

千島海盆形成に関連した北海道北東部の中新世火山活動

池田保夫

北海道教育大学釧路校地学教室

Miocene volcanism in northeastern Hokkaido related to formation of the Kurile Back-arc Basin

Yasuo IKEDA

Department of Earth Science, Hokkaido University of Education, Kushiro 085-8580, Japan

Summary

Volcanic activity took place from 14 to 4 Ma in northeastern Hokkaido. Compositions of major and trace elements reveal that the basaltic rocks of 4-6 Ma and 10-12 Ma are characterized by an island-arc type, whereas 7-9 Ma basaltic rocks which are distributed in Monbetsu-Kamishihoro graben and adjacent areas have a non-islandarc type composition. The geochemical characteristics of the 7-9 Ma basaltic rocks are similar to those of back-arc basin basalts. These geological and geochemical features suggest that the basalts of 7-9 Ma of NE Hokkaido were generated in an extensional tectonic setting related to back-arc spreading of the Kurile basin.

はじめに

北海道の地球史的な生い立ちを探ることは、道東地域の自然環境教育を考えていく上での基礎的資料になる重要な項目の一つである。一般向けの読み物としては、「北海道創世記」(松井ほか編、1984)の中で北海道の誕生から現在にいたるまでの地球変動の変遷がわかりやすく解説されている。これによれば、約二億年ほど前の中生代、現在の北海道がある位置には古太平洋という海が広がっていた。一億四千万年ほど前になると、古太平洋プレートが東西に沈み込み帯を形成して、西側はユーラシアプレートに乗って西方古陸、東側は北米プレートに乗ってオホーツク古陸の接近が始まった。そして、四千万年ほど前になると、両大陸の衝突が始まり、狭まる海底は陸地から運ばれてくる土砂に埋め立てられ森林が形成されていった。この森林の炭化物が、石狩、夕張、釧路に石炭という置き土産を作った。この東西のプレートの接近と衝突の進行は巨大な圧力と熱を産みだしてプレートや大陸地殻をめくりあげ、変成させた。このプロセスで日高変成帯と神威古潭変成帯が形成された。さらに、千五百万年ほど前に、衝突する二つのプレートは、これらの変成帯及び周辺の地層を褶曲させ隆起させて、日高山脈を作った。このころになると、新たに、南から太平

洋プレートが千島海溝に沈み込み、火山活動が生じて千島弧が形成された。さらに、この千島弧は西進する太平洋プレートによって、北海道に衝突していった。この衝突が現在の北海道の南半分の地形と構造を決定した。

以上が、北海道の生い立ちの壮大なドラマの概略であるが、すべてが解明されたわけではない。プレートが沈み込んでいる島弧の後ろ側、例えば、現在の道南地域から東北日本には太平洋プレートが日本海溝に沈み込み、その後ろ側で火山活動を起し、さらに後ろ側には日本海が拡がり、そこには日本海盆と呼ばれている盆地状の地形が存在する。同様に、道東地域から千島の島々では、太平洋プレートが千島海溝に沈み込み、その後ろ側では、千島弧が形成されて、道東では千島火山列に属する知床火山、摩周火山、阿寒火山などに代表されるような火山活動を起させ、さらにその後ろ側にはオホーツク海が拡がり、そこにも千島海盆と呼ばれている盆地状の地形が存在している。

プレートが沈み込む島弧の後ろ側では、しばしば、新たに海洋底の拡大が起こり、盆地状の地形を作ることがある。これは、特に背弧海盆と呼ばれ、日本海盆や千島海盆はそうした例の一つである。日本海の成因については、最近の海洋掘削調査やそこから得られた玄武岩の年

