

# 東南極大陸, みずほ高原の積雪層位解析における諸問題

渡辺 興 亜\*・加藤喜久雄\*・佐藤 和 秀\*\*

## Some Problems in Stratigraphic Analysis of Firn in Mizuho Plateau, East Antarctica

Okitsugu WATANABE\*, Kikuo KATO\* and Kazuhide SATO\*\*

**Abstract:** Long-term variation of precipitation and surface temperature in the vicinity of Mizuho Station were studied by means of stratigraphic analyses of 150-m boring core. In this paper, some problems on snow stratigraphy aroused concerning the analyses are discussed.

First, problems on the unit of stratification are discussed in relation to visible stratigraphic elements and deposition-erosion processes.

Second, phenomena of missing layer corresponding to the hiatus in the layer formation are discussed in relation to regional characteristics of those occurrence and frequency. Precise estimation of mean annual accumulation in a certain period may be impossible without quantitative rating of hiatus duration, and establishment of an effective method of rating should be the most important subject for the stratigraphic study.

$\delta^{18}\text{O}$  vertical profiles in snow layer are investigated using the data obtained from high-accumulation area (W46, 1958 m a.s.l.) in terms of reconsideration of the classical interpretation. As a result, it is found that a part of  $\delta^{18}\text{O}$  oscillation was due to the variation by isotopic discrimination under snow metamorphism.

**要旨.** みずほ 150 m コアの積雪層位解析に関連して検討された 2, 3 の問題について報告する. まず, 層位構造要素が積雪形成過程でのどのような現象と関連するかを検討し, その結果に基づいて, 合理的な基本層位単元の取り扱いについて述べた. 次に季節層および年間積雪層形成における欠層現象, およびそれと積雪形成の地域特性との関連について検討した. 氷床各地のある期間における平均降水量の推定の不確かな理由は, この欠層現象の量的評価が困難なことにあることを示した. また, 積雪層中の酸素同位体組成 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) について, 多積雪域である W 46 地点から得られた資料をもとに検討した. 単位層内のその分布は, それが堆積後の積雪の変態過程で生じた後生的なものである可能性を示している.  $\delta^{18}\text{O}$  プロファイルの解釈には, 今後改めて検討すべき多くの課題が含まれている.

### 1. は し が き

南極氷床の表面積雪層は, 長期にわたる期間の降雪が堆積したものであり, それ自体が気

\* 名古屋大学水圏科学研究所. Water Research Institute, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464.

\*\* 長岡工業高等専門学校 Nagaoka Technical College, Nishi-Katake-machi, Nagaoka 940

候の記録でもある。積雪層位解析の目的は、積雪の過程の再現から、それにかかわる気象の状態を復元することによって、長期にわたる降水量、堆積環境の変動の状況を知ることにある。このような試みの1つとして、みずほ高原で得られた150 m コアについて積雪層位解析を行い、その結果はすでに報告した (WATANABE *et al.*, 1978). 1978 年 12 月に行われた国立極地研究所・第1回南極気水圏シンポジウムにおいても、みずほコアの層位解析結果を報告したが、この報告に関連し、積雪層位に関する2, 3の問題点の指摘があった。

そこで、本報告ではその問題点について改めて検討するとともに、あわせてそれに関連する、積雪層位研究において当面するいくつかの課題についてのべる。

シンポジウムでは次のような点に関しての討議がなされた。

その1つは積雪層位 (snow stratification) の単元の取り扱いについてであり、第2は年間降水量の推定、特に欠層期間の量的評価に関してである。降雪-堆積過程にかかわる環境の指標としての安定酸素同位体組成 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) の果たす役割は大きい。しかし、その評価についてもいくつかの問題が指摘された。

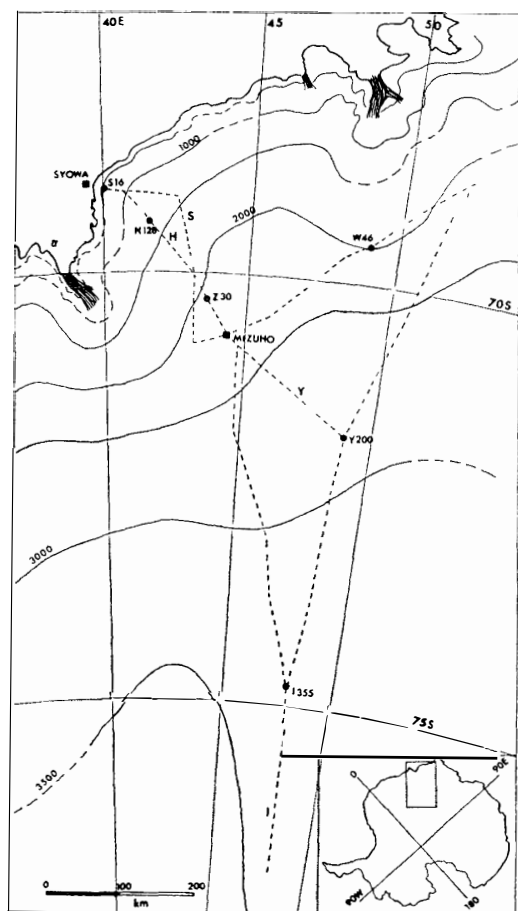


図1 東南極大陸、みずほ高原。図中に示した地点は本文中で用いた積雪層位資料の観測点である。S, H, Z, Y, I, W はトラバース・ルートの名称。

Fig. 1. Mizuho Plateau, East Antarctica. Station numbers are the points where stratigraphic data were obtained. S, H, Z, Y, I and W are the JARE traverse routes.

これらの課題について、これまでに得られた内外の研究成果をふまえて検討するとともに、東南極大陸、みずほ高原（図 1）で得られたこれらの課題に関連する新たな知見についてもべる。

## 2. 積雪層位に関する問題点

積雪層位解析では積雪の物理的、化学的性質とともに「目に見える」層位構造要素が重要な役割りを果たしている。これら構造要素が、堆積の形態・規模、その順序および隣接する他の堆積層との関係を直接示してくれるからである。

一方、積雪の物理的、化学的性質も堆積時の環境を反映しつつ、積雪層内での深さ方向、水平方向のいずれにも連続して、あるいは断続して変化するが、その状態の積雪層内の分布は、構造要素の配列とは明りょうではない。また、積雪層内でのこれら積雪の諸性質の分布と、構造要素の配列との間には必ずしも直接の対応関係はない。これは両者の形成にかかわる機構が異なっているほか、積雪の物理的、化学的性質が統生的に変化するためである。

積雪層位解析の目的は、これら積雪の構造・性質を調べることによって、それらが形成された期間の堆積環境を復元し、またその時期を推定することにある。また、表面積雪層は長い期間にわたって形成されたものであって、それぞれが独立した堆積環境下で断続して生じた堆積の累積である。したがって積雪層位解析では、それに用いられるすべての層位要素を、その形成過程との対応において單元化することが必要である。積雪層の層位単元をより合理的に求めるには、季節および地域による堆積機構のちがいを明らかにする必要がある。

