

## 南極域の衛星観測

瀬古勝基\*

## NOAA Satellite Observation in the Antarctic

Katsumoto SEKO\*

**Abstract:** The NOAA Satellite AVHRR data received at Syowa Station offer simultaneous images on 5 wavelengths covering an area 2000 km on a side with resolution of 1 km, and are useful for helping to clarify a number of phenomena. The AVHRR is a radiometer which observes in 4 or 5 channels covering the visible and infrared regions. Phenomena in the atmosphere and at the snow surface can be studied from the AVHRR data. Data are received from at least one orbit per day and are of uniform quality. The following analysis are carried out. Results of the following analyses are summarized in this report. 1) Analysis using the time sequence of infrared channel data, 2) Detection of the katabatic wind information, 3) Detection of the ice sheet surface and snow accumulation information.

**要旨:** ACR 期間中に昭和基地で受信された, NOAA・AVHRR データは, 東南極の約半分の領域を 1 km の分解能でカバーしており, 南極域の様々な大気と雪氷の情報を抽出することができる。衛星は, 宇宙空間から下向きに現象を眺める道具であり, NOAA・AVHRR が観測できる可視から熱赤外域にかけての波長帯では, 大気の上から下部にかけての現象, そして雪氷面の観測が可能である。南極域としては高頻度 (約 1 日 1 回) で等質のデータが 1 年間連続して取得されたことを利用して, 以下の解析を試みた結果を示す。1) 熱赤外チャンネルの時系列変化, 2) カタバ風の情報の抽出, 3) 雪氷面の地形と堆積環境の抽出。

## 1. NOAA・AVHRR 熱赤外チャンネル輝度温度の時系列変化の特徴

熱赤外チャンネル (Ch4) の日単位データの時系列変化を, 昭和基地を通る等経度線上 (図 1) について調べた (SEKO *et al.*, 1991)。海洋域から, 海水域, 氷床沿岸域から内陸域に及ぶ測線の時系列変化から, 南極域の気候学的特徴が読み取れる。図 2 に示すように, 海洋域の 10°C 程度の変動に比べて, 氷床内陸域では 50°C にも及ぶ変動を示す。これは, 海洋域に比べて大陸域の気温の季節変動が大きいことに加えて, 冬季に, 大陸氷床上で強い接地逆転が形成されることが大きな原因であると考えられる。

\* 名古屋大学大気水圏科学研究所. Water Research Institute, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-01.

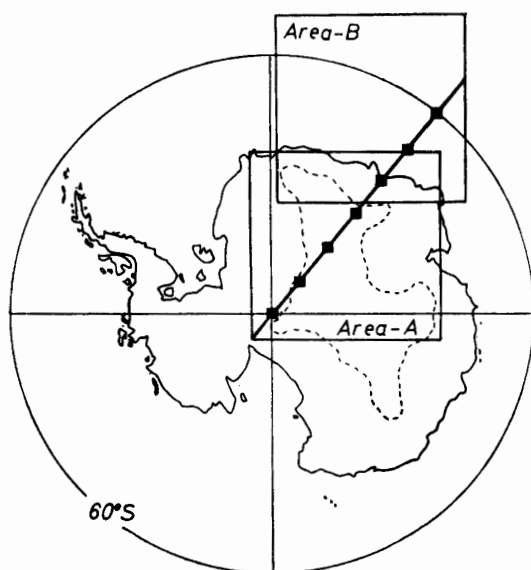


図1 太線上 (39°35'E) 上の黒い四角で示した地点の輝度温度について解析を行った。

Fig. 1. Observed areas and analyzed section along 39°35'E (heavy line). Squares on the line show every 5 degrees of latitude from 60°S to 90°S. The 3000 m altitude contour is shown by a broken line.

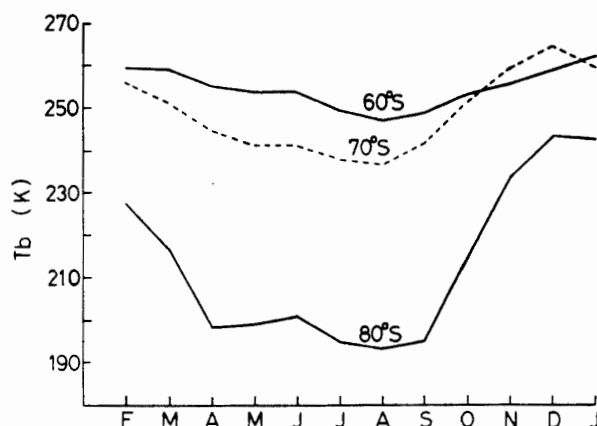


図2 各緯度における Ch4 輝度温度の月平均値の季節変化

Fig. 2. Seasonal cycles of the monthly mean  $T_b$  at 60°S, 70°S and 80°S.

図3に示した各緯度における日単位の変動データから、短周期(1カ月以内)の変動を見てみると、夏季に比べて冬季の変動が大きく、この傾向は特に内陸域に顕著に見られる。一般に夏季は、大気擾乱の活動が弱くなる傾向があるのと、冬季の氷床内陸域では、強い接地逆転のため、雲と雪水面の温度差が大きくなり、雲がある時と晴天時の上向き放射量の差が大きいことが原因である。内陸中央部で $-100^{\circ}\text{C}$ に達する低温度が現われている部分は、おおむね晴天であり、後述するカタバ風や地形が輝度温度の数10 kmスケールの特徴的なパターンとなって現われている。海洋域で現われる1週間程度の変動は、沿岸を低気圧が通過する代表的な周期、内陸部に見られる1カ月程度の変動は、極冠高気圧の盛衰にともなって、雲が氷床上に侵入しやすくなる代表的な周期を反映していると考えられる。

熱赤外画像をパターンとして捉えると、様々な大気と雪氷現象が錯そうして写っている。熱赤外域の輝度温度情報のみから、雲と海水、大陸氷床など雪氷域の区別をするのは難しいが、データセットが日単位で作られていることを利用して、パターンの時間変化に着目し、大気現象と氷床上の雪氷現象の分類を試みた。雲に伴う輝度温度変化は、日単位で激しく変化するが、カタバ風の変化はある程度の定常性を持っており、さらに、AVHRRの見ている空間スケールの氷床上の構造は、1年程度の間にはほとんど変化がないと考えられる。この基準で数10枚の

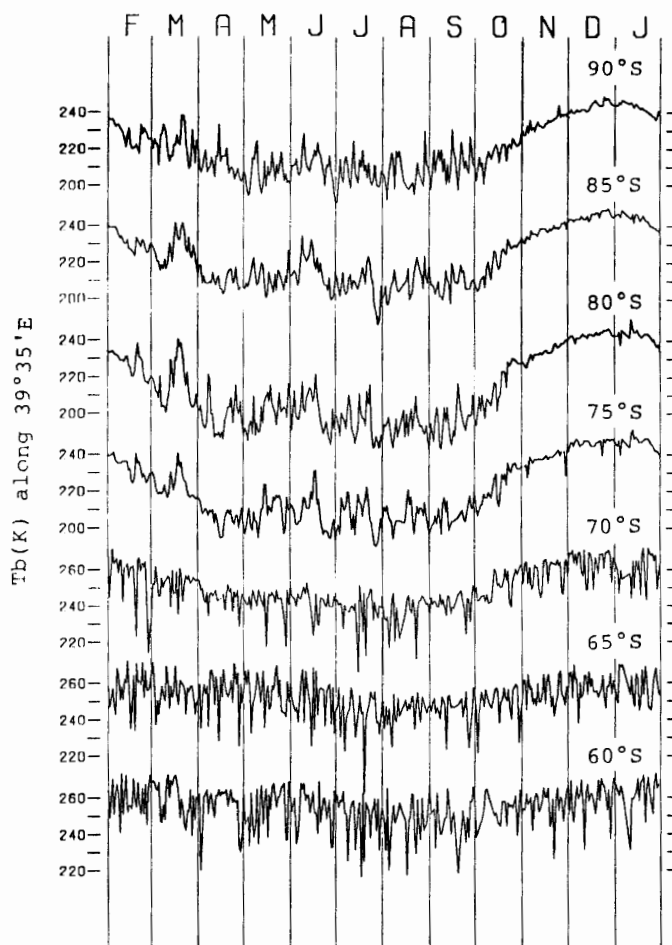


図3 各緯度における Ch4 輝度温度の日単位データで見る季節変化

Fig. 3. Time sequences of daily variations of  $T_b$  every 5 degrees of latitude from  $60^{\circ}\text{S}$  to  $90^{\circ}\text{S}$  along  $39^{\circ}35'\text{E}$ . The data are from February 1, 1988 to January 31, 1989.

