

# 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？

渡辺 寧<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

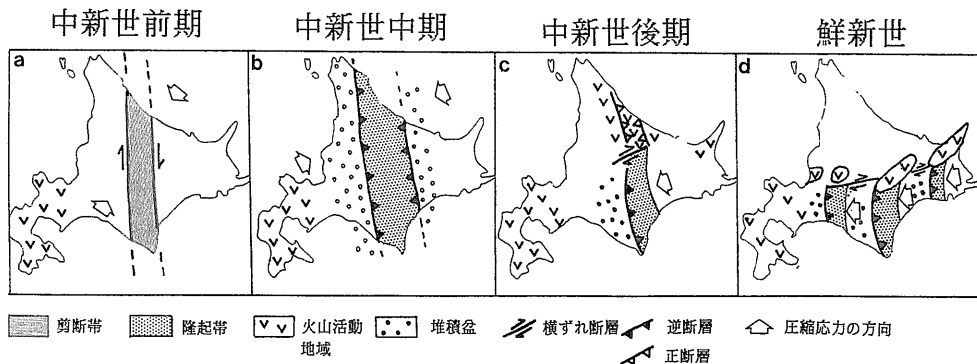
北海道北東部の中新世火山活動は、現在の千島弧での火山活動と大きく異なる特徴を持っており、その構造的な位置づけは必ずしも明確ではなかった。その特徴とは、(1)火山岩は現在のフロントから背弧側にかけて約200 kmの広い幅をもつ、南北方向にくつかの火山列を形成しており、火山活動は北から南に向かい新しくなる(渡辺・山口, 1988)。(2)この地域の玄武岩～安山岩は島弧横断方向での $K_2O$ の広域的な変化を示さず(後藤ほか, 1994; 国分ほか, 1994), アイスランドイト(国分ほか, 1994)や粗面岩(Yamagishi and Goto, 1991), 高マグネシウム安山岩(Wada and Goto, 1993)が含まれる。(3)火山活動は広域的には隆起する場で、しかし局所的には南北方向の地溝の形成される場で起こっている(八幡・西戸, 1990)。このような火山活動は、現在の千島弧での島弧-海溝系のセッティング(東北東-西南西方向の火山列, 約60 kmの火山帯の幅,  $K_2O$ の背弧側での増加)では説明できず、背弧海盆の

拡大(後藤ほか, 1994; 国分ほか, 1994)や、チタン鉄鉱系列の花崗岩類と関連した前弧火山帯での火山活動(掘越, 1994)にその原因が求められている。しかしながら、背弧海盆が拡大したとされる漸新世～中新世中期(Kimura and Tamaki, 1986)と、北海道北東部の14-6 Maの火山活動は時期的に隔たりがあり、また北海道中央部の花崗岩類の年代(約40-17 Ma)とも時期が異なる。

筆者は1993年にアメリカ合衆国のGreat Basin地域とニュージーランド北島のタウポ火山帯を訪れる機会があり、両地域の火山活動が北海道北東部の中新世火山活動と極めて類似していることに気がついた。本稿では、沈み込みスラブの角度の変化に伴い、熱いアセノスフェアがマントルウェッジへ上昇したことが、北海道北東部の火山活動の原因であるとする「スラブギャップモデル」を提案する。

