



# 天 気

1990年10月  
Vol. 37, No. 10

〔解 説〕

106 : 306 : 601 (南極 ; 気候変動)

## 「南極域における気候変動に関する総合研究 (ACR)」 経過報告\*

山 内 恭\*\*

### 1. はじめに

「南極域における気候変動に関する総合研究」が日本南極地域観測隊の5カ年のプロジェクトとして開始されてから3年が経過した。5カ年の計画の中で、前半は主に大気過程を中心とした観測が行われ、気象衛星 NOAA のデータ解析、レーダによる降水観測、微量気体成分のモニタリング等が実施された。現在は計画の4年目として第31次観測隊が越冬し、海氷過程を中心とした観測が実行されている。ちょうど折り返し点に当り、今後の解析、研究に多くの気象学会員諸兄の関心を高め、参加を促すことをねらい、ここに計画の全体像を紹介し、途中経過を報告することにした。

計画開始前の段階では、「わが国の気候変動研究計画」の一環として初期の案の紹介があったが(世界気候小委、南極グループ、1982)、それ以後は全体計画の紹介、報告はされていない(単年度の観測報告は山内・高部、1989; 和田他、1990)。

なお、本稿は観測後まだ日も浅く、観測計画の概要、前半の観測により取得されたデータの概要を紹介するに止まり、観測成果の報告ではないことをお断りしておく。観測成果については、いずれ種々の論文として発表されるほか、天気誌上にもまとめが報告されるものと期待する。

### 2. 計画の経緯

国際学術連合会議 (ICSU) および世界気象機関 (WMO) は、「気候変動国際共同研究計画/世界気候研究計画 (World Climate Research Programme: WCRP)」を共同提案した。これは、数週間から数十年の時間スケールでの気候変動の機構を理解すること、それによって気候の長期予報、年々の気候の変動の予測を可能ならしめること、さらに人間活動がより長期の気候変化におよぼす影響を明らかにすることを目的としたものである。これを受けて、ICSU の南極科学研究委員会 (Scientific Committee on Antarctic Research: SCAR) は、「南極気候研究 (ACR)」の指針として、次の5項目の研究を提唱した。

- 1) 大気過程
- 2) 氷床の動力学
- 3) 氷床コアの研究
- 4) 海水過程
- 5) リモートセンシング

一方、わが国でも、気候変動国際協同研究計画を実施すべきとの日本学術会議による勧告や測地学審議会による建議がなされた。この中では6つの重点課題が挙げられているが、その1つが「南極域の大気と海水の年々変動の観測」である。これらをふまえ、国立極地研究所では、気水圏専門委員会を中心に、日本南極地域観測隊 (JARE) による5カ年の観測に基づく「南極域における気候変動に関する総合研究 (ACR)」(研究代表者:

\* Progress Report on the Antarctic Climate Research.

\*\* Takashi Yamanouchi, 国立極地研究所.

第1表 南極域における気候変動に関する総合研究観測年次計画 (1986年5月策定).

観測テーマ/項目	28次 1987年	29次 1988年	30次 1989年	31次 1990年	32次 1991年
1. 大気状態の年々変動					
a) 雲と降水の変動の観測					
・気象衛星観測 (衛星データ処理補償)					
・放射観測 (可視・赤外放射計)					
(マイクロ波放射計)					
・レーダ観測 (降雪レーダ: 垂直)					
(氷雲観測装置: PPI)					
・ゾンデ観測 (雲粒子, 雲水量, 放射ゾンデ)					
・航空機観測 (可視・赤外・マイクロ波放射計)					
b) 広域気象観測					
・あすか観測拠点 (地上気象, 熱収支, 高層気象)					
・みずほ基地観測の自動化 (ARGOS, CMOS, メカ)					
・無人気象観測網の展開 (みずほ以北)					
c) 微量成分モニタリング					
・CO <sub>2</sub> 連続測定, サンプルング					
・微量気体成分測定 (ガスクロ)					
・オゾン観測 (ドブソン, ゾンデ)					
・エアロゾル (サンフォト, サンプルング)					
2. 海水-大気の相互作用					
・衛星観測					
・海水, 海洋, 熱収支観測					
3. 氷床および棚氷変動					
・山岳氷河観測					
・掘削テスト, 棚氷掘削					
4. 氷床コア解析					

特に重点をおく観測———— 重点観測————— 観測……………

川口貞男)を策定した。これは、1987年越冬する第28次観測隊から1991年に越冬する第32次観測隊までの5カ年の計画である。

南極における気候の変動の実態とその形成機構を調べることは、単に南極という一地域の気候を理解するだけでなく、全地域規模の気候に対する南極の果している役割を解明するという点からも重要である。南極域は平均標高 2,300 m の広い氷の大陸と、それを取り囲む季節変動の著しく大きい海水域から構成されている。ほとんどすべての地表面が雪や氷でおおわれていることで、日射に対して高い反射率(アルベド)をもち、受けとる熱が少なく、地球の冷源としての働きをしている。この冷源域の変化が、どのような気候の変動をひき起こすか、また逆に、気候の変化に対して冷源域がどのように

応答しているかを、明らかにしなければならない。そのため、「大気および海水の年々変動」を重点課題としてとり上げた。さらに、WCRP の中で提唱されている時間スケールよりは、はるかに長い時間スケールの問題ではあるが、極域の気候にとって本質的な要素である氷床の動力学および氷床コア研究も課題として含めた。全体の研究課題、構成、年次計画は第1表のように定められた。これらの観測項目を実施すべく南極地域観測隊員として、現地におもむいたのは気水圏部門担当隊員で第2表のメンバーである。第32次隊の予定候補者4名を含め、合計21名となった。また、気象庁から派遣されている定常気象の隊員にも、地上、高層気象データの取得、オゾン観測、その他ゾンデ観測の支援等多くを分担していただいた。さらに、現地観測には出掛けずとも計画作

第2表 南極地域観測隊気水圏部門担当隊員

28次	山内 恭	国立極地研究所
	高部 広昭	ファコム・ハイタック(株)
29次	和田 誠	国立極地研究所
	青木 周司	国立極地研究所
	瀬古 勝基	名大水圏科学研究所
	青木 輝夫	気象研究所
(夏)	森永 由紀	筑波大地球科学系
30次	小西 啓之	大阪教育大学
	掛川 英男	筑波大地球科学系
	村山 昌平	東北大理学部
	東 信彦	北大工学部
(夏)	遠藤 辰雄	北大低温科学研究所
31次	滝沢 隆俊	北大低温科学研究所
	牛尾 収輝	北大低温科学研究所
	清水 明	国立公害研究所 (現国立環境研)
	中川 清隆	上越教育大学自然系
(夏)	本山 秀明	国立極地研究所

成から観測支援、隊員送り出しに協力いただいた関係者の数は大変多数にのぼっている。今後は現地観測のみならず、取得されたデータの解析、研究に大いに力をそそいでいかなくてはならない。

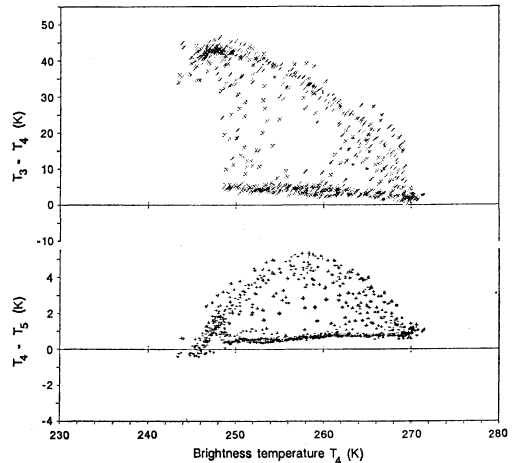
### 3. 雲・降水変動の観測

雲は放射収支を通じて南極の気候に影響を与えると共に、水循環の一つの形態として降水を通じて南極氷床の涵養・維持機構に影響を与えることで、気候にとって重要な役割を担っている。この雲の分布特性、放射効果、降水変動、その他雲や降水の情報を得るため様々な観測が行われた。

#### 3.1 衛星観測

広域の雲の分布特性その変動を明らかにすべく、気象衛星 NOAA データの受信・解析が行われている。WCRP の中でも、第1の国際プロジェクトとして国際衛星雲気候計画 (International Satellite Cloud Climatology Program: ISCCP) が策定され、1983年より気象衛星による全球の雲データの取得が始められている。衛星データは、本来、地上観測点の粗な南極域において極めて有用なものだが、極域では地表面との識別が難しく、解析には困難が伴う。ISCCP の中でも極域については未だ信頼できるデータになってはおらず、雲識別方法の確立が重要な課題になっており、その点の議論のためのワークショップが東京で開催された (WMO, 1987)。

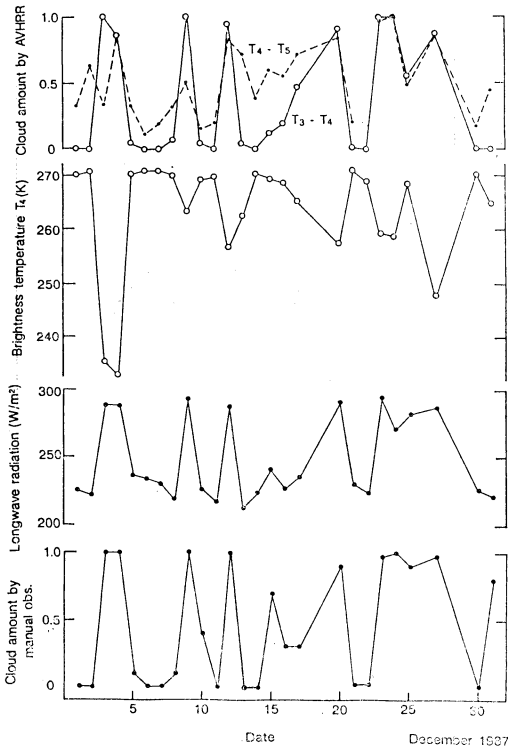
1990年10月



第1図 雲検知のための輝度温度 (ch. 4) と輝度温度差 (ch. 3-ch. 4 あるいは ch. 4-ch. 5) の2次元ヒストグラム。昭和基地を中心としたおよそ 500 km 四方内の 512 × 512 ピクセルを 16 × 16 個平均したものの、輝度温度差 0 付近の列が地表面 (晴天域)、アーチ状の列が雲を表している。1987年12月。

