



島弧火山への沈み込んだスラブの影響

## 総論：島弧火山への 沈み込んだスラブの影響

佐野 貴 司  
長谷中 利 昭  
三 好 雅 也

**Review: Affection of Subducted Slab in Arc  
Volcano**

**Takashi Sano • Toshiaki Hasenaka • Masaya  
Miyoshi**

さの たかし : 国立科学博物館  
はせなか としあき : 熊本大学  
みよし まさや : 福井大学

日本列島などの島弧下の深部マントルのさらには、海溝から沈み込んだ海洋プレート（スラブ）が存在する。スラブの一部は流体にかたちを変え、マントル内を上昇し、島弧マグマの生成に関与する。そしてマグマの噴出というかたちで地表へ戻ってくる。本総論は、このメカニズムを明らかにした地球化学的研究を紹介する。

### 1. はじめに

島弧に噴出するマグマは、冷たく重い海洋プレートが海溝からマントル深部へ沈み込む現象に誘発されて生じる。このマグマ発生メカニズムは「冷たいプレートの沈み込みが熱いマグマを発生させる」という、一見矛盾した現象である。この矛盾を紐解くのが、沈み込んだ海洋プレート（スラブ）に含まれる含水鉱物の挙動である。含水鉱物の一部は流体に変化し、島弧マグマの生成に大きく関わっている。これら現象は主に岩石の高温高压実験研究により明らかにされてきた<sup>[1-2]</sup>。

マグマ生成に関わるだけでなく、スラブ由来の流体はマグマと共に上昇し、火山噴火というかたちで地表へ戻ってくる（リサイクルする）ことも明らかになった。これは島弧の火山岩中にベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) が検出されたという事実に基づく<sup>[3]</sup>。 $^{10}\text{Be}$  は宇宙線と大気とがぶつかることによってしか形成されず、地中ではつくられない。大気中でつくられた  $^{10}\text{Be}$  は雨に流され、最終的に海底へ到達するため、地球上では海底堆積層に濃集している。この  $^{10}\text{Be}$  が沈み込み帯の火山岩中に高濃度で定量されたのである。島弧の火山岩以外に  $^{10}\text{Be}$  は全く検出されていないので、これはとりもなおさず、海溝から沈み込んだ堆積物が火山へリサイクルしていることを意味している。

以上のように、沈み込んだスラブが島弧マグマの生成に影響を及ぼしているという定性的な事実については、20世紀後半に解明された。一方、島弧マグマ中の流体相の種類や量、タイムスケールなどの定量的な議論については、21世紀になってから盛んに行われるようになった。これは様々な種類の親水性微量元素や同位体の化学分析が行わ

れ、これら分析結果を解釈したことによる [4-9]。また、岩石に含まれる流体の高温高圧状態での振る舞いを実験で「その場観察」できるようになり、スラブ由来流体の実態が明らかになったことも、島弧マグマの成因を解明したり火山岩中のスラブ影響を評価したりする上で重要な発見であった [10-12]。

ここではまず、20 世紀後半に提案されたスラブ物質が誘発する島弧マグマの成因モデルについて説明する。次に、最近 10 年間に公表された島弧火山岩（主に日本の火山岩）中へのスラブ影響を示した地球化学論文を紹介する。そして最後に、21 世紀に考えられている島弧マグマの成因やスラブ物質のリサイクルに関するモデルを紹介し、最新の地球化学データとの整合性について議論する。

## 2. スラブ物質が誘発する島弧マグマの生成

これまでに提案された島弧マグマの成因モデルは、地表での火山分布を説明することに力を注いできた。島弧火山は、海溝が伸びている方向と平行に帯状に分布し、火山帯とよばれている。火山帯を形成している各々の火山の配置は特徴的な分布をしている。1 例として図 1A に東北日本弧の火山分布を示す。最も東側の火山は海溝軸に平行な線上に分布し、火山前線を形成している。火山の多くは火山前線に形成されており、西側にいくにつれて、火山の数が少なくなり、しまいに消えてしまう。火山前線よりも東側に火山は 1 つもなく、用語の通り、火山は前線を形成している。

火山前線が示す重要な点は、その直下の海洋プレート上面までの深さが一定であることである。図 1A を見て明らかな通り、火山前線は海洋プレート上面の 100–110 km の等深度線上に並んでいる。Tatsumi<sup>[1]</sup> は、この事実注目し、火山前線の形成が深さに依存したプロセスに支配されると主張した。まず以下では、この Tatsumi<sup>[1]</sup> モデルを紹介する。

図 1B は Tatsumi<sup>[1]</sup> モデルを簡単に説明した島弧地下の断面図である。この図を見ると分かる通

り、島弧の下は複雑な温度構造となっている。通常のマントルは深いほど熱くなるという温度構造をしているが、マントルウェッジ（島弧直下のマントル）は違う。冷たい海洋プレートが地下深部に存在するため、マントルウェッジ下部は深いほど冷たい。マントルウェッジの最下部はスラブの下降に引きずられて沈み込んでいく。するとマントルウェッジ上部の物質がなくなってしまうので、これを補うように図の左下から右上に向かって高温物質が上昇してくる。この高温部の形が沈み込み帯でマグマが生成されるための重要な要素の 1 つである。そして、もう 1 つの重要なのがスラブ内の含水鉱物の存在である。

スラブが沈み込んでいくと、圧力は徐々に増加していく。海洋プレートを構成している含水鉱物は高圧になると不安定になり、脱水反応を起こして流体（主に水）と無水鉱物へと分解する。Tatsumi<sup>[1]</sup> は沈み込み帯マグマの生成に重要な役割を果たしているものは角閃石と考えた。図 1C に示すように東北日本弧のスラブ中海洋地殻層に含まれる角閃石は深さ 90 km 未満で消滅して水と無水鉱物に分解する。水は軽いので上昇し、スラブの直上にあるマントルウェッジに移動する。そして、マントルウェッジ内で再び変成作用が起こり、含水鉱物（角閃石）として再固定される（図 1B）。角閃石がマントルウェッジ内で安定に存在できる深さは海洋地殻内で存在できる深さよりも高圧である。この理由は、角閃石の主元素であるマグネシウムがマントルウェッジを構成するかんらん岩に多く含まれるためである。マントルウェッジは沈み込む海洋プレートよりも深部まで角閃石を運ぶことができる。

