南極の崩壊と海面上昇

中 尾 正 義*

Deterioration of Antarctic ice sheet and sea-level rise

Masayoshi NAKAWO*

Abstract

Rapid deterioration of the West Antarctic ice sheet has been warned, whereas the East Antarctica has been considered rather stable. The Japanese Antarctic Research Expedition, however, revealed that the ice sheet thickness is decreasing at a rate of 0.5 to 0.7 m/year in the Shirase drainage. Ice core analyses indicated that the thinning started at ca. 1,000 years B. P. at around Mizuho Station, which is located about 250 km upstream from the coast in the Mizuho Plateau. It is considered that the thinning of the ice sheet should have contributed to the eustatic sea-level rise by about 0.1 m in the last 1,500 years. A possible trigger and a mechanism of the thinning are hypothesized, and the sea-level rise caused by the deterioration of the West and the East Antarctica is discussed in relation with the climatic warming.

I. はじめに

日本は島国である。その複雑で長大な海岸線に沿って多数の大都市が存在し、多くの人々がひしめきあって暮らしている。もし、世界の海水の量が増加して海面のレベルが上昇してきたらどうなるだろうか。このような国にとって、未曾有の大災害を引き起こすことになることは間違い無い。

もし、気候が地球規模で温暖化へ向えば、そして、もし南極氷床の氷が全部融けてしまえば、単純に計算しても約70m 世界の海面のレベルが上昇することになる。もしそうなれば、グリーンランドの氷床や世界各地の山岳地帯に固定されている氷もすべて融けて海へと流れ込むであろう。さらに、それだけ温暖化すれば、海水の温度も上昇する訳だから、その熱膨張のためにさらに海水面は上昇するであろう。つまり、大ざっぱに云って100m 近い海面上昇が生じることになる。100m の海面上昇が生じた時の日本列島の様子が図1の実線で示してある。参考のために現在の様子を破線で示した。

上に述べた、「もし、……」、「もし、……」というシナリオは、地球規模での温暖化が認識されて以来、何十年にもわたって云われてきたことである。このことは、多量の海水が陸上に上って、スカンジナビア氷床やローレンタイド氷床を形成していた最終氷期から、現在に至る約1万5千年の間に、これらの氷床が融けて無くなる過程で10数 m から数 10m も海面が上昇したことにも裏付けられている。にもかかわらず、日本列島が図1のような状況になることを心配した人は殆ど居なかったのではなかろうか。

多くの人の反応は、「それはそうなるかもしれないが数万年先のことを心配しても仕方が無いだろう」、「その頃は別の理由で人類なんか生存していないかもしれないではないか」、「核兵器のために人類が数十年先に滅びるかもしれない方がもっと重要だ」といったものであったろう。やや真面目に考えた人で

* 科学技術庁国立防災科学技術センター 長岡雪氷防災実験研究所

* Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies, National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency

図1 海面が100m上昇した時の日本列島（実線）と現在の日本列島（破線）。殆どの大都市が水没することがわかる。

Fig. 1 Coast line of Japan islands for sea-level rise by 100m (solid line) in comparison with that at present (dotted line).

も、「数万年で数10m なら1年当り1mm 程度の変化ではないか。問題になる程度の海面上昇が生じる頃には、科学技術がはるかに進歩しているから、もはや問題にはならないのではないか」などと考えたに違いない。

しかし、1970年代の後半から、海面上昇が再度問題化し、真剣に検討されるようになってきた。というのは、高々数10cm から数m 程度の変化ではあっても、一様にゆっくりとではなく、短期間に急激に生じる可能性が指摘されてきたからである。わずか1m の海面上昇であっても、それが今から数10年の間に生じるとなると、わが国の海岸部、特に海岸埋立地などを大混乱に落とし入れることになる。

急激な海面上昇の警告がなされたのには2つ理由がある。ひとつは、人間活動の活発化による好むと好まざるとにかかわらず自然の改変である。急激に伸びてきた化石燃料の消費によって、大気中に放出される CO_2 や CH_4 等の量が増大し、温室効果によって気温が地球規模でかつてないほど急速に上昇しつつあるのではないかと、ということである。最近では、フロンガスの放出によって上空のオゾン層が破壊されてきているということも指摘されており、 CO_2 や CH_4 等による効果にさらに拍車をかけることになる。

もうひとつは、温暖化によって地上に蓄えられている氷が多量に融けなくとも、両極に居座っている大氷床が崩壊を開始して海の中へとなだれ落ちれば、これまた急速な海面の上昇へとつながる、ということである。

この二つの効果はお互いに関連をもっているが、本稿では特に、最近注目を集めている氷床の大規模崩壊現象について述べてみようと思う。我々の生活とは殆ど無縁のものに思われる極地の氷床の振舞いによって、海面上昇が最近とみに現実味を帯びてきていることを理解いただければ幸いである。

II. 西南極からの警告

南極氷床の外形を示したのが図2である。南米大陸の南方に位置する南極半島（旧パーマ半島、西経

図2 南極大陸。A：平面図。点をまぶした所は棚氷を示す。国立極地研究所（1982）を書き直したもの。B：平面図の W-E の破線に沿う断面図。BENTLEY（1972）より。

Fig. 2 Antarctica. Horizontal (A) and Vertical (B) delineation.

