

乗鞍火山列下のマグマ供給系：その地殻構造形成にはたす役割

木村純一（島根大総合理工）、吉田武義（東北大理）

Magma Plumbing System Beneath Norikura Volcanic Chain:
Its Significance of Crustal Structures Formation

Jun-ichi Kimura (Shimane Univ.) and Takeyoshi Yoshida (Tohoku Univ.)

1. はじめに

地震波等を用いた地球物理学的探査法の発展は、マントルや地殻内の構造の視覚化を可能にした (Sanford et al., 1977; Hirahara et al., 1986; Hasegawa et al., 1991)。これらのリソスフェア内部構造は、bright spots (Sheriff, 1975) 等と呼ばれる反射体や、地震波低速度体 (例えば Hasegawa et al., 1991, Matsumoto and Hasegawa, 1995) 等の物性異常であり、いずれも周囲のリソスフェアとは異なった物性が地殻内部に局在する事を示している。

これらの不均質構造は、例えば変成岩に見られる鉱物の配列構造であったり、冷却した玄武岩岩脈、冷却しきっていない花崗岩体などの固体の場合もあれば、珪酸塩メルトや水溶液である場合もあろう (Sheriff, 1975; Hasegawa and Zhao, 1994など)。しかし、個々の物性異常の実体を特定する事は、必ずしも容易でない。

我々は、地質学、岩石学の視点から、特に火山密集地域（火山クラスター）下のマグマ供給系とその発達史を明らかにするための研究を進めてきた (木村・吉田, 1995; Kimura, 1996; Kimura and Yoshida, in press)。ここでは、中部日本の乗鞍火山列を例にして、マグマ供給が頻繁におこっている地域のマグマ供給系発達史と、その地殻構造形成にはたす役割について、可能な限りの定量的検討を試みる。

地質学・岩石学で検討する材料は、過去に地表に噴出したマグマであり、そこから得られる地殻内プロセスの情報は限られている。したがって、定量化に大胆な仮定を置かざるを得ないが、得られた結果は地殻内部の過程を定性的に説明していると信じられる。本論ではまた、地殻内部での「物質」像がいかなる「物性」をもつと期待されるかについても議論する。

この小論が地殻内部の「物性」と「物質」とを、あわせ考えるためのたたき台となれば幸いである。物性の取り扱いの詳細については、地球物理学者諸賢のご批判をあおぎたい。なお、本論では地震学的モホ不連続以深を上部マントル、以浅を地殻とし、それらを併せて剛体としてふるまう岩石圏を一括してリソスフェアと呼ぶ事にする。地殻内流体は珪酸塩メルト（マグマ）と水溶液とに区別する。

2. 乗鞍火山列の地質

地震波速度構造などで表されるリソスフェアの構造は、“現在”の地殻の状態を示している。大陸地殻上部の平均化学組成は花崗閃緑岩に似た組成 ($\text{SiO}_2=57.3 \text{ wt.}\%$, Taylor and McLennan, 1985) で、下部地殻はこれよりも珪酸分に乏しい ($\text{SiO}_2=54.4 \text{ wt.}\%$) とされている。しかし、地殻構造が形成されるまでには、例えば乗鞍火山列でも、少なくとも4.5億年以上が経過しており、地殻は堆積岩／火成岩／変成岩などからなる岩体が、寄せ木細工のように組合わさってできている。

乗鞍火山列の基盤をつくる岩石は、第1図に示すように古生代 (4.5-3.5億年前) の飛騨変成岩類、中生代 (およそ2.5-1.6億年前) の付加体堆積物である美濃帯の堆積岩類、中生代末から新生代古第三紀初期 (約1億年前～6000万年前) の濃飛流紋岩類と後濃飛花崗閃緑岩類 (山田・小林, 1988; 原山ほか, 1991など) である。乗鞍火山列が位置する北アルプス稜線部には花崗岩類が分布しているが、これは並列する中央アルプス、南アルプスとも共通した特徴である (第1図)。これらの花崗岩類は、かつて地殻中部～上部 (Yuhara and Kagami, 1996; 佐藤ほか, 1989, 原山, 1994) に定置していたもので、それらが急激な上昇剝削によって地表に露出したものである。

花崗岩類は地殻内に大きな容積を占めるとともに、既存の地殻を融解したり溶かし込んだりする事

によって、それを均質化する働きをする。花崗岩類には通常顕著な鉱物配列 (foliation) は発達せず、物性の面からは均質媒体と見なして良いだろう。乗鞍火山列の基盤をなす花崗岩類はすでに冷却してしまっており、熱的に低速度体を形成することもない。

これらの基盤岩類は、阿寺断層、跡津川断層、境峠断層などの活断層群によって切られ、北アルプス山塊は南から濃尾ブロック、濃飛ブロック、飛騨ブロックに分かれている。これらの活断層の動きは、最近の急激な北アルプスの上昇と関連しており、それはおよそ500万～200万年前に始まったと考えられている (原山, 1994; 竹内, 1995など)。

地殻の上昇に相前後して、第三紀末から第四紀 (約270万年前～現在) にかけて、乗鞍火山列には活発な火成活動がおこった (Figs. 1, 2)。この活動はステージ1 (270-160万年前) とステージ2 (100万年前-現在) とに2区分され、この間是不活発な時期によって隔てられている (Shimizu and Itaya, 1993)。

ステージ1には火山列中央部では大規模流紋岩噴火がおこった。それに伴って形成された比較的小規模な花崗閃緑岩岩体は、著しい浸食作用と急激な冷却によってすでに地表に露出している (原山, 1994)。この時期、火山列南部には上野玄武岩類のつくる単成火山群が分布し、直径50kmの小規模な火山地帯 (volcanic province) を作っている (第1図)。

ステージ2では、成層火山体をつくる火山活動が中心で、南から湯ヶ峰、御嶽、乗鞍、焼岳、鷲ヶ平、立山、白馬乗鞍火山が形成されている。これらの地域は熱水活動も盛んで、各火山に近接した地域には温泉や熱水帯が発達している。これらの火山はやや東に張り出した弧を描いて、ほぼ南北に配列しているが、この構造に関連する基盤の地質構造はみられない。火山列の配列は、より深部の構造に規制されているとみられる。

3. 乗鞍火山列の岩石学

現在の乗鞍火山列下でみられる様々な地殻構造形成には、約270万年前以降の火成活動が深く関わっていると考えられる。それらは次のような振る舞いをする可能性がある。

- (a) マグマ溜まりとして地殻内に存在する。
 - (b) かつて地殻内部に定置したと考えられる珪酸塩メルトが、容積が十分大きいため冷却速度は遅く ($0.16-3.5^{\circ}\text{C}/10000\text{年}$, 第1表)、物性の擾乱体として地殻内部に残存する。
 - (c) 熱によって地殻が部分融解している。
 - (d) 珪酸塩メルトに水などが溶存し、上部マントルや下部地殻から浅部へ運搬されている。
- このような予測される過程を、過去に噴出した火山岩の岩石学的検討を行い、評価してみよう。

(1) 上部マントルの珪酸塩メルト

乗鞍火山列で噴出した火山岩は玄武岩～流紋岩で、ごく一部のアルカリ岩を除いてほとんどが高アルミ玄武岩系列 (Kuno, 1965: 以降HAB系列) に分類される (第3図)。一般に、火山フロントから背弧にかけての、島弧火山岩の化学組成は、低アルカリソレイトーHABーアルカリ系列岩の順で帯状配列している。HAB系列岩は、島弧中軸部に典型的な岩石である (Kuno, 1965)。

島弧火山岩の化学組成の帯状配列の成因は、沈み込むスラブから寄与した流体の化学組成と、マントルから玄武岩メルトが分離する場の深度や物質の違いに起因するとされている。日本列島における化学組成の空間配列の成因については、Sakuyama and Nesbitt (1986)、Tatsumi and Eggins (1995)、Shibata and Nakamura (1996)、Kersting et al. (1996) などに詳しく議論されているのでそれらを参照されたい。

これら主要な議論では、上部マントル起源の珪酸塩メルトを玄武岩質に限定している。マントル岩から直接生じた高マグネシウム安山岩 (Tatsumi and Ishizaka, 1982; Tatsumi and Eggins, 1995) や、沈み込むスラブの融解で生じたデイサイト (Morris, 1995) の存在も指摘されているが、第四紀火山では西南日本ー九州に限られている。

乗鞍火山列は総延長120kmあるにも関わらず、化学組成の水平変化幅が著しく小さい。そのため地殻内のマグマ過程を統一的に検討するには、むしろ好都合である。一般に、HAB系列岩の初生メルトは上部マントル深度約50kmで発生した玄武岩で、その起源岩はスピネルレゾライトであると考えられている (Takahashi and Kushiro, 1986; Tatsumi et al., 1983)。

(2) 地殻内におけるマグマの分化と発生

島弧の火山岩には安山岩～流紋岩が多い。それらの成因には、(a)上部マントル起源の玄武岩質メルトの分別結晶作用 (Bowen, 1928) や分別結晶作用を伴った混合作用 (Sakuyama, 1984など) で生成する、(b)地殻物質の部分融解によって生成する (例えばEwart, 1969)、(c)上部マントルと、地殻由来メルトの混合物である (例えばEichelberger, 1978) という3通りの考え方がある。それらは、様々な地質セッティングで相互に組み合わせ、複雑なマグマ供給系を形成するとも考えられている (例えばHildress, 1985)。いずれの場合でも、地殻内部過程でメルトは冷却し、珪酸分に富む組成へと変化する。

Miyashiro (1974) の分類に従うと、乗鞍火山列の安山岩～流紋岩は鉄/マグネシウム比が高いTH (tholeiitic) 系列と、低いCA (calc-alkaline) 系列とに区分される。一般に海洋弧や火山フロントにはTH系列の岩石が多く、島弧中軸～背弧や陸弧ではCA系列が卓越するが、両者は混在する場合がある (Miyashiro, 1974; 吉田ほか, 1996)。

