

日本周辺海上域に出現する雲の分布の時間変化の特徴*

池山 雅美**・武田 喬男***

要 旨

気象衛星“ひまわり”と NOAA のデータから求めた月平均の雲量と雲頂温度分布などを基に、1985年4月から1987年4月の期間について、日本周辺海上域の広域の雲の分布(緯度 5° ×経度 5° の領域)の時間変化の特徴を、主に季節変化と季節内変化に着目して調べた。また、赤外放射量の変化についても大まかに見積った。

日本周辺に出現する雲の特徴は空間的にも季節的にも変化に富む。亜熱帯域では、夏には雲頂温度の低い雲が、冬には雲頂温度の高い雲が現れやすく、雲の出現による赤外放射量の変化幅は冬は小さくなるが、雲量の季節内変化は一年を通じて大きい。日本南方域でも夏に雲頂温度の低い雲が、冬は雲頂温度の高い雲が多く、赤外放射量の変化幅と雲量の季節内変化は冬はかなり小さい。日本東方域では現れる雲の雲頂温度分布の季節による差はあまりないが、赤外放射量の変化幅は夏に大きく冬に小さく、雲量の季節内変化も冬にはほとんど見られなかった。これらの特徴は、各領域に出現する大きな雲システムの出現やその性質の違いを反映している。

1. はじめに

気象衛星観測及びそのデータ利用技術の発達により広域で雲の分布を観測することが可能となり、広域の雲量分布やその時間変化に関する研究が多数行われてきている(例えば、Zangvil, 1975; Yasunari, 1979; M. Murakami, 1985; Takeda・Ikeyama, 1985)。一方、気候およびその変動に関する研究の中で、それらに対する雲の役割についても研究が数多く進められてきた(例えば、Schneider, 1972)。出現する雲は、様々な空間スケールの雲システムからなり、気象衛星で観測される雲システムのスケールとしては、数 km から数 100 km、あるいは 1,000 km を越すものまで存在する。地域の気象、気候を考える上では小さいスケールの雲システムの現象も重要であるが、地球規模での雲の振舞い、気候への影響を考えると、比較的大きなスケールの現象がより重要

である。地球規模での雲量の変動には季節変化のみならず、数十日の周期をもつ季節内変化があることが明らかになっており、更にこの雲量の数十日周期の変化は季節により領域によりその振幅が変化しており、平均雲量の変化との間には亜熱帯域では同位相、中緯度に於いては逆位相の関係も見いだされている(Ikeyama・Takeda, 1988)。

しかし、広域の雲の分布の時間変化は、雲量のみが変化するわけではなく、実際は雲のタイプ、雲の高さ、雲の厚さなども、領域により、季節により変わり、大変複雑である。雲が放射過程を通じた気候に及ぼす影響を考えると、雲量と共に、雲頂温度、雲のタイプ、厚さも重要となる。雲は、そのアルビードに依り入射してきた太陽光を反射し地表に到達するエネルギーを減少させると同時に、地表から宇宙に射出された赤外放射を遮るが、雲頂温度が低く、光学的に不透明であるほど宇宙に放出されるエネルギーは少なくなる。つまり、雲量でみて同じ様な季節変化、季節内変化であっても、例えば雲頂温度が異なるならば、放射収支への影響は大きく異なる。気候変動の研究の基礎資料としては、雲のタイプに応じた雲量や雲頂温度の分布、そして、それらの時間変化が各気候域、各季節毎に得られていることが必要である。

* Features of the time variations of cloud distribution over the ocean around Japan

** Masami Ikeyama, 名古屋大学水圏科学研究所
現在 通商産業省工業技術院名古屋工業技術試験所。

*** Takao Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所。
——1987年1月12日受領——
——1988年9月30日受理——

地球全体の放射収支を調べるため、あるいは、雲の変動の指標として、赤外放射量の分布やその変動も研究されてきている(例えば、Hartmann・Short, 1980, Hedinghaus・Krueger, 1981). しかし、Ohringら(1981)が、雲量変動に対する赤外放射量の変動の比から、気候に影響を及ぼすものとして有効な雲の高さの全球的な分布を推定しているものの、雲の変動と赤外放射量の変動とを同時に比較することはまだあまり行われていない。T. Murakami(1980)は赤外放射量の変動を擾乱の活動の指標として解析しているが、赤外放射量は地表面温度やエアロゾルの変動にも依存し、それらについての量的な見積りはまだできないと述べている。雲の分布の変化が、どの様な赤外放射量の変化をもたらすものかは興味ある課題である。

本論文では、雲の気候学の基礎研究として、日本周辺

* 気象衛星 NOAA のデータについて

名古屋大学水圏科学研究所に設置された受信装置により、気象衛星 NOAA の AVHRR データが1985年4月より受信されている。そして、これらのデータのうち昼間(日本標準時で午後1~3時)の軌道のチャンネル1(可視、波長 0.55~0.90 μm)とチャンネル4(赤外、波長 10.5~11.5 μm)のデータは、各画素毎にアルビードと等価黒体温度に変換され、緯度1度×経度1度の領域毎に2次元ヒストグラムとして保存されている。アルビード及び等価黒体温度の算出法は中島・青木(1983)に基づいて行われた。アルビードは、0~5%、5~10%、……、65%、70%以上の15段階に、等価黒体温度は、30°C以上、30~28、28~26、……、4~2、2~-1、-1~-5、-5~-10、……、-60~-65、-65°C以下の30段階にクラス分けされている。緯度1°×経度1°の領域内の全画素数は、1,000~12,000である。

本論文では、このデータのうちの等価黒体温度ヒストグラムを用いて、雲量や赤外放射量を求め解析を行った。但し、気象衛星 NOAA は極軌道衛星であるので、周回毎に観測できる領域が移動して行き、常時同じ領域が観測されるわけではない。また、種々の要因によりデータの受信を欠く日もある。このため今回用いたデータは必ずしも連続したのではなく、北緯15°~50°、東経130°~150°の領域内での一月当りの観測日数は約20日(15日から25日)である。このため以下の解析結果は、そうした観測日の平均について示されたもので、必ずしも月全体の平均とはいえないが、欠測は機械的あるいは人間的な理由によるものであり、現象に基づいて選択しているわけではないので、各月に出現した雲の特徴は保っていると考えられる。

