



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道駒ヶ岳の1929年噴火で生じた噴煙柱の定常プリュームモデルによる解析
Author(s)	大島, 弘光; OSHIMA, Hiromitsu; 小野, 忍 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 157-166
Issue Date	2004-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.67.157
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14341
Type	departmental bulletin paper
File Information	67_p157-166.pdf



北海道駒ヶ岳の1929年噴火で生じた噴煙柱 の定常プリュームモデルによる解析

大島 弘光

北海道大学理学研究科附属地震火山研究観測センター

小野 忍*・西田 泰典

北海道大学理学研究科地球惑星科学専攻

(2004年1月31日受理)

Analysis of the eruption column formed by the 1929 eruption of Mt. Hokkaido Komagatake by using the steady plume model

Hiromitsu OSHIMA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

Shinobu ONO and Yasunori NISHIDA

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

(Received January 31, 2004)

The 1929 eruption of Mt. Hokkaido-Komagatake expelled a large amount of air-fall pumice and a large number of pumice flows with the giant eruption column over 13000 m above sea level. We apply a steady plume model to the eruption column, and discuss the physical process of column formation. The initial eruption velocity for an initial gas-mass fraction is derived from the conservation of solid particles and the mass eruption rate estimated by Katsui et al. (1986). For eruption columns depositing Ko-a₂ and Ko-a₃ fall units, the initial temperature and the gas-mass fraction are estimated at 800°K and 0.19 (the initial velocity of 60 m/s), and at 600°K and 0.20 (the initial velocity of 83 m/s), respectively. The estimated initial temperatures are low and initial gas-mass fractions are high in comparison with physical properties of magma deduced from petrological features of the pyroclasts. These inadequate values suggest that the initial radius of the column is larger than that of the crater, and that the growth of eruption columns take the influence of loss of mass and enthalpy due to particle fallout and thermal disequilibrium due to particle size distribution.

*現) 札幌慈恵学園札幌新陽高等学校

I. はじめに

北海道駒ヶ岳は有珠山や樽前山とならんで北海道における活動的な火山の一つである。噴火記録は1640年の活動を始めとして最近の小規模な水蒸気爆発を含め十数回を数える。特に1640年、1694年、1856年および1929年の噴火は多量な降下軽石と軽石流を伴う大規模な活動であった。これらの噴火活動のなかで1929年の噴火は神津ほか(1932)やTsuya et al.(1930)などにより様々な調査研究が行われ、噴火活動の詳細な記録が残された。近年、この噴火記録は噴火堆積物の詳細な調査結果と照合され、降下軽石の噴出時刻や噴出率、また軽石流の発生時刻などが推定された(勝井ほか, 1986)。

1929年の噴火のように火砕物と火山ガスからなる高温な混合物の噴出が長時間にわたって続くプリニー式噴火で生じる噴煙(プリニアン型噴煙)は静止流体中を乱流状態で上昇する定常プリュームとみなされている。定常プリュームの噴煙柱への適用はWilson(1976)によって始められ、Wilson et al.(1978, 1980)やSparks et al.(1986)などによる研究を経て、Woods(1988)により流体力学的・熱力学的に統一されたモデルが構築された。しかし噴煙柱半径を除いて噴出速度や噴出温度などモデルパラメーターの実測が難しいほか、プリニー式噴火の発生頻度も低く、噴煙柱の解析例に乏しい。北海道では駒ヶ岳の1929年の噴火のほか、1962年の十勝岳(1962年)および有珠山(1977年)にプリニー式噴火が発生し、高度10000mを越える噴煙が形成された。これらの噴火活動についても様々な研究が行われ、噴火の継続時間や噴煙高度などが記録として残された。小野(1996)はこれらの記録に注目し、噴火の継続時間と噴出物量からモデルパラメーターの1つである噴出速度を見積もり、これらの噴火で生じた噴煙柱を解析した。

ここでは火山活動に活発化の兆しが認められている駒ヶ岳を例に、プリュームモデルのケーススタディとして、1929年噴火で生じた噴煙柱の解析結果をまとめ、2, 3の考察を行った。