さらに、南極氷床にもたらされる降水量の推定には、現在もなお多くの問題が残されているが、たとえば欠層期間の評価のように、基本的には層位単元の取り扱いにかかわるものが多い。

### 2.1. 積雪層位の單元について

海洋から氷床にもたらされた水蒸気は降雪となり、さまざまな過程を経て氷床表面に堆積し、積雪層となる。堆積量は、季節によってもまたその場所のその時点での表面状態によっても異なる。南極氷床の多くの場所では、いったん堆積した雪がそのままその場所の積雪層となることはまれであって、その後に引き続く削剝過程にさらされる。次の堆積が生じる直前までの残余が、その場所の積雪として層位化 (layering, bedding) する。場合によっては堆積したすべての量が削剝されることも、また削剝がそれ以前の層にまでも及ぶこともある。

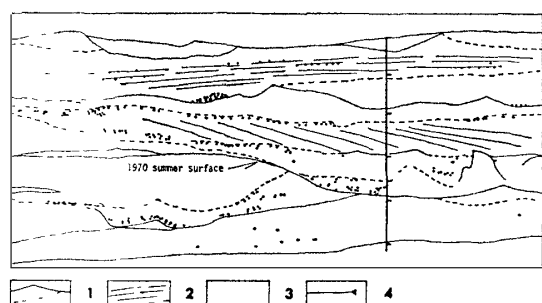
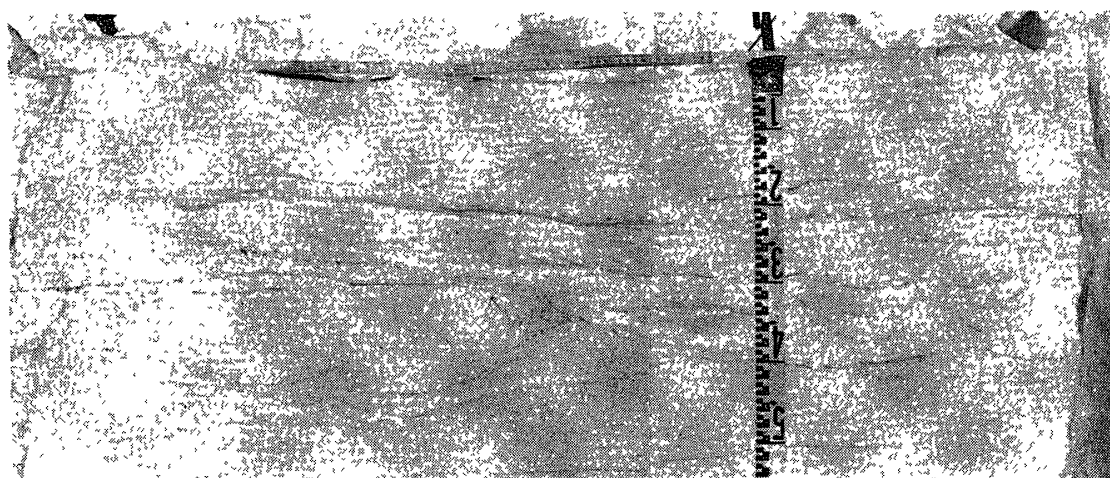


図 2 Y200 地点 (標高 2880 m) の積雪層位構造, 1) 層境界, 2) lamina 構造, 3) 霜ざらめの発達, 4) 夏の雪面.

Fig 2 Stratification of surface snow layer at Y200 (2880 m a s l), 1) layer boundary, 2) lamina structure, 3) depth hoar development and 4) summer surface

積雪層位の実例として、みすほ高原の Y200 地点 (標高 2880 m) の積雪層を図 2 に示す。積雪断面には、閉じた外縁と特有の形をもつ積雪塊 (lensing layer\*) の積み重なりが見られる。積雪塊の形、規模、堆積状況は、氷床各地の堆積環境を反映してさまざまに異なる。

氷床表面での堆積過程の観察によって、比較的大規模な堆積は、秋～冬季に頻発する低気圧じょう乱の侵入時の降雪によってもたらされることが知られている。また小規模な堆積は、春～夏季の雪面平坦化 (surface leveling) の過程において、カタバ風によって移動する飛雪 (drifting snow) が凹面に堆積することによって生じる。図 2 の雪面付近にみられる小堆積がその例である。いったん堆積するとそれが雪面にある限り主としてカタバ風による削剝を受けてサストルキ化する。

一連の気象条件下に形成された積雪層を層位解析の基本単位と考え、これまでこのような層を、単位層 (unit layer) あるいは单元層とよんできた (WATANABE, 1978a: WATANABE *et al.*, 1978)。積雪層位の基本単位としての堆積現象は、したがって、時間規模でみれば 1 つの低気圧じょう乱がある地点の環境を支配した長さ (数日) とみることができる。ただし、すで

\* 積雪塊に相当する用語としてここで挙げたものは BENSON (1971) の用いた例である。



にのべてきたように、1つの低気圧じょう乱によってもたらされた堆積の一部は、低気圧じょう乱が去った後に優勢となるカタバ風によって削剝されるので、単位層が低気圧じょう乱下のすべての堆積履歴を示しているわけではない。他方、単位層とみなされる積雪層内部に、さらに図2にもみられるような微細な層構造 (lamina) をもつことがある。Laminaの構造は秋～冬季の積雪に多くみられ、その構造の特徴からそれが強風下での堆積によるものといえる。1つ1つの lamina は数分～数時間の堆積の断続を示しているのであろう。Lamina構造が明りょうに残るのは1年層までで、それ以前の古い層ではその残存はまれである。

単位層の一般的な形態は、先に述べた積雪塊であるが、その上端は層境界 (layer boundry) としての特有の積雪構造となっている。氷板 (ice crust) とよはれる氷の薄層は、その代表的なものである。目に見える層位構造要素の主要なものは、これら層境界と積雪組織である。層境界が完全に氷板化していないこともあるが、詳細に観察すると薄板状の雪粒の連結組織が発達していることが多い (NARITA and WATANABE, 1977)。氷板の形成機構としては融解-再凍結、雪粒間の焼結および大気あるいは積雪下層からの水蒸気の凝結などが考えられる。いずれの機構をとるとしても、氷板の成長の度合は積雪表面 (雪面) として滞留した期間の長さ、その間の気象の状態を反映している。雪面にある期間が長く続くと、多重の氷板 (multi-layered ice crust) となることが多い。Glazed surface とよはれる雪面の状態は、その表面の構造からみると、多重の氷板がつくられつつある過程と考えてよからう。

積雪層位単位としては、単位層全体の組織、構造の形成にかかわった全期間をその時間規模として考えるべきであって、その意味からすると、積雪の堆積に要した時間に比べると層境界の形成期として経過した時間の方がはるかに長い。しかし、現在では層境界形成期間を合理的に見積る手段が見出されていないので、先にものべたように、積雪の形成期間のみを層位単位として便宜的に取り扱っているのが実情である。