沈み込みが進んでいくと、マントルウェッジも角閃石を保持するには限界があり、深さが 100–110 km ほどになると水と無水鉱物へ分解する。水はこれ以上下へは沈み込むことはできず、上部へ移動してマントルウェッジの高温部へ入っていく。この水と高温部との遭遇が沈み込み帯マグマを生む。水はマントルの融点を大きく下げる効果があるからである。この深さ 100–110 km は、まさに

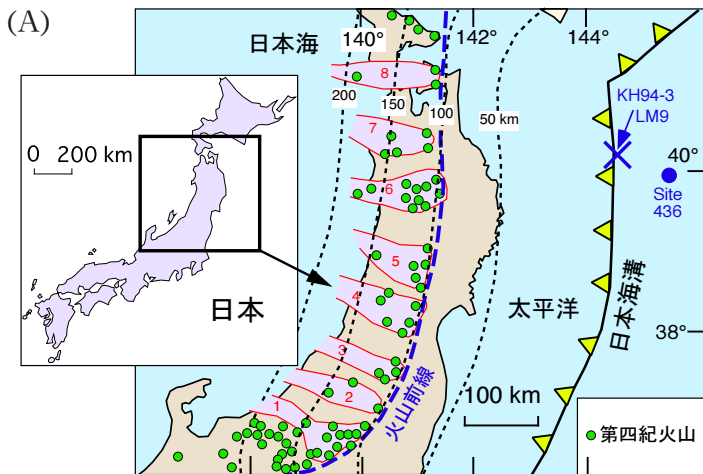
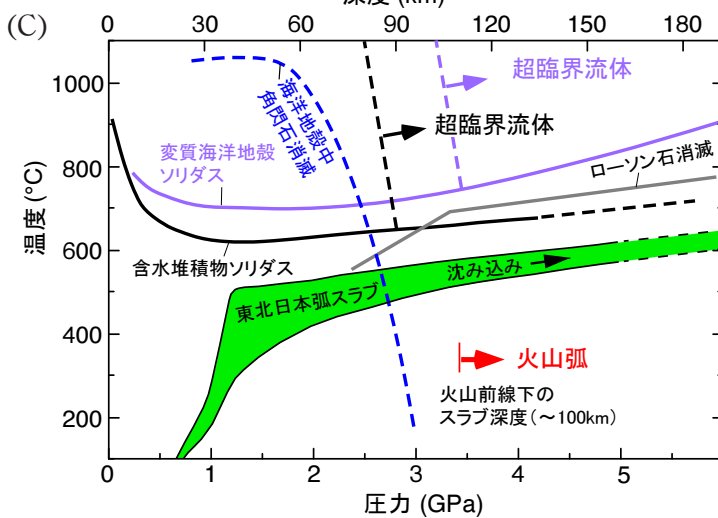
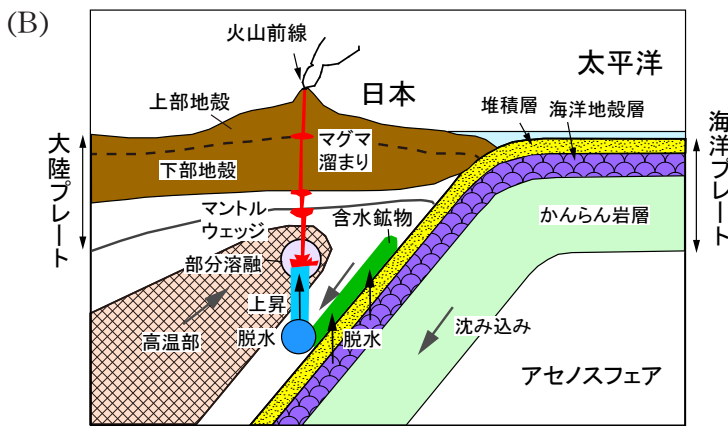


図1 (A) 東北日本弧の地図. 第四紀火山の分布, 日本海溝から地下へ沈み込む堆積物の採取地点 (DSDP Site 436, KH94-2 LM9) も示した. 赤線で囲んだ桃色地域は Tamura<sup>[29]</sup>による「マンツルの熱い指」. 点線はスラブ上面深度の推定値<sup>[28]</sup>. (B) 東北日本弧下の推定断面図. 沈み込む堆積物と海洋地殻の脱水によりマンツルウェッジへ水が供給され, マンツルウェッジ最下部に含水鉱物層が形成される. この層は深さ100-110kmまで沈み込み, 再度脱水し, 上部へ水を供給する (Tatsumi<sup>[11]</sup>モデル). (C) 沈み込み帯の下でのマンツルの状態を表す温度と深さの図 (詳細は Sano *et al.*<sup>[14]</sup>参照).