の海上域に出現する広域の雲の分布の時間変化の特徴を、主に季節変化と季節内変化に着目して、気象衛星“ひまわり”と NOAA のデータ*から求めた月平均の雲量と雲頂温度分布などを基に調べた。また、このような雲の変化が宇宙に放出される赤外放射量にどのような影響を与えるかを大まかに見積った。

2. 雲量の変化

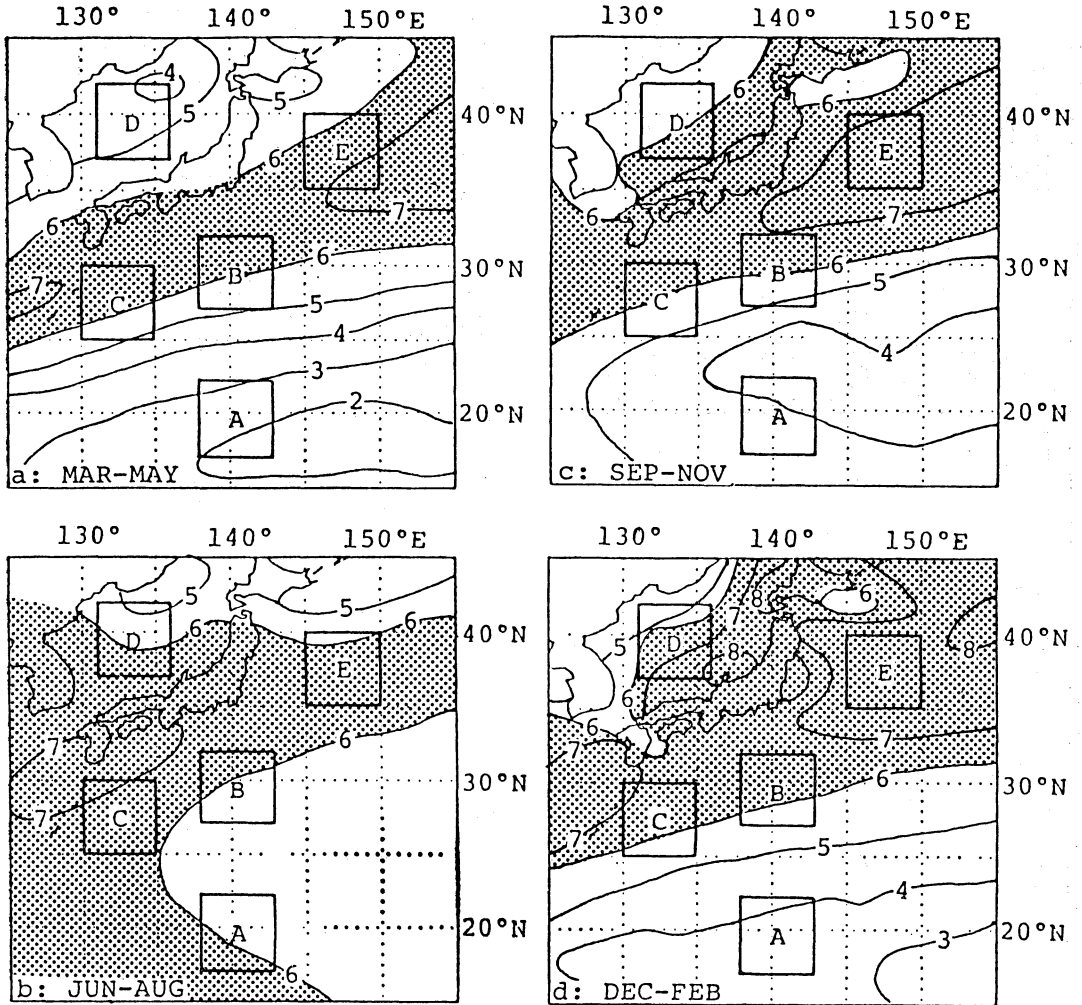
2.1 季節変化

日本周辺の雲の変化の特徴を調べるために、第1図に示すA~Eの5つの緯度5°×経度5°の領域を設けて、その各々の領域に出現する雲の変化の特徴をまず調べた。この図は、1979年~1984年の6年間の各3ヵ月平均の雲量分布図上に、各領域を示したものである。A領域(17°~21°N, 138°~142°E)は亜熱帯の高圧帯に位置し、夏期をのぞいて一般的に雲量がかかなり小さい。一方、B領域(27°~31°N, 138°~142°E)、C領域(25°~29°N, 130°~134°E)は、日本列島の南、南西から北東に延びる高雲量域の中にある。D領域(37°~41°N, 131°~135°E)は日本海上にあり、季節により雲量が比較的大きく変化している。E領域(35°~39°N, 145°~149°E)は日本の東方海上の高雲量域に位置し、ほとんどが一年間を通じて3ヵ月平均雲量は6をこえている。

各領域の雲の出現の仕方の季節変化を雲量別にみるために、第2図に0~2、2~4、4~6、6~8、8~10の各雲量の1ヵ月毎の出現割合の時間変化を示す。8~10の雲量の出現は、空間スケール500 km×500 km以上の雲システムの出現を意味しているものと言える。各雲量段階の出現の様相は、領域により、また季節によりかなり異なる。

A領域では、雲量0~2の段階の出現する率が夏を除いて高く、晴天の日が多いことを示しており、特に春と秋には70~90%の割合を占め、雲で全領域がほぼ覆われるような雲量8~10の段階の出現割合は小さく、全天が曇るようなことはあまり起きない。しかし、夏には雲量8~10の段階もかなりの割合を占め、また、冬では中間の雲量段階の占める割合が大きくなっており、夏、冬は、この領域もしばしば雲で覆われる。この領域では雲の出現において明瞭な季節変化がみられる。

B領域とC領域は、地理的に近いこともありよく似た出現割合の変化を示す。夏期に雲量0~2の段階の出現割合が大きく、冬に小さい。逆に雲量8~10の段階の出現は夏に少なく冬に多い。また、梅雨前線などに伴う雲



第1図 解析領域と3ヵ月平均雲量分布.

雲量は“ひまわり”の5日平均全雲量データ(1979年1月~1984年12月)に基づく.

