

論 文

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—*

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*****

(Received September 5, 1996; accepted November 27, 1996)

Miocene bimodal volcanism in the Niigata oil and gas fields, northeast Japan
—With special reference to the spreading of the back-arc basin—

Kenji Shuto, Susumu Kato, Jun'ichi Ohki, Hiroo Kagami,
Hiroyuki Arato and Andrey I. Rezanov

Abstract: The underground volcanic activity before middle Miocene in the Niigata oil and gas fields are divided into three periods; late Oligocene (27–23 Ma), early Miocene (19–16 Ma) and middle Miocene (16–13 Ma).

These volcanism might have taken place in close association with multiple formations of NS-trending grabens. The rifting of the Japan Sea might have caused the formation of the first stage graben of late Oligocene to early Miocene. During the spreading of the Japan Sea, the second stage graben has been formed in submarine environments. Within this submarine deep graben, middle Miocene basaltic and rhyolitic rocks were extensively accumulated and they have been buried in the level deeper than 5,000–6,000 m since middle Miocene.

The deep seated early to middle Miocene basalts can be divided into three different groups based on initial Sr isotopic ratios (Sri) and ϵ Nd values. Sri and ϵ Nd values expected for unaltered samples of each group are as follows; Sri=0.7032–0.7033 and ϵ Nd=+6~+8 for group I, Sri=0.7038–0.7040 and ϵ Nd=+4~+5 for group II, Sri=0.7045–0.7050 and ϵ Nd=0~+2 for group III. Middle Miocene rhyolites from the Tsugawa and Tadami areas show significantly higher Sri ratios (0.7055–0.7080) and lower ϵ Nd values (–8~0) than the basaltic rocks.

Basaltic magmas of group III are considered to have formed from the sub-island arc lithospheric mantle with an undepleted isotope signature, while those of groups I and II are from the hot mantle with a depleted isotope signature, upwelling from the asthenosphere to the sub-island arc lithospheric mantle during the spreading of the Japan Sea. Genesis of rhyolitic rocks from the underground and surface outcrops in the Tsugawa and Tadami areas may be ascribed to the partial melting of the lower crust.

Key words: Niigata oil and gas fields, bimodal volcanism, early to middle Miocene, graben, Sr and Nd isotope, sub-island arc mantle, asthenosphere, upwelling, lower crust, the spreading of the Japan Sea

* 平成 8 年 6 月 5 日, 平成 8 年度石油技術協会春季講演会地質・探鉱部門シンポジウム「石油地質学に対する基礎試錐の貢献」における講演

This paper was presented at the 1996 JAPT Geology and Exploration Symposium entitled "MITI Exploratory Drilling Program—Their contribution to new exploration technology" held in Akita, Japan, June 5, 1996.

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

*** 石油資源開発(株) Japan Petroleum Exploration Co., Ltd.

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

***** 岡山大学固体地球研究センター Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University

***** 帝国石油技術研究所 Technical Research Center, Teikoku Oil Co., Ltd.

***** 新潟大学大学院自然科学研究科 Graduate School of Science and Technology, Niigata University

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、特に、1984年からは“深部グリーンタフの探鉱”として、5,000～6,000 mの深度に及ぶ坑井が国や企業によって掘削されてきた。これらの膨大な坑井資料は、地下地質についての重要な情報を提供している。公表されている坑井資料によれば（例えば、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992）、新潟地域の地下には前期～中期中新世に活動した酸性火山岩や玄武岩類が広い範囲にわたって発達している（以下これらを地下火山岩と呼ぶ）。

これらの火山岩の活動時代は、火山岩の主に上位に発達する泥岩（七谷層泥岩相）あるいは火山岩中に挟在される泥岩中から産出する浮遊性微化石によって、Blow (1969) のN8～N10, すなわち、16～13 Maあたりであると推定されている（佐藤ほか、1991；佐藤・佐藤、1992；加藤ほか、1992；加藤・片平、1993など）。また、最近になって、多数の流紋岩と酸性凝灰岩試料についてのフィッシュン・トラック年代（FT年代）が測定され、火山岩の形成年代が一層はっきりとしてきた（加藤、1994）。

筆者らは、この数年間、多数の坑井において火山岩の薄片観察を行ってきた。また、比較的新鮮な試料について、主要元素組成と微量元素組成の分析およびSr, Nd同位体比の測定を行ってきた。本論文では、これらのデータの検討と坑井資料の吟味に基づき、後期漸新世～中期中新世火山岩の特徴と空間的広がり、火山活動と背弧海盆の形成（日本海の拡大）前後のテクトニクスとの関連、玄武岩類と酸性火山岩の成因的関連などについて述べる。

2. 後期漸新世～中期中新世火山岩の特徴と空間分布

加藤（1994）は、後期漸新世～中期中新世火山岩の活動時期を27～23 Ma（後期漸新世）、19～16 Ma（前期中新世）、14 Ma（中期中新世）の3ステージに区分している。しかしながら、各坑井における火山岩の検討では、七谷層泥岩相とほぼ同時期のものと、それよりも下位のものとに区別するほうが実用的である。後者については放射年代によりさらに2つに分けられることから、本論文では、27～23 Ma（後期漸新世）をⅠ期、19～16 Ma（前期中新世）をⅡ期、16～13 Ma（中期中新世）をⅢ期とし、各期の火山岩の特徴とそれらの地下での空間的広がりについて検討することにする。

まず最初に、新潟地域の4地域（新潟平野北部、新潟

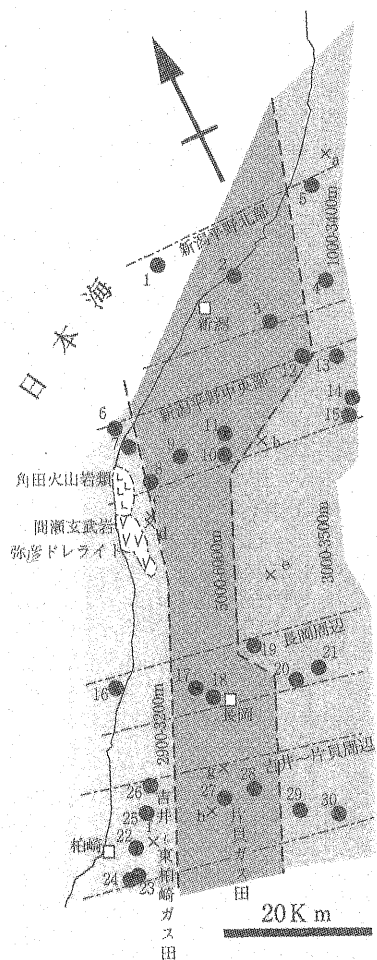


図1 新潟油・ガス田地域の坑井位置図

新潟平野北部地域；1：信濃川沖SI-1，2：東新潟MS-26，3：基礎試錐「大淵」，4：天王SK-1，5：紫雲寺SK-21，新潟平野中央部地域；6：角田沖SK-1，7：角田R-2，8：基礎試錐「新竹野町」，9：基礎試錐「升潟」，10：基礎試錐「月潟」，11：基礎試錐「新潟平野」，12：新南水原TS-1，13：七石SK-1，14：東五泉SK-1，15：南郷SK-3D，長岡周辺地域；16：出雲崎沖SK-1，17：基礎試錐「三島」，18：新西長岡-1，19：見附油田，20：比礼R-2，21：荷傾SK-1，吉井～片貝周辺地域；22：茨目-1，23：堀SK-1，24：貝淵-1，25：吉井SK-10D，26：妙法寺SK-10，27：片貝SK-16D，28：新高梨-1，29：荒谷N-1，30：新道島SK-1D。a～h：本論文に關係するその他の坑井，a：東胎内川MS-1D，b：東白根TS-1，c：矢作ST-1，d：矢作ST-2，e：鹿峠SK-1D，f：安田SK-4D，g：瑞穂-1，h：東谷-1。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1,000～3,500 mの浅所にあると推定される。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。

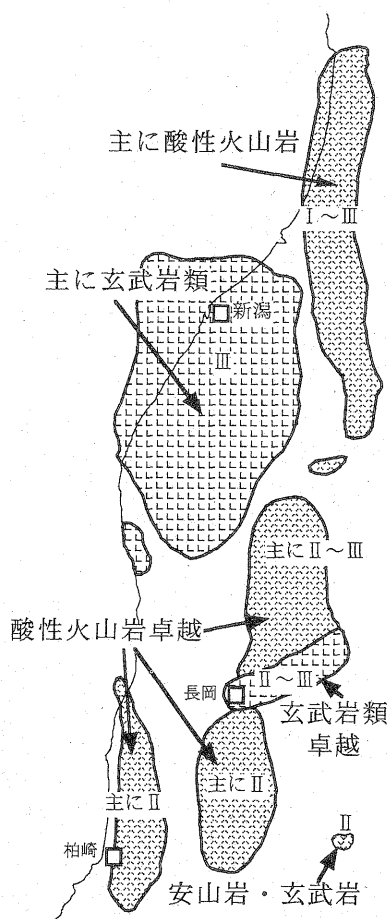


図2 新潟油・ガス田地域の地下における後期漸新世（Ⅰ期：27～23 Ma），前期中新世（Ⅱ期：19～16 Ma）および中期中新世（Ⅲ期：16～13 Ma）火山岩の分布。

平野中央部，長岡周辺，吉井～片貝周辺）に掘削された坑井において，これらの火山岩の広がりを検討してみる。4地域にはほぼ東西方向に分布する代表的な坑井の位置を図1に，新潟地域の地下火山岩の分布を図2に示す。4地域の坑井柱状を図3に示す。

