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*—

宇都浩三**・柴田 賢**・内海 茂**

K-Ar ages of Neogene volcanic rocks from Northeast Japan : 1. the Mitaki
and the Takadate Formations from Sendai district, Miyagi Prefecture*

Kozo UTO**, Ken SHIBATA** and Shigeru UCHIUMI**

Abstract K-Ar age determinations were performed on two subaerial volcanic strata of Miocene age from the vicinity of Sendai City, Northeast Japan. Younger stratum, the Mitaki Formation mainly consists of basalt to basaltic andesite lava flows of low-K tholeiite series, and the older Takadate Formation is composed of basalt to dacite lava flows and lava domes with minor pyroclastics belonging to high-alumina basalt series. For the Mitaki Formation, concordant ages around 8 Ma are obtained on three lava flows from different localities. Even though two rock specimens suffered alteration, obtained ages are considered to be very close to the eruptive ages mainly because 1, three ages agree well within analytical uncertainties, and 2, obtained ages are consistent with previous radiometric data. On the other hand, four ages obtained for the Takadate Formation split into two; older (21, 22 Ma) and younger (13, 15 Ma). Younger lavas are fresh or faintly altered, whereas lavas of older ages suffered alteration. These petrographic evidences suggest that K-Ar ages for younger lavas represent extrusive ages while those for older lavas might be slightly younger than actual extrusive ages. Consequently, the age difference of at least 6 Ma certainly exists between older and younger lavas. The existence of at least two different ages for the Takadate Formation settled the previous contradictory results of 22.5 Ma K-Ar age for the Takadate andesite and the occurrence of 16-15 Ma time-marker fossils in stratigraphically "older" Tsukinoki Formation. The existence of two different eruption ages for Takadate volcanic rocks is consistent with the possible dormance of volcanic activity during 20-16 Ma suggested by KONDA & UEDA (1980) and TSUNAKAWA *et al.* (1983).

はじめに

東北日本の新第三紀火山岩類は、西南日本のそれと異なり上下に海成層を伴うことが多く、その噴出年代が概ね判明している。そのため、火山活動の分布、岩石の化学組成および噴出量などの時間変化について、放射年代の情報が極めて少ない時期から議論されてきた

(SUGIMURA *et al.*, 1963; MATSUDA & UEDA, 1971; 富樫, 1983)。その後、増田 (1984), TAKEUCHI (1985), TSUNAKAWA (1986) らは、増え始めた放射年代を考慮に入れて東北日本の新第三紀における古応力場の変遷や火山活動の消長を議論し、約 23—21 Ma と約 15—12 Ma に太平洋プレートの沈み込み角度の変化および応力場の変化があったこと、および約 21—15 Ma の間、東北日本において火山活動が静穏であった可能性などを指摘した。また、現在の火山フロントより東側に分布する中新世火山岩類の化学組成の特異性も指摘されている (高橋, 1986; 周藤・八島, 1986)。さらに、東北日本の新

1989年8月10日受付。1989年9月26日受理。

* 日本地質学会第91年学術大会(東京)において発表。

** 地質調査所地殻化学部。Geological Survey of Japan, Ibaraki, 305 Japan.

第三紀火山岩類の古地磁気方位の時間変化から、日本海が中新世の中ごろの短期間に拡大した可能性が指摘されている(OTOFUJI *et al.*, 1985). これらの諸現象をより明確にし、解釈の妥当性を吟味するためには、火山岩のより正確な噴出年代を知ることが不可欠である。

しかし、東北日本のすべての新第三紀火山岩の噴出年代が細かく分かっているとは言い難く、生層序から期待される年代と放射年代との間に矛盾がある場合も存在する(OGASAWARA & NODA, 1978; 柴田ほか, 1984). その理由として、1)陸上噴出の火山岩類は、その上位もしくは下位の海成層と不整合の関係にある場合が多く、海成層の生層序年代から直ちに火山岩の噴出年代が推定できない、2)同じ地域に分布する岩質の類似した火山岩類は、一括して同じ地層として取り扱われる場合が多いが、噴出口が多数存在する場合が多く同じ時期に噴出したかどうか必ずしも明らかでない、3)生層序年代と放射年代が必ずしも常に整合的であるとは限らない、などが考えられる。特に 2)については噴出後の傾動がほとんどない場合には問題となり、碎屑性地層との露頭単位との上下関係が直ちにその地域全体での層序関係に反映されない場合もある。

