

東北日本弧と大和海盆周辺のマグマの成因関係

—「熱い指」のダイナミックモデル—

田 村 芳 彦*

Genetic Relationship between Quaternary NE Japan Arc Magmas and Miocene Japan Sea Back-arc Basin Basalts: Implications for a Dynamic Model of Hot Fingers in the Mantle Wedge

Yoshihiko TAMURA*

Abstract

Mantle melting and production of magmas in NE Japan may be controlled by locally developed hot regions within the mantle wedge that form inclined, 50 km-wide fingers. In this case, are these hot fingers chemically and/or isotopically different from the host mantle wedge? Forty-four Quaternary volcanoes in NE Japan have been reviewed to evaluate two-dimensional strontium isotopic variations, and to infer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contours of the source mantle. The isotopic composition of magma source materials at depth is found to have little relationship with slab depth, suggesting that mantle heterogeneity was established before the flux of fluid released from the subducting slab reached the magma source regions. On the other hand, Miocene Japan Sea back-arc Yamato basin basalts have the same isotopic variation as the Quaternary volcanic arc. Cousens *et al.* (1994) suggested the possibility that partial melts of sediments, forming at a depth of >200 km may mix with mantle wedge material ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$), resulting in a magma source component with enriched $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of ~ 0.705 . I suggest that after the cessation of Yamato basin rifting, a MORB-like mantle source ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$) in the mantle wedge below the Quaternary NE Japan arc was replenished by a fertile mantle material ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$) through convection induced by the subducting lithosphere. On its way to the shallower mantle wedge (<150 km), the fertile mantle material changes shape from a hot sheet to hot fingers, for reasons not yet fully understood. Thus, the hot fingers, with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of ~ 0.705 , extend from ~ 150 km below the back-arc region towards the shallower mantle (~ 50 km) beneath the volcanic front. A conveyor-like return flow is interpreted to carry the remnants of these fingers to depth, resulting in greater amounts of fertile material being incorporated in diapirs beneath the volcanic front, and smaller amounts incorporated in areas behind the front.

Key words : NE Japan , hot fingers , mantle wedge , Japan Sea , Sr-Nd-Pb isotopes

キーワード : 東北日本 , 熱い指 , マントルウエッジ , 日本海 , ストロンチウム-ネオジム-鉛同位体

* 海洋科学技術センター固体地球統合フロンティア研究システム

* IFREE, JAMSTEC (Japan Marine Science and Technology Center)

I. はじめに

東北日本の第四紀火山岩中の同位体組成 (Sr, Nd, Pb など) は, 特定の火山 (たとえば赤城火山: Kobayashi and Nakamura, 2001) において多様な変化を示す場合がある。その一方で, 東北日本全体においても, 島弧横断方向や縦断方向に広域的, 系統的な変化が見られる (たとえば, Notsu, 1983; Shibata and Nakamura, 1997)。このような同位体組成の多様性は, 地域的には, 島弧マグマによる地殻物質の同化を示唆する場合が多い。しかし, 広域的には, 島弧マグマの起源マントル (マントルウエッジ) が一様ではない可能性も示す。それでは, マントルウエッジの広域的な化学的不均質性は, いかにして形成されるのだろうか。それは, 現在まさに形成されているという考え (Shibata and Nakamura, 1997) と 10 億年前に起こったマントルの分化に由来するものである (Togashi *et al.*, 1992) という両極端の説が存在する。前者は, 沈み込むプレートからの脱水が火山弧直下で起こり, その流体が均質なマントルウエッジに付加する程度の差異が, 同位体組成の島弧横断方向の広域的不均質を形成するというものである。後者はマントルウエッジ内に異なる同位体組成を持つマントルが共存している, とするものであり, スラブの脱水と流体の付加による影響は二次的なものと考えている。

一方, 東北日本から, その背弧海盆・日本海に目を向けてみよう。中新世の日本海大和海盆の玄武岩は, Sr, Nd, および Pb 同位体組成において, 驚くべき多様性を持つ (Tamaki *et al.*, 1992; Cousens *et al.*, 1994)。スラブ流体の直接の影響を被っていない中新世のマントルウエッジが不均質であったとすると, 現在のマントルウエッジが均質であると考えるのは不自然である。ここに提案する仮説は, マントルウエッジ内の対流により, 高温でかつ高 Sr 同位体比を持つ肥沃なマントル物質 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$, カンラン石の Fo_{87-88}) が, 背弧側からマントルウエッジに侵入してくる, というものである。スラブの沈み込みに伴って, 火山弧よりも背弧側で, スラブの堆積物の溶融お

よび直上のマントルへのメルトの付加が起こり, 高い Sr 同位体比を持つ肥沃なマントルが形成される。日本海大和海盆のような背弧海盆は, このマントルがほぼ真上に上昇してきた結果形成されたと考えられる (Cousens *et al.*, 1994)。日本海拡大終了後もスラブの沈み込みとスラブ堆積物の溶融は継続する。引き続き製造される肥沃なマントル物質は, マントルウエッジの対流に取り込まれて, 火山弧直下へ「熱い指 (Tamura *et al.*, 2001, 2002)」としてのびる。この肥沃な熱い指マントルと, 周辺の枯渇したマントルとの混合がマントルウエッジの広域的な不均質性をもたらす。

II. マントルの熱い指

1) 火山の分布とマントルウエッジの熱い指

東北日本弧におけるマントルの融解とマグマの生成は, 「熱い指」によって制御されているというモデルがだされている (Tamura *et al.*, 2001, 2002)。火山の分布を眺めてみると, 島弧の方向に沿って, 火山の集中域と空白域が, 波長 80 km の波の断面のように交互に現れる (口絵 2-図 1)。この空白域により, 東北日本の第四紀火山は, 幅 ~ 50 km の 10 個のグループに分けることができる。これら火山の集中域の分布は, 地形や重力とよい相関を持つ。火山は地形的な高まりをなし, かつ火山の基盤は周辺よりも高いという特徴を持つ。そのため, 島弧の方向に沿った地形の起伏や, 基盤の起伏も同様に 10 個の周期を持ち, 火山のあるところは地形および基盤のピークをなし, 火山の空白域は谷となっている (図 1)。また, 日本海沿岸の重力の分布を見ると, 火山グループの延長が重力の負の異常を示し, 空白域の延長が正の異常を示すという, 地形と同じ 80 km の周期が見られた。この重力異常は地形的な影響が無視できる海岸線で見られる。このような短波長の重力異常は地殻の厚さの周期的な変化に対応している可能性がある。

