

# 南半球海氷域における大気の熱収支の季節変動

岡田 格

博士（理学）

総合研究大学院大学  
数物科学研究科  
極域科学専攻

平成八年度  
(1996)

**Seasonal change of the atmospheric heat budget  
over the sea ice area in the Southern Ocean**

**Itaru Okada**

**Department of Polar Science  
School of Mathematical and Physical Science  
The Graduate University of Advanced Studies**

**1996**

## ABSTRACT

The heat budget of the earth - atmosphere system is composed of net income at low latitudes and net outgo at high latitudes, and heat transport by the atmosphere and the ocean exists to maintain the total net balance. The Southern Ocean is one of places where a large amount of heat is released to the atmosphere from the ocean. Sea ice, which exhibits a large amplitude for seasonal change in this region, may affect the surface heat exchange considerably.

However, the effects are not known well, since it is impossible to have in situ observation routinely, and low temperature and high albedo of sea ice make remote sensing difficult over the Southern Ocean. There have been few data taken in the Southern Ocean. But efforts to estimate surface heat flux using climatology have been made. Many cases of the numerical experiment shows the relationship between sea ice variation and surface heat flux; however, only a few of cases was considered with temporal and spacial extension as seasonal change.

Meanwhile the atmospheric heat budget in the Southern Ocean considerably related to the heat supply to the atmosphere over the Antarctic continent, which affects growth of the ice sheet. Variation of heat release from the ocean to the atmosphere may affect climate change through the ocean circulation. To study the seasonal change of the atmospheric heat budget in the Southern Ocean is important to explain inter-annual changes and long-term variation.

The quality of the atmospheric objective analysis data which were supplied from the weather forecast center such as ECMWF ( European Centre for Medium - Range Weather Forecasts ) has been improved so far, and these data can produce more reliable interpolated value than these did in the past. ERBE ( Earth

Radiation Budget Experiment ) had been operated to obtain global shortwave and longwave radiative flux at the top of the atmosphere with high accuracy. Then the present study aimed to show the seasonal change of the atmospheric heat budget, especially the surface heat exchange, in seasonal sea ice area in the Southern Ocean and to relate the surface heat exchange with the seasonal change of the sea ice.

The atmospheric belt around the Antarctic continent, which has boundaries as 60° S, 70° S, the top of the atmosphere, and the surface, was chosen as the region of analysis in the present study. Satellite observed data show that sea ice occupies over 60 % of the region at the maximum. The data were analysed from January 1985 to December 1989. The tendency of the atmospheric heat storage and the convergence of the meridional atmospheric heat transport from ECMWF atmospheric objective analysis data, and net radiative flux at the top of the atmosphere from ERBE radiation data were calculated as zonal and monthly averages. The surface heat exchange was obtained from the heat budget equation as the residual of these terms.

As a result, the surface heat exchange was about  $-100 \text{ W/m}^2$  ( the ocean was most heated ) as the minimum value in December and about  $100 \text{ W/m}^2$  ( the ocean was most cooled ) as the maximum in May, and the curve shows rapid increase toward winter and slow decrease toward summer. The surface heat exchange decrease  $30 \text{ W/m}^2$  from May to July, when the average sea ice concentration in the same area increases from 33 % to 60 %. It offers remarkable contrast with the same calculation for the belt from 50° S to 60° S, where there is few sea ice. The surface heat exchange at this area shows flat maximum from May to July.

Sea ice plays a roll as a suppressor for sensible heat, latent heat, and

longwave radiative flux from the ocean to the atmosphere, and increases shortwave radiative flux due to high albedo. Therefore two effects were separated by estimating shortwave radiative flux which is more reliable than the others. The surface heat exchange except the shortwave radiative flux still shows maximum in May. Seasonal change of longwave radiative flux at the surface cannot be expected to have large amplitude, hence the maximum of the seasonal change of the surface heat flux may consist of the seasonal change of the turbulent heat exchange. Meanwhile the average sea ice concentration shows maximum increasing rate in May. Those two maxima in May is derived from balance between suppression of effective surface for turbulent heat exchange by the sea ice extent and intensification of the exchange by the increase of the air - sea temperature gradient.

The comparison of the surface heat exchange in the two particular regions in the belt was presented as a case study. In one region, sea ice reaches almost 100 % of the average sea ice concentration in June, and in the other region, sea ice continues to extend till September and does not reach to 50 %. The surface heat exchange except shortwave radiative flux in the former region shows maximum in April, and that in the latter shows maximum in June and July. This difference implies that, in the zonal mean, the surface heat exchange reaches maximum when sea ice area extends rapidly.

The convergence of atmospheric meridional heat transport is characterized by the maximum in August and the minimum in May. The maximum belongs to the seasonal change of the energy income from lower latitudes, and the minimum consists of both of small dip of the energy income in May and small peak of the energy outgo to higher latitudes. These properties of the heat transport are

dominant on eddy components at the troposphere, especially at the lower layer. The deviation around May induces the property of variation of the surface heat exchange, and shows the possibility that the ocean releases the maximum heat to the atmosphere actually.

A simple estimation of the surface heat exchange was made from only latent heat for freezing and melting sea ice with the assumption that thickness of the sea ice is constant. The surface heat exchange from the atmospheric heat budget can sufficiently explain seasonal change of the sea ice of 2 m thickness and both of the variations are in phase.

The heat budget of the atmospheric belt around the Antarctic continent was estimated from the atmospheric objective analysis data and the radiation data from the satellite. The seasonal change of the surface heat exchange was suggested to be explained mainly by the change of sea ice extent.

## 目次

第1章 はじめに	1
1-1. 背景	1
1-2. 南半球大気の大気熱収支に関する研究	2
1-3. 目的	3
第2章 大気のエネギー収支	5
第3章 データと解析方法	7
3-1. データ	7
3-1-1. 大気データ	7
3-1-2. 放射データ	7
3-1-3. 海氷データ	7
3-1-4. 海面熱交換量	7
3-2. 解析方法	8
3-2-1. 計算過程	8
3-2-2. 問題点	8
3-2-3. 解決方法	9
3-2-4. 平均の作業	11
3-3. 客観解析データに対する認識	11
3-3-1. 客観解析の過程	11
3-3-2. 問題点	12
3-3-3. 本研究に対する応用	12
3-3-4. どの客観解析データを使うか	13
3-4. その他のデータに対する認識	14
3-4-1. ERBE	14
3-4-2. 海氷	14
第4章 解析結果	16
4-1. 大気上端の放射収支	16
4-2. 南北方向のエネギー輸送	16
4-2-1. エネギー輸送	16
4-2-2. 潜熱輸送	17
4-2-3. 各高度の輸送	17
4-3. エネギー収支	18
4-3-1. 大気上端での放射収支	18
4-3-2. 南北方向のエネギーの収束	18
4-3-3. 全エネギーの時間変化	19
4-3-4. 大気下端の熱交換量	19
4-4. 海氷密接度	19
第5章 考察	21
5-1. 南北方向のエネギーの収束	21
5-1-1. 南北の境界面での流出入	21
5-1-2. 流出入の高度分布	21
5-1-3. 季節変動の解釈	22
5-2. 大気下端の熱交換量	22
5-2-1. 大気下端の熱交換量の中身	22

5-2-2. 海氷分布の特徴	26
5-2-3. 大気下端の熱交換量に及ぼす凍結融解時の潜熱効果	27
5-3. 短波放射成分の除去	29
5-4. 観測された大気の放射収支とエネルギー収支の関係	31
5-5. 本研究における方法論の限界	33
5-6. 今後の課題	34
第6章 まとめ	37
付録A	38
謝辞	39
参考文献	40



## 図表目次

- 表 1 大気のエネルギー収支
- 図 1 海氷面積の季節変動
- 図 2 大気柱のエネルギー収支
- 図 3 南北方向のエネルギー輸送の例
- 図 4 平均海氷密接度の比較
- 図 5 ERBE による放射収支 (季節変動)
- 図 6 ERBE による放射収支 (4 年分)
- 図 7 南北方向のエネルギー輸送 (1)
- 図 8 南北方向のエネルギー輸送 (2)
- 図 9 南北方向の潜熱輸送
- 図 10 擾乱成分による顕熱輸送 (200 hPa)
- 図 11 擾乱成分による顕熱輸送 (500 hPa)
- 図 12 擾乱成分による顕熱輸送 (850 hPa)
- 図 13 平均流成分による顕熱輸送 (200 hPa)
- 図 14 平均流成分による顕熱輸送 (500 hPa)
- 図 15 平均流成分による顕熱輸送 (850 hPa)
- 図 16 大気のエネルギー収支 (季節変動)
- 図 17 大気のエネルギー収支 (5 年分)
- 図 18 平均海氷密接度 (60S-70S)
- 図 19 海面熱フラックス (50S-60S)
- 図 20 平均海氷密接度 (50S-60S)
- 図 21 雲量
- 図 22 海氷密接度の比率
- 図 23 海氷面積拡大率
- 図 24 凍結融解に伴う潜熱
- 図 25 短波放射の分離
- 図 26 短波放射以外の海面熱フラックスと気候値
- 図 27 平均海氷密接度 A, B
- 図 28 海面熱フラックス A, B
- 図 29 大気の放射収支
- 図 30 観測値のまとめ

## 第1章 はじめに

### 1-1. 背景

全球規模の地球の熱収支は、低緯度側での正味の収入と高緯度側での正味の支出から成り立ち、そして、その収支を成立させている大気および海洋による熱輸送が存在する。ほとんどを氷床で被われた南極大陸の気候を考えるには、大気による熱の流入は最も重要な要素の一つである。そして、その回りを取り囲む南大洋の、特に高緯度に位置する領域は海洋が大気に熱を与えるひとつの場所である。そこでは海氷が毎年、拡張と後退を繰り返している。海氷は氷という物質の物理的特性のために、その面積の違いは海洋と大気間の熱のやりとりに影響を与え、その結果、南極大陸への熱輸送にも影響を与えるであろう。また、南大洋は同心円状である。そのために北半球とは著しく異なって、東西方向に比較的均一な気候分布が見られる。一方、氷の大陸と海洋の南北温度差は大気下端の熱的条件の極端な違いとなり、その結果、南大洋上に環状に発達した低圧帯となって現れている。また、大陸上の地上気温は秋に急速に低下し、冬の間は時折低気圧の進入で気温が上昇するが、平均的には底値で一定する形態をしている。

van Loon らによる半年振動に関する一連の論文はこの領域での特徴的な季節変化の構造を明らかにした (van Loon, 1967; van Loon, 1971)。春と秋に中高緯度帯において西風が強くなり、また、低気圧活動が活発になることは、南極大陸上の気温の季節変化と中緯度の海洋上の季節変化の位相差のために南北気温差は年に二回極大があることに起因することが示された。また、Meehl (1991) の GCM 実験は南緯 50 度付近の SST (Sea Surface Temperature) は深い海洋混合層による海洋の熱貯留量の大きさが深く関係していることを示し、その実験から再現された半年振動の循環は、半年振動の成因に関する van Loon の結論を支持している。Kitoh et al. (1990) は GCM 実験により、半年振動や冬の二重ジェットの再現のためには、南極大陸の波数 1 の地形に対応するインド洋にトラフ、太平洋にリッジを持った波数 1 の定常波の存在および南極下層大気の気温変化を正しく再現することが重要であることを示した。

また、氷床上で冷却された大気が斜面下降風として流れ出すカタバ風が存在する。

Bromwich et al. (1993) はカタバ風がロス海の熱収支に影響を及ぼしていることを赤外面像を用いて示し、また、総観規模の擾乱および半球規模の循環場との関係を示した。

Yasunari and Kodama (1993) はみずほで観測されたカタバ風の季節内変動成分と半球規模の循環場の変動の関係を示した。

## 1-2. 南半球大気の熱収支に関する研究

人工衛星による観測が始まって以来、地球を外から見たときの熱の出入りが詳しくわかるようになった。Raschke et al. (1973), および、Campbell and Vonder Haar (1980) は人工衛星による放射収支の観測結果をまとめた。また、ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) は、高精度な地球の熱収支観測を目的として、1984年からセンサーを積んだ衛星の打ち上げが始まった。

大気による南北方向の熱輸送について、Oort and Peixoto (1983) はゾンデによる高層大気データから見積もっている。四次元同化の過程が含まれた客観解析の発達に伴い、その熱輸送の見積もりは良くなりつつあるが、依然問題も含まれている (Trenberth, 1991 など)。地表面の熱収支については、季節的に海氷に覆われる領域では海氷の役割が大きい。大気と海氷の関係について Cavalieri and Parkinson (1981) は統計的解析を行った結果、海氷が拡張する3月から5月にかけて経度方向に波数2の気圧分布が発達することとその気圧分布に伴う低気圧の位置が海氷の顕著な発達域に寒気移流を、そうでない領域に暖気移流をもたらす関係になっていることを示した。また、Simmons and Wu (1993) はGCM実験により、海氷密接度を小さくすると低気圧は大陸沿岸の幅が緯度にして10度から15度のバンドに集中する傾向があり、また、その反応は東西方向に不均一なものであることを示した。

一方で南大洋は海氷の存在のために気象観測が困難な場所でもある。したがって、人が行って行う現地観測が特に重要な海面の熱収支については未知の部分が多く、半球規模の海氷の変動に伴う季節変化はまだ明らかになっていない。地上気象に関する気候値から、

Gordon (1981) が海氷の季節変動を含めた海面の熱収支について見積もっている。船舶で行ける場所に関しての個々の観測は Zillman (1972), Viebrock (1962), Kangos (1960), および、Ramsh Kumar and Gangadhara Rao (1989) などから報告されている。Weller (1980) はデータの少ない季節海氷域の熱収支に関しては Maykut (1978) の数値モデルを用いて見積もり、さらに過去の観測などをまとめて南極大陸内部、南極大陸沿岸部、沿岸海氷域、季節海氷域、開水域による違いを示した。その結果では季節海氷域の海洋から大気への熱の流れが目立って大きい。

また、数値実験の立場からは Worby and Allison (1991) が局地的な空間スケールでの海氷密接度の違いが海面熱収支に及ぼす影響を示している。海氷密接度が 50 % 以下では乱流熱輸送にはほとんど差がないことがわかった。一方、Budd et al. (1991) の海洋・海氷・大気結合 GCM においても、海氷密接度を制御した時に海氷域において 100 % と 50 % の乱流熱輸送の差はとても大きい、50 % と 0 % の乱流熱輸送の差は比較的小さい。これらの結果は単純に海氷域と開水域の比で乱流熱輸送の量が決まらないことを示している。

ところで、Nakamura and Oort (1988) および Masuda (1990) は北緯 70 度以北、南緯 70 度以南の円状の領域について、緯度 70 度の緯度線を越える大気の熱輸送および衛星観測された放射量からその領域の大気の熱収支の季節変化を議論した。そして、それらの項の残差として地表面熱交換量も算出された。これらの研究は対象とした円内には観測点はほとんどないが、緯度 70 度の緯度線付近に観測点が比較的多いことに注目し、それらを有効に利用している。

### 1-3. 目的

近年、気候変動が社会的あるいは科学的な話題にされることが多く、その重要性が高まってきた。それらは 2 年周期、4 年～6 年周期、10 年周期、そして、長期変動であったりするのだが、例えば van Loon and Rogers(1984) に示されるように南大洋での地上気圧、または、西風の経年変動は、半年振動の活動度が経年変化しているという形で表される。一般論としては、経年変動は基本波としての季節変動と線形な関係にあってもなくて

もよいが、現実には例えば Hahn and Shukla (1976) がユーラシア大陸の積雪面積とインドモンスーン降水量の経年変化の関係を示したような他の地域に関するものも含めたそれらの研究を参考にするならば、経年変動の解明のためには、季節変動の理解は不可欠である。その観点から南半球海氷域の大気を見ると、季節変動自体にまだ解明されていない部分がある。そこで、熱収支への関心から、海氷との関係において大気がどのような状態にあるのかを調べたい。したがって、本研究においては、次のことを目標とする。

- ・南半球海氷域における大気の熱収支の季節変動を示す。
- ・大気・海洋間の熱交換の季節変動の原因を推測する。

図1は海氷の拡がりの季節変動を示している。帯状平均として調べるには、海氷の変化の幅が大きく都合が良いように見えるのは南緯60度と南緯70度で囲まれた領域である。そこでその領域の大気の熱収支を大気上端、大気下端、南緯60度線と南緯70度線に境界を設定して求めることにする。大気データには客観解析データを、大気上端の熱収支は衛星観測された放射データを用い、残差として大気下端の熱収支を得る。

## 第2章 大気エネルギー収支

図2に示すような単位面積の大気柱のエネルギー収支を考える。Sを大気柱全体が持つ全エネルギーの量、Ftoaを大気上端におけるエネルギーフラックス、Fsfcを大気下端におけるエネルギーフラックス、そして、Fwallを水平方向の移流によるエネルギーフラックスの収束とする。具体的には、

$$S = (1/g) * \int_{SFC}^{TOA} (CvT + Lq + gz) dp \quad (2-1)$$

ここで、Cvは定積比熱(717J/kg/K)、Tは気温(K)、Lは蒸発の潜熱(2501J/g)、qは比湿(g/kg)、gは重力加速度(9.81m/s<sup>2</sup>)、そして、zはジオポテンシャル高度(m)である。また、

$$Ftoa = LWtoa + SWtoa, \quad (2-2)$$

$$Fsfc = LWsfc + SWsfc + SHsfc + LHsfc, \quad (2-3)$$

$$Fwall = - \text{div } E, \quad (2-4)$$

ここで、LWtoaは大気上端における正味の長波放射、SWtoaは大気上端における正味の短波放射、LWsfcは地表面における正味の長波放射、SWsfcは地表面における正味の短波放射、SHsfcは地表面における顕熱交換量、LHsfcは地表面における潜熱交換量である。LWtoaは現実には入射量は無視し得るので、OLR (Outgoing Longwave Radiation) で置き換えられる。また、Eは水平方向のエネルギー輸送量であり、

$$E = (1/g) * \int_{SFC}^{TOA} [V * (CpT + Lq + gz)] dp, \quad (2-5)$$

ただし、 $V$  は風速 (m/s)、 $C_p$  は定圧比熱 (1004 J/kg/K) である。なお、運動エネルギーはエネルギー輸送全体に占める割合がとても低いので省略し得る。

これらの量の気柱への出入りを考えるのであるから、

$$\partial S / \partial t = F_{toa} + F_{sfc} + F_{wall}, \quad (2-6)$$

の関係が存在する。

なお、本論文においては特に断りのない限り、この気柱を中心に考え、フラックスが正（負）とは、気柱にフラックスが入る（出る）方向を指すことにする。

## 第3章 データと解析方法

### 3-1. データ

#### 3-1-1. 大気データ

大気データには ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) で発行している全球客観解析データである ECMWF/WMO data set を用いた。このデータセットは水平方向には 2.5 度×2.5 度の緯度経度格子点座標、そして、鉛直方向には、100, 200, 300, 500, 700, 850, および、1000 hPa の七高度から構成されている。解析に用いた期間は 1985年1月1日から1989年12月31日の五年分である。なお、データには一日二回、0時と12時（世界標準時）の値が入っている。

#### 3-1-2. 放射データ

衛星観測による放射データには、NASA (National Aeronautics and Space Administration) が発行している ERBE の S-4 data set を用いた。このデータセットからは走査放射計から見積もられた月平均値の OLR と正味の短波放射を用いた。ERBE は NOAA-9, NOAA-10, そして、ERB-S(Earth Radiation Budget - Satellite) による観測結果から成り立っている。このデータは1985年2月から1988年12月までを用いた。1989年以降もデータは続いているが、研究対象とした領域のデータが1年を通して含まれているのは1988年までである。

#### 3-1-3. 海氷データ

海氷データには NSIDC (National Snow and Ice Data Center, Boulder) が発行している Arctic and Southern Ocean sea ice concentration of 1973 -1990 (以後 ASOSIC と呼ぶ) を用いた。このデータは緯度角1度の正方形格子点座標の各格子における海氷面積率を 0/10 から 10/10 の11段階で、各月末において表されている。データは US NAVY/NOAA joint ice center digital data を元にして、そして、それは、AVHRR, DMSP SSM/I を含んだ色々なデータ源からつくられている。

#### 3-1-4. 海面熱交換量



Esbensen and Kushnir (1981) でまとめられた気候値を目安として用いた。内容は短波放射、長波放射、潜熱、顕熱、地上風、地上気温、地上湿度、海面温度、雲量である。内容の中、熱フラックスは他の基礎的な量から見積もられたものである（詳細は付録Aを参照のこと）。データは緯度4度×経度5度の格子点座標で毎月の値が与えられる。南緯62度と南緯66度の座標の中、データが入っている部分を帯状平均したものを本研究では用いている。

### 3-2. 解析方法

#### 3-2-1. 計算過程

等式(2-6)の各項のうち、 $F_{toa}$  はERBEの放射データ、そして、 $dS/dt$  および  $F_{wall}$  はECMWFの客観解析データから計算により得た。また、 $F_{sfc}$  はそれら3項の残差として得た。

ここで  $F_{wall}$  および  $dS/dt$  を計算するときの鉛直積分について触れる。積分にはHitac VOS3システム付属の数値計算サブルーチン集MSL2にあるスプライン関数(DASCM, DASQM)を用いた。 $toa$  (大気上端)はデータの制約から100 hPa、 $sfc$  (大気下端)は地形に合わせた。大気下端の扱いはMasuda (1990)の方法を用い、地形の高度より上では係数を1、地形より下では係数を0として鉛直積分をした。なお、地形の高度が客観解析データの最下層である1000 hPa高度より低い場合は、850 hPa面と1000 hPa面の値を用いて直線的に外挿した。

#### 3-2-2. 問題点

さて、 $F_{wall}$  を求める時に等式(2-4)において発散を計算していることが、ある問題を引き起こす。ここである場の量  $X$  の南北輸送の発散の帯状平均を考えると、

$$\begin{aligned}
 & (1/2 \pi) * (1/g) * \int_0^{2\pi} \int_{SFC}^{TOA} [ \partial (X*v) / \partial \phi ] dp d \lambda = \\
 & (1/2 \pi) * (1/g) * \left\{ \int_0^{2\pi} \int_{SFC}^{TOA} [X*(\partial v / \partial \phi)] dp d \lambda + \int_0^{2\pi} \int_{SFC}^{TOA} [v*(\partial X / \partial \phi)] dp d \lambda \right\}, \quad (3-1)
 \end{aligned}$$

なお、 $\lambda$ は経度、 $\phi$ は緯度とする。右辺第二項は $x$ の南北分布の傾きに伴う移流量を表す。右辺第一項は媒体（空気質量）の密度変化に伴う移流量を表す。この右辺第一項の微分の部分を $(1/2 \pi) * (1/g) * \int_0^{2\pi} \int_{SFC}^{ToA} [\partial v / \partial \phi] dp d \lambda$ のように、大気下端から上端（実際には100 hPa）まで鉛直積分するとその緯度帯での帯状平均の地上気圧の変化量が得られることになる。しかし、実際に計算するとそうではなく、現実の気圧変化の10倍以上の値になる。そのために(3-1)の左辺には大きな誤差が含まれる。それは離散データを用いているからある程度は仕方ないことであるが、物理的に根拠のないスプライン関数を積分に用いたことも原因と思われる。また、大気上端を本当の上端でなく、100 hPaに設定していることも原因になっている可能性がある。さらに元々データセットに含まれている問題もある。

大気上端を100 hPaにしたことによる問題については、質が異なるデータセットであるが、気象庁の客観解析データを用いた試みを行った。このデータセットは10 hPa面までのデータを含んでいる。そこで、大気上端を100 hPaにした場合と10 hPa場合で $(1/2 \pi) * (1/g) * \int_0^{2\pi} \int_{SFC}^{ToA} [\partial v / \partial \phi] dp d \lambda$ を計算したところ、結果の値は大差がなかった。したがって、大気上端を100 hPaにしたことは問題ないと判断した。

データセットに含まれている問題は次のようなものである。Trenberth (1991), あるいは、Masuda (1988)によれば、客観解析データの予報モデル内では連続の式は満たされている。しかし、データを配布する形に直す、つまり、予報モデル内の $\sigma$ 座標系から $p$ 座標系に変換するための補間をする際に、連続の式を満たすことが考慮されていないので、 $p$ 座標系に変換されたデータは質量収支に誤差が含まれる。

本研究でスプライン関数を用いたことだけが原因ではなく、いざれにせよ誤差は避けられない。南緯60度と南緯70度の緯度線に囲まれた領域で平均した(3-1)の左辺とほとんどを誤差に由来する(3-1)の右辺第一項と比較すると、その右辺第一項はその左辺の一つ下の桁、あるいは、時によっては同じ桁の大きさに達する。

### 3-2-3. 解決方法

この誤差は避ける方法がある。Nakamura and Oort (1988)においては南緯70度の緯度

線上を通過する熱力学的エネルギー量を計算している。その時に次のように、南緯70度  
にそって南北風を積分したときに結果が0になるようにあらかじめ風場を修正してある。  
Masuda (1990) においても実質的に同じことをしている。なお、修正分は各高度に均等に  
分配している。

$$\int_0^{T_0^A} \int_{2\pi} v \, dp \, d\lambda = 0, \quad (3-2)$$

$\lambda$  は経度である。こうすれば、等式 (3-1) の右辺第一項を東西・鉛直積分した部分が0に  
近くなるので誤差は見かけ上なくなる。この処置をする前と後の違いを図3に示す。図3  
(a) は修正する前の、図3 (b) は修正した後のエネルギー輸送の季節緯度断面をそれぞれ示  
す。図3 (a) は南半球高緯度においても北向きのエネルギー輸送がある他、時間変化が不  
自然な部分も見られる。一方、修正後の図3 (b) は滑らかで図3 (a) にあるような不自然  
さが消えている。

本研究においては帯状平均値だけでなく、経度方向にも切り取った結果を使いたかった  
ので、エネルギー輸送の収束を得るには Nakamura and Oort (1988) や Masuda (1990) の方法  
を取らずに、領域Aの  $F_{wall}$  を得るには次の等式 (3-3) の計算をした。

$$F_{wall} = (1/A) * \iint \left\{ \left[ \left( \frac{1}{g} \right) * \int_{SFC}^{T_0^A} B \, dp \right] * \frac{\partial P_s}{\partial t} \right\} ds$$

$$+ (1/A) * \iint \left\{ \left( \frac{1}{g} \right) * \left[ u * \left( \frac{\partial B}{\partial \lambda} \right) * \left( \frac{1}{\cos \phi} \right) \right. \right.$$

$$\left. \left. + v * \left( \frac{\partial B}{\partial \phi} \right) \right] dp \right\} ds. \quad (3-3)$$

