

論 説
 Original Article

新潟油・ガス田地域の中新世火山岩と海水の相互作用
 —石油・天然ガスを胚胎する火山岩の Sr および Nd 同位体比—*

周藤 賢治**・佐藤 誠***・大木 淳一****

(Received June 23, 2008 ; accepted September 11, 2008)

Interaction between seawater and Miocene volcanic rocks recovered by deep drilling in the Niigata oil and gas fields, northeast Japan—Sr and Nd isotopic evidence from oil and gas-bearing volcanic rocks—

Kenji Shuto, Makoto Sato and Jun'ichi Ohki

Abstract : Widespread exploration for oil and gas in the Niigata oil and gas fields, involving extensive drilling, has shown that Early to Middle Miocene volcanic rocks bearing the petroleum and natural gas are extensively developed, and they have been buried at depths greater than 4,000-6,000 m since the Middle Miocene.

We determined Sr and Nd isotopic ratios of volcanic rocks recovered by deep drilling at thirteen wells in the fields. The present and our previous data demonstrate that these deep-seated basaltic rocks older than about 16 Ma have lower NdI (initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios) compared to those younger than 16 Ma. The former NdI (0.51264 to 0.51284) are within the Nd isotopic range of an undepleted source mantle shown by NdI of basaltic rocks older than about 15 Ma outcropped at the land surface of the back-arc margin of the NE Japan arc, whereas the latter NdI (0.51285 to 0.50302) within the Nd isotopic range of a depleted source mantle shown by NdI of basaltic rocks younger than about 15 Ma from the back-arc margin of the NE Japan arc.

The NdI of basaltic rocks collected from each drilling well vary only slightly, whereas the SrI (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) of these rocks range widely and deviate systematically from the areas of the undepleted and depleted source mantle in SrI-NdI diagram. In addition, thirty samples, older than about 16 Ma, including basaltic andesite, andesite and more felsic volcanics, collected from eight drilling wells in the southern part of the fields have nearly constant NdI of around 0.51275, but these rocks have SrI ranging widely from 0.70554 to 0.70851, indicating changes of SrI due to alteration by seawater for these volcanic rocks which were produced from basaltic magma by fractional crystallization. Consequently, the present results imply that the alteration of underground oil and gas-bearing volcanic rocks by seawater caused significant increases of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, whereas the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios remained virtually unchanged.

Rhyolitic rocks older than about 16 Ma collected from three drilling wells in the northern part of the fields show significantly higher SrI values (0.70727 to 0.70914) and lower NdI values (0.51247 to 0.51265) than the recovered basaltic rocks prior to about 16 Ma, indicating a lower crust origin for these rhyolitic rocks.

Keywords : petroleum and natural gas, well, deep drilling, Niigata oil and gas fields, basalt, felsic volcanic rocks, seawater alteration, Sr and Nd isotopes, lithosphere, asthenosphere

1. はじめに

新潟地域においては、石油や天然ガスの探鉱を目的として、これまでに多数の坑井が掘削されてきた。特に、1984 年からは“深部グリーンタフ探鉱”として、5,000 m 以上の深部に及ぶ坑井が国や企業によって掘削されてきた。その結果、新潟地域の地下において、石油や天然ガスを産出

する主な地層は、鮮新世 (5 ~ 2 Ma) に形成された砂岩などの堆積岩、および前期~中期中新世 (約 19 ~ 13 Ma) に、主に海底火山活動で形成された流紋岩やデイサイトなどのフェルシック火山岩であることが明らかにされている (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992 など)。

1990 年代の後半に、筆者のうちの周藤と大木は、共同研究者とともに、新潟地域の 13 坑井のコアとカッティングスの火山岩試料 (以降、地下火山岩、地下玄武岩などと記述することがある) について、主成分元素組成、微量元素組成、Sr と Nd 同位体組成などを検討する機会を与えられ、その結果を石油技術協会誌に公表した (周藤ほか, 1997)。今回、帝国石油㈱のご好意により、別の 13 坑井の

* 平成 20 年 6 月 10 日、平成 20 年度石油技術協会春季講演会の特別講演会にて講演 The Special lecture was delivered at the 2008 JAPT annual meeting held in Niigata, Japan, on June 10, 2008.

** 新潟大学理学部地質科学科 Department of Geology, Faculty of Science, Niigata University

*** 日さく Nissaku Co., Ltd.

**** 千葉県立中央博物館 Natural History Museum and Institute, Chiba

カッティングスの火山岩試料について検討する機会が得られた。本論文では、これら 26 坑井の火山岩試料の主成分元素組成、微量元素組成、Sr と Nd 同位体組成の特徴に基づき、地下に存在する前期～中期中新世の火山岩の起源について考察する。周藤ほか (1997) が扱った地下火山岩は、前期中新世 (19～16 Ma) と中期中新世 (16～13 Ma) の玄武岩であったが、今回の火山岩試料は、玄武岩だけでなく、安山岩、デイサイト、流紋岩などの中性～フェルシック火山岩も多数にのぼる。したがって、周藤ほか (1997) と今回のデータをもとに、新潟地域の地下火山岩の岩石学的特徴や Sr と Nd 同位体比などの全体像を示すことが可能となった。

東北日本背弧側の地表には、漸新世以降に形成された玄武岩 (以降、地表に露出する岩石を地表火山岩、地表玄武岩などと記述することがある) が広く分布していて、それらの Sr と Nd 同位体比が明らかにされている (Shuto *et al.*, 2006; Sato *et al.*, 2007 など)。本論文においては、海溝側に分布する前期中新世～鮮新世の地表玄武岩の Sr と Nd 同位体比についても報告する。それらと背弧側の地表玄武岩の Sr と Nd 同位体比を比較しながら、東北日本全体の第三紀以降の地表玄武岩の Sr と Nd 同位体比の特徴を述べる。周藤ほか (1997) は、地表玄武岩と地下玄武岩の Sr と Nd 同位体比の比較から、地下の玄武岩試料の Sr 同位体比は、海水との反応の影響によって、玄武岩がもっていた本来の値よりも増大したことを論じている。本報告においても、地表火山岩と 23 坑井の地下火山岩の Sr と Nd 同位体比を比較することにより、地下火山岩の同位体的な特徴を記述することにした。

2. 主成分元素、微量元素、および Sr と Nd 同位体比の分析方法と測定方法

本研究で検討した地下火山岩は、全てカッティングス試料として回収されたものである。分析・測定試料の作成にあたり、実体顕微鏡下のもとでハンドピッキングにより選定した岩片を、高純度のイオン交換水を使用して超音波洗浄を数回行った。主成分元素と微量元素の分析は、新潟大学自然科学系理学部に設置されている蛍光 X 線分析装置、理学 RIX3000 を使用して行った。分析方法は高橋・周藤 (1997) に従った。Sr と Nd 同位体比は、新潟大学自然科学系理学部に設置されている質量分析計 MAT262 を使用して、Miyazaki and Shuto (1998) の方法に従って測定した。東北日本海溝側の約半数の地表試料の Sr と Nd 同位体比も MAT262 で測定した。岩石の粉末試料からの Rb, Sr, Sm, Nd の抽出は、Kagami *et al.* (1987) の方法に従って行った。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の測定値は、それぞれ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ でノーマライズした。同時に測定した標準試料 NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定値の平均値は、 0.710251 ± 0.000003 (2σ , $N=51$)、また、JB-1a, La Jolla および JNdi-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の測定値の平均値は、それぞれ 0.512782 ± 0.000007 (2σ , $N=9$), 0.511851 ± 0.000006 (2σ , $N=17$), 0.512106 ± 0.000003 (2σ , $N=44$)

である。Sm と Nd の含有量は、 $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ 混合スパイクを使用し、上記の MAT262 により測定した。なお、東北日本海溝側の約半数の地表試料、および阿闍羅山と博士山の試料については、岡山大学地球内部研究センター (現岡山大学地球物質科学研究センター) の質量分析計 MAT261 を使用して Sr と Nd 同位体比の測定を行った。その際、同時に測定した標準試料 NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定値の平均値は、 0.710242 ± 0.000003 (2σ , $N=20$)、また、JB-1a の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の測定値の平均値は、 0.512737 ± 0.000016 (2σ , $N=6$) である。

3. 東北日本の地表玄武岩の Sr と Nd 同位体比の特徴

3.1 背弧側玄武岩の Sr と Nd 同位体比

今回、検討した地下火山岩の活動時代は約 16 Ma 以降のものと、それ以前のものに大きく区分される。周藤ほか (1997) は新潟油・ガス田地域の 13 坑井の地下玄武岩について Sr と Nd 同位体比を報告しているが、それらの玄武岩も 19～16 Ma に活動したものと 16～13 Ma に活動したものに分けられる。東北日本の背弧側には、これらの地下火山岩とほぼ同時代に形成された火山岩が広範囲に分布している。本論文では、これらの地表玄武岩の Sr と Nd 同位体比の特徴を述べた上で、それと比較しながら、地下火山岩の同位体的な特徴を述べることにする。東北日本の第三紀以降の玄武岩の Sr と Nd 同位体比が、時間とともにどのように変化してきたのかを解明しようとする研究結果が、1980 年代後半以降に相次いで発表されてきた。このような玄武岩にみられる Sr と Nd 同位体比の時間的变化は、日本海拡大に関連したテクトニクス、すなわち、大陸性リソスフェアへのアセノスフェアの貫入で示されるマントルの変動と因果関係があるものと考えられてきた (倉沢・今田, 1986; Nohda *et al.*, 1988; Tatsumi *et al.*, 1988; Shuto *et al.*, 1993, 2006; Ujike and Tsuchiya, 1993; Ohki *et al.*, 1994; 中嶋ほか, 1995; Sato *et al.*, 2007 など)。ここでは、そのような視点からの最近の研究結果を、主に Shuto *et al.* (2006) と Sato *et al.* (2007) に基づいて紹介する。

筆者らが Sr と Nd 同位体比を測定した、東北日本の地表玄武岩などの産地を図 1 に示した。図 2 は主に背弧側 (背弧側から海溝側への漸移帯に位置する阿闍羅山と博士山のものを含む) に産する玄武岩 ($\text{SiO}_2 < 55\%$ のもので、玄武岩質安山岩も含む) の SrI (Initial Sr isotopic ratio; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値), NdI (Initial Nd isotopic ratio; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初生値) と K-Ar 年代値との関係を示したものである。SrI と NdI は、それぞれ岩石の形成時 (K-Ar 年代値で示される) の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示している。図 2 にみられるように、背弧側玄武岩のうち約 15 Ma よりも古いものの多くは、0.7040～0.7065 の SrI と 0.5125～0.5128 の NdI をもっている。一方、約 15 Ma よりも若い玄武岩の多くは、古いものとは対照的に低い SrI (0.7030～0.7040) と高い NdI (0.5128～0.5131) をもっている。背弧側玄武岩にみられる SrI と NdI の時代的な違いは、SrI-NdI 図によって明瞭に

