

南極氷床における積雪特性からみた
雪氷環境とその変動

佐藤和秀

博士（理学）

総合研究大学院大学
数物科学研究科
極域科学専攻

平成 12 年度
(2 0 0 0)

南極氷床における積雪特性からみた雪氷環境とその変動

要 旨

南極氷床はその地理的な位置によっても特有な気候・気象条件のもとにあり、氷床表面に年々降り積もる雪の大半は溶けることもなく、数十万年のオーダーで蓄積され氷床を形作ってきた。この広大な南極氷床に関する科学的観測調査研究も進み、多くの知見が得られ、南極氷床の気候学的・雪氷学的特徴も理解されるようになってきたが、個々の過程においてははまだ未解明な部分も多い。

日本南極地域観測隊は 1957 年に昭和基地を建設して以来、基地周辺から氷床内陸域にいたるまで、精力的な調査研究を行ってきた。特に雪氷観測計画に関連しては 1968 年～1969 年の昭和基地-南極点旅行、1969 年～1975 年のみずほ高原・エンダービーランド雪氷観測計画、1979 年～1982 年の極域気水圏観測計画 (POLEX-south) および 1982 年～1988 年の東クイーンモードランド研究計画などが行われてきた。また内陸旅行中の浅層雪氷コア掘削やみずほ基地での 700 m 深雪氷コア掘削なども実施された。

本研究は、これらの長期にわたって実施されて得られた East Dronning Maud Land における観測データ、特に南極氷床の堆積環境として非常に重要な積雪特性である 10 m 雪温、積雪量、積雪の酸素同位体組成の観測データを集約し、その広域空間分布および経年変動特性などの全体構造を解析した。また現在のこうした雪氷環境が過去にも適用できると仮定して、日本南極地域観測隊によって掘削して得られた 2500 m 深のドームふじ深層コアの年代を推定し、その酸素同位体組成プロファイルから氷期-間氷期の気温変動特性を解析した。その内容は以下の通りである。

10 m 深雪温はその場所の年平均気温を示す温度として一般には知られているが、年平均気温が -30°C 以下の高所では、氷床表面の地上気温より低温であることを示した。10 m 雪温と平均気温との差は年平均気温 10°C の低下に対し、約 1°C の割で増大する。それは氷床内陸域における接地逆転層の強さを反映していることを示した。また標高に対する温度勾配は、標高 3000 m までの地域ではほぼ $-1.23^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であるが、それ以上の高所

(内陸)では $-2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 以下にもなり、しかも地域によって違いがあるという地域特性を明らかにした。それは氷床表面の尾根と谷といった大きな表面形態の違いが、地域的な気候形成に影響している可能性を指摘した。以上の特性をふまえて、East Dronning Maud Land 地域の氷床表面温度の空間分布図を作成した。また人工衛星画像から得られた氷床表面の輝度温度と 10 m 雪温との関連を示し、衛星画像データの有用性を述べた。

積雪量については、氷床沿岸域から内陸頂上部にいたる間を解析しその分布特性の詳細を述べた。表面積雪密度について、沿岸域より標高 2000 m までは増加し、それより標高が高くなると減少するという地域特性を示し、その密度と積雪深から年間積雪量を求め、その空間的・時間的変動を言及した。1968 年から 1996 年にいたる 29 年間の年間積雪量の変化は、1968 年から 1987 年までは全体的には緩やかな増加傾向に、それ以降 1996 年まで減少傾向にあることを明らかにした。さらに積雪量の変化を、表面起伏による要因と気候的要因について解析し、沿岸域ほど気候的要因による寄与が大きく、内陸域ほど表面起伏による要因の寄与が多くなることを見いだした。

積雪の酸素同位体組成については、その組成は一般に水分子の相変化に伴う同位体分別で変化し、その時の温度に密接に関連していると理解されている。氷床表面層での温度分布を想定し、温度勾配下にある積雪実験により降雪が堆積した後の同位体分別による組成の変動傾向を解析した。その結果を基に表面積雪層の酸素同位体組成の変質モデルを提案した。また積雪の酸素同位体組成の季節変動、標高との関係、空間分布特性および浅層雪氷コアの酸素同位体組成の深さ方向のプロファイルから、約 5 年の卓越周期を持つ変動特性なども見いだした。さらに平均酸素同位体組成と標高、年平均気温や接地逆転層温度とが直線関係にあること、および酸素同位体組成と積雪量との関係を導いた。

このような現在の積雪特性を持つ雪氷環境が過去にも適用できるという仮定のもとに、2500 m 深のドームふじ深層コアの酸素同位体組成プロファイルから積雪量変化、さらに定常流動（鉛直歪み）モデルから圧密年層厚を求め、ドームふじ深層コアの年代を推定した。さらに酸素同位体組成と年平均気温との関係を用いて、過去の気温変動を復元した。この過去 33 万年におよぶ気温変動から、スペクトル解析により氷期-間氷期サイクルを説明すると言われるミランコヴィッチの天文学説の周期に近い卓越周期

を検出した。

以上のように本研究は、南極氷床の 10 m 雪温、積雪量および積雪の酸素同位体組成の空間分布や時間変動などの積雪特性を解析し、現在の南極氷床の雪氷環境とその変動を明らかにした。得られた知識を基に、過去 33 万年におよぶ古気候復元に適用展開し、その変動特性の解明を試みた。

目次

	ページ
要旨	i
目次	iv
1. 序論	1
2. 氷床表面温度分布	5
2.1. 10 m 雪温について	5
2.2. 南半球の南北方向の地上平均気温分布とその年較差	12
2.3. 氷床表面温度と標高および海岸からの距離との関係	16
2.4. East Dronning Maud Land における氷床表面温度の分布図	20
2.5. 衛星画像による氷床表面温度	23
3. 氷床上の積雪量分布	28
3.1. 沿岸から内陸にいたる積雪分布	28
3.1.1. 年間積雪深の測定	28
3.1.2. 表面積雪密度の分布	31
3.1.3. 年間積雪量の分布	33
3.2. 積雪量の空間・時間変動	36
3.2.1. 積雪量の経年変動	36
3.2.2. 気候因子と表面起伏因子による積雪量変動への効果	42
4. 積雪の酸素同位体組成	50
4.1. 氷床上における積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布	50
4.1.1. 内陸トラバースルート沿いの表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布	50
4.1.2. 積雪量の多い地域の浅層雪氷コア解析	54
4.1.3. 浅層雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル	58
4.1.4. 堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変質	62
4.2. 平均 $\delta^{18}\text{O}$ と標高および海岸からの距離との関係	69

4.3.	平均 $\delta^{18}\text{O}$ と温度との関係	74
4.3.1.	平均 $\delta^{18}\text{O}$ と氷床表面温度および接地逆転層温度との関係	74
4.3.2.	$\delta^{18}\text{O}$ の季節変化幅の解釈	79
4.4.	平均 $\delta^{18}\text{O}$ と積雪量との関係	79
5.	積雪の地域特性の深層コア編年への適用	86
5.1.	ドームふじ深層コアの積雪量変動と年代の推定	86
5.2.	ドームふじの温度変動の推定	88
5.3.	過去 33 万年の温度変動の周期性	88
6.	結論	94
	謝辞	96
	文献	98

1. 序論

南極氷床上に積雪があり、雪と共に大気中の成分も氷床表面に積もり重なっていく。中低緯度地域のように積雪は融けることが少なく、現在から過去数十万年にわたり、雪が降り積もって形成されているのが南極氷床である。この広大な南極氷床の科学的研究も進み、多くの気候学的・雪氷学的知見も蓄積されてきた。内陸域では -80°C 以下の気温が観測され、氷床への積雪涵養量も沿岸で多く、内陸域は非常に少ないことなどもわかってきた。

氷床掘削により取り出した雪氷コアから、過去の積雪とそれに含まれている当時の大気成分等の解析により、古環境の復元も可能となり、これらの解析から地球規模の物質循環の解明にも有力な手がかりを与えてきた。しかし個々の過程においてはまだ未知な部分が多い。

1952 年の昭和基地開設以来、日本の南極における雪氷気象観測に関連した主な研究計画を年代を追ってみてみると、以下のようになる。

《南極観測における日本の主な雪氷気象観測研究》

1957 年	昭和基地建設
1957～1969 年	(探査期)
1968～1969 年	極点旅行 (昭和基地～南極点)
1969～1975 年	みずほ高原・エンダービーランド雪氷観測計画
1970 年	みずほ基地建設
1975 年	みずほ基地で 146 m 深雪氷コア掘削
1979～1982 年	極域気水圏観測計画 (POLEX-south)
1982～1987 年	東クイーンモードランド研究計画
1984 年	みずほ基地で 700 m 深雪氷コア掘削
1987 年	あすか基地建設 (～1991)
1989～1996 年	第Ⅱ期東クイーンモードランド研究計画
1992～1996 年	氷床ドーム深層掘削観測計画
1994 年	ドームふじ基地建設
1996 年	ドームふじ基地で 2503 m 深雪氷コア掘削

1957～1969 年は探査期、1968～1969 年の昭和基地-極点旅行の成功によって内陸域での長距離観測調査が可能になった。南極氷床の地形や質量とその収支はどのようなになっているのかは大きな課題である。広大な面積の氷床を観測調査するのは容易ではない。1969～1975 年にかけて「みずほ高原・エンダービー

ランド雪氷観測計画」が実施された。1960年代に Darlymple (1966) は氷床の気候区分を行っているが、当時、昭和基地南方の内陸域については雪氷現象のみならず地形や気候についてもほとんど未知の領域であった（渡辺, 2000）。内陸トラバースでは氷床流動や氷床堆積機構などの解明のため、種々の観測項目が計画され、系統的に観測調査が実施された。当時、積雪断面観測などの堆積機構の解明は専ら物理的測定に限られていた。化学的解析の有効性は認識されていたが、その頃の化学的手法精度と内陸域の積雪化学成分の低濃度の関係から、その活用は現実的ではなかった。しかし化学分析装置と技術の発展によって、少量で低濃度の雪氷試料でも、多くの化学分析が可能になっていった。雪氷の酸素同位体組成の解析研究は著者が南極観測に参加したエンダービー計画期の後半に始まった。

1970年に日本の最初の内陸基地である「みずほ基地」が建設され、その後の内陸観測トラバースの拠点として大いに活用されてきた。その後、上記のように極域気水圏観測計画の後、1982年から1988年にかけて東クイーンモッドランド研究計画が始まった。みずほ基地では700 m深までの掘削が成功し、過去約9400年前までの雪氷層コアが採取された。更に第Ⅱ期の東クイーンモッドランド研究計画も実施された結果、East Dronning Maud Land地域の広域において、多くの雪氷・気象学的知見が得られるようになってきた。

このような歴史的背景のもとに、本研究では特に East Dronning Maud Land 地域の降雪・積雪の堆積環境について論じる。堆積環境は大気と氷床表面との相互作用によって支配されている。慢性的な負の放射収支によって接地逆転層が氷床上に広く発達し、冷やされた重い空気はカタバ風となって氷床斜面を吹き下る。一方、海域からは低気圧などによる水蒸気輸送で沿岸域から内陸域に降雪をもたらす。そして氷床表面ではこれらとの相互作用による積雪によって質量収支が決定される。このような複雑な系の堆積環境において、理解しなければならぬ重要な要素として温度条件、積雪量および積雪の物理的・化学的性質があげられる。これらの的確な情報を得るには氷床の広域で、長い観測期間が必要である。本研究はこれまでの蓄積データを用いて East Dronning Maud Land 地域の次のような気候学的・雪氷学的諸過程を解析する。

- ・ 10 m 雪温による気候学的特徴
- ・ 積雪量の空間分布と時間変動
- ・ 積雪の酸素同位体組成と気象・気候学的特徴との関係

内容は以下の通りである。

一般に平らな積雪表面において 10 m の深さの雪温はその場所の年平均気温に等しいと言われている。このことについて標高 2250 m のみずほ基地と、標

高 3810 m のドームふじ基地の実際の観測データから検証し、氷床上のその場所の気温（地上高さ約 1.5 m の気温）と 10 m 深の雪温との関係から、平均温度の意味を理解する。また East Dronning Maud Land 地域の多点で得られた 10 m 雪温による年平均氷床表面温度の分布について、地球の半球規模からみた氷床としての特徴を解析する。そして、この地域の 10 m 雪温と標高および海岸からの距離との関係を求め、氷床表面温度の分布図を作成し、人工衛星データとの比較を行う。

氷床上へ堆積した積雪は、氷床質量として涵養されているが、その涵養量の地域特性について多くの観測と研究がなされてきた（例えば Watanabe, 1978; 渡辺ら, 1979; Takahashi *et al.*, 1994; 古川, 1998）。本研究では、日本南極地域観測隊が蓄積してきたデータについて、沿岸から約 900 km 内陸の標高 3810 m のドームふじ基地に至るトラバースルート上の積雪量分布を解析する。雪尺による積雪深の観測データは多くあるが、積雪量を得るには積雪深に積雪密度を乗じなければならない。その積雪密度は、積雪深の観測時の測定値であるが、観測例は少ない。そこで過去の密度観測値を標高の関数として求め、このルート上の積雪量の分布特性を明らかにする。

1968 年以来、雪尺測定が継続されている沿岸からみずほ基地に至るトラバースルート上の積雪量の多い沿岸地域については、20 数年間の積雪量の経年変動を解析する。また、ルート上の数点に設置されている 1 m 間隔の雪尺網の観測データを用いて、積雪量の変動内容を表面起伏に起因する量と気候変動に起因する量を考え、その地域的相違を考察する。

地球上の水の水素あるいは酸素同位体組成（ $\delta^{18}\text{O}$ ）は、温度との関係から気象、気候環境の指標として貴重な情報を提供してきた。Dansgaard (1964) は水蒸気-水あるいは水蒸気-氷変化の 2 相系における凝結理論を発表した。それは海水からの水の蒸発、雲粒あるいは氷晶の生成そして降水に至る過程で、レーリー（Rayleigh）の凝縮則のもとに、水分子の酸素あるいは水素同位体組成がどのように変化していくかを説明するモデルであった。その当時より、実際の降水の酸素あるいは水素同位体組成と気温との関係について、極域も含む各地で調べられるようになった。

East Dronning Maud Land 地域では 15 次日本南極地域観測隊以来、氷床上の降雪、積雪や掘削雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ の解析を精力的に行っている。本研究はこの地域の降雪および氷床表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動、またピットや浅層雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから過去の氷床表面温度変動や積雪量変動の特性を解析する。

氷床上の沿岸域を除く広い地域では、表面積雪層の顕著なしもぎらめ化が起きているが、これに関連する堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変化について、温度勾配下の積雪の変態実験を行った。その結果をもとに、氷床上の表層部で起きている積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変質過程モデルを考案する。

その場所の積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と標高および海岸からの距離との関係を明らかにし、East Dronning Maud Land 地域の表面積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ の分布図を作成する。また、この地域の $\delta^{18}\text{O}$ と年平均氷床表面温度（10 m 雪温）、接地逆転層の強さや $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化幅との関係を議論する。次に沿岸からドームふじ基地に至るトラバース上の積雪量と $\delta^{18}\text{O}$ との関係を求める。

わが国の雪氷研究者は、1991 年より 7 年計画で深層雪氷コアの掘削計画を推進し、1996 年 12 月にドームふじ基地で深さ 2503 m までの深層掘削に成功した（Dome-F Deep Coring Group, 1998）。本研究で得られた現在の East Dronning Maud Land の氷床表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と積雪量との関係、および積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と年平均氷床表面温度（10 m 雪温）との関係が、ドームふじ基地の過去から現在に至るまでの積雪にも成立すると仮定して、ドームふじ基地で掘削して得られた 2500 m 深の雪氷コアにこれらの関係を適用し、この雪氷コアの年代決定と温度変動の解析を行う。

2. 氷床表面温度分布

2.1. 10 m 雪温について

夏季に融雪の生じる沿岸域の一部を除いて、南極氷床上の 10 m 深の雪温は、その場所の年平均気温の近似値としてよく知られている。それは積雪層内の熱源のない熱伝導の問題として以下のように説明できる。半無限固体において表面温度が周期変化する時、表面よりある距離にある点の温度は、表面の平均温度とその温度振幅および媒体（今の場合は積雪）の熱伝導率によって決まる。氷床を半無限固体と考え、氷床表面温度が 1 年の周期変化をすると 10 m 深の温度の年間温度振幅は、一例として、表面での年間温度振幅の 2.3% になる（積雪密度 0.5g/cm^3 程度の熱伝導率を $7 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ とした場合）。みずほ基地の計算例では年間温度振幅 17°C では、10 m 深温度の年間振幅は 0.39°C になる（Satow *et al.*, 1974）。

みずほ基地の雪温観測例を図 2.1（Ohata *et al.*, 1983 より作成）に示す。1980 年の各月 1 日の 0 時における表面から 4 つの深さの雪温の季節変化から、深さと共にその変動が小さくなっているのがわかる。深さ分布の変化を図 2.2 に示す。表面での大きな季節変動が 10 m 深では 1°C 程度になっている。ドームふじ基地での同様の観測例として、1995 年 3 月から 1998 年 1 月までの毎月 1 日の観測値の季節変化を図 2.3（Azuma *et al.*, 1997; Fujita *et al.*, 1998 より作成）に示す。1995 年 4 月から 1996 年 2 月までの深さ分布の変化を図 2.4 図に示す。2 基地での例では 10 m 深の季節変動幅は約 1°C であった。また 0.1 m と 10 m 深の雪温の年平均値の差はほぼ 1°C 以内であった。

他地域の観測による 10 m 深の温度振幅は、南極点では 0.5°C 、バード基地では 0.8°C （Phillpot, 1967）、他の南極氷床とグリーンランド氷床上の観測でも、10 m 深の温度振幅はほとんど 1°C 未満であることが確かめられており、かつ 10 m 深雪温は表面雪温に近似している（Kotlyakov, 1961; Mellor, 1961; Benson, 1962; Mellor, 1964; Dalrymple, Lettau and Wollaston, 1966; Weller and Schwerdtfeger, 1970）。

以上のように夏季に融雪が起こる沿岸近くの地域を除いて、乾雪相（dry snow facies ; Benson, 1962 の定義による）の南極氷床上においては、10 m 深雪温は年間温度振幅が非常に小さく、表面温度の年平均値に近似している。

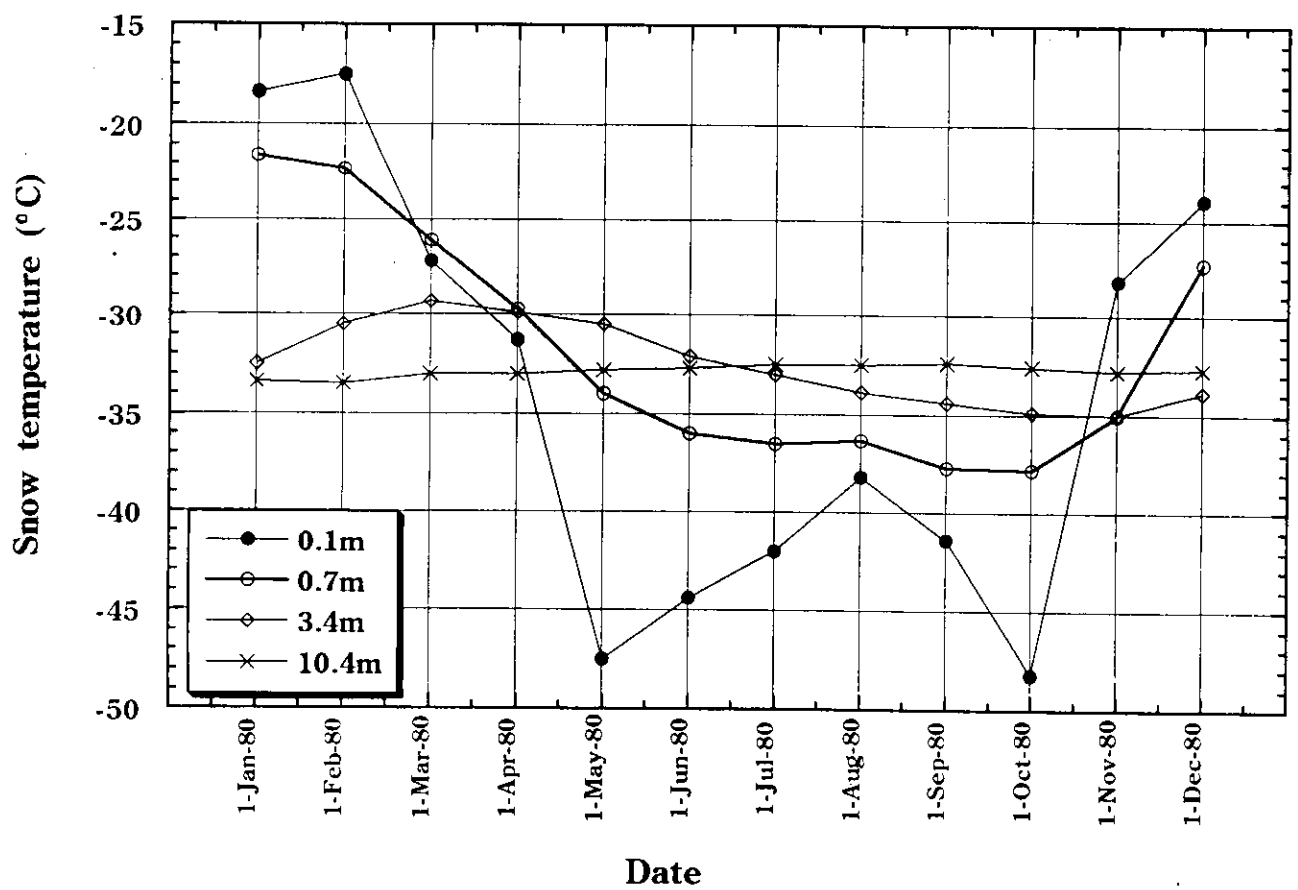


図 2.1. みずほ基地の雪温の季節変化（1980 年）（Ohata *et al.*, 1983 より作成）。
深さ 0.1 m、0.7 m、3.4 m、10.4 m の毎月 1 日の雪温の変化を示している。

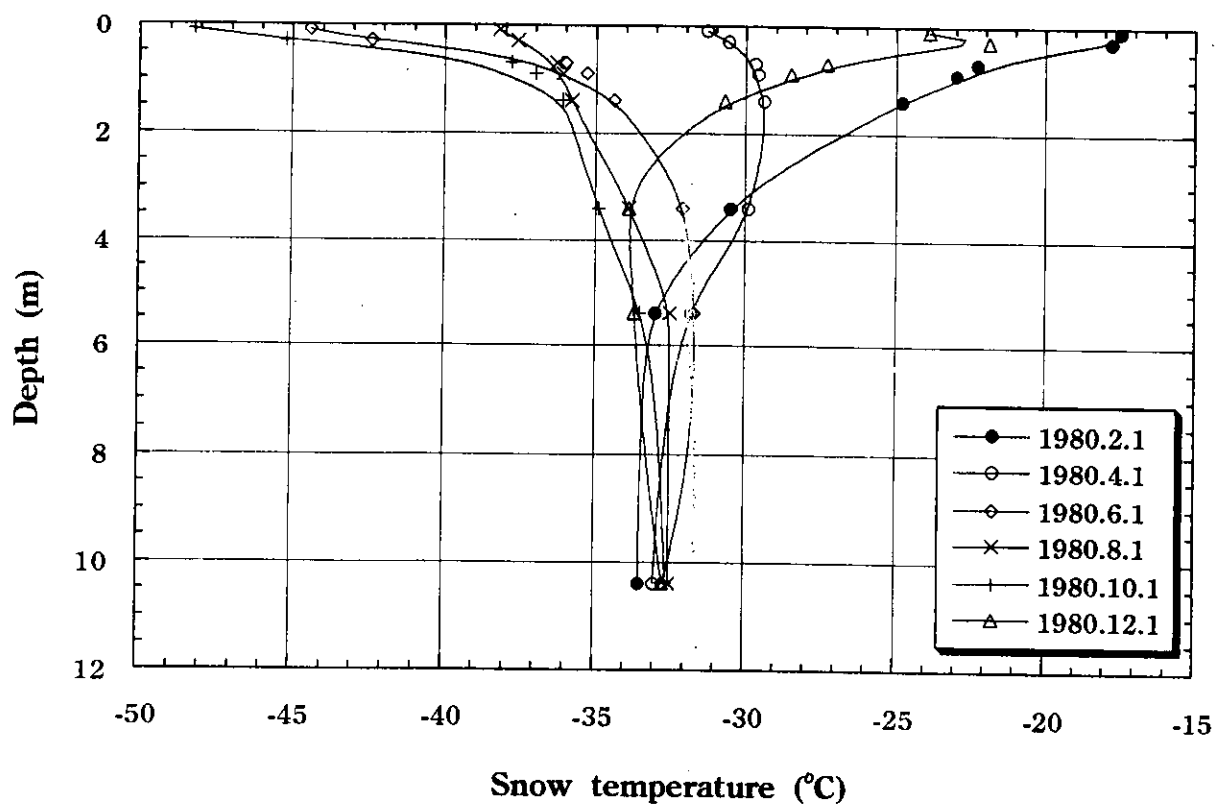


図 2.2. みずほ基地の深さ方向の雪温分布 (1980 年) (Ohata *et al.*, 1983 より作成)。

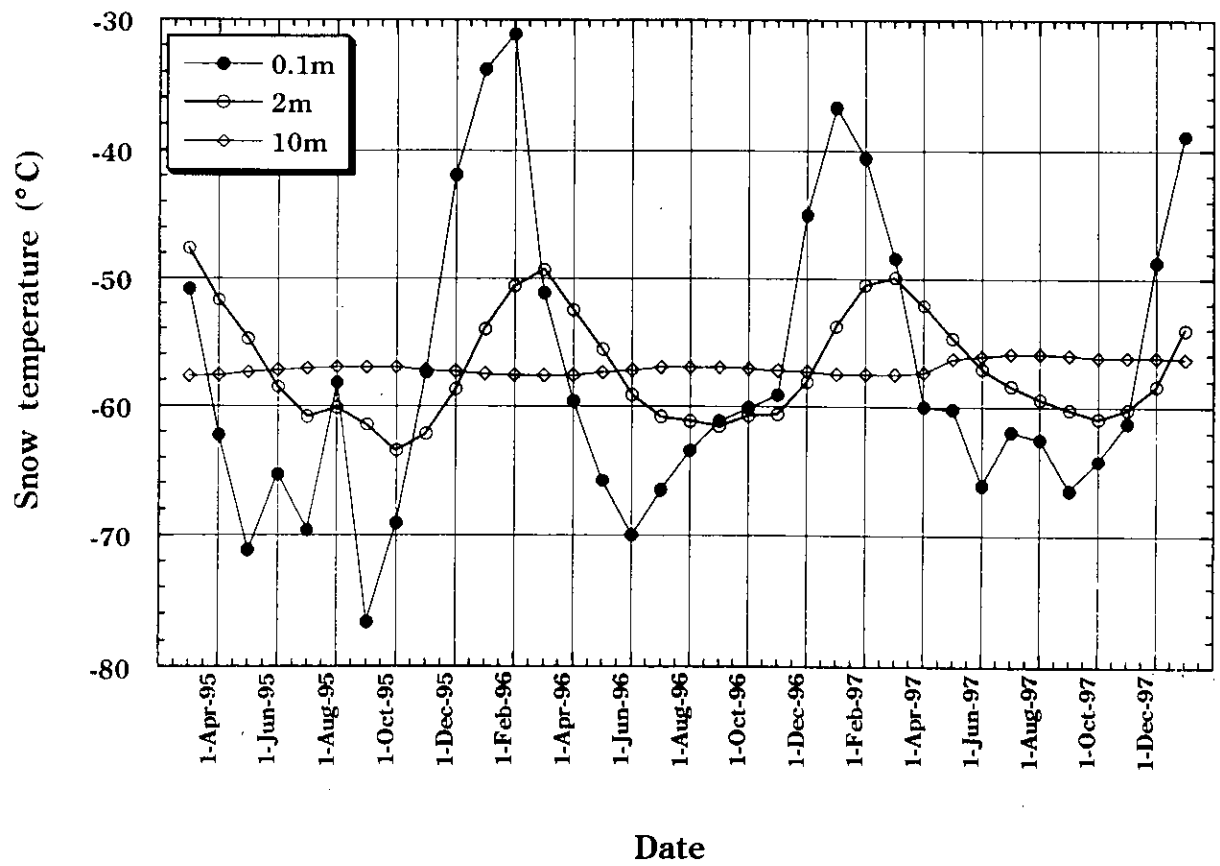


図 2.3. ドームふじ基地の雪温の季節変化 (1995 年-1997 年) (Azuma *et al.*, 1997; Fujita *et al.*, 1998 より作成)。 深さ 0.1 m、2 m、10 m の毎月 1 日の雪温の変化を示している。

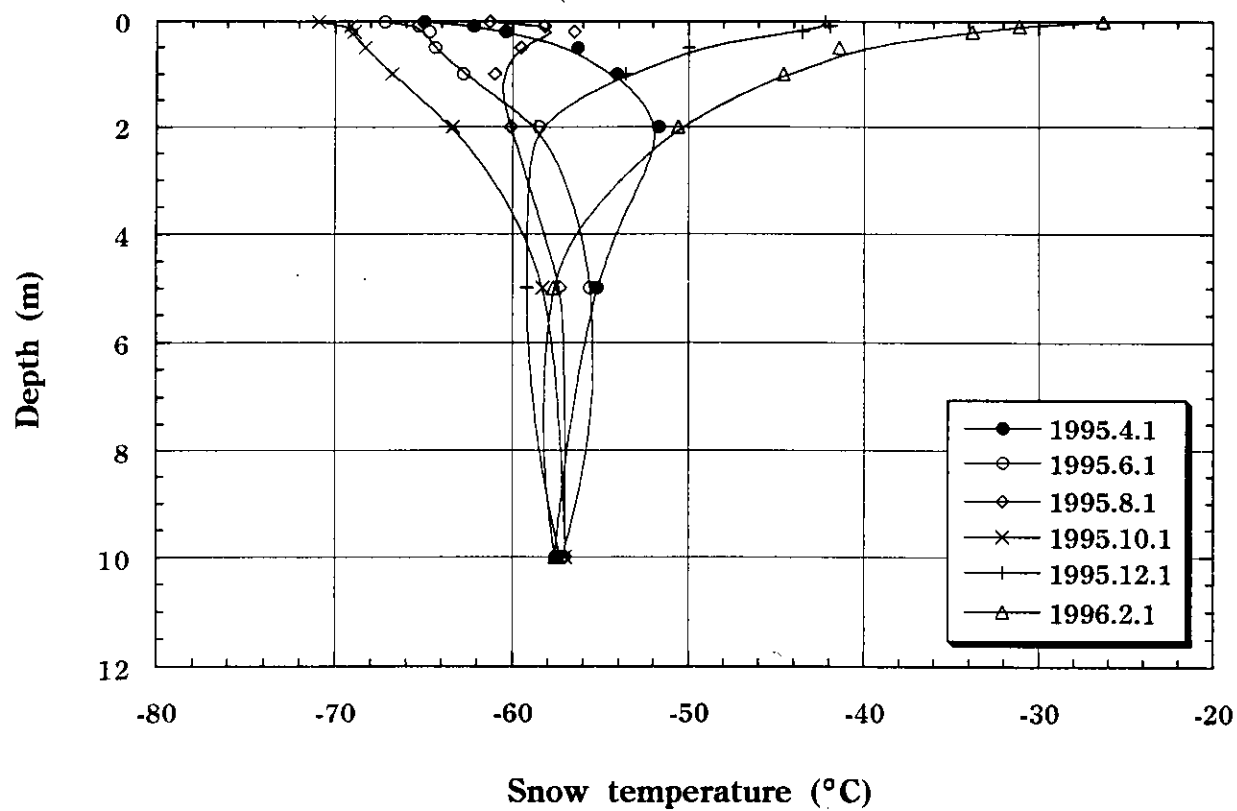


図 2.4. ドームふじ基地の深さ方向の雪温分布（1995 年-1996 年）（Azuma *et al.*, 1997; Fujita *et al.*, 1998 より作成）。

氷床表面温度と地上気温との関係について

氷床上の 10 m 深雪温は地上気温（地上より約 1.5 m 高さの気温）の年平均値より低く、数年間の観測から、その差は Vostok 基地で 0.9℃、Komsomolskaya 基地で 1.4℃、South Pole 基地で 1.7℃、Pionerskaya 基地で 1.4℃、Bird 基地で 0.1℃が報告されている（Dalrymple, 1966）。Loewe (1970) によれば、年平均温度が -30℃より高い地域では、10 m 深雪温は地上気温の年平均値に近いが、-30℃より低温の地域では、地上気温の年平均値より低い。

みずほ基地の 1980 年の 10 m 深雪温の年平均値は -32.8℃ (Ohata *et al.*, 1983 より計算)、地上気温の年平均値は -32.6℃ (国立極地研究所編、1980～1981 より計算) で、10 m 深雪温の方が 0.3℃ほど低い。またドームふじ基地の 1996 年の 10 m 深雪温の年平均値は -57.3℃ (Fujita *et al.*, 1998 より計算)、地上気温の年平均値は -54.4℃ (国立極地研究所編、1995～1998 より計算) で、10 m 深雪温の方が 2.9℃も低い。プラトー基地では 10 m 深雪温の方が年平均地上気温より約 4℃低い (Loewe, 1970)。図 2.5 に南極氷床における年平均気温に対する、その気温と 10 m 深雪温との差との関係を示す。年平均気温 -30℃以下についての直線回帰をみると、年平均気温 10℃の低下に対し、10 m 深雪温は 0.98℃の割で低くなる。みずほ基地とドームふじ基地だけの関係では、年平均気温 10℃の低下に対し 10 m 深雪温は 1.2℃低くなる。

10 m 深雪温が年平均気温より低くなるのは以下の理由による。氷床表面は“放射冷却”現象で、大気に対し冷源となる。そのため氷床表面近くの大気は地表面ほど気温が低く、上空に行くほど気温があがる“接地逆転層”を形成している。その厚さは氷床表面より 300～700 m 程度にもなり、内陸の低温地域ほど接地逆転層の発達が顕著である (Phillipot and Zillman, 1970)。地上気温と氷床表面の間でも同様の気温分布で、特に表面付近での温度勾配は大きくなり、このことが氷床表面温度が地上気温より低くなっている理由である。そのため接地逆転層の強さが大きい低温域の内陸ほど、10 m 深雪温が年平均気温より、低いことになる。

日本南極地域観測隊は、内陸トラバース中に多くの地点で 10 m 深の雪温を測定した (Fujiwara and Endo, 1971; Shimizu *et al.*, 1972; Yamada and Narita, 1975; Naruse and Yokoyama, 1975; Satow, 1977; Satow and Kikuchi, 1997)。本研究では 10 m 深雪温を年平均氷床表面温度 (annual mean surface temperature) あるいは略して氷床表面温度と呼ぶ。この年平均氷床表面温度と氷床表面標高、緯度、大陸度など気候を支配する要素との関係を以下に調べ、East Dronning Maud Land 地域の気候の特徴を明らかにする。

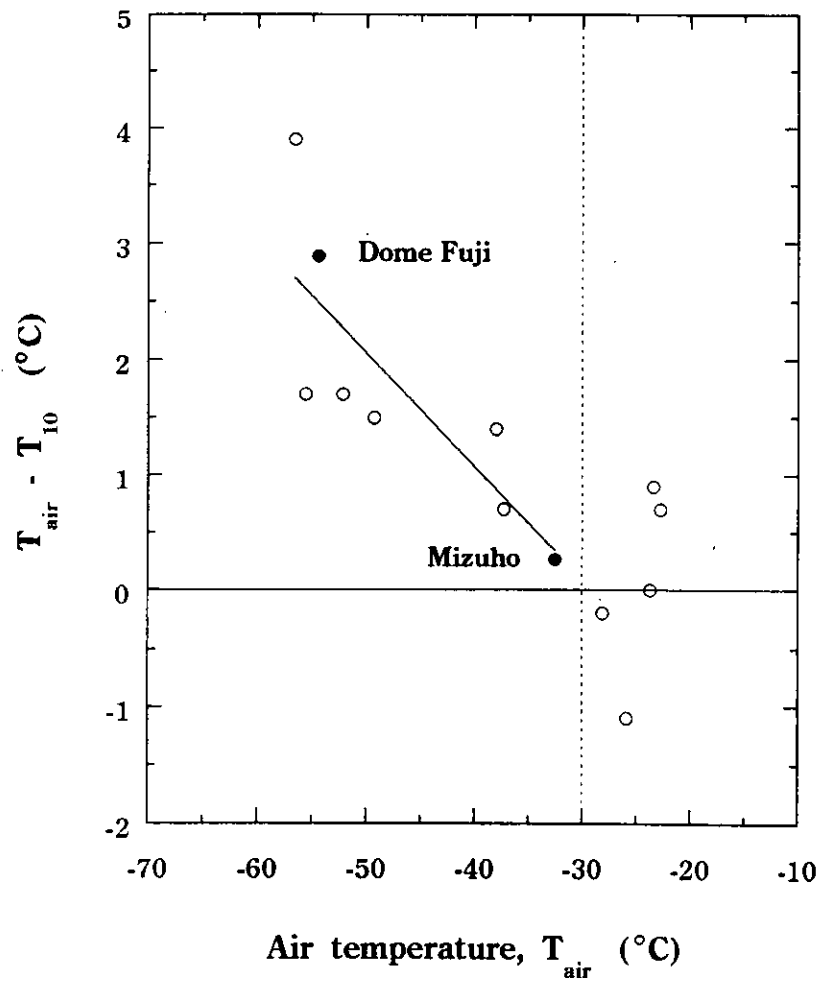


図 2.5. 南極氷床における年平均気温に対する 10 m 深雪温との差(白丸は Loewe, 1970 より、黒丸は Ohata *et al.*, 1983 ; Fujita *et al.*, 1998 ; 国立極地研究所 編, 1980~1981 と 1995~1998 より計算)。-30°Cより低い気温に対して、回帰直線が示してある。

