

地球規模の環境問題と南極およびその周辺海域

西村 昭¹⁾

1. はじめに

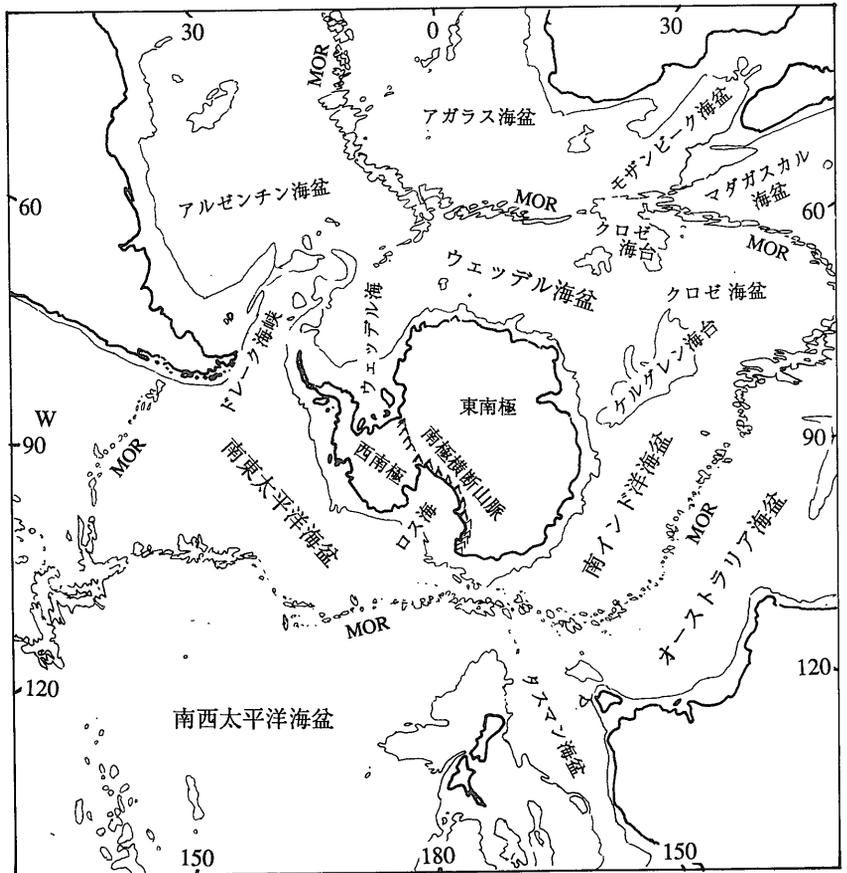
1980年代の地球温暖化問題の議論の中で、ハワイのマウナロアの二酸化炭素の連続観測による大気中の二酸化炭素濃度の増加の記録と同様に、南極のポストーク氷床コアの二酸化炭素濃度の変遷と気温変化の記録は、極めて重要で象徴的なデータを与えている。2,200mの氷床コアに残された16万年の気温の変化は、深海のコアの酸素同位体の変化と同様の変化を示しており、二酸化炭素濃度は温度変化と密接に関係して変化している。最近の16万年間は間氷期-氷期-間氷期（後氷期=現在）という気候サイクルにあり、この大気組成の変化と気候変化の相関が、地球全体のシステムの中でどのような機構でもたらされたかについて議論が盛んに行なわれている。

最近、大気組成変化の原因と過去の気候変動の関係やその変動の機構の解明や温暖化の対策の観点からも、栄養塩が豊富で深層水の形成に係わりある南極周辺海域が、注目されている。それらを含め地球規模の温暖化に関連して南極とその周辺の話題について紹介する。

2. 南極地域の地史

南極は、面積 13.92×10^6 km²、ほとんどが氷床に覆わ

れておりその平均の厚さは2,160m、氷床の体積は 30.11×10^6 km³である。南極大陸を含む南極プレートは拡大型プレート境界である中央海嶺系に囲まれている（第1図）。南極大陸は、中央部の標高2,000-4,000mの大陸横断山脈により東南極と西南極に分けられる。東南極は、 Gondwana大陸に属していたシールドで、西南極は古生代以降の変動帯である。新生代以降の氷床の発達過程を



第1図 南極およびその周辺海域の地形 (Fodvik and Gammelsrod, 1987).
水深3,000mが細線で入れてある。MOR; 中央海嶺。

1) 地質調査所 海洋地質部

記録する新生代層の分布は極めて狭く、点在するのみである。4億年前から現在の南極大陸を構成するゴンドワナ大陸の一部は極域にあった。ゴンドワナ大陸から分裂し、最終的に始新世にオーストラリアと分離を開始して、現在の南極大陸が形成された。

新生代以降の水床の形成・発達史は、南極大陸の地層・ロス海周辺での陸上および水床からの堆積層のボーリング・1973年以降南極周辺海域で実施された深海掘削(DSDP・ODP)によるデータにより明らかになってきた(Webb, 1991; Kennet and Barker, 1990) (第2図)。南極大陸においては、白亜紀の水床の記録はなく、暁新世には暖かく半乾燥気候であったらしい。東南極では、漸新世の最初期から氷河成の堆積物が見られる。中期中新世の初期には氷床が拡大した。西南極氷床は後期中新世の800万年前には形成されており、最後期中新世から鮮新世には、周辺海域では漂流岩屑の増加が認められる。鮮新世の240万年前頃から、北半球でも氷河が形成され始める寒冷化が急速に進行し、南極の水床も拡大した。