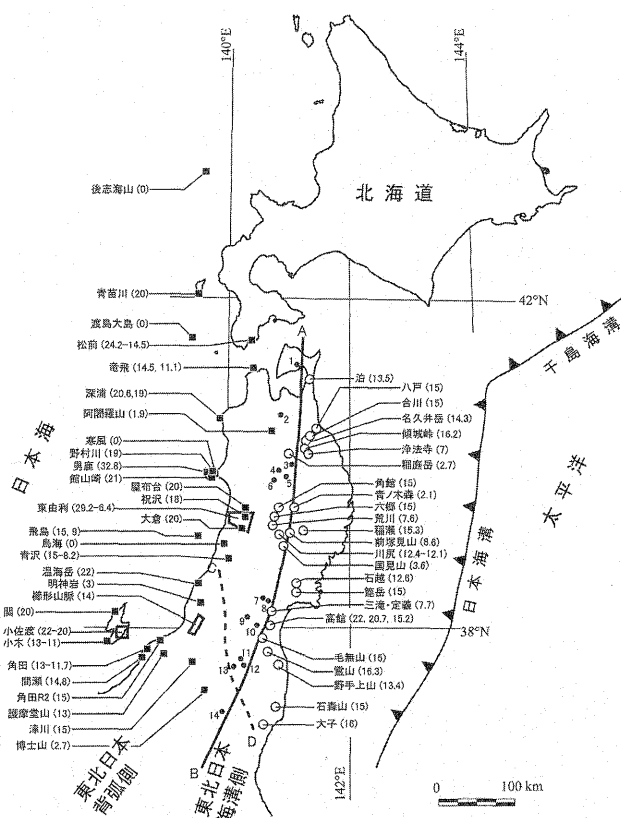


図1 SrとNd同位体比を測定した東北日本の玄武岩の産地

海溝側と背弧側の産地をそれぞれ白丸印と黒四角印で示した。小さい黒丸印は海溝側の第四紀火山（1. 恐，2. 八甲田，3. 七時雨，4. 八幡平，5. 岩手，6. 秋田駒ヶ岳，7. 船形，8. 黒鼻山，9. 蔵王，10. 青麻，11. 吾妻，12. 安達太良，13. 猫魔，14. 那須）を示す。括弧内の数字はK-Ar年代（Ma）（層序から推定した年代も含む）。AB；第四紀の火山フロント，CD；棚倉構造線

示される（図3）。このような玄武岩におけるSrIとNdIの経年変化は、どのようにして生じたであろうか。

火成岩のSrIやNdIは、それを形成したマグマが生成してから固化するまでに、二次的作用（例えば地殻物質の同化作用や海水による変質作用など）による影響を無視できる場合には、マグマ生成時（火成岩形成時）の起源物質（上部マントルのかんらん岩や下部地殻の構成岩）のSr同位体比とNd同位体比を示していると考えられる。図2の玄武岩は、海水による変質作用の影響を受けていない試料とみなされている（Shuto *et al.*, 1993, 2006；Sato *et al.*, 2007）。また、背弧側の玄武岩は第三紀以降、同一の大陸性地殻中の火道をとおして形成されている。したがって、これらの玄武岩のSrIとNdIの経年変化は、マグマと地殻物質の相互作用の時代的な違いなどに起因するのではなく、それらの起源物質（上部マントルのかんらん岩）のSrとNd同位体比の経年変化を反映しているものと解釈される（図3）。起源物質のSrとNd同位体比の経年変化がどのようなことに起因しているかについては、1つの可能性として次のように説明される（Shuto *et al.*, 2006）。15 Ma前後における背弧側の玄武岩のSrIとNdIの急激な変化は、日本海拡大をもたらしたマントルの流動によって、玄武岩質マグ

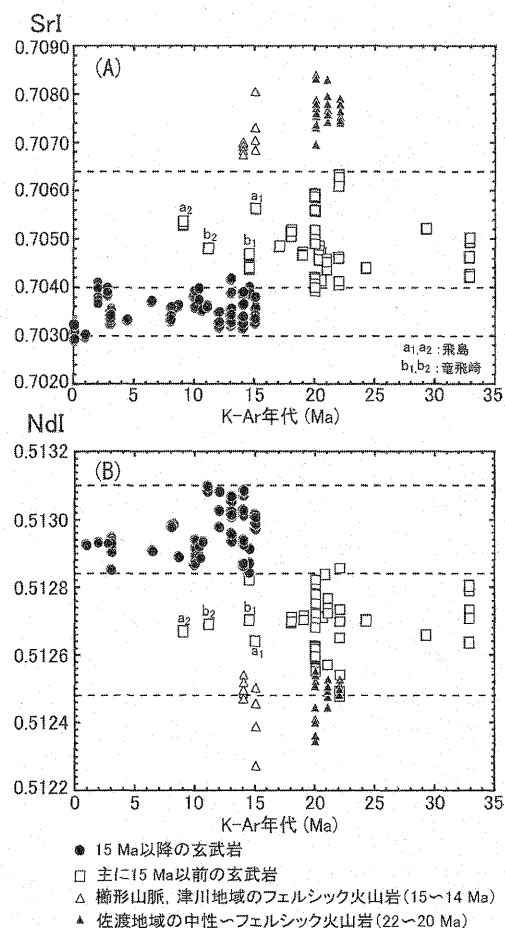


図2 東北日本背弧側の玄武岩（ $\text{SiO}_2 < 55\%$ のもので玄武岩質安山岩を含む）のK-Ar年代とSrIおよびNdIの関係

この図には新潟地域の前期～中期中新世の中性～フェルシック火山岩のデータもプロットしてある。これらの火山岩の産地は図1で黒四角印で示す。阿蘭羅山と博士山の玄武岩のデータは本研究による（表2）。その他の玄武岩のデータは、Ohki *et al.* (1994), 周藤 ほか (1997), Kondo *et al.* (2000), 深瀬・周藤 (2000), Shuto *et al.* (2006), Sato *et al.* (2007) による。中性～フェルシック火山岩のデータはShuto *et al.* (2006) による。

マの起源物質の化学組成が変化したことによるものと考えられる。すなわち、日本海拡大の最盛期～末期に相当すると考えられる中期中新世には、非枯渴的（undepleted）な性質をもつ背弧側のリソスフェア性マントル（同位体的には高いSr同位体比と低いNd同位体比で特徴づけられる）へ、枯渴的（depleted）な性質をもつ高温のアセノスフェア性マントル物質（同位体的には低いSr同位体比と高いNd同位体比をもつ）が、深部から上昇したというモデルが提案された（図4）。15 Maよりも古い玄武岩質マグマは前者のマントル物質から、15 Maよりも若い玄武岩質マグマは後者のマントル物質から生成されたというものである。SrI-NdI図において、アセノスフェア性マントル物質はマントル列上のMORB（主に東太平洋海膨のMORB）よりも、Sr同位体比が高く、Nd同位体比が低い側を占め、リソスフェア性マントル物質は、それよりもさらにSr同位体比が高く、Nd同位体比が低い側にあるとみなされる（図3）。

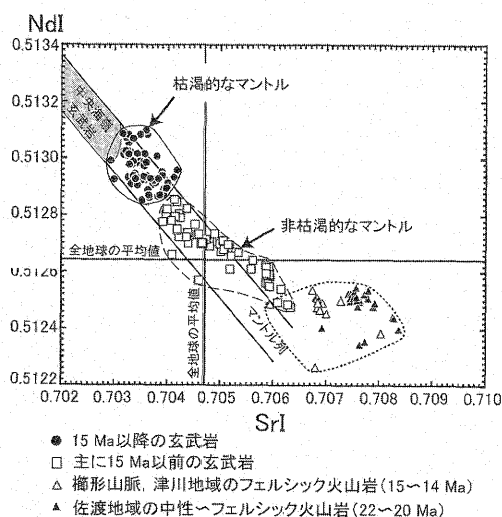


図3 東北日本背弧側の玄武岩 ($\text{SiO}_2 < 55\%$) の SrI-NdI 関係

データの出典は図2と同一。実線と破線で囲まれた領域は、東北日本背弧側における枯渇的なマグマソース（アセノスフェア性マンテル）と非枯渇的なマグマソース（リソスフェア性マンテル）の Sr と Nd 同位体組成範囲を示す。全地球の平均値は O'Nions *et al.* (1979), マンテル列は Dickin (1995), 中央海嶺玄武岩は東太平洋海嶺のもので、主に佐藤ほか (2008) による。

Sato *et al.* (2007) は、22～18 Ma の背弧側玄武岩の Sr と Nd 同位体比は、奥尻島から佐渡島へ至る島弧縦断方向で、低い SrI と高い NdI から、高い SrI と低い NdI へ変化しているのを見だし、これをアセノスフェア性マンテル起源の玄武岩質マグマ (0.703～0.704 の SrI と 0.5128～0.5131 の NdI をもつ) とリソスフェア性マンテル起源の玄武岩質マグマ (0.705～0.707 の SrI と 0.5125～0.5126 の NdI をもつ) の混合で説明している。しかし、23 Ma よりも古い背弧側玄武岩の多くは 0.704～0.705 の SrI 値と 0.5126～0.5128 の NdI 値を有しているので (図2), 背弧側のリソスフェア性マンテル物質は、もっと幅広い Sr と Nd 同位体比 (0.7040～0.7065 程度の Sr 同位体比, 0.5125～0.5128 程度の Nd 同位体比) をもっているものと考えた方がよいであろう (図2, 3)。

新潟地域周辺の地表に産する安山岩、デイサイト、流紋岩などの中性〜フェルシック火山岩についても Sr と Nd 同位体比のデータが蓄積されている。それらは佐渡島の安山岩、デイサイト、流紋岩 (22～20 Ma), 新潟県津川地域や礫形山脈周辺の流紋岩 (15～14 Ma), 新潟県角田山の安山岩 (13 Ma) などから得られている (Shuto *et al.*, 2006)。これらの火山岩の SrI と NdI には2つの特徴がみられる。角田山は主に安山岩から構成されているが、少量ではあるが玄武岩も産する。安山岩 ($\text{SiO}_2 = 56 \sim 62\%$) は玄武岩とほぼ同一の SrI と NdI を有していることから、玄武岩質マグマの結晶分化作用によって形成されたものと解釈されている (Shuto *et al.*, 2006)。一方、その他の地域の中性〜フェルシック火山岩は、同時代の玄武岩よりも著しく高い SrI と低い NdI をもつことから、これらの火山岩は、下部地殻起源のマグマから形成されたものと考えられてい

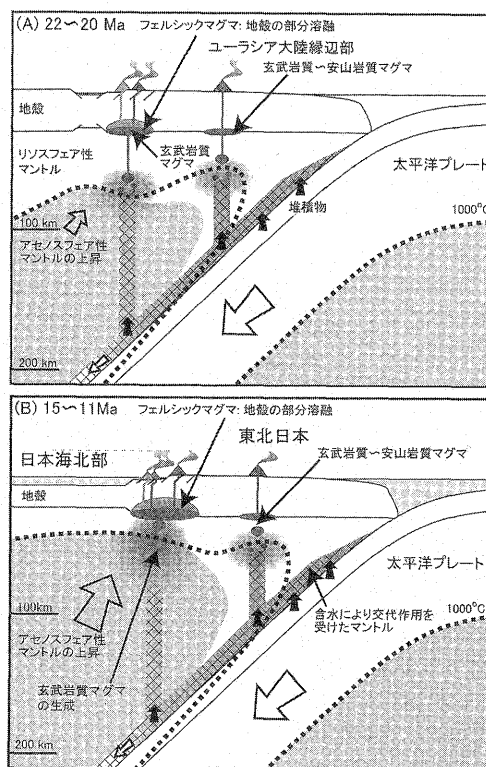


図4 22～20 Ma および 15～11 Ma の東北日本背弧側における、玄武岩質マグマやフェルシックマグマの生成とテクトニクスとの関係を示す模式断面図 (Shuto *et al.*, 2006)

(A) 22～20 Ma における大陸縁辺部での火山活動; アセノスフェア性マンテル上昇開始→沈み込む太平洋プレートの堆積物によって著しく汚染された上位のリソスフェア性マンテルの部分溶融と大陸地殻におけるリフティングを誘発→大陸性リフト型の玄武岩質マグマの生成→玄武岩質マグマの噴出および下部地殻の溶融によりフェルシックマグマが生成。
(B) 15～11 Ma における島弧火山活動; アセノスフェアの上昇に伴う日本海拡大によって上位のリソスフェアが薄化→アセノスフェア性マンテルの部分溶融により大量の玄武岩質マグマの生成→玄武岩質マグマの噴出と下部地殻の加熱によりフェルシックマグマの生成。海溝側では 22 Ma 以降、リソスフェア性マンテル起源の玄武岩質マグマが継続して活動 (本文参照)。