2.2. 南半球の南北方向の地上平均気分布とその年較差

南半球の緯度に対する温度勾配を知るために、経度 30 度から 60 度間で赤道から南緯 69 度までの海面レベルの年平均気温 T_s を、大陸から離れた海上の経度 30 度、40 度、50 度、60 度に沿った緯度 5 度毎の年平均海面気温 (Taljaard *et al.*, 1969) として計算し、図 2.6 (Satow, 1978 を改編) に示した。図中の直線は緯度 30 度から 65 度間の海面平均気温 (図中の黒丸) の回帰直線を示し、氷床から 4 km 離れた島上にある昭和基地 ($69^{\circ}00'S$, $39^{\circ}35'E$) (Japan Meteorological Agency, 1969-1977) と、氷床縁にある Molodezhnaya Station ($67^{\circ}40'S$, $45^{\circ}51'E$) (Schwerdtfeger, 1970) の年平均気温は、この線上にある。69 度以南の白丸は East Dronning Maud Land で得られた氷床表面温度 (10 m 雪温) と南極点の年平均気温を示している。緯度に対する海面平均気温の変化率は緯度 30 度と 69 度間では $-0.8^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ で、氷床上の East Dronning Maud Land 地域の氷床表面温度の緯度に対する平均変化率は $-3.8^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ である。氷床表面温度は高度の効果を含んでいるので、仮に大気温度減率を $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ として海面気温に直すと、平均変化率は $-2.1^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ である。海面平均気温の回帰式と比較しても、氷床表面温度は非常に低温で、南極氷床がいかに冷たい大陸であるか理解できる。

大陸気候の大きな特徴の 1 つは、年間の気温較差が大きいことである。ここでは最暖月と最寒月の平均気温の差を年較差 ΔT として、これを大陸度の指標として考えてみる。図 2.7 に 30°E と 60°E 間の赤道から南極氷床までの ΔT を示した (Satow, 1978 を改編)。 0°S - 57°S 間で 6°C 以内、氷海の 57°S - 68°S / 69°S 間で 6°C ~ 19°C 、氷床上では ΔT は 19°C ~ 39°C にもなる。

図 2.8 に ΔT と年平均温度 (海面レベルの年平均気温 T_s と年平均氷床表面温度を与える 10 m 雪温 T_{10}) との関係を示した。氷床上では、内陸ほど T_{10} に対する ΔT が大きくなっている。表面傾斜は内陸域に向かうほど小さくなり、海からの熱エネルギーと水蒸気をもたらす低気圧擾乱の進入の影響も少なく、晴天で風も弱い、大気の水平混合も弱い。標高 3076 m の尾根上の風速観測例で、みずほ基地 (標高 2250 m) の風速の 3 分の 1 程度であった (Inoue *et al.*, 1983)。一方、大気水蒸気量は少なく、低気圧擾乱に関係した雲量も少ないので積雪表面からのより効果的な放射冷却がおこっている。このように内陸域で表面傾斜がより小さくなれば斜面下降風 (カタバ風: katabatic wind) の風速はより弱くなり、その結果、接地逆転層がより発達する。このことが T_{10} に対する ΔT が内陸域ほど大きいことに関連している。

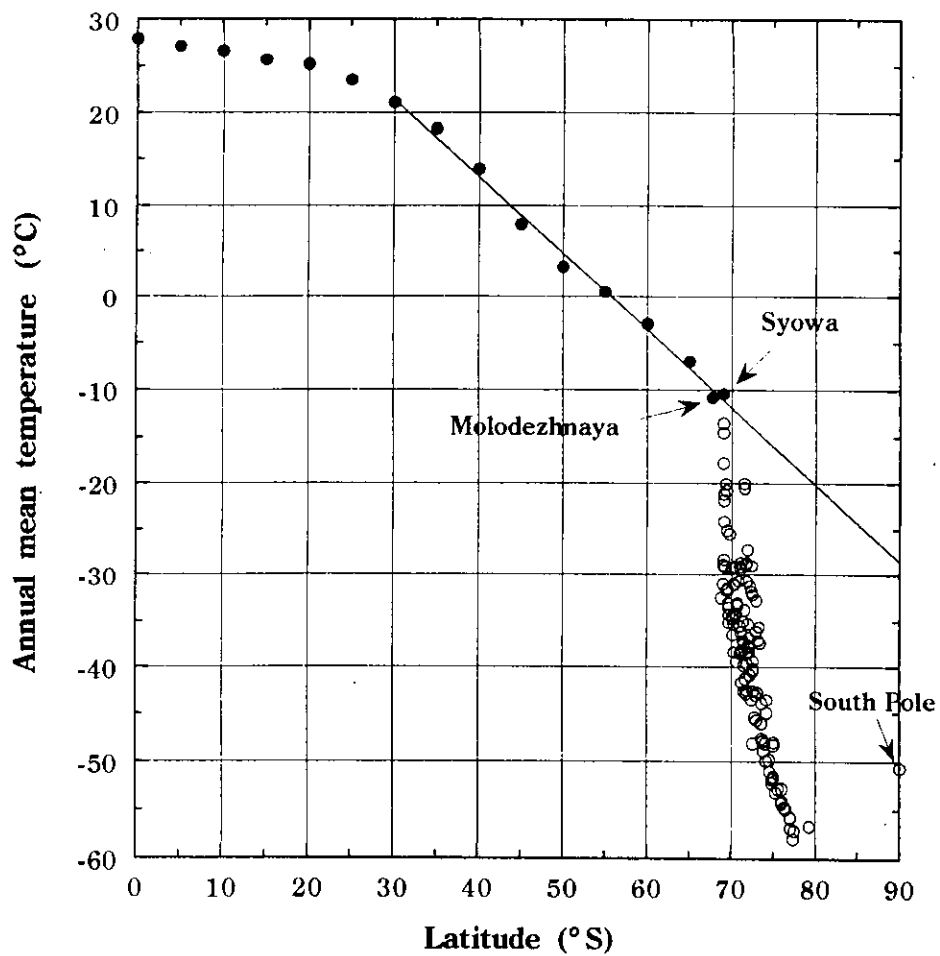


図 2.6. 南半球の海面レベルの年平均気温と East Dronning Maud Land の年平均氷床表面温度 (Satow, 1978 による図を改編) の関係。南緯 0 度から 65 度までの緯度 5 度毎の黒丸は、経度 30°E - 60°E 間の海面レベルの平均気温 (Taljaard *et al.*, 1969 より作成) で、実線はその回帰式を示す。白丸は East Dronning Maud Land で得られた年平均氷床表面温度 (10 m 雪温) を示す。

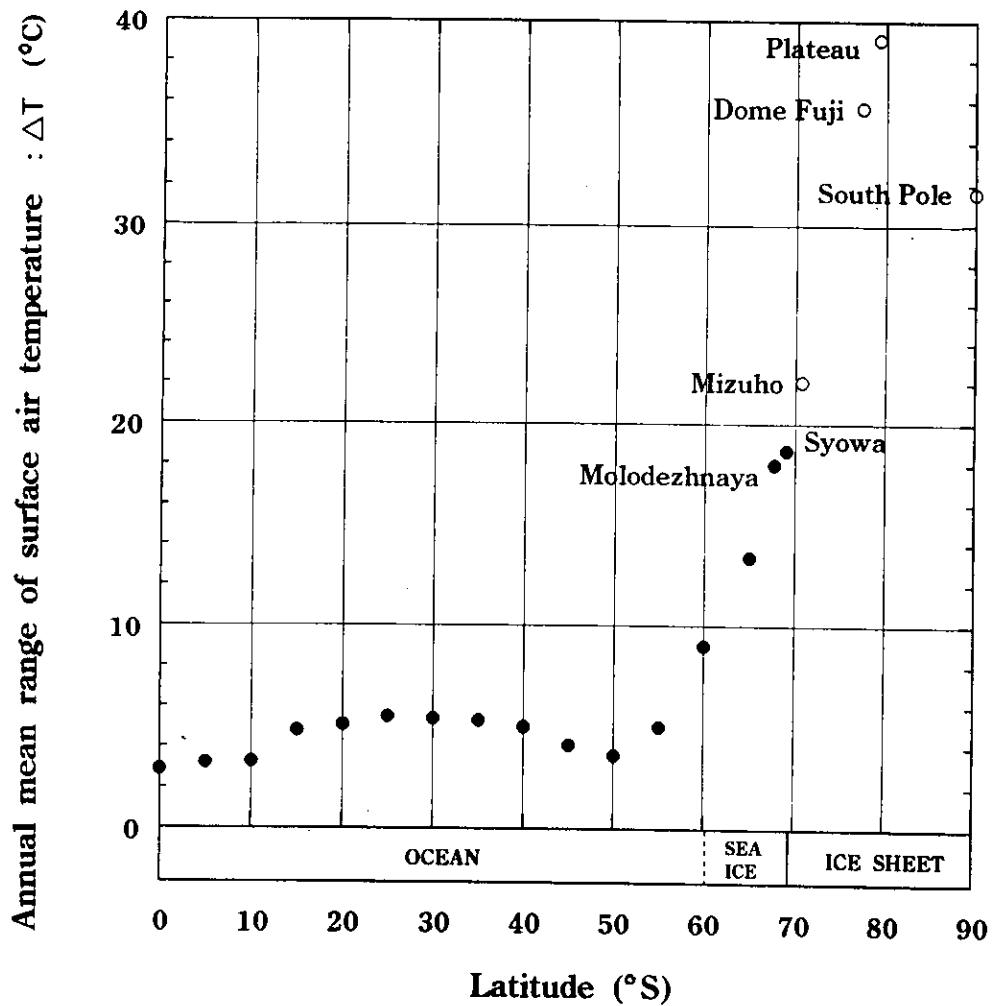


図 2.7. 緯度（南半球）に対する気温年較差（Satow, 1978 による図を改編）。
 気温年較差 ΔT は最暖月と最寒月の平均温度の差を示す。データは
 Taljaard *et al.*, 1969; Japan Meteorological Agency, 1969-1977; Schwerdtfeger,
 1970; Dalrymple, 1966; Yamada *et al.*, 1975; Kawaguchi, 1975; 国立極地研
 究所, 1995~1998 による。

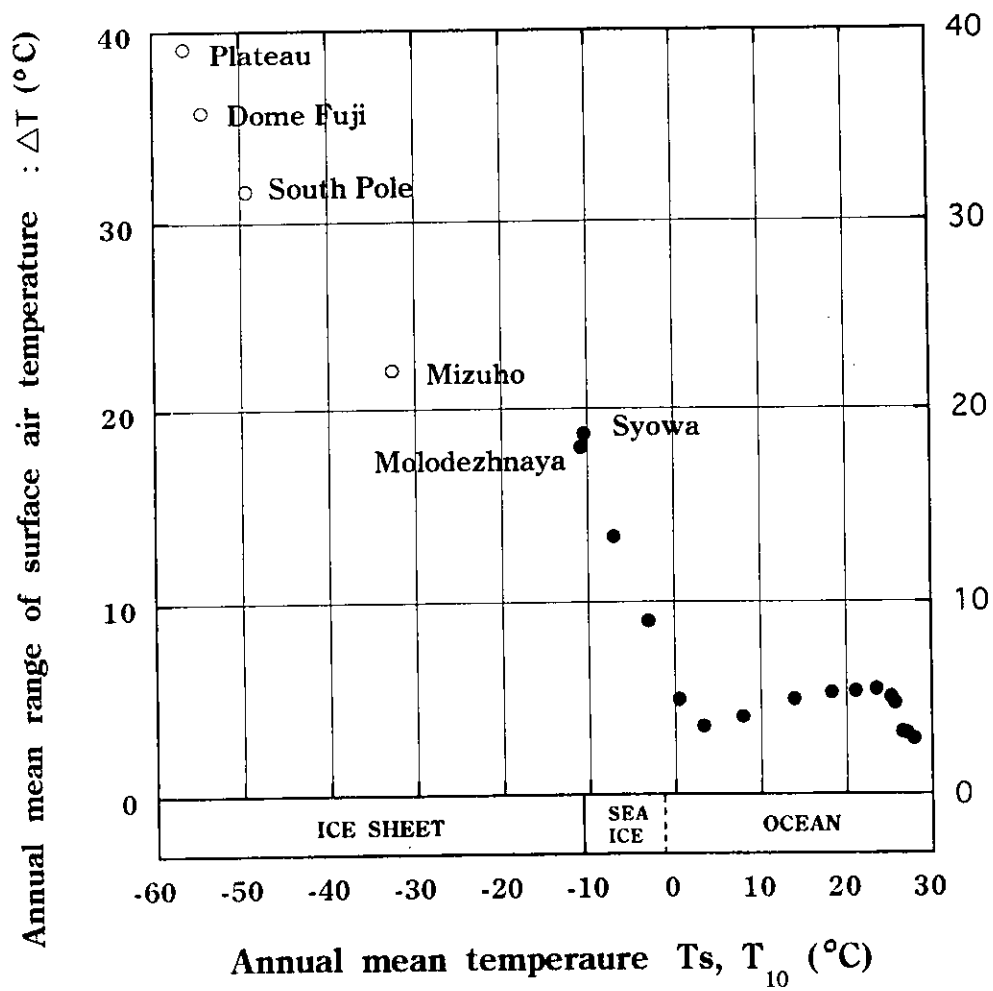


図 2.8. 南半球の経度 30°E - 60°E 間における年平均温度と年較差 : ΔT との関係 (Satow, 1978 による図を改編)。年平均温度は海面高度の年平均温度 T_s と年平均氷床表面温度 T_{10} をさす。

2.3. 氷床表面温度と標高および海岸からの距離との関係

一般に気温と標高には強い相関関係があるが、East Dronning Maud Land の年平均氷床表面温度（10 m 雪温）と標高との関係を図 2.9 に示す（Satow, 1978 を改編）。標高 3000 m まで、直線関係がみられ、その標高に対する温度の減率（温度の高度減率）は $-1.23^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。この値は表 2.1 に示すように、Mac-Robertson Land (Mellor, 1960)、Queen Mary Land (Bogoslovski, 1958)、Wilkes Land (Cameron, 1964)、Adelie Land (Lorius and Merlivat, 1977) や West Antarctica (Shimizu, 1964) などの他の南極地域と比べると、やや大きい減率である。表 2.1 から、標高の低いところの約 $-0.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ から、標高が高くなるにつれ $-1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となり、標高 2000-3000 m 以上では $-2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ より大きくなる傾向がみられる。

East Dronning Maud Land の標高 3000 m 以上の地域では、温度の高度減率は $-2.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ より大きく、内陸トラバースルートに沿った 2 つの傾向が見られる（図 2.9 の A と B）。より低温域のトラバースルート（図中 A で示した）は Enderby Land と Mac Robertson Land を分ける尾根上の東側に位置している。この地域のカタバ風の風向は南あるいは南東で（Kikuchi, 1997）、その上流に南極氷床の最低温域 “cold central core” が 82°S 、 75°E 付近を中心に存在する（Dalrymple, 1966）こととも関係していると考えられる。

次に氷床表面温度を左右する要素として大陸度（海岸からの最短距離）との関係を図 2.10（Satow, 1978 を改編）に示す。図中の白丸は、やまと山脈とベルジカ山脈周辺およびあすか基地近辺の観測値で、他地域の傾向と異なっている。これらを除いた East Dronning Maud Land における氷床表面温度と海岸からの距離との関係式は次式で与えられる。

$$T_{10} = - 3.79 \times L^{0.402} \quad (R^2 = 0.97) \quad (2.1)$$

ここで T_{10} : 年平均氷床表面温度 ($^{\circ}\text{C}$)

L : 海岸からの距離 (km)

である。

Kotlyakov (1961) は、Mirny Station から Vostok Station 間で以下のような同様な関係式を得ている：

$$T_{10} = - 3.80 \times L^{0.400} \quad (2.2).$$

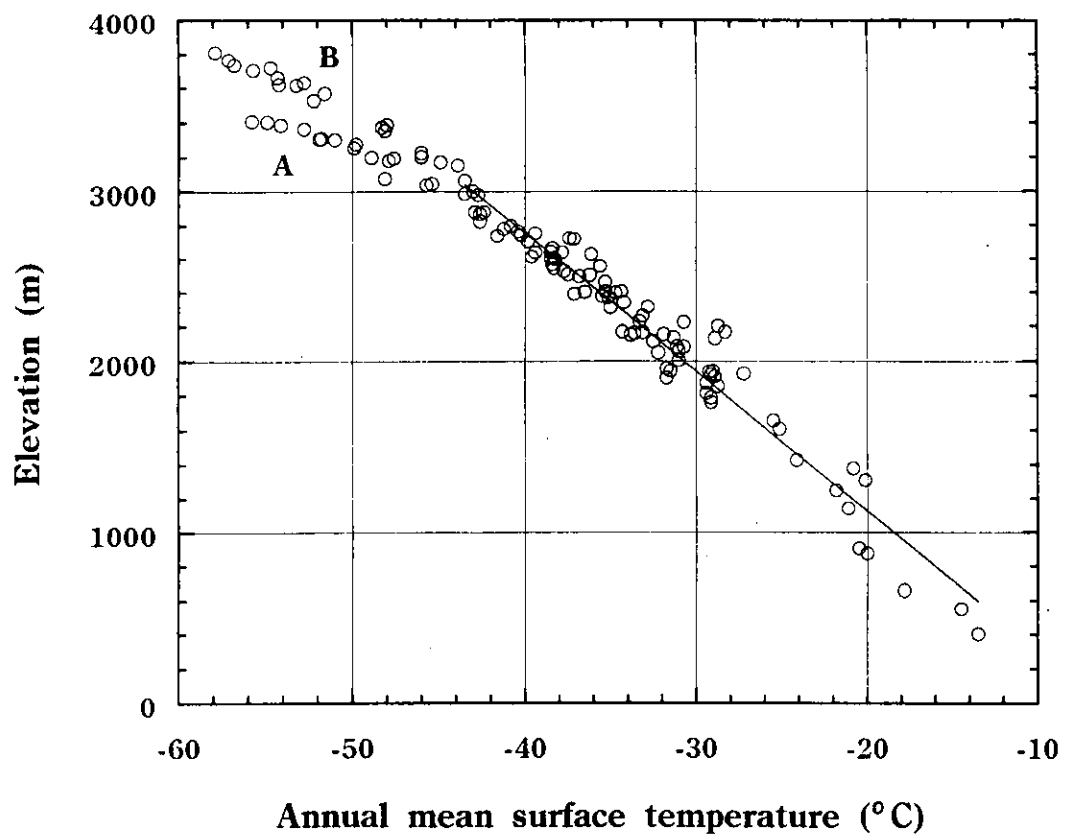


図 2.9. East Dronning Maud Land における 10 m 雪温（年平均表面温度）と標高との関係（Satow, 1978 による図を改編）。

表 2.1. 南極氷床における 10 m 雪温（年平均表面温度）の標高に対する温度減率。

Region	Longitude	Horizontal distance (km)	Elevation, m	Lapse Rate, °C/100m	References
Dumont d'Urville - Dome C	140°E	850	0-2000 2000-3000	0.88 2.0	Lorius and Merlivat (1977)
Wilkes	110-112°E	85	0-1206	1.02	Cameron(1964)
Mirny-Vostok	93-94°E	1400	0-2000 2000-3500	1.05 1.27	Bogoslovski(1958)
Mawson	63°E	300	0-1000 1000-2000 2000-2600	0.9 1.1 1.3	Mellor(1960)
Bird	West Antarctica	1400	0-2400	0.82	Shimizu(1964)
Syowa - Dme Fuji	25-52°E	1000	0-3000 3000-3800	1.23 2>	this work

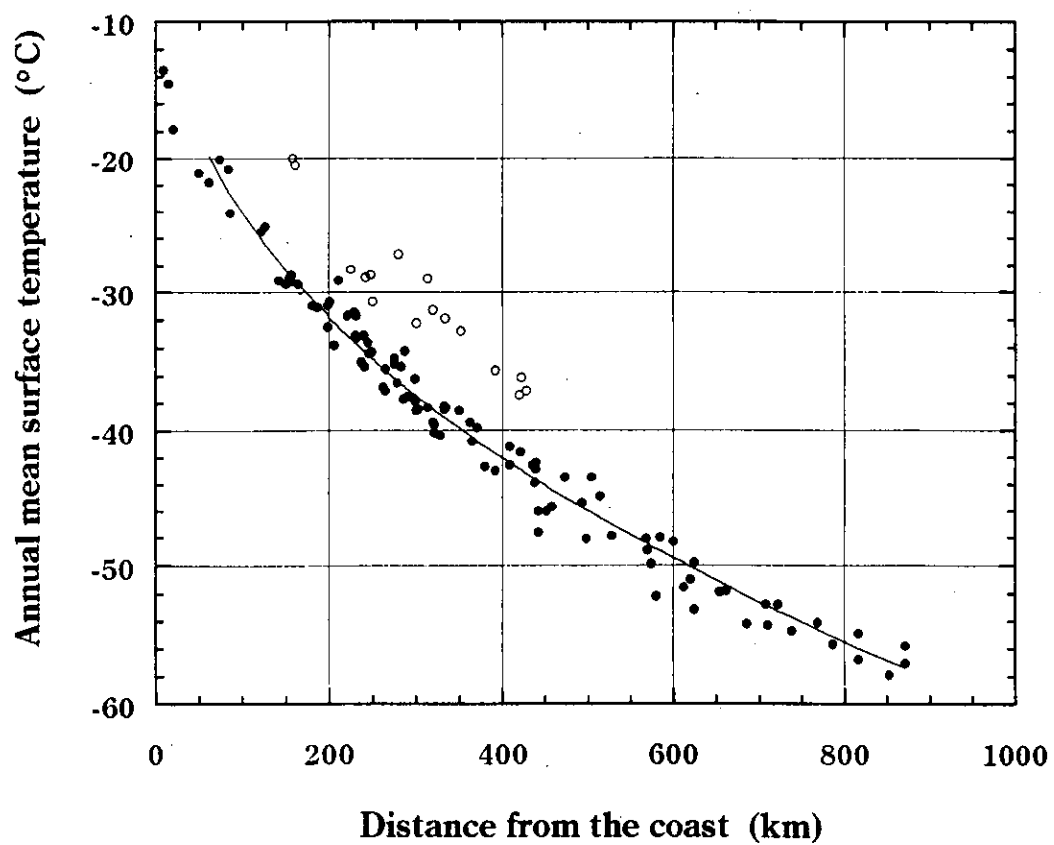


図 2.10. East Dronning Maud Land における年平均氷床表面温度と海岸からの距離との関係 (Satow, 1978 による図を改編)。白丸はやまと山脈、ベルジカ山脈周辺およびあすか基地周辺の観測値を示す。実線は白丸と沿岸(図中の左上 3 地点)を除いた回帰曲線を示す。

氷床表面温度 (T'_{10} : °C) を標高 (E : m) と海岸からの距離 (L : km) の 2 変数の重回帰曲線を求めると次式が得られる。

$$T'_{10} = -9.23 \times 10^{-3} E - 1.68 \times 10^{-2} L - 8.59 \quad (R^2 = 0.98) \quad (2.3)$$

この式から氷床表面温度は高度 100 m につき 0.92°C、海岸からの距離 100 km につき 1.7°C の減率で内陸に入るほど低温になることがわかる。East Dronning Maud Land は海岸からの距離が大きくなると共に標高が増すが、海岸からの距離と共に徐々に傾斜は小さくなり、等高線間隔は大きくなる。特に標高 3000 m より高くなると急激に傾斜は小さくなり、等高線間隔が大きくなっている。図 2.9 の T_{10} と標高との関係で、標高 3000 m 以上で急激に温度減率が大きくなっているのは、標高はあまり増加しないで式 (2.3) の第 2 項の海岸からの距離の方が効果が大きいと説明される。

観測された氷床表面温度 T_{10} と、式 (2.3) による標高と海岸からの距離から推定される T'_{10} との差は図 2.11 のようになる。差 ($T_{10} - T'_{10}$) は 2°C 以上の白丸を除き氷床表面温度 -11°C から -59°C の範囲で 2°C 以内にある。なお白丸のほとんどは、やまと山脈とベルジカ山脈周辺の値であり、1 地点はサンダーコック地域の値である。これらの地域は山の露岩地帯も近く、氷が露出した所も多い。氷床流動は山脈でせき止められ、氷流動の上向き成分の卓越する地帯でもあること、また雪と氷・岩のアルベードの差が大きいことが、この差 ($T_{10} - T'_{10}$) の大きな値とも関連していると思われる。1 地点だけ差 ($T_{10} - T'_{10}$) がマイナスの白丸は S20 地点であるが差の大きい理由は不明である。

2.4. East Dronning Maud Land における氷床表面温度の分布図

10 m 雪温による氷床表面温度の空間分布を図 2.12 (Satow and Kikuchi, 1997) に示した。図に見られるように等温線と等高線がよく一致している。これは図 2.9 からとも言えることであるが、特に 3000 m 以下の高度ではよく一致している。しかし氷床尾根の東側が西側よりより低温の傾向が見られる。この地域では東から南東のカタバ風が卓越しており (Kikuchi, 1997)、比較的上流寄りのより低温の大気が、内陸から尾根の東側に吹き降ろすため、尾根の東側がより低温域になるものと思われる (Satow *et al.*, 1974 ; Satow, 1978)。

標高 3000 m 以上の地域では、等温線と等高線の食い違いが大きく、やはり氷床尾根の東側が西側よりより低温の傾向が見られる。2.3 章で述べたように 82°S、75°E 付近を中心に存在する南極氷床の最低温域 “cold central core” (Dalrymple,

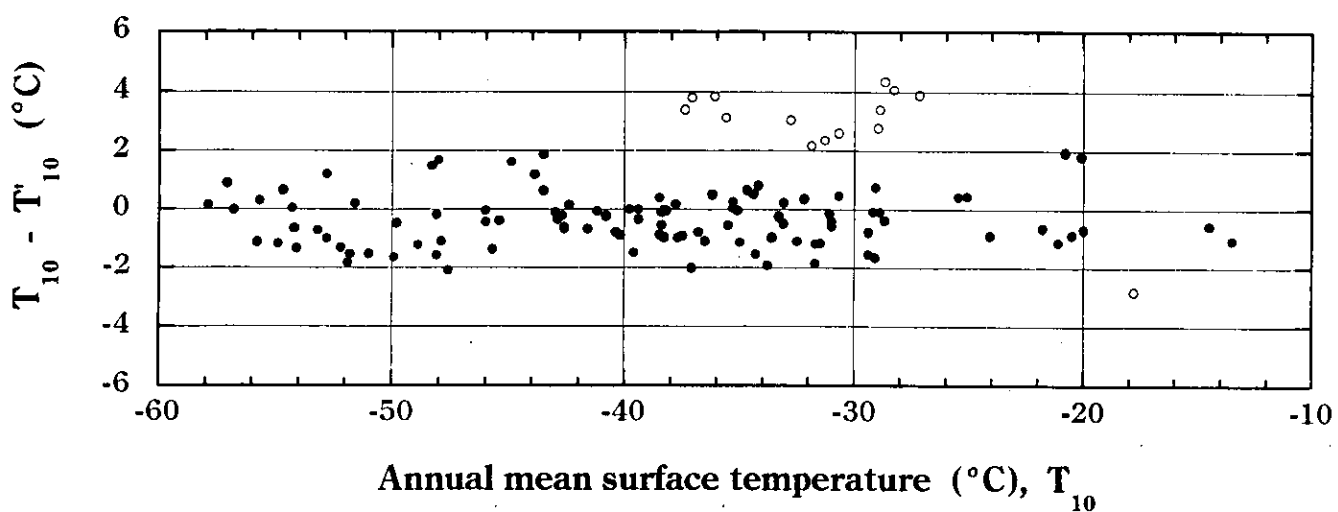


図 2.11. 観測された年平均氷床表面温度と式 (2.3) より得られる年平均氷床表面温度との差。 T_{10} は観測された年平均氷床表面温度 (10 m 雪温) を、 T'_{10} は式 (2.3) の標高と海岸からの距離から推定される年平均氷床表面温度を示し、縦軸はその差 ($T_{10} - T'_{10}$) を表している。白丸のほとんどは、やまと山脈とベルジカ山脈周辺の値で、1 地点はサンダーコック地域の値である。

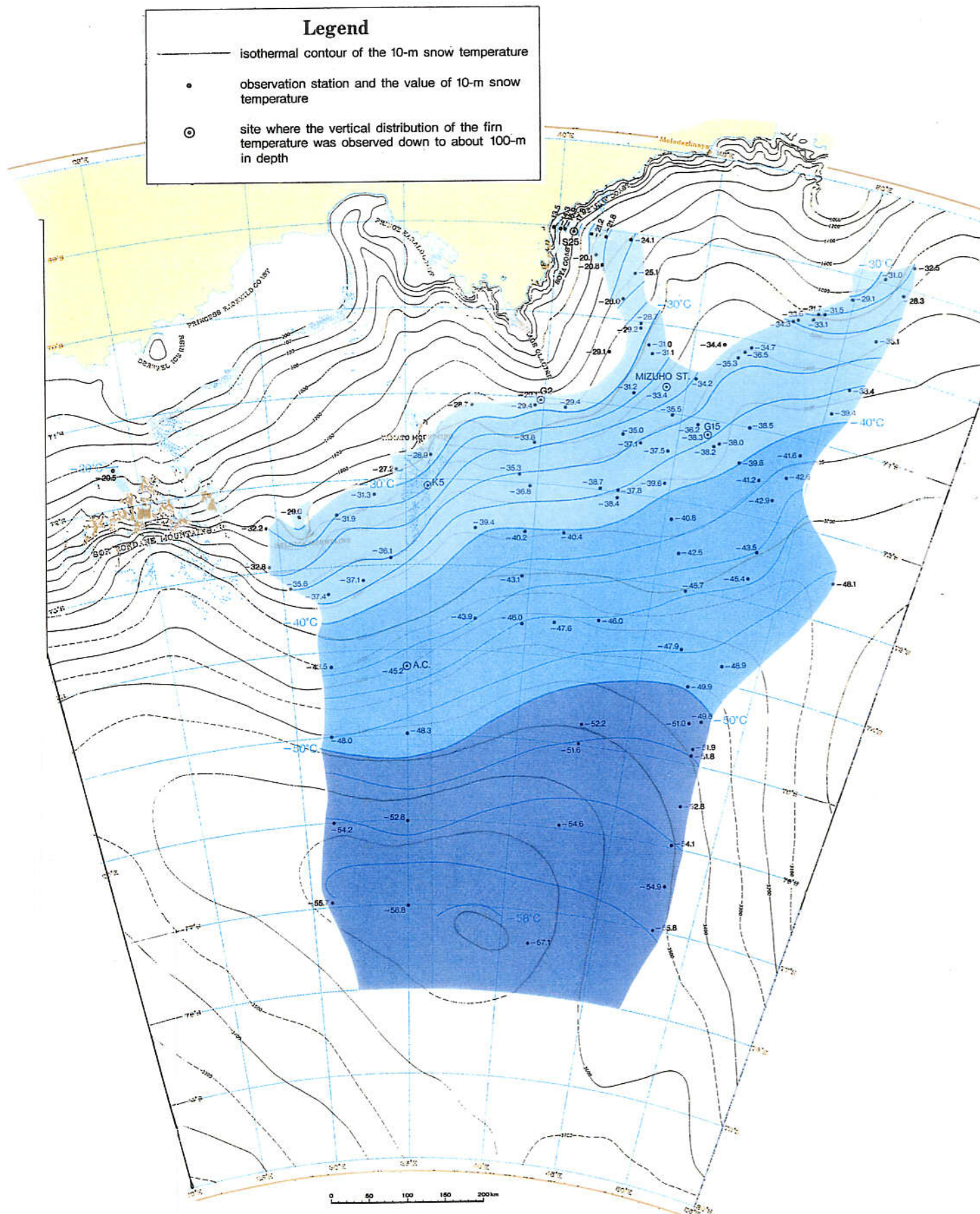


図 2.12. East Dronning Maud Land における氷床表面温度の分布図 (Satow and Kikuchi, 1997 の図を改編)。

1966) からの低温の大気が南または南東の風向で尾根の東側に吹き降りてくることと関連しているためと思われる。あるいは尾根の東側は西側に比べ、カタバ風速が弱く、そのためより放射冷却の効果が大きくなりより低温になっていることも考えられるが、観測データの裏付けはない。

2.5. 衛星画像による氷床表面温度

アメリカ海洋大気庁 (NOAA: National Oceanic Atmospheric Administration) によって運用された NOAA 衛星 (Tiros-N シリーズ) には、改良型高分解能放射計 (AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer) が搭載され、約 1 km の分解能で 5 つの観測波長帯の画像が得られた。1980 年から南極昭和基地で AVHRR 画像を受信してきた。これらのデータを輝度温度にし、南極氷床の 4 分円 (0-90° E) 相当をカバーするグリッドに落とした。グリッドのサイズは 512 × 512 で、各マップセルは約 4 km × 4 km になる。南極氷床の表面温度は、4 チャンネル (波長 10.5-11.5 μm) と 5 チャンネル (波長 11.5-12.5 μm) の両方から得られるが、今回は 1987 年 2 月から 1988 年 1 月までのチャンネル 5 画像を使用した。10 日に 1 つ、全部で 36 画像を選び、各マップセルに対し、年間平均表面温度を計算した (Kikuchi *et al.*, 1992)。

図 2.13 に衛星データから得たみずほ基地周辺の輝度温度と氷床上に設置したみずほ基地の自動記録計による気温との比較を示す。時間に対し、輝度温度と気温はほぼ同様な時間変動していることがわかる。これらから、雲の有無や位置に若干の問題はあるが、年平均温度を衛星の輝度温度データから求めることができる。平均輝度温度の計算結果を図 2.14 に示す。10 m 雪温による温度分布 (図 2.12) の地域はほぼ同様な温度分布を示している。また Drewry (1983) が解析した温度分布と比較すると、詳細な分布は少し異なるが、ほぼ同様なパターンを示している。なお Drewry マップには存在しない低温域 (85° S, 10° E) が見られるが、気候学的理由によるものか、地理学的によるものか不明である。

NOAA 衛星のチャンネル 5 による年平均輝度温度と 10 m 雪温との比較 (図 2.15) をみると、輝度温度は氷床の高温域で雪温との差が大きくなっている。これは、雲域を解析で除外していないことに依るもので、層の厚い雲が珍しくはない氷床上の標高の低い地域では、雲頂の温度の方が氷床表面温度より低いためである。高温域を除く 250K 以下の地域つまり標高約 1000 m 以上の地域 (Satow, 1978) では、輝度温度と表面雪温は良い線形関係にあり、標準偏差は

