

地球放射収支の海陸差について

On Land-sea Contrast in the Earth Radiation Budget.

久保田 効,* 今井博子**

Isao Kubota* and Hiroko Imai**

Abstract

In order to make clear the difference between the earth's radiation budget over land and over sea, three components of the budget; absorbed solar radiation $S\downarrow$, emitted terrestrial radiation $T\uparrow$ and net total radiation $N\downarrow$ on the earth-atmosphere system measured by the wide field of view sensor aboard NIMBUS 7 were analyzed for the period during November 1978 to October 1979, where the arrow in superscript indicates the positive direction of S, T or N.

The resultant zonal averages over each land and sea showed following interesting facts.

a. Both $S\downarrow$ and $N\downarrow$ in the latitudinal range 40 degrees around the solar declination are above 40 W/m^2 larger over sea than over land. The excess of $S\downarrow$ over sea beyond land stems mainly from differences of both clear-sky albedo and cloud amount between over land and over sea.

Cess (1976) gave a relationship among $S\downarrow$, outer atmospheric solar radiation S_0 , cloud amount A_c , albedos of cloud α_c and of clear-sky α_s as follows,

$$S\downarrow = S_0 (1 - A_c \alpha_c + A_c \alpha_s - \alpha_s) \quad (1)$$

Since the difference between $S\downarrow$ over land and over sea in the same latitude depends on the difference between α_s over land and over sea and the difference between A_c over land and over sea, differentiating (1) derives

$$\Delta S\downarrow = -S_0 [(\alpha_c - \alpha_s) \Delta A_c + (1 - A_c) \Delta \alpha_s] \quad (2)$$

Using the equation (2) and the values of the variables, we found that the excess of the clear-sky albedo over land beyond sea explains only half of the excess of $S\downarrow$ over sea beyond land, and in order to explain all of $\Delta S\downarrow$ the cloud amount over land has to be 13% greater than over sea.

b. In the latitudinal range 30 degrees centered 60N or 60S, $S\downarrow$ over land in summer is above 15 W/m^2 greater than over sea contrary to the low latitudes.

The equation (2) substituted the variables showed that the cloud amount over sea has to be 17% greater than over land in these latitudes.

On the other hand global cloud climatologies for January and July which Hughes (1984) reviewed show that these estimations in a. and b. are consistent with the climatologies (for example, Berlyand, Strokinina and Gresnikova (1980).

c. Examination of latitudinal variation of $T\uparrow$ all the year round shows that there are a minimum zone near the equator corresponding to ITCZ, and a maximum zone in the subtropical area of each hemisphere corresponding to the subtropical high pressures or the downward stream branches of the direct circulation.

The minimum in the zonal monthly average over land tends to be lower than over sea and the

* 気象衛星センター Meteorological Satellite Center
** 気象研究所 Meteorological Research Institute

both maximums over land tend to be greater than over sea. These facts show that the direct circulation over land looks like more active than over sea.

1. はじめに

地球放射収支は次の3つの成分から成る。つまり地球に入ってくるエネルギーである短波の太陽放射 S^{\downarrow} 、地球から出ていくエネルギーである長波の地球放射束 T^{\uparrow} および両者の差である正味の全放射束 N^{\downarrow} であり、

$$N^{\downarrow} = S^{\downarrow} - T^{\uparrow} \quad (1)$$

なる関係にある。この3成分は共に上向きと下向き成分があるが、ここでは両者を合計した正味の放射束を意味しており、地球放射束は上向きに正、太陽放射束と全放射束は下向きに正を採ったので、その方向を記号の右肩に矢印で示した。

N^{\downarrow} は地球-大気系を暖めたり、冷したりする熱源または冷源そのものであり、大気と海洋の大循環の駆動源となる。従って、地球放射収支の解析は、地球規模の気候変動（例えば、氷河時代の形成、 CO_2 増加に伴う温暖化、火山噴火の気候に対する影響、太陽定数の長期傾向に伴う気候変動、雲量変化の気候に対する影響など）の機構を追求または理解するために基礎として必要である。

地球放射収支の全球観測は極軌道衛星による観測によってなされて来た。年平均の全球分布と東西平均値の季節変化については、Raschke and Vonder Haar (1973) Gruber (1977) および Jacobowity, Smith, Howell and Nagle (1979) らが解析している。全球分布の季節変化が Stephens, Campbell and Vonder Haar (1981) によって解析された。ITCZに伴う地球放射の極小帯形成について Warren and Thompson (1983) が論じた。地球放射収支の3成分の分布は緯度変化および季節変化が経度変化よりも著しく大きいことを示している。従ってこれまでの研究は緯度変化および季節変化に焦点が置かれていた。

しかし、地球放射収支の3成分の分布はよく見ると経度方向にも変化があり、その変化は第1に海陸分布に依存している（付録参照）。全放射束の海陸による差異について Campbell and Vonder Haar (1980 a, b) がはじめて調査した。彼らの調査は NIMBUS 6 およびそれ以前の極軌道気象衛星による観測に基づくものである。また低緯度（20N-20S）や中緯度（60N-20N）、（20S-60S）における海陸の比較を試みている。低緯度では全放射束の年平均値で陸上より海上で約33 W/m² 大きいことを示した。中緯度でも比較し

ているが、しかし、中緯度では海・陸の占める割合が緯度によって異なるため、このような比較の仕方では必ずしも海・陸の物理的性質のみによる違いがおもてに現われて来ない。

この論文のテーマは彼らの研究をわずかに延長したものである。つまり、データとして NIMBUS 7 による観測値を用い、低・中・高緯度といった粗い分割による海・陸の比較の代りにデータの最小の分解能である4.5°緯度間隔毎の海・陸での比較を行ない、差異の緯度分布を作成した。

一方放射収支に対して雲が大きな影響をもたらすことは、いろいろな研究者が論じている (Manabe, 1983) が、Cess (1976) や Ohring and Clapp (1980), Hartman and Short (1982) 等の熱い論争がある。つまり雲は太陽放射に対してしゃへい（またはアルベド）効果を持ち、地球放射に対しては雲頂（または温室）効果を持つ。しゃへい効果と雲頂効果はお互いに相殺して全放射に対する雲の効果は小さいという議論である。雲頂効果とは雲が存在することまたは雲頂が高くなることによって地球放射が小さくなることである。これらは Ohring and Gruber (1983) や Henderson-Sellers (1984) によって解説されている。ただし、海、陸上の全放射の差異に焦点にしばってみた場合、当解説によると、しゃへい効果と雲頂効果が相殺しあって雲の効果は小さいとは言えない。

