

水とマグマ

栗 谷 豪^{*+}

Water and Magma

Takeshi KURITANI^{*+}

Abstract

Water has been continuously degassed from the Earth's interior by magmatism throughout evolution, and can significantly affect dynamic processes of its carrier, *i.e.*, magmas, during their transport from the mantle to the Earth's surface. This paper summarizes the effects of water on the physical and thermodynamic properties of magmas, and their roles in magmatic processes. Magmas commonly contain at least ~ 0.2 wt.% of water, and some magmas can have up to 6 wt.%. Despite the fact that water is a minor component in silicate liquids, the effects of dissolved water on the properties of silicate melt are significant because it has a much lower molecular weight at ~ 18.0 than those of the other components (SiO_2 : ~ 60.1 , for example). Dissolved water greatly affects the density and the viscosity of silicate melts, thereby controlling rates of dynamic processes of magmas, such as segregation of primary melts in the mantle, transport of magmas from the mantle to the crust, convections and crystal-melt separation in crustal magma chambers, and ascent of magmas in volcanic conduits. Water also influences solid-melt thermodynamic equilibrium relationships, and this affects the chemical differentiation paths of magmas, in addition to the amount of melt production in the mantle by changing solidus temperatures. The eruptive behavior of volcanoes is driven by the exsolution of magmatic water, and as such depends on the water solubility of magmas mainly as a function of pressure. Water has also played important roles in the evolution of the Earth. Magma generation has been induced by water in the Earth's interior, and magmas have carried materials and energy from the interior to the surface of the Earth. In particular, water transport beneath an island arc is important in the global water cycle, and has greatly affected the environment of the Earth's surface.

Key words : water, magma, dynamic process, physical property, thermodynamic equilibria

キーワード : 水, マグマ, 動的過程, 物性, 熱力学平衡

I. はじめに

水は地球上で最も重要な揮発性成分であり、固体地球・海洋・大気・生物圏などから構成される

地球システムの進化において、その形成の初期から重要な役割を果たしてきた。水は、大気・海洋や表層部の物質に加え、地球深部にも存在する。そのような地球内部の水は、地球進化の初期に大

^{*} 京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設

⁺ 現所属：東北大学大学院理学研究科地学専攻地球惑星物質科学講座

^{*} Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University

⁺ Present address: Department of Earth and Planetary Materials Science, Graduate School of Science, Tohoku University

気からマグマオーシャンに溶解して、そのままマントル内に保持されたもの (Abe and Matsui, 1985; Kuramoto and Matsui, 1996) に加え、その後のプレート運動に伴い、含水化した沈み込む海洋地殻を通して、地球内部に持ち込まれたものであると考えられる。その一方で、地球内部の水は、地球史を通じて地球の表層に継続的に輸送 (脱ガス) されてきた。その担い手として重要なのが、マグマである。地球内部の水は、自身が地球表層へ輸送される手段としてのマグマの発生を促進するだけでなく、マグマの地表への移動効率に大きな影響を与え、さらに地表へ到達するマグマを物理的・化学的に多様化させる働きをする。

本論では、地球内部から表層へ脱ガスする水が、その途上で、キャリアーであるマグマの動的過程にどのような影響を与えるのか、そしてマグマによって運ばれる水が、地球の水循環において、どの程度の役割を担っているのか、について概説する。まず II 章において、水がマグマの物理的・熱力学的状態に与える影響についてまとめる。具体的には、マグマの相平衡関係・珪酸塩メルトの密度・メルトの粘性・メルトに対する水の溶解度について、それぞれの原理を紹介し、さらに水がそれらに及ぼす影響について例示する。そして III 章では、含水量を変数とするマグマの状態が、結果としてどのようにマグマの動的過程やマグマの多様性の形成過程に影響を与えるのかについて、マントルにおけるマグマの発生から地球表層域における固結までの過程を、順に辿ってみたいことにする。さらに IV 章では、水を地球内部から地表へ輸送するキャリアーとしてのマグマが、地球規模の水循環に果たす役割について概観する。

II. 水がマグマの状態に与える影響

1) マグマの相平衡関係

平衡状態にある玄武岩マグマでも、例えばあるマグマにはカンラン石のみが存在し、また別のマグマには、カンラン石に加え、斜長石や単斜輝石が存在する。このような状態は、決して気まぐれで実現されているわけではなく、ある化学組成の

マグマが、ある温度・圧力条件の下、一義的にとりうる状態として実現されているものである。このことをもう少し具体的に見てみることにする。ある鉱物が珪酸塩メルトと平衡共存している場合、鉱物を構成する独立な端成分の化学ポテンシャルは、珪酸塩メルト中における同成分の化学ポテンシャルと等しくなる。例えば $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ カンラン石の場合、カンラン石の forsterite 成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}}$) と珪酸塩メルトの同成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}}$)、そしてカンラン石の fayalite 成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}}$) と珪酸塩メルトの同成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}}$) のそれぞれが等しくなる。つまり、

$$\mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} = \mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} \quad (1)$$

$$\mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} = \mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} \quad (2)$$

が同時に成立する。これらの式はさらに、

$$\begin{aligned} \mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{0\text{ olivine}} + RT \ln a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} \\ = \mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{0\text{ melt}} + RT \ln a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{0\text{ olivine}} + RT \ln a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} \\ = \mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{0\text{ melt}} + RT \ln a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} \end{aligned} \quad (4)$$

と書くことができる。ここで、 μ_i^{0j} は j 相の i 成分の標準状態の化学ポテンシャル、 a_i^j は j 相 i 成分の活動度である。標準状態の化学ポテンシャルと活動度について、定式化や熱力学パラメータの決定が正しくなされていれば、式 (3) と式 (4) は、温度・圧力・カンラン石の組成 ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$)・メルトの組成を変数とする。このため例えば、天然の火山岩からマグマ溜まり内におけるマグマの平衡状態についての情報を引き出すにあたり、含水量以外のメルト組成・平衡共存しているカンラン石組成・圧力条件が既知であれば、原理的には残り二つの未知数、つまり平衡温度条件とメルトの含水量を、上記の 2 式を同時に解くことで一義に決定することができる。

次に、メルト中の溶存水がどのように相平衡関

係に影響を与えるかについて、見てみることにする。多成分系マグマの相平衡関係を予測するモデルとして、経験的な色合いが異なるいくつかのモデルが提示されているが (Ghiorso *et al.*, 1983; Nielsen, 1985; Ariskin *et al.*, 1993), ここではより厳密な Ghiorso and Sack (1995) らのモデルを用い、珪酸塩メルト-カンラン石 (Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4) と珪酸塩メルト-斜長石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) の相平衡を取り上げる。例えば、珪酸塩メルト-カンラン石の相平衡の場合、式 (3) と式 (4) において、カンラン石については Hirschmann (1991) のモデルを、珪酸塩メルトについては Ghiorso and Sack (1995) のモデルを用いると、

$$\begin{aligned} & \mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} + W_{\text{olivine}}(1 - X_{\text{Mg}})^2 + 2RT \ln(X_{\text{Mg}}) \\ &= \mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} + RT \ln X_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4} + \sum_{i=1}^n X_i W_{i, \text{Mg}_2\text{SiO}_4} \\ & - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} X_i X_j + RT \ln(1 - X_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (5) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{olivine}} + W_{\text{olivine}}(X_{\text{Mg}})^2 + 2RT \ln(1 - X_{\text{Mg}}) \\ &= \mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}} + RT \ln X_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4} + \sum_{i=1}^n X_i W_{i, \text{Fe}_2\text{SiO}_4} \\ & - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} X_i X_j + RT \ln(1 - X_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (6) \end{aligned}$$

と表現できる。ここで両式の左辺の W_{olivine} (J) は、カンラン石の非理想性の程度を示す相互作用係数であり、圧力依存性をもつ。Ghiorso and Sack (1995) は、メルトの構成成分として、 SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgCr_2O_4 , Fe_2SiO_4 , Mg_2SiO_4 , CaSiO_3 , Na_2SiO_3 , KAlSiO_4 , $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, H_2O の 12 種類を考慮した。式 (5) と式 (6) の右辺の X_i は、メルト成分 i のモル分率をあらわす。また $W_{i,j}$ (J) は、成分 i と成分 j の相互作用係数である。

これらの関係式からわかるように、メルト中の水は、式 (5) と式 (6) の右辺第 2-5 項を通してメルトの各成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}}$, $\mu_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{melt}}$) に影響を与える。そこで、実際にどのくらいメルト中の溶存水が相平衡関係に影響を与

えるかについて見てみることにする。玄武岩組成のメルトについて、カンラン石・斜長石のリキダス温度 (無限少量の固相と共存する温度) の含水量依存性を計算した結果 (圧力条件: 200 MPa) を図 1a に示す。なお、それぞれの相平衡の計算は、自身以外の固相の存在を無視して行っているため、例えば含水量 4 wt.% における斜長石のリキダス温度は、より高温条件でカンラン石が晶出するため、準安定条件の温度、ということになる。図からわかるように、カンラン石・斜長石ともに、リキダス温度に含水量依存性があり、含水量が増加するにつれ、リキダス温度が低下する。また、その依存性の大きさは鉱物の種類によって異なり、斜長石はカンラン石に比べ、かなり大きい依存性をもつことがわかる。これは、溶存水がメルト成分の化学ポテンシャルに与える影響の大きさが、成分によって異なるためである。また図 1b には、リキダス温度条件下の各鉱物の組成を示す (X_{An} は斜長石の anorthite 成分の割合をあらわす)。カンラン石の X_{Mg} は、含水量の変化に対してさほど大きな変化を示さないが、斜長石の X_{An} は、含水量の増加とともに大きく増加することがわかる。このような特徴を活かして、斜長石とメルトの平衡関係は、例えばマグマ溜まり内における珪酸塩メルトの含水量の推定に利用される (Housh and Luhr, 1991)。以上の例から、水の存在により珪酸塩メルトの自由エネルギーが大きく変化し、その結果、鉱物の晶出温度や鉱物組成に大きな影響を与えることがわかる。これらの効果は、以下で示すように、マントルにおけるマグマの発生やマグマの化学的多様性の形成を大きく支配する。

2) マグマの密度

珪酸塩メルトの密度 (ρ_{melt} , g/cm³) は、メルトのモル体積 (V_{melt} , cm³/mol) とメルトを構成する酸化成分 i の分子量 ($(M.W.)_i$, g/mol) を用いて、

$$\rho_{\text{melt}} = \frac{\sum X_i (M.W.)_i}{V_{\text{melt}}} \quad (7)$$

と表現される。ここで、 X_i は各成分のモル分率である。また上式において、メルトのモル体積

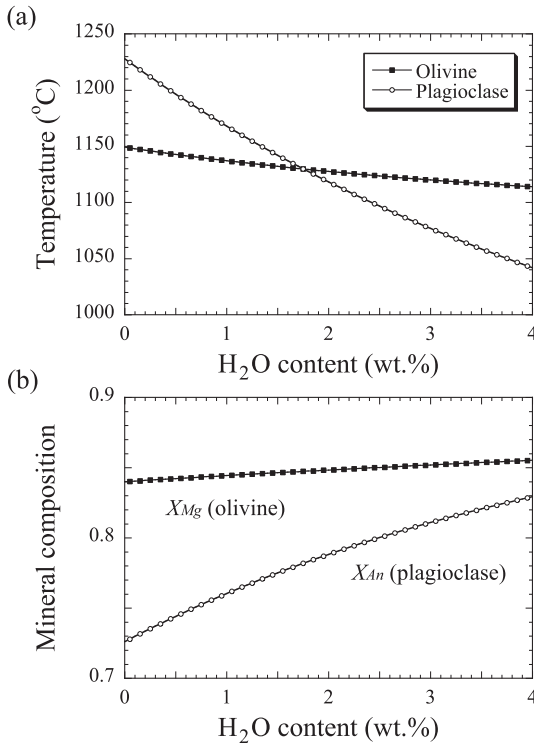


図 1 カンラン石と斜長石の (a) リキダス温度と (b) 化学組成の含水量依存性. マグマ組成は、利尻火山のアルカリ玄武岩 (Kuritani, 1999b) を用いた. 圧力条件は 200 MPa とし、酸化還元状態は NNO buffer を仮定した. 熱力学モデルは、Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991), Elkins and Grove (1990) を用い、鉄の酸化状態は Kress and Carmichael (1991) に基づき計算した. また標準状態の固相の化学ポテンシャルは、Berman (1988) に基づいて計算した.

