

## 南極域における雲・雪氷圏の放射効果

山内 恭\*

## Radiative Effects of Clouds and Cryosphere in the Antarctic

Takashi YAMANOUCHI\*

**Abstract:** Examination of the effects of clouds, ice sheet and sea ice on the radiation budget in the Antarctic using Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) data were reported. The continental ice sheet affects not only the albedo, but also the surface temperature because of elevation, and hence the OLR. Sea ice, which is a critical climate feedback factor, appears to have less impact on radiation than do clouds. However, these surfaces lie underneath clouds, and it was found that the independent effect of sea ice is as large as that of clouds, and clouds are masking the radiative effect of sea ice by more than half. The radiation budget at the top of the atmosphere from satellite observation and that at the surface from the surface radiation measurements at Syowa and South Pole Stations were compared. Cloud radiative forcing at both stations for the surface, atmosphere and top of the atmosphere was derived.

**要旨:** 地球放射収支観測計画 (ERBE) による衛星データおよび地上放射観測データ等から、南極域における氷床、海氷および雲の放射収支に対する影響を論じた結果を紹介する。大陸氷床は、アルベドに寄与すると共に、その高度によって地表面温度に、そして外向き長波長放射 (OLR) に影響を与えている。気候の仕組みの中で重要なフィードバック効果を示す海氷は、大気外アルベドを増加、OLR を減らす。雲の作用より海氷の働きは小さいように見えるが、この海氷の影響は雲が現状の分布をしている下でのものであり、海氷独自の効果はもっと強く、雲の効果に匹敵する。雲が海氷の効果をマスクしているわけである。昭和および南極点基地で、衛星による大気上端での放射収支と、地上観測からの放射収支が比較された。定着海氷域および内陸氷床上での地表面、大気および大気上端での雲の放射効果 (強制力) として導出された。

## 1. はじめに

地球放射収支 (Earth Radiation Budget, ERB) は、グローバルな気候を決定する主要因として、またグローバルな気候を示す指標として、重要な役割をもっている。冷源域を構成している極域では、氷床や海氷といった雪氷圏、そしてそこに介在する雲とが、大気、地表面の放射収支を支配する主要因となっている。しかしながら、雲と雪氷圏の地球放射収支への影響はよ

\* 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

く似ていることが多いと共に、本当のところ定量的に、どのような影響をもっているのか、これまでの研究からは、未だその影響は正確には把握されていない。

地球放射収支は、1960年代より衛星を使って観測されるようになった。RASCHKE *et al.* (1973) による最初の総合的な解析結果は、Nimbus 3号衛星により観測された全球の年平均放射収支を示しているが、極域にも注目して議論している。CHARALAMBIDES *et al.* (1985) は、NOAA 衛星の狭域帯走査放射データを使って10年間の南極を含む南半球の放射収支のアノマリーを論じている。最近では、1984年から観測が始まった「地球放射収支実験 (ERBE)」の初年度の観測結果を HARRISON *et al.* (1990) がまとめ、非常に大きい雲の負の放射強制力が夏半球の高緯度海上に見られること、大きい正の放射強制力が冬半球の高緯度に見られること、そして南極大陸上の雲の放射強制力は概して小さいが、雲の識別の困難から、雪氷面上の放射強制力は未だ不確かであることが報告されている。

衛星データが盛んに使われるようになる前は、南極域の地球放射収支は経験的關係式から求められていた。IGY期 (国際地球観測年) の地上での放射収支観測にもとづき、GABITES (1960) は、初めて、大気上端 (TOA) での放射収支を含む南極域における放射収支を評価した。SASAMORI *et al.* (1972) の仕事は、南半球における地球放射収支と子午前方向のエネルギー輸送を評価した代表的な結果であるが、衛星観測に比べプラネタリー・アルベドは少し高め、年平均の短波長放射反射量の緯度変化は小さめ、そして外向長波長放射 (OLR) の季節変化も小さめという結果であった。

大循環モデル (GCM) による気候研究の中でも南極域を含む南半球に着目した研究が行われている。CHARLOCK and RAMANATHAN (1985) はアルベドの場と雲の短波長による放射強制力を議論し、南極内陸では雲により大気上端のアルベドが増加するはずであることを示している。TZENG *et al.* (1993) は GCM により現代の南極の気候をシュミレートする研究を行ったが、その結果は、実際よりも雲量や降水を過大評価している。

これら地球放射収支研究の中で、雲の放射効果は最大の課題であろう。地球全体では、大気上端での雲の放射効果は負であるとの通説であるが (RAMANATHAN *et al.*, 1989; HARRISON *et al.*, 1990)、極域では雲識別の難しさから正味の雲の放射効果は依然不確かである (CHARLOCK and RAMANATHAN, 1985; HARTMANN *et al.*, 1986; LI and LEIGHTON, 1991; AOKI and YAMANOUCHI, 1992)。海氷は、気候に強いフィードバック作用をもつ因子として注目され、大気中の放射場との関連が研究されてきているが、多くは地表面放射収支との関係のみで (SHINE and CRANE, 1984; CURRY and EBERT, 1992; ALLISON *et al.*, 1993)、大気上端での地球放射収支との関係で論じたものは少ない。大陸氷床は、その表面の高いアルベドと高い標高で特徴づけられており、その結果もたらされる低い地表面温度が長波長放射を支配している (RASCHKE *et al.*, 1973)。

ここでは、衛星による ERBE データの他、NOAA AVHRR によるもの等、地上における南

極点と昭和基地での放射収支観測結果と比較しつつ見ていこう (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1994, 1995, 1997). ERBE データは 1984 年から ERBE 衛星 NOAA-9, 10 の放射計で行われた観測結果であるが, 前者は極域をカバーしないので, NOAA-9, 10 による結果のみを扱った. 広, 中, および狭視野の 3 種類の放射計からなるが, ここでは狭視野の走査放射計による結果を使った. 短波長 (0.2-5.0  $\mu\text{m}$ ) の反射量と長波長外向放射量 (5.0-50.0  $\mu\text{m}$ ) からなっている (BARKSTROM, 1984; BARKSTROM *et al.*, 1990). 大気上端での放射フラックスは, 2 方向反射関数を用い, 単一方向の放射強度観測値から評価されたものであり, また日変化モデルにもとづき時間平均, 空間平均がなされている (SMITH *et al.*, 1986). ここで使ったデータは, 日あるいは月平均の  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  緯経度グリッドでのアルベド, 短波長吸収量および外向長波長放射量 (OLR) であり (S-4), 一部は平均前のピクセルデータ (S-8) であり, これは  $3^\circ \times 4.5^\circ$  の視野角, すなわち衛星直下点では  $44 \times 65 \text{ km}$  サイズのものである. NOAA-9 および 10 の ERBE 走査放射計データは 1985 年 2 月から 1988 年 12 月の約 4 年間をカバーしているが, ここでは主に地上観測との対比から 1987 年 2 月から 1988 年 1 月を扱った.

地上観測データの一式は, 昭和基地 ( $69^\circ 00' \text{S}$ ,  $39^\circ 35' \text{E}$ ) にて ACR 計画の一環として行われた放射観測結果である. 直達日射, 2 波長域での全天日射と雪面からの反射, 下向き, 上向きの長波長放射である (YAMANOUCHI, 1989) 南極沿岸域, 定着海水上の代表値として扱った. 同時に, 地上気象観測の中で行われている目視の雲観測結果も利用した (JMA, 1989, 1990). もう 1 式は, NOAA GMCC による南極点基地 ( $90^\circ 00' \text{S}$ , 2835 m a.s.l.) における地上放射観測結果で (DUTTON *et al.*, 1989), 同じく直達日射, 全天日射, 反射, 下向・上向きの長波長放射から成る. 内陸雪原上の最も代表性のある結果と見ることができ, 衛星との比較が最適な場所である. 他に地上気象観測による雲量を用いた (NCDC, 1991).

## 2. 地球放射収支の概要

大気上端 (TOA) でのアルベド, 外向長波長放射 (OLR), 正味放射量をポーラ・ステレオ図法によって示したものが図 1a-d である. 図 1a, b の海上のアルベドのパターンは海水分布を反映しており, 10 月は  $60^\circ \text{S}$  付近より南側に 55-65% の高いアルベドが分布しているが, 1 月になるとその高アルベド帯は縮小してしまう. 大陸上では 60-75% の値を示し, 最大値は 10 月は  $75^\circ \text{S}$  沿いに, 1 月は  $80^\circ \text{S}$  沿いに分布する.

OLR は, 四つの季節とも同様の, 海上は極を中心とするほぼ同心円的な分布を, そして大陸上は標高分布 (図 2) に平行した分布型を示している. 7 月は内陸で  $90 \text{ W/m}^2$  の極小値から  $50^\circ \text{S}$  での  $220 \text{ W/m}^2$  までの幅を持つのに対し, 1 月は 175 から  $225 \text{ W/m}^2$  の間の狭い幅となる. 内陸では, 4 カ月の中では 1 月のみ著しく異なった値を示すのに対し, 4, 7, 10 月は似かよった値となり, 南極内陸の冬の気温変化の特徴である「コアレス・ウィンター (ナベ底型気温推移)」を類推させる.