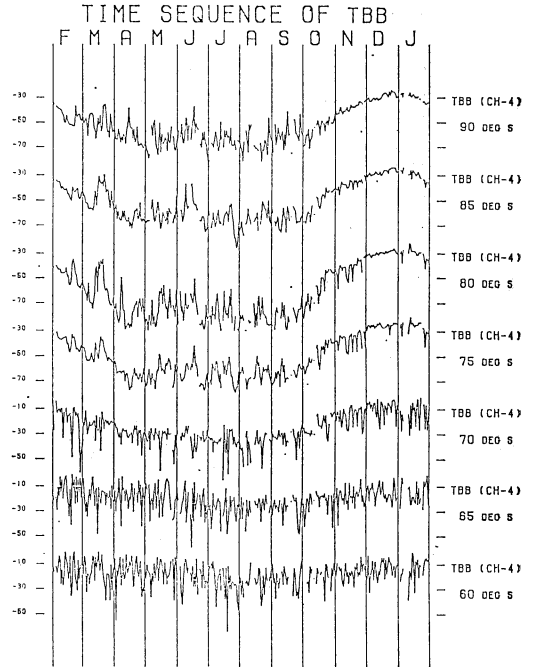
当 ACR 計画の中では、主に昭和基地で受信する NOAA 衛星 AVHRR データをもとに、雲の情報を得るデータセットを作成中であるが、それに先だって雲識別方法の確立が当面の課題である。雪や氷でおおわれた地表面の上での雲の検知は、可視・近赤外域のアルベードや赤外域の輝度温度といった単一のチャンネルの情報からは不可能である。いくつかの方法が提案されているが、ここでは主に赤外域の複数チャンネルの輝度温度差を使う方法が検討されている (Yamanouchi *et al.*, 1987; Yamanochi and Kawaguchi, 1990)。第1図はその1例で、約 500 km 四方内のピクセルについて、4チャンネル (11 μm 域) の輝度温度と3チャンネル (3.7 μm 域) と4チャンネルの輝度温度差、4チャンネルと5チャンネル (12 μm 域) の輝度温度差を示したものである。理論計算から推定されるように、波長によるわずかな放射特性の違い、射出率、反射率の違いから雲と雪面とでは輝度温度差に違いが生じ、雲が検知できるというものである。

このような方法で、AVHRR データから雲が検知され、ある領域内の雲量が算出される。衛星で求めた雲量が果して妥当なものであるか、昭和基地における地上で



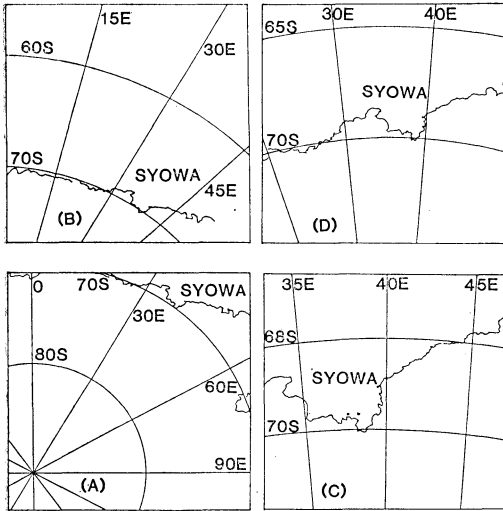
第2図 昭和基地の雲量。AVHRRによるものと地上観測による目視雲量。下向長波放射との比較。1987年12月。

の目視観測や、その他の放射観測等と比較したものが第2図である。日射のある時期のチャンネル3と4から求めた雲量は、地上雲量と良く一致し、また雲量の良い情報であると言われる地上での下向放射量 (Yamanouchi, 1985) の変化と高い相関を示した。一方、チャンネル4と5から求めた雲量は、雲量の大きな時過小評価、小さな時過大評価となる傾向であった。これらの方法を適用するには、晴天域データの温度依存性、衛星見込み角依存性を正確に知っておかねばならないが、センサーの特性や大気効果では説明のつかない大きな依存性がある。雪面の射出率の波長による違いが温度や入射角に強く依存していると考えざるを得ない結果であり、この点の解明も今後求められている。今後、広域の、また長期間にわたる雲の分布特性を求めていく予定である。興味あるテーマは、海洋・海氷上から大陸内へかけての雲量の変化、擾乱の経路、大陸内への侵入の度合い、さらに海氷域をおおう下層雲の存在と海氷張り出しとの関係等であ



第3図 AVHRR ch. 4 輝度温度の変動、東経39° 35' 線上の各緯度における約40 km 四方 (9×9ピクセル) の平均値、1988年2月～1989年1月 (和田他, 1990)。

る。衛星画像を眺める限り、海氷域は大陸沿岸の一部を除いてはほとんど雲におおわれており、雲の分布は海水の拡がりに関連している可能性がある。もしそうであるならば、海氷が気候のしくみの中で果す重要な役割の1つである ice-albedo フィードバックにも雲が影響している可能性があり、極めて重要な点である。雲の緻密な抽出は不十分な中で、輝度温度のみの変動特性が論じられている。Seko *et al.*, (1990) は、東経40°線に沿った各緯度帯で、チャンネル4の輝度温度の変動を調べたところ、第3図のように、70° S 付近を境に、大陸域と海洋域で変動傾向に顕著な違いが見られた。大陸域では、夏期と冬期で変動幅が著しく異なり、冬期は接地逆転層が発達している所に擾乱が侵入することで輝度温度に大きい変化が現れ、この変化が2週間から1カ月の周期で出現している。海洋域では、夏・冬の年周期も余り大きくないと共に、年間を通じて変動傾向に余り違いは見られず、雲によって低温が出現しているように見える。その他、赤外輝度温度の画像には、雲とは異なる特徴的な黒い帯や縞模様、すなわち高温帯や温度の縞が見えるこ



第4図 AVHRR 画像データ 昭和基地標準処理領域図。A, Bは解像度約 4.4 km, Cは 1.1 km, Dは 2.2 km。

とが明らかになった。前者の高温帯は、山岳周辺とか氷河の位置、ある種の地形に特有な場所に現われることから、カタバ風の強風帯に対応しているものと考えられている。すなわち、風が強いことで、地面近くの混合が盛んで、接地逆転が壊され表面温度が周囲より高くなっているということである。さらに地吹雪の寄与も含まれている可能性もある (Bromwich, 1989; 遠藤他, 1989)。後者の縞模様も、同種の成因のものもあり得るが、さらに小規模の地表面の凹凸に起因しているものもあるようで (Fujii *et al.*, 1987; 瀬古, 1989)、衛星から地表面状態や地面付近の風の様子を探るといった興味ある仕事ができそうである。

これ等 NOAA 衛星のデータ1次処理は、1987年、ACR 観測の開始と共に現場で行えるようになった。データの受信は既に1980年より行われているが、現場ではクイックルックが見られるだけで、処理は全て国内に持ち帰り行われていた。これでは、毎日受信される多量のデータ処理が進まないこともあり、現場で1次処理を行って画像を作成し、CCT に保存すると共に、必要に応じて現場でさらに高度な解析ができるような態勢とした (高部・山内, 1989)。この結果、第4図に示すような限られた領域ではあるが、AVHRR 5チャンネルを画像イメージで1987年以降保存している。なお、1986年以前の高密度磁気テープ (HDDT) のまま保存されているデ

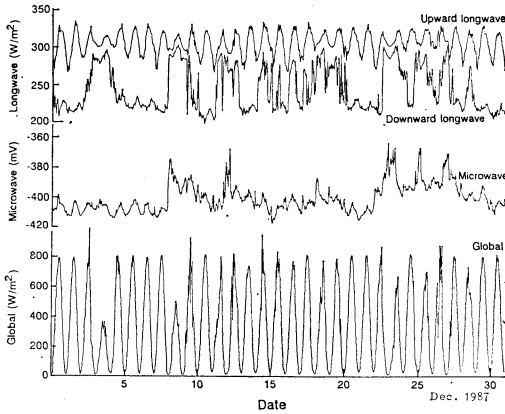
ータについても、同様の形の画像を作成すべく作業が始められている。この作業が完了すると、ACR 期間のデータも含め、10年以上にわたる AVHRR データの集大成がされることになる。

昭和基地に多目的衛星受信システム (大型 11 m アンテナ) が設置されたのに伴い、MOS-1 (日本の海洋観測衛星) の受信も始められた (Yamanocuchi *et al.*, 1990)。この衛星は、高分解能画像 MESSR、可視赤外放射計 VTIR やマイクロ波放射計 MSR をもち、極域では海水分布や氷床氷縁監視、大気中の雲水量・水蒸気量導出に役立つものと期待されている。ここでは特に MSR データからの雲水量、水蒸気量導出が試みられている。23.8 と 31.4 GHz の2周波をもつことで、水蒸気吸収線の寄与や雲粒による寄与が異なって現われ、その違いから雲水量、水蒸気量を各々求めようというものである。海上の雲水、水蒸気はある程度の精度で求められる見通しはあるが (川口他, 1990)、問題は海水、氷床上の雲、水蒸気である。本来最も期待の大きい雪・氷上の雲は、雲・氷の射出率が高いことから輝度温度が高くなり、雲や水蒸気の寄与が小さくなってしまい、精度良い導出には困難がある。これら衛星データは、単に雲の分布のみならず、各種の地上観測結果との比較、対応づけを通じて、広域、長期にわたる現象解明に役立てられることが期待されている。

