

## 参考

### 1990 年気象学会シンポジウム「南極気候における南極氷床の役割」

山内 恭<sup>1)</sup>・安成哲三<sup>2)</sup>・松野太郎<sup>3)</sup>・岩田修二<sup>4)</sup>・鬼頭昭雄<sup>5)</sup>・井上治郎<sup>6)</sup>・田中正之<sup>7)</sup>  
 岩坂泰信<sup>8)</sup>・山崎孝治<sup>9)</sup>・神山孝吉<sup>10)</sup>・藤井理行<sup>11)</sup>・中尾正義<sup>12)</sup>

#### 0. 説明<sup>1)2)</sup>

1990 年 5 月 22 日、気象学会春季大会の前日、気象庁講堂において、極域研究連絡会が中心となって「南極シンポジウム」を開催した。日本気象学会主催の上、日本雪氷学会、日本地球化学会、日本地理学会共催という大掛かりなものであった。そのテーマは「地球気候における南極氷床の役割」ということで、その問題意識はまさに本書の問題意識そのものであった。ここに、参考までに、天気誌上の案内から、その「趣旨」を再録させていただく。

#### 趣旨：

南極氷床が形成され始めたのは、約 1500 万年前と言われている。以来、地球は全般的に寒冷化に向かい、特に人類が出現した最近 200～300 万年は、氷期と間氷期が繰り返す激しい気候変動の時期となっている。南極氷床は、海陸分布と共に、現在の地球の気候システムを規定している重要な要素の一つとして考えることができる。そして、その氷は、ソ連のボストーク基地の氷床コアが示したように、過去数十万年の地球の気候のみならず、人類活動の歴史をも記憶していることがわかってきた。

一方、南極氷床とその上の大気は、急速に進む人類の生産活動の影響を受けて、地球気候システムを大きく揺り動かす可能性を持つことが、最近の研究により指摘されている。その一つがオゾンホールであり、もう一つは地球温暖化によって氷床上の質量

収支が大きく変わり、世界の海水位変動に大きく影響するというシナリオである。

しかしながら、これらの問題を解明するためには、現在の地球気候システムの中において、南極氷床がいかにかに維持され、いかなる役割を果たしているのかを、正しく理解する必要がある。氷床は、どのような大気循環をその上に形成し、またそれにより氷床自身を維持しているのか、その大気循環により、低緯度からの物質は、成層圏から対流圏、地表へと、どのように輸送され、地表に堆積するのか、堆積した物質は、どのような過程を経て氷床中に取り込まれ、流動する氷床内で、どのような過程を経て氷床中に取り込まれ、流動する氷床内で、どのように輸送されるのか。

日本では今、IGBP（地球圏・生物圏国際協同研究計画）の一環として、1992 年～1996 年に東南極内陸氷床ドーム研究計画を予定し、基盤に至る 2500 m の氷床コア深層掘削により、約 20 万年の地球の気候・環境の歴史を探ろうとしている。さらに IGAC（大気化学国際研究計画）の一環として、極域での大気微量成分の輸送機構の解明が目指されている。これらの研究計画が、真に実りあるものになるためには、上記に挙げたような南極での大気・氷床相互作用の素過程の機構を、関連分野の研究者の学際的な協力により、総合的に解明していくことが何よりも重要である。（天気第 37 巻（1990）、p128 より）

講演の内容は、各演者に原稿を書いていたが、気象研究ノートとして発行の予定であった。しかし、一部原稿が揃わなかったりして発刊に至らず、ついに 25 年が経ってしまった。しかし、その当時の貴重

1) 山内 恭 Takashi YAMANOUCHI 国立極地研究所および総合研究大学院大学

2) 安成哲三 Tetsuzo YASUNARI 総合地球環境学研究所

な講演録であり、またその問題意識は25年経っても全く古くなっていないということから、ぜひ記録に残したく、本書の参考とさせていただいた。原稿を執筆いただいた方々には出版が25年以上も遅れ

てしまったことのご了解を得るとともに、口述筆記で原稿起こした部分は図表などが無く、不十分な内容であることをお詫びいたします。

## 1. 挨拶<sup>3)</sup>

日本気象学会の松野です。こんなにすごいシンポジウムになってしまって、いつも学会の前の日に、気象学会の南極関係の研究者が集まってシンポジウムをずっと開いていたのですが、それがだんだん大きくなりまして、今回は他の三つの学会、雪氷学会、地理学会、地球化学会という学会の共催を得まして、学際的なシンポジウム、南極の氷、氷床ということテーマにして開く、ということまで参りました。実は私、日本気象学会のこの南極の気象を研究しておりますグループの担当ということになっておりますが、私自身は、あまり南極に直接かかわるような研究は実は今までしたことはありません。でもあの成層圏突然昇温という極地に特有な現象をずっと研究しておりますので、その意味では極地気象の研究、「極」ってあの極域ですね、関係もしていたともいえますけれども、何しろ地面を遠く離れたところですからあまり、南極とか北極という所とあまり意識したわけでもありません。

しかしこの会の担当になるようにというふうに安成さんから依頼がありまして、お引受けしたわけです。そのときの主旨が、一つは南極の研究というのを広く地球大気全体のものとしてとらえていきたいというようなお話がありました。それは全くわたしも賛成でして、南極というのは、初めはその南極の極地特有のいろんな面白いことがあるということでした。ぶん雪の研究をしていらっしゃる方、あるいはその極地の特別の、南極域特有のいろんな気象に興味

をもっておられる方、そういう方がやっていらっしゃる場合が多いかと思います。しかしそれは、それだけでなく、南極にとっては当たり前のことであっても、例えばより一般的に考えてみれば非常に面白いこと、さっき突然昇温のことを言いましたけれども、南半球では、実はその突然昇温が無く北半球にはあるということから、そのために南半球ではオゾンホールが出来たわけです。その南北両半球のコントラストを自然が作ってくれて、それでいろいろ我々に教えてくれる。南極という、いかにも厳しいその寒さの中で、地上に強い安定層が出来て、その中での暖流とか重力波、そういうようなことが、極端な条件のもとでの大気境界層の構造を教えてくださいとか、単に南極を南極としてだけ見るのではなく、一般的な座標の中で見ることによって、もっともっとその意義と面白さがでてくる。ま、そういうことをお考えの上で、南極としてだけでなく、例えばもっと地球の大気の中の南極というふうに考えておられる。そういう方向を考えられたためだと思います。ということで、私の反省でたいへんお聞き苦しかったかと思います。

今回は、さらにそういう視点を広げて、気象学会が主催であります。南極は何といっても極域でありますので、そこにある雪と氷が大きな問題になります。そこで研究をしているいろいろな学会の方々と一緒に総合的に南極の氷ということを考えようということで、今回のシンポジウムとなったということで、ますますそれが発展、良い方向にいくことをうれしく思います。

大きな問題は、その南極で南極の氷、氷床のボーリングをしようという計画であります。非常に巨大

3) 松野太郎 Taro MATSUNO 東京大学/日本気象学会理事長 (当時)

プロジェクトで、有名なソ連のボストーク基地の氷、2000 m ですか、そのコアをとってきてそれで過去16 万年間のいろいろな記録が、ベルン大学とか、ゲルノーブルの人達、そういう研究者によって行われて、大きな知識を我々に与えてくれています。これは同時に深海掘削の堆積物からのと同じように、過去の地球の表面環境についての貴重な情報であり、ある意味ではこれから先の大気科学、あるいは気候とか地球表面の環境科学の、重要なテーマと考えています。

実は私、去年、おとしかな、あの測地学審議会で、地球科学の将来についてというまとめを出しましたが、その作業、実は東北大の田中先生が中心になって気象水象関係のまとめというのを作りましたが、そのときにいろいろと考えて大気科学についての将来の重要な問題は何だろうかというようなことをいろいろ考えたんです。いろんな意味で、大気科学というものは今はもう成熟した状況にあると思います。技術の問題としては、例えば天気予報がまだ当たらないということから、まだまだ改良すべきことはありますけれども、いろんな意味で本質的に未知であるというようなところが、大気に関しては少なくなってきた。今、非常に大きな問題は、気候、気候の変化に関する問題ですが、そういう観点から、一種のフロンティアといえるものがどこにあるかという、それは、たぶん我々が知っていない別の惑星の大気、もう一つは地質時代の大気、そういう別種の大気にあるのではないか。例えば、大気の大循環がどうであったかというようなことが大きな問題なのではないか、ということでそういう形でレポートをまとめたことがあります。

ということで、今日の一つのテーマは、南極氷床

のボーリングということですが、それはその大気科学の全てにとっても大きなチャレンジすべき将来のフロンティアというふうに私は思っております。で、そのためには大気、私ども気象学会の者ですからもっぱら大気科学の問題ばかり話しましたがけれども、今ここにお集まりの4つの関連学会の方々の研究テーマとしてもそれぞれにみな第一級の興味の焦点でありますので、そういうことがフロンティアらしくあることを望んでおります。

ちょっとうっかり、というかだいたいこちらの方に時間を使ってしまいました。もう一つの今日の趣旨は、やはりこれからのもう一つの大きなプロジェクトである大気化学についての研究であります。先ほども触れましたように、南極でオゾンホールという大きな予想だになかったような現象が現れて、それまで一生懸命研究していたことに対し、我々の力の及ばなさ、いたらなさを自然から知らされた。あるいは自然がいかにかに謎に満ちているかということを知らされたのもオゾンホールでした。そういう大きな発見のあった南極の大気の化学という大きなテーマで、これもまた大気の力学と大気の chemistry 二つのいわば両方の実に奇妙、本当に微妙な組み合わせというかなんともいえぬ微妙な組み合わせによって生まれてくる。従ってここに集まって頂いていらっしゃるようないろいろな discipline の方々の協同作業によって初めて解き明かされるものだと思います。

ということで、今日はこういう広い、さっきのような趣旨で気象学会の南極から始まって、そして順々にこう広がってきて、そしてこういうところまでできた。そしてこの日が非常に fruitful であることを望んでおります。

## 2. 南極氷床史概観<sup>4)</sup>

### 2.1 はじめに

現在の南極氷床（新生代の氷床）に直接つながる南極の氷河の歴史は、新生代の前半の5000万年前にはじまる。5000万年という歴史は46億年という地球の歴史から見るとごく最近のことではあるが、気候・気象や雪氷、地形の研究で扱う時間的繋がりに見るとたいへんに長く、したがって、地質学的研究方法をとる必要がある。地質学の研究では岩石という「物」が残っているから、古い時代でも研究は比較的容易であるが、過去の氷河や氷床は融解してしまうから直接的証拠がほとんど残らない。しかも南極大陸は、現在でも海岸まで氷河に覆われており、直接的証拠である氷河堆積物の大部分が氷床の底と海底にあるという困難さがある。

したがって、南極氷床史の研究は、大洋底や大陸棚での掘削（ボーリング）調査がさかんになった1970年代以後ようやく進展した。掘削コア中の微化石分析などによる古環境解析がおこなわれ、第三紀から第四紀前半にかけての氷床史があきらかにされた。それに加えて陸上堆積物の編年もおこなわれ、1980年代の初めにはまとまった氷床変遷史が綴られている（たとえば Kvasov and Verbitsky 1981；吉田栄夫 1986）。

しかし1980年代終わりから南極氷床史の研究は大きく進展し始めた。1985年以後おこなわれた大洋底掘削や、山地の堆積物調査によって、新たな事実が明らかになってきたので、南極氷床史は、いま書き換えられつつある（吉田 1991；Moriwaki and Yoshida 1991；Moriwaki *et al.* 1992b）。わが国でも、1984年から始まった南極観測隊地学グループによる東南極クイーンモードランドのセールロンダーネ山地の調査が1991年で終わったので、ようやく氷床変遷史が掲げられるようになってきた（Moriwaki *et al.* 1992a；Iwata 1993；Moriwaki *et al.* 1994）。

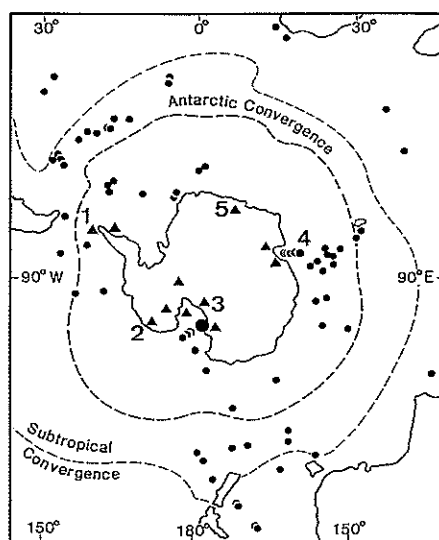
過去の地球環境変化についての解説文にはかならず南極氷床史が取り上げられており（岩田 1991；川

嶋 1991；増田 1991；多田 1991）、南極氷床史の研究はいまや地球環境を解く鍵であるといえよう。ここでは、限られた情報によるものではあるが簡単に南極氷床変遷のシナリオを描いてみよう。

### 2.2 南極氷床史の研究手法

南極氷床史の研究手法は対象とする時代ごとに異なっている。第三紀の氷床史・環境変遷史の解明には、南極大陸の周囲の海底堆積物の分析が大きく貢献した。1972年から始まったボーリングは多くの地点でおこなわれ、1988年までに70ヶ所に達し（図参2.1）、得られたコアの長さを合計すると19,000 mになる（Webb 1990）。それぞれのコアから、堆積物の層相（粒度組成など）や、堆積物中の石英砂に刻まれた氷河の傷跡、有孔虫などのプランクトンの微化石、残留磁気などの分析がおこなわれてきた。

南極氷床が拡大すると、大陸の近くの海底にはテイル（till：氷成堆積物）や海成氷河堆積物（glacio-marine deposits）が堆積する。溢流水河（outlet



図参2.1 南極大陸と南極海。黒丸：海底の掘削地点、大黒丸：ドライバレーの掘削地点、三角：陸上の露頭（Webb 1990による）。1: King George Island, 2: Mary Byrd Land, 3: 南極横断山脈, 4: Prydz Bay, 5: Sør Rondane 山地。

4) 岩田修二 Shuji IWATA 三重大大学・人文部（当時）

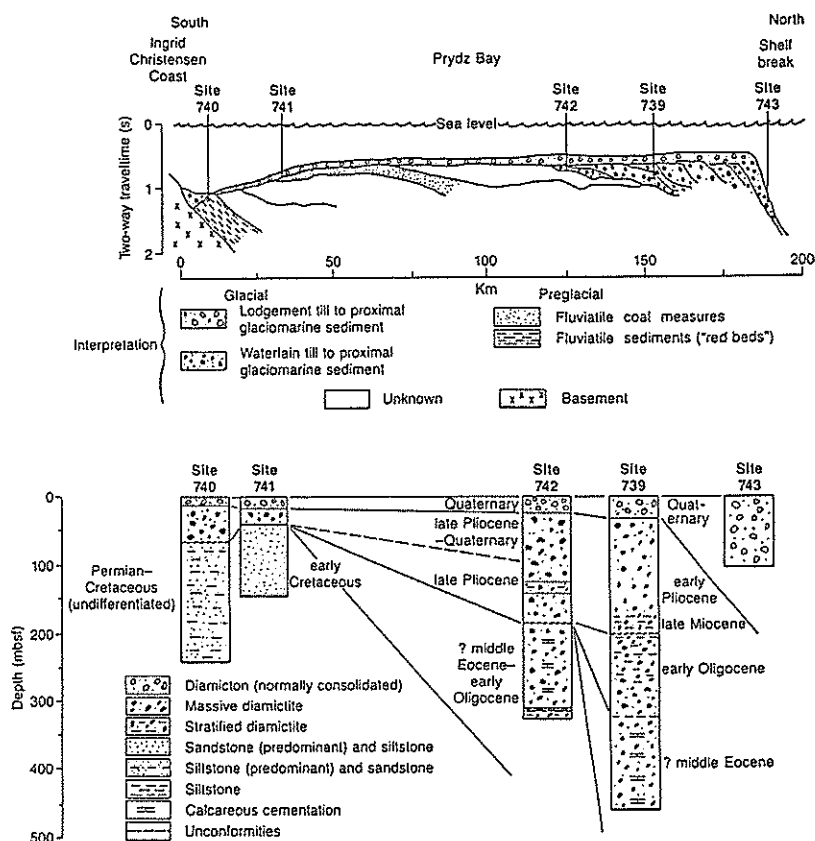
glacier) の末端からは氷山がさかんに分離して漂流し、氷山が融けるにつれて氷山の底に付着して運ばれた砂礫や泥が海底に堆積する (ice-rafted debris: IRD)。その結果、海底堆積物の粒径が大きくなり、氷河のすり傷をもつ石英砂粒が増える。海水温も下がるから生息するプランクトンの群集は冷水域に生息するものになる。また有孔虫の殻の酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) は海水温と陸上の氷河温を知るためのもっとも有効な情報源である。これらの海底堆積物の年代は古地磁気の編年によって知ることができる。

このような研究の例として、東南極のランパート氷河沖の海底堆積物の調査結果の例を図参 2.2 に示した。ランパート氷河は世界最大の氷河であるが、

沖合 200 km まで始新世からの氷河性堆積物 (diamicton, diamictite) が堆積している。始新世から中新世にかけては成層した氷河堆積物がみられるので氷河がやや後退したと考えられる。陸近くでは氷河の強力な侵食作用によって古い時代の氷河堆積物が失われている。

掘削による堆積物のサンプリングは、ビクトリアランドのドライバレーなどの陸上や、沿岸の浅海底でも行われており、これらからは第三紀後半から第四紀初めごろの情報が得られている (たとえば Barrett *et al.* 1991)。

鮮新世・第四紀更新世になってからの氷床の変遷史は氷床から算出した山岳地域の氷食地形と堆積物によって伝統的な氷河地質学的・地形学的方法に



図参 2.2 東南極 Lambert 氷河・Amery 棚氷の沖の Prydz 湾の水深 300-1000 m の海底堆積物の模式図 (Hambrey *et al.* 1989)。位置は図参 2.1 に示した。

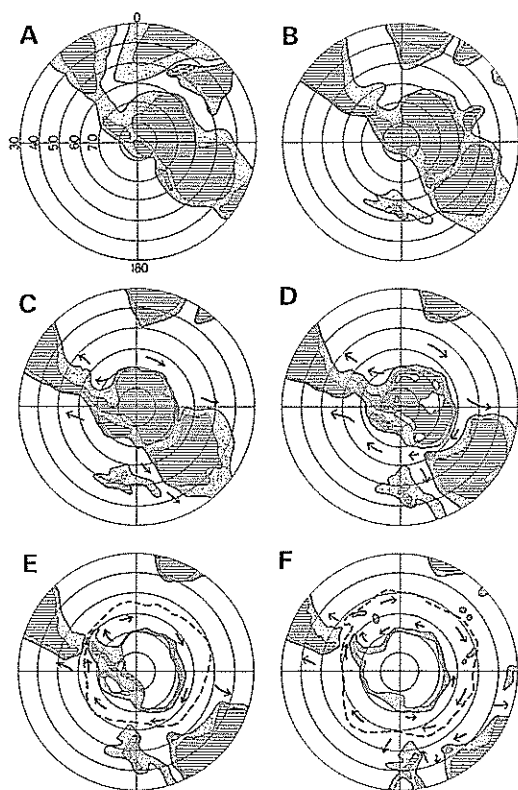
よって明らかにされてきた。しかし調査地域に限られていることや、大陸氷床の水河作用の理解が十分でなく、堆積物の時代もほとんどが不明なので細部では不明な点が多い。他の地域ではもっとも情報が多い第四紀後半（更新世後半と完新世）の氷床史の解明も、露岩地域に限られており堆積物が少ないので、研究は進んでいるとはいえない。しかし、これを補う情報が最近では氷床コアの解析から得られ始めている。

## 2.3 氷床史発達史

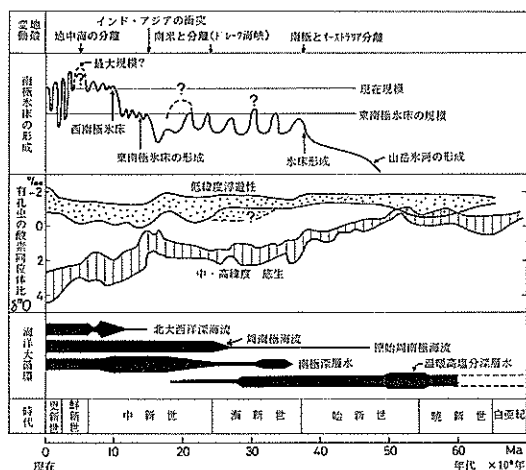
### 2.3.1 氷河の始まり—山岳氷河の形成

中生代（白亜紀）には地球全体が温暖で、北極地方にも南極地方にも氷床は存在しなかった（図参 2.3）。当時の地球は浅海の面積が広く海水温は深層でも高く、火山活動も盛んで大気中の  $\text{CO}_2$  濃度も高かった（平 1991）。白亜紀の中ごろはゴンドワナ大陸が分裂し始めて間もなくで、現在の南極大陸は現在より低緯度にあつて（図参 2.4A）、徐々に南下しつつあった。第三紀にはいって暁新世（Paleocene）の初頭の 5000 万年前頃には現在とほぼ同じ位置に

到達していたが、オーストラリアや南米とはまだ分離していなかった（図参 2.4C）。地球全体の気候が寒冷化し始めたことが、高緯度の底生有孔虫の酸素同位体比の変化からわかる（図参 2.3）。寒冷化とともに、高緯度地方に大陸が移動して来たために山岳地帯には小規模な氷河の形成が始まった。南極の水河の存在を示すもっとも古い証拠は、南極半島キングジョージ島と西南極マリーバードランドの火山活



図参 2.4 ゴンドワナ大陸の分裂、南極大陸の形成、および周南極海流の形成。点を打ってあるのは浅海域。破線は南極収束線。矢印は表面海流の方向。陸地の中の白ぬきは氷河。A: 白亜紀中期 (100 Ma), B: 白亜紀/暁新世境界 (65 Ma), C: 始新世初期 (53 Ma), D: 始新世/漸新世境界 (38 Ma), 山岳地域に氷河が形成された, E: 中新世初期 (21 Ma), 東南極氷床が形成された, F: 現在。Kennett (1980); Kvasov and Verbitsky (1981, p. 5); Sugden (1982, p. 33); Elliot (1985); 吉田 勝 (1986, p. 122); 小林・玉木 (1989, p. 394); 平 (1991, p. 660) による。



図参 2.3 南極氷床の発達と、白亜紀末以後の酸素同位体比の変動（多田 1991; 岩田 1991）、海洋大循環の体制変化（多田 1991）、地殻変動イベントのまとめ。くわしい説明は本文中。

動と関連した氷河堆積物から得られており、それらの火山岩の時代は始新世 (Eocene) 中期の 4900 万年前である。この頃すでに大陸の一部は氷河に覆われていたといえる (Webb 1990)。海底のボーリングコアからも始新世の 5000 万年前頃から氷山の漂流が始まったことがわかっている。

### 2.3.2 氷河の拡大—東南極氷床の形成

漸新世 (Oligocene: 3800 万年前以降) になると、南極をとりまく海底のあちこちから氷山による海成氷河堆積物 (IRD) が見つかったことから、氷山の漂流が遠方までおよんだことがわかる。この頃、海面の大きな低下も知られている。東南極にはかなりの大きさの氷床が形成されたと考えられており、その原因には次の変化が関係している。暁新世の中期から分離し始めたオーストラリアと南極大陸との距離が、始新世/漸新世境界の 3800 万年前ごろにはかなり大きくなった。それにともなって原始周南極海流とも言えるような南極大陸を半周するように流れる海流が形成され (図参 2.3, 図参 2.4D)。そのため南極海の寒冷化が急速に進んだと考えられる (多田 1991)。5000 万年前の始新世はじめには 13–12℃ あった南極海の表面水温が、漸新世のはじめ (3700 万年前) には 7–8℃ まで低下した (Barron 1985)。南極大陸に接する海域が広がったので水蒸気の供給が盛んになったことも原因の一つに考えられている (たとえば Kennet 1980)。東南極の大部分が氷床に覆われたような大規模な氷床の発達した時期は漸新世に少なくとも 4–5 回あったようで、氷床はかなり拡大縮小を繰り返す不安定な状態であったらしい。漸新世の 3000 万年前頃には氷山の漂流がもっとも遠方までおよんだという説もあるが、氷山の漂流がもっとも遠方にまでおよんでいたからといって、必ずしも氷床が最大規模に達していたとは言えないかもしれない。というのは、この時期は表面海水の南北方向の循環がかなり盛んで低緯度まで表面水温が下がっていた可能性があるからである。

漸新世/中新世 (Miocene) 境界ごろ (2300–2400 万年前)、ドレーク海峡が開き南米大陸が完全に南

極大陸から北に分離した。それまで、北側の低緯度地方へ流れていた海流は南極大陸を回る周南極海流となり、南極収束線が形成された (図参 2.4E)。南極海の冷たい表面海水は、中緯度の暖かい表面海水と混じり合わず、極・赤道の熱交換が減少し、南極海の表面水温は低下したが、いっぽう、赤道付近の表面海水温は上昇した。南極海の冷水は南極収束線にそって深層に沈降し冷水が長い年月かけて地球を回る海洋大循環が形成された。その結果、地球全体の寒冷化が進むが、深層水に寒冷化の影響がはっきり現れるのは 1500 万年以後である。中新世初めごろの東南極氷床の大きさはよくわかっていない。寒冷化が進み、氷山の流出も増大していることから東南極の氷床が拡大したという考えがある。いっぽう、図参 2.3 で示されるように、漸新世終わりから中新世の初めにかけて水温の上昇がみられる。この温暖化によって、東南極氷床が 2000 万年前ごろから縮小したという報告もあるが、温暖化によって南極海での比較的温暖な湧昇流が活発化したので氷床は拡大したという考えもある。中新世の中期 (1600–1300 万年前) には南極半島やロス海付近ではナンキョクブナ (*Nothofagus*) などの濃木林が成立し海水面が広がっていたということが花粉分析から明らかになっている (Campbell and Claridge 1987: p. 301)。

中新世の中頃 (1500 万年前) には、大きな地殻変動が起こった。南極と離れて北上していたインドがユーラシアと衝突しテチス海が消滅したので温暖高塩分の中層–深層水の生成が停止した (図参 2.3)。そして北大西洋のアイスランド付近の海嶺が沈降したので北大西洋から寒冷水が沈降して循環する現在のような海洋大循環が始まった (多田 1991)。その結果、地球の海水準が全体的に低下し、地球の気候は急激に寒冷になっていった。中新世の中頃 (1500 万年前) 以後、東南極では氷河形成にますます拍車がかかった。大西洋を南下した比較的温暖な中層水が南極収束線の南側で湧昇し南極に水蒸気を供給したのが氷床拡大に貢献したという考えもある。東南極全体が厚い氷床に覆われるようになり、1350–1250 万年前ごろには東南極氷床が成立したと思わ

れるが (Campbell and Claridge 1987 : p. 302-3) (図参 2.4E), その後も氷床の拡大・縮小があったこともわかっている (Webb 1990).