宮城県仙台市周辺に広く分布する新第三系は、古くから大型化石や微化石を用いた生層序学的研究が行われており(HANZAWA *et al.*, 1953; 北村ほか, 1986 など), 日本の新第三系の中でも最も地質層序の良くわかっているものの一つである。本地域第三系堆積岩中に挟在する火山岩類は、東北日本の他地域の第三紀火山岩に比べ変質の程度が弱く、放射年代測定に十分耐えうる岩石である。これまでいくつか放射年代測定が行われている(TAMANYU, 1975; 今田・植田, 1980; TSUNAKAWA *et al.*, 1983)が、その数はまだ十分とはいえず、噴出年代について細かな点は不明な場合も多い。変質の程度の弱い火山岩の放射年代測定は、岩石の噴出年代について曖昧さの少ない良質の情報を与え、東北日本の火山活動史のみならずテクトニクスの変遷に重要な情報を与えることが期待される。併せて、生層序の良く分かっている地域に産出する変質の少ない火山岩の放射年代を知ること、は、生層序年代と放射年代との対比の上でも重要である。

上記の理由から、仙台市周辺に広く分布し岩石学的性質の良く理解されている三滝層および高館層について K-Ar 年代測定を試みた。

三滝層および高館層の地質概略

三滝層および高館層の分布と測定試料の採取位置を

Fig. 1. Distribution of the Mitaki Formation (v) and the Takadate Formation (dot) (after OZAWA *et al.*, 1986). Closed circles show sample localities for K-Ar dating. Numbers correspond to those in Table 1.

Fig. 1 に示す。

1. 三滝層

三滝層は、仙台市西方の丘陵地に分布し、主に玄武岩質の陸上噴出した溶岩流および火砕岩からなる。青木(1967)は、これらの溶岩類がアルカリに乏しい低アルカリソレイト系列であることを明らかにした。三滝層は、上部中新統の梨野層、白沢層と指交関係にあり、下部鮮新統の亀岡層、竜の口層に不整合に覆われるとされる(地学団体研究会仙台支部, 1980; 北村ほか, 1986)。

三滝層の年代については、5.1 Ma という K-Ar 年代がしばしば示されている(柴田ほか, 1976; 地学団体研究会仙台支部, 1980; ISHIZAKI & TAKAYANAGI, 1981)が、原典が明らかでなく、採取地、岩石名、分析データが不明である。同時異相とされる白沢層(北村ほか, 1986)について、7.1 Ma という K-Ar 年代(今田・植田, 1980)と 6.9 ± 0.7 Ma (11 Ma 以上の粒子除去)または 9.4 ± 0.8 Ma (全粒子)のフィッション・トラック

年代(北村ほか, 1986)が得られている。また, 白沢層を貫き, 岩相の類似性から三滝層に対比されている仙台市北西の大倉ダム付近の岩脈について K-Ar 法により 7.7—8.2 Ma の年代値が得られている (TSUNAKAWA *et al.*, 1983)。

2. 高館層

仙台市の南方, 名取川と阿武隈川に挟まれる地域に広く分布し, おそらく大部分が陸上噴出した玄武岩質ないしデイサイト質の溶岩流, 溶岩円頂丘もしくは岩頸, および同質の火砕岩からなる。岩石の化学組成は三滝層とは異なり, ややアルカリに富んだ高アルミナ玄武岩系列に属する(阿部・青木, 1969)。分布南端において, 先第三系の花こう岩, 変成岩類を直接, もしくは下部中新統の槻木層を挟んで覆い, 分布北端において中部中新統の茂庭層に覆われる(生出, 1961; 生出・藤田, 1975)。下位の槻木層, 上位の茂庭層との層序関係は, 現在のところ研究者間で意見の一致をみていないが, 両者とは指交関係にあるとするのが妥当らしい(北村ほか, 1986)。大槻ほか(1985)および大槻(1986)は, 高館層南端部付近, 船岡町上野山周辺の玄武岩類(藤田・木野崎, 1960 の上野山玄武岩に相当)を高館層から分離し, 槻木層より下位の天明山火山岩とした。しかし, 上野山の山麓を取り巻いて分布する槻木層との上下関係を従来の見解と異にする根拠が不明なので, ここでは従来通りこの玄武岩も高館層に含めて議論を進める。