なお、 $B = CpT + Lq + gz$  である。

右辺第一項は等式 (3-1) の右辺第一項に相当する部分である。B が鉛直方向に ( $v$  の発散

に比べれば) ほぼ一定なので、 $v$  の発散の部分は地上気圧の時間変化で置き換え、平均値同士の掛け算をした。Nakamura and Oort (1988)、あるいは、Masuda (1990) のような南極大陸を南緯 70 度の緯度線で取り囲むような場合はその内部は地形の影響も含めてあまりにも未知の部分が多いので、また、南緯 70 度の緯度線だけを考えればよいので、等式 (3-1) の左辺に相当する部分を直接計算し、各々の格子点を扱わなければいけない右辺には触れないほうが良いのかも知れない。

ただし、関係 (3-2) を保つように修正した風の場合によるエネルギーの南北輸送量は計算した。それは定量的に (3-3) の  $F_{wall}$  と同じ関係ではないが、対象領域への南北からの移流の量と  $F_{wall}$  の関係を示すために必要であると考えた。

#### 3-2-4. 平均化の作業

結果は帯状平均の形で示される。ERBE のデータセットの場合は個々のデータは 2.5 度  $\times$  2.5 度座標系の線で区切られた領域を代表するが、ECMWF/WMO 客観解析データの場合は 2.5 度  $\times$  2.5 度座標系の線の交点におけるデータを表している。これでは少しずれているので、南緯 60 度から南緯 70 度の帯状平均をするときに、客観解析データは南緯 62.5 度、65 度、および、67.5 度の値と二分の一の重みをかけた南緯 60 度および 70 度の値を用いている。

#### 3-3. 客観解析データに対する認識

##### 3-3-1. 客観解析の過程

客観解析データの元となる解析値は天気予報をする過程の中でつくられるが、この過程について書く。一定時間毎に集められたラジオゾンデ、衛星、洋上船舶などからの観測データは空間分布および質が均一でないので天気予報の為のモデルに直接応用するのは無理がある。そこで、それらのデータはモデル内の座標系に合うように修正がなされる。この過程は最適内挿法が現在では用いられている。

萬納寺 (1994) によると、それは格子点上にある推定値 (ひとつ前の予報サイクルでつくられた予報値を使う) を近くの観測点の観測値とその点での推定値との差で修正し、格子

点上にある解析値を求める方法である。その修正に関する重み係数に観測値の信頼性が加味される。格子点の近くにデータが全くなければ推定値がそのまま解析値になる。

最適内挿法のような予報値を用いる過程では、信頼性の高い観測データの情報が予報モデルの中で風に乗って風下に流されていく。だから、空間的内挿だけで解析値を決定する方法よりも、観測データを有効に使うことができる。

### 3-3-2. 問題点

#### ・予報モデルの変更

上に説明したように、解析値は予報値を元に決められるので、予報モデルの物理過程によって偏った性質を持つ可能性がある。また、予報モデルの内容は必要に応じて改善されるのでその度に偏り方が変動する可能性もある。例えば、Trenberth (1992) の Fig. 12 は 1980 年から 1986 年までの両半球における等圧面高度の日変化率が 1984 年 5 月と 1985 年 5 月に質的に変わったことなどを示した。同時に予報モデルの仕様変更が行われている。このことは客観解析データを用いての気候学的研究、とりわけ経年変動の研究を困難にさせる。特に本研究では、 $T^*v$  のような二次の項を用いるので影響を受ける可能性が大きい。この問題点は、長期間のデータをまとめて最新の予報モデルで解析し直す ECMWF および NMC でなされている再解析計画によりいずれ解決されるが、現時点では従来からの客観解析データを用いざるを得ない。

#### ・データの現実性

本研究では客観解析データの長所である観測地点のないところでもデータが記述されているという点を最大限に利用する。しかし、特に極域のような観測地点が極端に少ない領域においては、その結果として見えるものは現実の現象でなく、予報モデルの中にある現象ではないか、という懸念がある。地上観測地点以外から得られるデータとしては極軌道衛星の放射観測から算出される層厚・気温・水蒸気量の鉛直分布がある。これらは TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) あるいは SATEM と呼ばれる形で NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service) から各地の予報センターに配信され

ている。これらのデータを予報サイクルに取り込むことにより、南半球では予報精度が良くなったが、北半球では観測地点の数が多く予報精度が元々良いので効果がないという結果が報告されている (Anderson et al., 1991 等)。したがって、南半球においては TOVS の観測値は生かされており、単に予報モデルの中身を見ているのとは異なると考えられる。

### 3-3-3. どの客観解析データを使うか

客観解析データは主に ECMWF と NMC (National Meteorological Center) から発行されている。気象庁の客観解析データもあるが、そのデータを出力した予報システムは、予報精度においては 1988 年以前は ECMWF のそれに比べると格段に悪かった (時岡他の図 3. 1、1993)。Trenberth and Olson (1988) は NMC と ECMWF の全球解析値の比較を報告している。この比較は 1986 年の終わりまでである。南極点のアムンゼンスコット基地における高層観測とそれらの解析値が 200 hPa 高度について比較された。NMC の解析値と高層観測値の差の RMS (Root Mean Square) の月平均値は 1983 年から 1986 年にかけて冬は 300 m 以上であった。一方、ECMWF の解析値と高層観測値の差の RMS は年々小さくなってつつあり、1986 年には 50 m 程度だった。しかし、ラジオゾンデの測定精度である 20 m に比べると依然大きな値である。これらのことから、本研究には ECMWF の客観解析データを用いることにした。

### 3-3-4. 客観解析における海氷の扱い

ECMWF の Hennessy, J.T. からの手紙によれば、1992 年 8 月以前の解析には、Alexander and Mobley の月平均の 1 度格子点ごとの SST および海氷の気候値と NMC からの毎日の SST の報告 (Reynolds, 1988) を混ぜて用いていたということである。Alexander and Mobley の元の論文は見つからないが、Alexander and Mobley (1976) にはその気候値の以下のような説明がある。海氷は 1957 年の the Hydrographic Office charts に基づいて、海氷面積の比率が 0.5 以上の場所を「海氷がある」と判断している。また、0.5 以下でも、海氷の内側にあるものは含んでいる。つまり、海氷密接度という概念はなく、海氷は 1 度格子の空間スケールで「あり/なし」で与えられている。そして、海氷があること

になっている場所には SST として  $-1.7^{\circ}\text{C}$  を入れた。

また、予報モデルにおいては、SST が  $-1.7^{\circ}\text{C}$  以下の場所を海氷であると認識するようになっている。開水面と海氷面ではアルベドと粗度長が異なり、アルベドが 0.55 (海氷)、0.08 (開水面)、また粗度長が 0.001m (海氷)、乱流の強さによる変数 (開水面) になっている。

### 3-4 その他のデータに対する認識

#### 3-3-1 ERBE

Barkstrom et al (1990) によれば、走査型放射計の一画素は直径 40 km の円である。このデータは未加工のものから本研究で利用した  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$  で領域平均された月平均値まで、様々なレベルで NASA から提供されている。なお、精度は  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$  の領域の月平均値では  $\pm 6\text{ W/m}^2$  という見積もりがある。

#### 3-3-2 海氷

図 4 は ASOSIC の各格子点の値を月平均・帯状平均した結果による各々の年の季節変化と SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) の各画素 ( $25\text{ km}\times 25\text{ km}$ ) における日毎データを月平均・帯状平均した結果による 1988 年の季節変化である。両者の 1988 年を比べると、ASOSIC が SSM/I より、季節変化の最大値に関して 10% 程多い値を示している。

ASOSIC の各年の違いはその最大値が、1985 年、1986 年には 8 月から 9 月にあるのに対し、1987~1989 年は 7 月にあり、そして年最大値のすぐ後に減少しない台地型の変化を見せていることである。SSM/I の海氷データが始まるのが 1987 年 9 月であることは留意すべきかも知れない。ただし、1984 年以前にも台地型の季節変化をする場合があったので、データ源が変わったことが原因であるとは完全には言い切れない。

本研究においては、現在では海氷面積の経年変化は議論の外にあり、帯状平均した平均海氷密接度の季節変化の形がわかればよいのであるので精密な値は問題にしない。したがっ

て、1988年のSSM/Iとほぼ同じ季節変化型をしているASOSICの5年平均値で十分と考える。ただし、今後、経年変化の課題に取り組む時は空間分布も含めて検討する必要があるようだ。

なお、面積平均した海氷密接度は元の海氷密接度とは含んでいる意味が異なるので、区別するため、ここでは「平均海氷密接度」と呼ぶことにする。



## 第4章 解析結果

### 4-1. 大気上端の放射収支

#### ・短波放射

図5の季節変動は一年周期の正弦波の性質が支配的であるが、春の立ち上がりが少し遅れる。図6の4年間の変動においては季節変動の振幅に比べて経年変動はほとんどない。4年平均値は12月には最大の  $255 \text{ W/m}^2$ 、6月には最小の  $5 \text{ W/m}^2$ の値を示している。これから示す他のどの要素よりも振幅が大きく熱収支を支配している。

#### ・長波放射

図5の4年平均値は1月には最小の  $-210 \text{ W/m}^2$ 、7月には最大の  $-173 \text{ W/m}^2$ の値を示している。季節変動は一年周期の正弦波が半年変動に変調を受けた形である。7月に向かって緩やかに増大し、そして、7月から9月までは緩やかに、それ以降は早く減少する。振幅は短波放射に比べて一桁小さい。図6の4年間の変動においては、経年変動が表れている。1986年は最大値になる月が他の年とは異なっている。また、1985年、1987年は5月の盛り上がりが他の年と異なる。4年を通して絶対値において減少の傾向があるようにも見えるが、これはセンサーの器差によるものである（Yamanouchi and Charlock, 1996）。

### 4-2. 南北方向のエネルギー輸送

#### 4-2-1. エネルギー輸送

図7は1985年から1989年の5年分を平均した値である。南緯60度側に注目すると、南向きのエネルギー輸送量が8月に最大値になり、1月に最小値になっている。3月までは比較的遅く、4月にかけて比較的早く、5月にかけて比較的ゆっくりと、その後は再び早く8月まで増加している。減少時には10月から11月に早い率で減少している。一方、南緯70度側は7月に最大値になり、1月に最小値になっている。増加時には5月まで比較的早く、5月から7月にかけて緩やかに増えている。減少時には、9月以降に比較的早く減少している。

図8は時間緯度分布である。一年を通して、40度付近で輸送量が最大になる。南緯50度～南緯60度では半年周期成分に伴う南向き輸送の強化が4月と10月に見られる。

#### 4-2-2. 潜熱輸送

図9は潜熱の南北輸送量を示す。南緯60度側は7月に最大に、1月に最小になっている。また、4月に極大、5月に極小である。振幅は $10 \times 10^{15}$  W程度である。南緯70度側は9月に最大、1月に最小になっている。増加期は一様にゆっくり増え、減少期は10月から11月にかけて急に減っている。Yamazaki (1995) のNMC(1986-1991)による水蒸気輸送と比較すると南緯60度側では年2回の極大が共通している。しかし、南緯70度側では異なる変動型であり、NMCのデータでは5月に極大が見られるのに対し、図9では8月に極大がある。また、Yamazaki (1995) では南緯60度から入って南緯70度を通り抜けるまでにフラックスは1/3程度になるが、図9では緯度円上の総輸送量が7月～10月まではほとんど収束しない。南緯60度での $20.0 \text{ g/m/s}$ のフラックスは潜熱輸送量に直すとちょうど $1.0 \times 10^{15}$  Wになり図9の極大値とだいたい合う。

#### 4-2-3. 各高度の輸送

未補正の風の場合から得られた200 hPa, 500 hPa, 850 hPaの三高度の顕熱輸送を擾乱成分と平均流成分に分けた。なお、「大きい」は南向きの輸送量が多いこと、「小さい」は北向きの輸送量が多いことの意味で用いる。

##### ・擾乱成分 200 hPa (図10)

南緯70度では10月に極大がある。南緯60度では5月と11月に極大がある。基本的に発散している。

##### ・擾乱成分 500 hPa (図11)

南緯70度では5月、8月に極大が、1月に最小がある。南緯60度では7月、あるいは、8月に最大があり、1月に最小がある。基本的に収束している。

##### ・擾乱成分 850 hPa (図12)

南緯70度では5月に最大が、1月に最小がある。値が500 hPa, 200 hPaに比べて、5

倍以上ある。南緯60度では8月に最大が、1月に最小がある。値が500 hPa,200 hPa に比べて2倍程度ある。この高度では発散している。

・平均流成分 200 hPa (図13)

南緯70度では10月に最大が、1月に最小がある。南緯60度では最大が6月に、最小が3月にある。南緯70度側では南向きの流れ、南緯60度側では北向きの流れになっており、発散している。

・平均流成分 500 hPa (図14)

南緯70度では9月に最大が、11月に最小がある。南緯60度では最大が1月に、最小が7月にある。南緯70度側では南向きの流れ、南緯60度側では北向きの流れになっており、発散している。

・平均流成分 850 hPa (図15)

南緯70度では1月に最大が、6月に最小がある。南緯60度では最大が7月に、最小が1月にある。南緯70度側では北向きの流れ、南緯60度側では南向きの流れになっており、収束している。この成分の南緯70度側はとても値が大きい。他の平均流成分より一桁大きい。

#### 4-3. エネルギー収支

なお、 $F_{toa}$  のデータは1985年から1988年までしかないので、1989年はその4年間の平均値で代用した。この後で説明する  $F_{wall}$  および  $dS/dt$  に比べて経年変動が十分小さいと判断したことによる。この結果を図16と表1に示す。

##### 4-3-1. 大気上端での放射収支 ( $F_{toa}$ )

図16の  $F_{toa}$  は最小値が6月に、最大値が12月にある。その変動のほとんどを短波放射に依存するが、5月~7月の短波放射量の変動が少ない期間は長波放射の変動が貢献している。

##### 4-3-2. 南北方向のエネルギーの収束 ( $F_{wall}$ )

季節平均である図16の  $F_{wall}$  は8月、最大値をとる。また、5月に最小値、2月~4

月にはっきりとはしないが極大、11月あるいは1月に極小をとる。

5年間の変動を表す図17の $F_{wall}$ は各年の値においても、5月かその隣の月の極小、冬の月の極大、および、夏の極小は消えずに残る。また、各年において2月～4月のどこかには極大が見られるが、その現れ型は年によって異なるので5年平均値では極大が不明瞭になっている。例えば、1986年と1989年ははっきりとした極大がひとつだけ2月にあるが、1985年は4月にある。また、1987年、1988年は極大がはっきりせず、2回に分けて表れている。冬の極大も値の大きさはまちまちである。1989年の7月～10月の盛り上がりも特徴的である。5年間の時系列を見ると各年によってばらつきが大きいといえる。

#### 4-3-3. 全エネルギーの時間変化 ( $\partial S / \partial t$ )

図16の $\partial S / \partial t$ が表す5年平均値においては2月～8月に負の値、9月～翌1月に正の値をとる。5年平均値においては、比較的なだらかな季節変動を示しているが、図17の各年の季節変化を見てみると各月の値のばらつきが、季節変化に比べても大きい。2月～4月の変動はばらつきが特に大きい。1988年、1989年には2月と4月に極小が目立つが、1986年、1987年は極小が1度だけである。また、1989年10月の極小が特徴的である。

#### 4-3-4. 大気下端の熱交換量 ( $F_{sfc}$ )

図16の $F_{sfc}$ が表す5年平均値においては、5月に最大値、12月に最小値をとる。最大値に向かっては比較的早く増加し、最小値に向かっては比較的緩やかに減少している。その変動分のほとんどは $F_{toa}$ が反映している、そして、 $F_{wall}$ により変調がかかっている。図17の各年の変動においても、5月の極大値に向かって早く増加し、12月の極小値に向かって緩やかに減少する傾向が各年に見られる。ただし、1988年は6月に極大値がある。

#### 4-4. 平均海水密接度

図18に海水密接度の南緯60度から南緯70度の帯状平均値を示す。4月～6月に早

く拡大し、最大値は7月～9月にはっきりしない形で現れている。このことは全海氷面積の拡がりの最大が9月にある（例えば、Gloersen et al, 1992）こととは少し異なっている。また、12月には減少が急に起きている。

## 第5章 考察

### 5-1. 南北方向のエネルギー輸送の収束 ( $F_{wall}$ )

#### 5-1-1. 南北の境界面での流出入

図16の収束値としての $F_{wall}$ の最大値が8月であることは、図6のエネルギー輸送量において南緯60度側からの流入が5月から8月まで一様に増加傾向であるのに対して、南緯70度側の流出は5月から9月まで、比較的变化しないことの結果である。また、 $F_{wall}$ の極小値が5月にあることは、南緯60度側の5月の流入量と前後の月の値を季節内変動の時間規模で見たときに5月の値が小さいこと、および、南緯70度側の5月の流出量を同様の時間規模で見たときに前後の月より多いこと、の結果である。

#### 5-1-2. 流出入の高度分布

図7の南緯70度面のエネルギー輸送量と図10から図15までの各高度の顕熱輸送量を比べる。図7のエネルギー輸送量では5月に凸部がある、また、各成分においては同月に擾乱成分の200, 500, そして、850hPa面の三高度共に極大値が表れている。その凸部に対しては特に下層の貢献が大きい。平均流成分はその変化傾向は表れていない。850 hPaの平均流成分はとて大きく、2 m/s程度の風が常に吹いていることになる。南緯70度の緯度線は大陸氷床にかかる部分が約半分あるので、その部分のカタバ風成分が強く影響を与え、残りの部分、つまり、ロス海やウェッデル海の部分では擾乱成分が卓越している可能性がある。各高度の顕熱輸送量の図については地形を考慮せずに経度の360度全てのデータを用いているので、そのこともカタバ風を強調している可能性がある。また、850 hPa面の擾乱成分の値の大きさも地表面に近いことによる誤差が大きいかも知れない。Masuda (1990)では、南緯70度を通るエネルギー輸送の中で平均流成分は全層で積分すると擾乱成分に比べて全体の変動分に貢献しないという結果になっている。この結果においてもエネルギー輸送全体の振幅に平均流成分の変動が出てこないため、輸送量全体の変動分にはあまり貢献していないと思われる。

一方、南緯60度面については、エネルギー輸送量の8月の最大値に対して、擾乱成分

の 500 および 850 hPa 面の変動分が貢献している (図 6)。また、エネルギー輸送量の 4 月と 10 月の凸部には擾乱成分の 500 hPa 面の変動分が貢献している。これはいわゆる半年振動による低気圧の活発化が表れているものと考えられる。一方、擾乱成分の 200 hPa 面には 11 月に見られる極大は極渦の崩れに伴うものと思われる。ただし、この変動の大きさそのものは積分した輸送量に対しては影響を与えない。また、これは南緯 70 度面でははっきりとは見えない。

### 5-1-3. 季節変動の解釈

Fwall の 5 月の極小値が形成される 5-1-1 で述べたようなエネルギー輸送量の変化をもたらした一つの原因は、海面からの加熱が考えられる。なぜならば、鉛直積分されたエネルギー輸送の変動に対しては大気圏下層付近での変動がよく表れているから、また、南緯 70 度側での流出の増大は温度傾度が大きくなったことを示唆し、南緯 60 度側での流入の減少は温度傾度が小さくなったことを示唆しているからである。Fwall の 8 月の最大値は南緯 60 度側で流入が最大になることの貢献が大きい。これは冬に向かって海氷が拡大するために地表面の温度差が大きい場所が南緯 60 度線に近づくので、その場所での南北温度傾度が大きくなるためという見方もあり得る。

### 5-2. 大気下端の熱交換量

#### 5-2-1. 大気下端の熱交換量の意味

ここでは Fwall, Ftoa, および  $\partial S / \partial t$  の項の残差として得られる大気下端の熱交換量 (Fsf) の中身について考える。

南緯 60 度～南緯 70 度の領域で Fsf を計算したのと同様に、南緯 50 度～南緯 60 度の領域で平均した大気下端の熱交換量を図 19 に示す。また、図 20 はこの領域の海氷面積の季節変化を示している。南緯 50 度～南緯 60 度の領域での大気下端の熱交換量は、5 月から 7 月への変化に注目すると、 $5 \text{ W/m}^2$  程度増加している。また、平均海氷密接度は 9 月に最大で 12%、そして、この 5 月～7 月の時期には 1%～7% 程度と海氷はほとんど張り出さない。この大気下端の熱交換量と海氷の関係は、南緯 60 度～南緯 70 度の

領域においては、平均海氷密接度が33%から60%へ増加していると同時に  $F_{sfc}$  が  $30 \text{ W/m}^2$  程度減少しているのとは異なり、大気下端の熱交換量と平均海氷密接度の反比例関係は見えない。それぞれの領域が異なるから、地理的な違いである可能性も残るが、このことは  $F_{sfc}$  の変化が平均海氷密接度の変化と関係があることを示唆している。

海氷が大気海洋間の熱交換に与える効果は、海洋から大気への熱流量を増やす効果と減らす効果の二通りが考えられる。大気の状態も考慮しなくてはならないが、一般には、前者は短波放射への効果であり、後者は顕熱、潜熱および長波放射への効果である。

短波放射への効果はアルベドの違いが原因である。Hibler and Flato (1989) には開水面、海氷面のアルベドはそれぞれ  $0.1 \sim 0.2$ 、 $0.3 \sim 0.7$  と書かれている。また、会田 (1982) には水が  $0.03 \sim 0.10$  (天頂角小)、 $0.10 \sim 1.00$  (天頂角大)、海氷が  $0.30 \sim 0.45$ 、また、旧雪～新雪が  $0.40 \sim 0.95$  とされている。短波放射はそれ自身の大きさの季節変化がアルベドの違いに由来する季節変化に比べてはるかに大きいので、必ずしも地表面の影響を表しているわけではない。

顕熱輸送に対して、海氷は大気海洋間の熱絶縁体として働く。また、その熱絶縁体は海氷そのものだけでなく、その上の積雪も含めなければならない(例えば、Maykut, 1986)。なお、海氷から大気への顕熱輸送を減らすのは気温が海水温度より低い場合を想定した場合である。潜熱輸送に対しては海氷はその低い表面温度のために蒸発量が開水面より少ないことが原因である。

熱絶縁体としての海氷についてさらに具体的に記述する。Worby and Alison(1991)の数値実験結果がまとめられている table2 の中から気温が  $-10^\circ \text{C}$ 、氷厚が  $0.4 \text{ m}$  の条件の乱流熱交換量、つまり、顕熱と潜熱の合計を抜き出すと、海氷面積比が  $100\%$ 、 $65\%$ 、および  $30\%$  の条件に対して、その熱交換量はそれぞれ  $38 \text{ W/m}^2$ 、 $112 \text{ W/m}^2$ 、および  $133 \text{ W/m}^2$  である。なお、Wadhams et al. (1987) は東経  $0$  度方向では冬季の平均的な氷厚は  $0.3 \sim 0.6 \text{ m}$  と見積もっている。ここでいう海氷面積比とは空間的に小さなスケールの状況を考えているので、本研究の中で用いる平均海氷密接度とは異なり、平均する前の個々の海



氷密接度に相当する。

また、季節の進行に伴い海氷が次第に厚くなるため、そして、海氷上に積雪ができるために、海氷を通しての熱交換量が少なくなる、という事実もある。Allison (1981)は大陸沿岸での積雪のない海氷下での海洋から海氷への熱流量の季節変化を示した。その図によると、秋（6月）から冬（8月）にかけて熱流量は20 - 50 W/m<sup>2</sup>程度減っている。

海氷上の大気境界層に逆転が起こり、下向きの顕熱輸送が200 W/m<sup>2</sup>以上であるという報告もある（Andreas et al, 1984）。ただし、この観測は10月に南緯56度付近で行われた。これは融解期であり、結氷期とは同一に扱うことは出来ないが、このことも季節変化の一端を担っている。

一方、地表面付近における顕熱と潜熱の鉛直輸送量はバルク法では次のように記述される（Budyko, 1974）。

$$F_H = \rho * c_p * C_H * V_a * (T_s - T_a) \quad (5-1)$$

$$F_{LE} = \rho * L * C_E * V_a * (q_s - q_a) \quad (5-2)$$

ここで $\rho$ ,  $c_p$ ,  $L$ ,  $V_a$ ,  $T_a$ ,  $q_a$ はそれぞれ、空気の密度、空気の等圧比熱、蒸発の潜熱、風速、気温、比湿である。 $T_s$ は海面温度、 $q_s$ は海面に近い層の湿度であり、 $T_s$ での飽和湿度であると仮定される。 $C_H$ および $C_E$ は顕熱と潜熱に対する輸送係数である。

本研究の対象領域は冬に地上気温が低く、夏に地上気温が高いという性質がある。海面温度は凍結しない限り、気温に比べて変化幅が小さいので、風速が一定とすれば、顕熱輸送量 $F_H$ 、潜熱輸送量 $F_{LE}$ に対して最も支配的な因子は気温である。したがって、その単純な枠組みでは乱流熱交換量は冬に大きく、夏に小さい。

たとえば、Ushio and Wakatsuchi (1990)によれば、室内実験において、例えば6 m/sの風、気温  $-10^{\circ}C$ を保って塩水を冷却し続けると、最大で2 kW/m<sup>2</sup>程度の放熱量が観

測された。ただし、風が弱いと表面が先に凍結するので、凍結した後は氷が熱絶縁体として働くため潜熱解放が効率的に行われぬ。なお、Esbensen and Kushnir (1981) (今後EK 81 と略して記述する) の見積もりを元にした、南緯62度、および、南緯66度の地上風の帯状月平均値は大体  $10 \pm 2$  m/s の範囲に入る。また、他の実験・観測によれば、開水面からの熱放出量は  $1 \text{ kW/m}^2$  前後である (牛尾他、1987; Vowinckel and Orvig, 1971)。それらの値の大きさはFsfc変動の要因として重要である。

したがって、冬に抑制が顕著である海氷の熱絶縁効果および気温によって主として決まる冬に活発である境界層内の乱流熱輸送の二者のバランスされた結果としての季節変化を見ていることになる。ただし、時空間的に大きなスケールを考えると、海氷の存在と気温は独立ではないので、二者の相互作用が含まれることになり、単純ではない。