画像を見比べることにより、カタバ風と雪氷面の現象が現われているいくつかの画像を抽出できる (SEKO *et al.*, 1992).

## 2. カタバ風の抽出

NOAA・AVHRR 熱赤外チャンネル (Ch4) 画像を利用することにより、カタバ風の風向と定性的な風速の情報を得ることができる (SEKO, 1992). 冬季の熱赤外輝度温度画像を少し目を凝らして見ると、氷床のカタバ風斜面域に、筋状パターンが現われていることに気づく (図 4a). このストリーク状の輝度温度のふらつきをハイパスフィルタリングによって強調したのが図 4b, 1 km 分解能でみずほ高原の部分を見たのが図 5 である. この筋模様を作っている輝度温度アノマリーの振幅は  $1^{\circ}\text{C}$  程度で、筋の間隔は 10 km 程度、筋の走行方向の連続性は 100 km 以上に及ぶ. 筋の走向は、サスツルギの主方向から推定された地上風向の分布や、氷床地形に対応して風向が変化する傾向を示す簡単なモデルの結果 (TAKAHASHI *et al.*, 1988) と同良

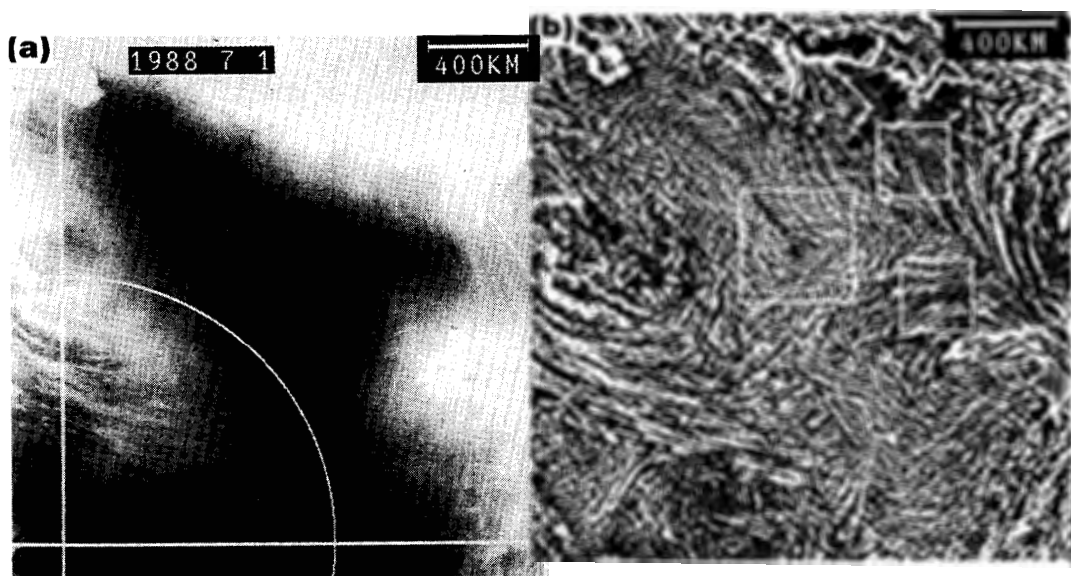


図4 (a) Ch4 輝度温度画像 (1988年7月1日; 図1中, Area-A の領域, 4 km 分解能)  
 (b) 図4a のハイパスフィルタ処理画像

Fig. 4.  $T_b(a)$ ,  $\Delta T_b(b)$  image on July 1, 1988 in Area-A in Fig. 1. Small and large boxes are small scale structures.

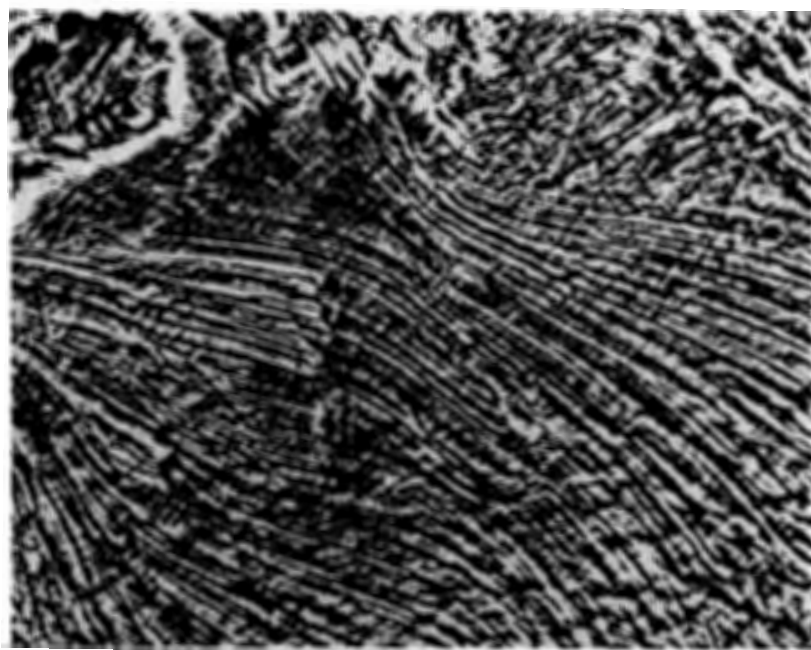


図5 みずほ高原の Ch4 輝度温度ハイパスフィルタ処理画像 (1988年7月1日; 1 km 分解能)  
 Fig. 5. A high frequency pass filter processed image, resolution about 1 km. July 1, 1988, Ch4.

く一致している。

BROMWICH (1989), D'AGUANO (1986) 等は, ロス棚氷上での NOAA・AVHRR 輝度温度画像の高温アノマリーが強風域に対応していることを示した。これらの結果は沿岸域の一部に限られたものであったが, この種の輝度温度アノマリーの筋模様は, 振幅は小さいながら氷床のカ

タバ風斜面域の大部分に現われている。

平均温度からの高温側へのずれは、強風域では逆転層が乱流拡散が強まることによって破れること、強風下では地吹雪フラックスが増えるため、地上より少し高い部分の放射が衛星で観測されることの二つが主な原因であろうと考えられる。いずれの場合も風速が強い（地吹雪が強い）部分が高温アノマリーとなる。密度流の不安定性が、ストリーク状の風速の不均一を生じる原因であろうと考えられるが、詳しいメカニズムについては良くわからない。砂糖を水の入ったグラスにいれ、静かに溶かしてからグラスを傾けると同じようなパターンの模様が見られる（木村，私信）ことは興味深い。

## 2.1. 筋模様の変化的変化

筋状パターンの走行や見え具合（コントラスト）は、顕著な日変化を示す。4日間の連続した筋模様の変化（ハイパスフィルター処理画像）を図 6a に示し、対応する、みずほ基地無人気象観測点の気圧と風速の変化を図 6b に示す。6月25日は沿岸を低気圧が通過しており（画像の上3分の1は雲に覆われている）、風速が10 m/s以上と強くなっている。これに対応して6月25日の画像では、沿岸を低気圧が通過するに伴って、気圧傾度が加わることにより、風向がより東西方向にずれる傾向が見られる。6月25日以降、気圧が上昇し風速が弱まっているの

