

# ライダーにより観測された大気中エアロゾルの 変動と大気・海洋変動の関連\*

—昭和59年度藤原賞受賞記念講演—

広野 求 和\*\*

## 1. はじめに

今回ライダーを用いた成層圏エアロゾルの火山噴火による変動の観測にもとづく研究などに対し、賞をいただき、また記念講演の機会をあたえられましたことを深く感謝します。この機会にライダーによる大気観測の簡単な歴史的考察とその問題点、今までの主要な成果の一部分でとくに筆者の注目した点、将来への展望などについて述べることにする。

## 2. レーザー・ライダー(ライダー)による上層大気研究の歴史

レーザーやレーザーなど量子エレクトロニクスの基礎的研究は C.H. Townes, 霜田光一らにより1956年前後に強力に推進されたが、1960年に T.H. Maiman はルビー・レーザーの製作にはじめて成功している。またネオン・ヘリウム気体レーザーは1961年に Ali Javan によって初めて実現され、彼はその年から M.I.T. で研究をすすめている。大気成分の遠隔測定には1950年頃から L. Elterman らにより約10年間サーチライトを用いた地表面から成層圏までにいたる密度、温度、エアロゾル分布のプロファイルなどの研究がなされてきた。しかしレーザーの発明により単色性良好でコヒーレンスがよく、時間幅の短いパルス状の出力がえられるという大きな利点をもつ送信光源がえられることに着目して、当時 M.I.T. にいた G. Fiocco と大学院生 G. Grams(1964) によりルビーを用いたレーザー・ライダー(ライダー)による成層圏エアロゾルの観測が初めて成功している。

1964年は Townes とソビエトの研究者がレーザーとレーザーの基礎研究に対して、ノーベル物理学賞を授与された年でもある。

ライダーによる大気成分の遠隔測定には数多くのめざましいアイデアが発表されているが、レーザー技術の発展は初期の期待ほどには捗っていない。エアロゾルの観測は今迄に実用化された少数例の1つである。

成層圏エアロゾルの組成や粒径分布を知るためには、バルーンなどによる直接観測(例えば、Hofmann and Rosen, 1983)とライダーの観測値を比較し、これを基準にして、濃度分布の絶対値をきめ得るとというのが現状であるが(Hirono et al. 1984c)この方法についてはさらに研究が望ましい。

しかしエアロゾル・プロファイルの相対値を得るだけに局限すれば、ライダー法は簡便で維持については経済的であり世界各地で成層圏エアロゾルの観測が行われている(広野, 1983)。わが国でも九大の他に気象研や名大の水圏科研、空電研などにおいても観測が進められている。地球物理学的研究には、たとえ相対値であっても、確実で長期にわたる数多い観測データが集積されていることが有用である。

筆者は1966年には郵政省電波研究所に所属していたが、カナダ出張の途中 M.I.T. で Fiocco と Grams に会い、ルビー・ライダーを見学することができた。その後1967年から九大理学部へ移り、1972年からルビー・ライダーで成層圏エアロゾルの観測をはじめ1977年から中間圏ナトリウム層の色素ライダー共鳴散乱による観測も開始している。また1979年からは Yag ライダーによるエアロゾル観測をすすめている(広野, 柴田, 1983b)。

Fiocco・Grams(1964)の観測した年は丁度有名な Agung 火山大爆発による成層圏エアロゾル急増の年の

\* On the variations of atmospheric aerosols observed by lidar and related anomalies of the atmosphere and the ocean.

\*\* Motokazu Hirono, 九州大学理学部.