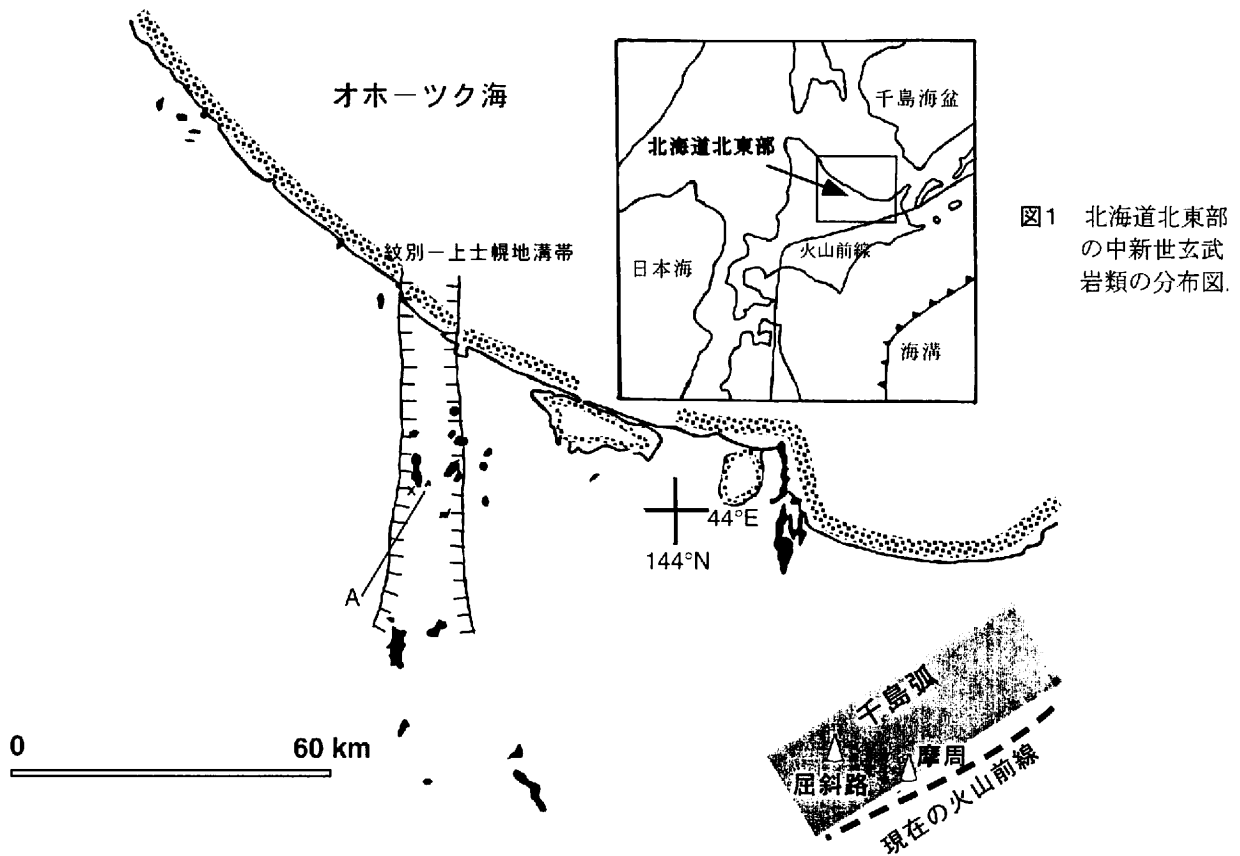


図1 北海道北東部の中新世玄武岩類の分布図。

代や岩石化学的特徴、さらには陸上の岩石の古地磁学的データなどを総合すると、次のように要約される。三千万年前ころから、現在の日本列島がアジア大陸の一部を構成し、その縁辺部に地溝帯が形成され、火山活動が始まった。その後、地溝帯は徐々に拡大し、千五百万年前になると、現在の東北日本が反時計回りに、西南日本が時計回りに回転しながら急速に日本海が拡大していったと考えられている(例えば Otofujii et al., 1985; Tamaki, 1995)。

一方、千島海盆については、日本海の形成とリンクさせたプレートテクトニクスモデル(Kimura and Tamaki, 1986)や日高帯の火成活動をもたらした応力場の変遷から17Maから15Maに形成されたと推定されている(前田, 1986)。また、Gnibidenko et al. (1995)は海底地形や地震波などのデータから海盆の年代は中生代から新第三紀中新世と推定した。しかし、いずれも、直接千島海盆形成に関わった具体的な堆積物や岩石試料による議論でないこと、また、日本海のようにこれまで海洋掘削調査もないため、その拡大開始時期と拡大停止時期については不明な点が多い。

著者は、千島海盆の形成の鍵を握る直接的な証拠を求めて北海道北部から東部一帯に広がる新第三紀の玄武岩に注目して調査をしてきた。この結果、少なくとも、千島海盆形成終了期を示す直接的な証拠が Ikeda (1998)によって見いだされたので紹介する。