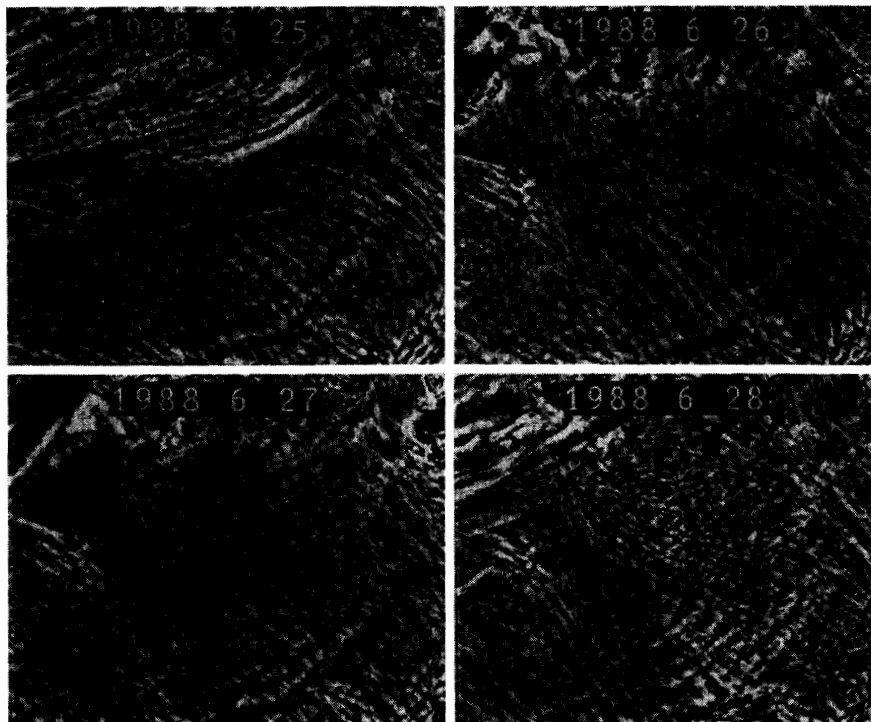


図 6a 1988年6月25日から6月28日まで4日間の連続する Ch4 輝度温度ハイパスフィルタ処理画像

Fig. 6a.  $\Delta T_b$  images on 4 successive days (from June 25 until June 28, 1988).

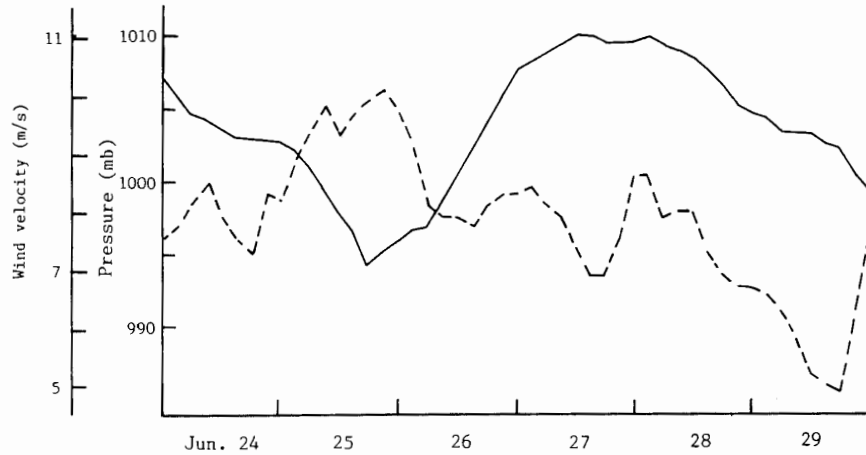


図 6b 図 6a に対応するみずほ無人観測点の気圧と風速変化

Fig. 6b. Time series of surface air pressure at Syowa Station (solid line) and wind velocity recorded at Mizuho Station (dashed line) from June 24 until June 29, 1988.

に対応して、筋模様の走行は、南北方向寄りに変化している。このような風向の変化傾向はサスツルギの方向性に定常時と擾乱侵入時の二つの顕著な卓越分布が現われることと対応している (AGETA and KOBAYASHI, 1978)

また、輝度温度画像の筋状パターンコントラストの強さ (輝度温度アノマリーの振幅に対応) は、6月25日が最も強く、徐々に弱まり6月28日の画像は、後述する氷床表面のシグナルが現われている。みずほ基地無人気象観測の結果を見比べると、筋状パターンが明瞭に出現している時は、風速が強いという対応関係が見られ、さらに、沿岸から内陸域に至る表面温度減率には、擾乱通過時の25日の方が、表面温度減率が弱くなっている傾向が見られる。

## 2.2. 筋模様の空間分布の特徴

もう少し広い領域で、4 km メッシュの画像で筋模様の空間分布を見てみると (図 4b)、氷床の大規模地形と筋状パターンの関係が注目される。みずほ高原、ランバート氷河流域など、氷床の大規模な谷状地形の部分に、特に顕著な筋模様が現われている。さらに、輝度温度を調べると、同高度でも  $20^{\circ}\text{C}$  近い差が存在しており、一般に尾根 (谷) 状地形の部分では温度が低 (高) くなっている。

一般に、接地逆転層の強さは、内陸高原域で最も強く、カタバ斜面では、風による混合の結果、逆転がある程度解消されている (SCHWERDTFEGER, 1984)。同じ高度でも、谷状地形の部分では、尾根状地域より強いカタバ風が吹き逆転層が混合される結果、表面温度が余り低下しないことが予想される。さらに、しらせ氷河流域やランバート氷河流域など大規模な谷状地形の雪面には堆積環境の不均一が見られることを後述するが、堆積環境の変化には地吹雪による風成作用が関係していると考えられる。

ここに述べたカタバ風の観測手法は、熱赤外を使う手法であるので、当然、雲がない場合に限られるが、風向の検出が可能である。また、風速も定性的ではあるが、筋模様のコントラストから、ある程度推定できる可能性もある。地上観測が少ない南極氷床上でのカタバ風研究にとって有力な一手段であろう。

### 3. 氷床地形と堆積環境の抽出

南極氷床は、海水準をコントロールする貯水槽、あるいは、過去の気候を記録する大気の堆積岩として注目されている。氷床の量、質、両側面の変動にかかわる涵養プロセスを理解する上で、堆積環境の空間分布は必要不可欠な情報である。これまで数多くの内陸トラバース観測が行われ、様々なデータが観測、蓄積された結果、南極氷床の堆積環境に、高度に伴った顕著な変化が見られることや (WATANABE, 1978)、数 10 km 程度のスケールで堆積環境が変化していること (FUJII *et al.*, 1987) が知られるようになった。これら氷床内陸のトラバース観測は、極めて貴重なデータを提供するが、南極のような広大な雪氷面を、地上観測のみで観測するには限界があり、数本の一次的断面を観測するのが精一杯である。このような、観測が困難で、広大な雪氷体の観測手法として、人工衛星リモートセンシングは、非常に有効な手段となり得る。NOAA・AVHRR データーから得られた雪氷面の情報を、内陸トラバース観測で得られた、地形、表面状態、及び涵養量などに対応させた結果 (SEKO *et al.*, 1993) を示し、特に南極氷床で特徴的と思われる堆積中断について若干の考察を行った結果を示す。