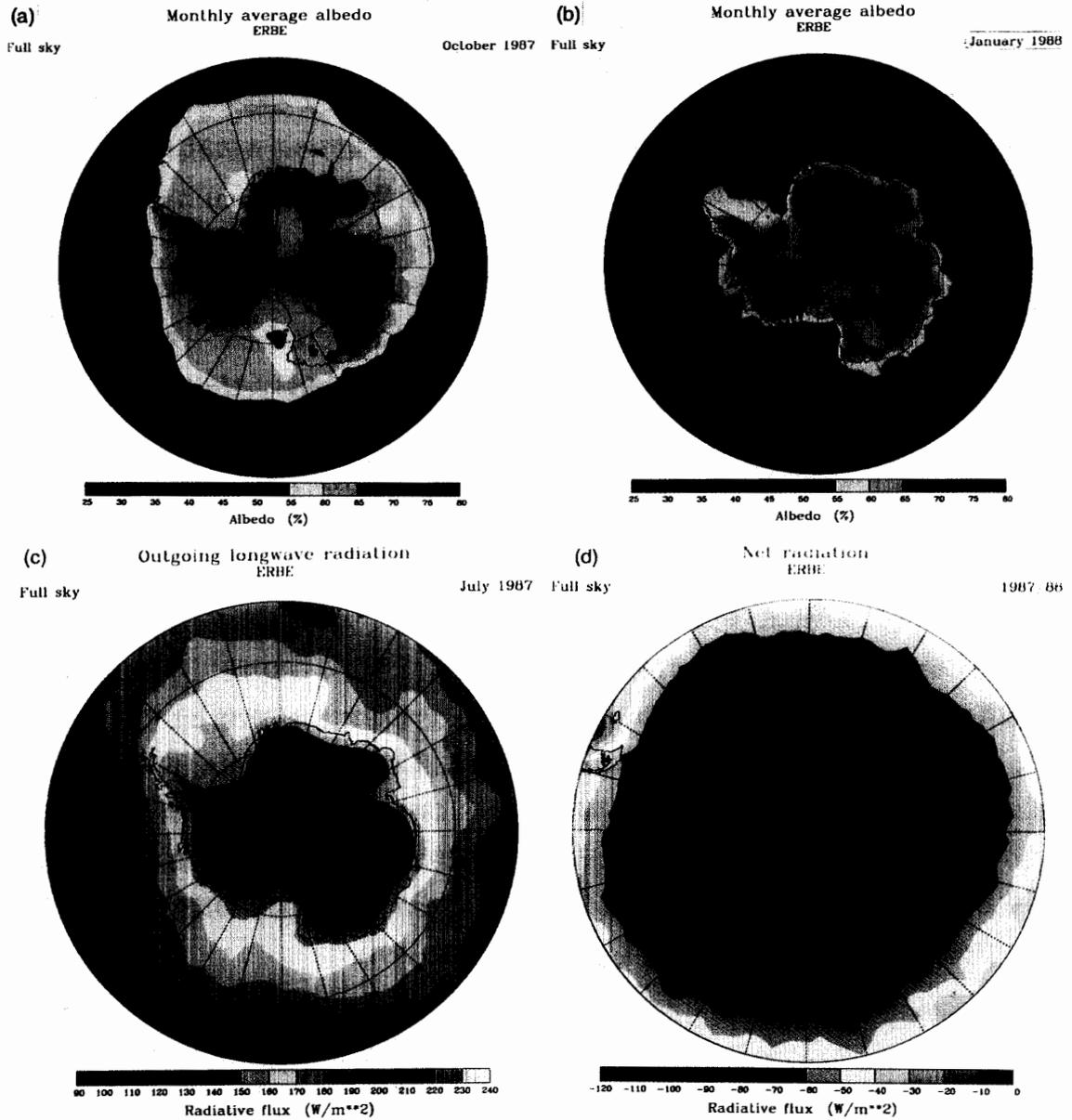


図1 全天候に対する ERBE 月平均アルベド 1987 年 10 月 (a), 1988 年 1 月 (b), 外向き長波長放射量 1987 年 7 月 (c), 年平均正味放射量 (d).

Fig. 1. ERBE monthly average albedo for full sky in (a) October 1987 and (b) January 1988, (c) outgoing longwave radiation for full sky in July 1987 and (d) annual average net radiation for full sky in 1987/88. Data are plotted on a polar stereographic map, south of  $50^{\circ}S$ . The  $0^{\circ}$  meridian is at the top, and latitude  $60^{\circ}$  and  $75^{\circ}S$  circles are drawn (YAMANOUCI and CHARLOCK, 1997; NCAR Graphics).

正味放射量は図 1d に示されている。海上では、4, 10, 1 月には海水分布に依存するアルベドパターンを反映して海水縁で大きな変化があり、その外側は入射光の緯度変化を反映した同心円状の分布を示している。海水域から内陸では、短波長吸収量と OLR が相互に効き、正味放射量の最低値（負で絶対値極大）は内陸中心ではなく、大陸周辺から西南極に現れているのが大

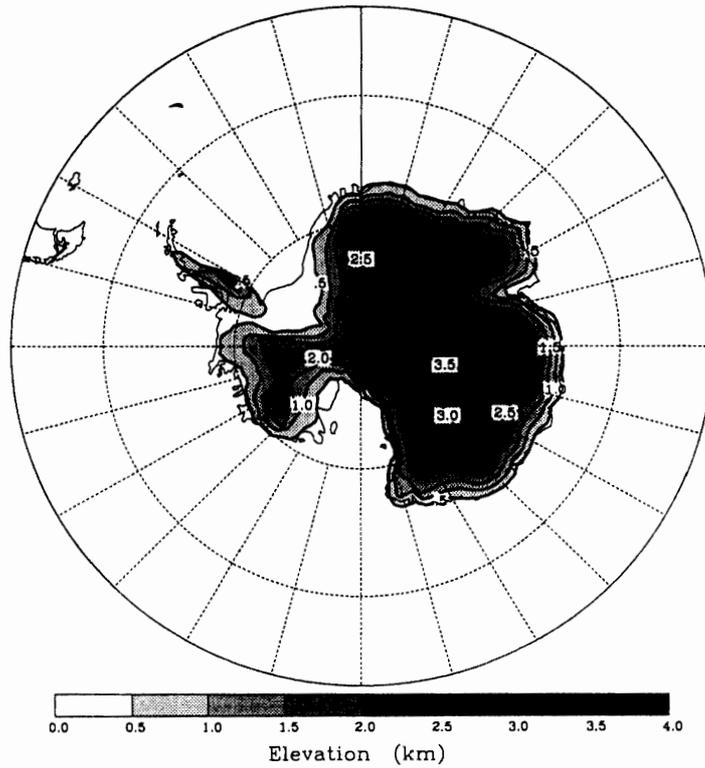


図2 南極大陸氷床標高分布図, ERBE 2.5°×2.5°グリッドでの値。  
 Fig. 2. Topography map of Antarctic continent averaged for 2.5°×2.5°ERBE grid (original data were derived from DREWRY, 1983; YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).

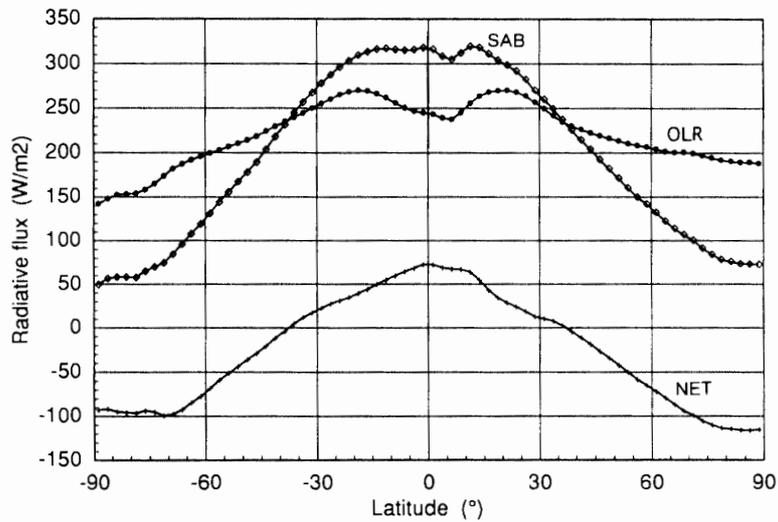


図3 年平均帯状平均短波長吸収量 (SAB), 外向長波長放射量 (OLR), 正味放射量 (NET) 緯度分布, 全天候, 1987年4, 7, 10月, 1988年1月より。  
 Fig. 3. Latitudinal variation of annual and zonal average of shortwave absorption (SAB), outgoing longwave radiation (OLR) and net radiation (NET) for full sky from quarterly months, April, July, October 1987 and January 1988.

