

## リュツォ・ホルム湾域のアルベド分布

中川 清隆\*

## Albedo Distribution in Lützow-Holm Bay and its Neighborhood

Kiyotaka NAKAGAWA\*

**Abstract:** A method has been developed for estimating the filtered narrow band surface albedo with NOAA/AVHRR data, and has been applied to analysis of the surface albedo distribution in Lützow-Holm Bay and its neighborhood, Antarctica, in 1990. As a result, 16 maps of the surface albedo distribution have been drawn. From a comparison of the albedos inferred from satellite data with those actually observed in Ongul Strait, it is clear that the satellite-inferred, filtered narrow band albedos agree well with the daily means of ground-observed, unfiltered broad band albedo, despite systematic errors of about -4%. It is also clear that there is a characteristic pattern of surface albedo distribution in this area; the open sea has very low albedo of less than 5%, whereas most of the compact pack ice and fast ice has a high albedo of more than 60%. The albedo is lower in the eastern part of Lützow-Holm Bay than in the western part; especially off the Sôya Coast it is less than 40%. The ice sheet of Antarctica has a remarkably high albedo of more than 80%.

**要旨:** NOAA/AVHRR データから狭帯域地表面アルベドを推定する方法が開発され、南極リュツォ・ホルム湾およびその周辺における 1990 年の地表面アルベド分布の解析に適用された。その結果、16 枚の地表面アルベド分布図が描かれた。衛星データから推定されたアルベドとオングル海峡上で実測されたアルベドを比較すると、衛星から推定された狭帯域アルベドは、-4% 程度の系統誤差はあるものの、地上で観測された全波長域アルベドの日平均値とよく一致することが明らかである。当該地域の地表面アルベド分布には特徴的なパターンがあることも明らかである。開水域の海面は 5% 以下の低いアルベドであるのに対して、流水域と定着氷の大部分は 60% 以上の高いアルベドである。定着氷のアルベドはリュツォ・ホルム湾の西側部分よりも東側部分で低く、特に、宗谷海岸沖では 40% 以下である。南極大陸の氷床は 80% 以上の著しく高いアルベドを持つ。

## 1. はじめに

準太陽同期極軌道衛星 NOAA に搭載された改良型高分解能放射計 AVHRR は 5 つのチャンネル (1: 0.58-0.68  $\mu\text{m}$ , 2: 0.725-1.10  $\mu\text{m}$ , 3: 3.55-3.93  $\mu\text{m}$ , 4: 10.3-11.3  $\mu\text{m}$ , 5: 11.5-12.5  $\mu\text{m}$ )

\* 上越教育大学自然系, Division of Science, Joetsu University of Education, Yamayashiki-machi 1, Joetsu 943.

をもつ走査型放射計で、衛星直下点での空間分解能は 1.1 km である。昭和基地 (69°00'S, 39°35'E) では 1980 年の第 21 次越冬隊以来 NOAA/AVHRR を受信しており、特に ACR が始まった 1987 年からは基地にミニコンを持ち込み、受信記録だけでなく、現地での一次的画像処理も行われるようになり、毎日一回、衛星高度が最大になる北行軌道のデータ受信・処理が継続されるようになった (高部・山内, 1989)。NOAA/AVHRR データが入手可能になったことから、ACR ではこれを用いた極域地表面のアルベドのリモートセンシングが試みられた (NAKAGAWA, 1992)。

衛星データから地表面アルベドを推定するために、色々な方法が用いられてきたが (例えば, OTTERMAN and FRASER, 1976; ROCKWOOD and COX, 1978; MEKLER and JOSEPH, 1983; CHEN and OHRING, 1984), ACR では CHEN and OHRING (1984) の方法を改修を加えて用いた。これは一層大気モデルに LACIS and HANSEN (1974) のパラメタリゼーションを適用して、衛星で観測される惑星アルベドから直線回帰式によって地表面アルベドを推定する方法である。

