



天 気

1988年4月
Vol. 35, No. 4

204 (エアロゾル, 解説)

エルチジョン火山噴火に関連した 成層圏エアロゾルの研究*

林 田 佐 智 子^{**,*}

1. はじめに

成層圏エアロゾルの研究については、気象研究ノートに既に2回に渡って特集が組まれている。しかし、その後1981年から1984年にかけてのMAP期間中に、成層圏エアロゾルの研究は観測を中心に大きく進展した。特にMAP期間中にはエルチジョン火山の大噴火による成層圏エアロゾルの増大現象があったが、この現象は今世紀最大規模であり、成層圏に生じたエアロゾルは、その後数年間、相当量が成層圏に滞留した。観測体制が整いつつあった時の出来事であっただけに多くの貴重な観測結果が報告されている。この稿では特にエルチジョン火山噴火後の成層圏エアロゾル層についての研究をとりあげて解説する。

2. 成層圏エアロゾル層についての概略

“Die Dämmerungserscheinungen”(Grüner and Kleinert, 1927) という古めかしい一冊の本がある。この本は“Probleme der Kosmischen Physik”というシリーズの中の一冊で、薄明時に空が明るく見える現象“Dämmerung”について、美しいカラーの挿絵を交えて解説

している。薄明現象は、火山噴火後に成層圏エアロゾルが増加しているときによく観測されており、1982年、ハンブルグでのIAMAPのエルチジョン特別セッションでも、美しいスライドが何枚も紹介されたことを記憶している。

この様に成層圏での微粒子の存在そのものは1900年代初頭から考えられていたが、成層圏エアロゾル層の研究が本格的にはじまったのはJünge *et al.* (1961)らの研究からである。ユンゲらは成層圏エアロゾル層を特徴づける幾つかの結果として、

(1) 粒径が $0.1 \mu\text{m}$ より小さい粒子(エイトケン粒子)の個数濃度は圏界面を越えると急激に減少するのに対し、粒径 $0.1 \mu\text{m}$ から $1.0 \mu\text{m}$ の範囲の粒子の個数濃度は成層圏で増加し20 km付近で極大値を持つ。

(2) 成層圏エアロゾルは硫黄を主成分とする、と述べている。

その後の研究から、成層圏エアロゾルは地表起源のイオウ化合物や火山噴火によって成層圏へもたらされたイオウ化合物が酸化されて粒子化し、対流圏起源のエイトケン粒子を核として硫酸粒子となると考えられている。

現在までのところ成層圏にもたらされる地表起源のイオウ化合物としては、対流圏で寿命の長いカルボニルサルファイド(COS)やジメチルサルファイドなどが考えられている。これらのイオウ化合物は成層圏で酸化されて SO_2 になると考えられ、さらにOHとの反応で硫酸

* Studies on the stratospheric aerosols related to the eruption of El Chichón volcano

** Sachiko Hayashida-Amano. 国立公害研究所大気環境部.

*** 戸籍姓 天野

第1表 1974年から1982年までのおもな火山噴火 (McCormick *et al.*, 1984)

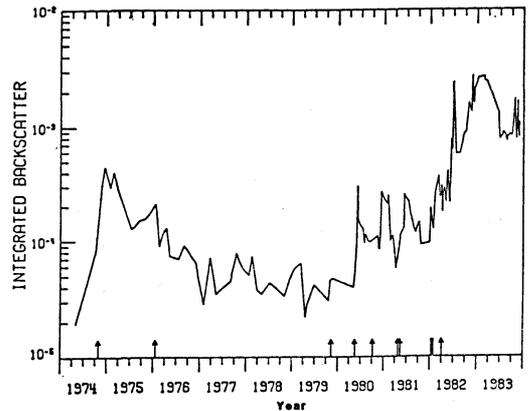
Source	Location		Date	
Fuego	14.5°N	90.9°W	14 October	1974
Augustine	59.4°N	153.4°W	22 January	1976
Sierra Negra	0.8°S	91.2°W	13 November	1979
Mt. St. Helens	46.2°N	122.2°W	18 May	1980
Ulawun	5°S	151.3°E	7 October	1980
Alaid	50.8°N	155.5°E	27 April	1981
Pagan	18.1°N	145.8°E	15 May	1981
Mystery cloud	Tropical source		1-20 January	1982
El Chichon	17.3°N	93.2°W	28 March	1982
			3-4 April	1982

蒸気 (H_2SO_4 gas) を生じると考えられている。

これまでに成層圏エアロゾル層の生成過程、維持を、数値モデルを使って説明しようとする試みが行われてきたが、現在、一次元モデルとして最も進んでいるモデルは Turco らのモデルである (Turco *et al.* 1979)。このモデルには、COS から硫酸蒸気へいたる化学反応と、硫酸蒸気から粒子が生成される nucleation (核生成)、condensation (凝結) 過程、粒子の微物理過程として coagulation (凝集)、sedimentation (重力沈降) そして diffusion (拡散) がはいっている。このような研究から、成層圏エアロゾル層の形成過程についてのおよそのメカニズムが解りつつある段階である。しかし、まだ未知の部分も多く、例えば、 SO_2 から H_2SO_4 へ至る反応経路はよくわかっていない。この点については後で詳しく述べることにする。

成層圏エアロゾルは、地球の放射収支に影響を及ぼすことから地球の環境にとって重大な存在である。成層圏エアロゾルが地球の放射収支に及ぼす影響は、特に火山噴火後にエアロゾル量が増加した時に大きな問題になる。エアロゾルの光学的性質にはよくわかっていない部分もあるが、一般に可視光線を散乱して地表面を冷却し、赤外放射を呼収して成層圏を暖めると考えられている。Pollack *et al.* (1976) は火山性エアロゾルの地球大気放射収支に及ぼす影響を評価し、一つないし複数の火山噴火によって、観測にかかる程度の気候変動を引き起こし得ると述べている。エアロゾルの光学的特性や気候変動への影響については第5節で詳しく述べることにする。

エアロゾルの研究が本格的に始まってから、成層圏エ



第1図 圏界面から高度 30 km までの積分後方散乱係数の時間変化. NASA/Langley (37°N, 76°W) のレーザーレーダー (0.6943 μm) の観測結果. 矢印は表1に示した火山噴火のあった時を示す. (McCormick *et al.* 1984)

アロゾルに大きな影響を与えたと考えられている火山噴火を第1表に挙げた (McCormick *et al.*, 1984)。これらの火山噴火が気候に及ぼした影響について議論した研究も多くある。現在のところ平常時のエアロゾルは、地上の含イオウ化合物が拡散によって成層圏へ輸送されることによって維持され、火山噴火による変動がその上らうわのせされるように考えられている。しかし、過去10年間に第1表に示すように、少なくとも10の火山噴火による成層圏エアロゾル層の擾乱が観測されている。第1図は NASA/Langley のレーザーレーダーで観測された、

気柱当りのエアロゾル量の時間変化である。横軸の矢印は、第1表の火山噴火の時期に対応しており、頻繁に火山噴火の影響をうけていることがわかる。従来のバックグラウンドという概念を、考え直させる図であると思う。

この様に成層圏エアロゾルの実態が飛翔体や、レーザーレーダーなどのリモートセンサーによる観測で、かなり明らかになってきたが、まだ今後の研究に待つ部分が多い。それらは、

- (1) エアロゾルを含む物質の地球規模の輸送過程、
- (2) 硫酸の起源となる含硫黄酸化物の収支や、エアロゾルの生成、消滅に関する微物理過程や化学反応、
- (3) エアロゾルの光学的性質とその気候影響、などに分けられるだろう。以下の節では、エルチチョン火山噴火後の成層圏エアロゾルの研究を通して、成層圏エアロゾル層の動態について得られた新たな知見を中心に解説する。

3. エルチチョン火山噴火によって生じたエアロゾルの成層圏での輸送過程

エルチチョン火山 (17.33°N, 93.20°W, Mexico) は1982年3月29日から数回にわたり大噴火を起こした。そのうち3月29日と4月4日にはNOAAの静止衛星が噴煙を観測しており、噴煙の頂上高度をその温度から16.8 kmと推定し、成層圏まで噴煙が到達したことを確認している (Smithsonian Event Alert Network Bulletin, 1982)。

成層圏での火山性エアロゾル雲の広がりについて、衛星からのデータなどをもとにすると、次のようである (Pollack *et al.*, 1983)。最大の噴火が起こった1982年4月4日以降、エアロゾル雲は東から西へ流され、ほぼ3週間で地球を一周した (Matson and Robock, 1984)。1982年5月末には北半球熱帯全域にわたって、圏界面から30 kmの高度領域に火山性エアロゾルが分布した。エアロゾル層のピークは高度27 kmで、高度約20 kmを境に上層と下層の二層に分かれて分布し、エアロゾルの大部分は上層にあった。1982年春の終わりから1982年夏にかけて、上層のエアロゾルは北半球熱帯域に限定されていた。夏の風系 (東風) が強まると北極方向への輸送は抑えられ、また赤道を越えての南半球への輸送も遅かった。高度20 km以下の西風領域では南北拡散が東風領域より速く、北半球高緯度や南半球への輸送速度も比較的速やかであった。航空機搭載のレーザーレーダー

