

## 気候モデルにおける下層雲のパラメタリゼーションの改善に関する研究

国土交通省 気象庁 気象研究所

気象衛星・観測システム研究部

第四研究室 井上 豊志郎

気候研究部 第四研究室 楠 昌司

行本 誠史

第五研究室 釜堀 弘隆

台風研究部 第二研究室 別所 康太郎

物理気象研究部 第二研究室 萩野谷 成徳

平成16-18年度合計予算額 37,574千円

(うち、平成18年度当初予算額 11,277千円)

### [要旨]

地球温暖化予測の精度向上のためには、気候モデルにおける下層雲の正確な表現が必要であり、現在の気候モデルで用いられている下層雲のパラメタリゼーションを改善する必要がある。このため、本研究では、ラジオゾンデによる気象要素の観測と衛星による雲解析の比較を行い、大陸西岸に広く分布する下層雲の発生条件を解析した。この解析を基に、大気の安定度、湿度を基本とした新しいパラメタリゼーション法を開発した。その結果従来のモデルに比べて大陸西岸に発生する下層雲の表現が向上し、国際衛星雲気候計画 (ISCCP) の観測に近い下層雲が発生することが確認できた。また、季節変化や日変化についてもよく表現できていることが確認できた。さらに相対湿度の臨界値と拡散係数の平滑化の条件を変更した改良版パラメタリゼーションでは相対湿度の条件を付加したため、観測から得られているカリフォルニア沖からハワイ沖にかけて下層雲の雲頂高度が高くなっている状況についても表現できていることが分かった。

気象庁の再解析ではこのパラメタリゼーションの初期バージョンが用いられている。ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) や米国環境予報センター (NCEP) の再解析と比較した結果、大陸西岸の下層雲の表現については気象庁の再解析の結果がよいことが分かった。また、炭酸ガスを2倍、海面温度を2080年前後に想定した温暖化条件下でこのパラメタリゼーションを用いた実験も行った。その結果、下層雲の雲量は大陸西岸についてはカリフォルニア沖以外では現在気候値に比べやや増加を示し、ハワイ近傍やインド洋でも現在気候値に比べやや増加したが、顕著な下層雲の雲量増加は見られなかった。衛星データの新しい利用法として、Split-Windowデータを用いて下層雲の雲パラメータ (光学的厚さおよび雲粒の有効半径) を算定する手法を開発した。これまでの雲パラメータ算定法では可視データが不可欠であり解析は日中に限定されていたが、赤外2チャンネル (Split-Window) と8.7 $\mu\text{m}$ を用いることにより、下層雲の雲パラメータが昼夜に関係なく同じ精度で算定できるようになった。

[キーワード] 下層雲、パラメタリゼーション、気候モデル、雲気候、衛星データ解析

## 1. はじめに

地球温暖化対策技術の評価を行う際には、気候モデルによる予測が十分な精度を持っていることが不可欠である。現状の気候モデルにおける予測精度の不確実性の一因に気候モデルでの雲の表現が十分でないことが挙げられている。たとえば、炭酸ガス倍増に伴う気候感度実験で、気候感度は各モデルにより 1.5~5Kの違いが見られ、下層雲の雲量が少ない（多い）モデルほど気候感度が大きい（小さい）ことが報告されている(Stephens, 2005)<sup>1)</sup>。IPCC 第4次報告でも気候感度は 2.1~4.4K になり、モデル間の違いを生む要因として下層雲の重要性が確認されたことが報告されている。また、全球エネルギー・水循環実験（GEWEX/WCRP）でも下層雲のパラメタリゼーション法の改善については巻雲や深い対流のパラメタリゼーション法の改善とともに重要な課題の一つとなっている。このことから下層雲を精度良く表現できるかどうかは気候モデルの改善に関わる非常に重要な課題の一つと言える。

一般に、雲は太陽からの放射エネルギーを反射し、地球大気に流入するエネルギーを減少させる。また、地表面からの赤外放射エネルギーを吸収し、地球大気外への放出エネルギーを減少させるとともに雲頂からの放射により、地球大気外に赤外放射エネルギーを流失させる。このような放射エネルギーのやりとりを通じて雲は気候の形成に大きな影響を及ぼしている。雲の放射エネルギー収支に与える影響は雲の種類によって異なる。下層雲は背の低い（雲頂高度がおおよそ 1500m以下）、光学的に厚い雲として特徴づけられる。このため、長波長放射として宇宙空間への放出量が多く、太陽光の反射も強く地球大気への放射エネルギーの流入を減少させる。結果として地球大気を冷却する効果が他の中・上層雲に比べて大きい(Inoue and Ackerman, 2002)<sup>2)</sup>。また、国際衛星雲気候計画(ISCCP: Rossow and Schiffer, 1999)<sup>3)</sup>の解析から、積乱雲のような放射収支に大きな影響を与える雲が地球全体に占める面積は小さいのに対し、同程度の放射効果を持つ下層雲はカリフォルニア沖、ペルー沖やアフリカ大陸沖など大陸西岸沖の海面温度の低い海域に広く分布することが判明した。このため、この雲が放射収支に与える影響は非常に大きい。

下層雲は様々な物理プロセスの非常に複雑な相互作用によって形成・維持されている(Duynkerke and Teixeira, 2001<sup>4)</sup>など)。下層雲は 50-500m程度の厚さを持ち、水蒸気の供給源は地表面からの乱流輸送である。また、雲頂からの長波長放射の冷却により雲層を含む大気境界層を不安定化させ、水蒸気の鉛直輸送を活発化させる。さらに、地表面からの長波長放射によって雲底がわずかながら加熱され雲層が不安定化される。水蒸気の雲粒への変化による凝結熱も雲層内の乱流を形成する。また、雲頂での温度逆転層が存在し、雲頂への乾いた暖かい空気のエントレインメントは下層雲の消滅に影響している。そのほか、日中の短波長放射の影響や霧雨の発生による影響など様々な物理プロセスの相互作用が下層雲の形成・維持に関わっている。気候モデルでは現在のところこれらすべてのプロセスを組み込むことができないため、なんらかのパラメタリゼーションを行う必要がある。

前述したように、気候モデルでの下層雲のパラメタリゼーション法を改善することは重要な課題であるといえる。このために本研究では、衛星データ解析手法の開発・改良を行い、最新的手法により算定される下層雲の雲パラメータ（雲量、高度等）とラジオゾンデや各種衛星データから算定される気象・海洋要素との対応を調査すること、また、下層雲の形成・維持・変動について解析することを目指す。このことは、気候モデルにおける下層雲のパラメタリゼーション法を検証・改善する上で重要であると考えられる。

## 2. 研究目的

地球温暖化予測の精度向上のためには気候モデルにおける下層雲の正確な表現が重要である。現在の気候モデルでの下層雲の再現は、衛星によって算定された下層雲の雲量との比較ではどのモデルも十分とは言えない。下層雲は様々な物理プロセスの非常に複雑な相互作用によって形成・維持されている。現在の気候モデルの空間分解能ではこれらすべてのプロセスを組み込むことができないため、なんらかのパラメタリゼーションを行う必要がある。また、雲を解像できる非静力学モデルによる気候変動予測は当分の間見込まれない。このため下層雲のパラメタリゼーション法を改善する必要がある。本研究では衛星による下層雲の雲パラメータの解析を行い、雲パラメータと気象要素の解析から下層雲のパラメタリゼーション法の改善を目的としている。

このために、下層雲の雲パラメータの解析法の開発・改善を行い、雲パラメータの日変化や季節変化などの変動を解析する。下層雲が発生しているときに、対応するラジオゾンデや各種衛星から算定される気象要素の解析を行う。これらの解析から下層雲のパラメタリゼーション法の改善を行う。

## 3. 研究方法

(1) 下層雲の雲パラメータの実態を把握するために、雲パラメータ算定に必要な気象衛星データを収集し、解析を行う。また、地球環境衛星など各種衛星データから解析される海面温度、水蒸気量、海上風などの気象・海洋要素を収集する。また、気候モデルの性能を比較検証するための雲気候値の作成及び既存の雲気候値を収集する。衛星データ、衛星による解析データ及び下層雲発生時に対応する気象・海洋要素についてデータベース化する。

(2) 衛星に搭載された可視・赤外多チャンネルデータを用いた新しい下層雲の雲パラメータ算定法を開発・改善する。算定された雲パラメータの日変化や季節変化などの変動と気象・海洋要素との関係を明らかにする。

(3) 集積された下層雲の雲パラメータと気象・海洋要素のデータベースから、有効な気象要素を用いた下層雲のパラメタリゼーション法の開発を行う。

(4) 開発された下層雲パラメタリゼーション法を気候モデルに組み込み、そのパフォーマンスをこれまで衛星観測などから得られている雲気候値などにより比較検証する。

## 4. 結果・考察

(1) 下層雲発生時の気象要素の解析

### ① Split-Window による下層雲の解析

上層の巻雲は赤外放射に対して半透明であるため、実際の高度に対応する温度より高い輝度温度を示し、下層雲とほぼ同じ輝度温度を示すことが多い。したがって、輝度温度のみからは上層の薄い巻雲と下層雲の判別はできない。Split-Window の輝度温度差は氷で形成されている巻雲では大きな値を示すことが知られている (Inoue, (1987)<sup>5)</sup>, Inoue, (1989)<sup>6)</sup> など)。Split-Window の輝度温度差を用いることにより光学的に厚い水雲を判別することができる。Split-Window の長所は赤外放射データを用いているために、昼夜とも同じ精度で雲解析ができる点にある。

これまでに入手した 1986 年から 1993 年の 8 年間にわたる極軌道衛星 NOAA の Split-Window データから、Inoue(1987)<sup>5)</sup> による雲型判別ダイアグラム (図は略) を用いて下層雲の雲量を算定

した。雲があるか、晴天であるかの判別は、ISCCP のアルゴリズムと同じに設定した。すなわち、各緯度経度 2.5° グリッドで各月の最高輝度温度を算定し、その温度より 3 度以上低い輝度温度の画素は雲と判別した。光学的に厚い雲を判別する閾値としては温度分解能が静止軌道衛星より高いので、0.75 度を用いた。雲型判別ダイアグラムで N 型の雲は後述するように光学的に薄い下層雲である確率が高いので、今回は両者を合計して下層雲の雲量とした。また、陸域では雲と晴天の判別が難しいため今回は海上域のみで下層雲の雲量を算定した。

各年の月平均値および 8 年間の各月平均値を作成した。図 1 に Split-Window で算定されたものと ISCCP で算定された 7 月の月平均雲量を示す。ISCCP の下層雲の雲量との比較では西部太平洋やインド洋など積雲対流活動が活発な領域を除くと、空間分布および量的にもほぼ一致している。特にカリフォルニア西岸沖、ペルー西岸沖およびアフリカ西岸沖で下層雲の雲量の多い特徴が一致している。ISCCP では可視データにより雲の光学的厚さを算定するため、夜間の雲解析は特に下層雲については精度が落ちる。したがって、ここで示した ISCCP の雲量分布図は可視データが利用できる昼間の観測のみを基にした気候値である。一方、Split-Window を用いれば、昼間と同じ精度で夜間の下層雲の雲量分布を算定することができる。

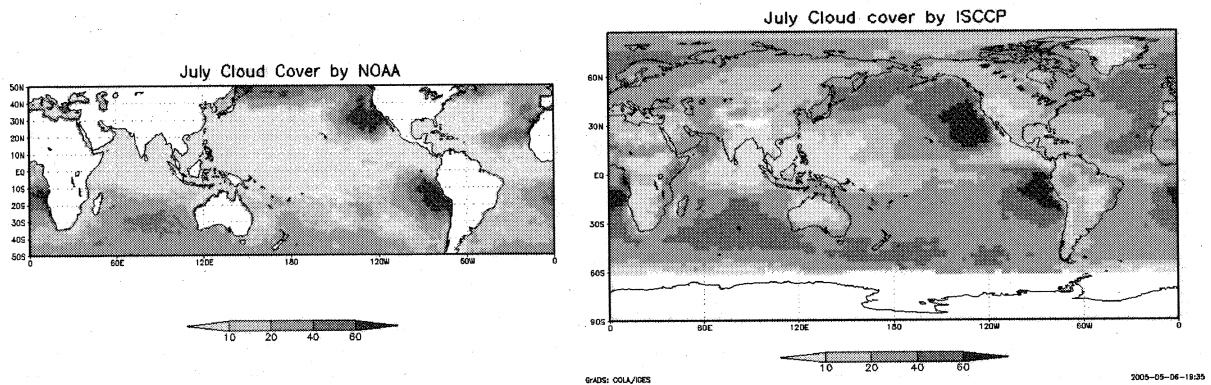


図 1 NOAA 衛星による 7 月の月平均下層雲量 (左) ISCCP による 7 月の月平均下層雲量 (右)

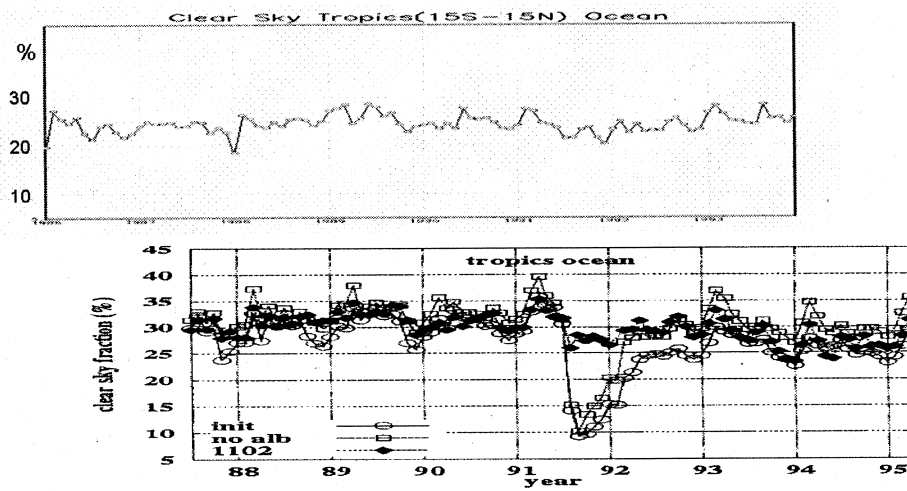


図 2 熱帯 (15S-15N) における Split-Window (上) と ISCCP (下) による晴天域の年々変動

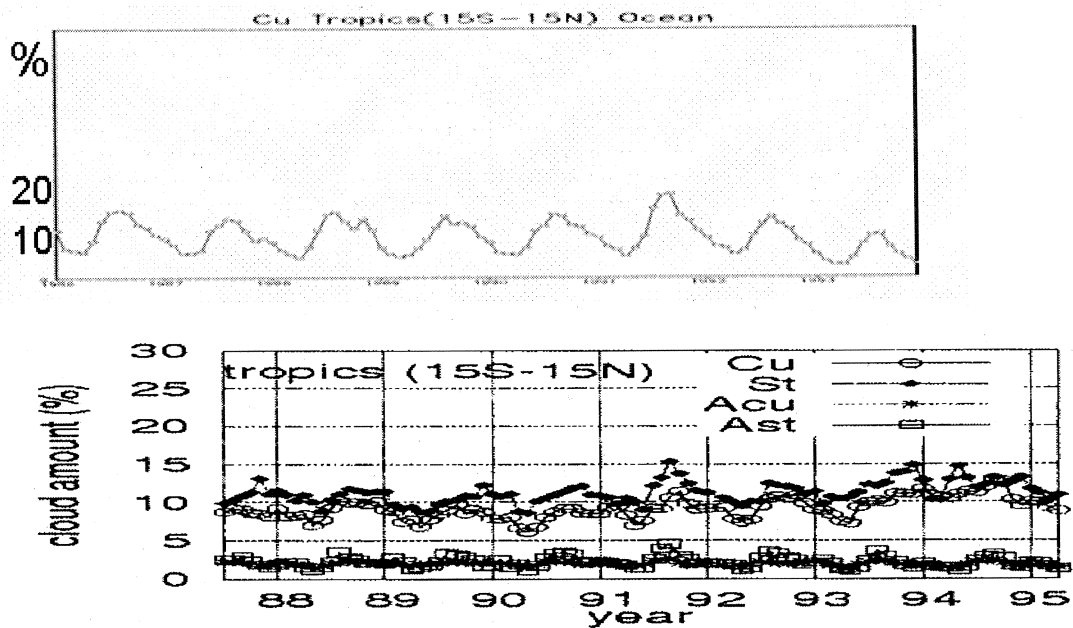


図3 熱帯 (15S-15N) における Split-Window (上) と ISCCP (下) による下層雲の雲量

熱帯 (15S-15N) における Split-Window (上) と ISCCP (下) による晴天域の割合を図2に示す。可視データを用いているために 1991 年のピナツポ火山によるエアロゾルの影響を受けて晴天域の割合が急激に減少している。ISCCP ではこの影響を補正しなければならないが、Split-Window への影響は少ない。図3に熱帯における下層雲の雲量の年々変化を示している。どちらもほぼ10%程度の値を示し、季節変化もほぼ対応している。

## ② 衛星によるカリフォルニア西岸の Reyes 岬における下層雲

カリフォルニア沖の下層雲を対象とし、米国西海岸に位置する Reyes 岬での衛星による雲解析を行った。サンフランシスコの北約 60km に位置する Reyes 岬には、DOE (米国エネルギー省) による ARM (大気放射観測) の一環として移動観測基地が設置され、2005 年 3 月から 9 月にかけて下層雲を対象とした各種の特別観測が行われた。

衛星による雲の解析は GOES-EAST の観測データを用い、Minnis et al (1998)<sup>7)</sup>に基づき、日中は可視、赤外 3 チャンネルを用いた VISST (Visible Infrared Solar-infrared Split window Technique) により、夜間は可視を除いた赤外 3 チャンネルにより解析した。この解析では、雲量だけでなく、光学的厚さや有効半径についても算出した。雲の解析範囲は Reyes 岬を中心とした約 20km×20km の領域である。

下層雲のみが 5%以上存在する確率は 4 月から 8 月の期間で、それぞれ 20%, 20%, 42%, 69%, 72% となっている。下層雲のみが出現しているときの平均の雲量は 4 月から 8 月の期間で、それぞれ、46%, 51%, 73%, 79%, 87% で日変化も含めた標準偏差は 36%, 36%, 33%, 25%, 20% であった。7 月及び 8 月は下層雲の発生確率が高く、雲量も多く変動も少ないことが分かる。ISCCP の解析でも 7-8 月にカリフォルニア沖の下層雲の雲量は最大になる。

可視データが利用できる 16UTC から 00UTC での有効半径の平均値は 4 月から 8 月の期間で、15, 15, 14, 13, 13 $\mu$ m と 8 月にかけて小さくなる傾向がみられた。光学的厚さの平均値については

5, 14, 12, 9, 13 で季節による特徴はなかった。

### ③下層雲とラジオゾンデとの比較

#### ③ーア カリフォルニア西岸の Reyes 岬における下層雲

下層雲（境界層の上端に発生する雲）が存在するときの気象要素の特徴を調べた。衛星による雲解析とラジオゾンデによる気象要素との比較を行った。ラジオゾンデとの比較は可視データが利用できる 00UTC と 18UTC のデータを用いた。晴天時（雲量が 5%以下）および下層雲のみが存在し、雲量が 90%以上のとき（曇天時）の湿度（左上）、安定度（右上）及び風速（下）の 1000hPa から 700hPa の鉛直分布の平均値を図 4 に示す。下層雲の雲量は Reyes 岬を中心に約 20km×20km の領域で算定した。

湿度の鉛直分布の特徴は、曇天時には晴天時に比べ下層（1000hPa から 950hPa）で高めであるが、後述する日本付近における下層雲発生時における解析ほどの顕著な違いはみられなかった。晴天時でも最下層では湿度 80%を示している。また、顕著な特徴として、安定度の図にみられる強い逆転層（950hPa）のすぐ上空で（850hPa まで）曇天時には非常に乾燥していることが挙げられる。晴天時には、湿度は上空にいくにしたがって単調に減少している。

安定度の鉛直分布の特徴は、曇天時には逆転層（安定度が高い）は高度も高く、安定度も大きくなっている。また、地表面付近では晴天時に比べ曇天時はむしろ不安定になっていることが分かる。温度については曇天時の下層で晴天時に比べ低くなっている。

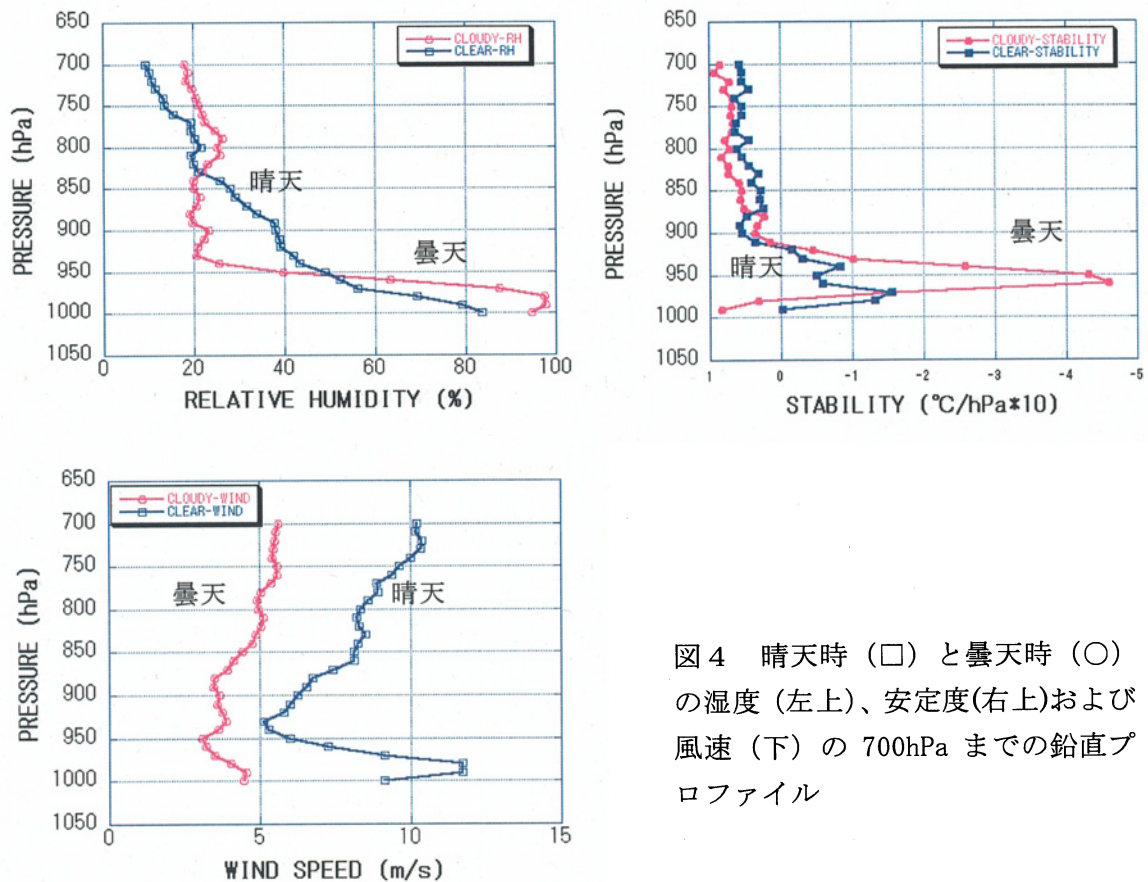


図 4 晴天時 (□) と曇天時 (○) の湿度 (左上)、安定度(右上)および風速 (下) の 700hPa までの鉛直プロファイル

曇天時における風速の鉛直分布をみると、下層で晴天時に比べ弱いことが分かる。このことも次節で示す日本付近の下層雲発生時の解析結果とは逆で、下層での風速が弱いほど雲量の多い曇天時と対応している。