あとでのべるように、長期にわたる堆積の中断は、氷床上の涵養過程ではむしろ普遍的であり、特に年降水量の推定には、その量的な見積りが大きな課題となっている。したがって、層境界構造の形成機構や雪面に降下してくるエアロソルなどの微細粒子 (micro particle) の堆積に関する研究は、この課題への手がかりとして今後ますます重要となろう。

## 2.2. 積雪層形成の地域特性

先にものべたように、単位層は、秋～冬季に卓越する低気圧じょう乱によってもたらされた降雪の堆積と、春～夏季の雪面平坦化過程での飛雪の堆積とによって形成される。したが

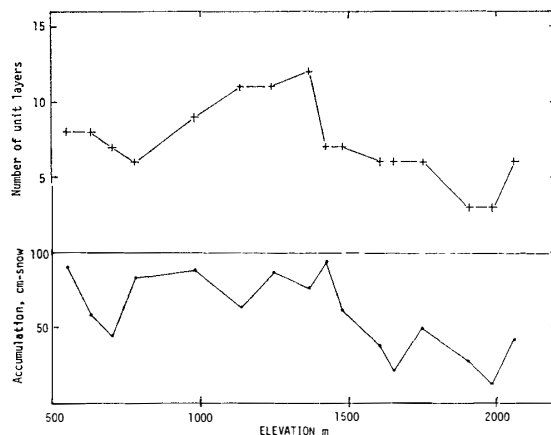


図 3 1970 年の S ルート沿いの年間積雪層に含まれる単位層数と堆積量の地域変化.

Fig. 3 Variation of the number of unit layers and the amount of accumulation in the 1970 annual layer along Route S.

って、氷床上各地での単位層の形成頻度、その規模および堆積様式を反映して、単位層の形状および層位構造は、それぞれの地域の気候の特性を反映しているはずである。

単位層の形成が、気象や地形条件とどのように関連しているかを示す 1 つの例として、みずほ高原の標高 550 m から 2000 m に至る S-Z ルート沿いの 1970 年の観測結果を図 3 に示した。これらの地域はみずほ高原の中では比較的多積雪が生じる地域であって、より内陸の寡積雪地域の様子とはかなり異なっている。標高 500 m 以下の沿岸斜面は、その大部分が露氷帯であって夏季に superimposed ice 化して積雪の一部が残るほかは、冬季の積雪の大部分は海上にふき払われてしまう。

標高 1000 m ~ 1400 m 間の地域で積雪は特に多く、年間に形成された単位層数の最大は 12 層に達している。年間積雪量と単位層形成数（年間）とはほぼ比例関係にある。

単位層の形成と気象状態との関係を見るために、1970 年の昭和基地での風速・気圧変化と、昭和基地対岸氷床上の S16 地点（標高 554 m）における各期の堆積量の推移を図 4 に示

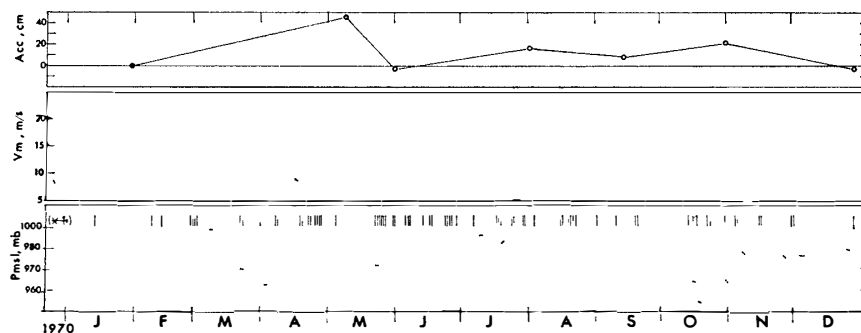


図 4 昭和基地における 1970 年の日平均風速 (Vm) および日平均気圧 (Pmsl) の推移と S16 地点 (標高 554 m) での積雪深の推移.

Fig. 4. Annual change of daily mean wind velocity (Vm) and daily mean pressure (Pmsl) at Syowa Station, and accumulation record at S16 (554 m a s l) in 1970.

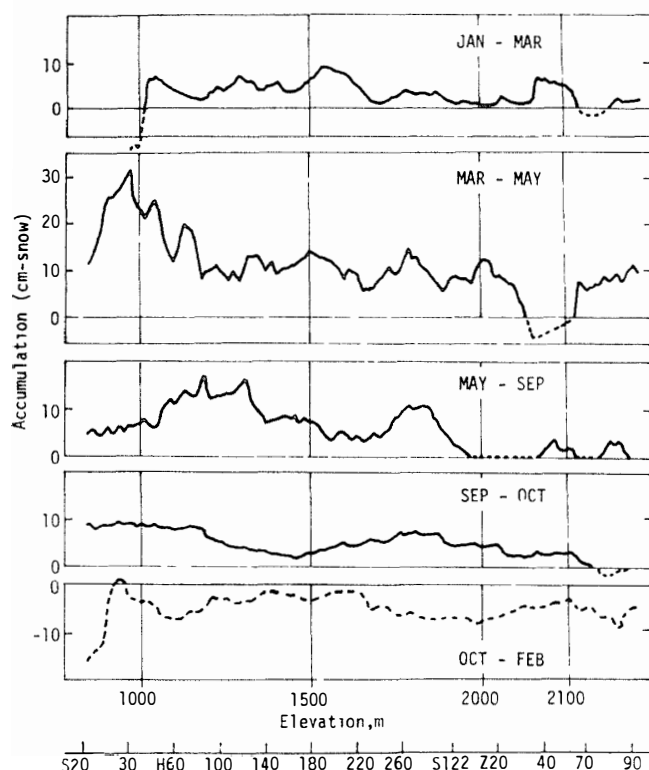


図 5 1974 年の S, H および Z ルート沿いの季節による堆積量の変化.

Fig. 5. Seasonal accumulation in 1974 along Routes S, H and Z.

した. S16 地点は積雪帯と露氷帯の境界付近にあるため, いったん堆積した積雪がふき払われることが多く, 強風の続く季節の後では, 堆積量がマイナスの値を示すこともある. また年間の正味堆積量は 1970 年にはマイナス値であった. この地域でみられる最も大きい年間の単位層形成頻度は, その年の低気圧じょう乱の襲来数とほぼ一致している.

沿岸地域から標高 2100 m の内陸にかけての, 1974 年の堆積量の季節推移を図 5 に示した. この地域全域を通じて 3 月～5 月の堆積量 (秋層) が最大で, 次いで 5 月～9 月 (冬層) の順となっている. 10 月～2 月ではほぼ全域でマイナス値を示すが, これは春～夏季の雪面平坦化が凹地への堆積のみならず, 雪面突起部での削剝, 昇華にもよることを示している. また標高 1800 m 以上の地域では, 年間堆積量がマイナス値を示す地点が散在している.

より内陸部の地域での積雪層形成についての資料は, 積雪断面を用いての層位解析によるものを除いては得られていない. 東南極大陸, みずほ高原における各地の積雪層の代表的な例は WATANABE (1978b) によって報告されている. そこでの観測結果を要約すると次の通りである.