## 2. 中新世の北海道のテクトニクスの概要

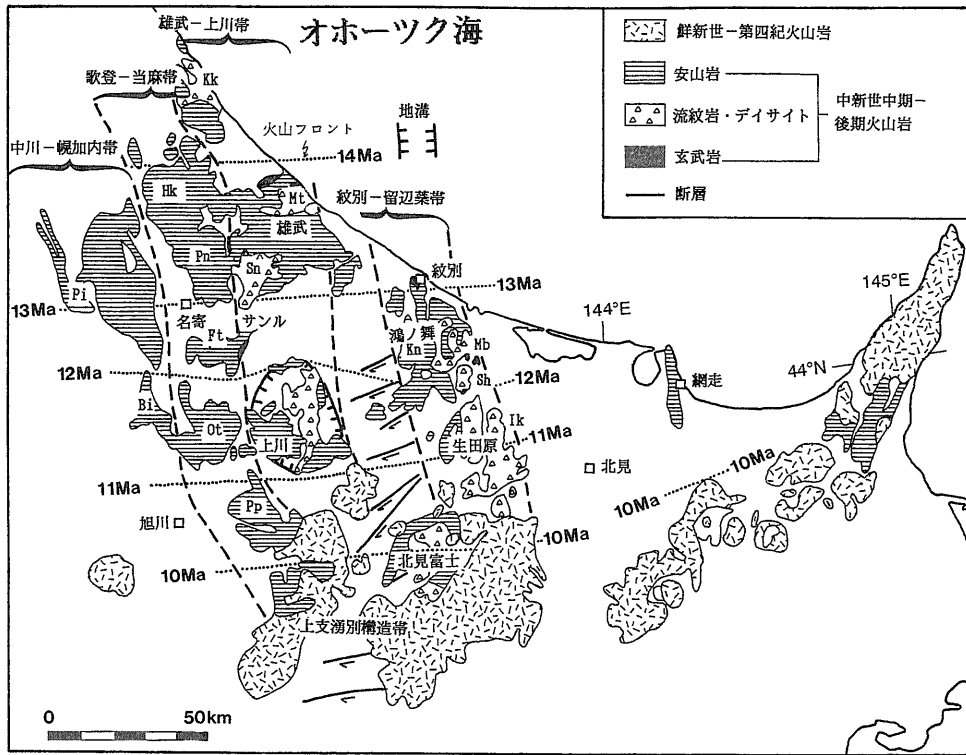
北海道北東部に火山活動の生じた中新世中～後期



第1図 北海道中央部の新生代のテクトニクス。

1) 地質調査所 鉱物資源部

キーワード：北海道北東部, 中新世, 火山活動, 熱いアセノスフェアの上昇, スラブギャップ, 太平洋プレートの揺らぎ, 火山フロントの移動



第2図 北海道北東部の火山岩類の分布。点線は時代毎の火山フロントの位置を表す。

Pi：ピヤシリ岳層，Bi：美深層，Hk：函岳溶岩，Pn：ベンケ溶岩，Ft：二股溶岩，Ot：乙部山溶岩，Pp：米飯山溶岩，Kk：金駒内溶岩，Mt：元稲府溶岩，Sn：サンル溶岩，Sk：渚滑岳溶結凝灰岩，Kn：鴻ノ舞層，Mb：藻別層，Sh：社名淵層，Ik：生田原層。

の時期は、北海道中央部の地質構造が、それまでの南北方向から、現在の千島弧に平行な東北東-西南西へと大きく転換する時期である。

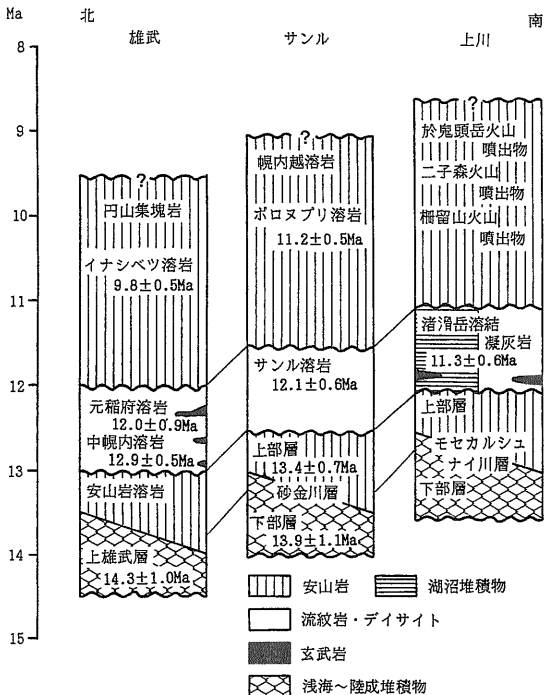
中新世前期には、北海道中央部では、北米プレートとユーラシアプレートとの衝突が起こり始め、北海道中央部では右横ずれ剪断帯が形成される (Kimura et al., 1983) (第1図 a)。中新世中期の前半には、プレートの衝突が最高潮に達し、北海道中央部には南北方向の隆起帯が形成され、東西に大量の粗粒碎屑物 (古丹別層・川端層・上支湧別層・オンラネップ川層) が供給された (保柳ほか, 1986) (第1図 b)。中新世中期後半から中新世後期前半には北海道北東部で地溝の形成とともに火山活動が起こり (八幡・西戸, 1990)、北海道中央部では、上支湧別構造帯において、右横ずれ断層運動が始まる (Kimura et al., 1983) (第1図 c, 第2図)。中新世後期には北海道南部が、千島弧前弧の衝突のために隆起し、その西側に粗粒碎屑物を供給した (嵯峨山ほか, 1992)。この時期には、北海道北東部はほと

んど変形を受けていない (宮坂・松井, 1986)。中新世後期後半～鮮新世には、東北東-西南西方向の現在の千島火山フロントに沿って、火山活動が活発化し、雁行状の火山列が東から西へと形成される (渡辺, 1987)。また北海道南部では、断続的に生じた千島弧前弧の衝突のために、隆起帯と堆積盆が形成された (第1図 d)。

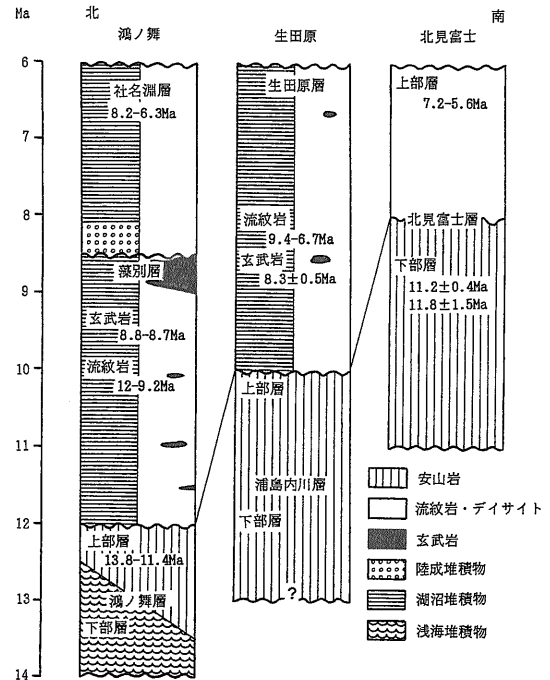
### 3. 北海道北東部の中新世中-後期火山岩類

この地域では中生代～古第三紀の基盤岩類 (日高層群・湧別層群・サロマ層群) とこれらに進入する深成岩類、中新世中期の堆積岩 (上支湧別層・オンラネップ川層) を覆って、中新世中期から後期の火山岩類・火砕岩類が南北帯状に分布する (第2図)。この南北帯状の火山列は西から中川-幌加内、<sup>うたのぼり</sup>歌登-当麻、雄武-上川、紋別-留辺蘂帯と呼ばれる (渡辺・山口, 1988; 八幡・西戸, 1990) (第2図)。