#### 3.1. アルベドによる起伏と表面状態の検出原理

一般に起伏のある雪氷面からの反射輝度について考えてみると、傾斜のある雪氷面の場合、単位面積に入射する太陽放射のエネルギーが変化するため、積雪の等方散乱性 (ランバート面) を仮定すると、衛星で観測される反射エネルギー量は、地形に対応して変化する入射エネルギー量に比例する。例えば、夏季の南極域の代表的状況として太陽高度角 30 度を考えた場合、南極氷床の平均的起伏は  $10^{-3}$  から  $10^{-2}$  程度と、ほとんど平坦であるので、太陽に対する 1% の雪氷面の傾斜変化は、1.7% 程度の入射及び反射エネルギー変化を生じる。この程度の輝度変化は、10 ビットの強度分解能を持った AVHRR で十分検出可能である。また、太陽方位角が反対の (180 度ずれた) 画像を比較すると、地形による輝度パターンは逆転することも予想される。

一方、二つのチャンネルの輝度比を用いると、このような地形変化による輝度変化を近似的に除去できる。一般に、起伏地形上の雪氷面への単位面積あたりの入射エネルギーは変化するが、入射光のスペクトルには大きな変化はない。一方、反射光スペクトルは物質の状態に依存して変化し、雪氷の場合、その粒径や不純物が反射スペクトルを左右する大きな要因になっている (WARREN, 1982)。南極氷床には、地球上で最もきれいな雪が積もっていると言われている

が、不純物の少ない雪氷の場合、可視域のアルベド変化は小さく、水による吸収がある程度存在する近赤外域で、粒径に対応したアルベド変化が存在する。NOAA・AVHRRの場合、Channel-1(可視域)より、Channel-2(近赤外域)は、粒径変化(表面状態変化)に敏感であり、地形によるエネルギー変化を除いた雪氷面のスペクトル情報の指標として、Channel-2とChannel-1の輝度比(R2/1と呼ぶことにする)を用いると、起伏に関係しない表面状態の情報を得られる。一方、可視域は粒径に対する敏感度が小さいため、Ch1の変動には起伏地形変化が大きく反映されていると考えられる。後に述べるように、現実の氷床上には、起伏地形変化と表面状態の変化が共存しているのが一般的であり、この二つの要素のどちらの変化が大きいかは、Ch1とR2/1の変化傾向から推定できる。

大気補正に関しては、氷床上では確実な大気パラメータが得られないため、行っていない。NAKAGAWA(1992)によると、大気層の散乱、吸収により、沿岸付近で衛星で見たアルベドと、地表面アルベドとの差は10%程度と推定されている。高度変化の大きい沿岸部を除けば、大気層の厚さや、水蒸気量の変化に伴う散乱吸収は、数10 km程度のスケールでは、ほとんど変化がないと考えられる。したがって、Ch1やR2/1に現われる数10 kmの変動は、ほとんど雪氷面の情報を持っていると考えて差しつかえないであろう。この研究では、ハイパスフィルタリングを用い、空間スケール100 km以下の雪氷面の性質に起因する構造のみを抽出して議論する。

### 3.2. 起伏と表面状態の抽出画像

均質に見える氷床表面も、実際はかなり複雑なアルベド変化を持っている(山内・瀬古, 1992)。目につくのは、裸氷体や、氷流などの近辺に見られる低アルベド領域と、カタバ風斜面を中心として広域に見られる10 kmから数10 km程度の波長を持つ縞状構造である。積雪域が80-90%程度のアルベドを有するのに対して、裸氷域や沿岸部の融解が起こっている部分では、低いアルベド(50%程度)が見られる(NAKAGAWA, 1992)。広域の縞状構造のアルベド変化は数%程度であり、積雪域と裸氷帯、融解域との差(数10%)に比べると一桁小さい。

可視、近赤外域の輝度画像に加えて、熱赤外域画像を用いると沿岸部から内陸部まで数10 km程度の構造を見ることができる。ここでは高度別に三つの領域に分けて構造の特徴を述べる。図7に画像を作成した領域を示す。

#### (a) 沿岸付近(2000 m a.s.l.以下)

まず、最も高度の低い部分の縞模様を見てみよう。図8aに、しらせ氷河を含む、約200 km×200 kmの領域のハイパスフィルタリング画像を示す。上下はCh1とR2/1の違いを示し、左右は1988年と1980年の画像を示している。二つの画像が取得された時期については余り大きな意味はなく、太陽方位角が異なっていることが比較した意味である。すべての画像には、10 km程度の空間スケールをもった縞状構造が見られる。図9にしらせ氷河沿線沿いにとった各画像



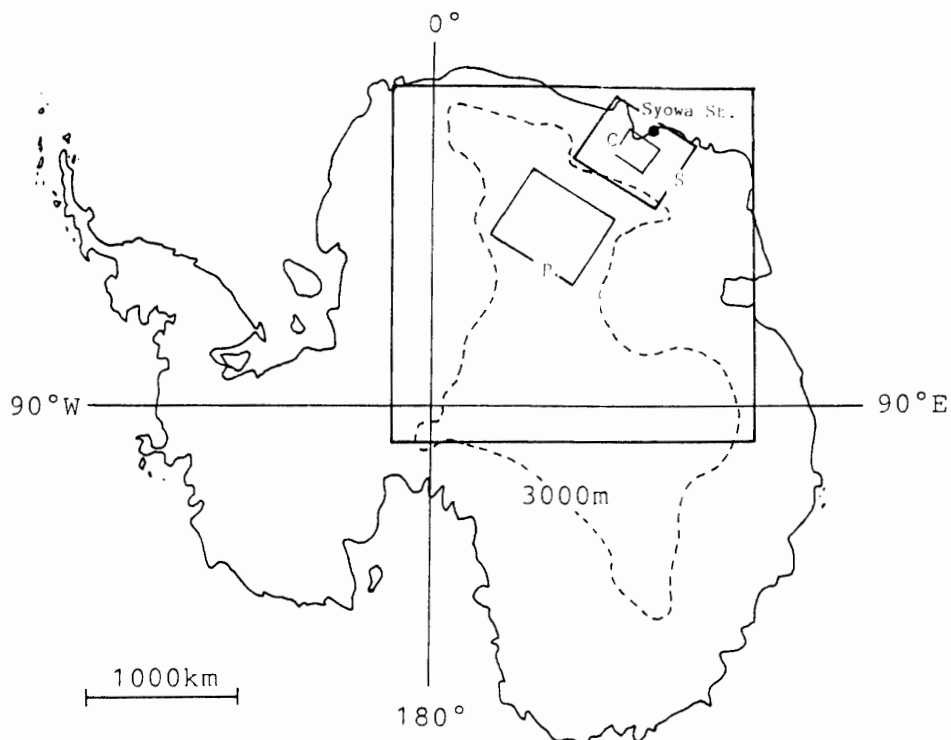


図7 処理領域

Fig. 7. Analyzed areas of NOAA AVHRR data. The 3000 m altitude contour is shown as a dashed line.