RSKIY (1978) の基盤地形図（図3）によれば、西南極ではその70%以上が海面下にあることになる。しかもその深度が大きいため、仮に氷床が融け去った後、基盤が氷の重量から解放されてアイソスタティックに隆起して来たとしても、なお海面下のままである領域が相当広いことが予想される。地形の凹凸が激しいところから（図2-B、図3）、氷床が消失すれば、西南極は多島海になると考えられている。この点で、氷を剥ぎ取ったとしても堂々たる大陸が残る東南極とは好対照である。

西南極氷床の流出口の主要部分に、ロス棚氷がある（図2-A）。棚氷（Ice shelf）とは、氷床が流出してきてそのまま海に浮かんでいる部分のことである。岩盤の上に乗っている氷床は流動の過程で岩盤との間に大きな摩擦力が働いている（多くの場合は凍結している）のに対して、棚氷は水に浮いている訳だから、底面での摩擦力は殆ど無いことになる。

しかし、ロス棚氷の場合も含めて多くの棚氷では、すべての氷が水に浮いている訳ではない。氷の厚さは数百mにも達する場合が多く、いったん海に浮いても水深の浅い場所では再び海底に坐礁することになるからである。そこでは氷の表面が周囲よりも盛り上ったアイスライズとして認識される。この様子を断面図で示したのが図4である。アイスライズの下部では、氷体が岩盤の上に乗り上げており、氷の流動を妨げる力が働くことになる。

西南極氷床の底面が海面下にあることに着目した HUGHES (1977) は、上に述べた棚氷の力学的様子を考慮して、西南極氷床崩壊の可能性を論じた。彼の考え方は多くの研究者の関心を集め、基本的には正し

60～70度付近）から極点の横をかすめてロス棚氷の西岸に続く一帯に、標高2000mを越える山々が連なっており、南極横断山脈と呼ばれている。この山脈によって2分される南極大陸のうちの太平洋側はすべて西半球に属しているため、西南極と呼ばれる。その反対側の大西洋、インド洋に面する側を東南極と呼ぶ。

この区分けは地理的な位置による便宜的なものだが、この2つの南極はその性格にも大きな違いがある。図2-Bを見ていただきたい。これは図2-Aに示してある破線 W-E に沿った断面図である。東南極では、基盤岩の標高が海面よりも高い部分が多いことがわかる。これに対して西南極では、海面よりも低い基盤岩高度をもつ部分が多い。ZNACHKO—YAVO-

いのではないかと考えられるようになってきている（例えば, AD HOC COMMITTEE ON THE RELATIONSHIP BETWEEN LAND ICE AND SEA LEVEL, 1985）。これらによれば, 氷床の崩壊が以下のようにして生じる。

1. 氷床を流下させている重力の力は, 接地線 (Grounding line) より上流側における氷床と基盤との摩擦力およびアイスライズ下部の坐礁点における摩擦力と釣り合って, 氷床および棚氷の現状が保たれている。

2. 地球規模の温暖化のため各地の氷河や氷床の融解が進み, 海水面が幾分上昇する。

3. 海面の上昇により坐礁点における摩擦力が低下する。また, 流入する暖海流のために, 坐礁点や接地線周辺の氷の融解が進行する。ともに, 氷の流動に抗する力を弱める効果がある。

4. 従って, 氷床からの流出量が増大し, 海面はさらに上昇する。と同時に, 氷床の厚さは減少する。

5. 海面の上昇と氷厚の減少はともに氷の流動に抗する力を弱めるから, 氷床からの流出量もますます増加し, 海面上昇も継続する。

ということで, 海面の上昇と氷床からの流出量の増大とが互いに正のフィードバック機構として作用しあうことになるのである。

この考え方が正しいとすれば, わずかの期間の間に海面が急速に上昇する可能性が高い。上昇速度の見積りは困難であるが, 西暦2100年までに0.8mの上昇 (THOMAS 1985), それ以降は7.6mm/年の割合でつづき, 2760年頃までに西南極氷床が崩壊して5mもの海面上昇があってもおかしくないと云われている (LINGLE 1985)。

III. 東南極は安定しているのか？

わずかの温暖化又は海面上昇が引金となって, 正のフィードバック機構が働いて急速に崩壊すると考えられている西南極に比べて, 東南極は非常に安定した氷床だと考えられてきた。氷床の大部分が海面よりも高い標高をもつ基盤の上に乗っているからである (図2-B, 図3)。東南極氷床は本当に安定しているのだろうか。

図3 南極大陸の基盤地形。点をまぶした領域が海面よりも標高が高い。ZNACHKO—YAVORSKIY (1978) を書き直したもの。

Fig. 3 Bed rock topography of Antarctica. Dotted area indicates that the bed height is higher than the sealevel.

