

小冊子

第15回極域気水圏シンポジウム
プログラム・講演要旨

The Fifteenth Symposium
on
Polar Meteorology and
Glaciology
Programme and Abstracts

1992年7月8日(水)～7月9日(木)

July 8-9, 1992

国立極地研究所図書室



000055970

国立極地研究所

National Institute of Polar Research

Tokyo, Japan

557.5(*7)

KY

第15回極域気水圏シンポジウム プログラム

日時 1992年
7月8日(水) 09:30~16:45
7月9日(木) 09:15~17:10

会場 国立極地研究所 講堂(6階)

主催 国立極地研究所

第15回極域気水圏シンポジウム・プログラム
日程表

7月8日(水)	7月9日(木)
開会の挨拶 09:30~09:40 星合孝男(極地研所長)	
海氷(6) 09:40~11:10 座長:滝沢隆俊(海洋技術センター)	氷の電波特性(4) 09:15~10:15 座長:岡本謙一(通総研)
海洋(5) 11:10~12:25 座長:若土正暁(北大低温研)	コア解析(6) 10:15~11:45 座長:成田英器(北大低温研)
昼食 12:25~13:30	オゾン(5) 11:45~12:45 座長:忠鉢 繁(気象研)
ポスター発表A(19) 13:30~15:00	昼食 12:45~13:45
海氷 (5) 氷の電波特性 (3) 北極氷河 (3) エアロゾル (3) オゾン (2) 気候 (3)	エアロゾル(5) 13:45~15:00 座長:伊藤朋之(気象庁)
休憩 15:00~15:15	休憩 15:00~15:15
ポスター発表B(17) 15:15~16:45	大気微量成分(3) 15:15~16:00 座長:田中正之(東北大理)
海洋 (2) 南極氷床 (4) コア解析 (4) 大気微量成分 (3) 気象観測 (4)	大循環・気候モデル(4) 16:00~17:00 座長:安成哲三(筑波大)
懇親会 17:00~18:30	閉会の挨拶 17:00~17:10 川口貞男(極地研)
於:研究棟2階講義室	各セッションの()内の数字は講演数

第 15 回極域気水圏シンポジウム
プログラム

7 月 8 日 (水) 09:30~16:45

開会の挨拶 国立極地研究所長 星合孝男 09:30~09:40

口頭発表

海氷 座長：滝沢隆俊（海洋技術センター） 09:40~11:10

- | | |
|-----------------------------|--|
| 1. 第32次ACR大気-海氷-海洋相互作用の研究概要 | 河村俊行、大島慶一郎（北大低温研） |
| 2. 船上ビデオ撮影による海氷観測（その3） | 下田春人（船舶技研）、滝沢隆俊（海洋技術センター）、牛尾収輝（極地研）、遠藤辰雄、河村俊行、大島慶一郎（北大低温研）、小野延雄（極地研） |
| 3. オホーツク海の最近の氷況について | 上平悦朗、近藤さや（気象庁） |
| 4. オホーツク海の高氷面積の変動と沿岸親潮の南下 | 力石國男、高橋 純（弘前大理） |
| 5. MOS-1 データによる南極域海氷変動の解析 | 押山知之（筑波大環境科学）、山内恭小野延雄（極地研）、安成哲三（筑波大地球科学系） |
| 6. 海氷映像の画像処理 | 村本健一郎、松浦弘毅、小杉正貴（金沢大工）、遠藤辰雄（北大低温研）、下田春人（船舶技研）、小野延雄（極地研） |

（7~11はポスター発表A）

海洋 座長：若土正暁（北大低温研） 11:10~12:25

- | | |
|---------------------------|---|
| 12. コスモノートポリニア出現海域の温度構造 | 滝沢隆俊（海洋技術センター）、牛尾収輝（極地研）、大島慶一郎、河村俊行（北大低温研）、榎本浩之（北見工大） |
| 13. 南極発散域における海洋観測結果（速報） | 若土正暁、大島慶一郎（北大低温研）田中和人、野口賢一（海上保安庁） |
| 14. リュツォ・ホルム湾定着氷下の流れと海洋構造 | 大島慶一郎、河村俊行（北大低温研）滝沢隆俊（海洋技術センター）、牛尾収輝（極地研） |
| 15. 昭和基地の海面水位の季節変化 | 河宮未知生（東大気候システム）、永田 豊（東大理）、道田 豊、小田巻 実（海上保安庁） |

16. Geosat Altimeter による南太平洋(Wilkes Land 沖)での海面水位の変動 菊地 隆 (北大低温研)、柴田 彰 (気象研)、若土正暁 (北大低温研)

(17~18はポスター発表B)

----- 昼食 12:25~13:30 -----

ポスター発表A

13:30~15:00

海氷

7. A Laboratory Experiment on Melting of Pressure Ridge Keels in the Summer Arctic. Wladyslaw Rudzinski, Masaaki Wakatsuchi (ILTS, Hokkaido Univ.)
8. リュツォ・ホルム湾の海氷成長 河村俊行、大島慶一郎 (北大低温研)
牛尾収輝 (極地研)、滝沢隆俊 (海洋技術センター)
9. 北極海の海氷域分布の変動特性 小野延雄 (極地研)
10. 北半球の海氷面積の長期変動 佐藤清富 (気象庁)
11. 溶液の凍結時に起こる化学反応 竹中規訓、上田哲弘、前田泰昭 (大阪府大工)

氷の電波特性

23. 氷結晶の9.7GHzにおける誘電異方性 藤田秀二、前 晋爾、松岡建志 (北大工)
24. 南極みずほ基地における氷床の内部反射とファブリックパターンの関係 藤田秀二、前 晋爾 (北大工)
25. 電波による模擬海氷の水厚計測実験 高島逸男、山越寿夫、前田利雄、桜井昭男 (船舶技研)

北極氷河

64. 北極圏スバルバル諸島の氷河表面放射温度観測(1991) 高橋修平、榎本浩之 (北見工大)、小林俊一 (新潟大)、東久美子 (長岡雪氷防災研)、渡辺興亜 (極地研)
65. スピッツベルゲン・ブレッガー氷河内の水の挙動 小林俊一 (新潟大)、高橋修平、榎本浩之 (北見工大)、東久美子 (長岡雪氷防災研)、渡辺興亜 (極地研)
66. スピッツベルゲン・ニーオルスン周辺氷河における表面積雪の化学成分 東久美子 (長岡雪氷防災研)、榎本浩之、亀田貴雄、高橋修平 (北見工大)、小林俊一 (新潟大)、渡辺興亜 (極地研)

エアロゾル

48. 南極下部対流圏の硝酸を含むエアロゾル
— JARE32速報— 林 政彦、岩坂泰信（名大STE研）
49. 南極内陸地域の大気エアロゾルの起源 金森 悟、金森暢子（名大水圏研）
西川雅高（環境研）、渡辺興亜（極地研）、岩坂泰信（名大STE研）、西尾文彦（北海道教育大）、岡田菊夫（気象研）
50. 北極圏大気汚染物質の気候影響評価 太田幸雄、村尾直人（北大工）、林建太郎（(株)パシフィックコンサルタツ）、

オゾン

41. 南極昭和基地におけるオゾン垂直分布と成層圏気温の関係 忠鉢 繁（気象研）
42. 冬季、北半球におけるオゾン層の年々変動について（紹介） 森 広道（大阪管区气象台）

気候

61. 北極圏スバル諸島の気温変動 榎本浩之、高橋修平（北見工大）、小林俊一（新潟大）、東久美子（長岡雪氷防災研）、渡辺興亜（極地研）
62. 南極域における地上気圧の季節変化 千葉 長、山崎孝治、柴田清孝（気象研）
63. 南極昭和基地付近の降雪雲の季節変動 小西啓之（大阪教育大）、和田 誠（極地研）、遠藤辰雄（北大低温研）

===== 休憩 15:00~15:15 =====

ポスター発表B

15:15~16:45

海洋

17. リュツォ・ホルム湾に形成される沿岸ポリニア域の海洋構造 牛尾収輝（極地研）、滝沢隆俊（海洋技術センター）、大島慶一郎、河村俊行（北大低温研）
18. 氷山近傍で観測された水温・塩分のステップ構造 大島慶一郎、河村俊行（北大低温研）
滝沢隆俊（海洋技術センター）、牛尾収輝（極地研）

南極氷床

67. 東クィーンモードランドの雪温と積雪の $\delta^{18}O$ 分布 佐藤和秀（長岡高専）、渡辺興亜（極地研）

68. あすか基地周辺の堆積環境について 本山秀明 (極地研)、東 信彦 (長岡技科大)、藤田秀二 (北大工)、白石和行 (極地研)
69. 衛星画像に見る火山灰層とやまと隕石氷原の構造 西尾文彦 (北海道教育大)、長 幸平 (リモートセンシング技術センター)、瀬古勝基 (名大水圏研)
70. 南極氷床沿岸部の最近の変動 (32次越冬観測速報) 藤井理行 (極地研)

コア解析

32. グリーンランドSite-Jコアの解析による過去450年の環境変動 藤井理行、神山孝吉、渡辺興亜 (極地研)、亀田貴雄 (北見工大)、庄子仁 (富山大)、成田英器 (北大低温研)、西尾文彦 (北海道教育大)
33. S25地点の雪氷コア解析結果 佐藤和秀 (長岡高専)、渡辺興亜、本山秀明、神山孝吉 (極地研)、渡辺幸一 (名大水圏研)
34. 氷床コアのECM測定における空間電荷とAging Effectの影響 原 秀勝、東 信彦 (長岡技科大)、中尾正義 (長岡雪氷防災研)
35. 画像処理によるファブリック自動解析 丸橋雄一、東 信彦 (長岡技科大)

大気微量成分

54. 大気メタン濃度のしらせ船上観測 新 健二、村田 功、北 和之、小川利紘 (東大理)
55. 昭和基地及び南極海での軽炭化水素の測定 酒巻史郎、清水 明 (環境研)、林政彦 (名大STE研)
56. 大気CO₂濃度異常と熱帯雨林生産 加藤喜久雄 (名大水圏研)