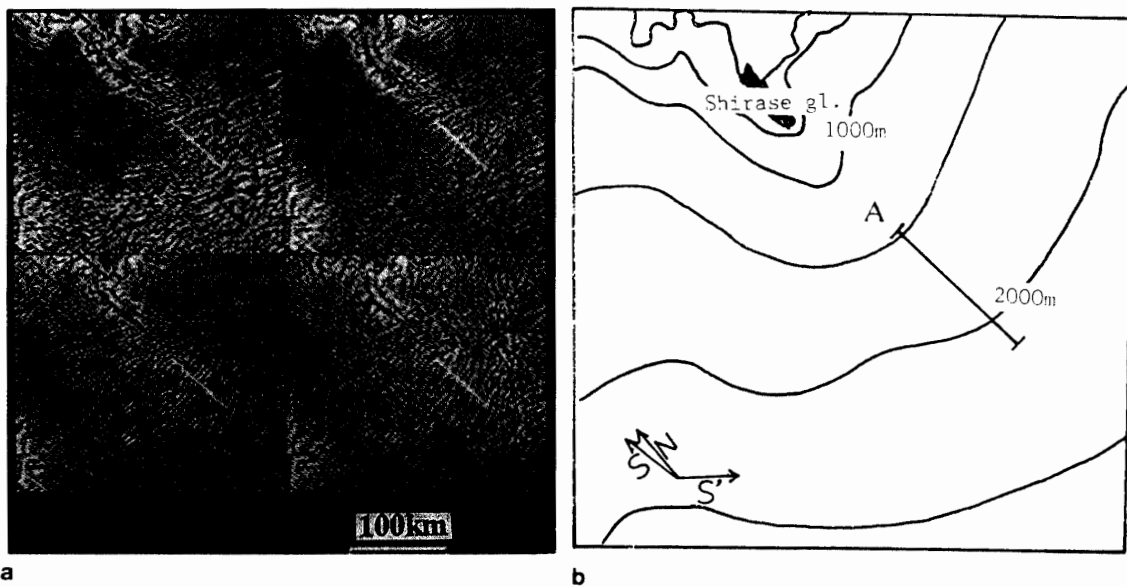


図8 (a) 沿岸部 (図7のC領域) の輝度 (Ch1), 輝度比 (R2/1) 画像 (1988年12月4日).  
(b) 図8aに示した領域の地形

Fig. 8. (a) High-pass filtered image in R2/1 with a resolution of 2.2 km on December 4, 1988 in Area-C in Fig. 7. (b) Surface contour map of the area.

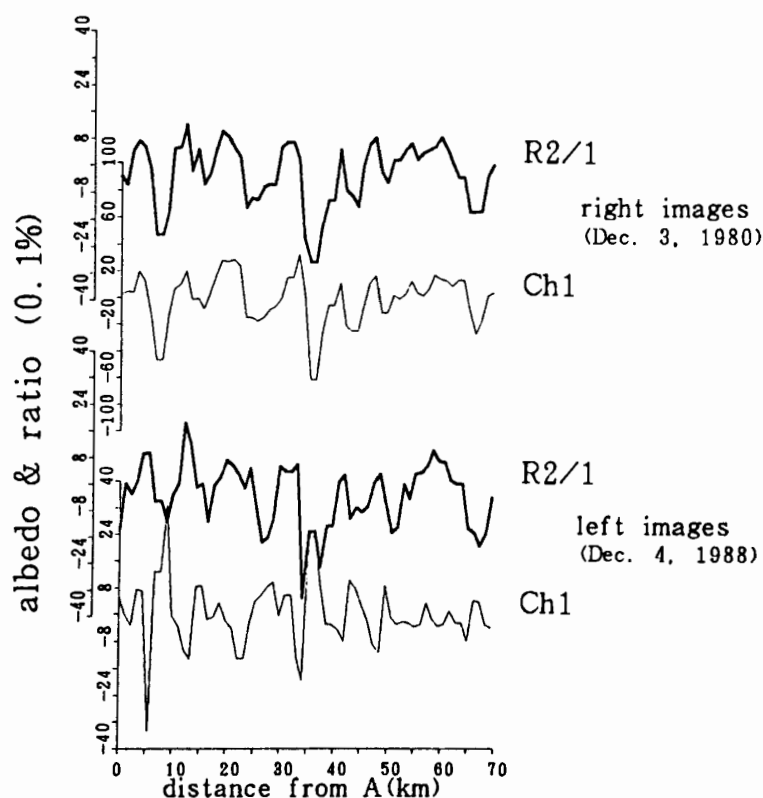


図9 図8a中の白線に添った輝度、輝度比プロファイル

Fig. 9. High-pass filtered variations in Ch1 (thin lines) and R2/1 (thick lines) in C pattern on December 4, 1988 and December 3, 1980. Unit is 0.1%.

の輝度および輝度比プロファイルを示す。Ch1には、2%程度の輝度変化がみられ、R2/1は、1.5%程度の変化を示している。面白いのは、太陽方位角の異なる画像において、Ch1の変化は、位相が逆転するが、R2/1の変化は、太陽方位角が異なっても位相が変化しない。従ってCh1で見た場合、太陽方位角の異なる画像で縞の明暗パターンが逆転する。これらの結果から、沿岸部では、起伏の影響が大きいこと、起伏に伴った、表面状態の変化が存在していること、起伏地形の下流側、急傾斜面の部分は近赤外域の反射率が低いことが推測される。

#### (b) カタバ風斜面 (2000-3000 m a.s.l.)

この高度帯に広範囲に現われる縞状構造は、沿岸部より、やや波長が長く20 km程度となっている(図10a)。図中、白線部分の各チャンネルの輝度、輝度比変動とトラバース観測で得られた涵養量と起伏の対応を図11に示す。Ch1, Ch2, R2/1は同位相で数%程度の変動を示しており、Ch4は、これらと逆相関関係にある。熱赤外チャンネル(Ch4)の変動が、輝度、輝度比と逆相関関係にあるのは、表面での熱収支の結果、起伏により入射エネルギーの低い部分、あるいはアルベドの低い部分で高温になっているのが主な原因であろうと考えられる。

地上観測で得られた涵養量(NISHIO *et al.*, 1988a, b)とR2/1の良い対応が見られる。波長20 km程度の変動が良く一致しており、4年間の雪面の変化量がほとんど0 cmの部分は、輝度

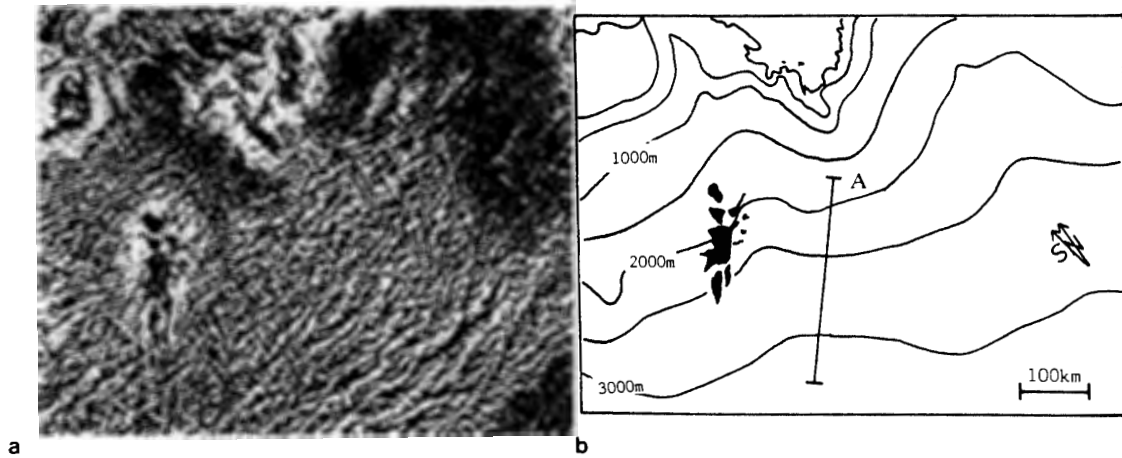


図10 (a) カタバ斜面 (図7のS領域) に見られる縞状構造 (R2/1ハイパスフィルタ処理画像, 1988年12月4日). (b) 図10aに示した領域の地形

Fig. 10. (a) High-pass filtered image of striped pattern in R2/1 with a resolution of 2.2 km on December 4, 1988 in Area-S in Fig. 7. (b) Surface contour map of the area. S and N are solar azimuth and north respectively. The central line shows the traverse route corresponding to profiles in Fig. 11. A is 0 km in Fig. 11a, b and c.