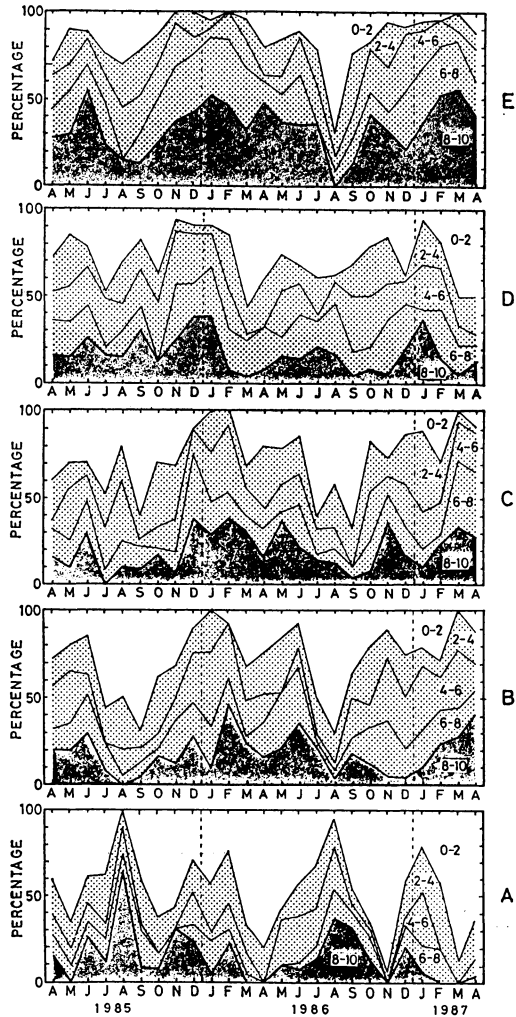
が領域全体をしばしば覆うことに対応して、5月~7月にも雲量8~10の段階の出現割合は多くなる。中間段階の出現は、冬期に比較的多くなっており、これらの領域では、緯度5°×経度5°の領域全体が晴れていたより、部分的に曇る日が多いと言える。

D領域では、年間を通じて中間の雲量段階の出現が多い。雲量0~2の段階は春と夏に多く冬に少なく、雲量8~10の段階は冬に多く春と秋に少ない。

E領域は、B、C領域と似て、雲量0~2の段階の出現が春と、特に夏に多く、秋から冬にかけては少ない。

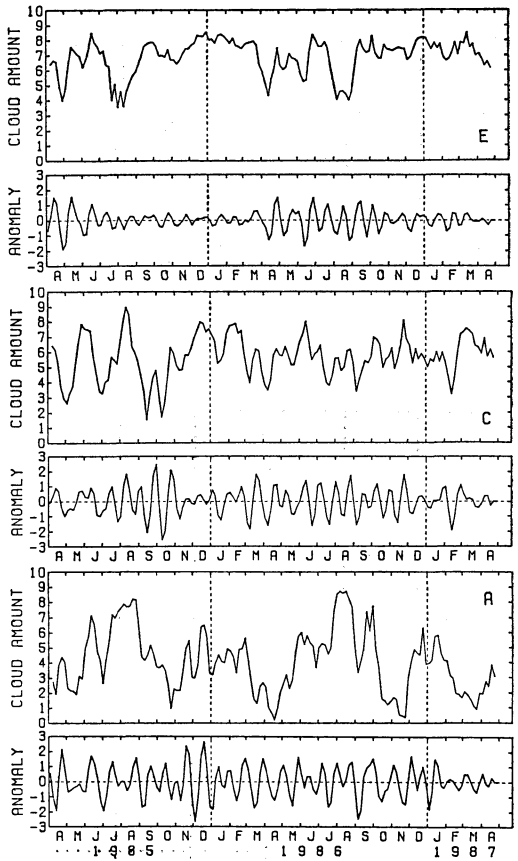
雲量8~10の段階は春から梅雨期及び秋から冬の、夏をのぞいた時期に、出現の割合が高く、この領域全体を覆うような雲システムが頻りに出現することを示している。特に冬から初春にかけては、雲量6~8の段階の割合は高く、領域のかかなりの部分が雲で覆われる日が非常に多い。

500 km×500 kmの領域をほとんど覆うような空間スケールの大きい雲システムの出現についてまとめると、A領域は夏にかなり多く冬も多いが、春と秋は少ない。これに対して、B~E領域では、夏に少なく、冬に多い。また、春や梅雨期にも多く出現している。このよう



第2図 各雲量段階の出現割合.

雲量段階は0~2, 2~4, 4~6, 6~8, 8~10の5段階で、1カ月毎に算出した。図の右端のA~Eは第1図の領域を示す。



第3図 15日移動平均雲量の時間変化と数十日周期成分(中心周期30日, 半値幅20日~45日)の時間変化.

気象衛星“ひまわり”の5日平均雲量データに基づく。バンド・パス・フィルターの特性は、Ikeyama・Takeda (1988) の Fig. 2 を参照。図の右端のA, C, E, は第1図の領域を示す。

違いにも関係してくる。

2.2 季節内変化

これまで、各領域に出現する雲について月平均全雲量の季節変化の様子を示したが、ここでは、それらの結果と関連させながら、雲量の数十日周期の変化(季節内変化)の領域、季節による様相の違いについて示す。第3図は気象衛星“ひまわり”の5日平均全雲量データを基に作成したA, C, E各領域の15日移動平均雲量の時間変化と、バンド・パス・フィルターを用いて取りだした約30日周期(半値幅20~45日)の変動成分の時間変化であ

に、各雲量段階の出現の様子は領域により違うが、その違いは出現する雲の空間的な広がりやその出現割合の違いによる。第1図にも示されるように、B, C, E領域は高雲量域の中にあるが、この高雲量域は、低気圧や前線が頻繁に通過する領域である(Umemoto, 1982)。また、冬の日本海域や東シナ海では、季節風の吹き出しに伴う雲が頻繁にみられる(例えば、八木ら, 1986)。出現割合の地域差は、当然これらの現象の違い、頻度を反映しており、次節でも示されるように、雲頂温度別の雲量の

る。季節的な変化に更に短い時間スケールの変化が重なっており、数十日の時間スケールで雲量が顕著に変化していることがわかる。しかし、その様相は領域により異なっている。

A領域においては、1987年2月～4月は全雲量は小さく数十日周期の変化も小さいが、その時期以外は顕著な全雲量の季節変化が見られると同時に、いずれの季節にも数十日周期の変化が大きな振幅で見られる。