気象観測

71. ACR無人気象観測のデータ処理 菊地時夫 (高知大理)、遠藤辰雄 (北大低温研)
72. 昭和基地における地上放射観測の整備 青野正道 (気象庁)、稻吉 浩 (福岡管区气象台)、阿部豊雄、岩本美代喜 (気象庁)、山内 恭 (極地研)
73. 気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定 (2) 畑中雅彦 (室蘭工大)、星山満雄 (北大電子研)、西辻 昭 (室蘭工大)
74. 気象レーダエコーを用いた降水強度の推定 (2) 星山満雄 (北大電子研)、西辻 昭 (室蘭工大)、和田 誠 (極地研)

~~~~~ 懇親会 17:00~18:30 (研究棟2階講義室) ~~~~~

7月9日(木) 09:15~17:10

## 口頭発表

**氷の電波特性** 座長：岡本謙一(通総研) 09:15~10:15

19. 氷の誘電特性から明らかにした、氷体中での電磁波の伝播特性 藤田秀二、前 晋爾(北大工)
20. 塩化物を含む氷多結晶のマイクロ波誘電率の測定 松岡建志、藤田秀二、前 晋爾(北大工)
21. 氷床内部反射の原因とその性質 藤田秀二、前 晋爾(北大工)
22. 南極におけるクレバス探査レーダ基礎実験結果速報 高橋 晃、水津 武、岡本謙一、浦塚清峰(通総研)、渡辺興亜、藤井理行(極地研)

(23~25はポスター発表A)

**コア解析** 座長：成田英器(北大低温研) 10:15~11:45

26. 北極圏雪氷コアによる過去数100~数1000年の気候・環境変動 渡辺興亜、藤井理行、神山孝吉、本山秀明(極地研)、西尾文彦(北海道教育大)、庄子 仁(富山大)、亀田貴雄(北見工大)、成田英器(北大低温研)
27. グリーンランド、Site-Jコアの氷板分布と酸素同位体比 亀田貴雄(北見工大)、渡辺興亜(極地研)、和泉 薫(新潟大)
28. グリーンランド氷床中の脂肪酸の分布 河村公隆、鈴木郁子(東京都立大理)、藤井理行(極地研)
29. VOSTOKコア氷中の Air-hydrate(2) 一粒界上のair-hydrate結晶 内田 努、前 晋爾(北大工)、本堂武夫(北大低温研)、V. Ya. Lipenkov(AARI, Russia)、P. Duval(LGGE, France)
30. Air hydrate 結晶の生成に及ぼす静水圧効果 池田哲也、内田 努、前 晋爾(北大工)
31. 極地氷床の氷化過程の観察 三谷 与、庄子 仁(富山大)、Chester C. Langway(State Univ. of New York)、H. B. Clausen(Univ. of Copenhagen)

(32~35はポスター発表B)

**オゾン** 座長：忠鉢 繁(気象研) 11:45~12:45

36. 昭和基地における地上オゾン濃度変動 青木周司(極地研)、村山昌平、清水明(環境研)、林 政彦(名大STE研)



37. TOMS Ver. 6データによる昭和基地ド  
ブソン観測結果との比較 柴崎和夫 (國學院)
38. 南極昭和基地におけるオゾン観測について 中村 圭、近藤 豊、小池 真 (名大  
STE研)、Afif Budiyo (LAPAN,  
Indonesia)、山内 恭、青木周司 (極地研)
39. ポーラー・パトロール・バルーンによる  
1991年のオゾンホール観測実験速報(1)  
: トラジェクトリー解析 神沢 博 (極地研)、藤井良一 (名大  
STE研)、山崎孝治 (気象研)、山  
中大学 (京大超高層)
40. ポーラー・パトロール・バルーンによる  
1991年のオゾンホール観測実験速報(2):  
オゾンおよびエアロゾルの観測データ解析 林 政彦 (名大STE研)、村田 功  
(東大理)、藤井良一、岩坂泰信、近  
藤 豊 (名大STE研)、神沢 博 (極地研)

(41~42はポスター発表A)

----- 昼食 12:45~13:45 -----

エアロゾル 座長: 伊藤朋之 (気象庁) 13:45~15:00

43. アラスカのピナツボ火山雲の観測 岩坂泰信、松永捷司 (名大STE研)  
藤原玄夫 (福岡大理)、森 育子 (名  
大STE研)
44. 西グリーンランドにおけるエアロゾル数濃  
度の変動 菊地勝弘、谷口 恭、上田 博 (北大  
理)
45. 1991年の南極成層圏エアロゾルの気球観測 林 政彦、岩坂泰信 (名大STE研)
46. 昭和基地の大気混濁度の経年変化 (直達日  
射による) 上窪哲郎 (気象庁)、松原廣司 (運輸  
省)
47. 昭和基地の大気中ガス状酸性物質 金森暢子、金森 悟 (名大水圏研)、  
西川雅高 (環境研)、渡辺興亜 (極地  
研)

(48~50はポスター発表A)

----- 休憩 15:00~15:15 -----

大気微量成分 座長: 田中正之 (東北大理) 15:15~16:00

51. 昭和基地における赤外・紫外吸光分光観測 村田 功、北 和之、岩上直幹、小川  
利紘 (東大理)
52. 昭和基地での大気微量成分の観測  
~特に硫黄化合物に着目して~ 古賀聖治、田中 浩 (名大水圏研)  
岩坂泰信 (名大STE研)、山内 恭  
青木周司 (極地研)

53. スバルパール、ニーオルスンにおける大気  
微量成分の観測  
(54～56はポスター発表B)
- 青木周司、和田 誠、伊藤 一、小野  
延雄、渡辺興亜 (極地研)

## 大循環・気候モデル

座長：安成哲三 (筑波大)

16:00～17:00

57. 南極海白嶺丸調査海域における風の条件の  
良否と上層大気大循環の型との比較  
(過去12シーズンの調査航海の結果から)
- 馬場邦彦 ((株)気象海洋コンサルト)、  
奥田義久 (地質調査所)
58. 大気-積雪系の多重散乱モデルによる雲の  
放射効果
- 青木輝夫、青木忠生、深堀正志 (気象  
研)
59. 南半球大気循環における準2年振動
- 安成哲三、高橋 理、田 少奮 (筑波  
大)
60. 冬から春の時期の南半球成層圏循環の年々  
変動 -観測とGCM-
- 山崎孝治、千葉 長、小寺邦彦、黒田  
友二 (気象研)

閉会の挨拶

川口貞男 (極地研)

17:00～17:10

## シンポジウム プロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締切日： 平成4年10月30日（金）
2. 投稿要領：論文は刷り上がり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となり、図・表が増えた分、原稿は少なくしてください。図表は2枚で刷り上がり1ページと計算して下さい。投稿論文はリフェリー2名による校閲がありますのでコピーを3部お送り下さい。オリジナルは手元に残しておいて下さい。文字指定や図表の挿入位置の記入は、最終原稿の段階でお願いします。なお、プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構ですから投稿してください。投稿されない場合でも、英文アブストラクトは必ず提出してください。
3. その他：シンポジウムプログラムをプロシーディングスに掲載しますので、題名、著者名を変更された方は英文題目とローマ字表記著者名を気水圏プロシーディングス編集幹事までお知らせください。
4. 投稿先： 〒173 東京都板橋区加賀1-9-10  
国立極地研究所 気水圏プロシーディングス編集幹事  
藤井 理行  
TEL. (03) 3962-4711 (ext. 452)

# 第15回極域気水圏シンポジウム

## 講演要旨

## 第32次ACR大気-海水-海洋相互作用の研究概要

河村 俊行・大島 慶一郎(北大低温研)

28次隊から始まった「南極域における気候変動に関する総合研究計画(ACR)」は、30次隊までは主に大気状態の年々変動として、雲と放射、雪と降水といった気象観測が重点項目であった。31次隊からは海水を中心とした大気-海水-海洋間の相互作用の研究が重点課題となった。これに応じて、32次隊の越冬観測では、31次隊に引き続き、オングル海峡およびリュツォ・ホルム湾において海水・海洋の観測を行った。特に、海水観測では海水コアのサンプリングを勢力的に行い、海洋観測では流速計による観測・係留を行い、流れの場を捉えることを試みた。本報告では、これらの観測の概要を示す。

### 1. 広域の海水・海洋観測

#### a) リュツォ・ホルム湾内の横断観測

リュツォ・ホルム湾全体の積雪と氷厚の地域変化と氷化過程、および海洋構造の季節変動を把握することを目的として、4月、8月および10月の下旬を中心として3回の観測旅行を行った。観測点は、図1に示したLルート(6点)とOWルート(4点)他である。観測項目は、CTD・電磁流速計・ナンセン採水器・XBTによる海洋観測、雪尺・積雪深・氷厚測定および海水コアの採取である。またL3で流速計(4月から10月)、OW4でサーミスタチェーン(8月から10月)による係留観測も行った。観測結果の速報は本シンポジウムで別に述べられる。

#### b) ラングホプテ氷河沖での観測

氷河の海洋・海水に与える影響を調べる目的で、ラングホプテ氷河沖での海洋・海水観測を5月と11月に実施した。

### 2. 昭和基地付近における海水・海洋観測

#### a) オングル海峡での観測

海水の成長に及ぼす積雪の影響を調べるため、図2に示す観測点6~12において、雪尺・積雪深・氷厚の測定をほぼ1月に1回の頻度で行った。特にOS2,3,4では

海水コアの採取を数回行った。積雪域のOS2と裸水域のOS4とでは海水の成長様式・構造に差異が認められた。海水定点においては、定着氷に2m×4mのプールを作成し、新たに張った海水の成長過程を定着氷と比較して継続的に調べた。海洋観測は主にOS3において計15回実施した。水温・塩分の月変化は概ね昨年と同様の傾向を示した。流速計での観測によると、オングル海峡では、上層に強流帯があり、それが5月中旬まで30cm/s程度の南流であったが、下旬以降30cm/s程度の北流に転じた。また半日周期の潮流が卓越していた。

#### b) 氷山近傍

氷山の海洋に与える影響を調べる目的で、オングル海峡中央にほぼ孤立して存在するスフィンクス氷山(図2)の近傍で4回にわたって海洋観測を行った。上層が高温化した11月以降の観測では、流下方向の観測点で温度・塩分の鉛直分布に顕著なステップ構造がみられた。これは氷山の影響を示唆するものである。

### 3. 航空機観測

#### a) AXBT観測

AXBT観測は昨年度に引き続いての観測で、昭和基地沖の沿岸ポリニヤ(氷野内開水面)の海洋構造の季節変化を調べるのが目的である。観測は1991年3,4,5,8,9,11月,1992年1月の計7回行った。AXBTのフライト時には、衛星データのトルース観測を兼ねる目的で、定着氷縁及び沿岸ポリニヤでの目視観察及び写真・ビデオ撮影も同時に行った。

#### b) TAD観測

TAD(航空機投下式漂流ブイ)を、1992年2月20日にしらせのヘリコプターにより定着氷縁の氷板に設置した。このブイの動きから沿岸にかなり強い西向きの流れがあることが確認された。

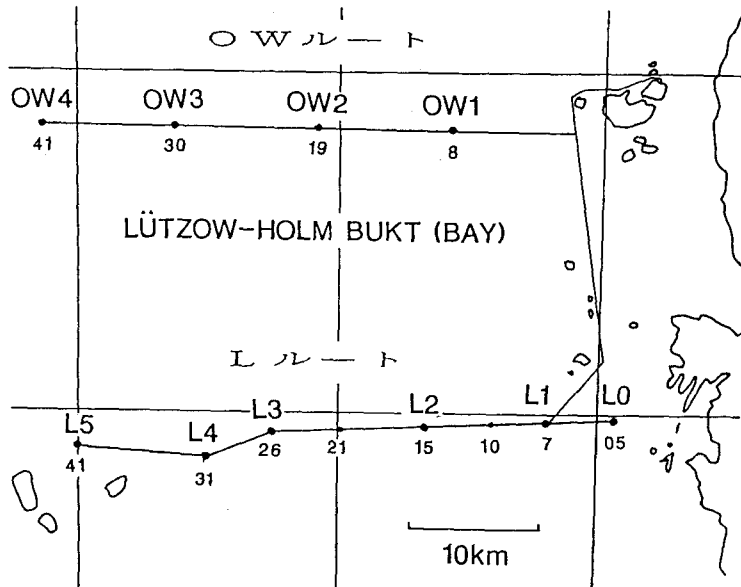


図1 リュツォ・ホルム湾海水・海洋観測旅行ルート図

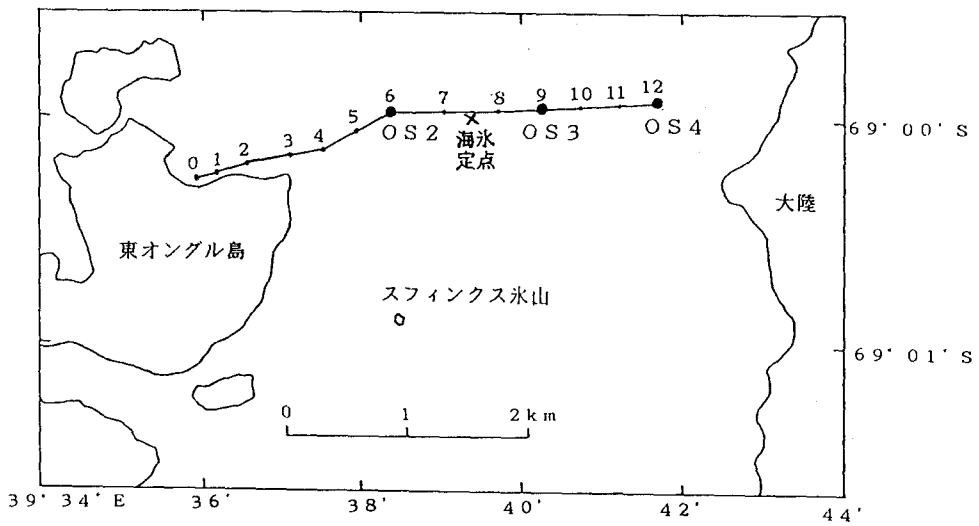


図2 オングル海峡観測点およびスフィンクス氷山

## 船上ビデオ撮影による海水観測（その3）

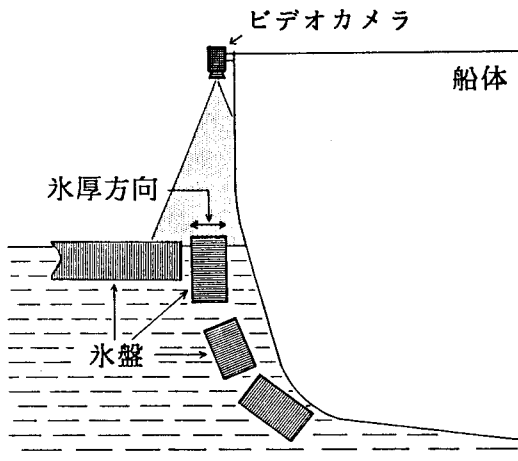
下田春人（船舶技研） 遠藤辰雄（北大低温研） 滝沢隆俊（海洋科技セ） 牛尾収輝（極地研）  
河村俊行（北大低温研） 大島慶一郎（北大低温研） 小野延雄（極地研）

### 1. はじめに

「南極域における気候変動に関する総合研究（ACR）」は、1987年（第28次隊）から5カ年計画で開始された。その中の研究課題「南極大気・海氷の年々変動」では、第31・32次隊が海氷研究の越冬観測を実施した。これに応じて、海水域の年による違いを調べるために、「しらせ」氷海航行中の海水状況を船上ビデオ撮影した。今回は、得られた画像から氷厚の計測を行ったので、航路上の氷厚分布特性、リュツォ・ホルム湾定着氷の年による氷厚の違いについて報告する。

### 2. 氷厚計測方法

第1図に示すように、船側に取り付けられたビデオカメラの映像から氷厚を計測するためには、氷盤の氷厚断面が立つような状況が必要となる。このような場面を静止画として、モニタ画面上で氷厚計測を行った。尚、氷盤上の積雪量も氷厚に含めた。測定誤差として、氷厚断面の向き、水面とビデオカメラとの距離変動等があげられる。断面の向きについては、目視によりなるべく真上を向いたものを測定対象とした。距離変動については、今回、詳しく検討しなかったが数%以内である。



第1図 氷厚計測撮影

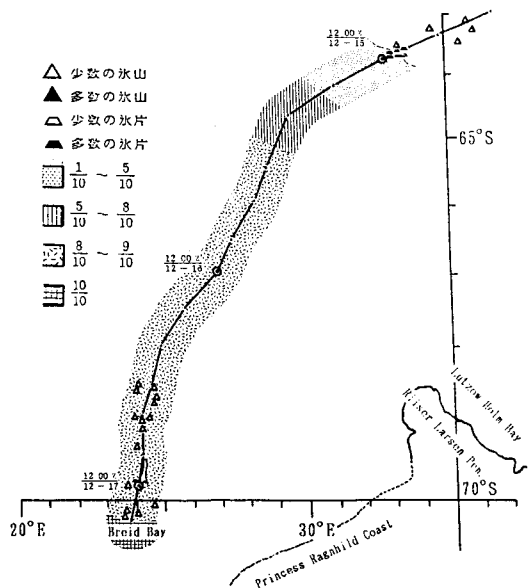
### 3. 海水域の氷厚 「31次 プライド湾へ」

海水域の氷厚として、31次隊・1989年12月15～17日のプライド湾進入時の氷厚を調べた。第2図にその時の「しらせ」航跡と氷状を示す。船上からの目視観測では、12月16日にはほとんど直径2～10kmの巨氷盤で、10～30cmの積雪があった。例年、この航路では「しらせ」はチャージングを行わなかったが、31次では20回を超えた。第3、4図にこの時の氷厚計測結果を示す。約51時間の撮影で3209点の計測に成功し、平均氷厚は94cmであった。また、この区間を回帰分析してみると、緯度が高くなるにつれて氷厚が増加していることがわかった。

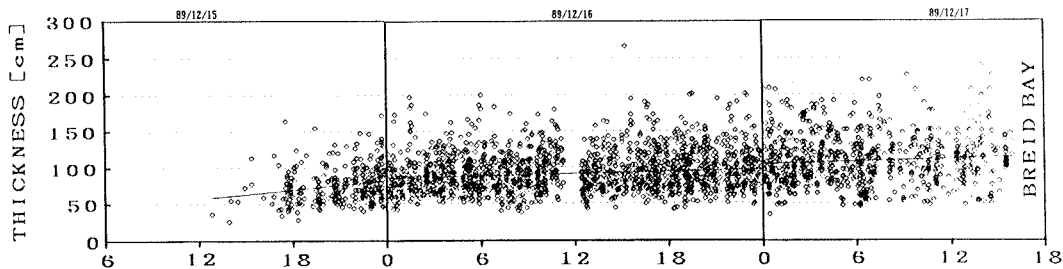
### 4. リュツォ・ホルム湾定着氷氷厚

〔30次、32次の比較〕

リュツォ・ホルム湾定着氷の年による氷厚の違いを調べるために、30次隊・1988年12月28、29日と32次隊・1990年12月30日～1991年1月6日の湾内「しらせ」航路上の氷厚を調べた。第5図に32次の「しらせ」の航跡と氷

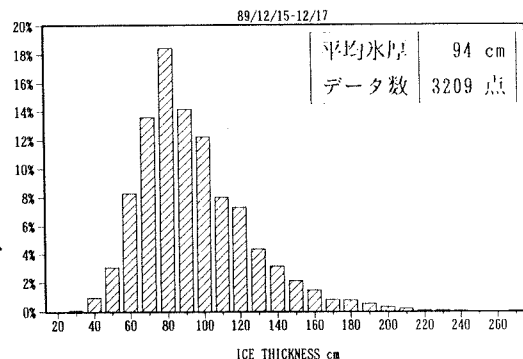


第2図 プライド湾進入時の「しらせ」の航跡と氷状(31次)

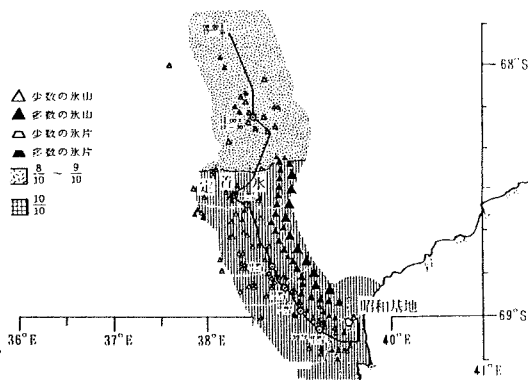


第3図 ファイ湾進入時の氷厚計測結果(31次)

状を示す。30次、32次とも定着氷は南緯68度25分付近から始まっていた。定着氷域を航行するのに要した時間を比べると32次の難航がわかるが、船上目視観測からは32次の積雪量の多さが目立った。乱氷帯では60~100 cm、その他の多いところでは100~120 cmもあった。“しらせ”のチャージング回数では、30次で71回のもので、32次では1000回を超えた。第6図に30、32次のリュツォ・ホルム湾定着氷氷厚計測結果を示す。計測点数は30次で535点、32次で458点計測できた。撮影時間から言えば、32次の方が多く計測できるはずであるが、32次での“しらせ”チャージング中はあまり氷盤が立たなかったため、氷厚計測点数が少なかった。これは積雪の影響が大きいと思われる。平均氷厚は30次で116 cm、32次で158 cmで、その差は42 cmであった。ビデオによる氷厚計測では積雪量と海水厚を分けて計測するのは難しいので、この42 cmの差が海水厚の増加、あるいは積雪量の違いによるものかはわからない。氷厚分布を見ると、30次では氷厚が100~120 cmに集中しているが、32次では氷厚が幅広く分布しているのがわかる。



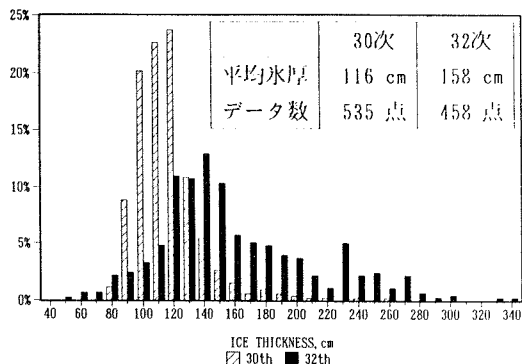
第4図 ファイ湾進入時の氷厚計測結果(31次)



第5図 リュツォ・ホルム湾での“しらせ”の航跡と氷状(32次)

### 5. おわりに

船上ビデオ撮影による海水観測から、特に氷厚についての解析を行った。海水域の氷厚分布特性については、緯度による氷厚変化を調べることができた。また、リュツォ・ホルム湾定着氷の氷厚を30次と32次とで比較することができた。ここでは積雪量の取得が重要であることがわかった。今後は残されたビデオテープの解析を行い、ACR報告書としたい。



第6図 リュツォ・ホルム湾定着氷氷厚計測結果(30次、32次)



## オホーツク海の最近の氷況について

上平悦朗・近藤さや（気象庁海上気象課）

### 1. はじめに

オホーツク海における組織的な海水観測は、1892年から網走、根室等の測候所（当時の北海道庁所属）で開始された。1992年は101年目に当たる。この間海水観測は沿岸からの目視、船舶、航空機で行われ、近年は流水レーダや人工衛星によるリモートセンシングが加わって、海水の状況が即時に広範囲に把握できるようになってきた。

ここでは1956年以降の沿岸観測及び1971年以降のオホーツク海海水データを使用し解析した。

### 2. 北海道沿岸の海水現象

図1の網走の流水量（積算）の経年変化を見ると、1989年以降少ない年が4年間連続し顕著となっている。オホーツク海周辺域の近年の暖冬が影響したものと考えられる。

流水量（北見枝幸・雄武・紋別・網走）と冬期（1-3月）の沿岸気温（稚内・北見枝幸・雄武・紋別・網走）の間には、図2に示すように相互に影響することから相関は高い（ $r=-0.809$ ）。

1985年以降、特に暖冬が影響したと思われる海水現象の初終日の更新や現象の「観測開始以来初めて」の記録が目立っている。流水初日や接岸初日は遅くなり、海明けや流水終日は早くなっている。従って流水日数は少ない。

流水量：視界内の全海域に対し、この中に存在している流水の占める割合で10分位法で表わす。流水量（積算）は海水期間中の日々の流水量を合計した値。

### 3. オホーツク海の海水面積の経過

図3に1971-92年の海水期間中における最大海水面積の経年変化を示す。

この中で1984年、1991年はかなり面積が小さいこの年はいずれもアリューシャン低気圧が南に偏って通過し、オホーツク海では東風が優勢で海水域の広がりを抑えた。また面積の大きい1978年、1988年はアリューシャン低気圧が北に偏り、オホーツク海では西風が優勢で海水域を広げる一因となつた。海水面積の変動と気象との関係が強いことはこれまで言われているが、これらの年は特に低気圧の経路が関係した。近年は1989年以降面積の小さい状態が続いている。

図からオホーツク海全域の氷況は、南部（ $50^{\circ}\text{N}$ 以南）と中部（ $50^{\circ}\text{N}-55^{\circ}\text{N}$ ）の面積の変化でほとんど決定づけられる。中でも南部との相関が高い（ $r=0.857$ ）。

オホーツク海南部の最大海水面積と冬期の沿岸気温との相関は、図4に示すように良い（ $r=-0.652$ ）。

なお、オホーツク海の最大海水面積と前述の流水量との関係では、1984年のように面積は小さいが流水量（網走）は最大となるなどまちまちで相関は見られない（ $r=0.167$ ）。

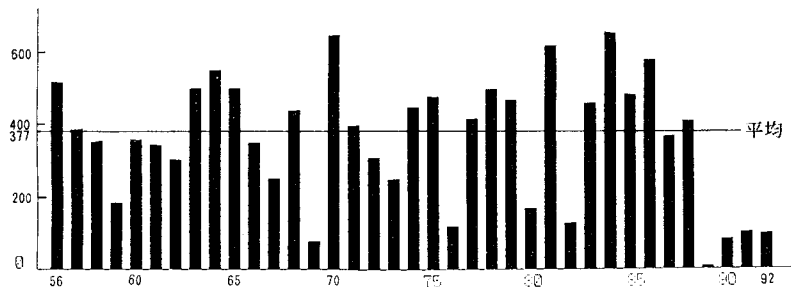


図1. 網走の流水量（積算）の経年変化（平均は1956-90年）

3. おわりに

オホーツク海は海水の生成する最も南の海である。近年の地球環境問題では、温暖化現象が最初にこのような縁海の海水分布に現われると言われている。海水観測は衛星の利用により最近の進歩はめざましいが、氷厚などの情報は得られておらず十分とは言えない。

オホーツク海の氷況については、勢力の弱い状態が最近4年間続いたが温暖化との関連は不明で、今後さらに変動機構の解明に気象、海況を含めた調査と監視が必要である。

参考文献

赤川正臣 (1969) : オホーツク海の海水、  
気象研究ノート第101号  
赤川正臣 (1976) : オホーツク海の海水について、  
札幌気象100年論文集  
山本乾輔 (1983) : 極東域の東西指数からみたオホーツク海の海水について、研究時報、34  
麻生正 (1986) : オホーツク海の海水分布と気象  
技術時報別冊35号、札幌管区気象台

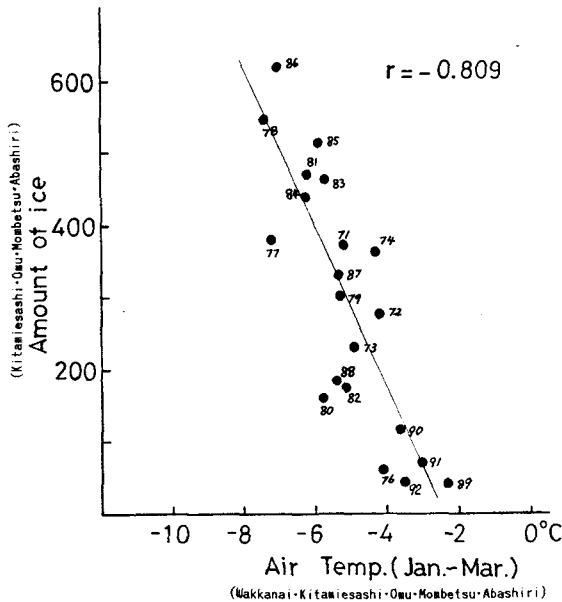


図2. 流氷量(積算)と沿岸気温との相関

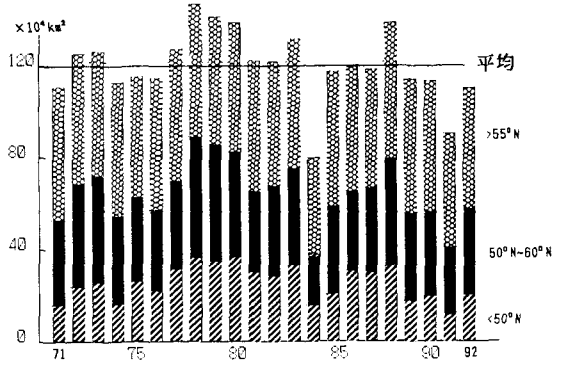


図3. オホーツク海の最大海水面積の経年変化 (平均は1971-92年)

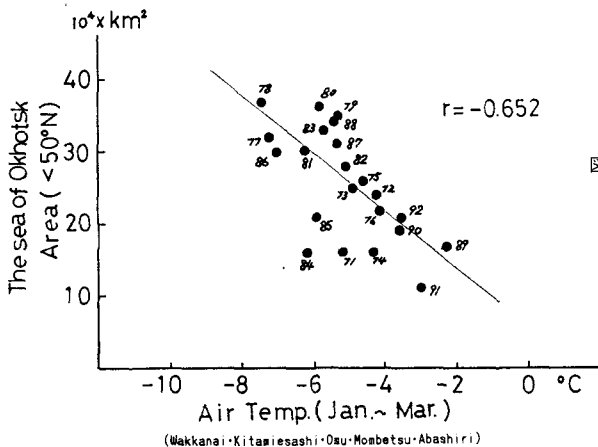


図4. オホーツク海南部(50°N以南)の最大海水面積と沿岸気温との相関

オホーツク海の海水面積の変動と沿岸親潮の南下

力石 國男・高橋 純  
(弘前大学理学部)

1. はじめに

1984年の冬から春にかけて、日本付近の大気と海洋は異常づくめであった。この年日本列島は相次ぐ寒波に襲われ、三八豪雪に次ぐ記録的な豪雪になった。その一方で、オホーツク海の海水面積は平年の6割程度と、人工衛星による観測が始まって以来の最低を記録した。また沿岸親潮（親潮第一分枝）の勢力は異常に強まり、春先の4～5月にかけて三陸沿岸や常磐沿岸は異常冷水で覆われた。このような異常現象の同時発生は、亜寒帯圏の大気と海洋、雪氷が互いに密接に関連していることを物語っている。

オホーツク海の海水面積の変動と大気の循環場の変動との関係については、これまでいくつかの研究がなされている。Parkinson & Gratz(1983) はニムパス5号の観測データを解析して、アリューシャン低気圧の勢力がシベリア高気圧よりも圧倒的に強い年は海水面積が少なく、シベリア高気圧の勢力が相対的に強い年は海水面積が多いと報告した。しかし、その後ニムパス7号のデータを使って解析期間を1978-1986年に拡張すると、このような傾向はかなり弱まった(Parkinson,1990)。また赤川(1984)は極東東西指数(北緯40-60°Nの500mb面の高度差)に着目し、高指数の冬は海水面積が大きく親潮の南下が弱まるが、低指数の年は海水面積が小さく親潮の南下が強まる傾向があることを指摘した。

本報では、最近12年間のオホーツク海の海水面積の変動とオホーツク沿岸の気温、気圧、水位などの変動との関連を解析して、極東亜寒帯圏の大気-海洋-雪氷の相互作用の問題を調査研究した。

2. オホーツク海の海水面積の変動

はじめに海水が生成・発達する機構を考察してみたい。海水は海水が結氷温度(およそ-1.8℃)以下に冷却されたとき生成する。海水の冷却には長波放射による冷却と寒気による冷却があるが、水温が2月初めに最低になるのに対し、海水面積は3月初めに最大になることから、海水の凍結には長波放射よりも寒気による冷却の方が重要であると思われる。(注1:オホーツク海は表層が低塩分水に覆われているため低緯度でも凍りやすいとする説がある。しかし低塩分水による結氷温度の上昇は高々0.1℃であり、考慮すべき値とは思えない。また、河川からオホーツク海に流入する淡水や降水量よりも、海水の凍結/融解作用による淡水の生成量の方がひと桁大きいので、低塩分水の存在は海水が生成するための原因であるよりも、海水が凍結/融解する結果であると考えられる。)

寒気による冷却は水温と気温の差に比例するが、結氷には結氷温度と気温の差が効いてくる。海水の面積、厚さなどは寒度(結氷温度と気温の差)の時間的な積分量に比例しているので、これまで海水面積と積算寒度との関係が調べられてきた。しかし、積分値は積分期間が長くなると時間分解能が悪くなり、大気と海水の関係が見にくくなる。そこで本報では、期間中の平均気温と新たに形成された海水面積(海水面積の時間変化:以下結氷面積と呼ぶ)との関係を調べる。この方が、海水の生成に対する気温の効果を直接的に見ることができる。図1および図2は、「気象庁海水統計資料、第2号」のデータから計算した、海水面積および結氷面積(5日間の海水面積の差)の季節変化(1978-1990年の12年間の平均値)である。また図3に稚内の気温(結氷温度-1.8℃との差)の季節変化(12年間の平均値)を示した。(オホーツク海中央部の気温は、稚内の気温より5℃程度低いので、稚内の気温から5℃引いた値がオホーツク海の平均気温の目安となる。)12月、1月は海水面積が急激に広がるが、2月は気温が最低であるにも拘らず、結氷面積はあまり多くない。このことは結氷量は気温だけでは決まらないことを意味している。稚内の気温は3月初めに正へ転じるが、これとほぼ同じ時期に海水も融解に転じる。図4に気温と結氷量の散布図を示した。両者は明瞭な負の相関を示しており(相関係数0.6)、海水の発達は基本的には気温によって決まっていることを意味している。両者のラグ相関をとると(図略)、相関は約20日遅れて最大になり、結氷が気温に約20日遅れていることがわかる。

さて、気温が海水の生成にとって第一の要因であることは容易に理解されるが、しかし気温だけで海水面積が決まっているわけではない。いまオホーツク海の季節的な海水の成長過程を見ると、海水の凍結は西岸や北岸から始まり、徐々に中央部に伸びてくる。決して中央部から凍結が始まることはない。このことは、海水の成長は気温だけでなく、寒気の風向や海岸から吹きわたる距離(吹送距離)が本質的に重要であることを示唆している。海水は大気と海洋を熱的に遮断するので、一旦海水が生成すると、寒気の洋上での気団変質(温暖化、多湿化)が抑えられる。このため、氷原の出現・発達によって寒冷な陸地が拡大したのと同じ効果が得られ、氷原の風下は常に寒気に曝されて海水が成長しやすくなる。しかし吹送距離が長くなると気団が変質して暖かくなり、次第に海水を冷却

海水面積の時間変化の平均値

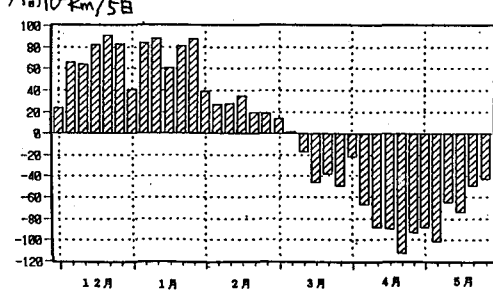


図 2

稚内 気温-結氷温度

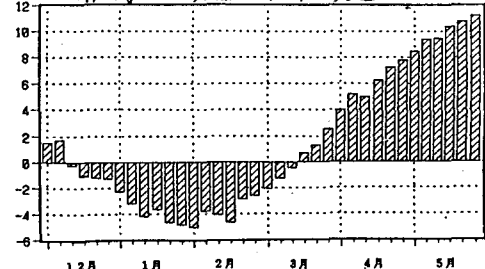


図 3

・凍結させる力を失ってゆく。海氷の成長に吹送距離が重要な役割を果たしているのは、このような理由による。(注2: オホーツク海東部が結氷しにくいのは、西カムチャッカ海流(暖流)が北上しているためであるとする説がある。しかし、開水域の水温は高々2℃であり、通常ならば結氷を阻止するほどの温度ではない。これは、東部オホーツク海では西風や北風の吹送距離が長くなるため、気団が変質して温暖化し、もはや海面を十分冷やすことができなくなるためであると考えられる。)

さて、オホーツク海ではシベリア高気圧が発達すると西風が強まり(特に南部で)、アリューシャン低気圧が発達すると北東風が強まる(特に東部で)。オホーツク海の形状は東西約1000km、南北2000kmの長方形をしているので、寒気が吹いて岸から同じ吹送距離だけ海面が凍結する場合、西風の方が北風よりも2倍も結氷面積が広がる。加えて、西風は北半球で最も冷たい気団(シベリア気団)を運ぶのに対し、北風や北東風は北極海やベーリング海の影響を受けた暖かい気団を運ぶ。従って、風の方向によって結氷量にかなりの差がでることが予想される。図5は稚内とオホーツク市の気圧差(東西風の指標となる)と結氷量の関係を見たものである。これにより両者の相関が明らかであり(相関係数は0.45)、シベリアからの西風が強いときは確かに結氷量が多く、西風成分が弱まるにつれて結氷量が少なくなっている。

異常年であった1984年は、アリューシャン低気圧が発達して循環場が蛇行型になり、日本付近には寒気が押し寄せて豪雪となった。しかし、オホーツク海では低気圧によって比較的暖かい北東の風が吹いたため、海氷はあまり発達しなかったと解釈することができる。また Parkinson(1990)が海水面積とシベリア高気圧/アリューシャン低気圧との関係が1978年以降弱まったと報告したが、それは彼が海氷の最大面積(実は12月の結氷量が効いていた)と2月の平均気圧場との対応を見たためであり、気圧場と結氷量(海水面積の増加量)を比較すれば、両者の対応関係は保たれていることがわかる。

### 3. 沿岸親潮の南下と海面水位

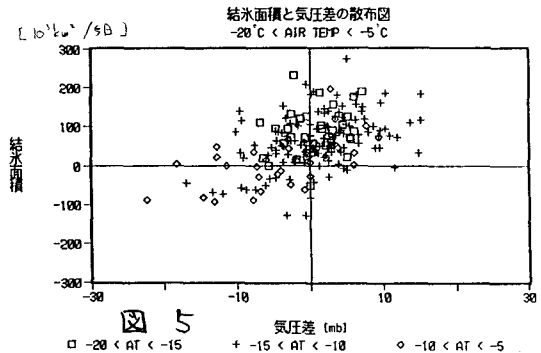
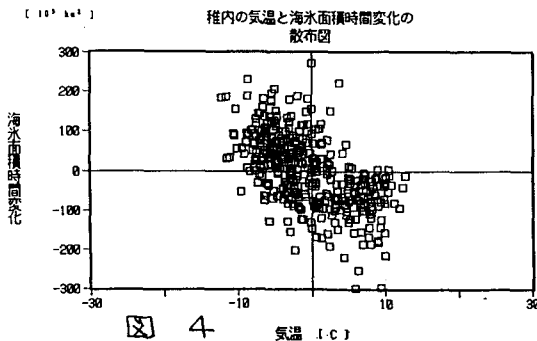
水塊分析によれば、北海道・三陸沿岸の低温低塩分水の大部分はオホーツク海起源であると考えられている(大谷, 1989)。このことは、オホーツク海の海水が多い年には三陸沖を南下する親潮の勢力が強まることを予想させる。しかし実際には、むしろ海水面積が小さい年に親潮が異常に南下する傾向が強い。何が親潮の勢力を決めているのか、そしてオホーツク海の海水がそれにどの様に関わっているのかは、非常に興味深い問題である。

従来、親潮を含む亜寒帯循環は風応力によって駆動されていると考えられてきた。しかし最近、日本近海の沿岸境界流(沿岸親潮を含む)は海面水位の勾配によって駆動されているという考えが提出されている。例えば津軽暖流は日本海と太平洋の水位差によって(秦, 1973)、宗谷暖流は稚内と網走の水位差によって(青田ら, 1985)、また青森県西方を北上する対馬暖流は深浦沖と江差沖の水位差によって駆動されていると考えられている(力石・長沼, 1992)。そして、沿岸親潮もまた水位差によって駆動されていると考えられる(力石, 1992)。その理由は、網走と釧路の水位差に比例しており(柏井, 1991)、親潮の流速は網走と八戸の水位差が最大になる冬期に最大になっているからである。

もし水位差が沿岸親潮を駆動しているとしたら、水位差を作るものとして、熱的な原因が考えられる。オホーツク海では冬期気温が低下しても水温は結氷温度以下には下がらないため、水温の年較差が小さい。これに対し三陸沖などの海域では、水温は気温に比例して低下するので、年較差が大きくなる。このためオホーツク海と三陸沖の水位差は冬期(12~3月)に大きくなる。(親潮の流速が強まる時期と一致している。)この仮説が正しいとすれば、気温の低い冬ほどオホーツク海と三陸沖の水位差が大きくなることになる。図6は1月中旬~2月上旬の八戸の気温と網走-八戸の水位差(相対値)の関係を示しているが、両者の比例関係は明かである。従って、確かに水位差は気温によって作られていると結論できる。この水位差による圧力勾配力とコリオリ力によって、沿岸親潮(沿岸境界流)が駆動されていると思われる。

### 4. 結び

以上の解析結果をまとめると、オホーツク海の海水面積の変動や親潮の勢力の消長、三陸沖の海面水温の変動などは、大気循環のパターンによって支配されている。大気の流れが蛇行型になったとき、日本付近には寒気が流入して気温が低下し、オホーツク海と三陸沖の水位差が大きくなり、道東沿岸の流水や沿岸親潮が発達する。しかしオホーツク海では比較的暖かい北~北東の風になり、吹送距離が氷原を拡大させにくい作用をするため、海水面積は多くならない。反対に大気の流れが偏西風型になったとき、日本付近には寒気が南下せず暖冬となり、オホーツク海と三陸沖の水位差が小さくなって道東沿岸の流水や沿岸親潮は発達しない。この時オホーツク海では、冷たい西風が吹いて、吹送距離が氷原を作るのに効果的であるため、海水面積が多くなる。



## MOS-1 データによる南極海水変動の解析

押山知之（筑波大環境科学）、山内恭、小野延雄（極地研）  
安成哲三（筑波大地球科学系）

はじめに

極域の海水分布は、人工衛星からのリモートセンシングによって明らかにされつつある。南極昭和基地では大型アンテナ（多目的衛星データ受信システム）により1989年2月からMOS-1のデータが受信されている。衛星からの海水の観測は可視光または赤外による観測を用いれば比較的容易である。しかしながら海水域は雲に覆われていることが多く、雲と氷では、アルベドも赤外の輝度温度もそれぞれ近い値をとるため、実際の観測には困難が生じる。さらに極域であるために冬季に太陽光線がとどかない時期はアルベドの観測が不可能となる。それに対して、マイクロ波は雲に対して比較的透明であり、太陽光線を必要としないことから、昼夜または雲の有無によらず海水を観測することが可能である。そこでMOS-1搭載のマイクロ波放射計であるMSRを用いて海水の観測を行うため、MSRからの海水密接度の算出方法の確立を試みた。

方法

衛星からの観測ではGROUND(SEA) TRUTHが不可欠であるが、南極域では広大な領域にわたってGROUND(SEA) TRUTHをとることは非常に困難である。そこで地表面のアルベドを観測するVTIRのCH1が海水の状態をあらわしていると仮定して、MSRのGROUND(SEA) TRUTHとして今回扱った。実際、雲が存在しなければVTIRは地表面の情報をよく示す。雲のない領域で、かつ海水域である領域をVTIRから抽出し、MSRに投影し、VTIRのアルベドの値とMSRの輝度温度とを比較した。VTIRとMSRでは地上分解能が異なり、1PIXELがそれぞれ0.9kmと10kmである。グリッドの大きさを揃えるために、MSRのグリッドに対応するVTIRの全てのグリッドを平均し、その値をVTIRのアルベドとした。データはVTIRで見て雲のない領域の広い、1989年9月29日PATH54のものを用いた。

結果

結果からVTIRのアルベドとMSRの輝度温度の関係は一次式で近似が可能と考えられる。VTIRによって観測される海上のアルベドは5~10%で、海水では70~85%であり、雲が存在しなければVTIRから海水密接度を算出することは可能である。今回雲のない領域のVTIRとMSRを比較したことで、MSRの輝度温度からアルベドを求める近似式が得られた。これを用いてMSRを使った海水密接度の算出が可能となった。

※MOS-1データの一次処理は宇宙開発事業団地球観測センターで行われた。

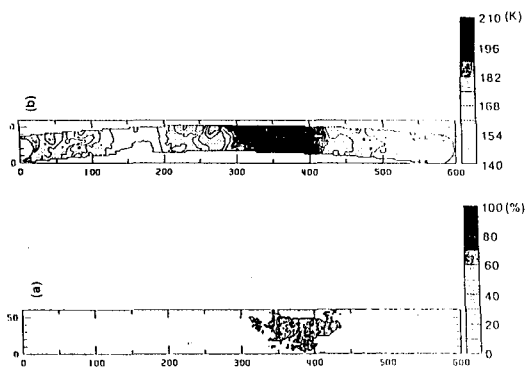


図1 (a)VTIRのアルベド(Cloud free area)と  
(b)MSRの輝度温度のコンター

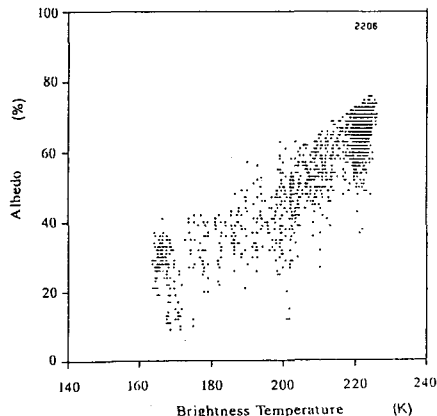


図2 MSRの輝度温度とVTIRのアルベドとの関係

## 海水映像の画像処理

村本健一郎, 松浦弘毅, 小杉正貴 (金沢大・工),  
遠藤辰雄 (北大・低温研), 下田春人 (船舶技研), 小野延雄 (極地研)

### 1. まえがき

第30次隊により撮影された海水映像を画像処理して、氷板の大きさ分布および氷密接度を解析した<sup>[1]</sup>。今回は特に、氷板の形状のより正確な解析と実時間の氷密接度を計算することを目的とした。

$$f(t) = \frac{\sin \pi t}{\pi t} = \begin{cases} 1 - 2|t|^2 + |t|^3, & (0 \leq |t| < 1) \\ 4 - 8|t| + 5|t|^2 - |t|^3, & (1 \leq |t| < 2) \\ 0, & (2 \leq |t|) \end{cases} \quad (1)$$

### 2. 形状解析

ビデオカメラは斜め下向きに撮影しており斜映像となっているので、まず初めに真上方向から見た映像に幾何変換する。次に、そのままでは遠方にある氷の形状の誤差が大きくなるので、濃度値の内挿補間を行った。

図2は1988年12月26日15時25分、ブライド湾から昭和基地に向かっている途中の東経23.5度、南緯70.1度付近の海水映像を画像解析した例である。Aはモニタに映し出された映像で、Bが最近傍法、Cが3次たみ込み内挿法による結果である。

#### 2.1 内挿法

非格子点の濃度値の補間法として次に述べる2種類の方法について比較、検討した。

##### (1) 最近傍法

図1に示すように、内挿する点に最も近い観測点の濃度値を用いて内挿する。このアルゴリズムは簡単であるという利点がある。

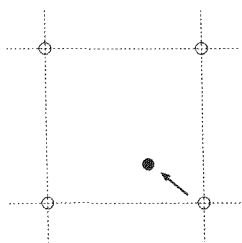
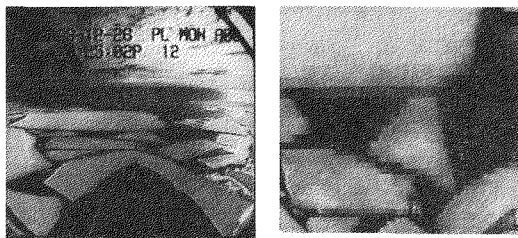


図1: 最近傍法

##### (2) 3次たみ込み内挿法

サンプリング定理に基づいた内挿法である。本来はたみ込みを全画素に対して行うが、今回は計算時間を短縮するため、内挿点の周囲16点の濃度値を用い、さらにSinc関数を次式のような3次の多項式で近似して計算した。



A 原画像

B 最近傍法



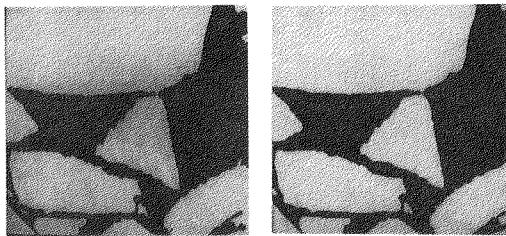
C 3次たみ込み法

図2: 海水面の形状解析

## 2.2 氷板と海面との分離

氷板の面積や個数を計測するためには氷板と海面を分離する必要がある。一般に明るさや色、領域の形状などの局所的な特徴が一致となるように領域を分割するが、海水の画像では水の部分は常に海面に比べて明るいので、今回は明るさ(濃度差)のみを特徴として確率的弛緩法により氷板と海面を分離した。

3次たみ込み内挿法による幾何変換後の画像(図2C)に対し、単に固定2値化処理した画像を図3A、確率的弛緩法を5回適用し、その後固定2値化処理した画像を図3Bに示す。



A 固定2値化

B 確率的弛緩法

図3: 確率的弛緩法

## 3. 実時間氷密接度の計算

氷密接度の経時変化並びに氷板の形状を長時間にわたって解析することを目的とし、処理時間の高速化をはかった。ここでは、画像処理装置に取り込まれた海水面の任意に指定した横方向の1行(256画素)の画像について、氷の占める割合を連続的に求めた。また、それと同時に海水状況図を作成した。船の速度および進行方向は一定であると仮定して、等時間間隔で1行をサンプリングし、そのサンプリングした行を順々に並べて海水面を合成した。図4は解析結果例である。この方法は実時間で氷密接度を計算できるが、氷板の形状は、誤差が大きくなる。

## 4. あとがき

幾何変換に Sinc 関数による内挿法を適用し、さらに濃度値分布に確率的弛緩法を適用すると、氷板の形状および氷密接度の精度は高いが、処理時間は長くなる。一方、画像の1行ずつを処理すれば、処理時間は早いですが、精度は低くなる。これらの解析方法は目的により使い分けると効果的である。

## 参考文献

- [1] 村本他: 第14回気水圏シンポジウム講演要旨集9, (1991).

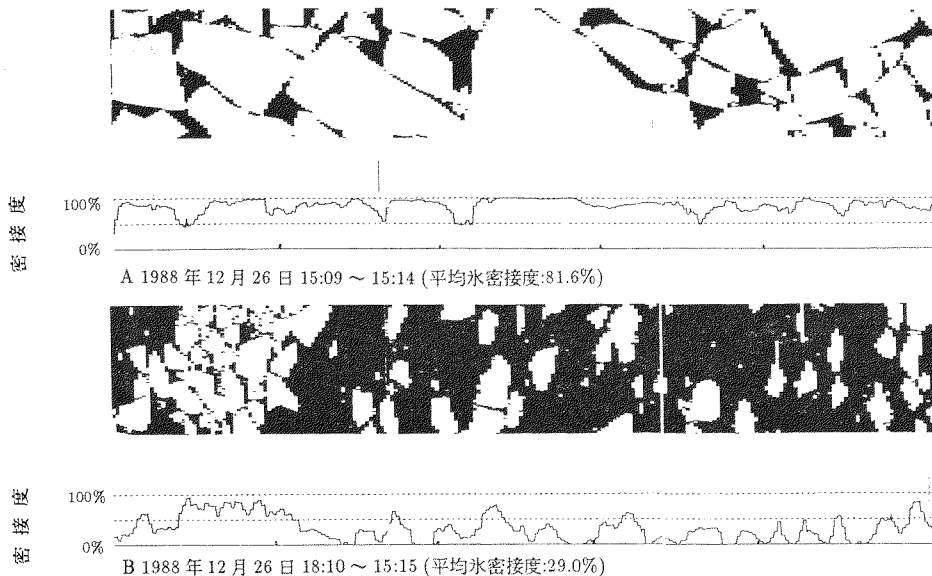


図4:氷板形状解析結果例

## 7 A laboratory Experiment on Melting of Pressure Ridge Keels in the Summer Arctic.

Wladyslaw Rudzinski\* and Masaaki Wakatsuchi

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 060, Sapporo

### Summary.

Pressure ridges are accumulations of ice caused by compressional and shearing interactions of ice floes. These ridges rise several meters above the ocean surface (sail) and may extend from several meters to tens of meters below the surface (keel).

Knowledge of processes related to the ridges is important because of their influence on thermal interaction of the ocean and atmosphere in polar regions.

This experimental study attempts to model a phenomenon which occurs in the summer Arctic; namely, the melting of the pressure ridge keels floating on salt-stratified water under uniform temperatures.

The experiments took place in a glass tank that measured 0.60m long, 0.30m wide, and 0.45m deep, which was filled to a depth of 0.25m with water linearly stratified with salt ( salinity on a surface approximately 3%, and salinity gradients: 1.6 , 2.6 , 3.8 %/m ), at uniform temperatures: +10.5 , +8.7 , +4.4 , -0.5 , -1.5 C. A block of bubble-free ice ( 0.10m long, 0.10m wide, and 0.04m thick ) having initial temperature about 0 C was submerged in a centre of the tank, and extended 0.03m below the water surface.

Temperature of ice, temperature and salinity of water, and Schlieren data were collected during each experimental run.

During the experiments Schlieren image was as follows; meltwater concentrated on the surface; below the ice block, water sank until it reached neutral buoyancy, and turned towards the far-field of the both side of the tank, then turned back to the ice block; below the top layer, several thin layers were observed.

Our laboratory results show the following pattern of the heat transfer from water to the ice block. Just next to the ice block, there is a boundary layer across which heat is transported by conduction. Next to this layer, there is a convective layer, which appears to be thermal convection. Below this, there is a double-diffusive regime with several diffusive interfaces. A massive water layer below the double-diffusive regime was maintained as a conductive region.

---

\* On leave from Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland.



## リュツォ・ホルム湾の海氷成長

河村 俊行・大島 慶一郎(北大低温研)・牛尾 収輝(極地研)・滝沢 隆俊(海洋科学技術センター)

1. はじめに 28次隊から始まった「南極域における気候変動に関する総合研究計画(ACR)」は、31,32次隊では海氷を中心とした大気-海氷-海洋間の相互作用の研究が重点課題であった。これに応じて、リュツォ・ホルム湾全体の積雪と氷厚の地域特性および、その氷化過程を把握することを目的として、積雪深・氷厚の測定を行った。

2. 観測 観測点は、図1に示したLルートとOWルートとの4点であり、1990,1991年の4月、8月および10月の下旬を中心として各3回の観測旅行を実施した。また、1992年1月にはL3で「しらせ」のヘリコプターを使っての観測も行った。観測項目は、雪尺・積雪深・氷厚である。

3. 測定結果と考察 表1に2本のルートでの積雪深と氷厚の変動を示した。氷厚は2~3m台が多く、この期間のリュツォ・ホルム湾内の海氷が極めて厚かったことを示している。積雪深および氷厚には地域特性が認められた。積雪は大陸に近い測定点ではほとんどなく、大陸から離れるに従って厚さを増し、1mから1.5mに達する。積雪深の増大に対応して、氷厚も沖合いの方が厚くなっている。2つのルートでの差異は認められない。季節変動では、積雪の少ない観測点(例えばL1)の氷厚は、冬の間が増大し、春から夏にかけて前年の氷厚まで減少し、それを繰り返しているようである。従って、氷厚は2m程度が限界と思われる。一方、積雪の多い地域(例えばL3)では、厚い積雪と海氷のため、冬の間でも殆ど成長していない。しかし、夏の時期に極めて大きな氷厚の増大がみられた。これは、この期間に積雪が融け、その融解水の再凍結で成長したことを示している。1992年1月のL3での観測では、積雪と海氷の界面に19cmの帯水層が形成されていた。このことから、上積氷の形成も示唆される。

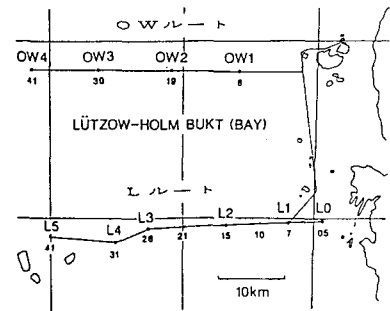


図1 海氷・海洋観測旅行ルート図

表1 リュツォ・ホルム湾内の積雪深と氷厚

|             | OW 5 |     | OW 4 |     | OW 3 |     | OW 2 |     | OW 1 |     |     |     |
|-------------|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|
|             | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  |     |     |
| '90. 5. 月上旬 |      |     |      |     | 46   | 128 | 47   | 190 | 33   | 160 |     |     |
| '90. 8. 下旬  | 113  | 302 | 130  | 231 | 72   | 170 | 98   | 211 | 53   | 200 |     |     |
| '90. 10. 下旬 | 164  | 277 | 121  | 285 | 102  | 226 | 117  | 219 | 55   | 201 |     |     |
| '91. 8. 下旬  |      |     | 140  | 338 | 109  | 177 | 104  | 283 | 45   | 245 |     |     |
| '91. 10. 下旬 |      |     | 154  | 330 | 116  | 205 | 110  | 269 | 64   | 230 |     |     |
|             | L 5  |     | L 4  |     | L 3  |     | L 2  |     | L 1  |     | L 0 |     |
|             | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪   | 氷厚  | 積雪  | 氷厚  |
| '90. 5. 月上旬 |      |     | 72   | 220 | 63   | 210 | 39   | 220 | 11   | 144 |     |     |
| '90. 8. 下旬  | 140  | 213 | 120  | 213 | 97   | 213 | 70   | 250 | 15   | 170 |     |     |
| '90. 10. 下旬 | 165  | 212 | 159  | 232 | 139  | 224 | 105  | 222 | 29   | 196 |     |     |
| '91. 4. 下旬  | 50   | 285 | 60   | 370 | 30   | 310 | 10   | 210 | 5    | 145 | 5   | 75  |