2.1 新潟平野北部地域

新潟平野北部地域の5坑井（図3-A）のうち西側の3坑井（信濃川沖 SI-1，東新潟 MS-26，基礎試錐「大淵」）の地質には共通性がある。すなわち，火山岩は深度4,000 m以深に存在しており，これらは，玄武岩類（ドレライト，玄武岩質の溶岩，ハイアロクラスタイト，岩脈など）を主体としている。信濃川沖 SI-1では，玄武岩類の上位の泥岩が N9 と N10 の微化石年代を示していることから，この玄武岩類はⅢ期に形成されたものと推定される。これら3坑井の玄武岩類の岩相上の類似

性を考慮すると，東新潟 MS-26，基礎試錐「大淵」の玄武岩類もⅢ期に形成されたものであろう。

一方，東側の2つの坑井の火山岩組成は前記3坑井のものと著しく異なっている。天王 SK-1 の火山岩は，主に流紋岩類（流紋岩質溶岩と同質の凝灰岩や火山礫凝灰岩など）からなる。深度約2,200 m以深に卓越する流紋岩類から17.1 Ma の FT 年代が得られているので，これらはⅡ期に形成されたものと考えられる。流紋岩卓越部の上位には N8～N10 を指示する泥岩が発達している。紫雲寺 SK-21 では先第三系の基盤岩（ホルンフェルス）（以後，単に基盤岩と呼ぶ）の上位に600 m以上にわたって流紋岩類が発達する。深度3,051 mの流紋岩の FT 年代は14.3 Ma を示すことから，これらの流紋岩類はⅢ期のものといえよう。

東側の2坑井の流紋岩類は，西側の玄武岩よりも著しく浅い深度に出現している（図3-A）。一方，西側の3坑井では，基盤岩上限深度は5,000 mを超えると推定され，東側の2坑井よりも1,500 m以上深い。これらの坑井の周辺には基盤岩に到達している坑井が約20坑あり（加藤・片平，1993），それらの坑井では，基盤岩の上位に流紋岩類，砂礫岩，泥岩などが発達しており，基盤岩上限深度は，いずれも紫雲寺 SK-21 よりも浅い。

2.2 新潟平野中央部地域

基礎試錐「新潟平野」より西側に位置する6坑井においては，火山岩は主に玄武岩類から構成されている（図3-B）。基礎試錐「新竹野町」では1,900 m以上，基礎試錐「新潟平野」では1,300 m以上にわたって玄武岩類が発達している。西側の角田沖 SK-1，角田 R-2，基礎試錐「新竹野町」の3坑井では深部にドレライトが卓越している。これらの玄武岩類の主な活動時代は，玄武岩類に挟在される泥岩中の微化石の検討からⅢ期と考えられている（佐藤・佐藤，1992）。

一方，東側に位置する新南水原 TS-1，七石 SK-I，南郷 SK-3D，東五泉 SK-1 の4坑井の主要な火山岩は流紋岩類であるが，黒雲母-角閃石デイサイト（東五泉 SK-1），普通輝石安山岩（南郷 SK-3D）なども少量ながら認められる。新南水原 TS-1 の流紋岩からは20.4 Ma と24.4 Ma の FT 年代が，七石 SK-1 の流紋岩質凝灰岩からは23.0 Ma の FT 年代が得られているので，これらの流紋岩類はⅠ期の活動の産物であろう。17.3 Ma の FT 年代を示す東五泉 SK-1 のデイサイトはⅡ期のものであろう。東五泉 SK-1 のものと同様な岩相・岩質を示す南郷 SK-3D の流紋岩類もⅡ期のものと考えられる。

基礎試錐「新竹野町」～新南水原 TS-1 間の5坑井では，火山岩は深度約5,000 m以深に分布している（図

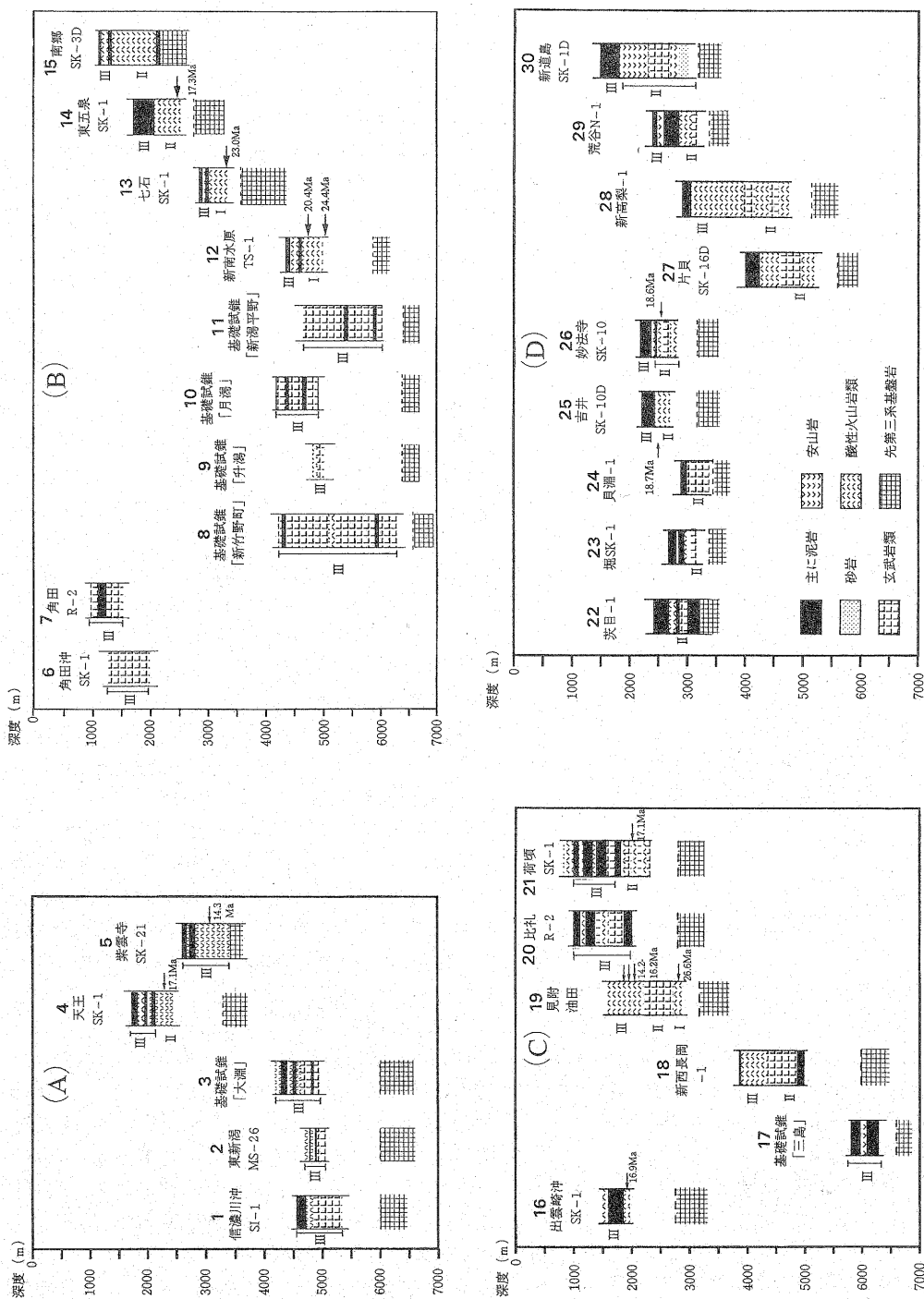


図3 新潟地域の4地域の坑井柱状図

(A)：新潟平野北部地域、(B)：新潟平野中部地域、(C)：新潟平野南部地域、(D)：新潟島地域
坑井の番号は図1の番号に対応する。寺泊層より新期の地層は除いてある。I：27～23 Ma, II：19～16 Ma, III：16～13 Ma。

3-B)。基礎試錐「新竹野町」と基礎試錐「新潟平野」では深度6,000 m にいたっても玄武岩類が分布している。これに対して、東側の七石 SK-1、南郷 SK-3D、東五泉 SK-1 では、火山岩は深度3,500 m よりも浅所に分布している。南郷 SK-3D では深度約2,200 m で基盤の花崗岩が出現しているの、これら3坑井周辺と基礎試錐「新竹野町」～新南水原 TS-1 間とは、基盤岩の上限深度に2,000 m 以上の違いがあるものとみられる(図 3-B)。最も西側の角田沖 SK-1 と角田 R-2 の玄武岩は深度2,000 m より浅所に分布しているが、これは東側に推定される高角の逆断層によって衝上したためと考えられている(例えば、小松, 1990)。

2.3 長岡周辺地域

図 3-C に6坑井の柱状図を示す。最も西側の出雲崎沖 SK-1 では、掘止付近の流紋岩質凝灰岩から16.9 Ma の FT 年代が得られているが、この凝灰岩の上位には N10 を含む泥岩が発達しており、この凝灰岩はⅢ期のものであろう。

基礎試錐「三島」では深度約5,800 m から約6,300 m まで泥岩が発達し、N8 と N10 が確認されている。これらの泥岩中には、安山岩質～デイサイト質の凝灰岩や火山礫凝灰岩の薄層が挟在されている。これらの火山岩はⅢ期のものであろう。