II. 1929年噴火の推移

1929年の噴火活動は、6月17日0時30分ころから始まり、翌日の18日03時に終息した。Fig. 1には勝井ほか(1986, 1987)によりまとめられた降下軽石の噴出時刻および軽石流の発生時刻に、噴出率などを加えて示した。この噴火で生じた降下軽石噴出物はKo-a₁~Ko-a₅の5つのフォールユニットに区分されている。各フォールユニットの噴出率はKo-a₁で小さく、Ko-a₂で劇的に大きくなりプリニー式噴火に移行する。これに続くKo-a₃の噴出率も大きい。軽石流を伴ったKo-a₄で減少し、再びKo-a₅で大きくなる。しかし噴出率の小さいKo-a₄の噴出時に流下した軽石流堆積物を加えるとこの時間帯の総噴出率は最大である。噴煙高度はKo-a₂、およびKo-a₃噴出時に13000mを観測したが、軽石流を伴うKo-a₄噴出時には約6000mまで低下した。見かけ密度はKo-a₁で大きく、プリニー式噴火に移行したKo-a₂で最も小さい。その後見かけ密度は時間の経過とともにKo-a₃、Ko-a₄、Ko-a₅の順に大きくなる。軽石流となって流下した軽石の見かけ密度はKo-a₂、Ko-a₃、Ko-a₄、やKo-a₅に較べて大きい。全体をとおして軽石流を伴ったKo

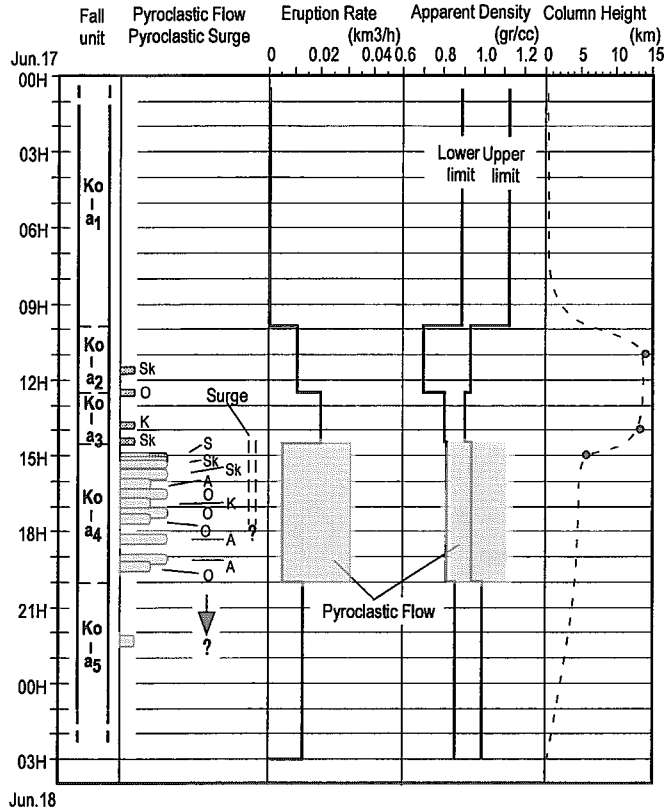


Fig. 1. Eruption sequence of air-fall pumice and pyroclastic flow, and variation of eruption rate, apparent density of pumice and height of eruption column. Compiled from Katsui et al. (1986) and Koizu et al. (1930). Sk, O, K, A and S indicate that a pumice flow travels down in the direction of Shikabe, Sawara, Ojironai, Komagatake and Akai-gawa, respectively.

-a₄噴出時の噴煙密度は最も大きいことがうかがわれ、このころに撮影された写真には噴煙柱からのフォールバックも認められる。

この噴火により山頂火口原は噴出物で厚く覆われ、火口原には直径約 230 m、深さ約 50 m の昭和 4 年火口のほか、その南東方には 2 つの小火口が連結した長径約 200 m の瓢型火口、北東方には直径約 40 m、約 50 m の小火口が連なった蕪方火口が形成された (勝井ほか, 1975)。