図4 棚氷の概念図。

Fig. 4 Schematic figure of an ice shelf.

図5 南極、みずほ高原。中央付近に白瀬流域がある。

Fig. 5 Mizuho Plateau, Antarctica.

う方法をとった。氷床はたえず流動しているから、測定の基点としては、氷床表面に顔を出している露岩を利用する。エンダービーランド計画では、やまと山脈の露岩を基点として、その東方約250kmに亘る線上での流動測定に成功した(図5の太線)。

その成果をまとめた NARUSE (1978) によると、1年当り1mにも達する沈降流が存在することになる(第6図)。この量は、その上に毎年降り積る雪の量では到底まかないきれものではない。つまり、測量を行った測線付近では、氷床の厚さが減少しているということになる。減少速度は0.7m/年程度という値になった。

図6 白瀬流域中流部での(図5の太線に沿った)沈降流 V_z と正味収支 B_n 。NARUSE (1978) による。

Fig. 6 Emergence or submergence velocity V_z and local net mass budget B_n along a survey line indicated by a thick solid line in Fig. 5.

1969年から1975年にかけて、わが日本南極地域観測隊は、俗称エンダービーランド計画と呼ばれる雪氷研究計画を実施した。この計画は、南極氷床のなかでも昭和基地の後背部にあたる、みずほ高原—西エンダービーランド地域において、氷床の氷の量が増えているのか又は減っているのかを調べようというものであった(図5)。

同地域の中で最も広い流域面積をもつのは、白瀬氷河へと流出する白瀬流域で、その面積は約20万 km^2 、わが国の本州よりもやや狭い程度である。観測の結果、同流域内では1年当り $5 \times 10^9 \text{ t}$ づつ氷の量が増加していると推定された (SHIMIZU *et al.* 1978)。この量は、流域内に均等に配分すると約30mm/年の氷厚増加に相当する。

氷床の流動状態を調べるためには、氷床の表面に竹竿を立てておき、正確な測量を繰り返すことによって、その位置の変化を測定するという

この氷厚減少を、連続の式を用いて解析した MAE and NARUSE (1978) は、その原因が底面込りにあると推定した。つまり氷床が基盤岩の上を沁っているということである。彼等はその沁り速度を10m/年と見積った。氷床がその底面で沁るということは、底面に水が存在する、つまり融けているということである。測線に沿った場所で底面が融けているということは、少なくともそこより北側の、白瀬流域下流域も底面

に水が存在することが充分予想される。

氷床が底面で流れれば、異常に大きい速度で流動することが知られている。白瀬氷河は、その末端部で2500 m/年という、世界各地の氷河の中でも第1級の流動速度をもっている (NAKAWO *et al.* 1978) 点も、上の推論の妥当性を示しているようである。

白瀬流域の下流側が濡れている (底面迂りが生じている) らしいということは、以下の2つのことから示唆される。ひとつは、NAGAO *et al.* (1984) による白瀬流域の数値実験の結果、流域の下流側は融点に達している、ということになったことである。もうひとつは、電波探査の結果である。白瀬流域の下流域では、流域の端付近よりも中央付近で、岩盤からの反射強度が大きい。このことは、まだきちんと説明はできないが、流域の端付近では氷床が基盤に凍結しているのに対して、中央付近では、氷床の底面が濡れている、つまり底面迂りが生じていることを示していると考えられる (MAE 1986)。

流域の下流域で底面迂りが生じ、末端部で極端に大きい流動速度を持っていること。そして、多分その影響で、中流域に相当する測量線付近で、毎年氷厚がどんどん減少していること。これらのことは、白瀬流域が安定した定常状態ではないということを示している。

さらに、氷床の最下部で氷を岩盤からずれるように変形させようとする力、底面剪断応力を中央流線沿いに求めてみた MAE (1979) によれば、剪断応力は上流に行くにつれて次第に増加していき、末端部から100km 程の所では最大値0.2MPa にも達するという。このような剪断応力の分布は、サージと呼ばれる氷河の異常前進現象 (突然氷河が通常の10~100倍の速度で流れ出し、末端が前進する現象) の前段階に見られるものである。従って、白瀬流域も今後、急激なサージ現象を起こす可能性もある。

こうして、エンダービーランド計画の成果として、従来安定していると考えられてきた東南極でも、白瀬流域の場合のように不安定である可能性が示唆されたのである。

そこで、1982年から5カ年計画で開始された東クイーンモードランド氷床の雪氷学的研究計画 (略称東ク計画) のなかでも、白瀬流域の流動調査が最重点項目の1つとして取り上げられた。

東ク計画における流動調査で威力を発揮したのは、人工衛星を利用した位置決定装置である。位置測定の基準とするのは、人工衛星の位置である。従って、近くに不動点としての露岩が無い場合でも、与えられた地点の位置を容易に決定することができる。測定精度が従来の測量よりもやや落ちるという難点はあるものの作業も比較的簡単である。