高館層の放射年代としては, 分布北端の名取川沿い, 茂庭の玄武岩溶岩について 22.5 Ma の K-Ar 年代(今田・植田, 1980)と, 流紋岩について 17 Ma のフィッシュン・トラック年代(TAMANYU, 1975)が得られている。しかし, OGASAWARA & NODA(1978)は, 名取市愛宕山付近の東北新幹線トンネル建設工事現場において, 高館層安山岩溶岩直下の槻木層中から, *Vicarya* sp. を含み西黒沢海進(16.5—15.5 Ma)の層準に特徴的な貝化石群(TSUCHI *et al.*, 1981)の産出を報告している。この化石年代は上記の放射年代とは矛盾する。

年代測定試料

三滝層, 高館層とも一般に溶岩は多少変質しているが, 代表的な岩相の露頭からなるべく新鮮な岩石を選んで年代測定した。三滝層からは岩相および分布の異なる 3 試料を, 高館層からはその分布のほぼ東西南北の端から 4 試料を選んだ。以下に, 測定試料の簡単な記載を行う。

1. 三滝層

561007-2(斜方輝石玄武岩)

仙台市山屋敷の道路脇の小露頭から採取した。柱状節理が発達し, 堅固で暗黒色を呈す。径 3 mm 以下の大型の斜長石斑晶を多量(20—30 vol%)に含むが, 苦鉄質斑晶は斜方輝石のみであり小型(長径 1 mm 以下)少量含まれる。斜長石斑晶は新鮮であるが, 斜方輝石斑晶は割れ目や周縁部に沿い多少変質している。石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, シリカ鉱物および変質ガラスより成る。石基ガラスは 3—5% 程度存在するが, すべて粘土鉱物に変質している。

561007-3(単斜輝石斜方輝石安山岩)

仙台市石山の国道 46 号線北側道路脇の溶岩流露頭より採取した。露頭全体に変質が著しいが, 部分的に変質を免れた新鮮な部分を採取した。肉眼的に灰色を呈し, 長径 2 mm 以下の斜長石斑晶がめだつ。斑晶鉱物としては, 斜長石(2 mm >), 斜方輝石(1 mm >), 単斜輝石(0.5 mm >), 磁鉄鉱(0.3 mm >)が認められ, すべて新鮮である。石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, シリカ鉱物およびごくわずかな変質ガラスよりなり, ガラスを除き概ね新鮮である。

561007-5(単斜輝石斜方輝石安山岩)

仙台市西方, 蕃山の北麓の宮城郡宮城町谷津の小溶岩露頭から採取した。堅固でマッシュな暗褐色溶岩だが, 部分的に赤変しており多少の変質作用を受けているように肉眼的に判断される。斑晶は, 斜長石(1.5 mm >), 斜方輝石(0.8 mm >), 単斜輝石(0.5 mm >)より成り, 斜長石を除いては割れ目や周縁部に沿って著しく変質している。石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, シリカ鉱物およびごく少量の変質ガラスよりなる。ガラスが粘土鉱物化していることと単斜輝石の一部が酸化しているほかは, 概ね新鮮である。

2. 高館層

561007-7(単斜輝石斜方輝石安山岩)

本試料は, 名取市今成, 生出橋南石切場跡の茂庭層との不整合面直下から得た溶岩である。今田・植田(1980)が 22.5 Ma の K-Ar 年代を報告した試料と, 同じ露頭もしくはごく近傍と思われる*。斜長石斑晶は, 1.5 mm 以下で割れ目に沿ってわずかに変質している。単斜および斜方輝石斑晶は 1 mm であり, 斜長石同様に割れ目および周縁部に沿って変質している。石基は, 斜長石, 単斜輝石, ごく少量の斜方輝石, 不透明鉱物, シリカ鉱物およびごく少量の変質ガラスより成り, 結晶度は高い。

561008-11(斜長石玄武岩)

柴田郡村田町小泉の採石場から採取した。高さ 30 m

* 小笠原(1979)の p. 44 の記載に基づく。

以上の垂直な柱状節理の発達した溶岩露頭であり、溶岩は肉眼的に灰色を呈す。斑晶は、10%以下の斜長石斑晶(1.5 mm>)のみからなり、苦鉄質斑晶は認められない。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物および褐色ガラスより成る。一部が弱く酸化しているほかは、ガラスも含めきわめて新鮮である。

561008-8(かんらん石玄武岩)

柴田郡柴田町上野山の道路脇の溶岩露頭から採取した。この玄武岩は、大槻ほか(1985)および大槻(1986)においては、天明山火山岩類として高館層とは異なる層準に位置づけられているが、前述のようにここでは従来どうり高館層に属すると考えておく。斜長石斑晶は1 mm以下で新鮮であるが、かんらん石斑晶(0.7 mm>)は完全に粘土鉱物に変質している。石基は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物およびごく少量の変質ガラスより成り、結晶度も高くガラス以外は新鮮である。