きな特徴である。すなわち、放射冷却の最大は中心部ではなく、沿岸部から海水上にあるということである。

全球にわたるアルベド、OLR、正味放射量の帯状平均を図3に紹介する。グローバルな全ぼうは本論の主旨ではなく、既に以前に紹介されている通りであり(例, VONDER HARR and SUOMI, 1971), 南北 37.5° の間が放射収支は正, それ以外は負になっている。極域に注目すると, 南北両極共大きい負の正味放射となっているが, 70° 以上の極域では, 北極の方が南極より大きな冷却を示している。これは, 主に地形の違いに基づく OLR の違いによるもので南北で 50 W/m<sup>2</sup> の違いに及んでいる。55° 以上の緯度帯では, 短波長の吸収量も南北で有意の違いがあり, 北極の方が吸収量大である。しかし, 55°-70° では OLR の違いと相殺され, 正味放射の違いは 70° 以上でしか見られない。短波長の違いは, 南大洋における雲量がより大であること (HARRISON *et al.*, 1990) や地表面アルベドが南の方が高いこと (BARKSTROM *et al.*, 1990) のためと思われ, 本来南半球の夏の方が北半球の夏より日射入射量が大であることを打ち消している。

### 3. 氷床の放射効果

氷床は表面の雪や氷のアルベドが高いことにより短波長の放射収支に, また標高が高いために表面温度が低いことにより長波長放射に各々強い影響を与えている。既に前節で見たように, 氷床上, 大気上端のアルベドはおおよそ 65% と一様に高い。しかし, 図1を詳細に見るとアルベドの分布があり, 標高や表面状態の違い, 雲など途中大気の影響が考えられる。アルベドの標高依存性 (DREWRY, 1983) を調べたところ, 図4aのようにわずかな依存性が見られる場合があった。このアルベドは大気上端でのもののため, 地表面のアルベドは変化しなくとも, 途中大気が薄くなることによっても大気上端でのアルベドは高くなり得る。その関係を見たのが図4中の線である。CHOU (1992) の方法により放射伝達式を計算したもので, 地表アルベドは 80% に固定してある。太陽天頂角  $\theta_0$  のコサインが 0.2 と 0.4 ( $\theta_0 = 78.5^\circ$  と  $66.4^\circ$ ) の場合の例で, 観測値の高度依存性 (1%/km) がおおよそ説明できる。図4bは同じく標高依存性を別の緯度帯で見たものである。ここでは, 測点を東南極と西南極の2つに分けたところ, 東南極分は図4a同様の高度依存性であるのに対し, 西南極の測点は大きいこの関係からはずれて, 高い値をとっている。大気外のアルベドが高いとは, 涵養量が多い等で地表面アルベドが高いためか, 雲量が多いためか等, が想像される。雲量分布について, 未だ確実な情報はないが, VAN LOON (1972) や DOLGANOV (1986) といった歴史的データからは, 西南極での高い雲量が期待できる。そこで, 500 mb 高度に雲をおいたモデルについて再び放射伝達の計算を試みた。雲の光学的厚さを変えると, はじめ  $\tau = 0.3$  までは一旦アルベドは減少するものの, それ以上の厚さではアルベドは増加し, それに伴って高度依存性は小さくなっていく。西南極の測点の多くは  $\tau = 0.3$  と 10 の間に分布しており, 雲量の違いでも説明できそうである。なお, 西南極で涵養量が多い

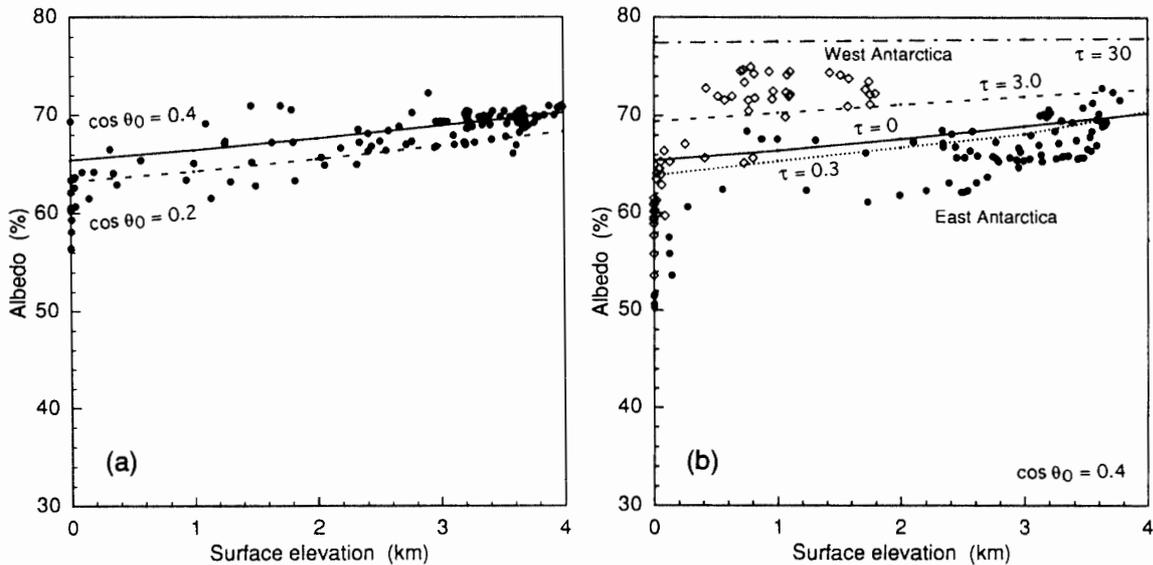


図4 大気上端アルベドの標高依存性, 全天候. (a) 測点 (黒丸) は  $60^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{E}$ ,  $65^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{S}$ , 1987年10月. 点線と破線は地表面アルベド80%に対して計算した大気上端アルベドで, 太陽天頂角のコサインが各々0.4と0.2のもの. (b) 測点は  $75^{\circ}\text{-}77.5^{\circ}\text{S}$  で, 黒丸は  $0^{\circ}\text{-}180^{\circ}\text{E}$ ,  $330^{\circ}\text{-}360^{\circ}\text{E}$  の東南極, 白四角は  $180^{\circ}\text{-}330^{\circ}\text{E}$  の西南極, 1987年10月. 線は地表面アルベド80%, 太陽天頂角のコサイン0.4に対する計算値で, 光学的厚さ ( $\tau$ ) の異なる雲を組み入れたもの.

Fig. 4. (a) Surface elevation dependence of ERBE top of the atmosphere albedo for full sky between  $60^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{E}$  and  $65^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{S}$  in October 1987 and calculated top of the atmosphere albedo for clear sky with fixed surface albedo of 80% for cosines of solar zenith angle 0.2 and 0.4, and (b) ERBE top of the atmosphere albedo along the latitude band  $75^{\circ}\text{-}77.5^{\circ}\text{S}$  in October 1987 and calculated top of the atmosphere albedo for clear and cloudy sky, optical thickness  $\tau=0$  (solid line), 0.3 (dotted line), 3.0 (dashed line) and 30 (dot dashed line), with fixed surface albedo of 80% for cosine of solar zenith angle 0.4 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).

(BROMWICH, 1988; GIOVINETTO *et al.*, 1992) こととも整合するが, 細かなアルベドパターンはこれまでの涵養量分布記録からだけでは説明がつかず, マイクロ波観測等からの解析が待たれている (ZWALLY, 1977; COMISO *et al.*, 1982).

外向長波長放射 (OLR) は, 図5に見るように標高に対して明瞭な依存性を示している. 標高1.6 km以上では  $-20 \text{ W/m}^2/\text{km}$  の強い負の高度依存性, 1.6 km以下では  $-5$  から  $-10 \text{ W/m}^2/\text{km}$  の依存性を示している. この OLR の地表面高度依存性は表面温度に関係していると予想される. 氷床の表面温度の高度依存性は既に地上観測データから SATOW (1978) によって, また AVHRR データを含めて KIKUCHI *et al.* (1992) によっても示されている. ISCCP の表面温度データ (AVHRR による, SCHIFFER and ROSSOW, 1983) を使って高度依存性を調べてみると, やはり OLR と同じように, 1.6 km 以上では  $-10\sim-15 \text{ K/km}$ , 1.6 km より低い地域では  $-2\sim-4 \text{ K/km}$  の依存性が得られた. ISCCP からのあるいは SATOW (1978) からの 220 K

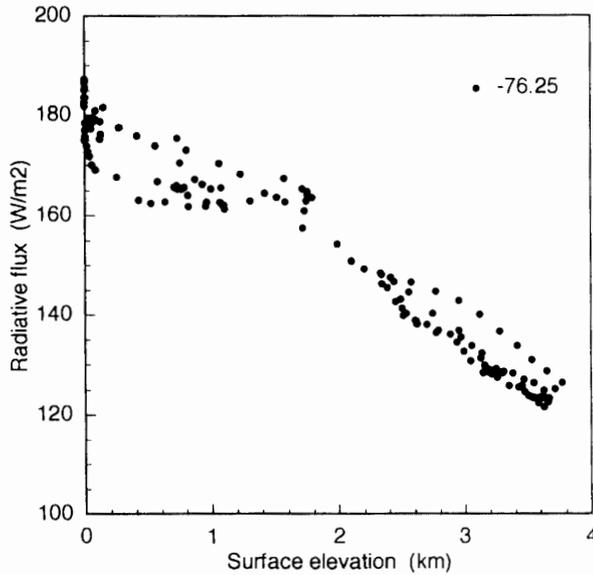


図5 外向長波長放射量の標高依存性, 全天候, 75°-77.5°S, 1987年10月.

Fig. 5. Surface elevation dependence of outgoing longwave radiation along the latitude band between 75°-77.5°S in October 1987 (after YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).