III. 定常ブリュームモデルおよび解析結果

定常ブリュームモデル (woods, 1988) のモデル断面を Fig. 2 に示す。噴煙柱は運動を支配する駆動力から Gas thrust region, Convective region, Umbrella region に区分され、それらの境界は噴煙柱密度が大気密度に等しくなる高度である。このモデルでは、噴煙柱は長時間にわたって定存し、火口から噴出する固相 (火砕物) と気相 (火山ガス) は同一速度で 1 次元的に上昇し、固相と気相および取り込まれた空気は熱平衡にあり、圧力は大気圧と平衡していると仮定する。

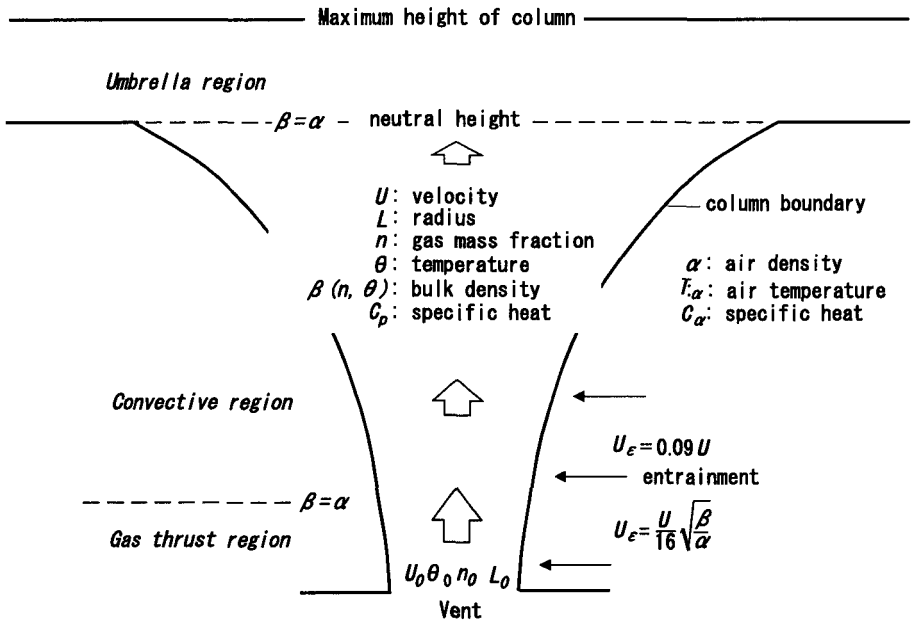


Fig. 2. Schematic representation of the steady plume model and model parameters. The structure of the plume is subdivided into gas thrust, convective and umbrella regions based on the dominant force that control plume motion. The boundaries of each region are defined by the height where column density is equal to atmosphere density.

また、噴煙が上昇する周囲の大気は静止乾燥大気で、Umbrella region に達するまで噴煙柱から固相（火砕物）の離脱はないと考える。

このとき噴煙の運動を記述する質量保存測、運動量保存測、エネルギー保存測および固相の質量保存則は、

$$\frac{d}{dz}(\beta UL^2) = 2\alpha u_\epsilon L \tag{1}$$

$$\frac{d}{dz}(\beta U^2 L^2) = g(\alpha - \beta)L^2 \tag{2}$$

$$\frac{d}{dz}(C_p \theta \beta UL^2) = C_a T_a \frac{d}{dz}(\beta UL^2) + \frac{U^2}{2} \frac{d}{dz}(\beta UL^2) - \alpha UL^2 g \tag{3}$$

$$\frac{d}{dz}\{(1-n)(\beta UL^2)\} = 0 \tag{4}$$

と表される。ここで $L, U, n, \beta, \theta, C_p$ は高度 z における噴煙柱の半径、噴煙の上昇速度、固相-気相質量比、噴煙柱密度、噴煙柱温度、定圧比熱である。 α, T_a, C_a は周囲の大気の密度、温度、定圧比熱であり、 u_ϵ, g はエントレイメント速度および重力加速度である。

噴煙柱の密度 β は定圧比熱 C_p は、気相を理想気体と仮定し、その定圧比熱および気体定数を C_g および R_g 、固相の密度および定圧比熱を σ_s, C_s 、として、

$$\frac{1}{\beta} = (1-n)\frac{1}{\sigma} + \frac{nR_g\theta}{P} \quad (5)$$

$$R_g = R_a + (R_{g0} - R_a)\left(\frac{1-n}{n}\right)\left(\frac{n_0}{1-n_0}\right) \quad (6)$$

$$C_p = C_a + (C_{p0} - C_a)\frac{1-n}{1-n_0} C_s \quad (7)$$

となる。ただし、 C_{p0} は $C_{p0} = n_0 C_g + (1-n_0)$ であたえられる噴出時の定圧比熱、 R_{g0} は噴出時の噴煙に含まれる気相の気体定数である。