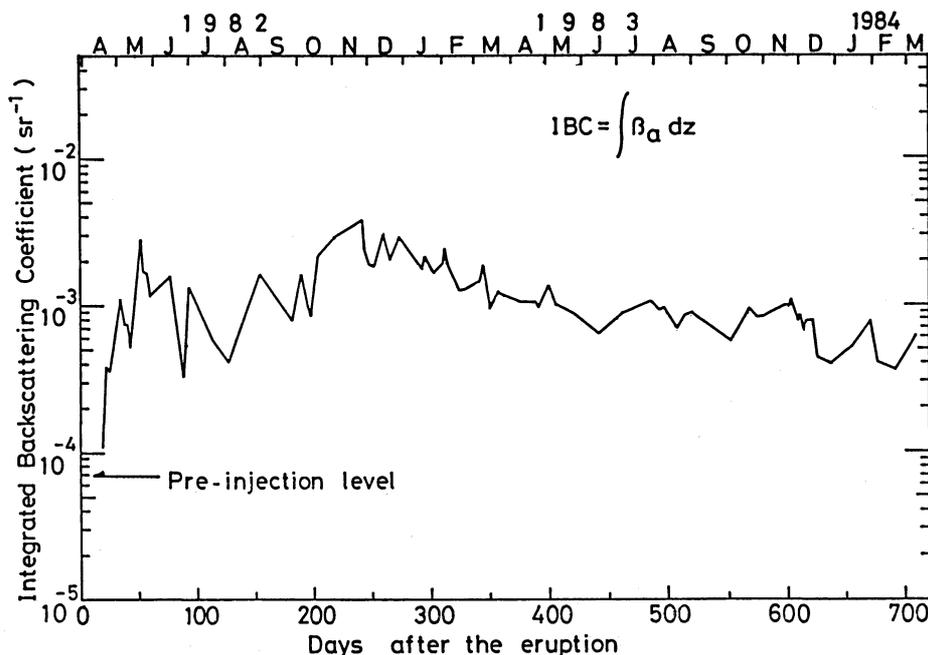
でエアロゾルの緯度分布を観測した McCormick and Swissler (1983) や、McCormick *et al.* (1984) によると夏には北緯30度でエアロゾルの濃度勾配が大きく、北向き拡散がおさえられているのがわかる。また、エアロゾル層の垂直分布の広がりや時間的な変化から垂直渦拡散係数を求めると、水平方向の拡散と同様、夏の東風領域では西風領域に比べ拡散係数が小さい (Shibata *et al.*, 1984)。これらの原因はプラネタリー波が東風領域を伝ばんせず、擾乱が小さいためであると指摘されている (Hirono *et al.*, 1984)。

日本上空では4月18日・19日に九州大学、名古屋大学水圏科学研究所などで、レーザーレーダーによって成層圏エアロゾルの増加があいついで観測された (Iwasaka *et al.*, 1983; Hirono and Shibata, 1983)。その後高度24 km付近と16.8 kmの二層が観測され、上層のエアロゾルは5月中旬に最も濃度が高くなった。高度積分した後方散乱係数 (気柱当たり濃度に対応) の時間変化を第2図に示したが、5月に極大になっているのがわかる。しかし、この上層のエアロゾルは6月にはいったん濃度が下がり、下層のエアロゾルだけが顕著になった。20 km高度以上の東風領域では全体には北向き拡散がおさえられてはいるが、日本上空には、エアロゾルの雲の一部が断続的に北へきていたものと考えられる。この観測結果は、NOAA衛星のAVHRRから得たSSTと、船上観測で得られたSSTとの差からエアロゾル分布を推定した、Strong (1984)の結果と一致している。

北極上の高気圧は1982年8月末～9月には弱くなり、中緯度で西風の領域が広がると北向き拡散が促進された。上層のエアロゾルは重力沈降で下降し、9月以降、中緯度では21 km付近を中心に一つのゆるやかなエアロゾル層が観測されている。

Uchino (1985) は同時期の気象庁の全球気象メッシュデータを用いて、このエアロゾル雲の動きなどをシミュレートしているが、下層については観測とよくあっており、上層の北進速度が下層より遅いことが確かめられている。

これまで、地球規模での物質拡散モデルでは、放射性元素や火山性エアロゾル (アグン火山、フェゴ火山などの噴火による) の拡散時間から、緯度ごとの水平渦拡散係数を求めていた。これらのモデルはそれなりに現実的な輸送を反映するものではあったが、そのメカニズムについては経験的な理解しかなかった。今回のように季節、風向による輸送過程の差が明瞭に観測されたことで



第2図 レーザレーダー (0.6943 μm) で得られた積分後方散乱係数の時間変化。
(Hayashida and Iwasaka, 1985)

メカニズムの議論に一步近づいた観測結果が得られたといえるであろう。

気柱当たりのエアロゾル量の減衰時定数は、第2図で示すように1982年末から1983年始めにかけては約1年である。減衰の初期に減衰時定数が短いのは重力沈降による除去がきいているのではないかと指摘がされている (Hayashida and Iwasaka, 1985)。

4. エアロゾル生成に関する研究

4.1 化学成分の観測

エルチチョン火山の場合、噴火口からでてきたプルーム中の気体の主成分は H_2O であった。 H_2S 400ppbv に対し、 SO_2 は100 ppbv 以下と報告されている。(Korta *et al.*, 1983) しかし、 H_2S は、速やかに酸化されて SO_2 となったと考えられている。成層圏での粒子化の過程を考える上では、 SO_2 が注入されたと考えてもおおよそ間違いではないであろう。

成層圏に注入された SO_2 の見積りについて、いくつかの研究結果を第2表にまとめた。このうち、Evans and Kerr (1983) は Brewer ozone spectrometer で地上からと、飛行機から、 SO_2 の気柱当たりの量を測定

し、全球的な量を推定している (第3図)。ただし、彼らの観測した時期は噴化後約1か月を経過した1982年4月末から5月にかけてであり、 SO_2 の一部は、すでにエアロゾルに変換されていた可能性もある。Krueger (1983)は、NIMBUS 7 搭載の TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) の312.5 nm と 317.5 nm のバンドにみられた SO_2 の強い吸収を用いて SO_2 の量を推定した。Heath *et al.* (1983) は同様に SBUV のデータから SO_2 の量を見積っており、Krueger (1983) の求めた値とほぼ同様の結果を得たとしている。Krueger (1983) や Heath *et al.* (1982) の見積った量は第2表に見られるとおり、他の研究者の値より低い³⁾、観測した1982年4月の時点ではまだ SO_2 にならず、 H_2S として成層圏に存在していた可能性もある。ただし、 H_2S から SO_2 への変換は非常に速いと考えられるので、inversion の方法に問題があるのかもしれない。

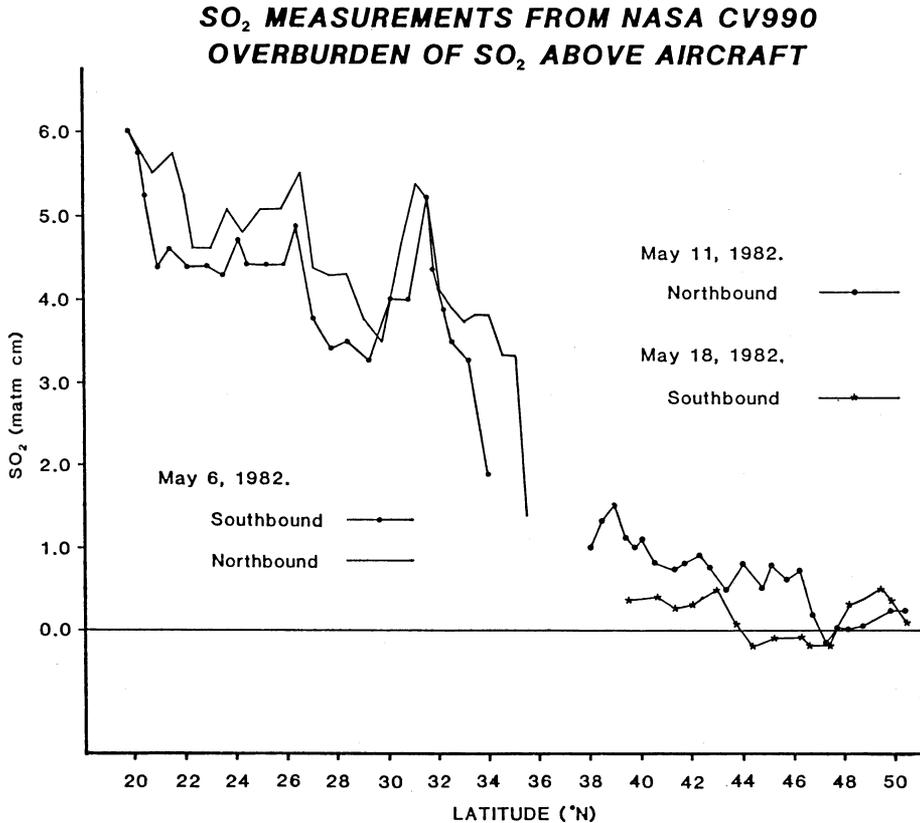
また、Mroz *et al.* (1983) は成層圏でのサルフェイトの量を飛行機と気球を用いて観測した。飛行機では赤道から北緯75度まで12.2~19.2 km までの4高度で測定した。気球では10~30 km の領域を(33°N, 106.15°W) で観測した。北緯33度で5月12日に高度22.5 km で最