火山の分布は, さらに重要なことに, マントルにおける熱構造の不均一性 (指状の高温領域の存在) に対応している。マントルにおける地震波の P 波速度を見ると, 火山グループの下において,

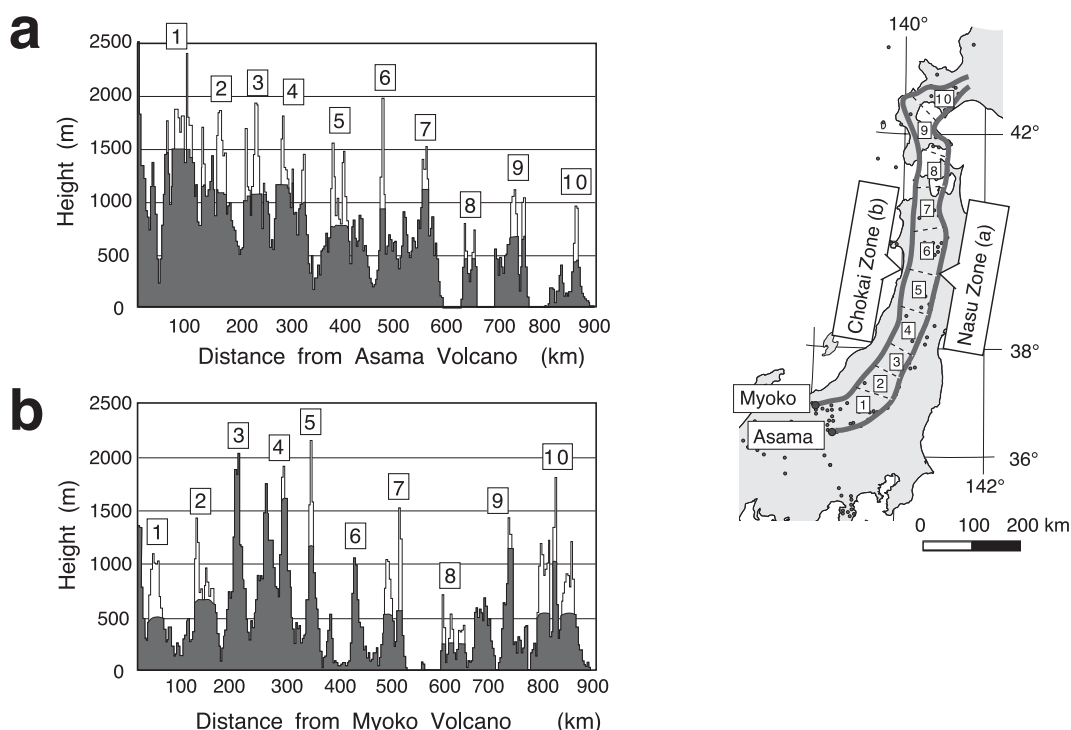


図 1 東北日本，那須火山帯 (a)，鳥海火山帯 (b) に沿った地形断面図．
火山の基盤は黒，火山は白抜きで示されている．火山は地形的な高所に積み重なっており，火山の空白域は地形的にも低い．また，那須火山帯と鳥海火山帯で同じような 10 回の地形的なうねりが見られる (Tamura *et al.*, 2002)．

Fig. 1 Along-strike profiles of (a) the Nasu zone and (b) the Chokai zone.
The Quaternary volcanoes are shown in white; the basement of these volcanoes is shown in black. The two profiles are similar in magnitude and wavelength. The numbers identify the 10 volcano groups shown in the map insert. Vertical exaggeration $\times 200$ (after Tamura *et al.*, 2002).

背弧側から火山フロントの直下までのびてくる低速度異常域が存在する。それにたいして，火山の空白域の下のマントルには低速度異常域が観察されない (Tamura *et al.*, 2001, 2002)。以上の事実より，Tamura *et al.* (2001, 2002) は，東北日本の火山の分布は，マントルウエッジ内の指状の高温領域 (幅 ~ 50 km，間隔 ~ 80 km の hot fingers) に制御されている，と考えた。口絵 2-図 2 はその概念図である。プレートの沈み込みによってマントルウエッジの下部も引きずり込まれる。その動きに誘発されて，マントルの深部から高温のマントルがウエッジ内に侵入する。重要なことは，その形状が，従来考えられていたような

シート状ではなくて 3 次元的な指状を呈することである。熱い指マントルは，背弧側 (深さ > 150 km) から火山フロント直下 (~ 50 km) に向かって斜めに侵入する。熱い指は熱源となってマグマを生成し，指の上には火山が形成される。また，地殻の厚さも指の影響を受け，指の上ではマグマの供給によって厚くなり，指の間では相対的に薄くなっている。(口絵 2-図 2)。東北日本の日本海沿いに見られる短波長の重力異常は，このようにモホ面の深さに対応していると考えられる。

他の島弧でもこのような現象は普遍的に見られるだろうか。火山の分布を見てみよう。北米のカスケードの火山 (Mt. Hood, Mt. Jefferson, Three

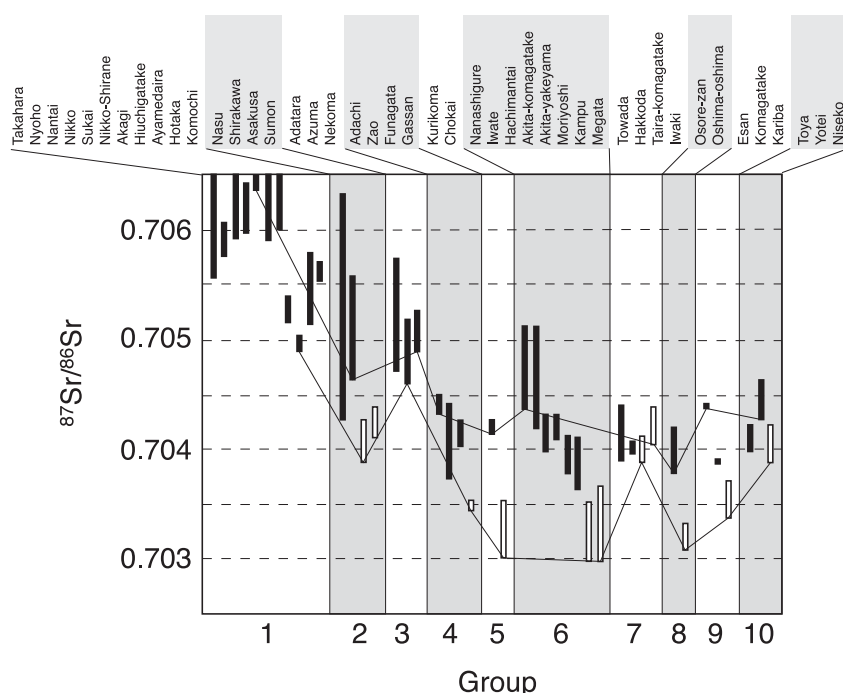


図 2 東北日本の 10 個の火山グループ内の個々の火山における $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の変動幅．黒は那須帯，白抜きは鳥海帯の火山を示す (Tamura, 2003)．