### 2.3.3 凡南極氷床の形成

いったん形成された氷床は Cold trap となり, まわりの海域から供給される水蒸気を集めてさらに氷を蓄積する. その結果海面が低下し, それにともなって西南極の棚氷が接地して, 1000 万年前ごろには西南極氷床に成長した. このように海から成長した氷床を Marine ice dome (Hughes 1987) とよぶ. 東南極氷床が合体して凡南極氷床といえる状態にまで発達した.

中新世末 (500 万年前) 頃には現在のロス海やウエズデル海の棚氷がアイスドームに成長し, 東・西南極氷床と合体し, 巨大氷床が形成されたという説もある (Denton *et al.* 1984), 南極横断山脈やセールロンダーネ山地は頂上近くまで氷食を受けている (Campbell and Claridge 1987 ; Hirakawa and Moriwaki 1990). 当時の山脈の高さが現在と同じ程度とすれば, 巨大氷床を考えざるを得ないが, あとでもふれるように, 当時の山脈高度が現在と同じであったという証拠はない. 最近では巨大氷床に否定的な見解 (McKelvey *et al.* 1991) が主流になってきた. しかし, 当時ジブラルタル海峡が陸化するほど海面が低下したといわれており (Hsu *et al.* 1973), 氷河が拡大した可能性を完全には否定できない.

### 2.3.4 鮮新世 (Pliocene)-更新世 (Pleistocene) の氷床変動

鮮新世以後の氷床変動の情報はおもに陸上の堆積物や地形から得られている. 南極横断山脈やセールロンダーネ山地に残された氷食地形やモレーンから後付けることができる. 最近では, 南極大陸の各地の陸上堆積物の中から各種のプランクトンが発見され環境復元に役立っている.

地球大気温度の低下にともなって東南極氷床の涵養量がマイナスになったらしく, 鮮新世 (500 万-170 万年前) にはいると氷床はしだいに縮小し始め

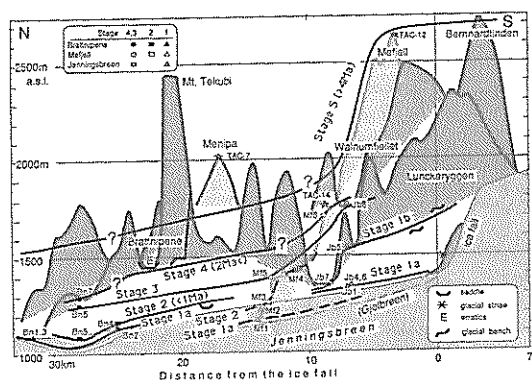
た. 南極横断山脈では複数の氷河前進期が知られており, 風化物/土壌発達の違いから 6 ステージに区分されているが, 正確な時代は不明である (Campbell and Claridge 1987). 南極横断山脈のロス海側のいくつかの谷は氷河から解放されドライパレーになり, その後氷食を受けていない. 海水が浸入してフィヨルドになったことも何回かあった (Webb 1972, 1991). ここでは, 火山岩の年代測定によって 1960 年代から氷河史が編まれてきたが (Denton and Wilson 1970 ; Denton *et al.* 1989) 南極大陸氷床とのかかわり方においてはいまだに意見の相違が多い. いずれにせよ, 鮮新世末から更新世の初めにかけては氷床がかなり小規模になったらしい.

セールロンダーネ山地でも古い時代の古い氷河堆積物が報告されている. この山地の氷河堆積物は風化物/土壌発達によって 4 ステージに区分され, もっとも古いものは 400 万年以前という年代が得られている (Moriwaki *et al.* 1991, 1992a, 1994 ; Matsuoka 1995). 図参 2.5 に示したように, 山脈の隆起を考えないとすれば氷床は巨大氷床から段階的に縮小してきたことになる. 南極横断山脈の北端 North Victoria Land でもほぼおなじ最古の結果が得られている (Van der Wateren and Verbers 1991). これらの年代軸は変成岩の石英中の<sup>10</sup>Be や<sup>26</sup>Al の半減期による年代で, 基盤岩が氷から解放されて宇宙線に被爆されるようになった時代を示す.

セールロンダーネ山地の厚い氷成堆積物を調査した森脇や, オーストラリア基地近くの堆積物を研究した Harwood は, 南極氷床が寒冷氷河になったのは第四紀にはいつてからで, それより前は変動の大きい温暖氷床で, あったと考えている (Moriwaki *et al.* 1992b).

鮮新世/更新世境界 (200-170 万年前) ころの南極の環境を知る手がかりの一つは, 1980 年代後半以後の南極横断山脈での調査によってあきらかになりつつある. 南極横断山脈は 4000 m を超える高い山脈であるが, そこでは頂上付近にまでシリウス層と呼ばれるテイルと融氷流堆積物の互層が分布している

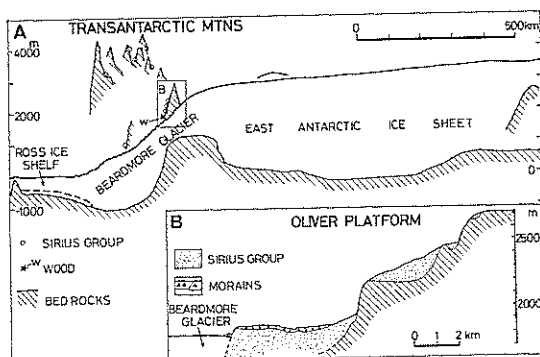




図参 2.5 Sor Rondane 山地中央部の地形断面と、氷河堆積物から復元された山体に対する過去の氷床表面。山脈の隆起は考慮されていない。年代は宇宙線に対する暴露年代（基盤岩の露出の時代）(Moriwaki *et al.* 1991)。

(McKelvey *et al.* 1991) (図参 2.6)。この融水流堆積物の中から、すぐそばに生育していたと思われる樹木の化石 (*Notofagus* など) が発見された。このことから当時この山脈はまだ低く、灌木の生えた低い山地の間を溢流氷河が東南極からロス海へ流れ出す、現在のパタゴニアのような環境であったと考えられている (Webb *et al.* 1987)。堆積物の時代は 200 万年前頃の鮮新世/更新世境界前後とされているが、反対意見もある。

更新世前半以後現在まで、氷河が拡大縮小を繰り返してきたことは氷河堆積物の編年から推定できるが年代資料に乏しい。ビクトリアランドのドライバレーの編年は北半球の編年に依存し過ぎていたようで問題が多く、現在ではあまり信用されていない。セルロンダーネ山地の調査結果では更新世中期に氷床は再び拡大し、数百万年前に縮小して現在のようになっているらしい (Moriwaki *et al.* 1991)。セルロンダーネ山地東部の露岩地から発見された、水中で形成された石膏の巨大な結晶は (林・三浦 1989; Hayashi and Miura 1989)、この氷床縮小が温暖化にともなったものであったことを示唆する。森脇 (私信) は、夏には融水が溜まるような露岩地帯の環境を考えている。湖成の堆積物はエンダービー



図参 2.6 南極横断山脈の Beardmore 氷河に沿う模式地形断面とシリウス層群。A: ロス海から東南極中央部までの断面 (Prentice *et al.* 1986), B: Dominion Range, Oliver Plateau の断面 (McKelvey *et al.* 1991)。

ランドのアムンセン湾からも得られている (Hayashi 1990)。

更新世後期の氷床変動史の解明には氷床の掘削コアの解析結果が期待される。ポストークのコアからは 14~15 万年前には氷床が現在よりかなり低かったというデータが得られたらしいが、反対に氷床高度の変動幅は 100 m 程度という見積りもある (Decleir *et al.* 1989)。10 万年以降の氷河変化は、山脈以外の地域と比較して情報は極端に少ない。最近さまざまな場所から湖成堆積物や海成堆積物が発見されているので、この時期の氷河変動もかなり大きかったことが分かってきた。

北半球の最終氷期後半以後と同時期の南極での氷河変動は、南極半島では南極以外の地域と並行であったとされているが絶対年代決定値はまだほとんどない。完新世になってからの氷河変動のデータも南極半島から得られており、おおむねパタゴニアなど南半球中緯度地方と並行的である (Sugden and Clapperton 1980; Clapperton *et al.* 1989)。完新世の西南極氷床の縮小 (崩壊) は海面変化と連動した氷床サージによったという説があったが、南極半島の付け根付近での調査ではそれを裏付ける証拠は得られていない (Sugden and Clapperton 1980)。数値実

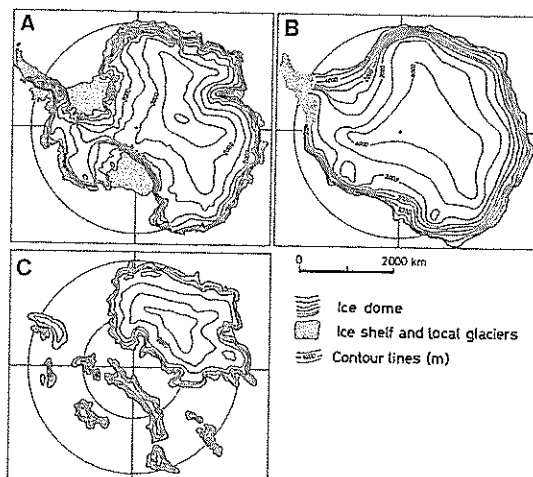
験でも現在の西南極氷床が崩壊の危機に瀕しているという可能性は否定された。

## 2.4 氷床の姿の復元

上に述べた南極氷床の発達・変遷のいろいろな段階で氷床がどのような形をしていたのかは興味深い問題である。そのために、以前から3次元モデルを使った数値実験によって氷床の大きさや形を復元する試みが行われている (Kvasov and Verbitsky 1981; Denton and Hughes 1981)。最近も *Annals of Glaciology* (No. 14, 1990) に多くの論文が載せられている。

現在の南極大陸は氷そのものによって平均の高さ2500 mの台地であるが (図参2.7A)、海面が低下したとき最大どのくらいの氷床が形成されるかを示したのが図参2.7Bである。氷床の表面高度は現在より平均1000 m以上高くなっている。Denton *et al.* (1984) は、中新世末 (500 万年前) 頃にはこのような巨大氷床が形成されたという説を出した。しかし、否定する意見もある (たとえば McKelvey *et al.* 1991)。いっぽう、中新世末-更新世初の高海面期には西南極氷床の大部分が融解し東南極氷床も大幅に縮小した状態が描かれている (図参2.7C)。

南極氷床の発達や形態を考えると問題になるのは当時の山の高さがどのくらいであったかということである。高地や山脈の高さをどのように見積るかによって、氷床の始まりのプロセスや、最大規模時の氷床表面の高度が大きく変わってくる。漸新世の南極大陸の地形がどのようなものであったのか? 現在の氷床下の基盤地形にみられるような山地が存在していたのであろうか? 他大陸の変動帯の例をみると、200 万年もの持続があれば山脈は隆起して高くなる。シリウス層が堆積した当時の南極横断山地はまだ低かったと考えられており、その後の隆起幅は1300 mであるという (McKelvey *et al.* 1991)。セールロンダーネ山地をふくむ東南極のテクトニックスのメカニズム・速度については Iwata (1993) の報告がある。



図参2.7 南極氷床の姿。A: 現在。B: 海面最大低下期を想定して描かれた最大規模の氷床、現実にこのような氷床が存在したかどうかは不明。C: 海面上昇期の南極氷床、西南極氷床は存在せず、南極横断山脈の背後 (東側) も氷床はない (Denton の図による: Crowley and North 1991, p. 200)。

## 2.5 まとめ—南極氷床の変化と北半球の氷期

南極氷床が形成されるようになったのは、白亜紀以来の地球全体のトータルな変化の結果である。なかでも海洋大循環の体制変化が重要であろう。南極大陸の周辺だけに注目すると、南極の高緯度地方に大陸が移動してきて氷の堆積場所が出来たからであり、その大陸が別大陸から分離して周南極海流・南極収束線が形成されたからである。その結果として南極はますます寒冷化し、大きな氷床に覆われることになった。南極氷床の形成は地球の寒冷化に大きく貢献した。その結果、地球全体が寒冷化することになったが、北半球の高緯度地方に氷床が形成されるようになるまで地球が冷やされるためには第三紀の数千万年以上が必要であった。氷期に北極が完全に氷に覆われるようになったのは第四紀更新世の中期になってからであり (Herman and Hopkins 1980)、その過程はかなり複雑なようである。また更新世の中期以後非常に明瞭になった10 万年周期の氷期・間氷期の繰り返しは、南極氷床の形成変化にはあまり影響を与えていないと言われている。

(Decleir *et al.* 1989). これから解明すべき多くの問題が残されている。

## 謝辞

原稿執筆に当たっては国立極地研究所の森脇喜一氏に貴重な助言をいただいた。資料の入手にあたっては東大海洋研の島 伸和氏にお世話になった。御礼申しあげます(1991年7月投稿・1992年5月加筆修正)。

追記：南極における地学分野での研究の最近の進展は著しいので、本稿も全面的な書き直しが必要であるが、時間不足のためいくつかの文献を追加するとどめたことをお許しいただきたい(1995年9月再改訂)。

## 参考文献

- Barrett, P. J., M. J. Hambrey, and P. R. Robinson, 1991: Cenozoic glacial and tectonic history from CIROS-1, McMurdo Sound. in Thomson, M. R. A., Crame, J. A. and Thomson, J. W. (eds.): Geological Evolution of Antarctica, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 651-656.
- Barron, E. J., 1985: Explanations of the Tertiary Global cooling trend. *Palaeogeogr. Paleoclim.*, 50, 45-51.
- Campbell, I. B. and G. G. C. Claridge, 1987: Antarctica: Soils, Weathering Processes and Environment. Elsevier, Amsterdam, 368pp.
- Clapperton, C. M., D. E. Sugden, J. Birnie, and M. J. Wilson, 1989: Late-Glacial and Holocene glacier fluctuations and South Georgia, Southern Ocean. *Quaternary Research*, 31, 210-228.
- Crowley, T. J. and G. R. North, 1991: *Paleoclimatology*. Oxford Univ. Press, New York, 339pp.
- Decleir, H., Ph. Huybrechts, L. De Vos, and F. Pattyn, 1989: Dynamics of the Antarctic Ice Cap. Belgian Scientific Res. Programme on Antarctica Scientific Results of Phase One, 3, 1-51.
- Denton, G. H. and S. C. Wilson, 1970: Late Cenozoic glaciation in Antarctica: The record in the McMurdo Sound region. *Antarct. J. U. S.*, 5, 15-21.
- Denton, G. H. and T. Hughes, 1981: *The Last Great Ice Sheets*. Wiley-Interscience, New York.
- Denton, G. H., M. L. Prentice, D. E. Kellogg, and T. B. Kellogg, 1984: Late Tertiary history of the Antarctic ice sheet: Evidence from the Dry Valleys. *Geology*, 12, 263-267.
- Denton, G. H., J. G. Bockheim, S. C. Wilson, and M. Stuiver, 1989: Late Wisconsin and early Holocene glacial history, inner Ross embayment, Antarctica. *Quaternary Res.*, 31, 151-182.
- Elliot, D. H., 1985: Physical geography-geological evolution. in Bonner, W. N. and Walton, D. W. H. (eds.): Antarctica, Pergamon Press-IUCN Key Environment Series.
- Hambrey, M. J., B. Larsen, and W. U. Ehrmann, 1989: Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program. *Polar Record*, 25, 99-106.
- Hayashi, M., 1990: Glacial history with special reference to the past lacustrine deposits in the Mt. Riiser-Larsen area, Enderby Land, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 4, 119-134.
- 林 正久, 三浦 清, 1989: 第29次南磁地域観測隊によって採取された二・三の南極産鉱物の産状と特徴。「島根大学教育学部紀要(自然科学)」, 23(1), 1-24.
- Hayashi, M. and K. Miura, 1989: Glacial landforms and weathering processes in the Balchenfjella region, eastern part of the Sør Ronderne Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 3, 65-80.
- Herman, Y. and D. M. Hopkins, 1980: Arctic oceans climate in late Cenozoic time. *Science*, 209, 557-562.

- Hirakawa, K. and K. Moriwaki, 1990: Former ice sheet based on the newly observed glacial landforms and erratics in the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 4, 41-54.
- Hsu, K. J., W. B. F. Ryan, and M. B. Cita, 1973: Late Miocene dessication of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Hughes, T. J., 1987: The marine ice transgression hypothesis. *Geografiska Annaler*, 69A, 237-250.
- 岩田修二, 1991: 氷河時代はなぜ起こったか. *科学*, 61, 669-680.
- Iwata, S., 1993: Uplift of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. on Antarct. Geosci.*, 6, 116-125.
- 川幡穂高, 1991: 海洋大循環と物質循環の変遷. *地学雑誌*, 100, 1007-1018.
- Kennett, J. P., 1980: Palaeoceanographic and biogeographic evolution of the southern ocean during the Cenozoic, and Cenozoic microfossil datums. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocean.*, 31, 123-152.
- 小林洋二, 玉木賢策, 1989: 海洋底形成論. *科学*, 59, 388-401.
- Kvasov, D. D. and M. Ya. Verbitsky, 1981: Causes of Antarctic glaciation in the Cenozoic. *Quaternary Res.*, 15, 1-17.
- 増田富士雄, 1991: 古気候変動史から見た現在. *虫学雑誌*, 100, 976-987.
- Matsuoka, N., 1995: Rock weathering processes and landform development in the Sør Rondane Mountains, Antarctica. *Geomorphology*, 12, 323-339.
- McKelvey, B. C., P. N. Webb, D. M. Harwood, and M. C. G. Mabin, 1991: The Dominion Range Sirius Group: a record of the late Pliocene-early Pleistocene Beardmore Glacier. In Thomson, M. R. A., Crame, J. A. and Thomson, J. W. (eds.): *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 675-682.
- Moriwaki, K. and Y. Yoshida, 1991: Cenozoic Antarctic glacial history—a provisional synthesis. Abstracts, Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 423-426.
- Moriwaki, K., K. Hirakawa, and N. Matsuoka, 1991: Weathering stage of till and glacial history of the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 5, 99-111.
- Moriwaki, K., K. Hirakawa, M. Hayashi, and S. Iwata, 1992a: Late Cenozoic glacial history in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. in Yoshida, Y. *et al.* (eds): *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokyo, 661-667.
- Moriwaki, K., Y. Yoshida, and M. Harwood, 1992b: Cenozoic glacial history of Antarctica—A correlative synthesis—. in Yoshida, Y. *et al.* (eds): *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokyo, 773-780.
- Moriwaki, K., S. Iwata, N. Matsuoka, H. Hasegawa, and K. Hirakawa, 1994: Weathering stages as a relative age of till in the central Sør Rondane. *Proc. NIPR Symp. on Antarct. Geosci.*, 7, 156-161.
- Prentice, M. L., G. H. Denton, T. V. Lowell, H. C. Conway, and L. E. Heusser, 1986: Pre-late Quaternary glaciation of the Beardmore Glacier region, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, 21 (5), 95-98.
- Sugden, D. E., 1982: *Arctic and Antarctic*. Basil Blackwell, Oxford, 472pp.
- Sugden, D. E. and C. M. Clapperton, 1980: West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. *Nature*, 286, 378-381.
- 多田隆治, 1991: 新生代における表層環境変化. *地学雑誌*, 100, 937-950.
- 平 朝彦, 1991: 温室地球の環境—白亜紀の世界—. *科学*, 61, 657-662.

- Van der Wateren, F. M. and A. L. L. M. Verbers, 1991: Glacial geology and mountain uplift in North Victoria Land. Abstracts, Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 637.
- Webb, P. N., 1972: Wright Fjord, Pliocene marine invasion of an Antarctic dry valley. *Antarct. J. U. S.*, 7, 222-232.
- Webb, P. N., 1990: Review: The Cenozoic history of Antarctica and its global impact. *Antarctic Science*, 2 (1), 3-21.
- Webb, P. N., 1991: A review of the Cenozoic stratigraphy and palaeontology of Antarctica. In Thomson, M. R. A., Crame, J. A. and Thomson, J. W. (eds.): *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 599-607.
- Webb, P. N., B. C. McKelvey, D. M. Harwood, M. C. G. Mabin, and J. H. Mercer, 1987: Sirius Formation of the Beardmore Glacier region. *Antarct. J. U. S.*, 22 (5), 8-13.
- 吉田栄夫, 1986: 南極氷床の長期変動と地形. 国立極地研究所 (編): 南極の科学 5, 地学, 古今書院, 196-209.
- 吉田栄夫, 1991: 氷河史と地形および新生代の地質. 国立極地研究所 (編): 南極の科学 1 総説, 古今書院, 20-40.
- 吉田 勝, 1986: 南極とゴンドワナランド. 国立極地研究所 (編): 南極の科学 5, 地学, 古今書院, 111-125.

### 3. GCM 中の南極の雪と氷床<sup>5)</sup>

#### 3.1 はじめに

南極域の地形的特徴は北極域と比較して好対照を示している。すなわち北極域ではユーラシア大陸と北米大陸に囲まれて海水に覆われた北極海があるのに対して、南極域では極からおよそ 70°S までの氷床に覆われた大陸とその周りを春先には 60°S まで広がる海水域があり、さらにその周りを海がとりまいている。実際には南極大陸 (図参 3.1) は東半球側でより低緯度まで広がる東西波数 1 の形をしており、さらに海拔高度が 3000 m を超える氷床がある。この小論では、南極にこのような大規模な山 (南極氷床) が存在することにより大気循環にどのような影響があるのかを、大気大循環モデル実験結果をふまえて述べる。ただし重点は、シンポジウムの性格から南極氷床発達にからめて、モデル中の南極での雪のシミュレーションに置くことにする。

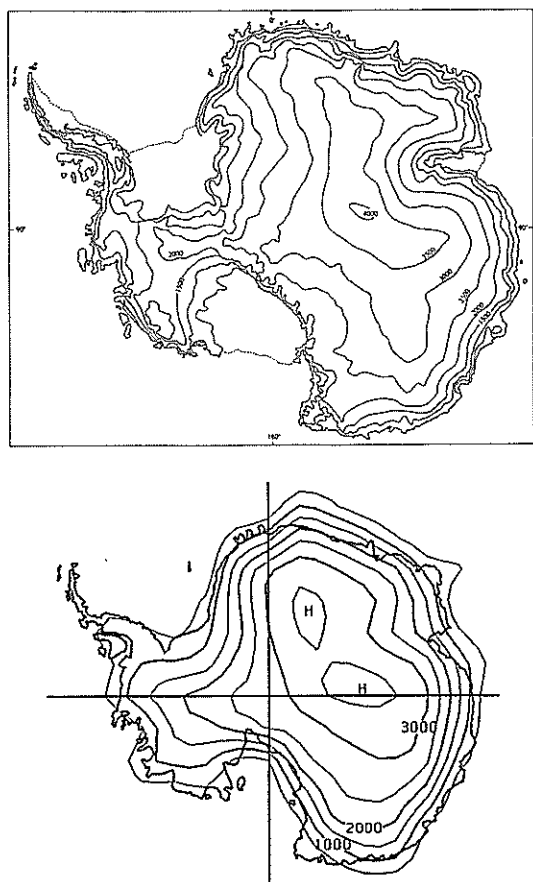
#### 3.2 GCM を用いたこれまでの研究

##### 3.2.1 山岳の影響

山の大気循環に対する影響を調べるために、大気大循環モデル (GCM) を用いて、山がある場合と無い場合とのそれぞれのモデル気候を計算しその結果を比較することが行なわれている。Manabe and Terpstra (1974) は GFDL のモデルを用いて 1 月の状態で計算を行なった。この論文は北半球の冬の山の影響評価としてよく引用されているが、南半球については、山があるコントロールランでの気候値の再現性が悪い (中緯度の強い西風が再現されないなど) ためほとんど議論されていない。

その後、パフォーマンスが改善された GFDL GCM を使って、Mechoso (1981) が南半球の冬 (7 月) の状態について、山がある場合と無い場合とでどのような違いがあるかを調べている。図参 3.2 に山がある場合と無い場合の 7 月の帯状平均東西流と気温の差を示す。山がある場合の方が、極域の対流圏中層の気温は低いこと、また風については極域の全層で西風が弱くなることが示されている。

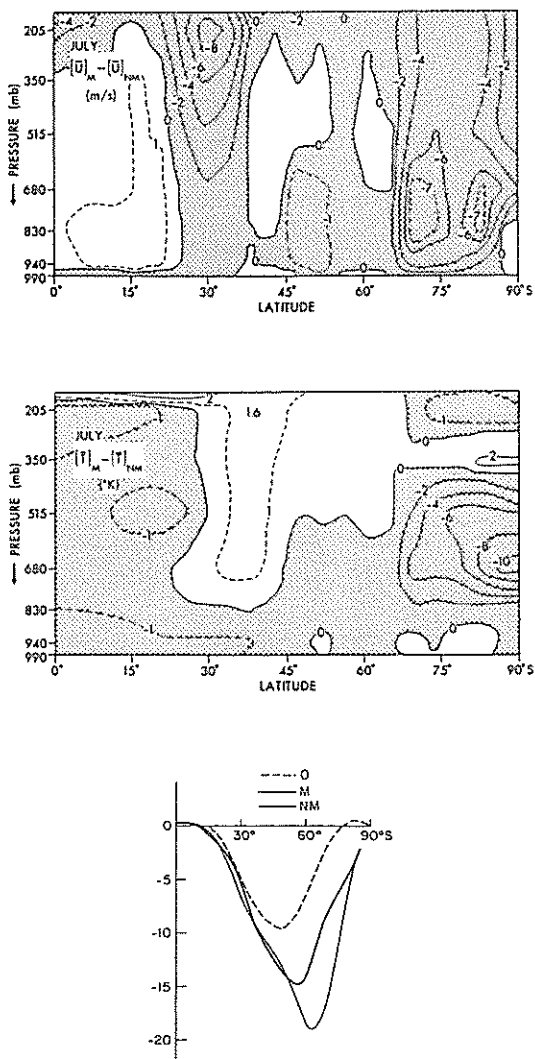
5) 鬼頭昭雄 Akio KITOH 気象研究所気候研究部 (当時)



図参 3.1 (上) 南極大陸の地形 (国立極地研究所 1985).  
(下) 気象研究所大気大循環モデルでの南極大陸の山岳高度.

