



Title	エアロゾル数濃度の鉛直分布の航空機観測
Author(s)	播磨屋, 敏生; 佐々木, 聡
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 1-10
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.1
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/14299">http://hdl.handle.net/2115/14299</a>
Type	bulletin (article)
File Information	65_p1-10.pdf



[Instructions for use](#)

## エアロゾル数濃度の鉛直分布の航空機観測

播磨屋敏生・佐々木 聡

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2001年12月7日受理)

### **Aerial Observations of the Vertical Distribution of Aerosol Particle Concentrations**

Toshio HARIMAYA and Akira SASAKI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,

Hokkaido University

(Received December 7, 2001)

One of the effects of clouds on global warming is the indirect effect of aerosols. As part of a study project on cloud effects on global warming, observations were carried out by aircraft to determine the relationship between the concentration of aerosol particles and size distribution of cloud droplets in a cloud. One problem in such observations is determination of the most appropriate region of a cloud in which to measure the concentration of aerosol particles and size distributions of cloud droplets. The aim of this study was to determine how the concentration of aerosol particles in a cloud is determined. The following three processes are thought to be related to the determination of the concentration of aerosol particles in a cloud: aerosol particle inflow accompanying an updraft from the cloud base, aerosol particle inflow accompanying entrainment, and a reduction in the concentration of aerosol particles due to transformation of aerosol particles into cloud droplets. As the first stage toward elucidation, the amounts of aerosol particle inflow from the sides of clouds were estimated.

The results of observations showed that the vertical distribution of aerosol particles is characterized by a decline in the concentration of aerosol particles with increase in height. It was also found that the aerosol particle inflow accompanying entrainment contributes significantly to a concentration of aerosol particles in a cloud. This fact must be taken into consideration in study of the relationship between aerosol particle concentration and size distribution of cloud droplets in a cloud.

## I. ま え が き

大気中のエアロゾルは、以前は降水機構との関係で雲粒形成の凝結核として注目されていた。しかし、最近では気候変動との関係で、エアロゾルの放射過程におよぼす直接的効果、及び間接的効果が重要視されてきた。間接的効果である、いわゆるトゥミー効果 (Twomey, 1974, 1977) が特に注目を浴びるようになった。

トゥミー効果とは次のような内容のことである。氷床コア解析、航空機観測などによると、現在の大気中の硫酸塩物質は、人間活動によって産業革命前の量の約3倍に増加していることが知られている。また雲粒に含まれる硫酸イオンの分析結果によると、硫酸イオンが増加すると単位体積あたりの雲粒数が増加する傾向にあることが示されている。他方、雲の放射過程について理論計算すると、雲水量が一定の場合でも単位体積あたりの雲粒数が多くなると、その雲の光学的厚さが増加する。そして光学的厚さが増加すると雲の反射率が増加する。すなわち、大気中の硫酸塩物質が増加すると、雲による太陽エネルギーの反射する量が増加して、結果的には地球規模での冷却効果が生ずることが考えられる。以上が人為起源エアロゾル増加による地球規模での冷却効果についてのシナリオであるが、その途中の各素過程についての定量的な研究がまだ少ない。

上記のシナリオのうち、その素過程の一つである、雲粒粒径分布はどんな物理量で決まっているかの研究が重要である。その一つの研究として、立坑を用いた雲物理実験設備で、比較的単純なプロセスで形成された雲の観測を行ってきた(播磨屋, 1997, 1998)。その結果は次のとおりであった。

立坑内に流入するエアロゾル数濃度の観測値と、そのうちで凝結核として働きうる NaCl の存在比率から、凝結核の数濃度及び粒径分布を得ることができた。このように異なる凝結核数濃度を持った空気塊が立坑内を上昇し、過飽和に達することで凝結核が雲粒として活性化し、ケースごとに異なる雲粒粒径分布を生成していた。生成された雲粒粒径分布について観測を行った結果、凝結核数濃度が低いときには雲粒数は少なく粒径は大きくなり、凝結核数濃度が高いときには雲粒数は多く粒径は小さくなるという雲物理学的に重要な現象を実際に証明することができた。