- 1) 標高 1800～2000 m 以下の地域の年間堆積量は約 45 cm (1968～1974 年の平均) であり,

堆積は前年の雪面をほとんどすき間なく覆うように生じる。個々の単位層の規模は、内陸地域のそれに比べると大きく、積雪層位構造の配列や積雪の物理的、化学的性質の深さ方向の変化にはかなり明りょうな季節周期がみとめられる。

2) 標高 1800~2000 m から 3000~3200 m にかけての地域では, glazed surface の広い分布が示すように, ある年の年間積雪層の分布は散在的である。単位層の規模は, 沿岸地域のそれに比べて小さく, 同一単位層内での層厚変化は大きい。積雪層位構造は, 長期の堆積中断を示す層境界の不規則な分布で特徴づけられ, またそのために偏在的な変態作用が発達する。同一単位層内での雪質の変化も著しい。

3) 標高 3000~3200 m 以上の氷床最内陸部積雪層構造の特徴は, それらの地域で一般にみられる雪面起伏の様子とは対照的に平滑化した層境界である。この単調な均一性をもつ層

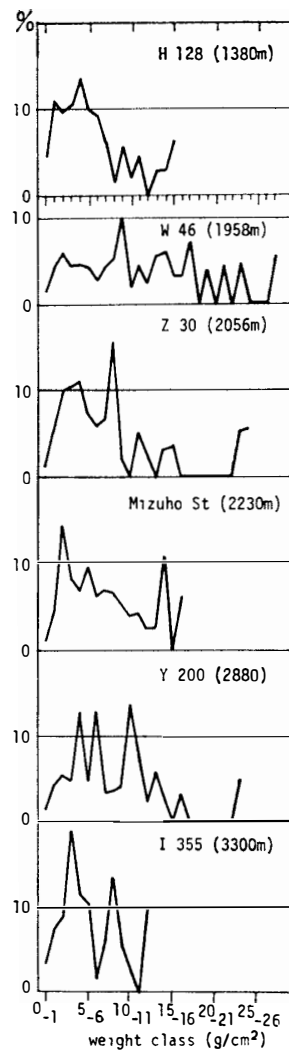


図 6 みずほ各地で得られた 10 m ボーリング・コア中の単位層の積雪水量を求め、階級別に分けたそれぞれの積雪水量（横軸）が、それぞれのコアの全積雪水量に対して占める割合を示した。

Fig 6. Weight ratio of each weight class amount to the total amount of 10-m core from H128, W46, Z30, Mizuho Station, Y200 and I355.

位構造 (uniformity of layering) は、南極点基地 (標高 2800 m) でも観察され、Gow (1965) によって報告されている。構造上、1 年層とみられる層が数年にわたる堆積-削剝過程によって形成された可能性もある。南極氷床最内陸地域の層位構造の形成機構にはなお不明な点が多い。

以上のようにみずほ高原各地の積雪層の層位構造は、気候の違いを反映した地域的特性を示している。これに関連した資料として、10 m ボーリング・コアによる単位層解析の結果を図 6 に示す。これらの積雪コアは、標高 1380 m (H 128 地点) から標高 3300 m (I 355 地点) の間で得られたものであり、採集地は図 1 に示されている。コア全長中に含まれた単位層の積雪水量の頻度分布、積雪水量の平均値および標準偏差などを表 1 に示す。

表 1 みずほ各地で得られた 10 m コアの性質

Table 1. Stratigraphic characteristics of 10-m cores obtained from Mizuho Plateau. L Location, E Elevation, D Length of core, N Number of unit layers, T.W. Total weight of core, A Mean weight of one unit layer per unit area and  $\sigma$  Standard deviation of weight of a unit layer

地 点 (L)	標 高 (E)	コ ア の 長 (D)	コア中の 単位層総 数 (N)	コア全体の 積雪水量 (T.W)	単位層の 平均 積雪水量 (A)	単位層積 雪水量の 標準偏差 ( $\sigma$ )	$\sigma/A$
	m	cm		g/cm <sup>2</sup>	g/cm <sup>2</sup>		
H 128	1380	997	157	494.3	3.1	3.1	1.00
W 46	1958	999	87	492.0	5.7	6.0	1.05
Z 30	2056	944	97	443.8	4.6	4.2	0.91
Mizuho Station	2230	1014	115	521.0	4.6	3.8	0.83
Y 200	2880	968	92	452.4	4.9	4.2	0.86
I 355	3300	868	105	365.6	3.5	2.9	0.83

これら 10 m の深さまでのコアの諸性質は、地域によって次のような特徴をもっている。

1) 単位層の平均積雪水量は沿岸に近い 2 地点 (H 128, W 46) ではその差が大きい、みずほ基地および標高 2000 m 台の 2 地点 (Z 30, Y 200) のものは 4.5~4.9 g/cm<sup>2</sup> の範囲にあってほぼ同量であり、内陸地域の I 355 地点のものはそれらに比べて小さい値となっている。沿岸地域の堆積量は他の地域に比べて大きい値を示すが、地域内での偏りも大きく W 46 地点がこの地域で観測された最大年間堆積量 (90~100 cm) を示すのに対し、H 128 地点は沿岸地域の中では寡雪域 (25 cm) となっている。単位層解析結果にあらわれた両地点の単位層の平均積雪水量の大きな差は、このような年間の正味堆積量の偏りを反映したものである。地域内堆積量分布が氷床上の地形によって大きく影響を受けること、および年による正

味堆積量の変動が大きいことが標高 1800~2000 m 以上の沿岸地域の 1 つの特徴であることは、すでに YAMADA *et al.* (1978) によって指摘されている。

2) 層構造の基本的な特徴をみるために、コア全長の総積雪水量に対する各積雪水量階級ごとの寄与比率を図 6 に示した。寄与比率の分布傾向をみると、W 46 地点の傾向が他の地域のそれと異なっているほかは、地域による差異は特に顕著ではない。W 46 地点では広い分布範囲をもち、それぞれの階級がほぼ同比率にあるのが特徴である。これに対して、他地点のものは分布が小さな階級側に偏る傾向にあり、またより内陸の地点ほど 2, 3 の階級に集中する傾向を示している。しかし、積雪層位構造にみられる顕著な地域特性ほどには、はっきりした地域差はあらわれていない。積雪水量を階級分けし、それぞれの階級別にみた層数頻度についてはすでに報告 (WATANABE *et al.*, 1978) されているが、みずほ高原各地の積雪は全域にわたってほぼポアソン分布の型を示す。

積雪組織 (snow texture) が、積雪の変態過程によって変わっていく様子にも地域による違いが見られる。変態過程は主として霜ざらめ化であるが、この過程は堆積初期の状態 (密度や層構造の配列など) によって、より堅ろうな組織となる場合 (hard depth hoar) と、霜結晶の成長が活発に生じ、もろい組織となる場合 (loose depth hoar) に分かれる。前者が沿岸地域の秋~冬季の積雪層に起こりやすいのに対し、後者は内陸部で卓越する。Loose depth hoar は、層境界直下や単位層下部などの層内の特定の部位で発達しやすい。STEPHENSON (1968) が指摘するようにその発達した部位や発達の程度によって、ある程度その層の形成時期を知ることもしきる。Hard depth hoar はその形成機構からみて、堆積時に風成の圧密作用 (wind packing) を受けた秋~冬季層に多い。

