

氷床・氷河のコア解析による年代推定方法

藤井理行¹・神山孝吉²・渡辺興亜¹

Dating of Snow/Ice Cores by Means of Instrumental Analyses

Yoshiyuki FUJII¹, Kokichi KAMIYAMA² and Okitsugu WATANABE¹

Abstract: Snow-ice cores obtained from ice sheets and glaciers are formed from deposited snow and other materials of terrestrial, cosmic and artificial origin. Depositional mode of these materials is presumed to be a good indicator of climatic and environmental changes during the past several 10^0 – 10^5 years. On the other hand, core dating methods have not been well established.

In this paper, sample preparation procedures, instrumental analyses, active and stable isotope analyses, and stratigraphic analysis relating to the core dating are reviewed with reference to cores obtained from the Antarctic and Arctic.

要旨: 氷床や氷河の涵養域では、積雪のみならず、地上起源、宇宙起源および人間活動に起因するさまざまな物質が堆積し、地球の気候および環境の変動の良き記録となっている。こうした過去の記録の復元のために、極地の氷床や各地の氷河では雪氷コアの掘削が行われており、コアの年代決定やコアからの堆積環境復元の試みがなされている。

本報文では、南極や北極で得られたコアについての実際の解析に即して、特に堆積年代の合理的な推定方法の確立をはかりつつ、これまで試みられてきたコア解析の方法を、(i) コアの第一次処理の方法、(ii) 機器分析法、(iii) 層位解析の方法、および (iv) 示準層の検出方法について紹介し、その有効性、問題点をのべる。

1. はじめに

極域の氷床や氷河の涵養域では、夏季の融解が起こらないか、起こってもごくわずかなため、降雪や地吹雪は積雪層を形成し堆積する。こうして堆積する積雪層には、大気中に浮遊していたエアロゾルやガス状の物質が逐次とり込まれていく。火山、海洋、砂漠、森林や湿地など地球上の様々な地域を起源とする物質や、太陽や宇宙線といった地球外の諸現象を直接あるいは間接の生成起源とする物質、近年に著しい人間活動による物質等である。このように、極域の氷床や氷河は、地球規模の気候や環境の状態を長い期間にわたって克明に記録しているので、気候—環境システムの変動に関する研究が、様々な地域で雪氷掘削コアを通して行われるようになった。

極域の雪氷コア研究をすすめる上での大きな障害の一つは、 10^0 – 10^5 年にわたる合理的な堆

¹ 国立極地研究所. National Institute of Polar Research, 9–10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

² 京都大学理学部附属地球物理学研究施設. Geophysical Research Station, Kyoto University, Noguchibaru, Beppu 874.

積年代の決定方法が確立していないことである。堆積年代の決定方法としては、酸素の安定同位体、海塩成分などの季節周期を利用する方法、核実験からの人工放射性物質や火山灰など年代が特定される示準面を検出する方法、放射性同位体による絶対年代の決定方法などがある。また、年間涵養量が推定できれば氷床流動モデルより堆積年代を求めることができるが、この場合、氷床内部の応力分布や年間涵養量を仮定する必要がある、その精度は氷床の地域的特性に影響をうける。こうした雪氷コアの堆積年代の決定方法については、コア研究そのものの歴史の浅さ、さらには分析方法の近年の著しい発達などのため、必ずしも確立した方法が提示されているとはいえない。

そこで、本研究ではまずイオンクロマトグラフ、パーティクルカウンター、pH 計、電気伝導度計および α 線スペクトロメーターなどによって、雪氷コアの機器分析の手順や分析方法の確立を行うとともに、南極や北極のコアについてその適応を試みた。また、総 β 線量測定用の試料の作成方法を検討するとともに スピッツベルゲンの氷河コアでは、微量有機物による ^{14}C 年代の推定を行った。

このように、本研究では、物質の輸送過程や堆積機構、融水の影響などが異なる地域からの雪氷コアに対し、さまざまな方法により 10^0 – 10^3 年代の堆積年代の推定を行った。この結果、環境の異なるそれぞれの雪氷コアに対して現時点での最も合理的と思われる堆積年代の推定方法を体系づけることができた。

2. コアの処理・分析方法

極域、特に南極氷床の内陸部では、雪や氷に含まれる“水”以外の物質の量は一般に極めて微量である。このため、こうした物質の分析に基づいて年代を推定するには、コアの処理および分析時に人為的汚染を極力防ぐとともに、測定精度の高い分析方法を確立する必要がある。そこで、本研究では、まず地球化学的な分析方法として一般に確立しているが、極域雪氷コアの微量分析としては未確立のいくつかの分析方法について検討した。

2.1. コアの基本解析項目と分割

雪氷コアの解析は、研究課題に応じて検討されるものである。1982–1986年に行われた南極東クィーンモードランド地域雪氷研究計画（東ク計画）における氷床コア研究では、次に述べるような基本解析項目とそれに基づくコアの分割方法を標準的なものとして採用した。この方法は、北極その他の地域の雪氷コア研究においても基本的な方法として広く応用されている。

2.1.1. 中・浅層（数 100 m）コアの場合

図 1a, b は数 100 m の中層、浅層掘削コアの基本解析項目と処理の概要を示したものである。コアは、まずバンドソーで縦に 2 分割する。1/2 の分割は、作業の容易さや残ったコアの貯蔵という現実的な点を考慮して決めた。連続したサンプルを必要とする主として化学的

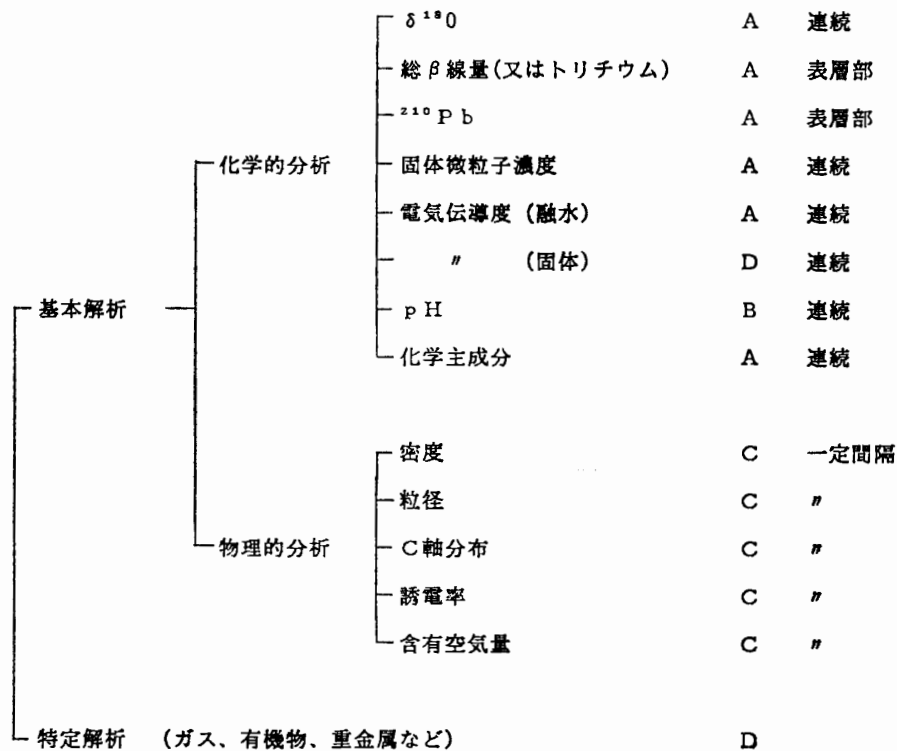


図 1a 中層・浅層コアの基本解析項目

Fig. 1a. Principal items of the analysis of shallow and medium depth cores.

分析のために、ひとつの半割りコアを図 1b のように、ほぼ一定深度間隔で分割する。みずほコアでは、ほぼ年平均涵養量に相当する 4-6 cm 深ごとに分割した。さらにこれを A, B サンプルに分割する。化学的分析では、分析項目相互の関連がしばしば重要となることを考慮し、このように一括分割方式を採用した。

A, B 両サンプルの汚れた表面の 2-3 mm は、分割後にバンドソーで削り落とした。バンドソーは、前もって蒸留水を凍らして作った氷を数分間削ることにより汚れを除去してから使用した。また、サンプルは使い捨てポリ手袋を着用して取り扱った。表面の汚れを削り落としたあと、サンプルをポリ袋に入れ、ポリシーラーで密封して低温貯蔵庫で保存した。

2.1.2. 表層 (10 m) コアの場合

10 m 程度の積雪表層部のコアを対象とする場合では、積雪の密度は、 $0.4-0.6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ と小さい上、一般にハンドオーガーを用いて採取することが多いのでコア径は 7 cm と小さい。このため、多項目の分析を行うには量が十分でなく、複数のコア掘削を行う必要がある。図 2 は、東ク計画における基本解析項目 (図 2a) とコアの分割方法 (図 2b) を示したものである。東ク計画においては、積雪中の総β線量あるいはトリチウム濃度の分析に基づいて 1950-60 年代の核実験の放射能汚染層を検出し、これから過去 20-30 年の平均涵養量を求め、 $\delta^{18}\text{O}$ のプロファイルから堆積・気候環境の基本情報を得ることを第一の目的とした。このため、

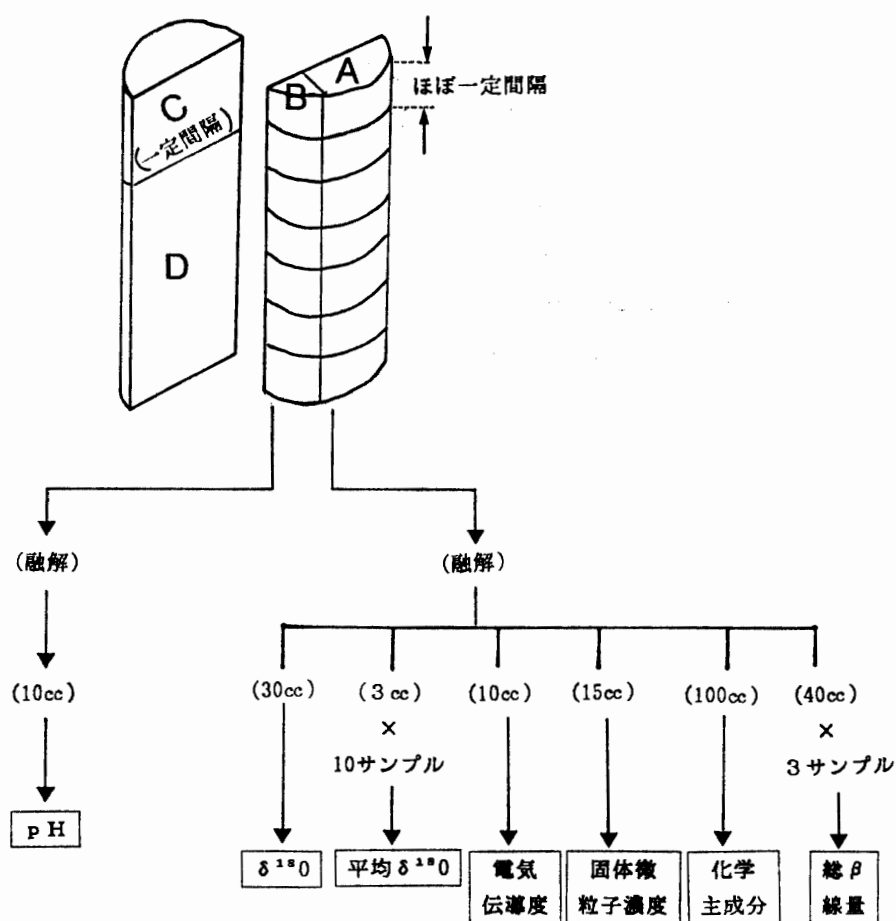


図 1b 中層・浅層コアの分割・処理方法

Fig. 1b. Process of the core partition and preparation.

解析項目を図 2a のように限定した.

南極の斜面下降風域では、積雪の堆積と堆積の間で中断が生じる場合があり、時にはこの堆積中断は数年にも及ぶことがある (WATANABE, 1978). 10 m コアにはクラスト層の存在や層構造の変化という形で、この堆積中断の期間を示す層境界が比較的良好に保存されている場合があり、このような時には層境界で分割する必要がある。

2.2. コアの融解処理

2.2.1. 純水製造システム

極域の“きれいな”雪氷コアサンプルの分析にあたっては、コアの融解処理において、またサンプルビンや分析器具の洗浄などで、サンプル以上に十分純度の高いきれいな水（超純水）を必要とする。

本研究で用いた“超純水”製造システムの概要を図3に示す。このシステムは、クリーン度がクラス1000のクリーンルーム内に設置されている。純水製造に用いている水道水はサンプルに比べて相当に汚れており、1-2 mm の鉄片と思われる粒子が時々含まれる。この水道

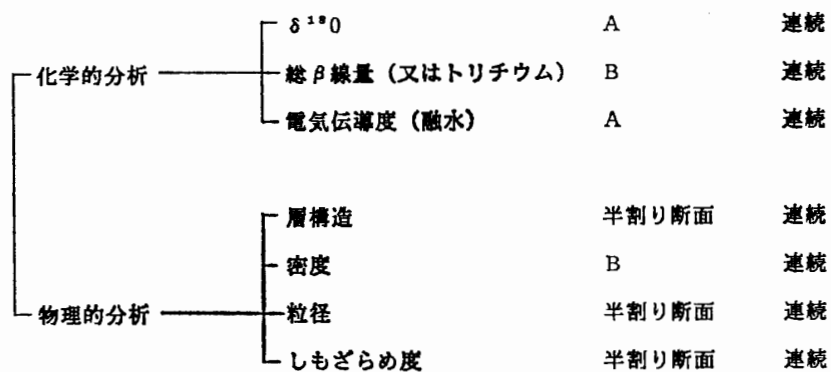


図 2a 10 m コアの基本解析

Fig. 2a. Principal items of the surfare (10-m depth) core analysis.

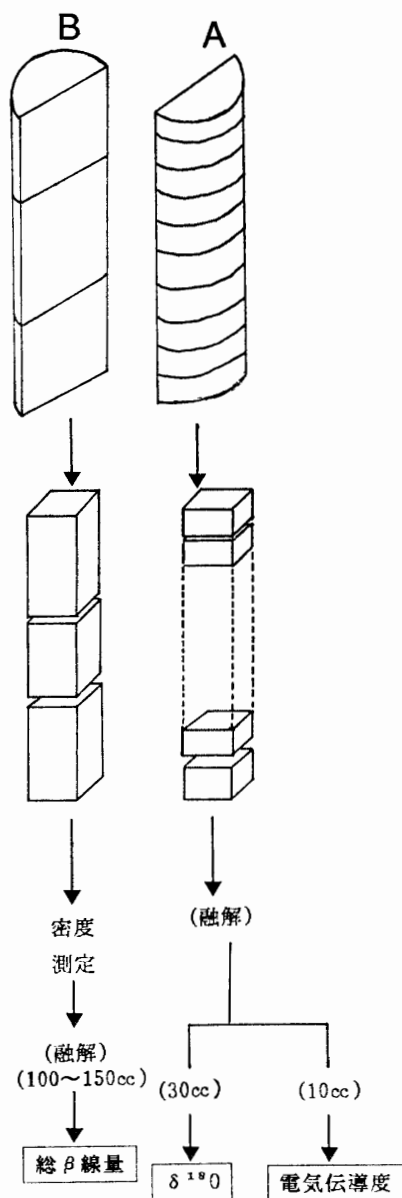


図 2b 10 m コアの分割例

Fig. 2b. Example of the core partition.