2. 地球放射収支を解析したデータ

(a) データ源

ここで解析したデータは NIMBUS 7 に搭載された地球放射収支 (ERB) 用の広角 (WFOV) 放射計 (チャンネル # 12, および 13) で 1978 年 11 月から 1979 年 10 月までに測定されたものである。# 12, 13 ともにセンサーはコイル型熱電堆である。# 12 はフィルターなしで全放射量 0.2 - 50 μ m 帯を観測し、# 13 はスーパーシリコン (suprasil W) というフィルターをかけて、地球から反射して来る太陽放射 0.2 - 3.8 μ m 帯のみを観測している。地球によって吸収される太陽放射量を見積るには、これに加えて、太陽からやって来る大気外日射量が必要であるが、これは太陽定数と太陽地球間の距離を与えて計算している。

NIMBUS 7 は高度 955 km を軌道傾斜角 99.3° で地球を公転している (Fig. 1)。正午に赤道北上を北行し、真

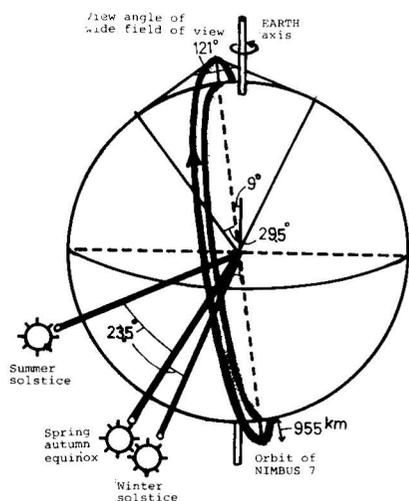


Fig. 1 Orbit of NIMBUS 7. The orbit is sun-synchronous, inclined at 99.3° to the earth's equator and at an altitude of 955 km. The ascending node equatorial crossing is at 1200 local time(LT) and the descending node equatorial crossing is at 0000 LT. The revolving period is 104.16 min. and the earth rotates 26.1° longitudes within the period. The wide field of view (WFOV) channels: 12th and 13th used for the present analysis have an unencumbered FOV of 121° , which is equivalent to 59° in the latitude range of the earth.

夜中に赤道を南行するように、つまり衛星の公転面上に常に太陽が位置するように同期されている。公転周期は104.16分なので、隣の軌道との距離は経度で 26.1° である(Madrid, 1978)。

12 と 13 は平均視野角 121° の広角ドームの底にセンサーがある(Jacobowitz et al 1984a)。Fig. 1 に示すように NIMBUS 7 の高度からの視野角 121° は T 度地球の縁まで視野内に収めることを意味している。放射束とは地球上のあらゆる方向から衛星に達する放射線の鉛直成分を合計したものであるから、このような広角を設計している。

当然、衛星高度(地球中心からの距離で R_{sat})と大気上限(地球半径 $R_E + 15$ km)とでは、放射束は異なるが、衛星高度の測定値に $(\frac{R_E + 15}{R_{sat}})^2$ を掛けて、大気上限の値に換算したものをここでは放射束として求めている。ただし R_E は緯度に依存した値を用いている。

12 と 13 による観測は16秒毎に行われているが、品質管理のため全てのデータが受け入れられるとは限らない。また4日のうち1日は電力節約のために観測を休んでいる(Tighe et al; 1983)。

(b) ERB データの品質管理

NIMBUS 7 の ERB データは NIMBUS 7 ERB 実験チームの指導によってデータ処理が行われ NOAA の N ESDIS によって保存・サービスが行われている。ここで

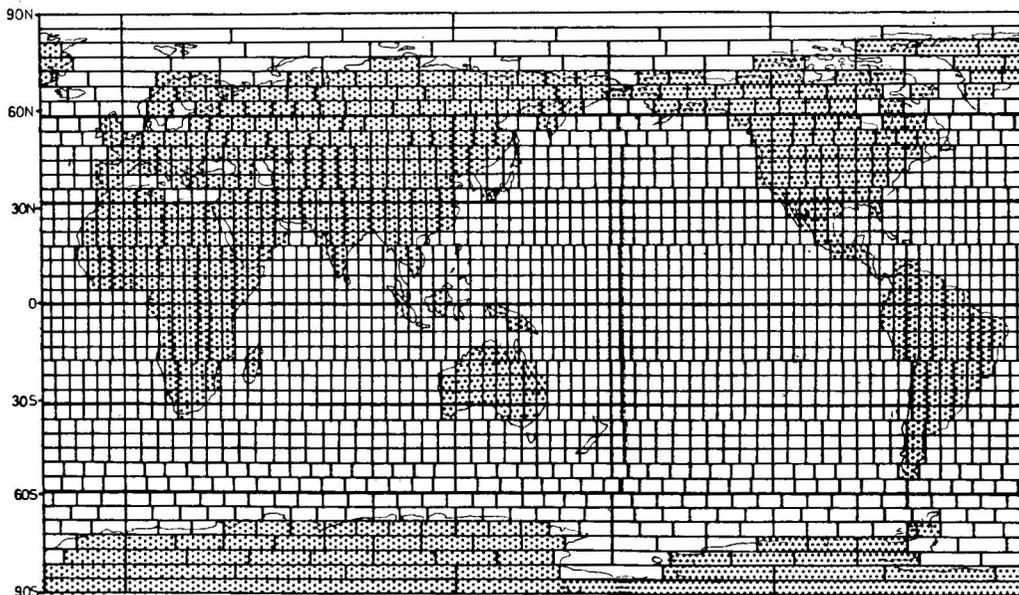


Fig. 2 An approximately equal area world grid (600 km x 500 km) on which the NIMBUS 7 monthly data are stored. Grids for land are shaded.

