

陸弧火山活動から島弧火山活動へ

—東北日本弧第三紀火山活動の時間変遷—

周藤賢治¹⁾・大木淳一²⁾・山本和広²⁾・渡部直喜²⁾

1. はじめに

東北日本弧に広く発達する第三紀火山岩のK-Ar法による年代測定が、一昔前に比べると、比較にならないほど多くの火山岩を対象に行なわれるようになってきた。その結果が、東北日本弧の火山活動のより精密な歴史を組み立てるうえで、大きな役割をはたしている。

このような年代のデータは、20~16 Maの間の約400万年間にいたる、火山活動が静穏であった時期を除くと、約35 Ma前から現在まで、東北日本弧がくりかえし火山活動の舞台となってきたことを示している。

しかし、これを詳しくみると、約22 Maよりも古い時代、約16~13 Ma、約12 Ma以降の各時代の火山岩のあいだで、火山活動の様式や火山岩の岩石学的な諸性質に大きな相違点があることがはっきりしてきた。22 Maよりも古い時代の火山活動は主に陸域で起こっているのに対して、16~13 Maの背弧側での火山活動は主として海底の環境で起こったものである。また、12 Ma以降、特に、8 Maあたり以降になると、東北日本弧の火山活動の大部分は再び陸域で起こるようになる。また、本論で述べるように、それぞれの時代に活動した火山岩の性質にも違いが認められる。このような時代区分は、日本列島周辺のテクトニクスの様相が変化する時期にほぼ対応している。

Otofuji et al. (1985)は、日本列島の白亜紀から中新世にかけての火成岩類の古地磁気学的研究にもとづき、東北日本弧が、20~12 Maにおける反時

計回りの回転によって、ユーラシア大陸東縁部から離れ、現在の位置を占めるにいたったと提案している。一方、日本海東部の磁気縞模様の観測結果から、日本海の海洋地殻は28~18 Maあたりに形成されたとの見解もある(玉木, 1992)。このように、日本海拡大の時期については、異なる見解が存在するが、筆者らは、東北日本弧に起こった約22 Ma以前の火山活動は、日本海拡大前あるいは拡大開始直後の、東北日本弧がユーラシア大陸辺縁部の陸弧の環境におかれていた時のものであり、16~13 Maの火山活動は日本海拡大がまもなく終わろうとしている時期のものであると考えている。また、12 Ma以降の火山活動は、東北日本弧が島弧として現在の位置を占めるようになってからのものと考えられる。

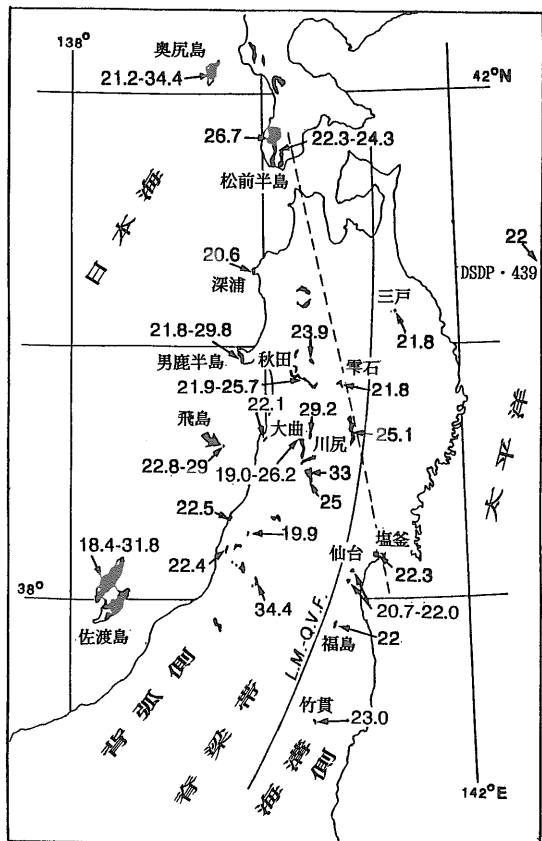
本論では、主に筆者らの最近の研究結果にもとづいて、東北日本弧の第三紀火山活動の変遷とテクトニクスの変遷との関連を概観してみたい。

2. 東北日本弧火山フロントの2回の移動

東北日本弧に分布する漸新世以降(約35 Ma以降)の火山岩の放射年代(K-Ar法とF-T法によるもの)を整理すると、東北日本弧において火山活動が活発であったのは、30 Ma以前、約25~22 Ma、約16~13 Ma、約8 Ma~0 Maのほぼ4つの時代ということになる。このうち、とくに火山岩の年代のデータが豊富で、火山フロントの位置などを検討できるのは、25~22 Ma、16~13 Ma、8 Ma以降の3つの時代についてである。そこで、この3時代の

1) 新潟大学理学部：〒950-21 新潟市五十嵐2の町8050番地
2) 新潟大学自然科学研究科

キーワード：陸弧、島弧、東北日本弧、火山フロント、反時計回りの回転、リフト火山活動、バイモーダル火山活動、Sr-Nd 同位体比、アセノスフェアのインジェクション

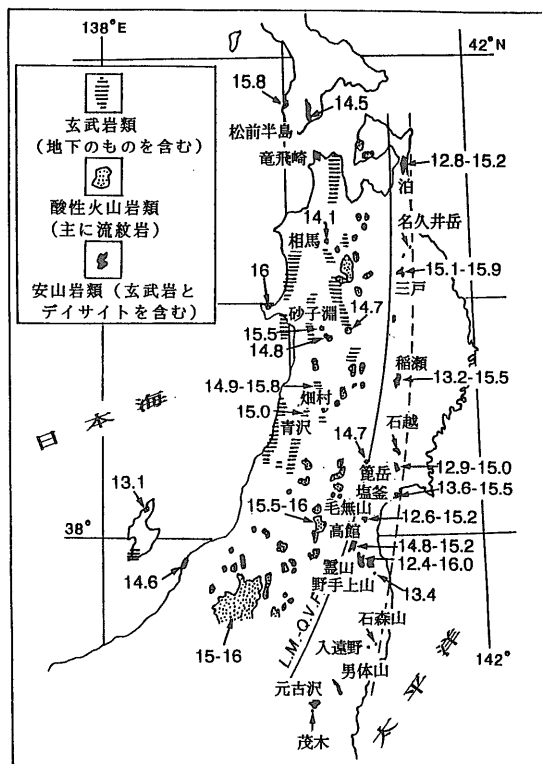


第1図 東北日本弧周辺の約22 Maより古い火山岩の分布と25~22 Maの火山フロント(Ohki et al., 1993). 破線と実線はそれぞれ25~22 Maと後期中新世~第四紀の火山フロント. 数字はMa(100万年)を表す. 年代のデータの出典はOhki et al. (1993)を参照(第2図~第4図も同じ).

火山岩の放射年代をさらに詳しく検討した結果, 火山フロントの位置が25~22 Ma, 16~13 Ma および 8 Ma 以降の3つの時代で異なっていることが明らかになってきた(Ohki et al., 1993).

約25~22 Maの年代を示す火山岩の分布は, 東北日本弧の広い範囲におよんでいて, この時代の火山フロントは第四紀火山フロントのやや東側に位置しているものと考えられてきた(たとえば, Tsunakawa et al., 1983; 宇都ほか, 1989; 周藤ほか, 1989).