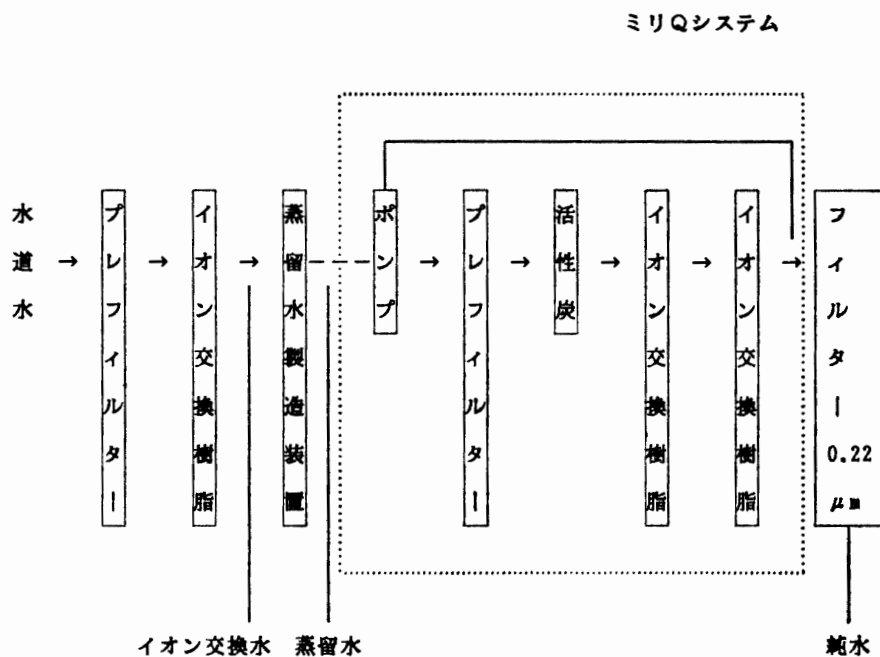


図 3 コア解析に使用される純水製造装置

Fig. 3. Pure water producing system for core analysis.

水の電気伝導度は、 $100\text{--}200\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ と大きく、特に、一日の使用開始直後では $250\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ にも達することがある。

蒸留装置の前にイオン交換樹脂を通していているのは、ボイラーへの鉄分やカルシウム分の沈着を極力おさえ、蒸留水製造装置の寿命を長くするためである。蒸留水は、Millipore 社のミリ Q システムにより $0.05\text{--}0.10\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ の低電気伝導度をもつ“超純水”になる。ここでは、さらに $0.22\ \mu\text{m}$ の孔径をもつメンブランフィルターを通して使用している。毎日の使用前には、ミリ Q システムを 10 分以上動かし、よどんだ水を排水する必要がある。

2.2.2. コアの融解

低温室 (-20°C) で分割し表面の汚れを削り落としたコアサンプルは、融解の一日以上前に -10°C のサンプル冷凍庫に移す。

コアサンプルは、常温 (25°C) のクリーンルーム (クラス 1000) 内でポリ袋から取り出したあと、テフロンコーティングされた挟み器具でつまみ出し、純水で表面を数 mm 融けるまで一様に洗う。 -20°C のコアサンプルでは、洗浄時の急激な温度変化によりクラックが生じ洗浄水が浸透する可能性があるので、 -10°C ほどまでに試料温度を上げておく必要がある。このあと、テフロン容器に入れ 5 分間ほど置くと、さらに表面が数 mm 融けるので、この融け水でコアをともし洗う。融け水は捨てる。テフロン容器にふたをし、電子レンジで残りの氷サンプルを融解する。200 g の氷の場合、1 kW 程度の電子レンジで 3-5 分ほどかかる。この時、融解水の温度が常温以上に上がらないよう注意する必要がある。

雪のサンプルでは、少し融けたところでの自己洗浄ができないので、ポリ袋から直接テフロン容器に入れ融解する。

2.2.3. 融解サンプル用の容器の洗浄

融解したサンプルは、目的別にサンプルビンあるいは分析用のビンに移す。本研究では、図1および図2に示すように、さまざまな分析項目別に融解サンプル水を分けた。

これらサンプル容器の洗浄法を表1にまとめて示す。

表1 融解サンプル用容器の洗浄法
Table 1. Rinsing method of bottle for melt samples.

項 目	サンプル容器の洗浄法
化 学 主 成 分	4N の硝酸に1日、その後、蒸留水に2回各1日つけ、十分に洗浄をくり返した後、中に蒸留水を1/2ほど入れて置く。
電 気 伝 導 度	使用前にこの蒸留水は捨てる。
固 体 微 粒 子 濃 度	4N の硝酸に1日、その後蒸留水の中で3回各30分間超音波洗浄を行う。
酸 素 同 位 体	洗浄しない。
総 β 線 量	洗浄しない。
pH	蒸留水で2回各10分、超音波洗浄する。

2.2.4. 容器への貯蔵

サンプルの量が十分にあれば、まず少量のサンプル融解水で容器のとも洗いを行う。このあと、サンプル水を容器いっぱいに入れふたをする。特に、 $\delta^{18}\text{O}$ 用のサンプルは、蒸発や凝結による二次的分別作用を防ぐため、この処置は重要である。

容器に入れたサンプルは直ちに測定するのが望ましい。貯蔵しておく必要がある場合には、貯蔵中の化学的あるいは生物学的な変質（バクテリアの発生など）に留意する必要がある。本研究では、電気伝導度と固体微粒子濃度および pH については、融解後直ちに（当日内）測定した。化学主成分は、常温では SO_4^{2-} や NO_3^{-} 量が時間とともに増加するとの報告（及川・斉藤，1981）もあるため、冷凍保存した。 $\delta^{18}\text{O}$ のサンプルは常温で保存した。

2.3. イオンクロマトグラフによる化学主成分の分析

コアの融解サンプルの陰イオン (Cl^{-} , NO_3^{-} , SO_4^{2-}) と I 価の陽イオン (Na^{+} , K^{+} , NH_4^{+}) および II 価の陽イオン (Ca^{2+} , Mg^{2+}) の分析をそれぞれ Dionex 2000i イオンクロマトグラフで分析している。図4は、本装置の構成の概要を示したものである。ppb レベルの低濃度のサンプルを分析するため、分離カラムの前に濃縮カラムを設置した。検出装置としては、電気伝導度検出器を用いている。ベースラインの安定のため、測定レンジは $30 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ で使用している。また、多量のサンプルを分析するためオートサンプラーを使用している。

南極のコアサンプルの濃度は、一般に数 ppb-数 10 ppb と低いので、イオンクロマトグラ

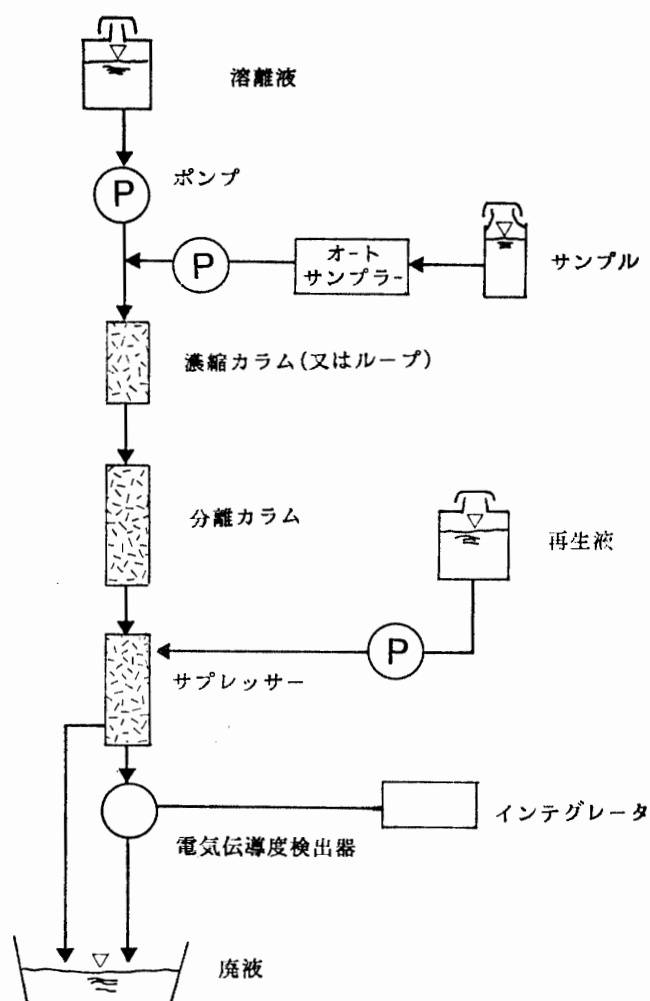


図 4 本研究で用いたイオンクロマトグラフの構成

Fig. 4. System of ion-chromatography for low level sample.

フの使用に当たっては、次の点に注意を必要とする。

(1) 環境温度を終日 $22-24^{\circ}\text{C}$ に保つ。この温度より高温にするとさまざまな個所で気泡を生じることになる。また、これより低温では分離カラムによるイオンの分離能力が低下する。

(2) 溶離液、標準液に使用する水は、電気伝導度が $0.1\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 以下の蒸留水を用いる。気泡の発生を防ぐため溶離液は脱気することが望ましい。

(3) 溶離液ラインおよびサンプルラインの途中にバブルトラップをつける。

(4) 脈流が極力小さく定流量性のあるポンプを使用する。

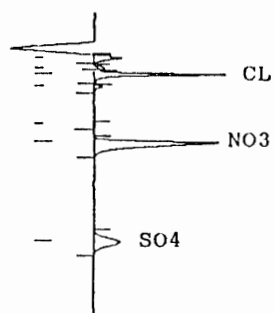
(5) オートサンプラーを用いる場合、1 サンプルの測定に 13 分ほどかかるので、30-40 サンプルを測定すると全体で 8-10 時間の分析時間となる。5 サンプルに 1 個の割合でブランクとして純水試料を、また最後には、標準試料を測定し、機器の安定性を確認する。また、時々クロマトグラムを出力しベースラインに乱れがないかを確認しておく。

表 2 本研究で使したイオンクロマトグラフの標準試料, 溶離液および再生液

Table 2. The standard reagents and the analytical solutions.

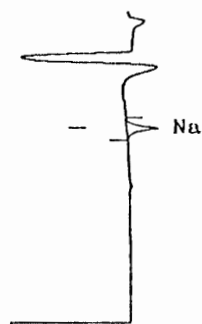
	陰イオン		I 価陽イオン		II 価陽イオン	
標準試料	Cl	20 ppb	Na	50 ppb	Mg	50 ppb
	NO ₃	50 ppb	NH ₃	50 ppb	Ca	50 ppb
	SO ₄	100 ppb	K	100 ppb		
溶離液	1.7 M	Na ₂ CO ₃	20mM	HCL	48mM	HCL
	1.8 M	NaHCO ₃			8mM	DAP
再生液	0.025 N	NH ₂ SO ₄	40mM	TMAOH	70mM	TMAOH

B:STD10210 88/09/02 14:42



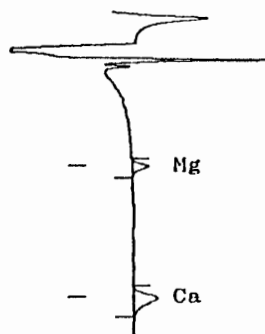
		Wis: 1.0000		Wspl: 1.0000	
NAME	TIME	KI	MK	CONC	
	1.683	0		0.0000	
	2.133	0		0.0000	
CL	2.350	0		32.1093	
	2.833	0		0.0000	
	4.333	0		0.0000	
NO3	5.033	0		154.8337	
SO4	8.984	0		30.4548	
TOTAL				217.3978	

B:ABC20210 88/09/02 14:42



		Wis: 1.0000		Wspl: 1.0000	
NAME	TIME	KI	MK	CONC	
Na	4.467	0		9.4367	
TOTAL				9.4367	

B:STD30206 88/09/02 14:42



		Wis: 1.0000		Wspl: 1.0000	
NAME	TIME	KI	MK	CONC	
Mg	6.067	0		1.3135	
Ca	11.234	0		5.7013	
TOTAL				7.0148	

図 5 イオンクロマトグラフによる化学主成分の分析例
(上より陰イオン, I 価の陽イオン, II 価の陽イオン)

Fig. 5. A result of ion-chromatographic analyses.

(6) 2.2節の方法で融解したサンプルは、化学的な変質をおさえるため冷凍保存しておくが、分析の数日前には、冷蔵庫(+5°C)に移し、ゆっくりと融解する。このあと、測定半日程前に実験室に出し、室温(+22~24°C)と同一温度にする。測定後、残部は再測定用に冷蔵庫内で保存する。

本研究で使用している標準試料、溶離液および再生液の一覧を表2に示す。また、図5にノルウェー極点旅行隊が採集し著者らが分析した南極の積雪サンプルの分析例を示す。

2.4. コールターカウンターによる固体微粒子濃度の測定

氷床コアの固体微粒子濃度の測定には、ろ過したフィルター上の微粒子を顕微鏡やコンピュータ画像処理法により計測する方法や、沈降法、融水中に浮遊する微粒子の光の分散や減衰強度から計測する光学的方法、電解状態にしたサンプル融水中の微粒子が細孔を通過する際に、細孔の両側の電極間に現れるパルス状の電流変化を計測する方法などがある。Coulter Counter は、後者の原理に基づいている。

氷床コア中の固体微粒子の濃度(10-100 ppb)、粒径分布特性(宇宙塵を除くと最大径は10 μm 程度、粒径が小さいほど粒子数は指数関数的に増加)、それに、多量のサンプル処理を必要とするなどの条件を考慮すると、Coulter Counter 法が現在最も適した方法である。しかし、微粒子によるレーザー光の散乱を原理とする光学的方法は、サンプル処理の簡便さと精度の点から、今後の有望な方法といえる。

Coulter Counter による固体微粒子濃度の測定に際しては、主として人為的汚染と電気的ノイズが問題となるが、その対処の方法はマニュアルに挙げられているので、ここでは省略

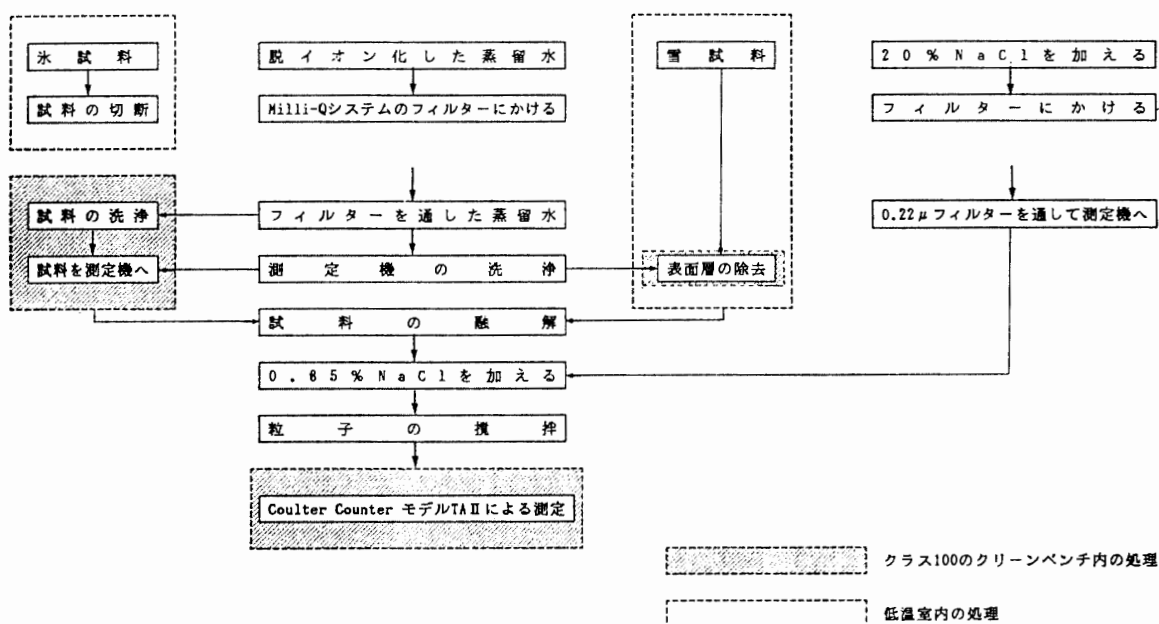


図6 コールターカウンターによる固体微粒子濃度測定の前処理方法

Fig. 6. Preparation system for the Coulter Counter analysis.