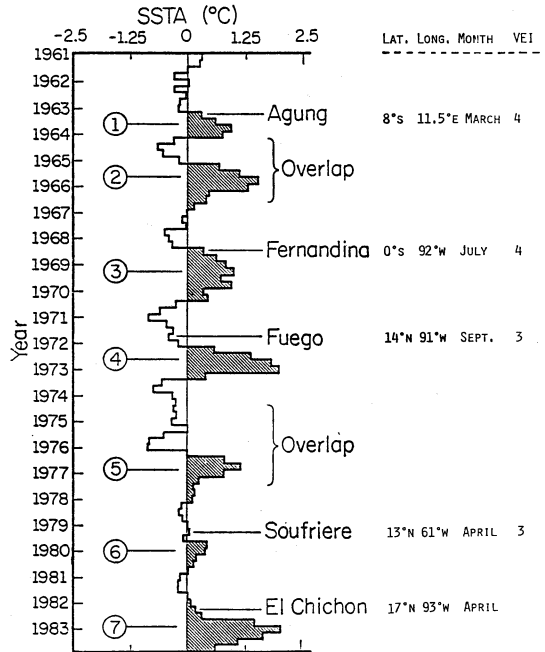
翌年に当たっていて、火山エアロゾルの特性を知るためには貴重なデータを提供している。またこの時期の少しあとに Lamb (1970) の有名な火山エアロゾルによる気候変動に関する論文が刊行され、成層圏エアロゾルの著しい増加をひきおこす大爆発が  $20^\circ$  より低緯度にある場合と  $50^\circ$  より高緯度にある場合 (表 1) では北海の風向の変動に差の生じることが指摘されている。

### 3. 最近の成層圏エアロゾル研究の発展

筆者の九大でのライダー観測開始以後においても成層圏の中程度エアロゾル増加を生じた火山爆発は第 1 図、広野・柴田 (1983) にみられるものなど少なくとも 6 回はあり、このうちセント・ヘレンズ ( $46^\circ\text{N}$ ,  $122^\circ\text{W}$ , May, 1980) とエルチジョン (表 1) の爆発は最も有名であり、とくに後者は気候変動を生じうる規模の件であり、今世紀最大級の 1 つであるとみられている (Hirono et al. 1984 a, c, d; 広野, 1983)。以下に注目すべき成果を細目別にのべることにする。

#### 3.1. 地球規模輸送過程

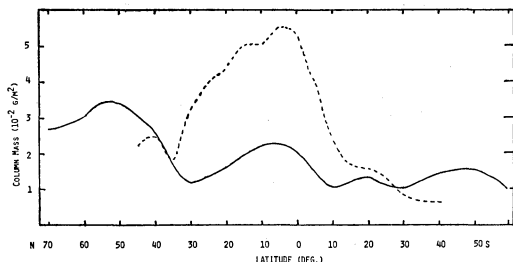
Agung の 1963 年の爆発後の世界的な大気中エアロゾルの拡散は主として地表面の太陽直射光減少の南北の推移にもとづいて研究された (Dyer and Hicks, 1968)。しかし 10 年程前からライダーが各地に設置され、航空ライダー (Airborne Lidar) も実用化され、エアロゾル微量気体専用衛星 SAGE I も 1979 年に打上げられたので、地球規模のエアロゾル輸送問題について、とくに高さについての良い分解能を含む情報が豊富になった。その利用の 1 例を以下に述べる。Cadle et al. (1976) は 2 次元モデルにより火山エアロゾルの拡散の問題を取扱ったが、エアロゾルの最初の注入として  $18\sim 20\text{ km}$  の高さにおいて拡散の計算を出発している。この結果からみれば緯度を  $\phi$  とするとき、 $\phi < 20^\circ$  に火山エアロゾルを注入した赤道型爆発のときには約 195 日で両極域 ( $\phi > 60^\circ$ ) にエアロゾルの先端 (ピークの約  $0.01\sim 0.1$ ) が到達しているが、 $\phi > 50^\circ$  の高緯度型爆発のときには 400 日位で先端 (ピークの約  $0.003$ ) が他半球の極域に到達している。また Hunt (1977) の 3 次元モデルによる計算では赤道上  $24\text{ km}$  付近にピークをもつエアロゾルを注入した場合 1 カ月で極域へエアロゾル先端 (ピークの約  $0.03$ ) が到達している。これらの結果をみて「熱帯の成層圏に注入されたエアロゾルは高緯度に入ったものより地球全体に拡がり易い」という予測が出されるかもしれない。ところがこの予測に反して、近代的観測の成果に



第 1 図 1961 年以後の低緯度タイプ ( $\phi < 20^\circ$ ) 火山噴火と ( $0\sim 10^\circ\text{S}$ ,  $80\sim 180^\circ\text{W}$ ) の平均海面温度 (SST) Anomaly の変化。  
(P. Handler 1984, Private Communion)