## 2. NOAA/AVHRR データから地表面アルベドを推定する方法

衛星データを用いる地表面アルベドの研究には、大気上限での反射日射場の異方性や衛星と地表面の間の大気による放射の吸収や散乱、放射計の波長特性等、多くの困難があるが、本研究では、GRUBER (1977) や GRUBER *et al.* (1983) に従って、反射放射は等方性であると仮定し、地表面アルベドは太陽高度に独立であると仮定した。大気上限での反射日射の角度特性を表現できる定評のあるモデルがなく、LACIS and HANSEN (1974) のパラメタリゼーションがこれらの仮定を採用しているためである。さらに、波長領域を AVHRR の第 1 チャンネルと第 2 チャンネルの波長域に限った。勿論、地表面熱収支に利用するためには日射全波長域のアルベドが望ましいが、衛星で観測される狭帯域反射日射から全波長反射日射への変換係数は大気層の下にある地表面のアルベドに最も敏感なので (STUM *et al.*, 1985)、地表面アルベドを求めようとする本研究には導入できないと判断した。

まず、AVHRR の第 1 チャンネル、第 2 チャンネル平均の惑星アルベドを求めた。波長域 0.58-0.68  $\mu\text{m}$  と 0.725-1.10  $\mu\text{m}$  における波長別太陽定数の比は 0.317:0.683 なので (THEKAEKARA and DRUMMOND, 1971), AVHRR の第 1 チャンネルと第 2 チャンネルの反射放射輝度を、それぞれ、 $A_1$  と  $A_2$  とすると、狭帯域惑星アルベド  $A_p$  は次式

$$A_p = (0.317A_1 + 0.683A_2) [1 + 0.0167 \sin\{2\pi(J - 93.5)/365\}]^2 / \mu,$$

で求まる。ここで、 $\mu$  は太陽天頂角の  $\cos$  である。[ ] の中は地心太陽距離の補正項で (GURNEY and HALL, 1983),  $J$  はユリウス日である。

次に、LACIS and HANSEN (1974) のパラメタリゼーションを応用して大気補正を施し、惑星アルベドから地表面アルベドを求める。LACIS and HANSEN (1974) のパラメタリゼーションは、

地球-大気系の主要な日射吸収体を、成層圏のオゾンと対流圏の水蒸気、及び地表面の三者に限定し、それぞれが吸収する日射量を次式

$$A_{\text{str}} = A_o(x) + \left\{ R_a + \frac{(1-R_a)(1-R_a^*)A_g}{1-R_a^*A_g} \right\} \{ A_o(x^*) - A_o(x) \},$$

$$A_{\text{tro}} = A_w(y) + A_g \{ A_w(y^*) - A_w(y) \},$$

$$A_{\text{sur}} = \left\{ \frac{0.317 - R_r - A_o(x)}{1 - R_r^*A_g} + 0.683 - A_w(y) \right\} (1 - A_g),$$

で表す。ここで、 $A_o$  と  $A_w$  は、それぞれ、オゾンと水蒸気の吸収関数であり、 $x$  と  $y$  は地表面まで到達した波長  $7 \mu\text{m}$  以下の可視光と波長  $7 \mu\text{m}$  以上の近赤外光が通過した大気路程、 $x^*$  と  $y^*$  は地表面で反射された後に大気上限まで到達した反射日射が通過した全大気路程である。 $A_g$  は地表面アルベド、 $R_r$  と  $R_a$  は、それぞれ、全大気層とオゾン層よりも下の大気層のレーリアルベドで、次式

$$R_a = \frac{0.039}{1 + 0.816 \mu},$$

$$R_r = \frac{0.050}{1 + 6.43 \mu},$$

で表される。 $R_a^*$  ( $=0.0256$ ) と  $R_r^*$  ( $=0.012$ ) は、それぞれ、オゾン層より下の大気層の日射に対する全天空平均レーリアルベドと上向き散乱反射日射に対する全天空平均レーリアルベドである。上記の式の数値は NOAA/AVHRR の第 1-2 チャンネル領域に適合するように LACIS and HANSEN (1974) のオリジナル値に修正が施してあり、これらの日射吸収量はすべて大気外日射量に対する比率で表現されている。