Fig. 2 Ranges of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of volcanic rocks in the 10 volcanic groups of the NE Japan arc.

Solid and open bars show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ranges for individual volcanoes of the Nasu and the Chokai zones, respectively (Tamura, 2003).

Sisters など) も約 80 km の間隔で出現している。アリューシャン列島やアラスカ半島においても、約 70 km の間隔で火山は出現している (Marsh and Carmichael, 1974)。さらに、東北日本のように火山グループという概念で見ると、多くの島弧において火山の分布は周期性を持つように見える。よって東北日本で見られる現象は他の島弧でも普遍的に存在する可能性がある。

2) 東北日本第四紀火山の Sr 同位体比

熱い指は、直接的には、地震波トモグラフィー (たとえば, Zhao et al., 1992) でとらえられたが、島弧マグマの生成にどのように関与しているのだろうか。熱い指マントルが溶けるのか、それとも熱い指がマントルウエッジを溶かすのか。第四紀の東北日本火山岩中の同位体組成で、最もデータ量が豊富な Sr 同位体比をコンパイルして、マント

ルの情報を引きだすことを考える。

図 2 は、東北日本の 10 個の火山グループ中の各火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の組成幅を示している (Tamura, 2003)。まず、グループ 1 からグループ 4 の火山に向かって全体的に Sr 同位体比が減少し、グループ 4 からグループ 10 にかけて横ばい、またはグループ 6 からグループ 10 にかけて漸増の傾向がある。おのおののグループ内で見ると、一般的に島弧横断方向の変化が見られ、鳥海帯の方が那須帯よりも低い Sr 同位体比を示す。たとえば、グループ 5 では栗駒火山と鳥海火山の間に約 0.001 の差異があり、鳥海火山の方が低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を示す。しかし、その傾向も一様ではない。グループ 7 では島弧横断方向にほとんど変化がなく、逆に那須帯の十和田火山の方が鳥海帯の岩木火山よりも $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が低いように見える。

一方、個々の火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の変動幅は何を見ているのだろうか。たとえば、グループ 2 の那須火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は 0.7043 から 0.7063 の約 0.002 の変動幅を持つ。グループ 1 やグループ 2 には同様に、一つの火山で大きな変動幅を示すものがある。Tamura and Nakamura (1996) は 38 の島弧火山をコンパイルして、地殻の厚さの薄い (大陸地殻を持たない) 12 火山では $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の変動が < 0.0003 であることを示した。一方、大陸地殻を持つ島弧火山は、一つの火山内でも $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の大きな変動を示す。このことは一つの火山中の Sr 同位体比の変動の原因は、主にマグマによる地殻物質の同化にあることを示唆している。

一般に上部地殻 (花こう岩など) はマントル由来のマグマよりも高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比を持つが、下部地殻については不明の点が多い。もし下部地殻が、マントル由来のマグマよりも低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を持つならば、個々の火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の上限、下限ともに地殻物質の影響を受けている可能性がある。しかし、幸いなことに、東北日本の下部地殻物質はマントル由来のマグマよりも高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を持っている可能性が高い (Kobayashi and Nakamura, 2001; Kimura *et al.*, 2002)。たとえば、Kobayashi and Nakamura (2001) では、マントル由来の水にとんだマグマ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7043$) が $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.707$ の下部地殻を同化することによって、赤城火山 (グループ 1) の多様な同位体組成を形成したと結論づけている。また、Kimura *et al.* (2002) はグループ 3 の猫魔火山を研究し、非常にカリウムの含有量の低い溶岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7049$) は下部地殻の部分溶融メルトに由来することを示した。このように、東北日本の下部地殻はマントル由来のマグマよりもはるかに高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値 (0.705 ~ 0.707) を持つ。

上部地殻や下部地殻の影響は、それぞれの火山の高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 側への変動 (図 2 の棒の長さ) であらわされる。特にグループ 1 ~ グループ 3 の火山は、個々の火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の多様性が大きいというえに、全体的にも $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が高い。グループ 1 ~ グループ 3 の火山のマグマは上部、下部地殻の影響を強く受けている可能性がある。一方、グループ

4 からグループ 10 の火山は、それぞれの火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の変動幅が小さく、全体的にも低くまとまった $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を示している。よって、これらの火山では地殻物質の影響が少なく、個々の火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の最低値はマントルソースの値に近いと考えてよさそうである。

3) 東北日本のマントルウエッジの Sr 同位体比

東北日本の個々の第四紀火山の Sr 同位体比の最低値のコンターマップを描いたものが図 3 である (Tamura, 2003)。これを、上記の理由により、グループ 4 からグループ 10 においては、マントルソースの Sr 同位体比と読み替えることが可能である。マントルソースの Sr 同位体比と沈み込むスラブの深さとの関係を見てみよう。火山フロント沿いにはグループ 4 からグループ 10 までほぼ同じ 0.704 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ コンターを示すが、沈み込むスラブの深さはグループ 4 からグループ 10 にかけて 100 km から 150 km と深くなっている。同様に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7030$ のコンターを見ても、スラブの等深線と明瞭に斜交しているのがわかる。また、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は島弧横断方向には連続的に変化 (減少) しているが、前述したように、コンター間隔は火山群 (熱い指) によってばらばらである。フロントから背弧側に向かって、グループ 4 では 0.001 の差があるが、グループ 7 では同じ距離を隔てた火山間でほとんど差がない。よって、スラブの深度と Sr 同位体比の相関関係は、東北日本全体で見ると普遍的に成立しているとは言い難い。一方、図 2, 3 から、Sr 同位体比は島弧縦断方向に 2 次元的な連続性を持っているのは明らかである。一見相反する上記の事実は、Sr 同位体比を、従来のように島弧横断面だけで議論するのは不十分であることを示す。3 次元的な連続性が存在するのである。となると、第四紀火山の Sr 同位体比は火山直下のスラブからの直接の影響を受けている (たとえば、Shibata and Nakamura, 1997 の流体の付加, Turner *et al.*, 1996; Hawkesworth *et al.*, 1997 などの堆積物メルトの直接付加) と考える必要はないかもしれない。