よれば、上記何れの場合についても、偏東風の領域に注入されたエアロゾルについては大気中の拡散が極めて遅いという新事実が発見されている。

1982 年 4 月 エルチジョン ( $17^\circ\text{N}$ ) の噴出したエアロゾルは主要な部分が  $20\sim 30\text{ km}$ 、ピークは約  $24\text{ km}$  付近に入り、10 月迄の 6 カ月間は、大粒径の火山灰などを除外すれば、沈降は充分遅くて、硫酸性エアロゾルの主要部分は  $20\text{ km}$  以上に存在した。このような緯度と高さは偏東風の領域であり、最初 3 週間で西向きに地球を一周したエアロゾルが各種の観測により見出される。5 月迄は季節の変わり目で異常に高い濃度をもったエアロゾル帯状流の蛇行は著しかったが、6 月以後は夏型の地衡風と同様に緯度円に平行な同心円に近くなり、上方の偏東風と下方の偏西風の境界面を形成する臨界層は中・高緯度で夏の間  $18\sim 20\text{ km}$  の高度にあり、9 月頃から上昇して 11 月頃に  $24\text{ km}$  を通過し、次第に成層圏上部まで偏西風領域になっていった。この間  $20\text{ km}$  以上の高度については衛星 Solar Mesosphere Explorer の赤外線観測などによれば最高濃度の部分は 4～6 月は  $24\text{ km}$ ,  $20^\circ\text{N}$  付近に平均位置があり、以後次第に赤道に近づいて 9～



第2図 1982年4月エルチチョン噴火後の成層圏エアロゾル柱状密度 ( $10^{-2}g/m^2$ ) の航空ライダーによる緯度分布。

破線 1982年10~11月 (7月と殆んど変わっていない)  
(Swissler et al. 1983)

実線 1983年5月。  
(McCormick, IAMAP, Hamburg 1983)

10月には  $5^{\circ}N$  に移った。この間エアロゾル南北の拡散については NASA Langley 研究所の Swissler et al. (1983) が航空ライダーで数回調査をしている(第2図)。11月の初めに火山エアロゾル主要部分は南端  $8 \pm 2^{\circ}S$ 、北端は  $33.5 \pm 3.5^{\circ}N$  の低緯度にあり、同年7月頃と同様な調査に比しほとんど変化していなかった。しかし、20 km 以下の初期20%の火山エアロゾルを含む領域の南北拡散は2次元モデルによる推定値とよく似た速度で進行したようで15~18 km の部分は82年の8月には北極域に12月には南極域に先端が到着している。20 km 以上においても11月頃偏西風領域となつてからは南北の拡散が速くなり1983年5月には第2図の実線でしめすような分布になっている。

九大のライダーによるエアロゾル層厚プロファイル観測の統計処理の結果では4月~9月の間偏東風領域の鉛直有効拡散係数は  $3 \times 10^2 cm^2 s^{-1}$  で通常1次元モデルに用いられる値の0.03倍の程度に小さく (Shibata et al. 1984)、またこのように小さい値はすでに1980年5月セント・ヘレンズ火山エアロゾルのライダー観測の際に得られた、夏期21~23 km の高度の偏東風内における、非常に薄い水平成層状態の4カ月間継続という事実からも推定されている (Hirono et al. 1984 b)。

このような状況から成層圏内の南北と鉛直の拡散にはプラネタリー波と小スケールの消散・混合作用の共存することが必要であると考えられる (Matsuno, 1980; Danielsen, 1981; Hirono et al. 1984 a)。つまり夏期