長波放射に対しての海氷の影響は、基本的には海氷の表面温度が開水面より低いことが理由である。しかし、地表面における正味の長波放射は、そのような表面温度に対して応答した結果の大気からの長波放射も含むので、表面温度の差が正味の長波放射に対して直接表れるわけではない。また、大気からの長波放射には雲の効果も含まれる。雲があると正味の長波放射は晴天に比較すると0に近くなるが、実際には対象領域が曇天であることが多いので海氷による長波放射に対する効果はさらに見えにくくなるであろう。観測船Eltaninによる航海記録では冬および夏に、雲量が八段階の区分で6~8の頻度はそれぞれ、85%および90%となっている (table 5.7. of Schwerdtfeger, 1984)。

ここで雲量の変化が地表面の長波放射収支に与えることについて考えておかなければいけない。特にこの領域の雲量は、冬は海面が凍っているために人が到達するのが困難なことから、未知の部分が多いが、幾つかの見積もり、観測結果の集約の努力が続けられている。ISCCP (International Satellite Cloud Climate Project) は極軌道衛星および静止衛星による赤外領域および可視領域のセンサーで見た地表面状態から雲量を見積もるアルゴリズムを開発した (Rossow and Garder, 1993 など)。また、EK81では気候値として雲量も示されている。

図 2 1 にこれらのデータによる雲量を最大値を 1 0 とし、それに対する比率で示す。Fsfc が減少している 5 月～7 月に注目すると昭和基地の観測結果は十段階の区分で雲量を表すと 5 年平均で 5 月に 6.7、7 月に 6.2、また、年間の最大値、最小値はそれぞれ、5.8、7.6 である。ISCCP,EK81 の結果も変動は最大でも 1 程度の幅である。これらのデータから、5 月から 7 月への系統的な変化は認められない。

雲量が増加することによる地表面での長波放射収支の違いは Yamanouchi and Charlock (1995) が調べている。その結果によると、昭和基地付近の氷上で 1 0 月に雲量 1 0 の時と晴天時の地表面の長波放射量の差は  $52 \text{ W/m}^2$  である。仮にこれまでの見積もり・観測値の変動幅の最大値である 2/10 の雲量が 5 月から 7 月にかけて増加したとしても、予想される長波放射量の減少は、約  $10 \text{ W/m}^2$  である。したがって、Fsfc の減少量  $30 \text{ W/m}^2$  に対して帯状平均値としての雲量変化は主たる貢献をしていないことがわかる。

ところで、図 4 の OLR を見ると 5 月から 7 月の間に絶対値にして約  $10 \text{ W/m}^2$  減少している。雲量に系統的な増加の傾向が認められないのでこれは雲量ではなく、海氷の拡大に関係する地表面および大気の温度の低下のためと考えられる。Yamanouchi and Charlock (1996) は海氷がある場合（海氷密接度が 100 %）とない場合（海氷密接度が 0 %）の OLR の差について調べている。例えば、4 月、7 月の南緯 6 5 度を含む 2. 5 度の帯状平均では、それぞれ  $16.9 \text{ W/m}^2$ 、 $18.0 \text{ W/m}^2$  の違いが表れている。これらの値は他の緯度帯より大きな値をしている。

#### 5-2-2. 海氷分布の特徴

ここで平均海氷密接度の中身について示す。元来、海氷密接度は空間スケールの小さい部分に対して適用する概念であるが、本研究ではその海氷密接度の面積平均をした。その結果としてのある値の中身が、領域の中に均等に海氷密接度が散らばっているのか、あるいは、ある部分だけにある値の海氷密接度が遍在しているか、によってその意味が異なるであろう。実際には、すでに図 1 に示したように海氷がある部分とない部分にはっきりと分かれる。また、図 2 2 は海氷面積の季節変化であるが、図 1 8 とは表示の仕方を変えた。

総面積中にそれぞれの海氷密接度の領域が占める割合を表示している。5月から7月を見ると面積の8割から8割5分程度が海氷密接度が0/10か10/10の領域である。つまり、帯状平均の空間スケールで見ても、海氷は存在する／しないの二値で表される。この海氷密接度の広域な分布の持つ意味はSSM/Iで観測された1画素のように局地的な海氷密接度とは、水平方向の空気の混合に要する時間空間規模の点で異なっている。

ところで、月当たりの海氷面積拡大率を図23に示す。これは月毎の平均海氷密接度の差を取ったものであり、見かけ上の海氷成長率と云える。というのは、領域外に対する流入および領域内での海氷域内での融解に消費される分、があるので、実際の成長率とは異なった値かも知れない。しかし、秋から冬への海氷成長は南半球全体で見ても明らかなので、その季節に関する限り大きな間違いが含まれているとは考え難い。この図に関する限り、海氷面積拡大率は5月に最大値を取り、それ以降は減少している。つまり、5月に海氷がない状態から海氷がある状態への変化が最も活発に行われている。

### 5-2-3. 大気下端の熱交換量に及ぼす凍結融解時の潜熱効果

ここでは、海氷データから推測される海氷の凍結融解に必要な潜熱の量を見積もり、 $F_{sfc}$  との比較をする。

簡単のために凍結時の鉛直対流が与える影響を無視すると、純水が凍結融解するときの単位面積当たりの潜熱量の月平均値  $e$  は、

$$e = C * \rho * D * \Delta S / T \quad (5-3)$$

で表される。ただし、 $C$  は純水の凍結融解に伴う潜熱 (336 kJ/kg)、 $\rho$  は水の比重 (簡単のため 1.0 とする)  $D$  は氷厚 (m)、 $\Delta S$  は面積の変化量 ( $m^2$ )、 $T$  は時間 (一ヶ月  $\approx 2.59 \times 10^6$  s) とする。例えば、氷厚が 1 m で全面積 ( $1 m^2$ ) が凍結した場合は、 $e \approx 150 W/m^2$  となる。 $C$  は塩分濃度・水温によって変わる (例えば、小野、1968) が、現実的には 1 割か 2 割程度なので、この場合の見積もりには支障がない。ここで、氷厚  $D$

と面積の変化量  $\Delta S$  をパラメータにして概算した結果が図 2 4 である。  $\Delta S$  は図 2 3 の結果を用いた。海氷面積の変化率に応じて、5 月は凍結の潜熱放出が最大に、1 2 月は融解の潜熱吸収が最大になる。氷厚を一定にすることは、現実には冬に向かって海氷が面積において増加すると共に、氷厚においても増加することから無理が感じられるが、参照すべきものがないので仕方がないとする。

$F_{sfc}$  には、上記の潜熱放出・吸収に伴う熱交換、そして、それ以外の海面（氷面）の加熱・冷却に伴う熱交換が含まれる。図 2 4 の海氷の凍結融解に伴う潜熱と  $F_{sfc}$  を比べると、氷厚  $D = 2 \text{ m}$  の場合でも少なくとも  $F_{sfc}$  は季節を通してその潜熱を説明するに十分な量であることがわかる。

Gordon (1981) は、夏季の融解熱（1 1 月から 1 月平均で  $64 \text{ W/m}^2$ ）が大気海洋熱交換量（同、 $34 \text{ W/m}^2$ ）だけでは足りないので海洋からの加熱に責任を着せているが、本研究では、大気だけで十分融解し得るという一見異なる結果になった。ただし、Gordon (1981) の用いた海氷データは 9 月、1 0 月、1 1 月、1 2 月、1 月の海氷面積率がそれぞれ、0.8, 0.7, 0.6, 0.4, 0.3 とかなり大きめである。なお本研究では、各々の月末値が 0.64, 0.60, 0.47, 0.23, 0.07 である。これを本研究で用いたデータに置き換えれば、Gordon (1981) の枠組みの中でも 1 1 月から 1 月の平均値としての大気海洋熱交換量の  $34 \text{ W/m}^2$  はもっと大きな値になるので、融解熱に対して決定的に小さいとは言い切れない。一方、本研究の融解熱の値は氷厚を 2 m に仮定しても Gordon (1981) の値（氷厚 1.25 m）より小さい。これにも海氷データの違いが大きく効いている。

上記のようにそれぞれの見積もりの枠内でも海氷面積データによって、大気海洋間の熱交換量と海氷融解に必要な熱量の関係がかなり異なるが、さらに海氷の厚さデータが未知であることは海氷データを用いた見積もりを困難にさせている。Steffen (1991) は氷面からのマイクロ波放射が氷面状態により波長および偏波特性が異なることを利用し、北極海の高氷を氷厚区分した。そして、Maykut (1986) の海氷厚さと乱流熱交換量の関係のモデル実験結果を引用し、海氷面での平均した乱流熱交換量を示している。乱流熱交換量を計算

することは別の話であるが、このマイクロ波放射の特性を用いた方法は南半球においても海氷の状態をより正確に把握するためには有用だと思われる。

凍結時は5-3-1で書いたように、実際には凍結のための潜熱解放とその水温に至るまでの鉛直循環を伴った熱放出が凍結域では必要とされるので、この見積もりのように単に潜熱解放の量だけを扱った値は、大気海洋間の熱交換量をかなり下回らなければならないだろう。

### 5-3 短波放射成分の除去

大気下端の熱交換量の一年を通した季節変化を考えると、最も顕著なのは太陽高度の変化による短波放射の変動である。それに比べればアルベドの変化に伴う変動は小さい。したがって、 $F_{sw}$ の季節変化は太陽高度の変化が直接的に本質であり、地表面の状態が直接反映されているわけではない。確かに、長波放射、潜熱輸送、顕熱輸送の季節変化も含まれるが、太陽高度の変化による短波放射成分の季節変化に比べて変動幅が小さい。そこで、短波放射成分を除去することにより、地表面状態の違い（海氷の有無）が $F_{sw}$ に対してどのように効いているかが、より明らかになる。また、幸い、太陽高度に依存する短波放射成分は見積もりが、長波放射、潜熱、あるいは、顕熱に比べれば確からしさがある。なお、ここで注意しなければならないのは、短波放射成分を見積もる過程で、アルベドを計算するために海氷のデータが $F_{sw}$ に取り込まれることである。

地表面における日射量の見積もりは多くの実験式がある（例えば、近藤,1981）が、アルベドの特に高い場所に適用できるものはあまりない。それは雲と地面の間の多重反射が考慮されていないことのためである。ここでは、雲量変化に対する一次元海氷熱力学モデルの感度を調べるために使われた次の Shine and Crane (1984) の見積もり法を利用した。

$$F_{sw} = cld * F_{cloudy} + (1 - cld) * F_{clear} \quad (5-4)$$

$$F_{cloudy} =$$

$$[(53.5 + 1274.5 \mu) * \mu^{0.5} * (1 - 0.996 \alpha)] * [1 + 0.139 * (1 - 0.9435 \alpha) * \tau]^{-1} \quad (5-5)$$

$$F_{clear} = [1368.0 \mu^2 * (1 - \alpha)] * [1.2 \mu + (1.0 + \mu) * e * 10^{-3} + 0.0455]^{-1} \quad (5-6)$$

ただし、 $\mu$  : 太陽天頂角の余弦,  $\alpha$  : アルベド,  $\tau$  : 雲の光学的厚さ,  $e$  : 地上付近の水蒸気圧 (mb)。  $F_{cloudy}$  は曇天下での地表面の短波放射収支を見積もったものである。

$F_{clear}$  は晴天下の地表面短波放射収支を見積もったものである。この式は Zillman (1972) から来たものに係数の修正が加えられている。ここでは海氷のアルベドは 0.7、開水面のアルベドは 0.1 にした。また、 $\tau$  は Shine and Crane (1984) において平均的な北極の雲に対して与えられる 7.5、雲量は Esbensen (1981) の南緯 66 度 (9 月、10 月は南緯 62 度) を用いた。

そして、次のように、短波放射  $F_{sw}$  を  $F_{sc}$  から差し引いた残りを  $F_{sc2}$  とする。

$$F_{sc2} = F_{sc} - F_{sw} \quad (5-7)$$

その結果として図 25 に  $F_{sc2}$  と  $F_{sw}$  を示す。 $\tau$  およびアルベドにより、 $F_{sc2}$  は特に短波放射の値が大きい季節に違いが出る。一方、 $F_{sc2}$  の最大値が 5 月にあることはパラメータの違いからは影響を受けない。 $F_{sc2}$  の変動に対しては、少なくとも短波放射量の比較的小さい期間においては  $F_{wall}$  がおもに反映されている。

図 26 には、 $F_{sc2}$  と EK81 を一緒に載せてある。EK81 は海洋観測を元にしてあるので、開水面の値として考えることにする。このデータに関しては付録 A に見積もりに用いられた手法などをまとめた。 $F_{sc2}$  が最大になるのは 5 月であり、また、最小は夏に表れている。一方、EK81 は 5 月以降も増え続け、7 月に最大に達する。図 18 の平均海氷密接度が大きな時期は  $F_{sc2}$  と EK81 の差は顕著である。図 26 において平均海氷密接度の

5月以降の増加で F<sub>sfc2</sub> の5月以降の減少を説明することは矛盾がないように見える。

さて、F<sub>sfc2</sub> はそれ自身の内部にも海氷状態の差が大きい領域がある。そこで、海氷の分布が異なる領域A（西経40度～東経20度、南緯60度～南緯70度）と領域B（西経80度～西経140度、南緯60度～南緯70度）についても F<sub>sfc2</sub> と同様に個々に海氷密接度を考慮して短波放射を除去した。海氷に関して領域Aと領域Bの違いは、図27に示すように、領域Aは南緯60度～南緯70度の中で海氷の発達が顕著な部分のひとつであり、領域Bは海氷が発達しない部分のひとつである。図28は F<sub>sfc2</sub> と同様の過程で計算した領域Aと領域Bにおける熱交換量の季節変化である。領域Aは最大値が4月であるのに対して、領域Bは6、7月にまたがっている。領域Bはどちらかといえば開水面に近い季節変化であり、領域Aは F<sub>sfc2</sub> の最大値が開水面のそれより早く来ることをさらに強調したように、4月に最大値がある。また、海氷状態の差が大きい6月から11月のうち9月までは領域Bの方が大きな値を示している。これらのことも F<sub>sfc2</sub> の季節変化型が、発達する海氷の影響を強く受けていることを示唆している。

#### 5-4. 観測された大気の放射収支とエネルギー収支の関係

図29は Yamanouchi and Charlock (1995) の Fig.18 を写したものであるが、この図から次の示唆が得られる。この図は昭和基地の近くの氷上での地上観測による放射フラックスと ERBE のデータを組み合わせて、大気の放射収支を得た結果である。この図によると、夏には大気の放射収支（TOTの線）はほぼ0、また、5月には最大の損失（-130 W/m<sup>2</sup>）を出している。5月に最大値がある直接の理由は同論文の Fig.17 に描かれているように短波放射による大気加熱がほとんどなくなる期間があり、その間に長波放射による損失の絶対値が減り続けていることである。そこで、

$$\partial S / \partial t = F^{RAD} + F_{sfc}^{H+LE} + F_{wall} \quad (5-8)$$

なお、 $F^{RAD} = F_{toa} + F_{sfc}^{RAD}$



を考える。ただし、 $F_{sfc}^{RAD}$ は地表面熱交換量の放射に関する部分、また、 $F_{sfc}^{H+LE}$ は地表面熱交換量の乱流熱輸送に関する部分である。また、 $F^{RAD}$ は放射収支に関する全ての部分（図29でいえばTOTの線の値を負にしたもの）である。簡単のため、 $\partial S / \partial t$ は0とすると、 $F^{RAD}$ による損失は $F_{sfc}^{H+LE}$ と $F_{wall}$ が穴埋めをしなくてはならない形になる。

図29の特定の場所・年の結果が南緯60度～南緯70度の領域の代表に成り得るならば、本研究の結果としての $F_{wall}$ ,  $F_{sfc2}$ （ $F_{sfc}^{H+LE}$ の変化を $F_{sfc2}$ の変化がおおむね表しているとする）と組み合わせて次のことが言えそうである。季節変動の時間スケールで見ると、夏に比べて冬の方が $F^{RAD}$ による損失が多い。そして、 $F_{wall}$ および $F_{sfc}^{H+LE}$ は月々の短周期変動成分を無視すれば両方共に、夏より冬の方が大気を加熱する量は大きい。このことは夏に短波放射により大気が直接加熱されていた分を冬は移流による加熱と地表面からの加熱で補っていると解釈できる。そして、夏冬間の移行に伴う、それぞれの部分の変化量同士の関係を表にすると、

	夏から冬	冬から夏
$\partial F^{RAD} / \partial t$	-	+
$\partial F_{sfc}^{H+LE} / \partial t$	+	-
$\partial F_{wall} / \partial t$	+	-

と表現できる。

ところで、5月の放射損失として最大値前後の $F^{RAD}$ の変動と $F_{wall}$ および $F_{sfc}^{H+LE}$ の変動の関係は上記の夏と冬の差の場合の関係とは異なっているので、このことについて注目する。5月前後の動きは、

4月から5月 5月から6月

$\partial F^{RAD} / \partial t$	-	+
$\partial F_{sfc}^{H+LE} / \partial t$	+	-
$\partial F_{wall} / \partial t$	-	+

である。F<sub>sfc</sub><sup>H+LE</sup>の変動はF<sup>RAD</sup>の変動に反比例であるが、F<sub>wall</sub>は逆にF<sup>RAD</sup>と比例関係の変動をしている。各々の項間の相互関係はF<sup>RAD</sup>およびF<sub>wall</sub>とF<sub>sfc</sub><sup>H+LE</sup>は反比例に近い関係であり、そして、F<sub>wall</sub>とF<sup>RAD</sup>はそうでないように見える。

5月～7月の時期はほぼ $\partial F_{wall} / \partial t = - \partial F_{sfc2} / \partial t$ の関係になっているので、 $\partial F_{wall} / \partial t$ と $\partial F_{sfc2} / \partial t$ の合計だけでは $\partial F^{RAD} / \partial t$ を説明するには足りない。一つの要素は、南緯60度～南緯70度の領域では海氷面積そのものが変化するが、F<sup>RAD</sup>を得た観測は氷の上で行われたという違いがある。また、幾つかの仮定が十分でないのかも知れない。

それらの不明確さにも関わらず、一年周期の季節変動と5月の極大に関するより短期間の変動では、F<sub>wall</sub>, F<sub>sfc2</sub>, F<sup>RAD</sup>の変化に伴うエネルギーの受け渡しの関係が異なることはとても興味深い。

#### 5-5. 本研究における方法論の限界

前節ではF<sub>sfc</sub>とF<sub>wall</sub>の関係について触れた。しかし、その関係はそれ以上明確にすることはできない。大気の状態を決める一般的な順序においては、最初に太陽放射による加熱が大気に直接与えられる、あるいは、地表面の加熱を通して大気に与えられる、したがって、大気循環の結果であるF<sub>wall</sub>がF<sub>sfc</sub>やF<sub>toa</sub>の影響を受ける応答系であることは、一見、良いように思われる。しかし、この領域でF<sub>sfc</sub>に影響を与える海氷ができるのは放射冷却だけが原因でなく、大陸氷床からの寒気の移流も重要な役割を果たしていることや、大気循環の結果である気温、湿度、雲分布が大気上端、大気下端の放射に影響を与えることはF<sub>wall</sub>が単純に応答系だけでないことを示している。

また、海上には風が吹いており、熱的条件だけで海氷が存在するのではない。Enomoto and Ohmura (1991) は海氷北縁、(大気の)収束帯の位置、東西風の分布、および、結氷温度の時間緯度断面図を示し、海氷拡大時には西風による海氷北縁の北向き駆動、海氷縮小時には東風による海氷の南向き駆動が、熱的条件と共に重要であることを示している。たとえば、海氷拡大期について考えてみれば、このことは海氷が熱的には出来ない場所に「進出」してくることを意味する。この状況は海氷外縁部の外側に海水の潜熱解放をしないで海氷が発生するが、同時に海氷域の内側に穴が開くことを意味する。海氷域の外側の温度条件はまだ海水を凍結させる前の状態なので、海面熱交換量は最大ではない。一方、気温が低い海氷域内部に穴が開くことはとても熱交換を促進する。したがって、その海氷の移動は領域全体として大気海洋間の熱交換を活発化すると考えられる。

上記のようにそれぞれの過程について明らかにしない限り、熱収支の各項間の因果関係を示すことは困難である。しかし、それらの過程の総体の結果としての広域での熱収支の状態を知ることは、内包された過程を知るための取り掛かりになるという意味では価値のあることだと考えられる。

## 5-6. 今後の課題

第一章で紹介したように海面の熱交換量に関しては Gordon (1981) の気候値を用いた見積もりが存在する。また、幾つかの観測値を図 30 のようにまとめると、完全ではないがその季節変動を暗示している。本研究の海面の熱交換量に関する結果は、それらとは定性的に大きな差があるわけではなく、むしろ、それらと合っていることをよりどころにしているので、正確さを主張することはできない。また、同じような形の季節変動を GCM から得ることもおそらくできるはずである。

本研究の内容において、地上で得た結果や GCM の結果に含まれないものは、現実の大気場から海面熱交換量に関する情報が得られたことである。南北方向の熱輸送量 (図 7) および擾乱成分による顕熱輸送 (図 11、図 12) の説明にあったように、 $F_{sfc}$  の 5 月の最大値は南緯 70 度の下層・中層の擾乱性の運動に質的に由来している。 $F_{wall}$  を形成

するのは南北方向の熱輸送の主たる変動分である一年周期の季節変化に伴う月毎のばらつきである。南緯70度のデータに  $F_{sfc}$  の重要な特性が由来していることは、その緯度円上に比較的多くの気象観測所があることがより正確な客観解析データを供給する理由となる可能性がある。南緯50度や60度の領域に多くの気象観測所がありラジオゾンデが上がっていたならば、南緯60度での熱輸送量も  $F_{sfc}$  に関係したもっと特徴的な変動を見せるのではないか。

新しい客観解析データを用いて同様の研究をする場合は、客観解析が本研究で用いたデータに使われたものより新しい方法であることから、観測所がない場所の大気の再現性が良くなっている可能性がある。また、本研究で用いたデータの鉛直七層なのに比べ、分解能がより細かいので、鉛直積分する際の誤差が少なくなることが予想される。そして、客観解析が時間変化しないことは、経年変動成分を調べる上で重要な点である。ただし、ERBE以降は短波放射・長波放射そのものを直接計測している衛星がないので、 $F_{toa}$  に関しては気候値や可視・赤外放射計の狭帯域放射強度から評価した精度の劣る値を用いなければいけない。そのことは季節変化だけを調べる上ではなんら問題はないが、経年変化を調べるには重要なことを見落とす可能性がある。

また、海氷の変動による気候への影響をモデル実験で調べるならば、海氷の設定に注意が必要である。海氷の拡大・縮小過程も含めた季節サイクルが存在している上で、その季節サイクルに変化を与えるべきである。Budd et al (1991) の GCM 実験では七月の状態で一方向的に海氷密度を制御して、ある値を境に海面熱フラックスが大きく変わったが、それでは大気循環場からのフィードバックがないので、乱流熱輸送を測る点においては Worby and Allison (1991) の局所的空間での実験と本質的に同じであると考えられる。乱流熱輸送のピークは海氷生成の途中なのだから、季節変化の中で海氷生成へのフィードバックも含めて GCM 内で評価するのが興味深い。

## 6. まとめ

5年間の大気客観解析データと4年間の衛星観測された大気上端の放射データを用いて、海氷の拡大・縮小が顕著な南緯60度線と南緯70度線に囲まれた領域の大気のエネルギー収支の季節変動を調べた。

1. 大気の大気熱収支の季節変動は、次のようになった。大気による熱の移流が8月に最大値、5月に最小値をとる。大気上端の放射が12月に最大値、5月に最小値をとり、その振幅はもっとも大きい。全エネルギーの変化量はそれら2者に比べればほとんど変わらず、2月～8月に負の値、9月～翌1月に正の値をとるなどらかな変化をしている。それらの残差として得られた大気下端の熱交換量は5月に最大値、12月に最小値をとる。

2. 短波放射のほとんどない5月～7月に大気下端の熱交換量は  $30 \text{ W/m}^2$  減少した。同時に平均海氷密接度は約30%増加している。このことは、熱絶縁体である海氷面積の増加が海洋から大気への熱移流を抑圧したことを示唆している。

3. 短波放射成分を除いた大気下端の熱交換量と平均海氷密接度の変化率が共に5月に最大になる。このことは、この月に海面気温と海面温度の差が比較的大きく、海氷に覆われる前の状態になっている部分の面積が多くなったと解釈できる。それ以前は海面気温と海面温度の差が比較的小さく、それ以降は海氷に覆われてしまった面積が比較的多いため、ともいえる。

4. 南緯70度側での850 hPa面、500 hPa面における擾乱成分による南向き顕熱輸送の季節変化のピークが5月に見られることは、3の結果に伴う海面からの熱放出が大きくなったことを支持している。

## 付録A Esbensen and Kushnir による海面熱交換量データについて

Esbensen and Kushnir (1981) の説明書によると、元となったデータは主に NCC ( the National Climatic Center ) により作成された海面温度、海水温度、風などの気候値のセットおよび Berliand and Strokina により作成された雲量データである。それらを用いて、後述する方法により海面熱交換量を算出している。なお、そのデータは緯度 4 度×経度 5 度の各格子点における各月の値が与えられている。

### 各要素の見積もり法

#### 1. 短波放射

Budyko (1974) による Berliand's formula、

$$F_s = Q_o * [ 1 - ( a + b * n ) * n ] \quad (A-1)$$

を用いた。  $Q_o$ ,  $n$ ,  $b$ ,  $a$  はそれぞれ、緯度の関数である月平均の直達および散乱最大日射量、月平均雲量、定数、緯度に依存する係数である。

#### 2. 長波放射

$$F_l = \varepsilon * \sigma * T_a^4 * ( p - q * e^{1/2} ) * ( 1 - c * n^2 ) + 4 * \varepsilon * \sigma * T_a^3 * ( T_s - T_a )$$

(A-2)

を用いた。  $T_a$ ,  $T_s$ ,  $e$ ,  $n$ ,  $\varepsilon$ ,  $\sigma$  はそれぞれ、気温の月平均値、海面温度の月平均値、月平