亜南極海(南極収束線と亜熱帯収束線の間)においては、始新世の初期には温暖であったが、5,100-4,600万年前には表層水に寒冷の傾向が現われた。後期始新世の3,800万年前までにより寒冷となり、プランクトンは寒冷種に置き代わるとともに、石灰質殻のプランクトンに代わ

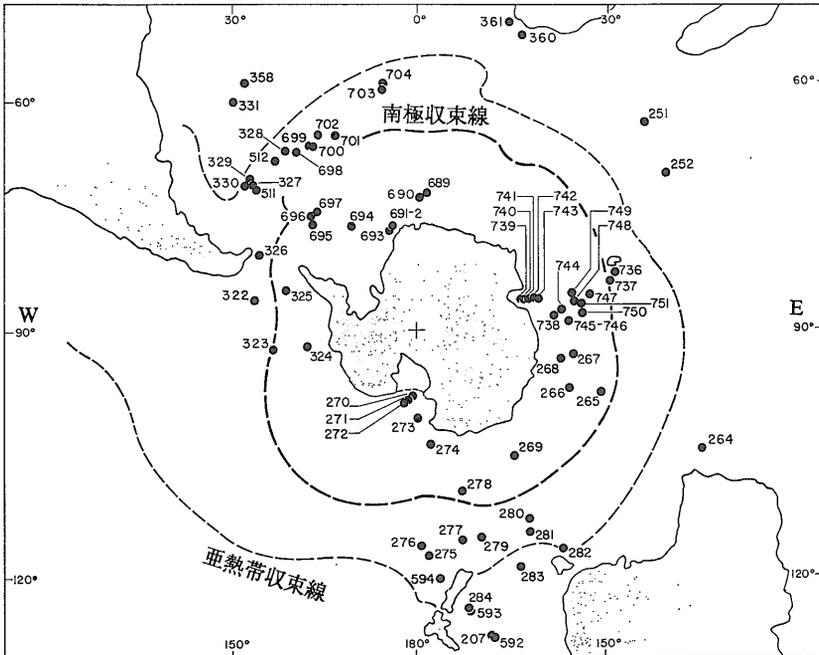
て珪質殻のプランクトンが卓越し始めた。後期漸新世までに、汎世界種と寒冷種が優占した。漸新世末には、ドレーク海峡が広がって周南極海流が形成され、一層寒冷化が進んだ。漸新世-中新世境界付近において短い温暖期があったが、初期中新世には、南極収束線の北方への移動があった。後期中新世には、プランクトンは石灰質殻のものから珪質殻のものに完全に置き替わった。最初期中新世直後には、周南極深層水と南極底層水の発達によって南極周辺海域でハイエイタスの形成が目立っている。陸域海域を含むこれらの変遷は、ほかの大陸から分離による南極大陸の極域の孤立化が、南極の寒冷化を促進し、氷床を形成するようになってきたことを示している。

3. 海洋大循環と深層水の形成

海洋における大循環は、表層の海流と深層水の循環からなり、熱と物質を輸送し、地球全体の気候に大きな役割を担っている。南極周辺海域の深海掘削の結果、古い時代の深層水循環についても明らかになってきた(第3図)。暁新世-始新世には、低緯度の塩分濃度の高く温かい水が底層水を形成し、高緯度で形成された冷水が覆う2層構造であった。漸新世には、高緯度で冷たい底層

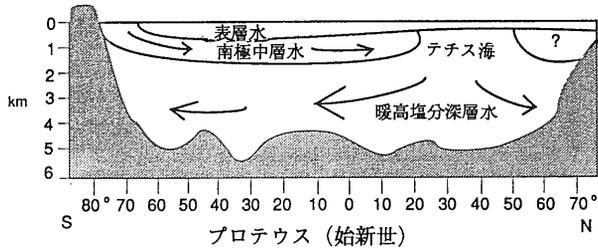
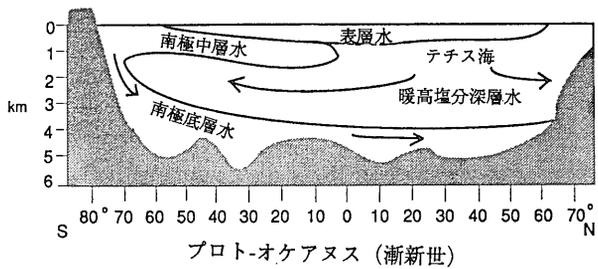
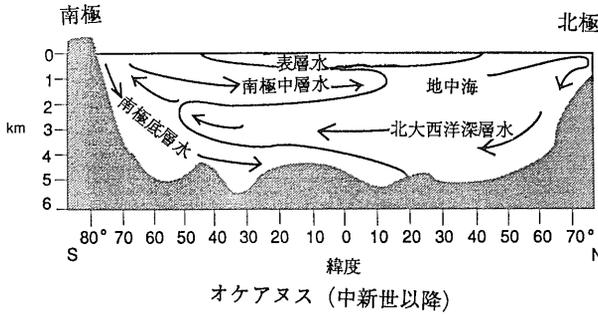
水の形成が始まったが、中層水はまだ低緯度の高塩分で暖かい水に起源をもっていた。中新世以降は現在と同様に、深層水は基本的に高緯度の冷水に起源を持って循環している。

現在の海洋の深層水の形成には北大西洋が一番大きい役割をしていると考えられている。北大西洋で冷やされた、塩分濃度が高く冷たい海水が深層水をつくり、大西洋を南下し、南極周辺海域に達する。南極のウェッデル海などで形成された底層水が、大西洋を南下してきた深層水に加わり、インド洋・太平洋・北大西洋の深海へと供給される。南極における底層水の形成には、結氷が関与して、広く浅い海を必要と