東ク計画では、白瀬流域の中央部に近い東経40°線沿い、及びみずほ基地を通る流線沿い、の2本の測線を中心として、図5に白丸で示した地点で流動観測が行われた。その結果、白瀬流域の下流域では、1 m/年以上もの氷厚減少が生じているという結果が得られた。つまり、エンダービーランド計画による中流域の氷厚減少から推定されたとうり、中流域で観測された以上に急激な氷厚減少が、下流域においては広範囲に生じていることが明らかになったのである。そのぶん、白瀬氷河からの氷の流出量も増加してきたに違いない。このことも、世界の海面を上昇させるのに一役かっていることであろう。

IV. 白瀬流域の歴史

白瀬流域の下流域では、底面が融解して底面迂りが生じ、氷床の流速が増加して、氷厚を減じながら氷をどんどん海へと流出しているようだ、ということを書べてきた。それではいったい、いつ頃からこのような現象が生じてきたのだろうか。この異常流出 (氷厚減少または氷床表面高度の低下) は、極く最近始まったものののだろうか。それとも、ローレンタイドやスカンジナビアの氷床が消滅していったのと同様に、南極氷床がその最大規模を誇った時代から、次第に縮小していくその過程を見ているのにすぎないのだろうか。ここでは、過去の環境を探る有力な手段として、最近とくに注目を集めている氷床コア解析の結果を参考にしながら、この疑問に答えていきたいと思う。

1. みずほ700m コアとその年代

氷床コアの採取と解析は、東ク計画の中でも最重要項目の1つとして採り上げられ、白瀬流域の中にあるみずほ基地で中層掘削に成功、700mの氷床コアを採取することができた。このコアの解析結果の詳細は、本特集号の中の藤井(1989)の報告で参照していただきたいが、本稿では、氷床の変動に係るコアの年代推定と含有空気量の測定結果を中心に述べてみたい。

氷床コアの年代を求めるためには、以下の4つの方法が用いられてきた。

- A. 1年を周期とする季節変化を繰り返す成分を分析して、その数を数える方法。
- B. あらかじめ年代の分っているエポックが生じた痕跡を探す方法。
- C. 放射性同位元素の半減期を利用して、いわゆる絶対年代を推定する方法。
- D. 氷床の流動モデル計算を行って、その結果から年代を推定する方法。

Aの方法は、ちょうど木の年輪を数えるようなもので、非常に精度良く年代を求めることができる。グリーンランド氷床の場合には、氷を構成している酸素の同位体組成に、1年を周期をする綺麗な季節変化が見出され、この方法による年代決定が一般的である。しかし、みずほ基地の場合も含めて南極氷床では、雪が氷床の上に堆積した後の2次の同位体組成の変化量が大きく、明瞭な季節変化が見られない。また、これに代わる有力な成分も未だ見つかっておらず、Aの方法でみずほコアの年代を推定するのは困難である。

Bの方法のうち、みずほコアで成功したものは、 β 線総量の分析を行って、原水爆実験が行われた年の層を決定したことである。しかし、このエポックはわずか30年程度昔のものにしかすぎず、それより古い(深い)年代(層)の決定には使えない。深度500mの場所に火山灰層が発見されているが(FUJII and WATANABE 1988)、どの火山の何時の噴火かという同定ができていないために、年代決定のデータとして用いることができない。

Cの方法は、今後、種々の元素を用いて試みられるであろうが、測定に多量の試料を要すること等が予想され、分解能や測定精度から云っても、みずほコアの場合には、近い将来における決定的手段とはなり得ないであろう。

ということで、みずほコアの年代推定のためには、Dの方法によるのが最も現実的である。この方法では、まず実測を基にして氷床の形を決める。氷床にかかる力は重力だけなので、氷の密度を一定とすれば、氷床内各場所における応力状態を決めることができる。応力分布から、実験的に求められている応力と歪との関係を用いて、氷床内各場所での歪を計算する。歪を積分すれば、各場所での流動ベクトルが求まる。従って、最初に入力した氷床の外形に変化が無ければ、つまり氷床が定常状態であれば、流動ベクトルの分布から各場所の氷の年代がわかることになる。

ところが、前に述べたように白瀬流域では毎年0.7mも氷の厚さが減少しているのだから、氷床が定常状態だと仮定する上記の方法を用いると大きな誤差がでそうである。ここでは、最近開発された、過去の歪の履歴の痕跡をコア試料の中で探し、それから年代を決定するという方法について述べる。この方法だと、過去の歪の積分値をデータとして用いる訳だから、氷床が非定常的に変化している白瀬流域にあるみずほ基地のコアにも適用することができる。