一方、堆積中断が長期間続いた雪面下や、標高 3000 m を越す内陸地域のように年降水量がきわめて小さいところでは、霜ざらめ化が著しく発達し、層位構造の変質や消滅が生じることもまれではない。したがって、これらの地域での単位層区分に当たっては十分な注意が必要である。

### 2.3. 年間降水量の推定について

年間を通じて形成された単位層の全体をさして年層、あるいは年間積雪層 (annual layer, annual unit of firn layer など) とよばれる。これまでの積雪層位解析では、この年層を積雪層位の基本単位としたものが多い。沿岸に近い多積雪地域では、1 年層中に多数の単位層が含まれるが、内陸域では、1 年層が 1~数単位層で構成されている場合が一般的であって、

また年層境界の決定は必ずしも容易ではないので（特にボーリンク・コアを用いての層位解析では）、単位層を基本層位単位とし、年層をそれとは異なった時間規模の単位（年間単位）としておく方が合理的であろう。

年間積雪層の推定は、これまで主に次の2つの方法によって行われている。その1つは、層位構造要素の特徴的な配列あるいは形成時期を特定する層位構造の存在を調べることで、たとえば、夏期の平坦化した雪面（層位中にある層境界）を用いて年層境界そのものを推定することである。他の1つは積雪の諸性質、たとえば、密度、粒度、安定酸素同位体組成など諸性質の積雪層内深さ方向での変化の周期性に着目する方法である。

これらいずれの方法も堆積量の多い沿岸に近い地域や、堆積から間もない層についてはかなり有効な推定手段ともなるが、堆積量の少ない内陸部の積雪層への適用、あるいは小さな断面積しか見られないボーリンク・コア解析への適用では、推定の精度がかなり悪くなる。

推定精度を悪くする最も大きな原因は、堆積中断 (hiatus) による欠層 (missing layer) の発生にある。層位要素と欠層現象との関連を検討するために、ここでは欠層現象を2つに分けて考える。その1つは単位層形成過程での欠層であり、他の1つは年層の欠如である。

OKUHIRA and NARITA (1978) による雪尺網での雪面形成過程の観測結果によると、S 122 地点（標高 1853 m）では年間に形成される単位層は 1~3 層、みすほ基地付近（標高 2169 m）では 0~3 層である。標高 2000 m 程度の、沿岸から 300 km ほどの距離の比較的沿岸に近い内陸部でも年間に形成される単位層は、多くみても 3 層程度である。また、KOERNER (1964) が指摘するように、冬層の上に次の冬層が直接堆積するということも内陸部ではまれではない。また、いったん堆積した層が、ひき続く期間にそのすべてが削剝されることもしばしば起こる。

このように単位層形成における欠層とは、季節層の欠如を意味している。一連の季節的な堆積過程が生じないのは内陸地域では普通であって、積雪の諸性質が季節的な周期変化を示さないのはむしろ当然でもある。また、季節層の欠如は、年層形成過程の推移として見ると比較的長期の堆積の中断を意味する。いったん形成された積雪が、長期にわたって雪面にあって大気にさらされていると、積雪中に大きな温度こう配が生じ積雪の変態過程が発達する。その結果、堆積時の層位構造や諸性質が失なわれたり、変質したりする度合も強くなる。季節層の欠如は、このように2つの面から層位解析を困難にする原因となっている。

年層形成の欠如 (hiatus in annual layer formation) は、その継続する時間の規模によって2種類に分けられる。1つは一般的な堆積環境における年層の欠如であり、他の1つは長期

にわたって継続する堆積の中断 (long-term hiatus) によるものである。

積雪層中の 1 つ 1 つの年層を推定することは、精度に問題が残るとしても不可能ではない。しかし長期にわたる降水量の変動を知る上で問題となるのは、年層形成の中断期間を見積る有効な方法が現在存在しないということである。

みずほ高原における雪尺観測の報告 (YAMADA *et al.*, 1978) によると、そこでの標高 2000 m を越す地域では、年によっては雪尺全設置数の 50% におよぶ数がマイナスの値を示しており、年層の欠如はかなり普遍的に生じていることを示している。また年層形成の中断が長期にわたって続く場合も各地でみられる。Glazed surface は、そのような長期の堆積中断状態にある雪面でもある。たとえば、みずほ基地付近はそれが建設されるかなり前から glazed surface であって (渡辺・吉村, 1972), それ以来現在に至るまでその状態が続いている。Glazed surface の雪面では、数年から十数年あるいはそれ以上におよぶ堆積の中断が継続していると考えられる。WATANABE (1978a) が示したように、みずほ高原における glazed surface の分布は標高 1800~3200 m の範囲にわたってかなり広範囲にみられ、それがこの地域での一般的な雪面状態であることを示している。また、現在 glazed surface の状態にある雪面域でも、その積雪層位構造はかつての順調な堆積環境を示し、また逆にその場所がかつて長期の堆積中断の環境にあったことを示すこともある。

これら glazed surface の成因については、氷床表面の大規模な undulation と堆積機構との関係を指摘した報告 (BUDD, 1966) と関連する可能性もあるが、詳しい機構はわかっていない。しかし堆積機構との関連は否定し難く、長期にわたる降水量変動を求める場合には、一般的な堆積環境での欠層発生の頻度を知ることとともに、長期の堆積中断現象 (glazed surface 現象) の発生について、その地域特性や発生周期を明らかにしていく必要がある。

すでに報告 (WATANABE *et al.*, 1978) したように、みずほコアについて積雪層位解析によって求めたコア年代と、みずほコアの安定酸素同位体組成の変動プロファイルグリーンランド・コアのそれに対比して求めた年代との間の数百年におよぶ食い違いは、おそらく先にのべた 2 つのタイプの年層の欠層によって説明するのが最も妥当と思われる。この考えが正しいとすると、年層の欠如した期間と年層が形成された期間の比は 1:2 となり、欠層期間の規模は無視しえないほど大きいことを示している。ただし、この比較にはグリーンランド・コアには欠層期間が含まれていないという前提が必要であるが、

これまでのにのべてきた主要な層位構造と層位単元の関係、およびそれらが積雪層の形成過程の地域特性とどのように関連するかを図 7 に示した。これは 1 つのモデルであって、実際