中新世の道北～道東部の地質概要

北海道北部から東部一帯には、新第三紀中新世(14-4 Ma)に活動した火山岩が大量に分布している(渡辺ほか, 1991; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995)。これら火山岩類は、主に玄武岩と流紋岩を中心としたバイモーダルな組成分布を示し、これに島弧では一般的には見られないアイスランド岩様の安山岩やチタンに富む安山岩の産出で特徴づけられている(国分ほか, 1994; 後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995)。これら火山岩の産状の特徴、一般的に島弧で見られるカリウムなどの含有量に島弧横断方向に規則的な変化が見られないことから、この中新世の火成活動は、千島海盆拡大に伴うもの(後藤ほか, 1995)、太平洋プレートの沈み込み角度に伴う火山列の移動でおきたもの(渡辺, 1994)、ユーラシアプレートとオホーツ

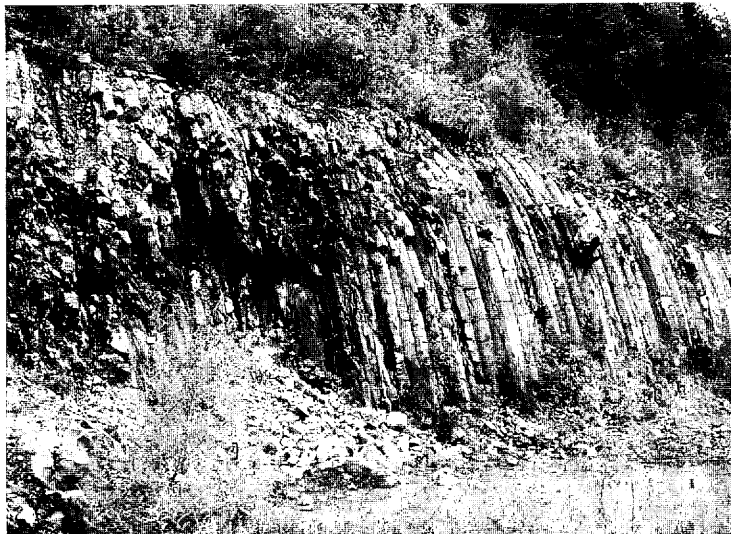


図2 柱状節理の発達する玄武岩溶岩（社名刈層、隠沢玄武岩：八幡ほか, 1988）の露頭（図1のA点）。

クプレートの衝突に太平洋プレートの沈み込みが加わったテクトニクス場できたもの（岡村ほか, 1995）などと説明されてきた。

図1は、今回研究対象とした玄武岩類（玄武岩質安山岩まで含む）の分布のみを抜き出して示したものである。この図で注目されるのは、紋別から陸別付近まで南北幅約10 km、長さ約60 kmにわたって確認される紋別—上士幌地溝帯（八幡・西戸, 1995; 八幡, 1997）の存在である。八幡（1997）によれば、この地溝帯は、東西性圧縮応力場の隆起帯の頂部に発生した引張応力により11.5 Maに形成されたと推定されている。地溝帯の内に分布する玄武岩類は火砕岩、柱状節理の発達した溶岩流、水中での噴出活動を示す枕状溶岩が壊れてきたピロープレッシャーなどからなり、その噴出年代は7-9 Maに集中している（八幡ほか, 1988; 八幡, 1997）。図2は、図1中のA点における玄武岩質溶岩の柱状節理を示したものである。

14 Maから6 Maまでの火成活動はほぼ南北方向に配列していたが、6 Ma以降になると、その配列が現在の千島弧の北東—南西方向に変化し、現在までの火山活動に引き継がれていることが判明している（渡辺, 1994; Watanabe, 1995）。

地下からの手紙：玄武岩はかく語りき

一般に地溝帯は、東アフリカにあるアフリカ大地溝帯と呼ばれているところで典型的にみられるように、地球深部からのマンテルブルームの上昇によって引っ張り応力場が形成され、それによって大陸を引き裂いていく過

程で形成されたものである。こうした地溝帯は、日本海のように島弧の火山活動帯の後ろ側で背弧海盆が形成される過程でも作られていることが明らかになってきた（Tamaki, 1988; Tsuchiya, 1990）。