その後、立坑を使用した準実スケールの雲物理実験設備を、上砂川から釜石に移設した。実験設備の変更によって、エアロゾル数濃度・エアロゾル組成・坑底湿度・上昇流速などの雲物理過程を左右するパラメータを変えることができ、これらの条件の違いが実際に観測された雲粒粒径分布の違いとして現れていると考えられる。その結果として、組成の違う  $\text{FeSO}_4$  と NaCl の場合は、 $\text{FeSO}_4$  より凝結核としての有効性が高い NaCl の方が、雲粒としての活性化が起りやすいため生成される雲粒数が多くなり、結果としてより小さな雲粒しか形成できないことが得られた。また上昇流速が大きくなると、最大過飽和度が高くなるため雲粒数は増加し、雲粒粒径については正と負の相反した効果があるものの総合的に見るとより小さくなる、ということがわかった。

上記の結果をふまえながら、自然界の雲の航空機観測を行っている。その内容は雲底下と雲の周囲のエアロゾル数濃度と風の高度分布を測定し、エアロゾル数濃度の高度分布と周囲から雲内

への流入・流出量を求めることである。

## II. 観測方法

航空機共同観測は、1994年10月3日、4日、9日の飛行で行われた。Fig. 1に示されているように、各飛行経路は、名古屋空港を飛び立ち、紀伊半島沖の海洋上の観測目標の積雲の周囲と貫通飛行から成り立っている。最初、積雲の雲頂高度で雲の上と周囲を1廻りする飛行をし、その後は下層に向かって順次積雲の周回水平飛行を3高度または2高度で行った。エアロゾル数濃度観測は、使用航空機(MU-2機)の窓に取り付けた外気取り入れ口からチューブで機内に導かれ、管内速度を落とすために設置されたディフューザーに直接接続したパーティクルカウンター(リオン社製、KC-01B)で行われた。測定では、 $0.3\ \mu\text{m}$ 、 $0.5\ \mu\text{m}$ 、 $1\ \mu\text{m}$ 、 $2\ \mu\text{m}$ 、 $5\ \mu\text{m}$ の各粒径以上の数濃度が得られる。それぞれの測定値は、接続されたノート型パソコンに20秒間隔で収録された。

また、1996年は12月23日～27日の間に4飛行おこなわれた。Fig. 2に示されているように、

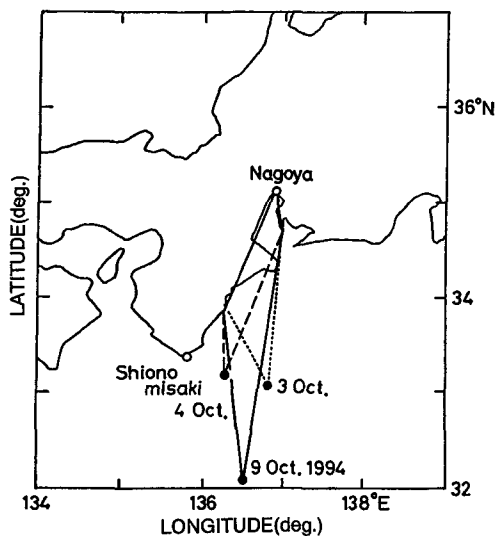


Fig. 1. Flight course in 1994.

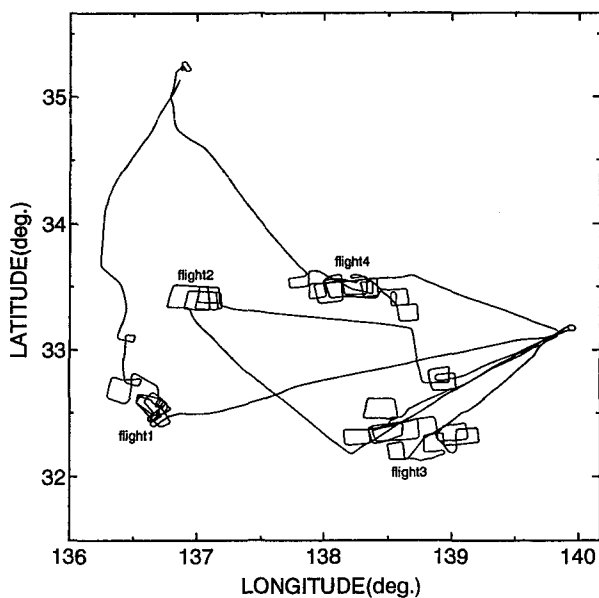


Fig. 2. Flight course in 1996.