る (Shuto *et al.*, 2006)。

3.2 海溝側玄武岩の Sr と Nd 同位体比

東北日本の海溝側では、中新世の火山活動は第四紀の火山フロントよりも東側にまで及んでいるが (Ohki *et al.*, 1993 など), 浄法寺を除く 23 の産地 (図1) から採取した、主に玄武岩 (H_2O を除去した分析値で $\text{SiO}_2 < 56\%$ のもので、玄武岩質安山岩を含む) について、69 試料の Sr 同位体比と 42 試料の Nd 同位体比を測定した。その結果を表1に示した。玄武岩と比較するために、いくつかの産地における安山岩組成 (SiO_2 は 56～62%) とデイサイト組成 (SiO_2 は 64～69%) の岩石の Sr と Nd 同位体比も測定した (表1)。これらの火山岩は、前期中新生世～鮮新世に形成されたものである。また、背弧側から海溝側への漸移帯に位置する、青森県の阿闍羅山および福島県の博士山の玄武岩の Sr と Nd 同位体組成を表2に示した。

表1 東北日本海溝側の玄武岩 ($\text{SiO}_2 < 56\%$), 安山岩 ($\text{SiO}_2 = 56 \sim 62\%$) とデイサイト ($\text{SiO}_2 = 64 \sim 66\%$) の Sr と Nd 同位体組成

産地	試料	SiO_2 (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (P)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (P)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I)	Age (Ma)
泊	T-03	52.46	26	228	0.336	0.704306 \pm 13	0.704242	2.90	10.99	0.1593	0.512826 \pm 14	0.512812	13.5
	T-67	52.20	29	227	0.367	0.704258 \pm 13	0.704188	2.95	11.21	0.1593	0.512796 \pm 14	0.512782	13.5
	T-68	53.16	27	237	0.329	0.704418 \pm 12	0.704355	3.05	11.36	0.1623	0.512798 \pm 14	0.512784	13.5
	T-92	51.63	11	205	0.150	0.704207 \pm 09	0.704178	1.98	7.21	0.1662	0.512804 \pm 13	0.512789	13.5
八戸	2813	54.68	10	305	0.096	0.70405 \pm 2	0.70403						15
合川	AIO4	52.79	7	285	0.074	0.70491 \pm 1	0.70489						15
名久井岳	601	52.39	7	268	0.077	0.70394 \pm 2	0.70392				0.512809 \pm 13		14.3
	602	51.92	10	227	0.125	0.70422 \pm 1	0.70419						14.3
	603	53.04	14	231	0.174	0.70407 \pm 1	0.70403						14.3
	604	51.11	4	196	0.065	0.70414 \pm 1	0.70413						14.3
	605	52.47	10	210	0.131	0.70411 \pm 1	0.70408						14.3
	K05	54.90	21	336	0.182	0.70417 \pm 1	0.70413						16.2
傾城峠 稲庭岳	IN01	51.33	3	232	0.032	0.70416 \pm 1	0.70416						3
	IN02	51.42	2	195	0.034	0.70411 \pm 1	0.70411						3
	IN07	50.65	1	213	0.008	0.70425 \pm 1	0.70425				0.512869 \pm 11		3
	IN08	50.44	2	225	0.023	0.70420 \pm 1	0.70420				0.512936 \pm 15		3
角館	MHG07	49.27	15	266	0.163	0.70484 \pm 1	0.70481						15
青ノ木森	AM21	55.84	13	202	0.183	0.70384 \pm 1	0.70383						2.1
六郷	MHG15	49.81	2	273	0.021	0.70441 \pm 1	0.70440						15
荒川	A04	54.68	26	173	0.430	0.70425 \pm 1	0.70420						7.6
稲瀬	I-02501	55.25	8	376	0.065	0.705034 \pm 10	0.705020	3.69	14.44	0.1546	0.512714 \pm 14	0.512699	15.3
	I-01102	55.40	43	437	0.287	0.704837 \pm 13	0.704775	7.85	32.41	0.1465	0.512758 \pm 14	0.512743	15.3
	I-10501	55.55	15	472	0.094	0.705092 \pm 08	0.705071	3.52	15.22	0.1400	0.512679 \pm 13	0.512665	15.3
	I-43001	55.10	16	450	0.105	0.705109 \pm 12	0.705086	3.87	16.23	0.1442	0.512648 \pm 16	0.512634	15.3
	I-00701	55.22	31	453	0.200	0.704811 \pm 12	0.704768	9.93	41.57	0.1444	0.512730 \pm 12	0.512716	15.3
	I-11105	55.81	46	474	0.279	0.704837 \pm 13	0.704776	9.72	40.72	0.1443	0.512755 \pm 12	0.512740	15.3
	MA05	52.51	9	288	0.087	0.70484 \pm 1	0.70483				0.512731 \pm 09	0.512731	8.6
前塚見山	MA07	53.18	6	292	0.063	0.70478 \pm 1	0.70477				0.512681 \pm 22	0.512681	8.6
	MA06	61.50	18	283	0.179	0.704838 \pm 13	0.704816	2.07	7.32	0.1709	0.512693 \pm 10	0.512683	8.6
	MA08	59.77	17	304	0.159	0.704874 \pm 14	0.704855	3.79	13.98	0.1639	0.512672 \pm 14	0.512663	8.6
	TN01	53.73	16	310	0.147	0.70494 \pm 1	0.70491						12.3
川尻	TN02	50.63	2	351	0.019	0.70482 \pm 1	0.70482				0.512739 \pm 14		12.1
	SK01	51.87	8	346	0.069	0.70475 \pm 1	0.70474						12.3
	WA01	53.10	20	398	0.142	0.70503 \pm 1	0.70501						12.4
国見山	KU01	53.38	11	281	0.113	0.70535 \pm 1	0.70534						3.6
	KU07	52.84	11	282	0.113	0.70500 \pm 1	0.70499						3.6
石越	IK-5	59.97	29	328	0.255	0.705331 \pm 14	0.705286	2.54	11.38	0.1350	0.512635 \pm 14	0.512624	12.6
	IK-9	59.65	32	311	0.297	0.705330 \pm 11	0.705277	3.06	12.49	0.1483	0.512645 \pm 14	0.512632	12.6
筥岳	N01	57.55	20	350	0.166	0.705451 \pm 14	0.705416				0.512719 \pm 14		15
	N02	57.77	18	465	0.114	0.704749 \pm 13	0.704725				0.512738 \pm 13		15
	N03	59.86	15	389	0.114	0.704860 \pm 12	0.704836				0.512779 \pm 07		15
	N04	57.69	24	416	0.169	0.705627 \pm 11	0.705591				0.512629 \pm 13		15
三滝・定義	MI67	52.59	3	198	0.050	0.70438 \pm 1	0.70437				0.512854 \pm 12		7.7
	MI69	50.81	1	193	0.016	0.70451 \pm 1	0.70451						7.7
	J01	50.19	7	204	0.092	0.70452 \pm 1	0.70451						7.7
	J13	51.02	3	194	0.046	0.70450 \pm 1	0.70450						7.7
	J31	51.81	7	196	0.109	0.70448 \pm 1	0.70447				0.512832 \pm 14		7.7
	J13	51.02	3	194	0.046	0.70423 \pm 1	0.70423	0.79	2.29	0.2077	0.512864 \pm 14	0.512854	7.7
	J14	51.31	6	187	0.085	0.704236 \pm 14	0.704227	0.94	2.48	0.2298	0.512841 \pm 14	0.512829	7.7
	J24	51.40	5	204	0.072	0.704346 \pm 14	0.704338	1.68	5.04	0.2016	0.512813 \pm 14	0.512803	7.7
高館	TA01c	54.20	4	432	0.029	0.70417 \pm 2	0.70416				0.512799 \pm 10		22
	TA06a	52.22	10	345	0.087	0.70454 \pm 2	0.70451						20.7
	TA06b	50.21	3	263	0.033	0.70429 \pm 1	0.70428				0.512770 \pm 10		20.7
	TA06c	52.15	9	343	0.078	0.70445 \pm 1	0.70443						20.7
	TA06d	51.29	10	341	0.087	0.70452 \pm 1	0.70449						20.7
	TA07a	53.94	18	398	0.129	0.70423 \pm 1	0.70420						15.2
	TA07c	53.66	18	399	0.130	0.70414 \pm 1	0.70411				0.512792 \pm 10		15.2
毛無山	KH215	53.35	10	414	0.070	0.70455 \pm 1	0.70454				0.512757 \pm 11		15
	KL2605	54.08	13	514	0.074	0.70432 \pm 1	0.70430						15
	KL37A	54.28	7	531	0.037	0.70429 \pm 1	0.70428						15
	K2504	59.29	54	243	0.646	0.705321 \pm 10	0.705183	4.04	17.30	0.1411	0.512608 \pm 14	0.512594	15

(P) は測定値, (I) は初生値

稲瀬, 前塚見山 (MA06, MA08) 石越, 筥岳, 定義・三滝 (J14, J24), 毛無山 (K2504~K2607), 霊山, 野手上山, 大子, 石森山の試料は新潟大学理学部の質量分析計 MAT262 で測定した。その他の試料は岡山大学地球内部研究センターの MAT261 で測定した。K-Ar 年代値のデータ: 泊 (Watanabe *et al.*, 1993), 合川, 八戸 (層序に基づく), 名久井岳, 傾城峠 (大木ほか, 未公表資料), 稲庭岳 (安井・山元, 2000), 青ノ木森 (八島, 1990), 角館, 六郷 (層序に基づく), 荒川 (白田・岡本, 1986), 稲瀬 (周藤ほか, 1992 の平均値), 前塚見山 (木村, 1986), 川尻 (安斎・板谷, 1990), 国見山 (木村, 1986), 石越 (大木ほか, 未公表資料), 筥岳 (石井・柳沢, 1984), 定義・三滝, 高館 (宇都ほか, 1989), 毛無山 (大木ほか, 未公表資料), 霊山 (山元, 1996), 野手上山 (久保ほか, 1990), 大子, 石森山 (層序に基づく)

表 1 (続き)

産地	試料	SiO ₂ (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (P)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (I)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (P)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (I)	Age (Ma)
毛無山	K2505	56.85	29	241	0.352	0.705302±10	0.705227	3.95	15.51	0.1540	0.512667±13	0.512652	15
	K2506	56.70	29	241	0.353	0.705286±11	0.705211	3.89	15.19	0.1550	0.512683±14	0.512668	15
	K2601	58.77	19	347	0.155	0.704945±07	0.704912	4.49	20.69	0.1313	0.512653±14	0.512640	15
	K2602	58.05	18	395	0.128	0.704526±14	0.704499	6.14	19.15	0.1940	0.512690±18	0.512671	15
	K2603	58.11	18	399	0.128	0.704510±14	0.704483	3.52	25.69	0.0828	0.512688±14	0.512680	15
	K2605	55.64	11	516	0.064	0.704395±14	0.704381	4.43	15.77	0.1697	0.512733±14	0.512716	15
	K2606	57.24	13	487	0.077	0.704476±14	0.704460	3.73	15.25	0.1477	0.512702±13	0.512688	15
	K2607	57.13	16	487	0.093	0.704468±14	0.704448	3.74	15.28	0.1481	0.512713±14	0.512698	15
	99	69.15	68	46	0.631	0.70546±1	0.70538						15
	131	66.31	64	37	0.475	0.70547±1	0.70537						15
	145	67.57	67	41	0.525	0.70546±1	0.70535				0.512624±16		15
	R-06	50.36	10	117	0.235	0.704737±14	0.704683	1.66	5.38	0.1868	0.512776±14	0.512756	16.3
	R-09	49.52	2	124	0.052	0.704561±10	0.704549	1.43	4.48	0.1936	0.512858±14	0.512837	16.3
	R-10	50.47	9	148	0.181	0.704817±13	0.704775	1.95	6.07	0.1942	0.512789±14	0.512768	16.3
	R-01	50.15	7	139	0.137	0.704733±13	0.704701	1.76	5.62	0.1895	0.512811±14	0.512791	16.3
野手上山	R-12	49.36	3	127	0.058	0.704397±14	0.704384	1.51	4.32	0.2115	0.512890±13	0.512867	16.3
	R-13	50.30	6	164	0.108	0.704569±09	0.704544	2.00	6.45	0.1871	0.512753±14	0.512733	16.3
	R-15	53.83	18	215	0.239	0.704867±14	0.704812	2.92	10.90	0.1623	0.512805±14	0.512788	16.3
	N-O	52.43	25	179	0.403	0.705585±10	0.705508	2.79	10.30	0.1637	0.512689±12	0.512675	13.4
	N-A	55.72	42	228	0.535	0.705474±11	0.705372	3.55	14.50	0.1479	0.512696±14	0.512683	13.4
	N-C	53.16	29	191	0.440	0.705545±13	0.705461	2.95	11.14	0.1601	0.512650±14	0.512636	13.4
	N-D	53.27	31	193	0.458	0.705538±14	0.705451	2.95	11.29	0.1580	0.512683±14	0.512669	13.4
	N-E	53.31	30	193	0.443	0.705579±13	0.705495	3.00	11.38	0.1596	0.512670±14	0.512656	13.4
	N-F	53.39	32	193	0.475	0.705554±13	0.705464	3.00	11.27	0.1609	0.512682±13	0.512668	13.4
	N-M	53.21	30	191	0.448	0.705546±11	0.705461	2.96	11.08	0.1618	0.512667±15	0.512653	13.4
	IS03	53.73	9	348	0.071	0.704958±12	0.704943	2.78	11.03	0.1522	0.512733±12	0.512718	15
	IS09	50.87	5	295	0.051	0.704757±13	0.704746	2.58	9.20	0.1694	0.512811±14	0.512794	15
	NA-06	64.30	71	204	1.001	0.706821±11	0.706592	5.82	24.75	0.1422	0.512565±18	0.512550	16
	NA-07	64.40	75	203	1.075	0.706836±12	0.706592	5.85	24.85	0.1423	0.512521±14	0.512506	16
	NA-08	65.16	78	215	1.043	0.706861±13	0.706624	5.90	25.44	0.1402	0.512548±14	0.512533	16
石森山	NA-09	65.40	74	211	1.005	0.706849±09	0.706621	5.73	24.37	0.1420	0.512555±17	0.512540	16
	NA-10	64.44	55	207	0.771	0.706712±10	0.706537	5.90	25.06	0.1424	0.512549±14	0.512534	16
	NA-11	65.43	59	222	0.764	0.706844±10	0.706670	5.92	25.37	0.1411	0.512519±14	0.512504	16
	NA-12	65.20	74	212	1.009	0.706872±12	0.706643	5.74	25.21	0.1377	0.512531±14	0.512517	16

