

## 火山噴火と気候

岩 坂 泰 信\*

火山噴火が時として気候に影響を与えることは今では良く知られている。今日では、そのプロセスは極めて複合の度合いの高いものであるとの認識が一般化しており、気象学の諸分野はもちろんのこと、海洋物理、海洋生物、地質学など広い分野を視野に入れた研究が行われている。しかし、日本においては、ときどきは研究者の関心と呼ぶものの、総じて関心が低いように感じられる。

火山国でありながら何故こうなのであるかと考えてみたが、よくわからない。火山国であるがゆえに火山の直接的な被害が大きくそのために、どちらかと言えば間接的な影響ともいえる気候影響に関心が向かなかったのかもしれない。

規模の大きな火山噴火が地球規模で気候に影響を及ぼすとの考えは広く受け入れられており、‘火山噴火の規模の大きさ’と‘気候に与える影響の大きさ’との関係が分かりやすい形で見ることが出来るのなら好都合という（今から考えれば）虫のよい考えは昔からあったようだ。しかし、そうは問屋がおろさないというのが世の常である。素人が考えて見ても、火山噴火の規模を考える時にはまずもって直接的な被害（人的被害の他、溶岩流や山崩れ等による家屋・建造物の崩壊、山火事、火山灰の飛散・降塵による交通・運輸体系の混乱や田畑への被害など）に対する緊急度の高い対策のためにそれらが決められることが多いと思われる。であるので、そのようにして考え出された火山噴火の規模の指標を気候変動と結びつけて議論するのは無謀な試みとせねばならない。

しかし、火山の気候への影響を考えるのに都合のよい火山噴火の格付けがあればそれはそれで好都合というものであり、できることなら比較的昔から観測されて来た火山の規模といろいろな手法で復元されている過去の気候変動の様子とを比べてみたくなるのは人情であろう。ということで、いくつかの指標を吟味した研究が比較的最近も出ている (Robock 2000)。

一方で、火山噴火がもたらす気候影響という事件の表現も、冷夏の出現という言葉に代表されるような総括的で分析の対象とするには骨の折れるような表現ばかりでなく、いろいろなプロセスが見やすい内容表現がなされる場合も出てきている。火山噴火規模を示す指標と地球の平均気温の変動を直接対比しあれこれを議論するものばかりでなく、その地域差を見たり、成層圏エアロゾルの量を見たり、成層圏オゾン量を見たり、と多様なアプローチが試みられている。

そのような研究の流れを作った仕事は、

- ・大規模な火山噴火は成層圏まで噴煙が到達しているらしい
- ・その噴煙は何年にもわたって成層圏に漂っているらしい
- ・噴煙の化学組成は火山灰ではなく硫黄酸化物かもしれない

などの可能性を示唆する1960年代後半から1980年代に行われた一連の観測研究であったろう。

大きな火山噴火があった後、しばしば異常に赤い夕焼けが続いたり、その様な夕焼けが見える地域が急速に東西方向へあるいは少しずつ南北方向へ広がってゆく現象は古くから知られていたようである。1960年代の成層圏エアロゾルに関する論文を見ると1927年に刊行された文献 (Gruner and Kleinert 1927) を引用してそのようなことが科学的考察の対象となっていたこ

\* Yasunobu IWASAKA, 滋賀県立大学.

iwasaka@mti.biglobe.ne.jp

© 2013 日本気象学会

とを指摘しているものがいくつかある。ここまでさかのぼって論文に当たることはできないので当時の科学的関心事がどのようなものであったかについて議論はしないが、薄明時の条件を生かして上層大気的光学的変化を考察したもののである。

1974年にフエゴ (Mt. Fuego) 火山が大噴火をおこした。筆者は、この火山噴火こそ現代的な意味での火山噴火とその気候影響に関する研究のきっかけを与えてくれた事件だと考えている。フエゴ火山は、グアテマラの活火山でありしばしば小規模の噴火を起こしている。この火山が1974年の10月に大噴火をおこし、多量の噴煙を成層圏まで噴き上げたのである。この時代、1960年代後半から試み始めた成層圏の観測がようやく本格化し始めており、アメリカはオーストラリアと組んで気球や航空機を使った成層圏の大気組成の観測を本格化させたところであった。また、日本、ヨーロッパ、アメリカでは競うようにしてライダーによる大気観測が始まった時期でもあった。観測対象と観測手段がそろって登場したようなものである。

