* 1978)。

Fig. 13 Variations of annual snow accumulation for past 700 to 1,400 years obtained from the peak to peak thickness of $\delta^{18}\text{O}$ seasonal variation for cores from Dye-3, Milcent and Crete in Greenland (REEH *et al.* 1978).

図14 ポストーク 2,083m コアの解析に基づく過去16万年間の年積雪量の変動 (a). (b)はコアでの年積雪層の厚さ。(c)は深さと年代の関係 (LORIUS *et al.* 1985)。

Fig. 14 a, Initial thickness of annual layer : b, thickness of these annual layers in the core : c, depth-age relationship for different values of accumulation rate in $\text{g}/\text{cm}^2 \text{ yr}$ (LORIUS *et al.* 1985).

LORIUS *et al.* (1979) は、ドームCコアの年代を、年代が分っている海底コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルと対比することにより決め、その年代から氷の鉛直歪の影響を考慮して各時期の積雪量を推定した。過去10,000年の後氷期における年平均積雪量は、現在(過去25年間)の年平均積雪量 $0.037\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ とほとんど変わらない。氷期の積雪量は、現在の約25%減で、LORIUS *et al.* (1979) は気温の低下に伴う大気中の水蒸気量の減少によると考えた。

LORIUS *et al.* (1985) は、また、ポストークの2,083m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから気温の変化を推定し、この気温と水蒸気量、降水量の関係とから図14のように過去16万年の年積雪量の変化を推定した。年積雪量の変化は、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化と良い相関関係があり、氷期における寒冷期には、ドームCコアのように、年積雪量は少なかったと推定した。

HAMMER *et al.* (1985) は、バードコアの電気伝導度の連続測定を行った結果、電気伝導度の季節変化は4万年前まで確認でき、3万年前から1.8万年前までの氷期末期の寒冷期では、積雪量は現在にくらべ40%ほどに減少していたことを示した。また、1.8万年前から1.1万年前の晩氷期では、現在とほぼ同じレベルまで暫増することも示した。

IV. 火山活動の復元

火山活動により、大気へはさまざまなガスと固体の微粒子が放出される。火山ガスとしては、水蒸気その他に一般には高温では HCl , SO_2 , 低温では H_2S , CO_2 が富むようになる。こうした火山起源の物質は、火山活動の規模と季節、火山の位置などに応じて、極域の氷床にさまざまに記録されている。

1. 1950, 60年代の南半球の火山活動

FUJII (1983) は、南極のブラント棚氷で22mのコア掘削を行い、その $\delta^{18}\text{O}$ と pH を調べた。ここでは、年間積雪量が1m以上あるため $\delta^{18}\text{O}$ は明瞭な季節変化を示し、これにより積雪層の年代を決めることができた。pH は、みずほ基地でも観測されたように、(VI.2.; 図26参照) 夏に小さく(酸性度が大)、冬に大きいという変化を示した。特に1956年から1971年にかけては、この夏の pH 値は5.0より小さくなり、これらが1958/1959の夏のピークを除き、南半球の火山活動に対応している(図15)。

た変化を示している。これは大気の擾乱の進入経路の違いによるものと考えられる。16世紀後半から19世紀半ばまで続いた小氷期の期間、Dye-3では積雪量が5~10%減少しており、寒冷化に伴いグリーンランド南部では大気の循環系が大きく変わっていたことを示唆している。

氷期の積雪量については、コアの年代決定の困難さや、周期的性質の不鮮明さなどの理由により復元は難しく、研究例は少ない。以下の研究では、いずれも氷期における積雪量の減少という結論では一致している。

図15 南極ブランド棚氷の22m コアによる過去30年のpH変化と南半球と赤道付近の火山活動。*印は、 $\delta^{18}\text{O}$ や氷板などの層位学的特徴から判断した夏を示す(FUJII 1983を一部改編)。

Fig. 15 Past 30-year pH record in a firn core from Brunt Ice shelf, Antarctica and its relation to volcanic eruption in the southern Hemisphere and equatorial region (partial revision of FUJII 1983).

このうち、1963年の Agung (8°S) と1966年の Awu (3°S) を除くと、他は南半球の比較的規模の小さな火山活動であった (LAMB 1970)。南極氷床では、このように、規模の大きな赤道付近の火山活動や規模が小さくとも南半球での火山活動を克明に記録している。

2. 過去1,000年の火山活動

グリーンランドは、北半球に位置するため、北半球ならびに南半球低緯度の火山活動をよく記録している。図16は、グリーンランド氷床中央部の Crete で得られた404m コアの酸性度の変化を示している。これは、高圧の直流電圧をかけた電極をコアの上で動かして、その電流の変化を記録するという方法で酸性度の連続変化を推定したものである。1840年以降の表層部では、空隙の多い雪のため、融解サンプルの pH

図16 グリーンランドの Crete 404m コアの過去1,400年の酸性度変化と 20°S 以北の火山活動との対比 (HAMMER *et al.* 1980)。

Fig. 16 Mean acidity of annual layers from A.D. 1972 to 553 in the ice core from Crete, Central Greenland (HAMMER *et al.* 1980).