みずほコアの数ヶ所の深さで切り出した水平薄片の写真を図7に示した。写真上で色の濃淡で示されているのが1ヶ1ヶの氷の結晶粒である。結晶粒の形を調べていたFUJITA *et al.* (1987)は、結晶粒が平均的に見て、ある特定の方向に細長く伸びていることに気がついた。この結晶粒の伸張は、図7に示したように、深度が大きい所で顕著である。また結晶粒のC軸方位(主軸とも光軸ともいう)の分布状態を見ると、結晶粒の伸長方向と直交する面に平行な向きに、次第に揃ってきている。

この現象は以下のように考えることができる。図8を見ていただきたい。左側に示したのが1個の結晶粒である。これに矢印方向の力が加わると、結晶はその方向に伸びる。その時、氷の結晶はC軸に直交する面上で歪って変形するので、結果として、C軸は引っ張り軸と直交する方向へと回転する(図7の右の図)。従って、図7の矢印方向に引っ張り応力が働いたと考えると、結晶粒はその方向に伸び、結晶方位

図7 みずほ700m コアの水平断面薄片写真と結晶粒径の方位依存性 (実線で結んだ黒丸)、結晶方位分布 (まばらな点)。矢印が結晶粒の伸長方向を、破線が結晶方位の集中面を表わしている。FUJITA *et al.* (1987) による。

Fig. 7 Horizontal thin sections and the fabric diagrams of the Mizuho core. Arrows indicate the orientation of crystal elongation based on data given by solid circles connected with solid lines.

図8 氷結晶粒の引っ張り変形の様子。変形時に結晶C軸は引っ張り軸から離れるように回転する。

Fig. 8 Schematic diagram for an elongation of a single crystal of ice.

図9 結晶C軸方位分布から求めた流動方向に平行な縦歪の深さ分布。実線で示したのは、過去の平均的鉛直圧縮歪速度を 7×10^{-5} /年とした時の縦歪の深さ分布計算値である。縦歪のスケールは、表面を0ととるかどうかで歪にして0.2程異なる。NAKAWO *et al.* (1989) による。

Fig. 9 Vertical distribution of longitudinal strain.

は引っ張り軸に直交する面上に次第に揃ってくることになるのである。

この、結晶粒の回転角度と歪との関係を用いると、多結晶試料全体の歪と結晶C軸分布との間に一定の関係を求めることができる (東 1986)。従って、みずほコアのC軸分布のデータから、図7の矢印方向の引っ張り歪を、各深さ毎に求めることができる (図9)。

ところで、図7に矢印で示した引っ張り方向は、地理的にどの方位を向いているのだろうか。コア試料に地理的方位をつけるのは一般にかなり困難で、みずほコアの場合にも不明であった。しかし、コア採取時に偶然生じた鉄粉まじりの「ゆきごおり」に残留磁場が残っていることがわかり、それによる方位決

図10 結晶C軸方位分布のデータから求めたみずほ700mコアの年代。NAKAWO *et al.* (1989) による。

Fig. 10 Age of the Mizuho 700m core.

定を行うことができた (FUJITA *et al.* 1987)。その結果、引っぱり軸は氷床の流動方向 (西北西、図5参照) と一致していることがわかった。氷床表面における測量による測定でも、氷床は流動方向に引っ張り歪が生じている。つまり、図9では、流動方向の引っ張り歪の深さ分布を示していることになる。

氷の年代推定にとって重要なのは、鉛直方向の歪速度である。そこで、図7のC軸方位分布が流動方向に直交する方向では一様であることと、氷の非圧縮性を利用すると、鉛直歪速度をパラメータとして、流動方向の歪の深さ分布を与える式を導びくことができる (NAKAWO *et al.* 1989)。C軸方位分布が得られた流動方向の歪のデータにいちばん合うようにパラメータを選んでやると、図9に示したように、1年間当たり 7×10^{-5} という圧縮歪速度が得られた。この値を積分することによって、図10で示すようにみずほコアに年代スケールを入れることができた (NAKAWO *et al.* 1989)。

前にも述べたように、このやり方では、氷の中に残されている歪の履歴をデータとして用いているのだから、白瀬流域のように毎年氷厚が薄くなっている場所でも使うことができる。み

ずほ700m コアは、過去約9400年の歴史を秘めたコアだということになる。

2. みずほ基地周辺の氷厚減少の歴史

氷厚減少の歴史を知るためには、氷床の表面の高度が、どのように変化してきたかを調べれば良い。過去の氷床表面高度の推定には、雪氷コア中の含有空気量を指標として用いるという手法が用いられる。含有空気量とは、単位質量の水の中に含まれている空気量 (通常、標準状態での体積として表現する) である。

南極氷床の上に降り積った雪は、一年中融けることなく、毎年どんどん積み続ける。積った雪は、より上部に積った雪の重みで圧縮され、雪粒の間の空隙がどんどん小さくなって遂に通気性がなくなる。この時、雪粒間に存在していた空気は、独立気泡として氷の中に閉じ込められる。通常、空気分子は氷の結晶格子の中を移動することができないので、氷の中に閉じ込められた空気量は、氷の移動や変形には無関係に、一定の値を保ったままである。