しかし, この時代に形成されたものとみなされてきた火山岩のうち, 海溝側(太平洋側)の仙台以北に分布するものの多くは(稲瀬, 石越, 籠岳などの火山岩), 最近のK-Ar年代測定の結果, 16~13 Ma



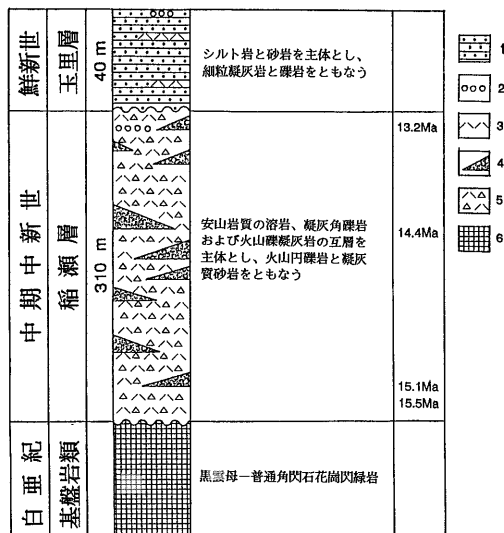
第2図 東北日本弧における16~13 Maの火山岩の分布と火山フロント(Ohki et al., 1993). 破線と実線はそれぞれ16~13 Maと後期中新世~第四紀の火山フロント. 数字はMaを表す.

に形成された可能性が強くなってきた. そして, この時代の火山岩の放射年代を整理すると, 25~22 Maの火山フロントは, 第四紀火山フロントに平行して走っているのではなく, 海溝側の塩釜地域から漸移帯(脊梁帯)の雫石・川尻地域をへて背弧側(日本海側)の松前半島へいたる地帯に設定できるものとみられる(Ohki et al., 1993; 第1図). 海溝側の仙台以北においては, 岩手県三戸近傍に21.8 Maを示すデイサイトが小規模ではあるが存在する(木村, 1984). また, 東北日本弧からはやや離れてはいるが, 岩手県八戸沖の日本海溝近傍(DSDP 地点439)で掘削された安山岩とデイサイトも約22 Maの年代を示している(Yanagisawa et al., 1980). 筆者らは, 25~22 Maの火山フロントを仙台付近から三戸周辺へ延長するのは無理であると考えている. この年代を示す火山岩は仙台~下北半島までの約350 kmのあいだに, 三戸周辺のデイサイトのみにすぎないからである. 筆者らは, 25~22 Maの火山岩

が広範囲に分布する地域(第1図)の東縁線に相当する、塩釜—雫石・川尻—松前半島線が25~22 Maの火山フロントに相当しているものと考えられる。日本海溝近傍の火山岩は前弧火山活動によって形成されたものと考えられているが(Gill, 1981), 三戸近傍のデイサイトは日本海溝近傍のデイサイトに岩質的に類似しているため、このデイサイトも前弧火山活動によって形成されたものであろう。

一方、16~13 Ma(中期中新世)の火山岩も東北日本弧に広く発達しているが、この時代の火山フロントは、第2図に示すように第四紀火山フロントの30~50 km 東側をこれとほぼ平行して走っている。約12~9 Ma および 5 Ma あたりの火山岩の分布はあまり明瞭ではないが(年代のデータが少ないため)、8~6 Ma(後期中新世)と4~2 Ma(鮮新世)の火山岩の分布の東縁は、第四紀火山フロントの位置にほぼ一致している(周藤ほか, 1988; Shuto and Yashima, 1990; Tamura and Shuto, 1989), 少なくともほぼ8 Ma あたり以降、東北日本弧の火山フロントは現在の位置に固定されていたものと考えられる。

第1図と第2図に設定された25~22 Ma と16~13 Maの火山フロントの位置からすると、25~22



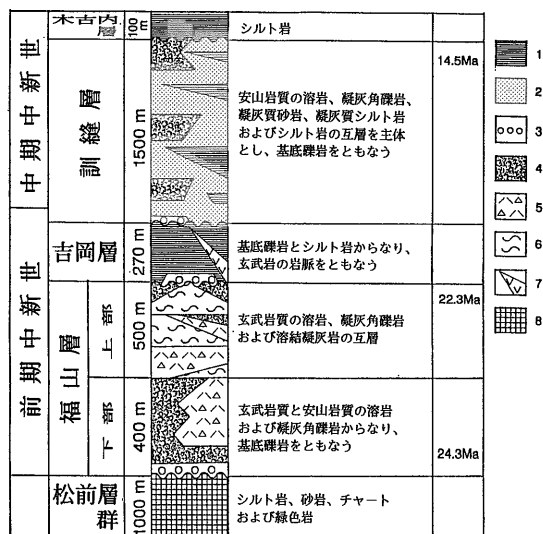
第4図 北上東方の稲瀬地域における火山層序(Ohki et al., 1993). 原図は牧野・周藤(準備中)による。1:シルト岩・砂岩, 2:礫岩, 3:細粒凝灰岩, 4:溶岩, 5:凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩, 6:花崗閃緑岩。

Maの火山フロントの西側の地域は、16~13 Maの火山活動域にも相当している。この地域においては、松前半島にみられるように、22 Maより古い火山岩(福山層)の上位に、海成の堆積物(吉岡層)を介して約15 Maの火山岩(訓縫層)が不整合におおって分布している(第3図)。一方、25~22 Maの火山フロントの東側の地域においては、この年代の火山岩が欠き、稲瀬地域のように、約16~13 Maの火山岩が、基盤の白亜紀以前の岩石を直接おおっていることが多い(第4図)。

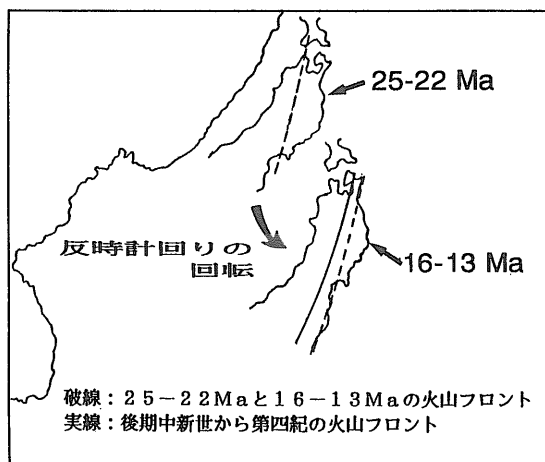
25~22 Ma, 16~13 Ma および 8 Ma 以降の東北日本弧の火山フロントの位置を考慮すると、東北日本弧の火山フロントが22 Ma から16 Ma にかけて、北北西~南南東方向から南北方向に移動し、さらに13 Ma から8 Ma にかけて西へ30~50 km 移動したことを示している。

Ohki et al.(1993)は、この東北日本弧の火山フロントの2回の移動の要因について、以下に述べるような説明を与えている。

漸新世以降、太平洋プレートの移動方向にはほとんど変化がみられないと考えられているので、22 Ma あたりから16 Ma あたりにかけての、東北日本弧の火山フロントの方向転換は、東北日本弧の反時



第3図 北海道松前半島における火山層序(Ohki et al., 1993). 原図は山本(準備中)による。1:シルト岩, 2:凝灰質砂岩・シルト岩, 3:基底礫岩, 4:溶岩, 5:凝灰角礫岩, 6:溶結凝灰岩, 7:岩脈, 8:シルト岩・砂岩・チャート・緑色岩。



第5図 東北日本弧の古位置(Ohki et al., 1993). 東北日本弧の25~22 Maと16~13 Maの火山フロントの位置関係は、東北日本弧の反時計回りの回転(Otofujii et al., 1985)によって説明される。

計回りの回転によってもたらされたものと解釈されよう(第5図). 反時計回りの回転時期は20~12 Maあたりとみられるので(Otofujii et al., 1985), 東北日本弧における約20 Ma以前の火山活動は、陸弧あるいはそれに近い環境のもとで起こったものであり、16~13 Maの火山活動は、日本海拡大が終わりに近くなった時点に起こったものとみなすことができるだろう。