第2図 南極周辺海域における深海掘削地点(Webb, 1991)。

数字は掘削点のサイトの番号。DSDP (207-361), IPOD (592-593), ODP (689-751)。

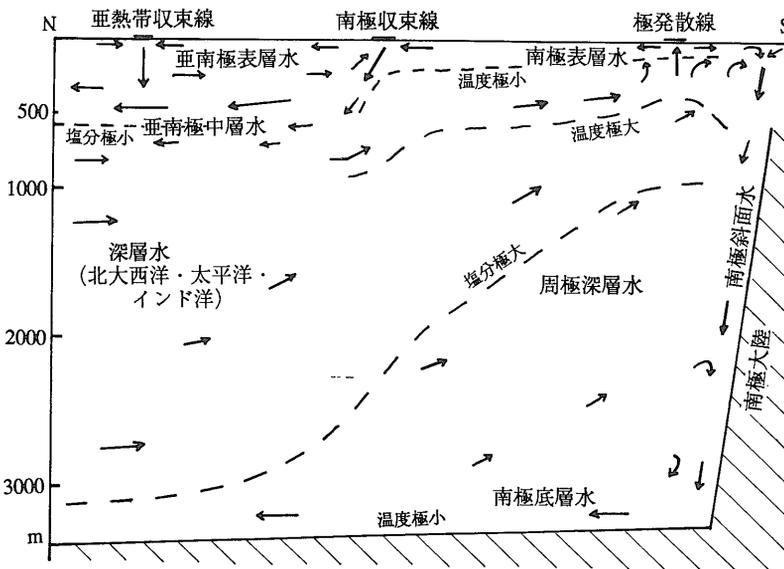


第3図 大西洋の海洋大循環の変遷 (Kennett and Stott, 1990).

している。その条件にあるウェッデル海で、南極の深層水の70%以上が形成されている(第4図)。ウェッデル海では、棚水下に形成された棚水水が大陸斜面を流下し、ウェッデル海深層水と混合して底層水を形成している。氷期には、北大西洋での深層水の形成が無かったか、小さかったと考えられている。一方南極では、引き続き深層水が形成されていて、深層水の重要な供給源となってインド洋・太平洋・大西洋に深層水を供給していたと考えられている。

4. 現在の南極周辺海域

狭義の南極海は、南極収束帯より南の南極大陸を囲む海域のことをいう。北極と南極は同じ極域にあるが、生物群集は種々異なる点がある。南極海においては、生物の群集の変異度が小さく、冷水の動物群と植物群が南極大陸を取り巻く帯状配列をしている。南極海では石灰質の殻を持つプランクトンは豊富でなく、石灰質ナノプランクトンは殆どいない。南極海の60°Sより南でのプランクトンの分布調査では、石灰質ナノプランクトンは極めて少なく *Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa ericsoni* など数種が極く少量認められただけで、珪質のナノプランクトンが卓越している (Nishida, 1986)。浮遊性有孔虫群集は、ほとんど *Neogloboquadrina pachyderma* 1種のみからなっている (写真1)。これに対して、珪質殻を持つプランクトンの放散虫と珪藻は優勢であり、地域種を含む多様な群集からなっている。海水の内部や下部には、黄緑色～褐色の藻類の集合体が見られ、アイスアルジーと呼ばれている。その生産は、海水下の比較的多様な生物群集をささえており、珪藻類は、その重要な構成要素となっている (渡辺, 1990; Kennett, 1978)。また、海水の中に浮遊性有孔虫が含まれることがあり、ウェッデル海の海水と海水中の浮遊性有孔虫の調査によると、海水中には海水と比較して70倍もの有孔虫が濃集して分布していることが明らかになった (Dieckmann et al., 1991)。海水に伴うアイスアルジーや、海水中に見られる有孔虫は、南極海の生態系を考えるうえで興味深く、



第4図 南極海の水塊構造概念図 (Gordon, 1967 を簡略化)。

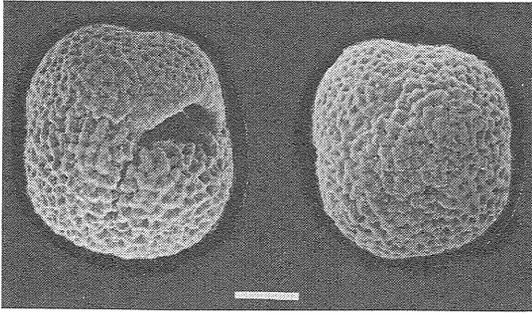
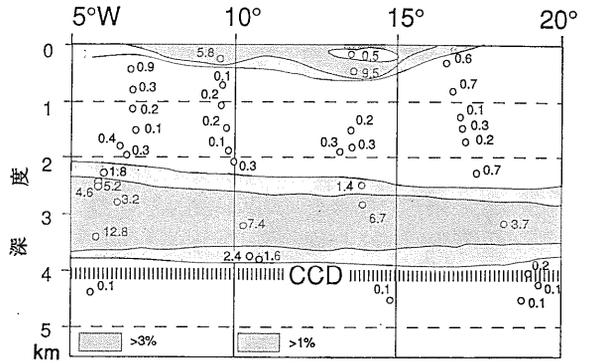


写真1 南極海の *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) スケールは100 μ m。左が口孔側、右がらせん側を示し、左巻である。

その生態の解明がなされれば、海氷の発達などの古環境の解析にも有効になると考えられる(斉藤, 1990)。南極海の食物連鎖系は、比較的単純であり、一次生産の藻類に続く短い食物連鎖で、海鳥などの大型の動物が直接に二酸化炭素を大気に還元しているという考えもある。現在の生態系の仕組みも地球規模での物質循環の解明や古環境の復元のために重要であることが指摘されている。