| '91. 8. 下旬  | 112  | 299 | 92   | 281 | 86   | 325 | 56   | 196 | 20   | 174 | 20  | 134 |
| '91. 10. 下旬 | 142  | 280 | 104  | 295 | 98   | 325 | 53   | 236 | 20   | 204 | 15  | 160 |
| '92. 1. 23  |      |     |      |     | 53   | 335 |      |     |      |     |     |     |

## 北極海の海水域分布の変動特性

小野 延雄 (国立極地研究所 北極圏環境研究センター)

南北両半球の海水分布は、マイクロ波放射計が気象衛星に搭載された1972年暮以来、極夜の季節を含む通年のデータとして得られるようになった。当初、1波長のみであったマイクロ波放射計(ESMR)は、その後、多波長・多偏波のマイクロ波放射計(SMMR, SSM/I)に引き継がれて、海水域面積や水量のデータが蓄積されデータセットとして提供されている。

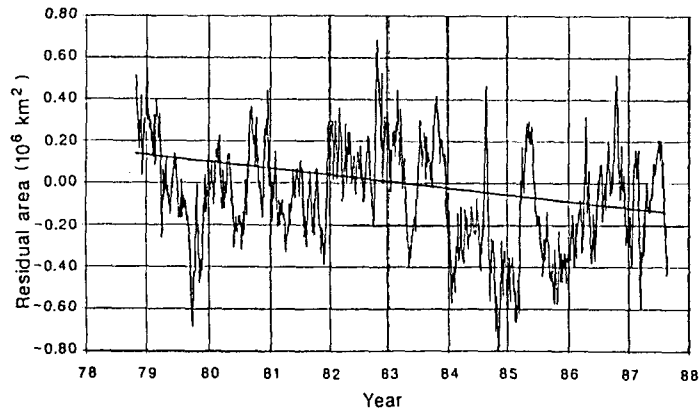
GloersenとCampbell(1991)は、1978年から1987年までのSMMRデータをもとに海水域面積の年々変動を解析して、有意の減少傾向が北極には見られ、南極には見られないことを指摘した。それは、北極海の海水域面積の季節変化は、平均的には夏の約 $9.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ と冬の約 $15.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ との間でほぼ正弦的に変わっているが、海水域面積の平年からの偏差が8.8年間に約 $0.33 \times 10^6 \text{ km}^2$ (2.1%)の減少傾向を示したというものである(第1図)。しかし、第1図に見られるように、この偏差の変動幅は、約 $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (10%)にも達しているので、解析期間の選びかたによってこの約2%の減少傾向は大きく変わることが考えられる。

一方、ParkinsonとCavelieri(1989)は、1973/74~1976のESMRと1979~86/87年のSMMRの12年分のデータを使って、各月平均の海水分布を調べ、各海域に海水が存在した年数を表現した図を示した。季節海水域がほぼ最大面

積を示す3月の図を第2図に引用したが、北極海中央部は12年の総ての年に海水が存在し、年によって海水域が存在したりしなかったりする海域は、バレンツ海、グリーンランド海、ハッフィン湾・デービス海峡と、ベーリング海、オホーツク海などであることがわかる。

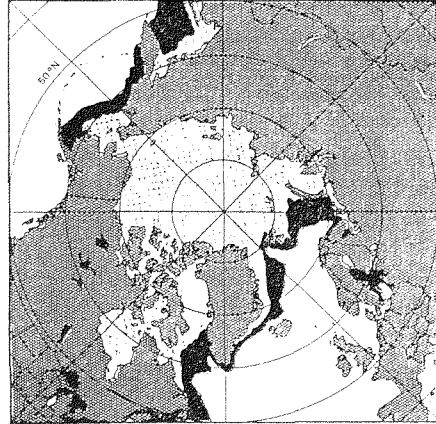
上述のGloersen-Campbellと同じSMMRの期間を選んで、これら変動海域の年々の最大面積の変動幅を調べると、バレンツ海( $0.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ )、グリーンランド海( $0.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ )、ハッフィン湾・デービス海峡( $0.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ )、ベーリング海( $0.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ )、オホーツク海( $0.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ )となる。これらの変動幅を合計すると、 $1.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ となって、全域の変動幅を上回ることがわかる。このことは、海水域面積の小さい年には全海域で海水が少ないのではなく、ある海域の海水面積が小さい年に別の海域は大きいというようなシーソーの関係があることを意味している。

ParkinsonとCavelieri(1989)の結果を使って、各海域の最大面積の年々変動を示す図を作成した(第3図)。1984年が最小面積となるバレンツ海、グリーンランド海、オホーツク海を合計すると、年々変動幅は全域の変動幅を上回り、それを逆のセンスで打ち消しているのが、ベーリング海とハッフィン湾・デービス海峡であることがわかる。ハドソン湾



第1図 海水域面積の平年季節変化からの偏差と面積減少傾向 (Gloersen-Campbell 1991)

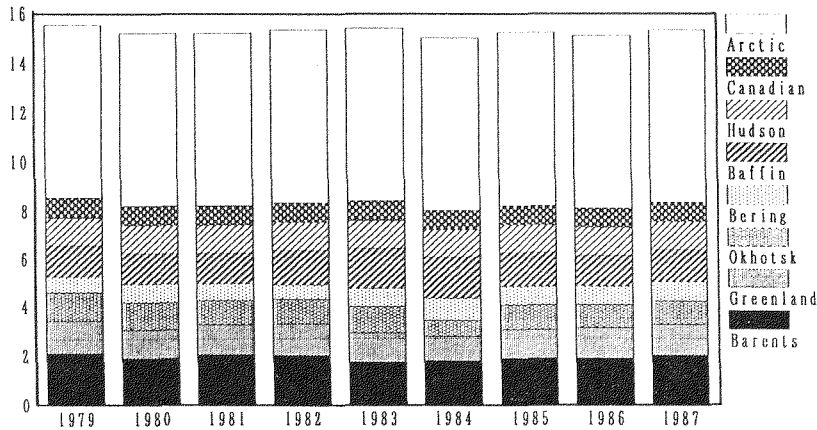
第2図 3月平均海水分布の12年間の変動域  
(濃い部分)  
(Parkinson-Cavelieri 1989)



カナダ多島海、北極海は海水最盛期には毎年全域に達して年々変動は見られない。

海水域面積の海域間のシーソー現象は、オホーツク海とベーリング海に認められることが知られている。冬は全域が海水で覆われてしまう北極海の中でも、夏にはアラスカ・カナダ側とシベリヤ沿岸とにシーソー関係が現われると見ることができる。1992年の夏を例に上げると、フランス船ラストロラーヴ号がシベリア沿岸の北東航路を通り、ベーリング海峡を抜けて函館に達した。ソ連の砕氷船の先導はあったものの海水面の多い海水域であった。一方、ビューフォート海では、73°Nに

1990年夏に設置したU L S (Upward Looking Sonars)を、1991年夏に回収しようとした観測船が20年来の厳しい海水に阻まれてたどり着けないほどの氷状であった。U L Sは、北極海の海水の厚さを海底から立ち上げたソナーで観測するもので、1990年に5基、1991年に16基が設置され、地球温暖化の兆候が海水域の厚さに現われているかを検証しようとするW C R P計画の観測である。既に指摘したように(小野1992)、エルニーニョ年の翌年がアラスカ北岸航路の航行が容易な年であり、1991年はエルニーニョ年であったから比較的厳しい年に当たっていたのかも知れない。



第3図 各海域の最大海水面積の年々変動 (縦軸の単位は 10<sup>6</sup>km<sup>2</sup>)  
(Parkinson-Cavelieri 1989 をもとに作成)

[文献]

Gloersen, P. and Campbell, W. J. 1991 Recent variations in Arctic and Antarctic sea ice covers. *Nature*, 352, 33-36  
 Parkinson, C. L. and Cavalieri, D. J. 1989 Arctic sea ice 1973-1987: seasonal, regional, and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 94 (C10), 14499-14523.  
 Report of the 5th session of Working Group on Sea Ice and Climate. WCRP-65, WMO/TD-No. 459, 1992  
 小野延雄 1992 北極圏のENSOサイクル現象. 『北極科学研究の国際対応と研究推進の方策の調査』, 平成3年度科学費総合研究B報告書, 9-12.

# 北半球の海水面積の長期変動

佐藤清富（気象庁海上気象課）

## 1. はじめに

北半球の海水面積の長期変動とその気象との関係を調べた。使用したデータは、Walshの北半球海水データ（1953～89）と、気象庁のオホーツク海海水データ（1971～91）である。気象データには、500mb高度（長期予報課所有）を使用した。

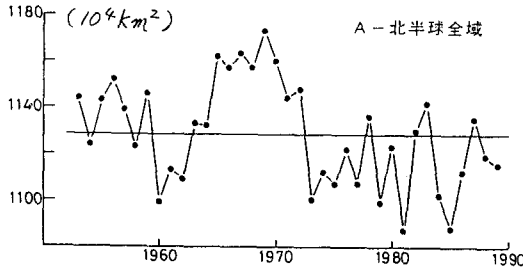
## 2. 海水データについて

Walshの海水データは、111km×111kmの格子毎に、各月末の値が得られている。但し、オホーツク海、ボツ海とカナダのセントローレンス湾のデータが含まれておらず、バルト海も1971年以前はデータが無い。初期の頃は十分なデータが得られない海域について、時間的に内挿された値が使用されているが、データの信頼度を判定できるように各格子毎に2段階区分のフラグが立てられている。

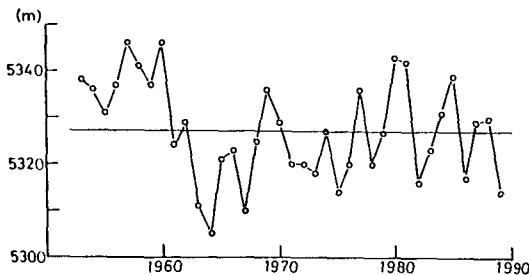
気象庁の海水データは、オホーツク海および日本海北部に対して、海水期（12～5月）について半月毎の解析データが作成されている。格子間隔は東西・南北ともに0.25°である。

## 3. 海水の長期変動

第1図は、北半球全域の年平均海水面積の経年



第1図 北半球の年平均海水面積の経年変化（オホーツク海他は除く）

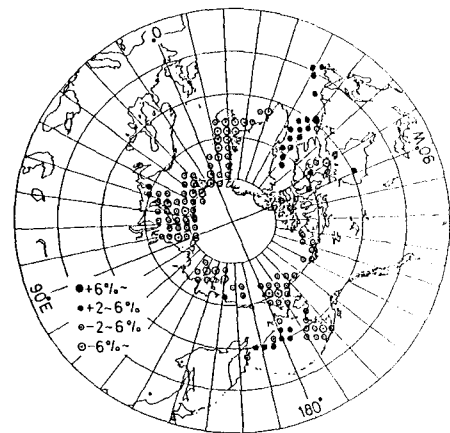


第2図 年平均500mb高度（60～90°N）の経年変化

変化を示す。大まかに1960年頃の極小期、1960年代半ばから70年代始めの極大期、そして1970年代半ば以降現在にいたる長期的な面積の狭い時期によって特徴づけられる。但し、1960年頃の極小期を一時的なものを見ると、1970年代の始めを境として、それまでの広い状態から狭い状態へのベースの移行が生じているようにも見る事ができる。この変動傾向に最も寄与しているのは、ヨーロッパ域（20°W～70°E）の海水である。

第2図は、年平均500mb高度の経年変化である。北半球全域の海水と比較すると、そのままではあまり対応が良くなく、500mb高度を4年先行させた時に最も対応が良い。しかし、北半球を4つの海域に区分して、各海域での海水-気象の関係をみると一般に同時相関が最も良く、北半球全域の海水の4年のラグ相関が何らかの因果関係を持っているかどうかは分からない。

第3図は、海水変動の地域特性を見るために、1972年以前と1973以降の平均海水面積の差を示す。50～80年代に較べて海水面積の減少しているところが多く、特にヨーロッパ側で顕著となっている。増加が目立っている海域は、カナダ東岸とベーリング海西部の極く一部に限られている。500mb高度についても同様な図を作ると、カナダ東岸海域が最も高度減少が大きく、海水の変化と対応しているが、ヨーロッパ域では対応するような高度の上昇は見られなかった。



第3図 (S56-S78)の格子面積に対する比率  
S56: 1953～72年の平均海水面積  
S78: 1973～89年の平均海水面積

竹中規訓, 上田哲弘, 前田泰昭 (大阪府立大学工学部)

### 1. はじめに

凍結は, 物質の保存に利用されているように化学反応が抑えられることが一般常識となっている。我々は, 亜硝酸を超純水に溶かして凍結すると, その過程において溶存酸素により直ちに硝酸に酸化され, 凍結が完了すると反応も停止することを見いだした。この反応の速度は, 25°Cの溶液中の10万倍以上の速度で進行した。その反応促進の機構について考察した。また, 溶液より速く進むその他の反応について調査した。

### 2. 実験方法

試薬はすべて特級試薬をそのまま用い, 超純水(18.3MΩ cm)で調製した。溶存酸素濃度は, 窒素/酸素混合ガスの濃度を変化させ, 30分以上バブリングすることにより調製した。凍結した試料は解凍したのち, 無機陰イオンをイオンクロマトグラフィーにより分析した。凍結は3 mlの溶液を冷媒(主として-21°C)に浸して行った。解凍は, 湯浴, 電子レンジ, 室温放置のいずれかでを行い, 再現性

が得られ, かつ融解時に反応の進行が無視できる方法を用いた。

### 3. 結果と考察

Fig.1に亜硝酸の溶存酸素による酸化反応について溶液中0°C, 25°C, 60°Cで測定したものと, -21°C, -45°Cの冷媒で凍結した時の反応の時間変化について示す。溶液の反応では, 温度の上昇に伴い反応が速くなっていることがわかる。しかし, 温度をより下げて凍結を行うと, 反応が非常に速く進んでいることがわかる。亜硝酸濃度を $0.05\text{-}1\times 10^{-3}\text{ mol/L}$ , 溶存酸素濃度を $0\text{-}1\times 10^{-3}\text{ mol/L}$ , pHを3-4.5まで変化させたところ, 近似式として次式が成り立った。

$$d[\text{NO}_3^-]/dt = 0.4[\text{N(III)}][\text{O}_2] \text{ (mol/L/s)} \quad (1)$$

報告されている溶液中の反応速度式から計算した値と式(1)から計算した値をTable1に示す。これから, 凍結過程により10万倍以上反応が速く進むことがわかった。しかし, pHを5.6以上にすると全く反応は進まなかった。他の物質について, 凍結により促進される反応を調べたところ, pH調整をしない亜硫酸イオンと溶存酸素の反応および, 鉄(II)と過酸化水素との反応が, 共に約10倍速く進むことがわかった。

この反応は, 液/固界面による反応と考えられるので, より多くの界面を得るように攪拌しながら凍結を行ったが, ほとんど反応は進まなかった。界面付近に生じる静的な状態が, 反応に深く関わっているものと考えられる。

Table 1. The rate of  $\text{NO}_3^-$  formation

| Concentration, mol dm <sup>-3</sup> |                      | pH  | Rate of $\text{NO}_3^-$ formation, mol dm <sup>-3</sup> sec <sup>-1</sup> |                       | Rf/Rs  |
|-------------------------------------|----------------------|-----|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------|--------|
| N(III)                              | DO                   |     | Rs                                                                        | Rf                    |        |
| $5.28\times 10^{-6}$                | $0.25\times 10^{-3}$ | 4.5 | $3.56\times 10^{-15}$                                                     |                       |        |
| $5.28\times 10^{-6}$                | $0.44\times 10^{-3}$ | 4.5 |                                                                           | $9.29\times 10^{-10}$ | 260000 |
| $1.44\times 10^{-6}$                | $0.25\times 10^{-3}$ | 4.0 | $1.90\times 10^{-15}$                                                     |                       |        |
| $1.44\times 10^{-6}$                | $0.44\times 10^{-3}$ | 4.0 |                                                                           | $2.53\times 10^{-10}$ | 133000 |

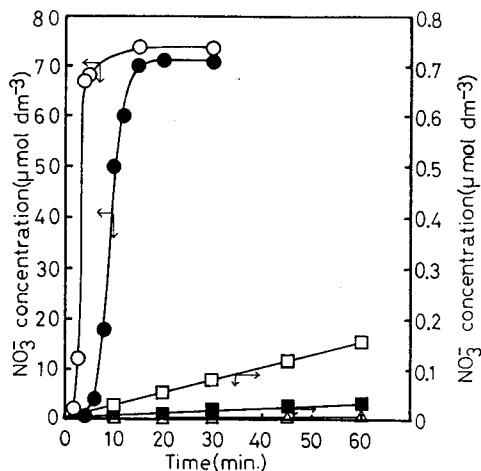


Fig.1. Time profile of the reaction of  $\text{HNO}_2$  with DO at pH 4.0.  
 ○:Freezing process by  $-45^\circ\text{C}$  of the coolant, ●:Freezing process by  $-21^\circ\text{C}$  of the coolant, □:60°C in the solution, ◻:25°C in the solution, △:4°C in the solution  
 The initial concentration of N(III) was  $100\times 10^{-6}\text{ mol dm}^{-3}$ , and those of DO were  $442\times 10^{-6}$  and  $253\times 10^{-6}\text{ mol dm}^{-3}$  for the freezing processes and the solution, respectively.

## コスモノートポリニヤ出現海域の温度構造

滝沢隆俊（海洋科学技術セ）・大島慶一郎（北大低温研）・牛尾取輝（極地研）  
河村俊行（北大低温研）・榎本浩之（北見工大）

ポリニヤは海水域中に現れる開水面または薄氷域であり、極域における大気-海洋間の熱や水蒸気などの輸送に大きな役割を果たしておりその形成・維持機構が注目されている。南大洋ではウエッデルポリニヤが代表的存在であるが、昭和基地北東のエンダービーランド沖にも65°S、45°Eを中心としてコスモノートポリニヤが発生することが知られている。ACR-海水の研究課題の一つにこのコスモノートポリニヤの研究があり、31・32次隊でコスモノートポリニヤ域の海洋観測を夏隊の協力のもと実施した。ここでは観測結果のうちXBTによる水温データの解析を行い、過去の観測結果（ACR期間のみ）と合わせてポリニヤ域の温度構造について報告する。

**観測データ** この海域は「しらせ」の帰航路になっており、毎年のように観測が行われている。ここではACR期間（32次越冬隊の帰路である33次夏観測を含み1987-92年）に限ってデータの解析を行った。図1に用いた観測点とポリニヤがよく現れる場所を斜線で示した。

**結果** 1991、92年3月の水温の東西断面を図2、3に示した。それらによると、断面の東と西に暖かい周極深層水（CDW）があり、それがポリニヤ域では途切れている。即ち、そこでは深層まで水温が低下しているとともに、複雑な温度構造になっていて周囲からCDWが取り込まれている事がうかがえる。図4には1990年2月の南北断面を示した。北側にCDWが存在し、ポリニヤ域では東西断面と同じく暖水塊と冷水塊が入り組んだ構造であり、さらに南の大陸棚は非常に冷たい水塊が存在する。

図5には冬季の冷却が及ぶ深さを見る意味で-1.5°Cの水温の深さの水平分布（季節や年による違いを無視した）を示した。但し、深度が2つある時は深い方をとった。45-50°Eの沖合は300mより深い領域が北へ張り出している、その東西では浅くなっている。また、64°S付近では-1.5°Cの水温は見られない。図6には夏季の表層水の昇温の影響がない深度として深さ200mの水温の水平分布を示した。等値線の形は図5とよく似ており、45-50°Eに非常に冷たい水域がありその東西に北から暖かいCDWが入り込んで来ているのがわかる。この海底地形は南から浅瀬（堆）が張り出している（図1、浅いと言っても2000m以深）、その等深線に沿うように冷水塊があり、その両側に暖水がある構造になっている。堆の北端付近が図2-4に現れたCDWが途切れる所で、水塊が複雑に入り組んだ水域である。過去のポリニヤはそこから西側に現れている（ACR期間のポリニヤについてはまだ衛星画像の解析が終わっていない）。

**結語** コスモノートポリニヤの出現海域の海洋構造は、45°-55°Eにかけて大陸側からCold Regime（結氷点に近い水温で厚さ数百mの冷水塊）が堆に沿うように広がっている。その東西には北から暖かいCDW（Warm Regime）が入り込んで来ている。両者が接するところは水平方向の水塊の貫入などが認められ水平混合が活発であることがうかがえる。ポリニヤはこの境界付近で発生しており（特に堆の北端から西側）、ポリニヤ形成に両Regimeが密接に関与していると思われる。

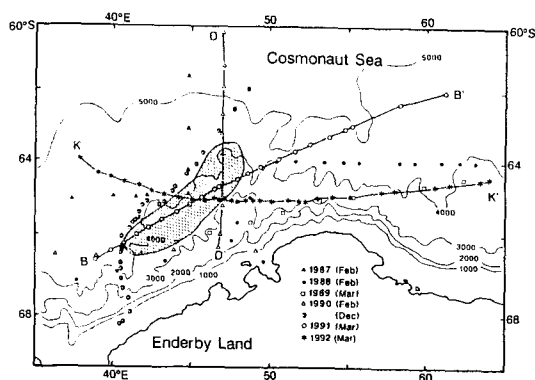


図1 海洋観測点。図中の数字は水深（m）。ハッチ部はポリニヤがよく現れる水域。

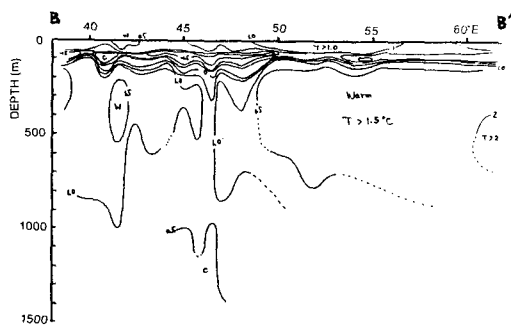


図2 水温の東西断面図（図1のB-B'）。1991年3月。

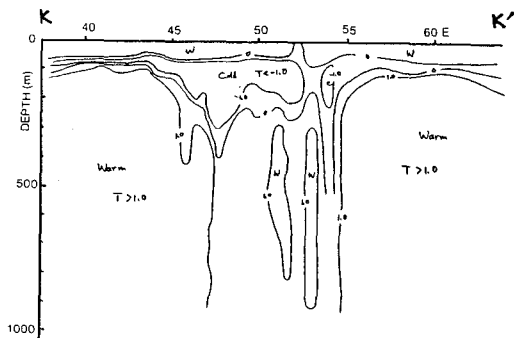


図3 水温の東西断面図 (図1のK-K')。  
1992年3月。

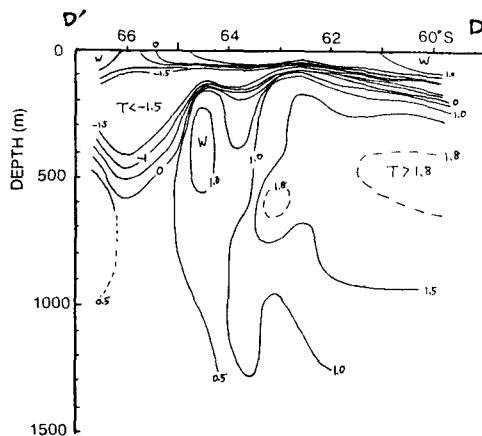


図4 水温の南北断面図 (図1のD-D')。  
1990年2月。

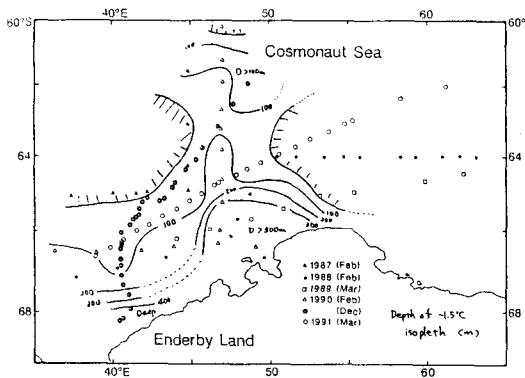


図5  $-1.5^{\circ}\text{C}$  の等温線の深さの水平分布。

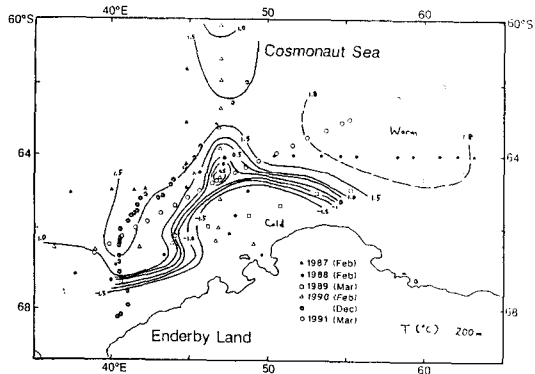


図6 水深200mの水温水平分布図。

## 南極発散域における海洋観測結果（速報）

若土正暁<sup>○</sup>・大島慶一郎（北大低温研）、田中和人・野口賢一（水路部）

### 1. はじめに

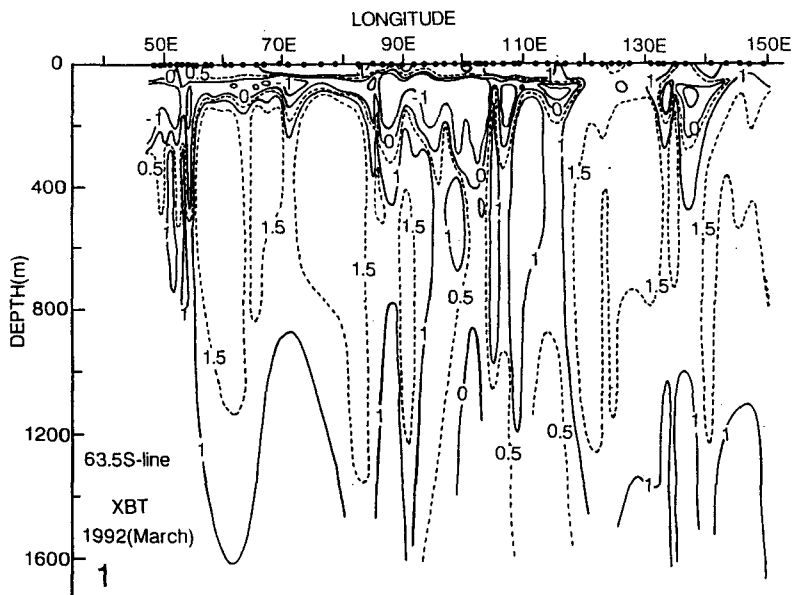
南緯65°付近を、南極大陸を取り巻くように“Antarctic Divergence”と呼ばれる発散域が分布していることは古くから知られている。そこでは、Ekman transport による発散にともない高温・高塩分の深層水の湧昇が起こっており、オキアミの豊漁場としても知られている。海洋生態の動向も含めた、この発散域におけるグローバルな大気-海氷-海洋相互作用は今後の南大洋海洋学研究的な重要テーマの一つに挙げられるだろう。

幸いにも砕氷船「しらせ」は、60°以南を昭和基地からの帰路ルートにしており、1988年以降、日本南極観測隊によって毎年1測線の海洋観測が行なわれてきた。オーストラリア南方の海域を南極発散域のテスト海ととらえ、去年のシンポジウムでは、いろいろなスケールの渦列の存在を報告した。今回は、南緯63.5°線のXBT、CTD、各層、<sup>14</sup>Cの観測を行なった。特に渦域では、分解能のよ

い浅海用XBTセンサをひんぱんに使用し、興味ある微細構造もとらえることができた。まだ解析中なので、今回のシンポジウムではXBT、CTDの観測結果を速報し、過去の例と比較する。

### 2. 南極63.5°線観測結果

従来に比べて、今回はXBT観測を密に行なった。第1図が、今回得られた南緯63.5°線のXBT断面である。これよりわずか0.5°南よりの測線（64°S）で得られた1988年のXBT断面とほぼ同じ特徴をもっている。90°E～110°E域で深層にまで達する大規模な冷水塊は、今回も観測された。両年の観測結果は、この海域で deep convection を介して大気の冷却が深層にまで及んでいることを示している。その他、小規模ながらも深い対流が生じた事を示す海域が数ヶ所認められる。50°E付近のコスモノート・ポリニヤ域も同様である。

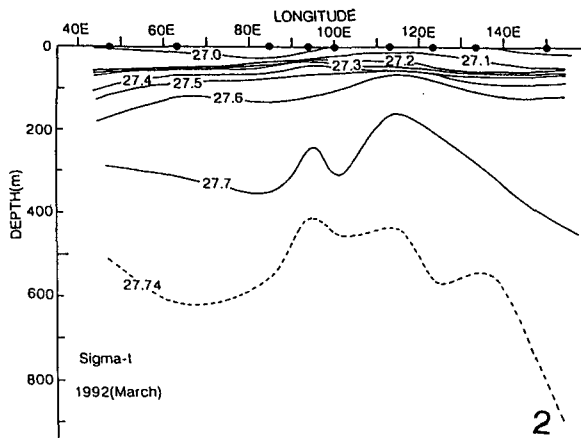


第1図；XBT断面。黒丸は観測点。

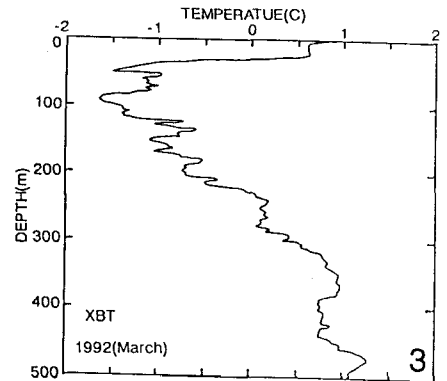


一方、第2図の sigma-tの断面から1988年の場合と同様に、ほぼ115° Eを中心として長径80° E ~ 150° Eにまで達する大規模な渦（循環）がこの年にも存在していることをうかがわせている。80° E ~ 90° Eあたりで北向きの流れが存在しているらしいことは氷山の漂流データからも認められる。この北向きの流れが存在する87° E付近のXBT分布を

示したのが第3図である。このあたりは、第1図からもわかるように冷・暖両水塊が接しているところでもある。このXBT profileから両水塊が互いに貫入し合っている様子がうかがえる。シンポジウムでは過去のデータや海底地形と関連づけてもう少し詳細に述べる予定である。



第2図；CTD観測結果から求めた sigma-t 断面。  
黒丸は観測点。



第3図；観測点 (63.5S, 86.8E) における  
XBT profile.

## リュツオ・ホルム湾定着水下の流れと海洋構造

大島慶一郎・河村俊行（北大低温研）・瀧沢隆俊（海洋科学技術センター）・牛尾収輝（極地研）

## 1. はじめに

南極気候研究(ACR)のもとに、31次・32次隊では、はじめて広範囲にわたるリュツオ・ホルム湾内の海洋観測を行った。南極定着水域においては、本格的な通年にわたる観測は世界でははじめてである。31次では湾内の広範囲にわたる海洋構造の季節変化を測った。32次では、31次の観測を一部継続して2年にわたる変化をみるとともに、新たに湾内の流れの場を測ることに焦点をおいた。

## 2. 定着水下の流れ

オングル海峡OS3の水面下70mでは4~12月の期間、係留による連続測流を行った。とくに11~12月には2層での観測を行った。4~7月までの結果(25時間移動平均したもの)を図2に示す。特徴的なのは5月に南流から北流に転じていることである。また流れそのものも強い。月1の電磁流速計を用いた、流速の鉛直プロファイル測定によると、この強い流れは上層100~300mまでに限られていることも判明した。そのほか2層係留により、上層にのみかなり強い半日周の潮流が存在することもわかった。

次に陸棚斜面上のL3水面下200m(図1参照)の4~10月までの測流結果を図3に示す。7月下旬から9月上旬を除けばおよそ10cm/sの南流が卓越することがわかる。

厚い定着水に覆われているような海では風の応力は伝わらない。定着水が厚いと氷との熱塩のやり取りも小さい。従って潮汐力以外ローカルには流れの駆動源はない。にもかかわらず少なからず流れがあるのは、他の領域で励起された流れが伝搬してくるということになる。L3の流れに関しては次のように考えている。定着水の沖合いには西向き of 卓越風によって西向きの流れが駆動される(実際、冰山や漂流ブイの動きはこれを裏づける)。そして、その流れの一部が等深線に沿い沿岸捕捉波として定着水内に伝搬してくるのでは

ないかというものである。図1におおまかな湾内の流れのスケッチを示す。なお、OS3の流れに関しては、地形も複雑で解釈が難しい。

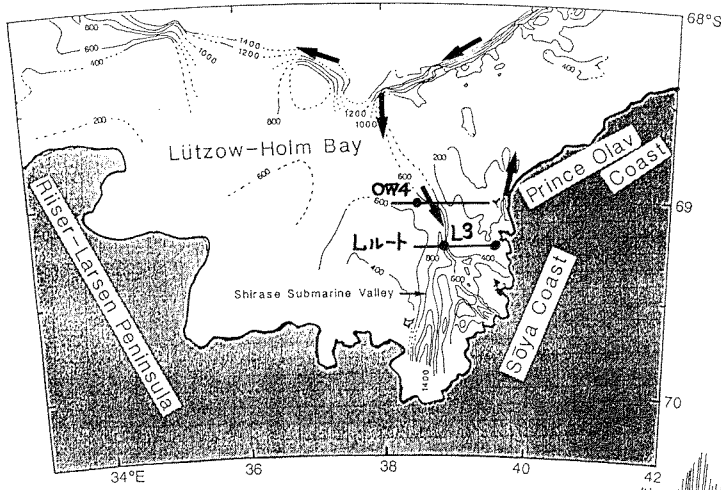
## 3. 定着水下の海洋構造

陸棚斜面に沿って、外洋の水が定着水内に流入してくるとすると、定着水内の水は沖合いの水を反映したものになるはずである。図3には、0W4にて450~550mに係留したサーミスタチェーンの結果を示してある。<sup>10</sup>月21日から約5日間続いた深層の低温化は混合層が一挙に深まったことを示している。この辺りの水は沖合いの沿岸ポリニヤ域(大利根水路)のものが移流して来ている可能性もあり、この現象は興味深い。

図4は4月のLライン上での水温断面図である。最も特徴的なのはL0を除いてどの点でも100m層付近に水温の極大層があることである。この極大層は3月及び4月のAXBT観測でも観測されており、かなり広い範囲にわたる特徴のようである。溶存酸素の測定からこの水は夏季の日射による昇温の名残と推定され、外洋域の水の定着水内への流入を裏づけている。

32次では、しらせヘリの支援により1月における観測も行った。図5はL3での4,10,1月の水温と塩分の変化を示したものである。1月に最も高温高塩高密度になり、4月がすべて最低になる。これは1月に最も周極深層水の影響を受けた水が流入してくることを示している。定着水への海洋熱流量の変化もこの季節変化に対応する可能性があり今後海水データとの対応を試みたい。海水の密度の季節変化は昭和基地の潮位の季節変化と定性的にはよく対応するが振幅が1/4程度しかならない。

31次と32次の観測を比較すると海洋構造はほとんど同様な季節変化をする。水は湾の奥に行くほど上下層混合し一様化している。このように湾内の定着水域は、流入する外洋水に対して水塊の混合域としての役割を持っている。



◀ 図1: 観測線・観測点と湾内の流れの様子

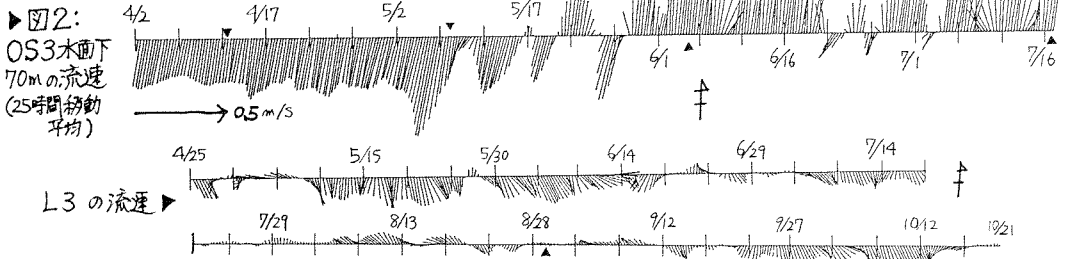
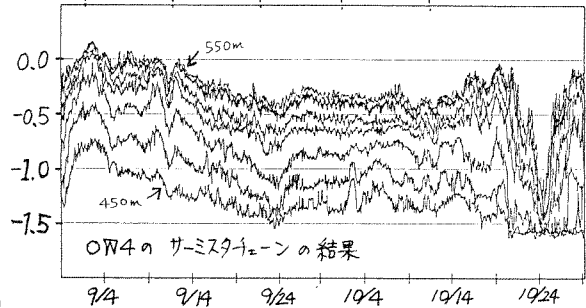
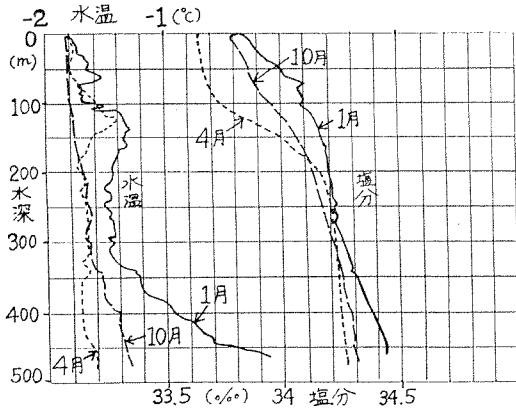
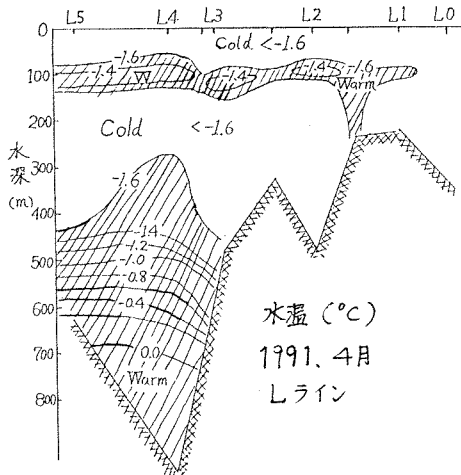


図3: L3 水面下 200m の流速 (25時間移動平均) と OW4 450~550m 層での水温変動 (サースタチーンによる)



▼ 図4: 4月Lライン上での水温断面図



▲ 図5: L3での水温・塩分の季節変化

## 昭和基地における海面水位の季節変化

河宮未知生（東京大学気候システム研究センター）・永田 豊（東京大学理学部）

道田 豊（海上保安庁水路部）・小田巻 実（海上保安庁水路部）

## 1. はじめに。

熱帯太平洋域での海面水位変動の情報が、ENSO現象の理解とモニタリングに大きな役割を果たしている。現在進行中のWOC Eにおいても、海面水位の観測は、衛星高度計のキャリブレーションのためと、いくつかの海峡・水路を挟んでの水位差からそこを通る海水の輸送量をモニターするための手段として重要視されている。また、比較的容易に長期連続記録が得られる水位変動資料は、それを外洋条件に関連付けることが出来るならば、種々の海洋現象のモニタリングに有効である。このことは通常の海洋観測資料の少ない南大洋においてそうである。一般に、沿岸水位変動は、外洋条件の変動だけではなく、沿岸域の種々の海洋条件によって生じる。WOC Eの水位観測点の多くが、外洋にある島に設けられた潮位計にたよろうとしているのも、この局所的な海洋変動によるノイズを避けるためである。いずれにせよ、水位変動記録を生かすためには、局地的な海況変動の効果を十分に説明しておく必要がある。

WOC Eでは、南大洋の3つチョーク・ポイント（ドレーク海峡、南アフリカの南、オーストラリアの南）を横切る水位差の観測が計画されつつある。しかし、その南極側については、海水の存在等の悪条件のために観測にはかなりの困難がともなう。米国がドレーク海峡を挟んで水位差の観測を数年間（Peterson, 1988）行った例があるが、20年に近い長期の連続観測を行っているのは、南極大陸沿岸では昭和基地の水位観測（Odamaki et al., 1992）のみである。この昭和基地の水位変動は、夏季に水位が下がり、冬に水位が上がるといふ、中緯度とは全く逆の季節変化を示す。ここでは、季節変化を中心に、昭和基地における水位変動特性を論じる。

## 2. 観測資料。

昭和基地の潮汐観測は1966年に開始されたが、初期には設置条件や測器の問題から欠測

が多い。しかし、その後種々の改良を加えられ、1975年以降現在に至るまで、オングル島の西岸沖（69° 00' S、39° 13' E）で、ほぼ連続した海面水位の記録が得られている（Odamaki et al., 1992）。ここでは、1979年から1988年までの10年間のデータを解析する。昭和基地における水位のデータは、JARE DATA REPORTSのシリーズに、1時間毎の値が報告されている。水位は浅海部の海底に設置された圧力計によって測られており、水位に与える大気圧の影響は自動的に除去されている。通常の半日潮・1日潮の変動特性には、海水のある冬季と海水のない夏季との間に差は認められない。この1時間毎のデータに先ず25時間の移動平均をかけ、日平均値の時系列に変換した。氷河期の厚い氷が溶けた後の地盤の長期的上昇で説明できると考えられる直線的な水位の相対的な降下の傾向が見られるが、ここではこの直線的なトレンドを除去したものをを用いる。予備的な解析で、変動のスペクトルが、50日周期の近くで低い値を示すことが分かったので、変動特性を2つの周波数範囲、50日より長い季節変化成分と、50日より短い短周期成分に分けて考えた。すなわち、51日の移動平均をかけた時系列を季節変化の解析に用い、もとの時系列とこの時系列との差からなる時系列を短周期成分の解析に用いた。

## 3. 季節変化特性。

解析した10年間について平均した季節変化の振幅は約26cmであり、最大水位は初冬に起こり、最小水位は夏季に起こる。（ドレーク海峡の南側の水位にも、同様に冬季に水位の最大が起こる傾向があるが、昭和基地ほどには明確でない。Peterson, 1988）。注目すべきことは、この季節変化の形が非常に歪んでいることで、冬のピークが平らであるのに対して、夏のトラフが非常に尖っている。また、秋季の水位上昇の速さが、春季の水位降下の速さに比べ、ずっと速くなっている。

一般に、日本の周りの海岸における水位は亜熱帯域の特性を示し、遅い夏に最大値を取り、遅い冬に最低値を取る。しかし、北海道の北岸（オホーツク海沿岸）や、北海道東岸の北部（親潮域）では、冬季に2次的なピークを示す。この2次的な極大の原因は、この季節における表層の塩分の減少に求めることが出来る。低温状態での海水密度は温度よりも塩分によって支配される傾向にあり、この時期の水温降下の影響よりも、塩分低下による密度降下が効いてくるため、密度が減ることになる。その著しい例は、北海道北岸の宗谷海流域に見られる。冬の初めに宗谷暖流が弱まると、高塩分の宗谷暖流水は海底近くに沈み、表層は冷たいが塩分の少ない、より密度の低いオホーツクの表層水に覆われ、これに対応して海面の水位が上昇する。

南大洋における冬季の塩分と温度場の情報はほとんどないに等しく、冬季の水位上昇に対する塩分降下を評価することは難しい。しかし、幸い 1982-1983の冬に Fukuchi et al. (1985)がオングル水道のいくつかの点で塩分・水温の鉛直分布の変化を計測している。その結果によると、融水によって生じた表層の低塩分層が4月の表面近くに見られ、この塩分値は4月から8月にかけて単調に増大して行く。しかし、同時に低塩分層の厚さはこの間に増大して行くため、その初期には鉛直に平均した密度を減少させ、周辺の水位を上昇させると考えられる。これは、昭和基地における水位上昇の始まる時期に対応している。しかし、すぐに塩分の増大の効果が、層厚の増大の効果に打ち勝って、現実の位が上昇を続けているにもかかわらず、塩分変化は水位の下降を予測することになる。観測された塩分変動から予測される水位の変動の大きさは、7 cm程度である。

水位の変動は、沖側の流れの変化によっても生じ得る。しかし、水位の平均季節変化に対応するような変化は、周極海流には報告されていない。福地ら（personal communication）は、オングル水道において、同じく1982-1983の冬、直接測流により流れの変化の観測も行っている。それによると、冬季に北向きの速度成分が大きくなる傾向が示されてい

る。これは昭和基地の水位を上昇させるセンスであるが、小さすぎて現実の水位の上昇を説明するものではない。しかし、オングル水道における流速変化は、基地の沖合いの西向きのより規模の大きな沿岸流の変動を反映しているかもしれない。そうだとすると、この沿岸流系の変動によって現実の水位変化を説明し得る可能性は十分ある。これらの点について、最近活発に行われている冬季の海洋観測資料を利用して、さらに検討を進めたい。

水位の変動パターンに似た季節変化を示す現象はなかなか見つからない。我々が見出し得た唯一の現象は、マラジョージナヤ（67° 40' S, 45° 51' E）のようにカタバ風が卓越する南極大陸のいくつかの地点での月平均風速の季節変化のみである（井上、1988）。この卓越風の変動が、沿岸流系の変動を生み出し、それが水位変化に現れることは十分考え得るであろう。

各年に対する昭和基地での水位の季節変化で注目すべき事は、季節変化の振幅や形が、年毎に非常に違っていることである。我々はまだ、この水位に見られるような年々変動を示すような現象を見つけていないが、昭和基地の水位変動を起こすメカニズムを考えるうえで、この年々変化は格好の基準を与えてくれると思っている。

#### 4. 短周期変動。

短周期成分の水位変化も、著しい年々変化を示す。計算した10個のスペクトルを比較すると、ピーク値は年々著しく変化しているものの、スペクトルのピークは、どの年でも、15日周期の付近と、30-40日周期との2つの周波数帯に現れている。

15日周期の変動については、対応するような変動を示す現象は、まだ見つかっていない。約40日の周期については、やはりカタバ風の強さに対応する変動が報告されている。手始めに、昭和基地における日平均風速の間の相関を調べてみたが、両者の間の相関はほとんど認められなかった。昭和基地の風速には、40日周期の変動が顕著でないから、当然なのかも知れない。今後、マラジョージナヤのようなカタバ風の卓越する地点の風速データとの相関を調べてみる必要がある。

## Geosat Altimeterによる南大洋（Wilkes Land沖）での海面水位の変動

○菊地隆（北大低温研）、柴田彰（気象研）、若土正暁（北大低温研）

### 1. はじめに

これまで極域海洋においては、海洋観測が少なく、そのために、海洋物理学の特徴も大まかにしか知られていなかった。しかし最近では、人工衛星からのリモートセンシング技術の発達によって、例えば海水域の変動などといった情報が得られるようになってきた。ここでは、Geosat Altimeterから得られた海面高度のデータより、南大洋の海面水位変動のデータセットを作成し、その変動の時間的・空間的特徴について調べた。

### 2. データ

Geosat Altimeterのデータは、1986年11月8日以降の約17日周期で同じ軌道に戻ってくるExact Repeat Mission (ERM)のデータについて公表され、いろいろな研究がなされている。高度分解能は3cmで、衛星・地球表面間の距離の測定をしている。この軌道は、地球表面を緯度で±70度あまりの範囲で覆っているが、ここでは対象海域として南緯40度以南をとり、海面水位の変動場のデータセットを作成した。また解析に用いた期間は、ERMの最初の約1年（1986年11月から1987年12月までの24cycle分）とした。

Geosat Altimeterのデータに対しては、これを整備したNational Oceanographic Data Center (NODC)によって様々な補正値が与えられている。これらの補正を行った値から、ジ

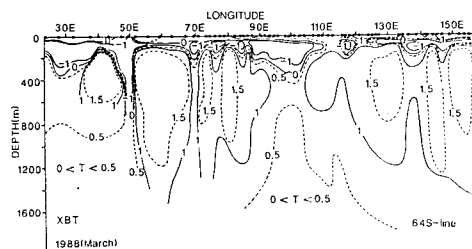
オイドと衛星高度の測定誤差を取り除くことで、海面水位の変動場のデータを得る。ここでは以上の誤差を取り除くためにcollinear法（同一軌道法）を用いた。さらに各軌道について得られたデータを、1度×1度の格子点データに変換し、解析を行う。

### 3. 解析

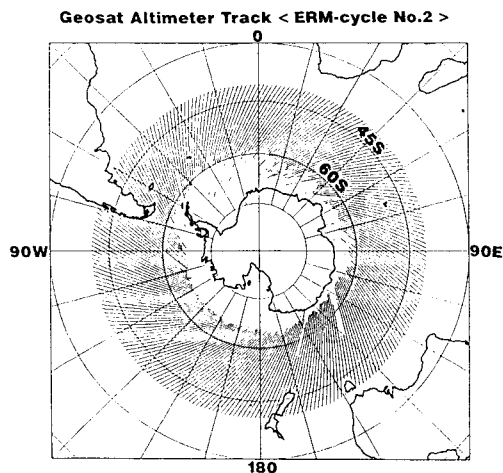
本研究においては、図1のXBT断面図より、東経30-150度の南極に近い海域（南極周極流以南；Wilkes Land沖）に注目している。この海域は、東経80度付近にあるKerguelen Plateauなど海底地形の効果や、地上気圧図から考えると海洋表層が発散場（湧昇域）と見られることなどから、海面水位の変動にこれらの影響が見られる。このことは、図1のXBT断面図にいくつかの渦らしきもの存在が見えることから分かる。

また図2は、対象海域での2サイクル目（1986年11月25日から12月11日まで）のGeosatの衛星軌道（データが得られた地点）である。このような軌道上でのデータをもとにして、各cycleでの格子点データが得られた。

発表時にはこの得られたデータより、南極海域全体の海面水位の変動の様子を、そしてWilkes Land沖に注目した海面水位の変動の様子について解析した結果を示す。



(左) 図1 1988年3月の南緯64度でのXBT断面図



(右) 図2 GeosatのERM-cycle No. 2 (1986/11/25-1986/12/11)の対象海域での衛星軌道

## リュツォ・ホルム湾に形成される沿岸ポリニア域の海洋構造

牛尾収輝(極地研)・滝沢隆俊(海洋科学技術センター)・大島慶一郎・河村俊行(北大 低温研)

1. はじめに：南極昭和基地沖のリュツォ・ホルム湾には沿岸ポリニアが通年にわたって形成される。このポリニアは大利根水路と呼ばれ、陸棚域の定着氷野と外洋の流水域間の大陸斜面上に位置する氷野内開水面である。冬季に現われた開水面は大気への莫大な熱放出を伴いながら、海水を急速且つ大量に生産する場となり、ここでは大気-海洋間のエネルギー・物質交換が活発に行なわれる。そこでポリニア域においてどのような海洋現象が生じているかを明らかにするために、まず海洋構造の特徴を抽出した。

2. 用いたデータ：JARE-31,32越冬隊で取得したA X B T(投下式海中水温計)データ、及び砕氷船‘宗谷’、‘ふじ’、‘しらせ’による既存の夏季各層観測データを用いた。観測点分布を図1に示す。ポリニア域と流水・定着氷域の区分はNOAA画像をもとに決めている。海底地形図を合わせると、大利根水路の形成海域は大陸棚から外洋にかけて水深が急増する大陸斜面上に相当している。各層観測(Serial Obs.)データについては JARE-4~31の内、図1の海域に該当するデータ計46点の水温、塩分、溶存酸素量データを用いた。A X B Tデータは500m深までの水温プロフィールで、1990~1992年の間に計30点のデータを得ている。

3. 沿岸ポリニア域の冬季対流混合層：極域海洋では冬季、冷却及び海水生産に伴う塩排出過程によって上層にほぼ均質な対流混合層が形成される。 $-1.8^{\circ}\text{C}$ 以下ではほぼ結氷温度に達している一様な混合層の深さをA X B Tデータから読み取り、図2に示した。観測点は毎回異なるため、明瞭な季節変化はつかめないが、年間を通して、250~350m深まで対流が及んでおり、冬明けの8月以降には450m以上に達していることもある。定着水下の対流混合層は深くても200mであることから、このポリニア域では盛んな海水生産が対流混合層を深くまで発達させていると考えられる。ま

た、水温プロフィールから混合層の下で相対的に高温な水の存在が認められ、大陸斜面域においても低緯度からの暖深層水の流入している様子がとらえられた。

4. 夏季各層データからうかがえること：図3に水温と溶存酸素量のプロフィールを示した。結氷温度に近い上層では酸素量も多く(飽和度は0.8以上)、冬季には約300m深まで対流が及んでいることが明らかである。水で覆われず、開水面を維持していることが海洋上部に大きな影響を与えた結果の一面と云える。南極域に特徴的な水塊である南極深層水が冬季混合層の下に見られ、約400m深の水温極大値は $+1.5^{\circ}\text{C}$ 未満である。この値は沖合いの流水域の値( $+1.5^{\circ}\text{C}$ 以上)と比べてやや低くなっている(図4)。温度躍層はポリニア域の方で相対的に弱くなっている。密度躍層も同様な姿であることから、ポリニア域における深層からの熱輸送が他の海域と異なることが示唆される。今後、詳細な水塊分析や他のポリニア域の海洋構造との比較等を試みる。

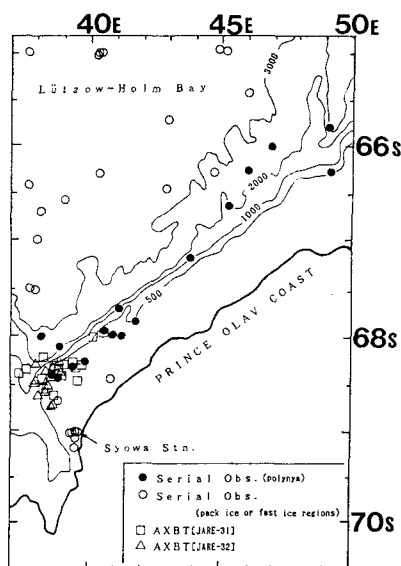


図1. 観測点(等深線の単位はメートル)  
丸印は各層観測点で、黒丸がポリニア域

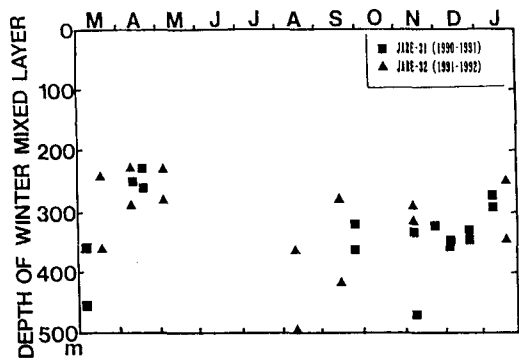


図2. 大利根水路の冬季対流混合層の深さ

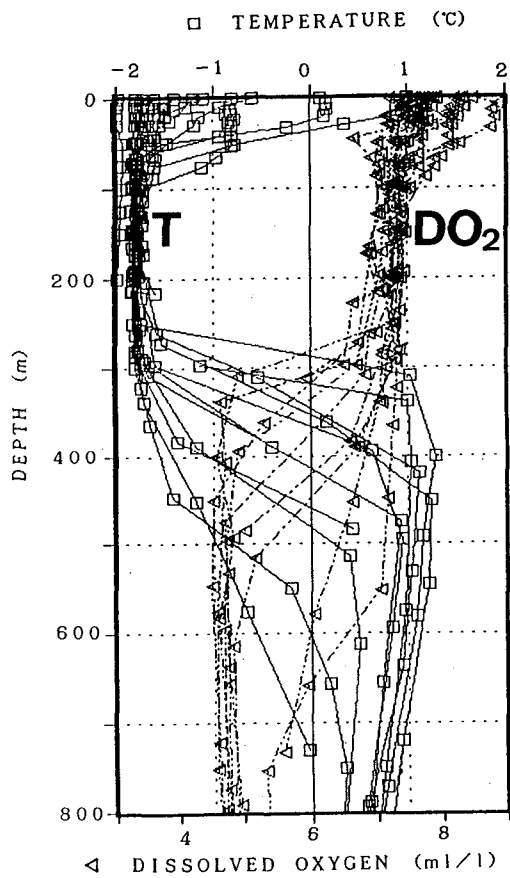


図3. ポリニア域の水温・溶存酸素量分布

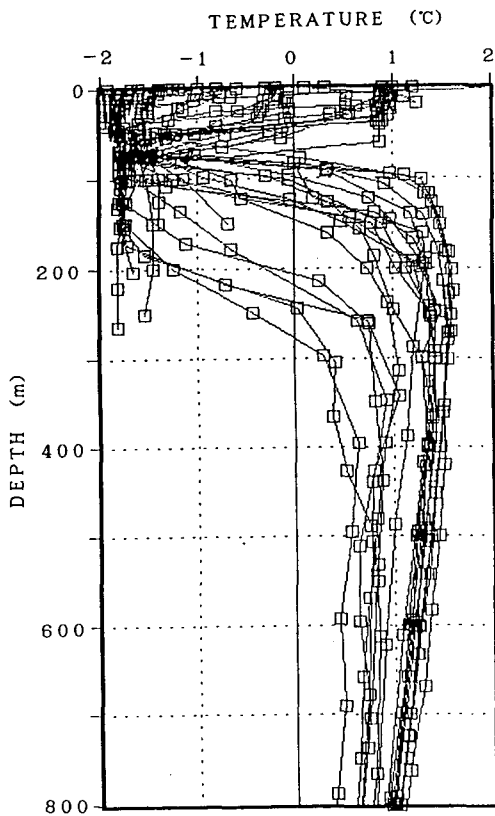


図4. 沖合い流水域の水温分布



## 氷山近傍で観測された水温・塩分のステップ構造

大島慶一郎・河村俊行（北大低温研）・瀧澤隆俊（海洋科学技術センター）、  
牛尾収輝（極地研）

### 1. はじめに

昭和基地に初めて来た人間の何人かはまず「なんて、氷山がいっぱいあるんだ。」と感嘆するに違いない。こんなに目だつ氷山ではあるが、実は我々は氷山のことは余りわかっていない。氷山・氷河・棚氷は最終的には海洋の熱によって消耗するわけであるが、その際に海洋へは淡水を供給し融解潜熱により熱を奪うという形で影響を与える。海水中で氷が融解する過程は、実験室では観察されているが、現実の海ではほとんど観測されていない。氷河に関しては Jacobs et al.(1980)がエレバス氷河近傍で観測を行い、水温・塩分の鉛直プロファイルに顕著なステップ構造がみられることを発見している。しかしながら氷山となると、その近傍での海洋観測は危険であるためにほとんどない。リュツォ・ホルム湾内の氷山は、海水が流出しなければ定着氷にトラップされているので、ごく近傍での観測を可能にしてくれる。そこで、我々は氷山融解の海洋に及ぼす影響を調べる目的で、適当な氷山を選び、その近傍での海洋観測を数回にわたって行った。

### 2. 観測結果

オングル海峡中央部にたまたま孤立氷山（通称スフィンクス氷山；図1）が存在していたので、この氷山を観測サイトにした。

まず、5月に St.1 と St.2（図2参照）において、CTDと電磁流速計により、水温・塩分・流速の鉛直プロファイルを観測した。この時期オングル海峡は南流が卓越していたので氷山の流下方向を観測点とした。図3に St.2 におけるCTDの結果を示す。この時期は上層ほぼ結氷温度にあり、海洋構造に関しては氷山の影響と思われる特徴は観測されなかった。

次の観測は初夏の11/18。この時期オングル海峡は北流に転じていたので観測点を氷山の北(St.3)に選んだ。このとき、水温・塩分の鉛直プロファイルが顕著なステップ構造を示すことを発見した。この特徴が氷山の影響に

よるものなのかを確認する目的で、12/2に St.3の他に氷山の上流側の St.4でもCTD観測を行った。結果をそれぞれ図4・図5に示す。やはり、St.3には水温・塩分に顕著なステップ構造がみられたが（図4）、わずか300m弱しか離れていない上流側の St.4にはそのような特徴はみられなかった（図5）。なお、この時期上層の水温は昇温し、結氷温度より高くなっている。さらに12/11に St.3及び St.5において観測を行ったが、St.3では前二回のような顕著なステップ構造はみられなかった。

このようなステップ構造は他に8月のラングホブデ沖 L0点でも見つかった（図6）。やはりこの点のすぐ近くにも氷山が存在していた。

### 3. 考察

Huppert&Turner(1980), Huppert&Josberger(1980)らは、海水中における氷の側面融解過程を室内実験で調べ、氷の融解は海水に層重構造を誘起し、その層厚  $h$  は次の式に従うことを見いだした。

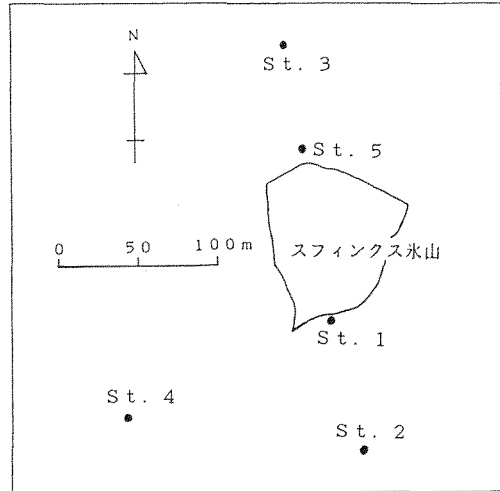
$$h = 0.65 \{ \rho(T_i, S_\infty) - \rho(T_\infty, S_\infty) \} (d\rho/dz)^{-1}$$