用いた ERB・MATRIX というデータ・セットは FGGE 期間である 1978 年 11 月から 1979 年 10 月までの広角および狭角視野による放射の観測値を近似的等面積世界格子 (500 km × 500 km 毎の) (Fig 2) に収めている。

このデータの品質管理は Tighe and Shen (1983) および Jacobowitz et al (1984a) によって説明されている。また広角視野と狭角視野による観測値の比較が Jacobowitz et al (1984b) において吟味されている。それによると狭角視野による観測値は長波地球放射束、地球アルベド共に広角視野による観測値に比べて大きい性質がある。従って正味の向下き全放射束は、広角視野による観測値が狭角視野によるものより平均で 14 W/m² 大きい。一方この正味の向下き全放射束の全球年間平均値は広角視野の場合 10.9 W/m², 狭角視野の場合 -3.4 W/m² である。これらは理想的には 0 とならなければならぬ量なので、0 に近い狭角視野による観測値が好ましいのではないかという議論がある。ただ、狭角視野による観測値から放射束を求めるには一端広角視野によって観測

されるであろう値に換算しなければならない。この換算による誤差を避けるため、ここでは広角視野による観測値を解析した。

さて、広角視野による地球放射収支の二成分の月平均分布図を 1978 年 11 月から 1979 年 10 月までについて付録に示す。

3. S[↓], N[↓], T[↑] の全球分布の季節変化

Appendix に示したように S[↓] と N[↓] の全球分布の 12 か月の分布図を眺めると次の特徴があることが判る。最も大きな特徴は緯度変化で、太陽の赤緯と一致する緯度帯が最大で両極に向かって小さくなる。これは 1 日当りに受ける大気外太陽放射量 S₀[↓] の緯度変化に第 1 義的に比例するものである。東西変化は緯度変化ほど明確でないが、少くとも低緯度では海上で大きく、陸上で小さいという特徴が読みとれる。

一方 T[↑] の全球分布の季節変化の特徴は次のようである。

緯度変化についてみると大局的には低緯度で大きく高緯度で小さい。しかし、この傾斜は S[↓] や N[↓] に比べると著しく小さい。

T[↑] の大きな域は亜熱帯高圧帯と一致している。亜熱帯高圧帯は雲が少なく、しかも下層の温度が高いこと

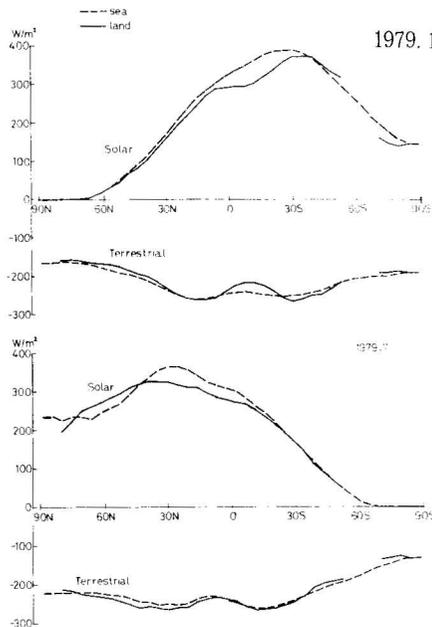


Fig. 3 Latitudinal distribution of absorbed solar radiative flux S[↓] and emitted terrestrial radiative flux T[↓] for January and July, 1979. Solid curves are for zonal average over land and broken curves for zonal average over sea. Zonal averages over land in the arctic area northern than 81N and in the vicinity to 60S between 54.0S and 67.5S are broken off because there is no land.

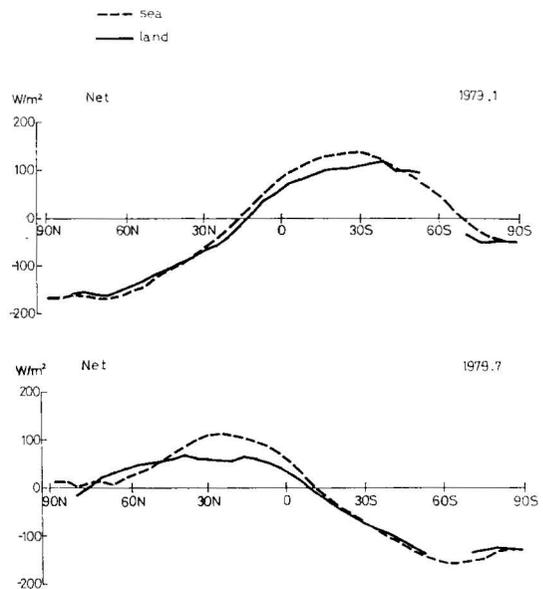


Fig. 4 The explanation is the same as Fig. 3, except for net, total radiative flux N[↓] instead of the S[↓] or T[↓].

による。しかし、赤道付近には ITCZ と一致する極小帯が存在することも事実である。そして、その極小帯の中でも特に陸域でマレーシャ・ニューギニア域、南米北部域および中央アフリカ域には T^{\uparrow} が更に低い域がある。この域は特に対流活動が盛んで降水量も多いのではないかと推定される。

この T^{\uparrow} の極小となる緯度は冬は約 10°S 、夏は約 10°N であって、その季節的な緯度の変動巾は S^{\downarrow} や N^{\downarrow} が最大となる緯度帯の季節的な変動巾に比べると小さい。

冬半球の高緯度では海上で大きく、陸上で小さいという特徴も見受けられる。

4. 東西平均した海上・陸上の S^{\downarrow} 、 N^{\downarrow} 、 T^{\uparrow} の緯度季節変化

等面積世界格子に占める海（陸）面積の大きい格子を海（陸）として、統計した。

1月と7月における S^{\downarrow} 、 T^{\uparrow} の緯度変化を Fig. 3 に、 N^{\downarrow} の緯度変化を Fig. 4 に示した。

S^{\downarrow} については太陽の赤緯付近が最も大きく、海上が陸上よりも約 40 W/m^2 大きい。一方夏半球 60° 付近

では逆に陸上が海上より約 15 W/m^2 大きい傾向がある。

T^{\uparrow} は低緯度から高緯度にいる南北の傾度は S^{\downarrow} より著しく小さい。1月、7月ともに極大値が2つ、 30°N と 30°S の間であって、赤道付近に極小値が1つある。1月の場合、極大極小の振巾が海上より陸上で大きい特徴が見受けられるが、7月の場合はその傾向は明確でない。

N^{\downarrow} は海・陸の差は S^{\downarrow} の特徴をそのまま残している。つまり最大値が起る太陽の赤緯付近では海上が陸上より約 40 W/m^2 大きい。海上が陸上より大きい南北巾も 70° 位ある。一方 60°N および 60°S 付近は逆に陸上が海上より大きい。

S^{\downarrow} の緯度、季節変化を Fig. 5 に示す。海上の最大値はほぼ太陽の赤緯付近に現われている。ただし、春分、秋分の頃、太陽の赤緯が赤道と一致する頃、陸上の最大値は必ずしも赤道付近にはない、というのは赤道付近は年間を通じて対流活動が盛んで、アルベドが大きく S^{\downarrow} が小さくなる傾向があるからである。海上においても弱いがこの傾向はある。