南極周辺海域の水塊構造に従って、底生有孔虫群集が分布している。南極海では、石灰質殻の底生有孔虫は、500m 以浅の陸棚上では優占的であるが、それより深い陸棚斜面では砂質有孔虫が優占的で石灰質殻の有孔虫は産出しない。そこで炭酸カルシウム補償深度 (CCD) は極めて浅い500m 付近に存在するよう見えるが、水深3,000-3,900mに石灰質有孔虫の再度の産出が認められ、CCDは4,000m付近にある(米谷・井上, 1986; Anderson, 1975)。このことは、ウェッデル海の陸棚斜面の堆積物の炭酸塩含有量からも明瞭に示される(第5図)。深海域の石灰質殻の有孔虫は、*Nuttallides umbonifer*, *Epistominella exigua*などを優勢な種とする群集で、これらの種は全海洋の深海域に広く分布しており、インド洋の南部では南極底層水の流路に伴う群集を特徴づけるものである(Corliss, 1979)。底生有孔虫の分布は、南極海における底層水の形成や水塊構造に支配されているので、海底から採取されたコアでの群集変化は水塊構造の変遷を記録していると考えられる。南極海のコアの分析では、最表層よりもコア下部に石灰質の堆積物が存在することから、氷期には、CCD が下降した可能性も指摘されている(米谷・井上, 1986)、この海域でも水塊構造の大きな変化があったと考えられる。

南極海では、堆積物の分布は、氷河性堆積物、珪質軟泥が帯状配列しており、プランクトンの分布と同様に、南極収束帯が珪質堆積物とその北側に分布する石灰質堆積物との境界となっている(第6図)。南極大陸周辺での



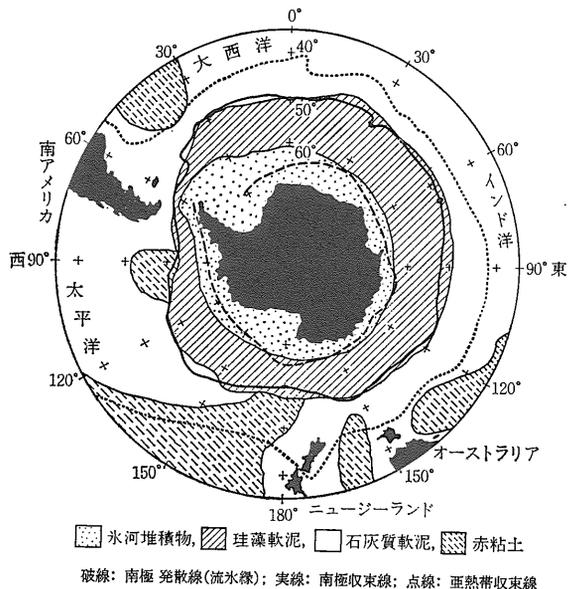
第5図 ウェッデル海東部の表層堆積物中の炭酸カルシウム量の分布 (Mackensen et al., 1980)。乾燥重量に対する重量%。

氷河性堆積物の研究も活発に行なわれており、氷期一週氷期のサイクルの中で、氷床発達期・消滅期における氷床下や氷床周辺域での堆積相や堆積物作用が詳しく解析されている(例えば, Anderson, 1989)。

5. 南極氷床コアから知られる環境変遷

南極大陸の氷床は、雪が堆積して形成されるので、海底堆積物と同様に過去の記録を順序良く記録している。氷床コアの分析からは、大気温度・積雪量・大気成分など、以下のように種々の環境復元も可能である(藤井, 1988; Oeschger and Langway, 1989)。

1) 地球と極域の気候(気温)の復元



第6図 南極周辺海域の海底堆積物の分布 (小泉, 1978)。

極域の大気温度の変化は、氷の中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ の変動として明らかにされる。南極氷床コアの気温変化は、深海のコアの有孔虫殻の酸素同位体カーブと基本的に同様の変化を示している。氷期一週氷期の間で約10℃の気温差があったことと、北半球の氷床コアにおける気温変化と同様の変化を示すことは、全球的に気候が同時に変化していることを示している (第7図)。

2) ダストの量

ダストを運搬する極域の大気循環の強さや循環の軌道の位置、火山活動や地球外物質の大気への供給の変化が明らかになる。

3) 大気的气体成分の変化

氷に閉じ込められた大気の詳細測定から、 CO_2 , CH_4 , N_2O 等の濃度変化が描き出される。ポストーク氷床コアでは、 CO_2 の濃度の変化は、気温変化と極めて相関をもって変化している (Barnola et al., 1987)。

4) 大気に含まれる化学成分の変化

人間活動により作られた人工生成物の拡散の問題、自然状態におけるベースラインの決定、氷期一週氷期の変化などに関連して、 SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , 重金属などが測定されている。非海水起源の SO_4^{2-} イオンは、海洋生物の生産量を示す指標として注目されている (Legrand et al., 1988)。