23日の飛行1は名古屋空港を飛び立ち、熊野灘の海洋上で観測し、八丈島空港に着陸した。24日の飛行2と25日の飛行3は八丈島空港を基地として観測を行った。27日の最終飛行4は八丈島空港を飛び立ち、遠州灘で観測を行い名古屋空港に着陸した。観測飛行は、雲の直上、雲層高度を2高度と雲底下高度の雲の周囲の矩形飛行を予定していたが、雲の状態によってかならずしも予定通りの飛行が行えなかった。

### III. 結 果

1994年10月9日の積雲の周回水平飛行コースを Fig. 3 に示す。この日の周回水平コースは、上層から順に11,000 ft, 8,000 ft, 4,300 ft と 650 ft であった。今回は特に積雲の周囲のエアロゾル数濃度に注目したので、雲内の貫通飛行の部分は除いた。それで例えば、11,000 ft 高度の図のように飛行コースが途切れている部分が生ずる。

エアロゾル測定値は、時刻に関して得られているので、その空間位置を表示するために、飛行コースの上の最も北の測定点と南の測定点にそれぞれ N と S という名称をつけた。その測定点に対応するのが、Fig. 4 の N と S であり、N は上下そろそろうように表示した。従って周回水平コースの大小によって S は必ずしも図上で上下が一致しないこととなる。この図で、縦軸は  $0.3 \mu\text{m}$  以上のエアロゾルの  $1 \text{ cm}^3$  当りの総数を対数で目盛っている。

この図からまず見られることは、上層ほどエアロゾル数濃度が少ないということである。次に4,300 ft 高度以下と8,000 ft 高度以上の間にエアロゾル数濃度の顕著なギャップがあるということである。雲底下にある最下層はどこでもほぼ様な数濃度であるが、雲層高度では場所によって差が生じている。特に顕著であるのは、8,000 ft 高度であり、全体がほぼサインカーブを描き、S 点から西よりのところと N 点から東よりのところが極小値となっている。そして S 点のほうが N 点より値が低いという特徴を示している。

10月4日のエアロゾル数濃度の図は省略するが、この日の特徴は、上層ほどエアロゾル総数は少なくなっていくが、高度18,000 ft で一部に逆に多くなっている場所があるということである。

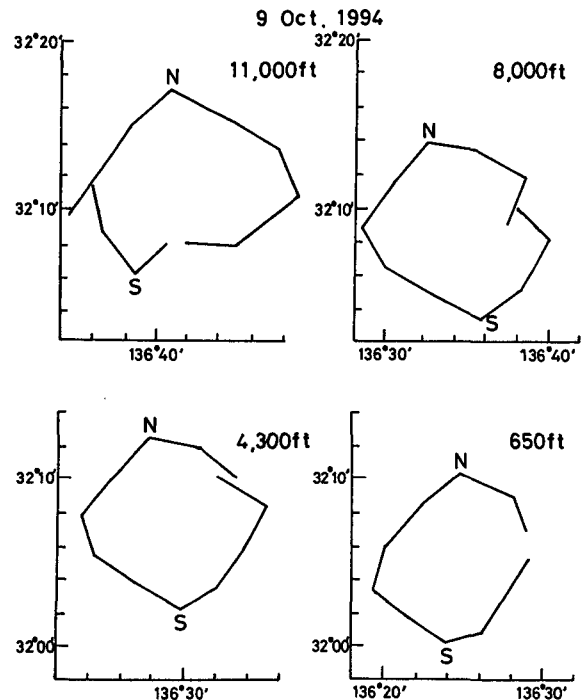


Fig. 3. Circumference course round clouds in each height.