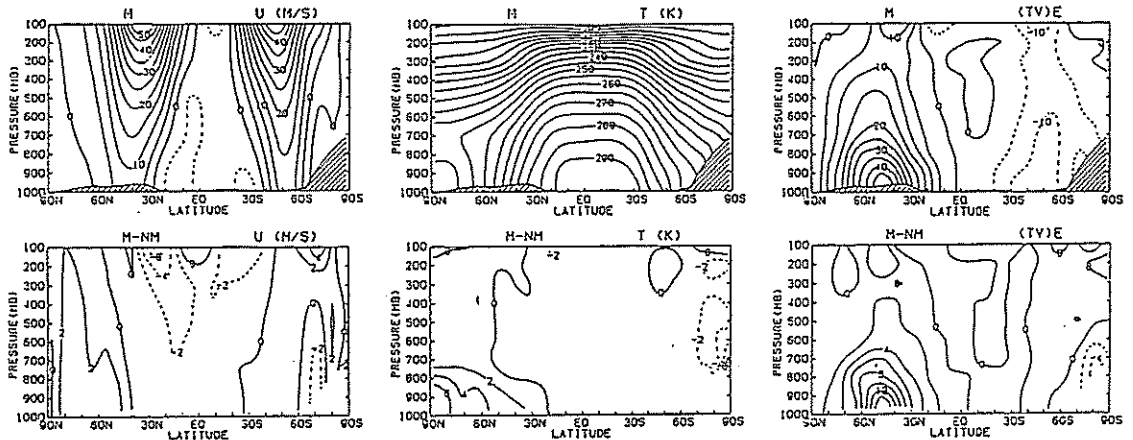
Mechoso (1981) ではさらに擾乱による運動量・熱輸送の計算から、南極に高い山があると、低気圧が南極の山でブロックされることによってより高緯度の方まで入り込めないこと、一方、山が低いとより高緯度まで侵入できることを示している。したがって南極の山が無い場合の方が、擾乱による熱輸送によってより極側へ熱が運ばれることにより温度が高くなる、というように移動性擾乱による熱輸送の効果を強調した結論を出している。

気象研究所でも Tokioka and Noda (1986) により、同様の実験がなされている。図参 3.3 に 1 月の状態でモデルを積分したときの帯状平均東西流、気温、



図参 3.2 GFDL R30L9 GCM による 7 月の東西流 (上) と気温 (中) の山ありランと山なしランの差の緯度高度断面図。 (下) は擾乱による熱輸送。太実線は山ありラン、細実線は山なしラン、破線は観測値。Mechoso (1981) による。

擾乱による北向き熱輸送を示す。それぞれ上は山がある場合のコントロールランの結果で、下は山がある場合と無い場合の差である。この実験でも南極では山がある場合の方が無い場合よりも冷えていることがわかる。一方北半球では逆に、山がある場合の方が無い場合よりも高緯度の下層を中心に気温が高



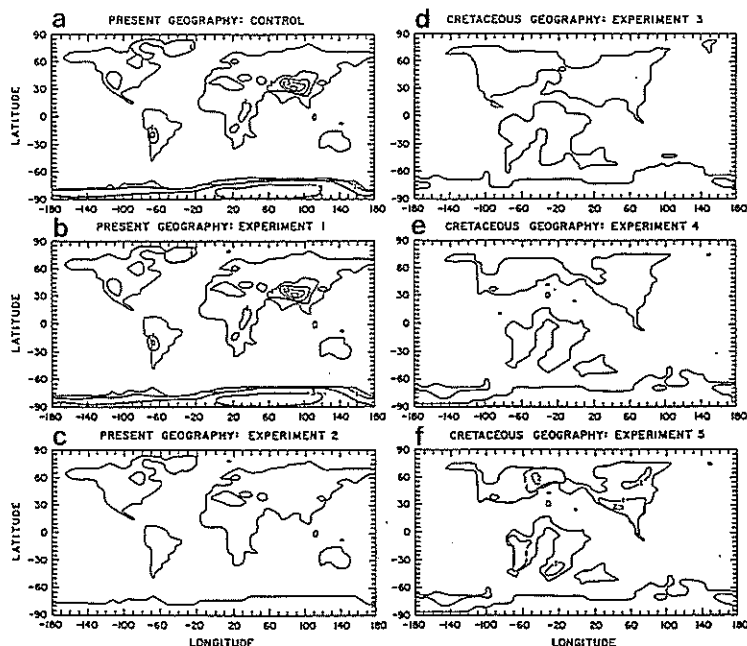
図参 3.3 1月の東西流、気温、擾乱による熱輸送の、山がある場合 (M) と山がある場合と無い場合の差 (M-NM) (Tokioka and Noda 1986)。

くなっている。これは、北半球の冬では、主に擾乱による北向きの熱輸送が、山ありランの方が多いためである。一方南半球の方は、山がある場合の方が、より低温になっている。擾乱による熱輸送を見ると、山がある場合の方が、より南極側へ熱を運んでいることが分かる。これは Mechoso (1981) の結果とは逆である。この点については鬼頭 (1990) が南半球の冬の状態での実験を行っており、その解析から、移動性擾乱による熱輸送は山岳によるブロック効果により山がある場合の方が少ないが、逆に停滞性擾乱による熱輸送は山がある場合の方が大きいこと、この両者の効果はかなりの程度打ち消し合うため、全熱輸送は山の有無による mass の差が、主に両者の差を決めていることが示されている。Tokioka and Noda (1986) は更に、南極に山があることによって、雲のできる高度が違うことの効果が大きいと強調している。山がある場合は、対流圏のかなり高度の高いところに雲が出て、そこで冷えるが、山がないと、その雲によって冷える高度がより低くなるために、両者間での熱源の位置が変わってくる。このことによる山の熱的效果が大きいという結論を出している。

### 3.2.2 古気候

以上は南極の山の効果を直接問題にした実験だが、別の観点から見た実験がある。すなわち主に古気候に焦点を当てた実験の中で、南極氷床の有無について議論した一連の論文がある。

その一つとして、Barron and Washington (1984) が挙げられる。彼らは NCAR CCM を用いて、1 億年前の地球気候のシミュレーションを行った。モデルには、熱容量がなく熱バランスのみで海面温度を決める海洋 (swamp ocean) が入っている。また年平均の太陽日射が与えられている。実験では、現在の海陸分布があり、かつ現在の山の高さを与えたラン (C)、そこから南極氷床上で雪を取り払ったラン (E1)、さらに山の高さを 0 にしたラン (E2)、1 億年前の海陸分布のみを与えたラン (E3)、1 億年前の海水位を考慮したラン (E4)、そして 1 億年前の山岳を入れたラン (E5) の 6 種類が順次行われた (図参 3.4)。その結果、図は C より全球平均で  $4.8^{\circ}\text{C}$  気温が高いことが示された。このことは地形分布が、全球気候形成に大きく効いていることをあらわしている。ただし、それでも古気候学的データによる推定値 ( $> 6^{\circ}\text{C}$ ) には及ばない。著者等は二酸化炭素変動による寄与が入っていないためと考えているようだ。この一連の実験の中で、1 億年前の北半球の



図参 3.4 Barron and Washington (1984) による 1 億年前の気候シミュレーションにおける 6 つのランの地形分布。(a) 現在の海陸分布があり、かつ現在の山の高さを与えたラン (C)。(b) C から南極氷床上で雪を取り払ったラン (E1)。(c) さらに山の高さを 0 にしたラン (E2)。(d) 1 億年前の海陸分布のみを与えたラン (E3)。(e) 1 億年前の海水位を考慮したラン (E4)。(f) さらに 1 億年前の山岳を入れたラン (E5)。

温暖な気候には大陸の位置分布が非常に効くことが示されている (E2 と E3 の差,  $1.5^{\circ}\text{C}$  以上)。これは高緯度に陸塊の多い現在の地形が極域の低温の維持に有利な条件になっていることを意味している。

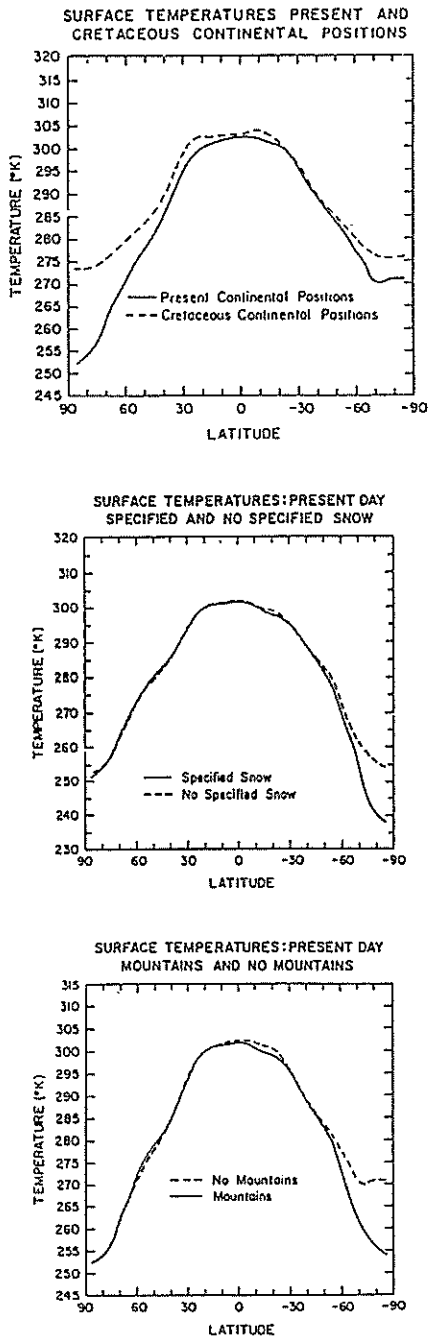
一方南半球では、北半球とは様相が異なっている。南半球では 1 億年間を通して極に大陸が存在しているが、まず大陸の上に永年雪水があるかないかということにと E1 の差、図参 3.5 上)、さらに山岳 (氷床) があるかないかということ (E1 と E2 の差、図参 3.5 下) の 2 点が、ともに南極で  $10^{\circ}\text{C} \sim 15^{\circ}\text{C}$  の気温の変化になって現われるという結論を出している。

さらに、Barron *et al.* (1984) は同じモデルを使って、単純化した地形分布を使った実験をしている。図参 3.6 に地上気温の緯度分布を示す、極に全然大

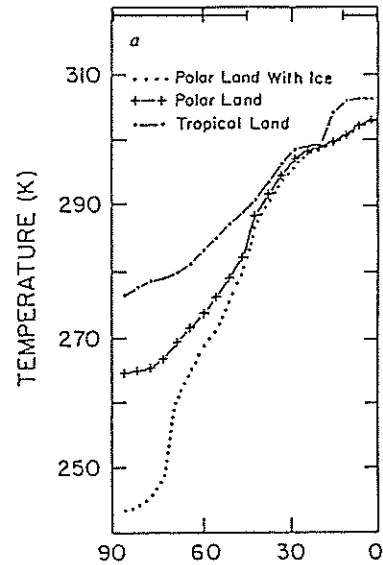
陸がない場合には一点鎖線の地上気温分布になるのに対して、極に大陸があると実線まで気温が下がり、極の大陸上に氷床があるとさらに点線まで気温が下がることが示されている。この実験でも高緯度の大陸の存在が地球気候に大きい影響があることが強調されている。

もう一つの古気候に関する実験は Oglesby (1989) のもので、南極氷床の成長に焦点をあてたものである。Oglesby は季節変化の入った NCAR-CCM を使いこの要因の効果を調べた。ただし海面水温はモデルで予報せず、一定の季節変化をさせている。要因の第一はドレーク海峡の効果である。南極氷床が出来る条件として、ドレーク海峡部が出来ることにより、南極の周りをぐるっと取り囲む海流が流れるようになったことが重要だという研究がある。その効





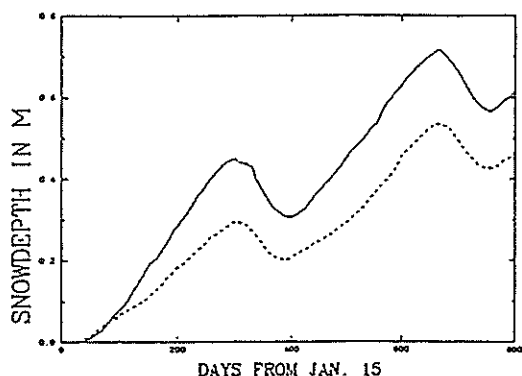
図参3.5 (上) 大陸の位置の違いによる地上気温緯度分布。実線はE2、破線はE3。(中) 南極に雪がある場合(実線、C)と無い場合(破線、E1)。(下) 山がある場合(実線、E1)と無い場合(破線、E2)。Barron and Washington (1984)による。



図参3.6 年平均地上気温の緯度分布。一点鎖線は極に大陸がない場合、実線は極に大陸がある場合、点線は極の大陸上に氷床がある場合。大陸は45°より極側においている。Barron *et al.* (1984)による。

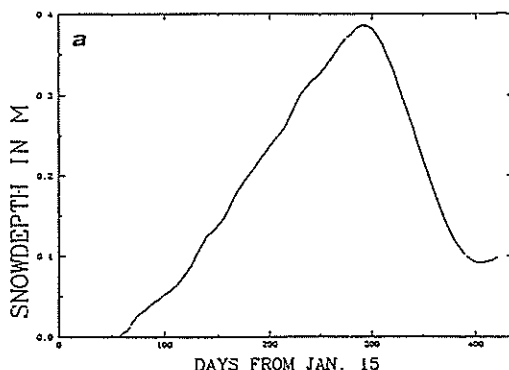
果を、海洋大循環を含まないモデルに簡単に組み込むために、次のように扱った。すなわちドレーク海峡を閉じると、海流による南向き熱輸送が増加することになるので、その時の状態をモデルで再現するために現実より非常に温かい海面水温を使うことにした。また海水がない状態を仮定する。この実験と、現在の海面水温・海水分布を用いた実験を比較することで、ドレーク海峡が開いている場合と閉じている場合で南極での降雪がどう違うかを見積ることができる。第二の実験として、南極の山の高さの影響を調べるために、山がある場合とない場合の実験を行っている。その結果、どのランにおいても、78°Sでの積雪は年々増え続けることが示された。

図参3.7は78°Sで東西平均したモデルの積雪量を2年強(800日間)にわたって示している。積雪量は明瞭な季節変化をしている。現在の海陸分布、氷床と現在の海面水温、海水分布を与えたコントロールランにおける積雪量が点線で示されているが、寒



図参 3.7 78°S における帯状平均した積雪量（水当量）の 800 日間の時間変化。横軸は 1 月 15 日からの日数。破線は現在の海面水温下におけるコントロール・ラン、実線はドレーク海峡閉鎖時に相当する海面水温下での結果。Oglesby (1989) による。

候季に増加し、夏に少し融けて減少する季節変化を繰り返しながらどんどん積もっていくという状態になっている（このモデル中には氷河の流出過程は含まれていないので氷河は成長する一方である）。一方ドレーク海峡が閉じた状態に相当する高い海面水温をモデルで与えると、実線で示されるようにさらに積雪量は増える。気温が高くなり大気中の水蒸気量が増え、降雪量が増加したためである。この場合でさらに山の高さを 0 にした実験の結果が図参 3.8 である。海拔高度が相対的に低下し気温が高くなったために、夏の融解の期間が図参 3.7 に比べて長くなり、夏の融雪量も増加している。しかし全涵養量を合計すると、やはり正味は正で、年々雪が増えていくという状態になっている。彼のモデル実験で雪が年々増えない（1 年間正味で負になる）ためには、14℃ 以下の海を無くす（南極の周りで最低でも 14℃ の海面水温を与える）という極端に暖かい海面水温を与える必要がある、そのような場合に限って南極氷床は成長しない、という結論を出している。NCAR-CCM では南極氷床の成長に不利な条件を作るのは難しいといえる。



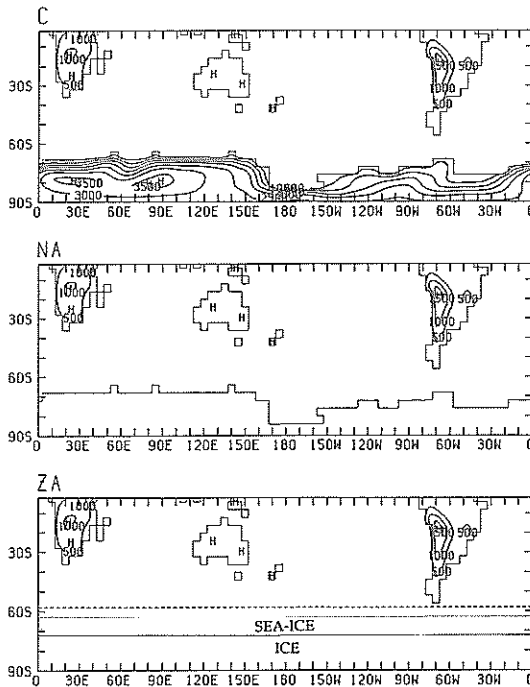
図参 3.8 図参 3.7 に同じ、ただしドレーク海峡閉鎖時に相当する海面水温で、かつ山の高さを 0 にしたランの結果。

### 3.3 気象研 GCM による南極氷床実験

この節では気象研究所大気大循環モデルを用いて行った南極氷床実験について紹介する。はじめに述べたように、南極は氷床の存在による山岳効果 (orography) と、東半球側でより低緯度に張り出している東西波数 1 的地形 (topography) が特徴である。南極氷床の山岳と地形の役割を、南極の気候や南半球循環に及ぼす広範囲な影響について調べるのがこの実験全体の目的だが、詳細は別にゆずり、ここではこの実験から南極での積雪量についてのみ述べることにする。

#### 3.3.1 気象研 GCM の気候値

モデルは東西 5°、南北 4° のグリッド・モデルで図参 3.9(上) の海陸分布並びに山岳を使用している。図参 3.1 にも示したように東南極では 3500 m を超える氷床が与えられている。図参 3.10 に冬（7 月）の海面気圧を示す。30°S 付近の亜熱帯高気圧帯や南極の周りの深いトラフが、モデルでよく再現されている。トラフはロス海とウェッデル海及びインド洋域で特に深いことがわかる。図参 3.11 はシミュレートされた冬の地上風系である。観測された地上卓越風が図参 3.12 に示される。氷床上から吹き降りるカタバ風がモデルで再現されており、観測点での卓越風向から推定された地上風とよく一致してい

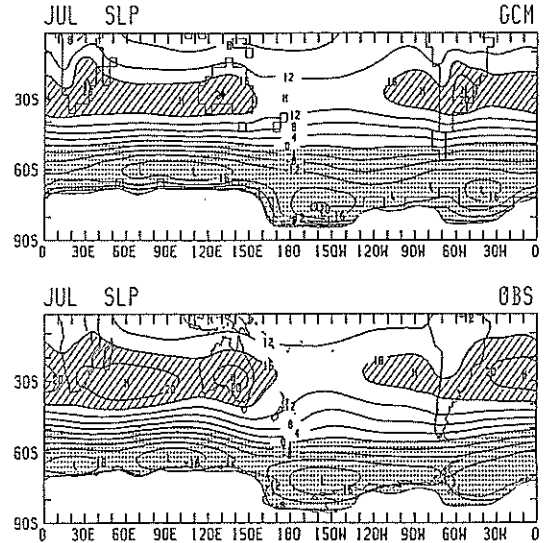


図参 3.9 (上) 気象研 GCM のコントロール・ラン (C) における地形、等値線は 500 m。 (中) NA ラン、南極の高度が 0。 (下) ZA ラン、58°S 以南で東西一様の境界条件。

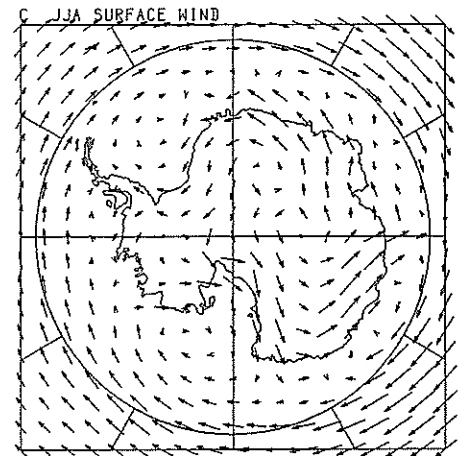
る。また南極点での気温の季節変化も図参 3.13 のように、coreless winter and pointed summer といわれるような南極で特徴的な鍋底型気温推移をしており、かつ気温自体も夏・冬ともに定量的に満足できるものである。季節変化等の再現性について詳しくは Kitoh *et al.* (1990) を参照されたい。

### 3.3.2 実験

10 月の同じ初期状態から始めて、季節変化を含む 3 年間の積分を、5 例について行った。ラン C はコントロールラン (図参 3.9 上)、NA ランは南極の山を無くした実験 (図参 3.9 中)、ZA ランはさらに 58°S 以南で東西一様の境界条件を与えた実験 (図参 3.9 下) である。気象研 GCM の標準モデルでは、氷床上の地面アルベド ( $\alpha_s$ ) が



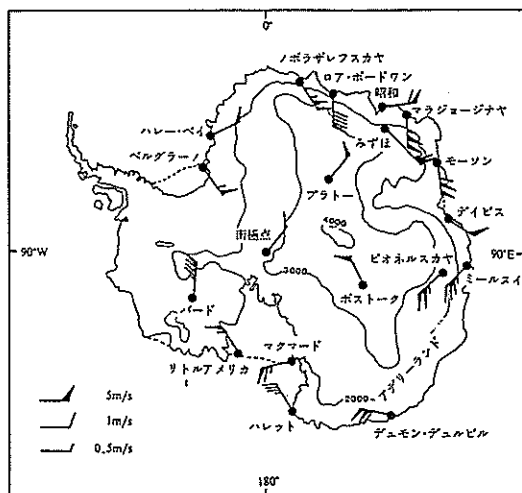
図参 3.10 (上) GCM と (下) 観測の 7 月の海面気圧。Kitoh *et al.* (1990) による。



図参 3.11 GCM の冬 (6-8 月) の地上風。

$$\alpha_s = \min(0.85, 0.70 + 0.15h),$$

$h$  は標高 (km) と山の高さの関数になっている。そのため C ランでは 1 km 以上の標高がある南極のほとんどのグリッドでアルベドが 0.85、一方 NA ランでは 0.70 となる。この海拔高度によるアルベドの違



図参 3.12 各国基地における卓越風向と風速（国立極地研究所 1988）。

表参 3.1 MRI GCM による 5 つのランの境界条件。

ラン	山の有無	南極平均地面アルベド
C	山あり	$\alpha_s = 0.84^*$
AL	山あり	$\alpha_s = 0.70$
NL	山なし	$\alpha_s = 0.84^*$
NA	山なし	$\alpha_s = 0.70$
ZA	山なし	$\alpha_s = 0.67$

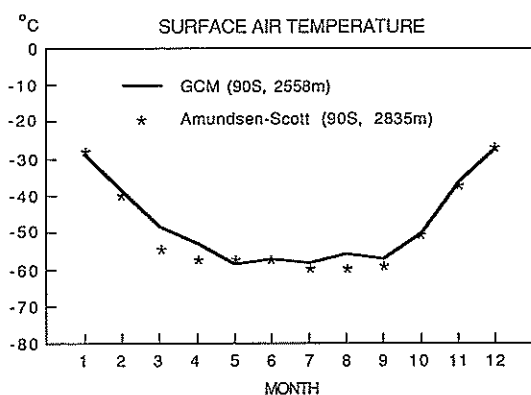
※  $\alpha_s = \min(0.85, 0.70 + 0.15h_s)$   
 $h_s$ : 山の高さ (km)

### 3.3.3 南極での雪蓄積/氷床維持過程

まずコントロールランで、南極の氷がどれくらい成長するかを雪の蓄積量 (snow accumulation) で見てみることにする。図参 3.14 の一番上の線はラン C における南極の積雪量 (水当量) を 34 年間に渡って示したものである。3 年間の間ほぼ一定の割合で全南極で平均した積雪量が増えている。先に示した NCAR のモデルでは、78°S の値として冬に増え夏に減る季節変化が顕著であった。図参 3.14 は全南極大陸の平均値であるが、先に示した Oglesby (1989) の NCAR モデルの結果と異なり、夏に少し積雪量の増加率が減るものの、積雪量自体は夏にも減ることはなく一年を通して増え続けている。1 年間に 18 cm の増加量である。