中川-幌加内帯に分布する火山岩は、主として角



第3図 雄武-上川帯の火山岩類の層序対比。  
年代値データの文献は本文参照のこと。



第4図 紋別-留辺蘂帯の火山岩類の層序対比。  
年代値データの文献は本文参照のこと。

閃石含有複輝石安山岩からなる。北部に分布するピヤシリ岳層では13.3~11.8 Ma(柴田・棚井, 1982; 後藤ほか, 1994), 南部の美深層では11.1 Maの放射年代が報告されている(Wada and Goto, 1993)。

歌登-当麻帯には、延長約140 kmにわたり火山岩が分布している。主として複輝石安山岩からなり、北から南にかけて徳志別集塊岩(13.7 Ma, 13.8 Ma; 柴田ほか, 1981), 函岳およびフーレップ溶岩(12.8~10.0 Ma; 渡辺・山口, 1988), 二股火山岩, 乙部山溶岩(9.3 Ma; 渡辺・山口, 1988), 米飯山溶岩(10.4 Ma; 渡辺・山口, 1988)が分布する。徳志別集塊岩のみが浅海～汽水環境で形成しており(柴田ほか, 1981), 他の火山岩は陸域の環境で形成している。

雄武-上川帯は、陸上では約90 km 追跡され、約14 Ma から9 Ma の年代を示す安山岩、流紋岩、デイサイト、玄武岩が分布する。北から雄武、サンル、上川地域に細区分される。いずれの地域でも最初期に安山岩質の凝灰角礫岩または溶岩が基盤岩類を不整合で覆っている。その上位には元稲府溶岩、サンル溶岩、落滑岳溶結凝灰岩等の珩長質火山岩類が覆っている。元稲府溶岩と落滑岳溶結凝灰岩は同

時期の玄武岩溶岩または貫入岩を伴う。これらの珩長質岩は中新世中-後期の安山岩溶岩に覆われる。これらの火山岩類の放射年代(興水・金, 1986b, 1987; 渡辺・山口, 1988)は、火山活動が北から南に新しくなる傾向を示す(第3図)。

紋別-留辺蘂帯は、陸上では約80 km 追跡される。この帯を北から南に便宜的に鴻ノ舞、生田原、北見富士の3地域に分ける(第2図)。それぞれの地域に分布する火山岩類を主体とする地層の対比図を第4図に示す。それぞれの地域の最下部には安山岩質溶岩および凝灰角礫岩からなる地層(鴻ノ舞層、浦島内川層、北見富士層下部層)が基盤岩を不整合で覆って分布し、その上位には流紋岩溶岩および同質火山碎屑岩、またはデイサイト溶岩からなる地層(藻別層、社名淵層、生田原層、北見富士層上部層)が覆っている。これらの珩長質岩は玄武岩を少量伴う。火山岩の噴出した地質環境を見ると、浦島内川層、北見富士層は不明であるが、鴻ノ舞層は浅海性である。上位の珩長質岩類は陸上または湖沼環境である(八幡・西戸, 1990)。この帯の火山岩の放射年代(興水・金, 1986a, 1986b, 1987; 八幡・西戸, 1989; 通商産業省, 1990, 1993; 渡辺は

か, 1991)から, 火山活動は約13 Maから6 Maまで続き, 北から南に広がっていったことが読み取れる(第4図).

紋別-留辺蘂帯の東方の網走から屈斜路湖にかけて, やはり南北に中新世後期の火山岩類が分布するが, 屈斜路カルデラ起源の第四紀火砕流堆積物に覆われており, その詳細は明らかではない. 網走付近では, 11.3~6.6 Maの年代を示す安山岩~デイサイト溶岩が分布する(Yamagishi and Goto, 1991; 通商産業省, 1992).

火山岩の組み合わせに注目すると, 中川-幌加内帯, 歌登-当麻帯はほとんどが安山岩から構成されるのに対し, 雄武-上川帯, 紋別-留辺蘂帯と東に向うに従い, 流紋岩・玄武岩の量が多くなる. 雄武-上川帯, 紋別-留辺蘂帯では, 玄武岩と流紋岩(一部デイサイト)とのバイモーダルな火山岩の下位には, 安山岩が認められ, 安山岩火山活動が各々の場所での最初の火山活動になっている.