地球-大気系に入射した日射のうち系内で吸収されなかったものは大気外に向けて再射出されるほかないので、惑星アルベド  $A_p$  は

$$A_p = 1 - A_{\text{str}} - A_{\text{tro}} - A_{\text{sur}},$$

として求まる。 $A_{\text{str}}$ 、 $A_{\text{tro}}$ 、 $A_{\text{sur}}$  は、何れも、太陽高度、オゾン全量、地上気温、地上気圧、地上水蒸気圧及び地表面アルベドの関数なので、地表面アルベド以外のパラメータによって決まる大気の構造が一定としておいて、地表面アルベドと惑星アルベドの対応関係を調査することが可能である。図 1 は 1990 年 3 月 12 日 1558 LST の昭和基地上空の気象条件 (太陽高度  $16.0^\circ$ 、オゾン全量  $288 \text{ m atm-cm}$ 、地上の気温  $267.35 \text{ K}$ 、水蒸気圧  $2.9 \text{ hPa}$ 、気圧  $992.3 \text{ hPa}$ ) に対して地表面アルベドと惑星アルベドの関係を示したものである。両アルベドには著しい直線関係が認められ、回帰直線

$$A_g = 1.132 A_p - 0.019,$$

の決定係数は  $0.9999$  に達した。この回帰直線を用いれば惑星アルベドから地表面アルベドを容易に求めることが出来る。

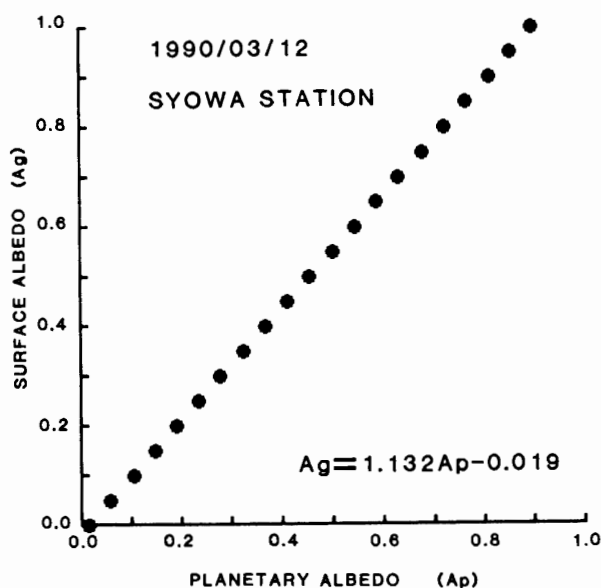


図1 地表面アルベドと惑星アルベドの関係 (NAKAGAWA, 1992 より)

Fig. 1. The relationship between the planetary and surface albedos (after NAKAGAWA, 1992).

本研究では NOAA/AVHRR 画像のピクセルごとにこの回帰直線を求めた。その際、太陽高度は太陽の軌道要素から求め、AVHRR 第4チャンネルの  $T_{BB}$  を地表面温度とみなし、地上水蒸気圧は氷上飽和していると仮定して求めた。気圧とオゾン全量は昭和基地における最寄り時刻の観測値を画像解析対象地域全域に援用した。

### 3. リュツォ・ホルム湾域のアルベド分布

YAMANOUCHI *et al.* (1987) によって提唱され昭和基地のミニコンに実装されている雲域判別プログラムにより第31次隊が受信・処理した1990年2月-1991年1月の402画像の中からリュツォ・ホルム湾域に雲に汚染されたピクセルが少ない画像を検索した。衛星の通過時刻が1500-1700 LST なので、極夜を中心とする4月中旬-9月初旬は日射が無いためにアルベド解析は不可能である。その他の季節も、定着氷の北縁のインド洋から水蒸気が供給されるため極めて雲が出易く、結局アルベド分布が解析できたのは表1に示す16画像についてのみである。