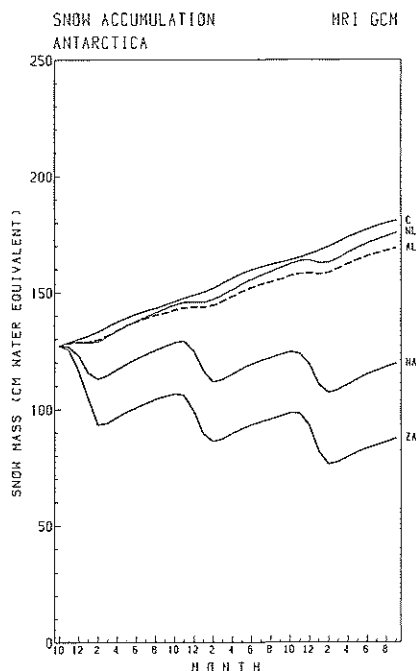
図参 3.15 (左) は 1 年間の雪蓄積量の空間分布である。1 年間に 20~30 cm 以上増える場所は、一様には分布せず、南極半島周辺、及び東南極の沿岸に集中しており、内陸部や沿岸部でも 90°E 付近では 5 cm 以下の少ない値になっている。対応する観測値を図参 3.16 に示す。南極大陸縁辺部では雪蓄積量が多くて 30~40 cm 位、内陸部では 5 cm 以下となっており、GCM で得られた値は、量的にも空間分布も、観測値と見積られているものと矛盾しないものが得られている。

さて南極の山の高さを 0 にした場合に雪蓄積量はどうなるのか。図参 3.17 に各ケースの値を示す。



図参 3.13 南極点での地上気温の季節変化。実線は GCM。星印は観測値。

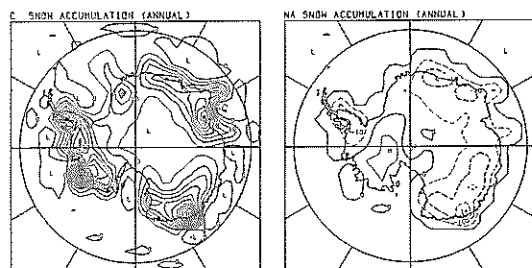
いの効果を分離するために、C と同じ山があるがアルベドを 0.70 にした実験 (AL ラン) と、山無しにも関わらず C と同じアルベドを与えた実験 (NL ラン) も行った (表参 3.1)。従って C-AL および NL-NA でアルベドの効果、C-NL および AL-NA では山の効果を評価することができる。



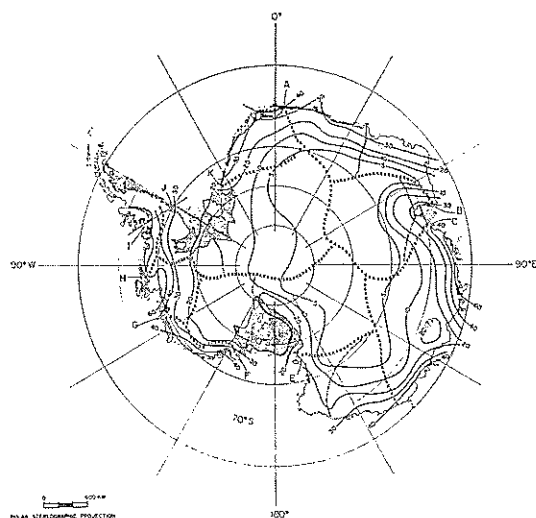
図参 3.14 5つのランにおける南極の積雪量(水当量)の3年間の変化。

NA ランの場合を見てみよう。コントロールランの場合と大きく異なり、顕著な季節変化を示しながら年々雪は減少していく(1年間に4.5 cm 減少)。冬の間の雪の増加量はコントロールの場合とほとんど同じだが、夏の間の減少分が大きく効いて、トータルでは年々減少している。このモデルでこのまま積分を続けると、この条件下では始めに置いておいた氷床も雪も、山の高さが0であれば、それを維持できないということを示している。

水収支の季節変化を月別に見ることとする。図参 3.18 に積分3年目の1年間の月別の降水量(降雪量)、蒸発量、融雪量を示した。太実線は合計である。コントロール(図参 3.17)では、どの月も  $0.5 \text{ mm d}^{-1}$  以上の降水量があるが、夏には  $1 \text{ mm d}^{-1}$  と多い。一方、蒸発・昇華量も気温の高い夏に多いので、トータルとしてはほぼコンスタントに年間  $18 \text{ cm}$  ( $0.5 \text{ mm d}^{-1}$ ) 増加している。増加量は降水と蒸発の兼ね合いから秋にピークを示している。

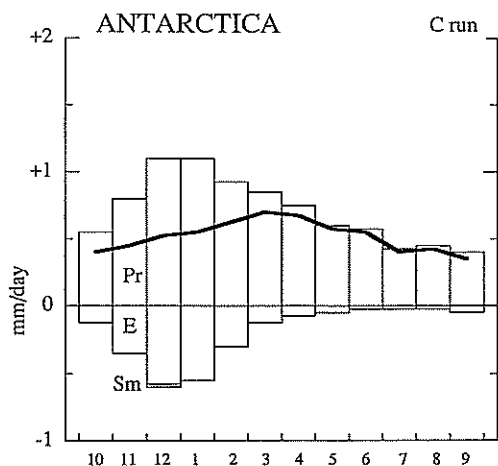


図参 3.15 (左) ランCにおける南極の1年間の雪蓄積量の水平分布。等値線は水当量で5 cm/年。(右) NA ラン。

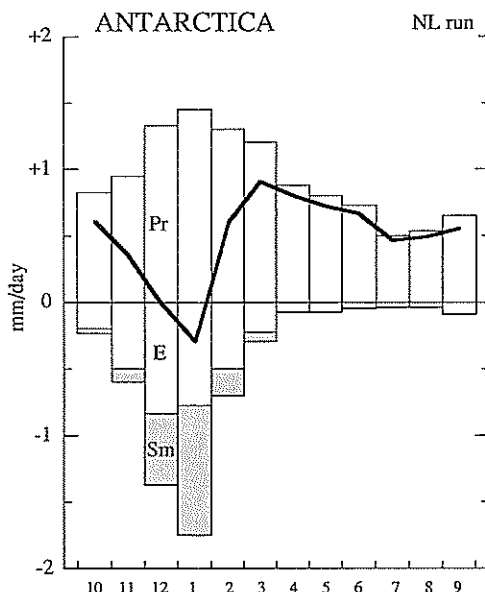


図参 3.16 観測による南極の1年間の雪蓄積量。単位は水当量で cm/年。Schwerdtfeger (1970) より引用。

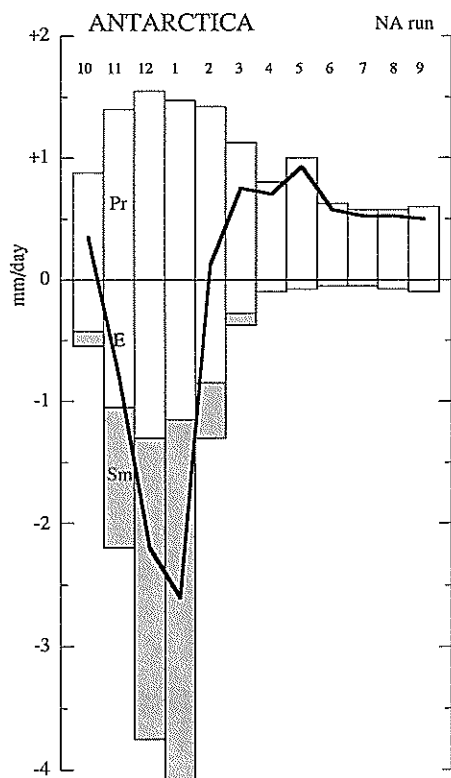
さて南極の山の高さを0にしたNAランの場合(図参 3.18)では、気温が高く水蒸気量が豊富な点を反映して、特に夏の間の降雪量が多くなっている。しかしそれ以上に蒸発量・融雪量が非常に大きくなり、夏のトータルとしての積雪量は大幅に減少する。このために、このケースでは秋から冬の積雪量を上回って、年間を通してみての積雪量減少につながる。すなわち融雪量の少ない冬を中心とした期間に積もった雪が、短い夏の間にどの程度融けるかがトータルとしての雪蓄積量に効くので、冬の間の量的な



図参 3.17 C ランの南極大陸上の水収支. Pr は降水量, E は蒸発量, Sm は融雪量, 太実線はその合計.



図参 3.19 図参 3.17 に同じ, ただし NL ランの結果.



図参 3.18 図参 3.17 に同じ, ただし NA ランの結果.

吟味が大変重要になる。観測データによる定量的な吟味が必要である。先に述べたように、気象研 GCM では、山が低くなると最大アルベドを低くするパラメタリゼーションを使っている。これは平地では、雪が降ってもすぐ汚れて、汚れの少ない高地の雪とはアルベドが異なるだろうという効果を第 1 近似的に取り入れているものである。従って NA ランでは、C ランとは、山が低いという効果のほかに、アルベドが低い効果も入ってきている。しかし南極に対してはこのパラメタリゼーションは適用できないと思われる。そこでこの地面アルベドの標高依存性効果を分離するために行った実験が、AL ラン、NL ランである。図に示すように、AL ラン、NL ランともに、コントロールランよりは少ないものの年々の雪蓄積がある結果となった。AL ランの結果が意味するところは、現在の山の高さがあれば標高が高いために夏でも気温が低いので、雪のアルベドがそれほど高くなくても積雪は増え続けるということである。一方、山の高さが 0 の場合には、雪のアルベドが 0.85 と高ければ雪は年々増える (NL ラン、図参 3.19) が、0.70 程度だとはや雪は蓄積しない

(NA ラン, 図参 3.18) ということになる。氷床はその海拔高度による低温（温度減率効果）および高アルベドで自分自身を維持しているといえる。

### 3.4 おわりに

これまでの GCM による南極の山岳効果の研究、古気候の研究について紹介した後、気象研 GCM を使って行った実験について紹介した。気象研 GCM の制御実験では、南極平均で 1 年間に水当量で 18 cm の雪蓄積がある。大陸斜面の周辺部で多く、内陸部では 5 cm 以下の分布をしており、観測と良く対応している。氷床はその高度による低温（温度減率効果）および高アルベドで自分自身を維持している。現在の山の高さがあれば雪のアルベドがかなり小さくとも積雪は増えるが、一方山の高さが 0 でかつ雪のアルベドが低い (0.7) と、もはや雪は年々減少していく（氷床発達はない）。雪が蓄積していくかどうかには、夏にどの程度の蒸発・融雪があるにかにかかっている。初期の氷床発達時には基盤地形としてどの程度の標高があったのか、また雪のアルベド値はいくらかが、南極周辺の海洋状態と共に重要である。

当シンポジウムでは、時間の関係で気象研 GCM の実験結果については、南極の山岳と地形が南極大陸及び南半球の大気循環に及ぼす影響については割愛し、もっぱら GCM 中の南極の雪に焦点を当てた。前者については別の機会に報告できればと考えている。

### 参考文献

- Barron, E. J. and W. M. Washington, 1984: The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1267-1279.
- Barron, E. J., S. L. Thompson, and W. W. Hay, 1984: Continental distribution as a forcing factor for global-scale temperature. *Nature*, **310**, 574-575.
- 鬼頭昭雄, 1990: 南極大陸の地形と山岳の南半球循環への影響. 第 13 回極域気水圏シンポジウム, 国立極地研究所.

- Kitoh, A., K. Yamazaki, and T. Tokioka, 1990: The double-jet and semi-annual oscillations in the Southern Hemisphere simulated by the Meteorological Research Institute general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 251-264.
- 国立極地研究所, 1985: 南極の科学 9 資料編. 古今書院, 288pp.
- 国立極地研究所, 1988: 南極の科学 3 気象. 古今書院, 334pp.
- Manabe, S. and T. B. Terpstra, 1974: The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 3-42.
- Mechoso, C. R., 1981: Topographic influences on the general circulation of the Southern Hemisphere: A numerical experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2131-2139.
- Oglesby, R. J., 1989: A GCM study of Antarctic glaciation. *Climate Dyn.*, **3**, 135-156.
- Schwerdtfeger, W., 1970: The Climate of the Antarctic. *World Survey of Climatology*, Vol. 14, Climate of the Polar Regions. S. Orvig, Ed., Elsevier, 253-355.
- Tokioka, T. and A. Noda, 1986: Effects of large-scale orography on January atmospheric circulation: A numerical experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 819-840.

### コメント<sup>6)</sup>

京大防災研の井上です。今、鬼頭さん、かなり面白い話でしたが、だいぶ端折られましたので、私の方から、実は事前にどういう話をされるかというのを聞いておりましたので、その辺も含めて付け加えて頂きたいと思います。

昔から、雪氷学の方で、南極氷床の無い大陸の中

6) 井上治郎 Jiro INOUE 京都大学・防災研究所 (当時)

で年平均気温ですが、減率が高度と共に高くなる、そういうことが知られておりました。これは減率ですが、高度減率 100 m 当り沿岸部で 1℃以下、内陸で 2℃という乾燥断熱の倍くらいの断熱がある。しかも大陸氷床全体にわたってあるのでこれは一体何だろうかと、いろいろ議論があった訳です。内陸氷床上での気温の高層ゾンデの結果、地表面付近で非常に大きな接地逆転がありますが、それはたかだか 200~300 m で無くなる。上の自由大気との間に、もっと gradient の大きいところがあるわけです。カタバ風というのはここから下の現象で、こういう大きな減率を作っているものは一体何だろうということで、一点でなしにいろんな所で、境界層の外側で大きな東西の風のシアーを作っている。これは温度風の関係から考えますと、南北の温度 gradient で、それしか考えようがないだろうと。それは自由大気だけだと起こらない、氷床があるから、結局それが自由大気を支配している。これは、みずほ高原という南極大陸全体の中ではたいして広いところではありませんが、いろんな所でゾンデ観測を行うと、必ず南北の温度差を強調する温度風が現れる。その大きさが 1 度当たりに 2℃位であると。これは、先ほどの鬼頭さんの GCM の結果と非常によく似ております。鬼頭さんの結果は南極全体の平均で、これはある場所だけではありますが、私たち、この観測の方からこういうものを解釈しようとしている者にとって、南極氷床上にはご存知のように高層観測点が 3 つしかないわけで、それから内挿とか外挿とかいうテクニックではどうしようもないわけで、モデルの結果というのがこのように現実合うのかということで、大変私としてはびっくりしております。

それから鬼頭さんが強調された雪の増加ですが、観測結果、これもみずほ周辺のデータになるわけですが、地点でのばらつきがありまして、例えば沿岸からだいたいみずほ基地、300 km 位の所までの、net の accumulation ですが、3 月頃から 5 月頃に一番多くなって、5 月から 9 月頃にその次に多くなるというので、これも先ほどのモデルの結果と大変よくあっていると思います。ただ量ですが、この図は

鬼頭さんも見せられましたが、大陸全体で 18 cm yr<sup>-1</sup>と、ところがこれが 20 cm yr<sup>-1</sup>のコンターで、沿岸部で非常に多いが内陸は 5 cm とか 10 cm、それ平均すると 18 というのはちょっと多いのではないかという気がいたします。それをひとつの流域でのモデルからみてみますと、しらせ流域という領域ですが、この中では流動、氷河の氷床流動、ここから氷山の分離となって出ていく氷の量、そういったものを一切測定したりあるいは計算したりしまして、この流域全体の氷の出、質量収支というのを考えております。涵養量はここではトン (t) で書いてありますので、面積当りの涵養量に直しますと 6 cm ということで、これを 18 に比べるとだいぶ小さい。この地域というのは、南極全体から見ますと、割合積雪量の多い所であるというのが先ほどの結果からも出ております。そこで 18 というのはちょっと多いのではないかと、ちなみにこの涵養量と沿岸からの流出というのがほぼバランスしていて、消耗というのはもう 1 ケタ以上小さいということです。

それから 2 つのモデルで片方は氷床がどんどん増えていく。そして片方は減っていくという、そのことについてちょっとコメントしたいと思います。主な原因は先ほどの鬼頭さんの図でも判りますように消耗量の評価だと思います。ここに示しましたのは、大畑さんがまとめられた月毎の蒸発量で、ちょっと見づらいのですが、蒸発というか消耗をおこす大きな原因は、アルベドの低下である。例えばこれに年間の低下量 -200 位、それからアルベドをだいたい 0.8、それからアルベドの 0.58 とか小さいところでは多くなる。それから風の強いところも多くなる。これは結局カタバ風が吹いているから乱流拡散が大きくなる。しかも断熱上昇で乾いた空気であるということだと思います。大事なのはこの、例えばリトルアメリカという所でほとんど蒸発は起こっていない。それでアルベドは非常に高い、気温が非常に低い。この高さは、氷棚の上ですのてたかだか数十 m です。従って先ほどの鬼頭さんのモデルでアルベドを高さの関数としておられましたが、このように内陸の所で、内陸というか緯度の高い所で気温が低い



ところではアルベドは高さが低くてもそんなに落ちないのではないかと考えられます。アルベドが低かったら当然雪温が上昇しますし、昇華、それから融雪がおこります。融雪が起きますと、またアルベドを低下させるというフィードバックがかかりますので、アルベドというのをもう少し、高さだけの関数では無しに、いろんな要素を入れて考慮された方がいいのではないかと思います。最後に全く氷が

無くなってしまった時にどうなるか、ということですが、これ基盤地形ですが、基盤地形と氷床の高い所というのは対応しているというのが、一般的な考えのようで、従って高さ0（ゼロ）からスタートするのでは無しに、高い所から雪が積もって行ってそれが氷河となって広がってギャップを埋めて行って氷床を大きくしていくという、そういう考えの方が自然じゃないかという具合に思います。以上です。

#### 4. 南極氷床と CO<sub>2</sub><sup>7)</sup>

田中でございます。南極氷床と二酸化炭素ということでお話しなさいというので、気軽に引き受けたのですが、その時点で私が考えましたのは、まず先ほど岩田さんからお話がありました、氷期・間氷期サイクルといいますか、氷河時代と CO<sub>2</sub>の相関関係です。氷期・間氷期サイクルの形成に二酸化炭素が非常に強い正のフィードバックを及ぼしているということが最近問題になっています。

もうひとつは先ほど松野先生のご紹介にありましたように日本の国立極地研究所が中心になりまして、今後東南極ドームの氷床コアをボーリングする「東南極内陸氷床ドーム深層掘削観測計画」というのが計画されておりますけれども、それと非常に関係があります。氷床のコアを分析して過去の色々な気候変動を調べるということが非常に promising なテーマになっておりますけれども、そういうことと関連して過去の二酸化炭素の濃度の変動というのが、南極氷床の解析から分かってきて、今後一層その研究を進める必要があるという問題。

それからもうひとつの問題というのは CO<sub>2</sub>問題ですが、CO<sub>2</sub>が増えますと地球が温暖化する、温暖化しますと海水位が上がるということが言われております。で、海水位はなぜ上がるかといいますとひとつは氷河・氷床が融けるということです。もうひとつ

は海水温も上がりますから海水が膨張すると、熱的な膨張ということです。圧倒的な mass を南極氷床が持っておりますから、もし sensitive に融けるならば海水位はどんどん上がってしまう、今は南極の氷床というのは少しばかり温暖化しても融けないというように雪氷の専門家は言っております。

さらにもうひとつの問題は、先ほど以来お話が出ておりますが、西南極、西南極は基盤地形が海面下にありまして、東南極と違いまして海洋性氷床 maritime ice sheet と呼ばれておりますが、これが温暖化に伴って割合早く崩壊するかしらないか、という問題がここ 10 年来やはり雪氷学者によってうるさく議論されている。その辺のことをかいつまんでお話ししてみたいと思います。

##### 4.1 氷河時代と CO<sub>2</sub>

実は、先ほど岩田さんのお話を伺いまして、そのお話と非常にだぶりますので、私この話はしないつもりだったのですが、南極氷床が今から 2000 万年といいますと、中新世—新生代のまん中くらいの、中新世といわれるような時代に最大規模の発達を遂げたということは、実は私は全然知らなかった。それであんなに暖かい時期にどうして南極氷床が、そんな発達を遂げたかと非常に不思議に思っていたのです。そのお話を聞きながら感じましたことは、実際のそのデータを発掘して、色々な現象を見つけ出す地質学者と、それを見て色々なイメージを描く物

7) 田中正之 Masayuki TANAKA 東北大学・理学部（当時）

理屋というのは、かなり違うといえますか、物理屋さんには非常に物事を simplify して自分に説明できるように考えたがるというので、実際フィールドの方から致命的な証拠が出てくれば、自分達の考えは変えざるを得ないというような、考え方の違いを感じたのです。

ここに書いてありますように、これは 1969 年にかなり古いものですが、西ドイツにフローン (Hermann Flohn, 1912-1997) という有名な気候学者がいますが、彼の総合報告の中に、この絵がごさいます。今から 6000 万年前というのが一番左の方に書いてありまして、最後の第四紀のところが、100 万年はスケールを非常にのばして書いてあるのです。北半球中緯度の平均気温はこういうものであったと、いっている訳なのです。つまり新生代というのは非常に気温が高くて、最近になって 100 万年、200 万年にかけて段々気温が下がり、そして第四紀に非常に激しい氷期・間氷期サイクルに突入していく。これは古いものなのですが、最近もこういう考え方は支持されており、最近の評価ですと、新生代のこの高温の気温は、北半球中緯度の気温なのですが、グローバルに平均してみますと、現在のこの後氷期の気温に比べて  $6^{\circ}\text{C} \sim 8^{\circ}\text{C}$  位高いと、それからこの氷期の最寒冷、これちょうど  $10^{\circ}\text{C}$  という目盛りが目盛ってありますが、この振幅は  $5^{\circ}\text{C}$  である、というふうに最近では言われております。

何故こうなるのかというのは、新生代には大気中の二酸化炭素濃度が非常に高かったと、それが徐々に減少して、この 100 万年、200 万年前に非常に少なくなります。地球の歴史の中でも稀にみるような非常に低濃度の時代になってくる。ここに二酸化炭素濃度が描いてありますが、1500 ppm 位の濃度。アルプス造山活動による大気中への  $\text{CO}_2$  放出によって、蓄積されて非常に高い濃度となった。これが徐々に、炭酸カルシウムとか炭酸塩として海の中で固定されて減ってくる。非常に減ってきて 300 ppm というようなところになりますと、先ほどの図でも判りますように地球の気温が非常に下がってきます。それによって、北半球にかなり広域的な雪氷圏が作ら

れる。雪氷圏が出来ますと、地球というのは外からの forcing に対して非常に敏感になってくる。そのために氷期・間氷期が現れる。その forcing というのは昔から言われているように、いわゆるミランコビッチの天文学的な forcing であると最近は大体理解されているわけなのです。そういう観点からみますと、何故南極氷床が 2 千何百万年も前に発達したのか、あるいは高温のとき発達するということと、それから氷期の最寒冷、今から 1 万 8 千年前とか 2 万年前に何故また発達したのか。その辺が非常に難しい問題で、まあ我々はそういう風にシンプルに理解していたのです。先ほどの話ではそう簡単なものではない。特に南極氷床というのは、特別に非常に難しい性格を持っているというような面もあるような気がします。

#### 4.2 東南極内陸氷床ドーム深層掘削観測計画

日本の「東南極内陸氷床ドーム深層掘削観測計画」というのは、こういう成果を陵駕していくということを宿命づけられていまして、非常に大変なのです。これはボストークのコアを 2000 m 位掘りましてその中の氷の重水素の分析、それを温度に焼き直した。それから中に含まれている気泡の分析から二酸化炭素濃度を出す。これが気温でして、これが今から 13 万年位前の間氷期、これが現在の後氷期と、これがその氷期の最寒冷期、2 万年前ですね、こういう風になっている。それに対して二酸化炭素濃度が全く同期したような変動になっている。間氷期には 280 ppm というレベルになる。ところが、氷期の最寒冷には 200 ppm 位のレベルになる。この間に 80 ppm というような差がある。二酸化炭素がこんなに変動しますと、それは当然地球の寒冷・温暖に影響するわけで、この効果は気温を  $2^{\circ}\text{C}$  位上げたり下げたりする。氷期と間氷期の間の気温の差というのは  $5^{\circ}\text{C}$ 。そのうちの  $2^{\circ}\text{C}$  位というのは二酸化炭素が稼いでいる。実際にこの二酸化炭素の影響を入れないと、氷期・間氷期というのはうまく説明出来ない。そういう問題です。

ひとつの例をお見せしますと、この一番上はミラ

ンコビッチ forcing だけで陸上に堆積する氷の量をモデルでシミュレートしたものでして、これが現在、5 万年前、10 万年前、こういう風になっているわけです。酸素の安定同位体 $^{18}\text{O}$ の同位体比から大気気温を出し、それから氷の量を見積ったものは、これは気温ですが、実際の氷期、間氷期、後氷期、氷期、間氷期とこういう風にサイクルになっている。これを比べるとある対応はあるのですがそっくり同じではない。これに二酸化炭素の先ほどの変動を加えてやりますと、このようになりまして、orbit プラス  $\text{CO}_2$  ですが、非常に相関が高くなる。あるいは先ほどのボストークの例について言いますと、氷床コアの分析から出される気温の変化で、それにミランコビッチの forcing と二酸化炭素の濃度を加えて再現した気温が B のプライム、この細い線のようになっていて余り良く合います。非常に良く合う。そういうことで二酸化炭素が 80 ppm 変動したということは非常に重要である。当然それだけ変動すればその影響はあるわけなのですが、何故二酸化炭素が 80 ppm も氷期と間氷期の間に変動するのかとこれも沢山議論があり、まだはっきりしたことは判りません。ひとつは海上気温が上がったり下がったりしますと当然海水温が上がったり下がったりするので、海水温というのは二酸化炭素に対する solubility 溶解度というのは温度が下がれば大きくなりますから、温度が下がると海面の表層の二酸化炭素分圧が低くなって、大気から海へ  $\text{CO}_2$  が溶け込む。温度が逆に上がりますと分圧が高くなって海から大気に二酸化炭素が放出される。それはちょうど全く同じセンスになるのですが量的に合いません。計算してみますと 10 ppm しか説明できない。ところがこれは 80 ppm ですからそういうことではないのだということで、氷期・間氷期に生じる気温の変化に伴う海洋の鉛直循環、そこで行われている生物活動のからみでこれを説明しようというのが、世界の大勢になっていますが、まだ定量的な説明というのは完成していないということです。