第2表 エルチチョン火山噴火によって成層圏に注入された SO₂ 量の推定値

SO ₂ 総量 (Tg: メガトン)	方 法	観 測 日	文 献
3.3	TOMS	1982/4/6	Krueger (1983)
1.9-3.6	SBUV	1982/4/15	Heath <i>et al.</i> (1983)
13.4	Brewer Specorometer	1982/4/25-5/8	Evans and Kerr (1983)
5.1 *7.6 (sulfate)	直接採集	(注 1)	Mroz (1983)
13 *20 (エアロゾル)	気球搭載・光散乱方式粒子計数装置	(注 2)	Hofmann and Rosen (1983)

注 1 噴火による注入量の推定

注 2 噴火後45日後の量を推定



第3図 1982年5月に飛行機 (CV 990) 搭載の分光器で観測された SO₂ の気柱量.
(Evans and Kerr, 1983)

第3表 過去200年の歴史的火山噴火の特徴 (Rampino and Self, 1984)

Eruption	VEI	Volume of magma erupted (km ³)	Eruption column height (km) (c = calculated o = observed)	Stratospheric H ₂ SO ₄ aerosols (g) (from optical depth)	Stratospheric H ₂ SO ₄ aerosols (g) (from ice-core acidity)	H ₂ SO ₄ yield (g) (from inclusion analysis)	Northern Hemisphere ΔT (°C)
Tambora (8° S) 1815	7	≥50	>40 (c)	2×10 ¹⁴	1.5×10 ¹⁴	5×10 ¹³	-0.4 to -0.7
Krakatau (6° S) 1883	6	≥10	>40 (c)	5×10 ¹³	5.5×10 ¹³	3×10 ¹²	-0.3
Santa Maria (15° N) 1902†	6	~9	>30 (c, o)	≤2×10 ¹³	≤2×10 ¹³	—	-0.4
Katmai (58° N) 1912	6	15	>27 (c)	≤2×10 ¹³	≤3×10 ¹³	—	-0.2
Mt St Helens (46° N) 1980	5	0.35	22 (o)	~3×10 ¹¹	—	8×10 ¹⁰	0 to -0.1
Agung (8° S) 1963	4	0.3 to 0.6	>18 (c) 13 (o)	1-2×10 ¹³	‡	3×10 ¹²	-0.3
El Chichón (17° N) 1982	4	0.3 to 0.35	26 (o)	1-2×10 ¹³	—	7×10 ¹⁰	-0.4 to -0.6
Laki (64° N) 1783	4	0.3 (tephra) 12.3 (lava)	?	—	≤1×10 ¹⁴	9×10 ¹³	~-1.0

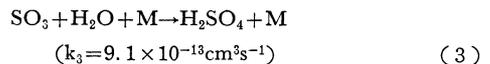
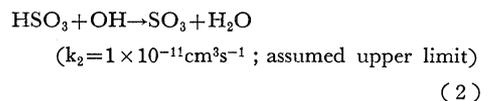
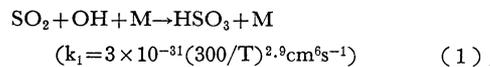
高 133 ppbm を観測し、8 月にも 23.5 km で 75 ppbm を観測している。第 2 表に示した値は、1982年10月までの観の値測減衰から噴火直後のサルフェイトの量を SO₂ に換算した値を示した。第 2 表に、あわせて、Hofmann and Rosen (1983) が推定した値を示した。Hofmann and Rosen (1983) は米国 Wyoming で、気球に optical counter を搭載してエアロゾルの数密度を測定した結果をもとに全球的なエアロゾル量を見積っている。エアロゾルを75%硫酸としたときの SO₂ の値を示している。

第 3 表は過去 200 年間の主な火山活動と、その時の噴出されたマグマの量ならびに成層圏で増加した硫酸エアロゾルの量を示したものである。(Rampino and Self, 1984)。1963年のアグン火山にしろ、1982年のエルチチョン火山噴火にしろ、噴出したマグマの量は 0.3~0.6 km³ と少なく、歴史的な火山噴火と比較するとむしろ小規模ともいえる。しかし、少ないマグマの放出量の割には効率よく硫黄ガスを成層圏に注入し、多量のエアロゾルを成層圏にもたらしている。エルチチョンの場合、硫黄ガスの起源として CaSO₄ 等が考えられてはいるがまだ明らかではない。注目すべきなのは火山噴火としてはさほど大規模ではない噴火であっても、気候影響としては重要になりうるということである。同じことは1982年1月に発見されている起源不詳の成層圏エアロゾルの増加現象—mysterious cloud と呼ばれた—にもあてはまるかもしれない。これまでも比較的小規模であっても大気への影響が無視できない火山噴火があったかもしれない。これまでバックグラウンドのエアロゾルは火山以外の起源と考えられてきたが、第 2 節でも述べたように、

火山噴化の影響について、再検討をする必要があるだろう。

4.2 二酸化イオウの酸化過程についての問題点

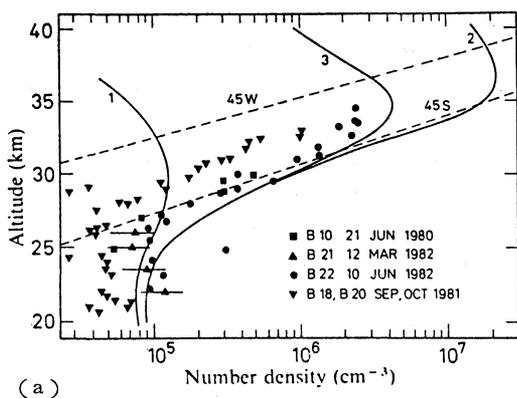
これまでの研究からは、SO₂ から H₂SO₄ へ至る過程は次のように考えられている。



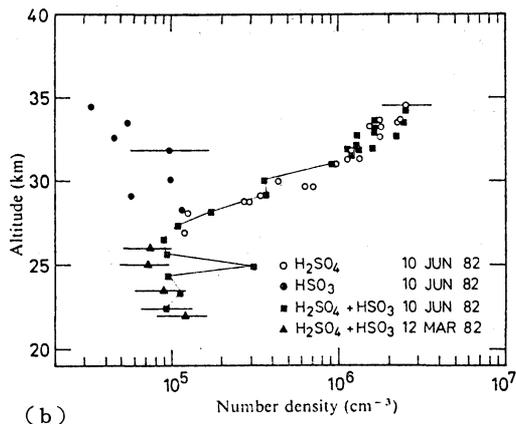
先に紹介した Turco *et al.* (1979) のモデルでは上の反応経路を考えている。エルチチョン火山噴火後の観測結果から、上記の反応経路を修正するいくつかの議論があるので、以下に紹介する。

西ドイツのマックスプランク研究所の Arnold らのグループは、PACIMS (Passive Chemical Ionization Mass Spectrometry) とよばれる質量分析器を気球に搭載し [H₂SO₄+HSO₃], [H₂SO₄], [HSO₃] を測定した (Arnold and Bührke, 1983; Qui and Arnold, 1984)。第 4 図(a) に [H₂SO₄+HSO₃] の測定結果、第 4 図(b) に [H₂SO₄] と [HSO₃] の比較を示した。[H₂SO₄+HSO₃] は1981年9月、10月に比べ、1982年6月には増加している。ここで1982年3月にも 27 km 以下で増加しているのは、1981年の Alaid や1982年の未確認の火山噴火 (mysterious cloud とよばれている) の影響があったからだとして述べている。

Qui and Arnold (1984) は第 4 図の結果をもとに、



(a)



(b)

第4図(a) 測定された $[H_2SO_4]$ (1980, 1981), $[H_2SO_4+HSO_3]$ (1982). 実線は Turco *et al.* (1979) のモデルで: 1. エアロゾルからの蒸発を考慮しなかった場合, 2. エアロゾルからの蒸発を考慮した場合, 3. meteoric dust による H_2S の heterogeneous removal を含めたとき. 破線に H_2SO_4 のエアロゾルに対する飽和濃度を緯度 45° について夏と冬の場合について示した. (Arnold and Bührke, 1983)

第4図(b) 1982年3月12日と6月10日の $[H_2SO_4]$, $[H_2SO_4+HSO_3]$ の測定結果. 横線はエラーを示す.