筆者は、これらのことから、紋別—上士幌地溝帯内の玄武岩に着目し、岩石化学的な方面からアプローチしてみることにした。なぜならば、背弧海盆を形成したマンテルブルームから導かれた玄武岩質マグマは、島弧マグマのようにプレートの沈み込み帯で形成されたマグマよりは、海嶺のようなプレートが生産されるような海洋底で噴出したマグマに組成が近いために、他の造構場で形成されたマグマとは化学組成的に識別可能だからである。その結果を図3、図4、図5に示す。図3は、Ikeda and

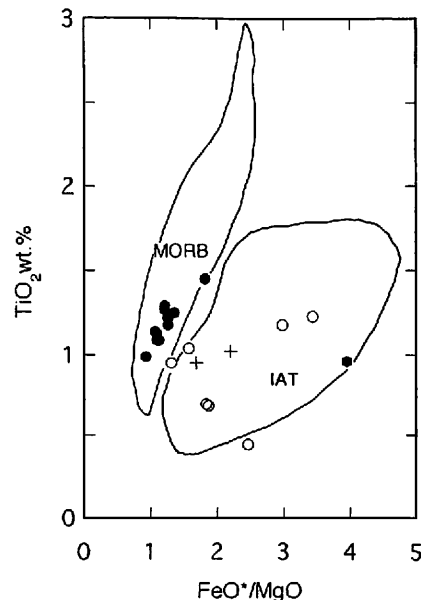


図3 TiO_2 vs. FeO^*/MgO
図(Ikeda and Yuasa, 1989; Ikeda, 1998).
MORB: 海嶺玄武岩の組成範囲,
IAT: 島弧ソレライトの組成範囲.
●: 北海道北東部の背弧海盆玄武岩(7-9 Ma),
○: 北海道北東部の島弧玄武岩

(10-12 Ma), +: 北海道北東部の島弧玄武岩(4-6 Ma).

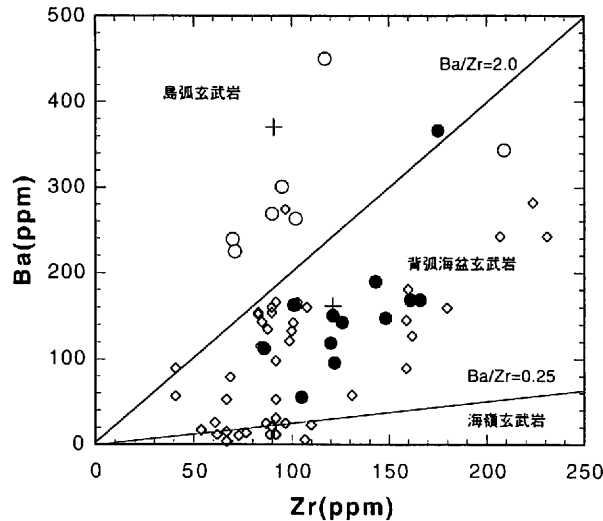


図4 Ba vs. Zr 図(Saunders and Tarney, 1991). ● : 北海道北東部の背弧海盆玄武岩 (7-9 Ma), ○ : 北海道北東部の島弧玄武岩(10-12 Ma), + : 北海道北東部の島弧玄武岩(4-6 Ma), ◇ : 日本海盆玄武岩(Allan and Gorton 1992). 北海道北東部の中新世玄武岩類のデータソース : Ikeda (1998).

Yuasa (1989)によって示された島弧の玄武岩と海嶺の玄武岩とで、主成分元素であるTi (チタン) 含有量に明瞭な差異がみられることを利用した地球化学的判別図(geochemical discrimination diagram)である。この図から、7-9 Maを示す地溝帯内の玄武岩質岩はMORB (Mid Ocean Ridge Basalt)と書かれたTi含有量の高い海嶺の玄武岩の領域にほとんどがプロットされ、地溝帯から離れた4-6 Ma, 10-12 Maの玄武岩質岩はTi含有量の低いIAT (Island Arc Tholeiite)と書かれた島弧の玄武岩の組成範囲にプロットされることがわかる。さらに、岩石中に微量に含まれる微量元素についても検討してみた。図4は、Saunders and Tarney (1991)によって提案されたZr (ジルコニウム) とBa (バリウム) の関係における地球化学的判別図である。この図でみると、北海道北東部の7-9 Maを示す地溝帯内の玄武岩質岩は背弧玄武岩とされる領域にほとんどがプロットされ、島弧玄武岩と海嶺玄武岩 (MORB) の中間的な化学組成をもつマグマとして識別される。この図には日本海盆の国際海洋掘削プロジェクト(Legs 127と128)から得られた玄武岩の組成(Allan and Gorton, 1992)もプロットされているが、この組成範囲に北海道北東部の7-9 Maを示す地溝帯内の玄武岩質岩の組成もオーバーラップし、化学組成的に両者は極めて類似していることがわかる。さらに、Ikeda (1990)によって提案された、ストロンチウム(Sr)、セリウム(Ce)、サマリウム(Sm)という三つの元素を使った地球化学的判別図に7-9 Maを示す地溝帯内の玄武岩質岩の組成をプロット