ところで、二酸化炭素はそういうことなのですが、メタン、やはりボストークの基地からのコアから取

り出された気泡中のメタンが上の方に書いてありまして、下が重水素から出された気温なのですが、メタンもまた氷期、間氷期サイクルに同期したような変動をしている。何故こうなるのか、これはわかりません。それで東南極ドームコア深層掘削計画においては時間的な解像度の高い分析をやりまして、気温の変化と温室効果気体の変化が時間的にどういう風に相関するか、全く同時なのか、を調べる必要があります。今までのところでは気温の方が先行していると言われているわけなのですが、そういう種類のこと、あるいは二酸化炭素やメタンだけでなく、いろんなメカニズムを解き明かすことに非常に役立つような色々な成分を詳しく分析していくということが大事ではないかと考えております。

### 4.3 二酸化炭素問題

氷床コアの分析はいわゆる二酸化炭素問題でも非常に威力を発揮しています。大気中の二酸化炭素濃度はいつから増えているか、これは非常に大きな問題なのですが、そのことのためにいろいろな手法が開発されています。例えば、木の年輪を切ってその中の $^{13}\text{C}$ の同位体比を出すと、あるいは昔の古い wet な化学分析のデータを全部収集する。これも昔集めていたカレンダー (Guy S. Callendar, 1887-1964) が亡くなってしまったのですが、その奥さんが生きていまして、昔の昔を全部ひっくり返して昔の資料を捜すとかしたそうです。さらにスミソニアン天文台が昔から太陽放射のスペクトルをとっていますが、あの中に二酸化炭素の吸収が記録されています。そういうものを分析するとか、沢山のやり方がありますけれども、一番役に立つのはこの氷床コアの分析です。

南極のサンプルのコアを、スイスのベルン大学のグループが分析した結果が示されていますが、非常に有名な図です。三角でかいてありますものは凝結気化法というやり方で分析したもので、四角で描いてありますものは、いわゆる NDIR、普通使われております非分散赤外分析法で分析したものです。このところに描いてありますものはマウナロアの実

際の観測です。こういう風に18世紀の中頃から増えているというように言われていまして、その頃の濃度というのは280 ppmあるいはそれよりちょっと低いくらいではないだろうか。でこの赤い点が示されますがこれは日本の国立極地研究所が、みずほ、あるいはやまと山脈のところで掘削してきたコアを、東北大学の大学院の学生が分析した結果なのですが、きれいにこのベルングループの結果と良く合っている。ここのところにちょっと濃度の高いデータがありますがこれはやまとのデータでして、これはかなり昔の氷期の終わり、氷期から間氷期、後氷期に移るときの大気中の濃度がまだかなり高いときの氷床コアをひっかけているのであろうと、そういう風に考えられます。

これも二酸化炭素なのですが、二酸化炭素というのは非常にばらつきます。南極の氷床コアの分析なのですが、いま、ひとつ問題になっておりますのはこの氷床コア中のCO<sub>2</sub>の分析というのを昔から手がけてきたのはスイスのベルン、それからフランスのグルノーブルとこの2つの研究所の人達なのですが、これがシステマティックに違うのです。これがベルン、この赤に我々のデータに近いのはベルンでして、この白丸のこれはグルノーブルと、この間が20 ppm 近くシステマティックに濃度が合わないということが数年前に指摘されました。それ以前は非常に合っていたというのですが、分析をやり直したら合わないというので、これがまだ解決されていません。色々分析の方法に問題があると。

同じようにメタンですが、今までやられているデータがいっぱい描いてあります。この赤が国立極地研究所の分析結果で、メタンも大体2~300年前から顕著に増加しています。二酸化炭素の場合には、コアを真空中でcrushして空気を取り出すという、そういうやり方でなければ出来ない。メタンの場合にはそれをやると、金属同士が接触するとどういふわけかメタンが非常に高濃度に出てくるということが知られておりまして、これはmelting、融かして空気を追い出して、それを分析するというやり方ではないとうまいかない。実際に両方やってみますと、

濃度が同じ資料でもcrushingすると非常に高い濃度が得られるということがありますので、分析はいろいろとそういうことを注意してやっていかなければならない。こういうことで、東南極のドームの採掘をやれば、日本として非常に成果を上げることが出来るpotentialは徐々に整っている、そういう風に言っているかと思います。

#### 4.4 海面水位

もうひとつの問題、これは温暖化したとき海面が上がる、上がらないという問題で、この最近の100年間について言えば、海面水位は上昇している。この解析が難しいですが、一致した見解が大体得られ、ほぼ10 cm 上昇しているというように言われております。その海面上昇に南極氷床がどういう役割を果たしているのかということですが、ポリウムでみますと90%、陸上に堆積している氷の90%というのは南極にある。それから南極とグリーンランドを合わせれば99.5%、山岳氷河は量的にみれば0.5%しかない。だからといって、この山岳氷河が重要じゃないのではというところではない、これもまた重要なのですが、圧倒的なmassが南極にあるということです。それから、mass balanceを見ますと、南極の場合は $2200 \times 10^{12} \text{ kg yr}^{-1}$ というaccumulation、降雪がある。そして失われるlossの方はcarvingである。だから先端から氷山のような形でちょん切れて流出する、という形で殆どmass balanceが保たれている。でablationというのはほとんどない。それに対してグリーンランドを見ますと、accumulationが500にながしある。それでablationが280のcarvingが255ですから、このablationとcarvingというのが大体comparableでどちらも非常に重要になっている。そういうところが、南極氷床のひとつの大事な性質、特徴である。massから言えば、2200と500にながしというのは4:1ですがmassは10倍ありますから、南極の氷床というのは非常に少ない涵養量であるにもかかわらずあれだけのmassをはっている。逆に言うとグリーンランドの氷床というのは涵養量があるのに小

さな volume しかもっていない、これは ablation が南極ではほとんどない、それに対してグリーンランドでは非常に大きな量になっている、そういうことによるわけです。

氷の mass というのは基本的には涵養量で決まるのですが、その涵養量に見合ったものだけを discharge する、それで決まるわけですがこの discharge というのは mass に depend する、だからちょうどそこに全体の mass が決ってくるわけなのですが、その discharge の仕方が carving であるのか ablation であるのかということによって、氷床が保持し得る氷の量が決ってしまうわけです。だからこちらは、相対的に非常に大きな涵養量で小さな mass しかはれない、こっちは相対的に小さな涵養量で巨大な mass をはっている、ちょうど放射に例えれば、こちらは、黒体みたいなものです。こちらは、温室効果の効いた gray body みたいな、そういう違いが、基本的な違いがあります。こういう風に氷床というのは上流の方で、気温の低いところで、net として accumulation があって、下流というか高度の低いところで ablation がある。ここで carving があると、こういう構造をしているわけなのですが、それはちょうど balance した平衡線というのがあるはず、これはグリーンランドで、グリーンランドはこういう風な構造をしている。ところが南極は少し違いまして、mass balance のスペースをこちらにとってグリーンランド氷床と南極氷床を描いてみますと、グリーンランド氷床というのは大部分が negative 領域に入る。ところが南極の氷床というのは大部分が positive な領域に入っている。気温が上昇するということは、このスケールが上に動く。そうしますとグリーンランドの氷床は loss が増える。それに対して gain の方はここの所に maximum がある。高度の高いところで減っているわけなのですが、少し移動するとかえって増えるような場所がある。もっとずっと動かしてしまいますと ablation によって蒸発したり融けて流出したりしてしまうわけなのですが、わずかな気温の上昇に対しては、かえってこの mass balance は正の方に遷移する可能性が

ある。

そういうことを色々計算しまして、その結果、先ほどの今世紀 10 cm 海水位が上昇したというのですが、海水の thermal expansion が 4 cm、それから非常に小さな山岳氷河とか山頂の ice cap ですとかそういうものが 4 cm、グリーンランドが 25 cm の上昇に寄与している。南極は分からないけれどもまあゼロ、少なくとも南極の氷床はシュリンク (shrink) していないということになり、その結果 10 cm。観測の方は色々平均してみますと 11 とか 12 というのがいちばん妥当なところではないかと思います。大体観測にも合うということになると、南極の氷というのは、涵養量はその気温、特に南極ですと地上のところ強い surface の inversion 逆転がありまして、その逆転層の上の年平均気温と涵養率というのはいい正の相関がある。今の南極の気候の中で場所を変えて、高度を変えて測ってみるとそういう関係があって、その関係が気候の変化そのものに対しても流用できるということです。まあ extrapolate 出来るという考え方を大体雪氷の人は持っていて、それでいくと今のようになってくると、ということです。

#### 4.5 西南極問題

もうひとつの問題、簡単に触れさせて頂きたいと思いますが、これも先ほど以来、話題になっているのですが南極の基盤地形です。白く抜けているところは基盤地形が今の海面より上にあるところ、逆に西南極というのを見ますと基盤地形はほとんど海面下にある。斜面でハッチしてあります所は基盤地形が海面より 500 m 以下の所、この西南極氷床というのは海の底から氷床が堆積している海洋性の氷床で、この氷床を支える上で大事なのはこのロス海の所に張っている棚氷、これが非常に大事だということ風に言われております。これは氷床の流線を描いているのですが、グリーンランドの氷というのはストレートに海に向かって流れていく。ところが南極の氷というのはこういう棚氷の所へ来て、みんな集まってくるわけで、海へ流線が集まって来る所に棚

氷がドカンと張っている。この棚氷が非常に厚いもので、これはロス海の棚氷ですが、厚みが書いてありますが、400 m とか 500 m, 600 m, 800 m などという厚みを持っている。しかし下は海水になっている。これがウェッデル海の所ですね、フィルヒナー、ロンネ、これも 1000 m とかいう厚みになっている。その構造は、棚氷の下に海面がある。基盤地形がちょうど高くなっているような所ではこの氷は接地していて、こういう所が非常に大事なのです。何故このような構造が出来るかは棚氷の熱力学が計算されていて、例えばこの棚氷が初めからきちんとこういう形であったとします。えぐられていない状態であるとしてと海水が出来る。海水が出来ますと  $-1.9^{\circ}\text{C}$  のしかも非常に高塩分、海水というのは塩分を外へはじき出しますから、非常に高塩分の水が出てくる。そうしますと高塩分ですからこれは沈降してきます。沈降していきますと氷床の底の方というのは水圧がかかっていますから氷の融点は  $-1.9^{\circ}\text{C}$  より低い、だから  $-1.9^{\circ}\text{C}$  の水が来ますとこの辺は徐々に融けてしまう。この鉛直に切った壁は段々こういう構造をもってくるということが計算、シミュレーション出来まして、そういうメカニズムでこの棚氷が張る。この棚氷が今こういう状態であるということは、大陸棚のところで海水の循環によって大体決まっている。

ところが  $\text{CO}_2$  が増えて海水の温度などが上がってきますと、この循環する水に少し高温の水が巻き込まれるようになる。そうしますと棚氷が底の方から段々融けて、こういう接地しているところも段々融けて浮いてしまうわけです。こういうところが無くなってしまいますと、実はこの棚氷というのは、氷床の方から、非常に強い重力がかかってくる。で、この重力に抗して非常に強い back pressure が働いていて、この氷床の流動を食い止めている。こういうところの大きな摩擦が大事なのです。この摩擦が無くなりますと back pressure もしれたことになってしまい、流動は非常に加速される。そうしますと非常に崩壊が速められるというのが雪氷屋さん達のいうことでして、まあもしそれでいけば 100 年とか

200 年のうちにこの西南極の氷床が崩壊し得るという計算が、10 年位前には出ている。ところが最近この問題が大変注目されるようになりまして多くの人が議論している。今モデルはいまいちという気もするのですが、最近の理論ではこれはほとんど簡単には無くならない、少なくとも多くの人がシミュレーションしていて、数百年のシミュレートした結果、西南極氷床はほとんど安定である。そういう結果になってきて、西南極氷床の劇的な崩壊というのはしばらくはない、と言われるようになってきたわけです。

#### 4.6 おわりに

最後に、これは私、全く専門じゃないのですが、海の珊瑚礁というのがあります。波打ち際の、干潮の時にはちょっと顔を出して、海水面の近くに繁殖しているものと思いますが、その過去の珊瑚礁を sampling してそれが何時のものだったかということはもちろん、その中にある、色々な放射性核種から dating をやりまして、皆さんが必ずこれに賛成しているかどうかしれませんが、ひとつの過去の海水面の温度、10 万年前、16 万年前まで出ています。これによりますと、最終氷期の寒冷期と今日の間には 130 m 位の水位差があるということになっていて、何回かこのような水位の上下をやるということのも大体もっともらしい。それで前回の間氷期のところを見ますと 2 つ盛り上がりがある。ひとつはこの 12 万 5 千年位のところに現在より 7 m 位高い水面の上昇があつて、この説明は西南極氷床の一時的な崩壊といわれている。これは万年単位ですから、何千年、何万年という scale で温暖気候が続きますと、現在の議論も西南極氷床はそれでもなおかつ安定という理論にはなりません。その時には崩壊してもおかしくない。そういうことになっていますので、長期的には西南極氷床の温暖化に対する response というのも、依然として非常に面白いことです。

とにかく南極氷床と言うのは非常に難しい、特に mass balance になりますと数限りない論文があるのですが、各々が、実地調査のデータというものは

断片的で、そういうものをどういう風に総合して全体の描像を描いていくのか難しい。だから同じデータを使っても全く違った結論を出すような論文も沢

山あり、全くこれから研究していくべき分野ではないかと、そのように感じている次第でございます。

## 5. 南極上空での物質循環と輸送<sup>8)</sup>

### 5.1 はじめに

オゾンホールが発見に伴って、さまざまな新しい研究が発見しようとしている。成層圏物質の循環に関する科学もそのような分野のひとつである。

オゾンホールの研究を通して「南極の成層圏では、大量の気体状の窒素酸化物（以後、単に窒素酸化物という）が粒子状物質（固体あるいは液体）に変えられ、硝酸を含んだエアロゾルを作っている」ことが明らかになってきた。このエアロゾルは、成層圏に広く分布している硫酸を主体にしたエアロゾルとは異なる種類のものである。極の成層圏に限って多量に発生することから、極成層圏雲（Polar Stratospheric Clouds : PSCs）と呼ばれている。

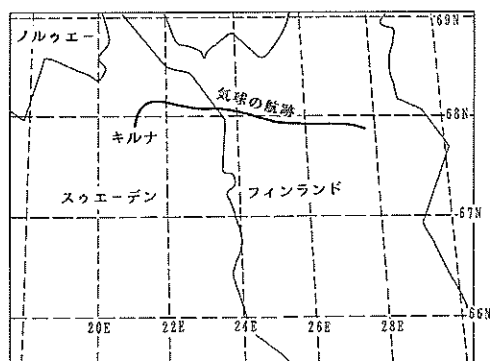
最近行なった数値計算では、このPSCsは冬の南極の成層圏の中で数 $\mu\text{m}$ にまで成長することが可能であり、このためかなり短い時間で対流圏界面まで落下してくる。その後、対流圏にはいり、場合によっては雪面まで輸送される可能性もある。

PSCsが硝酸を含んでいるということは、硝酸の輸送という点から見ると「PSCsは、成層圏の硝酸の対流圏（さらには、氷床）への運び屋」と考えることが出来る。また、運び込まれた物質が硝酸であるという点からは、「成層圏で硝酸を（さらには硝酸エアロゾル=PSCsを）生成するときの大気状態」をもメッセージとして伝えてくれているはずである。メッセージを解釈することも、この方面の科学の大事なテーマであろう。

### 5.2 北極成層圏でのエアロゾル採集:タイプ1のPSCsの検出

1990年の冬、スウェーデンのキルナで気球を用いた成層圏オゾンの総合観測が行なわれた（図参5.1）。この際、成層圏エアロゾル採集装置が搭載され、エアロゾルを直接採集し、それを電子顕微鏡観察する計画がたてられた。硝酸の検出にしばしば使用されている特殊試薬のニトロンを蒸着した薄膜上にエアロゾルを採集する。エアロゾルが硝酸を含んでいると、ニトロンとの間で反応し硝酸ニトロン独特の針状の結晶がエアロゾルのまわりに成長する。それ故、硝酸の有無は、エアロゾルがニトロン膜のうえで結晶を作るか否かによって判定される。

エアロゾルの採集は、およそ0.7 km 毎に行なわれ、ニトロン薄膜と炭素膜の上に採集された。ニトロン薄膜上のエアロゾルの形態を電子顕微鏡で観察

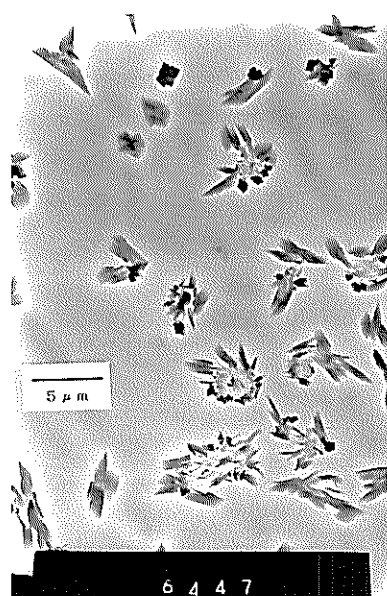


図参5.1 1990年1月31日、スウェーデンのキルナで気球を用いた北極成層圏のオゾン観測が行われた。この気球には、エアロゾル採集器が搭載されておりおよそ10-30 kmの高度でエアロゾルを採集してきた。

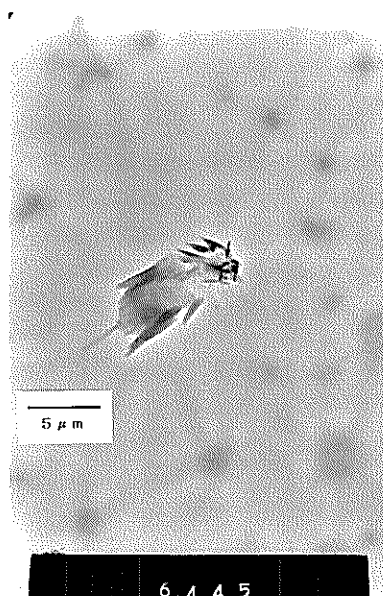
8) 岩坂泰信 Yasunobu IWASAKA 名古屋大学・空電研究所(当時)

表参 5.1 冬の成層圏で採取された粒子状物質の分子種. 1990 年 1 月 31 日, スウェーデン, キルナでの気球観測によって採取されたサンプル. Film C と N は, エアロゾルを採取する薄膜の種類で, それぞれ炭素薄膜とニトロン薄膜を示す.

Sampling No.	Film	Height (km)	Temperature (°C)	Nitrate*	Sulfate**
5	C	15.5-16.1	-72.9- -69.7		Yes
6	N	16.1-16.7	-74.2- -71.6	No	
7	C	16.7-17.4	-74.7- -72.7		Yes
8	N	17.4-18.1	-77.9- -74.2	No	
9	C	18.1-18.8	-80.4- -75.8		Yes
10	N	18.8-19.6	-82.9- -78.7	Yes for a few particles	
11	C	19.6-20.2	-83.5- -80.8		Yes+
12	N	20.2-21.0	-84.9- -80.5	Yes	
13	C	21.0-21.6	-85.8- -80.8		Yes+
14	N	21.6-22.2	-85.6- -80.3	Yes	
15	C	22.2-22.9	-85.4- -80.3		No



図参 5.2 20.2-21.0 km でニトロン膜のうえに採集したエアロゾルの電子顕微鏡写真. ほとんどの粒子が硝酸イオンを含んでいる.



図参 5.3 18.8-19.6 km でニトロン膜のうえに採集したエアロゾルの電子顕微鏡写真. 中央に硝酸ニトロンの結晶を持つ粒子がある. 周辺に見える滲んだ像は, 硫酸塩粒子の可能性が高い.

し, エアロゾルが硝酸を含んでいたか, いないかを判定した. また, 炭素膜上のエアロゾルの形態からは, これまでの形態観察結果と同一のものの有無を調べ, 過去に行われた結果をもとに成分等について検討した.

1990 年の 1 月 31 日の結果をまとめたものが表参

5.1 である. 高度 20 km と 25 km の間は, 硝酸を含んだエアロゾルがほとんどである (図参 5.2). また, 18.8-19.6 km でニトロン膜のうえで採集されたエアロゾルの反応の様子はきわめて興味深い (図参 5.3). 中央に針状の結晶をもったエアロゾルが見られ, そ



の周辺にはぼんやりした像が見られる。我々の判断では、このぼんやりしたものは硫酸塩エアロゾル（たぶん、アンモニアによって部分的に中和された硫酸か、またはほとんど中和が進んだ硫酸アンモニウム）ではないかと考えている（Iwasaka *et al.* 1991）。このように異なった種類のエアロゾルが混合している状態は、起源を異にするエアロゾルが何かの原因で混じりあったときによく見られる。

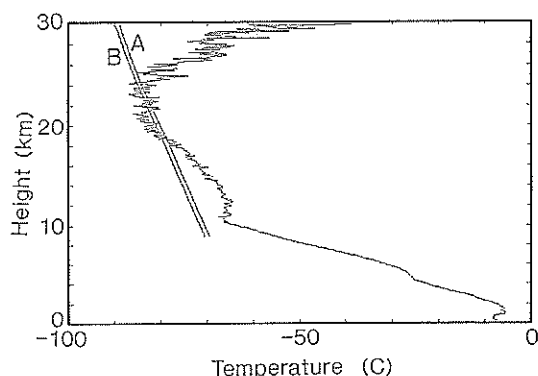
### 5.3 極成層圏雲（PSCs）の生成条件

成層圏には、およそ ppb 程度の濃度の硝酸蒸気が存在することは広く知られている。しかし、前述したようにこの硝酸蒸気がエアロゾル化することは、通常の成層圏の条件下では起きない。この程度の硝酸濃度であれば、凝結温度は  $-75^{\circ}\text{C} \sim -80^{\circ}\text{C}$ （混合比が同じであっても分圧が高度変化するので高度によって異なる）が予想される。

このような低温の状態は、中低緯度の成層圏ではあまり現れないが、冬の極地方の成層圏ではしばしば現れる。特に、南極成層圏では厳冬期には連日のようにこの程度の気温が観測される（Iwasaka *et al.* 1985）。

熱力学的な考察から、南極の成層圏で見られる温度下では硝酸蒸気が凝結する場合には硝酸 3 水和物の形をとることが予想されている。また、さらに低温になると水蒸気が凝結して氷粒子をつくる。硝酸 3 水和物が凝結して出来たエアロゾルをタイプ 1 の PSCs、氷が凝結して出来たエアロゾルをタイプ 2 の PSCs と呼んでいる。

ここでは 1990 年の北極で観測された結果を吟味するため、水蒸気の混合比 3 ppmv と硝酸蒸気 10 ppbv、および水蒸気の混合比 3 ppmv と硝酸蒸気 5 ppbv の条件下で、硝酸 3 水和物の凍結混度を予想した。予想された硝酸 3 水和物の凍結温度を、観測が行なわれた時の大気温度と比べたものが図参 5.4 である。およそ、18 km から 24 km までの間で、硝酸 3 水和物の凍結温度よりも大気温度が低くなっており、この領域で（硝酸蒸気や水蒸気の密度が予想程度であれば）硝酸 3 水和物の生成が可能であった

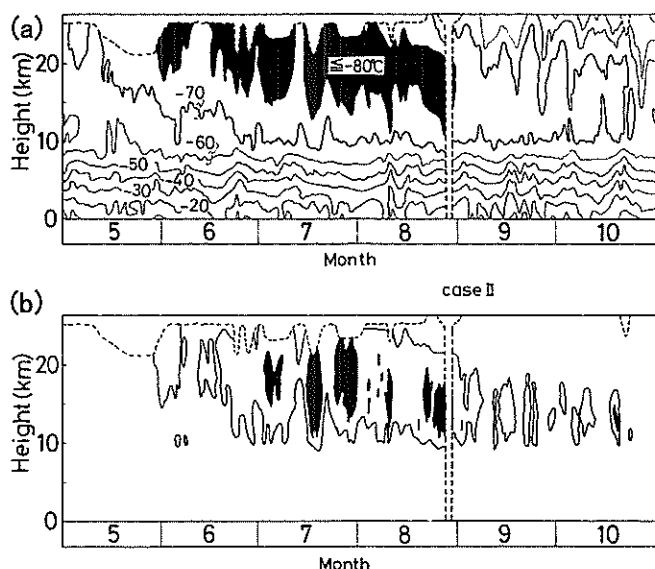


図参 5.4 1990 年 1 月 31 日のキルナ上空の気温と硝酸 3 水和物の凝結温度。曲線 A は 3 ppmv の水蒸気と 10 ppbv の硝酸蒸気濃度を仮定した場合、曲線 B は 3 ppmv の水蒸気と 5 ppbv の硝酸蒸気濃度を仮定した場合。およそ 19 km から 24 km までに硝酸 3 水和物が形成される可能性がある。

ことを示している。この結果を表参 5.1 と比べてみると、硝酸エアロゾルが検出された高度と、推定された硝酸 3 水和物生成可能領域とがかなり良く一致している。このことは、直接採集で硝酸を含んでいると判定された粒子が、硝酸 3 水和物が凝結して作られた粒子（＝タイプ 1 の PSCs）であることを強く示唆している。

この観測は北極で行われたものであり、南極のそれではない。しかし、現実の大気では、南極の成層圏の冬の気温は北極のそれよりも低く、北極と比べるかにこの種の PSCs を生成しやすい環境にある。すなわち、この観測からは、実際に低温の成層圏では硝酸を含んだエアロゾルが作られていること、および、南極成層圏ではこの観測で見られた量の PSCs よりも多量の PSCs が生まれていることが推定できる。

18.8-19.6 km の間で採集されたエアロゾルの電子顕微鏡写真の映像は、図参 5.5 の温度分布と比べるときわめて興味もてる。このあたりは、硝酸 3 水和物の凝結温度に達していなかったかもしれない。この領域をはさんだ上下の領域ではいずれも硫酸エアロゾルあるいは硫酸塩エアロゾルが主体の領域で