さらに同じ曇天時でも光学的に厚い雲で覆われている時(2005年7月27日18UTC)と光学的に薄い雲で覆われている時(2005年7月26日18UTC)の各気象パラメータの鉛直分布を図5に示す。光学的に厚い雲で覆われている時は下層での湿度がより高く、安定度の高度および強さはより高く、より強いことが分かる。さらに、安定度は逆転層の直下まで不安定傾向で、湿度も逆転層の直下まで非常に高い。このことから光学的に厚い雲の曇天時には、雲水量がより密で、幾何学的厚さもより厚いことが示唆される。風速の鉛直分布でも晴天時と曇天時の違いのように、光学的に厚い雲による曇天時には風が弱い傾向がみられた。

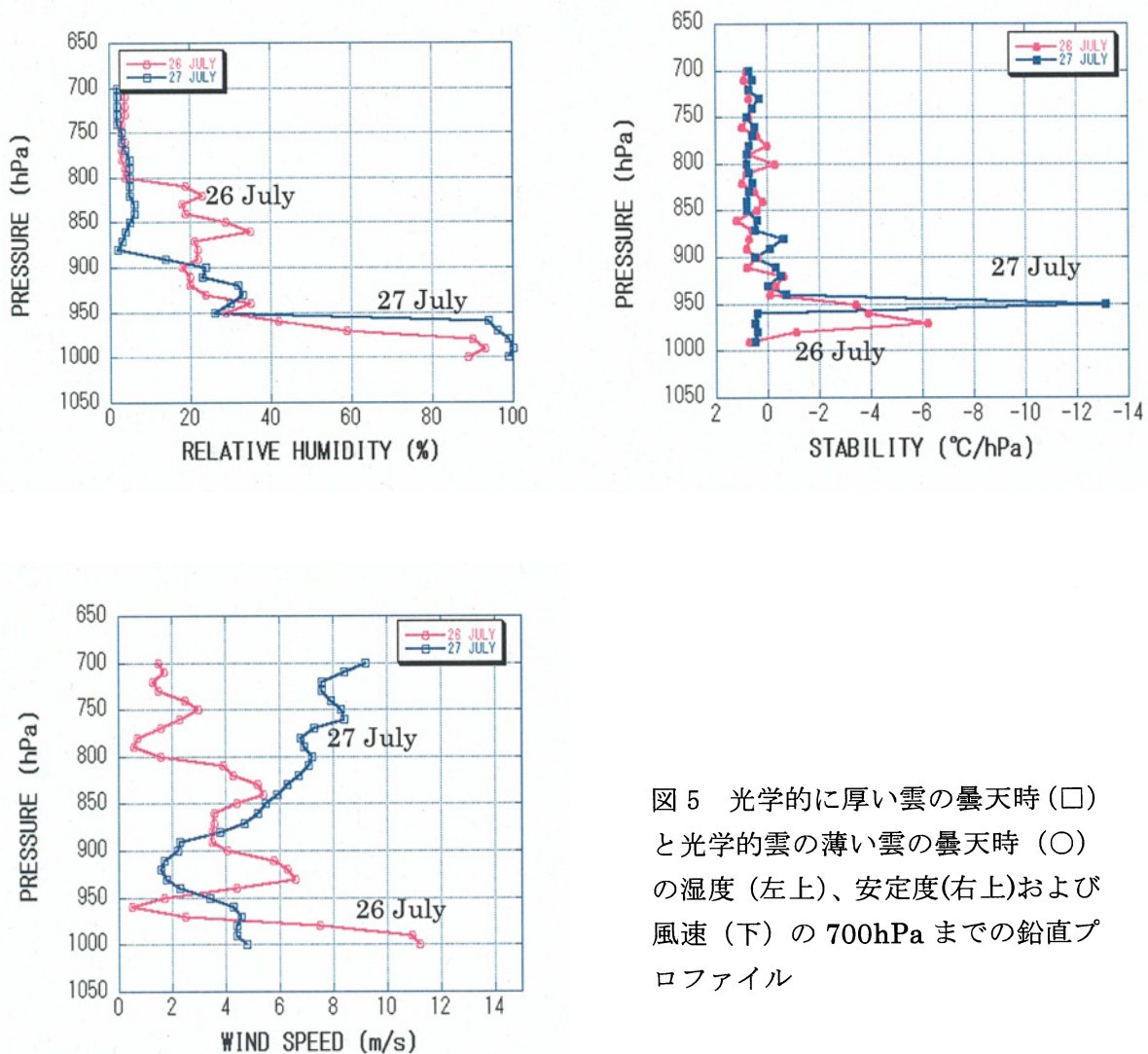


図5 光学的に厚い雲の曇天時(□)と光学的雲の薄い雲の曇天時(○)の湿度(左上)、安定度(右上)および風速(下)の700hPaまでの鉛直プロファイル

### ③ーイ 日本付近の下層雲

ひまわり 5 号の代替機である GOES-9 には可視, 3.7 $\mu$ m, 6.7 $\mu$ m 及び Split-Window などのチャンネルが搭載されている。10N-50N, 120E-160E の領域で緯度・経度 0.05 度のグリッドデータを作成した。可視の反射率で 8% 以上を雲とし、赤外輝度温度(265K)を閾値に下層雲とその他に分類した。さらに Split-Window の輝度温度差を用いて光学的に厚い下層雲を抽出した。

00UTC のラジオゾンデ観測による各要素の指定面及び特異点のデータから、モデル面に内挿したデータを用いた。このため気象要素の鉛直方向の細かい構造を見ることは残念ながらできない。日本のラジオゾンデ地点 (16 地点) を用いて、下層雲が存在するときのラジオゾンデによる気象要素の特徴を調べた。ここでは 2004 年 4 月から 7 月のデータの解析結果を報告する。

まず、ラジオゾンデ地点を中心に緯度・経度 0.5 度の範囲での下層雲の雲量を算定した。この領域に下層雲 (下層雲以外の雲が 5% 以下) のみか晴天データのみが存在するデータを用いた。

下層雲は発生場所の条件によって性質が異なるが、今回は便宜的に八丈島を境に北と南に分類して、晴天時と曇天 (下層雲が 80% 以上) について安定度、湿度、風速についての統計的な特徴を調べた。図 6 に八丈島より北に位置するゾンデを用いた解析結果について示す。曇天と晴天時での顕著な違いがみられたのは相対湿度で、晴天時には地上から約 700hPa まで曇天時に比べて湿度が低いことが示された。また、曇天時は晴天時に比べ安定度は高く、風速も強い傾向がみられた。また、南のゾンデ観測との比較では安定度には大きな違いは見られなかったが、曇天時には湿度はより高く、風速も強い傾向がみられた。

下層雲発生時の気象要素の特徴として、安定度と湿度についてはカリフォルニア西岸の下層雲発生時と同じ傾向を示しているが、風速の鉛直分布については違いがみられた。これは同じ下層雲でも日本付近の下層雲は温帯低気圧に伴うものも含まれていることによると考えられる。

#### (2) 下層雲のパラメタリゼーション法の開発

##### ① 下層雲のパラメタリゼーション (パラメタリゼーション V-1)

初年度には湿度と安定度を同時に利用するパラメタリゼーション法を試みたが、モデルにおける湿度の分布は ISCCP などの雲気候での下層雲の分布と整合性が弱く、むしろモデルの安定度との整合性が良いことが分かった。そこで、安定度を主としたパラメタリゼーション法を試みた。カリフォルニア西岸沖は南米大陸やアフリカ大陸西岸とともに、下層の層積雲が発生する典型的な場所である。前節で示したように、夏季に下層雲 (海洋性層積雲) が卓越するカリフォルニア西岸に位置する Reyes 岬におけるラジオゾンデの観測からも、逆転層の存在およびその強さが下層雲の発生に強くかかわっていることが確認された。また、下層雲の発生時には地表面付近では晴天時に比べむしろ不安定な傾向があることが示された。さらに、下層雲の雲頂高度は 940-950 hPa と低いことが分かった。これらの解析を基に以下のような条件化で下層雲を発生させるパラメタリゼーション法を試みた (Kawai and Inoue, 2006)<sup>8)</sup>。

安定度が	0.07 (K/hPa) 以上	(1)
地表面の安定度が	0.01 (K/hPa) 以下	(2)
雲頂高度は	940hPa 以下	(3)



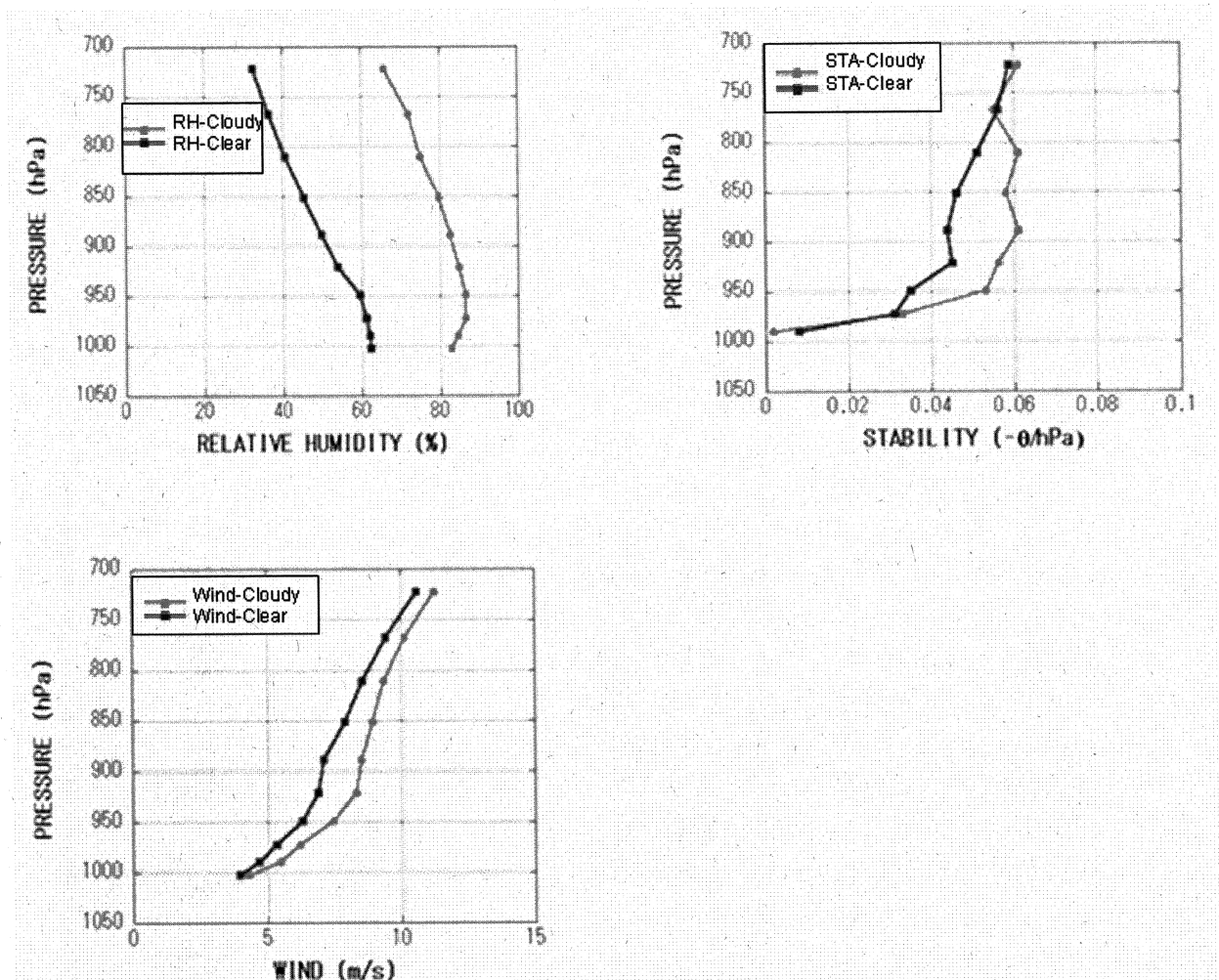


図6 八丈島より北に位置する観測地点のデータから作成した 700hPa より下層の平均プロファイル。晴天時の相対湿度(黒色)と曇天時の相対湿度(灰色) (左上)、晴天時の安定度(黒色)と曇天時の安定度(灰色) (右上)、晴天時の風速(黒色)と曇天時の風速(灰色) (下)

式 (1) ~ (3) を満たす海域で、雲量(C1)を (4) 式で与える

$$C1=12.0(-d(\theta)/dp-0.07) \quad (4)$$

ここで  $\theta$  は温位を示す。

図7にこのパラメタリゼーション法を用いて2001年7月についての1ヶ月の実験結果を示す。モデルは気象庁・気象研究所で開発しているモデルのT106(120km)、鉛直40層を用いている。本パラメタリゼーションを用いていないモデル(図7上)では大陸西岸沖にはほとんど下層雲が表現されていないが、本パラメタリゼーションを用いることで、カリフォルニア西岸沖、ペルー西岸沖、アフリカ西岸沖の主要な下層雲発生域で下層雲がよく表現されていること(図7下)がISCCPの雲気候値(図8)との比較から分かる。また、北海道の北東沖にかけての海域で、ISCCP

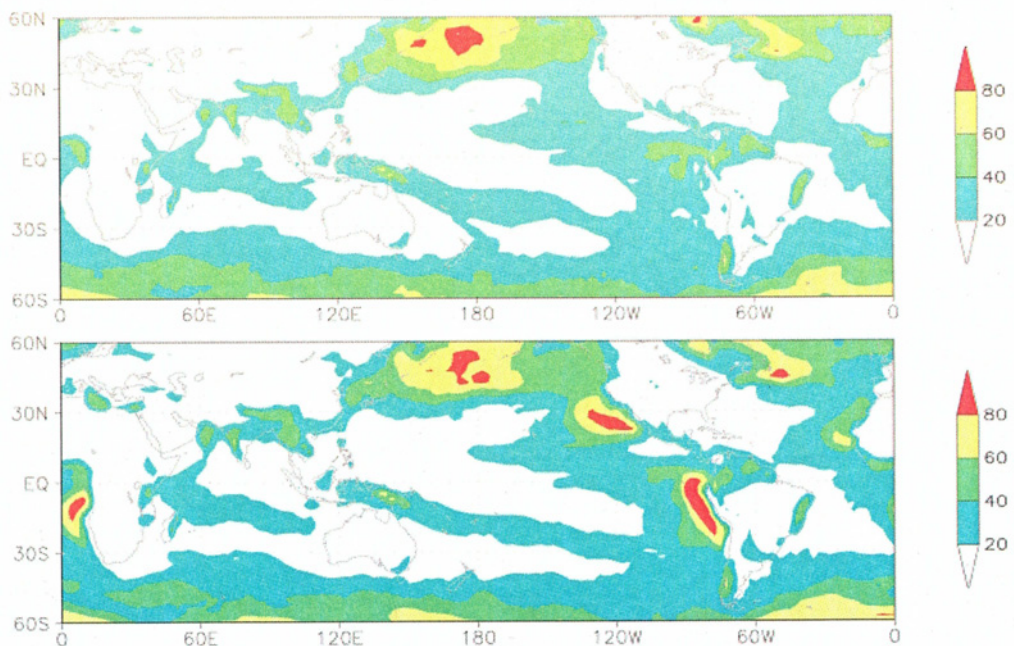


図7 パラメタリゼーション(V-1)を用いた2001年7月の下層雲の雲量(%)の空間分布図(下)と、パラメタリゼーション(V-1)を用いていない実験の空間分布図(上)

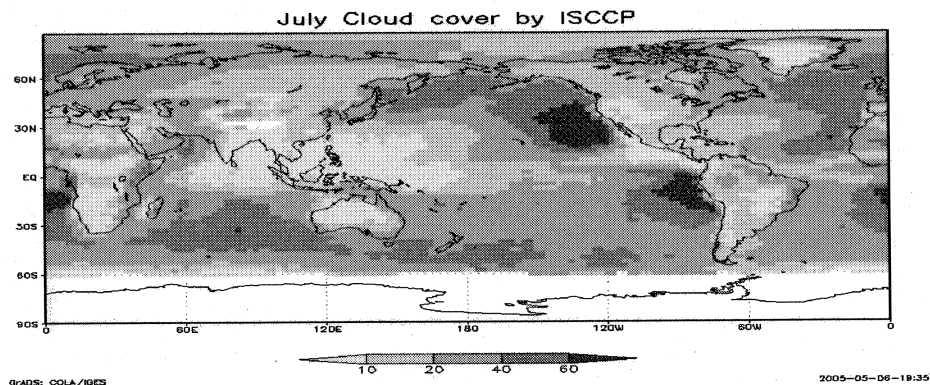


図8 ISCCPによる7月の下層雲の雲量(%)の気候値

の雲気候値との差がみられるが、これはISCCPでは雲が多層に存在するときには上層の雲と判別されるため、下層雲の雲量は少なめに算定されることが一因であると考えられる。

下層雲をよく表現できているとされるモデル(たとえばイギリス気象局)でも、大陸西岸のごく近傍では下層雲は表現されていない。西岸から離れた沖合いで下層雲の雲量が多く表現されている。本パラメタリゼーションでも雲頂高度の制限(940hPa)をなくすと、同様に、大陸西岸のごく近傍での下層雲は消滅してしまう。ラジオゾンデの観測にも見られたが、雲頂の直上で湿度が非常に低く、その影響を受けてしまうためと考えられる。

## ② 下層雲のパラメタリゼーションの精緻化 (パラメタリゼーションV-2)

①で示した下層雲スキームでは下層雲の雲頂を940hPa以下に限定している。現実大気では、カ

リフォルニア沖からハワイ沖にかけて層積雲(35N-25N)から貿易風帯の浅い積雲(25N-15N)へと雲頂高度が次第に高くなっており、この状況を表現できることが望ましいと考える。ここではこれまでの下層雲生成スキームに改良を加え、雲頂高度の上昇が再現できるかどうかを試みた。ここでは鉛直60層のモデルを用いた。

V1の下層雲スキームは(1)直上に強い逆転層があること、(2)その地点の地表面付近は安定でないこと、(3)雲頂は940hPa以下であることの3つの条件が満たされるところで、安定度に比例して雲を生成してきた。これまでは、モデルの鉛直層が40層と粗かったため、モデル層の相対湿度と雲の対応は十分ではなかった。しかし今回は、モデルの鉛直層を60層にしたため、モデルの一層が薄くなり、現実の雲の厚さに近くなったので、相対湿度の情報も考慮すべきと考えた。これまでの観測からも相対湿度と雲の存在の相関は高いことを示してきた。そこで今回は上述の3条件のほかに、相対湿度が80%以上の場合を雲の生成条件に付加した。

さらに、鉛直拡散係数の鉛直平滑化を行う条件を変更した。この平滑化は浅い積雲対流・混合層のノンローカル拡散・雲頂エントレインメントなどの効果を擬似的に表現する効果を持っている。これまでは、下層雲を生成させる条件にあてはまらない場合にこの平滑化を行っていた。今回は逆転層が強く湿度が高い場合には、平滑化が起らないよう条件を変更した。

実験はTL159L60(セミラグランジュ法、2タイムレベルスキーム、タイムステップ2400秒)を用いた、1990年7月の1ヶ月予報の1ヶ月平均値による実験を行なった。初期値としてはERA40の1999年6月30日12UTCの解析値を用いている。図には示さないが、新スキームでも空間分布についてはV-1とほとんど変わることなく、大陸西岸沖の下層雲の雲量を良く表現していることが分かった。

2002年に行われたEUROCS(EUROpean Cloud Syatem study)モデル比較というプロジェクトで、カリフォルニア沖(35N, 125W)からハワイ(15N, 172.5W)にかけての下層雲の表現についてのモデルの比較が行われた。図9にカリフォルニア西岸からハワイ沖を結ぶ線上での雲の鉛直断面図を示す(左:従来のスキーム、右:新スキーム)。新スキームでは大陸西岸近くでは雲頂が低く、沖合に離れるにしたがって25Nまで雲頂が高くなっている状況がみられる。