これらの火山岩の多くは, 中間カリウムのカルクアルカリ質~ソレライト質で, 島弧横断方向に, 広域的な $K_2O$ の規則的な増加あるいは減少の傾向は認められない(後藤ほか, 1994). 紋別-留辺蘂帯では, 鴻ノ舞層の安山岩の一部がアイスランダイトに分類され(国分ほか, 1994), 網走付近には6.6 Maのトラカイト質安山岩が分布する(Yamagishi and Goto, 1991). 金銀鉱床と分布の上で密接に関係がある流紋岩は, 斑晶鉱物として, 斜方輝石・単斜輝石・斜長石をもち, 黒雲母や角閃石等の含水鉱物に乏しいものが多い. 外観は白色~灰色の流理構造が顕著なものや, 黒色のガラス質の流紋岩が一般的である. これらの流紋岩の多くには磁鉄鉱とチタン鉄鉱が共存し, 磁鉄鉱系列の特徴をもつ. Sr同位体の初生値についてみると, 雄武-上川帯の流紋岩は0.70449~0.70450と0.704以上を示すのに対し, 紋別-留辺蘂帯では, 測定した中で, ひとつの試料を除いて0.704以下の低い値(0.70339~0.70389)を示す. このような低いSr同位体比から, 北海道北東部の流紋岩は, 北海道中央部に分布するチタン鉄鉱系列の花崗岩類や変成岩類にその起源を求める(堀越, 1994)ことはできず, 下部地殻の下部~上部マントル起源である可能性が指摘される.

各火山帯の基盤岩(中生代~古第三紀の地層)の深

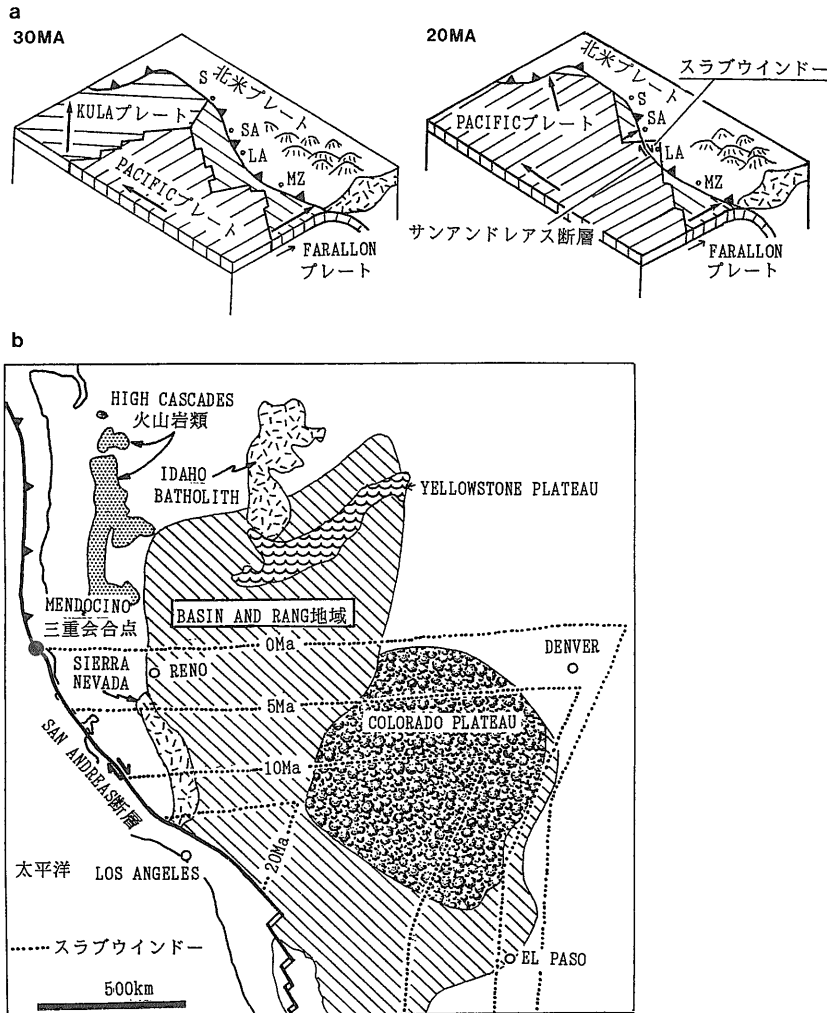
度をみると, 歌登-当麻帯, 雄武-上川帯では, 地表に基盤岩が露出しているのに対し, 紋別-留辺蘂帯では, 基盤岩は急激に落ち込み, 南北方向に延びる地溝を形成している. この地溝はオホーツク海に延長され, 紋別北方約40 kmの測線では幅約10 kmの地溝が確認されている(Tamaki et al., 1978)(第2図). この地溝は生田原付近では少なくとも700 m以上の深度をもつ(通商産業省, 1991).

火山活動の起こった地質環境を見ると, 13~12 Maには一部で浅海~汽水環境が残されているが, 約12 Ma以降にはこの地域は隆起し, 陸上での火山活動へと移り変わる(渡辺・山口, 1988; 八幡・西戸, 1990). 紋別-留辺蘂帯では, 鴻ノ舞層と藻別層との間に大規模な不整合が報告されている(八幡・西戸, 1990).

以上に述べた, 北海道北東部の火山岩類の特徴は以下のようにまとめられる. ①中新世中期後半から中新世後期(14 Ma~6 Ma)にかけて活動し, 北海道北東部にのみ分布する(これは中新世中期以前の北海道を南北に貫く花崗岩や右横ずれ剪断帯・中新世中期の堆積盆の分布と異なる). ②南北方向に帯状に分布し, 一部は深い地溝を形成している. ③この地域は火山活動の始まりとともに隆起している. ④安山岩・玄武岩・デイサイト・流紋岩が噴出している. 雄武-上川帯, 紋別-留辺蘂帯では玄武岩・流紋岩のバイモーダルな活動に先立ち, 安山岩の活動が認められる. ⑤火山活動は北から南に新しくなる傾向を示す. 最初に活動した安山岩の年代に注目すると, 14 Maから10 Maにかけて火山活動が北から南に広がっていったことがわかる(第2図). ⑥この地域の火山岩は島弧に特徴的な $K_2O$ の広域的な増加・減少の傾向を示さない. この地域には分化の進んだアイスランダイトや含水鉱物に乏しい低Sr初生値の流紋岩が分布する. ⑦鮮新世には東北東-西南西方向の現在の千島弧の火山活動に変化する. ⑧北海道北東部の東側では, より活発なバイモーダル火山活動が起こり, 流紋岩のSr初生値はより低く, より深い地溝が形成されている.