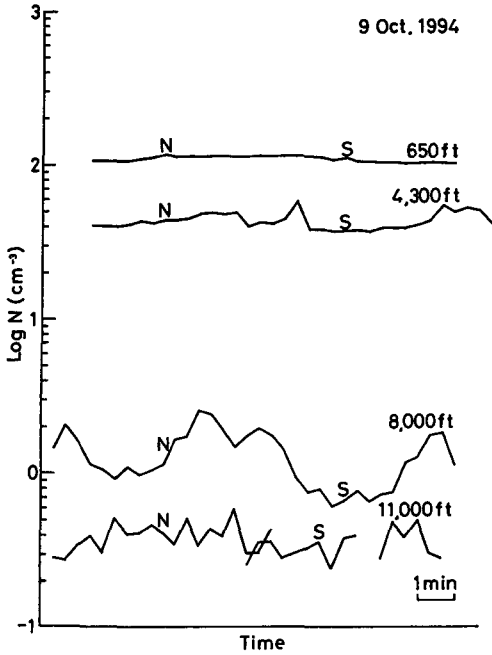


Fig. 4. Aerosol particle concentrations in each height.

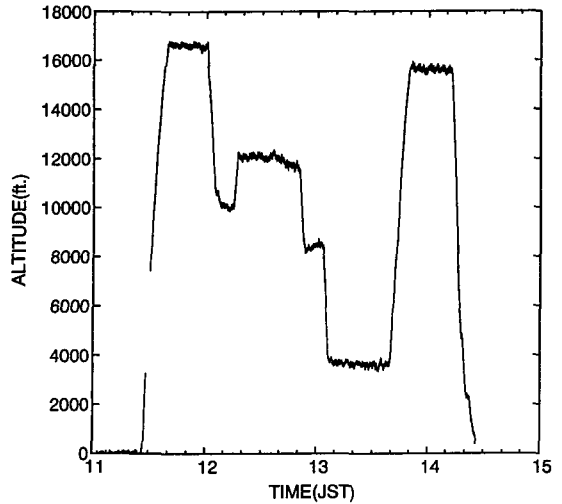


Fig. 5. Time-altitude relationship.

雲頂上にある最上層はどこでもほぼ数濃度は一様であるが、雲層高度では場所によってかなりの差がある。S点より西寄りのところで最小値を示し、N点より東寄りの点ではそれより数濃度が多いが、極小値を示していることが見られた。

1996年12月23日の飛行の時間-高度関係図をFig. 5に示す。名古屋空港から熊野灘までは16,000 ftを飛行し、その後第1目標の雲の直上10,100 ftを飛行した。しかし、観測を始めてすぐに衰弱してしまった。次に、第2目標の雲の雲頂11,900 ft、雲層の中間高度8,400 ft、雲底高度3,700 ftを飛行観測した。その後15,600 ft高度を飛行し、八丈島空港に着陸した。

Fig. 5に示された高度における0.3 μm、0.5 μm、1 μm以上のエアロゾル数濃度分布をFig. 6に示す。Fig. 5とあわせて概観すると、高度が低いと数濃度が高く、高度が増すにつれて数濃度が低くなっている。ただし長時間連続観測を、時間軸を縮めて表わしているため、一見して一定高度でも数濃度がかなり変動しているように見える。そこで時間軸を引き延ばして見るとほとんど変動していないことがわかる。

そこで一定高度での数濃度を平均した値と最大幅をプロットしたものがFig. 7である。この図から12時30分頃の高高度での数濃度は低く、13時20分頃の低高度では高くなっている。そして14時頃の高高度では一番低くなっている。同様の値をプロットしたのが、12月24日についてはFig. 8である。それぞれの図において同様の結果が読みとれる。

観測期間中の一定高度における数濃度の平均値のすべてをプロットしたのがFig. 9である。この図から高度が高くなるにつれて数濃度が低くなることがわかる。そして、黒三角印の23日を除

くと、高度7,000 ft 付近を境にして、下層ではほぼ一様に高く、上層ではほぼ一様に低いとも見られる。また各高度において黒三角印で示される12月23日の数濃度が高いこともわかる。通常海洋上のエアロゾル数濃度の高度変化は少ない(例えば, Hudson and Xie, 1999)が、今回の観測領域は風上側に日本列島があるので、その影響があらわれたと考えられる。