火山雲 (粒) の化学的な性状を知るには直接採集した試料の観察に頼るのが最も確かなやり方であるのは昔も今も変わらない。成層圏高度の大気試料の直接採集法については様々な技術的課題があるが、なかでも「成層圏の大気環境と地上のそれが大きく異なる」ことから生じる問題は、今でも観測者を悩ませている問題である。採集装置は地上で作り、気球や航空機で上空に運ぶ。この当たり前の作業の中で最も難しいのは、地上の汚れを上空まで持ってゆかないことなのである。オゾンのように、どちらかと言えば地上よりも成層圏で濃度が高いものはまだ観測技術上の問題は少ない。水蒸気のようなものになると、地上大気中には多量に存在しているために測定器そのものが (そのような条件と平衡状態にあるので) 地上でたっぷりと汚染 (?) されている状態にあることになる。

成層圏高度にまで運びあげられた測定装置の壁面から、次々と水蒸気が飛び出してくる現象は実際にも頻繁に観察されている。

この種の問題に対する最も良い答えは、「成層圏の空気に測定器を十分に曝す」ことなのである。極めて原始的に見えるがこれに勝る方法はなかなか出てこない。

次に問題になるのは、サンプリングが終了して試料を地上に回収する過程で生じる汚染である。さきに「エアロゾル」のところでも述べたが、大気中に浮遊

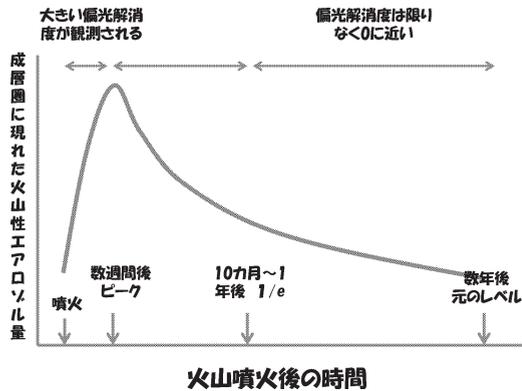
しているエアロゾル粒子は周辺の大気と平衡状態を保ちつつ浮遊しているのである。ということは、成層圏に浮かんでいるエアロゾル粒子は成層圏の大気状態に馴染んだ形で浮かんでいるのであり、その粒子を地上に持ってきた場合にはエアロゾル粒子から見ると、新しい大気状態のもとに移されたためにかつての平衡状態が崩れた (粒子は成層圏に在った時の状態から変化した状態になる) ことになるのである。

せっかく成層圏でサンプリングが成功したとしても、採集したエアロゾル粒子が地上の空気に触れて試料が著しく変化し、成層圏ではどんな姿であったか想像する手がかりもないような状態になってはどうしようもない。1970年代から80年代にかけて発表された論文では、この点にどれだけ留意し対策を施したかについて長々と書いてあり、この傾向は90年代中頃まで続いていた。このことは言わずもがなのうちに「大気エアロゾル粒子」は常に周辺の大気と物理化学的な相互作用を通して動的な平衡状態を作りながら浮遊していることを示している。

1970年代には成層圏の火山雲は火山灰が主体と考えられていた。しかし、大型気球や航空機をプラットフォームとする成層圏のエアロゾルの直接採集に基づく研究で、火山灰と思しき物質と硫酸塩の混合した粒子が成層圏エアロゾル層で存在している可能性が盛んに指摘されるようになった。自ずと、「話はそんな簡単なものではないのではないか」という空気が生まれてきた。ライダーによって火山性エアロゾル層の長期間のモニタリングが可能になり、火山雲の活動が収まり噴火前の状態に戻るのに1-3年程度かかる例が多いことが分かってきた (第1図)。1980年代中頃には、これらを総合して、火山雲を構成している主要な粒子は、火山灰の様に大きいものではなく硫酸ミストでイメージされる1 $\mu$ m以下の硫酸塩粒子であろうと考えられるようになってきた。この間、観測の上で大きな貢献をしたのがライダーによる成層圏エアロゾルの偏光消滅度観測だった。