また、エントレイメント速度 u_e は Gas thrust region および Convective region に対して、

$$u_e = \frac{1}{16}\sqrt{\frac{\beta}{\alpha}} U \quad [\text{Gas thrust region}] \quad (8)$$

$$u_e = 0.09 U \quad [\text{Convective region}] \quad (9)$$

である。

ところで噴火の継続時間を τ 、降下軽石の体積を V 、平均見かけ密度を ρ_a とし、火口での噴煙柱初期半径を L_0 、初期速度 U_0 、初期固相-気相質量比 n_0 、初期温度 θ_0 とすると、

$$(1-n_0)\beta_0 U_0 \pi L_0^2 = \frac{1}{\tau} \rho_a V \quad (10)$$

が導かれる(小野, 1996)。これから重量噴出率が既知である場合、噴煙柱の初期半径、初期温度、固相の密度および初期固相-気相質量比を与えると初期速度が定まる。逆に(10)式は初期速度が得られると初期固相-気相質量比が推定できることを示す。

解析は高度13000 mに達する噴煙高度が観測された Ko-a₂および Ko-a₃を堆積させた噴煙柱について行なった。噴煙が上昇する大気温度と気圧は圏界面高度を11 km、地表温度 T_0 を20°C、地表気圧 P_0 を1011 hPaとして、

$$T_a = T_0 - 6.5z, \quad P_a = P_0 \left(\frac{T_0 - 6.5z}{T_0}\right)^{\frac{g}{6.5R_a}} \quad [z < 11 \text{ km}]$$

$$T_a = 221.5, \quad P_a = P_0 \left(\frac{T_0 - 6.5z}{T_0}\right)^{\frac{g}{6.5R_a}} \exp\left(\frac{-g(z-11)}{R(T_a - 71.5)}\right) \quad [11 \text{ km} < z]$$

で与えた。Fig. 3に気温および大気圧のプロファイルを示す。また噴煙柱の初期半径は火口半径、気相は水蒸気を仮定し、計算には Table 1 に示す初期値や定数を用いた。

Table 1. List of Initial values and constants

L_0	(Initial radius of plume)	115m
σ	(Desity of solid materiall)	2400kg/m ³
C_s	(Specific heat for solid materiall)	1617J Kg ⁻¹ K ⁻¹
C_a	(Specific heat for dry air)	998J Kg ⁻¹ K ⁻¹
R_a	(Gas constant for dry air)	285J Kg ⁻¹ K ⁻¹
C_p	(Specific heat for water vapor)	1617J Kg ⁻¹ K ⁻¹
R_g	(Gas constant for water vapor)	462J Kg ⁻¹ K ⁻¹

Ko-a₂について初期温度 θ_0 を600, 800, 1000, 1200°Kとして, 初期固相-気相質量比 n_0 を0.01~0.20の範囲で変化させたとき, (10)式から求められる初期速度を Fig. 4 に示した. 初期温度によらず初期固相-気相質量比が大きくなると, 初期速度は大きくなる. Fig. 5 は初期固相-気相質量比 n_0 を0.01~0.20の範囲で変化させ, 各々の初期固相-気相質量比について(10)式から求められる初期速度を与えたとき, 上昇速度が0となる噴煙柱頂部の高度である. 初期温度 θ_0 を600°Kとしたときは初期固相-気相質量 n_0 が0.01~0.20の範囲では噴煙柱が形成されない. θ_0 を800°Kとすると, $n_0=0.14$ (初期速度42 m/s)で噴煙柱が形成され始める. 初期温度 θ_0 が高くなると, より小さい初期固相-気相質量比でも噴煙柱が形成され, また噴煙柱頂部も高くなる. 同じ初期固相-気相質量比のときに形成される噴煙柱高度を比較すると, 初期温度が高いほど, 噴煙柱頂部の高度は高い. 噴煙柱頂部の高度が観