を測定している。また、年代は、 $\delta^{18}\text{O}$ のサイクルを数えることにより、 ± 1 年の精度で測定された。酸性度がバックグラウンドレベルより高い所を黒く示してあるが、このうち大きなピークが、20°S 以北の火山活動とよく対応している。HAMMER *et al.* (1980) は、核実験により放出された ^{90}Sr の地球規模の拡散具合を参考にして、この酸性度の変化から、過去の火山活動の規模の復元を試みている。その結果、過去1,400年で酸性物質を 10^6t 以上放出した火山活動は以下の通りである。

- ① 1640, 1641年の駒ヶ岳, Awu, Adiksa (共にインドネシア) で $1.9 \times 10^6\text{t}$
- ② 1934年の Eldgja (アイスランド), $1.65 \times 10^6\text{t}$
- ③ 1851年の Tambora (インドネシア), $1.5 \times 10^6\text{t}$
- ④ 1757, 1758年の記録のない火山, $1.1 \times 10^6\text{t}$
- ⑤ 1783年の Laki (アイスランド), $1 \times 10^6\text{t}$

3. 火山活動と気温変動

氷床コア解析により、火山活動と気温の変化との関連が次第に明らかになってきている。火山活動は、大気中に放出される多量のエアロゾルによる日射の散乱、吸収というプロセスを通じて気候を変化させる。

図17は、グリーンランドの Crete コアの酸性度 プロファイル (50 年平均; 図の e) と、図の a から c をもとにして復元した北半球の気温変化 (図の d) との過去 1,400 年の関係を示したものである。これから、北半球の温暖期は、酸性度の低い時期すなわち火山活動の不活発な時期に、また、寒冷期は火山活動の活発な時期に対応していることが分かる。このことは、火山活動が数 100 年程度までの気候変化に関連している可能性を示している。

HAMMER *et al.* (1985) は、南極のバードコアの酸性度を測定し、1 万 7 千年前頃に強い酸性度が 150 年ほど継続したことを見出した。この強い酸性度は、コアの他の部分に比べ、5～6 倍も高い値で、水素イオン濃度でしばしば $10 \sim 15 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ に達した。この酸性度の高い時期は、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が後氷期にむけて増加に転じる時期に一致するので、HAMMER *et al.* (1985) は、長期間におよび活発な火山活動が氷期の終えんのトリガーになった可能性もありうるとしている。

図17 火山活動の指標となるグリーンランド Crete コアの過去 1,400 年間の酸性度 プロファイルと北半球の気温の指標との関係 (HAMMER *et al.* 1980)。

Fig. 17 Correlation between climatic temperature variation and volcanic acidity along the Crete ice core during past 1,400 years (HAMMER *et al.* 1980).

V. 大気炭酸ガス濃度の長期変動

1. 氷による大気の捕捉

氷床は、過去の大気を気泡として含んでいる。このため、気泡を抽出し分析することにより、過去の大気組成を知ることができる。

氷床の乾雪域では、フィルン (一夏を越えた雪) は、時間とともに上積みされる年々の積雪荷重により圧密し、次第に通気性が悪くなる。密度が 0.84gcm^{-3} になると通気性がなくなり (この状態を雪氷学的に氷と定義する)、この時点で空気は、氷の中に気泡の形で完全に閉じ込められることになる。このため、氷の年代に比べ気泡の中の空気の年代は若くなる。

OESCHGER *et al.* (1985) は、極域の主要なコアのこの年代差を計算した (表 2)。ここでは、フィルンの通気性は十分に良いこと、また、気泡の年代幅は、独立気泡が形成し始めてから、全てが独立気泡になるまでの期間として計算された。積雪の堆積速度が遅く、気温が低いため結晶成長速度の遅いポストークでは、氷と気泡の年代差は 2,800 年、気泡の年代幅は 590 年と非常に大きくなっている。

2. 過去 200 年の変動

大気炭酸ガス (CO_2) 濃度の精度の高い連続測定は、1957 年からカリフォルニア大学のスクリプス海

表 2 南極およびグリーランドの主要地点の気候条件と氷床コアの気泡の年代幅と氷との平均年代差 (OESCHGER *et al.* 1985)。

Table 2 Ages of ice and occluded air of ice cores from polar regions with different climatic conditions (OESCHGER *et al.* 1985)

場 所	緯度・経度	年平均気温 (°C)	年積雪量 (m)	気泡の年代幅 (年)	氷と気泡の平均年代差(年)
ポストーク	78° 28' S, 106° 48' E	-57	0.022	590	2800
ドーム C	74° 39' S, 124° 10' E	-53	0.036	370	1700
南 極 点	90° 00' S	-51	0.084	220	950
バ ー ド	79° 59' S, 120° 01' W	-28	0.16	54	240
ノースセントラル	74° 37' N, 39° 36' W	-31.7	0.11	76	350
クレータ	71° 07' N, 37° 19' W	-30	0.265	43	200
キャンプセンチュリー	77° 11' N, 61° 09' W	-24	0.34	61	130
Dye 3	65° 11' N, 43° 50' W	-19.6	0.5	22	90
サイプル	75° 55' S, 83° 55' W	-24	0.5	22	95