する。しかし、別の問題点は、図6に示した測定の前処理段階にもあり、ここでは特に粒子の沈降による影響について記しておく。測定については、FUJII (1981), FUJII and OHATA (1982), 藤井 (1986), FUJII and WATANABE (1988) に詳しく述べられている。

液体中の固体微粒子は、ストークスの法則に従い、重いものから序々に沈降していくため、測定の際によく攪拌しないと、正しい計測値が得られない。ストークスの法則では、直径 d で密度 ρ' の球状の粒子が、密度 ρ で動粘性係数 ν の液中を沈降する速度 v は次式で与えられる。

$$v = \left(\frac{\rho'}{\rho} - 1 \right) \frac{g}{18\nu} d^2.$$

表3 サンプル放置による固体微粒子の沈殿による計測値の減少。
50 μ l あたりの粒径 0.63 μ m 以上の粒子数を示す。

Table 3. Measured value decrease due to particle sedimentation.

測定 サンプル No.	初期値 (超音波攪拌)	7 日 後	24 日 後
1	294	124	44
2	577	97	111
3	628	163	125

COULTER COUNTER® Model TA II		PARTICLE SIZE ANALYSIS		15-200 μ X PERCENT		Coulter Electronics Inc. 290 W. 20 St. MILWAUKEE, WI 53010	
ORGANIZATION				A1 = (A1/A2) ³ FOR MODEL TA II			
OPERATOR	Y. Fujii			APERTURE	STANDARD	PREAMP	A1
EQUIPMENT				SIZE	PART. DIA.	STEP GAIN	A2
SAMPLE	ELECTROLYTE	DISPERGANT		30 μ m			
No. 1813 (622.14 - 8 m. 浮.)							

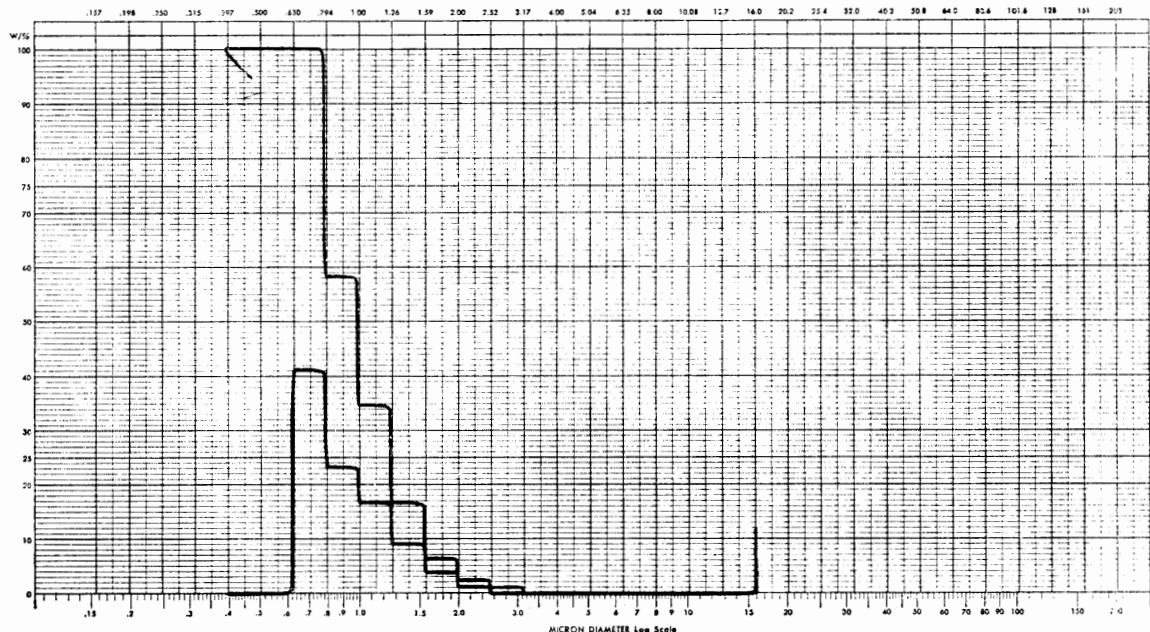


図7 コールターカウンターによる微粒子の粒径分布の測定例

Fig. 7. A result of particle size distribution analyzed by the Coulter Counter.

融解サンプルを長期間放置した場合には、表 3 に示すように大きな粒子の沈殿により、濃度が低下する。氷サンプルをテフロンビーカー内で融解し、測定用のピンに注入するまでの時間を 5 分間とし、テフロンビーカーでの水深を 3 cm 程度とすると、この間に粒径 $10.6 \mu\text{m}$ 以上の大粒子はすべて沈殿することになる。

それぞれの段階でサンプルをよく攪拌することが重要であるが、逆に計測上のエラーとなる気泡の混入には注意を要する。また、粒径が $5 \mu\text{m}$ 以上の粒子を含む測定の場合には、短時間で計測を行う必要がある。

図 7 にみずほコアの測定例を示した。

2.5. 分離型電極による pH の測定

極域の雪氷コアサンプルは、一般に緩衝作用が小さいため以下に述べるような問題が生じ、正確でしかも安定した pH 測定は容易ではない。

その第一は電極の問題である。通常のガラス電極と比較電極とが一つになった複合電極では、比較電極の液絡部から流出する KCl 溶液のためにサンプルの pH が影響を受けやすい。また比較電極の内外の濃度差が著しいことから、サンプルの影響が液絡部より混入しやすく液間起電力を発生する。このようなことから、極域の雪氷コアサンプルは溶存成分が少ないため緩衝作用が小さく、微少の異物によって容易に pH 値が影響を受ける。また溶存成分の少ない溶液では測定上固有の問題点がある。以下に問題点を列記した。

(1) 比較電極から流出する KCl、大気から溶け込む二酸化炭素によってサンプル液は影響を被る。

(2) 比較電極の内外の濃度差が著しいことからサンプル液の影響が液絡部より混入しやすく、この間、液間起電力を発生する。

(3) サンプル液が液絡部を通過するとき、誘導電位が発生しこれは伝導度に反比例し上述の液間起電力に重畳されることになるが、一定してはいない。

(4) 測定時に電気伝導度が低いため、外部からの誘導電位を拾い易く安定性に欠ける。上記の問題点は次の 2 種に区分できる。すなわちガラス電極と比較電極使用上の問題点とサンプル測定時の問題点とにである。

こうした問題点を避けるため、本研究ではガラス電極と比較電極が分離したシステム（東亜電波、FAR-101 (図 8)）を用いた。さらに誘導電位を拾わないようにサンプル液を含めて電極部をシールドした。

第二の問題は、大気中の CO_2 の溶解の影響である。試料が大気中の二酸化炭素と平衡に近づくことによって試料中の炭酸塩濃度の変化を引き起こし、さらに水素イオン濃度を変化させてしまうことである。これには窒素ガスで十分曝気したのちサンプルを二酸化炭素に触れさせない状態で測定、あるいは大気と平衡に達した後のいわゆる RpH を測定することによって対処できる。本研究では、蒸留水の中を通し CO_2 を除去した純窒素ガスをびんの中

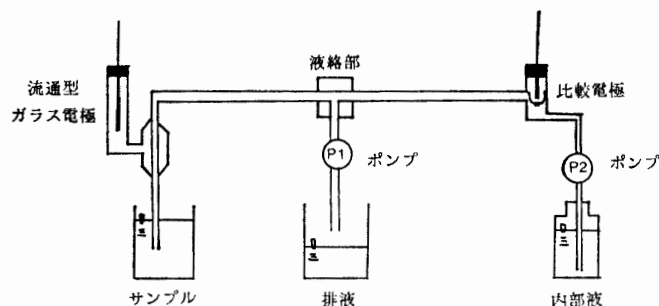


図 8 電極分離型の pH 測定システム
(東亜電波, FRA-101)

Fig. 8. The separate electrode type pH measuring system.

に密封し、その中で氷を融解した。

この他に、コア中の溶解性微粒子が溶解し、サンプルの pH を変えることも、コア試料固有の問題である。一般的な問題としては、サンプル液の温度管理、電極間ライン内の気泡の存在、外部の誘導電位の影響、サンプルびんの洗浄などをあげることができる。

2.6. α 線スペクトロメーターによる ^{210}Pb 堆積速度の測定

地殻起源の ^{238}U からは、図 9 (MASUDA and HARADA, 1986) に示すような崩壊系列で ^{222}Rn を生じる。 ^{222}Rn は気体であるため極域まで輸送される。さらに ^{222}Rn から生ずる ^{210}Pb

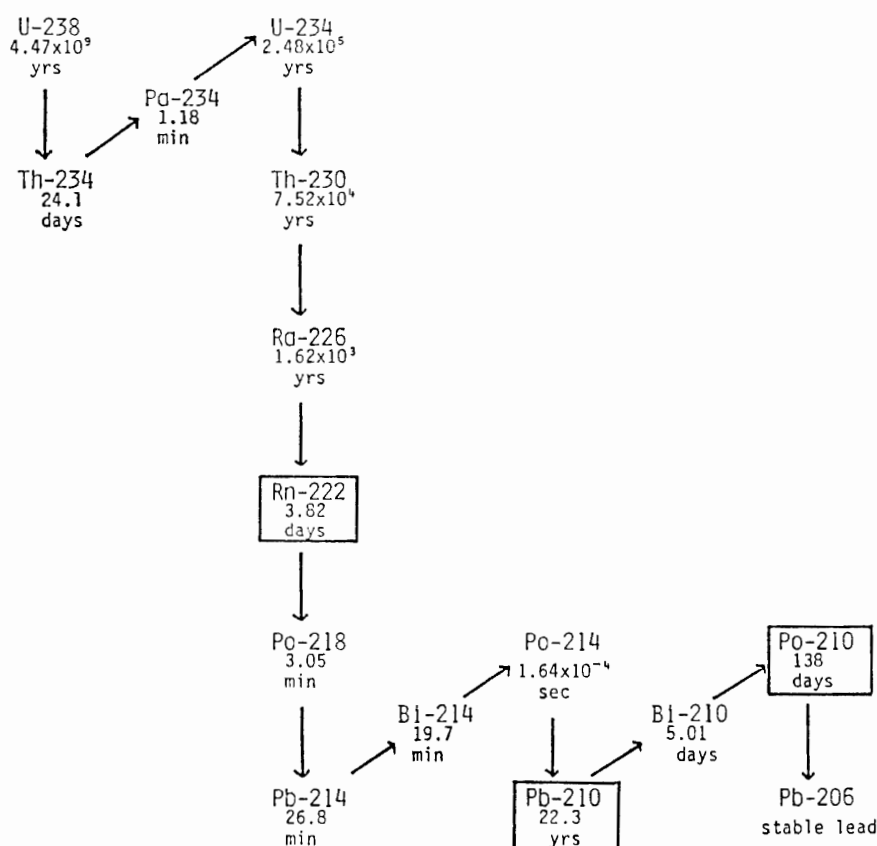


図 9 ^{210}Pb に関連する崩壊系列。縦の矢印は α 崩壊、斜めの矢印は β 崩壊を示す (MASUDA and HARADA, 1986).

Fig. 9. Radioactive disintegration series of ^{210}Pb (MASUDA and HARADA, 1986).

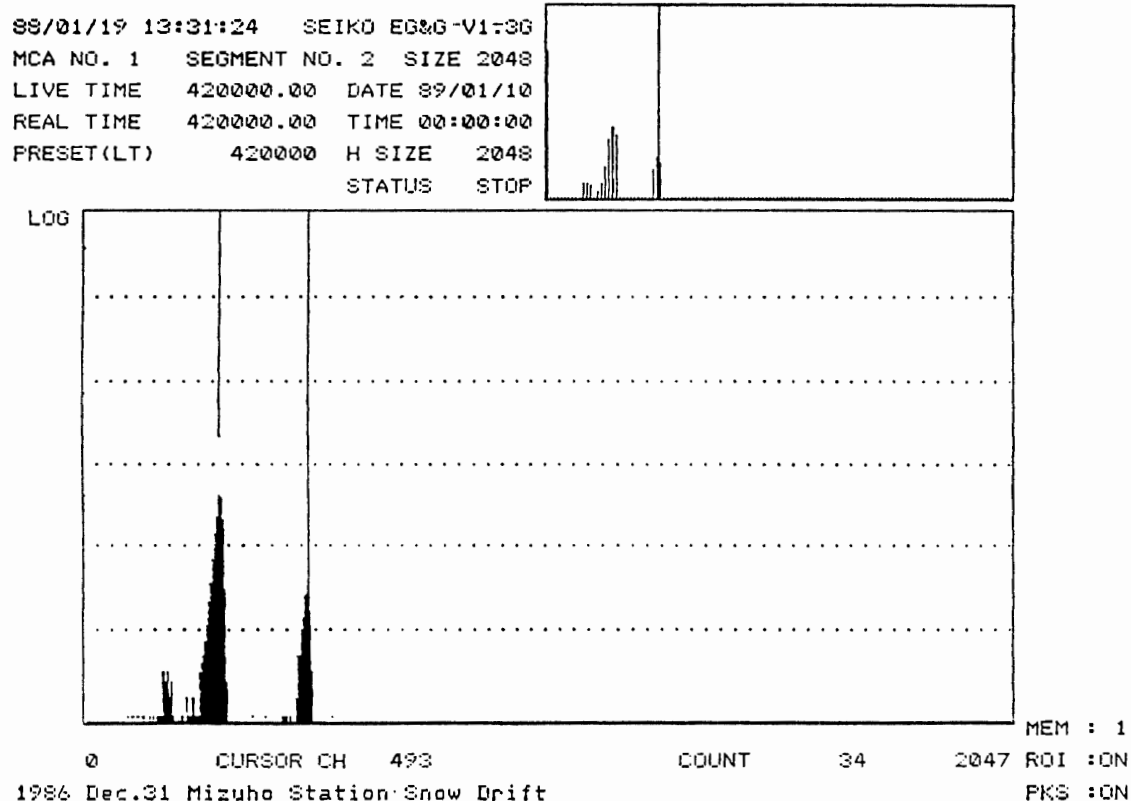


図 10 みずほ基地の飛雪の ^{208}Po (左) と ^{210}Po (右) の計測例

Fig. 10. A result of ^{208}Po and ^{210}Po measurements of the drifting snow at Mizuho Station.

は半減期が 22.3 年であるため, ^{210}Pb の flux を一定と仮定すれば, 10^1 – 10^2 年の堆積年代を見積もることができ, グリーンランドや南極の雪に対し試みられてきている (CROZAZ and LANGWAY, 1966; MASUDA and HARADA, 1986).