Fig. 1 (a) Calculated liquidus temperatures and (b) chemical compositions of olivine and plagioclase as a function of dissolved water content for an alkali basalt magma from Rishiri Volcano. The composition of the melt (Kutsugata North lava) is presented in Table 2 of Kuritani (1999b). Pressure condition of 200 MPa and oxygen fugacity of NNO buffer are adopted. The thermodynamic solution models of Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991) and Elkins and Grove (1990) are used. The ferric-ferrous ratio is calculated according to the model of Kress and Carmichael (1991). Chemical potentials of solid phases are obtained from data of Berman (1988).

は、

$$V_{melt}(T, P, X_i) = \sum X_i [\bar{V}_i, T_{ref}, P_{ref}] + \left(\frac{d\bar{V}_i}{dT} \right)_{P_{ref}} (T - T_{ref}) + \left(\frac{d\bar{V}_i}{dP} \right)_{T_{ref}} (P - P_{ref}) \quad (8)$$

と表現される。ここで、 $\bar{V}_i, T_{ref}, P_{ref}$ は標準状態での i 成分の部分モル体積、 $d\bar{V}_i/dT$ と $d\bar{V}_i/dP$ はそれぞれ、 $\bar{V}_i$ の温度変化率、圧力変化率をあらわす。

Bottinga and Weill (1970) 以降、珪酸塩メルトの密度・メルトの熱膨張率・圧縮率のデータが数多く蓄積され (Lange and Carmichael, 1987; Rivers and Carmichael, 1987; Kress *et al.*, 1988; Kress and Carmichael, 1991), 無水条件下においては、珪酸塩メルトの密度は高精度で推定することが可能になった (それまでの結果は、Lange and Carmichael (1990) によって総括されている)。これは、上式のようにメルトのモル体積が各成分の部分モル量の線形和として表現できるという性質とともに、一気圧下における (無水) メルトの密度測定が比較的容易であることによる。しかしその一方で、含水メルトの密度計算に必要な、溶存水の部分モル体積・モル体積の温度・圧力依存性のデータは、実験の困難さのため、著しく数が少ない (Burnham and Davis, 1971; Silver *et al.*, 1990; Lange, 1994; Ochs and Lange, 1997)。また、それらのデータのばらつきも大きく、この不確定性は含水メルトの密度計算に多大な影響を及ぼす (Lange, 1994)。最近のデータとして、Ochs and Lange (1999) は $\bar{V}_{H_2O} = 22.9 \text{ cm}^3/\text{mol}$ (1 bar, 1000°C; 1 bar = 0.1 MPa), $d\bar{V}_{H_2O}/dT = 9.5 \times 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{mol K}$, $d\bar{V}_{H_2O}/dP = -3.2 \times 10^{-4} \text{ cm}^3/\text{mol bar}$ という値を提示し、さらに $\bar{V}_{H_2O}$ は、水を含めたメルト組成への依存性がないことを示した。しかし Ochs and Lange (1999) の値を使用してモデル計算をした場合、水の溶解度の既存の実験結果がうまく再現されないことがある、という指摘もあり (Newman and Lowenstern, 2002), 今後のさらなるデータの蓄積、及びより普遍性の高い値の決定が待たれるところである。

以下に、Lange and Carmichael (1990) と

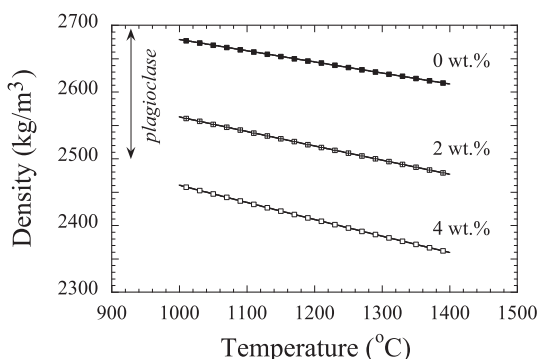


図 2 珪酸塩メルトの密度変化の温度・含水量依存性。メルト組成は、利尻火山のアルカリ玄武岩 (Kuritani, 1999b) を用いた。圧力条件は 200 MPa とし、酸化還元状態は NNO buffer を仮定した。メルト密度の計算は Lange and Carmichael (1990) と Ochs and Lange (1999) のデータを用いた。参考のため、斜長石固溶体が地殻下でとりうる密度の範囲を矢印で示す。

Fig. 2 Calculated variations of melt density with temperatures for different water contents of 0, 2, and 4 wt.%. The melt composition of alkali basalt magma from Rishiri Volcano (Kuritani, 1999b) is used. Pressure condition of 200 MPa and oxygen fugacity of NNO buffer are adopted. The melt density is calculated using data of Lange and Carmichael (1990) and Ochs and Lange (1999). The range of densities of plagioclase solid solution is also shown by a vertical arrow.

Ochs and Lange (1999) のデータを用いて計算した、玄武岩組成の珪酸塩メルトについての、密度の含水量依存性を示す (図 2)。なお、メルト密度の変化曲線の低温領域では本来は結晶が晶出するはずであるので、図は仮想的なメルトの密度変化曲線、ということになる。珪酸塩メルトは、温度の低下とともに密度が増加する。また、水が加わると、メルトの密度が劇的に下がることになる。ちなみに、斜長石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) 固溶体がとりうる密度は地殻下では 2500 ~ 2700 kg/m^3 程度であるので、このことから、溶存水がいかにメルトの密度を大きく変化させるかわかるであろう。

3) マグマの粘性

珪酸塩メルトは、ほぼニュートン流体として取

り扱ってよいことが知られている。このことから、粘性率 η ($\text{kg/m s} = \text{Pa s}$) は、 x - y 面と水平に x 方向に速度 v_x (y) m/s で流れる流体内部において、ある場の接線応力 (τ_{yx} , N/m^2) とその場の速度勾配 ($dv_x/dy = \gamma$, s^{-1}) の比

$$\eta = \frac{\tau_{yx}}{\gamma} \quad (9)$$

として表現される。珪酸塩メルトの粘性は、 SiO_4 や AlO_4 四面体の複雑な重合に起因する束縛力によるものであり、天然のメルトの粘性率の範囲は、メルトの組成・温度・圧力の関数として、 10^0 から 10^{13} Pa s 程度にまで及ぶと考えられている。

含水系の珪酸塩メルトの粘性率を計算するモデルとして、Shaw (1972) は Arrhenius の関係式

$$\ln \eta = A + \frac{B}{T} \quad (10)$$

を採用し、水を含めたメルトの組成から定数 A と B を計算する経験式を与えた。このモデルは、任意のメルト組成の粘性率を推定することができる、という高い汎用性から、現在に至るまで広く用いられている。しかしその一方で、天然のマグマに相当する温度領域では、Arrhenius の関係式が必ずしも成立しないことが指摘されている (Neuville and Richet, 1991; Neuville *et al.*, 1993 など)。そのため、様々な組成のメルトについて、粘性率の測定結果を non-Arrhenius タイプの関係式を用いて表現する試みが行われるようになっていく (例えば、Taniguchi, 1995; Hess and Dingwell, 1996; Richet *et al.*, 1996)。その結果、個々のメルト組成については、それぞれの経験的パラメータを決定することによって、粘性率の温度・含水量依存性等を厳密に表現することに成功するようになった (Whittington *et al.*, 2001; Giordano *et al.*, 2004; Vetere *et al.*, 2006 など)。しかし現在のところ、含水量を含めた任意のメルト組成の粘性率を予測するモデルの確立には至っていない。

次に、玄武岩質メルト (Giordano and Din-

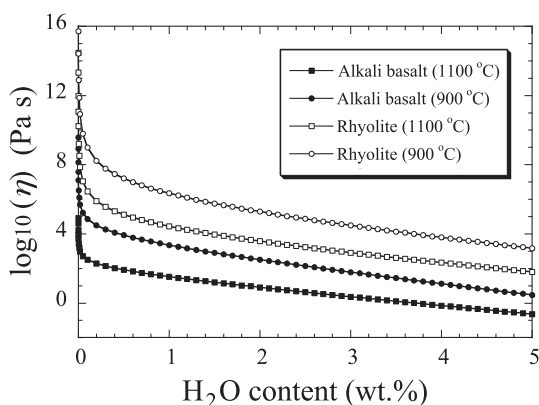


図3 珪酸塩メルト粘性率の、温度・化学組成・含水量依存性。メルト組成（アルカリ玄武岩と流紋岩）とそれぞれの組成についての粘性率の計算モデルはGiordano and Dingwell(2003)とRomano *et al.* (2003)に基づく。

Fig. 3 Calculated variations of melt viscosity with water contents for different melt compositions and temperatures: 900 °C and 1100 °C. The compositions of melts and models for calculating viscosities are from Giordano and Dingwell (2003) and Romano *et al.* (2003).

gwell, 2003), 及び流紋岩質メルト (Romano *et al.*, 2003) について, 溶存水がメルトの粘性率に与える影響を示す (図3)。いずれの組成のメルトも, 水の存在により, 粘性率がオーダーで劇的に変化することがわかる。これは, 溶存水が SiO_4 や AlO_4 四面体の重合を切る働きをするためである。式 (10) から予想される通り, 同じ含水量で比較すると, より高温のほうが粘性率は低くなる。なお, 玄武岩質メルトについては, 900 °C の条件では結晶化が起きるため, 仮想的なメルトの粘性率をあらわしている。

4) マグマへの水の溶解度

高圧条件下では, 珪酸塩メルトは水を溶かしこむことができる。通常のマグマ発生の深度以浅では, ある与えられたメルト組成・温度・圧力条件下で溶けうる量には限度があり, それが水の溶解度である。その条件下では, 珪酸塩メルト中の水と (無限少量の) 気相中の水が平衡共存する。この場合, 珪酸塩メルト中の水成分の化学ポテンシャル ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{melt}}$) と気相中の水成分の化学ポテン

シャル ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{vapor}}$) が等しい, という関係が成立する。つまり,

$$\mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{vapor}}(P, T, X_i^{\text{vapor}}) = \mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{melt}}(P, T, X_i^{\text{melt}}) \quad (11)$$