新西長岡-1 では火山岩が厚く発達している(深度約4,000～5,000 m)。深部は玄武岩類と流紋岩類からなり、浅部では流紋岩類が卓越する。このように、新西長岡-1 は全体として玄武岩類と流紋岩類からなるバイモダルな岩石構成で特徴づけられる。新西長岡-1 に隣接する長岡 SK-1 においても、火山岩(深度約4,150～4,650 m 間)は玄武岩類と流紋岩類からなるバイモダルな組成で特徴づけられる。火山岩の中部に挟在される泥岩から N8 と N9 が確認されているので、泥岩の下位の火山岩はⅡ期のもので、上位の火山岩はⅢ期のものの可能性がある。これらのことを考慮すると、新西長岡-1 の下半部を占める火山岩はⅡ期の産物で、上半部の火山岩はⅢ期の産物であると考えられる。

見附油田より東方に位置する坑井においては、火山岩は深度3,000 m よりも浅所に存在する(図 3-C)。見附油田では、約600 m の厚さの玄武岩類を挟んで上位と下位に流紋岩類が存在する。下位の無斑晶質流紋岩の FT 年代は26.6 Ma ? であり、上位の流紋岩(黒雲母含有流紋岩と斜長石流紋岩)3試料の FT 年代は16.2 Ma～14.2 Ma である。これらの FT 年代からすると、下位の流紋岩類はⅠ期に形成され、玄武岩類と上位の流紋岩類はⅡ期～Ⅲ期に形成されたものとみられる。

比礼 R-2 においては、火山岩は見附油田よりもさら

に浅所(深度約1,000～2,000 m)に分布し、深度約1,600 m 以深のものはドレライトである。浅部の火山岩は流紋岩と同質の火砕岩を主とし、一部には玄武岩質溶岩が存在する。これら浅部の流紋岩類と玄武岩質溶岩は N9 と N10 の泥岩中に挟在されていることから、その活動時代はⅢ期とみられる。深部のドレライトもⅢ期の活動の産物である。

荷傾 SK-1 も比礼 R-2 と同様に、比較的浅所(深度約850～2,300 m)に火山岩が分布する(図 3-C)。このうち、浅部には、玄武岩類や流紋岩類などを挟在する泥岩卓越部があり、N8～N10 が確認されている。したがって、これらの火山岩はⅢ期のものであろう。泥岩卓越部より深部には、主として流紋岩類とドレライトが発達するが、2,000 m より深部は主にドレライトで占められる。深度2,018 m の流紋岩質凝灰岩から17.1 Ma の FT 年代が得られており、これらの流紋岩とドレライトはⅡ期の産物とみなされる。以上のように、荷傾 SK-1 の火山岩は、Ⅱ期からⅢ期をととして玄武岩類と流紋岩類からなるバイモダルな組成で特徴づけられるといえよう。

火山岩の分布深度からすると、基礎試錐「三島」や新西長岡-1 周辺地域では、基盤岩の上限深度は5,000～6,000 m 以深にあるのに対して、これらの地域より西側の日本海沿岸と東側では、深度3,000 m 付近に基盤岩の上限があるものと推定される(図 3-C)。

2.4 吉井～片貝周辺地域

図 3-D に吉井～片貝周辺地域の9坑の坑井柱状図を示した。このうち、茨目-1、堀 SK-1、貝淵-1、吉井 SK-10D、妙法寺 SK-10 の各坑井は吉井～東柏崎ガス田周辺のもので、荒谷 N-1 と新道島 SK-1D は片貝ガス田の東方に位置している(図 1)。

茨目-1 では、基盤の直上に泥岩が分布し、その上位を単斜輝石ドレライトと流紋岩質火砕岩が占め、さらにその上位には泥岩が重なっている。全体で約400 m の厚さである。

堀 SK-1 では、深部にドレライトと流紋岩質火砕岩が分布し、浅部には主に N8～N9 を示す泥岩が分布することから、深部の火山岩はⅡ期の産物と考えられる。

貝淵-1 においても、火山岩はドレライトと流紋岩からなる。貝淵-1 と堀 SK-1 は互いに近接した位置にあり(図 1)、しかも両坑井のドレライトは似た深度(約3,100～3,200 m)に出現しているので、同時期に形成された可能性がある。

吉井 SK-10D の火山岩は流紋岩類からなるが、上位に発達する斜長石流紋岩は18.7 Ma の FT 年代を示すことから、本坑井の流紋岩はⅡ期の産物である。

妙法寺 SK-10 の火山岩はドレライトと流紋岩類からなる。これらの火山岩の上位には N9 と N10 を示す泥岩が発達する。流紋岩質の火山礫凝灰岩から 18.6 Ma の FT 年代が得られており、本坑井の火山岩は、吉井 SK-10D と同様にⅡ期の産物とみなされる。

片貝 SK-16D の火山岩は、深度約 4,200～5,200 m 間の 1,000 m にわたって発達している。それらは流紋岩類と玄武岩類を主体とするが、一部に粗面安山岩も見られる。片貝ガス田の火山岩の活動時代は、吉井～東柏崎ガス田の火山岩の活動時期よりも少し若いと考えられている（加藤ほか、1992）が、Ⅱ期と推定される。

新高梨-1 では、火山岩は深度約 3,200～4,700 m 以深に分布し、約 4,000 m 以深では流紋岩類と玄武岩類からなるが、約 4,000 m よりも浅部では流紋岩類だけが分布している。本坑井の火山岩の活動時代はⅡ期～Ⅲ期のものと考えられる（加藤ほか、1992）。

荒谷 N-1 の火山岩は深度約 2,500～3,200 m に分布し、流紋岩が卓越するが掘止付近では玄武岩質溶岩を産する。これらの火山岩の上位には N8～N10 を指示する泥岩が分布する。したがって、本坑井の火山岩はⅡ期に活動したものと考えられる。

新道島 SK-1D では、玄武岩類と安山岩などからなる火山岩が 1,000 m 以上にわたって発達している。これらの火山岩の下位には砂岩が分布する。また、火山岩の上位には N8 と N9 を指示する泥岩が見られる。火山岩の岩石構成からして、新道島 SK-1D の火山岩は地表に露出する城内層群（Ⅱ期の産物）に対比されるものと考えられている（加藤ほか、1992）。

吉井～東柏崎ガス田の 6 坑井では、火山岩は深度約 3,300 m よりも浅所に分布している。茨目-1 では深度 3,215 m 付近から輝石岩、蛇紋岩、ホルンフェルスなどの基盤岩が出現している。吉井～東柏崎ガス田の他の坑井、例えば、吉井 SK-4 では深度 3,109 m から基盤の花崗岩が分布し、南安田 SK-2D では深度 2,875 m から蛇紋岩が出現している（加藤ほか、1992）。このような基盤岩の上限深度や火山岩の分布深度から判断すると、吉井～東柏崎ガス田周辺では基盤岩の上限は深度約 3,500 m よりも浅いと推定される。東側の荒谷 N-1 と新道島 SK-1D 周辺の基盤岩の上限は、火山岩の分布深度から推定すると、吉井～東柏崎ガス田周辺と似た深度（3,500 m 付近）にあるものと考えられる。一方、これら両地域の間位置する片貝ガス田周辺では、掘止深度が 4,500～4,800 m に達しているにもかかわらず基盤岩は出現していないので、基盤岩の上限は 5,000 m 以深にあるものと考えられる（図 3-D）。

新潟地域 の 4 地域 の坑井資料に基づき、地下における

後期漸新世～中期中新世火山岩の特徴と分布および基盤岩の分布深度について検討してきた。その他の坑井資料（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992 など）も参考にすると、基盤岩の分布上限の深度と地下火山岩の分布は図 1 と図 2 のようになる。

新潟地域の地下火山岩は、主に酸性火山岩と玄武岩類からなるが、Ⅰ期（27～23 Ma）の酸性火山岩は新潟平野の東部（北蒲原地域）と見附油田地域の限られた地域に分布している。一方、Ⅱ期（19～16 Ma）の酸性火山岩は吉井～片貝周辺に最も顕著に発達するが、長岡周辺地域や新潟平野の東部地域（北蒲原地域）にも分布している。Ⅲ期（16～13 Ma）の酸性火山岩は、長岡周辺地域や北蒲原地域に発達している。

一方、玄武岩類の活動はⅡ期～Ⅲ期にわたっている。吉井～片貝周辺地域の玄武岩類の大半はⅡ期の活動の産物である。片貝周辺地域東部にはⅡ期の玄武岩類に伴って安山岩の活動も見られる。長岡周辺においては、玄武岩類はⅡ期のものとⅢ期のものとが見られる。新潟平野北部～中央部ではⅢ期の玄武岩類が卓越しているのに対して、酸性火山岩は少量産出するにすぎない。以上のように、玄武岩類のうち、Ⅱ期のものは主に長岡周辺地域より南部に分布するのに対して、Ⅲ期の玄武岩類は新潟平野地域に集中した分布を示している（図 2）。

基盤岩の分布上限の深度は、新潟平野北部・中央部～長岡周辺では深度 5,000～6,000 m 以深にあり、これらの東西両側の地域では深度 1,000～3,500 m あたりにあるものと推定される（図 1）。

3. 火山活動とテクトニクスとの関係

新潟平野中央部の坑井柱状図（図 3-B）に基づいて作成した、この付近の東西地質断面図を図 4 に示す。北蒲原地域の 3 坑井（新南水原 TS-1、七石 SK-1、東五泉 SK-1）における基盤岩、Ⅰ期とⅡ期の酸性火山岩、七谷層泥岩相の分布深度の違いから、この付近には断裂（正断層）の存在が想定される。東五泉 SK-1 のⅡ期の酸性火山岩は陸～陸水域で形成されたものであり、周辺の坑井においては酸性火山岩のほかに、デイサイト質の火砕岩や厚い砂礫層も発達している（加藤・片平、1993）。また、これらの堆積物や上位の泥岩（Ⅲ期）は傾動する基盤岩を埋積するように堆積したものと推定されている（加藤・片平、1993）。