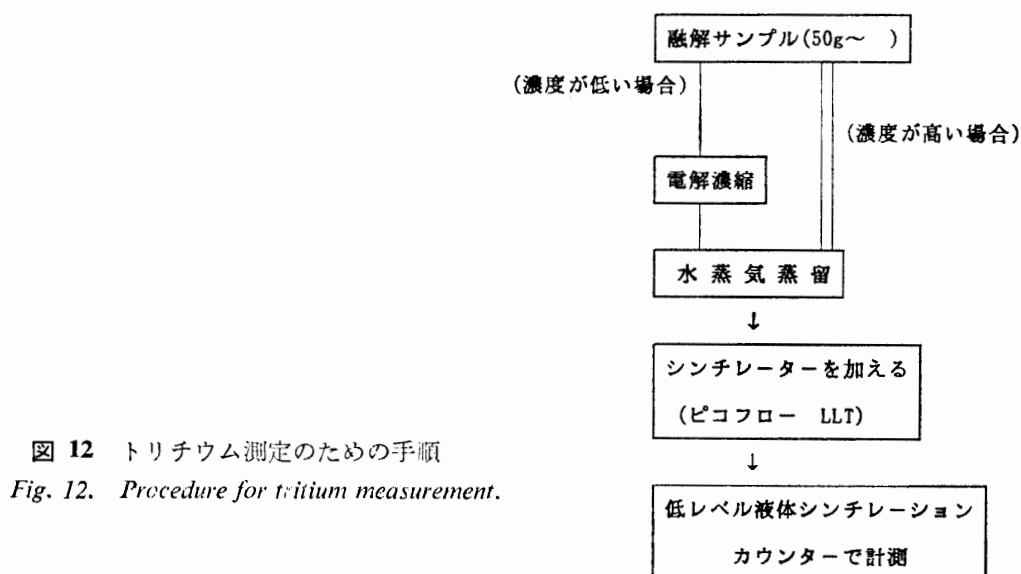
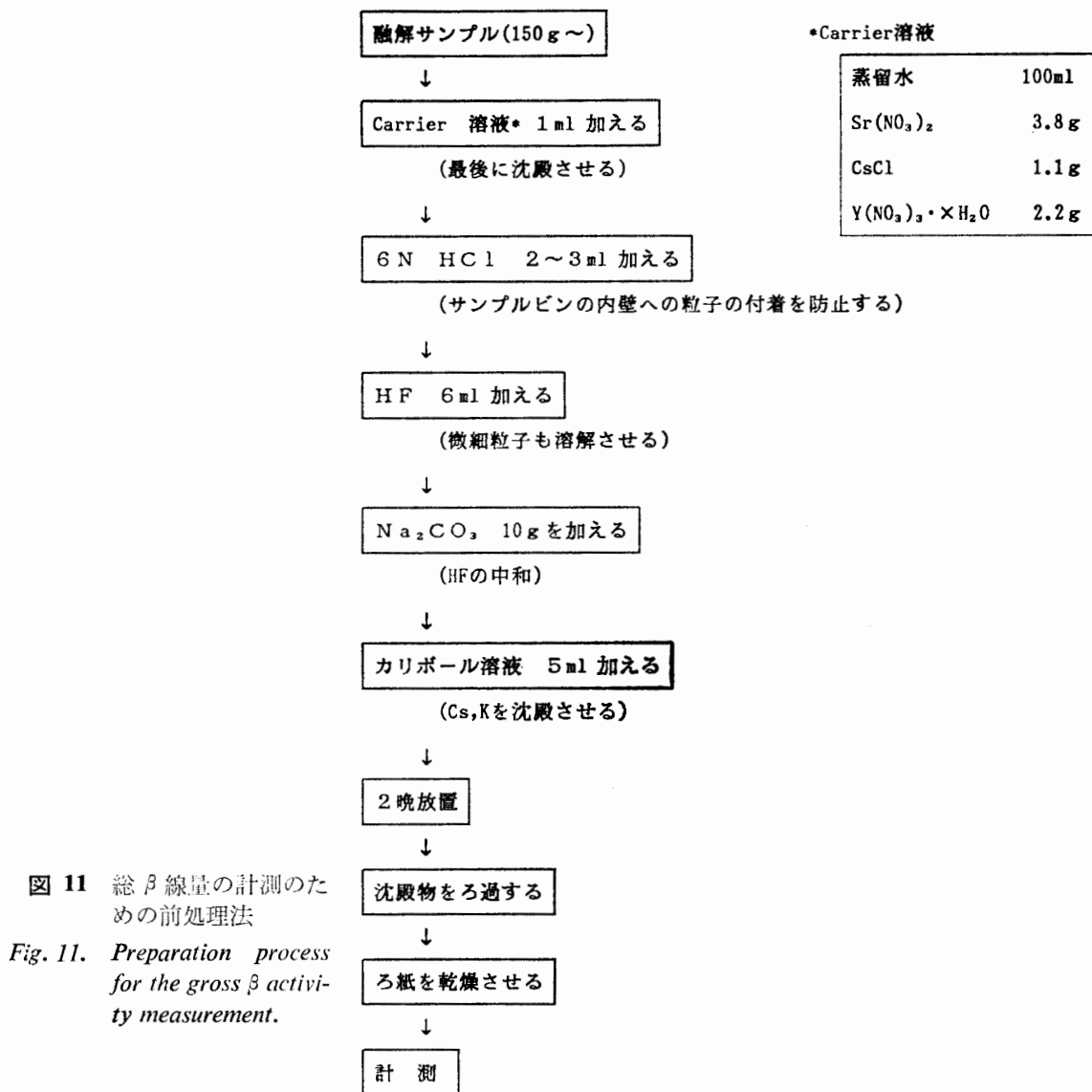
^{210}Pb は, 娘核種である ^{210}Bi の放射能を低バックグラウンド β 線カウンターで計測してもよいが, 感度が良くないため 10 kg もの多量のサンプルを必要とする. このため, 限られた量しか試料として給することができない雪氷コアの年代推定法としては不向きである. そこで本研究では, ^{210}Bi の娘核種である ^{210}Po の α 線を計測することにより, ^{210}Pb の値を求めた. トレーサーとして濃度既知の ^{209}Po (または ^{208}Po) を添加し, ^{210}Po と ^{209}Po を計測し, その比 $^{210}\text{Po}/^{209}\text{Po}$ から堆積速度を推定することができる.

α 線スペクトロメーター (SEIKO EG & G Co., 576A) による計測例を図 10 に示した.

2.7. 総 β 線量の測定 (前処理法)

極域の積雪には, 1950 年代から 1970 年頃にかけて行われた核実験で放出された人工放射性物質が存在し, 特定な年を示す示準層として利用されている.

こうした人工放射性同位体である ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{60}Co は, 半減期がそれぞれ 27.7 年, 30.0 年, 5.3 年と長期にわたって β 壊変するため, 総 β 線量の計測を低バックグラウンド β 線計



数装置を用いて測定できる。本研究では、図 11 のような前処理をしたのち、計測を行う。

このような共沈を利用した前処理の方法は、多量の試料を一度に処理する場合には有効である。少量の試料の処理の場合には蒸発濃縮を利用することも考えられる。

2.8. トリチウムの測定（液体シンチレーションカウンターを利用）

トリチウム (H^3) は、大気中で宇宙線が N や O をターゲットとして作り出されているが、核実験でも多量に放出され、極域の積雪層中に堆積している。半減期は 12.3 年と比較的短い。総 β 線量が示す示準層と同様、特定年代を示す指標として利用されている。図 12 にトリチウム測定の手順を示した。

3. 層位学的方法による年代決定

極域の氷床や氷河では、物理的プロセスや化学的プロセスにより、表面付近の積雪層に季節変化が記録される。この季節変化という周期性を利用して堆積年代を推定するには、一年を通じて雪の堆積が起こり、さらに一年の特定の季節を示す現象が起こることが前提となる。本研究では、こうした層位学的方法による年代推定について、南極氷床での具体例をあげて検討した。

3.1. 層構造の季節変化による年代推定

気象条件の季節変化を反映して積雪の密度、硬度、粒径など層構造に季節変化が生じる。こうした季節変化を利用した年代決定は、積雪量が多いところでは比較的容易であるが、少ないところでは、堆積後の霜ざらめ化作用などの変態作用により層構造に変化が生じるためむずかしい。

層構造の季節性を最も端的に現すのは、顕著な氷板など積雪層中の氷の存在である。東南極のブラント棚氷でのピットワークの結果（図 13）が示すように、夏季の温暖な時期に対応する 5 mm 以上の厚い氷板が 10–20 cm 深と 110 cm 深付近に見られる。しかし、 $\delta^{18}O$ 値が最大となる時期と氷板形成の時期は一致していない。これは、氷板の形成は、日射量が強い 12 月頃に起こるが、 $\delta^{18}O$ の最大値は気温が最も高くなる 1 月頃に現れること、または、融解水の浸透・再凍結によると考えられる。しかし、薄い氷板はほぼ全層にわたって存在しており、氷板が必ずしも温暖期だけに形成されないことを示している。

密度の変化は複雑である。霜ざらめが発達したところ（DHL が右に偏っている部分）では、密度は $0.3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ オーダーに減少するが、霜ざらめの形成は Gow (1965) が述べているように秋と特定できない。図 13 では、夏から秋にかけての時期に発達しているが、季節周期を示すものとはいえない。このため、霜ざらめの発達の度合いや密度、粒度など積雪の変態過程に依存するこうした雪質要素による年代の推定は困難であり不確かといえる。

以上から、層構造の特徴として年代推定に利用できるのは、夏季の融解を示す顕著な氷（層状氷、腺状氷、レンズ状氷など）の産状と分布の特性だけであるといえよう。

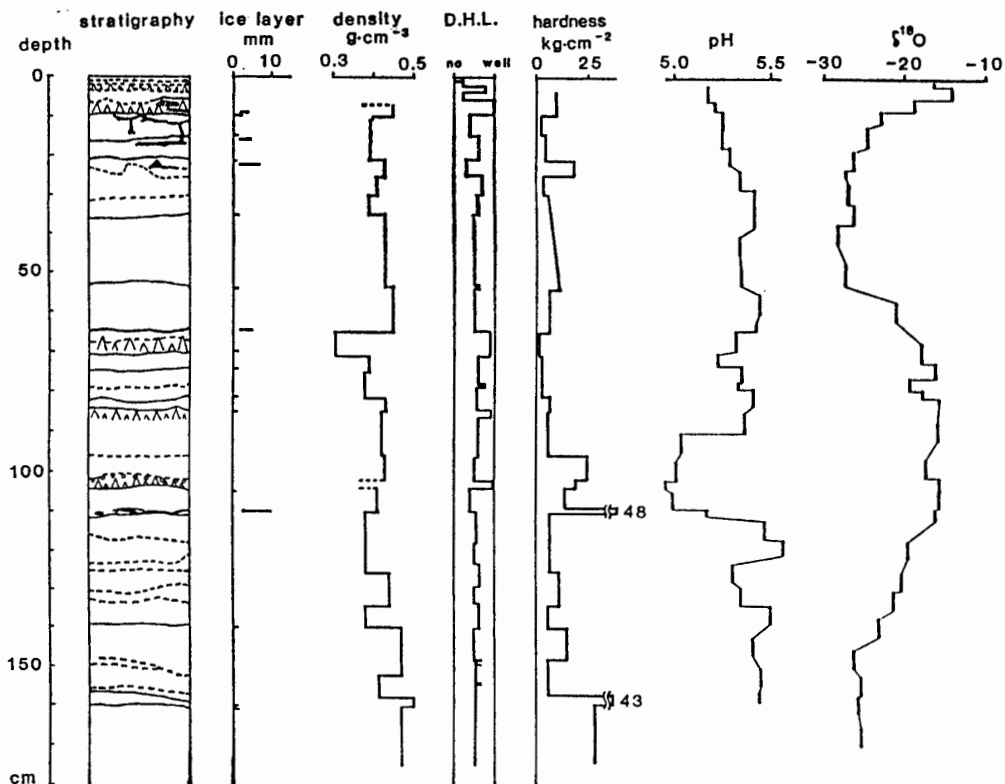


図 13 東南極ブランツ棚氷表層部の積雪構造. Ice layer は氷板の厚さを, DHL は霜ざらめ層の発達程度を示す (FUJII, 1983).

Fig. 13. Stratigraphy of snow at the Brunt Ice Shelf, East Antarctica. Ice layer: thickness (in mm), DHL: level of depth hoar development (FUJII, 1983).

3.2. $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化による年代推定

積雪量の多い沿岸部の地域では, 積雪や氷の $\delta^{18}\text{O}$ や δD (重水素) が明瞭な季節変化を示す. みずほ高原の S18 (標高 618 m) における 30 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化から年代を推定した例 (WATANABE *et al.*, 1988) を図 14 に示す. $\delta^{18}\text{O}$ は, 3-5 cm 深ごとに測定した. 図の左側には 10 個の移動平均を, また図の右側には 10 および 50 個の移動平均を示している. これから, 30 m コア全層で 30 以上の年層を識別できた. 氷板の位置(夏)と $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化とは上部 20 m 深では, 良く一致し, 推定誤差は 1-2 年と思われるが, これ以深では, 夏季の融解が活発な年があり, 年層が消失している可能性もあり誤差は大きい. 図 15a には, S18 と同様に積雪量の多い地域での $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルと, その季節変化から推定した堆積年代を示している.

積雪量の少ない内陸部, あるいは斜面下降風 (カタバ風) により季節的欠層が起こる地域では, 欠層のみならず堆積後の雪の変態過程での $\delta^{18}\text{O}$ 組成の分別作用が生じるため, 堆積時の季節変化が破壊され, $\delta^{18}\text{O}$ による年間積雪層の同定はできない.

みずほ高原では, こうした地域は標高 1700-1900 m 以上の内陸部である (WATANABE *et al.*, 1988). 図 15 にみずほ高原の各地で得られた $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルを示した. 季節変化の比較

S18 (30 m core)

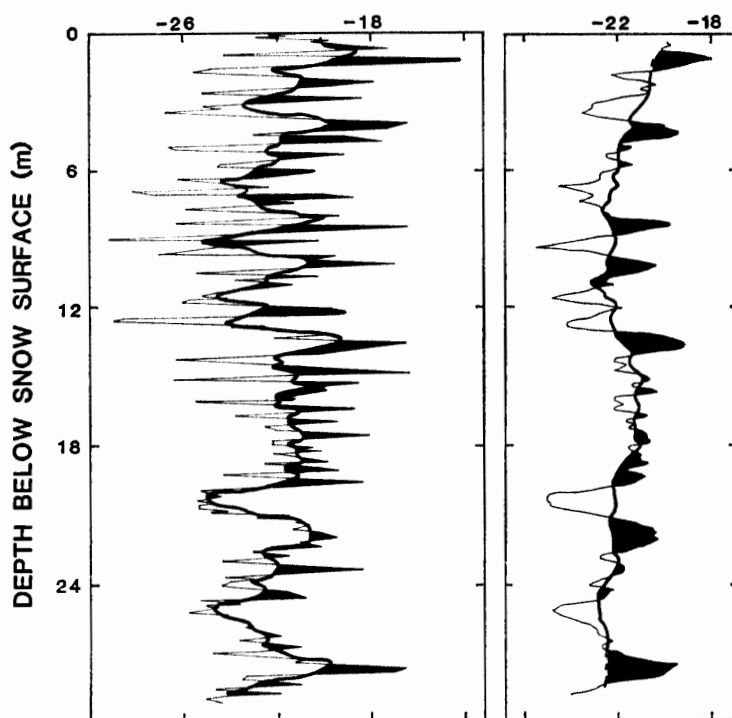


図 14 S18 地点 (標高 618 m) の 30 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル. 左: 測定値プロファイルと 10 個の移動平均. 右: 10 および 50 個の移動平均 (WATANABE *et al.*, 1988).