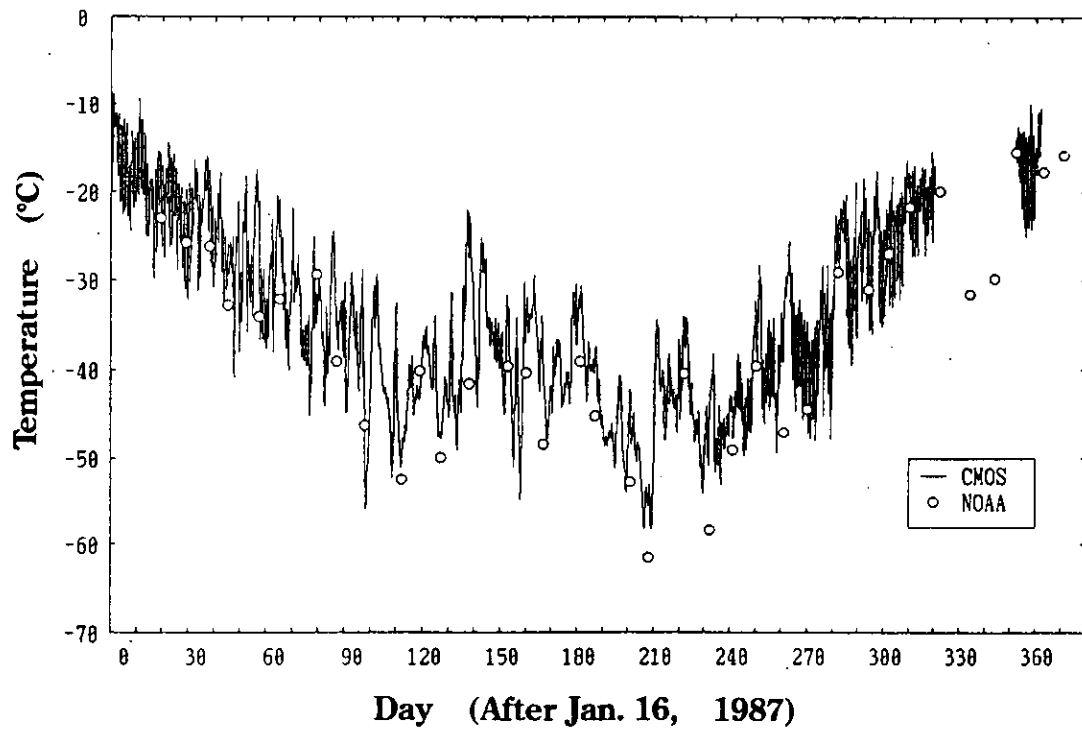


図 2.13. みずほ基地における気温と衛星データから得られた輝度温度 (Kikuchi *et al.*, 1992)。図の実線はみずほ基地の自動記録計による気温を、白丸は NOAA 衛星チャンネル 5 赤外放射計によるみずほ基地周辺の輝度温度を示す。

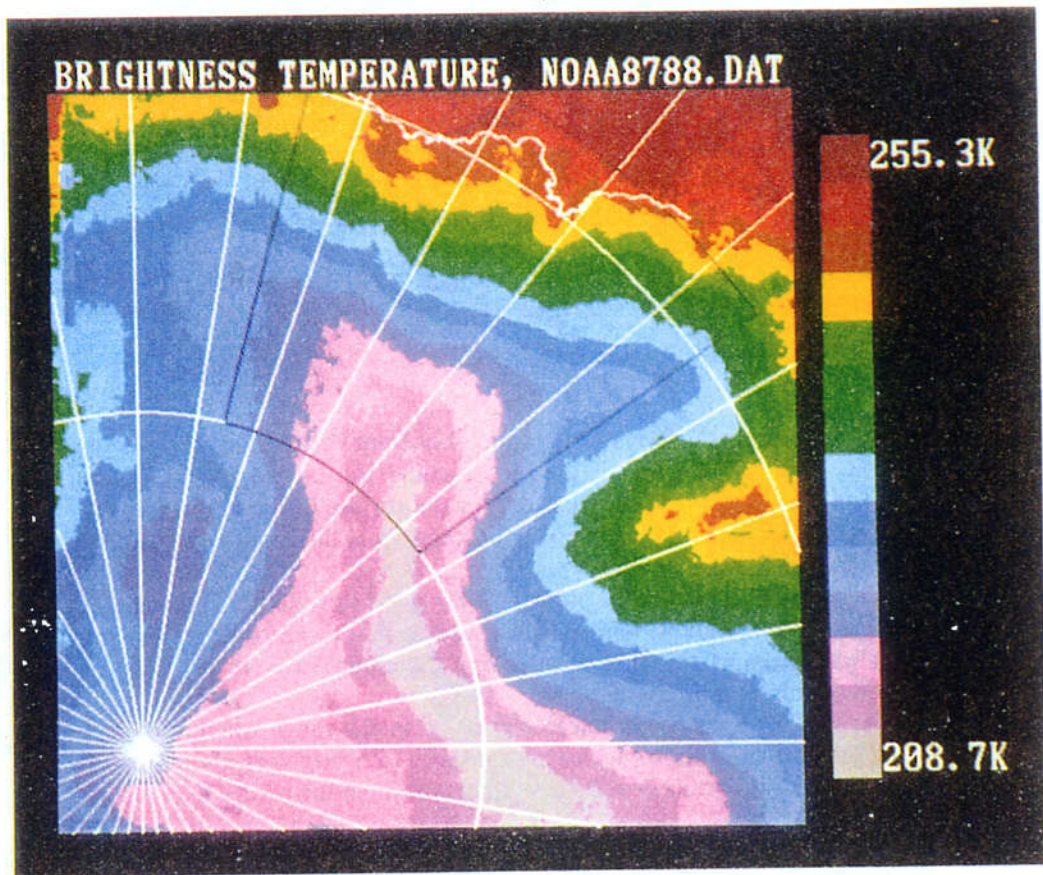


図 2.14. NOAA 衛星チャンネル 5 による 1987 年の年平均輝度温度分布 (Kikuchi *et al.*, 1992)。黒線で囲まれた扇形の部分が図 2.12.に対応する East Dronning Maud Land を示す。

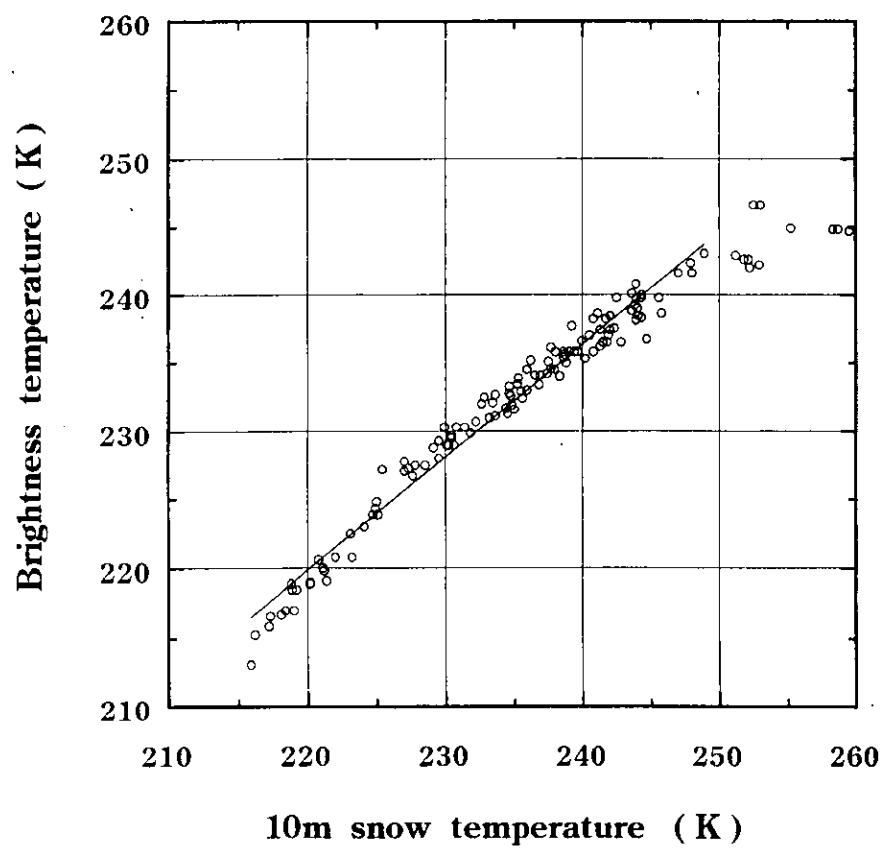


図 2.15. East Dronning Maud Land における NOAA 衛星チャンネル 5 による年平均輝度温度と 10 m 雪温との比較 (Kikuchi *et al.*, 1992)。直線は回帰直線を示す。

約 1.5 K である。この精度内で衛星データによる輝度温度の解析から氷床内陸域の表面温度を求めることができる。

2.3 章で述べたように、2 つのトラバースルート上の 10 m 雪温が標高に対し、2 つの異なった傾向がみられたが、この 2 つのルート上で NOAA 衛星による輝度温度を解析してみると、標高に対し同様の 2 つの傾向が確認できた (Kikuchi *et al.*, 1992)。

3. 氷床上の積雪量分布

3.1. 沿岸から内陸にいたる積雪分布

日本南極地域観測隊が内陸旅行を開始して以来、East Dronning Maud Land において多くの内陸トラバース中、雪尺測定は精力的に行われてきた。その結果、以下のように氷床上の積雪の堆積の様子が分かってきた。

氷床表面に堆積する過程には、降雪、カタバ風 (katabatic wind) による積雪の再配分、堆積・削剥などがある。積雪の再配分を反映し、Watanabe (1978) は、南極氷床表面の表面形態について 3 つの基本的な分類を行った。積雪が氷床表面に一様に起こるようなことはなく、Okuhira and Narita (1978) による雪面形成過程の観測例では、あるスケールでパッチ状に堆積するのが一般的である。Yamada *et al.* (1978)、渡辺ら (1979)、Fujii and Ohata (1982) らの研究でも年層の欠層が地域によっては頻繁に起こっている。また古川 (1998) はこれらと氷床上の光沢雪面 (glazed surface) との関係を論じている。Takahashi *et al.* (1994) は雪尺測定値と地吹雪量による再配分の考えから、南緯 69 度から 77 度 30 分、東経 20 度から 50 度にわたるこの地域の表面質量収支 (surface mass balance) について、まとめ報告した。本研究は沿岸から内陸にかけての年間積雪量分布を解析する。

3.1.1. 年間積雪深の測定

ここでは白瀬流域に属する S、H、Z、MD ルート (図 3.1) の雪尺測定結果をまとめた (Satow *et al.*, 1999)。沿岸から約 1000 km 内陸のドームふじ基地にいたるこのルートでは 2 km 毎に設置された 503 本の雪尺測定が、1992 年から 1997 年まで毎年継続して行われ、きわめて良質な測定結果が得られている (Kamiyama *et al.*, 1994; Motoyama *et al.*, 1995; Shiraiwa *et al.*, 1996; Azuma *et al.*, 1997; Motoyama *et al.*, 1999)。S16 から中継拠点 (Relay Point) に到る区間は、1992 年 1 月から 1997 年 1 月の 5 年間の平均年間積雪深を、中継拠点からドームふじ基地に到る区間は 1994 年 1 月から 1997 年 1 月までの 3 年間の平均年間積雪深を用いて解析した。

S16 からの距離に対する平均年間積雪深 (annual snow depth) の関係を図 3.2 に示す。沿岸域の平均年間積雪深は 0.6 m から徐々に減少し、内陸域での積雪深は 0.1 m 程度となる。ルート上かなり変動する地域も見られる。強い katabatic wind zone (例えば距離 180 km から 240 km の間の Z ルートや、更に内陸域な

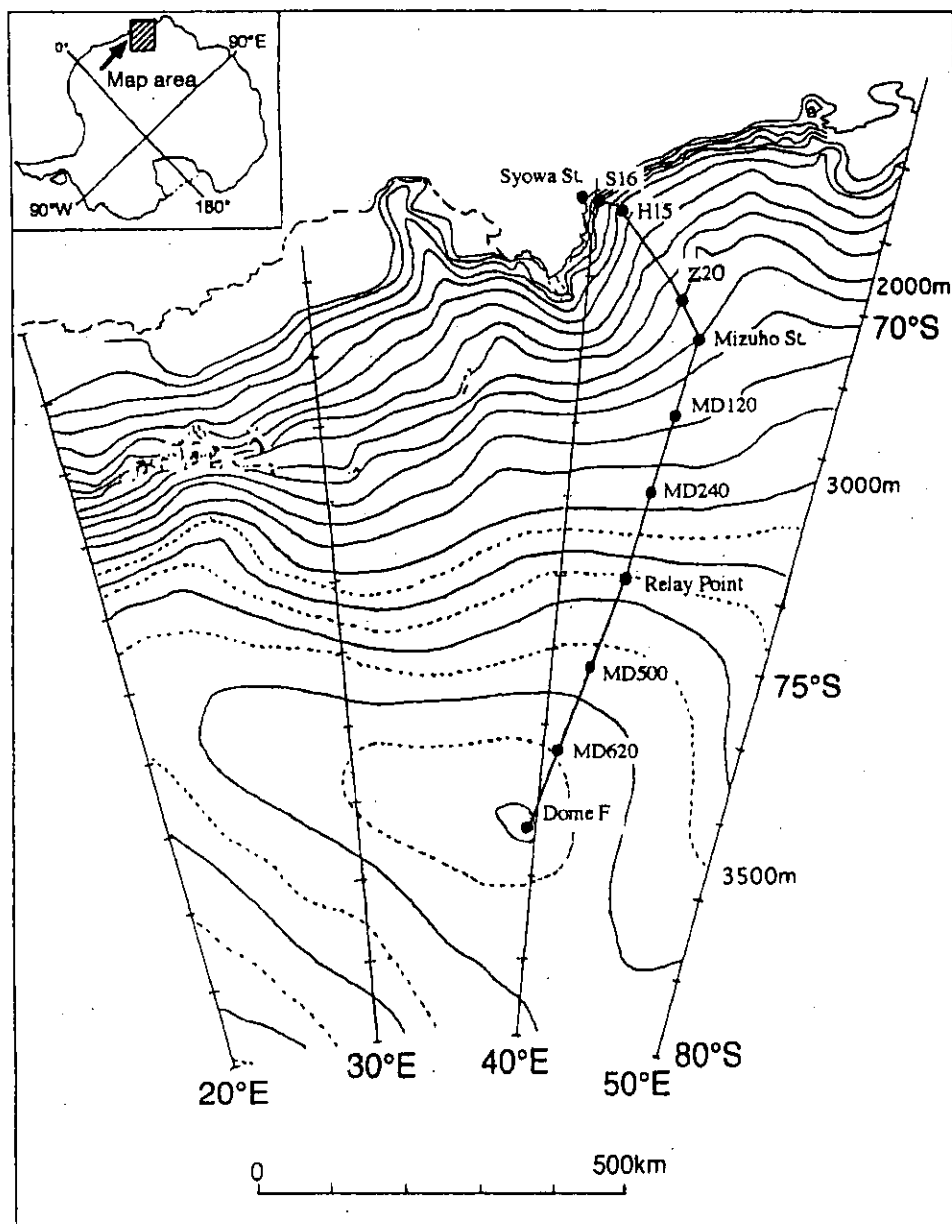


図 3.1. S16 地点からドームふじ基地間の雪尺測定が行われたトラバースルート図。

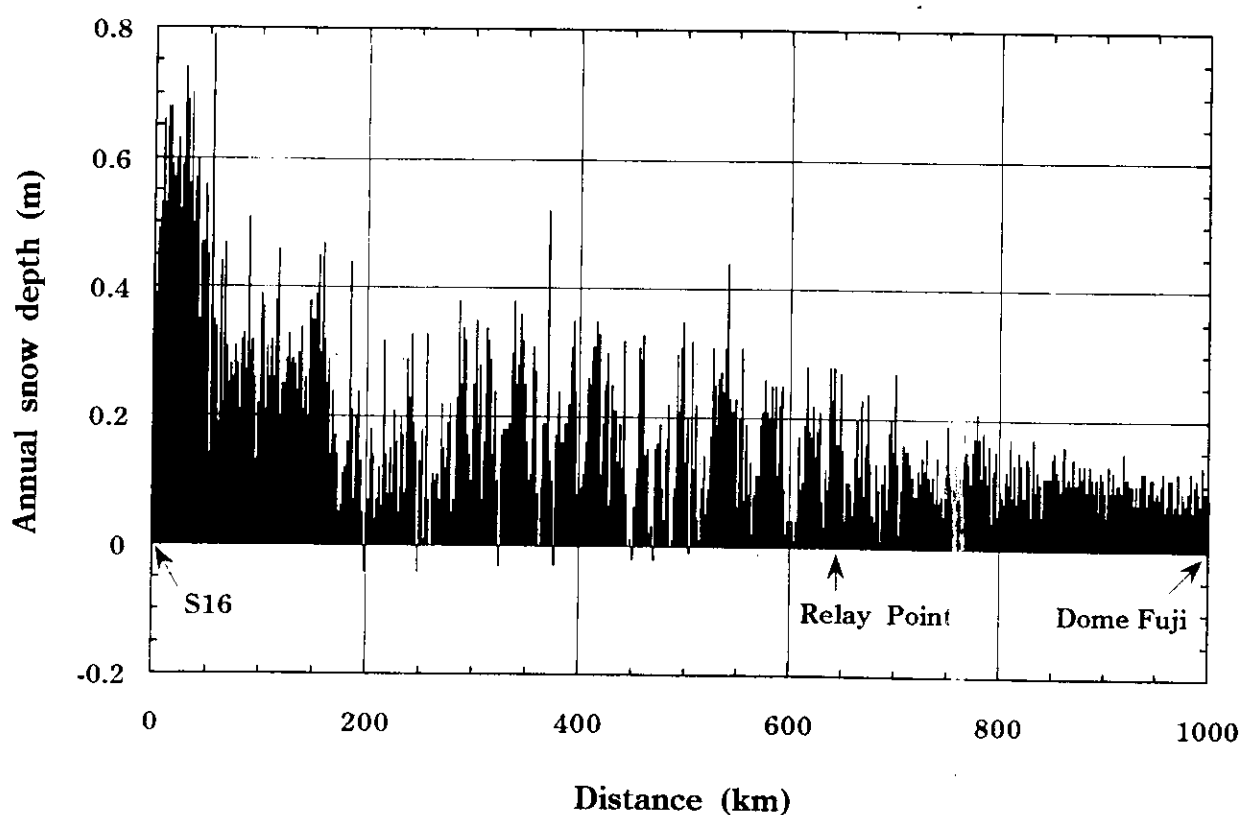


図 3.2. S16 地点からドームふじ基地間の平均年積雪深 (Satow *et al.*, 1999)。
S16 地点から中継拠点 (Relay Point) 間は 5 年平均 (1992 年-1996 年) を、中継拠点からドームふじ基地間は 3 年平均 (1994 年-1996 年) を示す。横軸の距離は S16 地点を基点とした S-H-Z-MD ルート沿いの距離を示す。

ど) や、光沢雪面の地域では極端に積雪深が小さい。しかし距離 700 km 位からの内陸域では積雪深の変動は小さくなっている。基本的には水蒸気源である海に近い沿岸域では積雪深は大きく、海から内陸域に入るほど積雪深は小さくなる。なお Furukawa *et al.* (1996) はこのルート of 表面形態と積雪量について詳しく報告している。

3.1.2. 表面積雪密度の分布

氷床表面の質量収支 (surface mass balance) は一般に水当量で求められ、それは積雪深に密度を乗じて得られる。雪尺測定の時、常に密度測定がされるわけではなく、雪尺測定に比べれば、密度測定は頻繁には行われていない。1968 年より 1996 年まで東南極クィーンモードランドにおける内陸トラバースが行われた際、測定された積雪表面密度 (Fujiwara and Endo, 1971; Naruse, 1975; Watanabe, 1975; Satow, 1977a; Ohmae, 1984; Azuma *et al.*, 1997; Motoyama *et al.*, 1999) を、標高に対して図 3.3 に示した (Satow *et al.*, 1999)。ここでの積雪表面密度とは表面から 10 ないし 20 cm 深位までの積雪の平均密度である。

標高に対する密度分布の特徴から、対象地域は標高 500 m~2000 m、2000 m~3000 m、3000 m~3800 m の大きく 3 地域に区分される。標高 500 m~2000 m 間は、密度値は標高と共にわずかに大きくなる。標高 2000 m~3000 m 間は、ほぼ一定値で、標高 3000 m~3800 m 間は、密度は標高に対し減少する。境界標高の 2000 m と 3000 m は、Shimizu *et al.* (1978) が述べているような、みずほ高原上の雪氷学的・気象学的環境の分布に関しての境界標高に一致している。その環境特性の例を挙げれば、標高 2000 m 以下で、雪質は緻密なしまり雪 (fine grain compact snow) が発達し、標高 2000 m 以上ではしもざらめ雪 (depth hoar) の発達が著しくなる。表面ラム硬度分布が、標高 2000 m と 3000 m を境に変動する。氷床表面勾配がやはり標高 2000 m と 3000 m を境に変化する。カタバ風 (katabatic wind) に関しては標高 2000 m~3000 m の区間は stationary katabatic wind area で、標高 3000 m 以上は weak katabatic wind area に属している。標高 3000 m 以上では低気圧擾乱 (cyclonic disturbance) の影響も弱くなる (Watanabe, 1978)。標高 2000 m~3000 m 間ではサーマルクラック (thermal crack) の存在する光沢雪面 (glazed surface) が多く存在する (Furukawa *et al.*, 1996)。

古川 (1998) はまた、表面形態の特徴から沿岸部から内陸中央部を 3 つ (coastal region, katabatic wind region, inland region) に区分した。この 3 地域は上に述べた地域と一致している。

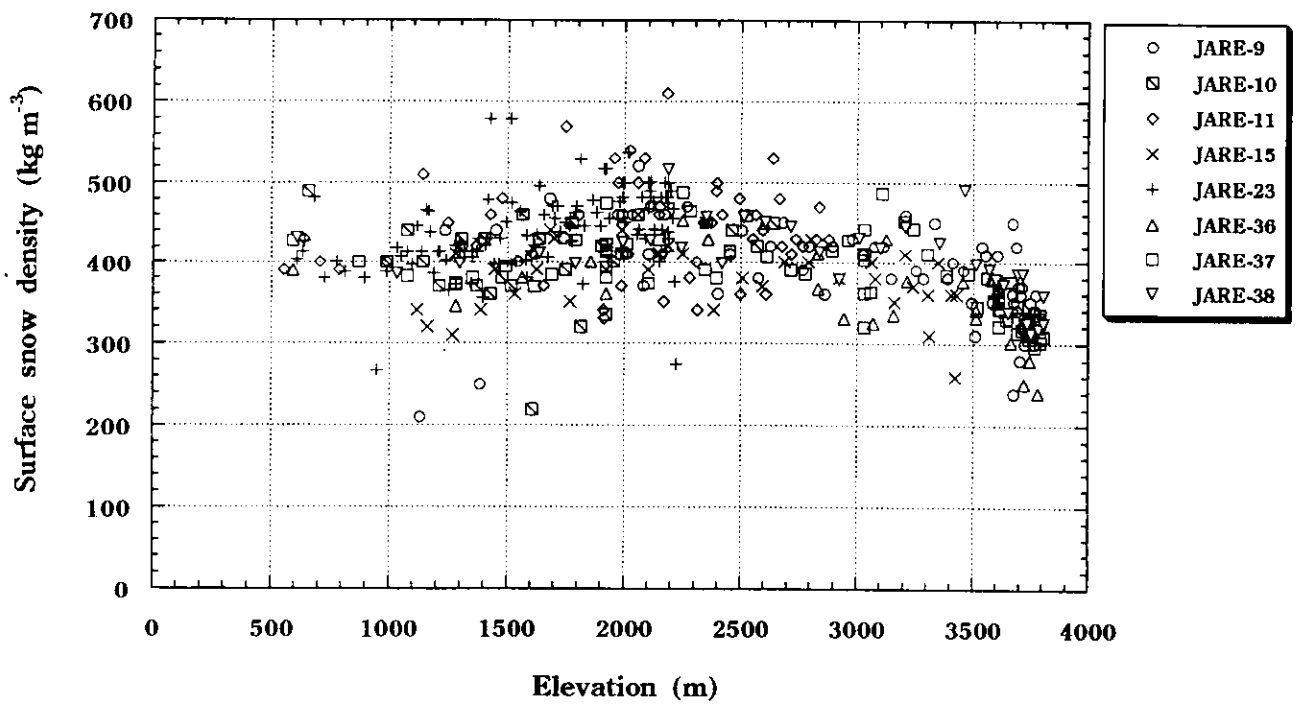


図 3.3. East Dronning Maud Land における高度に対する表面積雪密度 (Satow *et al.*, 1999)。密度データは Fujiwara and Endo, 1971; Naruse, 1975; Watanabe, 1975; Satow, 1977; Ohmae, 1984; Azuma *et al.*, 1997; Motoyama, *et al.*, 1999 による。実線は回帰式を示す。

雪尺測定点の積雪密度 (kg m^{-3}) は、標高 ($E: \text{m}$) 500 m～2000 m 間は直線回帰式：

$$\rho = 0.03135E + 371.4 \quad (R^2 = 0.046) \quad (3.1)$$

標高 2000 m～3000 m 間は、2000 m の式 (3.1) の値と 3000 m の式 (3.3) の値を結んだ直線：

$$\rho = -0.0330E + 500.0 \quad (R^2 = -0.016) \quad (3.2)$$

標高 3000 m～3800 m 間は回帰式：

$$\rho = -1.952 \times 10^{-4}E^2 + 1.221E - 1506 \quad (R^2 = 0.420) \quad (3.3)$$

の各式を使用し、雪尺測定点の標高より、その地点の積雪密度を求め、平均年積雪深を乗じて、雪尺測定点の年間積雪量を計算し求めた。図 3.3 にこれらの回帰式 (3.1)、(3.2)、(3.3) が実線で示してある。

3.1.3. 年間積雪量の分布

3.1.2 章により求めた各地点の積雪の年間積雪量を S16 地点～ドームふじ基地の区間の、距離 20 km 毎の移動平均値 (10 雪尺観測地点毎の移動平均値) を求め、図 3.4 に太い実線で示す。年間積雪量は沿岸付近の 250 kg m^{-2} から内陸域の 25 kg m^{-2} 程度まで減少する。同図下方の細かい実線は、距離 20km 毎の年間積雪量の標準偏差を示している。距離 500 km までの標準偏差は 30 kg m^{-2} から 70 kg m^{-2} 間の巾で変化している。距離 500 km 以上では、標準偏差は年間積雪量の減少と共に徐々に減少している。

なお滑らかな実線は年間積雪量と距離の回帰曲線で、

$$\text{Acc} = -40.9 \log L + 340 \quad (R^2 = 0.802) \quad (3.4)$$

と表せる。Acc は年間積雪量 (kg m^{-2}) で L は S16 地点からの距離 (km) を表す。また、標高 E (m) に対しては次のような回帰式が得られた (図 3.5)。

$$\text{Acc} = -111 \log E + 947 \quad (R^2 = 0.784). \quad (3.5)$$

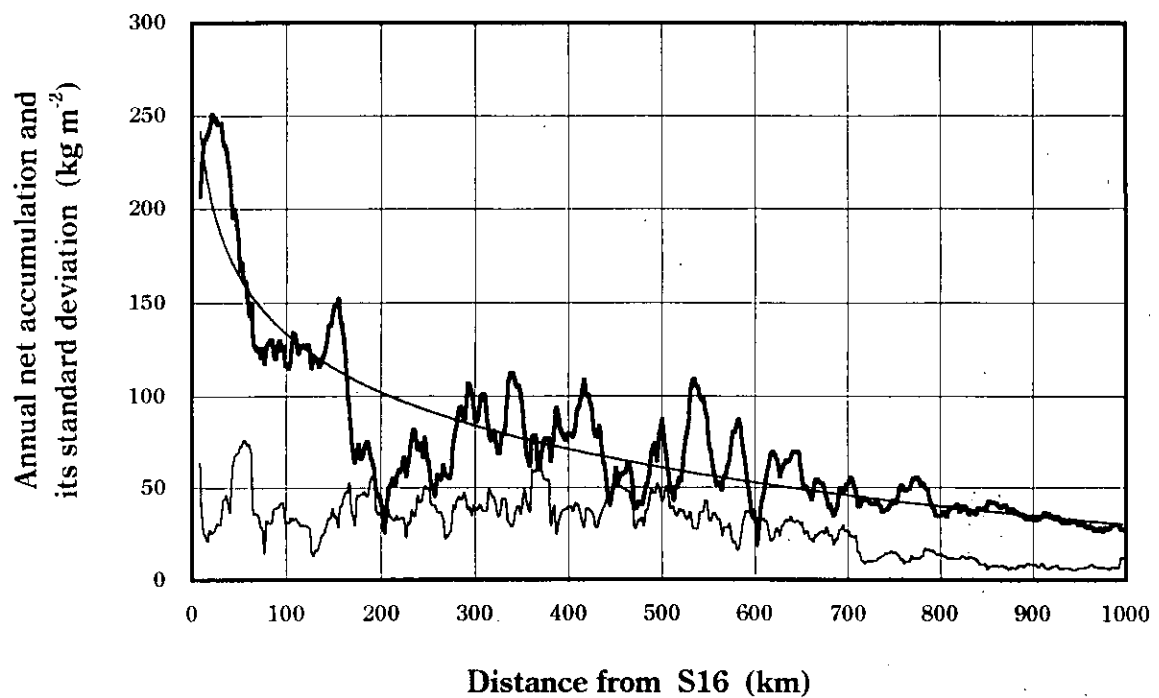


図 3.4. 沿岸から内陸への距離に対する年間積雪量の分布。太い実線の年間積雪量は距離 20 km (10 雪尺観測地点) 毎の移動平均値を示し、細かい実線は距離 20 km 毎の年間積雪量の標準偏差を示す。また図中に年間積雪量の回帰曲線が示されている。横軸は S16 地点から S-H-Z-MD ルートに沿った距離を示す。

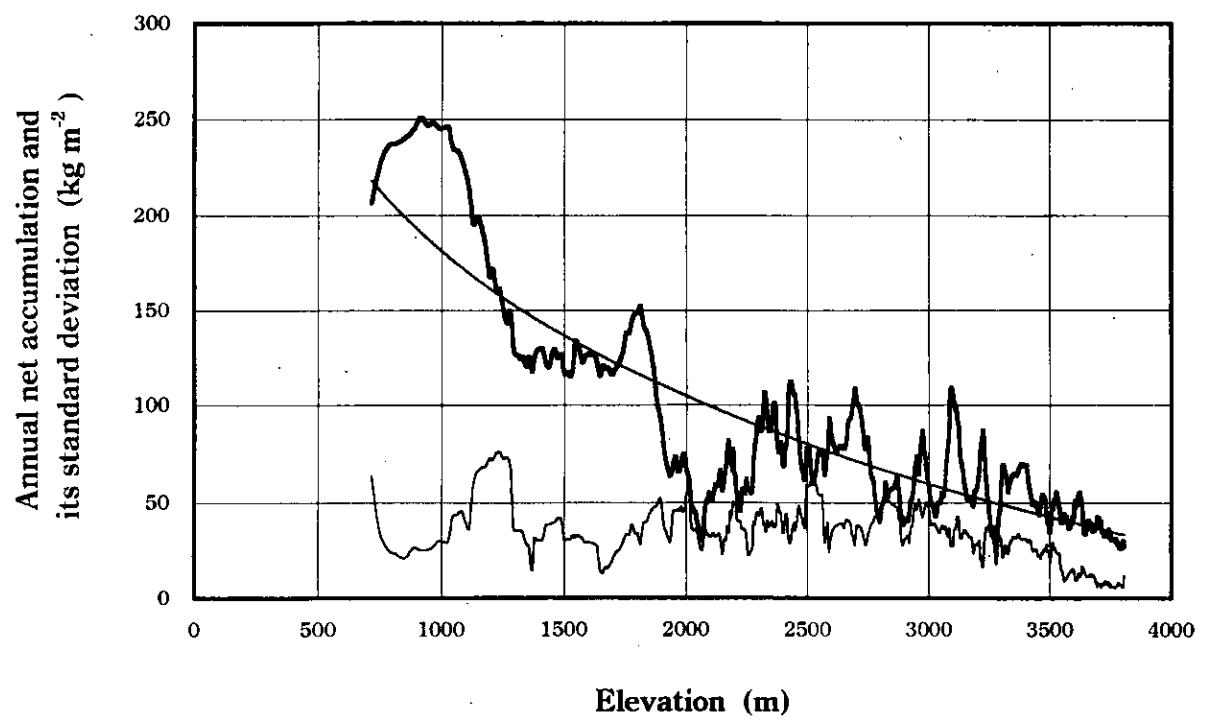


図 3.5. 標高に対する年間積雪量の分布。図中の線は図 3.4.と同様である。

3.2. 積雪量の空間・時間変動

3.2.1. 積雪量の経年変動

S16 からみずほ基地にいたる S-H-Z ルートについて(図 3.6)、1968 年から 1983 年の間の雪尺観測データ (Fujiwara and Endo, 1971; Ageta and Watanabe, 1972; Yamada *et al.*, 1975; Yokoyama, 1975; Satow, 1977b; Nishio, 1978; Fujii, 1979; Wada *et al.*, 1981; Kobayashi *et al.*, 1982; Satow *et al.*, 1983; Takahashi, 1984; Nakawo *et al.*, 1984; Fujii *et al.*, 1986; Ageta *et al.*, 1987; Nishio *et al.*, 1988; Nishio *et al.*, 1989; Watanabe *et al.*, 1990; Kamiyama *et al.*, 1994; Fujii *et al.*, 1995; Motoyama *et al.*, 1995; Shiraiwa *et al.*, 1996; Azuma *et al.*, 1997; Motoyama *et al.*, 1999) を解析した (Satow, 1985 にデータを追加改編)。この章における積雪量や質量収支は雪尺測定による年間積雪深を意味し、本来の質量ではない。

積雪量は多くの要因に影響されるが、ここでは 3 要素に分けて検討した。それは長期間の平均表面質量収支、短期間の気候変動（ここでは年々の大気循環、ブリザード、低気圧擾乱、カタバ風などによるもの）およびローカルな表面起伏 (sastrugi, dune や光沢表面などによるもの) である。ある積雪量観測点の年間積雪量 (年間表面質量収支) M を以下の式のように表わす。

$$M = \overline{M} + M_c + M_r \quad (3.6)$$

ここで、 \overline{M} はその地点の時間平均値、 M_c は気候に起因する変動値、 M_r は sastrugi や dune 等に起因する変動値である。ここでの年間積雪量は 1 月から次年度の 1 月までの 1 年間の質量収支である。1968 年/1972 年から 1996 年までの最長期間 29 年間分の平均年間積雪量 \overline{M} が S-H-Z トラバースルート上の 130 地点で得られた。S ルートのみ 1968 年から、H と Z ルートは 1972 年から観測されている。 \overline{M} は氷床の沿岸域で大きく、内陸域ほど小さい (図 3.7)。