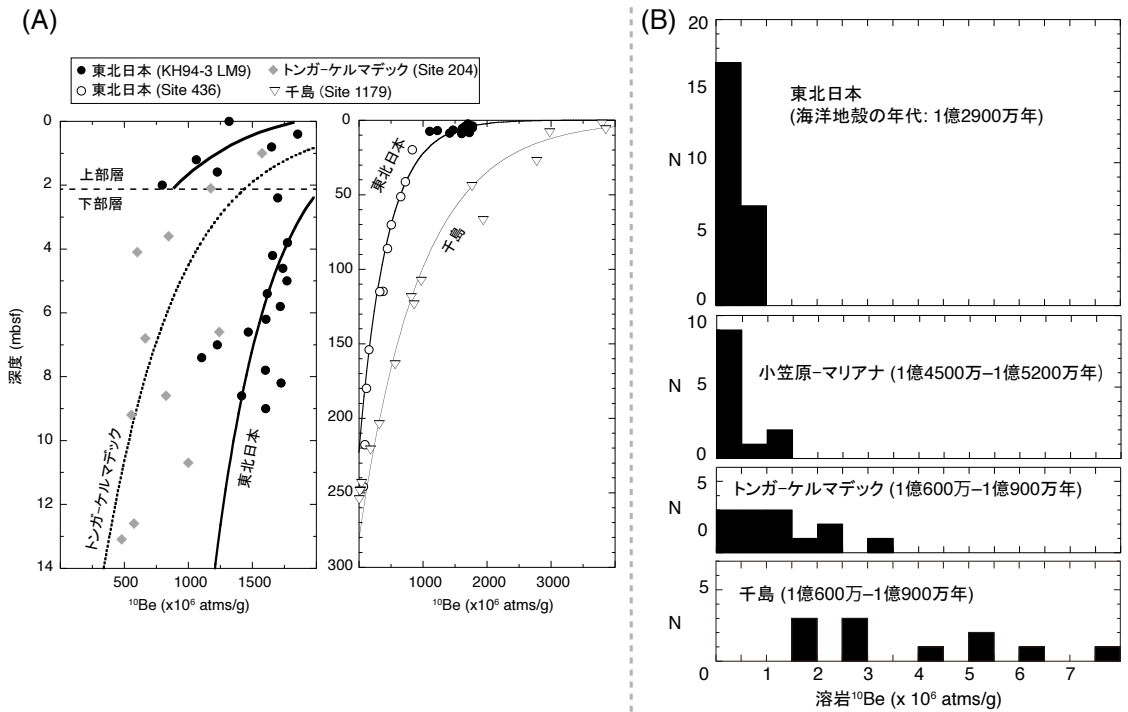


図2 (A) 海溝から島弧下に沈み込む堆積物中  $^{10}\text{Be}$  の含有量の深度分布<sup>[14]</sup>。(B) 冷たい島弧 (1 億年よりも古い海洋地殻が沈み込む) に噴出した溶岩中  $^{10}\text{Be}$  含有量の頻度分布<sup>[14]</sup>。

火山前線直下のスラブ深度に一致する (図 1A)。このため、Tatsumi<sup>[1]</sup> は角閃石由来の水が火山前線上に噴火しているマグマの生成を誘発していると考えた。

スラブが若くて熱い場合、地下深部でスラブ自体が溶融することも考えられるが (本特集号の新作論文を参照)、現在の東北日本弧や伊豆-小笠原弧の地下に沈み込む太平洋プレートは古くて冷たいため、スラブ溶融は起きないと考えられていた。これは図 1C を見ると分かる。地下のどの深さにおいても、スラブを構成する含水の海洋地殻と堆積物が融け始める温度 (ソリダス) は東北日本弧スラブの温度よりも高温だからである。

### 3. スラブ影響を見るトレーサー

#### 3-1. ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) の利用

前述のように、沈み込んだスラブ物質が火山噴火によって地表へリサイクルしているという証拠

を明確に示したトレーサーは  $^{10}\text{Be}$  である。地表へリサイクルする物質はスラブの堆積物層または海洋地殻層に含まれるが (図 1B)、ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) は堆積層上部のリサイクルを調べるのに適している。これは以下の理由による。

ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) は地球において大気中の窒素や酸素に宇宙線が衝突した際の破砕反応によってのみ生成する。この  $^{10}\text{Be}$  は大気中の塵 (エアロゾル) に吸着した後、雨と共に地表へ落下し、河川活動等により海洋底に集まり、堆積物中に濃集する。ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) は地学的時間スケールで評価すると比較的半減期が短い (136 万年<sup>[13]</sup>) ため、堆積してから時間が経過すると量が減っていく。実際に海溝から沈み込もうとしている堆積物コアの深さに対する  $^{10}\text{Be}$  含有量を示したのが図 2A である<sup>[14]</sup>。東北日本、トンガ-ケルマデック、千島のいずれにおいても、 $^{10}\text{Be}$  含有量が深さとともに指数関数的に減っていることが分

かる。このため、 $^{10}\text{Be}$ は堆積物層の上部に濃集しており、堆積物層下部やその下の海洋地殻層にはほとんど含まれない。なお、堆積学の分野では、図2Aに示した指数関数曲線( $^{10}\text{Be}$ 含有量の回帰曲線)の式に半減期を代入して堆積速度を推定する試みが頻繁に行われている。

スラブ物質のトレーサーとしては、 $^{10}\text{Be}$ よりも半減期の長いストロンチウムや鉛の同位体も使われている(以下で紹介)。しかし、地質学的時間で最近(< 1000 万年)に沈み込んだ堆積物のリサイクルを議論する場合、 $^{10}\text{Be}$ の方が有用である。ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ )は海洋堆積物中以外の固体地球物質には含まれないので、他のトレーサーを用いた場合、常に問題となる地殻の混染作用の心配をしなくて済むという利点もある。

図2は海溝から沈み込む堆積物中の $^{10}\text{Be}$ (図2A)と噴火によって地表へリサイクルした火山岩中の $^{10}\text{Be}$ (図2B)とを比較している<sup>[14]</sup>。沈み込む堆積物中の $^{10}\text{Be}$ 濃度は場所によって異なり、東北日本はトンガ-ケルマデックよりは高濃度であるが、千島よりは低濃度である(図2A)。一方、地表へリサイクルした $^{10}\text{Be}$ 濃度を見ると、東北日本が最も低濃度である(図2B)。この事実は、沈み込んだ $^{10}\text{Be}$ 濃度がリサイクル濃度にそのまま反映されないことを示している。

ベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ )のリサイクル濃度を決める要因は何であろうか? Sano *et al.*<sup>[14]</sup>は火山岩中 $^{10}\text{Be}$ 濃度が最も低い東北日本弧に沈み込む海洋プレートの年代が古いことに注目し(図2B)、堆積物層の脱水作用は、より古くて冷たいスラブの方がより深部で生じると考えた。より深部で脱水した方が、リサイクル物質の移動距離が長くなり、リサイクル時間も長くなるため、 $^{10}\text{Be}$ 含有量が減少するからである。トンガ-ケルマデック弧でのマントルウェッジへの堆積物層の一部の付加は浅部(< 60 km)で起こっていると提案されているが<sup>[15]</sup>、東北日本弧では深さ180 kmを超えると推定した<sup>[14]</sup>。この推定は図1Cに示されている相図とも調和的である。堆積物中に含まれる含水鉱物の中で地下深部まで安定に存在するのがロー