で $-12 \text{ K/km}$ という依存性は黒体放射量に直すと $-30 \text{ W/m}^2/\text{km}$ となり, 先に得られた $-20 \text{ W/m}^2/\text{km}$ よりかなり大きい依存性であり, 単なる表面温度の黒体放射が OLR でないことが分かる.

OLR と地表面温度 ( $T_s$ ) の関係を図6で調べたところ, ほぼ1本のカーブで一意的に表されることが分かった. 同じく  $T_s$ による黒体放射を実線で比較した. OLR は, 温度の低い領域では黒体放射に一致, ないしむしろ大きめなのに対し, 温度の高い領域では OLR は黒体放射より低めとなっている. OLR が表面温度の黒体放射とどれだけ違うか, その比を「等価射出率」 $\epsilon$ ,

$$\epsilon = OLR / \sigma T_s^4, \quad (1)$$

と定義した.  $\epsilon$  は高温域 (沿岸域) で0.7付近から, 低温域 (内陸域) で1.0前後まで変化している.  $\epsilon$  は大気温度—表面温度によって決まっていると想像されるが, 違う季節の結果とも比較すると, むしろ高度によって規定されているようである. 大気温度鉛直構造は場所によって一次近似的には決められ, また水蒸気等の少ない中での変動は余り効かないため (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1984), その結果等価射出率が決まっていると考えられる. 等価射出率は大気の寄与を表す指標であり, 温室効果の度合を表している. RAVAL and RAMANATHANN (1989) の定義した「温室効果」 $g$  や STEPHENS and GREENWALD (1991) の導入した「温室効果パラメータ」 $G$  とは

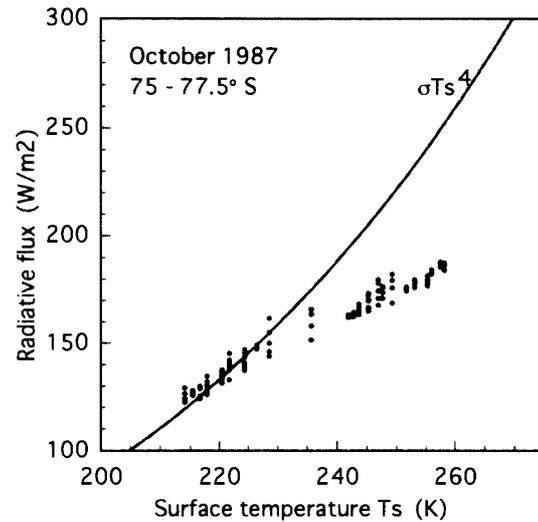
$$\epsilon = OLR / B(T_s) = 1 - (B(T_s) - OLR) / B(T_s) = 1 - g, \quad (2)$$

$$\epsilon = OLR / B(T_s) = 1 / G, \quad (3)$$

なる関係になっている. 従って  $\epsilon > 1$  ならば  $g < 0$  となり, 大気は負の温室効果を持つことにな

図6 外向長波長放射量 (黒四角) の表面温度依存性と、黒体放射量 (実線) の比較. 75°-77.5°S, 1987年10月.

Fig. 6. Surface temperature dependence of ERBE outgoing longwave radiation (solid square) and black body radiation (solid line) along latitude band 75°-77.5°S in October 1987 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).



り, また  $\epsilon=1, g=0$  ならば大気の効果は全くないことになる。大陸内陸域では, 季節を問わず  $\epsilon=1$ , すなわち大気効果が0という大変特異な状況が実現している。これは大気が全く放射と相互作用していないのではなく, 強い接地逆転を伴う低い地表温度のため, 見かけ上, 大気の放射効果が無いように見えるわけである。

#### 4. 海水の放射効果

既に第2章, 図1で見たように海水分布は大気上端のアルベドや長波放射を支配している。ここでは, 月平均,  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  グリッド平均の ERBE 放射データを衛星マイクロ波観測 SSM/1 による海水密接度 (NSIDC, 1992; COMISO *et al.*, 1984) の  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  グリッド, 月平均化したものと比べた。図7がある緯度帯についてのアルベドや放射フラックスの密接度依存性を見たものである。アルベドと海水密接度との相関は極めて高い。図中の実線は回帰直線であり, この直線の傾きが海水の放射効果を表している。HARTMANN and DOELLING (1991) が雲について定義したと同様, 海水についての「放射効率」ice radiative effectiveness  $IE$  をアルベド  $\alpha$  について以下のように定義する。放射強制力が平均状態との差であるのに対し, 100%と0%との違いで, 単位効果を表している,

$$IE(\text{albedo}) = \alpha(100\% \text{ ice}) - \alpha(0\% \text{ ice}). \quad (4)$$

図7aでは20.7%となっている。アルベドに伴い日射吸収量  $S$  も海水密接度と高い相関を示し(図7b), 短波放射効率

$$IE(\text{SW}) = S(100\% \text{ ice}) - S(0\% \text{ ice}), \quad (5)$$

は  $-62.8 \text{ W/m}^2$  となった。

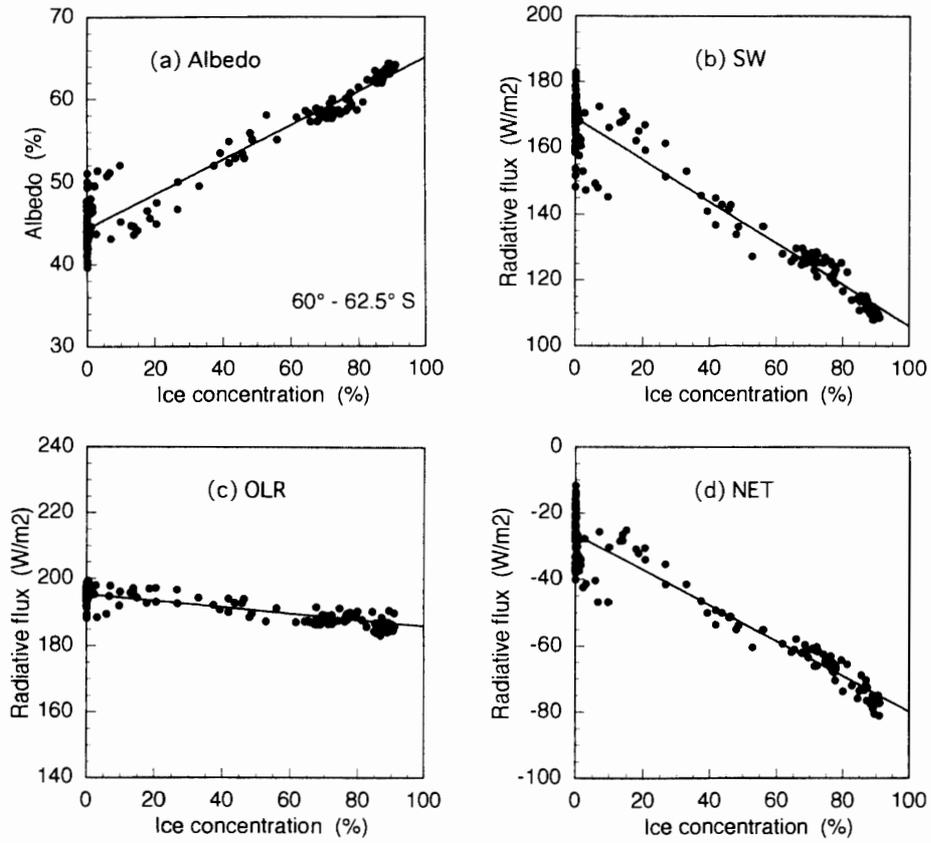


図7 全天候，大気上端アルベド (a)，短波長吸収量 (b)，外向長波長放射率 (c)，正味放射量 (d)，の海水密接度依存性．60°-62.5°S, 1987年10月．

Fig. 7. Sea ice concentration dependence of, (a) top of the atmosphere albedo, (b) shortwave absorption, (c) outgoing longwave radiation and (d) net radiation, along latitude band 60°-62.5°S for full sky in October 1987. The solid line is a linear regression line (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).