比が2%程度低い。FUJII *et al.* (1987) では、異なったトラバースライン上で、記載された表面形態と AVHRR データの可視、近赤外、熱赤外チャネルの変動傾向の対応を調べ、数 10 km 程度のスケールで、グレーズドサーフェスとアルベド低下、輝度温度の増加といった対応が見られることを示した。グレーズドサーフェスでは、表面に数 mm の厚さのクラスト層が存在しており (FUJII and KUSUNOKI, 1982), この層が、近赤外域のアルベドに大きく影響すると考えられる。また、表面起伏と涵養量の対応を見ると、起伏の下流側、傾斜が強い斜面が、涵養量が少ない傾向が見られるが、カタバ風が起伏の風下斜面で加速され地吹雪の発散が起こっていることと対応する。この領域では、先に述べた沿岸付近にみられた輝度の変動傾向と異なり、ほぼ逆方向からの太陽光線下でも、Ch1 と R2/1 の変動は同位相に保たれている。つまり、起伏地形よりも、雪面の表面状態が放射輝度変動に大きく影響していることが推測される。

#### (c) 内陸高原域 (3000 m a.s.l. 以上)

内陸高原域の地形は、最も緩やかである。従って、輝度のふらつきは小さくなるため、NOAA・AVHRR の Ch1, Ch2, 及び R2/1 での変動は、ほとんどノイズレベルとなる。これに代わって冬の輝度温度画像 (Ch4) を調べることによって地形を可視化できる。ハイパスフィルタリングをした輝度温度画像を見ると、氷床の頂上部 (ドーム) を中心として同心円状の縞模様を取り巻いていることに気がつく (図 12a)。日時の異なる画像を比較した結果、パターンの輝度温度の振幅は数°C 変動するが、パターン配置は変化しない。このことから、気象現象ではなく、雪氷面の現象がこのパターンの成因であると考えられる。輝度温度変化を内

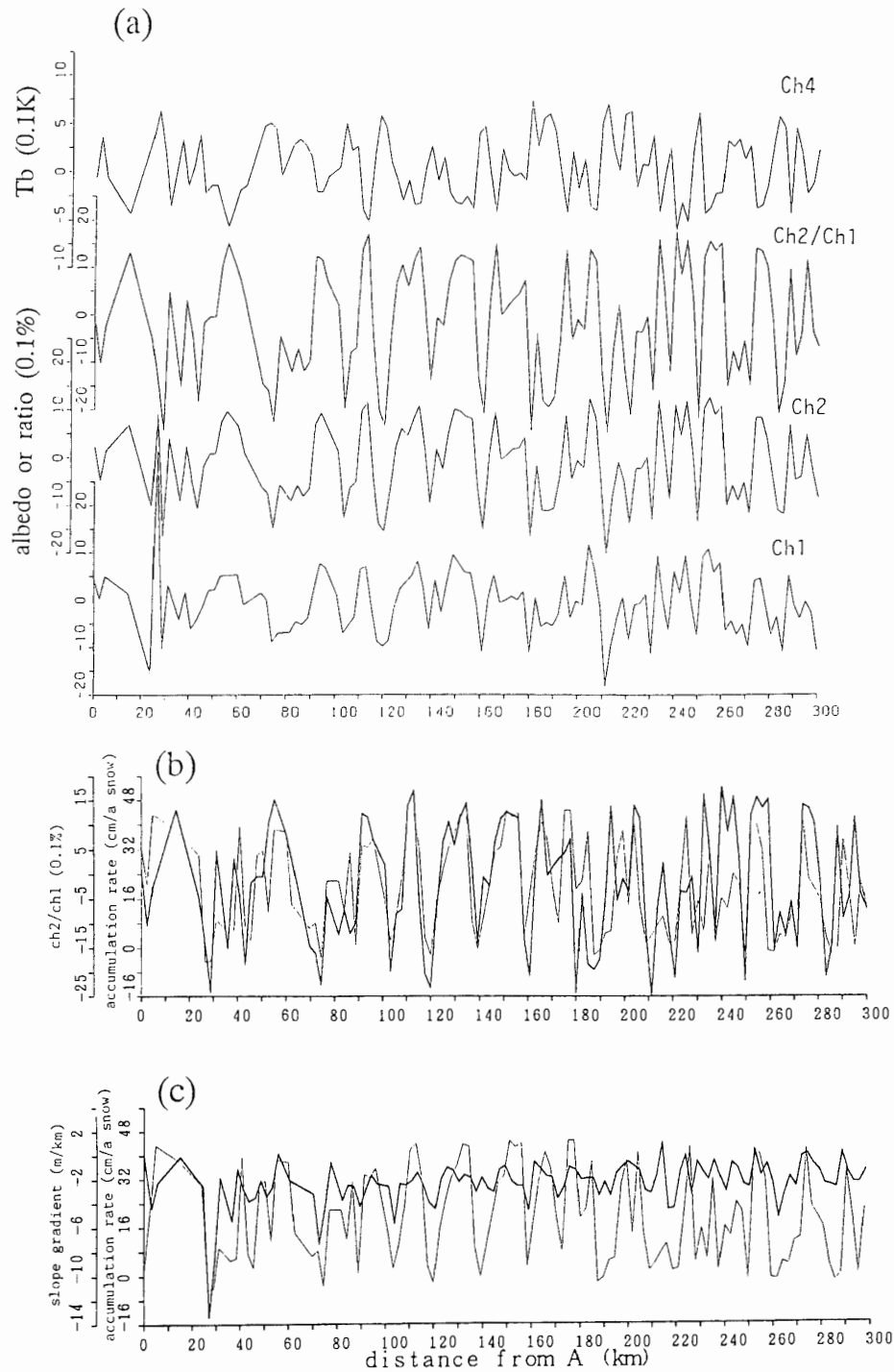


図 11 図 10b 中の黒線に添った Ch1, Ch2 輝度, 輝度比 (R2/1), Ch4 輝度温度と涵養量, 及び表面地形プロファイル (ハイパスフィルタ処理)

Fig. 11. (a) High-pass filtered profiles in channels 1, 2, 4 and R2/1 along the line in Fig. 10b. Units are 0.1% in albedo or R2/1, and 0.1K in  $T_b$ . (b) The relationship between accumulation rate (thin line) and high-pass filtered R2/1 (thick line) along the line in Fig. 10b. (c) The relationship between accumulation rate (thin) and slope gradient (thick) along the line in Fig. 10b. Large negative values in the slope mean steep slopes.

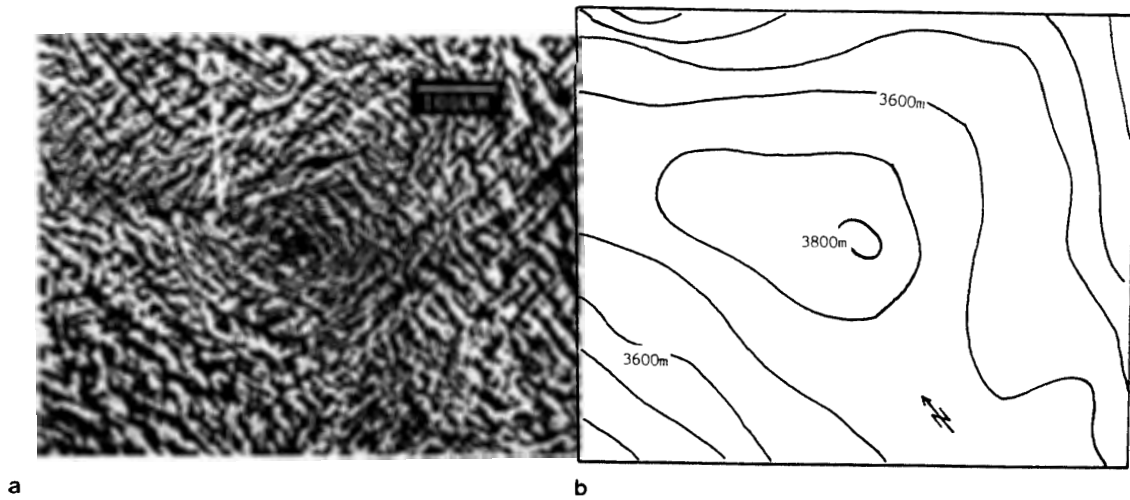


図 12 (a) 内陸域 (図 7 の P 領域) に見られる輝度温度画像に見られる縞状構造 (1988 年 7 月 1 日). (b) 図 12a に示した領域の地形

Fig. 12. (a) High frequency processed channel 4 image in Area-P in Fig. 7 (July 1, 1988; resolution about 1 km). (b) Surface contour map of the area.