#### 4. 「スラブギャップ」とは？

「スラブギャップ」を最初に提案したのは, Dickinson and Snyder (1979)である. 彼らは新生代後期のアメリカ西海岸のテクトニクスに注目した.



第5図 新生代の米国西部のテクトニックセッティング。  
 a: プレートのセッティングの変化, b: スラブの窓の拡大と Basin and Range 地域の位置(Dickinson and Snyder, 1979原図)。

第三紀前半にはファロン-太平洋-クラブプレート三重会合点は北米プレート西方の太平洋にあり、北米プレート中部の西縁ではファロンプレートが東向きに沈み込んでおり、カスケード-シエラネバダ山脈では陸弧の火山活動が起こっていた(第5図a)。ところが、約30 Ma-20 Maにファロン-太平洋海嶺の一部が北米プレート下に沈み込んだために、海嶺が沈み込んだ部分では、北米プレートが直接太平洋プレートと接するようになった。ファロンプレートと北米プレートが接している部分では、ファロンプレートの沈み込みが引き続いたが、太平洋プレートが北米プレートと接する部分では、前者が後者に対して相対的に北に移動していたため

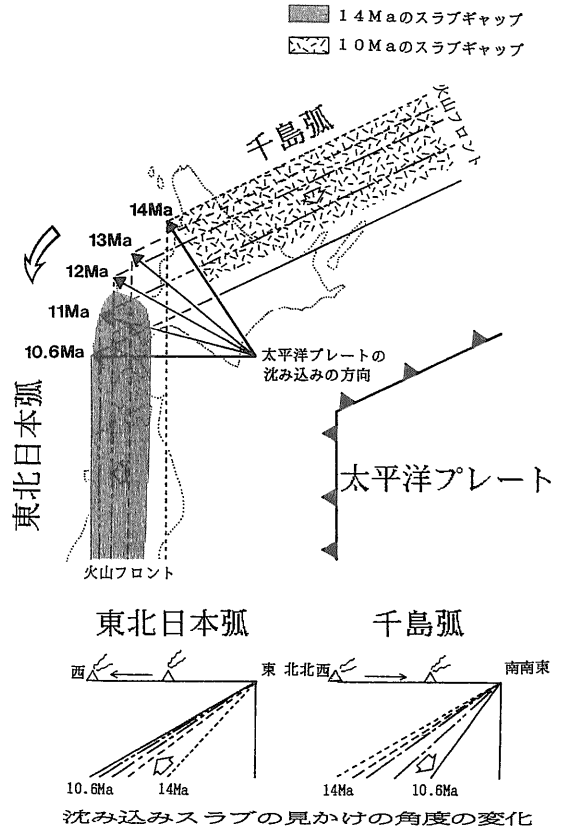
に、この境界では沈み込みおよび陸弧の火山活動は起こらず、右横ずれトランスフォーム境界(サンアンドレアス断層系)が形成された。さらに海嶺の沈み込みが引き続き、右横ずれ境界が拡大したために、北米プレート中部西縁では、海洋プレートスラブの存在しない「スラブの窓」(slab window)が発生した(Dickinson and Snyder, 1979)(第5図a, b)。この「スラブの窓」は時代とともに広がって行き、この領域では、従来沈み込んだ海洋プレートにより占められていた空間を埋めるために、熱いアセノスフェアが下部から上昇した。このため「スラブの窓」の領域の地表部(Basin and Range 地域)は、暖められ、広範囲に伸張テクトニクスが起こり易くなった

と考えられる。Dickinson and Snyder (1979)は、Basin and Range 地域で生じた、①アセノスフェアの上昇に伴う広域的な地殻の隆起と地域的な地殻の伸張、②弧火山活動の停止と玄武岩と流紋岩のバイモーダル火山活動の発生、③横ずれ断層境界の形成、が「スラブの窓」領域の地表部の現象であると説明した。Severinghaus and Atwater (1990)は、太平洋プレートの古地磁気異常帯の解析に基づき、この「スラブの窓」はDickinson and Snyder (1979)が示したような三角形ではなく、「スラブギャップ」と言うべき、長方形の形態をしているとしている。いずれにせよ、沈み込みスラブが欠如することにより、熱いアセノスフェアがマンテルウェッジに上昇する機構をここでは「スラブギャップモデル」と呼ぶ。

### 5. 東北日本弧-千島弧会合部におけるスラブギャップモデル

先に述べた北海道北東部の火山活動の特徴はDickinson and Snyder (1979)による「スラブの窓」領域の地表部の特徴を満たしている。それでは、果たして北海道北東部でスラブギャップが形成されたのであろうか？東北日本弧-千島弧会合部にスラブギャップモデルを適用する際に次の2つの仮定を必要とする。①太平洋プレートは、Jackson et al. (1975)の示したハワイ海山列の“ゆらぎ”の方向通りに沈み込む。②沈み込むスラブの傾斜は中新世中-後期には、場所・沈み込みの方向を問わず一定である。