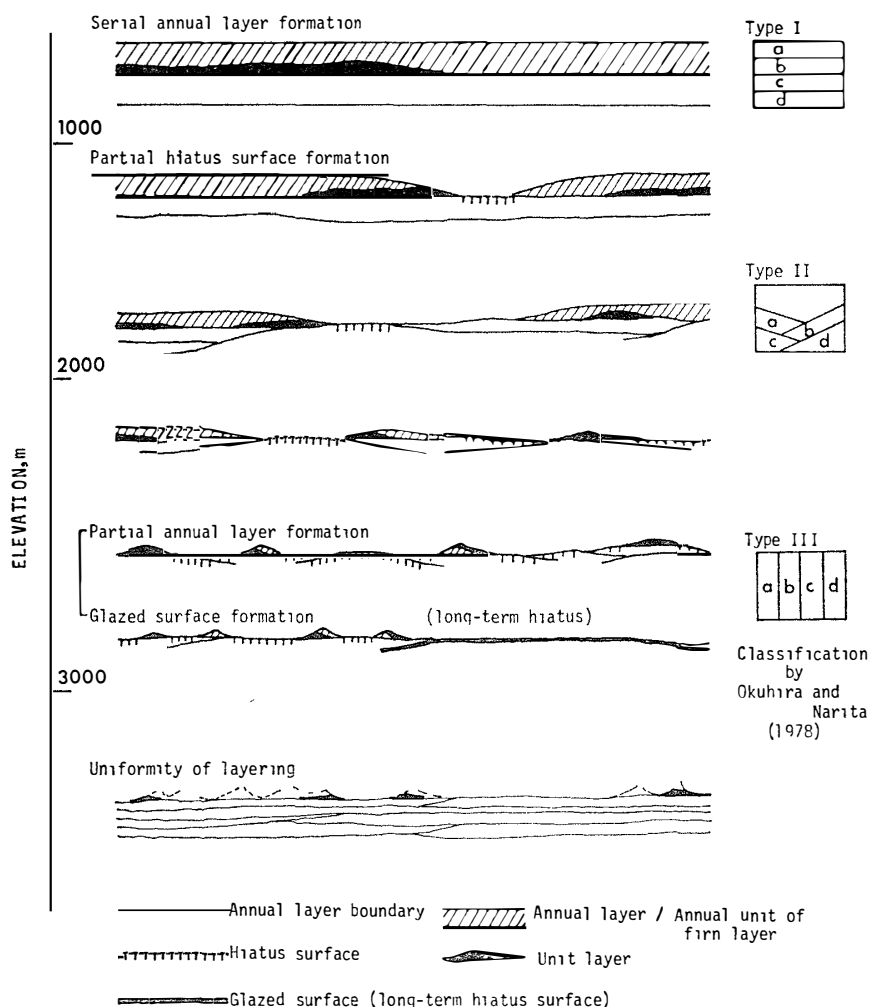


図 7 主要な積雪層位構造要素と年間積雪層および長期の堆積中断現象との関係を示し、積雪層の形成過程の地域（標高で表現した）による違いを概念的に表した。図中に示した単位層の形状、産状は年間積雪層に対する相対的な関係を示したものである。右欄に示した Type I-III は OKUHIRA and NARITA (1978) によって示された年層堆積モデルであり、a~d はそれぞれ個々の年間積雪層とその堆積順序を表している。図中でのそれぞれの位置は左の積雪層モデルとのおおよその関係を表す。

Fig 7 An idea of regional characteristics of snow cover formation being indicated by occurrence and distribution of annual layer, unit layer and various types of layer boundary. Types I-III of annual layer structure in the right side column were proposed by OKUHIRA and NARITA (1978), and a~d represent the annual layers and the order of their formation. The relation of the two ideas is shown by these positions in the figure.

の積雪層の層位構造はより複雑である。地域を標高に置きかえて表現してあるが、同じ標高範囲にあってはその氷床表面地形の状況は一様ではない。それにより気候の特性も異なることが多い。たとえば W 46 地点は標高でみるとかなりの内陸域に相当するが、その積雪層

を堆積規模、堆積様式からみるとむしろ沿岸に近い地域のそれに近い。図7の右欄に示した堆積モデルは OKUHIRA and NARITA (1978) が雪尺網での観測から得た結果である。

### 3. 積雪の安定酸素同位体組成による過去の気候の復元について

積雪層中の安定酸素同位体組成 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) が積雪の形成季節を示すことは多くの研究者、たとえば BENSON (1962) によって報告されている。また、みずほ高原における降雪および飛雪の  $\delta^{18}\text{O}$  と月平均気温との間には一定の関係が見い出されている (加藤他, 1979)。したがって単位層の  $\delta^{18}\text{O}$  を知れば、その積雪が生じたおおよその季節がわかるはずである。みずほ基地の周囲に堆積した吹きだまりの積雪層中に、はっきりした季節変化を示す  $\delta^{18}\text{O}$  分布が見い出されている (渡辺, 1978) し、大きな年間積雪層が生ずる地域の表面層の中に、それと考えられる  $\delta^{18}\text{O}$  分布が見い出されている (WATANABE, 1978b)。しかし一方では、みずほ高原での多くの地点での観測結果 (WATANABE, 1978b) は、むしろ  $\delta^{18}\text{O}$  の分布が一般に不規則であることを結論づけている。

グリーンランドや南極バード基地での深層コアの  $\delta^{18}\text{O}$  変動が、ここ数万年の気候変動のよき資料と考えられているのに対し、それではなぜみずほ高原では  $\delta^{18}\text{O}$  が堆積環境の指標としてさほど有効ではないのか、という疑問が生じよう。みずほ 150 m コアの層位解析にあたって、得られた  $\delta^{18}\text{O}$  プロファイルの意味するものが何かということは大きな課題であった。それについてここでのべる。

積雪層中の年層のそれぞれが周期的な  $\delta^{18}\text{O}$  分布を示さない理由として少なくとも次の 2 つを挙げることができる。その 1 つは単位層形成における欠層、すなわち年層が必ずしも一連の季節層で構成されていないということである。このような年層の性質は、すでにのべたように沿岸に近い地域を除いては南極氷床では一般的であり、季節変化を示す  $\delta^{18}\text{O}$  分布が存在すること自体まれなことと考えられる。他の 1 つは堆積後の積雪の変態過程において同位体分別作用が生じ、その結果堆積時の組成分布が、後生的な組成分布に変化するためである。また、積雪の変態過程は、引き続く堆積までの堆積中断期の長さや単位層の規模、形状によって、1 単位層の中でも決して一様には生じないため、後生的な  $\delta^{18}\text{O}$  分布はより複雑となる。温度こう配をもつ積雪層中の  $\delta^{18}\text{O}$  分布に変化が生じることは佐藤他 (1979) による実験によって確かめられているが、その変化の様子は、層境界や雪質境界のような層位構造要素の有無およびその配置関係によっても後生的  $\delta^{18}\text{O}$  分布のあらわれ方が異なることを示している。

そして積雪の変態が起こりにくく、かつ単位層の形成過程に季節周期性があると考えられる積雪について、積雪層形成過程と  $\delta^{18}\text{O}$  分布について検討した。先にのべたような条件を満足する積雪としては、これまでの積雪層観測の結果からみると、年間堆積量が少なくとも 70 cm を越す地域のものである。