一方、13 Maから8 Maにかけての火山フロントの西方への移動は、東北日本弧下へ沈み込む太平洋プレートの傾斜角度の変化(16~13 Maの大きい傾斜角から8 Ma以降の緩傾斜への変化)に起因するものと解釈できる。後でも詳しく述べるように、15 Ma前後には、背弧側から日本海にかけての上部マントル(大陸性リソスフェア)中にアセノスフェアが貫入したものと推定されている(たとえば、倉沢・今田, 1986; Nohda et al., 1988, 周藤ほか, 1992b)。このアセノスフェアによる東北日本弧のマントルウェッジと沈み込むプレートに対する押し込みが、この時代の太平洋プレートの沈み込みの角度を大きくした要因になっているものとみられる。日本海拡大の停止に伴うアセノスフェア貫入活動の衰退(約12 Ma以降)によって、太平洋プレートの沈み込みの角度は、現在のそれに近い緩傾斜なものになったものと解釈される。以上の説明は、16~13 Maと8 Ma以降とで、火山フロント付近の

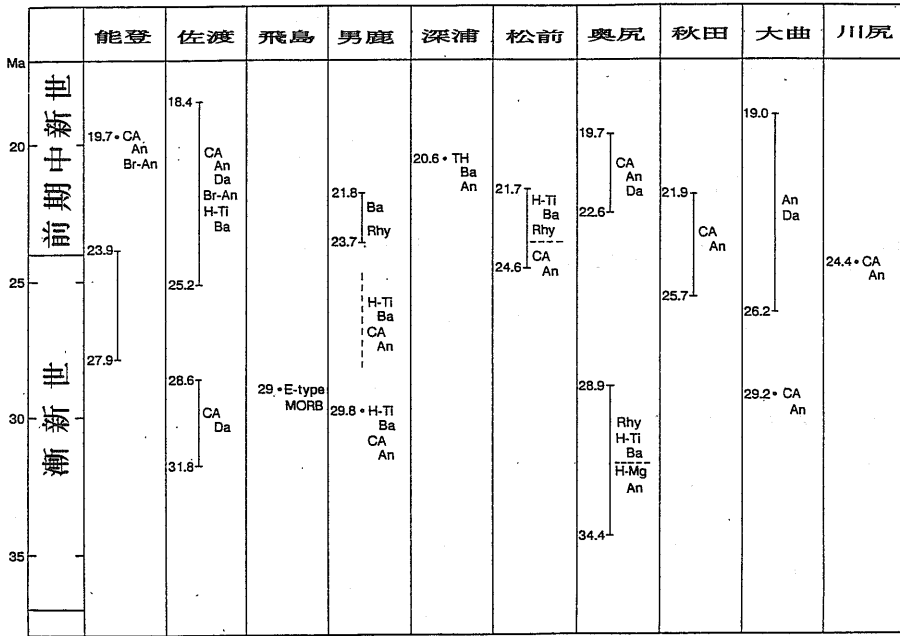
マグマの生成深度に大きな違いがないことを前提としてのことである。

3. 22 Ma 以前の火山活動

第1図には、約22 Maより古い時代(漸新世~前期中新世)の火山岩の分布を示してある。これらの大部分の火山岩は陸域での火山活動によって形成されたものであることが、これまでの多くの地質学的研究によって明らかにされている(大沢, 1963; 田口, 1973; Ohguchi, 1983など)。この時代の火山岩のうち、現在の脊梁帯周辺に分布するものは、変質作用の影響を強く受けているので、これまで岩石学的な検討からはずされてきた傾向があり、現在でも不明な地域が多く残されている。しかし、日本海沿岸付近に分布する火山岩には新鮮なものもかなり残されており、最近、それらについていくつかの詳しい検討が行なわれた。第6図には、東北日本弧周辺の漸新世~前期中新世火山岩の年代と火山岩の性質をまとめて示してあるが、各地の火山岩にはいくつかの共通した特徴がみられる。

その1つとして、佐渡島・飛島・男鹿半島・北海道松前半島・奥尻島の諸地域では、 TiO_2 、 P_2O_5 、Zr、NbなどのHFS元素(High Field Strength元素; イオン価が大きく、溶液中に多く含まれやすい性質をもつ)にとむアルカリ質~ソレイト質玄武岩の活動がみられ、飛島以外の地域では、これらの玄武岩の活動に先立ってカルクアルカリ質の安山岩やデイサイトが活動していることがあげられる。2つめとして、この時期の火山岩のなかには、東北日本弧の第四紀火山岩に典型的にみられるソレイト質玄武岩~安山岩(島弧性ソレイト)が、ほとんどみられないことがあげられる。3つめとして、安山岩やデイサイトのなかにはMgOにとむ玄武岩質安山岩や古銅輝石斑晶をもつ安山岩も含まれることがあげられる。これらの安山岩類は、能登半島・佐渡島・奥尻島などに見出だされている(保科, 1984; 島津・外山, 1982; 岡村, 1987; 山本ほか, 1991)。

最近、山本(1993)は松前半島と奥尻島に産する漸新世~前期中新世火山岩の岩石学的検討から、以下のような興味ある考察を行なっている。松前半島の漸新世末期から前期中新世(約25~22 Ma)に形成



第6図 東北日本弧周辺の漸新世～前期中新世火山岩類の年代(K-Ar およびフィッシュントラック)と岩石学的性質(山本ほか, 1991). CA: カルクアルカリ系列, TH: ソレライト系列, H-Ti: TiO₂ や他の HFS 元素にとむことを示す, H-Mg: MgO にとむことを示す, E-type MORB: E 型 MORB 様玄武岩, Ba: 玄武岩, An: 安山岩, Br-An: 古銅輝石斑晶を含む安山岩, Da: デイサイト, Rhy: 流紋岩. 年代の出典は山本ほか(1991)を参照.

された火山岩と奥尻島の漸新世(約34～29 Ma)の火山岩には、上で述べた事柄の他にもいくつかの共通点がある。両地域とも下部層は、カルクアルカリ質の玄武岩質安山岩～安山岩で構成されているのに対して、両地域の上層は、玄武岩と酸性火山岩からなるバイモーダルな構成となっている。しかも、上部層の両玄武岩とも、TiO₂などのHFS元素にとみ、島弧性の玄武岩とは異なっている。このような酸性火山岩とアルカリ岩的な要素をもつ玄武岩がほぼ同時期に活動している火山活動域は、大陸地域のリフト帯(たとえば、リオグランデリフト)に知られている。これらの地域の上層の火山岩は、日本海拡大に先行したリフティングにともなう火山活動によって形成された可能性がある。

もちろん、火山岩の岩石化学的な特徴だけから火山活動のテクトニックセッティングを特定することはできないが、この時代の類似の玄武岩は男鹿半島や佐渡島にも認められるので、これらは共通の成因的背景(起源物質の性質、マグマの部分溶融の程度、同じテクトニックな場での火山活動など)をもってのものと考えられる。

東北地方羽越地域の下部中新統(23～22 Ma)は、主に安山岩や流紋岩の溶岩および同質の溶結凝灰岩を含む火砕岩などから構成されているが(高浜, 1976)、これらもリフティングによって形成されたグラーベンを埋積しているものと考えられている(山路, 1989)。

4. 16～13 Maの火山活動

この10年あまりに、中期中新世火山岩の地質学的ならびに岩石学的研究は著しく進んだ。その結果、この時代の火山活動とテクトニクスとの関連などが、22 Maより古い時代の火山岩の場合とくらべると、一段と鮮明になってきているといえよう。

4.1 火山活動の造構場

山路・佐藤(1989)は、東北日本弧の中期中新世の堆積盆形成時の沈降史を総括しているが、その結果によれば、東北日本弧は16 Maから15 Maにかけて急激に沈降し、背弧側での基盤沈降量は約2kmに達し、海溝側でも数100 mに達したと見積もられている。背弧側の青沢玄武岩に代表される中期中

新世の玄武岩は、この急激な沈降をひき起こしたリフティング(この時代のリフティングは、後述するように、アセノスフェアの背弧側上部マントルへの貫入によって生じたものであるが、22 Ma 以前のリフト火山活動は大陸辺縁部を引き裂く大規模なマントル内部の流動によって生じたものと筆者らは考えている)ともなっていて活動したものと考えられている(佐藤ほか, 1988; Tsuchiya, 1990; 山路・佐藤, 1989など). 背弧側における中期中新世の急激な著しい沈降は、引張応力場のもとでの地殻の伸張薄化に応じたアイソスタティックな応答によって説明されるものとみられる(山路・佐藤, 1989).