ソン石(とフェンジャイト)であるが、180 kmよりも浅い領域を見る限り、これら含水鉱物は東北日本弧スラブの温度圧力条件で安定に存在する。

深さ180 kmまで沈み込んだ堆積物の分解により生じた流体が火山前線下のマグマ発生領域(深さ50 km)まで上昇した後、マグマと共に噴火したと考えると、リサイクル時間は490 万年間と計算され、これは沈み込む堆積物中 $^{10}\text{Be}$ と噴出した火山岩中 $^{10}\text{Be}$ の含有量とを比較して得たリサイクル時間と矛盾しない<sup>[14]</sup>。このように $^{10}\text{Be}$ はリサイクルの証拠としてだけでなく、リサイクル時間を推定するトレーサーとしても使われるようになった。

### 3-2. ハロゲン (Cl, Br, I) の利用

ハロゲンである塩素(Cl)、臭素(Br)、ヨウ素(I)も海溝から沈み込んだ堆積物のリサイクルを知る上で重要なトレーサーである。ハロゲンは親水性が高い元素であり、マントルや地殻中に比べて海水中に桁違いに多く濃集しているからである。

Kobayashi *et al.*<sup>[16]</sup>はカムチャッカ半島のアバチャ火山とフィリピンのピナツポ火山から噴出した火山岩中捕獲岩であるかんらん岩に注目した。このかんらん岩中包有物のI/Cl比とBr/Cl比を調べたところ、海洋底堆積物の粒間に存在する流体と似たような比率であることが分かった(図3)。また、海洋底の蛇紋岩(含水かんらん岩)も似たような比率である事実も考え合わせ、海洋底の断層に染み込んだ流体が海洋プレート下部のかんらん岩と反応して蛇紋岩となり、この蛇紋岩がマントルウェッジに流体と共にハロゲンを供給し、最終的に火山岩中捕獲岩として地表へリサイクルしたと考えた。

同様のI/Cl比とBr/Cl比は三波川帯東赤石超苦鉄質岩体から採取したかんらん岩中の包有物にも確認されている<sup>[17]</sup>(図3)。これらかんらん岩中の液体包有物を調べた研究は、沈み込んだスラブ物質のリサイクルメカニズムを知る上で重要である(詳細は本特集号の角野論文を参照)。またスラブ由来の流体を翡翠から検出する試みも行われている<sup>[18]</sup>(本特集号の福山論文を参照)。このように、

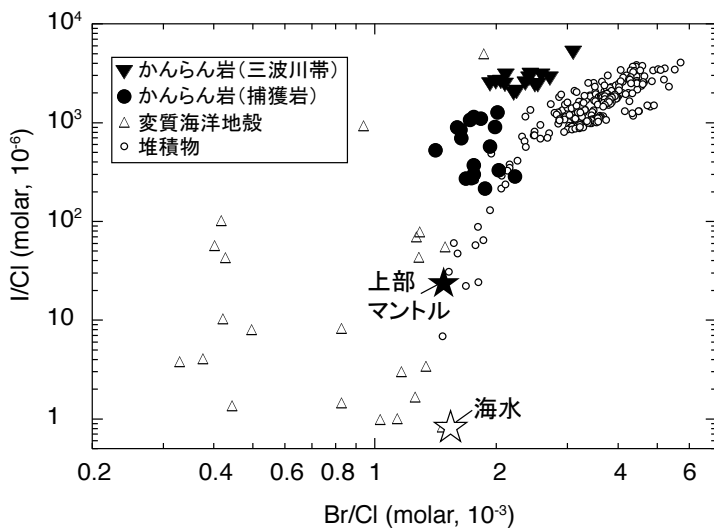


図3 かんらん岩に含まれる包有物中のI/Clに対するBr/Clのプロット<sup>[16,17]</sup>. Kobayashi *et al.*<sup>[16]</sup>が引用した海溝から島弧下へ沈み込む堆積物<sup>[32]</sup>, 変質海洋地殻<sup>[33]</sup>, 上部マントル<sup>[34]</sup>, 海水<sup>[35]</sup>の比も示した。

スラブ物質の挙動を深く知るためには、火山岩だけでなく深成岩や変成岩を対象とした研究も必要である。

### 3-3. ホウ素 (B) と鉛 (Pb) の利用

ホウ素は最も親水性の高い元素であり、地球において海洋堆積物と変質海洋地殻に極端に濃集している。マントル内や地殻中には枯渇しているため、スラブ影響を知る上で最も便利なトレーサーとして利用されてきた<sup>[4,5,8,19]</sup>。バリウム (Ba) や鉛 (Pb) などの他のトレーサーと組み合わせて使用することにより、島弧火山岩中の堆積物起源物質と変質海洋地殻起源物質との割合を求めることができる。例えば、伊豆弧や千島弧に比べて東北日本弧の火山岩の方が変質海洋地殻に対する海洋堆積物の寄与が大きいと推定された<sup>[4,5,19]</sup>。今後も<sup>10</sup>BeやPbなどの放射性同位体と組み合わせて使用すれば<sup>[4,20]</sup>、島弧マグマ中のスラブ起源物質の種類や量、タイムスケールに関するより定量的な議論が可能になるはずである。

鉛 (Pb) もスラブ影響を知る上で重要なトレーサーとして古くから利用されており、島弧火山だけでなく海洋島玄武岩中のリサイクル物質の検出にも使われている<sup>[21]</sup>。Pb同位体 (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb) を利用した日本の火山岩中のスラブ影響を調べた研究として、中村らによ