均の水蒸気量 (hPa)、雲量、水の輻射率 (= 0.97)、Stefan-Boltzmann 定数である。p,q は定数 (Berliand による値はそれぞれ 0.39、0.05) である。c は異なる緯度の雲の放射特性の違いを考慮する係数である。ここでは Budyko (1974) の表 9 の値を用いた。τ は定数 (= 2) である。

### 3. 顕熱と潜熱フラックス

顕熱と潜熱の見積もりはバルク式にもとづき、

$$F_H = \rho * c_p * C_H * V_a * (T_s - T_a) \quad (A-3)$$

$$F_{LE} = \rho * L * C_E * V_a * (q_s - q_a) \quad (A-4)$$

である。ここで ρ, c<sub>p</sub>, L, V<sub>a</sub>, T<sub>a</sub>, q<sub>a</sub> はそれぞれ、空気の密度、空気の等圧比熱、蒸発の潜熱、月平均の風速、月平均の気温、月平均の比湿である。T<sub>s</sub> は海面温度、q<sub>s</sub> は海面に近い層の湿度であり、T<sub>s</sub> での飽和湿度であると仮定される。C<sub>H</sub> および C<sub>E</sub> は顕熱と潜熱に対する輸送係数である。これらは Liu et al (1979) において提示された方法により計算されたもので、Esbensen and Reynolds (1981) においてその有効性が試された。そこでは、C<sub>H</sub> および C<sub>E</sub> は各々の観測毎に計算され、その係数に基づいて顕熱および潜熱フラックスが見積もられ、最後に月平均されている。

## 謝辞

本研究を進めるに当たり、山内教授からは終始、励ましとご助言を賜りました。平沢助手からはデータ解析の心得についてご助言を頂きました。小野教授、渡辺教授、伊藤助教授、和田助教授、その他の気水圏グループの皆様、北見工業大学土木開発工学科の榎本教授、および、北海道大学大学院地球環境科学研究科の山崎教授からは、研究の推進、論文の作成に当たって有益なご批判、コメントを頂きました。また、東京都立大学理学部の増田助教授からは折に触れご助言を頂きました。日本気象学会の発表の場、および、国立極地研究所主催の気水圏シンポジウムの折りには幾つかの発展的な質問・コメントを頂きました。

ECMWF, NASA, NSIDC, および NCAR からはデータをご提供頂きました。

本研究中の計算には国立極地研究所情報科学センターの日立 S-3600 および H-9000 を用いました。作図には NCAR で作成された作図ルーチンである NCARG、および、Research Systems, Inc. の IDL ( Interactive Data Language ) を用いました。



## 参考文献

- Allison, I. (1982): Antarctic sea ice growth and oceanic heat flux, IAHS Publ., 131, 161-170.
- Alexander, R.C., and Mobley, R.L. (1976): Monthly average sea surface temperature and ice-pack limits on a 1° global grid, Mon. Weather Rev., 104, 143-148.
- Andreas, E.L., Tucker, W.B., III, and Ackley, S.F. (1984): Atmospheric boundary layer modification, drag coefficient, and surface heat flux in the Antarctic marginal ice zone, J. Geophys. Res., 89, 649-661.
- Anderson, E., Hollingsworth, A., Kelly, G., Lonnerberg, P., Pailleux, J. and Zhang, Z. (1991): Global observing system experiments on operational statistical retrievals of satellite sounding data, Mon. Weather Rev., 119, 1851- 1864.
- Barkstrom, B.R. (1984): The earth radiation budget experiment, Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 1170-1185.
- Barkstrom, B.R., Harrison, E.F., and Lee, R.B., III (1990): Earth radiation budget experiment, Eos, vol.71, No.9, 279, 299 and 304-305.
- Bronwich, D.H., Carrasco, J.F., Liu, Z., and Tzeng, R.-Y. (1993): Hemispheric atmospheric variations and oceanographic impacts associated with katabatic surges across the Ross ice shelf, Antarctica. J. Geophys. Res., 98, 13045-13062.
- Budd, W.F., Simmonds, I., and Wu, X. (1991): The physical basis for a dynamic Antarctic sea-ice model for use with an atmospheric GCM, Ann. of Glaciol., 15, 196-203.

- Budyko, M. I. (1974): Climate and life. New York and London, Academic Press, 508pp.
- Carlton, A. M. (1981): Monthly variability of satellite-derived cyclonic activity for the southern hemisphere winter. *J. Climatol.*, 1, 21-38.
- Cavalieri, D. J. and Parkinson, C. L. (1981): Large-scale variations in observed Antarctic sea ice extent and associated atmospheric circulation, *Monthly Weather Review*, 109, 2323-2336.
- Enomoto, H. and Ohmura, A. (1991): The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*, 95, 9497-9511.
- Esbensen, S. K. and Kushnir, Y. (1981): The heat budget of the global ocean: an atlas based on estimates from surface marine observations, Climatic Research Institute Report No. 29. Corvallis, Oregon, Oregon State University, p1-15.
- Esbensen, S. K. and Reynolds, R. W. (1981): Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using bulk aerodynamic method, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 457-465.
- Gloersen, P., Campbell, W. J., Cavalieri, D. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L. and Zwally, H. J. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. Washington, D. C., NASA, 290p.
- Gordon, A. L. (1981): Seasonality of southern ocean sea ice, *J. Geophys. Res.*, 86, 4193-4197.
- Gordon, A. L. and Huber, B. A. (1990): Southern ocean winter mixed layer. *J. Geophys. Res.*, 95, 11655-11672.
- Hahn, D. G. and Shukla, J. (1976): An apparent relationship between Eurasian snow

- cover and Indian monsoon rainfall, *J Atmos. Sci.*, 33, 2461-2462.
- Hibler, W.D., III and Flato, G.M. (1989): Sea ice models. *Climate System Modeling*, ed. by K.E. Trenberth. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 414.
- Kangos, J.D. (1960): A preliminary investigation of the heat flux from the ocean to the atmosphere in Antarctic regions. *J. Geophys. Res.*, 65, 4007-4012.
- Kitoh, A., Yamazaki, K. and Tokioka, T. (1990): The double-jet and semi-annual oscillations in the southern hemisphere simulated by the meteorological research institute general circulation model, *J. Meteorol. Soc. Jan.*, 68, 251-264
- Liu, W.T., Katsaros, K.B. and Businger, J.A. (1979): Bulk parameterization of air-sea exchange of heat and water vapor including molecular constraints at the interface, *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722-1735.
- Masuda, K. (1988): Meridional heat transport by the atmosphere and the ocean: analysis of FGGE data. *Tellus*, 40A, 285-302.
- Masuda, K. (1990): Atmospheric heat and water budgets of polar regions: analysis of FGGE data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 3, 79-88.
- Maykut, G.A. (1978): Energy exchange over young sea ice in the central Arctic, *J. Geophys. Res.*, 83, 3646-3658.
- Meehl, G.A. (1991): A reexamination of the mechanism of the semiannual oscillation in the southern hemisphere, *J. of Clim.*, 4, 911-926
- Nakamura, N. and Oort, A.H. (1988): Atmospheric heat budgets of the polar regions, *J. Geophys. Res.*, 93, 9510-9524.
- Peixoto, J.P and Oort, A.H. (1992): *Physics of Climate*. New York, American Institute of Physics, 61-64.
- Oort, A.H. (1971): The observed annual cycle in the meridional transport of

- atmospheric energy, *J. Atmos. Sci.*, 28, 325-339.
- Oort, A.H. and Peixoto, J.P (1983): Global angular momentum and energy balance requirements from observation, *Adv. Geophys.*, 25, 355-490.
- Ramesh Kumar, M.R. and Gangadhara Rao, L.V. (1989): Latitudinal variation of air sea fluxes in the western Indian Ocean during austral summer and fall. *Boundary-Layer Meteorol.*, 48, 99-107.
- 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.
- Reynolds, R.W. (1988): A real-time global sea surface temperature analysis, *J. Clim.*, 1, 75-86.
- Rossow, W.B. and Garder, L.C. (1993): Validation of ISCCP cloud detections, *J. Clim.*, 6, 2370-2393.
- Schwerdtfeger, W. (1984): *Weather and Climate of the Antarctic*. Amsterdam, Elsevier, 179. (Developments in Atmospheric Science, 15).
- 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
- Simmonds, I. and Budd, W.F. (1991): Sensitivity of the southern hemisphere circulation to leads in the Antarctic pack ice, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117, 1003-1024.
- Simmonds, I. and Wu, X. (1993): Cyclone behaviour response to changes in winter southern hemisphere sea-ice concentration, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1121-1148.
- Steffen, K. (1991): Energy flux density estimation over sea ice based on

satellite passive microwave measurements, *Annals of Glaciology*, 15, 178-183.

Trenberth, K.E. and Olson, J.G. (1988): An evaluation and intercomparison of global analyses from the National Meteorological Center and the European Centre for Medium Range Weather Forecasts, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 69, 1047-1057.

Trenberth, K.E. (1991): Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. *J. Clim.*, 4, 707-722.

Trenberth, K.E. (1992): Global analyses from ECMWF, Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 21-26. (NCAR/TN-373+STR; NCAR technical note)

Ushio, S. and Wakatsuchi, M. (1990): A laboratory study of heat flux through coastal polynyas during frazil-ice production, *Annal. of Glaciol.*, 14, 298-300.

van Loon, H. (1967): The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, 24, 472-486.

van Loon, H. (1971): On the interaction between Antarctica and middle latitudes, *Research in the Antarctic*, ed by Louis, O. Quam, Washington, American Association for the Advancement of Science, 477-487.

van Loon, H. (1979): The association between latitudinal temperature gradient and eddy transport. part I: transport of sensible heat in winter, *Mon. Weather Rev.*, 107, 525-534.

van Loon, H. and Rogers, J.C. (1984): Interannual variations in half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere, *Tellus*, 36A, 76-86.

- Viebrock, H. (1962): The transfer of energy between the ocean and the atmosphere in the Antarctic region. *J. Geophys. Res.*, 67, 4293-4302.
- Vowinckel, E. and Orvig, S. (1971): Synoptic heat budgets at three polar stations, *J. App. Meteorol.*, 10, 387-396.
- Wadhams, P., Lange, M.A. and Ackley, S.F. (1987): The ice thickness distribution across the Atlantic sector of the Antarctic Ocean during winter, *J. Geophys. Res.*, 92, 14535-14552.
- Weller, G. (1980): Spatial and temporal variations in the south polar surface energy balance. *Mon. Weather Rev.*, 108, 2006-2014.
- Worby, A.P. and Allison, I. (1991): Ocean-atmosphere energy exchange over thin, variable concentration Antarctic pack ice. *Ann. of Glaciol.*, 15, 184-190.
- 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. Clim.*, 12, 3109-3120.
- Yamanouchi, T. and Charlock, T.P. (1996): Effects of clouds, ice sheet and sea ice on the earth radiation budget in the Antarctic, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Yamazaki, K. (1995): A comparison of the water budget in the Arctic and Antarctic atmosphere. Program and reprints of Wadati conference on global change and the polar climate, Tsukuba, 45-47.
- Yasunari, T. and Kodama, S. (1993): Intraseasonal variability of katabatic wind over east Antarctica and planetary flow regime in southern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 98, 13063-13070
- Zillman, J.W. (1972): Solar radiation and sea-air interaction south of Australia, *Antarctic oceanology II*. ed. by D.E. Hayes. Washington, D.C.,

Am. Geophys. Union, 11-40. (Antarct. Res. Monogr. No. 19).

会田勝 (1982): 大気と放射過程、東京堂出版、p51.

牛尾収輝, 小野延男, 若土正暁 (1987): 開水面に於ける急速氷晶生産に関する実験、低温科学物理編、46, 163-170.

小野延男 (1968): 海氷の熱的性質の研究IV 海氷の熱的諸定数、低温科学、北海道大学低温研究所、A26, 329-349.

近藤純正 (1981): 大気科学講座1 地表に近い大気、岸保勲三郎・浅井富雄編、東京大学出版会、p82.

時岡達志, 山崎正紀, 佐藤信夫 (1993): 気象の数値シミュレーション、東京大学出版会、p55.

萬納寺 信 (1994): 客観解析. 数値予報の実際、数値予報解説資料(27)平成6年度数値予報研修テキスト・数値予報課報告別冊第41号合併号、気象庁予報部、28-40.

表1. 大気のエネルギー収支 (単位は  $W/m^2$ )

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
$\delta S / \delta t$	4.6	-7.9	-8.3	-8.6	-4.9	-6.7	0.9	-2.8	1.7	7.8	13.4	11.6
Ftoa	27.6	-20.1	-92.1	-146.1	-175.5	-173.6	-164.3	-149.3	-112.8	-67	-7.7	47.3
OLR	-209.8	-203.8	-197.5	-190.6	-181.8	-178.3	-172.6	-173.5	-176.5	-187.1	-199.1	-207.7
SAB	237.4	183.7	105.4	44.5	14.9	4.7	8.3	24.2	63.8	120.1	191.4	255
Fwall	55.3	83.3	67	76.4	54.3	68.3	93.1	98.9	92.4	92.4	65.5	71.8
Fsfc	-78.3	-71	16.8	77.9	116.2	98.6	72	47.6	22.1	-17.5	-44.3	-107.5



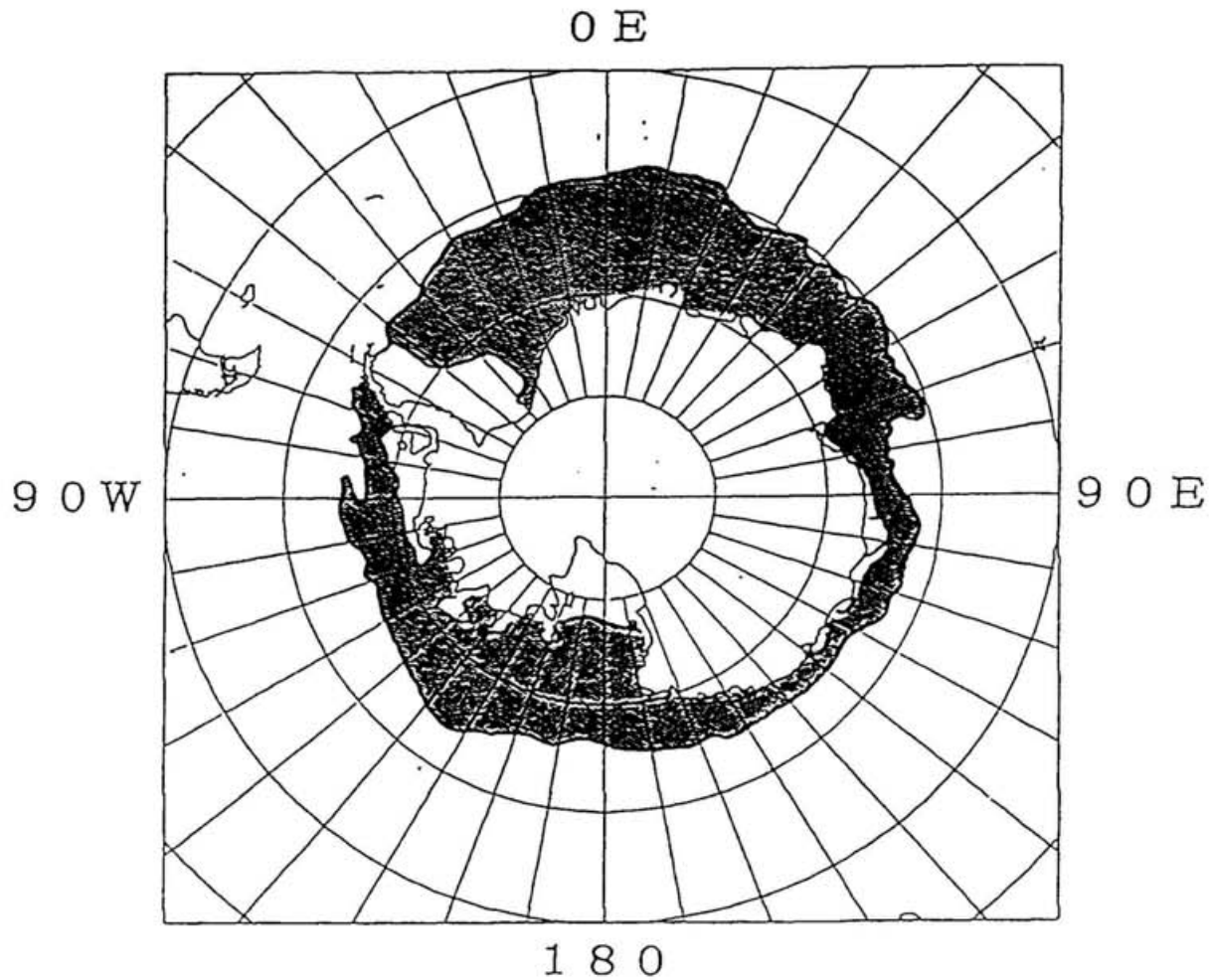
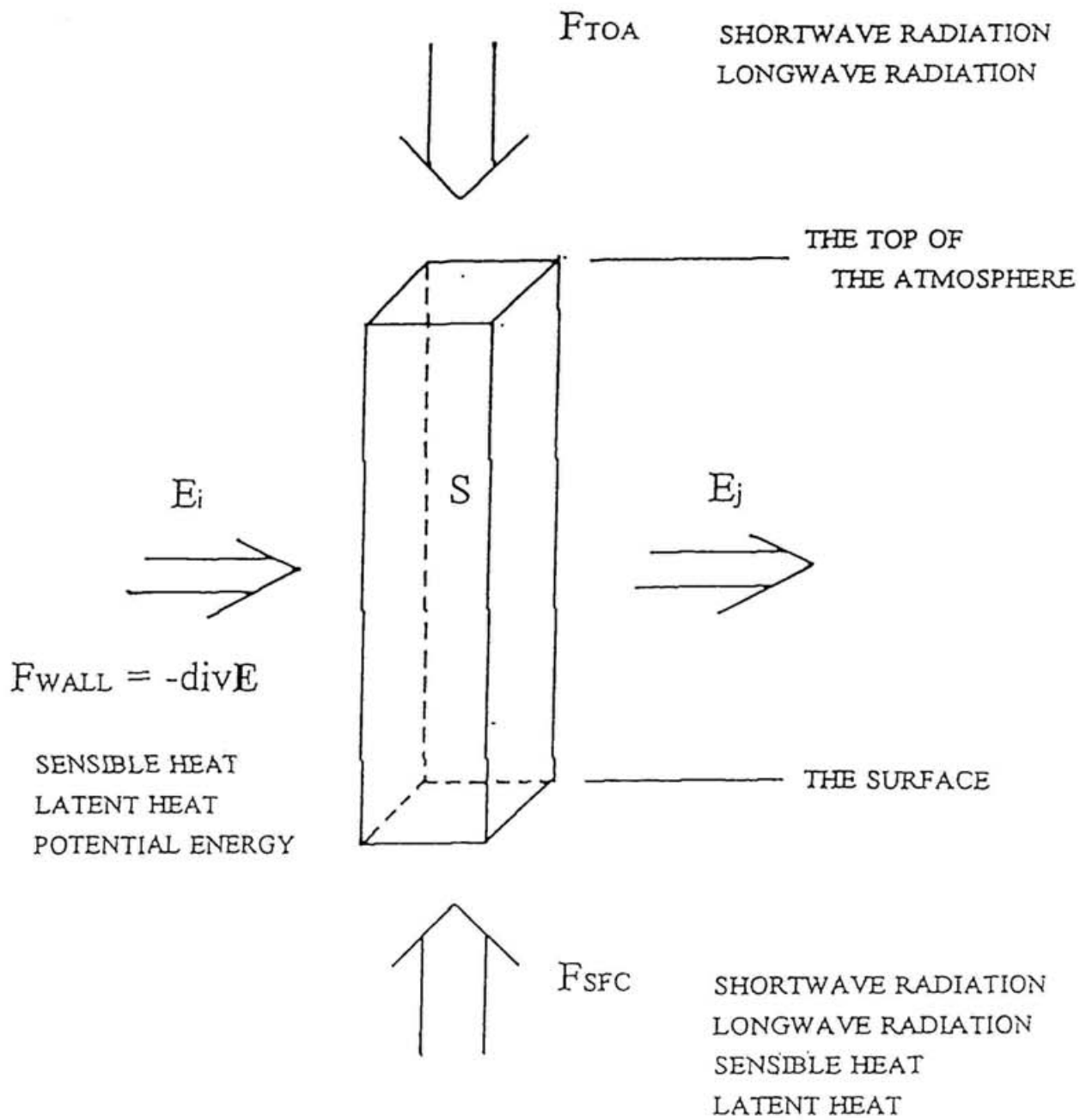


図1 海氷面積の季節変動

斜線部分は1986年9月と1987年2月の海氷面積の差である。海氷密接度76%を基準にした。データは Gloersen et al. (1992) から手書きで写した。



$$\delta S / \delta t = F_{TOA} + F_{WALL} + F_{SFC}$$

図2 大気柱のエネルギー収支

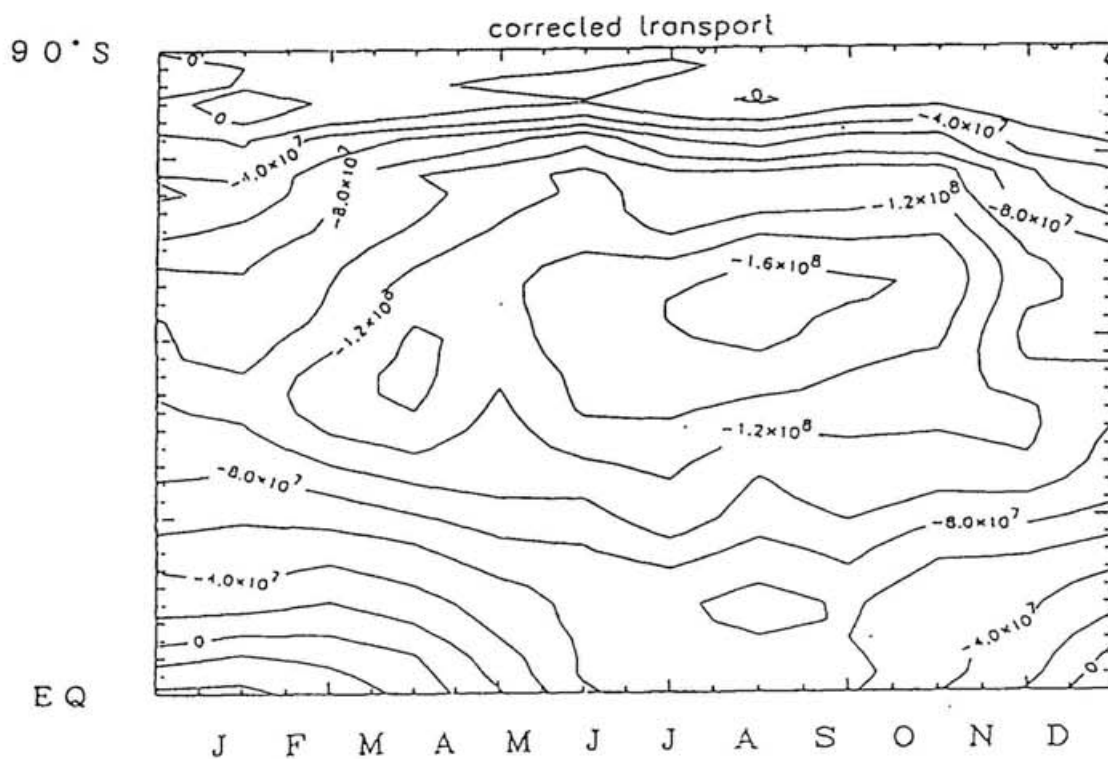
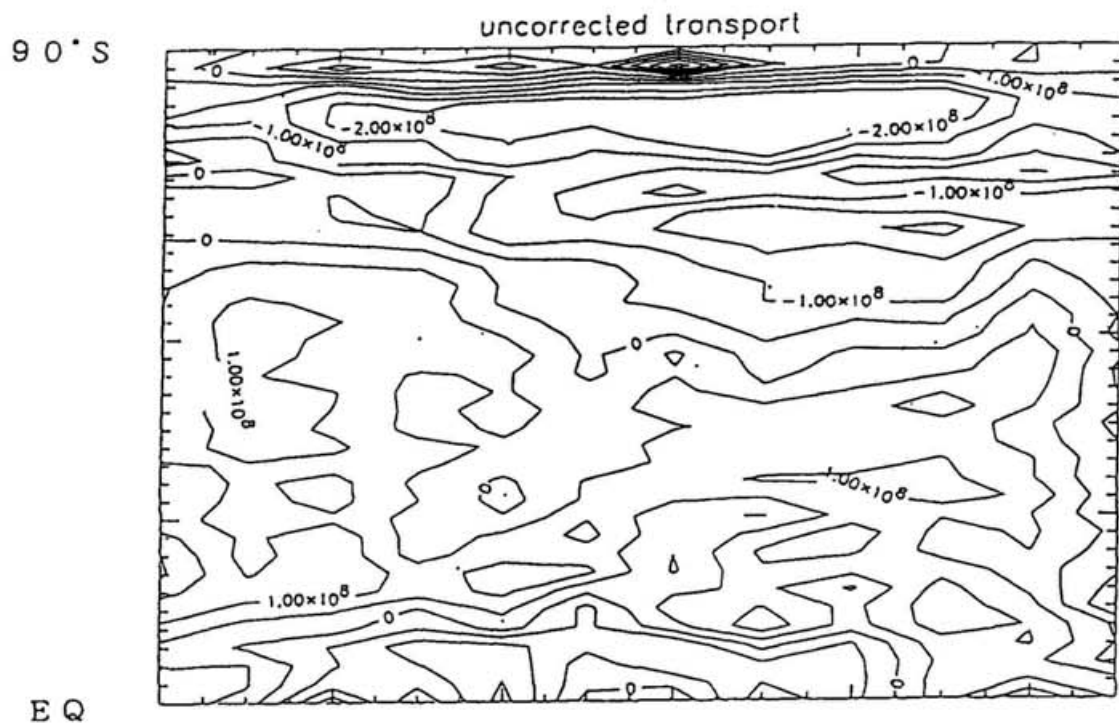
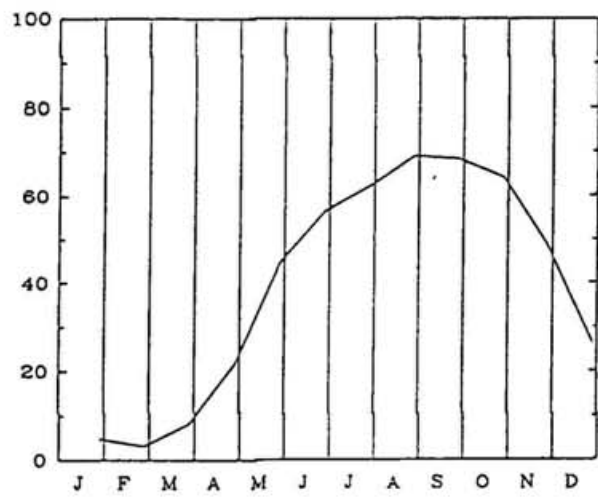