### 3.2 放射観測

沿岸海水域の放射収支特性、特に雲が放射収支に与える影響の解明および、衛星の地上検証として地表面放射収支や雲情報を得るため、昭和基地で放射観測を行った。収支の観測としては、可視 (0.3~0.7  $\mu\text{m}$ )、近赤外 (0.7~2.8  $\mu\text{m}$ ) における全天日射および反射、長波長放射下向および上向の測定を行った。上向フラックスの測定は雪が表面をおおった昭和基地近くの定着氷上で行った。一方、下向フラックスの測定は、直達日射 (全天日射と同じく2波長域) や全天分光日射の測定と併せて基地露岩上 (昭和基地はオングル島の岩の上にある) の観測棟の上で行った。この結果の1例は第5図で、1987年12月の放射各成分の変化が示されている。特に雲による変化が下向長波長放射に顕著に見えている。

雲の情報を得るために、このほか、可視から近赤外の酸素 (0.76  $\mu\text{m}$  帯) や水蒸気 (0.94  $\mu\text{m}$  帯) 吸収帯付近の波長域を測る全天分光日射計による観測を行った。さらに可搬型の小型分光器により雲の透過率測定を行い、地上からの雲情報の抽出を試みている。この分光器



第5図 昭和基地における放射観測各成分の変化, 1987年12月, 向上長波長放射, 下向長波長放射, 37 GHz マイクロ波放射 (未校正電圧出力), 全天日射量である。

は、ほかに、雪面や海水のアルベードの波長依存性の観測にも使われ、全天日射計で見られるアルベードの時間変化が、どのような波長域での変化に基づくか、あるいは、表面状態の違いによるアルベードの違いがどのような波長特性の違いによっているのか等が調べられた。

その他、長波長放射収支の鉛直分布を求めるべく放射ゾンデの観測や雲の放射特性を調べるべく、航空機 (セスナ) 利用による放射観測も行われている。

### 3.3 マイクロ波観測

大気中の雲水や水蒸気を地上から測定することを旨とし、37.0 と 19.35 GHz マイクロ波放射計による観測を行った。22.235 GHz の水蒸気吸収線の影響を 19 GHz ではよけいに受けることで、水蒸気と雲水 (粒子) 量を各々求めようというものである。しかし、極域では水蒸気量が少ないこともあり、19.35 GHz は 22.235 GHz の水蒸気吸収線からいく分遠いため、放射計の感度を越えた有意な水蒸気量を得ることは難しい。放射計については、液体空気の恒温槽による検定を1~2カ月おきに繰り返すことで感度変化をおさえ、さらに大気中の水蒸気の影響をゾンデ観測による気柱水蒸気量から評価し、アンテナ効率を求め、雲水量を導出した。日射、長波長放射各成分の変化と合せ第5図に 37 GHz 放射計の測定値の例を示した。雲の多い日で、全天日射が小さく、下向長波長放射が同じように大きい日でも、マイクロ波の出力は種々であり、「雲水量」という雲のより内部の状態を反映していることが分かる。

1層の様な雲を考えた単純なモデルを考えた場合、雲の射出率  $\epsilon_c$  は雲がない時の輝度温度  $T_{b0}$  と雲がある時と輝度温度  $T_b$ , 雲の温度  $T$  により

$$T_b = \epsilon_c \cdot T + (1 - \epsilon_c) T_{b0}$$

と表される。一方、雲の射出率は雲水量 ( $W$  ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )), 周波数  $\nu$  (Hz) により

$$\epsilon_c = 1.11 \cdot 10^{0.0122(291-T)-3} \cdot \nu^2 \cdot W$$

なる関係にあることから (Staelin, 1966), 雲水量が求まる。マイクロ波の散乱に効くような大きい氷粒子がある場合には単純にはいかないが、概略の傾向はつかめる。このような関係から、年間の雲水量のデータが3カ年にわたって得られている。

### 3.4 レーダ観測

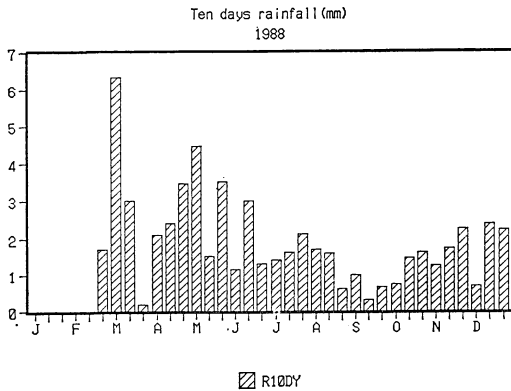
雲の特性、特に固体凝結水量 (氷水量) の評価および降水量の評価を目的にレーダを使った観測を行った。垂直レーダにより、1点での鉛直方向の値のみだが詳細な時間変動を追い、水平レーダ (PPI レーダ) により、時間変動は粗くとも、降水の水平方向の分布を求めた。南極のような低温域では雲粒から雨滴に成長し雨として降る粒子がほとんどないため波長 3 cm のレーダの反射強度に寄与するものは成長した氷粒子である。

垂直レーダによる観測は1988—89年 (29次, 30次隊) に行われた。波長 3 cm (9.410 GHz) の気象レーダで、直径 2.4 m のパラボラアンテナをもち、ピーク出力 40 kW, パルス幅 0.5  $\mu\text{s}$  で送受信し、サンプリング時間間隔は10秒、そして高度方向の分解能は50ないし100 m となっている (Wada, 1990; 和田他, 1990)。レーダ反射強度  $Z$  ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ) から降水強度  $R$  ( $\text{mm}/\text{hr}$ ) の推定は、300 m 高度のレーダ反射強度より、

$$Z = a \cdot R^b$$

なる経験式で、一般的な係数の値  $a=500$ ,  $b=2.0$  による。この関係から得られた1988年の旬平均降水量は第6図のようになった。降水量は秋季に多く、冬季に少なく、再び春に少し増えるという変化を示している。1988年は雪尺観測による積雪量は非常に少ない年であったが、レーダによる降水量も極めて小さい結果であり、絶対値については未だ検証が必要である。1989年には、この  $Z-R$  関係を定めるために化学天秤を用いて降雪強度の変化を測定した。風の影響を除くため約 3 m の高さの覆いを作り、その中に天秤をセットし観測した。これから求めた  $Z-R$  関係では、 $a=11\sim 61$ ,  $b=1.0\sim 1.3$  であった。上記の  $Z-R$  関係は過小評価の傾向である。

固体凝結水量、すなわち氷粒子量もこのレーダ反射強



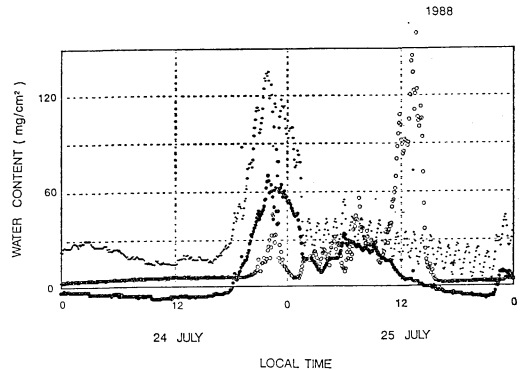
第6図 垂直レーダの300 m 高度反射強度から推定された降水量の変動。1988年2月から1989年1月、旬平均値 (和田他, 1990)。

度から経験式 (Sato *et al.*, 1981) により推定され、例えば第7図のような結果が得られた。これはマイクロ波放射計によって評価された液体凝結水量 (雲水量) との比較になっているが、雲のある相では雲水と氷粒子が同様の变化を示し、ある相では異なった变化を示し、雲の内部構造、降水機構の違いを反映しているものと思われ、今後、この種の解析も期待されている。

PPI レーダは1989年、第30次隊によって設置、運用された。昭和基地内では標高の高い地点に設置されたが、地形の関係で必ずしも理想的な360°の視野を得るものにはなっていない。しかし、海水域から大陸斜面にかけて、雲・降水特性の変化の大きい領域をカバーできたということで、沿岸域の雲の、あるいは降水の分布特性を調べるのに有効なデータが取得された。

### 3.5 雲粒子ゾンデ

レーダやマイクロ波といったリモートセンシングの手法で観測している現象が、実際の大气中の雲粒子としてはどうなっているかを調べる目的で雲粒子ゾンデの観測を行った。1988年 (29次隊) 6回、1989年 (30次隊) 1回の飛揚が行われ、上空の雲がどのような粒子から構成されているかが示された。このゾンデは、気象研究所の開発がもとになっており (Murakami *et al.*, 1987)、気象要素と同時に取得をねらい、レーウィンゾンデと一体にして飛揚された。雲粒子ゾンデ部は、回転するフィルム上に載った粒子をビデオカメラによって撮影するものである。撮影する倍率を一方は10倍、他方は顕微鏡用レンズにより約270倍と上げており、2台のビデオカメラで撮った信号を交互に画像信号として地上に送信、地上で



第7図 マイクロ波放射から評価された雲水量 (液体凝結水量) とレーダ反射強度から推定された氷粒子量 (固体凝結水量) の雲通過に対応した2日間の変化。1988年7月24日から25日、5分平均値。点は19 GHz、黒丸は37 GHz放射計、白丸はレーダによる (和田他, 1990)。