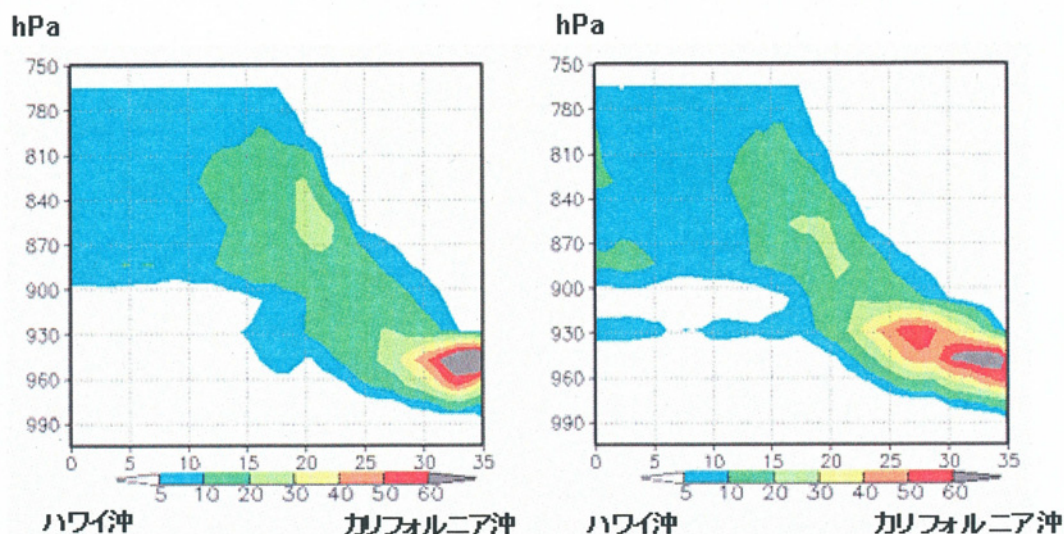


図9 カリフォルニア西岸からハワイ沖にかけての雲の鉛直断面図(左:V-1、右:V-2)

EUROCS モデル比較では、ほとんどのモデルがハワイ沖にかけて雲頂高度が高くなることを表現できていなかった。パラメタリゼーション(V-2)ではこの状況がよく表現されていることがわかる。

### (3) パラメタリゼーション法を用いた結果とこれまでの観測との比較検証

#### ① パラメタリゼーション (V-1) を用いた 3 年実験

パラメタリゼーション(V-1)を用いた気候モデルで3年間の実験を行った。モデルはTL95(180kmグリッド)で鉛直40層のものを用いた。海面温度はイギリスの気象局で作成された気候値を用いた。

下層雲の雲量については(図は省略する)、パラメタリゼーション(V-1)を用いることによって、大陸西岸沖に広く表現されていることを確認した。図10にパラメタリゼーション(V-1)を導入しなかった場合(OLD:上)と導入した場合(NEW:中)の雲による反射率(ALBEDO)の分布図および両者の差(下)を示す。両者の差で顕著な点は、北米のカリフォルニア沖、南米のペルー沖、アフリカのモーリタニア沖、ナミビア沖で下層雲が表現されたことにより、ALBEDOが大きく変わり、現実に近くなったことである。このことは、上向き短波長放射量の差(図11)でエネルギーの観点からより定量的にみることができる。

また、全球での年平均上向き短波長放射量はパラメタリゼーション(V-1)を用いることによって Kiehl and Trenberth (1997)<sup>9)</sup>の観測に近くなった。また上向きの長波長放射量も、わずかではあるが改善している(図12)。しかし、観測に比べるとまだ大きい。これらの結果として、大気上端での放射収支の不均衡は残念ながら増加している。この要因については、下層雲の雲パラメタリゼーションだけではなく放射スキームなども含めた気候モデルの課題として残る。

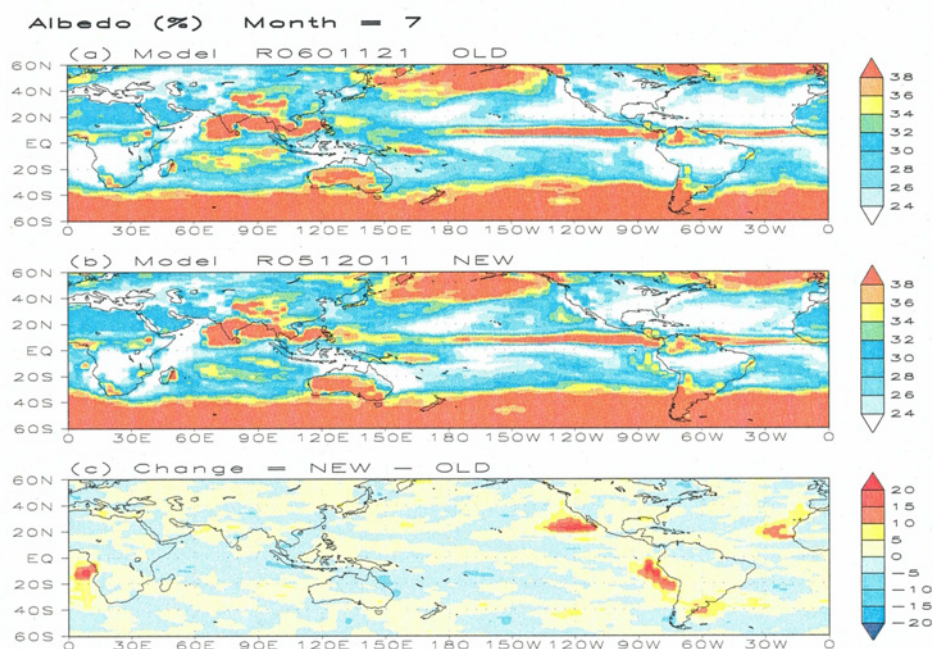


図10 7月の雲による反射率(ALBEDO)の空間分布図(パラメタリゼーション(V-1)を用いていないモデル(上)、パラメタリゼーション(V-1)を用いたモデル(中)、両者の差(下))

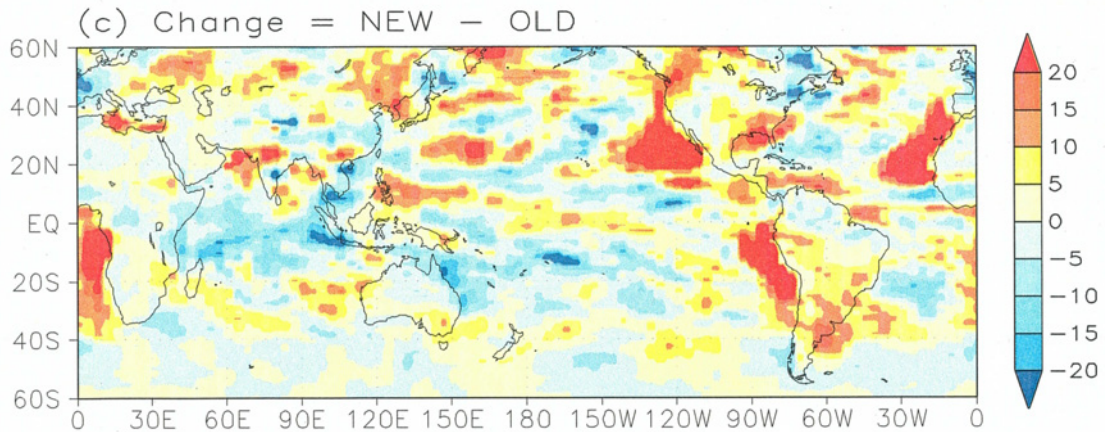


図 11 パラメタリゼーション (V-1) を用いたモデルとパラメタリゼーション (V-1) を用いなかったモデルでの上向き短波長放射量の差

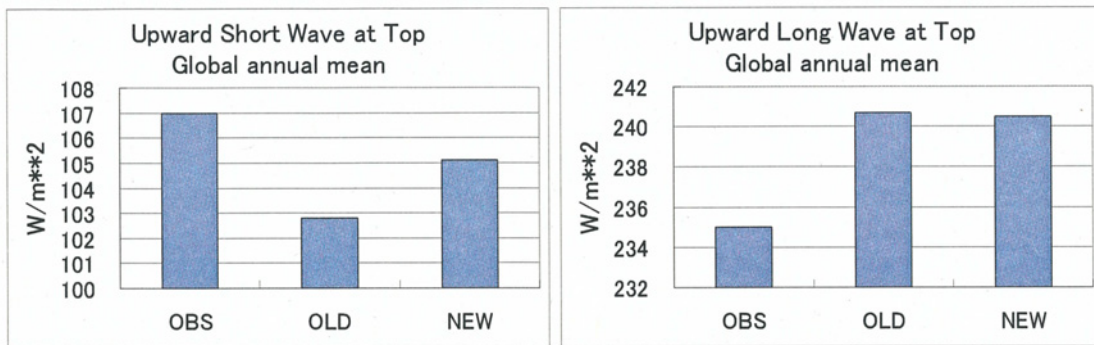


図 12 全球での年平均上向き短波長放射量 (左) と上向き長波長放射量 (右) の観測と本パラメタリゼーションを用いていないモデル (OLD) と用いているモデル (NEW) の比較

## ② 季節変化の検証

T63 (200km) で鉛直 40 層のモデルを用いて 1992 年の 1 月、6 月および 10 月について実験を行った。図 13 にカリフォルニア沖 (左上)、ペルー沖 (左下)、モーリタニア沖 (右上)、ナミビア沖 (右下) での雲量の季節変化を示す。パラメタリゼーション (V-1) での結果を□で、Klein and Hartman (1993)<sup>10)</sup>での観測結果を小さいダイヤモンドで示す。量的に違いが大きい地域もあるが、季節変化の傾向は観測結果とよい一致を示す。Klein and Hartman (1993)<sup>10)</sup>の観測ではこの季節変化は安定度の季節変化に対応していることを指摘している。パラメタリゼーション (V-1) は基本的には逆転層の強さの関数として表現しているため、観測とよい一致を示していると考えられる。

## ③ 日変化の検証

季節変化の検証に用いた実験結果から、大陸西岸の各領域での雲量の日変化を 1 月、6 月、10 月について示した (図 14)。雲量は日の出前に最大を示し、午後に最小を示している。このような日変化については、ヨーロッパの静止衛星 Meteosat-8 によるナミビア沖やアンゴラ沖での解析

((6)–⑤参照)が示されている。また、Blaskovic et al (1991)<sup>11)</sup>や Minnis and Harrison(1984)<sup>12)</sup>も観測および衛星データを用いて示している。下層雲の日変化のメカニズムについては複雑な物理過程が関与しているが、ひとつの説明としては以下のことが挙げられる。日中は太陽放射により雲層が暖められ雲量が減る。一方、夜間には雲頂における放射冷却により、不安定度が増加し、雲量が増加すると考えられる。

日変化の振幅について Duynkerke and Teixeira (2001)<sup>4)</sup>はカリフォルニア沖で解析し、7月には25%であることを、Albrecht et al (1995)<sup>13)</sup>はモーリタニア沖の6月の解析から50%であると報告している。これらの観測は地点による観測であるため、モデルのように面的な広がりを持つ場合との比較は難しいが、夏季の振幅はこれらの観測とほぼ一致している。南半球では雲量の振幅が1月に大きく、北半球でも6月の振幅が大きい。モデルでは夏季の強い太陽放射による影響で日中の雲量の減少が日変化の振幅を大きくしていると考えられる。これらの結果は、Teixeira and Hogan(2002)<sup>14)</sup>の結果と一致している。

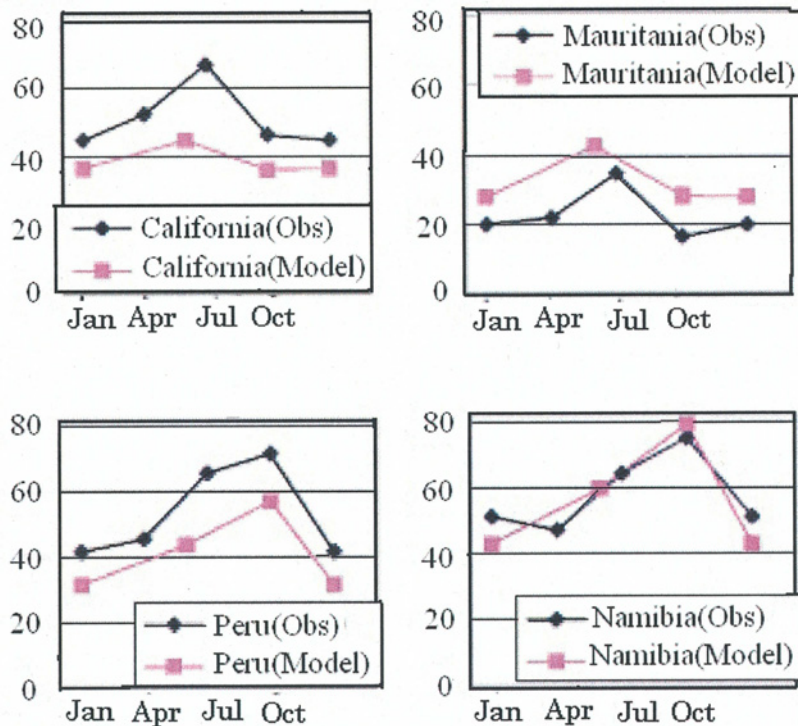


図 13 下層雲がよく発生する大陸西岸のカリフォルニア沖(左上)、ペルー沖(左下)、モーリタニア沖(右上)、ナミビア沖(右下)での雲量の季節変化。本パラメタリゼーションを用いたモデルの結果と Klein and Hartman (1993)<sup>10)</sup>による観測結果を示す。

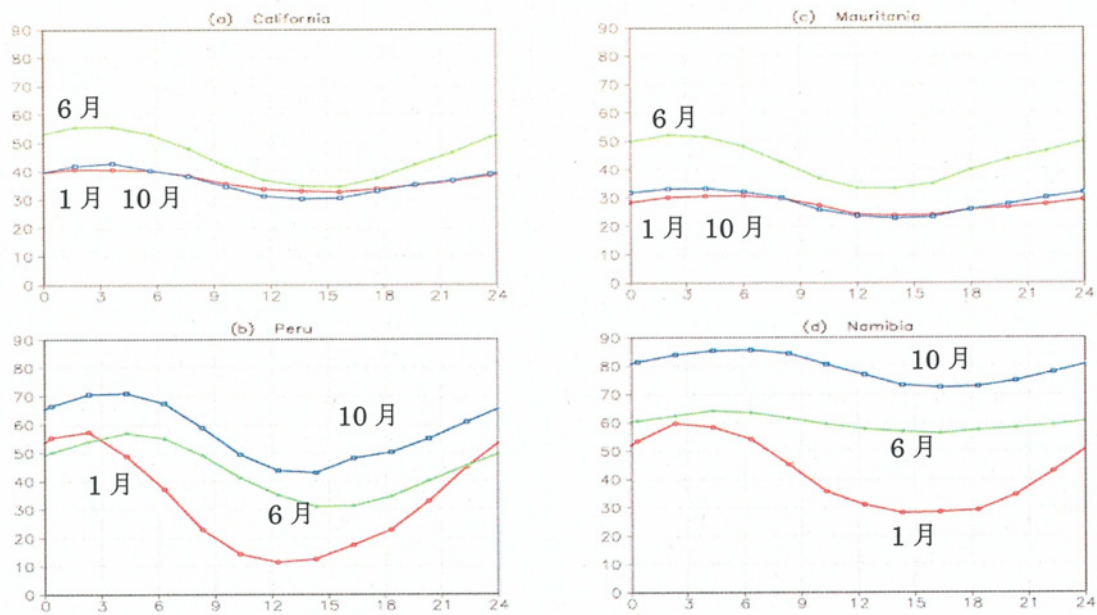


図 14 カリフォルニア沖 (左上)、ペルー沖 (左下)、モーリタニア沖 (右上)、  
ナミビア沖 (右下) での雲量の日変化  
日変化の振幅は夏季に大きいことが分かる。横軸はローカルタイムを示す。

#### ④ 再解析における下層雲の比較

気象庁の長期再解析 (JRA-25) でもここでのパラメタリゼーション法 (V-1) が使われている。日々の衛星画像による下層雲の分布と JRA-25 で表現される下層雲の分布の比較や、ヨーロッパ中期予報センターの再解析 (ERA40) や米国環境予報センターの再解析 (NCEP40) との比較を行った。

#### ④-ア 2001年7月10日00UTCの比較

2001年7月10日00UTCのGOES-Wによる10N-40N, 160W-100Wの領域における可視画像およびJRA-25, ERA40, NCEP40の下層雲の雲量を示す (図15)。可視画像から、カリフォルニア沖で雲域が2列に分岐し、中間で晴天域が広がっていることが分かる。赤外データからこれらの雲の輝度温度は約285Kであり、下層雲であることが分かる。JRA-25の下層雲の雲量は多めであるが、二つに分岐している状況を表示している。他の再解析データではこの特徴は見られない。このような空間分布の対応の良し悪しはケースに依存するが、解析した期間では良好な対応を示した。ペルー沖での可視画像との比較には18UTCの画像を用いたが、カリフォルニア沖ほど対応は良くなかった。また、全般に他の事例でもJRA-25は衛星画像との比較では雲量はやや多めの傾向を示した。

#### ④-イ 下層雲量の月平均値の比較

ISCCP, JRA-25, ERA40, NCEP40による月平均下層雲量の分布図を図16に示す。JRA-25ではカリフォルニア沖、ペルー沖、ナミビア沖、モーリタニア沖など前述した大陸西岸沖の下層雲の出現しやすい領域での雲量は顕著に表現されている。ただ、ISCCPに比べると雲量がやや多めであり、ペルー沖では西側への広がりが小さい。ERA40は大陸西岸での高雲量域はほぼ表現されてい

るが、雲量は少なめであり、西岸から離れて広く分布する。NCEP40は全体にコントラストが少なく、大陸西岸沖の下層雲の表現は十分ではなく、ピークが海岸から離れたところに存在する。この図16からもパラメタリゼーション(V-1)が他のモデルに比べて観測に近い結果を示していることが分かる。