OLRも海水密接度に依存して変化している．変化幅は小さく，相関係数も下がるが，密接度の増加に伴う OLR の減少は明瞭である．すなわち開水面に比べて海水表面温度が低いことに対応している．長波放射効率は OLR ( $F$ ) によって

$$IE(LW) = F(0\% \text{ ice}) - F(100\% \text{ ice}), \quad (6)$$

と表され，この場合  $9.3 \text{ W/m}^2$  であった．全体として正味の放射効率

$$IE(NET) = IE(SW) + IE(LW), \quad (7)$$

は  $-53.4 \text{ W/m}^2$  と，短波長の影響が優勢であった．

ここまで見てきた海水の放射効率は，雲の存在下でのもの，すなわち平均的雲分布の下での効果であって，海水のみ独立の放射効果ではない．しかし，現 ERBE データでは海水域の晴天放射量は算出されている数も限られ（雲量が大で晴天域まれ），その信頼性も低い（雲検知の

問題) ため、海水や雲の放射効果を独立に求めるのは難しい。ただし開水面上では晴天放射量も得られており、信頼性も高いので、この場所で雲の放射強制力  $CF$ 、放射効率  $CE$  を求めた。

$$CF = CF(SW) + CF(LW), \quad (8)$$

$$CF(SW) = S(\text{ave. cloud}) - S(0\% \text{ cloud}) = CE(SW) \times N_c, \quad (9)$$

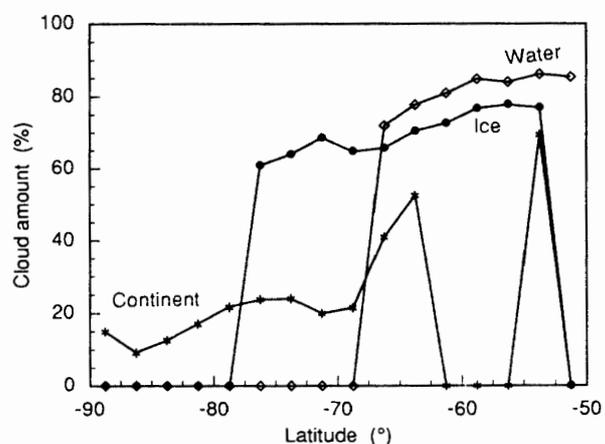
$$CF(LW) = F(0\% \text{ cloud}) - F(\text{ave. cloud}) = CE(LW) \times N_c, \quad (10)$$

ただし  $N_c$  は雲量である。単位雲当たりの強制力である放射効率が、アルベドについては低緯度側よりも高緯度側で大きくなっており、晴天アルベドにも見られるように太陽天頂角依存が効いているのかもしれない。短波長の放射強制力が1月は $-130 \sim 160 \text{ W/m}^2$ と、全球、季節を通じての最大値である (HARRISON *et al.*, 1990)。これは、南大洋の雲量が80%と高いことによるが、雲の放射効率で見ても  $62.5^\circ\text{S}$  の南で $-200 \text{ W/m}^2$  を越えており大変大きい値である。雲の短波長放射効率は、海水 (ただし雲の下) の2倍 (10月) から3倍 (1月) となっている。長波長の放射強制力は20から  $45 \text{ W/m}^2$  と、季節や緯度で異なるが相対的な違いは海水の場合よりも小さい。ISCCP 雲量を使った放射効率は、やはり高緯度側ほど大きく、海水に比べ短波長以上に大きい。全体として正味の雲の放射強制力は夏の $-120 \text{ W/m}^2$  前後から冬の $+40 \text{ W/m}^2$  まで変化している。

このように見てくると、海水の放射効率を議論するのには、海水域の雲分布が重要な問題になってくる。ISCCPのデータで見ると限り (海上の雲量は大陸上に比べれば信頼性が高いと思われる; 山内, 1997; ROSSOW and GARDNER, 1993), 雲量の海水密度に対する依存性はあまり明瞭ではないが、0%の部分とそれ以外、すなわち開水面上と海水域では有意の差、帯状平均で見ると前者が70-85%をとるのに対し後者は10%程度低い雲量となっている (図8)。もしこの結果が現実であるとするならば、雲は海水の放射効果を打ち消すように分布しているという興味ある関係になる。

図8 ISCC 全雲量の帯状平均値緯度分布, 開水面上 (四角), 海氷上 (黒丸), 大陸上 (アスタリスク), 1987年10月。

Fig. 8. Zonal average of ISCCP total cloud amount over open water (open square), over sea ice (solid circle) and over the continent (asterisk) in October 1987 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1997).



## 5. 地上観測との比較

ERBE の大気上端でのアルベードや放射フラックスを、海氷の上として昭和基地や内陸の南極点基地での地上観測と比較、雲の放射効果を調べた (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995)。地上の1点観測と比較し得るよう、ERBE のピクセルデータ (S-8) を使った。昭和基地では、オングル島西側の比較的表面状態一様である場所、緯度で $\pm 0.2^\circ$ 、経度で $0.6^\circ$ 幅の中のピクセルを

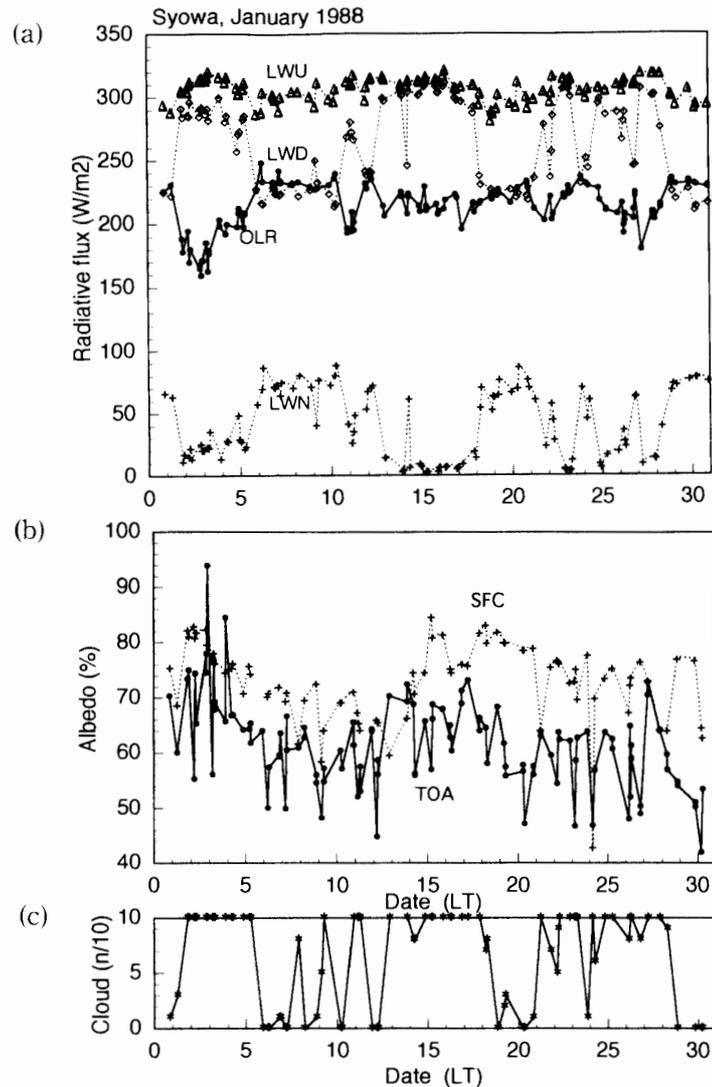


図9 (a) ERBE S-8 外向長波長放射量 (OLR) と地上での下向 (LWD), 上向 (LWU) 正味 (LWN) 長波長放射量, 比較. (b) ERBE S-8 大気上端アルベード (TOA) と地表面アルベード (SFC) の比較. (c) 地上観測目視雲量. 昭和基地, 衛星通過時刻, 1988年1月.  
 Fig. 9. Comparison of ERBE S-8 outgoing longwave radiation (OLR) with downward (LWD), upward (LWU) and net (LWN) longwave radiation at the surface (a) and comparison of ERBE S-8 top of the atmosphere albedo (TOA) and surface albedo (SFC) at Syowa Station at the time of a satellite pass in January 1988 (b). Also compared are cloud amounts visually observed from the surface (c) (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

使用。南極点基地では、90°S の周囲 0.5° 以内のピクセルを使った。

### 5.1. 昭和基地

図9は昭和基地，1988年1月の地上放射フラックス (YAMANOUCHI, 1989)，大気上端放射フラックス，アルベドの比較である。同時に地上観測雲量 (JMA, 1990) をも並べた。地上での下向長波長放射は雲量と高い相関があり，正味の長波長放射は逆相関を示す。大気上端の外向長波長放射 (OLR) は雲量とゆるい対応を示しており，時期により相関の高い時と低い時がある。一括してこの関係を見ると，雲量が0から10に増加すると，地上の正味長波長放射は  $52 \text{ W/m}^2$  減少，OLRは  $27 \text{ W/m}^2$  減少で，雲は温める方向に働くのに対し，大気については差引  $25 \text{ W/m}^2$  冷却の増加となる。

図9で見るアルベドの比較からは，雲量に対してある程度の対応が見られるが，変動が極めて大きい。衛星の通過時刻が早朝か夕方遅くのため，太陽高度低く，方向別反射率の補正等難しさが多く，あまり精度の高いデータになっていない問題もある。とにかく雲量と対比すると，地表面アルベドは8.5%増加する。雲以外の，地表面状態そのものの変化も含まれている可能性がある。短波長吸収については，昭和基地では太陽高度が日変化するので，日平均をS-8データから求めるのは不適當であり，先に使った  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  グリッド平均のS-4データを使用した。

