

## 第 II 部

### 雲の放射過程に関する実験観測及びモデル化の研究

### Field Experiments and Theoretical Modeling of Cloud-Radiation Processes (1987-90年度)

主任研究者： 古賀 晴成<sup>1)</sup> 桐山 一陽<sup>2)</sup>

気候研究部： 浅野 正二 内山 明博 真野 裕三 塩原 匡貴 柴田 清孝  
野田 彰

物理気象研究部： 松尾 敬世 村上 正隆 水野 量 山田 芳則 池上三和子  
財前 祐二 青木 忠生 深堀 正志

応用気象研究部： 小林 隆久 岡田 菊夫 田中 豊顕<sup>3)</sup> 成瀬 弘<sup>4)</sup>

気象衛星・観測

システム研究部： 内野 修 田端 功<sup>2)</sup> 甲斐 憲次<sup>5)</sup> 水野 芳成<sup>6)</sup> 藤本 敏文<sup>1)</sup>

---

1) 1990年度, 2) 1987-89年度, 3) 1988-90年度の間, 気象大学校,  
4) 1987年度, 5) 1987-88年度, 6) 1989-90年度

## 謝 辞

本研究計画の立案・実行に際しての企画室ならびに総務部のご支援・ご助力に感謝いたします。航空機観測に当たっては、八丈島測候所および同空港出張所、大阪航空測候所、八尾空港出張所、ならびに昭和航空株式会社のご協力をいただきました。地上観測においては、高層気象台のご助力をいただきました。日射計などの検定には、気象庁日射計検定室のご協力をいただきました。気象衛星センターには、NOAA衛星データ処理プログラム、および各種の衛星データを提供していただきました。また、NOAA衛星データの利用に関して、東北大学大気海洋変動観測センター・川村助教授にお世話になりました。この研究は、わが国のWCRP活動の一環として位置づけられ、「雲-放射」部門の主査である名古屋大学水圏科学研究所・武田教授には、多くのご教示をいただきました。皆様のご厚情とご支援に深く感謝いたします。

## 第2章 層状雲の航空機観測\* (Aircraft observations of stratiform clouds)

### 2.1 目的と方法\*\*

#### (Purpose and method)

雲は、アルベード効果と温室効果の相反する2つの性質を有し、その強い放射効果のために地球の放射収支に対して支配的な役割を演じている。その放射効果は、例えば雲の厚さ、幾何学的形状や出現高度など雲の種類によって異なるが、雲の微物理特性、すなわち雲を構成する粒子の相や粒径分布、雲水量及び雲内エアロゾルなどにも大きく依存する。ここでは、雲の微物理特性やマクロな特性（形状、分布状態）と放射特性の関係解明のために、航空機を用いた総合観測により高精度の観測データを収集する。その総合観測データをもとに、次の3つの問題を中心に解析・調査を進める。

- ・観測と理論計算との不一致が問題となっている「太陽放射の異常吸収」
- ・太陽放射の分光反射率測定による雲の物理パラメータの推定
- ・雲の性状（微物理特性、不均質構造、形状と分布状態など）及び太陽高度の効果

本研究における航空機観測では、特に、前線に伴って出現する層状雲、冬季の寒気吹き出しによって生じる層積雲、晴天下において広域に分布する積雲群等の水平に広がる下層雲、中層雲を対象とした。観測場所は、雲の出現度、利便性、安全性などを考慮して、八丈島（33°06'N, 139°47'E）近海上が選ばれた。

さて、上記の目的のためには、雲と放射のデータの時間的・空間的同一性が重要である。初年度（1987年度）には雲物理観測のための測器および放射特性観測のための測器を一機の航空機（セスナ404）に搭載して予備観測を行なった。しかし、一機のみによる観測では、雲の上・下での放射観測、および雲内での雲物理特性の観測が同時でないため、雲の時間変化や観測場所の違いにより、必ずしも同一の雲を対象とした観測が保証されない。この点を改善すべく、第2年度（1988年度）以降は、二機の航空機を用いた雲物理特性と放射特性の同時観測を計画した。写真は、雲物理観測の各種測器を取り付けたセスナ404型機（Photo 2.1.1）、および放射観測を主体とした測器類を搭載したエアロコマンダー685型機（Photo 2.1.2）を示す。両機には、それぞれの専

---

\* 放射・大気観測：塩原匡貴，浅野正二，内山明博，真野裕三

雲物理観測：松尾敬世，水野量，田中豊顕

エアロゾル観測：池上三和子，財前祐二，岡田菊夫

\*\* 塩原匡貴 (M. Shiobara)，浅野正二 (S. Asano)

用測器以外に気温および露点測定用の温度計，全波長域および近赤外域用全天日射計と赤外放射計（上向き及び下向きフラックス用各一組）等が，共通測器として搭載されている。（Table 2.2.1 参照）。



Photo 2.1.1 Cessna-404 equipped with various cloud-physics probes.



Photo 2.1.2 Aerocommander-685 equipped with various radiometers.

二機の航空機による観測には，①同期編隊飛行観測，および②大気プロフィール観測がある。同期飛行観測（Fig. 2.1.1）においては，雲層をはさんだ上・下での同期水平飛行による放射収支観測（モード S-1），及び雲頂上での放射観測と同期した雲内での雲物理観測（モード S-2）の 2

つのモードの観測がそれぞれ往復パスについて行われる。各パスの同期飛行の開始前に、両機はそれぞれロラン航法装置を用いて雲外の有視界ポイントに集合し、そこから飛行方向と速度を一致させて約10分間の水平飛行を行う。

大気プロフィール観測 (Fig. 2.1.2) は、同期飛行観測後ただちに両機がそれぞれ独立に、図に例示されたような飛行方法により、分担した空域における高度分布測定を行う。これら全ての測定メニューを完了するのに、2~2.5時間の観測時間を要する。

航空機観測は、1987.9.19-21(1987年度)、1989.3.28-30(1988年度)、1989.12.20-23(1989年度) および1990.12.13-16(1990年度) に実施された。各年度毎の測定項目及び使用機器については次節の Table 2.2.1 にまとめられている。また、主要機器の詳細および具体的な観測方法についても次節を参照されたい。

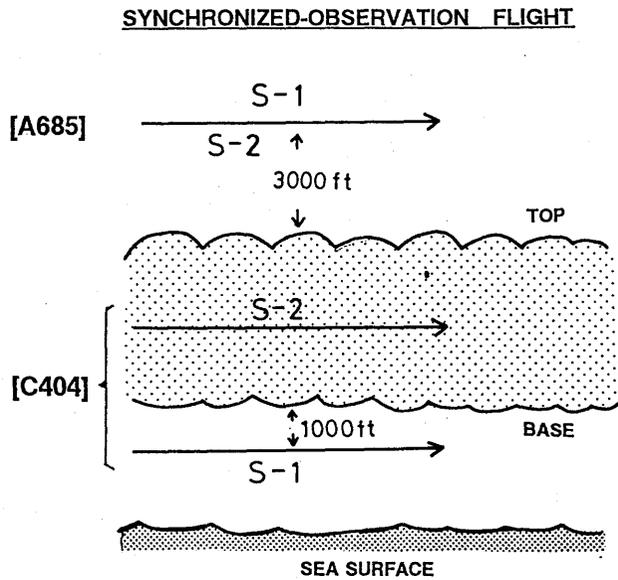


Fig. 2.1.1 Flight patterns for the synchronized cloud and radiation observation by Cessna-404 and Aerocommander-685.

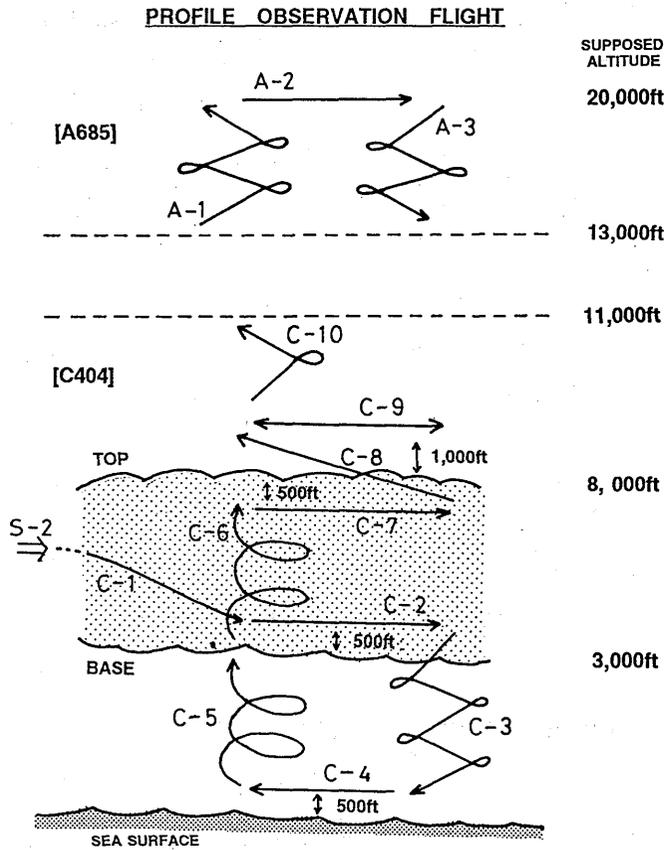


Fig. 2.1.2 Supposed flight patterns of Cessna-404 and Aerocommander-685 for the profile observation.

## 2.2 「雲-放射」航空機観測システム\*

### (Aircraft observation system of cloud and radiation)

雲の微物理特性と放射特性を航空機を用いて総合的に観測するために、第 1 章で述べられた測器の開発の他に、各種放射量や気象要素を測定するための測器類を整備し、それらの測定データおよび飛行状態や雲の分布状態に関するデータを総合的に収録するための観測システムを開発した。しかし、観測開始前に全ての機器が整備されていたわけではなく、また、1988年度から二機の航空機（昭和航空；Cessna-404 型機および Aerocommander-685 型機、以下それぞれ C404 および A685 と略記）を同時使用するようになったこともあって、観測年度によってシステムが若干異なる。各観測年度における測定要素と搭載機器を Table 2.2.1 に示す。個々の機器の仕様・性能等については巻末資料「観測機器」にまとめたので、ここでは各測定量の測定方法を中心に、本研究における航空機観測システムの概要について述べる。

#### 2.2.1 機器の取付

全天日射計、近赤外日射計、赤外放射計および多波長雲日射計 (MCP) の 4 台を放射フラックスの測定に 1 セットとして、それぞれ機体上面、下面に 1 セットずつ取り付けた (Photo 2.2.1)。取り付ける際には、動揺測定装置が設置されている機体シャーシを基準面（巡航時の水平面となる）としてそれに平行になるようにしたが、それでも正確には平行にならないので、その取り付け角度を水準器を用いて予め測定しておき、解析の際に動揺装置の水平面に対する傾斜分を補正するようにした。日射計・放射計ドームへの雲粒の付着を避けるためと、各測器の急激な温度変化を避けるために、4 台の放射測器全体を覆うような整流用カバーを取り付けた。狭視野分光日射計および赤外線放射温度計は、機体床面から鉛直下方を望むように機内の床面に取り付けた。

白金抵抗温度計、露点温度計は機体下部に外付けにした (Photo 2.2.2)。雲物理量の観測航空機に搭載される雲水量計及び前章で述べられたエーロゾルサンプル取入口は操縦席横の窓板に外付けした (Photo 2.1.1 参照)。これらは、エンジンの排気を受けない位置に取り付けられている。同機の機首部分には前節で述べられた雲粒子ビデオ測定装置 (AVIOM-C) が格納され (Photo 1.2.1 参照)、その両側に雲粒子プローブ (PMS 社 F S S P および OPA-2D) が取り付けられている (Photo 2.1.1 参照)。それらの取付位置は観測の際に気流が乱されないよう配慮されている。

他方、放射観測機には、雲の 3 次元的な分布状態や形状をモニターするため 2 台の広角ビデオカメラを搭載し、1 台を前方進行方向の状態を記録するため操縦席に取り付け、もう 1 台を直下の状態を記録するため床面に取り付けた。それぞれの機内には、各機器のコントローラ類の他

\* 塩原匡貴 (M. Shiobara), 浅野正二 (S. Asano)

Table 2.2.1 Aircraft instrumentation.

Elements	Instruments	87		88		89		90	
<b>【Radiation】</b>									
[Short-wave radiation]									
1. Upward/downward spectral flux	Multichannel cloud pyranometer	C	A			A		A	
2. Upward/downward total flux	Pyranometer EKO MS-42	C		C		C			
	EKO MS-801		A			A		A	C
3. Upward/downward near-IR flux	Pyranometer EKO MS-801	C	A	C		A	C	A	C
4. Nadir spectral radiance	Sunphotometer EKO-NIPR	C	A			A		A	
[Long-wave radiation]									
5. Upward/downward infrared flux	Pyrgeometer Eppley PIR	C	A			A	C	A	C
	EKO MS-200			C					
6. Nadir infrared radiance	Radiation thermometer RST-10	C	A			A		A	
	IT-4			C		C			C
<b>【Cloud and aerosol】</b>									
1. Cloud particle size spectrum	AVIOM-C	C		C		C		C	C
	PMS FSSP-100					C		C	C
	PMS OAP-2D2-C					C		C	C
2. Cloud liquid water content	Johnson-Williams LWH	C		C		C		C	C
	PMS KLWC-5			C		C		C	C
3. Aerosol size spectrum	Optical counter DIC PM-730	C		C				C	C
	DIC PM-200-15					C		C	C
4. Aerosol composition	Sampling impactor	C		C		C		C	C
5. Aitken particles	Pollack counter			C		C		C	
<b>【Thermodynamics】</b>									
1. Total air temperature	Pt thermometer Rosemount 102			C		C		C	C
	Pt thermometer MAKINO TS051P	C	A			A		A	
2. Static air temperature	Radiation thermometer RST-10			C		C		C	C
3. Dew point temperature	EG&G 137-C3	C	A	C		A	C	A	C
4. Atmospheric pressure	Validyne P199			C		A			
	Rosemount 1332A3		A			C		C	C
5. Pressure height	TKK ATP20-1	C		C		A		A	
6. True air speed	B&D 2504	C		C		A			
	Rosemount 1332B1		A			C		C	C
<b>【Others】</b>									
1. Cloud morphology	Video camera-VTR (forward)	C	A	C		A	C	A	C
	(downward)	C	A			A		A	
2. Pitch/roll/yaw angles	V/D gyros TKK VG-40/DG-51	C	A			A		A	
3. Positon latitude/longitude	LORAN Navigator F/AN-11	C	A	C		A	C	A	C

\* A and C correspond to the aircraft Aerocommander-685 and Cessna-404, respectively.

に、高度計測装置、動揺測定装置、対気速度計測装置、ロラン航法装置およびデータ収録装置が設置された。また、交流電源用にインバータが用意された。



Photo 2.2.1 A pair of radiometers installed on the top (Panel A) and bottom (Panel B) of an aircraft fuselage, to measure the downward and upward radiative fluxes, respectively.

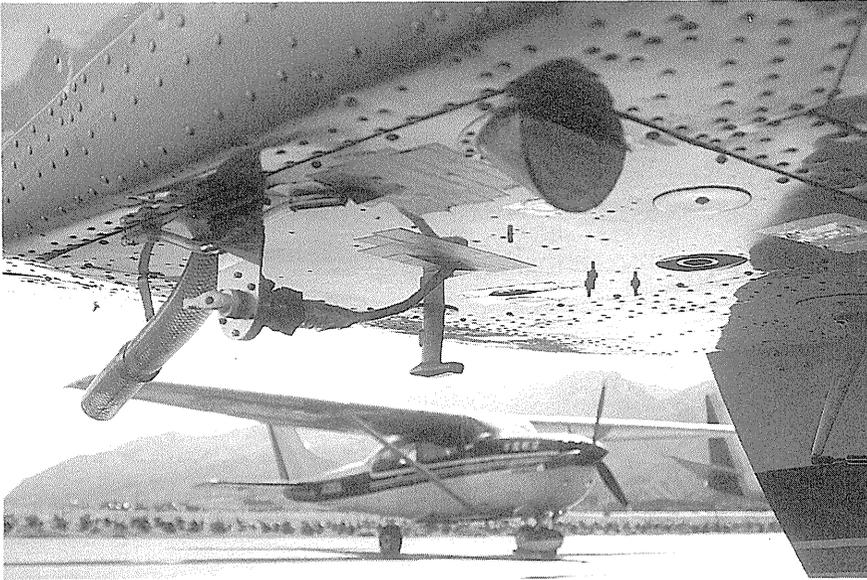


Photo 2.2.2 Thermometers for the air temperature (Rosemount 102; Right) and dewpoint temperature (EG & G 137-C3; Left), installed on the bottom of Cessna-404.

### 2.2.2 気圧の測定と高度算出

気圧（ある高度での大気圧）は航空機に取り付けられたピトー静圧管からの圧力（静圧）を圧力センサー付変換器に伝達することにより直接測定される。しかし、航空機からの出力が気圧高度のみである場合には、次のようにして静圧を求めた。航空機に装備された気圧高度計は次式のような気圧  $P$ (hPa) と高度  $H$ (m) の関係を示すよう目盛り付けされている（加藤，1986）。

$$P = P_0 (1 - 2.256 \times 10^{-5} \cdot H)^{5.256}$$

ここで、 $P_0$  は、パイロットが離陸前に QNH 規正（高度計を滑走路高度に合わせることを）を行なっている場合は海面較正気圧となる。上式を用いて、高度計の出力からその高度での気圧を求めることができる。実際に、こうして求めた気圧と圧力計で直接測定した気圧を比較したところ、高度 6000m までの飛行範囲でその差は 1~2hPa であった。

上式は標準大気に基づいているから、この  $H$  は真の高度を示すものではない。そこで、観測で得られた気圧から観測域に近い高層データを用いて高度を内挿することにした。この高度も真の高度とは言えないが、本研究ではこれに統一した。

### 2.2.3 気温の測定と温度計の動圧熱補正

気温の測定には白金抵抗温度計を用いた。特に雲内で観測を行なう航空機には、センサーへの

雲粒の衝突を避ける構造を持つ Rosemount 社の Model-102 (Photo 2.2.2 参照) を装備した。これらの温度計には、以下に述べる動圧熱効果を補正する必要がある。

一般に、航空機に取り付けられた温度計が測定するものは、航空機に向かってくる気流がせき止められた状態の温度であり、空気分子の運動エネルギーが熱に変換されて温度上昇をもたらしている。これを全温度 (total air temperature) といい、これに対して静圧大気の温度 (気温) を静温度 (static air temperature) という。熱力学的な導出は省略するが、全温度  $T_t(K)$  と静温度  $T_s(K)$  の関係はマッハ数  $M$  を用いて次式で与えられる (加藤, 1988)。

$$T_t = (1 + 0.2M^2) T_s$$

$$M = V_i / C_s = V_i (\gamma RT_s)^{-1/2}$$

ここで、 $V_i$  は航空機の飛行速度 (m/sec),  $C_s$  は音速 (m/sec),  $\gamma$  (=1.4) は空気の定圧/定積比熱比,  $R$  (=287.053 J/K/kg) は気体定数である。一方、航空機に取り付けられたピトー静圧管で測定される全圧 (ピトー圧)  $P_t$  と静圧  $P_s$  の関係は次式で与えられる (加藤, 1988)。

$$P_t = P_s (1 + 0.2M^2)^{3.5}$$

よって、次式により、全温度と全圧、静圧の測定から静温度を得ることができる。

$$T_s = T_t (P_t/P_s)^{-1/3.5}$$

観測によっては全圧、静圧の形で測定されていない場合もあり、対気速度のみがデータとして得られている場合は、浅野他 (1986) に示された方法を用いた。飛行速度を変化させた水平飛行により、これらの補正が有効であることを確認した。本研究における航空機観測では、この動圧熱効果は、2~4℃の値になっている。

#### 2.2.4 対気飛行速度の測定

航空機の対気飛行速度はピトー静圧管による圧力測定から次のようにして得ることができる。全圧  $P_t$  と静圧  $P_s$  の関係は上式で与えられるから、次式のように書き換えられる。

$$(P_t/P_s)^{1/3.5} = 1 + 0.2V_i^2 / (\gamma RT_s)$$

よって、次式により、全圧、静圧、静温度の値から対気飛行速度を得ることができる。

$$V_i = (5((P_t/P_s)^{1/3.5} - 1) \gamma RT_s)^{1/2}$$

### 2.2.5 湿度の測定

水蒸気量あるいは相対湿度はEG & G社のModel-137-C3 (Photo 2.2.2 参照) で測定された露点温度から求めた。この露点温度計は0℃以下では霜点 (frost point) 温度を示すようになっているので、気温が0℃以下の場合には過冷却状態であっても氷飽和とみなした。鏡面冷却による露点検出方式であるため応答速度が遅く、湿度の変化が大きい雲頂部などでは必ずしも十分な精度で測定されなかった。

### 2.2.6 雲水量の測定

雲水量の直接測定にはJohnson-Williams方式雲水量計 (JW ; LWH) またはKING方式雲水量計 (PMS ; KLWC-5) を用いた。これらは、いずれも熱線式であるが、形状だけでなく動作原理が異なる。

J-W雲水量計は気流に垂直に置いた熱線に一定電流を流し、雲粒子が衝突したときに熱が奪われ温度が下がり抵抗が変化することによる電圧変化を測定する。気流による熱損失分は気流に平行に置いた熱線で補償するようになっており、雲のないところでゼロ出力となるように調整しておく、雲内では雲水量に比例した出力が得られる。飛行中の測定を前提として電流を流しており、飛行中でない時に電源を入れると熱線が焼き切れるので、使用上注意を要する。

KING雲水量計は熱線の温度を一定に保つように電流を流し、雲粒子の衝突による蒸発潜熱に相当する供給電力の変化を測定する。その電力変化  $P_{WET}$  (W) は次式で与えられ、雲水量  $LWC$  ( $g/m^3$ ) に比例する (例えば King *et al.*, 1980)。

$$P_{WET} = l \cdot d \cdot \{L + c(T_s - T_A)\} \cdot v \cdot LWC$$

ここで、 $l$  と  $d$  はコイルの長さ (m) と直径 (m)、 $L$  と  $c$  は水の蒸発潜熱 (J/g) と比熱 (J/g/K)、 $T_s$  と  $T_A$  はセンサー部の温度 (K) と気温 (K)、 $v$  は対気飛行速度 (m/sec) である。熱線は1本で、実際に測定されるのは気流による熱損失も含めた全供給電力に比例した出力なので、雲のないところでの測定値を用いて気流による熱損失分を差し引く。

いずれの測器も熱線上での雲粒子の破碎や飽和が問題となり得るため、雲水量が多いときやサイズの大きい雲粒子の観測において雲水量を過小評価することが示されている (Tanaka *et al.*, 1988 ; 塩原他, 1990)。

### 2.2.7 雲粒子サイズ分布の測定

雲粒子サイズ分布の測定には、前章で述べられた AVIOM-C の他、1988年度より一般に Knollenberg probe と呼ばれる PMS 社の FSSP-100 と OAP-2D2-C を用いた。FSSP はレーザー光路上の雲粒子による前方散乱強度を測定し、その強度が粒子の大きさにより異なることからサ

イズ分布を求めるもので直径  $3\mu\text{m}$ ~ $47\mu\text{m}$  の測定が可能である。一方、OAP-2Dはレーザー光線を光源とし1次元アレイセンサー上にできる雲粒子のかげの大きさから個々の粒子の形状とサイズを決定するもので直径  $25\mu\text{m}$ ~ $800\mu\text{m}$  の大きな粒子の測定が可能である。これらの測器で測られた粒径分布について積分することにより、雲水量を求めることもできる。

## 2.2.8 日射フラックスの測定値の補正

日射計出力の温度依存性の補正については、浅野他(1986)の補正方法に従った。補正に必要な日射計の内部温度は銅-コンスタンタン熱電対を用いてモニターした。また、太陽高度の変化に対する日射フラックスの補正および機体の動揺による見かけの出力変化の補正も行なった。本研究では、機体動揺の補正は太陽直達光の影響のみを考慮し、雲上における下向きフラックスの測定についてのみ行なった。補正に必要な機体の姿勢は鉛直ジャイロと方位ジャイロを組み合わせた動揺測定装置 (TKK ; VG-40/DG-51) によりモニターした。

機体の姿勢はピッチ角(進行方向に対して機首がどれだけ上を向いているか)、ロール角(翼がどれだけ傾いているか)、ヨー角(進行方位)で表現され、鉛直ジャイロによりピッチ角とロール角を計測し、方位ジャイロによりヨー角を計測する。ロータを支えるジンバルは二重になっており、鉛直ジャイロではロータの回転軸は常に鉛直に保たれる。外側のジンバルはその回転軸が機体の主軸に一致するように固定されているので、この軸のまわりの回転角がロール角、内側のジンバルの回転角がピッチ角として検出される。機体がピッチ角  $\theta_p$ 、ロール角  $\theta_r$  をもつ姿勢をとるとき、機体の法線はロータの回転軸(鉛直軸)からずれる。その傾き  $\theta_n$  と機首方向を基準にした時の方位  $\varepsilon$  は球面三角法により次式で与えられる。

$$\cos \theta_n = \cos \theta_r \cos \theta_p$$

$$\tan \varepsilon = \frac{\tan \theta_r}{\tan \theta_p}$$

一方、機体の進行方向すなわちヨー角は方位ジャイロで測定されるが、ヨー軸(ヨー角を検出する回転軸)は機体に固定されているので、機体が水平から外れる時、ジンバル誤差と呼ばれる方位誤差を生じる。しかし、ピッチ角、ロール角が小さい時、この誤差は無視できるので、ここで測定されたヨー角  $\theta_y$  は、垂直軸のまわりの回転角を表わすものとする。

この時、機体の法線の方位  $\phi_n$  は、機体の方位の初期値(方位ジャイロをリセットした時の方位)を  $\phi_0$  とすると、次式で与えられる。

$$\phi_n = \phi_0 + \theta_y + \pi - \varepsilon$$

この式の最後の項 ( $\pi - \varepsilon$ ) については  $\varepsilon$  のとり方に依存するので、Asano and Shiobara

(1989)にあるように、 $\varepsilon$ を $\tan \varepsilon = \tan \theta_p / \tan \theta_r$ にとる場合は、上式の $(\pi - \varepsilon)$ を $(\varepsilon - \pi / 2)$ で置き換えるのが正しい。

この機体姿勢 $(\theta_n, \phi_n)$ を用いた日射計出力の補正方法については、浅野他(1989)およびAsano and Shiobara (1989)に詳しい。

### 2.2.9 データ収録

放射量、気象要素、飛行状態等の測定データは、それぞれの測器から基本的に直流電圧の形で出力される。それらの測器出力は総計で約50チャンネルあるため、18チャンネルのアナログ入力を備えたデータロガー(ETO; Thermodac32)を3台用意した。このデータロガーは最高1秒毎のデータ・サンプリングが可能である。観測中の航空機は約300km/hで飛行するので、1秒毎のサンプリングは約80mの空間分解能に相当する。データロガーでA/D変換された測定データは、時刻データとともにカセット・データレコーダ(ETO: EC-3M)によってカセットテープに収録される。カセットテープ1本片面の容量は約200Kバイトで、18チャンネルのデータを1秒間隔で記録すると約55分で飽和する。そのため観測中にテープの交換が必要となり、短時間ではあるがデータの欠測が生じるのが難点である。1988年度以降は二機の航空機を使用するようになったため、データ収録をパソコンで制御する装置を新たに整備した。この方式では、データロガーでA/D変換されたデータはパソコン(NEC: PC9801UX21)内に装着したS-RAMに格納される。S-RAMは2Mバイトの容量をもち、バイナリ圧縮コードで記録すると、データロガー3台分のデータを1秒サンプリングで約4時間収録することができる。そのため観測中の欠測がなくなった。これらの測定データは、観測終了後、データテープ変換装置(HP; HP9816, TEAC; MT-1000GP)によって1600BPI磁気テープに書き換えられた後、大型計算機(HITAC; M-280)で解析処理される。

操縦席および床面に取り付けた2台のビデオカメラ(SONY; TR-55, Victor; TK-860)によって得られた飛行中の前方および下方の映像は、機内でモニターされると同時に、時刻データとともにNTSC方式VTR(SONY; SL-B5, Victor; BR-9000)に収録される。それらのビデオデータは、観測終了後、雲画像解析装置(PHOTORON; FDM98-RGB, NEC; PC-9801VM21)を用いて解析される。また、ビデオテープには、後の解析の助けとなるよう観測中の特記事項が音声で録音されている。各種の測定データやビデオデータは、それぞれに記録された時刻データを参照して、相互に比較することができる。

### 2.2.10 機器の検定および相互比較

MCPの検定方法は1.4節で述べたとおりである。全天日射計(MS-42, MS-801)については気象庁観測部日射計検定室の日射計準器と比較することにより値付けを行なった。赤外放射計

(PIR) および赤外線放射温度計 (RST-10, IT-4) の検定には気候研究部の赤外放射計検定用黒体槽 (塩原他, 1990) を用いた。検定の温度範囲は $-20\sim 25^{\circ}\text{C}$ であるが, その間の直線性は十分保たれていた。いずれの検定も観測期間をはさんだ前後に行うことを原則とし, 最低年1回の検定を行なった。

白金抵抗温度計 (TS051P) について銅-コンスタンタン熱電対との温度比較を行なったところ,  $0\sim 30^{\circ}\text{C}$ の温度範囲でその差は $0.2^{\circ}\text{C}$ 以内であることを確認した。

気圧計 (1332A3, P199) および気圧高度計 (ATP20-1) で測定した気圧を相互比較したところ, 1332A3 と ATP20-1 との差は高度6000m までで2hPa 以下, P199 と ATP20-1 との差は高度5000m までで2hPa 以下, 高度7000m では4hPa の差であった。

2台の露点温度計 (137-C3) を相互比較したところ, 露点温度が $10^{\circ}\text{C}\sim -40^{\circ}\text{C}$ の範囲でその差は概ね $0.8^{\circ}\text{C}$ 以下だったが, 露点温度が $-30^{\circ}\text{C}$ 以下で最大 $1.5^{\circ}\text{C}$ , また湿度の変化の大きいところで $1^{\circ}\text{C}$ 前後の差を示した。これは両者の応答速度や安定性の違いに起因するものと考えられる。

## 参 考 文 献

- 浅野正二他, 1986: 航空機による放射観測. 気象研究所技術報告 (中層大気の研究), No.18, 145-164.
- 加藤昭英, 1986: 航空計器(3). 航空技術, No.371, 33-39.
- 加藤昭英, 1988: 航空計器(20). 航空技術, No.403, 46-50.
- 塩原匡貴・浅野正二・五十嵐 守・深井智亜樹, 1990: シリコン・ドーム型赤外放射計の検定黒体槽の開発とドーム効果の定量化. 日本気象学会講演予稿集, 57, p109.
- 塩原匡貴・浅野正二・松尾敬世・田中豊頭, 1990: 層積雲の放射・雲物理特性の航空機観測. 日本気象学会講演予稿集, 58, p12.
- Asano, S. and M. Shiobara, 1989: Aircraft measurements of the radiative effects of tropospheric aerosols. (1) Observational results of the radiation budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 847-861.
- King, W. D., C. T. Maher and G. A. Hepburn, 1980: Further performance tests on the CSIRO liquid water probe. *J. Appl. Meteor.*, 20, 195-202.
- Tanaka, T., T. Matsuo, K. Okada, I. Ichimura, S. Ichikawa and A. Tokuda, 1989: An airborne video-microscope for measuring cloud particles. *Atmos. Res.*, 24, 71-80.