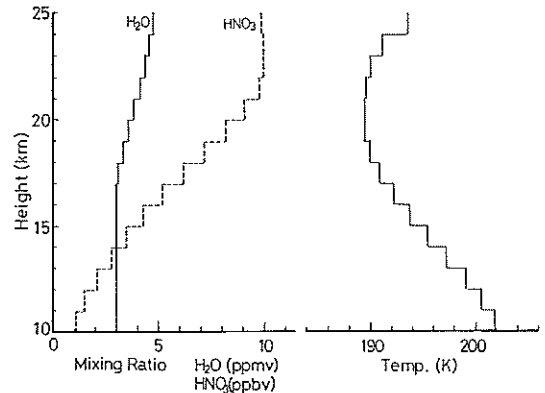
ルのない時期の冬や秋にはほとんど観測値はない。このために、全体的な季節変化はまだはっきりしていない。これまでに得られている結果を総合的に判断すると、夏場の極成層圏では中低緯度と似たような濃度（あるいは、やや高い）分布をしており、冬の間は、PSCsの形成によって大きく乱されている（脱窒や脱水が起きている）と予想される。

昭和基地で観測された1983年の気温分布をもとに、どの高度でPSCsが発生し得るかを検討した結果が図参5.5bに示してある（Iwasaka and Hayashi 1991a）。これによれば、 $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  粒子が成長し得る領域は、真冬には25 kmから10 kmぐらい（圏界面高度）にまで広がっている。7月にはしばしば氷粒子（タイプ2のPSCs）の発生が可能な領域も見られている。冬のはじめは、比較的高度の高い部分で粒子成長の可能性があるが、冬の終わりには高度の低い領域で粒子成長が可能である。とりわけ、厳冬季には圏界面直上までタイプ1のPSCsの成長可能な領域が広がっている点が興味ある。このような状態がしばしば生じると、PSCs粒子は成層圏内ですべて成長しつづけていることが出来るため、きわめて大きい粒子になって対流圏へ落下してゆくことが考えられる。ただし、あまり大きくなると落下速度が増加するため、成長可能な領域にとどまる時間が短くなるのでおのずと大きさには限度がある。

最近、PSCsが形成された後、PSCs粒子がどのような成長の歴史をたどるか、数値実験した例がある（Iwasaka and Hayashi 1991b, c）。大気温度、水蒸気密度、硝酸蒸気密度等を図参5.6の様に仮定し、テスト粒子をこの大気中においてどの様に成長し、かつどの様に落下するかを調べた。与えられた大気条件下で、粒子の成長率  $dR/dt$  ( $R$  は粒子の半径,  $t$  は時間)を知ることが出来る。また、粒子の大きさや重さが与えられると、粒子の落下速度  $dZ/dt$  ( $Z$  は粒子の存在している高度)が推定できる。

$$dR/dt = f(R, t)$$

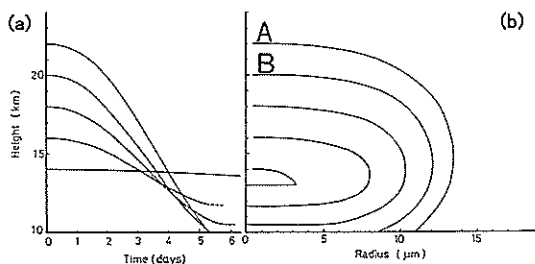
$$dZ/dt = g(R, Z, t)$$



図参5.6 数値実験に用いられたモデル。水蒸気、硝酸蒸気の濃度は、いくつかの観測値を平均してつくってある。気温分布は、昭和基地の1983年の7月の平均気温をもとに作った（詳しくは、Iwasaka and Hayashi (1991b, c)を参照）。

をもとに、適当な初期条件を与えて積分し、半径と粒子の場所との関係 ( $R$ - $Z$  関係) や、場所と時間との関係 ( $Z$ - $t$  関係) を検討することが出来る。計算の詳細については Iwasaka and Hayashi (1991b, c) を参照されたい。タイプ1のPSCsが成長してゆくときには、硝酸分子と水分子が粒子表面に凝縮し、硝酸3水和物を作る。このときの律速過程は硝酸分子の表面への付着であろうと考えられる。大気中の硫酸蒸気の濃度は、水蒸気濃度に比べ3～4桁程度低いため、単位時間当たりの粒子表面への衝突回数は、硝酸分子のほうが水分子よりはるかに小さくなるからである。計算機のなかでは、粒子表面で  $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  ができるとき、硝酸分子ひとつに水分子3つが同時に付着すると想定してある。

半径  $0.5 \mu\text{m}$  のテスト粒子を22, 20, 18, 16, および14 kmの高度に置いて、この粒子が核となって硝酸3水和物の粒子 (= タイプ1のPSCs) として成長してゆく様子を見たものが図参5.7である。成長開始後の時間と粒子の位置との関係は図参5.7aに、粒子の大きさと粒子の位置との関係は図参5.7bに示してある。初期半径を  $0.5 \mu\text{m}$  としたのは、この大きさにまで成長する速さがかなり大きいのと、重力



図参5.7 粒子の位置と成長時間 (a) と粒子の位置と大きさ (b) の関係。高度 20 km や 22 km で成長を開始した粒子は成層圏低部の粒子の蒸発領域を短時間で通過してしまうために、完全に蒸発して消えてしまうことなく対流圏へやってくる。

による落下がほとんど無視できるからである。高度 22 および 20 km で成長開始した粒子は、約 5 日後には圏界面高度に達する。このふたつの粒子の成長のようすを、図参5.7b で見ると、初めのうちは高度をあまり変えずに成長し  $5\mu\text{m}$  をこえる頃から急速に落下しはじめる。14 km 以下の領域まで落下してくると硝酸蒸気に対して未飽和の領域に入り粒子から硝酸や水蒸気が蒸発しはじめ、粒径が減少する。粒径を減じながら対流圏界面に達する。18, 16, および 14 km に置かれた粒子も同様に、初めのうちは成長し半径が増すにしたがって重力落下する。しかし、粒子半径が小さいために硝酸蒸気の未飽和地域を短時間で通過することが出来ない。また、粒子半径が小さいために蒸発する量が少量であっても NAT 粒子が消滅してしまうことがある。18 km から成長しながら落下した粒子は圏界面のすぐ上（約 11 km）までやってくるものの、蒸発のために粒子半径を減じ重力落下の速度が小さくなる。硝酸蒸気圧の未飽和領域で浮遊することになるため、蒸発によって急速に粒子サイズが小さくなって消滅してしまう。高度 16 km と 14 km から落下成長を始めた粒子についても同様である。

この結果は、次のことを暗示している

- 1) 成層圏内で発生した  $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  粒子が対流圏に落下する可能性がある。
- 2) 成層圏内で発生した  $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  粒子が成層圏

の低部で蒸発する現象は、 $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  粒子の落下運動によってエアロゾル層上部の硝酸蒸気がエアロゾル層下部に運ばれる（硝酸蒸気の再分布）現象とみなすことが出来る。

- 3) 対流圏へ落下し得る粒子は、エアロゾル層の上部で生成したものである。

## 5.5 オゾンホール形成と窒素酸化物・硝酸の循環

オゾンホールが形成されてゆく過程には、未だ解明されていない部分は多いものの、おおよそ次のように進行すると考えられている。

### 第1段階：[極成層圏雲（Polar Stratospheric Clouds）の生成]

大気温度の低下が生じ、硝酸蒸気の凝結温度以下にまで達する。硝酸蒸気が大気エアロゾルに変換される。エアロゾル物質としては硝酸 3 水和物の結晶が予想されている。さらに気温が低下し、水蒸気の凝結温度にまで下がることもある。このような場合には、氷結晶の粒子がエアロゾルとして形成される。

### 第2段階：[脱窒の進行（窒素酸化物等の濃度低下）と不活性塩素化合物の分解]

硝酸蒸気がエアロゾル物質化することから気相の硝酸濃度が低下し、それが他の窒素化合物の濃度低下をもたらし、また、エアロゾルの表面に衝突した窒素酸化物が、比較的効率よく表面に付着し硝酸 3 水和物に変換されてエアロゾル化することによって窒素酸化物の濃度低下を引き起こす。不活性塩素化合物の硝酸塩素 ( $\text{ClONO}_2$ ) や塩酸 ( $\text{HCl}$ ) がエアロゾル表面で分解し、 $\text{Cl}_2$  や  $\text{ClOH}$  が大気中に戻る。窒素成分は硝酸の形をとって PSCs に留まる。

### 第3段階：[活発な粒子の重力沈降と脱窒の加速]

硝酸 3 水和物や氷を主体とする粒子は、比較的短い時間に数  $\mu\text{m}$  程度にまで成長することが予想される。このような粒子は当然のことながら重力によって沈降運動する。この運動の大事な点は、大気の動きとは無関係に下方にのみ運動することである。粒子のこの運動によって、いったん粒子化した窒素は、きわめて早い時間に成層圏から対流圏へ運び去られる可能性がある。このようにして、成層圏の気体状

の窒素酸化物の濃度は急速に低下する。

#### 第4段階：[抑制機構のない塩素酸化物によるオゾン破壊連鎖反応の開始]

成層圏が春の状態に入ると、太陽光が成層圏に照射されるようになってくると、 $\text{Cl}_2$ や $\text{ClOH}$ は早い速度で光分解しオゾン破壊反応を形成する。塩素酸化物が窒素酸化物と反応し不活性塩素化合物となってオゾン破壊サイクルから離脱するためには、適当な濃度の窒素酸化物が必要であるが、第2段階と第3段階で、大気から窒素酸化物が抜かれてしまっている状態であるので、窒素酸化物の抑制機構が働かない状態になっている。

#### 第5段階：[極渦の崩壊、南極上空の大気と中低緯度の大気の混合と、オゾン破壊反応の変換]

極渦の崩壊がはじまり、中低緯度の大気と極の大気との交換・混合が活発になる。脱窒・脱水の進んでいないフレッシュな空気が極成層圏へ入りこみ、窒素酸化物や水蒸気の濃度はオゾンホール以前のレベルに回復する。オゾン破壊反応の形も、極特有のエアロゾルがつよく関与したタイプから中低緯度で見られるタイプへ移り変わる。

このようにしてオゾンホールの1サイクルが終了する。

対流圏にやってきた硝酸エアロゾルは、完全な私たちの硝酸3水和物であれば、落下しつつかなり早くに蒸発する。蒸気になった硝酸は、対流圏のいろいろな化学過程に参加するであろう。降雪に巻き込まれることもあるだろう。対流圏中のアンモニアによって硝酸が中和されると、エアロゾルは簡単には蒸発しないだろう。Stelson and Seinfeld (1982) によれば、

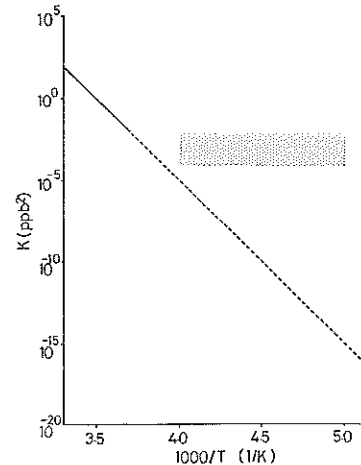


において、熱解離定数は温度と次のような関係がある。

$$K(\text{ppbv}^2) = [\text{NH}_3][\text{HNO}_3]$$

$$\ln(K) = 84.6 - (24220/T) - 6.11n(T/298)$$

図参 5.8 に、この解離定数と温度の関係をおよそ

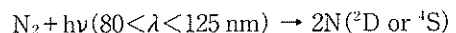


図参 5.8 南極の対流圏では、気温が低いために硝酸アンモニウムを形成するとその粒子は蒸発することがない。成層圏から落下してきた硝酸を含んだエアロゾルが、アンモニアを吸うことがあればかなり長期間大気中に存在することになる。

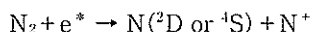
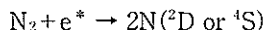
−80℃まで補間して示してある。極の対流圏での条件を推定してみると図中の影つきの領域にくる。すなわちあり得る温度範囲、アンモニア分圧、あるいは硝酸分圧を想定すると、気温から推定される解離定数は、これらの成分の濃度から（解離平衡が成り立つとして）推定されたものと比べると、はるかに小さい。このことは、現実の大気では平衡を回復する方向すなわち硝酸アンモニウムを作る方向へ傾こうとしていることになる。このため、ひとたび固相の硝酸アンモニウムが出来ると蒸発してしまう可能性はきわめて低くなる (Iwasaka and Hayashi 1991b, c)。

#### 5.6 もう一つの窒素酸化物の源:中間圏と下部熱圏

中間圏や下部熱圏では、窒素分子が重酸化窒素に変換される反応が進行している。きわめて波長の短い紫外線によって分子状の窒素が光分解し反応性の高い励起状態の窒素原子を作り出す。



宇宙線によって出来た2次電子やこの領域に降ってくる高速のプラズマによって窒素分子が分解する際にも励起した窒素原子が生まれる。



このようにして生まれた励起窒素は酸素分子と反応して一酸化窒素(NO)をつくる。NOは、さらにオゾンと反応しNO<sub>2</sub>を作る。

高緯度地帯では、宇宙線が比較的低高度まで入りやすいことは良く知られている。宇宙線が大気中のさまざまな組成に衝突する際に出る短波長の電磁波によって化学活性の強いイオンが作られ、これらがつぎつぎに周りの原子分子に衝突する際に窒素酸化物を作っている。この宇宙線によって窒素酸化物が出来る量は、光化学反応によって生成される量に対して無視できないものである。中間圏や熱圏下部で生成されている窒素酸化物は、宇宙線、太陽の光(場合によっては直接太陽からやってくるプラズマ)、あるいは超高層プラズマのエネルギーによって進行している化学反応のなかで生成したものである。それ故、この領域の窒素酸化物の生成は、太陽活動の強さに依存する度合いが大きい。

Callis and Natarajan (1986)は、中間圏や熱圏下部で生成された窒素酸化物が極域の下部成層圏まで運ばれることを示した。中間圏や下部熱圏から極成層圏へ運び込まれた窒素酸化物は、地表面起源のN<sub>2</sub>Oがもとになって出来た窒素酸化物に混じってエアロゾル物質に変換される(PSCsの形成)であろう。PSCsが、先に議論したように雪面まで沈降してくることがあれば、PSCsの沈降量に太陽活動の影響が重なってくる可能性があらう。

## 5.7 火山とPSCs

大規模な火山噴火によって、多量の火山灰や亜硫酸ガスが成層圏に運びこまれることがしばしばある。亜硫酸ガスは成層圏で硫酸に変換され、硫酸エアロゾルとして数年にわたって浮遊する。南極の氷

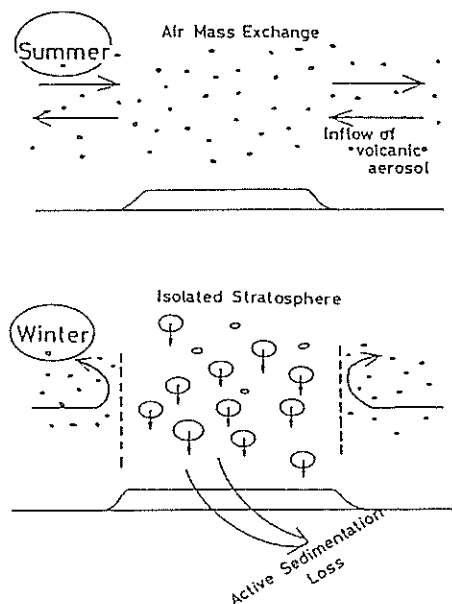
床コア解析ではしばしば過去の大きな火山噴火に対応して、火山灰層やSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>イオンの高濃度層が同定されている。この種の物質が南極氷床に蓄積されている事実は、なんらかの機構によって南極成層圏から雪面まで火山性物質が輸送されていることを示している。この場合も、亜硫酸ガスが一度硫酸エアロゾルの形をとった後、成層圏から対流圏へやってきたと考えるのが妥当である(Legrand and Delmas 1987)。火山噴火によって成層圏で多量に発生するエアロゾルが、南極成層圏でPSCsとどのようなかわりを持つかの研究はきわめて少ない。PSCsが生成するときに、この種のエアロゾルがPSCsの核として働くことが予想されるので、PSCsの活動と無関係ではないだろう。

Iwasaka (1989)は、火山によって増強した成層圏エアロゾル層が減衰してゆく際に、南極では冬の期間に急速に減衰することを指摘している。この急速な冬の時期の減衰の解釈に、「火山性エアロゾルがPSCsとともに落下する」機構を挙げている。もしこのようなことが起きているのであれば、南極上空での硫酸の輸送量と硝酸の輸送量との対応が良い時もあり得ることになる。ただ、PSCsの形成には成層圏の気温低下が本質的であるために、これらの対応を見る場合には、成層圏がどのような状態であったかをあわせて考える必要がある。図参5.9は、火山性エアロゾルがPSCsの核となり沈降してゆく様子を模式的に示したものである。

## 5.8 まとめ

南極氷床を形成している氷は、氷床になる前は大気中で水蒸気として存在していたものである。氷床コア解析に見られる火山性の諸物質は、噴火地点から直接南極へやってきたものではなく、一度成層圏を経由してやってきたものである可能性が極めて高い。このことを考えると、南極の雪氷圏と大気圏はかなり密接に関わりをもった物質の循環・移動系を形づくっている。

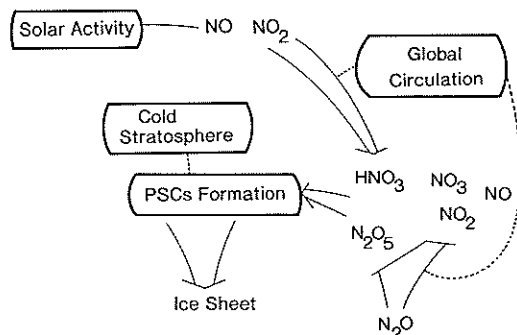
冬の間に多量に形成される成層圏雲(PSCs)は、成層圏の硝酸が凝結して出来たものと考えられ、し



図参5.9 夏の間に南極上空の成層圏へ運ばれてきた火山性エアロゾルは、冬になるとPSCsを作る際の核として働く可能性がある。もしそのようになれば、火山性エアロゾルはPSCsのなかに含まれて、活発な重力落下の影響によってどんどん対流圏に運ばれる。

かもその雲粒子は一度成長を開始すると短時間に重力沈降するぐらいに大きくなる。氷床コア解析において、硝酸あるいは成層圏起源の物質を対象にするときには、この点を十分に考慮する必要がある。PSCs中の硝酸は、気体状態の硝酸のほかに窒素酸化物がPSCs表面で硝酸に変化したものが含まれている。この硝酸やその他の窒素酸化物の起源は、対流圏の地表面の生物活動によって放出された亜酸化窒素( $N_2O$ )のほかに、中間圏や熱圏下部で光化学反応やイオン反応によって作られたものがある。中間圏や熱圏下部で見られる窒素酸化物生成反応は、太陽活動につよく依存する。

氷床コア解析の結果で、コア中の硝酸イオン濃度変化が太陽活動の11年周期に良く対応しているとの見解がしばしば出されているが(例えば, Zeller *et al.* 1986), 成層圏での硝酸の生成は太陽活動に依



図参5.10 PSCsの生成と輸送は、大気中のいろいろな要素によって変化する。逆に、南極の氷床コア解析から得られる硝酸イオンの濃度変化を、成層圏気温の変動、大循環の変動、太陽活動の変動、亜酸化窒素( $N_2O$ )の供給量の変動等と関連して研究できることを示している。

存する部分のほかに、地表面での $N_2O$ の放出にも依存していること、成層圏から雪面へ硝酸を運ぶ際の有力な手段であるPSCsは、その生成過程で成層圏の温度につよく依存している等をあわせて検討する必要がある(図参5.10)。また、このように広いつながりがあるだけに、氷床コア解析によって硝酸イオンの時間的あるいは空間的な濃度変化もしくは流束の変化が明らかになれば、過去の対流圏(特に $N_2O$ 放出にかかわる事柄)、成層圏(特に気温、硝酸をはじめとする窒素酸化物の収支、水の収支等にかかわる事柄)、太陽活動と成層圏・中間圏・下部熱圏の窒素化合物の収支等に関して興味ある知見が得られる可能性がある。

#### 参考文献

- Callis, L. B. and M. Natarajan, 1986: The Antarctic ozone minimum: relationship to odd nitrogen, odd chlorine, the final warming, and the 11-year solar cycle. *J. Geophys. Res.*, 91, 10771-10796.
- Iwasaka, Y., 1989: Volcanic disturbance and winter enhancement of aerosol in the Antarctic stratosphere. *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 769-781.
- Iwasaka, Y. and M. Hayashi, 1991a: Two different

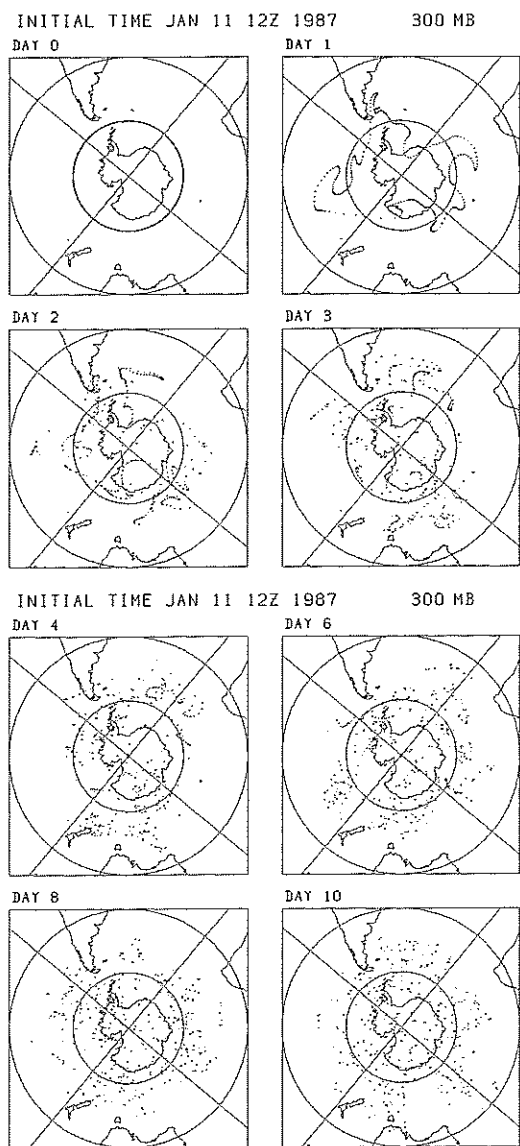
- stages in polar stratospheric clouds events: Lidar backscatter of particulate matter and temperature in the Antarctic stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 71-81.
- Iwasaka, Y. and M. Hayashi, 1991b: Nitric acid transport from the stratosphere to the troposphere and ice sheet in Antarctica through polar stratosphere. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, 4, 12-21.
- Iwasaka, Y. and M. Hayashi, 1991c: Nitric acid trihydrate particle formation in the polar stratosphere and its effect on nitric acid transport to the troposphere. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 667-675.
- Iwasaka, Y., T. Hirasawa, and H. Fukunish, 1985: Lidar measurements on the Antarctic stratospheric aerosol layer (1): Winter enhancement. *J. Geomag. Geoelectr.*, 37, 1087-1095.
- Iwasaka, Y., M. Hayashi, A. Nomura, Y. Kondo, S. Koga, M. Yamato, M. Koike, P. Amedieu, and A. W. Matthews, 1991: Seasonal change and chemical state of polar stratospheric aerosols. *Proc. Intern. Conference on Role of Polar Regions in Global Change* (Feb. 1991, Alaska), 720-729.
- Legrand, M. and R. J. Delmas, 1987: A 220 year continuous record of volcanic  $\text{H}_2\text{SO}_4$  in Antarctic ice sheet. *Nature*, 327, 671-676.
- Stelson, A. W. and J. H. Seinfeld, 1982: Relative humidity and temperature dependence of the ammonium nitrate dissociation constant. *Atmos. Environ.*, 16, 983-992.
- Zellar, E. J., G. A. M. Dreschhoff, and C. M. Laird, 1986: Nitrate flux on the ice shelf Antarctica and its relation to solar cosmic rays. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1264-1267.
- かどうか分かりませんが、物質の循環の立場からちょっと話してみたいと思います。木田さんの有名な仕事でオイラー的にみた流れと実際の流れは違うことを示したモデル実験があります。オイラー的に見ると、赤道付近にハドレーセルと呼ばれるものがあって、中緯度にはフェレルセルという逆の循環があって、さらに極域ではもうひとつ直接循環があると言われます。過去そういうオイラー的な目で見られていたのですが、実際の物質の流れは、中緯度対流圏では高低気圧やプラネタリー波という地球規模の大きな擾乱による拡散的な流れというか乱れが卓越していて、物質はきれいにオイラー的に見た流れで動いているわけではありません。成層圏ではブリュワー・ドブソン循環的な低緯度から高緯度へ向かう流れにプラネタリー波による乱れが重なっているような描像が真実に近いものです。一つ一つの空気粒子を追いかけていったものを見ると、ハドレー的なものが何とか見える程度です。
- 現在、私がちょっとやっているのは、こういう描像が実際のデータで成立っているかということです。木田さんのこの描像は半球 GCM による数値実験に基づくものです。それで、私は観測データ（米国 NMC 作成 1 日 2 回の客観解析値）を使って単純に沢山の粒子を追いかけていくという形で仕事をしています。図参 5.11 は一つの例で 300 hPa の対流圏上部、60°S の緯度内に粒子を先にばらまいておきまして、これがどう動くかというのを見てみます。最初の 1 日目でかなり乱れてきて、2 日目、3 日目とどんどん乱れてきます。10 日もすると 60°S にあったものがバラバラと南極の上にもやってくる。これが対流圏の物質循環の仕方です。これは 1 月の例ですが季節が変わっても大差はありません。
- 今度は成層圏の方の話をします。成層圏の 50 hPa で同じようなことをやってみます。図参 5.12 は 7 月下旬でオゾンホールという意味では発達する少し前で、ただし極渦としてはもう発達している時期です。1 日、2 日と歪みはじめて、ここの所は引きちぎら

## コメント<sup>9)</sup>

気象研の山崎です。岩坂さんのフォローができる

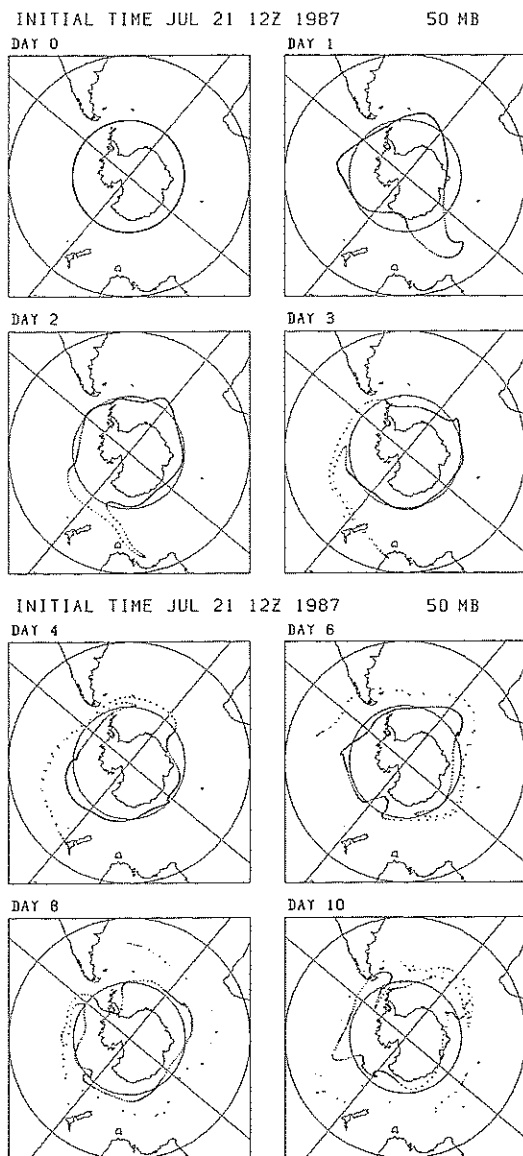
9) 山崎孝治 Koji YAMAZAKI 気象研究所・気候研究部（当時）





図参 5.11 初期に 300 hPa, 60°S の緯度円に 1° ごとにおいた粒子の 0, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10 日後の水平分布, 初期時刻は 1987 年 1 月 11 日 12 Z.