一方、この時期の海溝側の火山岩は、岩手県三戸周辺の四役層、門ノ沢層、末の松山層中の安山岩類のように基盤の沈降環境のもとで形成されたものもある。しかし、その他の多くの火山岩は、基盤岩(花崗岩類や変成岩類)を直接おったり、基盤に対してアバットしているの、この時期の海溝側の火山岩は、多くの場合、陸域で形成されたものである。霊山玄武岩や北上川河谷地域の火山岩の活動はNSまたはNNE-SSW方向の断裂に規制されて起こったものであることが強調されているが(八島・生出, 1966)、海溝側では背弧側のようにリフト帯は形成されていない。このことは、16~13 Maの東北日本弧が全体として引張応力場におかれていたとしても、引張応力の程度は背弧側よりも海溝側の方が弱かったことを示唆しているであろう。

4.2 バイモータル火山活動

これまで、玄武岩と酸性火山岩を主体とするバイモータルな活動が、東北日本弧の中期中新世の火山活動の特徴づけるものと考えられてきた(今田, 1974)。たしかに、脊梁帯から背弧側にいたる地域は、安山岩の露出は小規模で、玄武岩と流紋岩が卓越するバイモータルな火山活動域となっている(第2図)。一方、第四紀火山フロントより東側の火山岩は、主に安山岩からなり、これにしばしば玄武岩やデイサイトもともなわれるが、 SiO_2 が70%をこえる酸性火山岩はまれにしかみられない。したがって、東北日本弧全体をみた場合、バイモータル火山活動域は脊梁帯から背弧側に限定される。

4.3 16~13 Maの海溝側火山岩の特徴—第四紀の海溝側火山岩との比較

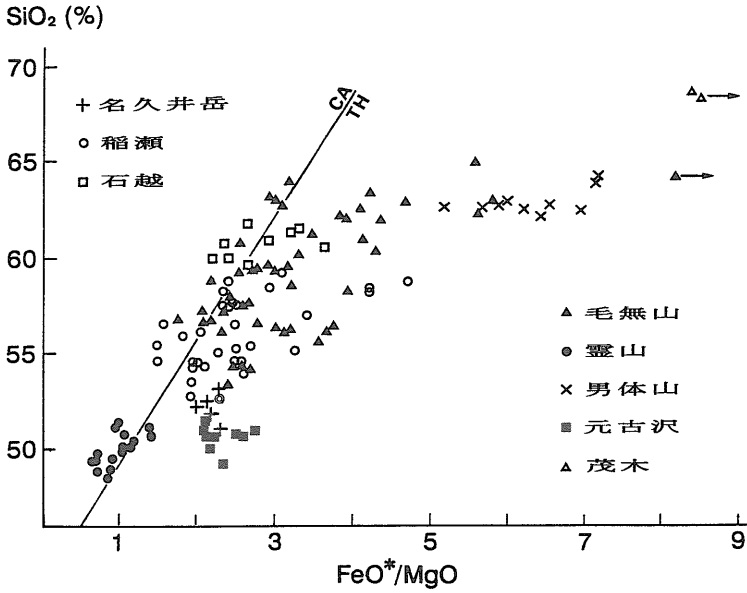
16~13 Maの海溝側(第四紀火山フロントの東

側)の火山岩のうち、いくつかの地域のものについてはかなり詳しい岩石学的な記載がなされているが、その全体的な特徴は必ずしも明確にはされていない。そこで、ここでは、これらと第四紀火山岩の岩石学的性質を比較することによって、16~13 Maの海溝側火山岩の特徴を述べることにする。

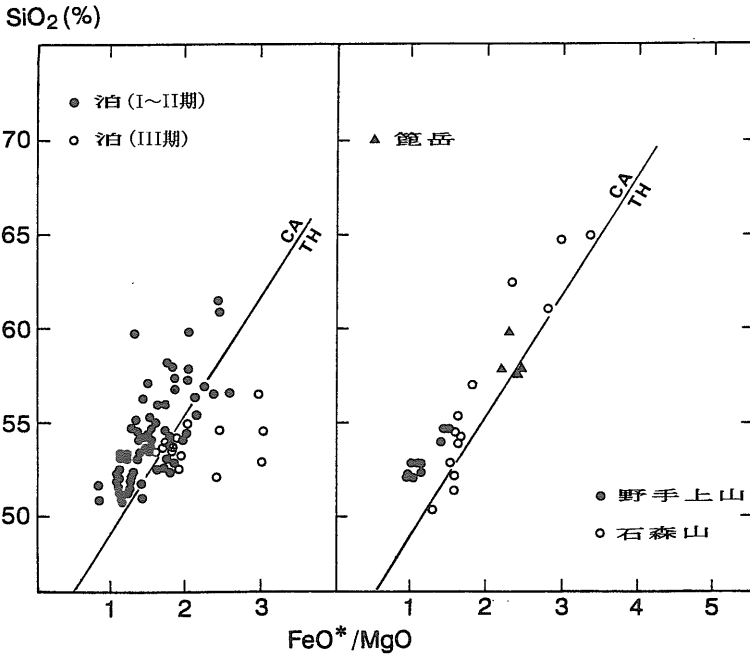
ここで検討する海溝側の火山岩は、下北半島の泊・青森県八戸近傍の名久井岳・岩手県北上東方の稲瀬・宮城県北部の石越と籠岳・福島北方と東方の毛無山と霊山・福島県原町西方の野手上山・福島県いわき周辺の石森山・茨城県大子近傍の男体山・栃木県茂木~元古沢周辺の各地域に産するものである(第2図)。

東北日本弧の第四紀火山帯は、火山岩の苦鉄質斑晶の組合せの違いと K_2O などのインコンパティブル元素(不適合元素のことで、HFS元素とイオン半径が大きくて溶液中に含まれやすいLIL元素; Large Ion lithophile元素とがあり、Kは後者に属する)量の違いから、青麻一恐、脊梁、森吉、鳥海の4つの火山列に細分される(中川ほか, 1986)。前2列は海溝側の火山帯(那須火山帯)にほぼ相当し、後2列が背弧側の火山帯(鳥海火山帯)にほぼ相当する。青麻一恐火山列と脊梁火山列を比べると、青麻一恐火山列は脊梁火山列よりも低い K_2O 量で特徴づけられ、ソレアイト系列の火山岩よりもカルクアルカリ系列の火山岩が卓越するのに対して、脊梁火山列は両系列の火山岩で構成されている。また、青麻一恐火山列の安山岩やデイサイトには角閃石斑晶が含まれるのに対して、脊梁火山列の火山岩には角閃石斑晶は含まれないという違いもある。

16~13 Maの海溝側の火山岩では、稲瀬・石越・石森山・茂木の安山岩やデイサイトには角閃石斑晶が存在するが、名久井岳・籠岳・毛無山・野手上山・男体山の安山岩とデイサイトには角閃石斑晶は認められない。泊の安山岩の大半は輝石安山岩であるが、まれに角閃石斑晶をもつ安山岩もみられる。安山岩~デイサイトの岩石系列については、名久井岳・稲瀬・毛無山・男体山・茂木の多くの火山岩はソレアイト系列のものであるが(第7図)、野手上山・石森山の火山岩はカルクアルカリ系列に属する(第8図)。泊・籠岳・石越の安山岩はソレアイト系列とカルクアルカリ系列の両者からなる。



第7図
東北日本弧の16~13Maの海溝側の主にソレイト系列火山岩のSiO₂-(FeO*/MgO)図(周藤ほか, 準備中). CA(カルクアルカリ系列)とTH(ソレイト系列)の境界はMiyashiro(1974)による.