受信、復調して画像データとしてビデオテープに記録する。

この他、地上に降ってくる降雪粒子を観察するため、同じくビデオカメラを使った地上降水観測装置 (Snow Video Monitor: SVM) による観測を行った。フィルム面に載った降雪粒子をビデオカメラにて撮影するものである。

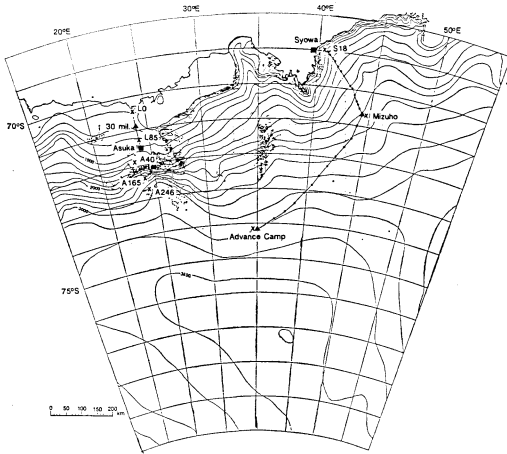
さらに、雪粒子の降ってくるある領域を2台のビデオカメラで2方向から撮影し、その画像を処理し粒子の大きさや形、落下速度を求める装置、降雪粒子観測装置も1989年には試みられた (Muramoto *et al.*, 1989; Muramoto *et al.*, 1990)。

## 4. 広域気象観測

観測網を拡げ、面的な気象・気候状態を把握するため、無人気象観測点を展開すると共に、新しく設置されたあすか観測拠点 (71° 32' S 24° 08' E) でも観測を開始した (第8図)。様々な高度な観測機を結集した重点観測は昭和基地を中心に行われるが、これだけでは一点観測にすぎない。地域の代表性を確認し、気候区分を明らかにすると共に、衛星の地上検証として面的な観測が必要である。

### 4.1 あすか観測拠点地上気象観測

新しく設置されたあすか観測拠点で越冬が開始されたのに伴い、1987年2月より、地上観測が開始された。観



第8図 ACR 期間中のみずほ高原からセールロンダーネ地域での無人気象観測点の展開。三角はアルゴス方式，×印は CMOS 方式によるもの。

測項目は、自動気象観測装置（気象庁富士山測候所80型に準ずる。中浅測器製コントローラ M-801 型を中心とする）による風向、風速、気温、露点温度（デュセル）、気圧（円筒振動式気圧計）、日射、そして目視観測による視程、雲量、雲形、大気現象や天気である。気温と露点温度用の通風筒は百葉箱中に設置した。現地は地吹雪のドリフトで雪面が上昇したり百葉箱が埋ってしまう恐れがあるため、高さを変えられるよう、カサ上げ機構を備えた百葉箱が用いられた（山内・高部，1989）。観測は気象の専門でない人間が担当することも多かったが、第31次隊（1990年）より、気象庁派遣の隊員による定常観測として行われるようになった。これまでのデータは極地研究所の JARE Data Report (Yamanouchi *et al.*, 1988 ; Aoki, 1989) にまとめられている。1989年の平均気温は昭和基地で  $-9.8^{\circ}\text{C}$  であったのに対し、あすか観測拠点では  $-18.0^{\circ}\text{C}$ 、平均風速は同じく昭和で  $5.8\text{ m/s}$  に対しあすかでは  $12.6\text{ m/s}$  と2倍以上に強くなっている。

#### 4.2 無人気象観測

観測隊員が長期滞在することのなくなったみずほ基地および氷床上的のみずほ高原やあすか観測拠点周辺で、無人気象観測を開始した。みずほ基地は、第8図で見る通り氷床斜面上でカタバ風の卓越する場所であるが、Polex 観測（極域気水圏観測）を含め1976年6月より

1986年10月まで10年余りにわたって越冬地上気象観測が続けられた。カタバ風帯は、南極の気象・気候の中でも、一つの特徴的な地域であるため、このみずほ基地のデータを継続させることは重要な課題であった。必ずしも当初から完全なデータが取得できたわけではないが、気象データを人工衛星経由で送信し、フランスより入手するという「アルゴス方式」のもの、および現場の CMOS IC にデータを記録し、これを回収することでデータを入手する方式のものを中心に様々な試行錯誤を繰り返し、現在はようやく安定してきた。但し、無人方式そのものの問題ではない、センサーや変換器のキャリブレーションの問題が残っている。

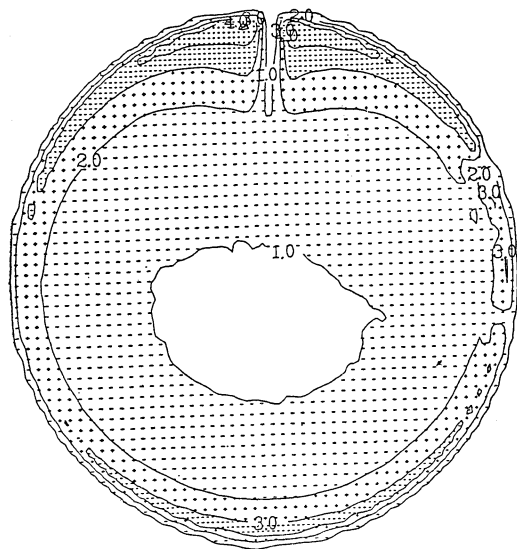
この他、昭和～みずほ基地のルート上 S18 地点（積雪深を計る雪圧計も含む；遠藤他，1988 a）やあすか基地へのルート、セールロンダーネの山地、さらに内陸前進拠点で無人気象観測が試みられている（第8図）。前進拠点を除いては、年平均気温が  $-40^{\circ}\text{C}$  に達しない比較的温かい地域であり、市販の無人観測器もカタログ値としてはこの条件をクリアしているものが多い。但し、現実には電源（電池）をはじめ様々な問題点が残っている。さらに、みずほ基地以南の低温域での使用に耐えるシステムの開発は今後の課題である (Endo *et al.*, 1987; 遠藤他，1988 b ; 菊地・遠藤，1990)。

#### 4.3 あすか観測拠点高層気象観測

あすか観測拠点は昭和基地より約  $600\text{ km}$  離れており、地上気象としては完全に異なった場に属すると考えられるが、高層気象としても、シノプティックスケールの現象は異なって表れる可能性がある。さらに山岳地帯に近いことで、局所的な特殊な現象が現れる可能性もある。これら高層の気象状況の概略を把握する目的で高層気象観測を行った。第29次隊（1988年）では、簡易な手動追尾アンテナで RS II 80 型ゾンデを月1回程度飛ばし、気温鉛直分布の概要を調べた。第30次隊（1989年）では追尾装置が不要で固定アンテナのみで良く、かつ飛ばし装置が簡単で受信・処理も自動で行えるオメガ方式のゾンデ（バイサラ製，RS 80-15 N）を使用し、およそ週1回程度の観測を1年間継続した。雪面上の内陸基地のためか、ゾンデが上空（遠方；200ないし  $400\text{ mb}$  高度）に行くとオメガ方式が良好に働かないという問題が発生し、風の観測が下層に限られたが、気温については十分な高度までの結果が得られた。今後の結果の解析が期待される。

#### 4.4 あすか観測拠点放射観測





第9図 天空光の分布の観測例 (天頂=1で規格化してある。1988年11月25日, 17:50 LT, 太陽高度25.5°, 波長0.5 $\mu\text{m}$ ) (和田他, 1990)。

あすか観測拠点の放射収支の位置づけ, および雪氷面の放射特性を知るため, 第29次隊により(1988年)放射観測が行われた。放射収支については, 昭和基地で使用した測器類を持ち込み, 全天日射, 雪面反射をいずれも可視, 近赤外の2波長で測り, 長波長放射の下向(大気放射)および上向き(雪面放射)を測定した。直達日射も同様に2波長域の測定を行ったが, 太陽追尾用の赤道儀に時々トラブルが生じた。システム全体としては, プリザード時に大きな静電ノイズが入ることが問題であった。放射収支の特徴としては, 南極大陸氷床上の基地であるが, 地上気温が高く, 上向長波長放射が大なることがあげられる。従って, 短波, 長波合せた放射収支として, 放射冷却が大きいことが特徴となっている。単年度だけの結果であるが, 概略の特徴は把握されたと思われる(青木・山内, 1989)。

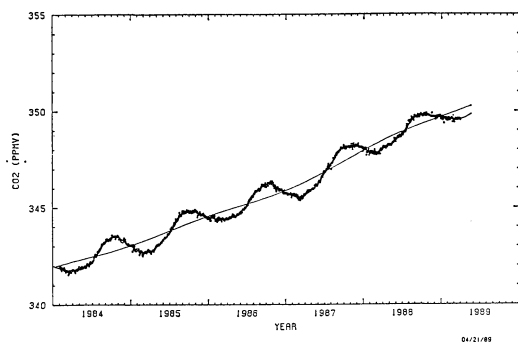
天空光や雪氷表面の放射特性を調べるべく, ビデオカメラを利用した放射計による観測が行われた。天空光は大気中のエアロゾルの情報を持ち, 雲氷面の反射特性は放射収支を考える上に, また衛星データの解釈に, 評価に極めて有用な情報である。魚眼レンズを使うことで半球状, 入射角 $0\sim 90^\circ$ , 方位角 $0\sim 360^\circ$ を得るものであり, 干渉フィルターにより $0.4\sim 1.0\mu\text{m}$ 域内の波長