図 3.7 のような平均年間積雪量の特徴からこのルートを 3 地域に区分した。3 地域の \overline{M} は以下のような値である；

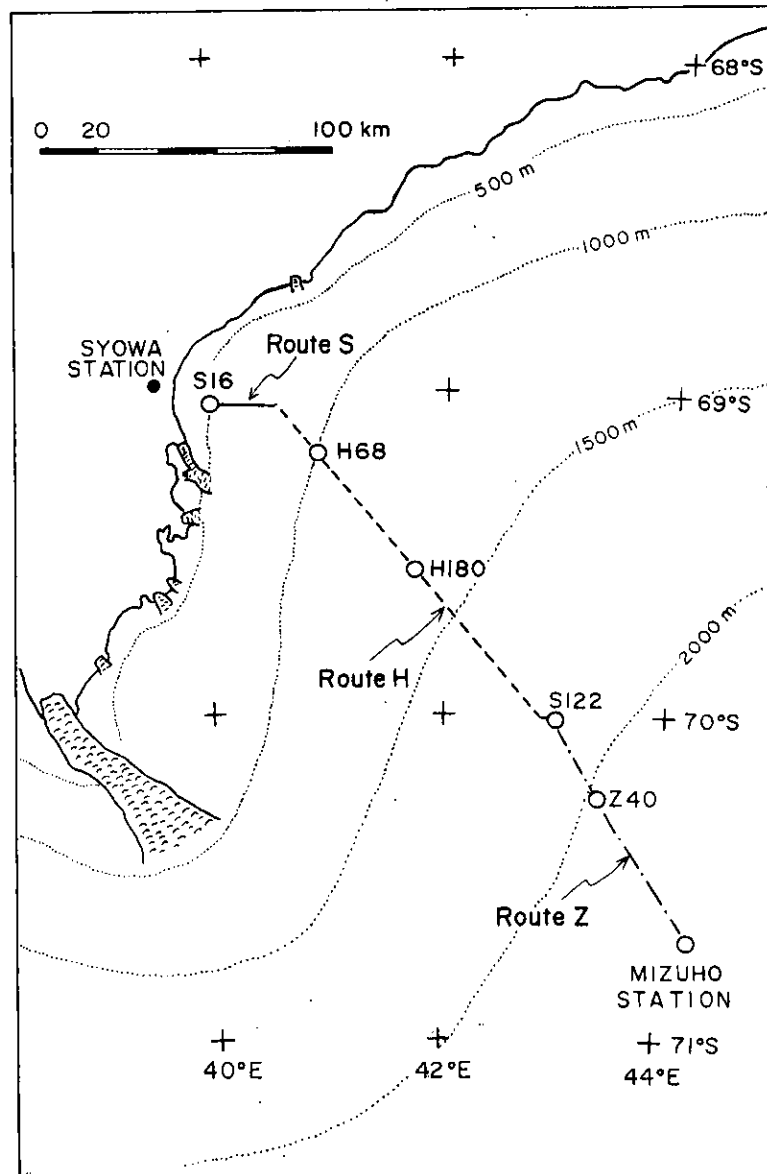


図 3.6. S16 地点からみずほ基地に至る S-H-Z ルート図 (Satow, 1985)。白丸は 36 本雪尺網の設置地点を示す。

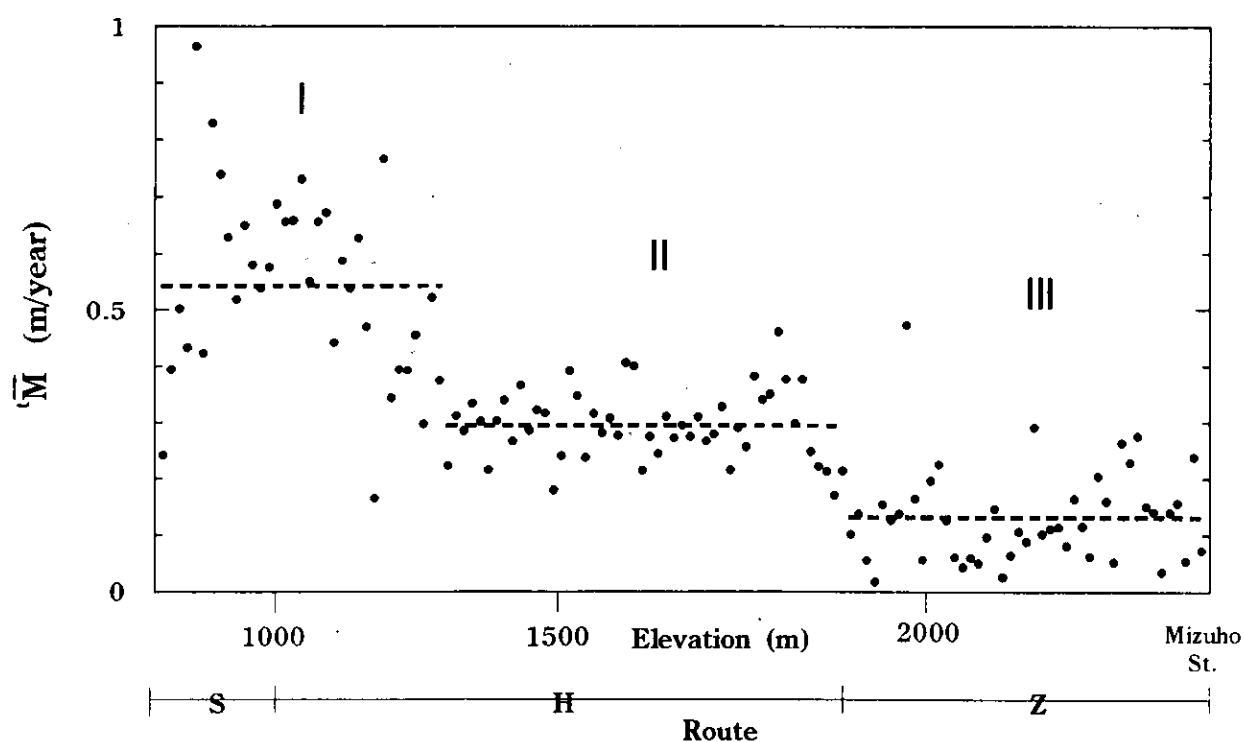


図 3.7. S-H-Z ルートに沿った 1968/1972-1996 年の年平均積雪量 \bar{M} （ここでは年平均積雪深）（Satow, 1985 の図に追加改編）。3 本の点線は、3 地域 Area I, II, III の \bar{M} の平均値でそれぞれ 0.54 m/year, 0.30 m/year, 0.13 m/year を示す。

Area I (標高 580 m~1030 m) : \overline{M} の平均値 0.54 m 積雪深

Area II (標高 1030 m~1910 m) : \overline{M} の平均値 0.30 m 積雪深

Area III (標高 1910 m~2220 m) : \overline{M} の平均値 0.13 m 積雪深

これらの値にこの地域の平均密度 (377 kg m^{-3}) (Nishio, 1978) を乗じれば、年間積雪量の水当量を得ることができる。この Area I と II は Watanabe(1978)、Yamada and Wakahama (1981) および Satow and Watanabe (1984) の “high accumulation zone” に、Area III は “irregular accumulation zone” に対応している。

表面の積雪量の経年変化の幅を ΔM ($= M_c + M_r$) とすると、次のように表される;

$$\Delta M = M - \overline{M} \quad (3.7)$$

年間積雪量の経年変化の標準偏差 S_M は以下の式で与えられる。

$$S_M = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\Delta M)^2} \quad (3.8)$$

Σ は観測年にわたる積算を示し、 N は観測年数である。図 3.8 にすべての観測点の標準偏差 S_M と相対偏差 S_M / \overline{M} を示してある。Area I と Area II (S と H ルート) では \overline{M} は大きく、 S_M / \overline{M} は小さく、反対に Area III (Z ルート) では \overline{M} は小さく、 S_M / \overline{M} が大きい。これから Area III では、Area I と Area II に比較して、一地点のみの年間質量収支は、代表値としての信頼性は低くなるといえる。

そのため、Area I と Area II での表面積雪量の経年変化を、1968 年/1972 年から 1996 年までの期間について図 3.9 に示す。 ΔM ($= M - \overline{M}$) は観測点の 20 数年間の平均年間積雪量からの偏差を表し、図中の縦軸 $\overline{\Delta M}$ は Area I と Area II の 85 地点の偏差 ΔM の空間平均を意味している。年間積雪量は East Dronning Maud Land の積雪量の多い沿岸地域では、1968 年から 1987 年の期間

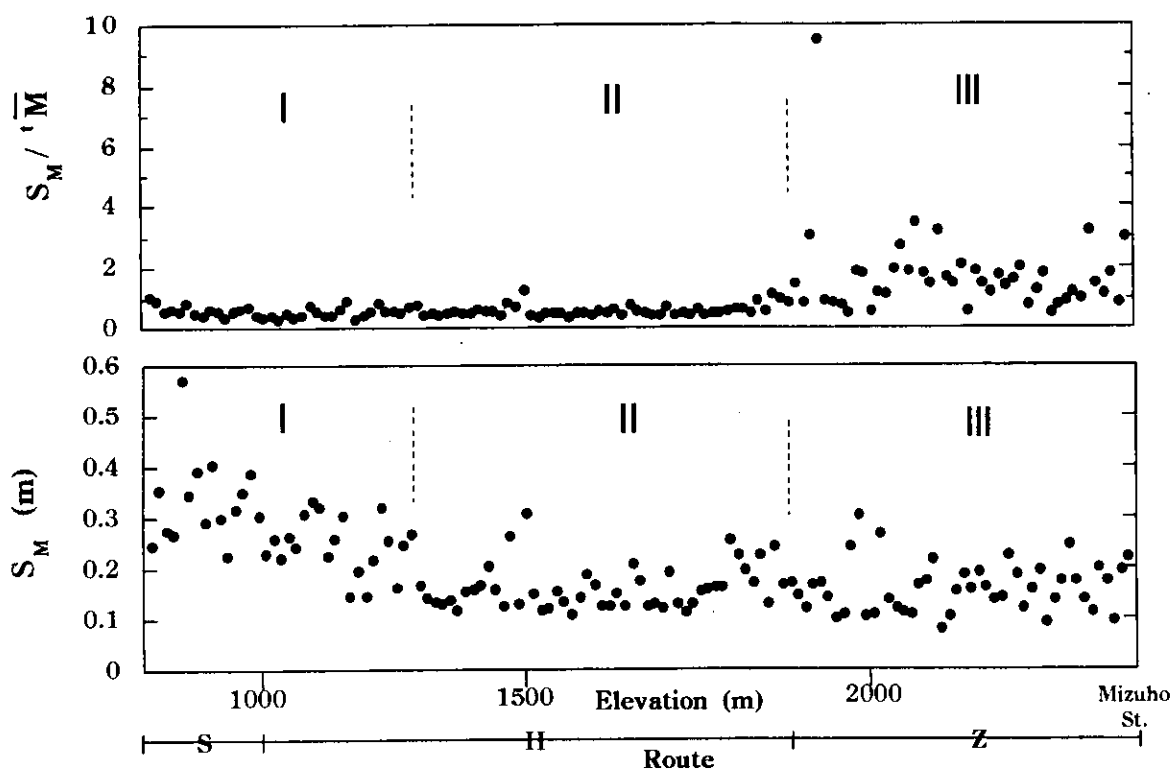


図 3.8. S-H-Z ルートに沿った年平均積雪量（年平均積雪深）の経年変化の標準偏差 S_M （下図）と相対偏差 S_M / \bar{M} （上図）（Satow, 1985 の図に追加改編）。 \bar{M} は S-H-Z ルートに沿った雪尺観測点の年平均積雪深である。

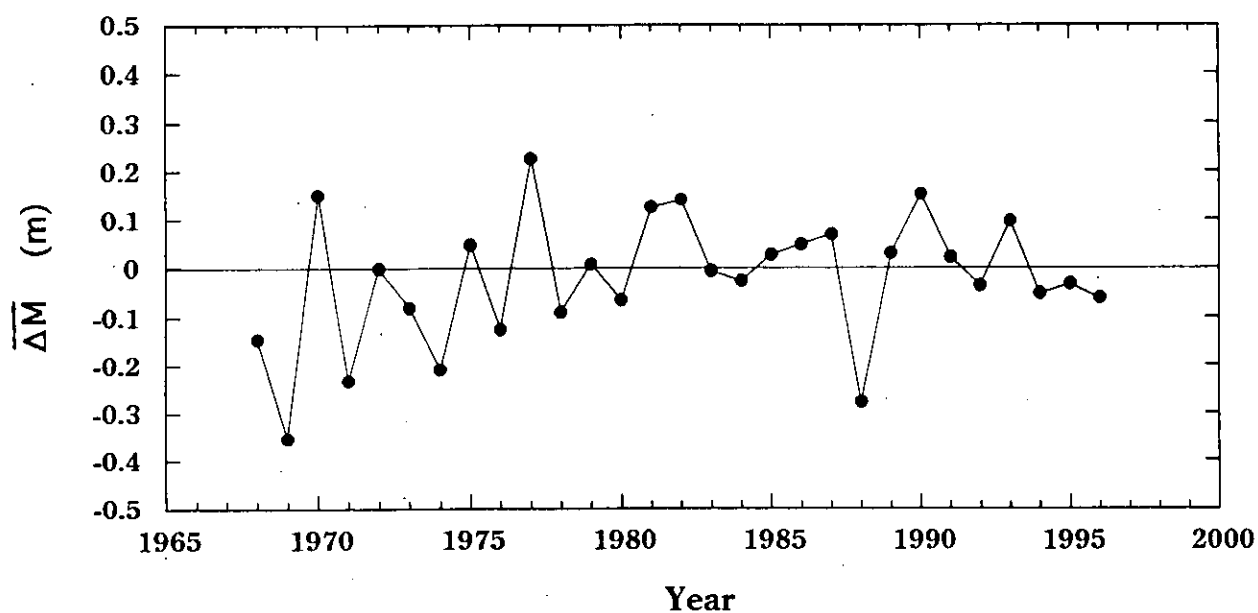


図 3.9. 積雪量の多い地域（図 3.6.の Area I と II）の平均年間積雪量の経年変化（Satow, 1985 の図に追加修正）。 $\overline{\Delta M}$ は Area I と II の 85 雪尺観測点の偏差 ΔM の平均値を表す。1968～1971 年の値は S ルートのみの結果を示す。なお ΔM は各観測点の平均年間積雪量からの偏差を表す。

では増加の傾向が見られ、それ以降は減少傾向がみられる。近年では特に 1988 年が非常に積雪量の少ない年となっている。他の気象・気候要素との関連は不明である。

3.2.2. 気候因子と表面起伏因子による積雪量変動への効果

この章では雪尺網、雪尺列の解析期間の関係のため 1968 年～1983 年の雪尺観測データを扱う。質量収支への気候因子 Mc と表面起伏因子 Mr の寄与をそれぞれ厳密に評価するのは容易ではない。しかし 1968 年/1972 年から 1983 年の期間の気候因子 Mc に因る変動は次のように空間平均することで評価できる (Satow, 1985)。

$$\overline{M}^a = \overline{M}^a + \overline{Mc}^a \quad (3.9)$$

$$\therefore \overline{Mc}^a = \overline{M}^a - \overline{M}^a \quad (3.10)$$

\overline{M}^a は空間平均、すなわちトラバースルート沿いの 15 地点 (距離 28km) の観測値の平均を意味する。図 3.10 にその概念図を示す。この連続する 15 地点の中心に 36 本雪尺網や 100 本の雪尺列が設置されている。その雪尺網あるいは雪尺列の観測地点は S16、H68、H180、S122、Z40 とみずほ基地の 6 地点である。S16 と H68 は Area I に、H180 は Area II に、S122、Z40 とみずほ基地は Area III に属している。図 3.11 に 6 地点の年間積雪量の空間平均 \overline{M}^a の経年変化を示す。1976 年に積雪量は少なく、1977 年は多いなど 6 地点とも類似の経年変化の傾向が見られる。また、この観測期間において全体として、積雪量のやや増加の傾向がみられる。式 (3.10) には sastrugi や dune による変動 Mr は含まれていない。 Mr はせいぜい 10 m 程度の水平のスケールの表面形態に起因し、2 km 離れた距離にある雪尺観測値あるいは 10 年以上の多点の雪尺観測値の平均には、ほとんど影響しないと考えてよい。各 Area の気候変化に起因する効果 Sc は次のように表せる。

$$Sc^2 = \frac{1}{N} \sum (\overline{Mc}^a)^2 \quad (3.11)$$

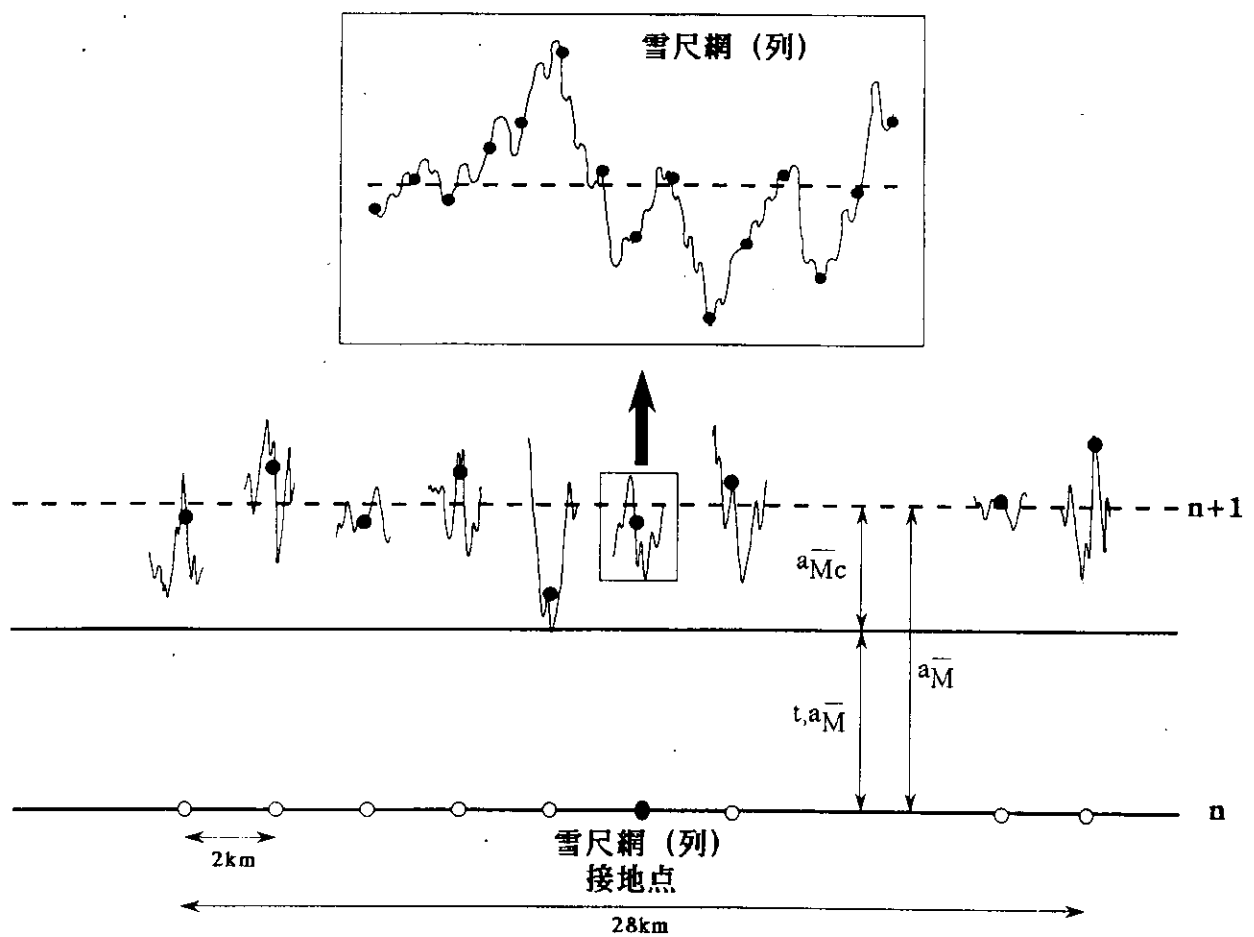


図 3.10. 平均年間積雪量 $\overline{a_M}$ と気候因子による効果 $\overline{a_{Mc}}$ の関係。下図は n 年の表面レベルと $n+1$ 年の表面レベルを示し、波線は $n+1$ 年の表面断面図を示している。上図は雪尺網 (列) の表面レベルを示す。波線上の黒丸は雪尺による測定位置を示す。

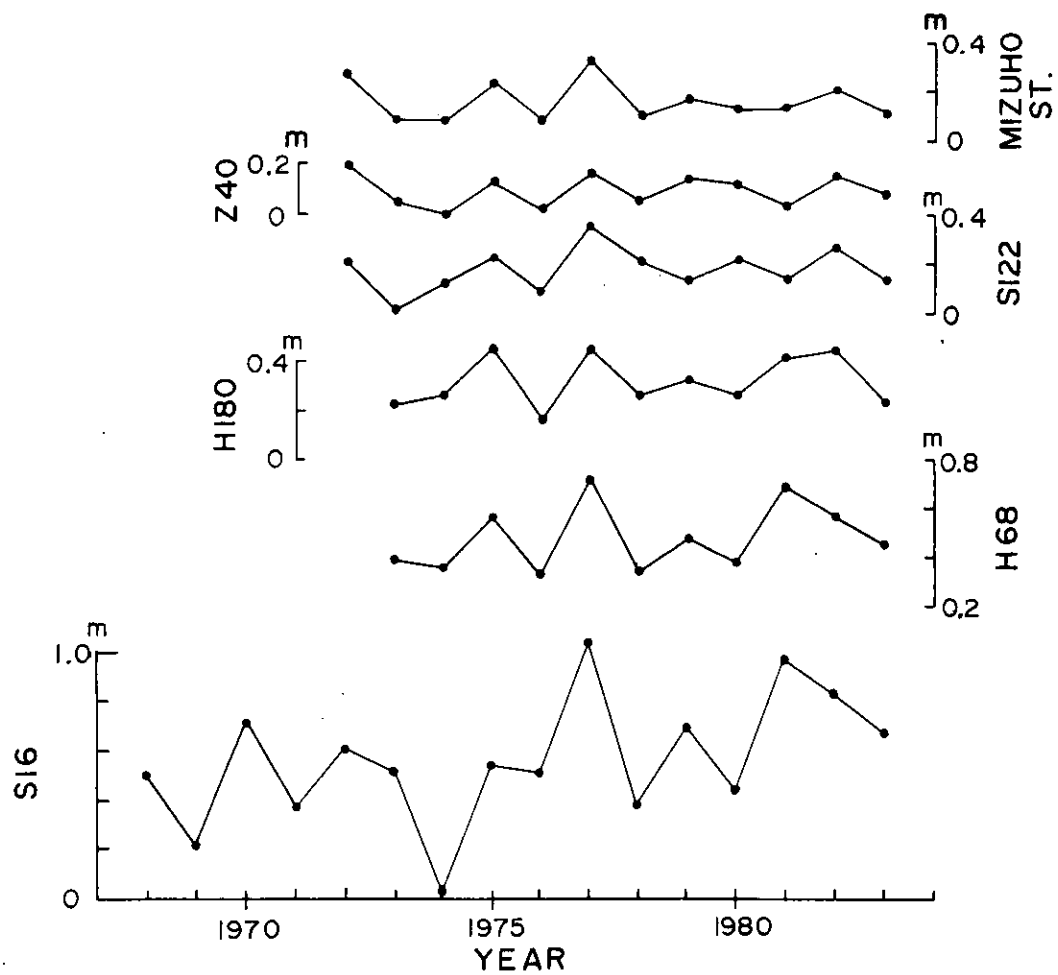


図 3.11. 6 観測点 (S16, H68, H180, S122, Z40 およびみずほ基地) 近辺における年間積雪量 (年間積雪深) の空間平均値^a \overline{M} の経年変化 (Satow, 1985)。

積算Σは各観測期間にわたる積算を、N は観測年数を表す。6 観測地点の気候変化による標準偏差 Sc を表 3.1 に示す。

表面起伏に起因する Mr の効果も同様な方法で見積もられた。氷床表面は一般に 1m から数 10 m の水平スケールの起伏がある。この効果を見積もるために 36 本雪尺網と 100 本雪尺列のデータを使用した。6 地点に 36 本雪尺網があり、一辺が 100 m の正方形に 20 m 間隔で雪尺が 36 本設置されている。各雪尺網は卓越風に対し、同じパターンで置かれてある。S122 地点とみずほ基地には 1 m 間隔の 100 本雪尺列がある。

式 (3.6) から表面起伏因子による変動値 Mr は次式のようにになる。

$$Mr = M - (\overline{M} + Mc) \quad (3.12)$$

その標準偏差 Sr は以下のようにになる。

$$Sr = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (Mr)^2} \quad (3.13)$$

積算Σは雪尺地点で積算し、N は雪尺の数 (36 または 100) を示す。6 地点の結果を表 3.2 に示す。

\overline{M} 、Sc および Sr の計算結果を表 3.1 にまとめて示す。各地域はトラバー

スルートに沿って 30 km の範囲で、平均年間積雪量 \overline{M} と気候変化による標準偏差 Sc は 1968 年/1972 年から 1983 年の期間について得た。表面起伏効果による標準偏差 Sr は 36 本雪尺網と 100 本雪尺列の観測でデータから計算した。例えば、S16 地点についていえば、年間積雪量 M (m in snow depth) は表 3.1 から以下のように表せる。

$$M = 0.57(\overline{M}) \pm 0.25(Sc) \pm 0.13(Sr) \text{ m} \quad (3.14)$$

表 3.1. 年間積雪量変動におよぼす気候変化による効果 Sc と表面起伏による効果 Sr (Satow, 1985)。数字の単位は m (積雪深)。

Region	Site	$\overline{M} (\times 10^3 m)$	$Sc (\times 10^3 m)$	$Sr (\times 10^3 m)$
Area I	S16	56.8	25.4	12.7
	H68	47.5	13.2	10.4
Area II	H180	31.8	10.0	9.2
Area III	S122	17.3	8.6	14.2
	Z40	9.5	6.0	15.1
	Mizuho St.	15.3	7.8	9.7

\overline{M} : Mean annual net accumulation in 1968/1972 - 1983.

Sc : Standard deviation of climatic effects for the same period.

Sr : Standard deviation of surface relief effects for the same period.

表 3.2. 年間積雪量へおよぼす表面起伏効果 Sr (Satow, 1985)。

Site	Stake Number	Year	\bar{M} ($\times 10^{-2}m$)	Sr ($\times 10^{-2}m$)	Average of Sr ($\times 10^{-2}m$)
S16	36	1977	53.2	16.1	12.7
	36	1981	59.8	9.2	
H68	36	1977	46.4	12.1	10.4
	36	1981	28.6	8.6	
H180	36	1977	39.9	11.6	9.2
	36	1981	39.3	6.8	
S122	36	1977	35.2	15.9	14.2
	36	1981	14.9	11.6	
	100	1973	4.8	11.6	
	100	1974	16.1	11.5	
	100	1975	15.9	21.2	
	100	1977	28.5	13.2	
	100	1981	11.3	14.5	
Z40	36	1977	22.1	21.2	15.1
	36	1981	5.2	9.0	
Mizuho St.	100	1973	7.3	10.1	9.7
	100	1974	0.9	8.2	
	100	1977	5.3	8.1	
	100	1979	12.2	11.9	
	100	1980	6.4	9.7	
	100	1981	8.6	13.9	
	100	1982	-1.8	7.2	
	100	1983	12.8	8.6	

\bar{M} : Annual mean net accumulation measured with a stake farm (snow depth in meters).

($\bar{M} = \bar{M} + M_c$)

Sc : Its standard deviation (snow depth in meters)

表 3.1 から Sc と Sr を比較すると、

(S16)	: $ Sc > Sr $	($Sc : Sr = 2 : 1$)
(H68 と H180)	: $ Sc \geq Sr $	
(S122, Z40 と みずほ基地)	: $ Sc < Sr $	

となり、 Sc 値は沿岸域では Sr より大きく内陸域では小さい。平均年間積雪量 ${}^a\overline{M}$ に対する Sc の関係をみると (図 3.12)、 ${}^a\overline{M}$ の小さい内陸域ほど Sc は小さくなる傾向が見られるが、 Sr は地域による差は少ない。

気候効果による変動値 Mc の年平均積雪量への寄与率を次式のように定義すると、

$$\frac{Sc^2}{Sc^2 + Sr^2} \times 100 \text{ (\%)} \quad (3.15)$$

この値は沿岸域で約 80% で内陸域で 10% ほどになる。

${}^a\overline{M}$ 値は沿岸域で Sc と Sr 値の 2 倍から 5 倍で、内陸域では同程度の値になる。これらの結果は、年々の積雪量変動は沿岸域ほど気候変化を反映したものであり、内陸域ほど積雪量に対し表面起伏の効果が大きくなる傾向があることを示している。

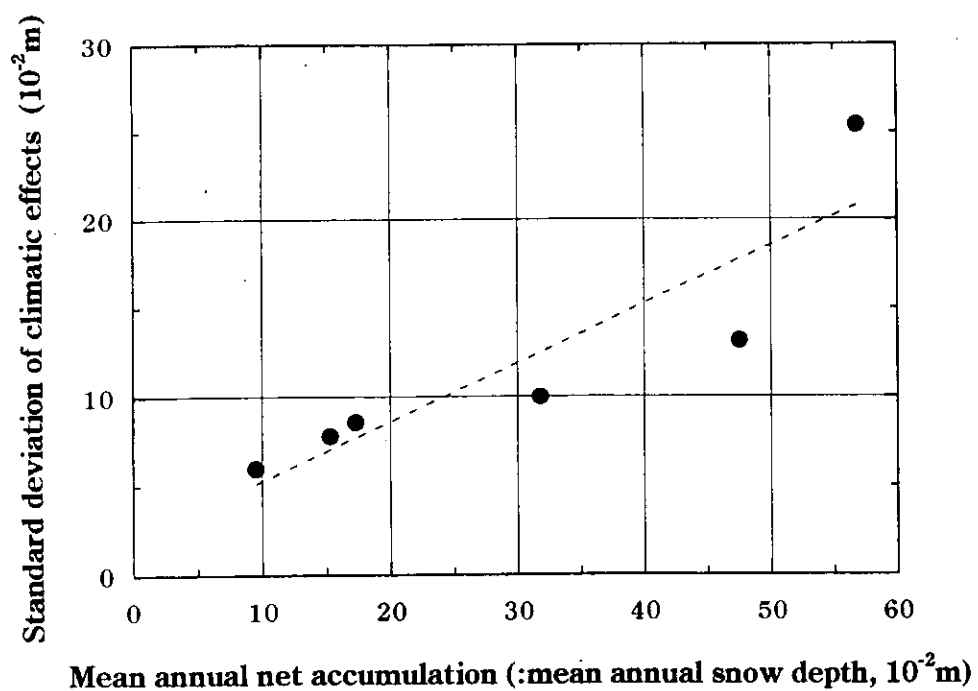


図 3.12. 平均年間積雪量と気候変化に起因する積雪量の関係。横軸は年間積雪量 ($\overline{t^a M}$) を、縦軸は気候変化に起因する積雪量の標準偏差 (Sc) を示す。点線は回帰直線を示す。

4. 積雪の酸素同位体組成

南極で採取された降雪、飛雪や積雪はポリビンに入れて日本に輸送され、酸素同位体組成比 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比が分析された。測定結果は次式のように、標準海水 (SMOW ; Craig, 1961) の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比からの偏差を標準海水で基準化し千分率偏差 (‰) で表す。

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

一般に 1 地点の降雪の $\delta^{18}\text{O}$ は明瞭な季節変化がみられる。図 4.1 に昭和基地とみずほ基地の観測例を示す (Kato *et al.*, 1978)。図にみられるように、 $\delta^{18}\text{O}$ と気温の季節変化は類似している。しかし気温のみでなく、昭和基地の新雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変化は沿岸低気圧による ^{18}O を多く含んだ水蒸気の供給と相関している。また昭和基地の新雪とみずほ基地の飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ は、気温の季節変動のみでなく、海洋の海水面の海岸からの距離の変化による水蒸気の輸送過程の季節変動にも規制されている (Kato *et al.*, 1978)。次に、このような降雪、積雪の $\delta^{18}\text{O}$ について、氷床上の分布特性を解析する。

4.1. 氷床上における積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布

4.1.1. 内陸トラバースルート沿いの表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布

図 4.2 に 1974 年 3 月、5 月、9 月、10 月の昭和基地とみずほ基地間のトラバースルート上の観測点で採取した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高との関係を示す (加藤他, 1979)。4 回の内陸トラバースを通して、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は 3 月から 9 月にかけて小さくなり、10 月にまた大きくなるという飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の季節変化が明瞭に認められる。

図 4.3 に 1974 年 9 月 30 日から 11 月 28 日にわたる沿岸 (南緯 69 度) から標高 3408 m の内陸域 (南緯 77 度) までのトラバースルート (S-H-Z-Y'-I-J ルート) 上の観測点の飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ と標高の関係を示した (加藤他, 1977)。2 か月の時間差があるが、標高に対しかなりスムーズに $\delta^{18}\text{O}$ 値は小さくなっていくのがわかる。しかし、標高 3200 m 付近の内陸で、わずかな距離で雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が

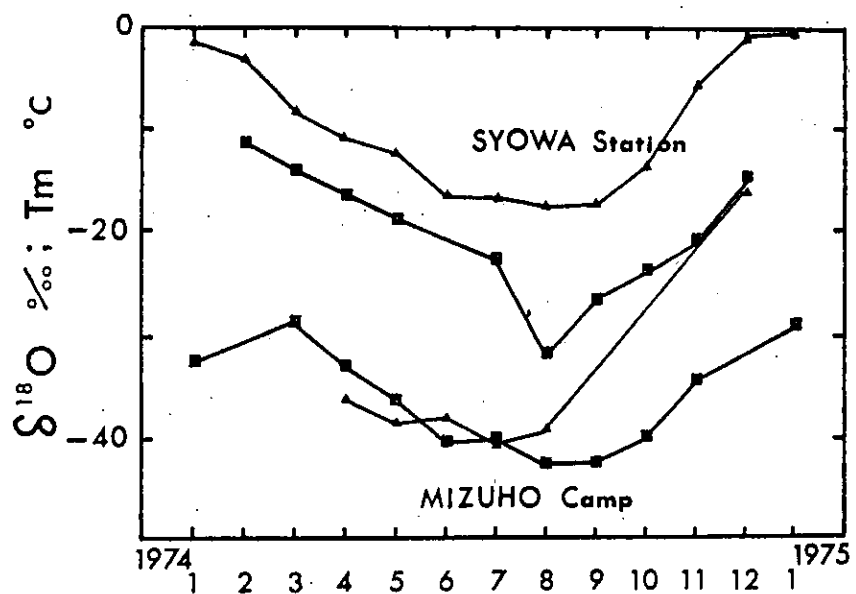


図 4.1. 昭和基地とみずほ基地の 1974 年 1 月から 1975 年 1 月における降雪の月平均酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$: ■) と月平均気温 (T_m : ▲) の変化 (Kato *et al.*, 1978)。

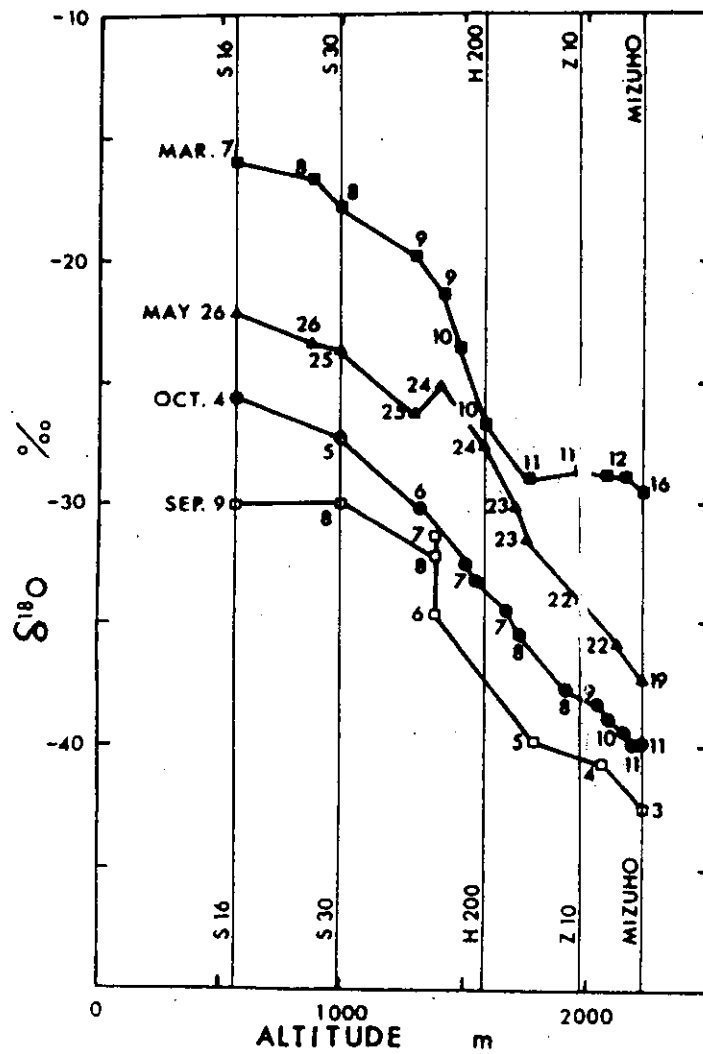


図 4.2. 昭和・みずほ両基地間のトラバースルート上の観測点における 1974 年 3 月 7 日～16 日、5 月 19 日～26 日、9 月 3 日～9 日、10 月 4 日～11 日の飛雪の酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) (加藤他, 1979)。

