

第 I 部

雲及び放射の総合観測手法の研究

Development of Instruments and Methods of Cloud and Radiation Observation (1984-86年度)

主任研究者： 植村 八郎¹⁾ 岡林 俊雄²⁾

物理気象研究部： 中山 嵩¹⁾ 伊藤 朋之 松尾 敬世 村上 正隆¹⁾

高層物理研究部： 金沢五寿雄 池上三和子 浅野 正二 忠鉢 繁 塩原 匡貴³⁾

応用気象研究部： 田中 豊顕 三上 正夫¹⁾ 岡田 菊夫³⁾

台風研究部： 市村市太郎¹⁾ 正村 敬三¹⁾

1) 1985-86年度, 2) 1984年度, 3) 1986年度

謝 辞

本研究の遂行に当り、各方面から方々からなみなみならぬ御協力をいただいた。各研究はもちろんのこと、管理部門、とりわけ当時の企画室重原好次氏、高橋 昭氏、横山 博氏には大変お世話になった。また、雲粒子ゾンデの開発に当り、高層气象台、筑波山測候所には施設の提供をいただいた。飛行機観測においては八丈島測候所の職員の皆様に協力をいただいた。以上、記して御礼申し上げる。

第1章 雲と放射の観測手法の開発 (Development of instruments and methods of cloud and radiation observation)

1.1 雲粒子ゾンデシステムの開発*

(Development of Cloud Particle Video Sonde)

1.1.1 はじめに

雲の放射特性を調べる上で雲粒の数濃度，粒径分布，氷晶の数濃度・粒径分布・結晶形，雲水量，雲氷量等の空間分布は雲の微物理特性を記述するパラメータとして重要である。ミリ波レーダ・ライダー・マイクロウェーブラジオメータ等のリモートセンシングの方法は，今日までに広く用いられるようになってきたが，これら間接的方法だけでは上述のパラメータを的確に把握する為には不十分で，何らかの直接的な測定手法が必要である。現在，諸外国においては，雲の直接観測は主に，J-W 雲水量計・Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP)・2-D Optical Array Probe 等を搭載した航空機によって行われている。しかし，航空機観測は航空機の飛行性能や安全性の見地から対象とする雲が制限されることや，搭載している測定機器が雲粒と氷晶の識別能力が不十分であるなどの問題点をかかえていることも事実である。このような航空機観測の欠点を補うため，これとは別に，上述パラメータを直接測定する手法として，気球搭載用の特殊ゾンデ (TV 雲粒子ゾンデ) を開発した。

気球を用いて雲内の雲粒子・降水粒子を直接測定しようとする試みは，すでに Magano and Tazawa (1966) や Hill and Woffinden (1980) によってなされている。しかし，Magano and Tazawa の Snow Crystal Sonde は，雲粒のレプリカの信頼性と観測後ゾンデを回収しなければならないという点で問題があった。一方，Hill and Woffinden の開発したゾンデは回収の必要はないが，過冷却の雲水量に関する情報しか得ることができない。TV 雲粒子ゾンデは TV カメラによって撮影された雲粒子・降水粒子の映像をリアルタイムで地上に電送することによって，そのような問題点を克服した。

本章では，システムの概要，TV 雲粒子ゾンデの構造，地上における性能試験，飛揚試験の順に述べる。

* 村上正隆 (M. Murakami)，松尾敬世 (T. Matsuo)，中山 嵩 (T. Nakayama)，植村八郎 (H. Uemura)，岡林俊雄 (T. Okabayashi)

1.1.2 システムの概要

Fig. 1.1.1に示すように、気球（3 kg）に搭載した雲粒子TVゾンデによって撮られた雲粒子の映像は、1.6GHz帯マイクロ波を使用し、周波数変調（FM）にて地上に電送される。地上の受信装置は、直径1mのパラボラアンテナを持つ自動追尾型レーザー（RD65A；明星電気K.K.）である。これは通常のレーゾンゾンデ観測に用いられるもので、この装置に低ノイズ増幅器とFM復調器を付加することにより、TV雲粒子ゾンデからのビデオ信号を受信することが可能となる。この装置で受信したビデオ信号をTVモニターに与えたとともに、VTRに収録する。同時にTime Code Generatorからの時刻信号をTVモニターに表示し、VTRに収録することもできる。又、TVモニターを見ながらHard Copyをとることもできる。観測後、録画したビデオテープをイメージアナライザーを用いて自動的に解析し、粒径分布等を得ることも可能である。Photo 1.1.1, Photo 1.1.2にレーゾンゾンデと連結した雲粒子TVゾンデとデータ収録装置の写真を示す。

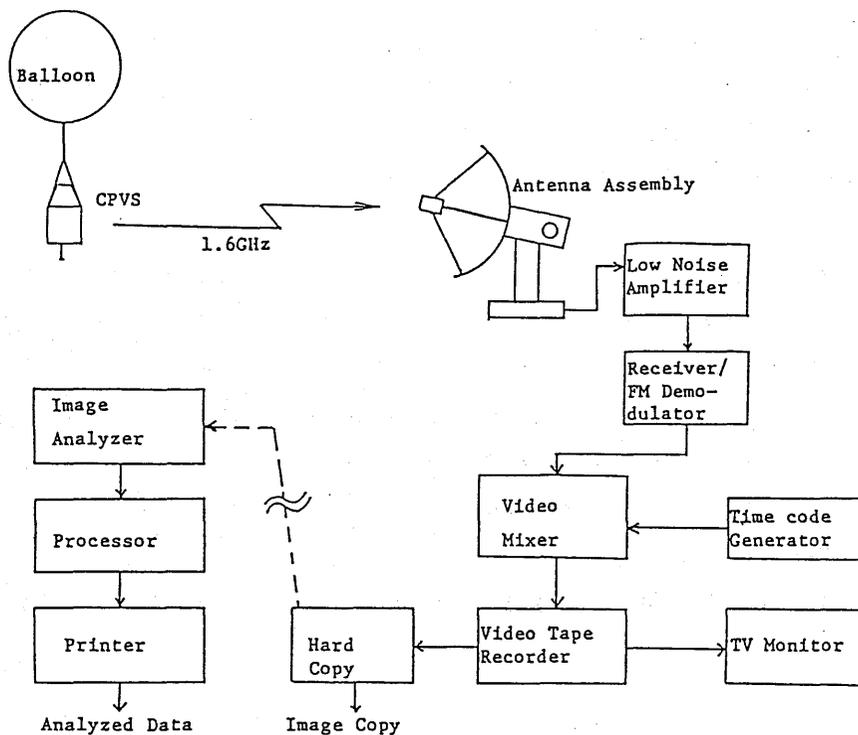


Fig. 1.1.1 Block diagram of the CPVS system.

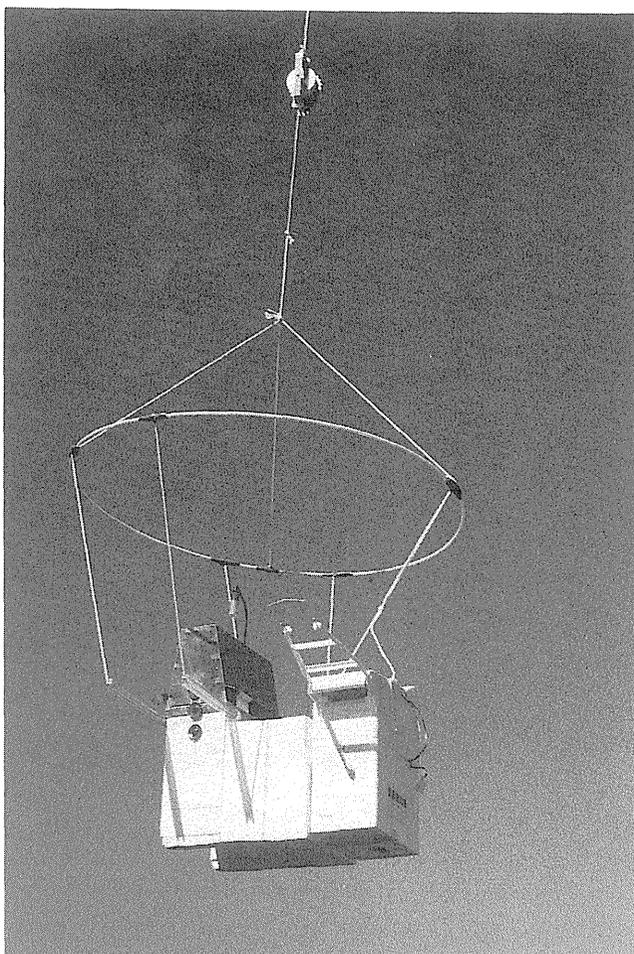


Photo 1.1.1 Photograph of the CPVS coupled with a rawinsonde.

1.1.3 雲粒子 TV ゾンデ

(1) 雲粒子 TV ゾンデの原理

雲粒子TV ゾンデによる雲粒子・降水粒子の測定原理をFig. 1.1.2に模式的に示す。ゾンデは上昇しながら、ゾンデのフード上面の取込口を通して雲粒子・降水粒子を一端フィルム表面に受けて、フィルム下側にある小型TVカメラでフィルム上の粒子を撮影し、TVカメラからの映像信号をFM変調し、リアルタイムで地上へ電送する。

(2) 装置の構造

TV雲粒子ゾンデは大きく分けて、①粒子捕捉部、②検出部、③送信部、④電源部から成っている。



Photo 1.1.2 Photograph of data acquisition system of the CPVS ; TV monitor, time code generator, VTR and hard copy processor.

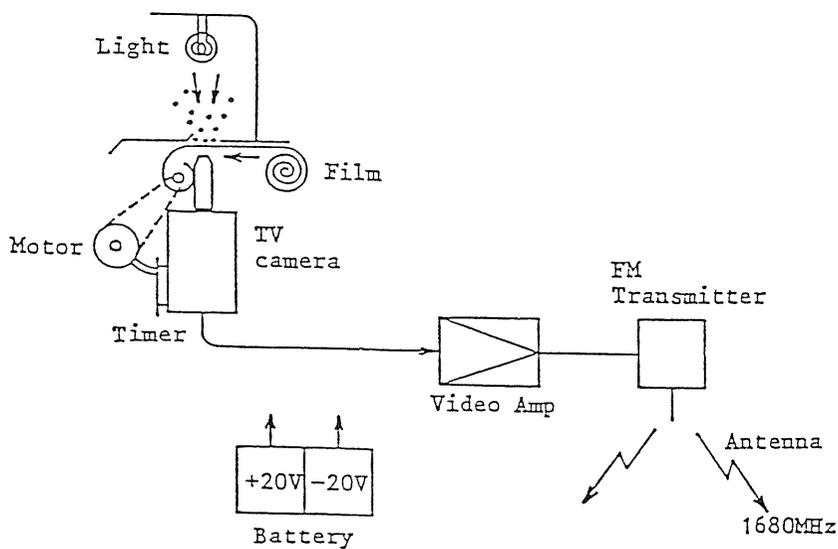


Fig. 1.1.2 Schematic diagram of the CPVS.

粒子捕捉部は、Fig. 1.1.3に示すように、粒子捕捉用フィルムと、その巻き上げ機構からなる。フィルムはTV雲粒子ゾンデ・フード上面の粒子取込口(10mm×10mm)とTVカメラの光学系の間を間欠的に送られ、常に新しいフィルム面で粒子を捕捉するようになっている。使用しているフィルムは、透明な現像用16mmリーダーフィルムで、表面にはシリコン樹脂(KC-88:信越科学K.K.)を塗付、撥水処理を施してある。これにより、微水滴はフィルム面上でほぼ半球となり、鮮明な粒子映像を得ることができると同時に正確な粒径測定が可能である。現在フィルム送りは、10秒間フィルムを静止し捕捉される粒子群を連続撮影し、次の1秒間でフィルムを10mm巻き上げ新しいフィルム面を引き出す動作を繰り返し行うように設定してある。フィルムの巻き上げは、低温条件に強い小型DCギヤードモーター(MA1616M11)を使用しChainを介してフィルム巻取軸を廻す簡単な機構である。フィルム長は300cmで、50分間、高度15kmまでの観測に十分である。

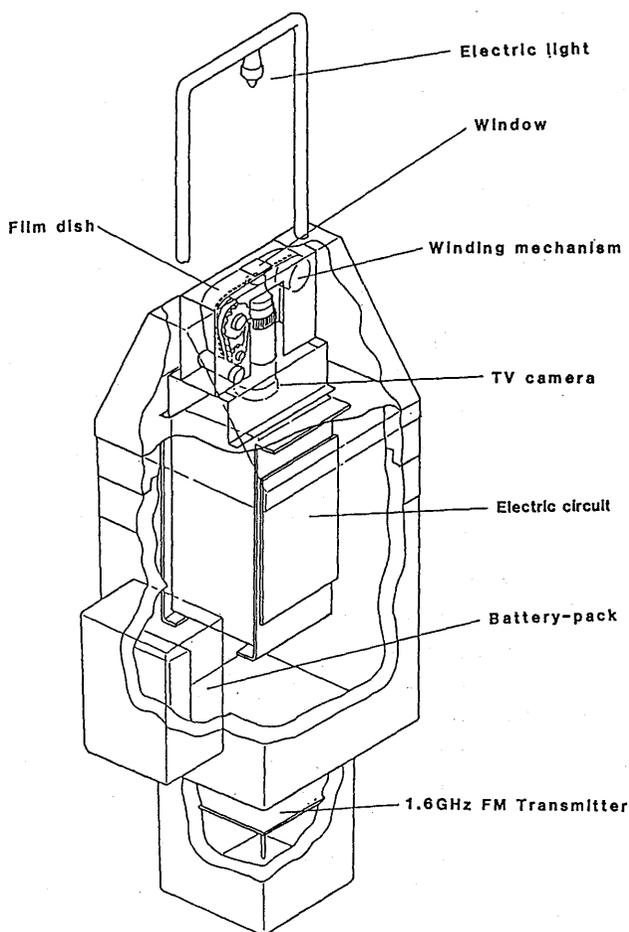


Fig. 1.1.3 Cutout view of the CPVS.

検出部は10倍の顕微鏡用対物レンズを付けた白黒の小型TVカメラ (TVC-3110: Koyo) である。12インチTVモニター上での総合倍率は300倍である。この倍率は対物レンズを交換することにより120倍から600倍の間で変更可能である。TVカメラの最低被写体照度が10ルクスとやや感度が低いので、粒子取込口の上方に2.5Vニップル球を取り付け粒子捕捉面を照明した。

TVカメラからのビデオ信号は cut-off frequency=1MHz の Band-Pass Filter を通して帯域を制限し、Video Amplifier で増幅した後、FM送信器に入力する。FM送信器の搬送周波数は1660~1700MHz の間の1点に設定されており、その送信電力は0.6Wである。

電源には±20VDC, 0.45Aを取り出せる注水電池を使用し、電池から放出されるガスがゾンデに悪影響を及ぼさないように、ゾンデ本体の外側に取り付けた。

粒子捕捉部は常に外気温になるように、フード側面にフィンを付け通風効果を良くした。一方、検出部のうち、TVカメラ本体およびエレクトロニクス部は発砲スチロール箱の内に密閉し、低温の外気から保護してある。

雲粒子TVゾンデの仕様に関する詳細はTable 1.1.1に示す通りである。

Table 1.1.1 Specifications of the CPVS.

1. 粒子検出部	
1. 粒子観測倍率	300倍 (on 12 inch TV MONITOR) (10倍対物レンズ使用時)
2. 粒子観測インターバル	10秒
3. 総合観測時間	40分以上
4. 観測粒子の分解能	5ミクロン
5. ビデオ画像	Black and White
6. TV CAMERA	350 line (水平) 60 Hz (垂直)
2. 電気系	
1. データ伝送用送信電力	0.6W
2. 搬送周波数帯	1660~1700 MHzの内の1波
3. ビデオ帯域幅	DC~1 MHz (-3dB)
4. 変調型式	FM
5. 占有帯域幅	4 MHz以下
6. 送信アンテナ利得	0 dB
3. 電池 注水電池 9 W (±20V)	
4. 外寸重量	
CPVS 外寸16×16×58 cm 重量約 2 kg	

(3) 温度試験

高度10~15kmまで測定を行う場合、雲粒子TVゾンデは広範囲な環境温度下で正常に作動することが要求される。そこで+60~-40℃の範囲で、TVカメラの動作試験、フィルム巻き上げ機構の動作試験、低温下でのフィルムの硬化試験、送信器の出力、周波数試験を行った。その結果、-40℃までTVカメラからは良好な映像が得られ、またフィルム巻き上げ機構も正常に動作することが確かめられた。送信器の送信電力変化、周波数変化も Fig. 1.1.4 及び Fig. 1.1.5 に示すように、それぞれ±0.1W, ±2 MHz 以内におさまり、実用上問題のない値であることが確かめられた。

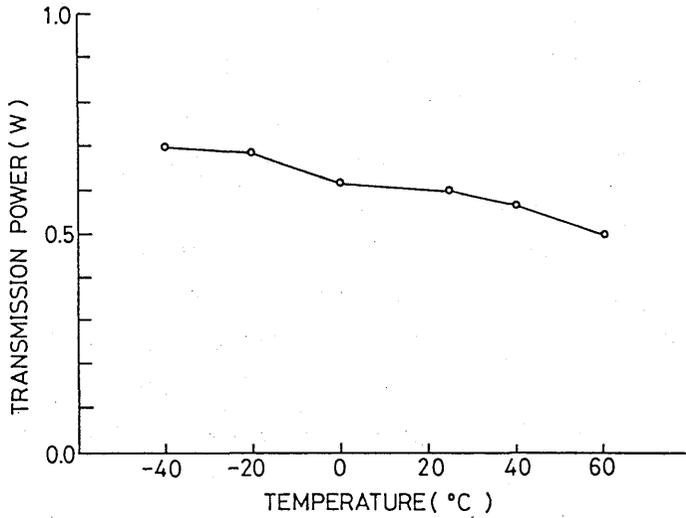


Fig. 1.1.4 Temperature dependency of transmission power.

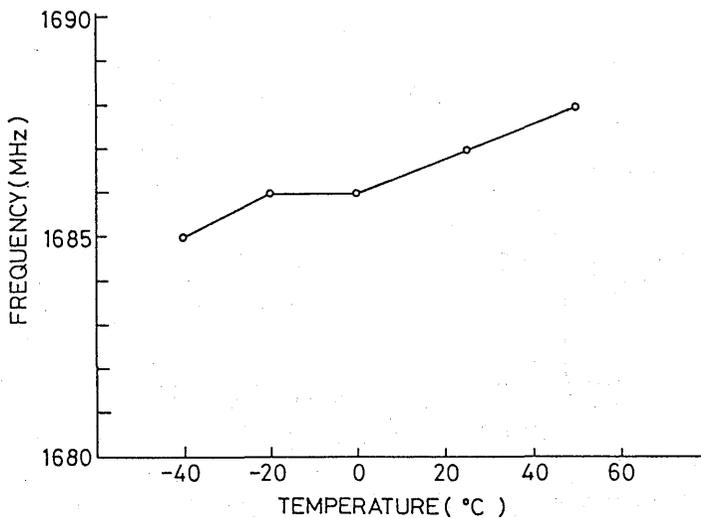


Fig. 1.1.5 Temperature dependency of carrier wave frequency.

(4) 捕捉効率の検定

雲粒子 TV ゾンデによって単位時間に測定した雲粒子の数から大気中の数濃度を求める式は、

$$nr = \frac{Nr}{S \cdot (V + v_r) \cdot E(r, V)} \quad (1.1.1)$$

- nr : 半径 r の粒子の空間数濃度
- Nr : 単位時間あたりに測定される半径 r の粒子数
- S : 撮影視野面積
- V : ゾンデ上昇速度
- v_r : 半径 r の粒子の落下速度
- $E(r, V)$: ゾンデ上昇速度 V のときの半径 r の粒子の捕捉効率

で表わされる。雲粒子の場合、落下速度 v_r はゾンデ上昇速度 V と比べて無視できるので、捕捉効率 $E(r, V)$ がわかれば空間数濃度を求めることができる。

雲粒子 TV ゾンデの粒子捕捉効率の検定は、気象研究所小型風洞を用いて行った。粒子の捕捉効率が理論的 (Ranz and Wong, 1952) にも実験的にも良くわかっている幅 3 mm のリボン状捕捉面と雲粒子 TV ゾンデを一定時間、微水滴を含む気流に露出し、その数を比較することによって雲粒子 TV ゾンデの粒子捕捉効率を求めた。捕捉面に衝突する微水滴の測定には酸化マグネシウム法 (Maruyama and Hama, 1954) を用いた。Fig. 1.1.6 にゾンデによる捕捉雲粒の粒径と捕

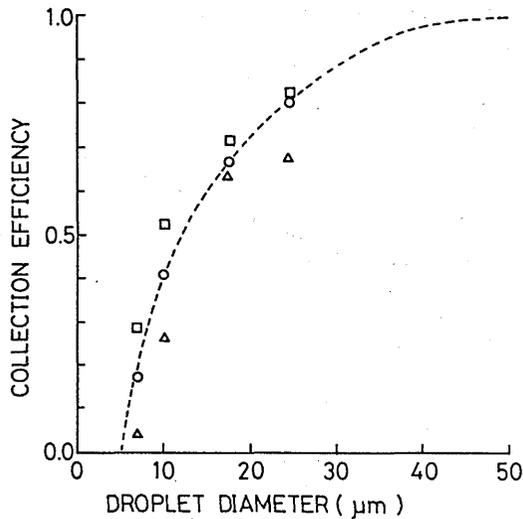


Fig. 1.1.6 Droplet collection efficiency of the CPVS at airspeeds of 3 m/sec(Δ), 5m/sec(○) and 7m/sec(□).

捉率との関係を示す。風速はゾンデの上昇速度を考慮して、3, 5, 7 m/sec の場合を用いた。各風速は丸, 三角, 四角で表わされている。風速によって捕捉効率が大きく変化する傾向はみられない。通常のゾンデの上昇速度は 5 m/sec であるので、今回は風速 5 m/sec の時の捕捉効率で代表した。30 μ m 以上の粒子については、捕捉された粒子数が少なくバラツキが大きいので、10~30 μ m の粒子の捕捉効率の変化傾向を外挿して 50 μ m で捕捉効率が 1 になると仮定した。

1.1.4 飛揚実験の結果

雲粒子 TV ゾンデとレーウィンゾンデを同一気球に連結して、雲の微物理学的構造の観測を行った。観測は1986年5月30日早朝に筑波地区（高層気象台構内）で行われた。その時の地上天気図を Fig. 1.1.7 に示す。前線を伴う発達した低気圧が日本列島の南岸沿に東北東進しており、今回観測したのは、四国南岸に中心を持つ低気圧から東に延びた温暖前線に伴う層状性の降水雲であった。

0300 30 MAY 1986

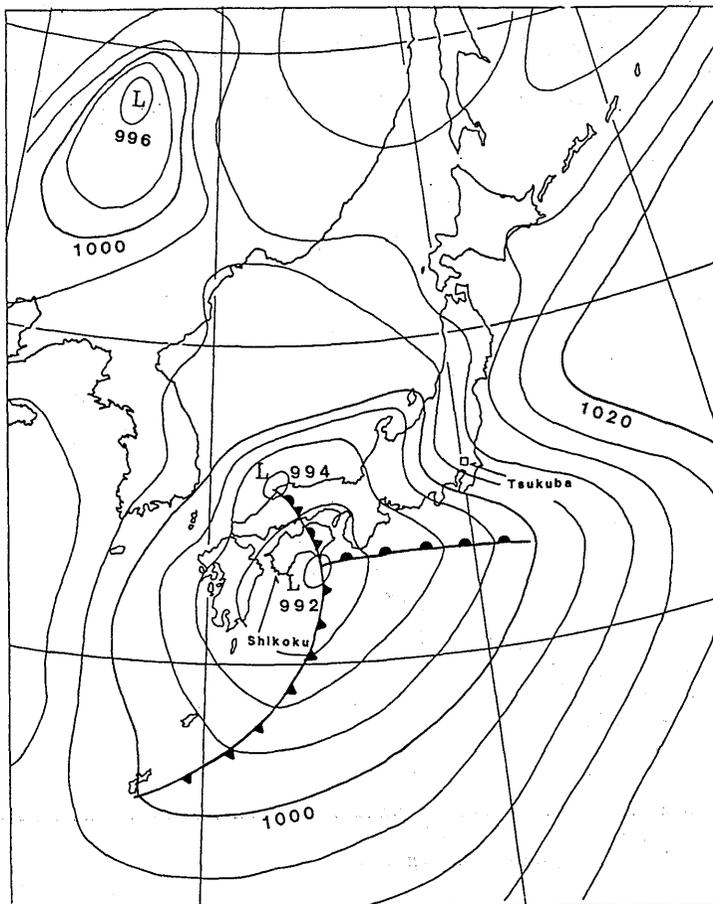


Fig. 1.1.7 Surface weather map for 0300 JST 30 May 1986.