ところが、一般の大気は高度が高くなればなるほど薄くなっているのだから、氷中に閉じ込められる空気も、高い場所で閉じ込められたもののほど薄いということになる。つまり、高い場所でできた氷の含有空気量は少ないことになる。従って、ある氷試料の含有空気量を分析すれば、その氷ができた当時のその場所の高度が推定できることになる。積雪から氷が形成されるのは、氷床の極く表面近くなので、こうして推定した氷化高度は、とりまなおさず、当時の氷床表面高度を推定したことになる。

みずほ700m コアの含有空気量分析結果を図11に示した。含有空気量は空気が水中に閉じ込められる過程で季節的に変動するせいもあってややばらついてはいるが、深くなるにつれて次第に減少している傾向が見られる。

このことは、氷床の厚さの変動というよりは、氷床の流動の効果である。図12に示したように、みずほ基地は氷床の流れの途中にあるために、コアの深い部分はより上流から流れてきている。従って、氷床が時間的にその形を変えなくとも、つまり氷厚が減少しなくとも、深い場所の氷ほど高度が高い場所で形成されたものだから、その含有空気量は小さいことになる。

図11にCで示した破線は、現在の氷床表面付近の含有空気量の地域分布をもとにして、上記の流動の効果を見積ったものである。つまり、氷床が現在定常状態だとしたとき、上流から流れてきた効果として、コアの深さ方向にどの程度含有空気量が減少するかという見積りを示したものである。

実測値をこの見積りと比較してみると、100m 深付近ではその絶対値はほぼ等しいものが、深くなるにつれて急速に両者の差が大きくなっている。200m より深い場所では、両者の差はほぼ一定に保たれた状態で、深さとともに含有空気量が減少している様子がわかる。実測値が予想値よりも小さい所では、その頃の氷床の表面高度が現在よりも高かったことを示している。その差は約400m 程度と見積ることができる。

図11の右側の縦軸には、前節で推定したコアの年代を示している。但し、ここで注意していただきたいのは、空気が水の中に閉じ込められるのは氷床の表面よりもやや深い場所なので、空気が形成された年代と氷の年代との間にいくぶんずれがあるという点である。みずほコアの場合、このずれは約700年である。従って、氷の年代が1000年前という場所では、その空気が形成されたのは約300年以前ということになる。従って、約400m、現在よりも高かった氷床が、急激にその氷厚を減少しはじめたのは、約1000年昔ということになる。含有空気量の深さに対する勾配が、見積もり値と流動補正による予測とがほぼ等しい領域、つまり1000年前よりも古い時代では、氷床の高度にさほど変化が無かったと考えることができる。

上に述べたことをもういちど整理すると、みずほ基地周辺の氷床は、現在より約400m 氷厚が厚い状態で安定的に存在していた。しかし、1000年以前頃から突然氷厚が減少を開始した。減少の割合は毎年0.4m程度で、現在もその現象が継続している、と

図11 みずほ700m コアの酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) と含有空気量の深度分布。A、BとCで示した破線はそれぞれ流動の効果を見積ったものである。

Fig. 11 $\delta^{18}\text{O}$ and total gas content of the Mizuho 700 m core.

図12 みずほ基地周辺の氷床の 流れ。コアの深い部分ほど 標高の 高い上流から流れてきていることがわかる。

Fig. 12 Ice sheet flow around the Mizuho Station.

考えられよう。

3. 温度場の変動と氷厚減少

図11の左側には、みずほ700m コアで得られた酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) の変動が示してある (HIGASHI *et al.* (1988) のデータをもとに書き直したもの)。 $\delta^{18}\text{O}$ の値は気温の指標と考えられており (藤井 1989 参照)、値が大きい程 (絶対値としては小さい) 暖く、逆に小さいほど寒冷であることを示す。図11を見ると、 $\delta^{18}\text{O}$ の値も深くなるにつれて減少する様子がわかる。含有空気量の場合と同様に、この傾向は流動の効果として説明できる。つまり、深い場所ほど、標高の高い、すなわちより寒いところから流れてきているからである。

以前と同様に、氷床が定常状態だとして、この流動の効果を見積ったのが A, B で示した破線である。A と B の違いは $\delta^{18}\text{O}$ と標高の関係式として異なるものを使ったにすぎない。深くなるにつれて、実測は破線よりも次第に減少し、170~180m 深よりも深いところでは、ほぼ同じ傾きで変化していることがわかる。測定値と破線との違いは約 3‰ で、気温にして約 4°C である。

みずほ基地がある白瀬流域では、高度が100m 高くなると気温は約 1°C 低下する (SATOW 1978)。従って、含有空気量から推定したように、氷床の表面高度が約400m 低下したとすると、そのために、氷床上の気温は約4°C 上昇することになる。つまり、170~180m 以深に見られる、実測値と破線との 3‰ の $\delta^{18}\text{O}$ の値の違いは、その殆どが氷床の表面低下が原因だと考えることができる。言い換えると、170~180m 深付近に見られる急激な気温の上昇は、気候変動としての温暖化では無いと考えることができる。