乗鞍火山列でもTH/CA系列は混在しており (山崎正男教授退官記念事業会, 1988; 木村・吉田, 1993; Kimura and Yoshida, in press)、その成因は地殻内部マグマ溜まりの機能の違いとして説明されている (Sakuyama, 1984; Kimura and Yoshida, in press)。TH系列は、上部マントルから地殻内部に上昇した初生玄武岩質メルトが、閉じたマグマ溜まりを地殻中に形成し、そこでの冷却過程でおこった分別結晶作用によって生成する。一方、CA系列は次々と玄武岩質メルトの供給がおこる開放系のマグマ溜まり内で形成されると考えられる。

(3) 地殻物質の融解と混染

マントルに由来する珪酸塩メルトが地表に到達する間、メルトは地殻物質を一定程度融解し、混合する (Matsuhisa and Kurasawa, 1983; Tamura and Nakamura, 1996; Kersting et al., 1996)。この効果を知るためにはストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) を調べるのが効果的である。地殻を構成する岩石は、一般にマントル岩よりも高いストロンチウム同位体比を示す。地殻岩石は基本的にはマントルから分離したメルトの固化したものであり、その中には放射性 ^{87}Rb がマントルよりも濃集している。この ^{87}Rb が β 壊変することによって ^{87}Sr が地殻中に蓄積するためである (Faure, 1977)。

乗鞍火山列の岩石は玄武岩から流紋岩まで非常に高いストロンチウム同位体比をもつ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704\text{--}0.712$; Matsuhisa and Kurasawa, 1983, Notsu et al., 1989)。玄武岩や安山岩の示す最低値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$ 付近であり、この地域の初生玄武岩メルトのもつ値はそれ以下であろうと考えられる。高温の珪酸塩メルトの場合、その同位体比はメルトを生じた起源岩のそれと等しい。これは高温では融解過程や結晶化過程において、固相－液相間の同位体分別がおこらないためである (例えばFaure, 1977)。

第4図には、木曽御嶽火山のストロンチウム同位体比の変化 (Matsuhisa and Kurasawa, 1983; Kimura and Yoshida, in press) を示してある。TH系列安山岩メルトは高温で、地殻内部の滞留時間が長くなるほど地殻物質の混染がすすみ同位体比が高くなる。分化が進んでデイサイトや流紋岩になるとメルト温度が下がり、一定以上混染が進まなくなる。これは地殻物質を取り込むに必要な熱量が不足している事を示している。

一方、未分化な玄武岩メルトとデイサイトが混合してできたCA系列の岩石は、種々の段階の岩石の混合域にプロットされ、開放系のマグマ溜まりの特徴を示している (Kimura and Yoshida in press)。

同様のことがらは、液相濃集元素 (結晶に入りにくくてメルト相に濃集する元素) でもみてとれる。第5図にはカリウムとルビジウムの関係図を示すが、予想される分別結晶作用のトレンドからは外れて、ルビジウムやカリウムの高い物質と混合している事を示している。地殻物質中にはこれらの液相濃集元素が多く含まれ、さらに地殻物質の部分融解によって選択的に融解メルト中に融け出す事が予想されるからである (例えばHuppert and Sparks, 1988)。

4. 珪酸塩メルトはどこにあるか?

活動的な火山列下には珪酸塩メルトが存在していることは、それらが噴出している事実から疑いない。ここでは、様々な化学組成の珪酸塩メルトが、それぞれどの深度にあるかを岩石学的に検討して

みよう。

(1) 玄武岩質メルト

上野玄武岩類は一部のアルカリ岩を除いてほとんどがHAB系列玄武岩である。この玄武岩類には、上部マントル岩と共存しうるものもみられるが、ほとんどの岩石はある程度の分別結晶作用を受けている（中野, 1993; Kimura and Yoshida, in submit）。

上部マントル岩と化学的に平衡に共存しうる組成まで、分別した鉱物相を追加するモデル計算を行い（Kimura and Yoshida, in submit; Sakuyama and Nesbitt, 1986; 高橋, 1986）初生玄武岩質メルトの組成を推定した。得られた化学組成を、上部マントル岩の部分融解実験をもとに得られた組成-圧力図（Takahashi and Kushiro, 1983）にプロットすると、上野玄武岩は0.5GPa（深度60km）内外で発生したと推定できる（第6図）。

液相濃集元素を使って融解プロセスを推定する逆問題を解き（Shaw, 1970; Minster and Alle'gre, 1978; Hofmann and Feigenson, 1983を改良したモデル：Edy and Kimura in press, Kimura and Yoshida in submit）マントル岩の部分融解度を推定した。その結果、上野玄武岩類はおよそ2-10%（ほとんどが3%程度）の融解で生成されうることがわかった。部分融解したマントル岩の鉱物組み合わせは、一般的なスピネルレゾライトの組成範囲にあると推定される。

やや分化した上野玄武岩類（玄武安山岩質メルト）の定置深度は0.7-0.9GPa=26-31km（Kimura and Yoshida in submit; Putirka et al. (1995)の単斜輝石-玄武岩質珪酸塩メルト圧力計による）で、乗鞍火山列下では下部地殻深度にあたる（Zhao et al., 1992）。玄武岩類は、下部地殻で一旦滞留したのが多いことを示している。

(2) 安山岩質メルト

いかなる成因で生成した安山岩、流紋岩～デイサイト質メルトであっても、それらが噴火直前に化学的平衡状態に達していれば、その噴火直前の深度を推定できる。種々の地質圧力計は、主に鉱物と珪酸塩メルトとの化学的平衡関係のうち圧力依存性が大きいものを用いている。

安山岩に適用できる圧力計には、例えば、冷却過程でおこる珪酸塩メルト組成と各種鉱物の平衡関係を用いたBaker and Eggler (1987)の圧力計がある。実際に用いるには、圧力計を作るときの実験条件（主成分化学組成、温度、含水率等）と、適用する岩石のそれらは同じである必要がある。

乗鞍火山列の岩石で適用条件を満たすのはTH系列の安山岩類で、それらは実験の出発物質に使ったアリューシャン弧、Atka火山と化学組成が非常によく似ている。さらに、特定の温度-組成で結晶化する鉱物組み合わせ、含水比ともによく似ている（第7図）。Baker and Egglerの圧力計で見積もられた定置圧力は0.3-0.5GPa、深度に換算して12-19km（東宮, 1996）にあたる。これはTH岩系の親マグマにあたる上野玄武岩類の定置深度よりも有意に浅く、コンラッド面深度（上部-下部地殻境界付近）に相当する（Kimura and Yoshida, in press）。

(3) デイサイト質～流紋岩質メルト

デイサイトや流紋岩については、Housh and Luhr(1991)の斜長石-珪酸塩メルト地質圧力計を用いることができる。斜長石とメルト間の液相線-固相線が温度、圧力、組成、含水率によって影響を受けることは、かつてから良く知られてきた（例えばYoder, 1963）。HoushとLuhrは、メルト温度が別の方法で決められれば、水に飽和した天然のデイサイト～流紋岩メルト（ガラス）組成と共存する斜長石組成から、かなり正確に両者の平衡圧力が決定できることを示した。

注意深く水に飽和していることを検討した後、この方法で求めた木曾御嶽火山のデイサイトマグマの定置深度は0.15-0.3GPa（6-12km深度）で、上部地殻下半部にあたる（Kimura and Yoshida, in press; 第8図）。

5. マグマ供給系と地震波速度構造

単一の火山や火山クラスターの下には、“現在”様々なリソスフェア内部構造が認められる。はたして、そこには珪酸塩メルトや水溶液が存在するのだろうか？ここでは乗鞍火山列のHAB系列玄武岩を例にして、理想的な珪酸塩メルトの冷却を仮定し、そこで起こる様々な物質収支を考える。

珪酸塩メルトは周囲の地殻岩石とは明瞭な温度コントラストがあり、それ自身が地震波速度構造異常を起こしうる。それだけでなく、マグマ供給系の熱史に従って、熱が周囲に及ぼす様々な擾乱によっても物性異常が発生する。それらについても検討してみよう。

(1) 上部マントル

第9図には、上野玄武岩類の単成火山個々の直下にソースがあると仮定して描いた地殻-マントル断面を示している (Kimura and Yoshida, in submit)。この結果は、安藤 (1986) が描いた乗鞍火山列下の上部マントル低速度体の上部から玄武岩質メルトが分離-上昇したことを示しており、その分離時の部分融解度は主として3%程度であった事を示している。この部分融解度は、佐藤・長谷川 (1995) が地球物理学的モデルによって推定した東北本州弧の上部マントル低速度体の部分融解度と一致する。

注意しなくてはならないのは、低速度体は“現在”の観測結果に基づいており、上野玄武岩から得られた情報は、およそ270-160万年前における上部マントルの状態を示している事である。すくなくとも火山活動が断続的に継続している期間には地下に大規模な部分融解体があることは疑いないので、それぞれ約100万年間の活動期を持つステージ1、ステージ2 (第2図) の活動期には別個の部分融解体があったか、あるいは単一の部分融解体が存在し続けた (ている) と考えてよい。

上部マントルの大規模な溶融体は、少なくとも100年以上継続して存在すると考えてよいだろう。規模が100km以上におよぶ巨大な低速度体 (融解体: マントルダイアピル) が冷却するには100年以上の長い時間がかかるであろう (例えばOlson, 1994)。それ故、一定の化学組成をもつ玄武岩質珪酸塩メルトを長期間供給できるメルト貯留槽 (リザボア) としても重要である。

(2) 地殻内珪酸塩メルトと凍結マグマ

4章の圧力計による見積もりで、玄武岩質メルトは下部地殻中部、安山岩質メルトは下部-上部地殻境界、デイサイト-流紋岩メルトは上部地殻下半部に存在すると推定された。木曾御嶽火山の新期火山活動 (およそ7万年間) の噴火史を通してみても、それらの定置深度には時間変化は見られない (第10a図)。また、乗鞍火山列の各地の火山噴出物から得られた結果をみても、メルトの組成と定置深度の関係には、大きな変化は認められない (第10b図)。