となる。上式は, 非理想性を含めて熱力学モデルによって適切に表現されていれば, $\mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{vapor}}$ は圧力 (P)・温度 (T)・気相の化学組成 (X_i^{vapor}) の関数に, また $\mu_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{melt}}$ は圧力・温度・メルトの化学組成 (X_i^{melt}) の関数になっていることをあらわす。ここで, メルト中の水成分の組成 ($X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{melt}}$) が水の溶解度である。

珪酸塩メルトへの水の溶解度については, Hamilton *et al.* (1964) によって, 天然の玄武岩・安山岩組成のメルトを対象に実験的に調べられ, 水の溶解度は一定温度条件下において, 近似的に

$$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{melt}} \propto \sqrt{P} \quad (12)$$

と表されることを示した。その後, 単純系・天然系の物質を対象とした実験的研究が数多く行われ, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ 系における P-V-T 関係の直接測定から展開した「Burnham モデル」(Burnham, 1994 に総括) や珪酸塩メルト内の水の speciation ($\text{H}_2\text{O}^{\text{melt}} + \text{O}^{\text{melt}} = 2\text{OH}^{\text{melt}}$) を考慮した「Stolper モデル」(Silver and Stolper, 1985; Silver *et al.*, 1990 など) を初め, 熱力学的取り扱いが異なるいくつかの水の溶解度モデルが提示されてきた (Nicholls, 1980; Moore *et al.*, 1998; Papale, 1999)。

以下に, 経験の色合いが濃い, 幅広い組成のメルトに適用することができる Moore *et al.* (1998) のモデルに基づいて計算した, 玄武岩組成のメルトについての水の溶解度の, 温度・圧力依存性を示す (図4)。水の溶解度は, 基本的に圧力条件に大きく支配されていることがわかる。この性質は, のちに示すように, マグマの噴火現象において大きな鍵を握る。また, 一定の圧力条件下では温度が低いほど水の溶解度が高くなる。図には示していないが, 水の溶解度曲線は, メルト組成にも依存する。

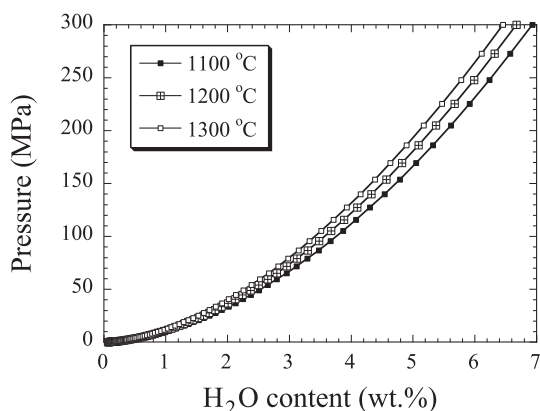


図 4 珪酸塩メルトに対する水の溶解度の圧力・温度依存性. メルト組成は、利尻火山のアルカリ玄武岩 (Kuritani, 1999b) を用いた. 水の溶解度は, Moore *et al.* (1998) のモデルに従って計算した.

Fig. 4 Calculated variations of water solubility in silicate melt as a function of pressure for different temperatures: 1100°C, 1200°C, and 1300°C. The melt composition of alkali basalt magma from Rishiri Volcano (Kuritani, 1999b) is used. Water solubility is calculated according to the model of Moore *et al.* (1998).

III. 水がマグマプロセスに与える影響

これまで II 章において、水がいかにマグマの物理的・熱力学的状態に影響を与えるかを見てきた。地球上に存在するマグマは、その多くは含水量が 1 wt.% 以下であると考えられるが、水の分子量は小さいため、メルト中のモル分率に換算すると、とても無視できない程度の量になる。そのため、含水量が低くても、メルトの状態に大きな影響を与えることになる。III 章では、マントルにおけるマグマの発生から、噴火後、及び地殻貫入後の固結までのプロセス (図 5) において、水がマグマに対して具体的にどのような影響を与え、またどのような現象を引き起こすのかを、順を追って見ていくことにする。

1) マントルにおけるマグマの発生

固体のマントルが融解するメカニズムとしては、マントルの局所的な温度上昇・マントルの断熱的上昇に伴う圧力低下・水に富む流体相のマント

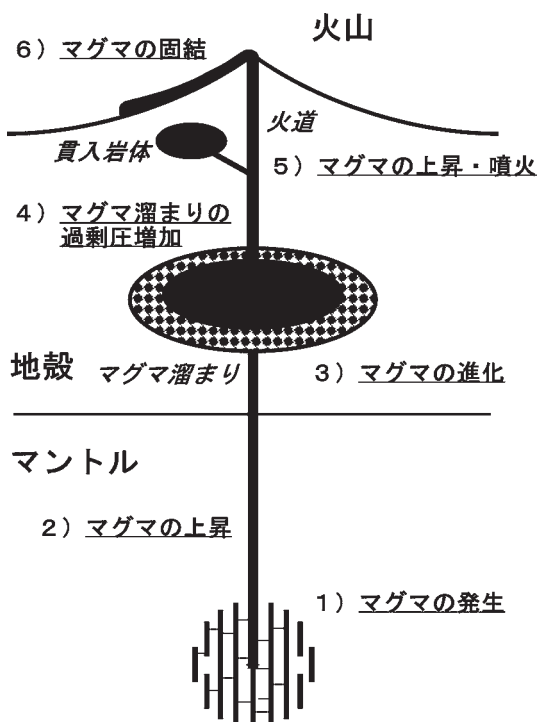


図 5 マグマシステムの模式図. マントルで発生したマグマは分離・上昇し、マントル-地殻境界部や地殻内のマグマ溜まり中で熱・物質的に進化する. その後、マグマは火道内を上昇して地表に噴出し、固化する.

Fig. 5 Schematic illustration of the different parts of a magmatic system. Magma is generated at depth, and rises to accumulate in a crustal magma chamber. Then, magma is discharged from the magma chamber, ascends in a volcanic conduit, and solidifies after eruption.

ルへの付加、などが重要であると考えられている。マグマ発生における水の役割については、古くからその重要性が認識され、とりわけ実験岩石学による forward 的な手法で多くの研究がなされてきた。II 章の 1) で示したように、水の存在によって固相-液相間の相平衡関係が変化するため、カンラン岩のソリダスが低下し、また生成されるマグマの組成が変化する。例えば、Kushiro (1969) は、2 GPa の圧力条件下で forsterite-diopside-silica 系の相平衡関係を実験的に考察し、無水条件下に比べ、水に飽和した条件下では、カ

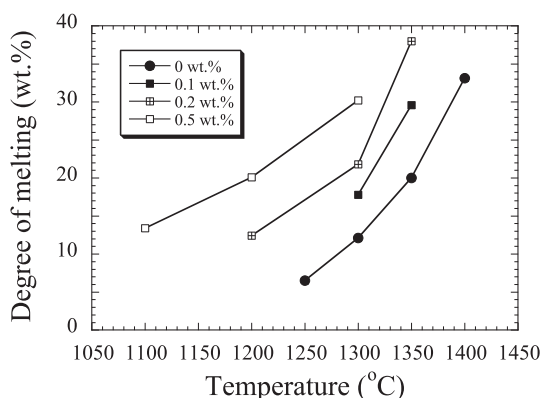


図6 カンラン岩融解実験に基づく、部分溶融度と温度の関係の、含水量依存性 (Hirose and Kawamoto, 1995). 圧力条件は1 GPaである. 無水の実験データはHirose and Kushiro (1993)に基づく.

Fig. 6 The relationship between degrees of melting and temperatures for different initial water contents in the melting experiments of KLB-1 at 1 GPa by Hirose and Kawamoto (1995). Data for the anhydrous case are from Hirose and Kushiro (1993).

ンラン石固溶体と輝石固溶体のリキダス境界が大きくシリカ側に移動し、またリキダス温度が大きく低下することを示した。

カンラン岩が水に不飽和であるという条件での融解実験は、その後 Hirose and Kawamoto (1995) などによって行われた。図6には、彼らによって得られた、部分溶融度と温度の関係の、カンラン岩中の含水量への依存性を示す（無水条件は Hirose and Kushiro, 1993）。例えば、同じ1300°Cの条件下では、無水の場合の部分溶融度は約12 wt.%であるのに対し、水が0.5 wt.%存在すると、部分溶融度は約30 wt.%にまで増加することがわかる。また彼らは、部分溶融度が低い場合には、同じ溶融度で比較した場合の部分溶融液の組成が水の存在によって変化するが、部分溶融度がある程度高くなると（ $> \sim 10$ wt.%），部分溶融液の組成は、同一の部分溶融度では水の有無に関係なく、ほぼ同じになることを示した。水が部分溶融メルト組成に与える影響については、その後 Gaetani and Grove (1998) らによ

ても詳しく調べられている。

このような特徴は、とりわけ島弧マグマの発生において本質的な役割を果たす。島弧下においてソリダス温度以下の状態にあるマントルは、沈み込むスラブの脱水分解反応によって連続的に放出される流体相 (Schmidt and Poli, 1998 など) が付加されることによって、マグマが発生すると考えられている（例えば、Tatsumi *et al.*, 1983）。島弧マグマの発生に水が大きく関与していることは、島弧マグマの水に富んだ特徴からも示唆され、例えばニカラグアの Cerro Negro 火山においては、玄武岩中のカンラン石のガラス包有物から6 wt.%に達する含水量が報告されている (Roggensack *et al.*, 1997)。一方で、島弧マグマほどではないが、海洋島玄武岩マグマにもある程度の水が含まれる（ < 1 wt.%）。海洋島玄武岩マグマは、基本的にマントル物質の断熱上昇による減圧効果でマグマが発生すると考えられるが、水が含まれていれば、必ずしもマグマ発生を部分的な超高温領域（“hot spot”）であると考えする必要はない (Schilling *et al.*, 1980; Bonatti, 1990; Nichols *et al.*, 2002)。また、中央海嶺玄武岩マグマの含水量は低く、0.5 wt.%以下であると考えられる（例えば、Johnson *et al.*, 1994）。中央海嶺玄武岩マグマも、マントルの上昇に伴う減圧によって生成されるが (McKenzie and Bickle, 1988)、僅かであっても水が存在することによって、無水条件下と比較して、部分溶融層における低溶融度領域がより高压側に拡大する。その結果、噴出するマグマの化学組成は、高压条件下で発生したメルトの影響や低溶融度領域で発生したメルトの影響をより強く受けることになる (Asimow and Langmuir, 2003)。

2) マントル内でのマグマの上昇

マントルで発生したマグマは、固相に対するマグマの浮力や固相の流動によって生じる圧力勾配を駆動力として結晶粒界を移動し、その後マントル内を上昇する（例えば、McKenzie, 1984; Spiegelman and McKenzie, 1987）。マグマの分離・上昇過程については、噴出岩にみられるウラン系列放射非平衡等の地球化学的特徴を説明する

べく、いくつかのモデルが提唱されている。それらは例えば、発生したマグマは移動する部分溶融領域から、ある割合のメルトを残して分離し、化学的に孤立したチャンネルを通して上方に輸送されるというモデル (McKenzie, 1985)、発生したマグマは、マントルと化学的に反応を起こしながら浸透流として上昇するというモデル (Spiegelman and Elliott, 1993)、マントル内を浸透流として上昇するマグマの一部が化学的に隔離されたチャンネルを使って上昇するというモデル (Iwamori, 1994) などである。