1985年3月

19 km 付近にある臨界層以下では偏西風領域であるので上記2つが共存するため2次元モデルで用いられる様な拡散は可能で臨界層以上へは対流圏起源のプラネタリー波が伝搬できないためこの種の拡散は不可能となり、有効拡散係数は極めて小さくなっているという解釈である。このことはまた Kohno (1984 とその引用論文) によるプラネタリー波が地球規模の拡散の原動力になるというモデル計算結果からも推定できることである。このように火山エアロゾルの地球規模の拡散については偏東風か偏西風帯のいずれに主要部が入るかということが第一の要素であり、緯度の高低は2次的要素である。Agung の1963年の爆発の際1年余り赤道付近にエアロゾルの貯蔵所がありそこから季節に応じて輸送があったという機構が Dyer・Hicks (1968) により示されているが、やはりこの様な事実に関連があるのかもしれない。また Hunt (1977) のモデル推定値がエルチチョンの件の輸送と相違するのは大気のパラメータに季節変化を入れなかったためであるという見解もある (Hunt 私信, 1983)。

航空ライダーと SAM II (Nimbus 7) の共同観測で示された Cyclonic Polar Vortex にエルチチョンエアロゾルが輸送されてゆく過程 (McCormick et al. 1983) は Kohno (1984) らの計算結果と比較してみると興味深い対応が認められる。

また南極地方冬季  $-85^{\circ}C$  以下になった成層圏内にエアロゾル起源の雲の展開してゆく様子 (Steele et al. 1983) はエアロゾル生成論や成層圏内の水収支などからみて面白いもので、南極ライダーのデータと比較した論文の出されることを期待している。

### 3.2. 気候変動の微細構造

成層圏エアロゾルの火山爆発による大増加に伴う気候変動の最近の理論的研究としては1973年頃の Sellers のモデルを発展させた Robock (1984) のものなどが代表的な1つである。海洋の混合層75 m の熱容量が大きいため、エアロゾルにより太陽の入射光が減少しても、エルチチョンの件については地表面気温低下極大が生じるのは2年後で、北半球平均して  $0.5^{\circ}C$  の低下を見積っている。同じ方法で Agung の1963年の件を取り扱ってみた結果によると、次節に述べる ENSO の影響を差し引くと理論と観測の結果がよくあうということである。

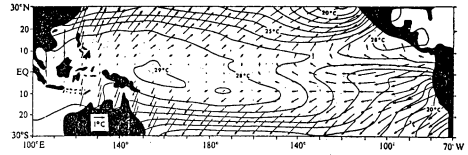
### 3.3. 大気微量成分による太陽光の減衰測定方法の進歩

太陽の自然光を利用して成層圏のエアロゾルを観測す

るために地表面上に放射計を置いて濃度が高く変動の多い対流圏下部のエアロゾルと水蒸気、さらに雲などの消散、吸収の影響が著しいため短時間で高精度の測定をすることは至難のわざである。しかしハワイのマウナ・ロアのような晴天の多い 3.5 km の高度の観測点や 10 km の高度の航空機、さらに人工衛星上にモノクロメータをつけた放射計を置くと瞬間的に成層圏エアロゾルの光学的厚さをよい精度で測定できる。人工衛星によって精度のよい地球規模の観測をすることは NASA の Langley 中央研究所の M.P. McCormick によって企画推進されていて筆者をはじめわが国の多くの人々が国際共同研究に参加している(広野, 柴田, 1983)。この方法は太陽の  $1 \mu\text{m}$  などの単色光が衛星軌道上日出、日没に近く、水平方向に大気を通過する際に、衛星上で光線強度を連続的に測定し、分子と成層圏エアロゾルによる減衰量を巧妙に分離判定するという仕様である。最初 Nimbus 7 に搭載された  $1 \mu\text{m}$  の測定器 SAM II によって  $64^\circ \sim 82^\circ \text{S}$ ,  $\text{N}$  の南・北極域の観測から始められ、1978年に打ち上げた後6年を経てもまだ健在で、観測が続行されている。その後1979年2月に中低緯度に限定したエアロゾルと微量気体専用の人工衛星 SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) が打ち上げられ、セント・ヘレンズ1980年の爆発の際には大いに威力を発揮したが、1981年秋には機能を停止した。後続の SAGE II は1984年10月9日人工衛星 ERBS に搭載して打ち上げられ、 $1.0, 0.8, 0.6, 0.55, 0.442, 0.439, 0.38 \mu\text{m}$  の7波長でエアロゾル、水蒸気、オゾン、 $\text{NO}_2$  などの観測が実施されている。わが国でも1984年2月14日科学衛星おおぞら (Exos-C) が打ち上げに成功し、わが国では、はじめてエアロゾルとオゾンの測定器をつんでいるので、地球規模の資料解析によって良好な結果の得られることが、大いに期待されている。