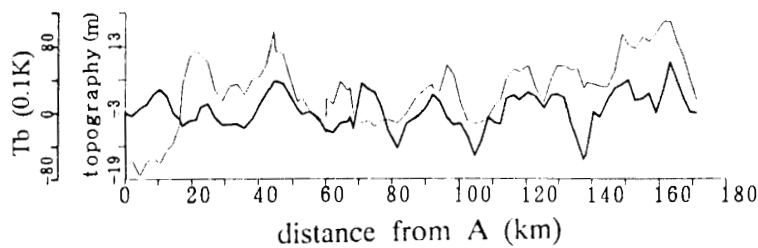


図 13 図 12a 中の白線に添った、輝度温度と表面高度プロファイル (ハイパスフィルタ処理)  
Fig. 13. Brightness temperature and topography along the white line in Fig. 12a.

陸トラバース時に気圧観測から得られた表面高度変化 (AGETA *et al.*, 1987) を比べると、地形の谷状部が、輝度温度の低温部と対応している (図 13). このような温度差が現われる理由として、冬季の内陸高原域は、非常に強い温度逆転が地表付近に形成され、その温度勾配は  $20^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  にもなりうる (SCHWERDTFEGER, 1984) ため、数 10 m の比高を持った地形が存在する場合、地形の凹状部は、寒気のプールとなるため輝度温度画像で地形が可視化されると考えられる。

### 3.3. 広域の分布

さらに広域の (4 km 分解能) の画像を用いて、東南極の約半分の領域の縞状構造の分布を調べてみたのが図 14 である。約 2 カ月分の画像から、比較的、雲のない画像を 10 日分選び出し、ハイパスフィルタリング画像をモザイクとしてつなぎ合わせた。この画像は熱赤外画像であるが、同様の縞状構造の分布は、Ch1, Ch2 の輝度にも見られる。分解能が粗いため沿岸部

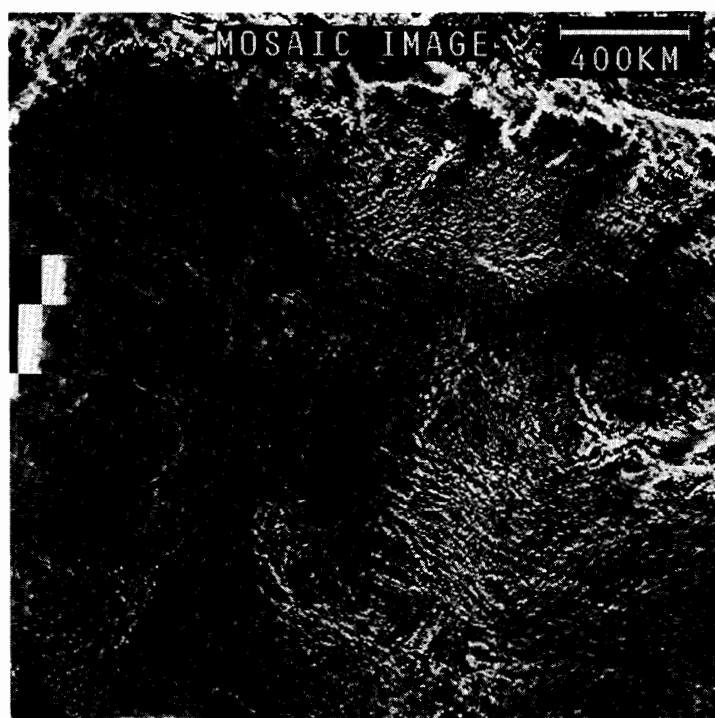


図 14 図 7 の最も大きい領域の Ch4 輝度温度ハイパスフィルタ処理画像のモザイク (1988 年 12 月及び 1989 年 1 月の間に取られた 10 枚の画像からの合成)

Fig. 14. Mosaic of high frequency pass filter processed images in the largest area in Fig. 7 (December 1988; resolution about 4 km).

についてはよくわからないが、カタバ斜面を見るかぎり、みずほ高原の他、ランバート氷河流域、Dome-A の南西斜面付近は、起伏、あるいは涵養量の不均一が大きいことが推測される。逆に、尾根上域では、一般に縞状構造が見られない。

### 3.4. 縞状パターンの分布特性と物理的解釈

以上に述べた三つの縞状パターンの特性を比べてみたのが表 1 である。ここでは、便宜上三つの高度帯に分けて解説したが、氷床上に存在する起伏地形は、大小の程度は異なれ、沿岸部から内陸域にかけて連続的に存在していると考えるのが自然であろう。一般的傾向として、縞状構造の波長は、高度と共に長くなる傾向が見られた。この傾向は McINTYRE (1986) が地上観測のデータから得た結果とほぼ一致している。輝度の振幅については、Ch1 の変動は沿岸部で最も大きく内陸部に行くにしたがって小さくなる。R2/1 は、カタバ風斜面で最も大きくなっており、沿岸部がこれに続き内陸域では検出できないほど小さい。これらの情報から、起伏地形の振幅は、沿岸部ほど大きく内陸域ほど小さい；表面状態の変化はカタバ斜面で最も大きく、沿岸部がこれに続く；という傾向が類推できる。

表1 各パターンの特徴  
Table 1. Characteristics of each pattern.

Region	C (Coast)	S (Slope)	P (Plateau)
Altitude (m)	0-2000	2000-3000	3000-4000
Mean slope	$1 \times 10^{-2}$	$6 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-3}$
Wave length (km)	5-10	10-20	20-25
Orientation (normal to)	ice flow	katabatic wind ice flow	ice flow katabatic wind
Anomaly of accumulation	large (estimated)	large (40 cm/a)	small (estimated)
Amplitude of undulating slope	$1.5 \times 10^{-2}$ (estimated)	$4 \times 10^{-3}$	$2 \times 10^{-3}$
Amplitude of fluctuation in Ch1 (%)	2.5	1.5	0.5
Amplitude of fluctuation in R2/1 (%)	1.5	2	negligible

一般的に氷の厚さが薄いほど、流動が早いほど、岩盤との力のやり取りが大きいほど表面起伏は大きい。図8をみると最もコントラストの強いパターンが現われているのは、しらせ氷河の近傍であるが、しらせ氷河の流出口付近では、底面滑りにより、岩盤起伏が表面に伝わりやすいことが予想される。棚氷上ではこのような起伏による輝度変化が見られない(山内・瀬古, 1992) ことから岩盤の影響が表面地形に現われることが示唆される。

R2/1の変動が最も大きく現われるのはカタバ斜面である。R2/1は、表面状態の変化を現しており、これは堆積環境の変化と関連していると考えられる。堆積環境はカタバ風に伴う地吹雪による影響を大きく受ける。地吹雪量は、雪粒子のシタリング(温度に相関)と風速の強さに関係しており、風が適度に強く、気温が適度に低く粒子が飛びやすいカタバ斜面に最大の影響が現われると考えられる。

内陸高原域では、岩盤の影響、カタバ風による風成作用は共に弱くなり、可視、近赤外チャンネルの変動としては検出できない程度であるが、マイクロ波高度計の観測(ZWALLY *et al.*, 1983)によっても内陸域に起伏地形が存在していることが指摘されている。

二次元的な広域分布では、みずほ高原、ランバート氷河の集水域に、起伏と涵養量の不均一が大きく現われ、尾根上地形の部分では、起伏、堆積環境の不均一は少ない。岩盤地形の伝達、カタバ風による風成作用は、双方、尾根上部分では谷状部分より小さいことが、この分布の原因であろう。