観測気球は04時16分に放球され、Fig. 1.1.8の気球の上昇曲線が示すように約5 m/secの上昇速度で約40分を要して雲頂高度12kmに到達した。測定された気温・湿度・風向・風速の鉛直プロフィールと、雲粒・雨滴・氷晶の観測された高度をFig. 1.1.9に示す。雲粒から成る水雲は、主に0℃高度より低い所で数回観測されたが、厚さ数10m程度で雲粒数濃度の低いものであった。観測された粒子の大きさ（氷晶の場合は長径）を観測時刻・高度・気温の関数としてFig. 1.1.10に示す。

1.1.3(4)で決めたゾンデの粒子捕捉効率と、気球の上昇速度を用いて、Fig. 1.1.10から雲粒・氷晶の数濃度・粒径分布を求めた。ただし、ゾンデによる氷晶の捕捉効率は微水滴の捕捉効率と同じと仮定した。Fig. 1.1.11は、雲粒について、0.5～2 km, 2～4 kmの区間の平均粒径分布を示す。雲粒の数濃度が 10^{-1} 個/cm³ (10²個/1)と極めて低い値になっているが、これは雲のない所も含めて平均した為で、雲内では10個/cm³程度であった。雲粒の粒径分布は高度によって大差なかった。Fig. 1.1.12は、氷晶について、4～6 km, 6～8 km, 8～10kmの区間での平均粒径分布を示す。氷晶の数濃度は数10個/1と比較的高濃度であった。特に高度6.3～6.8km, 気温-12～-14℃付近では10³個/1と非常に濃度の高い氷晶雲が観測された。Fig. 1.1.12から明らかのように、高度が低くなるにつれて粒径分布は幅広くなり、相対的に大きな氷晶（雪結晶）が増加している。

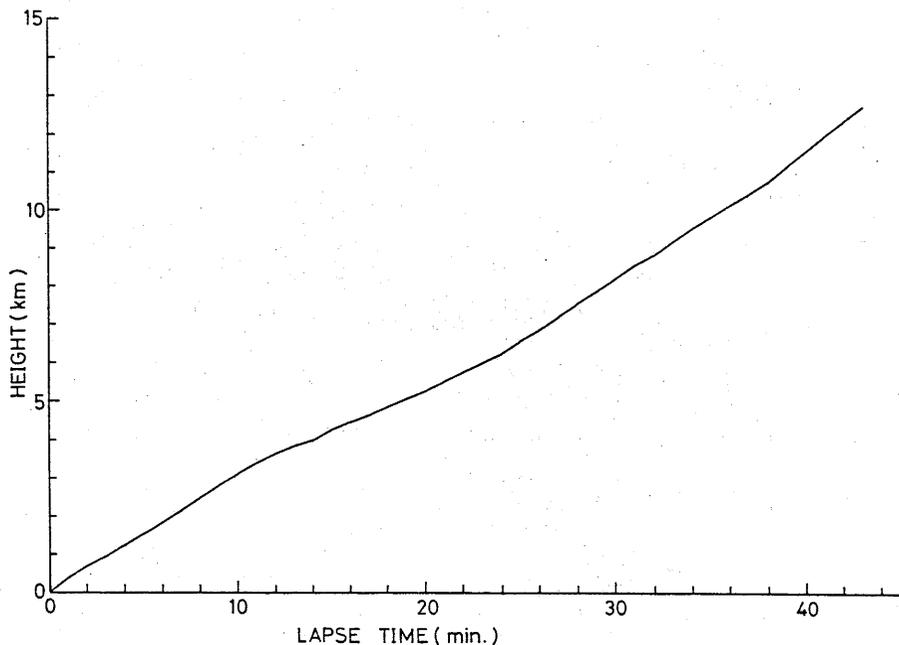


Fig. 1.1.8 Ascent rate of the CPVS.

30 MAY 1986 0416 - 0500

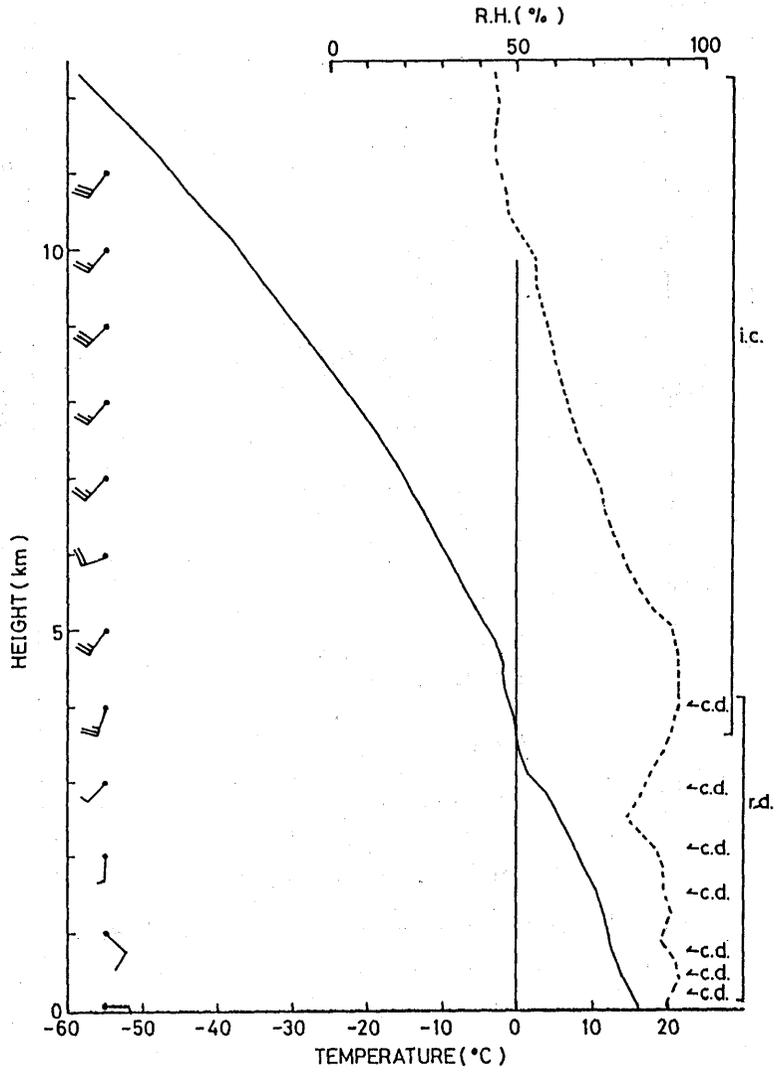


Fig. 1.1.9 Vertical profiles of temperature, humidity, wind velocity and direction. (c.d.): cloud droplet region, (r.d.): raindrop region, (i.c.): ice crystal region.

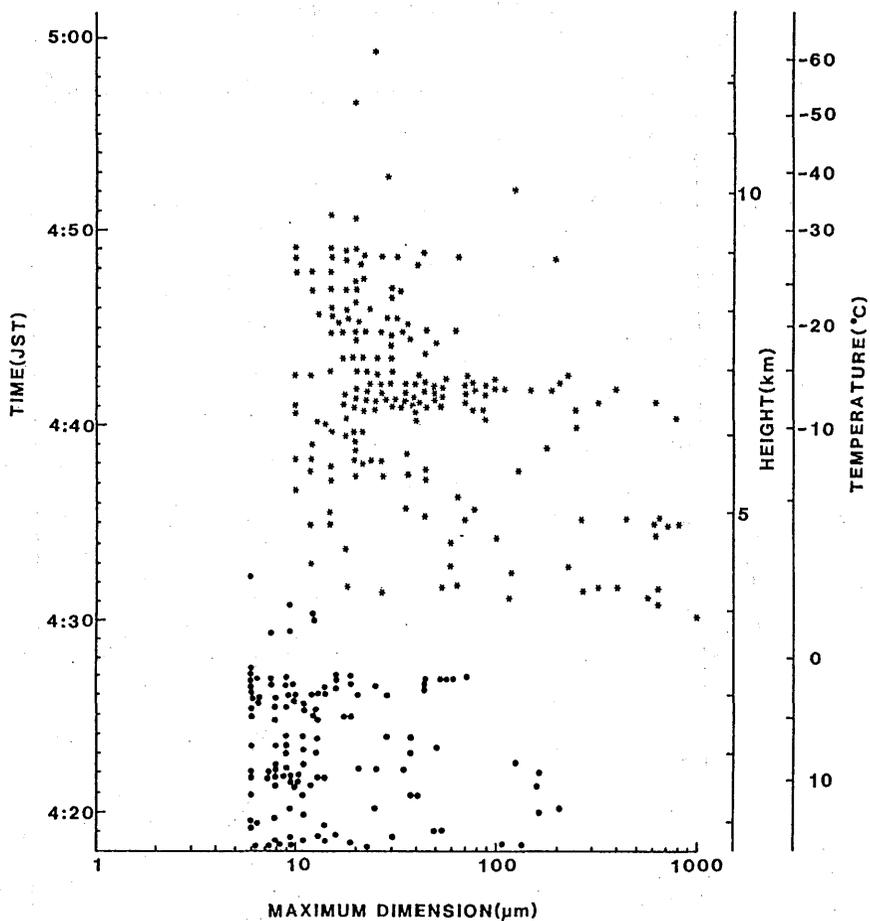


Fig. 1.1.10 Maximum dimension of cloud droplets(·) and ice crystals(*) as a function of height (temperature). Observation time is shown as a reference.

Fig. 1.1.13に、雲粒 ($d < 50 \mu\text{m}$) と氷晶 ($d < 1\text{mm}$) の空間数濃度と空間質量濃度 (雲水量・雲氷量) の鉛直分布を示す。ただし、高度4~8 kmでは、氷晶を hexagonal plate とし、8~10 kmでは column として、次式を用いて氷晶の大きさ d (cm) から氷晶の質量 m (g) を求めた。

$$m = 8.25 \times 10^{-3} d^{2.474} \quad (1.1.2)$$

$$m = 2.37 \times 10^{-2} d^{2.77} \quad (1.1.3)$$

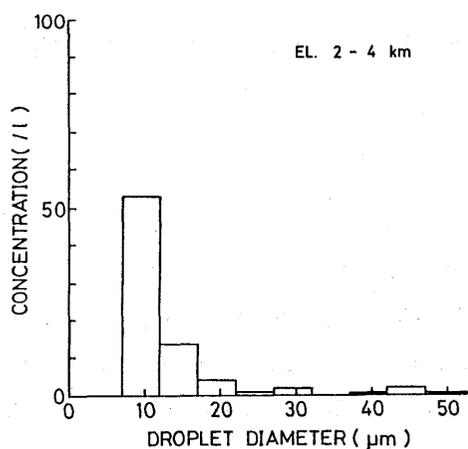
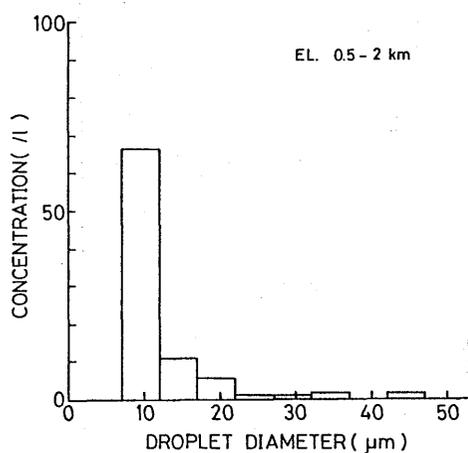


Fig. 1.1.11 Average size distribution of cloud droplets.

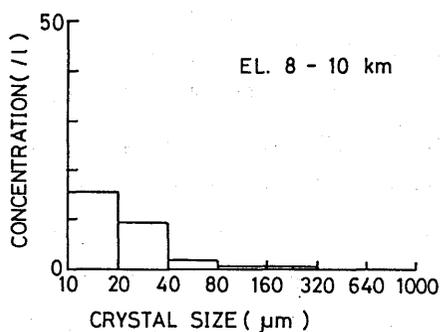
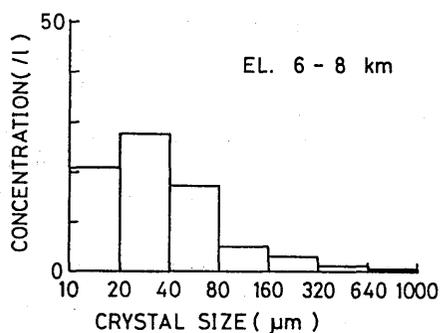
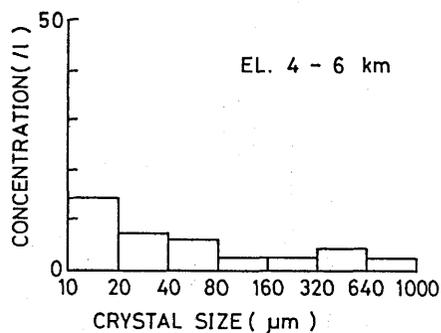


Fig. 1.1.12 Average size distribution of ice crystals.

(1.1.2)式および(1.1.3)式は氷晶のc軸とa軸の長さの比を考慮した、氷晶の大きさと bulk density に関する実験式 (Pruppacher and Klett, 1978) から導出したものである。

Photo. 1.1.3-1.1.6 に色々な高度で雲粒子 TV ゾンデによって観測された雲粒・氷晶の例を示す。氷晶はほとんどが板状結晶または柱状結晶で、その結晶形から比較的low過飽和領域で成長したものである。

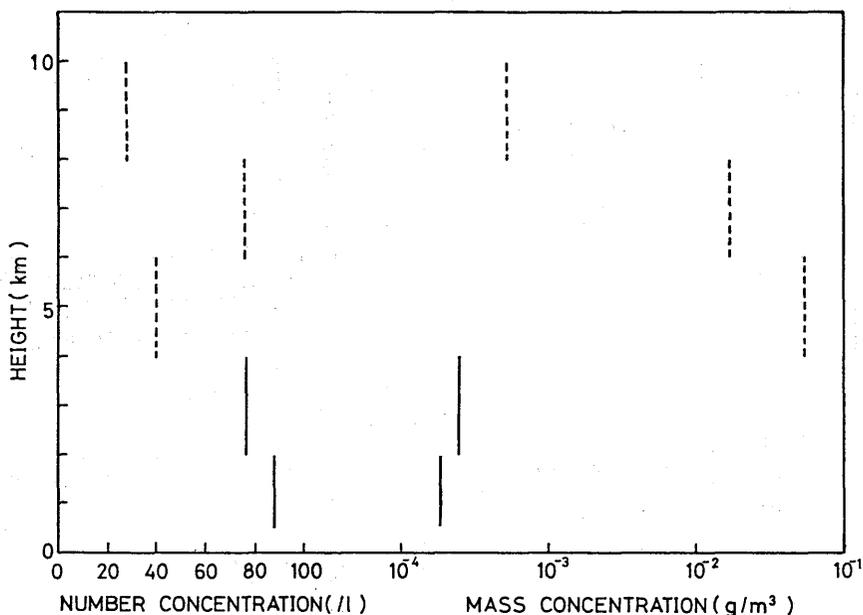


Fig. 1.1.13 Vertical change in number concentrations and mass concentrations of cloud droplets (solid lines) and ice crystals (broken lines).

1.1.5 まとめ

本章では、雲の微物理特性を直接測定するために開発したTV雲粒子ゾンデシステムについて詳述し、飛揚試験の結果を記載した。飛揚試験の結果、TV雲粒子ゾンデは高度12km以上の高高度から良好な雲粒子の映像を送信してくることが確かめられた。また、それらの映像を解析することによって、7μm以上の雲粒および10μm以上の氷晶の数濃度・粒径分布の鉛直分布、雲水量・雲氷量の鉛直分布、結晶形の鉛直分布を導出することが可能となった。

今後の問題点としては、雲粒子の映像データの大量処理がある。複雑な形状の氷晶が混在する映像データの中から必要な情報だけを高速で処理する能力に難がある。高度な映像処理技術をシステムに取り入れることが今後必要となるであろう。

謝 辞

TV雲粒子ゾンデの製作には、明星電気株式会社の方々のご協力をいただき感謝致します。また、TV雲粒子ゾンデ飛揚に際しては、高層気象台の方々にご協力をいただき感謝致します。

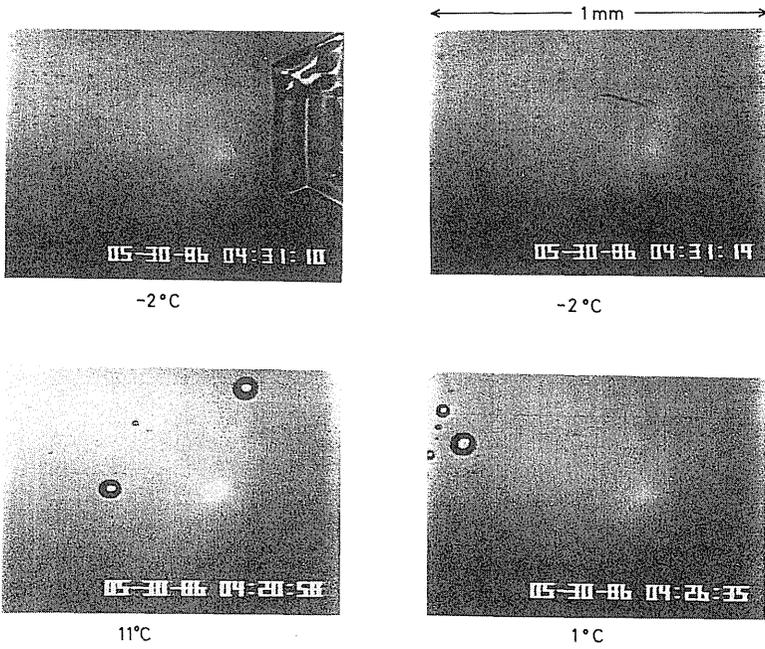


Photo 1.1.3 Examples of cloud droplet (upper) and ice crystal (lower) images.

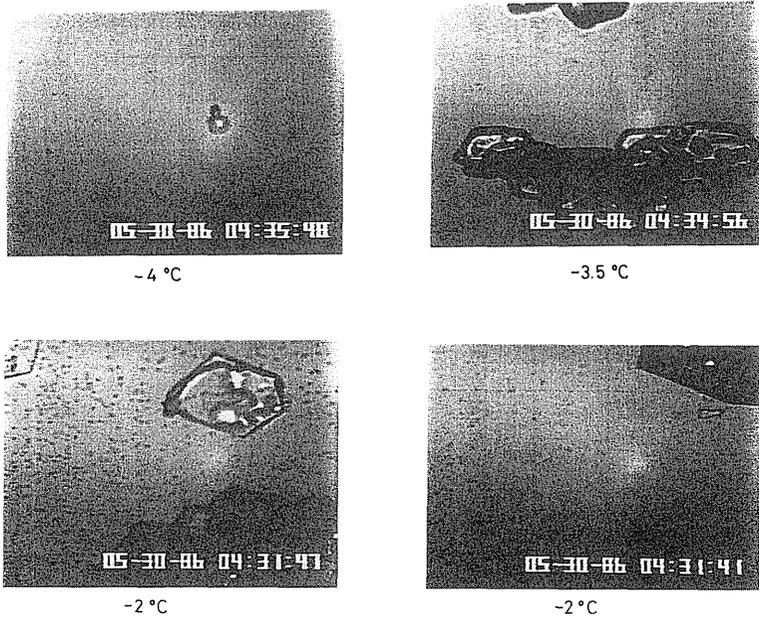
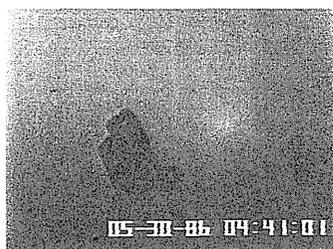


Photo 1.1.4 Examples of ice crystal images.



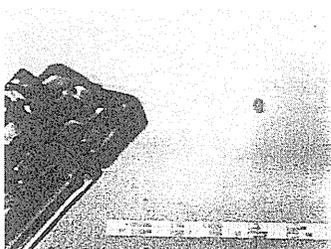
-12 °C



-12 °C

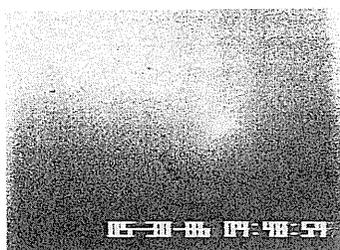


-3.5 °C

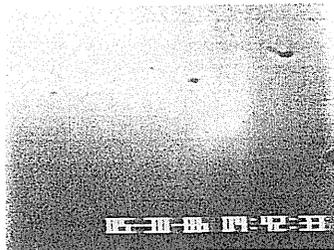


-11 °C

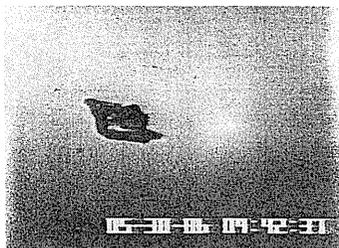
Photo 1.1.5 The same as Photo 1.1.4 except for different temperature regions.



-30 °C



-14 °C



-14 °C



-14 °C

Photo 1.1.6 The same as Photo 1.1.4 except for different temperature regions.

参 考 文 献

- Hill, G. F. and D. S. Woffinden, 1980 : A balloonborne instrument for the measurement of vertical profiles of supercooled liquid water concentration. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1285-1292.
- Magono, C. and S. Tazawa, 1966 : Design of "snow crystal sonde". *J. Atmos. Sci.*, **23**, 618-625.
- Maruyama, H. and K. Hama, 1954 : On measurement of cloud particle size by means of MgO smoke. *J. Meteor. Soc. Japan*, **32**, 167-174.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1978 : Microphysics of clouds and precipitation. *Reidel*, 714pp.
- Ranz, W. E. and J. B. Wong 1952 : Impaction of dust and smoke particles on surface and body collectors. *Ind. Eng. Chem.*, **44**, 1371-1381.

1.2 航空機用雲粒子測定装置 (AVIOM-C) *

(Development of an Airborne Video Optical Microscope for Measuring Cloud Particles (AVIOM-C))

1.2.1 はじめに

雲と放射の観測において、航空機による雲粒子の観測は特に重要な意味をもっている。それは航空機の機動性によって、雲内の情報をすばやく得られることである。航空機から雲粒子を測定する方法はKnollenberg (1981)によるFSSPと2D-Cプローブの開発によって飛躍的に進歩した。何れもアメリカのPMS社から市販され、多くの国々で使用されている。FSSPは雲粒子による光散乱を利用したパーティクルカウンターであり、主として水雲の観測に用いられている。一方2D-Cは雲粒子を画像として検出するもので、個々の粒子をそれぞれ独立した“影絵”としてMTに収録する装置である。これらの装置は雲粒子の観測に威力を発揮しているが、最大の欠点は雲粒子が水であるか氷であるか、つまり雲粒子の相についての情報が得られないことである。特にFSSPでは雲粒と氷晶の区別はできない。2D-Cは影絵として粒子の形状を記録しており、雲粒と氷晶の区別ができることも多い。しかし雲粒子のように小さな粒子については、影絵から元の粒子の形状を割りだし、相を判別することは確実性に欠ける。最大の欠点は、この方法では $100\mu\text{m}$ 以上の比較的大きな粒子しか判別できないことである。自然の雲には $100\mu\text{m}$ 以下の氷晶が多数存在することもあり、また雲粒と氷晶が共存することもある。こうしたことが雲の放射特性に大きな影響を与えることから、この点の改善が望まれているところである。

雲水量の測定については熱線を用いたJohnson-Williams (略称J-W) 雲水量計が広く用いられてきた。この装置では、 $30\mu\text{m}$ 以上の雲粒を含んだ雲の測定には、誤差がでることが知られている。Gayet (1986)によれば、雲粒が $30\mu\text{m}$ 以上になると、熱線に捕捉された水滴が蒸発する前に、強い気流によって吹き飛ばされ、その結果、雲水量が実際の値より少なくなるということである。こうした欠点を改善するために新しく開発したのが、航空機用雲粒子測定装置 (Airborne Video Optical Microscope for Measuring Cloud Particles, 略称 AVIOM-C : アビオム・シー) である (Tanaka *et al.*, 1989)。この装置は雲粒子を“影絵”ではなく直接、光学顕微鏡で測定するために、 $5\mu\text{m}$ までの粒子が識別可能である。

1.2.2 システムの概要

装置は3つの部分に分かれ、①雲粒子検出部、②画像表示・記録部、③制御部から構成される。

* 田中豊頭 (T. Tanaka), 松尾敬世 (T. Matsuo), 岡田菊夫 (K. Okada), 市村市太郎 (I. Ichimura)

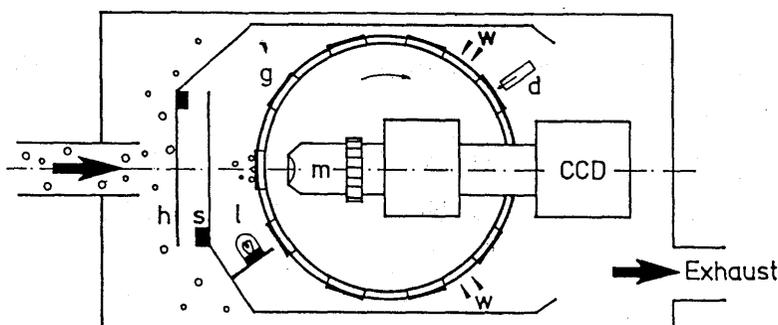


Fig. 1.2.1 Schematic diagram of the Airborne Video Optical Microscope for Measuring Cloud Particles (AVIOM-C). The dimensions of the device are 250(W)×450(D)×250(H) in mm. h: hood shutter, s: sampling shutter with a rectangular window (7mm×14mm), g: glass stages, m: optical microscope, l: light source, w: wipers, d: blower of dry heated air.