山形県の朝日山地周辺においては、前期中新世（Ⅱ期に相当）にはハーフグラaben が形成され、盆地内に陸成堆積物、中性～酸性火山岩などが堆積したことが明らかにされている（山路、1989）。

朝日山地周辺と北蒲原地域の基盤岩直上の堆積物の類

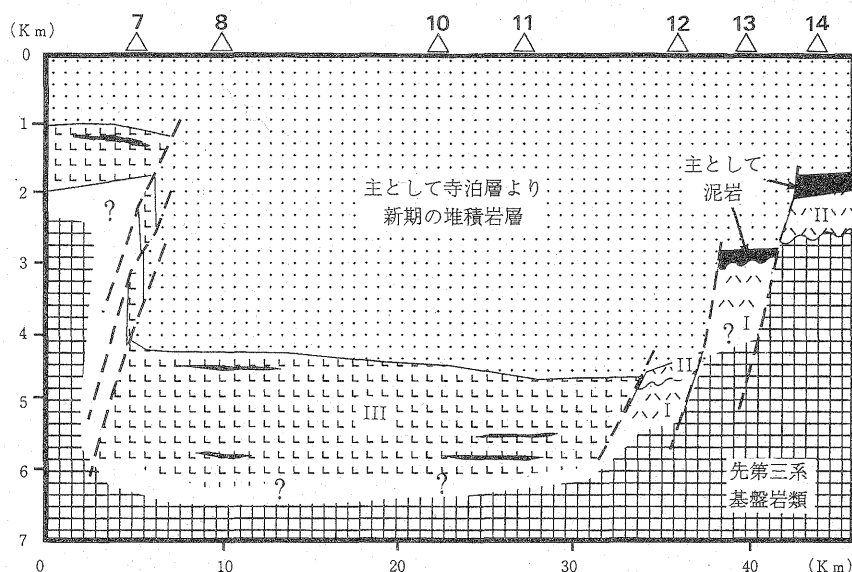


図4 新潟平野中央部の坑井柱状図から作成したこの付近の東西地質断面図

凡例は図2と同じ。坑井番号は図1の番号に対応する。

似性は、北蒲原地域に想定される断層の形成が、既にⅠ～Ⅱ期の酸性火山岩の形成時期から開始されていた可能性が強いことを示唆している。すなわち、Ⅰ～Ⅱ期の酸性火山岩はグラーベンの形成に伴って、盆地内に埋積したものと考えられる。

Ⅲ期の玄武岩類とほぼ同時期に形成された七谷層泥岩相の堆積環境は中部漸深海（水深1,000～2,500 m）であったと推定されている（加藤ほか，1992）。玄武岩類中にはこれらの泥岩がしばしば挟在されているので、玄武岩類もこのような水深を有する海底に噴出したものと考えられる。新潟平野では、玄武岩類は深度4,000 m以上の深所に存在しているので（図4）、これらの玄武岩類は形成後に2,000 m以上も深部にもたらされたことになる。このことは、Ⅲ期の玄武岩形成時あるいはその後もグラーベンは発達したことを示唆している。Ⅲ期の玄武岩類や七谷層泥岩相形成時の堆積盆地は、西方へ深くなるハーフグラーベン状の形態であったことは鈴木（1989）によっても論じられている。

Ⅰ～Ⅲ期の火山岩は、新潟地域だけでなく、山形県から秋田県にかけての日本海側に広く分布していて、火山活動とテクトニクスとの関連について議論されている（例えば佐藤，1992）。佐藤（1992）は、Ⅰ～Ⅱ期には日本海のリフティングに伴ってNS方向のハーフグラーベンが形成され、この時期の中性～酸性火山活動は、このリフティングステージのものと位置づけている。上記の朝日山地周辺のⅡ期の火山活動はリフティングステージ

の火山活動を代表するものである。Ⅲ期は日本海拡大ステージに相当する。この時期にはリフトはさらに発達し、背弧側は著しい沈降域にあり大量の玄武岩類が形成され、脊梁地域では玄武岩類と酸性岩類からなるバイモダル火山活動が起こったとされている（佐藤，1992）。

新潟地域の地下火山岩のうち、Ⅰ～Ⅱ期の火山岩はリフティングステージの火山活動によって形成されたものであり、Ⅲ期の火山岩は日本海拡大ステージの火山活動によって形成された可能性がある。新潟地域では、これらの2つのステージのリフティングが重複して起こった場所である可能性が強い。基盤岩の上限深度が比較的浅く、Ⅱ～Ⅲ期火山岩が卓越する箇所では、リフティングステージにおいて基盤に正断層が形成され、深度5,000～6,000 m以深に基盤岩の上限の深度が想定される新潟平野北部・中央部～長岡周辺では（この付近では基盤岩の直上にⅢ期の厚い玄武岩類や同時期の泥岩が分布する）、日本海拡大ステージにグラーベンの形成が進行したものと考えられる。