これまで同様の圧力計を用いたり、あるいは実験的に定置圧力を決めたりして、多くの流紋岩-デイサイト質メルトの定置深度が見積もられてきている (例えばGardner et al. 1995; Tomiya and Takahashi, 1995; 東宮, 1996など)。それらによると、デイサイト質メルトのマグマ溜まりは上部地殻内部にある事を示している。玄武岩質メルトについての見積もりも、アルカリ岩からソレライト質岩の多様な化学組成のついて、ほぼリソスフェアの下限以浅で、40-25km深度 (Putirka et al., 1995) にあたるといふ報告がある。

ここで、主に冷却にともなう分別結晶作用によって分化した、玄武岩-安山岩-デイサイト-流紋岩質メルトが詰まった一連のマグマ供給系があるとしよう。これまでの議論から、それは地殻下部、上部-下部地殻境界、上部地殻下半部のそれぞれの深度でマグマ溜まりをつくっている。それらは、下位より玄武岩質-安山岩質-デイサイト-流紋岩質メルトのマグマ溜まりに相当する。つまり、珪酸塩メルトはより定置した深度でより珪酸分に富むメルトに分化・上昇し、新たな深度でマグマ溜まりを作ると見て良いだろう。

地殻内部にできた珪酸塩メルトの溜まりは、必然、反射面や低速度体として検出される。木曾御嶽火山の地下や、立山の地下には、上部地殻内に低速度体 (根岸, 1995) や、地震波の減衰帯 (酒井ほか, 1995) が観察され、さらに地震波反射面 (Inamori et al., 1992) が検出されている。日光-白根火山では、下部地殻と上部地殻に低速度体が検出され、上部地殻には反射面がある (Matsumoto and Hasegawa, 1996)。それらは、それぞれが複雑な構造をもつマグマ溜まりであると考えても良いだろう (高橋, 1997)。

地殻内に定置した珪酸塩メルトは、小規模であれば、数千年から数万年で (東宮, 1997) 冷却固化してしまう。このとき、注入された容積が大きければ冷却速度は遅く、珪酸塩メルトは粗粒の結晶質岩となり、地震学的には周囲の岩石と区別が付かなくなる。しかし、薄い岩脈 (シル) などとして地殻中に注入されると、急激に冷却固化してガラス質岩石になると予想される。この場合、急冷ガラス質岩は密度、地震波速度ともに周囲の岩石と物性コントラストの高い岩体となる (Christensen and

Mooney, 1995)。

このような急冷岩脈をつくり易いのは、粘性の低い玄武岩質メルトであり、その地殻内部での固化温度（ソリダス）は概ね1200-1100℃（例えばWilly, 1971）である。したがって、メルトは下部地殻でも上部地殻で急冷しうる。頻繁にマグマ供給がおこる火山体下の反射面の一部には、このような凍結したマグマ（frozen magma）もあるであろう。

(3) 地殻の部分融解

珪酸塩メルトは、マグマ溜まりの壁をつくる周囲の岩石（壁岩）に対して十分高温である。したがって、そのメルトは周囲の岩石を融解しうる（Huppert and Sparks, 1988）。地殻物質の融解（アナテクシス）によって生じた珪酸塩メルトからある種の花崗岩類が生ずる（Chappell and White, 1974; Johannes and Holtz, 1996など）事は良く知られた事である。

木曾御嶽火山のように、安山岩の成因が主に玄武岩質メルトからの分別結晶作用で説明される場合でも、ストロンチウム同位体比に見られるように、多少なりとも地殻物質の混染を受けている。島弧の安山岩や流紋岩の一部には、この地殻融解によって直接生じたと考えられるものも存在すると考えられる（例えばEwart, 1967, Conrad et al., 1988）。

地殻岩石の融解実験の結果、多くの岩石は無水800-850℃で融解を始め、1100℃でほぼ完全に融解する事がわかっている（第11図）。そのとき生ずる液は、融解する母岩の組成と溶け残り固相（鉱物相）に依存し、玄武安山岩質～流紋岩質メルトを生ずる（Beard and Lofgren, 1990など）。第11図から温度と融解メルト生成率の関係式は、比較的単純な二次曲線となる事がわかる。これをもとに簡単な熱収支計算によって、温度1280℃の玄武岩質メルトが中部地殻に注入されたとき、温度450℃の壁岩の融解率を計算してみよう（第12図）。

玄武岩質メルトは結晶化によって放出される潜熱のため、冷却過程における有効比熱は一定ではない。ここでは、Bergantz and Dawes (1994) がGhiorso (1985) の珪酸塩メルトモデル計算にもとづいて得た有効比熱を用いる。壁岩の有効比熱の効果は、温度一部分融解度曲線に含まれているので、Huppert and Sparks (1988) が用いた比熱の値を平均値として使用する。

最も有効に部分融解メルトを生成させるのは、すべての壁岩を100%融解する場合である。その場合、地殻中部では生成する融解メルト量は、玄武岩質メルトの重量等量で1にしかならない。このようなケースは玄武岩質メルトと壁岩が直接接触する部分でのみ可能である。実際の部分融解度は50%程度であろう（Bergantz and Dawes, 1994）と考えられるので、0.6玄武岩メルト等量を越えることはあまりないと考えられる。

日本列島のモホ不連続深度の温度は、マントルー下部地殻ゼノリスからおよそ750℃（Kushiro, 1987; Takahashi, 1986）と推定されている。この壁岩温度では、50%部分融解で得られるメルト量は、0.8玄武岩質メルト等量になる（第12図）。Huppert and Sparks (1988) のダイナミックなモデル実験と計算結果でも、マントル由来の玄武岩の加熱による下部地殻の部分融解で発生するメルトの総量は、総じて注入された玄武岩質メルトの量を超えることはない（高田, 1994）。

ところで、下部地殻で玄武岩質メルトの熱量すべてが壁岩の5%部分融解に使われたとすると、玄武岩質メルトのおよそ20倍等量を5%部分融解させることができる。この部分融解領域は、地震波速度構造の異常として検出されるに十分なものであろう（佐藤ほか, 1997）。ここで仮定した地殻物質は、いずれも含水珪酸塩鉱物を含み、自らが脱水しながら融解する岩石である（脱水分解反応: dehydration melting）。このような岩石は地殻中に一般的に産するが、一方で、部分融解のためには多量の熱量が必要である事も明らかである。熱輸送の媒体として上部マントル由来の玄武岩質メルトは、最も有効である（高田, 1994）。

(4) 珪酸塩メルトに関連した水溶液

珪酸塩メルトには、揮発成分として炭酸ガス、イオウや水が溶存する。これらの成分の溶存率は、珪酸塩メルトの組成・温度・圧力に依存する（Holloway and Blank, 1994など）。珪酸塩メルトから揮発性分が分離・冷却すると、地殻内で水溶液となる。珪酸塩メルト中の揮発成分の最大溶存量は実験によって決定されているが、ここでは実際のマグマ中にある水の収支関係を検討しよう。

乗鞍火山列の典型的なHAB系列岩である、御嶽火山の安山岩類とデイサイト～流紋岩類を例に取ろう。安山質メルト中の水量はMelzbacker and Eggler (1988) のマグマ水量計でおよそ3 wt.%（以下%）、

噴火前のマグマ溜まり中で結晶中に捕獲された安山岩質メルト包有物中の水量は2.3-2.5%である(X線マイクロアナライザーの100%不足分(total deficits)で推定)。デイサイト質メルトではtotal deficitsが2.5-3.5%、Housh and Luhr(1991)の熱力学的モデルによるマグマ水量系で3%、流紋岩質メルトではtotal deficitsが4-4.5%、Housh and Luhrの方法で4.6%が得られる。HAB系列玄武岩中の水の含有量は、Tatsumi et al.(1983)の推定をもとに約2%と仮定する。

HAB系列の岩石が単純な分別結晶作用で分化したとする。結晶化して珪酸塩メルトから取り去られる結晶量は、化学組成を用いたマス・バランス計算により推定できる(第13図)。取り去られた結晶にはほとんど水が入らない。ここで初生玄武岩質メルト中の水の量を2%とすると、異なった組成のメルト中への水の溶存重量、取り去られた固相(残った珪酸塩メルト)の重量比から、メルト系の水収支が求まる(第13図)。

得られた結果から、珪酸塩メルトの冷却過程は排水過程であることがわかる。玄武岩質メルトから安山岩質メルトに分化する間に初生マグマ中の初期含水量のおよそ30%、高シリカ流紋岩までで50%、それ以降のサブソリダス過程で残り50%が排水される(第13図a)。深度との関係では下部地殻へ30%、上部地殻へ60%排水される(第13図b)。メルト中への水の溶存量は、実際は温度-圧力-組成の関数であるはずなのだが、結果としてほぼ温度との一次式で近似される。これらの過程全体の固相、珪酸塩メルト、水の収支関係を概念的に示したのが第14図である。

含水珪酸塩鉱物である角閃石は、玄武岩組成のメルト中でも水に飽和していれば低温では安定である(例えばGreen, 1982の含水玄武岩の実験)。上述のように玄武岩組成での排水率は予想外に高い。閉じたマグマ溜まり内部では、玄武岩質メルトは容易に水に飽和することが期待される。下部地殻で玄武岩質メルトが固化してできた結晶質岩には、かなりの高率で含水珪酸塩鉱物(とくに角閃石)が含まれる(例えば、Aoki, 1987)。この事は、定性的には上記の脱水見積もりが正しい事を示している。

上部地殻で期待される多量のサブソリダス脱水は、花崗岩岩体に水溶液起源の脈岩が多く発達する観察事実と矛盾しない(Jahns and Burnham, 1969)。一方、安山岩質メルトは、水に飽和したものは少なく、飽和が起こるのはデイサイト組成以上に分化が進んでからである(Merzbacker and Eggler, 1988)。これらの実験結果や観察事実は、先に推定した脱水過程が大局的には正しい事を示している。