34-4(無斑晶質デイサイト)

岩沼市南長谷、中谷地の採石場から採取した。複雑な細かい柱状および板状節理が発達した大規模な溶岩露頭であり、溶岩円頂丘もしくは岩頸の可能性がある。花こう岩質異質岩片および異質結晶を含んだ、やや流理の発達する無斑晶質デイサイトである。斑晶として、ごく少量(2—3 vol%>)の斜長石、オパサイト化した普通角閃石、磁鉄鉱を含むが、いずれも0.8 mm以下と小型である。石基は、斜長石、輝石、不透明鉱物および褐色ガラスよりなる。石基ガラスは、やや量的に多く10—20%程度あり新鮮であるが、空隙沿いにわずかに風化変質を受けている。異質結晶として、径1—3 mmのモザイク状の他形石英や汚濁した斜長石、カリ長石が1—2%含まれる。

測定法および測定結果

すべての溶岩試料は、変質および風化部分を極力取り除いたのち粉碎し、5—10 メッシュにそろえた。アルゴン抽出にはそのままのサイズのものを用い、カリウム測定用には一部を細粉化したものを用いた。アルゴンの抽出は、パイレックスガラス製高真空装置を用い、高周波加熱装置により約1400°Cで溶解させた。発生したガスは液体窒素トラップと金属チタンスポンジにより精製を行った。アルゴンの同位体比測定は、マイクロマス603型質量分析計を用い静作動で行った。カリウムの定量は、原子吸光分析法によった。

年代測定結果を、年代計算に用いた諸定数とともにTable 1に示す。3試料についてはアルゴン測定を2回行ったが、いずれも誤差の範囲で良く一致した値を示し

た。アルゴン測定を1回しか行っていない他の試料についても、分析誤差の範囲内で十分信頼できる年代値であると考えられる。三滝層は3試料とも8 Ma前後の年代を示すが、高館層は13—15 Ma前後と、21—22 Ma前後のやや離れた2時代を示す。最も新鮮な測定試料である村田町小泉の斜長石安山岩(561008-11)を除いては、大気アルゴン混入率が70%以上と、中新世の火山岩としてはやや高い値を示す。従って、誤差もやや大きい。その理由として、1)三滝層火山岩はK₂O量が0.2 wt.%前後と少ないため放射起源⁴⁰Ar量が少ない、2)風化変質により粘土鉱物が生じ、大気アルゴン量そのものが増加した、などが考えられる。

議 論

1. 三滝層

三滝層の3試料は、岩相も分布も異なっているにもかかわらずいずれも約8 Ma前後の年代値を示す。仙台市石山の安山岩溶岩(561007-3)は、ごく少量の石基ガラスが変質しているほかは比較的新鮮である。分析誤差も小さく、かつ2回の測定結果も良く一致している。従って、この安山岩の年代7.7±0.5 Maは、噴出年代を示すと考える。一方、他の2試料、仙台市山屋敷の斜方輝石玄武岩(561007-2): 7.9±2.2 Maと、宮城町谷津の安山岩(561007-5): 8.2±1.1 Maは、多少の風化変質を被っており測定年代誤差も大きい。その年代値は前述の561007-3の年代に近い。従って、変質による年代の大きな若がえりは考えにくい。また7.7—8.2 Maという年代は、前述した同時異相の白沢層の7.1 Ma、岩質の類似した大倉ダム周辺の岩脈の7.7—8.2 Maと大きな矛盾がない。いずれの試料もほぼ噴出年代を示していると判断される。

三滝層のK-Ar年代として引用される5.1 Maという年代は、前述のように出典が不明なため詳細が不明であるが、今回の結果とは矛盾する。今回、異なる場所の異なる岩相の3試料について調和的な年代が得られたことから、三滝層の噴出年代は、従来考えられていたより多少古い8 Ma前後と結論される。

2. 高館層

高館層は、多様な岩相の陸上火山岩類より成り、多数の噴出中心を持つ。噴出後の大きな傾動はこうむっていないようにみうけられる。高館層は、下位の汽水性の槻木層を整合的に覆い(一部は指交関係)、上位の茂庭層に不整合に覆われる(一部は指交関係)とされる(地学団体研究会仙台支部, 1980; 北村ほか, 1986)。しかし、このことは、高館層とされるすべての火山岩が、すべて同