S^{\downarrow} の大きな緯度帯（海上の S^{\downarrow} が約 300 W/m^2 以上）で約 70° の緯度巾にわたって、海上が陸上より大きい値を示している。その差が 40 W/m^2 を越える緯度巾が約 40° である。一方夏半球の 60° 緯度帯では約 30° の緯度巾にわたって約 15 W/m^2 以上逆に海上より陸上で大きくなっている。

Fig. 6 には T^{\uparrow} の緯度・季節変化を示す。海上・陸上共通していることは赤道付近に極小があり、亜熱帯に極大があることである。この極小値と極大値は海上より陸上でより極端な値を示している。

この極大・極小は直接循環の上昇・下降域に一致するものであろう。極小の緯度では対流活動の盛んな ITCZ 極大の緯度では雲の少ない亜熱帯高圧帯に一致するものと解釈される。Fig. 11 には気候学的雲量の緯度・季節変化を示すが、この図は上記解釈を確認させてくれる。

Fig. 7 には N^{\downarrow} の緯度・季節変化を示す。この図から読みとれることは、海・陸の差に関する限り S^{\downarrow} と同じ性質を持っていることである。この値は Campbell and Vonder Maar (1980 a) が NIMBUS 6 の観測によって示した $20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$ の平均差 33 W/m^2 と一致している。 60° 緯度帯では陸上が海上より大きい季節が夏のみでなく全年にわたっていることは別である。これは夏以外の季節では、 T^{\uparrow} が陸上より海上で大きいことによる。

S^{\downarrow} や N^{\downarrow} の極大の現われる緯度が、太陽の赤緯（赤道 $\pm 23^{\circ}$ ）とほぼ一致しているのに、 T^{\uparrow} の極小が現われる緯度は、ほぼ赤道 $\pm 10^{\circ}$ にある。つまり、 S^{\downarrow} 、 N^{\downarrow} の

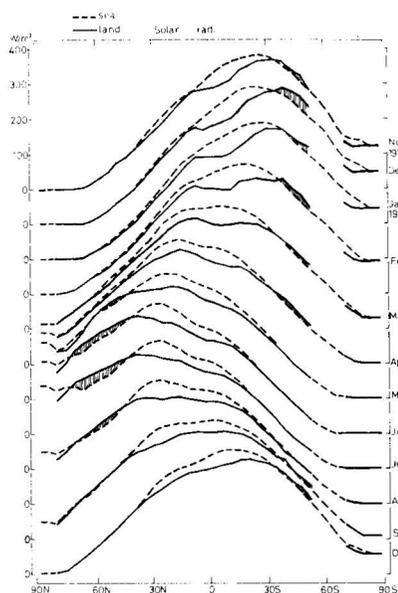


Fig. 5 Annual variation of latitudinal distributions in absorbed solar radiative flux S^{\downarrow} . The ordinate is marked with 400, 300, 200, 100 and 0 W/m^2 only for S^{\downarrow} of November 1978, and with only 0 W/m^2 for S^{\downarrow} of other months. An area, where the average over land is greater than the average over sea, is shaded.

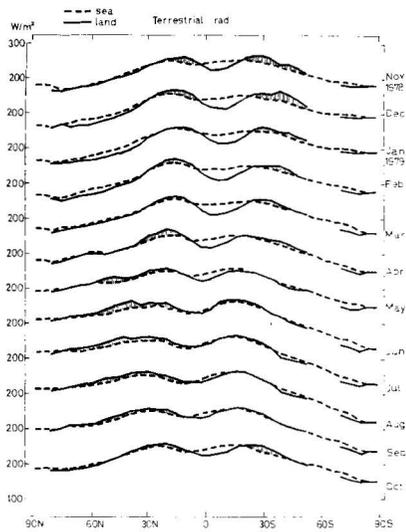


Fig. 6 The explanation is the same as Fig. 5 except for emitted terrestrial radiative flux $T\uparrow$ instead of the $S\downarrow$. The ordinate is marked with 300 and 200 W/m^2 only for $T\uparrow$ of November 1978, and with only 200 W/m^2 for $T\uparrow$ of other months.

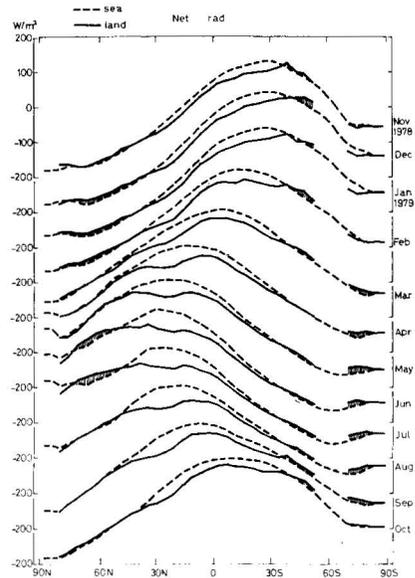


Fig. 7 The explanation is the same as Fig. 5 except for net, total radiative flux $N\downarrow$ instead of the $S\downarrow$. The ordinate is marked with 200, 100, 0, -100 and -200 W/m^2 for $N\downarrow$ of November 1978, and with only -200 W/m^2 for $N\downarrow$ of other months.

極大の季節変動中に比べて、 $T\uparrow$ の極小が現われる緯度の季節変動中はきわめて小さいことは興味がある。しかしこのテーマはこの論文のテーマとはずれるのでこれ以上論じない。

5. $S\downarrow$ の海陸差の要因の考察

(a) 低緯度において約 40 W/m^2 海上が陸上より大きい理由

ここでは Cess (1976) が用いた式

$$S\downarrow = S_0\downarrow(1 - A_c) \quad (2)$$

$$\alpha = \alpha_c A_c + \alpha_s(1 - A_c) \quad (3)$$

を用いる。 $S_0\downarrow$ は大気上限に入射する太陽放射束、頭記号 \downarrow は下向きに正を採ったという意味、 α は惑星アルベド、脚記号c, sは雲と晴天アルベドの意味、 A_c は雲量を表わす。

$S\downarrow$ の海陸による差は α の差によるものであり、 α の差は α_s と α_c の差によって生じると考えられる。(2), (3)から α を消去し、偏微分をとると

$$\Delta S\downarrow = -S_0\downarrow \Delta \alpha = -S_0\downarrow \{ (\alpha_c - \alpha_s) \Delta A_c + (1 - A_c) \Delta \alpha_s \} \quad (4)$$