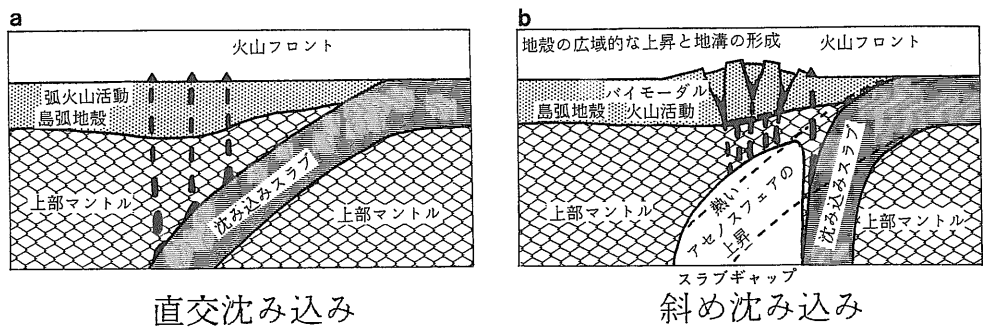
このような仮定をすると、東北日本弧-千島弧では、米国西部で起こった海嶺の沈み込みの代わりに、太平洋プレートの沈み込む方向が変化することにより、Basin and Range 地域と同様なテクトニックセッティングを実現することができる。ハワイ海山列の方位から推定される太平洋プレートの沈み込みの方位は、14 Ma の N33°W から急激に反時計回りに回転し、12.1 Ma には N60°W、10.6 Ma には東西方向になる (Jackson et al., 1975) (第6図)。すなわち千島弧では直交沈み込み (normal subduction) から斜め沈み込み (oblique subduction) に、また東北日本弧では逆に変化する。この時期の千島弧に直交する方向での見かけのスラブの角度は、14 Ma



第6図 千島弧・東北日本弧会合部での太平洋プレートの沈み込みの方向と火山フロント、見かけ上のスラブの角度の変化。

から10.6 Ma にかけて急激に大きくなる。一方東北日本弧では逆に見かけのスラブの角度は小さくなる。このため、千島弧では火山フロントが海溝側に前進し、東北日本弧では背弧側に後退することが期待される (第6図)。このような急激な見かけスラブの傾斜の変化に伴い、千島弧では今までスラブが占めていた空間を埋めるために、熱いアセノスフェアが下部からマンテルウェッジに上昇する (第7図 b)。この上昇に伴い、その上部の地殻は隆起し、同時に暖められることにより、伸張テクトニクスが起こる。またこの様な高温アセノスフェアからの熱の供給により、上部マンテルでは部分熔融の程度が大きくなり、 $K_2O$  に乏しい玄武岩が形成され、また地殻下部物質が熔融することにより、大量の酸性火山岩が形成されると考えられる (周藤ほか, 1993; Shuto et al., 1993)。

この「スラブギャップモデル」により、第3章



直交沈み込み

斜め沈み込み

第7図 スラブギャップモデル概念図。直交沈み込みから斜め沈み込みへの変化に伴い(a→b), 沈み込みスラ  
ブの傾斜が急になり, スラブの占めていた空間に下部から熱いアセノスフェアが上昇する。

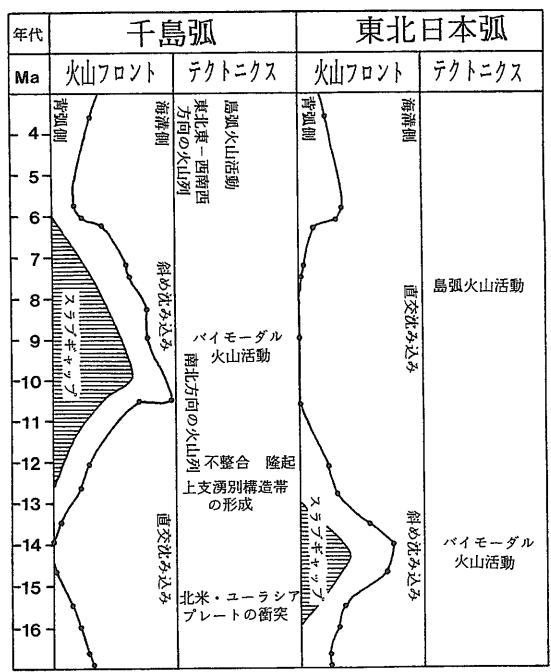
で述べた北海道北東部の①～⑦の火山活動の特徴は、次のように説明される。

①, ⑦火山活動の時期および場所：北海道北東部にバイモーダル火山活動の起こった13 Ma～6 Maの時期は、太平洋プレートが千島弧に対して斜め沈み込みをしていた時期に一致する(第8図)。この時期には火山フロントの背弧側で熱いアセノスフェアの上昇が期待される。従ってこの火山活動は火山フロントより海溝側で起こることはなく、背弧側に幅広く分布することになる。鮮新世には太平洋プレートは直交沈み込みに近い状態に戻り、スラブギャップは解消され、島弧の性格を持つ火山活動が活発化する(第7図a)。