沈み込み帯のマントルウエッジはスラブからの流体の付加によって部分溶融をおこす。よって、

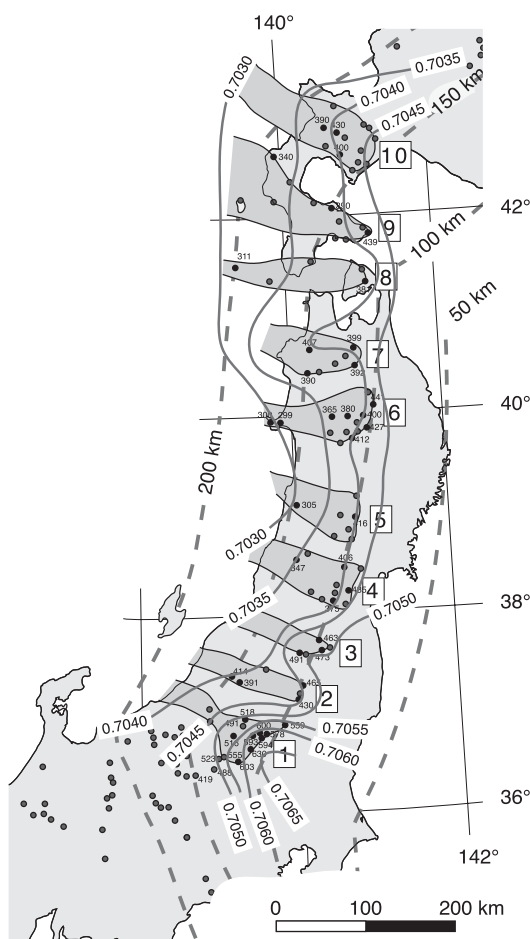


図 3 東北日本の第四紀火山岩の Sr 同位体比から推定された、マントルソースの Sr 同位体比のコンターマップ。

個々の火山の Sr 同位体比から 0.7 をひき、 10^5 をかけた値も示す。点線は沈み込んでいる太平洋プレートの上面の深さをあらわす。東北日本の 10 個の火山群は番号で示されている (Tamura, 2003)。

Fig. 3 Map showing inferred $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in mantle source for selected volcanoes in the NE Japan arc.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values shown for each volcano are abbreviated as follows: (lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7 \times 10^5$). Solid lines show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contours of the source mantle based on the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and dashed lines show depth to the top of the subducting plate (Tamura, 2003).

スラブからの流体の直接の影響を受けているし、それによって、沈み込み帯のマグマに見られる地球化学的特徴 (高い LILE/HFSE 比, U-Th 同位体非平衡など) が生み出されているといわれている (たとえば, Hawkesworth *et al.*, 1997)。スラブからの流体には Sr も含まれていると考えられているが、おもしろいことに、高い LILE/HFSE 比を持つ岩石、つまり流体の付加を多く受けたと思われる岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ はそれほど高くなく、流体成分自体の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ も低い (~ 0.7035) と考える研究者もいる (Hawkesworth *et al.*, 1997)。図 2 の低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を連ねた線や図 3 は、特にグループ 4 からグループ 10 においては、マントルウエッジの値を反映しており、マントルウエッジの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が島弧横断方向にも縦断方向にも均質ではないこと、および連続的に変化していることを示している。

III. 日本海と東北日本弧

ODP Legs 127 および 128 において、日本海の 6 つのサイトが掘削され、Site 794, 795, 797 において基盤の火成岩類が採取された。成果の一つとして、日本海の拡大に伴う激しい火成活動が 28 Ma から 18 Ma に起こったことが示されたが、さらに重要なことに、これらの火成活動において地下のマグマ源が不均質であったことが明らかになった (Tamaki *et al.*, 1992)。その不均質性が日本海形成のマントル進化の物理的モデルに強い制約を与えることになる。相反するモデルとして、日本海形成時に大きなスケールでマントルの侵入および変換が行われたとするモデル (Nohda *et al.*, 1992) と、スラブからマントルウエッジへの (沈み込みに伴う) 堆積物の寄与でマントルの不均質性が説明されるとするモデル (Cousens and Allan, 1992) が提出された。後者のモデルは、日本海の形成と東北日本弧の形成の密接なつながりを予感させるものである。日本海大和と海盆の玄武岩と、東北日本の第四紀玄武岩を比較して、その類似点と相違点を明らかにする。

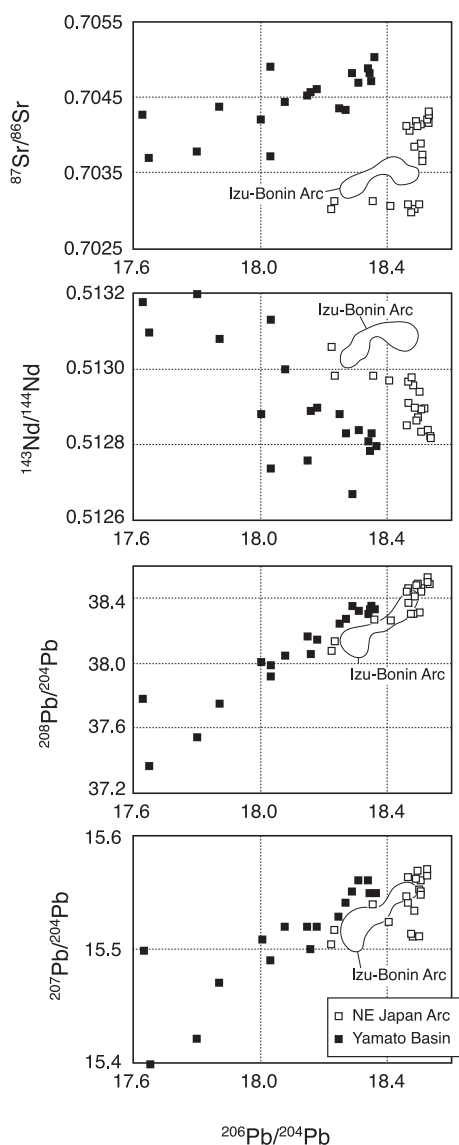


図 4 日本海大和海盆の玄武岩 (Cousens *et al.*, 1994: 黒四角) と東北日本第四紀玄武岩 (Shibata and Nakamura, 1997: 白四角) の Sr, Nd, Pb 同位体組成。