この偏光消滅度観測に関する理論的な事柄は、光学の相当面倒な議論をせねばならないので省略するが、レーザー光がエアロゾル粒子にぶつかって散乱する時に「粒子が完全に球形であるとレーザー光の偏光状態が保持される」という原理に基づいている。逆の言い方をすれば、粒子が「球形でなければ散乱の際に偏光状態が変わる」ことになる。

測定の技術からすれば、ライダーから射出するレー



第1図 成層圏にまで噴煙が達するような巨大噴火は成層圏に多量の火山性エアロゾルを発生させる。噴火直後は火山灰が主体になっているが、やがて成層圏に吹き込まれた二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) が粒子化し始める。この粒子は火山灰粒子に比べサイズが小さく長期間にわたって成層圏に浮遊する。

レーザー光の偏光状態をあらかじめ固定しておいて、散乱してくる光の偏光状態が射出した時と同じかどうかを調べることによって、粒子が完全球形かそうでないかを知ることが出来るということになる。

この考えに基づいて定義されたパラメーターが偏光解消度（初めの偏光状態が散乱することで解消（＝変化）した程度）というものである。一般的には、0から1の間の値を取るように計測システムを組むことが多い。

火山噴火後に成層圏に現れる火山性エアロゾルについて、このパラメーターを初めて長期間モニターした結果は、火山噴火によって成層圏に吹き込まれる物質の主要なものに二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) があることを決定的にしたのである。この時、用いられた仮定は以下のように極めて単純なものである：

- ・火山灰粒子は非球形である（偏光解消度  $\geq 0$ ）。
- ・二酸化硫黄からできた硫酸液滴は球形である（偏光解消度 = 0）。

現実には上記の2種類の粒子が混じって火山性エアロゾル層を作っているために、火山噴火の影響を受けた成層圏エアロゾル層の偏光解消度は0になることもなくまた1になることもない。しかし、硫酸液滴粒子の生成や火山灰粒子の重力落下などを想定して、時間

変化を見てやるとエアロゾル濃度に関わりなく次第に偏光解消度は小さくなって行くのである。要するに、ライダーによって観測された事柄を整理してみると大よそ以下の様になる（例えば、Iwasaka 1981; Hayashida *et al.* 1984; Hayashida and Iwasaka 1985; Iwasaka 1986);

- ・噴火直後から次第にエアロゾルの量が増加してゆく、
- ・ある程度まで増加した後緩やかな減少が始まる（第2段階）、
- ・偏光解消度は第2段階に入って間もなく、極めて小さい値になる、
- ・エアロゾル濃度は、噴火後概ね10ヵ月から1年程度で、ピーク濃度の  $1/e$  程度になる。

噴煙が吹きこまれた直後は、直接成層圏に吹き込まれた火山灰等が多量に浮遊しているのに加えて、盛んに火山ガスから硫酸粒子が出来たり、浮遊している火山灰の表面で硫酸を主成分とする硫酸塩が生成されていると考えられる。もちろん、サイズの大きい  $10 \mu\text{m}$  を超えるような粒子はドンドン落下していると思われる。この時期の成層圏エアロゾル層は、どちらかと言えば火山灰粒子が主要な粒子になっている。

このような時期を過ぎると、成層圏に吹き込まれた  $\text{SO}_2$  が粒子化して次第に硫酸（塩）粒子が主要な組成になる時期を迎える（第2段階）。粒子が盛んに生まれる過程とともに、粒子どうしの衝突などで合体してサイズの大きなものが生まれ、そのように成長した粒子の重力落下によって成層圏のエアロゾル量は減少する。このような時期がどの程度続くかは、火山噴火によって吹き込まれた二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) の量にまず左右される。そして、高濃度の  $\text{SO}_2$  が周辺に拡散してゆく速さや硫酸液滴を作る反応に関わる水蒸気 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) の量が関係してくる。大ざっぱに考えれば、成層圏に吹き込まれた  $\text{SO}_2$  が多いほどエアロゾルの生成が活発な期間は長くなると考えられる。新粒子生成による粒子量の増加と大きく成長した粒子の重力落下による粒子量の減少がバランスし始めると、粒子量のピーク時を迎える。