W 46 地点では毎年大きな積雪 (90~110 cm) が生じる。そこの積雪層位構造と  $\delta^{18}\text{O}$  分布を図 8 に示した。図中には層位構造要素(層位構造と雪質)から推定した可能な年層境界と、密度プロファイルから求めたそのそれそれを示した。両者の位置は年層境界の時期をいつにするかによってのずれのほか、まったく対応しないものもある。これら 2 つから推定した年層境界は、 $\delta^{18}\text{O}$  の垂直分布を示した欄に区切り線によって示されている。深さ 946 cm までに 10 層の年層を含むと推定できる。

雪面からみて 4, 6, 7, 10 年層を除けば、それぞれの年層中の  $\delta^{18}\text{O}$  分布は一応季節周期を示していると思なしてよからう。しかし、上にあげた 4 つの年層については、その分布を季節周期とは見なしにくい。このことは W 46 地点のような多雪域でも、 $\delta^{18}\text{O}$  分布による年層推定に一定の限界があることを意味する。ただし季節周期を示す層の年平均層厚が 104 cm に対し、季節周期を示さない層のそれは 80 cm と小さくなっている。

一方、季節周期を詳しく検討するために、5 m 深までの 6 つの年層についてその単位層区分と霜さらめ化の度合を示し、それとそれぞれの単位層中の  $\delta^{18}\text{O}$  分布の関係を図 9 に示した。これを見ると、1 つの単位層中でも  $\delta^{18}\text{O}$  は一定の値をとらず、またその分布傾向と左の霜さらめ化の度合との関係も一定していない。先に季節周期と見なした年層中の  $\delta^{18}\text{O}$  プロファイル(図 8)も詳しくみるとその一部は後生的な分布によっており、必ずしも完全には単位層形成の季節系列を表しているわけではない。このことは  $\delta^{18}\text{O}$  分布の解析にあたっては、単位層内での  $\delta^{18}\text{O}$  試料の採集位置、それと積雪の変態過程との関連、あるいは降雪過程での  $\delta^{18}\text{O}$  値の推移などを十分検討する必要があることを示している。たとえば図 9 に点線で示したものは各単位層中の  $\delta^{18}\text{O}$  の最小値を結んだものである。そうすることによって、季節周期性はより明りょうになるようにもみえるが、このような方法が妥当かどうかについては、さらに検討が必要であろう。

$\delta^{18}\text{O}$  分布の解析には現在なお多くの問題が残されており、また  $\delta^{18}\text{O}$  の測定できる数量に制約があったため、みずほコアについては、 $\delta^{18}\text{O}$  が示す気温変動についてのみ解析することとした。この場合でも、同一環境下で形成された積雪の  $\delta^{18}\text{O}$  についての変動をみるためには、それに用いる試料の選択について一定の基準を設ける必要がある。そして  $\delta^{18}\text{O}$  と単位

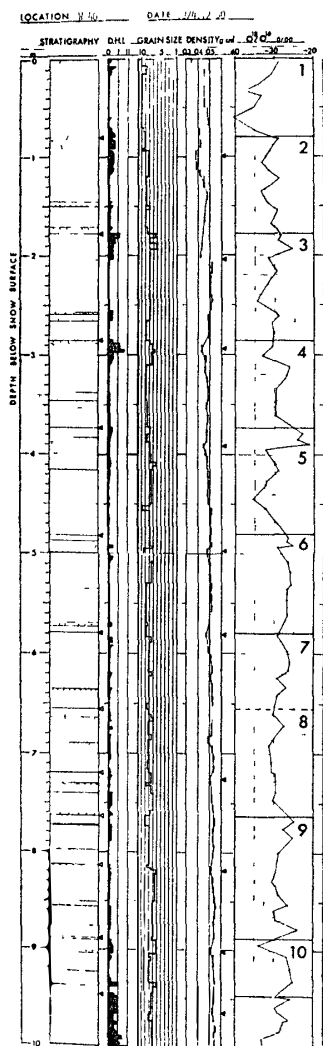


図 8 W 46 地点の積雪層位図. 年層境界 (▶ かなり確か, ▷ 疑わしい), D.H.L は霜ざらめ化の度合を示す (0: loose depth hoar の発達が見られない, II: loose depth hoar が強く発達する, I: その中間の発達段階).

Fig. 8. Stratigraphic diagram of W46 annual layer boundary ▶ likely, ▷ doubtful, D.H.L. depth hoar level (0: Initial stage of transformation, I. Intermediate level between 0 and II, II: strongly loose depth hoar developed firm).

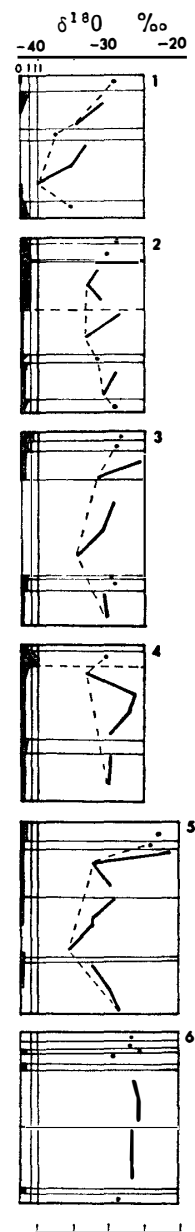


図 9 W 46 地点の積雪層のうち、雪面に近い 6 年層について、その単位層構成とそれぞれの単位層中の  $\delta^{18}\text{O}$  分布と霜ざらめ化の度合を示す。

Fig. 9. Unit layer structure of upper six annual layers in W46 snow cover and  $\delta^{18}\text{O}$  profile and depth hoar development in each unit layer. The broken line indicates connection of the least value of  $\delta^{18}\text{O}$  in each unit layer.

層積雪水量との関係を、W46 地点の積雪について調べ、その結果を図 10 に示した。積雪の変態過程が活発な 3 m 深までのもの (●) とそれ以下の深さのもの (○) とに分けて示されている。図 10 に示されているように、単位層積雪水量と  $\delta^{18}\text{O}$  との間には一定の関係が認められる。単位層の規模が大きいほど  $^{18}\text{O}$  に乏しい積雪 (冬季積雪) であることがわかる。このことから、一定規模以上の、また、一定の雪質 (強い霜ざらめ化を受けていない) をもつ単位層から  $\delta^{18}\text{O}$  試料を選べば、ほぼ同一の堆積環境下の積雪を選択できる。この選択基準に基づいたみずほコアの  $\delta^{18}\text{O}$  分布 (WATANABE *et al.*, 1978) は、したがって冬季の気温の変動を示していることになる。また積雪が 3 m 深の深さに達するまでに、積雪変態過程による同位体分別作用によって 5% 程度の  $\delta^{18}\text{O}$  増加が生じているが、3 m 深以下では積雪の変態がほとんど生じないため、それ以下での同位体分別作用による影響は無視し得る。