## 2.3 観測データ\*

### (Observational data)

本節では、層状雲に対する各年度の代表的な観測事例について、一次処理した（物理量に直した）観測データを例示する。提示されるデータは、観測日時のGMS可視画像、観測飛行航路図、大気プロファイルおよび雲の微物理特性データ、そして放射データの順である。本研究計画における航空機観測により、ここに例示されるデータを含め、膨大なデータが取得された。測定データは雲の構造や放射収支の解析など、様々な観点から解析されている。現時点において全てのデータの解析は完了してはいないが、それらは内外の研究者が利用できる形に整備されている。取得データの詳細については、補章の観測データ・ディレクトリーを参照されたい。

#### 2.3.1 1987年度の観測事例

観測日時：1987年9月20日 13:20-14:40

場 所：八丈島南方約60kmの海上、(32°35'N, 139°35'E)を中心とした約20km×40kmの空域

(雲概況) 雲頂高度2700m, 雲底高度2000mの層状雲, 800~1100mに積雲。雲頂温度は6℃, 雲頂部には2℃程度の弱い温度逆転が見られた。

(雲物理) J-W雲水量計による雲水量は平均で0.08g/m<sup>3</sup>, 最大で0.2g/m<sup>3</sup>程度であった。

AVIOM-Cによる雲粒の数濃度と有効半径は、平均で各々190個/cm<sup>3</sup>, 18μmであり、この節での他の例と比較すれば数がやや少なく、雲粒が大きい。

(放射) フラックスの鉛直分布は下降中の観測データを11秒移動平均で平滑化したもの。高度1300m以下で増加しているのは、下降中に雲の薄い場所へ移動してしまったことを意味している。雲頂上での下向き全天日射量のデータに異常がみられる。下向き日射量は近赤外日射量データにも見られるとおり、6パスで安定した値を示すことが期待されるが、全天日射量のみパスにより大きく変動している。この放射観測は雲内の雲物理観測の後に行われたため全天日射計の内部が(不均一に)曇ったためと考えられる。

---

\* 塩原匡貴 (M. Shiobara), 水野 量 (H. Mizuno), 真野裕三 (Y. Mano), 浅野正二 (S. Asano)

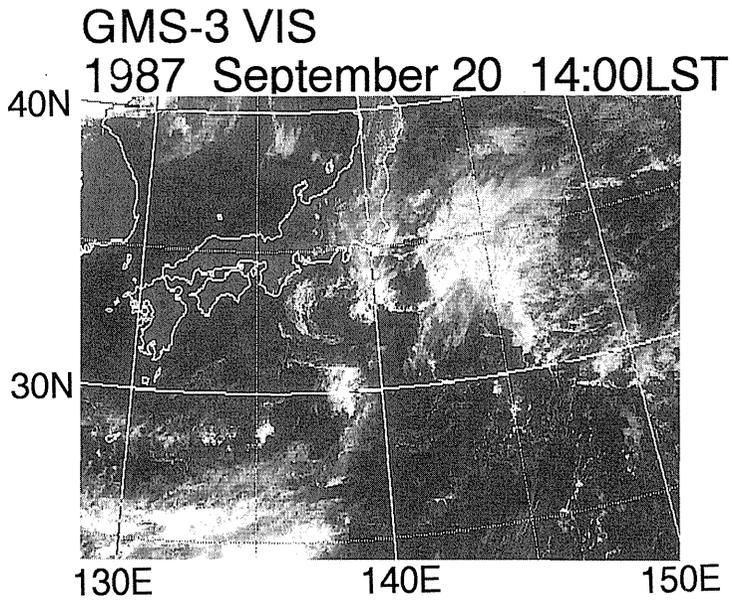


Fig. 2.3.1 Visible channel satellite image from GMS-3 at 05Z on September 20, 1987 around the area of aircraft observation.

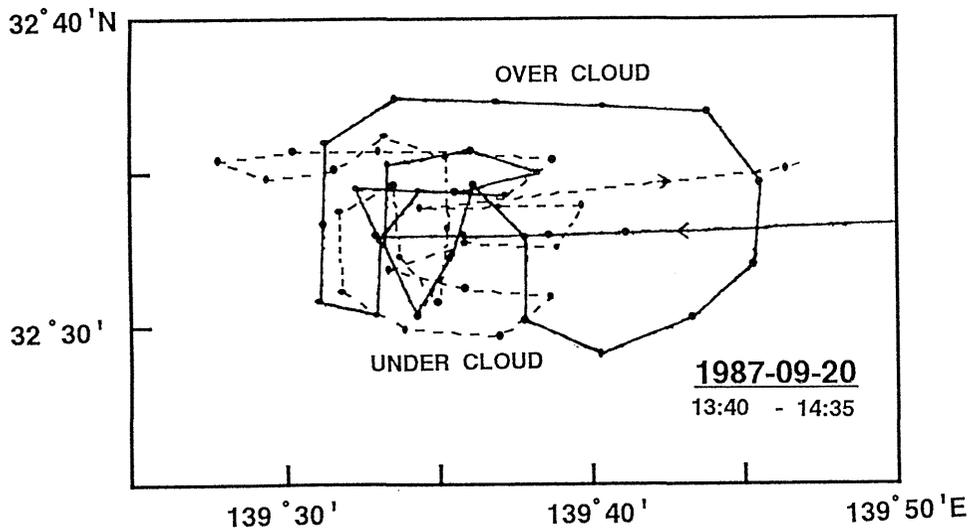


Fig. 2.3.2 Flight path of the aircraft C404 on September 20, 1987.

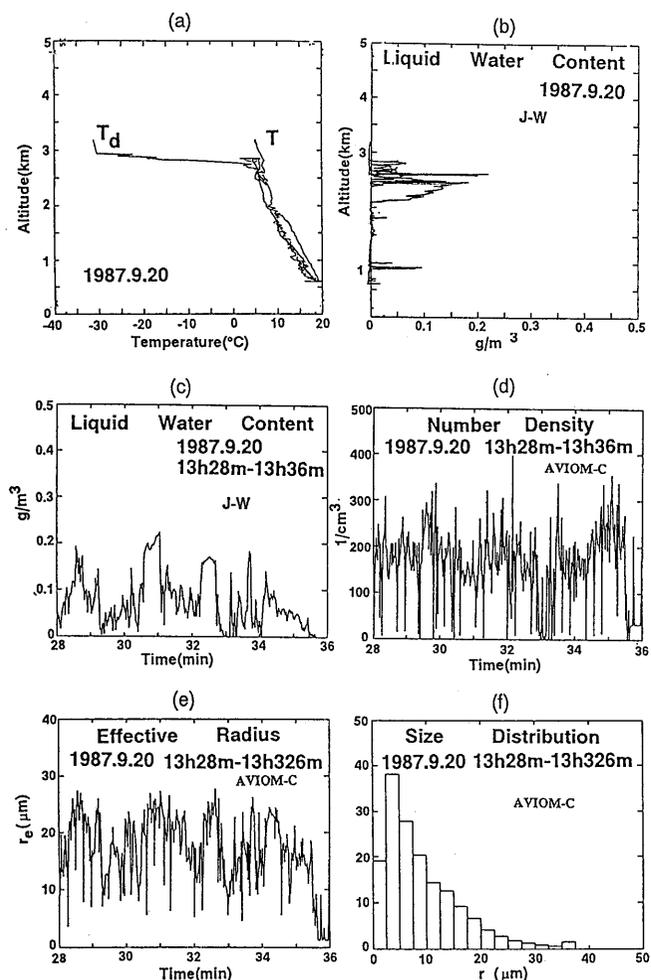


Fig. 2.3.3 Thermodynamical and cloud-physical data from the aircraft observation of stratocumulus cloud layer on September 20, 1987.

- (a) Vertical profiles of the air temperature ( $T$ ) and the dewpoint temperature ( $T_d$ ).
- (b) Vertical profile of the liquid water content measured by a J-W hot-wire probe.
- (c) Time series variation of the liquid water content measured by a J-W hot-wire probe along a horizontal path in the cloud layer.
- (d) Time series variation of the number density of cloud particles measured by an AVIOM-C instrument along a horizontal path in the cloud layer.
- (e) Same as (d), but for the effective particle radius.
- (f) Size distribution of cloud particles measured by an AVIOM-C instrument along a horizontal path in the cloud layer.

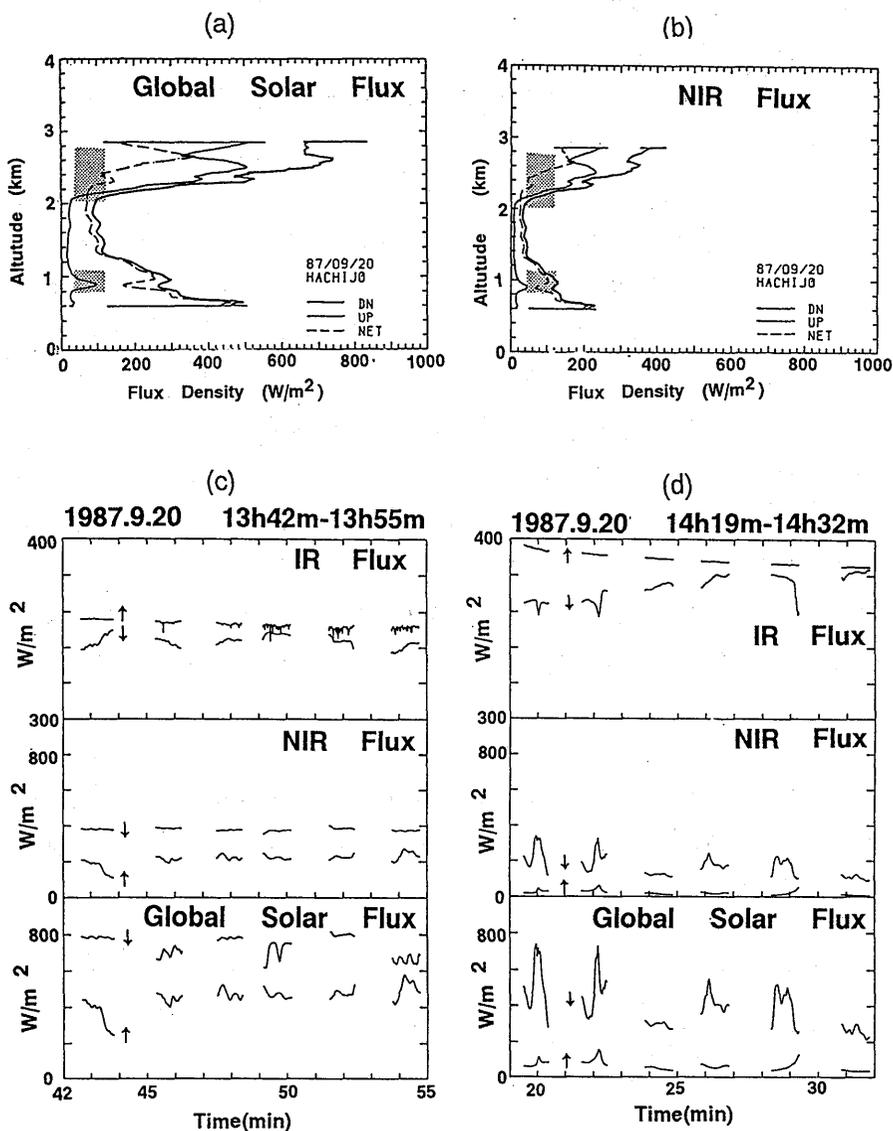


Fig. 2.3.4 Radiation data from the aircraft observation on September 20, 1987.

- (a) Vertical profiles of the upward, downward and net solar fluxes in the total wavelength.
- (b) Same as (a), but for the near infrared region.
- (c) Time series variation of the infrared fluxes (Top), near infrared solar fluxes (Middle), and total solar fluxes (Bottom) measured just above the cloud top. The upward and downward arrows indicate the upward and downward fluxes, respectively.
- (d) Same as (c), but for the fluxes measured just beneath the cloud base.

### 2.3.2 1989年3月30日の観測事例

観測日時：1989年3月30日 11:30-14:00

場 所：遠州灘南方約200kmの海上，(33° 15' N, 137° 45' E)を中心とした約50km×50kmの空域

(雲概況) 雲頂高度3500m，雲底高度2000mの層状雲（高層雲）とその下に雲底高度1600mの層積雲が存在。層積雲はあるところでは上の層状雲に達し，あるところでは離散積雲となっていた。雲頂は比較的平らであったが，雲底は複雑な構造を示した。雲頂温度は-11℃，雲頂部には2℃前後の弱い温度逆転が見られた。この雲群は50～60km四方程度の水平方向の広がりを持ち，全体として北東へ移動していた。大気は hazy であった。

(雲物理) KING 雲水量計の値は10分間の平均で0.09g/m<sup>3</sup>であるが，水平方向の変化が著しく，大きい所では0.4g/m<sup>3</sup>に達している。AVIOM-Cは雲内に入ってまもなく過冷却水滴の凍結のため作動しなくなり，最初の数分間のデータしか取得できなかった。このため，AVIOM-Cのデータは雲塊の周辺部の状況を表わしているものであり，雲粒子数濃度はこの節の他の例に比較して非常に少なくなっている。雲粒子の有効半径は平均で約15μmであった。

(放射) 雲底下での赤外放射フラックスは暖かい海面からの上向き放射のため，下向きフラックスより上向きフラックスの方が大きくなることが予想されるが，一部で逆転が見られる。これは測器 (MS-200) の検定がうまくなされなかったためと考えている。他の測定データは良好である。



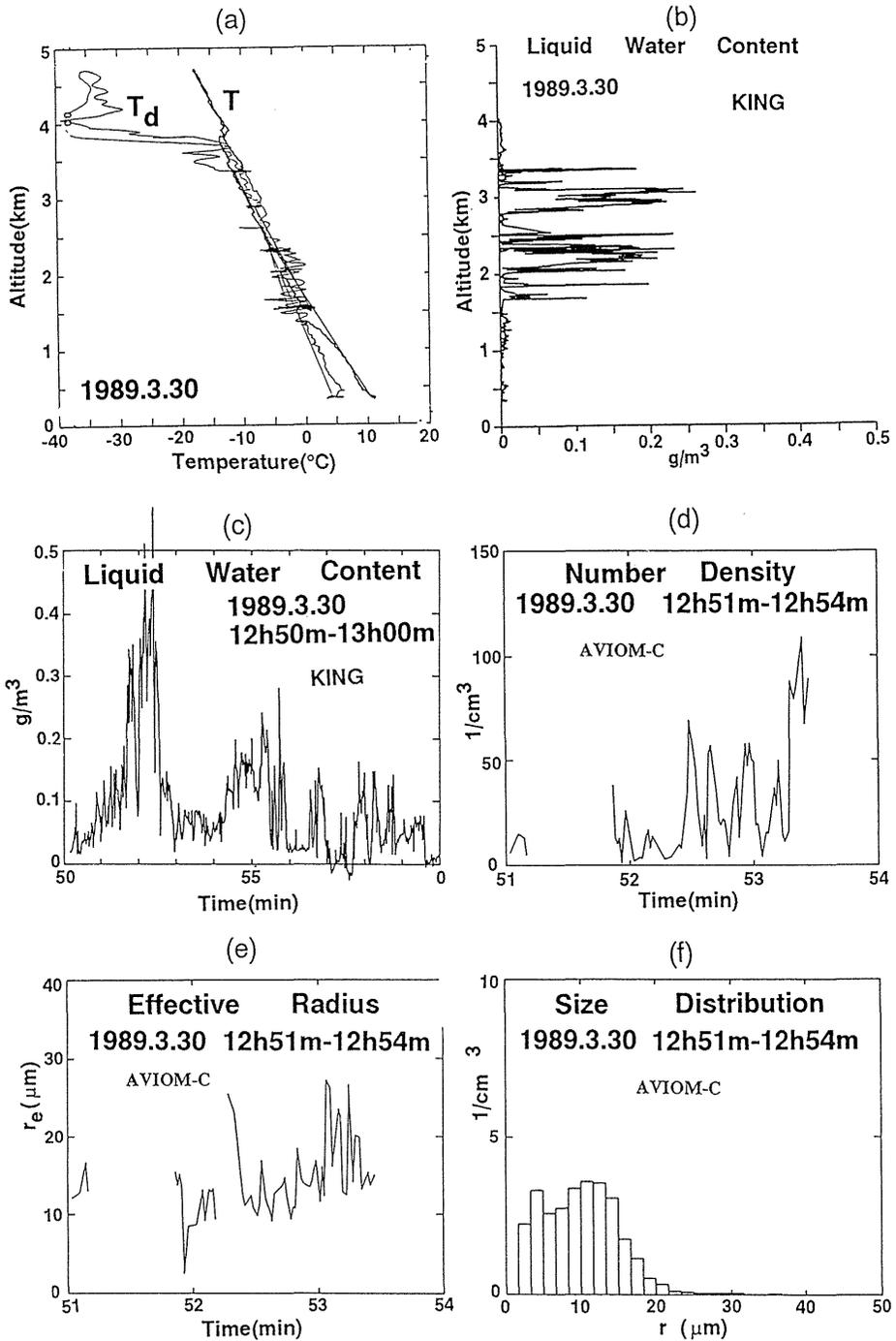


Fig. 2.3.7 Same as Fig. 2.3.3, but for the observation on March 30, 1989, where the liquid water content was measured by a KING hot-wire probe.

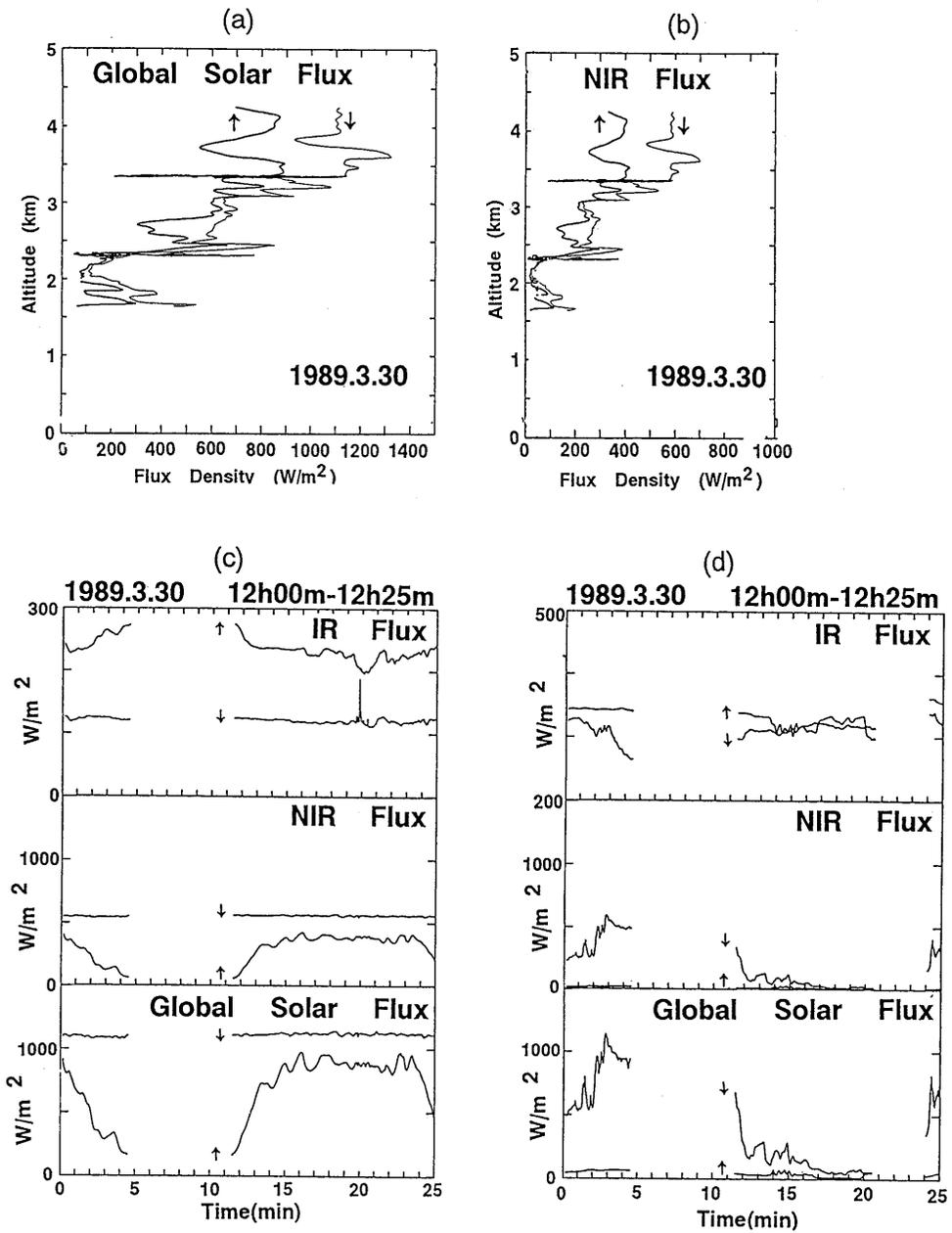


Fig. 2.3.8 Same as Fig. 2.3.4, but for the observation on March 30, 1989.

2.3.3 1989年12月22日の観測事例

観測日時：1989年12月22日 10:20-12:40

場所：八丈島東方約200kmの海上、(33°25'N, 142°50'E)を中心とした約40km×100kmの空域

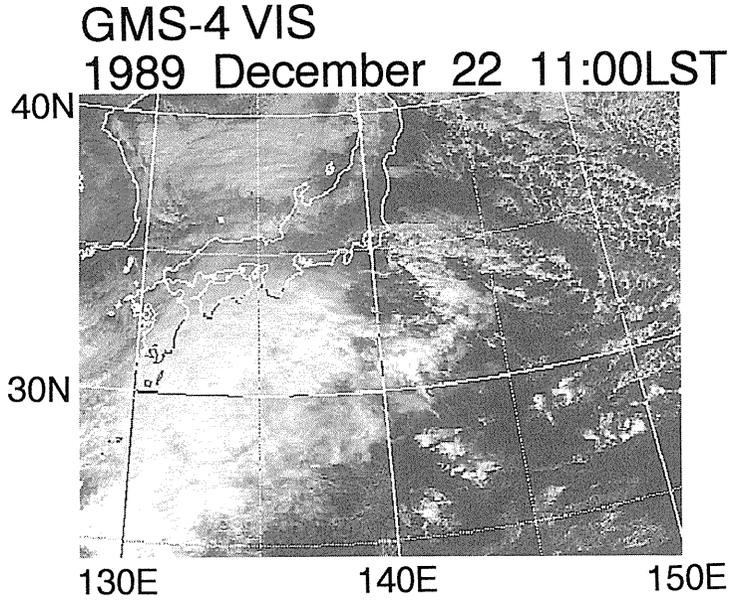


Fig. 2.3.9 Same as Fig. 2.3.1, but for GMS-4 at 02Z on December 22, 1989.

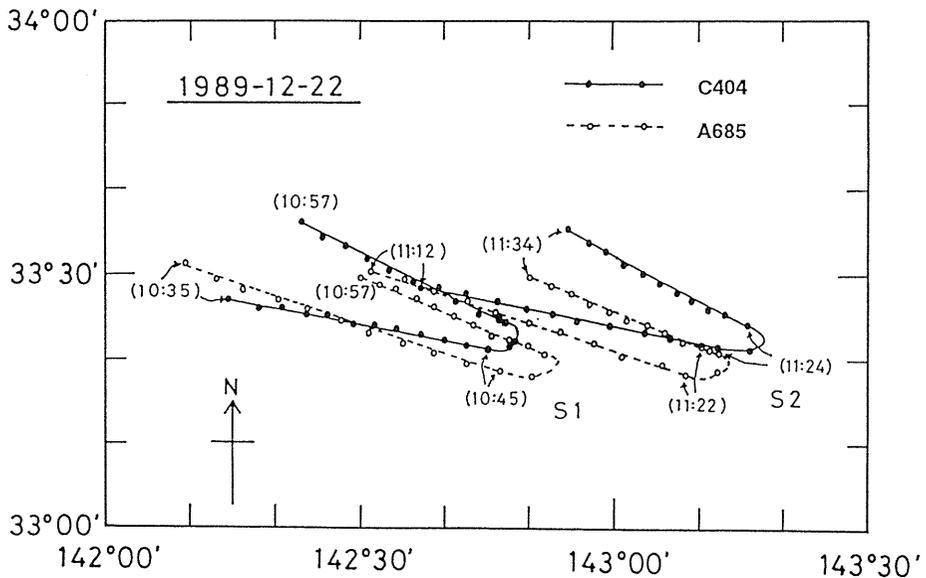


Fig. 2.3.10 Same as Fig. 2.3.6, but for the observation on December 22, 1989.

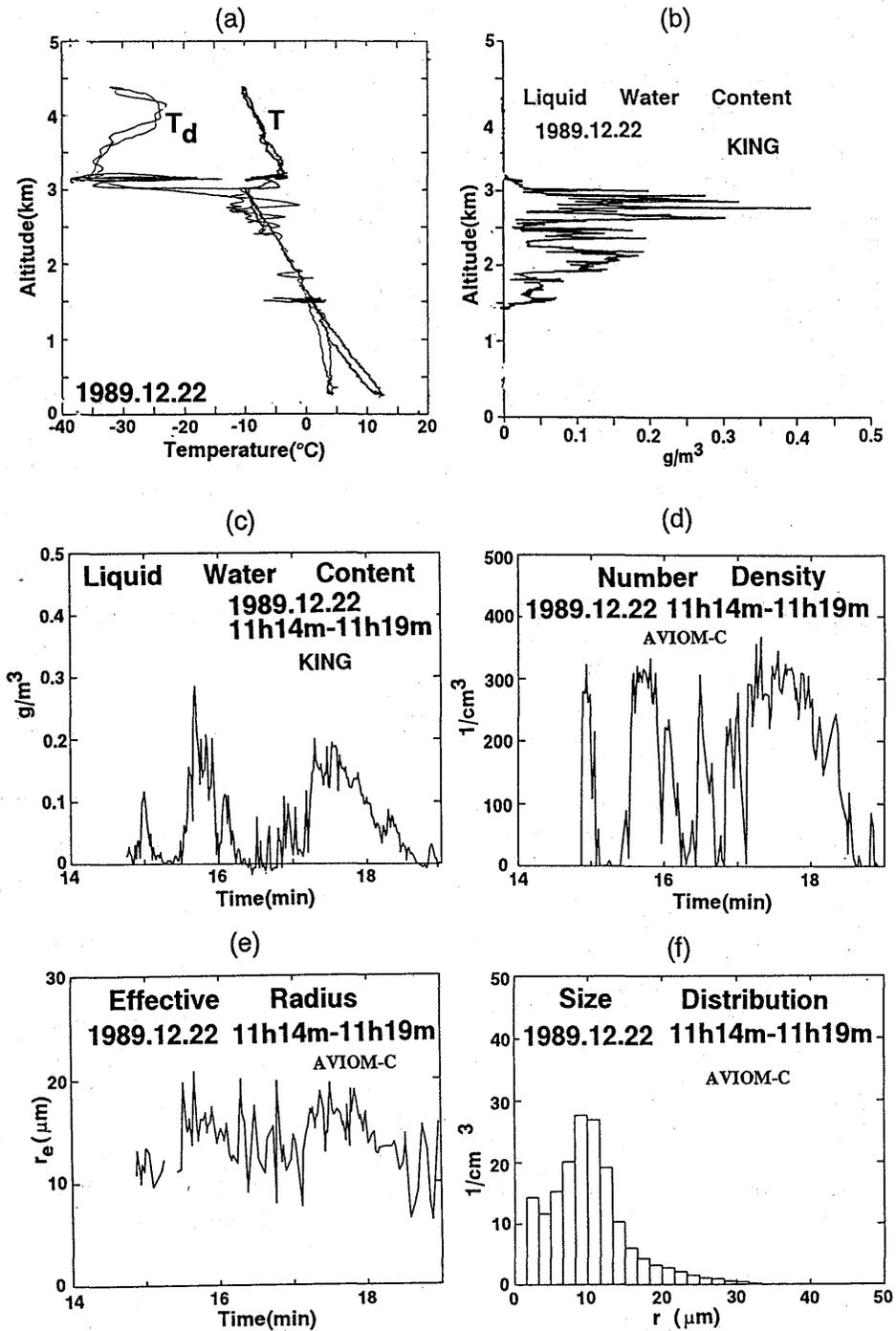


Fig. 2.3.11 Same as Fig. 2.3.7, but for the observation on December 22, 1989.

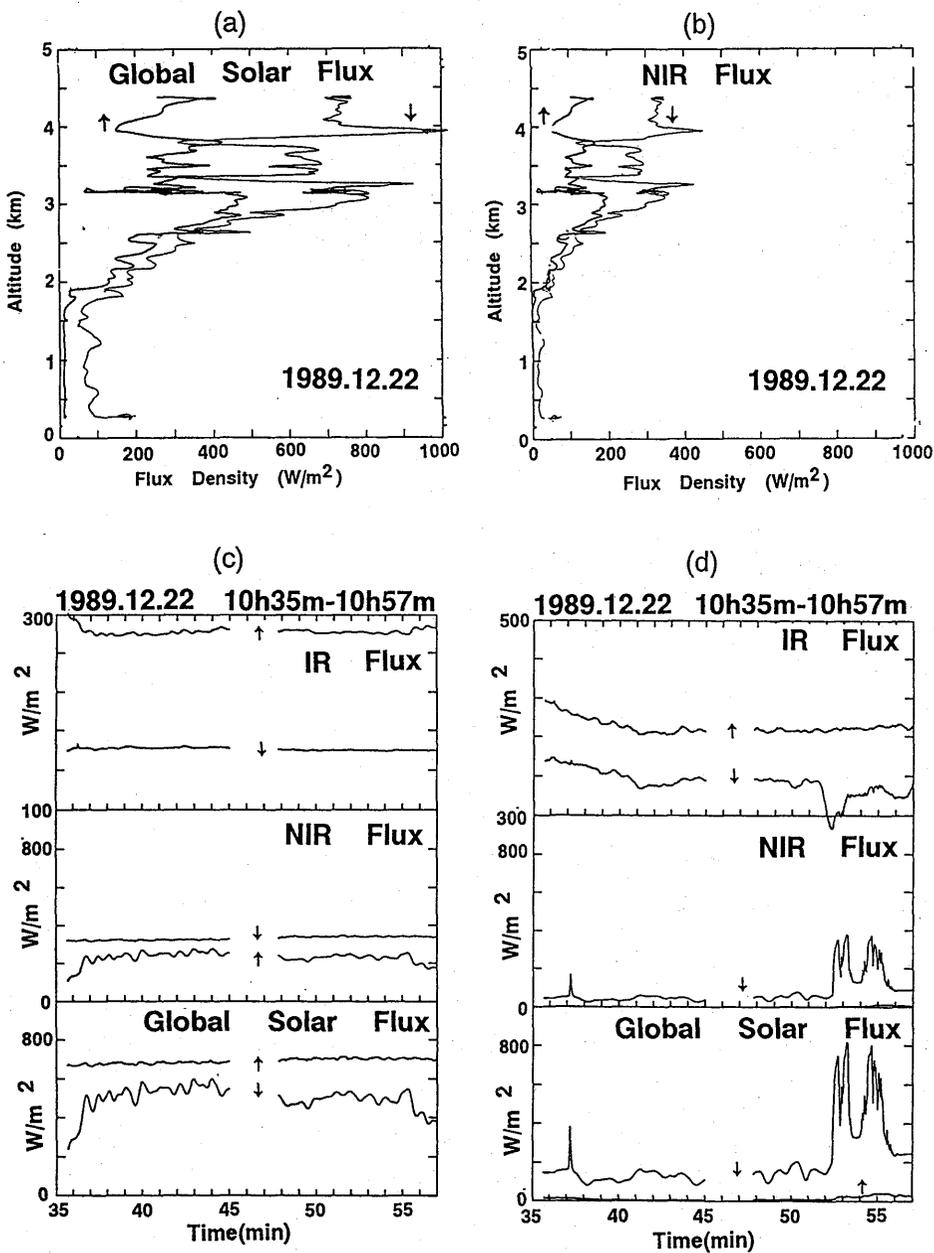


Fig. 2.3.12 Same as Fig. 2.3.4, but for the observation on December 22, 1989.