その後しばらくすると粒子を作る原料の火山性二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) が次第に消費されて新粒子が生まれる速度が低下し、成層圏エアロゾルの総量としては緩やかな減少が始まる。この期間はある程度長いので、その間に東西方向への拡散も生じ火山噴火影響が地球規模に広がる時期に当たる。この時期には、火山灰は

ほとんど観測されず硫酸塩液滴を主成分とする成層圏エアロゾル層になることが多い。

最終段階（第3段階）では硫酸塩エアロゾルの原料であった二酸化硫黄（ $\text{SO}_2$ ）は消費しつくされて、粒子状の硫酸塩エアロゾルは重力沈降やさまざまな成層圏対流圏交換現象を通して対流圏側に移動してゆく。この時期は、エアロゾル粒子濃度の低下とともに粒子どうしの衝突による成長の速度も極めて緩やかになるため、サイズの大きな粒子の生成速度は極端に低下している。必然的に、粒子が成層圏に浮遊する時間が長くなり、エアロゾルの輸送に関わるプロセスにもプラネタリー波や極渦の形成・消滅など大規模な空間スケールのもので登場してくる。

極めて大量の二酸化硫黄（ $\text{SO}_2$ ）が成層圏に注入されるような場合には、第2段階から第3段階に移行する期間が長引き、噴火前の状態に戻るには何年もかかることになる。

多くの観測や数値モデルを用いたシミュレーションによれば、第2段階で顕著になってくる成層圏エアロゾル量の減少傾向は、エアロゾル濃度の減少率で言うと、10カ月から20カ月程度で  $1/e$ （大ざっぱに考えて  $1/3$ ）程度の濃度低下となることが多い。もし10カ月で  $1/e$  に減少する率を考えると、成層圏エアロゾル濃度が普段の10倍程度にまで増加したとすれば10カ月ほど過ぎた頃でも普段の濃度の3倍以上の濃度であり、さらに10カ月ほど過ぎた頃に普段の濃度に近くなっていくことになる。ちなみに、1980年代から1990年代にかけて盛んに噴火が見られた時期の観測結果では、（ライダー観測などで報告されている値から推定して）第2段階の初期に見られる濃度の極大時期には数百倍から数千倍になっているケースが多かった。

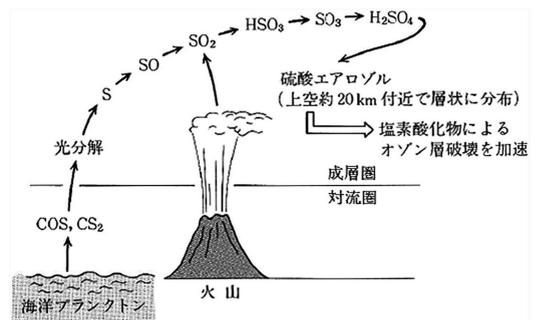
このようなことが分かってくると、第2段階から第3段階にかけてエアロゾル層の主成分となるサブミクロンの硫酸塩粒子の太陽放射に与える影響こそ、火山噴火が気候の変動を引き起こす重要な要因であろうと考えられるようになり、この観点から火山の規模を評価するのに「噴火によって二酸化硫黄（ $\text{SO}_2$ ）がどれだけ放出されたか」という指標が重視されるようになってきたのである。火山活動の気候影響を論じた論文のイントロダクションに「○○火山の噴火は、今世紀最大のもと言われており大気中に放出した硫黄（S）（もしくは二酸化硫黄（ $\text{SO}_2$ ））の量は○○t（トン）と推定されている」などの文章が登場してくるのは、このようなことが判明し始めた1970年台の終わり

頃からである。

火山活動が見られない時期においても、成層圏にエアロゾル層が存在しているが、このエアロゾルの原料となるおもな物質はカルボニルサルファイド（COS）と考えられている。この物質は、海洋プランクトンから放出されており化学的に大変丈夫な物質である。このために、対流圏においてはおおむね数年程度の寿命を持っている。COSの大気中での反応と例えば、太陽紫外線による光分解がおもなものであり、このために成層圏まで拡散して行って初めて効率的に分解される。すなわち、消失する場所は成層圏ということになる。