Fig. 1.2.1に①雲粒子検出部の原理を示す。外気取り込み口から入ってくる雲粒子は2つのシャッター (hとs) により調整され、回転ドラムのガラス面 (g) に衝突・付着する。第一のフードシャッター (h) は第二のサンプリングシャッター (s) を雲粒子の衝突・付着から保護をする役目をもっている。第二のシャッター (s) は矩形の窓を持ち、フードシャッターと連動して、雲粒の採集時間を精確に制御し、外気を1/100秒間、通過させる。このシャッターが無いと、航空機が高速で飛行するため、一度に多量の雲粒が試料面に付着し、個々の雲粒として識別することができない。このサンプリングシャッターの窓を通過した雲粒子は、シャッター面から25mm後方に位置する直径15mmのガラス製の試料面 (g) に衝突する。雲粒子を通過させたサンプリングシャッターの裏面は、シャッターの斜め後方に配置したランプ (l) からの照射光を受けて、試料を照明する光源としても作用する。試料面は直径180mmの回転ドラムの側面に10枚配置しており、③制御部からの信号にしたがって間欠的に回転し、1.4秒毎に新しい試料面を露出する。試料面は、ワイパー (w) と温風ドライヤー (d) できれいにし、再度の使用に備える。

試料面にはシリコン樹脂の塗布による撥水処理が施してあり、衝突した雲粒は一定の接触角を保って半球状に付着する。試料面に捕捉された雲粒子はガラス板を通して裏側から観察できるよう、回転光学ドラムの内側に、倍率×5の対物レンズ (Nikon M. Plan 5) と二つの直角プリズムを介して、光学顕微鏡 (m) が配置してある。接眼レンズの位置に CCD ビデオカメラを取り付け、画像信号を同軸ケーブルで機内に導き、タイムジェネレーターを介して、画像表示のCRTと記録用のVTRに配信する。CRT画面上では雲粒子の相、大きさ、形、数をもその場で観察し、従来ノートに記録していた情報は音声でVTRに記録する。さらに詳細な情報は研究室でVTRの記録を再生し、粒子解析装置 (PIAS LA-500) にかけて解析することが出来る。

1.2.3 システム性能試験

装置による雲粒子の捕捉率は航空機の飛行速度に依存する。しかしこの装置は航空機の飛行速度が毎秒50m以上において、直径5 μ m以上の粒子をほぼ100%捕捉できるように設計してある(Ranz and Wong, 1952)。この性能を確保するためには、特に装置内部の試料面直前の流速が重要である。高速風洞を用いた地上試験と航空機による飛行試験によって性能を調べた。

(1)地上試験

高速風洞内に装置をおき、主に取り入れ口及び試料面上の風速をマンメーターを用いて測定した。用いた高速風洞は最大100m/sまでの風速が得られるよう設計され、航空機の飛行速度の範囲を十分にカバーできるように開発したものである。捕捉率を支配するシャッター直前の流速は、この実験から、風洞風速 U_a (TASに相当)とシャッターに直面する流速 U_p との間に

$$U_p = 1.09 U_a \quad (1.2.1)$$

なる関係が求められた。係数1.09は試料面上の流速がほぼ外気風速に等しいことを示している。

次に雲粒の捕捉状況を調べるために噴霧器を用いて人工の雲粒を連続的に発生させ、高速風洞に吸引させた。その結果航空機の運航速度で雲粒が試料面に衝突することを確認した。試料面上の微水滴の大きさと元の雲粒の大きさとの関係は、試料面の性質によって異なる。この装置の試料面はガラス面にシリコン樹脂を塗布することによって調製したものであり、次の二つの実験によって両者の大きさの関係を調べた。一つは試料面に対する微水滴の接触角の測定、他の一つは体積の分かった微水滴と試料面上での広がりの実測である。実験の結果、雲粒の直径 d と試料面上での雲粒の見かけ上の直径 D との間には、

$$d = FD \quad (1.2.2)$$

ここで F は換算係数で、得られた値は0.673である。

これらの実験から通常の飛行速度で運航する限り、この装置では直径5 μ m以上の粒子について捕捉率が1であること、測定範囲は5 μ m~150 μ mであることが分かった。粒径 i の雲粒の空間濃度(単位体積当りの粒径 i の雲粒数) N_i は次式で得られる。

$$N_i = n_i / (E_i U_p S t) \quad (1.2.3)$$

ここで n_i は試料面上で検出された粒径 i の粒子数、 E_i は粒径 i の粒子の捕捉率、 S は試料面上での測定対象とする面積 $1.16 \times 10^{-2} \text{cm}^2$ 、 t は採取時間 $1/100 \text{s}$ である。雲水量LWCはしたがって次式で求められる。

$$LWC = (1/6) \pi \rho \sum N_i d^3 \quad (1.2.4)$$

ここで ρ は水の密度である。

(2) 飛行試験

AVIOM-C の雲粒子検出部は航空機セスナ404の最先端に位置するノーズカーゴに、除震台を介して取り付けられた (Photo 1.2.1)。試料空気は、鼻の先端から突出した直径40mmのパイプを通して、この検出部に直接衝突することが出来る。Fig. 1.2.2 に観測で得られた映像の一例を示す。Fig. 1.2.2 (a) は雲粒 (水滴) の場合、同図 (b) は氷晶の場合である。雲粒は円形に、氷晶は板及び柱状に見える。本格的な飛行試験は1986年12月24日、AVIOM-Cを実装したセスナ404型機によって、八丈島上空の層状雲について行なわれた。航空機は先ず層状雲の上空を水平飛行し放射観測を実施した後、雲の切れ目を下降し、雲底下で再び放射観測を実施した。次に11時40分、雲底下から雲の中に入り、雲底直上で水平飛行を行い、続いて雲の中程まで上昇し数分間の水平飛行の後、雲頂直下まで上昇して水平飛行に移った。

装置は晴天での放射観測中も連続運転を行った。雲頂上空での晴天に於いては粒子は観測されなかった。ところが雲底下では、場所によって降水が観測される場所もあった。雲の中に入ると比較的粒径の揃った雲粒が連続して観測された。Fig. 1.2.3 は機内のモニター用 CRT に表示された雲粒子画像の一連の変化を示す。間隔は1.4秒である。また同図右側には画像に対応する

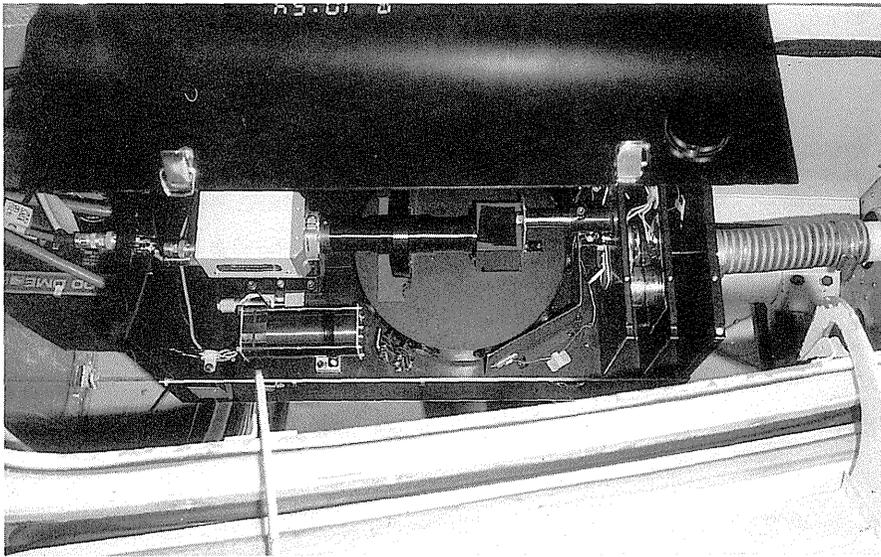


Photo 1.2.1 An inside view of AVIOM-C installed in the nose compartment of Cessna-404.

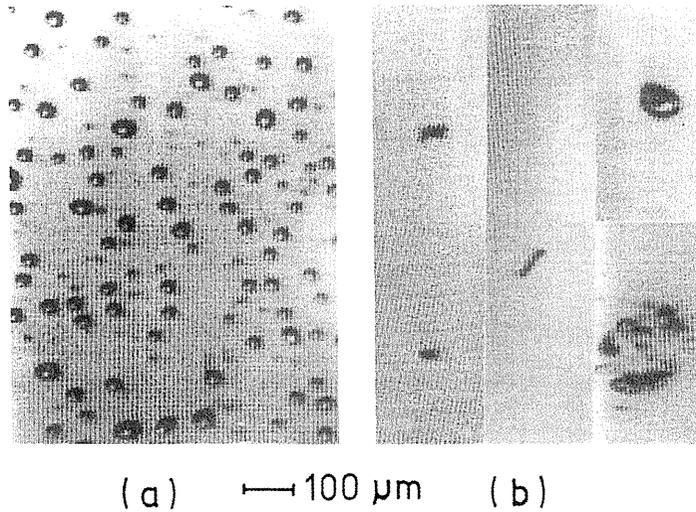


Fig. 1.2.2 (a) Cloud droplets observed on 24 December 1986 over Hachijojima.
 (b) Ice and snow crystals observed on 25 January 1987 over the Sea of Japan.

粒度分布の解析結果を示す。Fig. 1.2.4は解析によって得られた粒径分布と粒径別雲水量の一例である。

図に示した雲粒の写真及び粒度分布は、いずれも観測終了後、粒子解析装置からの制御信号でビデオテープを再生して求めたものである。写真はビデオプリンターで得たハードコピーである。粒度分布はフロッピーディスクに蓄えられた画像情報をもとに、航空機の飛行データをはじめ気象要素等他のデータと共に、パソコンで解析・作図したものである。

つぎに本装置と J-W 雲水量計との同時観測の結果を示す。Fig. 1.2.5(a), (b)は AVIOM-C と J-W 雲水量計で得られた雲水量の時間変化をそれぞれ示す。両者の結果を比較すると、時間的な変化傾向はよく一致している。しかし雲水量の値には大きな違いが認められる。両者の測定値の10秒移動平均値から両者の量的な関係をもとめたのがFig. 1.2.6である。図から明らかのように両者は直線関係にあるが AVIOM-C で求めた雲水量は J-W で求めた値より5倍多くなる傾向が認められる。この原因を調べるため、AVIOM-C で求めた雲水量が個々の雲粒の粒径の測定値から算出した値であることに着目し、次のデータ処理を行った。同じ測定値を用いて30 μm 以下の粒子、40 μm 以下の粒子、および全粒子についてそれぞれ粒径別の雲水量を求めた。Fig. 1.2.7は粒径別雲水量の時間変化を示す。一方 J-W 雲水量計は、Gayet (1986)の指摘するように測定用の熱線から雲粒が蒸発前に気流によって剥され、30 μm より大きな粒子が存在する場合には、雲水量を少なく見積る傾向がある。今回の測定値の違いが果してこの指摘を裏付けるものであるか否かを次に調べる。J-W 雲水量計による測定値の時間変化に10秒の移動平均を施したのがFig. 1.2.8の

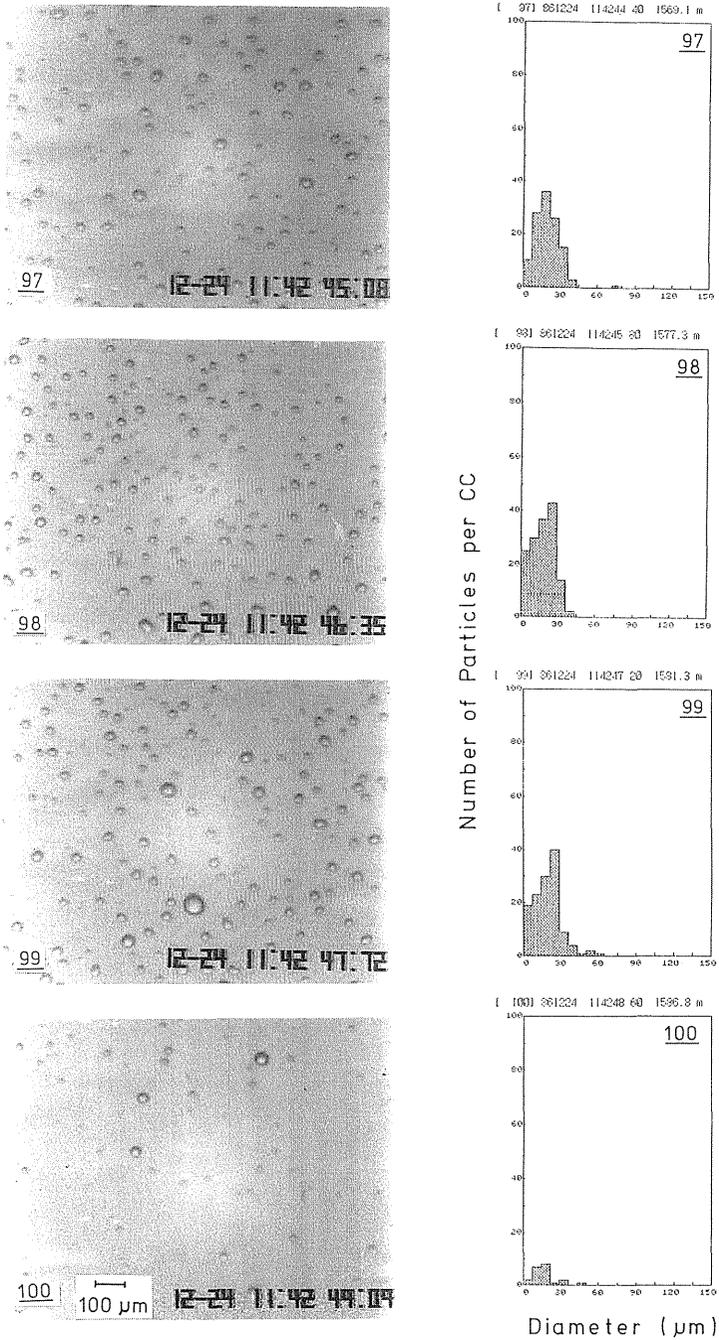


Fig. 1.2.3 An example of a time series of images and size distribution of cloud particles captured on successive stages.

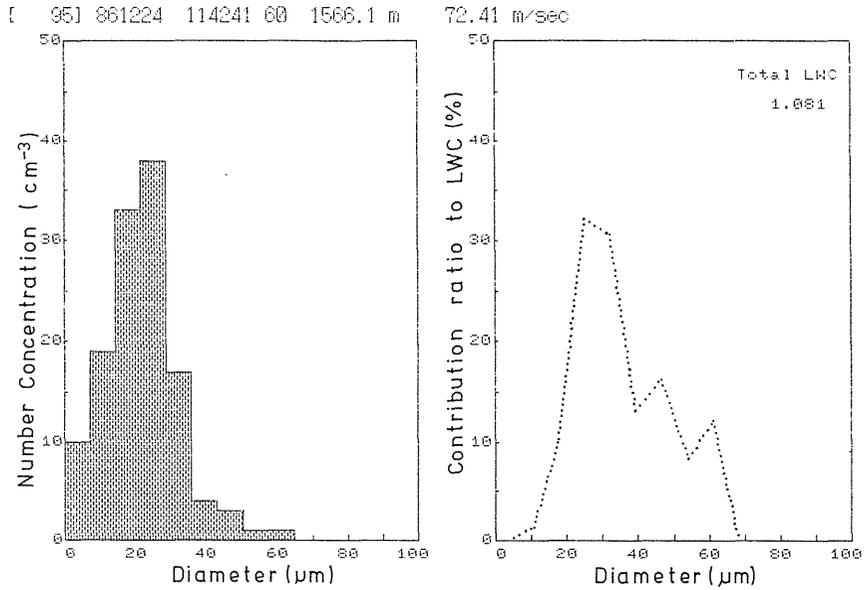


Fig. 1.2.4 Size distribution of cloud droplets and contribution ratio to LWC.

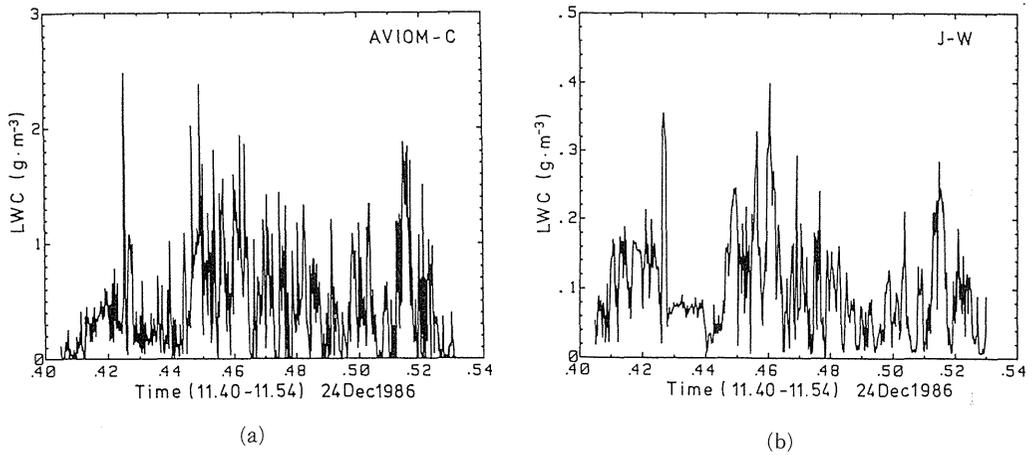


Fig. 1.2.5 (a) Time series of LWC obtained by AVIOM-C. (b) Time series of the J-W hot wire device.

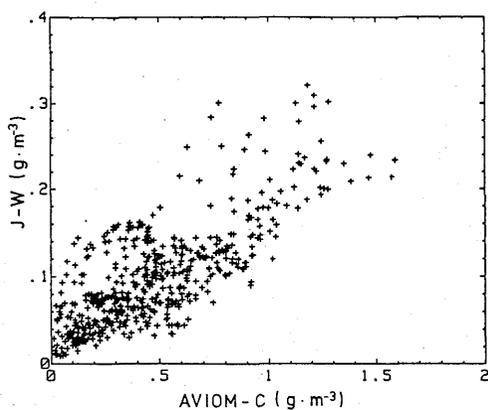


Fig. 1.2.6 Relation between LWC by AVIOM-C and LWC by J-W device.

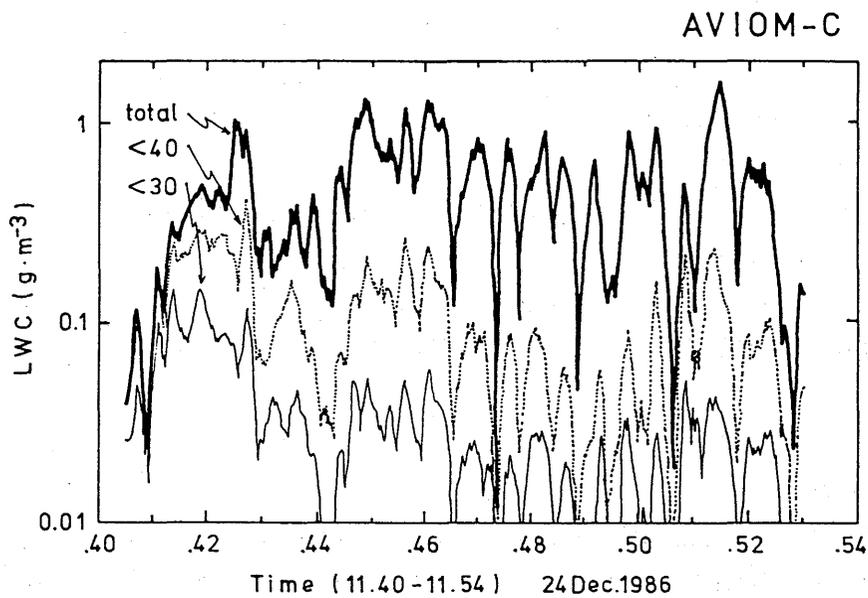


Fig. 1.2.7 Time series of total LWC and partial LWC (<30, <40 μm) measured by AVIOM-C.

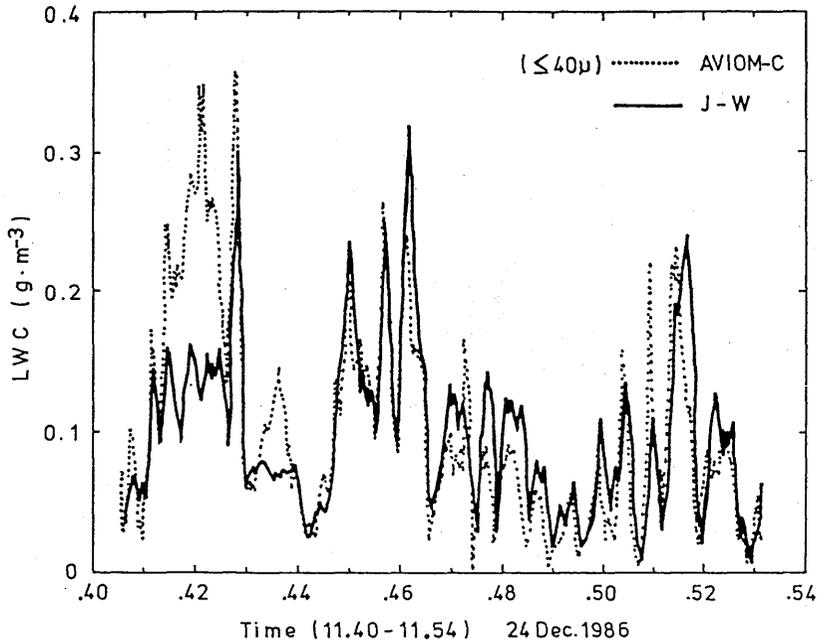


Fig. 1.2.8 Comparison of LWC by J-W device with partial LWC ($<40\mu\text{m}$) by AVIOM-C.

実線である。同図には AVIOM-C で求めた $40\mu\text{m}$ 以下の変化が重ねて示してある。図から明らかなように両者の変化が極めてよく一致することが分る。この一致は、J-W 雲水量計は $40\mu\text{m}$ 以上の雲粒子がある場合には、熱線への衝突飛散により、雲水量を著しく過小評価する可能性を示しているといえることが出来る。

この結果は J-W 雲水量計の使用限界を示していることになる。つまり日本のように海洋性気団中で大雲粒の存在が予想される雲に対しては、使用に際して、特に注意を払う必要があるということである。

1.2.4 まとめ

航空機用雲粒子測定装置 AVIOM-C を開発した。この装置によって、雲内の $5\mu\text{m}\sim 150\mu\text{m}$ の範囲にあるすべての雲粒子（雲粒・氷晶）を映像として得ることができるようになった。サンプリングの時間間隔は 1.4 秒であり、通常の飛行で 100m の水平分解能を示す。この装置の最大の利点は粒子を映像としてとらえるため、雲粒と氷晶をはっきり判別することができること、またこれまで測定できなかった $100\mu\text{m}$ 以下の氷晶の空間濃度が得られることである。この点が、雲の放射特性を考える上で大きな意味を持っており、今後、小さな氷晶を多数含む巻雲、高積雲、層積雲などの雲の放射特性観測に威力を発揮するものと考えられる。

さらに本装置の性能試験で、雲水量の観測値が従来から広く使用されているJ-W雲水量計の値より5倍も多い結果が得られている。これがもし一般的な傾向として今後の観測においても認められることであれば、従来から考えられている降水機構を再考するきっかけとなりたいへん興味深い成果である。

謝 辞

航空機用雲粒子測定装置 AVIOM-Cは気象研究所の特定研究「雲及び放射の総合観測手法の研究」で開発されたものである。この研究計画の重要性と可能性を評価し、支援していただいた当時の企画室長高橋 昭氏をはじめとする関係官に感謝したい。また航空機のテストフライトに便宜を与えていただいた昭和航空(株)とNHK-TV名古屋の古賀ディレクターにそれぞれ感謝する。

参 考 文 献

- Gayet, J. F., 1986 : Calibration of Johnson-Williams and PMS ASSP probes in a wind tunnel. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **3**, 381-390.
- Knollenberg, R. G., 1981 : Techniques for probing cloud microstructure. In : P. V. Hobbs and A. Deepak (Editors), *CLOUDS Their formation, optical properties, and effects*. Academic Press, London, pp.497.
- Ranz, W. E. and J. B. Wong, 1952 : Impaction of dust and smoke particles. *Ind. Eng. Chem.*, **44**, 1371-1381.
- Tanaka, T., T. Matsuo, K. Okada, I. Ichimura, S. Ichikawa and A. Tokuda, 1989 : An airborne video-microscope for measuring cloud particles. *Atmos. Research*, **24**, 71-80.