この式は A_c , α_s がある値のとき、 A_c , α_s の変化が $\Delta S\downarrow$ にどれ位効くか評価する式である。 A_c , α_s としてland, seaの平均値を基準として ΔA_c , $\Delta \alpha_s$ が変わったとき $\Delta S\downarrow$ を見積る。低緯度地方の代表的な大気外日射量は、Fig. 8を参照して

$$S_0\downarrow \sim 450 \text{ W/m}^2 \quad (5)$$

また代表的な雲量はFig. 10とFig. 11を参照して

$$A_c \sim 0.6 \quad (6)$$

と置ける。一方 α_s と α_c に関してはFig. 9を参照して $\cos Z \sim 0.66$ (Z は太陽天頂角)なので

$$\alpha_c \sim 0.55 \quad (7)$$

$$\begin{aligned} * \cos Z &= \frac{2\pi \int \tau \cos Z dt}{2\tau} = \frac{S_0}{\text{太陽定数} \left(\frac{r_0}{r}\right)^2} \frac{\pi}{\tau} \\ &\sim \frac{S_0\downarrow \times 2}{\text{太陽定数}} = \frac{450 \text{ W/m}^2 \times 2}{1370 \text{ W/m}^2} \end{aligned}$$

$$(\because \tau \text{は半日の長さ (rad)} \sim \frac{\pi}{2}, \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \sim 1)$$

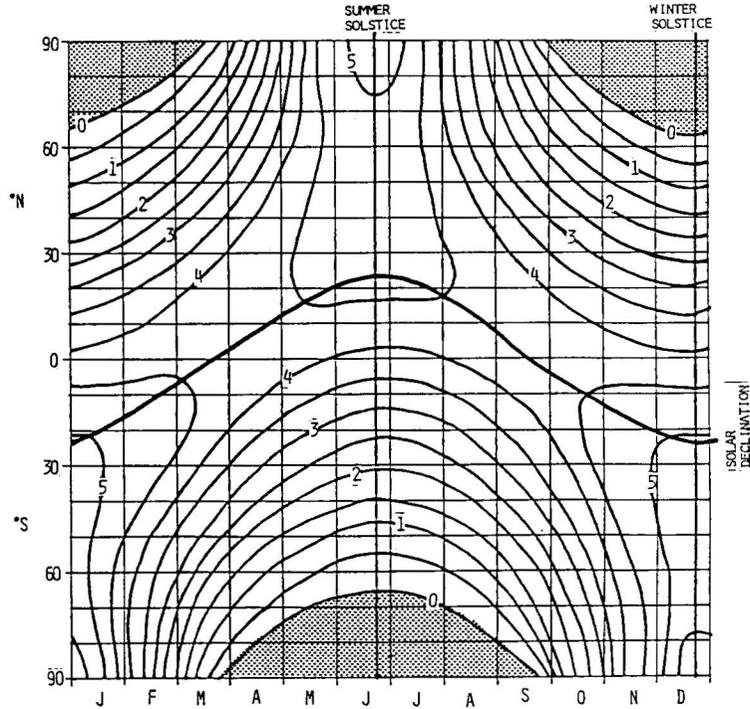


Fig. 8 Latitude-time variation of outer atmospheric solar radiative flux S_0 . Unit of numerals is 100 W/m^2 . The vicinity of the solar declination has $\sim 450 \text{ W/m}^2$ of S_0 . The vicinity of 60N or 60S in summer has also $\sim 450 \text{ W/m}^2$ of S_0 .

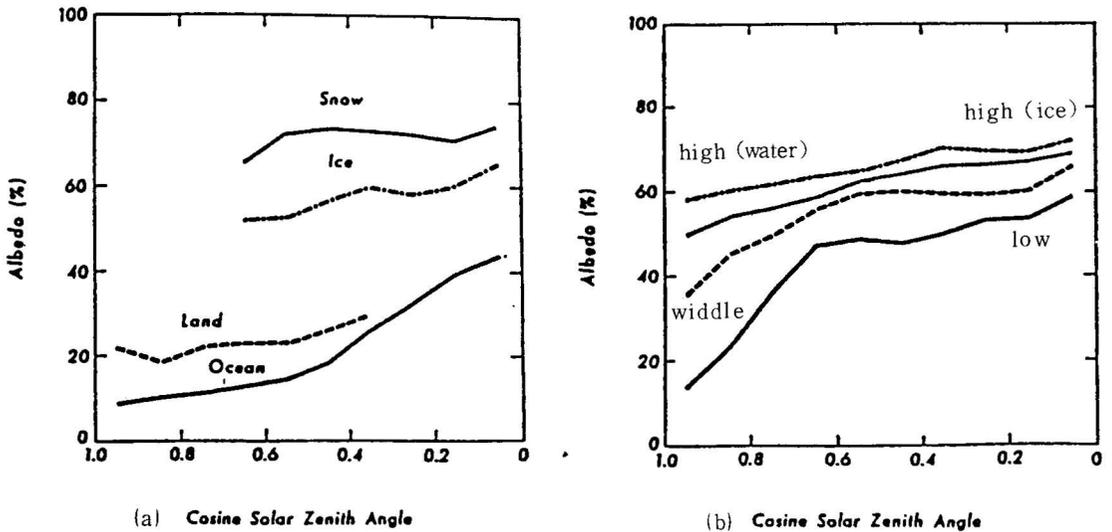


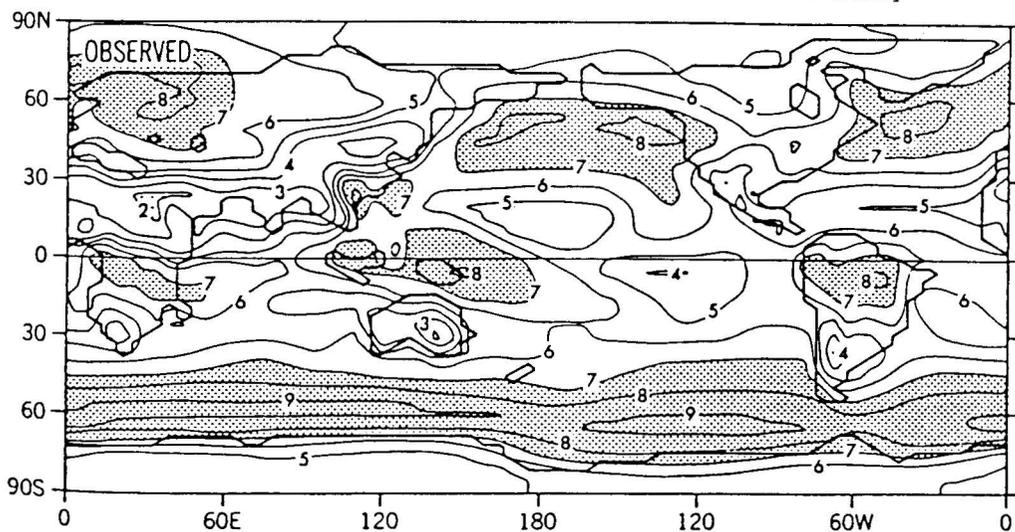
Fig. 9 Relations between cosine (solar zenith angle) and clear-sky albedo α_s (a), or cloud albedo α_c (b) (Ohring and Gruber (1983)).