る一連の成果があげられる<sup>[9,22-24]</sup>。これら成果の一部を図4に示す。中村らはPb同位体 (主に<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb) をネオジウム同位体 (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) と組み合わせることにより、島弧火山岩中へのスラブ由来の流体の寄与を定量的に見積もった。図4Aに示した中部日本の場合、中村らはフィリピン海プレートの影響がないと判断した火山岩組成が上部マントル (枯渇マントル) から高<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-低<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd方向に延びる図の太曲線に沿って並んだため、その端部に太平洋スラブ由来の流体が存在すると考えた。図4Bに示すように、この太平洋スラブ由来の流体組成は太平洋の変質海洋地殻と堆積物の組成の混合曲線上に存在すると仮定した。これは変質海洋地殻 (Altered Oceanic Crust, AOC) と堆積物 (Sediment, Sed) との重量比が48 : 52の組成であった<sup>[9]</sup>。同様にフィリピン海スラブ由来の流体組成を推定すると、AOCとSedの重量比は3 : 97となった。そして中部日本の火山岩は2つの混合曲線 (枯渇マントルと太平洋スラブ由来の流体の混合および枯渇マントルとフィリピン海由来の流体の混合) の間にプロットされることが分かった (図4A)。この混合曲線を使用すると、各火山岩中のスラブ由来流体の量を推定することも可能である。図4C, Dに示す通り、東北日本と伊豆諸島の火山岩においても、

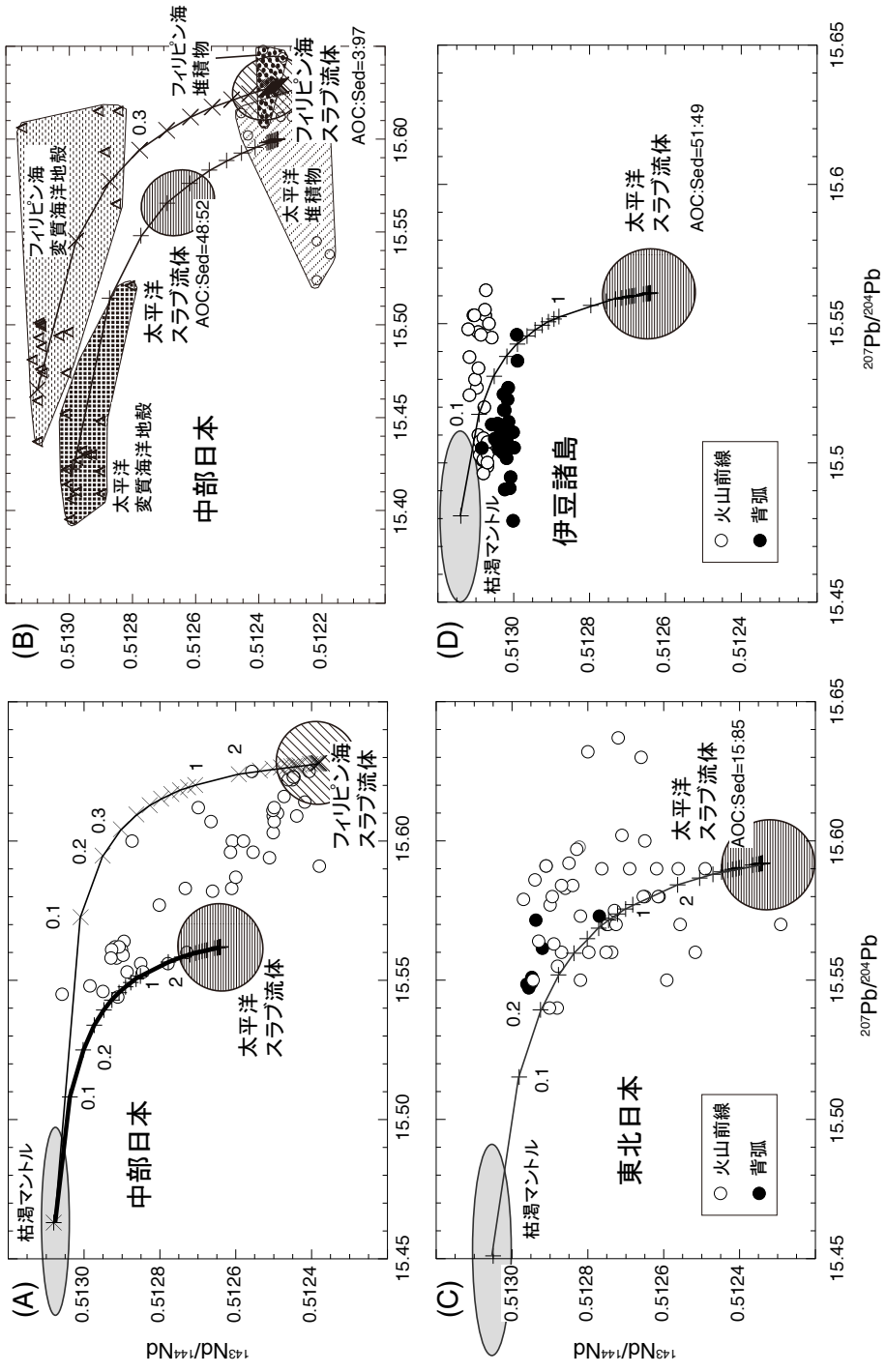


図4 (A) 中部日本弧の火山岩中  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  に対する  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  のプロット<sup>[9]</sup>. (B) スラブ流体の同位体組成の求め方. 太平洋スラブ由来の流体は変質海洋地殻 (AOC) と堆積物 (Sed)<sup>[36]</sup>を 48:52 の割合で混ぜ、フィリピン海プレート由来のスラブ流体は AOC<sup>[37]</sup> と Sed<sup>[38]</sup>を 3:97 の割合で混ぜた<sup>[9]</sup>. (C) 東北日本弧と (D) 伊豆諸島 (八丈島以北) の火山岩中  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  に対する  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  のプロット<sup>[39-43]</sup>. 同位体比バリエーションは枯潟マントルとスラブ由来流体の混合で説明<sup>[23]</sup>. 曲線上十字マークの縦の数字は枯潟マントルに加えたスラブ由来流体の割合 (重量%) .