1990年3月下旬-1990年12月初旬まで、昭和基地東方2 km 沖合いのオングル海峡中程の定着氷上で地表面アルベドの連続観測を実施した (中川, 1997)。表1に含まれる12日分について、現地で観測された全波長日平均アルベドと衛星から推定された狭帯域アルベドを比較したのが図2である。図中実線で示したのは  $y=x$  の線で、破線で示したのは回帰直線

$$y=0.963x,$$

であり、相関係数は0.614である。この図から、ばらつきを生じさせる不確かさがあるものの、地表面アルベドの推定は妥当である。ただし、全波長日平均アルベドと狭帯域瞬時アルベドが一致する必然性はなく、約4%過小になる系統誤差が存在するようである。

表1 アルベド解析対象となった NOAA 衛星画像一覧 (NAKAGAWA, 1992 より)

Table 1. Dates of analysis and values of parameters used here (after NAKAGAWA, 1992).

No.	Path ID	Date	Time	Satellite elevation degree	Solar elevation degree	Air pressure hPa	Ozone amount m-atm-cm
1	K07123	1990 / 02 / 11	1607	83.1	25.8	987.6	309
2	K07264	1990 / 02 / 21	1101	88.0	23.0	992.6	298
3	K07532	1990 / 03 / 12	1558	89.7	16.0	992.3	288
4	K07828	1990 / 04 / 02	1532	71.7	9.5	984.9	283
5	K10128	1990 / 09 / 12	1606	87.5	7.3	976.0	201
6	K10312	1990 / 09 / 25	1704	59.3	7.0	979.9	153
7	K10368	1990 / 09 / 29	1620	84.1	12.0	980.2	172
8	K10622	1990 / 10 / 17	1623	83.1	17.8	996.2	252
9	K10749	1990 / 10 / 26	1624	82.5	20.6	985.6	350
10	K10763	1990 / 10 / 27	1613	90.3	21.8	1000.1	344
11	K11073	1990 / 11 / 18	1530	60.7	31.4	1001.2	226
12	K11102	1990 / 11 / 20	1649	68.5	25.3	1000.6	241
13	K11116	1990 / 11 / 21	1638	75.0	26.5	996.1	305
14	K11130	1990 / 11 / 22	1627	83.0	27.7	991.1	323
15	K11313	1990 / 12 / 05	1543	68.2	33.8	978.8	289
16	K11610	1990 / 12 / 26	1651	68.6	29.8	989.8	317

図2 衛星観測アルベドと地上観測アルベドの比較. 実線は  $y=x$ , 破線は回帰式  $y=0.963x$  を表す (NAKAGAWA, 1992 より).  
 Fig. 2. Comparison between the ground-observed and satellite-inferred surface albedos over sea ice. The solid line is the best fit, and the dashed line is the regression line (after NAKAGAWA, 1992).

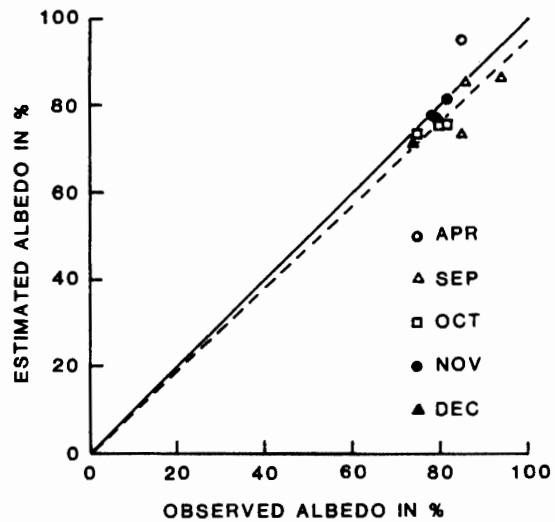


図3に秋の地表面アルベド分布の事例を示す。1990年3月12日1558 LSTの画像から求められたものである。416×380ピクセルからなり、アルベド0% (黒)~85% (白)をグレースケーリングし、アルベド5, 40, 60及び75%の等値線が描画されている。画像中央部のリュ