分解される際に生成する一酸化硫黄（SO）が周辺のおゾンや水蒸気と反応して硫酸液滴にまで変化すると考えられている（第2図）。

成層圏に拡散してきたCOSは、光分解した後Sとなり、その後 $\text{SO}_2$ などを経て $\text{H}_2\text{SO}_4$ と変化し、極めて飽和蒸気圧の低い硫酸蒸気（ $\text{H}_2\text{SO}_4$ ）になったところで急速にエアロゾル化する。COSの光分解はオゾン層の高度（成層圏下部）に至って初めて活発になることや、後続する反応のなかで極めて飽和蒸気圧の低い物質が生成されることが重なって、成層圏下部にエアロゾルが多量に作られる（＝エアロゾル層が出来る）ことになるのである。



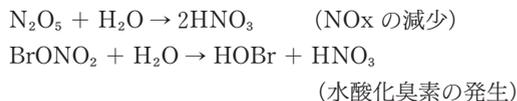
第2図 対流圏起源のCOS（一部は $\text{CS}_2$ ）が成層圏に拡散し、そこで紫外線によって分解されることから始まる一連の反応の結果、硫酸塩エアロゾルに変換される（岩坂 1996）。このエアロゾルがバックグラウンド状態の成層圏エアロゾル層を形成し、気候を支配する要素の一つとなっている（Brühl *et al.* 2012）。大きな噴火があると、この一連のプロセスの途中で大量の $\text{SO}_2$ が投入されることになり、結果として大量の硫酸塩エアロゾルが生じる。

火山噴煙が成層圏にまで達する様な場合では、COSが光化学反応を経て酸化してSO<sub>2</sub>に変換されるまでのステップを飛び越して、成層圏にいきなり多量の二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)が注入された状態になるわけである。

火山噴火と成層圏エアロゾル層との関係がある程度分かってくると、それを手がかりにエアロゾルの組成(火山灰と硫酸液滴の混合状態)、粒径、生成および消滅・拡散などの時間・空間分布を詳細に組みこんだスキームを持つさまざまな数値モデルが開発され放射の影響を評価する研究が数多くなされるようになってきた。

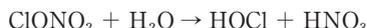
しかし、事はそこで終わらずに、大気化学的な分野の進展に伴い火山性エアロゾルの放射影響に加えて、成層圏オゾンに与える影響、噴出ガスに含まれる塩素化合物(主として塩酸、HCl)や二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の影響などにも強い関心が集まるようになってきた(第3図)。

成層圏オゾンが火山噴火によって破壊されるプロセスには、急増した火山性エアロゾルが関与する、窒素酸化物(NO<sub>x</sub>)や臭素(Br)化合物の反応が重視されている。注目されている反応は、



の2つである。両者ともに、硫酸液滴粒子の表面で進行する反応であり、火山噴火の影響でエアロゾル濃度が上昇すると、粒子の表面積が増加するために反応速度が上昇するのである。窒素酸化物の濃度減少は、オゾン破壊を活性に行う塩素酸化物(Cl<sub>x</sub>)の濃度上昇を招く。HOBrの発生もまた臭素(Br)や一酸化臭素(BrO)を含むオゾン破壊の反応サイクルを形成するものになるのである。