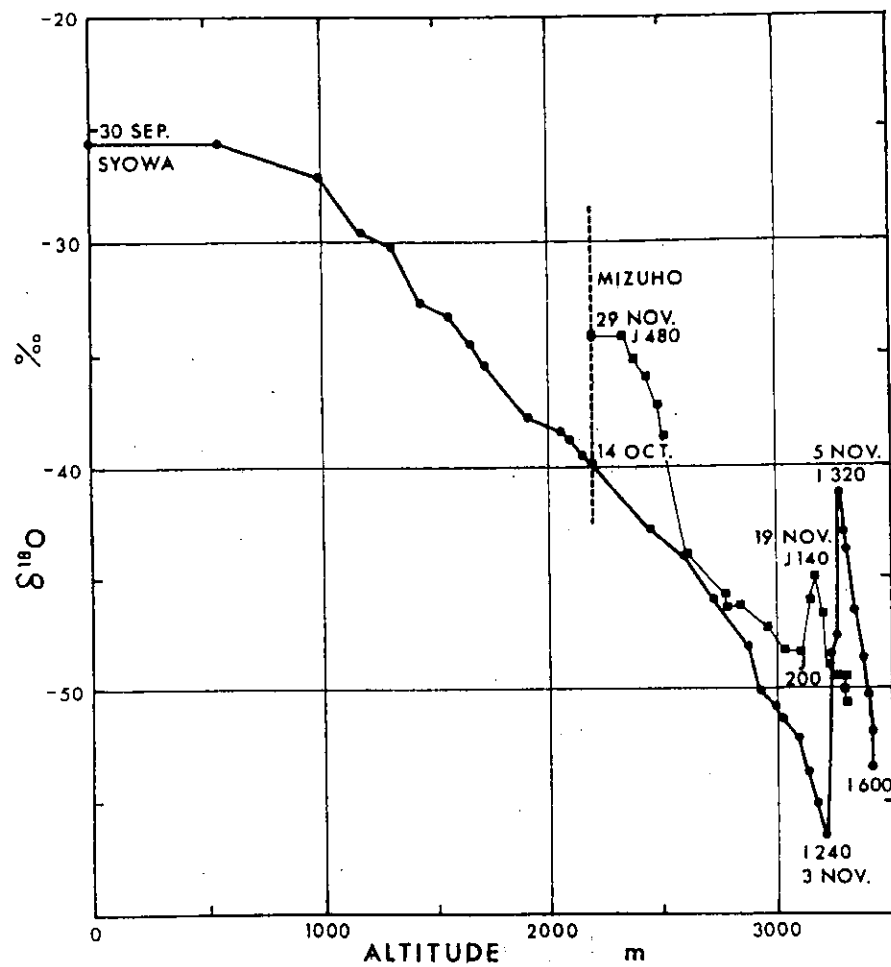


図 4.3. 1974 年 9 月 30 日～11 月 29 日のトラバースルート上の観測点における飛雪の酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) (加藤他, 1979)。

16%も増加した。現地では 7.2℃の気温上昇と降雪がみられたが、7.2℃の気温上昇で雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の 16%の増大は大きすぎる。新雪のプラスチックレプリカを観測したところ、これらの降雪はダイヤモンドダストではなく、雪結晶であった。これらは氷床表面温度より暖かい上空の雲の中で生成されたと考えられる (Satow *et al.*, 1979)。雲中の雪の生成温度が重要であるが不明である。加藤他 (1979) は、この地域の気候は沿岸低気圧と南極高気圧が大きく影響している二つの気候区の境に当たり、この境は季節により変動していると考えられ、そのため大きな $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変化が観測されたと述べている。

以上のように 1 地点における降積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、夏に大きく、冬に小さいという明瞭な季節変化をする。また標高の低い沿岸域では $\delta^{18}\text{O}$ 値は大きく、標高の高い内陸域では $\delta^{18}\text{O}$ 値は小さくなることが理解された。そのため内陸トラバース中に採取された表面積雪（降雪や飛雪）の $\delta^{18}\text{O}$ 分布は、空間分布の違い、季節変化の両方を含んでいることに注意する必要がある。

降雪の $\delta^{18}\text{O}$ は、その季節に依存する値を示すが、ある地点の深さ方向の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルは、その地点の過去の $\delta^{18}\text{O}$ の時間変化を表している。深さ 1 m 以上の積雪は数年間の堆積量であり、 $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの変動幅は $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動幅と堆積後の積雪の変態に影響される。図 4.4 に 2 m ピットから採取した積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅が、標高に対して示されている (Watanabe *et al.*, 1981)。各地点の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅は 10%から最大 20%程度である。

なお前記の、高度 3200 m 付近の $\delta^{18}\text{O}$ 分布のギャップは、その地点の 2 m ピットの積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の冬の最低値を示し、少し内陸に入った地点の飛雪の大きな $\delta^{18}\text{O}$ 値は、2 m ピットの積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の夏の最高値をほぼ示している。 $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅については 4.3 章でまたふれる。

4.1.2. 積雪量の多い地域の浅層雪氷コア解析

積雪量の多い沿岸に近い S18 地点と、みずほ基地から 200 km 東北の W200 地点の 2 地点において、約 30 m 深の雪氷コアが得られた (Satow and Watanabe, 1990)。図 4.5 に両地点の雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ 値、しもざらめ化度 (DH) と密度の深さ分布を示す。 $\delta^{18}\text{O}$ には明瞭な季節変化が見られ、しもざらめ化度も考慮し、表面から年層を数え年代が決定できた。S18 コア中には、夏季の融解の痕跡を示す ice lens や ice gland が見られる。S18 コアの解析によって 1942 年から 1980 年までの 39 年間の年間積雪量を、W200 のコア解析によって 1920 年から 1980 年までの 61 年間の年間積雪量を求めることができた (図 4.6)。図中の右上の小さい 2 つの図は、S16 地点からみずほ基地にいたるルート上の積雪

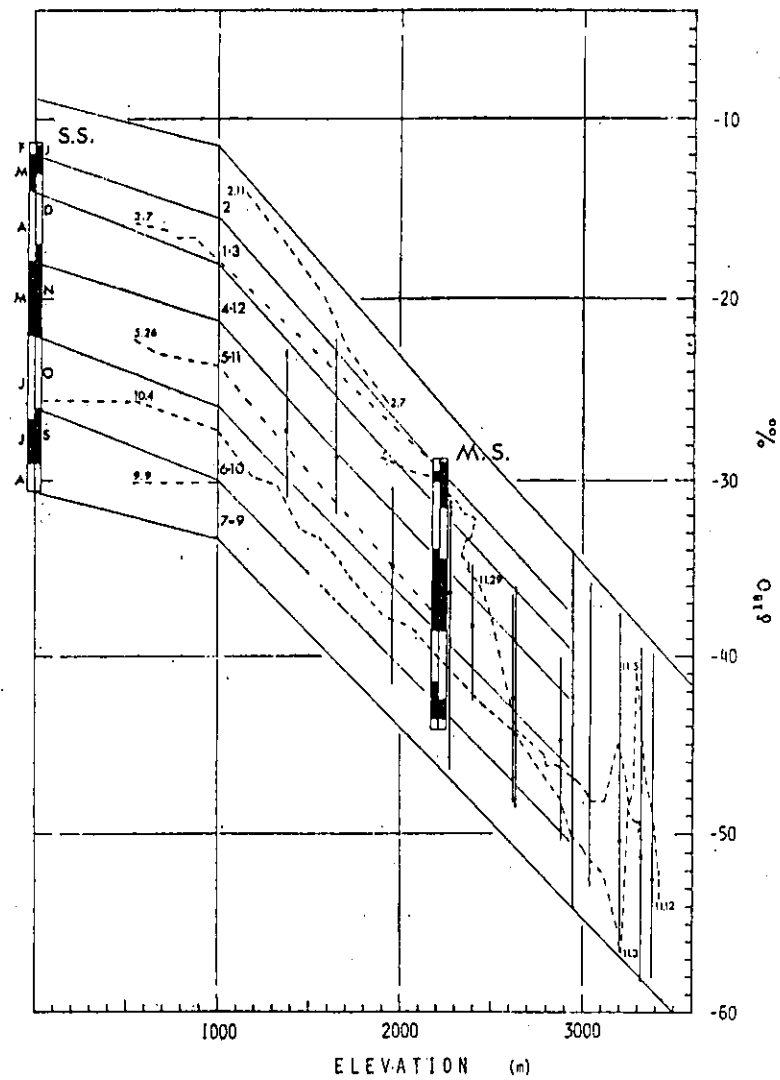


図 4.4. JARE-15 の S-H-Z-Y-W-I-J ルートに沿った降雪および飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ と高度との関係 (Watanabe *et al.*, 1981)。昭和基地 (S.S.) とみずほ基地 (M.S.) の黒い部分と白い部分は $\delta^{18}\text{O}$ の月単位幅を示す。鉛直線は 2 m ピットによる $\delta^{18}\text{O}$ 値の幅を、点線は 1974 年-1975 年の JARE-15 の内陸トラバース中の飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ を示す。

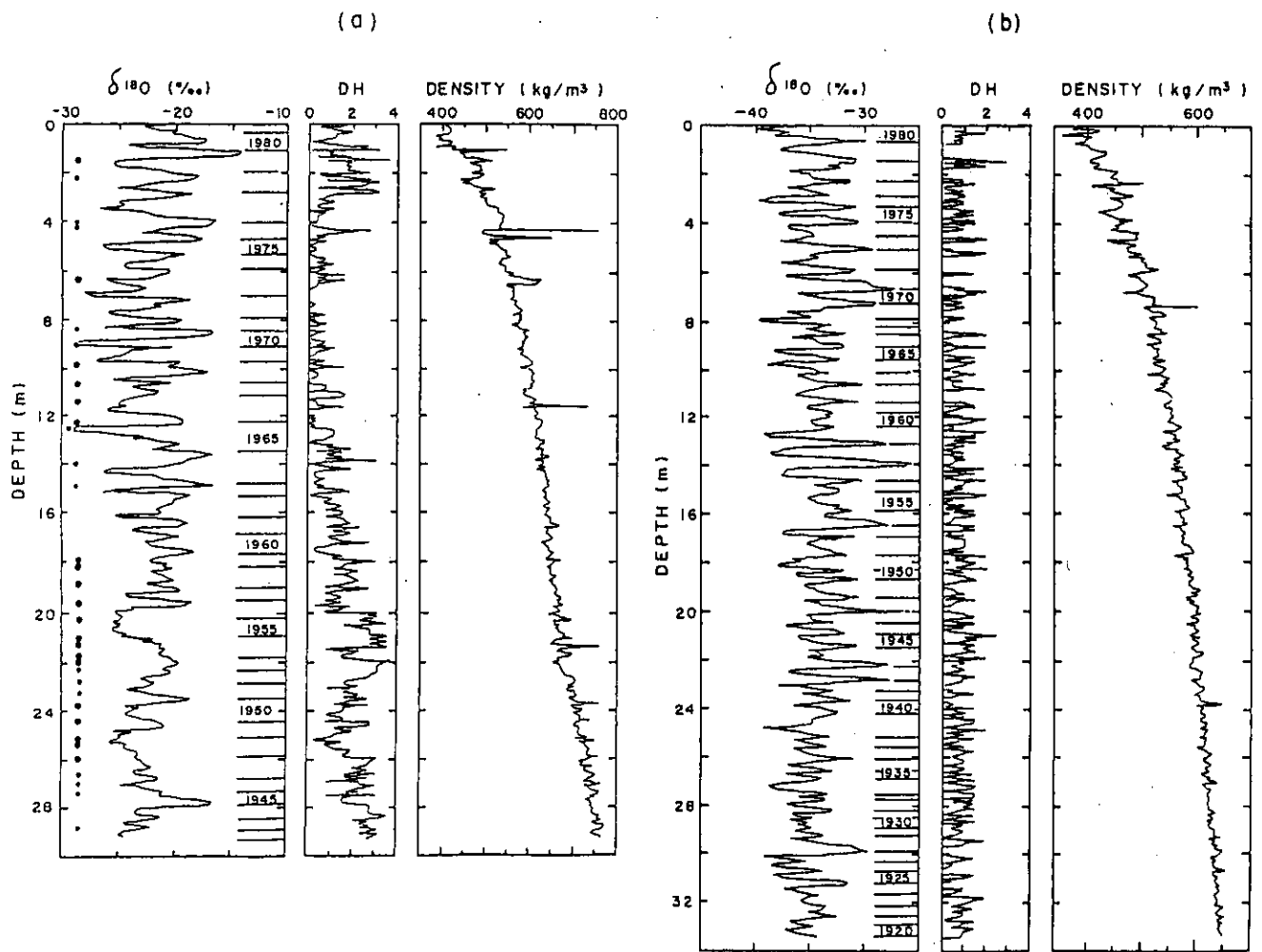


図 4.5. S18 地点 (a) と W200 地点 (b) の 30 m 深雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ 、しも
ざらめ度 (DH) および密度の鉛直分布図 (Satow and Watanabe, 1990)。
図 (a) の左の黒丸は ice layer、ice lens や ice gland の存在を示す。

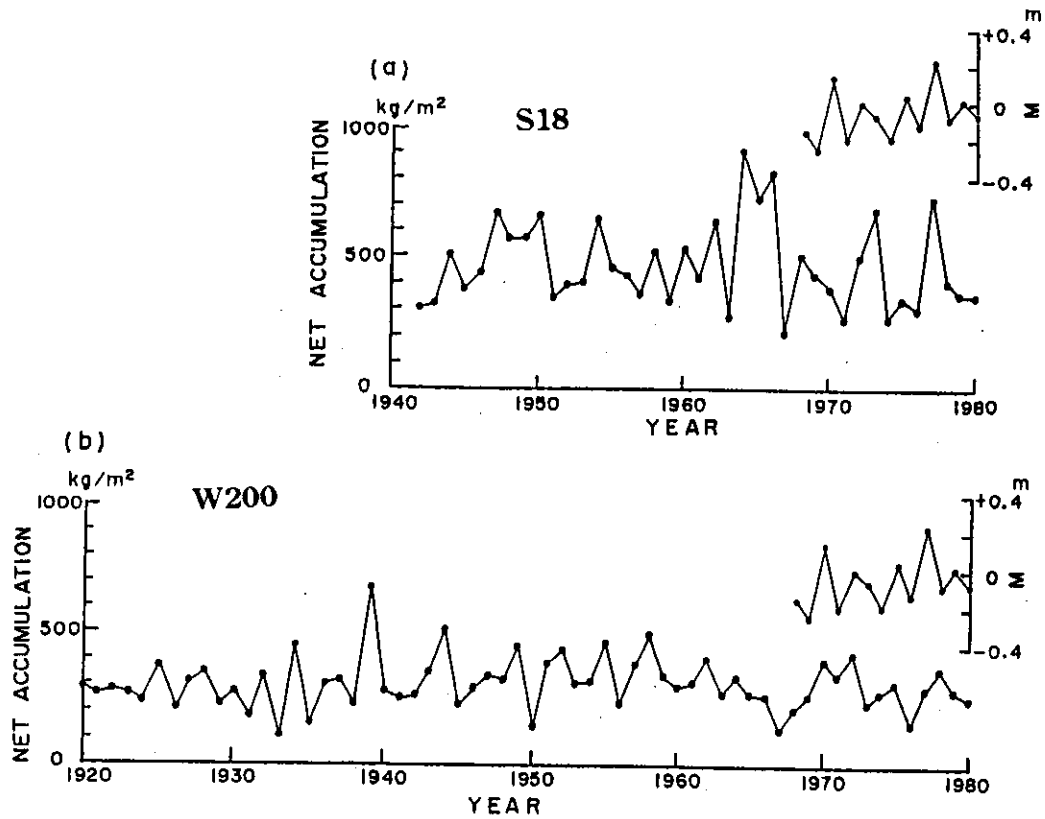


図 4.6. 雪氷コア解析から得られた年間積雪量の経年変動 (Satow and Watanabe, 1990)。(a) は S18 地点の 1942-1980 年の変動を、(b) は W200 地点の 1920-1980 年の変動を示している。

右上の小さい 2 つの図は、S16 地点からみずほ基地にいたるルート上の積雪量の多い地域（標高 550 m～1800 m）の約 80 地点の雪尺測定から得られた 1968 年～1980 年間の平均年間積雪量からの年毎の平均偏差を示す。

量の多い地域（標高 550 m～1800 m）の約 80 地点の雪尺測定から得られた 1968 年～1980 年間の平均年間積雪量からの年毎の平均偏差を示す。この地域は 3.2.2 章で明らかなように、地形因子の影響を受けにくく、気候因子の寄与の大きい地域である。この期間の経年変動の大小は 2 つの地点の雪氷コア解析によるものと若干の違いはあるがほぼ同じ変化傾向を示している。

夏季に融解の痕跡のない W200 コアについて、61 年間（1920 年～1980 年）の積雪の年間積雪量（N.A.）と年最高 $\delta^{18}\text{O}$ 値（ δ_{max} ）と年最低 $\delta^{18}\text{O}$ 値（ δ_{min} ）と $\delta^{18}\text{O}$ 年変動幅（ $\Delta \delta^{18}\text{O}$ ）を求めた（図 4.7）。N.A. と δ_{max} と $\Delta \delta^{18}\text{O}$ とが同様な経年変動を示す。冬に比べると夏の $\delta^{18}\text{O}$ （ δ_{max} に対応）の変動が大きく、 δ_{max} と N.A. は正の相関関係が見られるが、これはこの地点の降雪（海からの内陸域への水蒸気輸送）が夏期に多いことを示唆しているものと思われる。

N.A. と δ_{max} と $\Delta \delta^{18}\text{O}$ の 3 要素の年変動について最大エントロピー法（Maximum Entropy Method : MEM）によるパワースペクトル解析の結果を図 4.8 に示す。最大エントロピー法の特徴は、短いデータからもスペクトルの計算が可能なこと、スペクトルの分解能が高いことである（日野, 1977）。年間積雪量（N.A.）スペクトルの 2 つのピーク 1、2（図 4.8 の下図）は 4.7 年と 2.5 年の卓越周期を示す。 $\Delta \delta_{\text{max}}$ スペクトルのピーク 1（図 4.8 の中図）は 4.7 年の周期を示し、 $\Delta \delta^{18}\text{O}$ スペクトルのピーク 1、2、3（図 4.8 の上図）は 7.4 年、4.8 年、2.3 年の周期を表す。3 要素のスペクトルに共通の 4.7 年～4.8 年の卓越周期が認められた。このように積雪の多い地域では $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動のみではなく、年層を数えることができ、雪氷コアの年代を決定できた。

なお卓越周期について、S25 地点の 43 m コアの解析から、非海塩硫酸イオン濃度の 4～5 年と約 8 年周期がみられた。これは環南極周極波（Antarctic Circumpolar Wave (ACW)）と関連があるかもしれないと Watanabe *et al.* (1999a) は述べている。この 2 つの周期は W200 コアの年間積雪量（N.A.）と年最高 $\delta^{18}\text{O}$ 値（ δ_{max} ）と $\delta^{18}\text{O}$ 年変動幅（ $\Delta \delta^{18}\text{O}$ ）の変動に共通の 4.7 年周期と年変動幅（ $\Delta \delta^{18}\text{O}$ ）の 7.4 年周期と対応する周期である。また Bryazgin (1987) は南極のいくつかの地点の年降水量の変動に 5～6 年と 19～22 年の周期を見いだしている。

4.1.3. 浅層雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル

氷床上の沿岸から内陸までのいくつかの地域で得られた浅層（10 m～30 m 深）雪氷コアについて、深さ方向の $\delta^{18}\text{O}$ 分布（図 4.9）をみると、季節変化が見られるのは積雪量の多い沿岸域（下図）のみで、内陸域（上図）では季節変

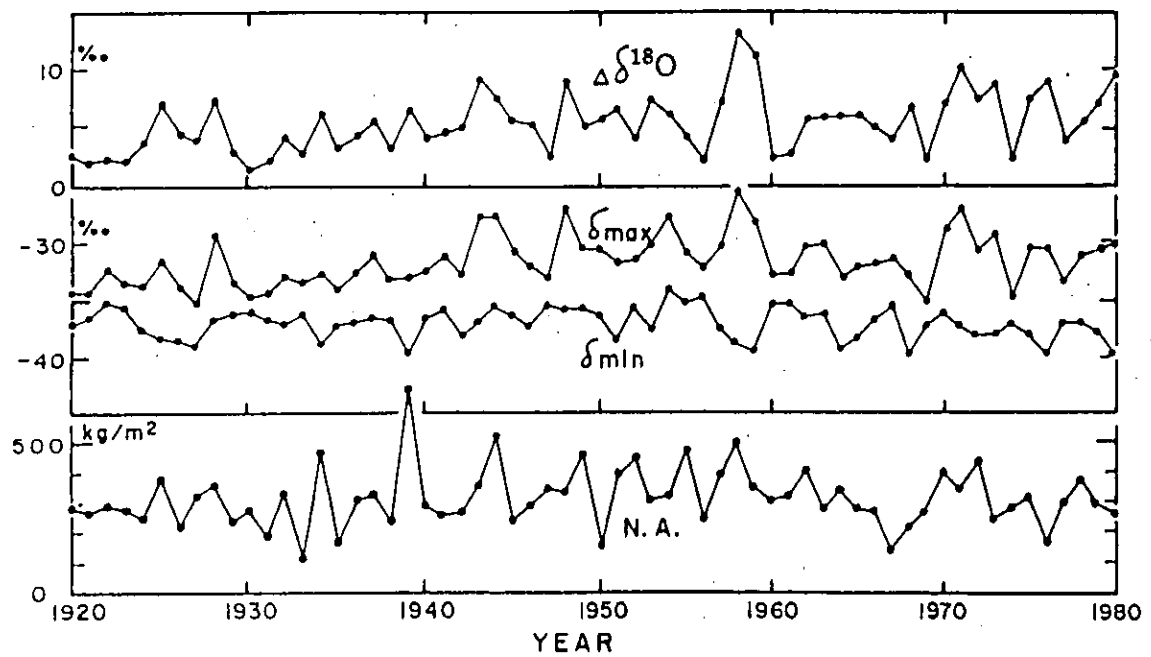


図 4.7. W200 地点の 30 m コア解析による年間積雪量 (N.A.)、年最高 $\delta^{18}\text{O}$ 値 (δ_{max})、年最低 $\delta^{18}\text{O}$ 値 (δ_{min}) および $\delta^{18}\text{O}$ の年変動幅 ($\Delta\delta^{18}\text{O} = \delta_{\text{max}} - \delta_{\text{min}}$) の経年変化 (Satow and Watanabe, 1990)。

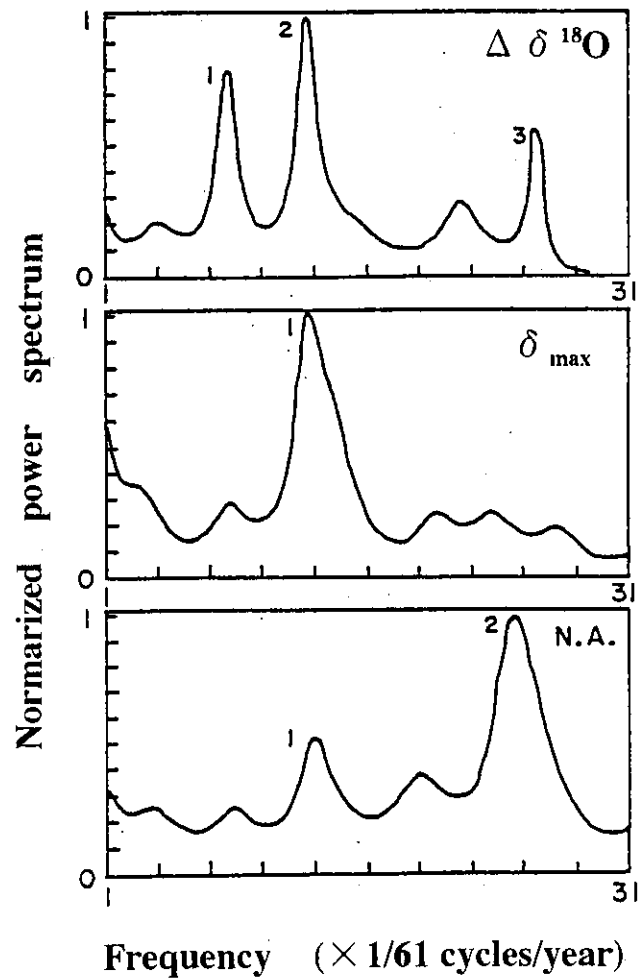


図 4.8. W200 地点の 30 m コアの積雪の年間積雪量 (N.A.)、年最高 $\delta^{18}\text{O}$ 値 (δ_{max})、および $\delta^{18}\text{O}$ の年変動幅 ($\Delta \delta^{18}\text{O}$) に関するパワースペクトル (Satow and Watanabe, 1990)。縦軸はそれぞれの項目で最大スペクトル値を 1 とした相対パワースペクトルを表している。

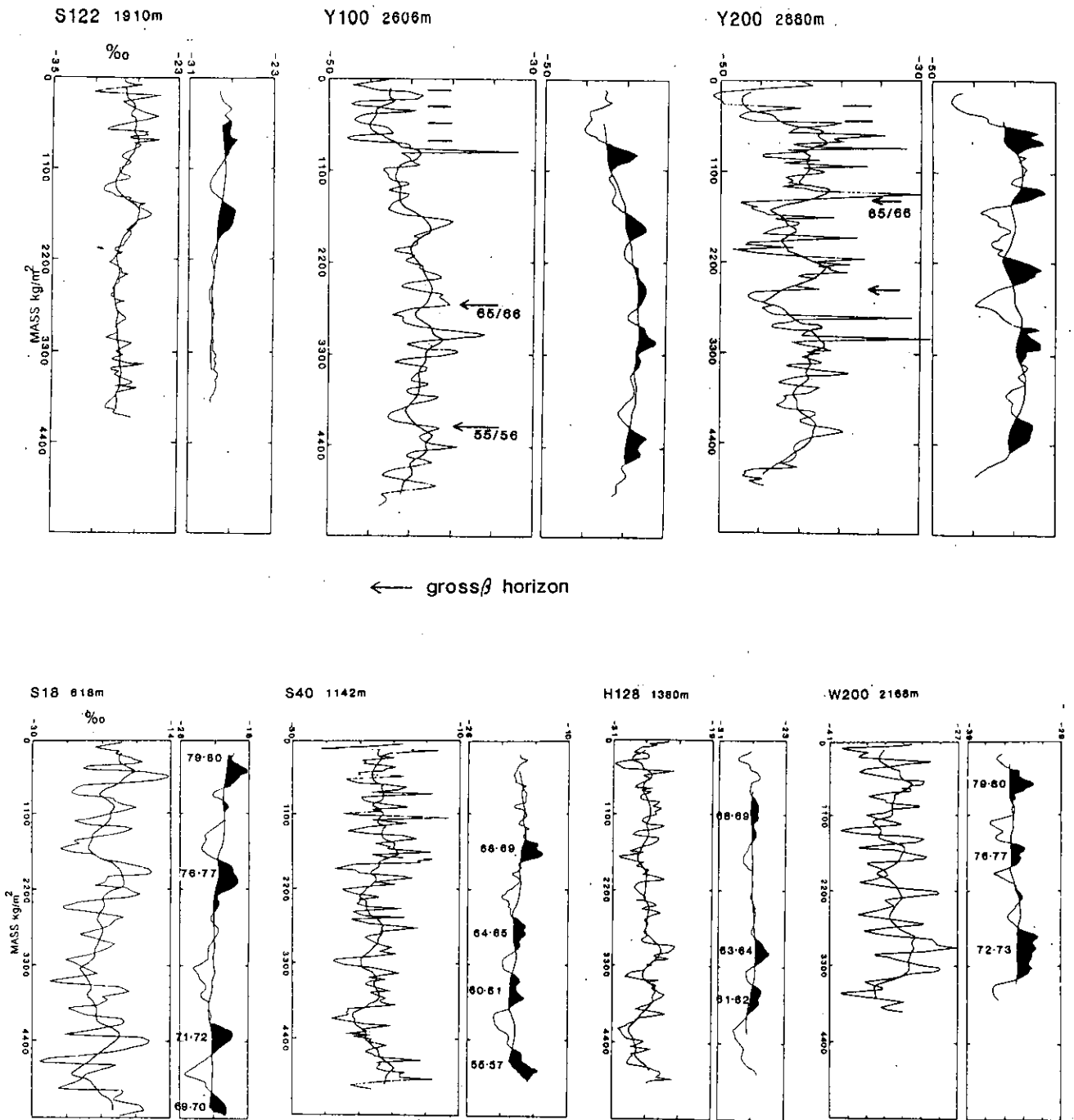


図 4.9. (上図) 内陸域の katabatic region の 10 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル (Watanabe *et al.*, 1988)。縦軸はコアの深さ方向の水当量 (kg/m²)。 $\delta^{18}\text{O}$ データ間隔は 12-25 kg/m²。各図の右側の 2 曲線は 10 データ値と 50 データ値の移動平均値を示す。年代は $\delta^{18}\text{O}$ 層位から推定した。矢印は gross β による年代を示す。

(下図) 沿岸域の 10 m コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル。

動は見られない (Watanabe *et al.*, 1988)。これは内陸域ほど降雪量が少なくなること、カタバ風による地吹雪に伴う表面雪の削剥・再堆積などがあること、次項で述べる堆雪後の積雪の変態などが関係している。

$\delta^{18}\text{O}$ 分布の地域特性をみるために、10 m 深の積雪の水当量に対する $\delta^{18}\text{O}$ 変動のパワースペクトルを最大エントロピー法で解析した (図 4.10)。いくつかの卓越周期がみられるが、図中の A は沿岸域の、A' は内陸域のその地点の積雪の年間積雪量に相当する。沿岸域の年間積雪量に対応する A のスペクトル密度は高いが、内陸域の A' のスペクトル密度は低い。これは 10 m 深に対応する数十年規模において、沿岸域と内陸域の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動および年変動の違いを反映していると考えられる。

浅層コアや 2 m ピットから得られた積雪の $\delta^{18}\text{O}$ について、その平均値と変動幅を求めた (図 4.11)。平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値は沿岸から内陸域に入るにつれて指数関数的に小さくなっていく。各地点における $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅はおよそ 10% から 20% ほどである。

4.1.4. 堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変質

氷床内陸域では夏と冬の月平均気温の差が 30℃ 以上にもなり (Satow, 1978)、特に氷床表面直下の積雪内部では強い温度勾配がしばしば出現する。著者は冬季に内陸の氷床表面より数 cm の積雪内で 10℃ の温度差すなわち 500 °C/m もの温度勾配を観測したことがある。大きな温度勾配は積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変質を促進する。内陸域に入るほど強い温度勾配下で形成されるしもぎらめ雪 (depth hoar) の発達が著しい。温度勾配下の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布がどのように変化するかをみるために、以下のような積雪の変態実験を行った (Satow and Watanabe, 1985)。

図 4.12 のような装置で、積雪層の上下に温度勾配を作り、実験前と後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値分布の変化をみた。氷板を含む積雪 (実験 1 : 図 4.13) と氷板を含まない 2 層構造の積雪 (実験 2 : 図 4.14) の 2 種類の積雪について、実験を行った。実験結果を基にして、温度勾配下の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変質過程モデルを考えた (図 4.15)。このモデルは ice crust や ice lens のような積雪中の水蒸気の移動を制御するものがある場合とない場合の 2 種類に大きく分けられ、 $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変化の様子は異なる。最初の $\delta^{18}\text{O}$ 分布状態 (図 4.15 の実線) から温度勾配下で、図の点線の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変化のように多くの変化傾向が推定される。

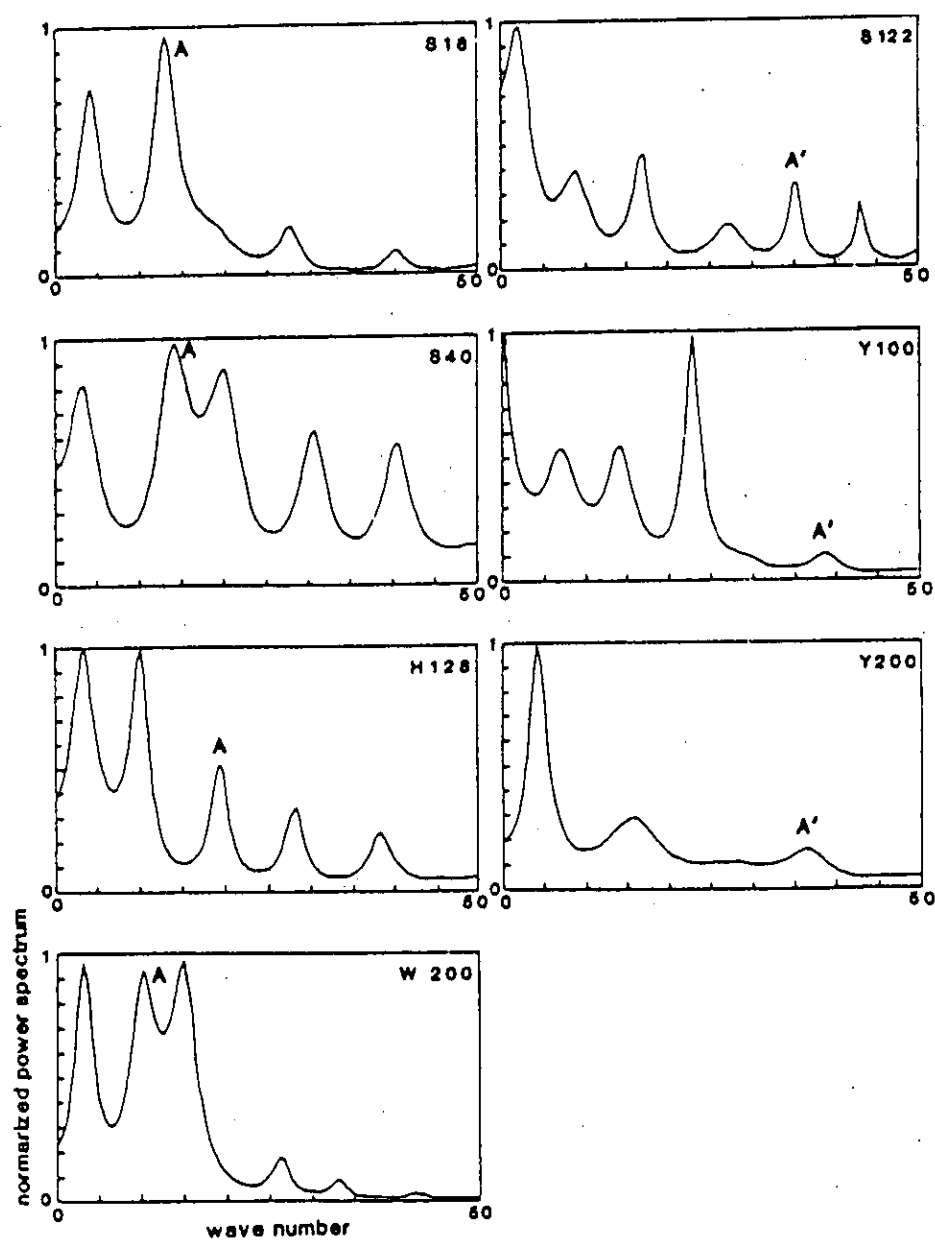


図 4.10. East Queen Maud Land の沿岸域と内陸域における 10 m 雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルのパワースペクトル分布 (Watanabe *et al.*, 1988)。図の左側が沿岸域、右側が内陸域の結果を示す。横軸は 10 m コア長を 1 サイクルとした周波数を表す。ピーク A と A' は雪尺測定による年間水当量と一致した周波数を示している。縦軸はそれぞれの地点での最大スペクトル値を 1 とした相対パワースペクトルを表す。

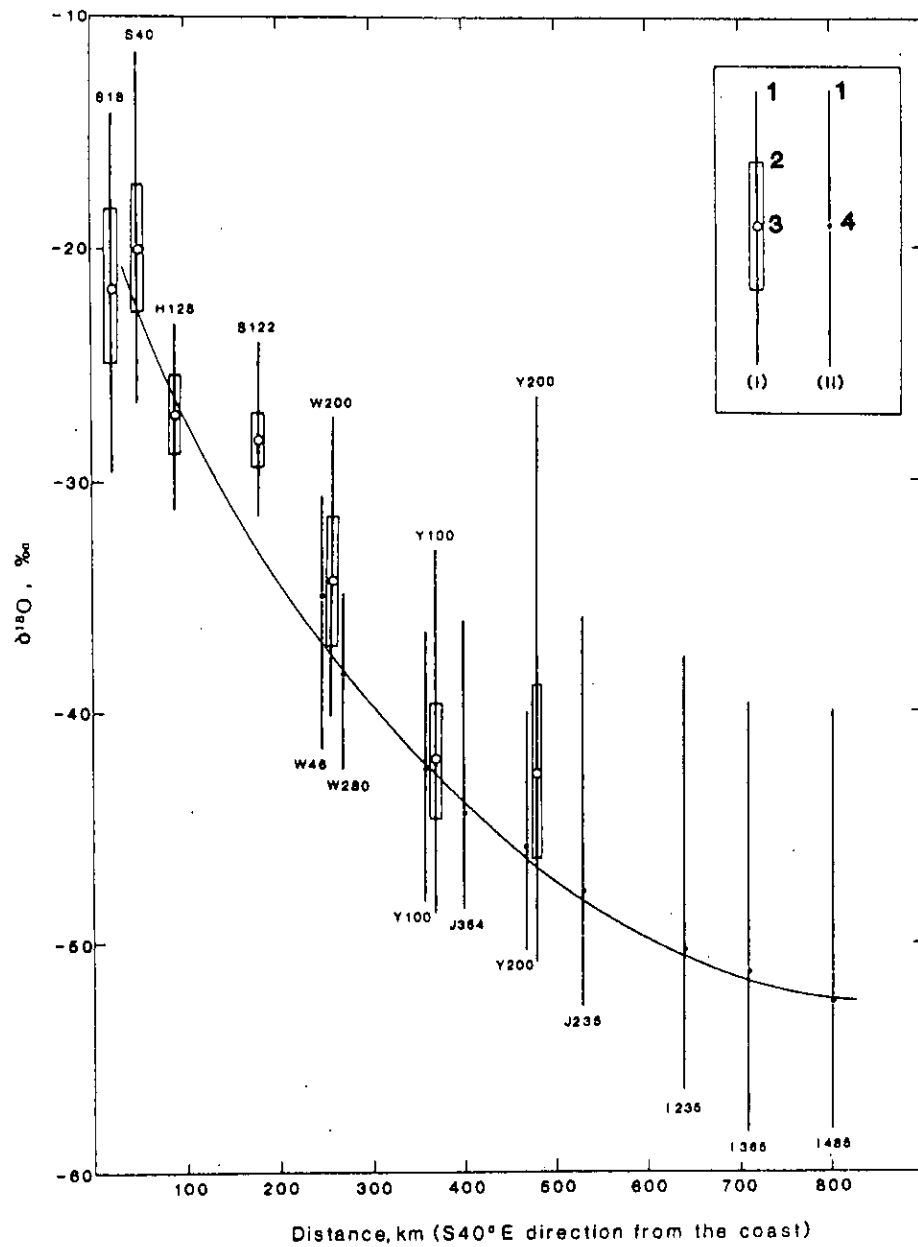


図 4.11. 積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と海岸からの距離との関係 (Watanabe *et al.*, 1988 の図を改編)。右上図の凡例の (I) は 10 m 深コアから (II) は 2 m ピットからの $\delta^{18}\text{O}$ 値。数字 1 は全 $\delta^{18}\text{O}$ 値幅、2 は $\delta^{18}\text{O}$ 値の標準偏差の幅、3 と 4 は $\delta^{18}\text{O}$ の単純平均値を示す。