SO_2 から H_2SO_4 への過程を以下のように議論している.

反応(1)で失われる SO_2 の寿命は, 高度 25 km で約 16日である. そして(1)で生じた HSO_3 の寿命は, 1日程度であろうと見積ることができる. 反応(は3)非常に速く, 0.1秒くらいと考えられている. 最終的にできた H_2SO_4 は, エアロゾルに heterogeneous にとりこまれる. 化学平衡を仮定すると次のような関係が導ける.

$$\begin{aligned} [HSO_3]/[SO_2] &= k_1[M][OH]/k_2[OH] \\ &= k_1[M]/k_2 \end{aligned} \quad (4)$$

$$[H_2SO_4]/[HSO_3] = k_2[OH] \times \tau_a \quad (5)$$

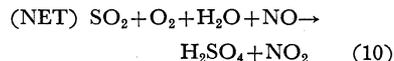
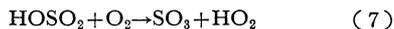
ここで τ_a は H_2SO_4 のエアロゾルにとりこまれるまでの寿命である. ただし, ここで衝突によってエアロゾルにとりこまれる効率を1と仮定してある.

火山噴火の影響の小さいときは(5)の右辺は0.5となり常に $[H_2SO_4]$ のほうが $[HSO_3]$ より少ないことになる. また火山噴火で SO_2 が増加すると式(4)より $[HSO_3]$ は増加する. その結果, $[H_2SO_4]$ もまた増加するが, エアロゾルの増加に伴い, τ_a が減少するので, $[H_2SO_4]/[HSO_3]$ は一層小さくなるはずである. ところが観測結果は, 図4に示すように $[H_2SO_4]$ は $[HSO_3]$ よりひと桁大きくなっている. この理由について, 彼らは $[HSO_3]$ が直接エアロゾルに heterogeneous にとりこまれるのではないかと述べている.

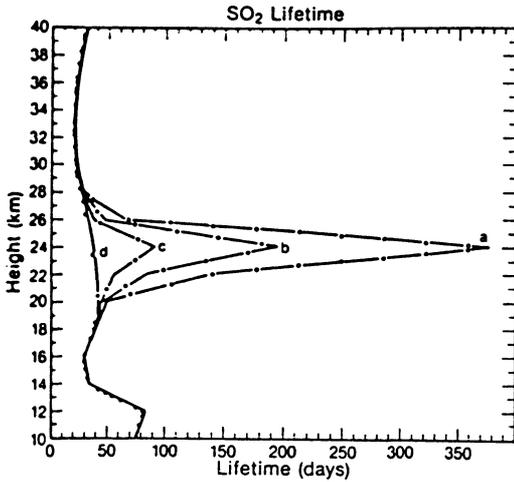
第4図に示したような1982年6月の25 km 付近の高
1988年4月

濃度領域の観測結果をレーザーレーダーなどのエアロゾルの観測結果とを比較すると, 高度がよく対応している. また, 彼らは噴火の2か月あとも SO_2 から H_2SO_4 への変換は引き続き起こっていたと述べている.

一方, これまで考えられてきた反応過程では, SO_2 は OH によって酸化されると考えられているので, 大量の SO_2 が成層圏に注入された場合には OH が減少し, SO_2 の寿命が長くなると考えられてきた (Cadle *et al.*, 1980). HSO_3 から H_2SO_4 への過程はこれまでわかっておらず先述のように Turco *et al.* (1979) の数値モデルでは(1)に続く反応として(2)を考えている. この反応では SO_2 1分子あたり2分子の OH を消費することになり, ますます OH の枯渇を促進することになる. これに対し Stockwell and Clavert (1983) は次のように OH を再生産させる反応経路を提唱している.



McKeen *et al.* (1984) は2次元拡散モデルを用いて求められた, エルチチオン火山噴火後60日後の SO_2 の分布をもとに, 一次元光化学モデルを用いて SO_2 の寿



第5図 SO₂ の 20°N における OH の酸化による寿命。
成層圏に注入された SO₂ の量を a. 5 Mt, b. 2.5 Mt, c. 1 Mt, d. background とした。(McKean et al. 1984)

命を計算した。第5図は計算の結果を示している。曲線 a, b, c, d はそれぞれ、成層圏に注入された SO₂ の量を 5 Mt, 2.5 Mt, 1 Mt とした場合である。d はバックグラウンドの状態を示しているが、OH が SO₂ の酸化によって減少しないような状況、すなわち上記のような、OH の再生産が起こるような場合にも対応している。

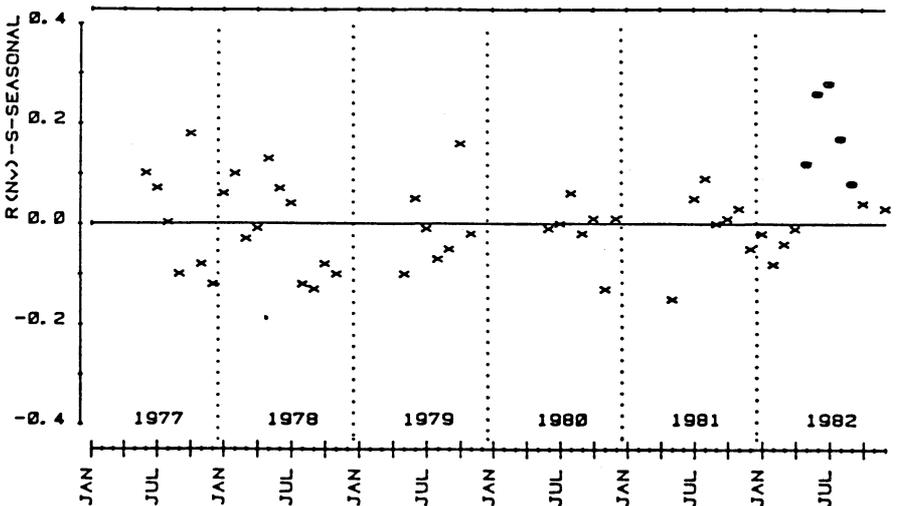
McKean et al. (1984) らは、Heath et al. (1983) ら

の行った SBUV からの SO₂ 量の減衰の推定では24日で1/2になっているとして、このような速い減衰は上記の反応経路によるものだと主張している。この Heath et al. (1983) 以外にも上記の反応を支持する観測事実がある。

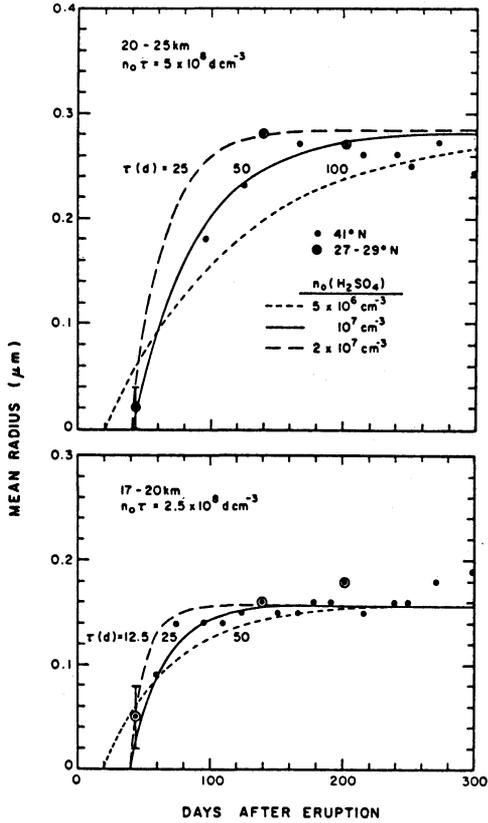
Burnett and Burnett (1984) は分光器 (Pepsios spectrometer) で太陽紫外線の分光を行い、1977年から1982年まで OH の気柱当たり濃度を継続して測定してきた。その結果、気柱当たりの OH が1982年には例年に比べて減少するどころか30%も増加したことを発見したのである。第6図は彼らの観測結果であるが、1982年夏の異常がよくわかる。OH の増加の原因は噴火によって SO₂ と同時に H₂O が大量に成層圏にもたらされたためである可能性があるが、確証はない。しかし、いずれにせよ、OH が減少したという観測結果はでない。OH の測定例は非常に少なく、気柱当たりとはいえ、第6図のような変化がとらえられたのは画期的であろう。OH はエアロゾルを含め大気中微量成分の分布を決める鍵になる物質であり、今後、測定方法の開発が必須であるだろう。この点は測定装置開発に関心のある方に、強く訴えたいと思う。