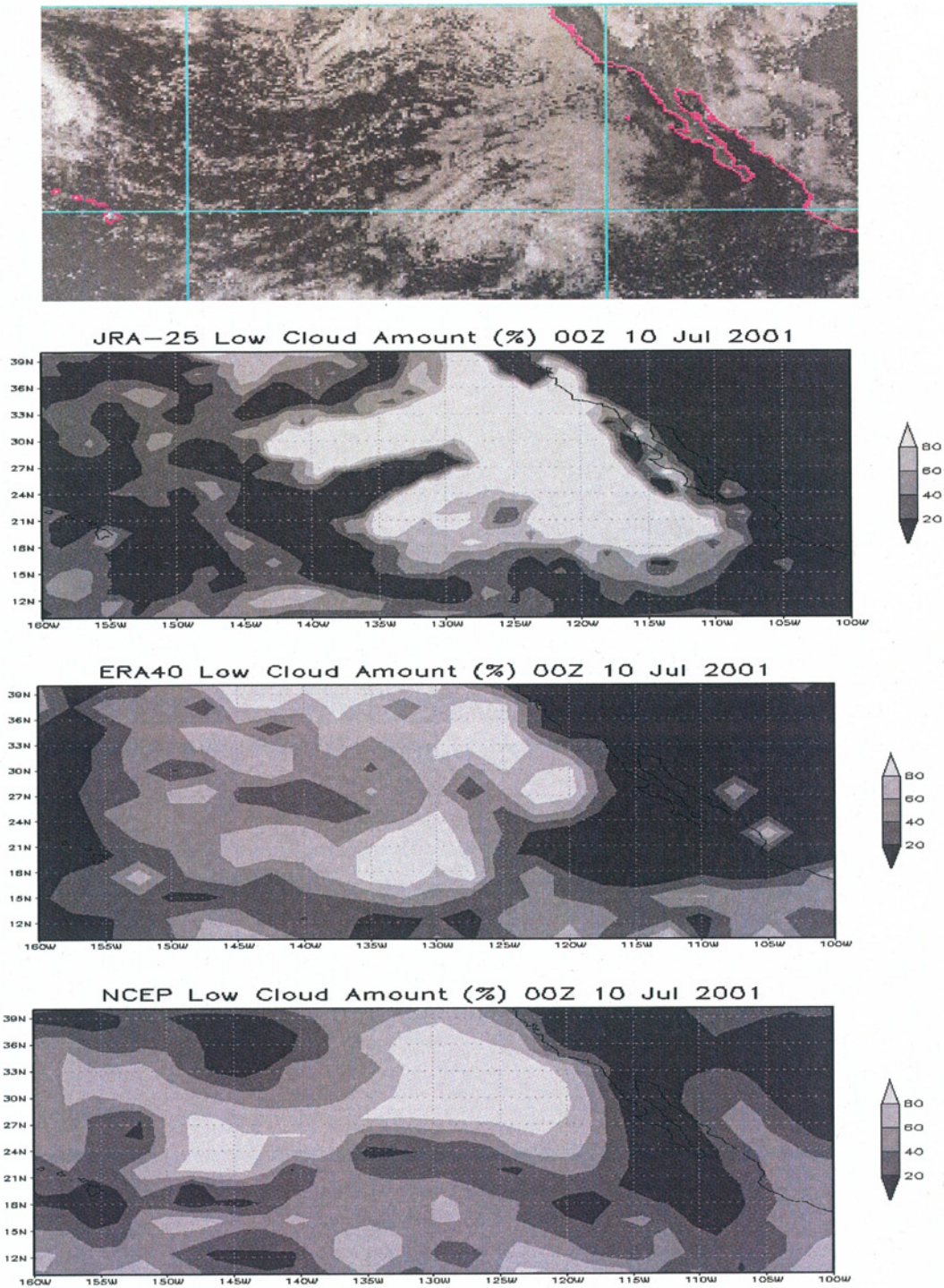


図15 上から2001年7月10日00UTCにおけるGOES-Wの可視画像、JRA-25, ERA40, NCEP40の下層雲の雲量



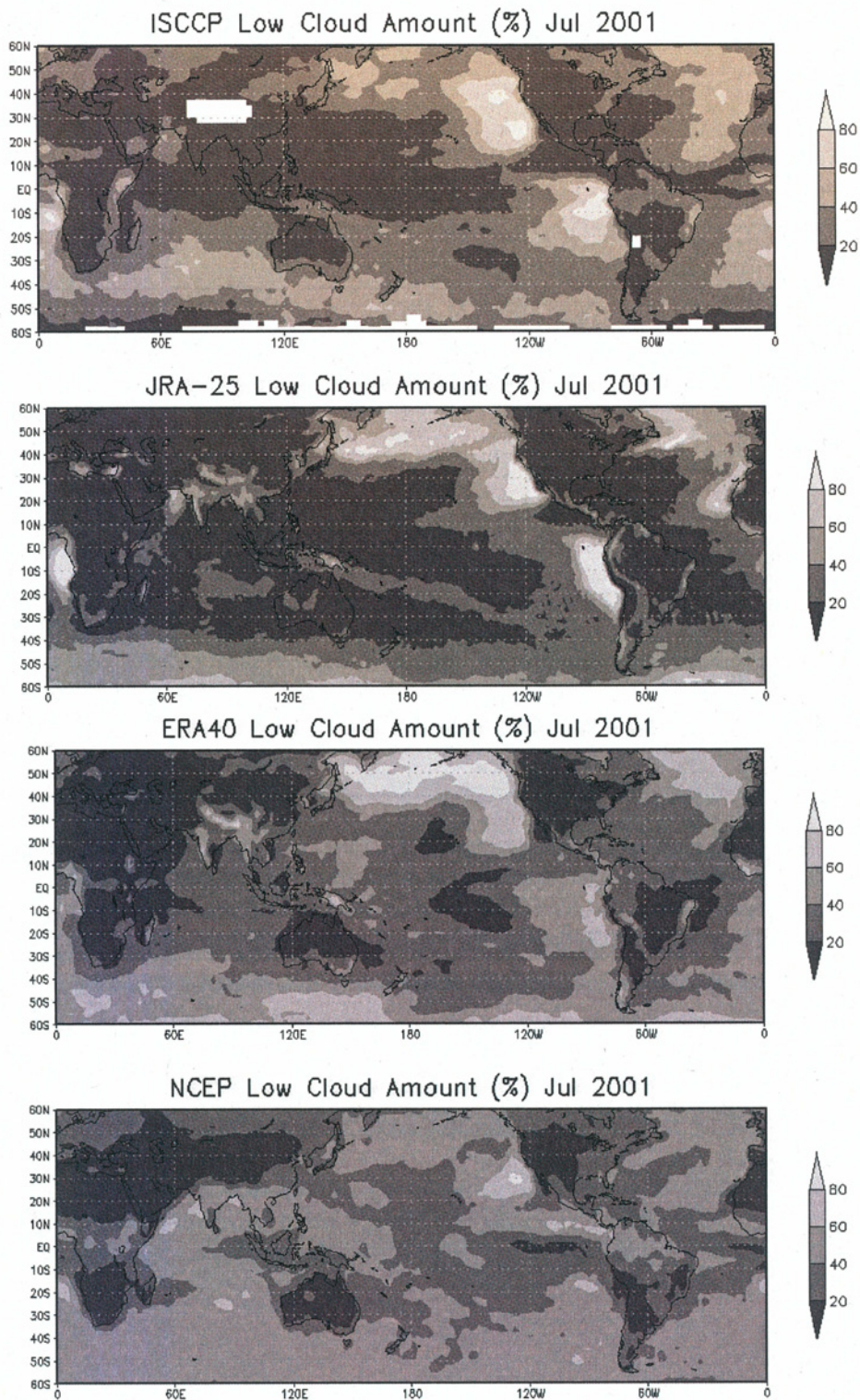


図 16 2001 年 7 月の月平均下層雲の雲量。上から ISCCP, JRA-25, ERA40, NCEP40

④ーウ 下層雲の年々変動

大陸西岸のカリフォルニア沖 (20N-35N, 140W-125W)、ペルー沖 (20S-10S, 90W-80W)、ナミビア沖

(20S-5S, 10W-10E)における7月の下層雲量の年々変動を調べた。太い実線で ISCCP による下層雲量を、点線でそれぞれの再解析による下層雲量 (JRA-25 は□、ERA40 は◇、NCEP40 はX) を示す (図 17)。トゥルースデータとしての ISCCP の雲量の年々変動をどの再解析も十分捕らえているとは言えない (相関係数の値は 0.3 以下である)。それぞれの領域での下層雲量の平均値と ISCCP の雲量との rms 誤差を表 1 に示す。JRA25 は他の再解析に比べて雲量は大きな値を示す。カリフォルニア沖では ISCCP の下層雲量より多く表現しているが、ペルー沖やナミビア沖では ISCCP の観測により近い値を示している。平均誤差もカリフォルニア沖では他の再解析に比べやや大きい。ペルー沖およびナミビア沖では他の再解析に比べ小さな値を示した。

表 1 各再解析の各領域での下層雲量の平均値。( ) 内は ISCCP との rms 誤差

	ISCCP	JRA25	ERA40	NCEP40
カリフォルニア沖	72.3%	82.6%(13.6%)	62.0%(12.4%)	67.6%(9.2%)
ペルー沖	70.1%	62.6%(15.4%)	56.3%(17.3%)	45.2%(28.4%)
ナミビア沖	69.8%	56.0%(15.5%)	45.5%(25.2%)	40.6%(30.5%)

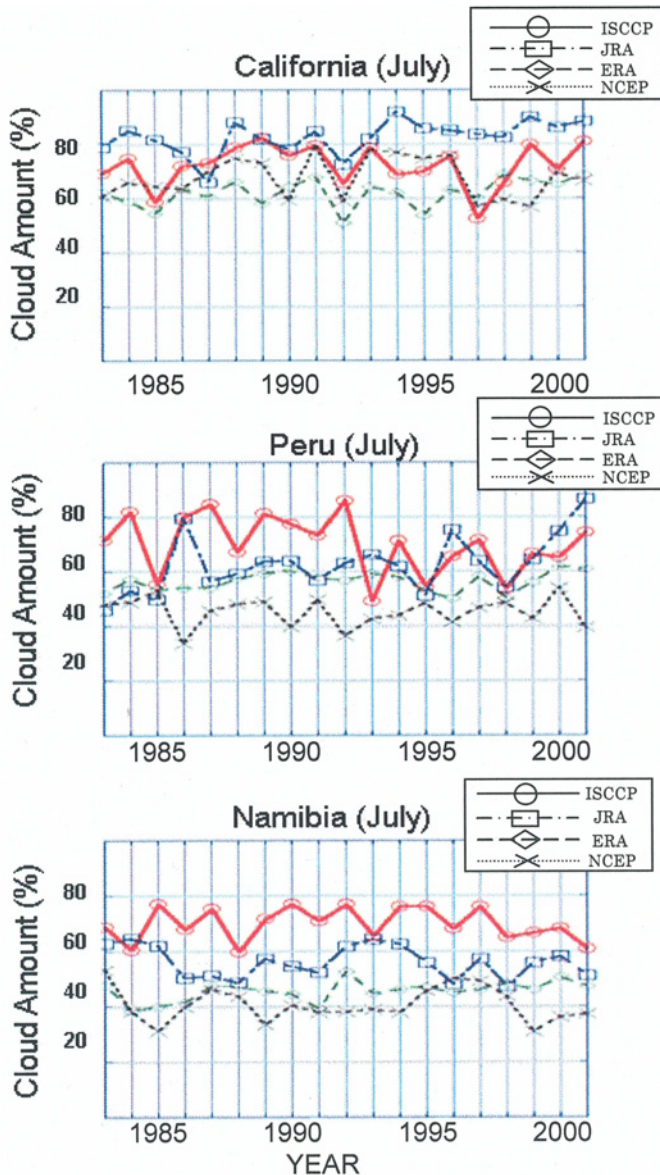


図 17 上からカリフォルニア沖、ペルー沖、ナミビア沖における7月の下層雲量の年々変動 (ISCCP (実線) と再解析 (各点線))

⑤ パラメタリゼーションのグリッドサイズによる違い

本パラメタリゼーション (V-1) の振る舞いが、グリッドサイズが異なるモデルによりどのように変わるか実験を行った。TL959 (20km)、TL159(110km)、TL95 (180km)、TL63(270km)の水平解像度の異なるモデルで10年実験を行った。図18に7月における925hPaでの雲量の違いを示す。20kmの高分解能のモデルでの雲量が多いことが分かる。この高度では本来の海洋性層積雲ではなく下層の積雲の雲量を見ていると考えられ、より高分解能のグリッドで表現しやすいと考えられるが、この理由については今後の検討が必要である。

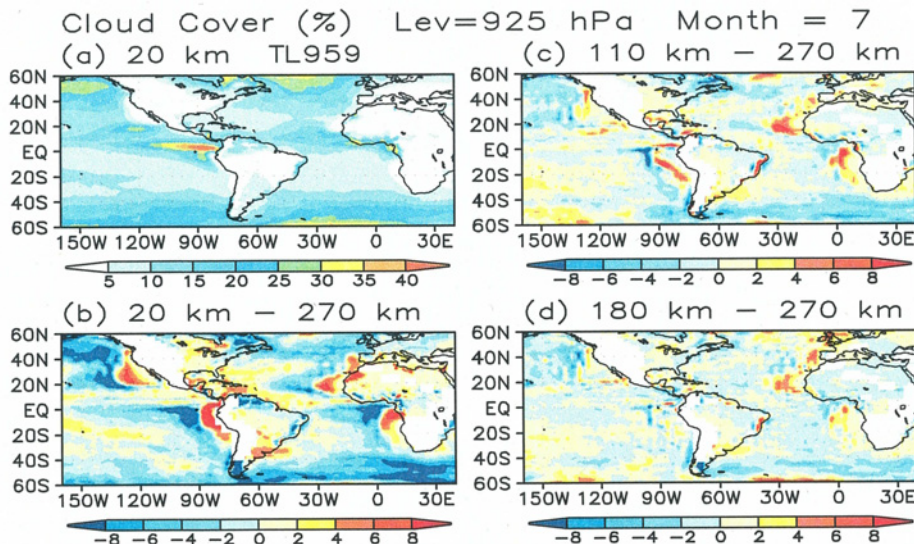


図18 7月の925hPaにおける下層雲量の水平分解能依存性。20km 分解能での雲量(a)、20km 分解能と270km 分解能の差(b)、110km 分解能と270km 分解能の差(c)、180km 分解能と270km 分解能の差(d) 高分解能のモデルほど下層雲を多く表現している。

ペルー沖における下層雲の表現の分解能依存性を図19に示す。高分解能のモデルほど下層雲の雲量が多いことが分かる。また、大陸西岸に近いほど高分解能のモデルの雲量が多いことが示されている。

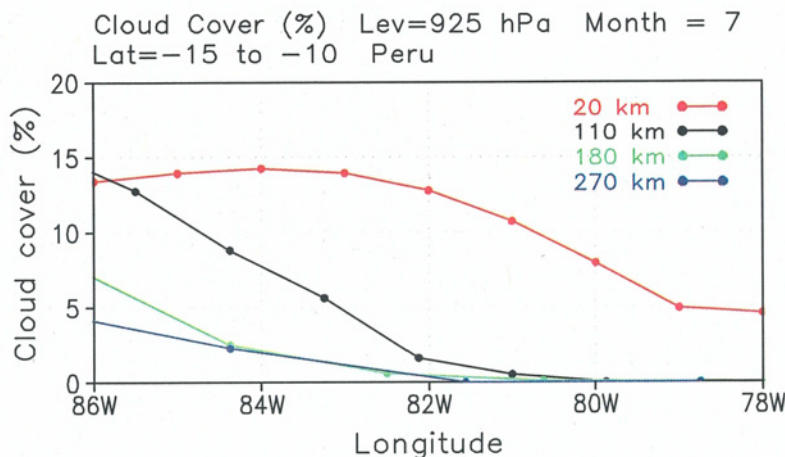


図19 ペルー沖における7月の925hPaにおける雲量の南緯15~10度で平均した経度断面

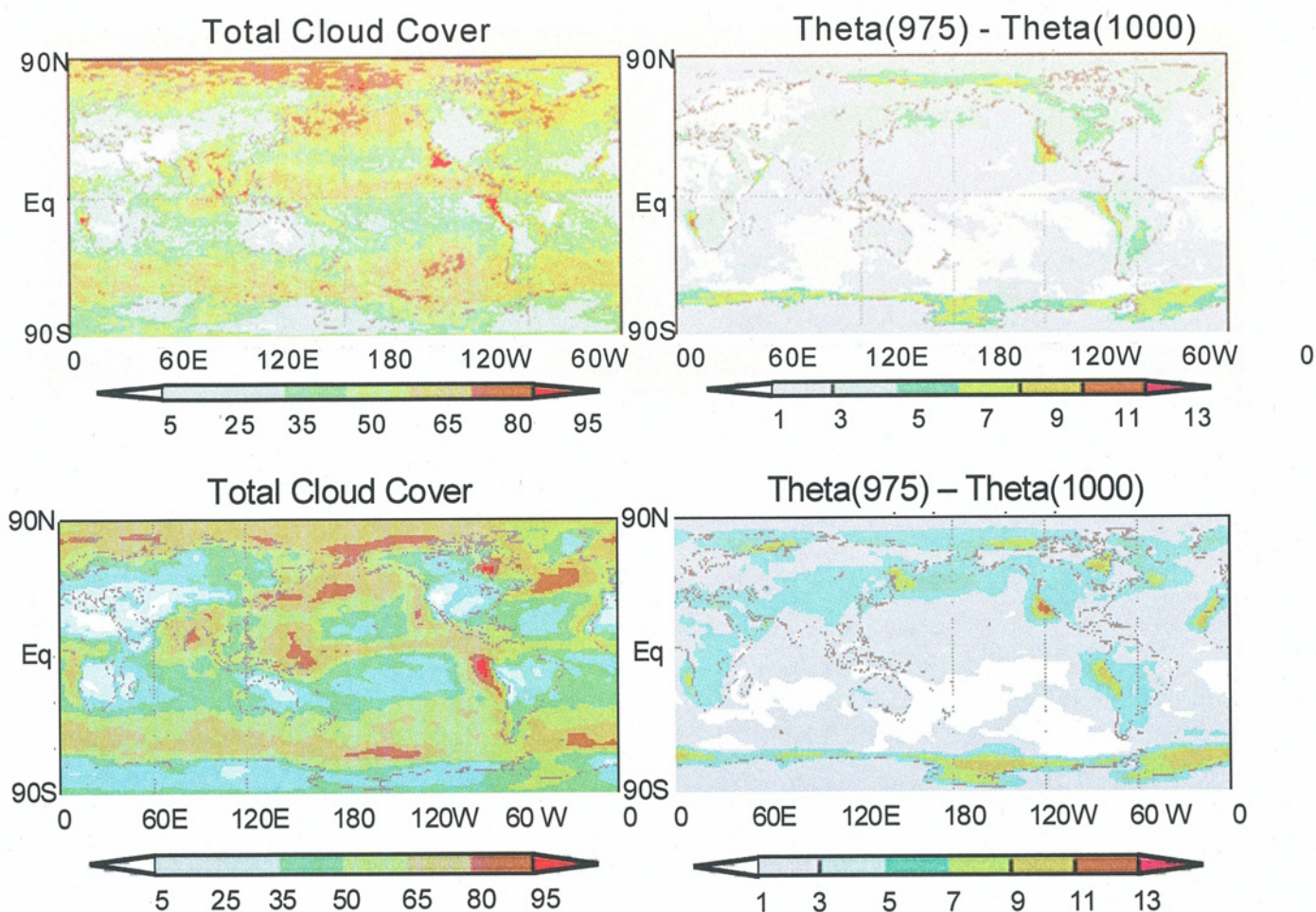


図 20 TL959 による 8 月の全雲量 (左上) と安定度 (右上; 925hPa と 1000hPa の温位の差) の分布図と TL159 による 8 月の全雲量 (左下) と安定度 (右下)

図 20 に TL959 による 8 月の全雲量 (左上) と安定度 (925hPa と 1000hPa の温位の差) の分布図 (右上) と TL159 による 8 月の全雲量 (左下) と安定度 (右下) を示す。カリフォルニア沖とペルー沖では下層雲 (この領域でこの時期は下層雲が卓越する) の表現の分解能依存性が見られる。また、モデルの空間分解能が高いほど安定度の勾配が大きく表現されていることが分かる。

#### ⑥ 精緻化したパラメタリゼーションによる現在気候値と温暖化時の実験

本パラメタリゼーション (V-2) を用いて気象研の大気気候モデルを用いて、5 年間の実験を現在気候時と温暖化時について行った。温暖化時の実験では海面水温と CO2 濃度を変更し、どちらの要素も A1B シナリオの 2080 年前後を想定して実験を行った。モデルは TL95 (180km グリッド) で鉛直は 46 層のものを用いた。海面温度はイギリスの気象局で作成された気候値を用いた。初期値としては 2002 年 7 月 9 日のデータを用いて、5 年平均の 7 月における現在気候時の下層雲の雲量を図 21 (左) に示す。現在気候時については、カリフォルニア沖、ペルー沖、ナミビア沖、モーリタニア沖に下層雲の雲量が十分表現されていることが分かり、さらにペルー沖で高雲量域が西に広がっており、V-1 よりも ISCCP の観測値に近くなっている。温暖化時の実験での 7 月におけ

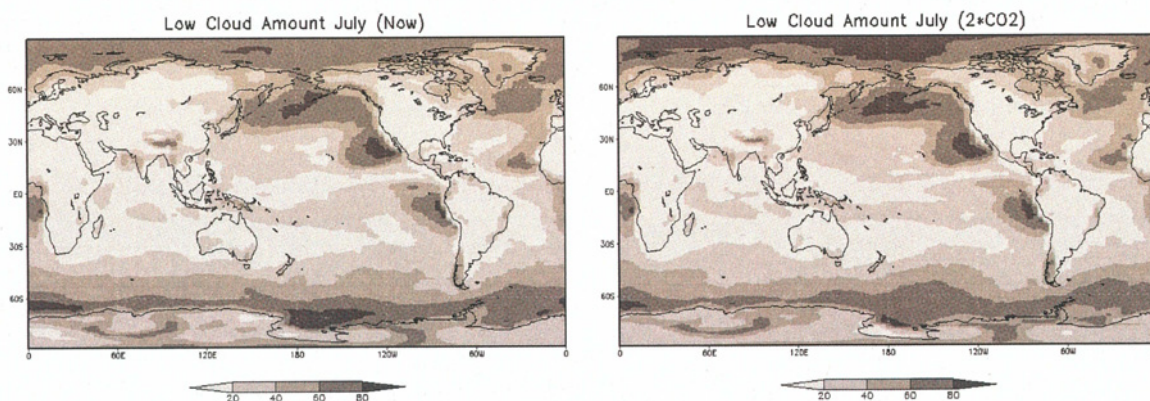


図 21 精緻化したパラメタリゼーション (V-2) による現在気候での 7 月の下層雲の雲量(左) および温暖化時の雲量(右)

る下層雲の雲量は図 21(右)に示す。

また、図 22 に両者の雲量の違いを示す。温暖化時に大陸西岸のペルー沖、ナミビア沖、モーリタニア沖で雲量が多めであるが、カリフォルニア沖の海岸近くではむしろ減少している。ハワイ近傍の広い領域やインド洋全域で温暖化時に下層雲がやや多くなっている。これは温暖化時に積雲系の下層雲が増加していることが示唆される。しかし、両者の違いは大きいものではない。大気上端での短波長放射の違いを図 23 に示す。大陸西岸やハワイ近傍およびインド洋での違いは、下層雲の雲量の違いを反映している。さらに、熱帯域の西太平洋と SPCZ に相当する領域での違いが目につくが、これは深い対流雲が温暖化時に多くなっていることを示唆している。

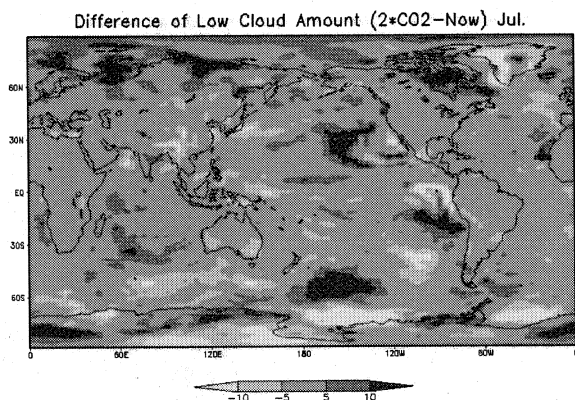


図 22 温暖化時と現在気候での雲量の差

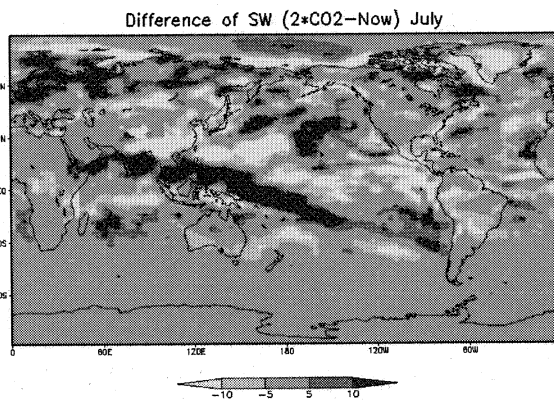


図 23 温暖化時と現在気候での短波長放射の差

IPCC の第 4 次報告では下層雲の雲量そのものではないが、海面温度に与える雲の影響を評価し、15 の気候モデルのうち 8 つのモデルが下層雲の減少をもたらす大気場を示し、海面温度に対し正のフィードバックを示した。一方、7 つのモデルで下層雲を増加させるような大気場を示し、海面温度に対し負のフィードバックを示していることが報告されている。このようなモデル間の違いは下層雲の卓越する領域で大きいことも指摘されている。このことは現在でも下層雲の雲量分布が温暖化時にどうなるかはモデル間でいまだに違いがあることを示している。本研究でのパラメ

タリゼーション (V-2) を用いた結果では下層雲は温暖化時でも顕著には変わっていない。IPCC の第 4 次報告に参加した 15 のモデルの結果との対応では中間に位置することになる。