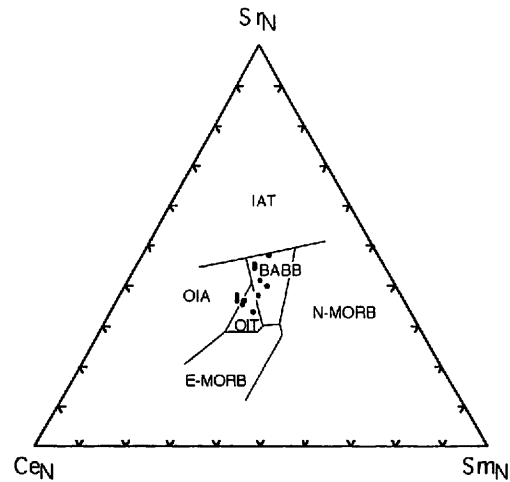


図5 CeN/SrN/SmN 図(Ikeda, 1990; Ikeda, 1998). N-MORB : ノーマルタイプの高嶺玄武岩の領域, E-MORB : エンリッチした高嶺玄武岩の領域, OIT : 海洋島玄武岩 (ソレアイト) の領域, OIA : 海洋島玄武岩 (アルカリ岩) の領域. ● : 北海道北東部の背弧海盆玄武岩(7-9 Ma).

してみた(図5)。この図でも、地溝帯の玄武岩の組成は[BABB]と書かれた背弧海盆玄武岩の領域に大部分がプロットされることがわかる。

全体的に、背弧海盆玄武岩の地球化学的特徴は、MORBと島弧玄武岩の中間的な性格をもっていると言える。

千島海盆の拡大との関連性

これまで示してきた地球化学的特徴から北海道北東部の7-9 Maを示す地溝帯内の玄武岩は背弧海盆的な性質をもっていることが明らかになった。さらに、火山活動が、地溝帯形成期に特徴的な玄武岩質マグマと流紋岩質マグマが卓越して、安山岩質マグマが少ないパイモダルである。これらのことから、この玄武岩は、プレートの沈み込みによる火山活動で生じたものではなく、地球深部からのマンテルブリュームの上昇によって地殻に引っ張り応力が働いて形成された地溝帯内での火山活動で生じたものであることが強く示唆された。

新第三紀にこの道東地域にみられるような地溝帯の形成活動に関連すると思われるテクトニクスの場合としては、背弧海盆の形成場である(1)日本海盆の形成場と(2)千島海盆の形成場の二つの地域が候補にあげられる。日本海の形成との関連の可能性については、北海道北部から道東一帯に広がる新第三紀の火山岩の噴出量が日本海側に向かって増加していかないこと(後藤ほか, 1995)、道東の地溝帯の形成時期が11.5 Ma、その中の玄武岩の活動が7-9 Maで(八幡・西戸, 1995; 八幡, 1997)、これ