(5) 地殻中の水溶液

ここまでの推定で仮定した水は、マントル初生玄武岩質メルトとともに地殻中にもたらされたマントル起源の処女水(juvenile water)である。その地殻への寄与は下部地殻に存在する珪酸塩メルトの0.6%、上部地殻でも1.4%にすぎない(第14図)。火山周辺に卓越した熱水帯中の水は、天水(metric water)が大部分であり、マントル由来の水が多量に検出されることはない(酒井・松久, 1996など)。その意味で、珪酸塩メルト中の処女水そのものが地殻内水溶液の生成に果たす役割は小さいといえる。

地殻の部分融解で起こる脱水分解反応では、角閃石(含水率1-3%程度)が分解して無水の単斜輝石が生ずるような非調和融解がおこる(例えばBeard and Lofgren, 1990)。この反応に伴って角閃石中の水は発生した部分融解珪酸塩メルト中へ融け出するか、気相として周囲に移動する。思考実験ではマントルで生じた玄武岩質メルトの20倍等量(前述)の部分融解もおこりうるので、処女水起源の水溶液よりも、地殻物質の加熱脱水による水溶液の方が、一桁程度効果良く地殻内水溶液を生産できるだろう。

水溶液は一旦濃集すれば、周囲の地殻岩に対して非常に物性コントラストが高い。したがって、たとえ薄いクラック中に濃集した水溶液でも地震波反射面として機能するであろう。水溶液は高温では揮発性成分として、気相として拡散するので濃集しにくい。そのかわり、熱源から離れた部分で、冷却収縮クラックや不透水層トラップされて濃集するであろう。木曽御嶽地域では、P波低速度体(根岸, 1995)の上方に明瞭な反射面(Inamori et al., 1992)が存在する。この配置は”冷却しつつあるマグマ溜まり+周囲の融解地殻”と、そこから”排出されトラップされた水”の2重構造からできている可能性もある(例えばBatini et al., 1978; Giamelli et al., 1988)。ここまで検討してきた、珪酸塩メルトに起因する火山体下の様々な地震波速度構造を、第15図にとりまとめて示してある。

5. 珪酸塩メルト挙動の制御要因

珪酸塩メルトの定置深度は、玄武岩質、安山岩質、デイサイト～流紋岩質でそれぞれ異なっていると考えられる事はすでに述べた。上部マントルの部分融解であれ、地殻の部分融解であれ、発生した珪酸塩メルトの密度は周囲の岩石よりも小さい。つまり、浮力が珪酸塩メルトを上昇させる最も重要な原動力となる (Ryan, 1987; 高田, 1994)。

地殻を構成する岩石は深部よりも浅部の密度が小さいので (Christensen and Mooney, 1995)、上昇する珪酸塩メルトは浮力中立点 (horizon of neutral buoyancy: Ryan, 1987) で滞留し、横に広がってマグマ溜まりをつくると考えられる。第16図には乗鞍火山列の典型的なHAB系列珪酸塩メルトの、それぞれの定置深度におけるガラス密度 (frozen magma)、完晶質岩 (徐冷した結晶質岩) の密度を、平均的な地殻物質の密度 (Christensen and Mooney, 1995) とともに示してある。この図から、様々な冷却過程にある珪酸塩メルトと、周囲の岩石の密度が (誤差の範囲で) つり合っている事がわかる。

渡辺ほか (1997) は、地殻内部の差応力の変化によって、クラック体で上昇する珪酸塩メルトの定置深度が制御される事を示した。McKenzie (1984) は珪酸塩メルトの粘性が冷却によって増加する事を重視し、ある一定の粘性を越えると上昇できなくなる事を示した (freezing front)。これらはいずれも、珪酸塩メルトの上昇の過程を制御する重要な拘束条件である。実際の珪酸塩メルト密度は、気相を含むのでfrozen magma密度 (ガラス密度) よりも小さい。メルトの上昇を止めるのは浮力以外の要因も寄与していると考えて良いだろう。

ここで注目すべき事は、定置したメルトが完晶質岩になると、周囲の岩石とは密度差がなくなることである。これについては、次章で検討しよう。

6. "物質" から予想されるP波速度

(1) 珪酸塩メルトのP波速度

Birch (1960) に始まる岩石試料の高温・高圧下のP波速度測定結果は、Christensen and Mooney (1995) にまとめられている。一方、固体から珪酸塩メルトまでの融解過程のP波速度はKhitrov et al. (1983) などによって実測されている。この融解実験に置いてP波速度は、常温からソリダス温度 (融解が始まる温度) まで、温度の関数で徐々に低下する。ソリダス温度からリキダス温度 (完全に融解する温度) の間では、さらに常温の約半値まで低下する。融解中と融解後の速度に若干の圧力依存性があるが、この傾向はどの岩石でも基本的に変わらない (Fowler, 1990)。

この特性をもとに、典型的HAB系列珪酸塩メルトの、地殻内過程のいろいろな段階におけるP波速度を求めた (第17図)。第17図には深度-温度-地震波速度の関係を示してある。深度はそれぞれのメルトが定置する深度を示してある。岩石はリキダスでは完全な珪酸塩メルト、リキダス-ソリダス間では結晶とメルトの2相混合体、ソリダスでは高温の完晶質岩の状態にある。これらの物質に予想されるP波速度にあわせ、それらが壁岩温度まで冷却した時のP波速度も示している。壁岩のP波速度はChristensen and Mooney (1995) の平均的地殻速度構造を示してある。

この図から、珪酸塩メルトがそれぞれの定置深度で壁岩と同じ温度になった場合、P波速度ではコントラストがつかない事がわかる。ソリダス付近の高温状態だと、低速度体 ($V_p = 5.2-5.5$ km/sec) としての認識が可能である。様々な割合で結晶を含むメルトの速度構造は、 $V_p = 2.5-5.5$ km/secの間にあり、完全なメルトは深度に限らず $V_p = 2.5$ km/sec程度の値となる。珪酸塩メルトのP波速度は総じて2.5-5 km/secの範囲にある。その深度方向の速度変化はあまり顕著でない。

以上の結果は、高温の珪酸塩メルトの冷却過程について検討してある。しかし、このことは、壁岩が昇温して部分融解を起こす逆過程でも成立する。ただしこの場合、50%以上の融解が広域におこる事はあまり現実的でないので、メルトの集積が起こらない限り、 $V_p = 4$ km/secを下回ることはないだろう。

(2) 乗鞍火山列のP波速度構造

根岸 (1995) による乗鞍火山列下のP波速度構造は、最も低速度部で $V_p = 4.5$ km/sec程度である。 $V_p = 5.5$ km/sec以下の分布は広く、深度6-12kmに集中し、現在の火山列と空間的に対応する。この深度6-12kmはデイサイト～流紋岩マグマの定置深度に相当している。極めて低速度の部分はみられないが、この理由は、(a)モデリングを行う時のセルサイズの制約から空間分解能が悪い、(b)珪酸塩メルトの分布が非常に小さい、(c)メルトは部分融解地殻が固化しつつある岩体の結晶の隙間にある事によ

るのかもしれない。

いずれにしても、乗鞍火山列下の低速度体は、高温の完晶質岩もしくは部分融解体やメルトが存在しておかしくない速度範囲を示している。乗鞍火山列下には、マグマ供給系とそれによって熱擾乱を受けた上部地殻が、広範囲に分布していると考えられる。この考えは、高熱地帯（焼岳周辺、黒部など）が現存することや、熱水系が発達していること、地殻熱流量が大きい事なども調和的である。第18図には、マグマ定置深度とP波速度構造の対応関係を示してある。個々の低速度体が何を示しているのかは今後さらに検討しなくては成らない。

高温であると思われるP波低速度体の特にその上部には、地震の巣（earthquake swarm）が存在する。これは、高温の塑性地殻の周辺で弱化した脆性地殻内に、応力集中が生じ、そこで破壊が進行していると見て良いのだろう（梅田, 1995）。飛騨ブロック下には、上部地殻にとりわけ巨大な低速度体が存在する。乗鞍火山列の活動ステージ1、2を通じて、この地域で最もデイスイト～流紋岩の活動が盛んであった事実と良く対応する。

7. マグマ供給系と地殻の形成

噴出した火山岩の総量を知ることによって、地殻に付加した珪酸塩メルトの最小量（minima）を知ることができる。付加量の推定には、噴出したマグマをすべて上部マントル起源と仮定した。分化した岩石はHAB系列の典型的な分別結晶作用のトレンドを用いて、地殻内に残留してきた固相の総量を求め、初生玄武岩質メルト量を推定した。地殻の融解によって発生したメルト量は、熱収支計算からみて、注入されたメルト量を越えることはなさそうである。したがって、噴出総量から上記の方法で求めたメルトの地殻への付加最小量は、大きく変化しない。もとより火山岩は長い時間に削剥されて失われてしまっているので、この見積もりは最小量にならざるを得ない。

見積もられた乗鞍火山列下の初生玄武岩質メルトの注入量は、濃尾、濃飛、飛騨構造ブロック毎に大きく異なっている。最も注入量が多いのは飛騨ブロックであり、これはブロック内に地殻内低速度体が最も広範囲に分布する事とも一致する（第19図）。

一方、火山の基盤をなす北アルプスの稜線高度は構造ブロック毎に明瞭に異なっている。珪酸塩メルト注入量が最も大きい飛騨ブロックが最も高い。このことは、北アルプスの上昇に地殻内へ注入された珪酸塩メルトの付加量が大きく関連することを示唆している。だとすれば、メルトは地殻の形成に大きな役割を果たしていると結論される。ちなみに、幅20kmで火山列に沿って珪酸塩メルトが注入されたとすると、地殻はそれぞれ1600m（飛騨ブロック）、800m（濃飛ブロック）、40m（濃尾ブロック）厚くなると期待される。これらの値が稜線高度の違い（2700m, 2000m, 1000m）と良く対応している事実は大変興味深く、上部マントルからの玄武岩質メルトの注入による地殻の厚化が、構造運動と関連している可能性を示唆している。北アルプスの隆起の時期（500-200万年以降）が、乗鞍火山列の火成活動（270万年以降）と良く呼応する事実も、それを支持するように見える。