これと同様の解析が行われ、スラブ由来の流体付加量が推定された<sup>[23,24]</sup>。

これら Pb 同位体を用いたスラブ由来流体の定量的見積もりに関するの最新研究は Nakamura *et al.*<sup>[25]</sup>にまとめられている(本特集号の中村論文を参照)。なお、Pb を用いた解析は地殻混染の影響がない火山岩を対象とする必要があり<sup>[6,23]</sup>、注意を要する。

## 4. スラブ物質リサイクルのメカニズム

### 4-1. スラブ由来流体の実態

前述のように、スラブ影響を見るトレーサーの解析により、スラブ起源物質の種類や量、タイムスケールなどの定量的な議論ができるようになった。これら研究と同様に、スラブ由来流体を知る上で重要な成果が高温高圧実験の世界からも報告された<sup>[10-12]</sup>。本項では、まずこの成果について説明する。

図 1C に示すように、東北日本弧のような冷たいスラブに含まれる角閃石は深さ 90km を超えると流体と無水鉱物に分解する。一方、温度 700°C を超えるような高温スラブ中の含水海洋地殻(角閃石とほぼ同組成)は、ソリダスよりも高温となるため、部分熔融してマグマ(メルト)と無水鉱物に分解する。このように、深さ 90 km 以下の圧力で角閃石が分解すると、低温では流体(ケイ酸塩を少し含む水)、高温ではメルト(水を少し含むケイ酸塩)が生じる。ところが、深さ 110 km を超える圧力で含水海洋地殻が分解すると、流体でもメルトでもない超臨界流体(水もケイ酸塩も多く含まれる流体)が生じた<sup>[11]</sup>(図 1C)。同様に、堆積物層からも深さ 90 km を超えると超臨界流体が発生することが分かった<sup>[12]</sup>(図 1C)。つまり、深さ 110 km を超えると、スラブは脱水するのでもなく部分熔融するのでもなく、超臨界流体を発生させることが判明したのである。これら成果はスラブ物質のリサイクルや島弧マグマの生成モデルを見直すきっかけとなった。

### 4-2. 島弧マグマの生成モデル

上述のような 21 世紀になってからの新データ

を取り入れることにより、島弧マグマの生成モデルは見直されるようになってきた。一例として Tatsumi モデルと比較した最近のモデル(Kogiso<sup>[26]</sup>モデル)を図 5 に示した。なお、前述の図 1B は Tatsumi モデルを簡略化して火山前線に噴出したマグマの成因のみを描いたが、図 5A はオリジナル論文の図を引用している。図 5A に示されるように、Tatsumi<sup>[11]</sup>は背弧火山の成因についても考えており、角閃石よりも高圧で脱水分解する金雲母が火山前線よりも西側の地下に水を供給していると主張した。

図 5B に示す Kogiso モデルの Tatsumi モデルとの大きな違いは 2 点ある。1 つめは、脱水分解する主要含水鉱物の種類の違いである。Kogiso<sup>[26]</sup>は普通角閃石由来の流体の島弧マグマ成因への寄与はわずかであり、蛇紋石と緑泥石由来の流体が重要と考えた。角閃石よりも蛇紋石と緑泥石の方が水を多く含むからである。このことはスラブ起源流体の発生、移動、熔融を扱った数値シミュレーションからも示唆されている<sup>[27]</sup>。角閃石の脱水は圧力に依存するが、蛇紋石と緑泥石の脱水は温度に依存する。具体的には 600°C を超えると 2 つの含水鉱物は分解して流体を吐き出す。図 5B に示す通り、Kogiso<sup>[26]</sup>は 600°C の等温線に沿った広範囲の深さでスラブの脱水分解が起こり、流体をマントルウェッジへ供給すると主張した。2 つめは、深さ 120 km を超える背弧下深部まで沈み込んだスラブから超臨界流体が発生し(図 5B の「部分熔融」と書いた領域)、火山前線下へ向かって上昇する部分熔融域を描いたことである。この高温域の存在は地震波速度の構造解析により提案された研究成果<sup>[28]</sup>を参照したものであり、他の研究でも引用されている<sup>[6,29]</sup>。例えば、Tamura *et al.*<sup>[29]</sup>は東北日本下には背弧下深部から火山前線下浅部へ流れ込む 8 本の「マントルの熱い指」の存在を提案している(図 1A)。

背弧下深部のスラブ直上のマントルウェッジには、超臨界流体と思われる低速度層が地震波速度の構造解析によって確認されており<sup>[30]</sup>、110 km を超える深部スラブから超臨界流体が発生する