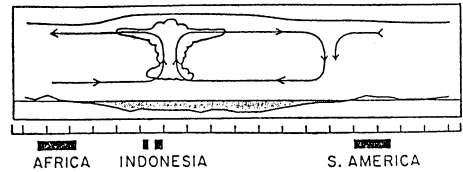
上記 ERBS 衛星は他の2つの TIROS 放射観測衛星 NOAA-F や NOAA-G などとともに地球の放射収支を観測する ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) 計画の一端を担っているものである。

衛星によるエアロゾル観測はグローバルなデータを集積しようという大きな利点をもっているがその反面、測定高度を下げて圏界面に近づいてくると僅少の cirrus の出現でも重大なノイズとしてとらえ、以下の高度の観測に支障が生じる。それで地球規模のエアロゾル分布図をえがくときには圏界面より 2 km 上を下限とし、それより上方についての測定値を利用している。それで対流圏



第3図 太平洋平均海面温度と季節変化(矢印) (Philander, 1983)

矢印と左向はそれぞれ1月と4月の極大を示し矢の長さは左下段にある基準で振幅を示す。



第4図 Walker Circulation (東西循環) の説明図。

と成層圏の間の微量成分輸送問題などのためにはライダーの方が有利であり、特別な normalization の考案によって進めうる場合もある (Hirono et al. 1984c)。

#### 4. ENSO と火山大爆発との関係

エルチチオン火山の大爆発(1982年4月)とほとんど同時に未曾有の規模をもつ ENSO (El Niño Southern Oscillation) が発生し、その間の因果関係の有無が少数の人々の注意をひいている様である。ENSO については Philander (1983), Quiroz (1983) などをはじめとし多くの解説が出されているが、要点だけをとりまとめると次の様になる。太平洋赤道付近の海面温度 (SST) は平均的にみれば西に高く、東に低い傾向があり(第3図)、インドネシア付近で上昇気流、対流圏上部で西風となった分は東南太平洋で下降し海面では貿易風に合流するという Walker Circulation が Hadley Cell の他に存在している(第4図)。SST の高温部が丁度 Walker C. の上昇部となり、上記 SST 分布は暖水が貿易風のため西の方へ吹きよせられた結果とみなされ、全般的に整合している。しかしこの SST と Walker C. には2~10年平均して3年の周期的変動があり、これが ENSO である。ENSO を示すパラメータとしては (a) SO Index: 地表面気圧の2地点 E (Tahiti  $18^\circ \text{S}$ ,  $150^\circ \text{W}$ ) と W (Darwin  $12^\circ \text{S}$ ,  $131^\circ \text{E}$ ) との値  $P_E, P_W$  の差:  $\Delta P = P_E - P_W$ ; 静穏時には  $\Delta P > 0$ , (b) 太平洋赤道付近の SST, (c) 地表の貿易風, 200 mb の帯状流の変

化、などが用いられている。

通常の ENSO は次の様な経過をたどる。

(I) 先駆: ENSO (最大変化) の年の前年 11 月頃に Walker C. の上昇点が東進し, 180°E に近づいてゆく。この結果  $P_w$  が上昇し, 180°E より西側の貿易風が弱くなる。

(II) ENSO の年の初めから SST 上昇がペルー沖から西進し, 年末頃には昇温が太平洋中央部迄におよび貿易風が微弱となり, 180°E より西では偏西風に転じる。結局貿易風が弱化した結果今迄西に吹きよせられていた暖水が逆に東へ戻されるという現象で, 本質的には大気と海洋の結合した振動であろうと推論される (Philander, Yamagata et al. 1984)。また Walker C. はほとんど赤道に沿って吹いているのではないかと示唆されている。