図18 南極サイプル基地 200m コアに閉じ込められた気泡の分析による過去200年の大気中の CO₂ 濃度の変化 (NEFTEL *et al.* 1985)。

Fig. 18 A 200-year record of atmospheric CO₂ concentration obtained by gasanalysis of occluded air in a 200m ice core from Siple Station, Antarctica (NEFTEL *et al.* 1985).

洋研究所のグループによって、ハワイのマウナ・ロア山で開始された。この結果、CO₂ 濃度は、1958年の315 ppmv (ppm の体積濃度) から 1985年の345 ppmv へと着実に増加しており、この増加が温室効果により大気気温の上昇を引き起こすのではないかと、問題になっている。最近の CO₂ 濃度の増加は、化石燃料の消費に大きく起因しているといわれるが、この傾向がいつごろからどのように起ってきたかを、南極のサイプル基地で得た 200m コアのガス分析の結果 (図18; NEFTEL *et al.* 1985) は初めて明瞭に示した。

18世紀後半に起った産業革命以前の1750年には、CO₂ 濃度は、280±5ppmv で、1984年の345ppmv まで過去 234年の間に65ppmv, 22.5%の増加をした。ちなみに、これまで推定されていた産業革命以前の CO₂ 濃度は、250~290ppmv と大きな幅があった。この CO₂ 濃度の増加は、1800年ごろから始まったが、特に、1950年以降の急激な増加が目される。

3. 氷期・後氷期の変動

ポストークの 2,083m コアの解析により、過去16万年におよぶ CO₂ 濃度の変化が図 19 のように復元された (BARNOLA *et al.* 1987)。この長期の変動の中で最も顕著なのは、14万年前頃のイリノイ氷期からサンガモン間氷期に移行する時と、ウィスコンシン氷期から後氷期への移行期で、それぞれ 190~200 ppmv から260~280ppmv へと大きく増加している。この260~280ppmv という値は、産業革命以前の CO₂ 濃度とほぼ同じレベルである。CO₂ 濃度は、13~11万年前の高いレベルの後、11.4万年前に40ppmv, 6.8万年前に50ppmv の急激な減少を経つつ、氷期末までほぼ減少の傾向を示している。なお、CO₂ 濃度の平均

値は、サンガモン 間氷期で 272 ppmv, ウィスコンシン 氷期で 215 ppmv, 後氷期で 263ppmv である。

この図の下には, δD の変化を示してある。なお, δD はⅡ章の式 (1) と同じように定義され, 地球上の陸水では, $\delta^{18}O$ との間に次のような関係あることが知られている (CRAIG 1961)。

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad (‰) \cdots \cdots (7)$$

この関係は, クレイグの関係として知られており, 東南極のデュモンデュルビルとボストーク間850kmの地域の積雪についても成立することが確認されている (LORIUS and MERLIVAT, 1977)。

図から明らかなように, CO_2 濃度の長期変動の傾向は, δD で示される気温の長期変動の傾向と高い相関がある。両者の相関係数は, 0.79 である。大気中の CO_2 濃度が気候の変化と密接にリンクしていることが推測されるが, この両者の関連を考える上で着目すべき次の特徴が認められる (BERNOLA *et al.* 1987)。

サンガモン間氷期の13.5万年前のピークは, δD と CO_2 濃度とともに一致して認められる。 CO_2 濃度は, その後12万年前

ころまでそれほど変化しないが, δD は, 急激な減少をしている。また, 11万年前ころの δD の寒冷ピークに対し, CO_2 濃度はピークを示していない。こうした, ボストークコアに見られる CO_2 濃度と δD の特徴的な関係から, BERNOLA *et al.* (1987) は, 次のような気候変化のメカニズムを示唆している。

氷期から間氷期への移行期では, CO_2 濃度の増加は, 気温の上昇とほぼ同時におこっているが, これは, 大気の温暖化に比較的速やかに追従する海洋表層部からの CO_2 の放出と関連していると思われる。一方, 11~7万年前のウィスコンシン氷期の初期では, CO_2 濃度の減少は, 気温の下降より1万年ほど遅れている。なお, CO_2 濃度の減少は, 2,000年の間に35ppmv と非常に速い。この CO_2 濃度の変化の遅れは, 気温の下降が氷床の発達, 海面の低下を引き起こすが, この海面低下に伴う海洋循環の深層部におよぶ変化は, 遅れて現われ, この結果大気中の CO_2 濃度の海洋による吸収, すなわち CO_2 濃度の減少にも遅れが生じたと考えられる。また, CO_2 濃度と δD の変化には, いくつかの卓越した周期が認められる。 CO_2 濃度の変化では, 地球の歳差運動 (こまの首振りのような運動) の周期に近い2.1万年の周期が, 一方, δD の変化では, CO_2 とは異なって, 地球の地軸の変動周期に近い4万年の周期が認められる。