8. おわりに：地殻内部構造解明に向けて

地殻の形成・発展には長期間の地史が関与している。マグマ供給系もまた、既存の地殻構造に依拠して形成されるだろう。マントルからの高温の珪酸塩メルトの注入は地殻の改変をとめない、とりわけ火山クラスター下でそれは顕著であろうと予想される。近年の地球物理学的深部探査の発展は著しく、その知見がマグマ供給系の理解に新たな拘束条件を提供しつつある。

一方、地質学的／岩石学的拘束条件もまた、歴史科学／物質科学としての視点から地下で起こりうる物質プロセスを予想し、地球物理学的データの解釈に一定の拘束条件を与えることができる。本論では多くの仮定をおく事は承知の上で、単純なマス・バランス計算をもとにそれらを統一的に解釈しようと試みた。

問題解決への多元的なアプローチは、個々の研究分野での得失を明確にする。これを相互にフィードバックする事により、より確からしい地殻モデルを構築する有効な手法になると期待される。著者らはこのようなアプローチによる地殻構造の解明が、今後、地殻内メルト移動（火山噴火）や地殻変形（地震）に関する理解を深めるために重要であると考えている。本論をとりまとめる過程で直面した、主要な問題点は以下の通りである。

- (a)地殻内の低速度体がマントルから上昇してきたメルトに由来するか、既存の地殻に由来する高温の部分融解体であるのかははっきりしない。
- (b)低速度体の具体的な規模（大きさ）がはっきりしない。
- (c)低速度体がいつ形成されたか特定できない。

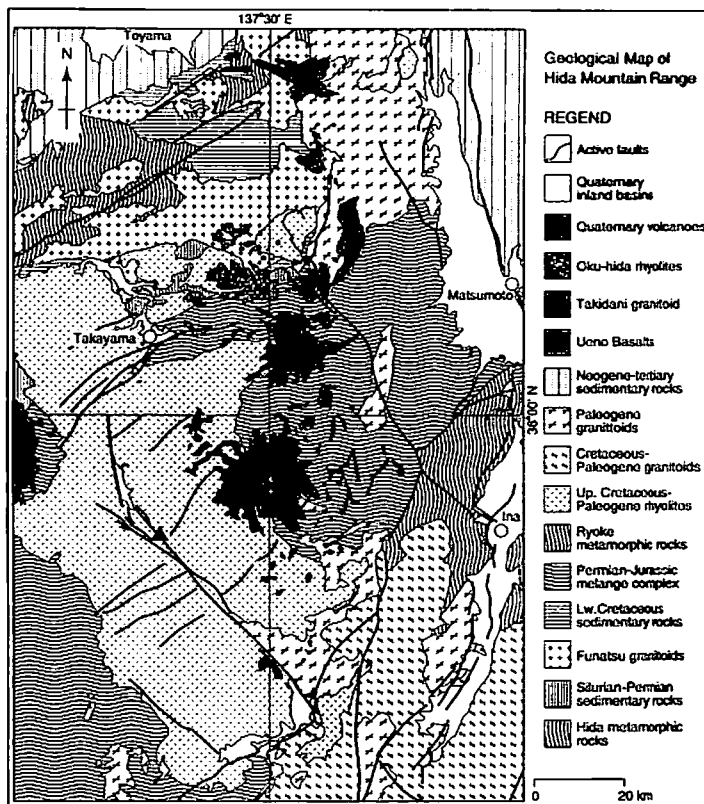
謝辞：本稿は、1998年2月6日、東京大学地震研究所で行われた研究集会、「地殻・マントル内の流体相を探る－地球電磁気学的アプローチを中心にして－」で行われた報告をもとにとりまとめた。村上英記氏（高知大学）、笹井洋一氏（東京大学）には発表の機会を与えていただいた。伊藤 潔氏と梅田康弘氏および根岸弘明氏（京都大学）、長谷川昭氏（東北大学）、そして岩崎貴哉氏（東京大学）には、地震学的な検討結果について常々ご議論をいただいている。ここに記して以上の方々に感謝いたします。

引用文献

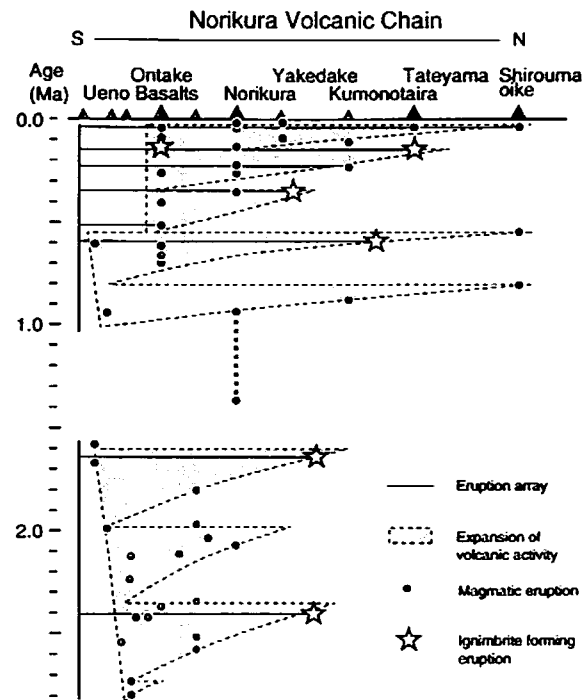
- 安藤政孝（1986），地震波から見たマントルダイアピル．火山，31，45-53.
- Aoki K., 1987. Japanese Island arc: xenoliths in alkali basalts, high-alumina basalts, and calc-alkaline andesites and dacites. In P.H. Nixon ed., *Mantle Xenoliths*, John Wiley & Sons, 320-333.
- Baker D.R. and Eggler D.H., 1987. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: Application to the Aleutian volcanic center of Atka. *American Mineralogist*, 72, 12-28.
- Batini F., Burgassi P.D., Cameli G.M., Nicolich R., Squarci P., 1978. Combination to the study of the deep lithospheric profiles; "deep" reflecting horizons in Larderello-Travale geothermal field. *Atti del 69o Congresso della Societa Geologica Italiana sul tema recenti sviluppi della ricerca geologica finalizzata*, Society of Geology Italian Momory, 19, 477-484.
- Beard J.S. and Lofgren G.E., 1990. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, 32, 365-401.
- Bergantz G.W. and Dawes R., 1994. Aspects of magma generation and ascent in continental lithosphere. In M.P. Lyan ed. *Magmatic Systems*, Academic Press, California, 291-317.
- Birch F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *Journal of Geophysical Research*, 65, 2199-2224.
- Bowen N.L., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press. pp. 332.
- Christensen N.I. and Mooney W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788.
- Conrad W.K., Nicholls I.A., and Wall V.J., 1988. Water-saturated and -undersaturated melting of metaaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29, 765-803.
- Edy S. and Kimura J., 1997. Temporal chemical variations in late Cenozoic volcanic rocks around Bandung Basin, West Java, Indonesia. *Journal of Mineralogy, Petrology, and Economic Geology*, in press.
- Eichelberger J.C., 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- Ewart A., 1969. Petrochemistry and feldspar crystallization in the silicic volcanic rocks, central North Island, New Zealand. *Lithos*, 2, 371-388.
- Faure G., 1977. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, pp. 589.
- Fowler C.M.R., 1990. *The Solid Earth: An introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, New-York, pp. 472.
- Gardner J.E., Rutherford M.J., Carey S. & Sigurdsson, H. 1995. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St Helens volcano. *Bulletin of Volcanology* 57, 1-17.
- Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E., and Nicolich R., 1988. Geological model of a young volcano-plutonic system; the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). *Geothermics*, 17, 719-734.
- Ghiorso M.S., 1985. Chemical mass transfer in magmatic systems. I. Thermodynamic relations and numerical algorithms. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 107-120.
- Green T.H., 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In Thorpe R.S. ed. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, Chichester, 465-487.
- Harayama S., 1992. Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, 20, 657-660.
- 原山 智, 1994. 世界一若い露出ブルトンの冷却史－北アルプス，滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル－. 地質学論集, 43, 87-97.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤代生・滝沢文教, 1991. 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所, pp. 190.

- Hasegawa A., Zhao D., Hori S., Yamamoto A. & Horiuchi S. 1991. Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity. *Nature* **352**, 683-689.
- Hasegawa A. & Zhao D. 1994. Deep structure of island arc magmatic regions as inferred from seismic observation. In Ryan M. P. ed. *Magmatic Systems*, Academic Press, San Diego, 179-195.
- Hildress W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 10153-10192.
- Hirahara K., Imai A., Ishida M. & Mikumo T. 1989 Three-dimensional P-wave structure beneath Central Japan: low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates. *Tectonophysics* **163**, 63-73.
- Hofmann, A.W. and Feigenson, M.D. (1983). Case studies on the origin of basalt I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 382-389.
- Holloway J.R., and Blank J.G., 1994. Application of experimental results to C-O-H species in natural melts. In Carroll M.R. and Holloway J.R. eds. *Volatiles in Magmas, Review in Mineralogy*, **30**, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 187-230.
- Housh T.B. & Luhr J.F. 1991. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist* **76**, 477-492.
- Huppert H.E. & Sparks R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* **29**, 599-624.
- Inamori T., Horiuchi S. & Hasegawa A. 1992. Location of mid-crustal reflectors by reflection method using aftershock waveform data in the focal area of the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake. *Journal of Physics of the Earth* **40**, 379-393.
- Jahns R.H. and Burnham C.W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis; 1, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatite. *Economic Geology*, **64**, 843-864.
- Johannes W. and Holtz F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, pp.335.
- Kersting A.B., Arculus R.J., and Gust D.A., 1996. Lithospheric contributions to arc magmatism: Isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. *Science*, **272**, 1464-1468.
- Khitarov N.I., Levedev E.B., Dorfman A.M., and Bagdasarov N.S., 1983. Study of process for melting of the Kirguriich basalt by the wave method. *Geochimica*, **9**, 1239-1246.
- 木村純一・吉田武義, 1995. 乗鞍火山列下のマグマ供給系. 月刊地球, 200, 97-103.
- Kimura J., 1996. Near-synchronicity and periodicity of back-arc propagation of Quaternary explosive volcanism in the southern segment of Northeastern Honshu arc, Japan: a study facilitated by tephrochronology. *Quaternary International*, **34-36**, 99-105.
- Kimura J. and Yoshida T., 1997. Magma Plumbing System Beneath Ontake Volcano, Central Japan. *The Island Arc*, in press.
- Kuno H., 1965. Fractionation trends of Basalt magmas in lava flows. *Journal of Petrology*, **6**, 301-321.
- Kushiro I., 1987. A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs. In Mysen B.O. ed. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, *Geochimical Society Special Publication*, **1**, 165-181.
- Matsuhisa Y. & Kurasawa H. 1983. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and the western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal compositions to the magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18**, 483-510.
- Matsumoto S. and Hasegawa A., 1996. Distinct S-wave reflector in the mid-crust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3067-3083.
- McKenzie D., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, **25**, 713-765.
- Merzbacher C.I., and Eggler D.R. 1984. A magmatic geohygrometer: Application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology* **12**, 587-590.
- Minster C.F. & Alle'gre C.J., 1978. Systematic use of trace elements in igneous processes, Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contribution of Mineralogy and Petrology* **68**, 37-52.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* **274**, 321-355.
- Morris P.A., 1995. Slab melting as an example of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan, *Geology*, **23**, 395-398.
- 中野 俊, 1993. 上野玄武岩 I : 2 つの単成火山における不均質なマグマ. 岩鉱, **88**, 272-288.
- 根岸弘明, 1995. 中部山岳地域の地殻内部構造. 月刊地球, 200, 85-91.
- Notsu K., Arakawa Y., Nakano S., and Yamasaki M., 1989. Lateral variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochemical Journal*, **23**, 45-55.
- Olson P., 1994. Mechanics of flood basalt magmatism. In Ryan M.P. ed. *Magmatic Systems*, Academic Press, San Diego, 1-18.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longi J. & Walker D. 1995. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 92-108.
- Ryan M.P., 1987. Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. In Mysen B.O. ed. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, *Special Publication Geochemical Society*, **1**, 259-287.
- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫, 1995. 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造. 月刊地球, 200, 104-109.
- 酒井 均・松久幸敬, 1996. 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 東京, pp. 403.