(雲概況) 雲頂高度3000 m, 雲底高度約2200 m の層状雲(層積雲) その下に積雲(雲底高度1400m) の二層構造。冬型の気圧配置による寒気の吹き出しに伴い暖かい海上に出現。雲頂温度は-9℃, 雲頂部には6℃前後の強い温度逆転が見られた。雲底下では, ところどころで降雨あり。海面穏やか。低気圧の接近により, 上空7000 mには南よりの湿度の高い空気が流入し, 南方には巻雲が存在した。

(雲物理) KING 雲水量計の水平分布データには幅約5 km および約8 km の二つの領域が見られ, それぞれの中心付近での値は0.18~0.2g/m<sup>3</sup> 程度である。AVIOM-C による雲粒子数濃度は約300個/cm<sup>3</sup> で, この節の観測例のうちではやや多い方に属する。有効半径は平均で15 μm である。

(放射) 各測器とも正常に動作し, 概ね良好な測定が行なわれた。ただし, 対象となった雲は必ずしも均質な層状雲ではなく, バンド状のクラック(雲の裂け目)が存在したため, 雲底下の下向き日射データはところどころ大きな値を示し, 赤外データは小さい値を示している。

#### 2.3.4 1990年12月14日の観測事例

観測日時: 1990年12月14日 10:30-12:50

場所: 八丈島南東方約60kmの海上, (32°20'N, 140°40'E) を中心とした約80km×50kmの空域

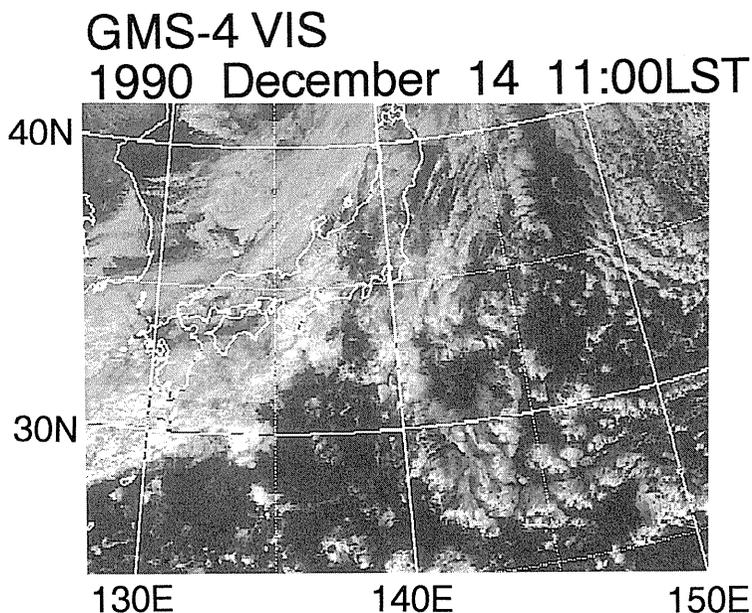


Fig. 2.3.13 Same as Fig. 2.3.9, but for 02Z on December 14, 1990.

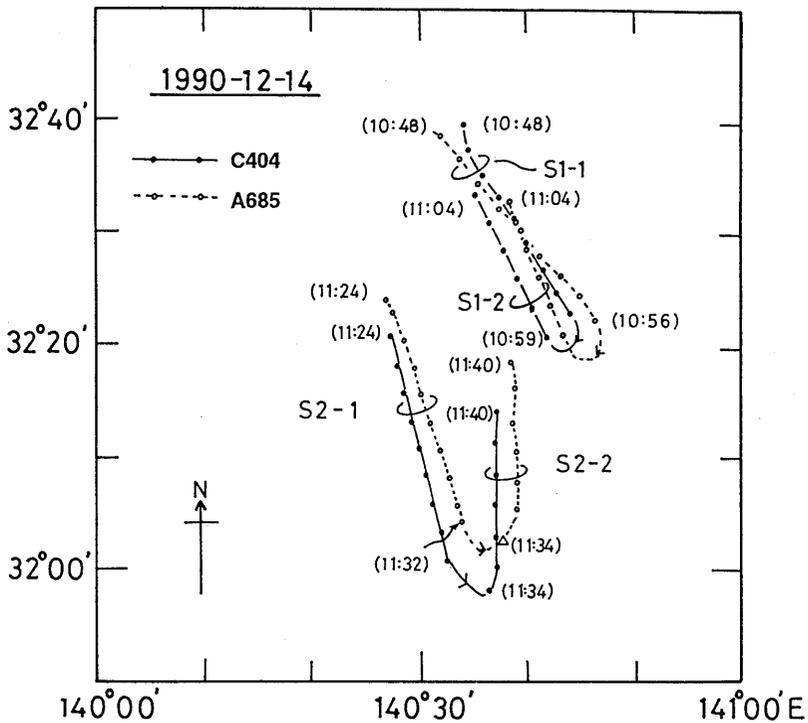


Fig. 2.3.14 Same as Fig. 2.3.6, but for the observation on December 14, 1990.

(雲概況) 雲頂高度2500 m, 雲底約2100 mの薄い層状雲(層積雲)とその下に離散積雲(雲底高度1500 m)の二層構造。雲と放射の同期観測は, 上部の層積雲に対して行われた。この層状雲は時間とともに衰退。雲頂温度は $-4^{\circ}\text{C}$ , 雲頂部には $5^{\circ}\text{C}$ 前後の強い温度逆転が見られた。積雲の雲底下, ところどころで降雨があった。海面に白波が目立った。巻雲, 巻層雲はなかったが, 層積雲の上空にところどころ高層雲が出現した。

(雲物理) KING 雲水量の水平分布データには幅約40kmの領域が見られ, この領域内で平均 $0.1\text{g}/\text{m}^3$ である。AVIOM-Cによる雲粒子数濃度は, 平均して $220\text{個}/\text{cm}^3$ であり, 全観測例中では平均的な値である。雲粒の有効半径は平均で $8.5\mu\text{m}$ であり, 他の観測例に比べてかなり小さな値となっている。この雲系の雲物理学的構造は, 次の2.4節において詳細に論じられている。FSSP 測器による対応するデータが Fig. 2.6.7にも示されている。

(放射) 同期飛行中の11:01~11:04の雲頂上空での下向きフラックス測定は上空の高層雲に遮られたために有効ではない。C404機の上向き赤外放射計の測定は不良であった。

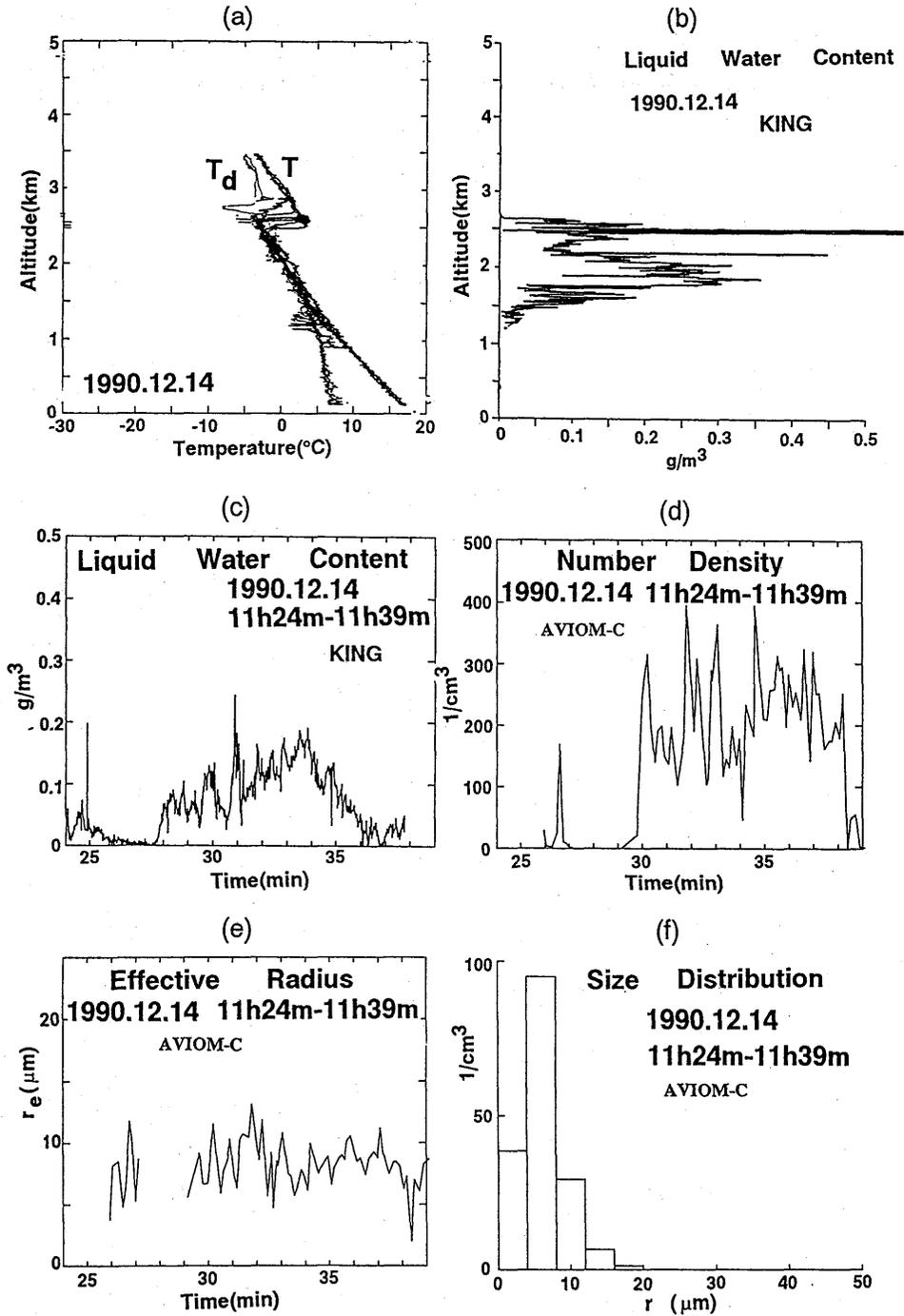


Fig. 2.3.15 Same as Fig. 2.3.7, but for the observation on December 14, 1990.

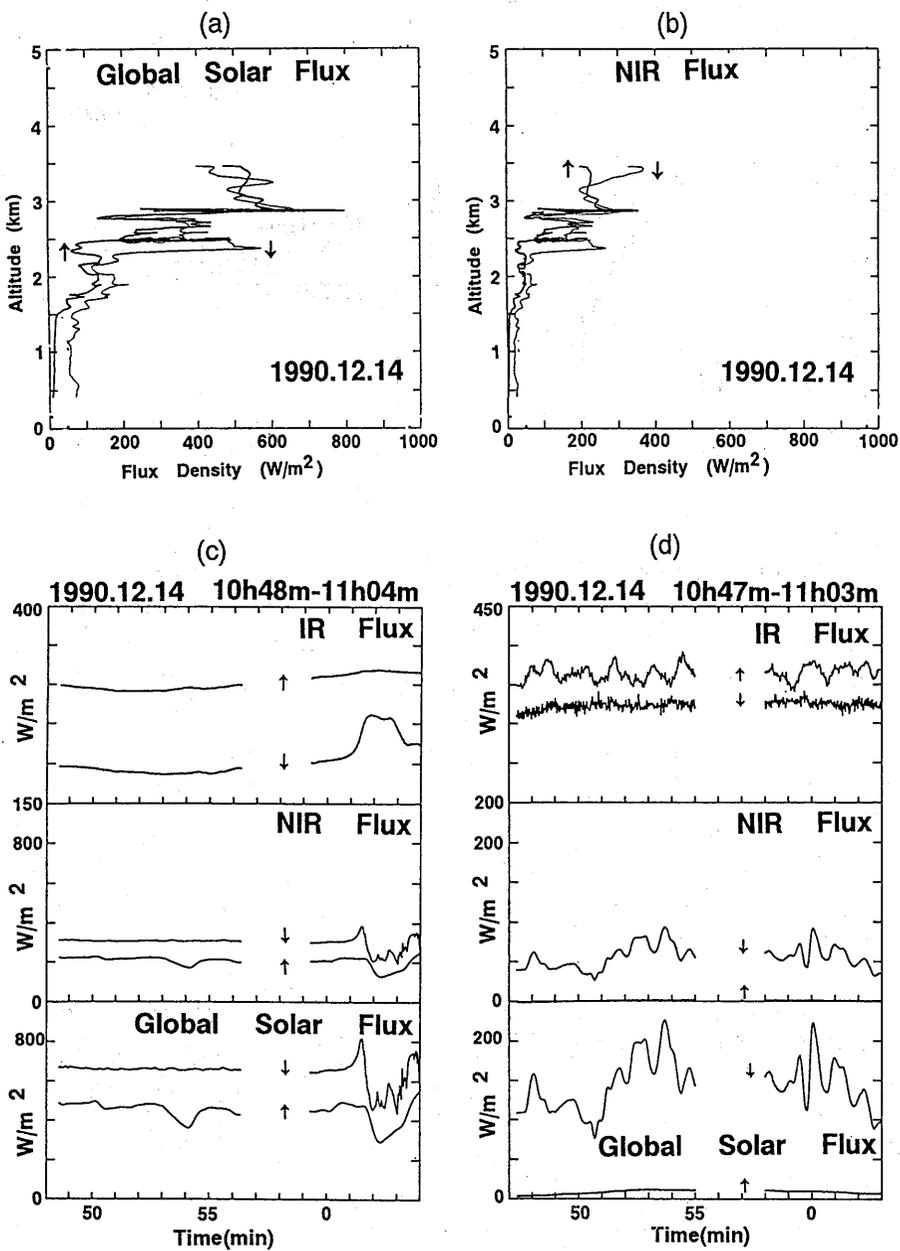


Fig. 2.3.16 Same as Fig. 2.3.4, but for the observation on December 14, 1990.

## 2.4 水雲の層積雲と氷化した層積雲の雲物理構造\*

### (Microstructures of non-glaciated and partially glaciated stratocumulus clouds)

#### 2.4.1 はじめに

層積雲は、地球の放射エネルギー収支に深く関係している。層積雲は、その高い反射率によって太陽からの放射が地表面に達することを制限すると同時に、その低い高度により地表面と同程度の赤外放射を放射する。層積雲の存在によって、太陽放射の吸収が減少することになる（例えば、Randall *et al.*, 1984）。また、層積雲は、空間的に広い領域を占め時間的にも持続性があるため、多くの地域の気候に重要な影響を与えていると考えられている（Nicholls, 1984）。地球の放射エネルギー収支に大きく関与している層積雲の放射特性および雲物理構造を明らかにすることは、非常に重要なことである。

以上のような重要性にもかかわらず、層積雲の雲物理構造の観測的研究は、意外に少ない。カリフォルニア沖の層積雲については Brost *et al.* (1982 a, b) や Noonkester (1984), Albrecht *et al.* (1985) が報告しており、イギリス周辺の層積雲については Roach *et al.* (1982) や Caughey *et al.* (1982), Slingo *et al.* (1982 a, b), Nicholls (1984) が調べている。しかし、日本列島周辺の層積雲については、WCRP (World Climate Research Program, 世界気候研究計画) によってようやく航空機観測が始まったばかりであり、わずかに Ishizaka and Nagano (1990) の報告があるにとどまっている。一方、層積雲の構造の観測と平行して雲粒子のもととなる凝結核の観測が行われており、海洋上と大陸上とでその数濃度が異なることが知られている（例えば、Twomey and Wojciechowski, 1969; Wallace and Hobbs, 1977）。層積雲を形成する雲粒スペクトル、上昇流、気温領域等に地域性があることから、日本周辺の層積雲の特徴は他国のものとは異なっているかも知れない。

本稿では、1990年12月13日と14日に八丈島南方海上で航空機観測された2例の層積雲の雲物理構造を報告する。一つは水雲の層積雲であり、もう一例は雲内に氷晶と水滴の両方が含まれている混合型の層積雲である。

#### 2.4.2 観測方法

観測方法と測器は、2.1節に示されている通りである。以下の解析は、データが密に得られている KING 雲水量計、FSSP プローブ、2D-C プローブの各測定器によるものを示す。

---

\* 水野 量 (H. Mizuno), 松尾敬世 (T. Matsuo)

2.4.3 解析結果

(1) 水雲の層積雲

(a) 総観的気象条件

Fig. 2.4.1は、1990年12月14日9時の地上気圧と850mb気温分布を示した天気図である。図中の●印が観測場所を示し、日本列島の東方海上に中心がある高気圧の南西縁辺部に位置している。また、観測場所の約1000 km 西方に低気圧があって近づきつつある。このとき850 mb 面では南南西の風で暖気移流場となっており、気象衛星画像によると観測場所付近に数10 km 四方の広がりをもった層積雲が存在していた。

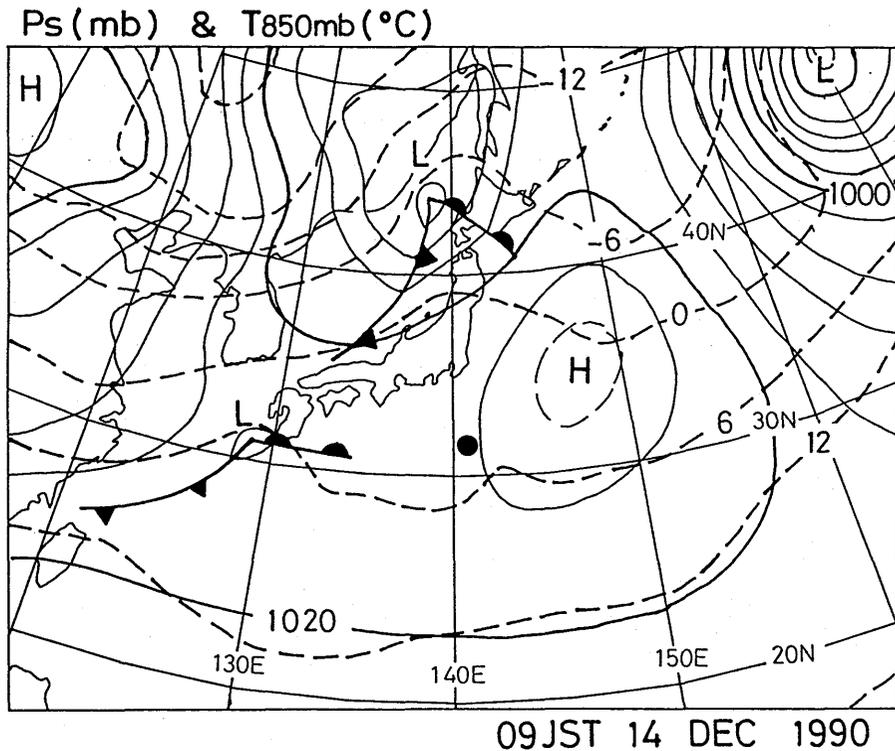


Fig. 2.4.1 Synoptic weather chart of surface pressure (solid line) and temperature at 850 mb at 9JST 14 December 1990 with contour intervals of 4 mb and 6°C, respectively. Observation area is indicated by closed circle.

Photo 2.4.1は、航空機から撮影した層積雲の雲頂部と雲底下の様子である。層積雲の雲頂はほぼ平坦にひろがっており、この上空の所々に高積雲が存在している。しかし、この高積雲から降水粒子が落下して層積雲の雲頂部まで達している様子は全く見られず、層積雲内の粒子は高積雲

の存在とは関係なく形成されていたと考えられる。また、層積雲の雲底付近では霧雨程度の降水粒子が観測されたけれども、海面まで達する降水ではなかった。



Photo 2.4.1 Pictures of cloud top layer (top) and subcloud layer (bottom) from a left window of Cessna-404 during 14 December 1990 stratocumulus mission.

(b) 気温の鉛直分布

Fig. 2.4.2は、航空機によって観測された気温の鉛直分布である。高度約2.6kmに強い気温逆転層の下面があり、これが層積雲の雲頂高度とほぼ一致している。層積雲の雲頂は2.6 km、約 $-4$ ℃で、雲底は1.5 km、約 $4$ ℃で、雲層約1100 mであった。観測場所の北北西約100 kmにある八丈島でも、同様な気温・湿度分布であった。八丈島のデータによると、海面から雲底付近までの層

では弱い対流不安定で、雲層内では中立からやや安定化した成層状態であった。

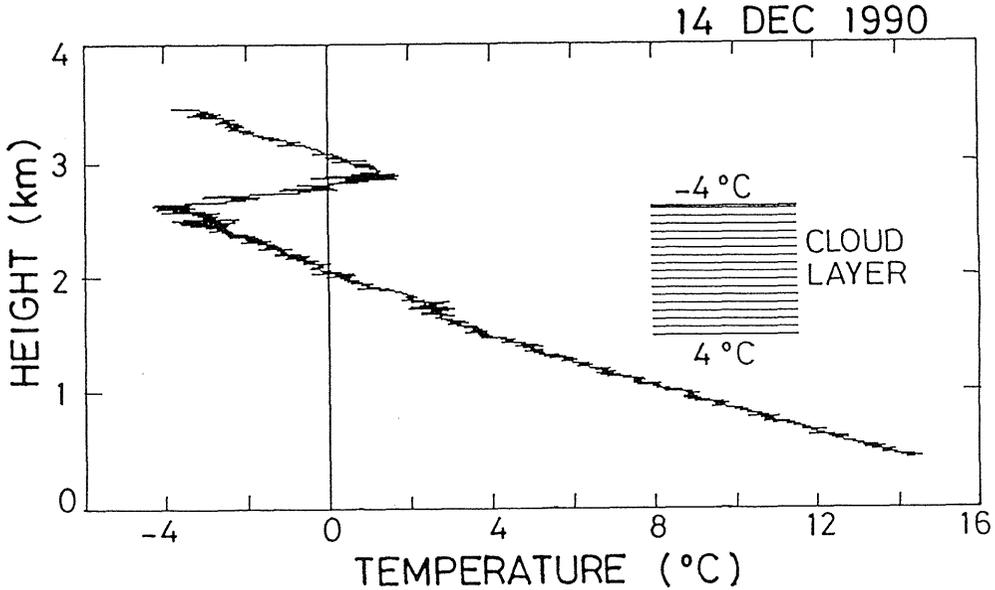


Fig. 2.4.2 Vertical profile of air temperature measured from Cessna-404 on a sounding, 14 December 1990.

(c) 雲粒子の鉛直分布

雲水量

Fig. 2.4.3 は、FSSP プロブで測定された全雲水量 (図中の TOTAL) と粒径別雲水量との鉛直分布である。なお、KING 雲水量計による雲水量のデータは、FSSP による全雲水量と同程度の結果を示している。

全雲水量の鉛直分布に注目すると、雲底付近から上方に向かって雲水量が増大し、雲頂から約300 m 下の高度で最大値約0.7g/m<sup>3</sup>を示していることが特徴的である。このように雲底から上方へ向かって雲水量が増大するという傾向は、雲底付近の空気が断熱的に上昇した場合に凝結して出てくる雲水量の傾向と全く同じものである。しかし、観測された雲水量の大きさは、断熱上昇の場合の雲水量の約1/4~1/3である。この雲水量が断熱上昇の場合の雲水量より少ないことの一つの理由として、次のことが考えられる。すなわち、上昇流によって凝結が起これば雲水量が単調に増大するのではなく、周囲の空気との混合過程や雲内での降水粒子形成過程の中で雲水量は減少している。この両者の差し引きによって、雲内の雲水量が決まっていると考えられる。雲水量の増加分と減少分が定量的にそれぞれの程度かという問題は、今後の課題である。

次に、粒径別雲水量の鉛直分布に注目する。雲層の下部では小さな粒径 (5-17μm) の雲粒が全

雲水量に寄与しており、雲層上部では大きな粒径 (17-29 $\mu\text{m}$ ) が全雲水量の大きな比率を占めている。すなわち、雲底から雲頂へ向かって全雲水量に寄与する雲粒の粒径が大きくなるという一貫した特徴がある。しかし、雲層上部においても小さな粒径の雲粒は存在しており、雲層下部から雲層上部に向かって雲粒の粒径スペクトルが広がっているという点にも留意する必要がある。

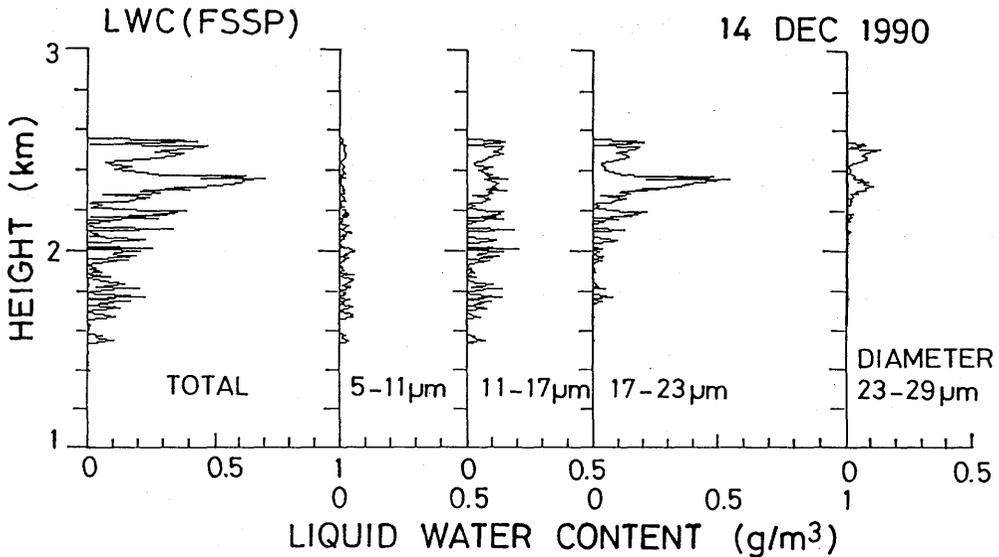


Fig. 2.4.3 Vertical profiles of liquid water content and fractional ones for specific droplets diameter ranges obtained from the FSSP probe on Cessna-404, 14 December 1990.

#### 雲粒数濃度

Fig. 2.4.4 は、全雲粒数濃度 (図中の TOTAL) と粒径別雲粒数濃度との鉛直分布を示している。なお、ここでの雲粒数濃度は、FSSP で測定される粒径5-95 $\mu\text{m}$  の雲粒に対してのものである。

まず、全雲粒数濃度の鉛直分布に注目する。特徴的なことは、雲層内で全雲粒数濃度の最大値がほぼ一定 (約200~250個/ $\text{cm}^3$ ) になっていることである。したがって、雲粒が凝結核を中心に形成されることを考慮すると、雲層内での凝結核数濃度も高度によらずほぼ一定であることを示している。このことは、層積雲の雲物理構造を理解する上で重要な観測事実であると思われる。

次に、粒径別雲粒数濃度の鉛直分布に注目する。雲層下部では雲粒のほとんどは粒径5-11 $\mu\text{m}$  の小さな雲粒であり、その数濃度は約200個/ $\text{cm}^3$ である。一方、雲層上部では粒径5-11 $\mu\text{m}$  の小さな雲粒に加えて粒径11-17 $\mu\text{m}$ 、17-23 $\mu\text{m}$  のより大きな雲粒が存在している。粒径11 $\mu\text{m}$ 以上のよ

り大きな雲粒の数濃度は約 $150/\text{cm}^3$ であり、粒径 $5\text{--}11\mu\text{m}$ の小さな雲粒が雲層下部から上部にかけて減少した分に相当している。すなわち、雲底から雲頂へ向かって粒径の小さな雲粒の数濃度が減少すると同時に、より大きな雲粒の数濃度が増大するという一貫した特徴が見られる。つまり、雲層内の全雲粒数濃度を保ちつつ、粒径スペクトルが雲底から雲頂へ向かって広がっている。

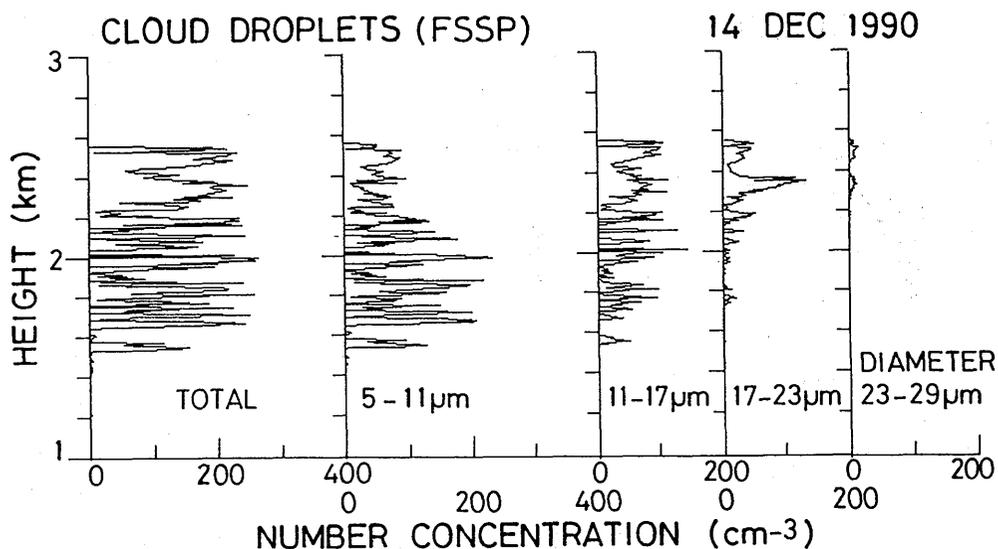


Fig. 2.4.4 Vertical profiles of number concentration for all cloud droplets and fractional ones for specific diameter ranges from the FSSP probe on Cessna-404, 14 December 1990.

最後に、Fig. 2.4.3とFig. 2.4.4とから期待される雲物理過程を考察する。Fig. 2.4.3で見られた雲層上部の大きな雲水量に寄与している粒径のより大きな雲粒は、Fig. 2.4.4の結果を考慮すると、粒径 $5\text{--}11\mu\text{m}$ の小さな雲粒が雲層下部から上部に向かって凝結成長したものであると考えられる。すなわち、雲底から雲頂へかけて、雲粒数濃度がほぼ一定のもので、雲粒が凝結成長しているという雲物理過程を描くことができる。

#### 2 D-C 粒子画像

Fig. 2.4.5は、2D-Cプローブによって得られた層積雲内と雲底下における粒子の画像である。2D-Cプローブは、画像の分解能が $25\mu\text{m}$ であるため、FSSPプローブが対象とする雲粒よりも大きな雲粒や霧雨程度の粒径の画像を観測する。Fig. 2.4.5から特徴的なことは、

- ①2D-C粒子画像は、すべて水滴のものと判断されること、
- ②雲頂から雲底へ下方へ向かって、粒子の粒径が大きくなっていること、

③雲底下では、雲底直上よりも粒子の粒径が小さくなっていること、である。

以上の特徴から、雲内および雲底下で期待される大雲粒～降水粒子に関係した雲物理過程を考察する。まず、2D-C粒子画像のすべての粒子が水滴と判断されること（特徴①）から水滴間の衝突併合過程が考えられ、雲層内で下方へ向かって粒径が増大するという特徴②とよく整合する。また、雲底からさらに下方へ向かって粒径が小さくなること（特徴③）は、水滴が雲底下の未飽和空气中を落下する中での蒸発過程で説明できる。すなわち、雲層内における水滴間の衝突併合過程と雲底下の蒸発過程を2D-C粒子画像から描くことができる。

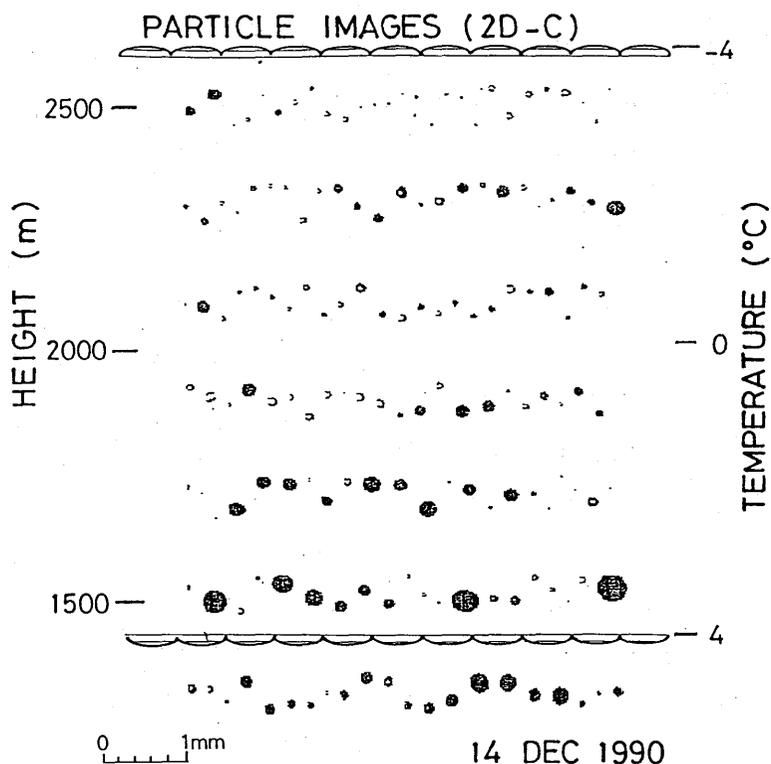


Fig. 2.4.5 Vertical distribution of images obtained from the 2D-C probe on Cessna-404, 14 December 1990.