一の層位的位置にあることを何ら保証しない。前述のように、茂庭層直下の高館層安山岩の K-Ar 年代 22.5 Ma(今田・植田, 1980)と、高館層安山岩直下の槻木層からの 16 Ma 前後の化石の産出は、もし高館層とされる火山岩類がすべて同時期に噴出したとすると説明不可能である。

高館層については、分布のほぼ東西南北の端の 4 試料について年代測定を行ったが、南北端の 2 試料は約 21, 22 Ma の年代を、南東・西端の 2 試料は約 13, 15 Ma の年代を示した。北端の名取市今成の安山岩(561007-7): 22.0±2.3 Ma は、上位の茂庭層との不整合面直下に位置し、ほぼ同じ場所の溶岩について得られたと推定される今田・植田(1980)の K-Ar 年代 22.5 Ma と良い一致を示す。従って、十分信頼性の高い年代と判断される。南西端の柴田町上野山の玄武岩(561008-8): 20.7±2.4 Ma は、多少変質しており、得られた年代は噴出年代より多少若い可能性がある。しかし、誤差の範囲で今成の年代と一致することから、大きな若がりはないものと考えられる。従って、22 Ma の前後に、高館層の分布の少なくとも南北端では同時期に火山活動が起こっていたものと判断される。

一方、村田町小泉の安山岩と岩沼市南長谷のデイサイトについては、各々 15.2±0.4 Ma, 12.6±0.8 Ma の年代値が得られた。これは、前述の 2 試料の 21—22 Ma の年代と、分析誤差を超えて有意に若い年代である。岩沼市南長谷のデイサイトは、やや石基ガラスが量的に多く、ごくわずかながら一部変質しているため、噴出年代より多少若い年代を与えている可能性がある。しかし、村田町の安山岩は、まったく変質を被っておらずきわめて新鮮であり、噴出年代を示しているものと判断される。この年代は、試料採集地の北東約 1 km の愛宕山付近の安山岩溶岩直下の槻木層から西黒沢海進(約 16 Ma)を特徴づける貝化石が産出(OGASAWARA & NODA, 1978)することと矛盾しない。

上記から、従来高館層として一括されてきた火山岩類には、少なくとも 6 Ma も違う時代の溶岩が含まれていることが判明した。高館層火山岩の噴出年代が 22—21 Ma 前後と 15—13 Ma 前後の 2 時期に分かれるのか、それともその間活動が連続的なのかは、現在のデータからは不明である。しかし、次章において述べるように、東北日本東縁において火山活動が、20—16 Ma の間静穏だった可能性があり、前者の可能性が強い。大概ほか(1985)および大概(1986)は、南端の上野山周辺の玄武岩のみを高館層から切り離し、天明山火山岩類という別の層準の火山活動とした。これの具体的根拠は明らかで

Table 1. K-Ar ages for volcanic rocks of the Mitaki and the Takadate formations.

No	Sample Name	K ₂ O (wt%)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (10 ⁻⁶ mlSTP/g)	AtmAr (%)	Age (Ma)
Mitaki Formation					
1	561007-2 (38°16'09"N) (140°50'11"E)	0.280, 0.276	0.0708	92.5	7.9±2.2
2	561007-3 (38°15'47"N) (140°49'40"E)	0.218, 0.215	0.0543 0.0526	72.0 79.1	7.8±0.6 7.5±0.7 av. 7.7±0.5
3	561007-5 (38°15'23"N) (140°40'03"E)	0.246, 0.247	0.0656	84.3	8.2±1.1
Takadate Formation					
4	561007-7 (38°12'41"N) (140°47'25"E)	0.502, 0.507	0.343 0.384	84.9 86.9	21.0±2.8 23.4±3.6 av. 22.0±2.3
5	561008-11 (38°06'25"N) (140°44'33"E)	0.763, 0.760	0.382 0.371	42.0 44.6	15.5±0.6 15.0±0.6 av. 15.2±0.4
6	561008-8 (38°04'17"N) (140°45'51"E)	0.436, 0.423	0.288	83.0	20.7±2.4
7	34-4 (38°05'16"N) (140°50'39"E)	1.29, 1.30	0.530	70.4	12.6±0.8

All analyses were done on whole rock samples.
 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/y$,
 $^{40}K/K = 0.01167 \text{ atm\%}$.