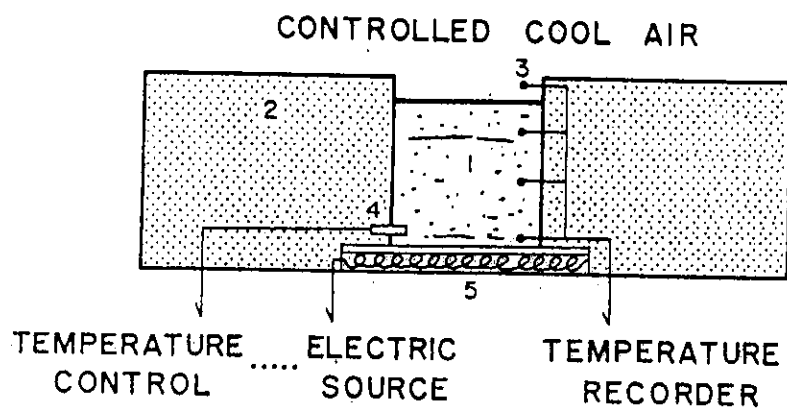


図 4.12. 積雪に温度勾配をかける実験装置断面図 (Satow and Watanabe, 1985)。

- 1 : 積雪試料、2 : 断熱材 (厚さ 20 cm, 高さ 10~20 cm)、
3 : 熱電対温度計、4 : 温度制御用温度計、5 : ヒーター。

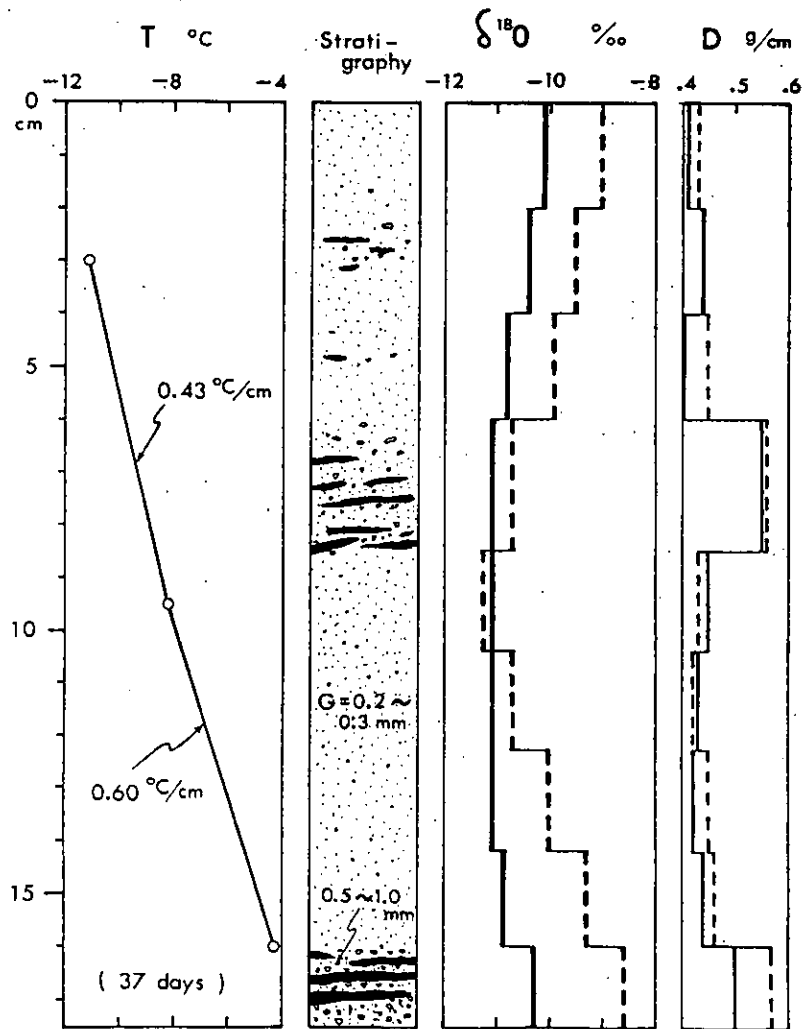


図 4.13. 温度勾配下にある氷板を含む積雪層（縦 15cm×横 15cm×高さ 18cm）の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の 37 日間の変化（実験 1）（Satow and Watanabe, 1985）。図の左より雪温（ $^{\circ}\text{C}$ ）、積雪層位、 $\delta^{18}\text{O}$ （‰）（実線は実験前、点線は実験後の値）、密度（ g/cm^3 ）（実線は実験前、点線は実験後の値）を示す。積雪層位の黒い部分は氷板を、 G は積雪粒子の粒径を表す。

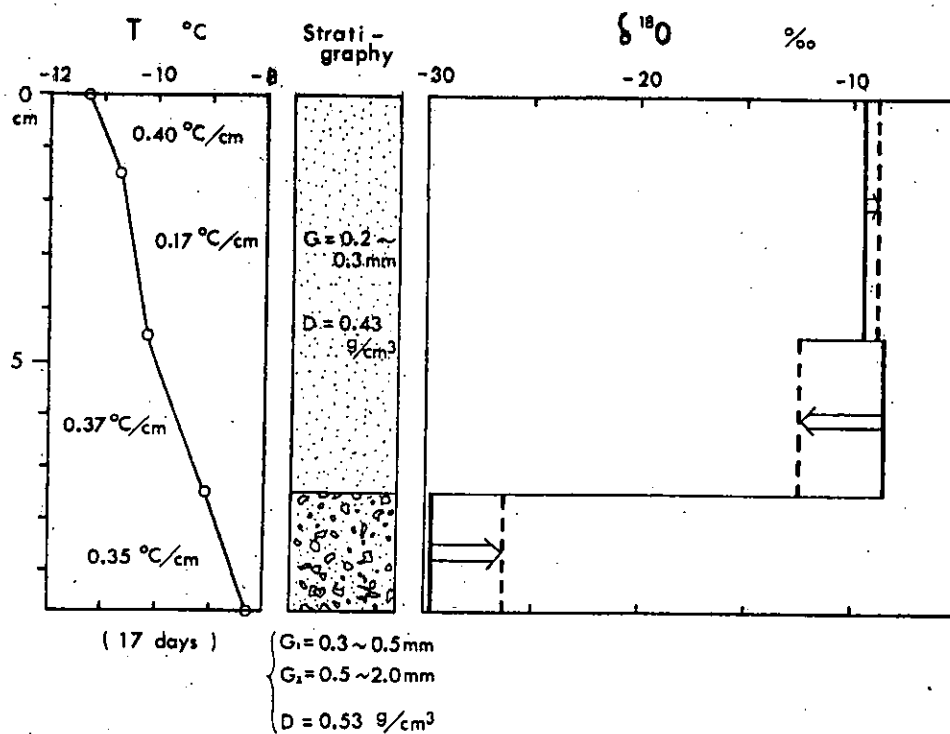


図 4.14. 温度勾配下にある氷板を含まない2層構造の積雪層の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の37日間の変化(実験2)。内容は図4.13.と同じ。積雪試料上部は日本の積雪(縦6.5 cm×横9.2 cm×高さ7.5 cm)、下部は南極氷床の表面積雪(縦6.8 cm×横9.2 cm×高さ2.5 cm)。層位の G は粒径、 D は密度を表す。

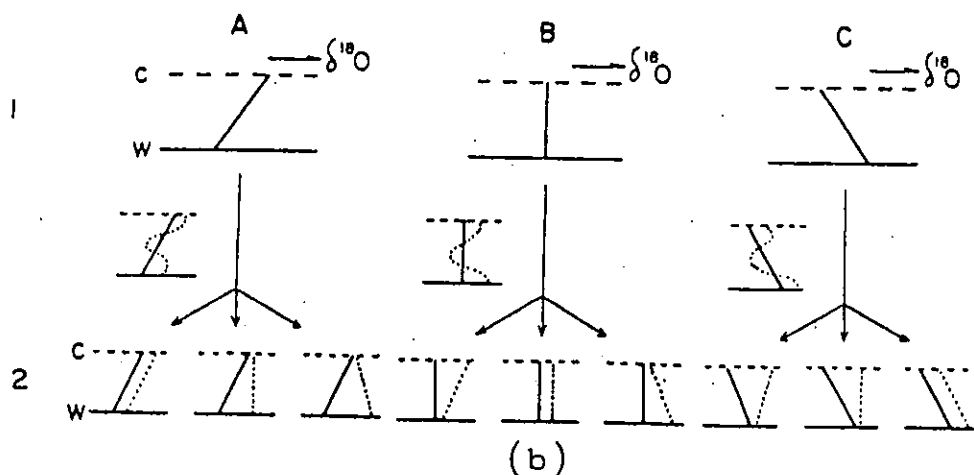
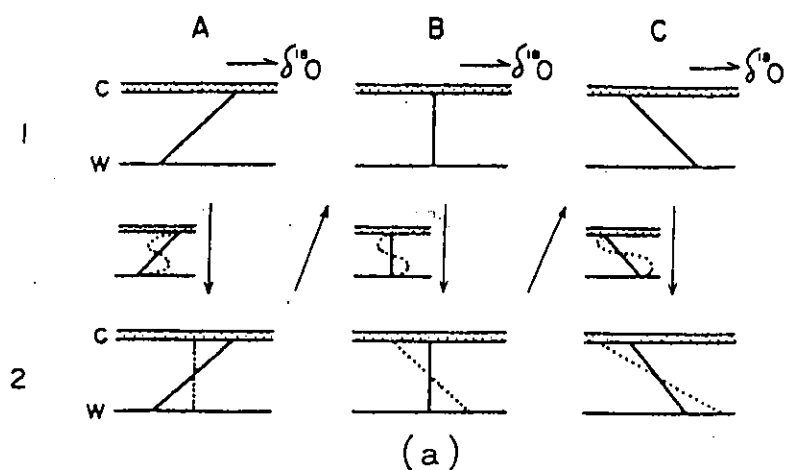


図 4.15. 温度勾配下の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変質過程モデル (Satow and Watanabe, 1985)。c : colder、w : warmer。

(a) 積雪上面にキャップがある場合：1 は最初の状態 ($\delta^{18}\text{O}$ 分布は実線)、2 は変質後の状態 ($\delta^{18}\text{O}$ 分布は点線)。

(b) 積雪上面にキャップがない場合：1 は最初の状態 ($\delta^{18}\text{O}$ 分布は実線)、2 は変質後の状態 ($\delta^{18}\text{O}$ 分布は点線)。

A、B、C は 3 種類の $\delta^{18}\text{O}$ 分布を示す。ここでキャップとは水蒸気の移動をさまたげる ice lens や ice crust 層等の積雪組織を意味している。

堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変化について、今回の場合と逆の温度勾配の場合も推論される。実際の表面積雪層の $\delta^{18}\text{O}$ 分布の変質は、その地点の積雪量、温度勾配、雪質に依存する。また大気中の水蒸気の氷床表面への凝結によっても積雪表面付近の $\delta^{18}\text{O}$ は変化する。

実際の氷床表面付近の $\delta^{18}\text{O}$ 変質の状況を把握するため、沿岸の S16 地点で表面から 1 m 深のピットについて、1 年後の $\delta^{18}\text{O}$ 値分布の変化の比較を行った (Satow and Watanabe, 1990) (図 4.16) が、ほとんど変化しなかった。年間積雪量が 250 kg m^{-2} 近くもある S16 地点では、堆積後の $\delta^{18}\text{O}$ の変化は小さいと考えられる。Dansgaard *et al.* (1964) は堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化が最終的に保存されるのは、年間積雪量が 240 kg m^{-2} 以上の地域であると述べている。

氷床内陸域の大半の地域では、表面積雪層の温度勾配によるしもざらめ化が顕著である。表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ がどの程度変質しているのか、夏と冬ではどのように異なるのか、非常に興味があるところだが、実際の $\delta^{18}\text{O}$ 変質のデータ報告は他にみあたらない。堆積直後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ がその後、どの程度どのように変質するのかは重要な課題である。

4.2. 平均 $\delta^{18}\text{O}$ と標高および海岸からの距離との関係

2m ピットおよび 10m 深コアの雪氷サンプルの平均 $\delta^{18}\text{O}$ を基に、図 4.17 に East Dronning Maud Land の $\delta^{18}\text{O}$ 分布等値線を描いた (Satow and Watanabe, 1992)。沿岸域の -20‰ から内陸域の -50‰ までの等値線分布が等高線分布に類似しているのがみられる。

平均 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) と標高 (E: m) との関係 (図 4.18) をみると回帰式は次式のようになり、強い直線関係にある (Satow and Watanabe, 1992 の式を改編)。

$$\delta^{18}\text{O} = -0.01188E - 11.04 \quad (R^2 = 0.98) \quad (4.1)$$

ここでは沿岸の 3 地点 (Roi Baudouin St. と Syowa St. と Molodezhnaya St.) の値を除いてある。この関係は標高 100 m につき、約 12‰ の $\delta^{18}\text{O}$ 変化率を示している。

図 4.19 に平均 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) と海岸からの距離 (L: km) との関係を示す。Watanabe *et al.* (1988) は次のような関係式を得た。

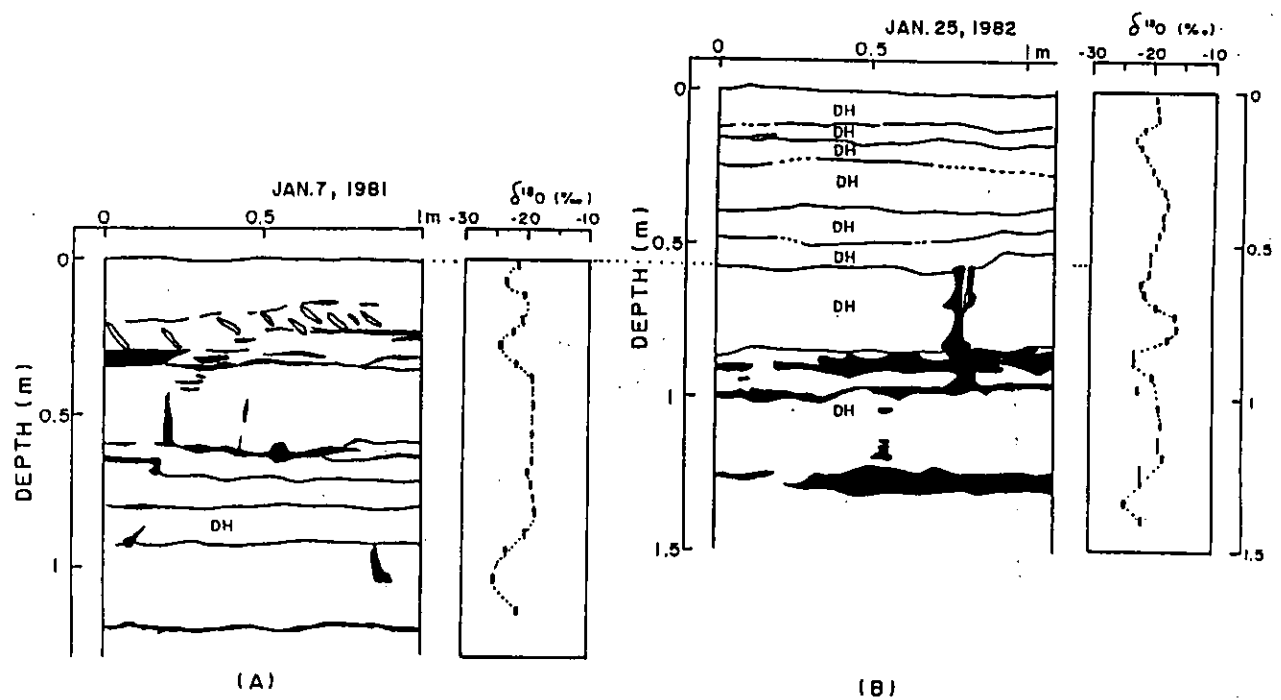


図 4.16. S16 地点の積雪断面観測による積雪層位と $\delta^{18}\text{O}$ 分布 (Satow and Watanabe, 1990)。 (A) : 1981 年 1 月 7 日、 (B) : 1982 年 1 月 25 日。 黒い部分は ice layer、ice lense や ice gland を、DH はしもざらめ雪を表す。

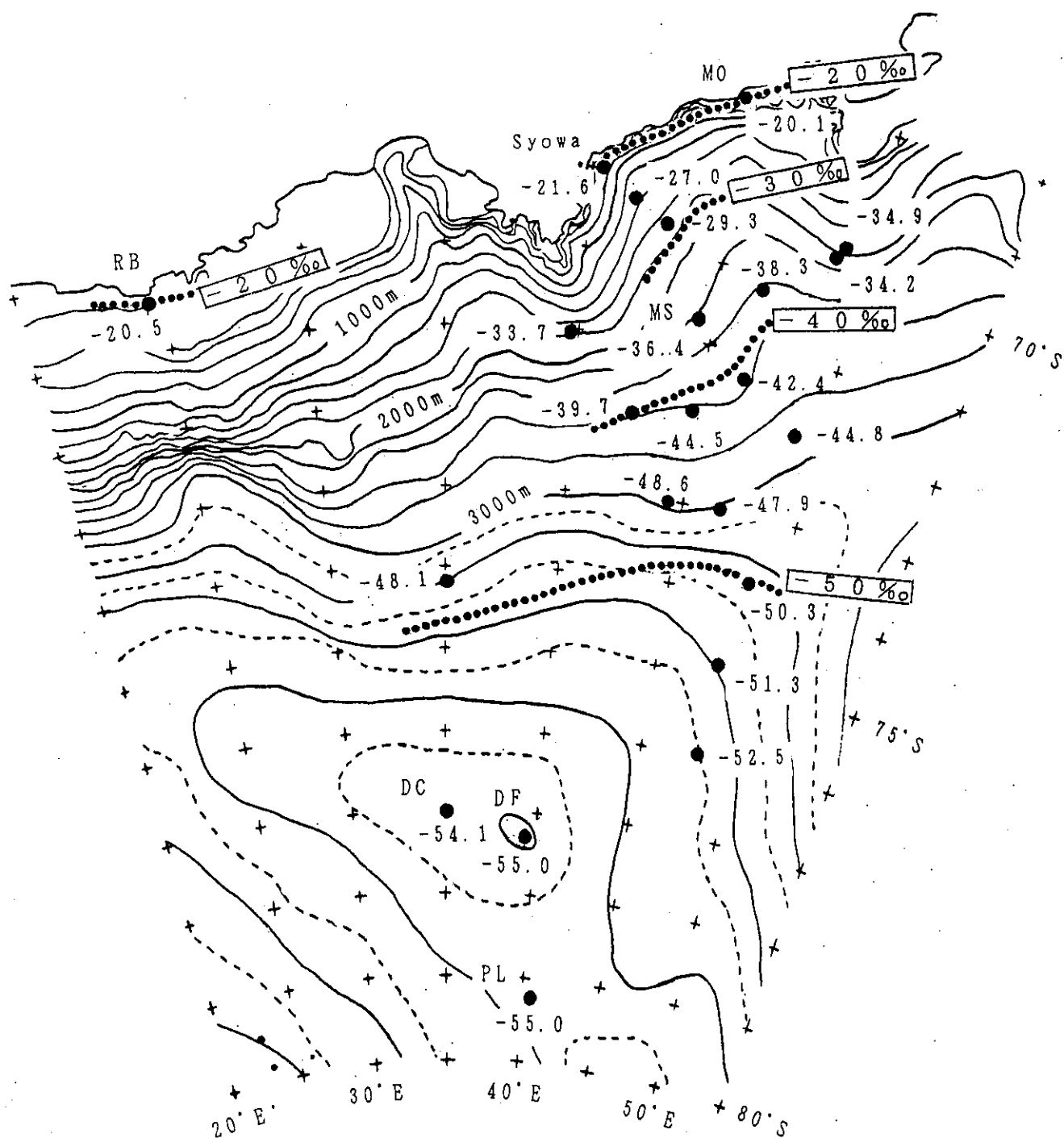


図 4.17. East Dronning Maud Land における表面積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ 分布 (Satow and Watanabe, 1992 の図を改編)。大きい黒丸は観測地点、数字は $\delta^{18}\text{O}$ 値 (‰) を示す。太い点線は $\delta^{18}\text{O}$ の 10‰ 毎の等値線を表す。実線、破線は等高線を表す。RB : Roi Baudouin Station, MO : Molodezhnaya Station, MS : Mizuho Station, DC : Dome Camp, PL : Plateau Station。

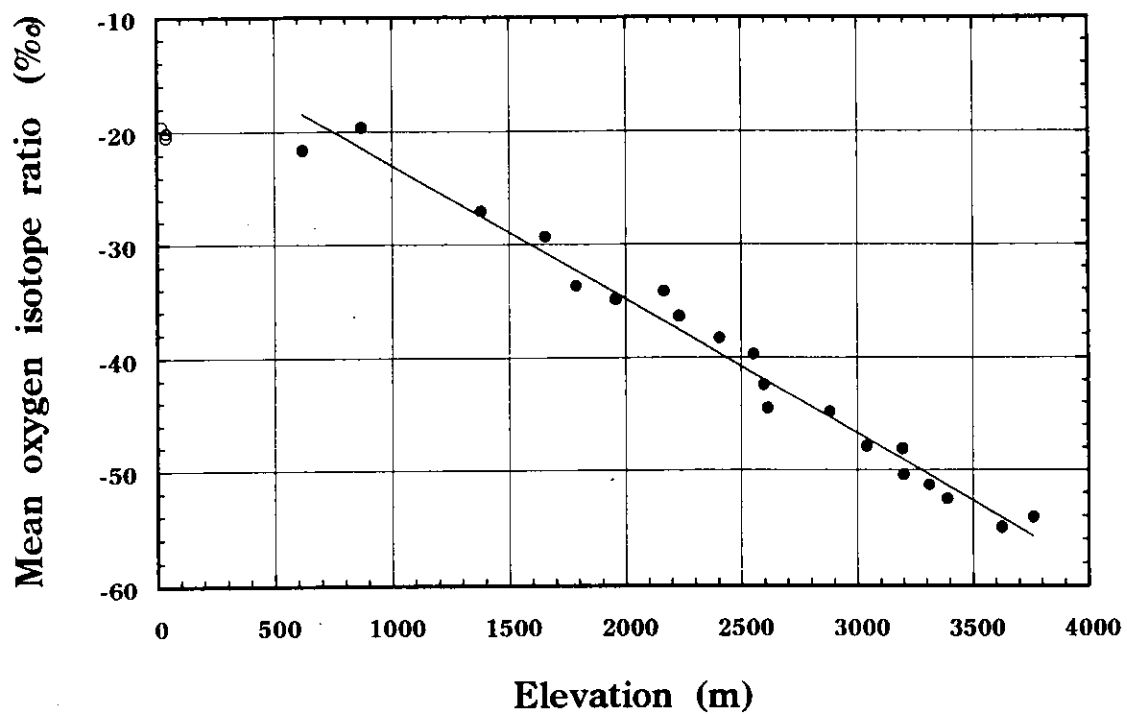


図 4.18. 氷床表面積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高との関係 (Satow and Watanabe, 1992)。直線は沿岸域の 3 地点 (図中の白丸) を除いた回帰直線を表す。

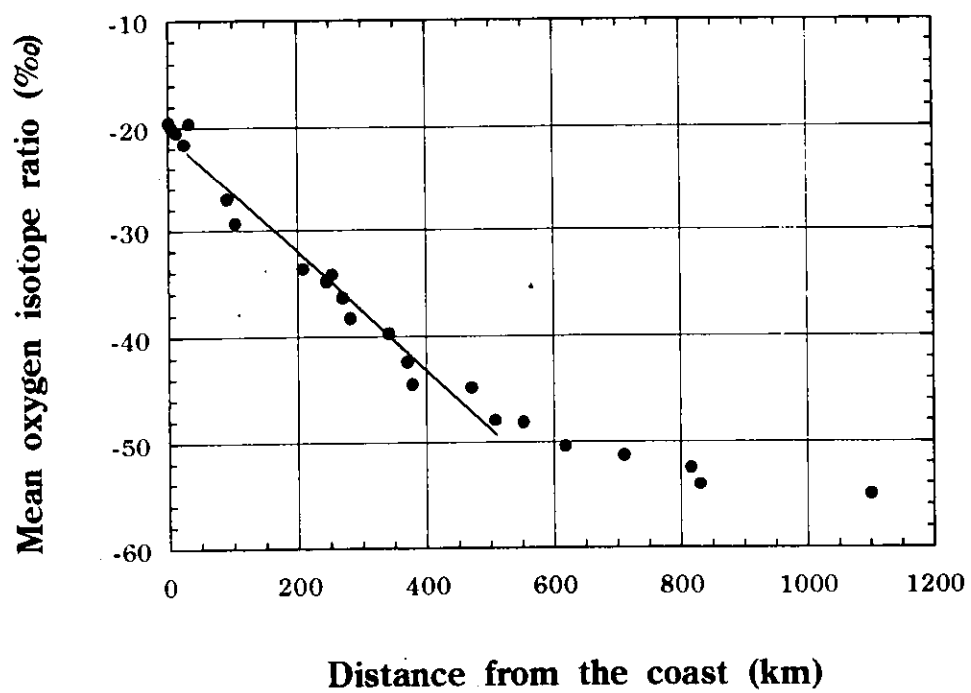


図 4.19. 氷床表面積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値と海岸からの距離との関係 (Satow and Watanabe, 1992)。直線は 450 km までの回帰直線を表す。

$$\delta^{18}\text{O} = -7.52 \times L^{0.29} \quad (R^2 = 0.97) \quad (4.2).$$

標準偏差は 2.7% であった。距離 450 km までをみると直線関係がみられ、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化率は距離 18 km につき 1% である。Koerner (1979) は Canadian Arctic Islands で距離 50 km につき 1% の $\delta^{18}\text{O}$ の変化率を得た。また Antarctic Peninsula では距離 65 km につき約 1% の $\delta^{18}\text{O}$ の変化率が得られている (Schwerdtfeger, 1975)。East Dronning Maud Land の値がその中で一番大きな変化率を示している。 $\delta^{18}\text{O}$ は、水蒸気の発生源からの距離、山岳効果による水蒸気の減少過程など途中の降水過程が関係している。

積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ を標高 (E: m) と海岸からの距離 (L: km) の 2 変数の重回帰曲線として求めると次式のようにになる。

$$\delta^{18}\text{O} = -0.0069E - 0.0126L - 18.5 \quad (R^2 = 0.98) \quad (4.3).$$

この関係より、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は標高 145 m につき 1% あるいは海岸からの距離 79 km につき 1% 減少する。図 4.19 から内陸域 450 km 以上になると、 $\delta^{18}\text{O}$ 値に対する高度の効果が沿岸域よりかなり減少していることが読みとれる。また $\delta^{18}\text{O}$ が式 (4.3) のように標高と海岸からの距離の 2 変数のみで決まると仮定すれば、East Dronning Maud Land の $\delta^{18}\text{O}$ の変化率は海岸からの距離に比較して、標高の効果が他の地域に比べて大きいと言える。

4.3. 平均 $\delta^{18}\text{O}$ と温度との関係

4.3.1 平均 $\delta^{18}\text{O}$ と氷床表面温度および接地逆転層温度との関係

平均 $\delta^{18}\text{O}$ とは今まで述べてきた 2 m ピットや 10 m 深コアの $\delta^{18}\text{O}$ の平均値である。East Dronning Land で得られた平均 $\delta^{18}\text{O}$ と 10 m 雪温で与えられる氷床表面温度 (T: °C) との関係を図 4.20 に示す。両者には次式に示すような非常に強い直線関係がある (Satow and Watanabe, 1992 ; Satow *et.al.*, 1999)。

$$\delta^{18}\text{O} = 0.852T - 7.92, \quad (R^2=0.98) \quad (4.4)$$

この式は次式に書き換えられる。

$$T = 1.17 \delta^{18}\text{O} + 9.30 \quad (4.5)$$

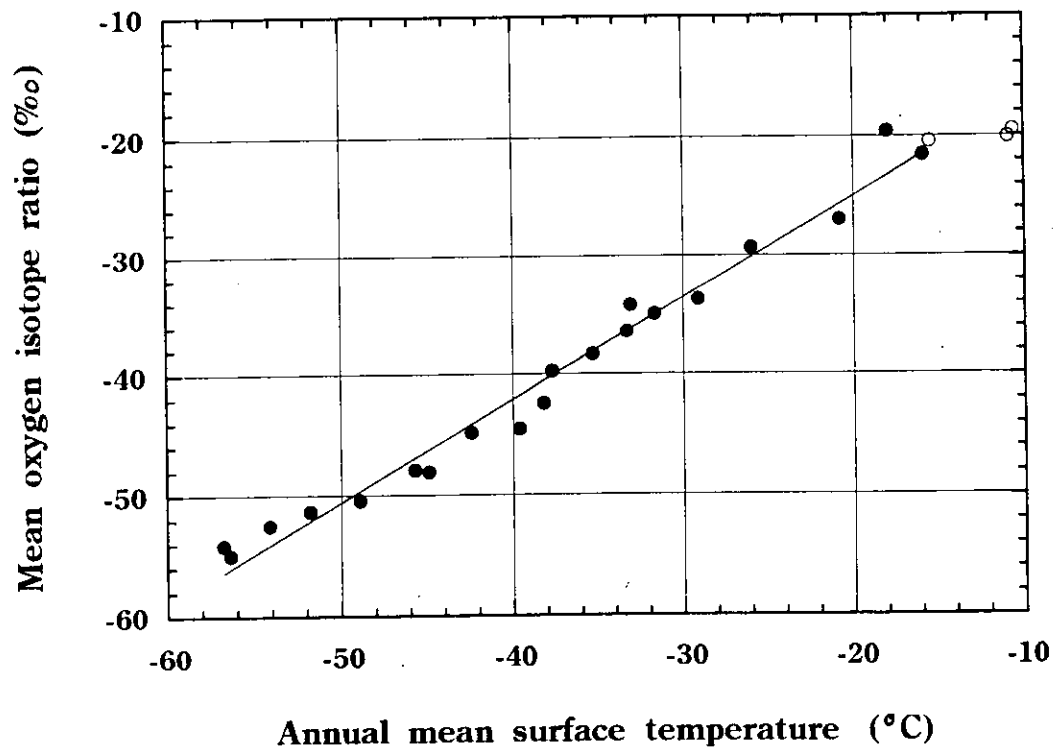


図 4.20. 平均氷床表面温度（10 m 雪温）と平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値との関係（Satow and Watanabe, 1992 の図を改編）。直線は沿岸域の 3 地点（図右上の白丸）を除いた回帰直線を示す。

南極氷床表面上は夏季の一時期を除き年間を通じて放射収支がマイナス (Yamanouchi *et al.*, 1981) で、そのため通常厚さ 300 m から 700 m 程の接地逆転層が発達している (例えば Philipot and Ziliman, 1970)。図 4.21 に氷床表面温度に対する接地逆転層の強さを示してある。表面温度が低いほど接地逆転層の強さも大きい。その関係式は次式のようになる。

$$\Delta T = -0.364T - 4.0 \quad (4.6)$$

ΔT は接地逆転層の強さ (°C) を示す。逆転層上の平均気温が雪結晶が形成される平均雲温度と同じとはいえないが、その差は大きくはない (例えば Aldaz and Deutsch, 1967)。Jouzel *et al.* (1983) は南極点で降水の安定同位体組成比と地上と 500 hpa での温度との関係を調べた。その他の観測結果からも、降水の平均凝結温度は逆転層の上限での温度に近いといえる (Robin, 1977)。そこで平均凝結雲温度と $\delta^{18}\text{O}$ との関係を、式 (4.4) と式 (4.6) から求めると次式が導かれる。

$$\delta^{18}\text{O} = 1.34T_c - 2.56 \quad (4.7)$$

ここで T_c (°C) = $T + \Delta T$ で、逆転層トップの平均凝結温度である。式 (4.7) は式 (4.4) と比較して温度変化率が大きい。次にこれらの関係を考察する。

図 4.22 の直線 A は式 (4.4) で示される積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と平均氷床表面温度の関係を表し、直線 A' は式 (4.7) で示される積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と接地逆転層の平均凝結温度の関係を表している。比較のために Dumont d'Urville St. からドーム C に至る 840 km 間についての積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と平均氷床表面温度 (10m 雪温) の関係式を直線 B で示した (Lorius and Merlivat, 1977)。本研究の East Dronning Maud Land の $\delta^{18}\text{O}$ の温度に関する変化率は 0.85‰/°C で、ウィルクスランドの線 B の 0.76‰/°C よりやや大きい。南極半島 (Antarctic Peninsula) では、0.90‰/°C の値が得られている (Peel *et al.*, 1988)。なお Robin (1983) は表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と平均氷床表面温度との関係から、氷床上の各地域の変化率は 0.6 ~ 1.0 ‰/°C にあると述べている。

また降雪の $\delta^{18}\text{O}$ と雲温度との関係は、Roi Baudouin St. では 0.9‰/°C (Picciotto *et al.*, 1960)、南極点では 1.4‰/°C (Aldaz and Deutsch, 1967) と 1.21‰/°C (Robin, 1983) が得られている。図 4.22 に南極点における降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と降雪が形成される雲温度との関係 (線 C) が書かれてある (Aldaz and Deutsch, 1967)。さらに、線 D は Aldaz and Deutsch (1967) によるモデルに基づく関係で、Roi Baudouin

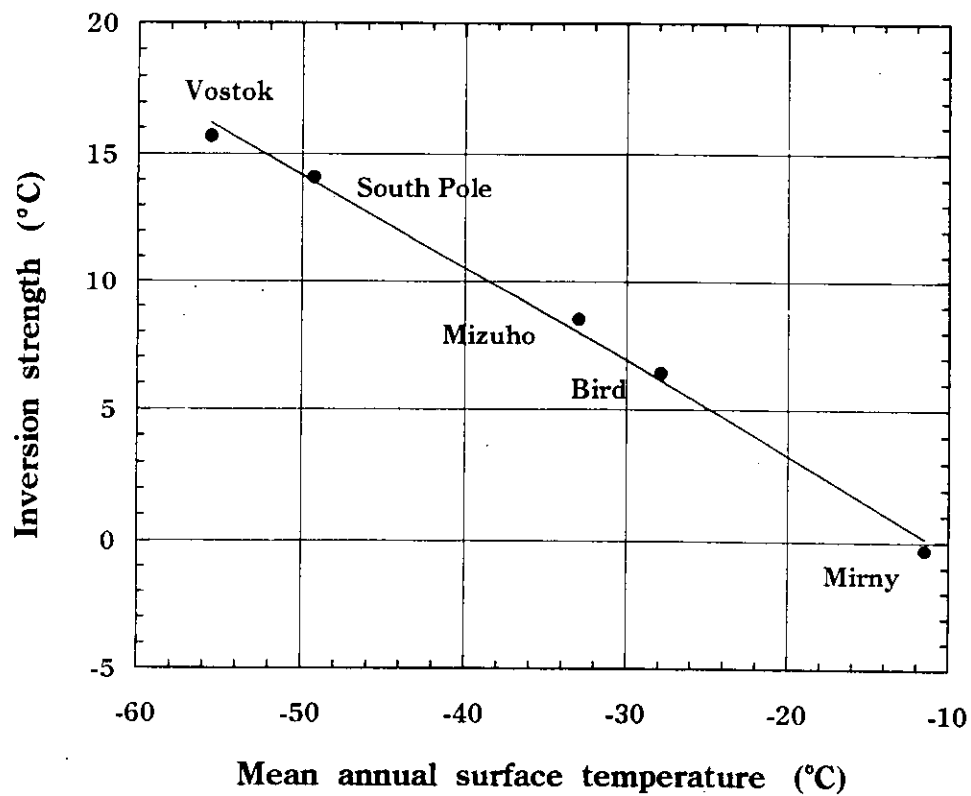


図 4.21. 平均氷床表面温度 (10 m 雪温) と接地逆転層の平均強さとの関係 (Satow and Watanabe, 1992)。みずほ基地データは Kawaguchi *et al.* (1982)、他データは Robin (1983)による。