(P) は測定値, (I) は初生値

これらの火山岩の K-Ar 年代 (火山岩の周囲の地層から推定される年代も含む) と SrI および NdI の関係を図 5 に示した。また, SrI と NdI の関係を図 6 に示した。測定した玄武岩の形成年代は, 22 Ma から 2 Ma に及んでいるが, 15 Ma 前後 (16 ~ 13 Ma) のものが卓越している (図 5)。なお, 玄武岩によっては, Sm と Nd の定量分析を実施していないものもあるので (表 1), それらの試料については, Nd 同位体比測定値をプロットした。図 5 と 6 には, 他の研究者によって公表されている, 稲庭岳 (2.7 Ma), 浄法寺 (7 Ma) および第四紀の玄武岩 (SiO₂ < 56% のもの) のデータもプロットしてある。

最もデータ数が多い 15 Ma 前後の玄武岩の SrI の多くは 0.7040 ~ 0.7060 の値を示し, NdI の多くは 0.5126 ~ 0.5128 の値を示す。これらの玄武岩のうち, 泊玄武岩 (13.5 Ma) と霊山玄武岩 (16.3 Ma) は高い MgO, Ni, Cr 量と低い FeO*/MgO 比で特徴づけられ, マントルで生じた初生玄武岩質マグマがほとんど分化することなく, 上昇・固化したものと考えられている (滝本, 1986; Takimoto and Shuto, 1994; 周藤ほか, 1985)。また, 野手上山玄武岩 (13.4 Ma) も未分化な化学的特徴をもっている (周藤ほか, 1986)。これら 3 玄武岩間で SrI と NdI に大きな違いがみられる (泊玄武岩: SrI=0.70418 ~ 0.70436, NdI=0.51280 ~ 0.51283, 霊山玄武岩: SrI=0.70439 ~ 0.70481, NdI=0.51273 ~ 0.51287,

表 2 東北日本, 阿闍羅山と博士山の玄武岩の Sr と Nd 同位体組成

産地	試料	SiO ₂ (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (P)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (I)	Age (Ma)
阿闍羅山	AI05	51.04	2	263	0.026	0.70410±1	0.70410	1.9
	AJ06	52.46	3	266	0.028	0.70397±1	0.70497	1.9
	AJ08	52.02	4	300	0.037	0.70380±1	0.70380	1.9
	AJ09	52.48	8	275	0.083	0.70373±1	0.70373	1.9
	AJ11	50.32	6	296	0.057	0.70365±1	0.70365	1.9
博士山	HA04	49.47	2	342	0.019	0.70380±1	0.70380	2.7
	HA05	52.56	15	356	0.124	0.70392±1	0.70392	2.7
	HA06	50.22	3	345	0.025	0.70384±1	0.70384	2.7
	HA08	50.02	3	336	0.028	0.70383±1	0.70383	2.7
	HA09	53.83	18	320	0.160	0.70394±1	0.70394	2.7
	HA12	50.14	5	328	0.045	0.70390±1	0.70390	2.7
	HA13	49.06	3	337	0.022	0.70382±1	0.70382	2.7
	2502	54.23	19	327	0.168	0.70400±1	0.70399	2.7
	505	55.74	25	319	0.230	0.70390±1	0.70389	2.7
	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (P) = 0.512932±13 (AJ05), 0.512928±17 (AJ11), 0.512927±12 (HA04)							

(P) は測定値, (I) は初生値を示す。K-Ar 年代値: 阿闍羅山 (八島, 1990), 博士山 (小林・猪俣 (1986))

野手上山玄武岩: SrI=0.70537 ~ 0.70551, NdI=0.51264 ~ 0.51268)。未分化玄武岩の Sr と Nd 同位体比は, それらを生じた上部マントルの Sr と Nd 同位体比を示すと考えられる。これらの未分化玄武岩の SrI と NdI の変化幅は, 15 Ma 前後の玄武岩全体の SrI と NdI の変化幅にほぼ匹敵しているので, 15 Ma 前後の他の分化した玄武岩の SrI と NdI

も、上部マントルの Sr と Nd 同位体比を反映しているものと考えられる。これらの岩石よりも年代の若い、あるいは古い玄武岩は、15 Ma 前後の玄武岩がもつ SrI と NdI の組成範囲内の値を示す。これらの海溝側玄武岩の SrI と NdI の組成幅は、東北日本の背弧側の約 15 Ma より古い玄武岩がもつ SrI と NdI の組成幅と類似している (図 5)。前述のように、背弧側では約 15 Ma あたりを境に、玄武岩の同位体比は高い SrI と低い NdI から、低い SrI と高い NdI へ急激な変化を示すが、海溝側においてはそのような現象は認められず、前期中新世～鮮新世 (22～2 Ma) をとおして、一貫して高い SrI と低い NdI をもつ玄武岩質マグマが生成されているとみなすことができる。すなわち、前期中新世以降の海溝側の玄武岩質マグマと約 15 Ma 以前の背弧側の玄武岩質マグマは、Sr-Nd 同位体組成的に共通のリソスフェア性マントルからもたらされたものと考えられる (図 6)。

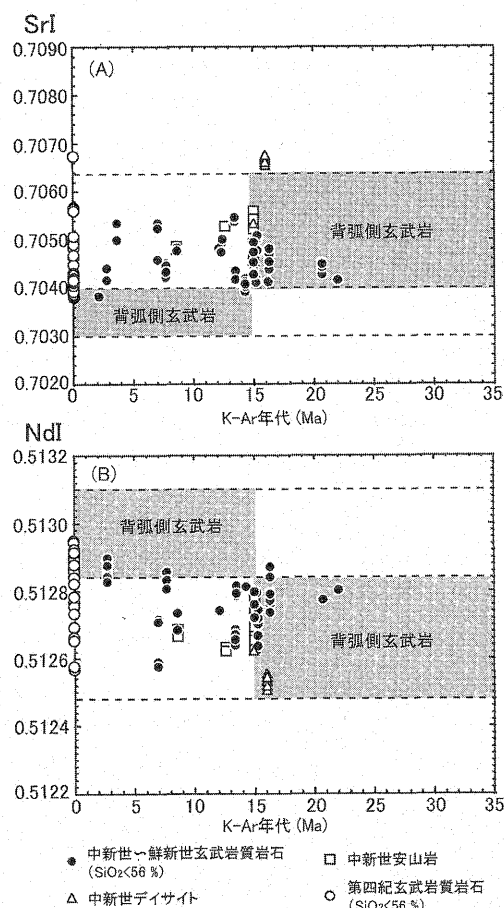


図 5 東北日本海溝側の主に玄武岩 ($\text{SiO}_2 < 56\%$ で玄武岩質安山岩を含む) の K-Ar 年代と SrI と NdI の関係

中新世～鮮新世の玄武岩のデータは、本研究 (表 3) と山元ほか (2008) (稲庭岳と浄法寺) による。第四紀の火山フロント沿いの玄武岩は那須火山以北のもので (図 1)、データは Shibata and Nakamura (1997), Kersting *et al.* (1996), Gust *et al.* (1997), Kimura and Yoshida (2006), 山元ほか (2008) による。中新世の安山岩のデータは、前塚見山、石越、笹岳、毛無山地域のものである (表 1)。中新世のデイサイトのデータは大子地域と毛無山地域のものである (表 1)。この図には背弧側の玄武岩の SrI, NdI の領域 (灰色部) も示してある。

火山フロント沿いの第四紀の玄武岩は、前期中新世～鮮新世の玄武岩とほぼ同様な高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比をもつものと、これよりも低い Sr 同位体比と高い Nd 同位体比をもつものがある (図 5, 6)。前者の玄武岩は火山フロント沿いの南部にみられ、後者の玄武岩は北部にみられる、という傾向がある (Kersting *et al.*, 1996; Gust *et al.*, 1997; Kimura and Yoshida, 2006; 山元ほか, 2008 など)。Kersting *et al.* (1996) と Gust *et al.* (1997) は、南北間の同位体組成の違いは、棚倉構造線を挟む南北の基盤岩の違いを反映していると考えた。Kimura and Yoshida (2006) は、玄武岩の Sr と Nd 同位体比の南北間の違いは、北上地域と阿武隈地域に産する白亜紀～古第三紀の花崗岩類の SrI と NdI の違い (加々美, 2005) と調和的である (北部の北上地域の花崗岩類に比べて、南部の阿武隈地域の花崗岩類の方が高い SrI と低い NdI をもっている) ことを指摘し、玄武岩にみられる南北間の Sr と Nd 同位体比の違いの要因を、マントルで生じた玄武岩質マグマと異なる組成の地殻物質の混合に求めている。一方、山元ほか (2008) は、玄武岩質マグマの起源物質を花崗岩類の起源物質と類似のもの (上部マントル～下部地殻) と考え、起源物質の南北間の不均質性が、火山フロント沿いの玄武岩の同位体比の違いを生じたと解釈している。加々美 (2005) による白亜紀～古第三紀の花崗岩類の起源物質のうち、上部マントル物質は、筆者ら (Shuto *et al.*, 1993, 2004, 2006; Ohki *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 2007) が、第三紀以降の玄武岩の SrI と NdI に基づいて論じている、東北日本下のリソスフェア性マントルの構成岩に相当するであろう。第四紀の玄武岩のうち、背弧側の 15 Ma 以降の玄武岩と同様な同位体比 (0.704 以下の SrI, 0.5190 以上の NdI) をもつものは、主に八甲田火山や恐火山などの、最北部の火山にみられる (Kimura and Yoshida, 2006)。これは、背弧側において 15 Ma 頃にピークに達したアセノスフェア性マントルの上昇が、東北日本最北部においては海溝側まで及んだ可能性があることを示