(a) shows that $\bar{\alpha}_s^1 = 0.22$ and $\bar{\alpha}_s^S = 0.12$ since $\cos(\text{solar zenith angle}) = 0.66$ under the solar declination, and the vicinity of 60N or 60S in the summer.

(b) shows that $\bar{\alpha}_c = 0.55$ under the solar declination, or at 60N or 60S in the summer, because the cloud is supposed to be middle cloud.

Berliand and Strokina(1974)

January



July

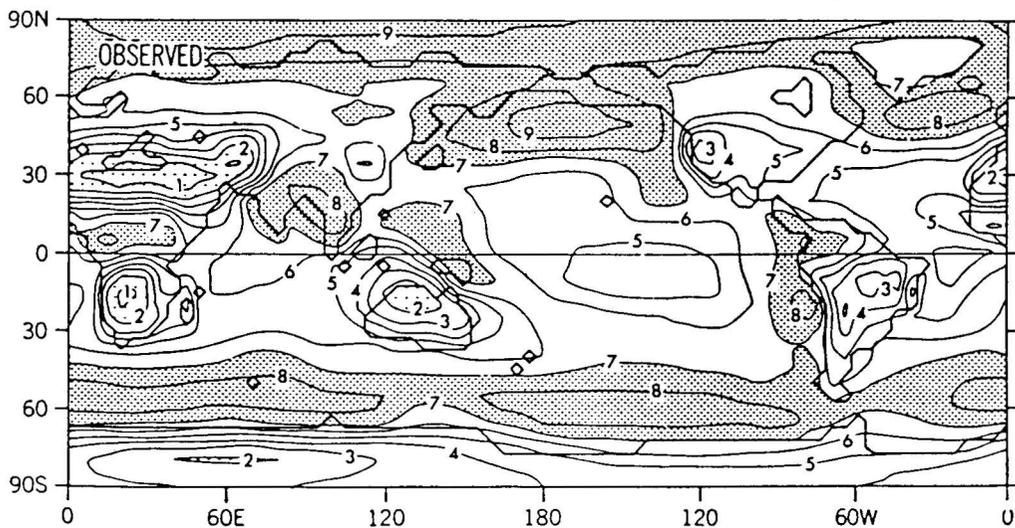


Fig. 10 Global distributions of total cloud amount for January and July compiled by Berlyand and Strokina (1974) (After Manabe and Wetherald, 1982 and Hughes, 1984). Unit indicates 10%.

$$\begin{cases} \alpha_s, \text{land} \sim 0.22 \\ \alpha_s, \text{sea} \sim 0.12 \\ \alpha_s \sim \frac{\alpha_s, \text{land} + \alpha_s, \text{sea}}{2} \sim 0.17 \\ \Delta\alpha_s \sim \alpha_s, \text{sea} - \alpha_s, \text{land} \sim -0.10 \end{cases} \quad (8)$$

今仮りに海上と陸上の雲量差 $\Delta A_c \sim 0$ と仮定すると、(4)に(5), (6), (7), (8)を代入して

$$\Delta S^{\downarrow} \sim 18 \text{ W/m}^2 \quad (9)$$

となる。これは実際に観測される $\Delta S^{\downarrow} \sim 40 \text{ W/m}^2$ の約半分にしかならず、海上と陸上の雲量差が残りの ΔS^{\downarrow} を生じていると考えられる。

(4)式より ΔA_c を求めると

$$\Delta A_c = - \left\{ \frac{\Delta S^{\downarrow}}{S_0} + (1 - A_c) \Delta\alpha_s \right\} / (\alpha_c - \alpha_s) \quad (10)$$

この式に、(5), (6), (7), (8)を代入すると、

$$\Delta A_c \sim -0.13 \quad (11)$$

となる。つまり太陽放射束 S^{\downarrow} が海上で陸上より約 40 W/m^2 大きいのは海上に比べて陸上の晴天アルベドが約2倍大きいのみではなく、雲量もまた約1割大きいことによることを示唆している。雲量分布が海上より陸上で大きいのではないかということは Fig. 10 と Fig. 11 の気候的雲量の東西平均値の緯度・季節変化図にも示されている。しかし、北半球の夏の $20 - 30 \text{ N}$ 付近はこの Berlyend et al (1980) による雲量は海上の方が陸上より大きく矛盾している。その原因はこの雲量なのか、NIMBUS 7 の放射収支なのか、Cess の式にあるのか明確でない。

(b) 夏半球 60° 緯度帯で約 15 W/m^2 だけ陸上が海上より大きい理由

$$\text{この緯度帯は } \cos Z \sim \frac{450 \text{ W/m}^2 \times 2}{1370 \text{ W/m}^2} \sim 0.66 \text{ なので、}$$

$$A_c \sim 0.7 \quad (\text{Fig. 11}) \quad (12)$$

$$S_0^{\downarrow} \sim 450 \text{ W/m}^2 \quad (\text{Fig. 8}) \quad (13)$$

$$\Delta S^{\downarrow} \sim -15 \text{ W/m}^2 \quad (\text{Fig. 5}) \quad (14)$$

$$\alpha_c \sim 0.55 \quad (\text{Fig. 9}) \quad (15)$$

$$\begin{cases} \alpha_s, \text{land} \sim 0.22 & (\text{Fig. 9}) \\ \alpha_s, \text{sea} \sim 0.12 & (\text{Fig. 9}) \\ \alpha_s \sim \frac{0.22 + 0.12}{2} = 0.17 \\ \Delta\alpha_s \sim \alpha_s, \text{sea} - \alpha_s, \text{land} = -0.10 \end{cases} \quad (16)$$