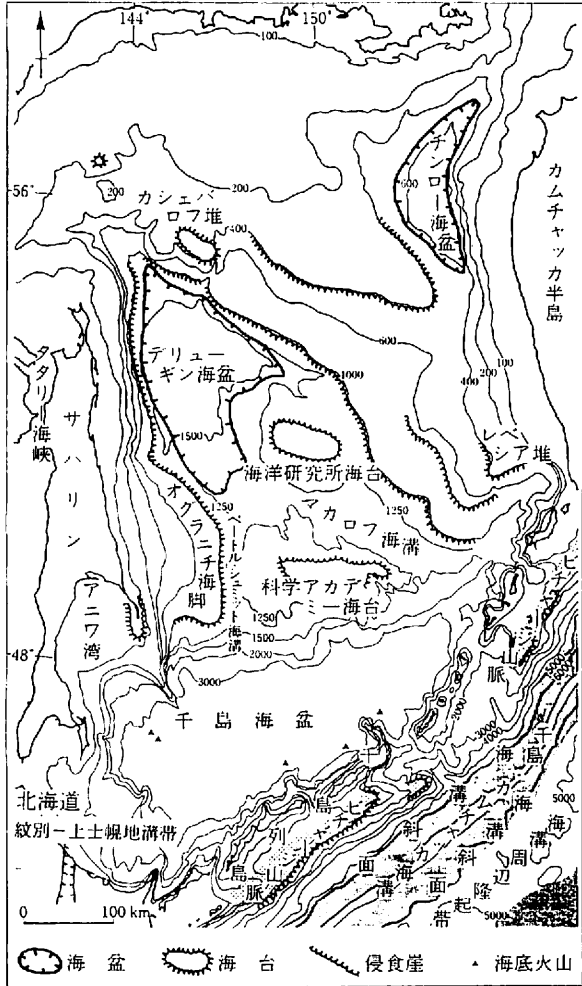


図6 オホーツク海の海底地形図 (日本の地質, 北海道地方, 編集委員会編, 1990 一部改変).

らの活動年代が日本海の形成時期である 30~15 Ma (Otofujii et al., 1985; Tamaki, 1995) よりも若いことなどから考えにくい。従って、残された可能性は千島海盆の

形成との関連だけになるが、これを直接証明することができるのだろうか。

現在のオホーツク海の海底地形をみると、千島海盆は北東-南西方向にのびた深さ 3000m から 4000m 近い平坦な海盆で、千島列島、北海道、サハリン、海台に囲まれた南西方向に開いた三角形の形を示し、北海道の地溝帯につながっていくことはない (図 6)。東北日本の日本海側には、日本海に沿って中新世に形成された地溝帯が存在し、背弧海盆的な地球化学的特徴をもつ玄武岩の活動とバイモーダルな火山活動がおきていることが明らかになっている (Tsuchiya, 1990)。日本海盆中には、日本海が拡大していく時に一度形成され、その後活動を停止した「開くことに失敗した地溝帯 (Failed rift)」が複数発見されている (Tamaki, 1988)。Tsuchiya (1990)は、東北日本に見られる地溝帯も Failed rift の一つであると考へた。北海道の地溝帯も千島海盆に近接しており、地溝帯の規模、地溝帯内の火山活動とマグマの性質が東北日本の Failed rift に類似している。これらのことから、北海道の地溝帯は、千島海盆の拡大に伴って、その南西端でおきた Failed rift の一つであると推定される。

これまでの考え方をもとにして、7-9 Ma の北海道北東部の火成活動域の造構環境場のモデルを図 7 に示す。すなわち、この時代の背弧海盆火成活動域で形成された地溝帯では、地球深部から上昇してきたマントルブルーム (海嶺玄武岩のソースとなったマントルに類似) によって張力場が形成され地溝帯が形成される。上昇してきたブルームは、島弧火成活動に関係したマントル (沈み込むプレートによって改変された上部マントル) と混合して、海嶺玄武岩マグマと島弧玄武岩マグマの中間的な組成をもつ背弧海盆玄武岩マグマを形成していった。