Fig. 14. $\delta^{18}\text{O}$ profile of a 30-m depth core sampled at S18 (618 m a.s.l.). Left column: the original profile and running mean value of 10 samples. Right column: the running mean values of 10 samples and 50 samples (WATANABE *et al.*, 1988).

的明瞭な地域 (沿岸多積雪量域) と季節欠層が頻繁に生じ, 霜ざらめ層の発達の著しい地域 (カタバ風域) がそれぞれ図 15a, b に示されている. この両者を比較すると $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルのそれぞれの特徴が明らかである. S122 は, 最近 15 年ほどの雪尺測定でも, 年層の欠層が 70% 近い高い頻度で起こっており, 表面直下から 8 m 深まで霜ざらめの発達が著しい. こうした堆積環境では, 水蒸気の拡散により積雪中の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルが平滑化していく. 積雪量が S122 より多い Y100 と Y200 における 10 m コアでは, 表層部で $\delta^{18}\text{O}$ は季節変化を保存している (図中の横線). しかし, これより深いところでは総 β 線量のピークから推定した年代 (図中に矢印で示してある) と, $\delta^{18}\text{O}$ のピーク数は一致せず, 年層の欠層が考えられる.

図 16 はグリーンモードランド氷床の最高部 (標高 3761 m) のドームキャンプにおける積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 組成 (3.5 cm 間隔でサンプリング) 分布とその 10 個の移動平均値を示している. 後で示すように (図 22), ドームキャンプでのピットサンプルのトリチウム濃度の垂直分布は,

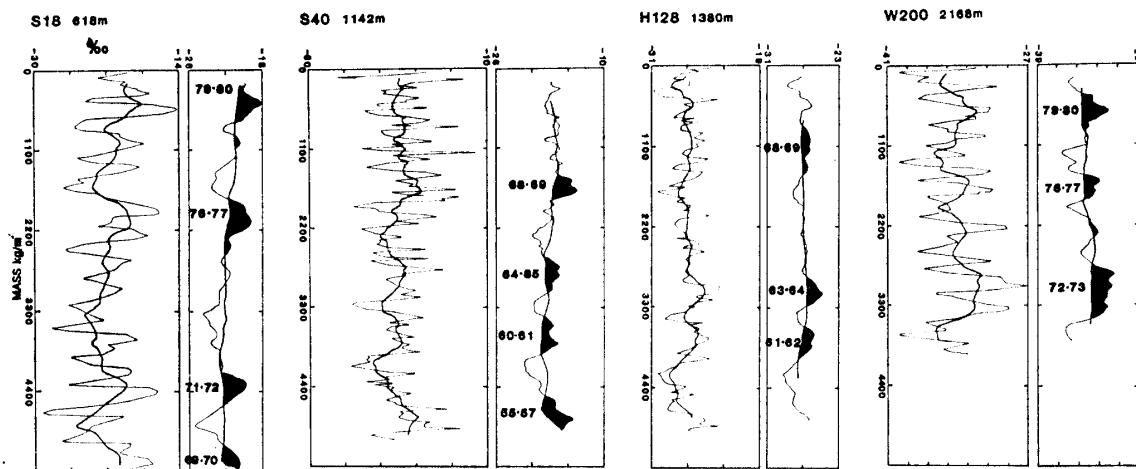


図 15a みずほ高原沿岸部の積雪量の多い地域における 10 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルと季節変化から推定した堆積年代。それぞれ左側がオリジナルプロファイルと 10 個の移動平均、右側が 10 および 50 個の移動平均を示す (WATANABE *et al.*, 1988)。

Fig. 15a. $\delta^{18}\text{O}$ original profile and the running mean of 10 samples of 10-m depth core in high accumulation area. Numerical figures indicate estimated age of deposition (WATANABE *et al.*, 1988).

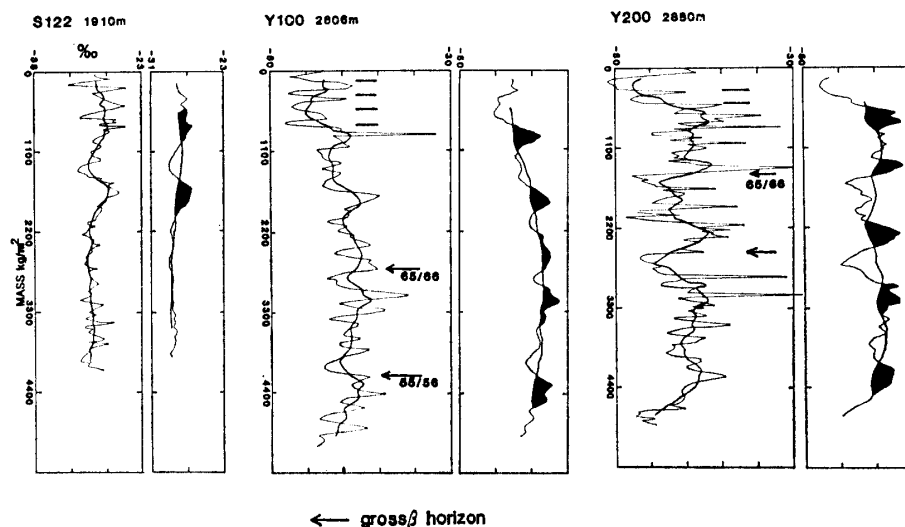


図 15b みずほ高原のカタバ風域における 10 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル。積雪季節層の欠層や、堆積後の同位体の再分別により季節変化は保存されていない。このため、こうした地域では $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから堆積年代の推定は不可能である (WATANABE *et al.*, 1988)。

Fig. 15b. $\delta^{18}\text{O}$ original profile and the running mean of 10 samples of 10-m depth core in the katabatic wind region (WATANABE *et al.*, 1988).

この地点の平均涵養量として、3.2 cm/年 (水当量) を与える。したがって、図 16 の $\delta^{18}\text{O}$ 分布のそれぞれの値は、ほぼ年間積雪量に相当するサンプリング間隔となっており、もとより季節変化を示すものではないが、年々あるいは数年の変動シグナルを示していると思われる。

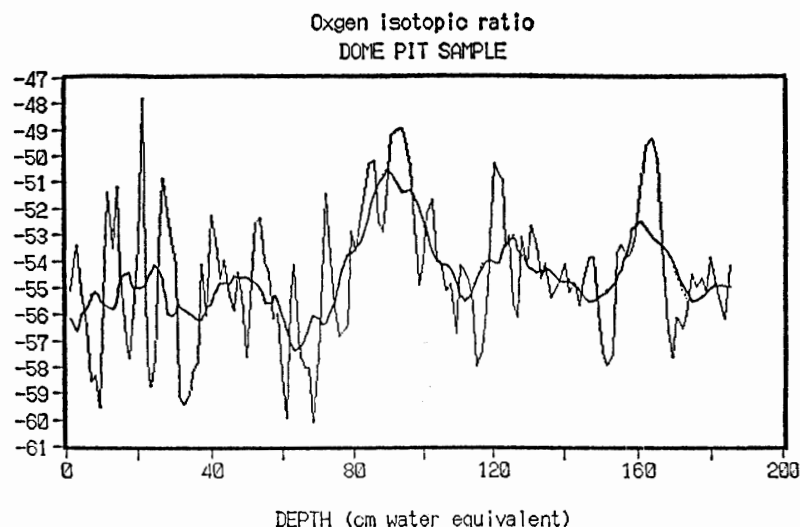


図 16 クィーンモッドランド氷床のドームキャンプ (標高 3761 m, 77°00'S, 35°00'E) の 5.1 m ピットの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル

Fig. 16. $\delta^{18}\text{O}$ profile along the 5-m depth pit wall at the Dome Camp (77°00'S, 35°00'E, 3761 m a.s.l.), Queen Maud Land.

3.3. 固体微粒子濃度の変化による年代推定

THOMPSON *et al.* (1981) は、南極ドーム C のサンプルの固体微粒子濃度に、1 年の周期性があることを示した。これは、総 β 線量から求めた 1955-1965 年の 10 年間の堆積期間に、粒径 $0.63 \mu\text{m}$ 以上の固体微粒子濃度に 10 個のピークを認めたことに基づいている。

一方、FUJII (1981) は、みずほ基地で 1 年を通して採取した飛雪中の固体微粒子濃度が、半年周期をもつことを明らかにした。積雪や飛雪中の固体微粒子濃度の周期は、大気循環による粒子の輸送と、降水量 (水蒸気の輸送と凝結過程に依存) によって決まる (FUJII and OHATA, 1982) ので、地域によって異なる傾向を持つことは十分に予想される。

したがって、固体微粒子濃度の変化に基づく年代の推定は、その地域での変化の特性を知った上で始めて可能となる。

3.4. 化学組成, pH, 電気伝導度の季節変化に基づく年代決定

氷床の積雪や地吹雪の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 411 m 深のコアの化学分析を行っている。その結果、 Cl/Na (Na を海洋起源と考えると、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、また電気伝導度は、秋に極大となる傾向を見出している。これらは、海水の形成、低気圧活動などの季節変化を反映している。

南極みずほ基地では、通年にわたる飛雪のサンプルから、さまざまな化学組成 (主成分) の季節変化が明らかにされている。図 17 は、長田・樋口 (1988) による Na , Cl , NO_3 , SO_4 な

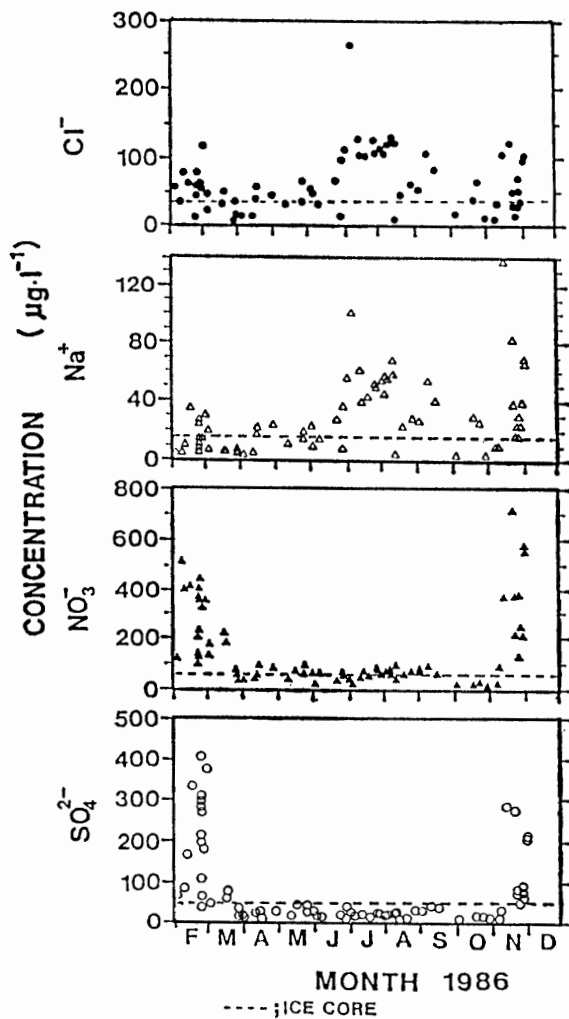


図 17 みずほ高原における雪面付近の飛雪 (1986年2月-12月) に含まれる主要化学成分の季節変化 (長田・樋口, 1988). 図中の破線は, みずほ 700m 氷柱状試料中の平均値. 濃度は $\mu\text{g/l}$.

Fig. 17. Seasonal variation of major chemical elements in drifting snow sampled at Mizuho Station (February–December 1986). Broken line indicates the mean value ($\mu\text{g/l}$) of the Mizuho 700-m core.



図 18 みずほ基地における飛雪の pH の季節変化 (1977年2月-1978年1月 (藤井, 1989)).

Fig. 18. Seasonal variation of pH value in drifting snow at Mizuho Station (FUJII, 1989).

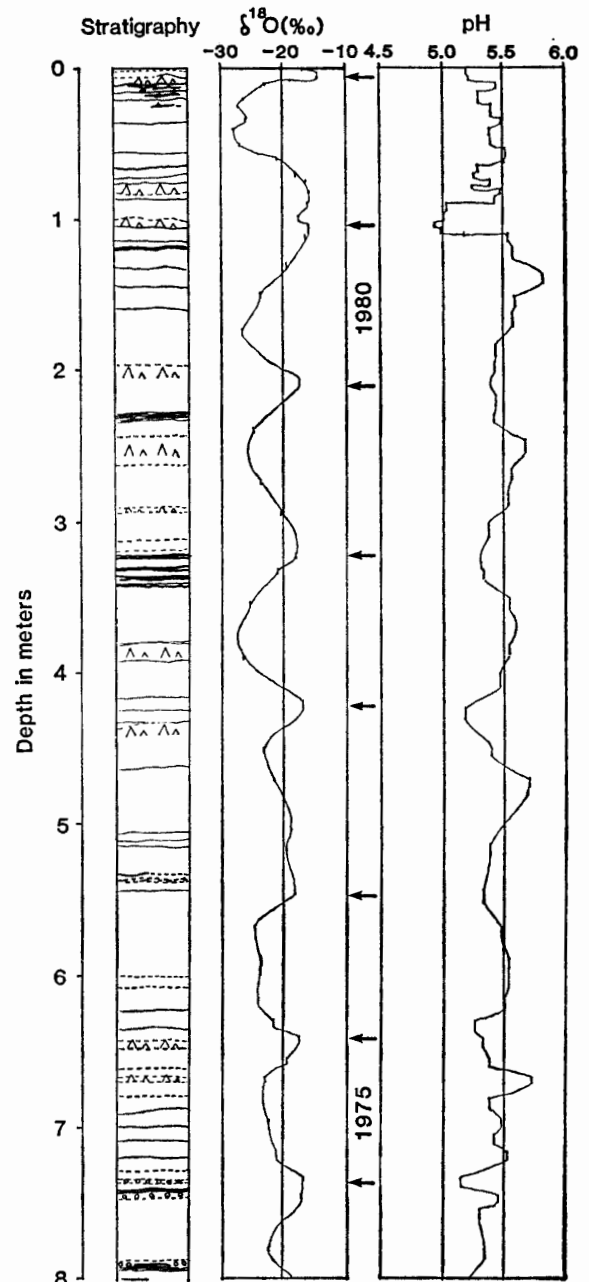


図 19 東南極ブラント棚氷における積雪表層部の層構造と $\delta^{18}\text{O}$, pH 値分布. 矢印は年間積雪層の境界を示す.

Fig. 19. Vertical profile of pH variation and $\delta^{18}\text{O}$ with stratigraphy of snow cover at the Brunt Ice Shelf.