#### (4) 下層雲の特徴の解析

##### ① 下層雲の形態の判別

下層雲は層状に広く分布する場合や、筋状、クローズドセルやオープンセルと呼ばれるように積雲状に分布する場合がある。同じ雲量でもこの形態によって放射効果が異なることが指摘されている。このため、下層雲のこのような分布の違いを指標化することを試みた。

今回は相関距離という指標を試みた。相関距離は以下のように定義される。ある領域内で雲と晴天を判別したグリッド値について、平均値を求めておく。次に、距離  $s$  だけはなれた 2 つのピクセル間の値  $P1, P2$  についてそれぞれ平均  $rr$  との差をとった積  $(P1-rr)*(P2-rr)$  を、領域内でおなじ距離  $s$  だけ持ったピクセルのペア全てに対して足し算する。これを距離  $s$  に対する空間相関  $C(s)$  と定義する。この空間相関を、領域内で可能なすべての距離  $s$  に対して求めて、それぞれの空間相関  $C(s)$  を分散  $C(0)$  で正規化する。相関距離は、この正規化した空間相関が  $1/e$  に落ちるときの距離  $s_0$  と定義する。これは内挿(外挿)によって求める。

図 24 (左) に緯度・経度 0.05 度にグリッド化した可視画像 (1000\*1000) を示す。この画像を 50\*50 の小領域 (250km\*250km) に分割し、各小領域での相関距離を計算した (図 24 (右))。可視画像から白っぽい大きな雲の塊域と左側中央域で点在する雲域が判別される。相関距離の分布図を見ると大きな雲塊域では相関距離が 50km 以上であり 100km になる領域もある。一方、積雲が点在する領域では相関距離が 20km 以下であることがわかる。

このように、層状の雲が存在する領域では空間相関距離が大きく、積雲系の雲が散在している領域では空間相関距離が小さいことがわかり、空間相関距離で下層雲の形態を判別することができることがわかった。

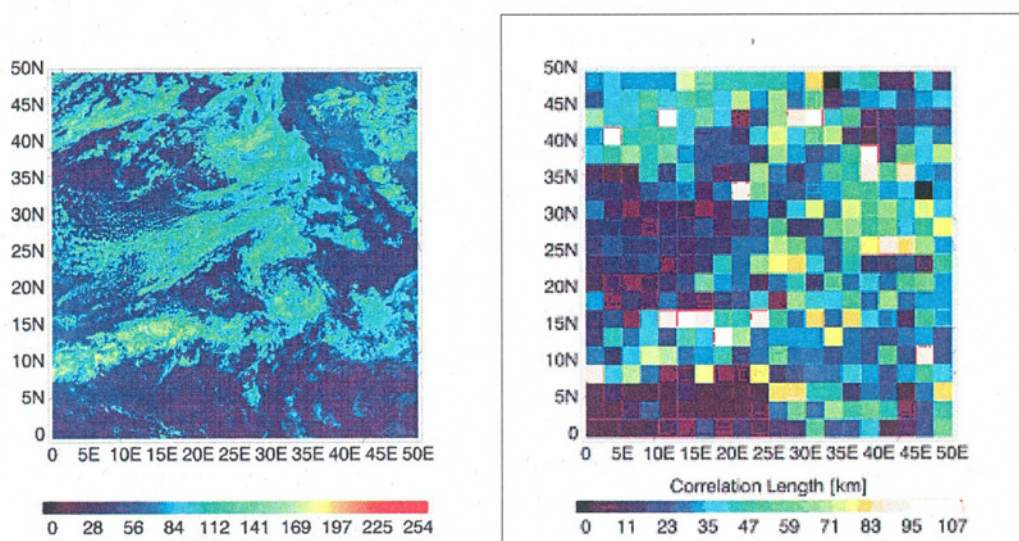


図 24 可視画像 (左) と対応する各小領域での相関距離 (右)

図中のスケールは可視画像については輝度、相関距離は km を示す。

## ② 下層雲の全天日射量に与える影響

下層雲の放射場に与える影響を全天日射量について調査した。ここでもサンフランシスコの北約 60km に位置する Reyes 岬で、2005 年 3 月から 2005 年 9 月まで行われた観測データを用いた。この期間に地上観測で得られた全天日射量の観測データと、衛星によって算定された下層雲の雲パラメータとの関係について調べた。

衛星データとしては米国の静止衛星 GOES-WEST の観測データを用い、昼間の時間帯 (18UTC~24UTC) について可視、赤外 3 チャンネルを用いた VISST 法により、雲量だけでなく、光学的厚さや雲粒の有効半径について算出した。雲の解析範囲は Reyes 岬を中心に約 20km×20km の領域である。

また、地上に設置された全天日射計データおよびマイクロ波放射計データについては、衛星観測時刻に対応するものを用いた。

### ②-ア 下層雲の雲量と全天日射量

衛星観測から Reyes 岬を中心に約 20km×20km の領域に下層雲のみが存在するときのデータから下層雲の雲量と大気上端に入射する水平面日射量 ( $S_0$ ) と観測された全天日射量 ( $S$ ) の比 ( $S/S_0$ ) の関係を調べた。図 25 に下層雲の雲量と  $S/S_0$  の散布図を示す。当然のことながら雲量が増加するほど  $S/S_0$  の値は小さくなり、相関係数は 0.66 であった。

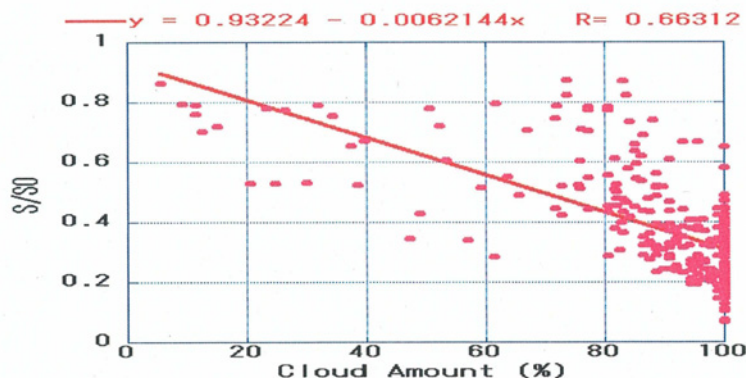


図 25 下層雲の雲量と  $S/S_0$  の散布図

### ②-イ 下層雲の雲パラメータと全天日射量

次に、Reyes 岬で下層雲のみが存在し、その雲量が 95% 以上の場合のみのデータから雲パラメータと全天日射量について調べた。

$S/S_0$  と水雲の光学的厚さ ( $\tau$ ) との散布図を図 26 を示す。光学的厚さが増加するにつれて  $S/S_0$  の値が減少しており、両者の相関係数は 0.64 であった。光学的に薄い雲のときにデータのばらつきが大きい傾向が見られる。これは雲量として 100% を用いていないことに依存していることが考えられる。いずれにしても光学的厚さは、地上での全天日射量とよい対応していることがわかる。

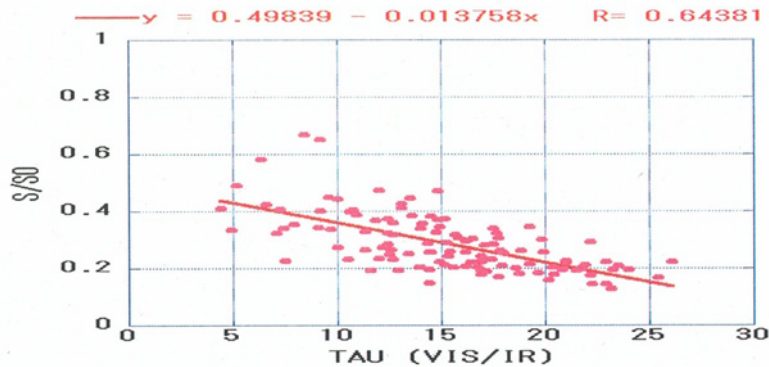


図 26 下層雲の光学的厚さと S/S0 の散布図

次に雲水量と S/S0 の対応について調べる。図 27 にマイクロ波放射計によって算定された雲水量と S/S0 の散布図を示す。雲水量が増加するにつれて S/S0 の値は減少し、両者の相関係数は 0.73 を示す。

雲水量(LWP)は VISST 法によって衛星による水雲の光学的厚さ (tau) と雲粒の有効半径 (re) を用いて次式の  $LWP = 2/3 * \tau * re$  で推定できる。衛星から推定された雲水量とマイクロ波放射計で算定された雲水量の散布図を図 28 に示す。バイアスはあるものの相関係数は 0.7 であり両者の対応は良いと考える。しかし、VISST 法から推定した雲水量を用いると S/S0 との相関係数は 0.5 で、光学的厚さ tau を用いた場合より相関は悪かった。

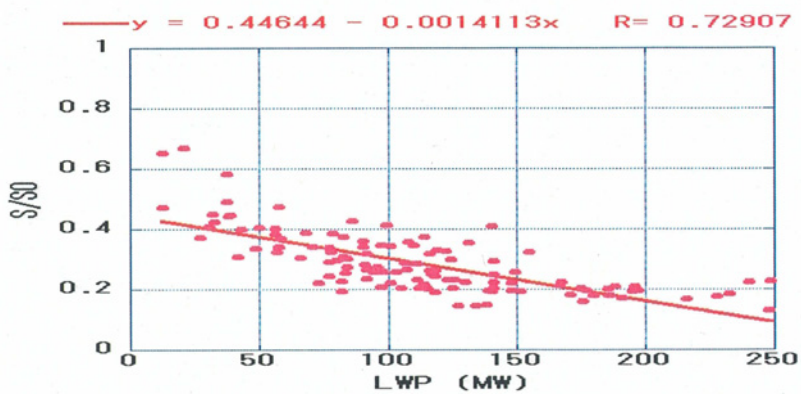


図 27 マイクロ波放射計によって算定された雲水量と S/S0 の散布図



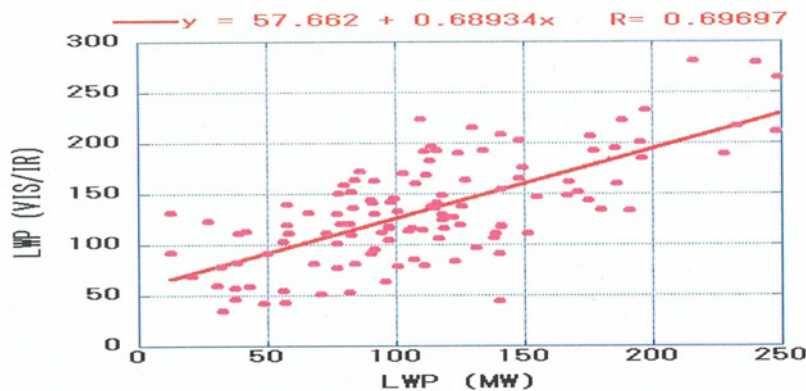


図 28 衛星による雲水量とマイクロ波放射計による雲水量の散布図

## ②ーウ 晴天時の全天日射

衛星観測から Reyes 岬での全雲量が 5%以下の場合について S/S0 について調べた。S/S0 の値の平均値と分散はそれぞれ 0.77 と 0.03 であった。6-9 月の仙台での清浄でやや乾燥した快晴日の正午における S/S0 の平均値は 0.74 (近藤、1994<sup>15)</sup> ; 図 4.15 より算出) であった。Reyes 岬での晴天時の可降水量の平均値は 1.57cm で、最小値と最大値は 0.80cm と 2.74cm であった。Reyes 岬での晴天時の全天日射量は仙台での清浄でやや乾燥した快晴日に近いことがわかる。

晴天時の S/S0 は大気混濁度や可降水量の関数として表現される。ここでは可降水量と S/S0 の関係についてマイクロ波放射計による可降水量を用いて対応を調べた。図には示さないが可降水量 (W) が大きいほど S/S0 は小さくなる傾向は見られたが、相関係数は -0.15 と低かった。推定式で用いられる  $\log(W)$  でも同様に相関は低かった。

比較のために、つくば市の気象庁高層気象台 (館野) での観測を基に雲の全天日射量に与える影響を図 29 に示す。ここでは日照時間を横軸に用い、日平均の S/S0 を示している。日照時間は日中の雲量にほぼ対応すると考えられる。この間に出現する雲の種類はさまざまな雲が出現しているため、Reyes 岬のように一様な雲ではないことに注意する必要がある。さらに図 25 では S/S0 の値は瞬時値であり、図 29 では 1 日平均値を用いている。晴天時の S/S0 の値に Reyes 岬と館野に違いがあるため、両者の回帰直線の傾きが異なっている。Reyes 岬では全天が雲に覆われているときの S/S0 の値は 0.5~0.1、一方、館野では 0.25~0.05 であった。S/S0 の下限が館野で小さいことは、館野では S/S0 の値に下層雲より大きな影響を持つ雲の種類があることを示唆している。

### (5) 下層雲の雲パラメータ算定法の開発

水雲に対しても氷雲のように大きくはないが、Split-Window の 11 $\mu\text{m}$  と 12 $\mu\text{m}$  でも吸収率に違いがあるため、Split-Window の輝度温度には違いが生じる。したがって Luo et al (2002)<sup>16)</sup> が指摘したように Split-Window による雲判別法では光学的に薄い水雲を氷雲と誤判別する可能性がある。しかし、Strabala et al. (1994)<sup>17)</sup> は 8.7 $\mu\text{m}$  と 11 $\mu\text{m}$  を用いることにより、氷雲と水雲を判別することができることを示している。したがって、8.7 $\mu\text{m}$  と Split-Window を用いることによって光学的厚さによらず水雲を判別することができる。Lutz et al. (2003)<sup>18)</sup> は地球観

測衛星 TERRA に搭載されている中間分解能可視赤外放射計 (MODIS) の  $8.7\mu\text{m}$  と Split-Window を含めた赤外多チャンネルデータを用いた解析から、光学的に薄い水雲を Split-Window では水雲と誤判別する場合があることを示した。

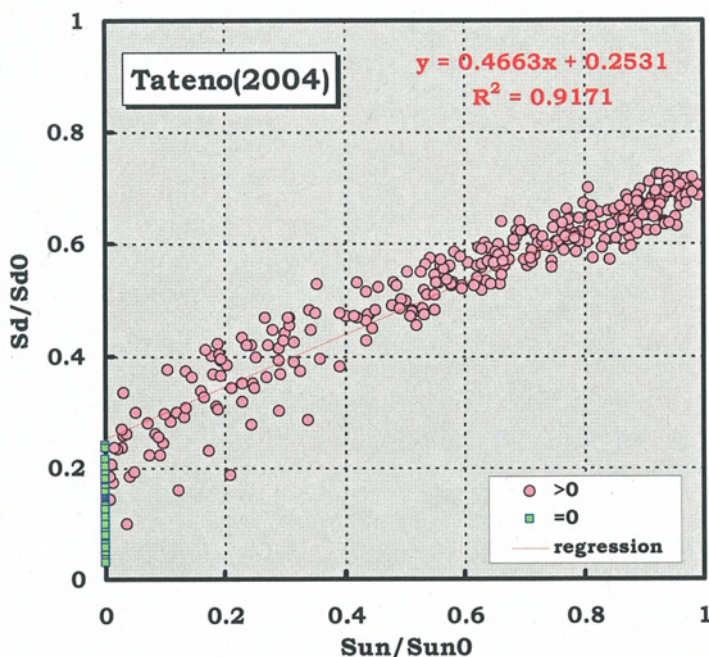


図 29 館野における日照時間と S/S0 の散布図

ここでは水雲でも Split-Window では吸収率が異なることを積極的に利用して、水雲の雲パラメータ算定法の開発を行った。雲頂温度  $284\text{K}$  を持つ雲について、放射計算プログラム RSTAR により  $11\mu\text{m}$  と  $12\mu\text{m}$  の輝度温度差を計算した結果を図 30 に示す。気温と湿度の鉛直分布は ECMWF の解析値を用いた。有効半径が  $4, 8, 12\mu\text{m}$  の水雲について、光学的な厚さを  $0.5$  から  $10$  まで変化させている。水雲の場合 (Inoue, 1985)<sup>19)</sup> と同じように光学的な厚さおよび有効半径に依存したアーチが見られ、光学的厚さと有効半径に対応する輝度温度と輝度温度差は一義的に決まっていることが分かる。したがって、水雲の雲頂温度が既知であれば、観測された輝度温度と輝度温度差をこの図中にプロットすることにより対象とする水雲の光学的厚さと有効半径を内挿により算定することができる。

Split-Window を用いた水雲の雲パラメータ算定法を以下に示す。①逆転層で雲頂がほぼ一様な領域の水雲を対象とする。②水雲であることを  $8.7\mu\text{m}$  と  $11\mu\text{m}$  を用いて判別する。③対象領域の気温と湿度の鉛直分布を ECMWF や気象庁の解析値から決定する。④Split-Window の輝度温度差が  $0$  の雲域を雲頂温度とし、光学的厚さと有効半径を与えて図 30 に相当するものを作成する。⑤観測された輝度温度と輝度温度差から内挿により、光学的厚さと有効半径を算定する。

これまでの水雲の雲パラメータの算定手法には、可視データが不可欠な太陽反射法 (Nakajima and Nakajima, 1995)<sup>20)</sup> や Minnis et al, 1998<sup>7)</sup> 等) のみであった。このため、水雲の雲パラメータ算定は昼間に限定されていた。ここで開発された手法は赤外の  $3$  チャンネルのみを用いて

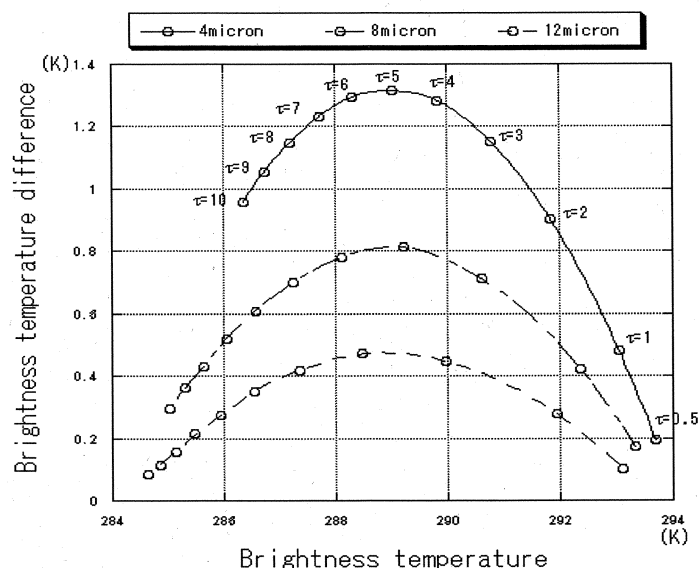


図 30 ナミビア沖での 2003 年 4 月 24 日 00UTC における雲頂温度 284K の下層雲について、光学的厚さと有効半径を変えたときの輝度温度と輝度温度差  
 気温と湿度の鉛直プロファイルは ECMWF の解析値を用いた。

いるため、太陽反射法と異なり昼夜にかかわらず同じ精度で雲パラメータを算定することができる。

MSG(Meteosat Second Generation:現在は Meteosat-8)は 8.7 $\mu\text{m}$ と Split-Window を含む可視・赤外 12 チャンネルを有するセンサー (SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) を搭載している。そこで、SEVIRI を用いて、アフリカのナミビア沖での水雲 (下層雲) を対象に雲パラメータの解析を行った。

雲の温度はこの領域で、8.7 $\mu\text{m}$ と 11 $\mu\text{m}$ から判別された水雲で、かつ Split-Window の輝度温度差が 0 の光学的に厚い雲域から 284K と設定し、図 30 を作成した。図 30 を用いて、観測された Split-Window による輝度温度と輝度温度差から、水雲の光学的厚さおよび平均粒径を算定する。

図 31 に Split-Window および太陽反射法で算定した光学的厚さの空間分布を示す。太陽反射法では算定に限界があるため、Split-Window 法に比べて算定される画素数が少ない。また、Split-Window 法では光学的に厚い雲については輝度温度差に対する光学的厚さの対応が悪くなることは平成 18 年度報告した。しかし、図中の北西部に光学的に厚い雲域が散在し、北東部に光学的に厚い雲域が広く分布している状況、および南部で光学的に薄い雲域が存在する状況は両者にほぼ一致して見られる。また、南部の光学的厚さが 7 以下の雲域は、定量的にも良い対応をしている。

図 32 に Split-Window 法および太陽反射法によって算定された雲粒の有効半径の空間分布を示す。北東部で Split-Window 法は太陽反射法に比べ雲粒の有効半径を過小評価する傾向がみられるが、両者は良い対応を示していることがわかる。