ないが、今回の 561008-8 の年代 20.7±2.4 Ma(宇都ほか, 1984 の講演要旨を引用)も、その根拠の一部になっているものと考えられる。しかし、阿武隈川を挟み南側の船岡公園付近に分布する上野山の玄武岩と岩相の類似した玄武岩類や、二つの研究室(東北大学と地質調査所)から約 22 Ma のほぼ一致した K-Ar 年代が得られた北端の今成の安山岩は、従来どうり高館層としてある。高館層とされた火山岩類に、二つの異なる噴出年代を与えるものが存在することが分かった今、各々その下位および上位とされる槻木層、茂庭層との層序関係を含めて、高館層の再検討が必要であろう。

3. 前中期中新世の東北日本東縁における火山活動

東北日本の第四紀火山フロントの東側には、新第三紀の比較的未変質な、主に玄武岩—玄武岩質安山岩からなる火山岩が南北に配列しており、岩石学的にもテクトニクス的にも注目を集めている(TSUNAKAWA *et al.*, 1983; 周藤・八島, 1986; 高橋, 1986)。これらの火山岩の放射年代は、22 Ma 前後と 15 Ma 前後に 2 分され、20—16 Ma の年代を示す岩石はほとんど知られていない(今田・植田, 1980; TSUNAKAWA *et al.*, 1983; 兼岡, 1983)。兼岡(1983)のコンパイル以後、仙台周辺の火山岩についていくつか放射年代値が得られているが、い

ずれも 16—13 Ma の年代値を示し、上記の傾向に変わりはない(石井ほか, 1982; 石井・柳沢, 1984; 柴田ほか, 1984). 高館層について今回得られた 4 つの年代値もほぼ上記の 2 時代に分かれ, 20—16 Ma の間, 東北日本東縁において火山活動が静穏であった可能性がますます強い.

MATSUDA & UEDA (1971), TSUNAKAWA *et al.*, (1983) らは, 22 Ma 前後の火山岩類が第四紀の火山フロントの東側に南北に並んで分布することを示した. しかし, その後の放射年代値や微化石層序学的資料から, それらのすべてが 22 Ma 前後に噴出したわけではないことが分かってきた. 新妻ほか(1985)および高橋(1986)は, 日本海拡大に関連づけて前中期中新世の東北日本東縁での火山活動に言及し, 新妻ほかは 22 Ma の, 高橋は 15 Ma の火山フロントを示した. Fig. 2 に, 22 Ma および 15 Ma 前後に噴出したことが放射年代および生層序年代から確実に分かっている, 東北日本東縁の火山岩の分布地域を示す. 東北地方北部を除き, 22 Ma 前後の火山フロントとはほぼ同じ位置に, 約数百万年の休止期(もしくは静穏期)を挟んで 15 Ma 前後の火山フロントが出現することが示される. OTOFUJI *et al.* (1985)は, 古地磁気学的研究から, 東北日本が約 20—12 Ma の短時間の内に, アジア大陸から分離して現在の位置に移動したことを示した. これによると, 22 Ma 前後の火成活動は日本海拡大前の大陸縁でのものであり, 15 Ma 前後の火成活動は拡大中もしくは拡大後の“島弧”としての最初の活動ということになる. 16—20 Ma 間の静穏期は, 日本海拡大に関連づけられるのかもしれない.

前—中期中新世の東北日本の火山活動は, 日本海の拡大(高橋, 1986)や, 太平洋プレートの運動方向の変化(増田, 1984; TAKEUCHI, 1985)などさまざまな問題とからめて論じられているが, まだ不明な点が多い. 特に, なぜ沈み込み帯において火山活動が生じるかという, 基本的な問題がまだ解決されていない現状では(例えば, 井田, 1986), 火山活動になぜ盛衰があるかということの説明することは難しい. ただ, 海洋プレートの沈み込みという現象が, 島弧玄武岩マグマの発生を支配するという立場は, 多くの研究者たちの間で一致している(TOKSOZ & HSUI, 1978; 小林, 1986; TATSUMI *et al.*, 1983; TATSUMI, 1986; 井田, 1986). この考えを受け入れるならば, 火成活動が平穏であった 20—16 Ma には太平洋プレートの沈み込みがなかったか, もしくは東北日本の火山フロント下に沈み込みプレートが存在しなかったことになる. ハワイ—天皇海山列の分布から推定される太平洋プレートの運動史は, 同プレートが多少の

Fig. 2. Distribution of known Early to Middle Miocene volcanic rocks to the east of Quaternary volcanic front. Open circles show the localities of 20–22 Ma and closed circles of 13–15 Ma.