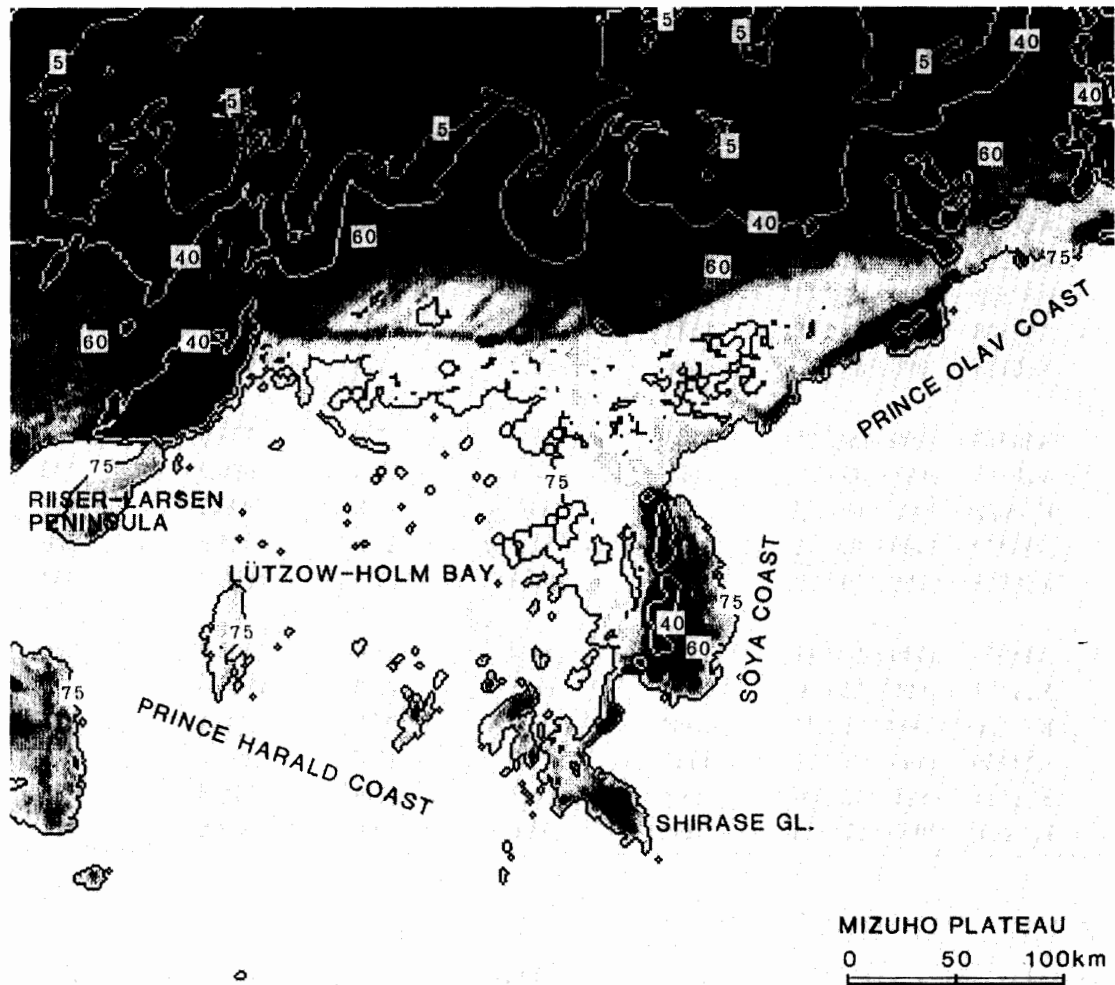


図3 リュツォ・ホルム湾およびその周辺域の地表面アルベド分布 (1990年3月12日)  
(NAKAGAWA, 1992より)

Fig. 3. Map of surface albedo in Lützow-Holm Bay and its neighborhood inferred from NOAA/AVHRR data for 1558 LST on March 12, 1990 (after NAKAGAWA, 1992).