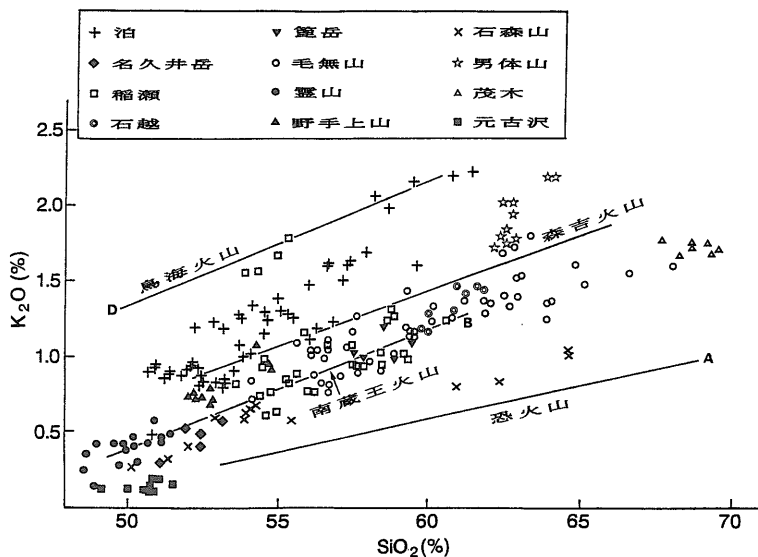


第8図
東北日本弧の16~13 Ma の海溝側の主にカルクアルカリ系列火山岩のSiO₂-(FeO*/MgO)図(周藤ほか, 準備中).

このように、火山岩の苦鉄質斑晶の組合せや岩石系列の点で、16~13 Ma の海溝側の岩石構成は、第四紀の海溝側火山帯の岩石構成に類似しているが、第四紀の青麻—恐火山列と脊梁火山列のように2列にわけるとはできない。

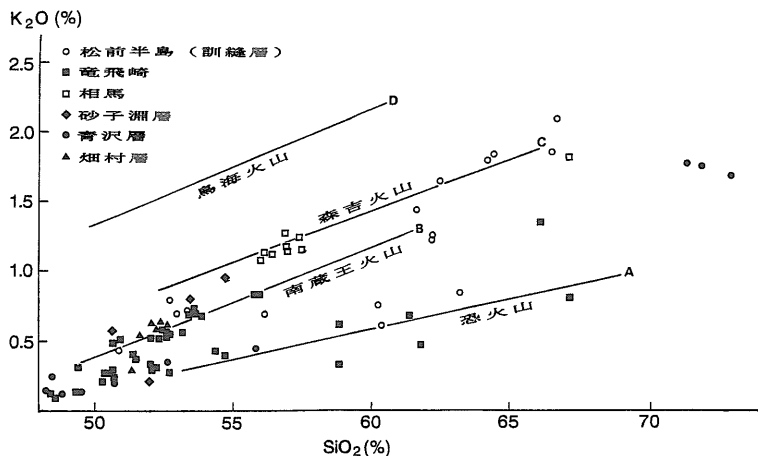
16~13 Ma と第四紀の海溝側火山岩のあいだでは岩石の分化の程度にも違いがみられる。青麻—恐火山列と脊梁火山列の火山岩は、結晶分化の進んだ

ものが多く、あまり分化していない玄武岩でさえ、FeO/MgO 比は1.2以上である(中川, 1988)。一方、16~13 Ma の火山岩のなかには、MgO, Ni, Crなどに著しくとみ、FeO/MgO 比の低い、未分化な性質を示す玄武岩が含まれる。泊・霊山・野手上山の玄武岩がこれに相当する。このような未分化な玄武岩は、海溝側に産する後期中新世以降(8~0 Ma)の火山岩には全くみられない。



第9図

東北日本弧の16~13 Maの海溝側火山岩のSiO₂-K₂O図(周藤ほか, 準備中). A, B, C, Dは第四紀の恐火山(青麻一恐火山列), 南蔵王火山(脊梁火山列), 森吉火山(森吉火山列), 鳥海火山(鳥海火山列)の変化曲線. 第四紀火山のデータは富樫(1977), 酒寄ほか(1984), 中川(1983), 林(1984)による.



第10図

東北日本弧の16~13 Maの背弧側火山岩のSiO₂-K₂O図(周藤ほか, 準備中). A, B, C, Dは第9図と同じ.

16~13 Maの海溝側火山岩中には、第四紀の海溝側火山岩に似たK₂Oの低い火山岩(元古沢玄武岩や石森山安山岩など)から、第四紀の背弧側火山岩に似たK₂Oの高い火山岩(泊の玄武岩~安山岩や稲瀬の安山岩など)まで混在する(第9図). すなわち、16~13 Maの海溝側火山岩間には、東北日本弧の第四紀火山岩が有するK₂Oの変化幅にほぼ相当するK₂Oの違いが存在する.

また、これらの16~13 Maの火山岩のなかには、TiO₂(1.8~2.7%)や他のHFS元素にとむソレライト質の玄武岩と安山岩、FeO/MgO比の高いアイスランダイト様の珪長質な安山岩やデイサイトなどがみられる(一色, 1974; 周藤ほか, 1985; 白水ほか, 1983; 周藤・八島, 1985; 周藤・猪俣,

1992). この種の火山岩は、東北日本弧の第四紀火山岩のなかにはみいだすことはできない.

このように、東北日本弧の海溝側に分布する16~13 Maと第四紀の火山岩には、共通する点もみられるが、大きな相違点も存在する. 相違点の主な要因は、マグマの発生機構にかかわるテクトニックな条件が、2つの時代で異なっていることによるものと考えられるが、このことについては後に述べることにする.

4.4 海溝側と背弧側のK₂O量の比較

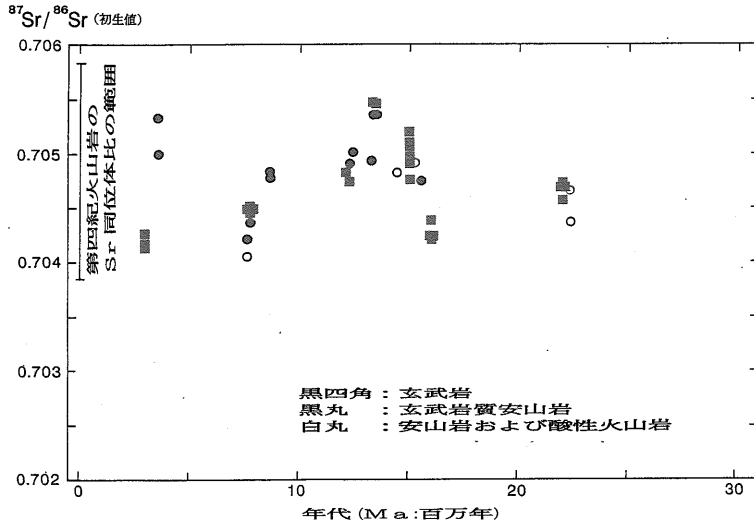
背弧側に分布する16~13 Maの火山岩は、主に玄武岩と酸性火山岩からなるが、安山岩も小規模ながら産する(たとえば、青森県竜飛崎周辺). これらの背弧側の玄武岩や安山岩の化学組成上の大きな特