C領域においては、春から秋にかけての時期は、数十日周期の変動は大きい。この時期第2図にみられるように、晴天の日が多く、全天が曇る日は1～2割と少ない。Takeda・Ikeyama (1985) が示した高雲量になる時期が数十日間隔で出現することに対応している。一方、冬期は曇る日が多く、数十日周期の変化の振幅は非常に小さくなっている。15日移動平均雲量の時間変化を見ると、1985年の春から夏にかけて非常に顕著な約2ヵ月周期の雲量の変化がみられる。しかし、4月の高雲量は春の移動性の低気圧、5月～6月は梅雨に伴うものであり、また8月の高雲量は活発な対流活動に伴うものであると考えられるので、この2ヵ月周期の変化は、季節内変化と言うよりはむしろ、この領域の季節変化そのものの現れであるとも言える。そして、1986年には、こうした季節変化の上に約1ヵ月周期の変化が重なっていると見ることができる。

E領域では、数十日周期の変化は、春から夏、または秋までの時期にはみられるが、秋から春にはほとんど見られない。秋から春にかけて、全雲量は大きく、第2図の各雲量段階の出現割合の時間変化を見ると、特に冬の時期に全天がほぼ曇るか、大部分が曇る日（雲量6以上の日）の出現が8割を占め、晴天の日はほとんど出現せず、雲量の変化それ自身が小さくなっている。大きな平均雲量をもつこの時期には、雲量の変化自身が小さいことにより数十日周期の変化もまた小さくなっている。一方、5月～7月ごろは、冬の時期とほぼ同じ平均雲量を持つが、雲量6以上の日は6割程度で、雲量2以下の日も1割出現しており、雲量の変化は大きく、数十日周期の変化もまた大きい。この領域に於いては、基本的に曇る日が多いが、春から夏にかけては晴れる日が比較的多く出現し、それに伴って雲量の数十日周期の変化も大きくなると言える。

A領域に於いては、各雲量段階の出現割合や、出現する雲の特徴が季節により大きく変化するにもかかわらず、数十日周期の変化は一年を通じて大きく、この領域

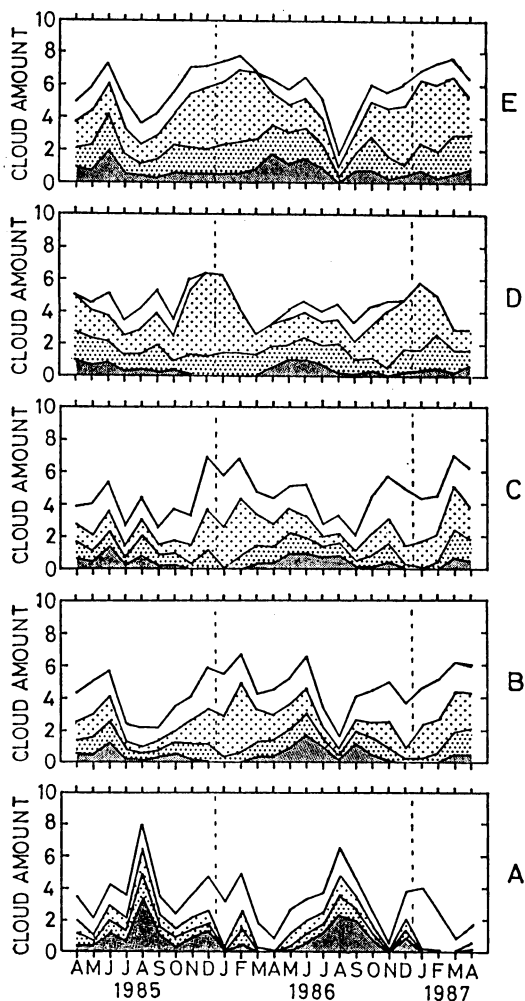
における雲量変化の基本的な時間スケールになっている。それに対して、C、E領域は数十日周期の変化にも季節変化がみられ、各雲量段階の出現割合の季節変化、すなわち日々の雲量の変化の大きさ自身の季節変化が大きく影響している。これらのことは、Ikeyama・Takeda (1988) が示したように、亜熱帯に於いて数十日周期の変化が雲量変化において重要なものであること、中緯度に於いては、雲量の変化そのものが小さい冬には数十日周期の変化が小さいことを確認するものであり、これらの領域の雲量変動の様相の大きな特徴である。

3. 雲頂温度別の雲量の時間変化

気象衛星のデータから雲頂温度を正しく求めることは、現在の所むずかしい。ここでは空間分解能の良い気象衛星 NOAA (直下点で約1km×1kmの分解能を有す) のデータを用いて、各画素の等価黒体温度を求め、等価黒体温度別の雲量を算出してそれらの時間変化を調べる。すなわち、まず、各領域の1ヵ月の等価黒体温度ヒストグラムから海面温度に対応する等価黒体温度を見積り、それよりも6°C以上低い等価黒体温度を持つ画素を雲とし、等価黒体温度-40°C、-20°C、-1°Cをしきい温度として、雲頂温度の非常に低い雲、低い雲、中程度の雲、高い雲に分類し、前述のそれぞれの領域の1ヵ月平均の雲量を評価し、それらの時間変化を調べる。解析期間は1985年4月から1987年4月までの約2年である。

その結果が第4図で、最も外側の線が月平均の全雲量、最も内側の線が等価黒体温度-40°C以下の雲の月平均雲量を表わす。各雲量の差はそれらのしきい温度の間の等価黒体温度を持つ雲の雲量を示す。いずれの領域においても、単に全雲量ばかりでなく、ほかのしきい温度を用いた雲量にも季節変化がみられる。しかし、年による大きな差は定性的には見られない。

A領域では、夏期に全雲量が増大し、等価黒体温度-40°C以下の雲の雲量もかなり増大する。この時、第2図に示されるように高雲量段階の出現割合も高く、夏期には雲頂温度の低い、つまり、雲頂高度の高い雲が頻繁に出現することを示している。メソスケールのクラウドクラスターや台風などの非常に活発な対流活動に伴う雲が主になっていることを表している。一方、冬期にも全雲量が増大するが、等価黒体温度-40°C以下の雲はほとんど出現せず、-1°C以上の等価黒体温度をもつ雲、つまり雲頂の低い雲が大半を占めており、夏とは出現す



第4図 月平均の時間変化。

図中の各線は、外側から全雲量（海面温度マイナス 6°C 以下の等価黒体温度）、等価黒体温度 -1°C 以下の雲の雲量、等価黒体温度 -20°C 以下の雲の雲量、等価黒体温度 -40°C 以下の雲の雲量の時間変化を示す。各雲量の差がしきい温度の間の等価黒体温度を持つ雲の雲量を表す。図の右端のA～Eは第1図の領域を示す。