(ターゲットには $0.44, 0.50, 0.67, 0.75, 0.85\mu\text{m}$ の5枚のフィルターが取り付けられている)を選ぶものである。方向別, 波長別の走査を各々行うのでは大変時間を要する測定が, 極めて短時間に, 従ってほぼ同時のデータが得られるという利点がある(和田他, 1990)。第9図は測定天空光強度分布の1例である。反射光の測定では, 等方反射に近い雪面でもわずかに入射角依存そして方位角依存を示していることがわかり(青木他, 1989), 雪面状態との対応に興味を持たれる。約600フレームの画像データとして取得されたが, これらの結果は, これまで理論的推定はあるものの余り確証はなく(Warren, 1982), 実測例は少なく(Kuhn, 1985), 大いに期待される場所である。

### 5. 大気微量成分モニタリング

大気中の二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )やメタン( $\text{CH}_4$ )といった赤外域に吸収帯をもつ「温室効果ガス」, 浮遊粒子であるエアロゾル, そして成層圏のオゾンおよび関連成分のふるまいを調べるべく, 微量成分のモニタリングが行われている。これら各成分は, 温室効果や遮蔽作用をもつことで, その量の変化は気候の改変につながる可能性があると共に, オゾン量の変動や, オゾンの破壊ということに関連して, その消長が重要である。また, これら物質は, 南極と中, 低緯度との間の輸送過程を説明するものとして, さらに, 人為的汚染源から最も遠く, 全球的なバックグラウンド値を示すものとして, その長期的モニタリングが必要である。

この種の観測は以前から続けられていた項目が多いが, ACR 期間中も力を入れて継続することとなった。特に近年, 1980年代に入って顕著になってきた南極における春季オゾンの急減現象である「オゾン・ホール」に注目が集まり, 国際的にもこの方面の観測が活発に行われるようになった。わが国のACR 観測の中でも, 計画案作成当時はその意識は強くなかったが, 計画スタート後オゾンホールが確実なものとなりその観測の充実化がはかられた。一方, オゾン問題と時を同じく, 地球温暖化の問題も世の中をにぎわせ始め, その主因と考えられる $\text{CO}_2$ や $\text{CH}_4$ の観測にもこれまで以上に力を入れはじめていたことは, 大変タイミングの良いものであり, 強い支持が得られた。そういう意味で, この項目は単なる「モニタリング」には留まらない, 重点をおいた観測となった。但し, 全体的な観測予算等には余り変わらないため, 他の部分ではその分圧迫を受けた印象となったこ



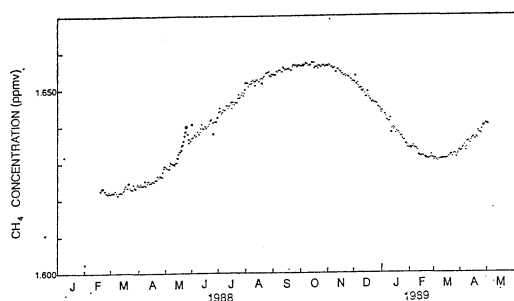
第10図 昭和基地における連続観測による日平均CO<sub>2</sub>濃度(黒丸)および季節変化を除いた経年変化(細実線)(Nakazawa *et al.*, 1990).

とは否めない。

### 5.1 二酸化炭素

昭和基地における大気中CO<sub>2</sub>濃度の高精度連続観測はACR計画以前の1984年、第25次隊より続けられている(田中他, 1984; Tanaka *et al.*, 1987; Nakazawa *et al.*, 1990)。非分散赤外分析計(NDIR)による測定で、高精度の安定した測定を維持するため、高・低濃度の標準ガスを随時測定することで、測定器のドリフトをおさえる方式をとっている。第10図は代表的結果のプロットで、1日1回の平均値のみ記したものである。約1.2 ppmv幅の規則的季節変化が見られるほかは変動の小さい結果であり、局所的影響の少ないグローバルな変化を見るのに適当なデータとなっている。経年変化は、この5年間で約1.6 ppmv/aの増加を示しており、北半球中緯度の増加率とほとんど変わらない(田中, 1989)。すなわち、グローバルに見て大いなる増加傾向にあることが明らかである。増加傾向は同様でも絶対値にはわずかの違いがあり(南北半球の違いは約3 ppmv, 2年分)、また季節変化の振幅も違うことから、発生源や輸送機構を類推する手掛かりにし得るデータである。さらに、経年変化率にも年々の違いがあり(第10図参照)、エル・ニーニョ現象や赤道成層圏大気運動に見られる準2年周期変動(QBO)との関連も言われている。

輸送機構等の解明をねらい、鉛直高度分布を求めるため、航空機利用による大気サンプリングも行われている。観測隊所有の航空機(ピラタスポーター PC-6)の性能限界の高度8 kmまでの飛行を行い、1 km毎にサンプリングするものである。月1回程度の観測を5年程続けているが、滑走路とする海氷の状態や天候に左右さ



第11図 昭和基地における連続観測による日平均メタン濃度の変動(和田他, 1990)。

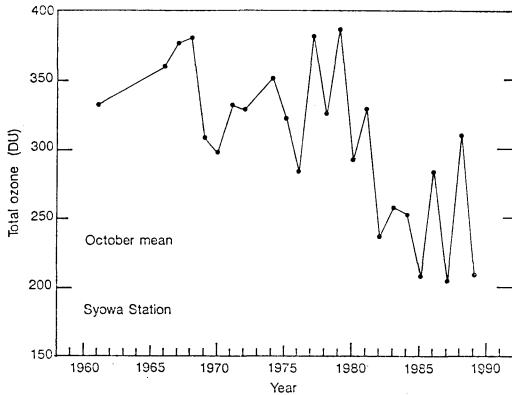
れ、なかなか通年にわたるデータの取得が困難である。

### 5.2 メタン

CO<sub>2</sub>に次いで影響の大きい温室効果ガスはメタンである。これについてもサンプリングによる分析が8年ほど前から続けられていたが、1988年(第29次隊)より現場でのガスクロによる連続測定が始められた。第11図はその最初の年、1988年2月から89年1月までの結果であるが、年平均濃度は1.64 ppmv、年間増加9 ppbvとなり、以前言われていたものよりこの年は低目の増加率であった。

### 5.3 オゾン

オゾンの全量観測およびゾンデを使った鉛直分布の観測は、昭和基地が設立された比較的初期の頃から(1961年)行われている。全量は、ドブソン分光光度計を使って、定常気象部門によって行われており(JMA, 1989)、南極ではイギリスのハレーベイ基地と共に長い歴史をほこる観測の一つである。この長いデータの蓄積が近年のオゾンホール発見に果たした役割は大きい。第12図はオゾン全量の年々変動が最も激しい春先、10月の平均値を記したものであるが、1980年代に入ってから減少傾向が著しい。1987年には153 DU (m-atm-cm)を記録している(Kaneto *et al.*, 1990)。この原因は、近年増加の著しい、オゾン破壊能をもつ塩素原子をふくむフロン等にあるという説がもっぱらである。しかし、人工衛星のTOMS(オゾン全量分布測定用分光計)による観測から、オゾン量の減少の大きい場所は南極上空、極渦の内側であることが示されている。これらのことから、冬の極域成層圏の低温によってもたらされる、極域成層圏雲(PSC)も、オゾン破壊に重要な役割を果たしていることが類推されている。さらに、子細に見ると、オゾン全量は単調に減少しているわけではなく、年によって、大

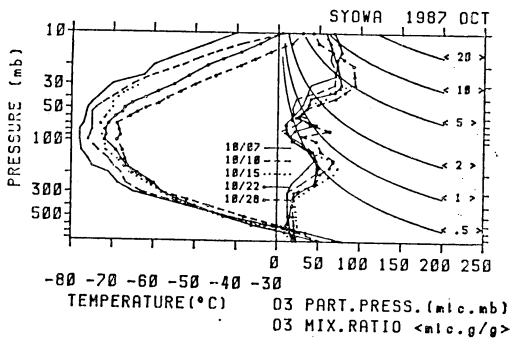
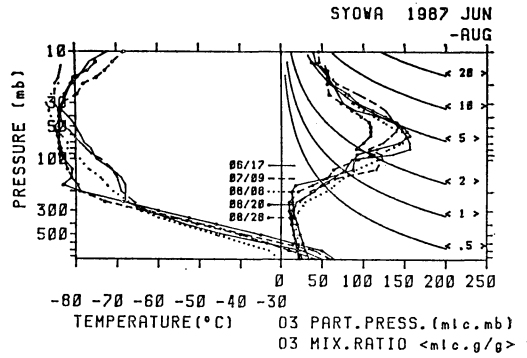


第12図 昭和基地における10月平均のオゾン全量の経年変化。

きな違いがあり、およそ1年おきに著しく低い値が出現している。このことから、赤道成層圏大気の運動に見られる準2年周期振動(QBO)との関連がやはり推察され、大気の大規模な流れによるオゾンの輸送過程もまた南極域のオゾン量を支配しているものと思われる(Kanzawa and Kawaguchi, 1990)。

オゾンの鉛直分布は、オゾンの生成消滅や輸送機構、オゾンホール現象の解明に貴重な手掛りを与える。昭和基地での観測からオゾンホール現象が初めて言われたのも、MAP(南極中層大気総合観測)計画中の1982年(第23次隊)のゾンデ集中観測の結果からであった(Chubachi, 1984)。ACR期間中も、気象定常部門と気水圏部門が共同で数多くのオゾンゾンデ観測を行い、1990年(第31次隊)以後は毎週1回の観測が定常気象部門で行われるようになった。これらの観測から、オゾンホール現象の際にオゾンが減少するのは、通常最もオゾン量の多い高度15~20 kmの層であることが明らかになり(第13図)、通常言われていた、化学反応によりオゾンが破壊され易い40 km高度ではないことが示された。このことも、PSCとの関連を導くポイントである。