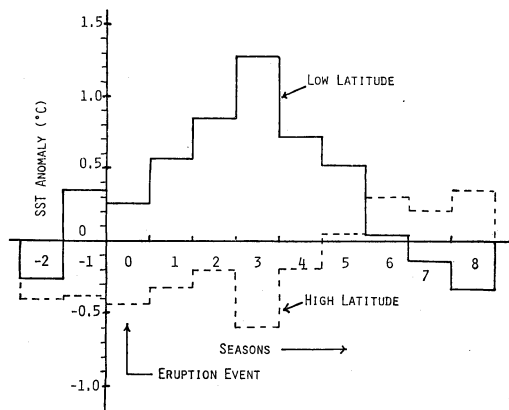
しかし火山大爆発によるエアロゾルがこのような大気・海洋結合振動のトリガーとなりうるであろうか? とくにエルチションの件では通常の ENSO と違った時期に開始されている。

イリノイ大学の P. Handler は ENSO 火山トリガー説に興味をもち J.K. Angell らの統計資料を利用し, ENSO のパラメータとして 80°W~180°W, 0°~10°S の平均 SST Anomaly を季節毎に平均し, まず記録的な火山大爆発の季節を原点にとり, それ以後の変化を Superposed Epoch Analysis によって調査してみた。まず火山爆発の緯度  $\phi$  により,  $-20^\circ < \phi < 20^\circ$  の件を低緯度タイプ,  $\phi < 50^\circ$  を高緯度タイプに分類し, 火山噴火の程度は VEI (Volcanic Explosivity Index) を用いることにする。先づ VEI=5, 6 の最大級の低緯度と高緯度タイプを表 1 の如くえらびそれぞれ Superposed Epoch Analysis を試みたところ第 5 図の実線と破線でそれぞれあらわされる結果がえられた。次に VEI $\geq$ 4 の低緯度タイプ 11 例をえらんで同様の平均をとっても実線とよく似た傾向がえられピークに達するのは 1~3 季節と短くなり, さらに驚くべきことには  $\phi > 20^\circ$  (または  $30^\circ$ ) の 20 例を高緯度タイプとして平均しても第 5 図の破線と定性的には同様の傾向をしめすことが判った (Handler, 1984)。

つまり低緯度タイプが El Niño, 高緯度タイプは La Niña に対応しているその境界  $\phi_c$  が  $20^\circ$  または  $30^\circ$  とみられる。またいずれの場合もピークに達する時間が 1~3 季節後のように北半球モデル予想平均気温低下のピークが 8 季節後というのにくらべて相当に短いということである。

表 1

LOW LATITUDE ERUPTIONS (SOLID LINE)					
NAME	LAT.	LONG.	MONTH	YEAR	VEI
KRAKATOA	6°S	105°E	AUG.	1883	6
SANTA MARIA	15°N	92°W	OCT.	1902	6
EL CHICHON	17°N	93°W	APRIL	1982	
HIGH LATITUDE ERUPTIONS (DASHED LINE)					
ASKA	65°N	17°W	MARCH	1875	5
KSUDACH	52°N	157°E	MARCH	1907	5
KATMAI	58°N	155°W	JUNE	1912	6
BEZYMIANNY	56°N	161°E	MARCH	1956	5



第 5 図 VEI=5, 6 の低緯度タイプ ( $\phi < 20^\circ$ ) と高緯度タイプ ( $\phi > 50^\circ$ ) の火山爆発に伴う SSTA の変化 (P. Handler 1984, Private Communication)。

Hansen et al. (1978) は Agung の 1963 年の件を放射・対流モデルでとり扱い, 赤道地表面温度としては  $-30^\circ < \phi < 30^\circ$  の平均値をとり理論と実測値の一致を示しているが, 上記のように赤道近くの狭い太平洋地域に限定した平均値をとると全く違った結果がえられる。

Rasmusson・Wallace (1983) は 1940~1941 年の ENSO はエルチションの件と同様に通常の ENSO と全く違った時期に出発しているがその前に大きな火山爆発はなかったので, 今回も火山と ENSO の全く偶然の一致であると主張している。しかしその後 Simkin et al. (1984) の調査によれば 1940 年 7 月アフリカ赤道付近の火山 Lengai (2.75°S, 35.9°E) が VEI=3\* の相当大きな爆発をしていたことが判明したので, あるいはこれ