- (2) 一部氷化した層積雲
- (a) 総観的気象条件

Fig. 2.4.6は、1990年12月13日9時の地上気圧と850mb気温分布を示した天気図である。図中の●印が観測場所を示し、弱い寒気吹き出しの状況下にある。日本列島東海上には発達した低気圧

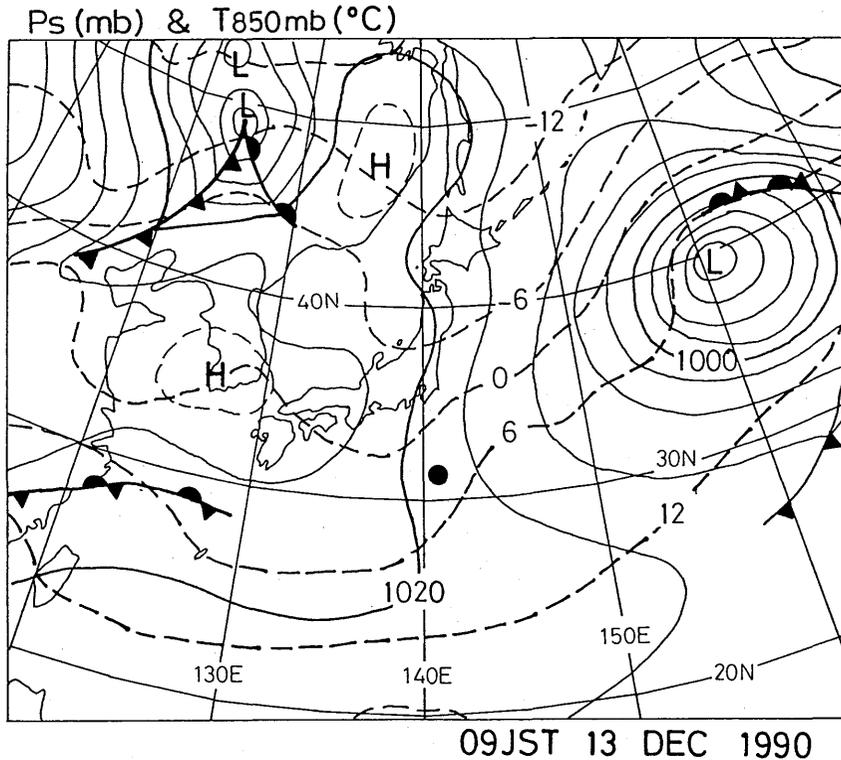


Fig. 2.4.6 Synoptic weather chart of surface pressure (solid line) and temperature at 850 mb at 9JST 13 December 1990 with contour intervals of 4 mb and 6°C, respectively. Observation area is indicated by closed circle.

があり、西日本から高気圧が東へ移動しつつあり、寒気の吹き出しが終わりかけている。このとき850mb面では北西の風で寒気移流場となっており、気象衛星画像によると四国～紀伊半島の南海上には筋状雲があり、観測場所付近に数10 km 四方の広がりをもった層積雲が存在していた。なお、この層積雲は、観測期間中に徐々に消散する過程にあった。

Photo 2.4.2は、航空機から撮影した層積雲の雲頂部と雲底下の写真である。層積雲の雲頂はほぼ平坦に広がっており、この上空には上層雲・中層雲は全く存在していない。したがって、層積雲内の水粒子・氷粒子はすべて雲内で形成されたものと言える。また、雲底付近では霧雨程度の降水が認められたけれども、海面まで達する降水ではなかった。

(b) 気温の鉛直分布

Fig. 2.4.7は、航空機によって観測された気温の鉛直分布を示している。高度約2.2kmに強い気温逆転層があり、これが層積雲の雲頂高度とほぼ一致している。層積雲の雲頂は2.1km、約-4



Photo 2.4.2 Pictures of cloud top layer (top) and subcloud layer (bottom) from a left window of Cessna-404 during 13 December 1990 stratocumulus mission.

℃, 雲底は1.4 km, 約 1 ℃で, 雲層約700 mであった。観測場所の北北西約100 kmにある八丈島では, 逆転層の高さは約2.6 km とやや高く, これより下の層では対流不安定の成層状態であった。以上のことから, 観測された層積雲は, 寒気吹き出しに伴う対流不安定によって形成されていたと考えられる。

#### (c) 雲粒子の水平分布

##### 雲水量

KING 雲水量計による雲水量の - 2 ℃高度での水平分布が, Fig. 2.4.8 に示されている。なおこ

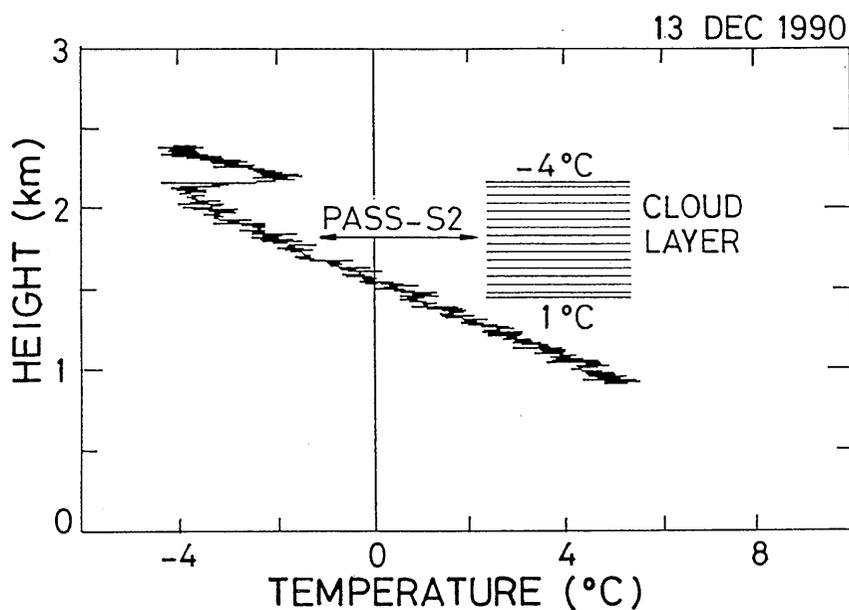


Fig. 2.4.7 Vertical profile of air temperature measured from Cessna-404 sounding on 13 December 1990.

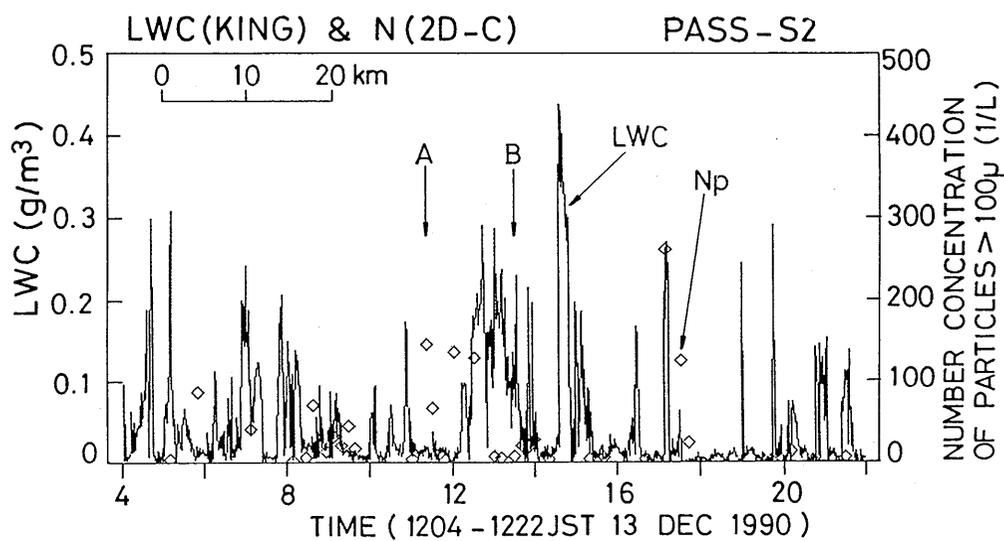


Fig. 2.4.8 Time series of liquid water content from the King liquid water content probe and number concentration of particles larger than  $100 \mu\text{m}$  by the 2D-C probe on Cessna-404, 13 December 1990.

ここでは、2D-C粒子画像から雲内に氷粒子が含まれていることが分かったため、FSSPプローブによる雲水量ではなくKING雲水量計によるものを示している。Fig. 2.4.8より、雲水量が水平方向に空間的に大きく変動していること、また雲水量の最大値は約 $0.4\text{g/m}^3$ であることが分かる。

### 2 D-C粒子画像

Fig. 2.4.9には、雲水量の少ない場所 (Fig. 2.4.8のA付近) と雲水量の多い場所 (Fig. 2.4.8のB付近) における2D-C粒子画像が示されている。Fig. 2.4.9から、

- ①雲水量の多い場所 (B) では、ほとんどが粒径 $100\mu\text{m}$ 以下の水滴の画像であること、
  - ②雲水量の少ない場所 (A) では、針状・角柱状の氷晶の画像と水滴の画像とが混在し、氷晶の粒径は $200\text{--}400\mu\text{m}$ に達していること、
- が分かる。

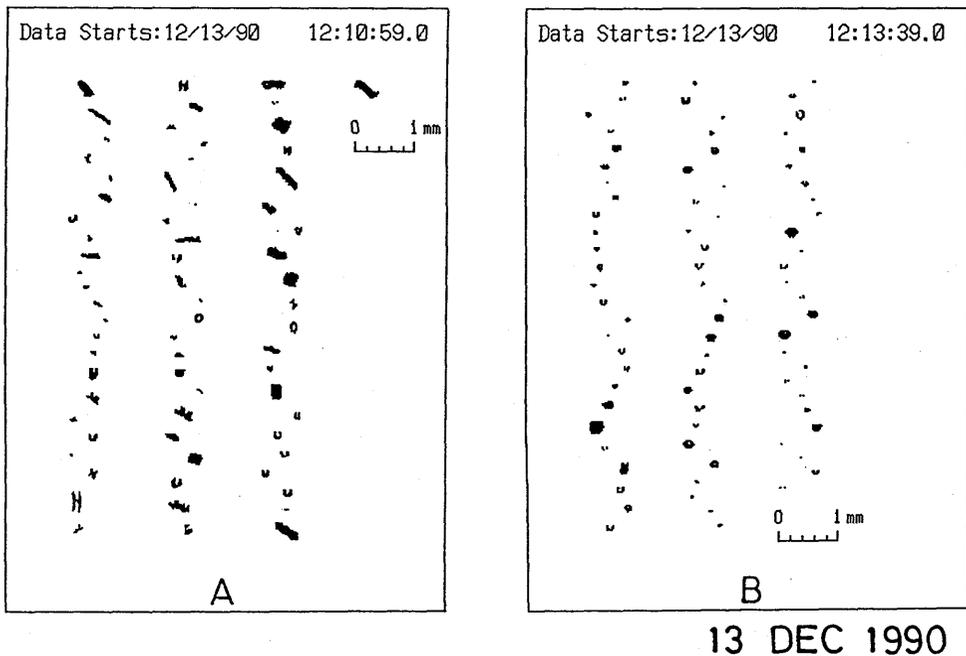


Fig. 2.4.9 Images from the 2D-C probe for A and B shown in Fig. 2.4.8

次に、Fig. 2.4.8の粒径 $100\mu\text{m}$ 以上の2D-C粒子の数濃度を調べる。雲水量の多い場所 (B) では、①のように粒子のほとんどが粒径 $100\mu\text{m}$ 以下であるため、粒子数濃度は小さい。一方、雲水量の少ない場所 (A) では、②のように大きな氷粒子が多いことを反映して、粒子数濃度は $100\text{個/L}$ 以上となっている。このように雲水量が少ない所に氷粒子があり、粒径 $100\mu\text{m}$ 以上の2D-C粒子の数濃度が大きくなっている傾向が見られる。

以上のように、 $-4^{\circ}\text{C}$ という高い雲頂温度の層積雲内で氷粒子があり、その数濃度が100個/L以上ということは、日本周辺における層積雲の雲物理構造の理解と氷晶発生機構の解明という観点から非常に興味深い観測事実である。

(d) 雲粒子の鉛直分布

雲水量

KING 雲水量計による雲水量の鉛直分布が、Fig. 2.4.10 に示されている。なおここでは、2D-C 粒子画像から雲内に氷粒子が含まれていることが分かったため、FSSP プローブによる雲水量ではなく KING 雲水量計によるものを示している。Fig. 2.4.10 より、雲水量が雲底より約100m上の高度で最大値 $0.4\text{g/m}^3$ となり、それより上方に向かって雲水量が減少し雲層上部で約 $0.1\text{g/m}^3$ となっていることが分かる。このような雲水量の鉛直分布は、(1)の層状水雲の層積雲についての鉛直分布と全く異なるものである。

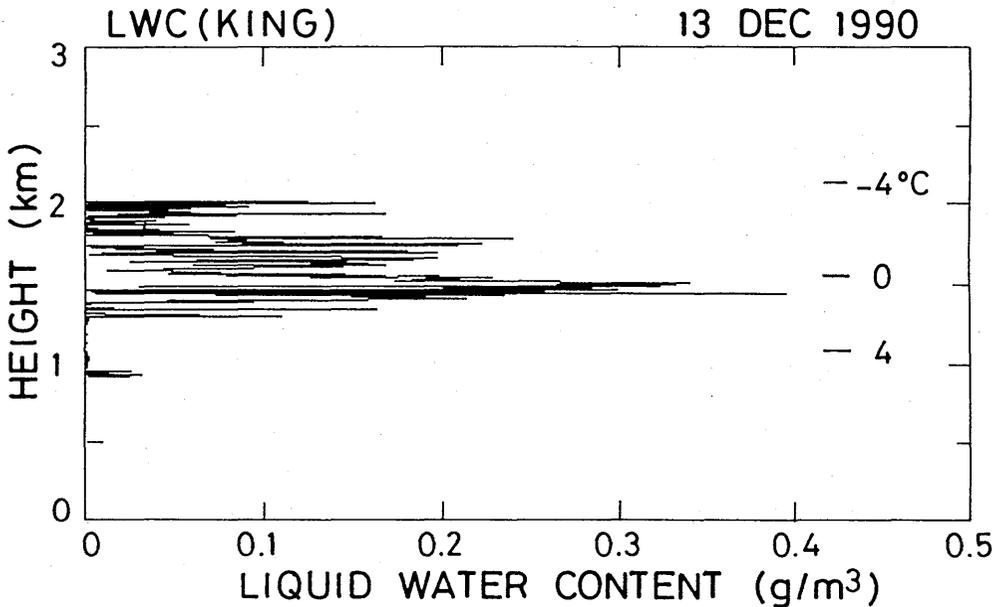


Fig. 2.4.10 Vertical profiles of liquid water content from the King probe on Cessna-404, 13 December 1990.

2D-C 粒子画像

2D-C プローブによる粒子画像の鉛直分布が、Fig. 2.4.11 に示されている。特徴的なことは、  
①雲内（高さ1400 m～2100 m）の2D-C 粒子画像は、大部分の氷粒子と一部の水滴のものとは判

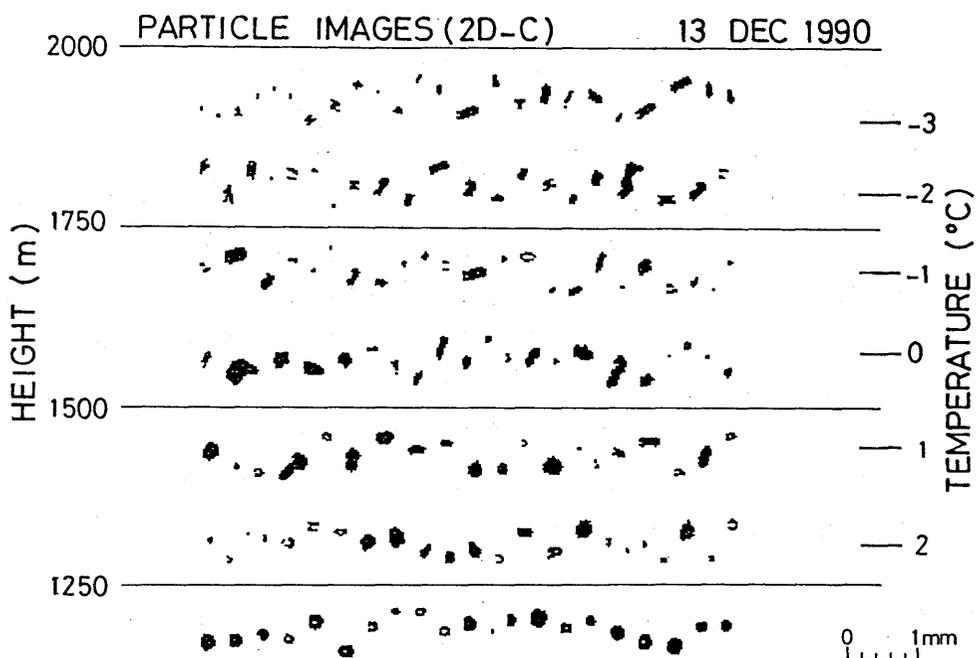


Fig. 2.4.11 Vertical distribution of images from the 2D-C probe on Cessna-404, 13 December 1990.

断されること、

- ②雲層上部では、粒子は粒径が小さく、針状・角柱状の氷晶と判断されること、
- ③雲層下部では、雲層上部より粒径の大きい氷粒子が観察されること、
- ④雲底下では、氷粒子と水滴が混在し、より下方になるにつれて全部が水滴となっていること、

である。

以上の特徴から、雲内および雲底下における雲物理過程を考察する。まず、この層積雲の上空には雲はないことから、層積雲内で氷晶が何らかのメカニズムによって発生していることは明らかである。次に、雲層上部に結晶形の分かる小さな粒径の粒子が見られることから、氷晶の発生場所が雲層上部である可能性が高いと考えられる。また、雲層下部にかけて粒径が大きくなっていることから、雲内での氷晶の昇華あるいは雲粒付着による成長があると考えられる。さらに雲底下では、氷粒子の融解による水滴形成で特徴④を説明できる。以上のように、2D-Cプローブによる粒子画像の鉛直分布から、雲層上部での氷晶発生過程、雲層内での昇華成長・雲粒付着成長過程、雲底下での氷粒子の融解過程が卓越していたとまとめられる。これらの特徴を定量的に説明することは、今後の課題とする。

#### 2.4.4 まとめ

水雲の層積雲と一部氷化した層積雲の雲物理構造が、1990年12月13日と14日八丈島南方海上で航空機観測によって調べられた。主な解析結果は、次の通りである。

- ①水雲の層積雲では、雲粒は雲粒数濃度がほぼ一定（約200-250個/cm<sup>3</sup>）の下で雲底から雲頂へかけて凝結成長し、粒径スペクトルが広がっている。また、雲層内で水滴間の衝突併合過程によって降水粒子が形成され、雲底から蒸発しながら落下している。
- ②雲頂温度-4℃で氷化している層積雲では、雲層上部で何らかのメカニズムによって氷晶が発生し、雲内で昇華成長あるいは雲粒付着成長した100個/L以上の高濃度の氷粒子が形成されている。さらに、氷粒子は雲底から融解しながら落下している。

以上の結果は、日本周辺における層積雲の雲物理構造の理解と氷晶発生機構の解明という観点から非常に興味深いものである。今後さらに航空機観測を基本とした観測データの取得に努め、定量的な解析を進める必要がある。

#### 謝 辞

高度な安全飛行を要求される層積雲の航空機観測を無事遂行された昭和航空㈱、複雑なFSSP, 2D-Cデータ処理プログラムの開発に御協力頂いたシステムクラフト及びその他航空機観測関係者の方々に厚く感謝する。

#### 参 考 文 献

- Albrecht, B. A., R. S. Penc and W. H. Schubert, 1985 : An observational study of cloud-topped mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 800-822.
- Brost, R. A., D. H. Lenschow and J. C. Wyngaard, 1982a : Marine stratocumulus layers. part I : Mean conditions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 800-817.
- Brost, R. A., J. C. Wyngaard and D. H. Lenschow, 1982b : Marine stratocumulus layers. part II : Turbulence budgets. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 818-836.
- Caughey, S. J., B. A. Crease and W. T. Roach, 1982 : A field study of nocturnal stratocumulus. II : Turbulence structure and entrainment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 124-144.
- Ishizaka, Y. and I. Nagao, 1990 : Effect of cloud-droplet size-distribution on radiative properties of clouds. Progress report of WCRP in Japan, Japanese WCRP Association, 73-78.
- Nicholls, S., 1984 : The dynamics of stratocumulus : Aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 783-820.
- Noonkester, V. R., 1984 : Droplet spectra observed in marine stratus cloud layers. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 829-845.
- Randall, D. A., J. A. Coakley, Jr., C. W. Fairall, R. A. Kropfli and D. H. Lenschow, 1984 : Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 1290-

1301.

Roach, W. T., R. Brown, S. J. Caughey, B. A. Grease and A. Slingo, 1982 : A field study of nocturnal stratocumulus. I. Mean structure and budgets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 103-132.

Slingo, A., R. Brown and C. L. Wrench, 1982 : A field study of nocturnal stratocumulus. III. High resolution radiative and microphysical observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 145-165.

Slingo, A., S. Nicholls and J. Schmetz, 1982 : Aircraft observations of marine stratocumulus during JASIN. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 833-856.

Twomey, S. and T. A. Wojciechowski, 1969 : Observations of the geographical variation of cloud nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 684-688.

Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 1977 : Atmospheric sciences. Academic Press, 158-166.

## 2.5 雲内エアロゾルの航空機観測\*

### (Aircraft observation of cloud-interstitial particles)

#### 2.5.1 はじめに

大気エアロゾル粒子は、直接的にだけでなく、雲の形成を介して間接的に大気の放射過程に影響を及ぼしている。従って、大気エアロゾルの粒子のなかで、どれほどのものが雲核として働き、雲形成に関与しているのか、また、雲内で活性化できずにエアロゾル粒子として存在するものの割合や、その組成を知ることが気象学的に重要である。大気エアロゾル粒子のうち、どれほどが凝結過程により雲粒を形成する (nucleation scavenging) かについての研究は、大気エアロゾル粒子を対象とした実験的測定 (Ono and Ohtani, 1980; Harrison, 1985; Okada *et al.*, 1990) と共に現実の雲を対象として、航空機及び山岳上での観測 (Hegg *et al.*, 1984; Sievering *et al.*, 1984; Daum *et al.*, 1987; ten Brink *et al.*, 1987; Heintzenberg *et al.*, 1989) が今まで行なわれている。

これらの結果によれば、大気中に浮遊する半径  $1\ \mu\text{m}$  未満のエアロゾル粒子 (サブミクロン粒子) の重量の約60-90%が雲粒に移行していることが示されている。しかし、雲内の水蒸気過飽和度には、entrainment等の影響による空間的不均一性があり、雲粒を形成していない雲内エアロゾル粒子が、もともと不活性 (cloud-inactive) なものなのか、それとも過飽和度が低いため活性化していないが、さらに高い過飽和度では雲粒を形成できるものなのかが評価されていない。

本研究では、自然の雲を対象にし、大気エアロゾルの中で雲粒に移行しているものの割合を航空機観測から求めると共に、雲内エアロゾル粒子を採取し、その粒径分布と物質について調べることを目的とする。

#### 2.5.2 測定方法

##### (1) 雲内エアロゾル採集用バーチャルインパクターと機内配管

航空機による雲内エアロゾル観測のための試料空気の入入れには、前研究 (1984-86年度) で開発した航空機搭載用バーチャルインパクター (本誌第I部1.3節参照) を使用し、雲粒を除いた試料空気は、内径  $8\ \text{mm}\ \phi$  のパール・チューブを用いてマニホールドに導き、そこで減速した後に、各測定器へ導入した。取入口から測定器までの距離は約  $2\ \text{m}$  である。なお、最終年度には、このインパクターの雲内での雲粒除去効率の再評価を行なうため、バーチャルインパクターを通さない空気中のエアロゾルも同時測定した。

---

\* 池上三和子 (M. Ikegami), 財前祐二 (Y. Zaizen), 岡田菊夫 (K. Okada)

## (2) エーロゾル個数濃度測定

エーロゾル個数濃度測定には、オプティカルパーティクルカウンターを用い、その Model PM-730-S15P [ダン産業] を1987年9月、1989年3月、1990年12月の観測に、また、Model PM-730-SN15P を1989年12月と1990年12月の観測に使用した。本測定器は60°側方散乱方式で、半径0.15～5 μm の測定範囲に15チャンネルの分級機能を持つ。使用した2台の測定器は、ほぼ同型である。

また、各観測の前には、チャンネル毎のしきい値電圧の確認と標準粒子（ポリスチレンラテックス）を用いた校正を行ない、飛行中のサンプリング空気の流量は、測定器の排気側にマスフローコントローラを取りつけて、質量流量を300cc/min（1気圧）に保った。

測定は飛行中連続して行なった。Model PM-730-S15P と Model PM-730-SN15P のカウント積算時間は、それぞれ60秒と20秒である。

## (3) エーロゾル粒子の採集

エーロゾル粒子の電子顕微鏡分析用試料の採集は、1987年に機上テストを行ない、流量の安定化をはかる等の採取手法の改良を行なった後、1989年3月の観測からデータを得ることができた。

エーロゾル粒子は、マニホールドから取り出した空気をjet径1mmのインパクターに導入し、電子顕微鏡用グリッドメッシュに張ったコロジオンの薄膜上に捕集した。なお、流量はインパクターの下流で測定し、全体をポンプで吸引している。サンプリングは、主に雲内と雲外に分けて行なった。高々度ではエーロゾル濃度が低いいため、捕集時間は4分間以上とし、1990年12月の観測では10分間のサンプリングも行なった。

サンプリングの流量（8 l/min）、エーロゾル粒子の密度（2g/cm<sup>3</sup>）等から評価された700mb（約3km）におけるインパクターの捕捉率は、50%カットオフ半径が0.15 μm である。採集後のサンプルは電子顕微鏡（Hitachi, H-600）を使用して観察した。

### 2.5.3 結果

雲内エーロゾルの測定結果を示す前に、使用したバーチャルインパクターの透過率（penetration efficiency）を、乾燥した（相対湿度<10%）大気中のエーロゾルを用いて測定した結果を示す。Fig. 2.5.1は2台のパーティクルカウンターを用いて、バーチャルインパクターを通したものと、通さないもののエーロゾル粒子濃度を測定し、その比から計算されたバーチャルインパクターの透過率をプロットしたものである。この図から、半径0.8 μm 以上のエーロゾルでは、この透過率が0.1以下と極めて低いことが分かる。なお、半径2 μm 以上では、この率が0.01以下であった。このことから、雲内エーロゾルについての測定値は、実際の大気中の濃度に比べて低くなることが考えられる。従って、ここではこの透過率曲線を用いた補正を行なった。

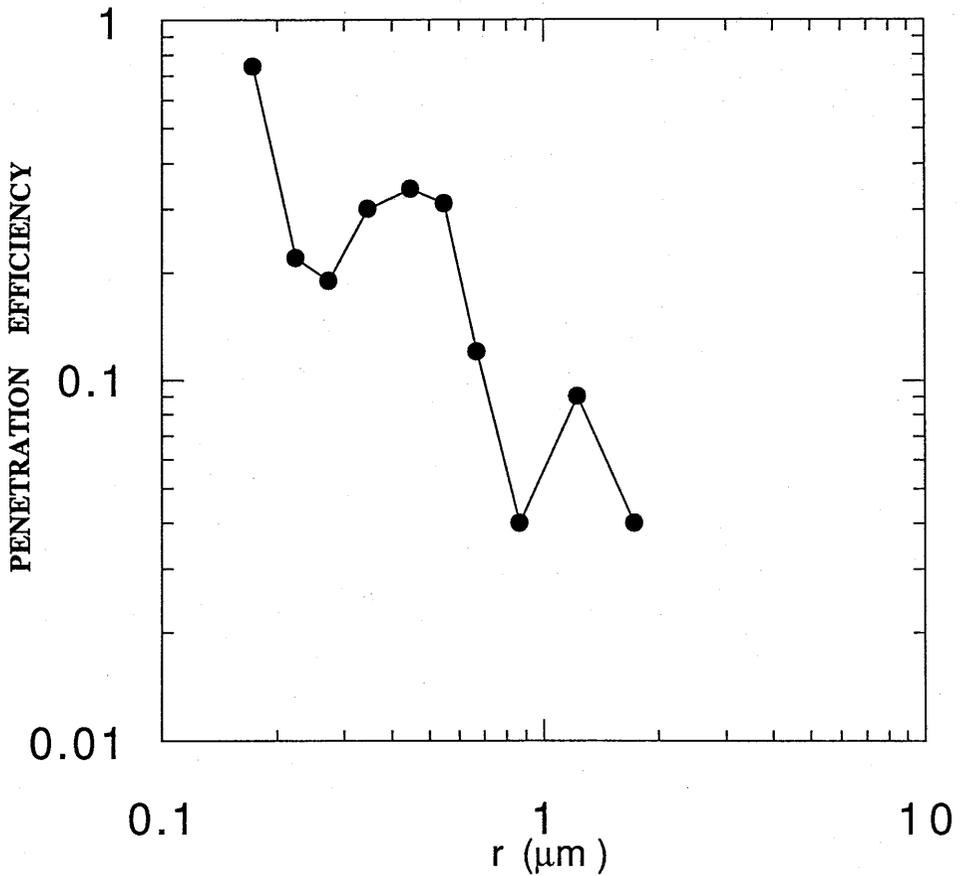


Fig. 2.5.1 Penetration efficiency of a virtual impactor at dry air.

1990年12月14日、八丈島近海上空で得られた結果を以下に示す。対象とした雲は、層積雲で、雲頂高度8300 ft、雲底高度6000 ftであった。なお、この層積雲の下に、積雲（雲底高度4800 ft）が多少存在した。雲内エアロゾルの平均的な粒径分布（図中：filter）の特徴を、雲粒残渣と雲内エアロゾルの両方を含むものの粒径分布（図中：direct）と比較した。Fig. 2.5.2は、高度500～5450 ftにおける2つの粒径分布を示したもので、特に両者に大きな差は認められない。これに対して、雲内中・下部（高度5450～7720 ft）で測定された粒径分布は、filterの方が、directに比べてサブミクロン領域で個数濃度が1/3程度の低い値を示した（Fig. 2.5.3を参照）。このことは、サブミクロン粒子のかなりのものが、雲粒へ移行していたことを示唆するものと考えられる。また、ここで特に注目したいことは、雲内エアロゾルの粒径分布においても、雲のない大気中と同様に、半径の小さいものほど個数濃度が高いことである。この特徴は他の時期に行なわれた航空機観測においても同様に観測された（付録参照）。Fig. 2.5.4は、雲頂上の高度9600～11900 ftの自由大気中でのエアロゾルの粒径分布である。この図でも filter と direct の粒径分布で、サブミクロ

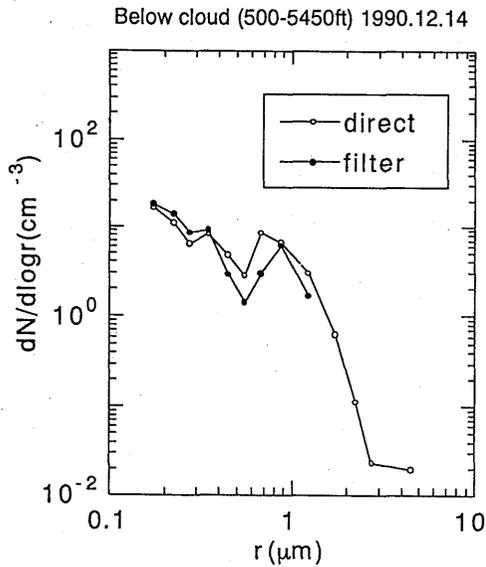


Fig. 2.5.2 Number-size distribution of aerosols measured below cloud base. The 'direct' distribution was obtained from both cloud droplet residues and cloud interstitial aerosols. The 'filter' distribution was obtained from cloud interstitial aerosols.

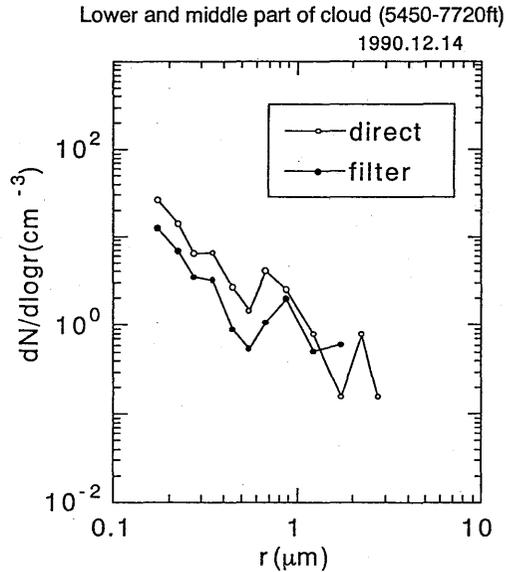


Fig. 2.5.3 Number-size distribution of aerosols measured in the lower and middle parts of cloud. The meaning of 'direct' and 'filter' are the same as in Fig. 2.5.2.