走行については、面白い結果が得られている。図8, 10, 12に示した、表面地形の走行と等高線、カタバ風との関係を見ると、沿岸域、内陸域では、走行は、ほぼ等高線に添っているが、カタバ風斜面では、カタバ風の風向に直交する形でR2/1の縞模様が並んでいる。この理由については不明である。

### 3.5. Hiatus について—マスバランスとの関係

地吹雪フラックスは、数 1000 km のスケールをもつ南極全体のマスバランスを考える際には、地吹雪がマスバランスに与える影響は、ほとんど無視できる。しかし、空間スケール数 10 km 程度の範囲では、地吹雪による再配分により、大きな涵養量のふらつきが現われる可能性があることになる。再配分量が年間涵養量に匹敵する場合は、堆積中断 (Hiatus) が現われる。南極氷床のカタバ斜面に見られる縞状の堆積構造は、この典型例であるといえる。堆積中断が生じている地域にグレーズドサーフェスが現われる傾向にあるが、Hiatus の生じるような地域、期間などの情報は、この地域で得られているアイスコアの解釈等にも役立つはずである。ここでは、衛星で得られた情報を涵養量のデータと合わせて単純な考察を試みた。

#### (a) 地形漂移説的解釈

図 11 に示した雪尺データと地形の関係を調べると、起伏の風上側に地吹雪収束による堆積、風下側に発散がおりる時には光沢雪面が発達する傾向にある。この傾向は、カタバ斜面だけでなく、沿岸部での Ch1 と R2/1 の位相関係 (図 9) にも現われている。起伏に対してカタバ風が応答する結果、カタバ風の強弱に伴う地吹雪フラックスの収束、発散がおりる、これが涵養量の不均一を生じる原因となっている。数 10 km の地形の場合、地吹雪収束の最大は、昇り斜面、地吹雪発散は下り斜面に起こることが予想される。氷の変形が起こらないとすると、河床地形に見られる Anti-dune のように上流側へ移動することになり、その移動速度を、図 11 に示した起伏とそれに伴う涵養量の振幅から考えると、縞状構造が一波長 (20 km) 移動するのに 100 年から数 100 年程度を要すると推定できる。

#### (b) 地形固定説的解釈

NYE (1959) では、単純な塑性変形の計算から、氷床上の起伏の寿命を考察しており、もし表面地形を維持する特別の力が働かない場合、3000 m 程度の氷厚上で 10 km 程度の広がりを持つ表面起伏は 10 年以内で減衰することを述べている。従って、永続的な表面地形の存在には、原因となる岩盤地形が必要であり、岩盤地形と表面地形はある位相関係で作られていると考えている。この場合、表面地形は岩盤地形に対応した形で移動せず、氷床表面は流動によって、堆積域から堆積中断域を経て、再び堆積域へと移動していくことになる。その時間スケールは、この付近の流動速度 (10 m/year)、及び、縞状パターンの中でグレーズドサーフェスが存在する間隔 (1 km-数 km) から推定すると、堆積中断期間は、100 年から数 100 年程度となる。

#### (c) 現実の状態

カタバ風の風向に直交する縞状パターンの走行は、風成説を支持し、アイスレーダーから得られた基盤地形と表面地形との対応 (NISHIO *et al.*, 1988a) は、固定説を支持する様に見えるが、現実では、上に述べた堆積不均一による表面の変形と、塑性変形が同時に起こっていると考えるのが自然である。堆積中断期間に関しては、どちらの説を取るにしても、100 年から数



100年程度となり、この現象がコア解析によって数100年程度の気候変動を知る上でのノイズとなる場合も考えられる。また、このような堆積中断領域を利用して、小氷期の氷などの大量サンプル取得が可能であろう。

1980年と1988年に取得された画像を用いて縞状パターンの移動を比べたところ、有意な移動は検出できなかった。しかし、観測インターバルが短いため分解能と同程度の移動しか起こっていないのか、移動していないのかはわからない。数10年後に、AVHRR、あるいは類似のセンサーで、パターンの位置変化を比べれば実体はより明らかになるだろう。

## 文 献

- AGETA, Y. and KOBAYASHI, S. (1978): Observations of sea-salt particles in the air in Mizuho Plateau, Glaciological studies in Mizuho Plateau, East Antarctica, 1969-1975. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **7**, 93-99.
- AGETA, Y., KIKUCHI, T., KAMIYAMA, K. and OKUHIRA, F. (1987): Glaciological research program in west Queen Maud Land, East Antarctica. Part 5. 1985. JARE Data Rep., **125** (Glaciology 14), 71 p.
- BROMWICH, D.H. (1989): Satellite analyses of Antarctic katabatic wind behavior. Bull. Am. Meteorol. Soc., **70**, 738-749.
- D'AGUANO, J. (1986): Use of AVHRR data for studying katabatic winds in Antarctica. Int. J. Remote Sensing, **7**, 705-713.
- FUJII, Y. and KUSUNOKI, K. (1982): The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. J. Geophys. Res., **87**, 4293-4300.
- FUJII, Y., YAMANOCHI, T., SUZUKI, K. and TANAKA, 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**, 72-75.
- MCINTYRE, N.F. (1986): Antarctic ice-sheet topography and surface-bedrock relationships. Ann. Glaciol., **8**, 124-128.
- NAKAGAWA, K. (1992): Estimation of surface albedo distribution in Lützow-Holm Bay and its neighborhood with NOAA/AVHRR data. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **6**, 1-15.
- NISHIO, F., OHMAE, H. and ISHIKAWA, M. (1988a): Bedrock and ice surface profiles in the Shirase glacier basin determined by the ground-based radio-echo sounding. Bull. Glaciol. Res., **6**, 33-39.
- NISHIO, F., OHMAE, H. and OSADA, K. (1988b): Glaciological research program in west Queen Maud Land, East Antarctica. Part 5. 1986. JARE Data Rep., **137** (Glaciology 16), 49 p.
- NYE, J.F. (1959): The motion of ice sheets and glaciers. J. Glaciol., **3**, 493-507.
- SCHWERTFEGER, W. (1984): Weather and Climate of the Antarctic. Amsterdam, Elsevier, 261 p.
- SEKO, K. (1992): A preliminary study of katabatic wind by using NOAA AVHRR data. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **5**, 167-173.
- SEKO, K., WADA, M. and AOKI, S. (1991): The characteristic variation of  $T_b$  in the Antarctic region revealed by NOAA AVHRR channel-4 data. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **4**, 31-42.
- SEKO, K., FURUKAWA, T. and WATANABE, O. (1992): Surface condition on the Antarctic ice sheet. Proceedings of the Conference on the Role of the Polar Region in Global Climate. Fairbanks, Alaska University, 238-242.
- SEKO, K., FURUKAWA, T., NISHIO, F. and WATANABE, O. (1993): Undulating topography on the Antarctic ice sheet revealed by NOAA AVHRR images. Ann. Glaciol., **17**, 55-62.
- TAKAHASHI, S., NARUSE, R., NAKAWO, M. and MAE, S. (1988): A bare ice field in east Queen Maud Land, Antarctica, caused by horizontal divergence of drifting snow. Ann. Glaciol., **11**, 156-160.
- WARREN, S.G. (1982): Optical properties of snow. Rev. Geophys. Space Phys., **20**, 67-89.
- WATANABE, O. (1978): Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. Mem. Natl

Inst. Polar. Res., Spec. Issue, 7, 44-62.

山内 恭・瀬古勝基編 (1992): NOAA 衛星から見た南極。東京, 国立極地研究所, 91 p.

ZWALLY, H.J., BINDSCHADLER, R.A., BRENNER, A.C., MARTIN, T.V. and THOMAS, R.H. (1983): Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets. J. Geophys. Res., **88**, 1589-1596.

(1994年6月23日受付; 1996年10月30日受理)