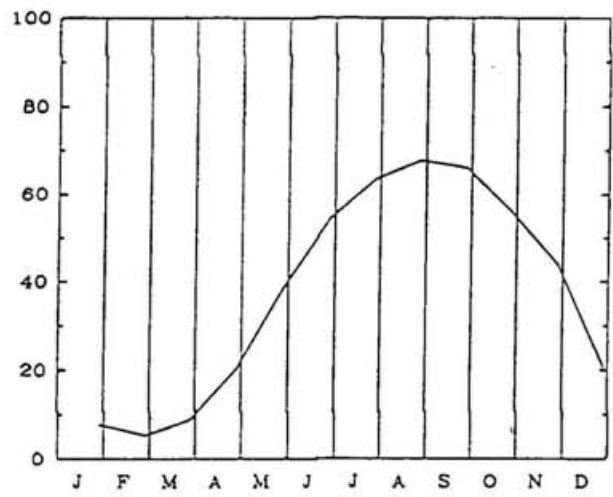
図3 南北方向のエネルギー輸送の例

1988年の南半球を例にした。(a)は風の場の修正がされていない状態である。(b)は修正後の状態である。

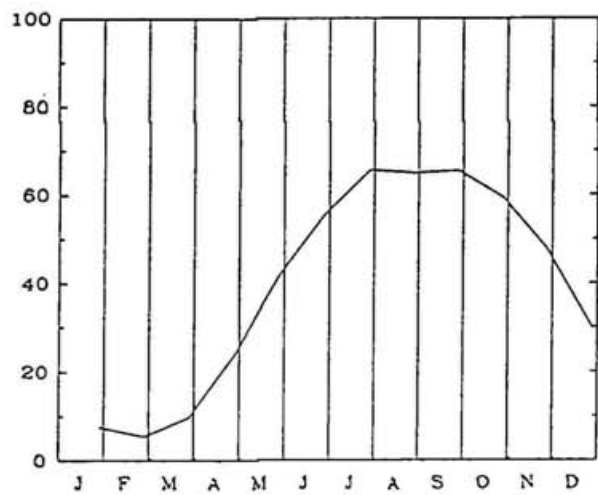
NSIDC 1985 (60S-70S)



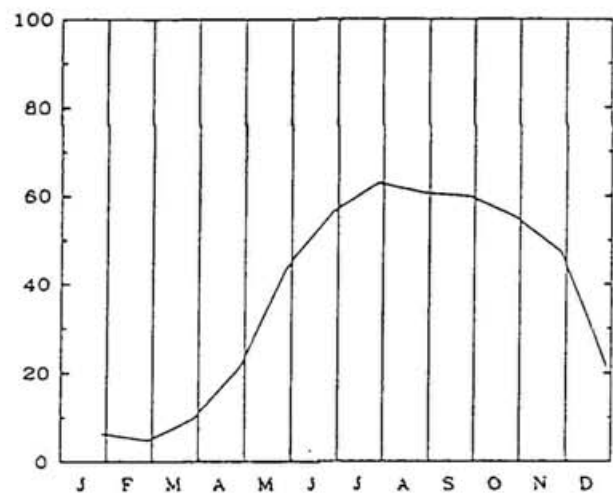
NSIDC 1986 (60S-70S)



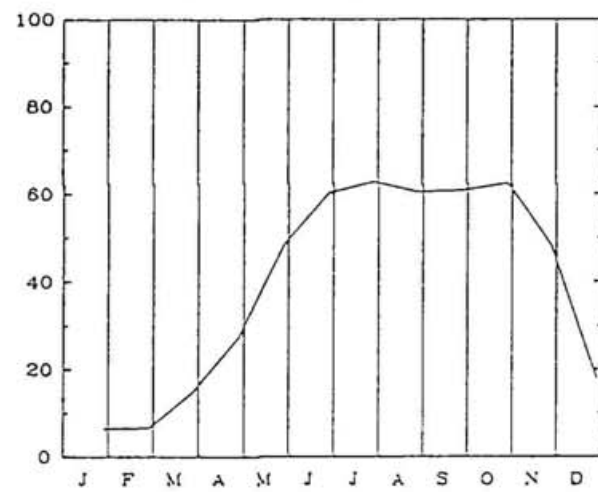
NSIDC 1987 (60S-70S)



NSIDC 1988 (60S-70S)



NSIDC 1989 (60S-70S)



SSM/I 1988 (60S-70S)

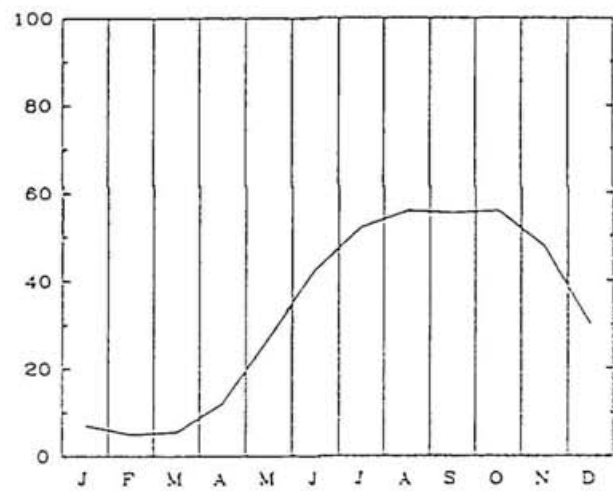


図4 平均海氷密接度の比較 (単位は%)

# RADIATION AT TOA (60S-70S)

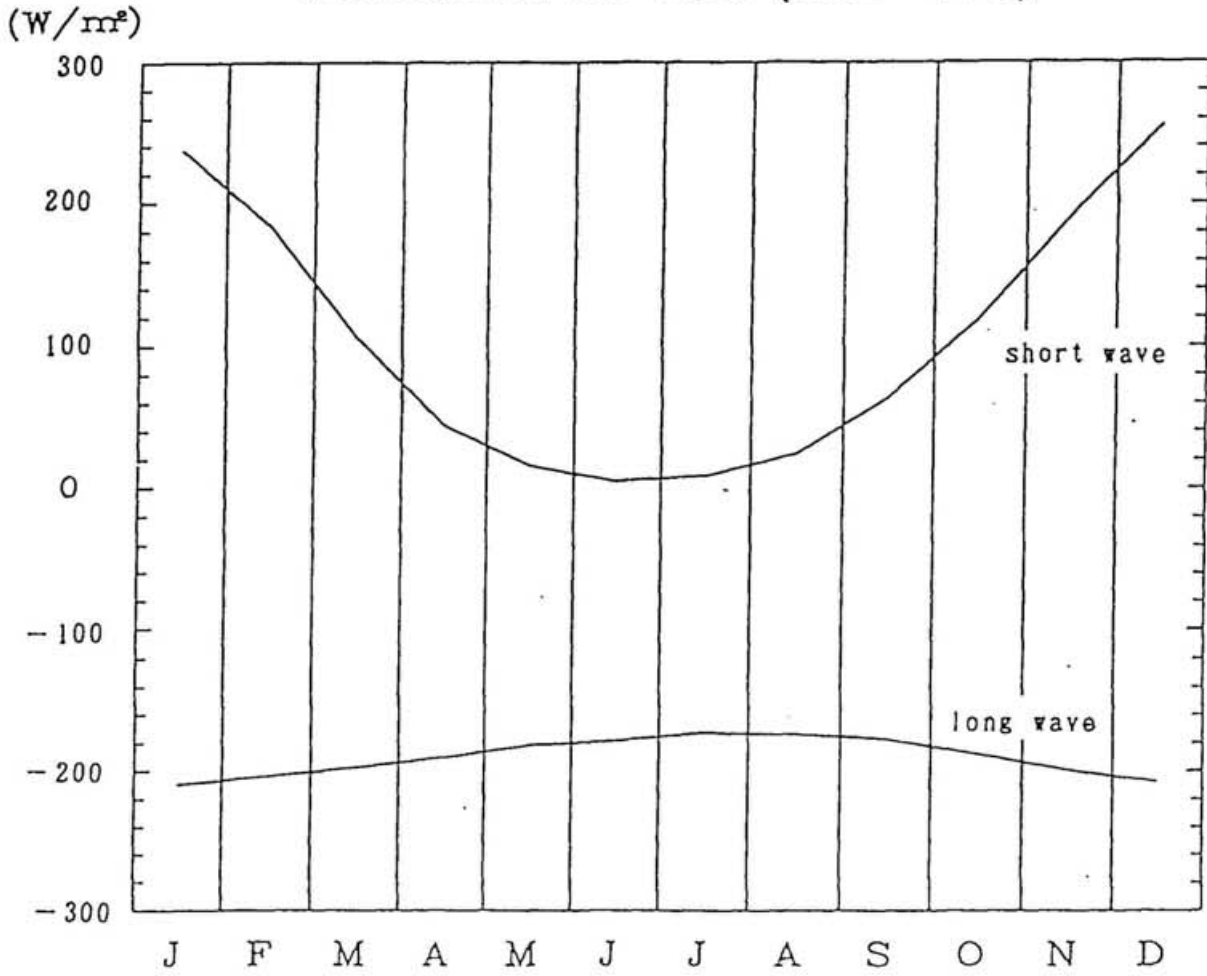


図5 ERBEによる放射収支 (季節変動)

# RADIATION AT TOA (60S-70S)

(W/m<sup>2</sup>)

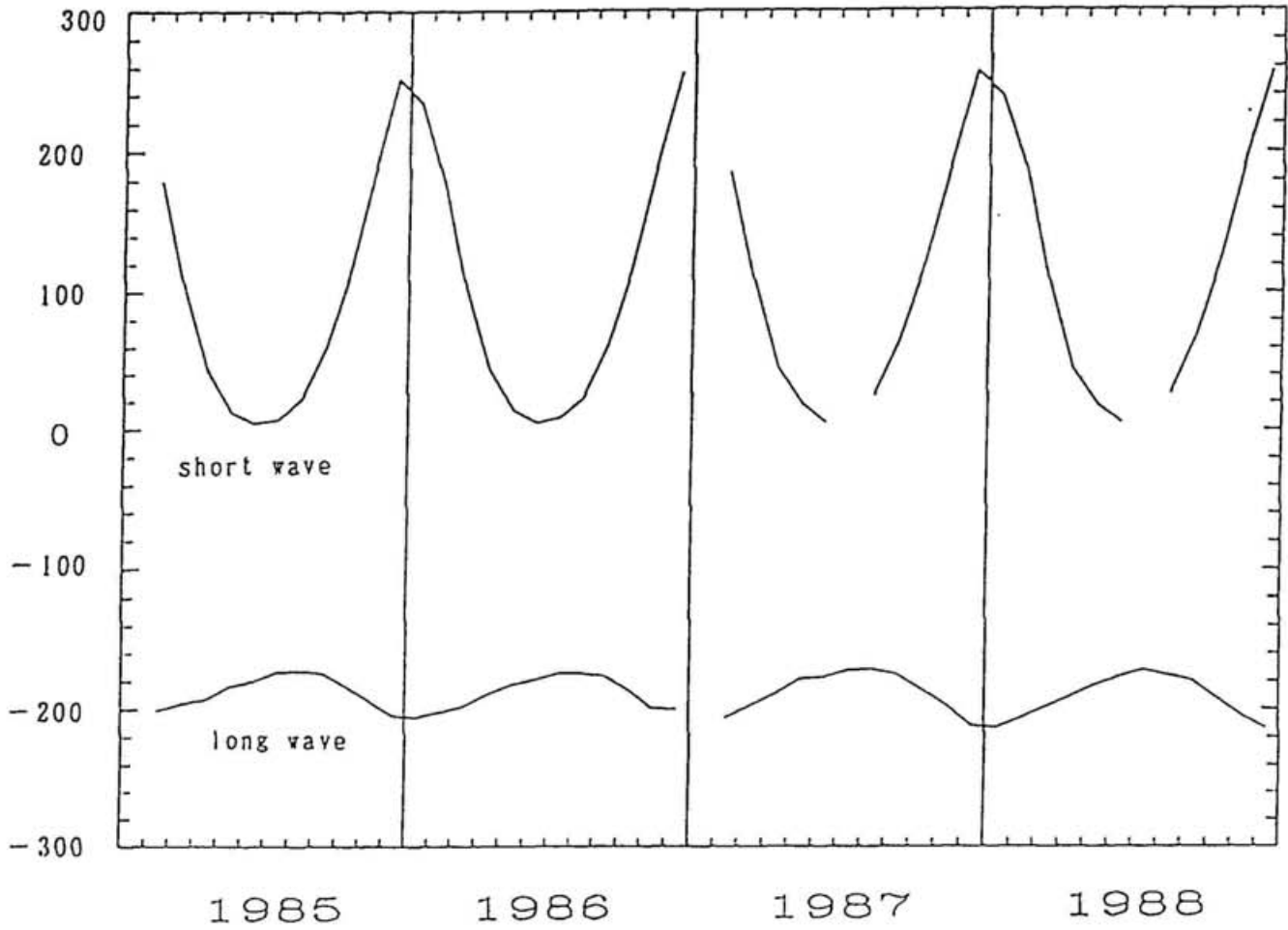


図6 ERBEによる放射収支(4年分)

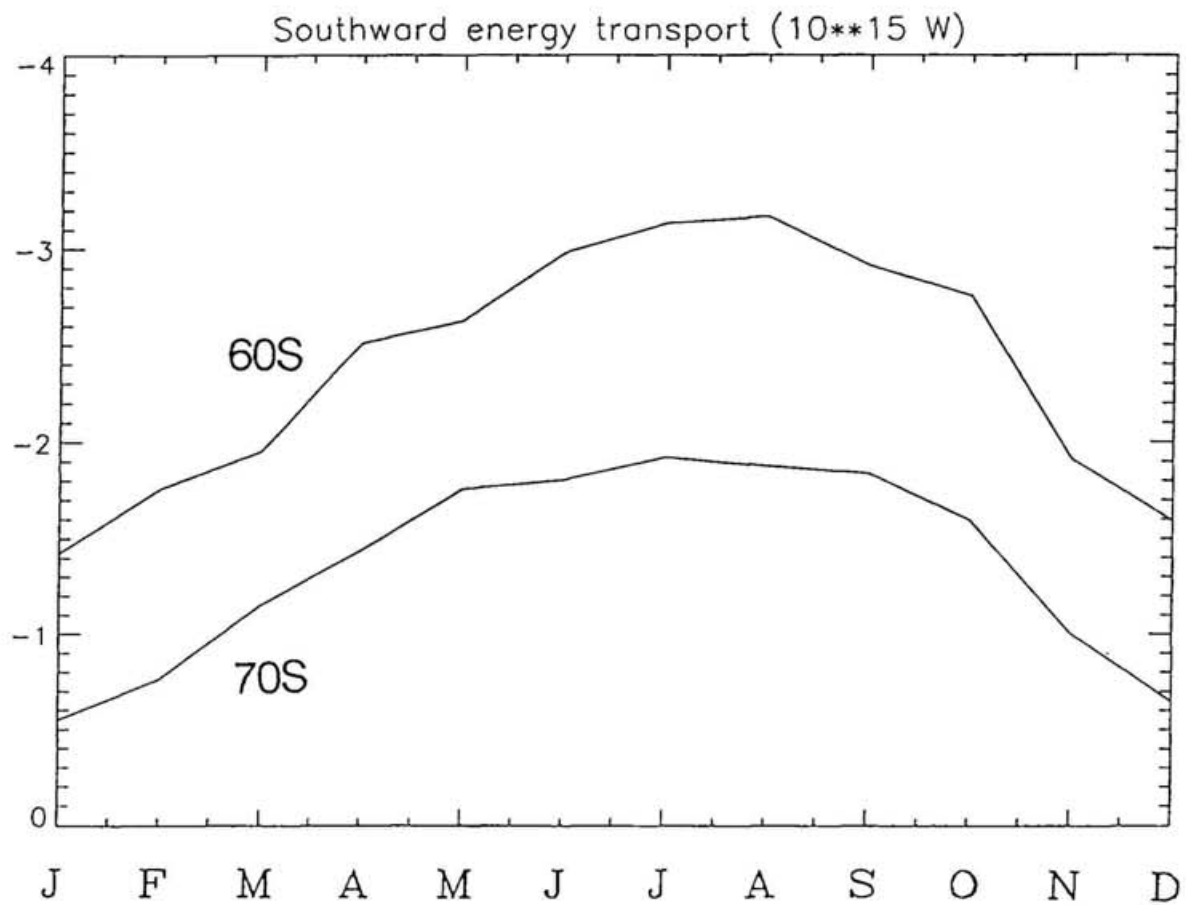


図7 南北方向のエネルギー輸送 (1)

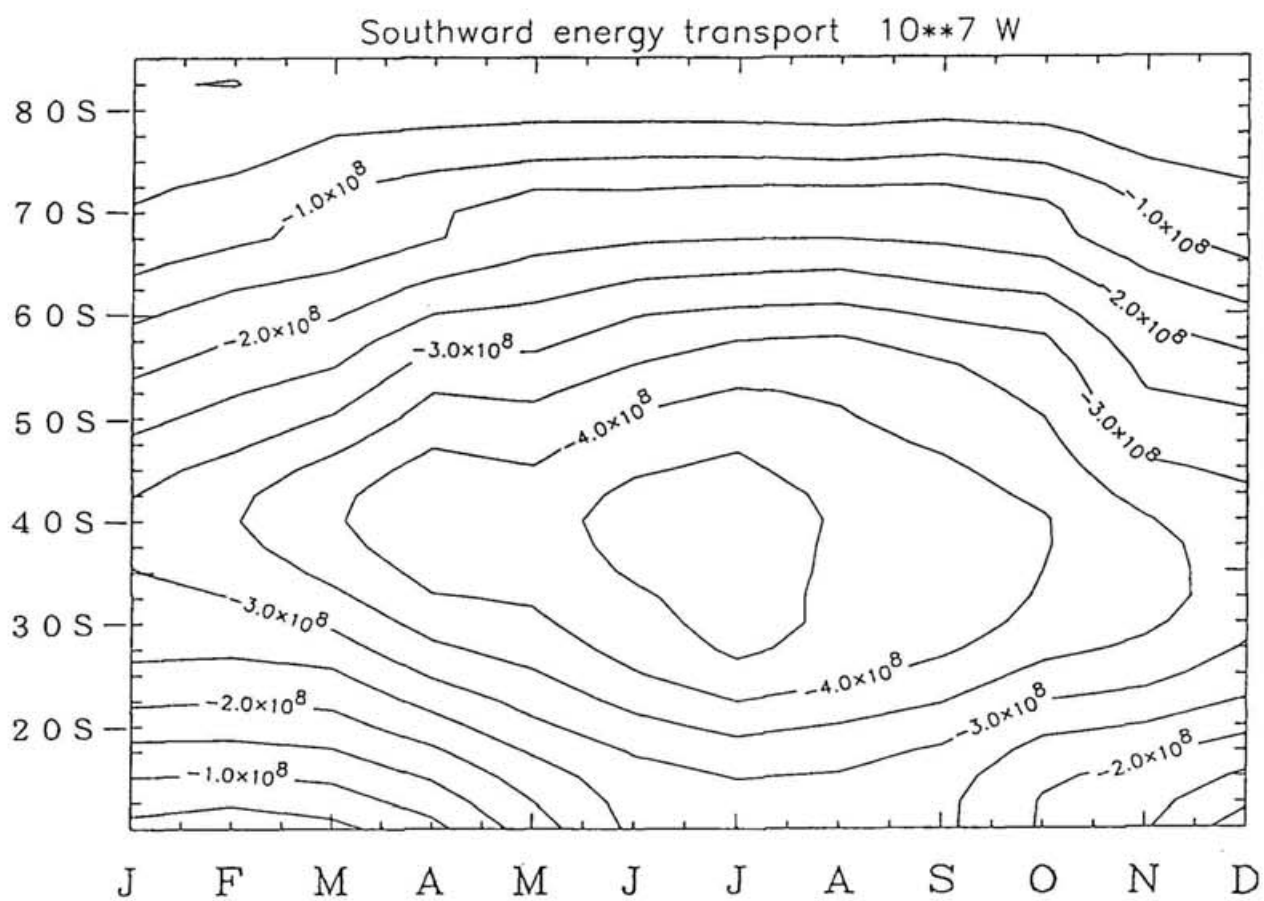


図8 南北方向のエネルギー輸送 (2)



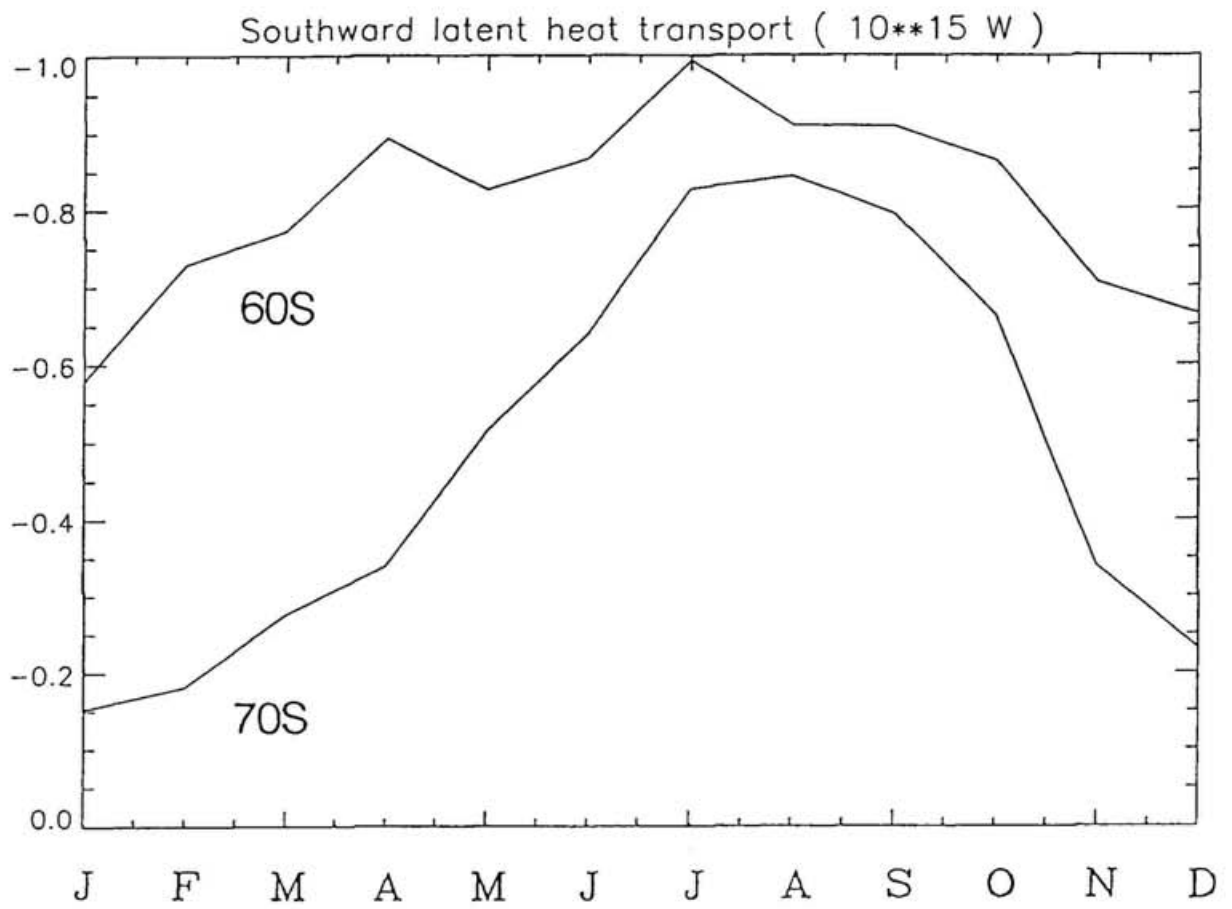


図9 南北方向の潜熱輸送

(K\*m/s)

### VT.EDDY 200hPa

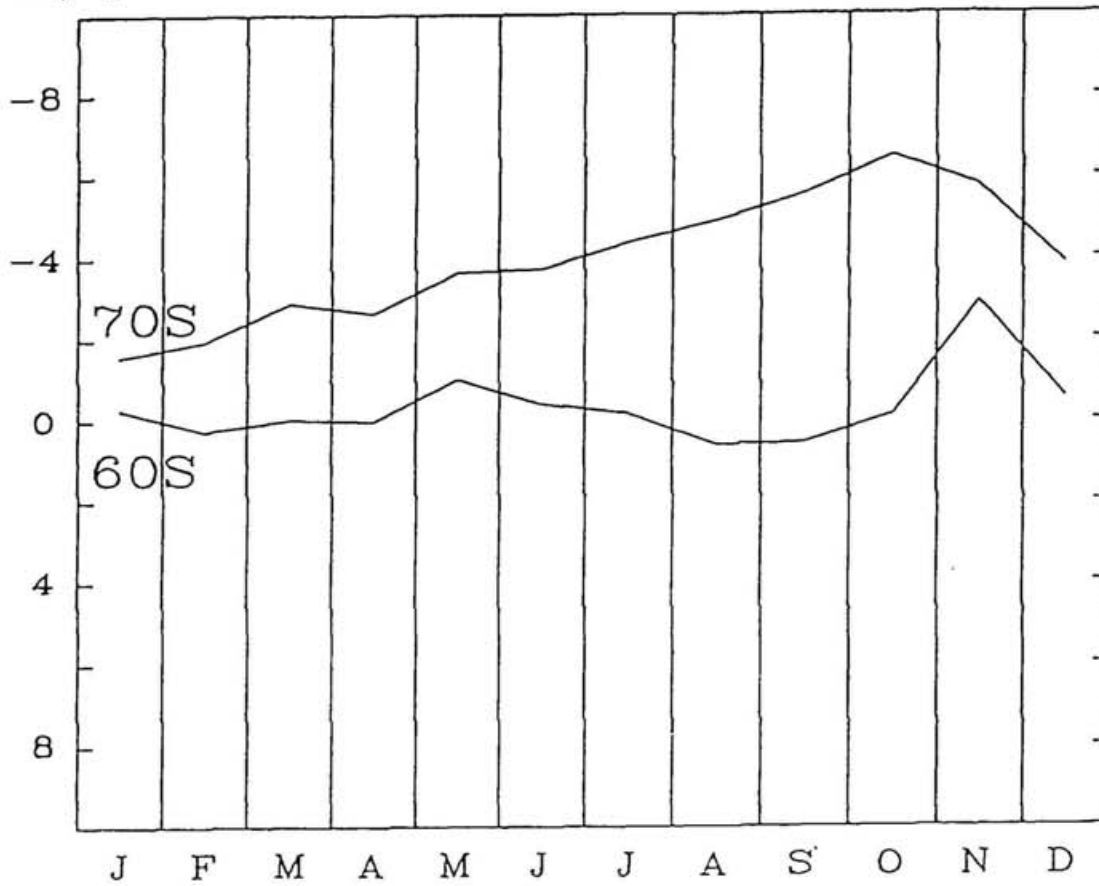


図10 擾乱成分による顕熱輸送 (200hPa)