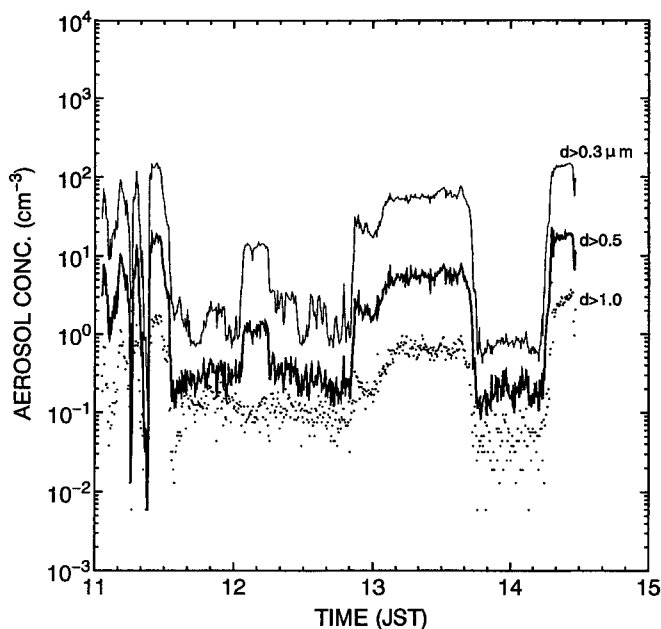


Fig. 6. Variation of aerosol particle concentrations in each size.

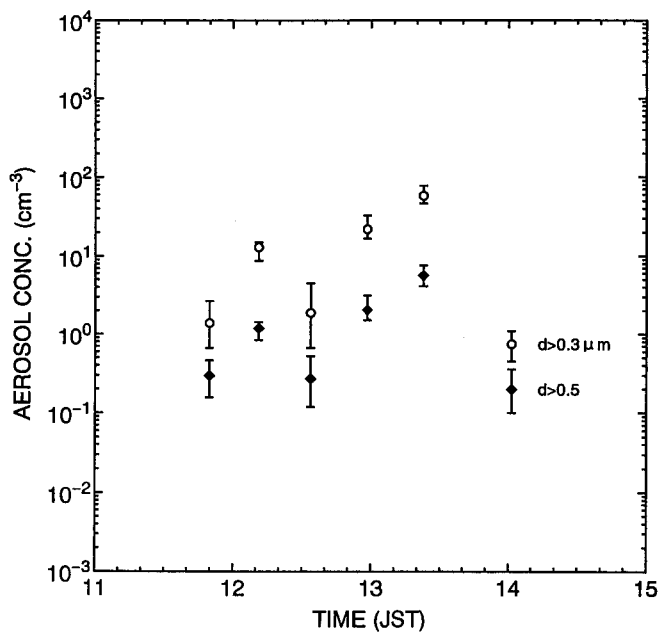


Fig. 7. Variation of aerosol particle concentrations averaged in each height on 23 December 1996.

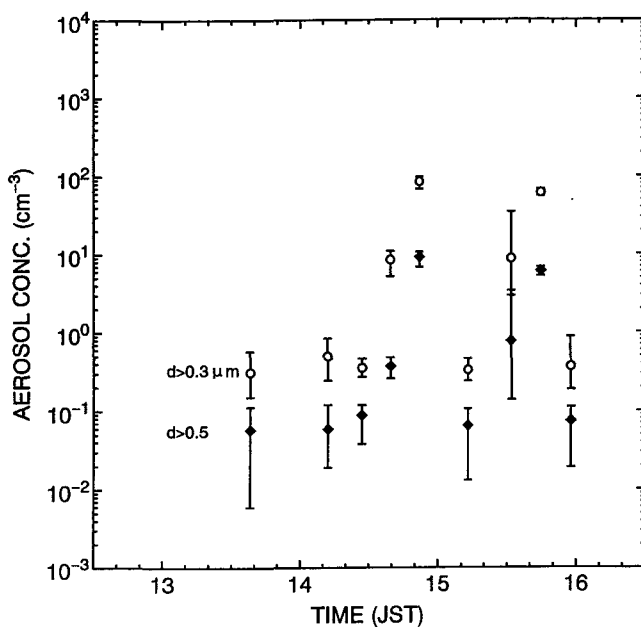


Fig. 8. As in Fig. 7 except for 24 December 1996.