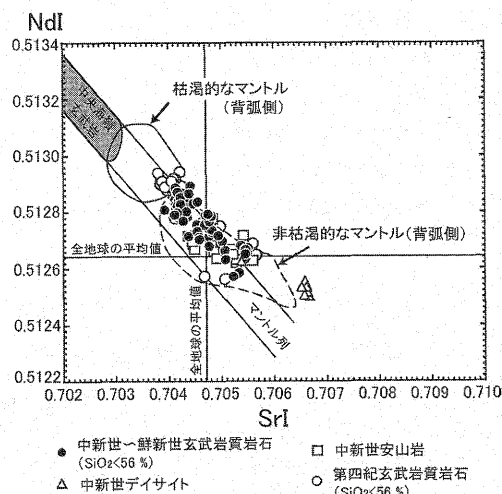


図 6 東北日本海溝側の玄武岩 ($\text{SiO}_2 < 56\%$) の SrI-NdI 関係

黒丸印、白四角印、白丸印およびデータの出典は図 5 と同一。実線と破線で囲まれた領域、地球の平均値、マントル列、中央海嶺玄武岩は図 3 と同一。

唆している。すなわち、これらの玄武岩質マグマは、低い Sr 同位体比と高い Nd 同位体比で特徴づけられる、アセノスフェア性マントルから生じた可能性がある。

図5と6には、前塚見山 (8.6 Ma)、石越 (12.6 Ma)、笹岳 (15 Ma)、毛無山 (15 Ma) 地域の安山岩組成の岩石の Sr と Nd 同位体比もプロットしてある。前塚見山地域の安山岩は随伴する玄武岩とほぼ同一の SrI と NdI をもっている (表1)。毛無山地域の安山岩も、3 試料 (表1 の試料番号 K2504, K2505, K2506) を除く大半のものが随伴する玄武岩に類似の SrI (0.70438 ~ 0.70491) と NdI (0.51264 ~ 0.51272) をもっている (表1)。両地域のこれらの安山岩は、随伴する玄武岩とともに、それぞれ同一の玄武岩質マグマから形成されたものと考えられる。毛無山地域には少量ではあるが、高い FeO^*/MgO 比で特徴づけられ、鉄に富むカンラン石斑晶や単斜輝石斑晶を含むアイスランダイト様のデイサイトを産する (周藤・猪俣, 1992)。それらは (試料番号 99,131,145)、安山岩 (試料番号 K2504, K2505, K2506) に類似の高い SrI (0.70535 ~ 0.70538) と低い Nd 同位体比 (0.51262; この値は測定値であり、初生値はこれよりわずかに低い値となる) をもっている (表1)。これらの火山岩は、玄武岩質マグマが結晶分化過程で地殻物質の同化作用の影響を受けて形成された可能性が高いであろう。石越、笹岳地域の安山岩は、周辺地域の 15 Ma 前後の玄武岩と同様な SrI と NdI を有している (図5)。これらの安山岩よりも SiO_2 に富むデイサイト組成の岩石の Sr と Nd 同位体比は、茨城県大子地域 (16 Ma) のものからも得られている。この地域のデイサイトは、毛無山地域のデイサイトと同様にアイスランダイト様のものである (周藤・八島, 1985)。広い範囲の露頭から採取した 7 試料は、著しく均質な SrI (0.70659 ~ 0.70667) と NdI (0.51250 ~ 0.51255) で特徴づけられることから (表1, 図6)、このデイサイトの形成に、地殻物質の同化作用が関与したとは考えにくい。この Sr と Nd 同位体組成は、背弧側の梯形山脈周辺や津川地域に産する流紋岩 (15 ~ 14Ma) のそれにほぼ匹敵した、著しく高い SrI と低い NdI を示すことから、これらのフェルシック火山岩は、ともに下部地殻起源と考えられる。大子地域の高い FeO^*/MgO 比をもつデイサイトマグマは、高橋ほか (1995) が論じているように、 H_2O に乏しく高温の環境下での、下部地殻物質の部分溶融によって生成されたであろう。

4. 地下火山岩の深度と岩型

今回、研究の対象とした坑井の位置と周藤ほか (1997) による坑井の位置を図7に示した。今回扱った基礎試錐「新潟平野」以外の各坑井は、帝国石油㈱によって掘削されたもので、それぞれに固有の名称が与えられているが、本報告では、それらの坑井名は使用しないで、A ~ L を付すことにした。Sr と Nd 同位体比を測定した試料の採取深度、岩型区分などを表3に示した。これらの火山岩の形成年代は、帝国石油㈱の社内資料 (火山岩に近接して産する堆積岩中の微化石などの検討結果など) から推定されたもので

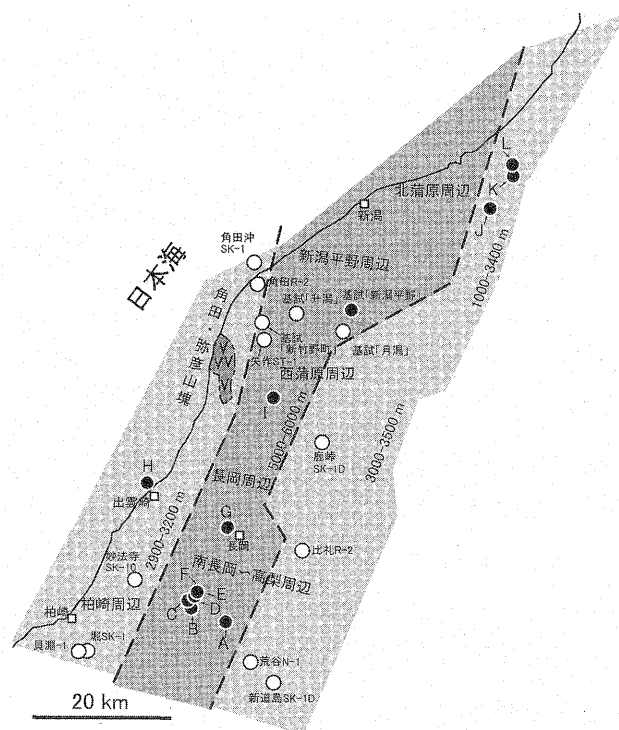


図7 新潟油・ガス田地域の坑井位置

黒丸印 (坑井 A ~ L および基礎試錐「新潟平野」) は本研究で対象とした坑井、白丸印は周藤ほか (1997) が研究対象とした坑井。図中の数字 (m) は地下における先第三系基盤岩の分布上限深度で、中央部 (色の濃い部分) では 5,000 ~ 6,000 m の深所にあり、その東西の地域 (色の淡い部分) は 1,000 ~ 3,000 m の浅所にあると推定される (周藤ほか, 1997)。基盤岩深度が変化すると推定される箇所を破線で示した。

表3 Sr と Nd 同位体比を測定した地下火山岩試料の採取深度と岩型

16 Ma より古い火山岩		
地域	坑井名	深度 (m) と岩型
高梨	A	4,100 (An), 4,200 (Ban), 4,290 (Ba), 4,600 (Ba), 4,650 (Ba) 4,700 (Ban)
南長岡	B	4,100 (Da), 4,155 (Rhy), 4,525 (An), 4,560 (An)
	C	4,650 (An), 5,000 (An), 5,150 (An), 5,450 (An), 5,610 (An)
	D	4,400 (Da), 4,410 (Rhy), 4,610 (Rhy), 4,640 (Rhy)
	E	3,890 (Rhy), 3,900 (Rhy), 4,330 (Da), 4,560 (Rhy), 4,590 (Rhy)
	F	3,980 (An), 4,900.75 (An), 5,060 (An), 5,090 (An)
	G	4,880 (An), 4,950 (An)
出雲崎	H	3,350 (An), 3,450 (An), 3,480 (An)
北蒲原	J	2,860 (Rhy), 2,920 (Rhy), 2,990 (Rhy)
	K	2,670 (Rhy), 2,720 (Rhy)
	L	3,000 (Rhy)
16 Ma より若い火山岩		
地域	坑井名	深度 (m) と岩型
長岡	G	4,670 (Da), 4,680 (Da)
西蒲原	I	5,370 (Ba), 5,550 (Ban), 5,770 (Ban)
新潟平野	基試新潟	5,860 (Ba), 5,910 (Ba), 5,990 (Ba)

基試新潟: 基礎試錐「新潟平野」, Ba: 玄武岩, Ban: 玄武岩質安山岩, An: 安山岩, Da: デイサイト, Rhy: 流紋岩

ある。それによると、本研究で検討した地下火山岩は、約 16 Ma よりも古いものと、それよりも若いものに分けられる。また、岩型区分は全岩の SiO_2 量に基づいている。今回扱った岩石は全てカッティングス試料であるが、帝国石

油俵による、検層データ（比抵抗、ガンマ線、孔隙率等の測定結果）や試料の顕微鏡観察結果を参考として、下記に示す各深度を代表すると思われる岩片を実体顕微鏡下のもとでハンドピッキングにより選定し、各深度の試料（2～3g）とした。16 Ma よりも古い火山岩と若い火山岩が存在するのは坑井 G のみであるが、坑井試料における両者の岩質は明らかに異なっており、試料のコンタミネーションが生じている可能性はないと考えられる。

5. 地下火山岩の Sr と Nd 同位体比の特徴

5.1 玄武岩の Sr と Nd 同位体比

地下火山岩試料の Sr と Nd 同位体組成などを表 4 に示した。地下火山岩の LOI (Loss of Ignition) は少ないものでも 2 % 計量され、多いものでは 9 % に達する。これは

多くの試料が変質作用を被っていることによると考えられる。したがって、表 4 の SiO_2 含有量は LOI を除去して再計算した値である。今回測定した、基礎試錐「新潟平野」、坑井 A、坑井 I の玄武岩～玄武岩質安山岩、および周藤ほか（1997）が報告した 13 坑井（角田 R-2、角田沖 SK-1、矢作 ST-1、基礎試錐「新竹野町」、基礎試錐「升湯」、基礎試錐「月湯」、荒谷 N-1、鹿峠 SK-1D、新道島 SK-1D、比礼 R-2、妙法寺 SK-10、堀 SK-1、貝淵 -1）の玄武岩の SrI と NdI のデータを図 8 にプロットした。これらの玄武岩（玄武岩質安山岩を含む）のうち、坑井 A、荒谷 N-1、新道島 SK-1D、妙法寺 SK-10 のものは 16 Ma よりも古いものとして扱い、SrI と NdI は 16 Ma における値を用いた。その他の坑井の玄武岩は 16 Ma 以降のものとして扱い、SrI と NdI は 15 Ma における値を用いた。