れて低緯度側に非常に細くのびます。6 日目, 8 日目位でも細長く引きちぎられたように歪んだ部分もありますが, それ以外の所は元の形を保っています。結局, 極渦の中には 10 日経っても空気粒子は入っていない。南極の冬及び春の成層圏は非常に安定



図参 5.12 初期に 50 hPa, 60°S の緯度円に 1° ごとにおいた粒子の 0, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10 日後の水平分布, 初期時刻は 1987 年 7 月 21 日 12 Z.

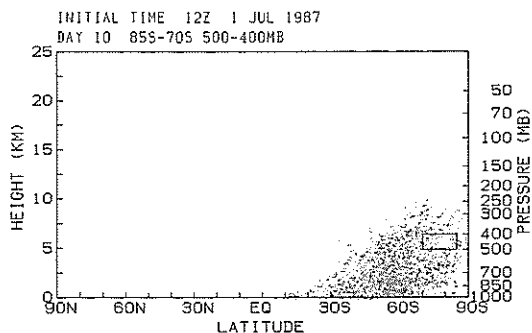
で極渦の中と外との物質のやり取り・交換は非常に少ないということを示していると思います。この例は冬ですが夏は違います。図には示しませんパラパラと乱れます。

話は少し飛びますが, マコーミック等の SAM II

の衛星観測による南極域成層圏の extinction rate の図を示します。これはエアロゾル量と思って結構です。冬の時期に PSC に匹敵するエアロゾルが毎年見える。そのほかに、1982 年の 11 月頃に急に増えています。これはメキシコ・エルチチョン火山の噴火によるエアロゾルだと言われています。エルチチョンは 1982 年の 4 月に爆発して成層圏に大量の火山灰を供給してそれがゾル化したのでしょう。それが、南極にくるまでこの位かかったわけです。冬から春まで極渦がしっかりしていて極域に入っていないことを考えると、噴火時期がもう少し前でも後でも、おそらく 11 月ごろに極渦の崩壊とともに極域に運ばれると考えられます。1983 年の 1 月に岩坂さん達が飛行機観測を昭和基地上空でやりまして対流圏の上層でエルチチョンの火山灰とおぼしき粒子を見つけています。これが本当に成層圏から運ばれたのだろうかということで、この 1983 年 1 月にたくさん成層圏に粒子をおいてみて、それがどう運ばれるかを計算して見たわけです。そうすると、かなりの部分が落ちてくる。もちろん、かなり拡散して、中緯度のジェット付近から対流圏に入ってくるものもありますが、どうも夏の南極付近で成層圏から対流圏へ入ってくるのがありそうだということです (Yamazaki *et al.* 1989)。

対流圏に話は戻りますが、ちょっとコメントしておきます。図参 5.13 は初期に南極対流圏中層に粒子をたくさんばらまいておいて、それが 10 日後にどうなったかというのを緯度-高度断面で見たものですが、かなり拡散します。つまり南極の対流圏というのは、中緯度に比べれば渦は弱いけれども、かなり擾乱による渦拡散が強い。そして、どこの空気とつながっているかという点、中緯度の下層であるということです。これは別に驚くべきことではなくて、温位をみれば、南極上中部対流圏と中緯度下層が同じであることから理解されます。

簡単にまとめてみますと、冬から春の時期は、プ



図参 5.13 初期に 85, 80, 75, 70°S, 500, 400 hPa の緯度内に 1°ごとにおいた粒子の 10 日後の緯度高度分布。初期位置は図中の長方形で示す。初期時刻は 1987 年 7 月 1 日。

リューワー・ドブソン循環が下部成層圏にあるが、極渦の回りでブロックされていて、極渦の内外の交換は殆どない状態になっている。このときに、極渦内に PSC があって重力落下しているようなことがあれば氷床の上に硝酸の年輪が刻まれるかもしれない。火山性の成層圏エアロゾルのようなものは対流圏に運ばれるとすれば、極渦が崩壊した夏の時期にたくさん落ちて来るだろう。だから、火山灰の年輪が氷床にあってもおかしくないという予想がたちます。中緯度ジェット付近から対流圏へ流入するものもありますが、これは初めは低緯度へ向かうし、南極まで運ばれる途中で南極の周りの非常に強い低気圧帯を通過しなければならず、降水や雲で落とされてしまう部分が多いのではと思われます。以上、雑駁な話でしたがこれで終わります。

#### 参考文献

- Yamazaki, K., K. Okada and Y. Iwasaka, 1989: Where do aerosol particles in the Antarctic upper troposphere come from?—A case study in January 1983—. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 67, 889-905.

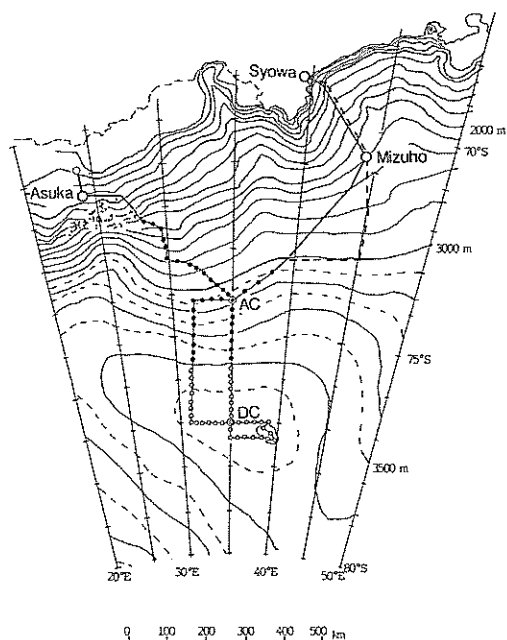
## 6. 氷床上へ輸送・堆積する物質について<sup>10)</sup>

### 6.1 はじめに

氷床上に、物質は降雪やドライフォールアウトの過程で運び込まれる。したがって降雪中の化学成分は、その地域の気環境を反映していると考えられている。ここでは東南極内陸ドーム周辺から採取した降雪試料について、その化学組成と気環境について議論してみたい。そして将来ドーム頂上にて掘削採取されることとなるボーリング試料の解析への一助としたい。

南極地域においては、我々は雪上車を利用し移動しながら観測を続けている。この間、東南極ドーム周辺部の降雪や積雪を採取する機会に恵まれてきた。実際には積雪といっても未だ雪面固定されていない物、あるいは堆積して完全に層構造を形成している物など様々である。しかし一般的には降雪は現在の、堆積している積雪は堆積当時の大気中に存在している物質を取り込んでおり、その時の気環境を反映しているものと考えられている（現在一部の物質については堆積後の変態が注目されており（Staffelhach *et al.* 1991）、過去の環境を論じるためには若干の修正が必要かもしれない）。

ここでは実際に採取した積雪中の化学成分組成に着目し議論して行きたい。第26次南極地域観測隊では1985年春から1986年夏にかけて昭和基地からみずほ基地を経て前進拠点、内陸ドームを探索し、あすか基地へと調査・観測旅行をした。さらに29次隊では1988年春に昭和基地、前進拠点間の調査・観測旅行を行った。前者では主に内陸ドーム周辺を中心とした内陸地域、後者では内陸から沿岸部までの地域を対象にすると考えていい。これらの旅行ルートを図参6.1に示す。旅行期間に採取した積雪を国内に持ち帰りその化学的性質を調査分析した結果、東南極ドーム周辺部の降雪や積雪は南極域においても特異な性質を示していることが判明した。ここでは特にこの化学成分の特異性とさらにはそれをもた



図参6.1 本調査領域と旅行ルート図。図中実線は26次隊の調査ルート、破線は29次隊の調査ルートを示す。

らしている気環境、氷床上への物質輸送過程について考察を加えたい。

### 6.2 環境放射能の分布

1950年以後活発に行われた核実験は、地球上に環境放射能の増大をもたらした。この影響は特に発生源に近い北半球に顕著であり、1963年には各地で降水中の環境放射能の極大が報告されている。このような極大値を含む堆積の歴史は、雪氷圏では順序よく堆積した積雪層中に保存されて今日まで存在していることが多い。我々は、これまでこのような環境放射能を積雪中のグロスベータ値やトリチウム値として検出し、最近の40年程度の堆積速度の算定に利用してきた。

トリチウム（T）というのは水素の同位体の一つで、水素原子の一部として大気中の水素ガスや水蒸気を構成している。水素ガス中のトリチウム（TH）の比率は大気上層から下層までほぼ一様である一方、水蒸気中のトリチウム（HTO）の比率は大気上

10) 神山孝吉 Koukichi KAMIYAMA 国立極地研究所および総合研究大学院大学（当時）

層部で増大していることが知られている (Mason and Ostlund 1976). 実際大気中の THO の約 96% が成層圏に存在しているのに対して, HT はよく混合されており, 1977 年には気圏での THO は 5.3 kg (5.1 kg が成層圏), HT が 1.0 kg であったと推定されている (Mason and Ostlund 1979). もちろん積雪中のトリチウムは水蒸気を構成しているものが凝縮・降下したものである. 南極氷床ではその積雪断面からトリチウム降下量の歴史が読み取れるが (図参 6.2 参照), ここではその極大値に着目したい. これは 1963 年の北半球の極大値が南極域に拡散してきた時期に対応している.

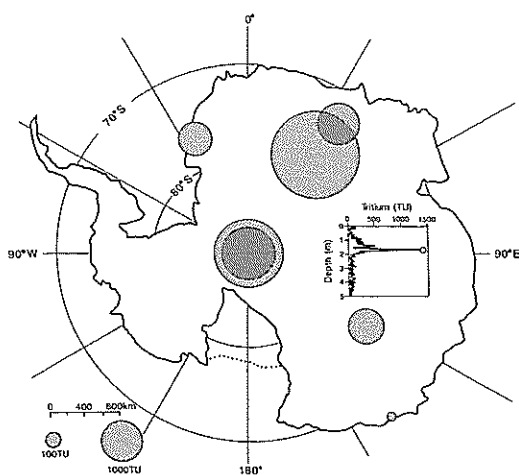
南極地域において報告されているトリチウム濃度の極大値を図参 6.2 に示した (ただしハーレー基地での値は月別の降水実測値の極大値である). おもしろいことに, 南極内陸部の積雪層に高濃度のトリ

チウムが出現している. 降水中のトリチウム濃度が高かった 1963 年当時の値は全世界的に詳しく報告されているが, 核実験場所に近い北アメリカ大陸内陸部での高濃度の降水が注目される (Stewart and Farnsworth 1968). 南極大陸の内陸部には北アメリカ大陸内陸部に匹敵するトリチウム濃度が出現していることになる. 単純な発生源からの移流・拡散作用ではこの現象は説明できない. すなわち南極大陸内陸部では成層圏からの水蒸気の流入が活発であると考えることが自然であろう. 成層圏からの物質輸送がある. さらに成層圏の水蒸気が低温下で凝縮・沈降する過程が存在し高濃度のトリチウムが運び込まれるのであろう.

### 6.3 降雪中の化学成分

次に実際の降雪中の化学成分の地域的な差異について, 南極内陸部に焦点を当てて議論してみたい. 26 次南極観測では内陸旅行中に降雪を採取・融解し電気伝導度の測定を行った. 降雪の融解電気伝導度とは, 溶液中のイオン強度の指標である. 東南極内陸部 (ここでは標高 2,200 m 以上) では, 内陸に行くほど電気伝導度が高く pH が低くなり両者に負の相関があることが観測された. ここでは東南極内陸部の積雪試料の pH の値を試料全体, 標高 3600 m 以下の試料, 標高 3600 m 以上の試料に区分して表参 6.1 に, またその出現頻度確率を図参 6.3 に示す.

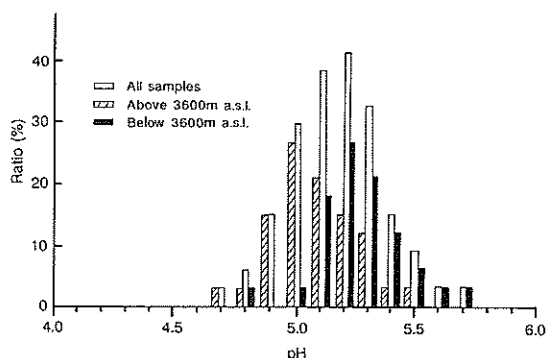
測定値は全体としては pH5.2 付近を中心として正規分布を取っている. しかし 3600 m 以下と以上では明らかに標高の高いドーム周辺部の降雪に低い pH 値が出現している. 3600 m とは, 旅行中の氷床表面形態の観測からはカタバ風の影響が消滅する標高に対応している. ドーム C (標高約 3000 m) の積雪層中においても, 電気伝導度と pH での負の相関関係の存在が報告されている (Delmas *et al.* 1982). 東南極内陸部の降雪はドーム C に比べるとさらに高い電気伝導度, 低い pH という特色を持ち, 外挿した相関関係に対応している (Kamiyama *et al.* 1989). この特色は, 主に標高約 3300 m のドーム周辺部の積雪で顕著であると言える. この



図参 6.2 南極各基地におけるトリチウム濃度の極大値とドーム周辺部での積雪層中のトリチウムプロファイル. トリチウム値は TU で示した. 丸印は, トリチウムの半減期を考慮し堆積時の値に換算したものである. 最大値は東南極内陸ドームのビットから得られた値であり, そのプロファイルを採取時 (1985 年) の実測値として同時に示した. これらの値については, Ravoire *et al.* (1970), IAEA (1971), Jouzel *et al.* (1979), Petit *et al.* (1982), 佐竹ほか (1986), Kamiyama *et al.* (1989) を集めたものである.

表参 6.1 東南極内陸域の積雪の pH 値.

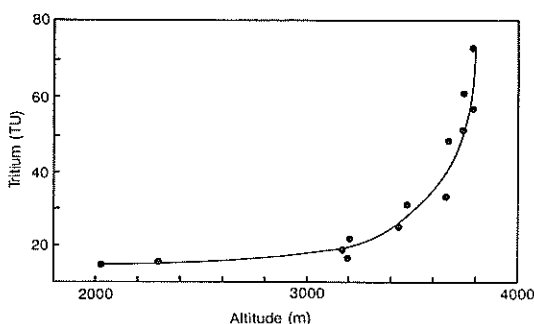
地域	試料数	平均値	最小値	最大値	標準偏差
内陸全域	68	5.14	4.60	6.05	0.25
3600m 以上	34	5.02	4.60	5.43	0.17
3600m 以下	34	5.25	4.78	6.05	0.26



図参 6.3 東南極内陸域の積雪の pH の頻度確率分布, 対象とした試料の採取地点は図参 6.1 に丸印で示した.

ように一般に極域の積雪には高濃度の水素イオンが含まれており電気伝導度に反映されているが, この傾向はとりわけ東南極内陸部で顕著である. 化学成分に着目すると東南極内陸部における高濃度の水素イオンは, 硫酸よりもむしろ硝酸や塩酸の増大に起因していると思われる (Delmas *et al.* 1982). 過去のトリチウム濃度については上記の章に述べたが, 現在の降雪中のトリチウム濃度についても標高 3600 m 以上でその増加が著しい (図参 6.4). すなわち東南極内陸部での化学成分の特異性に対応しており, ドーム周辺部の特徴を形成している.

降雪中の化学成分は, 一般的には南極氷床の上にその発生源が存在しないことを考えると, 氷床の外部から流入したことになる. 単純に考えれば, 氷床外部からきた物質は氷床上で徐々に降雪によって除去されていく. そのため氷床の中央部には物質は供給されにくいことになる. しかし上記のように水蒸気の構成成分であるトリチウムは内陸部に高濃度で存在しており, ドーム周辺部に直接流入するプロセス



図参 6.4 東南極内陸域の積雪の採取標高とトリチウム濃度.

の存在を示唆している. 内陸部の積雪に高濃度で存在する水素イオンなども内陸部に直接流入する物質であると考えられる. もちろん南極内陸部には雪の堆積量が少ないので, 大気中の物質が降雪中に濃縮されることも考慮されよう. しかしながらこれでは, 水蒸気の一部を構成しているトリチウム濃度の増大は説明できない. さらに, 内陸部でその降雪中の化学成分組成に変化があるという事実も上記の流入するプロセスの違いを支持しているものと考えられる.

東南極内陸部の降雪試料を海岸部から詳しく解析していく研究は, 第 29 次南極観測隊の内陸旅行ルート上について行われている. ここでは海岸部から内陸部にかけて降雪中の各種化学成分を議論している (ただしこれは海岸部から 600 km, 標高約 3000 m 地点までの領域に対応している). ナトリウム, 塩素イオン濃度共に海岸部から減少していること, 硫酸塩は, 海岸部で若干高くその後直ちに減少し, 再び内陸部に行くと増加して行くこと, 硝酸塩は内陸部で急激に増加することなどが報告されている (金森ほか 1990). 本ルート上ではナトリウム濃度と塩素イオン濃度はほぼ比例して存在しており海洋での比率と同一であることから, この地域ではナトリウムと塩素イオンは海塩粒子起源であろうと考えられる (一般に内陸部ではナトリウムに比べて塩素イオンの増加が報告されており, 塩素イオンの挙動が注目されている). 硝酸塩の増加は内陸に直接流入する

プロセスを考えるべきであろう。硫酸塩の流入のプロセスは海洋からと内陸に直接流入する部分があり両者の和として中間域で濃度が薄くなっているものと考えられる。

#### 6.4 氷床上的物質の起源

いままで氷床上の物質輸送過程を、降雪中の環境放射能や化学成分濃度の地理的な変動から推定してきた。ここでは氷床上への物質の輸送過程についてその物質の起源に考察を加えながら議論していきたい。

##### 6.4.1 海洋の影響

大気中への物質の起源として地球上の約 2/3 を占める海洋が挙げられる。実際南極大陸はその周辺部を海洋で囲まれている。海洋からは絶えず大気中に海塩粒子が供給されており、その一部は降雪中に含まれ氷床上に堆積する。また海洋中の生物作用によって生成され大気中に放出されたジメチルサルファイド (DMS) は、大気中の OH ラジカルによる酸化作用によってメチルスルホン酸 (MSA) や二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) へと変化し、MSA はそのまま、 $\text{SO}_2$  はさらに硫酸塩 ( $\text{SO}_4$ ) へと変化して氷床上に蓄積する。例えば、降雪中には海洋起源の  $\text{SO}_4$  が含まれているが、それには海塩粒子から直接供給されるものと海洋の生物起源のものが酸化されて供給されるものとがある。当然両者の移動過程には違いが見られる。海塩粒子起源の  $\text{SO}_4$  はナトリウムと同様な行動をしナトリウムの起源が海塩粒子であるとする、海塩起源以外の過剰硫酸 ( $\text{n.s.s. SO}_4$ ) を定義できる。 $\text{n.s.s. SO}_4$  は上記の海洋生物起源あるいは火山活動などに由来するものと考えられる。沿岸部の降雪中には海塩粒子起源の物質が多量に含まれているが、海岸線から内陸部に入るにつれて急激に減少していく。代わって硝酸や  $\text{n.s.s. SO}_4$  が増大し始める。 $\text{n.s.s. SO}_4$  や硝酸については沿岸部付近ではほとんど検出されない、海洋から直接運び込まれるわけではなく大気上層部から沿岸部を経由することなく直接内陸部に持ち込まれていると考えべきであらう。

さらに付け加えるとドーム周辺部の強い酸性度を示す降雪については、 $\text{n.s.s. SO}_4$  の増加よりもむしろ硝酸や塩酸の増大が大きな影響を及ぼしていると考えられる (Kamiyama *et al.* 1989)。これは硝酸や塩酸がさらに大気上層部からドーム周辺に降水として沈降してくるためであると考えられる。

##### 6.4.2 大陸の影響

氷床中にはもちろん大陸起源の物質も存在している。地殻に最も多量に含まれているアルミニウムを利用し、降雪中のアルミニウムに対する比率から大陸起源物質の流入量を推定する場合も多い。コア試料中にもアルミニウムは存在し、コア深度と共に変動している。このためアルミニウムから鉄の地殻表層部への供給量の歴史を間接的に推定し、海洋生物活性と地球環境の歴史なども議論されている (Martin *et al.* 1989)。さらには過去の地球上の火山活動などもコア試料中にその影響が明瞭に現れている。今まで述べてきた核実験起源のトリチウムについてもその起源は大陸上にあると考えるべきであらう。トリチウムについては、大陸起源の物質が大陸内陸部に高濃度に出現している。これは南極周辺部の情報と言うよりむしろ物質の特殊な流動過程のもとにグローバルな地球環境(ここでは成層圏の情報)が反映されていると考えたほうが妥当であらう。今後大気中の物質の滞留時間なども考慮にいれながら、南極内陸部に出現する降雪中の物質に特異に反映される地球環境について議論を深める必要がある。

##### 6.4.3 その他

海洋や大陸起源物質の他に地球外の物質も氷床上には供給されている。コア中の宇宙塵などはこのカテゴリーに分類される。さらに  $^{14}\text{C}$  や  $^7\text{Be}$  などは宇宙線が大気に衝突して生成されるものであり、氷床中に保存されている。これらが、南極内陸部で実際にどの様に現れるかは余り定かではない。

## 6.5 ドーム周辺部の特異性

ドーム周辺部の積雪中の化学成分の特異性について、その起源に考察を加えながら議論してきたつもりである。このような研究は未だデータも十分でなく、結論付けられる段階ではない。しかし以下のような仮説を提出したい。すなわち南極氷床表面上への物質の供給過程について、内陸部は沿岸部から次のような4地域に区分できる。①積雪に海塩粒子が直接含まれている地域、この地帯では海塩粒子は海岸から隔たりにしたがって急激に減少していく。②積雪中の物質濃度が非常に希薄である地域。③積雪にn.s.s.SO<sub>4</sub>、硝酸などが多量に含まれている地域。この地域ではn.s.s.SO<sub>4</sub>・硝酸ともに海岸からの距離とともに増大していくが、徐々にn.s.s.SO<sub>4</sub>は一定値に近づく。④硝酸のみならず塩酸も増大し始めるが、n.s.s.SO<sub>4</sub>は一定値でさほど増加しない地域。さらに環境放射能も急激に増大する。

このような地域区分は以下のような大気中の物質輸送過程に規定されているのであろう。すなわち海塩粒子は沿岸部からの距離と共に急激に除去される。そして次には大気の上層部から硝酸や大気中の酸化作用で形成されたn.s.s.SO<sub>4</sub>が供給され始める。さらに内陸部では、n.s.s.SO<sub>4</sub>はほぼ一定量となる。しかし硝酸に加えて塩酸、さらには環境放射能が増大していく。ここではさらに上層の大気からの物質供給があるのではないかと考えられる。今後このような仮説の基に積雪層の化学的観測を行い、それぞれの物質の移動経路を明らかにしていきたい。さらにこのような研究はコア試料から過去の環境を推定する場合には必要不可欠なものである。コア中では過去にこのような物質の流入経路が変化した可能性もあろう。また同一の流入経路でも輸送強度に変動が生じ濃度変動が生じた場合もあろう。そのためには、氷床表層部の積雪の面的な研究はコア研究と一体となって推進される必要がある。

## 参考文献

- Delmas, R., M. Briat and M. Legrand, 1982: Chemistry of south polar snow. *J. Geophys. Res.*, 87, 4314-4318.
- IAEA International Atomic Energy Agency, 1971: Environmental Isotope Data No. 3: World survey of isotope concentration in precipitation (1966-1967). Tech. Rep. Ser. No. 129, Vienna, Austria.
- Jouzel, J., L. Merlivat, M. Pourchet, and C. Lorius, 1979: A continuous record of artificial tritium fallout at the south pole (1954-1978). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 188-200.
- Kamiyama, K., Y. Ageta and Y. Fujii, 1989: Atmospheric and depositional environments traced from unique chemical compositions of the snow over an inland high plateau, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 94, 18515-18519.
- 金森暢子, 金森 悟, 瀬古勝基, 古川晶雄, 渡邊興亜, 西川雅高, 1990: みずほ高原における春一夏期の降積雪の化学組成, 第13回極域気水圏シンポジウム講演要旨, 国立極地研究所, 115.
- Martin, J. H., R. M. Gordon, S. E. Fitzwater and W. W. Broenkow, 1989: Vertex: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res.*, 36, 649-680.
- Mason, A. S. and H. G. Ostlund, 1976: Atmospheric HT and HTO 3. Vertical transport of water in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 81, 5349-5352.
- Mason, A. S. and H. G. Ostlund, 1979: Atmospheric HT and HTO V. Distribution and large-scale circulation. Behaviour of tritium in the Environment (Proc. Symposium San Francisco, 1978). IAEA-3-16.
- Petit, J., J. Jouzel, M. Pourchet, and L. Merlivat, 1982: A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in Dome C (Antarctica). *J. Geophys. Res.*, 87, 4301-4308.
- Ravoire, J., C. Lorius, J. Robert, and E. Roth, 1970: Tritium content in a firn core from Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 75, 2331-2335.
- 佐竹 洋, 川田邦夫, 津島 健, 佐藤暢子, 1986: 環境同位体から見た南極東クイーンモードラン

ド地域内陸部の氷床堆積. 富山大学トリチウム科学センター研究報告, 6, 57-69.