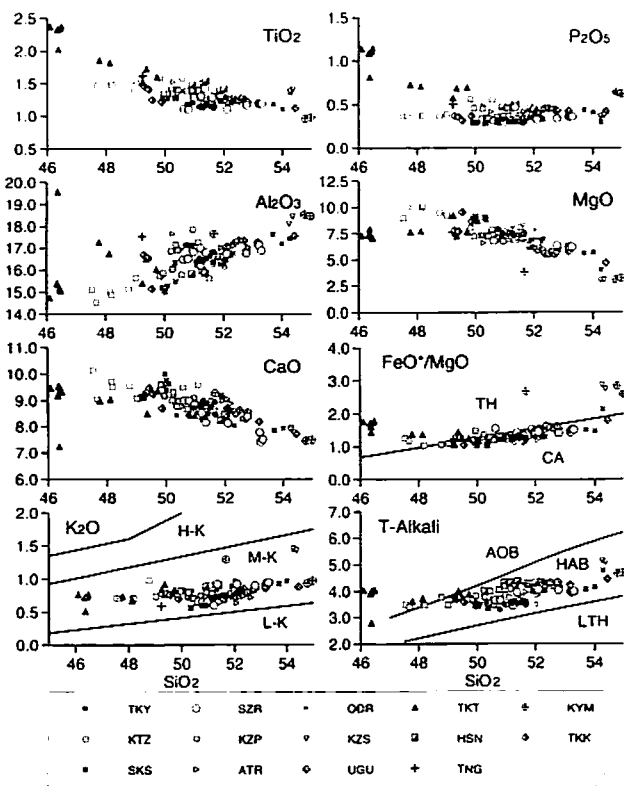
- Sakuyama M. 1984. Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18, 297-320.
- Sakuyama, M. and Nesbitt, R.W. (1986), Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 413-450.
- Sanford A.R., Mott R.P. Jr., Shuleski P.J., Rinehart E.J., Caravella F.J., Ward R.M., and Wallece T.C., 1977. Geophysical evidence for a magma body in the crust in the vicinity of Socorro, New Mexico. In *Heacock J.G., Keller G.V., Oliver J.E., and Simmons G eds. The Earth's Crust: its nature and physical properties, American Geophysical Union, Geophysics Monograph*, 20, 385-403.
- 佐藤博樹・長谷川昭, 1996. 東北日本上部マントルの部分溶融域のマッピングー島弧におけるマグマの上昇ー, 火山, 41, 115-125.
- 佐藤博樹・室 健一・長谷川昭・松本 聡, 1997. 地震波速度構造による地殻内部温度分布の見積もり. 地震, 50, 341-343.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1989. 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史ー赤石山地の地質構造発達史における意義ー. 地質学雑誌, 95, 33-44.
- Shaw D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- Sheriff R.E., 1975. Factors affecting seismic amplitudes. *Geophysical Prospects*, 23, 125-138.
- Shibata T. and Nakamura E., 1997. Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge. *Journal of Geophysical Research*, 102, 8051-8064.
- Shimizu S. and Itaya T. 1993. Plio-Pleistocene arc magmatism controlled by overlapping subducted plates, central Japan. *Tectonophysics* 225, 139-154.
- 高田 亮, 1994. 珪長質マグマの発生と上昇, マグマ溜り. 地質学論集, 43, 1-19.
- Takahashi E., 1985. Origin of basaltic magma -Implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model-. *Journal of the Volcanological Society of Japan* 30, S17-S40 (in Japanese with English abstract).
- Takahashi E. and Kushiro I., 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist* 68, 859-879.
- 高橋正樹, 1997. 日本列島第四紀島弧火山における地殻内浅部マグマ供給システムの構造. 火山, 42, S175-S187.
- 竹内 章, 1995. 応力場の変化と火山活動ー中部山岳形成史ー. 月刊地球, 200, 92-96.
- Tamura Y. and Nakamura E., 1996. The arc lavas of the Shimahara Group, Japan: Sr and Nd isotopic data indicate mantle-derived bimodal magmatism. *Journal of Petrology*, 37, 1307-1319.
- Tatsumi Y. and Eggins S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Massachusetts, pp.211.
- Tatsumi Y. and Ishizaka K., 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 293-304.
- Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H. & Kushiro I. 1983. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 88, 5815-5825.
- Taylor S.R. and McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp.312.
- 東宮昭彦, 1997. 実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ. 月刊地球, 221, 720-724.
- Tomiya H. & Takahashi E. 1995. Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu Volcano since the 1663 eruption. *Journal of Petrology* 36, 617-636.
- 梅田康弘, 1995. 内陸地震研究のめざすもの. 月刊地球, 200, 129-133.
- Chappell B.W., and White A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Willy P.J., 1971. *The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences*. John & Wiley & Sons, New York. 167-211.
- 山田直利・小林武彦, 1988. 御嶽火山の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, pp. 136.
- 山崎正男教授退官記念事業会, 1988. 北陸地方の新生代火山および火山岩. 山崎正男教授退官記念事業会編, 北陸プリント, 金沢, p. 155.
- Yoder H.S., Stewart D.B., and Smith J.R., 1963. Ternary feldspars. *Carnegie Institution of Washington Year Book*, 56, 206-214.
- 吉田武義・木村純一・大口健志・佐藤比呂志, 1997. 島弧マグマ供給系の構造と進化. 火山, 42, S189-S207.
- Yuhara M. and Kagami H., 1996. Rb-Sr whole-rock and mineral isochron ages of the Otagiri granites from the Ina district, Ryoke belt, Southwest Japan arc. *Journal of Mineralogy Petrology and Economic Geology*, 91, 275-282.
- 渡辺 了・小室口剛博・瀬野徹三 (1995) リソスフェアの応力がマグマの上昇に及ぼす影響. 月刊地球, 221, 725-729.
- Zhao D., Horiuchi S. & Hasegawa A. 1992. Seismic velocity structure of the crust beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics* 212, 289-301.