表 4 地下火山岩の化学組成および Sr と Nd 同位体組成

地域	坑井	深度 (m)	SiO_2 (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (P)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (P)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I)
新潟平野	基試新潟	5860	50.29	8	234	0.104	0.704167±14	0.704147	2.99	10.81	0.1673	0.512923±14	0.512907
	基試新潟	5910	52.63	12	214	0.157	0.704187±14	0.704153	3.16	11.38	0.1679	0.512868±16	0.512852
	基試新潟	5990	51.44	12	229	0.149	0.704760±13	0.704728	2.96	10.49	0.1706	0.512901±15	0.512884
高梨	A	4100	57.37	12	144	0.236	0.705784±12	0.705730	2.93	10.23	0.1714	0.512830±13	0.512812
	A	4200	56.13	9	206	0.132	0.705502±14	0.705472	2.68	9.14	0.1773	0.512845±14	0.512826
	A	4290	50.93	23	184	0.365	0.705290±14	0.705207	2.67	8.82	0.1830	0.512831±14	0.512812
	A	4600	53.30	6	90	0.190	0.705593±10	0.705549	2.69	9.06	0.1795	0.512822±09	0.512803
	A	4650	52.86	6	105	0.174	0.705604±13	0.705564	2.79	9.68	0.1743	0.512797±14	0.512779
	A	4700	54.07	14	106	0.392	0.705903±11	0.705813	2.38	8.45	0.1703	0.512823±12	0.512805
南長岡	B	4100	69.05	13	277	0.136	0.706785±14	0.706754	12.63	39.72	0.1923	0.512816±14	0.512796
	B	4155	74.16	19	162	0.338	0.706870±10	0.706793	5.53	18.20	0.1837	0.512740±13	0.512721
	B	4525	57.91	4	79	0.162	0.707492±14	0.707455	4.46	14.17	0.1903	0.512779±14	0.512759
	B	4560	60.76	6	111	0.151	0.707121±13	0.707087	4.19	14.04	0.1804	0.512771±14	0.512769
	C	4650	60.70	15	188	0.234	0.706962±14	0.706908	4.87	14.82	0.1987	0.512782±14	0.512761
	C	5000	58.97	15	156	0.282	0.707814±14	0.707749	4.81	15.61	0.1863	0.512821±07	0.512802
	C	5150	58.11	6	71	0.238	0.707184±14	0.707130	5.31	18.07	0.1777	0.512836±13	0.512817
	C	5450	61.90	13	73	0.497	0.708360±13	0.708247	5.18	17.93	0.1747	0.512794±14	0.512776
	C	5610	61.23	12	91	0.370	0.707033±10	0.706948	6.46	22.16	0.1763	0.512812±14	0.512794
	D	4400	67.92	8	42	0.558	0.706823±14	0.706696	13.79	47.11	0.1770	0.512794±14	0.512775
	D	4410	70.11	20	96	0.615	0.707248±14	0.707108	13.64	45.72	0.1804	0.512794±14	0.512775
	D	4610	75.78	4	263	0.042	0.706581±14	0.706572	9.62	32.54	0.1788	0.512774±14	0.512755
	D	4640	70.91	7	165	0.115	0.707792±14	0.707766	5.75	19.22	0.1809	0.512797±16	0.512778
	E	3890	75.25	30	81	1.089	0.708640±14	0.708393	3.91	13.01	0.1819	0.512612±14	0.512593
	E	3900	72.94	15	73	0.605	0.707372±14	0.707234	3.46	12.02	0.1741	0.512699±14	0.512681
	E	4330	64.80	9	77	0.335	0.706596±14	0.706520	5.95	20.01	0.1798	0.512769±20	0.512750
	E	4560	77.07	5	103	0.136	0.706426±14	0.706395	4.89	16.34	0.1810	0.512764±14	0.512745
	E	4590	73.87	5	114	0.122	0.706313±14	0.706285	5.89	19.97	0.1783	0.512777±14	0.512758
	F	3980	60.33	40	107	1.094	0.707380±22	0.707132	5.12	17.31	0.1789	0.512763±13	0.512744
	F	4900.75	61.27	101	20	0.567	0.708636±14	0.708507	7.33	25.34	0.1749	0.512880±14	0.512862
長岡	F	5060	58.52	10	68	0.406	0.707288±13	0.707195	4.57	14.94	0.1850	0.512835±13	0.512816
	F	5090	58.96	6	82	0.218	0.707174±14	0.707124	5.79	19.55	0.1791	0.512831±13	0.512812
	G	4670	66.99	42	139	0.869	0.706274±11	0.706076	3.01	12.91	0.1410	0.512669±13	0.512654
	G	4680	69.54	62	121	1.472	0.706901±13	0.706566	3.35	14.21	0.1425	0.512616±14	0.512601
	G	4880	61.20	15	175	0.249	0.705808±12	0.705751	4.46	15.25	0.1768	0.512791±14	0.512773
	G	4950	59.48	17	259	0.191	0.705584±13	0.705540	4.73	15.65	0.1828	0.512835±19	0.512816
	H	3350	61.07	31	83	1.072	0.706455±11	0.706211	7.18	26.87	0.1616	0.512658±14	0.512641
	H	3450	60.81	13	87	0.417	0.706332±10	0.706237	8.10	30.75	0.1593	0.512745±11	0.512728
出雲崎	H	3480	58.53	19	71	0.783	0.706233±11	0.706055	7.14	26.89	0.1606	0.512750±09	0.512733
西蒲原	I	5370	56.08	24	40	1.714	0.705525±14	0.705159	2.55	8.73	0.1766	0.512844±14	0.512827
	I	5550	55.29	12	152	0.226	0.705280±14	0.705231	3.22	11.74	0.1658	0.512771±14	0.512755
	I	5770	54.31	14	137	0.299	0.705286±12	0.705222	2.70	9.62	0.1697	0.512778±16	0.512761
北蒲原	J	2860	78.35	125	57	6.309	0.708706±14	0.707272	5.72	24.17	0.1431	0.512486±23	0.512471
	J	2920	74.73	95	88	3.120	0.708166±12	0.707457	4.40	18.04	0.1475	0.512469±14	0.512454
	J	2990	77.17	86	89	2.783	0.708464±14	0.707832	5.74	24.36	0.1425	0.512488±22	0.512473
	K	2670	78.48	73	48	4.413	0.708324±15	0.707321	5.50	23.58	0.1410	0.512621±13	0.512606
	K	2720	78.78	116	44	7.577	0.708768±14	0.707046	7.00	26.86	0.1576	0.512650±14	0.512634
	L	3000	77.69	100	105	2.742	0.709765±14	0.709142	4.50	21.76	0.1250	0.512484±14	0.512471

(P) は測定値、(I) は初生値で基礎試錐「新潟平野」、坑井 G の 4670m、4680m の 2 試料および坑井 I の試料は 15 Ma で計算。その他は 16 Ma で計算。

図8に示されるように、16 Ma 以前の玄武岩と約 16 ~ 13 Ma のそれでは、Sr-Nd 同位体組成において明瞭な違いがみられる。16 Ma 以前の玄武岩のうち、南長岡~高梨周辺に位置する坑井 A の玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩の6試料は、0.51280 前後のほぼ同一の NdI をもっているが、SrI は 0.70521 から 0.70581 までの変化幅をもっている (表4)。これらの6試料は、東北日本背弧側の地表に分布する、約 15 Ma よりも古い玄武岩が占める領域よりも、SrI の高い側にプロットされる (図8)。同じく南長岡~高梨周辺に位置する、荒谷 N-1、新道島 SK-1D、妙法寺 SK-10 の玄武岩は互いに類似の NdI をもち、それらは坑井 A の6試料の NdI よりも低い値 (約 0.51270) である。SrI は 0.70581 から 0.70679 までの変化幅がある。これらの3坑井の玄武岩は、図8において、坑井 A の6試料と同様に、東北日本背弧側の地表に分布する、約 15 Ma よりも古い玄武岩が占める領域よりも、SrI の高い側にプロットされる。

一方、坑井 I の玄武岩質安山岩を除く 16 Ma 以降の地下玄武岩の多くは、16 Ma 以前の地下玄武岩よりも NdI が高く、SrI が低い傾向を示す (図8)。これらの玄武岩のうち、角田沖 SK-1、角田 R-2、基礎試錐「新竹野町」、基礎試錐「升湯」、基礎試錐「月湯」、比礼 R-2、堀 SK-1、貝淵-1 の8坑井の21試料は、0.51300 前後の類似した NdI をもっているが、SrI は 0.70333 から 0.70520 までの大きな変化幅をもっている。基礎試錐「新潟平野」、矢作 ST-1、鹿峠 SK-1D の3坑井の玄武岩は、これらの21試料よりもやや低い NdI をもつ (図8)。その値は約 0.51285 である。また、SrI は 0.70415

~ 0.70481 の範囲内にある。これらの11坑井の地下玄武岩は、全体としてみると、図8において、東北日本背弧側の地表に分布する、約 15 Ma よりも若い玄武岩の占める領域内、およびそれよりも SrI の高い側にプロットされる。

以上のように、各坑井の地下玄武岩は、形成年代にかかわらず、ほぼ均一な NdI をもつが、一方で、SrI の変化幅が大きいという特徴が認められる。このように、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比がほとんど変化することなく、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比だけが一方的に変化するという現象は、変質作用を受けた海洋底玄武岩やオフィオライトに典型的にみられる (O'Nions *et al.*, 1978; Jacobsen and Wasserburg, 1979; McCulloch *et al.*, 1980 など)。図8には、O'Nions *et al.* (1978) によって測定された、変質した海洋底玄武岩のデータもプロットしてあるが、これらの試料は大きな $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化幅を有している。これは岩石と海水との反応の結果によるものと解釈されている (O'Nions *et al.*, 1978)。海水との反応によって変質した玄武岩の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比に、ほとんど変化がみられないのに対して、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が大きく変化するのは、海水中の Nd と Sr の含有量の大きな違いに起因している。Nd は現在の海水中に約 2.6 ppt しか含まれていないが (Piepgras and Wasserburg, 1980 など)、Sr は約 7.74 ppm 含まれている (Bernat *et al.*, 1972 など)。また、現在の海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は約 0.70918 で $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は約 0.5120 から 0.5126 あたりまでの大きな変化幅がある (Faure and Mensing, 2005 の表 39.1 および図 19.17)。海水の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は、海水、Ca-炭酸塩岩、マンガンノジュールなどの測定によって得られたものである。Faure and Mensing (2005) による、海水との反応による海洋底玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の変化についての定量的な検討結果は、反応に関与した海水の重量が玄武岩の重量の 10^5 倍に達するまで、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は変化しないことを示している。

16 ~ 13 Ma の地下玄武岩は、しばしばハイアロクラスタイトとして産すること、漸深海に堆積したとみられる泥岩を挟在することなどから、海底で活動したと考えられている (周藤ほか, 1997)。また、これらの玄武岩の多くは変質作用の影響を受けていて、LIL 元素の移動が顕著な岩石も存在する。さらに、15 Ma 頃の海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.7085 以上の高い値を示している (Burke *et al.*, 1982)。また、現在の海水の Sm は 0.55 ppt であるが (Faure and Mensing, 2005)、この値と現在の海水の Nd (2.6 ppt) および Nd 同位体比から計算される、15 Ma の海水の Nd 同位体比は現在の値とほとんど違いはみられない。このような事実から、16 ~ 13 Ma の地下玄武岩にみられる SrI の大きな変動は、海水による変質作用の結果によるものと考えられる。今回、新たに測定した、基礎試錐「新潟平野」の地下玄武岩の一部も、同時代の地表の新鮮な玄武岩よりも SrI が高い値を示している (図8)、この玄武岩も海水の影響を被っているものと考えられる。16 Ma 以前の玄武岩も著しい変質作用を受けているので、これらの岩石にみられる SrI の大きな変動も、海水による反応の影響を受けたものと考えられる。

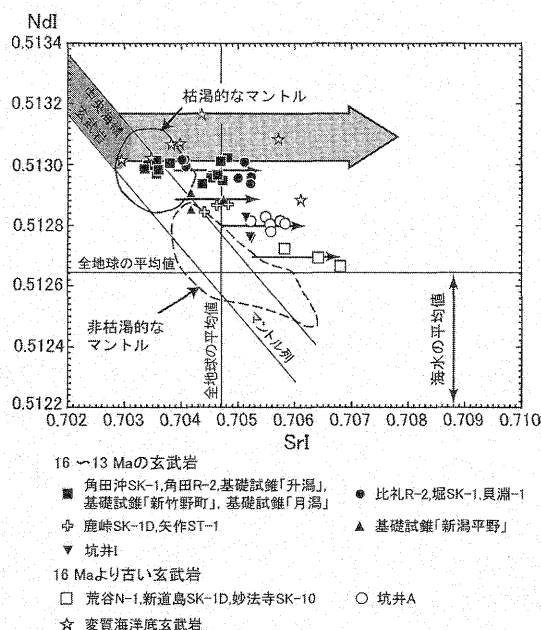


図8 新潟油・ガス田における16坑井の玄武岩のSrI-NdI関係

基礎試錐「新潟平野」と坑井A, Iのデータ; 本研究 (表3)、その他の坑井のデータ; 周藤ほか (1997)、変質海洋底玄武岩; O'Nions *et al.* (1978)、海水の平均値; Faure and Mensing (2005) および Burke *et al.* (1982) に基づく。乾燥的なマントルと非乾燥的なマントルの領域、全地球の平均値、マントル列、中央海嶺玄武岩は、それぞれ図3と同一。矢印は海水との反応によるSr同位体比の増大方向を示す。