1.3 航空機搭載雲内エアロゾル観測システムの開発*

(Development of a Measuring System of Cloud-Interstitial Aerosols)

1.3.1 はじめに

地球に入射する太陽からの放射エネルギーが僅か2%減少することによって、地球は大きく寒冷化する恐れがある (Budyko, 1969)。太陽光に対する地球の惑星アルベドが2%増加した場合も同様の寒冷化が危惧される。エアロゾルによる地球規模大気汚染の問題は、地球の惑星アルベドへの影響と関連して関心を集めてきた。

これまでに行なわれてきた多くの研究は、雲のない大気中で、エアロゾル粒子の光吸収、光散乱が地球の放射収支に及ぼす影響に関する問題に集中してきた。一方で、雲のある大気中で汚染が“汚れた雲”を作り、雲の反射率を低下させる可能性が指摘されている (SCEP, 1971)。雲核の増加は雲の微物理構造を変える。この変化は、一方では雲の反射特性を変え、他方では雲の消長サイクルに影響を与える。雲の消長サイクルの変化は、全地球的な長期間の平均としての雲量の変化につながる。しかし、仮にこの雲量が増加した場合の地球全体の放射収支を考えると、雲量の増加により惑星アルベドは増大するが、一方で地球から宇宙への長波放射を妨げるため、正味の放射収支への影響はそれほど大きいものとは予想されない。重要な点は、汚染による雲核の増大が雲の微物理構造を変え、雲の光反射率を増大させる効果である。実際、Charlock and Sellers (1980) は、Twomey (1977) で示された雲核数と雲の光反射率の関係を彼らの次元放射対流モデルに適用し、エアロゾルが倍増すると雲の反射率増加の影響で気温が0.9°K減少することを示した。勿論、これに対する反論として、エアロゾルの吸収効果を過小評価しているという批判 (Kellog, 1981) もあって、まだ断定的なことを述べるべき段階にはない。

現時点で最も望まれることは、対流圏エアロゾルの光学的特性、雲物理的特性の実測例を積み重ねることである。特に雲内外のエアロゾルの諸特性の把握といった基礎的なデータ収集が急務である。その場合、雲の外でのエアロゾル観測は従来から行なわれている方法で充分対応できるが、雲の中のエアロゾルについては、観測例がきわめて少なく、測定法は全く確立していない。

本研究の目的は、航空機による雲内エアロゾル (cloud interstitial aerosol) 観測で問題になる、雲内エアロゾルの機内への導入方法を確立することである。そのために、雲内エアロゾルを雲粒子と分離する手法を検討し、各種のエアロゾル計測器に導くための分離装置を開発し、実際の航空機による試験観測を行い、その性能の確認を行った。

* 池上三和子 (M. Ikegami), 伊藤朋之 (T. Ito), 金沢五寿雄 (I. Kanazawa)

1.3.2 装置の原理 (雲内エアロゾル採取管の設定思想)

航空機を用いた雲内エアロゾルの測定はごく最近になってようやく2, 3その例を見るようになってきた。Fig. 1.3.1は、Radke (1983)の用いた方法の概略を示す。雲粒とエアロゾルを含んだ空気を機内のステンレス容器 (90ℓ) に取り込み、重力落下を利用して雲粒を除去した後、空気を乾燥させてエアロゾルを計測している。Radke 自身も述べているように、この方法では $10\mu\text{m}$ 以上の雲流は除去されるが、 $10\mu\text{m}$ より小さい雲流は雲内エアロゾルとして計測されるという欠点がある。また外気導入管内に捕捉される雲粒に対する処置がとられておらず、雲水量の多い雲の場合管内にたまった雲水が再飛散する恐れがある。

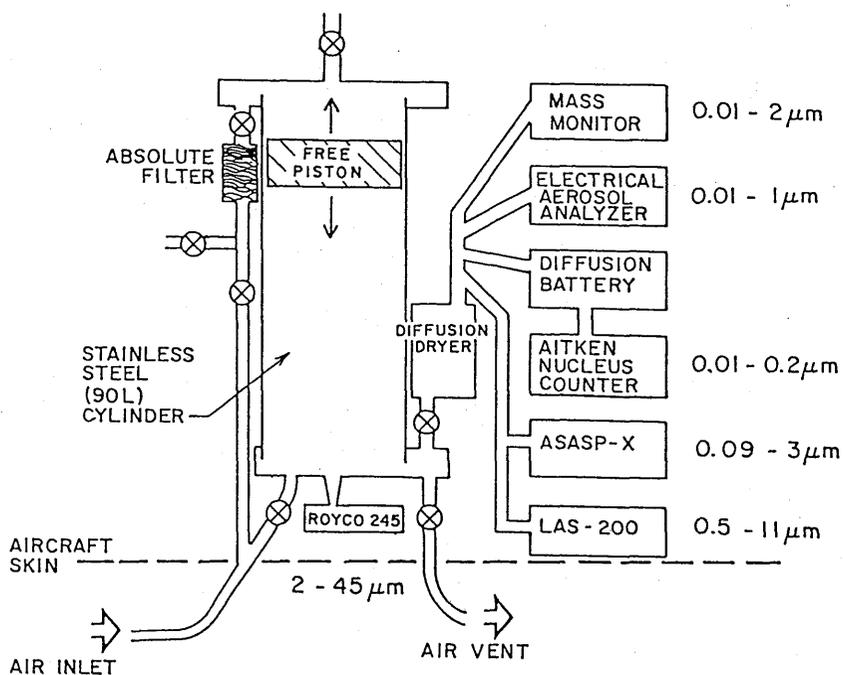


Fig. 1.3.1 Schematic diagram of the system for measuring the size distribution of cloud interstitial aerosols on board of the aircraft (Radke, 1983).

Hadson (1984)は、次の2種類の方法を試みた。すなわち、(1)航空機の進行方向に開いた口から空気を取り入れ、直角に曲げた管を通すことにより、雲粒子の管壁への慣性衝突を利用して雲粒子を除去する。(2)航空機の進行方向の逆向きに開いた口から空気を取り入れ、雲粒子の慣性を利用して試料空気から雲粒を分離するといった方法をとっている。しかし、(1)の方法では管壁に付着した雲水をどう処理したのが不明であり、(2)の方法では吸引口の周辺で複雑な気流の乱れが予想され、雲粒の分離が効率よく起こっているかどうか判断できない。

航空機による雲内エアロゾル観測のための空気採取にあたっては、(1)エアロゾルの粒径分布を歪ませないような等速吸引(取入口内外の気流速度を同じにする)を行なうこと、(2)流路内の管壁へのエアロゾル付着による損失を極力少なくすること(流路長を短くし、かつ流路の屈曲を少なくする)、(3)雲水を流路内に溜めないこと、(4)雲粒とエアロゾルを効率よく分離することなどを十分に考慮した方法を確立する必要がある。

航空機観測における雲粒と雲内エアロゾルとの区別は粒径を基準にする以外に有効な方法はない。Fig. 1.3.2は、富士山太郎坊にかかった層状雲内で観測した雲粒とエアロゾル粒子の混合した試料についての粒径分布である。雲粒の採取損失を避けるために、吸引チューブを用いないで、光散乱型粒子計数器を戸外の雲の中において測定した例である。

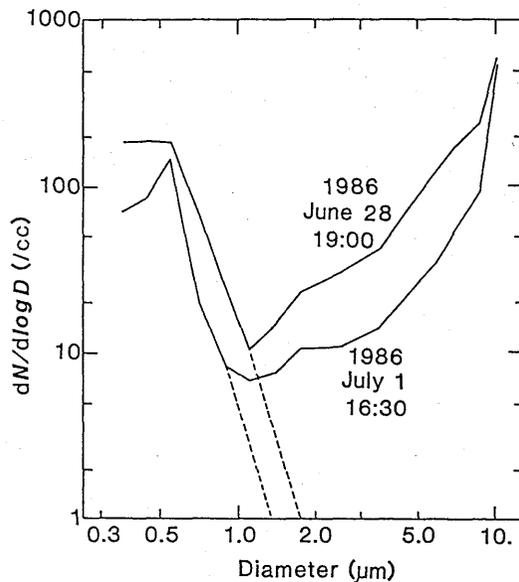


Fig. 1.3.2 Number-size distributions of cloud droplets and cloud interstitial aerosols.

この粒径分布は直径約 $1 \mu\text{m}$ の谷を境に、それより大粒径側と小粒径側に向かってそれぞれ粒子数が増大していることがわかる。小粒径側へ向かっての粒子数の増大は、通常の大気エアロゾルの粒径分布にみられるものと同じである。大気エアロゾルの場合、直径 $1 \mu\text{m}$ より大粒径側に向かっては、図に点線で示したように、粒径と共に粒子数が指数関数的に減少する。この観測例のように、直径 $1 \mu\text{m}$ より大粒径側に向かって指数関数的に粒子数が増大するのは、通常雲粒の粒径分布に見られるものである(例えば、Mason, 1971)。

放射収支の立場から着目すべき大気エアロゾル粒子の直径は、約 $1 \mu\text{m}$ 以下である。雲核の場合も直径 $1 \mu\text{m}$ 以下の粒子が圧倒的に多い。一方、雲粒の圧倒的多数は直径 $5 \mu\text{m}$ より大きい(例

えば, Mason, 1971)。従って雲粒とエアロゾルの分離のためのカットオフ粒径は1~5 μm の範囲で設定すればよい。

通常, エアロゾルの粒径分離は, フィルターまたはインパクターを用いて行なう。しかし, 今問題にしている雲粒と雲内エアロゾルの分離には, この2つの方法はいずれも不適當である。フィルターの場合分離された雲粒はフィルター面上に水膜をつくる。インパクターの場合は衝突面上に水膜をつくる。これらに通気する事により, 水が噴霧されて再飛散する恐れがある。

最も有望な方法は, バーチャルインパクター (virtual impactor, virtual separatorとも言う) である。粒径分離の原理は, 通常のインパクターと同じく, 流れの急激な方向変化を作り, 粒子の慣性を利用して粒径分離を行なうものである。通常のインパクターの衝突面に相当する部分に固体面を置くのではなく, 静止した空気 (または極めて流れの遅い空気) を衝突面として利用する。衝突面としての実態がないインパクターという意味で, virtual という語を用いている。Fig. 1.3.3 は, バーチャルインパクターの粒径分離の原理を示す模図である。適切な流速を選べば, Q_2 側に雲粒の濃縮が起こり, Q_1 側には雲粒は入ってこない。 Q_2 の流れの空気を乾燥させて雲粒の中に含まれていた不純物 (核および凝縮中に混入した不純物) に関する情報を得ることができる。

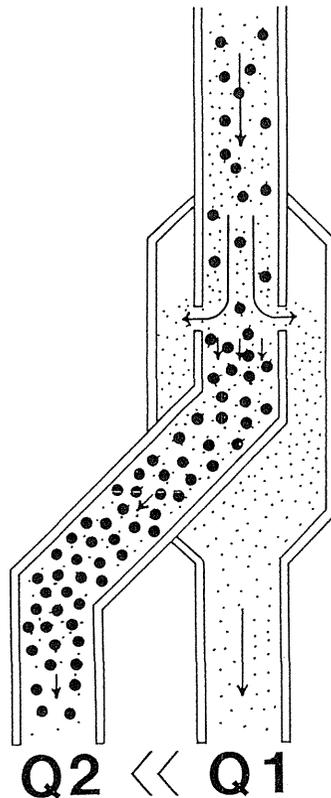


Fig. 1.3.3 Schematic description of the separation of particles by a virtual impactor.

Ogren *et al.* (1985)は類似の方法により、雲粒の化学組成を調べることを試みている。今回の場合は、 Q_1 の流れの空気が測定対象となる。

バーチャルインパクターの利点は、いうまでもなく分離した雲粒を系外に速やかに出すことができる点にある。しかし、その設計は容易ではない。通常のインパクターの場合、分離効率の理論的検証が充分行なわれており、最適設計条件が明確に決定されている（例えば、Marple and Willeke, 1976）。バーチャルインパクターの場合、分離効率を決定するために必要な粒子の軌跡を決める方程式の境界条件がはっきり定まらないため、理論的な検討は殆ど行なわれていない（Loo *et al.*, 1976）。従って、ここでは通常のインパクターの設定基準を流用してバーチャルインパクターの暫定設計を行ない、実測により特性を調べることにした。

1.3.3 装置の構成（製作した採取管）

Photo 1.3.1は、今回製作した航空機観測用雲内エアロゾル採取管を、また写真の左上部に採取管先端部を拡大して示す。両脇の2本のパイプは何も細工しない管で、外気を直接採取する場合に用いる。中央のパイプがバーチャルインパクターを内蔵した採取管である。3本のパイプを固定している真鍮板は、パイプを航空機の窓に取り付けるためのもので、セスナ404、エアロコマンダー680の副操縦士席横の窓の一部に取り付けられるようにしてある。空気取入口は、航空機側面から9 cm離れている。Fig. 1.3.4は、雲内エアロゾル採取管の頭部を示す。航空機の対気速度は、100m/sを想定した。測定器、サンプラーの必要とする空気量を考慮して試料空気を15~20 ℓ /minの流量で得ることとし、このため空気取入口の直径を2 mmとした。対気速度100m/sの場合、18.8 ℓ /minの流量となる。

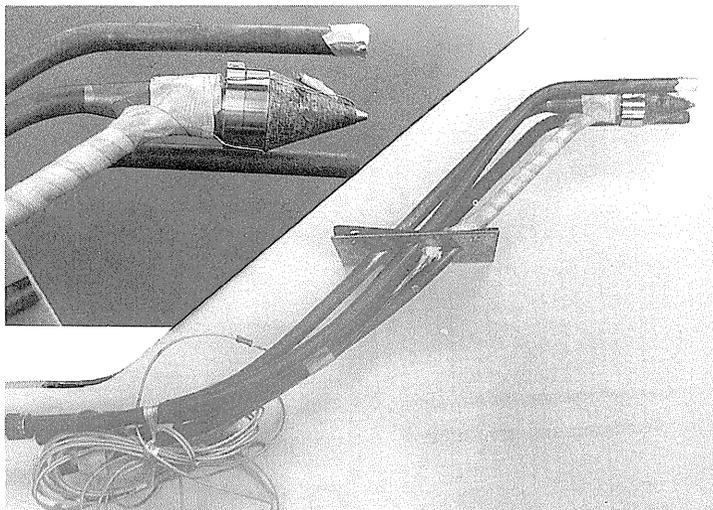


Photo 1.3.1 Inlet for obtaining aerosol particles in clouds. A virtual impactor is attached to the tip of the inlet tube. The impactor was surrounded by a heater.

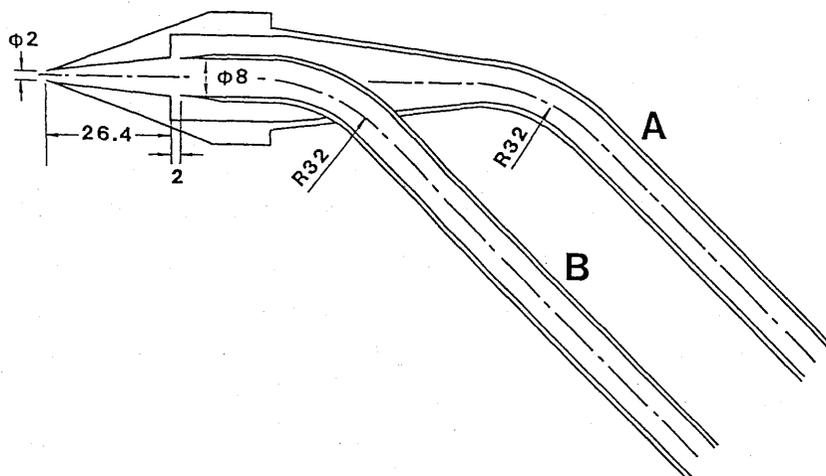


Fig. 1.3.4 Cross-section of the virtual impactor for aircraft measurements.

等速吸引を行なうためには、下流側の管路の空気抵抗を極力少なくする必要がある。同時に、雲粒の流路壁への付着も避けなければならない。このため、入口からすぐテーパ管で流路の拡大を行なうが、急激な拡大は渦を発生させ、かえって空気抵抗を増し、また雲粒の管壁への付着が起こる。空気抵抗を最小にするには、拡大角6度が適当であるが(原田, 1961)、分離部までの流路を短くすることも考慮して、ここでは13度とした。長さ26.5mmのテーパ管で、管径を2mmから8mmに拡大している。テーパ管出口での流速は6.25m/sとなる。

空気を機内に導くための管の屈曲により空気抵抗が生じ、やはり等速吸引の障害となるがこの抵抗は屈曲の曲率半径を管径の2.5~5倍の範囲にとることで最小にすることができる(原田, 1961)。ここでは、曲率半径を管径の4倍にとった。

テーパ管の出口に対面する管(図中B)を流れる空気流量が、0.8 l/minとなるように管Bの下流側で調節する(機内に導入した後、流量計とバルブで調節する)。これにより、テーパ管を出た空気の大部分(18 l/min)は、テーパ管とそれに対面する管(B)の間に作ったすき間(間隔2.0mm、流れに沿って流速が大きく変化しないように設定した)を通して、エーロゾル測定器にいたる流路(図中A)に入る。この時、雲粒は流れの方向の急変に追従できずに、対面する管(B)に突入し、0.8 l/minの流れに乗ってさらに下流に運ばれる。

テーパ管を出て、はじめ軸方向であった流れの方向がラジアル方向に急変する部分がバーチャルインパクトである。通常のインパクト理論を適用すると、粒径分離の50%カットオフ粒径は以下のように算定される。

インパクターの粒径分離効率はストークス数

$$St = \frac{\rho_p d_p^2 U C}{9 \eta W} \quad (1.3.1)$$

の関数として決定される。ここで、 ρ_p は粒子の密度 (g/cm^3)、 d_p は粒子直径 (cm)、 U は衝突流速 (cm/s)、 C はカニンガムの補正、 η は空気の粘性係数 (C.G.S)、 W は衝突流の直径 (cm) である。Marple and Willeke (1976)の数值計算によれば、粒径分離効率は St の他にレイノルズ数 $Re = \rho U W / \eta$ 、衝突距離 (S) と衝突流直径 (W) の比 S/W にも依存する。ここで ρ は空気密度である。例えば、 $Re = 3000$ 、 $S/W = 1$ の場合、50%カットオフのストークス数を St_{50} とし、 $\sqrt{St_{50}} = 0.45$ であるが S/W が小さくなると $\sqrt{St_{50}}$ も小さくなり、 $S/W = 0.25$ で $\sqrt{St_{50}} = 0.39$ である。また Re が大きくなると $\sqrt{St_{50}}$ は小さくなるがその影響は S/W の場合ほど顕著ではない。

(1.3.1)式から50%カットオフ粒径は、

$$dp_{50} = 3 \times \sqrt{\eta W St_{50}} / \rho_p U C \quad (1.3.2)$$

である。これに、今回作ったバーチャルインパクターの諸元を代入して、50%カットオフ粒径を算出する。今回のバーチャルインパクターでは、レイノルズ数は、約3600であるため、 $Re = 3000$ のときの St_{50} を使っても大きな違いはない。衝突距離 S は、テーパ管からでた空気を横に逃がすためのすき間の幅 2 mm をとる。衝突流直径 W はテーパ管出口の径 8 mm を用いる。 $S/W = 0.25$ であるから、 $\sqrt{St_{50}} = 0.39$ を用いる。衝突流速 U は、テーパ管出口の速度 625 cm/s と雲粒を排出する管 (Fig. 1.3.4 の B) を流れる流速 26 cm/s との差 599 cm/s を用いる。 $\rho_p = 1$ 、 $C = 1$ 、 $\eta = 1.8 \times 10^{-4}$ として、50%カットオフ粒径 dp_{50} は 5.7 μm となる。航空機の対気速度が 90~110 m/s の幅で変動するとき dp_{50} は 5.4~6.0 μm の幅で変動する。

1.3.4 試験結果

(1) 性能試験

流速 100 m/s のエーロゾル流を実験室内で作ることは極めて難しい。種々の工夫を試みたが、特性を充分把握できる成果は得られなかった。ここでは、実際に航空機に採取管を取り付けて行なった試験結果を報告する。

試作した採取管の性能を試験するための航空機観測を 1985 年 2 月 1 日に行なった。Photo 1.3.2 は、セスナ 404 に取り付けた採取管である。この採取管より取り入れた試料空気は、内径 8 mm のパイプで機内に導入し、マニホールドで減速した後各エーロゾル測定器へ供給した。今回の観測では、採取管の性能を見るために、上記の試料空気と、バーチャルインパクターを通さない外気直通のパイプから取り入れた試料空気を用いて、エーロゾル濃度の測定を行なった。



Photo 1.3.2 Inlet installed in an aircraft.

Fig. 1.3.5は、(a)に当日の飛行高度、(b)に同時刻同高度における外気温（実線）、露点温度（●印）を、そして(c)にポラックカウンターで測定したエイトケン粒子（半径 $0.1\mu\text{m}$ 以下の粒子）の濃度（個/cm³）をそれぞれ飛行コースに沿った時間変化の形で示している。また飛行高度図の上端には、目視観測による雲内、雲外飛行の別を示した（太い実線は雲内、太い破線は雲に入ったり、出たりの状態での飛行を表わす）。Fig. 1.3.5(d)には、同観測で得られた半径 $0.15\mu\text{m}$ 以上のミー粒子（半径 $0.1\mu\text{m}$ 以上の粒子はミー散乱を効果的に起こす粒径領域にあるので、本稿ではミー粒子と略称する）の濃度変化（個/cm³）を、半径 $0.25\mu\text{m}$ 以下と $0.25\mu\text{m}$ 以上の粒子に分けて、図の上段と下段に示した。Fig. 1.3.5の図中、バーチャルインパクターを通した空気的数据は●印、外気直通の採取口から取り入れた空気的数据は+印で区別して示した。

Fig. 1.3.5(c)をみると、半径が $0.1\mu\text{m}$ 以下のエイトケン粒子の領域では、●と+で表わされた測定値の間にはっきりした濃度の差が現れていない。これに対して、Fig. 1.3.5(d)をみると、ミー粒子領域では半径 $0.25\mu\text{m}$ 以下、 $0.25\mu\text{m}$ 以上と粒径が大きくなるほど、バーチャルインパクターを通した空気中の粒子濃度（●）は、外気直通の空気中の濃度（+）に比べてより低くなる傾向がみられる。つまり、粒径が大きくなるほど、バーチャルインパクターの効果が大きくなっていることが分かる。このようなバーチャルインパクターの性能の粒径依存性をさらにはっきり見るために、Fig. 1.3.6にこの両者（●印と+印）の粒径別の濃度の比を粒径の関数として示した（雲の無い時の測定例である）。この図は今回製作した採取管の特性として、粒径別の透過率を表わしている。横棒は粒径範囲、縦棒は平均値の90%信頼幅をそれぞれ示す。粒径が大きくなると信頼幅が大きくなっているのは、粒径が大きくなるに従って、粒子計算値が少なくなるために生じ

る統計上の原因による。

ポラックカウンターで測定したエアロゾル粒子は、今回製作した採取管による損失は2~3%程度に止まっており、実用上はほとんど損失はないとみなせるが粒径が大きくなるに従って損失が大きくなっており、直径2 μm 近くで50%の損失となっている。つまり50%カットオフ粒径は2 μm あたりにあり、前節の計算値とかなり違う。この原因は、バーチャルインパクターの分離効率を通常のインパクターのそれに準じて算定したことにもよるが、エアロゾルの密度が計算に用いた数値1g/cm³より大きいこと(通常2g/cm³程度)、導管の内壁への付着による損失なども

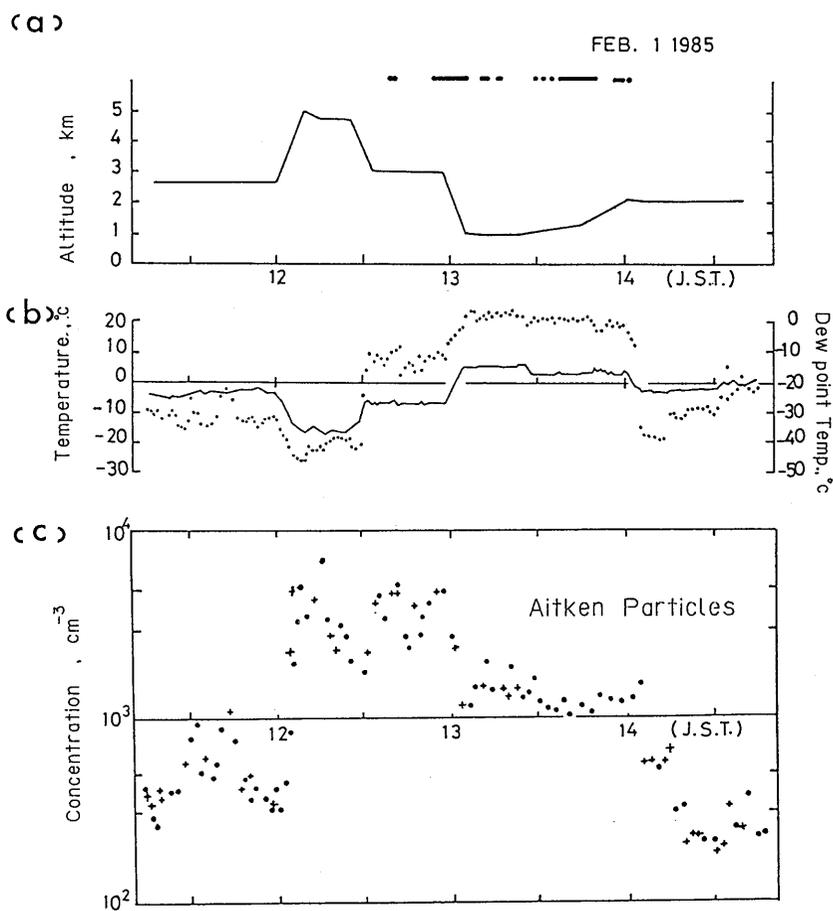


Fig. 1.3.5 Results obtained in the observations on 1 February 1985. Height of aircraft (a), temperature and dew point temperature (b) and number concentrations of particles ; Aitken particles (c) and Mie particles ($D < 0.5 \mu\text{m}$, $D > 0.5 \mu\text{m}$) (d), D is particle diameter. In-cloud region is marked by dots in (a). Crosses and closed marks in (c)-(d) are concentrations of all aerosol particles and cloud interstitial particles, respectively.

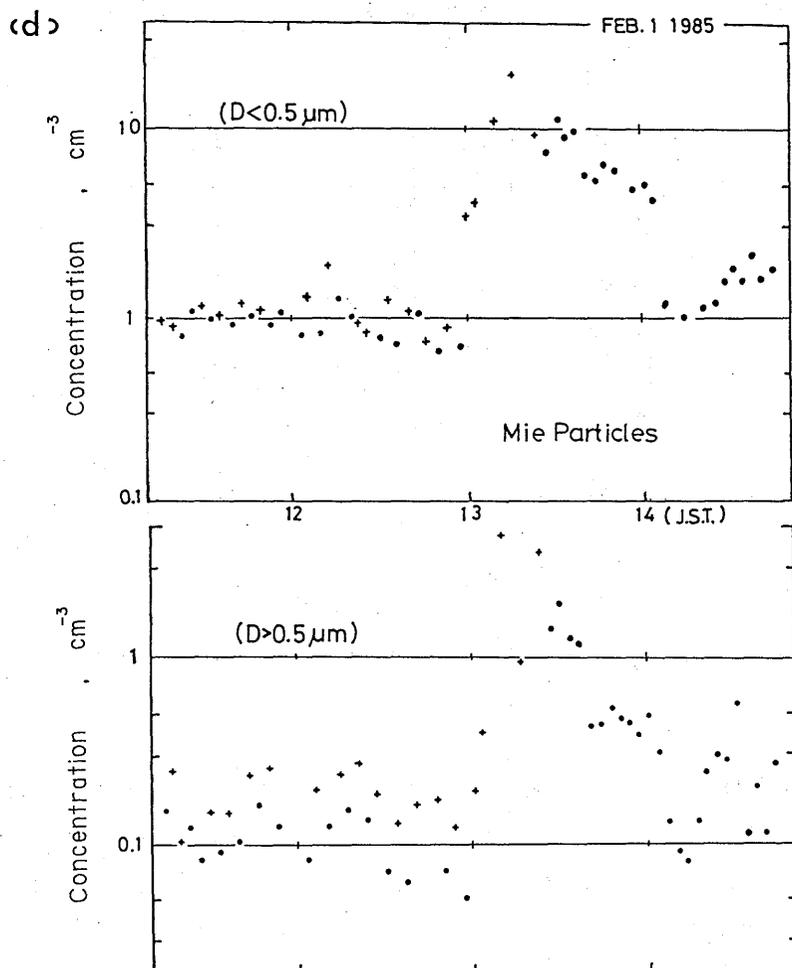


Fig. 1.3.5 (Continued.)