比較のため伊豆小笠原弧の火山岩の範囲 (Taylor and Nesbitt, 1998) を示す。海水による変質の影響 (大和海盆の Sr 同位体比が高めであること) を考慮すると, Sr, Nd 同位体に関しては大和海盆と東北日本玄武岩は, ほぼ一致する。

Fig. 4 Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Japan Sea back-arc tholeiites (Cousens *et al.*, 1994) and NE Japan arc basalts (Shibata and Nakamura, 1997), compared to arc lavas from Izu-Bonin arc (Taylor and Nesbitt, 1998).

1) 中新世大和海盆玄武岩と東北日本第四紀玄武岩

図 4 は, 日本海大和海盆の玄武岩 (Cousens *et al.*, 1994) と東北日本第四紀玄武岩 (Shibata and Nakamura, 1997) の Sr, Nd, Pb 同位体組成をプロットしたものである。また, 比較のために伊豆小笠原弧の第四紀火山の範囲 (Taylor and Nesbitt, 1998) を示す。

既に言及されていたことは, (1) 大和海盆の $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は, ほぼ直線状の連続したトレンドを持ち, 枯渇した MORB と太平洋の堆積物との混合線を形成している (Cousens *et al.*, 1994)。 (2) 大和海盆の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は海水による変質の影響が除去されていない (少し残っている) と考えられている (Cousens *et al.*, 1994)。よって $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ に関して, 大和海盆玄武岩の下限は東北日本の下限 (~ 0.703) に近いと見るべきであろう。つまり, 東北日本の第四紀玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の変動はすべて大和海盆の玄武岩の変動範囲に含まれる。

図 4 からさらに言えることは, (3) 東北日本玄武岩と伊豆弧火山岩は, 鉛同位体に関してはほぼ重なる分布を持つ。両者は大和海盆玄武岩より全体的に高い $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ を持つ。さらに, 大和海盆玄武岩よりも, 同じ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ で見ると, 系統的に $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ が低い。 (4) 伊豆弧と東北日本は Pb 同位体ではほぼオーバーラップするが, Sr, Nd 同位体比の変動範囲は明瞭に異なる。伊豆弧の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の値は狭い範囲に固まっている。

大和海盆の同位体変動範囲は驚くほど大きい, 中新世のマントルウエッジにこれほどのバリエーションがあったとすると, 現在のマントルウエッジの固体部分が均質であると考えの方が不自然である。東北日本の第四紀火山岩と日本海の中新世玄武岩は Sr-Nd 同位体的に見ると重なり合う。よって, 現在見られる Sr-Nd のバリエーションは, 沈み込みに伴うスラブからの流体の影響ではなく, マントルウエッジの固体部分に存在する可能性が大きい。

2) 東北日本弧, 伊豆小笠原弧の Pb 同位体比とスラブからの流体の影響

東北日本弧と伊豆小笠原弧において, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の同位体比は明瞭に異なるにもかかわらず, 鉛同位体比においてはほぼ一致する (図 4)。これは何を意味しているのだろうか。MORB 源マンツルの鉛の含有量は非常に低いため, その数百倍の鉛含有量を持つ流体がそのマンツルウエッジに付加された場合, マグマ源の鉛はほとんど流体の鉛で飽和してしまう。Taylor and Nesbitt (1998) は伊豆小笠原弧の火山フロントの鉛同位体比はスラブからの流体のものとほとんど同一であるという結論を得た。伊豆弧と東北日本弧のほぼ同一の鉛同位体比は, 上記の結論が, 同じ太平洋プレートの沈み込む東北日本においても適用可能であることを示唆している。スラブ流体と比較した場合, マンツルの Sr の含有量は Pb に比較すると桁違いに多い (たとえば, Ishizuka *et al.*, 2003)。このことは, Pb 同位体比はスラブ流体の寄与を示し, Sr 同位体比はマンツルウエッジの寄与を示すという考えと整合的である。

3) 大和海盆玄武岩の成因

図 5 は ODP Site 794, 797 の大和海盆玄武岩と, ODP Site 579, 581 の太平洋堆積物の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ をプロットしたものである (Cousens *et al.*, 1994)。大和海盆の玄武岩には, enrich したものと deplete したものの 2 種類が見られる (Tamaki *et al.*, 1992; Cousens and Allan, 1992; Cousens *et al.*, 1994)。Depleted 玄武岩 (Site 797 upper) は同位体的には中央海嶺玄武岩に近い。enriched 玄武岩 (Site 797 lower および Site 794) は脱水した堆積物と枯渇したマンツルの混合線上にくる (Cousens *et al.*, 1994)。ここでは混乱を避けるため「enrich」と「deplete」という言葉をそのまま使用するが, 大和海盆の enriched 玄武岩マグマは肥沃なマンツルの部分溶融で形成され, depleted 玄武岩マグマは枯渇したマンツルの部分溶融で形成されたと考えられている。

大和海盆の 2 種のマグマは, 同位体だけではな

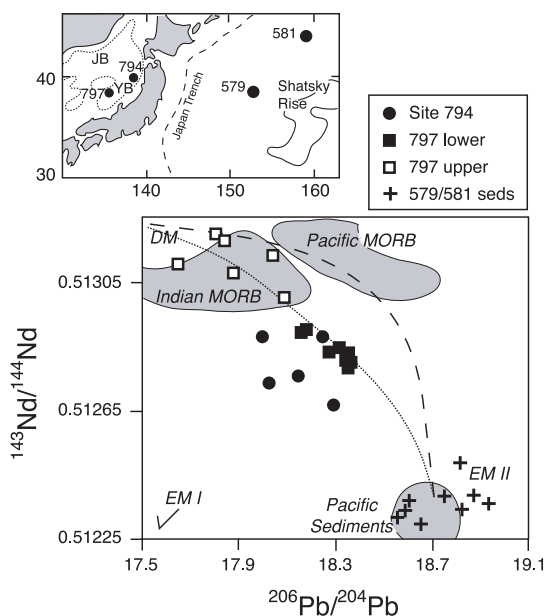


図 5 日本海のスレイト玄武岩の Nd-Pb 同位体 (Cousens *et al.*, 1994 を簡略化した)。

Fig. 5 Nd-Pb isotopic variations in Japan Sea tholeiites (after Cousens *et al.*, 1994). Mantle components DM, EM I, and EM II from Zindler and Hart (1986). Dashed curve represents a mixing curve between DM and average sediment, and dotted curve shows mixing between DM and residual sediment. Insert map shows the locations of ODP Sites 794 and 797 in the Yamato Basin of the Japan Sea (Tamaki *et al.*, 1990) and the location of DSDP Sites 579 and 581 (Wright, 1985).