こうした氷期や間氷期の繰り返しのメカニズムの理解には, 地球の運動の変化に起因した日射量の変化と気温の変化, さらに海洋循環や大気中の CO_2 などの組成の変化などをリンクする詳細なコア解析と, モデルによる数値実験が重要になる。

図19 ボストーク 2,083m コアの解析による過去16万年間の大気中の CO_2 濃度の変化 (上) と δD の変化 (下) (BARNOLA *et al.* 1987)。

Fig. 19 CO_2 concentration and smooth values in ppmv plotted against age in the Vostok record (upper curves) and atmospheric temperature change derived from the isotopic profile (lower curve). The deuterium scale corresponds to values after correction for deuterium changes of oceanic water (BARNOLA *et al.* 1987)。

図20 みずほ高原の S97 地点 (標高 1,654m) における表層 5m の総 β 線量の分布と 1954/55 年, 1964/65 年層の決定 (WATANABE 1978)。

Fig. 20 Age determination of surface firn layer at S97 in Mizuho Plateau by the use of β activity peaks (WATANABE 1978).

図21 南極点における積雪ピットのトリチウム濃度変化 (JOUZEL *et al.* 1979)。

Fig. 21 Variation of tritium concentration for pit at South Pole (JOUZEL *et al.* 1979).

VI. コアの年代決定

1. 同位体による年代決定

1) トリチウム・総 β 線量: 過去数十年の年代決定

1950年代以降の核爆発実験により, 多量の人工放射性物質が大気放出された。特に, メガトン級の規模の大きな核実験は, 放射性物質を雲や雨による洗浄作用のない成層圏に多量に放出したため, 汎地球規模の影響を及ぼした。この人工放射能汚染層を検知することにより過去 30 年程度のタイムスケールの年代を決めることができる。

^{90}Sr などの人工放射性物質の降下は, グリーンランドでは 1953 年のはじめに, 又, 南極では 1955 年のはじめに顕著であった。 ^{90}Sr やトリチウムなどが崩壊する時に出す β 線の総量 (総 β 線量) は, 南極では 1965 年 (1964~1965 年) や 1971 年はじめ (1970~1971) にもピークを示すことがある。図 20 は, みずほ高原の S97 地点 (氷厚 1,654m) での表層 5m の総 β 線のプロファイルを示したもので, 1954-1955 年, 1964-1965 年の 2 つの層を決め, これより年平均積雪量として $12\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$ を得ている。

1964-1965 年層は, 層構造から決めた年層と一

致している。

一方, トリチウムは宇宙線や核反応などで大気層でつくられる水素の同位体で, その極域における挙動は, ^{90}Sr (総 β 線) とかなり異なる。図 21 に示すように南極では, トリチウムは 1966 年に最も顕著なピークが現われる。これは, 1961 年から 62 年にかけて行われた成層圏での核実験によると考えられている (TAYLOR 1968)。グリーンランドを始めとする北半球では, これより 3 年早く 1963 年にピークが現われている (表 3)。この他, 南極では, 1960 年, 1969 年, 1971 年, 1973 年のピー

表3 南北両極における積雪中のトリチウム濃度のピーク。◎は非常に顕著なピーク，○は顕著なピーク，□は低いレベルのピークを示す。南極は，JOUZEL *et al.* (1979) による南極点での積雪ピット，北極は THEODORSSON (1977) によるグリーンランド Dye-3 地点のコア解析による。

Table 3 Tritium peaks appears in surface snow samples from Antarctica and Greenland.

南 極	グリーンランド	対応する核実験
○1960	○1959	1952～ (1958にピーク)
□1961	□1960	1958～1961核実験停止
◎1966	◎1963	1961～1962成層圏実験
1969		1967 (中国 40° N), 1968 (フランス 22° S)
1971		1969 (中国), 1970 (フランス)
1973		?

クが顕著である (JOUZEL *et al.* 1979)。また，1958年11月から1961年9月までの核実験停止（モラトリウム）に対応して，トリチウム濃度は，北極では1960，1961年に，南極では1961，1962年に低いレベルを示す。

極域でのトリチウムの降下と主たる β 線源である ^{90}Sr の降下には，核実験場所の地理的位置，爆発位置（成層圏，地上など）や大気による輸送過程，除去機構などの違いにより次の様な特徴がある。

- ① 総 β 線量は夏にブロードな極大，冬にブロードな極小という明瞭な季節変動を示す (TAYLOR 1968)
 - ② トリチウム濃度は，南極では8月～9月に，北極では3月頃にスプリングピークと呼ばれる極大を示す (JOUZEL *et al.* 1979など)
 - ③ トリチウムのピークは，総 β 線量のピークより約1年半遅れる (JOUZEL *et al.* 1979)
 - ④ 北半球における核実験に対しては，南極では1～3年遅れて検出される。
- 2) ^{210}Pb : 過去数100年の年代決定