ン領域に大きな濃度差は認められない。また、粒径分布の勾配が雲底下や雲内のものと比べて著しく大きいことがわかる。この急な勾配は、微小なエアロゾルの濃度が高いことに起因している。

以上のように雲外においては、2つの粒径分布に差が認められないことから、雲内で認められた個数濃度の差は、エアロゾル粒子が水蒸気過飽和状態において活性化し、雲粒形成にかかわったことを示すものといえる。

次に、この個数濃度の差を利用して、どの程度のエアロゾル粒子が雲核として働き、雲粒へ移行したかを評価する。Fig. 2.5.5は、Fig. 2.5.3の個数粒径分布を体積粒径分布に変換したものである。一般に、雲のない大気中でのエアロゾルの体積粒径分布においては、半径0.2 μm程度のところに極大が認められる。しかし、この雲内の結果ではサブミクロン領域での極大が認められない。半径1 μm未満の領域における両者の体積差が、directの粒径分布の体積に占める割合は65%である。このことは半径0.15-1 μmのエアロゾルの体積の65%が、雲粒へ移行していることを示す

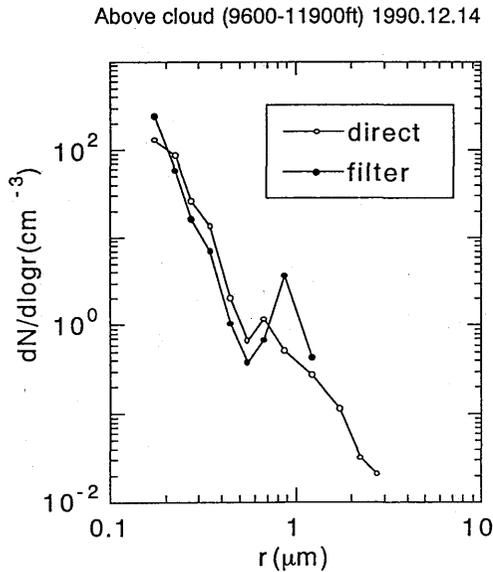


Fig. 2.5.4 Number-size distribution of aerosols measured above cloud top. The meaning of 'direct' and 'filter' are the same as in Fig. 2.5.2.

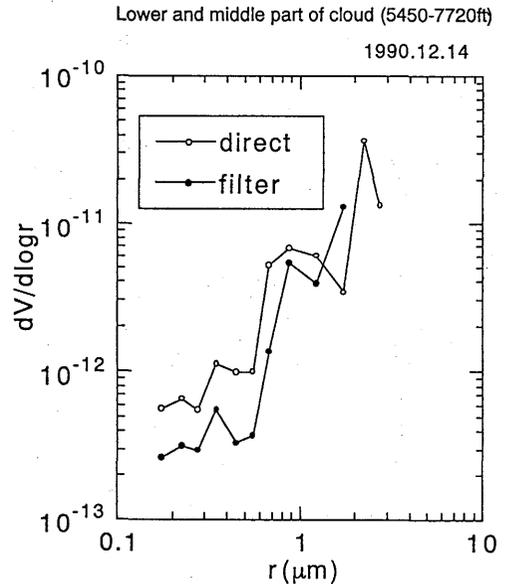


Fig. 2.5.5 Volume-size distribution of aerosols measured in the lower and middle parts of cloud. The meaning of 'direct' and 'filter' are the same as in Fig. 2.5.2.

ものである。この値は、今までの他の自然の雲を対象とした研究と矛盾しない。なお、個数で評価すると半径0.15-1 μmのエロゾル粒子の60%が雲核として働いたことになる。

なお、雲核として機能するエロゾルの大きさは、水蒸気過飽和度によって異なるが、大気中で起こり得る過飽和度 (< 1%) で活性化する粒子半径は、硫酸アンモニウム粒子の場合は0.02 μm程度 (Pruppacher and Klett, 1978) と小さい。このため、サブミクロン粒子の雲粒への移行割合を正しく見積もるためには、エイトケン粒子を含めた測定が必要であるが、本航空機観測では、半径0.15 μm以下の粒子の測定が出来なかった。また、雲粒残渣も含めた測定では、雲粒が慣性沈着する事により、その測定値は、実際の値よりも低いことが推定される。このため、65%という雲粒への移行割合は、過小に評価している可能性がある。

Fig. 2.5.6(a) は、雲粒残渣と雲内エロゾル粒子を含めて採集した試料の電子顕微鏡写真である。粒子形態から考えて、採集された粒子の多くが水溶性物質を有するものである。図中Aで示した粒子は、海塩粒子と考えられ、海面で発生した後、雲内まで輸送されたものである。また、図中Bで示したものは、硫酸アンモニウムと考えられる。

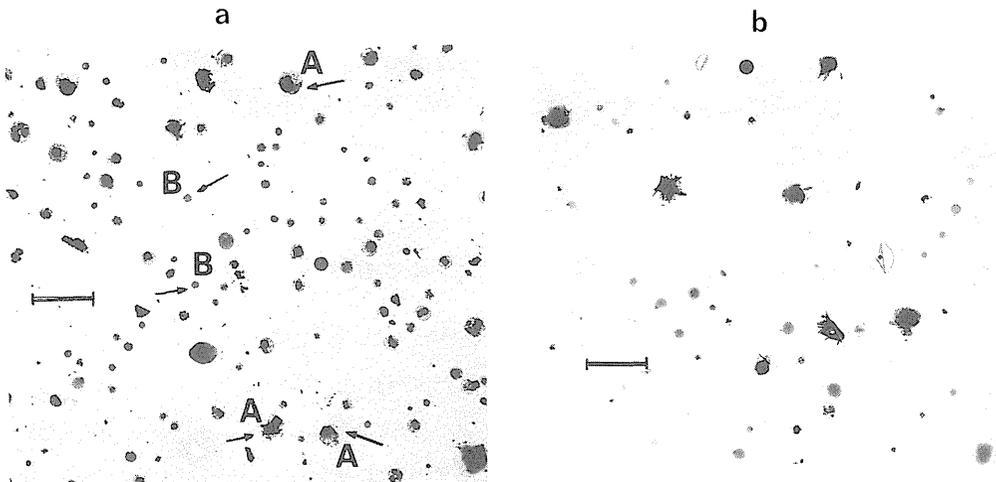


Fig. 2.5.6 (a) Electron micrographs of both cloud droplet residue and cloud interstitial particles ('direct') collected during the period from 11:23 to 11:33 LST at an altitude of 7,200ft. Particles indicated by A: sea salt. Particle B: ammonium sulfate. (Scale: 5  $\mu\text{m}$ )  
 (b) Electron micrograph of cloud interstitial particles ('filter') collected during the period from 11:23 to 11:33 LST at an altitude of 7,200ft.

Fig. 2.5.6(b)は、雲内エアロゾルの電子顕微鏡写真である。採取された粒子数は、Fig. 2.5.6(a)のものとは、かなり少ないが、粒子組成は形態から評価すると大きな違いがなく、雲核として働きにくい非水溶性粒子は、ほとんど認められない。このことは、雲内エアロゾルとして存在する粒子は、活性化する能力を持ちながら、雲内の低い過飽和度領域において、エアロゾル粒子として浮遊していたことを示すものである。

#### 2.5.4 結論

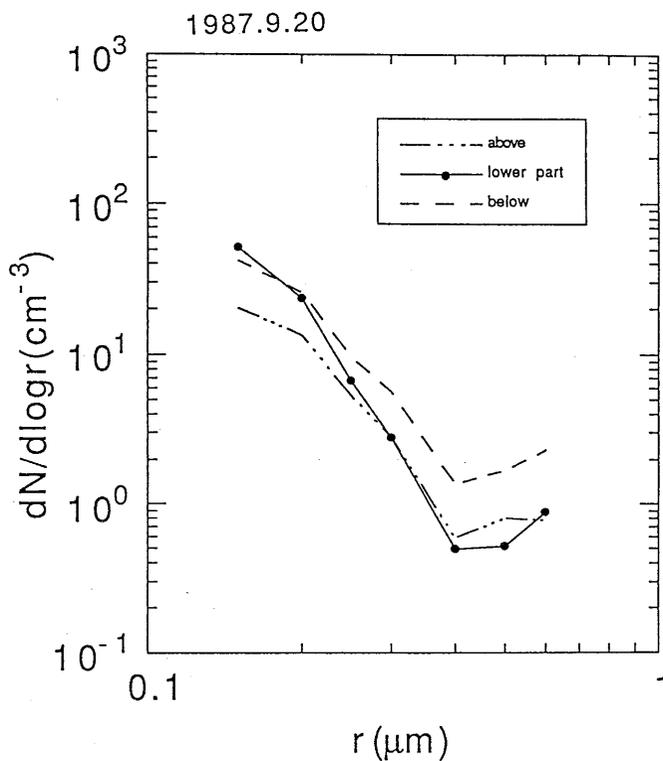
1990年12月14日の航空機観測において、雲粒除去後のエアロゾル（雲内エアロゾル）の個数粒径分布と共に雲粒残渣と雲内エアロゾルの両者を含むものの個数粒径分布を測定した。さらに、エアロゾル粒子を採集し、その形態を電子顕微鏡で観察した結果、以下のことが分かった。

1. 雲内のエアロゾルの粒径分布は、雲のない大気中のものと同様に、粒径の小さいものほど高濃度の分布を持っていた。
2. 雲内中・下部において、サブミクロン粒子（半径0.15-1  $\mu\text{m}$ ）の雲粒への平均的な移行割合を見積った結果、その割合は体積で65%、個数で60%であった。
3. 電子顕微鏡による形態観察から、海塩、硫酸アンモニウム等からなる吸湿性粒子が、雲内エアロゾルの主要な粒子として存在していたことが示唆された。

雲内エアロゾルが、おもに吸湿性の粒子であるにもかかわらず、雲中に存在していることの理由としては、雲中の過飽和度が不均一で、過飽和度が低い領域が存在し、活性化できなかったものと考えられる。このことをはっきりさせるためには、今後、時間分解能を良くし、より綿密に観測をする必要がある。

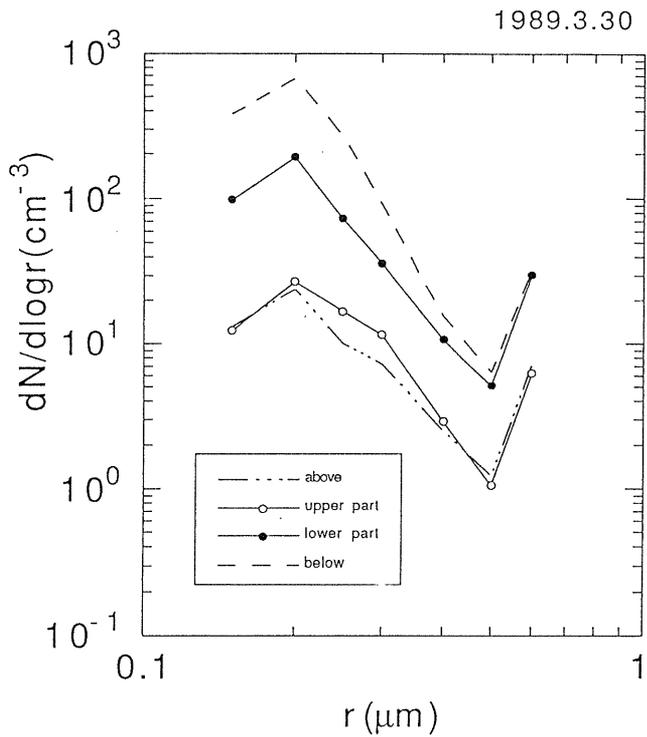
### 付録 雲内・外のエアロゾル粒径分布と粒子の電子顕微鏡写真

以下に本研究で得られた雲内・外の粒径分布（平均値）と電子顕微鏡写真をFig. 2.5.A.1～Fig. 2.5.A.5に示す。粒径分布は、図の下部に、領域、測定時刻、及び高度を示した。横軸は、粒子半径（ $\mu\text{m}$ ）、縦軸はエアロゾル個数濃度（ $\text{cm}^{-3}$ ）である。測定領域を以下のように区分してまとめている；above（雲頂より高々度）、upper part（雲内の上部）、middle part（雲内の中部）、lower part（雲内の下部）、below（雲底より低高度）を意味する。図示した粒径分布は、測定値



above	1342-1354(9900ft)
lower part	1409-1412(6150ft)
below	1419-1431(2050ft)

Fig. 2.5.A.1



1989.3.30

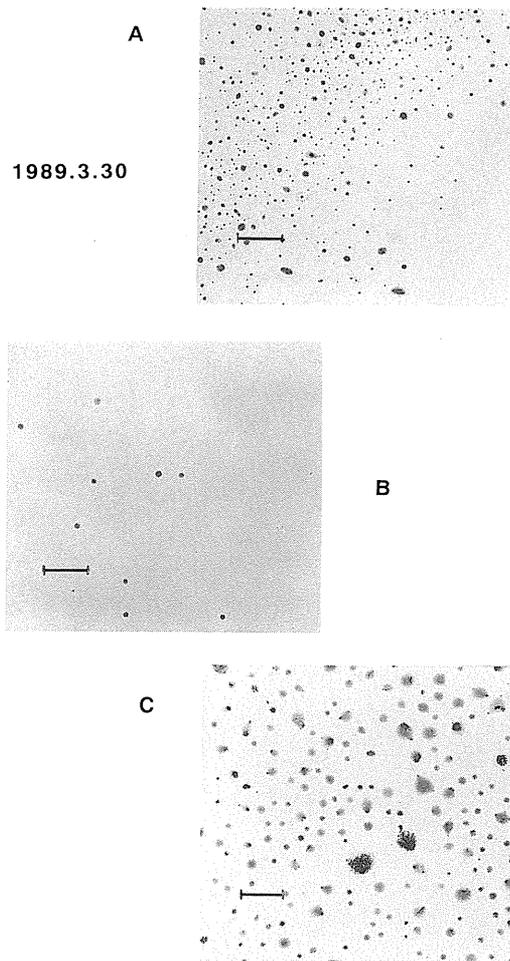
Size Distribution

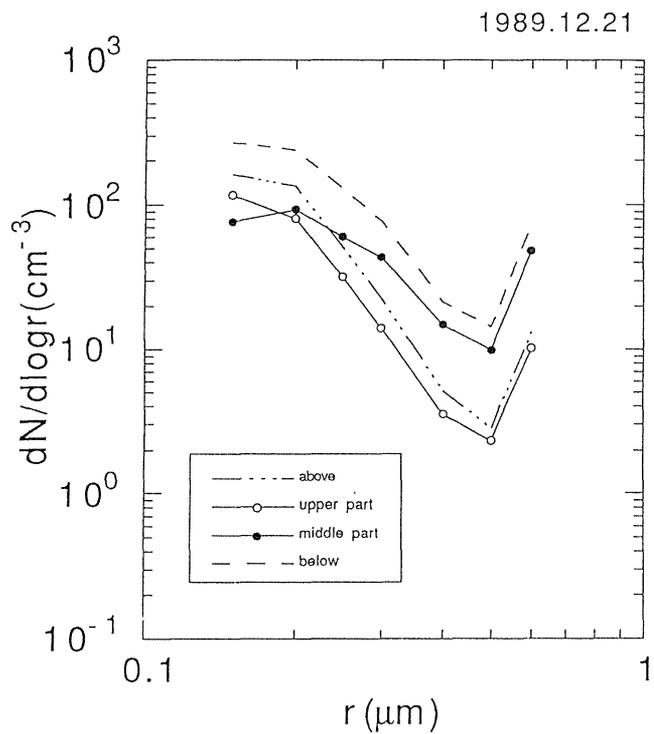
above	1305-1309(12300ft)
	1312-1314(12300-15200ft)
	1314-1324(15200-10800ft)
upper part	1324-1330(10800ft)
lower part	1337-1343(7200ft)
below	1150-1226(4900ft)
	1342-1355(7200-1000ft)

Sample

A	(1305-1324)
B	(1252-1258)
C	(1210-1225)

Fig. 2.5.A.2





1989.12.21

Size Distribution

Sample

above	1244-1252(9800-14800ft) 1253-1257(14800-9700ft)	A (1245-1250)
upper part	1257-1305(8800ft)	B1 (1301-1307)
middle part	1210-1225(5900ft) 1227-1232(5900ft)	B2 (1212-1217)
below	1100-1114(980ft) 1115-1136(980ft)	C (1133-1137)

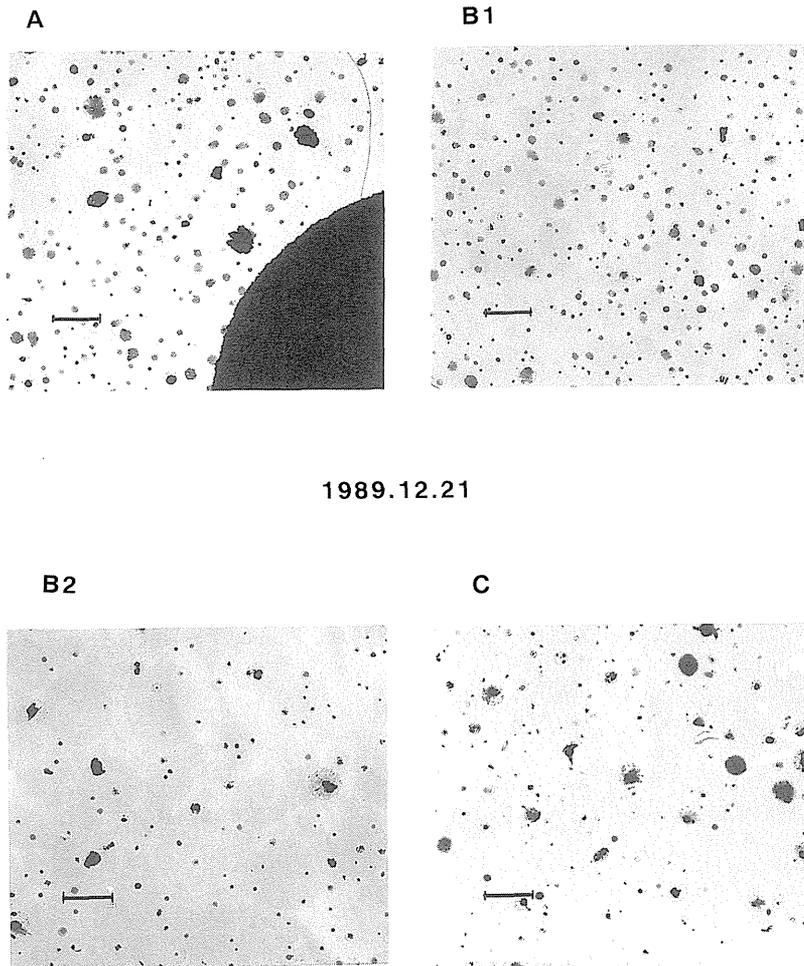
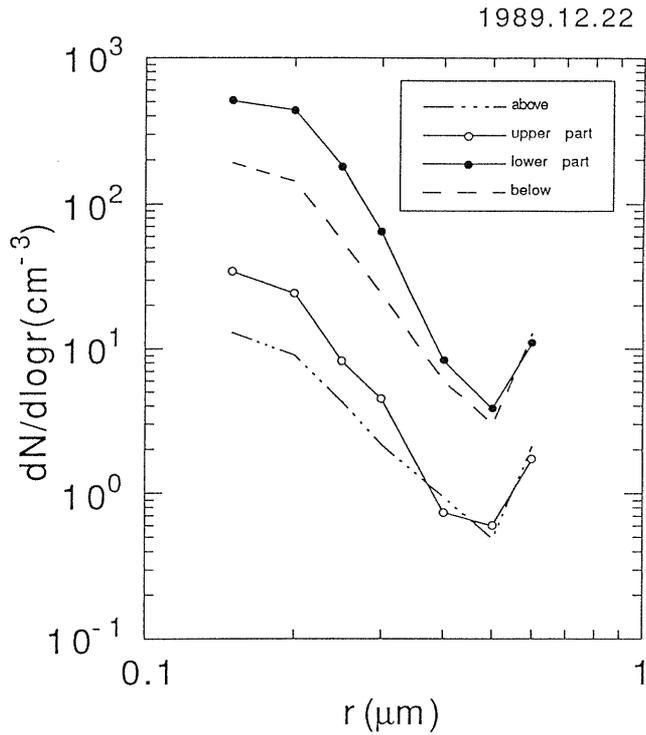


Fig. 2.5.A.3



1989.12.22

Size Distribution

Sample

above	1151-1153(14500ft)	
	1153-1202(14500-10300ft)	
upper part	1202-1205(10300ft)	B1 (1204-1209)
lower part	1230-1236(4960ft)	B2 (1232-1237)
below	1216-1222(4960-990ft)	C (1049-1054)
	1035-1045(1980ft)	
	1047-1057(1980ft)	

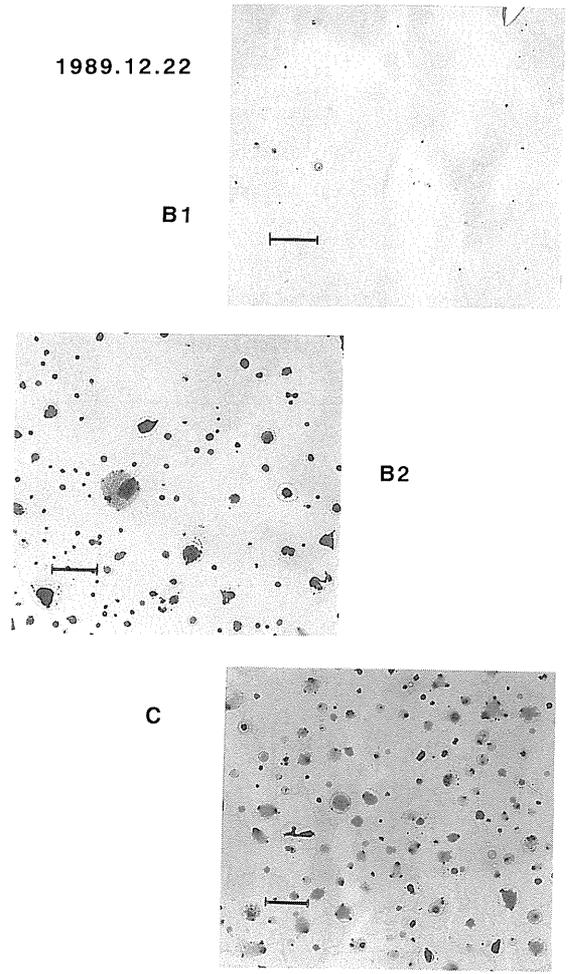
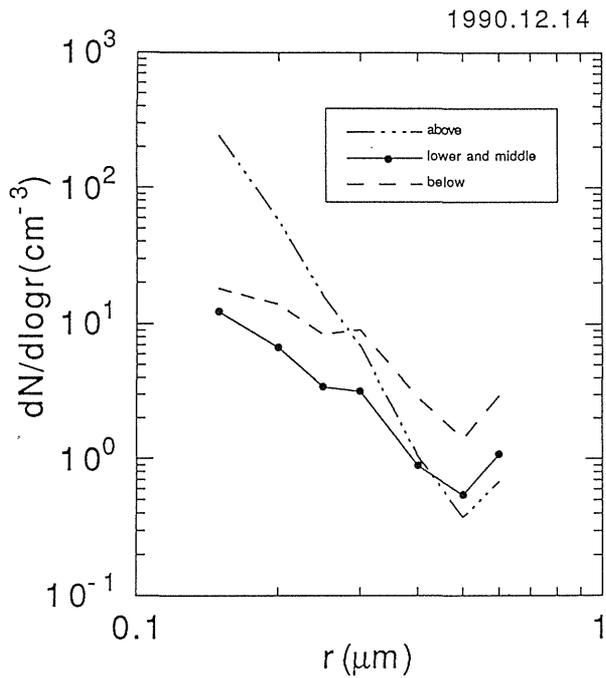


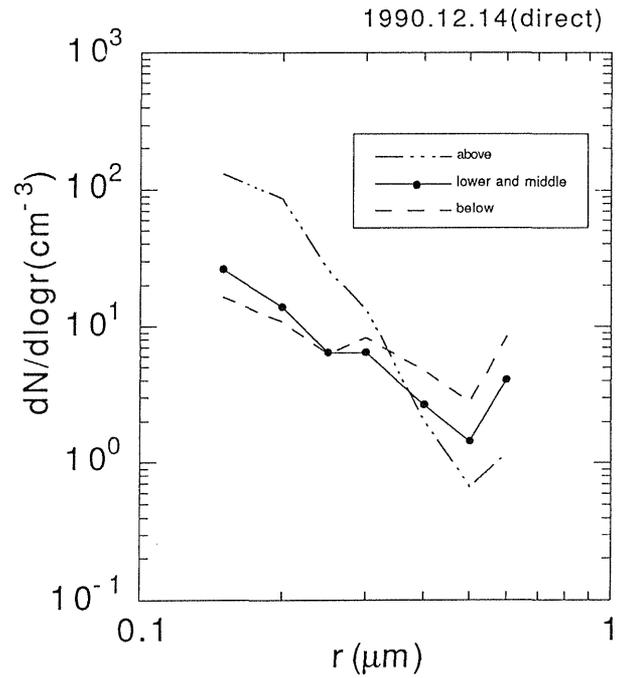
Fig. 2.5.A.4



1990.12.14

Size distribution

above	1220-1225(8310-9600ft)
	1225-1230(9600ft)
	1231-1233(11900ft)
lower and middle part	1124-1132(7220ft)
	1134-1140(7720ft)
	1144-1149(5450ft)
below	1048-1056(4000ft)
	1059-1104(4000ft)



1990.12.14

Size distribution

above	1220-1225(8310-9600ft)
	1225-1230(9600ft)
	1231-1233(11900ft)
lower and middle part	1124-1132(7220ft)
	1134-1140(7720ft)
	1144-1149(5450ft)
below	1048-1056(4000ft)
	1059-1104(4000ft)

Fig. 2.5.A.5

を penetration efficiency (Fig. 2.5.1) で補正したものである。なお、半径 $0.75\ \mu\text{m}$ 以上の粒子の penetration efficiency は、非常に小さく、補正值の信頼性がないため図から除いてある。1990年12月14日の観測では、雲内エアロゾルの粒径分布だけでなく、雲粒の残渣と雲内エアロゾルの両者を合わせた粒径分布 (direct) も示した。

雲内・外のエアロゾル粒子の電子顕微鏡写真のスケールは、 $5\ \mu\text{m}$ である。それぞれのサンプルの採集領域も表中に示した。サンプル名は、A (雲頂より高々度)、B (雲内)、C (雲底より低高度) である。なお、1987年9月の観測では、エアロゾルの採集は行っていない。また1990年12月のサンプルの電子顕微鏡写真は、本文中に掲載したため、ここでは粒径分布図のみを示す。

### 参 考 文 献

- Daum, P. H., T. J. Kelly, J. W. Strapp, W. R. Leath, P. Joe, R. S. Schemenauer, G. A. Isaac, K. G. Anlauf and H. A. Wiebe, 1987: Chemistry and physics of a winter stratus cloud layer: A case study. *J. Geophys. Res.*, **92**, 8246-8436.
- Harrison, L., 1985: The segregation of aerosols by cloud-nucleating activity. Part II: Observation of an urban aerosol. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 312-321.
- Hegg, D. A., P. V. Hobbs and L. F. Radke, 1984: Measurements of the scavenging of sulfate and nitrate in clouds. *Atmos. Environ.*, **18**, 1939-1946.
- Heintzenberg, J., L. Gardneus, K. J. Noone and J. A. Ogren, 1989: The size distribution of submicrometer particles within and about stratocumulus cloud droplets on Mt. Areskutan, Sweden. *Atmos. Res.*, **24**, 89-101.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1978: Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company, 714pp.
- Okada, K., T. Tanaka, H. Naruse and T. Yoshikawa, 1990: Nucleation scavenging of submicrometer aerosol particles. *Tellus*, **42B**, 463-480.
- Ono, A. and T. Ohtani, 1980: On the capability of atmospheric sulfate particles as cloud condensation nuclei. *J. Rech. Atmos.*, **14**, 235-240.
- Sievering, H., C. C. V. Valin, E. W. Barrett and R. F. Pueschel, 1984: Cloud scavenging of aerosol sulfur: Two case studies. *Atmos. Environ.*, **18**, 2685-2690.
- ten Brink, H. M., S. E. Schwartz and P. H. Daum, 1987: Efficient scavenging of aerosol sulfate by liquid-water clouds. *Atmos. Environ.*, **21**, 2035-2052.