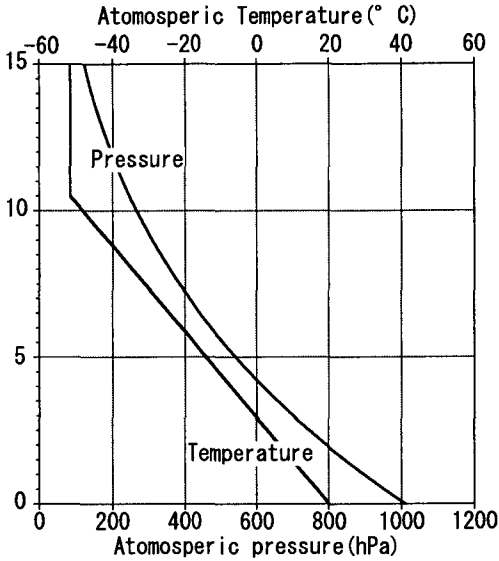


Fig. 3. Ambient atmospheric pressure and temperature profiles.

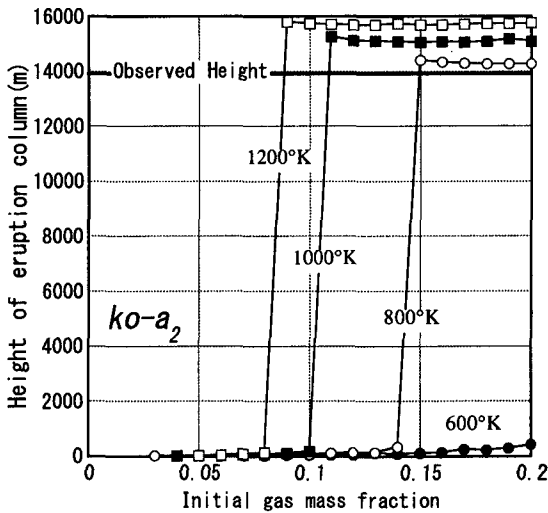


Fig. 4. Initial velocity as function of initial gas mass fraction for Ko-a₂ plume. Four curves are shown for initial temperature 600K, 800 K, 1000K and 1200K with initial column radius of 115 m and mass eruption rate of 2.4×10^6 kg/s.

相-気相質量比 n_0 を0.01~0.20の範囲で変化させ, 各々の初期固相-気相質量比について(10)式から求められる初期速度を与えたとき, 上昇速度が0となる噴煙柱頂部の高度である. 初期温度 θ_0 を600°Kとしたときは初期固相-気相質量 n_0 が0.01~0.20の範囲では噴煙柱が形成されない. θ_0 を800°Kとすると, $n_0=0.14$ (初期速度42 m/s)で噴煙柱が形成され始める. 初期温度 θ_0 が高くなると, より小さい初期固相-気相質量比でも噴煙柱が形成され, また噴煙柱頂部も高くなる. 同じ初期固相-気相質量比のときに形成される噴煙柱高度を比較すると, 初期温度が高いほど, 噴煙柱頂部の高度は高い. 噴煙柱頂部の高度が観

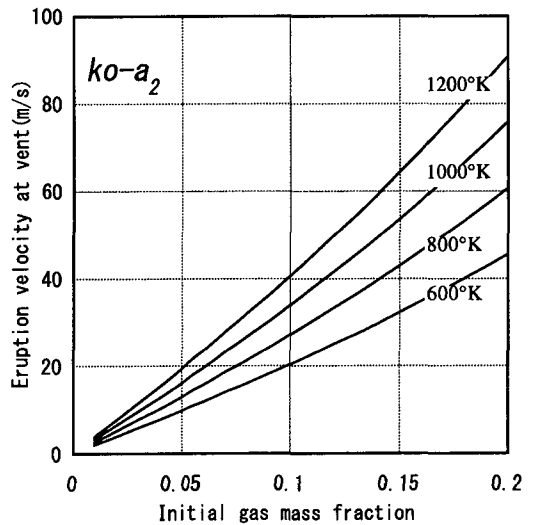


Fig. 5. Height of column top as function of initial gas mass fraction for Ko-a₂ plume. Marks indicate a calculated height for initial temperature 600K, 800 K, 1000K and 1200K with initial column radius of 115 m.