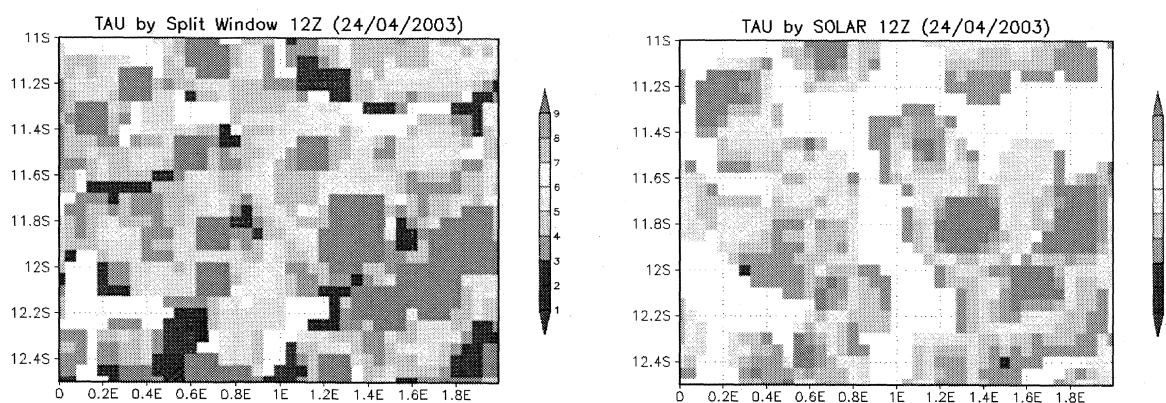


図 31 Split-Window 法 (左) および太陽反射法 (右) によって算定された光学的厚さの空間分布

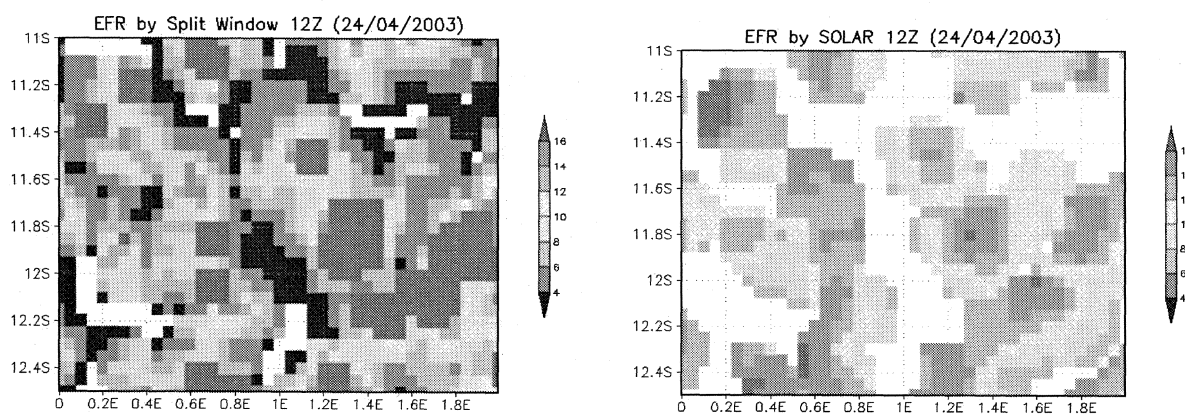


図 32 Split-Window 法 (左) および太陽反射法 (右) によって算定された雲粒の有効半径の空間分布

## (6) 下層雲の変動の解析

### ① 下層雲の季節変化

Kitoh et al. (1999)<sup>21)</sup> は、ペルー沖での層積雲の変動と中部熱帯太平洋における積雲対流活動の変動がエルニーニョの時間スケールで相互作用していることを示した。ペルー沖で層積雲が卓越するときには中部太平洋での積雲対流活動は抑制されており、そのことによる海上の偏東風は弱まる。この状態が持続するとペルー沖での湧昇流が弱まり海面温度が上昇し、層積雲の雲量が減少し、海面温度はさらに上昇する。一方、中部太平洋での積雲対流活動が活発化すると、海上の偏東風が次第に強まり、ペルー沖での湧昇流が強くなり、海面温度が低下する。このことによりペルー沖の層積雲の雲量は増加する。ここではペルー沖の層積雲の季節変動が、このようなエルニーニョスケールと類似した大規模場の相互作用に関係しているかどうかについて調べた。

静止衛星の可視・赤外面像データから算定された雲パラメータとして国際衛星雲気候計画 (ISCCP) の月平均値データを用いた。海面温度と海上風については TRMM に搭載されたマイクロ

波放射計 TMI による月平均値を用いた。散乱計による海上風および TMI による海面温度と海上風については 5 日平均値も作成した。

図 33 にペルー沖の 20S-15S における下層雲の雲量 (ISCCP) の時間経度断面図を示す(経度は 120W-80W)。期間は 2000 年から 2004 年の 5 年間。7 月に雲量が最大を示し、1 月に最小となる季節変化がどの年にも見られる。このような下層雲の雲量の季節変化とどのような気象要素が対応しているかを調べた。

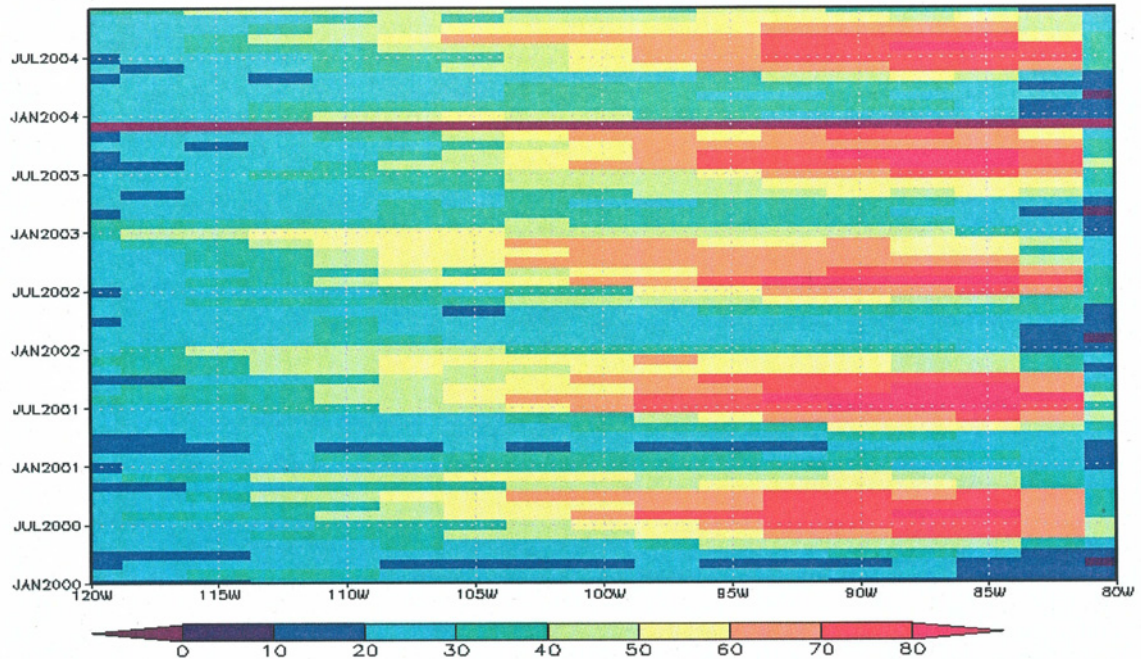


図 33 20S-15S における下層雲の雲量 (ISCCP) の時間経度断面図

## ② ペルー沖の下層雲の季節変化と降水

この領域における積乱雲の発生はまれであるが、まず、ISCCP の積乱雲の雲量と TMI による降水量の対応を調べた。図 34 に積乱雲〈上〉と降水量〈下〉の 5S-5N の時間経度断面図を示す。図に示すように積乱雲の雲量と降水量は良い対応をしていることが分かる。

図 35 にペルー沖に当たる 20S-10S の下層雲の雲量〈上〉と積乱雲の雲量〈下〉の時間経度断面図を示す。この領域では積乱雲の雲量はほぼ 0 に近く、層積雲が卓越している領域といえる。

図 35 からペルー沖における積乱雲の発生がみられない 95W-90W, 20S-10S について、TRMM に搭載された降水レーダー PR によって観測された降水量と下層雲の雲量の時間変化を図 36 に示す。降水量と下層雲量は負の相関を示していることがわかる。降水量が多い時期に下層雲の雲量が減少していることがわかる。ペルー沖の下層雲の変動と降水は何らかの関係があることが示唆された。

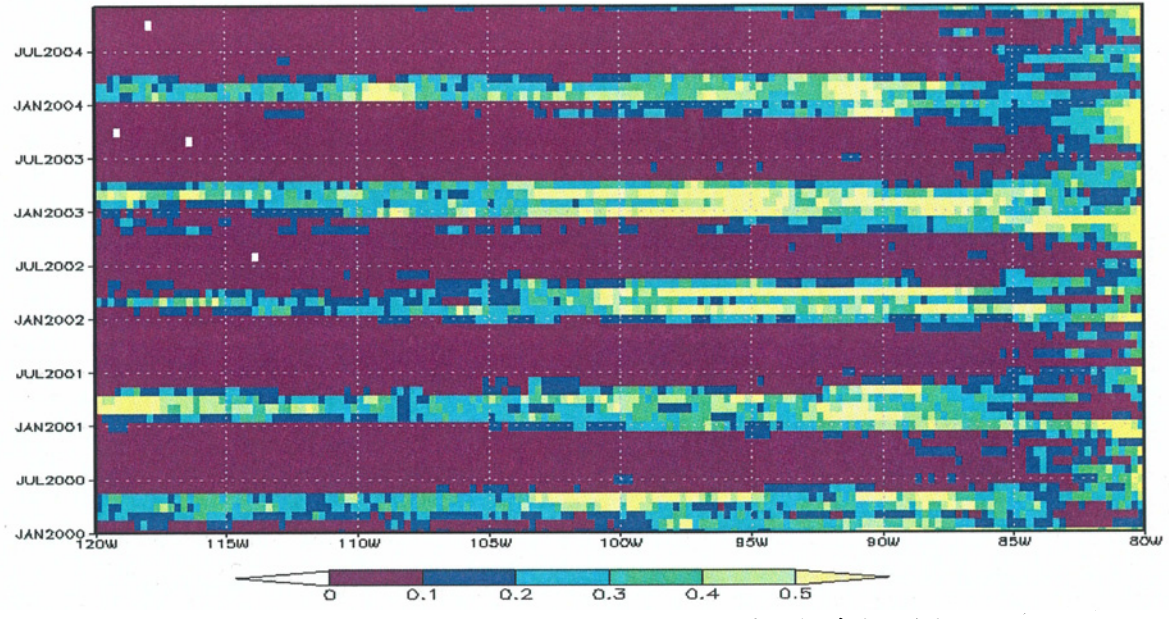
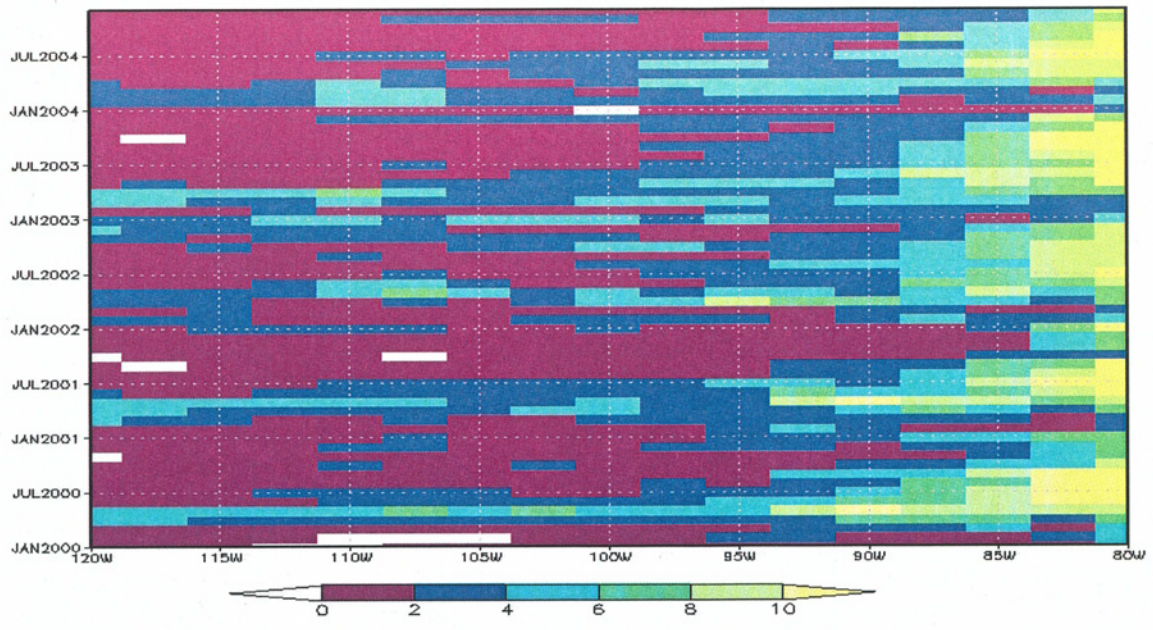


図 34 積乱雲 (上) と降水量 (下) の 5S-5N の時間経度断面図

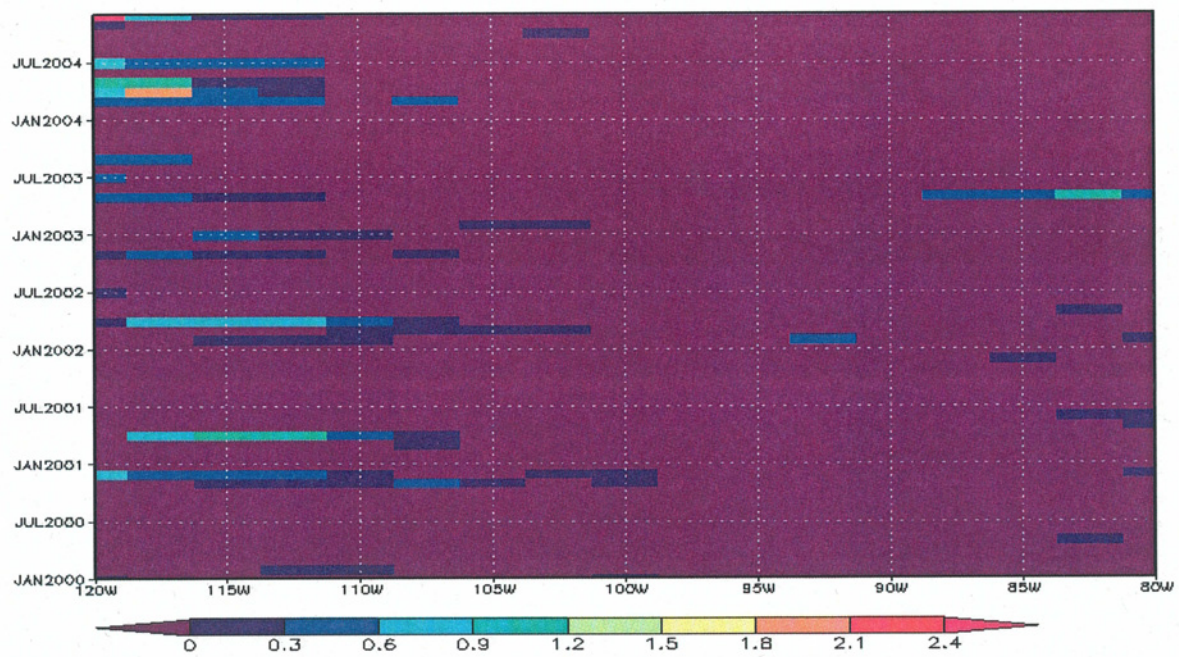
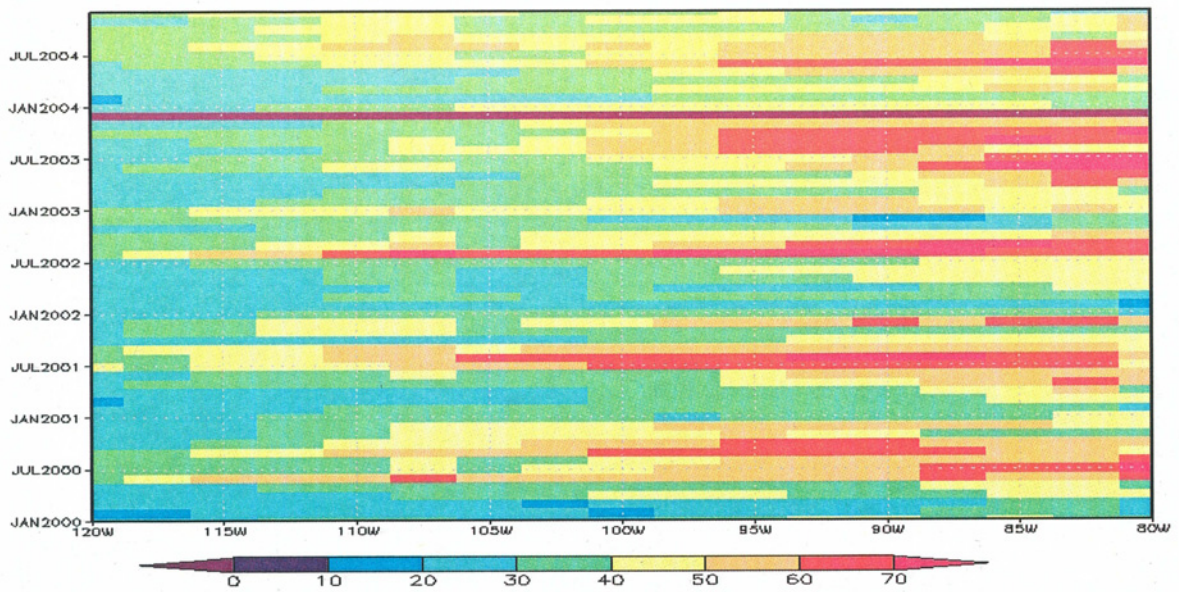


図 35 20S-10S における下層雲の雲量 (上) と積乱雲の雲量 (下) の時間経度断面図

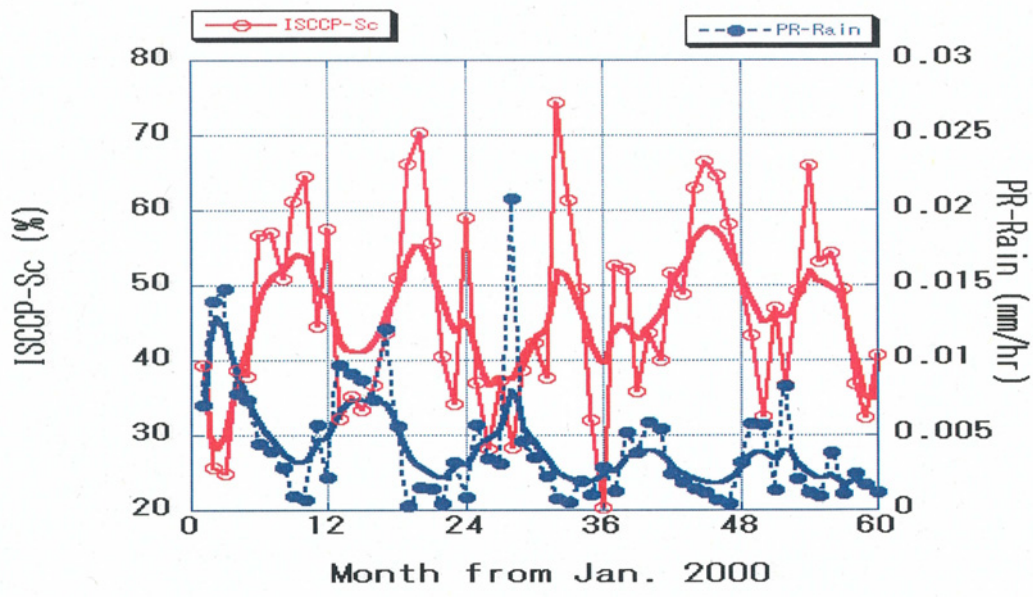


図 36 ペルー沖における PR によって観測された降水量と下層雲の雲量の時間変化  
太い曲線は移動平均値を示す。

ペルー沖と同様に下層雲が卓越するアフリカ南部のナミビア沖についての PR による降水量と下層雲量の時間変化を図 37 に示す。ナミビア沖でも降水量と下層雲量は負の相関を示し、下層雲の消長と降水の関係が示唆される。

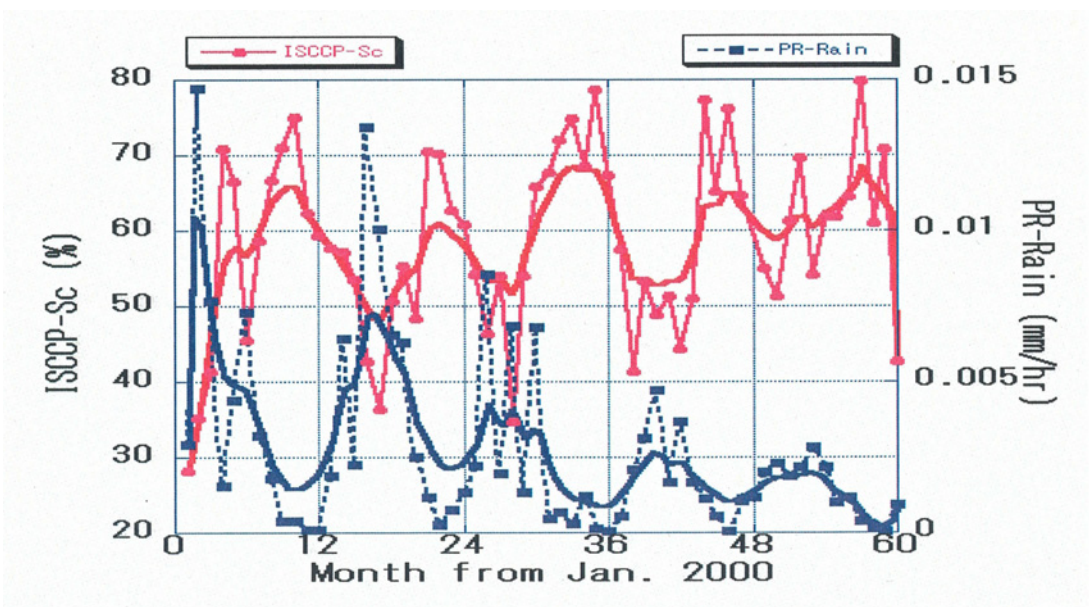


図 37 ナミビア沖における PR によって観測された降水量と下層雲の雲量の時間変化  
太い曲線は移動平均値を示す。



③ 下層雲の季節変動と海面温度・海上風

ペルー沖における下層雲の雲量と TMI によって算定された海面温度の 2000 年 1 月から 2004 年 12 月までの時間変動を図 38 に示す。

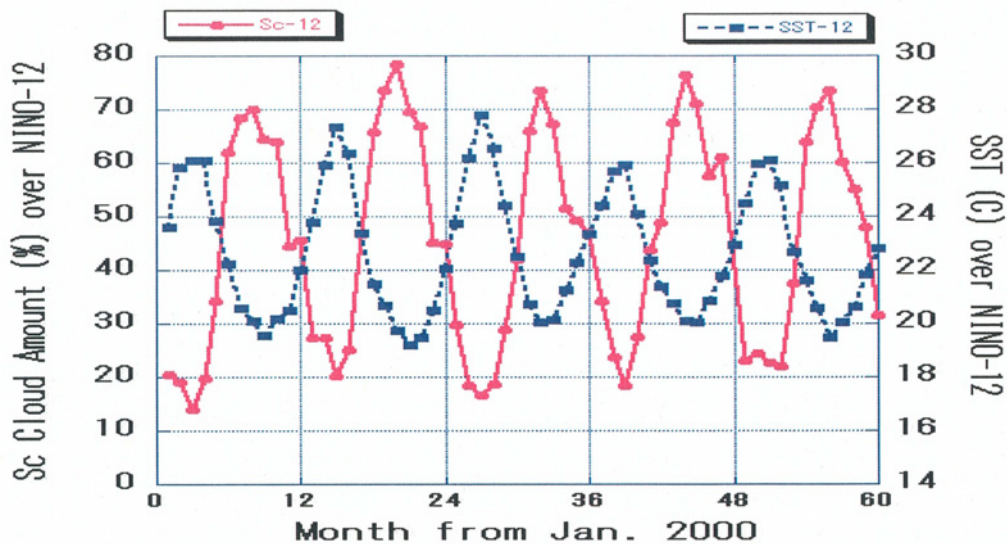


図 38 ペルー沖における下層雲の雲量と TMI による海面温度の時間変動

ペルー沖における下層雲の雲量と散乱計によって算定された海上風の 2000 年 1 月から 2004 年 12 月までの時間変動を図 39 に示す。両者はほぼ正の相関を示すが、海上風の極小値や極大値がやや先行しているように見える。