水は、メルトの密度や粘性率への影響を通して、マグマの分離・移動過程に大きな影響を与えるはずである。例えば、マントル内のチャンネル (幅: $2h$, m) を、浮力を駆動力として層流で流れるメルトの平均移動速度 ($\bar{v}$ m/s) は、

$$\bar{v} = \frac{h^2}{3\eta}(\rho_s - \rho_l)g \quad (13)$$

と書ける (Turcotte and Phipps Morgan, 1992)。ここで、 ρ_s (kg/m^3) と ρ_l (kg/m^3) はそれぞれ、マントルとメルトの密度、 g (m/s^2) は重力加速度である。例えば、幅 10 cm のチャンネル内をアルカリ玄武岩質メルト (Giordano and Dingwell, 2003) が上昇する場合、含水量が 1 wt.%, 2 wt.%, 3 wt.% のときの上昇速度は、それぞれ約 0.6 m/s , 2.2 m/s , 7.4 m/s となる。つまり含水量が増加するにつれ、メルト粘性率が大幅に減少し、またメルトの密度が減少してマントルの密度 (3300 kg/m^3 を仮定) との差が大きくなることによって、上昇速度が大幅に増加することになる。

3) 地殻内でのマグマの進化

一部の例外を除き、マントルで発生したマグマは、地表への上昇の途中で地殻-マントル境界部 (モホ面) や地殻内に停留し、マグマ溜まりを形成する (図 5)。そのように定置したマグマは、周囲からの冷却によって壁側から選択的に結晶化が進行し、マグマ溜まり周縁部には固相と液相が共存する領域 (固液境界層) が形成される (図 7)。このような、マグマから地殻への不可逆的な熱輸

送の結果、マグマ溜まり内では様々な密度不安定が生じ、熱や物質の移動が自発的に起きる (例えば、Jaupart and Tait, 1995)。

3-1) 水がマグマプロセスに与える影響

マグマ溜まりの冷却に伴って自発的に起きる動的プロセスとして、まず熱対流が挙げられる。マグマ溜まり主要部と天井部の固液共存層との境界部には、密度的に不安定な熱境界層が形成され、熱対流はその不安定性を駆動力として主要部マグマ内で発生する (図 7)。マグマ溜まり内において、熱対流は主要部マグマの冷却を促進し、熱や物質を均質化する働きをする。また、熱対流の熱流束が大きい場合、マグマ溜まり直上の地殻を溶融し、二次的なマグマを大規模に生成する可能性がある (Huppert and Sparks, 1988)。マグマの熱対流に伴う熱流束 (F_t , W/m^2) は、以下の式で表現される (Turner, 1979)。

$$F_t = (2^{4/3} \lambda) \rho c \kappa \left(\frac{\alpha g}{\kappa \nu} \right)^{1/3} (T_l - T_i)^{4/3} \quad (14)$$

ここで、 λ は定数、 ρ (kg/m^3) はメルトの密度、 c ($J/kg \text{ K}$) は比熱、 κ (m^2/s) は熱拡散率、 α (K^{-1}) は熱膨張率、 ν (m^2/s) は動粘性率 ($\nu = \eta/\rho$)、 $T_l - T_i$ は熱境界層の温度差 (T_l は主要部マグマの温度) である。この式において、熱境界層の温度差の特定が困難であるため (Davaille and Jaupart, 1993 など)、熱流束を具体的に与えるのは容易ではないが、定性的にはメルトの粘性率・密度が小さいほうが、より熱対流の熱流束が高くなる。つまり、同一の無水メルト組成で比較すると、より含水量が高いほうがより熱対流が活発になることが予想される。

次に、固液境界層内の粒間メルトと主要部マグマとの間が密度的に不安定になれば、両者のメルトの交換、つまり組成対流が進行する (図 7)。組成対流は、マグマの結晶化の進行とともに残液の密度が低くなるような場合には、主要部マグマと底部の固液境界層との間で進行し (利尻火山下のマグマ溜まりなど: Kuritani, 1999b)、密度が高くなる場合には天井部の固液境界層との間で進行する (スケアガード岩体など: McBirney,

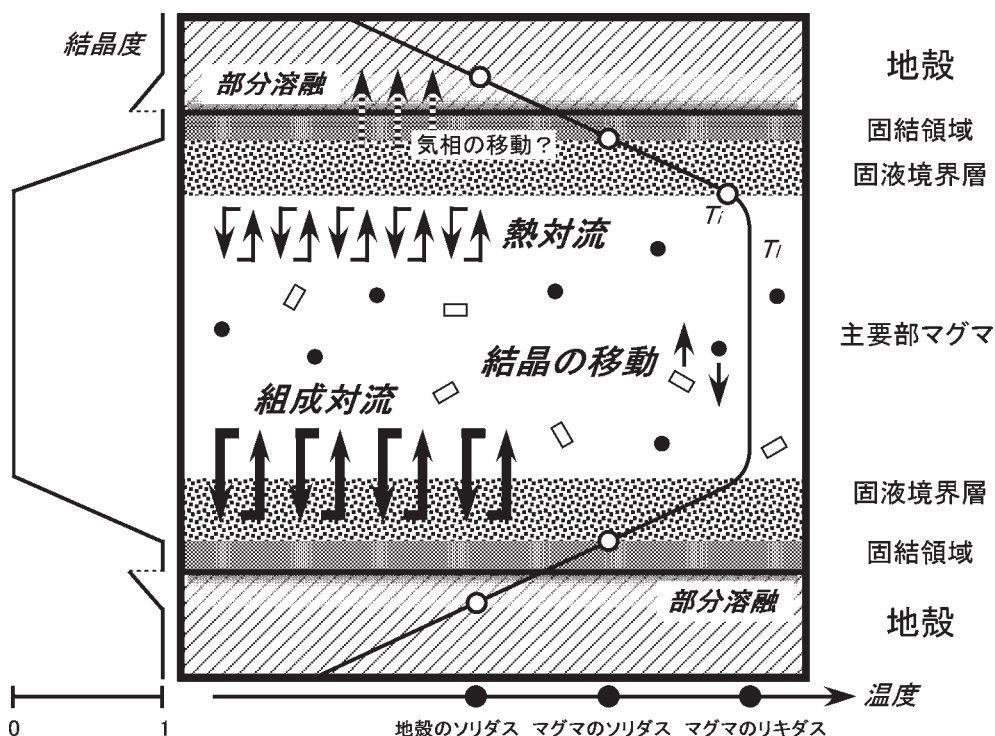


図 7 熱・物質進化が進行中のマグマ溜まりの模式図。マグマ溜まり内では、熱対流・組成対流・固相と液相の相対運動などが起きている。模式的な温度と結晶量の変化も併せて示してある。\$T_l\$ と \$T_i\$ はそれぞれ、主要部マグマの温度と主要部マグマ-上部固液共存層との境界部分の温度をあらわす。

Fig. 7 Schematic illustration of a magma chamber in which thermal convection, compositional convection, and solid-melt separation are taking place. Schematic temperature profile and crystallinity profile are also shown. \$T_l\$ and \$T_i\$ indicate the temperature of the main magma and the temperature at the interface between the main magma and the roof mush zone, respectively.

1995)。また、マグマ溜まりの側壁が関与する組成対流も重要である。組成対流は、低温の固液境界層中の分化した粒間メルトをマグマ溜まり主要部に運ぶため、マグマの組成進化を引き起こす。またメルトの輸送中に、メルトが周囲のより高温な固液境界層と熱平衡に達しない場合には、主要部マグマの冷却も引き起こす (Tait and Jaupart, 1992)。模式的なケースとして、メルト分率が一定の固液混合領域と、その上層に位置する液相 (混合領域の液相より高密度) 領域との間で進行する組成対流の効率 (メルトの交換速度 \$V_c\$, m/s) は、

$$V_c = C_c \cdot \frac{K \cdot \Delta \rho_c \cdot g}{\phi_l \cdot \eta} \quad (15)$$

と表現される。ここで、\$C_c\$ は定数、\$K\$ (m\$^2\$) は浸透率、\$\Delta \rho_c\$ (kg/m\$^3\$) はメルト間の密度差、\$\phi_l\$ は固液混合領域のメルト分率である (例えば、Kerr and Tait, 1985)。つまり組成対流は、定性的には主要部マグマのメルトと固液境界層内のメルトの密度差がより大きく、またメルトの粘性率がより低いほど活発になる。このうち、密度差についてはマグマの相平衡関係に依存するため振る舞いが複雑であるが、メルトの粘性率に関しては、より高含水量のマグマほど、より組成対流を促進する効果を生み出す。

マグマ貫入時に既に結晶を含んでいる場合、また貫入時には結晶が存在していなくても、マグマ溜まり主要部が次第に冷却されて結晶が晶出した場合には、主要部マグマ内で結晶の分離が起こり

うる (図 7)。マグマ溜まり主要部における結晶とメルトの分離は、マグマの熱進化にはあまり影響を与えず、主にマグマの組成進化に寄与する。結晶量が十分に低く、かつレイノルズ数も十分に低い場合、結晶とメルトの分離はストークス則で近似できる。このとき、両者の相対速度 (V_s , m/s) は

$$V_s = C_s \cdot \frac{a^2 \cdot \Delta \rho_s \cdot g}{\eta} \quad (16)$$

と表現できる。ここで、 C_s は定数 ($= 2/9$)、 a (m) は結晶を球形近似した際の半径、 $\Delta \rho_s$ (kg/m^3) は結晶とメルトの密度差である。主要部マグマ全体が「静的」である場合には、主要部全体に式 (16) を適用できるが、主要部マグマに熱対流が発達している場合には、主要部マグマの最下部 (底部固液共存層との境界部付近) に適用できる (Martin and Nokes, 1989)。この式から、結晶とメルトの分離は、主に両者の密度差とメルトの粘性率に支配されることがわかる。例えば、含水量が 1 wt.% と 4 wt.% の玄武岩質メルト (図 3 の計算に用いたメルト) における、直径 1 mm のカンラン石とメルトの相対速度は、それぞれ 8.5×10^{-6} m/s, 5.0×10^{-5} m/s となる。このケースでは、含水量が高いほどメルトとカンラン石の密度差が大きくなり、かつメルトの粘性率が低下するため、より相対速度が大きくなる。

3-2) 水がマグマの熱・物質的進化に与える影響

実際のマグマ溜まり内では、上述の熱対流・組成対流・結晶-メルトの相対運動といった過程が互いに結合しながら、その結果としてマグマの熱・物質の進化が進行する。水は、特に粘性率を下げる効果を通してこれらすべての過程を促進させる働きをする。また、水はそれぞれの過程のカップリングにも影響を与える。例えば、より高含水量のマグマほど、より組成対流が活発になることが期待されるが、組成対流が活発になると、固液境界層から水やアルカリに富んだ分化液が主要部マグマに混合することで、主要部マグマのリキダス温度が下げられる。その結果、主要部マグ