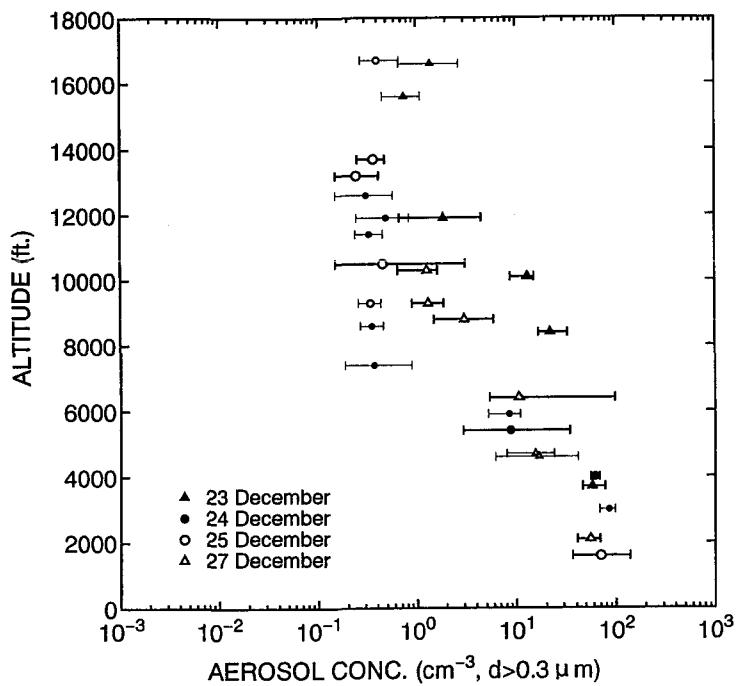


Fig. 9. Vertical distribution of aerosol particle concentrations.



## IV. 考 察

1996年12月23日のエアロゾル数濃度が他の日よりかなり高かった。特に6,000 ftより上層では顕著であった。その原因をさぐるために当日の天気図を見てみると、23日の八丈島での風向は西で風速が45ノットであり、24日は風向は西で風速が20ノットであった。他の2日もほぼ24日と同様であった。すなわち23日は他の日より異常に風が強かったことがわかる。その強い風によって風上の日本列島の高濃度の大气汚染物質が海上に移流し、観測領域ではエアロゾル数濃度が高かったと考えられる。

エアロゾル数濃度と生成された雲内の雲粒粒径分布との関係を調べる基礎として、雲内のエアロゾル数濃度はどのように決まっているかを調べる事が重要である。雲底からの上昇流に伴っての流入、エントレンメントに伴っての流入、雲粒への変換による減少等が考えられる。その第1段階として、側面からの流入を見積った。

観測されたエアロゾル数濃度と風速から求めたエアロゾル数濃度フラックスの飛行航路について積分された値 ( $10^5$  個数/cm<sup>3</sup>・m<sup>2</sup>/s) とエアロゾル数濃度の発散 (下線付きの数値,  $10^{-3}$  個数/cm<sup>3</sup>・1/s) を Fig. 10 に示した。1994年10月4日と9日の比較によると、両日とも最下層で収束していて、その値は9日の方が大きかった。雲内を上昇するエアロゾル数濃度はこの収束量によると考えられる。次の高度では、収束量は9日の方が大きい、最下層での値に比較した相対量では小さかったので、9日の雲内のエアロゾル数濃度は上層へ昇るに従って急速に減少すると考えられる。他方、4日の方はあまり減少しないと考えられる。次に、周囲のエアロゾル数濃

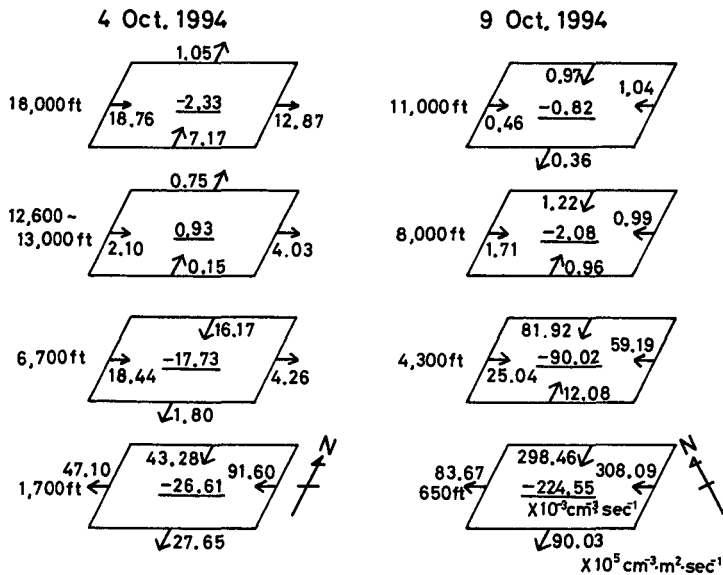


Fig. 10. Values integrated along circumference course of aerosol particle concentration flux and divergence of aerosol particle concentrations.