がトリガーになったのかもしれない。もちろん火山以外の原因による ENSO もあるであろうが、火山説も検討すべきである。

筆者の見解ではエルチチョン爆発により成層圏に入った 2,000 万トンのエアロゾルの中その半分は火山灰を含む大粒径のため数カ月中に落下し、その途中太陽光と地球赤外放射を吸収して 20°N 付近 6~12 km の高さの大気を加熱し、それが Hadley Cell を変調し、これが ENSO のトリガーになったのではないかと考えている (Hirono et al. 1984 c, d)。この火山エアロゾルの観測は米国衛星 Solar Mesosphere Explorer により赤外放射、太陽近赤外光散乱などを利用して観測されているが、そのデータ処理は 20 km 以上の高さに限定されているということであって、1982年4月~6月の間は前述した通り中心部は平均して 20°N 付近にあった。上部対流圏を含めたエアロゾル・プロファイルはこの間、南テキサスの Hofmann ら(1983) のバルーン観測やハワイのマウナ・ロアのライダー、福岡のライダー観測などが最も中心部に近く、落下エアロゾルの確認は normalization の再検討により可能と考えている (Hirono et al. 1984 c)。

対流圏上部へ落下したエアロゾルは、従来は、10日程で消散してしまうので、地球大気放射収支に対する影響は無視されてきた。中・高緯度ではこの考えは正しいであろう。しかし赤道付近上部対流圏では、グローバルにみて、水平拡散係数は最小であり (松野, 木田, 1979)、また 20°N 付近 6 km 以上では Hadley Cell よりみれば降雨による洗浄効果も少ないと推定されるので、加熱の力学的効果をも考えると数カ月間は Hadley 変調に参与しうると推定する。それ以後は多分大気と海洋の結合振動が主役を演じているのであろう。このような考え方はまだ甚だ定性的であるが、今後の本格的な理論の建設に対して何らかの刺激を与えることができれば幸である。

## 5. むすび

日頃の所感をまとめる好機を与えられたことを感謝するものである。

ライダーも出生以来20年、活力もあり長所もあるが、まだ弱点も多いので今後の育成が甚だ重要である。しかし従来のバルーンによるエアロゾル観測が年数回であったのに比してライダー出現により飛躍的に回数が増えた事は確かである。地球規模のエアロゾル南北輸送速度が成層圏の偏東風領域と偏西風領域では全く異なり、前者

の場合は極めて遅いことが発見されたことは大きな収穫である。また極地方の cyclonic vortex 内への低緯度からの輸送などについても航空ライダーと衛星などの協力が絶妙な効果をもたらしている、この辺についてはわが国の研究は未だ不十分な点も認められる。微量成分の成層圏と対流圏の間の輸送に対してライダーは巧妙な工夫により効果を発揮できるであろう。火山エアロゾルと ENSO の関係について筆者は赤道近くの上対流圏エアロゾル加熱による ENSO トリガーの可能性を示したが、今後の本格的な理論研究に対し何らかの示唆となりうるならば甚だ幸いである。

また未刊の原稿と図の公表を了承された P. Handler 氏に謝意を表するものである。

## 文献

- Cadle, R.D., C.S. Kiang and J.-F. Louis, 1976: The global scale dispersion of eruption cloud from major volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3125-3132.
- Danielsen, E.F., 1981: An objective method for determining the generalized transport tensor for two-dimensional Eulerian models, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1319-1339.
- Dyer, A.J. and B.B. Hicks, 1968: Global spread of volcanic dust from the Bali eruption of 1963, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **94**: 545-554.
- Fiocco, G. and G. Grams, 1964: Observation of the aerosol layer at 20 km by optical radar, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 323-324.
- Handler, P., 1984: Possible association of stratospheric aerosols and El Niño type events, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1121-1124.
- Hansen, J.E., W.-C. Wang and A.A. Lacis, 1978: Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbations, *Sci.*, **199**: 1065-1068.
- 広野求和, 柴田 隆, 1983: レーザー・ライダーによりとらえられた火山噴火, *火山*, **28**, 337-356.
- 広野求和, 1983: エルチチョン噴火の大気への影響, *自然*, **454**, **11**, 45-51.
- Hirono, M., T. Shibata, M. Fujiwara and N. Fujiwara, 1984a: Enormous increase of volcanic clouds in the stratosphere over Fukuoka after April 1982, *Geofisica Internacional*, **23**, 259-76.
- Hirono, M., M. Fujiwara, T. Shibata and N. Kugumiya, 1984b: Lidar observations of atmospheric aerosols following 1980 eruption of Mt. St. Helens Part I, *J. Atmos. Terr. Phys.* (in press).
- Hirono, M., N. Fujiwara, M. Fujiwara and T. Shibata, 1984 c: Comparative study of the aerosol properties measured by two-wavelength