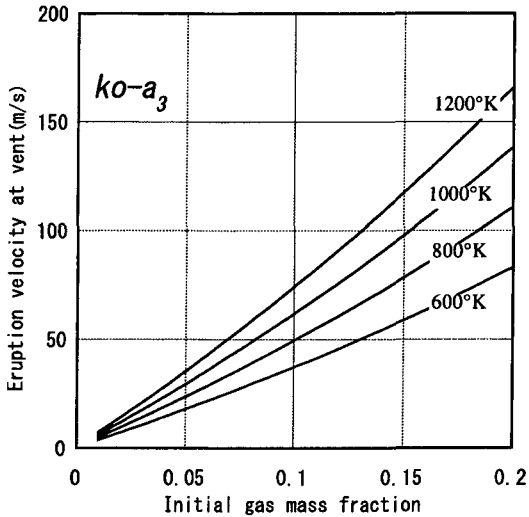


Fig. 6. Initial velocity as function of initial gas mass fraction for $Ko-a_3$ plume. Four curves are shown for initial temperature 600K, 800K, 1000K and 1200K with initial column radius of 115 m and mass eruption rate of 4.7×10^6 kg/s.

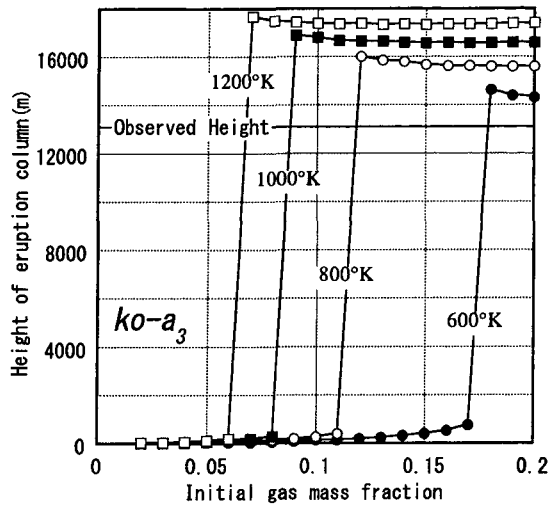


Fig. 7. Height of column top as function of initial gas mass fraction for $Ko-a_3$ plume. Marks indicate a calculated height for initial temperature 600K, 800K, 1000K and 1200K with initial column radius of 115 m.

測値に近くなるのは、初期温度 800°K、固相-気相質量比 0.19 (初期速度 60 m/s) としたときである。

次に $Ko-a_3$ を堆積させた噴煙柱について火口での初期初期固相-気相質量比と初期速度の関係を Fig. 6 に示した。 $Ko-a_2$ に較べて火砕物の噴出率が大きく、同じ初期温度、初期固相-気相質量比で比較したとき、初期速度が大きい。このため初期温度 600°K でも噴煙柱が形成される (Fig. 7)。この時の初期固相-気相質量比は 0.17 (初期速度 72 m/s) である。初期温度 800°K から 1200°K で形成される噴煙柱頂部の高度は、同じ噴出温度、固相-気相質量比で形成された $Ko-a_2$ の噴煙柱頂部の高度に較べて高い。噴煙柱頂部の高度が観測値に近くなるのは、初期温度 600°K、固相-気相質量比 0.2 (初期速度 83 m/s) としたときである。

IV. 解析結果に関する 2, 3 の考察

$Ko-a_2$ および $Ko-a_3$ について、

$Ko-a_2$: 初期温度 800°K, 初期固相-気相質量比 0.19 (初期速度 60 m/s)

$Ko-a_3$: 初期温度 600°K, 初期固相-気相質量比 0.20 (初期速度 83 m/s)

のとき観測値に近い噴煙高度となった。初期温度は、 $Ko-a_2$, $Ko-a_3$ とも勝井ほか (1975) が推定した 1273°K 以上という値に較べて、800°K および 600°K と 200°K 以上も低い。逆に初期温度を 1200°K とすると、噴煙柱高度は 16000 m 前後になり、観測された高度よりも高くなる。また初期固相-気相質量比についても一般にマグマ中に含まれる火山ガスは数%wt であることに較べて