く, 全岩組成の主要元素においても識別されるだろうか。Yamashita and Tatsumi (1994) は, depleted 玄武岩を大和海盆の代表的な玄武岩と見なして, enriched 玄武岩は議論していない。今回, Yamashita and Tatsumi (1994) の全岩組成のデータを用いて, Tamura *et al.* (2000) の方法で, 大和海盆の初生玄武岩の組成と, マンツルと共存するカンラン石の組成を求めた (表 1, 図 6)。図 5 に見られるように, Site 797 において depleted 玄武岩と enriched 玄武岩は共存するが, 後者は結晶分化の影響が大きく, 初生マグマを求めるには適しない。Depleted 玄武岩は Site 797 の玄武岩を用い, enriched 玄武岩は Site 794 の

表 1 大和海盆の玄武岩 (Yamashita and Tatsumi, 1994) とそれらから推定される初生マグマ .

Table 1 Yamato Basin basalts (Yamashita and Tatsumi, 1994) and estimated primary magmas.

	ODP Site 797 (upper depleted)		ODP Site 794 (enriched)	
	12R-2.81 cm	18R-3.6 cm	13R-1.122 cm	20R-1.1 cm
SiO ₂	48.04	49.09	48.79	48.49
TiO ₂	1.04	0.97	1.54	1.48
Al ₂ O ₃	17.40	17.43	16.07	16.63
FeO*	7.68	7.09	10.15	9.34
MnO	0.14	0.27	0.16	0.16
MgO	9.36	7.94	8.14	7.60
CaO	11.17	11.47	10.68	10.71
Na ₂ O	2.8	3.02	2.94	2.78
K ₂ O	0.10	0.10	0.21	0.18
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.15	0.16
Total	97.84	97.01	98.83	97.53
Calculated primary magmas by the method of Tamura <i>et al.</i> (2000).				
Added olivine				
	9 %	11%	11%	7 %
Primary Fo content				
	91.0	90.9	87.8	87.1
SiO ₂	48.35	49.54	48.36	49.02
TiO ₂	0.97	0.89	1.39	1.41
Al ₂ O ₃	16.23	16.07	14.54	15.88
FeO	7.22	6.87	9.54	8.87
Fe ₂ O ₃	0.88	0.84	1.17	1.08
MnO	0.144	0.286	0.164	0.167
MgO	12.99	12.02	12.22	10.39
CaO	10.42	10.58	9.66	10.22
Na ₂ O	2.61	2.78	2.66	2.65
K ₂ O	0.09	0.09	0.19	0.17
P ₂ O ₅	0.10	0.07	0.14	0.15
Total	100	100	100	100

玄武岩を用いている (表 1)。

まず，玄武岩の全岩組成を液と仮定して，液と平衡なカンラン石の組成を求める。次に，そのカンラン石を液に 1 % 加えたより未分化な液の組成を求め，再びその液と共存するカンラン石組成を求める。図 6 はこの計算を繰返したものである。Site 797 および Site 794 玄武岩試料はどちらもかなり未分化であり，7 ~ 11% のカンラン石を加えることによってマントルカンラン石と平衡な組成

となる (表 1, 図 6)。enriched 玄武岩は鉄に富んだカンラン石と共存し，depleted 玄武岩はマグネシアなカンラン石と共存する。これは当然のように思われるが，大和海盆でこれまで指摘されていなかったし，興味深いことである。マントルのカンラン石が 0.4 wt% の NiO を含有すると考えると，enriched 玄武岩を生じた肥沃なマントルのカンラン石の Mg 値は 87-88 であり，depleted 玄武岩を生じた枯渇したマントルの Mg 値は ~ 91 である。

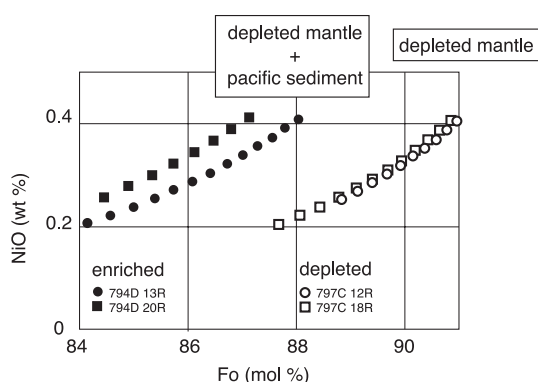


図 6 日本海大和海盆の 2 種の玄武岩の全岩組成と平衡なカンラン石の組成。

Tamura *et al.* (2000) のカンラン石分別法により、初生マグマの組成になるまでの組成トレンドを描いてある。同位体的に enriched 玄武岩はより鉄に富んだカンラン石と共存する。

Fig. 6 Plots of NiO vs Fo [100Mg/(MgO + FeO)] for calculated equilibrium olivines from four basalt lavas in Yamato Basin.

Calculated olivines were determined from the bulk composition of each of the lavas following the method of Tamura *et al.* (2000). Calculated olivines from examples 794D-13R and 794D-20R, which are enriched in terms of isotope ratios and trace element contents, are much more iron rich than calculated olivines from depleted examples 797C-12R and 797C-18R.