(10)に(12)~(16)を代入して

$$\Delta A_c \sim 0.17 \quad (17)$$

となる。つまり、この緯度帯では、 α_s, land が α_s, sea より約倍大きいにもかかわらず、陸上で S^{\downarrow} が大きいのは、雲量が、陸上より海上で約2割近く大きいことによるのであろう。

Fig. 11 の北半球の夏の 60° N 帯において、雲量の観測値が陸上より海上でかなり大きいことは、上記の推定を支持するものであろう。

5. 結論、ある興味ある推論および問題点

(1) 結論

(a) 太陽放射束 S^{\downarrow} , 全放射束 N^{\downarrow} とともに、太陽の赤緯を中心とする低緯度では約 70° 緯度巾にわたって陸上より海上で大きく、その差は緯度巾 40° にわたって 40 W/m^2 を越えており、Campbell and Vonder Haar (1980a) が NIMBUS 7 以外の衛星によって見積った値と一致している。Cess (1976) の与えた太陽放射束、対雲量、雲のアルベド、晴天アルベドとの関係式およびこれらの量の気候値から見積ると、海と陸の晴天アルベドの差によって説明できる差は、実際の太陽放射束の海陸差の約半分で、残りは雲量が海上より陸上で約1割多いことで説明できる。また最近の雲量の気候図によると、この緯度帯で雲量が海上より陸上で多い傾向が現われている。

(b) 一方、夏半球の 60° N 又は 60° S を中心とする高緯度では太陽放射束は逆に海上より陸上で、緯度巾 30° にわたって 15 W/m^2 より大きい。Cess の関係式からこの差を生じるには雲量が陸上より海上で約2割若く多くなければならない。最近の気候的雲量分布図はこの見積りと一致している。

(c) 地球放射の緯度・季節変化によると、海上・陸上共通点として、赤道付近に ITCZ に対応する極小、亜熱帯に亜熱帯高圧帯に対応する二つの極大が存在する。この極小、両極大の現れる緯度の季節変化は $\pm 10^\circ$ 程度と小さく、太陽の赤緯の季節変化 $\pm 23^\circ$ に比べて小さい(これは海陸差という本テーマに属さないが興味ある将来のテーマである)。この極小と極大は海上より陸上で極端である。つまり直接循環が海上より陸上で活発のように見える。

(2) ある興味ある課題

全放射束の海・陸による差異が、この論文で示したように太陽の赤緯を中心とする緯度帯では陸上よりも海上で約 40° の緯度巾にわたって 40 W/m^2 を越えることが明確となれば、次のような興味ある推論が成立する。

現代は夏に地球・太陽間の遠日点、冬に近日点がある。遠日点と近日点の地球・太陽間の距離の違いによって地球に達する太陽放射量は7%の差異が生じている。一方陸面積は南半球より北半球が2.5倍大きい。今から約12,000年前は夏に近日点、冬に遠日点があった (Monin

and Shishkov 1979, 中島1980)。であれば約12,000年前は地球の正味の受熱量は現代よりも小さかったことになる。この受熱量の減少がどの程度気候に影響したか興味ある課題である。12,000年前と現代の状況の違いをKutyback and Otto-Bliesner (1982) が先駆的に数値実験で示した。このための数値実験が更に発展することが期待される。

(3) 問題点

しかし気象衛星による地球放射収支の観測と解析には次の3つの問題点がある。

(a) 衛星個数が限られていること。

NIMBUS 7 による地球放射収支は、その個数が1個なので中・低緯度では同じ場所を2回/日しか通らない。これから1日の平均値を見積るのであるから、誤差が入ることを認めなければならない。

しかし、静止気象衛星は同一場所を8回/日以上観測できるので、日平均値の代表性はこれが秀れている。静止衛星による放射収支の見積りはGube (1982) や Sanders and Hunt (1983) が試みているし、WMOとICSUの合同科学委員会では国際衛星雲気候計画(ISCCP)でその計画を持っている(Schiffer and Rossow, 1984)。

(b) 波長巾の問題

しかし、静止衛星では限られた波長帯でしか観測を行っていないので、全波長を対象とする放射収支を求めるには、限られた波長帯から全波長帯の値を推定する必要がある。これはAbel and Gruber (1979), Gruber (1977) などが試みている。しかしNIMBUS 7にはこの問題はない。

(c) 狭角視野の問題

静止気象衛星や極軌道気象衛星NOAAの観測する視野角はfull diskを含む広角視野ではない。この場合は補正が必要である。狭角視野から広角視野による観測を推定する問題は、Smith and Green (1981) や Bess, Green and Smith (1981) によって追求されている。

謝辞

NIMBUS 7 のデータ・セット ERB・MATRIX と ERS・SEFDT を1978年11月から1979年10月までの期間について、気象研究所に提供された、NOAA, NASA および R. Schiffer 博士に感謝する。

また「地球放射収支の海陸差の緯度分布」を30°緯度毎の比較の代りに作成したらというコメントを下された木田秀次博士に感謝する。

References

- Abel, P.G., and A. Gruber, 1979: An improved model for the calculation of longwave flux at 11 μ m. NOAA Technical Memorandum NESS 106, pp. 24.
- Berlyand, T.G., L.A. Strokina and L.E. Gresnikova, 1980: Zonal cloud distribution on the earth. Meteor. Gidrol., 3, 15-23.
- Berlyand, T.G., and L.A. Strokina, 1974: Cloudiness regime over the globe. Physical Climatology. M.G.O., Trudy, 338, 3-20.
- Bess, T.D., R.N. Green and G.L. Smith, 1981: Deconvolution of wide field-of-view radiometer measurements of earth-emitted radiation, Part II, Analysis of first year of Nimbus 6 ERB data. J. Atmos. Sci., 38, 474-488.
- Campbell, G.G., and T.H. Vonder Haar, 1980(a): An analysis of two years of NIMBUS 6 earth radiation budget observations: July 1975 to June 1977. Colorado State University, Atmospheric Science Paper, 320, pp. 83.
- Campbell, G.G., and T.H. Vonder Haar, 1980(b): Climatology of radiation budget measurement from satellite. Colorado State University, Atmospheric Science Paper, 323, pp. 73.
- Cess, R.D., 1976: Climatic change, An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. J. Atmos. Sci., 33, 1831-1843.
- Gruber, A., 1977: Determination of the earth-atmosphere radiation budget from NOAA satellite data. NOAA Technical Report NESS 76, pp. 28.
- Gube, M., 1982: Radiation budget parameters at the top of the earth's atmosphere derived from METEOSAT data. J. Applied Met., 21, 1907-1921.
- Hartmann, D., and D.A. Short, 1980: On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate. J. Atmos. Sci., 37, 1233-1250.
- Henderson-Sellers, A., 1984: The earth's radiation budget and clouds. Satellite sensing of a cloudy atmosphere, Taylor & Francis, pp. 340, 91-122.
- Hughes, H.A., 1984: Global cloud climatologies, A historical review. J. Climate and Applied Met., 23, 724-751.
- Jacobowitz, H., Smith, W.L., Howell, H.B., Nagle, F.W., and Hickey, J.R., 1979, the first 18 months of planetary radiation budget measurements from the