る雲がまったく違っている。

B, C領域では全雲量は冬から春にかけてと梅雨期に大きく、夏に小さくなっているが、等価黒体温度の低い雲は梅雨期と秋に現れており、冬から春にかけて少ない。冬から春の時期は等価黒体温度の比較的高い雲がよく出現している。

D領域では、等価黒体温度の非常に低い雲は梅雨期か

ら夏にかけて現れ、冬から春にかけて少ない。全雲量は冬の時期に大きくなっているが、このとき等価黒体温度の中程度の雲が相対的に多くなっており、B, C領域と共に冬の季節風の吹き出しに伴う雲が顕著であることに対応している。

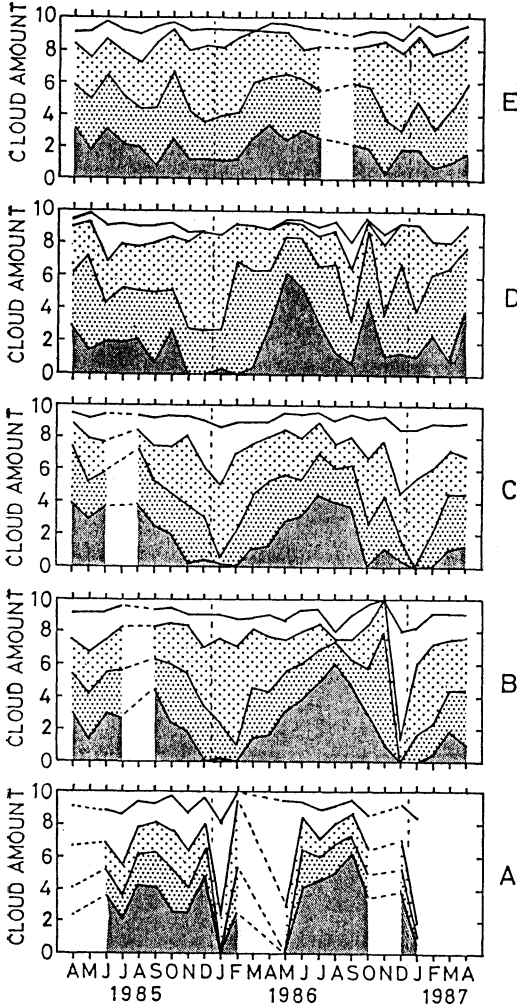
E領域では、等価黒体温度の低い雲は一年中出現し、春から梅雨の時期にその割合は大きくなっている。夏、特に8月には雲量が小さく、冬から春にかけては全雲量はやや大きく、等価黒体温度の高い比較的雲頂の低い雲の割合が多少大きい。

次に、領域のほぼ全天を覆うような空間スケールの大きい雲システムの特徴の違いを見るために、各領域の大部分が雲で覆われた日（雲量8～10）のみを取り出して示したものが第5図である。

A領域では、夏から秋にかけては等価黒体温度の低い雲がかなりの部分を占め、特に -40°C 以下の雲が4割から6割を占めている。この領域に出現する大きな雲システムは、雲頂の高い雲を多く含むものである。一方、冬から春にかけては雲量8～10になる日はほとんどないため（第2図）この図では示されないが、第4図を見るとこの時期に出現する雲の大部分は等価黒体温度 -1°C 以上の雲である。この領域では、代表的な雲の雲頂温度は夏と冬とで 40°C 前後の差があるといえる。

B, C領域では、第4図でも見られたが、出現する雲の等価黒体温度の季節変化が非常に顕著である。春から秋、特に夏に出現する大きな雲システムは、等価黒体温度の低い雲が大きな割合を占めている。特にB領域の1986年の8月には、等価黒体温度 -40°C 以下の雲が6割も占めており、雲頂が高いものであることが分かるが、頻繁に出現するわけではない（第2図）。台風などの活発な対流活動に伴う雲である。これに対して冬の時期は、等価黒体温度 -40°C 以下の雲はほとんど出現せず、 -20°C 以上の雲がほとんどを占めている。代表的な雲の等価黒体温度の季節変化は少なくとも 20°C 以上ある。

D領域では年による違いも顕著であるが、大まかにB, Cは領域と同様に春から秋にかけて等価黒体温度の低い雲の割合が大きく、冬には等価黒体温度の高い雲の割合が大きくなっている。その変化は、B, C領域ほど著しいものではないが、この領域でも最も多く出現する雲の等価黒体温度は夏と冬で 20°C 以上違う。また、この領域で等価黒体温度の低い雲がしばしば出現した時期もB, C領域で出現した時期とは必ずしも一致しない。



第5図 第4図に同じ。但し、各月毎に全雲量8~10の段階の日のみを取り出し平均した。

1986年では、5月~6月と10月に等価黒体温度の低い雲が多く出現しているが、B、C領域では7月~9月の時期に最も多く出現した。B、C領域とこのD領域では、領域全体を覆うような大きな雲システムが同じタイプではないことを示唆している。

E領域では、他の領域に比べて、雲の等価黒体温度分布の時期による変化は小さく、年間を通じてほぼ同じ様な割合で各温度区分の雲量が出現している。但し、この領域でも、夏には等価黒体温度の低い雲がより出現しやすく、また、冬には等価黒体温度の比較的高い雲が出現しやすい傾向がみられる。

このように、各領域、各時期に出現する代表的な大きな雲システムの特徴を表すものとして、雲量8~10の場合の等価黒体温度分布の変化をみると、領域により程度の差はあるが、大まかには日本周辺においては、夏に等価黒体温度の低い雲が多く、冬には等価黒体温度の比較的高い雲が多く出現すると言える。Kodama・Asai (1988)も気象衛星“ひまわり”の雲頂高度700 mb面以上の雲と400 mb面以上の雲の雲量データをもとに、中国南部から日本にかけての領域で冬に雲頂高度が低下するという結果を得ている。また、第2, 4, 5図は、一ヵ月程度の時間スケールで見ると、出現する雲の特徴は年によりさほど変化していないことを示している。各領域、各時期に出現する雲の変化は、大きな雲システム、擾乱の違い、大気状態の違いを反映したものである。例えば、A領域の夏期の雲は、主にクラウドクラスターや台風などの活発な対流活動に伴う雲であり、B~E領域では低気圧や前線に伴う雲がしばしば現れ、また、冬期に、大陸からの寒気の吹き出しに伴う雲がかなりの部分を占めている。