1: Tomari Formation (UTO & SUDO, unpublished), 2: DSDP Leg 56, Site 439 (YANAGISAWA *et al.*, 1980), 3: Sueno-matsuyama Formation (CHINZEI, 1981), 4: Inase andesite (KONDA & UEDA, 1980), 5: Nonodake andesite (ISHII & YANAGISAWA, 1984), 6: Shiogama Formation (KONDA & UEDA, 1980), 7: Tsurugaya andesite (ISHII *et al.*, 1982), 8: Takadate Formation (This study), 9: Ryozen Formation (TSUNAKAWA *et al.*, 1983), 10: Yotsukura Formation (YASHIMA & UEDA, 1980), 11: Dike rock at Tanakura (TSUNAKAWA *et al.*, 1983), 12: Nantaisan Volcanic Breccia (OTSUKI, 1975), 13: Motegi andesite (SENO *et al.*, 1987), 14: Dike rock at Tsukuba (SHIBA *et al.*, 1979), 15: Choshi (SENO *et al.*, 1986).

Ages of samples 3 and 12 are given biostratigraphically by the occurrence of 16–15 time-marker fossils (TSUCHI *et al.*, 1981) in the concordantly overlying or underlying strata. Other ages are from K–Ar dating.

ゆらぎはあったにしても 42 Ma 以降北西—北北西方向に連続して移動していたことを示しており (JACKSON *et al.*, 1975), 20—16 Ma の間東北日本弧に対する同プレートの沈み込みが休止していたとは考え難い. 一方, それまで沈み込んでいた太平洋プレートが自重で破断し鉛直方向に沈降したと考えた場合, プレートのきれる位

置はもっとも力学的に弱い海溝軸のすぐ陸側であろうから、太平洋プレートの沈み込みは連続して起こっている、火山弧の下にはマグマの発生に有効な沈み込みプレートが存在しない場合がありうる。現在観測される深発地震面の先端(約 600 km 深)が、太平洋プレートが非震化する場所ではなく、現在の沈み込みプレートの先端であるとする、太平洋プレートの平均移動速度を 8.2 cm/y(杉村, 1987)として、そのプレート先端が火山フロント直下にあったのは約 15 Ma 前、海溝軸にあったのが約 17 Ma という計算が成り立つ。すなわち、22 Ma の火成活動の熱源を発生させた後、沈み込みプレートがいったん切れ、しばらくの間火山弧の下に沈み込みプレートが存在せず、火成活動が途絶えた。その後、連続する沈み込みにより、東北日本弧下の沈み込みプレートがある程度の長さを復活した段階で、15 Ma の火山活動の熱源を発生させたと推論することができる。

中村(1986)は、火山の存在はマグマの発生を示すのではなく通路の発生を意味すると主張した。16—20 Ma の東北日本は、それ以前、以後と変わりなく定常的な太平洋プレートの沈みこみによりマグマが発生していたにもかかわらず、なんらかの理由で地上に達する通路が形成できなかったのかも知れない。その理由としては、太平洋プレートの運動方向のゆらぎによる東北日本弧の応力場の変化(TAKEUCHI, 1985)が考えられるかも知れない。この点について今後検討する余地がある。

今後、年代測定のみならず岩石学、古地磁気学および構造地質学的知識を総合して、より統一モデルが論じられるものと期待される。

ま と め

東北日本仙台地域の第三紀火山岩のうち三滝層について 3 試料、高館層について 4 試料、各々 K-Ar 年代測定を行った。三滝層については、異なる場所の 3 試料とも 8 Ma 前後のよく一致した年代が得られ、その年代が噴出年代を示すことが推定される。高館層については、分布のほぼ南北の端の 2 試料から 22—21 Ma 前後の年代が、南東および西の端の 2 試料から 15—13 Ma 前後の年代が得られ、少なくとも 2 つの活動時期に区別されることが示唆された。この解釈により、分布北端部の安山岩溶岩についての既存の K-Ar 年代(22 Ma)と、分布中央部の安山岩溶岩の下位の槻木層から産する化石の生層序年代(16 Ma)は、両方とも誤りでないことが明らかとなった。高館層の 2 つの活動時期の存在は、今田・植田(1980)、TSUNAKAWA *et al.* (1983)らにより示された東北日本東縁における 16—20 Ma の間の