16 Ma 以前の地下玄武岩が海水による変質作用を受ける前に有していた SrI は、東北日本背弧側の地表に分布する、約 15 Ma よりも古い玄武岩のうち比較的 SrI に乏しい玄武岩の SrI (0.7040 ~ 0.7050) と類似のものであったと推定される (図 8)。また、海水による変質作用を受ける前の、16 Ma 以降の地下玄武岩は、東北日本背弧側の地表に分布する、約 15 Ma よりも若い玄武岩と同程度の SrI を有していたと推定される。新潟地域のもものでは、佐渡島小木地域、間瀬～角田山地域、護摩堂山地域などの玄武岩がこれに相当する (Shuto *et al.*, 2006)。

以上の検討から 16 Ma よりも古い地下玄武岩は、その形成時において東北日本背弧側の地表に露出する、ほぼ同時代 (約 15 Ma よりも古い) の玄武岩と類似の SrI と NdI をもっていたと推定されるので、上述の東北日本背弧側の玄武岩質マグマの生成モデルを考慮すると、これらの玄武岩は、非枯渇的なリソスフェア性マントルから生成された可能性が高いといえるだろう。一方、16 Ma 以降の地下玄武岩はその形成時において、東北日本背弧側の地表に露出する、約 15 Ma よりも若い玄武岩と類似の SrI と NdI をもっていたと考えられるので、これらの玄武岩は、枯渇的なアセノスフェア性マントルに由来した可能性が高いといえるだろう。西蒲原周辺の坑井 I (図 7) の玄武岩質安山岩は、他の 16 Ma 以降の玄武岩と異なり、16 Ma よりも古い玄武岩に類似した SrI と NdI を有している (図 8)、16 Ma 以降においても、少量ではあるが、リソスフェア性マントルから玄武岩質マグマが生成された可能性がある。

5.2 中性～フェルシック火山岩の Sr と Nd 同位体比

本研究で Sr と Nd 同位体比を測定した地下試料の多くは、安山岩、デイサイト、流紋岩などの中性～フェルシック火山岩で、これらは、いずれも 16 Ma 以前に形成されたと推定されるものである。これらの火山岩の SrI と NdI の関係を図 9 に示した。この図には、これらの火山岩と同時代に形成されたと考えられる、坑井 A の玄武岩～玄武岩質安山岩のデータも同時にプロットした。

検討した坑井は、南部の南長岡～高梨周辺 (長岡、出雲崎周辺を含む) と北部の北蒲原周辺のものに大きく分けられる (図 7)。まず、南長岡～高梨周辺の地下火山岩の同位体的特徴を検討してみる。SiO₂ 含有量に基づく火山岩の岩型区分からは、各坑井の火山岩は次のような岩石からなる (表 3)。坑井 B; 安山岩, デイサイト, 流紋岩の 4 試料, 坑井 C; 安山岩 5 試料, 坑井 D; デイサイト, 流紋岩の 4 試料, 坑井 E; デイサイト, 流紋岩の 5 試料, 坑井 F; 安山岩 4 試料, 坑井 G; 安山岩 2 試料。これらの 24 試料のうち坑井 E の流紋岩 2 試料を除く 22 試料は、0.51275 前後の類似した NdI をもっているが、SrI には大きな変化幅が認められる (図 9)。これらの坑井の中で、長岡周辺に位置する坑井 G の安山岩は、坑井 A の玄武岩～玄武岩質安山岩に似た SrI (0.70554 および 0.70575) をもっているが、互いに近接した位置に存在する坑井 B, C, D, E, F の 5 坑井の安山岩, デイサイト, 流紋岩の SrI はこれよりも高い値で、全体としては 0.7063 ~ 0.7085 の範囲内にあ

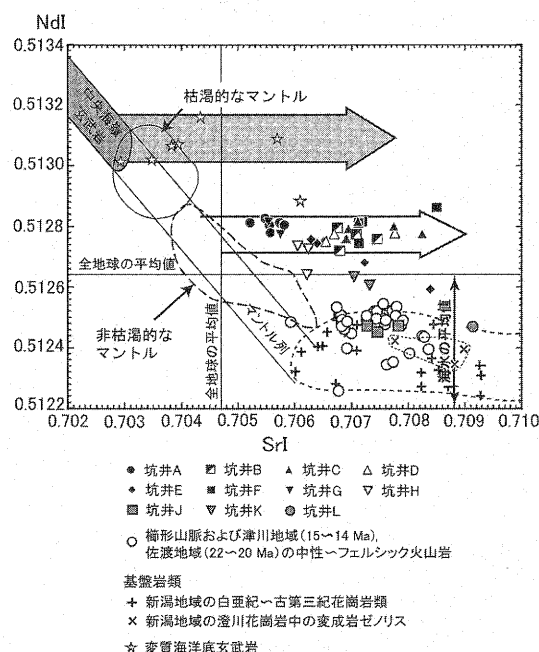


図 9 新潟油・ガス田南部における 16 Ma 以前に形成された 11 坑井の火山岩の SrI-NdI 関係

坑井 A の岩石 (玄武岩および玄武岩質安山岩) 以外は全て中性～フェルシック火山岩。矢印は図 8 と同一。データ: フェルシック火山岩 (Shuto *et al.*, 2006), 白亜紀～古第三紀花崗岩類 (組成範囲を細い波線で示す) (Rezanov *et al.*, 1999), 澁川花崗岩中の変成岩ゼノリス (組成範囲を細い点線で示す) (志村ほか, 2002)。海水の平均値は図 8 と同一。枯渇的なマントルと非枯渇的なマントルの領域, 全地球の平均値, マントル列, 中央海嶺玄武岩は、それぞれ図 3 と同一。

る。各坑井の岩石の SrI の変化幅は、坑井 B が 0.70675 ~ 0.70746, 坑井 C が 0.70691 ~ 0.70825, 坑井 D が 0.70657 ~ 0.70777, 坑井 E が 0.70629 ~ 0.70839, 坑井 F が 0.70712 ~ 0.70851 である (表 4)。このように、各坑井の中性～フェルシック火山岩は、いずれも SrI の大きな変化幅を有しているといえよう。

中性～フェルシックマグマが、上部マントルのカンラン岩の部分溶融によって直接的に生成されたと考えられない。中性～フェルシック火山岩と坑井 A の玄武岩の NdI の類似性からすると、両者の間に成因的関係があるものと推定される。坑井 A の玄武岩～玄武岩質安山岩などの 6 試料, 坑井 B, C, D, E, F, G の安山岩, デイサイト, 流紋岩 22 試料, および出雲崎周辺の坑井 H の安山岩 2 試料 (これらも 5 坑井の中性～フェルシック火山岩と似た NdI を有する; 図 9) についての、SiO₂ と SrI および NdI との関係を図 10 に示した。これらの岩石においては、SiO₂ が約 51% から約 77% まで変化するが、NdI は 0.51275 前後のほぼ一定の値を示す (図 10-A)。坑井 A の玄武岩を形成した玄武岩質マグマ (図 8, 10 から ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr は 0.7040 ~ 0.7050 程度であったと推定される) の結晶分化作用によって形成された岩石の SrI は、NdI と同様に玄武岩質マグマのそれと同一のものであることが期待されるが、これらの 30 試料は、このような一定値よりも SrI の高い側にシフトしている (図 10-B)。以上の事実は、これらの玄武

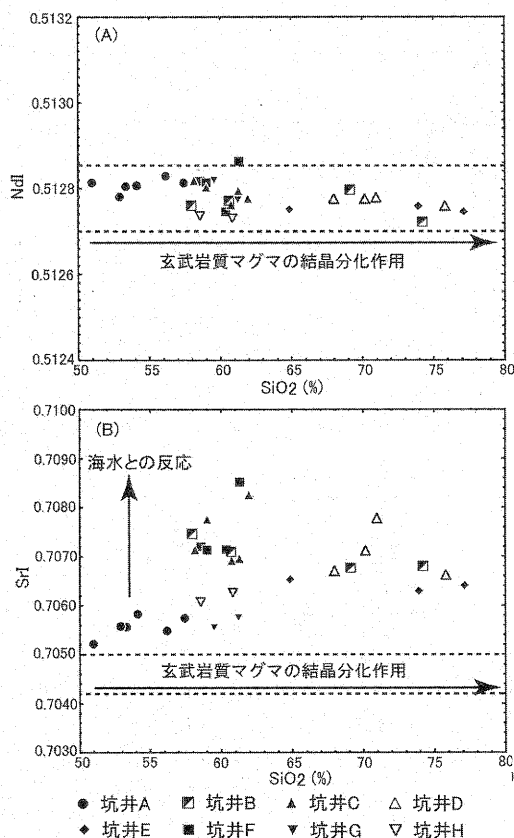


図10 南長岡～高梨周辺、長岡周辺および出雲崎周辺の8坑井火山岩の SiO_2 とNdIおよびSrIの関係
(A) SiO_2 -NdI関係； SiO_2 量に関わらずほぼ一定のNdIを示す(玄武岩質マグマの結晶分化作用を示唆している)。
(B) SiO_2 -SrI関係；SrIには大きな変動が認められる(岩石形成後に海水の影響によってSr同位体比が増大したことを示唆している)。

岩～玄武岩質安山岩と中性～フェルシック火山岩が、同位体組成的に同一の玄武岩質マグマからの結晶分化作用で形成された後に、海水の影響を受けたことを示唆している。坑井A、Gの火山岩に比較して、坑井B、C、D、E、Fの5坑井の火山岩の方が海水との反応の影響を強く受けたものと考えられる(図10-B)。出雲崎周辺の坑井Hの安山岩3試料も海水の影響を受けたと考えられるが(図9)、NdIの低い1試料と坑井EのNdIの低い流紋岩2試料は、地殻物質の同化作用の影響も受けている可能性がある。

次に北蒲原周辺の3坑井(坑井J、K、L)の流紋岩についてみてみよう。坑井Jと坑井Lの流紋岩4試料は、上述の南長岡～高梨周辺の中性～フェルシック火山岩よりもNdIに乏しいことで特徴づけられることから(図9)、両地域のフェルシック火山岩は起源を異にしている可能性が高い。これら2坑井の流紋岩は、佐渡島の前期中新世の大野川層、三瀬層、豊岡層、真更川層中の安山岩、デイサイト、流紋岩や、櫛形山脈周辺や津川地域に産する中期中新世の流紋岩などに類似したSrIとNdIをもっている(図9)。これらの地表に産する中性～フェルシック火山岩は、東北日本背弧側の15Maよりも古い玄武岩よりも、さらに高いSrIと低いNdIをもっていることから、両者の起源物質は異なるものであり、中性～フェルシック火山岩を形成し

たマグマは下部地殻物質から生じたものであることが論じられている(Shuto *et al.*, 2006)。これら2坑井の流紋岩も、地表の中性～フェルシック火山岩と共通の起源をもつものと考えられる。坑井Kの流紋岩2試料は、坑井JおよびLの流紋岩よりも、やや高いNdIをもっているが、これら3坑井の流紋岩は、主成分元素組成(SiO_2 含有量)および微量元素組成(Rb/Sr比, Sm/Nd比)の点で類似性が強いので(表4)、坑井Kの流紋岩も下部地殻に由来するマグマから形成されたものと考えられる。