マの結晶化が妨げられ、主要部マグマ内の「結晶-メルトの相対運動」が、マグマの組成進化に果たす役割が小さくなることが予想される。

水はまた、マグマの相平衡関係に与える影響を通して、マグマの組成進化に大きく影響を与えると考えられる。図 8 には、含水量が 1 wt.% と 4 wt.% の玄武岩質マグマの、バッチ結晶化作用における液相の組成変化 (固相はカンラン石と斜長石のみを考慮) を示したものである。マグマ中の含水量は、特に斜長石の晶出温度に影響を与え (図 1)、斜長石は 1 wt.% のマグマではリキダス相として現れるが、4 wt.% のケースでは、カンラン石の晶出からかなり遅れて結晶化を始める。その結果、MgO を初め、CaO や Al_2O_3 などの成分について、メルトの組成変化の特徴は、含水量に依存して全く異なったものになる。

マグマ中の水は、マグマそのものの相平衡関係だけでなく、マグマ溜まり直上の地殻物質の相平衡関係にも影響を与えうる。含水マグマの場合、マグマ溜まり天井部の固液境界層内では、結晶化に伴って必ず水に飽和し、気相が生じる。そのような水に富む気相は、クラック等を通じて上部の地殻まで移動するかもしれない (図 7)。すると、地殻物質のソリダス温度の低下が引き起こされ、地殻物質の溶融がさらに起こりやすくなる可能性がある。

4) マグマ溜まりの過剰圧の増加

地殻内において空間 V を占めているマグマ溜まりが、静水圧 P_i の状態で存在するとする。そのマグマ溜まりが、なんらかの理由で体積 ΔV だけ膨張する場合、マグマ溜まりは加圧されて過剰圧 ΔP が発生する。単純な球形のマグマ溜まりを考えると、それらの関係は、

$$\Delta P = \frac{4}{3} \mu_c \frac{\Delta V}{V} \quad (17)$$

とあらわすことができる (例えば, Tait *et al.*, 1989)。ここで、 μ_c はマグマ溜まり周縁部の岩石の剛性率である。そして、過剰圧がマグマ溜まり周縁部を構成する岩石の張力 (おおよそ 10 MPa 程度: Etheridge, 1983) の 2 倍を超えると、岩石

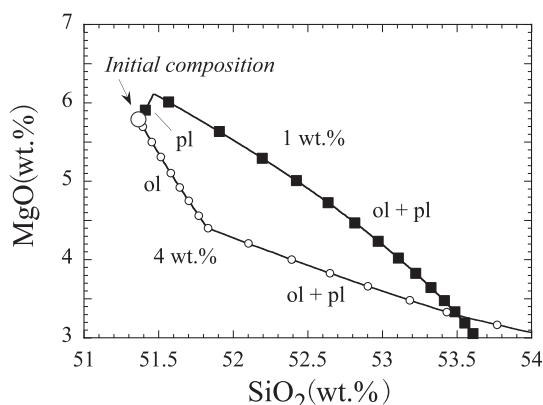


図 8 含水量が1 wt.%と4 wt.%の玄武岩質マグマの、バッチ結晶化作用におけるメルト組成の変化。マグマ組成は、利尻火山のアルカリ玄武岩 (Kuritani, 1999b) を用いた。圧力条件は200 MPa とし、酸化還元状態は NNO buffer を仮定した。熱力学モデルは、Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991), Elkins and Grove (1990) を用い、鉄の酸化状態は Kress and Carmichael (1991) に基づき計算した。組成トレンドには共存する結晶相を示してある (ol はカンラン石, pl は斜長石をあらわす)。

Fig. 8 The calculated variations of melt compositions by batch crystallization for basaltic magmas with water contents of 1 wt.% and 4 wt.% displayed in a MgO-SiO₂ diagram. The initial magma composition is that of the alkali basalt magma from Rishiri Volcano (Kuritani, 1999b). Pressure condition of 200 MPa and oxygen fugacity of NNO buffer are adopted. The thermodynamic solution models of Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991) and Elkins and Grove (1990) are used. The ferric-ferrous ratio is calculated according to the model of Kress and Carmichael (1991). In the diagram, solid phases in equilibrium with the melt are also shown (ol and pl mean olivine and plagioclase, respectively).

は過剰圧に耐え切れなくなり破壊が起き、マグマは過剰圧を下げるべく、マグマ溜まりから上昇する。

マグマ溜まりの過剰圧を生み出す最も効果的な過程は、新たなマグマの貫入である (Blake, 1981 など)。例えば、マグマ溜まりの体積に対し、 10^{-3} オーダーの体積のマグマが貫入すれば、

マグマ溜まりからのマグマの上昇が引き起こされると考えられている。しかし、地表に存在する火山岩には、明らかなマグマ混合の証拠が認められないものも存在することから、新たなマグマの貫入以外に、マグマ溜まりに過剰圧を発生させる過程が存在するはずである。その中で最も有力なのが、マグマ溜まりの結晶化によって引き起こされる揮発性成分の発泡である (例えば、Tait *et al.*, 1989)。つまりマグマの結晶化に伴って、固相に入らない水などの成分が次第にメルトに濃集しはじめ、 $P_i + \Delta P$ の圧力条件下における水の溶解度曲線 (図 4) よりも水が濃集した時点で気相が生成し、その結果、マグマ溜まりの体積膨張が引き起こされる、というものである。ただし、水の効果だけでマグマ溜まりの過剰圧を引き起こすには、水の溶解度の圧力依存性の関係から、マグマ溜まりの深度 (= 静水圧) とマグマの初期含水量にある程度の制限がかかる。例えばマグマの初期含水量が 0.5 wt.% でマグマ溜まりの圧力条件が 100 MPa である場合、水の効果だけで過剰圧を引き起こすためには、結晶化によって水を 6 倍以上濃集させる必要がある。つまりマグマ進化の末期に至るまでは、マグマ溜まりの過剰圧増加の有効なメカニズムにはならないことになる。そこで実際には、水に加え、水よりも珪酸塩メルトへの溶解度が低い CO₂ が重要な役割を果たしていることが考えられる (例えば、Holloway and Blank, 1994)。図 9 には、Newman and Lowenstern (2002) に基づいて計算した、玄武岩質メルトにおける H₂O-CO₂ 混合相の飽和溶解度曲線を示す。例えば、100 MPa の圧力下では玄武岩質メルト中で水が飽和するには 3 wt.% 以上の水が必要であるが、450 ppm 程度の CO₂ が存在すれば、含水量は 1 wt.% でも H₂O-CO₂ の混合相としてメルト中で飽和することが可能である。実際の気泡の形成はカイネティックな効果によって遅れるが (Bottinga and Javoy, 1990)、例えば島弧の初生マグマには 3000 ppm 以上の CO₂ が含まれているという可能性も指摘されており (Fischer and Marty, 2005 など)、地殻下のマグマ溜まり内ではマグマは気相に飽和し、かつ気泡

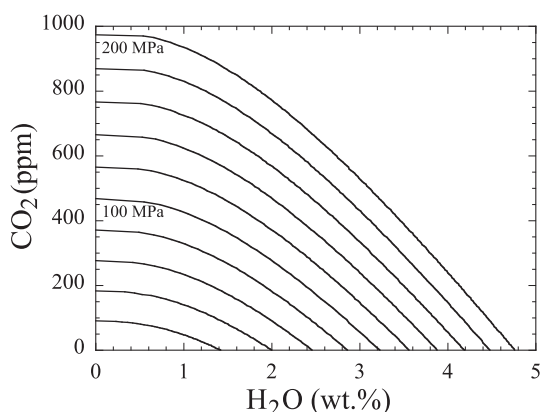


図 9 玄武岩質メルトにおける、 H_2O - CO_2 系の飽和圧力。計算モデルは Newman and Lowenstern (2002) に基づく。

Fig. 9 The solubility diagram for H_2O and CO_2 in basaltic melt at 1200°C as a function of pressure and fluid composition, calculated using the model of Newman and Lowenstern (2002).

が常に存在している可能性が高い。

以上に加え、マグマ中の水が噴火のトリガーとして有効に働く可能性があるのは、マグマ溜まり内にマグマの貫入が起きて、マグマの正味の体積増加によって過剰圧が上昇したものの、火道へのマグマの上昇を引き起こすまでには至らず、マグマ中の水の効果が「最後の一押し」をする、という場合である。このようなケースとして、貫入マグマが比較的水に富んでいた場合の、マグマの冷却による結晶化に伴う発泡が挙げられる (Huppert *et al.*, 1982)。また、珪酸塩メルトに対する水の溶解度は負の温度依存性をもつため (図 4)、貫入前に存在していたマグマ溜まり内のマグマは、ある程度の水が溶解していれば、貫入マグマによる加熱によって水の溶解度が低下し、発泡が起きることが考えられる (例えば, Yamashita, 1999)。

5) マグマの上昇・噴火

マグマは多少なりとも水を含む。そのため、マグマ溜まり内でマグマが水に不飽和であっても、大気圧下での水の溶解度はほぼゼロであるため、マグマの上昇 (= 減圧) 中にメルトは必ずどこか

で図 4 に示した水の溶解度曲線にぶつかり、水に飽和する (Sparks, 1978)。上述のように、実際にはマグマ溜まり内では CO_2 を主とする気相が存在していると考えられるが、 CO_2 は地下の比較的深部でメルトから離溶するため、低压条件下では H_2O が気相の成分として重要になる。そのような場合、火道での上昇過程では、熱力学平衡が成立していれば、気相を生成しながらメルト中の含水量は水の溶解度曲線に従って減少する。火道内のマグマの上昇は、マグマ溜まり内の過剰圧の解放とともに、このように気泡の存在によるマグマの密度低下が重要となる。

火山噴火の様式は、火道内におけるマグマ-気泡の二相流の流動様式に大きく支配される。火道内において気泡の量が少ない間は、メルトが主体である「気泡流」の状態ではマグマは上昇する。そして、減圧とともに気泡量が増加すると、合体した気泡の径が火道径程度にまで達する「スラグ流」、火道の中心部がほぼ気相で占められ、マグマは火道壁に沿って上昇する「環状流」、気泡量がある閾値 (~ 70%) を超えてマグマが破碎され、気相が主体になる「噴霧流」などに移行する (例えば, Jaupart and Tait, 1990)。

実際にどのような流動様式になるかは、マグマの組成に大きく依存する。例えば玄武岩質マグマの場合、マグマの粘性率が低いため、気泡の合体やマグマと気相の相対運動が起こりやすくなる。そのため、気泡流そのものや、気泡流からスラグ流、環状流への移行が重要となり、気泡流の場合には穏やかな溶岩流の噴火、スラグ流はストロンボリ式噴火、環状流はハワイ式噴火に至ると考えられる (例えば, Vergnolle and Jaupart, 1986)。それに対し、珪長質マグマは玄武岩質マグマに比べて粘性率が高い。さらに、マグマ上昇中には、含水量の低下そのものによる効果に加え、リキダス温度の上昇によって引き起こされる結晶化に伴ってメルトの化学組成がより珪長質に変化する効果により、メルトの粘性率は大きく上昇することになる。マグマ上昇中における粘性率の上昇は、玄武岩質マグマでも起きうるが、より含水量が高い珪長質マグマのほうが、その効果がより顕