徴の1つは、一般に K_2O 量にとぼしいことである(第10図)。すなわち、背弧側の火山岩は、海溝側の低 K_2O 火山岩と同程度かあるいはこれよりも低い K_2O 量を有している(第9図と第10図)。このように、東北日本弧の16~13 Ma の火山岩にみられる K_2O の島弧横断方向の変化の様相は、海溝側から背弧側の火山岩に向かって K_2O が漸次増加する第四紀火山岩の変化傾向とは明らかに異なるものである。

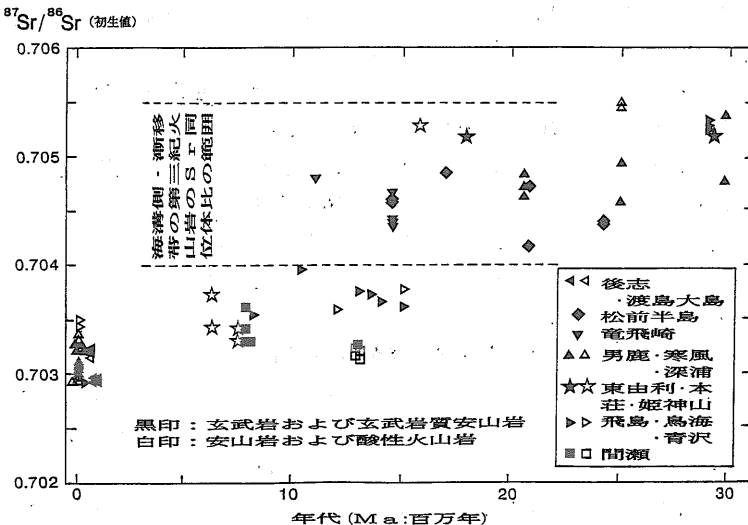
4.5 Sr 同位体比の変遷

東北日本弧の火山岩の Sr や Nd の同位体比の時間的変遷に関する研究結果が、1980年代後半以降にあって発表された(倉沢・今田, 1986; Nohda and Wasserburg, 1986; Nohda et al., 1988; Shuto

et al., 1993)。これらの研究によれば、海溝側に産する玄武岩は、0.704台の前半から0.705台の後半の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値(以後 SrI 値と略記する)値をもっているが、これらの SrI 値に時間的な変化はみられない(第11図)。一方、背弧側の多くの玄武岩も、約35~15 Ma では、上記の海溝側玄武岩と似た SrI 値をもち、SrI 値の時間的な変化はみられない。しかし、約15 Ma 以降の背弧側の玄武岩の SrI 値は著しく低く、0.70290~0.70396の値を示す(第12図)。最近、これらの傾向とあわない例として、34.4 Ma の年代を示す奥尻島の玄武岩からも15 Ma 以降の玄武岩の値に相当する低い SrI 値が報告されている(Shuto et al., 1992)。



第11図
東北日本弧の海溝側と漸移帯の火山岩類の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値(SrI 値)と年代との関係(Shuto et al., 1993)。



第12図
東北日本弧の背弧側火山岩類の SrI 値と年代との関係(Shuto et al., 1993)。

4.6 火山岩の形成機構

15 Ma あたりにおける背弧側玄武岩の SrI 値の急激な変化は、背弧側の玄武岩質マグマが、15 Ma 前後を境にして Sr 同位体比を異にするマントル物質から生成されたことを示唆しているであろう。すなわち、低い SrI 値をもつ玄武岩質マグマは、15 Ma あたりに、背弧側から日本海にかけての Sr 同位体比の高い大陸性のマントル中へ貫入した Sr 同位体比の低いアセノスフェアから生成されたものと考えられる(倉沢・今田, 1986; Nohda et al., 1988; 周藤ほか, 1992b)。背弧側から N-MORB に相当する低い SrI 値をもつ玄武岩は見出されていないので、このアセノスフェアは、N-MORB の起源マントルよりは Sr 同位体比のやや高いものであろう(Shuto et al., 1993)。

これまでの Sr 同位体比のデータによれば、低い SrI 値をもつ火山岩が見出されているのは、大和海盆東部、日本海東縁部および東北日本弧の日本海沿岸地帯などである(第13図)。この付近の上部マン

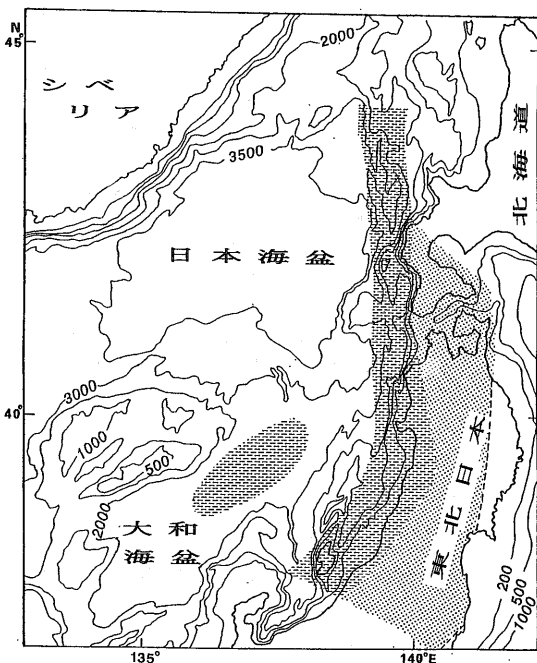
トル中には、高温のアセノスフェアが貫入したのであろう。背弧側のリフト帯の形成期には隆起が起こった層位学的証拠がみられないことから、このリフト帯の形成機構は、受動的リフティングモデルで説明されている(山路・竹下, 1989)。すなわち、大陸性リソスフェアの伸張薄化の進行にともなって、アセノスフェアが貫入したものとみられる。

4.4で述べたように、16~13 Ma の背弧側玄武岩中の K_2O 量は、海溝側玄武岩中のものと程度かあるいはこれよりも乏しい。このことは、上部マントルにおける部分熔融の程度が、海溝側よりも背弧側の方が大きかったことを示唆している。実際、東北日本弧北部の海溝側に分布する泊玄武岩と背弧側・津軽半島に分布する竜飛崎玄武岩についての、プロセス判定図による部分熔融程度の見積もり結果によれば、竜飛崎玄武岩の部分熔融程度の方がわずかに大きいことが示されている(渡部・滝本, 1992)。海溝側上部マントルにくらべて、背弧側上部マントルの方が大きい部分熔融程度を示すのは、背弧側に貫入した高温のアセノスフェアからの熱供給による、背弧側上部マントルの温度上昇の結果によるものであろう。

高温アセノスフェアからの熱供給は、下部地殻にもおよんだ可能性がある。4.2で述べたように、16~13 Ma の脊梁帯から背弧側はバイモーダルな火山活動域となっているが(第2図)、この地域における大量の酸性火山岩は、下部地殻物質の溶融によって形成されたものと考えられる。海溝側で酸性火山岩がほとんど産しないのは、アセノスフェアからの熱供給が海溝側の下部地殻にまでは及ばなかったことによるであろう。バイモーダル火山活動域の酸性火山岩が下部地殻起源のものであるかどうか、Sr-Nd 同位体比による研究などから確かめる必要がある。

このように、背弧側に貫入した高温アセノスフェアからの熱供給が、海溝側の上部マントルや下部地殻までには及んでいないと推定されることや、16~13 Ma の火山フロントが第四紀火山フロントの30~50 km 東側に存在することなどを考慮すると、海溝側の火山岩は、太平洋プレートの沈み込みに関連したマグマの発生機構のみによって形成された可能性が大きいだろう。