真に気温場としての変動を見るためには、 $\delta^{18}\text{O}$ の測定値から、流動の効果だけではなく、氷床の表面高度変動の効果を取り去ってやらなければならない。含有空気量のデータは、かなりばらついているため、それから求めた氷厚変動の歴史の復元は正確とは言い難く、それによる $\delta^{18}\text{O}$ の値の補正もかなりの幅が生じる。しかしここでは、このことは充分承知の上で、氷床の流動や氷厚変動の補正を試みてみた結果を図13に示す。

流動の効果を取り去ってあるので、現在みずほ基地がある場所での気温場の変動を示す指標であると考えていただきたい。氷厚変動による効果がきいてくるのは、約2000年以前よりも新しい時期である。そこで顕著に現われているのが、1500年から1000年以前にかけての暖候期である。このピークは、グリーンランドや南極、カナダ北極群島の雪氷コア解析の結果も含めて、世界各地で見出されており (MORGAN 1985)、全地球的な暖候期であったことをうかがわせる。

図13 みずほ 700m コアの解析結果から推定した気温 ($\delta^{18}\text{O}$) の時代変化。氷床変動や流動による効果を除いてある。

Fig. 13 Temporal variation of $\delta^{18}\text{O}$ values after correction for downstream flow and ice sheet variation.

世界的に暖候期であったとすれば、その時期に、世界中の氷河や氷床の融解が進み、海面レベルが幾分にしろ上昇したのではないかと想像するのに難くはない。事実、1500年以前頃、0.5m から1 m 程度の海面上昇が報告されている地域もある (SNEH and KLEIN 1984, DIONNE 1988)。勿論、報告されている海面上昇は陸地との相対海面レベルであるから、プレートの変位の効果も含まれているため、そのままの値がすべて陸地の融解によると決める訳にはいかないが、傾向として、なにがしかの上昇があったと理解しても良いだろう。

ここから先は、1つのお話になってしまうが、この1500年以前に生じたであろう海面上昇が、白瀬流域の水厚減少の引金になったとは考えられないであろうか。西南極崩壊説から類推すれば、もし白瀬流域の出口にある白瀬氷河の流出口に棚氷がかって存在していたとしたら、この海面上昇のために破壊され消滅した可能性がある。先に述べたように、棚氷は、その側面や座礁点での摩擦力のために、氷床の流出を妨げている訳だから、その消滅によって、氷河の流出量が突然増加してもおかしくない。流出量が増せば、当然、流出口周辺の氷厚は減少し、上流側との間の表面傾斜が大きくなる。表面傾斜が大きければ、そこでの流量は増加する。ということで、流出口に始まった異常流出が、次第に上流側へ上流側へと伝播していくことが考えられる (図14参照)。流出口での異常流出が1500年前に始まったとして、みずほ基地周辺の氷厚減少が開始したのが約1000年前だから、流出口からみずほ基地周辺へと氷厚減少の波が伝わってくるのに約500年かかったことになる。みずほ基地から白瀬氷河の出口までが約250km であることから、波の伝播速度は0.5km/年ということになる。こう考えると、MAE (1979) のいう剪断応力分布が末端から100km の所で最大値をもつ (白瀬氷河の中央流線に沿って) というのも、サージの前段階ではなく、下流から伝わってきた波が丁度その場所に到達していると考えの方が妥当のような気がする。その場合、波の伝播速度は約0.2km/年ということになり、オーダー的には、みずほ基地を通る流線の場合と一致する。

V. 南極の崩壊と海面上昇

前章で、南極白瀬流域が過去1000~1500年の間にその氷の厚さが約400m 減少してきたことを述べた。流域の上流域には、未だ氷厚減少の波が到達していないらしいので (西尾ほか 1987)、流域の約半分の面積で低下が生じたとすると、そのことによる海面上昇は0.11mということになる。平均速度に直すと0.1mm/年

図14 白瀬流域崩壊の歴史の概念図。過去数千年に亘って流出口にある棚氷によって流出が阻止されていた(A)ものが、約1500年前の海面上昇によって棚氷が破壊され(B)、流出口付近より異常流出が開始(C)、氷厚減少の波が上流側へと伝わっている(D)。点線は新たな定常状態を示す。

Fig. 14 Schematic figure for deterioration of the ice sheet in the Shirase drainage.