4. 赤外放射量の変化

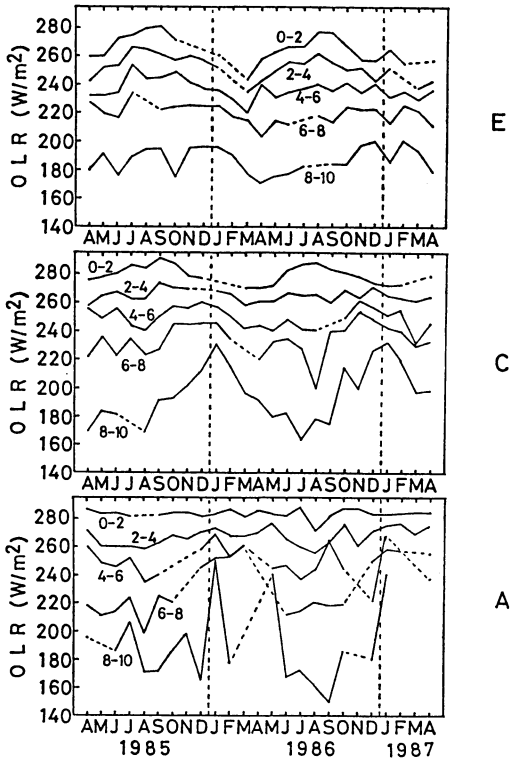
このように、日本周辺域において出現する雲は、月平均でも、雲量と共にその雲頂温度は領域や時期により変化する。一方、海面温度も季節により変化する。こうした海面温度、雲量、雲頂温度の変化は、地球から宇宙に放射される赤外放射量の変化をもたらす。ここでは、海面温度、雲量、雲頂温度の変化が月平均の赤外放射量の変化にどの様に関連しているかを調べる。

赤外放射量の目安としては、気象衛星 NOAA のチャンネル4での等価黒体温度 (T_{BB}) から、Gruber・Krueger (1984) の式を用いて、赤外放射フラックスに対応する等価黒体温度 (T_F) を求め、その上でステファン・ボルツマンの法則、 σT_F^4 に基づいて算出したものを用いた。つまり、ここで用いる領域内の平均赤外放射量は、

$$T_{BB} = T_{\max} \frac{\sum_{T_{BB}} N_{T_{BB}}}{N_{\text{total}}} \cdot \sigma T_F^4$$

である。ここで、 σ はステファン・ボルツマン定数 ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)、 N_{total} は領域内の総画素数、 $N_{T_{BB}}$ は等価黒体温度が T_{BB} である画素数である。

第6図は、A、C、Eの各領域について、全雲量が0~2, 2~4, 4~6, 6~8, 8~10の日の平均赤外放射量の値を各月毎に求め、その変化を示したものである。雲量値が0~2の段階すなわち、晴天の日の赤外放射量は、



第6図 雲量段階毎の赤外放射量の時間変化。

雲量0~2, 2~4, 4~6, 6~8, 8~10の各段階毎に平均した各月の赤外放射量の時間変化を示す。点線は途中その雲量段階が出現しなかったことを示す。図の右端のA, C, Eは第1図の領域を示す。

A領域においては時期に関わらずほとんど変化せず 280 W/m^2 程度である。これは、A領域の海面温度の季節変化がほとんどないためである。一方、C領域やE領域では、晴天時の赤外放射量は季節と共に変化しており、夏に大きく（それぞれおよそ 280 W/m^2 , 270 W/m^2 ）、冬に小さくなっている（およそ 270 W/m^2 , 250 W/m^2 ）。これは、海面温度の季節変化（温度が夏に高く冬に低い）を反映していると考えられる。冬の晴天時の赤外放射量の値は、C領域では夏の雲量2~4の時の値と、E領域では夏の雲量4~6の時の値とほぼ等しく、これらの領域では、地表面温度の変化により赤外放射量が大きく変動しており、夏の雲量2~4あるいは4~6の変動に相当することがわかる。

雲量値8~10の段階、すなわち、緯度 $5^\circ \times$ 経度 5° の領域のほぼ全体が雲で覆われている場合の赤外放射量は、A領域、C領域では、夏に小さく（ 170 W/m^2 以下）、

冬に大きい（ 230 W/m^2 以上）。そして、夏と冬の赤外放射量の差は 60 W/m^2 以上になっている。これは、第5図から示されるように、この二つの領域において、夏に等価黒体温度の低い雲（宇宙に向けてあまり赤外放射しない雲）が多く出現し、冬には等価黒体温度の比較的高い雲（より多く赤外放射する雲）が多く出現することによる。つまり、同じ雲量でも出現する雲の等価黒体温度分布が変化すれば、宇宙に放出される赤外放射量も変化し、A, C領域においては、このことが夏と冬の違いとして顕著に見いだされる。それに対して、E領域においては、等価黒体温度分布が季節によりあまり変化せず、赤外放射量もさほど変化しておらず、その変化幅は 20 W/m^2 程度である。

雲の出現による赤外放射量の変化幅（晴天時と曇天時の差）を見ると、どの領域でも夏に大きく（ 100 W/m^2 から 130 W/m^2 ）、冬に小さくなっている（ 40 W/m^2 から 60 W/m^2 ）。しかし、その様相は領域により差がある。A領域においては、晴天時の赤外放射量は季節と共にほとんど変化しないが、曇天時の赤外放射量は夏に非常に小さく冬に大きく、冬の雲量8~10の時の赤外放射量は夏の雲量4~6の時と同程度である。また、冬では高雲量段階の出現割合が非常に小さく（第2図）、冬期は赤外放射量の日々の変化は夏期に比べてかなり小さいと考えられる。C領域においては、海面温度の季節変化に対応して晴天時の赤外放射量は夏に大きく冬に小さいが、一方、曇天時の赤外放射量は夏小さく冬に大きく、この結果、雲の出現による赤外放射量の変化幅は夏に大きく冬に小さくなっている。そして、冬の赤外放射量の雲量0~2と8~10の差は夏の雲量2~4と6~8の差に相当する。E領域では、曇天時の赤外放射量の季節変化はあまりなく、晴天時の赤外放射量が夏に大きく冬に小さい。そして、冬の赤外放射量の変化幅は夏の雲量4~6と8~10の間の変化に相当する。このように、A領域では出現する雲の雲頂温度分布の変化に、E領域では海面温度の変化に、そしてC領域では両者の変化に対応してどの領域においても、雲の出現による赤外放射量の変化幅は夏に大きく冬に小さく、冬の変化幅は夏の約半分となっている。つまり、雲量の変化と赤外放射量の変化との関係は一定ではなく、季節や領域により変化する。そして、逆に、赤外放射量の変化を雲の変化の指標として用いる場合、雲量の変化量を過大あるいは過少評価することがあることを意味する。