上側のグラフが南緯70度での輸送量、下側のグラフが南緯60度での輸送量である。上向き（縦軸の向きが負の方向）が高緯度側への輸送を示す。

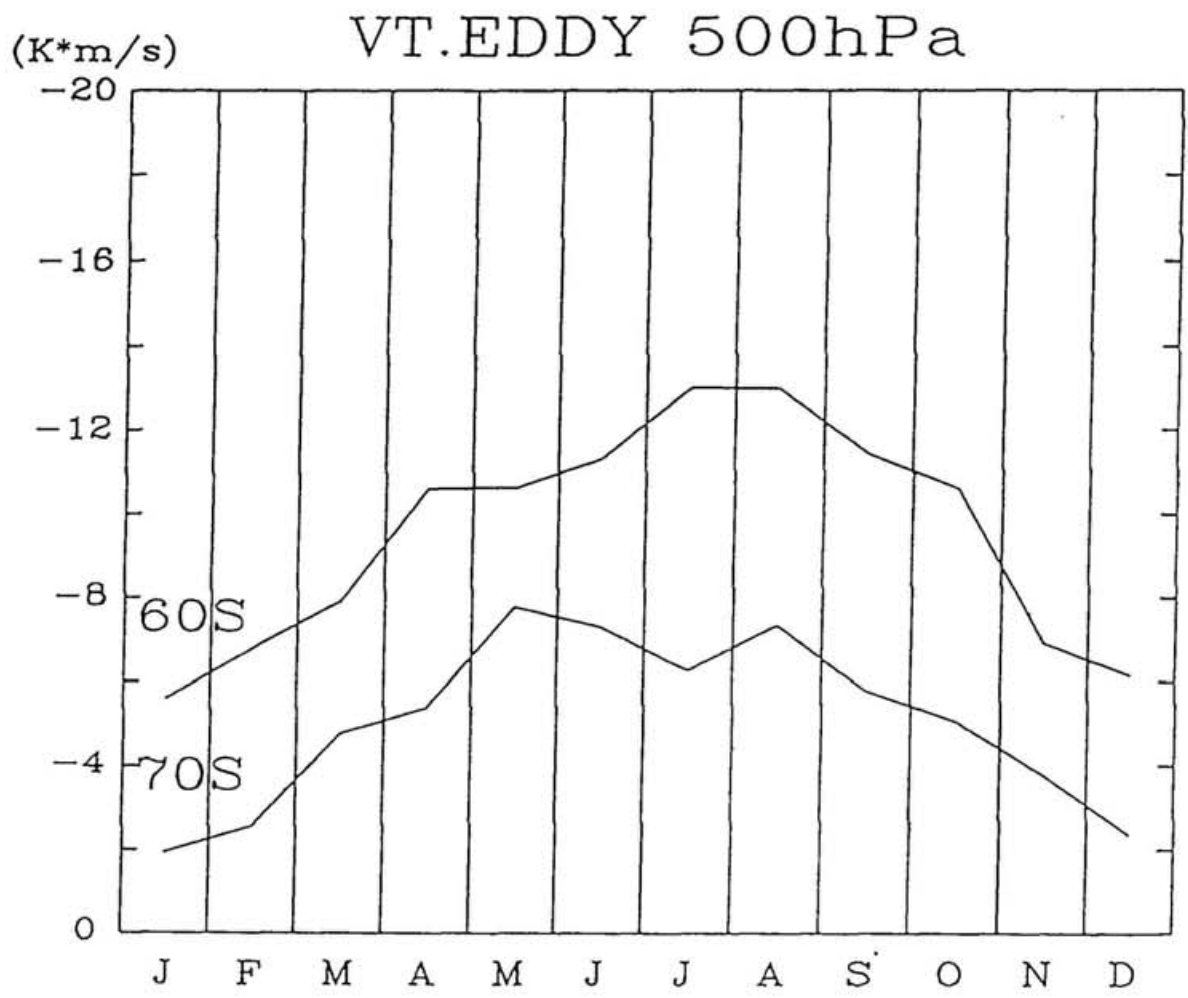


図11 擾乱成分による顕熱輸送 (500hPa)

上側のグラフが南緯60度での輸送量、下側のグラフが南緯70度での輸送量である。上向き（縦軸の向きが負の方向）が高緯度側への輸送を示す。

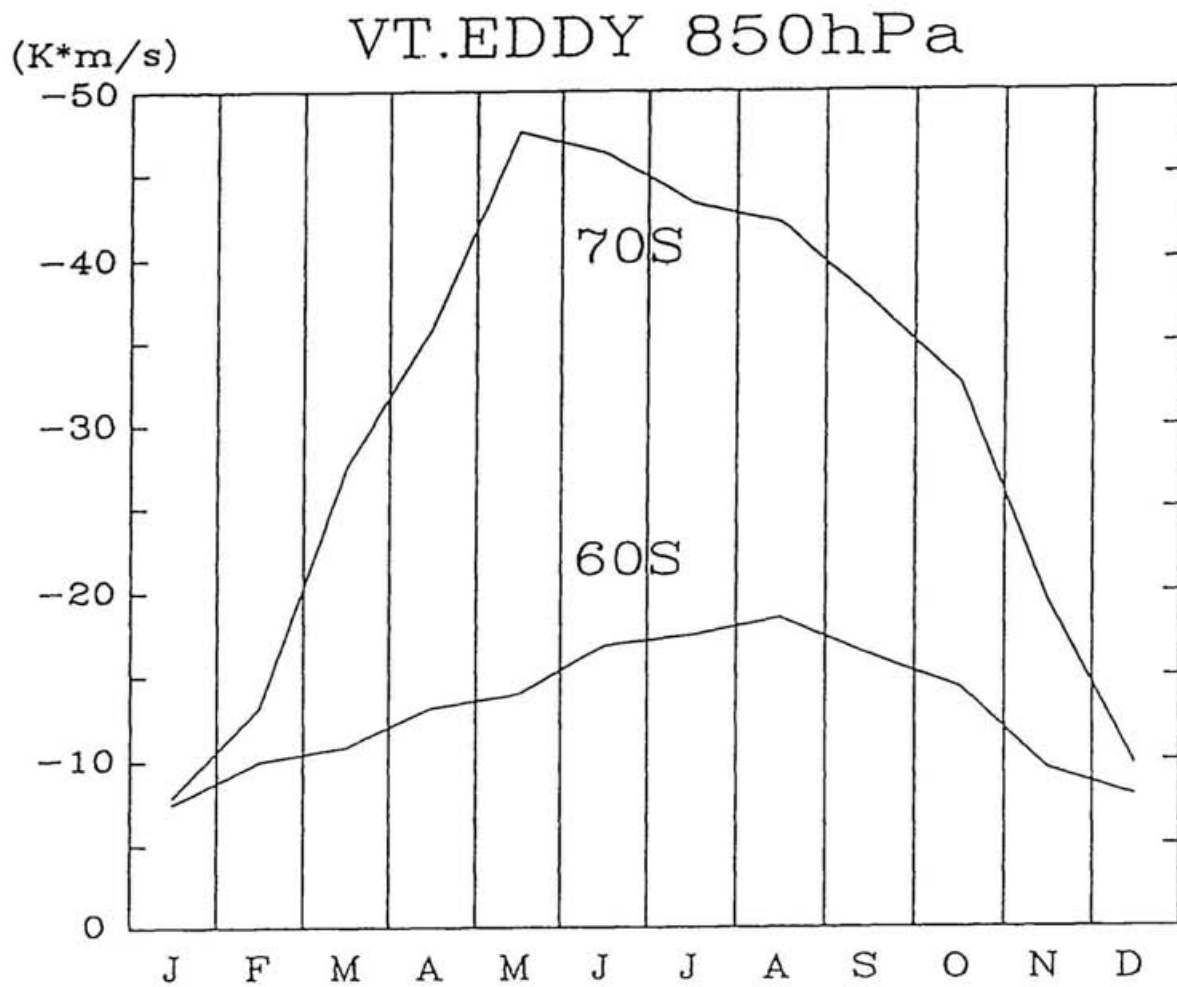


図12 擾乱成分による顕熱輸送 (850hPa)

上側のグラフが南緯70度での輸送量、下側のグラフが南緯60度での輸送量である。上向き（縦軸の向きが負の方向）が高緯度側への輸送を示す。

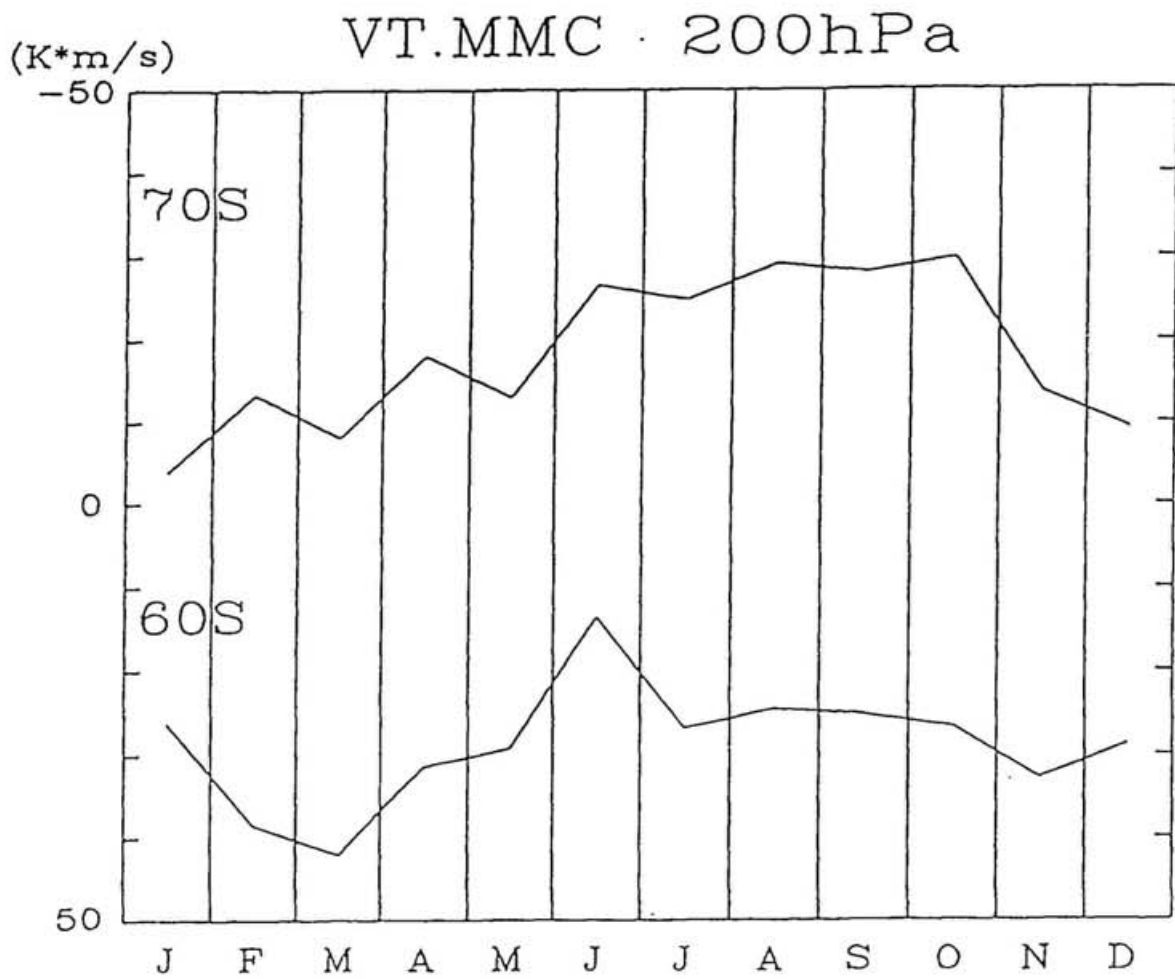


図13 平均流成分による顕熱輸送 (200hPa)  
 上側のグラフが南緯70度での輸送量、下側のグラフが南緯60度での輸送量である。上向き(縦軸の向きが負の方向)が高緯度側への輸送を示す。

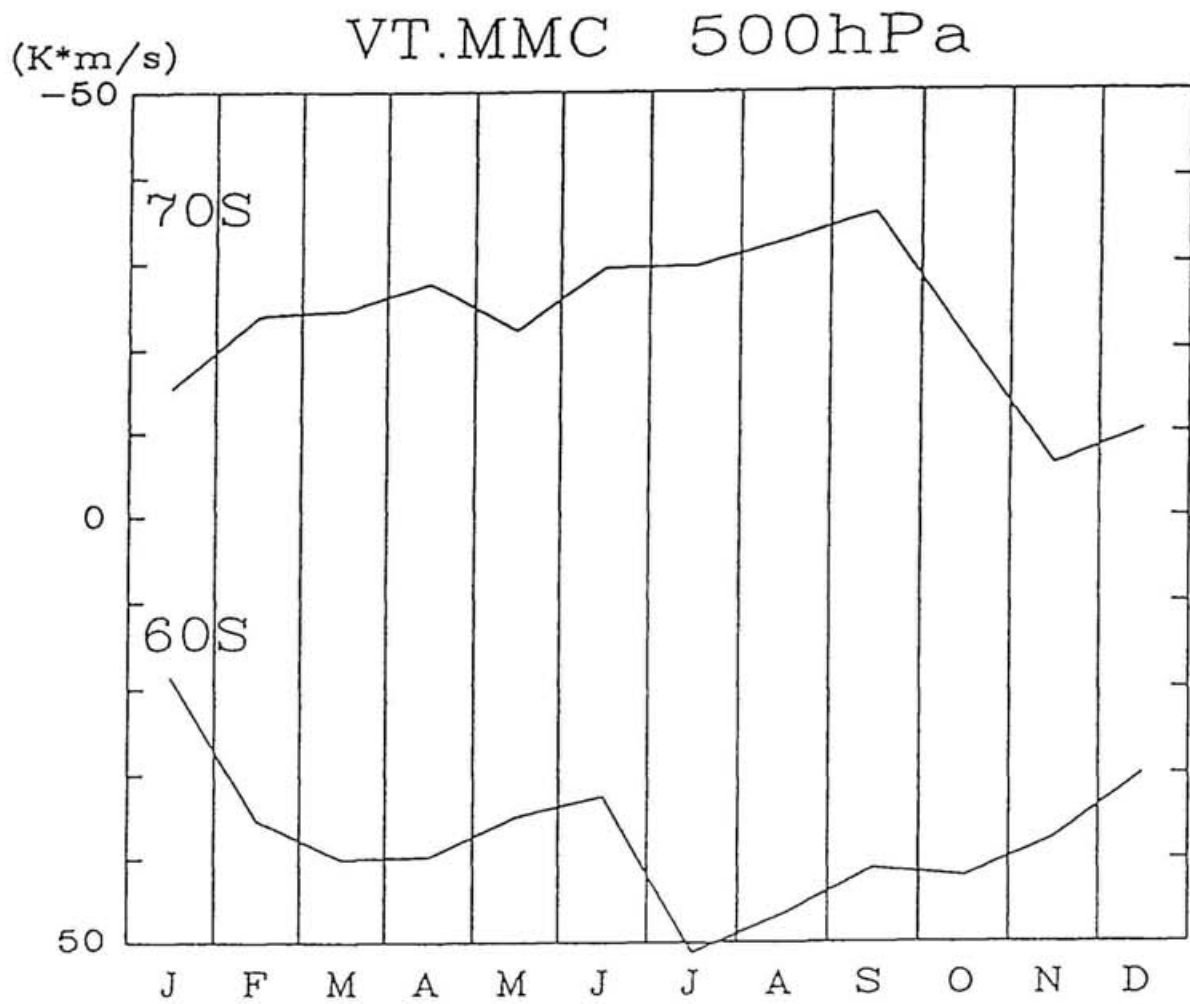


図14 平均流成分による顕熱輸送 (500hPa)  
 上側のグラフが南緯70度での輸送量、下側のグラフが南緯60度での輸送量である。上向き (縦軸の向きが負の方向) が高緯度側への輸送を示す。

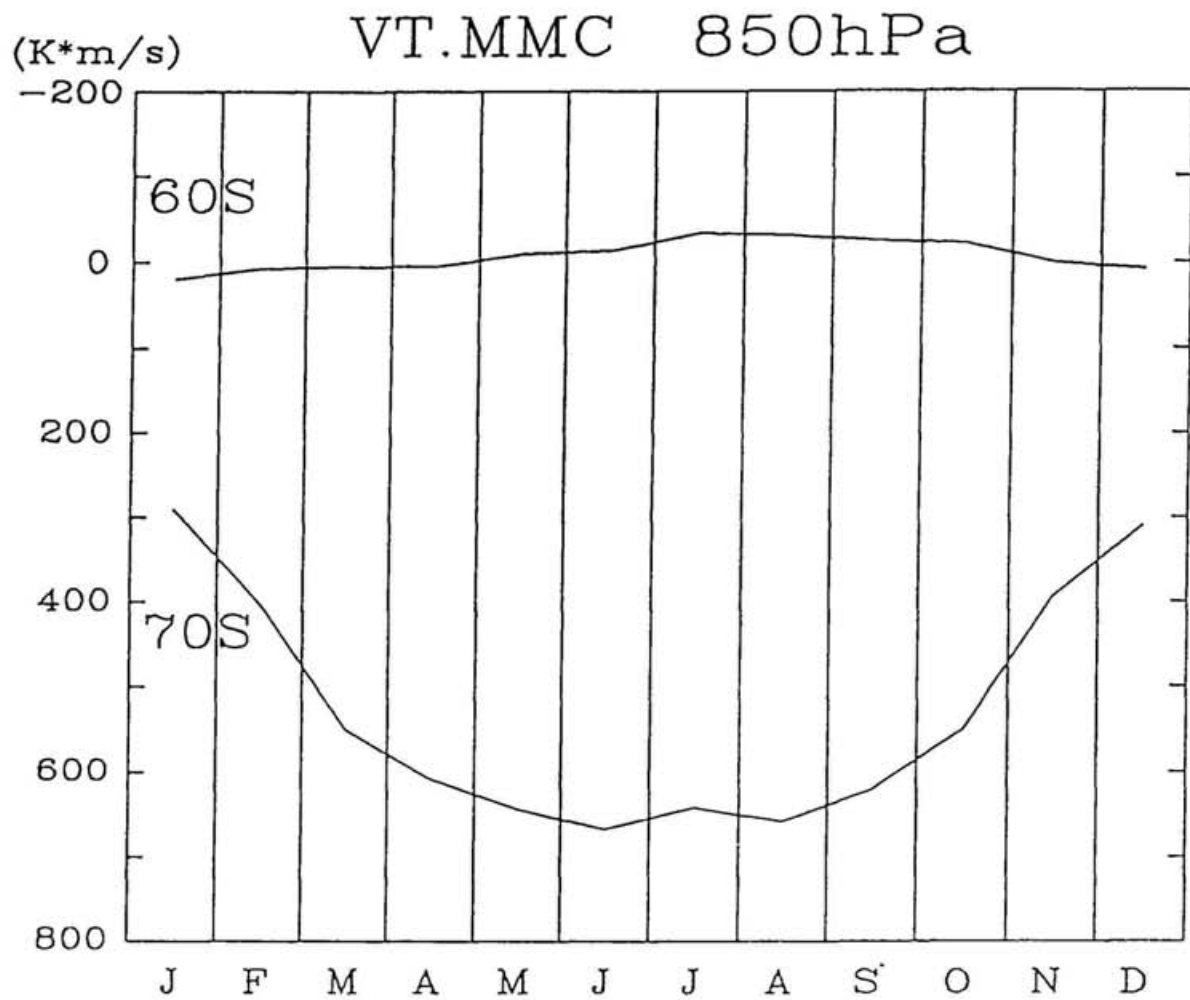


図15 平均流成分による顕熱輸送 (850hPa)

上側のグラフが南緯60度での輸送量、下側のグラフが南緯70度での輸送量である。上向き（縦軸の向きが負の方向）が高緯度側への輸送を示す。

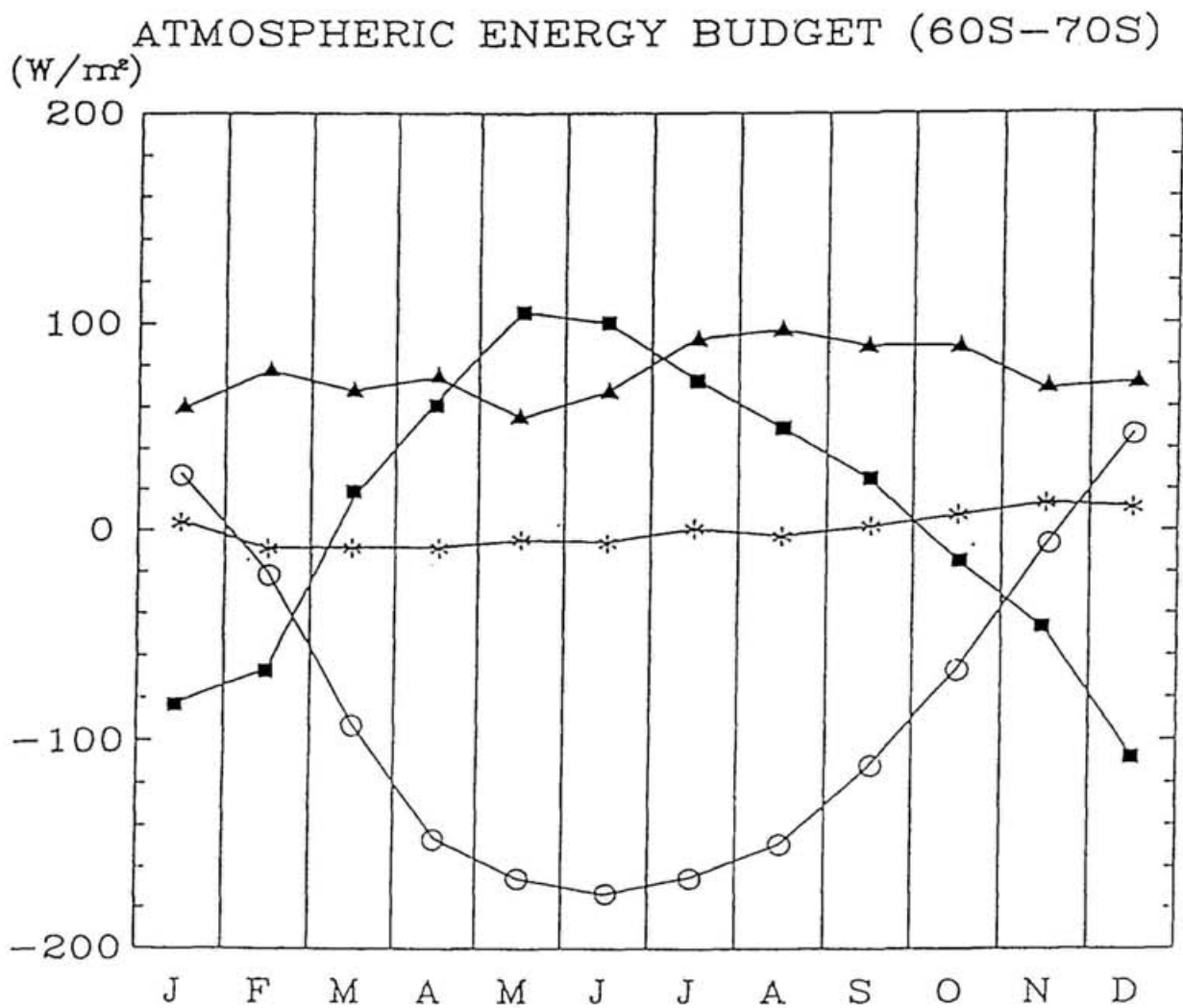


図16 大気のエネギー収支 (季節変動)

- : F<sub>toa</sub>
- ▲ : F<sub>wall</sub>
- \* :  $\partial S / \partial t$
- : F<sub>sf c</sub>



# ATMOSPHERIC ENERGY BUDGET (60S-70S)

(W/m<sup>2</sup>)