である。これだけでは、世界の海面上昇に及ぼす影響は、それ程大きい訳ではない。

しかし、ここで注目したいことは、従来、非常に安定していると考えられてきた東南極で、このような異常流出現象が生じるということである。東南極の異常流出現象が、前章で仮説として述べたように生じるのかどうかは、今後の詳細な検討をまたねばならないが、もしそうだとすれば、現在棚氷が存在している流域では白瀬流域と同様のことが生じる可能性を秘めているからだ(図2参照)。

たとえば、白瀬氷河の5倍以上の流域面積をもつランバート流域では、現在は氷床の体積が増加している(海面のレベルを下げる方向)という報告(ALLISON 1979)もあるが、最近100年間ほど継続している海面上昇(AD, HOC COMMITTEE ON THE RELATIONSHIP BETWEEN LAND ICE AND SEA LEVEL 1985)が引金となってアメリー棚氷が崩壊すれば、白瀬流域で見られたような異常流出現象が開始されるかもしれない。

これらのことが、最近の温暖化による谷氷河の融解と相補い、またⅡ章で述べた西南極の崩壊とも正のフィードバック機構として働けば、近い将来、世界の海面が急速に上昇することも、あながち単なるお話ではなくなってくる。聞くとところによると、オランダの学者は、急速な海面の上昇に備えて、沿岸に巨大な堤防をつくることも検討しているという(樋口 1988)。複雑で長大な海岸線に沿った多くの大都市を抱えるわが島国日本は、海面上昇によって大災害を被るポテンシャルが高い。世界の陸氷のモニタリングをはじめ、海面上昇の問題にさらに真剣に取り組まねばならないのではなかろうか。

文 献

- AD HOC COMMITTEE ON THE RELATIONSHIP BETWEEN LAND ICE AND SEA LEVEL (1985): *Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climate Change*. National Research Council, Washington DC, 330p.
- ALLISON, I. (1979): The mass budget of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica. *J. Glaciol.*, **22**, 223-236.
- 東 信彦 (1986): 極地氷床氷の集合組織とその流動特性に関する実験的研究. 北海道大学学位論文.
- BENTLEY, C. R. (1972): Seismic wave velocities in anisotropic ice: A comparison of measured and calculated values in and around the deep drill hole at Byrd Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **77**, 4406-4420.
- DIONNE, J. C. (1988): Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, **29**, 233-244.
- 藤井理行 (1989): 氷床コアと古環境. 地学雑誌. **98**, 535-561.
- FUJII, Y. and WATANABE, O. (1988): Microparticle concentration and electrical conductivity of a 700m ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 38-42.
- FUJITA, S., NAKAWO, M. and MAE, S. (1987): Orientation of the 700-m Mizuho core and its strain history, *Proc. NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, No. 1, 122-131.
- HIGASHI, A., NAKAWO, M., NARITA, H., FUJII, Y., NISHIO, F. and WATANABE, O. (1988): Preliminary results of analyses of 700m ice cores retrieved at Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 52-56.
- 樋口敬二 (1988): グローバル・チェンジと自然災害. 新潟大学積雪災害研究センター創立10周年記念講演会論文集, 75-79.
- HUGHES, T. J. (1977): West Antarctic ice streams. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 1-46.
- 国立極地研究所 (1982): 南極の科学, 4, 氷と雪. 202p.
- LINGLE, C. S. (1985): A model of a polar ice stream, and future sea-level rise due to possible drastic retreat of the West Antarctic ice sheet. *Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climatic Change*. National Research Council, Washington DC., 317-330.
- MAE, S. (1979): The basal sliding of a thinning ice sheet, Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**, 53-62.
- (1986): Radio echo sounding in the Shirase Glacier drainage basin. *Antarctic Record*, **30**, 11-18.

- and NARUSE, R. (1978): Possible causes of ice sheet thinning in the Mizuho Plateau. *Nature*, **273**, 291-292.
- MORGAN, V. I. (1985): An oxygen isotope-climate record from the Law Dome, Antarctica. *Climatic Change*, **7**, 415-426.
- NAGAO, M., NAKAWO, M. and HIGASHI, A. (1984): Computer simulation of the ice sheet in the Shirase basin, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **5**, 219-221.
- NAKAWO, M., AGETA, Y. and YOSHIMURA, A. (1979): Discharge of ice across the Soya Coast. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, No. 7, 235-244.
- , OHMAE, H., NISHIO, F. and KAMEDA, T. (1989 in press.): Dating the Mizuho 700-m core from fabric data of the core ice. *Proc. NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, No. 2,
- NARUSE, R. (1978): Studies on the ice sheet flow and local mass budget in Mizuho Plateau, Antarctica. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Ser. A, No. 28, 54 p.
- 西尾文彦・前 晋爾・中尾正義・高橋修平・川田邦夫・大前宏和 (1987): しらせ氷河源流域の流動特性. 第10回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨. 6-7.
- SATOW, K. (1978): Distribution of 10m snow temperatures in Mizuho Plateau. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, No. 7, 63-71.
- 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*, No. 7, 264-274.
- SNEH, Y. and KLEIN, M. (1984): Holocene sea-level changes at the coast of Dor, southeast Mediterranean. *Science*, **226**, 831-832.
- THOMAS, R. H. (1985): Responses of the polar ice sheets to climatic warming. *Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climatic Change*, National Research Council, Washington DC, 301-316.
- ZNACHKO-YAVORSKIY, G. A. (1978): The topography of Antarctica. *Polar Geogr.*, **2**, 1-13.
- (1988年10月21日受付, 1989年8月7日受理)