②, ③南北方向の地溝および広域的な隆起：熱いアセノスフェアの上昇に伴う地殻の隆起と地域的な伸張地溝の形成(Dickinson and Snyder, 1979)によるものと考えられる。

④, ⑤, ⑥安山岩・玄武岩・デイサイト・流紋岩の活動、北から南への火山活動場の移動、玄武岩・流紋岩のバイモーダルな活動に先立つ安山岩の活動、火山岩が島弧に特徴的な K<sub>2</sub>O の変化を示さないこと、アイスランダイトや、含水鉱物に乏しい低い Sr 初生値をもつ流紋岩が分布すること：バイモーダル火山活動に先立つ安山岩火山活動は火山フロントでの島弧の火山活動であり、見かけのスラブの傾斜が急になるに従い、海溝側へ移動する。約 14 Ma から 10 Ma の火山フロントの移動は、太平洋プレートの運動方向が北北西から東西に変化する一すなわち計算上、火山フロントが海溝側に移動する一時期に一致する。北海道北東部で安山岩が海溝側から背弧側まで広範囲に分布するにもかかわらず、

K<sub>2</sub>O 量の系統的な変化が認められないのは、火山フロント自身が移動したため、同じ深度において、同じ程度の上部マントルの部分熔融により形成されたマグマ起源の火山岩が広く分布することになったためと説明される。引き続きバイモーダル火山活動は、背弧側から順次後退したスラブに変わって、熱いアセノスフェアがマントルウェッジに上昇したためであろう。分化の進んだアイスランダイトは一般に島弧での産出は稀であり、大陸内部の伸張応力場の下で、ソライト質玄武岩とデイサイト～



第8図 太平洋プレートの沈み込みの方向から計算された東北日本弧・千島弧における火山フロントの位置の相対的变化とテクトニクス。

流紋岩がバイモーダル火山活動を行っている場や、アイスランドの様なホットスポット性の特殊な海洋底拡大部に見られる(高橋, 1986). 鴻ノ舞層中のアイスランダイトは火山フロントの後退とともに形成された地溝付近に見られ, 地域的な伸張場を反映しているのかも知れない. Tatsumi et al. (1989) は, 熱いアセノスフェアの上昇により上部マントルで水に乏しい溶融(dry melting)が生じることを推定しており, 含水鉱物に乏しい流紋岩は, この溶融に関連している可能性がある.

⑧北海道北東部の東側でのより活発なバイモーダル火山活動, より低い流紋岩のSr初生値, より深い地溝の形成: 14 Ma から10.6 Ma にかけて, 千島弧ではスラブギャップが拡大され, 熱いアセノスフェアの上昇が期待されるが, 東北日本弧では逆にスラブギャップが解消される(第8図). 北海道北東部は千島弧と東北日本弧の会合部近くに位置する. 従って, その西側は特に両弧の影響を受け易かったと考えられる. すなわち北海道北東部における東西方向でのこれらの違いは, その西側でよりアセノスフェアの上昇が起り難かったことを反映していると解釈される.

このような太平洋プレートの沈み込みの方向の変化による火山活動への影響は, 千島弧のみでなく, 東北日本弧にも現れなければならない. 東北日本弧では, 火山岩の化学組成・同位体の検討から, 16–13 Ma に沈み込むスラブの角度が急になり, 背弧側でアセノスフェアの上部マントルへの注入が起り, 流紋岩と玄武岩のバイモーダル火山活動が起こったと考えられている(Nohda et al., 1988; 周藤ほか, 1993; Shuto et al., 1993). このときの火山フロントの位置は現在の位置よりも海溝側に移動していた(周藤ほか, 1993; Ohki et al., 1993). また13 Ma から8 Ma の間に, 沈み込んだスラブの角度が緩くなることにより, 火山フロントが背弧側に移動し, 現在の火山活動に引き継がれたとされる(Ohki et al., 1993). このような東北日本弧で復元されているスラブの角度の変化は, 上記のモデルでうまく説明される. 16–13 Ma には, 太平洋プレートは東北本州弧に対し斜め沈み込みをしており, 東西断面での見かけのスラブの角度は急になり, 火山フロントは海溝側に移動している. また背弧側では「スラブギャップ」が形成され, 熱いアセノスフェアの上昇

が起こる(第7図b). 14 Ma から10 Ma にかけては, 太平洋プレートの反時計回りの回転により, 斜め沈み込みから直交沈み込みに変化し, 見かけ上のスラブの角度は緩くなり, 島弧の火山活動に移り変わっていくとともに火山フロントは背弧側に移動する(第7図a, 第8図). 実際には東北日本弧では, 13 Ma から8 Ma にかけては火山活動が弱まり, この間の火山フロントの移動は明確ではなく, またフロントの移動量は第6図のような大幅なものではなかったらしい(周藤ほか, 1993; Ohki et al., 1993). それでも, このモデルによる火山フロントの移動は定性的には現実の移動と調和している.