過去100～200年の年代決定には，半減期22.3年の鉛の同位体， ^{210}Pb を用いるのが一般的である。 ^{210}Pb は，地殻にあるウランの同位体 (^{238}U) の放射性崩壊によって生成されるガス状のラドン222 (^{222}Rn) が，大気の循環により輸送される過程で生ずる放射性同位体で，ウォッシュアウトなどのプロセスにより地表に降下する。

極域の雪氷の堆積年代に ^{210}Pb 法を用いる利点として，MASUDA and HARADA (1986) は，次の点を挙げている。

- ・過去200年ほど前まで，連続的に地殻起源物質の堆積速度を決定できる。
- ・積雪中では水蒸気の移動が起るが， ^{210}Pb は微粒子状なので移動しない。
- ・雪の堆積があっても，平均積雪量を求めることができる。
- ・その地域の ^{210}Pb の降下量が分っていれば

図22 みずほ基地の積雪ピットの ^{210}Pb ， ^{210}Po 濃度とその勾配から求めた年平均堆積速度 (MASUDA and HARADA 1986)。

Fig. 22 Estimation of snow accumulation rate at Mizuho Station by ^{210}Pb method (MASUDA and HARADA 1986).

図23 グリーンランド、キャンプセンチュリーコアの $\delta^{18}\text{O}$ の変化。各 (W), 夏 (S) の季節変化が深さ 1,060m まで識別でき、過去 8,300 年の年代が正確が決められた (JOHNSON *et al.* 1972)。

Fig. 23 The $\delta^{18}\text{O}$ oscillation in firn and in ice cores from the depths below surface indicated to the left of the figure at Camp Century. S and W indicate interpretations of summer and winter layers respectively (JOHNSON *et al.* 1972)。

用いる方法が提案されているが、多量の氷を必要とすることからまだ研究段階にあるといえる。

氷の中に閉じ込められた空気に含まれる炭酸ガスの ^{14}C により、南極バード基地の氷の年代は、FIREMAN and NORRIS (1982) により測定されている。使用したのは、ヴァン・ド・グラーフ型加速器質量分析計で、14~15kg の氷から、271m 深で 2.2×10^8 年、362m 深で 3.2×10^8 年の年代を出した。それぞれの期間の年平均積雪量は、 $12\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$ ほどとなり、 ^{210}Pb 法による過去 60 年の平均値 $11\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$ (GOW *et al.* 1972) とよく一致している。このことは、バード基地では過去 3,000 年程の平均積雪量に

ば、積雪層の絶対年代や、雪の堆積中断期間を推定することができる。

・陸起源物質の極域への輸送量、輸送機構を知る手がかりが得られる。

測定方法としては、 ^{210}Pb の娘核種である ^{210}Bi の β 線強度や、さらにその壊変によって生じる ^{210}Po の α 線強度を低レベルのカウンターにより計測する。いずれも 1~2 kg のサンプルを必要とする。

図 22 は、みずほ基地のピットにおける雪のブロックサンプルの ^{210}Pb と ^{210}Po 濃度を測定した結果である。 ^{210}Pb と ^{210}Po の勾配より、年平均堆積速度として $20 \pm 2\text{cm}$, $19 \pm 2\text{cm}$ が得られる。これは、積雪密度を $0.4\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ と仮定すると、それぞれ $8.0 \pm 0.8\text{g}$, $7.6 \pm 0.8\text{g}$ となり雪尺やコアの層構造解析から得られた平均積雪量とほぼ一致する。

3) ^{14}C : 過去数千~数万年の年代決定

10^3 年以上の古い氷の絶対年代を測定する方法には、 ^{32}Si (半減期 295 ± 25 年: CLAUSEN 1973) や ^{14}C (半減期 5730 年), ^{36}Cl (半減期 3.0×10^5 年), ^{26}Al (半減期 7.1×10^5 年), ^{10}Be (半減期 7.1×10^6 年) などの同位体を

図24 ドームCの積雪層において、微小固体粒子濃度は1年の周期変化を示した。総 β 線で示された1955~1965年の10年間に、微小固体粒子粒子濃度のピークは10数えられた (THOMPSON *et al.* 1981)。

Fig. 24 Profiles of microparticle concentration (to the left) and β activity (to the right) in pit samples from Dome C, Antarctica. The particle concentration variations exhibit 10 peaks in 10-year interval between 1955 and 1965 horizons shown by β activity peaks (THOMPSON *et al.* 1981).