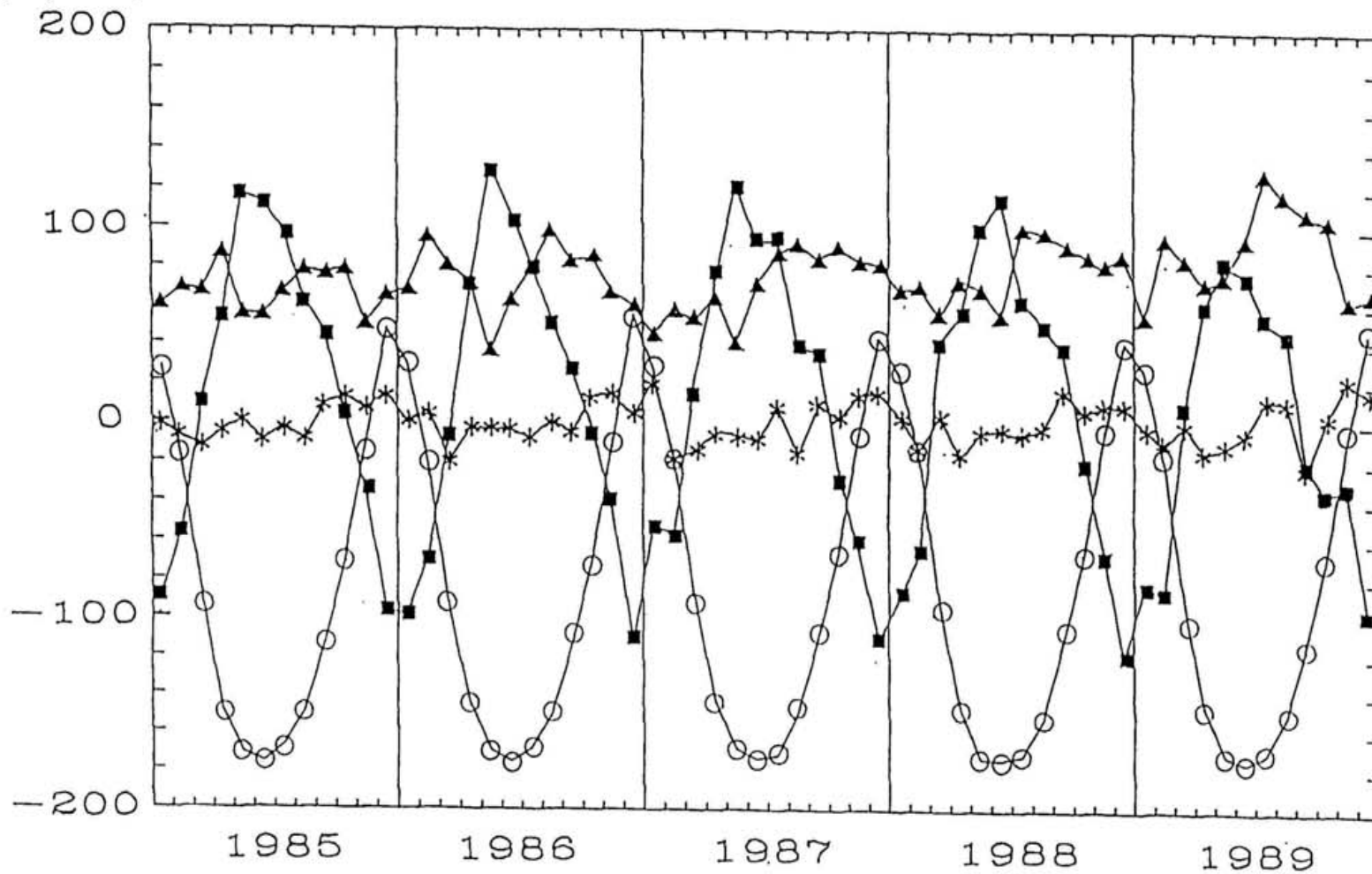


図17 大気のエネギー収支 (5年分)

- : F<sub>TOA</sub>
- ▲ : F<sub>WALL</sub>
- \* : dS/dt
- : F<sub>SFC</sub>

NSIDC 85-89 (60S-70S)

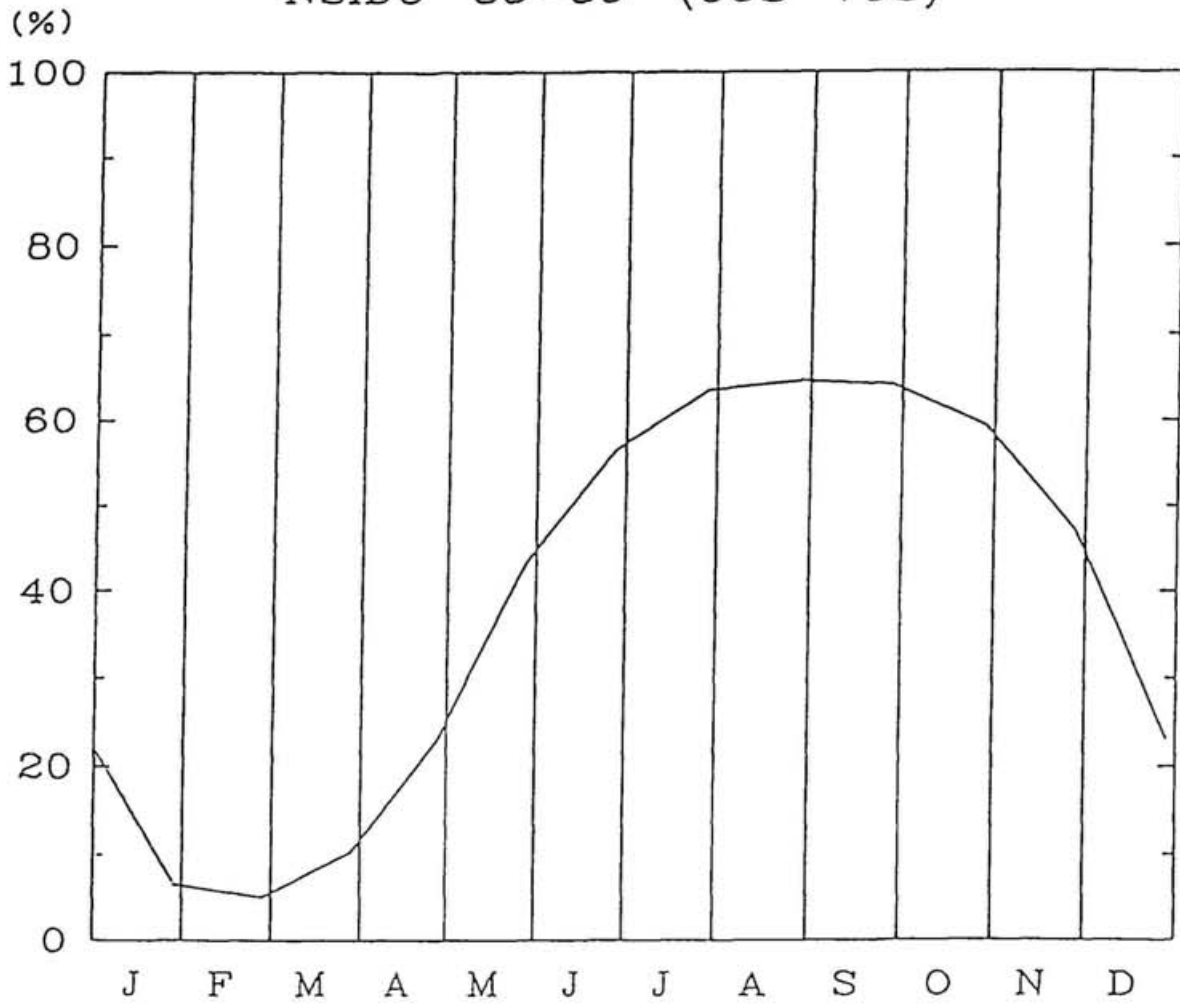


图18 平均海冰密接度 (60S-70S)

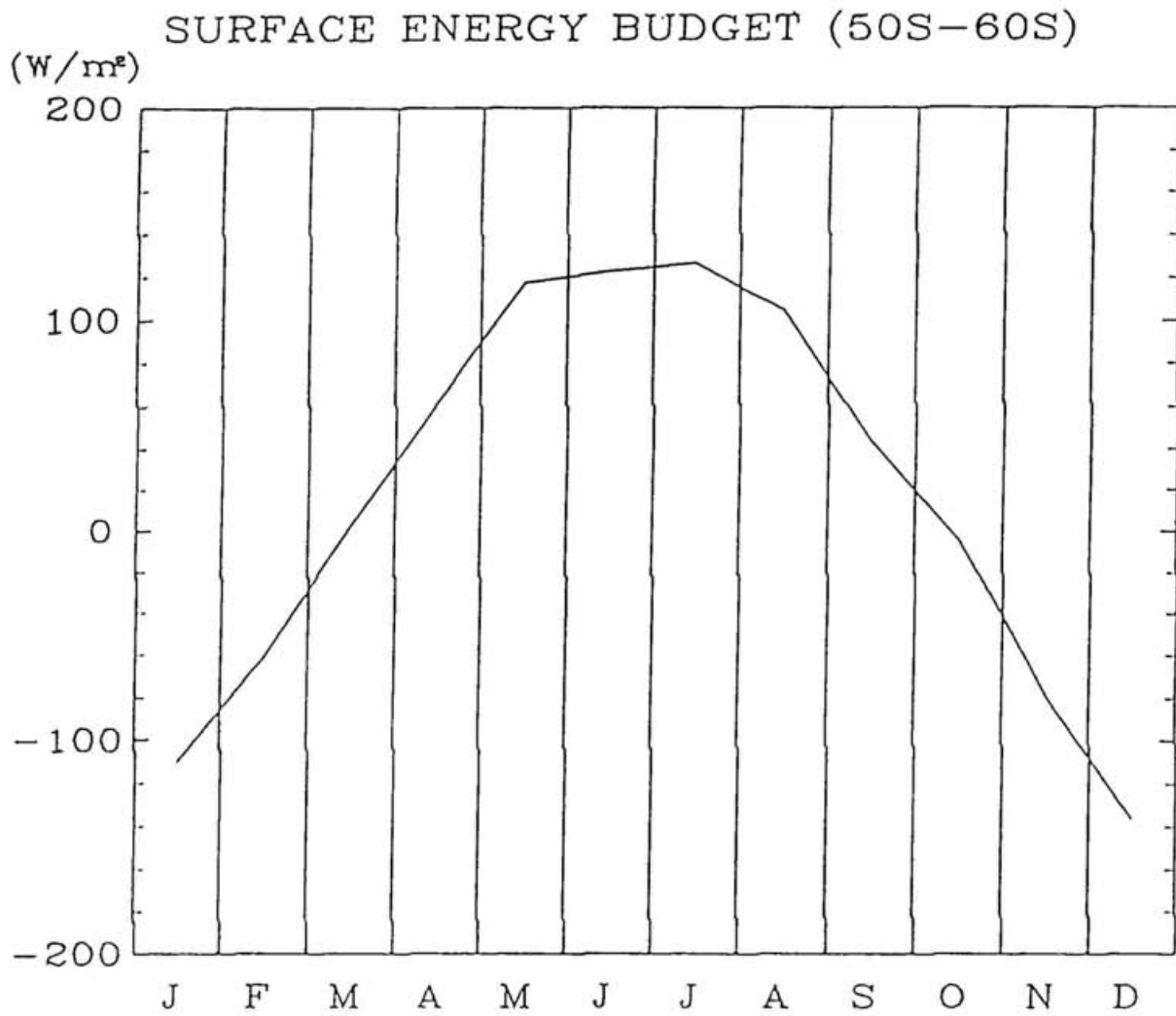


図19 海面熱フラックス (50S-60S)

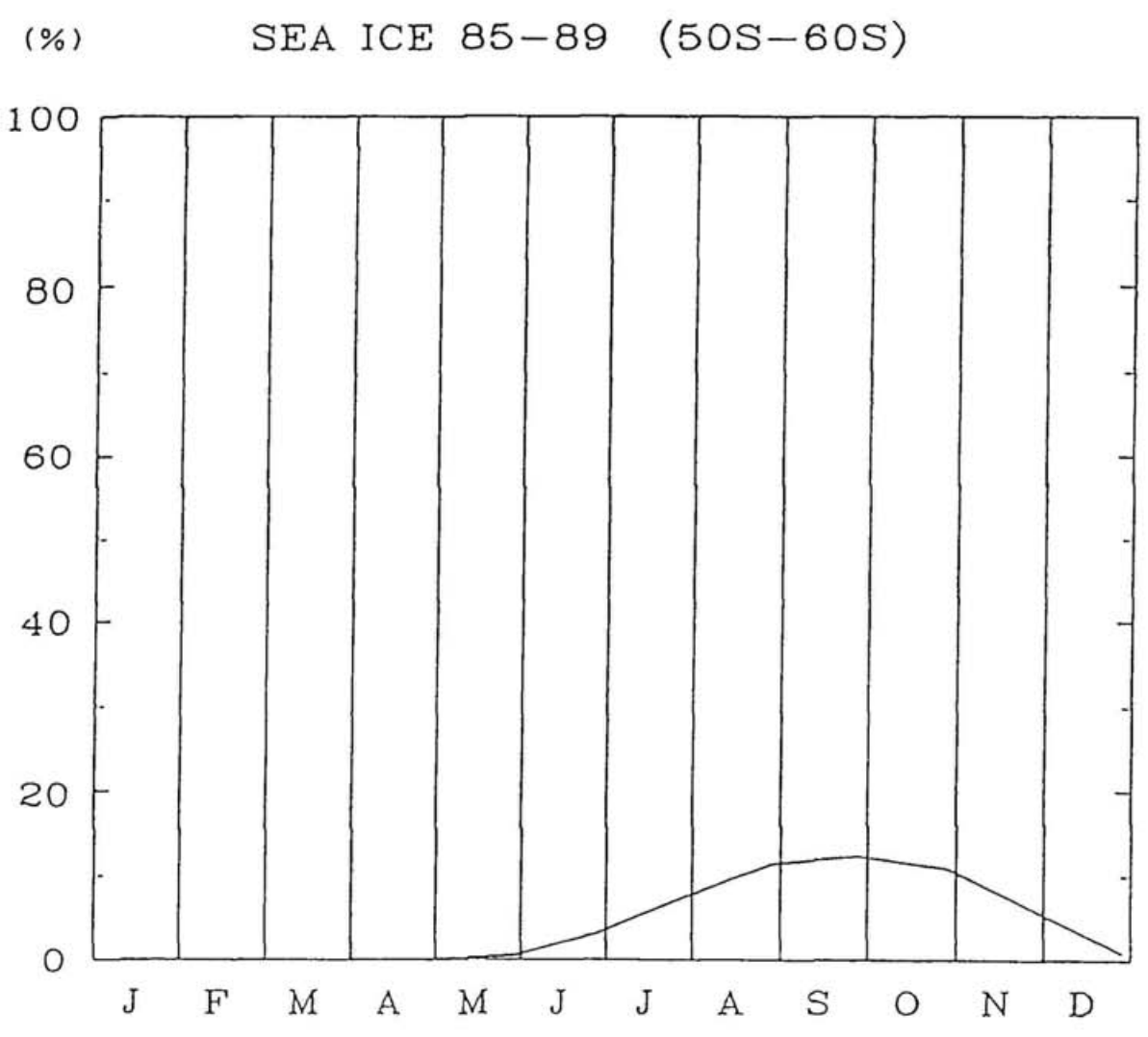


图20 平均海冰密度度 (50S-60S)

# CLOUD AMOUNT (60S-70S)

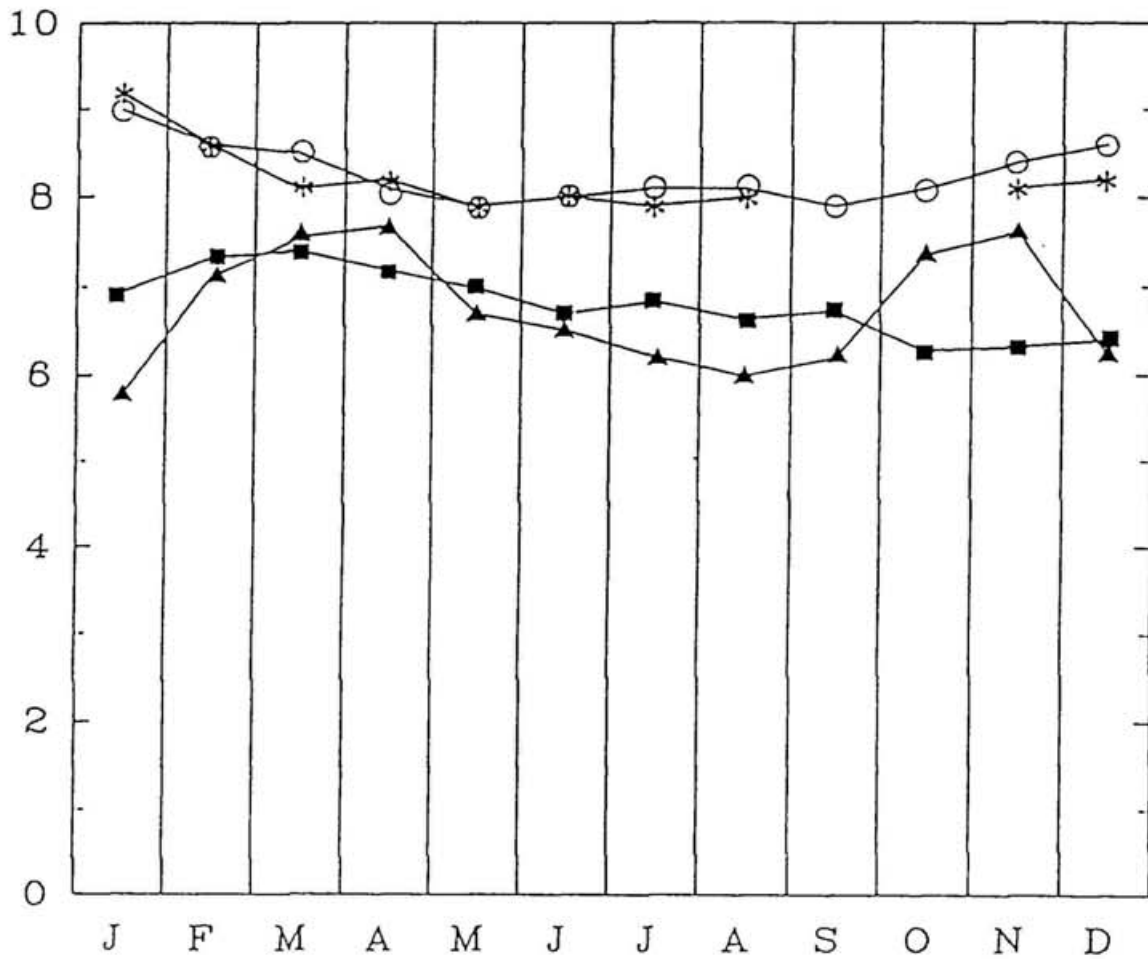


図21 雲量

- ▲ : SYOWA
- : ISCCP ('88)
- : EK81 62S
- \* : EK81 66S

SEA ICE 85-89 (60S-70S)

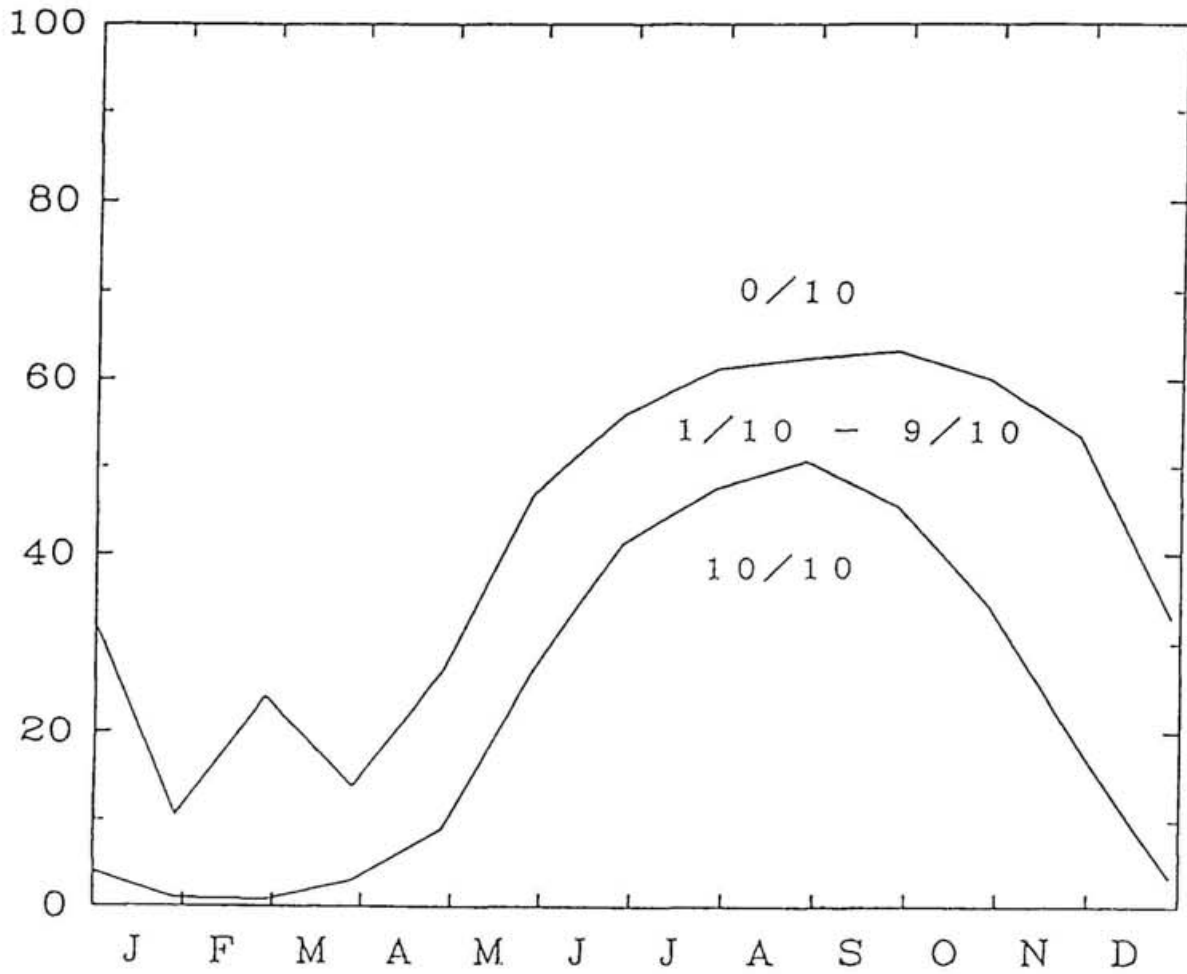


図22 海氷密接度の比率  
海氷密接度そのものの分布状況を示す。各々の密接度が占める面積である。

(%/month) GROWTH RATE OF SEA ICE (60S-70S)