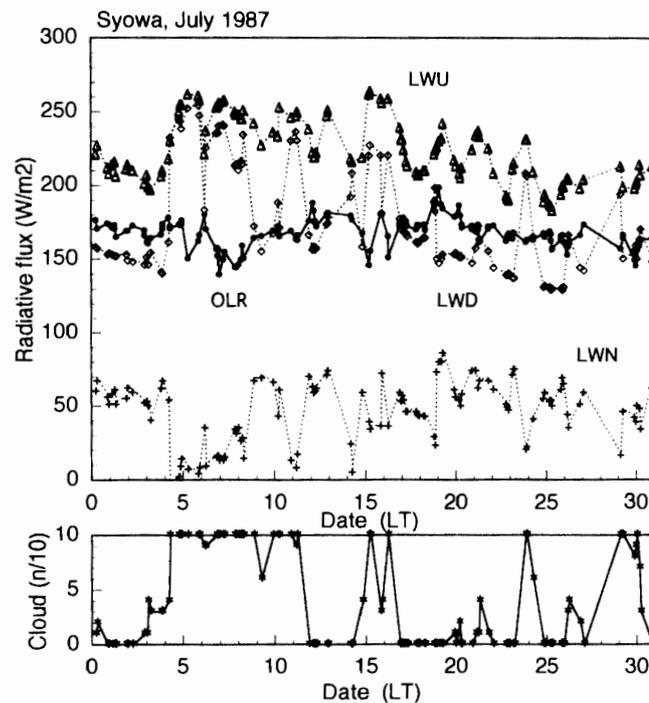


図10 FRBE S-8 外向長波長放射量と地上での下向，上向，正味長波長放射量比較，及び地上目視雲量。昭和基地，衛星通過時刻，1987年7月。

Fig. 10. Same as Fig. 9 but for July 1987 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

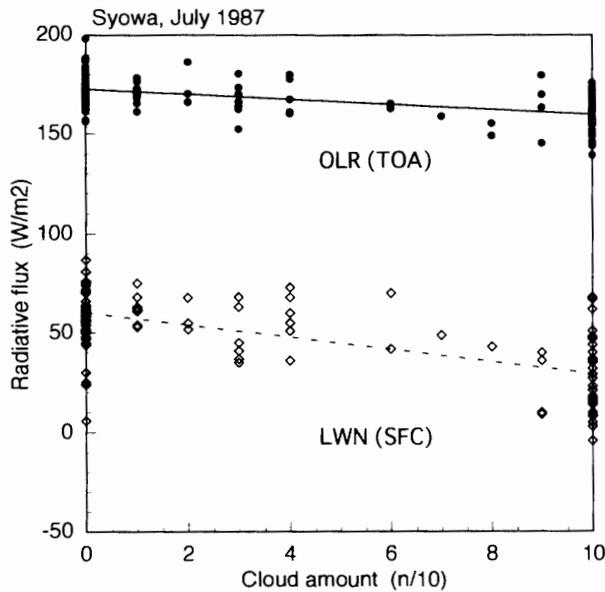


図 11 外向長波長放射量と地上での正味長波長放射量の雲量依存性, 昭和基地 1987 年 7 月.

Fig. 11. Cloud amount dependence of outgoing longwave radiation (OLR) and net longwave flux at the surface (LWN), Syowa Station, July 1987. Solid and dashed lines are regression lines (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

領域が広く, 地表面状態の一樣性, 雲分布の一樣性の問題から難点が多いものの, 大気上端での短波長吸収量は雲量と良い相関を示した. 雲量 10 への変化で, 大気上端では  $55 \text{ W/m}^2$  の減少, 地上でも  $66 \text{ W/m}^2$  の減少と, いずれも冷却効果であるのに対し, 大気に対しては吸収量は  $11 \text{ W/m}^2$  増加するということで, 加熱効果となっている. これらの結果を合わせて, 雲の正味の放射効果は, 大気上端で  $-33.1 \text{ W/m}^2$ , 地上では  $4.5 \text{ W/m}^2$  とわずかな加熱, そして大気には対しては  $-37.6 \text{ W/m}^2$  と大きい冷却となった.

図 10 は, 昭和基地, 1987 年 7 月の長波長放射フラックスの変化を比較したものである. 地上での下向長波長放射は雲量と良く対応するのにに対し, OLR は変動が小さく, 雲量との対応はあまり明瞭ではない. 図 11 に雲量との対応関係を見たが, OLR は雲で  $13 \text{ W/m}^2$  減少, 地上の正味放射は  $31 \text{ W/m}^2$  の減少でいずれも加熱効果であるのに対し, 大気に関しては  $18 \text{ W/m}^2$  増加することで冷却を増している. このように, 雲は定着海氷上では, 冬期でも OLR に対しては正の放射強制力 (加熱効果) となっている.

## 5.2. 南極点基地

図 12 はアムンゼン・スコット南極点基地における ERBE による大気上端での放射と地上での放射観測 (NOAA GMCC による; DUTTON *et al.*, 1989) を比較した. 緯度  $90^\circ\text{S}$  で, 衛星のすべての軌道がひっかかるため, 多くの ERBE データが使えるが, 地上観測データ (雲量) の制約から 6 時間ごとの比較とした. 地上での下向や正味の長波長放射は雲量と良く対応するのにに対し, OLR は変化が小さく, 雲量との対応はこの図で不明瞭である. 雲量と直接対応を調べたところ, OLR は雲で  $4.3 \text{ W/m}^2$  とわずかな減少, 地上正味長波長放射は  $50 \text{ W/m}^2$  と大きい減少, 差引大気に関しては正味長波長放射は  $40 \text{ W/m}^2$  増加と, 冷却の増大を意味している. アル

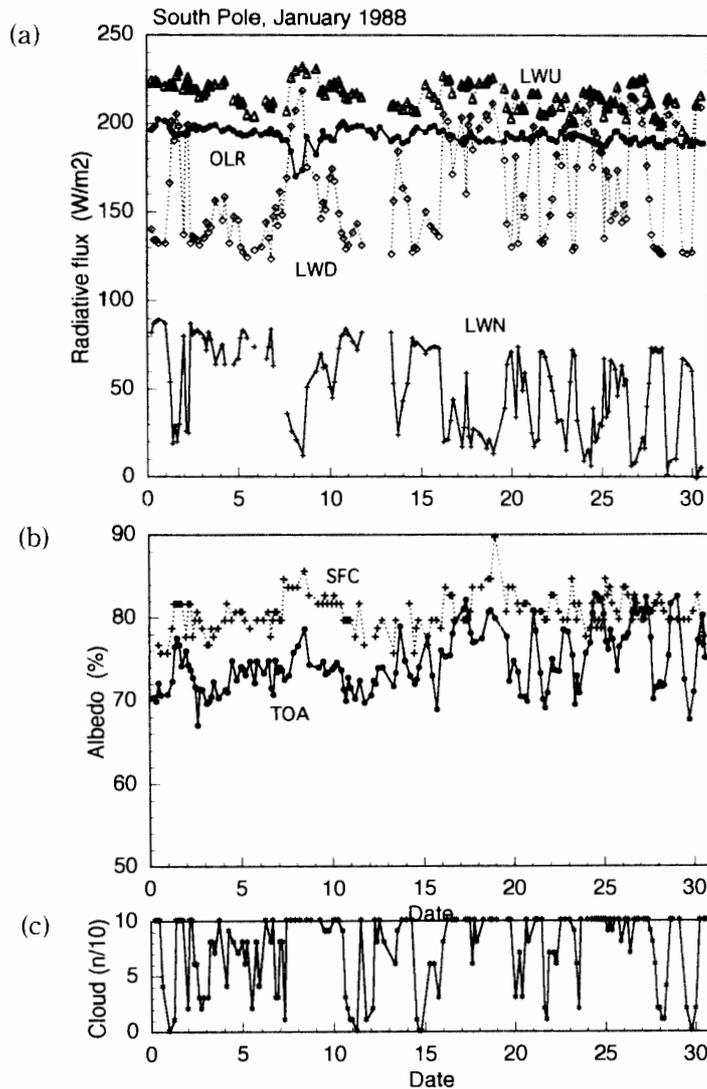


図 12 図 9 と同じ。ただし南極点基地。

Fig. 12. Same as Fig. 9, but for the South Pole (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

ベドに関しては、図 12 では雲量とわずかな対応が見られた。雲によらないアルベド変化が大きいため、相関は低くなっている。大気上端アルベドは 6.2% の増、地表面アルベド 2.3% の増である。その結果、短波長吸収量は大気上端で  $33 \text{ W/m}^2$  の減少、地上でも  $33 \text{ W/m}^2$  の減少と冷却効果を表し、差引大気に関しては雲の放射効果は 0 という結果である。正味放射量は、大気上端で  $29 \text{ W/m}^2$  の減少、地上で  $17 \text{ W/m}^2$  の増加、そして大気に関して  $46 \text{ W/m}^2$  の減少となっている。すなわち、大気上端では主に短波長による冷却、大気に関しては長波長により強い冷却、そして地上では加熱効果となっている。なお、ERBE アルベドは、雲識別の問題から、ERBE で雲域とされたデータは数少ないが異常に低い値となっており、問題を含んでいるので、これらは解析から除いている。