考えられる。特に重要と思われるのは、テーパ管内での流路の拡大により、テーパ管出口で既に粒径分離が起きており、流れの軸の中心付近に大粒子が濃縮して、これが大きい粒子の除去効率を高めていることが考えられる。これらの点についての詳しい数値的検討は、今回の研究では行なわれなかったが、今後検討すべき課題の一つである。

いずれにしても、今回製作した採取管により直径 $1\ \mu\text{m}$ 以上の粒子は効率よく除去されており、雲内エアロゾルの観測における雲粒とエアロゾルの分離という目的には充分使用に耐え得るものと考えられる。

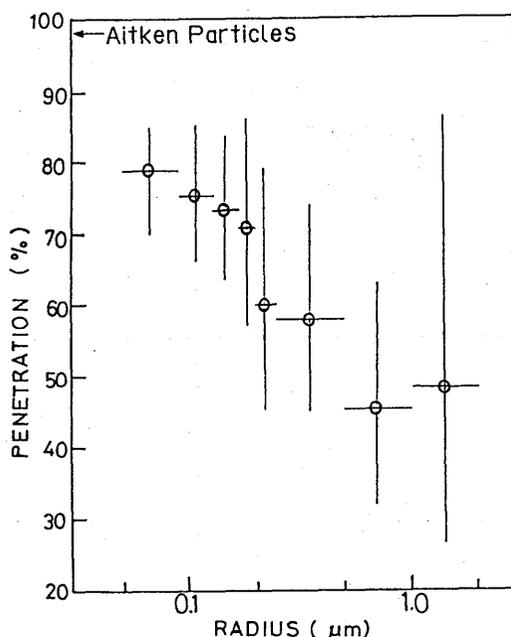


Fig. 1.3.6 Penetration efficiency of a virtual impactor as a function of particle radius.

(2) 着氷防止

1985年2月1日に行なった第1回のフライトでは、着氷対策をしない採取管を用いた。このフライトでは、高度3kmのとき雲内気温は約 -7°C で過冷却雲に入った時もあるが、大半の雲は3km以下で雲内気温は約 2°C の暖かい雲であった。このため第1回のフライトでは着氷による障害は起こらなかった。

1986年2月に行なった3回のフライトでも同じ採取管を使用した。この時雲内気温は 0°C ～ 10°C であった。このフライトでは、いずれも雲に入って数分後に採取管内流量が零になってしまった。その時採取管先端部に直径約3mmの球状に着氷しているのが認められた (Photo 1.3.3 参照)。このように、雲水量の多い過冷却雲の場合は、着氷防止の対策をとる必要があることが判明した。Fig. 1.3.7に1981年2月18日および20日の、Fig. 1.3.8に2月21日のフライトで得られた結果を示す。Fig. 1.3.7及びFig. 1.3.8において、各フライトの飛行高度、外気温、露点温度、エイトケン粒子濃度、および最上端の雲の有無の表示は、Fig. 1.3.5と同様である。Fig. 1.3.7(d)及びFig. 1.3.8(d)に示したミー粒子濃度の測定値は、バーチャルインパクターを通した試料空気については○、●印で、また外気直通の空気については、×、+印を用いて示してある。またこれらのフライトでは、雲内観測を行なった際にバーチャルインパクターの先端部に着氷した場合には、すぐに空気回路を切り換えて、着氷後のエーロゾルの測定はバーチャルインパクターを通さない外気直通の空気について行なった。なお、バーチャルインパクターの先端部に着氷がおこっ

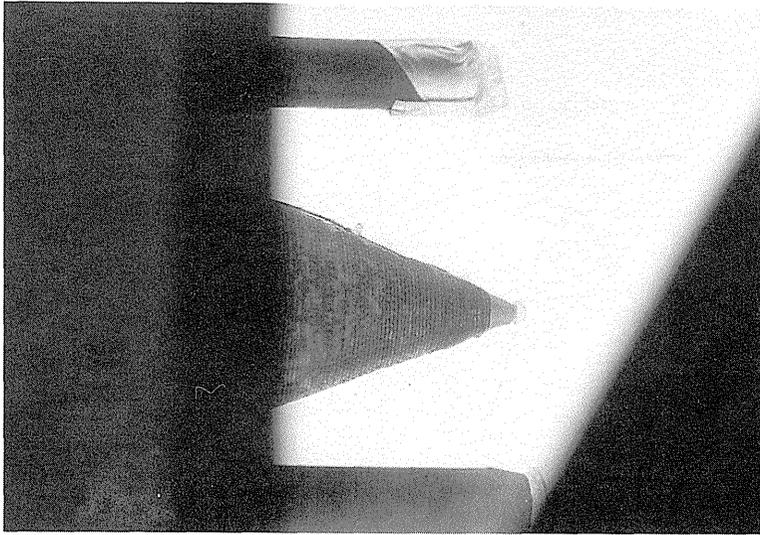


Photo 1.3.3 Occurrence of icing at the tip of the virtual impactor.

た時点を示し、図中に矢印で示した。

着氷防止対策として、ヒーター付採取管の試作を行なった。採取管先端のテーパ部外面に、0.5 mm φのコンスタンタン被膜線を密に巻き付け、エポキシ樹脂で固着し、ヒーターとして使用した。ヒーターの電気抵抗は26Ωで、AC0~20Vで0~0.8Aの電流を流す。外気温20℃で通風しない状態での地上テストでは、AC20Vでヒーターに通電後、約3分で先端部の温度は約150℃に、8分後には、170℃、15分後は約180℃の定温に保たれることが分かった。実際に雲の中で用いる場合は、着氷の起こらない下限の電流で加熱するようにし、雲粒分離前に雲粒が蒸発することを避ける必要がある。

1986年12月の2回のフライトで、このヒーター付採取管を使用したところ、結果は良好であった。12月22日の観測では、ヒーターを切って雲内(気温約-70℃)に入ると、Photo 1.3.4(a)のように、採取管先端のテーパ部全体に着氷が見られたが、通電して14分後にPhoto 1.3.4(b)のように最先端部分にのみ氷が残り、18分後に完全に消滅した(Photo 1.3.4(c)参照)。この時の雲内気温は約2℃であった。この例のように、一度着氷してからヒーターに通電した場合、氷を完全に取り除くまでに15~20分必要であることが判明した。この点を考慮にいれて、12月24日の観測では、比較的下層を除いて雲内フライトの場合には、雲に入ると同時にヒーターを働かせて、目で監視しながら着氷の起こらない最低の加熱で測定を行なった。1986年12月に行なった2回のフライトの結果を、Fig. 1.3.9およびFig. 1.3.10に示す。今回の観測は前回までと異なり、バーチャルインパクトを通して空気のみを測定を、雲内外で変化の明瞭なミュー粒子を対象に行なった。Fig. 1.3.9(c)の上端部の太い実線は、バーチャルインパクト先端部の凍結している期間を表わし、Fig. 1.3.9およびFig. 1.3.10の同位置の破線は、ヒーター使用の期間を示した。

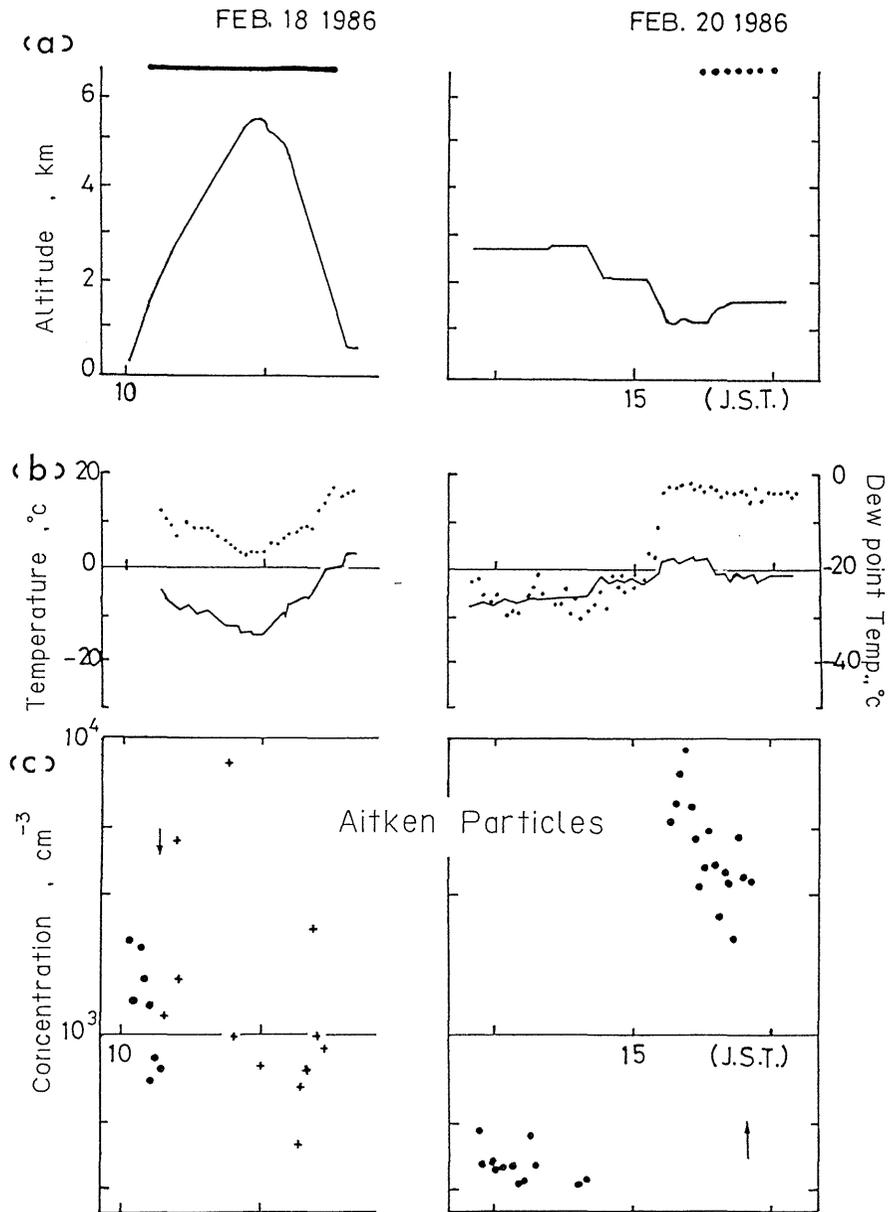


Fig. 1.3.7 Same as Fig. 1.3.5 but on 18 and 20 February in 1986.

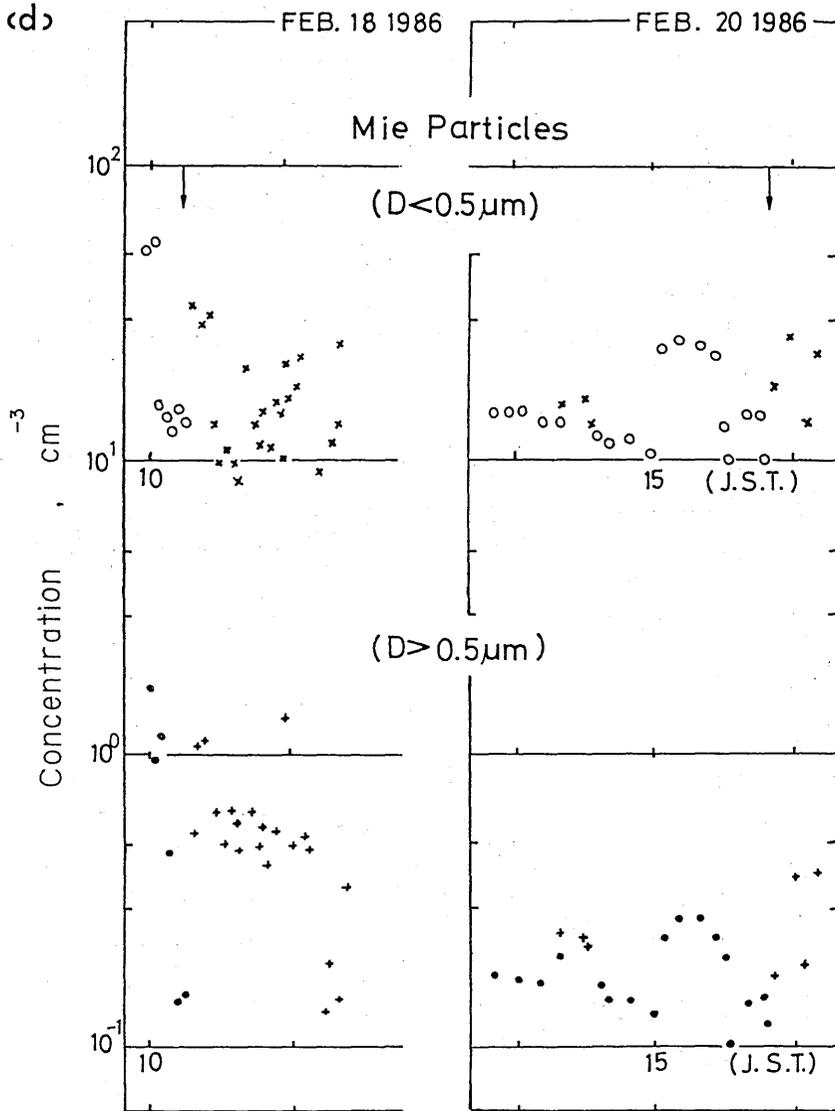


Fig. 1.3.7 (Continued.)

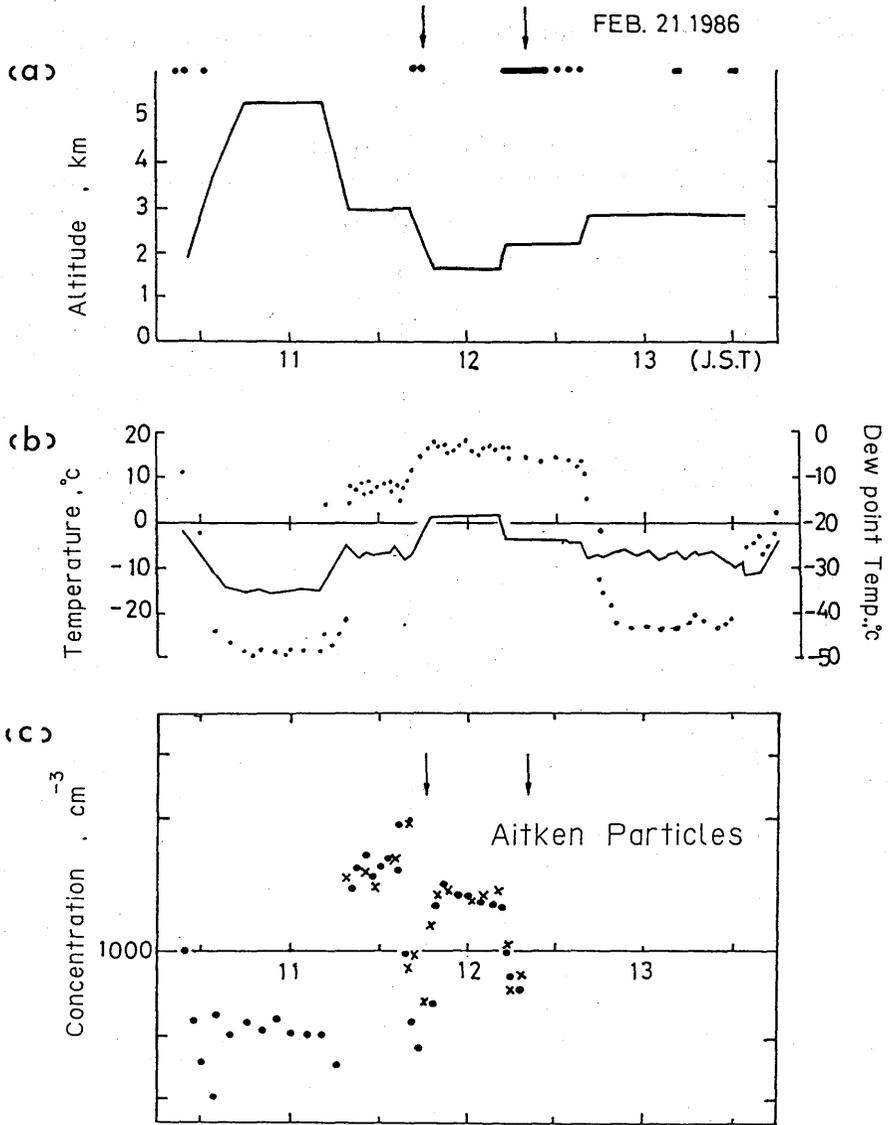


Fig. 1.3.8 Same as Fig. 1.3.5 but on 21 February in 1986.

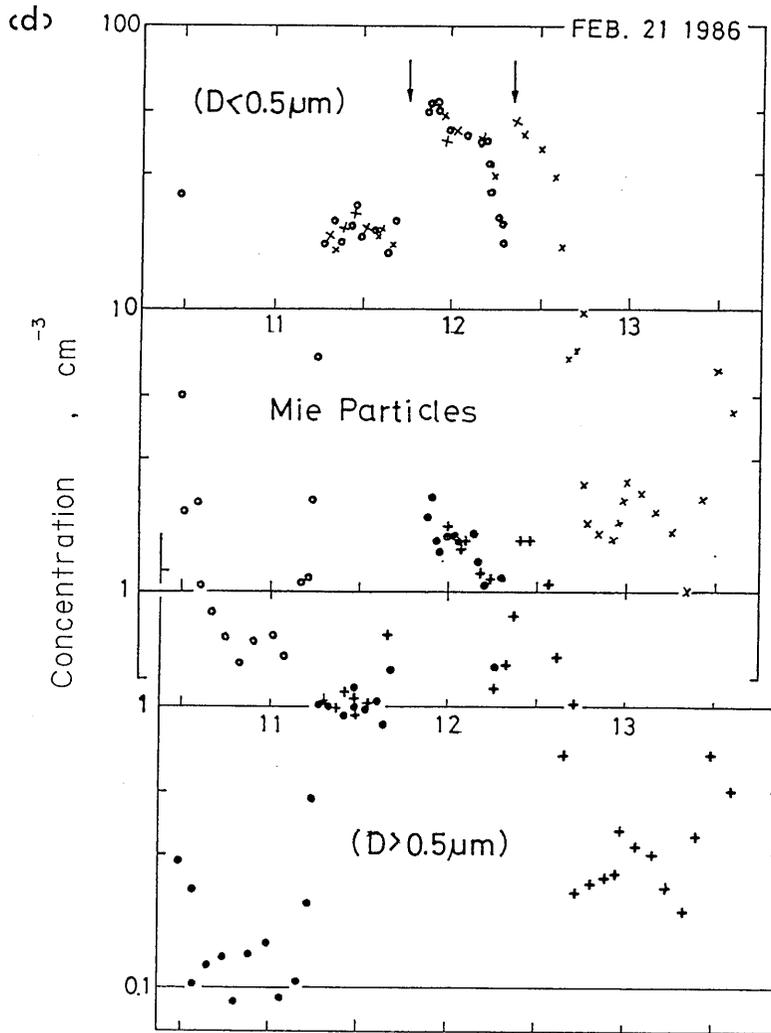


Fig. 1.3.8 (Continued.)

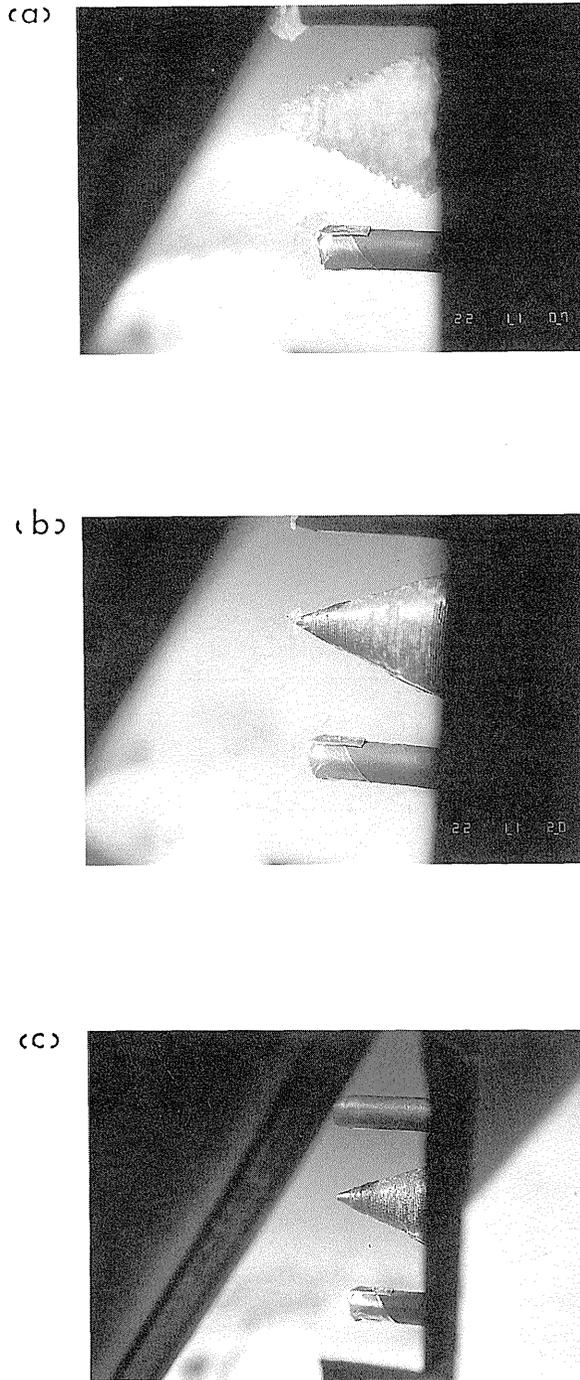


Photo 1.3.4 Icing on the impactor just (a), 14min (b) and 18min (c) after the operation of the heater.

(3) 雲内外のエーロゾルの粒径分布

エーロゾルが放射収支に与える直接的効果や、エーロゾルが雲の性質やその地球上の分布を変えることによる間接的な効果を考える場合、必要とされるエーロゾルの物理的諸量として、濃度や組成の分布とその時間的変動、粒径分布と湿度その他の気象要素との関連、複素屈折率の決定等が重要である。しかし、特に対流圏のエーロゾルは、時間的にも空間的にも変動が大きく、組成もさまざまであることから、晴天大気中であっても、それらの代表値を決定することは非常に困難であることから、現在まで、気候モデルへの組み込みも殆ど行われていないのが実情である。

Fig. 1.3.11(a)-(d)に、本研究の観測で得られたエーロゾル粒子の粒径分布を示す。今回エイトケン粒子の測定はポラックカウンターによる粒子総数のみのデータなので、 $dN/d\log R$ の値はその粒径に対し直線で示し、直径 $0.3\mu\text{m}\sim 1.0\mu\text{m}$ の $dN/d\log R$ の値は、ダストカウンター（光散乱

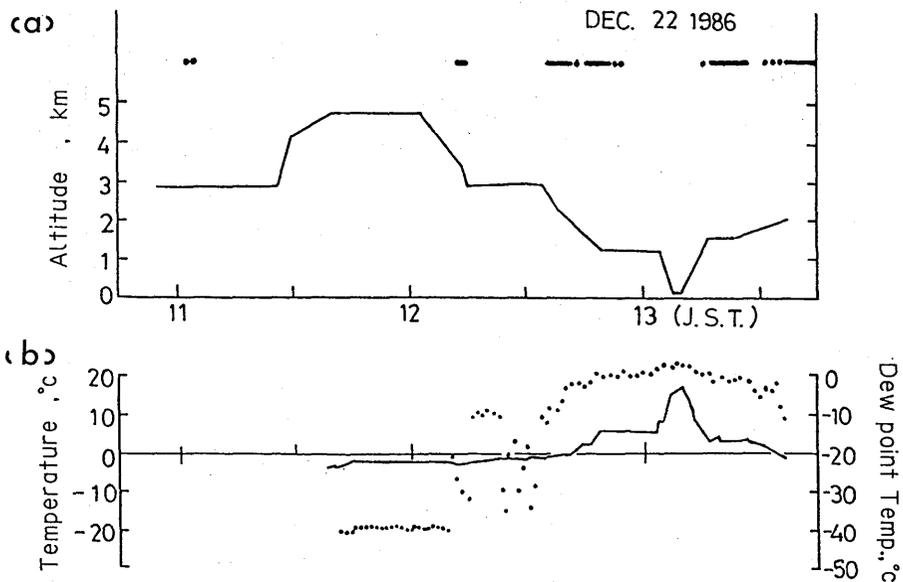


Fig. 1.3.9 Results obtained in the observations on 22 December 1986. Height of aircraft (a), temperature and dew point temperature (b) and number concentrations of Mie particles ($D < 0.5\mu\text{m}$, $D > 0.5\mu\text{m}$) (c). D is particle diameter. In-cloud region is marked by dots in (a). Periods of icing and the operation of heater at the tip of the virtual impactor are indicated by solid and broken lines (c), respectively. Open and closed marks in (c) are concentration of cloud interstitial particles.