ツォ・ホルム湾は定着氷に完全に覆われており、湾の東部のアルベドが湾の西部より低い。定着氷のアルベドは、積雪層の厚い湾西部では60%を上回っているのに対して、裸氷帯となっている湾東部の宗谷海岸沖では40%を大きく下回っている。インド洋の開水面のアルベドは5%程度であり、流氷域のアルベドも40%程度である。これに対して、大陸氷床上は80%-114%の大きなアルベドを示している。しかしながら、本研究では氷床の高度や傾斜を考慮に入れていないので、ここで解析された値は日向斜面は過大で、日陰斜面は過小となり、真の値ではない可能性がある。例えば、日陰斜面のリーセルラルセン半島東側沿岸域のアルベドは75%より小さいのに対して、日向斜面のプリンスオラフ海岸や宗谷海岸は100%を上回る大きなアルベドを示している。

同一地域の初夏のアルベド分布の例として、1990年11月20日1649 LSTの解析結果を図4

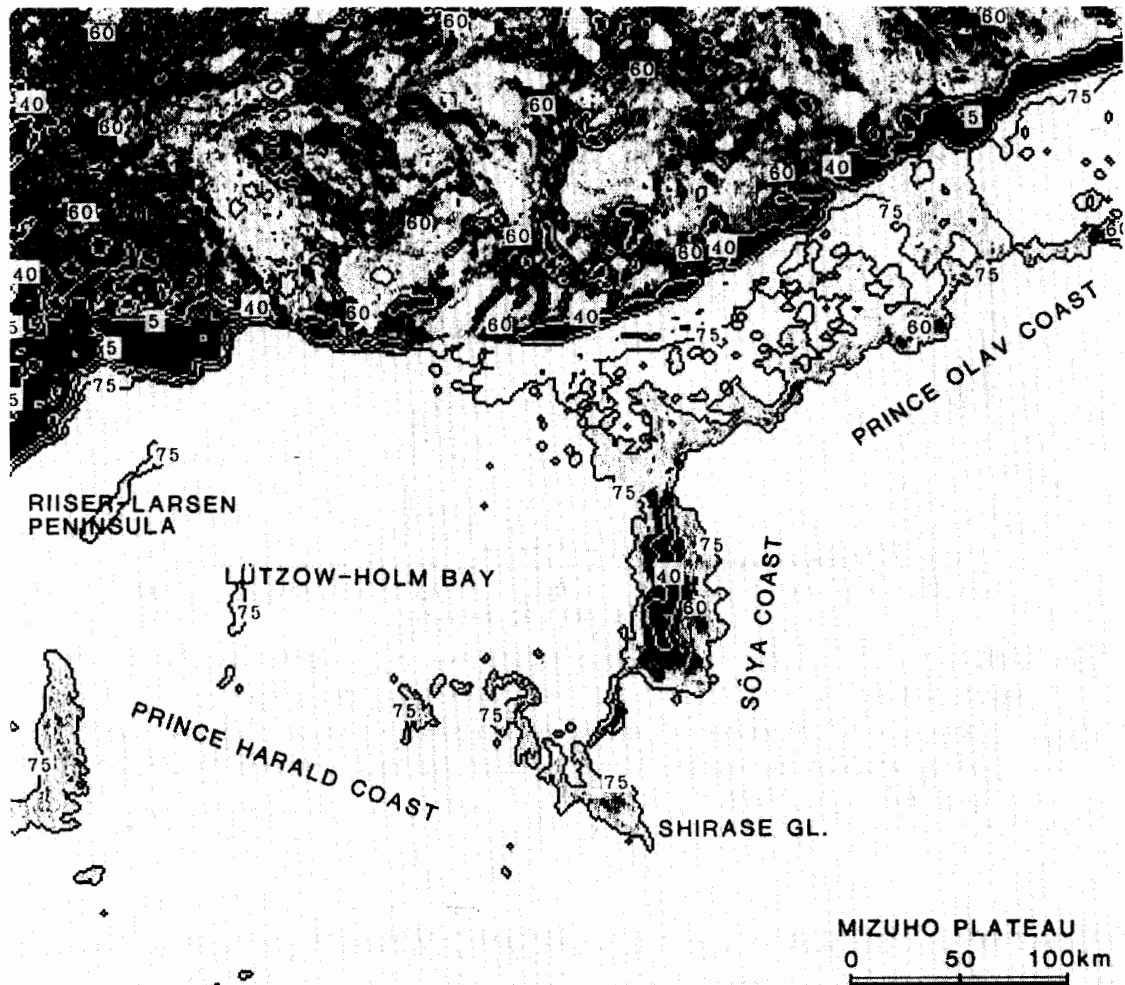


図4 リュツォ・ホルム湾およびその周辺域の地表面アルベド分布 (1990年11月20日)  
(NAKAGAWA, 1992より)

Fig. 4. Map of surface albedo in Lützow-Holm Bay and its neighborhood inferred from NOAA/AVHRR data for 1649 LST on November 20, 1990 (after NAKAGAWA, 1992).

に示す。図3と比べると、リュツォ・ホルム湾は同様に定着氷に完全に覆われているが、定着氷域は若干北方へ拡張されるとともに、インド洋の部分はほぼ完全に流水に覆われ、両者の間に大利根水路と呼ばれる沿岸ポリニヤが形成されている。沿岸ポリニヤ等の部分開水域に40%以下の低いアルベドが分布する。流水域のアルベドは東部地域の方が西部地域よりも大きい。これは流水の密接度の地域差を反映しているものと思われる。東部の流水域の中には60%以上の高アルベドが散見される。これに対して、定着氷や氷床上のアルベド分布パターンは図3と類似しているが、大きさが若干増加し、75%以下の低アルベド域が縮小した。

図3と図4の地表面アルベドのヒストグラムを比較を図5に示す。実線が1990年3月12日で、破線が1990年11月20日である。両方のヒストグラムともアルベド5%と80%付近にピー