我々が観測したステップ構造は海洋に層重構造ができていることを示すものである。この構造が氷山の近傍（特にその影響を受け易い下流域）でのみ顕著なこと、上層が高温化したときに顕著なこと、ステップ構造が見られる範囲はおおよそ氷山が水没していると考えられる深さに対応すること、などを考えると、現実の海でも実験室でみられるような層重構造が氷山の融解に伴って誘起されるのはと推察される。ただし、上の式より  $h$  を見積ってみると1~3m程度にしかならず、1オーダーあわない。層厚はマイクロスケールでの実験からの類推では決まらないようである。

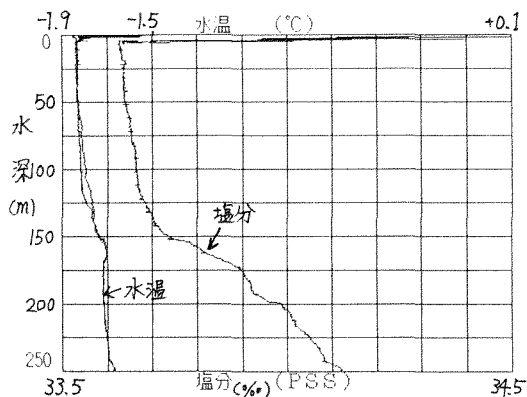
今回の観測は”ステップ構造が初めて見つかった”とはいう意味で発見的ではあるが、これだけの観測では十分な議論はできない。いずれにしろ、昭和基地はこういった観測をするによい位置にあるようだ。



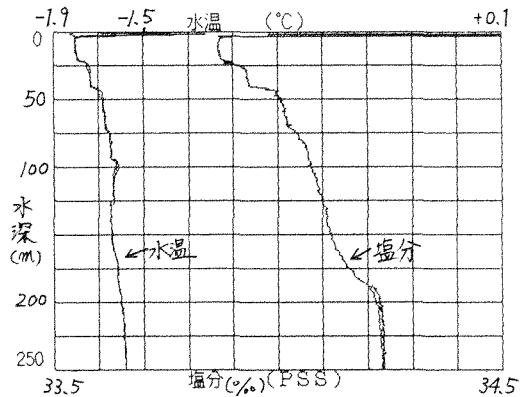
▲ 図1: セスナより撮影した  
スフィンクス氷山



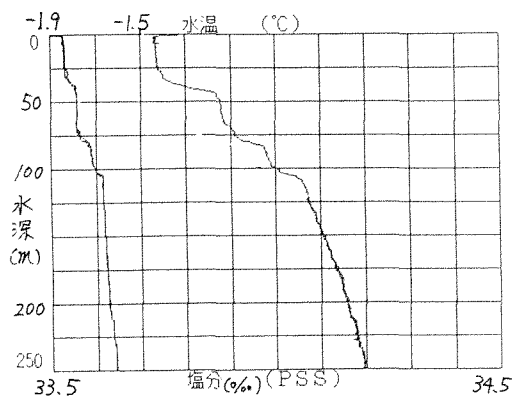
▲ 図2: 観測点の位置



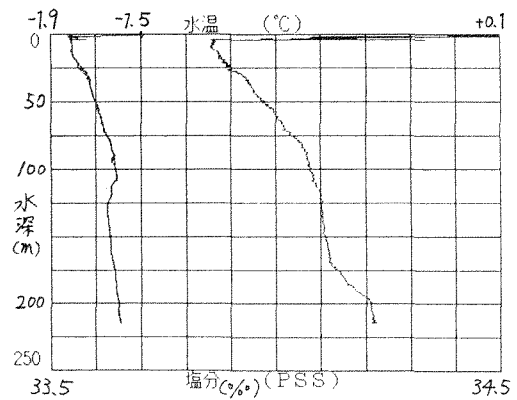
▲ 図3: 5/13, St.2におけるCTDの結果



▲ 図4: 12/2, St.3におけるCTDの結果



▲ 図6: 8/25, L0におけるCTDの結果



▲ 図5: 12/2, St.4におけるCTDの結果

# 氷の誘電特性から明らかにした、 氷体中での電磁波の伝播特性

藤田秀二 前晋爾

北海道大学工学部 応用物理学科

## 1 はじめに

本研究では、氷の誘電特性の実測値に基づいて、氷体中でのMHz帯とGHz帯の電磁波の伝播特性を論じる。特に複素誘電率の実数部からは、伝播速度と複屈折について論じる。また、虚数部からは減衰特性について論じる。特に、氷多結晶の誘電損失は、それが含有する酸の濃度に比例して大きく変化することから、酸を含有する氷の中では純氷の中よりも著しい電磁波の減衰が起こることを示す。極地氷床中では酸が主要な含有不純物であるため、この効果は重要である。電磁波の氷体への浸透深さを、水素イオン濃度指数pHの関数として示す。

## 2 減衰

### 2.1 酸を含む氷の中での電磁波の減衰

媒体中での電磁波の減衰は、誘電損失 ( $\tan\delta$ )あるいは氷体中での電気伝導度 ( $\sigma_\infty$ )により決定される。電磁波の強度が入射強度の  $1/e$ になる距離  $p$ のことを浸透深さと呼び、次のように定義する。

$$p = \frac{\lambda_0}{2\pi \tan\delta \sqrt{\epsilon'}} \quad (1)$$

ここで、 $\lambda_0$ は真空中での電磁波の波長である。式(1)では、 $\epsilon'$ がほぼ定数とみなせることから、主に周波数  $f$ と  $\tan\delta$ が浸透深さを決定していることがわかる。

酸がマイクロ波帯9.7GHzで氷の誘電特性に与える影響についてはFujita et al. (1992)に与えられている。酸を含む氷の誘電損失は純氷の誘電損失値と酸を含むことによる増大量との和として表わせる。すなわち、

$$\tan\delta(C, T) = \tan\delta'_{\text{pure}}(T) + g(T)C \quad (2)$$

と表され、このなかで、 $g(T)C$ が酸の効果としての  $\tan\delta$ の増大分を表している。 $C$ は、酸あるいは水素イオンの体積モル濃度である。式(2)は酸の濃度が  $1 \times 10^{-5}$  から  $3 \times 10^{-2}$  (mol/L)の範囲のとき、そして温度範囲が-

2.5°Cから-32.5°Cのとき適用できる。式(2)は、塩酸・硫酸・硝酸を含む氷に対して適用できる。さらに、それぞれの酸では実質的に1個の酸の分子は1個の水素イオンを解離すると近似できるので、式(2)は水素イオン濃度指数pHを用いて次のようにあらわされる。

$$\tan\delta(C, T) = \tan\delta'_{\text{pure}}(T) + g(T)10^{-\text{pH}} \quad (3)$$

誘電分散の緩和周波数から十分に離れた周波数  $f$ において、固体内部の電気伝導度  $\sigma_\infty$ と誘電損失は以下のような関係で表すことができる。

$$\sigma_\infty = \epsilon_0 \epsilon' 2\pi f \tan\delta \quad (4)$$

$\epsilon_0$ は、真空中での誘電率を表している。式(3)と(4)より、氷が酸を含有することによる電気伝導度の増大量は、次式のようになる。

$$\sigma_\infty = \epsilon_0 \epsilon' 2\pi f g(T)10^{-\text{pH}} \quad (5)$$

Fujita et al. (1992)による測定値にこの式を用いて、酸が1モル氷の中に含まれている場合に換算したときの電気伝導度の増大量 (molar conductivity)を計算する。アレニウス型の熱活性過程

$$\sigma_\infty = \sigma_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_K}\right) \quad (6)$$

を仮定して-5.0°Cから-30.0°Cの間の範囲で  $\sigma_0$ が  $\exp(10.3) [\text{Sm}^{-1} \text{mol}^{-1}]$ であり、 $E$ が  $18.8 [\text{kJ/mol}]$ である。

式(6)で表される電気伝導度は、9.7GHzからLF帯までの周波数帯に適用できる (Moore et al. Submitted)。式(5)と式(6)を式(3)に代入すれば次の式が得られる。

$$\tan\delta = \tan\delta'_{\text{pure}}(T_K) + \frac{\sigma_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_K}\right)}{\epsilon_0 \epsilon' 2\pi f} 10^{-\text{pH}} \quad (7)$$

式(7)を式(1)の  $\tan\delta$ に代入すれば、電磁波の氷の中への浸透深さをpHの関数として得ることができる。

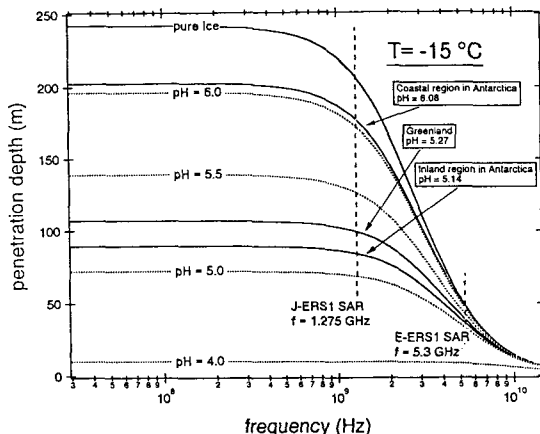


Figure 1. The penetration depth of microwave to large ice mass at frequencies between 30 MHz and 11 GHz at  $-15^{\circ}\text{C}$ . The penetration depth significantly depend on pH.

## 2. 2 浸透深さの計算結果

式(7)から浸透深さを計算するには  $\tan\delta_{\text{pure}}(T)$  の値が必要である。その最も信頼しうる値として Matzler and Wegmüller (1987) の値を引用した。30MHzから10GHzの間での電磁波の水への浸透深さをpHの関数として計算した。計算において、電磁波の減衰は誘電損失によるのみ起こると仮定し、体積散乱に起因する減衰は考慮していない。この周波数範囲は、ラジオエコサウンディングに用いるMHz帯の周波数と、J-ERS1やE-ERS1搭載の合成開口レーダー（以下SARと記す）の使用しているそれぞれ1.275GHzや5.3GHzを含んでいる。図1には $-15^{\circ}\text{C}$ での浸透深さを例として示した。

30MHzから約600MHzまでは、浸透深さはほぼ一定であるが、1GHzを越えるとそれは周波数の増大と共に急激に減少する。この急激な減少は、1GHzをこえると誘電損失が遠赤外領域にある共鳴分散帯の影響下に入り、増大し始めるからである。pHが小さくなると浸透深さは大きく減少する。マイクロ波帯での浸透深さが周波数に依存するため、 $-15^{\circ}\text{C}$ での浸透深さはJ-ERS1のSARがpHに応じて200mから数10mの値であるのに対してE-ERS1のSARのそれはせいぜい40mから20mである。また、pHの影響は高周波側ほど小さい。これらの事実は、同じ合成開口レーダーでも、周波数の相違により観測している現象の深さが大きく違うことを意味している。様々な温度での計

算結果の比較から、浸透深さは水体の温度の減少と共に増大することがわかった。

一般に、中緯度地域の酸性雪のpHは4から5程度であることが多い。このような酸性度を氷がもっている場合、浸透深さは純氷に対するそれよりはるかに小さい。図1に様々なpH値に対する浸透深さをそれぞれ示しているが、これにより氷体への電磁波の浸透深さはその地域毎のpHによって大きく異なることが明らかになった。

## 3 電磁波の伝播速度

本予稿には詳細を収録できなかったが、シンポジウムでは、氷体中での電磁波の伝播速度についても、氷の密度、含有不純物の関数として論じる。氷体中での電磁波の伝播速度は、おおよそ $169\text{m}/\mu\text{sec}$ であるが、この速度は氷体温度の上昇と共に $0.023\text{m}/\mu\text{sec}^{\circ}\text{C}$ の割合で減少することを示す。氷単結晶の誘電率に一軸対称の誘電異方性があることから、伝播速度は電磁波のもつ電場ベクトルと氷の結晶C軸の角度に応じて $1\text{m}/\mu\text{sec}$ 変化しうることを示す。シンポジウム当日には多結晶氷中での複屈折と電磁波の偏波状態についても論じる。

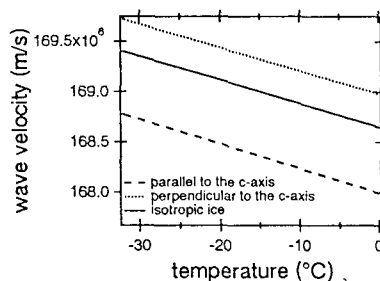


Figure 2. The propagation velocity of electromagnetic waves in ice as a function of temperature from HF to microwave frequency. The velocity depend on the angle between the electric field vector and the crystal orientation of ice.

## REFERENCES

- Fujita, S., Shiraiishi, M. and Mae, S. (In Press) Measurement on the dielectric properties of acid-doped ice at 9.7 GHz., *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Special IGARSS'91 Issue.
- Mätzler, C. and Wegmüller, U. 1987. Dielectric Properties of Fresh-water Ice at Microwave Frequencies., *Journal of Physics D: Applied Physics*, 20, 1623-1630
- Moore, J.C. Fujita, S. and Wolff, E. (Submitted), Dielectric properties of ice containing acid and salt impurity at LF and microwave frequencies., *Journal of Geophysical Research*

## 塩化物を含む氷多結晶のマイクロ波誘電率の測定

松岡 建志 藤田 秀二 前 晋爾 (北大工)

## 1. はじめに

近年の人工衛星によるマイクロ波リモートセンシングの発達により、雪氷圏の水床や氷河などを電波で探査した膨大な観測データが得られている。さらに、91年7月には、合成開口レーダを搭載している欧州のERS1(使用周波数5.6GHz)また、92年2月には日本のJERS1(使用周波数1.275GHz)が打ち上げられている。我々は、それらのデータを解析するために必要な基礎物理量である氷の誘電特性について研究を行っている。

本研究では特に、塩を含む氷のマイクロ波領域における誘電的性質を調べた。それは、雪氷圏を構成する雪や氷には不純物が含まれており、これが氷の誘電特性に影響を与えることが考えられるからである。天然氷に含まれる不純物として主要なものは、酸(産業公害、火山等の起源)や、塩(海洋、土壌起源)それに固体微粒子であるが、当研究室の過去の測定から、酸を含む氷についての誘電特性は明らかになっている<sup>1)</sup>。

## 2. 実験方法

本研究で用いた測定方法は、導波管を用いた定在波測定法の一つである先端短絡法である。この方法は導波管の試料挿入側を短絡して定在波をつくり、この中に挿入した誘電体試料の入力インピーダンスを測定して、誘電率実数部( $\epsilon'$ )及び誘電損失( $\tan\delta$ )を求める方法である。使用周波数は9.7GHz。温度範囲は $-50^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ とした。氷に添加した塩としては、NaCl、CaCl<sub>2</sub>、NaNO<sub>3</sub>を用いた。含有塩濃度は $1\times 10^{-5}\sim 1\times 10^{-2}$ [mol/L]である。これは、測定使用後試料を融解させて、その電気伝導度を計ることにより測定した。

## 3. 実験結果と考察

実験結果の一例として異なる濃度のNaClを含む氷についての $\tan\delta$ の温度依存性の測定結果を図1に示す。この図から誘電損失( $\tan\delta$ )は、塩濃度が高いほど大きな値をとり、

温度が高くなるにつれて増加していることがわかる。また、温度に対する $\tan\delta$ の上昇勾配も塩の濃度が高い程大きくなっていることがわかる。また、NaClの場合、濃度が0.01[mol/L]程度と高い試料では、 $-21^{\circ}\text{C}$ 付近で $\tan\delta$ の急激な変化が見られた。これはNaClと氷との共晶点が $-21.3^{\circ}\text{C}$ であるため、それ以上の温度では試料中に液相が生じ $\tan\delta$ が大きく変化したと考えられる。

次に、NaCl、CaCl<sub>2</sub>、NaNO<sub>3</sub>について $\tan\delta$ の濃度依存性及び当研究室で過去に行われた酸(HCl、HNO<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>)を含む氷の結果を図2に示す。これより、酸では、 $\tan\delta$ の濃度依存性は、種類によらず、ほぼ1つの直線で表せたのに対し、塩では酸よりも小さい値をとり、種類によって違った勾配をもつことがわかる。また、NaClを含む氷についての過去の研究との比較など、詳細は当日の議論に譲る。

## 参考文献

- 1) Fujita, S., M. Shiraishi, and S. Mae (submitted) IEEE Trans. Geosci. and Rem. Sens.

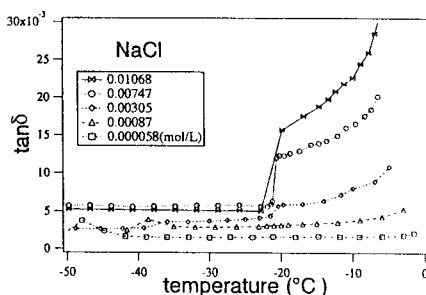
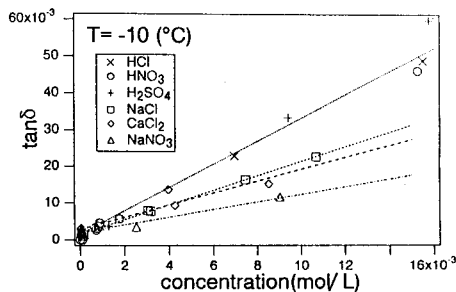


図1 温度対誘電損失

図2 誘電損失対濃度 ( $-10^{\circ}\text{C}$ )

## 氷床内部反射の原因とその性質

藤田秀二 前晋爾

北海道大学工学部 応用物理学科

### 1 はじめに

ラジオエコーサウンディング(Radio Echo Sounding: RES)により極地氷床内部の3次元構造を探索しようとする場合、その観測対象となる氷床内部反射層について、正しい知識を持つことは不可欠である。実測した水の誘電特性に基づき、その原因と性質を議論する。

### 2 氷床内部反射の研究経緯

氷床のラジオエコーサウンディングは、その内部構造や広がりを探るために10MHzから数100MHzの周波数の電磁波を用いて行なわれる(Robin et al., 1969, Bogorodsky et al., 1985)。レーダー波の反射は、氷床を形成する氷の層の間で複素誘電率( $\epsilon^* = \epsilon' - i\epsilon''$ )が変化することによって起こる。氷床内部反射層はしばしば観測され、現在までに複素誘電率を変化させる原因としていくつかのメカニズムが提唱されてきた。それらは、1) 密度変化、2) 氷中の酸の濃度変化、それに、3) ファブリックパターンの変化である。

Parren and Robin(1975)は1500m深より浅層においては、内部反射が密度変化で説明できることを示した。氷床の表面近くでは、雪やフィルン層の中にアイスレンズや融解再凍結層などがもし存在すれば、それは電磁波の強い反射を引き起こし得る。Clough(1977)は西南極のバード(Byrd)基地で掘削された氷床コアの中で密度が変化する深さと、ラジオエコーサウンディングで観測された内部反射層の深さに高い相関があることを示した。しかしながら、このような反射を引き起こす密度のコントラストは氷床深が増大するにつれ急速に平滑化されるため、深層部に存在する内部反射層はこのメカニズムでは説明できない。

Millar(1981)は、内部反射層のうちいくつかは過去に起こった火山爆発の噴出物を含む年層の深さと一致することを示した。また、Hammer(1980)は火山噴火が一度起こると、極域に積もった雪に含まれる酸の量が噴火後数年にわたって増大することを示した。これらの事実から、氷が酸を含有することによって

起こる電気伝導度の変化が、深層部に存在する内部反射層の原因ではないかと考えられるようになった。

### 3 水の誘電特性

氷床の中でファブリックが深さと共に変化するのには良く知られた事実である。

Harrison(1973)は内部反射層の主要な原因の一つはファブリックパターンの変化であると提唱した。しかし彼の説は氷単結晶の誘電異方性が明らかでなかったために支持されてこなかった。しかし筆者は氷の誘電異方性( $\Delta\epsilon' = \epsilon'_{//c} - \epsilon'_{\perp c}$ )が0.037( $\pm 0.007$ )であることをはじめに明らかにした(本シンポジウム)。この値は、ファブリックパターンの変化が検知しうる内部反射を起こすには十分に大きな値である。

また、従来には酸を含む氷のMHz帯の電気伝導度を記述する実験値は存在しなかったが、筆者らの測定により最近GHz帯でのそれが提出された(Fujita et al. 1992)。このGHz帯での測定値をkHz帯の低周波域で得られている値と比較することにより、Moore et al. (Submitted)は、氷が酸を含んだときに生じる電気伝導度は双方の周波数帯でほぼ同一であること示した。したがって双方の周波数帯の間に顕著な誘電分散帯は存在せず、酸を含む氷のMHz帯での電気伝導度には、マイクロ波帯やLF帯で得られた値を適用できることになる。すなわち、MHz帯の周波数でも氷が酸を含むことによって起こるPRCを計算することが可能になった。

本研究ではまず初めに、実際に南極氷床から採取した氷のファブリックパターンが、火山灰を含む層とそれに隣接する火山灰を含まない層の間で急激に変化することを示す。そして、そのような境界面は大きなPRCを生じ得ることを示す。次に、氷床内部でファブリックパターンが深さ方向に変化したときの反射特性と、含有する酸の濃度が変化し結果として電気伝導度が増大したときに起こる反射の特性とを、温度と周波数の関数として比較

する。水の誘電特性の詳細と電磁波の反射の数値的な扱いはシンポジウム当日に詳細に示す。

#### 4 本研究の結論

氷床内部反射は、氷床内部でファブリックパターンが深さ方向に変化したとき、あるいは、含有する酸の濃度が変化し結果として電気伝導度に変化したときに起こり得る。それぞれの原因によって生じる強度反射係数 (Power Reflection Coefficient: PRC) を温度と周波数の関数として導き、そして比較した。氷のファブリックパターンは氷床氷の中で火山灰を含む層とそれに隣接する火山灰を含まない層では異なる。そして、そのような境界面は大きなPRCを生じ得る。

水の酸性度が変化し電気伝導度が変わることによって起こるPRCは、氷体の温度とRESに用いる周波数に大きく依存する。PRCは温度が高いほど、そして、周波数が低いほど大きい。前者は一定量の酸を含む氷の電気伝導度が温度と共に増大することによって生じる(図1)。一方、ファブリックパターンが変化することによって生じるPRCは、温度や周波数に依存しない。だがどちらのメカニズムでも、十分に検知可能なPRCが生じる(図2)。結論として言えることは、氷床内部反射の原因は、氷床浅層部では密度変化が支配的であるが、深層部では、ファブリックパターンの変化と電気伝導度の変化の両方である。それぞれの反射層がそのどちらの原因で成り立っているかは、PRCの周波数依存性を調べれば分かるはずである。

#### 5 将来必要な研究

本研究では2つの異なる原因によるPRCは、互いに周波数と温度に対する依存性が異なることを示した。これらの性質の違いから、内部反射層の真の原因はPRCの周波数依存性を観測すれば明らかにできることがわかった。またこれとは別に調べなくてはならないことは、氷床の中で、ファブリックパターンや酸の濃度がどんな頻度でどの程度変化しているかということである。氷床コア解析は、これを調べることでできる唯一の方法である。そのためには、氷床コアのファブリックパターンと電気伝導度をプロファイルとして測定する必要がある。

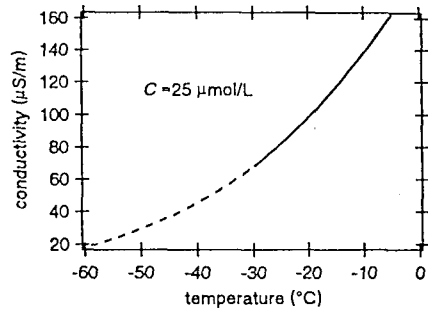


Figure 1 Conductivity contrast against temperature when concentration of acid in ice changes suddenly by 25 [μmol/L] at a boundary. We assume that 25 [μmol/L] is the upper limit of contrast in acid concentration in ice sheets. conductivity was calculated using eq. 16. It decreases with decreasing temperature. Since  $\bar{E}$  and  $\sigma_0$  in eq. 16 are based on the measurement at temperatures above -30 °C, conductivity at temperatures below -30 °C (dashed line) is extrapolated value

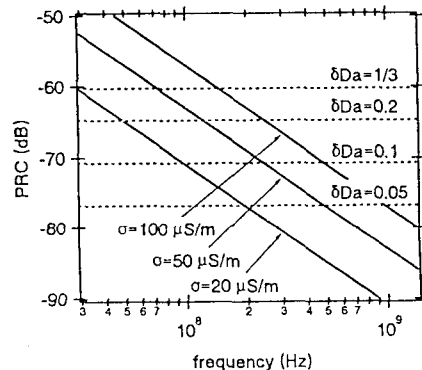


Figure 2. PRC due to change in ice fabric (dashed lines) and PRC due to conductivity change in ice against frequency.

#### REFERENCES

- Bogorodsky, V. V. Bentley, C.R. and Gudmandsen, P.E., 1985. *Radioglaciology*. D. Reidel Publishing Company
- Clough, J.W. 1977. Radio-echo sounding: Reflection from internal layers in ice sheets., *J. of Glaciol.*, 18(78), 3-14
- Fujita, S., Shiraishi, M. and Mae, S. (In Press) Measurement on the dielectric properties of acid-doped ice at 9.7 GHz., *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Special IGARSS'91 Issue.
- Hammer, C.U. 1980. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio echoes., *J. of Glaciol.*, 25(93), 359-372
- Harrison C.H. 1973. Radio echo sounding of horizontal layers in ice., *J. of Glaciol.*, 12(66), 383-397
- Millar D.H.M. 1981. Radio-echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity, *Nature*, Vol. 292, 30, pp. 441-443
- Moore, J.C. Fujita, S. and Wolff, E.W. (Submitted), Dielectric properties of ice containing acid and salt impurity at LF and microwave frequencies., *Journal of Geophysical Research*
- Paron, J.G. and Robin, G. de Q. 1975. Internal reflections in polar ice sheets., *J. of Glaciol.*, 14(71), 251-259
- Robin G. de Q., Evans S. and Bailey J.T. 1969. Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, 265(166), pp. 437-505

## 南極におけるクレバス探査レーダ基礎実験結果 速報

高橋 晃、水津 武、岡本謙一、浦塚清峰（通信総合研究所）  
渡辺興亜、藤井理行（国立極地研究所）

### 1 はじめに

南極地域観測において、クレバスの存在は雪上車の安全な運行の大きな妨げとなる。このため、雪上車の通り道であるルートの確保・整備には多くの時間が費やされるが、ルート上においても新しいクレバスが発見される事もある。

通信総合研究所では、この危険なクレバスの早期発見のために有効なレーダの開発についての研究を昭和 62 年より国立極地研究所と共同で行っている。これまでの国内での基礎研究に引続き、今回の第 32 次南極観測にて実際のクレバスにおいて、レーダによるクレバス探査の可能性を調べ、方式等最適な条件をさぐるための基礎的な実験を行った。以下にその結果の一部について報告する。

### 2 実験装置の構成

実験に用いたレーダは、C バンド短パルスレーダと呼ばれるものである。周波数の選定は、氷による電波の減衰とアンテナの大きさを考慮したものであり、距離分解能の向上のため C バンドでは限界の短い送信パルスを実現している。アンテナは、直径 90cm、ビーム幅 5.6° のパラボラアンテナであり、入射・方位角を変えることが出来る。受信された反射信号は A スコープ表示されるほか、データを計算機に取り込むことが出来る。表 1 にレーダの主要諸元を示す。

### 3 クレバスからの反射の構造について

電波が空気中から氷に照射された場合、電波は氷の表面において反射もしくは内部に屈折して伝搬する。反射は氷の表面の状態に依存し、屈折は次の条件のもとで行われる。

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{n_2}{n_1} \quad (1)$$

ここで、 $\theta$ :入射角、 $n$ :屈折率を、添え字の 1、2 はそれぞれ大気中、水中の条件を表している。

一般に、屈折率の大きな媒質から小さい媒質に電波が入射する場合、その入射角によって全反射という現象が起こる。氷の屈折率については、*P.S.Ray*(1972) によれば 4.2GHz、-20℃の条件において  $n_2 = 1.78$  である。従って、図 1 のような直角な壁の構造をもつクレバスの場合、クレバスの手前に入射された電波は、クレバスの空洞側には伝搬出来ない。また、手前の壁面の反射点 C からの反射については、屈折の効果により実際の位置よりも見かけ上遠くからの反射として確認される。この見かけ上の壁の距離  $R$  は次式により求められる。

$$R = \frac{H_0}{\cos \theta_1} + \frac{n_2(D_0 - H_0 \tan \theta_1)}{\sin(\sin^{-1}(\frac{\sin \theta_1}{n_2}))} \quad (2)$$

ここで、 $H_0$ :アンテナの高さ、 $D_0$ :アンテナからクレバスまでの距離である。

| 型式 C バンド短パルスレーダ |                  |        |        |
|-----------------|------------------|--------|--------|
| 送信器             |                  | 受信器    |        |
| 周波数             | 4.3GHz           | 帯域幅    | 1.2GHz |
| 尖頭電力            | 20dBm            | 最小受信感度 | -81dBm |
| パルス幅            | 1nsec            |        |        |
| 繰り返し周波数         | 1.25、<br>12.5kHz |        |        |
| アンテナ            |                  |        |        |
| 型式              | 90cmφ パラボラアンテナ   |        |        |
| 利得              | (4.3GHz) 28.3dB  |        |        |
| ビーム幅            | 5.6°             |        |        |

表 1: レーダの主要諸元



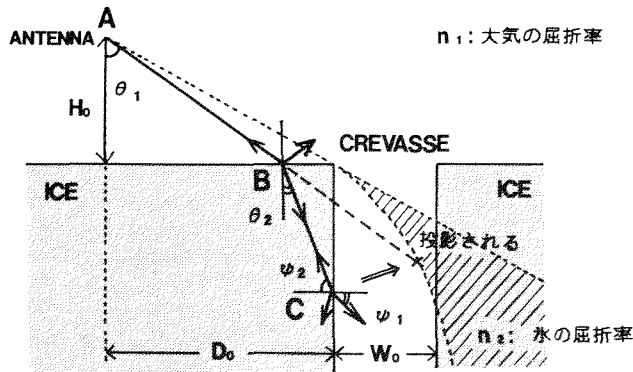


図1: クレバスでの反射の構造

#### 4 実験結果

実験場所は、とっつき岬北側 300m のドーム状の裸水の氷床である。図2はその結果の例で、①は幅 1.4m の雪の被ったクレバスであり、②は幅 0.85m の穴の開いたクレバスである。図2はクレバスからの反射の強さを入射角ごとに階調表示したものである。両軸はアンテナからの距離を示している。ここで、図2のようにアンテナの入射角に合わせて受信強度を表示させてクレバスの幾何学的位置と対応させようとした場合、図1の斜線の領域はクレバス各部の反射が反映されない領域となる。①については、偏波 (HH・VV) による反射の違いについて実験を行った。両偏波とも表面からの反射が小さいが、これは表面が裸水であり滑らかであるためと考えられる。反射は、クレバスの開口面に電波を入射した場合が強い。クレバスの手前の壁からの反射の位置も (2) 式と非常によい相関関係が得られた。両偏波とも反射の構造について、大きな差異は認められなかったが、クレバス内部の状態による反射の違いも若干見られるようである。

②の実験では、クレバスの開口部をアルミ板で覆い、そうでない場合との比較実験を行った。結果はアルミ板を置いた場合、クレバスの開口面からの反射が弱くなりクレバスの手前の壁からの影響のみ観測された。クレバスの奥の部分で反射の位置が若干長くなっているのは、クレバスの構造及び方位角の測定誤差によるものと考えられる。

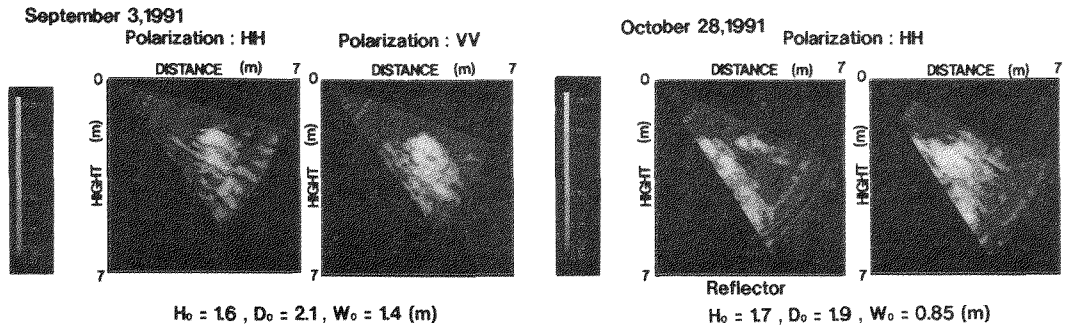


図2: クレバスからの反射の入射角に対する変化

#### 5 まとめ

これまでの解析結果から、Cバンド短パルスレーダにより実際のクレバスにおいてクレバスの形状によるものと考えられる反射信号を得られることが確認された。特に電波が水中を伝搬しクレバスの壁からの反射を観測出来たことは特筆すべき点であると考えられる。今後さらに方位角方向にアンテナを振った場合のデータなども検討する予定である。

# 氷結晶の9.7GHzにおける誘電異方性

藤田秀二 前晋爾 松岡建志

北海道大学工学部 応用物理学科

## 1 本研究の要旨

本研究では、9.7GHzでの定在波法による測定により、氷の誘電率実数部の一軸異方性を明らかにする。アラスカのメンデンホール氷河から採取された氷を試料として用いてこれを測定した。測定の結果、結晶C軸と電場ベクトルが平行な場合の誘電率、 $\epsilon_{||c}$ 、は結晶C軸と電場ベクトルが平行な場合の誘電率、 $\epsilon_{\perp c}$ 、よりも大きいことが明らかになった。この傾向は、デバイ緩和周波数領域から静的誘電率の領域の低周波で観測されているものと同じである。この事実は、9.7GHzと低周波の中間の周波数領域であるHF、VHF、マイクロ波領域でも $\epsilon_{||c} > \epsilon_{\perp c}$ であることを示唆している。

$\epsilon_{||c}$ と $\epsilon_{\perp c}$ は共に温度にわずかに依存するが誘電異方性 $\Delta\epsilon' (= \epsilon_{||c} - \epsilon_{\perp c})$ は一定であり、 $0.037 (\pm 0.007)$ である。この結果に基づいた単純な計算から、誘電異方性が氷の中で引き起こす電磁波の反射の強度反射係数 (Power Reflection Coefficient: PRC) は-50dBになることがわかった。この値は、通常ラジオエコーサウンディング (RES) 技術で極地氷床の内部層から観測される電波のPRC、-70から-80dBよりもはるかに大きい。これにより、氷の誘電異方性は氷床内部反射の主要原因の一つであるという結論が導かれる。

## 2 研究の背景

氷結晶 1h (六方晶氷) は一軸対称性をもった結晶構造をしており、誘電率もまた、結晶C軸を主軸とした一軸異方性をもっている。南極などの天然に存在する氷は多結晶であり、多結晶氷は、様々な結晶方位分布をもった結晶粒の集合体である。多結晶氷の結晶C軸の空間の方位分布のパターンをファブリックパターンと呼んでいる。Harrison(1973)は、極地氷床中でのファブリックパターンの変化がRESで観測される内部反射層の原因であると提唱している。また、氷体中を伝播する電磁波の偏波状態もまた、氷の誘電異方性により決定される。HF帯からマイクロ波領域での氷の誘電率は $\epsilon_{\infty}$ として表され (図1)、

$\epsilon_{\infty}$ はほぼ3.17前後であるとして従来受け入れられてきた。この値はRESにより得られるデータの解析に用いられてきている。しかしながら、誘電異方性が氷体中を伝播する電磁波の伝播特性を支配する重要なファクターであるのにもかかわらず、氷のこの周波数帯での誘電異方性は定量的には従来明らかではなかった。

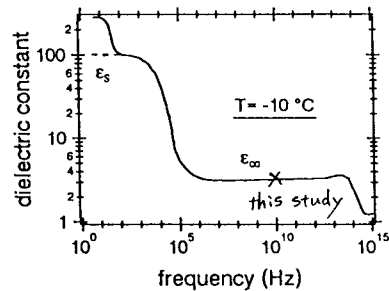


Figure 1. The schematic dispersion spectrum of ice at -10°C.

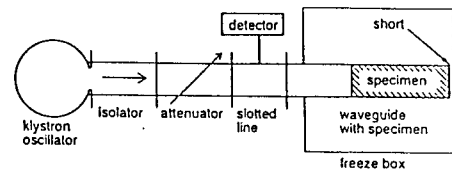


Figure 2. Experimental arrangement for measuring the dielectric constants in an waveguide.

## 3 測定条件

誘電率の測定方法は導波管を利用した定在波測定法である (図2)。この方法では、試料の結晶格子と導波管内の電場ベクトルのなす相対角度を調節することができるために誘電率の異方性を調べることができる。合計10個の単結晶試料を誘電異方性を調べる目的で使用した。試料は全てアラスカ・メンデンホール氷河から採取された天然単結晶氷である。単結晶の結晶C軸方位はリグスビーステージを用いて決定した。全ての氷は気泡を含まない透明なものを用いた。氷試料の密度は平均 $913 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ であった。それぞれの氷試料に印加した電場ベクトルと結晶C軸方位のなす

角度も表 1 に示している。

TABLE 1. ICE SAMPLES USED FOR THE MEASUREMENTS

| Sample No. | Angle between the electric field and the c-axis<br>( $\pm 5^\circ$ ) | Density<br>( $\text{kg/m}^3 \pm 2$ ) |
|------------|----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| 1          | 10                                                                   | -                                    |
| 2          | 0                                                                    | 913                                  |
| 3          | 1                                                                    | 914                                  |
| 4          | 1                                                                    | 915                                  |
| 5          | 1                                                                    | 912                                  |
| 6          | 1                                                                    | 913                                  |
| 7          | 84                                                                   | -                                    |
| 8          | 84                                                                   | 915                                  |
| 9          | 88                                                                   | 913                                  |
| 10         | 88                                                                   | 911                                  |

#### 4 測定結果

$\epsilon_{//c}$  と  $\epsilon_{\perp c}$  の測定結果は図 3 に示してある。表 1 でわかるように、各々の氷試料の結晶 C 軸は、電場ベクトルに対し厳密に平行あるいは垂直ではない。したがって正しい  $\epsilon_{//c}$  と  $\epsilon_{\perp c}$  を求めるためにわずかに幾何補正を行った。図 3 にわかるように  $\epsilon_{//c}$  は  $\epsilon_{\perp c}$  よりも明らかに大きい。 $\epsilon_{//c}$  も  $\epsilon_{\perp c}$  も温度の上昇につれてわずかに上昇する。これらは以下の式で表すことができる。

$$\epsilon_{//c} = 3.189(\pm 0.006) + 0.00092(\pm 0.00007)T \quad (1)$$

$$\epsilon_{\perp c} = 3.152(\pm 0.003) + 0.00086(\pm 0.00005)T \quad (2)$$

ここで  $T$  は  $^\circ\text{C}$  で表した温度である。式(1)、(2)より  $\epsilon_{//c}$  と  $\epsilon_{\perp c}$  の差  $\Delta\epsilon'$  は次のようになる。

$$\Delta\epsilon' = \epsilon_{//c} - \epsilon_{\perp c} = 0.037(\pm 0.007) + 0.00006(\pm 0.00009)T \quad (3)$$

式(3)の第2項は第1項に比べ無視できるほど小さいので、 $\Delta\epsilon'$  は地球上の雪氷圏の温度範囲(最低で平均  $-60^\circ\text{C}$  程度)では定数とみなすことができる。

#### 5 考察

Humbel et al. (1953) は kHz 帯での単結晶の複素誘電率を測定することにより、 $\epsilon_{//c}$  は明らかに  $\epsilon_{\perp c}$  よりも大きいことを示した。彼らの結果によれば、静的誘電率の異方性は  $-5^\circ\text{C}$  で 15% であり、それは周波数と共に減少する。更に、Kawada (1978) は同様の結果を確認している。これらの研究よりも高周波帯で誘電率の異方性が確認されたことは今までになかったが、本研究の結果から MHz 帯から GHz 帯でも  $\epsilon_{//c} > \epsilon_{\perp c}$  であると結論づけることができる。

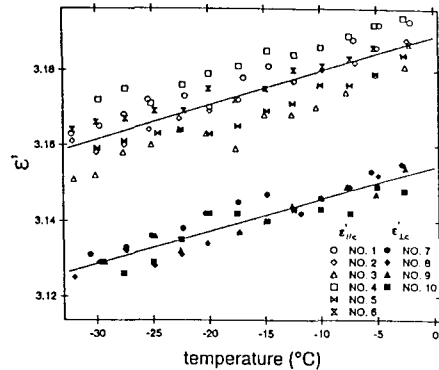


Figure. 3 The dielectric permittivity of single crystal of ice Ih at 9.7 GHz when the c-axis is parallel to the electric field (sample no. 1-6) and when c-axis is perpendicular to the electric field (sample no. 7-10).

誘電異方性により誘起される氷体内での電磁波の反射は、氷体内部で電磁波の伝播方向に誘電率が突然変化した場合に起こる。極地氷床の内部において、ファブリックパターンが氷床の深さと共に変化するのは良く知られた事実であり、誘電率が結晶方位に依存するという事実はファブリックパターンの変化が十分に氷床の内部反射層の主要な原因になりうることを意味する。氷床の内部反射の反射強度とファブリックパターンの定量的な関係については、当日詳しく議論する。

#### 6 本研究結果の応用について

本研究の結果は極地氷床内部の電磁波の伝播を考える場合に極めて重要である。これが電磁波伝播速度にもたらす影響については本シンポ [氷の誘電特性から明らかにした氷体中の電磁波の伝播特性] で論じる。これに起因する氷床内部での電磁波の反射については本シンポ [氷床内部反射の原因とその性質] で論じる。更にこれが電磁波の偏波状態にもたらす効果については本シンポ [南極みずほ基地における、氷床の内部反射とファブリックパターンの関係] にて示す。

#### REFERENCES

- Fujita, S. and Mae, S. (submitted) Dielectric anisotropy in ice Ih at 9.7 GHz., *Ann. Glaciol.* 17
- Harrison C.H. 1973. Radio echo sounding of horizontal layers in ice., *J. Glaciol.*, 12(66), 383-397
- Humbel, H., Jona, F. and Scherrer P. 1953. Anisotropie der Dielectricitäts Konstante des Eises., *Helv. Phys. Acta.*, 26, 17-32
- Kawada, S. 1978. Dielectric anisotropy in ice Ih., *Journal of the Physical Society of Japan*, 44(6), 1881-1886

# 南極みずほ基地における、氷床の内部 反射とファブリックパターンの関係

藤田秀二 前晋爾

北海道大学工学部 応用物理学科

## 1 要旨

本研究では、南極みずほ基地で観測された氷床内部反射と、ここで掘削された氷床コアのファブリックパターンの関係について論じる。比較検討に用いたデータは、179MHzのラジオエコーサウンディング(RES)を用いて現地で得られているデータと700m深の氷床コアの12の深さから測定したファブリックパターンである。ファブリックパターンのデータをもとに、それぞれの深さの氷床がもつ誘電率テンソルを計算した。

誘電率テンソルの計算結果から、みずほ基地下の氷床が1軸異方性の複屈折媒体であることがわかった。誘電率テンソルの異方性の対称軸は、氷床の流線方向と一致する。1軸異方性の複屈折媒体の中での電磁波の伝播理論に照らした場合、このような媒体中では電場ベクトルは2つの方向にしか生じ得ない。2つの方向とは、みずほ基地の場合、流線に平行な方向とそれに垂直な方向である。そして、このような理論からの予測は実測とよく一致する。すなわち氷床内部からの反射波の強いシグナルは互いに平行に保った送信アンテナと受信アンテナを氷床の流線に平行に向けたときと垂直に向けたときに観測されているのである。しかしながらこの2つの方向のシグナル強度は、何等かの理由により各々の深さにおいて互いに異なっていた。

本研究では、このシグナル強度の差が、多結晶の結晶粒界で起こる体積散乱による減衰に起因するという仮説を提出する。

## 2 研究経緯

### 2、1 ラジオエコーサウンディングの結果

Yoshida et al.(1987)は、南極みずほ基地において、氷床の複屈折を調べるために179MHzのラジオエコーサウンディングを行なった。彼らは、内部反射のエコー強度が平行に保った入射・受信アンテナを氷床の流線に平行に向けたときと垂直に向けたときに増大するという結果を得た。氷床の流線方向は、現地の氷床の伸び歪の主軸であったので、氷

床のファブリックパターンがその複屈折を決定しているのではないかと考えられた。

### 2、2 700mみずほコアのファブリック

みずほコアのファブリックは、Narita et al.(1986)、それにFujita et al.(1987)で報告されてきた。現在までに700mまでの深さで合計12の深さのファブリックパターンがわかっている。みずほコアの結晶C軸は流線に対して垂直な面の中に分布している。この特徴は氷床深が増すほど顕著になる。Fujita et al.(1987)はこのようなC軸の集中が氷床の流線に沿った伸び歪によって生じていることを明らかにした