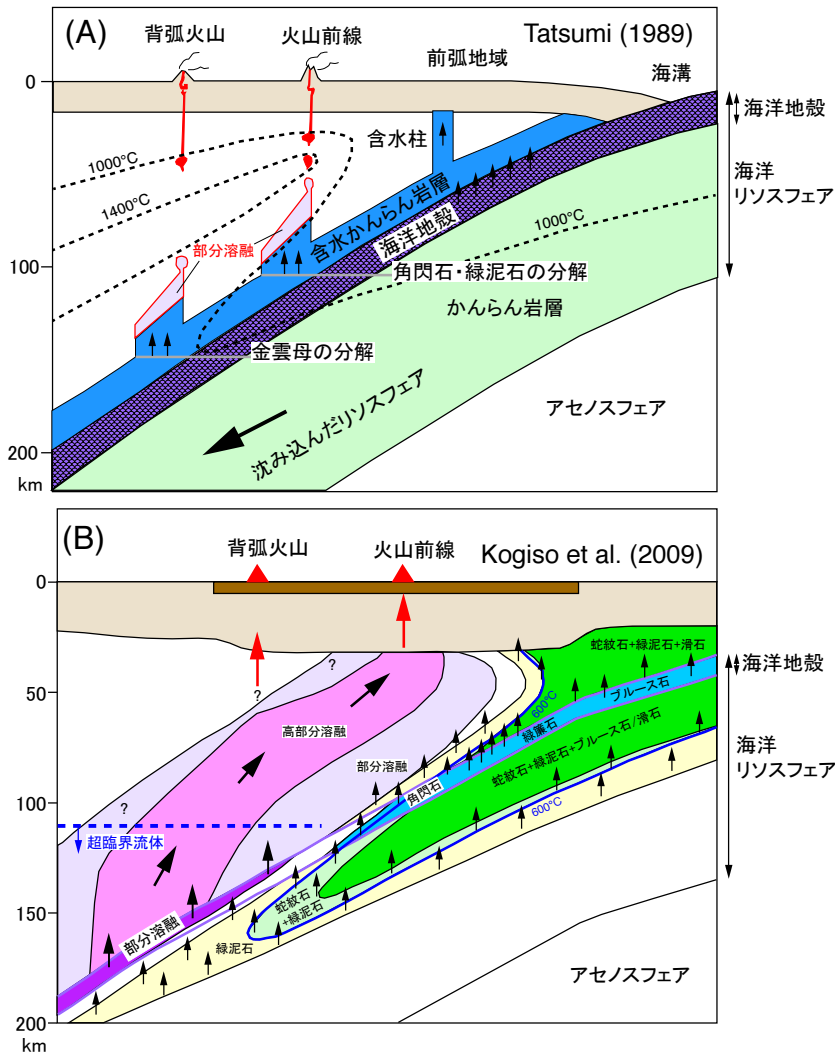


図5 東北日本弧下でのスラブ流体の移動およびマグマ発生モデル。(A) Tatsumi<sup>[1]</sup>モデル。(B) Kogiso<sup>[26]</sup>モデル。

様子は数値シミュレーションからも示唆されている<sup>[31]</sup>。前述のベリリウム-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) を使用したリサイクル時間の推定研究も<sup>[14]</sup>、深さ 180 km を超える背弧下まで沈み込んだ海洋堆積物のリサイクルを指示している。

### 5. 今後の課題

最後に、前項で紹介した最近の島弧マグマ生成モデル<sup>[26]</sup> (図 5B) と最新の地球化学データとの整合性について考えてみよう。最近、東北日本と北海道に存在する 20 火山から採取された 54 個も

の火山岩中  $^{10}\text{Be}$  データが公表された<sup>[20]</sup> (詳細は本特集号の島岡論文を参照)。この結果を図 6 に示す。この研究は火山前線から背弧火山まで網羅しており、これほど充実した  $^{10}\text{Be}$  のデータセットは過去に報告されていなかった。スラブ由来物質の影響を受けて生じたと考えられている島弧マグマの成因モデルを評価するためには重要なデータである。

図 6 を見ると、ばらつきはあるが、 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  比は火山前線が最も多く、火山前線から離れるに従って減少する。この事実はスラブ影響 (リサイ

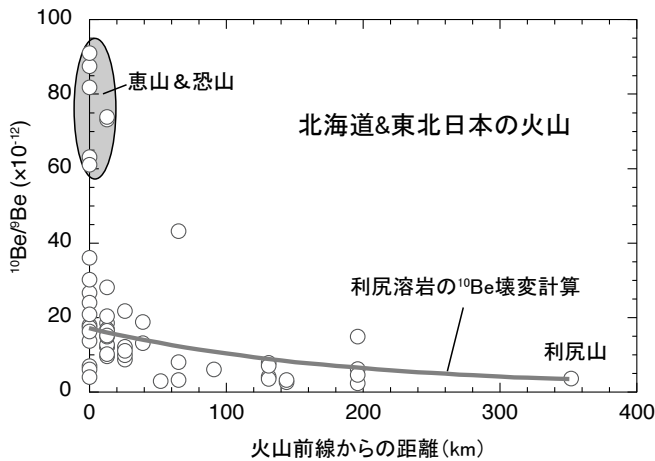


図6 北海道および東北日本の火山岩中<sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be比の火山前線からの距離に対するプロット<sup>[20]</sup>. 灰色曲線は火山前線直下のスラブ深度から利尻島直下のスラブ深度まで移動して利尻溶岩中の<sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be比となったと仮定した場合の壊変モデル計算結果<sup>[20]</sup>. 恵山と恐山の高<sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Beは基盤の第四紀後期の若い基盤堆積物を混染した結果と提案されている<sup>[20]</sup>.

クルした堆積物の寄与)が火山前線で最も多く、背弧側では少ないことを示している。すると、図5Bの島弧マグマ生成モデルと矛盾することに気がつく。もし背弧下深部から火山前線下浅部へ流れる高部分溶融域が島弧マグマの源であるのならば、火山前線よりも背弧の火山岩の方が高い<sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be比を持つはずである。背弧下から火山前線下まで部分溶融物質が移動する間に放射壊変により<sup>10</sup>Beが減少し、<sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Beは低下するからである。同様の指摘は図4C、Dの<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pbデータからも行うことができる。背弧に比べて火山前線の火山岩の方がスラブ由来流体の寄与が多いからである。

ここで指摘したように、これまでに提案されている島弧マグマの成因モデルには、まだ問題点がある。さらにKogiso *et al.*<sup>[26]</sup>も認めている通り、図5Bのマグマ生成モデルは火山前線の存在を説明できていない。これら問題点を克服して最良のモデルを提案するにはどうしたら良いだろうか？もしかすると我々がまだ知らないテクトニクスなど特異な要因が働いているかもしれない。直ぐには分からないが、20世紀後半に提案されたTatsumi<sup>[1]</sup>モデルを再評価するのも1つの方法であろう。将来の統一モデルが提唱されるまでには、まだ時間がかかりそうである。

謝辞：本総説は2017年9月22日に熊本大学で開催された日本火山学会2017年度秋期大会で開催されたセッション「島弧火山への沈み込んだスラブの影響（略称：スラブ影響）」の総合討論の内容をまとめたものです。このセッションの開催にあたっては、日本火山学会大会委員会の方々にはお世話になりました。また、スラブ影響セッションで発表した多くの研究者には、発表内容を本特集号に執筆頂きました。執筆者の皆様へ感謝します。

#### 参考文献

- [ 1 ] Tatsumi, Y. (1989): *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707.
- [ 2 ] Mibe, K., Yasuda, A. and Fujii, T. (1999): *Nature*, 401, 259-262.
- [ 3 ] Tera, F. Morris, J. D., Ryan, J. Leeman, W. P. and Tsvetkov, A. (1986): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 535-550.
- [ 4 ] Ishikawa, T. and Nakamura, E. (1994): *Nature*, 370, 205-208.
- [ 5 ] Sano, T., Hasenaka, T., Shimaoka, A., Yonezawa, C. and Fukuoka, T. (2001): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 187-198.
- [ 6 ] Kimura, J. -I. and Yoshida, T. (2006): *J. Petrol.*, 47, 2185-2232. doi:10.1093/petrology/egl041.
- [ 7 ] Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006): *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi:10.1029/2005GC001220.
- [ 8 ] Miyoshi M, Fukuoka, T. Sano, T and Hasenaka, T.