Staffelbach, T., A. Neftel, B. Stauffer and D. Jacob, 1991: A record of the atmospheric methane sink from formaldehyde in polar ice cores. *Nature*,

349, 603-605.

Stewart, G. L. and R. K. Farnsworth, 1968: United States tritium rain out and its hydrologic implications. *Water Resour. Res.*, 4, 273-289.

## 7. 氷床コア解析による極域環境変動 —その課題と問題点—<sup>11)</sup>

### 7.1 はじめに

南極氷床には、陸域を起源とするさまざまな物質が輸送され堆積している。砂漠など乾燥地域からの地殻風化物質、火山活動に伴い大気中に放出される火山噴出物、森林火災により放出される物質、花粉や藻類・菌類・バクテリアなどの微小陸上生物、そして近年では人間活動を起源とする大気汚染物質などである。しかし、南極氷床コアの地上起源物質の研究では、地殻風化物質に重点が置かれてきており、陸域環境の変遷さらには、気候の変化との関係を明らかにするに至っていない。

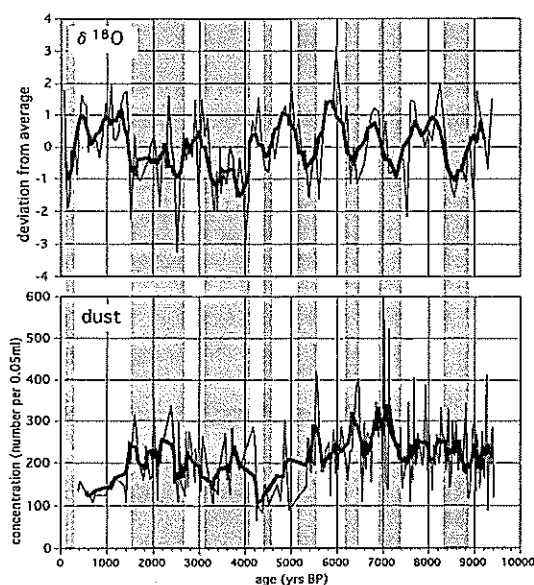
南極氷床の深層コアには、こうした陸域を起源とする諸物質が過去数十万年にわたって保存されており、コア研究は、気候変動と陸域環境の変動に関する重要な情報を提供する。特に、氷期-間氷期サイクルにおける陸域環境、火山活動、およびその気候変化との関係は、これまで研究されているが未解明な分野が多い。ここでは、氷床コアによる陸域環境の変化と気候変動に関する研究の現状を整理するとともに、ドームFコア研究の課題について考察する。

### 7.2 乾燥地域起源のダスト

南極氷床に輸送され堆積するダストは、火山起源や宇宙起源を除くと、そのほとんどが南半球中緯度の乾燥地域を起源とし、南極の裸地からの供給は多

くはない (Shaw 1979)。こうしたダストは、南極周辺の半年周期の大気循環場によって輸送され、積雪中の濃度は半年周期を示す (Fujii and Ohata 1982)。氷床コア中のダスト濃度は、このように南極周辺の大気の循環場の変動を、第一義的に指標する。

図参7.1は、みずほ基地で得られた700 m コアの解析による過去9400年のダスト濃度の変動 (Fujii and Watanabe 1988を改編) と、酸素同位体組成の変動偏差を示している。気温の指標となる酸素同位体組成  $\delta^{18}\text{O}$  は、温暖期と寒冷期が数百年から千年



図参7.1 みずほ700 m コアの酸素同位体組成と直径  $0.63\mu\text{m}$  以上の固体微粒子濃度の過去9400年の変動プロフィール。寒冷期(網目の部分)にダスト濃度が高く、物質循環が強化されたことを示す。

11) 藤井理行 Yoshiyuki FUJII 国立極地研究所および総合研究大学院大学(当時)



程の周期で繰り返して起こっていることを示している。ダスト濃度は、寒冷期に高くなっており、寒冷期には対流圏における物質循環が強化されたことが示唆される。氷期におけるダスト濃度は、ドーム C、ボストークのコア解析から、後氷期に比べ最終氷期末期には 10-20 倍も高いことが先ず明らかになった (Petit *et al.* 1981; Thompson and Mosley-Thompson 1981)。地殻風化物質の指標となる Al とダストの濃度が非常に良く似た変動傾向を示すので、ダストは乾燥地域を起源とすると考えられ、またこの濃度の増加は、南半球の乾燥地域が現在と比べ氷期末期には 5 倍に拡大していたことと、地表付近の風が強かったことによると解釈された (Petit *et al.* 1981)。しかし、最近の大気大循環モデルによる研究 (Joussaume 1993) は、氷期末期におけるダスト濃度は現在に比べ夏期で 1-2 倍、冬期で現在程度となることを示しており、コア解析の結果、すなわち、氷期末期における 10-20 倍の濃度の増大を説明できていない。供給源としてこうした乾燥地域は重要でなく、他の供給源の重要性を示唆している。

### 7.3 氷期における大陸棚起源のダスト

その後のボストークコアの解析は、2 つ前の氷期 (イリノイ氷期) の末期を含む過去 18 万年のダスト濃度が氷期-間氷期サイクルに対応して変化することを明らかにするとともに、ダストの起源などに関する新たな知見を提供した。最終氷期のダスト濃度は、6 万年前のピークと 2 万年前のより大きなピークを示すが、氷期中頃までは間氷期以降の低い濃度が持続した (Petit *et al.* 1990)。これは、氷期の中ごろから、氷床の発達に伴う海面低下により大陸棚が露出し、ダストの供給源が急激に増大したことに起因することを示す。コア中の粘土鉱物中のカオリナイト、イライトなどの組成および、Sr (ストロンチウム) と Nd (ネオジウム) の同位体比から、氷期後期のダスト起源として、オーストラリアの砂漠は重要でなく、南アメリカ南部パタゴニア (Gaudichet *et al.* 1988) やその大西洋側の大陸棚を示唆している (Grousset *et al.* 1992)。また、Delmas and Petit (1994)

は、コアの Al, Ca, Na の組成から、ダストの供給源は南アメリカ南部の大陸棚であると結論している。

こうした氷期における大陸棚は、南半球の中緯度では、南アメリカ南部よりは規模は小さいものの、オーストラリア南部やニュージーランド周辺でも露出しており、起源としてのこうした地域の評価はなされていない。

さらに、ボストークコアに見られる氷期中頃の 6 万年ほど前までの低いレベルのダスト量はどうか説明されるのだろうか。主に北半球の氷床の発達と関連したと考えられる海面低下とそれによる大陸棚の露出は、氷期中頃以降のことなのであろうか。コア中のダストの起源は、海面変動との関連で検討する価値が大きい。

### 7.4 氷期におけるダストの増加と気候の変化

氷期中期以降における気候の乾燥化と物質循環の強化、海面低下に伴う大陸棚の露出は、南極氷床に現在の 10-20 倍の多量のダストを供給した。

大気混濁度と地上気温との関係は、サハラからのダストの吹き出し時に調べられており、大気混濁度 0.1-1 の時で地上気温は 1℃ 以下の影響しかないことが明らかにされている (Carlson and Caverly 1977)。しかし、南極では大気混濁度が氷期でも  $10^{-3}$  のオーダーになるに過ぎず、南極では地域的なスケールでの気温に対してさえ、ほとんど影響を与えなかったと考えられている (Sirocko and Raschke 1993)。

しかし、南極氷床コアに見られる氷期中期以降の多量のダストは、海洋における生物生産のキーエレメントである Fe を多量に供給した可能性を示唆している。ボストークコアのダスト濃度とガス中の二酸化炭素濃度の対照的な変動は、従来、海洋学分野で注目されていた“マーチンの鉄の仮説”、すなわち“陸起源ダストから供給されるものが外洋の一次生産の制限因子である” (Martin and Fitzwater 1988) との仮説を裏づける結果である (Martin 1990)。しかし、南極の深層コアでの Fe のプロファイルはま

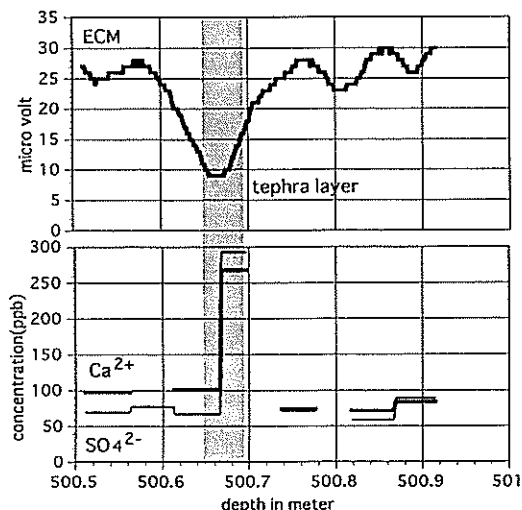
だ明らかにされていないし、氷期の前半では二酸化炭素ガス濃度とダスト濃度の相関性は良くないので、“マーチンの鉄の仮説”が裏付けられたとは言いがたい。

## 7.5 火山起源、物質

南極の氷床コアによる火山シグナルの研究は、ほとんど進展していない。バードコアでは氷期の後半に相当する深度で多数のテフラ層が観察された (Gow and Williamson 1971)。これは西南極マリーバードランドのタカヘ火山を起源とするテフラであると結論された (Kyle *et al.* 1981) が、他のコアでは見つかっていない。ポストークコアでは、5つのテフラ層が観察されている。テフラ層中の火山ガラスの化学組成から、3,200年前、15,500年前、30,000年前のテフラの起源はサウスサンドウィッチ諸島の火山、36,500年前の火山は不明、109,500年前の火山はニュージーランドあるいは南アメリカと推定されている (Palais *et al.* 1989) に過ぎない。みずほ 700 m コアでは、5,000 年前の深さでテフラ層が観察されており、これも化学組成から、起源はサウスサンドウィッチ諸島の火山と推定されている。ポストークコアでは全層にわたっての観察ではないので、Palais *et al.* (1989) の報告以上のテフラ層がドーム F コアで観察される可能性が大きい。

これまで述べてきた物質は、固体微粒子の形で大気中に放出され輸送される一次エアロゾルであるが、火山活動では多量の火山ガスを大気中に放出し、ガスは輸送過程で化学的反応により  $\text{H}_2\text{SO}_4$  や  $\text{HCl}$  など二次エアロゾルに変わる。こうした火山起源の二次エアロゾルである酸は、酸のままあるいは陸起源のダストや海塩粒子と化学反応を起こし硫化物や塩化物として氷床に輸送される。ダストや海塩粒子が多量に大気中に放出されていた氷期には、こうした一次エアロゾルによる酸の緩衝作用が活発であったはずである。

みずほ 700 m コアで唯一観察されたテフラ層と酸性度との関係を図参 7.2 に示す。テフラ層では緩衝作用により酸性度が低くなっており、こうした考



図参 7.2 みずほコア 500 m 深における、テフラ層（網目の部分）と酸性度 (ECM) とカルシウム、硫酸イオン濃度。テフラ層では、ダストの緩衝作用により酸性度が低い。硫酸イオン濃度は保存されている。

えを裏付けている。コア解析に基づく火山活動の編年は、氷期におけるシグナル検出の困難さからほとんど進展していない。 $\text{H}_2\text{SO}_4$  には、海洋の微生物から放出される DMS の酸化でも生成されるので、火山シグナルの検出には、複数の手法を導入する必要がある。

## 7.6 南半球における森林火災

氷期-間氷期サイクルを含む時代における森林火災に関する情報はほとんどない。氷床コアの解析により、森林火災と気候との関係、植生への影響などを解明する。森林火災は、落雷、風、火山、隕石の落下などにより自然発生し、時には数週間以上燃え続け、多量のアンモニアや燃焼灰を大気中に放出する。氷床コアの  $\text{NH}_3$  および海洋起源の塩との区別のため、 $\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$  比などから森林火災シグナルを同定する。

## 参考文献

Carlson, T. M. and R. S. Caverly, 1977: Radiative

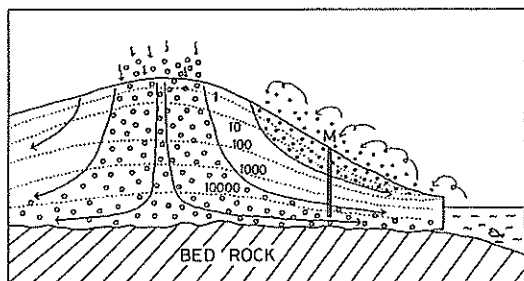
- characteristics of Saharan dust at solar wavelength. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3141-3152.
- Delmas, R. J. and J. R. Petit, 1994: Present Antarctic aerosol composition: a memory of ice age atmospheric dust. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 879-882.
- Fujii, Y. and T. Ohata, 1982: Possible causes of the variation in microparticle concentration in an ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*, **3**, 107-112.
- Fujii, Y. and O. Watanabe, 1988: Microparticle concentration and electrical conductivity of a 700 m ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Annal. Glaciol.*, **10**, 38-42.
- Gaudichet, A., M. O. Angelis, R. Lefevre, J. R. Petit, Y. S. Korotkevitch, and V. N. Petrov, 1988: Mineralogy of insoluble particles in the Vostok Antarctic ice core over the last climatic cycle (150kyr). *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 131471-131474.
- Gow, A. J. and T. Williamson, 1971: Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **13**, 210-218.
- Grousset, F. E., P. E. Biscaye, M. Revel, J. R. Petit, K. Pye, S. Joussame, and J. Jouzel, 1992: Antarctic (Dome-C) ice-core dust at 18 k.y. B. P.: Isotopic constrains on origins. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **111**, 175-182.
- Joussaume, S., 1993: Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under Ice Age conditions 1. desert dust. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2767-2801.
- Kyle, P. R., P. A. Jezek, E. Mosley-Thompson, and L. G. Thompson, 1981: Tephra layers in the Byrd Station ice core and the Dome C ice core. Antarctica and their climatic importance. *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **11**, 29-39.
- Martin, J. H. and S. E. Fitzwater, 1988: Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific sub Arctic. *Nature*, **6154**, 341-343.
- Martin, J. H., 1990: Glacial-interglacial CO<sub>2</sub> changes: The ion hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1-13.
- Palais, J. M., J. Pettit, C. Lorius, and Y. S. Korotkevich, 1989: Tephralayers in the Vostok ice core: 160,000 years of southern hemisphere volcanism. *Antarct. J. U. S.*, **24**, 98-100.
- Petit, J. R., M. Briat, and A. Royer, 1981: Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. *Nature*, **293**, 391-394.
- Petit, J. R., L. Mounier, J. Jouzel, Y. S. Korotkevich, V. I. Kotlyakov and C. Lorius, 1990: Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, **343**, 56-58.
- Shaw, G. E., 1979: Considerations on the origin and properties of the Antarctic aerosol. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 1983-1998.
- Sirocko, F. and E. Raschke, 1993: Present means to define and estimate atmospheric "turbidity" and its effects on radiation fields at ground level: possible projections into the past. *Global Changes in the Perspective of the Past*, ed. by J. A. Eddy and H. Oeschger, John Wiley & Sons Ltd., 122-131.
- Thompson, L. G. and E. Mosley-Thompson, 1981: Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores. *Science*, **212**, 812-815.

#### コメント<sup>12)</sup>

中尾です。流動の話ということなのですが、藤井さんが話されたのでだいぶ短くできるなと思って聞いていたのですが、ちょっと順番が変わったもので少し再編成を頭の中でだけでしていたのです。

図参 7.3, これが氷床です。氷床の漫画を描いたつ

12) 中尾正義 Masayoshi NAKWAO 国立防災科学技術センター・長岡雪氷防災研究所 (当時)

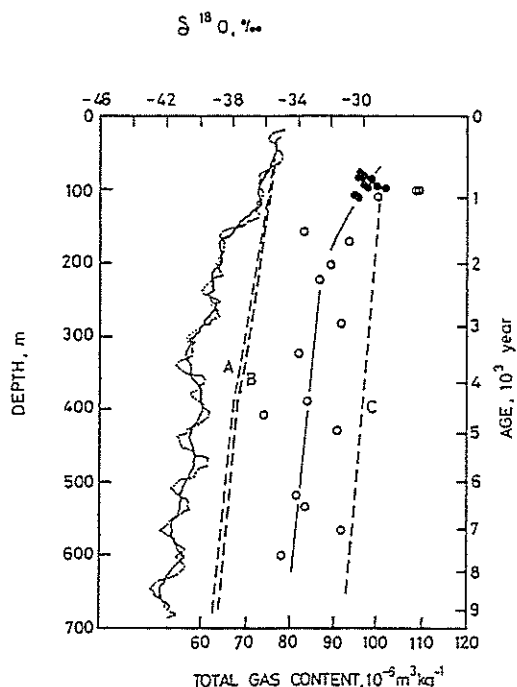


図参 7.3 氷床の模式図。雪が積もって氷床になり、次第に流動して海に流れ出る。一方、氷床表面には海からの物質が輸送されてくる。

もりなのですが、ここには上から上から雪が積もります。従いまして、年層を描きますと、10年前、100年前、1,000年前、10,000年前と上から上から積もるわけですが、それが少なくとも現状でそれほど高くなっていかないのは、流れ出るからです。この流れ出るというのは先ほど大体降る量と流れ出る量とがコンパラしているというお話を田中さんがされましたが、こういうふうに流れます。こういうふうに流れるものですから、それほど大きくは変わらない。短時間の場合にはそれほど大きくは変わらないわけです。それでこの流線というのは、後で少し変動の話が出てきますが、氷床が変動しないとすればここで積もった粒子がここに流れていくわけですから一種の粒子の軌跡だと考えてもらってもいいわけです。従いましてここに積もったものは例えばこの線とこの線の間に挟まれて流れていきます。従いましてドームの頂上で降ったものはこれだけの範囲、まあ氷床が変動しなければということですが、それでも、この範囲に存在していることになります。又逆に海から来る物質で極端にディスクリート (discrete) にここまでだけ積もるといふ物質があると、これだけの範囲にしか存在しないわけです。従いまして、先ほど藤井さんが言われたように、みずほ基地のような所でボーリングを掘りますと、そこでは上の方にはその辺で降るものがある代わりに、下の方にはどちらかという頂上付近で降ったものが出てきます。ですが、先ほど一番最初に線を

描きましたように、この下の氷は古くて上の氷は新しいというふうに思いますので、例えばこれを別な見方をしますと、例えばこのドームの頂上付近だけで降るような成層圏 origin のような物質が仮にあったとしますと、それは昔は非常に多かった。それが、最近になってくると全然無くなってしまったと、そういうふうに変動してきたという解釈をしがちですけれども、そういう誤った印象を与えるのは、氷が流れているせいです。従いまして、藤井さんも言われたように、こういう所で試料をとりますと、時間的な変動をそのまま、この場所の変化として見ることができるだろうというわけです。そこにも少し落とし穴があります。

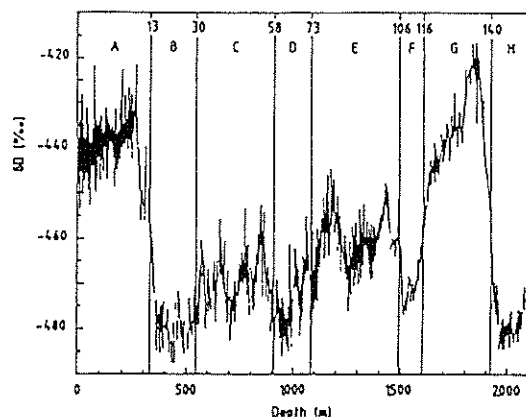
その前に、みずほの結果を先ほど藤井さんが出されたので、それに関連して、ドーム頂上での変動にいきます前に簡単にそこでの氷床の変動との関係を見てみます。氷床の変動というのはまだ完全に確立していないんですが、今の所唯一の手法として考えられているのは、氷の中の空気の量を測って調べるという方法です。図参 7.4、これはみずほ基地周辺あるいは、白丸で描いてある方は、みずほに限らずグリーンランドから南極からいっしょくたにしていろんな高度でとった氷の中にどれくらい空気が入っているかということ調べますと、大体こういう一次関数関係があるものですから、氷の中の空気を調べるとそれが大体どれくらいの高さでできた氷だということが分かると、そういうことを利用して調べるわけです。それでみずほ基地の場合、右側の白丸で描いてある方が、その空気の量なのですが、空気の量がだんだん増えている。これは藤井さんも言われました上流で出来た氷が下の方にまわるために、空気が薄いところでできた氷から浅いところほど下流側で出来ていますからたくさん空気が入っているということなんですが、これはここで急に空気の量が増えている。大体一千年ぐらい前から、これを量的に計算してみますと 4~500 m みずほ基地周辺で氷が一千年ぐらいかけて減少してきたということが想像できるようになってきています。左側にあるのは、これは酸素の同位体の記録なのですが、これもそう



図参7.4 みずほ基地などで氷床中に取り込まれた含有空気量（白丸）と気温の指標となる酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）の深さ分布。

いうつもりでみますと約1000年か1500年ぐらい前から暖かくなっている。暖かい側へきているのは氷床が急激に下がってきたということで、ここ1000年から1500年くらいで、4~500mというのが物質の循環その他にどれくらい影響を与えるかというのは、少ない、まあ考えかたによっては多いのかも知れませんが、今のところはたぶんよく分かってないのです。

これはボストークの場合で、ちょうど結果が最近北大の工学部で出てきたばかりでして、どれくらい信頼できるかという検討をまだきちんとはやっていないのです。ボストークのコアというのは、今までいろんなところに引用されていますように、かなりセンセーショナルな良いデータを沢山出したものですから注目されているわけです。先ほど午前中から聞いていただけでボストークのコアの結果というのはかなりいろんなところに出てきました。そうい



図参7.5 ボストークのコアの酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）の深さ分布。およその年代（千年単位）が上に記されている。

う意味で、図参7.5に赤線で描きましたのは、ボストークのコアの酸素の同位体です。時間的には、フランスからきたサンプルが非常に少なかったものですから、先ほどの最後の間氷期それをはさんで約10万年から14万年ぐらいまでの範囲なのです。ここで空気の含有量を調べてみますと、グリーンと青はちょっと違うだけなのですが、氷床の高度変化、特にボストークは幾らか流動がありますけどそれほど大きく流動が効いていないことが予想されているのです。そこでの氷床の高度変化を見てみますと、動いている。こいつは別の解釈があるので忘れて頂きたいのですが、これ以外のデータを見てみますと、少なくとも酸素の同位体と氷床の変動とが非常によくコンパラに動いている。まだサンプル数も少ないですし、はっきりとは分らないのですが、ボストークで、水素の同位体の測定から、温度が5℃とか7℃とか変動してきたという結果が出ています。Nature はじめ最近はいろいろな解説書が沢山出ていますが、極端に言いますと、ただ氷床の高度が変化しただけかも知れない。つまり温度が見かけ上変わっただけで、温度場としては変わってないかもしれない。あるいは、余りに極端なのですが、5℃とか7℃とかいわれているものの、かなりの部分は氷床の変動があったためかも知れないということは今

のデータは指しているわけです。そういう意味で、少なくともコアのデータを解釈しようというときには、先ほどのみずほの例でもありましたように、流動の効果があるために、昔から現在にかけて黄色い物質は無くなって最近では赤しか降らなくなった、そういう過ちをしないこと。それからみずほの場合でも、藤井さんの方でも話が合ったように、下の方は上流から流れてきているという効果があるのだということで、その見積をうまくやるかやらないか、ドームの頂上の場合には、そういう心配は大きくはないのですが、10万年とか15万年の長きにわたって最初から最後までここがドームだったかという問題もあります。それとは別にこの氷床の高度の規模が変わってきているという可能性は、特に10万年、15万年スケールになってきますと、かなり大きく高さが変動している可能性がある。そうなりますと、先ほどお見せしたのは単に酸素の同位体だけの例であ

りますが、例えば、いろいろなガス成分、ガスの場合はたぶん非常に混合してるでしょうけれども、どれくらい高度に影響しているものがあるのかなのか。その deposit 自身が氷床の高度に影響している場合には、それがもろにそのままデータとして現れてきているだけで、場としての変動ではないかもしれない。その辺を注意する必要があるかと思います。後は物質循環という方はよく分かりませんが、こういうコアのデータを使っている場合、先ほどからの話だと、少なくとも万年くらいの話がでています。それぐらいになってきますと氷床というのは、かなりの程度 variable ですので、いろんな simulation にしろ、そういうものを組み込んでしない限り、鬼頭さんの話にありましたように、氷床の高度をいくらにとって simulation するかということも、それを variable にして simulation する必要がでてくるのではないかなという気がします。以上です。