対流圏オゾンは、対流圏の硝酸等との関わりで成層圏オゾンとは異なったふるまいを示すことが多いが、南極域では成層圏からの空気の流入を示すトレーサーとなっている。そのため、他の微量成分のふるまいを考察するのに貴重な手掛りを与えるものとして、以前にも実施されたことがあるが、ACR期間では1988年(第29次隊)から地上でのオゾン濃度の連続測定を開始した。紫外線吸光法によるダンピオゾン計を使っている。この結果、7~8月の冬期最高濃度が、また1から2月にか



第13図 昭和基地におけるオゾンと気温の鉛直分布。1987年オゾンホール最大時(10月)と、それ以前(6~8月)の例(Kaneto et al., 1990)。

て最低濃度が出現したほか、季節変化にのった細かな変動が、成層圏との大気の変換と関連しているようである(青木他, 1989)。

#### 5.4 その他微量気体

フロン(CFC 11, CFC 12等)やその他成分の分析を行うための大気のスAMPLINGが行われている。年間、季節ごとにSAMPLINGを行うもので、分析は資料持ち帰り後国内で行われている(Makide et al., 1986; Hirota et al., 1986; 1987)。その他、NDIRによる一酸化炭素(CO)やNO<sub>x</sub>の測定が、地上で試みられている。

成層圏のNO<sub>2</sub>やO<sub>3</sub>, OClO等の測定を旨とした天頂散乱光の分光観測が1990年(第31次隊)より始められた。これは可視域の波長0.42 μmから0.5 μmの散乱光のスペクトルを測り、吸収の度合いから気柱量を推定しようというものである。天頂の散乱光を平面鏡によって建物壁面の孔から導入するもので、太陽を追尾したり

する難しさが無いため、簡便に自動観測が可能になっている。さらに、低い太陽高度の時に観測することで、大気の散乱特性から成層圏で等価的に長い光路をとることになり、対流圏の影響を受け難い観測が可能である (Keys and Johnston, 1986).

5.5 エアロゾル

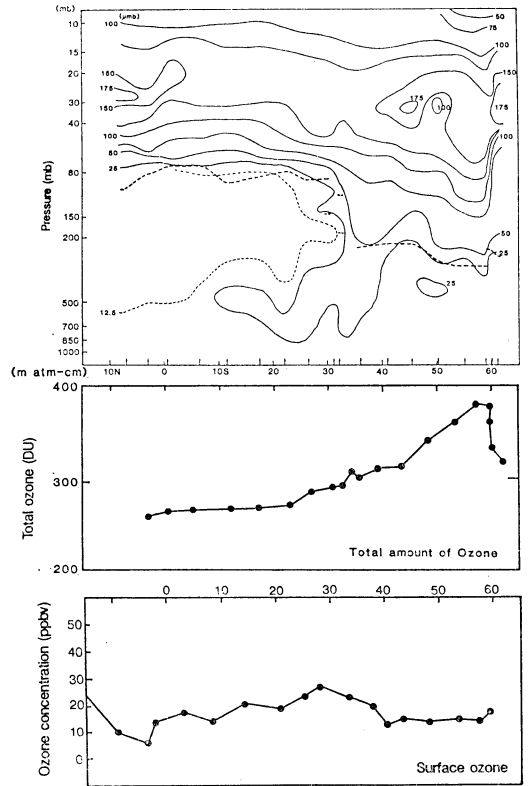
大気中の微量気体と共にエアロゾルも放射への働きを通して気候に影響を与えている。このエアロゾルの気柱量をモニターすべく、直達日射の減衰率から求めた大気混濁度の測定が行われている。現在は定常気象部門が担当しており、以前は広いスペクトル幅のカットオフフィルターによる測定を行っていたが、解析方法の難しさ等から、狭域帯幅の干渉フィルターによって分光する「サンフォトメータ」を使用している。368, 500, 675, 778, 862, 938 nm の 6 波長域が使われている。光学的厚さから単にエアロゾルの全量を見るだけの指標でなく、波長による違いから大まかに粒径分布の情報を得ようというものである。

その他、エアロゾルをサンプリングして、その量、粒径分布、成分を分析しようという動きが行われている。

5.6 船上観測

大気微量成分の観測が重要性を増してきたと共に、単に南極域の一点だけのモニタリングではなく、グローバルな分布、緯度方向の分布を把握することが必要であるとの認識が高まり、観測船「しらせ」を使った観測が企画されるようになった。その主なものはオゾンと大気・海水中の CO<sub>2</sub> である。

オゾン鉛直分布の南北緯度分布を求るべく船上からオゾンゾンデの観測を行った「しらせ」が東京を出港してから、南極域に到達するまで、およそ1日1回、緯度にして5°毎の観測が行われた。オゾンゾンデの絶対値の較正に全量値が必要になることもあって、同じく船上からブリューワーオゾン計によって全量観測を行った。ブリューワーオゾン計は、通常全量観測に使われているドブソン分光計に比べ、各種のオペレーション、キャリブレーションのモードが自動化されており、熟達した専門家でもなくとも扱えるという利点をもっている (林・赤木, 1988)。但し、船上では動揺があるため、太陽直達光観測を行うには揺れに抗して太陽スポットを追いかけるという、いく分テクニックを要した。1987年(第29次)から毎年、11~12月を中心に観測を行っているが、その結果の1例を第14図に示す。全量は、低緯度で低い値、60°Sまでは高緯度にいくに従って高い値となり、



第14図 船上観測によるオゾンの緯度分布, 1987年11~12月. オゾン分圧の高度分布 (矢印の位置でゾンデ飛揚, 破線は圏界面), オゾン全量および地上オゾン濃度 (Matsubara et al., 1990).

60°S以南では、12月ではあるがオゾンホールの名残りというか低い値となる場所があった。鉛直分布では、南緯30°を境に圏界面の高さが大きく変っており、その両者の間にはギャップが見られる。オゾン濃度分布を見ると、このギャップから成層圏の高い濃度のオゾンが流入しているように見える。地上オゾンも、鉛直分布の違いを反映しているような変化となっている。全くの同時観測ではなく場所によって若干のズレはあるが、地上から広い緯度範囲にわたって連続して観測した貴重なデータである (Matsubara et al., 1990).

二酸化炭素については、グローバルな分布の中で、海洋がいかなる役割を果たしているかが大きな課題である。人間活動によって放出されたCO<sub>2</sub>のうち、相当部分がなんらかの形で海洋や生物圏に取り込まれないと、現在の大气中濃度の変化は説明できない。観測船「しら

せ」の航路上では、果して海は吸収しているのか放出源になっているのか、これを調べるべく、表面海水と大気中の  $\text{CO}_2$  濃度を測定した。大気中については、昭和基地で行っている地上観測と同様のシステムだが、海洋については、船の冷却水くみ上げ系から水を分配し、シャワーを通して  $\text{CO}_2$  分圧に関して平衡な空気を作り、その空気を NDIR 分析計に通すという方式である。1987年秋季の第29次航海からはじめられたが、毎年ほぼ決まった経路上の大気と海水中の  $\text{CO}_2$  濃度の分布データが蓄積されつつある (中沢他, 1989)。

## 6. 海水-大気相互作用

海水は、高いアルベードをもつことで日射を反射してしまうと共に、大気と海洋の境界に存在して大気と海洋の間の熱や水蒸気の交換を抑制する効果をもつ。南極大陸をとり囲む海水域の面積は、夏には 400 万  $\text{km}^2$ 、冬には 2000 万  $\text{km}^2$  と大きな季節変化を示し、その変化幅は南極大陸の面積 (1,400 万  $\text{km}^2$ ) を上回る。このように変化の大きい海水域は、気候の変化を敏感に受け得るし、また地球規模の気候に重大な影響を与え得るものである。海水の発達はアルベード増加と断熱作用をもたらし、気温の低下を招き、さらに海水域の拡大を促す正のフィードバック効果となる。凍結・融解の際に放出・吸収される潜熱の大きさが、気温の季節変化の振幅をおさえ、位相を遅らせている。海水生成時に海中に放出された塩分は高密度の南極底層水を生み、世界の海の深層循環に関与している。海水はまた、生成海域から流水として高緯度から低緯度へ移動するので、低塩分水と負の熱を融解海水域 (低緯度側) に運び、塩と熱とを海水生成域に残すことになる。また、この海水域に出現するポリニア (氷湖) と呼ばれる大規模な開水面は大気と海水域との間の熱や物質の交換に極めて重要な働きをする場所と考えられ、衛星観測で明らかになったウェッデルポリニアをはじめ、昭和基地沖合に出現するコスモノートポリニアや (Comiso and Gordon, 1987)、小規模だが定期的に出現する沿岸ポリニア (「大利根水路」など) に注目している。

このような海水域の変化が気候の変化をどのように敏感に反映しているか、また海水域の存在が地球規模の気候形成にどの程度の影響をおよぼしているか、を明らかにすることが ACR における海水研究の目的であろう。但し、海水域はその場へ行く手段や観測プラットフォームが乏しいため、中心的課題の1つである大気と海水と

の間のフラックスを直接測定することは困難である。大気と海水の相互作用の情報は海洋場に記されると考え、海洋構造等の観測に焦点をあてている。それと共に、現場観測の不可能な広域の海水観測を実現するため、リモートセンシングの高度利用にももう一つの焦点をあてている。本項目の観測は、1987年、88年の末、第29次および30次夏隊によって予備的な観測が行われ、1990年と91年に越冬する第31と32次隊により本観測が行われようとしている。この項の計画推進は、北大低温研が中心となって担っている。