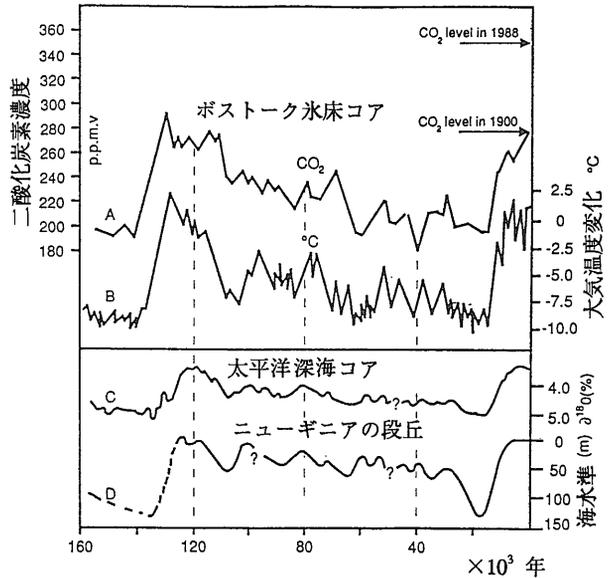
5) 太陽活動や地磁気強度の変化による、宇宙線の変動記録

^{10}Be の高濃度期は太陽の活動の静穏期に相当する。 ^{14}C の変化は、木の年輪の ^{14}C データと比較して研究されている。

これらの変化を環境変遷として読み取るためには、氷床コアの年代決定が重要である。堆積量が大きく完新世以降に形成された氷床での年代決定には、 $\delta^{18}\text{O}$, ダスト, 酸性度 (電気伝導度) などの様々な季節変動を利用して年数を数える方法がとられる。 ^{210}Pb , ^{14}C などの放射性同位体による絶対年代の測定も大量の試料があれば可能である。南極内陸部は堆積量も小さく、年代決定には氷床流動モデルが用いられている。ポストーク氷床コアの年代決定は、二次元の氷床流動モデルで行なわれている (Lorius et al., 1989)。深海コアと氷床コアの同位体比の変動の同時性や時間的なずれの議論をするにはより精密な年代決定が必要とされている。

6. 氷期一週氷期の変動

最初に述べたように、氷期と間氷期において、二酸化炭

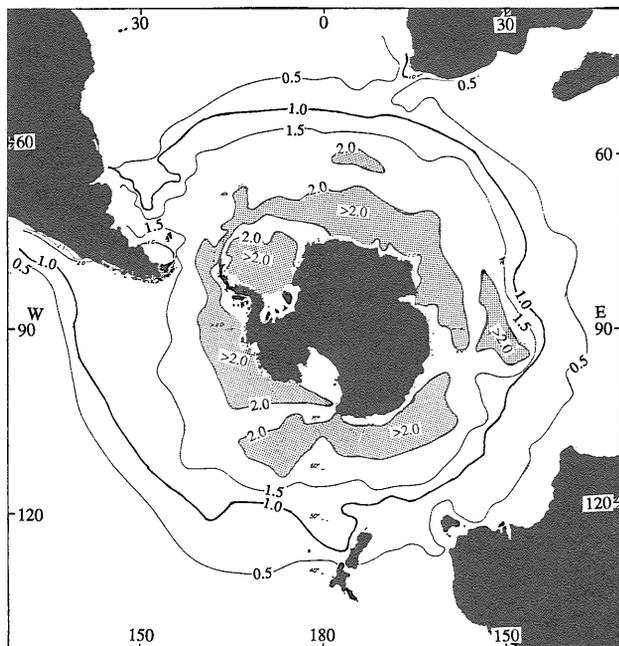


第7図 ポストーク氷床コアの大気中の二酸化炭素濃度と温度の16万年間の変化 (Barrett, 1991)。

赤道太平洋の酸素同位体変化カーブ (C) とニューギニアの段丘に記録された海面変動 (D) が比較のために示してある。

素濃度の急激な変化が気候変化と連動している。最近、そのことを説明しようと極域アルカリ度仮説 (Broecker and Peng, 1989), 南極海栄養仮説 (Keir, 1989), 海洋一大気複合モード仮説 (Broecker and Denton, 1990) などいくつかの仮説が発表されている。そのどれもが、大気の50倍の二酸化炭素の大きなリザーバーとなっている海洋にその原因を考えている。南極周辺海域の役割を特に重視している“鉄仮説” (iron hypothesis; Martin, 1990) について以下に紹介する。

海水中の磷や窒素は栄養塩として植物プランクトンの繁茂に関係あるとして注目されている。鉄も生物にとっては必須の元素であるが、海水中では微量であり、分析が困難であったことから、その役割については不明な点が多かった。磷や窒素といった栄養塩が豊富である海域でもプランクトンの繁茂が認められないような場合、鉄が植物プランクトンの繁茂を律速していると考えられるデータが北東太平洋等において認められた (Martin and Gordon, 1988)。南極周辺海域は、湧昇に伴って磷酸も硝酸も高濃度であり (Gordon and Molinelli, 1982) (第8図)、植物プランクトンの生産量は、その栄養塩の量からは本来もっと多くあっていいと考えられる。しかし現在、それが低く押さえられているのは、この海域への鉄の供給が小さいためでないかと考えられる (Martin et al., 1990)。ポストーク氷床コア中のアルミニウム量等から



第8図 100m深度の海水中の磷酸塩濃度分布 (Gordon and Molinelli, 1982).

単位は、 $\mu\text{M}/1$. $2.0\mu\text{M}/1$ 以上の海域は、湧昇の存在すると考えられている地域と一致している。

推定される大気を通してのダストに伴う鉄の供給は、最終氷期には間氷期の50倍であったと推測される(第9図)。氷期には、このダストに伴う鉄の供給により植物プランクトンが豊富な栄養塩を利用し繁茂し、生物のポンプ作用が大きく働いて表層水の二酸化炭素の吸収が増大した。そのことが、大気中の二酸化炭素濃度を間氷期に比べ80 ppmも下げた原因である。また、現在や間氷期の高い二酸化炭素濃度は、生物生産量が低いためである。鉄仮説は、以上のように氷期と間氷期の大気中の二酸化炭素濃度の変化を鉄の供給に関連した植物プランクトンの生産量により説明しようという説である。