- lidar and detector on balloon, *J. Met. Soc. Japan* (in press).
- Hirono, M., T. Shibata and M. Fujiwara, 1984d: A possible relationship of volcanic aerosol variations with El Niño southern oscillations.—Lidar observations of volcanic aerosols in the atmosphere, *J. Met. Soc. Japan* (in press).
- Hofmann, D.J. and J.M. Rosen, 1983: Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic eruption of El Chichon, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 313-316.
- Hunt, B.G., 1977: A simulation of the possible consequences of a volcanic eruption on the general circulation of the atmosphere, *Mon. Weather Rev.*, **105**, 247-260.
- Kohno, J. 1984: Stratospheric ozone transport due to transient large amplitude planetary waves, *J. Met. Soc. Japan*, **62**, 413-439.
- Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assesment of its meteorological significance., *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon.*, **266**, 441-533.
- 松野太郎, 木田秀次, 1979: 対流圏での物質輸送過程, 大気汚染物質の動態 (磯野編), § 6.3, 183-191.
- Matsuno, T., 1980: Lagrangean motion of air parcels in the stratosphere in the presence of planetary waves, *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 189-216.
- McCormick, M.P., C.R. Trepte and G.S. Kent, 1983: Spacial change in the stratospheric aerosol associated with the north polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 941-944.
- Philander, S.G.H., 1983: El Niño southern oscillation phenomena, *Nature*, **302**, 295-301.
- , T. Yamagata and R.C. Pacanowski, 1984: Unstable air sea interactions, *J. Atm. Sci.*, **41**, 604-614.
- Quiroz, R.S., 1983: The climate of the El Niño winter of 1982-1983, —A season of extraordinary climate anomalies, *Month. Weather Rev.*, **111**, 1685-1706.
- Rasmusson, E.M., and J.M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño southern oscillation, *Sci.*, **222**, 1195-2202.
- Robock, A. Climate model simulations of the effects of the El Chichon Eruption, *Geofisica Internacional* (in press).
- Shibata, T., M. Fujiwara and M. Hirono, 1984: The El Chichon volcanic cloud in the stratosphere: lidar observation at Fukuoka and numerical simulation, *J. Atmos. Terr. Phys.* (in press).
- Simkin, T., L. Siebert and L. McClelland, 1984: Volcano of the world 1984 supplement, Smithsonian Inst. Washington D.C.
- Steele, H.M., P. Hamill, M.P. McCormick and T.J. Swisler, 1983: The formation of polar stratospheric clouds, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2055-2067.
- Swisler, T.J., M.P. McCormick and J.D. Spinhirne, 1983: El Chichon eruption cloud: Comparison of lidar and optical thickness measurements for October 1982, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 953-988.

## IAMAP 総会 (1985) 出席補助金受領候補者の募集

国際学術交流委員会の事業の一部として, IAMAP 総会 (1985) への出席者の旅費もしくは滞在費の補助を下記により行います。希望者は期日までに応募願います。選考の結果は5月の全国理事会で承認を得た上で, 6月上旬に当委員会より各応募者にお知らせ致します。

### 記

1. 応募資格: 日本気象学会会員で, IAMAP 総会 (1985) で論文発表もしくは議事の進行にたずさわる予定のもの。
2. 募集人員: 若干名
3. 補助金額: 総額 30万円
4. 応募手続: 所定の申請書類 (日本気象学会事務局備付) を, 昭和60年5月11日までに国際学術交流委員会 (東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内 日本気象学会気付) に提出する。
5. 補助金受領者の選考・義務: 国際学術交流基金運用の方針に基づいて行う。