大きな変化がなかったことを示している。

2. 氷の周期的諸性質による年代決定

1) 層位

気象条件の季節変化を反映して、積雪の層構造や密度、硬度、粒径などに季節的な変化が生じる。しかし、この方法が適用できるのは、積雪量が多く積雪の堆積中断が生じない南極氷床の沿岸部やグリーンランド氷床などに限られるし、また10m以上の深さでは圧密のため層位学的特徴が不鮮明になってくるためごく年代の若い表層部に限られる。

2) 安定同位体

積雪量が多い地域では、積雪や氷の重水素 (D) や酸素18 (^{18}O) の組成が明瞭な季節変化を示す。この方法はグリーンランド氷床では、多くのコアで成功しているが、南極では積雪量の多い沿岸部など限られたコアにしか適用できない。

JOHNSON *et al.* (1972) は、グリーンランド氷床北西部、キャンプセンチュリーで得られた1,367m コアの $\delta^{18}\text{O}$ 季節変化を詳細に調べた (図23)。夏 (S) と冬 (W) の周期が明瞭に現われ、このサイクルを数えることにより年代を決定している。キャンプセンチュリーコアではこの方法は深さ1,060m、年代にして8,300年前まで適用できた。

3) 微小固体粒子

積雪に含まれる微小固体粒子の濃度が季節変化をすることを示し、氷コアの年代決定に適用できることを示したのは MARSHALL (1962) が始めてである。THOMPSON *et al.* (1981) は、南極ドームCにおいて総 β 線量から求めた1955~1965年の10年間に、粒径 $0.63\mu\text{m}$ 以上の微小固体粒子の濃度に10のピークを数えることから、ドームCでの微小固体粒子濃度に1年の周期性があることを示した (図24)。

図25 みずほ基地における飛雪サンプルの主要化学成分の季節変化 (1986年; 長田・樋口 1988)。

Fig. 25 Seasonal variation of the concentration of major ions in drifting snow samples collected at Mizuho Station, Antarctica in 1986 (OSADA and HIGUCHI 1988).

南極みずほ基地では、通年にわたる飛雪のサンプルから、さまざまな化学的特性の季節変化が明らかになっている。図25は、長田・樋口 (1988) による Na , Cl , NO_3 , SO_4 、各イオンの濃度の季節変化を示しているが、特に NO_3 と SO_4 の濃度にみられる夏の顕著なピークが特徴的である。また、図26は、1977年の著者による pH の季節変化で、夏期の pH の減少が特徴的で、これは NO_3 や SO_4 が酸として多量に輸送されてきていることを示すものかも知れない。

積雪が季節的に中断しないで堆積する所では、こうした化学的な諸特性の季節変化から、年間の積雪量を復元することも可能である。一方、季節的な雪の堆積中断があるみずほ基地のような所では、コアの化学的性質は積雪が起こりやすい季節の飛雪の性質を強く反映することになる。

図26 みずほ基地における飛雪サンプルの pH の季節変化 (1977年)。

Fig. 26 Seasonal variation of pH in drifting snow samples collected at Mizuho Station, Antarctica in 1977.

微小固体粒子濃度の測定は、コールターカウンターによる方法 (MARSHALL 1962, THOMPSON *et al.* 1965) や、光の散乱による方法 (HAMMER *et al.* 1978) などがある。

4) 化学組成, pH, 電気伝導度

氷床の積雪や地吹雪の pH や化学組成が明瞭な季節変化を示すことが、グリーンランドでは早くから知られている。LANGWAY (1970) は、1957年にグリーンランド北西部のサイト2で得られた411m深のコアの化学分析を行っている。その結果、 Cl/Na (Na を海洋起源と考え、この比は海洋以外の起源の Cl 濃度あるいは、海洋起源 Cl の除去される量の指標となる) に、秋の極小、春から夏にかけての極大という季節変化を認めた。また、 SO_4/Cl は夏に大きく、冬に小さくなるという明瞭な季節変化を、又、電気伝導度は、秋に極大となる傾向を見出している。これらは、海氷の形成、低気圧活動などの季節変化を反映している。

VII. 今後の課題

氷床コアの研究は、最近の分析技術の著しい進歩により過去10数万年に遡る気候・環境の詳細を復元できるようになり、氷期や数千年～数100年の短期の気候変動のメカニズムを次第に明らかにしてきている。

氷床コアは、海底コアや湖底コアと比べ、1) 化学的にほぼ不活性である、2) 積雪量の大きい地域では季節変化も保存するなど時間分解能にすぐれている、3) 過去の大気を気泡として保存している、などの有利な点がある。しかし、氷の圧密と流動に伴い層が薄くなるため、深部ほど時間分解能が悪くなるという不利な特徴もある。このため、季節変化が保存されない地域や不鮮明となる深部での絶対年代の推定方法や、微量サンプルでの各種分析技術の確立は大きな課題である。

氷床コアによる気候・環境変動の研究のためには、質のよいできれば最後の2つの氷期を含む深層コアを得る必要がある。水平流動がある地点は、深部になる程雪の初期堆積の場所が掘削地点から遠ざかるため、まずこの影響を除く必要が出てくる。南極氷床の内陸部に位置するも、ドーム中央に位置しないボストークコアもこの流動によるさまざまな効果を考慮しなければならない。