しかし、この考えにはいくつもの反論もある(Lloyd, 1991; Sunda et al., 1991)。外洋域において、見かけ上植物プランクトンが少ないのは鉄によってその繁茂が制限されているのではなく、捕食されているためらしい。加えた鉄によって植物プランクトンが増加したとして鉄が律速因子であると結論づけた実験について、鉄によって植物

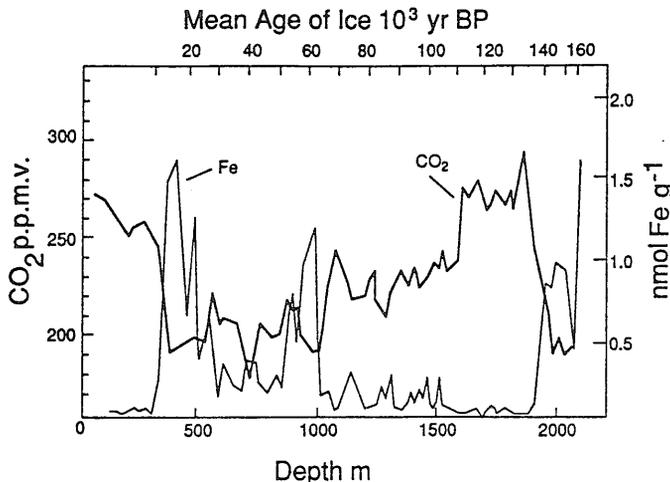
プランクトンが増加したのではなく、鉄が植物プランクトン捕食者の発生をとめたためであるなど、鉄が律速因子かどうかにも疑問視されており、基礎的な研究がまだまだ必要である。

この鉄仮説について海底堆積物からの直接的証拠は、現在まで見つかっていない。しかし、この仮説が正しければ、ダストの供給の代わりに人工的に鉄を海洋に添加することで海洋の植物プランクトンを増加させ、二酸化炭素を海洋に吸収させることができることとなる。

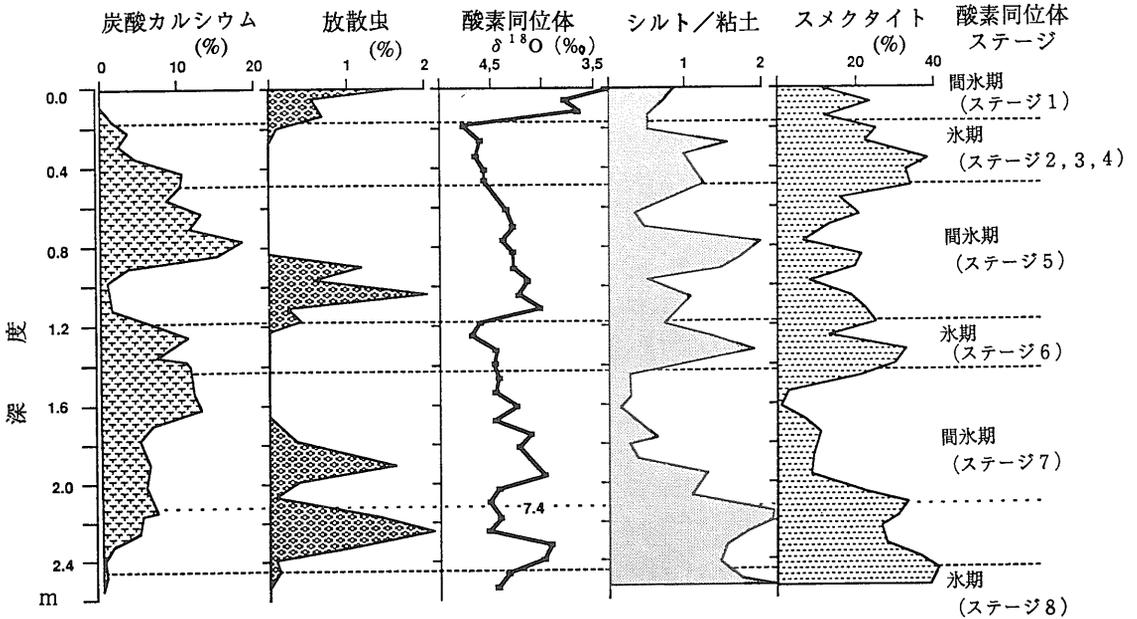
7. 地球が温暖化したら

南極の氷床が、今後起こると考えられている地球の温暖化によりどう変化するかについては、極めて見積りの困難な問題である。それは、現在の南極の氷床の総量の算定でさえ不十分であることにも起因している。最終氷期以降現在までの温度上昇に対して現在の状態が平衡に達しているのかが重要であり、もし、達していないとすると今後氷床下部での流動が活発化する可能性が高い。今後の気温上昇により南極氷床上への降雪量が増加するのか、温度の上昇により氷床の融解や流動性が増加することで氷床が減少するのかは、極めて関心が高い問題である(西尾, 1991)。

温暖化に対する氷床の対応の一例として、ヒブシサーマル期における氷床の発達状態が、東南極の氷床の前面の大陸棚の海底コアの解析から検討されている。最終氷期以降氷床が後退したこと



第9図 ポストク氷床コア中の鉄と二酸化炭素の分布 (Martin, 1990). 鉄の量は、コア中のアルミニウム量を鉄に換算したものである。



第10図 ウェッデル海東部の第四紀後期のコア堆積物に見られる組成変化 (Grobe et al., 1989).
このコアは、水深2,505mで採取された。

より、10,700年前より堆積を始めた珪藻質の堆積物は、7,400年前以降4,300年前までは、氷河の進出により再度陸源の礫質の堆積物におきかわっている。このことは、いわゆるヒブシサーマル期の7,000-4,000年前に現在より氷床の発達していたことを示している (Dormack et al., 1991)。この事実は、近未来に予想される地球温暖化への楽観的見方を与える。また、最近の氷床コアの解析結果は、南極域では、気温の上昇とともに積雪量が増加して、氷床が増大していることを示している (西尾, 1991)。