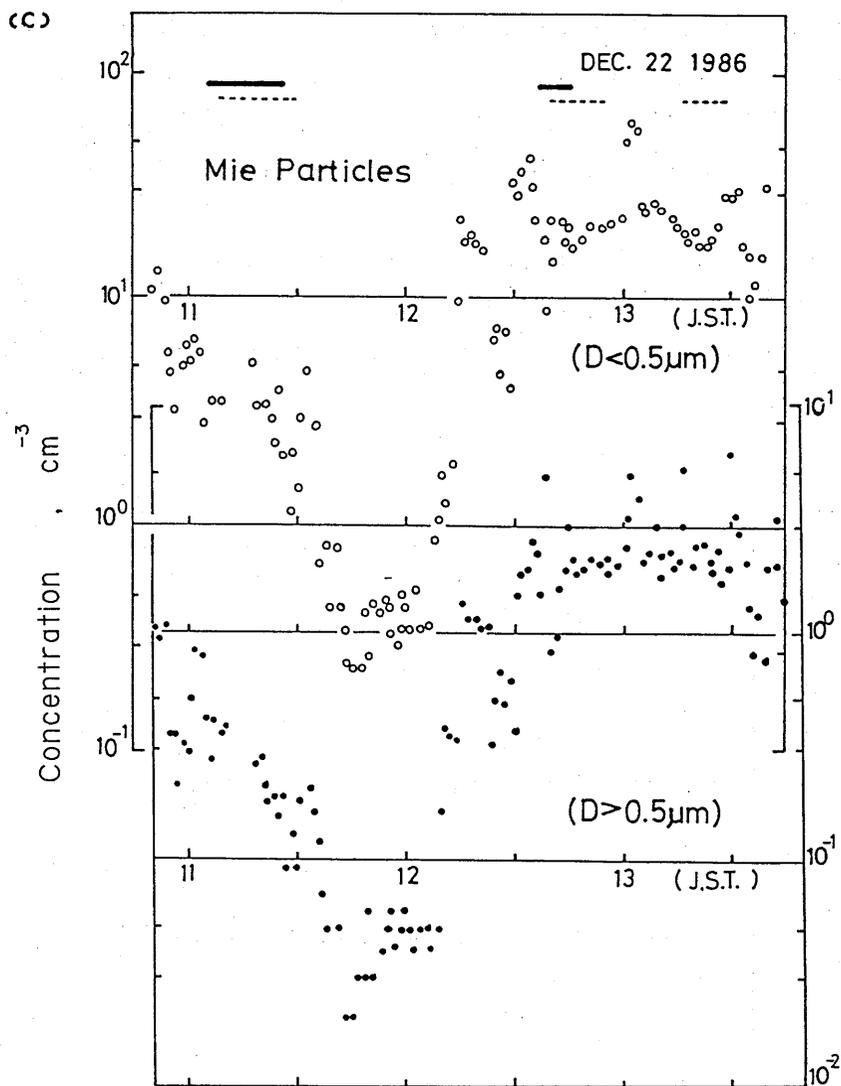


Fig. 1.3.9 (Continued.)

式粒子計数装置)で測定したデータから得られたものである。各図とも、図中の4本の粒径分布は、それぞれ異なる環境で測定したものをグループ別に平均したもので、測定環境が雲内の場合を×—×、雲底を×--×、雲頂を●--●、周囲に雲無、または雲頂より1 km以上上空を●—●で示した。なお、ここには示さなかったが、1981年2月18日のフライトで得られたデータは、雲内上昇中の測定であり、高度変化が大きいこと、測定された粒径分布が1例だけであったことから図示しなかったが、その粒子濃度、粒径分布は、ともに Fig. 1.3.11(c)の雲内測定のものと同様に近いものであった。Fig. 1.3.11(d)では、1981年12月に行なった2回(22日と24日)のフライトが、雲頂、雲底、雲内、雲無ともにほぼ同じ高度の測定値であったことと、気象状況が類似していたので、2回のフライトのデータの平均値を用いて示した。

Table 1.3.1には、雲内外でのエアロゾル粒径分布の特徴を見るために、Fig. 1.3.11(a)-(d)の各測定データに対する飛行高度、およびエイトケン粒子と、ミー粒子は半径 $0.17\mu\text{m}$ 、 $0.50\mu\text{m}$ における $dN/d\log R$ の値を示した。エイトケン粒子領域では、粒径分布が得られなかったが、数濃度に関しては、雲頂、雲底、雲内、雲無の順に低濃度となる傾向がみられた。雲無で濃度が低いのは、下層の高濃度のエアロゾルが、上昇流に乗って上空へ達することがないためと解釈できるので、そのまま静穏日の上空におけるエアロゾルの濃度を示していると思われる。雲頂観測におけるエイトケン粒子の高濃度は、雲頂は雲の蒸発しているところであり、高い濃度は雲によるエアロゾルの濃縮効果を示すものかもしれない。また、雲底より雲内で濃度が低いのは、エイトケン粒子の一部が雲粒に成長しているためと解釈できる。

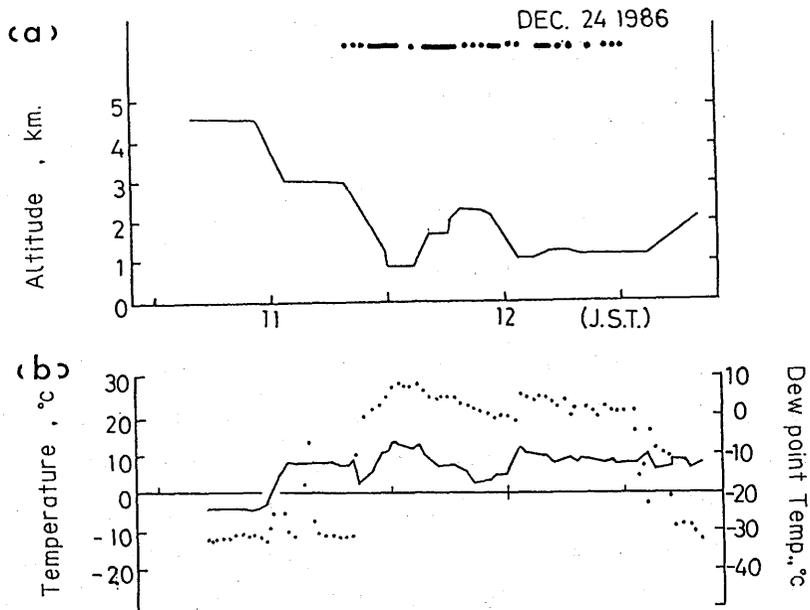


Fig. 1.3.10 Same as Fig. 1.3.9 but on 24 December 1986.

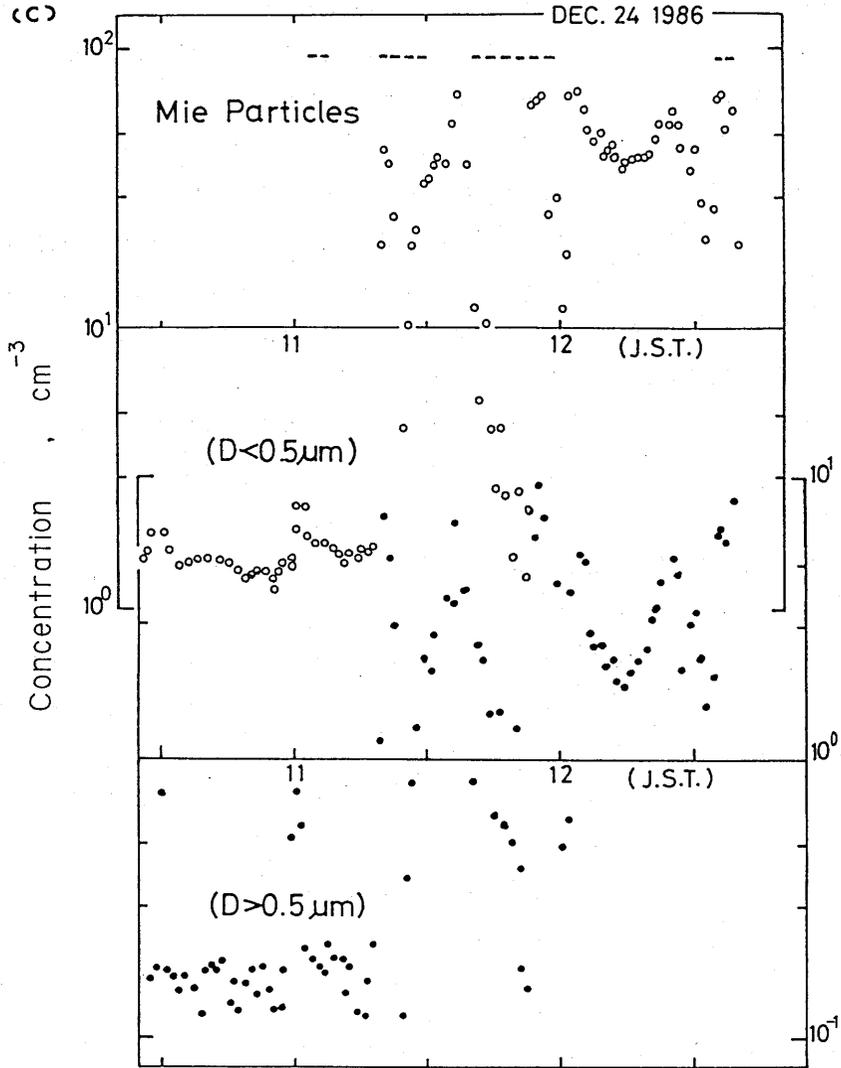


Fig. 1.3.10 (Continued.)

一方、ミー粒子領域では、雲無、雲頂、雲内、雲底の粒径分布ともに、半径が $0.4\sim 0.5\mu\text{m}$ を境に大粒径側でその傾きが多少緩やかになる傾向がみられる (Fig. 1.3.11(b),(c)の雲内、雲底の粒径分布は例外である)。また、雲内と雲底の粒径分布に比べて、雲無と雲頂の場合は、その勾配の減少がより小さい粒径領域 (約 $0.3\mu\text{m}$) から現れている例も見られる (Fig. 1.3.11(a),(d))。このように、ミー粒子領域で、雲無と雲頂、および雲内と雲底の粒径分布が似ていること、そして前者と後者の粒径分布の違いは、半径約 $0.3\mu\text{m}$ より大きい粒径に現れていることは、雲の存在により、エアロゾル粒子が雲粒子に取り込まれる効果として、ある程度説明が可能である。

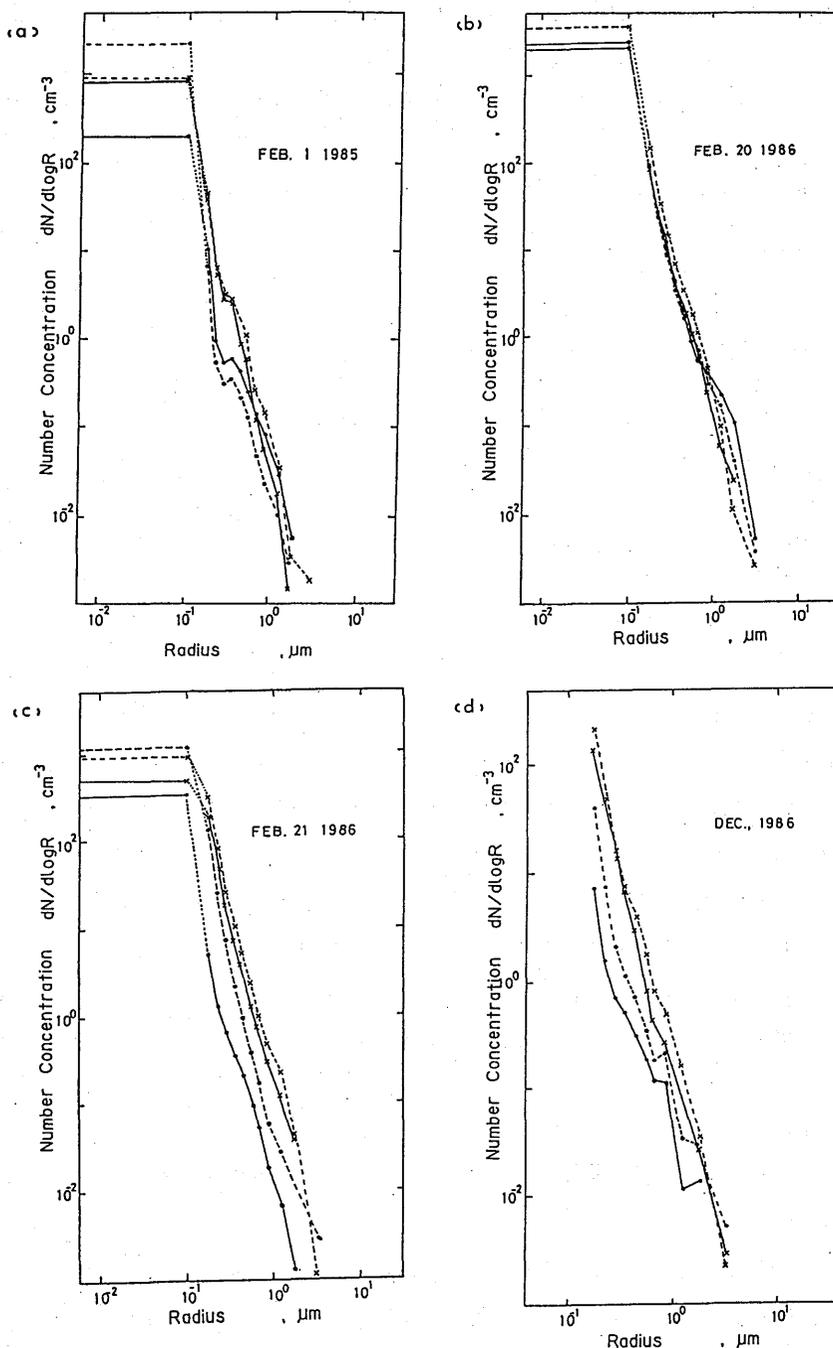


Fig. 1.3.11 Number-size distribution of aerosols inside and around clouds ; \times — \times : in-clouds, \times — \times : bottom of clouds, \bullet — \bullet : top of clouds, \bullet — \bullet : above clouds. Measurements were carried out on 1 February 1985 (a), 20 February 1986 (b), 21 February 1986 (c) and December 1986 (d).

Table 1.3.1 Features of aerosol number-size distributions inside and around clouds.

粒径	測定日	雲 無		雲 頂		雲 内		雲 底	
		高度 (km)	$dN/d\log r$ (cm^{-3})	高度 (km)	$dN/d\log r$ (cm^{-3})	高度 (km)	$dN/d\log r$ (cm^{-3})	高度 (km)	$dN/d\log r$ (cm^{-3})
エイトケン粒子	1985. 2. 1	~2	194	3	2216	~2	1021	1	913
	1986. 2.20	~3	223	2	—	~1.5	2064	1	3377
	1986. 2.21	5	321	3	1130	~2	493	2	915
	1986.12	~5	—	~3	—	~2	—	~1	—
1 μm 粒子 ($r=0.17\mu\text{m}$)	1985. 2. 1	~2	10.46	3	6.06	~2	36.06	1	39.12
	1986. 2.20	~3	88.98	2	87.45	~1.5	88.32	1	147.4
	1986. 2.21	5	5.06	3	130.4	~2	191.6	2	302
	1986.12	~5	6.74	~3	37.09	~2	133.7	~1	203
1 μm 粒子 ($r=0.5\mu\text{m}$)	1985. 2. 1	~2	0.344	3	0.156	~2	0.578	1	1.148
	1986. 2.20	~3	1.172	2	1.289	~1.5	1.534	1	2.37
	1986. 2.21	5	0.153	3	0.579	~2	1.981	2	2.93
	1986.12	~5	0.237	~3	0.457	~2	1.891	~1	2.81

*表中の—は測定値の無い場合である。

今回図に示したそれぞれ4つの異なる環境での粒径分布の違いは、各エアロゾルの高度による違いの効果を含んだものであり、また同一日であっても（今回の飛行観測は、すべて茨城県、竜ヶ崎飛行場から八丈島沖の上空で行ない、使用したデータはすべて海上のフライト中に得られたものを用いた）、異なった時刻、異なった場所、大気条件下で測定されたものである。定性的には、充分説明可能な結果が得られているので、今後さらに観測例を蓄積し、高度、場所、時刻による違いを観測結果から取り除き、上記の説明の妥当性を検証していく必要がある。いずれにしても、性能テストに付随して得られた数少ないデータだけからでも、雲とエアロゾルとの関わり的重要性を示唆する結果が得られており、今回の開発研究は所期の目的を達成したものと考える。

1.3.5 まとめ

航空機による雲内エアロゾルの測定に用いる空気採取方法の問題点を検討し、実用に耐える採取管を考案した。

製作した採取管は、バーチャルインパクターを内蔵しており、採取空気から雲粒を除去しエアロゾルのみを計測できる仕組みになっている。着氷防止にヒーターを使用し、過冷却雲内での観測にも対応できる。

今後、対流圏エアロゾルの光学的特性、雲物理的特性を明らかにしていくためには、今回新しく開発した採取管等を使用して、特に雲内外のエアロゾルの実測データを集積する事が急務である。

参 考 文 献

- 原田幸夫, 1961 : 流体の力学. 实用機械技術全書, 槓書店, pp.324.
- Budyko, M. I., 1969 : The effect solar radiation variations on climate of the Earth. *Tellus*, 21, 611-619.
- Charlock, T. P. and W. D. Sellers, 1980 : Aerosol, cloud reflectivity and climate. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1136-1137.
- Hudson, J. G., 1984 : Cloud condensation nuclei measurement within cloud. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 42-51.
- Kellogg, W. W., 1981 : Comments on "Aerosol, cloud reflectivity and climate". *J. Atmos. Sci.*, 38, 664-665.
- Loo, B. W., J. M. Jaklevic and F. S. Goulding, 1976 : Dichotomous virtual impactors for large scale monitoring of airborne particulate matter. Fine Particles, edited by Liu, B. Y. H., Academic Press, 312-350.
- Marple, V. A. and K. Willeke, 1976 : inertial impactors: Theory, design and use. Fine Particles, edited by Liu, B. Y. H., Academic Press, 411-446.
- Mason, B. J., 1971 : The physics of clouds. 2nd ed., Oxford University Press, London.
- Ogren, J. A., J. Heintzenberg and R. J. Charlson, 1985 : In-situ sampling of clouds with a droplet to aerosol counter. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 121-124.
- Radke, L. F., 1983 : Preliminary measurements of the size distribution of cloud interstitial aerosol. Precipitation scavenging, dry deposition and resuspension, edited by Pruppacher, H. R., Semonin, R. G. and W. G. N. Slinn, Elsevier Sci. Publish Co. Inc., 71-78.
- SCEP, 1971 : Study of critical environmental problems. MIT Press, Cambridge, Mass.
- Twomey, S., 1977 : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.

1.4 航空機搭載雲観測用分光日射測定システムの開発*

(Development of airborne Multi-channel Cloud Pyranometers)

1.4.1 はじめに

雲は、太陽放射に対するアルベード効果と赤外放射に対する温室効果という相反する二つの放射効果を通して、地球-大気系の放射エネルギー収支とその分布に支配的役割を果たしている。それぞれの放射効果の大きさは、雲の微物理特性（雲粒の相・形、雲粒子サイズ分布、雲水量、エアロゾル）、高度、厚さ、形状、分布状態、地理的位置、気温・湿度分布、地表面放射特性、太陽高度など多くの要素と複雑に関係している。これら種々の要素と雲の放射特性との間の関係を理解するためには、雲と放射に関する総合観測による実態把握が不可欠である。ここでは、放射エネルギー収支に関与する雲の放射特性（即ち、太陽放射フラックスに対する反射率・透過率・吸収率、及び赤外放射フラックスに対する射出率）を航空機により測定する放射観測システムの開発について述べる。特に、太陽放射に対する雲の放射特性は雲の微物理特性に依存した波長分布を持つので、それを測定するための新しい装置の開発が必要である。

ここで開発された航空機搭載の雲観測用分光日射測定システムは、そのセンサー部を航空機胴体の上端及び下端に取り付けて、それぞれ下向き及び上向き太陽放射フラックスを、可視域から近赤外域にかけての9波長で測定するための1対の多チャンネル全天日射計からなる。以下、これを航空機用の多波長雲日射計（Multi-channel Cloud Pyranometers, 略記 MCP）と称する。開発は、1984-85年度の2カ年にわたって行なわれた。1984年度は下向きフラックス測定用のMCPを開発し、地上での作動試験を経て1985年度に上向きフラックス測定用のMCPを開発した。研究計画最終の1986年度には、雲粒子測定装置などと共に航空機に搭載し、総合的試験観測を行い性能を確認した。

1.4.2 MCPの目的と理論的背景

ここでは、この観測システムが開発された理由を述べ、また十分な性能を持たせるためには、どのような理論的考慮が必要かを説明する。

(1) 開発の目的

多波長雲日射計（MCP）の開発の目的は、次の3点に要約される。

- ①雲の放射特性の波長分布
- ②雲の放射過程のモデル計算（単色光に対する）の検証データ

* 浅野正二 (S. Asano), 塩原匡貴 (M. Shiobara)

③多波長での反射率測定による雲物理量のリモートセンシング

まず、①においては、太陽放射のできるだけ広い波長域にわたる雲の放射特性の波長分布を調べることにより、太陽反射光のスペクトル分布などに対する雲の効果を明らかにする。②の中では、観測した雲物理量を用いたモデル計算によって得られる波長別の放射特性と実際に観測した放射特性とを比較し、放射モデルの検証とともに、放射特性と雲物理量との関係をはっきりさせる。③では、反射率の波長分布の観測から、水と氷の識別、雲の光学的厚さ、雲粒子の相及び有効半径、雲水量などを推定する方法（リモートセンシング）を検討する。このような目的に沿うためには、チャンネルの波長を適正に選定する必要がある。このためには、モデル雲を用いた理論計算によって、各種の雲物理量が放射特性の波長分布に与える影響を事前に把握しておくことが重要である。次節で波長選定のためのモデル計算の結果を述べる。

(2) チャンネル波長の選定

水や氷は、可視光に対しては透明であるが、近赤外域においては吸収帯構造を呈しながら波長の増大につれ徐々に吸収性が強くなっている。吸収の強さ及び中心波長が、水と氷とでは若干異なる。特に、 $1.5\mu\text{m}$ 及び $2\mu\text{m}$ 付近の吸収帯における差が顕著である。一方、水蒸気も可視から近赤外域にかけて強弱さまざまな吸収帯をもっている。そのうち太陽放射の吸収に寄与している主な吸収帯は、 0.72 、 0.82 、 0.93 、 1.14 、 1.38 、 1.87 、 2.7 及び $3.2\mu\text{m}$ の吸収帯である。水蒸気の隣り合う吸収帯の間は、窓領域（window regions）と呼ばれ、比較的透明な領域であるが、酸素や二酸化炭素など他の気体成分の吸収帯が重なっている領域もある。例えば、水蒸気の $0.72\mu\text{m}$ 帯と $0.82\mu\text{m}$ 帯との間には、 $0.76\mu\text{m}$ を中心とした狭い波長域に酸素分子による強い吸収帯（ O_2 A-band）が存在する。また、 $1.6\mu\text{m}$ には二酸化炭素（ CO_2 ）の弱い吸収帯が存在するが、その放射収支効果は小さい。

MCPでは、連続的なスペクトル分布を測定するのではなく、9個の指定されたとびとびの波長で可視から近赤外域のできるだけ広い範囲を測定するように設計され、分光素子として後述のように干渉フィルターを使用している。

前記の3つの目的にかなうようなMCPの測定波長を選定するため、代表的な雲モデルに対する放射伝達の計算を行なった。計算は三種類の水雲モデル、及び一種類の氷雲モデルに対して行なわれた（Table 1.4.1）。水雲モデルの雲粒子のサイズ分布としては、Dielm(1948)の観測による雲粒分布を、Hansen(1971)がガンマ分布関数で近似したものを採用した。ガンマ分布関数：

$$n(r) = C \times r^{1-3v_{eff}/v_{eff}} \cdot \exp[-r / (r_{eff} \cdot v_{eff})]$$

のパラメータ r_{eff} 及び v_{eff} の、それぞれの雲モデルに対する値を Table 1.4.1 に示した。放射伝達の計算は、均質な層状の雲を仮定し Doubling 法 (Liou, 1980 参照) により行い、太陽放射フラック

Table 1.4.1 Cloud Model

	Altitude H(km)	Pressure height P(mb)	Temp. T(K)	Water vapor w(g.m ⁻³)	Concentration N(cm ⁻³)	Size distribution*	
						Reff (μm)	Veff
Water clouds							
Stratus (St)	1.2	880	280	3.90	200	11.19	0.193
Fair-weather cumulus(FWC)	2.0	795	275	2.90	300	5.56	0.111
Altostratus(As)	4.0	615	262	1.10	300	7.01	0.113
Ice-cloud	6.0	470	250	0.38	1.0	32.0	0.115

* after Hansen(1971)

スに対する反射率 (reflectance), 透過率 (transmittance) 及び吸収率 (absorptance) を評価した。計算は, 0.37, 0.42, 0.5, 0.675, 0.72, 0.76, 0.862, 0.938, 1.08, 1.225, 1.650及び2.2μmの12波長に対して行なわれた。この内, 0.72μm及び0.938μmは, それぞれ水蒸気吸収帯の中心波長, 0.76μmはO₂ A-bandの中心波長である。それ以外の波長は, 気体吸収に関しては窓領域にあたる。但し, 0.5μm及び0.675μmでは, オゾンのチャピウス帯が重なっているが, その影響は今回扱っている雲の問題では無視できる。水蒸気及び酸素の吸収帯の効果は, それぞれの透過関数を指数関数の和として近似する法 (method of exponential-sum fitting of transmissions) により多重散乱計算に組み込んだ (Asano and Uchiyama, 1987)。各波長での水及び氷の複素屈折率は, それぞれ Hale and Query (1973)及び Warren (1984)の値を採用し, 雲モデルの粒径分布に対して Mie 散乱理論により各波長での一次散乱量を求めた。この際, 氷雲の雲粒子 (氷晶) も球形を仮定した。

Fig. 1.4.1は, 高層雲 (As), 好晴積雲 (FWC) 及び層雲 (St) の三種類の水雲モデルのフラックス反射率を, それぞれの雲に対する波長 $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ での光学的厚さ (optical thickness) τ (0.5) の関数として示す。反射率は, 太陽天頂角 $\theta_0 = 46.6^\circ$ の場合で, 波長0.5μm及び1.65μmに対する値である。可視光 ($\lambda = 0.5\mu\text{m}$) に対する反射率は, 雲粒分布の違い (Table 1.4.1 参照) にもかかわらず, 同じ光学的厚さに対して, ほぼ等しい値をとる。このことから, 可視域での反射率の測定から, 水雲の可視光に対する光学的厚さを推定することの可能性が示唆される。一方, 近赤外窓領域 ($\lambda = 1.65\mu\text{m}$)での反射率は, 大きな雲粒子を含む雲モデルほど, 小さな値となっており, 雲の微物理特性の違いを反映している。これらの性質を利用すれば, 窓領域における反射率の波長分布の測定から, 雲の光学的厚さに加えて雲粒分布に関する情報を抽出する可能性も示唆される。この点に関しては, 2.3節で詳しく論じる。

Fig. 1.4.2は, 水雲の As モデルに対する反射率の波長分布を, 波長 $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ での光学的厚さをパラメータとして表わす。但し, 反射率は, $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ での反射率で規格化された相対値である。可視域から波長 $\lambda = 1.08\mu\text{m}$ 付近までの窓領域での反射率は, ほぼ等しい値をとるが, 波長が更に長くなるにつれ, 雲が厚くなるとともに反射率は小さくなっている。水蒸気吸収帯の0.72μmと0.938μmの波長における反射率は, 近隣の窓領域のそれより当然小さくなっているが,

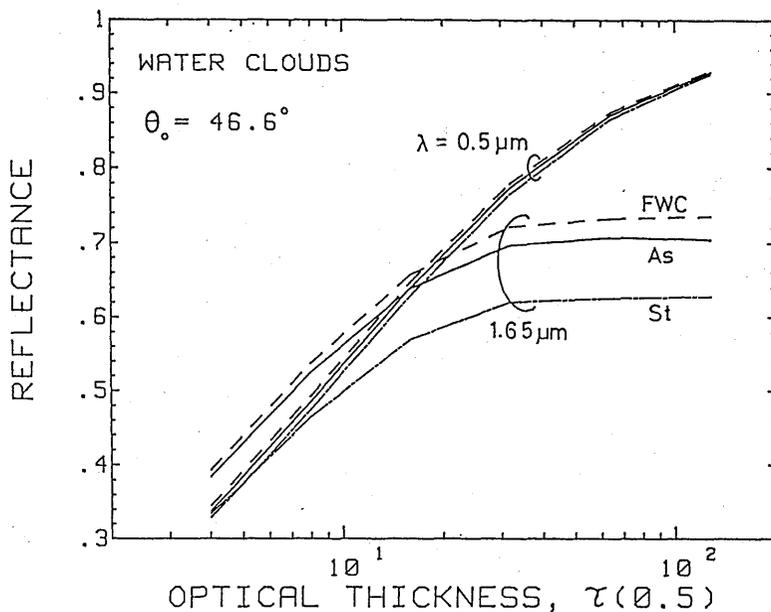


Fig. 1.4.1 Flux reflectances at wavelengths $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$ and $1.65 \mu\text{m}$ as a function of cloud optical thickness at $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$. The flux reflectances are computed at a solar zenith angle of 46.6° for three water clouds of FWC (Fair-weather cumulus), As (Altostratus) and St (Stratus), modeled by Hansen (1971).