### 3 氷床氷の誘電率テンソルの異方性

筆者らは、氷単結晶の誘電率が一軸対称の異方性をもつことを明らかにした(本シンポジウム)。氷単結晶の誘電率が1軸異方性をもつので、南極氷床氷などの多結晶の誘電率テンソルもまたそのファブリックパターンに応じて異方性をもつ。南極氷床氷を、誘電異方性をもつ単結晶の混合誘電体とみなしてファブリックパターンをもとにその誘電率テンソルを計算した。みずほコアのファブリックパターンは明瞭なガードル型(特定の平面内に分布するパターン)であるため、その誘電率テンソルは1軸対称性の異方性をもつ。ファブリックパターンのデータを用いて誘電率テンソルの成分を次の3つの軸方向について計算した。それは、流線方向(Y軸)、流線に対して垂直な方向(X軸)、それに鉛直軸(Z軸)である。計算結果から、Y軸方向の誘電率テンソル成分がX軸方向とZ軸方向のそれに比べてずっと小さいことがわかった。そしてその差は氷床の深さと共に増大することがわかった。このようにして、誘電率テンソルは近似的には1軸対称性の異方性をもつとみなすことができた。

### 4 一軸対称性複屈折媒体内での伝播理論

Hargreaves(1977)は、平面波が1軸対称性の複屈折媒体に入射したとき電場ベクトルは空間中のある2つの方向にのみ許されること

を示した。直線偏光した電磁波が空中からこのような媒体中へ入射したとき、入射波のもつ電場ベクトルは媒体中で許される2つの方向の成分（正常光と異常光）として分解する。このような2つの方向は、電磁波の伝播方向と誘電率テンソルの対称軸の方向によって一義的に決まる。入射するときには2つの成分が同位相でも、2つの成分が異なった大きさの伝播ベクトルをもつため、このような媒体中を通過した後にはそれぞれの間には位相差が生じてしまう。このような電磁波が氷床の内部で反射されて再び空中に現れたと考えた場合、この2つの成分が再び合成された波は、楕円偏波として観測される。

みずほ基地下の氷床は上に述べたように1軸対称性の複屈折媒体であり、その対称軸は氷床の流線である。みずほ基地の場合、電場ベクトルは流線方向（Y軸）と、流線に対して垂直な方向（X軸）にのみ存在しうる。

Hargreaves(1977)は、直線偏波を発する送信アンテナをX軸に角度 $\alpha$ をなして設置し、受信アンテナをこれと常に平行に保ち、一緒に回転させたと考える場合（すなわちYoshida et al. (1987)の手法で観測した場合）、1軸性の複屈折媒体の中から反射してくる受信シグナルの強度を電磁波の位相 $\phi$ とアンテナ角度 $\alpha$ の関数として提示した。

$$E_{\parallel}^2 = E_y^2 + \frac{1}{2} \sin^2 2\alpha (E_x E_y \cos \phi - E_y^2) + \cos^4 \alpha (E_x^2 - E_y^2) \quad (1)$$

式(1)を用いて $E_{\parallel}^2$ をアンテナ方位角 $\alpha$ の関数として求めた。計算の結果により、反射シグナルの強度は、2つの平行に保ったアンテナを流線方向（Y軸）と流線に対して垂直な方向（X軸）に向けたときに最大になることがわかった。

### 5 実測値の理論との比較

Yoshida et al. (1987)によって実際に観測された内部反射のシグナルは、2つの平行に保ったアンテナを流線方向（Y軸）と流線に対して垂直な方向（X軸）に向けたときに最大になった。その傾向は600m深よりも浅い層では明瞭ではなかった。しかし600m以深ではシグナル強度の異方性の理論的な予測は、実際の観測事実をよく説明していることがわかった。深さ600-830mの間では、シグナル強

度は、2つの平行に保ったアンテナを流線方向（Y軸）に向けたときに最大になったが、逆に流線に対して垂直な方向（X軸）に向けたときに最小になった。これに対して、深さ800-1300mの間では、シグナル強度は、2つの平行に保ったアンテナを流線に対して垂直な方向（X軸）に向けたときに最大になったが、逆に流線方向（Y軸）に向けたときに最小になった。言い替えると、各々の深さにおいて、強い反射シグナルは予測される2つの方位のうちどちらか一方からしか帰ってこない。この事実の意味するものは、氷床の内部で生じた正常光と異常光の強度が何等かの理由で異なる値をもったということである。それぞれは、氷床の透過、減衰、反射の各係数に影響されるので、その差に寄与している支配機構を特定することは困難である。しかしながら、その差に寄与する支配機構が、多結晶の結晶粒界で起こる体積散乱による減衰にであるという仮説を提出する。なぜなら、単結晶氷が誘電異方性をもつという事実は、多結晶氷の結晶粒界では誘電率が変化することを意味しており、隣接する結晶粒どうしの最大の誘電率差は0.037(±0.007)にもなるからである。多結晶の中の結晶粒界のネットワークは、連続的に誘電率境界のネットワークであると言える。

### References

- Fujita, S. Nakawo, M. and Mae, S., 1987. Orientation of the 700-m Mizuho core and its strain history. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 1, 122-131
- Hargreaves, N.D. 1977. The polarization of radio signals in the radio echo sounding of ice sheets. *Journal of Physics D: Applied Physics.*, 10, 1285-1304
- Narita, H., Nakawo, M. and Fujii, Y., 1986. Textures and fabrics of 700-m deep ice core obtained at Mizuho Station, East Antarctica., *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, 45, 74-77
- Yoshida, M., Yamashita, K. and Mae, S. 1987. Bottom topography and internal layers in East Dronning Maud Land, East Antarctica, from 179 MHz radio echo-sounding., *Annals of Glaciology* 9, 221-224

電波による模擬海水の氷厚計測実験

運輸省船舶技術研究所

高島逸男

山越寿夫

前田利雄

桜井昭男

1. はじめに

筆者等は電波による海水の氷厚測定の基本技術について研究しているが、先に模擬海水の誘電率を同軸管を用いた反射法により測定した結果について報告<sup>(1)</sup>した。引き続き、アンテナ等を整備して、電波の自由空間での反射法により模擬海水盤の特性を求めめる実験を行っている。

実験室内で電波の自由空間での反射法により模擬海水盤の特性を求めめる場合、実験室の壁面、天井、試料以外の物体等からの反射波が測定対象からの反射波に重畳し、測定対象の特性の推定はなかなか困難である。

本報告では電波の反射法による測定における問題点を除去することを目的として、予備的な実験及び検討を行った結果について述べる。

2. 試験方法

電波による氷厚探知法として、ステップ周波数レーダが提案<sup>(2)・(3)</sup>されている。同レーダはシステムの構成が簡便であるので本測定に用いることとし、図-1に示すような装置により測定系を構成した。

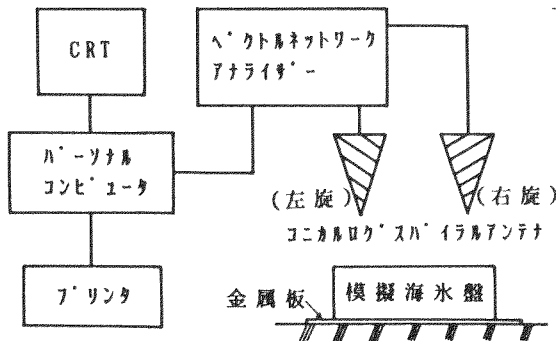


図-1 測定装置

模擬海水盤の測定は入力信号を周波数200 MHz~1,000 MHzの帯域で掃引し、500点のステップで反射波の振幅と位相を測定することとした。反射波の計測は、始めにアンテナから1 mの距離に大きな金属板を置いて基準と

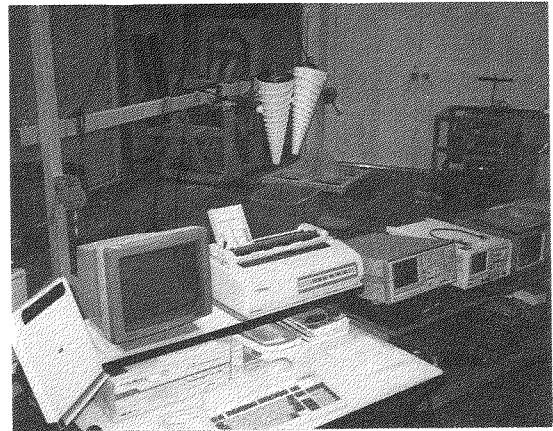


写真-1 測定状況

した。写真-1に測定状況を示す。

3. 試験結果

模擬海水盤(約65×45×厚さ30")に電波を入射させ、反射波の振幅及び位相の基準

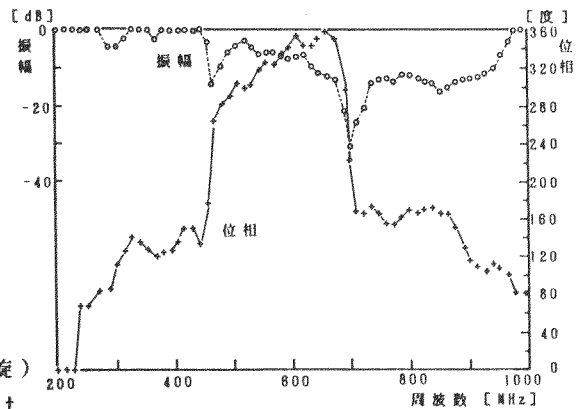


図-2 模擬海水の振幅及び位相の周波数特性

からの差を測定した結果を図-2に示す。伝送法の場合と同様な手続きで、図-2から誘電率を求めると $\epsilon = 1.8 - j2.2$ となり、多重反射の影響、ステップによる誤差等が含まれている。これを周波数ステップにより各周波数での反射係数をフーリエ変換して、距離に変換した反射強度とすると、図-3に示すようになり、多重反射の影響がはっきりみられる。

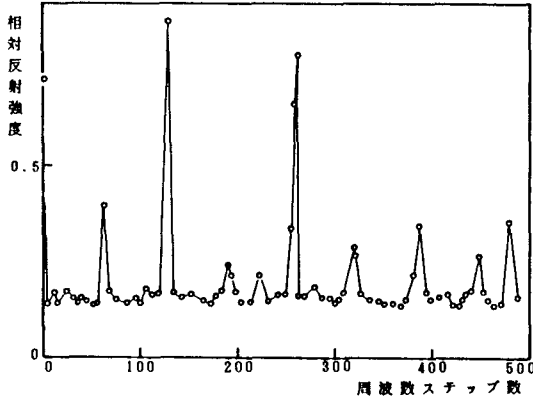


図-3 相対反射強度と周波数ステップ数との関係

ターゲット以外の物体からの反射波を除去するための一般的な方法は特定の測定系に限り、既知の試料を用い、振幅及び位相の校正曲線を求めて補正することであるが、物質により異なる点がみられるので、それらの検討結果について引続き報告することとしたい。

#### 4. まとめ

電波の反射対策が何ら施されていない実験室内において、電波の反射法による模擬海水盤の氷厚の測定を試みたが、まだ満足できる結果が得られたとはいえない。真水氷のように、誘電率の実数部が小さく、殊に虚数部が非常に小さい試料を測定する場合にはさらに困難が予想される。しかしながら、無響室内や広大な氷原における計測に対しては、ターゲット以外からの反射はあまり問題とはならないので、電波的に劣悪な環境下での計測を追求することより、低温室内等において現場計測における問題点を解決するために行うレーダ装置の評価、氷厚及び氷質の近似的な計測等ができればよいと考えている。

#### (参考文献)

- 1). 高島ほか、第14回極域気水圏シンポジウム講演集、pp.37-38 (1991)
- 2). K.lizuka et al, Step-frequency radar, J. Appl. Phys. 56(9), pp.2572-2583 (1984)
- 3). 峯野ほか、海水の厚さ測定用UHFステップ周波数レーダの開発、通信総合研究所季報、pp.275-283 (1987)

北極圏雪氷コアによる過去数1000年  
～数1000年の気候・環境変動

渡辺興亜、藤井理行、神山孝吉、本山秀明（極地研）、西尾文彦（北海道教育大）、庄子仁（富山大理）、亀田賢雄（北見工大）、成田英器（北大低温研）、和泉薫（新潟大積雪研）

数動のよ研究大心にナナ  
去交そに研、対析ゲグ(3)主よて  
過境、質本てに解シシ、て、球な  
は環て、物と性ア境(2)性し半行  
にびつる。と特コ環、的比較北を  
中よ伴まい象域の候性、域的比の究  
層おにぎて対地そ候性、域的比の究  
雪気動まされる候の積の積の積の積  
ののののののののののののののの  
河規模す記をる行アの量比果ス変  
水規模化れ圈よをコその折年環  
球規環化れ圈よをコその折年環  
床、地候を化雪ム探雪状とそ解千  
水ぶ気量ルのテア産質ア百の候、  
の及、在ナ圈スコ(1)列性コ百の  
上になが存グ極ン水、系のた数圈  
球年遷否、シ北環雪、時貫れて極  
十の存っは、氣しよルル得とびき

③ 1991年：グリ  
ーGRIP度、実  
層造、同位体  
酸P、脂肪酸、  
P、P中  
① グリーンランドにおける小氷期を含む過去  
450年の気候・環境変動。  
② スバルバルにおける過去600年の激  
しい変動を伴う気候・環境変動。  
③ 19世紀中頃からの人間活動起源物質の顕  
著な増加  
増加明らかなりつつつある。こうしたこれ  
なで研究で得られ、今後の北極圏  
雪コア研究の展望をととも報告する。

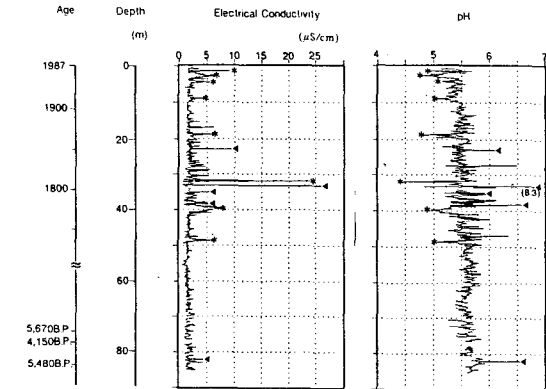
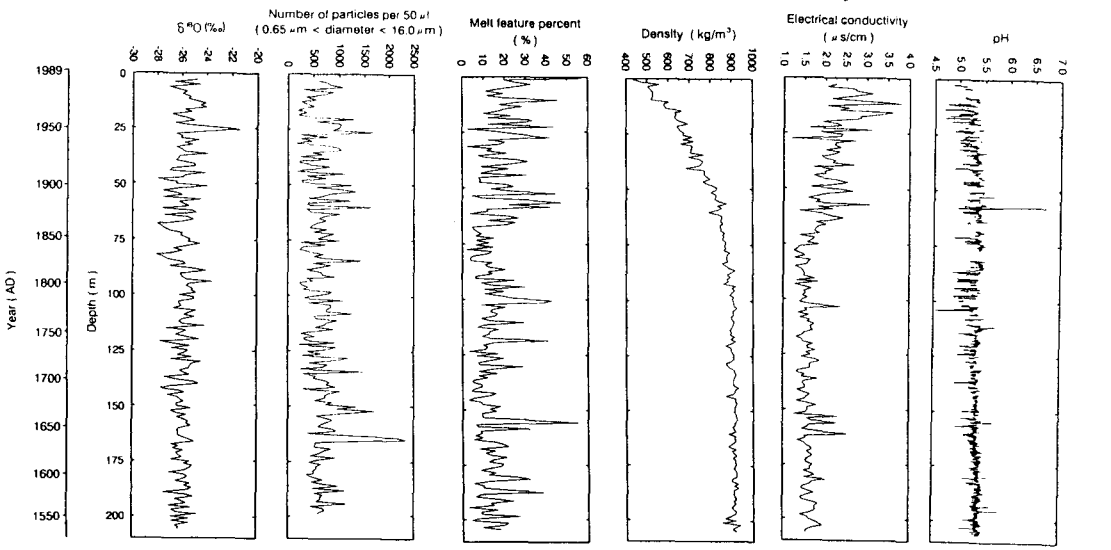


図1 スバルバル、アークティック氷帽のJ7; 氷帽下部は、ヒア・シガマル期の古い水体である

図2 グリーンランド Site-J7; 1850年頃をピークとするlittle ice age. それ以降の温暖化、大気汚染などが特徴的である





亀田貴雄（北見工大一般教育）、渡辺興重（極地研究所）、和泉薫（新潟大学災害研）

### 1. はじめに

1989年5月から6月にかけてグリーンランド氷床南西部のSite-J (66°51.9'N, 46°15.9'W; 2030m) で氷床掘削を実施し、206.6mと101.6mのコアサンプルを採取した。Site-Jは、夏の気温が比較的高く（7月の平均気温が-5〜0°C、A.Ohmura:1987）、氷床表面付近の積雪が部分的に融解し、その融解水が再凍結することにより“水板”が形成されることが特徴である。206.6m深のSite-Jコアで観察された水板の鉛直分布についてはすでに雪氷学会、気象学会で報告してきた。

今回は、 $\delta^{18}O$ （酸素同位体比）の測定結果から推定したSite-Jコアの年層境界の報告を行ない、さらに各年層ごとに含まれる水板の厚さ分布とグリーンランドにおける5地点の気象データとの比較の結果を報告する。また、水板と酸素同位体比の全層プロファイルのそれぞれの特徴についても述べる。

### 2. Site-Jコアの年層境界

図1にSite-Jコアの $\delta^{18}O$ 、トリチウムの測定結果を示す。 $\delta^{18}O$ は、コアサンプルから約10cmごとに切り出した試料を国立極地研究所の質量分析計にて連続的に測定したもので、年層4サンプルの測定に相当する。グリーンランド氷床では、降雪の $\delta^{18}O$ が季節変動することが知られており、それをういてコア試料の年代が推定されてきた。Site-Jコアでは、水板形成に伴う $\delta^{18}O$ の再分別により乱されているが、図1に示すように年層境界（1961~1986：矢印で示す）がほぼ確認できた。なお、この年層境界は、図1下に示したトリチウムの分析結果を参考にした。

### 3. 水板分布とグリーンランドでの気象データとの関係

図1に示した各年層で観察された水板の厚さ（cm）の変動を図2に示す。図2では、2本のSite-Jコアでそれぞれ観察された水板の厚さとその平均値を記してある。表1にこの各年層ごとに観察された水板の厚さとグリーンランドの5地点（Godthaab, Egdesminde, Narssarsuaq, Angmagssalik, Sondre Stromfjord）における夏の月平均気温（June, July, Aug., JJAの平均値）との相関係数をまとめた。GodthaabからAngmagssalikまでの4地点については1961年~1987年の27年間のデータ、Sondre Stromfjordについては1981年~1987年の7年間のデータを用いた。また、t分布による検定を行い、危険率10%、5%、1%の関係には相関係数にそれぞれ\*、\*\*、\*\*\*を付けた。

Site-Jコアで観察された水板の分布は、Godthaabの6月および夏3ヶ月の平均気温の分布と相関が高く（それぞれ、 $r=0.56$ 、 $0.49$ ）、危険率も1%以下であることがわかる。Sondre Stromfjordの8月とは、相関係数が高いが（ $r=0.67$ ）、使用したデータ数が少ないので、t分布による検定では危険率5%以下となる。ここで得られた関係式を用いる事により、Site-Jの水板分布から過去の夏の気温を推定することができる。

### 4. 206.6mコアでの水板と $\delta^{18}O$ の分布

図3に全層にわたる水板分布と $\delta^{18}O$ を示す。水板・ $\delta^{18}O$ ともに1mごとの平均値とその10mの移動平均で示してある。コアの年代は、Shoji et al. (1991) で得られた結果を用いた。水板分布が低い値を示す時に、比較的關係が高いことがわかる。これは、夏の気温の指標としての水板率と年平均気温の指標としての $\delta^{18}O$ との違いに依存しているとともに、水板形成にともなう $\delta^{18}O$ の再分別の結果であると考えられる。

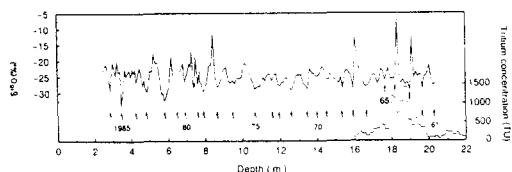


図1  $\delta^{18}O$ とトリチウム濃度から推定したSite-Jコアの年層境界（1961~1986）。

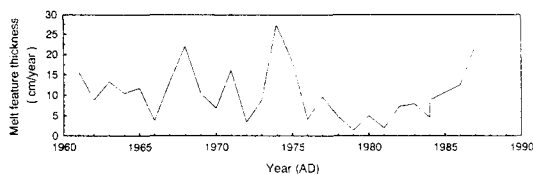


図2 各年層境界で観察された水板の厚さの合計の年変動（cm/year）

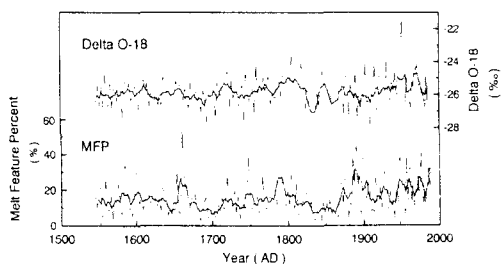


図3 206.6mコアの水板分布（MFP）と $\delta^{18}O$

|                       | June    | July | August | JJA     |
|-----------------------|---------|------|--------|---------|
| Godthaab (25)         | 0.56*** | 0.24 | 0.34** | 0.49*** |
| Egdesminde (25)       | 0.38**  | 0.20 | 0.39** | 0.43**  |
| Narssarsuaq (25)      | 0.44**  | 0.22 | 0.26*  | 0.43**  |
| Angmagssalik (25)     | 0.19    | 0.13 | 0.15   | 0.22*   |
| Sondre Stromfjord (5) | 0.45    | 0.04 | 0.67** | 0.49    |

表1 グリーンランドの5地点の夏の月平均気温とSite-Jコアの各年層境界で観察された水板の厚さの合計との相関係数

## グリーンランド氷床中の脂肪酸の分布

河村公隆、鈴木郁子（都立大理）、藤井理行（極地研）

## 【はじめに】

氷床コアは、降雪やドライフォールアウトによって大気中から除去された化学成分を保存していることから、大気を通した物質の輸送過程及び変質を解明する上で重要である。本研究では、グリーンランド（Site-J）で採取した氷床コア中に生物起源の脂肪酸を検索し、陸上高等植物の寄与及び海洋生物の寄与を評価することを目的とした。

## 【試料と分析法】

本研究で用いた氷床コア試料（長さ206 m、約450年）は、1989年5-6月にグリーンランド（Site-J, 66°51.9'N, 46°15.9'W, 標高2030 m）にて採取した。試料は融解後、6 M塩酸で酸性（pH=1）にし塩化メチレン/酢酸エチル（2:1）で抽出した。抽出物より中性成分を除いた後、酸性成分（カルボン酸）を分離し、メチルエステルに誘導体化した。更に、シリカゲルカラムクロマトグラフィーを用いて脂肪酸メチルエステル画分を分離した。エステル測定には、オンカラムインジェクター付

キャピラリーGC（カーロエルバ、VEGA6000）及びGC-質量分析計（フィニガンMAT、ITS40）を用いた。

## 【結果と考察】

氷床試料中に炭素数7から32の脂肪酸を検出した。図1に脂肪酸画分のガスクロマトグラムを示す（試料は、深度32 m）。脂肪酸の分布は、偶数炭素数の優位性を示し、生物起源であることを意味している。低分子脂肪酸（C12-C18）と共に高分子脂肪酸（C20-C32）が検出されたが、前者は主に海洋生物起源、後者は、陸上高等植物起源である。C16、C18などの不飽和脂肪酸（図1で C16:1, C18:1として示す）が高い濃度で存在したことは、生物中での脂肪酸組成により近いことを示しており、大気中での不飽和脂肪酸の分解は、それほど進行していないことを示唆した。また奇数炭素数の脂肪酸では、分枝のもの（図1中に brC15 などとして示す）が直鎖と同程度存在した。これら脂肪酸の全濃度は3-19 ug/Lであった。

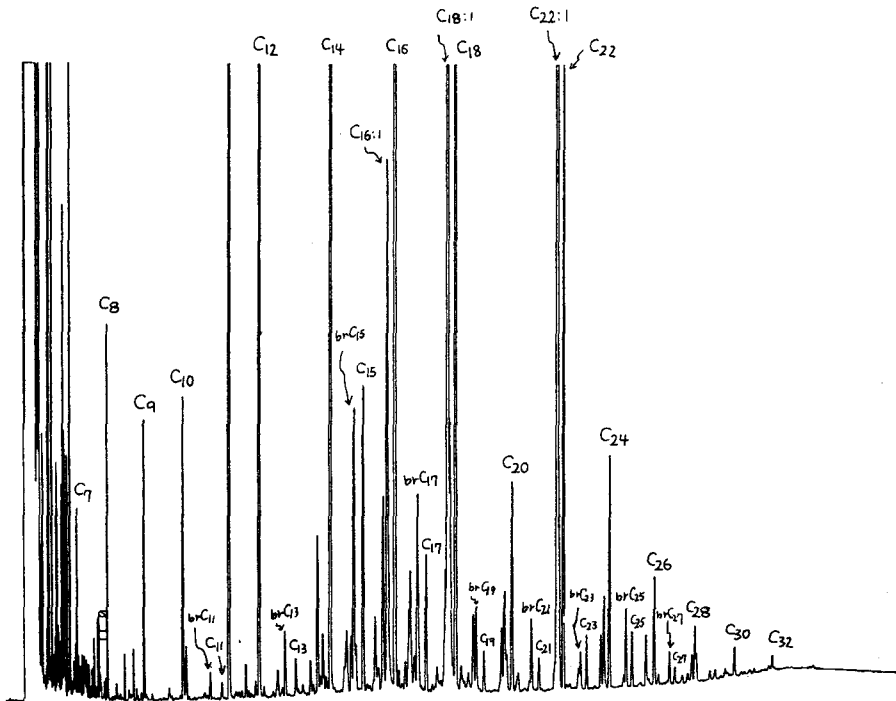


図1

## VOSTOKコア氷中の Air-hydrate(2) -粒界上の air-hydrate結晶-

内田 努、前 普爾(北大工)、本堂武夫(北大低温研)、  
V. Ya. LIPENKOV (AARI, Russia)、P. DUVAL (LGGE, France)

氷床深部水中には、air-hydrateと呼ばれる空気包接型水和物が存在している。これは水化する際取り込まれた気泡が、氷床深部で高い静水圧のため変化したものである。その結晶構造はX線回折の研究から、一辺17Åの単位胞を持つ立方晶であることがわかっており<sup>1)</sup>、水の結晶構造(単位胞約4.5×7.3Åの六方晶)とは異なる。そのためair-hydrate結晶は、水中に存在する固体微粒子と同様、水の塑性変形になんらかの影響を及ぼすと考えられる。また、南極VOSTOKコア氷中のair-hydrate結晶の分布の観察結果から、気泡消滅後もair-hydrate結晶は成長を続けていることが明らかにされた<sup>2)</sup>。air-hydrate結晶が氷床水中で成長するためには、その構成分子である水分子や空気分子が水中を拡散しなくてはならない。分子は結晶格子間よりも、粒界を通った方が拡散し易いと考えられる。従って粒界上のair-hydrate結晶の存在は、氷床内でのair-hydrate結晶の分布や生成過程を考える上でも重要である。本研究では、個々のair-hydrate結晶の粒界との位置関係を観察し、粒界上の結晶の形態と分布について調べた。

試料として、南極VOSTOK基地で掘削された1050~2542 mコア氷34本を用いた。この氷は

1987~1989年に掘削され、VOSTOK基地の-55℃の貯蔵庫に保存されていたものである。コア氷中には、体積緩和によって生ずるクラックもhydrateから解離して生じた気泡も形成されていなかった。このコア氷から薄片試料を作製し、偏光顕微鏡を用いてair-hydrate結晶と粒界とを観察した。

観察された粒界上のair-hydrate結晶を図1に示す。図1(a)は直線的な粒界上にある結晶で、粒界との接点が尖っている。図1(b)は粒界を大きく曲げており、粒界が移動する際air-hydrate結晶が障害物として作用していることを表している。図1(a)にみられるような結晶について、その粒界との接点における接合角度を測定した。これはair-hydrate結晶の表面エネルギー $\gamma_{ah}$ と、粒界エネルギー $\gamma_{gb}$ との比を与える。その結果、 $\gamma_{ah}/\gamma_{gb} \approx 0.97$ となり、Shoji and Langway<sup>3)</sup>によって得られた4~7という値と大きく異なることがわかった。図2には粒界上に存在するair-hydrate結晶数B、全結晶数Nに対する数比B/Nの深さ変化を示した。この図から、約2400 m深までのコア氷中ではair-hydrate結晶は粒界に多く存在していることが明らかになった。なお結果に対する考察は、当日の講演に譲る。

<sup>1)</sup> T. Hondoh et al., J. Incl. Phenom. Molec. Recogn. Chem. 8, 17 (1990).

<sup>2)</sup> T. Uchida et al., submitted to J. Glaciol.

<sup>3)</sup> H. Shoji and C.C. Langway, Jr., J. Phys. (Paris) 48, Colloq. C1, 551 (1987).

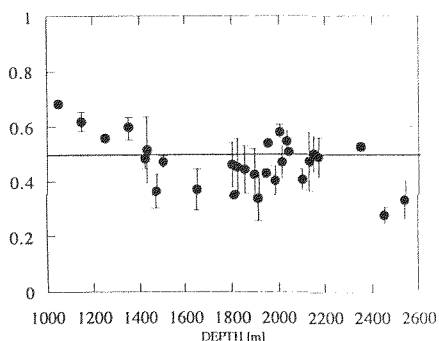
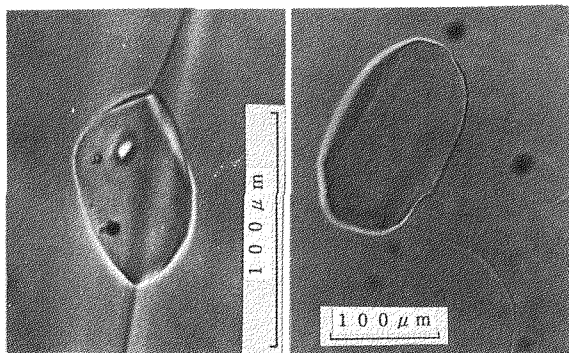


図1(a) 粒界状の air-hydrate結晶 図1(b) 図2 粒界上にある air-hydrate結晶の数比分布

## Air hydrate 結晶の生成に及ぼす静水圧効果

池田哲哉・内田努・前晋爾（北大工）

## 1. はじめに

南極やグリーンランドなどの氷床氷は空気を含んでいる。コア氷の観察から、浅い所では気泡、深い所では air hydrate として存在することが知られている<sup>1)</sup>。気泡から air hydrate への変化は、解離圧を超えた深さで直ちに起こるのではなく、air hydrate が現れる深さと年代にして数百年の差がある。この原因としては air hydrate の核生成の難しさが挙げられる。しかし、十分高圧の条件ならば1週間程度の短期間でも air hydrate が生成されることが確認されている<sup>2)</sup>。そこで本研究では、気泡数を測定した氷に静水圧をかけ、生成される air hydrate の数が静水圧とどの様な関係にあるかを調べた。この結果を実際の氷床中の air hydrate の分布と比較して、air hydrate の生成に及ぼす静水圧の効果を見るのが本研究の目的である。

## 2. 実験方法

気泡分布が均一な人工多結晶氷から、気泡観察用薄片試料と加圧用立方体試料を作製した。さらに加圧後の立方体試料から、air hydrate 観察用薄片試料を作製した。立方体試料の加圧は、恒温室内の高圧タンクを用いて、 $-3^{\circ}\text{C}$  で16日間行った。試料に加える静水圧には、この温度での解離圧  $129\text{ [kgf/cm}^2\text{]}$  より高い  $200\sim 350\text{ [kgf/cm}^2\text{]}$  を選んだ。気泡や air hydrate の観察は偏光顕微鏡（倍率140倍）を用い、数と大きさを測定した。氷と air hydrate の識別は、屈折率の違いを利用したベッケ線テストによって行った。気泡、air hydrate の観察後、薄片の厚さを測定し、気泡、air hydrate の数密度を求めた。これらの値を用いて、次の式で表される air hydrate 生成率を求めた。

$$\text{air hydrate 生成率} = \frac{\text{air hydrate 数密度}}{\text{気泡数密度}}$$

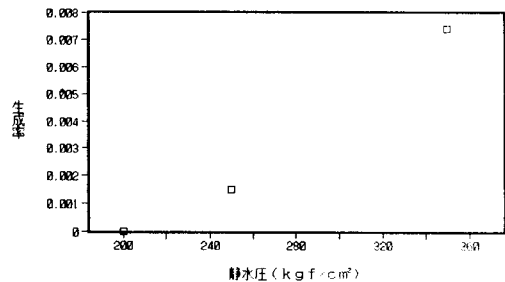
## 3. 実験結果

加圧前の試料中の気泡数密度はいずれも  $10^4\text{ [個/cm}^3\text{]}$  程度で、試料に加える静水圧が  $200\text{ [kgf/cm}^2\text{]}$  の場合、air hydrate は生成されなかった。これに対して、 $250\text{ [kgf/cm}^2\text{]}$  と  $350\text{ [kgf/cm}^2\text{]}$  では air hydrate が生成され、下図のように静水圧が高いほど、生成率が高くなっている。これは air hydrate の核生成率が高圧ほど高い為だと考えられる。そこで核生成のモデルを考え、実験より決定したパラメータと共に実際の氷床に適用した。その結果、氷床中の air hydrate 分布を説明できることがわかった。

1) H. Shoji and C. C. Langway Jr :

Nature 298 (1982) 548

2) 内田努・板倉誠・前晋爾 : 昭和63年度日本雪氷学会全国大会予稿集 30



極地氷床の水化過程の観察

○三谷 与\*、庄子 仁（富山大学）、C.C. Langway, Jr.（ニューヨーク州立大学）、  
H.B. Clausen（コペンハーゲン大学）

はじめに

極地氷床に堆積した雪は深さとともに圧密を受けて、通気性のあるフィルンから通気性の無い氷床氷へと変化する（密度約  $0.8 \text{ Mg/m}^3$ ）。これを氷化と呼んでいるが、氷床氷に含まれている気泡中のガスは氷化の過程で取り込まれたもので、フィルン中のガスと外気とが素早く充分に混合されているとすると（Loosli, 1983）、ガスの年代は同じ深さの氷の年代に比べて氷化の年代分若いことになる。氷床コアのガス解析は過去の大気環境を知る上で最も有効な手段の一つであるが、その基本的情報であるガスの年代を把握するためには、氷化過程の詳細な観察が不可欠である。そこで本研究では表1に示した氷コア試料を用いて通気性の連続測定を行い、氷化過程の観察を行った。

実験方法

測定は、氷コア試料に深さ方向の滑らかな平面を大型マイクロトームを用いて作り、そこに口径16mmのシリコンゴム製の吸い口を押し当てて、簡易ポンプで吸引する際の圧力を読

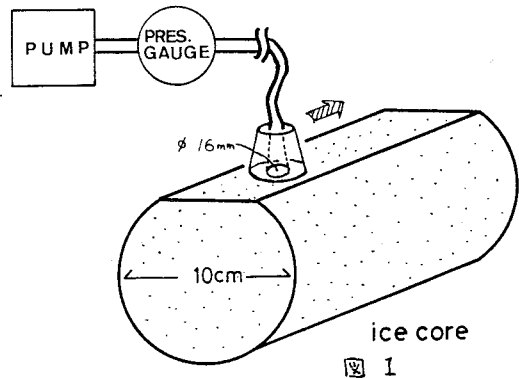
み取ることによって行った（図1）。また、あらかじめ吸い口を完全に塞いだときの圧力計の読みを調べておき、その圧力に達した層を通気性の無い氷の層であると判断した。

結果及び考察

氷化はある深さ幅でフィルン層と通気性の無い氷の層とが交互に繰り返されながら、深さとともに氷の層の占める割合が増加して起こることが判った。得られた氷化領域は、S25, Byrd, G6コアの順に36.5~48.2, 49.9~56.5, 69.5~77.8mであり、この氷化領域の氷の年代（ガスと氷の年代差）を計算で求めると、同順に85~171, 287~391, 538~702年であった。従って、氷床氷に含まれるガスの年代は、氷化領域がフィルン層と氷の層との互層構造になっていることから、各層で上記の年代の範囲内のばらつきを持っていることになる。このことを考慮し、コアのガス解析を行う上で、その深さのガス年代の代表性をもつようなサンプルを得るには、S25, Byrd, G6コアの順に深さ方向に約3.5, 2, 2m長のサンプリングを行わなければならないことが推測された。

表1、測定に用いた試料

| 掘削地点                  | 掘削年  | 年平均<br>気温<br>°C | สะสม量<br>m/yr<br>(ice eq.) |
|-----------------------|------|-----------------|----------------------------|
| 南極                    |      |                 |                            |
| G6 (73° S, 40° E)     | 1986 | -43             | 0.08                       |
| S25 (69° S, 41° E)    | 1986 | -18             | 0.27                       |
| Byrd (80° S, 120° W)  | 1989 | -28             | 0.11                       |
| グリーンランド               |      |                 |                            |
| Site J (67° N, 46° W) | 1989 | -17             | 0.42                       |
| Site A (71° N, 36° W) | 1985 | -29             | 0.31                       |
| Site B (71° N, 37° W) | 1984 | -30             | 0.33                       |
| Site D (71° N, 40° W) | 1984 | -28             | 0.37                       |
| Site E (72° N, 36° W) | 1985 | -30             | 0.23                       |
| Site G (71° N, 36° W) | 1985 | -30             | 0.25                       |



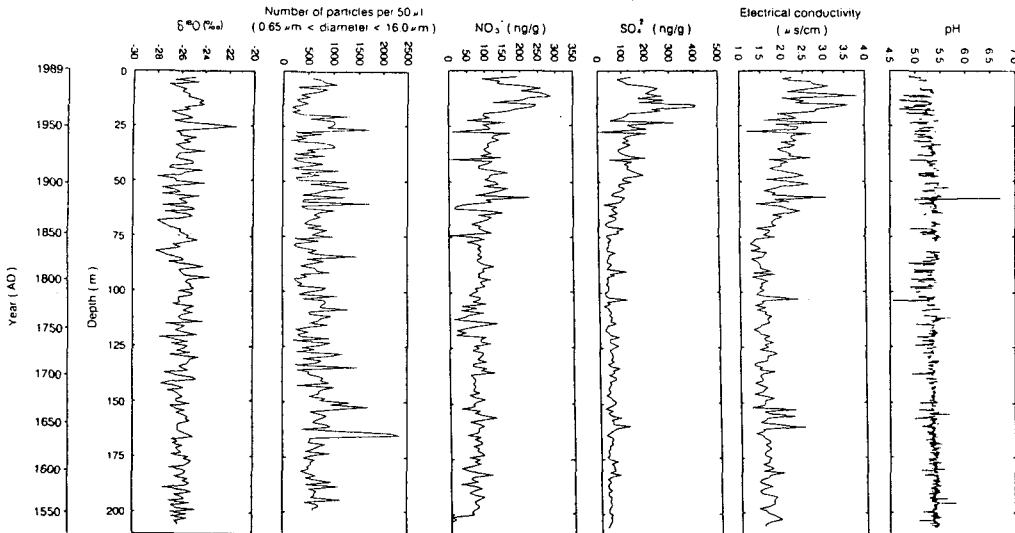
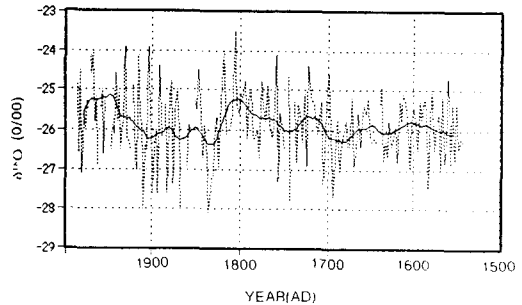
\*（現在、北海道大学工学部）

グリーンランド、Site-J コアの解析による  
過去450年の環境変動

藤井理行、神山孝吉、渡辺興亜（極地研）、亀田貴雄（北見工大）、  
庄子仁（富山大）、成田英器（北大低温研）、西尾文彦（北海道教育大）

1. は9月15日、午後1時、積雪が深くなり、気温は-10℃以下に下がった。この日は、積雪が深くなり、気温は-10℃以下に下がった。この日は、積雪が深くなり、気温は-10℃以下に下がった。
2. コア中の有機物含量は、19世紀後半から20世紀初頭にかけて増加している。これは、人口の増加や産業革命による大気汚染の増加によるものである。
3. 19世紀後半から20世紀初頭にかけて、気温が上昇していることが確認された。これは、産業革命による温室効果ガスの増加によるものである。

4. 19世紀後半から20世紀初頭にかけて、大気中の二酸化炭素濃度が急激に増加していることが確認された。これは、産業革命による化石燃料の大量消費によるものである。



## S 2 5 地点の雪氷コア解析結果

佐藤和秀（長岡高専）、渡辺興亜、本山秀明（国立極地研）、  
 神山孝吉（京大・理）、渡辺幸一（名大・水圏研）

南極氷床沿岸部は内陸に比べ、積雪涵養量は一般的には多い。その沿岸部に属する S 2 5 地点（ $69^{\circ}01'58''S$ 、 $40^{\circ}28'07''E$ 、標高 868m）において 1986 年 1 月、100m 深の雪氷コアが採取された。欠層の少ない沿岸部の雪氷コア解析を行うことによって、多方面での雪氷コア解析の地域比較のための基準を作成する意図もある。解析項目は固体電気伝導度、溶液電気伝導度（EC）、酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ）、pH 値、過酸化水素濃度（ $H_2O_2$ ）、総ベータ線量、主要無機イオン濃度（ $Cl^-$ 、 $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $Na^+$ 、 $K^+$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$ ）などである。

図 1 に深さ方向の酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ）、過酸化水素濃度（ $H_2O_2$ ）、pH 値、溶液電気伝導度（EC）プロファイルの一部を示した。 $\delta^{18}O$  および  $[H_2O_2]$  プロファイルに季節変動がみられるところも見られるが、総ベータ線量プロファイルなどとの比較によって年層およびコアの編年を考察する。なお表面から 33m 深までの pH 値の平均は 5.5、EC 値の平均は  $2.8 \mu S/cm$  であった。

図 2 に 33m 深までの主要な陰イオン濃度と陽イオン濃度バランスの平均を示した。参考のために  $Na^+$  イオン濃度をこのコアと同じ濃度（ $8.1 \mu eq/l$ ）としたときの海水の場合について図 3 に示す。これらから  $[Cl^-]$  ロスが大きいことがわかる。図 4 に  $[Na^+]$  と  $[Cl^-]$  との関係を示す。 $[Na^+]$  が大きくなるにつれて海水比より  $[Cl^-]$  の増加は非常に小さい。 $[Na^+]$  と  $[K^+]$  との関係は高濃度の一部を除いて海水比にほぼ等しい（図 5）。

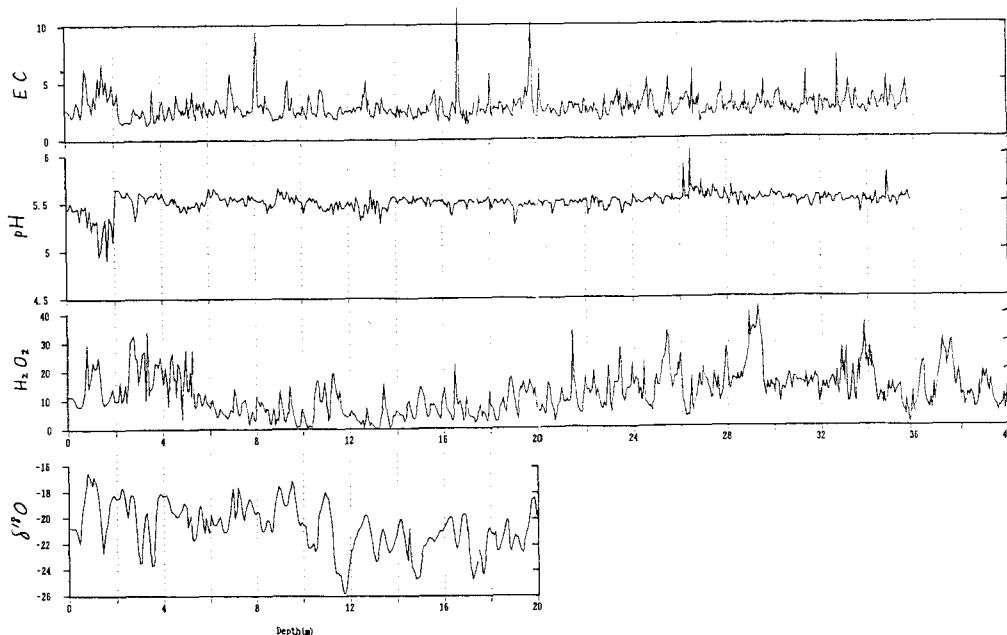


図 1 S 2 5 地点の酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ：‰）、過酸化水素濃度（ $H_2O_2$ ：ppb）、pH 値および溶液電気伝導度（EC： $\mu S/cm$ ）の積雪表面より深さ方向のプロファイル

その他に解析項目間の相関と変動および南極の他地域との比較を試みる。

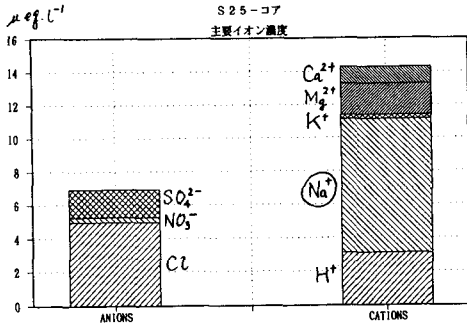


図2 33m 深までの主要イオン濃度バランス

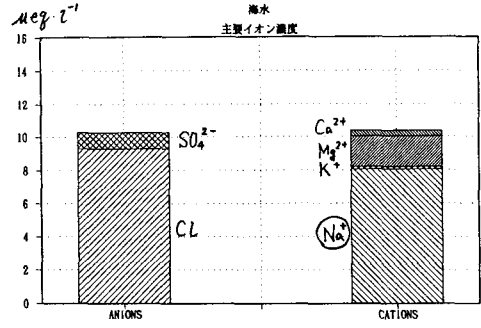


図3 [Na<sup>+</sup>] 濃度を図2の [Na<sup>+</sup>] 濃度と同じにした時の海水のイオン濃度バランス

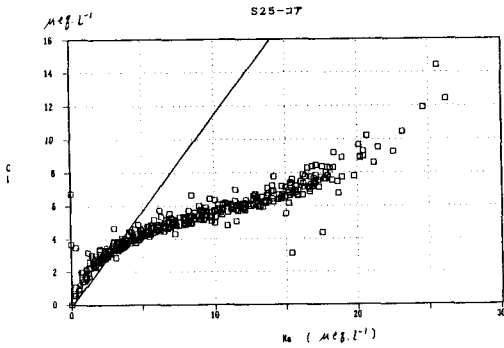


図4 [Na<sup>+</sup>] 濃度と [Cl<sup>-</sup>] 濃度との関係

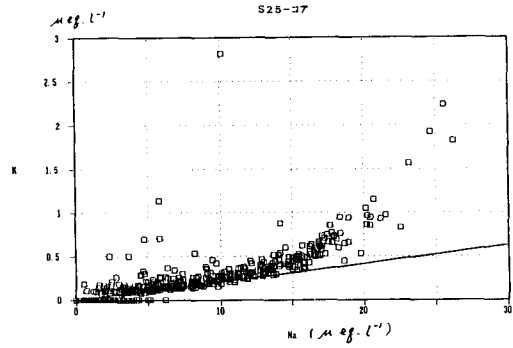


図5 [Na<sup>+</sup>] 濃度と [K<sup>+</sup>] 濃度との関係



氷床コアのECM解析における Space Charge と Aging Effect の影響

原秀勝・東信彦（長岡技術科学大学）、中尾正義（長岡雪氷防災実験研究所）

1. はじめに

極域の氷床コア解析は過去の気候・環境を知る上で重要であり、中でもHammar(1980)らによって開発された固体電気伝導度測定法 (Electrical Conductivity Measurement)は、コアの連続したイオン濃度プロファイルを簡単に調べることが出来るため、多くの研究者によって利用されている。

しかし、このECM法の問題点として以下の2点が考えられる。

- ① 一度測定を行った面を用いて再び計測を行うとデータの再現性が悪い。この現象は、測定のための電流によって電荷が走査面附近に残留するためと考えられる (Space Charge)。もしそうだとすれば、この残留電荷の影響は深さとともに減少するため、一定深さを切削して作る新たな表面上で再測定を行う必要があると思われる。しかし、試料は非常に貴重であり限りがあるため、再現性を得るための最小切削深さを知ることが重要であると考えられる。
- ② コアを長時間放置することにより、表面のECMレベルは低下すると云われている。よって測定直前に新しい切削面を切出した上でECM測定を行わなければならない。このことは再測定を行なう場合のデータの再現性にも大きく影響するであろう。そこで、このAging Effectとも呼べるECMレベルの減少と放置時間との関係を明らかにする必要がある。

そこで、上記の問題を定量的に把握するための実験を行った。

2. 方法

- ・試料：JEN 31 (Depth 10.70-12.97)  
掘削場所：Jennings 1/10/1990
  - ・装置：X-Y レコーダ (クラフテック WR-7700)  
パソコン (NEC PC-98NOTE SX/E)
- これらを図- I のように接続して電極の変位と出力を同時に測定し記録する。

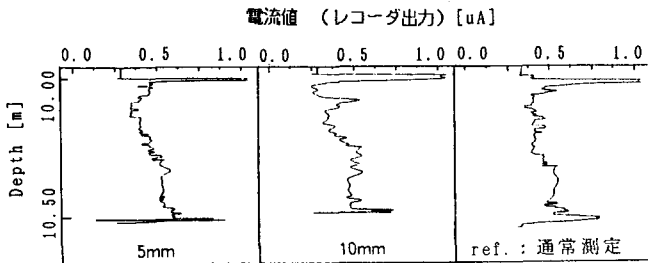


図- II Space Chargeの評価

3. 結果

① Space Charge

- ・測定法：通常の測定後、10mm、もしくは5mm切削を行ない、それぞれの面を用いて測定を行なった。
- ・図- II に、深さ10.70m~11.02mのコアを用いたそれぞれのECMプロファイルを示す。目で見た限り明瞭な違いは認められない。

② Aging Effect

- ・測定法：通常の測定後、Space Chargeを取り除くため、5mm切削を行なう。その後、10分間放置したときのECMレベルの変化を調べ、さらに5mm切削し、20分間放置したときのECMレベルの変化を調べた。
- ・図- III に、深さ12.47m~12.97mのコアを用いたそれぞれのECMプロファイルを示す。この程度の時間ではECMレベルの減少は起きていない。20分間放置したコアでは逆にレベルの上昇が起きている。これはこの切削深さ(5mm)ではまだ残留電荷の影響が残っているためと思われる。

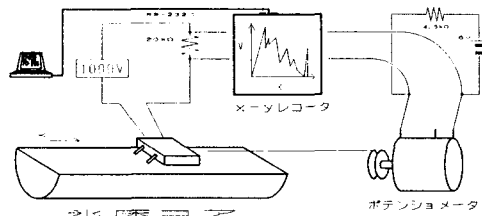


図- I 測定装置の接続

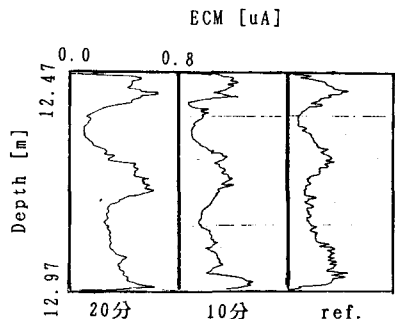


図- III Aging Effectの測定  
ref.: 通常測定

## 1, はじめに

水のc軸方位分布(ファブリック)の測定は, 交差偏光板に挟まれたユニバーサルステージ上で氷薄片を回転させ, 測定者が一個一個の結晶の消方位を目視で探すことによってc軸を決定する方法(Langway, 1958)が用いられているが, この方法はかなりの熟練と労力を要する。ファブリック測定を自動化する目的で, 薄片のカラービデオ画像を処理することによるc軸方位測定の可能性を調べた。

## 2, 測定原理

氷薄片を交差偏光板に挟んで白色光を透過させると, 複屈折によって結晶粒毎にそのc軸方位に依存した干渉色がつく。干渉色は, c軸-光軸間角度 $\phi$ が増加するに従い, 黒, 灰, 黄, 橙, 赤, 紫, 青, 緑, 黄と変化する。従って, 薄片の各結晶粒の色相, 彩度, 明度を測定することによってc軸-光軸間角度 $\phi$ を決定することが可能である。さらに交差偏光板の偏光方向を変えることによって消方位を決定し, 可能な4つの消方位を決める。次

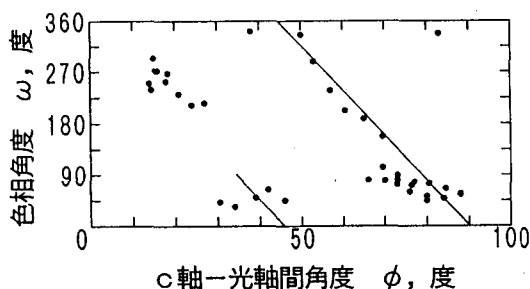


図1 c軸-光軸間角度と色相の関係

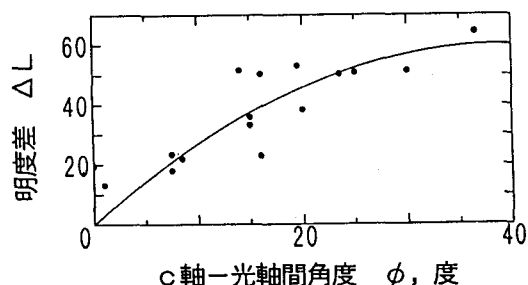


図2 c軸-光軸間角度と明度差の関係

に, 薄片を南北方向に傾け, これより得られる新しい消方位よりc軸方位を1つに決定することが出来る。

## 3, カラー画像解析装置による測定

厚さ 0.7mmの氷薄片をリグズピーステージに水平にセットし, 光軸及び南北軸の周りに回転させながらCCDビデオカメラで撮影した。得られた画像をカラー画像解析装置(PIAS LA-555)を用いて各結晶粒毎に色相, 彩度, 明度を測定した。各結晶粒のc軸方位は従来法で測定した。実測によるc軸-光軸間角度 $\phi$ と色相 $\omega$ の関係を図1にプロットした。理論曲線とよく一致している。 $\phi$ 値が $30^\circ$ 以内では色が付かず,  $\omega$ 値から $\phi$ 値は決定できないが, 図2に示すように消方位と対角位の明度差 $\Delta L$ と $\phi$ の関係から決めることが出来る。図1において,  $\phi$ 値が $30^\circ$ 以上の領域で $\omega$ 値が $\phi$ 値から一義的に決まらない所が出てくるが, 図3に示すように彩度 $c^*$ を考慮することによって $\phi$ を決定できる。

画像処理による結晶粒の識別法(小谷ら, 1991)と本方法を組合わせたファブリックの自動解析法を開発中である。

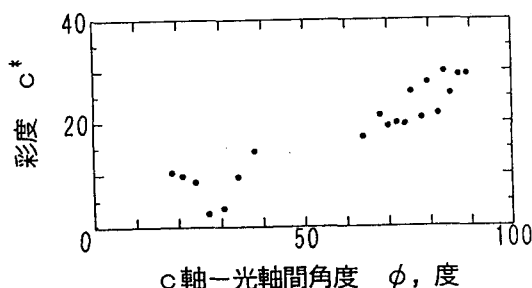


図3 c軸-光軸間角度と彩度の関係

## 参考文献

Langway, C. C. Jr., 1958: Ice Fabrics and the Universal Stage, Tech. Rep 62, U.S. Army SIPRE.

小谷和己, 今井秀和, 東信彦, 梅村晃由, 1991: 画像処理による氷床コア解析, 平成3年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集

## 昭和基地における地上オゾン濃度変動

青木周司(極地研)、村山昌平(東北大理; 現、資環研)  
清水 明(国環研)、林 政彦(名大・STE研)

はじめに)

昭和基地における地上オゾン濃度の連続観測は1988年2月に開始された。これまでに得られた観測結果について報告する。

観測結果および考察)

昭和基地は地上オゾンのような大気微量成分のバックグラウンド観測にとってきわめて適した場所である。しかし大気が安定し、さらに無風状態が続いた時に、基地活動による汚染物質によってオゾンが壊されることがある。統計的な手法により、このようなローカルな影響の除去をおこなった。除去されたデータは8.2%であり、全体の9割以上のデータが有効であることがわかった。

図1に地上オゾン濃度の平均的な日変化を3月と10月について示す。昭和基地における地上オゾン濃度はきわめて安定しており、3月の例に見られるように一年のかなりの期間は日変化がまったく観測されない。一方、9月から12月にかけては明らかな日変化が観測され、特に春期の9、10月に振幅が大きくなる。図の10月の例に見られるように、最高濃度は深夜から明け方にかけて、また最低濃度は午後に見られる。南極のようにNO<sub>x</sub>濃度がきわめて低い場合には光化学反応によるオゾン生成は無視できるので、このような日変化が生じる原因は光化学反応によるオゾン破壊であると推定される。さらに、日変化が春だけにみられ、秋にみられない原因は、この反応にあずかる紫外線の地表における強度の季節的な違いによるものと推定される。すなわち、月平均総オゾン量は12月から7月にかけては3000U程度であるが、春には減少し、特に9、10月には2000U程度にまで減る。このため、地表に到達する紫外線量が特に春期に増大するのでこの時期だけ地上オゾン濃度の日変化が観測されるのである。

図2に日平均地上オゾン濃度の変化を示す。地上オゾンは冬季に最高濃度が、夏季に最低濃度が現れる顕著な季節変化をしており、そのパターンは毎年きわめてよく似ていること

がわかる。すなわち、夏の終わりからオゾン濃度は急速に上昇し、7月のはじめに最高値に達する。その後、9月頃まで濃度はほとんど下がらずに幅広いピークを形成する。10月に入ると濃度は急速に低下し、1月末には最低濃度に達する。1988年から1990年にかけての平均的な季節変化振幅は $19.6 \pm 1.1$ ppbvである。最高濃度と最低濃度は3年間通してほとんど同時期に出現しており、各年による出現日の違いは10日以内に収まっている。最高濃度は1988年と1990年に高く、1989年にやや低く兩年の差は1.3ppbvである。最低濃度は、年々わずかずつではあるが単調に減少しており、3年間で1.4ppbvの差が見られた。

地上オゾン濃度には季節変化に重畳したもっとも周期の短い不規則な変化もみられる。特に注目すべきものは、濃度が数日にわたって極端に低下する現象である。この現象は8月後半から9月の間だけに毎年必ず現れている。その原因は未だ解明されていないが、オゾン分解を促進する物質が関係している可能性について検討をおこなっている。

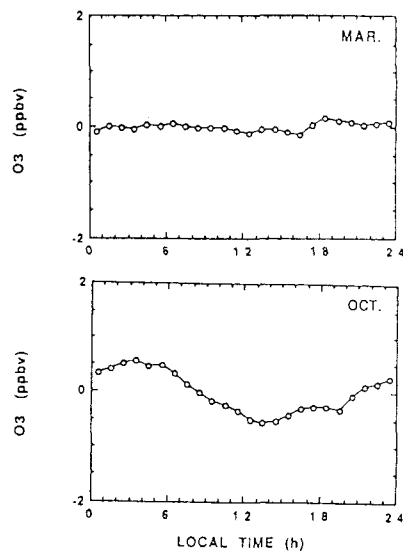


図1 1988年から1990年までに昭和基地で得られた月別の地上オゾン濃度の平均的な日変化、日変化が現れない場合(3月)と現れる場合(10月)の例

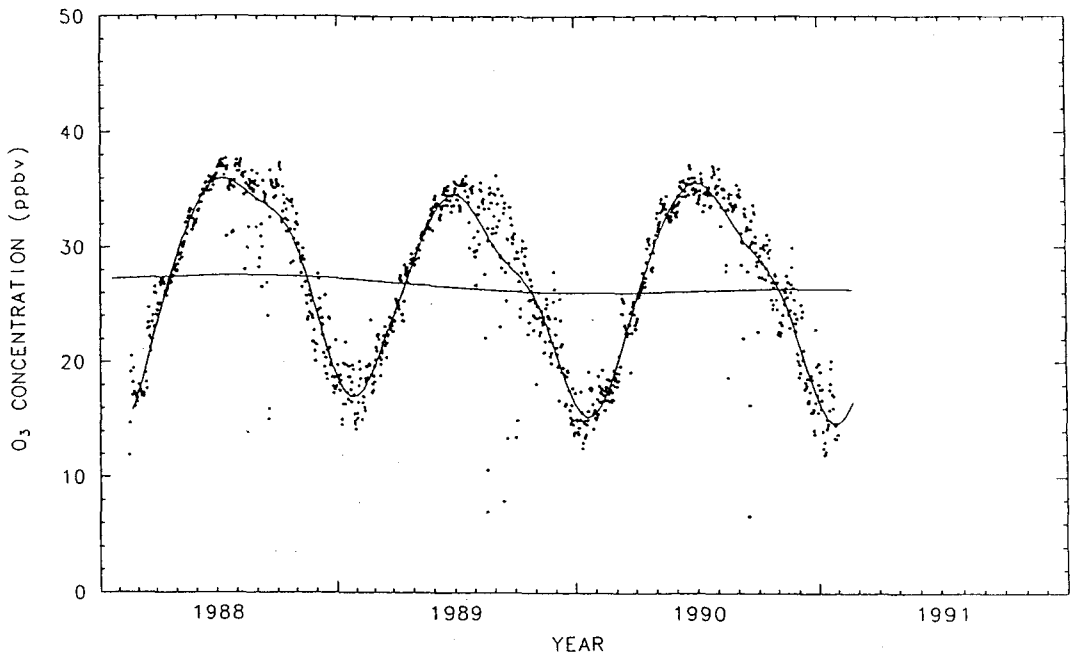


図2 昭和基地における地上オゾン濃度の変化。各点はローカルな基地活動の影響を除去して求めた日平均値であり、太い実線は日平均値のベストフィットカーブ、細い実線は経年変化を示す。

## T O M S Ver. 6 データによる昭和基地ドブソン観測結果との比較

柴崎 和夫 ( 國學院大 )

以前のこのシンポジウム<sup>1)</sup>で、昭和基地上空での T O M S オゾン全量観測データと地上のドブソン観測結果を比較した。その時に使用した T O M S のデータはいわゆる Ver. 5 であった。そのために、比較結果には T O M S 装備の拡散板の劣化に由来されるといわれた、経年変動を認めたく(約 0.4% / 年、図 1)。Ver. 6 のデータはこの問題を新しいキャリブレーション法を開発して解決し、地上のドブソン観測網の結果と、平均としては、互いの誤差範囲内で一致するように再解析されたものである。