かなり大きい。

この原因は2つ考えられる。第1は与えた初期値である。式(10)により推定した初期速度は固相(軽石)の質量噴出率や噴煙柱半径に依存する。噴煙の写真(神津1932)をみると噴煙柱の基底は山頂火口原全体に広がっているように見える。火口半径に代わってこれを噴煙柱の初期半径とすると初期速度が小さくなり、小さな初期固相-気相質量比、高い初期温度でも観測された噴煙柱高度が得られるかもしれない。

第2は解析に使用したモデルが噴煙柱からの固相の離脱や固相の粒径分布を考慮していないことである。噴煙柱からの固相の離脱は噴煙柱の形成に対して相反する効果を持つ。固相の離脱は取り込んだ空気を膨張させる熱源の減少として働く。熱源の減少は噴煙柱密度の減少を妨げ、浮力を減少させる。一方、固相の離脱は噴煙柱の密度を低下させ、浮力を増加させる。噴煙柱に下降流が認められ、軽石流の頻発した時刻の噴煙柱高度は約6000mと低く、これは固相の離脱で説明できる。しかし解析したKo-a₂、Ko-a₃の噴煙柱については、Ko-a₃噴出時にわずかな軽石流の流下が知られているのみで(Fig.1参照)、顕著な固相の離脱はない。

固相の粒径分布も噴煙の成長に影響を及ぼす。固相の粒径が小さい場合には、固相と取り込まれた空気はすぐに熱平衡に達するが、粒径が大きくなると熱伝達に遅れが生じ、噴煙柱の密度低下が遅れ、噴煙柱を上昇させる浮力が減少する。この非平衡の効果は著しく、非平衡の程度が大きくなると噴煙柱高度が著しく低下することが示されている(Woods and Bursik, 1991)。このことから固相の粒径分布の影響を考慮することで、より高い初期温度を与えてもKo-a₂、Ko-a₃の噴煙高度を説明できるかもしれない。

このほか噴煙柱の成長は大気中の水蒸気や地下水など外来水の影響を受ける。大気中の水蒸気は噴煙柱に取り込まれて上昇すると凝結して潜熱を放出するため、火砕物と同様に熱源として作用する。このため取り込まれる水蒸気の量が多いほど、潜熱放出が大きく、大きな浮力を生み噴煙柱頂部は高くなる。また、火道を上昇中にマグマに取り込まれる地下水は、気化のためにマグマの温度を低下させて噴出温度を下げる。このため多量に地下水を取り込むと噴出温度が下がり、噴煙柱を形成できなくなる(Woods, 1993)。

頻繁に火砕流を流出させた下降流を伴う噴煙柱を定常ブリュームモデルで扱うことができない。このような問題に関して、Carey et al.(1988)およびWoods and Caulfield(1992)は室内実験を通して検討している。それらによるとmass fluxに対してmomentum fluxが大きい場合には、プリニアン型噴煙が形成され、momentum fluxが減少すると下降流を伴う噴煙柱の形状が現れ始める。さらにmomentum fluxが減少すると、噴出物が側方に広がった崩壊型の噴煙柱が形成される。

1929年の噴火では途中でプリニアン型噴煙から下降流を伴う噴煙に移行した。軽石流が発生した時間帯では軽石の密度が大きく、噴煙柱密度も大きいと考えられる。しかし総噴出率(降下軽石+軽石流)は最大でmass fluxもmomentum fluxも大きく、これだけでは下降流を生じる噴煙にはならない可能性がある。Mass fluxを変えずに火口径を拡大するとmomentum fluxは減

少するので、プリニアン型噴煙から下降流を伴う噴煙への移行には気相の減少とともに火口径の拡大があったかもしれない。軽石流が終息したあとに降下した軽石(Ko-a₅)の密度は赤井川や尾白内に流下した軽石流の密度に匹敵し、密度の大きな噴煙柱であったにもにもかかわらず軽石流が生じなかった。これは逆に mass flux を変えずに火口径を縮小すると momentum flux が増大することから、火口原に降下火砕物が堆積するにともない、あるいは何か別の原因で火口径が縮小したと考えると理解される。