8. 南極周辺海域における今後の課題

地球全体が一つのシステムとなって地球規模の環境変化が起こっており、南極とその周辺海域での現象は、我々の住む北半球を含む全球的に大きな関連を持っている。最近話題になっている鉄仮説に代表される氷期-間氷期の大きな変動を説明する鍵の一つは南極海に残されている。過去の気候変化に伴った生物群集の変化・底層水の形成・氷床の発達などの現象の実体とその関係についてのデータの蓄積がまだこの海域では少ない。南極周辺海域において、コア試料による生物生産量の変化・炭酸カルシウム量の変化・氷床発達度の変遷などの検討が可能である。特に氷床コアで明らかになった環境変化の明確な最終間氷期以降の寒暖の一サイクルについて詳しいデータの蓄積は氷期・間氷期の地球システムの解明の

ため重要と考えられる。

最近、南極大陸の大陸斜面のピストンコアにも、酸素同位体の変化曲線に基づいて年代が詳しく決定され始めた。これにより、生物生産量や、氷床の発達状況の詳細な解明が可能になると思われる。ウェッデル海の大陸斜面のコアの一例では、放散虫の量で示される生物生産量は、間氷期の初期に増加していることや、漂流岩屑量の増加による陸源物質の供給によって、間氷期の方が氷期よりも堆積速度が大きかったことなどが明らかにされている (第10図)。さらに同様な年代決定した海底コアについて、南極収束線の南北で氷期と現在の珪藻の生産量を比較し、先に述べた鉄仮説への反論も行なわれている (Martlock et al., 1991)。しかし、南極周辺海域での精密な年代目盛の入ったコアの研究はまだまだ少ない。中・低緯度の古環境の解析では、温度・海水循環・生物生産量・栄養塩類などの解明に有孔虫殻中の化学トレーサーを盛んに使用するようになってきた。南極のような珪質微化石に富んだ堆積物に適用できる化学トレーサーの開発はまだ進んでおらず、今後行なうべき重要な課題である。日本による南極周辺海域での研究は、基礎的なデータの蓄積はあるものの古環境の解析例は極めて少なく今後の進展が待たれている (斉藤, 1990)。

地質調査所海洋地質部の奥田義久、中村光一、井内美郎、棚橋学、燃料資源部の徳橋秀一の諸氏には文献について教えていただき、内容について議論していただき

た。また、国立環境研究所の渡辺正孝水圏環境部長・地質調査所の中尾征三海洋地質部長にも議論いただきたい。以上の方々にお礼を申し上げたい。

文 献

- Anderson, J. B. (1975): Factors controlling CaCO_3 dissolution of foraminifera in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. *Marine Geol.*, **19**, 315-332.
- Anderson, J. B. (1989): Antarctica's glacial setting. In Anderson, J. B. and Molnia B. F. (eds.) *Glacial-Marine sedimentation*, 11-57.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., and Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature*, **329**, 408-414.
- Berrett, P. J. (1991): Antarctica and global climatic change: a geological perspective. Harris, C. and Stonehouse, B. (eds.) *Antarctica and Global Climatic Change*, Belhaven Press, London, 35-50.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1990): What drives glacial cycles? *Scientific American*, 43-50. (日経サイエンス1990年3月号, 57-67)
- Broecker, W. S. and Peng, T. H. (1989): The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO_2 change: A polaralkalinity hypothesis. *Global Biogeochem. Cycles*, **3**, 215-240.
- Corliss, B. H. (1979): Taxonomy of Recent deep-sea benthonic foraminifera from the southeast Indian Ocean. *Micropaleont.*, **25**, 1-19.
- Dieckmann, G. S., Spindler, M., Lange, M. A., Ackley, S. F., and Eicken, H. (1991): Antarctic sea ice: a habitat for the foraminifer *Neoglobobulimina*. *Jour. Foram. Res.*, **21**, 182-189.
- Domack, E. W., Jull, A. J. T., and Nakao, S. (1991): Advance of East Antarctic outlet glaciers during the Hypsithermal: implications to the volume state of the Antarctic ice sheet under global warming. *Geology*, 1059-1062.
- Foldvik, A. and Gammelsrod, T. (1988): Notes on southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **67**, 3-17.
- Gordon, A. L. (1967): Structure of Antarctic Waters between 20°W and 170°W . In: Bushnell, V. (ed.), *Antarctic Map Folio Series, Folio 6*. Am. Geogr. Soc., New York, N. Y.
- Gordon, A. L. and Molinelli, E. J. (1982): Thermohaline and chemical distributions and the atlas data set. In: Gordon, A. L. (ed.) *Southern Ocean Atlas*. Columbia Univ. Press, New York, N. Y.
- Grobe, H., Futterer, D. K., and Spiess, V. (1990): Oligocene to Quaternary sedimentation process on the Antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**, 121-131.
- 藤井理行 (1989): 氷床コア古環境. *地学雑誌*, **98**, 535-561.
- Keir, R. S. (1990): Reconstructing the ocean carbon system variation during the last 150,000 years according to the antarctic nutrient hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 253-270.
- Kennett, J. P. (1978): The development of planktonic biostratigraphy in the Southern Ocean during the Cenozoic. *Marine Micropaleont.*, **3**, 301-345.
- Kennett, J. P. and Barker, P. F. (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling Perspective. In Barker, P. K., Kennett, J. P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**, 937-960.
- Kennett, J. P. and Stott, L. D. (1990): Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotope results; ODP Leg 113. Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., *Proc. ODP, Scientific Results*, **113**, 865-880.
- 小泉 格 (1977): 南極大陸周辺海域の海底堆積物と氷河. *科学*, **47**, 621-627.
- Legrand, M. R., Delmas, R. J., and Charlson, R. J. (1988): Climatic forcing implications from Vostok ice-core sulfate data. *Nature*, **334**, 418-420.
- Lloyd, P. (1991): Iron determinations. *Nature*, **350**, 19.
- Lorius, C., Raisbeck, G., Jouzel, J., and Raynaud, D. (1989): Long-term environmental records from Antarctic ice cores. Oeschger, H. and Langway, C. C. Jr. (eds.) *The environmental record in glaciers and ice sheets*. John Wiley and Sons Ltd., 343-361.
- Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G., and Futterer, D. K. (1980): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S : Distribution, ecology and fossilization potential. *Marine Micropaleont.*, **16**, 241-283.
- 米谷盛寿郎・井上洋子 (1986): 南極底層水に付随する石灰質有孔虫群集と南極海の CCD. 新生代の有孔虫の研究, 79-94.
- Martin, J. H. (1990): Glacial-Interglacial CO_2 change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1-13.
- Martin, J. H., Gordon, R. M., and Fitzwater, S. E. (1990): Iron in Antarctic waters. *Nature*, **345**, 156-158.
- Martin, J. H. and Gordon, R. M. (1988): Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity. *Deep-Sea Res.*, **35**, 177-196.
- Martlock, R. A., Charles, C. D., Froelich, P. N., Zibello, M. A., Saltzman, J., Hays, J. D., and Burckle, L. H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature*, **351**, 220-222.
- Nishida, S. (1986): Nannoplankton flora in the Southern Ocean, with special reference to siliceous varieties. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Special Issue*, **40**, 56-68.