通常のマントルウェッジ内では、カンラン岩のソ



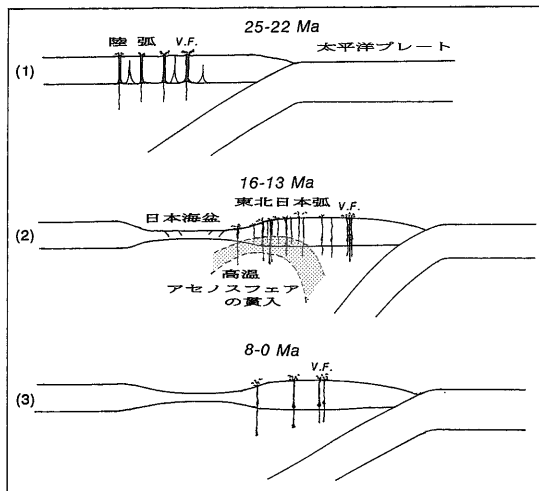
第13図 東北日本弧周辺の SrI 値を異にする玄武岩類の分布(Shuto et al., 1993)。横線部: Sr 同位体比の低いアセノスフェアに由来する15 Ma より若い玄武岩類の分布域。点部: Sr 同位体比の高い大陸性マントルに由来する玄武岩類(30~0 Ma)の分布域。

リダス温度になっていないのでマグマは発生しないが、沈み込むスラブからマントルウェッジ内に H_2O が供給されることにより、ウェッジ内に含水カンラン岩のソリダス温度が分布するようになると、マグマが発生するものと考えられている(たとえば, Tatsumi et al., 1986). スラブ中の角閃石が脱水分解を起こす深さ約110 kmの直上付近に、東北日本弧の第四紀火山フロントが形成されているのはこの考えを支持している. 16~13 Maにおいても、第四紀火山フロントの30~50 km 東側の直下のマントルウェッジ内に含水カンラン岩のソリダス温度が分布し、そこからマグマが発生することにより火山フロントが形成されたと考えるのが自然であろう.

このように考えると、16~13 Maの火山フロント近傍の火山岩は、第四紀火山フロント近傍の火山岩のように低い K_2O 量をもつことが期待される. しかし実際には、4.3で述べたように、16~13 Maの海溝側の火山岩は K_2O の大きな変異幅を有している. このことは、16~13 Maの海溝側マントル内でのマグマ発生深度の不均質性を示唆しているのではないだろうか.

4.1において、霊山玄武岩や北上川河谷地域の火山岩は、引張応力場で起こった断裂に支配されて形成された可能性を指摘したが、このことを霊山玄武岩や泊玄武岩について岩石学的側面から検討してみる. さて、4.3で述べたように、16~13 Maと第四紀の海溝側火山岩の岩石学的性質の違いの1つは、16~13 Maの火山岩のなかには、マントルのカンラン岩と平衡共存が可能な組成をもつ未分化なソレイト質玄武岩が存在することである. マントルで生成される初生ソレイト質マグマの密度は、地殻中の花崗岩の密度より大きいために、初生ソレイト質マグマは花崗岩中を上昇できにくく、それは地殻中部でマグマ溜りをつくるものと考えられている(Kushiro, 1983). しかし、霊山玄武岩や泊玄武岩は、未分化なソレイト質玄武岩で構成されているので、これらの初生ソレイト質マグマは、マグマ溜りをつくることなく地表に上昇したであろう. これらの地域では、引張応力場が卓越し、マグマの上昇をうながす断裂が発達することにより、密度の大きい初生ソレイト質マグマが花崗岩質の地殻中を上昇できたものと考えられる.

断裂の地下深部への影響が差別的に及べば、海溝



第14図 東北日本弧の火山岩の形成モデル

- (1) 25~22 Ma; 陸弧におけるリフト火山活動.
- (2) 16~13 Ma; 日本海拡大が終わりに近づいた時代の火山活動.
背弧側では高温のアセノスフェアの貫入によって火山活動が起こり、海溝側では太平洋プレートの沈み込みによって火山活動が起こった. アセノスフェアの貫入によってマントルウェッジと太平洋プレートは押され、太平洋プレートの沈み込む角度は25~22 Maや8~0 Maよりは大きい. このため、火山フロントは、8~0 Maの火山フロントよりも30~50 km 東側に存在している. 点部はアセノスフェアからの熱供給が及んだところで、パイモータル火山活動は脊梁帯から背弧側に限定される. 海溝側では断裂の地下深所への影響が差別的に及んだためにマグマ生成深度は一樣ではない.
- (3) 8~0 Ma; アセノスフェアは冷却し、プレートの沈み込む角度は緩傾斜となり、プレートの沈み込みに関連した火山活動だけが起こる. 図は第四紀の火山活動を想定したもの.

側マントル内で部分熔融の起こる深度に不均質が生じる可能性がある. 海溝側における K_2O にとむ玄武岩質マグマは、 K_2O に乏しい玄武岩質マグマよりもマントル内のやや深所で(部分熔融程度は小さい条件下で)生成されたのかもしれない.

次に、海溝側における TiO_2 にとむソレイト質玄武岩~安山岩およびアイスランダイト様の安山岩~デイサイトの出現はどのように説明されるであろうか. 前者は茂木北方地域、いわき西方入遠野地域、稲瀬地域の3地域に、塊状溶岩または枕状溶

岩として産する。茂木北方地域では、 TiO_2 にとむ玄武岩とともに TiO_2 にとぼしい玄武岩(島弧性ソレライト)も産するが(周藤ほか, 1985; 伊崎ほか, 1985), 両者の成因的關係は明らかにされていない。稲瀬地域においても, TiO_2 にとむ苦鉄質安山岩とともに TiO_2 に乏しい安山岩が産するが, 両者の初生玄武岩質マグマは, 同じ組成の起源物質からの部分熔融程度の違いによって生成されそうにない(周藤ほか, 1992a)。海溝側の上部マントルには TiO_2 に関して, 若干の不均質性が存在するのかもしれない。アイスランドイト様の火山岩は, 海溝側では, 毛無山地域, 茂木地域, 男体山地域の3地域に産するが, 前2地域では, 溶岩円頂丘として産するのに対して, 男体山地域では水中自破碎溶岩として産する。毛無山地域と男体山地域の安山岩やデイサイトは, 海溝側の玄武岩に比べ著しく高い SrI 値(0.70551~0.70681)を有しているので, 下部地殻起源の可能性がある(周藤・猪俣, 1992)。

5. 8 Ma 以降の火山活動

東北日本弧の後期中新世(8~6 Ma)~鮮新生(4~2 Ma)火山岩と第四紀火山岩のあいだで, 岩石学的性質に類似性があることは, 周藤(1989)などによって指摘されてきた。すなわち, 火山岩の岩石系列や K_2O 量の島弧横断方向の変化の様相は, 後期中新世, 鮮新生, 第四紀を通して互いに類似している。これらの事実, 現在の沈み込み帯(東北日本弧)におけるマグマの成因論は, 少なくとも 8 Ma あたりの火山岩までは適用できることを示唆している。海溝側の第四紀火山帯が青麻一恐火山列と脊梁火山列に分かれたのは, 1.0~0.7 Ma 以降であることが最近指摘された(伴ほか, 1992)。8~1 Ma と 1.0~0.7 Ma では, 海溝側火山岩の成因があるいは少し異なっているのかもしれない。