著となる。こうした高粘性の性質により、珪長質マグマの上昇中には、気泡の合体や気泡とマグマの相対運動が玄武岩質マグマに比べて起こりにくくなる。そのため、流動様式としては、気泡流から噴霧流への移行が重要となる。実際の流動様式の移行は、マグマの上昇速度や上昇中のマグマからどの程度効率よく気相が系外に移動（脱ガス）するか大きく依存すると考えられる（例えば、Jaupart and Allègre, 1991; Woods and Koyaguchi, 1994）。上昇中のマグマから効果的にガス成分が火道壁等から抜けていけば、溶岩ドームの形成などの、比較的穏やかな噴火になる（Eichelberger *et al.*, 1986）。一方、噴霧流の状態のマグマはカタストロフィックに火道内を上昇し、火山灰を生み出すような爆発的なプリニー式噴火などに至る（Sparks, 1978 など）。

火山岩の結晶の形成場としては、長時間滞留するという点でマグマ溜まりが重要であるが、上述のようにメルトからの水の離溶によって必ず固相の過飽和状態が引き起こされる、という点で、マグマが上昇する火道内も重要な場になりうる。そこで、マグマ上昇中での結晶化における水の効果を具体的にみてみることにする。図 10 は、200 MPa のマグマ溜まり内に存在する、水に乏しい玄武岩質マグマ（1 wt.%）、水に富んだ玄武岩質マグマ（4 wt.%）、水に飽和した安山岩質マグマ（約 5 wt.%）についての、火道上昇中のマグマの結晶量変化（熱力学平衡の成立を仮定）を圧力の関数として示したものである。結晶はカンラン石と斜長石のみであると仮定し、II 章で用いた熱力学モデルを用いて結晶量を計算した。また、マグマ溜まりにおいてリキダス温度であったマグマは、断熱的に温度を低下させながら地表まで上昇する、という設定にした。なお単純化のため、マグマの断熱温度降下の計算においては気相の存在を無視した（気相が系から即座にとり去られる場合に相当）。また、特にマグマが高粘性になると、マグマの圧力と深度は線形関係にならない（＝静水圧からずれる）ことに注意を要する（例えば、Sparks *et al.*, 1994）。

低含水量玄武岩質マグマと高含水量玄武岩質マ

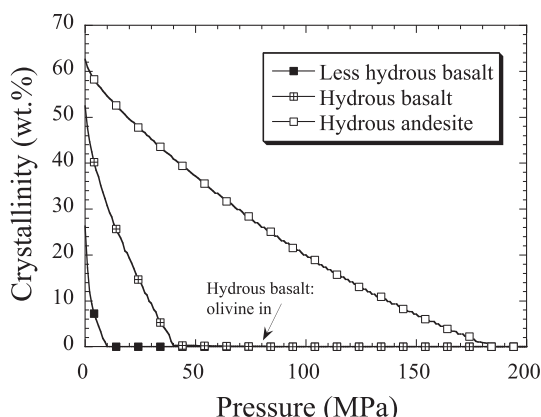


図 10 低含水量玄武岩マグマ（含水量 1 wt.%）、高含水量玄武岩マグマ（含水量 4 wt.%）、高含水量安山岩マグマ（水に飽和）の減圧中における熱力学平衡の到達時の結晶量（重量分率）変化。玄武岩の組成は利尻火山のアルカリ玄武岩（Kuritani, 1999b）を用い、安山岩の組成は利尻火山のトラカイト質安山岩（Kuritani *et al.*, 2005 の試料 Kr-74）を用いた。熱力学モデルは、Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991), Elkins and Grove (1990) を用い、鉄の酸化状態（NNO buffer）は Kress and Carmichael (1991) に基づき計算した。

Fig. 10 The calculated equilibrium crystallinities of magmas during decompression from 200 MPa to 0.1 MPa, for a less hydrous basaltic magma (1 wt.% in H₂O), a hydrous basaltic magma (4 wt.% in H₂O), and a hydrous andesitic magma (water saturated). The composition of alkali basalt lava from Rishiri Volcano (Kuritani, 1999b) and that of trachytic andesite lava from Rishiri Volcano (Kr-74 in Kuritani *et al.*, 2005) are used as the compositions of basaltic and andesitic magmas, respectively. The thermodynamic solution models of Ghiorso and Sack (1995), Hirschmann (1991) and Elkins and Grove (1990) are used. The ferric-ferrous ratio in the NNO buffer is calculated according to the model of Kress and Carmichael (1991).

グマはそれぞれ、約 15 MPa・約 145 MPa で水に飽和しはじめる。そこまでは、マグマの断熱温度降下と圧力減少に伴うリキダス温度降下がほぼつりあって、結晶化は起きない。低含水量玄武岩マグマは、水に飽和するとすぐに斜長石とカンラ

ン石の結晶化が始まり、結晶量が増加する。また、高含水量玄武岩マグマは、約 145 MPa で水に飽和後、約 80 MPa でカンラン石の結晶化が始まり（図 10）、そして約 40 MPa で斜長石の結晶化が開始して結晶量が急増する。一方で、安山岩質マグマは、火道上昇中を通して水に飽和し、マグマ溜まりを出た直後からリキダス温度の上昇に伴う結晶化が始まる。これらの結果から、マグマ上昇中での結晶化作用は、マグマの含水量に依存して大きく変化することがわかる。特に、リキダス温度の含水量依存性が非常に大きな斜長石（図 1a）の結晶化が、マグマ上昇中の結晶作用の特徴を支配し、その結果、マグマの物性に大きな影響を及ぼすことが考えられる。なお、実際には水の離溶によって上昇中のマグマに継続的に引き起こされる過飽和状態に結晶化作用が追いつけず、そのような非平衡効果によって結晶化が抑えられる可能性がある（Corrigan, 1982）。その際、例えば地表付近まで過飽和状態にならない低含水量玄武岩マグマ（図 10）は、非平衡の程度の僅かな違いで、火道内で結晶化が起きたり起きなかったりすることが考えられる。そのようなマグマ上昇中における結晶化作用の違いは噴火するマグマのレオロジーを大きく支配するため、同じ温度・組成のマグマであっても、噴火後の溶岩流の形態（アア溶岩流とパホエホエ溶岩流など）を多様化させることになる（Lipman *et al.*, 1985）。

6) マグマの固結

地表へのマグマの上昇において、メルトからの水の離溶が平衡に起きれば、地表に噴出するマグマのメルト中の含水量はほぼゼロになる。しかし、実際には完全に平衡に水の離溶が起きるわけではなく、地表への噴出時において多少なりとも水を含んでいることが多い。そのようなメルト中の水は、地表への噴出後に急冷されればそのままガラス内に凍結されるが、厚い溶岩流として流れたり、溶岩ドームを形成したりして徐冷されれば、地表への噴出後も比較的時間をかけながら引き続き水の離溶、及び脱ガスが進行する。その際には、時として離溶する水に他の揮発性元素が分配されることがあり、結果として噴出物内で元素

分別が行われ、火成岩のさらなる地球化学的多様性が生み出される。例えば Westrich *et al.* (1988) は、脱ガスによって溶岩ドームから塩素やフッ素が分別し得ることを示した。また、安山岩質溶岩流の冷却において、リチウム・ホウ素・セシウム等の元素が脱ガスに伴って分別された、という報告もある（Kuritani and Nakamura, 2006）。

またマグマ中の水は、地下でのマグマ（貫入岩体）の固結においても、人類にとって重要な元素分別を引き起こす。マグマの固結化がすすむにつれ、残液には次第に水が濃集しはじめる。そして水が飽和に達すると、気相は固結化がすすむマグマ内を移動して自由空間をつくる。そのような場所には、固相に入らない元素に濃集した残液が入り込み、その結果、タングステン・モリブデン・タンタル等、有用な元素を豊富に含む鉱床が形成されることがある（ペグマタイト鉱床）。また、マグマから分離した高温の水蒸気（熱水）が岩体の外部を構成する比較的低温の岩石中を移動すると、水蒸気中に溶け込んだ元素（鉛・亜鉛・金・銅など）が岩石中の割れ目等に沈殿し、鉱床（熱水性鉱床）が形成される。

IV. グローバルな水の循環にはたす マグマの役割

これまで、地球内部から表層へ脱ガスする水が、そのキャリアーであるマグマの状態やダイナミックな過程にどのような影響を与えるかを見てきた。とりわけ、脱ガスにおける水とマグマの関わり合いにおいては、水がマン틀の融点を下げることでマグマの発生を促すという性質、マグマは高圧条件下で水を溶かしこむことができるという性質、そして水がマグマの地表への輸送効率を増大させるという性質が重要であることがわかった。本章では、マグマのそのような特性によって地球深部から輸送される水が、地球規模の水循環において果たす役割について簡単に見てみることにする。

地球上において、最も大規模なマグマ生成の場は中央海嶺である。このことから、地球内部に存在する水の一部は、中央海嶺玄武岩の生成を通し

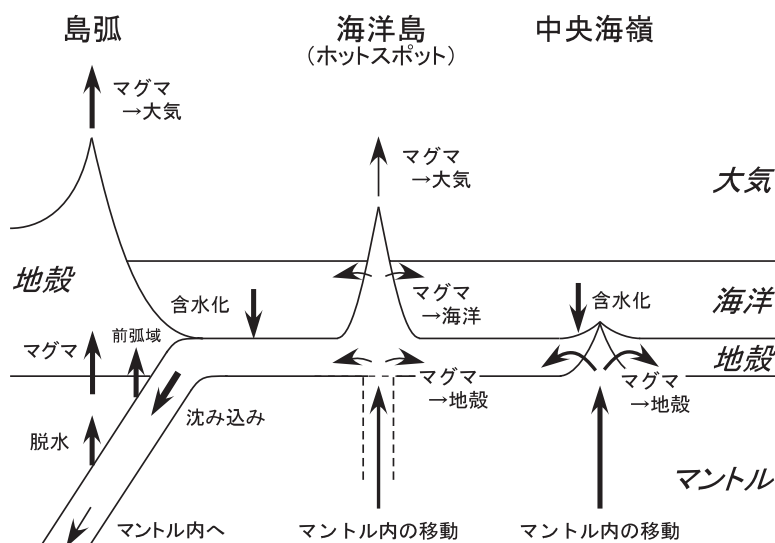


図 11 グローバルな水循環の模式図.

Fig. 11 Schematic illustration of the global water cycle.