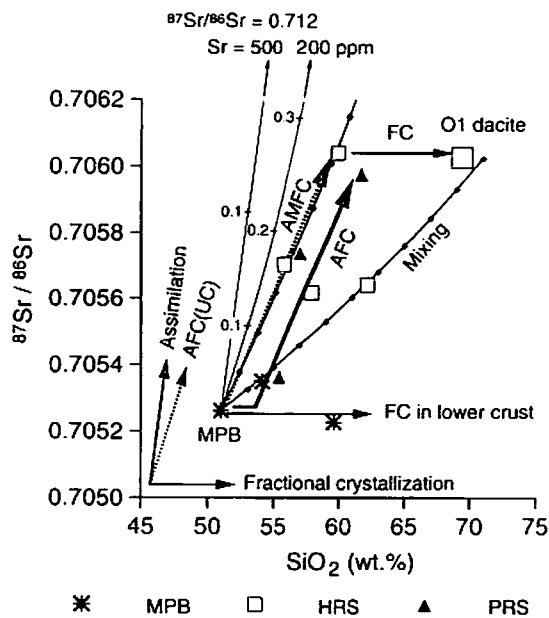
第1図 乗鞍火山列中南部の地質概略図



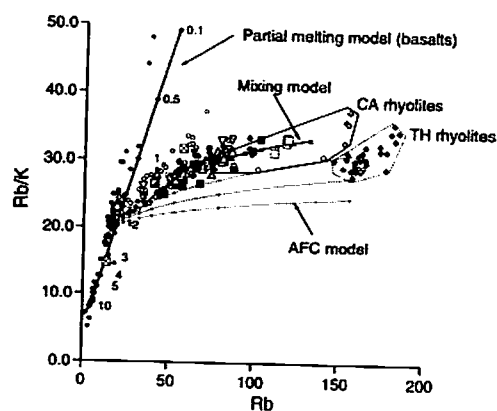
第2図 乗鞍火山列の火山活動の時空配列



第3図 上野玄武岩類の主成分化学組成

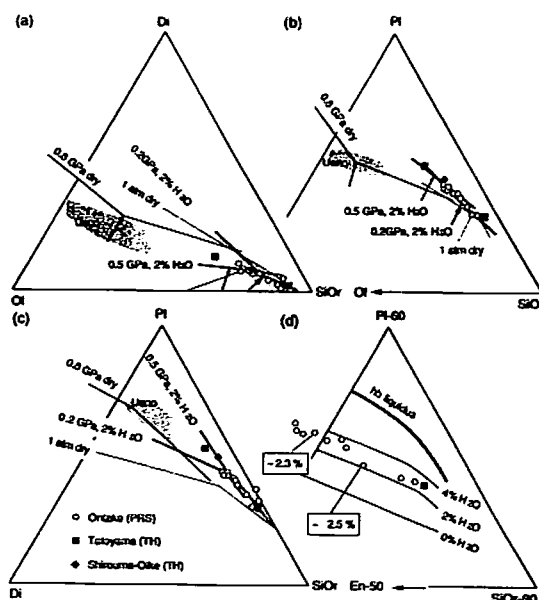


第4図 木曾御嶽火山のストロンチウム同位体の変化とその成因

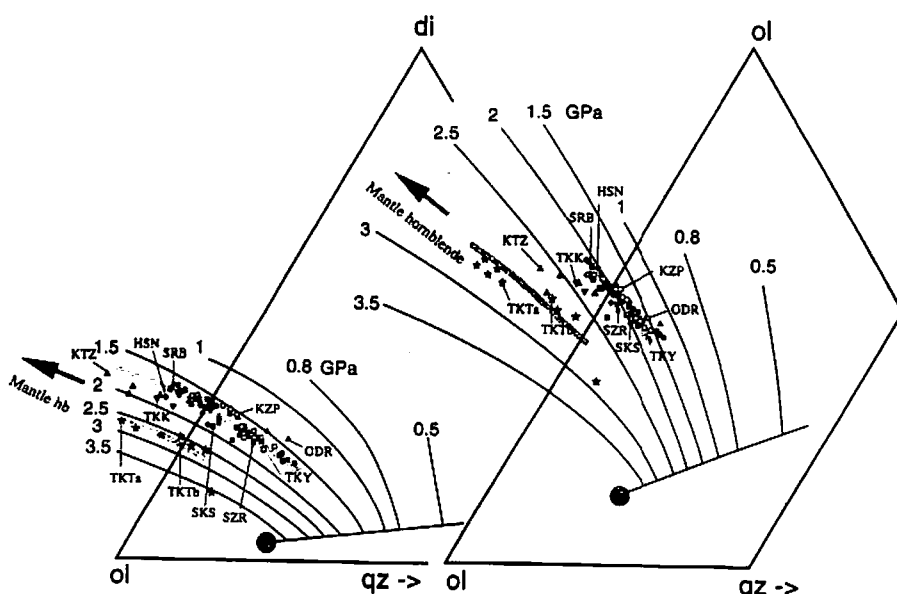


- Rb/K(SRU) Δ TT • NOR ■ ONT
- UENO □ YUG ▣ KUM ▽ YAK
- HIDA1 ○ HIDA2 ⊗ KAMA - K(0.1)
- K(0.15) - K(0.2) • K × Mix(R-A)