前回の比較解析結果には、上述の経年変動の他に明確な季節変化も存在し、高緯度地域の T O M S データ(またはドブソン分光計の解析法)に問題点も残っていることを示した。今回の報告は、新しい T O M S の Ver. 6 データが、全体としては改良されたというが、昭和基地という一点での比較ではどのように Ver. 5 と違う振る舞いを見せるか確認しようというものである。図 2 は図 1 に対応するものである。1 つ言えることは、確かに系統的な経年変動は無くなっているということである。しかしながら、ある意味では当然だが、季節変化はやはり存在するということである。これは T O M S のデータ解析手法そのものに、あるいはドブソンの解析法そのものに、内在する問題点といえる。

## 参考文献

- 1) 第 1 2 回極域気水圏シンポジウム、1989 年 7 月

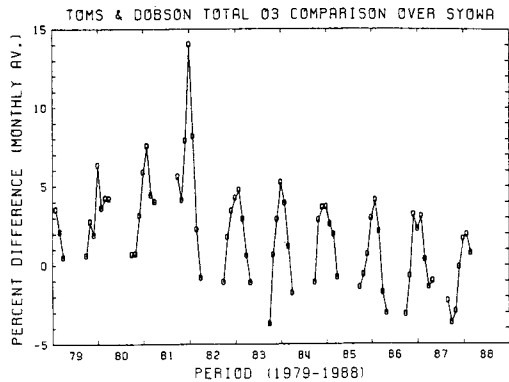


図 1

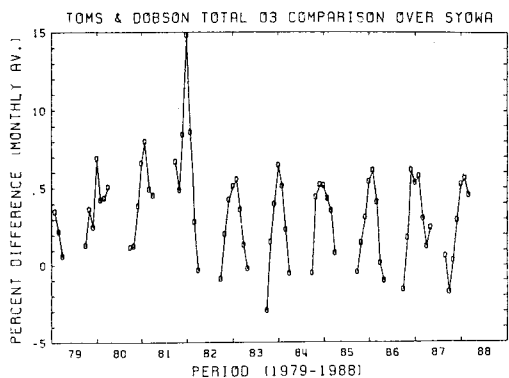


図 2. 昭和基地ドブソンと N I M B U S 7 / T O M S との差の月平均値(縦表示)の経年変化。経年変化はほとんど無い。1981年の両者の間の大きな差は昭和基地のデータに問題がある。年平均を考えると昭和基地ドブソンと比較して T O M S の値の方が 2 ~ 3 % 大きいことが分かる。

## 南極昭和基地におけるオゾン観測について

中村 圭、近藤 豊、小池 真（名大・STE 研）、Afif Budiyono（LAPAN）  
山内 恭、青木 周司（国立極地研）

## 天頂散乱光分光法

天頂散乱光分光法の利点は、天候に左右されないため毎日の観測が可能であること。また、この方法では太陽が地平線より上がらない極域の冬の期間においても観測が可能であり、ドブソン分光法では月光観測を除いて観測が不可能な冬の貴重な毎日のオゾンデータの取得ができる。この結果昭和基地において 1990 年 3 月以来約 2 年間ほとんど欠測のない良質のオゾンデータを取得している。

一方、天頂散乱光分光法は、光路に沿ったオゾンのスラントコラム量が得られるため、鉛直オゾン重を得るためには air mass factor を知る必要がある。また、エアロゾルが成層圏に多く存在した場合には天頂散乱光の散乱高度が変化するため、見かけ上のオゾン重の変化が現れるという欠点がある。

我々は、成層圏オゾン、 $\text{NO}_2$  のコラム量を天頂散乱光分光法によって観測するために、可視の分光器を開発し、南極昭和基地において 1990 年 3 月から観測を開始した。本研究ではこの天頂散乱光分光法によって得られたオゾン量を昭和基地で行われているドブソン分光法と比較した。

## 測定器

可視の分光器を用いた天頂散乱光分光法の観測のために、焦点距離 20 cm と 32 cm の分光器システムを開発した。焦点距離 20 cm の分光器システムは、波長の駆動機構が簡単であるため長期安定性に優れている。焦点距離 32 cm の分光器システムは、光量を多く取れるため S/N を大きく改善できるという利点がある。南極昭和基地における分光器システムでの観測は 1990 年 3 月より開始され 1992 年 1 月までの期間は、焦点距離 20 cm と焦点距離 30 cm の 2 台の分光器システムで同じ波長範囲の同時観測を行った。それに続いて、1992 年 2 月から現在に至るまで従来の焦点距離 20 cm の分光器システムと新しく

開発して波長範囲を広げた同じ焦点距離 20 cm の分光器システムの 2 台で同時観測を続けている。この新型の焦点距離 20 cm の分光器システムではオゾン全量の観測精度を向上させるためオゾンの吸収構造の大きい波長域まで観測波長域を広げて観測をしている。

## 結果

本研究では、南極昭和基地における可視分光器システムとドブソン分光計による観測結果の詳細な比較を行った。図 1 に南極昭和基地で 1990 年に行った焦点距離 20 cm の可視分光器システムによるオゾン全量の観測結果と、同様にドブソン分光計で行われたオゾン全量の観測結果の比較を示す。図 2 にその相関を示す。合わせて  $\text{NO}_2$  に関する結果も報告する。

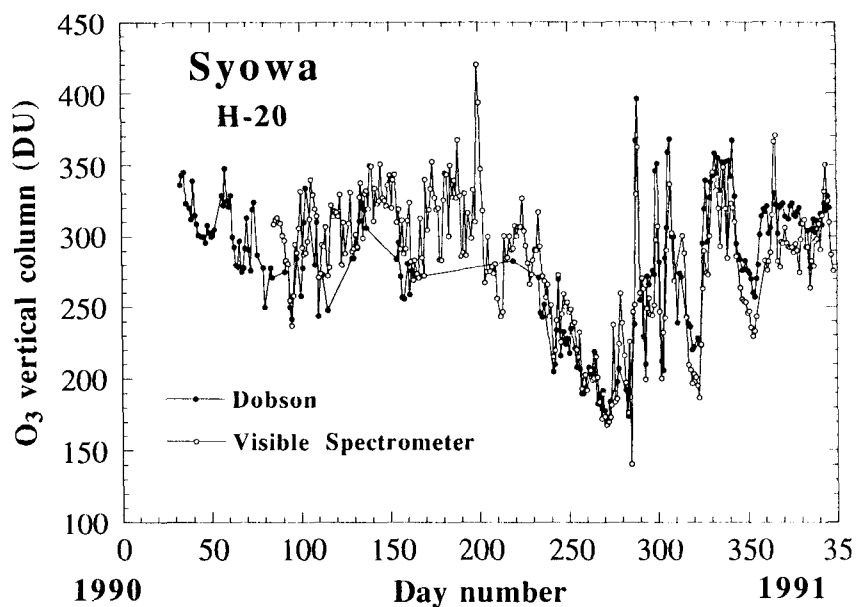


図1 可視分光器システムと Dobson 分光計によるオゾン全量の日変化の比較

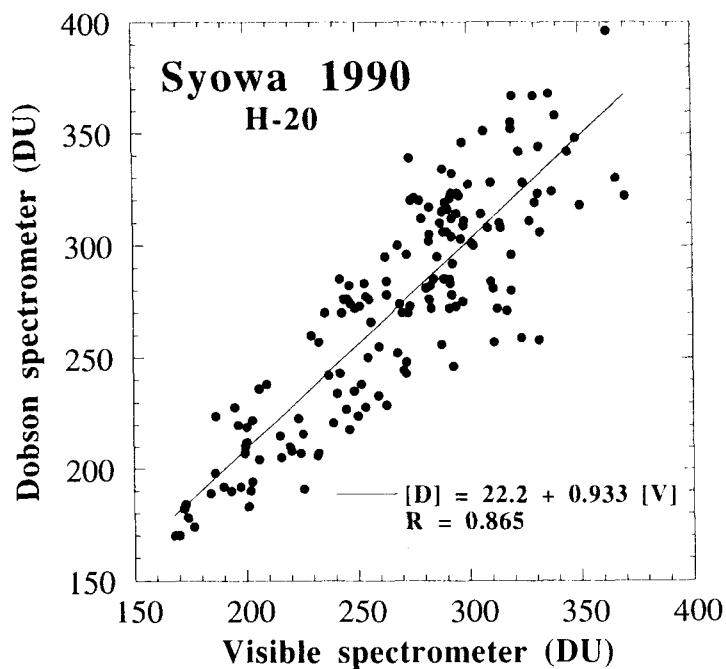


図2 可視分光器システムと Dobson 分光計によるオゾン全量の相関

ポーラー・パトロール・バルーンによる 1991 年のオゾンホール観測実験速報

### (1) トラジェクトリー解析

\*神沢 博(極地研)・藤井良一(名大 STE 研)・山崎孝治(気象研)・山中大学(京大超高層)

#### 1. はじめに

ポーラー・パトロール・バルーン (Polar Patrol Balloon: PPB) は、南極の成層圏を一定高度で周回する大気球観測システムである。PPB 実験は、国立極地研究所宇宙専門委員会の下にあるポーラー・パトロール・バルーン (PPB) 作業委員会 (PPB WG) で議論されて実施されている: PPB WG の委員長は矢島信之教授 (宇宙研)、幹事は江尻全機教授 (極地研) である。この PPB プロジェクトの下で実施された夏季の実験 (1990 年 12 月 - 1991 年 1 月; 高度約 30 km 付近を浮遊) の PPB が辿った航跡と、気象庁客観解析データに基づく空気粒子軌跡 (トラジェクトリー) とを比較した結果を、前回の気水圏シンポジウムで述べた (神沢他, 第 14 極域気水圏シンポジウム予稿集, 52, p.75-76)。今回は、1991 年 9 月に放球が行なわれたオゾンホール観測用 PPB 1 機について、同様の解析を行った結果を述べる。

#### 2. トラジェクトリー観測および解析の目的

オゾンホールが発達している極うずの安定している時期に、シノプティックスケールの成層圏天気図から予想される軌跡とどの程度異なった軌跡を気球がたどるのか? 重力波に伴う運動がみられるのか?

#### 3. 観測実験の概要

極うずが安定し、オゾンホールが発達すると予想される時期に気球の放球を行ない、オゾンホールの中を浮遊させる計画であった (Kanzawa and Kondo, 1991, 南極資料, 35, 227-237)。この放球のタイミングを決めるために、南半球 50 hPa 高度場・温度場の客観解析 (JMA Objective Analysis) 図および 5 日分の予報 (Forecast) 図 (気象庁作成) および Nimbus 7/TOMS によるオゾン全量図 (NASA/GSFC 作成) の解析図を、ファクシミリを通し、ほぼリアルタイムで極地研にて入手した。

実験期間中の Nimbus 7/TOMS によるオゾン全量の図および気象庁客観解析による 50 hPa 高度・温度場図を見ると、当初の計画どおり、オゾンホール内に PPB を浮遊させることができた。

使用された気球は、ゼロプレッシャー気球で、大きさは  $B_5$  (5000  $m^3$ )。観測器、パラスト、気球、その他を合わせた PPB 全体の重さは 370.3 kg。

図 1 に PPB のトラジェクトリーを示した。この PPB は、1991 年 9 月 23 日 07:55 UT に昭和基地 (69S, 40E) から放球され、下部成層圏の高度約 80 hPa (高度約 16 km) 付近を約 5.5 日間で約 3/4 周回って、9 月 28 日 02 UT 頃、80S, 250E (110W) 付近に達し、その後、9 月 28 日 20 UT 頃、85S, 200E (160W) 付近の棚氷に落下した。その間、観測データの取得に成功した。この PPB に搭載された観測器の観測結果については、本講演に続く講演 (2) 参照。

#### 4. データおよび解析法

##### (1) PPB 軌跡

##### ARGOS データ

(a) PPB の位置: 緯度、経度 (精度は約 10-20 km; 時間分解能は ~20 times/day)

(b) PPB の高度: 気圧 (精度は 0.1 hPa 以下; 時間分解能は 4 min.)

##### データ整理

約 5.5 日間、高度を上下しながらも (約 60 hPa ~ 83 hPa)、ほぼ一定高度を保った。この期間のデータを整理した。

##### (2) 空気粒子軌跡 (トラジェクトリー)

##### 気象庁 (JMA) 客観解析データ

(a) 緯度・経度分解能; 1.875°

(b) 時間分解能; 12 hours (00UT, 12UT)

(c) 気圧レベル; 80 hPa のデータを使用

##### 解析法

(a) 上記の等圧面高度データから "balance wind" (Randel, 1987; J. Atmos. Sci., 44, 3097-3120) を求め、時間分解能 30 分に内挿。

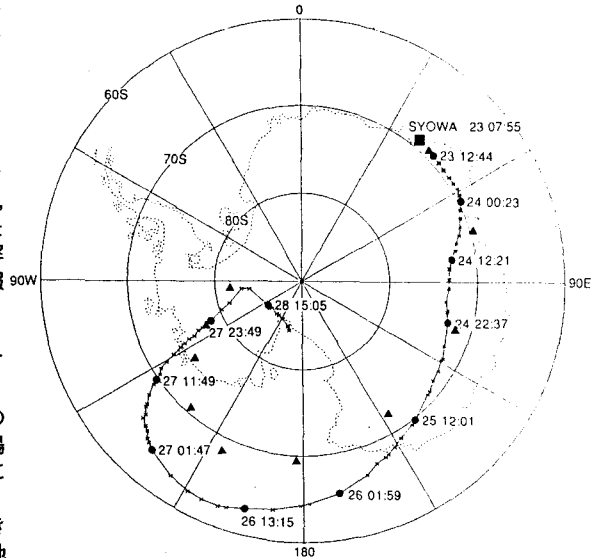


図1 PPB の実際の軌跡 (●) と JMA 客観解析データの基づくトラジェクトリー解析結果 (▲) の比較。ポーラステレオ図法。PPB は、1991 年 9 月 23 日 07:55 UT に昭和基地 (69S, 40E) から放球。得られたすべての ARGOS 位置データをアスタリスクでプロットした。得られたデータのうち、それぞれの日の 00UT, 12UT にもっとも近い時刻のデータを黒丸 (●) で示し、その日付と時刻をつけた。三角 (▲) は、80 hPa 上の空気粒子トラジェクトリー解析結果。データは 1 日 2 回 (00UT, 12UT) プロットした。



(b) 高度は、ARGOS データによれば、60 hPa ~ 83 hPa を上下する。80 hPa 付近の滞在時間が長いので、まず手始めとして、一定気圧面 (80 hPa) を浮遊するとして計算する。

(c) 初期時刻、初期位置は、ARGOS データから、1991 年 9 月 23 日 12:00 UT, 69.25S, 45.15E とした。

(d) トrajekトリー解析の方法は、Yamazaki et al. (1989; J. Meteorol. Soc. Japan, 67, 889-906) 参照。

## 5. 結果

PPB が辿った航跡と、気象庁客観解析データに基づく空気粒子軌跡 (トrajekトリー) とを比較した結果を図 1 に示す。JMA 客観解析データに基づく 80 hPa のトrajekトリーは、PPB の航跡と比べると極方向にずれている。JMA の風は実際の風より速い：9 月 25 日の時点で PPB より約 0.5 日先行する。このような先行が極方向へのずれをもたらしている可能性がある。

## 6. おわりに

PPB の飛んだ高度が時間変化した点を考慮にいれ、トrajekトリー解析を現在、やり直している。その

結果を使い、PPB 航跡とトrajekトリーが一致しない部分について、JMA 客観解析データの信頼性、PPB 航跡の下の地形と重力波という観点等から考察してゆく予定である。また、夏季の実験結果との比較検討を行う。

## 謝辞

秋山弘光、太田茂雄 (宇宙研) 両氏には、PPB 気球工学の面で技術的な援助をしていただいた。今回の PPB 観測実験の昭和基地での準備および放球は PPB 実験の直接関係者ばかりでなく、昭和基地越冬隊 (越冬隊長・藤井理行氏) 31 名ほぼ全員の協力を得た。放球日時の決定および PPB 浮遊時のグローバル状況監視のために、Nimbus 7/TOMS real time analysis map を NASA/GSFC から、JMA Objective Analysis & Forecast 50 hPa map を気象庁から、実験期間中、ファクシミリにて提供していただいた。データの提供および送付につきお世話になった気象庁の数値予報課、南極観測事務室の方々、NASA の Dr. A.J. Krueger (NASA/GSFC), Dr. R.T. Watson (NASA/HQ) 他の方々に感謝いたします。

## 1991年のオゾンホール観測実験速報

## (2) オゾン及びエアロゾルの観測データ解析

林政彦(名大STE研)・村田功(東大理)・藤井良一

・岩坂泰信・近藤豊(名大STE研)・神沢博(極地研)

## 1. はじめに

講演(1)に引き続き、ボーラー・パトロール・バルーン(PPB)に搭載された観測装置による観測結果について述べる。

PPBは、大気の運動に観測装置を追随させる観測手法である。この様なラグランジュ的観測は大気微量成分の観測にとって、化学反応によるソース・シンクを直接に観測できるという点できわめて重要である。

32次南極地域観測隊による冬季のPPB観測は、オゾンホールのメカニズム解明を目的として、オゾンおよび、オゾンホール形成の鍵となるPSCsを含む成層圏エアロゾルの観測を行った。

## 2. 観測装置

## (1) 紫外分光式オゾン濃度測定装置

オゾン分解器を通したreference airと試料空気とを交互に吸光セルに導き、低圧水銀ランプから照射した紫外光(253.65nm)の吸収量を計測し、オゾン量を求めるものである。

## (2) エアロゾル粒径分布測定装置

測定チャンパーに導入した大気噴流に白色光を照射しエアロゾルからの散乱光パルス光電子増倍管で検出するものである。散乱光強度が粒径に依存することを利用して、エアロゾル数を粒径別(0.4, 0.5, 0.6, 0.8, 2.0, 4.0 μm以上の6チャンネル)に測定する。2.0 μm等の巨大粒子粒径の粒子は、PSCsの観測を目的としたものである。

(3) 温度はサーミスタ温度計を気圧はピエゾ素子絶対圧計を用いてそれぞれ計測した。

(4) 観測データの取得は、アルゴシステムを用いて行われた。

## 3. 観測結果

観測された結果を図1に示す。横軸の時間は、05:05 UT 9.23を起点とした経過時間である。データは4分毎に取得されている。

気圧変動は、気球の鉛直運動を示している。夜間に気球は、予定された約80mbをレベルフライトしている。昼間は、太陽輻射による充填ガスの膨張がもたらす浮力の増大により高度が高くなっている。図1に示すように、観測された全期間をperiod-A, -H1-6, -L1-5, -Dと分類する。気球は、period-H, -Lの各々の期間中は、ラグランジュ的な運動をしていると考えられるが、極渦の鉛直シア(数m/s/km)が存在することによってperiod-Lのおのおのは互いに数10kmから数100kmはなれていると考えられる。

気温に関しては、period-Hの期間は、昭和基地における観測結果と比較しても値が大きく、かつ、分散が大きい。大気に対する相対速度がないために、日射によりサーミスタの温度上昇が顕著になっていると考えられる。

オゾンの観測は、約5700分までしか行われていない。観測された濃度は、80mb、-70℃の条件下で150~350ppb程度に相当する。

エアロゾルの観測結果は、成層圏濃度で0.4 μmの濃度が $0\sim 10^{-2}$  particles/litter程度で計画段階で設定された粒径に対する濃度としては、2~3オーダーも小さい。何らかのトラブルにより測定粒径が大きな粒径へとシフトしたと考えられる。現在、0.4 μmと計画されたchannel-1の粒径は1.0 μm程度に相当していると推定している。

詳細な議論は講演において述べる。ここでは、78~80 mbのデータ解析の結果から示唆される事柄を列挙する。

1. 同じair mass内で急激なオゾン濃度の変動が観測されている。極渦の端付近でのオゾン濃度は空間的にかなり分散が大きいこと。これはオゾン破壊が空間的に不均一に起きていることと、極渦の周辺部の空気が混合しにくいことを示唆する。

2. オゾン濃度とエアロゾル濃度の間に正の相関がある。これは、観測したair massの過去のPSCs活動のactivityを反映(オゾン破壊とPSCs粒子による既存エアロゾルの除去)している可能性がある。

なお、下降中(80°S以南)に高濃度のエアロゾル層が観測されており、PSCsによる物質輸送や対流圏の雲の形成などについての情報を与えると考えられる。

謝辞：金田昌彦・神藤英彦・鳥山哲司(名大STE研)の3氏には、オゾン及びエアロゾル観測器の開発に技術的援助をいただいた。

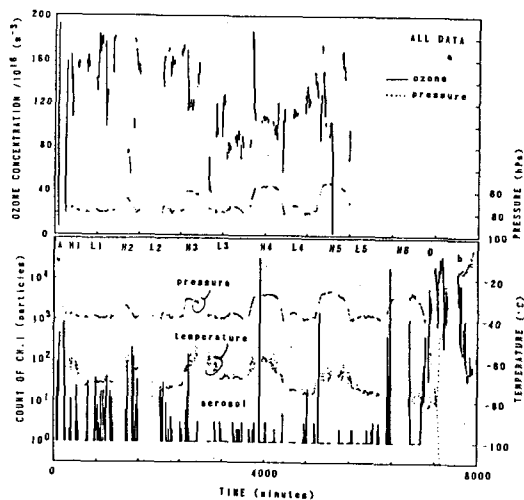


Figure 1. Ozone, pressure, aerosol counts(CH.1), and temperature observed along the track of balloon.  
 a: ozone and pressure.  
 b: aerosol count (CH.1), temperature, and pressure.

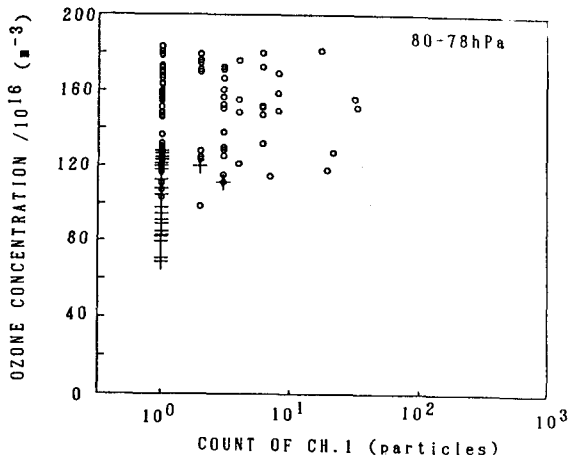


Figure 3. Ozone concentration displayed as a function of aerosol count of CH.1 for the pressure level from 80 to 78 hPa.  
 +: value for period-L3.  
 o: value for period-L1,2,4

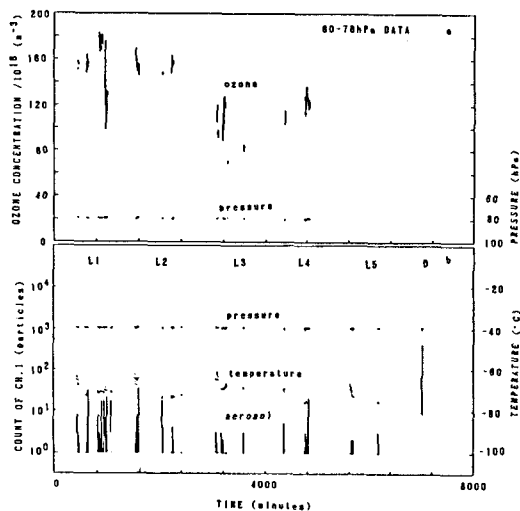


Figure 2. Same as fig.1 but for the pressure level from 80 to 78 hPa.

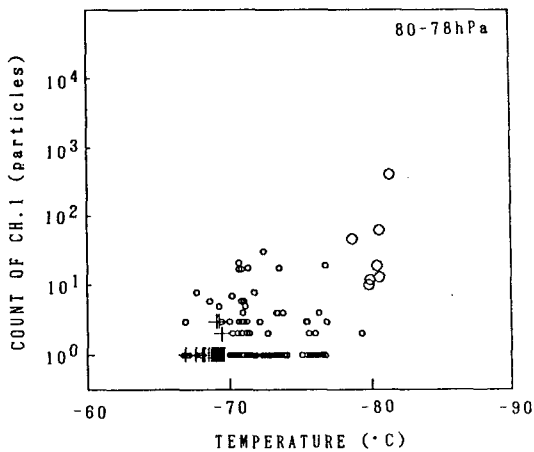


Figure 4. Aerosol counts of CH.1 displayed as a function of temperature for the pressure level from 80 to 78 hPa. Datum whose temperature is affected by solar radiation are omitted.  
 +: value for period-L3.  
 o: value for period-L1,2,4,5.  
 O: value for period-D

1 序

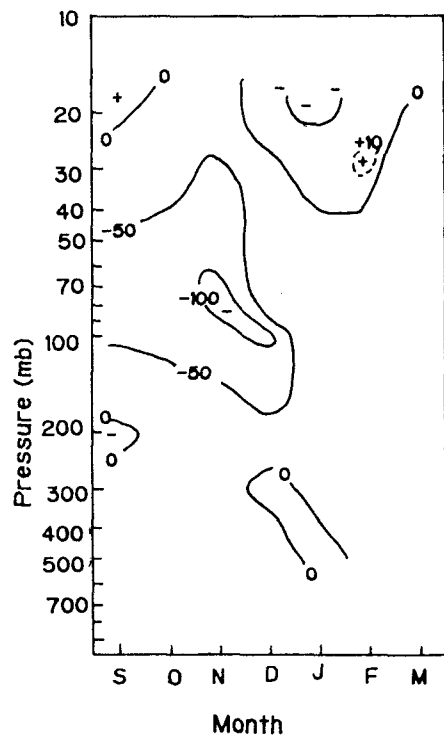
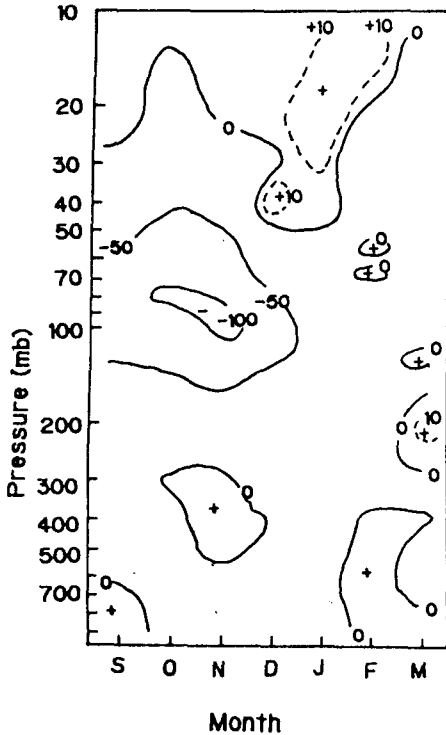
南半球の春に南極上空に出現する“南極オゾンホール”は、人間活動がオゾン層に大きな影響を与えはじめていることを示している。南極上空のどの高度でオゾンが増加し、どの高度でオゾンが減少しているかを明らかにすることは、南極オゾンホールの形成メカニズムを明らかにする上で重要な情報となる。この論文では、オゾンゾンデ観測が行なわれた期間を、“オゾンホールが昭和基地で観測されていなり期間”(1966~1981)と“オゾンの減少が昭和基地で観測された期間”(1982~1988)(データによつては87又は89)に分け、これらの期間の月平均の差(1982~1988)-(1966~1981)を、オゾンの垂直分布、気温の垂直分布、風の東西成分について示す。(本予稿における観測にも見られ、事実と思われるが、原集においては、オゾンの垂直分布のみを示す)

2 データ

昭和基地のオゾン及び気象観測データは、“Antarctic Meteorological Data”(気象庁発行)から得た。南極点上空のオゾンデータについては、“Ozone Data for the World”から得た。

3. オゾン垂直分布の長期変動

第1図に昭和基地で観測されたオゾン垂直分布の(1982~1989)-(1966~1981)の月毎の平均を示す。9月から12月にかけて、大きな減少域が存在することがわかる。これは、極に描かれている通り、南極オゾンホールの出現に対応している。一方12月から1月にかけて、40 mb以上の高度において、10 mb程度のオゾン分圧の増加が見られる。このオゾン増加と対応するオゾン分圧の増加が、南極点においてについては現在のところ不明である。



第1図 昭和基地におけるオゾン分圧の長期変動(1982~1989)-(1966~1981)

第2図 南極点におけるオゾン分圧の長期変動(1982~1989)-(1966~1981)

# 冬季、北半球におけるオゾン層の年々変動について (紹介)

森 広道 (大阪管区気象台)

## はじめに

QBCで層別して太陽活動等と関連させた旧ソ連の論文があるので、筆者による拙訳を掲げる。この方面での観測結果との比較の一助になれば幸いである。

[論文1: V.E.Fioletov, 1989, Met. i Grid.]

データは、M-83と呼ばれるオゾンメータ測器で観測された旧ソ連の45の観測所データと、ドブソン分光光度計で観測された北半球の44の観測所データ、南半球熱帯域にある67の観測所データである。解析には球面調和関数の手法が用いられている。解析期間は1974~1986年である。

オゾン全量の帯状平均解析では、北半球全域と3つの緯度帯(0-30, 30-60, 60-90°N)ごとに偏差が計算された(単位はD.U.)。第1図はその結果である。この期間のオゾン全量の増大は太陽活動度の最大と関係しており、1983年の減りは1982年のエル・チチヨン噴火の影響による。1983年まではオゾン全量偏差の変動幅は-0.5~+0.5%であったが、1983年には-1.1%となり、1985~1986年にはさらに減少速度が加速した。

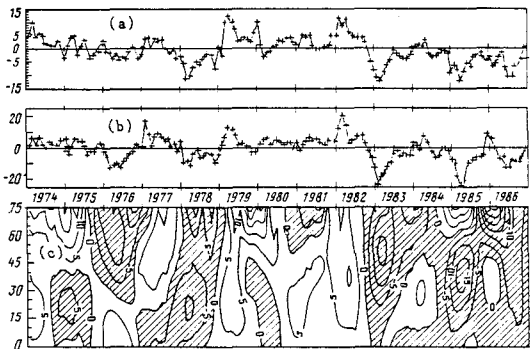
第1図(c)より、オゾン全量の低い値は1983年春・1985年春(温帯地方)・1985年冬・1986年春(極周辺地域)にあり、この10年間で-1.4% (標準偏差0.9%)に達した。

極周辺の30mbの気温から、東風のときは西風のときよりも暖冬となり成層圏昇温しやすい。また、オゾン全量と冬季の気温との間には高い相関(0.6~0.7)があり、冬から春にかけてのオゾン全量は、北極周辺地域では準2年周期的な変動であることがわかってきている。

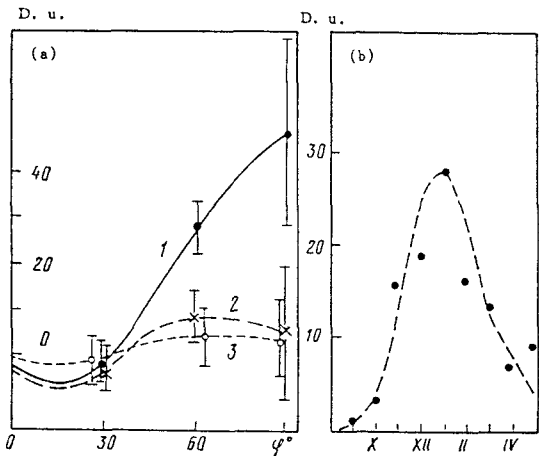
そこで、東風と西風循環環境に層別化を行いオゾン全量差の帯状平均を求めた(東風時-西風時)。第2図(a)はその結果である。1月は緯度が高くなるほど差が大きくなり、オゾン全量の月平均値は赤道上空50mbの風向より30~40D.U.も異なる。このとき、10月と

4月には同様な差はなく数D.U.に達するだけである。

ここで、北極周辺(60°N帯)では12~1月に差が最大となる顕著な季節変動がある。第2図(b)は、60°N帯での月ごとの分布である。1月のオゾン全量差の最小は全て冬季の



第1図. 北半球(a)と30~60°N(b)でのオゾン全量の帯状平均偏差と、0~75°Nでの緯度時間断面図(c)。

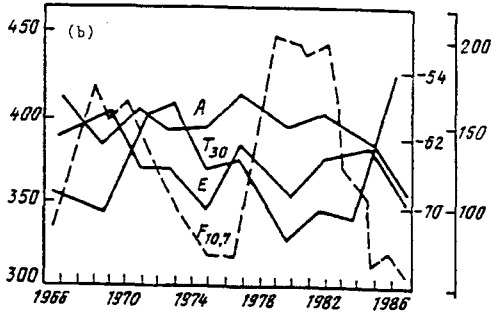
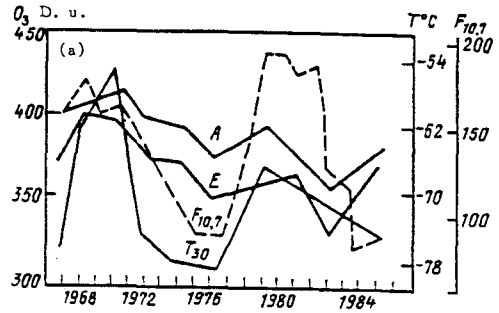


第2図. 冬季、赤道上空50mb面が東風と西風循環のときのオゾン全量の緯度別差(a)。1, 2, 3はそれぞれ1月, 4月, 10月を示し、縦の細い実線は標準偏差である。(b)図は同じN帯における月ごとの差。

西風循環場で現れており、最大は東風循環場で現れている。このような規則性は春には見られないが、それは春になると大気大循環が違ってくることと関係している。

[論文2: E.A. Zhadin, 1991, Met. i Gid.]

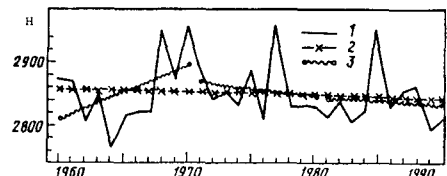
1~2月のオゾン全量の経年変化に、北半球30mbの気温・QBO・太陽活動がどのように関係しているのかが調べられた。期間は1966年から1987年である。図は、ヨーロッパ領域ではブクホト等4地点で、アメリカ領域ではトロント等5地点である。結果を第3図に示す。これによると、西風タイプの場合、オゾン全量の経年変化と11年周期の太陽活動との相関はよく、30mb気温との相関もよい。しかし、東風タイプの場合、ヨーロッパ領域とアメリカ領域のオゾン全量は1966年から1971年以外は対応がよいが、30mb気温と太陽活動との間には逆相関がある。特に、1977~1982年に顕著であった。



第3図. 赤道付近の東風が西風タイプ(a)と東風タイプ(b)のときの1~2月の経年変化図。T<sub>30</sub>は北半球の30mb面の気温、F<sub>10.7</sub>は太陽活動度、EとAはそれぞれ北半球のヨーロッパ領域とアメリカ領域でのオゾン全量。

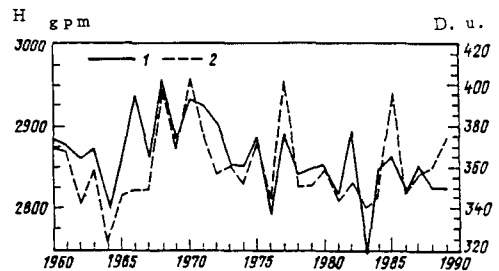
[論文3: E.B. Bygaeba, 1991, Met. i Gid.]

オゾン全量は冬季の極渦気圧の発達と関係しており、冬季30月間の極渦気圧の中心における高度が調べられた。期間は1960~1990年である。結果を第4図に示す。12月の高度はこの期間増加した。1~2月は最初の10年間は増加したが、続く20年間は減少した。(気圧が発達した)。特に1月の極渦気圧に発達が見られた。このとき、1月の太陽活動の10年周期時(1965-1975年)の回帰係数は11年周期時(1976-1986年)よりも大きくなった。



第4図. 1月の北半球10mb面における極渦気圧の中心高度の経年変化図。1は平年値、2は1960-1990年の回帰直線、3は10年ごとの回帰直線をそれぞれ示す。

オゾン全量と東西指数との関係では、東風流タイプではその相関係数が0.48であるが、南風流タイプでは0.55であった。また、成層圏における気温とオゾン全量とでは相関係数は0.5を少し上回った。



第5図は、53~64°Nの緯度帯での各年度のオゾン全量の帯状平均と同期間の1月における極渦気圧の中心高度である。オゾン全量と高度の相関係数は0.7に達した。

一般に、冬季末における気温は2月の高度と正相関がある。つまり、オゾン全量の相違はこの時期における成層圏の昇温時期に依存していると考えられる。

第5図. 53~64°Nでのオゾン全量変化(1)と1月の10mb面での極渦気圧の中心高度(2)との関係。

以上です。

## ピナツボ火山雲の観測

Measurements of Pinatubo volcanic stratospheric clouds at Alaska

岩坂泰信\*、松永捷司\*、藤原玄夫\*\*、森育子\*、秋吉\*\*、  
 安松\*\*、村井康浩\*、小塩哲朗\*、長谷正博\*、中田\*  
 \*名古屋大学太陽地球環境研究所、\*\*福岡大学理学部

1991年6月のピナツボ火山噴火の規模は、今世紀最大規模といわれている。ライダー観測から、6月の下旬には愛知県の上空まで拡散し、11月から12月にかけて北極圏のアラスカに達したと判断される。

オゾンホールが、南極（規模は大きくはないが北極にも生じている）に現われるのは、寒冷な成層圏で作られたエアロゾル（このエアロゾルを特に極成層圏雲、Polar Stratospheric Clouds; PSCsと呼んでいる）のためにフロン（クロロフルオロカーボン）から生じる塩素酸化物のオゾン破壊が加速されるからと考えられる。このPSCsの正体は、氷の微細な粒子あるいは硝酸の水和物からなる固体の粒子と考えられている。PSCsの表面では、安定な塩素化合物(CIONO<sub>2</sub>)が分解し不安定なCl<sub>2</sub>が生成し、塩素酸化物のオゾン破壊を加速している。PSCsの数密度や表面積の大きさが反応には敏感にきいてくる。

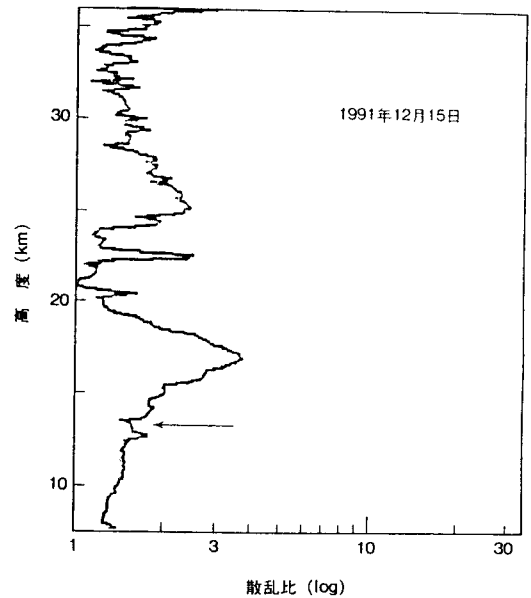
硫酸エアロゾルも、PSCsとはやや異なる反応系ではあるが、フロン起源の塩素酸化物のオゾン破壊を加速させる効果が認められている。

今回の火山噴火では、火山性の硫酸エアロゾル粒子の急増現象が、成層圏の脱窒を通してオゾン消失をどの程度引き起こすかに大きな関心が持たれる。また、この火山性エアロゾルが極地方へ拡散していった場合に、極成層圏雲の活動にどのような影響をもたらすかについても興味もたれる。

最近行なわれた実験では、硫酸-硝酸-水の3成分系のエアロゾルの形成は現実の大気中ではきわめて難しいことが示されており、PSCsの発生について根本的な検討が迫られている。ピナツボ火山雲の極地への拡散現象はたいへん貴重な実験になっている。

名古屋大学太陽地球環境研究所と、福岡大学理学部、アラスカ大学地球物理研究所の共同観測チームがアラスカでライダーによるピナツボ火山雲の観測を開始した。図に示すのはその結果である。観測のためにアラスカ入りした11月には、地元では急に赤い夕焼けが出現しはじめたことに強い関心が示されていた。12月に本格的な観測が開始された。その時に得られた結果は、既に火山噴火の影響がアラスカ上空にも達していたことを示していた。ここに得られた結果が、バックグラウンドの硫酸エアロゾルに火山起源のエアロゾルが加わった単純な足算の結果だけなのか、あるいは「PSCs増強効果」を伴ったものか、今後の検討が必要である。

ライダーの結果に加えて、地上で採集されたエアロゾルの化学成分の時間変化についてもあわせて報告する予定である。



北極圏のエアロゾル層

名古屋大学太陽地球環境研究所、福岡大学理学部、アラスカ大学地球物理研究所の観測チームによって測された。「散乱比-1」の値は、すでに2を超えており、平常時の0.1以下の値と較べるなら20倍の度に達していることになる。矢印は、雲界面を示す。

## 西グリーンランドにおけるエアロゾル数濃度の変動

菊地 勝弘 ・ 谷口 恭\* ・ 上田 博 (北大・理)

## 『はじめに』

文部省科研費国際学術研究「低温型雪結晶と極域エアロゾルに関する研究(第3次)」の一環として、西グリーンランド中部に位置する Disko島南岸の Godhavn でエアロゾル数濃度の測定および粒子の採取を行った。今回は主に数濃度の変動について述べる。

## 『測定』

デンマーク・コペンハーゲン大学付属の Arctic Station (69° 15' N, 53° 34' W) に1989年12月20日から1990年1月24日まで滞在し、連続測定を行った。この観測地点は町の北東に位置し、北側は山、西・南・東側は海に囲まれており、半径100kmの範囲内には何も無い場所である(図1)。粒径は0.3~0.5、0.5~1、1~2、2~5、5 $\mu$ m ~の5段階で20分毎に連続測定した。

## 『結果』

エアロゾル数濃度の短周期の変動幅は非常に小さかった。これは町の人口が900人程度であること、町の方角からの風向が稀なことや、グリーンランド全体の人口が5万人弱であり、工業活動がほとんどないためである。数濃度の平均的な値は、Northern Norway の Alta(69° 56' N, 23° 16' E)や、Arctic

Canadaの Inuvik(68° 22' N, 133° 42' W)での測定値の1/2~1/5の小さな値だった。島の内部から吹き降りてくる北寄りの風の場合には、全くといって良いほど変動がなく、数濃度も小さかった。逆に海からの南風の場合には数値は安定しているが、やや多

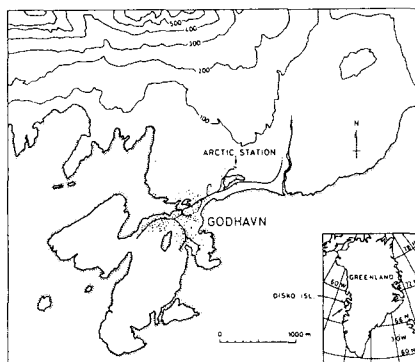


図1. 観測地: Godhavn の Arctic Station

めの値であった。

グリーンランド本島内陸は3,000mほどの氷床なので、東風がグリーンランドを渡ってくる場合は西海岸でフェーンとなり、暖かい強風が吹く。このときは小粒径の粒子が急激に減り、逆に大粒径の粒子が急増した。(図2の12/31夜、1/2夜~1/3夜)。大粒径の粒子の増加は、強風によって周辺に砂塵が浮遊しているためだと考えられる。

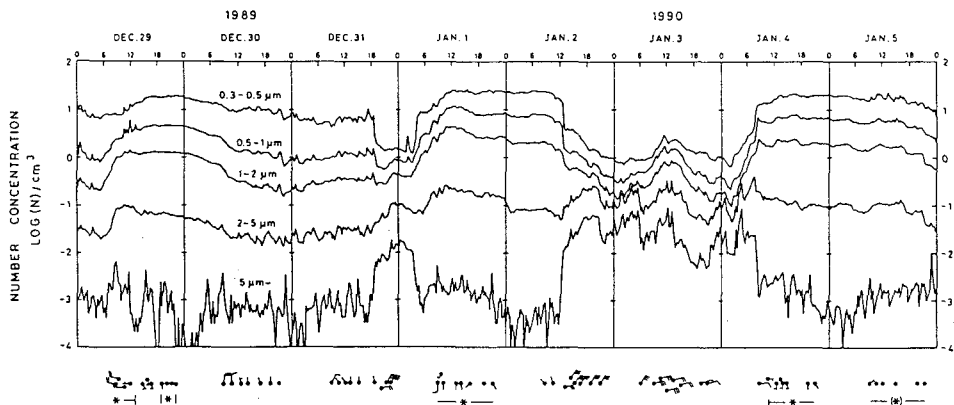


図2. エアロゾルの粒径別数濃度の変動

\*現在所属: 日本気象協会北海道本部



林 政彦・岩坂泰信 (名大STE研)

## 1. はじめに

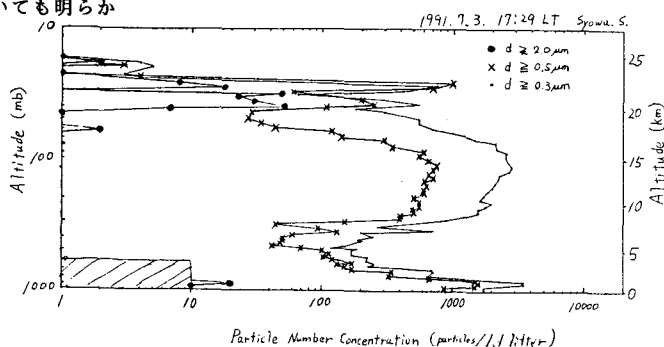
極域に冬季に形成される成層圏雲 (PSCs) は、その表面での heterogeneous reaction を通じてオゾンホール形成に重要な寄与をしていると共に、その粒子沈降過程により成層圏から硝酸や水蒸気を対流圏へ除去していると考えられている。

しかし、PSCs の形成初期から発達期に関する観測はきわめて少ない。このため、極成層圏雲形成のメカニズムに関しては、既存の硫酸 (塩) 粒子が核になっているのか、新たな核形成により PSCs 粒子が形成されているのか、といった基本的な形成過程についても明らかにされていない。

32次南極地域観測隊では、5月から8月初旬にかけて4回のエアロゾルゾンデ観測を行い、PSCs の発達初期の成層圏エアロゾルの変動を観測した。

また、1991年6月のピナツボ、8月のセントピンの噴火により成層圏に注入された火山起源物質による南極成層圏の擾乱状況を観測するために成層圏の風向が東向きにかわったのちの12月に観測を行った。

12月9日の観測では、成層圏エアロゾルが全層にわたって増大している結果が得られた。ピナツボ山あるいはセロ・ハドソン山噴火の影響によるとかんがえられ、フィリピンあるいはチリ上空の成層圏に注入された火山起源物質が、12月には南極に到達したと考えられる。



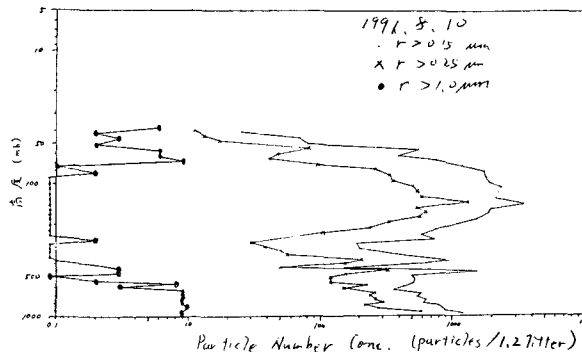
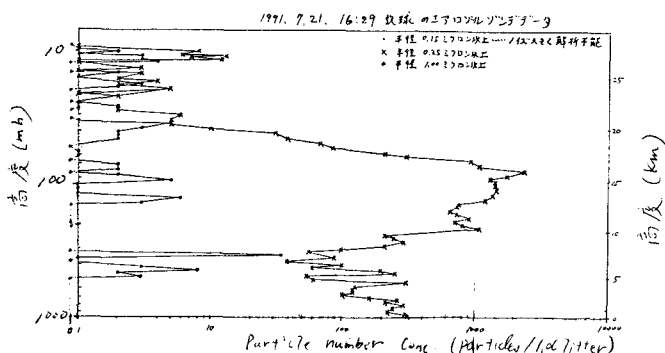
## 2. instrument

32次隊で使用したゾンデは、大粒子ゾンデ5個、凝結核ゾンデ (CNゾンデ) 1個である。大粒子ゾンデは、これまでの昭和基地で用いられたエアロゾルゾンデを改良し、粒径 0.3, 0.5ミクロンの粒子に加え、2.0ミクロンの粒径の粒子数の計測を可能にしたものである。これは、オゾンホール形成・沈降性粒子と関係の深い硝酸粒子・氷粒子の検出を目指したものである。

## 3. 観測結果

7月3日の観測では、高度19~25kmにエアロゾルの高濃度層を検出した (図1)。なお、放球当日は極成層圏雲が視認されている。7/3 (図2), 7/21 (図3) の観測においても通常のエアロゾル層より enhance された状況やユング層内での2.0μm粒子の存在が観測されている。

このほか、既存粒子の鉛直分布の変化から、成層圏大気の沈降による下方へのエアロゾルの輸送、ユング層底部の侵食などが認められる。



金森暢子・金森悟(名大・水圏研) 西川雅高(国立環境研) 渡辺興亜(国立極研)

オ28次からオ31次にわたる南極観測隊と共同研究として行なった南極近海上、昭和基地、みずほ高原における各地のエアロゾルの化学組成には、海水組成より塩素イオン不足が多く確認され、エアロゾル中の $Cl/Na$ の値は夏期に低く、冬期には殆んど海水の値に近いことが明らかになってきている。然しみずほ高原における積雪中の $Cl/Na$ の値は、海水と等しいかそれ以上で、数倍の大きい値を示すものもあった。

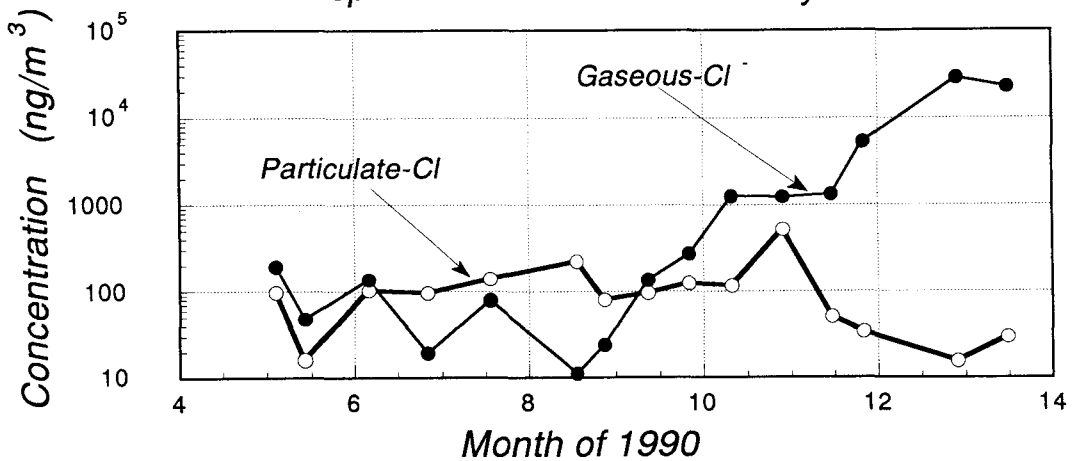
オ31次観測隊によって1990年5月から1991年1月半ばまで昭和基地で、エアロゾル採集のためのテフロンフィルターの後には酸性気体成分吸収用のアルカリ含浸ろ紙を2段とりつけ、計3段を一組にして月2回大気を通過させた試料について大変興味ある結果を得た。

下図に上記期間における昭和基地の大気エアロゾル中の $Cl^-$ と気体状物質としての $Cl^-$ の濃度を示す。すでに報告したように大気エアロゾル中の $SO_4^{2-}$ の濃度は、10月頃から増加し、

夏期に高濃度を示したが、 $Cl^-$ 濃度は夏期に低く、 $Cl/Na$ 値はしばしば海水値より低い値を示した。ところが、気体状の $Cl^-$ 濃度は冬期に非常に低く、夏期に着しく高濃度を示すことが確認された。又、同時期には気体状の $NO_3^-$ 、 $SO_2$ も高濃度であることが始めて南極において明らかになった。

大気エアロゾル中の $Na^+$ 、 $Cl^-$ は、海塩として大気中に供給された後、塩素イオンの一部が大気中に存在する硫酸や硝酸等により $HCl$ として大気中に放出され、これ等の $Cl^-$ が降雪中に取り込まれてある時期海水値より高い $Cl/Na$ 値を示すことと関連するように考えられるが、気体状の $Cl^-$ の濃度は同一試料の大気エアロゾル中に含まれている $Na$ 量に比べて著しく高いものであり、これ等気体状物質の発生機構、気体としての存在時間、エアロゾル化等の輸送機構、輸送過程における挙動を明らかにすることは非常に重要な問題である。高所における試料の採集と解析が望まれる。

Atmospheric Concn. of Cl at Syowa Stn.



昭和基地における(1990年5月~1991年1月)大気中の粒状および気体状 $Cl^-$ の濃度

## 南極下部対流圏の硝酸を含むエアロゾル

## JARE-32 速報

林政彦・岩坂泰信(名大STE研)

## 1. はじめに

極域の微量化学成分の動態は地球環境のバックグラウンド的な汚染の進行をモニターすると言う意味でも、また、グローバルな物質循環における極地の役割を解明するうえでも重要である。

また、氷床コア中の微量成分の変動は大気中の微量成分の動態を反映していると考えられているが、実際の大气中のこれらの物質の振舞いと氷床への蓄積過程についても不明な点が多い。

32次南極地域観測隊では、このような大気中の化学成分のなかで、特に、エアロゾル中の化学成分の変動に重点をおいて電子顕微鏡分析用のサンプリングをはじめとして、様々なサンプリングを実施した。各サンプリングの分析結果については、今後の各研究機関の分析の報告によることとし、今回は、電子顕微鏡による個々のエアロゾル粒子中に含まれる硝酸成分の分析の初期的な結果について報告する。

## 2. サンプリング装置・分析法

サンプリング装置はいずれも、慣性衝突を利用したインパクター方式であり、1 $\mu$ m以上の粒子とより小さい粒子を分級サンプリングするために、ノズル径の異なるインパクターを直列に配置した2段式とした。

個々の粒子の硫酸・硝酸イオンの含有及び相状態の判定などのために、カーボン薄膜・ニトロン薄膜を中心としたサンプリングを行った。ニトロン薄膜サンプルはサンプリング後、約1日のオクタノール蒸気処理を行いニトロンとの反応を完了させた。

## 3. サンプリング領域・期間

空間分布の季節変動を可能な限り広く捉えることを目的とし、昭和基地における地上、航空機、凧等を用いたサンプリングを継続的に行うと共に、各旅行隊などにサンプリングを依頼した。概要は以下の通りである。

## (1)航空機

航空機によるサンプリングは、内径13mmの耐压ホースの先端を主翼ストラットの接続部から前方に突き出し、動圧によって外気耐压ホース内に送り込み、キャビン内でマニホールドを通して、インパクター2系列、ローボリュームサンプラー1系列に並列導入した。

サンプリングは、リュツォ・ホルム湾上空で実施。

実施日、サンプリング高度、使用メッシュは以下の通りである。

3/23 6000, 12000, 18000, 25000 feet

4/20 5000, 10000, 14000 feet

5/15 5000, 11000 feet

8/14 5000, 12000 feet

9/30 5000, 12000 feet

10/16 5000, 12000 feet

11/14 5000, 12000 feet

## (2)凧

凧はパラフォイルカイト2枚(強凧用120cm $\times$ 120cm、弱凧用140cm $\times$ 160cm)を準備し、サンプリングは強凧用で実施した。使用したサンプラーの総重量は2.5kg。

2月から6月に6サンプルを得た。

## (3)地上

## (a)昭和基地

内陸サンプリングでもちいた可搬型のインパクターを使用。サンプリングは凧・とつき岬・航空機等のサンプリングと同日の実施とした。

エアロゾルサンプリングボールの東側に設置した、高さ約2mの足場上で行った。

2月から12月まで 1~2回/月

## (b)とつき岬

6月より12月まで 1回/月

## (4)内陸

(a)みずほ基地夏旅行 往路5ポイント

(b)同 秋旅行 往路5ポイント

(c)ドーム中間点旅行 往路6ポイント

復路6ポイント

(d)あすか-S-16夏旅行 3ポイント

(e)あすか基地 3~11月 2回/month

(f)夏期トロンダネ山地調査 5ポイント

分析はまだ始めたばかりであり、発表当日に、硝酸粒子の動態の概略、および、テスト的に実施した凧によるサンプリングの技術的な展望について、他の観測等への適用も含めて報告する。

謝辞：長谷正廣・中田幌(名大STE研)の2氏には、航空機・凧等のエアロゾルサンプリング装置の開発に技術的援助をいただいた。また、室岡克孝氏には観測用の凧製作及び凧による観測機材飛揚法に関して、援助・指導をいただいた。三菱石油化学工業(株)からは、凧の飛揚用の糸としてテクミロンロープを寄贈していただいた。

## 南極内陸地域の大气エアロゾルの起源

金森悟、金森暢子（名大・水圏研）、西川雅高（国立環境研）、渡辺興亜（国立極地研）、岩坂泰信（名大・太陽研）、西尾文彦（北教大）、岡田菊夫（気象研）

### 1.はじめに

グローバルな大気化学を研究する目的で南極の雪氷を取り扱うことは、南極がグローバルな大気環境の平均的な様子を知るのに具合が良いだけでなく、雪氷が過去の大気の情報留着めていると言う点で都合が良い。しかしみずほ高原に於ける最近の研究によれば、異なった位置の積雪はそれぞれ意味のある地域的な変化を示していると考えられ、各研究目的に適したサンプリングを行なうことが非常に重要であることを示している。南極氷床の雪氷学的な、または地球化学的な研究と大気化学的な研究は、互いに相補的な関係にあり、今後ますますきめの細かい南極雪氷の研究が必要であることを、イオウ化合物を例にとって示す。

### 2.サンプリング

飛雪および積雪の資料は、海岸に近いS20地点からA点（海岸から約550km）に至るみずほ高原で1968年の11-12月に第28次南極観測隊によって採取された。またA点および昭和基地ではエアロゾルの捕集も行なった。試料は日本に持ち帰り、名古屋大学でイオンクロマトグラフ法により分析した。

### 3.結果

海岸に近いS25地点からA点に至るルートに添うみずほ高原に於いて、海洋起源のNaおよびClは、一般に見られるように海岸近くの高い値から内陸に向かって指数関数的に減少している。他方 $\text{exSO}_4$ および $\text{NO}_3$ は、海岸から約300km以上内陸で著しく増加する。それ故これらは海洋以外の輸送経路又は起源のものと考えられるが、内陸に海塩のソースは無いので標高の違いが重要な意味を持つと思われる。これに比べて、MSAは、 $\text{exSO}_4$ や $\text{NO}_3$ のように内陸で増加はしないが、減少もしない。

南極大陸では、大気エアロゾルと降雪の化学組成の間に比例関係が成立することが報告されている。みずほ高原の飛雪にもこれらの間にはルーズな正の相関が認められ、降雪はその時の大気エアロゾルの化学組成を留め

ていると考えられる。それゆえ雪氷の化学組成に基づいて大気エアロゾルを議論することが出来る。

これまでに知られている昭和基地の大気エアロゾルの最大の特徴は、夏期に $\text{H}_2\text{SO}_4$ 粒子が急増することである。MSAについても同様なことが認められる。これらは、冬期には一転して殆ど消失する。この現象は南極海上でも一般に認められ、海洋性大気の良い指標となる。このような特徴は、当然ながらS25地点の様な海岸近くの積雪の化学組成に反映されていることが見いだされるが、内陸の積雪には見いだされない。A点の積雪中では、 $^{18}\text{O}$ の分布が示す夏期と冬期に比較して、MSAは夏期に必ずしも増加せず、又冬期に於ても濃度が明かに低下するわけでもない。A点の標高は約3000mであるから、これらの分布は、内陸の標高の高い場所の大気エアロゾルが昭和基地付近で見いだされる海洋性のエアロゾルとは全く異なるものであることを示している。それ故海岸から約300km以上内陸に見いだされた $\text{exSO}_4$ や $\text{NO}_3$ の著しい増加は、成層圏や上部対流圏または高空での大規模な大気循環により遠隔地からもたらされたものである可能性が高い。

### 4) 結語

みずほ高原では、ほぼみずほ基地を境界として、内陸側と海より側では雪氷に供給される化学成分の輸送経路又は起源が違う可能性が高く、このフィールドを地球化学的、雪氷学的又は大気化学的観点から調査する場合には、常に大気エアロゾルと雪氷を対比しながら調査することが重要であり、今後はこのような点に注意して研究を進めることが必要であろう。

## 北極圏大気汚染物質の気候影響評価

太田幸雄・村尾直人（北海道大学工学部）

林 健太郎（（株）パシフィックコンサルタンツ）

○はじめに：近年、北極圏では冬～春季にかけてArctic haze と呼ばれるスモッグが発生するようになった。これは、主としてヨーロッパロシアおよび中央ヨーロッパにおいて発生した大気汚染物質が北極圏にまで輸送された結果生じているものである。このhazeは煤および硫酸粒子を多量に含んでいると言われており、極域の放射収支、さらには地球の気候に大きな影響を及ぼしているものと思われる。我々は、1990年夏より、アラスカにおいて大気エアロゾル及びSO<sub>2</sub>等のガス成分の測定を行っており、今回その測定結果を報告すると共に、北極圏大気汚染物質が気候に及ぼす影響についての予測計算をも行っているもので、その途中結果についても報告する。

○アラスカ大気エアロゾルの組成分析：

Fairbanks郊外のEster Dome山頂（標高720 m）において測定した粒径2 μm以下の大気エアロゾル（微小粒子）の組成分析結果を図1に示す。TPMは総重量濃度、BCは黒色純炭素、Org.は粒子状有機物、SSCは海塩起源陽イオン、Soilは土壌粒子である。1990年9月から1991年5月までの微小粒子の総重量濃度は、1 μg m<sup>-3</sup>程度であり、札幌や東京に比べて1/20～1/50の非常な低濃度であった。一方、6、7月が高濃度になっているのは、そのほとんどが黒色純炭素と有機物で占められていることから、Alaska中央部で発生した森林火災の影響ではないかと思われる。

図2、3に、同じEster Dome山頂で測定された大気中のSO<sub>2</sub>及び総硝酸濃度を示す。図3では、ガス状のHNO<sub>3</sub>濃度にさらに粒子状のNO<sub>3</sub>濃度を等モルのHNO<sub>3</sub>濃度に換算して加え総硝酸濃度で示してある。アラスカにおけるSO<sub>2</sub>濃度は0.05～0.15ppbv、総硝酸濃度は0.01～0.1 ppbvであった。札幌の郊外におけるSO<sub>2</sub>濃度は1 ppbv程度、総硝酸濃度は0.5 ppbv程度であることから、これらガス状成分もやはり札幌の1/10～1/20程度の低濃度であることが分かる。

○北極圏大気エアロゾルの気候影響評価：

地球上の大気エアロゾルを、北極エアロゾル、北極周辺域エアロゾル、陸上エアロゾル、北半球海洋大気エアロゾル、南半球海洋大気エアロゾル、南極エアロゾルの6種類に分類した。各々のエアロゾルについて、これまでの我々の測定および文献値を基にその組成を決定し、それに基づき放射特性（散乱光角度分布関数と単一散乱アルベド）を求めた。さらに、FairbanksとPoint Barrowにおける大気混濁度の測定値、及びToon and Pollack（1976）の推定に基づき、各緯度帯毎の光学的厚さを与え、Delta-P3近似法を用いて放射伝達方程式を解き、大気上端での各緯度帯毎のplanetary albedoを求めた。