## 2.6 多波長反射率測定による雲物理パラメータの推定\*

### (Estimation of cloud parameters from spectral reflectances measured by airborne Multi-channel Cloud Pyranometers)

#### 2.6.1 はじめに

雲層の太陽放射に対するフラックス反射率などの波長分布を測定するために、可視域から近赤外域にかけて9つの測定チャンネルを持つ航空機搭載用の多波長雲分光日射計 (Multi-channel Cloud Pyranometer, 以下MCPと略記)を開発した(第I部1.4節参照)。MCP開発の目的の一つに反射率の波長分布の違いを利用して、リモートセンシング技法により雲層の光学的厚さや雲粒子の代表的粒径などの雲物理パラメータを推定することにある。太陽放射の近赤外域での反射スペクトルの測定から、雲の相や光学的厚さなどを推定することの可能性は、以前から指摘されている(例えば Hansen and Pollack, 1970; Twomey, 1971)。既に Cocks *et al.* (1983), Curran *et al.* (1981), Stephens and Scott (1985)等は、航空機搭載用の分光(または、多波長)放射計を開発し、雲からの反射光強度の波長分布の測定から雲物理パラメータの推定を試みている。最近、Twomey and Cocks (1989)および Nakajima and King (1990)は、これらを発展させ近赤外域の複数の波長における反射光強度の測定から雲層の光学的厚さと代表的粒径(有効半径)を同時に決定する方法を開発した。更に、Nakajima *et al.* (1991)は、FIREにおける層積雲の観測に応用し、その方法に含まれる種々の問題を詳細に検討した。これらの研究に用いられた放射計は、いずれも特定の方向に反射される放射強度を狭い視野角で測定するものである。ここでは、航空機に搭載されたMCPによって測定される太陽放射のフラックス反射率のスペクトル特性から層状の水雲の微物理パラメータの推定を試みる。フラックス反射率を利用することの利点は、測器の絶対値検定の必要がないこと、また、解析のための放射計算が比較的容易であることがあげられる。他方、放射フラックスは、放射強度に比べてより広い空間領域からの寄与を含むため、放射フラックス測定の場合には、対象とする雲の水平方向のより広い範囲での一様性が要求され、空間分解能も低くなる。なお、ここで推定される量は、雲を局所的に均質な層状雲と仮定した場合に、観測されたフラックス反射率と等価な波長分布を与える雲物理パラメータである。

#### 2.6.2 方法とシミュレーション

##### (1) 光学的厚さと有効半径の推定

可視域及び近赤外域における雲からの反射太陽光の測定から、雲層の光学的厚さや雲粒の代表的粒径を同時に推定することができる理論的根拠は、第I部 Fig. 1.4.1において既に触れた様に、

---

\* 浅野正二 (S. Asano), 塩原匡貴 (M. Shiobara)

吸収の無い可視光に対する水雲の反射特性は、主に光学的厚さにより決まっており、他方、近赤外域における水の吸収帯における反射特性は、雲粒子の大きさに依存するという事実に基づく (Twomey and Cocks, 1989; Nakajima and King, 1990)。MCPを用いたフラックス反射率の測定から、層状水雲の光学的厚さと有効半径を推定する原理も、同じ根拠に基づく。MCPの波長λのチャンネルにおける雲層の光学的厚さ $\tau(\lambda)$ は、次のように書き表せる。

$$\tau(\lambda) = [N \cdot k_{ext}(\lambda) + u_g \cdot K_g(\lambda)] \cdot H. \quad (2.6.1)$$

ここに、 $k_{ext}$ は、単位体積当り雲粒子数1ヶと規格化した体積消散係数であり、 $N$ は雲粒子の数密度である。 $u_g$ は、単位体積当りの吸収気体の量、 $K_g$ は気体の吸収係数である。 $K_g$ はMCPの各チャンネル(ch.)のフィルター特性に依存するが、酸素(O<sub>2</sub>)吸収帯のch. 4 (760 nm)及び水蒸気(H<sub>2</sub>O)吸収帯のch. 6 (938 nm)を除いて、 $K_g=0$ である。 $H$ は、鉛直方向に均質と仮定した雲層の幾何学的厚さである。

一般に、雲粒子は多分散系を成している。その代表的粒径及び粒径分布の広がり具合を、それぞれ次式で定義される有効半径 $r_e$ および有効分散 $v_e$ で表す。

$$r_e = \int r^2 r n(r) dr, \quad (2.6.2)$$

$$v_e = \int (r_e - r)^2 r^2 n(r) dr / \int r_e^2 r^2 n(r) dr. \quad (2.6.3)$$

ここに $n(r)$ は、半径が $r$ と $r+dr$ の間に含まれる粒子の数密度を表す粒径分布関数である。実際の多くのmonomodalな粒径分布は、対数正規分布関数で良く近似できるので、ここでも対数正規分布関数、

$$n(r) = \frac{C}{(2\pi)^{1/2} \sigma r} \exp[-(\ln r - \ln r_0)^2 / (2\sigma^2)], \quad (2.6.4)$$

を採用する。この場合、 $r_e$ および $v_e$ は、分布関数のパラメータ $r_0$ および $\sigma$ を用いて次のように表せる。

$$r_e = r_0 \exp[5\sigma^2/2], \quad (2.6.5)$$

$$v_e = \exp(\sigma^2) - 1.$$

この粒径分布をもとに、MCPの各ch.におけるフラックス反射率 $R(\lambda)$ のパラメータ $r_e$ および $v_e$ に対する依存性を調べた。その際、雲粒子による一次散乱量の計算には、水の複素屈折率として、可視域のch.に対してはHale and Querry (1973)の値を、近赤外域のch.に対しては

Palmer and Williams (1974) の値を用いた。

フラックス反射率の有効半径  $r_e$  に対する依存性 ( $v_e$  を固定した場合) は、波長が長い ch. ほど大きくなっている。Fig. 2.6.1 に、ch. 2 (500 nm) および ch. 9 (1650 nm) におけるフラックス反射率  $R(500)$  (左パネル) および  $R(1650)$  (右パネル) を、波長500 nm における雲層の光学的厚さ  $\tau_{500}$  の関数として示した。図中、有効半径は、 $2\mu\text{m}$  から  $20\mu\text{m}$  まで  $2\mu\text{m}$  毎に変化させてある。Ch. 2 のフラックス反射率は、 $r_e \geq 4\mu\text{m}$  であれば  $r_e$  にそれほど依らず、光学的厚さ  $\tau_{500}$  の値でほぼ決まっている。他方、ch. 9 の反射率は  $r_e$  につよく依存するが、光学的厚さに対しては  $\tau_{500} \geq 40$  で飽和してしまっている。可視光および近赤外光のこのような反射特性が、光学的厚さと有効半径の同時推定法の根拠となっている。

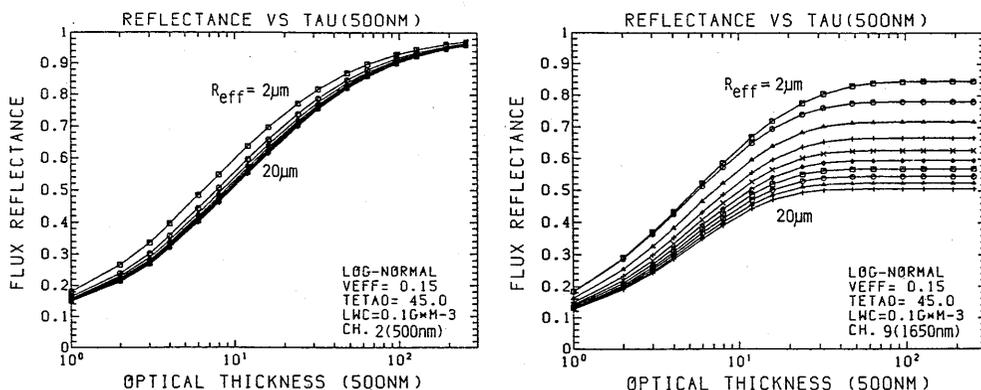


Fig. 2.6.1 Computed flux reflectances  $R(500)$  at wavelength  $\lambda = 500\text{nm}$  (Left panel) and  $R(1650)$  at  $\lambda = 1650\text{nm}$  (Right panel), as a function of the cloud optical thickness  $\tau_{500}$  at  $\lambda = 500\text{nm}$ , for various effective particle radii  $R_{eff}$  between  $2\mu\text{m}$  and  $20\mu\text{m}$ , with an increment of  $2\mu\text{m}$ , of a log-normal size distribution function with an effective variance of  $v_{eff} = 0.15$ . The solar zenith angle is set to be  $45^\circ$ .

次に、粒径分布の広がりに対する感度であるが、 $r_e$  を一定値に固定し、 $v_e$  を0.1から0.4の間で変化させ各 ch. でのフラックス反射率を計算した結果、(2.6.4) 式で表される mono-modal 分布である限り、 $v_e$  の違いによる効果は極めて小さいことが確かめられた。そこで、以下では (2.6.4) 式において  $v_e = 0.13$  ( $\sigma = 0.35$ ) に固定する。但し、雲粒分布が drizzle などの大きな粒子も含むような bi-modal 分布の場合には、長い波長の ch. において、 $v_e$  の違いによる多少の差が生じうる。

以上の原理に基づき、ch. 2 (500 nm) と ch. 9 (1650 nm) のフラックス反射率の測定値から、光学的厚さ  $\tau_{500}$  と有効半径  $r_e$  を同時に推定する。それには、ch. 2 と ch. 9 の波長におけるフラックス反射率の測定値と、 $\tau_{500}$  と  $r_e$  の2つのパラメータの値のさまざまな組合せに対して、あらかじめ

め計算しておいた反射率とを比較し、 $\tau_{500}$  と  $r_e$  の最適の組合せを選ぶ。R (500) と R (1650) の測定に誤差が含まれる場合は、最適値として推定される  $\tau_{500}$  と  $r_e$  の値も真値と異なったものとなる。Fig. 2.6.2 は、 $\tau_{500}$  と  $r_e$  の推定に及ぼすフラックス反射率の測定誤差の影響をシミュレート計算した結果を示す。図中 a, b, c 及び d は、◎印で示される真値に対して、R (500) および R (1650) にそれぞれ  $\pm 3\%$  の誤差が含まれる場合の組合せに対する推定値を示す。航空機観測の場合の最大の誤差要因の一つは、航空機の動揺による水平面フラックス測定 of 誤差 (浅野ほか, 1986) である。この場合、1.4 章で述べた MCP の特性から ch. 2 と ch. 9 の同時性がほぼ保証されるので、測定誤差としては R (500) および R (1650) 共に過小評価となるか過大評価となる組合せ (即ち a または

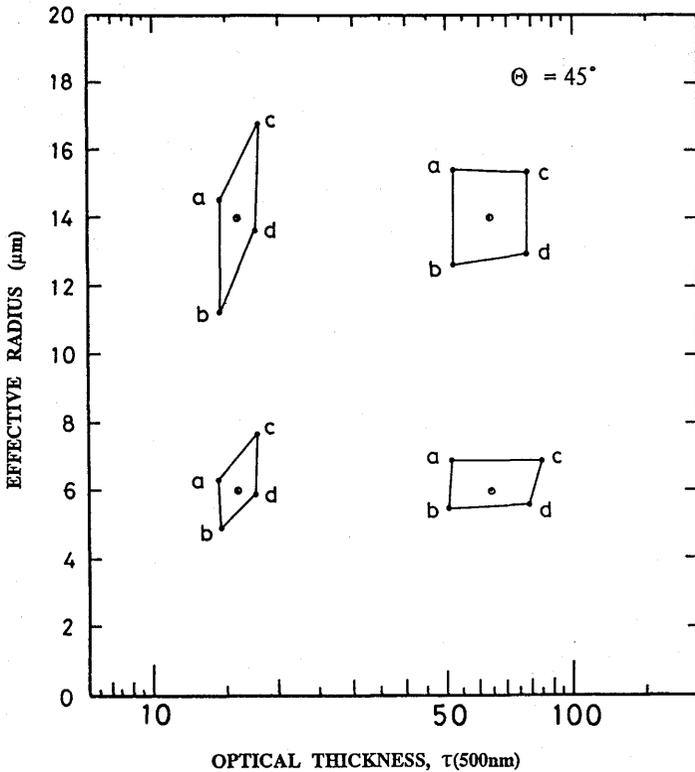


Fig. 2.6.2 Effects of errors in flux reflectances R(500) and R(1650) on the estimation of the cloud optical thickness  $\tau_{500}$  and effective particle radius  $r_{eff}$ , simulated for the four "exact" values of  $\tau_{500}$  and  $r_{eff}$  shown by the symbol ◎. For each case, the points denoted by a, b, c and d represent, respectively, the estimated  $\tau_{500}$  and  $r_{eff}$  from combination of R(500) and R(1650) which involve relative errors of  $\pm 3\%$ . For example, the point a indicates the result for errors of  $-3\%$  both in R(500) and R(1650), and b is for errors of  $-3\%$  in R(500) and  $+3\%$  in R(1650), and so on.

d) が最も可能性が高い。フラックス反射率の測定に±3%の程度の誤差が含まれる場合でも、 $\tau_{500}$  は相対値で $\leq \pm 20\%$ 、 $r_e$  は $\leq \pm 1 \mu\text{m}$ の精度で推定できることが示されている。ただし、Fig. 2.6.1からも明らかなように、この推定法の信頼できる適用範囲は、 $\tau_{500} \leq 100$ 、 $r_e \leq 25 \mu\text{m}$ に限られる。

水雲の可視光に対する光学的厚さ $\tau_v$ および有効半径 $r_e$ と、雲層の鉛直積分総雲水量 $IWP$ との間には、 $IWP = 2 \tau_v r_e / 3$ なる近似関係が成り立つ。従って、MCPのch. 2及びch. 9のフラックス反射率から推定された $\tau_{500}$ と $r_e$ とから、 $IWP$ が求まる。

## (2) 雲水量の推定

MCPは、気体吸収の無い波長での7ケのチャンネルに加えて、760 nmの酸素分子の吸収帯、及び938 nmの水蒸気吸収帯にも、測定チャンネルをもっている。本項では、ch. 4 (760 nm)のフラックス反射率 $R(760)$ を使った雲水量の推定について概説する。さて、前項のステップで $r_e$ が推定されると、仮定した $v_e (=0.13)$ と合わせて(2.6.4)式の粒径分布が確定することになり、各ch.における体積消散係数 $k_{ext}(\lambda)$ および単位体積に含まれる粒子の平均体積 $V$ が決まる。

(2.6.1)式をもとに、ch. 4における光学的厚さについてみると、粒子数 $N$ は未知数である雲水量 $LWC$ に比例し、

$$N = LWC/V, \quad (2.6.6)$$

で与えられる。一方、幾何学的厚さ $H$ は、既に推定された $\tau_{500}$ を用いて

$$H = \tau_{500} / (N k_{ext}(500\text{nm})), \quad (2.6.7)$$

と書き表せる。ところで、航空機観測のように雲の気圧高度が分かっている場合には、空気中の酸素混合比が一定であることにより、単位光路長あたりの酸素の量も定まる。結局、(2.6.1)式においても未知数は $N$ (または $LWC$ )のみとなる。一次散乱アルベドなど他の一次散乱量においても同様である。そこで、推定された $\tau_{500}$ と $r_e$ を用い、 $LWC$ (即ち、 $N$ )を変えて計算したch. 4のフラックス反射率が、測定値と等しくなる値を雲水量の最適推定値とする。酸素などの気体吸収過程を含む放射伝達の計算には、そのch.の干渉フィルターの透過スペクトルをスリット関数として波長平均した吸収帯の透過関数を、ESFT法(Asano and Uchiyama, 1987)により近似して多重散乱計算に組み込んだ。気体吸収帯の透過関数は、HITRAN吸収線データベース(Rothman *et al.*, 1986)を用いてLine-by-Line法により計算した。

Fig. 2.6.3に、ch. 4のフラックス反射率 $R(760)$ を雲水量 $LWC$ の関数として表したシミュレーション計算の例を示す。太実線は、 $\tau_{500}$ と $r_e$ が“真値”である場合の反射率の変化を表し、a, b, cおよびdの記号を付した曲線は、 $R(500)$ および $R(1650)$ に誤差が含まれる場合のFig. 2.6.2に

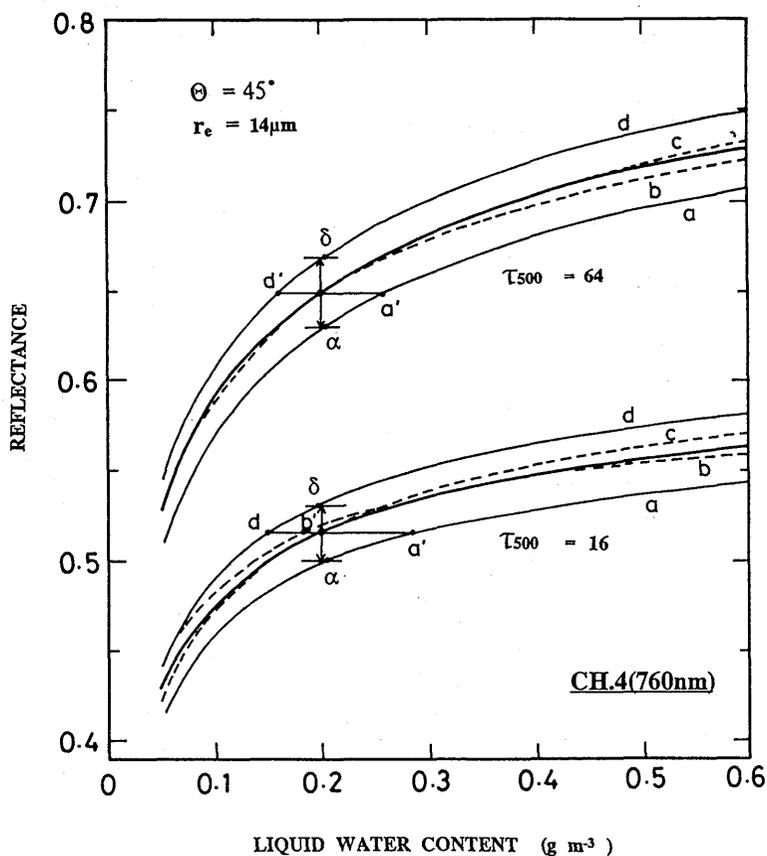


Fig. 2.6.3 Flux reflectances  $R(760)$  of MCP-ch. 4, as a function of the liquid water content, for two "exact" cases (thick solid lines) of the cloud optical thicknesses of  $\tau_{500}=16$  and  $64$ , and with an effective particle radius  $r_e=14 \mu\text{m}$ . Curves a, b, c and d represent, respectively, reflectances computed for the estimated values of  $\tau_{500}$  and  $r_e$  given by the corresponding points in Fig. 2.6.2. The point  $\alpha$  (or  $\delta$ ) gives an estimated liquid water content, instead of an assumed "exact" value of  $0.2 \text{g m}^{-3}$ , when the reflectances  $R(760)$  together with  $R(500)$  and  $R(1650)$  are underestimated (or overestimated) by a relative error of 3%. While, the points  $a'$  and  $d'$  indicate estimated values from an exact  $R(760)$  combined with  $R(500)$  and  $R(1650)$  which involve relative errors of  $-3\%$  and  $+3\%$ , respectively.

示された  $\tau_{500}$  と  $r_e$  の対応する推定値を用いて計算された反射率を示す。仮に、LWCの“真値”が  $0.2 \text{g/m}^3$  であり、ch. 4のフラックス反射率も ch. 2及びch. 9の反射率と同時に  $-3\%$ の過小評価（または  $+3\%$ の過大評価）の誤差を含むとした場合、LWCの最適値として推定される値は、 $\alpha$

(または $\delta$ )の記号で表される点となり、結果的に真値に近い値が推定されている。但し、 $LWC > 0.5\text{g/m}^3$ では、 $R(760)$ の $LWC$ に依る変化は小さく感度は悪くなる。雲水量 $LWC$ が決まると、(2.6.6)式により雲粒子の数密度 $N$ も確定する。更に、均質とした雲層の幾何学的厚さ $H$ は、 $LWC$ をもちいて、

$$H = IWP/LWC, \quad (2.6.8)$$

としても表すことができる。

### (3) 雲内水蒸気量の推定

前記の2段階のステップにより、鉛直方向に均質と仮定した層状水雲の光学的厚さ $\tau_{500}$ 、有効半径 $r_e$ および雲水量 $LWC$ が決まった段階では、水蒸気吸収帯のch. 6 (938 nm)においては、(2.6.1)式に含まれる未知数は水蒸気量のみとなる。そこで、雲水量推定の場合と同様に、既に推定された $\tau_{500}$ 、 $r_e$ および $LWC$ の値に対して、水蒸気量を変化させて計算したch. 6におけるフラックス反射率 $R(938)$ の値が、測定値と一致する場合の水蒸気量を最適値とする。

Fig. 2.6.4に、ch. 6の反射率 $R(938)$ のシミュレーション計算の例を示す。 $\tau_{500}$ 、 $r_e$ および $LWC$ の値が“真値”とであるとした場合(太実線)と、それらに対してFig. 2.6.3の各記号で示された推定値を用いた場合のフラックス反射率の変化を、水蒸気量の関数として表した。この場合もch. 6の反射率の測定が他の全てのch.の反射率と共に同じ割合の相対誤差を含む場合には、真値に近い値( $\alpha'$ および $\delta'$ )の水蒸気量が推定されていることが示されている。もちろん、第3段階である水蒸気量の推定は、一般的には前段階の $\tau_{500}$ 、 $r_e$ および $LWC$ などの他のパラメータの推定が精度良く行われていることが前提となる。

## 2.6.3 解析結果の例

### (1) 薄い層積雲(1990年12月14日観測)の事例

上記の方法を、八丈島近海上で行われた層積雲の航空機観測におけるMCPによるフラックス反射率の測定データに応用し、層積雲の雲物理パラメータを推定した。その際、MCPによるフラックス反射率は、雲頂上約1 kmの飛行高度における下向きフラックス測定用MCPの出力に対する上向きフラックス測定用MCPの出力の比として定義した(第I部1.4節参照)。一方、解析のための放射伝達の計算は、航空機観測及び八丈島測候所におけるラジオゾンデ観測による大気プロファイルをもとに、層積雲を同じ雲頂高度をもつ平行平板状の鉛直方向に均質な雲層とみなして行った。計算ではエアロゾルの効果は無視した。観測値に対応するフラックス反射率の計算値は、飛行高度における下向きフラックスにに対する上向きフラックスの比として定義した。

Fig. 2.6.5は、1990年12月14日観測の比較的薄い層積雲の雲頂上の水平航路におけるMCPの

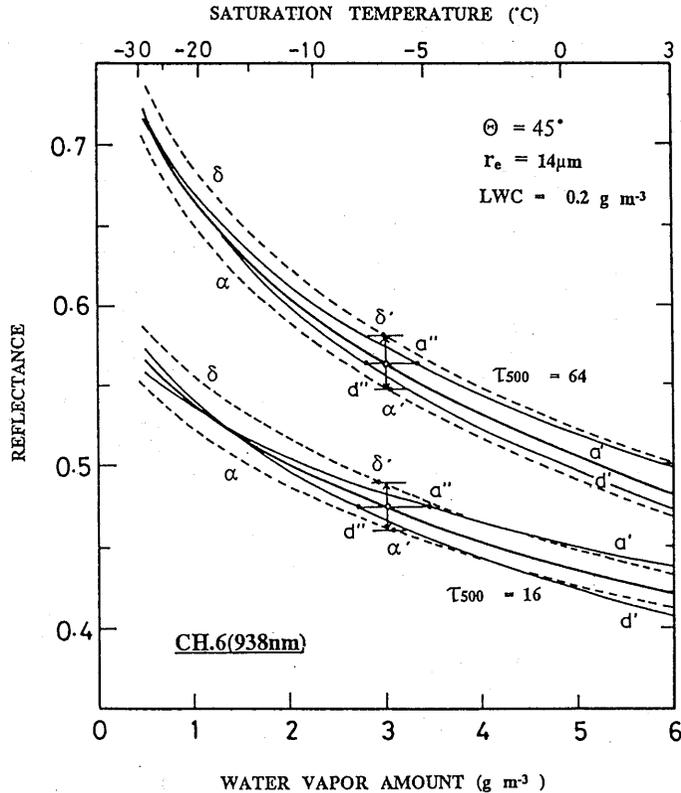


Fig. 2.6.4 Flux reflectances  $R(938)$  of MCP-ch. 6, as a function of water vapor amount, for two "exact" cases (thick solid lines) of  $\tau_{500}=16$  and  $64$  for water clouds with an effective particle radius  $r_e=14 \mu\text{m}$  and liquid water content  $LWC=0.2 \text{ g m}^{-3}$ . The curves  $\alpha$ ,  $\delta$ ,  $a'$  and  $d'$  represent, respectively, reflectances computed for the estimated cloud parameters of  $\tau_{500}$ ,  $r_{eff}$  and  $LWC$  given by the corresponding points in Fig. 2.6.3. The point  $\alpha'$  (or  $\delta'$ ) gives an estimated water vapor amount, instead of an assumed "exact" value of  $3.0 \text{ g m}^{-3}$ , when the reflectances  $R(938)$ , together with  $R(500)$ ,  $R(1650)$ , and  $R(760)$ , are underestimated (or overestimated) by a relative error of 3%. The points  $a''$  and  $d''$  indicate estimated values, when  $R(938)$  and  $R(760)$  are exact, while  $R(500)$  and  $R(1650)$  involve relative errors of  $-3\%$  and  $+3\%$ , respectively.

ch. 2, ch. 9, ch. 4 および ch. 6 のフラックス反射率  $R(\lambda)$ , 及びそれらを使って推定した対応する雲物理パラメータ (光学的厚さ, 有効半径, 雲水量および水蒸気量) の時系列分布の一例である。各パネルにおいて, 横軸の時間1分は, 水平距離約5 kmに相当する。実際にはこの事例の層積雲は消滅段階にあり, 比較的薄く (厚さ $\leq 300 \text{ m}$ ), 雲頂からは所々海面が透けて見えていた。

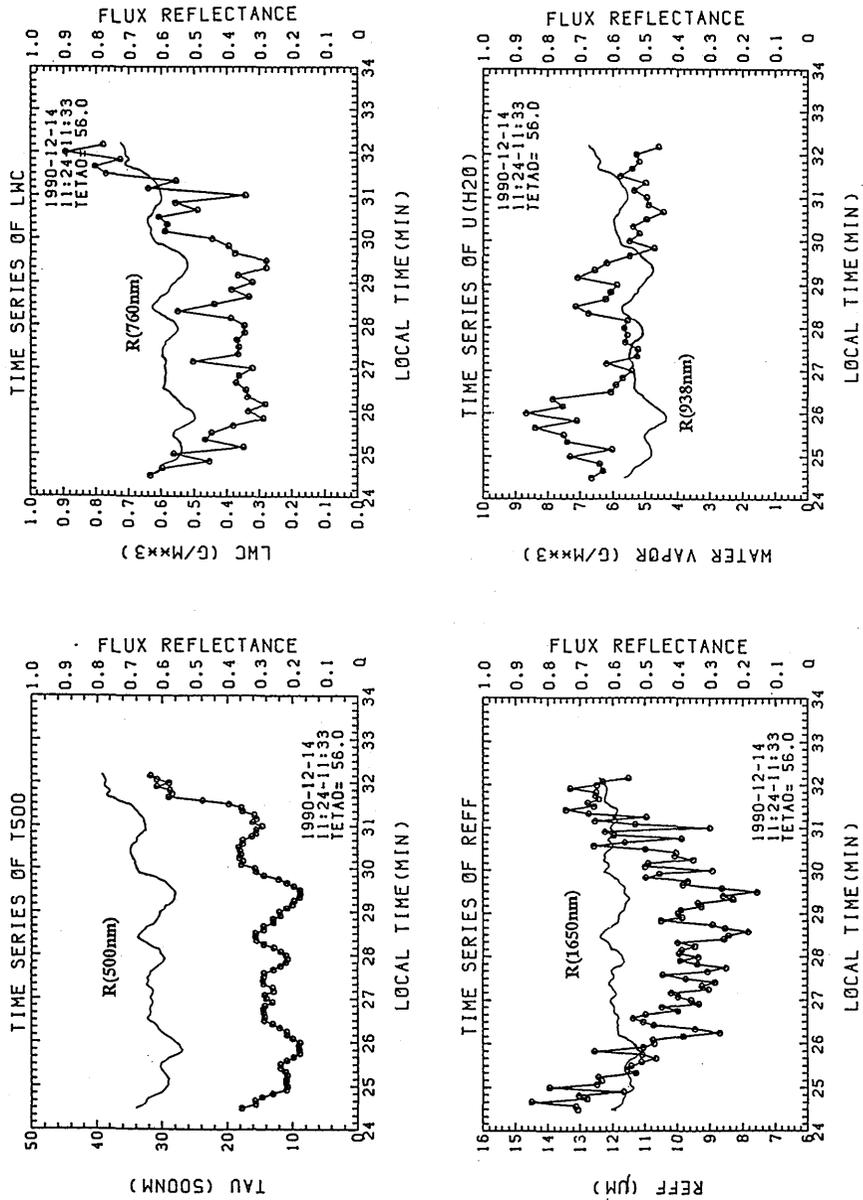


Fig. 2.6.5 Time series distributions of the MCP-flux reflectances and estimated cloud parameters for a horizontal flight path over the stratocumulus cloud layer measured through the 1990.12.14 aircraft observation. The solar zenith angle was  $56^\circ$ .  $R(\lambda)$ : flux reflectance at wavelength  $\lambda$  (the scale is on the right margin). TAU: cloud optical thickness at  $\lambda = 500\text{nm}$ . REFF: effective particle radius in  $\mu\text{m}$ . LWC: liquid water content in  $\text{gm}^{-3}$ . WATER VAPOR: water vapor amount in  $\text{gm}^{-3}$ .

推定された雲物理パラメータの時系列分布にも、層積雲の水平方向の不均質な構造が表れている。但し、有効半径には、層積雲の水平方向の不均質構造に対応した変動と共に、より大きなスケールの変動も見られる。水蒸気量は、雲が薄いところでは、より高温で多くの水蒸気を含む下層部を代表するので、 $7\text{ g/m}^3$ 以上の大きな値が推定されているが、厚い領域ではほぼ雲の温度での飽和水蒸気量に近い値が推定されている。Fig. 2.6.6は、雲水量LWCの推定値を用い(2.6.6)式および(2.6.8)式から求めた雲粒子の数密度 $N$ と幾何学的厚さ $H$ の対応する時系列である。鉛直方向の一様性を仮定して推定された雲の厚さは、実測値( $\leq 300\text{ m}$ )と良く一致している。

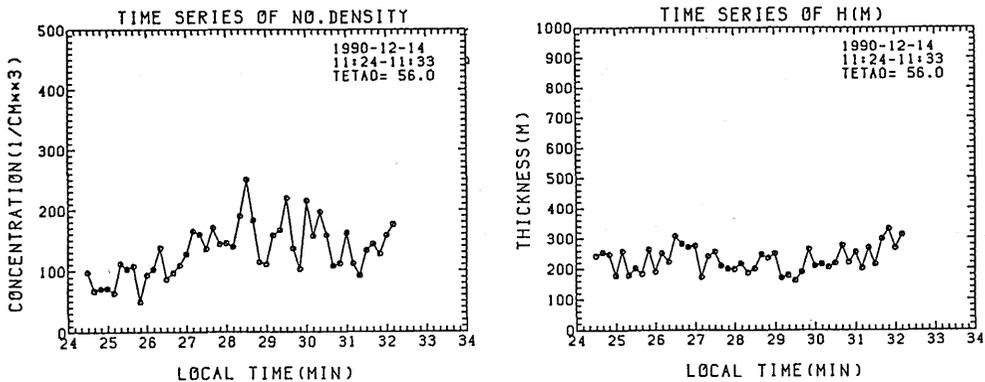


Fig. 2.6.6 Time series distribution of the estimated particle number density (Left panel) and cloud geometrical thickness (Right panel) for the same case as Fig. 2.6.5.

他方、同時刻にC404機による雲層内の同期飛行により、雲の微物理特性の実測値が得られている。Fig. 2.6.7は、雲底部付近を水平飛行した際に、FSSP-100型雲粒子測器により得られた雲水量、数密度、及び有効半径の時系列分布である。同期飛行した二機の飛行機の水平航路が多少ずれているために直接の比較は難しいが、Fig. 2.6.5及びFig 2.6.6に示されたMCP反射率からの推定値とこれらの実測値を比べると、もっともらしい値が推定されていることが分かる。但し、雲水量及び有効半径は、実測値の方が小さい。これは、一つには、MCP反射率からの推定では、鉛直方向の一様性を仮定しているのに対し、実際の層積雲は鉛直方向にも不均質であり、一般に雲頂に近いほど、LWC及び $r_e$ が大きくなっていることによる。例えば、同じ雲層を下から上へ斜めに上昇飛行した際のFSSP測器による雲水量の測定値は高度と共に増大しており、雲頂部で最大 $0.7\text{ g/m}^3$ に達していた。この間の雲粒子の数密度は、ほぼ一定(約 $200\text{ cm}^{-3}$ )であったが、有効半径は雲底部での $6\text{ }\mu\text{m}$ から $10\text{ }\mu\text{m}$ へと増大していた(2.4節参照)。但し、この点を考慮しても依然として、MCP反射率より推定された $r_e$ は、FSSPによる実測値に比べて大きい。この傾向は、他のグループによる同様の解析においても見られ、新たな“異常吸収”の問題として関心を集め

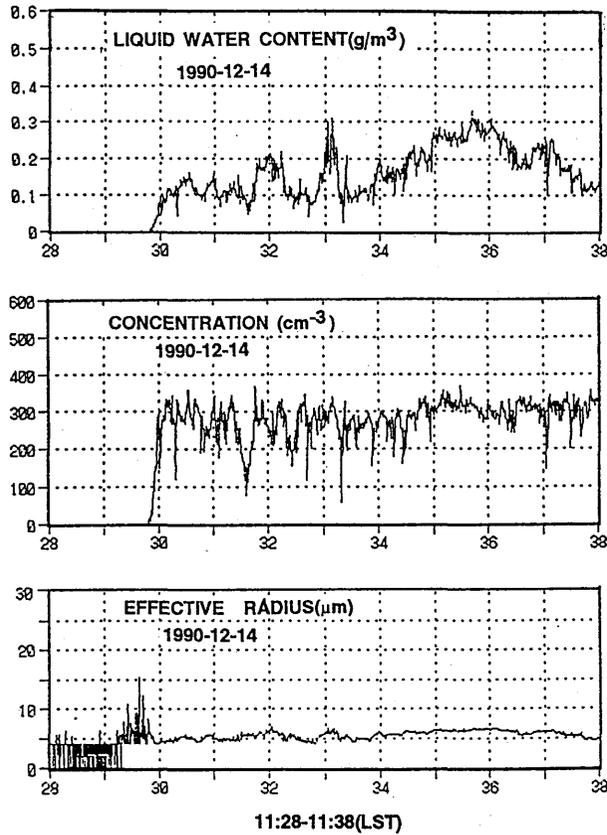


Fig. 2.6.7 Time series of liquid water content (Top), particle number density (Middle) and effective particle diameter (Bottom), in-situ measured by an airborne FSSP-100 probe in the stratocumulus bottom layer of the 1990.12.14 observation.