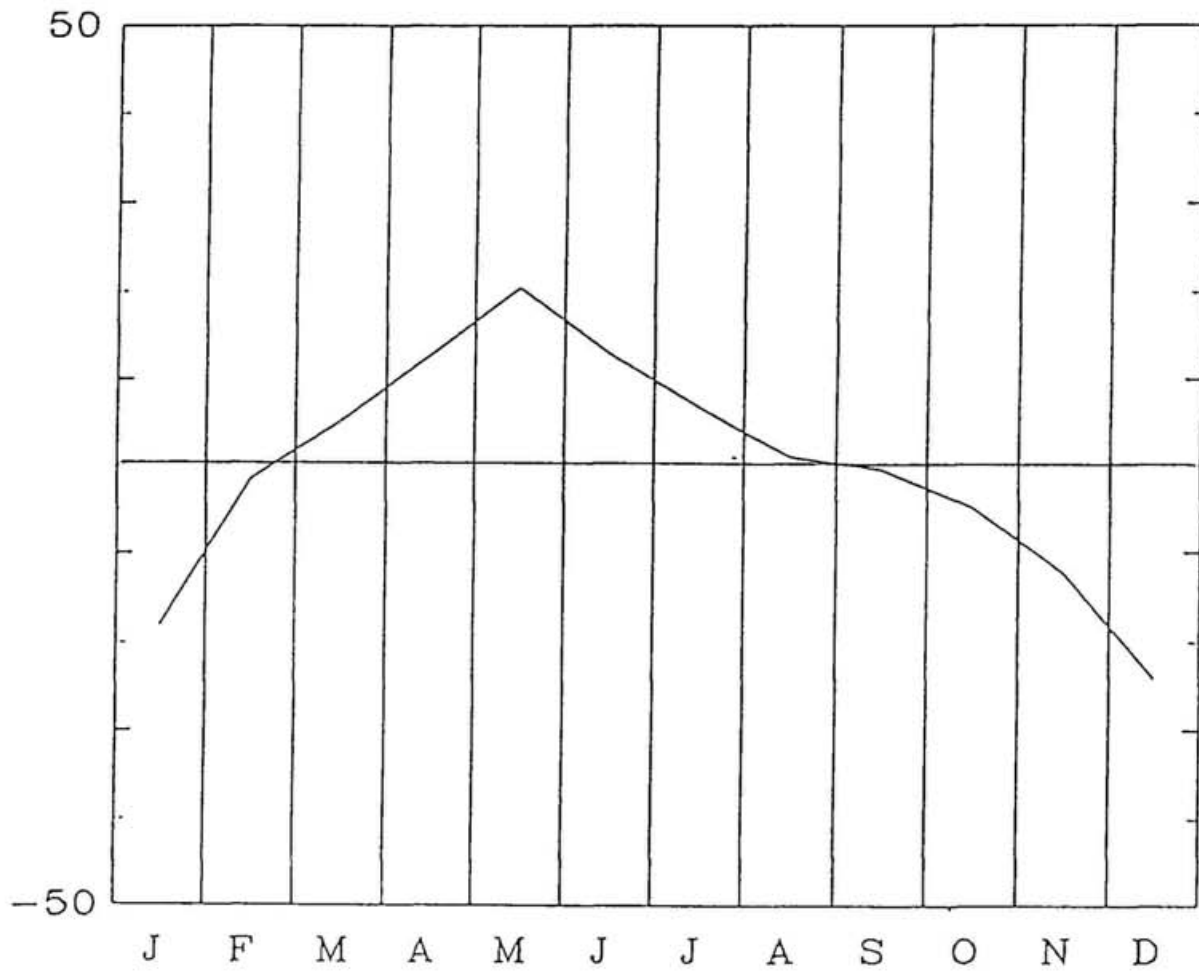


图 2 3 海水面积扩大率

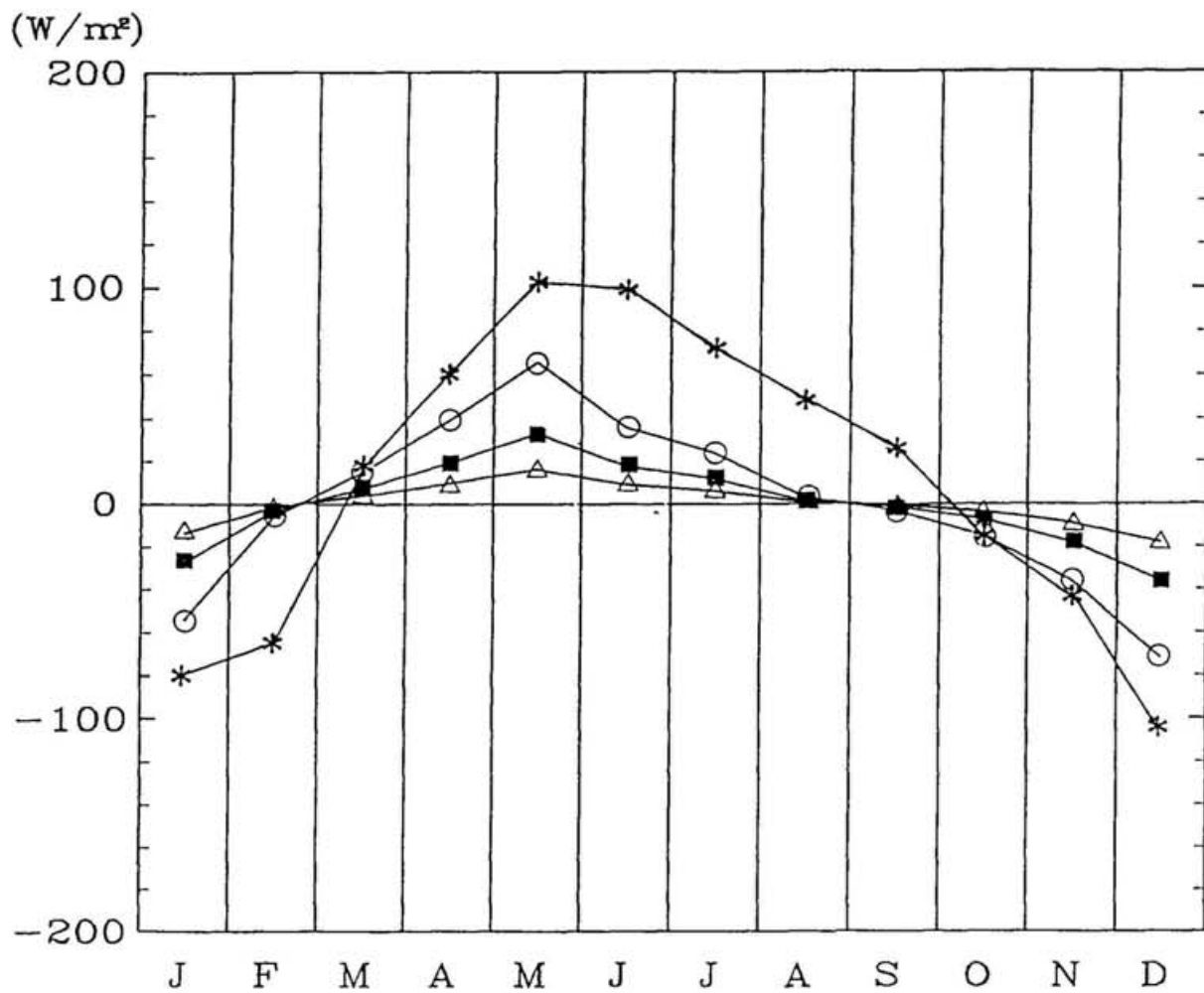


図 2.4 凍結融解に伴う潜熱

- 氷厚 2.0 m の潜熱
- 氷厚 1.0 m の潜熱
- △ 氷厚 0.5 m の潜熱
- \*  $F_{sfc}$



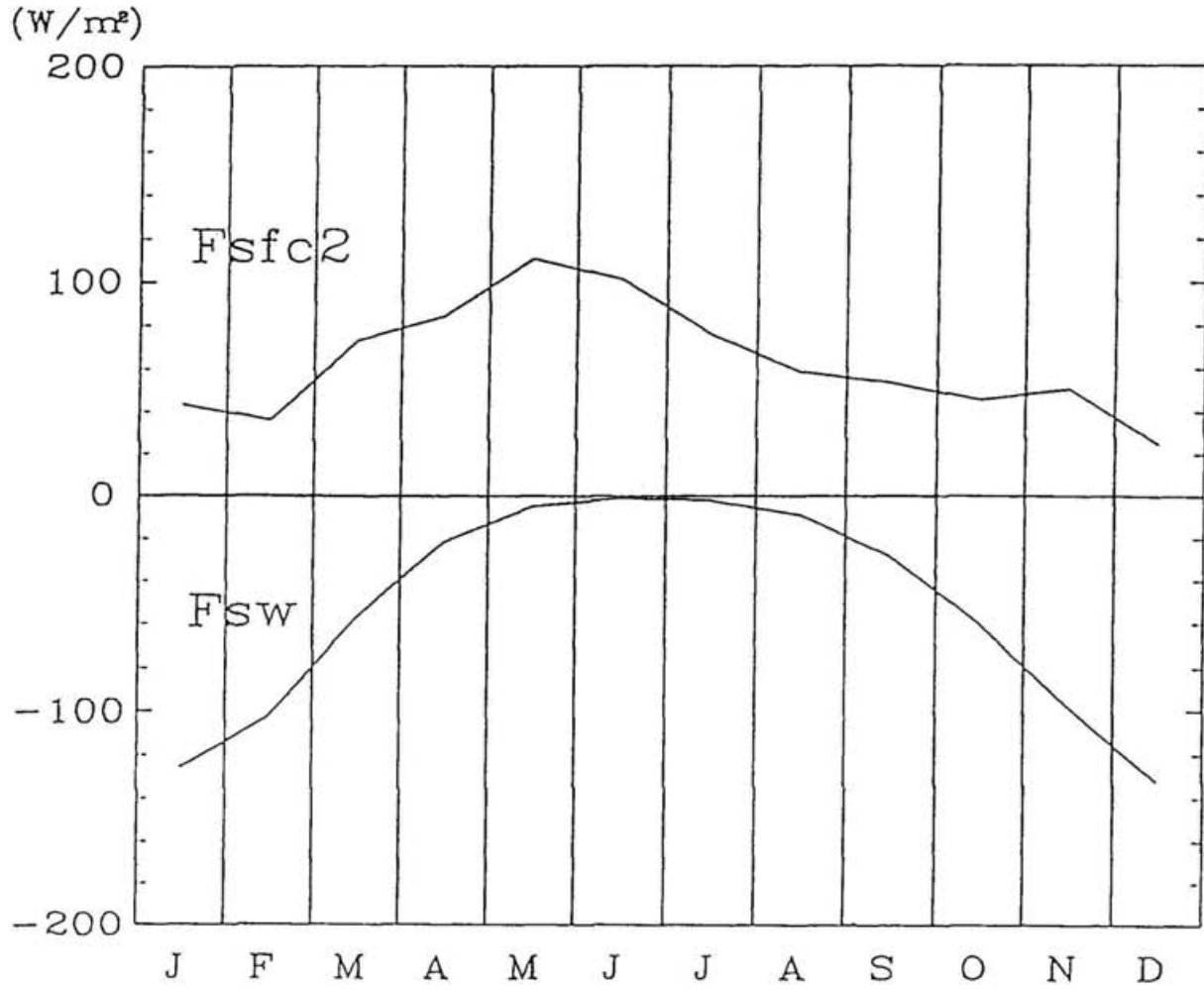


図25 短波放射の分離

図16の  $F_{sf}$  を短波放射の見積もり分 ( $F_{sw}$ ) と残りの部分 ( $F_{sf2}$ ) に分けた。上側のグラフが  $F_{sf2}$  で下側のグラフが  $F_{sw}$  である。

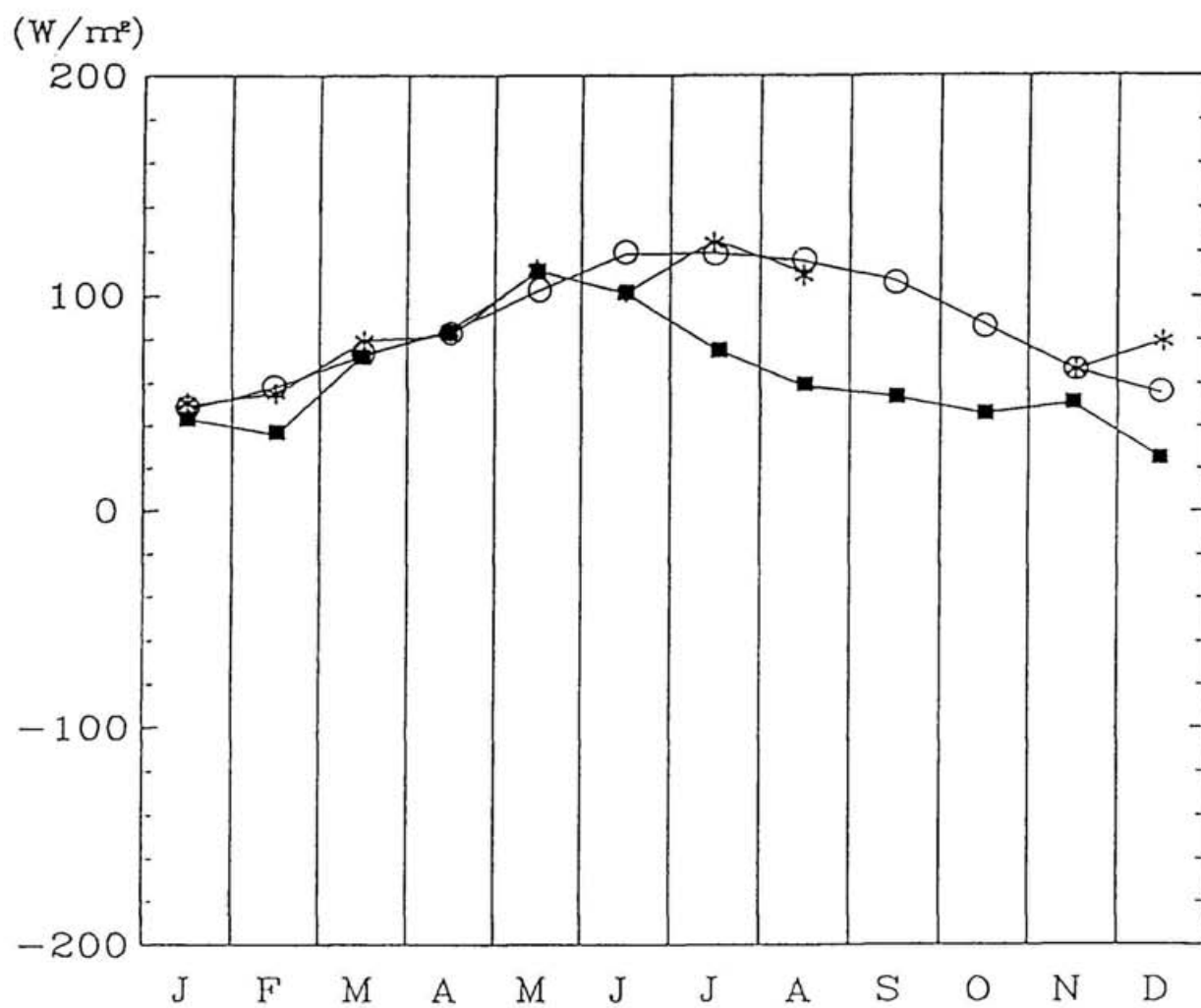


図26 短波放射以外の海面熱フラックスと気候値

■ : F s f c 2  
 ○ : EK81 62S  
 \* : EK81 66S

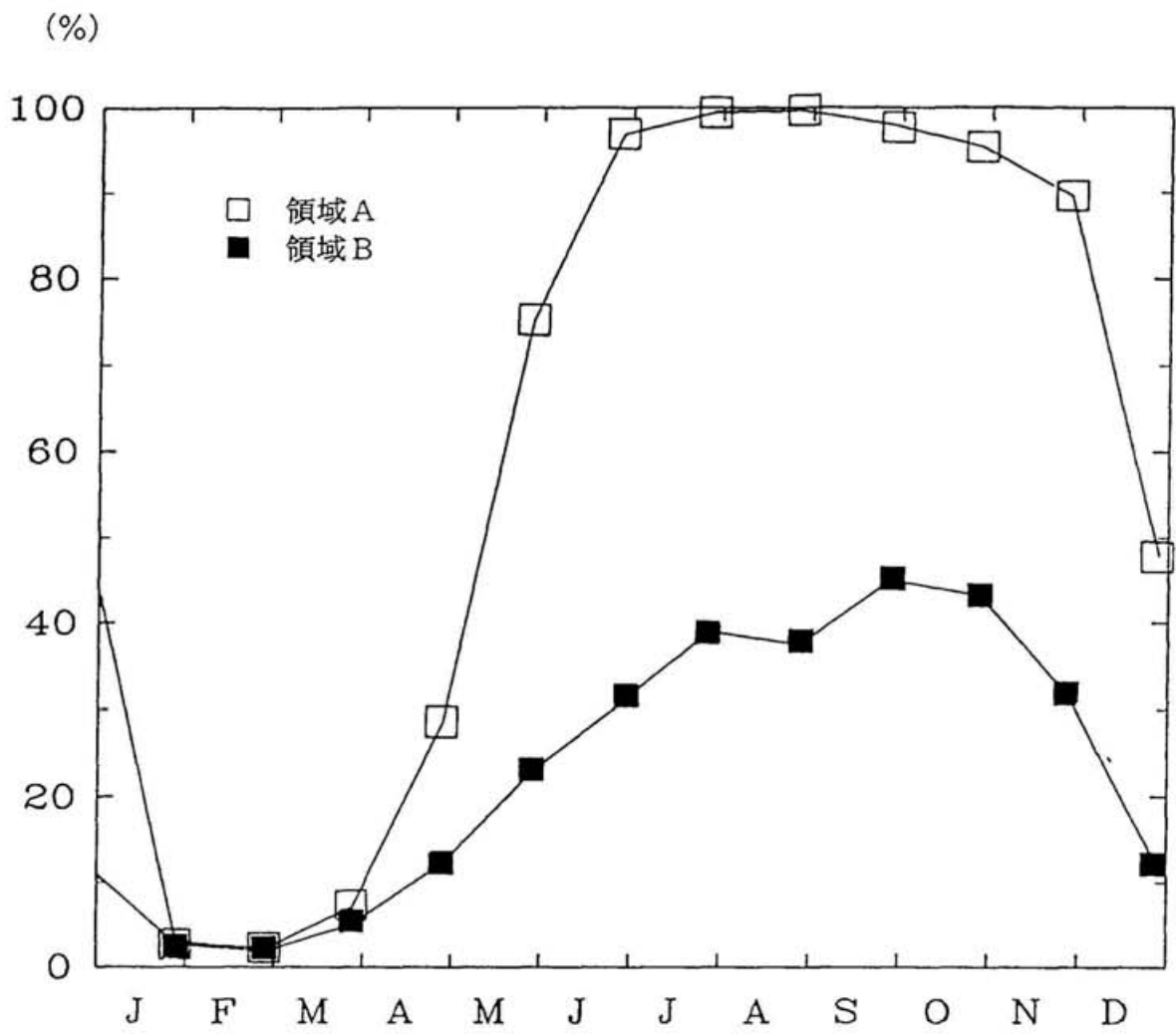


図 27 平均海氷密接度 A, B

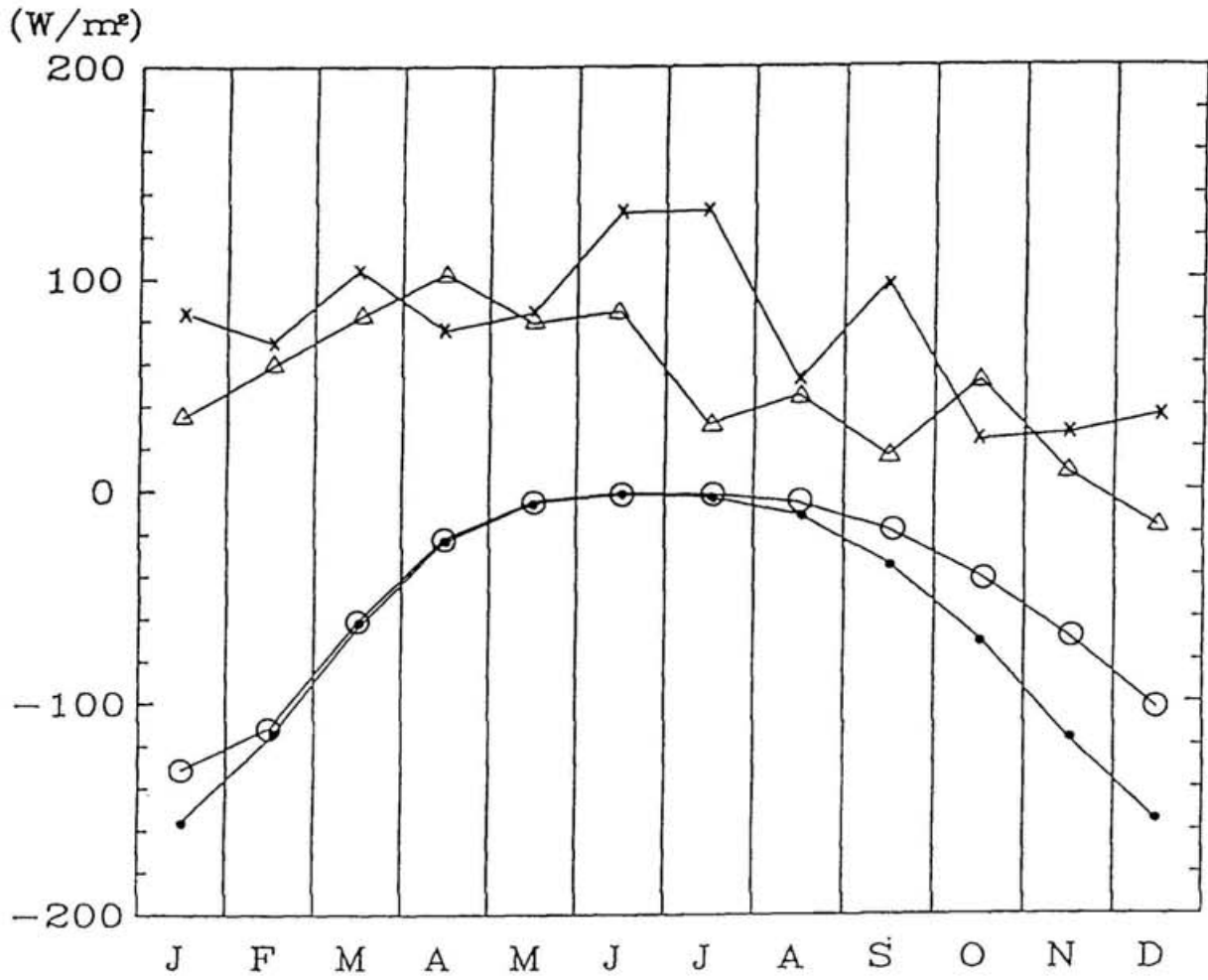


図28 海面熱フラックスA, B

$\Delta$  領域Aの Fsf2       $\circ$  領域Aの SW  
 $\times$  領域Bの Fsf2       $\bullet$  領域Bの SW

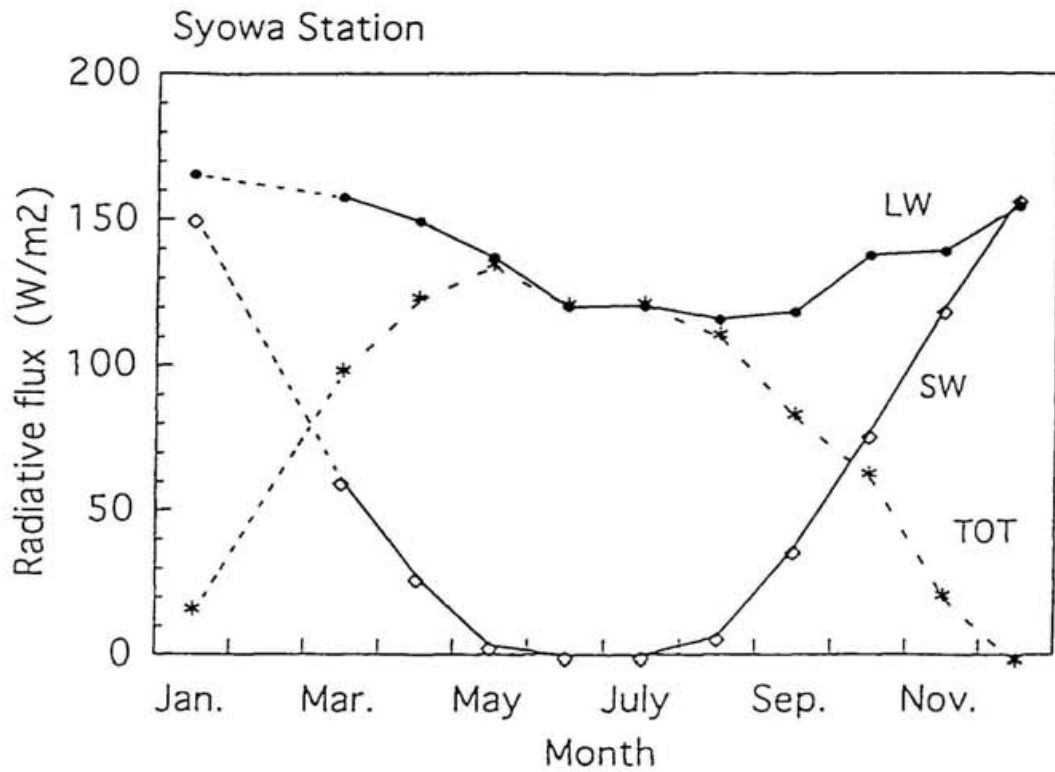


図 29 大気の放射収支

Yamanouchi and Charlock (1995) の fig.18。 LW, SW, および TOT はそれぞれ、大気の鉛直方向の長波放射収支、短波放射収支、および、放射収支である。 SW は収入を正の符号で、また、 LW および TOT は支出を正の符号で表しているの注意が必要である。

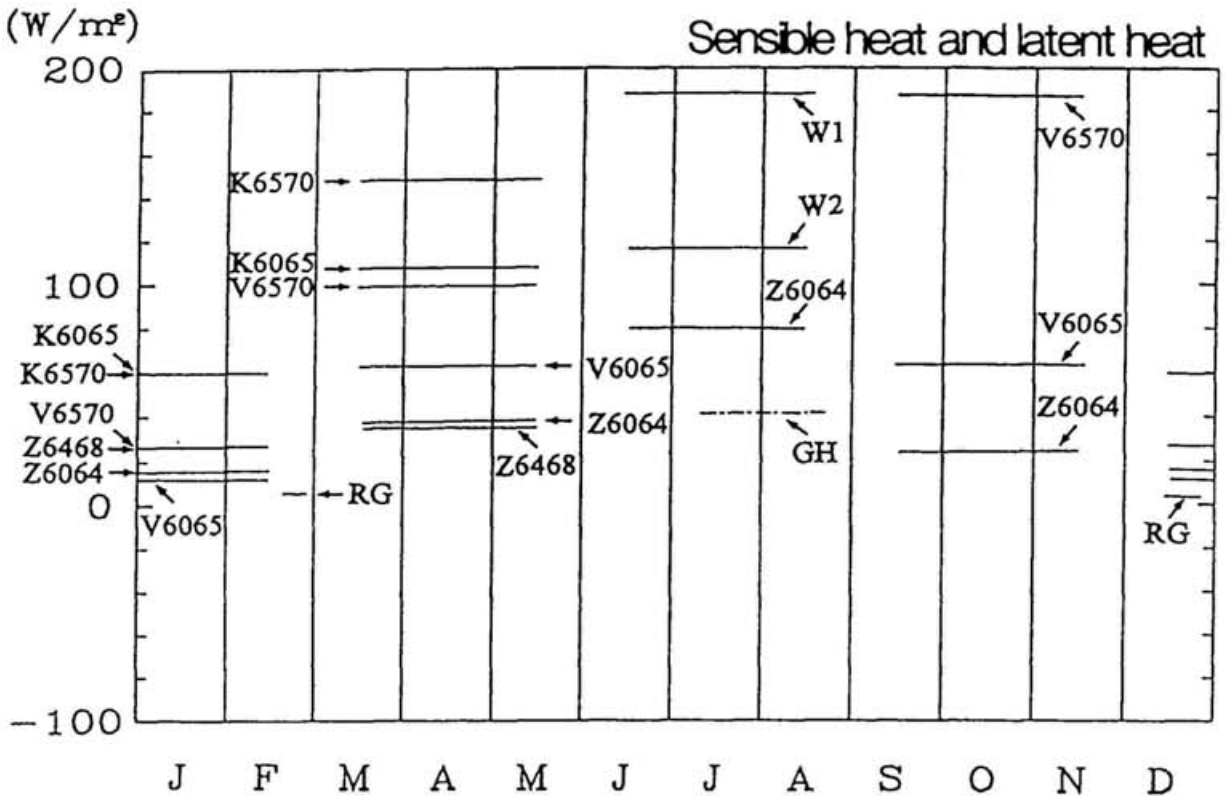


図30 観測・見積りされた顕熱および潜熱フラックス

主に海面で観測された顕熱および潜熱フラックスの季節変化である。時間的には春夏秋冬の区分で記述されたものが多いので、象徴的に3カ月にわたる棒線でその値を示した。明らかに月日がわかっているものは棒線をその範囲の長さに止めてある。

W1: Weller (1980) による海氷密接度が 15 % から 85 % の場合のモデル計算値、W2: 海氷密接度が 85 % 以上である条件を除いては W1 と同じ、V6065: Viebrock (1962) の観測結果のうち南緯 60 度～65 度の領域の値、V6570: 領域が南緯 65 度～70 度であること以外は V6070 と同じ、K6065: Kangos (1960) の観測結果のうち南緯 60 度～65 度の領域の値、K6570: 領域が南緯 65 度～70 度であること以外は K6065 と同じ、Z6064: Zillman (1972) の観測結果のうち南緯 60 度～南緯 63.9 度の領域の値、Z6468: 領域が南緯 64 度～67.9 度であること以外は Z6064 と同じ、RG: Ramsh Kumar and Gangdhara Rao (1989) のインド洋での観測結果、GH: Gordon and Huber (1990) のウェッデル海での海氷下での海洋熱流量、V6570\*: ロス海だけの値