気候モデルとしては、Thompson and Schneider（1979）を基本として、下に示すような季節変化を考慮した緯度方向一次元のエネルギーバランス気候モデルを用いた。

$$R \frac{\partial T}{\partial t} = Q(1 - \alpha) - IR - \text{div} F$$

ここで、R：熱慣性量、T：気温、t：時間  
Q：大気上端での太陽放射量、α：大気上端でのplanetary albedo、IR：大気上端から宇宙空間への赤外放射量、F：水平方向の熱輸送量、である。

なお、今回は特に北極圏のエアロゾルの効果を調べるために、北極圏の2種類のエアロゾルのみ季節変化するものとし、その他の4種類のエアロゾルは季節変化しないものとして扱った。

計算は、北極および北極周辺域エアロゾル中の、（1）黒色純炭素及び有機物粒子濃度が現在の2倍に増加した場合、（2）黒色純炭素、有機物及び硫酸塩粒子濃度が現在の2倍に増加した場合、（3）硫酸塩粒子濃度が現在の2倍に増加した場合、及び（4）年間のエアロゾル濃度が、北極が最も清浄と考えられる秋季の濃度である場合（発生源対策が進み、北極圏が清浄な環境に戻ったと考えら

れる場合、すなわち、Clean Arctic) の4通りについて行った。

図4、5に上の(1)及び(4)の場合の計算結果を示す。図4は緯度別の年平均地表気温の現在の値からの変化量である。北緯75度以上の北極域において、黒色純炭素及び有機物粒子すなわち煤が2倍に増加した場合には、年平均で1.5℃気温が上昇すること、一方北極圏が清浄に戻った場合には、年平均で

0.7℃気温が低下することが分かる。

また図5は、北緯55度から85度までの各緯度帯における季節別の地表気温の現在の値からの変化量である。煤粒子の濃度が2倍に増加した場合には、北緯65度以上の北極圏において、特に夏季に1.5～2.5℃の気温上昇を示すこと、逆に北極圏が清浄な環境に戻った場合には、夏季に1.2℃程度気温が低下するという予測結果が得られた。

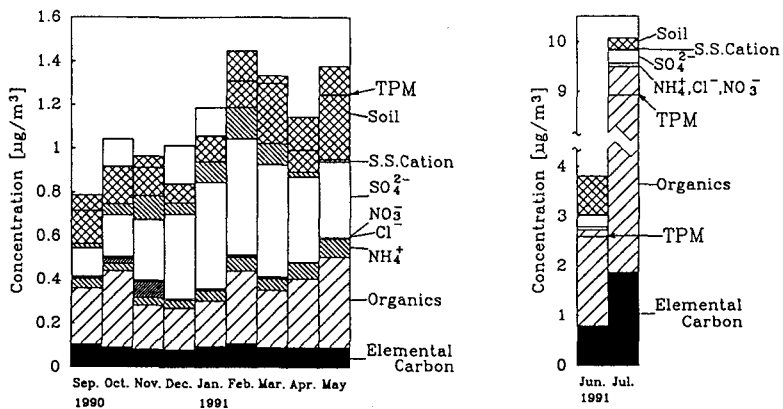


図1. アラスカにおける大気エアロゾルの組成分析結果

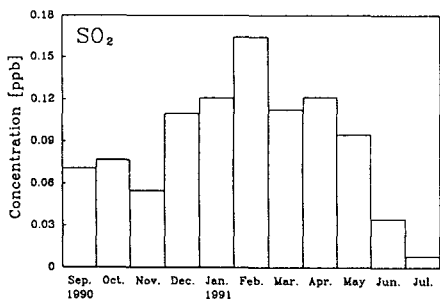


図2. アラスカにおけるSO<sub>2</sub>濃度

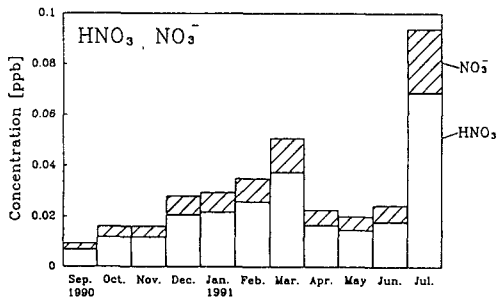


図3. アラスカにおける総硝酸濃度

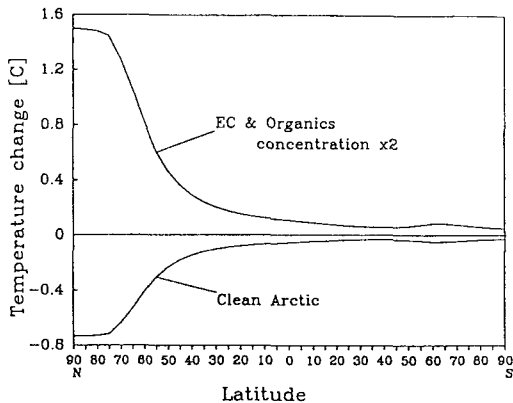


図4. 緯度別の年平均気温変化量

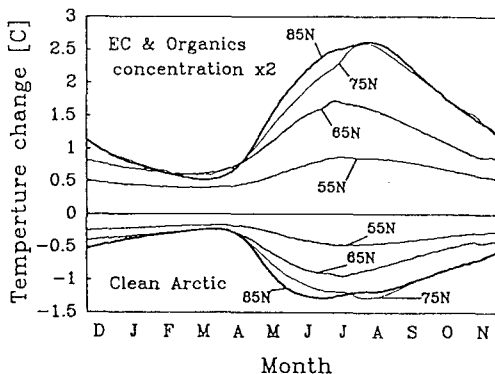


図5. 各緯度帯における季節別気温変化量

## 昭和基地における赤外・紫外吸光分光観測

村田 功、北 和之、岩上 直幹、小川 利紘（東大理）

1991年第32次南極観測隊に於て、昭和基地で赤外・紫外吸光分光観測を行った。赤外観測では、太陽を光源とした赤外吸光分光法により、C10xのリザーバーとしてオゾンホール生成に重要な関係を持つHClを中心にHF、N<sub>2</sub>O、OCS、CO、C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>の鉛直気柱密度を観測した。観測装置は10cm集光鏡+1.5mダブルパス回折格子型分光器を中心としたものである。観測に用いた波数はHCl-2926cm<sup>-1</sup>、HF-4039cm<sup>-1</sup>、N<sub>2</sub>O-2583cm<sup>-1</sup>、OCS-2053cm<sup>-1</sup>、CO-2158cm<sup>-1</sup>、C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>-2987cm<sup>-1</sup>等の赤外領域（波長3~5μm）で、装置の分解能は3000cm<sup>-1</sup>で0.09cm<sup>-1</sup>程度である。観測は太陽を光源とするため晴天日の日中に限られるが、'91年7月30日から12月21日までの間に計41日間の観測を行うことができた。観測立ち上げ時にトラブルを起こしたため当初の目的の通年観測はできなかったものの、オゾンホールとの関連で最も重要な8月から10月には充分なデータを取ることができた。データは現在解析中で、発表時までにはいくつかの略解析結果が得られる予定である。

紫外観測では、紫外から可視域における大

陽天頂散乱光の分光観測により、成層圏を中心としたO<sub>3</sub>、NO<sub>2</sub>、OC10、BrOの濃度を観測した。本観測ではオゾンホール生成の主原因とされるC10xのひとつであるOC10、さらにはBrOをオゾンと同時に観測することでオゾンホール発生に関するより詳しいデータを得ることが狙いである。観測装置は25cm回折格子型分光器とPCDアレイ型検出器を中心としたものである。このシステムの特徴は、電子冷却を用いたアレイ型検出器によりデータの長時間積分が可能になりS/N比が非常によいことである。本システムでは1024個の素子からなるアレイ型検出器により波長範囲120nmのデータを同時に取り込むことができ、その分解能は約0.4nmである。今回は紫外から可視域に連続した吸収帯を持つO<sub>3</sub>、NO<sub>2</sub>とOC10(300~420nm)、BrO(310~380nm)を同時に観測するため中心波長を360nmに固定し、300~420nmのスペクトルを観測した。観測は'91年5月7日から'92年1月16日までほぼ連続的に行った。データの解析はまだこれからであるが、赤外観測の結果と組み合わせることでオゾンホールに関するより詳しい情報が得られると考えている。

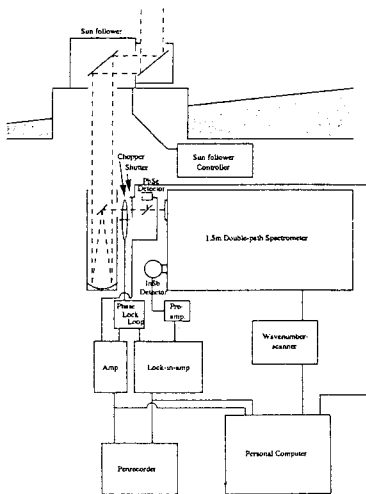


図1 赤外観測装置の構成

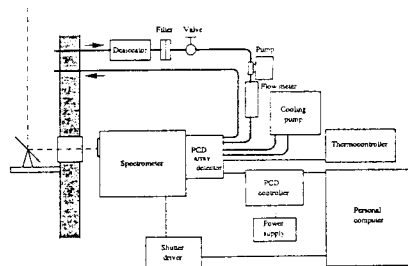


図2 紫外観測装置の構成

## 昭和基地での大気微量成分の観測

～特に硫黄化合物に着目して～

古賀 聖治・田中 浩(名大水研)、岩坂 泰信(名大STE研)

山内 恭・青木 周司(極地研)

## [はじめに]

植物プランクトンの生理活動により、海水中でDimethylsulfide(DMS)が生じる。海面を通過して大気中に出たDMSは、下部対流圏で硫酸エアロゾル粒子を生成する。硫酸は雲粒が形成されるとききの凝結核の主要成分である。そこで、DMSの大気中での濃度と凝結核の個数濃度とのあいだには、正の相関のあることが容易に想像できる。Dimethylsulfideの海水中での発生量や大気中での濃度を地球規模で掌握することは、気候変動の解明にもつながるであろう。

昭和基地で年間を通しての大気DMS濃度の測定を予定している。ここでは、この計画について紹介する。

## [大気試料の採取と分析]

大気DMSの濃度はpptvのレベルであるため、採取した大気をそのまま測定器に通して定量することは難しい。そこで、DMSを吸着剤に一端吸着させて、検出できる濃度になるまで濃縮することが必要になる。大気試料は、吸着剤が破過容量(物質が吸着剤の先端部分から入り、後端から出てくるまでに必要な通気量)を稼ぐために0℃に冷却された状態で採取される。その後、DMSを高い効率で回収するために、一気に200℃近くまでの昇温を吸着剤に対して行う。吸着剤としては、これまでの経験からChromosorb101やTenaxが適していることが判っているので、これらを使用する。

大気中のDMSは、OHとNO<sub>3</sub>との反応により酸化される。このときのDMSの滞留時間はおよそ1日程度である。図1は、南緯60度における大気DMS濃度の、日変化に関するモデル計算の結果を示している。大気中のDMS濃度の日変化を捕らえるために、少なくとも3～4時間の時間間隔で測定を連続して行う。

大気試料は、Finnigan MATのガスクロマトグラフ質量分析計(ITS-40イオントラップシステム)を用いて分析される。この装置か

らは、吸着剤に捕らえられ回収された全ての物質に関して情報を得ることができる。

装置の構成は、次のようになる。

気体試料自動濃縮装置(DKK: GAS-30)

GC-MAS(Finnigan MAT: ITS-40)

その他(ワークステーション等)

DMS, SO<sub>2</sub> (pptv)

OH, NO<sub>3</sub> × 10<sup>5</sup> (1/cm<sup>3</sup>)

60°S

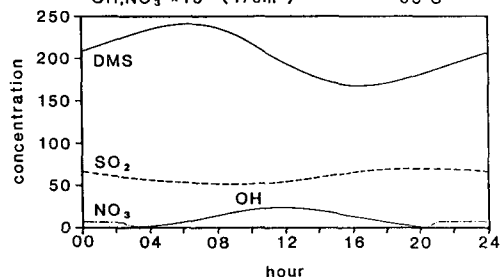


図1 DMSのフラックスを $7.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ としたときの、南緯60度における大気DMS濃度の日変化。季節は夏季である。

[SO<sub>2</sub>とエアロゾル粒子の採取]

二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)やメタンスルホン酸(MSA)は、DMSが硫酸にまで変換されるとききの中間生成物である。硫酸エアロゾル粒子の生成は、これらの濃度や酸化速度にも依存している。そこで、大気DMSの測定と同時に以下の測定も行う。

1. High-volume air samplerによるエアロゾル粒子のバルク捕集(nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, MSAの分析)。
2. アルカリ含浸濾紙によるSO<sub>2</sub>捕集。
3. 静電式エアロゾルサンプラーによるエアロゾル粒子個々の捕集(粒径分布解析用)。

以上のような観測を連続して行い、大気中の硫黄の挙動を捕らえることは、硫酸エアロゾル粒子の生成過程を解明する上で非常に重要である。また、「しらせ」の船上においても同様の観測を行い、一次生産量と海洋中及び大気中のDMS濃度との関係も明らかにしてゆきたい。



## スバルバル・ニーオルスンにおける 大気微量成分の観測

青木周司、和田 誠、伊藤 一、小野延雄、渡辺興亜（極地研）

はじめに)

二酸化炭素やメタンは、地球の気候を温暖化させる可能性のある主役として、その濃度上昇が注目を集めている。今後の濃度を定量的に予測するためには、地球規模で質の高い観測データを蓄積していくことが重要である。我々は、1991年8月から北極域のスバルバル諸島ニーオルスン観測基地において、Grabサンプリング法による大気中の二酸化炭素濃度およびメタン濃度観測を開始した。

北極域は大気汚染物質が流入し、さまざまな大気化学反応が起こっており、このため地上オゾン濃度が年々上昇してきているとの報告がなされている。地上オゾンは対流圏の大気化学反応や大気放射にとって重要な役割を担っているため、今後の濃度変化を系統的に観測していく必要がある。また、地上オゾンは成層圏からの物質輸送のトレーサーとしても重要な気体である。そこで我々は1991年9月下旬から同基地において、地上オゾン濃度の連続観測も開始した。

同基地での大気微量成分観測は開始されたばかりであるため、ここでは観測方法と、これまでに得られた結果の一部について紹介する。

観測地点および観測方法)

ニーオルスン観測基地は、スバルバル諸島スピッツベルゲン島にあるコングスフィヨルド南側の半島に位置し、その緯度および経度は78°55'N, 11°56'Eである(図1)。高緯度のため、同基地では4月中旬から8月下旬までは太陽が沈まず、反対に10月下旬から2月中旬までは太陽が顔を出さない。年平均気温は-6.2°Cであり、最も寒い2月と最も暖かい7月の平均気温はそれぞれ-14.6°Cおよび5.0°Cである。メキシコ湾流の影響で、緯度が高い割には暖かいため、地面は苔類のほか多種の野草がみられる。また、これらの植物を餌にするカリブーなどの大型動物も生息している。風は比較的弱く風速が2 m/s以下の出現率は63%であり、9 m/sを越すような強風の出現率は0.1%である。このため大気は安定して

いることが多く、気温の逆転層もしばしば観測される。

大気はダイアフラムポンプを用いて、ペローバルブ付ステンレススチール製容器(容量約750ml)に約10気圧に加圧して採取される。サンプリングは週1回ずつ実施される。容器は3カ月ごとに日本に送り返され、極地研で二酸化炭素濃度とメタン濃度および二酸化炭素の炭素および酸素の安定同位体の測定がおこなわれる。

地上オゾン濃度は現地にDASIBIオゾン計(Model 1006-AHJ)を持込み、連続観測をおこなっている。このオゾン計は2台用意されており、1年毎に交換するようになっていいる。観測データの長期にわたる一貫性を維持するために、これらのオゾン計は北極に持ち込む前と持ち帰り後に国立環境研究所にて、Gas Phase Titration法を用いて検定が行われている。

観測結果)

図2および図3にGrabサンプリング法で求められた二酸化炭素およびメタンの濃度を示す。参考のために米国NOAA/CMDLによってアラスカのポイントパーローで観測された濃度も示されている。ただし、メタンの濃度スケールが我々とNOAAのグループではシステムティックに違っている。このため、直接データの比較ができるように我々のデータから17 ppbv差し引いて図示している(最近、NOAAグループはメタン濃度スケールの再検討を行い我々の値に非常に近いスケールに変更しようとしている)。これらの図によれば、ポイントパーローとニーオルスンにおける二酸化炭素濃度およびメタン濃度はきわめて似た変化をしていることがわかる。このことから、これら温室効果ガスの北極域におけるバックグラウンド濃度を観測する場所として、ニーオルスはポイントパーローと同程度に適していることが明らかになった。我々は今後、長期的にこれらの大気微量成分観測を継続していこうと考えている。

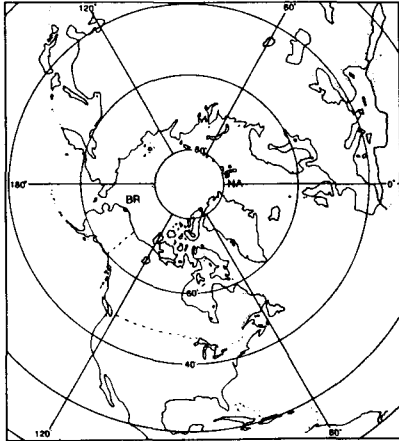


図1 北極スバルバル諸島ニールスン観測基地 (NA)。参考のためポイントバーロー (BR) の位置も示す。

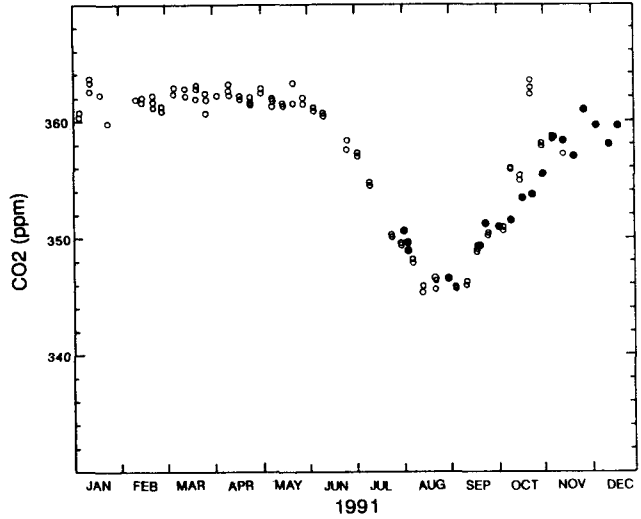


図2 ニールスン基地における二酸化炭素濃度の変化 (黒丸)。白丸はポイントバーローでの観測値 (NOAA/CMDL, P. Tans, 1991, Personal communication)

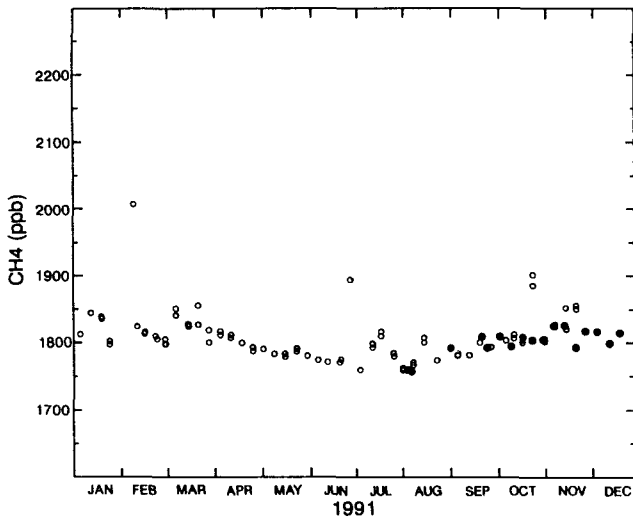


図3 ニールスン基地におけるメタン濃度の変化 (黒丸)。白丸はポイントバーローでの観測値 (NOAA/CMDL, P. Tans, 1991, Personal communication)

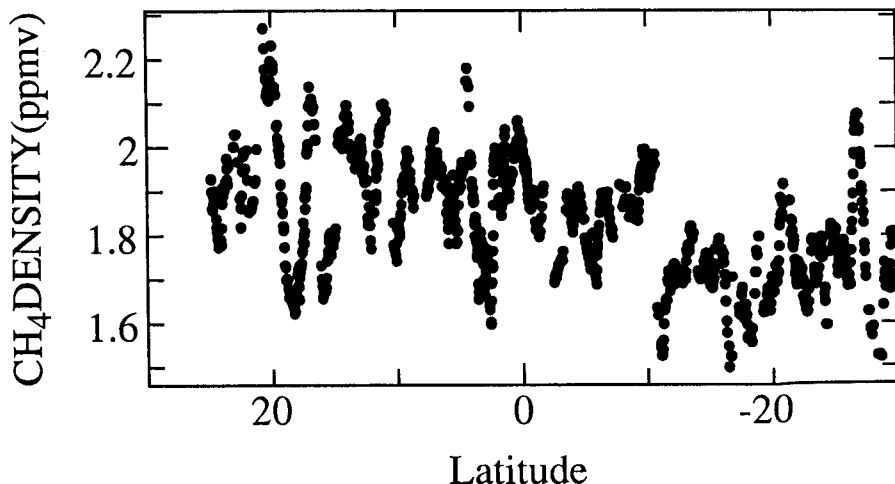
新 健二 村田 功 北 和之 小川 利紘 園分 征  
 (東京大学理学部地球惑星物理学科)

メタンは温室効果を持ち、また大気化学でも重要な役割を果たしている。最近、その増加が問題になっているが、サンプリングによる点での測定が主で、広範囲を高精度で測定したデータは少ない。

そこで我々は、He-Neレーザー(3.39 $\mu$ m)の光が、メタン分子により吸収されることを利用してメタン濃度を測定する可搬式測器を開発した。この測器を第32次南極観測隊派遣時にしらせに搭載して、連続的に高精度なメタン濃度観測を試みた。我々の目的は、まず、メタンの緯度分布を正確に把握することであったが、インドネシア付近を通過する際に濃度の変動を検出できれば、メタンのソースについては有益な情報が得られるのではないかという期待もあった。東京湾からオーストラリア到着までのデータを解析したので、その結果を報告する。

測器は、He-Neレーザー、長光路セル、セル中に試料を導入するための配管系、校正用標準ガス、光学系、測定素子、各種センサー、及びパソコンからなっている。メタン分子による吸収は、光路長さ10m、常温常圧下、メタン濃度1.8ppmvで、約1.6%である。この測器では、セル中を真空にした時とセル中に試料をいれた時との出力差から吸収を見積り、メタン濃度を求めている。

しらせでの観測結果を図に示す。北半球に多く、南半球に少ないという傾向は見取れるが、値が振動状にばらつくのは、温度変動及び船の振動の影響と思われる。また、セルが大型であったため、試料の入れ換えに時間がかかり、測定は約10分毎である。測定精度は、約0.1ppmvであった。今回が初の本格的な実用試験のため、以上のようにいくつかの問題点が明らかになった。現在に至るまで、その改良を続けている。



## 昭和基地及び南極海での軽炭化水素の測定

酒巻史郎、清水明（国立環境研） 林 政彦（名古屋大学）

非メタン軽炭化水素はその大気中での存在量が僅少であるにもかかわらず、OHラジカルとの反応が早い対流圏大気中の光化学反応に重要な影響を与える反応種である。炭化水素の空間及び時間的分布測定の試みは散発的には試みられているが、その大気中の寿命が数カ月から一日以下と短いために測定結果は地域的な発生源分布に大きく影響されることになる。そこで陸上発生源からの直接的な影響の少ない、南極昭和基地及び観測船“しらせ”の航路上で大気を採取して、炭化水素の季節変動及び緯度・経度分布の測定を試みた結果を報告する。

<大気採取及び分析方法>大気の採取は容積約2リットルの金属製容器を用いて行い、その分析は帰国後、環境研においてAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/kclを塗布した石英製キャピラリー・カラムを使用したFID-ガスクロマトグラフで行った。なお、昭和基地での大気採取の頻度は2-3回/月である。

<測定結果>第31次隊による1990年2月から翌年1月までの期間の大気採取によって得られた昭和基地でのエタン及びエチレンの月別平均濃度を図1に示した。エタンの場合、南半球の大気中の光化学反応活性を反映して、夏期に低く、冬期に高い季節変動が認められるが、一方、エチレンの場合は逆に夏期の方が高い季節変動を示す結果となった。この変動傾向の違いは同時に示したエチレン/エタン比の図において、7、8月に比べて1、2月のその比が2-3倍大きく成っていることでもわかる。もし、エチレン、エタンが共に北方から移流してきたものとすれば、OHラジカルとの反応速度はエチレンの方がエタンよりも約20倍大きいことからこのような関係にはならず、逆に夏期にエチレン/エタン比は低下するはずである。したがって、エチレンの場合、南極周辺、おそらく海洋上に発生源があるものと推測される。

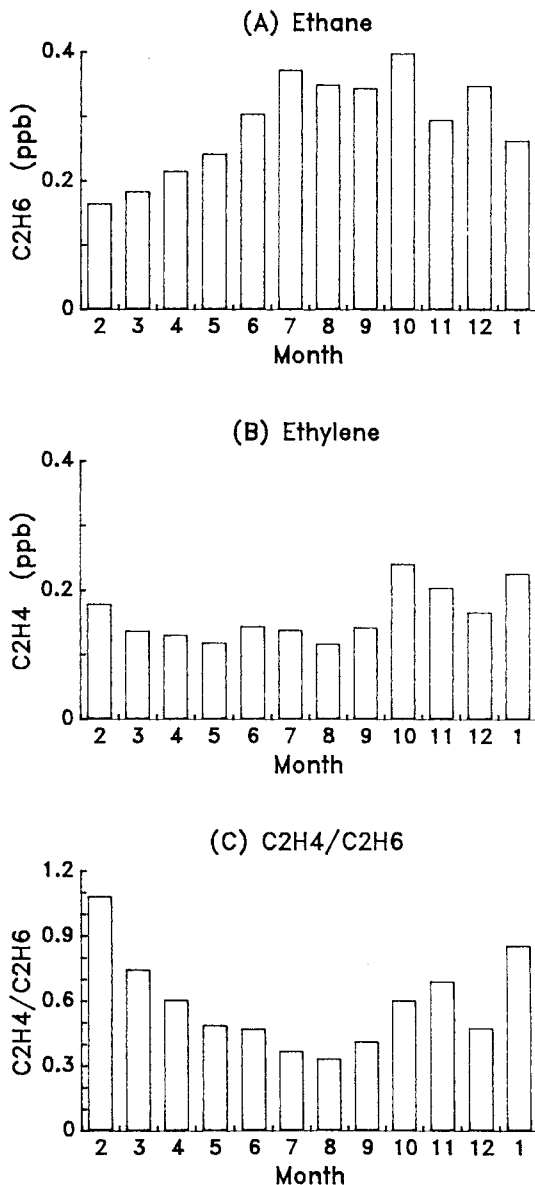


図1 昭和基地におけるエタン、エチレンの月別平均濃度とその比（1990年2月-91年1月）

加藤喜久雄 (名大・水圏研) 本多 嘉明・村井 俊治 (東大・生産研)

## はじめに

大気CO<sub>2</sub>濃度の変動がエルニーニョ現象と深く関わっていることは、よく知られたことである。図1は、Keeling et al. (1989)が1958年から1988年にかけて測定された大気CO<sub>2</sub>濃度について、南極点とMauna Loa, Hawaiiの大気CO<sub>2</sub>濃度の平均値をグローバルな大気CO<sub>2</sub>濃度と考え、その月平均値から年々変動と平年の季節変動分を差し引いて求めた大気CO<sub>2</sub>濃度異常の時系列変動を示している。この図から分かるように、エルニーニョ現象が強いほど大気CO<sub>2</sub>濃度の負の異常が強くなっている。このことについては太平洋赤道海域中東部における湧昇流によるCO<sub>2</sub>の大気への放出量がエルニーニョ現象に伴って小さくなることに起因する、と今日まで考えられてきた。

太平洋赤道海域中東部の表層水のCO<sub>2</sub>分圧はその直上の大気CO<sub>2</sub>分圧より高く、海水から大気へCO<sub>2</sub>が放出されることになる。この大気CO<sub>2</sub>分圧よりなお一層高い表層水のCO<sub>2</sub>分圧は、CO<sub>2</sub>分圧のより高

い湧昇流に起因しており、エルニーニョのときには、赤道海域中東部において水温の高い表層水が厚くなって湧昇流を押さえ込むため海水から大気へのCO<sub>2</sub>の放出量が小さくなる、と考えられてきた。しかし、Keeling et al. (1989)が指摘した大気CO<sub>2</sub>の濃度異常と炭素安定同位体組成( $\delta^{13}\text{C}$ )の関係は、エルニーニョ→大気CO<sub>2</sub>濃度異常の関連のみでは説明できなかった。

そこで、熱帯雨林域の水循環過程がエルニーニョ現象と関わって変動しているものと考え、大気CO<sub>2</sub>の濃度異常と $\delta^{13}\text{C}$ の関係をエルニーニョ→熱帯域の水循環過程→熱帯雨林生産→大気CO<sub>2</sub>濃度の関連で検討した。その結果、衛星NOAAのデータによる世界植生指標(GVI)データを処理して、熱帯雨林生産の変動の様子を明らかにしたところ熱帯雨林生産の変動により上記大気CO<sub>2</sub>の濃度異常と $\delta^{13}\text{C}$ の関係が説明しうること、言い換えれば南極大気CO<sub>2</sub>の濃度と $\delta^{13}\text{C}$ が熱帯雨林生産と強く関わっていること、を見出したので報告する。

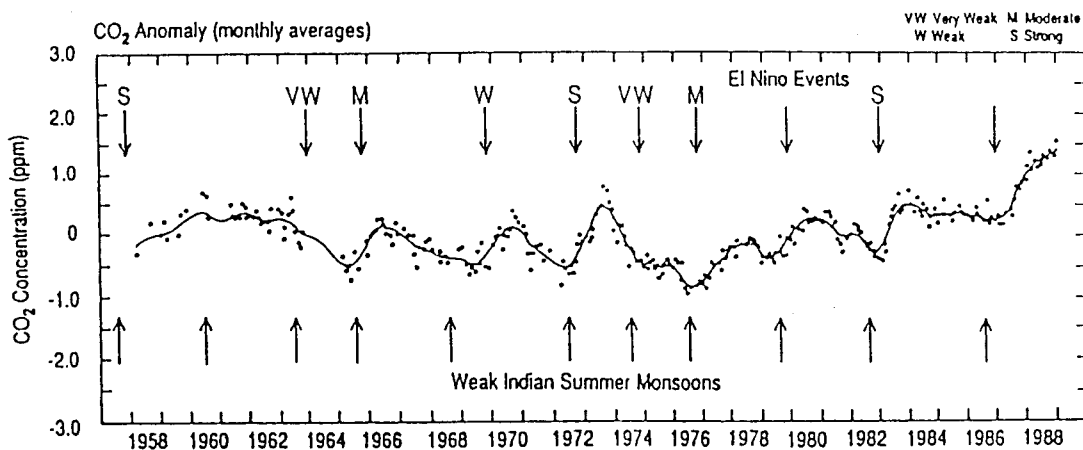


図1 グローバルな大気CO<sub>2</sub>濃度(南極点とMauna Loa, Hawaiiの大気CO<sub>2</sub>濃度の平均値)の月平均値から年々変動と平年の季節変動分を差し引いて求めた、大気CO<sub>2</sub>濃度異常の時系列変化(Keeling et al., 1989, Geophysical Monograph 55, AGU, 165-236 より)。

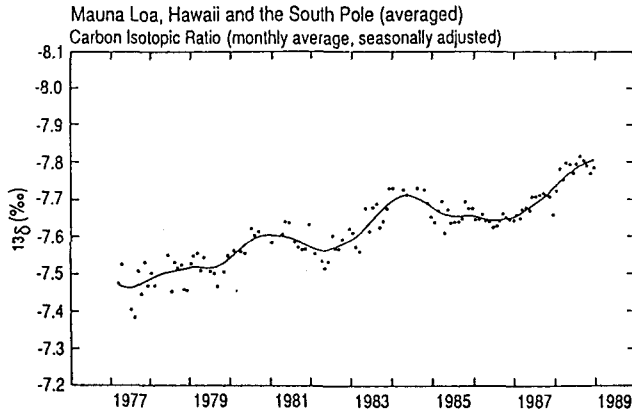


図2 グローバルな大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C（南極点とMauna Loa, Hawaiiの大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>Cの平均値）の月平均値から平年の季節変動分を差し引いたδ<sup>13</sup>C値の時系列変化（Keeling et al., 1989より）。

#### 大気CO<sub>2</sub>濃度異常とδ<sup>13</sup>Cとの関連

エルニーニョ→大気CO<sub>2</sub>濃度異常の関連は、大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C測定から確認が可能である。大気CO<sub>2</sub>と海中の溶存CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C値はほぼ等しいのに対し、陸上と海洋植物のδ<sup>13</sup>C値は大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C値に比べて大変小さく、著しく異なるからである。Keeling et al. (1989)は、1977年から1988年にかけて測定された南極点とMauna Loaの大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C月平均値から平年の季節変動分を差し引いたδ<sup>13</sup>C値を計算した。その結果を図2に示す。この図では大気CO<sub>2</sub>濃度異常の変動と合うように上の方が小さなδ<sup>13</sup>C値になるように表してある。エルニーニョ現象に伴って、大気CO<sub>2</sub>濃度異常が負（正）になるとδ<sup>13</sup>C値が大き（小さ）くなっている。このことは、湧昇流により大気へ放出されるCO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C値は大気CO<sub>2</sub>のδ<sup>13</sup>C値およそ-7~-8‰にほぼ等しいことから、大気CO<sub>2</sub>濃度異常が湧昇流に伴う海水から大気へのCO<sub>2</sub>放出量の変動のみでは説明が不可能である。

Keeling et al. (1989)は、上記の大気CO<sub>2</sub>の濃度異常とδ<sup>13</sup>Cとの関係についてエルニーニョ現象に伴う異常気象に起因する陸上植物（およそ-25‰のδ<sup>13</sup>C値）の分解（植物生産量の変動は考慮していない）で説

明を試みた。しかし、パラメーターを可能な範囲で変えても、大気CO<sub>2</sub>の濃度異常に伴ったδ<sup>13</sup>C値の変動が大きすぎ、上記関係を説明できなかった。

#### 熱帯雨林生産との関連性の検討

熱帯雨林域の水循環過程がエルニーニョ現象と関わって変動しているものと考え、大気CO<sub>2</sub>の濃度異常とδ<sup>13</sup>Cの関係を、エルニーニョ→熱帯域の水循環過程→熱帯雨林生産→大気CO<sub>2</sub>濃度の関連で検討した。エルニーニョ現象のときには、熱帯雨林生産が大変活発になり、光合成による大気CO<sub>2</sub>の固定量が増大する。他方エルニーニョ現象でないときは、熱帯雨林生産が相対的に不活発で、光合成による大気CO<sub>2</sub>の固定量が相対的に少なくなる、ものと考えた。

そこで、衛星NOAAのデータによる1982年から1987年間の週間世界植生指標（GVI）データを処理して、熱帯雨林生産の変動の様子を明らかにしたところ、熱帯雨林生産の変動が大気CO<sub>2</sub>濃度異常と深く関わっていることを見出した。このことにより、大気CO<sub>2</sub>の濃度異常とδ<sup>13</sup>Cの関係が定性的に説明できるばかりか、大気CO<sub>2</sub>の濃度異常およびδ<sup>13</sup>C変動の定量的な説明も可能であることを、を示す。

南極海白嶺丸調査海域における風の条件の良否と上層大気大循環の型との比較

(過去12シーズンの調査航海の結果から)

馬場邦彦(株式会社 気象海洋コンサルタン) 奥田義久(地質調査所 前石油公団調査役)

1. 南極海白嶺丸の調査海域と天候条件

1-1 調査の目的と海域

南極海の基礎地質調査を目的とする本船の調査活動は、1980-81年の第一次から1991-92年まで、すでに12回の調査が実施されている。調査海域は南極大陸周辺の大陸棚付近、すなわち図に示すように極大陸をとりまく海水の氷縁付近が主で、したがって以下論及するように極めて不安定な気象条件に遭遇することが多く、天候条件の良否は、調査活動の安全かつ円滑な進行を図る立場から見ると極めて重要な要件であると言える。

そこで今回は OPERATIONALな観点から調査海域の気象条件について考えることとした。

1-2 過去の調査期間中の風の条件の良否

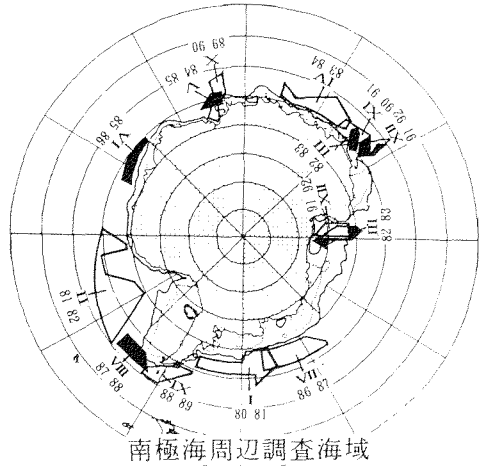
船上の調査作業に対する難易の度合いを考慮し、調査海域において観測された風速を風力階級別に分類、さらに風力4もしくはそれ以下、風力5、風力6もしくはそれ以上の3段階に分類、試みにその出現比率をもってそれぞれの年次の天候良否比較の要素とした結果を図に示す。

これによると、過去19ケースの平均ならびに最良と最悪の場合の出現比率の差は大きく、年によって天候条件の良否の差の大きいことを示している。

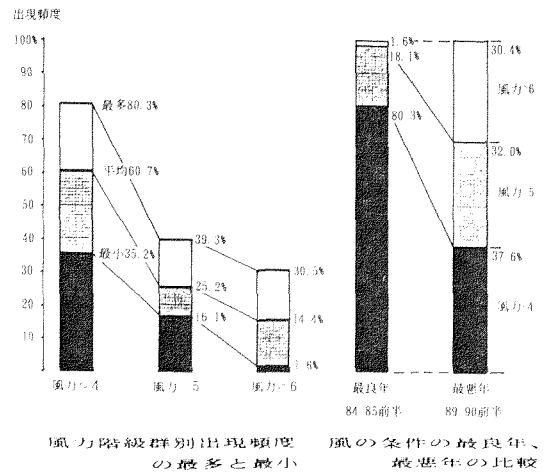
2. 調査海域付近の地表の気圧配置と天候条件との関係

2-1 南半球高緯度地域の地表気圧配置の特徴

調査海域付近は、北方の亜熱帯高気圧と南の極高気圧の境界に発生する亜南極収斂域にあたり、上空の偏西風に乗って相次いでこの収斂域上を東進する低気圧や、北方の亜熱帯高気圧の割れ目で発生し、発達しつつ南下してくる低気圧などの影響を受けやすく、その都度強風とこれに伴う高波や、低気圧性の降水や霧などによる悪視界等の悪条件の発生が目立つ海域でもある。



南極海周辺調査海域



2 2 地表の気圧配置の傾向とそれに伴う調査海域の天候条件の良否

さらに詳細に調べると、地表の気圧配置の傾向にもいろいろな型があり、それぞれに対応した特有の天候条件を示すことが多いが、代表的な型として次の4種が挙げられる。

a. 悪天候型 1

調査海域東方に南北にのびる優勢な気圧の峰が、また西方に深い気圧の谷が発達、この中で発生した低気圧が相次いで発達しつつ調査海域目指して南下して来る、すなわち発達低気圧連続南下来襲型。

b. 悪天候型 2

亜熱帯高気圧の発達と南偏によるこの南側の偏西風帯の強化南下による強風と悪天候の持続で、暴風圏南下型と称される。

c. 好天型 1

優勢な気圧の峰もしくは高気圧が発達、この圏内に入り好天が持続する型。

d. 好天型 2

調査海域付近北方で深い気圧の谷が発達、相次ぐ低気圧がすべて遠か北方を迂回し、この影響を受けないままに経過する型。

3. 上層大気循環の型とこれに対応する地表の気圧配置傾向

3 1 中高緯度における上層大気循環の型

南半球 500mb解析の結果からここでは次のようにその特性を抽出分類したが、出現する循環の型はこれらの a から d までの各特性の組み合わせで表現出来、それぞれに対応した地表の気圧配置傾向を特定することが出来る。(カッコ内はそれぞれの特徴別につけた記号)

- a. 蛇行型もしくは帯状流型  
(蛇行型 M 中間型 N 帯状流型 Z)
- b. 南偏型もしくは北偏型  
(南偏型 S 中間型 M 北偏型 N)
- c. 波動の位相(谷と峰の位置)  
(東谷型 E 谷直上型 T 西谷型 W 峰直上型 R)
- d. 流れの強弱  
(強流型 S 中間型 M 弱流型 W)

3 2 上層大気大循環の型とこれに対応する地表気圧配置の傾向

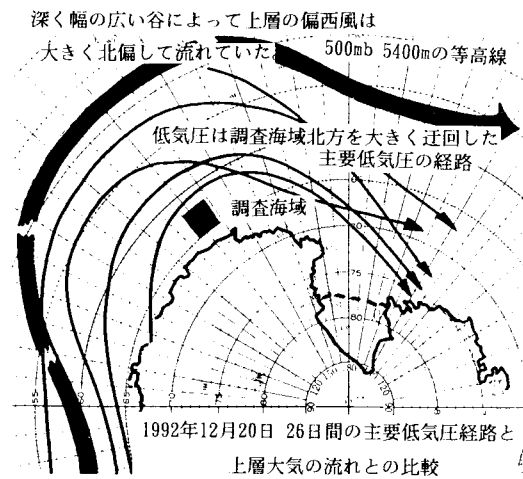
1991-1992年の調査期間中の天候条件を例に以下上記の対応例を示す。

| 日付          | 500mb循環型        | 地表    |
|-------------|-----------------|-------|
| 91.12.20 26 | a M b N c T d M | 好天型 2 |
| 12.27 30    | a M b M c R d W | 好天型 1 |
| 92.01.15 20 | a Z b S c R d M | 悪天型 2 |
| 02.04 07    | a M b S c W d M | 悪天型 1 |

4. 南半球高緯度の500mb面における谷と峰の動向について

50 60S付近の標記の動向を常時把握追跡することによって、調査海域付近の天候条件の良否の傾向をある程度延長予測することは可能で、またこのような気象条件の延長予測はさらに海水域の消長の見通しにも可能性を与えるもので、総合すれば海水域付近における戦略的な調査計画立案にも十分資することが出来ると思われる。

南半球高緯度の500mb面における気圧の谷と峰、すなわち偏西風波動の常時把握と追跡には緯度を特定した各経度における高度平年偏差量の時系列変化グラフがいまのところもっとも使いやすいと思われる。





# 大気-積雪系の多重散乱モデルによる雲の放射効果

青木輝夫、青木忠生、深堀正志（気象研究所）

## 1.はじめに

南極における短波長域の雲の放射効果（強制力）は、雪氷面の高アルベドによって、地球上の他の地域に比べて異なった振舞いを示す。この雲の放射効果を大気-積雪系の多重散乱放射モデルによって見積もった。

## 2.プラネタリーアルベドと地表アルベド

十分厚い積雪の上に、1層の氷雲が存在する場合としない場合の、プラネタリーアルベドと地表アルベドの変化を見たのが図1である。積雪の有効半径は $500\mu\text{m}$ 、雲の有効半径は $5\mu\text{m}$ で、雲は全波長で光学的厚さ $\tau_{\text{cld}}=10.0$ とする。

雲がない場合の大気はレイリー大気、雲がある場合は雲+レイリー大気である。図には2種類の太陽天頂角を示している。この図から雲はプラネタリーアルベドを近赤外域で増加させていることが分る。一方、地表アルベドは雲によって、太陽天頂角による変化がなくなっている。

## 3.大気上端と地表における放射フラックス密度

図1から大気上端でも地表でも、雲によってアルベドが変化していることは分ったが、そのエネルギーの絶対値はどうだろうか。図2と図3は、それぞれ大気上端と地表における上向きフラックスである。大気上端（図2）では、雲

による上向きフラックスの増加はあまり大きくない。一方地表（図3）では曇った場合に、上向きフラックスは太陽天頂角によって、増加するときと減少するときがある。しかも、増加するときは、大気上端の上向きフラックスを上回っている。これは雲と高アルベドの雪面の間の多重反射によるもので、太陽天頂角が小さくかつ雪面が高アルベドの短波長側（ $<1.0\mu\text{m}$ ）で起こる現象である。

## 4.地表ネットフラックスと雲の放射効果

2種類の太陽天頂角について、雲のあるときとないときの地表面におけるネットフラックスと雲の放射効果を示したのが図4である。ここでは雲の放射効果を $\text{CF}=\text{Net}(\text{cloudy})-\text{Net}(\text{clear})$ と定義する。どちらの太陽天頂角でもネットフラックスは雲によって減少し、雲の放射効果は負となった。つまり雲はcoolingに働いたことになる。

## 5.まとめ

大気-積雪系の多重散乱放射モデルによって、短波長域の雲の放射効果を見た。このように1層で光学的厚さの波長依存性を持たない単純な雲モデルを積雪面の上に配した場合、雲は地上では晴れたときよりも上向きフラックスを増加させることがあるが、結果的に大気上端でも地上でも雲の放射効果はcoolingに働くことが分った。

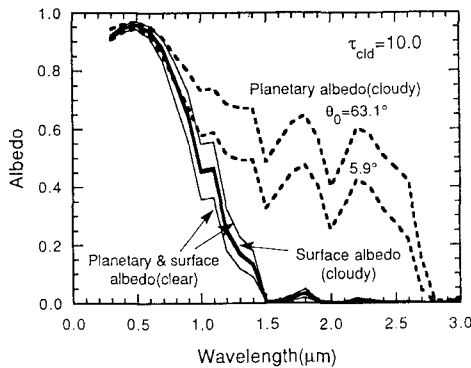


図1 雲によるアルベドの変化

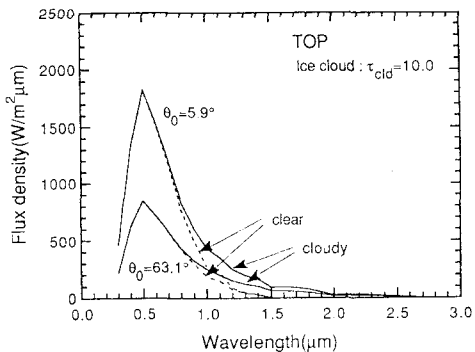


図2 大気上端における上向きフラックス密度

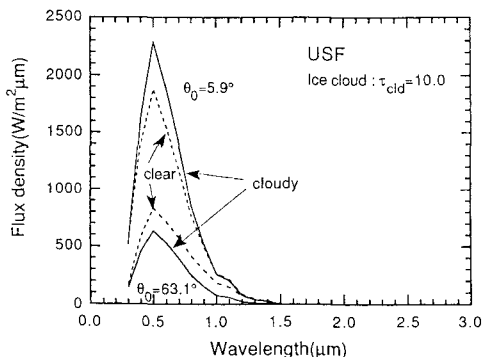


図3 地上における上向きフラックス密度

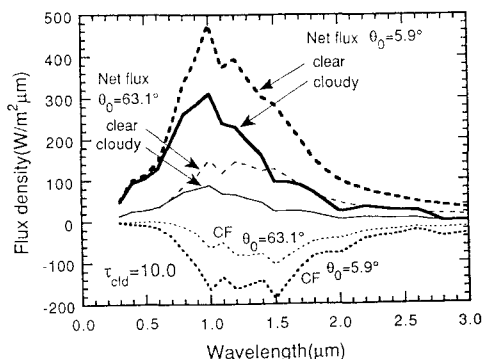


図4 地上における正味フラックス密度と雲の放射効果

## 南半球大気大循環における準2年振動

\*安成哲三(筑波大学地球科学系)・高橋 理(筑波大学自然学類)  
田 少奮(筑波大学水理実験センター)

### 1. はじめに

Trenberth(1979)は南半球、500mb面の等圧面高度と東西風の帯状平均場に準2年振動を見出し、それに伴う偏差の低緯度から高緯度への伝播を指摘している。この現象は南半球対流圏に卓越する大気大循環の半年周期振動や、南極海周辺の大気-海水相互作用とも密接に関連している可能性がある。そこで本研究ではまず気温と東西風の三次元場において対象期間を1980~89年に更新し、準2年振動のより詳しい時空間構造を解明することを目的とする。さらに海水域変動の解析も加え、この振動における大気-海水相互作用の役割についても考察する。

### 2. データと解析方法

今回の解析ではECMWFの客観解析データ(2回/日)(1980~89年)から、半旬毎に帯状平均の気温と東西風を4高度(1000mb, 850mb, 500mb, 200mb)について求め、準2年振動の時空間構造を調べた。海水面積データは、Navy-NOAA Joint Ice Center sea ice data (1973~89年)を用いた。

解析はまずスペクトル解析により気温と東西風の卓越周期とその空間分布を調べた。次いで10年間の時系列から短周期成分を除去し、準2年振動の時空間分布を特定した。さらにバンドパスフィルターにより1.5~2.5年の周期帯を抽出し、より詳しい準2年振動の変動特性を捉えた。またこの振動に伴う大気循環場の変動を調べるため、振幅が最大であった東西風の200mb面、60Sでの極大極小を参照し、気温と東西風で合成分布図を作成した。次に海水域面積(海水密度度20%以上)、海水域面積に密接度を掛け合わせた実質海水域面積についてもスペクトル解析を行い、約2年の周期が卓越していたこれら海水域面積の変動と大気の準2年振動との比較を試みた。

### 3. 気温と東西風の時空間構造

スペクトル解析の結果、気温場の200mb面上、40S~70S、東西風場の500mb面と200mb面の50S~70Sにおいて約2年(700日)周期のピークが見られた。この準2年振動はフィルター処理により気温場の200mb面上、40S~70S、東西風場の対象4高度上、50S~70Sにおいて最も顕著であることがわかった。気温場での準2年振動は偏差の南北構造が時間的に同位相的である一方、東西風場の偏差は低緯度から高緯度への位相の伝播、もしくは定常振動の様相が見られた。また振幅が最大を示す200mb面上、60S付近での気温と東西風の準2年振

動は逆相関を示した。(図1)図2に示す、200mb面上、60Sでの強風期における東西風偏差の空間分布からは、50S~70Sと20S~30Sに帯状に正の偏差というダブルジェット構造がはっきり見てとれる。

### 4. 海水域変動との関連

海水面積(海水域面積、実質海水域面積)の約2年周期の極大(極小)は、帯状平均気温の極小(極大)と、60Sにおける東西風の極大(極小)に対応していることがわかった。

### 5. 今後の問題点

この振動の解明には、今後、地表面近くの気温場、風場が半年周期振動を含めた季節サイクルにおいてどのように大気-海水相互作用を行っているかを調べることが重要であろう。

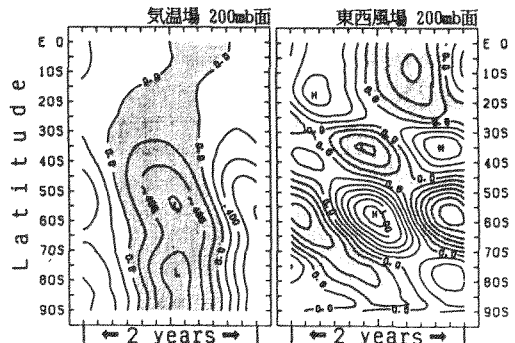


図1・フィルターにより抽出した200mb面の気温と東西風の準2年振動一周期分の時間-緯度断面合成図。東西風の200mb面、60Sでの強風期を中心に合成してある。ハッチは負の偏差域を示す。

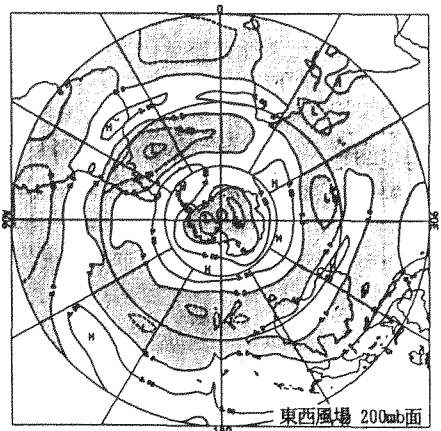


図2・東西風の200mb面、60Sでの強風期における偏差合成図。ハッチは負の偏差域を示す。

冬から春の時期の南半球成層圏循環の年々変動  
— 観測と G C M —

山崎 孝治・千葉 長・小寺 邦彦・黒田 友二（気象研・気候）

### 1. はじめに

冬季の南半球成層圏には、北半球より強い西風ジェットがある。真冬にはジェットのコアは  $40 \sim 50^\circ \text{S}$  の成層圏界面付近にあり、強さは月平均で約  $100 \text{ m/s}$  に達する。成層圏が東風の夏型循環に変わる11月頃まで、ジェットコアは高緯度下方に移動しながらも、強い西風が持続する。年毎にみると、ほぼ毎年、7～8月頃に、プラネタリー波の増大に伴い、西風ジェットの急速な高緯度・下方へのシフトがおこっている。しかし、この急速なシフトの起こる時期は年毎に変動している。

ここでは、南半球成層圏循環の年々変動を1979～1990年の12年間のNMCデータから、卓越する変動モードを抽出するためにEOF解析の手法で調べる。また、気象研究所全球スペクトルモデルの10年間の積分結果を同様な手法で調べ、観測と比較して、年々変動の原因について議論する。

### 2. 観測データのEOF解析

$10 \sim 85^\circ \text{S}$  ( $5^\circ$  毎)、 $0.4 \sim 1000 \text{ hPa}$  の18レベルの月平均・帯状平均東西風の分散・共分散行列に基づきEOF解析を行った。対流圏も含んでいるが、分散の大きいところは成層圏なので、成層圏モードを抽出している。

9月を除いて冬から春にかけて(6～11月)第1モードのみで40%以上の寄与率があり、第2モードの寄与率は20%以下である。そこで、以下では第1モードのみを示す(図1)。

急速なジェットのシフトが起こる7、8月には、 $30 \sim 40^\circ \text{S}$ 、 $1 \text{ hPa}$  付近に大きな値を持ち、高緯度に逆の符号を持つダイポール・パターンが第1モード(一番卓越するモード)である。このモードは成層圏で鉛直に立っている。この変動はジェットが低緯度で強い(弱い)年は、高緯度で弱い(強い)ことを示しており、ジェットの南北シフトの年々変動である。9月には最大値は  $60^\circ \text{S}$ 、 $2 \text{ hPa}$  付近に移り、高緯度の逆符号の領域は狭くなり、下部成層圏におしこめられる。10、11月になると高緯度中部成層圏に最大値を持ち、南半球成層圏全域で

ほぼ同符号のパターンとなる。これは西風が強くなったり、弱くなったりするジェットの強さの変動と言える。

各月の第1モードのスコアの時系列間の相関を計算してみると、隣合う月の間のスコア間で統計的に有意な相関が見いだされる。例えば、7月の第1モードのスコアが正の年の8月の第1モードのスコアは正であるといった関係がある。この関係は11月まで持続する。即ち、7月に低緯度西風ジェットが強ければ、春の高緯度西風ジェットが強い(最終昇温が遅れる)という関係がある。真冬の状態を知れば、春の長期予報ができるということである。

外力との関係を調べるために、スコアの時系列と太陽黒点数及び赤道上空の風( $10 \sim 70 \text{ hPa}$ )との相関係数を求めた。太陽活動とは有意な相関は見られなかった。また、赤道上空の風(QBO)とは11月の  $15 \sim 30 \text{ hPa}$  では有意な相関(赤道で西風の時、第1モードが正、即ち西風が強い)がみられたが、それ以外は有意な相関は見いだせなかった。以上の結果及びこの変動が真冬から春までの一連の変動であることから、この変動は、多少QBOによる変調はあるにしても、本質的には熱帯外の気象内部の力学的変動であることを示唆している。

### 3. GCMの積分結果の解析

$70 \text{ km}$  付近に上端を持つ気象研究所全球スペクトルモデル(MRI GSPM-R24L23)の10年積分の結果を同様に解析した。この実験では、太陽活動、海面温度やオゾンの年々変動は全くない。また、熱帯成層圏のQBOはシミュレートできていない。従って、モデルの年々変動は気象内部の自動的変動である。

モデルの気候値は冬の成層圏ジェットが高緯度に寄りすぎているというバイアスがあるが、概ね観測される気候値を再現している。また、モデルの中でも、真冬のジェットの急速な極方向・下方へのシフトが見られる。観測データと同様、EOF解析を行った(図2)。冬から春にかけて第1モードが圧倒的であり、寄与率は60%(6月)から83%(10月)の高い値

となる。各月の第1モードのパターンは観測と驚くほど類似している。各月間の第1モードのスコア間にも観測に見られたと同様の関係がある。即ち、冬に第1モードが正なら春の第1モードも正（低緯度西風ジェットが強い年は春の高緯度ジェットが強い）である。この実験で見られた観測によく似た変動は、外力や境界条件の変動に対する応答ではなく、大気内部の力学的変動である。従って、現実大気の変動も大気内部の力学的変動であることは、ほぼ間違いない所である。

#### 4. まとめと蛇足

観測データとGCM長期積分の解析から、冬から春の時期の南半球成層圏の西風ジェットの年々変動の卓越するパターンを見いだした。この変動は大気内部の変動である。また、この変動は一連の連鎖をなしており、冬の循環がきまると春の循環がきまる。

オゾンホールの変動とQBOが関係しているという研究があり、当研究でも、春にQBOとの有意な相関が得られたが、面白い事に、QBOのないGCMの結果でも10月にBO的変動が見られる（図3）。北半球の4月にはもっとはっきりしたBO的変動が見られる。これは偶然か、何か物理的理由があるのか、今の所、不明である

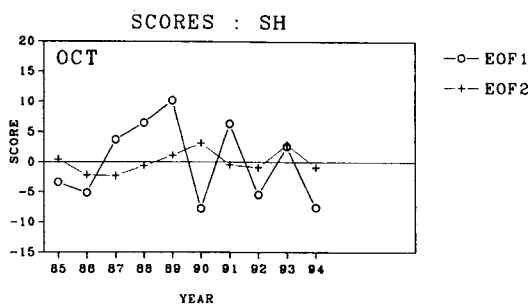


図 3

GCMデータの10月のEOF1とEOF2のスコアの時系列。単位は任意。年は便宜上のもの。

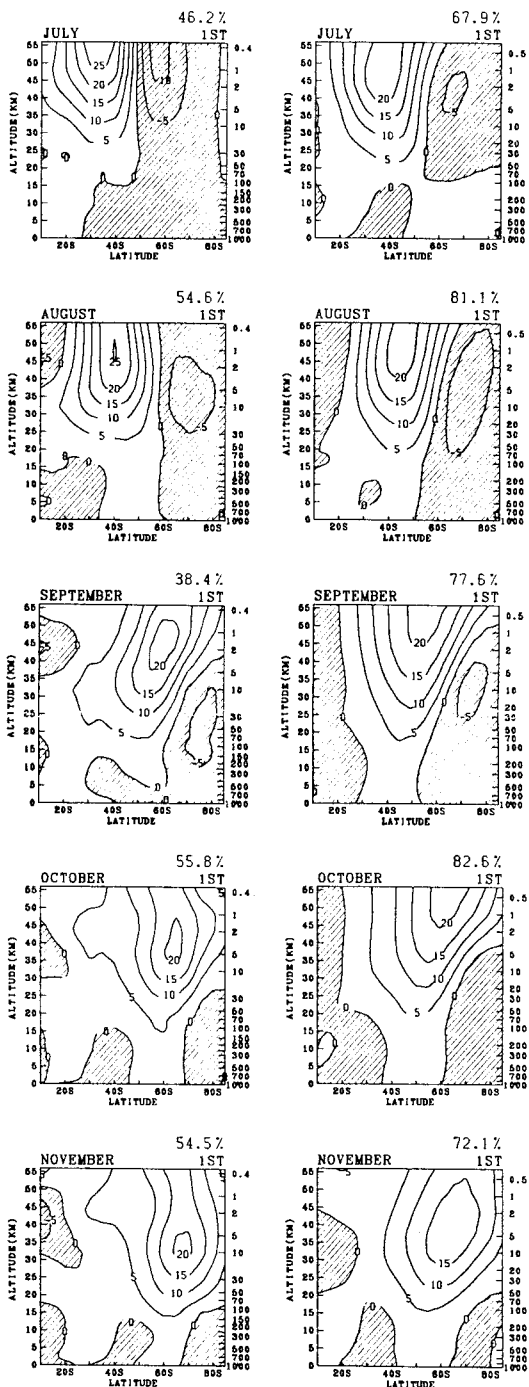


図 1

観測データのEOF1  
右上の%は寄与率。

図 2

GCMデータのEOF1  
右上の%は寄与率。

## 北極圏スバルバル諸島の気温変動

榎本浩之, 高橋修平 (北見工大), 小林俊一 (新潟大),  
東久美子 (防災科学技術研究所), 渡辺興亜 (極地研)

スバルバル諸島の気温の季節サイクルの特徴について報告する。1991年の4月から8月にかけて、ニーオルスンにて観測された気温の変化を図1に示す。寒冷期の大きな変動と、5月以降の変化の少ない状態が特徴的である。北極圏の中でも、スバルバル諸島は、このような夏と冬の変動度の違いが最も顕著な地域である。

### 夏期の気温

1991年の8月に、ニーオルスン付近の山麓、及び稜線上(500m)で測定した気温の変化を図2に示す。5月頃に気温の逆転がゆるみ、大気の混合が始まることが知られているが、この図に示す観測期間は1991年の最暖期にあたる時期である。この年の最高気温も記録されている。この図から、気温変化の位相は一致しているが振幅に数倍の差があることがわかる。この振幅差に比例した風速を示す氷河風が吹いている。このような風は大部分を氷河に覆われたスバルバル諸島の夏期の局地循環を特徴づけていると考えられる。

### 冬期の気温

冬期においては、急激な気温変化が特徴的である。図3に1992年1、2月の気温変化を示す。一月には大きな気温低下は起こらなかったが、2月に気温の低下、及びそれに続く急上昇が見られる。

長期の月平均気温データから、夏期と冬期の気温の変動の大きさを見ると図4のようになる。標準偏差から、夏と冬の変動度の違いがわかる。このような夏と冬の変動度のコントラストの大きさは、北極圏の中でもスバルバル諸島が特に大きい。

図5に月平均気温の経年変動を表したが、夏期の各年の最高気温の変動が小さく、冬期の気温の経年変動が大きいことがわかる。ここで特徴的なのは、冬期の1月付近に気温の上昇である。この冬期の気温上昇の強度や時期のばらつきが冬期の月平均気温の変動度の大きさとなって図4に表れている。この気温上昇は北極圏の広い地域でおきている。1985年の北半球地上気温のデータより、2月に気温が下降した地域を調べたところ、北極海のほぼ全域と、ベーリング海とオホーツク海の一部で2月の気温が1月より下がっており、中緯度では逆に上がっていた。また、海水域と1月の気温上昇域の分布は似ている。

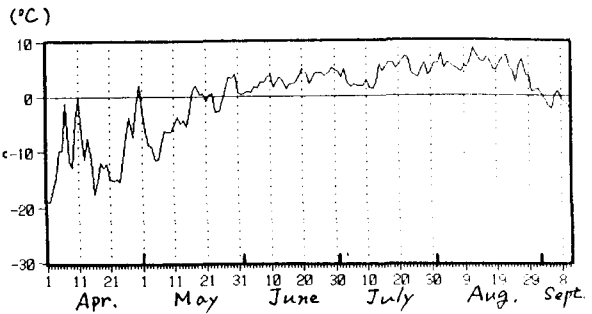


図1 1991年4月から8月の気温。5月までは、大きな変動がみられるが、その後は変動が非常に小さくなる。このような季節による違いは、北極圏の中でもスバルバル諸島で最も大きく表れる。

(°C)

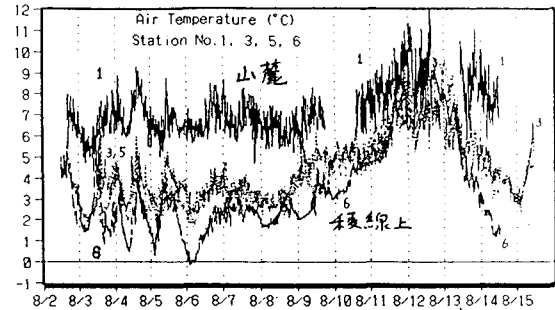


図2 1991年8月の気温変動。ニーオルスンにおいて、標高500mの稜線上(No.6)と山麓(No.1)での気温を示す。No. 1と6の振幅の大きさに数倍の差があり、この大きさに比例した氷河風が観測される。

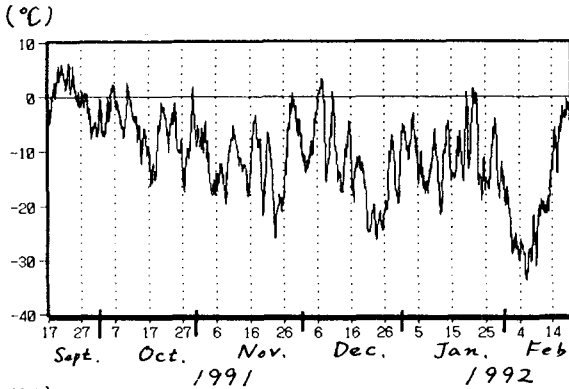


図3 変動度の大きな冬期の気温。1992年1月には気温低下が目立たなかったが、2月に大きな気温低下が起こり、その後急激な気温上昇が起きた。

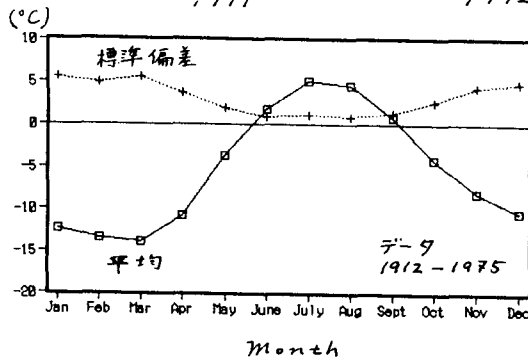