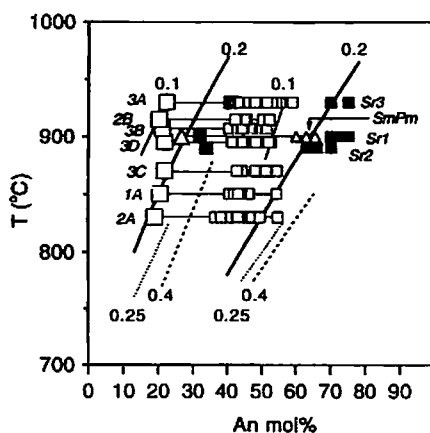
第5図 乗鞍火山列の液相濃集元素の挙動



第7図 安山岩質メルトの地質圧力計・含水量計

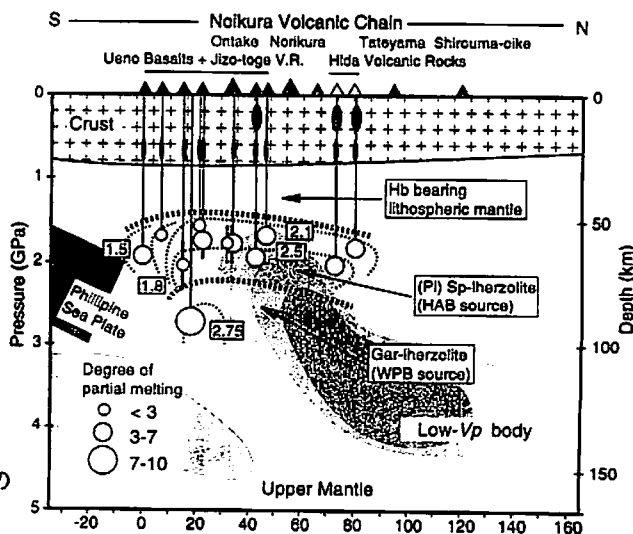


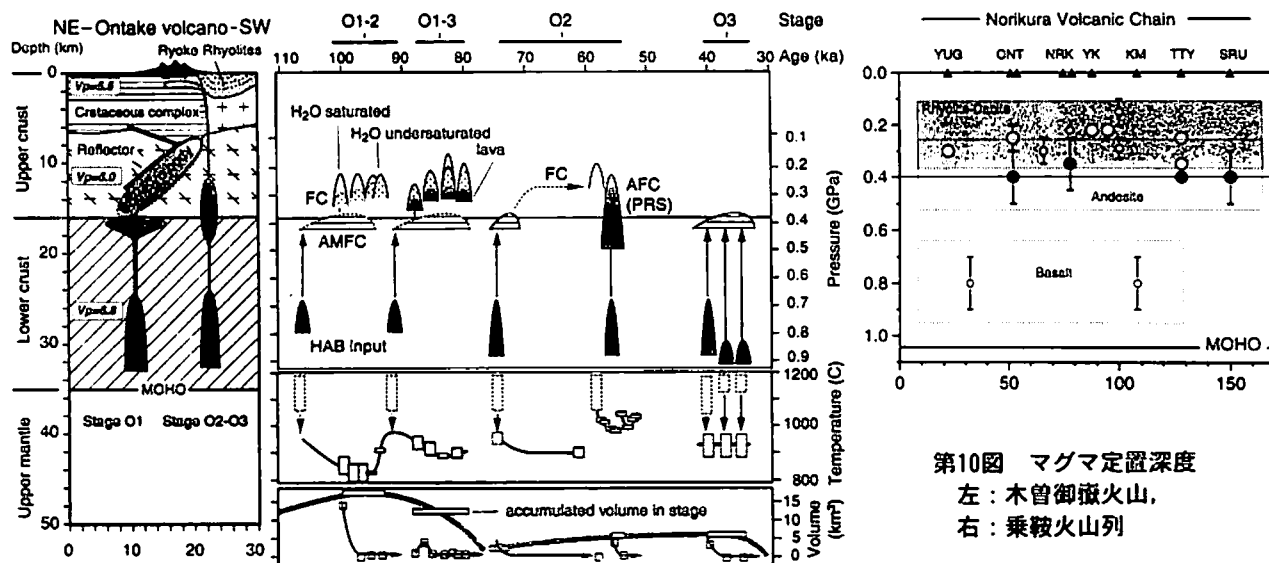
第6図 玄武岩質メルトの地質圧力計



第8図 デイサイトの地質圧力計

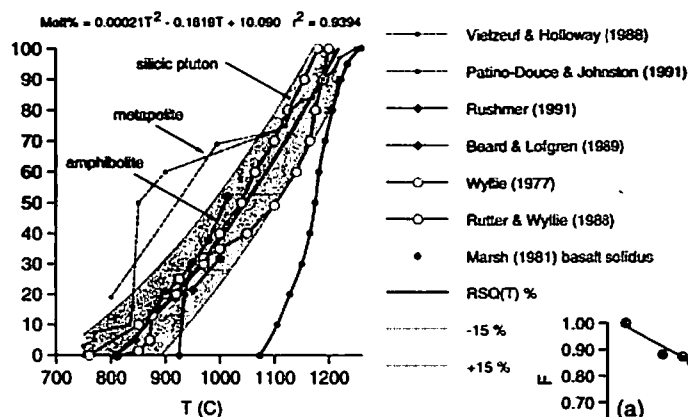
第9図 上野玄武岩のマグマ分離深度





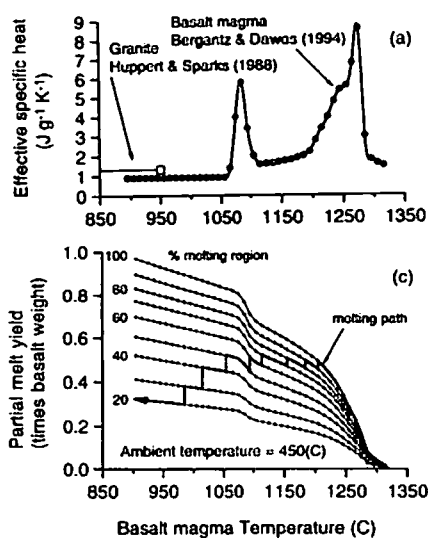
第10図 マグマ定置深度

左：木曾御嶽火山，
右：乗鞍火山列

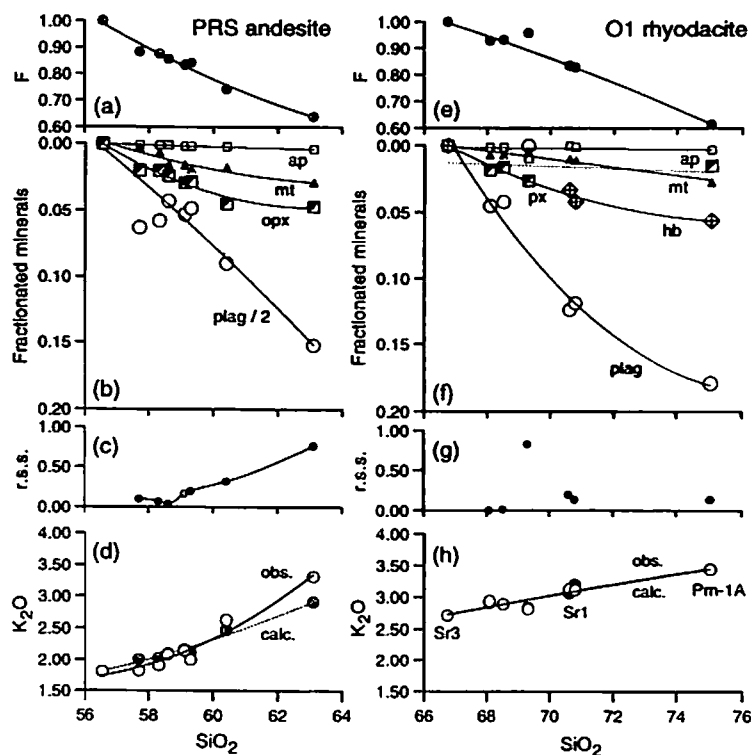


第11図 地殻物質の部分融解
温度と融解度

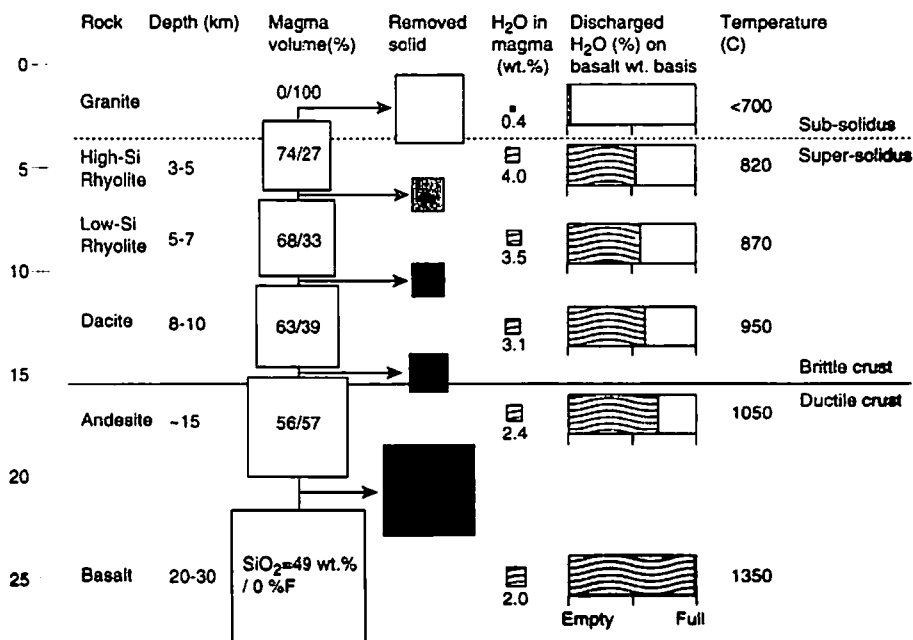
Maximum crustal anatexis rhyolite magma yield
(no convection loss, no mixing, 20% partial melt conditions)



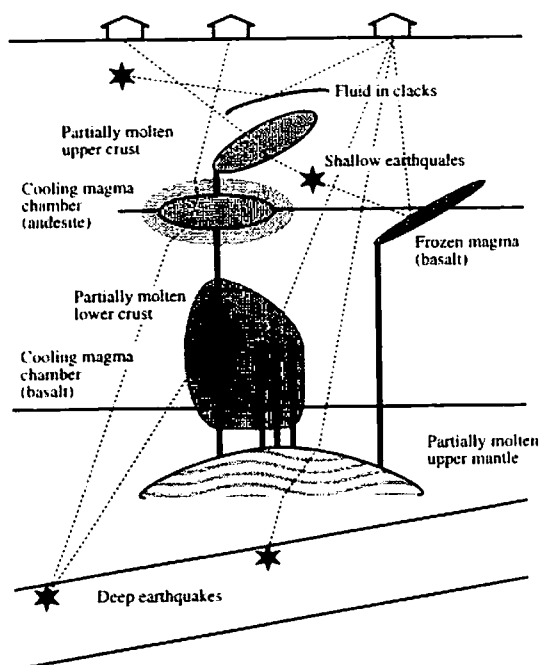
第12図 玄武岩の有効比熱と
壁岩の部分融解度



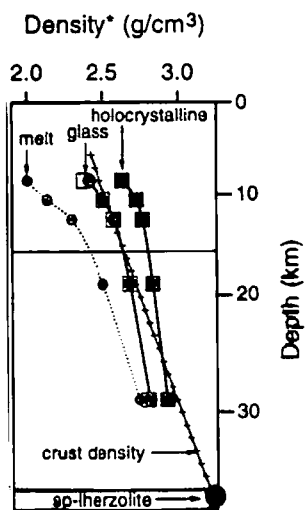
第13図 マスバランス計算による
珪酸塩メルト固結度と組成変化



第14図 珪酸塩メルト
固化過程の物質収支

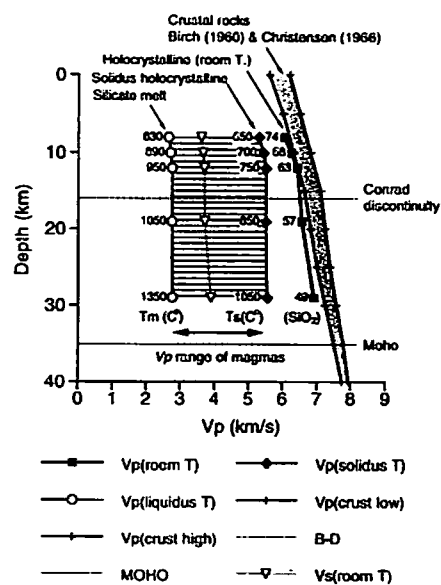


第15図 予想される火山列下の深部構造

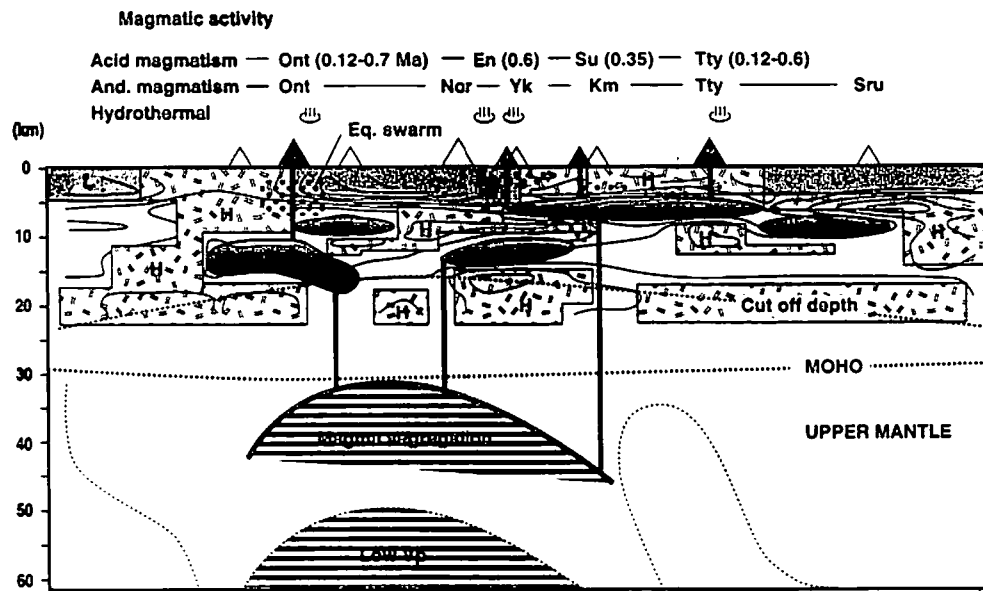


第16図 珪酸塩メルトの密度変化

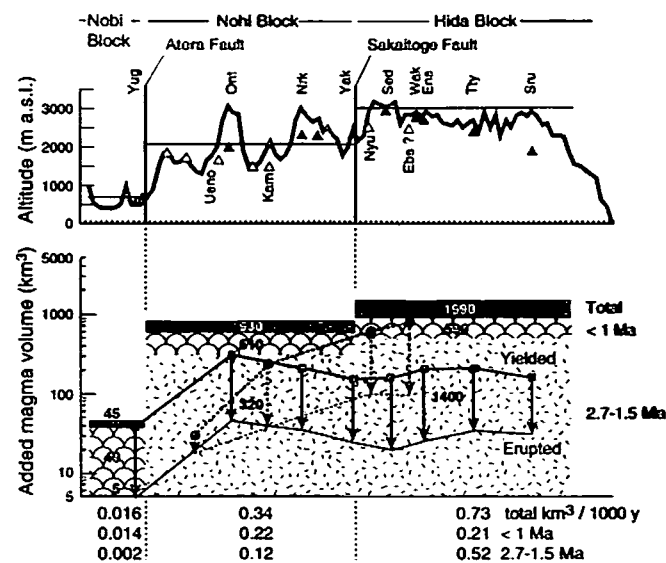
- : メルト密度
- : ガラス密度
- : 結晶質岩密度



第17図 予想される地殻中珪酸塩メルトのP波速度



第18図 マグマ供給系とP波速度構造との位置関係



第19図 地殻への珪酸塩メルト付加総量と北アルプスの隆起量

第1表 地殻内部珪長質マグマの冷却速度のいくつかの例

岩体	岩体容積	冷却率	定置深度	文献
滝谷花崗岩体	> 60 km ³	3.5 °C/万年	< 0.5 kbar (< 5 km)	(原山, 1994)
甲斐駒花崗岩体	> 100 km ³	1.1 °C/万年	> 0.5 kbar (> 5 km?)	(佐藤ほか, 1989)
太田切花崗岩体	>>160 km ³	0.16°C/万年	> 7 kbar (~25 km)	(Yuhara and Kagami, 1996)