てマントルから抽出される (図 11)。中央海嶺におけるマグマの生成率は $21 \text{ km}^3/\text{year}$ 程度であると考えられている (例えば, Crisp, 1984)。また, 中央海嶺玄武岩中の含水量を $0.2 \text{ wt.}\%$ とし (Moore, 1970; Jambon and Zimmermann, 1990; Sobolev and Chaussidon, 1996), マグマの密度を 2800 kg/m^3 とすると, 中央海嶺玄武岩の生成を通したマントルからの水のフラックスは $1.2 \times 10^{11} \text{ kg/year}$ となる。ただし, 海底に噴出したマグマは静水圧により水に飽和しないため (例えば, Johnson *et al.*, 1994), マグマ中の水はそのまま岩石中に凍結され, 海洋や大気中には放出されないことに留意する必要がある (Carmichael, 2002)。

ハワイやアイスランド等のホットスポットの火成活動によっても水はマントルから抽出される (図 11)。中央海嶺ほどではないが, ホットスポットも地球上においてマグマ生成の重要な場であり, 例えば地球深部に持ちこまれた海洋地殻などがマントルプリュームのソースとして含まれていると考えられている (例えば, Hofmann and White, 1982)。大陸性・海洋性のものを含め, ホットスポットにおけるマグマの生成率は, おお

よそ $2 \text{ km}^3/\text{year}$ 程度と考えられている (Crisp, 1984)。マグマ中の含水量は $0.4 \text{ wt.}\%$ 程度であるとする (Clague *et al.*, 1995; Nichols *et al.*, 2002), ホットスポットの火成活動に伴う水のフラックスは $2.2 \times 10^{10} \text{ kg/year}$ となる。これは中央海嶺でのマグマ活動に伴うフラックスの約 20% に過ぎないが, マントルから抽出された水は, 深海底噴火のために岩石内にそのまま保持されるケース (海洋性ホットスポットの, 特に活動初期) を除いて, 海洋や大気中に直接もたらされるという点で重要であると考えられる。

島弧下マントルの部分溶融を引き起こす, 沈み込む海洋プレートから脱水した水は, 発生したマグマによって再び地表へと輸送されることになる (図 11)。島弧の火成活動に伴う水のフラックスについては, 島弧マグマの含水量や, 地殻内に貫入したマグマと実際に噴出するマグマの比などについての統一見解が得られていないため, 現在のところ, 高信頼度の推定が困難である。例えば, Crisp (1984) は噴出マグマ・貫入マグマのフラックスとして, それぞれ $0.4 \sim 0.6 \text{ km}^3/\text{year}$ ・ $2.5 \sim 8 \text{ km}^3/\text{year}$, 同じく Carmichael (2002) は, それぞれ $0.2 \sim 0.7 \text{ km}^3/\text{year}$ ・ $1.6 \sim 2.4 \text{ km}^3/\text{year}$

という値を与えているように、不確実性が大きい。また、島弧の初生マグマの含水量についても、岩石学の主要な研究課題のひとつとして数多くの研究がなされているが、普遍的な理解には至っていない。例えば、島弧マグマの含水量は、火山岩の鉱物組み合わせからは、火山フロントから遠ざかるにつれ増加することが示唆されるが (Sakuyama, 1979; Morrice and Gill, 1986)、一方で火山岩のカンラン石斑晶中のガラス包有物の分析に基づく含水量の直接測定からは、マグマの含水量は島弧の横断方向に特に系統的な変化を示さない、という結果も報告されている (Walker *et al.*, 2003)。後者については、より背弧側ほどマンツルの部分溶融度が低くなって初生マグマ中に水が濃集しやすくなる効果と、より前弧側ほどスラブ由来の水のフラックスが高くなって初生マグマ中の含水量が高くなる効果が重合する (例えば、Kimura and Yoshida, 2006) ためであるかもしれない。島弧の玄武岩質マグマの含水量については、例えばガラス包有物のデータから、ストロンボリ火山で 2.3 ~ 2.8 wt.% (Métrich *et al.*, 2001)、ニカラグアの Cerro Negro 火山で 3.1 ~ 6.1 wt.% (Roggensack *et al.*, 1997)、グアテマラの Cerro Ovejero 火山で 1.7 ~ 2.5 wt.% (Walker *et al.*, 2003) といった値が報告され、また結晶-メルトの相平衡に基づく推定値として、利尻火山で約 4 wt.% (Kuritani, 1999a) という値が報告されている。島弧マグマの活動に伴って地球の表層域に輸送される水のフラックスとしては、例えば、Ito *et al.* (1983) は 1×10^{11} kg/year 程度であると推定し、一方で Carmichael (2002) や Hilton *et al.* (2002) は約 1×10^{12} kg/year にまで達する、と推定している。また近年、これまで蓄積されてきたガラス包有物の分析に基づく良質な含水量データを考慮して、Wallace (2005) は約 3×10^{11} kg/year 程度であると推定している。

以上から、地球内部から表層への水の輸送 (output) 手段としては、島弧火成活動が最も重要であることが示唆された。その一方で、グローバルな水循環を評価するためには、地球表層から

内部への水の輸送 (input) を考えなければならない。そのような過程として重要なのは、海洋プレートの沈み込みである (図 11)。中央海嶺で生成された海洋地殻は、マンツルから抽出された水をそのまま保持するだけでなく、海嶺における熱水活動や海溝までの移動中における加水作用で含水化する (図 11)。そして、水を含んだ深海性堆積物とともに沈み込むことになる。しかし、実際にマンツルに輸送される水のフラックスを推定するのは、堆積物の量や化学組成、含水化した海洋地殻が保持する水の量、前弧域で脱水する水の量などの推定に不確実性が伴うため、簡単ではない。そのような中で Ito *et al.* (1983) は、海洋地殻によって 8.8×10^{11} kg/year、堆積物によって 0.9×10^{11} kg/year の水が輸送されることで、合計 1×10^{12} kg/year 程度のフラックスになると推定した。もしこれが真なら、Wallace (2005) による output の推定値 3×10^{11} kg/year を仮定しても、その値よりは input の量が有意に多くなるため、海水に代表される地表の水は次第に減少することになる。近年、Hilton *et al.* (2002) はそれぞれの島弧における水の influx を詳細に検討し、全地球規模でのフラックスは 1.6×10^{11} kg/year 程度になると推定した。この値は、彼ら自身の output の推定値 (1×10^{12} kg/year) よりは約一桁低いが、Wallace (2005) による最新の推定値 (3×10^{11} kg/year) とは不確実性を考慮するとほぼ等しくなる。この場合、地球内部と表層間の水の収支はほぼとれていることになり、地球内部の水の蓄積量はさほど大きな時間変化をしないことになる。このように、地球規模の水循環については、地球の進化や未来像を考える上で非常に重要な研究対象であるにもかかわらず、未だ不明な点が多い。今後のさらなる研究の進展が待たれるところである。

V. まとめ

本論では、地球の内部から表層へ脱ガスする水が、そのキャリアーであるマグマの状態に与える影響、さらに水の量によって変化するマグマの状態がマグマプロセスに与える影響について概説し

た。また、マグマによって地球深部から運ばれる水が、グローバルな水循環に果たす役割について概観した。水は、マントルにおけるマグマの発生という、マグマの一生の出発点から、地表及び地表付近での固結過程という終着点までを通して、様々な働きをすることがあらためて示された。水はマグマの粘性率や密度を下げる効果を通して、マグマプロセスの進行の速度やプロセスの形式そのものに大きな影響を与える。また、結晶とメルトの相平衡関係に与える影響を通して、マグマの状態のみならず、マントルにおけるマグマの発生量やマグマの物質進化の特徴を支配する。さらに低圧条件下においては、珪酸塩メルトに対する水の飽和溶解度の制約は、火道上昇中のマグマに劇的な状態変化をもたらし、噴火現象の多様化や噴出するマグマの物理的状態の多様化の大きな要因となる。地球の進化という観点から見れば、水はマグマの発生を促進することで、自身やCO₂などの揮発性成分を含む物質・エネルギーの、地球内部から表層への輸送を活性化させる。とりわけ、島弧下における水の輸送は、グローバルな水循環において非常に重要な役割を果たし、地球表層の環境や生物圏は、このようなマグマを介した物質輸送に大きく支配されていると考えられる。

このように水は、マグマの単なる一つの構成成分としてだけでなく、マグマプロセスや地球規模の物質・エネルギー循環に重要な役割を果たすという点で非常に重要である。今後も引き続き、含水メルトの物理的・熱力学的状態のより精密な理解や、マグマの動的過程における水の役割についてのより詳細な理解を通して、マグマプロセスや地球の進化について、さらに理解が深まることを期待したい。

謝 辞

東京工業大学の丸山茂徳教授には、小論を書く機会を与えて頂きました。深く感謝いたします。東京大学の小澤一仁教授には初稿を読んで頂き、多くの有益な助言を頂きました。また、2名の匿名査読者の方からは、本論を改善する上で貴重なコメントを頂きました。記して感謝いたします。

文 献

- Abe, Y. and Matsui, T. (1985): The formation of an impact-generated H₂O atmosphere and its implications for the early thermal history of the earth. *J. Geophys. Res.*, **90**, C545-C559.
- Ariskin, A.A., Frenkel, M.Y., Barmina, G.S. and Nielsen, R.L. (1993): COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.*, **19**, 1155-1170.
- Asimow, P.D. and Langmuir, C.H. (2003): The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, **421**, 815-820.
- Berman, R. G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, **29**, 445-522.
- Blake, S. (1981): Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature*, **289**, 783-785.
- Bonatti, E. (1990): Not so hot 'hot spots' in the oceanic mantle. *Science*, **250**, 107-111.
- Bottinga, Y. and Javoy, M. (1990): Mid-Ocean Ridge basalt degassing: Bubble nucleation. *J. Geophys. Res.*, **95**, 5125-5131.
- Bottinga, Y. and Weill, D. (1970): Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. J. Sci.*, **269**, 169-182.
- Burnham, C.W. (1994): Development of the Burnham model for prediction of H₂O solubility in magmas. in *Volatiles in Magmas* edited by Carroll, M.R. and Holloway, J.R., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **30**, 123-129.
- Burnham, C.W. and Davis, N.F. (1971): The role of H₂O in silicate melts. 1. P-V-T relations in the system NaAlSi₃O₈-H₂O to 10 kilobars and 1000°C. *Am. J. Sci.*, **270**, 54-79.
- Carmichael, I.S.E. (2002): The andesite aqueduct: Perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 641-663.
- Clague, D.A., Moore, J.G., Dixon, J.E. and Friesen, W.B. (1995): Petrology of submarine lavas from Kilauea's Puna ridge, Hawaii. *J. Petrol.*, **36**, 299-349.
- Corrigan, G.M. (1982): Supercooling and the crystallization of plagioclase, olivine, and clinopyroxene from basaltic magmas. *Mineral. Mag.*, **46**, 31-42.
- Crisp, J.A. (1984): Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **20**, 177-211.
- Davaille, A. and Jaupart, C. (1993): Transient high-Rayleigh-number thermal convection with large viscosity variations. *J. Fluid Mech.*, **253**, 141-166.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R. and Price, R.H. (1986): Non-explosive silicic volcanism.