- Nimbus 6 ERB experiment. *Atmos. Sci.*, **36**, 501-507.
- Jacobowitz, H., H.V. Soule, H.L. Kyle, F. House and The NIMBUS-7 ERB Experiment Team, 1984(a): The earth radiation budget (ERB) experiment, An overview. *J. Geophys. Res.*, **89**, No. D4, 5021-5038.
- Jacobowitz, H., R.J. Tighe, and The NIMBUS-7 ERB Experiment Team, 1984(b): The earth radiation budget derived from The NIMBUS-7 ERB experiment. *J. Geophys. Res.*, **89**, No. D4, 4997-5010.
- Kutzback, J.E. and B.L. Otto-Bliesner, 1982: The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in a low-resolution general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1177-1188.
- Madrid, C.R., ed., 1978: The NIMBUS-7 user's guide. The Landsat/Nimbus Project, Goddard Space Flight Center, NASA, pp. 17.
- Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1982: Simulation of general cloud cover. *World Climate Programme-34*, 1-18.
- Manabe, S., 1983. The theory of climate changes. Lecture note at Tokyo University.
- Monin, A.S., and Yu. A. Shishkov 著, 内嶋善兵衛訳
1982: 気候の歴史, 共立出版株式会社, pp. 355.
- 中島映至, 1980: 地球と軌道要素の変動, 気象研究ノート, 第140号, 81-114.
- Ohring, G., and P.F. Clapp, 1980: The effect of change in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 447-454.
- Ohring, G., and A. Gruber, 1983: Satellite radiation observations and climate theory. *Advances in Geophysics*, **25**, 237-304.
- Raschke, E., and T.H. Vonder Haar, 1973: The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus-3 measurements. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 341-364.
- Saunders, R.W., and G.E. Hunt, 1983: Some radiation budget and cloud measurement derived from Meteosat I data. *Tellus*, **35B**, 177-188.
- Schiffer, R.A., and W.B. Rossow, 1983: The international satellite cloud climatology project (ISCCP), The first project of the World Climate Research Programme. *Bull. Amer. Met. Soci.*, **64**, 779-784.
- Smith, G.L., and R.N. Green, 1981: Deconvolution of wide field-of-view radiometer measurements of earth-emitted radiation, Part I, Theory. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 461-473.
- Stephens, G.L., G.G. Campbell, and T.H. Vonder Haar, 1981: Earth radiation budgets. *J. Geophys. Res.*, **86**, C10, 9739-9760.
- Tighe, R.J., M.Y.H. Shen, 1983: NIMBUS-7 science quality control program, ERB MATRIX data validation document. Systems and Applied Sciences Corporation. pp. 83.
- Warren, S.G., and S.L. Thompson, 1983: The climatological minimum in tropical outgoing infrared radiation, Contributions of humidity and clouds. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **109**, 169-185.

Fig. A1 Absorbed solar radiative flux $S\downarrow$. (page 14 - 19)

Monthly global distributions of $S\downarrow$ from November 1978 to October 1979, measured by wide field of view (WFOV) channel 12th and 13th aboard NIMBUS 7. Channel 12th senses wave length 0.2 to 50.0 μm without filter by type N3 thermopile sensor. Channel 13th senses wavelength 0.2 to 3.8 μm with two supraisil W hemispheric filters by the same sensor as channel 12th. The amount measured with the 12th is converted to derive the net, total radiative flux $N\downarrow$, and the amount measured with the 13th is converted to derive $S\downarrow$ by the help of calculating the outer atmospheric solar radiative flux S_0 . The basic radiometric conversion algorithms can be referred Appendix in Jacobowitz et al (1984a). Unit of numerals is W/m^2 , and contours are every 20 W/m^2 . The area where $S\downarrow$ is greater than 240 W/m^2 is shaded. Data polar side of thick line are not available.

$S\downarrow$ has the maximum zone in the vicinity of the solar declination, and $S\downarrow$ of the polar area in the winter hemisphere is zero all day round. The summer maximum of $S\downarrow$ in the southern hemisphere is beyond 400 W/m^2 , but in the northern hemisphere under 400 W/m^2 , because the distance between sun and earth is shorter in summer of the southern hemisphere than of the northern hemisphere. Difference of the sun-earth distance between the perigee and the apogee makes 7% difference of S_0 between them.

Fig. A2 Emitted terrestrial radiative flux $T\uparrow$. (page 20 - 25)

The explanation is the same as Fig. A1 except for $T\uparrow$ instead of $S\downarrow$.

Latitudinal variation of $T\uparrow$ has a much weaker inclination from the sub-tropical zone to the pole in each hemisphere than $S\downarrow$. There are a couple maximum zones associated with the subtropical high pressures or the downward stream branches of the direct circulation. While, there is a minimum zone of $T\uparrow$ near the equator associated with ITCZ. In the minimum zone of $T\uparrow$, there are three land areas where $T\uparrow$ is especially lower: Indochina-Newguinea, northern part of South America and Central Africa.

In the high latitudes $T\uparrow$ tends to be greater over sea than over land.

Fig. A3 Net, total radiative flux $N\downarrow$. (page 26 - 31)

The explanation is the same as Fig. A1 except for $N\downarrow$ instead of $S\downarrow$.

The area where $N\downarrow$ is greater than 0 W/m^2 is shaded.

The distribution pattern is roughly similar with that of $S\downarrow$. The summer maximum locates near the solar declination is beyond 160 W/m^2 in the southern hemisphere but under 160 W/m^2 in the northern hemisphere, because of the same reason as $S\downarrow$. $N\downarrow$ of shaded area is the heat (or energy) source of the earth-atmosphere system and $N\downarrow$ of other area is the heat (or energy) sink, which may play a role as a driving force of the general circulation of atmosphere and oceans.