ど、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 18 は、1977 年の pH の季節変化で、夏季の pH の減少が特徴的である。長田・樋口 (1988) の結果から、これは NO_3 や SO_4 が酸として夏に多量に輸送されてきていることを示すものと思われる。

積雪が季節的に中断しないで堆積する地域では、こうした化学組成の季節変化から、年間の積雪量を復元することも可能である。図 19 はプラント棚氷の 8 m 深までの層構造と pH, $\delta^{18}\text{O}$ 分布 (上部約 2 m は図 13 と同じ) であるが、pH の季節変化により年間積雪層の推定が可能であることを示したものである。ただし、これらの情報を堆積年代の推定に結び付けるためには、これまで述べてきたように対象となる地域の堆積環境の地域特性を十分に認識しておく必要がある。

3.5. 層位学的方法が適用できる条件

層位学的方法が堆積年代の推定に適用できるのは、少なくとも次のいずれかの条件を満たした場合であると考えられる。

- (1) 夏季の融雪・再凍結による顕著な氷の存在など、特定の季節を示す現象があること。
- (2) 積雪層の季節的欠層がなく、かつ堆積前の飛雪や大気中に化学的濃度など諸特性の季節性が認められること。

こうした条件は、気候学的環境に依存しているので年によっても変化する可能性があり、実際には $\delta^{18}\text{O}$ と顕著な氷板の存在などといった 2 つ以上の要素から総合的に判断することになる。

南極みずほ高原の場合を例にとり、層位学的方法が適用できる地域を考察してみる。夏季の融雪は、乾雪線が存在する標高 700–1000 m まで生じるが、フィルンラインの存在する標高 400–500 m 以下の地域では、上積氷 (前の年の温度の低い氷層の上に、その年の積雪の融解浸透水が凍結してできる氷) が形成されるか、あるいは消耗域となる。このため、夏季の顕著な氷板の形成は、一般に標高 400–1000 m の範囲に限られる。

次に積雪の季節層の欠層は、標高 1700 m (H240 地点付近) 以下の地域では一般には生じない (WATANABE, 1978; WATANABE *et al.*, 1988)。この地域は、年平均積雪量が 30 cm 以上 (1975 年以降の雪尺測定結果による) と多く、層位は成層構造をなしている。したがって、積雪の化学的諸性質の季節変化に基づく年代推定は、フィルンライン (標高 400–500 m) から標高 1700 m の地域については可能である。

標高 3500 m 以上の内陸部ではカタバ斜面とは異なり、年層の欠層がしばしば生じることはないと考えられるが、年平均積雪量は 10 cm 以下と極端に少なくなるため、コアのサンプルでは季節変化を検出するのが難しい。しかし、固体電気伝導度などの方法で可能となるかも知れない。

積雪の季節的欠層がなくとも、積雪量が少ないと $\delta^{18}\text{O}$ は、堆積後に生じる二次的分別作

層位学的年代方法	適用できる地域 (右側:みずほ高原の場合)				
	適用できる条件	標高	1000	2000	3000 3500 m
1. 顕著な氷板の存在	夏季の融雪が生じる涵養域	-----			
2. 化学的性質の季節変化	季節層の欠層が生じない涵養域	-----			
3. $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化	年積雪量30cm以上の涵養域	-----			

図 20 層位学的方法による積雪層の年代決定が可能な地域

Fig. 20. Applicable region for stratigraphic dating of snow.

用により季節変化が消滅する。WATANABE *et al.* (1988) によれば、年間積雪量が 30 cm (水当量で 10-12 g/年) より多い地域では $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化は保存されるようである。みずほ高原では、S122, Y100, Y200 など年間積雪量が 20 cm 以下のところでは同位体の二次的分別作用のため季節変化が保存されていない。

以上をまとめると、図 20 のようになり、フィルンライン (標高 400-500 m) から乾雪線 (標高 700-1000 m) までの地域では、層位学的なさまざまな方法の適用が可能である。乾雪線から年層の欠層が生じはじめる標高 1700-1900 m の範囲では、 $\delta^{18}\text{O}$ や化学的諸性質の季節変化が適用できる。しかし、標高 1700-1900 m 以上の内陸部では、積雪の欠層が頻繁に起こったり、あるいは積雪量が少なくなるため層位学的方法による年代の推定は困難といえる。ただ、標高 3500 m 以上の最も内陸に位置する地域では、欠層が生じにくいため、分解能のよい方法 (固体電気伝導度など) によって季節周期の検出が可能となれば堆積年代をこうした方法で推定できる。

4. 示準層の検出による年代決定

4.1. 人工放射能汚染層 (トリチウム・総 β 線量)

1950年代以降の核実験により、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。極域の氷床や氷河の積雪域では、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を決めることができる。

トリチウムは、宇宙線や核反応などにより大気上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 などの人工同位体 (総 β 線量示準) 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れる。これは、1961 年から 1962 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 年にピークが現れている。この他南極では、1960 年、1969 年、1971 年、1973 年のピークが顕著である (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、

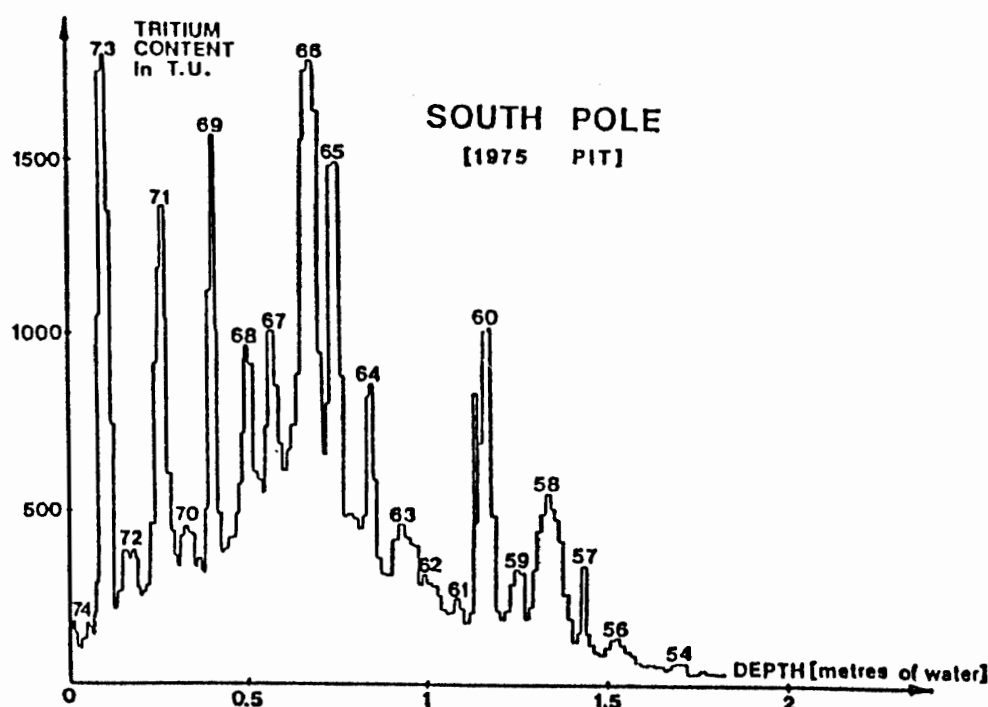


図 21 南極点における積雪ピットのトリチウム濃度の変化 (JOUZEL *et al.*, 1979)

Fig. 21. Vertical profile of tritium content at the South Pole (JOUZEL *et al.*, 1979).

表 4 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 (藤井, 1989)。

Table 4. Various tritium peaks of Arctic and Antarctic snow cover. ◎: Very predominant peak, ○: predominant peak, and □: low level peak (compiled from JOUZEL *et al.*, 1979 and THEODORSSON, 1977) (FUJII, 1989).

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		?

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 (表 4)。

図 22 は、クィーンモードランド氷床の頂部ドームキャンプ (標高 3761 m) の表層部におけるトリチウム濃度分布を示している。水当量で 60 cm 深には、1300TU という非常に顕著なピークが現れ、これが 1966 年の層を示すものと考えられる。1985 年の内陸調査によるピ

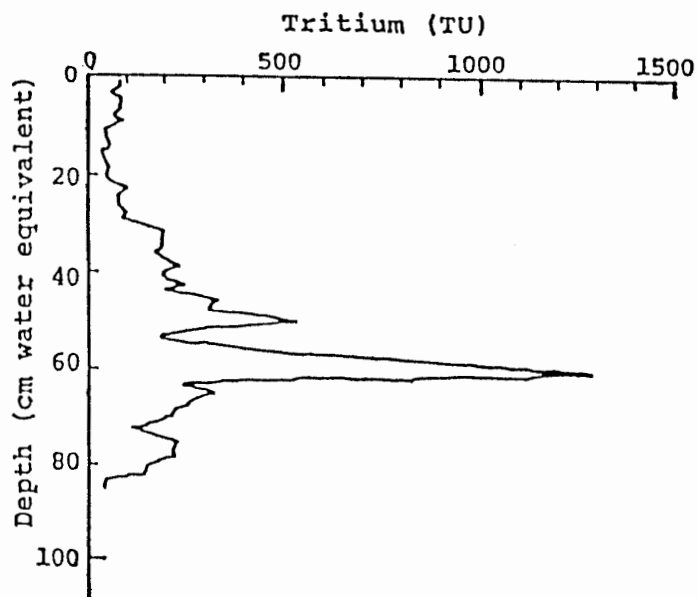


図 22 クィーンモードランド氷床頂部，ドームキャンプ（標高 3761 m）におけるトリチウム濃度の分布 (KAMIYAMA *et al.*, 1989)

Fig. 22. Vertical profile of tritium content at the Dome Camp (KAMIYAMA *et al.*, 1989).

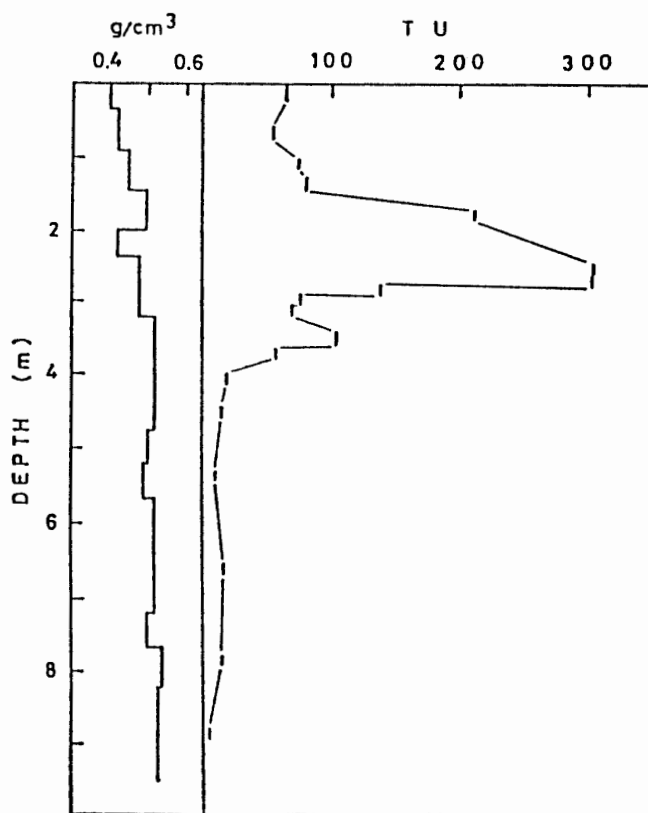


図 23 みずほ高原，前進キャンプ（標高 3193 m）における 10 m コアのトリチウム濃度の分布 (SATAKE *et al.*, 1986)

Fig. 23. Vertical profile of tritium content in the 10-m depth core sampled at the Advance Camp (SATAKE *et al.*, 1986).

ットワークなので、これから年平均涵養量として $3.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ が得られた。また、78 cm 深のピークは 1960 年、48 cm 深のピークは 1971 年と考えられる。このように、南極氷床の最内陸部でもトリチウムによる堆積年代の決定は極めて有力な方法であることが分かる。

図 23 は、みずほ高原の前進キャンプ（標高 3193 m, $74^{\circ}12'S$, $34^{\circ}59'E$ ）における 10 m コアのトリチウム分布を示している（佐竹ら, 1986）。2.5 m 深（積雪深）に 301 TU の高い濃度の層があり、1966 年を示すと考えられる。また、4 m 以深ではトリチウム濃度がほぼ一定となるので、この深さが 1956 年に相当すると考えられる。

トリチウム濃度は、南極では 8-9 月にピークを示す。北半球では 3 月頃の降水中にトリチウム濃度のピークが現れスプリングピークと呼ばれる。また、本研究で明らかのように内陸部ほどトリチウム濃度は高くなる傾向がある。こうしたトリチウムの挙動は、南極における成層圏から対流圏の水蒸気・物質輸送の機構を示唆している。

北極圏スピッツベルゲンの標高 1200 m の氷帽頂部では、冬季の積雪が夏季にはすべて融解し、浸透して前年の冷たい氷の上で凍結する上積氷の形成が顕著に起こっている。このため季節層は消失してしまい、季節変化に基づく年代決定は困難で、トリチウム濃度の測定を行い、堆積年代の推定を試みた（和泉ら, 1988）。図 24 は、表面から 1.5 m 深のところに顕著な 1963 年を示すピークが認められ、1.9 m の深さに 1959 年の小さなピークが認められた。また、2.2 m 以深ではほぼバックグラウンドレベルになるので、この深さが 1953 年と考えることができる。この研究は、上積氷の発達する地域での年代決定にトリチウム濃度による特定年代の推定法が、極めて有効な方法であることを示している。

^{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、また、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 年）にもピークを示すことがある。図 25 は、みずほ高原の H128 地点（標高 1380 m）における 5 m 深までの表層の層構造と $\delta^{18}\text{O}$ および総 β 線量のプロファイルを示したものである。ここでは、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節周期から判定した 1964-1965 年層と総 β 線量のピーク（1964-1965 年層）とが一致している。また、同図の右には、みずほ高原の S97 地点（氷厚 1654 m）での表層 5 m 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。

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、核の質的差異、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ような特徴がある。

（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（TAYJOR, 1968）。

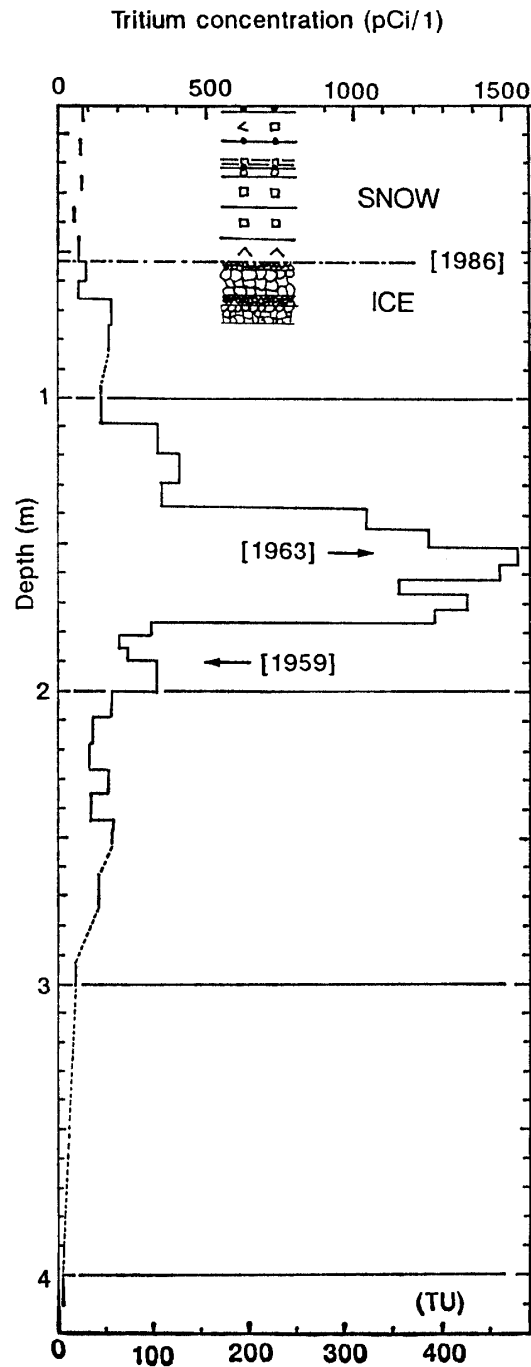


図 24 北極，スピッツベルゲン北部の氷帽頂部における表層部のトリチウム濃度分布 (和泉ら，1988)

Fig. 24. Vertical profile of tritium content at the summit of ice cap, Spitzbergen, Arctic (IZUMI *et al.*, 1988).