- Nature*, **323**, 598–602.
- Elkins, L.T. and Grove, T.L. (1990): Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.*, **75**, 544–559.
- Etheridge, M.A. (1983): Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: Upper bound imposed by tensile fracturing. *Geology*, **11**, 231–234.
- Fischer, T.P. and Marty, B. (2005): Volatile abundances in the sub-arc mantle: Insights from volcanic and hydrothermal gas discharges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **140**, 205–216.
- Gaetani, G.A. and Grove, T.L. (1998): The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **131**, 323–346.
- Ghiorso, M.S. and Sack, R.O. (1995): Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 197–212.
- Ghiorso, M.S., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L. and Sack, R.O. (1983): The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids; An expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 107–145.
- Giordano, D. and Dingwell, D.B. (2003): Viscosity of hydrous Etna basalt: Implications for Plinian-style basaltic eruptions. *Bull. Volcanol.*, **65**, 8–14.
- Giordano, D., Romano, C., Papale, P. and Dingwell, D.B. (2004): The viscosity of trachytes, and comparison with basalts, phonolites, and rhyolites. *Chem. Geol.*, **213**, 49–61.
- Hamilton, D.L., Burnham, W. and Osborn, E.F. (1964): The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.*, **5**, 21–39.
- Hess, K.-U. and Dingwell, D.B. (1996): Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-Arrhenian model. *Am. Mineral.*, **81**, 1297–1300.
- Hilton, D.R., Fischer, T.P. and Marty, B. (2002): Noble gases and volatile recycling at subduction zones. in *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry* edited by Porcelli, D., Ballentine, C.J. and Wieler, R., *Rev. Mineral. Geochem.*, Geochem. Soc. Mineral. Soc. Am., **47**, 319–370.
- Hirose, K. and Kawamoto, T. (1995): Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 463–473.
- Hirose, K. and Kushiro, I. (1993): Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477–489.
- Hirschmann, M. (1991): Thermodynamics of multi-component olivines and the solution properties of (Ni,Mg,Fe)₂SiO₄ and (Ca,Mg,Fe)₂SiO₄ olivines. *Am. Mineral.*, **76**, 1232–1248.
- Hofmann, A.W. and White, W.M. (1982): Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 421–436.
- Holloway, J.R. and Blank, J.G. (1994): Application of experimental results to C-O-H species in natural melts. in *Volatiles in Magmas* edited by Carroll, M.R. and Holloway, J.R., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **30**, 187–230.
- Housh, T.B. and Luhr, J.F. (1991): Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *Am. Mineral.*, **76**, 477–492.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J. (1988): The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, **29**, 599–624.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. and Turner, J.S. (1982): Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, **297**, 554–557.
- Ito, E., Harris, D.M. and Anderson, A.T. (1983): Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1613–1624.
- Iwamori, H. (1994): ²³⁸U-²³⁰Th-²²⁶Ra and ²³⁵U-²³¹Pa disequilibria produced by mantle melting with porous and channel flows. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **125**, 1–16.
- Jambon, A. and Zimmermann, J.L. (1990): Water in oceanic basalts: Evidence for dehydration of recycled crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**, 323–331.
- Jaupart, C. and Allegre, C.J. (1991): Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 413–429.
- Jaupart, C. and Tait, S. (1990): Dynamics of eruptive phenomena. in *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes* edited by Nicholls, J. and Russell, J.K., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **24**, 213–238.
- Jaupart, C. and Tait, S. (1995): Dynamics of differentiation in magma reservoirs. *J. Geophys. Res.*, **100**, 17615–17636.
- Johnson, M.C., Anderson, A.T. and Rutherford, M.J. (1994): Pre-eruptive volatile contents of magmas. in *Volatiles in Magmas* edited by Carroll, M.R. and Holloway, J.R., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **30**, 281–330.
- Kerr, R.C. and Tait, S.R. (1985): Convective exchange between pore fluid and an overlying reservoir of denser fluid: a post-cumulus process in layered intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 147–156.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T. (2006): Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *J. Petrol.*,

- 47, 2185–2232.
- Kress, V.C. and Carmichael, I.S.E. (1991): The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 82–92.
- Kress, V.C., Williams, Q. and Carmichael, I.S.E. (1988): Ultrasonic investigation of melts in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 283–293.
- Kuramoto, K. and Matsui, T. (1996): Partitioning of H and C between the mantle and core during the core formation in the Earth: Its implications for the atmosphere evolution and redox state of early mantle. *J. Geophys. Res.*, **101**, 14909–14932.
- Kuritani, T. (1999a): Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **88**, 77–97.
- Kuritani, T. (1999b): Boundary layer fractionation constrained by differential information from the Kutsugata lava flow, Rishiri Volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29401–29417.
- Kuritani, T. and Nakamura, E. (2006): Elemental fractionation in lavas during post-eruptive degassing: Evidence from trachytic lavas, Rishiri Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **149**, 124–138.
- Kuritani, T., Kitagawa, H. and Nakamura, E. (2005): Assimilation and fractional crystallization controlled by transport process of crustal melt: Implications from an alkali basalt-dacite suite from Rishiri Volcano, Japan. *J. Petrol.*, **46**, 1421–1442.
- Kushiro, I. (1969): The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci.*, **267**, 269–294.
- Lange, R.A. (1994): The effect of H_2O , CO_2 and F on the density and viscosity of silicate melts. in *Volatiles in Magmas* edited by Carroll, M.R. and Holloway, J.R., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **30**, 331–369.
- Lange, R.A. and Carmichael, I.S.E. (1987): Densities of $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ liquids: New measurements and derived partial molar properties. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2931–2946.
- Lange, R.A. and Carmichael, I.S.E. (1990): Thermodynamic properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility. in *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes* edited by Nicholls, J. and Russell, J.K., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **24**, 25–64.
- Lipman, P.W., Banks, N.G. and Rhodes, J.M. (1985): Degassing-induced crystallization of basaltic magma and effects on lava rheology. *Nature*, **317**, 604–607.
- Martin, D. and Nokes, R. (1989): A fluid-dynamical study of crystal settling in convecting magmas. *J. Petrol.*, **30**, 1471–1500.
- McBirney, A.R. (1995): Mechanisms of differentiation in the Skaergaard Intrusion. *J. Geol. Soc. Lond.*, **152**, 421–435.
- McKenzie, D. (1984): The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, **25**, 713–765.
- McKenzie, D. (1985): ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **72**, 149–157.
- McKenzie, D. and Bickle, M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, **29**, 625–679.
- Métrich, N., Bertagnini, A., Landi, P. and Rosi, M. (2001): Crystallization driven by decompression and water loss at Stromboli Volcano (Aeolian Islands, Italy). *J. Petrol.*, **42**, 1471–1490.
- Moore, G., Vennemann, T. and Carmichael, I.S.E. (1998): An empirical model for the solubility of H_2O in magmas to 3 kilobars. *Am. Mineral.*, **83**, 36–42.
- Moore, J.G. (1970): Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 272–279.
- Morrice, M.G. and Gill, J.B. (1986): Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe arc, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 311–353.
- Neuville, D.R. and Richet, P. (1991): Viscosity and mixing in molten (Ca, Mg) pyroxenes and garnets. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1011–1019.
- Neuville, D.R., Courtial, P., Dingwell, D.B. and Richet, P. (1993): Thermodynamic and rheological properties of rhyolite and andesite melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 572–581.
- Newman, S. and Lowerstern, J.B. (2002): Volatile-Calc: A silicate melt- H_2O - CO_2 solution model written in Visual Basic for excel. *Comput. Geosci.*, **28**, 597–604.
- Nicholls, J. (1980): A simple thermodynamic model for estimating the solubility of H_2O in magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 211–220.
- Nichols, A.R.L., Carroll, M.R. and Höskuldsson, Á. (2002): Is the Iceland hot spot also wet? Evidence from the water contents of undegassed submarine and subglacial pillow basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 77–87.
- Nielsen, R.L. (1985): EQUIL: A program for the modeling of low pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies. *Comput. Geosci.*, **11**, 531–546.
- Ochs, F.A. and Lange, R.A. (1997): The partial molar volume, thermal expansivity, and compressibility of H_2O in $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ liquid: new measurements and an internally consistent model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**, 155–165.
- Ochs, F.A. and Lange, R.A. (1999): The density of hy-

- drous magmatic liquids. *Science*, **283**, 1314–1317.
- Papale, P. (1999): Modeling of the solubility of a two-component $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ fluid in silicate liquids. *Am. Mineral.*, **84**, 477–492.
- Richet, P., Lejeune, A.-M., Holtz, F. and Roux, J. (1996): Water and the viscosity of andesite melts. *Chem. Geol.*, **128**, 185–197.
- Rivers, M.L. and Carmichael, I.S.E. (1987): Ultrasonic studies of silicate melts. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9247–9270.
- Roggensack, K., Hervig, R.L., McKnight, S.B. and Williams, S.N. (1997): Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro Volcano: Influence of volatiles on eruptive style. *Science*, **277**, 1639–1642.
- Romano, C., Giordano, D., Papale, P., Mincione, V., Dingwell, D.B. and Rosi, M. (2003): The dry and hydrous viscosities of alkaline melts from Vesuvius and Phlegrean Fields. *Chem. Geol.*, **202**, 23–38.
- Sakuyama, M. (1979): Lateral variations of H_2O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 103–111.
- Schilling, J.-G., Bergeron, M.B. and Evans, R. (1980): Halogens in the mantle beneath the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A*, **297**, 147–178.
- Schmidt, M.W. and Poli, S. (1998): Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361–379.
- Shaw, H.R. (1972): Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, **272**, 870–893.
- Silver, L. and Stolper, E. (1985): A thermodynamic model for hydrous silicate melts. *J. Geol.*, **93**, 161–178.
- Silver, L.A., Ihinger, P.D. and Stolper, E. (1990): The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 142–162.
- Sobolev, A.V. and Chaussidon, M. (1996): H_2O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H_2O storage and recycling in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **137**, 45–55.
- Sparks, R.S.J. (1978): The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**, 1–37.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Jaupart, C., Mader, H.M. and Phillips, J.C. (1994): Physical aspects of magma degassing I. Experimental and theoretical constraints on vesiculation. in *Volatiles in Magmas* edited by Carroll, M.R. and Holloway, J.R., *Rev. Mineral.*, Mineral. Soc. Am., **30**, 413–445.
- Spiegelman, M. and McKenzie, D. (1987): Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 137–152.
- Spiegelman, M. and Elliott, T. (1993): Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 1–20.
- Tait, S., Jaupart, C. and Vergnolle, S. (1989): Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 107–123.
- Tait, S. and Jaupart, C. (1992): Compositional convection in a reactive crystalline mush and melt differentiation. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6735–6756.
- Taniguchi, H. (1995): Universal viscosity-equation for silicate melts over wide temperature and pressure ranges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 1–8.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I. (1983): Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **88**, 5815–5825.
- Turcotte, D.L. and Phipps Morgan, J. (1992): The physics of magma migration and mantle flow beneath a Mid-Ocean Ridge. in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* edited by Phipps Morgan, J., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union., **71**, 155–182.
- Turner, J.S. (1979): *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press.
- Vergnolle, S. and Jaupart, C. (1986): Separated two-phase flow and basaltic eruptions. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12842–12860.
- Vetere, F., Behrens, H., Holtz, F. and Neuville, D.R. (2006): Viscosity of andesitic melts – New experimental data and a revised calculation model. *Chem. Geol.*, **228**, 233–245.
- Walker, J.A., Roggensack, K., Patino, L.C., Cameron, B.I. and Matías, O. (2003): The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 62–77.
- Wallace, P.J. (2005): Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **140**, 217–240.
- Westrich, H.R., Stockman, H.W. and Eichelberger, J.C. (1988): Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6503–6511.
- Whittington, A., Richet, P., Linard, Y. and Holtz, F. (2001): The viscosity of hydrous phonolites and trachytes. *Chem. Geol.*, **174**, 209–223.
- Woods, A.W. and Koyaguchi, T. (1994): Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, **370**, 641–644.
- Yamashita, S. (1999): Experimental study of the effect of temperature on water solubility in natural rhyolite melt to 100 MPa. *J. Petrol.*, **40**, 1497–1507.

(2006年8月18日受付, 2006年9月22日受理)