度と大気が発散を Fig. 11 に示す。この図から、9日の方が最下層で収束量が大きかったのは、エアロゾル数濃度が多く、かつ大気の収束量も多かったからと考察される。また9日において、エアロゾルの数濃度の鉛直分布における減率が大きく、大気が発散が高度に関して一定であったので、高度とともに急激にうすまったと考えられる。このように雲内のエアロゾル数濃度にエントレインメントに伴う流入がかなり影響することがわかる。

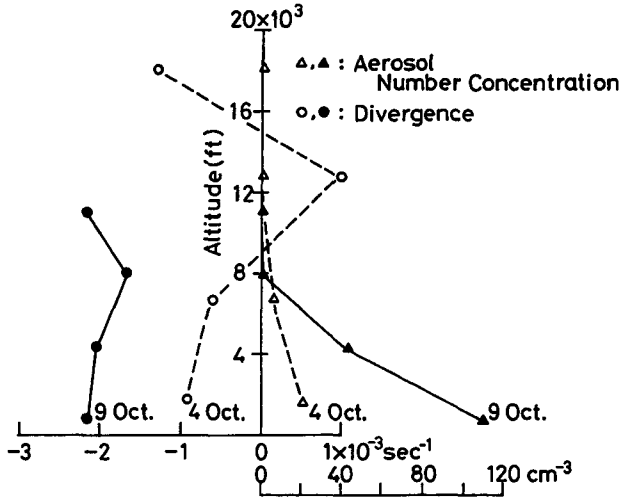


Fig. 11. Vertical distribution of aerosol particle concentrations and divergence of wind.

## V. ま と め

雲内での雲粒粒径分布はどんな物理量で決まるかの研究の一環として行った航空機観測のうち、エアロゾル数濃度についての解析結果をまとめた。各日ともある一定高度では、観測領域内では場所によらずあまり変動はしなかった。それで以後は数濃度の平均値で議論した。その結果、両年ともエアロゾルの数濃度の鉛直分布の特徴として、高度が高くなるにつれて数濃度が低くなることがわかった。そして、1996年では高度7,000 ft付近を境にして、下層ではほぼ一様に高く、上層ではほぼ一様に低いとも見られた。また各高度において、12月23日の数濃度が高かった。それは、23日の八丈島の風向は西で、風速が45ノットと他の観測日より異常に風が強かったことがわかった。その強い風によって風上の日本列島の高濃度の大气汚染物質が海上に移流し、観測領域ではエアロゾル数濃度が高かったと考えられた。

雲内のエアロゾル数濃度を定める要因として、エントレインメントに伴う流入がかなりの量があることがわかった。それでエアロゾル数濃度と生成された雲内の雲粒粒径分布との関係を調べる際には注意しなければならない。

謝辞 この研究は名古屋大学大気水圏科学研究所の計画研究「メソスケールの水・物質循環と大気水圏環境変動との関わりの研究」と大型特定研究「北西太平洋上の物質の輸送と変質における雲の役割に関する研究」における航空機共同観測に基づいたものである。関係者各位に謝意を表します。

#### 文 献

- 播磨屋敏生, 1997. 準実スケールの雲物理過程実験設備を使った暖かい雨の形成過程の研究, 文部省科学研究費補助金研究成果報告書(基盤研究(B)(2)), 118 pp.
- 播磨屋敏生・佐々木聡・山田正・藤吉康志・稲毛正昭, 1998. 立坑を用いた雲物理実験設備の構成と雲物理特性, 北海道大学地球物理学研究報告, **61**, 23-33.
- Hudson, J.G. and Y. Xie, 1999. Vertical distributions of cloud condensation nuclei spectra over the summer-time northeast Pacific and Atlantic Oceans, *J. Geophys. Res.*, **104**, 30, 219-30, 229.
- Twomey, S., 1974. Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, **8**, 1251-1256.
- Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.