また、全岩組成で見ると、enriched 初生玄武岩は、depleted 初生玄武岩に比較して明瞭に TiO_2 、および K_2O が高い(表 1)。よって、大和海盆の 2 種の玄武岩の主要元素、微量元素および同位体組成はお互いに整合的である。Cousens *et al.* (1994) の結論を受け入れると、enriched 初生玄武岩を生じた肥沃なマントルは、枯渇したマントルに太平洋の堆積物由来のメルトが数%付加したものである(図 6)。

IV. 日本海から熱い手がのびる

日本海大和海盆の中新世玄武岩の Sr, Nd 同位体組成が大きな変動範囲を持ち、東北日本弧第四紀火山のそれと重なり合うことは、マントルウエッジにおけるマグマの生成とそのマグマ源マントルのダイナミクスを考えるうえで重要である。

Cousens *et al.* (1994) は、日本海形成時の玄武岩マグマ生成に関与した肥沃なマントル ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$) は、背弧側のスラブで堆積物が融け、直上のマントルを汚染してできたもの (MORB 様マントル + 堆積物メルト) であると結論した。図 7(a) のように、このマントルがほぼ真上に上昇し背弧海盆のマグマ生成に関与したのであろう。日本海背弧海盆のリフティングが終了した後も、堆積物の溶融が引き続き継続しているとしたら、肥沃なマントルはどこへ行くだろうか。

海洋プレートがマントルへ沈み込むことによって、マントルウエッジ下部も引きずりこまれ、マントルウエッジ内に対流が生ずる。リフティング終了後、肥沃なマントルは、マントルウエッジ内の対流に巻き込まれ、火山弧の下へと運び込まれる。日本海形成時と同様に、MORB を生じるような枯渇したマントルソース ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$) がもともとマントルウエッジにあり、そこに肥沃なマントル物質 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$) が侵入する(図 7)。肥沃なマントル物質は最初から指状である必然性はないように思われる。また、深部 (> 200 km) から 50 km 幅の指が安定に上昇してきているというのも考えにくい。よって、理由はまだよくわからないが、この肥沃なマントル物質は上昇途中に 3 次元的なシート状から指状(熱い指)へと形態を変化させるのかもしれない。熱い指は背弧側の約 150 km の深さから火山フロント直下 (~ 50 km) へのびる (Tamura *et al.*, 2002)。

東北日本第四紀火山の広域的な Sr, Nd 同位体組成の変動(図 2, 3, 4)、特に島弧横断方向の変化は、熱い指を形成する同一なマントル物質の部分溶融だけでは説明できない。また、熱い指が不均質なマントル物質の集合体であると考えても、その広域的な変化や連続性は説明できない。そのため、深部から上昇する熱い指が火山弧の下で直接溶けて島弧マグマを生成すると考えるのは妥当ではない。マントルダイアピル(たとえば、Tamura, 1994)とマントルの熱い指を組みあわせて同位体組成の 2 次元分布を説明できないかどうかと検討してみた。ここに一つの可能性を示す。

(1) 低 Sr 同位体比を持つ枯渇したマントルウ

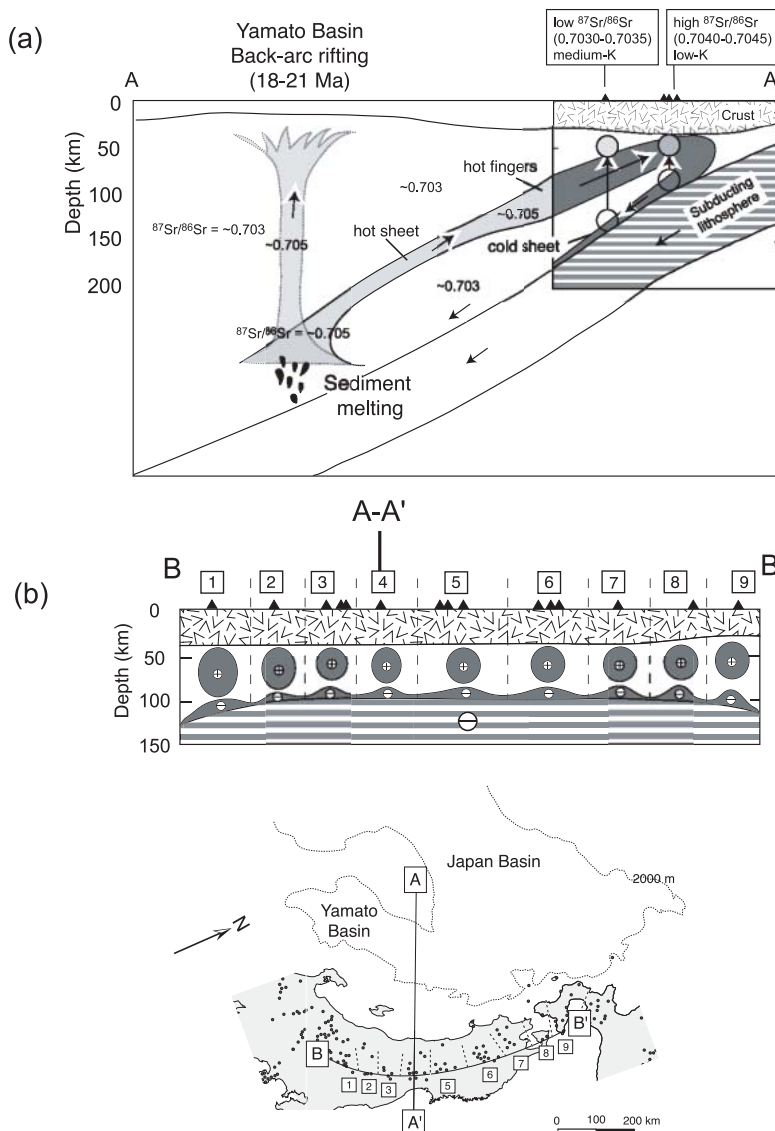


図 7 マントルウエッジ内の 3 次元対流を示した概念図。A-A' は火山群を横断した断面、B-B' は火山フロントにそった縦断面を示す。マントルウエッジには MORB 様のマントル ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$) と堆積物の溶融によって形成された肥沃なマントル ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$) が存在する。日本海大和海盆形成時には肥沃なマントルが上昇し、周辺の枯渇したマントルとともにマグマを生成した。リフティング終了後、肥沃なマントルは、マントルウエッジ内の対流により火山弧の直下に熱い指として侵入する。熱い指はスラブに沿ってコンベヤーのように再び深部へもどされる。火山フロント直下のマントルダイアビルはこの肥沃なマントル物質をより多く含む。

Fig. 7 Schematic cross-sections collectively showing three-dimensional convection within the mantle wedge of the subduction zone.