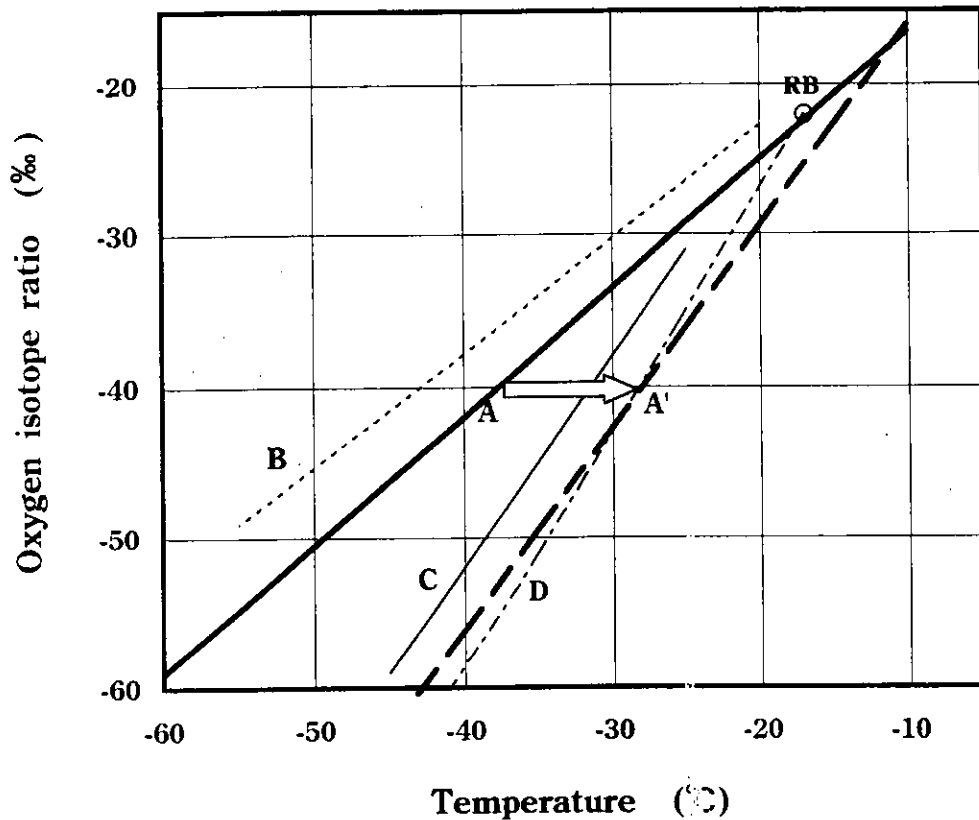


図 4.22. $\delta^{18}\text{O}$ と温度との諸関係 (Satow and Watanabe, 1992)。直線 A は回帰式 (4.4) を表している。太い点線 A' は回帰式 (4.4) と (4.6) より計算された式 (4.7) を表し、 $\delta^{18}\text{O}$ と接地逆転層直上の気温の関係を示す。点線 B は東南極の表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と 10 m 雪温との関係式を (Lorius and Merlivat, 1977)、直線 C は南極点における雲の $\delta^{18}\text{O}$ と気温の関係式 (Aldaz and Deutsch, 1967) を示す。曲線 D は Roi Baudouin Station (RB) から内陸に向かって、大気を断熱冷却による Rayleigh 凝縮過程で求めた降雪の $\delta^{18}\text{O}$ と気温の関係式を表している (Aldaz and Deutsch, 1967)。

St. から水蒸気を含んだ空気塊が、Dansgaard (1964)によって展開された Rayleigh の冷却凝結過程によって南極点まで移動するときの降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値を示している。本研究で得た直線 A' は線 C や D に近く、表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は降雪が形成される逆転層温度とより密接な関係にあるといえる。

Dansgaard (1964) は、降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値についていくつかの条件で冷却凝縮過程を述べているが、初期条件 0°C で $\delta^{18}\text{O} = 0\%$ の水蒸気が「水蒸気：氷」の平衡状態で $0^\circ\text{C} \sim -20^\circ\text{C} \sim -40^\circ\text{C}$ に大気温度が変化するとき、大気の等圧冷却過程と湿潤断熱過程について、 $\delta^{18}\text{O}$ の温度に対する変化率を計算し検討した。また凝結した降水はその系から除去されるとした。その結果、等圧冷却過程では、 $0^\circ\text{C} \sim -20^\circ\text{C}$ では $0.97\%/^\circ\text{C}$ 、 $-20^\circ\text{C} \sim -40^\circ\text{C}$ では $0.88\%/^\circ\text{C}$ を、湿潤断熱過程では $0^\circ\text{C} \sim -20^\circ\text{C}$ では $0.73\%/^\circ\text{C}$ 、 $-20^\circ\text{C} \sim -40^\circ\text{C}$ では $0.67\%/^\circ\text{C}$ を得た。

このように単純な条件での水蒸気の冷却過程における $\delta^{18}\text{O}$ の温度に対する変化率は、等圧冷却過程による空気塊からの降水の方が、断熱冷却過程のものより大きい値になるが、本地域では、線 A' の勾配 $1.3\%/^\circ\text{C}$ はかなり大きい値で、主に等圧冷却過程による降水であるといえるかもしれない。

4.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化幅の解釈

図 4.23 の左側に昭和基地、みずほ基地とプラトー基地の月平均気温の変化（実線）を示す。年間平均気温は $\overline{T_a}$ である。逆転層の凝結温度 $\overline{T_c}$ は、(4.6) 式で示した値だけ氷床表面温度より高いので図の $\overline{T_c}$ のようになる。 T_c の季節変化は点線のようになる。その温度 T_c で形成される降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は (4.7) 式に示されるので、各基地の降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の季節変化は定性的には図の右側のようになる。年間の平均 $\delta^{18}\text{O}$ は $\bar{\delta}$ で示され、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化幅は $\Delta\delta$ で示されている。

実際に本研究で扱う各地点の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変化幅が年平均氷床表面温度に対し図 4.24 に示した。この変化幅は 10% から 20% の間にある。堆積後の若干の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変質はあると思われるが、図 4.23 の右図に示した各地点の季節変化幅 $\Delta\delta$ が同じ程度であることを示唆している。図 4.24 の $\Delta\delta$ の大小は堆積環境の違いを反映しているかもしれないが不明である。

4.4. 平均 $\delta^{18}\text{O}$ と積雪量との関係

内陸域に入るほど積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は減少し、平均氷床温度は低温になり、両者は強い直線関係にある。一方、積雪量も内陸ほど減少するが、積雪の $\delta^{18}\text{O}$ とはどのような関係にあるか調べてみた。

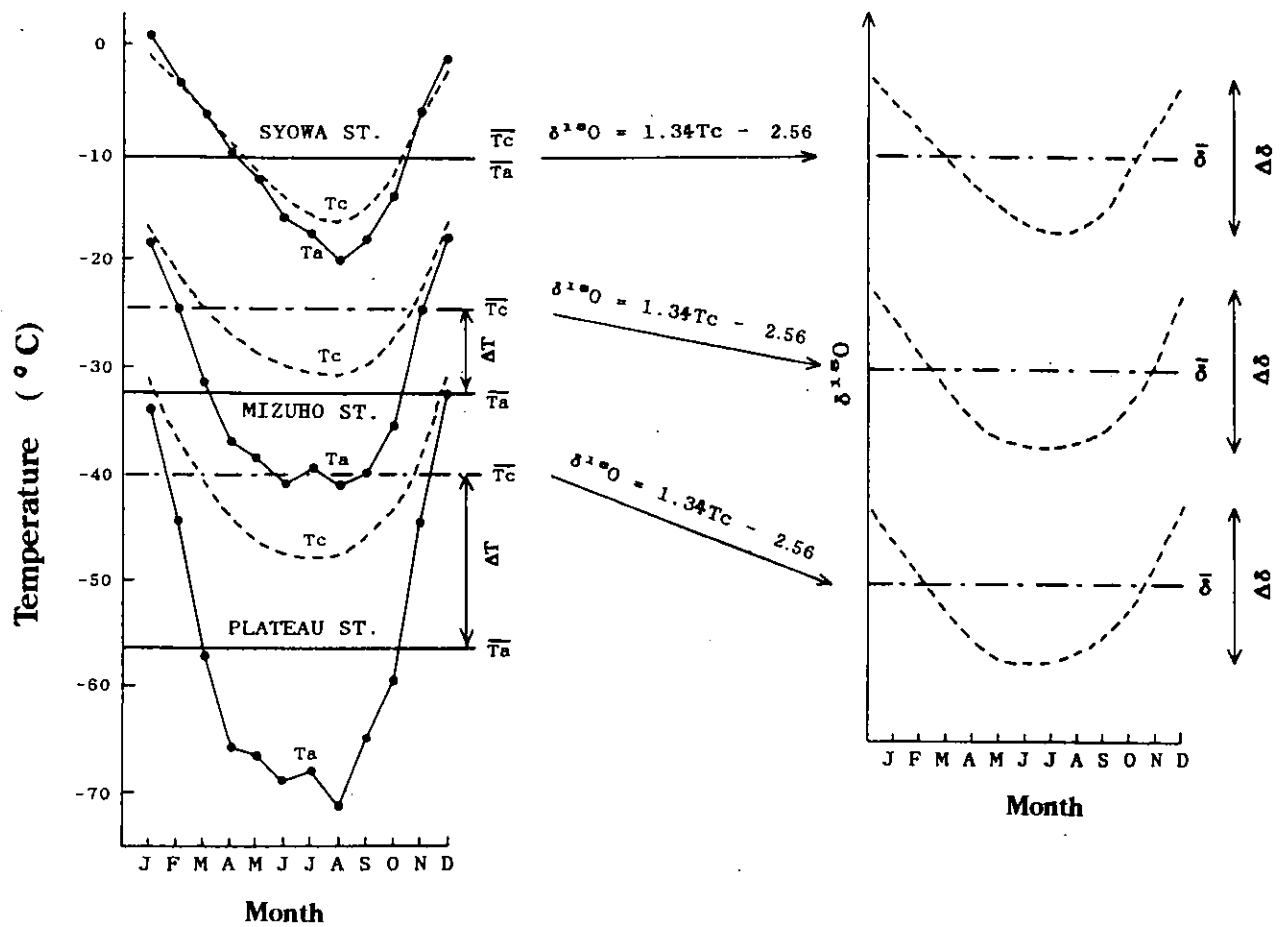


図 4.23. 積雪の $\delta^{18}O$ の季節変化幅の解釈。左側に昭和基地、みずほ基地 (Yamada *et al.*, 1974 より作製)、プラトー基地 (Schwerdtfeger, 1970 より作製) の月平均気温の季節変化 (実線) と、年平均気温 $\overline{T_a}$ を示してある。それぞれの基地の接地逆転層上の水蒸気の凝結温度は T_c (点線) で示される。この凝結温度で式 (4.7) による $\delta^{18}O$ の降水 (雪) が形成されると考えられるので、それぞれの基地の降水 (雪) の $\delta^{18}O$ の季節変化が右図のように示される。

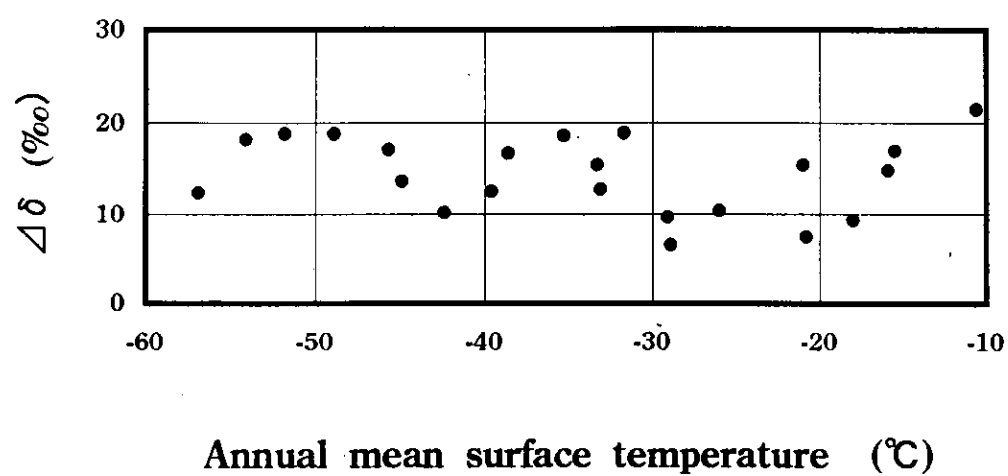


図 4.24. East Dronning Maud Land の各地点における表面積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 変化幅 $\Delta\delta$ と平均氷床表面温度の関係。

図 4.25 は沿岸からドームふじ基地に至るトラバースルートに沿って、20 km 間毎（10 地点）の平均年間積雪量（年間質量収支量：Acc）とその標準偏差を示したものである（Satow *et al.*, 1999 を改編）。また、積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と標高との関係には式（4.1）の関係がある。図 4.25 の Acc が得られた地点の積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ は、標高から式（4.1）を使用して求めた。このルート上の平均年間積雪量と積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ の関係を図 4.26 に示す。回帰式は以下ようになる。

$$\text{Acc} = 4.787 \times 10^2 \exp(0.04558 \delta^{18}\text{O}) \quad (R^2 = 0.80) \quad (4.8)$$

ここで Acc は年間積雪量 (kg m^{-2}) を示す。図 4.26 中の白丸はみずほ基地の値を示す。

次に 5.1 章で述べるように、平均年間積雪量と積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ の関係をドームふじ深層コアに適用するために、Acc と平均 $\delta^{18}\text{O}$ の関係を、ドームふじ深層コアの $\delta^{18}\text{O}$ 値の範囲（-51‰から-60‰）を考慮して、-51‰以下の地域について図 4.27 に示した。-51‰以下の地域は、標高 3300 m 以上の地域に対応している。回帰式は以下ようになる（Satow *et al.*, 1999）。

$$\text{Acc} = 1.104 \times 10^5 \exp(0.1462 \delta^{18}\text{O}) \quad (R^2 = 0.75) \quad (4.9)$$

Watanabe *et al.* (1997) は、ドームふじ基地の積雪の平均年間積雪量を 2.5 cm ～3.0 cm 水当量と推定した。また Ageta *et al.* (1989) はドームふじ基地に近いドームキャンプ（南緯 77 度 1 秒、東経 35 度、海拔高度 3761 m）で 5 m 深ピットのトリチウム解析により 1966 年から 1985 年間の平均年間積雪量として 3.2 cm 水当量の値を得た。図 4.27 中の白丸印はドームキャンプの値を示している。

また式（4.4）と式（4.9）から、年間積雪量 Acc (kg m^{-2}) と氷床表面温度 T ($^{\circ}\text{C}$) の関係が次式のように導かれる。

$$\text{Acc} = 3.47 \times 10^4 \exp(0.125T) \quad (4.10)$$

ドームふじ基地の T を -57.3°C として式（4.10）より求めると、Acc は 27 kg m^{-2} （水当量：2.7 cm）となり、実際の観測値に近い値を示す。

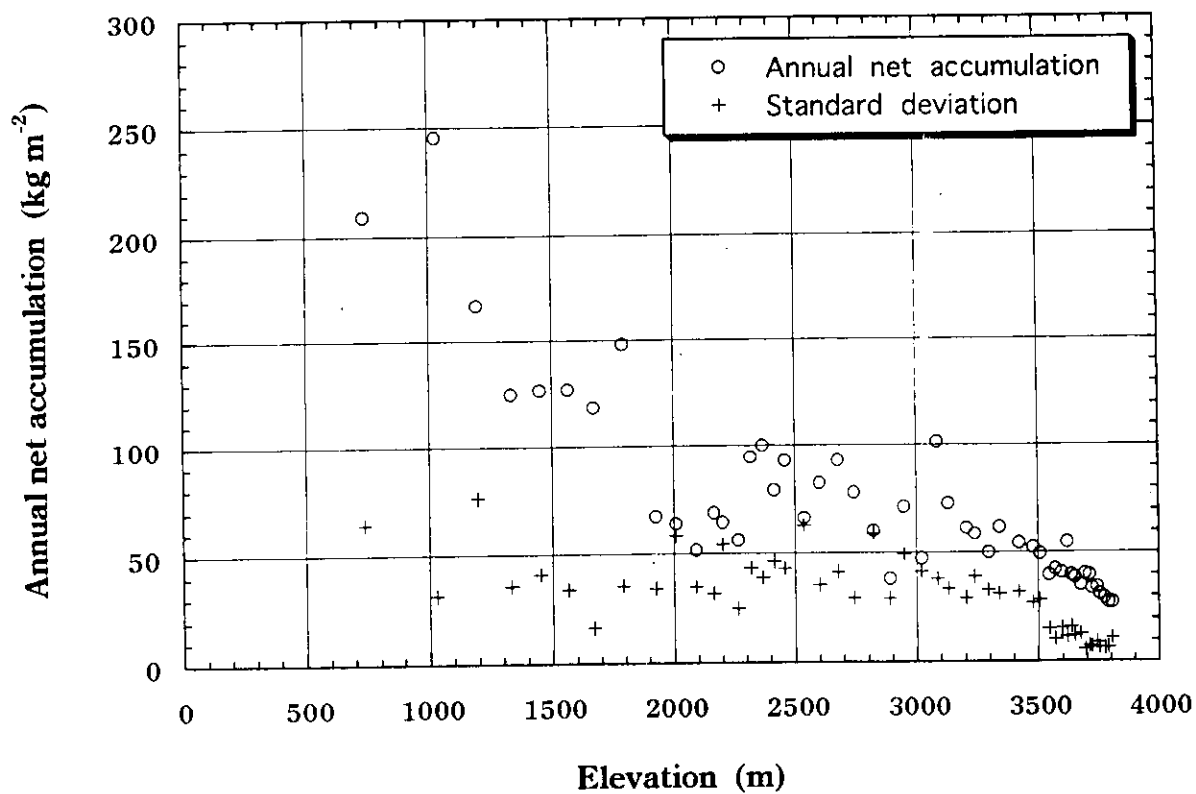


図 4.25. S-H-Z-MD ルート上の積雪の平均年間積雪量と標高との関係 (Satow *et al.*, 1999 を改編)。白丸印は 20 km 間 (10 雪尺観測点) 毎の平均年間積雪量を、プラス印は 10 地点の平均年間積雪量の標準偏差を表す。データは 1992 年から 1996 年の観測による。

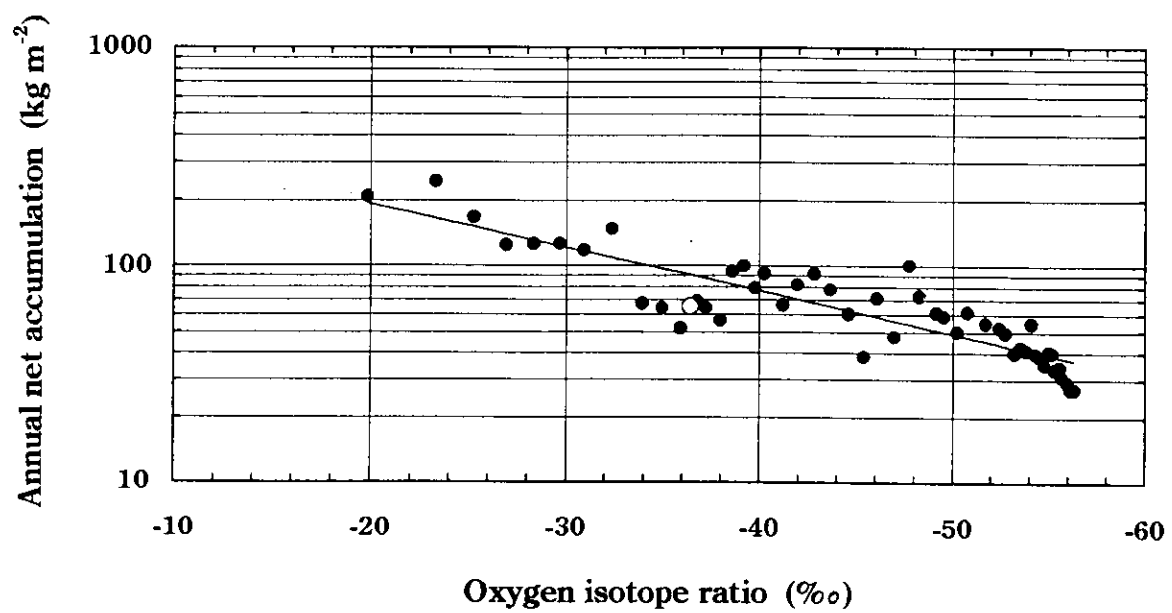


図 4.26. 氷床上の平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値と平均年間積雪量との関係。黒丸は S-H-Z-MD ルート上 20 km 間毎の積雪の平均年間積雪量を、白丸は みずほ基地の値を示す。直線は回帰式 (4.8) を示している。

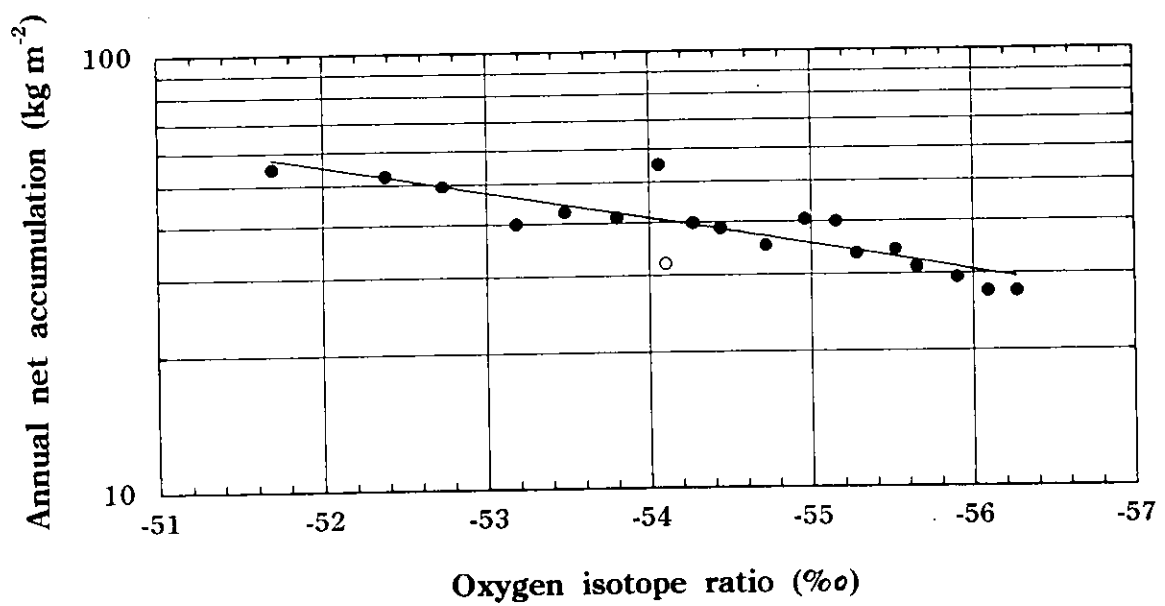


図 4.27. 氷床上の $\delta^{18}\text{O}$ が -51‰ 以下の地域での積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値と平均年間積雪量との関係 (Satow *et al.*, 1999)。黒丸は MD ルート上 20 km 毎の積雪の平均年間積雪量を、白丸は ドームキャンプの値 (Ageta *et al.*, 1989 ; 上田ら, 1991) を示す。直線は回帰式 (4.9) を示している。

5. 積雪の地域特性の深層コア編年への適用

5.1. ドームふじ深層コアの積雪量変動と年代の推定

積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と平均氷床温度には式(4.4)のような関係があることから、極域で掘削して得られた雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ 分布から、過去の気候変動の復元が行われてきた。その際、重要なことは雪氷コアの年代の決定である。雪氷コアの年層が認識できるときはそれを数えるやり方、放射性同位体による絶対年代から知る方法、核実験や火山爆発などのタイムマーカーにより年代を知る方法、現在の積雪量と氷河氷床の流動理論から深さ年代を知る方法等がある(藤井、1995)。

日本南極観測隊によってドームふじ基地(南緯77度19分1秒、東経39度42分12秒、海拔高度3810 m)で2503 m深の深層コアの掘削に成功した(Dome-F Deep Coring Group, 1998)。ここでは4.4章で現在の空間分布から得た積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と積雪量との関係式(4.9)が、ある地点(ここではドームふじ基地)の過去からの時間変化にも成立していたと仮定すると、深層雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ から、その地点の過去の年間積雪量を計算し、雪氷コア年代を推定することが可能である。

ドームふじ深層コアのタイムスケールが式(4.9)と氷床流動の定常状態モデル(Dansgaard and Johnsen, 1969)を使用して計算された(Watanabe *et al.*, 1999b)。氷厚として3028 m、shear layer厚として1200 mを使用した。表面近くの空気量は35.6 mとした。鉛直ひずみ率は氷厚を積雪涵養量で一定に保つように変化する。こうして計算された年代に対する $\delta^{18}\text{O}$ 変動が求められた(図5.1)。図の右軸が $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す。コア最深部の2500 mの年代はおよそ33万年前となる。3サイクルの氷期-間氷期の変動が得られた。

ドームふじコアから得られた氷期-間氷期の特徴は、間氷期が短く、氷期が長いことである。また、長い氷期の間でも、亜氷期、亜間氷期の寒暖の大きな変動が何回か起こっている。サイクルの様子はポストーク基地で得られたコア(Petit, *et al.*, 1999)に類似しているが、異なるところも多い。ドームふじ基地は氷床上の頂上にあり、ここで得られた雪氷コアは、リッジBから300 kmの地点にあるポストークコアと比較して、流動の影響をほとんど考慮しなくてもよいので、はるかに良質のコアといえる。ドームふじコアの時間軸が確定したので、この深層コアの多くの物理的性質、化学的性質の議論の基となり、今後の多く

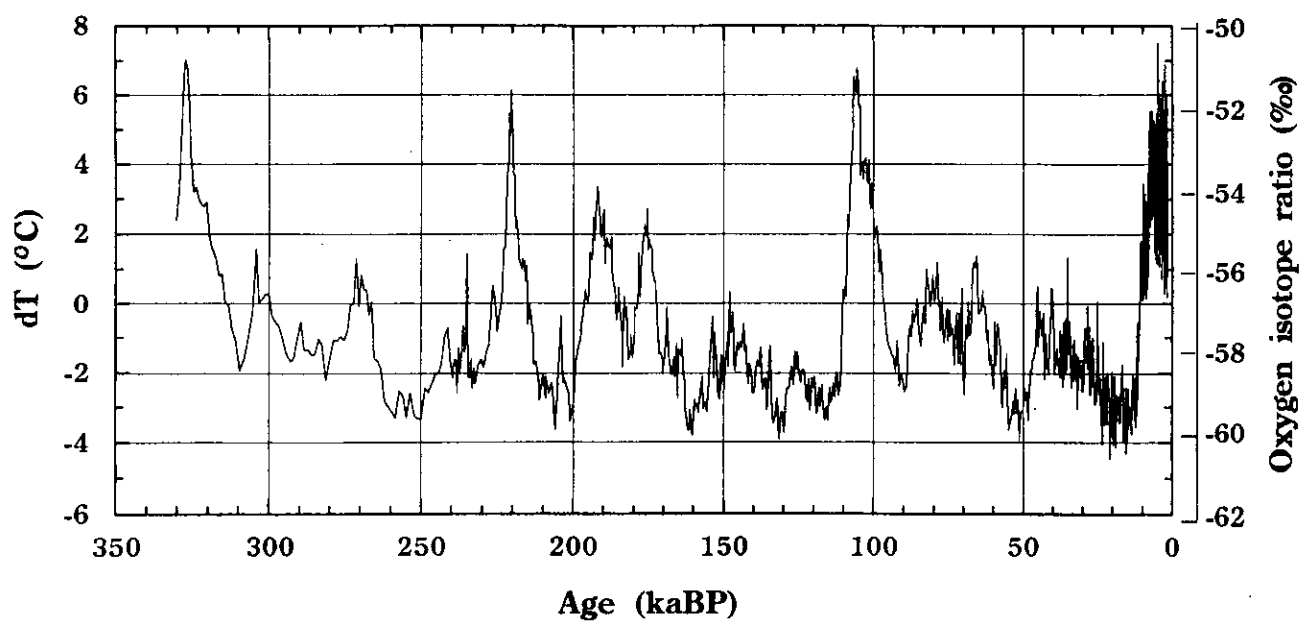


図 5.1. 過去 33 万年のドームふじ氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ と氷床表面温度の変動。
 右軸に $\delta^{18}\text{O}$ 値を、左軸に式 (4.5) による温度で、現在の平均温度 -57.3°C との差を示している

の解析成果が期待される。

ここでは、次にドームふじコアの $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動プロファイル、つまり温度変動について述べる。

5.2. ドームふじの温度変動の推定

4.3 章で現在の空間分布から得られた氷床上の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と氷床表面温度の関係が、過去から現在までの時間変化にもドームふじ基地周辺で成り立つと仮定して、式 (4.5) を用いてドームふじコアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから氷床表面温度の変動が得られた (図 5.1)。図の左軸は現在の平均温度 -57.3°C からの差を示している。いくつかの興味ある点がみられる。11 万年程度の明瞭な周期で氷期 - 間氷期が繰り返されている。間氷期の長さは氷期に比べて短く、せいぜい 2 万年程度である。氷期と間氷期の間の温度差は約 10°C 程度で、北極域のグリーンランドコアのよるもの (Dansgaard and Oeschger, 1989) と同程度の差を示している。長い氷期中でも、寒暖の差が 4°C から 6°C 近い変動もみられる。また氷期中の特に最後の氷期と 2 番目の氷期中の寒暖変動の様子が非常に類似した傾向を示している。

5.3. 過去 33 万年の温度変動の周期性

約 33 万年前から現在にいたるドームふじコア $\delta^{18}\text{O}$ 変動の卓越周期を検出するため、最大エントロピー法 (MEM) によるスペクトル解析を行った。図 5.2 はスペクトル解析結果で、上図は 33 万年に対する周波数によるパワースペクトル分布を、下図は周期によるパワースペクトル分布を示す。大きな 2 つの卓越周期がみられ、約 11.3 万年と 4.3 万年を表している。これは氷期のサイクルを述べたミランコヴィッチの天文学説の地球の公転軌道の離心率変動の周期：約 10 万年と地球の地軸の傾斜変動の周期：4.1 万年に対応するものと思われる。

間氷期を境にして過去 3 つの氷期についてそれぞれスペクトル解析を行った結果を図 5.3 に示す。上から現在に近い氷期から順に示した。現在に近い最終氷期で 12.2 万年、3.3 万年、1.9 万年の、2 番目の氷期で 11.3 万年、3.9 万年、2.3 万年の、3 番目の氷期で 11.6 万年、5.1 万年、2.7 万年の卓越周期が得られた。それぞれの氷期の卓越周期はミランコヴィッチ・サイクルの地球公転軌道の離心率変動の周期の 10 万年に、2 つめは地軸の傾斜変動の周期の 4.1 万年に対応し、3 つめは地球地軸の歳差周期 2.3 万年および 1.9 万年に対応するものと考えられる。

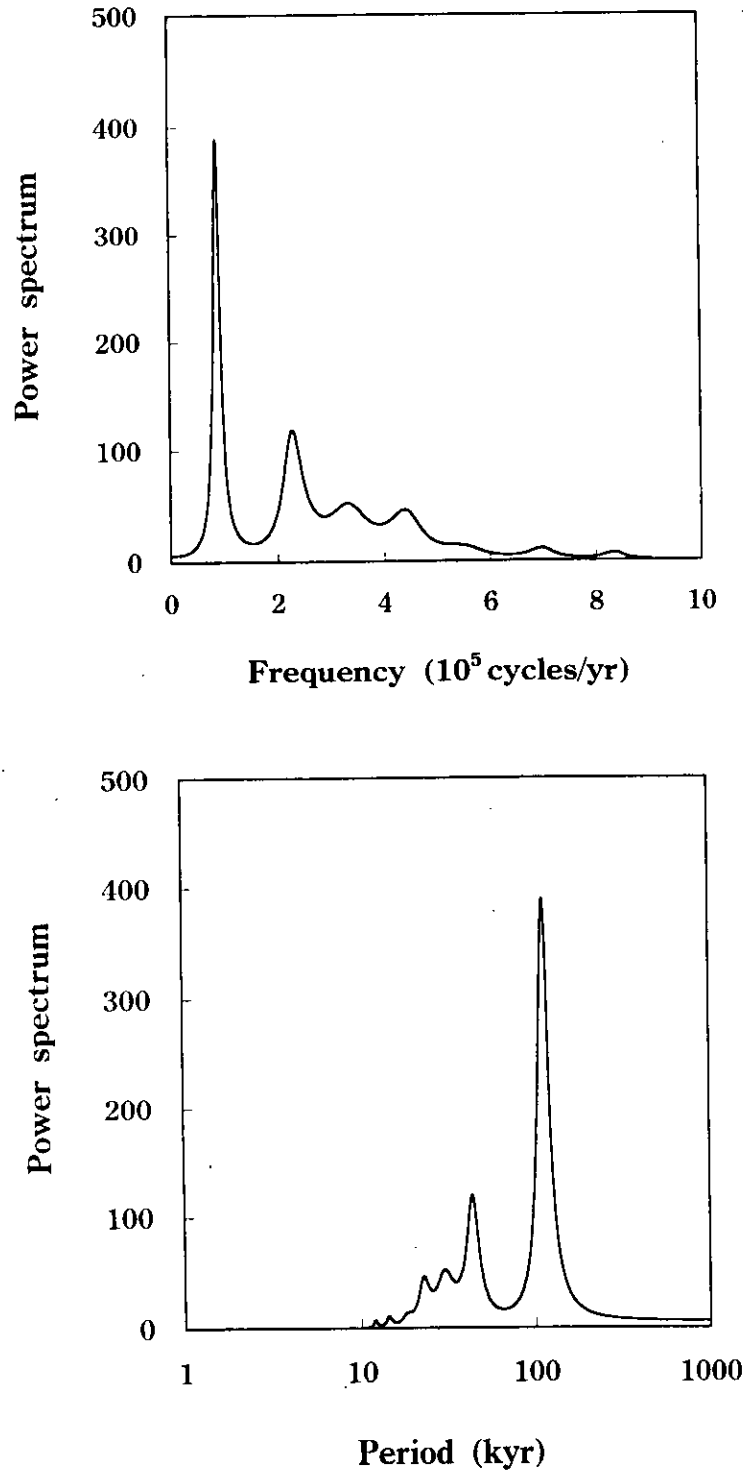


図 5.2. ドームふじ深層コアの $\delta^{18}\text{O}$ の 33 万年変動のパワースペクトル分布。
上図は 33 万年内の周波数に対するスペクトル分布を、下図は周期に対するスペクトル示す。縦軸単位は任意である。