西尾文彦 (1991) 南極の氷は減っているか. 科学, **61**, 430-431.
 Oeschger, H. and Langway, C. C. Jr. (eds.) (1989): The environmental record in glaciers and ice sheets. John Wiley and Sons Ltd., 400p.
 斉藤常正 (1990) 海水圏古環境に関する幾つかの研究課題. 海洋科学, **22**, 625-629.
 Sund, W. G., Swift, D. G., Huntsman S. A. (1991) Low iron requirement for growth in oceanic phytoplankton. Nature, **351**, 55-57.
 渡辺研太郎 (1990) 沿岸海水域の一次生産. 海洋科学, **22**, 588-596.

Webb, P. N. (1991): A review of Cenozoic: ratigraphy and paleontology of Antarctica. Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thompson, J. W. (eds.) Geological Evolution of Antarctica, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 500-607.

NISHIMURA Akira (1992): The Antarctic and its surroundings related to global change.

<受付: 1992年1月29日>

1992年度地質調査研究所講演会

21世紀のエネルギー:地熱

わが国に豊富に賦存する地熱エネルギーの有効利用は着実に進められてきているが、その努力が真に開化するのは来世紀に入ってからになるだろう。地質調査所は早くからわが国の地熱資源に注目し、「サンシャイン計画」のもとで賦存状態を明らかにするための手法・探査技術開発に取り組んできた。ここでは、これまでの取り組みによって得られた結果をもとに、将来のエネルギー源として地熱を考える。

日 時: 1992年6月12日 (金) 11:00-16:45

会 場: 三会堂ビル9F, 石垣記念ホール
東京都港区赤坂 1-9-13 Tel. 03-3582-7451

主 催: 工業技術院地質調査所
(財)日本産業技術振興協会

問い合わせ先: 工業技術院地質調査所 乗務課広報係
〒305 茨城県つくば市東 1-1-3
Tel. 0298-54-3520 Fax. 0298-54-3533

交 通: 地下鉄丸ノ内線, 千代田線国会議事堂前駅下車徒歩6分, 地下鉄銀座線虎ノ門駅下車徒歩6分

参加費: 無料 (ただし, テキスト代実費)

申込先: (財)日本産業技術振興協会
〒105 東京都虎ノ門 1-19-5 虎ノ門1丁目森ビル5階
申込方法: 参加申込用紙に参加者の氏名, 所属等をご記入の上, 申込先へお送り下さい。電話, Fax. での申込もお受け致します。

<プログラム>

	司会 地質調査所 企画室長	
あいさつ		11:00-11:15
	日本産業技術振興協会 専務理事 地質調査所長	小川 克郎
21世紀の資源・環境と地熱エネルギー		11:15-11:35
	地質調査所長	小川 克郎
地熱エネルギー開発利用への取り組み		11:35-12:00
	地熱部長	長谷 紘和
昼食		12:00-13:00
	司会 地質調査所 地熱探査課長	13:00-13:40
特別講演: 火山の恵み—その地熱との関わり		13:00-13:40
	北海道大学理学部教授 荒牧 重雄	
熱水系の深部環境を地球化学データから予測する		13:40-14:20
	北海道支所地域地質課長 茂野 博	
地熱調査における物理探査の現状と展望		14:20-15:00
	地熱熱物性課長 川村 政和	
休憩		15:00-15:20
地球環境と地熱資源量評価		15:20-16:00
	地熱探査課主任研究官 宮崎 芳徳	
特別講演: 米国 グレートレイズン地域の地熱資源		16:00-16:40
	ネバタ大学客員教授 陶山 淳治	
閉会のあいさつ		16:40-16:45
	地質調査所次長 佐藤 壮郎	