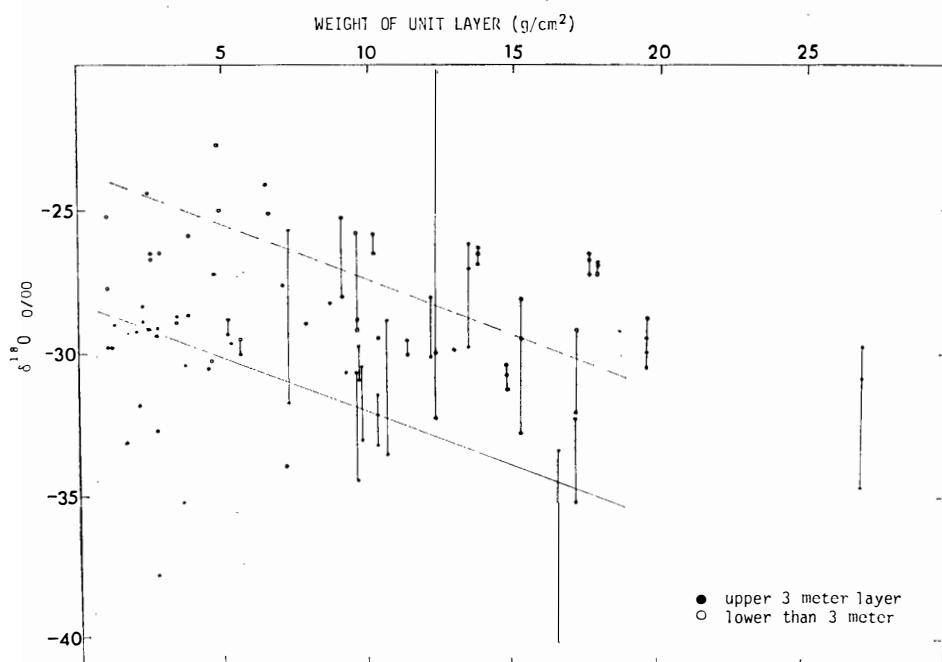


図 10 単位層積雪水量と  $\delta^{18}\text{O}$  の関係、線で結んだものは同一単位層に含まれたものを示す。

Fig. 10. Relation between weight of unit layer and  $\delta^{18}\text{O}$ , a straight line connecting points indicates data obtained from a unit layer.

#### 4. お わ り に

南極氷床は数万～十数万年におよぶきわめて長期の積雪の累積によって形成されている。その間の気候変動の様子は、雪や氷の諸性質の中に記録されているはずであり、この意味で南極氷床の積雪層位解析は今後ますます重要となろう。

しかし、一方積雪層位解析には多くの問題が残されている。この報文ではこれら層位解析上の諸問題について、みずほ高原での知見をもとにして検討を行った。その第1は年層形成過程における欠層の現象に関する課題である。中緯度地方の積雪現象に慣れたものにとっでは、この欠層現象は理解し難いものである。しかし南極氷床での堆積過程では、これは一般的な現象であるばかりではなく、その発生機構自体が氷床上の堆積機構と密接に関連していると考えられている。年層の推定はかなりの精度でできるとしても、この欠層期間の量的見積なしでは本来の意味でその地方の平均降水量を求めたことにはならない。

積雪の安定酸素同位体組成にかかわる諸現象に関する課題も今日的意味をもっている。過去の気候変動に対する情報として、積雪の  $\delta^{18}\text{O}$  の果たしている役割りは現在きわめて大きい。しかし、みずほ高原の積雪層位研究で得られた知見によれば、 $\delta^{18}\text{O}$  の分布傾向の示す層位的意味には、いくつかの基本的な問題があり、 $\delta^{18}\text{O}$  資料の再検討が必要と考えられる。ここではそれらの問題に関して 1, 2 の具体例を示すにとどまったが、これらの中に今後の課題に関連するものが含まれていよう。

積雪層位解析におけるこれら基本的な2つの課題については、問題点の所在を指摘するにとどまったきらいがあるが、今後の積雪層位研究にとっての1つの資料となれば幸いである。また層位単位にかかわるいくつかの問題は、今後欠層期間の量的見積方法とも関連して、雪以外の物質の堆積を含めての環境変動の復元にとってますます重要になってくることが予想される。

本報告について多方面からの批判、検討を期待する次第である。終りに、第1回南極気水圏シンポジウムでのこれらの諸問題についての深い関心と熱心な討議に対して感謝の意を表します。

## 文 献

- BENSON, C. S. (1962). Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet SIPRE Res. Rep., **70**, 1-93.
- BENSON, C. S. (1971): Stratigraphic studies in the snow at Byrd Station, Antarctica, compared with similar studies in Greenland Antarctic Snow and Ice Studies II, ed. by A. P. CRARY. Washington, Am. Geophys. Union, 333-354 (Antarct. Res. Ser., **16**).
- BUDD, W. F. (1966). Glaciological studies in the region of Wilkes, eastern Antarctica, 1961 ANARE Sci. Rep., **88**, 1-152.
- GOW, A. J. (1965): Snow studies in Antarctica. CRREL Res. Rep., **177**, 1-20.
- 加藤喜久雄・渡辺興亜・佐藤和秀 (1979). みずほ高原の飛雪の酸素同位体組成と沿岸低気圧による水蒸気輸送. 南極資料, **67**, 136-151.
- KOERNER, R. M. (1964). Firn stratigraphy studies on the Byrd-Whitmore Mountains Traverse, 1962-

1963. Antarctic Snow and Ice Studies, I, ed. by M. MELLOR Washington, Am. Geophys. Union, 219-236 (Antarct Res Ser, 2).
- NARITA, H. and WATANABE, O (1977) Photographs of vertical section of firn JARE Data Rep, 36 (Glaciol), 126-138
- OKUHIRA, F and NARITA, H (1978). A study of formation of a surface snow layer Mem Natl Inst Polar Res, Spec Issue, 7, 140-153
- 佐藤和秀・渡辺興亜・加藤喜久雄 (1979) 温度勾配をもつ積雪の酸素同位体組成の変化について. 私信
- STEPHENSON, P J (1968) Some aspects of shallow snow metamorphism at Southice, Antarctica International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration ISAGE, ed by A J Gow *et al*, Cambridge, SCAR, 231-253 (IASH Publ, 86).
- WATANABE, O. (1978 a) Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau Mem. Natl Inst. Polar Res, Spec Issue, 7, 44-62
- WATANABE, O. (1978 b). Stratigraphic Studies of the snow cover in Mizuho Plateau Mem Natl Inst Polar Res, Spec Issue, 7, 154-181
- 渡辺興亜 (1978) 積雪層からみたみすほ高原の雪氷学的状態 雪氷, 40(2), 87-91.
- 渡辺興亜・吉村愛一郎 (1972): みすほ観測拠点付近の雪氷学的状態について. 南極資料, 45, 20-32
- WATANABE, O, KATO, K, SATO K. and OKUHIRA, F. (1978). Stratigraphic analyses of firn and ice at Mizuho Station Mem Natl Inst Polar Res, Spec Issue, 10, 25-47
- YAMADA, T., OKUHIRA, F, YOKOYAMA, K and WATANABE, O (1978) Distribution of accumulation measured by the snow stake method in Mizuho Plateau Mem Natl Inst Polar Res, Spec Issue, 7, 125-139

(1979年5月4日受理)