(2) トリチウム濃度は，南極では8-9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; 佐竹ら，1986).

(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。

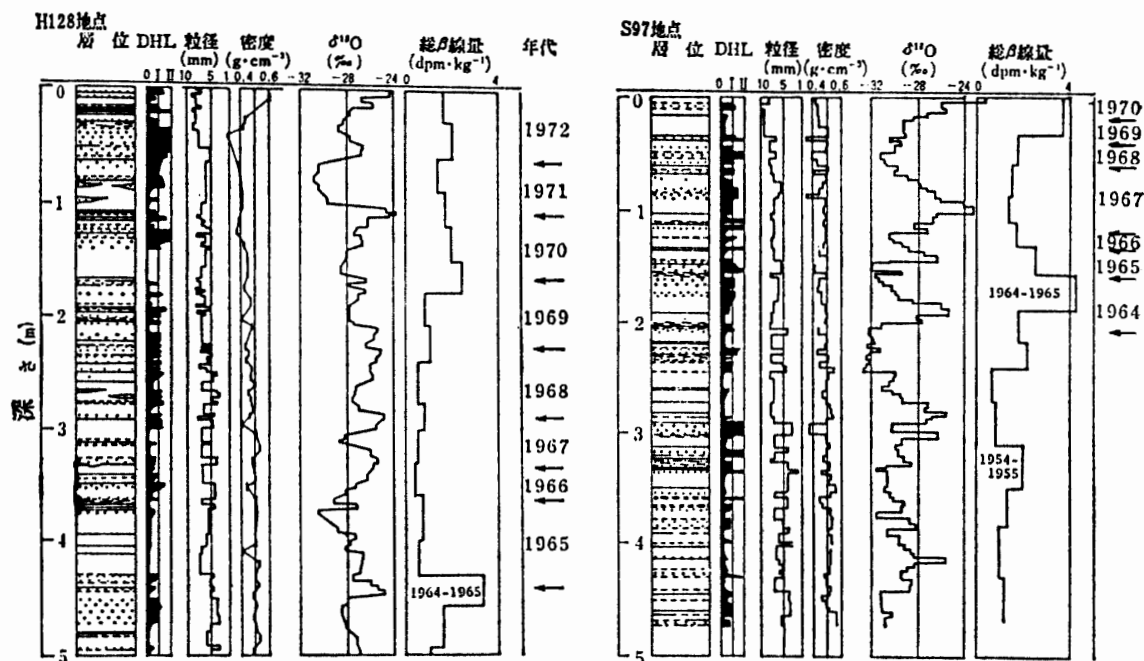


図 25 みずほ高原における 5 m 積雪コアの層構造と $\delta^{18}\text{O}$ および総 β 線量分布 (WATANABE, 1978). H128 地点 (標高 1380 m), S97 地点 (標高 1654 m).

Fig. 25. Vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ and the gross β activities along the 5-m depth core, sampled at the Mizuho Plateau. H128 (1380 m a.s.l.), S97 (1654 m a.s.l.) (WATANABE, 1978).

4.2. テフラ層

大規模な火山活動は、多量のガスや火山灰を大気に放出する。赤道付近の火山でも激しい爆発の時には、微粒子は対流圏上部を通して、また亜硫酸ガス SO_2 などのガスは成層圏へも入り、極域まで長い距離を輸送される。極域の氷床や氷河の積雪層には、こうした火山活動が視認できる火山灰層として、また目視では認められないが化学的に検出できる層として記録されている。従って、年代が特定される火山活動は、極域氷床コアの示準層として堆積年代の決定に極めて有効となる。また、爆発年代が不明な火山活動は、同じ時期を示す示準層として異なった場所のコアの年代の対比に有効となる。

HAMMER *et al.* (1980) は、グリーンランドのクレートで得られた 404 m コアの表面を 2 本の電極で走査し、氷の電気伝導度の高い所は、火山起源の H_2SO_4 濃度が高く、図 26 のように噴火記録が知られている大規模な火山活動とよく一致することを示した。コアの年代は $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化から決定している。グリーンランドのこのコアには、クラカトア (1883 年) やタンボラ (1815 年) などの熱帯や、日本の駒ヶ岳 (1640 年) などグリーンランドから遠く離れた地域の火山活動も明瞭に記録されている。1257 年には、これまでに知られていない火山活動が見つかった。このように、氷床コアは、観測記録が乏しいか、存在しない 1000 年以上も過去の火山活動の復元にも、有効な情報を提供することになる。また、海洋底などの堆積物のコアと違って降水が保存されているため、大気を知るうえでも有効である。

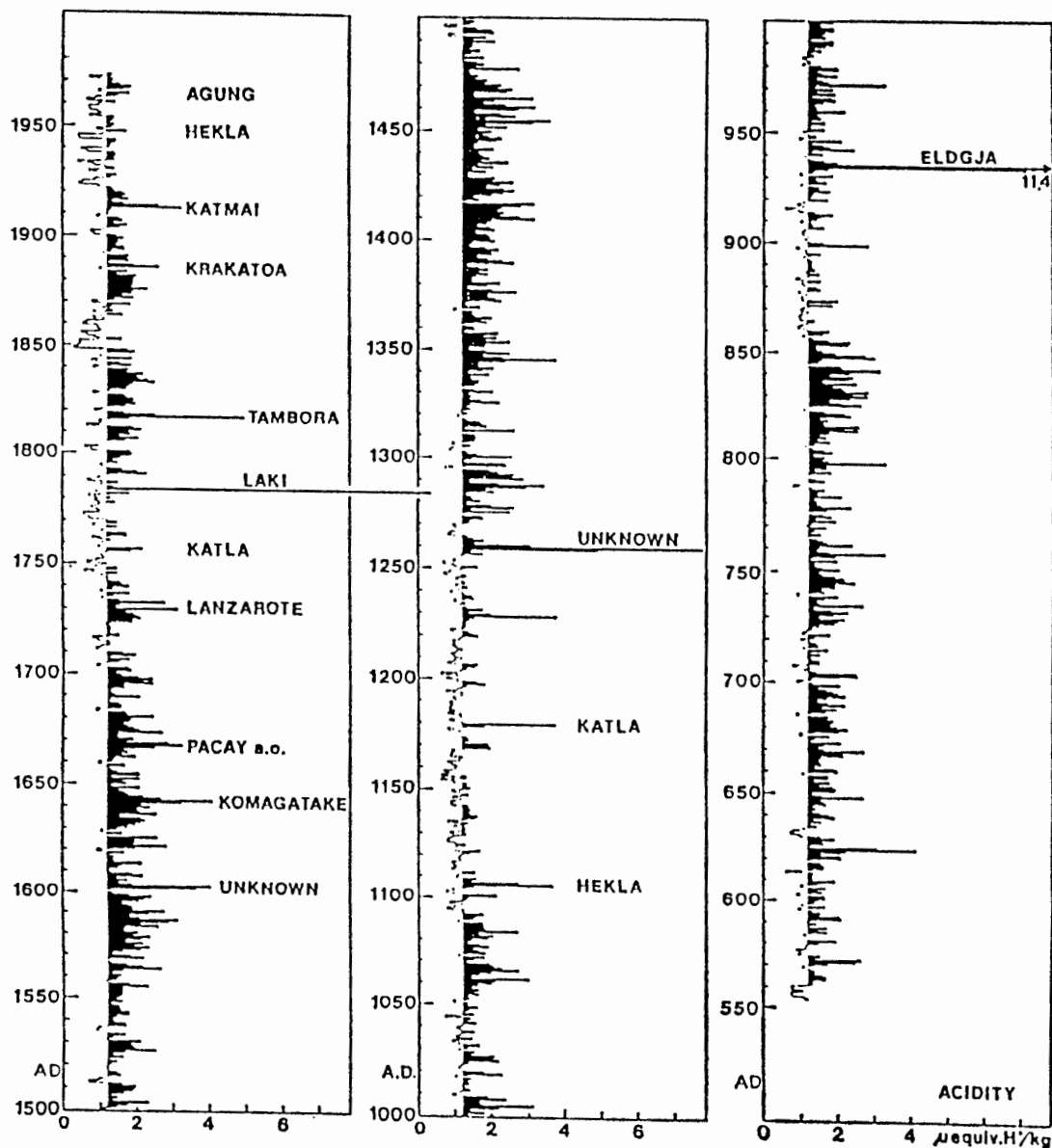


図 26 グリーンランドのクレート 404 m コアの過去 1400 年間の酸性度プロファイルと 20°N 以北の火山活動との対比 (HAMMER *et al.*, 1980).

Fig. 26. Correlation between acidity profile and volcanic activities (in the north of 20°N) observed along the 404-m depth core sampled at Crete, Greenland (HAMMER *et al.*, 1980).

北極圏のスピッツベルゲンは、グリーンランド東方に位置する。ここで得られたコアの pH の変動 (FUJII *et al.*, 1989) も大規模な火山活動によく対応している (図 27)。トリチウム濃度分布から得られた平均堆積速度に基づいて推定した年代を図に示してある。これから、pH の低い (酸性度の大きい) ピークは、グリーンランドのクレートコアで確認されたいくつかの規模の大きな火山活動とよく一致することが分かる。

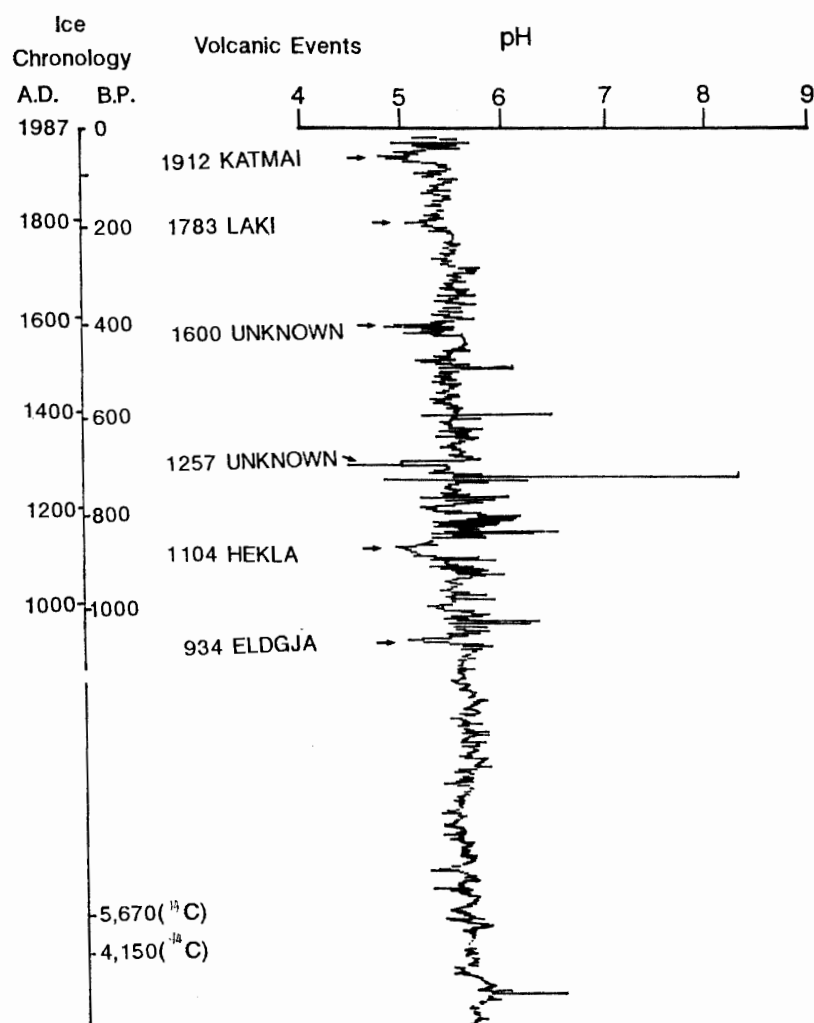


図 27 北極、スピッツベルゲン北部の氷帽頂部の 86 m コアのプロファイル (FUJII *et al.*, 1989) と火山活動との対比

Fig. 27. Correlation between vertical pH profile and volcanic activities observed along the 86-m depth core sampled at the summit of ice cap, Spitzbergen, Arctic (FUJII *et al.*, 1989).

5. 放射性同位体による年代決定

5.1. ^{210}Pb : 過去 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、次の点をあげている。

(1) 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。

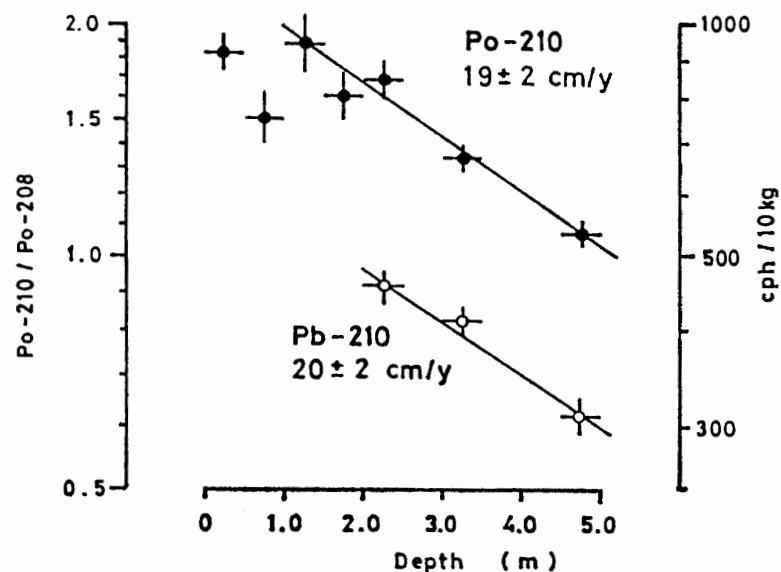


図 28 みずほ基地積雪ピットサンプルの ^{210}Pb , ^{210}Po 濃度分布とそれぞれによる堆積速度の推定 (MASUDA and HARADA, 1986)

Fig. 28. Estimation of accumulation rate by means of the vertical content of ^{210}Pb and ^{210}Po at Mizuho Station (MASUDA and HARADA, 1986).