- (2008): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 171, 73-87.
- [ 9 ] Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J. -I. (2008): *Natu. Geosci.* doi:10.1038/ngeo200.
- [10] Mibe, K., Kanzaki, M., Kawamoto, T., Matsukage, K. N., Fei, Y. and Ono, S. (2007): *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2005JB004125.
- [11] Mibe, K., Kawamoto, T., Matsukage, K. N., Fei, Y. and Ono, S. (2011): *PNAS*, doi:10.1073/pnas.1010968108.
- [12] Kawamoto, T., Kanzaki, M., Mibe, K., Matsukage, K. and Ono, S. (2012): *PNAS*, doi:10.1073/pnas.1207687109.
- [13] Matsuzaki, H., Nakano, C., Tsuchiya, Y., Kato, K., Maejima, Y., Miyairi, Y., Wakasa, S. and Aze, T. (2007): *Nucl. Inst. Methods Phys. Res. B*, 259, 36-40.
- [14] Sano, T., Hasenaka, T., Shimaoka, A., Fukuoka, T. and Nagai, H. (2017): *Geochem. J.*, 51, 277-291. doi:10.2343/geochemj.2.0468.
- [15] Turner, S. and Hawkesworth, C. (1997): *Nature*, 389, 568-573.
- [16] Kobayashi, M., Sumino, H., Nagao, K., Ishimaru, S., Arai, S., Yoshikawa, M., Kawamoto, T., Kumagai, Y., Kobayashi, T., Burgess, R. and Ballentine, C. J. (2017): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 457, 106-116. doi:10.1016/j.epsl.2016.10.012.
- [17] Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S. R., Holland, G. and Ballentine (2010): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, 163-172. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.029.
- [18] Fukuyama, M., Kawamoto, T. and Ogasawara, M. (2017): *J. Mineral. Petrol. Sci.* 112, 281-290. doi:10.2465/jmps.170331.
- [19] Ishikawa, T. and Tera, F. (1997): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 123-138.
- [20] Shimaoka, A., Imamura, M. and Kaneoka, I. (2016): *Chem. Geol.*, 443, 158-172. doi:10.1016/j.chemgeo.2016.08.032.
- [21] Hanyu, T., Tatsumi, Y., Senda, R., Miyazaki, T., Chang, Q., Hirahara, Y., Takahashi, T., Kawabata, H., Suzuki, K. and Kimura, J. -I. (2011): *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi:10.1029/2010GC003252.
- [22] Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009): *Gondwana Res.* 16, 431-445. doi:10.1016/j.gr2009.05.004.
- [23] Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009): *Gondwana Res.* 16, 431-445. doi:10.1016/j.gr2009.05.004.
- [24] 中村仁美・岩森光 (2010), 119, 1054-1062.
- [25] Nakamura, H., Iwamori, H., Ishizuka, O. and Nishizawa, T. (2018): *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2017.12.004.
- [26] Kogiso, T., Omori, S. and Maruyama, S. (2009): *Gondwana Res.* 16, 446-457. doi:10.1016/j.gr2009.05.006.
- [27] Iwamori, H. (1998): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 65-80.
- [28] Hasegawa, Horiuchi, S. and Umino, N. (2004): *J. Geophys. Res.*, 99, 22295-22311.
- [29] Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 105-116.
- [30] Tsuji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008): *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14308, doi:10.1029/2008GL034461.
- [31] Iwamori, H. (2007): *Chem. Geol.* 239, 182-198. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.08.011.
- [32] Fehn, U., Lu, Z. and Tomaru, H. (2006): *Proc. ODP Sci. Rep.* 204. [http://www.odp.tamu.edu/publications/204\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/107.PDF](http://www.odp.tamu.edu/publications/204_SR/VOLUME/CHAPTERS/107.PDF).
- [33] Chavrit, D., Burgess, R., Sumino, H., Teagle, D. A. H., Droop, G., Shimizu, A. and Ballentine, C. J. (2016): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 183, 106-124. doi:10.1016/j.gca.2016.03.014.
- [34] Kendrich, M., Kamenetsky, V. S., Phillip, D. and Honda, M. (2012): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 81, 82-93. doi:10.1016/j.gca.2011.12.004.
- [35] Burland, K. W. and Lohan, M. C. (2006): *The Oceans and Marine Geochemistry*, Elsevier, pp. 23-47.
- [36] Hauff, F., Hoernle, K. and Schmidt, A. (2003): *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4. doi:10.1029/2002GC000421.
- [37] Hickey-Vargas, R. (1991): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 290-304.
- [38] Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka K. and Jahn, B. M. (1998): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 479-492.
- [39] Kersting, A. B., Arculus, R. J. and Gust, D. A. (1996): *Science*, 272, 1464-1468.
- [40] Taylor, R. N. and Nesbitt, R. W. (1998): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 79-98.
- [41] Kuritani, T., Yokoyama, T., Kobayashi, K. and Nakamura, E. (2003): *J. Petrol.*, 44, 1895-1916. doi:10.1093/petrology/egg063.
- [42] Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A. and Nesbitt, R. W. (2003): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 221-236. doi:10.1016/S0012-821X(03)00201-2.
- [43] Kuritani, T., Yoshida, T., Kimura, J. -I., Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Senda, R., Chang, Q. and Ito, Y. (2014): *Contrib. Mineral. Petrol.* 167, 975. doi:10.1007/s00410-014-0967-7.