4.3 粒子成長について

Hofmann and Rosen (1984) は、大気球搭載のオプティカルカウンターで粒径範囲をいくつかに分けて粒子数濃度を測定し、粒径分布を求めた。そして、log-normal fit を行って平均粒径を求めた。平均半径の時間変化を第7図に示した。第7(a)図は高度20~25 km の上の



第6図 紫外線分光による OH の気柱量の季節変化からの偏差。1982年夏の大きな異常値(正)はエルチジョンの影響とおもわれる。(Burnett and Burnett, 1984)



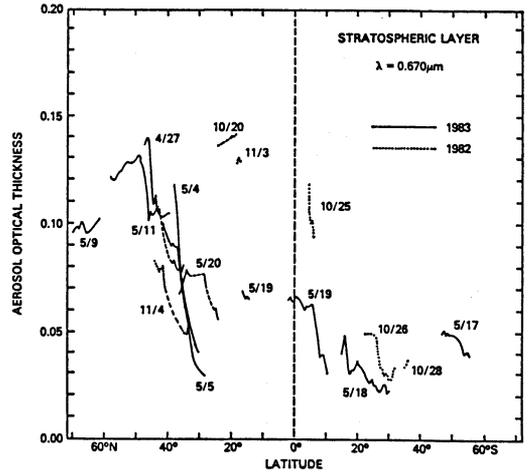
第7図 大気球搭載のオプティカルカウンターで測定した平均粒径の時間変化(黒丸)と計算された平均粒径の時間変化(実線, 破線). n_0 は硫酸蒸気の初期値, τ は硫酸蒸気の寿命. (Hofmann and Rosen, 1984)

エアロゾル層内での平均粒径を, 第7(b)図は高度17~20 km の下のエアロゾル層内でのそれを示している. 平均半径の最初の増加のタイムスケールは上の層で約50日, 下の層で約25日である. この図から見る限り, 粒子の成長は, 最初の数十日で終わっている.

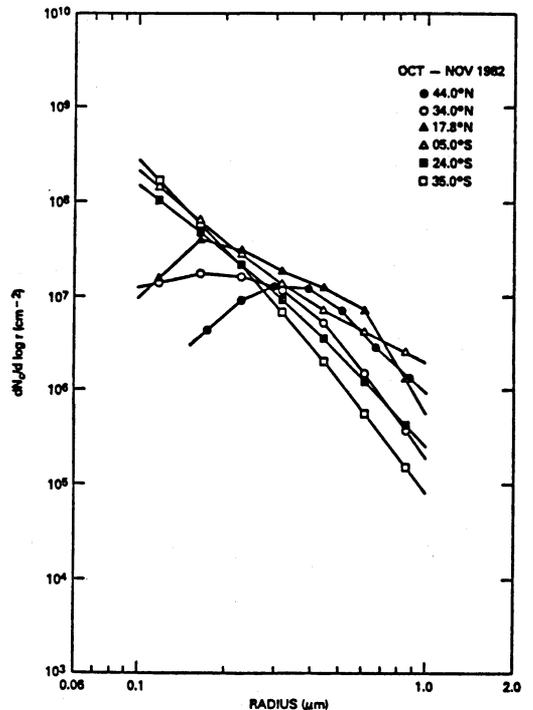
250日以上あとでは, 上層でできた大粒子の重力落下によって上層の平均粒径は小さくなり, 下層の平均粒径は大きくなっていく. 二つの層が一つの層に融合した後は, 平均粒径が約 $0.2 \mu\text{m}$ であり, 平常時と比べてかなり大きくなっている.

飛行機などでの直接採集の結果では $0.2 \mu\text{m}$ モードとともに, もう一つ $0.6 \mu\text{m}$ のモード(sedimentation mode)が測定されている. (Oberbeck et al., 1983; Knollenberg and Huffman, 1983).

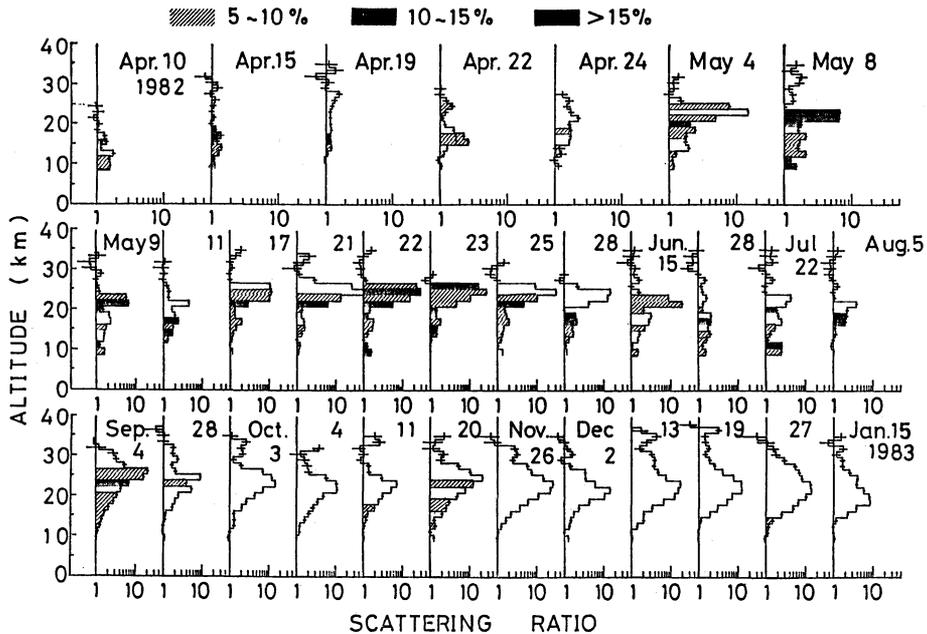
1988年4月



第8図 1982年から1983年にかけての $0.670 \mu\text{m}$ に換算した光学的厚みの緯度分布. 図中の数字は日付を表わす. (Spinhirne and King, 1985)



第9図 1982年10月・11月の $0.440 \mu\text{m}$ から $0.871 \mu\text{m}$ までの光学的厚みの測定から求めた成層圏エアロゾルの気柱当たりの粒径分布. 図中の数字は緯度を示す. (Spinhirne and King, 1985)



第10図 レーザーレーダー ($0.6943 \mu\text{m}$) で観測された偏光解消度. 横軸は散乱比. 陰の部分は偏光解消度の高いところを表している. (Hayashida *et al.*, 1984)

5. エアロゾルの放射収支に及ぼす影響の研究

5.1 光学的性質の観測

Spinherne and King (1985) は多波長の直達日射計を用いて飛行機から日射観測を行い, 光学的厚さと気柱あたりの粒径分布を求めた.

第8図は $0.670 \mu\text{m}$ での光学的厚さの緯度分布を示したものであるが, 光学的厚みが最も大きくなっているのは, 1982年10月の観測では北緯20度付近であり, 1983年5月では北緯50度付近である. このような, 光学的厚みの緯度分布から求められるエアロゾルの緯度分布はレーザーレーダーほかの観測手法による結果と良く一致している.

多波長での日射観測の結果を用いて気柱あたりの粒径分布を求めたところ, 1982年10月・11月には北半球と南半球でエアロゾルの粒径分布は大きく異なっていた. 第9図に北半球と南半球のエアロゾルの粒径分布の違いをしめた. 南半球では, ほぼバックグラウンドに近い分布を示しているのに対し, エアロゾル雲の集中していた北半球低緯度では, $0.25 \mu\text{m}$ 付近の大粒子が増加していることを示している. また, 1983年の5月の観測では北半球の粒径分布はバイモーダルとなっている.