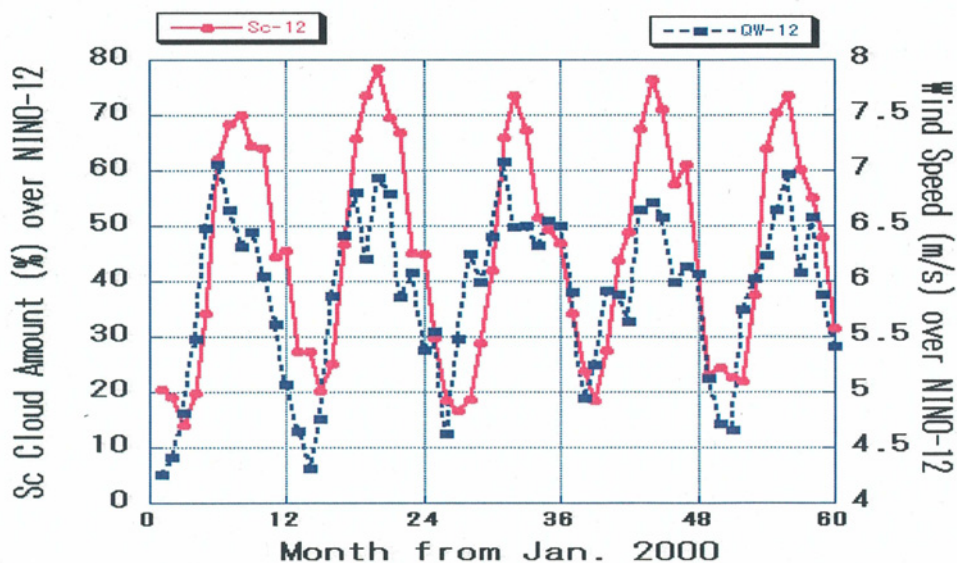


図 39 ペルー沖における下層雲の雲量と散乱計による海上風の時間変動

次に、両者の対応をより細かな時間スケールで見る。2000年について5日平均値の海面温度と海上風の時間変動を図40に示す。海上風としては散乱計のものとTMIによって算定されたものを示している。散乱計のデータは観測範囲が限定されているため5日平均してもノイズが残るようである。TMIの海上風が強まり始めた後に海面温度が下降し始めることが分かる。

図41に中部太平洋の積雲対流活動とペルー沖の海上風の時間変動を示す。中部太平洋での積雲対流活動が先行して発生し、遅れてペルー沖での海上風が強まっていることが分かる。

以上のことから Kitoh et al. (1999)<sup>21)</sup>によって示されたペルー沖の海面温度と下層雲量の変動と中部太平洋における積雲対流活動が相互に関係していることが示唆される。

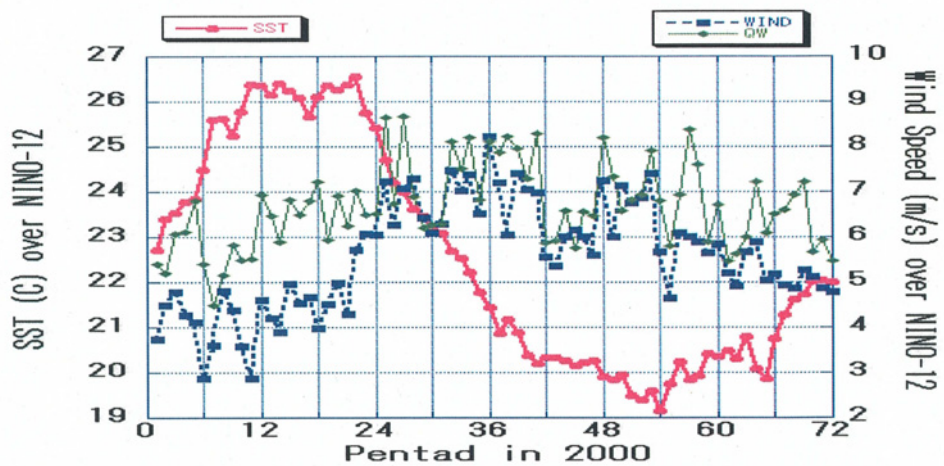


図40 2000年について5日平均値の海面温度と海上風の時間変動

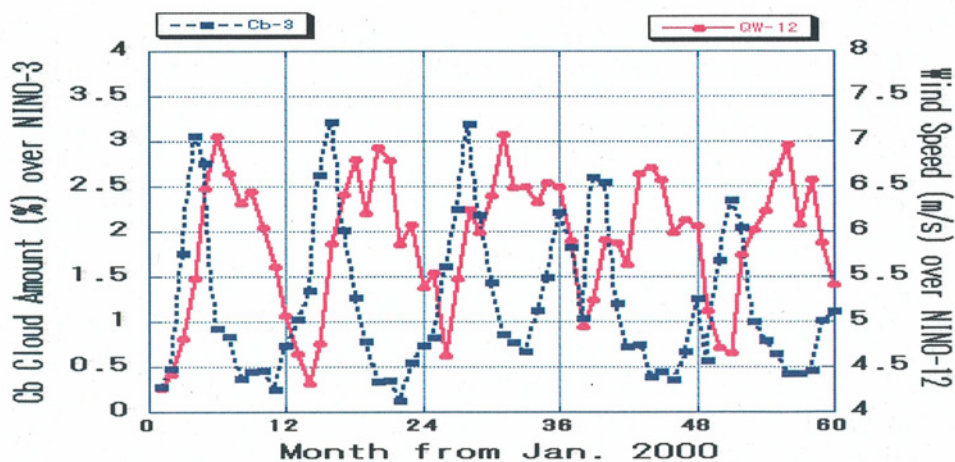


図41 中部太平洋の積雲対流活動とペルー沖の海上風の時間変動

④ 下層雲の雲パラメータと降水

発生から消滅にかけての下層雲のライフサイクルに降水の有無が影響していることがモデルから指摘されている。また、エアロゾルの効果により下層雲の有効半径が小さくなり、降水が発生しにくくなるというエアロゾルの第2種間接効果も下層雲のライフサイクルに影響している。そこで、カリフォルニアの西海岸に位置する Reyes 岬での地上観測で降水が観測されたときの下層雲の雲パラメータの特徴を見る。雲パラメータは太陽反射法を用いるため日中に限られる。降水は夜間に発生することが多く日中に発生することが少ないため、事例は限定される。2005年8月15日の地上観測による降水〈上〉と光学的厚さおよび有効半径〈下〉の時間変化を図42に示す。降水後有効半径が小さくなっていることが分かる。また、降水時には Rosenfeld(2000)<sup>22)</sup>が示したように有効半径は  $15\mu\text{m}$  より大きいことが分かる。しかし、有効半径が  $15\mu\text{m}$  以上の場合でも降水を伴わない場合もある。一般に層積雲のライフサイクルを議論するときに、深い対流雲とは異なり、広くほぼ一様に分布するため、個々の層積雲として発生から消滅までを同定することは難しい。どのような解析をするかは今後の課題として残る。

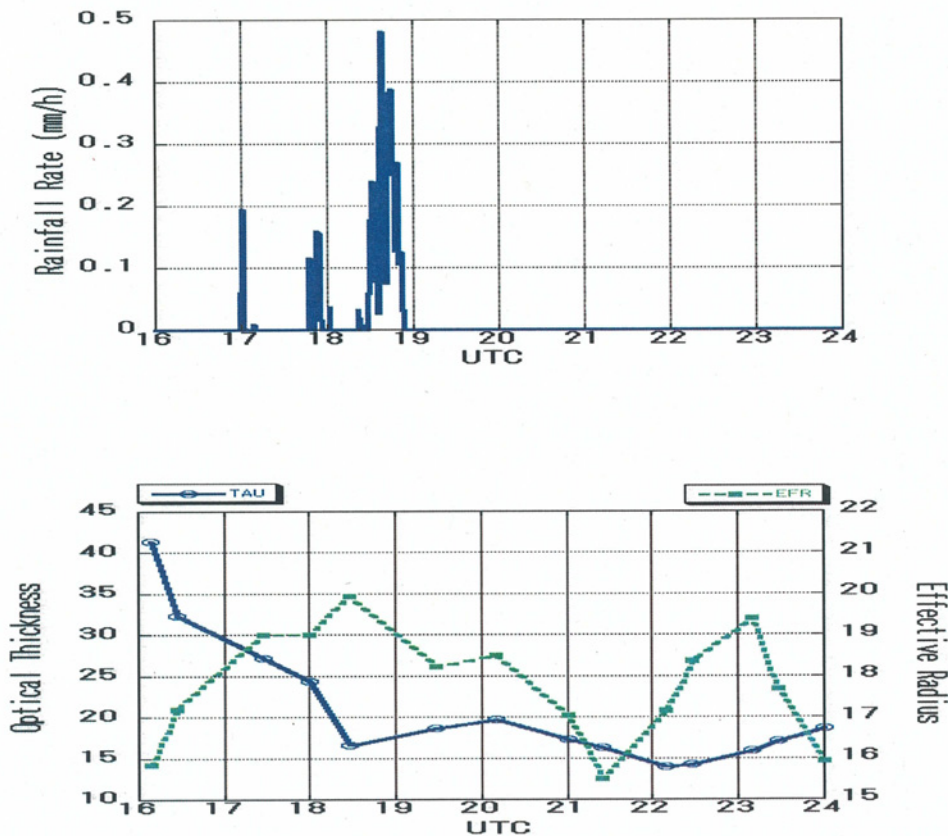


図 42 Reyes 岬における降水強度の観測〈上〉と雲の光学的厚さと有効半径〈下〉

また、日本付近の海域で、可視・赤外多チャンネルデータを用いて下層雲（水雲）の光学的厚さや有効半径を算定した。PR/TRMM と同期した観測を用いて、どのような下層雲の光学的特性と

降水が関係しているか事例解析をした結果について示す。

2004年6月2日午前9時の赤外面像(図43左上)での雲頂温度が280Kの雲域において有効半径が $12\mu\text{m}$ を超える領域があり(図43下)、その領域でPR/TRMMによる降水が観測されている(図43右上)。前述したようにRosenfeld(2000)<sup>22)</sup>も下層雲での降水については雲頂での有効半径はこれに近い値を示している。

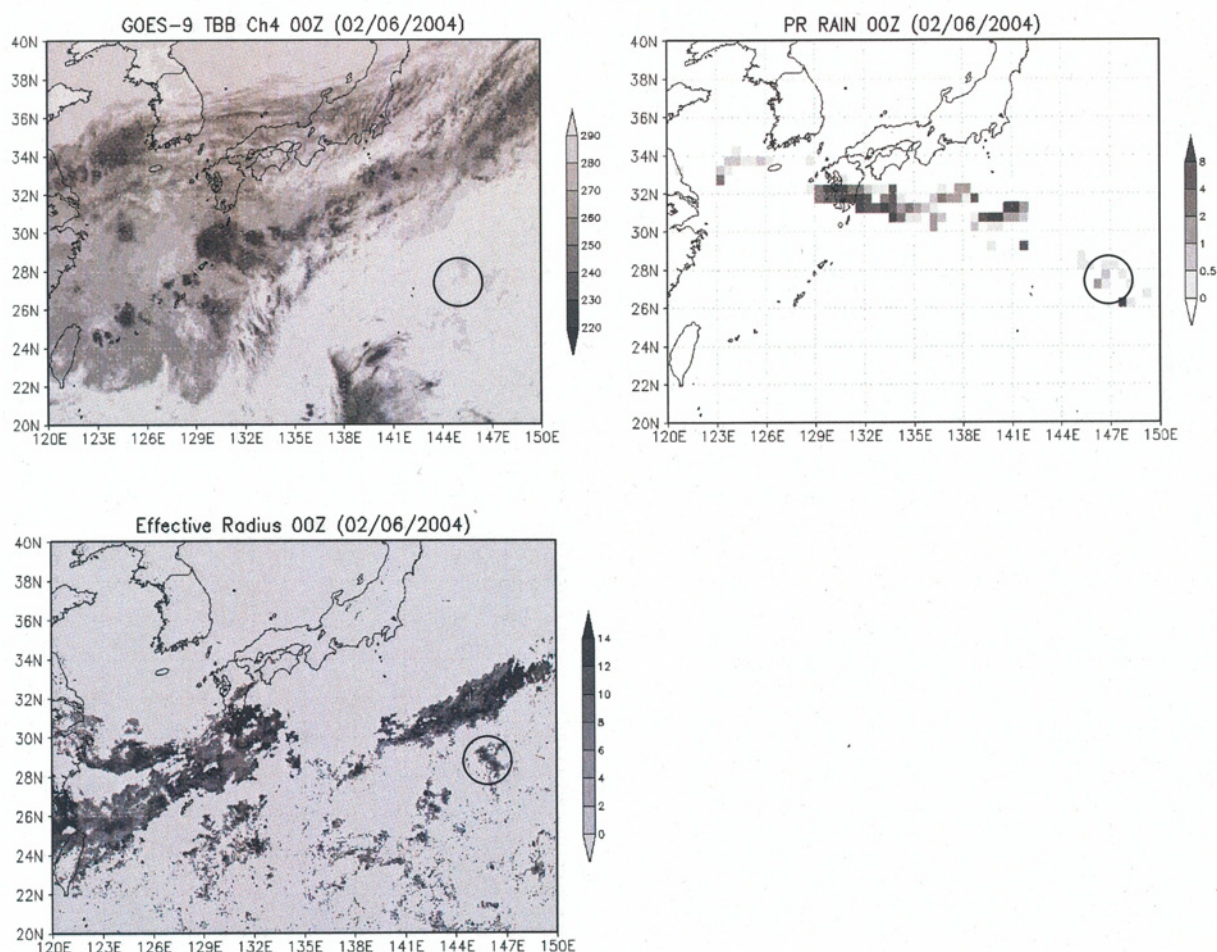


図43 2004年6月2日午前9時の赤外面像(左上)、算定された有効半径の分布図(右上)、PRによる降水強度(下)

図中の円は、降水を伴う下層雲域を示す。

図44にナミビア沖における下層雲の有効半径(左上)と光学的厚さ(右上)およびTMIで観測された雲水量(左下)と降水強度(右下)を示す。有効半径および光学的厚さが大きい雲域で降水が観測されている。降水との対応は有効半径の $18\mu\text{m}$ 以上でよくなっていることが分かる。

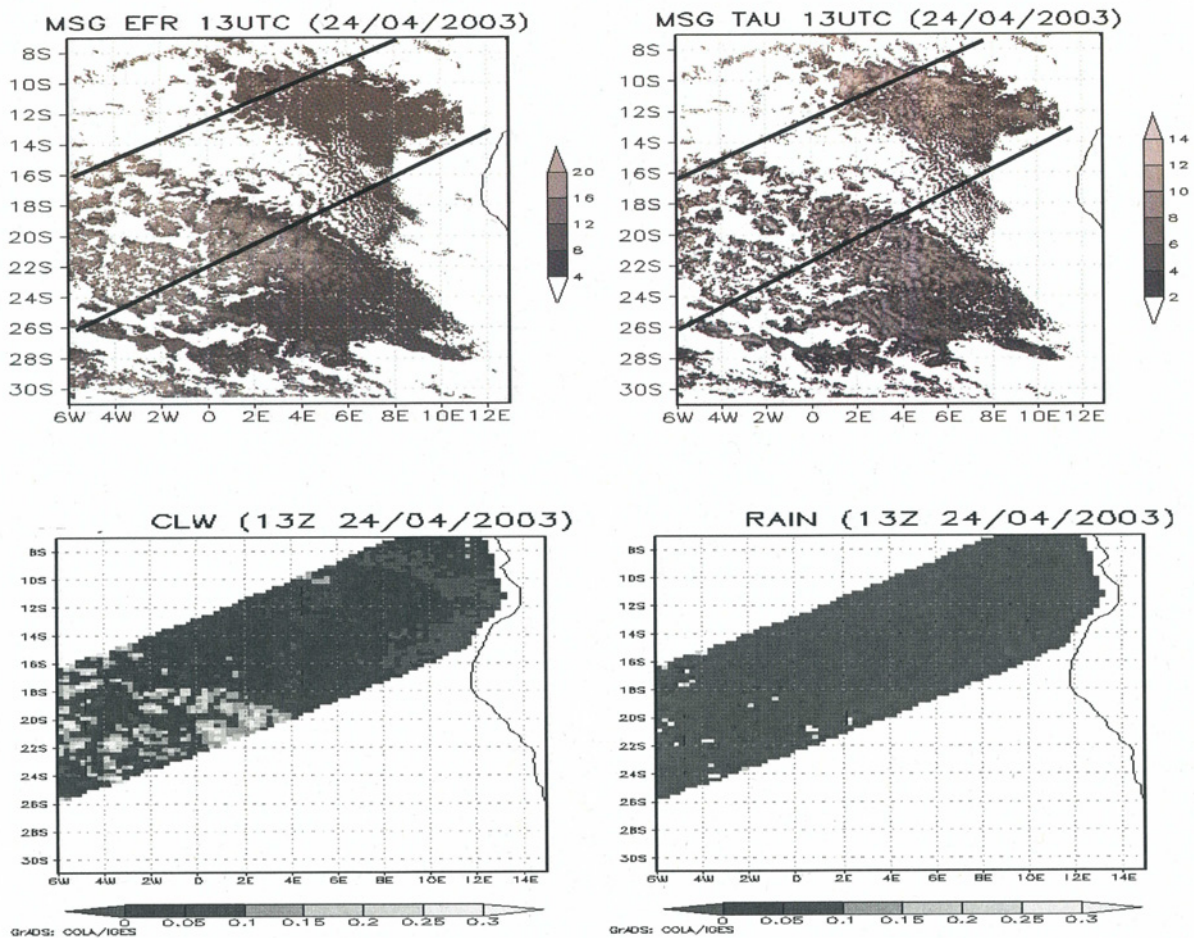


図 44 ナミビア沖における下層雲の有効半径（左上）と光学的厚さ（右上）および TMI で観測された雲水量（左下）と降水強度（右下）

このように、領域によらず有効半径がおおよそ  $15\mu\text{m}$  より大きい雲域では降水と対応している事例が多いことが分かる。前述したように降水は下層雲の雲量と負の相関を持っていることから、下層雲のライフサイクルと有効半径および降水の時間変化の調査は今後の課題として残る。

#### ⑤ 下層雲の日変化

衛星データによる下層雲の雲量の日変化については、下層雲が卓越するペルー沖などでの報告がある (Minnis and Harison, 1984<sup>1,2)</sup> 等)。赤外 1 チャンネルの輝度温度だけでは下層雲と巻雲の判別は困難であるためこれまでの日変化の解析は、下層雲以外の雲型の出現頻度の少ない領域での解析に限定されていた。ここでは Meteosat-8 の SEVIRI の赤外多チャンネルデータを用いて雲解析を行い、水雲の抽出を高度化し、アフリカ西岸沖 (7S-31S, 6W-13E) での水雲の雲量、光学的厚さの日変化について解析を行った。

#### ⑤-ア Split-Window による光学的厚さの推定

まず、太陽反射法により 12UTC に算定された光学的厚さと Split-Window の輝度温度差の比較を

行った。その結果輝度温度差と光学的厚さには良い関係があることが示された。理論計算でも有効半径に依存するものの、水雲の光学的厚さが小さくなるほど（光学的厚さが3程度まで）輝度温度差は大きくなることが示されている（図30）。光学的厚さがさらに小さくなると理論的には輝度温度差も小さくなるが、可視、赤外データからこのような雲を検出することは困難になる。図45にSplit-Windowの輝度温度差と太陽反射法による光学的厚さの関係を示す。図46に、この関係から算定された光学的厚さの分布図（左）と太陽反射法による光学的厚さの分布図（右）を示す。太陽反射法による光学的厚さが10以上の雲域についてはSplit-Window法では十分でない。