## 6. おわりに

ここで述べたモデルは, まだ原始的なもので, どうしてバイモーダルの火山活動が起こるのかや, 現実の火山フロントの位置との対応など不明のことも多い. しかし, ①太平洋プレートは, Jackson et al. (1975)の示したハワイ海山列の「ゆらぎ」の方向通りに沈み込む. ②沈み込むスラブの傾斜は時代・場所・沈み込みの方向を問わず一定である, との2つの仮定をすることにより, 千島弧と東北日本弧のテクトニクスの概略を統一的に説明できる. このことは逆に, 太平洋プレートの「揺らぎ」の方向が沈み込みの方向であること, ハワイ付近から日本列島にかけて太平洋プレートが, まさに「プレート」として挙動していることを強く示唆する. また海洋プレートの沈み込む角度が徐々に急になっていくとする「金森モデル」(金森, 1972)についても, 沈み込むプレートの方向の変化による, 見かけのスラブの角度の変化で説明できるのかもしれない. ここで述べた「スラブギャップ」に伴う熱いアセノスフェアのマントルウェッジへの上昇は, 千島弧と東北日本弧のように, 伸びの方向が大きく異なる島弧が同一海洋プレートの沈み込みを受けていれば, 必ずどちらかの島弧に期待される現象であり, 沈み込み帯ではかなり頻繁に認められることが予想される.

謝辞: 石原舜三北海道大学教授の勧めで本原稿を書くことになった. 佐賀大学川野良信博士とは, この地域の火山岩の地球化学についての共同研究を行っている. 北海道大学中川光弘博士, 新潟大学周藤



賢治教授には貴重な御意見を頂いた。以上の方々に感謝の意を表します。

## 文 献

- Dickinson, W. R. and Snyder, W. S. (1979): Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Jour. Geol.*, **87**, 609-627.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治(1994): 北海道北部の新第三紀火山岩類の K-Ar 年代と主成分化学組成。島弧会合部における新生代火成活動の時空変遷(文部省科研費課題番号: 04402015), 89-115.
- 堀越 敏(1994): 北海道東部の中新世火成活動のテクトニクス。資源地質, **44**, 81-91.
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈(1986): “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス—中新世・中央北海道の例—。地団研専報, **31**, 265-284.
- Jackson, E. D., Shaw, H. R. and Bargar, K. E. (1975): Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 145-155.
- 金森博雄(1972): 巨大地震と島弧—アラスカからマリアナまで—。科学, **42**, 203-211.
- Kimura, G. and Tamaki, K. (1986): Collision, rotation and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan seas. *Tectonics*, **5**, 389-401.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S. (1983): Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific region* (eds. Hashimoto, M. and Uyeda, S.), 123-134. TERRAPUB, Tokyo.
- 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, 新生代火山岩類の岩石化学的性質の変遷。地質雑, **100**, 658-674.
- 興水達司・金 詰祐(1986a): 北海道中～東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その1)—上支湧別・北見富士地域—。地質雑, **92**, 477-287.
- 興水達司・金 詰祐(1986b): 北海道中～東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その2)—西部帯・中央帯の“グリーン・タフ”岩層—。地質雑, **92**, 559-568.
- 興水達司・金 詰祐(1987): 北海道中～東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その4)—陸上火山活動による火砕岩類—。地質雑, **93**, 217-227.
- 宮坂省吾・松井 愈(1986): 中央北海道の新生代末期テクトニクス。地団研専報, **31**, 333-344.
- 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., 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.
- 嵯峨山積・保柳康一・宮坂省吾(1992): 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻生層序と粗粒堆積物の形成期。地質雑, **98**, 309-321.
- Severinghaus, J. and Atwater, T. (1990): Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **176**, 1-22.
- 柴田 賢・棚井敏雅(1982): 北海道第三紀火山岩類の K-Ar 年代。北海道新第三系の諸問題(文部省科学研究費報告書), 75-79.
- 柴田 賢・山口昇一・石田正夫・根本隆文(1981): 北海道歌登産 *Desmostylus* 包含層の地質年代。地調月報, **32**, 545-549.
- 岡藤賢治・大木淳一・山本和広・渡部直喜(1993): 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。地質ニュース, 464号, 6-18.
- 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.
- 高橋正樹(1986): 日本海拡大前後の“島弧”マグマ活動。科学, **56**, 103-111.
- Tamaki, K., Nishimura, K. and Honza, E. (1978): Continuous seismic reflection profiling survey. Geological Investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido. Cruise Report, **11**, 42-45. Geological Survey of Japan.
- 通商産業省(1990): 平成元年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 265p.
- 通商産業省(1991): 平成2年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 505p.
- 通商産業省(1992): 平成3年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 258p.
- 通商産業省(1993): 平成4年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 247p.
- 渡辺 寧(1987): 中央北海道ウベサンク溶結凝灰岩の K-Ar 年代とその意義。地球科学, **41**, 323-326.
- 渡辺 寧・山口昇一(1988): 北部北海道名寄-旭川地域の中新世火山岩の K-Ar 年代とその造構場。地球科学, **42**, 91-99.
- 渡辺 寧・内海 茂・宇都浩三(1991): 北海道北東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・西戸裕嗣(1989): 東部北海道, 北見-紋別地域の中新世火山活動—地質・岩石・K-Ar 年代—。日本地質学会第96年学術大会要旨, 532.
- 八幡正弘・西戸裕嗣(1990): 東部北海道“北見グリーンタフ地域”の新第三系とその特徴。春日井昭教授退官記念論文集, 47-60.
- Yamagishi, H. and Goto, Y. (1991): Trachyandesite pillow lava from the Abashiri area, northeast Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **36**, 177-181.

WATANABE Yasushi(1994): Miocene volcanism and tectonics in northeast Hokkaido —Why did the volcanism shift southward?

〈受付: 1994年4月27日〉