V. ま と め

北海道駒ヶ岳の1929年噴火で形成された噴煙柱を定常ブリュームモデルを用いて解析した。解析にあたっては、降下軽石の噴出率と見かけ密度から見積もられる固相の重量噴出率と固相の質量保存則から初期固相-気相質量比に対する初期速度を推定し、これをパラメーターとして与えた。

Ko-a₁からKo-a₅の5つのフォールユニットに区分される降下軽石堆積物のなかでKo-a₂およびKo-a₃をもたらした高度13000 mに達する噴煙柱は、それぞれ初期温度800°K、初期固相-気相質量比0.19(初期速度60 m/s)および初期温度600°K、初期固相-気相質量比0.20(初期速度83 m/s)を持つと見積もられた。噴出物から推定されるマグマ物性を考慮すると、いずれも初期温度は低く、初期固相-気相質量比は大きい。この原因は2つ考えられた。1つは与えた噴煙柱の基底半径が過小であったこと、他は解析に使用したモデルが噴煙柱からの固相(軽石)の離脱や粒径の不均一を考慮していないことである。

噴煙柱の解析例は少ない。加えて噴煙柱基底(火口直上)での噴出速度や初期固相-気相質量比などは火道中における噴火の物理過程を理解するうえで重要なパラメーターであることから、噴煙柱から固相の離脱などを考慮したモデルによる再解析が今後の課題である。一方、噴煙柱半径や噴煙柱高度などを除いて火口直上での噴出速度や初期固相-気相質量比などは観測が困難な量である。これらの量のなかでも噴出速度は遠隔測定が可能な量であり(例えば Seyfried and Hort, 1999)、モデルパラメーターの1つである噴出速度を遠隔測定でとらえる試みも必要であろう。

文 献

- Carey S. N., H. Sigurdsson and R. S. J. Sparks, 1988. Experimental studies of particle-leaden plumes, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15314–15328.
- 勝井義雄, 横山 泉, 藤田隆雄, 江原幸雄, 1975. 北海道における火山に関する研究報告書, 第4編, 駒ヶ岳, 北海道防災会議, 194 pp.
- 勝井義雄, 篠沢達也, 知本康夫, 山田裕丈, 1986. 北海道駒ヶ岳の歴史時代の火砕流, 火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害, 自然災害科学特別計画研究成果, 91–113.
- 勝井義雄, 鈴木健夫, 曾屋龍典, 吉久康樹, 1989. 北海道駒ヶ岳火山地質図, 地質調査所.
- 神津倅祐ほか, 1932. 駒ヶ岳大爆發研究報文, 齋藤報恩會 學術研究報告第十五別刷, 246 pp.
- 小野 忍, 1996. 1次元定常流モデルによる噴煙柱の解析—1977年有珠山噴火・1962年十勝岳噴火・1929年北海道

- 駒ヶ岳噴火. 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文, 43 pp.
- Sparks, R. S. J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol.*, **48**, 3–15.
- Seyfried R. and M. Hort, 1999. Continuous monitoring of volcanic eruption dynamics: a review of various techniques and new results from a frequency-modulated radar Doppler system, *J. Volcanol.*, **60**, 627–639.
- Tsuya, H., S. Tsuboi, F. Kishinouye, R. Takahashi, C. Tsuboi, K. Nakata and N. Miyabe, 1930. The eruption of Komagatake, Hokkaido, in 1929, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Univ. Tokyo, **8**, 237–319.
- Valentine G. A. and K. H. Wohlets, 1989. Numerical models of plinian eruption columns, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1867–1887.
- Wilson, L., 1976. Explosive volcanic eruptions III, Plinian eruption columns, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **45**, 543–556.
- Wilson, L., R. S. J. Sparks and et al., 1978. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1829–1836.
- Wilson L., 1980. Relationship between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 297–313.
- Woods, A. W., 1988. The dynamics and thermodynamics of volcanic eruption column, *Bull. Volcanol.*, **50**, 169–191.
- Woods, A.W. and K. Bursik, 1991. Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes, *Bull. Volcanol.*, **53**, 559–570.
- Woods, A.W. and C. P. Caulfield, 1992. A laboratory study of explosive volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6699–6712.
- Woods, A.W., 1993. Moist convection and the injection of volcanic ash into the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17627–17636.