これまで、南極やグリーンランド氷床で氷期に達する多くのコアが得られているが、氷床の水平流動を無視できる流動の中心、すなわち氷床ドームの頂部での深層掘削の例はない。このため、1987年4月にベルン大学で開催された SCAR (南極研究科学委員会) の ACR (南極気候計画) の氷コア気候に関するワークショップ (SCAR, ACR Workshop on Ice Core Climate) では、現在検討されているヨーロッパのデンマーク、フランス、スイスなどによるグリーンランド氷床の最高地点での基盤までの全層掘削計画 (GRIP: 1990～) と、日本による南極クィーンモードランド氷床の頂部での 2,500 m 深層掘削計画 (ドーム計画: 1992年から予定) の2つの掘削計画は、こうしたコア研究の国際的な要望に応えるものとしてその実現が強く期待された。

コア研究による過去の気候・環境の復元とその変動メカニズムの解明は、時間スケールが大きくなるほど他の分野との学際的共同研究が重要となってくる。特に、極域氷床コアに記録された地球規模の気候変動の化学的、物理的および生物学的プロセスと変動メカニズムの理解のために海洋循環や環境の変動、低中緯度の環境変動、地球の運動や太陽活動の変動、生物圏の変動などとの関連が重要になってくる。このため、現在、ICSU (国際学術連合) や、国内レベルでは日本学術会議で検討されている IGBP (International Geosphere and Biosphere Program: 地球圏生物圏国際共同研究計画) の枠組での広範な氷床コア研究体制の確立も重要な課題といえる。

文 献

- BERNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y. S. and LORIUS, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- CHURCHILL, D.M., GALLOWAY, R. W. and SINGH, G. (1978): Closed lakes and palaeoclimatic record. In PITTOCK, A. B. *et al.* (eds.), *Climatic change and variability*, Cambridge Univ. Press, Cambridge 97-108.
- CLAUSEN, H. B. (1973): Dating of polar ice by ³²Si. *Jour. Glaciol.*, **12**, 411-416.
- CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- , JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B. and GUNDESTRUP, N. (1973): Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Gronland*, **107**, 2, 1-53.
- , —, — and LANGWAY, C.C. Jr. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In TUREKIAN, K. K. (ed.), *Late Cenozoic ice ages*, 37-56.
- , JOHNSEN, S. J., REEH, N., GUNDESTRUP, N., CLAUSEN, H. B. and HAMMER, C. U. (1975): Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, **255**, 24-28.
- , CLAUSEN, H. B., GUNDESTRUP, N., JOHNSEN, S. J. and RYGNER, C. (1985): Dating

- and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores. In LANGWAY, C. C. Jr. *et al.* (eds.), *Greenland icecores*, Geophys. Monogr. Ser., **33**, 71-76.
- DUPLESSY, J. C. (1978): Isotope studies. in GRIBBIN, J., ed. *Climatic change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge. 46-67,
- FIREMAN, E. L. and NORRIS, T. L. (1982): Ages and composition of gas trapped in Allan Hills and Byrd core ice. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **60**, 339-350.
- FUJII, Y. (1981): Formation of surface snow layer at Mizuho Station. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Special Issue*, **19**, 280-296.
- (1983): Past 30-year pH record in a firn core from the Brunt Ice Shelf, Antarctica, and its relationship to volcanic events. *Ibid.* **29**, 176-184.
- 藤井理行 (1985): みずほ基地700m 氷床掘削. 極地, **41**, 29-34.
- FUJII, Y. and OHATA, T. (1982): Possible causes of the variation in microparticle concentration in an ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **3**, 107-112.
- 藤井理行, 渡辺興亜, 神山孝吉 (1988): みずほ700m コア解析に基づく極域物質循環 (序). 第11回極域気水圏シンポジウム予稿集, 33.
- GOW, A. J., BLANDER, F., CROZAZ, G. and PICCIOTTO, E. (1972): Snow accumulation at 'Byrd' station, Antarctica. *Jour. Glaciol.*, **11**, 59-64.
- HAMMER, C. U. (1985): The Byrd ice core; continuous acidity measurements and solidelectrical conductivity measurements (abstract). *Annal. Glaciol.*, **7**, 214.
- , CLAUSEN, H. B. and DANSGAARD, W. (1980): Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, **288**, 230-235.
- , —, —, GUNDESTRUP, N., JOHNSEN, S. J. and REEH, N. (1978): Dating of Greenland ice cores by flow models, isopleths, volcanic debris and continental dust. *Jour. Glaciol.*, **20**, 3-26.
- HIGASHI, A., NAKAWO, M., NARITA, H., NISHIO, F., FUJII, Y. and WATANABE, O. (1988): Preliminary results of analyses of 700m ice cores retrieved at Mizuho Station, Antarctica. *Annal. Glaciol.*, **10**, 52-56.
- HOOKE, R. L. and CLAUSEN, H. B. (1982): Wisconsin and Holocene $\delta^{18}\text{O}$ variations, Bernese ice cap, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 784-789.
- JOHNSEN, S. J., DANSGAARD, W., CLAUSEN, H. B. and LANGWAY, C. C. Jr. (1972): Oxygen isotopes profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, **235**, 429-434.
- JOUZEL, J., POURCHET, M., LORIUS, C. and MERLIVAT, L. (1979): Artificial Tritium fall-out at the South Pole. In *Behaviour of Tritium in the environment*, Int. Atomic Energy Agency, Vienna. 31-46.
- 加藤喜久雄 (1979): 南極における降雪の酸素同位体組成. 南極資料, **67**, 124-135.
- LAMB, H. H. (1970): Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A266(1175)**, 425-533.
- LANGWAY, C. C. Jr. (1970): Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **125**, 186p.
- LORIUS, C. (1983): Accumulation rate measurements on cold polar glacial ice. In ROBIN, G. de Q. (ed.), *The climatic record in polar ice sheets*, 65-70, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- and MERLIVAT, L. (1977): Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. *IAHS Publ.* **118**, 127-137.
- , —, JOUZEL, J. and POURCHET, M. (1979): A 30,000-year isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **280**, 644-648.
- , JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L. and BARKOV, V. M. (1985): A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Ibid.* **316**, 591-596.
- MAE, S. and NARUSE, R. (1978): Possible causes of ice sheet thinning in the Mizuho Plateau. *Ibid.* **273**, 291-292.
- MANABE, S. and STOUFFER, R. J. (1980): Sensitivity of a global climate model to an increase of CO_2 concentration in the atmosphere. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 5529-5554.