図 13 は、南極点基地、1987 年 7 月の長波長放射フラックスの比較である。平均雲量は 3.1 と、

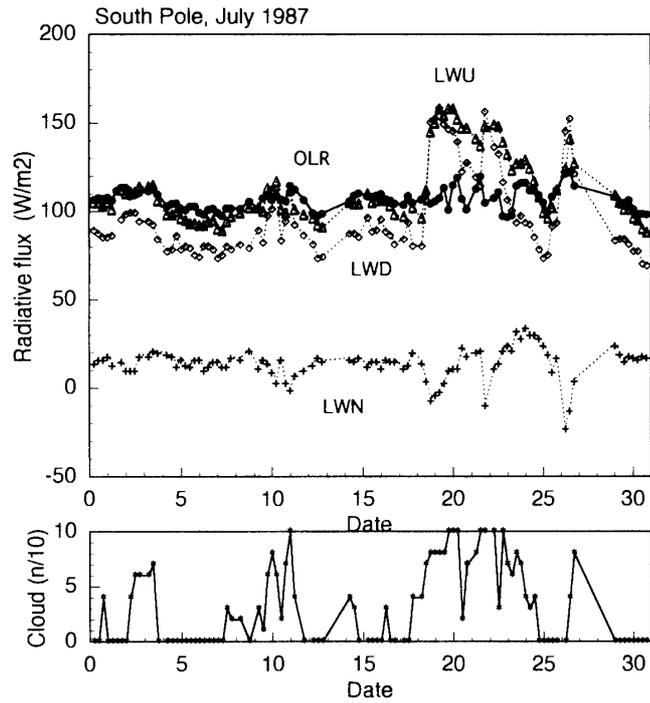


図 13 図 10 と同じ。ただし南極点基地。

Fig. 13. Same as Fig. 10, but for the South Pole in July 1987 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

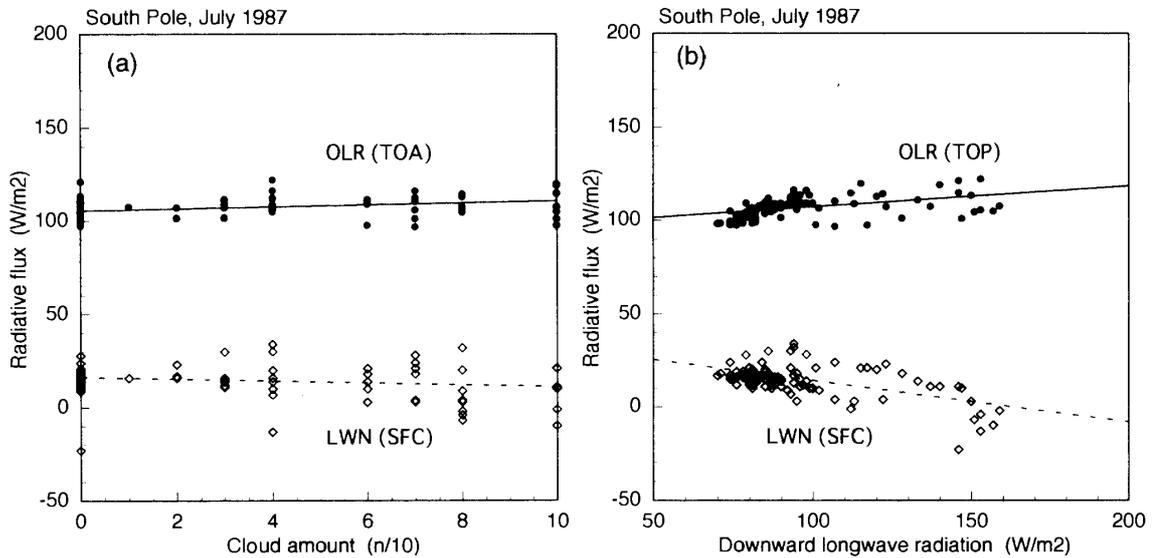


図 14 外向長波長放射量と地上での正味長波長放射量の雲量依存性 (a), 外向長波長放射量と地上での正味長波長放射量の向下長波長放射量依存性 (b), 南極点基地, 1987 年 7 月。

Fig. 14. (a) Cloud amount dependence of outgoing longwave radiation (OLR) and net longwave flux at the surface (LWN), (b) downward longwave radiation dependence of outgoing longwave radiation (OLR) and net longwave radiation at the surface (LWN), South Pole, July 1987 (YAMANOUCHI and CHARLOCK, 1995).

1月よりかなり小さい。地上での放射フラックスは雲に良く対応しており、一方、OLRの変化は小さいものの、やはり雲量に対応が得られる。雲量と直接比較した図 14a から、OLR は雲量によって増加する ( $5.2 \text{ W/m}^2$ ) という大変興味ある結果が得られた。地上での正味放射は同じ量だけ減少しており差引大気に関しては  $10 \text{ W/m}^2$  冷却が増加している。夜間の目視雲量観測が難しいという問題があり、雲量の良い指標となっている (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1984; YAMANOUCHI, 1985)。下向長波長放射との対応を改めて図 14b で調べた。この図でも、雲による OLR 増加が確認され、雲量 10 に対応する下向長波長放射変化に伴い OLR は同じく  $5.2 \text{ W/m}^2$  の増加となった。雲の長波長放射強制力が負になっていることが確認され、南極内陸の特異性が示された。

## 6. ま と め

雪氷面上では ERBE のシーン同定 (すなわち雲検知) が不確かなため (LI and LEIGHTON, 1991) 開水面上以外では、「晴天放射量」は使うのをさけた。しかし、晴天域の抽出のみがあやしいだけでなく、全天候についての放射量についても実は問題がある。なぜなら放射フラックスは、各測定された放射強度よりシーン同定に基づいて角度分布関数を選び、その関数により算出されているからである。雲と雪氷面でも角度分布関数は異なり、雪氷面 (晴天域) であるのに「雲」と判断されれば違った角度分布関数が適用され、誤った放射フラックスとして算定されてしまう。南極点基地上空のアルベドでは、誤ったシーン同定により、あるいは不適当な角度分布関数のせいで異常に低いアルベドと計算されてしまった点 (これは“雲域”と判定されている) が他の点とかけ離れた値を示している。前章の議論ではこうした点は除いて扱っている。本報告全体では、この問題は日平均や月平均値には大して影響をしていないと見て扱った。

放射収支の水平分布から、南極域では、年平均で  $-120 \text{ W/m}^2$  という最小の正味放射 (最大の冷却) は南極大陸周辺と西南極に現れていることが明らかになった。一方、大陸の深内陸では  $-70 \sim 80 \text{ W/m}^2$  という最低ではない値となり、これは南緯  $60^\circ$  付近の海上の値に相当する。 $60^\circ\text{S}$  以北正味放射は急増するが、それでも  $50^\circ\text{S}$  までは全域で負の値となっている。氷床は雪氷面の高いアルベドと高い高度による著しい低温で規定された長波長放射で特徴づけられる。氷床の高い高度は、表面温度を低下させ、また大気層の厚さを薄くし、長波長放射を減少させることで、北極とは異なった放射収支環境を現出させている。

海水は、日の照っている季節は短波長放射を通して放射収支を強く支配している。海水は OLR を少々減らすと同時に大気上端のアルベドを約 20% 増加させる。冬の数カ月を除いて、短波長放射に対する影響が長波長放射より優っている。定着氷上の晴天下での大気上端アルベドは 43 から 56% に対し、開水面上では 13 から 15% である (1月)。晴天下での海水のアルベド放射効率は 30-40% で、第 5 章で見た平均雲量の下での海水の放射効率 15 から 20% の 2

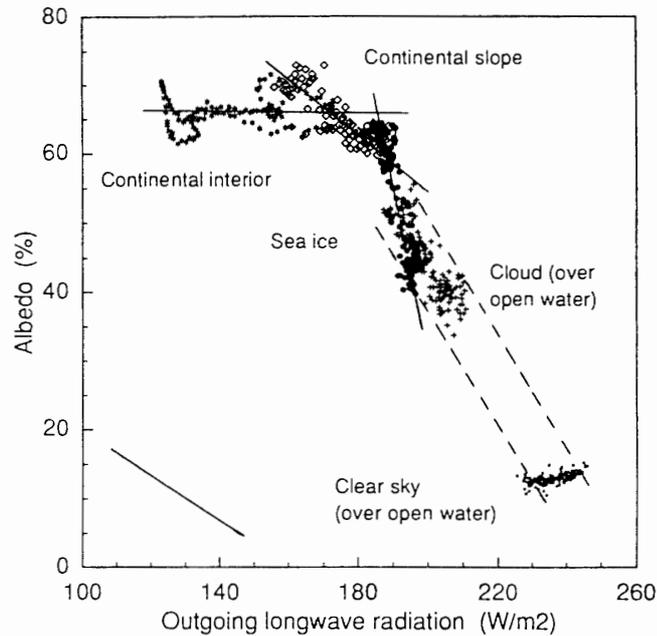


図 15 大気上端アルベドと外向長波長放射量に関する分散図。1987 年 10 月, 55°-57.5°S の開水面上の晴天域 (小黑四角), 開水面上の全天候域 (十字), 60°-62.5°S, 海氷上の全天候域 (黒丸), 67.5°-70°S, 大陸斜面上の全天候域 (白四角), 82.5°-85°S, 大陸内陸上の全天候域 (アスタリスク)。左下の実線はアルベドと外向長波長放射の効果が相殺する傾き。

Fig. 15. Scatter diagram of top of the atmosphere albedo versus outgoing longwave radiation for clear sky over open water (55°-57.5°S; small solid squares), full sky over open water (55°-57.5°S; crosses), full sky over sea ice (60°-62.5°S; solid circles), full sky over continental slope (67.5°-70°S; open squares) and full sky over continental interior (82.5°-85°S; asterisks). The solid line at the bottom left of the figure shows the slope of the relation between albedo and OLR when both effects are identical (YAMANOUCI and CHARLOCK, 1997).