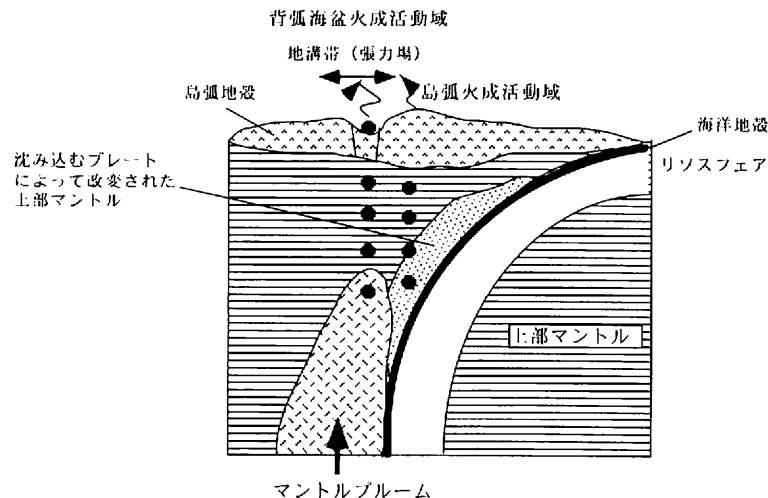


図7 北海道北東部の 7-9 Ma の火成活動の造構場モデル。

今回、陸上の調査から、少なくとも千島海盆形成の最末期の活動の一端をかいま見ることができたわけだが、この推論が正しいのかどうかは、さらに千島海盆での海洋掘削が必要であることは言うまでもない。しかしながら、図2に見られるような、何気ない溶岩流の崖が約一千万年前に道東地域に起きた地球変動の歴史を我々に語りかけてくれていると思うと、ますますイマジネーションをかき立てざるをえない気持ちになる。自然環境教育は、如何にして各自のイマジネーションを豊かに育てあげていくかが重要な課題の一つである。そうした意味で、北海道のおいたちを探るための基礎的研究はますます重要なものとなる。

引用文献

- Allan, J.F. and Gorton, M.P. (1992) Geochemistry of igneous rocks from Legs 127 and 128, Sea of Japan. Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Res. **127/128**: 905-929.
- Gnibidenko, H.S., Hilde, T.W.C., Gretskaya, E.V. and Andreyev, A.A. (1990) Kuril (south Okhotsk) backarc basin. In Taylor, B., ed., Backarc basins tectonics and magmatism. Plenum Press, New York, 421-449.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治 (1995) 北海道北部の中新生火山活動の活動場：K-Ar年代と主成分元素からの推定. 岩鉱. **90**: 109-123.
- Ikeda, Y. (1990) CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments. N.Jb.Mineral. Mh **4**: 145-158.
- Ikeda, Y. (1998) Geochemistry of Miocene back-arc basin basalts from northeast Hokkaido, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan. **104**: 99-106.
- Ikeda, Y. and Yuasa, M. (1989) Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawararc, northwest Pacific: evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. Contrib. Mineral. Petrol. **101**: 377-393.
- Kimura, G. and Tamaki, K. (1986) Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Sea. Tectonics. **5**: 389-401.
- 国分公貴・岡村 聡・八幡正弘・古山勝彦・長尾敬介 (1994) 北海道東部、新第三紀火山岩類の岩石学的性質の変遷. 地質雑. **100**: 658-674.
- 前田仁一郎 (1986) 日高火成活動帯の形成と千島海盆の拡大およびユーラシア・北米プレートの衝突. 地団研専報. no. **31**: 459-473.
- 松井 愈・吉崎昌一・埴原和郎 (1984) 北海道創世紀. 北海道新聞社. 197p.
- 日本の地質1、北海道地方、代表編集委員会編、代表編集委員加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈 (1990) 日本の地質1、北海道地方. 共立出版. 337p.
- 岡村 聡・菅原 誠・加々美寛雄 (1995) 北海道北部中新世火山岩の広域変化とその成因. 地質学論集. no. **44**: 165-180.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. Nature. **317**: 603-604.
- Saunders, A. and Tarney, J. (1991) Back-arc basins. In Floyd, P.A. ed., Oceanic Basalts. Blackie, London, 219-263.
- Tamaki, K. (1988) Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bull. Geol. Surv. Japan. **39**: 269-365.
- Tamaki, K. (1995) Opening tectonics of the Japan Sea. In Taylor, B. ed., Backarc Basins Tectonics and Magmatism. Plenum Press, New York, 407-420.
- Tsuchiya, N. (1990) Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. Bull. Geol. Surv. Japan. **41**: 473-505.
- 渡辺 寧 (1994) 北海道北東部の中新世火山活動とテクトニクス—なぜ火山活動は南下したか?. 地質ニュース. no. **483**: 6-14.
- Watanabe, Y. (1995) A tectonic model for epithermal Au mineralization in NE Hokkaido, Japan. Resource Geol. Spec. Issue. **18**: 257-269.
- 渡辺 寧・内海 茂・宇都浩三 (1991) 北海道東北部北見グリーンタフ地域の新生代玄武岩のK-Ar年代. 地質雑. **97**: 61-64.
- 八幡正弘 (1997) 東北北海道釧床区における新第三紀の紋別—上士幌地溝帯. 地下資源調査所報告. no. **68**: 43-56.
- 八幡正弘・西戸裕嗣 (1995) 中央北海道北東部、紋別—遠軽地域の第三紀火山活動と構造運動. 地質雑. **101**: 685-704.
- 八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄 (1988) 5万分の1地質図幅「丸瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所. 110p.