ている (Twomey and Cocks, 1989 ; Nakajima *et al.*, 1991)。

他方、FSSP 測器などによる雲の微物理量の測定も確定的なものとは言いがたい。雲物理観測用の C404 型機には FSSP 測器以外にも、気象研究所で開発された航空機用雲粒子測定装置 (AVIOM-C)、及び KING 型の熱線雲水量計を搭載している。前の 2 つの測器は、粒径分布測定用であるが、粒径分布を積分することにより雲水量を出すことができる。それぞれの測器による雲水量の相対的な変化は、一般によく対応するが、絶対値には大きな違いが見られ、AVIOM-C による値は、他の 2 つに比べて常に数倍大きくなった。このことは、一方では AVIOM-C の絶対値更正に問題があるものと考えられるが、他方、FSSP 及び熱線雲水量計にも、しばしば指摘されているように大きな雲粒子に対して感度が低くなる欠点があるように思える。ちなみに、MCP 反射率からの LWC の推定値は、FSSP と AVIOM-C による測定値の間に入る。

(2) 厚い層積雲 (1989年12月22日観測) の事例

第2.3節の Fig. 2.3.11(a) および同 (b) に、1989年12月22日に観測した層積雲を伴う大気の気温、露点温度、及び雲水量の高度分布が示されている。雲水量の値は、KING 熱線雲水量計による測定値である。この日の層積雲は、広域に広がっており、垂直方向には数100mの厚さの層状雲とその下に散在する積雲を伴う二層構造を成し、全体では約1.5 kmの厚さに達していた。雲底下では、ところどころで降雨が見られた。

Fig. 2.6.8 は、この層積雲に対する MCP の分光反射率  $R(\lambda)$  とそれにより推定された雲物理パラメータの時系列分布の一例である。Fig. 2.6.5 の1990年12月14日観測のケースと異なり、光学的厚さと有効半径に明らかな逆相関が見られ、光学的に厚い (薄い) ところで有効半径が小さく (大きく) なっている。同様の傾向が、米国の FIRE 観測におけるカリフォルニア沖の層積雲の drizzle を伴ったケースにも報告されている (Nakajima *et al.*, 1991)。一方、雲水量と光学的厚さとの間には、弱い正の相関が見られる。従って、この事例の雲では、光学的に薄い部分では、雲粒子は大きい数が少なく、逆に光学的に厚い部分では沢山の小さな雲粒子が存在していた。このような雲物理パラメータ間の相関の違いは、層積雲の発達段階や微物理構造の違いを反映しており、大変興味深い。この雲水量の推定値を使って、(2.6.8) 式から求めた幾何学的厚さは、700m~1400m の間で変動しており、おおむね実測値と合っている。他方、ch. 6 の反射率  $R$  (938) から推定された水蒸気量は、 $2.0\text{g/m}^3 \sim 3.5\text{m/g}^3$  の範囲内にあり、変動は小さい。この値は、Fig. 2.3.11(a) の気温分布から予想される雲内での飽和水蒸気量に比べて若干小さいが、ほぼ妥当な推定値と言える。

(3) 氷晶を含む層積雲 (1989年12月21日観測) の事例

このようにして推定された雲物理パラメータは、MCP により測定されたフラックス反射率の可視から近赤外域にかけての波長分布全体を良く再現する。しかし、水雲と仮定して推定した層積雲の有効半径の値が現実的でない場合もある。Fig. 2.6.9 は、1989年12月21日観測の層積雲に対する  $R(500)$  及び  $R(1650)$  から推定された光学的厚さ及び有効半径の時系列分布の一例である。ところどころで間欠的に  $30\mu\text{m}$  を越える大きな有効半径が推定されている。そのような場所では概して光学的厚さは比較的小さい。Fig. 2.6.10 は、推定された光学的厚さの値はほぼ等しいが、有効半径の推定値が  $30\mu\text{m}$  を越えている箇所 (11:07:10頃) と、約  $7.5\mu\text{m}$  の所 (11:12:40頃) における MCP によるフラックス反射率  $R(\lambda)$  (左パネル)、およびそれを波長 500 nm の反射率で規格化した反射率比  $R(\lambda)/R(500)$  (右パネル) の波長分布を表す。 $r \geq 30\mu\text{m}$  の場合の反射率は、近赤外域のチャンネルにおいて波長と共に急激に減少しており、氷雲の特徴を示している。実際に、この日の A685 型機による雲頂上での放射観測において、subsun 光学現象が観察されており、少なくとも雲頂部に氷晶が存在していたことは間違いない。従って、推定された有効半径

が、 $30\mu\text{m}$ を越えるような大きな所では、氷晶が主であったか、少なくとも雲粒と混在していたと考えられる。

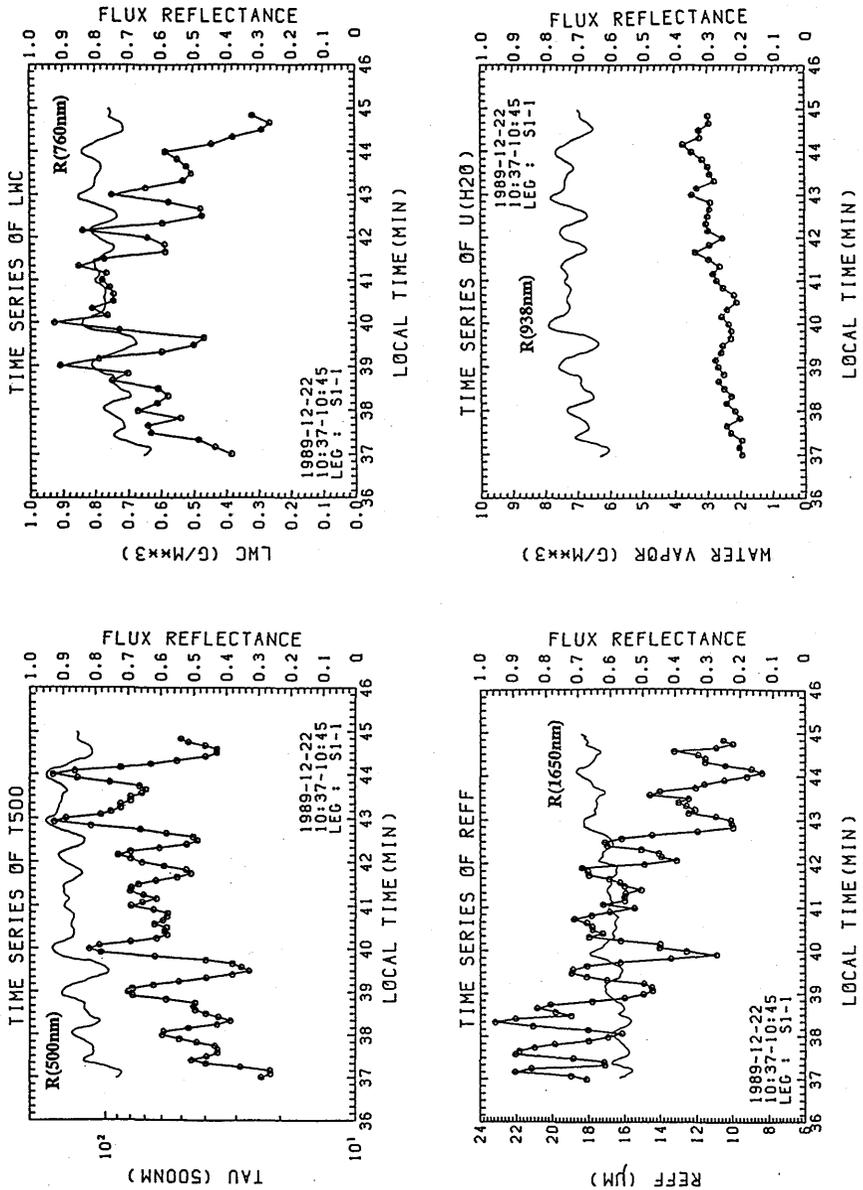


Fig. 2.6.8 Same as Fig. 2.6.5, but for a stratocumulus layer observed on December 22, 1989.

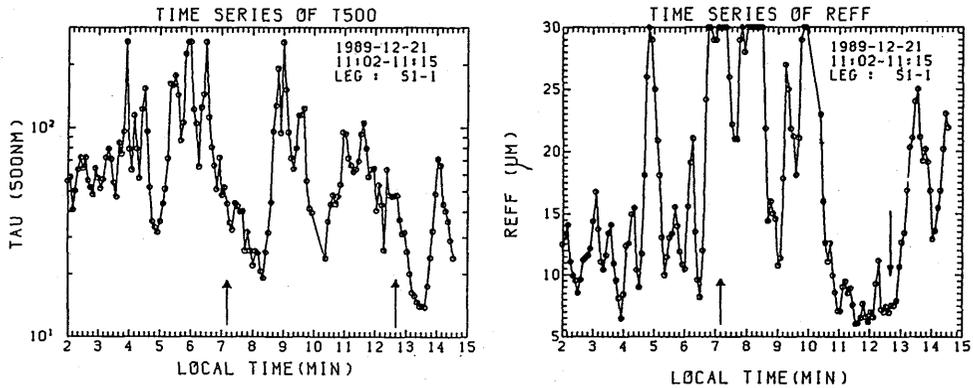


Fig. 2.6.9 Time series of cloud optical thickness (Left panel) and effective particle radius (Right panel) estimated from the MCP reflectances  $R(500)$  and  $R(1650)$  for a stratocumulus layer measured on December 21, 1989.

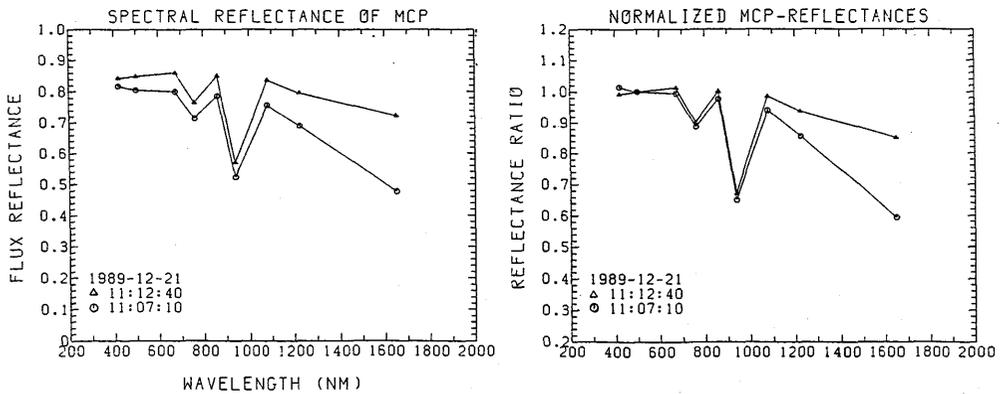


Fig. 2.6.10 Wavelength distribution of the MCP reflectances  $R(\lambda)$  (Left panel) and normalized reflectances  $R(\lambda)/R(500)$  (Right panel), measured about 11:07:10 and 11:12:40 LST, indicated by arrows in Fig. 2.6.9, on December 21, 1989.

#### 2.6.4 まとめ

可視から近赤外にかけての9ヶの測定チャンネルをもつ多波長雲分光日射計 (MCP) によるフラックス反射率の測定から雲物理パラメータを推定する方法と、八丈島近海における層積雲の航空機観測データに対する実際の解析結果について述べた。可視域の ch. 2 (500 nm) と近赤外域の ch. 9 (1650 nm) の反射特性を利用して、雲の光学的厚さと有効半径と同時に推定する。この点では従来のアイデアを踏襲したものといえるが、ここで開発された方法は、それに加えて、大気中での混合比が一定な酸素分子の吸収帯の ch. 4 (760 nm) の反射率から雲水量を、更に水蒸気吸

収帯の ch. 6 (938 nm)を利用して雲内の平均水蒸気量を推定する画期的なりモートセンシング技法である。これらのパラメータが推定されると、派生的に鉛直積算雲水量、雲粒子の数密度、および幾何学的厚さが求まる。これら雲物理パラメータ推定のスキームを、Fig. 2.6.11にまとめた。フラックス反射率を測定する方法は、航空機観測においては利点が多いが、狭い視野内の放射

**ESTIMATION OF CLOUDPHYSICAL PARAMETERS FROM SOLAR REFLECTANCES  
MEASURED BY THE MULTI-CHANNEL CLOUD PYRANOMETERS**

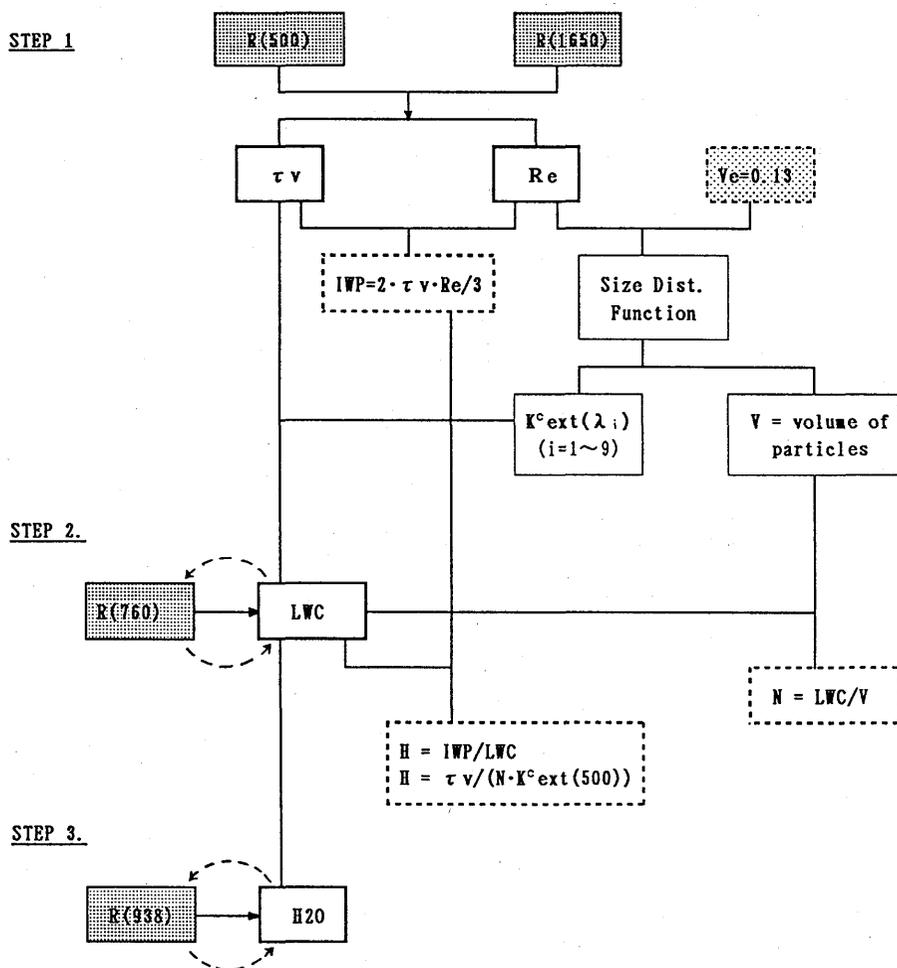


Fig. 2.6.11 Schematic diagram of the estimation procedure of cloud-physical parameters from MCP spectral reflectance measurements. The shaded boxes indicate input data, and the thick solid-line boxes give the estimated cloud parameters. By-product parameters from the estimated cloud parameters are shown in the broken-line boxes.

を測る衛星観測には直ちに適用できない。しかし、ここで開発された可視、近赤外、酸素吸収帯および水蒸気吸収帯を組み合わせた雲物理パラメータの総合的な推定法の原理は、衛星による雲物理パラメータの新しいリモートセンシング技術として発展の可能性を持つものと考えられる。ただし、その場合には、少なくとも雲頂高度を他の何らかの手段で決める必要があるだろう。

### 参 考 文 献

- 浅野・忠鉢・塩原・藤木・村井・小林・神子・関根, 1986: 航空機による放射観測. 気象研究所技術報告第18号「中層大気の研究」第8章, 145-164.
- Asano, S. and A. Uchiyama, 1987: Application of an extended ESFT method to calculation of solar heating rates by water vapor absorption, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **38**, 147-158.
- Cocks, T. D., S. Dujmovic, W. D. King and S. Twomey, 1983: Aircraft experiments in remote sensing of cloud properties. 5th Symposium on Meteor. Obs. Instrumentation, Am. Meteor. Soc.
- Curran, R. J., H. L. Kyle, L. R. Blaine, J. Smith and T. D. Clem, 1981: Multichannel scanning radiometer for remote sensing cloud physical parameters. *Rev. Sci. Instrum.*, **52**, 1546-1555.
- Hale, G. M. and M. R. Qurrey, 1973: Optical constants of water in the 200nm to 200 $\mu$  m wavelength region. *Appl. Opt.*, **12**, 555-563.
- Hansen, J. E. and J. B. Pollack, 1970: Near-infrared light scattering by terrestrial clouds. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 265-281.
- Nakajima, T. and M. D. King, 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1878-1893.
- Nakajima, T., M. D. King, J. D. Spinhirne and L. F. Radke, 1991: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine Stratocumulus Observations. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 728-750.
- Palmer, K. F. and D. Williams, 1974: Optical properties of water in the near infrared. *J. Opt. Soc. Am.*, **64**, 1107-1110.
- Rothman L. S., R. R. Gamache, A. Goldman, L. R. Brown, R. A. Toth, H. M. Pickett, R. L. Poynter, J.-M. Flaud, C. Camy-Peyret, A. Barbe, N. Husson, C. P. Rinsland and M. A. H. Smith, 1987: The HITRAN database: 1986 edition. *Appl. Optics*, **26**, 4058-4097.
- Stephens, G. L. and J. C. Scott, 1985: A high-speed spectrally scanning radiometer (SPERAD) for airborne measurements of cloud optical properties. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **2**, 148-156.
- Twomey, S., 1971: Radiative transfer: terrestrial clouds. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **11**, 779-783.
- Twomey, S. and T. Cocks, 1989: Remote sensing of cloud parameters from spectral reflectance in the near-infrared. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **62**, 172-179.

## 2.7 雲の放射収支解析\*

### (Radiation budget analysis of a water cloud layer)

#### 2.7.1 はじめに

雲による日射の「異常吸収」が Stephens *et al.*, (1978) によって指摘されて以来、観測、理論の両面から議論されている。異常吸収の原因として①巨大雲粒子の存在、②吸収性エアロゾルの効果、③雲内部の不均質性、④雲の有限形状の効果等があげられているが、観測誤差が見かけの吸収を生み出している可能性も指摘されている(中島, 1985)。我々のこれまでの観測でも、全波長の日射吸収率が高いばかりでなく可視域の吸収率も同時に高い値を示すなど、観測上の問題を否定できていない(塩原他, 1988)。最近では、米国の FIRE 観測で得られた雲の反射スペクトル・データの解析から、近赤外域の水蒸気吸収特性の不確かさが吸収率の評価に誤差を与えている可能性についても指摘されている(Nakajima *et al.*, 1991)。

ここでは、日射フラックスの収束・発散量から雲の吸収を見積る方法を用いる。この場合、まず第一に雲層の上下の放射観測の時間的・空間的同時性が十分満足されねばならないと考え、2機の航空機による雲層上下の同期観測を計画した。この観測方法については、2.1節に述べられている。ここでは、雲の微物理特性と放射特性の解析が進んでいる1989年3月30日の観測データについて、多波長雲日射計(MCPと略称、1.4節参照)による分光反射率から推定される可視域の光学的厚さと雲粒子の有効半径、及び雲内での直接測定により得られた雲粒子のサイズ分布と雲水量をもとに計算される放射フラックスとその観測値を比較し、主に日射の異常吸収の有無に着目して層状雲の放射収支効果を調べた結果を報告する。なお、この日の観測概況については前項2.3.2を、測定機器については第2.2節を参照されたい。

#### 2.7.2 放射フラックス

1989年3月30日のパス S1-3 (Fig. 2.3.6 参照)の同期飛行で A685 機により測定された雲層上空(高度4 km)における下向きおよび上向きの放射フラックスが Fig. 2.3.8 (c)に示されている。上向き日射フラックスのデータは、雲のない海上から雲の周辺上空を通過し(12:11~12:15)、雲の内部上空へ達したあとは雲頂の凹凸や雲の濃淡を反映していると思われる変動を繰り返し(12:15~12:24)、再び雲層外の海上へ抜けた(12:24~12:26)様子を示している。これに対応する C404 機による雲底下(高度1.5 km)における放射フラックスが Fig. 2.3.8 (d)に示されている。この雲層の平均的な放射収支を見積るため、雲の周辺の効果が無視できる程度に十分内部へ達した飛行時(A685 機は12:15~12:24、C404 機は12:16~12:21)のデータの平均値を用いた。

\* 塩原匡貴 (M. Shiobara), 浅野正二 (S. Asano)

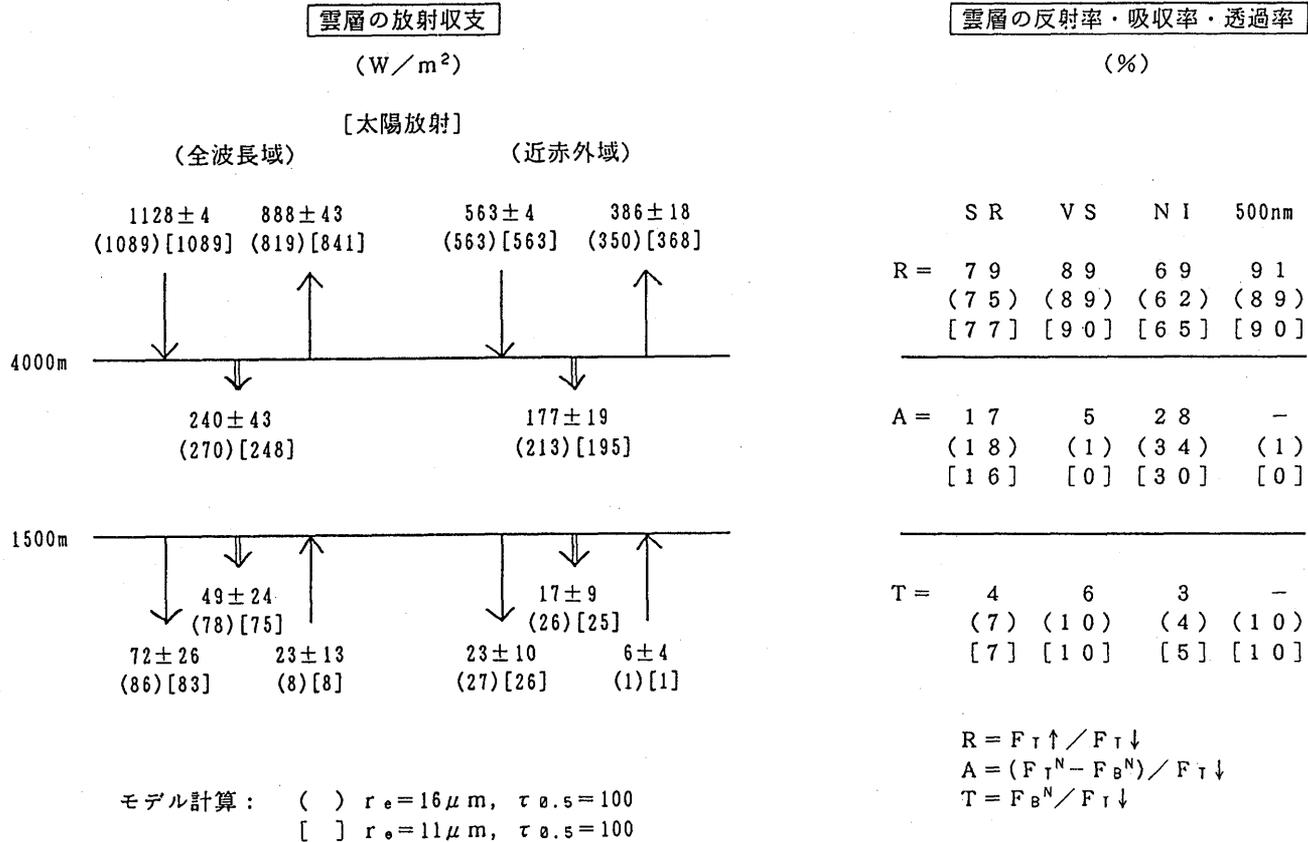


Fig. 2.7.1 Radiation budget (Left panel) and reflectance, absorptance and transmittance (Right panel) for the cloud deck observed on March 30, 1989. Numerics indicate observational values except for those in parentheses and brackets which indicate calculated values for clouds with the effective radius  $r_e = 16\mu\text{m}$  and  $r_e = 11\mu\text{m}$ , respectively. SR, VS, NI and 500nm in the right panel indicate total, visible and near-IR solar radiation and the wavelength at 500nm, respectively.

結果を Fig. 2.7.1 にまとめた。図中、 $\alpha \pm \beta$  は平均値が  $\alpha$  でその標準偏差が  $\beta$  であることを表わす。また、雲の反射率 ( $R$ )、吸収率 ( $A$ )、透過率 ( $T$ ) は次式で定義する。

$$R = F_T \uparrow / F_T \downarrow,$$

$$A = (F_T^N - F_B^N) / F_T \downarrow,$$

$$T = F_B^N / F_T \downarrow.$$

ここに、 $F_T^N$  および  $F_B^N$  は、それぞれ雲頂上および雲底下の飛行高度における正味の日射フラックスを表す。

日射フラックス測定に関して、日射計の温度特性を補正してあるが、入射角特性誤差等を考慮すると測定精度は 3~4% 程度と見積られる。赤外放射フラックス測定については、シリコン・ドームの射出効果等を補正していないので最大  $20 \text{ W/m}^2$  程度の誤差が見込まれる。

### 2.7.3 雲粒子サイズ分布

AVIOM-C により測定された雲粒子のサイズ分布 (粒子数濃度) が前節の Fig. 2.3.7 (f) に示されている。後の放射計算では、このサイズ分布を半径  $5.5 \mu\text{m}$  と  $14 \mu\text{m}$  に数密度のピークをもつ二山対数正規分布で近似したモデル分布を用いている。この分布から計算される有効半径は  $16 \mu\text{m}$  である。これは、2.6 節で詳述した方法による MCP の分光反射率データから推定された有効半径 (Fig. 2.7.2) の平均値  $11 \mu\text{m}$  よりやや大きい値になっている。

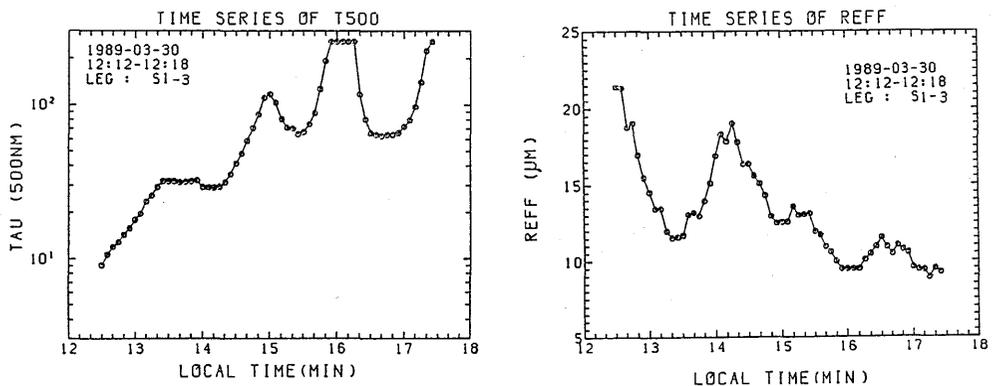


Fig. 2.7.2 Time series of cloud optical thickness (Left panel) and effective particle radius (Right panel) estimated from the MCP reflectances at wavelengths 500nm and 1650nm for a stratiform water cloud on March 30, 1989.

#### 2.7.4 雲水量

C404機が高度4000 m から400 m へ下降中に KING 雲水量計により測定した雲水量 ( $g/m^3$ ) の鉛直分布が Fig. 2.3.7 (b) 示されている。図に見られる変動は鉛直方向ばかりでなく水平方向の不均質性を表わすものである。高度2600 m から2800 m に見られる雲水量がほぼ  $0g/m^3$  の部分は、その高度で雲が2層に分かれているのではなく、一旦雲底へ抜けたあと再び雲内へ突入したものであることがビデオ・モニターからわかった。また、高度2000 m 以下の変動は層状雲の下に散在した積雲によるもので、上の層状雲に達している場所もあった。

Fig. 2.3.7 (b) の雲水量分布を鉛直積分した総雲水量 *IWP* は  $219 g/m^2$  であった。この雲層について雲水量分布をモデル化するため、雲を高度1600~2000 m, 2000~2700 m, 2700~3500 m の3層に分け、各々の平均値(下層で  $0.04 g/m^3$ , 中層で  $0.13 g/m^3$ , 上層で  $0.14 g/m^3$ )を各層の平均雲水量とした。ちなみに、高度2300 m および3300 m で行なった水平飛行(各々約5分)により測定された平均雲水量はそれぞれ  $0.12 g/m^3$ ,  $0.12 g/m^3$  であったから、モデル化された雲水量はこの雲層の平均像をある程度表現しているものと見做すことができる。

#### 2.7.5 気温・湿度

対応する気温および露点温度の鉛直分布が Fig. 2.3.7 (a) に示されている。雲頂温度は  $-11^{\circ}C$ , 雲底温度は  $-2^{\circ}C$  で、雲層は過冷却水滴から成っていた。雲頂部にそれほど強い温度逆転は無かった。気温の外挿から海面気温は  $15^{\circ}C$  と推定されるが、放射温度計で測定した海面水温は  $22^{\circ}C$  であった。シミュレーション計算において気温の鉛直分布のモデルとして、高度1~7 km は航空機観測データ, 0~1 km および7~25 km は八丈島測候所の高層観測データ, そして25 km 以上は McClatchey *et al.* (1972) の中緯度冬季モデルを用いた。

他方、湿度は航空機観測データと高層観測データをもとに単純にモデル化したものを用いた。即ち、高度0 m から雲底(1600 m)までは相対湿度60%から100%まで直線的に増加し、雲内(1600 m~3600 m)は100%, 雲頂(3500 m)から4000 m までは100%から16%まで直線的に減少し、それより上空は16%とした。

#### 2.7.6 放射フラックスのシミュレーション計算

モデル化した雲粒子サイズ分布, 雲水量, 気温, 水蒸気の鉛直分布を用いて放射伝達の理論計算を行ない、雲層上下での放射フラックスを観測値と比較した。雲は水平様な平行平板層とした。雲粒子のサイズ分布については不確定さが残ったので、有効半径を  $16 \mu m$  とした場合(A-VIOM-Cの測定結果に基づく)と  $11 \mu m$  とした場合(MCPによる分光反射率からの推定値)について、有効分散値0.13をもつ対数正規分布を仮定して一次散乱量を計算した。いずれの場合も、波長500 nmにおける雲の光学的厚さは、MCPで測定された反射率から推定された値100になるよ

り調節した。太陽放射伝達の計算については、波長 $0.3\sim 2.8\ \mu\text{m}$ を24のバンドに分割し各バンド毎にDoubling-Adding法を用いて計算した(Asano and Shiobara, 1989)。大気は雲底(1600m)まで4層、雲内を3層、雲頂(3500m)から高度50kmまでを27層の計34層に分割した。エアロゾルの高度分布はMcClatcheyの清澄モデルを仮定したが、粒径分布と屈折率は海洋性エアロゾルを仮定したのであまり吸収を示さないモデルになっている。赤外放射については、波数 $0\sim 2050\ \text{cm}^{-1}$ (波長 $\infty\sim 5\ \mu\text{m}$ )を5つのバンドに分割し各バンド毎に水蒸気、二酸化炭素、オゾンおよび雲粒の吸収を考慮した。これらの計算結果は、Fig. 2.7.1に丸カッコ( $r_e=16\ \mu\text{m}$ の場合)と角カッコ( $r_e=11\ \mu\text{m}$ の場合)で併記されている。

### 2.7.7 雲層の放射収支

水雲の均質層に対しては、可視光にたいする光学的厚さを $\tau_v$ 、雲粒子の有効半径を $r_e$ とすると、鉛直積分した総雲水量は近似的に $IWP=2\tau_v r_e/3$ で与えられる。有効半径を $11\ \mu\text{m}$ とした場合、波長 $500\ \text{nm}$ の光学的厚さを100とすると $IWP\sim 730\ \text{g}/\text{m}^2$ となり、観測値( $219\ \text{g}/\text{m}^2$ )の3.3倍になる。このとき、計算される雲の吸収率は全波長域、近赤外域ともに測定誤差の範囲内で観測値とよく一致する。しかし、雲水量を約3倍しなくてはならないということは雲水量の測定に問題があることを意味する。hot-wire方式の雲水量計による測定結果について、Tanaka *et al.* (1989)はAVIOM-CとJ-W雲水量計との比較からJ-W雲水量計の測定結果が巨大粒子の捕捉欠損により1/5程度に過小評価している可能性があることを指摘しており、今回のKING雲水量計による観測結果についても現実の雲水量より過小評価している可能性は否定できない。

同様に、有効半径を $16\ \mu\text{m}$ とした場合、光学的厚さを100に合わせるためには雲水量を観測値の4.8倍にする必要がある。そして、モデル計算による近赤外域の吸収が $11\ \mu\text{m}$ の場合に較べて観測値との差が大きく、雲内のAVIOM-C観測に基づくこの有効半径は過大評価気味であるかもしれない。ただし、2.3.2項のコメントにあるようにAVIOM-Cの測定値は雲層の周辺部に対するもので、放射解析の対象とした雲層の中心部の値を代表するものではないかもしれない。事実、Fig. 2.7.2に示されるようにMCPによる分光反射率から推定した有効半径は、光学的に薄い雲の周辺部で大きく、逆に光学的に厚い中心部で小さくなっている。