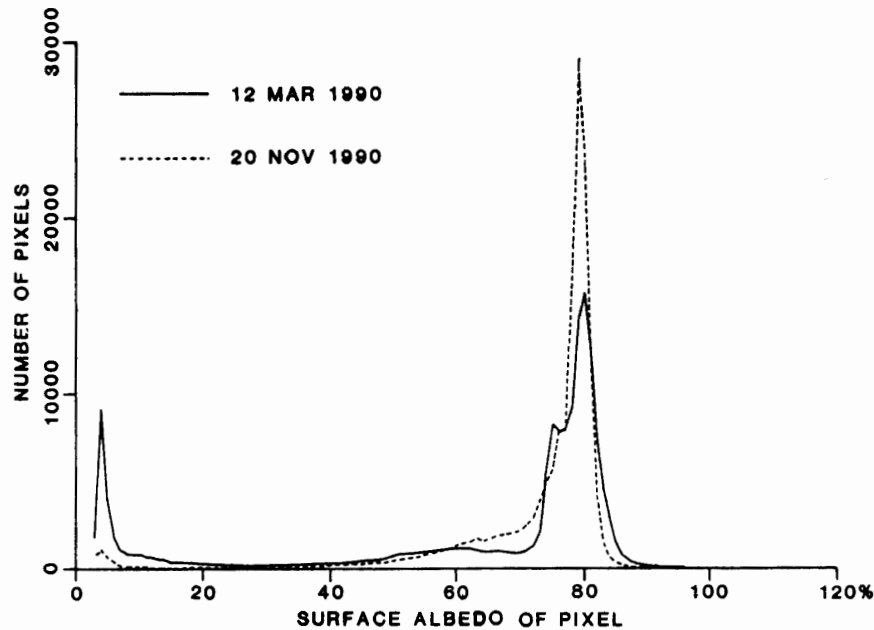


図5 1990年3月12日(実線)と11月20日(破線)のリュツォ・ホルム湾およびその周辺域の地表面アルベドのヒストグラムの比較 (NAKAGAWA, 1992 より)

Fig. 5. Comparison of histograms of satellite-inferred surface albedos in Lützow-Holm Bay and its neighborhood between March 12 (solid line) and November 20 (dashed line) (after NAKAGAWA, 1992).

クを持っており、これらは恐らく、それぞれ、開水面と定着氷のアルベドに対応している。流氷域のアルベドは40%-60%の範囲にあるが、ヒストグラムにはこれに対応する明瞭なピークは認められない。

表1に示された16解析事例のアルベド分布パターンは、流氷域の季節変化を除くと、相互に類似している。しかしながら、標本の大きさが不十分なうえに1年間を通して等期間間隔に標本が得られている訳でもないので、当該地域のアルベド分布の年変化を議論することは現時点では不可能である。定着氷上のアルベド分布パターンの特徴は、表面の積雪深や氷厚の大小に対応しているように思われる。すなわち、定着氷の部分流出などの履歴がアルベドの形でコピーされ、その際のアルベド分布の特徴が、その後の定着氷の流出の可能性に影響を与えている、と言う類のシナリオが存在する可能性がある(中川, 1992)。

## 文 献

- CHEN, T.S. and OHRING, G. (1984): On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos. *J. Atmos. Sci.* **41**, 156-158.
- GRUBER, A. (1977): Determination of the earth-atmosphere radiation budget from NOAA satellite data. NOAA Tech. Rep., **NESS 76**, 28 p.
- GRUBER, A., RUFF, I. and EARNEST, C. (1983): Determination of the planetary radiation budget from



- TIROS-N satellites. NOAA Tech. Rep., **NESDIS 3**, 12 p.
- GURNEY, R.J. and HALL, D.K. (1983): Satellite-derived surface energy balance estimates in the Alaskan Sub-Arctic. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **22**, 115-125.
- LACIS, A.A. and HANSEN, J.E. (1974): A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- MEKLER, Y. and JOSEPH, J.H. (1983): Direct determination of surface albedos from satellite imagery. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **22**, 530-536.
- 中川清隆 (1992): リュツォ・ホルム湾およびその周辺域のアルベド。NOAA 衛星から見た南極—雲・氷・雪—, 山内 恭・瀬古勝基編。東京, 国立極地研究所, 68-71.
- 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.
- 中川清隆 (1997): 定着氷上の微気象・熱収支。南極資料, **41**, 385-394.
- OTTERMAN, J. and FRASER, R.S. (1976): Earth-atmosphere system and surface reflectivities in arid regions from LANDSAT MSS data. *Remote Sensing Environ.*, **5**, 247-266.
- ROCKWOOD, A.A. and COX, S.K. (1978): Satellite inferred surface albedo over northwestern Africa. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 513-522.
- STUM, J., PINTY, B. and RAMOND, D. (1985): A parameterization of broadband conversion factors from METEOSAT visible radiances. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **24**, 1377-1382.
- 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.
- THEKAEKARA, M.P. and DRUMMOND, A.J. (1971): Standard values for the solar constant and its spectral components. *Nature (London), Phys. Sci.*, **229**, 6-9.
- YAMANOUCHI, T., SUZUKI, K. and KAWAGUCHI, S. (1987): Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 949-962.

(1996年8月19日受付; 1996年10月23日改訂稿受理)