4. 火山岩の化学組成および Nd, Sr 同位体比

4.1 主要元素組成と微量元素組成

地下火山岩の岩石学的性質を明らかにするために、18坑井の70試料の玄武岩類と3坑井の5試料の酸性火山岩について主要元素と微量元素の含有量を測定した。

分析は新潟大学理学部に設置されている蛍光 X 線分

表1 弥彦ドレライトと新潟油・ガス田地域の地下玄武岩類(一部安山岩を含む)の化学組成

Locality	A																		B			
Sample	YA-01	YA-02	YA-03	YA-05	YA-06	YA-07	YA-08	YA-09	YA-10	YA-11	YA-12	YA-13	Y-01	Y-02	Y-03	Y-04	Y-05	Y-06	KR01	KR02	KR03	KR04
Depth(m)	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	1310	1422	1432	1444
Rock	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do
SiO ₂ (%)	48.96	46.16	46.62	46.33	47.99	49.42	48.84	48.80	47.62	48.79	48.39	49.70	48.86	46.16	46.82	47.62	48.79	52.97	52.60	51.14	50.21	51.10
TiO ₂	1.48	1.58	1.36	1.26	1.60	1.56	1.38	1.51	1.26	1.59	1.62	2.05	1.48	1.58	1.48	1.51	1.59	1.71	1.06	0.99	1.03	0.93
Al ₂ O ₃	15.25	15.06	15.71	15.58	14.99	15.21	15.65	15.37	14.56	14.61	15.06	13.58	15.25	15.06	15.71	14.56	14.61	16.05	18.28	18.72	18.44	18.77
FeO*	9.67	9.54	7.90	8.53	10.25	9.45	8.48	8.79	8.70	9.91	9.88	11.27	9.67	9.54	7.90	8.70	9.91	8.46	8.14	7.96	8.10	7.58
MnO	0.16	0.21	0.22	0.19	0.10	0.17	0.51	0.19	0.27	0.11	0.14	0.21	0.16	0.21	0.15	0.10	0.11	0.15	0.12	0.12	0.13	0.14
MgO	8.53	7.93	6.21	9.82	10.05	10.47	8.89	8.92	8.08	7.93	8.69	8.66	8.53	7.93	6.21	8.08	7.93	3.39	4.79	4.76	5.05	5.11
CaO	6.55	6.50	7.37	3.89	3.91	2.83	2.56	2.91	6.42	5.43	3.52	2.67	6.55	6.50	7.58	6.76	5.43	8.53	9.12	9.79	9.18	10.65
Na ₂ O	4.38	3.16	3.14	3.77	4.15	5.01	4.25	2.61	2.79	2.65	4.74	3.97	4.38	3.16	3.14	2.79	2.65	3.39	2.35	2.90	3.19	2.18
K ₂ O	1.09	2.35	3.00	2.61	1.70	1.40	2.02	3.13	1.95	1.84	1.32	0.22	1.09	2.35	3.00	1.95	1.84	1.36	1.06	0.99	0.92	1.00
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.19	0.15	0.19	0.16	0.21	0.20	0.19	0.20	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.65	0.25	0.28	0.29	0.27
H ₂ O(±)	3.81	7.00	7.38	7.69	5.37	5.19	6.71	6.66	7.46	6.58	6.66	6.30	3.81	7.00	7.38	7.46	6.58	5.14	2.16	2.25	3.68	2.14
Total	100.06	99.68	99.10	99.82	100.30	100.87	99.50	99.09	99.30	99.64	100.20	98.82	99.96	99.68	99.36	99.72	99.84	99.80	99.99	99.90	100.22	99.87
Ba (ppm)	306	1186	1933	884	100	604	356	491	914				248	157	238	490	2426	1890	1230	1850	2070	
Nb	6.0	5.5	6.3	6.0	4.0	5.7	7.0	6.1	5.7	6.4	6.2	6.6	5.3	4.5	5.3	8.0	2.6	21.1	9.7	6.6	4.6	7.5
Rb	22	44	54	38	25	21	41	63	38	29	21	6	12	10	25	57	3	19	16.0	17.0	18.0	20.0
Sr	222	138	159	120	201	90	39	57	158	136	97	100	76	303	215	221	202	319	4030	3750	4200	5430
Y	36	33	35	30	36	34	41	36	38	31	31	41	34	29	28	34	26	55	40.0	29.0	21.0	43.0
Zr	83	88	84	82	89	82	98	97	89	94	85	119	94	87	86	119	73	184	87.0	78.0	63.0	75.0
Locality	C																		D			
Sample	KR05	KR06	KD2-13	KD2-14	KD2-15	KD2-16	KD2-17	KD2-18	KD2-21	KD2-22	KD2-23	KO-01	YH1-01	YH1-02	YH1-03	YH1-04	YH1-08	YH1-10	YH2-04	YH2-05	MG-01	MG-02
Depth(m)	1456	1462	1259	1262	1271	1280	1291	1300	1480	1490	1499	2014	121	1449	1458	2409	270	290	291	292	488	5004
Rock	Do	Do	B	B	B	Do	B	Do	B	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	Do	B	B
SiO ₂ (%)	54.45	57.95	53.21	52.42	49.99	51.73	51.41	51.36	54.35	53.20	51.72	48.46	49.94	49.90	49.79	49.52	50.52	50.50	47.62	48.12	44.70	44.60
TiO ₂	1.94	1.63	0.99	0.99	0.89	0.94	0.91	0.93	2.10	2.15	1.94	1.02	0.98	0.94	0.98	1.15	1.16	1.18	1.11	1.29	1.20	1.23
Al ₂ O ₃	14.35	14.33	18.29	18.17	18.04	17.97	17.29	18.15	14.27	14.32	15.12	16.27	16.73	16.77	16.80	18.20	17.73	17.65	17.79	16.44	17.74	17.83
FeO*	10.95	9.81	7.72	8.36	9.03	8.31	8.39	8.35	11.17	11.95	11.23	8.73	8.66	8.76	8.82	9.09	8.24	8.80	9.18	10.03	8.70	8.86
MnO	0.18	0.16	0.06	0.07	0.1	0.1	0.11	0.11	0.19	0.19	0.17	0.14	0.13	0.13	0.12	0.15	0.31	0.20	0.20	0.25	0.21	0.20
MgO	3.61	2.87	4.65	5.08	6.12	5.21	6.36	5.51	3.17	3.81	3.81	3.35	3.16	2.85	2.79	6.83	6.08	6.32	7.65	7.79	9.59	9.57
CaO	7.25	5.87	8.82	9.00	9.76	9.45	9.71	9.88	7.16	7.53	8.62	11.60	8.53	9.73	8.93	5.46	9.15	7.68	11.51	10.76	4.01	4.53
Na ₂ O	3.05	2.48	3.02	2.78	2.63	2.63	3.12	2.65	2.99	2.72	2.69	2.13	2.18	2.04	2.14	3.72	2.88	3.35	2.19	2.21	1.74	1.75
K ₂ O	1.58	2.17	0.71	1.04	0.32	0.95	0.82	0.78	1.65	1.36	1.20	0.16	0.45	0.56	0.70	1.04	0.31	0.84	0.09	0.13	1.17	1.23
P ₂ O ₅	0.40	0.51	0.27	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.93	0.42	0.29	0.19	0.22	0.22	0.23	0.29	0.20	0.23	0.23	0.28	0.20	0.22
H ₂ O(±)	1.50	0.68	1.43	1.36	1.90	1.57	1.42	1.39	1.04	1.38	2.30	2.89	3.15	2.33	2.82	3.65	2.77	2.79	2.00	2.11	9.07	8.77
Total	99.26	99.46	99.17	99.52	99.02	99.12	99.79	99.35	99.02	99.03	99.09	99.94	99.13	99.23	99.12	99.10	99.35	99.74	99.57	99.41	98.33	98.77
Ba (ppm)	247		181	193	447	199	218	185	266	240	233	80	124	130	145	119	113	138	106	139	52	61
Nb	9.8		2.4	3.9	3.8	3.5	3.8	9.4	7.2	4.6	9.2	6.8	9.9	6.3	5.6	3.8	6.6	8.7	2.4	3.7	10.0	12.0
Rb	31		11	19	4	16	10	9	29	27	21	1	7	6	9	30	3	26	1	1	14	15
Sr	296		408	416	458	411	419	423	323	320	324	296	324	336	321	254	317	321	417	401	149	162
Y	39		29	27	25	28	28	23	48	39	29	25	31	23	33	43	29	26	21	32	24	26
Zr	109		91	81	70	79	79	80	126	101	98	81	85	79	84	84	91	92	53	70	84	87
Locality	F																		G			
Sample	TG-01	TG-02	TG-03	TG-04	TG-05	ST-01	ST-02	ST-03	ST-04	RS-01	RR01	RR02	RR03	RR04	RR05	RR06	KT-01	KB-01	KB-02	KB-04	KB-06	KB-07
Depth(m)	4208	4208	4210	4501	4501	5703	5708	5706	5703	3590	1401	1405	1409	1723	1870	1870	1802	3224	3225	3225	3226	3227
Rock	B	B	B	B	B	B	Do	Do	Do	Ba	B	B	B	Do	Do	Do	B	Do	Do	Do	Do	Do
SiO ₂ (%)	49.50	49.09	49.09	50.72	50.82	51.53	48.21	47.33	47.33	52.49	48.62	49.15	47.96	49.82	50.03	48.10	45.70	49.11	48.86	48.15	51.64	51.48
TiO ₂	1.38	1.06	1.28	0.81	0.79	1.28	1.16	0.98	1.00	1.68	0.90	0.84	0.83	0.81	1.17	0.97	1.31	0.76	0.67	0.76	0.73	0.74
Al ₂ O ₃	17.89	17.50	16.82	15.04	13.77	13.74	16.32	15.50	15.49	16.79	16.82	16.43	16.26	18.23	16.61	16.47	18.19	16.43	15.46	15.82	14.54	15.01
FeO*	7.01	8.01	8.41	7.95	6.22	8.05	8.96	8.94	8.74	9.03	10.00	9.56	9.85	7.78	8.96	9.66	9.81	6.61	6.21	6.86	6.68	6.82
MnO	0.11	0.07	0.16	0.14	0.19	0.11	0.14	0.18	0.15	0.09	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.28	0.13	0.12	0.12	0.14	0.14
MgO	8.44	9.70	9.35	8.51	7.24	7.68	7.40	8.10	8.18	5.06	8.15	8.26	7.69	6.77	7.04	8.46	12.13	9.18	9.76	10.12	10.63	10.09
CaO	7.13	6.48	8.50	5.28	9.93	9.16	7.50	7.51	7.98	6.12	10.84	11.88	11.44	11.36	10.55	10.52	3.07	10.04	11.75	10.82	7.7	7.7
Na ₂ O	3.11	2.53	2.98	2.06	2.49	2.54	3.46	3.40	3.72	2.42	1.66	1.40	2.31	1.99	2.20	2.03	2.89	3.28	2.58	2.06	4.23	4.08
K ₂ O	0.84	0.92	0.41	0.91	0.8	1.38	1.99	1.70	0.99	0.51	0.39	0.11	0.39	0.32	0.64	0.41	0.41	0.48	0.25	0.57	0.16	0.16
P ₂ O ₅	0.31	0.20	0.27	0.2	0.23	0.27	0.22	0.19	0.19	0.21	0.15	0.14										

表2 新潟油・ガス田地域の地下酸性火山岩の化学組成

	A	B	C	D	E
SiO ₂ (%)	76.23	62.54	64.68	61.71	65.20
TiO ₂	0.23	1.65	1.80	1.55	0.69
Al ₂ O ₃	13.65	14.95	12.96	13.13	13.34
FeO*	0.29	6.07	8.44	8.90	7.28
MnO	0.04	0.30	0.16	0.23	0.16
MgO	0.43	3.28	2.75	4.00	1.74
CaO	0.01	1.70	0.82	1.35	2.76
Na ₂ O	7.41	5.03	3.76	3.60	2.10
K ₂ O	0.06	0.40	0.68	0.27	2.51
P ₂ O ₅	0.02	0.55	0.43	0.39	0.19
H ₂ O(±)	0.93	2.79	2.66	3.51	3.19
Total	99.30	99.26	99.14	98.64	99.15
Al ₂ O ₃ /(K ₂ O+Na ₂ O+CaO)*	1.11	1.27	1.54	1.52	1.19

A: 安田 SK-4D, 2,663 m, 流紋岩, B: 片貝 SK-16D, 4,669.9 m, デイサイト, C: 片貝 SK-16D, 4,750.3 m, デイサイト, D: 片貝 SK-16D, 4,763.9 m, デイサイト, E: 東胎内川 MS-1D, 3,348.7 m, デイサイト, FeO* = FeO + 0.9 × Fe₂O₃. *はモル比。

析装置を用いた。主要元素の分析はガラスビード法で行い、微量元素の分析は粉末法 (田村ほか, 1989; 川野ほか, 1992) で行った。分析結果を表1と表2に示す。

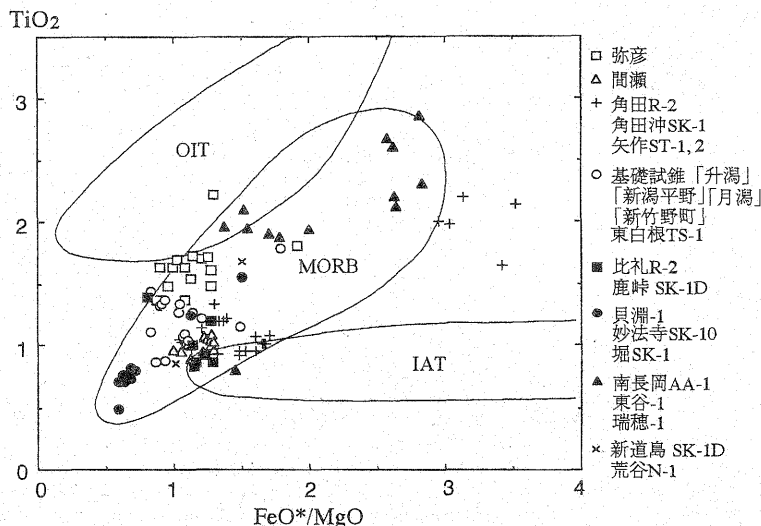
4.1.1 玄武岩類の特徴

分析した玄武岩類 (玄武岩とドレライト) のうち, 貝淵-1, 妙法寺 SK-10, 堀 SK-1, 南長岡 AA-1, 東谷-1, 瑞穂-1, 新道島 SK-1D, 荒谷 N-1 の玄武岩類は II