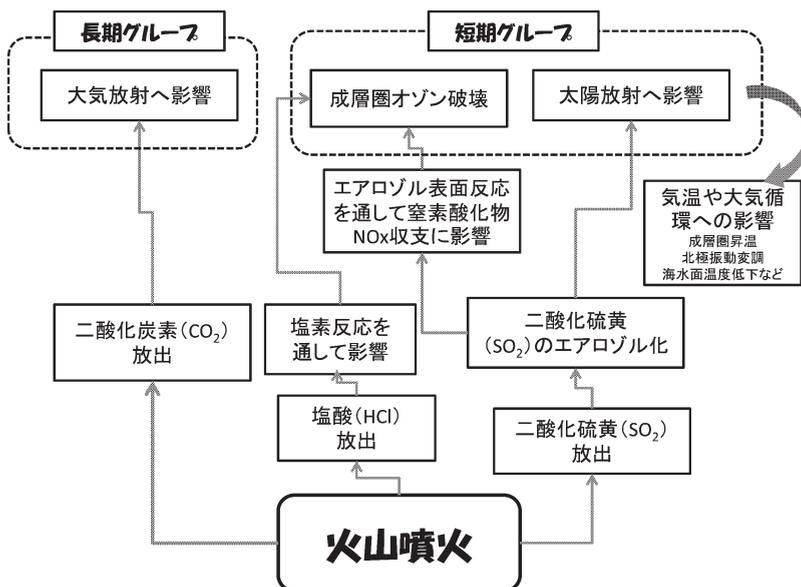
エアロゾル表面反応の中には、気温によって反応速度が大きく変化するタイプのものがある。以下の反応は、低温状態で反応速度が大きくなる反応の代表的なものである：



この反応を通して不活性な塩素化合物がオゾン破壊に働く活性の高い塩素化合物に変換されるので、結果として塩素酸化物によるオゾン破壊につながることになる。

この反応は、気温の低いところで進行するので、火山性のエアロゾルが極方向に拡散して行った時などに急速に顕在化することになる。

現在の成層圏の状態においては、もっともオゾン破壊速度の高いCl<sub>x</sub>(ClとClOを総称して表現)によるオゾン破壊連鎖反応にブレーキをかける役目を果たしているのが成層圏のNO<sub>x</sub>である。このブレーキ役のNO<sub>x</sub>の濃度がピナツボ火山噴火直後に顕著に低下した(それに対応して硝酸、HNO<sub>3</sub>が増加した)ことが観測されている(Koike *et al.* 1994)。また、ピナツボ火山噴火後から、火山噴火によると考え



第3図 火山噴火が気候に影響を与えるプロセスでは、成層圏エアロゾルの増加によって生じる放射過程の変化に加えて、エアロゾル粒子表面の反応やCO<sub>2</sub>放出の効果についても関心が寄せられている。放射への影響によって生じる大気温度分布の変化が大気循環に与える影響も無視できない。

られる全球的なオゾン減少傾向が観測され、その影響は1993年中ごろまで続いたと思われる (Randel *et al.* 1995).

このように、火山噴火に伴って生じる成層圏エアロゾル量の増加現象は放射を通じた影響のみならず、その表面反応を通してオゾン層破壊も引き起こしているのである (第4図).

近年話題になっているのは、火山噴火に伴って放出される二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) であるが、この量は大きいとはいえ、人類の様々な活動を通して排出されている量から比べるとそれほど大きいものとはいえない。問題は、人為起源の CO<sub>2</sub> が大気中にたまり続けて憂慮されるレベルになっている上にさらに加わって危険度を増すことにある。放出量の大きさは、アメリカの地質調査所のまとめによれば以下のようである：

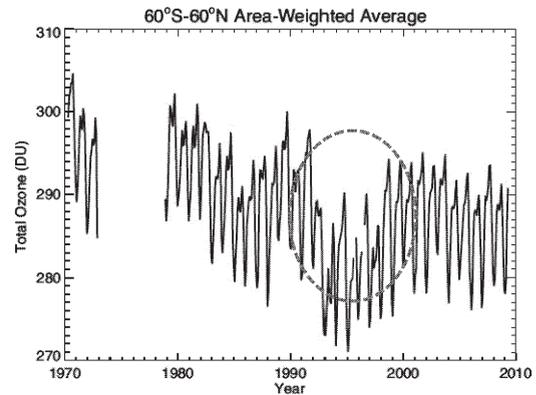
- 2010年の人為起源の CO<sub>2</sub> 放出量：35.0Gt/y
- 火山による CO<sub>2</sub> 放出量 (地球全体、最も高い活動を想定)：0.26Gt/y
- 1991年のピナツボ火山噴火：0.05Gt/y

ここで、Gt/y とあるのは (炭素量に換算して) 1年間に放出される CO<sub>2</sub> の重量を示す単位である。CO<sub>2</sub> 放出から考えられる火山の気候への影響というのは放射影響やオゾン層への影響のように噴火直後から顕在化するものではなく、長期 (例えば、100年程度) のタイムスケールで考えた時に問題視されるとするのが一般的である (例えば、Jones *et al.* 2005).