倍以上である。つまり、雲が海氷の放射効果を半分以下にマスクしていると言える。一方、雲のアルベド放射効率は開水面上で 30% となるのに比べ、定着氷上, 100% 密接度海氷上では 10% ほどにしかならず、海氷が雲の放射効果を減じているということもできる。もし雲分布が図 8 のように海水分布に依存しているならば、海氷の放射効果は雲で補償されていることになる。雲分布が海水分布とどう関係しているかが大きな問題で、今後の研究課題である。

雲や海氷、氷床が各々短波長放射や長波長放射にどのような影響を与えているか、総合的に比較すべく図 15 を作った。開水面上の晴天域から始まり、雲は短波、長波に大きな影響を示すが、その傾きは短波、長波がキャンセルし合うものに近く、わずかに短波長の効果が優っている。海氷の効果は短波長でより強く、傾きは急になっており、海氷は強い冷却効果を持つことがわかる。一方、氷床の表面高度の増加は長波長放射により強く効き、加熱効果となっている。しかし、開水面を起点とした氷床そのものの放射効果は短波長にも強く効いており、短波、長波の効果がほぼ等しいものになっている。従って、氷床の高い高原部は、短波、長波がほと

んど相殺して、開水面と似たような正味放射の値を示すことになる。

## 文 献

- ALLISON, I., BRANDT, R.E. and WARREN, S.G. (1993): East Antarctic sea ice: albedo, thickness distribution and snow cover. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12417-12429.
- AOKI, T. and YAMANOUCI, T. (1992): Cloud radiative forcing over the snow-covered surface around Asuka Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 76-89.
- BARKSTROM, B.R. (1984): The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **65**, 1170-1185.
- BARKSTROM, B.R., HARRISON, E.F., LEE III, R.B. and ERBE SCIENCE TEAM (1990): Earth Radiation Budget Experiment. Preliminary seasonal results. *EOS*, **71**, 297-305.
- BROMWICH, D.H. (1988): Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophys.*, **26**, 149-168.
- CHARALAMBIDES, S., HUNT, G.E., RYCROFT, M.J., MURGATROYD, R.J. and LIMBERT, D.W.S. (1985): Studies of the radiation budget anomalies over Antarctica during 1974-83 and their possible relationship to climatic variations. *Adv. Space Res.*, **5**, 127-132.
- CHARLOCK, T.P. and RAMANATHAN, V. (1985): The albedo field and cloud radiative forcing produced by a General Circulation Model with internally generated cloud optics. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1408-1429.
- CHOU, M.-D. (1992): A solar radiation model for use in climate studies. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 762-772.
- COMISO, J.C., ZWALLY, H.J. and SABA, J.L. (1982): Radiative transfer modeling of microwave emission and dependence on firn properties. *Ann. Glaciol.*, **3**, 54-58.
- COMISO J.C., ACKLEY, S.F. and GORDON, A.L. (1984): Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with *in situ* ice observations. *J. Geophys. Res.*, **89**, 662-672.
- CURRY, J.A. and EBERT, E.E. (1992): Annual cycle of radiation fluxes over the Arctic Ocean: sensitivity to cloud optical properties. *J. Climate*, **5**, 1267-1280.
- DOLGANOV, L.V. (1986): Atmospheric conditions of the Southern Polar region (in Russian). *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 176 p.
- DREWRY, D.J. (1983): The surface of the Antarctic ice sheet. *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*, ed. by D.J. DREWRY, Sheet No 2, Cambridge, Scott Polar Research Inst.
- DUTTON, E.G., STONE, R.S. and DELUISI, J.J. (1989): South Pole Surface radiation balance measurements, April 1986 to February 1988. NOAA Data Report ERL ARL-17, Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland, 49 p.
- GABITES, J.F. (1960): The heat balance of the Antarctic through the year. *Antarctic Meteorology*, New York, Pergamon Press, 370-377.
- GIOVINETTO, M.B., BROMWICH, D.H. and WENDLER, G. (1992): Atmospheric net transfer of water vapor and latent heat across 70°S. *J. Geophys. Res.*, **97**, 917-930.
- HARRISON, E.F., MINNIS, P., BARKSTROM, B.R., RAMANATHAN, V., CESS, R.D. and GIBSON, G.G. (1990): Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18687-18703.
- HARTMANN, D.L. and DOELLING, D. (1991): On the net radiative effectiveness of clouds. *J. Geophys. Res.*, **96**, 869-891.
- HARTMANN, D.L., RAMANATHAN, V., BERROIR, A. and HUNT, G.E. (1986): Earth Radiation Budget Data and Climate Research. *Rev. Geophys.*, **24**, 439-468.
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1989): Meteorological data at the Syowa Station in 1987. *Antarctic Meteorological Data*, **28**, 290 p.
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1990): Meteorological data at the Syowa Station in 1988. *Antarctic Meteorological Data*, **29**, 326 p.
- KIKUCHI, T., SATOW, K., OHATA, T., YAMANOUCI, T. and NISHIO, F. (1992): Wind and temperature regime in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Int. J. Remote Sensing*, **13**, 67-79.
- LI, Z. and LEIGHTON, H.G. (1991): Scene identification and its effect on cloud radiative forcing in the Arctic. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9175-9188.
- NATIONAL CLIMATE DATA CENTER (1991): National Climate Data Center Diskette Documentation,

- NCDC, Asheville, NC.
- NATIONAL SNOW and ICE DATA CENTER (1992): DMSP SSM/I brightness temperature and sea ice concentration grids for the polar regions on CD-ROM; Users Guide, National Snow and Ice Data Center Special Report-1, CIRES, University of Colorado, Boulder, CO. January.
- RAMANATHAN, V., CESS, R.D., HARRISON, E.F., MINNIS, P., BARKSTROM, B.R., AHMAD, E. and HARTMANN, D. (1989): Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- RASCHKE, E., VONDER HARR, T.H., BANDEEN, W.R. and PASTERNAK, M. (1973): The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus 3 measurements. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 341-364.
- RAVAL, A. and RAMANATHAN, V. (1989): Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, **342**, 758-781.
- ROSSOW, W.B. and GARDER, L.C. (1993): Validation of ISCCP cloud detections. *J. Climate*, **16**, 2370-2393.
- SASAMORI, T., LONDON, J. and HOYT, D.V. (1972): Radiation budget of the Southern Hemisphere. *Meteorological Monographs*, **13**, 9-23.
- SATOW, K. (1978): Distribution of 10 m snow temperatures in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 63-71.
- SCHIFFER, R.A. and ROSSOW, W.B. (1983): The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Program. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **64**, 779-784.
- SHINE, K.P. and CRANE, R.G. (1984): The sensitivity of a one-dimensional thermodynamic sea ice model to changes in cloudiness. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10615-10622.
- SMITH, G.L., GREEN, R.N., RASCHKE, E., AVIS, L.M., SUTTLES, J.T., WIELICKI, B.A. and DAVIES, R. (1986): Inversion methods for satellite studies of the Earth's radiation budget: Development of algorithms for the ERBE mission. *Rev. Geophys.*, **24**, 407-421.
- STEPHENS, G.L. and GREENWALD, T.J. (1991): The Earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15311-15324.
- TZENG, R.Y., BROMUICH, D.H. and PARISH, T.R. (1993): Present-day Antarctic Climatology of NCAR Community Climate Model version 1. *J. Climate*, **6**, 205-226.
- VAN LOON, H. (1972): Cloudiness and precipitation in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, ed by, C.W. NEWTON. Boston, Am. Meteorol. Soc., 101-111 (*Meteorol. Monograph*, No 13).
- VONDER HARR, T.H. and SUOMI, V.E. (1971): Measurements of the Earth's Radiation Budget from satellites using five-year period. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 305-314.
- YAMANOUCHI, T. (1985): A simple cloud-radiation statistics at Mizuho Station, Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue.*, **39**, 87-96.
- YAMANOUCHI, T. (1989): Antarctic climate research data, Part 1, Radiation data at Syowa Station, Antarctica from February 1987 to January 1988. *JARE Data Rep.*, **144** (*Meteorology* 22), 193 p.
- 山内 恭 (1997): 衛星データによる南極の雲分布. *南極資料*, **41**, 23-40.
- YAMANOUCHI, T. and CHARLOCK, T.P. (1994): Radiative effects of clouds, ice sheet and sea ice in the Antarctic. *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems* (Proceedings of IAMAP-IAHS Symposium, Yokohama, Japan, July 1993). *IAHS Publ.*, **223**, 29-34.
- YAMANOUCHI, T. and CHARLOCK, T.P. (1995): Comparison of radiation budget at the TOA and surface in the Antarctic from ERBE and ground surface measurements. *J. Climate*, **8**, 3109-3120.
- YAMANOUCHI, T. and CHARLOCK, T.P. (1997): Effects of clouds, ice sheet and sea ice on the Earth radiation budget in the Antarctic. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6593-6970.
- YAMANOUCHI, T. and KAWAGUCHI, S. (1984): Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11771-11778.
- ZWALLY, J. (1977): Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.*, **18**, 195-215.

(1996年10月7日受付; 1996年10月29日受理)