ここに示した結果は、雲頂温度分布の季節変化（夏に

雲頂温度が低く冬に高い) によって生じるものであり、El Nino など気候変動により出現する雲が変わってしまうと、違ったものになりうる。

5. まとめ

気象衛星“ひまわり”および NOAA の雲量、あるいは等価黒体温度の月平均データなどを用いて、日本周辺の海上域に出現する雲について、雲量、雲頂温度の季節変化、季節内変化を緯度 $5^\circ \times$ 経度 5° (およそ $500 \text{ km} \times 500 \text{ km}$) の 5 領域で調べた。また、赤外放射量の変化についても調べた。それらの特徴は領域毎にまとめると以下ようになる。

亜熱帯域：A 領域 ($17^\circ \sim 21^\circ \text{N}$, $138^\circ \sim 142^\circ \text{E}$)

春と秋は雲量 0～2 の晴天の日が多く、雲量 8～10 のような領域全体をほとんど覆うような大きな雲システムの出現はほとんどない。夏には、雲量 8～10 の曇天の日も多く出現し、等価黒体温度 -40°C 以下の雲頂温度の低い雲が多くを占めている。冬も比較的雲に覆われる(雲量 2～8) が、等価黒体温度 -1°C 以上の雲頂温度の高い雲が大半を占める。この領域は季節により出現する雲が大きく変化し、夏には活発な対流活動に伴う雲頂温度の低い雲が、冬には季節風の吹き出しに伴う雲頂温度の高い雲などが多く出現する。代表的な雲の等価黒体温度は夏と冬で 40°C 程度違う。このため、曇天時の赤外放射量は夏に非常に小さく冬にかなり大きい。一方、海面温度の季節変化はほとんどないため、晴天時の赤外放射量は変化しない。そして、雲の出現による赤外放射量の変化幅(晴天時と曇天時の赤外放射量の差)は夏に大きく冬に小さい。また、雲量の季節内変化は一年を通じて見いだされ、雲量変化の基本的な時間スケールになっている。

日本南方域：B 領域 ($27^\circ \sim 31^\circ \text{N}$, $138^\circ \sim 142^\circ \text{E}$)、C 領域 ($25^\circ \sim 29^\circ \text{N}$, $130^\circ \sim 134^\circ \text{E}$)

夏は雲量 0～2 の晴天の日が多く、大きな雲システムにより全天が曇り雲量が 8～10 になることは少ないが、出現する雲は等価黒体温度の低い雲が多くを占めている。冬は曇る日が多く、その時の雲は等価黒体温度 -20°C 以上の雲がほとんどである。5月から7月の梅雨期は大きな雲システムにより全天が曇る日も多く、出現する雲も等価黒体温度の低い雲が多い。秋にも等価黒体温度の低い雲が出現する。代表的な雲の等価黒体温度の季節変化は 20°C 以上ある。これらの領域でも、曇天時の赤外放射量は夏小さく冬大きい、晴天時の赤外放

射量は海面温度の季節変化を反映して夏大きく冬小さい。そして、雲の出現に伴う赤外放射量の変化幅は夏に大きく冬に小さくなる。雲量の季節内変化は春から秋の時期には見いだされるが、秋から春、特に冬期にはみられない。

日本海域：D 領域 ($37^\circ \sim 41^\circ \text{N}$, $131^\circ \sim 135^\circ \text{E}$)

年間を通じて中間の雲量段階の出現が多く、雲量 0～2 の晴天の日は春と夏、特に夏に多く冬少なく、大きな雲システムで覆われる雲量 8～10 の曇天の日は冬に多く春と秋に少ない。そして、春から秋にかけて出現する雲は雲頂温度の低い雲が多く、冬から春は雲頂温度の高い雲が多く、その温度差は等価黒体温度で 20°C 以上ある。冬は、B、C 領域と共に、大陸からの季節風の吹き出しに伴う雲が顕著である。

日本東方域：E 領域 ($35^\circ \sim 39^\circ \text{N}$, $145^\circ \sim 149^\circ \text{E}$)

B、C 領域に代表される日本南方域と似て、春と夏に雲量 0～2 の晴天の日が多く、秋から冬にかけて少ない。大きな雲システムで覆われる雲量 8～10 の曇天の日は、春から梅雨期、及び秋から冬に多い。特に、冬から初春にかけては、雲量 6～8 の割合が高く、領域のかなりの部分が雲で覆われる日が多い。この領域では等価黒体温度分布の季節変化は若干夏に温度の低い雲が多く、冬に温度の高い雲が多い傾向があるが、あまり顕著でなく、曇天時の赤外放射量の季節変化は小さい。一方、海面温度の季節変化を反映して、晴天時の赤外放射量は夏に大きく冬に小さい。赤外放射量の変化幅は夏に大きく、冬に小さい。雲量の季節内変化は日本南方域とほぼ似た様相を示し、春から夏あるいは秋にはみられるが、秋から春にはほとんど見られない。

以上のように、日本周辺に出現する雲の分布は、南の領域ほどその性質が時期により大きく変化しており、北の領域では一年を通じて似たような特徴を持った雲の分布が観測されている。各領域全体を覆うような大きな雲システムについては、大まかには夏に等価黒体温度の低い雲が多く冬には等価黒体温度の低い雲が多い共通の特徴がある。しかし、A 領域では夏に等価黒体温度の非常に低い雲からなる雲システムが多く出現し、春と秋にはほとんど出現せず、冬には等価黒体温度の比較的高い雲からなる雲システムが出現する。一方、B～E 領域では夏にはあまり出現せず、冬に比較的高い等価黒体温度の雲からなる雲システムが多く出現し、また、春から秋、特に梅雨期には等価黒体温度の非常に低い雲も含んだ雲システムも出現する。そしてこれらは、A 領域で代表さ