火山ガス中に含まれている塩酸ガス (HCl) のオゾン層への影響を重視する見解もある (Tabazadeh and Turco 1993) が、対流圏内で水溶性のエアロゾルに取り込まれて除去される可能性があり、このガスが成層圏に到達するには噴煙の水蒸気量や噴煙中の溶解性のエアロゾル量に著しく左右されることが予想される。

火山噴火と大気運動のかかわりについては、本稿で触れることはしなかったがエアロゾル層の放射影響を通して生じるプロセスがもっぱら関心事になっている。このような点に焦点を当てた良いまとめが Robock (2000) によってなされている。興味のある向きは、そちらをご覧ください。

総じて、火山噴火の気候への影響評価については、「火山灰が成層圏に吹き込まれて長期間それが漂っているのではなく、吹き込まれた SO<sub>2</sub> が元になって出



第4図 南緯60度から北緯60度の領域で人工衛星 (BUV/TOMS/SBUV(/2)) によって観測されたオゾン全量 (WMO 2010)。オゾン濃度は、大気中に放出されたクロロフルオロカーボン (フロン) などの影響で1980年代から1990年代にかけて徐々に減少していたが、大きな火山噴火があるとその影響で急減することがある。点線で囲んだ部分に見られる濃度減少と濃度の戻りはピナツボ火山噴火の影響によってもたらされたものと考えられる (WMO 2011)。

来る硫酸塩エアロゾルが長期間成層圏に漂うのである」ことがはっきりし出した1980年代から、まともな議論が行えるようになったと言える。当初はもっぱら放射影響を見ることに関心が集まったが現在では、オゾン層への影響、成層圏の気温への影響、さらにはそれらから派生する大気運動への影響など広い分野で関心がもたれている。

#### 参考文献

- Brühl, C., J. Lelieveld, P. J. Crutzen and H. Tost, 2012: The role of carbonyl sulphide as a source of stratospheric sulphate aerosol and its impact on climate. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 1239-1253.
- Gruner, P. and H. Kleinert, 1927: Die Dämmerungerscheinungen. *Probleme der Kosmischen Physik*, 10, Henri Grand, 124pp.
- 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. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 465-473.
- Hayashida, S., A. Kobayashi and Y. Iwasaka, 1984: Lidar measurements of stratospheric aerosol content and depolarization ratios after the eruption of El

- Chichon Volcano: measurements at Nagoya, Japan. *Geofis. Int.*, **23**, 277-288.
- Iwasaka, Y., 1981: Variation of stratospheric aerosol content measured by laser radar, Part II: Long term trend of post-Fuego eruption. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 446-451.
- Iwasaka, Y., 1986: Measurement of depolarization of stratospheric particles by lidar - A case study on the disturbed stratospheric aerosol layer by volcanic eruption of Mt. El Chichon. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **38**, 729-740.
- 岩坂泰信, 1996: オゾン層の破壊. 岩波講座地球惑星科学 第3巻, 岩波書店, 139-176.
- Jones, G. S., J. M. Gregory, P. A. Scott, S. F. B. Tett and R. B. Thorpe, 2005: An AOGCM simulation of the climate response to a volcanic super-eruption. *Clim. Dyn.*, **25**, 725-738.
- Koike, M., N. B. Jones, W. A. Matthews, P. V. Johnston, P. L. McKenzie, D. Kinnison and J. Rodriguez, 1994: Impact of Pinatubo aerosols on the partitioning between  $\text{NO}_2$  and  $\text{HNO}_3$ . *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 597-600.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell, III, J. W. Waters and L. Froidevaux, 1995: Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16753-16764.
- Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**, 191-219.
- Tabazadeh, A. and R. P. Turco, 1993: Stratospheric chlorine injection by volcanic eruptions: HCl scavenging and implications for ozone. *Science*, **260**, 1082-1086.
- WMO (World Meteorological Organization), 2011: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 52, 2.8-2.10.
-