期のものであり, 角田 R-2, 角田沖 SK-1, 矢作 ST-1, -2, 基礎試錐「升潟」, 基礎試錐「月潟」, 基礎試錐「新竹野町」, 東白根 TS-1, 比礼 R-2, 鹿峠 SK-1D の玄武岩類は III 期のものである。

これらの玄武岩とドレライトは変質作用を被っているため, 変質作用によっても含有量があまり変化しない元素に基づき, 玄武岩類の化学的特徴を検討する必要がある。High Field Strength Elements (HFSE) は, 風化作用や低温の変質作用などでは移動しにくいので, TiO₂-FeO*/MgO 図 (図5) を用いて検討した。図5中には他の坑井の玄武岩 (基礎試錐「新潟平野」) および地表に露出している玄武岩類 (新潟市西方の弥彦山塊に分布するドレライトと間瀬地域に分布する玄武岩質の溶岩および岩脈で, 前者を弥彦ドレライトと呼び, 後者を間瀬玄武岩と呼ぶ) もプロットした。基礎試錐「新潟平野」の玄武岩と弥彦ドレライトは III 期のものと考えられる (佐藤・佐藤, 1992; Tsunakawa *et al.*, 1983)。間瀬玄武岩は, 層序的には角田火山岩類の下位にあり (白井ほか, 1976), しかも, 角田火山岩類から約12 Ma の K-Ar 年代が得られているので (Tsunakawa *et al.*, 1983), 間瀬玄武岩も III 期 (約14 Ma) の火山活動の産物とみなすことができる。

図5においては, 島弧ソレライト (第四紀那須火山帯のソレライト質玄武岩と安山岩) は他の玄武岩 (海洋島

図5 FeO*/MgO-TiO₂ 図

分析値は表1の分析値から H₂O (±) を除去して再計算したものをを用いた。間瀬玄武岩と基礎試錐「新潟平野」のデータは周藤ほか (1995) と佐藤・佐藤 (1992) による。OIT (海洋島ソレライト), MORB (海洋底玄武岩), IAT (島弧ソレライト, 那須帯ソレライト) の境界は, 周藤 (1988) に基づく。FeO* = FeO + 0.9 × Fe₂O₃。

ソレライト、深海底ソレライト)から比較的明瞭に区別されるが、 FeO^*/MgO 比が1よりも小さい未分化な玄武岩の多くは、海洋島、深海底、島弧の区別なく1%以下の TiO_2 量を有するので、これらを区別することはできない。

Ⅱ期の玄武岩類(大部分は長岡周辺より南部に分布する)のうち、貝淵-1の玄武岩は FeO^*/MgO が低く(0.7前後)、未分化な性質を示す。これらは0.8%以下の TiO_2 量を有している(図5)。妙法寺 SK-10と堀 SK-1の玄武岩は、島弧ソレライトよりも明らかに高い TiO_2 量で特徴づけられる。南長岡 AA-1、東谷-1、瑞穂-1の玄武岩類には分化したものが多く、これらは、島弧ソレライトよりも著しく TiO_2 に富んでいる。

Ⅲ期の玄武岩類(これらの多くは新潟平野周辺に分布する)のうち、弥彦ドレライトは島弧ソレライトよりは高い TiO_2 量を有しているが、間瀬玄武岩、角田沖 SK-1の玄武岩、矢作 STの玄武岩は、 TiO_2 量に関して島弧ソレライトと明瞭には区別されない(図5)。角田 R-2のドレライトは TiO_2 に乏しいものと富むものがある。(表1)。基礎試錐「新潟平野」、「升潟」、「月潟」と東白根 TS-1の玄武岩類のうち、東白根 TS-1のやや分化した玄武岩($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.8$)以外のものは FeO^*/MgO が1前後の比較的未分化なものが多く、こ

れらと同程度の FeO^*/MgO 比を有する島弧ソレライトよりも TiO_2 に富んでいるといえよう(図5)。東白根 TS-1のドレライトも、著しく高い TiO_2 量を有している。また、比礼 R-2の玄武岩は島弧ソレライトと同程度の TiO_2 量を、鹿峠 SK-1Dの玄武岩は高い TiO_2 量を有している。

新潟油・ガス田地域のⅡ～Ⅲ期の玄武岩類の中に TiO_2 に富むものが存在することは、周藤・茅原(1987)や佐藤・佐藤(1992)などによっても指摘されている。秋田県～山形県の背弧側の油田地帯にも、ほぼ同時代の玄武岩類が地表および地下に広く分布しているが、これらの玄武岩類も島弧ソレライトと島弧ソレライトよりも TiO_2 に富む玄武岩とから構成されている(土谷, 1988; 佐藤・佐藤, 1992)。佐藤・佐藤(1992)は、秋田および新潟地域の坑井の玄武岩類の化学組成を検討し、西黒沢期初期(ほぼⅡ期に相当する)の玄武岩類には TiO_2 に富む分化したものが卓越するのに対して、西黒沢期中期(ほぼⅢ期に相当する)の玄武岩類では TiO_2 に乏しい比較的未分化なものが卓越することを指摘している。本研究で扱ったⅡ期の玄武岩類の多くは、佐藤・佐藤(1992)の指摘のように、分化したものが多く、それらは高い TiO_2 量で特徴づけられる。しかし、貝淵-1の玄武岩のように未分化な玄武岩も存在する。また、本研究

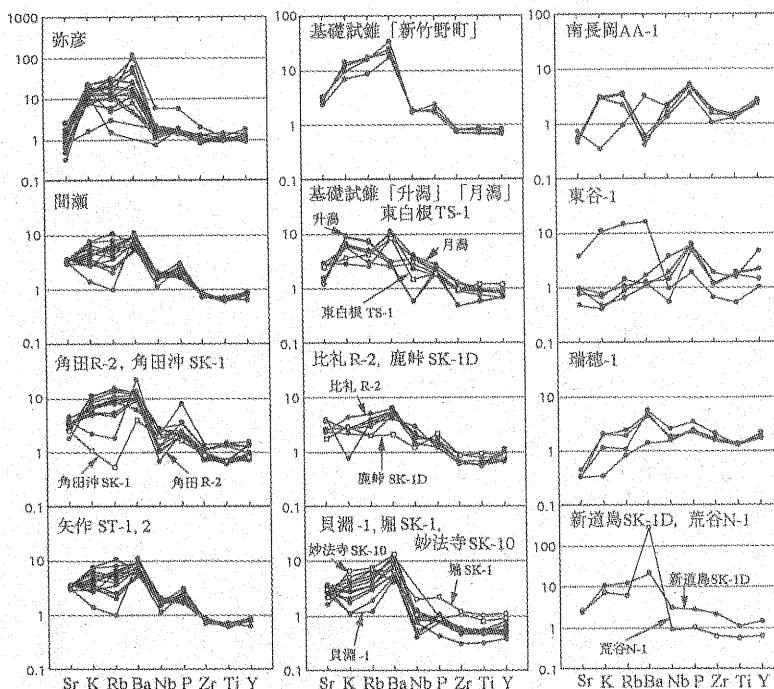


図6 玄武岩類のインコンパティブル元素の N-MORB 規格化図

N-MORB の元素濃度は Pearce (1982) に基づく。

で扱ったⅢ期の玄武岩類には未分化のものが多く見られるが、分化したのも存在する。後者はⅡ期の分化した玄武岩類と同様に、島弧ソレライトより高い TiO_2 量で特徴づけられる。すなわち、Ⅱ期とⅢ期を通して、分化した玄武岩類は島弧ソレライトより高い TiO_2 を有しているということである。

次に、玄武岩類の化学的特徴を微量元素組成の面から検討してみる。図6に玄武岩類のインコンパティブル元素をN-MORBのそれで規格化した図を示した。

間瀬玄武岩、矢作STの玄武岩、角田R-2の浅所のドレライト、比礼R-2、貝淵-1の玄武岩類は、島弧玄武岩に類似の規格化パターン(N-MORBと比較して、Zr, Ti, Y, NbなどのHFSEに乏しく、Sr, K, Rb, BaなどのLarge Ion Lithophile Elements (LILE)に富み、同時にNbの負の異常が見られる)を有しているのに対して、基礎試錐「新竹野町」、「升湯」、「月湯」、東白根TS-1、堀SK-1の玄武岩類、弥彦ドレライトなどはN-MORBよりもHFSEに富み、Nbの負の異常も見

られない。南長岡～片貝地域(南長岡AA-1, 東谷-1, 瑞穂-1)の分化した玄武岩類は、上記の玄武岩類とは異なる規格化パターンを示す。すなわち、全体的にN-MORBよりもHFSEに富みLILEに乏しい規格化パターンを示すだけでなく、LILEの規格化パターンには通常の新鮮な岩石には見られない不規則な変動が認められる。これらの事実は、これらの玄武岩類では変質によってLILEが移動していることを示唆している。角田沖SK-1, 比礼R-2, 矢作ST, 荒谷N-1の玄武岩類にも、LILEの規格化パターンに乱れが見られるので、これらの玄武岩類においても変質によってLILEが移動しているものと推定される。

4.1.2 酸性火山岩の特徴

分析した酸性火山岩は、東胎内川MS-1D, 片貝SK-16Dおよび安田SK-4Dの各坑井中のもので(表2), これらはいずれもⅡ期からⅢ期にかけての(約16 Maあたり)火山活動の産物とみられる。これらの酸性火山岩は、玄武岩類に比べると変質作用はあまり受けてい