### 6.1 観測船「しらせ」による海洋観測と定置係留系の設置

海洋構造は海水過程の進行に伴って変化していくと共に、海洋構造の変動を観測することでどのような海水過程が行われているかを知ることができる。これらを目ざし、定着氷縁から流水域にかけて、あるいはポリニア域において、以下の観測を行う (っている)。

- ・ブライド湾、グネルスバンクで定置係留系を設置し、流速、温度、塩分濃度を測定する。1年後に回収してデータを得る。
- ・ポリニアの形成機構解明のため、コスモノートポリニア海域 ( $65^\circ \text{S}$ ,  $45^\circ \text{E}$ ) で、各層観測や XBT 等の海洋観測を行う。
- ・融解期の氷縁域の海洋観測、流水渦がみられる時期の海洋観測。
- ・VTR による海水状況観測、砕氷航行の際、船が割った氷の断面を見て厚さを出す
- ・アルゴスプイの投入により流速場の把握。

### 6.2 リュツォホルム湾、定着氷上からの海水・海洋観測

リュツォホルム湾上の定着氷からの海水・海洋観測を行う。1つの経路はリュツォホルム湾を横断するもので、CTD 等を使用する。海水の諸特性を調べ、定着氷下の海水の起源、熱塩収支を調べる。その他、沿岸近くの測線でも観測を行い、氷河融解水の海洋場に対する影響を調べる。

### 6.3 定点における熱収支、海洋観測

昭和基地付近、定着氷上に定点を設け、通年にわたる素過程の観測を行うことで、大気-海水相互作用の理解を計ると共に、広域に展開している無人観測、係留系の観測、衛星観測の結果を評価する基本情報を得る場所とする。

- ・熱収支観測として、短波・長波の放射上下成分および

温度, 湿度, 風速分布の観測

- ・人工的に開水面 (プール) を作り, 海水の成長, 融解過程, パドルの形成過程, 海水過程に伴う海水下の海洋構造の変動の観測を行う。
- ・海洋熱流量の見積り

#### 6.4 気象・海象ブイによる無人観測

リュツォホルム湾内定着氷上に気象アルゴスブイ, 海象アルゴスブイを設置し, 通年の気象・海象データを収集する。前者は風向, 風速, 気温, 気圧, 日射, 雪・氷温を測り, 後者は海洋上層 300 m の温度, 塩分濃度を測定する。両データはアルゴシステムにて衛星経由取得される。ブイの設置, 電池の交換等保守は「しらせ」のヘリコプターにて行う。

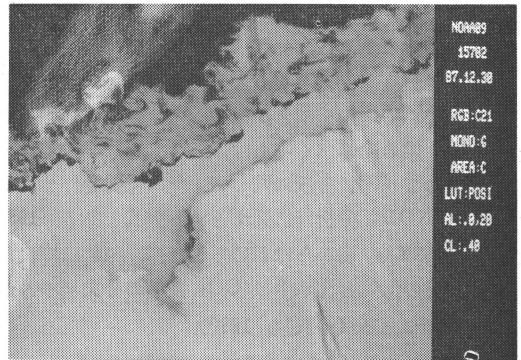
#### 6.5 航空機による観測

- ・航空機から AXBT を投下して, 沿岸ポリニア域の海洋構造を観測する。
- ・空中投下式漂流ブイ (TAD) による流氷野の運動の観測。アルゴ方式によりデータを取得する。
- ・航空機から写真・VTR による氷状観測 (海水表面状態, 密接度, その他) を行い, 衛星観測の地上検証データとする。

#### 6.6 人工衛星観測

NOAA 衛星 AVHRR データにより海水の分布変動を解析する。NOAA 衛星データの受信, 現場での処理については既に第3章で述べたように AVHRR の画像が作られている。これをもとに海水分布を調べているが, 実は海水域は雲でおおわれていることが多く, 可視・赤外光で見る AVHRR データでは沖合の海水状態, 特に流氷の氷縁が見える機会は少ない。このことこそ, 海水と雲分布の間になんらかの因果関係があることを想像させている。特に, 先に述べたように, 雲と氷・海水面との検知がうまく行われていないと海水を見ることは難しい。沿岸近くについては, 比較的雲におおわれることが少なく, AVHRR データからも海水の分布, 変動の時間変動を追うことが可能である。定着氷縁付近の流氷渦や (第15図), 沿岸ポリニア (大利根水路) の様子などが調べられている。

MOS-1 データが昭和基地で受信されるようになり, 海水データの入手も可能となった。マイクロ波データが通年の海水分布導出に有力であることは, 既に Nimbus 衛星の ESMR 等の観測で知られている (Zwally *et al.*, 1983)。しかし実際にはマイクロ波放射量は単に海水の密接度によって決るわけではなく, 海水の表面状態や古



第15図 NOAA 衛星 AVHRR 画像で見た昭和基地沖定着氷縁付近の流氷渦。画像の横幅が約 560 km, 1987年12月30日, チャンネル 1, 2, 3-4 を重ねたもの。画像下側は大陸氷床, 中央付近に東西に定着氷が分布し, その外側が流氷帯。

さ (小野, 1990), 大気の影響などで変るものである (川口他, 1990)。MOS-1 のマイクロ波データ (MSR) から海水分布や状態, 密接度を導出していくための手法をまず確立すべく, 地表分解能の異なる MESSR や VTIR データとの比較, その他地上検証データとの比較を行っていく。

海水研究には, さらに1991年から受信が計画されているヨーロッパ ESR-1 (地球リモートセンシング衛星) の合成開口レーダ (SAR) のデータが期待されている。これはマイクロ波能動センサーであり, マイクロ波であることで海水の内部情報が得られると同時に, アンテナの大きさの制限から一般には可視・赤外ほど地上分解能を上げられないところを, 開口合成のテクニックによって分解能を 20 m 程度に上げられるというものである。新しいセンサーとして, 地表面を見るのに大いに期待されている。このデータを, 昭和基地沖の海水域 (コスモノトポリニア域を含め) およびウェッデルポリニア域と合わせて受信, 解析していく計画が PIPOR グループ (ERS-1 データ利用研究グループの1つで “Programme for International Polar Ocean Research”) から提案されている。

上記 (6.1) ~ (6.5) の各観測も, これら衛星観測の truth 観測 (地上検証観測) という意味もっている。1点, あるいは比較的狭い範囲での地上観測を衛星データ解釈の参考とし, さらに広域の衛星データ解析に役立つ

てようというものである。

## 7. 雪氷

第1表にあげたように、雪氷関係では氷床および棚氷変動と氷床コア解析をとりあげている。後者は、特に本観測計画の中で、現場観測として行われるものではなく、国内での解析体制として様々なプロジェクトに基づき収集された氷床コアの解析が続けられているものである(藤井, 1989)。前者としては、セールロンダーネ山地周辺の山岳氷河の観測と氷床コア掘削テスト、棚氷掘削があげられている。

セールロンダーネ地域は、山群が氷床流動をせき止めており、さらにその氷床の末端は広い範囲に棚氷になっているということ、これまで雪氷グループで調査が進められてきた(東グリーンモードランド計画など)みずは高原の氷床とは異った条件にあり、気候変動に対する応答も異ったものであることが予想された。このため、本計画の中では、氷床変動における山脈の阻止効果と棚氷の挙動を把握し、過去数千年程度の気候変動と氷床・棚氷の応答を調べることが目指している。この目的で、第29, 30, 31次隊により(1988~90年にかけて)セールロンダーネ山脈上流側から、あすか観測拠点を経由してブライド湾の棚氷に至る流線上で流動歪観測を行い、棚氷を含む数カ所で浅層および表層掘削を行った。

## 8. おわりに

以上、WCRP に呼応した南極域における気候変動研究のための日本隊による観測項目を概観した。大気から海氷、雪氷圏にわたる広い領域における大変多岐にわたる観測計画であり、1つの焦点をもった結論を導き出すにはまだまだ長い道のりを要すると思われる。大気と海氷の年々変動が中心課題であることに変わりはなく、各々における、個々の項目の結論は、次第に明らかになっていくことであろう。しかし、各課題は、各々独立したのではなく、相互に関連したものであり、各課題を通して全体として、大気と海氷、雪氷との間の相互作用が明らかにされることが期待される。

しかし、ACR 計画の5年間だけで「年々変動」が明らかになるとは考えにくい。確かに、この5年間は、短期的におもしろい現象解明——ケーススタディー——を行うよりも、長期的地道なデータ蓄積に重点があると考えられる。しかし、それと共にこの5年間は、「より長期の気候データ 解釈のための辞書作り」の期間

とも位置づけられている。その具体例の1つが、長期、広域のデータであるところの衛星データの解釈を確実なものにするべく行われる地上検証 (ground truth) 観測である。その意味で、衛星データを受信解析しつつ、高度な地上観測を結集した昭和基地の意義は、広く南極を通じて国際的に高いものである。