図4 長期の月平均気温データから計算された、各月の平均気温と標準偏差。スバル諸島では、夏と冬で気温変化のパターンが大きく異なる。標準偏差は冬期に5度をこえており、北極圏の中で最も変動の大きな地域となっている。逆に夏期の標準偏差は北極圏でも特に低い値になっている。海洋性気候のノルウェーの沿岸部やアイスランドでの標準偏差より小さくなっている。

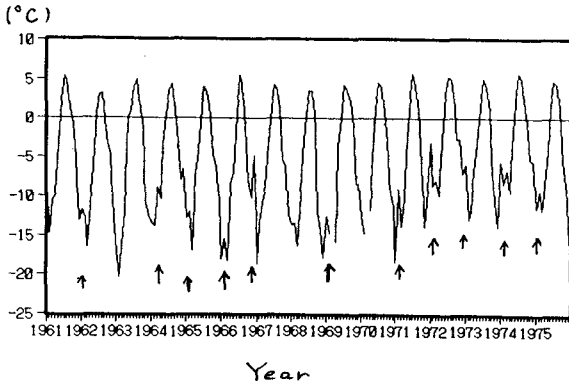


図5 スバル諸島の月平均気温の経年変動。冬期、1月頃に一時的に気温が上昇する。これは北極圏の広い地域で見られるが、スバル諸島で特に顕著である。

本研究では、冬期の月平均のデータに表れる気温上昇(図5)と、図3で見られた短期の気温変化との対応や、それぞれの気温変化と大気循環の関係などを考える。冬期に起こるこのような気温上昇は気温逆転の崩壊と関わっており、Arctic hazeの消長などにとっても重要な要因となる。これには、冬期から夏期の気温変化パターンに移行する時期の変化傾向も関係する。年間を通しての大気循環の変化を調べ、気温の変化パターンの季節による違いや原因を明らかにすることは北極圏の大気、雪氷変動を考える基礎として重要である。

## 南極域における地上気圧の季節変化

千葉 長、山崎孝治、柴田清孝

(気象研究所・気候)

## 1. はじめに

地上気圧はその場所における大気的全重量を表す。従ってその変動は大気の運動による空気塊の実質的な移動を表している。

土壌と海洋の熱容量の違いから、季節進行に伴い、夏は陸上の大気が暖められ膨張し上層で発散するため、地上気圧は減少し、冬は逆に陸上の大気は冷やされ上層が収束となり地上気圧は増大すると思われる。

観測される地上気圧の変動にはそのような仕組みによって起こされている部分もあるようである。しかしよくみると必ずしもそうとは言えない所がある。

ここでは大気大循環モデルの10年分のシミュレーションの結果を用い、南極周辺に置ける地上気圧の平均的な季節変化の特徴を示し、その仕組みについて考えてみる。

## 2. 地上気圧の季節変化

第一図は地上気圧の季節変化成分の帯状平均の緯度時間断面である。

南緯50度付近を境として南北で反対符号の変化をし

ている。極域では夏は2月に極大を持つ一山形の変化をしているのに対し、冬は5月と9月に極小を持つ鍋底型の変化をしている。南緯40度付近では秋と春に極大を持つ半年周期型の変動になっている。

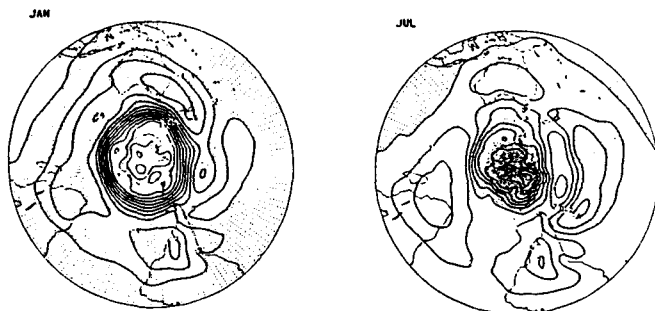
第2図は1月と7月に置ける地上気圧分布で年平均からの偏差を示している。1月は極を中心としたほぼ同心円状の高気圧が高緯度を多く、低緯度では大陸東岸に極小を持つやはり同心円状の低圧部がある。7月は1月とほぼ反対符号の気圧分布となっている。

## 3. なぜか

極域の地上気圧がはじめに述べたような地表面温度の寒暖に応じた決められ方をしているのではないことがわかった。ではなにによっているのであろうか？。たぶん上層の周極流の強さの変化に応じているのではないだろうか。

図の説明：第一図 地上気圧の年変化の緯度時間断面  
図

第二図 1月と7月の気圧分布（年平均からの偏差、2mb毎）



## 南極昭和基地付近の降雪雲の季節変動

小西啓之（大阪教育大）、和田誠（極地研）、遠藤辰雄（北大低温研）

はじめに

これまで南極沿岸部の降水雲の季節変動の特徴を1989年の昭和基地の観測からエコー頂、エコー分布に着目して解析を行ってきた。今回はマイクロ波放射計から求めた雲水量から、降雪雲に含まれる雲水の特徴について述べる。

中緯度に比べ低温な南極沿岸部の雲にも、多くの雲粒（水）を含む雲があることは、昭和基地の雪結晶観測で多くの雲粒が付着した霰状の降水粒子や大きな雲粒が付着した降水粒子が観測されていることから十分予想される。

データ

昭和基地で観測した垂直レーダー、PP1レーダー（波長3cm）、マイクロ波放射計（37GHz）の通年のデータから気柱に含まれる氷水量、雲水量を求めた。氷水量は垂直レーダーの各高度（50m毎）の反射強度（Z）から高度毎の氷の量を求め鉛直方向に合計をとって求めた。高度毎の氷の量はZと地上降水強度（R）の関係を上空にも適用し、降水粒子の落下速度を1m/sと仮定して氷の量に換算した。ここで雲水量に換算される雲粒はレーダーにとっては十分小さくレーダーでは氷水量だけ観測できると仮定した。一方雲水量は、鉛直上方に向けたマイクロ波放射計の輝度温度から換算して求めた。

結果

雲水量は0~100mg/cm<sup>2</sup>と幅広く分布し、一連の低気圧性の降水の場合は降り始めのエコー頂が高いときには少なく、その後増える傾向がみられた。また、一般に秋は雲水が多い雲が多くみられたが、冬、春の雲には多くの雲水を含む雲が少なかった。図1は氷水量が10mg/cm<sup>2</sup>以上のエコーが現れた時間の中で雲水量の大小の時間頻度分布を半月毎に集計したものである。図の斜線部は雲水量10mg/cm<sup>2</sup>

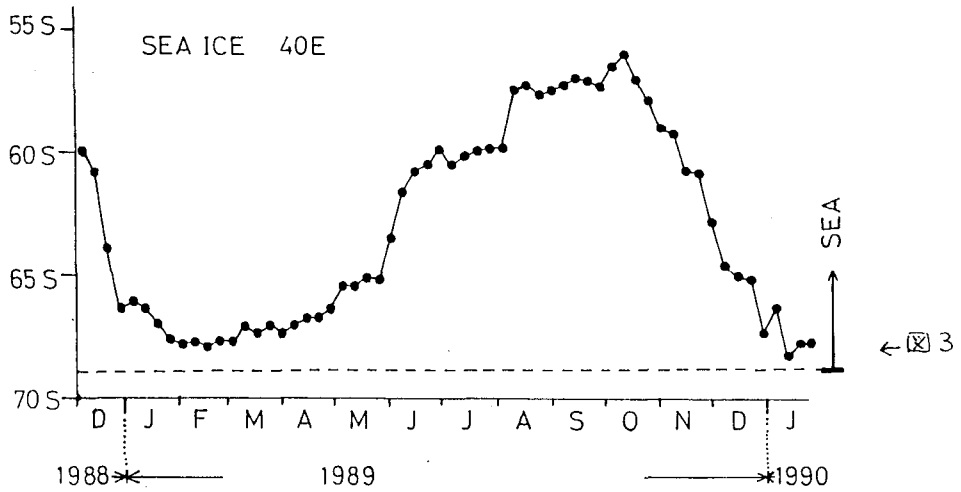
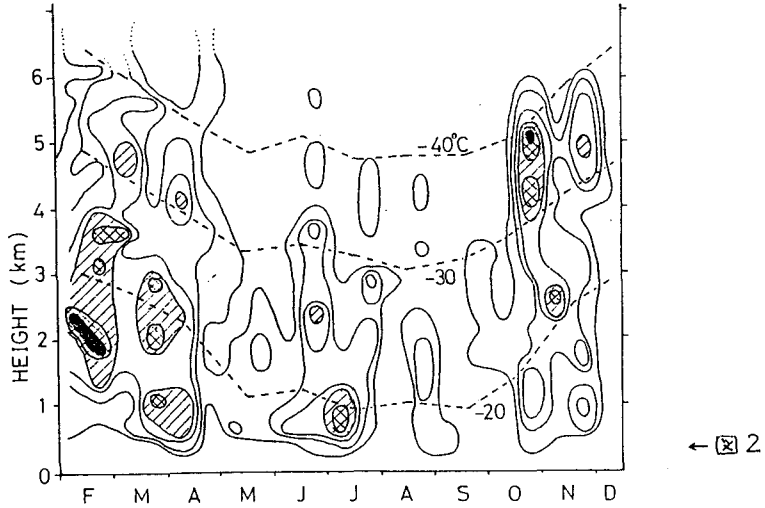
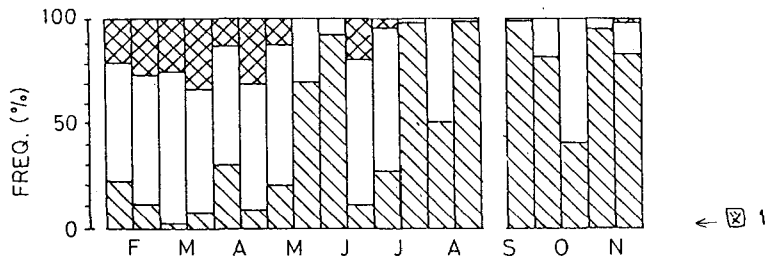
以下の雲水の少ない、いわゆる氷雲の頻度を示し、また網部は雲水量50mg/cm<sup>2</sup>以上のいわゆる水雲の頻度を示している。図からわかるように水雲は秋に多く、氷雲は冬、春に多くなっている。図2の半月毎に集計したエコー頂頻度分布と対応させてみるとエコー頂が-30~-40°Cの低温の頻度が高いとき、氷雲が多く、-20°C付近の暖かい雲の時、水雲が多くなっている。昭和基地にかかる雲が氷雲であるか水雲であるかは、気温だけでなく到達した雲のLIFE STAGEと関連があると考えられる。図3は昭和基地のある東経40度に沿った氷縁の変動を7日毎に示したものである。昭和基地にかかる雲は北の大西洋を水蒸気源とし、北風で輸送されるので氷縁から昭和基地までは水蒸気の補給なく雲が進入している。図から明らかなように海水の張り出しは秋に小さく、冬、春に大きくなっている。従って昭和基地付近の雲は、秋は水蒸気源が近くにあり成熟期にあり、冬、春は水蒸気の補給が1000km北でなくなり昭和基地にかかる雲は衰弱期になることが予想される。この雲のSTAGEから予想される水雲、氷雲の分布は、さきに述べた頻度分布の季節変動とよくあっている。

図1. 氷雲、水雲の頻度分布（仮に雲水量10mg/cm<sup>2</sup>以下の時を氷雲、50mg/cm<sup>2</sup>以上の時を水雲とした）

図2. エコー頂頻度分布（半月毎、250m間隔で集計、等値線は2時間毎、斜線部は8時間以上）

図3. 東経40度に沿った海水の氷縁（密接度7以上、NORTHERN ICE LIMIT (NAVY-NOAA JOINT ICE CENTER) より作画）





## 北極圏スバルバード諸島の氷河表面放射温度観測 (1991)

高橋修平・榎本浩之 (北見工大)、小林俊一 (新潟大)  
東久美子 (防災科学技術研究所)、渡辺興亜 (極地研)

## 1. 氷河放射温度観測

1991年8月、スピッツベルゲン島・東ブレッゲル氷河 (北緯79度、東経12度) において、放射温度画像計による表面放射温度観測を行った。

図1に示すように、氷河表面では、双方とも融解面で $0^{\circ}\text{C}$ のはずなのに、通常、裸氷原の方が雪面よりも約 $1^{\circ}\text{C}$ 低い温度を示した。ときには逆の場合もあった。また同じ雪面でも斜面によりわずかな温度差があった。

雪面と裸氷面の放射温度が違う原因の一つの考え方として、天空放射の反射が考えられる。氷面が平滑であれば、鏡面反射のようになり、入射角が大きいほど (水平に近くなるほど) 反射率が大きくなる。裸氷面ではその天空放射を反射する傾向が強くなり、雪面ではその凹凸構造のため、そのような傾向が弱くなると解釈すれば、放射温度の差を説明することが出来る。

## 2. 航空機観測

簡易型放射温度計 (TASCO-500L) をヘリコプターに取り付け、飛行経路沿い真下の表面放射温度分布を測定した。記録はデータロガーに1秒毎に収録した。図2に、東ブレッゲル氷河からフィヨルドの海面を通過し、ISACHSEN氷原に着陸するまでの記録を示す。図中、高い温度を示すのは露岩地帯である。海面が氷河より $2.3^{\circ}\text{C}$ 高い。飛行高度が高いと、間の気層からの放射を受けるため、放射温度が高く出る傾向がある。最後の着陸時には、高度が下がるにつれて放射温度が下がり、表面が濡れている氷原への着陸時点で $0^{\circ}\text{C}$ を示した。

## 3. 放射温度計の角度依存特性

斜めから見た放射温度分布の解釈のために、1992年3月、結氷した佐呂間湖上で、各種放射温度計の雪面および大気への角度依存性を調べた。図3に示すように、機種により、測定視野の差による違いはあるが、雪面での傾向は概ね一致し、水平に近いほど天空放射の反射の影響を受けた。天空の放射温度は機種によって大きな違いが見られた。これは大気の窓の波長帯をどれだけ有効に使っているかに依る。

雪面の表面放射温度の解釈にはこれらの特性を考慮することが必要である。

尚、放射温度画像計は防災科学技術研究所・長岡雪氷防災実験研究所のものを使わせて頂いた。

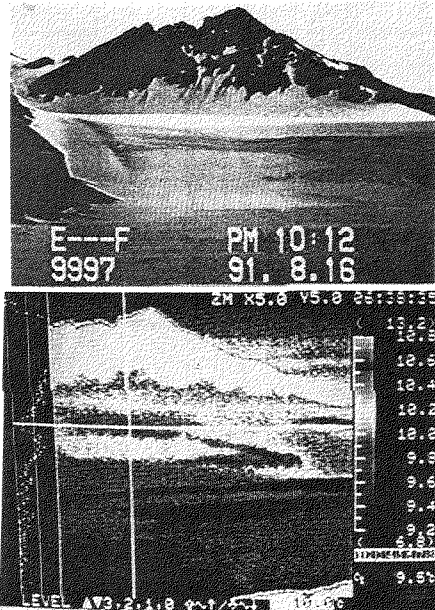


図1. 氷河表面の放射温度画像  
(上: 可視画像、下: 放射温度画像)

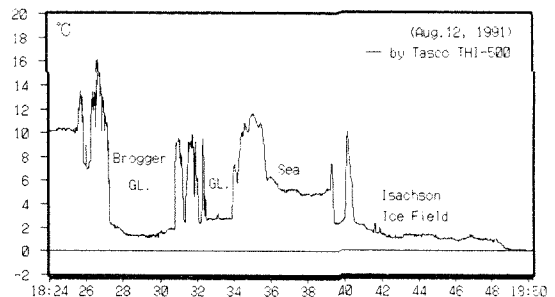


図2. ヘリコプターからの放射温度観測  
(東BROGGER氷河からISACHSEN氷原まで)

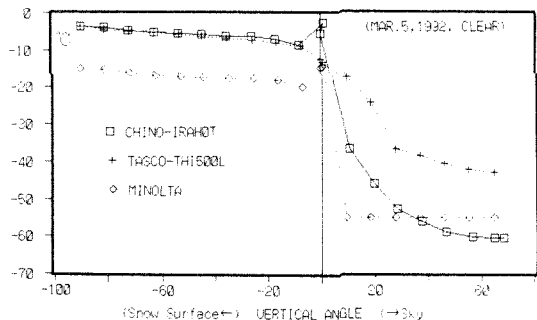


図3. 放射温度計の角度依存性  
(佐呂間湖、1992年3月5日)

小林俊一（新潟大）・高橋修平・榎本浩之（北見工大）・東久美子（長岡雪氷研）・渡辺興亜（国立極地研）

### 1. はじめに

1991年8月にSvalbard諸島のSpitsbergen島東部にある、Ny-Ålesundに近いBrogger氷河で、北極地域の気候環境および氷河の堆積環境・水循環を調べる目的で種々の調査をおこなった。ここでは特に、氷河表面層の融雪水の挙動を調べるために、Auger hole法により透水係数や2本の孔を利用し、上流の孔に塩化ナトリウムを投入し下流の孔で電気伝導度を測定して塩水の氷河内拡散速度を求めた。

### 2. 測定結果

測定場所は、図1のG2, G3, G5JおよびP1地点の4箇所でおこなった。G5地点（氷河の上流部）では、8月6日と7日の2回おこなった。孔の深さは156～171cmで水位は氷の表面に達していた。揚水試験をおこない水位の回復から透水係数を求めた結果、0.00023～0.0011cm/sであった。この地点では氷の表面に雪が17～14cm堆積していた。G3地点では、8月8日に1m離れた2本のボーリング孔で測定をおこなった。上流側は80.5cm、下流側は72cmの深さの孔であった。透水係数はおのおの0.002と0.0025cm/sであった。また、2本の孔の間の塩水の拡散速度は50cm/minであった。G2地点では、8月9日に孔の深さが68, 120, 170cmの3例についての試験をおこない、おのおの透水係数を求めた結果、0.0002～0.0005cm/s, 0.0002cm/s, 0.001cm/sであり深さによる違いを示した（図2）。また、同じ地点で8月12日に塩水の拡散速度を測定する試験をおこなったが、2本の孔の間にほとんど勾配がなかったため測定できなかった。1本の孔の水を30cmほど汲み揚げて、試験した結果塩水の拡散速度はG3と同じ50cm/minの値であった（図3）。下流部のP1地点では、8月5日から15日まで94cmの孔を利用して、水位の変化を自動記録した（図4）。その結果、10cm以上の変動が記録されたが日周期などは認められなかった。透水係数は8月5日に測定した結果0.003cm/sであった。また、塩水の拡散速度の測定結果は、11.4cm/minと8cm/minであり、中流部のG2とG3地点の値より小さかった。

### 3. あとがき

この氷河は寒冷地の氷河で、内部は氷点下の温度であるのでこの時期は表面付近が融解している。従って、融雪水はそれほど下部には浸透せずに表層付近に水が溜まっていると思われる。従って、氷の上に積雪があると、水で飽和されており、ちょっとしたショックで雪泥流（Slush flow）が発生することがありそうである。スノーモビールのショックで小規模な雪泥流の発生を経験することができた。ちなみに、P1地点の氷のablationは8月6日から14日までの平均で1.7cm/dayであった。また、P4, P5地点の積雪の含水率は表面層で10～15%で、表面下10cmの所で、5～6%であった。さらに、アラスカの夏のメンデンホールン氷河の測定値と比較すると透水係数については同程度であった。



図1 スピッツベルゲン・東ブレッガー氷河

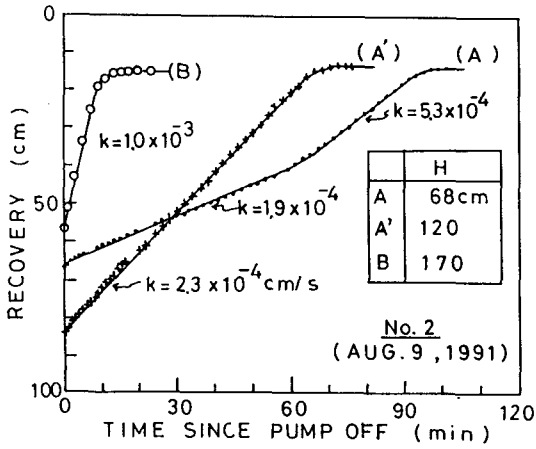


図2 G2地点における透水係数の測定(8月9日)

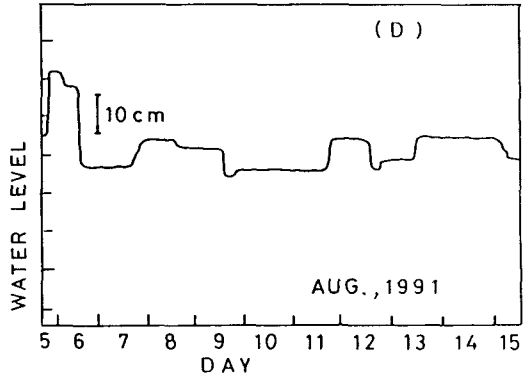


図4 P1地点における水位変動

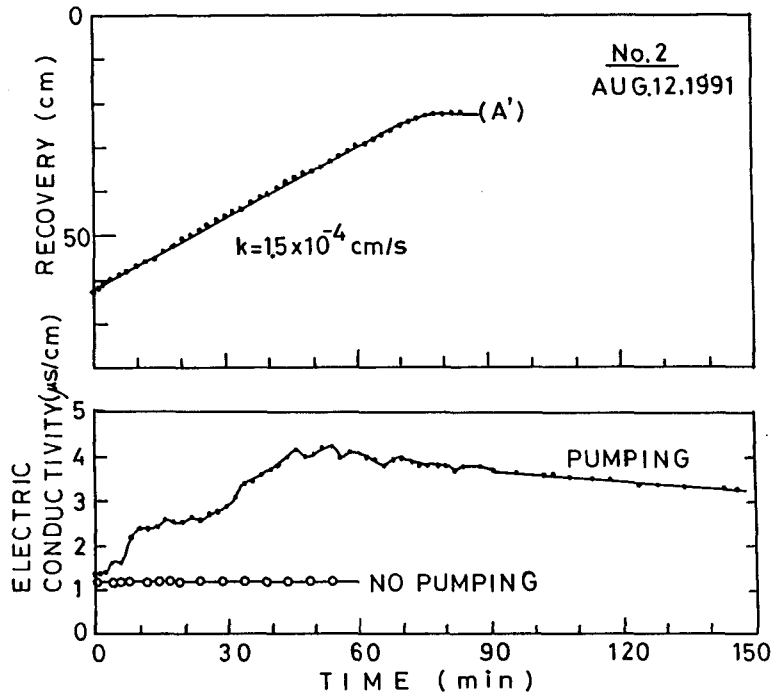


図3 G2地点における透水係数(8月12日)と塩水の拡散実験

東久美子（防災科研・長岡）・榎本浩之（北見工大）・亀田貴雄（北見工大）  
高橋修平（北見工大）・小林俊一（新潟大）・渡辺興亜（極地研）

スピッツベルゲン・ニーオルスン周辺の氷河の雪や氷に含まれる化学成分の濃度やその分布、起源、輸送、そして夏の融解による変化を知るために、イサクセン氷原（79° N、13° E、標高900 m）と東ブレッガー氷河（図1）で採取した氷河表面の雪氷試料を化学分析した。イサクセン氷原上では1991年夏に2.10m 深のピットを掘り、試料を採取した。また東ブレッガー氷河では1991年夏と1992年冬に試料を採取した。1991年夏には、No. 2とNo. 3地点でそれぞれ1.70m と0.71m の氷コアを採取した。また、No. 5地点で0.68m 深のピットからの試料採取、およびピット底面からの1.73m コアの採取を行った。更に図1の黒点で示した各地点で表面（0～10cm）の試料を採取した。1992年冬にはW1地点とW2地点で共に1.15m 深のピットを掘り、試料を採取した。

イサクセン氷原のピットは厚さ3cm以下の氷板を数枚含んでいた以外は全層雪であった。しかし、各種のイオン濃度（図2）が深さとともに増加する傾向があるから、夏の融解によって化学成分濃度が積雪直後に比べてかなり変化している可能性もある。

東ブレッガー氷河は標高がイサクセン氷原よりも低いため、No. 5地点のような涵養域でも融解の影響が大きく、1991年夏の観測時には、ピットの底0.68m 以深は氷層であった。1992年2月の観測では、W1とW2の各地点でそれぞれ

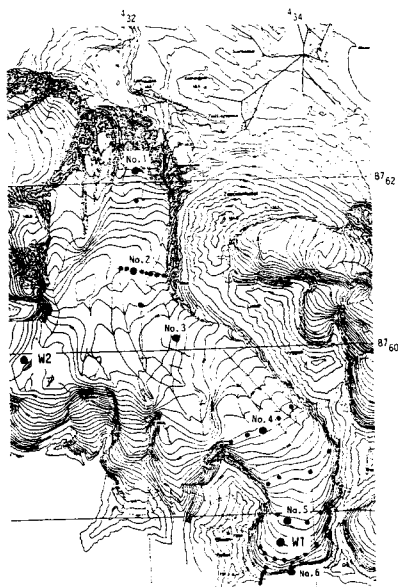


図1 東ブレッガー氷河

厚さ1.15mと1.10mの雪の層があり、それ以深は氷であった。両地点の積雪中のイオン濃度レベルは、 $\text{NO}_3^-$ を除いてほぼ一致している。これに対して、1991年夏に得られた試料では、No. 5地点とNo. 2地点で $\text{Na}^+$ と $\text{Cl}^-$ の濃度に大きな相違があり、No. 2地点の $\text{Na}^+$ と $\text{Cl}^-$ の濃度は極端に低い。

本報告では、各地点の化学成分濃度を比較するとともに、その起源や融解による変化について議論する。

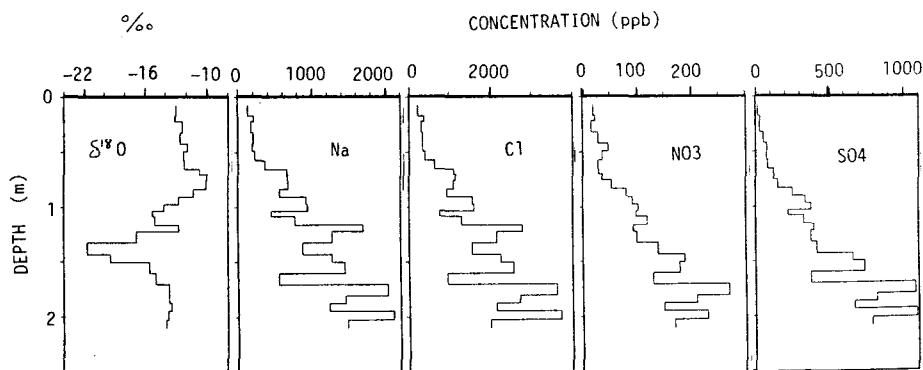


図2 イサクセン氷原ピットの化学分析結果

東グリーンモードランドの雪温と積雪の $\delta^{18}O$ 分布

佐藤和秀（長岡高専）、渡辺興亜（国立極地研）

積雪の酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ）は、温度の指標として雪氷コアの編年や古気候の復元に広く使用されている。図1に東グリーンモードランドの氷床表面積雪の $\delta^{18}O$ 分布を示す（Satow and Watanabe, 1992）。この $\delta^{18}O$ 値は積雪表面から2~10m深までの積雪の $\delta^{18}O$ 値の平均値で、図中の黒丸印の地点について数字で示してある。太い点線は10‰毎の等値線を示している。等高線と対応しているが次式のように表される（相関係数は0.99）。

$$\delta^{18}O (\text{‰}) = -0.0069E - 0.0136L - 18.5$$

Eは標高（m）、Lは海岸からの距離（km）を示す。

一方、温度として $\delta^{18}O$ 分析地点の10m深の雪温（ほぼその地点の年平均気温に等しい：T）を考えると、 $\delta^{18}O$ とTとの関係は直線関係にある。海水が蒸発し、水蒸気が内陸に輸送され凝結によって降雪をもたらす過程で、簡単なRayleighの凝結分別の関係を考慮すると、積雪の $\delta^{18}O$ との関係は10m深の雪温よりも大気逆転層上の温度を考えた方がよりreasonableであることがわかった。

10m雪温分布は等高線と密接な関係があるが、高度減率は内陸に行くほど大きくなる（Satow, 1978）。これは自由大気の南北方向の温度勾配と氷床上の大気の接地逆転層の存在等が理由に上げられる。これらと温度および $\delta^{18}O$ との関係を考察したい。

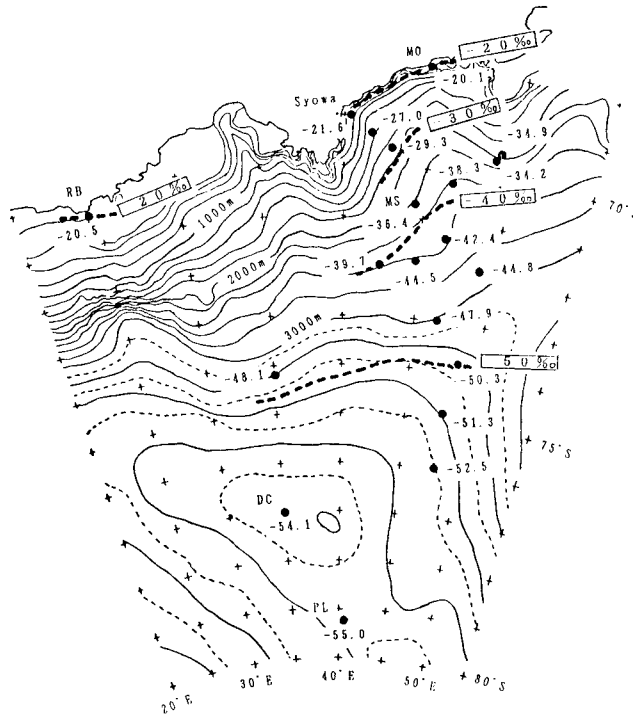


図1 東グリーンモードランドの積雪の $\delta^{18}O$ の分布。●印はサンプル地点、数字は平均 $\delta^{18}O$ 値（単位：‰）。RB:ロイ・ホート・ヴィン基地 MO:マラツェ・ジョーンズ基地 MS:みずほ基地 DC:ドームキャンプ PL:プラト基地。

## あすか基地周辺の堆積環境について

本山秀明(国立極地研)、東 信彦(長岡技科大)、  
藤田秀二(北大・工)、白石和行(国立極地研)

### 1. はじめに

南極地域観測隊によって、フライツ湾の湖水からセルロソグーネ山地周辺にかけて、5ルートでの雪尺観測が25次隊から続けられている。また、あすか基地においては、28次隊からの越冬観測が32次まで続けられた。一方、セルロソグーネ山地の北側の小氷河では、26次隊から氷河流動と質量収支観測が行われている。これらの観測結果を紹介する。

### 2. 観測地域

観測域を図1に示す。フライツ湾からあすか基地までのLルート、あすか基地から南東のアトクンハネまでのAAルート、あすか基地から南方フットニハネまでのABルート、やまと山地からあすか基地までのRYルート、あすか基地からセルロソグーネ山地西側を回ってナンセン氷原までのA&Bルートが対象である。フライツ湾からセルロソグーネ山地北側にかけての距離160kmに対して標高差1200mであるが、セルロソグーネ山地北側からナンセン氷原にかけての距離70kmに対して標高差1600mと一気にかかる。またナンセン氷原やハート氷河、セルロソグーネ山地周辺部には裸氷域が広がっている。

### 3. 観測結果

あすか基地での1987年からの雪面変化を図2に示す。11月から3月にかけて一気に雪面が上昇し、その後低下していく。雪面変化のみで判断すると、夏期間が堆積期、その他が消耗期である。

ルート雪尺の観測結果例を図3に示す。数年分の観測値を用いて、5地点ずつ移動平均したものである。これから面的な堆積量を描いたのが図1であるが、標高800m以下及びあすか基地から南西30km間は1mm/day以上、ナンセン氷原とハート氷河の裸氷域がマイナスである。これらは雪尺の位置を測っての相対変化であり、氷厚の絶対変化でないので、注意が必要である。裸氷域でのマイナスの収支は、過去の氷河流動の研究例によると、上昇流で補償されている可能性が大きい。

今後は、これらの観測結果を定量的に解明したい。

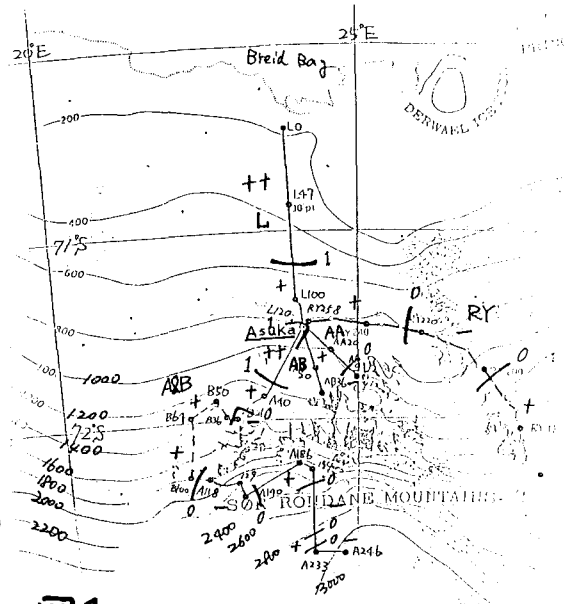


図1

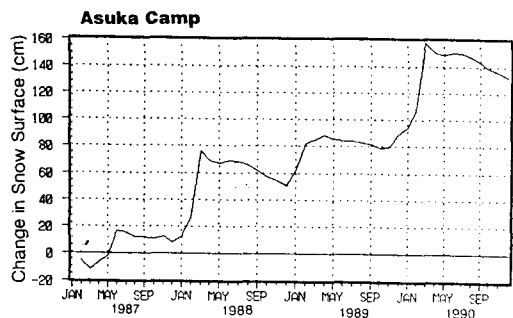


図2

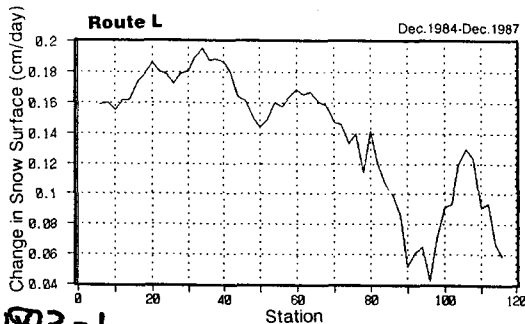


図3-1

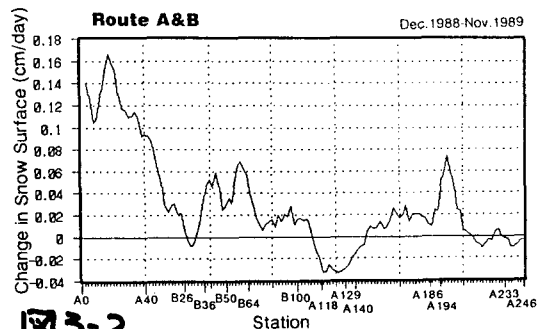


図3-2

## Volcanic Ash Layers on Satellite Images in Meteorite Ice Field near Yamato Mountains, Antarctica

Fumihiko NISHIO\*, Kohei Cho\*\* and Katsumoto Seko\*\*\*

\* Hokkaido University of Education, 1-15-55, Shiroyama,  
Kushiro-Shi, Japan 085 (Tel: 0154-41-6161, Fax: 0154-43-0855)

\*\* Remote Sensing Technology Center of Japan.

\*\*\* Water Research Institute, Nagoya University, Japan.

### 1. Volcanic ash layer

Dirt layers of tephra were found on the bare ice surface in the Meteorite Ice Field near the Yamato Mountains, Antarctica. The grain-size analyses of volcanic ash fragments and the geochemical composition of glass shards of the tephra indicate that the volcanic sources of the dirt layers in the Yamato Mountains region are far away and are some volcanoes in the South Sandwich Islands.

All of dirt layers was found to contain abundant volcanic ash fragments. This fact shows that most of the dirt layers in the bare ice area are tephra layer. Tephra in glacier ice offers great potential as marker levels for stratigraphic studies and should be useful in providing isochronous planes in the ice sheet.

Englacial dirt layers outcropping on the bare ice surface can be observed easily when there is no snow deposited but may be missed when the dirt is in low concentrations. Since albedo decreases locally on the surface of a dirt layer, the ice within the dirt layer ablates faster than the surrounding ice to form narrow shallow troughs. Individual dirt layers showed great differences in length, width and their concentration of materials. Two types of layers are distinguished by the difference in colour tone. The darkest layer is very dark brown to black with a high concentration of materials. The other type of layer is characterized by low concentrations of materials. The thickness of the dirt layer varies from a few centimeters to about 15 cm, and the layers dip steeply up-glacier. The dirt layers generally have a sharp dirt/ice boundary in the bottom of the dirt layer, whereas in the upper part of the layer it is diffuse.

### 2. Ash layers in satellite image

The satellite images of SPOT in the Yamato Meteorite Ice Field have shown more volcanic ash layers than the dirt layers which were surveyed on the ground by eye during the traversing. Many patterns of ash layers on the bare ice field would suggest the very complicated flow mode of ice in the vicinity of nunataks.



## 南極氷床沿岸部の最近の変動 (32次越冬観測速報)

藤井理行 (極地研)

### 1. はじめに

地球規模の気候環境変動との関連で、極域雪氷圏の研究が重要になってきている。特に、極域雪氷圏の状態を監視すること、雪氷圏と大気圏の相互作用を明らかにすること、氷床コアにより過去の気候・環境の変動過程を解明することが、重要な課題になってきている。

32次越冬期間中に、こうした観点から、氷床氷縁位置監視のために空中写真撮影を行うとともに、過去の気候復元のために浅層コア掘削を行った。

### 2. 氷床氷縁位置の変動

氷床規模の変動は、氷縁位置の変動として端的に現われる。氷床氷縁部の空中写真は、1次隊の1957年から撮影されているが、これらは地形図作成を目的としたもので、露岩域が中心で撮影も断片的である。氷床氷縁位置の監視を目的とした空中写真撮影は、1977年、1983年および1991年に宗谷海岸を中心に行われた。

写真は、宗谷海岸のスカールンと白瀬水河の間に位置するベルオッデン (Berrod den) 付近の氷縁を、1962年1月(3次隊)と1991年12月(32次隊)に撮影したものである。露岩の内陸側には、特徴的な形のモレーンが見られるが、このモレーンの形状と位置、さらに氷床氷縁位置は過去約30年間に顕著な変化は認められない。プリンスオラフ海岸の氷縁位置も、この期間大きな変化は認められない。

### 3. H15浅層コアによる最近の気候変化

1991年9月と10月に、みずほルート of H15地点(標高1035m)で120m深までのコア掘削を行った。このコアについては、昭和基地で層構造の観察と密度測定、固体電気伝導度の測定を行い、今後化学主成分やCO<sub>2</sub>濃度などの分析を予定している。

みずほルートができた1970年以降、乾雪線(夏期の融解が起こる上限高度)は、標高700~1000mで、H15地点での融解は観測されていない。しかし、コアの21~39m深の5ヶ所で、夏期の融解を示す厚さ1cm以上の顕著な氷が見られた。最も厚いものは、39m深の氷塊で4cmである。この融解再凍結氷が現われた深度の年代は、過去10年の平均積雪量300kg/m<sup>2</sup>から1925~1955年の期間と推定される。また、コア再深部の年代は、約200年前と考えられる。

すなわち、この付近では過去200年の間で、1925~1955年ごろに暖かい時期があり、それ以降の顕著な夏期の気候の温暖化は起こっていないと考えられる。今後、さらに詳細な解析を行う。

### 4. おわりに

本観測において、32次隊昭和基地越冬隊員の多くに支援を得た。ここに、感謝の意を表します。



## ACR 無人気象観測のデータ処理

菊地時夫 (高知大学理学部情報科学科)

遠藤辰雄 (北海道大学低温科学研究所)

### 1 無人気象観測の経過

第1図に1985年以來のJARE(気水圏)による無人気象観測の経過をまとめた。無人観測の方式は、CMOS ICメモリーを用いた記録方式と、NOAA気象衛星に搭載されたArgosシステムを使う方式とに大別される。Argosシステムは、動作が安定しない部分があるが、ほぼ1か月程度の遅れでデータが手に入り、十分な電池容量を与えていることもあって、順調にデータを送り続けている。

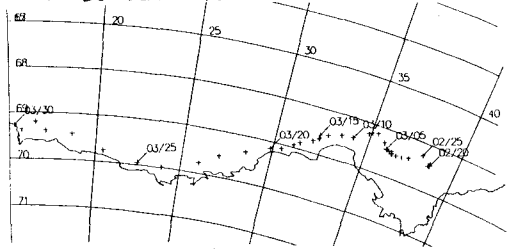
### 2 Argos データの処理

NOAA衛星が受信したArgos DCP(Data Collecting Platform)からのデータは、フランスのArgos(GPS)Global Processing Centerにおいて、1次処理が行なわれ、テレタイプやパソコン通信によるアクセスが可能となる。(現在日本国内でも、NTTのポケット通信によるアクセスが可能である。)この方法によるデータへのアク

| Station         | 84 | 85 | 86 | 87 | 88 | 89 | 90 | 91 | 92 |
|-----------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| S18             |    |    |    |    |    |    |    |    | C  |
| Mizuho St.      |    |    | C  |    | O  | O  |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | A  |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | A  |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | C  |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | C  | A  | A  | A  |
|                 |    |    |    |    |    |    |    |    | A  |
| Advance Camp    | A  | A  |    |    |    |    |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | A  |    |    |    |
|                 |    |    |    |    |    | C  | C  | C  |    |
| Sør Rondane     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
| L0              |    |    |    |    |    |    | C  |    |    |
| 30-mile         |    |    |    |    |    | A  | A  | A  | A  |
| L85             |    |    |    |    |    |    | C  |    |    |
| Asuka           |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
| A40             |    | C  |    |    |    |    |    |    |    |
| Lützow-Holm Bay |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
| Padda           |    |    |    |    |    |    |    | A  | A  |
| Langhovde       |    |    |    |    |    |    |    | A  | A  |

第1図: 無人気象観測の経過。A...Argos, C...CMOS  
O...その他(機械式など)

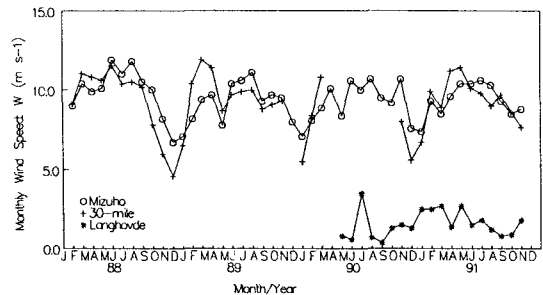
セスは、JARE-32で投入された漂流ブイの状況の監視に活用された。(第2図)また、1か月分のもまとめたデータについてはMTで供給されるので、そのテープを高知大学で計算機に読み込んでその後の処理を行なっている。



第2図: 漂流ブイの軌跡 1999年2月20日~3月30日 (大島支部Aによる)

### 3 予備的結果

第3図には、稼働中の4つのDCPのうちから3か所(みずほ基地、30マイルポイント、ラングホブデ沖)の風速データから月平均を計算して表示した。みずほと30マイルでは海氷上のラングホブデ沖に比べて非常に風が強い。みずほ、30マイルの両地点とも11月から2月の夏季には比較的風が弱くなる。みずほでは30マイルよりも若干風が強いが、2月から5月の秋季には30マイルの方が強くなるという逆転現象が起こる。この「逆転現象」は1989年に特に顕著に現われている。30マイル付近への低気圧来襲頻度などの総観規模現象が関係していると思われるが、今後の詳しい解析が必要である。



第3図: 月平均風速記録(Langhovdeは、雪天降後とに53)

## 昭和基地の地上放射観測の整備

青野正道、稲吉浩、阿部豊雄、岩本美代喜（気象庁）  
山内恭（国立極地研究所）

### 1. はじめに

世界気候研究計画（WCRP）に基づいたWMOとICSU（国際学術連合会議）の共同による全球ベースライン地上放射観測網（GBSRN: Global Baseline Surface Radiation Network）の計画に積極的に対処するため、気象庁が国立極地研究所と協同で昭和基地の地上放射観測の充実を図った。この計画の目的は、以下の通りである。

- 1) 放射の長期変動を解明するために、十分な精度と正確さで地上のデータを測定すること。
- 2) 地上と大気の上層の放射に影響を与える、雲、水蒸気、オゾン、エアロゾルなどの関連する測定を行うこと。
- 3) 全地点についての観測方法、精度、検定の高度な標準化のための方法を確立すること。

今回整備した観測項目と使用測器を表1に示す。

### 2. 観測システム概要

新規に設置した各種日射計のうち、波長別紫外域日射計は単独でパーソナルコンピューターと接続・データ処理を行い、そのほかの測器はデータロガーで、5秒毎に出力をサンプリングし、RS232C回線を通じてパーソナルコンピューターで1分平均値を計算・記録した。放射量計算は別のパソコンにて行った。従来から継続の直達日射計とサンフォトメーターは、それぞれ独立の記録器に接続し、データ処理を行った。なお直達日射計は出力を分岐してデータロガーにも接続し、データ取得、処理を行った。

### 3. 設置経過

1991年1月30日 波長別紫外域日射計観測開始  
4月12日 その他の各種日射計観測開始

### 4. 観測結果

得られた資料については、測器の再検定・補正等を行い、後日（一部は当日）報告する。

表1 第32次隊で整備した観測項目と使用測器

| 観測項目     | 使用測器                                         | 測器形式                        |
|----------|----------------------------------------------|-----------------------------|
| 全天日射量*   | 全天日射計                                        | EKO MS-43F                  |
| 合成全天日射量  | 直達日射計および<br>精密全天日射計（遮蔽バンド付き）                 |                             |
| 直達日射量*   | 直達日射計                                        | EKO MS-52F                  |
| 散乱日射量    | 精密全天日射計（遮蔽バンド付き）                             | EKO MS-801                  |
| 下向き放射量   | 全波長放射計                                       | EKO CN-11                   |
| 特定波長日射量* | サンフォトメータ                                     | EKO MS-110                  |
| 紫外域日射量   | 1) 紫外域全天日射計<br>2) 波長別紫外域日射計<br>（ブリューワー分光光度計） | EKO MS-210W<br>SCI-TEC #034 |
| 長波長放射量   | 1) 精密赤外放射計<br>2) 全波長放射計および全天日射計              | EPPLEY PIR                  |

(\*)：継続項目

## 気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定 (2)

畑中 雅彦\*, 星山 満雄\*\*, 西辻 昭\* (\*室工大・情報 \*\*北大・応電研)

### 1. はじめに

1988年、昭和基地に設置された垂直上向きの気象レーダにより、上空の降雪状態の観測が行なわれ、その解析結果が報告されている[1, 2]。これらの解析では、降雪強度(R)とレーダの等価反射因子(Z)の関係を推定し、各高度における降雪強度を評価している。筆者らは、マイクロ波伝搬特性に矛盾しない電気的な降水モデルと、このモデルを観測されたレーダエコーに適用して降水強度を推定する方法を研究している。ここでは、昭和基地上空からのレーダエコーの解析を目的とした降雪モデルについて、レーダの反射量を決める反射断面積と雪片の粒径分布を中心に報告する。

### 2. 降雪雪片の電気的モデルと反射断面積について

降雪からの反射を決める反射断面積は、雪片の誘電率に依存し、誘電率は温度と周波数と雪片の状態の関数である。気温の高度依存性は昭和基地でのラジオゾンデの観測値(Fig.1)を使い、周波数は9.41(GHz)であ

る[1]。雪片は水と氷と空気からなる球状の混合物と考え、雪片の状態は、西辻らの電気的降水モデル[3,4]に従って、雪片の体積含水率(Pw)と温度(t)の関係として外挿法で求めた(Fig.2)。以上の結果をWinerの混合誘電体理論[3]に代入すると、誘電率が求められる(Fig.3)。Fig.3の値をMieの式[5]に適用して、反射断面積(Q<sub>r</sub>)を計算した(高度h=0, 2500, 5000(m)の結果をFig. 4に示す)。

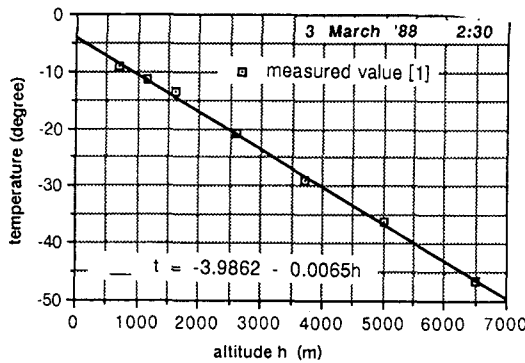


Fig.1 昭和基地上空の気温

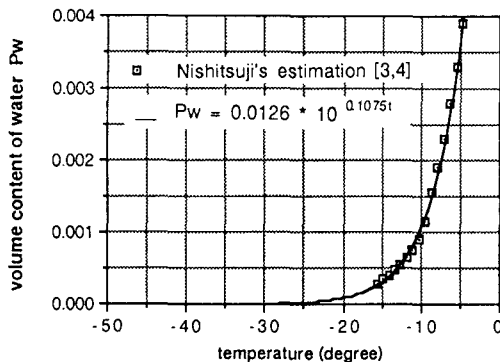


Fig.2 温度と雪片の含水率の関係

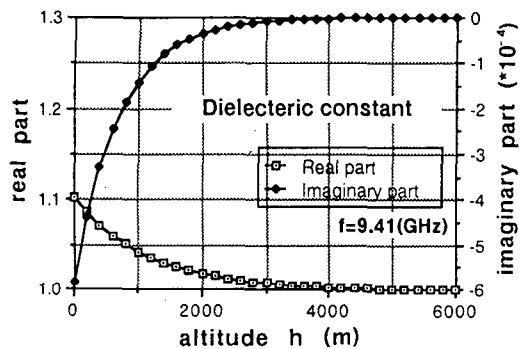


Fig.3 高度と降雪粒子の誘電率の関係

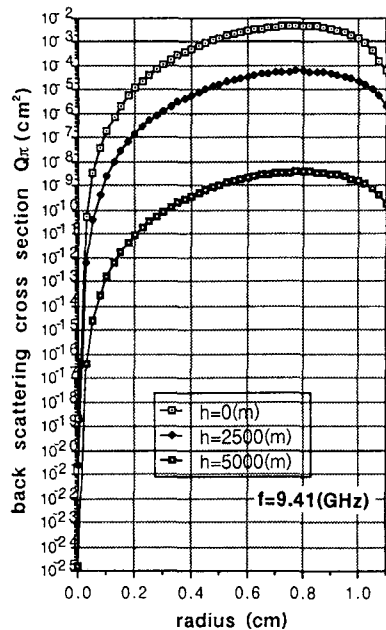


Fig.4 反射断面積の計算例

### 3. 降雪の粒径分布について

レーダエコーは、球形近似された半径 $r$ の降雪粒子の数 $n(r)$ とこれに対応する反射断面積 $Q_{pr}(r)$ の積の総和に比例する。各高度における降雪の粒径分布 $N(h,r)$ を測定することは困難である。我々は、地上で観測された降雪の粒径分布に対する西辻らのモデル[4]を、上空の降雪に用いることにした。粒径分布関数 $N(r)$ を、

$$N(r) dr = A * 10^{-B * r} * dr \quad (1)$$

とする。Bは粒径分布パラメータであり、Aは規格化定数である。札幌で観測された降雪を(1)式により近似し、体積含水率(Pw)に対するパラメータBの最大値・平均値・最小値を求めて、その間を補間することによりFig.5に示す関係を推定した。昭和基地付近の地上で観測される降雪の粒径分布が判明すれば、Fig.5とFig.1,2より各高度の粒径分布が一意的に推定できる。

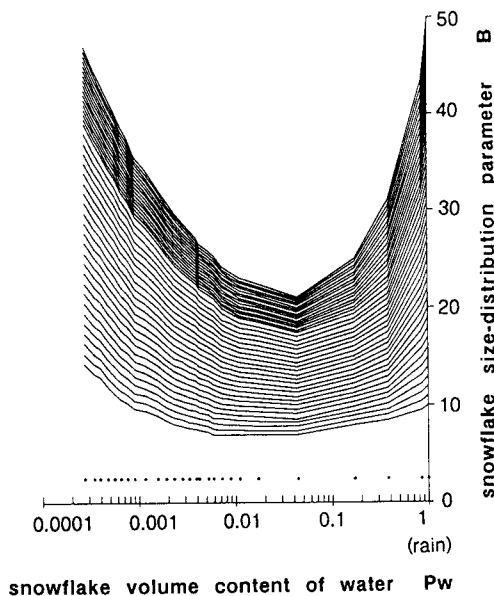


Fig.5 降雪粒子の粒径分布パラメータ B

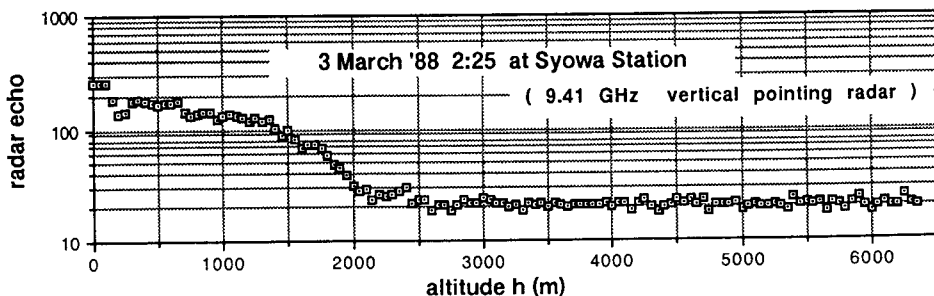


Fig.6 昭和基地で観測されたレーダエコーの例

### 4. 考察とまとめ

これまでの検討結果とFig.6に例示するレーダエコーの観測波形[1]から、以下のような定性的な考察ができる。

(A). 高度によらず粒径分布を一定としても、高度5000(m)におけるレーダの感度は地上付近の十万分の一程度であり、氷晶が存在していてもこの周波数帯では検出が難しい(Fig.4)。高度2500(m)付近での感度は百分の一程度であり、測定限界と思われる。これは、Fig.6に示す観測値と矛盾しない。

(B). 西辻らの粒径分布モデル(Fig.5)を転用すると、粒径の大きな雪片は上空になるほど急に少なくなっており、Fig.4の反射断面積から考えて、検出能はさらに悪くなるとと思われる。

我々は、現在、昭和基地にて撮影された降雪のビデオテープ画像を計算機に取り込み、画像処理により降雪の粒径分布を解析中である。その後、得られた結果を用いて、Fig.6に例示するレーダエコーから各高度における降雪強度を推定値を計算する予定である。

#### 参考文献

- [1]. M.Wada : Antarctic Climate Research Data, Part 2., JARE Data Rep., 153 (1990)
- [2]. H.Konishi, M.Wada : Antarctic Climate Research Data, Part 3., JARE Data Rep., 165 (1991)
- [3]. J.Awaka, Y.Furuhamma, et al. : Journal of the Radio Research Laboratory, 32, 136, 73-87 (1985)
- [4]. 西辻, 星山, 阿波加, 古濱 : 電子通信学会論文誌, J 66-B, 9, 1163-1170 (1983)
- [5]. J.A.Stratton : "Electromagnetic theory", McGraw-Hill (1941)

星山 満雄(北大応電研), 西辻 昭(室蘭工大), 和田 誠(極地研)

1. まえがき

南極昭和基地では、レーダによる雲降水量観測が実施されており、観測レーダエコーを用いた降水強度推定法について考察する。

本解析法は、衛星通信の場合と同じ高仰角伝搬路解析である。我々は1980年頃、技術試験衛星による高仰角伝搬特性の理論的解析手法を明らかにしており、本解析にもこの手法を用いる事ができる。今回は、理論解析の手法について説明したが、今回は、解析に用いる各諸量の取扱について述べる。

2. 理論解析に必要な諸量

理論解析の手順を図1に示す。解析には、降水物質の温度・体積含水率・落下速度・粒径分布・降水モデル等が必要である。

(1) 物質の温度

昭和基地では、ゾンデによる大気温度観測が実施され図2に示す。降水物質の温度は、大気温度と異なり少々ずれている。この傾向は、降水物質密度が大きく落下速度の速いもの程、大気温度とのずれは大きく、反対の場合は大気温度になじんでいるものと考えられ、温度で雪質が決まると考える。

(2) 物質の体積含水率

降水物質の降水量を決める諸量として、雪片体積含水率(Pw)があり、雪片密度(ρ)との関係は  $\rho = \sqrt{Pw}$  と表わされる。

多くの観測値により、雪質と密度の関係が明らかにされており、前述の様に雪質は温度にて決まる。従って、地上高度と温度の関係

が明らかになれば、地上高度と体積含水率の関係を求める事ができ、図2に示す。

(3) 物質の落下速度

降水物質の降水量を決める諸量として、落下速度があり雪質により異なる。即ち、雪片密度の大きな雪は落下速度が大きく、単位時間当りの降水量は多くなる。

3. 南極での各諸量

南極降水の90%は雪あられと言われてるので、雪あられに注目して考える。

多くの論文・資料の調査結果、雪あられは

雪片密度:  $\rho = 0.04 \sim 0.16$  (g/cm<sup>3</sup>)

粒径半径:  $r = 0.1 \sim 0.25$  (Cm)

落下速度:  $V = 1.0 \sim 2.75$  (m/sec)

の範囲内にあるものと考えられる。粒子密度

を(N)とすると、単位時間降水量(P)は

$$P = 4/3 r^3 \cdot V \cdot N \cdot \rho \quad (\text{m/hour})$$

単位系を考慮すると下式の様になり、

$$P = 15.08 r^3 \cdot V \cdot N \cdot \rho \quad (\text{mm/hour})$$

降水量1(mm/hour)での各値は次の様になる。

| r(Cm) | ρ(g/cm <sup>3</sup> ) | V(m/sec) | N(個/m <sup>3</sup> ) |
|-------|-----------------------|----------|----------------------|
| 0.10  | 0.11                  | 1.25     | 482.28               |
| 0.15  | 0.12                  | 2.00     | 81.87                |
| 0.20  | 0.13                  | 2.50     | 25.50                |
| 0.25  | 0.14                  | 2.75     | 11.02                |

この様に、降水強度解析への諸量が明らかにされつつあるが、粒径分布等の未把握領域があるため、測定値を用いての解析・検証は次回に譲る。

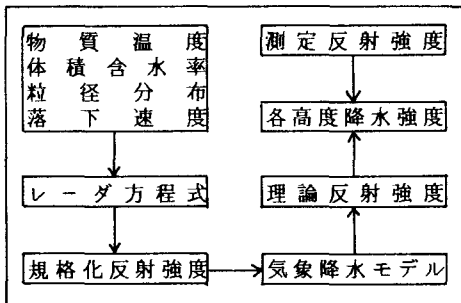


図1 理論解析手順

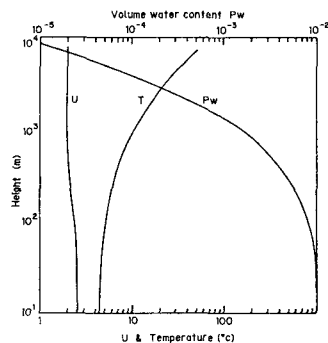
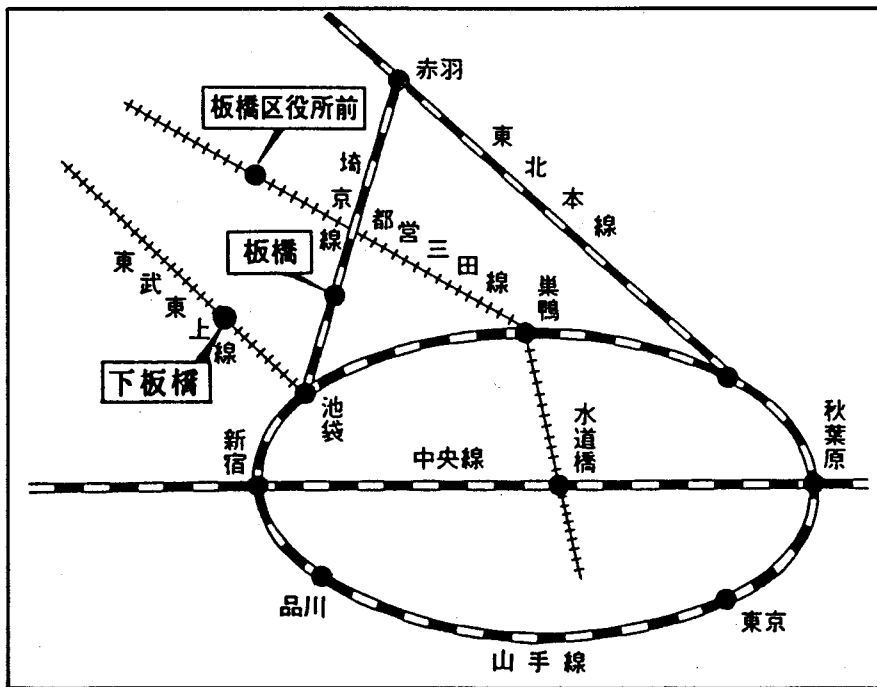
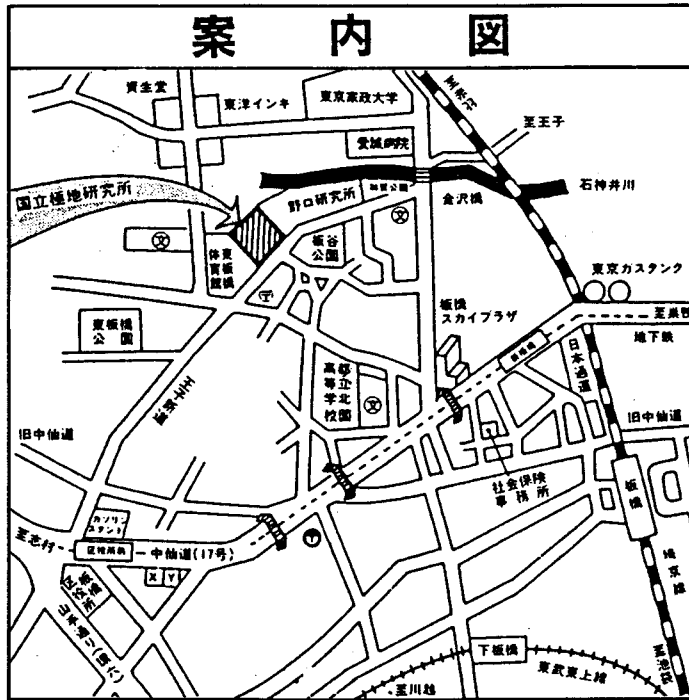


図2 大気温度と体積含水率

# 案内図



- JR (埼京線) 板橋駅下車徒歩15分
- 地下鉄 (都営三田線) 板橋区役所前下車徒歩10分
- 東武東上線下板橋駅下車徒歩15分

国立極地研究所  
 東京都板橋区加賀1-9-10  
 電話 (03)3962-4711