また, ルビーのレーザーレーダーとの比較のために

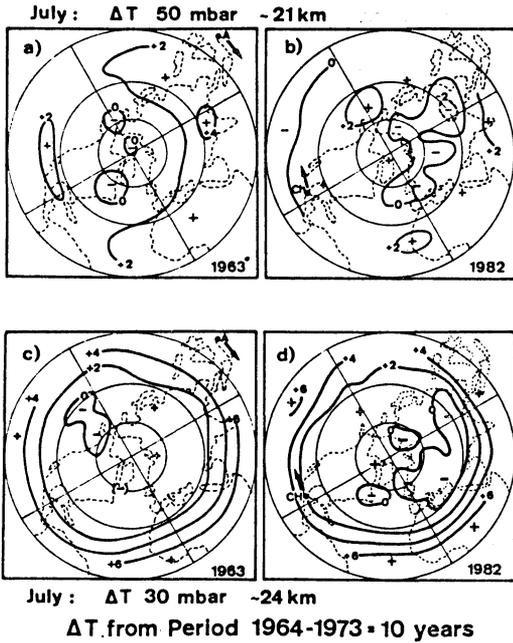
$0.6943 \mu\text{m}$ について消散係数と後方散乱係数の比 (S) を計算すると, 日本上空では1983年の5月に S はおよそ55であった.

5.2 火山灰 (非球形粒子) の存在

火山噴火のあとのエアロゾル中に火山灰がどの程度含まれているかということは, 成層圏での加熱率を決定するうえで Pollack *et al.* (1976) らの指摘のとおり重要な点である.

エルチチョン火山噴火後に, レーザーレーダーで偏光解消度を測定した結果, 非球形粒子が多量に存在していたらしいことがわかった. 第10図はレーザーで測定した偏光解消度と散乱比である (Hayashida *et al.*, 1984).

偏光解消度というのはレーザーレーダーで受信される信号のうち, 射出されたレーザーの偏光面と受信された偏光面との違いを表すパラメーターで, 粒子の非球形性を示すものである. 1982年5月には, 高度20 km 付近のエアロゾル層下部で偏光解消度が20%と高い値を示している. 1982年10月以降では偏光解消度は低くなっている. このような際だった偏光解消度の変化は, 火山噴火で大量に成層圏に吹き上げられた火山灰が重力沈降で除去されたり, 回りに硫酸をつけることで球形に近くなったことが原因であろう. 飛行機などで高度20 km 付近

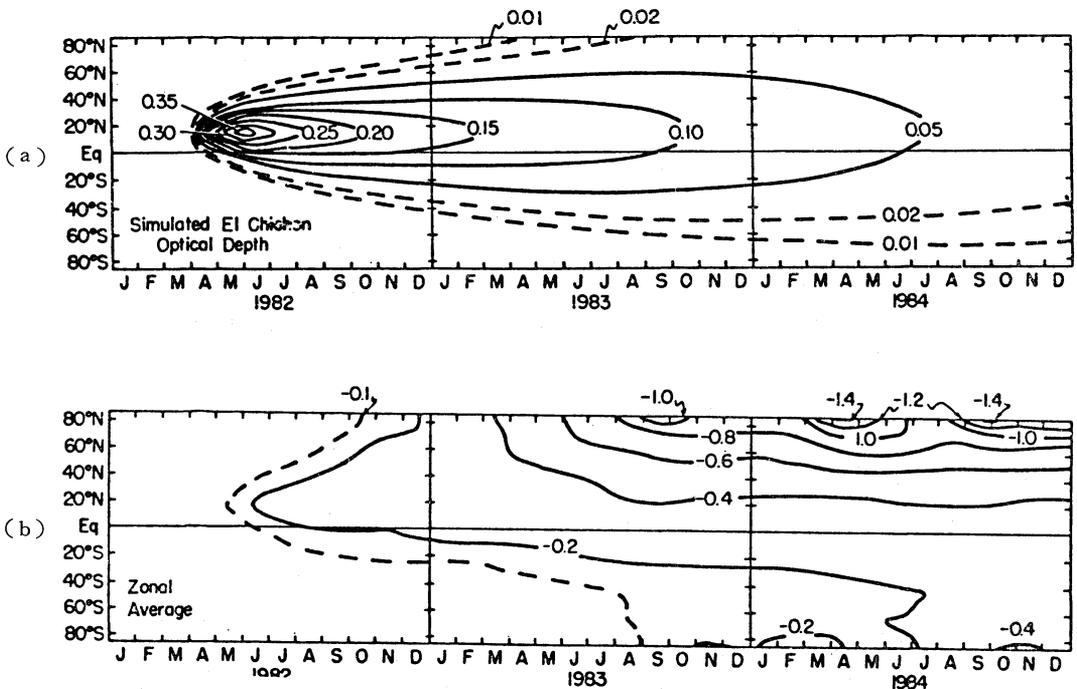


でエアロゾルの直接採集が行われ、火山灰が存在していたことが確かめられている。火山灰は、1982年5月には周囲に硫酸をつけないかたちで存在していたが、1982年10月には周囲に硫酸をつけており、偏光解消度の変化とよく一致している。

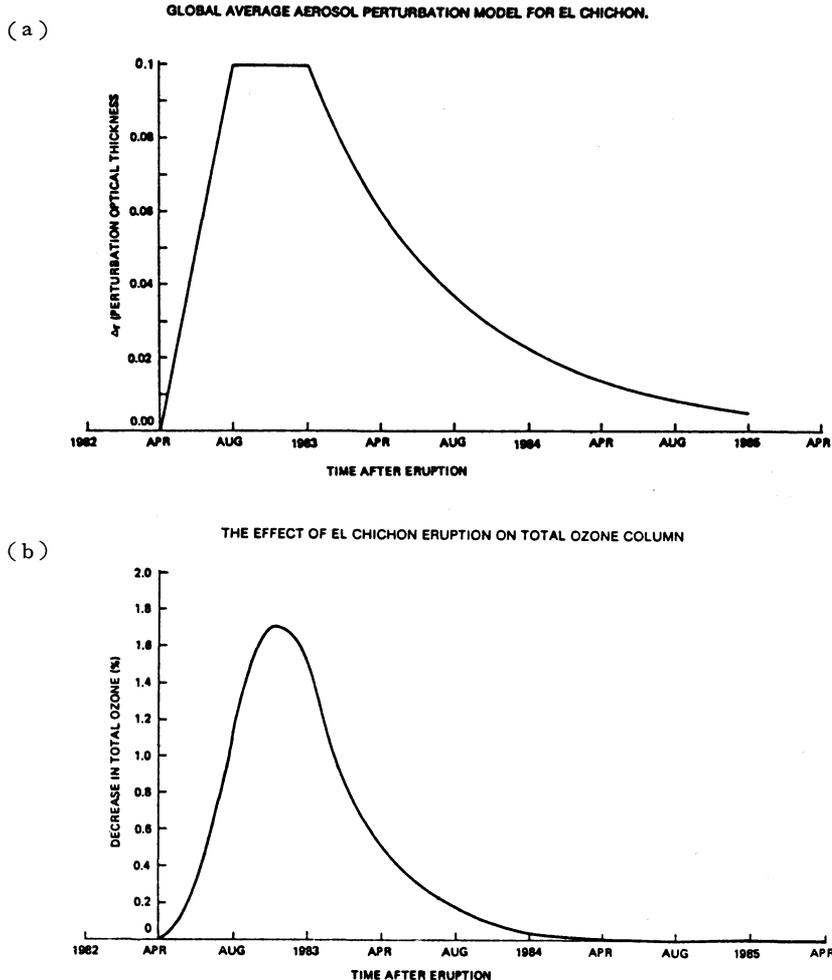
5.3 日射、気温に及ぼす影響について

Swissler *et al.* (1983) や Dutton and Deluisi (1983) によると、1982年10月から12月にかけて北緯 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ あたりで光学的厚みは最大で約0.15である。日本では太陽の直達日射が20%減少したと報告された(山内, 1983)が、散乱日射量の増加で打ち消され、全天日射の減少はごくわずかであった。同様の観測はアラスカのフェイバックスでも観測され(Wendler, 1984)、直達日射は24.8%減少、全天日射の減少は5%であった。

第11図 a) 1963年7月の気温の10年平均(1964-1973)からの偏差($^{\circ}C$)。 (この年はアグン火山噴火の年である。) 以下、b) 50 mb, 1982年7月, c) 30 mb, 1963年7月, d) 30 mb, 1982年7月 (Labitzke and Naujokat, 1983)



第12図 エルチチョン噴火後の光学的厚さを(a)のように仮定したときの気温変化のシミュレーション(b) (Robock, 1984).