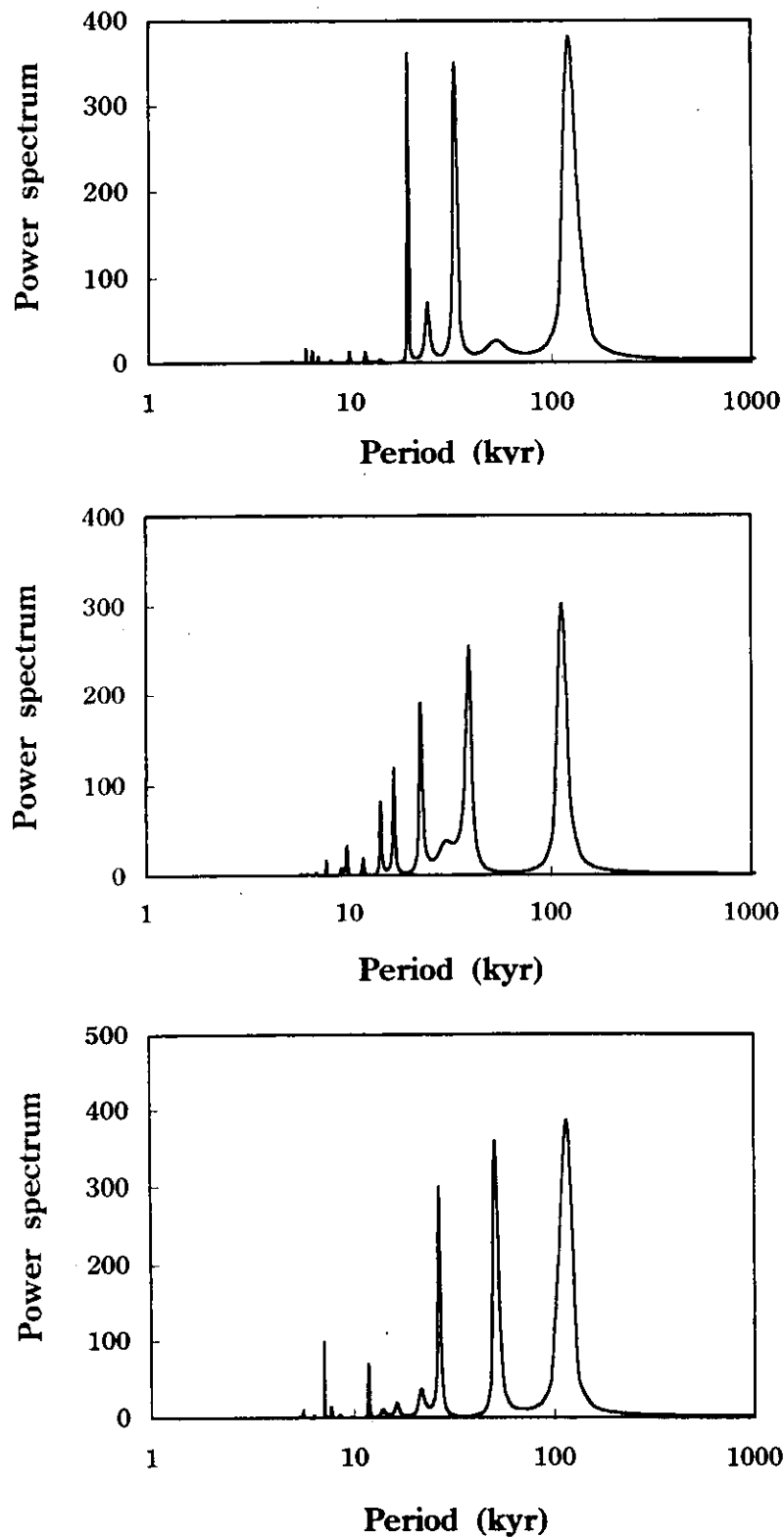


図 5.3. 過去 3 回の氷期毎のパワースペクトル分布。上図から順に、現在に近い氷期について、中図に 2 番目の氷期について、下図に 3 番目の氷期についてのパワースペクトル分布を示す。

次に年代の違いによる周期の変化をみるため、現在から 1 万年毎に 13 万年間のスペクトル解析を行った。結果を図 5.4 に示す。各年代において 1 つから 4 つの卓越周期がみられる。縦軸は最大値を 1 とした相対スペクトル密度を表し、値が 0.4 以上の卓越周期を年代毎に整理したものを表 5.1 に示す。周期の値から 5 つの卓越周期がみられるが、表の下方に示した平均値で 10.9 万年、4.0 万年、2.4 万年および 1.9 万年である。ミランコビッチ・サイクルの 4 つの周期の 10 万年、4.1 万年、2.3 万年および 1.9 万年に非常に近い値を示している。

10 万年に近い周期の年代による変動の傾向は、現在から過去に順に小さい周期と大きい周期と繰り返して変動している。また 4.1 万年と 2.3 万年に近い周期の年代による変動傾向は、現在から過去に概ね小さい周期から大きい周期へと変動している。これらの傾向は、実際の周期の変動傾向を示しているか、あるいはコア年代の推定方法の不確定さを反映しているかもしれない。

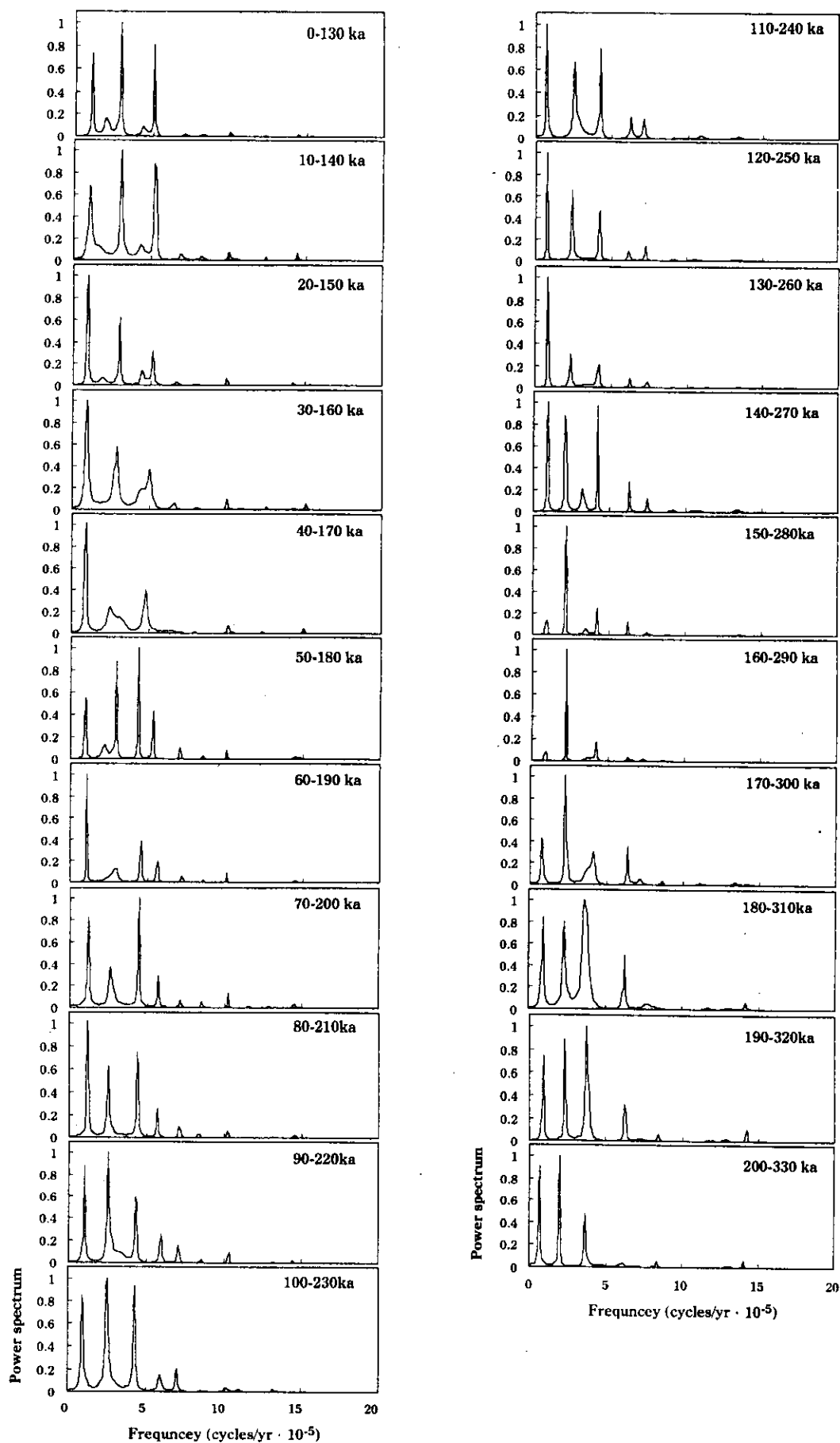


図 5.4. 現在から過去 33 万年間の、1 万年毎の 13 万年間隔についてのドーム
ふじ深層コアの $\delta^{18}\text{O}$ 変動のパワースペクトル分布。縦軸は最大値を 1
とした相対スペクトル密度を表す。

表 5.1. 13 万年間隔のドームふじ深層コアの $\delta^{18}\text{O}$ 変動のスペクトル解析 (MEM 法) による卓越周期。各年代で 1~4 つの卓越周期 (表の(1)~(4)) がある。

年代 (kyr)	卓越周期 (kyr)				
	(1)	(2)-1	(2)-2	(3)	(4)
0-130	92.3		34.1		19.6
10-140	96.1		32.5		19.1
20-150	107.6		33.3		19.4
30-160	106.6		35.0		19.9
40-170	108.5				20.9
50-180	105.4		34.1	22.8	18.8
60-190	92.4			22.0	
70-200	85.1	37.9		22.4	
80-210	85.2	39.4		22.7	
90-220	99.4	39.2		23.1	
100-230	106.2	39.4		22.8	
110-240	142.1	39.2		23.6	
120-250	128.7	41.6		23.2	
130-260	117.1				
140-270	107.5	47.7		23.6	
150-280		46.3			
160-290		44.7			
170-300	125.2	43.1			
180-310	108.0	43.2		27.3	16.0
190-320	108.5	43.0		26.5	
200-330	144.6	50.3		27.2	
平均	108.8	42.7	33.8	23.9	19.1
		40.2			

6. 結論

本研究では、南極氷床の East Dronning Maud Land の気候学的・雪氷学的諸過程を解析し、この地域の雪氷環境について以下の諸点が明らかになった。

1. 南極氷床の 10 m 深の雪温が、その場所の年平均氷床表面温度に等しいことを示し、気候値としての氷床表面温度の空間分布について、次のような点を明らかにした。
 - 1.1) 年平均気温が -30°C 以下の高所の内陸域では、年平均氷床表面温度は地上気温より低く、それは氷床内陸部の接地逆転層の強さを反映している。
 - 1.2) 年平均氷床表面温度の標高および海岸からの距離との関係を導き、East Dronning Maud Land における年平均氷床表面温度の分布図を作成した。平均氷床表面温度の分布と標高等高線のずれから、氷床表面の尾根と谷などの表面形態の違いが、地域的な気候形成に影響していることを示唆している。
 - 1.3) 衛星画像の輝度温度と年平均氷床表面温度の関係から、標高の低い一部の地域を除き、衛星画像データより平均氷床表面温度分布の推定が可能である。
2. 氷床上の積雪量分布から以下のような点を明らかにした。
 - 2.1) 積雪表面密度は沿岸域より内陸域に入ると増加するが、更に内陸域に入ると減少するという地域特性を有し、積雪深と密度分布から年間積雪量を算出した。積雪量は沿岸域の $250 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ から内陸域にかけて変動しながら $25 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ に減少する。
 - 2.2) 標高 1800 m 以下の沿岸域について、1968 年から 1996 年に至る 29 年間の年間積雪量の変化は、1968 年から 1987 年まで増加傾向に、それ以降 1996 年まで減少傾向にある。
 - 2.3) 積雪量の変化が表面起伏因子による要因と気候因子による要因について解析し、沿岸域ほど気候的因子による寄与が大きく、内陸域ほど表面起伏因子の寄与が増す。
3. 積雪の酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) 分布について次の点を明らかにした。
 - 3.1) 堆積後の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の変質について、積雪層内部の温度勾配下における水分子の同位体分別による組成の変動傾向を実験で明らかにし、表面積雪層の $\delta^{18}\text{O}$ 変質モデルを提出した。そのモデルから堆積直後の積

- 雪の $\delta^{18}\text{O}$ 分布が温度勾配のタイプで種々に変化することが伺える。
- 3.2) 浅層雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの解析から年間積雪量の経年変化を見いだした。そして年間積雪量、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の年最高値および $\delta^{18}\text{O}$ の年変動幅の経年変化から約 5 年の卓越周期を検出した。
 - 3.3) 積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と標高および海岸からの距離との関係を見いだし、East Dronning Maud Land における積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ の分布図を作成した。
 - 3.4) 積雪の平均 $\delta^{18}\text{O}$ と年平均氷床表面温度、接地逆転層温度および積雪量との関係を導いた。
4. ドームふじ基地で掘削して得られた 2500 m 深の雪氷コアに、現在の積雪の空間分布特性をもつ雪氷環境が過去のドームふじ基地にも適用できるという仮定のもとに次の点を明らかにした。
- 4.1) ドームふじ深層コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから、過去の積雪量を推定し、さらに氷床の定常流動モデルから年層厚を求め、ドームふじ深層コアの年代を推定した。
 - 4.2) ドームふじコアの $\delta^{18}\text{O}$ と平均氷床表面温度との関係から過去 33 万年の気候（温度）変動を復元した。その様子から過去 3 回の氷期 - 間氷期が 11 万年程度で繰り返されている。間氷期はせいぜい 2 万年程度である。氷期と間氷期の温度差は 10°C 程度だが、氷期中でも寒暖の差が 4°C から 6°C 程の変動も見られる。最後の氷期中とその 1 つ前の氷期中の寒暖の変動の様子は非常に類似している。
 - 4.3) 氷期 - 間氷期を説明するミランコヴィッチの地球の公転軌道の離心率の変動周期の 10 万年、地軸の傾斜の変動周期の 4.1 万年および地軸の歳差周期の 2.3 万年と 1.9 万年に近い卓越周期をドームふじコアの気温変動から検出した。

以上、本研究は南極 East Dronning Maud Land における 10 m 雪温、積雪量および積雪の酸素同位体組成の空間分布や時間変動などの積雪特性を解析し、雪氷環境とその変動を明らかにした。そして得られた現在の雪氷環境をドームふじコアの過去 33 万年におよぶ古環境復元に適用し、その変動特性の解明を試みた。

謝辞

本研究は以下の多くの方々の協力と助言によって、研究生活を続けることができ、そしてまとめることができました。

第 15 次南極地域観測隊に最初に参加する時から、これまでの多くの共同研究と本研究のまとめまで、特に国立極地研究所の渡邊興亜教授から始終暖かい励ましと援助をいただきました。心からお礼申し上げます。

国立極地研究所の藤井理行教授、神山孝吉教授、山内恭教授、本山秀明助教授、古川晶雄助手、名古屋大学大気水圏科学研究所の上田豊教授、中尾正義助教授、北見工業大学の庄子仁教授から、論文内容へのと貴重な助言とデータ提供の多大な援助をいただきました。

南極現地での観測調査には第 15 次南極地域観測隊の村越望隊長以下、渡邊興亜さん、五十嵐高志さん、井上雅之さん、他隊員の皆様、第 22 次南極地域観測隊の吉田栄夫隊長以下、故井上治郎さん、西村寛さん、他隊員の皆様から惜しめない協力と援助をいただきました。南極の雪氷気象研究については故和達清夫先生、若濱五郎先生（北海道大学名誉教授）、新潟大学の小林俊一教授、北海道大学の石川信敬助教授、成田英器助教授、山田知充助教授、河村俊行助手、千葉大学の西尾文彦教授、北見工業大学の高橋修平教授、北陸農業試験場の横山宏太郎氏に多くのアドバイスと励ましをいただきました。

雪氷研究を始めた京都での学生時代に、中島暢太郎先生（京都大学名誉教授）をはじめとする当時の京都大学防災研究所災害気候部門の故樋口明生先生、故後町幸雄先生、田中正昭先生、故枝川尚資さん、多河英雄さん、先輩の故井上治郎さん、高橋正和さん、同僚の安成哲三さんの皆様には惜しめない理解と励ましをいただきました。

実際の雪氷学の手ほどきは樋口敬二先生（名古屋大学名誉教授）をはじめとする当時の名古屋大学水圏科学研究所水圏物理学部門の（敬称を略させていただきます）渡邊興亜、前晋爾、山本勝弘、牛木久雄、長谷美達雄、奥平文雄、上田豊、森林成生、藤井理行、名越昭男、大畑哲夫、小玉秀男、田中洋一、池上宏一、伏見碩二の皆様や岩田修二氏（東京都立大学教授）から受け、日本の雪渓調査やネパール・ヒマラヤ氷河学術調査で雪氷研究の基礎を教えていただ

きました。

雪氷研究ではさらに北極域の氷河学術調査で国立極地研究所の藤井理行教授、神山孝吉教授、北海道大学の河村俊行助手、新潟大学の和泉薫助教授、北見工業大学の榎本浩之助教授、亀田貴雄講師、(株)地球工学研究所の高橋昭好さんに厳しい自然環境の中、助けていただき一緒に現地調査を遂行できました。

パタゴニア氷床学術調査では、北海道大学の成瀬廉二助教授、筑波大学の安仁屋政武教授から貴重な現地調査をさせていただきました。

このように南極をはじめとする雪氷研究を今日まで可能にさせていただいたのもこれらの先輩、同輩、後輩の多くの方々によるものです。そして暖かい物心両面の援助と支えによって本研究をまとめることができました。心から感謝の意を表します。

最後に、この研究生生活を裏から支えてくれた妻喜久子と3人の子供 陽滋、美菜子、悠理子、そして亡き父、母、兄、姉、弟に感謝します。

文献

- Ageta, Y., Kamiyama, K., Okuhira, F. and Fujii, Y. (1989): Geomorphological and glaciological aspects around the highest dome in Queen Maud Land, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **2**, 88-96.
- 上田豊・神山孝吉・成田英器・佐藤和秀 (1991): 南極氷床の異なった堆積環境における積雪の酸素同位体プロファイル. *南極資料*, **35**, 36-46.
- Ageta, Y., Kikuchi, T., Kamiyama, K. and Okuhira, F. (1987): Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 5, 1985. *JARE Data Rep.*, **125** (Glaciology 14), 71p.
- Ageta, Y. and Watanabe, O. (1972): Net accumulation of snow by stake measurements in Mizuho Plateau, East Antarctica, 1968-1971. *JARE Data Rep.*, **17** (Glaciology 1), 38-47.
- Aldaz, L. and Deutsch, S. (1967): On a relationship between air temperature and oxygen isotope ratios of snow and firn in the South Pole region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 267-273.
- Azuma, N., Kameda, T., Nakayama, Y., Tanaka, Y., Yoshimi, H., Furukawa, T. and Ageta, Y. (1997): Glaciological data collected by the 36th Japanese Antarctic Expedition during 1995-1996. *JARE Data Rep.*, **223** (Glaciology 26), 83p.
- Benson, C. S. (1962): Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment (USA SIPRE) Research Report, **70**, 93pp.
- Bogoslovski, V. N. (1958): The temperature conditions (regime) and movement of the Antarctic glacial shelf. Symposium of Chmonix, Physics of the Movement of the Ice. Louvain, Etablissements Ceuterick, 287-305 (IASH Publ., **47**).
- Bryazgin, N. N. (1987): Method of preparing monthly charts of atmospheric precipitation in Antarctica. In Dolgin, I. M., ed. *Climate of Antarctica*. Rotterdam, A.A.Belkema, 109-116.
- Cameron, R. L. (1964): Glaciological studies at Wilkes Station, Budd Coast, Antarctica. Antarctic snow and ice studies, ed. by M. Mellor. Washington, D. C., Am. Geophys. Union, 1-36 (Antarct. Res. Ser., **2**).
- Craig, H. (1961): Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**, 1833-1834.
- Dalrymple, P. C. (1966): A physical climatology of the Antarctic Plateau. Studies in Antarctic Meteorology, ed. M. Mellor. Washington D.C., Am. Geophys. Union,

- 195-231 (Antarct. Res. Ser., **9**).
- Dalrymple, P. C., Leatau, H. H. and Wollaston, S. H. (1966): South Pole micro-meteorology program: Data Analysis. *Antarct. Res. Ser.* **9**; *Studies in Antarctic Meteorology*, ed. by M. J. Rubin, Am. Geophys. Union, Washington, 13-57.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Dansgaard, W. and Johnsen, S. J. (1969): A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J. Glaciol.*, **8**, 215-223.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Gundestrup, N. (1973): Stable isotope glaciology. *Medd. Grønland*, **197**, 53p.
- Dansgaard, W. and Oeschger, H. (1989): Past environmental long-term records from Arctic. In Oeschger, H. and Langway, C. C., Jr. (Ed.), *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, John Wiley and Sons, Chichester, 287-318.
- Dome-F Deep Coring Group (1998): Deep ice-core drilling at Dome Fuji and glaciological studies in east Dronning Maud Land, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **27**, 333-337.
- Drewry, D. J. (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio* (Cambridge: Scott Polar Research Institute).
- Fujii, Y. (1979): Net accumulation of snow by stake method in 1977. *JARE Data Rep.*, **48** (Glaciology 6), 3-50.
- 藤井理行 (1995) : 氷河・氷床コアの年代決定. *第四紀研究*, **34**(3), 151-156.
- Fujii, Y., Kawada, K., Yoshida, M. and Matsumoto, S. (1986): Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 4, 1984. *JARE Data Rep.*, **116** (Glaciology 13), 70p.
- Fujii, Y., Motoyama, H. and Azuma, N. (1995): Glaciological data collected by the 30th, 31st and 32nd Japanese Antarctic Expeditions during 1989-1991. *JARE Data Rep.*, **201** (Glaciology 22), 89p.
- 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.
- Fujita, S., Kameda, K. and Fujii, Y. (1998): Glaciological data collected by the 37th Japanese Antarctic Expeditions during 1996-1997. *JARE Data Rep.*, **234** (Glaciology 27), 46p.
- Fujiwara, K. and Endo, Y. (1971): Preliminary report of glaciological Studies. *JARE Scient. Rep.*, Special Issue, **2**, 68-109.
- 古川晶雄 (1998) : 南極氷床における光沢雪面の分布特性と質量収支に及ぼす影響に関する研究. 名古屋大学博士論文, 46pp.

- Furukawa, T., Kamiyama, K. and Maeno, H. (1996): Snow surface features along the Traverse route from the coast to Dome Fuji Station, Queen Maud Land, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. and Glaciol.*, **10**, 13-24.
- Japan Meteorological Agency (1969-1977): Meteorological data at the Syowa Base. *Antarct. Meteorol. Data*, **7-15**.
- Jouzel, J., Merlivat, L., Pett, J. R. and Lorius, C. (1983): Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2693-2703.
- 日野幹雄 (1977): スペクトル解析. 朝倉書店, 300pp.
- Inoue, J., Nishimura, H. and Satow, K. (1983): The climate of the interior of Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue*, **29**, 24-36.
- Kamiyama, K., Furukawa, T., Maeno, H., Kishi, T. and Kanao, M. (1994): Glaciological data collected by the 33rd Japanese Antarctic Expedition in 1992. *JARE Data Rep.*, **194** (Glaciology 21), 67p.
- 加藤喜久男・渡辺興亜・佐藤和秀 (1977): 南極みずほ高原の雪の酸素同位体組成. *南極資料*, 第 **58** 号, 263-270.
- Kato, K., Watanabe, O. and Satow, K. (1978): Oxygen isotopic composition of the surface snow in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue*, **7**, 245-254.
- 加藤喜久男・渡辺興亜・佐藤和秀 (1977): 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.
- Kawaguchi, S. (1975): Meteorological data at Mizuho Camp, Antarctica in 1974-1975. *JARE Data Rep.*, **30**(Meteorol.), 35p.
- Kawaguchi, S., Kobayashi, S. and Ishikawa, N. (1982): Aerological soundings of the surface boundary layer at Mizuho Station, East Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **24**, 77-86.
- Kikuchi, T. (1997): Prevailing windfield. Antarctica: East Queen Maud Land Enderby Land: Glaciological Folio, National Institute of Polar Research, Sheet **2**, 2-1 ~ 2-5.
- Kikuchi T., Satow, K., Ohata, T. and Yamanouchi, T. (1992): Wind and temperature in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Int. J. Remote Sensing*, Vol.**13**, No.4, 67-79.
- 国立極地研究所編 (1980~1981): 極地研ニュース, **36~41**.
- 国立極地研究所編 (1995~1998): 極地研ニュース, **125~141**.
- Kobayashi, S., Ohata, T., Ishikawa, N., Matsubara, K. and Kawaguchi, S. (1982): Glaciological data collected by JARE in 1980. *JARE Data Rep.*, **71**(Glaciol. 8), 45p.

- Koerner, R. M. (1979): Accumulation, ablation, and oxygen isotope variations on the Queen Elizabeth Islands Ice Caps, Canada. *J. Glaciol.*, **22**, 25-41.
- Kotlyakov, V. M. (1961): The snow cover of the Antarctic and its role in the present-day glaciation of the continent. Results of Invest. in the Int. Geophys. Year, Sect. IX (IGY Glaciol. Program), **7**, 85-124 (in Engl. transl. from Russ., Isr. Program for Sci. Transl., Jeru., 1966).
- Loewe, F. (1970): Screen temperatures and 10 m temperatures. *J. Glaciol.*, **9**(56), 263-268.
- Lorius, C. and Merlivat, L. (1977): Distribution of mean surface stable isotopes in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. Isotopes and Impurities in Snow and Ice Symposium; Proceedings of the Grenoble Symposium, August/September 1975. Dorking, IAHS, 127-137 (IAHS Publ. No. **118**).
- Mellor, M. (1960): Temperature gradients in the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.*, **3**, 773-782.
- Mellor, M. (1961): The Antarctic ice sheet. Monogr. Ser., Part 1-Sect. B1, U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 50pp.
- Mellor, M. (1964): Properties of snow. Monogr. Ser., Part III-Sect. A1, U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 50pp.
- Motoyama, H., Enomoto, H., Miyahara M. and Koike, J. (1995): Glaciological data collected by the 34th Japanese Antarctic Expedition in 1993. JARE Data Rep., **202** (Glaciology 23), 42p.
- Motoyama, H., Kawamura, Y., Kanao, M., Hirasawa, N., Kaneto, S. and Yamanouchi, T. (1999): Glaciological data collected by the 38th Japanese Antarctic Expedition during 1997-1998. JARE Data Rep., **239** (Glaciology 28), 73p.
- Nakawo, F., Narita, H. and Isobe, T. (1984): Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 2, 1983. JARE Data Rep., **96** (Glaciology 11), 80p.
- Naruse, R. (1975): Density and hardness of snow in Mizuho Plateau in 1969-1970. JARE Data Reports, **27**, 180-186.
- Naruse, R. and Yokoyama, K. (1975): Position, elevation and ice thickness of stations. JARE Data Rep., **28** (Glaciology), 7-47.
- Nishio, F. (1978): Density of surface snow along Routes S, H and Z. JARE Data Rep., **44** (Glaciol. 5), 118-121.
- Nishio, F. and Ohmae, H. (1988): Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 8, 1986-1987. JARE Data Rep., **148** (Glaciology

17), 59p.

- Nishio, F., Ohmae, H. and Osada, K. (1989): Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 7, 1986. JARE Data Rep., **137** (Glaciology 16), 49p
- Ohata, T., Ishikawa, N., Kobayashi, S. and Kawaguchi, S. (1983): Micrometeorological data at Mizuho Station, Antarctica in 1980. POLEX-SOUTH Data, Part 4. JARE Data Rep., **79** (Meteorol. 13), 374pp.
- Ohmae, H. (1984): Density of surface snow cover along routes S, H and Z. JARE Data Reports, **94**, 62-63.
- 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.
- Peel, D. A., Mulvaney, R. and Davison, B. M. (1988): Stable-isotope/air-temperature relationships in ice cores from Dolleman Island and the Palmar Land Plateau, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciol.*, **10**, 130-136.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.M., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- Philipot, H. R. (1967): Selected surface climatic data for Antarctic stations. Melbourne, Commonwealth of Australia, 114pp.
- Philipot, H. R. and Ziliman, J. W. (1970): The surface temperature inversion over the Antarctic Continent. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4161-4169.
- Picciotto, E., deMaere, X. and Friedman, I. (1960): Isotopic composition and temperature of formation of Antarctic snows. *Nature*, **187**, 857-859.
- Robin, G. de Q. (1977): Ice cores and climatic changes. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **280**, 143-168.
- Robin, G. de Q., ed. (1983): Ice sheets: Isotopes and temperatures. The climatic record in polar ice sheets, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1-18.
- Satow K. (1977a): Density and hardness of the surface snow cover along the traverse routes in 1974-1975. JARE Data Reports, **36**(Glaciol. 4), 14-18.
- Satow, K. (1977b): Net accumulation of snow measured (in 1974-1975) by stake method. JARE Data Reports, **36**(Glaciol. 4), 36-58.
- Satow, K. (1978): Distribution of 10 m snow temperatures in Mizuho Plateau. Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue, **7**, 63-71.
- Satow, K. (1985): Variability of surface mass balance in the Mizuho Plateau, Antarctica.

- Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue, **39**, 132-140.
- Satow, K., Higuchi, K. and Kato, K. (1979): Observations of snow crystals and $\delta^{18}\text{O}$ of surface snow at Mizuho Plateau, East Antarctica. Collection of contributions presented at CPM sessions, Joint IAGA/IAMAP Assembly, Seattle, Washington, IAMAP, 55-59.
- Satow, K. and Kikuchi, T. (1997): The 10-m snow temperature. Antarctica: East Queen Maud Land Enderby Land: Glaciological Folio, Sheet **2**, National Institute of Polar Research, 7-1 ~7-4.
- Satow, K., Nishimura, H. and Inoue, J. (1983): Glaciological data collected by JARE in 1981. JARE Data Reports, **82**(Glaciol. 9), 81p.
- Satow, K. and Watanabe, O. (1984): Some characteristics of net accumulation and oxygen isotope composition of snow in Mizuho Plateau, Antarctica. International symposium on snow and ice processes at the earth's surface, extended abstracts organized by the International Glaciological Society, 33-34.
- Satow, K. and Watanabe, O. (1990): Net accumulation and oxygen isotope composition of snow on Mizuho Plateau, Antarctica. Annals of Glaciology, **6**, 300-302.
- Satow, K. and Watanabe, O. (1990): Seasonal variation of oxygen isotopic composition of firn cores in the Antarctic ice sheet. Annals of Glaciology, **14**, 256-260.
- Satow, K. and Watanabe, O. (1992): Distribution of mean $\delta^{18}\text{O}$ values of surface snow layers and their dependence on air temperature in Enderby Land – East Queen Maud Land, Antarctica. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **5**, 120-127.
- Satow, K., Watanabe, O. and Nakajima, C. (1974): Distribution of firn temperatures in Mizuho Plateau and West Enderby Land, East Antarctica. 南極資料, **48**, 52-69.
- Satow, K., Watanabe, O., Shoji, H. and Motoyama, H. (1999): The relationship among accumulation rate, stable isotope ratio and surface temperature on the plateau of East Dronning Maud Land, Antarctica. Polar Meteorology and Glaciology, **13**, 43-52.
- Schwerdtfeger, W. (1970): The climate of the Antarctic. Climates of the polar regions. Amsterdam, Elsevier, 253-355 (World Survey of Climatology, **14**).
- Schwerdtfeger, W. (1975): The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. Mon. Weather Rev., **103**, 45-51.
- Shimizu, H. (1964): Glaciological studies in West Antarctica, 1960-1962. Antarctic snow and ice studies, ed. by M. Mellor. Washington, D. C., Am. Geophys. Union, 37-64 (Antarct. Res. Ser., **2**).

- Shimizu, H., Naruse, R., Omoto, K. and Yoshimura, A. (1972): Position of stations, surface elevation and thickness of the ice sheet, and snow temperature at 10 m depth in the Mizuho plateau – West Enderby Land area, East Antarctica, 1069-1971. JARE Data Rep., **17** (Glaciology), 12-37.
- Shimizu, H., Watanabe, O., Kobayashi, S., Yamada, T., Naruse R. and Ageta, Y. (1978): Glaciological aspects and mass budget of the ice sheet in Mizuho Plateau. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **7**, 264-274.
- Shiraiwa, T., Saito, T., Saito, T., Shoji, H., Taguchi, Y., Abo, T., Yamamoto, Y., Inagawa, Y., Yokoyama K. and Watanabe O. (1996): Glaciological data collected by the 35th Japanese Antarctic Expedition during 1994-1995. JARE Data Rep., **211** (Glaciology 25), 69p.
- Takahashi, S. (1984): Net accumulation by stake method in 1982. Glaciological research program in East Queen Maud Land, East Antarctica, Part 1, 1982-1983. JARE Data Rep., **94** (Glaciology 10), 15-24.
- Takahashi, S., Ageta, Y., Fujii, Y. and Watanabe O. (1994): Surface mass balance in east Dronning Maud Land, Antarctica, observed by Japanese Antarctic Research Expeditions. J. Glaciol., **20**, 242-248.
- Taljaard, J. J., Van Loon, H., Crutcher, H. L. and Jenne, R. L. (1969): Climate of the upper air; Part 1. Southern Hemisphere, Vol. 1. Temperature, dew point, and heights at selected pressure levels. Boulder, Colorado, National Center for Atmospheric Research, NAVAIR 50-1C-55.
- Wada, M., Yamanouchi, T. and Mae, S. (1981): Glaciological data by JARE from February 1979 to January 1980. JARE Data Rep., **63** (Glaciology 7), 43p.
- 渡辺興亜 (2000) : 回想「広域積雪化学観測の道筋」. 雪氷, **62**, 279-285.
- Watanabe, K., Satow, K., Kamiyama, K., Motoyama, H and Watanabe, O. (1999a): Non-sea-salt sulfate and nitrate variations in the S25 core, near the coastal region, East Antarctica, Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **13**, 64-74.
- Watanabe O. (1975): Density and hardness of snow in Mizuho Plateau - West Enderby Land in 1970-1971. JARE Data Reports, **27**, 187-235.
- Watanabe, O. (1978): Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **7**, 44-62.
- Watanabe, O., Fujii, Y. and Satow, K. (1988): Depositional regime of the katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica, Annals of Glaciology, **10**, 188-192.
- Watanabe, O., Furukawa, T. and Fujita, S. (1990): Glaciological data collected by the 29th Japanese Antarctic Expedition during 1988-1989. JARE Data Rep., **156**

(Glaciology 18), 77p.

- Watanabe, O., Fujii, Y., Motoyama, H., Furukawa, T., Shoji, H., Enomoto, H., Kameda, T., Narita, H., Naruse, R., Hondoh, T., Fujita, S., Mae, S., Azuma, N., Kobayashi, S., Nakawo, M. and Ageta, Y. (1997): A preliminary study of ice core chronology at Dome Fuji station, Antarctica. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **11**, 9-13.
- 渡辺興亜・加藤喜久雄・佐藤和秀 (1979): 東南極大陸、みずほ高原の積雪層位解析における諸問題. 南極資料, **67**, 32-50.
- Watanabe, O., Kato, K. and Satow, K. (1981): Some results on oxygen isotope and stratigraphic analyses of firm in Mizuho Plateau, East Antarctica. Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue, No.19, 264-279.
- Watanabe, O., Kamiyama, K., Motoyama, H., Fujii, Y., Shoji H. and Satow, K. (1999b): The palaeoclimate record in the ice core at Dome Fuji station, East Antarctica. Ann. Glaciol., **29**, 176-177.
- Weller, G. and Schwerdtfeger, P. (1970): Thermal properties and heat transfer processes of the snow of the central Antarctic plateau. Int. Symp. In Antarctic Glaciol. Explor. (ISAGE), Hanover, 1968, Scott Polar Res. Inst., Cambridge, 284-298.
- Yamada, T. and Narita, H. (1975): Snow temperature at 10 meters below the surface in Mizuho Plateau in 1972-1973. JARE Data Rep., **27** (Glaciology 2), 145.
- Yamada, T., Narita, H., Okuhira, F., Fukutani, H., Fujisawa, I. and Shiratsuchi, T. (1975): Net accumulation by stake measurement in Soya Coast-Mizuho Plateau in 1971-1973. JARE Data Rep., **27** (Glaciology 2), 10-67.
- 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.
- Yamada, T., Sasaki, H. and Kawaguchi, S. (1974): Meteorological data at Mizuho Camp, Antarctica in 1971-1973. JARE Data Rep., **25**(Meteorol.), 85p.
- Yamada, T. and Wakahama, G. (1981): The regional distribution of surface mass balance in Mizuho Plateau, Antarctica. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **19**, 307-320.
- Yamanouchi, T., Wada, M., Mae, S., Kawaguchi, S. and Tsukamura, K. (1981): Measurements of radiation components at Mizuho Station, East Antarctica in 1979. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **19**, 27-39.
- Yokoyama, K. (1975): Net accumulation by stake measurement. JARE Data Rep., **28** (Glaciology 3), 62-82.