他方、有効半径の違いによる赤外放射フラックスの計算値の差は $1\ \text{W}/\text{m}^2$ 程度で、雲粒子サイズの違いは赤外放射に対して敏感でなかった。結局、雲層全体の放射収支として、この雲層は太陽放射を $170\ \text{W}/\text{m}^2$ 吸収する一方で赤外放射として $80\ \text{W}/\text{m}^2$ を射出し、正味として $90\ \text{W}/\text{m}^2$ の日射の過剰吸収により暖められていた。層別にみた放射加熱・冷却率は、太陽放射では $+11.6$ (上層)、 $+1.0$ (中層)、 $+0.2$ (下層) $^\circ\text{C}/\text{day}$ 、赤外放射では $-15.1$ (上層)、 $+0.4$ (中層)、 $+9.0$ (下層) $^\circ\text{C}/\text{day}$ となり、日射による上層の加熱と、赤外放射による下層の加熱、上層の冷却を示した。

## 2.7.8 結果と議論

1989年3月30日の層状水雲に対する2機の航空機による同期観測により、同一の雲に対してその雲層の上下で同時性の高い放射フラックスのデータが得られた。MCPによる分光反射率から推定された、パスに沿って平均した波長500 nmの光学的厚さは約100で、雲粒子の有効半径は11  $\mu\text{m}$ であった。一方、雲内での AVIOM-C 観測による雲粒子のサイズ分布は5.5  $\mu\text{m}$ と14  $\mu\text{m}$ に数密度のピークを持つ2山対数正規分布でモデル化され、その有効半径は16  $\mu\text{m}$ であった。そこで、放射フラックスの理論計算において有効半径を16  $\mu\text{m}$ と11  $\mu\text{m}$ の2通り仮定したところ、幾何学的厚さが1900mの雲で光学的厚さ(500 nm)が100となるためには、KING雲水量計で観測された雲水量をそれぞれ4.8倍、3.3倍する必要があった。雲層の上下での上向き・下向きフラックスの観測値と理論計算値を比較したところ、KING雲水量計が実際の雲水量を1/3ほど過小評価していたとするならば、有効半径を11  $\mu\text{m}$ としたとき観測値と計算値はほぼ一致した。有効半径を16  $\mu\text{m}$ とした場合もほぼ同様の結果となっているが、近赤外域の吸収が11  $\mu\text{m}$ の場合に較べて観測値との差が大きく、AVIOM-C 観測に基づくこの有効半径の値は過大であると思われる。

結論として、日射観測が3~4%の測定誤差を避けられないことを勘案すると、今回の層状雲が示した日射の吸収率17%は、Stephens *et al.* (1978)の「異常吸収」といえる程大きいものではなかったと言える。

しかし、依然として雲粒子のサイズ分布には不確定性が残っている。1989年度以降 FSSP プロブおよび OAP-2D プロブによる雲粒子測定も開始されたが、その解析結果(塩原他, 1990)は、FSSPとKINGによる雲水量はほぼ一致するが、AVIOM-Cのそれとは一致せず、雲粒子のサイズ分布についてもFSSPとAVIOM-Cとで一致しないことを示した(Fig. 2.7.3)。AVIOM-Cによる測定値は、他の二者に比べて常に大きかった。今後、KING雲水量計とAVIOM-Cの比較検定を行なうなど、雲水量測定について定量的な調査が必要である。

一方、ここで示した結果は、MCPによる分光反射率の測定と、全波長域あるいは近赤外域日射フラックスの測定結果は互いに矛盾せず、モデル計算による太陽放射の反射率・吸収率はMCP観測から推定された雲粒子の有効半径および光学的厚さが信頼できるものであることを意味している。しかし、Stephens and Platt (1987)やNakajima *et al.* (1991)等によって、近赤外窓領域の分光反射率の観測値が水蒸気吸収を無視した場合に理論的に期待される値よりも一般に小さいと報告されており、新たな“異常吸収”問題として注目を集めている。その原因として2.7.1に述べたようにいろいろな候補があるが、水蒸気もその一つと考えられている。もしも近赤外窓領域において水蒸気の吸収効果が無視しえないならば、それを無視したりリモートセンシングによる有効半径は過大評価されることが考えられる。すなわち、放射でみた有効半径と実際のサイズ分布の有効半径が一致しないことが起こり得る。これらの疑問に答えるには、やはり確立された雲物理測定が必要である。

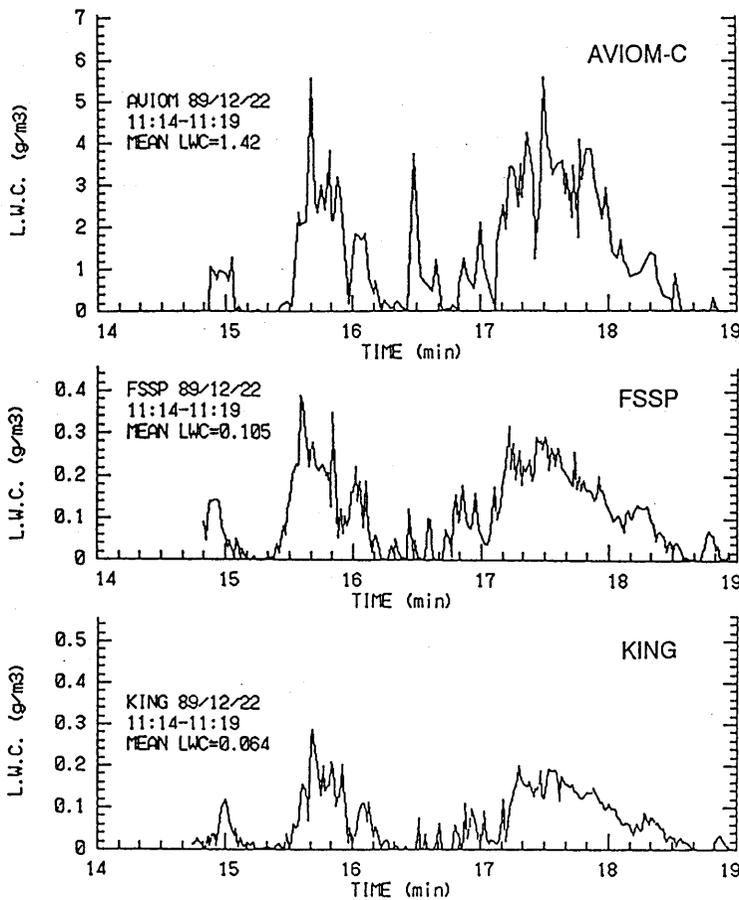


Fig. 2.7.3 Comparison of the liquid water content measured with an AVIOM-C instrument (Top), FSSP probe (Middle) and KING hot-wire probe (Bottom) along a horizontal flight path in a stratocumulus layer on December 22, 1989.

### 参 考 文 献

- 中島映至, 1985: 雲による日射の散乱と吸収. 「気候形成におよぼす雲の役割に関する総合研究」 科研費補助金研究成果報告書 (代表者: 田中正之), 東北大学理学部, 125-138.
- 塩原匡貴・浅野正二・真野裕三, 1988: 層状雲の放射特性の航空機観測. 日本気象学会春季大会予稿集 (53), p204.
- 塩原匡貴・浅野正二・松尾敬世・田中豊顕, 1990: 層積雲の放射・雲物理特性の航空機観測——AVIOM・FSSP・KINGによる雲水量の比較——. 日本気象学会秋季大会予稿集 (58), p12.
- Asano, S. and M. Shiobara, 1989: Aircraft measurements of the radiative effects of tropospheric aerosols: I. Observational results of radiation budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 847-861.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz and J. S. Garing, 1972: Optical

- properties of the atmosphere (Third edition). AFCRL-72-0497 (United States Air Force), 108pp.
- Nakajima, T., M. D. King, J. D. Spinhirne and L. F. Radke, 1991 : Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II : Marine stratocumulus observations. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 728-750.
- Stephens, G. L., G. W. Paltridge and C. M. R. Platt 1978 : Radiation profiles in extended water clouds. (III) Observation. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2133-2141.
- Stephens, G. L. and C. M. R. Platt, 1987 : Aircraft observations of the radiative and microphysical properties of stratocumulus and cumulus cloud fields. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 1243-1269.
- Tanaka, T., T. Matsuo, K. Okada, I. Ichimura, S. Ichikawa and A. Tokuda 1988 : An airborne video-microscope for measuring cloud particles. *Atmos. Research*, **24**, 71-80.

## 2.8 航空機観測と同期した衛星データの解析\*

(Satellite data analysis of the same cloud as observed by aircraft observed)

特別研究の期間内において、NOAAの上空通過と同期した層状雲の航空機観測は、1989年3月30日の一例だけであった。

1989年3月30日03Zにおける、航空機観測実施域付近（遠州灘沖約200 km）のNOAA-11のAVHRRのチャンネル1, 3, 5の画像をFig. 2.8.1に示す。AVHRRの各チャンネルの波長帯は、Fig. 2.8.2に示すように、ch. 1, 2が可視～近赤外域（太陽放射）、ch. 4, 5が赤外の窓領域（地球放射）、ch. 3が太陽放射と地球放射の両方の影響を受ける波長帯である。図中に、ほぼ同時刻における航空機の飛行経路（雲内と雲頂の同期飛行）を示した。航空機は雲塊の中央付近を横断しており、ch. 1の可視反射率とch. 5の熱赤外のTBBは飛行経路に沿って変動が少なく、厚い層状性の雲であったことを示している。

Ch. 1, 2の可視チャンネルは測器のキャリブレーションが行われていないために、定量的な解析には使用しなかった。Ch. 5のTBBは260～265Kであり、航空機による雲頂温度の観測とよく一致している。Ch. 3のTBBは、太陽放射の反射によって海面よりも雲の方が高く、雲の大部分の領域で300K付近を示している。しかし、雲の中央付近には逆に海面よりもTBBの低い領域が

### NOAA / AVHRR 1989.3.30

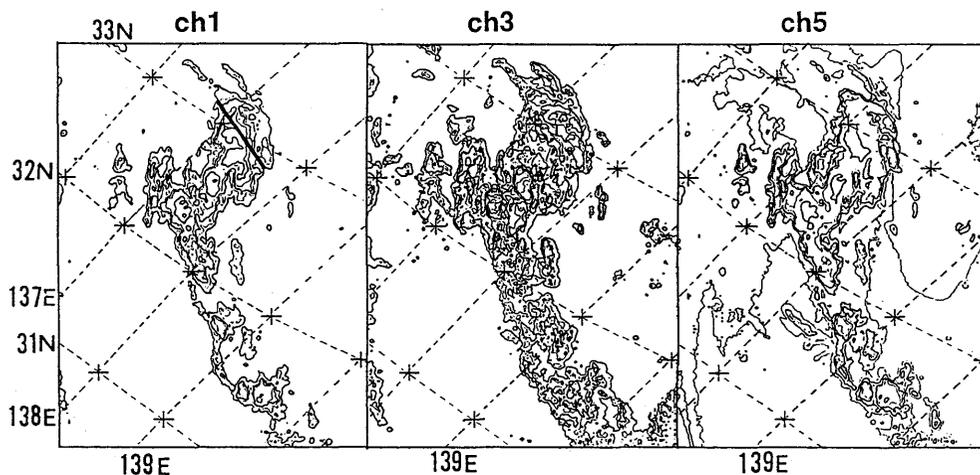


Fig. 2.8.1 Images of AVHRR/NOAA-11 channels on 30 March, 1989 near the aircraft observation area.

\* 真野裕三 (Y. Mano)

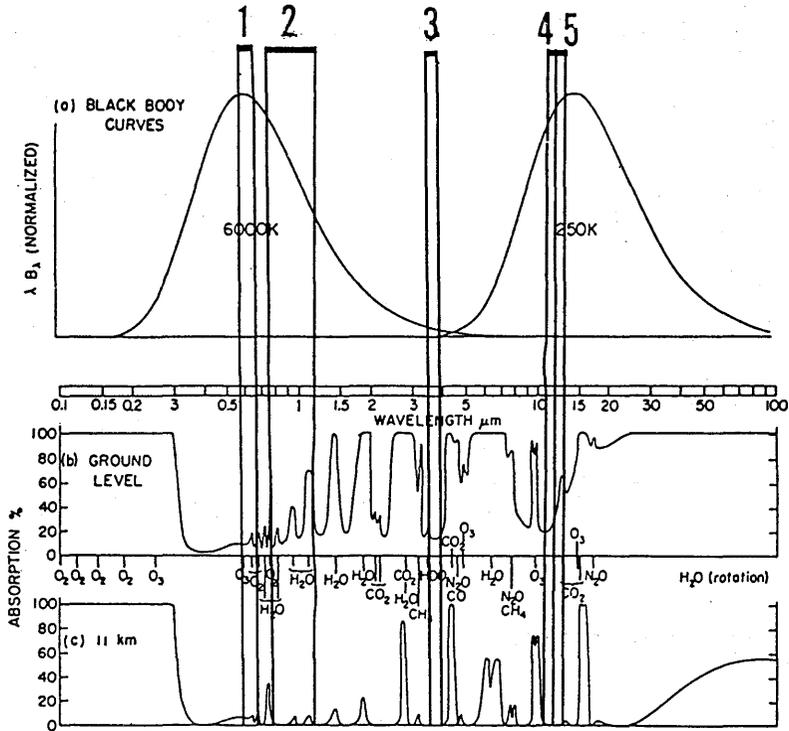


Fig. 2.8.2 Wavelength of channels of AVHRR/NOAA-11.

周囲とは不連続的に出現している。この構造は、可視や熱赤外のチャンネルではみられず、ch. 3だけに現われた。

AVHRRのch. 3 (3.7 $\mu\text{m}$ )については、従来、夜間の海面水温の推定に使用されることが多く、雲のリモートセンシングにはほとんど使用されていない。この波長帯は地球放射と太陽放射のほぼ中間に位置し、両者の影響を受けることもあまり使用されていない一因であろうと思われる。Fig. 2.8.3にch. 3の波長帯における単一散乱アルベード、消散係数、非対称因子の粒径依存性を示す。太陽光に対する反射率は、単一散乱アルベードが小さいために、かなり小さい光学的厚さですでに飽和し、薄い雲を除けば、鉛直積分雲水量よりも粒径への依存性の方がずっと強い。したがって、厚い雲については雲粒サイズに関する推定が可能になる。

1989年3月30日の例について、ch. 3を利用したリモートセンシングを行った。雲頂温度等、計算上必要なパラメータは、航空機観測・八丈島のゾンデ・AVHRR/ch. 5のデータから求めた。その他、計算に用いたパラメータや計算方法については、Table 2.8.1にまとめた。この計算から予期されるch. 3のTBBを、雲粒の有効半径と雲水量の関数としてTable 2.8.2に示す。計算に使った鉛直積分雲水量の範囲では、TBBはほぼ雲粒の有効半径だけで決まることが分かる。Ch. 3の

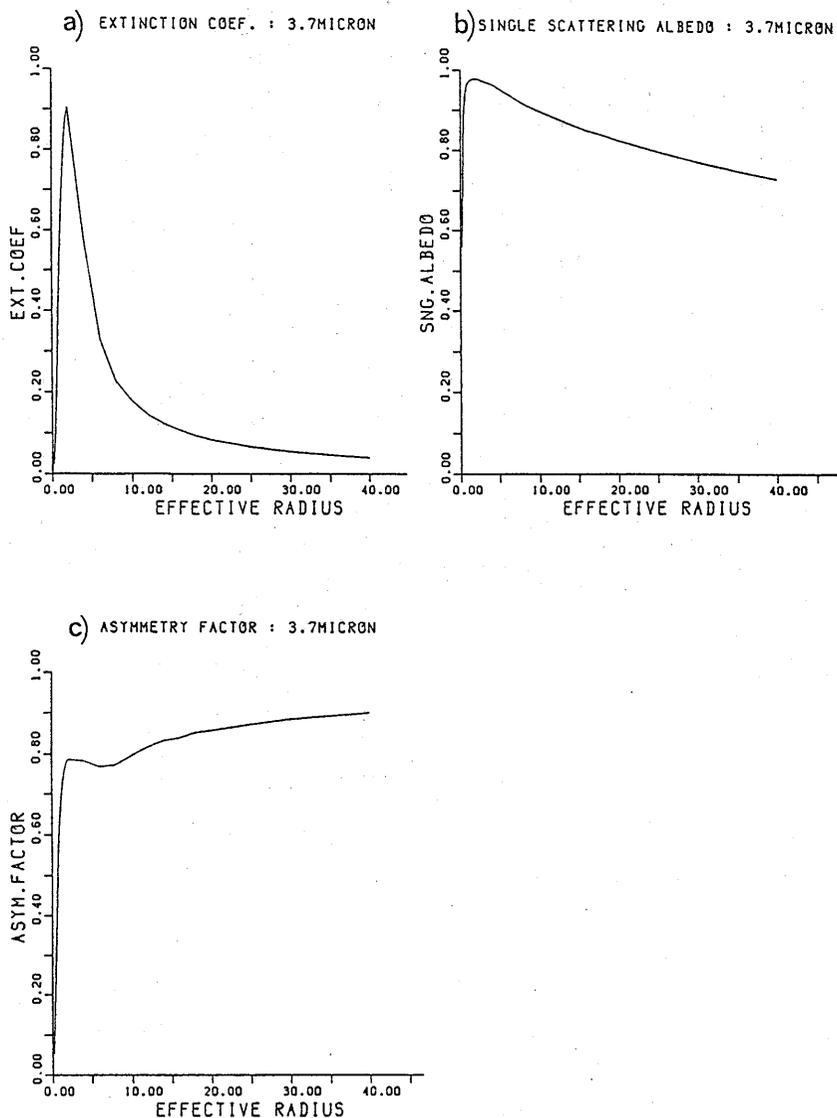


Fig. 2.8.3 Single scattering characteristics of water droplets at the wavelength of channel-3 of AVHRR/NOAA-11.

観測値は雲の中央付近を除けば300-305Kであったから、有効半径は15 $\mu$ m程度になる。航空機の雲粒子ビデオ顕微鏡 (AVIOM-C) の観測結果を Fig. 2.8.4 に示す。雲粒の有効半径は安定して15 $\mu$ m程度であり、ch. 3を用いた雲粒サイズの推定は、航空機による雲内の直接観測と良く一致した。

一方、Fig. 2.8.1において、航空機の経路から南方にはずれた雲の中央付近の ch. 3 の TBB は

Table 2.8.1 Method and parameters used for remote sensing of cloud.

Atompshere—ocean model	
cloud thickness	2000m (1500—3500m)
cloud top temperature	260K
temperature lapse rate in cloud	5.8K/1000m
sea surface temperature	285K
sea surface reflectance	Fresnel formula for smooth surface
Time and position of NOAA—11, cloud and sun	
time	0325Z
position of cloud	33.17N 138.0E
direction of satellite	zenith=56.0° azimuth=19.9°
direction of sun	zenith=30.4° azimuth=-106.3°
Numerical method	
16 stream discrete ordinate method	

Table 2.8.2 Calculated TBB (K) of ch. 3/AVHRR as a function of liquid water content and effective radius of cloud droplet.

Effective radius( $\mu$ m)	Liquid Water Content (g/m <sup>3</sup> )					
	0.1	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
40.0	277.5	276.6	276.3	276.2	276.1	276.1
20.0	294.3	294.1	294.0	294.0	294.0	294.0
16.0	300.7	300.6	300.5	300.5	300.5	300.5
14.0	304.7	304.6	304.6	304.5	304.5	304.5
12.0	309.5	309.5	309.4	309.4	309.4	309.4
10.0	315.5	315.5	315.5	315.4	315.4	315.4
8.0	322.4	322.3	322.3	322.3	322.3	322.3

275K 付近であり、周囲の値とは不連続的に20~30K 低下している。TBB が低下する原因としては、太陽放射に対する反射率の低下かまたは、雲頂温度の低下が考えられる。後者に関しては、ch. 5 の TBB に大きな変化が見られないことから、その可能性は低い。したがって、太陽放射の反射率の低下と考えられる。反射率の低下の原因としては、雲が光学的に薄くなったかまたは雲粒サイズの増加かまたは水→氷の相変化が考えられる。ところが、ch. 1 の変化をみると、反射率は低下しておらずむしろ若干の増大を示している。したがって、光学的厚さの変化による可能性は小さく、雲粒サイズの増加かまたは氷雲への相変化と考えられる。上に述べたリモートセンシングの方法で ch. 3 の 275K の値を説明するためには、水雲を仮定する限り、有効半径40  $\mu$ m 以上の巨大粒子集団を仮定しなければならない。もし、氷の球状粒子を仮定すれば、有効半径は20~

1989.3.30 12h50m50s-12h53m27s(LST)

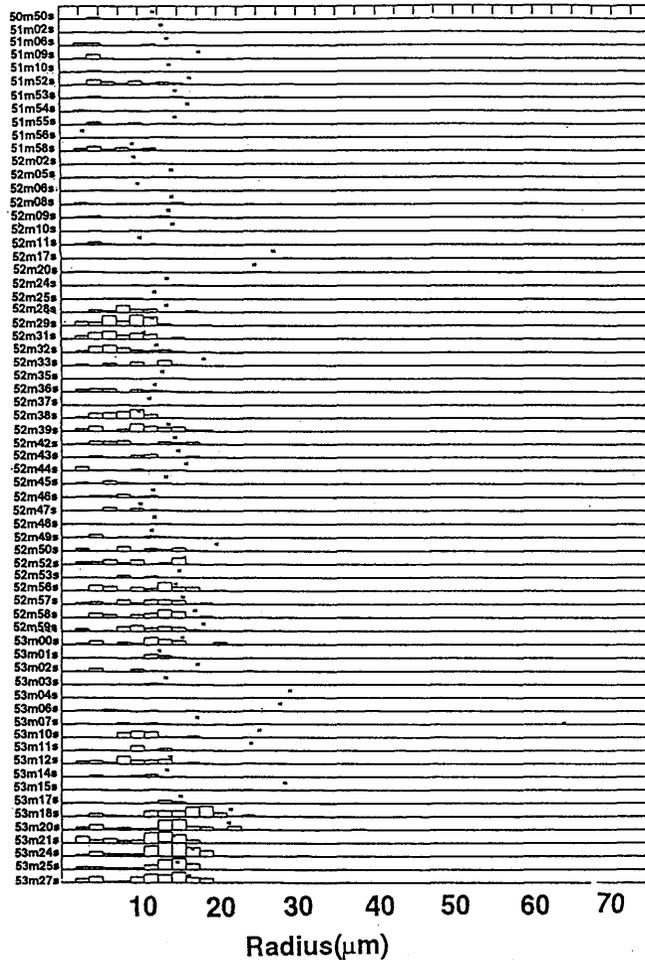


Fig. 2.8.4 Size distribution of cloud droplets observed by aircraft. Numbers in the left column indicate the time of sampling.

25  $\mu\text{m}$  となり、雲の他の部分の粒径にかなり近づく。水と氷のどちらの可能性が妥当であるかを調べるため、空間範囲を広げて他の多数の雲塊を含めて、ch. 3 と ch. 5 の 2 次元ヒストグラムをつくった (Fig. 2.8.5)。Ch. 5 の TBB が 260K 付近よりも低くなると、ch. 3 の TBB が不連続的に低下している。雲頂温度のある値を境にして ch. 3 の不連続が生じていることから、水→氷への相変化の可能性が十分に考えられる。

しかし、降雨域では、粒径が急激に大きくなることから、降雨域であった可能性もある。どちらが妥当であるかは、今後の観測や解析の積み重ねによって明らかになっていくものと期待される。

以上により、AVHRR の ch. 3 は、薄い雲を除けば、雲粒の粒径の推定に適していること、また

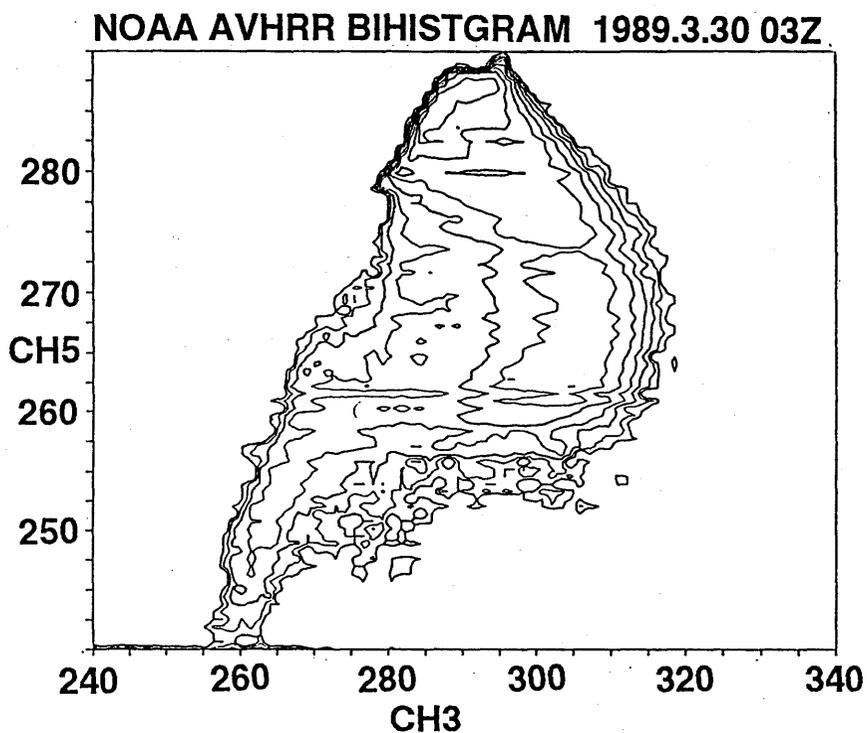


Fig. 2.8.5 Bi-histogram of channels 3 and 5 of AVHRR/NOAA-11.

その推定値が航空機観測により検証されたことが示された。水雲と氷雲の区別への利用については、今後の課題として残される。

## 2.9 航空機観測のまとめと今後の課題\*

### (Summary and discussions)

わが国においては殆ど経験のない航空機による雲の直接観測を開始するにあたっては、まず測器の開発・整備から始まった。それは「雲と放射」の問題が気候形成に大きく関与しているにもかかわらず、現在これらの研究に必要な観測データが全く欠如しているとの認識から、雲内外の放射場を精密に観測するだけでなく、同時に雲の微物理特性および雲物理・放射の双方にとって重要なエアロゾルの特性を総合的に観測することが重要であると考えた故である。開発された測器については第1章に詳しく述べられている。更に、有効な観測データを得るためには、観測飛行法の工夫・改良を重ねる必要があった。そして、測定データの時間的・空間的同時性および観測時間の短縮を満たすために二機の航空機による同期観測方法を検討し(2.1節)、1988年度の観測より採用した。このことは時間的・空間的変動性の大きい雲の観測にとっては重要な課題であったが、この方法を採用することにより、雲層の放射収支および雲物理特性と放射特性の対応を調べる上で必要な良質の観測データが得られるようになった。

航空機観測は、中層・下層の層状雲を対象として八丈島近海上で行われた。4年間の航空機観測で得られたデータは膨大である。その一部は2.3節に紹介されている。取得データの詳細については、補章の観測データ・ディレクトリーを参照されたい。これらのデータは内外の研究者が利用できるように整備されている。

現在もデータ解析が進められており、これまでに得られた結果については2.3~2.8節に報告されているとおりでである。そこではいくつかの重要な知見が得られた。まず、北西太平洋域の特徴的な雲の一つである冬季の層積雲の構造について、その特徴が明らかにされた。即ち、暖かい海洋上(海面温度 $\sim 20^{\circ}\text{C}$ )の層積雲は、一般にその下に積雲が散在する二層構造を成しており、その雲頂部には、しばしば強い温度逆転を伴っている。また、雲底下では、しばしば降雨があった。層積雲の微物理特性は、一般に水平・鉛直方向にきわめて不均質である。水平方向の変動に関しては、比較的大きなスケールでは数 km の周期の変動が放射データおよび雲物理データの分布に認めらる(2.3節)。

ほぼ同じ雲頂温度(約 $-4^{\circ}\text{C}$ )をもつ水雲および氷化した層積雲の微物理構造(粒径分布、雲水量など)が調べられた(2.4節)。水雲の場合、鉛直方向には雲水量は雲底部で小さく、雲頂部に上がるほど増大している。一方、雲粒子数は、雲層を通じてほぼ一定であり、雲水量の変化は、雲粒子の大きさの変化によってもたらされている。また、雲頂温度が $-4^{\circ}\text{C}$ 程度の比較的暖かい層積雲においても氷晶が発生することがあり、そのような氷化した層積雲では、雲水量は逆

---

\* 浅野正二 (S. Asano), 塩原匡貴 (M. Shiobara)

に雲底部で大きくなっていた。そして、雲層上部で氷晶が発生し、雲内で昇華や雲粒付着により成長するとともに融解している様子が、FSSP や 2D-C データの解析で観察された。

航空機観測では、雲内・外でのエアロゾルの測定も行われた(2.5節)。これには、粒子の運動慣性の違いを利用してエアロゾルと雲粒子を分離するための雲内エアロゾル分離装置が使われた。これにより、雲形成におけるエアロゾルの変化を示す興味ある結果が得られた。即ち、雲内においてサブミクロン領域(半径 $0.15\text{--}1\ \mu\text{m}$ )のエアロゾル濃度の顕著な減少が観測された。その割合は、体積で約65%、個数で60%であった。これらの粒子は、凝結核として働きの雲粒子に移行したのと考えられる。また、海塩粒子や硫酸アンモニウム粒子など凝結核となりうる吸湿性のエアロゾルが残留していることも検出され、雲層内においても過飽和度の低い、あるいは未飽和の空間領域が混在していたことが示唆された。

二機の飛行機を用いた同期編隊飛行により、層積雲の放射収支特性に関する高精度の測定データが得られた。一方、雲上の飛行機に搭載した多波長雲日射計(MCP)による雲の分光反射率の測定から、リモートセンシング的に水雲の雲物理パラメータ(光学的厚さ、有効半径、雲水量、有効水蒸気量)を推定することができた(2.6節)。これには、可視域の波長 $500\ \text{nm}$ と近赤外域の $1650\ \text{nm}$ の反射特性を組み合わせて、雲層の光学的厚さと雲粒の有効半径を同時に推定する。また、大気中での混合比が一定な酸素分子の吸収帯( $760\ \text{nm}$ )の反射率から雲水量を、更に、 $938\ \text{nm}$ の水蒸気吸収帯の反射率から雲内の水蒸気量を推定する。推定された雲物理パラメータは、雲の微物理量の直接観測値と比べて、もっともらしく求まっている。また、推定値を用いたシミュレーション計算は、太陽放射の全波長域および近赤外域の観測値を良く再現している(2.7節)。

本研究における航空機観測では、雲の微物理特性と放射特性との関係解明に重点を置き、種々の制約上、観測対象も八丈島近海上の層状雲に的を絞らざるを得なかった。この範囲内では、予期した以上の成果が得られたと言えよう。しかしながら、この限られた対象と課題についても残された問題は多い。例えば、雲物理量の測定には、測器による測定値の大きな差が認められた。このことは、雲の微物理量の計測には、まだ基準とすべき測器はなく、依然として開発の余地が残されていること、更には、実際の水雲は従来報告されてきたものより多くの雲水量を含んでいるかも知れない、と言う大きな問題をはらんでいる。この点は、今後とも、各々の測器の検定を含め、慎重に検討を重ねる必要がある。それと共に、層状水雲の放射特性を表現するパラメータとして有望視されている鉛直総雲水量を測る測器(例えばマイクロ波雲水量計)も今後の観測には加える必要がある。

他方、放射観測にしても、二機の飛行機による同期飛行観測を採用することにより同時性の高いデータが得られるようになったが、その精度は十分とは言えず特に空間的同一性については、なお一層の改善が必要である。また、分光反射率測定による有効半径などの雲物理パラメータの

推定値と、実測値との不一致（いわゆる“異常吸収”）の問題が残った。衛星からのリモートセンシングによる雲物理パラメータ抽出の実用化を進める上でも、この問題を解決することが先決である。

GCMにおける雲と放射の過程の改良に資するという観点からすると、観測対象の雲種と測定項目を広げることが必要である。エントレインメントなどの雲形成の力学過程に関してのみならず、雲の構造と放射特性との関係を理解する上からも、今後の観測においては、雲の熱力学・力学の場（風や水蒸気輸送など）の測定が最低限必要となろう。