第13図 エアロゾルの散乱効果を考慮したときのオゾン量の減少を一次元モデルで計算した結果。(a) 仮定された光学的厚みの時間変化。(b) エアロゾルの散乱を考慮したときのオゾンの減少量。(Vupputuri and Blanchet, 1984)

また1982年の成層圏の気温成層圏の気温のデータを解析してエルチチョン火山噴火の影響を調べた研究から、エアロゾル層の存在していた30 mb, 50 mb 高度でのQBOの影響をさしひいても1~3°Cの温度上昇が認められた(Quiroz, 1983). Labitzke and Naujokat(1983)によれば、18年間の平均温度からの温度上昇は30 mb 高度では、熱帯(10°N)で6°Cであり、アグン火山の噴火時と同程度である(第11図)。Parker and Brownscombe(1983)も同様に30 mbの気温上昇を報告している。対流圏の気温についても Angell and Korshover

(1984)によって解析されている。対流圏温度はアグン火山噴火のあとでは下降傾向にあったが、エルチチョン噴火のあとでは上昇傾向であった。北半球の地上気温はアグン噴火後1年間に0.34°C 下降したがエルチチョン噴火後1年間では0.37°C 上昇であった。エルチチョン噴火後の気温上昇は、1982/83年に起こった大規模なエルニーニョ現象が主な原因と考えられる。従って、エルチチョン噴火の効果を分離して考えることはできないが、10°N~30°Nの対流圏の気温についてエルニーニョが起こるまえにわずかに下降の傾向が認められている。こ

のような解析結果から地上気温変動に及ぼす効果はエルチチョン噴火より、エルニーニョのほうが上回っていることがわかる。一方、エルチチョン火山の噴火が大規模なエルニーニョの原因となったという説もある (Handler, 1984; Hirono, 1985)。この点については広野先生の学会賞記念講演が天気に掲載されている (広野, 1985) のでここでは省略する。

また、エアロゾルの気温分布に与える影響についての数値計算には Robock (1984) などがある。海洋の影響も含めた放射収支バランスモデルで計算した結果では、表面温度が北半球平均では最大 0.5° 、全半球でも 0.4° 下降すると予想されている。第12図は計算に用いられた光学的厚みの時間空間変化のモデルと計算結果の一例である。

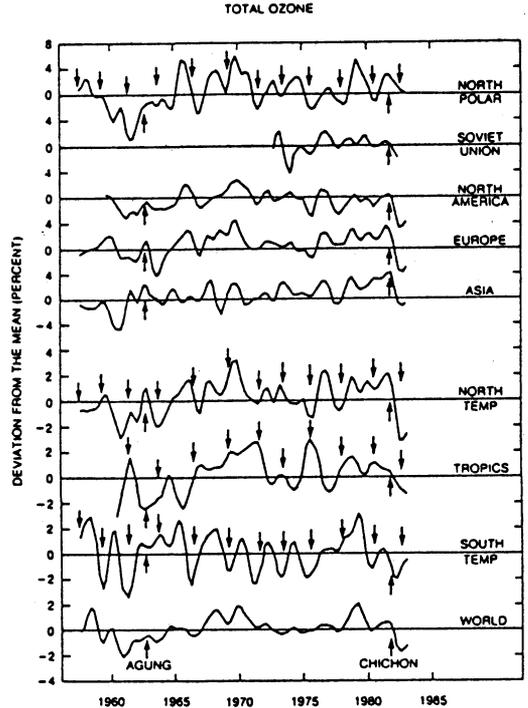
6. オゾンとの関係について

エアロゾルがオゾン濃度に影響を与えるのではないかということは Cadle *et al.* (1974) などに指摘されてきた。当時はオゾンがエアロゾルの表面で解離する heterogeneous reaction が考えられたが、この反応速度は非常に遅いことがわかってその後あまり顧みられなかった。ところが、南極オゾンホールに関連して南極上空に冬出現する非常に濃いエアロゾル層 (Polar Stratospheric Cloud) の表面での ClNO_x の解離が問題にされるようになり、再び heterogeneous reaction が注目を集めている (Solomon *et al.*, 1986)。この反応の詳細については、小川、柴崎 (1987) の解説が天気7月号に掲載されているので参照されたい。

heterogeneous reaction 以外にもエアロゾルがオゾン破壊する過程が考えられている。Fiocco *et al.* (1980) はエアロゾルによって紫外線が散乱されて光路長が長くなり、オゾンの光解離定数が増加してオゾンが減少すると提唱した。この過程をエルチチョン火山の場合にあてはめて数値シミュレーションをおこなったのが Yamamura *et al.* (1983) と Vupputuri and Blanchet (1984) である。

第13(b)図に Vupputuri and Blanchet (1984) が一次元モデルで計算したオゾン全量の減少率を示した。第13(a)図に計算に用いたエアロゾル量の時間変化を光学的厚みで示した。オゾン全量は最大で1.7%の減少率となっている。

このようにエアロゾルとオゾンの関係は、理論的には考えられてきたが、観測からはいままでは、はっきりした



第14図 オゾン全量の変化。下向き矢印は、QBOの50 mbでの西風の最大値の時期を示している。(Angell *et al.*, 1985)

対応が見いだされなかった。ところが、エルチチョン火山噴火のあと、オゾンの減少が観測値の解析から発見されている。Angell *et al.* (1985) は1982年から1983年にかけてオゾン量の減少を示している (第14図)。この原因について Angell らは、はっきりとエアロゾルの影響だとは述べていない。しかし、Mantis *et al.* (1986) や Dutsch (1985) の解析にれば、明らかにエアロゾルの増加とオゾンの減少の時期は一致しており、高度領域も対応している。エルチチョン噴火による火山性エアロゾルがオゾンになんらかのかたちで影響したとみるのが妥当のようである。ただし、上記のような過程のほかはまだ考えるべきことがあるのかもしれない。例えば、南極オゾンホールの説明にもエルチチョン火山起源のエアロゾルが上昇流を強めたという指摘があり (Tung *et al.*, 1986)、エアロゾルによる大気の運動への効果も考慮していく必要があるだろう。

エルチチョン火山噴火の影響は南極成層圏でも観測されており、南極オゾンホール、ならびに中低緯度でのオゾン減少傾向に関連して、エアロゾルとオゾンの関係が

今後面白い研究テーマになりそうである。

7. おわりに

この解説を書いたきっかけは、自分の知識の整理のためでしたが、エルチチョン噴火の文献をたずねてこられた方も多かったので、文献整理の意味もかねてまとめました。参考文献のリストは役立てていただけたと思います。

なお、本稿完成間近になって、Hoffmann (1987) のレビューがでたので、期せずして重複したところがあります。興味のある方にはこのレビューも御一読をお勧めします。

文 献

- Angell, J.K. and J. Korshover, 1984: Comparison of tropospheric temperatures following Agung and El Chichón volcanic eruptions. *Month. Weath. Rev.*, 112, 1457-1463.
- Angell, J.K., J. Korshover, and W.G. Planet, 1985: Ground-based and satellite evidence for a pronounced total-ozone minimum in early 1983 and responsible atmospheric layers. *Month. Weather Rev.*, 113, 641-646.
- Arnold, F. and Th. Bührke, 1983: New H₂SO₄ and HSO₃ vapour measurements in the stratosphere-evidence for a volcanic influence. *Nature*, 301, 293-295.
- Burnett, C.R. and E.B. Burnett, 1984: Observational results on the vertical column abundance of atmospheric hydroxyl: descriptions of its seasonal behaviour 1977-1982 and of the 1982 El Chichón perturbation. *J. Geophys. Res.*, 89, 9603-9611.
- Cadle, R.D., P. Crutzen and D. Ehhalt, 1975: Heterogeneous chemical reactions in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 80, 3381-3385.
- Cadle, R.D., 1980: Some effects of the emissions of explosive volcanoes on the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 4495-4498.
- Dutton, E. and J. Deluisi, 1982: Spectral extinction of direct solar radiation by the El Chichón cloud during December. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1013-1016.
- Dütsch, H.U.: 1985: Total ozone trend in the light of ozone sounding, the impact of El Chichón. *Atmospheric Ozone*. Ed. C.S. Zerefos and A. Ghazi, 263-268.
- Evans, W.F.J., and J.B. Kerr, 1983: Estimates of the amount of sulfur dioxide injected into the stratosphere by the explosive volcanic eruptions.: El Chichón, mystery volcano, Mt. St. Helens. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1049-1051.
- Fiocco, G., A. Mugnai, and W. Forlizzi, 1978: *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 949-961.
- Grüner, P. and H. Kleinert, 1927: *Die Dämmerung serscheinungen in Probleme der Kosmische Physik*, Bd. X, Hamburg, Henri Grand.
- Handler, P. 1984: Possible association of stratospheric aerosols and El Niño type event. *Geophys. Res. Lett.*, 11: 1121-1124.
- Hayashida, S. and Y. Iwasaka, 1985: On the long term variation of stratospheric aerosol content after the eruption of volcano El Chichón: lidar measurements at Nagoya, Japan 1985. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 465-473.
- Hayashida, S., A. Kobayashi, and Y. Iwasaka, 1984: Lidar measurements of stratospheric aerosol content and depolarization ratio after the eruption of El Chichón volcano: measurements at Nagoya, Japan. *Geof. Int.*, 23-2, 277-288.
- Heath, D.F., B.N. Schlesinger and H. Park, 1983: Spectral changes in the ultraviolet absorption and scattering properties of the atmosphere associated with the eruption of El Chichón: Stratospheric SO₂ budget and decay. *EOS*, 64, 197.
- 広野 求和, 1985: 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, *天気* 32, 1985.
- Hirono, M. and T. Shibata, 1983: Enormous increase of stratospheric aerosols over Fukuoka due to volcanic eruption of El Chichón in 1982. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 152-154.
- Hirono, M., T. Shibata, M., Fujiwara and N. Fujiwara, 1984: Enormous increase of volcanic clouds in the stratosphere over Fukuoka after April 1982., *Geof. Int.*, 23-2, 259-276.
- Hirono, M., T. Shibata and M. Fujiwara, 1985: A possible relationship of volcanic aerosol variations with El Niño southern oscillations-lidar observation of volcanic aerosols in the atmosphere. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 63, 303-310.
- Hofmann, D.J. and J.M. Rosen, 1983: Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic eruption of El Chichón. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 313-316.
- Hofmann, D.J., and J.M. Rosen, 1984: On the temporal variation of stratospheric aerosol size and mass during the first 18 months following the 1982 eruptions of El Chichón. *J. Geophys. Res.*, 89, 4883-4890.
- Hofmann, D.J., 1987: Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichón volcanic eruption of 1982, *Reviews of Geophys.*, 25, 743-759.