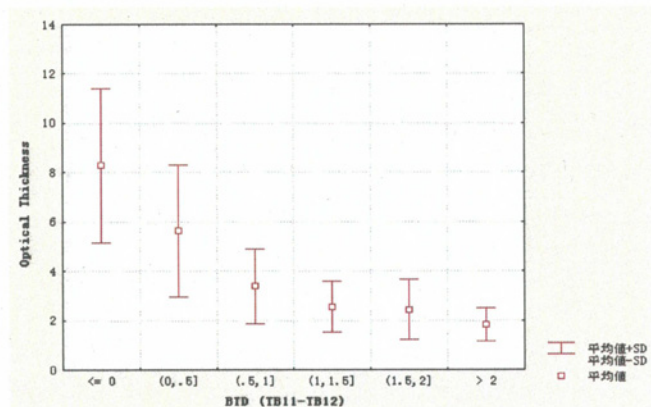


図45 Split-Windowの輝度温度差と太陽反射法による光学的厚さの関係

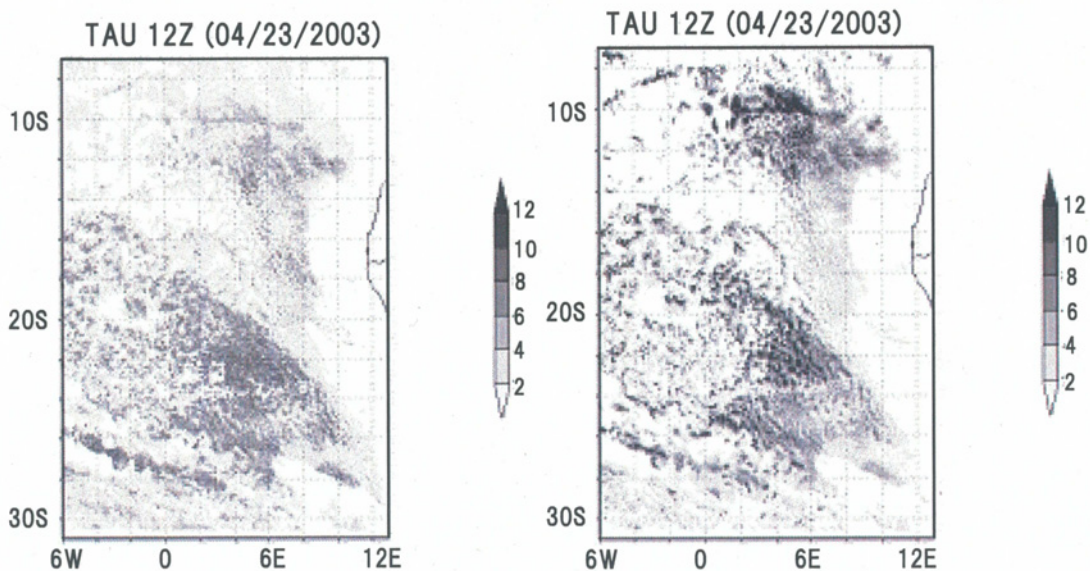


図46 Split-Windowで算定された光学的厚さ（左）と太陽反射法によって算定された光学的厚さ（右）

アフリカの西岸沖の(30S-10S, 6W-1W)の領域における緯度・経度5度の4領域について、2003年4月24日の00UTCから15UTCまでの下層雲の雲量と輝度温度差の時間変化を図47に示す。この領域はUTCとローカルタイムが一致している。この4領域では下層雲の雲量は午前7時に最大

となり、午後にかけて雲量が減少しており、これまでの研究結果と一致している。輝度温度差は光学的厚さの良い指標であり、図から光学的厚さは午前6時に最大になり（輝度温度差は最小になり）、午後にかけて薄くなっており、相応の振る舞いを示していることがわかる。

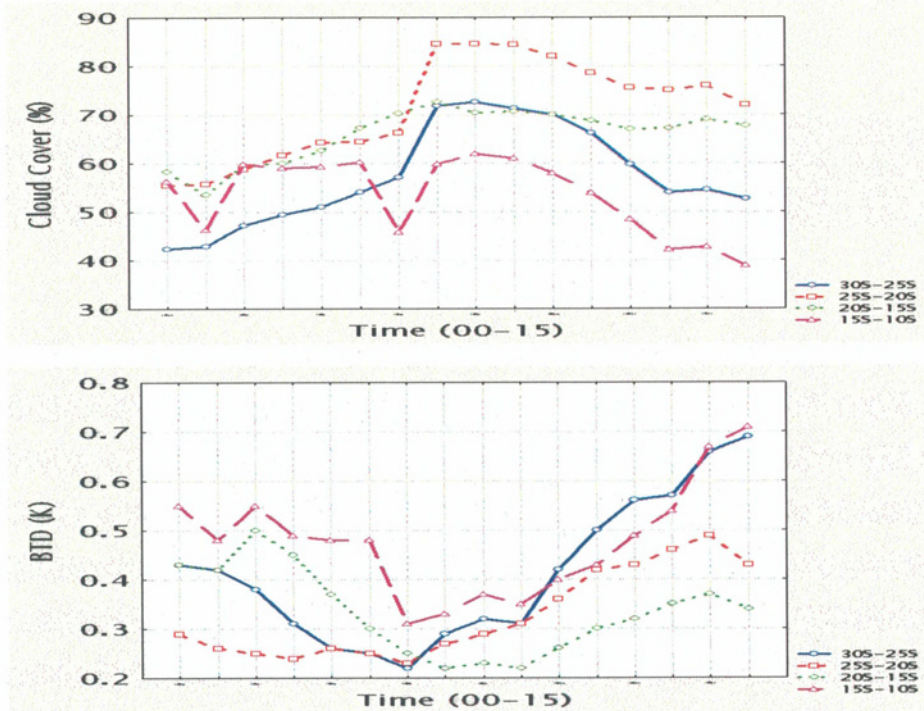


図 47 2003 年 4 月 24 日の 00UTC から 15UTC までの下層雲の雲量と輝度温度差の時間変化

図 48 に 2005 年 1 月 25 日から 27 日にかけて、ナミビア沖における下層雲の雲量と輝度温度差の時間変化を示す。領域は経度 6W-1W で、緯度は 30S-25S, 25S-20S, 20S-15S の 3 領域のものを示す。いずれの領域でも雲量については顕著な日変化が見られる。図 47 と同様に午前

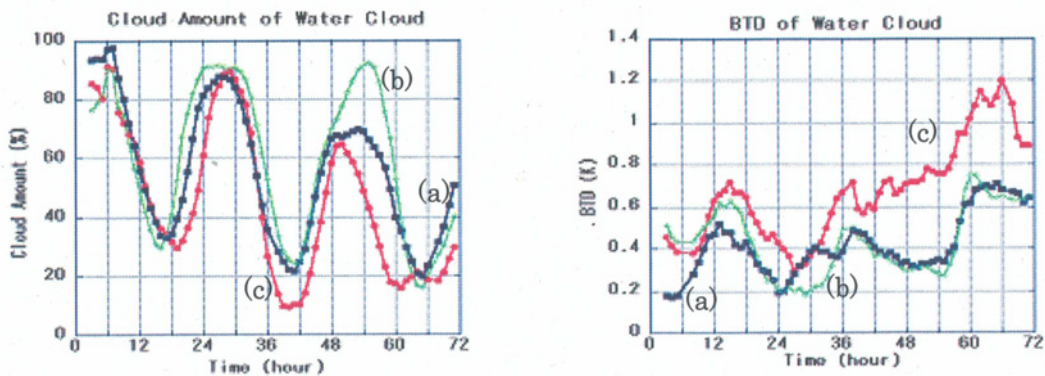


図 48 ナミビア沖における下層雲の雲量(左)と輝度温度差(右)の時間変化。線(a)は、30S-25S の領域、線(b)は 25S-20S の領域、線(c)は 20S-15S の領域を示す。

7時前後に雲量は最大を示し、午後3時前後に最小を示す。光学的厚さに相当する輝度温度差にも日変化が見られる。図47とほぼ同様に、明け方に輝度温度差が最小（光学的厚さが最大）を示し、午後に輝度温度差が最大（光学的厚さは最小）を示している。下層雲は明け方に雲量、光学的厚さがほぼ同時に最大になり、午後に雲量、光学的厚さがほぼ同時に最小になる日変化をしていることが3日間の連続したデータから確認できた。

## 5. 本研究により得られた成果

本研究は衛星データを積極的に利用し、巨視的な視点から大陸西岸に広く分布する下層雲の形成・変動過程などの実態を把握し、気候モデルにおける下層雲のパラメタリゼーション法の改善を目指した。このために、下層雲（海洋性層積雲）が広域に発生するカリフォルニア西岸に位置するReyes岬におけるラジオソンの観測と衛星による雲パラメータ（雲量、光学的厚さ、雲粒の有効半径など）の解析との比較を行った。その結果、①曇天時には晴天時に比べ逆転層（安定度）がより強く（晴天時にも弱いながらも存在）、逆転層より下層で湿度がより高く、風速が弱い。②地表面近傍の安定度は曇天時に比べ、晴天時により高い。③曇天時には逆転層より上層（850hPa以下）で非常に湿度が低いことが分かった。また、より光学的厚さが厚い雲が存在するほど、より逆転層が強く、湿度の高い領域がより厚く、風速が弱いことが分かった。曇天時の温度の逆転層の高さの平均値は940~950hPaと背が低いことが確認できた。

これらの解析結果とモデルにおける気象要素の予報精度などを考慮して、下層雲のパラメタリゼーション法を開発した。パラメタリゼーションの概略は以下の3つの条件を満たすときに下層雲を発生させる。①地表面の安定度が強くないこと、②温位の強い勾配（逆転層）があること、③その逆転層の高度が940hPa以下に存在すること。このとき、下層雲の雲量は安定度の関数で算定する。また、下層雲が発生した場所では拡散係数の鉛直方向の平滑化を行わない。

このパラメタリゼーションを気候モデルに導入した結果、カリフォルニア西岸沖、ペルー西岸沖、アフリカ西岸沖の主要な下層雲発生域で下層雲がよく表現されていることがISCCPの雲気候値との比較から分かった。さらに、これらの下層雲発生域で、季節変化や日変化についても調べたところ、モデルによる結果と観測結果が良い対応をしていることが分かった。

このパラメタリゼーションの基本形を用いた再解析（JRA25）で表現される下層雲が日々の衛星データとの対応が非常によい事例も見受けられた。一般に、日本の再解析の結果はヨーロッパ（ECMWF）の再解析や米国（NCEP）の再解析に比べて、下層雲の発生する位置や雲量において良好であることがわかった。

また、本パラメタリゼーションと気象研の大気気候モデルを用いて、3年間の実験を行った。下層雲の発生する領域で雲の反射率や短波長放射では大きな改善が見られた。しかし、大気上端で、全球の年平均で見ると短波長放射は改善し、観測との差が小さくなったが、長波長放射はわずかの改善が見られるのみであった。

さらに、鉛直層を60層にしたモデルを用い、本報告で示したパラメタリゼーションの3条件のほかに、相対湿度が80%以上の場合を雲の生成条件に付加した。また、拡散係数の鉛直平滑化を行う条件を変更した。このことにより、カリフォルニア西岸沖からハワイにかけて下層雲の雲頂が徐々に高くなり、より現実的な下層雲を表現できることが分かった。



下層雲は層状に広く分布する場合や、筋状、クローズドセルやオープンセルと呼ばれるように積雲状に分布する場合がある。同じ雲量でもこの形態によって放射効果が異なることが指摘されている。このため、下層雲のこのような分布の違いを指標化することを試みた。今回は相関距離という指標を用いることで層状性と積雲系の雲分布を判別することができることを示した。

下層雲の解析方法として、Split-Window データを用いて、光学的に薄い下層雲（水雲）の光学的厚さおよび有効半径を算定する手法を開発した。従来からよく利用されている可視、赤外、近赤外データを用いたいわゆる太陽反射法との比較を行い光学的厚さが9以下の水雲については良好な一致を示していることがわかった。これまでの下層雲の解析は可視・近赤外データが不可欠であるため、夜間の下層雲の雲パラメータの算定はできなかった。赤外2チャンネルを用いた本手法の開発により、下層雲の日変化についての新しい知見が得られるようになった。

将来の気候モデルでは水平分解能も鉛直分解能も向上することが考えられる。しかし、現在の知見では水平分解能が10 kmになったとしてもパラメタリゼーションの必要性が示されている。また、ECMWFの主催で2006年秋に英国で開催された「モデルにおける雲のパラメタリゼーションに関する国際ワークショップ」でも、現実の雲を陽に表現することは困難であるとの認識から、大規模モデル用雲パラメタリゼーションの改善と高度化に各国が取り組んでいることが報告されている。このワークショップでも下層雲の気候感度に与える影響が重要であることが確認されている。2006年に打ち上げられた雲レーダーや雲ライダーが搭載されて衛星システム（A-TRAIN）から得られる雲情報や、本研究で用いた衛星画像の解析から得られた下層雲の雲パラメータおよび気象要素のデータベース化とそれらの解析による下層雲の実態を把握することは、パラメタリゼーションの改善と高度化に重要であると考えられる。

本研究での新しい下層雲のパラメタリゼーション法（V-2）はすでに気象庁の現業モデルにも採用されており、予報精度の向上に貢献している。

## 6. 引用文献

- 1) Stephens, G. L., 2005: Cloud feedbacks in the climate system: a critical review. *J. Climate*, 18, 237-273.
- 2) Inoue, T. and S. Ackerman, 2002: Radiative effect of various cloud types as classified by the split window technique over the eastern sub-tropical Pacific derived from collocated ERBE and AVHRR data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 1383-1394.
- 3) Rossow, W. B. and R. A. Schiffer, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2288.
- 4) Duynkerke, P., and J. Teixeira, 2001: A comparison of ECMWF Reanalysis with FIRE I observations: diurnal variation of marine stratocumulus. *J. Climate*, 14, 1466-1478.
- 5) Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA 7 Split-Window measurements. *J. Geophys. Res.*, 92, 3991-4000
- 6) Inoue, T., 1989: Features of clouds over the tropical Pacific during northern hemispheric winter derived from split window measurements. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67,

- 7 ) Minnis, P., D. P. Garber, D. F. Young, R. F. Arduini, and Y. Takano, 1998: Parameterizations of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3313-3339.
- 8 ) Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A simple parameterization scheme for subtropical marine stratocumulus., *SOLA*, 2, 17-20.
- 9 ) Kiehl, J. T. and K. E. Trenberth, 1997: Earth' s annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197-208.
- 1 0 ) Klein, S. A. and D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low clouds., *J. Climate*, 6, 1587-1606.
- 1 1 ) Blaskovic, M. R. Davies, and J. B. Snider, 1991: Diurnal variation of marine stratocumulus over San Nicolas island during July 1987. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1469-1478.
- 1 2 ) Minnis, P. and E. Harrison, 1984: Diurnal Variability of Regional Cloud and Clear-Sky Radiative Parameters Derived from GOES Data, Part II: November 1978 Cloud Distribution. *J. Climate and Appl. Meteor.*, Vol. 23, pp. 1012-1031.
- 1 3 ) Albrecht, B. A., C. S. Bretherton, D. Johnson, D. H. Scubert, and A. S. Frisch, 1995: The Atlantic stratocumulus transition experiment - ASTEX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 889-904.
- 1 4 ) Teixeira, J. and T. F. Hogan, 2002: Boundary layer clouds in a global atmospheric model: Simple cloud cover parameterizations. *J. Climate*, 15, 1261-1276.
- 1 5 ) 近藤純正、1994、水循環の気象学。朝倉書店
- 1 6 ) Luo, Z., W. B. Rossow, T. Inoue, and C. J. Stubenrauch, 2002: Did the Eruption of the Mt. Pinatubo Volcano Affect Cirrus Properties? *J. Climate*, 15, 2806 - 2820
- 1 7 ) Strabala, K. I., W. P. Menzel and S. A. Ackerman, 1994: Cloud properties inferred from 8-12 micron data, *J. Appl. Meteor.* 33, 212-229.
- 1 8 ) Lutz, H., T. Inoue and J. Schmetz, 2003: Optically thin clouds observed from multi-channel observations of MODIS. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 623-631.
- 1 9 ) Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu$  m window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 88-99.
- 2 0 ) Nakajima, T. Y. and T. Nakajima, 1995: Wide-Area Determination of Cloud Microphysical Properties from NOAA AVHRR Measurements for FIRE and ASTEX Regions, *J. Atmos. Sci.*, 52, 4043-4059.
- 2 1 ) Kitoh, A. T. Motoi and H. Koide, 1999: SST variability and its mechanism in a coupled atmosphere-mixed layer ocean model. *J. Climate*, 12, 1221-1239.
- 2 2 ) Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287, 1793-1796.

[研究成果の発表状況]

(1) 誌上発表 (学術誌)

- ①Kawai, H. and T. Inoue, 2006 : A simple parameterization scheme for subtropical marine stratocumulus. SOLA, 2, 17-20.
- ②Kawamoto, K., T. Inoue, H-J. Lutz and J. Schmetz, 2006 : Retrieval of optical thickness and effective particle radius of thin low-level water clouds using the split window of Meteosat-8. SOLA, 2, 144-147.
- ③Inoue, T. and K. Kawamoto, 2006: Retrieval of optical properties of water cloud from VIS/IR and comparison with TMI/TRMM. SPIE Proceedings, Vol. 6408, 64080F, 8 pages
- ④Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Hosaka, H. Yoshimura, T. Uchiyama, K. Shibata, O. Arakawa, and S. Kusunoki, 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute Coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). J. Meteor. Soc. Japan, 84, 333-363.

(査読論文以外の著作物)

- ① 藤吉康志、佐藤正樹、岩崎俊樹、野田暁、對馬洋子、井上豊志郎、中村晃三、北川裕人 2005 : 第3回 Pan-GCSS (GEWEX Cloud System Study)の報告。天気、52、855-861.
- ② 井上豊志郎、2006 : マルチチャンネルデータの利用。気象研究ノート、212、1-32. 日本気象学会。
- ③ 井上豊志郎、2006 : Split Window データの応用。気象研究ノート、212、33-50. 日本気象学会。

(2) 口頭発表

国際学会

- ①Inoue, T., 2005: Radiosonde observation and low-level cloud properties from satellite. ARM Meeting on Cloud Parameterization and Modeling Working Group, New York, USA
- ②Inoue, T., K. Kawamoto, H. Lutz and J. Schmetz, 2005: Retrieval of optical thickness of low-level water cloud using the MSG multi-channel data., ARM Science Team Meeting, Daytona Beach, FL, USA
- ③Inoue, T., K. Kawamoto, H-J Lutz and J. Schmetz, 2006: Retrieval of optical thickness and effective radius of low-level water cloud using the split window data of Meteosat-8. AMS 14<sup>th</sup> Conference on Satellite Meteorology and Oceanography
- ④Kusunoki, S., 2006: Cloud amount simulated by the coupled model MRI-CGCM2.3. AMS 18<sup>th</sup> Conference on Climate Variability and Change
- ⑤Inoue, T. and H. Kawai, 2006: Radiosonde observation at Pt. Reyes and cloud properties retrieved from GOES image. 2006 ARM Science Team Meeting.
- ⑥Inoue, T., 2006: Relationship between cloud properties retrieved from GOES-WEST and

radiosonde observations. 2006 ARM Science Team Meeting.

- ⑦Inoue, T., 2006: Comparison of Cloud Amounts from Split Window of AVHRR, ISCCP and TOVS Path-B. GEWEX Cloud Climatology Meeting
- ⑧Inoue, T. and K. Kawamoto, 2006: Retrieval of optical properties of water cloud from VIS/IR and comparison with TMI/TRMM. SPIE Asia-Pacific Remote Sensing 2006
- ⑨Inoue, T., 2006: Temporal variation of low-level cloud and deep convection observed by split window - as a validation data for model performance- The international workshop on high-resolution & cloud modeling: Fusion of satellite observations and high-resolution modeling
- ⑩Inoue, T., K. Kawamoto, H-J Lutz and J. Schmetz, 2007: Diurnal variation of low-level water cloud and deep convection derived from Meteosat-8. AMS 19<sup>th</sup> Conference on Climate Variability and Change
- ⑪Kusunoki, S., T. Inoue and H. Kawai 2007: Low-level cloud amount simulated by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. AMS 19<sup>th</sup> Conference on Climate Variability and Change

#### 国内学会

- ①井上 豊志郎、Meteosat-8 による下層雲の解析と TMI による観測要素の対応、日本気象学会、2004 年度秋季大会講演予稿集、2004 年 10 月
- ②井上 豊志郎・河本 和明、Split Window データによる下層雲の光学的厚さの推定について、日本気象学会、2004 年度秋季大会講演予稿集、2004 年 10 月
- ③井上 豊志郎・河本 和明:Meteosat-8 による下層雲の雲量と光学的厚さの日変化の事例解析、2005 年日本気象学会春季大会
- ④井上 豊志郎・釜堀 弘隆：下層雲出現時のラジオゾンデによる気象要素の特徴、2005 年日本気象学会春季大会
- ⑤井上 豊志郎：Pt. Reyes(カリフォルニア州)における下層雲の特徴とラジオゾンデデータの対応、日本気象学会 2005 年度秋季大会講演予稿集
- ⑥井上 豊志郎・川合 秀明：亜熱帯海洋性層積雲スキームの精緻化の試み、2006 年日本気象学会春季大会
- ⑦井上 豊志郎、川合 秀明， 2006: 亜熱帯海洋性層積雲スキームの精緻化の試み、日本気象学会 2006 年度春季大会講演予稿集
- ⑧釜堀 弘隆・井上 豊志郎、2006: JRA-25 長期再解析データにおける下層雲、日本気象学会 2006 年度春季大会講演予稿集
- ⑨井上 豊志郎、2006: Pt. Reyes(カリフォルニア州)における下層雲の雲パラメータと降水、日本気象学会 2006 年度秋季大会講演予稿集
- ⑩井上 豊志郎・井上 智亜、ペルー沖の下層雲の季節変動、日本気象学会、2007 年度春季大会講演予稿集、2007 年 5 月
- ⑪井上 豊志郎・萩野谷 成徳、下層雲の放射効果、日本気象学会、2007 年度春季大会講演予稿集、2007 年 5 月

⑫行本誠史・保坂征宏他、気象研究所地球システムモデルの開発—モデル概要と予備実験結果—、  
日本気象学会、2007年度春季大会講演予稿集、2007年5月

⑬楠 昌司・他、地球温暖化予測に伴う不確実性の定量化、日本気象学会、2007年度春季大会講演予稿集、2007年5月

(3) 出願特許

なし

(4) 受賞等

なし

(5) 一般への公表・報道等

楠 昌司、2005：予測精度は高まっている、論点、毎日新聞、2005年12月24日（土）朝刊、7面。

(6) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

気象庁および気象研究所の大気大循環モデル、気候モデルに導入されており、予報および気候研究の精度向上に貢献している。