6. まとめ

本研究結果は、以下のように要約される。

1. 東北日本海溝側の23産地から採取した、前期中新世～鮮新世(22～2Ma)の玄武岩69試料のSr同位体比と42試料のNd同位体比を測定した。これらの玄武岩のSrIとNdIの組成幅(SrI=0.7040～0.7060, NdI=0.51260～0.51284)は、背弧側の15Maより古い玄武岩のSrIとNdIの組成幅に類似している。背弧側では約15Maあたりを境に、玄武岩の同位体比は高いSrIと低いNdIから、低いSrIと高いNdIへ急激な変化を示すが、このような現象は海溝側の玄武岩にはみられない。すなわち、海溝側の広い範囲において、前期中新世以降、高いSr同位体比と低いNd同位体比で特徴づけられるマントル物質(大陸性リソスフェア)から、玄武岩質マグマが継続的に生成されたことを示唆している。第四紀では、15Ma以降の背弧側の玄武岩に類似した、低いSr同位体比と高いNd同位体比をもつ玄武岩質マグマが、海溝側の主に最北部で活動している。このことは、背弧側において15Ma頃にピークに達したアセノスフェア性マントル(背弧側の15Ma以降の玄武岩の起源マントル)の昇昇が、東北日本最北部においては、海溝側まで及んだ可能性があることを示唆している。
2. 新潟油・ガス田地域の中新世の地下玄武岩は変質作用の影響を受けているが、これらのSrとNd同位体比を検討した結果、16Ma以前とそれ以降の玄武岩は異なるNdIをもつことが明らかとなった。すなわち、16Ma以前のもは、東北日本背弧側の地表に分布する、ほぼ同時代の新鮮な玄武岩に類似した低いNdIをもつものに対して、16Ma以降のもの多くは、地表のほぼ同時代の新鮮な玄武岩に類似した高いNdIをもつ。しかし、SrI-NdI図において、これらの地下玄武岩の多くは、地表玄武岩よりもSrIの高い側にプロットされる。これは、地下玄武岩のSr同位体比が、海水との反応によって、本来の値から増大したことを示唆している。
3. 南長岡～高梨周辺、長岡周辺、出雲崎周辺の8坑井(坑井A～H)の16Ma以前の玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩、デイサイト、流紋岩の30試料は、0.51275前後の類似のNdIをもつが、SrIは0.70521から0.70851まで大きく変化する。これは、より初生的な玄武岩質

マグマから結晶分化作用によって形成されたこれらの火山岩類が、後に海水との反応の影響を受けたことを強く示唆している。

4. 北蒲原周辺の3坑井の流紋岩は、上記8坑井の中性〜フェルシック火山岩よりも著しく高いSrIと低いNdIを示す。これらの流紋岩は、櫛形山脈周辺や津川地域の地表にみられる中新世の地表の流紋岩と同様に下部地殻起源とみなされる。

謝 辞

本研究では、基礎試錐「新潟平野」の玄武岩以外は、帝国石油㈱が掘削した12坑井の火山岩試料を使用した。試料の選定にあたり、帝国石油㈱開発部の諸氏には多大なご協力をいただいた。同開発部の加藤 明氏には原稿を読んでいただき貴重なご意見を賜った。また、帝国石油㈱は、本研究の遂行に必要な研究費を助成され、研究結果の公表を快く承諾された。以上の帝国石油㈱の本研究に対するご支援とご理解に対して深謝申し上げる。基礎試錐「新潟平野」の玄武岩試料のデータの公表を許可していただいた独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構にも感謝申し上げます。海溝側火山岩の約半数のSr, Nd同位体比の測定は、岡山大学地球内部研究センター（現岡山大学地球物質科学研究センター）のMAT261を使用して行った。測定にあたり多大なご指導、ご支援をいただいた、加々美寛雄氏に厚くお礼申し上げます。図表の作成にご協力いただいた高梨幸志郎氏にも感謝申し上げます。本論文の編集を担当された生路幸生氏と匿名の査読者2氏からは、原稿の改善に対する有益なご指摘をいただいた。これらの諸氏にも深謝申し上げます。

引 用 文 献

- 安斎憲夫・板谷徹丸, 1990: 岩手県川尻地域中期中新世火山岩類のK-Ar年代と岩石学的特徴. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p.408.
- Bernat, M., Church, T. and Allegre, C.J., 1972: Barium and strontium concentrations in Pacific and Mediterranean seawater profiles by direct isotope dilution mass spectrometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, 75–80.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.B. and Otto, J.B., 1982: Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, 516–519.
- Dickin, A.P., 1995: Isotope geochemistry of oceanic volcanics. *Radiogenic Isotope Geology*, 133–172, Cambridge Univ. Press.
- Faure, G. and Mensing, T.M., 2005: *Isotopes: principles and applications (Third edition.)*, 897p, John Wiley and Sons.
- 深瀬雅幸・周藤賢治, 2000: 男鹿半島, 漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学. 地質雑, **106**, 280–298.
- Gust, D.A., Arculus, R.J. and Kersting, A.B., 1997: Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *Canadian Mineral.*, **35**, 347–365.
- 石井武政・柳沢幸夫, 1984: 旧北上川沿いに分布する追戸層の地質年代について. 地調月報, **35**, 623–635.
- Jacobsen, S.B. and Wasserburg, G.J., 1979: Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of midocean ridge basalts. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 7429–7445.
- 加々美寛雄, 2005: 本州弧に分布する白亜紀〜古第三紀花崗岩の活動と起源物質. 地質雑, **111**, 441–457.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1987: Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm, and Nd concentrations of standard samples. *Technical Report of ISEI. Okayama University, Ser.B*, no.4, 1–16.
- Kersting, A.B., Arculus, R.J. and Gust, D. A., 1996: Lithospheric contribution to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. *Science*, **272**, 1464–1468.
- Kimura, J. and Yoshida, T., 2006: Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Jour. Petrol.*, **47**, 2185–2232.
- 木村勝弘, 1986: 層位関係と放射年代からみた男鹿, 秋田と本荘・湯沢地域の中・下部第三系の年代層位区分. 北村信教授記念地質学論文集, 167–173.
- 小林昭二・猪俣桂次, 1986: 会津・博士山火山岩層のK-Ar年代. 地球科学, **40**, 453–454.
- Kondo, H., Shuto, K. and Fukase, M., 2000: An AFC (assimilation and fractional crystallization) as the petrogenesis of andesites from the Pliocene Myojin-iwa Formation, the back-arc side of the Northeast Japan: combined major-and trace-element and Sr-Nd isotope constraints. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 426–441.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教, 1990: 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 155p.
- 倉沢 一・今田 正, 1986: 東北日本第三紀火山岩類のストロンチウム同位体比—日本海拡大との関連—. 地質雑, **92**, 205–217.
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J. and Taylor, H.P. Jr., 1980: A neodymium, strontium, and oxygen isotopic study of the Cretaceous Samail Ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 201–211.
- Miyashiro, A., 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, **83**, 249–281.
- Miyazaki, T. and Shuto, K., 1998: Sr and Nd isotope ratios of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. Jour.*, **32**, 345–350.
- 中嶋聖子・周藤賢治・加々美寛雄・大木淳一・板谷徹丸, 1995: 東北日本弧, 後期中新世〜鮮新世火山岩の島弧横断方向における化学組成及び同位体組成変化. 地質学論集, no.44, 197–226.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Masuda, T. and Ishizaka, K., 1988: Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from Northeast Japan. *Chem. Geol.*, **68**, 317–327.
- O'Nions, R.K., Carter, S.R., Cohen, R.S., Evensen, N.M. and Hamilton, P.J., 1978: Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature*, **273**, 435–438.
- O'Nions, R.K., Carter, S.R., Evensen, N.M. and Hamilton, P.J.,

- 1979 : Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **7**, 11–38.
- Ohki, J., Shuto, K. and Kagami, H., 1994 : Middle Miocene bimodal volcanism by asthenospheric upwelling : Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochem. Jour.*, **28**, 473–487.
- Ohki, J., Watanabe, N., Shuto, K. and Itaya, T., 1993 : Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc. *The Island Arc*, **2**, 87–93.
- Piegras, D.J. and Wasserburg, G.J., 1980 : Neodymium isotopic variations in seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 128–138.
- Rezanov, A.I., Shuto, K., Iizumi, S. and Shimura, T., 1999 : Sr and Nd isotopic and geochemical characteristics of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks in the Niigata area, the northernmost part of the Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 53, 269–286.
- 佐藤 暢・熊谷英憲・根尾夏紀・中村謙太郎, 2008 : 中央海嶺玄武岩の化学組成の多様性とその成因. 地学雑誌, **117**, 124–145.
- Sato, M., Shuto, K. and Yagi, M., 2007 : Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basaltic magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc. *Lithos*, **96**, 453–474.
- 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. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 8051–8064.
- 志村俊昭・加々島慎一・高橋 浩, 2002 : 羽越地域の花崗岩質地殻の形成と変形. 日本地質学会 109 年学術大会見学旅行案内書第 4 班 (羽越), 65–86.
- Shuto, K., Hirahara, Y., Ishimoto, H., Aoki, A., Jinbo, A. and Goto, Y., 2004 : Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan : comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **134**, 57–75.
- 周藤賢治・一ノ瀬丁己・滝本俊明, 1986 : 福島県東部野手上山高マグネシア玄武岩. 岩鉱, **81**, 312–323.
- 周藤賢治・猪俣恵理, 1992 : 北阿武隈地域に産する中中新世アイスラングナイト様デイサイト. 新潟大学・理・地鉱研究報告, no.7, 103–110.
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M. and Rezanov, A.I., 2006 : Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan : Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, **86**, 1–33.
- 周藤賢治・加藤 進・大木淳一・加々美寛雄・荒戸裕之・アンドレイ レザノフ, 1997 : 新潟油・ガス田地域における中新世バイモダル火山活動—背弧海盆拡大との関連—. 石技誌, **62**, 45–58.
- 周藤賢治・牧野敦史・板谷徹丸・八島隆一, 1992 : 北上市東方に産する稲庭火山岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 岩鉱, **87**, 20–34.
- Shuto, K., Ohki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., Anzai, N. and Itaya, T., 1993 : The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineral. Petrol.*, **49**, 71–90.
- 周藤賢治・八島隆一, 1985 : 茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩. 岩鉱, **80**, 398–405.
- 周藤賢治・八島隆一・滝本俊明, 1985 : 福島県東北部・霊山地域の未分化カンラン石ソレアイト. 岩鉱, **80**, 55–72.
- 高橋正樹・野口高明・田切美智雄, 1995 : 希土類元素からみた東北日本中新世アイスラングナイトの成因. 地質学論集, no.44, 65–74.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1997 : 蛍光 X 線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, **28**, 25–37.
- 滝本俊明, 1986 : 下北半島東部の中新世火山岩類—特に未分化ソレアイトについて—. 岩鉱, **81**, 93–104.
- Takimoto, T. and Shuto, K., 1994 : Petrology of Middle Miocene volcanic rocks from the Tomari area in the Shimokita Peninsula, Northeast Japan arc. *Sci. Rep. Niigata Univ., Ser. E (Geology and Mineralogy)*, no.9, 25–88.
- Tatsumi, Y., Nohda, S. and Ishizaka, K., 1988 : Secular variation of magma source compositions beneath the Northeast Japan arc. *Chem. Geol.*, **68**, 309–316.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992 : 日本の石油・天然ガス資源 (改訂版). 519p.
- Ujike, O. and Tsuchiya, N., 1993 : Geochemistry of Miocene basaltic rocks temporally straddling the rifting of lithosphere at the Akita-Yamagata area, northeast Japan. *Chem. Geol.*, **104**, 61–74.
- 白田雅郎・岡本金一, 1986 : 秋田県南部における新第三紀火山岩類の K-Ar 年代と新第三系の対比. 北村信教授記念地質学論文集, 595–608.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂, 1989 : 東北日本新第三紀火山岩の K-Ar 年代—その 1. 宮城県仙台地域三滝層および高館層—. 地質雑誌, **95**, 865–872.
- Watanabe, N., Takimoto, T., Shuto, K. and Itaya, T., 1993 : K-Ar ages of the Miocene volcanic rocks from the Tomari area in the Shimokita Peninsula, Northeast Japan. *Jour. Min. Pet. Econ. Geol.*, **88**, 352–368.
- 山元孝広, 1996 : 東北日本, 霊山地域の中新世火山岩の層序と噴火様式. 地質雑誌, **102**, 730–750.
- 山元正継・安井光郎・石川泰己, 2008 : 東北日本弧, 稲庭岳地域の火山岩の Sr, Nd, Pb 同位体組成. 岩石鉱物科学, **37**, 15–25.
- 八島隆一, 1990 : 東北日本弧における鮮新世火山岩の K-Ar 年代 : 阿闍羅山安山岩, 青ノ木森安山岩, セツ森デイサイト, 笹森山安山岩. 地球科学, **44**, 150–153.
- 安井光大・山元正継, 2000 : 東北日本弧, 稲庭岳地域の火山層序と K-Ar 年代—著しく K₂O に乏しいマグマの活動時期—. 岩石鉱物科学, **29**, 74–84.