- Iwasaka, Y., S. Hayashida, and A. Ono, 1983: Increasing backscattered light from the stratospheric aerosol layer after Mt. El Chichón, laser radar measurements at Nagoya (35N, 137 E). *Geophys. Res. Lett.*, 10, 440-442.
- Junge, C.E., C.W. Chang, and J.E. Manson, 1961: Stratospheric aerosols. *J. Meteor.*, 18, 81-108.
- Knollenberg, R.G., and D. Huffman, 1983: Measurements of the aerosol size distribution in the El Chichón cloud. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1025-1028.
- Korta, J.P., D.L. Finnegan, W.H. Zoller, M.A. Hart and J.L. Moyers, 1983: *Science*, 222, 1018-1021.
- Krueger, A.J., 1983: Sighting of El Chichón sulfur dioxide clouds with the NIMBUS 7 total ozone mapping spectrometer. *Science*, 220, 1377-1379.
- Labitzke, K. and B. Naujokat, 1983: On the variability and on trends of the temperature in the middle stratosphere. *Cont. Atmos. Phys.*, 56, 495-507.
- McKeen, S.A., S.C. Liu, and C.S. Kiang, 1984: On the chemistry of stratospheric SO₂ from volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, 89, 4873-4881.
- Mantis, H.T., C.S. Zwrefos, A. Basis, I. Ziomas, and A. Kelessis, 1986: *Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. B*, 36, 135-145.
- Matson, M. and A. Robock, 1984: Satellite detection of the 1982 El Chichón eruption and stratospheric dust cloud. *Geof. Int.* 23-2, 117-128.
- McCormick, M.P. and T.J. Swisler, 1983: Stratospheric aerosol mass and latitudinal distribution of the El Chichón eruption cloud for October. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 877-880.
- McCormick, M.P., T.J. Swisler, W.H. Fuller, W.H. Hunt and M.T. Osborn, 1984: Airborne and ground-based lidar measurements of the El Chichón stratospheric aerosol from 90°N to 56°S. *Geof. Int.*, 23-2, 187-221.
- Mroz, E.J., A.S. Mason, and W.A. Sedlacek, 1983: Stratospheric sulfate from El Chichón and the mystery volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 873-876.
- Oberbeck, V.R., E.F. Danielsen, K.G. Snetsinger, G.V. Ferry, W. Fong, and D.M. Hayes, 1983: Effect of the eruption of El Chichón on stratospheric aerosol size and composition. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1021-1024.
- 小川利敏, 柴崎和夫 1987: オゾンの南極域春季減少—オゾンホール, *天気*, 34, 431-440.
- Parker, D.E. and J.L. Brownscombe, 1983: Stratospheric warming following the El Chichón volcanic eruption. *Nature*, 301, 406-408.
- Pollack, J.B., O.B. Toon, C. Sagan, A. Summers, B. Baldwin and W.V. Camp, 1976: Volcanic explosions and climatic change: A theoretical assessment. *J. Geophys. Res.*, 81, 1071-1083.
- Pollack, J.B., O.B. Toon, E.F. Danielsen, D.J. Hofmann and J.M. Rosen, 1983: The El Chichón volcanic cloud: An introduction. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 989-992.
- Qui, S. and F. Arnold, 1984: Stratospheric in situ measurements of H₂SO₄ and HSO₃ vapors during a volcanically active period. *Planet. Space Sci.*, 32, 87-95.
- Quiroz, R.S. 1983: The isolation of stratospheric temperature change due to the El Chichón volcanic eruption from nonvolcanic signals. *J. Geophys. Res.* 88, 6773-6780.
- Rampino, M.R. and S. Self, 1984: Sulfur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols. *Nature*, 310, 677-679.
- Robock, A. 1984: Climate model simulations of the effects of the El Chichón eruption. *Geof. Int.* 23-3, 403-414.
- Smithsonian Event Alert Network Bulletin, 1982: Smithsonian Institution.
- Shibata, T., M. Fujiwara, and M. Hirono, 1984: El Chichón volcanic cloud in the stratosphere: lidar observation at Fukuoka and numerical simulation. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1121-1146.
- Solomon, S., R.R. Garcia, F.S. Rawland and D.J. Wuebbles, 1986: On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*, 321, 755-758.
- Spinhirne, J.D. and M.D. King, 1985: Latitudinal variation of spectral optical thickness and columnar size distribution of the El Chichón stratospheric aerosol layer. *J. Geophys. Res.*, 90, 10607-10619.
- Stockwell, W.R. and J.G. Calvert, 1983: The mechanism of the HO-SO₂ reaction. *Atmos. Environ.*, 17, 2231-2235.
- Strong, A.E. 1984: Monitoring El Chichón aerosol distribution using NOAA-7 satellite AVHRR sea surface temperature observations. *Geof. Int.*, 23-2, 129-141.
- Swisler, T.J., M.P. McCormick, and J.D. Spinhirne, 1983: El Chichón eruption cloud: Comparison of lidar and optical thickness measurements for October 1982. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 885-888.
- Tung, K-K, M.K.W. Ko, J.M. Rodriguez and N.D. Sze, 1986: Are Antarctic ozone variations a manifestation of dynamic or chemistry? *Nature*, 321, 755-758.

- ture, 322, 811-814.
- Turco, R.P., P. Hamill, O.B. Toon, R.C. Whitten, and C.S. Kiang, 1979: A one dimensional model describing aerosol formation and evolution in the stratosphere: I. Physical processes and mathematical analogs. *J. Atmos. Sci.*, 36, 699-717.
- Uchino, O., 1985: On dispersion processes of the El Chichón dust particles in the lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 288-293.
- Vupputuri, R.K.R. and J.P. Blanchet, 1984: The possible effects of El Chichón eruption on atmospheric thermal chemical structure and surface climate.
- Wendler, G. 1984: Effects of the El Chichón volcanic cloud on solar radiation received at Fairbanks, Alaska, *Bull. American Meteor. Soc.*, 65, 216-218.
- Yamamura, H., M. Hirono, O. Uchino, and M. Maeda, 1983: Effects of aerosol scattered radiation on minor atmospheric species concentrations in a one-dimensional model. *Memoirs Nat. Inst. Polar Res.*, 29, 201-202.
- 山内豊太郎, 1983: 日射量が減った?!—エルチチヨン噴火と大気混濁度. *気象*, 27, 7184-7187.

第14期日本学術会議の会員候補者選挙について

日本気象学会では、会員候補者として浅井富雄会員、樋口敬二会員の2名を、推薦人として山元龍三郎会員、関口理郎会員、松野太郎会員の3名を選考し、日本学術会議に届け出ました。

会員候補者2名については、日本学術会議会員推薦管理会より資格認定されたとの通知が3月18日付で日本気象学会理事長宛てにありました。推薦人については直接上記管理会より通知が出されます。

気象研究ノート 第161号

——気象予測の検証と評価—— (1988年2月)

菊地原英和

目次

1. 序論
2. 量的予測の検証と評価及び一般的注意事項
3. 2カテゴリー予測の検証と評価
4. 多カテゴリー予測の検証と評価
5. 確率予測の検証と評価
6. 経済価値から見た予測の検証と評価

配布価格

通常会員 2,480円 定期購読会員 1,815円 団体会員 3,150円 会員外 3,540円