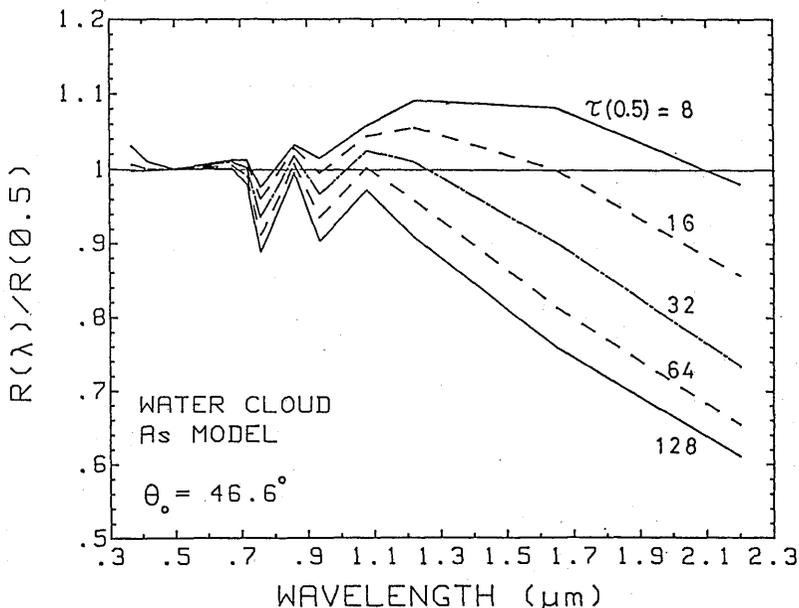


Fig. 1.4.2 Normalized reflectances of Altostratus cloud model at selected wavelengths between 0.37 and $2.2 \mu\text{m}$ for different optical thicknesses at $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$. The normalized reflectances are rational values of reflectances at wavelength λ to that at $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, for the solar zenith angle of 46.6° .

0.72 μm 吸収帯は弱いため、その効果はそれほど顕著に現われていない。波長0.76 μm における O_2 吸収帯の効果は、一般には酸素量の多い下層雲ほど顕著になると考えられるが、反射光の場合には雲内での光路長にも関係している。光路長は雲粒子のサイズ分布、数密度などに依存して変わるので、この波長での反射率と雲高度との関係は、それほど単純ではない。従って、 O_2 A-band内の一波長のみでの測定から雲高度を推定することは難しいと思われるが、窓領域や水蒸気吸収帯など他の波長での測定と組み合わせて利用すれば、雲高度や雲内光路長に関する情報抽出に有益と思われる。

次に、氷雲モデルに対する反射率の波長分布をFig. 1.4.3に示す。巻雲など上層雲の氷晶の数密度は、一般に水雲に比べて2～3桁小さく、可視光に対する光学的厚さも1桁小さいと言われている。ここでは $\tau(0.5\mu\text{m}) = 1 \sim 16$ の場合に対して示した。水雲の場合 (Fig. 1.4.2) と比べて、反射率の波長分布が大きく異なることが明らかである。特に、1.65 μm 及び2.2 μm での値の小さいことが目立つ。従って、この波長分布の違いから、雲粒子の相(水か氷か)を識別することは可能であろう。

以上のモデル計算をもとに、MCPのチャンネル波長として、モデル計算に用いた12波長のうちから0.37, 0.72, 及び2.2 μm を除いた9波長を最終的に採用した。波長0.37 μm は、入射太陽放射量が小さい上に、特別の情報を付加するものではないので除いた。当初、水蒸気による吸収効果を検出するため波長として、0.72 μm を選定したが、この波長の吸収帯は実際に測定してみる

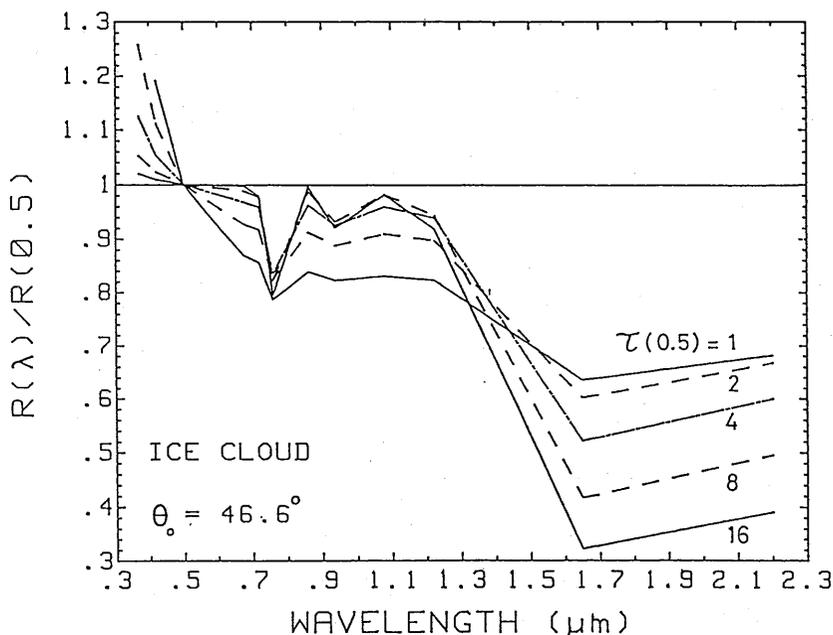


Fig. 1.4.3 Same as Fig. 1.4.2, but for an ice cloud model.

と高い雲に対しては吸収効果は弱く、不十分であることが判明したので、最終的には、 $0.93\mu\text{m}$ 帯に変更した。また、 $2.2\mu\text{m}$ は雲の相の識別に有益な波長であるが、後述のように受光素子として採用したゲルマニウム・フォトダイオードの感度が落ちるため除いた。

1.4.3 MCPの製作

(1) MCPに要求される特性

多波長雲日射計(MCP)の開発に当たっては、以下の点に留意した。

i) 可視～近赤外の広い波長域の分光特性が得られること——シリコン(Si)フォトダイオード及びゲルマニウム(Ge)フォトダイオードが感度を持つ波長域は、それぞれ $0.2\sim 1.1\mu\text{m}$ と $0.6\sim 1.9\mu\text{m}$ であり、それらは、各々 $0.9\mu\text{m}$ と $1.55\mu\text{m}$ とに最大感度を持つ。そこで、両者を組合せた2センサー方式によって、可視波長 $0.42\mu\text{m}$ から近赤外波長 $1.65\mu\text{m}$ までの分光測定を可能にした。

ii) 波長分解能が高いこと——離散波長についての分光特性を調べるには分散型分光計である必要はないが、従来の色ガラス・フィルターによる分光では波長分解能は十分ではない。そのため、分光素子として狭帯透過型の干渉フィルター(透過半値幅 $\leq 5\text{nm}$)を採用した。

iii) 応答が速いこと——航空機においては、雲の不均質性や機体の動揺による出力変化があるので、それらを精度良く測定するには十分な応答速度が確保される必要がある。受光素子として本装置で採用されたフォトダイオードは、この要求を十分に満たしている。

iv) 多波長データ間の同時性が良いこと——高速移動する航空機において、ある状態の雲の分光特性を調べるには波長間の十分な同時性が要求される。そのため、分光フィルターを高速回転させて得られる連続出力を電氣的に時分割にして各波長の出力信号に変換するサンプル・ホールド方式を採用した。

v) 入射角特性が良いこと——放射フラックスを測定する日射計に共通して要求される特性であるが、現実にはこれを満足させることが最も困難である。ここでは、受光面として発泡石英でできた拡散板を用い、高品質の拡散板の選択と取付け時の調整によって入射角特性を向上させた。

(2) 構成と動作原理

本測器は受感器(センサー)部分と変換器部分とで構成される。(Photo 1.4.1)。下向きフラックス測定用の受感器は機体上部に、上向きフラックス測定用は機体下部に逆さにして取り付けられる。それぞれの変換器は機内に設置され受感器とケーブルで接続される。変換器は受光素子からの出力の変換機能と同時に受感部の作動及び温度制御のための電源を有する。

受感部は、拡散板として発泡石英、分光素子として干渉フィルター、受光素子としてフォトダ

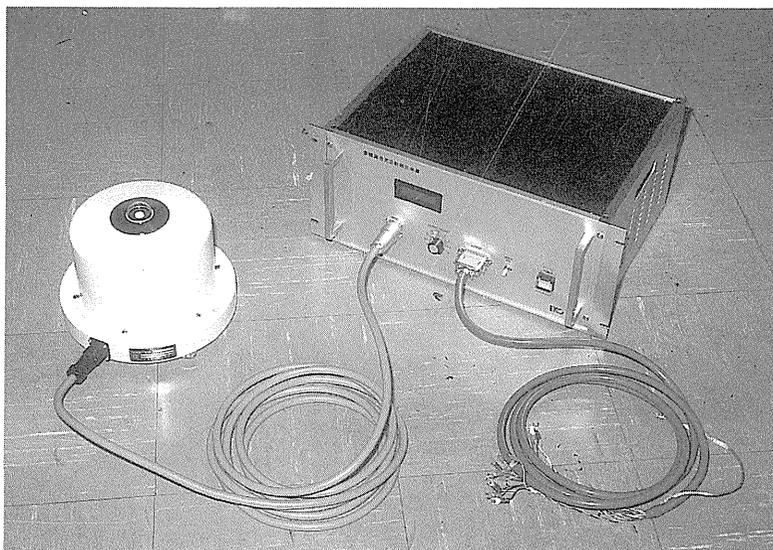


Photo 1.4.1 Multi-channel Cloud Pyranometer. Left: Sensor, Right: Controller.

イオード (Si 及び Ge) を用いた分光日射計である (Fig. 1.4.4)。受感器の熔融石英ドーム(a)を通過し、拡散板(b)に入射した光は、拡散板内の小さな気泡によって一様に散乱され、拡散板の底面では入射フラックス量に比例した散乱光が得られる(言い換えるなら、そのような特性が満たされるような拡散板を選択する)。その散乱光は、拡散板と受光素子の中間に置かれた干渉フィルター(c)によって分光される。装着されている干渉フィルターの透過中心波長とその波長での透過率及び透過半値幅を Table 1.4.2* に示す。干渉フィルターは、多層蒸着膜間の多重反射による干渉を利用して単色透過光を得るものであり、その透過波長は蒸着膜間の距離と中間材質の屈折率に依存するので、光の入射がフィルター面に垂直でない時には透過波長が短波長側へシフトする。そのため、ここでは干渉フィルターへの光の入射がなるべく垂直になるように、拡散板と受光素子の間の距離を十分に取ってある。干渉フィルターで分光された光は、光路上に45°傾斜させて固定した単結晶シリコン板のビームスプリッター(d)によって分割される。単結晶シリコンの光学特性により波長が約1 μm より短い光はビームスプリッターで反射されるので、その反射光路上に Si フォトダイオード(e)を置き、0.42から0.94 μm の分光検出を行う。また、波長が約1 μm より長い光はビームスプリッターを透過するので、その透過光路上に Ge フォトダイオード(f)を置き、1.08から1.65 μm の分光検出を行うようにした。ここで用いた Si 及び Ge のフォ

* 干渉フィルターは、数年使用すると急に劣化することがあり、そのため、数年毎に更新する必要がある。Table 1.4.2 は、1990年11月に更新された干渉フィルターの特性である。

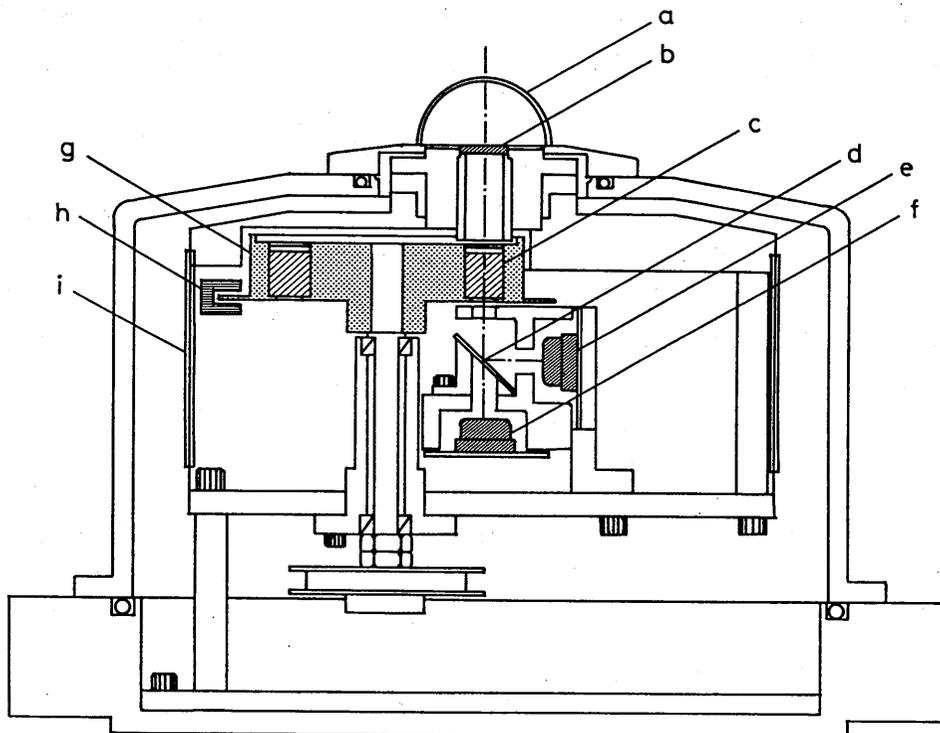


Fig. 1.4.4 Cross-sectional view of Multi-channel Cloud Pyranometer sensor. a: fused quartz dome, b: diffuser, c: interference filter, d: beam splitter, e: Si photodiode, f: Ge photodiode, g: filter wheel, h: an optical sensor for filter position detection, i: film heater.

Table 1.4.2 Characteristics of Interference Filters¹⁾

Channel wavelength (nm)	ES84-150 (Downward Flux)			ES85-212 (Upward flux)		
	Center wavelength (nm)	Transmission at band center (%)	Half-transmission band-width (nm)	Center wavelength (nm)	Transmission at band center (%)	Half-transmission band-width (nm)
420	421.3	26.8	3.0	421.0	28.0	3.0
500	500.2	48.4	3.0	500.0	47.0	3.0
675	676.8	37.0	2.3	676.0	38.0	3.0
760	760.0	41.0	2.0	760.5	46.0	2.0
862	863.0	43.0	3.9	863.0	52.0	3.0
938	936.0	38.0	4.0	937.0	40.5	3.0
1080	1078.0	45.6	4.0	1080.5	49.0	3.5
1225	1224.0	52.9	4.2	1226.0	53.0	4.0
1650	1652.0	46.9	5.3	1651.0	46.5	4.0

1) Koshin Optics., Replaced in November, 1990

ダイオード (S1336-8BQ 及び B1919-01, 浜松ホトニクス) の分光感度特性を Fig. 1.4.5 に示す。これらのフォトダイオードの感度特性や干渉フィルターの透過特性は温度に依存して変化する。そのため、フィルムヒーター(i)を用いて、受感部内部が常時 $35^{\circ}\text{C} \pm 1^{\circ}\text{C}$ となるよう温度コントロールされる。

2つの受光素子からの電流出力は、受感器内で増幅されて、 $0-20\text{mA}$ の標準電流信号の形で変換器へ転送される。変換器へ入力された信号は、電流から電圧に変換される。その電圧信号は、フィルターホイール(g)の回転に応じた各フィルターの透過光の連続した出力となっているので、波長毎の出力に分離する必要がある。そこで、フィルターホイールに取り付けられた光学式位置検出器(h)によってフィルターの位置を読み取り、サンプルホルダーによって、各波長の出力信号に分離する。それらの信号は独立に増幅され、最終的に $0-10\text{mVDC}$ のアナログ電圧出力として全チャンネル並列に外部に取り出される。このサンプル・ホールド方式の利点は2つある。1つは、9枚の干渉フィルターが装着されたフィルターホイールは 300rpm で連続回転しているので、各波長についてほぼ同時のデータが得られること。もう1つは、フィルターホイールの1回転毎にめくらフィルター(入射光が無い状態)通過時の出力が得られるので、その出力と各フィルター通過時の出力との差を取ることによって、受光素子の暗電流による零点ドリフトを除去できることである。

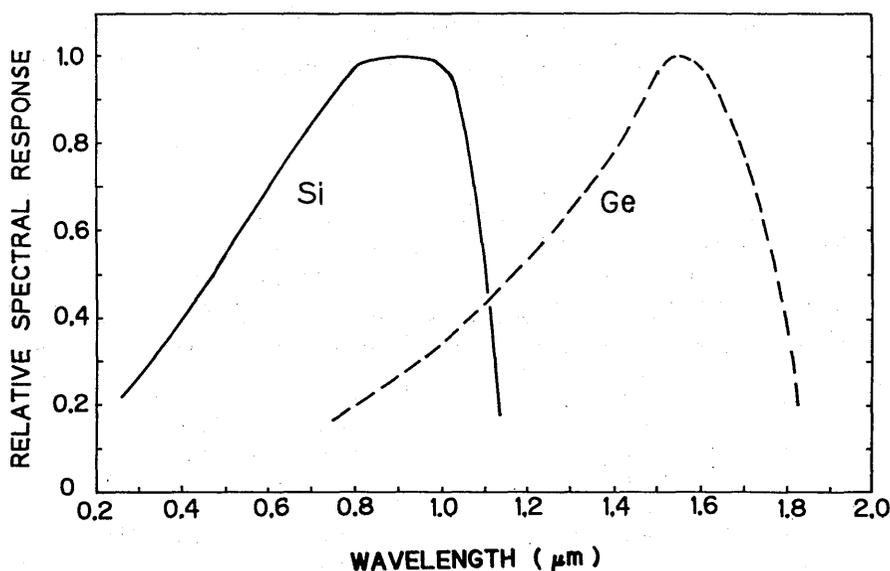


Fig. 1.4.5 Relative spectral responses of Silicon photodiode (Hamamatsu-Photonics, S1336-8BQ) and Germanium photodiode (Hamamatsu-Photonics, B1919-01), normalized at wavelengths $0.9\mu\text{m}$ and $1.55\mu\text{m}$, respectively.

(3) 感度特性

感度特性の絶対値検定とは入射光の分光フラックス強度（単位： $W/m^2/nm$ ）に対する変換器からの電圧出力（mVDC）の変換係数（感度定数）を求めることである。この絶対値検定には日本電気計器検定所によって分光放射照度試験がなされている標準電球を用いた。また、実験の際の電球と日射計センサー部の光学的位置関係及び供給電力は同所で定めた検定仕様に基づいた。設置誤差による検定誤差は1%以内と見積られるが、標準電球の放射照度の分光特性が波長 $0.35\mu m \sim 2.5\mu m$ について $\pm 3\%$ の確度でしか保証されていないので、最終的に同程度の誤差を避けられない。

本研究においては、一対の雲分光日射計によって反射率とその波長依存性を得ることが第一の目標であるから、各波長（チャンネル）において下向きフラックス測定用のMCPと上向きフラックス測定用のMCPとの出力比を精度良く決定することが重要であり、その決定精度が反射率の観測精度を左右する。この出力比を得るには、感度の絶対値検定を必要とせず、同一光源に対して出力を比較するだけで良い。そして、その場合には、標準電球を用いるより太陽を光源として屋外で比較測定を行う方が正確である。なぜなら、標準光源による場合、2台のMCPの検定の間に設置誤差や照度誤差が含まれる可能性があるからである。そこで、この出力比検定には屋外自然光による比較測定値を用いることとした。屋外での比較測定の結果の一例をFig. 1.4.6に示す。各チャンネル毎の下向きフラックス及び上向きフラックス測定用のMCPの出力は、通常の日射量の範囲内においては比例関係にあることが示されている。反射率の測定には、この比較測定で決定された上向き及び下向きフラックス用のMCPの出力比 R を用いた。他方、フラックスの絶対値測定のためには、標準電球を用いた感度定数を使う。絶対値検定による出力比と野外での比較測定による出力比が一致するように、各々の絶対値検定で得られた感度定数 V を次式によって修正し、最終的な感度定数 S を決定した。

$$S_{i\downarrow} = (V_{i\downarrow} \cdot V_{i\uparrow} / R_i)^{1/2}$$

$$S_{i\uparrow} = (V_{i\downarrow} \cdot V_{i\uparrow} \cdot R_i)^{1/2}$$

ここで \downarrow 及び \uparrow はそれぞれ下向き及び上向きフラックス測定用であることを表わし、 i は i 番目のチャンネルであることを示す。

(4) 応答特性

受光素子（SiフォトダイオードおよびGeフォトダイオード）単体の応答速度は μsec のオーダーであり、先に述べたフィルターホイールの連続回転（300rpm）に対しても十分な追従を示すが、受光素子の温度雑音やサンプルホールド時の雑音を低減させるために電気的な平滑化を行

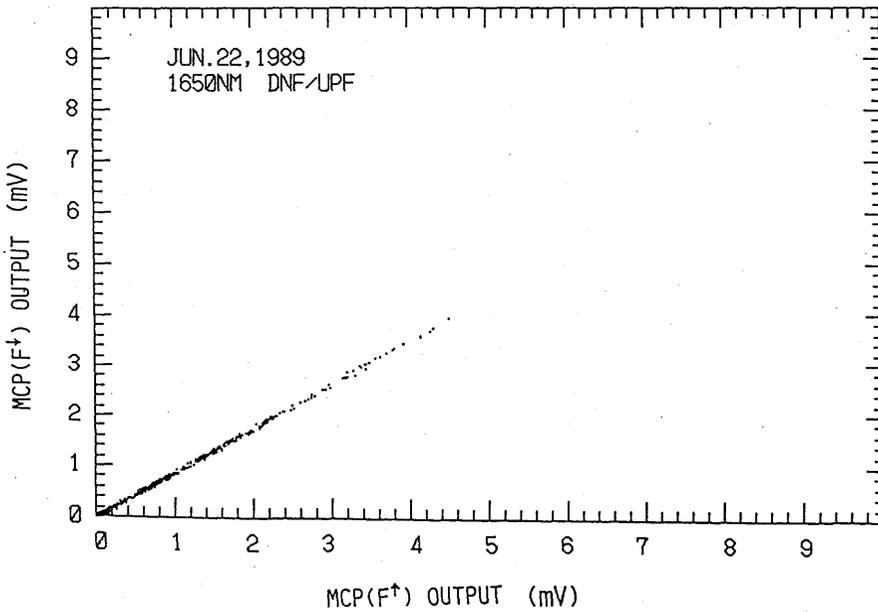
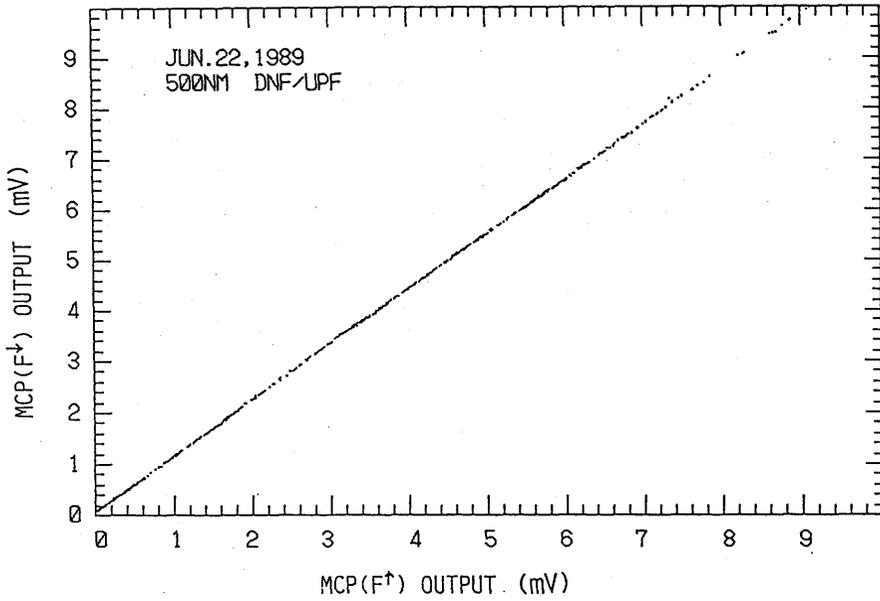


Fig. 1.4.6 Linearity relation between signal outputs of Multi-channel Cloud Pyeonometers measuring the downward and upward fluxes. Data were obtained through a whole day long comparative measurement under cloudy condition covered by a thin cirrostratus. Top: ch. 2 at $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, bottom: ch. 9 at $1.65 \mu\text{m}$.