本稿を通じて、南極観測気候データ利用研究への情報提供の一步となれば幸いである。

## 参考文献

- Aoki, T., 1989: Meteorological data at Asuka Station, Antarctica in 1988, JARE Data Rep., 150 (Meteor. 23), 110 p.
- 青木輝夫, 山内 恭 1989: あすか観測拠点における放射収支観測, 第12回極域気水圏シンポジウム講演要旨集, 97.
- , 青木忠生, 深堀正志, 川口貞男, 1989: ビデオ放射計の開発と南極あすか観測拠点における観測, 1989年秋季大会講演予集, 197.
- 青木周司, 和田 誠, 川口貞男, 切 正行, 溝口次夫, 村山昌平, 中澤高清, 1989: 南極昭和基地における地上オゾン濃度の連続観測, 1989年秋季大会講演予集, 214.
- Bromwich, D.H., 1989: Satellite analyses of Antarctic Katabatic wind behavior, Bull. Am. Meteor. Soc., 70, 738-749.
- Chubachi, S., 1984: Preliminary result of ozone observation at Syowa Station from February 1982 to January, 1983, Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 34, 13-19.
- Comiso, J.C. and Gordon, A.L., 1987: Recurring polynias over the Cosmonaut Sea and the Maud Rise. J. Geophys. Res., 92, 2819-2833.
- Endoh, T., Wakahama, G., Kawaguchi, S., Sano, M. and Kikuchi, T., 1987: Trial observation of a simple automatic weather station at Asuka Camp, Antarctica. Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol., 1, 103-112.
- 遠藤辰雄, 山内 恭, 若浜五郎, 川口貞男, 松本真一, 川深 孝, 1988 a: S 18 における無人気象雪氷観測の結果 (JARE 28), 第11回極域気水圏シンポジウム講演要旨集, 45-46.
- , 高橋修平, 大畑哲夫, 菊地時夫, 1988 b: 最近の無人雪氷観測の進歩 I, 雪氷, 50, 231-236.
- , 無人気象雪氷グループ, 1989: あすかルート周辺の無人気象雪氷観測, 第12回極域気水圏シンポジウム講演要旨集, 25-26.
- 林 則夫, 赤木万哲, 1988: プリューワーオゾン分光光度計について, 測候時報, 55, 273-278.
- Fujii, Y., Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Ta-

- naka, S., 1987: Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning Maud Land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. *Ann. Glaciol.*, **9**, 1-4.
- 藤井理行, 渡辺興亜, 1990: 南極みずほ700 m コアによる後氷期の気候・環境, 気候変動国際協同研究計画 (WCRP) 第3回シンポジウム報告集, 215-218.
- Hirota, M., Makino, Y. and Muramatsu, H., 1986: The vertical distributions of atmospheric  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ,  $\text{CFCl}_3$  and  $\text{N}_2\text{O}$  over Syowa Station in 1983. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **45**, 9-12.
- , M., Murayama, H., Makino, Y. and Muramatsu, H., 1987: Gaschromatographic measurements of atmospheric methane at Syowa Station in 1983, and between Tokyo and Syowa Station late in 1984. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **1**, 69-73.
- Japan Meteorological Agency., 1989: Meteorological data at the Syowa Station in 1987. *Antarctic Meteor. Data*, **28**, 290 p.
- Kaneto, S., Yamamoto, A., Ogihara, H., Sugawara, H. and Yamanouchi, T., 1990: Ozone observations at Syowa Station from February 1987 to January 1988. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **3**, 1-14.
- Kanzawa, H. and Kawaguchi, S., 1990: Large stratospheric sudden warming in Antarctic late winter and shallow ozone hole in 1988. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 77-80.
- 川口貞男, 山内 恭, 和田 誠, 神沢 博, 滝沢隆俊, 1990: 衛星による南極氷海域の雲・海氷分布の導出に関する研究, 科学研究費重点領域研究「衛星による地球環境の解明」A-3.
- Keys, J.G. and Johnston, P.V., 1986: Stratospheric  $\text{NO}_2$  and  $\text{O}_3$  in Antarctica: Dynamic and chemically controlled variations. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1260-1263.
- 菊地時夫, 遠藤辰雄, 1990: 南極における日本と世界の無人気象観測の現状について. (最近の無人雪氷観測の進歩Ⅱ). *雪氷*, **52**, 179-183.
- Kuhn M., 1985: Bidirectional reflectance of polar and alpine snow surface. *Ann. Glaciol.*, **6**, 164-167.
- Makide, Y., Kubo, Y. and Tominaga, T., 1986: Increasing atmospheric concentrations of long-lived halocarbons and methane. Abstract of the 9th Symposium on Polar Meteorology and Glaciology. Tokyo. Natl. Inst. Polar Res., 19-20.
- Matsubara, K., Doi, M., Uekubo, T., Okada, K., Kawaguchi, S. and Aoki, S.: 1990: Preliminary results of ozone observation from equatorial region to An tarctica in 1987. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **4**, to be published.
- Murakami, M., Matsuo, T., Nakagawa, T. and Tanaka, T., 1987: *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **65**, 803-809.
- Muramoto, K., Shiina, T., Endoh, T., Konishi, H. and Kitano, K., 1989: Measurement of snowflake size and falling velocity by image processing. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **2**, 48-54.
- , ———, ———, ———, and ———, 1990: Measurements of falling attitudes of snowflakes using two video cameras. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **3**, 95-99.
- 中澤高清, 村山昌平, 橋田 元, 田中正之, 川口貞男, 山内 恭, 青木周司, 宇都正太郎, 田村謙吉, 1989: 「しらせ」による表面海水および大気中の二酸化炭素分圧の測定, 第12回極域気水圏シンポジウム講演要旨集, 55.
- Nakazawa, T., Aoki, S., Murayama, S., Fukabori, M., Yamanouchi, T., Murayama, H., Shiobara, M., Hashida, G., Kawaguchi, S., and Tanaka, T., 1990: The concentration of atmospheric carbon dioxide at Japanese Antarctic station, Syowa. *Tellus* **42 B**, to be published.
- 小野延雄, 1990: マイクロ波リモートセンシングによる海氷パラメータの計測, 科学研究費重点領域研究「衛星による地球環境」報告書, マイクロ波による地球環境計測のための基礎研究 (その4), A-1.
- Sato, N., Kikuchi, K., Barnard, S.C. and Hogan, A.W., 1981: Some characteristic properties of ice crystal precipitation in the summer at South Pole Station, Antarctica. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **59**, 772-78.
- 世界気候小委員会, 南極グループ, 1982: わが国の気候変動研究計画 (WCRP). 7. 南極気候研究計画, *天気*, **29**, 767-771.
- 瀬古勝基, 和田 誠, 青木周司, 山内 恭, 1989: 衛星データを用いた南極域の雲気候学, 1989年, 秋季大会講演予稿集, **56**, 220.
- Seko, K., Wada, M. and Aoki, S., 1990: The variation of Antarctic cloud observed by NOAA, AVHRR data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **4**, to be published.
- Staellin D.H., 1966: Measurements and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1-centimeter wavelength. *J. Geophys. Res.*, **71**, 2825-2881.
- 高部広昭, 山内 恭, 1989: 気象衛星 NOAA デー



- タ処理装置, 南極資料, 33, 73-87.
- 田中正之, 中澤高清, 塩原匡貴, 大島裕之, 川口貞男, 山内 恭, 1984: 南極昭和基地における大気中の二酸化炭素濃度の連続観測システムの新たな開発, 南極資料, 82, 1-11.
- Tanaka, M., Nakazawa, T., Shiobara, M., Oshima, H., Aoki, S., Kawaguchi, S., Yamanouchi, T., Makino, Y. and Murayama, H., 1987: Variations of atmospheric carbon dioxide concentration at Syowa Station (69° 00' S, 39° 35' E), Antarctica. *Tellus* 37 B, 72-79.
- 田中正之, 1989: 二酸化炭素濃度の変動, 科学, 59, 566-573.
- Wada, M., 1990: Antarctic Climate Research Data, Part 2. Radar and microwave radiometer data at Syowa Station, Antarctica from March to December 1988. *JARE Data Reo.*, 153 (Meteor, 24), 97 P.
- 和田 誠, 青木周司, 青木輝夫, 瀬古勝基, 1990: 第29次南極地域観測隊気水圏部門報告, 南極資料 34, 46-75.
- Warren, S.G., 1982: Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67-89.
- WMO, 1987: Report of the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) workshop on cloud algorithm in the polar regions. Tokyo, Japan, 19-21 August 1986. WCP-131, 12 p.
- Yamanouchi, T., 1985: A simple cloud-radiation statistics at Mizuho Station, Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue.* 39, 87-96.
- , 1989: Antarctic Climate Research Data Part 1. Radiation data at Syowa Station, Antarctica from February 1987 to January 1988. *JARE Data Rep.*, 144 (Meteor. 22), 193 p.
- , Kanzawa, H., Ariyoshi, H. and Ejiri, M., 1990: Report on the first MOS-1 data received at Syowa Station, Antarctica. Submitted to *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, 4.
- 山内 恭, 高部広昭, 1989: 第28次南極地域観測隊による南極気候変動研究 (ACR) 観測報告, 南極資料, 33, 53-72.
- Yamanouchi, T. and Kawaguchi, S., 1990: Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR and radiation measurements at the ground. *Int. J. Remote Sensing*, 11 to be published.
- , Suzuki, K. and Kawaguchi, S., 1987: Detectin of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 65, 949-962.
- , Shibuya, K. and Sakai, R., 1988: Meteorological data at Asuka Camp, Antarctica in 1987. *JARE Data Rep.* 140 (Meteor. 21), 104 p.
- Zwally, H.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Campbell, W.J., Carsey, F.D. and Gloersen, P., 1983: Antarctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive-Microwave observations. *NASA Spec. Publ.* 459, 206 p.

## 気象研究ノート第169号

### 地球監視のための人工衛星計画

(1990年5月)

土屋 清, 木村 光一, 村山 信彦, 新井 康平  
五十嵐 保, 畚野 信義, 竹内 延夫, 佐々木秀行  
渡辺 和夫, 杉村 俊郎, 山本 昭男

#### 目次

1. 地球観測衛星の内外の動向
2. 気象衛星
3. 地球観測衛星
4. 気象衛星のデータ処理
5. 衛星データ
6. 人工衛星の軌道と姿勢の基礎

配布価格 通常会員 1,670円 定期購読会員 1,240円  
団体会員 2,090円 会員外 2,340円