以上述べてきたことにもとづき, 東北日本弧の火山活動が陸弧火山活動から島弧火山活動へいたる過程を模式的に第14図に示す。

謝辞: 本稿をまとめる機会を与えていただき, また草稿に対し貴重な助言をいただいた, 地質ニュース編集委員会の佐藤興平氏に厚く感謝申し上げます。

文 献

- 伴 雅雄・大場与志男・石川賢一・高岡宣雄(1992): 青麻一恐火山列, 陸奥岳, 恐山, 七時雨および青麻火山の K-Ar 年代—東北日本弧第四紀火山の帯状配列の成立時期—。岩鉱, **87**, 39-49.
- Gill, J. E. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, p. 390.
- 林 信太郎(1984): 島海火山の岩石学(その1)—岩石記載および主成分化学組成—。岩鉱, **79**, 475-483.
- 保科 裕(1984): 能登半島北部の新第三紀火山岩類—特に無斑晶安山岩類について—。地質学論集, no. 24, 45-58.
- 一色直記(1974): 阿武隈山地太平洋側の中新世枕状溶岩。地質雑, **80**, 323-328.
- 伊崎利夫・周藤賢治・八島隆一(1985): 栃木県茂木町周辺の中新世火山岩類。福島大学教育学部理科報告, **35**, 29-38.
- 木村勝弘(1984): 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究。石油開発技術センター年報昭和59年度, 16-18.
- 今田 正(1974): 東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑, **80**, 81-89.
- 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.
- Kushiro, I. (1983): On the lateral variation in chemical composition and the volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 435-447.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- 中川光弘(1983): 森吉火山の地質と岩石。岩鉱, **78**, 197-210
- 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義(1986): 青麻一恐火山列: 東北日本弧火山フロント。岩鉱雑, **81**, 471-478.
- 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義(1988): 東北日本弧, 第四紀玄武岩類の水平変化。岩鉱雑, **83**, 9-25.
- 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.
- Nohda, S. and Wasserburg, G. J. (1986): Trend of Sr and Nd isotopes through time near the Japan Sea in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 157-167.
- Ohguchi, T. (1983): Stratigraphical and petrographical study of the late Cretaceous to early Miocene volcanic rocks in Northeast Inner Japan. *J. Min. Coll., Akita Univ., Ser. A*, **3**, 189-258.
- Ohki, J., Watanabe, N., Shuto, K. and Itaya, T. (1993): Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene ages in the Northeast Japan arc. *The Island Arc* (投稿中)。
- 岡村 聡(1987): 日本海周辺地域の古第三紀末~中新世前期火成作用—西南北海道を例に—。MAGMA, no. 79, 24-28.
- 大沢 穰(1963): 東北地方中部における新第三紀造山運動・火成作用および鉱化作用(第一報 新第三紀の火成活動について)。岩鉱, **50**, 167-183.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985): Paleomagnetic evidence of the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 265-277.

- 酒寄淳史・吉田武義・青木謙一郎(1984): 那須北帯・南蔵王火山噴出物の地球化学的研究. 東北大核理研研究報告, **17**, 346-355.
- 佐藤比呂志・土谷信之・天野一男(1988): 日本における学術ボーリング候補地(3)中部中新統青沢層—日本海拡大時の海洋底玄武岩一. 月刊地球, **10**, 251-255.
- 島津光夫・外山哲英(1982): 佐渡島の新第三紀火山岩類. 地質雑, **88**, 381-400.
- 白水 明・高橋正樹・池田幸雄(1983): 栃木県茂木地域に産するピジョン輝石デイサイト. 岩鉱, **78**, 255-266.
- 周藤賢治(1989): 日本海拡大説からみた東北日本弧の第三紀火山活動. 地球科学, **43**, 28-42.
- 周藤賢治・安斎憲夫・桑原通泰(1989): 東北日本弧の後期漸新世～前期中新世火山岩にみられる K_2O , Rb, Sr の水平変化. MAGMA, no. 84, 1-10.
- 周藤賢治・猪俣惠理(1992): 北部阿武隈地域に産する中期中新世アイスランド岩様デイサイト. 新潟大地理地質研究報告, **7**, 103-110.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一(1985): 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高 TiO_2 ソレライト. 岩鉱, **80**, 246-262.
- 周藤賢治・牧野淳史・板谷徹丸・八島隆一(1992a): 北上市東方に産する稲瀬火山岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 岩鉱, **87**, 20-34.
- 周藤賢治・滝本俊明・阪井明子・山崎勉・高橋 努(1988): 東北日本弧北部中新世火山岩類の全岩化学組成の時間的変遷. 地質雑, **94**, 155-172.
- 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・大木淳一・渡辺直喜・安斎憲夫・山本和広・牧野淳史・猪俣惠理・滝本俊明・桑原通泰・板谷徹丸(1992b): 東北日本弧の中期中新世(16~12 Ma)火山活動とテクトニクス. 松本徹夫教授記念論文集, 333-346.
- Shuto, K., Kagami, H. and Yamamoto, K. (1992): Temporal variation of Sr isotopic compositions of the Cretaceous to Tertiary volcanic rocks from Okushiri Island, Northeast Japan Sea. J. Min. Pet. Econ. Geol., **87**, 165-173.
- Shuto, K., Ohki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., Anzai, N. and Itaya, T. (1993): Relationships between drastic change of Sr isotopes in magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. Mineral. Petrol. (in press).
- Shuto, K. and Yashima, R. (1990): Lateral variation of major and trace elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc. J. Min. Pet. Econ. Geol., **85**, 364-389.
- 田口一雄(1973): 東北新第三系下部層の火山層序と放射年代. 地質学論集, **8**, 183-193.
- 高浜信行(1976): 朝日山塊西麓地域の第三系. 地質学論集, no. 13, 211-228.
- 玉木賢策(1992): 日本海の形成機構. 科学, **62**, 720-729.
- Tamura, S. and Shuto, K. (1989): Lateral variation of major and trace elements in the late Miocene volcanic rocks from central part of Northeast Japan. J. Min. Pet. Econ. Geol., **85**, 364-389.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase from the subducted lithosphere and origin of arc magmas; evidence from high pressure experiments and natural rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res., **29**, 293-309.
- 富樫茂子(1977): 恐山火山の岩石学的研究. 岩鉱, **72**, 45-60.
- Tsuchiya, N. (1990): Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. Bull. Geol. Surv. Japan, **41**, 473-505.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K. (1983): K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. Geochem. J., **17**, 269-275.
- 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一. 地質雑, **95**, 865-872.
- 渡部直喜・滝本俊明(1992): 東北日本弧北部・中期中新世火山岩類初生マグマの部分熔融程度の推定—津軽半島竜飛火山岩類と下北半島泊火山岩類を例として—. 総合研究「東北日本の新生代火山岩類の時空分布の変遷とテクトニクス」研究報告 no. 1, 69-74.
- 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, no. 32, 306-320.
- 山路 敦・佐藤比呂志(1989): 中新世における東北日本弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.
- 山路 敦・竹下 徹(1989): 島弧リフティングにみるリソスフェアのレオロジー. 科学, **59**, 802-811.
- 山本和広(1993): 西南北海道松前半島と奥尻島の漸新世～前期中新世火山岩類の岩石学的特徴. MAGMA(印刷中).
- 山本和広・周藤賢治・渡部直喜・板谷徹丸・加々美寛雄(1991): 奥尻島の第三紀火山岩類の K-Ar 年代と東北日本弧周辺の漸新世および前期中新世火山岩の岩石学的特徴. 岩鉱, **86**, 507-521.
- Yanagisawa, M., Takeuchi, Y., Ozima, M. and Kaneoka, I. (1980): $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of boulders drilled at site 439, Leg 57, Deep Sea Drilling Project. Init. Rep. DSDP. LVI-LVII, US Govern. Printing Office. Washington D. C. 57, 1281-1284.
- 八島隆一・生出慶司(1966): 東北日本における中新世初期の火山作用と変質作用. 地団研専報, no. 12, 103-111.

SHUTO Kenji, OHKI Jun'ichi, YAMAMOTO Kazuhiro and WATANABE Naoki (1993): Evolving the continental arc volcanism into the island arc one—Temporal variation of the Tertiary volcanism in the Northeast Japan arc—.

〈受付: 1993年1月13日〉