表3 坑井玄武岩類と津川地域の流紋岩のSr, Nd同位体組成

坑井名, 火山岩名	試料番号	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (P)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (P)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I)	Initial ϵ Nd
角田沖SK-1	KO-01	1	296	0.0107	0.70454 ± 1	0.70454	0.512979 ± 6	3.21	11.70	0.1659	0.512963 ± 6	+6.1
角田R-2	KD2-13	11	408	0.0780	0.70356 ± 1	0.70354	0.512984 ± 14	3.72	14.90	0.1509	0.512969 ± 14	+6.2
角田R-2	KD2-14	19	416	0.1342	0.70361 ± 1	0.70358	0.512997 ± 14	3.47	13.90	0.1509	0.512982 ± 14	+6.5
角田R-2	KR01	16	403	0.1148	0.70357 ± 1	0.70355	0.513027 ± 8	3.77	14.90	0.1530	0.513012 ± 8	+7.1
角田R-2	KR02	17	375	0.1311	0.70342 ± 1	0.70340	0.513012 ± 12	3.32	13.10	0.1532	0.512997 ± 12	+6.8
角田R-2	KR05	31	296	0.3029	0.70340 ± 1	0.70333	0.513000 ± 7	5.22	20.60	0.1532	0.512985 ± 7	+6.5
矢作ST-1	YH1-04	30	254	0.3405	0.70488 ± 1	0.70481	0.512884 ± 6	4.17	14.70	0.1715	0.512867 ± 6	+4.2
矢作ST-1	YH1-08	4	317	0.0319	0.70461 ± 1	0.70461	0.512881 ± 8	3.26	11.60	0.1699	0.512864 ± 8	+4.2
基試・新竹野町	ST-01	32	393	0.2355	0.70469 ± 1	0.70464	0.513023 ± 8	3.11	11.30	0.1664	0.513007 ± 8	+7.0
基試・新竹野町	ST-02	34	346	0.2842	0.70448 ± 1	0.70442	0.513037 ± 9	3.10	11.30	0.1659	0.513021 ± 9	+7.2
基試・新竹野町	ST-03	33	341	0.2799	0.70468 ± 1	0.70463	0.513025 ± 9	2.69	9.82	0.1656	0.513009 ± 9	+7.0
基試・新竹野町	ST-04	17	287	0.1713	0.70471 ± 1	0.70468	0.512962 ± 9	2.83	10.30	0.1661	0.512946 ± 9	+5.8
基試・升湯	MG-01	14	149	0.2718	0.70450 ± 1	0.70445	0.512971 ± 9	2.94	10.90	0.1631	0.512955 ± 9	+6.0
基試・升湯	MG-02	15	162	0.2678	0.70462 ± 1	0.70456	0.512981 ± 9	2.75	10.00	0.1663	0.512965 ± 9	+6.1
基試・月湯	TG-02	9	281	0.0926	0.70378 ± 1	0.70376	0.513020 ± 7	2.59	9.83	0.1593	0.513004 ± 7	+6.9
基試・月湯	TG-03	5	334	0.0433	0.70435 ± 2	0.70434	0.512950 ± 10	3.82	15.30	0.1510	0.512935 ± 10	+5.6
荒谷N-1	AR-01	12	315	0.1111	0.70581 ± 1	0.70578	0.512739 ± 9	2.31	9.22	0.1515	0.512722 ± 9	+1.4
鹿峠SK-1D	KT-01	4	211	0.0548	0.70439 ± 1	0.70438	0.512857 ± 10	3.28	12.70	0.1561	0.512842 ± 10	+3.7
新道島SK-1D	SD-01	26	292	0.2526	0.70640 ± 1	0.70634	0.512709 ± 6	6.00	23.60	0.1537	0.512692 ± 6	+0.8
比礼R-2	HR-01	8	437	0.0529	0.70407 ± 1	0.70406	0.513010 ± 9	2.34	8.33	0.1698	0.512993 ± 9	+6.7
比礼R-2	HR-02	7	478	0.0424	0.70405 ± 1	0.70404	0.513032 ± 9	2.28	8.04	0.1715	0.513015 ± 9	+7.1
比礼R-2	HR-03	6	464	0.0374	0.70400 ± 1	0.70399	0.513032 ± 9	2.36	8.32	0.1715	0.513015 ± 9	+7.1
妙法寺SK-10	MJ-01	15	256	0.1706	0.70679 ± 1	0.70676	0.512680 ± 8	3.29	12.00	0.1658	0.512664 ± 8	+0.3
堀SK-1	HO-01	14	355	0.1100	0.70521 ± 1	0.70518	0.512974 ± 6	4.02	14.70	0.1653	0.512958 ± 6	+6.0
貝淵-1	KB-01	9	445	0.0572	0.70498 ± 1	0.70497	0.512971 ± 7	1.91	6.53	0.1768	0.512954 ± 7	+5.9
貝淵-1	KB-03	6	363	0.0478	0.70521 ± 1	0.70520	0.512954 ± 13	1.88	6.37	0.1784	0.512936 ± 13	+5.6
貝淵-1	KB-09	7	363	0.0574	0.70510 ± 1	0.70509	0.513024 ± 12	1.79	6.12	0.1768	0.513007 ± 12	+7.0
津川流紋岩	79402	150	107	0.0564	0.70889 ± 1	0.70803	0.512399 ± 14	7.78	31.01	0.1517	0.512384 ± 14	-5.2
津川流紋岩	79403	136	28	14.0561	0.71000 ± 2	0.70700	0.512466 ± 14	4.19	17.93	0.1413	0.512452 ± 14	-3.9
津川流紋岩	79404	185	20	26.7729	0.71163 ± 2	0.70593	0.512500 ± 14	7.65	33.99	0.1361	0.512487 ± 14	-3.2
津川流紋岩	79405	122	38	9.2903	0.70925 ± 1	0.70727	0.512511 ± 14	7.80	35.75	0.1319	0.512498 ± 14	-3.0
津川流紋岩	79406	161	27	17.2570	0.71047 ± 1	0.70679	0.512278 ± 14	4.79	19.64	0.1474	0.512264 ± 14	-7.5

坑井名の基試は基礎試錐の略。試料番号は表1のものと同じ。(P)は測定値を、(I)は15 Maにおける値(初生値)を示す。

い。東胎内川 MS-1D, 片貝 SK-16D の岩石はデイサイトで安田 SK-4D の岩石は流紋岩である。これらの酸性火山岩はいずれも、パーアルミナスな ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ に比べて Al_2O_3 に富む) 性質を有している (表 2)。

4.2 Sr, Nd 同位体比

27 の玄武岩試料について, Sr, Nd 同位体組成の測定を実施した。Nd や Sr など元素の抽出は, Kagami *et al.* (1987) の方法で新潟大学理学部で行った。同位体比の測定には, 岡山大学固体地球研究センターの質量分析計 MAT261 を用いた。同時に測定した NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 7 回の測定結果の平均値は 0.710249 ± 12 , JB-1a の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比 2 回の測定結果の平均値は 0.512853 ± 11 であった。BCR-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ に相当する JB-1a の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は 0.512784 であるので, 測定された $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を 0.512784 に規格化した値を $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比として用いる。測定結果を表 3 に示した。

これらの玄武岩類の Ndi 値と Sri 値を ϵNd -Sri 図 (図 7) にプロットした。この図中には, 地表に露出する間瀬玄武岩と角田火山岩類 (玄武岩と安山岩) のデータもプロットしてある。

坑井の玄武岩類は, Sr, Nd 同位体組成的にみて大きく 3 つのグループに分けられる (図 7)。第 1 のグループは間瀬玄武岩や角田火山岩類とほぼ同じ Ndi 値

($\epsilon\text{Nd} = +6 \sim +8$) を有するもので, 第 2 のグループは ϵNd 値が約 $+4$ のものである。第 3 のグループは ϵNd 値が $0 \sim +2$ のものである。第 2 のグループは矢作 ST と鹿峠 SK-1D の 3 サンプルで第 3 のグループに属するのは妙法寺 SK-10, 荒谷 N-1 および新道島 SK-1D の 3 つの玄武岩である。その他の玄武岩類 (表 3) は第 1 のグループに属する。

第 1 のグループの玄武岩類の Sri は, 0.7033 から 0.7053 までの大きな変化幅を有している。このように, Nd 同位体比にあまり変化が見られないのに対して Sr 同位体比が著しく変化する例は, 海洋底玄武岩やオフィオライト構成岩に典型的に認められ, これは海水による変質作用が原因と考えられている (例えば, O'Nions *et al.*, 1978; McCulloch *et al.*, 1981)。

図 7 において, 坑井の玄武岩類よりも著しく新鮮な間瀬玄武岩および角田火山岩類は, MORB の領域よりもわずかに右下の狭い領域に集中した分布を示す。坑井の玄武岩類はこの領域の右方向 (Sri の高い方向) に, しかも, 横軸にほぼ平行に分布している。坑井の玄武岩類はしばしばハイアロクラスタイトとして産すること, 玄武岩類は中部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, 玄武岩類は海底で活動したものとみられる。また, これらの玄武岩類の多くは変質を受けていて, 上述のように LILE の移動が顕著な岩石も存在す