れる亜熱帯域の夏の雲は活発な対流活動に伴うものが主であること、B～E領域では低気圧や前線に伴う雲が主で、その雲頂温度は季節により変化すること、また冬には季節風の吹き出しに伴う雲が多く現れることを反映しており、雲を伴う擾乱の違いや大気状態の差など、各気候区の違いを反映したものである。

上述の各領域の晴天時、曇天時の赤外放射量の変化は、それぞれ海面温度と出現する雲の等価黒体温度分布の変化によるものである。A、C領域では出現する雲の等価黒体温度の変化が、E領域では海面温度の季節変化が顕著であり、それらの変化の領域による様相の違いを反映している。日本周辺域においては亜熱帯域から中緯度域まで、雲の出現による赤外放射量の変化幅は夏に大きく冬に小さく、冬は夏の約半分である。

雲量の季節内変化は、雲の出現及び雲頂温度分布の季節に伴う変化に関係している。季節内変化の振幅の大きい時期に出現する雲は、特にC領域に於いては雲頂温度の低い雲が多い。それらは活発な対流やよく発達した擾乱に伴う雲と考えられる。また、Nakazawa (1986) は赤外放射量の季節内変化と台風などの熱帯性擾乱との関係について調べ、赤外放射量の偏差が負の時に台風などが出現していることを述べている。数十日がそれらの特徴的な時間スケールの一つになっていると言える。

赤外放射量の変化として雲の季節内変化をとらえた場合、雲量のみでなく雲頂温度分布の変化も含んだものになる。このため、雲量でみると一年を通じて比較的顕著に数十日周期の変化がみられるA領域でも、冬は夏に比べて雲頂温度の高い雲が主で、赤外放射量の変化幅が小さいため、赤外放射量の数十日周期変化は相対的に小さくなる。このことは、Nakazawa (1986) が示した、赤外放射量の数十日周期の変化が南北両半球のモンスーン域で夏が冬よりも大きいという結果の一つの要因になっているとも考えられる。

これまで示した結果は、日中のデータを用いて海上の領域について得られたものである。陸上の領域については、地表面温度の変化が激しくまたその時間スケールも短いため、全雲量の算出は赤外データだけからでは難しく、また赤外放射の変化も地表面温度の変化によるものが大きくなるため本研究では取り扱わなかったが、むしろ陸地の熱容量の小ささが地域の気象から地球規模の気候まで大きく影響していることを考えると、今後の重要な課題であるといえる。また、雲量の日変化について多くの報告がなされており、日本付近においても Matsuo

(1985) がいくつかの雲形に昼と夜とで平均雲量に差があることを示している。昼間の雲は地表からの赤外放射を減少させると共に入射する太陽光を反射するが、夜間の雲は前者のみの効果しか持たないので、現れる雲のタイプや量が昼と夜とで異なるならば、雲の気候に対する影響を議論する上で重要となる。これも今後の課題であろう。

謝 辞

気象衛星“ひまわり”の雲量データは気象衛星センターより寄贈されている Monthly Report に基づいています。気象衛星 NOAA のデータの処理について赤枝健治氏（現気象研究所台風研究部）に多くの助言指導をいただいたことを感謝します。

文 献

- Gruber, A. and A.F. Kuerger, 1984: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 958-962.
- Hartmann, D.L., and D.A. Short, 1980: On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 136-143.
- Heddinghaus, T.R., and A.F. Krueger, 1981: Annual and interannual variation in outgoing longwave radiation over the tropics, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1208-1218.
- Ikeyama, M., and T. Takeda, 1988: Seasonal and interannual changes in cloud amount over the western Pacific. —Changes in 30-day period variation—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 291-307.
- Matsuo, T., 1985: The features of cloud-amount time variations of cloud forms around Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 136-143.
- Murakami, M., 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 175-181.
- Murakami, T., 1980: Temporal variations of satellite-observed longwave radiation over the winter monsoon region. Part II: Short-period (4-6 day) oscillations, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 427-444.
- 中島 忍, 青木忠夫, 1983: HRPT データの編集・較正, 気象衛星センター技術報告特別号 TOVS データ処理システムの解説, 25-48.
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE Year. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 17-34.
- Ohring, G., P.F. Clapp, T.R. Heddinghaus and

- A.F. Krueger, 1981: The quasi-global distribution of the sensitivity of the earth-atmosphere radiation budget to clouds, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2539-2541.
- Schneider, S.H., 1972: Cloudiness as a global climate feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1413-1422.
- Takeda, T., and M. Ikeyama, 1985: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the western pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 997-1012.
- 八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986: 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の“帯状収束雲”と“Cu-Cb ライン”, *天気*, **33**, 453-465.
- Umemoto, T., 1982: Cyclone frequency in East Asia and double-cyclones, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **17**, 43-60.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.
- Zangvil, A., 1975: Temporal and spatial behavior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 904-920.

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第66巻 第5号 1988年10月

- 劉 国勝・武田喬男: マイクロ波放射計と8.6 mm 波レーダーによる中層層状雲の氷晶化度の観測
- W. Paul Zakrzewski, Ryan Blackmore and Edward P. Lozowski: 航行中の船体への着氷速度のマッピング
- C.K. Park, E.C. Kung: 北アメリカにおける夏期気温変動の主成分と先行する海洋・大気状態
- 蒲生 稔: 筑波における混合層特性の日変化
- 広田道夫・村松久史・佐々木徹・牧野行雄・旭 満: 1979年から1986年までの日本上空における CF_2Cl_2 , $CFCl_3$ および N_2O の大気中濃度と分布
- Sanga-Ngoie Kazadi: 熱帯大規模場の観測的研究
- 第2部: 熱帯における気候資料解析のための最適内挿法改良スキーム
- 戸矢時義・安田延壽: 数値予報モデルのための不飽和裸地面からの蒸発量のパラメタリゼーション
- I.S. Kang: 熱帯太平洋の海水温変動を考慮した場合としない場合の大気大循環モデルにおける冬期平均降水量と上部対流圏循環の経年変動
- 猪川元興: 山を取り扱える非静水圧モデルの各種計算スキームの比較

要報と質疑

- H. Lejenäs: 南半球の超長波とブロッキング
- 宮原三郎・呉 登華・諸岡浩子: 季節内振動の局所的構造を求める試み
- 阿部成雄: 台風の非対称性と移動
- 山崎孝治: インド洋と太平洋の海面水温偏差が熱帯大気に及ぼす影響に関する数値実験