Solid triangles denote NE Japan volcanoes. Insert map shows the location of a front-transverse section A-A', and a front-parallel section (B-B'). Numbers enclosed in squares denote volcano groups. (a) Section along the axis of a hot finger. A MORB-like mantle in the ambient mantle wedge ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$) is replenished by fertile mantle materials ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.705$) by conveyor-like convection. See the text for an explanation. (b) Front-parallel section; tips of hot fingers (+) are moving toward the viewer; sheet-like return flow (-) is moving away.

エッジに、高 Sr 同位体比を持つ肥沃なマントル物質（熱い指）が侵入する。(2) 熱い指（肥沃なマントル）は火山フロント付近で反転し、スラブとともに再び沈み込んでいく。(3) 反転時において、形状は指状からシート状へと変化する（図 7b）。そのため、肥沃なマントル物質はスラブの上を指の間隔を埋めるように広がっていき、深部ではより薄い厚みを持つようなシートとなる（図 7a, b）。(4) マントルダイアビルがスラブの直上で形成さ

れるとすると（Tamura, 1994）、火山フロント直下のダイアビルには肥沃な物質がより多く取り込まれ、背弧側のダイアビルには、引き伸ばされた分だけ少なめに取り込まれることになる（図 7a）。

ダイアビルの上昇によりダイアビルの内部は混合され、ほぼ均一なダイアビルとなる（Tamura, 1994）。よってこれらのダイアビルの部分溶融によって生成されるマグマは、火山フロントにおいては高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7040–0.7045) を持ち、背弧

側においては、肥沃なマントル物質の寄与が少ない分だけ低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7030–0.7035) を持つ。東北日本弧火山岩における Sr 同位体比の 2 次元的な分布は、このような、マントルウエッジにおける 3 次元的な対流に規制されていると考えるとどうだろう。たとえば図 3 に見られるように、それぞれの火山グループの島弧横断方向の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ コンター密度の違いや、グループ間のコンターの連続性は、マントルウエッジ内の対流による肥沃なマントル物質と枯渇したマントル物質の混合を示唆しているように思われる。

重要なことは、マントルウエッジ内を上昇してくるダイアビルは「熱い指」マントルを通過することによって加熱されることである。ダイアビルはマントルウエッジで加熱されることによって初めて玄武岩マグマを生じる (Tamura, 1994)。スラブ直上でダイアビルが生じて、熱い指を通過することができなければ、マグマおよび火山を生じるに至らない。つまりマントルの熱い指は一方では島弧マグマの源であるダイアビルに肥沃なマントル物質を供給する。他方では熱源として働き、熱い指の直上に火山が形成される。

謝 辞

東北日本の下に手が入り込んでくる口絵図 2 は、福田巨記氏による。M. Handler 博士に英文を添削していただいた。羽生 毅博士との議論は有益であった。匿名の二人の査読者の意見によって論文は改善された。

文 献

- 第四紀火山カタログ委員会 (1999) 日本の第四紀火山。日本火山学会。
- Cousens, B.L. and Allan, J.F. (1992) A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Legs 127/128. *Proc. ODP, Sci. Results*, **127/128**, 805–817.
- Cousens, B.L., Allan, J.F. and Gorton, M.P. (1994) Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 421–434.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. and van Calsteren, P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, **276**, 551–555.
- Ishizuka, O., Taylor, R.N., Milton, J.A. and Nesbitt, R.W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: Constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **211**, 221–236.
- Kimura, J., Yoshida, T. and Iizumi, S. (2002) Origin of low-K intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu arc, Japan: Geochemical constraints for lower-crustal melts. *J. Petrol.*, **43**, 631–661.
- Kobayashi, K. and Nakamura, E. (2001) Geochemical evolution of Akagi volcano, NE Japan: Implications for interaction between island-arc magma and lower crust, and generation of isotopically various magmas. *J. Petrol.*, **42**, 2303–2331.
- Marsh, B.D. and Carmichael, I.S.E. (1974) Benioff zone magmatism. *J. Geophys. Res.*, **79**, 1196–1206.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Yamashita, S. and Fujii, T. (1992) Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: Implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin. *Proc. ODP, Sci. Results*, **127/128**, 899–904.
- Notsu, K. (1983) Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 531–548.
- Shibata, T. and Nakamura, E. (1997) Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications from interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8051–8064.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J.C. Jr. and Pisciotta, A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proc. ODP, Sci. Results*, **127/128**, 1333–1348.
- Tamura, Y. (1994) Genesis of island arc magmas by mantle-derived bimodal magmatism: Evidence from the Shirahama Group, Japan. *J. Petrol.*, **35**, 619–645.
- Tamura, Y. (2003) Some geochemical constraints on hot fingers in the mantle wedge: Evidence from NE Japan. In Larter, R.D. and Leat, P.T. eds.: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic And Magmatic Processes*. Geol. Soc., London, Spec. Pub., **219**, 221–237.
- Tamura, Y. and Nakamura, E. (1996) The arc lavas of the Shirahama Group, Japan: Sr and Nd isotopic data indicate mantle-derived bimodal magmatism. *J. Petrol.*, **37**, 1307–1319.
- Tamura, Y., Yuhara, M. and Ishii, T. (2000) Primary arc basalts from Daisen Volcano, Japan: Equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling. *J. Petrol.*, **41**, 431–448.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and

- Shukuno, H. (2001) Distribution of Quaternary volcanoes in the Northeast Japan arc: Geologic and geophysical evidence of hot fingers in the mantle wedge. *Proc. Japan Acad.*, **77**, 135–139.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105–116.
- Taylor, R.N. and Nesbitt, R.W. (1998) Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 79–98.
- Togashi, S., Tanaka, T., Yoshida, T., Ishikawa, K., Fujinawa, A. and Kurasawa, H. (1992) Trace elements and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from frontal arc of Northeast Japan. *Geochem. J.*, **26**, 261–277.
- Turner, S., Hawkesworth, C., van Calsteren, P., Heath, E., Macdonald, R. and Black, S. (1996) U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 191–207.
- Wright, A.A. (1985) Introduction, cruise summary, and explanatory notes: Deep Sea Drilling Project Leg 86, Western North Pacific. *Init. Repts. DSDP*, **86**, 5–25.
- Yamashita, S. and Tatsumi, Y. (1994) Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the northeast Japan arc 2. Contribution from geochemistry. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22285–22293.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909–19928.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493–571.

(2003年5月20日受付, 2003年7月22日受理)