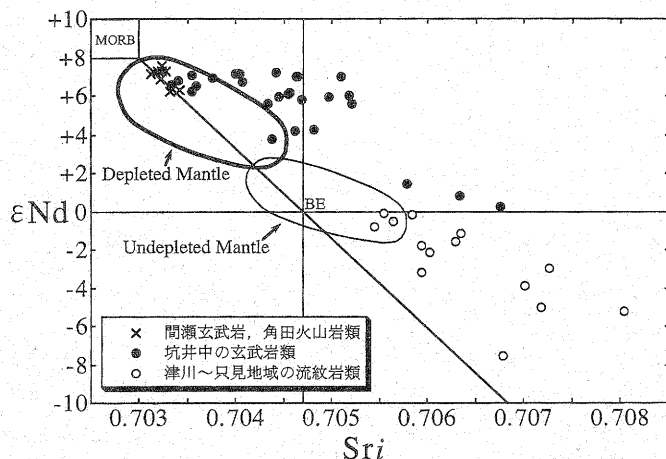


図 7 玄武岩類と酸性火山岩の Sri 値と ϵNd 値との関係

Bulk Earth (BE) の値は O'Nions *et al.* (1979) による。depleted mantle と undepleted mantle は東北日本の上部マントルに想定されている depleted mantle と undepleted mantle の Sr および Nd 同位体比の範囲 (Ohki *et al.*, 1994)。データ, 間瀬玄武岩類と角田火山岩類: Ohki *et al.* (1994), 地下玄武岩類: 本研究, 津川および只見地域酸性火山岩類: Ohki *et al.* (1994) と本研究。

る。また、中新世の海水の Sr 同位体比は 0.708 以上の高い値を示している（例えば、Veizer and Compston, 1974）。以上のことから、図 7 に見られる第 1 のグループの玄武岩類の Sri 値の大きな変動は、海水による変質作用の結果によるものと考えられる。

したがって、第 1 のグループの玄武岩類が海水による変質作用を受ける前に有していた Sri 値は、間瀬玄武岩や角田火山岩類の Sri 値 (0.3032~0.3033) と類似のものであり、 ϵ Nd 値は +6~+8 であったと推定される。また、第 2 と第 3 のグループの玄武岩類も海水の変質作用を受けていると考えられるので、これらの玄武岩類が変質する前に有していた Sri 値は、第 2 グループの玄武岩類が約 0.7038~0.7040 であり、第 3 グループの玄武岩類が 0.7045~0.7050 であったと推定される。

図 7 には津川〜只見地域の地表に露出する流紋岩類のデータもプロットした。火山層序を考慮して、これらの流紋岩類が 15 Ma に形成されたものと仮定して Sri 値と Ndi 値を計算した。図 7 に示されるように、これらの流紋岩類は著しく高い Sri 値と低い Ndi 値で特徴づけられる。鏡下の観察からは、これらの流紋岩類は変質作用の影響をほとんど受けていないと考えられるので、Ndi 値と Sri 値に見られる大きな変異幅は、海水の変質作用によるものではないであろう。

5. 玄武岩類と酸性火山岩の成因関係

東北日本弧の背弧側に産する玄武岩類については、16~15 Ma を境にして、これよりも古い玄武岩と若い玄武岩間で Sri 値および Ndi 値に大きな違いが存在することが明らかにされている（倉沢・今田, 1986; Nohda *et al.*, 1988; Shuto *et al.*, 1993; Ujike and Tsuchiya, 1993; Ohki *et al.*, 1994）。すなわち、若い玄武岩は古い玄武岩に比べて低い Sri 値と高い Ndi によって特徴づけられる。このような 16~15 Ma あたりに見られる背弧側玄武岩類の Sri 値と Ndi 値の急変は、日本海拡大に伴うこれらの起源マントル組成の改変によるものと解釈されている。すなわち、日本海拡大ステージにあたる中新世中期（16~15 Ma あたり）には、非枯渇的な同位体的性質（高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比）をもつ背弧側の島弧マントル（リソスフェア性マントル）中へ、枯渇した同位体的性質（低い Sr 同位体比と高い Nd 同位体比）を有する深部のマントル物質（アセノスフェア）が上昇（up-welling）したというモデルが想定され、背弧側の 16~15 Ma 以降の玄武岩質マグマは、主に後者から生成されたというものである（Shuto *et al.*, 1993; Ohki *et al.*, 1994）。

前述したことと図 7 とから、新潟地域の間瀬玄武岩

（約 14 Ma）、角田火山岩類（約 12 Ma）および地下玄武岩類のうち荒谷 N-1、新道島 SK-1D、妙法寺 SK-10 の玄武岩類を除く第 1 と第 2 のグループの玄武岩類はその形成時において、背弧側の 16~15 Ma 以降の若い玄武岩に見られる同位体的特徴を有していたと考えられる。したがって、これらの玄武岩類は、上述の同位体的に枯渇したアセノスフェア性マントルから生成された可能性が強いであろう。

一方、荒谷 N-1、新道島 SK-1D、妙法寺 SK-10 の玄武岩類は、その Sri 値と ϵ Nd 値からすると、島弧リソスフェア性マントルに由来している可能性がある。すなわち、背弧側では、日本海拡大ステージには、アセノスフェア性マントルの up-welling が引金となり、地表（海底）ではグラベンが形成され、同時に大規模な玄武岩質マグマの活動が起こったものとみられる。荒谷 N-1、新道島 SK-1D、妙法寺 SK-10 の玄武岩類をもたらしたマグマは、伸長薄化した島弧リソスフェア性マントルの部分溶融によって生じたであろう。

地表（津川、只見地域）に産する流紋岩類は、島弧リソスフェア性マントルよりも、さらに Sri 値が高く Ndi 値の低い起源物質に由来している可能性がある（図 7）。これらの流紋岩類と地下のデイサイトおよび流紋岩はいずれもパーアルミナスな性質を有している。このような酸性火山岩に見られる同位体的特徴と化学的特徴からすると、すでに Ohki *et al.* (1993) も指摘しているように、これらの酸性マグマの起源は下部地殻に求められるであろう。下部地殻の溶融はアセノスフェア性マントルからもたらされた大量の玄武岩質マグマが熱源になっているものと考えられる。

謝 辞

本研究では、主に、基礎試錐や石油資源開発(株)と帝国石油(株)が掘削した坑井の資料およびこれらの坑井火山岩試料を用いた。これらの資・試料の使用や公表を許可していただいた資源エネルギー庁石油部開発課、石油公団地質調査部および両社に厚く謝意を表す。また、本シンポジウムで講演の機会を与えられたシンポジウム世話人の方々に深謝の意を表す。

引用文献

- Blow, W. A., 1969: Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronniman, P. and Renz, H. H., eds.: *Proc. First. Intern. Conf. Plankt. Microfossils*, vol. 1, 199-421, Leiden, Netherlands.
- 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. *Tech. Rep. ISEI. Okayama Univ.*, Ser. B, 4, 16 p.
- 加藤 進, 1994: 新潟地域のグリーンタフのフィッシュントラック年代. 平成6年度石油技協春季講演会要旨集, 57.
- 加藤 進・荒木直也・片平忠實, 1992: 新潟県中越地域の地下に発達する七谷層. 瑞浪化石博物館報告, 19, 363-372.
- 加藤 進・片平忠實, 1993: 東北日本油田地域の地下地質—新潟下越地域の中・下部中新統を中心に—. 北陸地質研究所報告, 3, 51-69.
- 川野良信・渡辺直喜・山本和広・周藤賢治, 1992: 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石中の Ba, Co, Cr, V の定量分析. 新潟大理地質研究報告, 7, 111-115.
- 小松直幹, 1990: 新潟油田地域の褶曲—形態と形成過程—. 地質学論集, 34, 149-154.
- 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., 1981: Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. *Jour. Geophys. Res.*, 86(B4), 2721-2735.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Ishizaka, K., 1988: Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from Northeast Japan. *Chem. Geol.*, 68, 317-327.
- 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.*, 38, 473-487.
- 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.
- Pearce, J. A., 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R. S., ed.: *Andesite*, John Wiley & Sons, New York, 525-548.
- 佐藤比呂志, 1992: 東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス. 地質調査所月報, 43(1-2), 119-139.
- 佐藤 修・佐藤時幸, 1992: 秋田および新潟油田地域に発達する西黒沢期玄武岩—基礎試錐「仁賀保」・「新潟平野」で認められた玄武岩のもつ意義—. 石技誌, 57(1), 91-102.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭, 1991: 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期—西黒沢期における環境変動. 石技誌, 56(3), 363-279.
- 白井健裕・津田禾粒・茅原一也・長谷川美行, 1976: 新潟県弥彦山・角田山周辺の地質. 新潟大理地質研究報告, 4, 119-126.
- 周藤賢治, 1988: 日本海東縁の飛島に産する中新世深海底ソレアイト型玄武岩. 岩鉱, 83, 257-272.
- 周藤賢治・茅原一也, 1987: 新潟油・ガス田地域における中新世中～後期の塩基性火山岩. 石技誌, 52(3), 253-267.
- 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.
- 鈴木宇耕, 1989: 日本海東部新第三系堆積盆地の地質. 地質学論集, 32, 143-183.
- 田村真一・小林 豊・周藤賢治, 1989: 蛍光 X 線法による珪酸塩岩石中の微量元素の定量分析. 地球科学, 43, 180-185.
- 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 (改定版). 519 p.
- 土谷信之, 1988: 秋田—山形油田地帯付近における中新世中期玄武岩類の分布と化学組成. 地質雑, 94(8), 591-608.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K., 1983: K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, 17, 269-275.
- Ujike, O. and Tsuchiya, N., 1993: Geochemistry of Miocene basaltic rocks temporally straddling the rifting of lithosphere at the Akita-Yamagata area. *Chem. Geol.*, 104, 61-74.
- Veizer, J. and Compston, W., 1974: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1461-1484.
- 山路 敦, 1989: 温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, 32, 305-320.