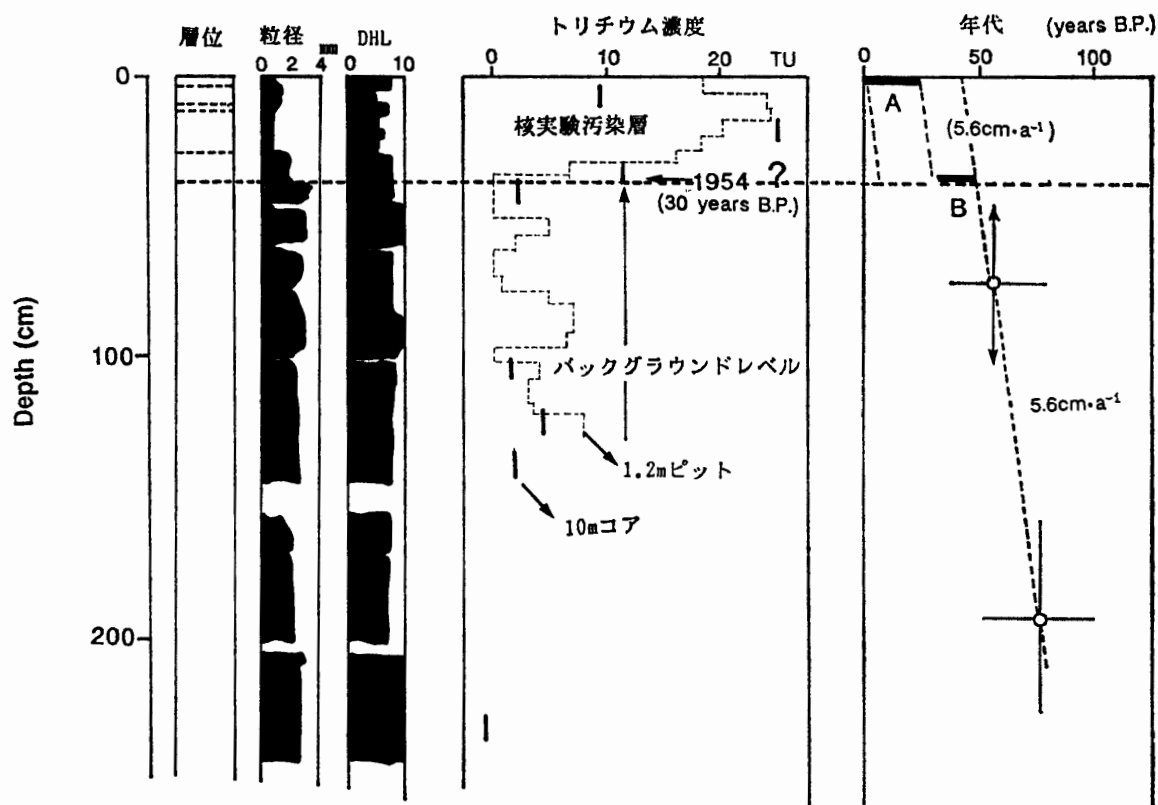


図 29 みずほ高原, $\gamma 1$ (標高 2252 m) の 10 m コアの ^{210}Pb とトリチウム濃度分布から推定した長期堆積中断の期間 (藤井・佐竹, 1985). A: 表面における堆積中断 (最大). B: 深さ 37 cm における堆積中断 (最小)

Fig. 29. Estimation of the duration of long-term hiatus by means of ^{210}Pb and tritium concent at $\gamma 1$, Mizuho Plateau (FUJII and SATAKE, 1985). A: Duration of the surface hiatus (maximum). B: Duration of the 37-cm depth hiatus (minimum).

(2) 積雪中では水蒸気の移動が起こるが、 ^{210}Pb は微粒子状なので移動しない。

(3) その地域の ^{210}Pb の降下量が分かっているれば、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。

(4) 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。

図 28 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 の勾配により、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。

南極氷床、みずほ高原の標高 1700–1900 m 以上で 3500 m 以下の地域では、強いカタバ風と少ない積雪量により季節層のみならず年層の欠層が生じる。藤井・佐竹 (1986) は、みずほ高原の $\gamma 1$ 地点 (標高 2252 m, $71^\circ 59' \text{S}$, $42^\circ 24' \text{E}$) の 10 m コアの ^{210}Pb による堆積年代とトリチウム濃度から推定した堆積年代とから、欠層の継続した期間を推定した (図 29)。前述のみずほ基地での ^{210}Pb の flux が、 $\gamma 1$ 地点でも過去 100 年ほど変わらなかったと仮定すると、堆積年代は、0.45–1.01 m 深で 56 ± 18 年、1.58–2.24 m 深で 77 ± 26 年前、8.64–9.09 m 深で 122 年以前と推定できる (表 5)。これから $\gamma 1$ 地点での堆積速度として $5.6 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ となる。また、トリチウム濃度の分布は 35 cm 以深でバックグラウンドレベルに達するとともに、この深度以深では、霜ざらめ層の発達が顕著でさらに層位も消失しているので、35 cm 深で堆積の長期中断があったことが予想される。 ^{210}Pb から求めた堆積速度によると、31 cm 深の年代は 1935 年頃となり、トリチウム濃度の分布から推定した 1954 年と約 20 年間の相違がある。これが、堆積中断を示す期間 (図中 B で示した期間) で、具体的な長期堆積中断期間を推定した初めての例である。また、表層部の 35 cm 深までの層の平均堆積速度も $5.6 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ と仮定すると、この表層部の堆積期間は約 6 年、すなわち表面は $1954 + 6 = 1960$ 年以降 1984 年まで 24 年間の堆積中断が続いていることになる (図中 A で示した期間)。ちなみに、1984 年における $\gamma 1$ 地点は、光沢雪面 (glazed surface) で、実際に堆積の中断が続いている期間であることを示していた。

表 5 みずほ高原 $\gamma 1$ 地点 (標高 2252 m) の 10 m コアの ^{210}Pb による堆積年代 (藤井・増田, 1985).

Table 5. Dating of snow accumulation by means of ^{210}Pb method for $\gamma 1$ snow cover, Mizuho Plateau, East Antarctica (FUJII and MASUDA, 1985).

Core No.	Depth (m)	Weight (kg)	Po-210 (counts)	Po-208 (counts)	$^{210}\text{Po}/^{208}\text{Po}$ (per 1 kg)	Time (years B. P.)
2, 3	0.45–1.01	1.0	148 ± 22	325 ± 21	0.454 ± 0.074	56 ± 18
5, 6	1.58–2.24	1.1	116 ± 19	503 ± 24	0.231 ± 0.039	77 ± 26
21	8.64–9.09	1.0	< 36	621 ± 27	< 0.058	> 122

5.2. ^{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、14–15 kg の氷から、271 m 深で 2.2×10^3 年、362 m 深で 3.2×10^3 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約 3000 年にわたって平均積雪量に大きな変化がなかったことを示唆している。

北極、スピッツベルゲン北部の氷帽頂部での 85 m コアでは、70 m 以深で図 30 のようなバクテリアコロニーを数多く見つけた (FUJII *et al.*, 1989)。バクテリアは水の中で繁殖するので 70 m 以深の時期には、氷帽の表面に池が形成されていたと思われる。このバクテリアの ^{14}C を、名古屋大学アイソトープ総合センターの加速器質量分析計で分析し、年代を推定すると 4150–5700 年前 (74.5 m 深で 5670 年 \pm 100 年前; 78.4 m 深で 4150 年 \pm 290 年) と地球規模の温暖期として知られるヒプシサーマルに相当する年代であることが分かった。すなわ

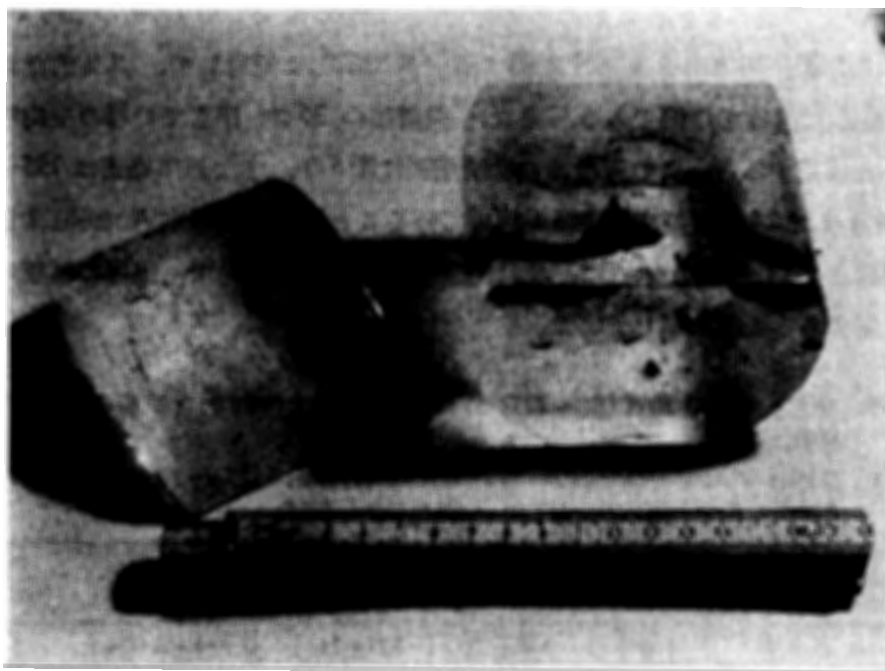


図 30 北極、スピッツベルゲン北部の氷帽頂部での 86 m コア下部に見られたバクテリアコロニー。これから ^{14}C 年代測定を行った。

Fig. 30. Bacteria colonies for ^{14}C dating found in the deeper part of 86-m depth core drilled at Spitzbergen, Arctic.

ち、ヒブシサーマルにおいて、スピッツベルゲンでは氷河の融解が激しく、相当縮小していたことが予想される。

6. お わ り に

本研究では極域における氷床、氷河の堆積年代のさまざまな推定方法について、微量分析の技術的確立を計るとともに、堆積環境や地域の異なる多くの地域についてその適用を検討した。

積雪量が多い（年積雪量 30 cm 以上）地域では、層位学的な季節周期を適用できるため確度の高い年代の推定が可能となる。グリーンランド氷床では、全域がこうした積雪量の多い地域なので、時間を入れた気候や環境変化の詳細な時間議論を可能にしてきた。しかし、積雪量がこれより少ない地域での堆積年代や、数千年以前にさかのぼる堆積年代の層位学的な推定は、少量のコアサンプルでは一般的に困難である。このため、年代が特定できる人工放射性汚染層やテフラ層など示準層を用いての堆積年代の推定や、 ^{210}Pb による堆積速度からの年代推定、 ^{14}C などによる放射性同位体による絶対年代の推定などの方法をできる限り複合的に用いることが望まれる。計測効率の高い加速器質量分析計など、将来の技術的進歩がこうした問題を解決することを期待したい。また、相対的年代の推定方法として、地球規模でのほぼ均一に拡散している CO_2 、 CH_4 などのガス濃度を用いる方法も考えられるであろう。

謝 辞

本研究をすすめるにあたって多くの人の協力を得た。南極東クィーンモードランド地域雪氷研究計画に関するコア研究では、研究代表者の東晃国際基督教大学教授をはじめとするプロジェクトメンバーに、また北極圏のスピッツベルゲン調査に関連した研究でも、メンバー諸氏に協力を得た。

名古屋大学アイソトープ総合センターの中村俊夫博士にはスピッツベルゲンコアのバクテリア層の ^{14}C 年代決定をしていただいた。遺愛女子高等学校の増田宣泰博士と山形大学鈴木利孝博士には、 ^{210}Pb の分析法を教示していただいた。さらに、島根県衛星公害研究所江角周一博士には、総 β 線量の測定を、富山大学理学部佐竹洋博士にはトリチウムの測定をしていただいた。原稿の作成には、樫村郁子さんのお世話になった。ここに併せて感謝申し上げます。

文 献

- CLAUSEN, H. B. (1973): Dating of polar ice by ^{32}Si . *J. Glaciol.*, **12**, 411–416.
CROZAZ, G. and LANGWAY, C. C., JR. (1966): Dating Greenland firn-ice with Pb-210. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 194–196.
FIREMAN, E. L. and NORRIS, T. L. (1982): Ages and composition of gas trapped in Allan Hills and Byrd core ice. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 339–350.

- FUJII, Y. (1981): Semiannual variation of microparticle concentration in snow drift at Mizuho Station, Antarctica in 1971. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 297-306.
- FUJII, Y. (1983): Past 30-year pH record in a firn core from the Brunt Ice Shelf, Antarctica, and its relationship to volcanic events. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **29**, 176-184.
- 藤井理行 (1986): 氷床コアの非水溶性微小固体粒子の測定. 南極氷床コアの分析確立に関する総合研究報告書, 昭和60年度文部省科研費総合 B. 東京, 北大工学部, 46-59.
- 藤井理行 (1989): 氷床コアと古環境. 地学雑誌, **98** (印刷中).
- 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・増田宜泰 (1985): Pb-210 法による光沢雪面における堆積中断の時間の推定. 第8回極域気水圏シンポジウム予稿集. 東京, 国立極地研究所, 26-27.
- 藤井理行・佐竹 洋 (1986): 南極氷床内陸部における長期堆積中断. 第9回極域気水圏シンポジウム予稿集. 東京, 国立極地研究所, 91.
- FUJII, Y. and WATANABE, O. (1988): Microparticle concentration and electrical conductivity of a 700 m core from Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 38-42.
- FUJII, Y., KAMIYAMA, K., KAWAMURA, T., KAMEDA, T., IZUMI, K. *et al.* (1989): A 6,000 year climate records in an ice core from the Hoggsetta Ice Cap in northern Spitsbergen. submitted to *Ann. Glaciol.*
- Gow, A. J. (1965): On the accumulation and seasonal stratification of snow at the South Pole. *J. Glaciol.*, **5**, 467-477.
- GOW, A. J., BLANDER, F., CROZAZ, G. and PICCIOTTO, E. (1972): Snow accumulation at 'Byrd' station, Antarctica. *J. Glaciol.*, **11**, 59-64.
- HAMMER, C. U., CLAUSEN, H. B. and DANSGAARD, W. (1980): Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, **288**, 230-235.
- 和泉 薫・佐藤 修・神山孝吉・藤井理行 (1988): 北極圏における氷河コアのトリチウム濃度. 昭和63年度日本雪氷学会予稿集. 東京, 115.
- JOUZEL, J., POURCHET, M., LORIUS, C. and MERLIVAT, L. (1979): Artificial tritium fall-out at the South Pole. Behaviour of Tritium in the Environment. Vienna, International Atomic Energy Agency 31-46 (IAEA-SM-232/38).
- KAMIYAMA, K., AGETA, Y. and FUJII, Y. (1985): Atmospheric and depositional environments traced from unique chemical compositions of the snow over an inland high plateau, Antarctica. published by *J. Geophys. Res.*
- LANGWAY, C. C., JR. (1970): Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **125**, 186 p.
- MASUDA, N. and HARADA, K. (1986): Accumulation rate at Mizuho Station, East Antarctica: An application of Pb-210 method. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **43**, 159-165.
- 及川紀久雄・斉藤浩子 (1981): 試料の保存性 (標準液). 化学の領域, **35**, 373.
- 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. 東京, 国立極地研究所, 31-32.
- 佐竹 洋・川田邦夫・津島 健・佐藤暢子 (1986): 環境同位体から見た南極東クイーンモードランド地域内陸部の氷床堆積環境. 富山大学トリチウム科学センター研究報告, **6**, 57-69.
- TAYLOR, C. B. (1968): A comparison of tritium and strontium 90 fallout in the Southern Hemisphere. *Tellus*, **20**, 559-576.
- THEODORSSON, P. (1977): 40-year tritium profiles in a polar and a temperate glacier. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice Symposium*. Dorking, IAHS, 393-398 (IAHS Publ., No. 118).
- THOMPSON, L. G., THOMPSON, E. M. and PETIT, J. R. (1981): Glaciological interpretation of microparticle concentrations from the French 905 m Dome C, Antarctic core. *Sea Level Ice and Climatic Change*, ed. by I. ALLISON. Wallingford, IAHS, 227-237 (IAHS Publ., No. 131).
- WATANABE, O. (1978): Stratigraphic studies of the snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 154-181.
- WATANABE, O., SATOW, K. and FUJII, Y. (1988): Depositional regime of the katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 188-192.

(1989年5月22日受付; 1989年5月29日改訂稿受理)