- MARSHALL, E. W. (1962): The stratigraphic distribution of particulate matter in the firm at Byrd Station, Antarctica. *Geophys. Monogr. Ser.*, **7**, 185-196.
- MASUDA, N. and HARADA, K. (1986): Accumulation rate at Mizuho Station, east Antarctica: An application of Pb-210 method. *Mem. Natl. Polar Res., Spec. Issue*, **43**, 159-165.
- 中尾正義 (1989): 南極の崩壊と海面上昇. 地学雑誌. **98**, 562-586.
- , 渡辺興亜, 亀田貴雄 (1988): みずほ700m コアによる後氷期の気候. 第11回極域気水圏シンポジウム予稿集, 17.
- NAKAWO, M., OHMAE, H. and NISHIO, F. (in press): Dating the Mizuho 700m core from fabric data of the core ice. *Proceedings of the NIPR Symp. on Polar Glaciol. Meteorol.*, **2**.
- NEFTTEL, A., MOOR, E., OESCHGER, H. and STAUFFER, B. (1985): Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature*, **315**, 45-47.
- OESCHGER, H., STAUFFER, B., FINKEL, R., and LANGWAY, C.C. Jr. (1985): Variations of the CO₂ concentration of occluded air and of anions and dust in polar ice cores. In *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archaean to present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, **32**, 132-142.
- 長田和雄, 樋口敬二 (1988): 南極みずほ基地での地吹雪による物質輸送量. 第11回極域気水圏シンポジウム予稿集, 31-32.
- REEH, N., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U. and JOHNSEN, S. J. (1978): Secular trends of accumulation rates at three Greenland Stations. *Jour. Glaciol.*, **20**, 27-30.
- ROBIN, G. de Q. (1981): Climate into ice: the isotopic record in polar ice sheets. *IAHS Publ.*, **131**, 207-216.
- (1983a): The climatic record from ice cores. In ROBIN, G. de Q. (ed.), *The climatic record in polar ice sheets*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 180-195.
- (1983b): Profile data, inland Antarctica. *Ibid.* 112-118.
- STAUFFER, B. (1983): Klimainformation aus eisbohrkernen. *Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, wissenschaftlicher Teil 1983, 38-47.
- TAYLOR, C. B. (1968): A Comparison of Tritium and Strontium 90 fallout in the Southern Hemisphere. *Tellus*, **20**, 4.
- THEODORSSON, P. (1977): 40-year tritium profiles in a polar and a temperate glacier. *IAHS Publ.*, **118**, 393-398.
- THOMPSON, L. G., HAMILTON, W. L., and BULL, C. (1975): Climatological implications of microparticle concentrations in the ice core from "Byrd" Station, Western Antarctica. *Jour. Glaciol.*, **14**, 433-444.
- , THOMPSON, E. M. and PETIT, J. R. (1981): Glaciological interpretation of microparticle concentrations from the French 905m Dome C, Antarctic core. *IAHS Publ.*, **131**, 227-237.
- WATANABE, O. (1978): Stratigraphic studies of the snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 154-181.
- , SATOW, K. and FUJII, Y. (1988): Depositional regime of the Katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica. *Annal. Glaciol.*, **10**, 188-192.
- WHILLANS, I. M. (1983): Ice move in the climatic record in polar ice sheets. In Robin de Q. (ed.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 70-77.

(1988年10月21日受付, 1989年8月7日受理)