い、測器の最終的な応答速度 (e-folding time) は0.3秒に設計されている。実際の航空機観測において水平面日射量の測定に影響を及ぼすものとして、ピッチングやローリングなどの機体の動揺がある。通常この機体動揺の周期は数秒のオーダーであるので、それに比べてMCPの応答速度は十分に速い。これより、機体の姿勢変化に対してMCP出力は十分速く応答するものとして出力の機体動揺補正 (浅野他, 1986参照) を施した。

(5) 入射角特性

日射計の受光面 (拡散板上面) の法線方向と光線の入射角とのなす角が θ の時、受光面での放射強度は、 $F = F_0 \cos \theta$ でなければならない (COS 則)。しかし、実際には石英ドームでの入射光の屈折や反射の影響、拡散板の散乱特性や不均質性のために、COS 則が満足されない。そこで、入射角特性を向上させるには、材質の良い拡散板を加工することは勿論であるが、更に、拡散板の取り付けにおいて微調整を行うことが必要となる。最終的に取り付け調整されたMCPについて入射角特性を調べたので、その試験結果を Fig. 1.4.7 (上: 下向き flux 用 MCP (ES84-150), 下: 上向き flux 用 MCP (ES85-212)) に示す。光源にはタングステン・ハロゲンランプを用い、日射計に対する光源の入射角を変化させて日射計出力の変化を測定したものである。ここで、図中、横軸の光源の入射角を θ 、その時の出力を $F(\theta)$ とすると、縦軸に示した COS 特性誤差 $Er(\theta)$ は次式で定義される。

$$Er(\theta) = 1 - F(\theta) / (F_0 \cos \theta).$$

ただし、 $F_0 = F(\theta = 0)$ である。放射場の強度分布が一様な場合、入射角 70° までの放射によって入射フラックス全量の約9割がまかなわれるから、入射角 70° までの特性が特に重要である。上の結果は、必ずしも完璧な COS 則を満たしていないが、入射角 70° までは、 $Er(\theta)$ は3%以内ではば良好な結果が得られている。

フラックス反射率の測定においては、雲頂上における下向きフラックスの大部分は直達光、他方、上向きフラックスを成す雲からの反射光の角度分布は等方的であると仮定して、COS 特性誤差の補正を施した。

1.4.4 航空機試験観測

(1) 観測概要

MCP を含めた放射観測システムの航空機試験観測を、本研究期間中に1986年2月20日、12月22日、12月24日の3日間に行った。そのうち、最終的に全測器の正常な動作が確認された12月24日の観測結果について報告する。この観測では、放射観測のほか、雲粒子測定装置による雲の微物理観測と雲内エアロゾル観測も同時に行われた。使用した航空機は双発セスナ404 (昭和航空

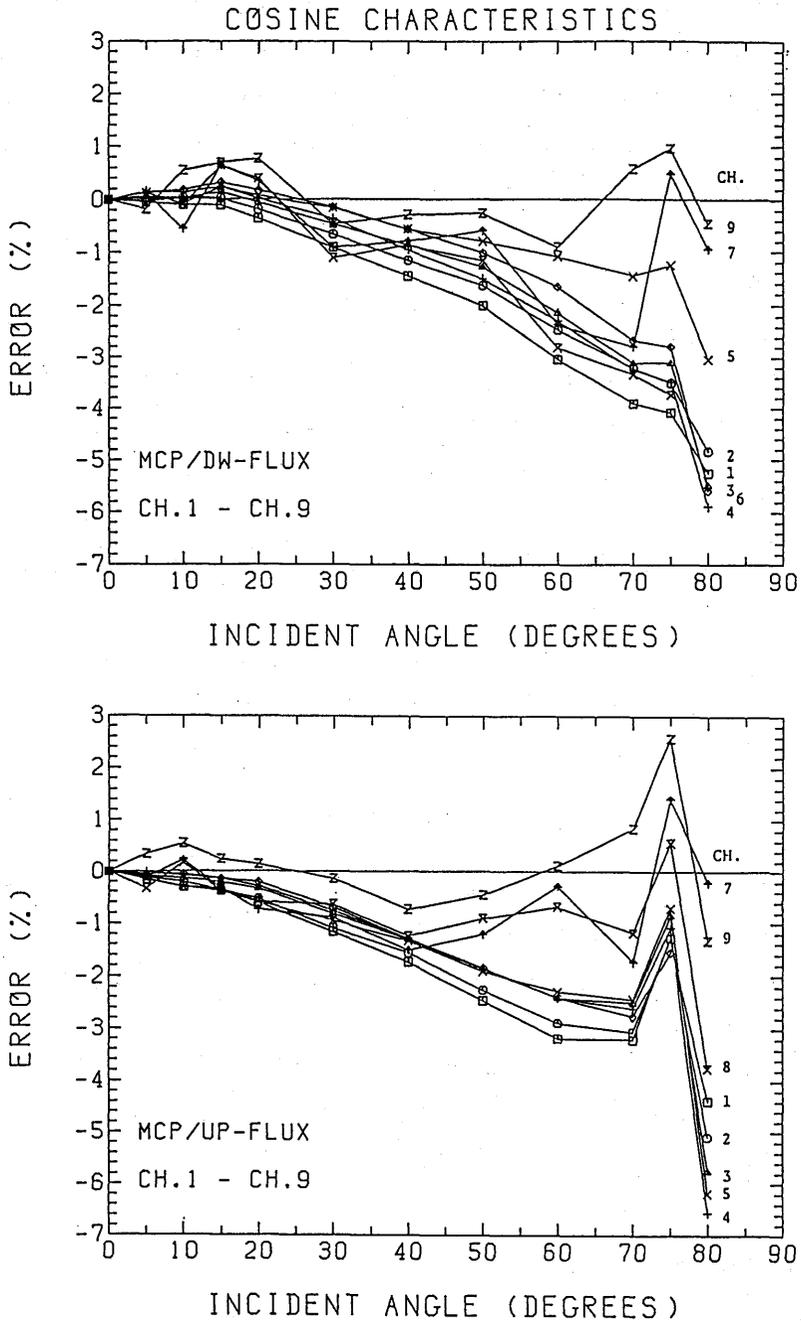


Fig. 1.4.7 Incident angle (Cosine law) characteristics of Multi-channel Cloud Pyranometers. Top: MCP for downward flux measurement, Bottom: MCP for upward flux measurement.

K.K.)である。観測は八丈島の南東約120kmの海上で行われた。冬型の気圧配置の下で吹き出しによる層積雲が高度1600~2700mに比較的一様な層状雲を形成した (Photo 1.4.2)。ただし、その層状雲の下にはさらに高度900~1300mに一部積雲が散在し、また、それは異なった場所では発達して上の層積雲につながっていた (Photo 1.4.3)。そのような積雲下では降水があった。それらの



Photo 1.4.2 Cloud-top view of a maritime stratocumulus near Hachijojima on December 24, 1986. Cloud top height was about 2700m.



Photo 1.4.3 Same as Photo 1.4.2 but taken at altitude of about 1500m. Cumulus clouds were scattered under the stratocumulus layer.

雲に対して、気温、水蒸気、放射の高度プロファイルを得るためにまず高度5000mまで上昇し、そこから旋回しながら下降した。引続いて、層積雲直上（高度2800m）にて放射観測のための水平三角飛行を行った。その3辺の飛行を便宜上それぞれ $\Delta 1$ 、 $\Delta 2$ 、 $\Delta 3$ と名付けて以後参照する。次に、層積雲内を下降しながら雲水量、雲粒分布、雲内エアロゾルの観測を行い、積雲直下に達したところ（高度800m）で放射観測のための水平往復飛行を行った。さらに、海面までの気温、水蒸気、放射の高度プロファイルを得るために高度100mまでの下降・上昇飛行を行った。最後に、再び層積雲内において雲の微物理観測を行い、本観測を修了した。この一連の観測の正味の所要時間は2時間弱である。太陽放射に対する雲の放射特性は太陽高度に依存するので、太陽高度角の変化の少ない南中時を挟んだ時間帯に観測を実施した。

(2) 測定結果

雲層の直上での下向き及び上向き日射量をそれぞれ $F_T \downarrow$ 、 $F_T \uparrow$ 、雲層の下面での下向き及び上向きフラックスをそれぞれ $F_B \downarrow$ 、 $F_B \uparrow$ とする時、雲層の反射率 R 、透過率 T 及び吸収率 A は次式で定義される。

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

$$T = F_B \downarrow / F_T \downarrow,$$

$$A = (F_T \downarrow - F_B \downarrow) / F_T \downarrow.$$

ここで、 $F_T^N = F_T \downarrow - F_T \uparrow$ 、 $F_B^N = F_B \downarrow - F_B \uparrow$ である。

定義からわかるとおり、これらはみかけの反射率と透過率になっており、雲層自身の効果の他に雲層の上・下の大気層及び海面の反射の影響が含まれる。しかし、観測から得られる量はみかけの量でしかないので、これらを理論計算と比較する場合には、雲層だけでなくその上・下の大気層及び海面も含めた計算を行う。計算には雲粒子のサイズ分布の情報が必要で、本研究ではその情報を雲粒子測定装置の観測結果から得る。

層積雲直上の水平三角飛行によって得られた各パス平均の雲の反射率をTable 1.4.3に示す。ここで、波長欄の0.42, 0.50, ..., 1.65は、MCPのチャンネルの中心波長(μm)での分光反射率、またSR, VIS, NIRはそれぞれ、全天日射計(MS-42)及び近赤外域日射計(MS-800)を用いて観測された太陽放射の全波長域、可視域、近赤外域の平均反射率であることを表す。尚、この観測時点では水蒸気吸収波長として $0.72\mu\text{m}$ が選択されている。1つの層状雲を対象としながら、パス $\Delta 1$ 、 $\Delta 2$ 、 $\Delta 3$ で反射率が大きく異なっている。しかし、その変化はMCPによる分光反射率と他の日射計(MS-42, MS-800)による反射率とで矛盾がなく、また、それらの絶対値を

Table 1.4.3 Measured Reflectances(%)

Wavelength (μm)	0.42	0.50	0.675	0.72	0.76	0.862	1.08	1.225	1.65	SR	VIS	NIR
$\triangle 1$	75.2	75.3	76.0	70.8	67.9	73.8	73.2	67.8	55.6	71.0	74.7	67.0
$\triangle 2$	67.0	67.4	68.2	63.9	61.6	66.5	67.4	62.8	51.1	66.7	69.9	63.2
$\triangle 3$	83.5	83.4	83.4	78.2	75.8	80.9	81.2	72.2	52.3	77.2	86.1	68.2
mean	75.2	75.4	75.9	71.0	68.4	73.7	73.9	67.6	53.0	71.6	76.9	66.1

比較した場合も、 $\triangle 1$ 、 $\triangle 2$ 、 $\triangle 3$ のパスでそれぞれ良く対応している。すなわち、可視域の反射率を波長 $0.5\mu\text{m}$ での分光反射率で代表させるならば、それらの差はたかだか数%以内である。従って、このことから、それぞれの放射測器によって得られた測定データが十分信頼できるものであることがわかる。

Fig. 1.4.8に、 $\triangle 1$ 、 $\triangle 2$ 、 $\triangle 3$ の飛行パスに対応する波長 $0.5\mu\text{m}$ の平均フラックス反射率をそれぞれ●、▲、■でプロットした。図中の太い曲線は同波長の雲の光学的厚さに対する反射率の理論計算結果である。計算において太陽高度角は観測時の $\theta = 57.4^\circ$ 、海面反射率は $A_s = 0.04$ とした。雲はすべて水雲で構成されるものとし、雲粒のサイズ分布を(1)式で与えた。その際、パラメータ r_{eff} 及び v_{eff} は、雲粒子測定装置によって得られた実測分布から次式によって求めた有効半径と有効分散である。

$$r_{eff} = \int_0^\infty r^3 n(r) dr / \int_0^\infty r^2 n(r) dr,$$

$$v_{eff} = \int_0^\infty (r - r_{eff})^2 r^2 n(r) dr / \int_0^\infty r_{eff}^2 r^2 n(r) dr.$$

観測値を基に上式から得た r_{eff} と v_{eff} は雲層内の場所によって違った値をとったが、ここではその平均的な値として $r_{eff} = 15\mu\text{m}$ 、 $v_{eff} = 0.11$ を用い、雲の全層にわたって同一の分布を持っていたと仮定した。また、実測データより雲粒子は半径 $0.5 \sim 40\mu\text{m}$ の範囲内に分布し、その数密度は 100 個/ cm^3 あるとした。この図からパス $\triangle 1$ 、 $\triangle 2$ 、 $\triangle 3$ における平均的な光学的厚さは、それぞれ 25 、 16 、 45 であったことが推定される。しかし、観測された反射率の標準偏差(縦線で表示)はかなり大きく、それに対応して、光学的厚さも $\triangle 1$ 、 $\triangle 2$ 、 $\triangle 3$ についてそれぞれ $13 \sim 62$ 、 $12 \sim 22$ 、 $31 \sim 75$ の広がりをもつことになる。このことは、対象となった層積雲が実際には水平方向にかなり不均質であったことを物語っている。これについては、 $\triangle 2$ の飛行は比較的薄い雲、また $\triangle 3$ の飛行は比較的厚い雲の上であったが、いずれもそのパスでは比較的一様な層状雲であったこと、他方、 $\triangle 1$ の飛行は薄い雲の上と厚い雲の上を交互に飛行するようなものであったことが

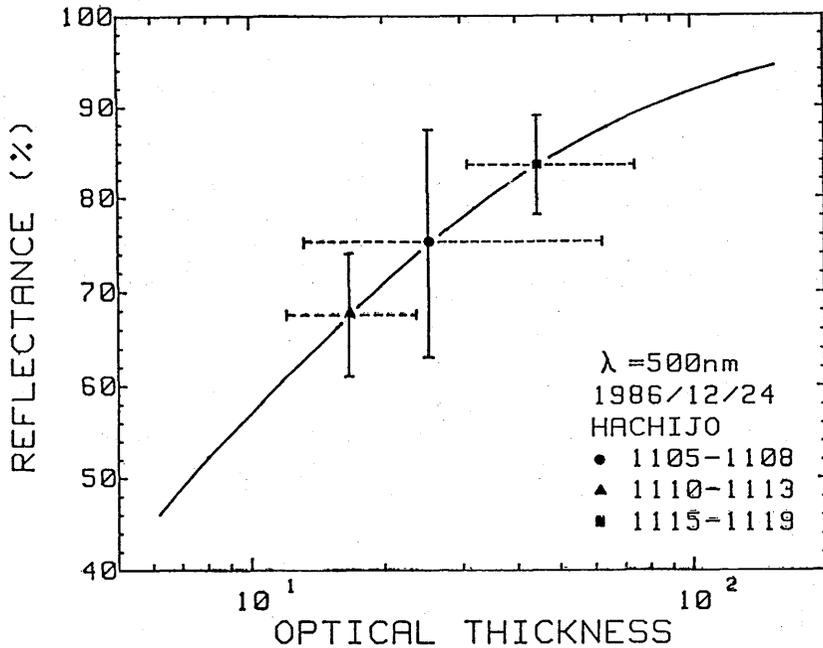


Fig. 1.4.8 Flux reflectances of stratocumulus as a function of cloud optical thickness at $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ for the observation of 1989.12.24. Thick solid curve expresses theoretical reflectances computed with the in-situ measured cloud particle size distribution. Signals ●, ▲ and ■ mean average values of reflectances measured through different flight paths. Vertical solid lines indicate the standard deviations of variation in measured reflectances on the paths, and horizontal broken lines indicate the limits of estimated optical thickness, for different flight paths.

ビデオカメラによる雲のモニターと赤外放射温度計による雲頂の放射輝度温度のモニターから確かめられ、パスによる光学的厚さの違いとその分散の違いが雲の不均質さに起因するものであることを裏付けた。

1.4.5 まとめ

航空機に搭載し、太陽放射に対する雲のフラックス反射率などの波長特性を測定するための一組の多波長雲日射計 (Multi-channel Cloud Pyranometers) を開発した。このMCPは、干渉フィルターによる分光、シリコン・フォトダイオード及びゲルマニウム・フォトダイオードの2つの受光素子を組み合わせることにより、本装置に要請される次のような特性を満たすことができた。すなわち、i) 可視から近赤外の広い波長域の分光特性が得られること、ii) 波長分解能が高いこと、iii) 応答が速いこと、iv) 多波長データ間の同時性が良いこと、そして、v) 入射角特性

が良いことである。この内、入射角特性については、さらに改良の必要があると考えている。なぜなら、観測から雲の反射率とその波長特性を得るには、下向き/上向き両日射計の出力比が正確に決定されている必要があるが、その決定誤差は、太陽高度が低い場合には、入射角特性に大きく依存するからである。

MCPの他、全天日射計、近赤外域日射計、赤外放射計等を組合せた航空機による総合的な放射観測システムを整備し、その試験観測を行った。その結果、本システムによって雲の放射特性を調べるための高精度の放射データが得られることが確かめられた。また、MCPによる雲の分光反射率の観測値と理論計算値とを比較することによって、雲の光学的厚さを推定することができた。しかし、層状雲であっても極めて不均質な内部構造を持つことも観測されており、現実の雲をより正確に表現するには、同一の雲の放射特性と微物理特性の同時観測の方法を考案する必要があることや、放射計算スキームの中に雲の不均質性を適切な形で取り込む工夫が必要であることも示された。

謝 辞

航空機搭載用の多波長雲日射計 (MCP) は、気象研究所特別研究「雲及び放射の総合観測手法の研究」(1984-86年度)において開発された。研究計画の推進に御支援・御協力下された関係官に感謝します。航空機観測に際し、八丈島測候所および昭和航空(株)に御協力いただいた。

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.
- Diem, M., 1948: Messungen der Grosse von Walkenelementen II. *Meteor. Rund*, **1**, 261-273.
- Hale, G. M. and M. R. Qurrey, 1973: Optical constants of water in the 200nm to 200 μ m wavelength region. *Appl. Opt.*, **12**, 555-563.
- Hansen, J. E., 1971: Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *J. Atm. Sci.*, **28**, 1400-1426.
- Warren, S. G., 1984: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, **23**, 1206-1224.

1.5 まとめ

(Summary of Chap. 1)

雲と放射の相互作用を明らかにするための観測用測定システムを開発した。雲と放射の相互作用を物理的に明らかにする研究は、現在の気候研究の中で重要な位置を占めている。このような研究は、理論の裏付けを背景にした観測的研究によって進展させることが大切である。

今回の研究は「雲と放射」の観測のために必要な測定システムを開発するためのものであり、将来の観測的研究に引き継ぐべきものである。開発されたシステムは、雲粒子ゾンデおよび3種の航空機搭載用測定システムである。すべてのシステムは、順調に開発が終了し、満足すべき性能を得た。各システムについての概要を以下に記述する。

(1) 雲粒子ゾンデシステムの開発

雲内の雲粒子（雲粒・氷晶）の数、粒径分布・相の鉛直分布をゾンデによって観測するシステムを開発した。雲粒子ゾンデシステムは、二つの部分から成る。一つは雲粒子ゾンデの本体であり、第二は受信システムである。雲内に向けて雲粒子ゾンデを飛揚し、ゾンデにより雲粒、氷晶を捕捉して、TVカメラで撮影した映像を地上に電送するシステムである。雲内の雲粒子の $7\mu\text{m}\sim 1000\mu\text{m}$ の大きさのものまで測定可能である。室内及び野外実験によって改良を重ね、ゾンデの雲粒子捕捉率を大きくした。直径が $7\mu\text{m}$ の小さな雲粒の捕捉率が大幅に改善され0.1程度までなった。層状雲に対して飛揚実験を行った結果、雲粒子が良好な画像として地上に電送された。地上に電送された画像は、雲粒子画像分析装置により処理され、雲粒子の空間個数の鉛直分布が得られた。雲粒子ゾンデシステムの開発により、雲内の雲粒子の数、粒径、相の鉛直分布を得るという目的が達成された。

(2) 航空機搭載雲粒子測定システムの開発

航空機に搭載して、雲内の雲粒子の数、粒径、相を水平に測定するシステムを完成させた。システムはセンサー部と雲粒子画像収録装置から成る。航空機の飛行速度（約 80m/s ）で多量に飛び込む雲粒子をシャッター機構によって適切な量に減らし、回転ドラム上のスライド面に捕捉する。これを顕微鏡 CCD カメラで撮影する。以上がセンサー部で、これは機外に取り付けられる。機内には収録装置があり、収録された映像データは地上で画像分析装置にかけられ雲粒子の数・粒径・相が求められる。層状雲の飛行試験を繰り返し、改良を加えた結果、直径 $5\mu\text{m}\sim 500\mu\text{m}$ 雲粒と氷晶の数と粒径が高い精度で測定できるシステムとして完成した。

* 植村八郎 (H. Uemura), 岡林俊雄 (T. Okabayashi), 松尾敬世 (T. Matsuo)

(3) 航空機搭載雲内エアロゾル観測システムの開発

航空機に搭載し、雲内のエアロゾルを測定するシステムである。重要な点はエアロゾル導入法であるが、この方法としてまず雲粒子とエアロゾルを分離するバーチャイルインパクト方式を用いた。原理は、適切な流速を選べば、雲粒を含む空気の流れから側管を通してエアロゾルだけを分離採集できる慣性分離の方法である。次に雲内エアロゾル採取部の構成であるが、試料空気を適切な流量速度で得ること、等速吸引を行うこと、雲粒の流路壁への付着を避けることが重要な点である。このため、管径や管の曲率などを決める必要があり、これは室内及び飛行試験によって評価し、適切な値を設計値とした。飛行機試験によって得られた採取部の分離特性を調べた結果直径 $2\mu\text{m}$ 以上の粒子は効率よく除去されており、雲内のエアロゾルの測定目的には充分であった。これにより雲内エアロゾルを雲粒からほぼ満足すべき効率で分離し、その数、粒径を測定できるシステムが完成し、開発が完了した。

(4) 航空機搭載雲観測用分光日射測定システムの開発

雲の分光放射特性を航空機によって時間的空間的に高分解能で測定する多波長日射測定システムを開発した。システムはセンサー部及び収録部から成る。センサー部には発泡石英の拡散版があり、これで得た日射フラックスは干渉フィルターによって分光される。測定波長は、420, 500, 675, 862, 1080, 1225, 1650nmの他に酸素吸収帯の760nmおよび水蒸気吸収帯の720nm(後に938nmに変更)の9個ある。分光された光は、ビームスプリッターにより分割され、Si光ダイオードおよびGe光ダイオードの受光素子により検出され、記録される。日射計出力は、航空機の機体姿勢データ、対空速度データなどと共に、データロガーを通してCMTに収録される。層状雲の航空機試験観測により測定した雲の反射率の波長依存性について測定値と対応するモデル計算の結果とを比較した。両者の対応は良く、測定システムは十分な性能を持っていることを確認した。

雲粒子ゾンデシステムの開発によって、現用の測器では得られなかったような、雲粒子の微細な鉛直分布情報が地上で得られるようになった。航空機搭載雲粒子測定システムでは、雲内の雲粒子の水平分布情報が、また雲内エアロゾルの測定システムによって雲内のエアロゾルの空間分布情報が良い精度で測定可能となった。以上の3つの測定システムによって、雲の構成粒子のほぼ完全な空間情報が得られるようになった。雲の放射特性を測定する雲観測用分光日射測定システムの開発によって、雲の反射、透過、吸収率が波長別に高速で測定できるようになった。以上、開発された4つの測定システムを併用して観測することにより、雲の微物理構造と放射特性との関係が一層明らかになり、雲と放射の研究、ひいては気候変動の研究に大きな貢献をするものと期待される。

今後に残された問題点としては、次のようなものが考えられる。雲の性質は変化しやすく、各測定システムによる観測時間・空間のずれが、データの同時性をこわすし、特に放射特性と物理特性を比較するとき誤差を与える場合があった。これについては将来、飛行方法など工夫して、誤差を少なくすることが必要である。また雲に関する微細構造の画像データは多量かつ複雑であるが、今回の画像解析システムは、必要な情報を高速で処理する能力を備えていない。今後、画像データの処理の高度化を図る必要がある。