火山活動静穏期の存在の可能性と調和的である。

謝 辞

年代測定試料の採取に際し、地質調査所元仙台出張所 谷 正巳所長、谷口政碩、阿部智彦両氏(いずれも当時)には、多大なご援助をいただき、一部の試料を提供していただいた。京都大学鎮西清高教授、地質調査所石井武政氏には、原稿を読んでいただき有意義な議論をしていただいた。以上の方々に感謝します。

文 献

- 阿部智彦・青木謙一郎, 1969: 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学, 2 高館高アルミナ玄武岩。岩鉱, **62**, 177-190.
- 青木謙一郎, 1967: 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学, 1 三滝ソレイト。岩鉱, **58**, 180-187.
- 地学団体研究会仙台支部, 1980: 新編仙台の地学。178p., きた出版, 仙台。
- CHINZEI, K., 1981: 7. Kadonosawa area. In TSUCHI, R., ed.: *Neogene of Japan*, Kurofune Printing, Shizuoka, 57-67.
- 藤田至則・木野崎せつ子, 1960: 槻木層の検討—阿武隈山地北縁の第三系(その 6)一。地質雑, **66**, 297-304.
- HANZAWA, S., HATAI, K., IWAI, J., KITAMURA, N. and SHIBATA, T., 1953: The geology of Sendai and its environs. *Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.)*, **25**, 1-50.
- 井田喜明, 1986: マグマの発生と上昇。火山第 2 集, **30**, S73-S84.
- 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時代について。地調月報, **35**, 623-635.
- ・———・山口昇一・阿部智彦, 1982: 塩釜地域の中新世火山岩の K-Ar 年代—*Actinocyclus ingens* ゾーンと *Denticulopsis lauta* ゾーンの境界の年代に関して。地調月報, **33**, 425-431.
- ISHIZAKI, K. and TAKAYANAGI, Y., 1981: 6. Sendai area. In TSUCHI, R., ed.: *Neogene of Japan*, Kurofune Printing, Shizuoka, 53-56.
- 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.
- 兼岡一郎, 1983: 東北日本の火山岩類の放射年代。鉱山地質特別号, no. 11, 69-78.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫, 1986: 仙台地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 134p.
- 小林洋二, 1986: テクトニクスから見た島弧第四紀火山活動。火山第 2 集, **30**, S137-S152.
- 今田 正・植田良夫, 1980: 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代。岩鉱, 特別号, no. 2, 343-346.
- 増田富士雄, 1984: プレート運動が支配する堆積盆の消長。鉱山地質, **34**, 1-20.
- MATSUDA, T. and UEDA, S., 1971: On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophys.*, **4**, 5-27.
- 中村一明, 1986: 火山とプレートテクトニクス。火山第 2 集, **30**, S1-S16.

- 新妻信明・平 朝彦・斉藤靖二, 1985: 日本海拡大前の日本列島. 科学, **55**, 744-747.
- 小笠原憲四郎, 1979: 宮城県仙南地域. 土 隆一編: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, 44-45.
- OGASAWARA, K. and NODA, H., 1978: Arcid-potamid fauna (Mollusca) from the Tsukinoki Formation, Sennan district, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, **46**, 21-47.
- 生出慶司, 1961: 仙台市周辺の新第三紀火山活動の研究 (I)—高館層について—. 岩鉱, **45**, 149-154.
- ・藤田至則, 1975: 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 27p.
- OTOFUJI, Y., MATSUDA, T. and NOHDA, S., 1985: Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 265-277.
- 大槻憲四郎, 1975: 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地質古生物研報, no. 76, 1-71.
- , 1986: 新生代東北本州弧のテクトニクスに関する考察. 北村 信教授記念地質学論文集, 351-372.
- ・斎藤常正・吉田武義, 1985: 島弧横断ルート, No. 24 (白鷹山—上山—蔵王—岩沼). 北村 信編: 新生代東北本州弧地質資料集, 第 3 巻その 3, 19 p.
- 大沢 穠・三村弘二・久保和也, 1986: 1:200,000 地質図「仙台」. 地質調査所.
- 瀬野徹三・高橋正樹・小林洋二, 1987: 関東地方における中新世火成岩の年代測定. 宇佐美龍夫編: 文部省科学研究費自然災害科学特別研究成果「関東平野直下の地震活動予測についての基礎的研究」, 81-85.
- ・——・巽 好幸・小林洋二・石坂恭一, 1986: 銚子産古銅輝石安山岩の K-Ar 年代とその地質的意義. 火山第 2 集, **31**, 122-123.
- 柴 正敏・植田良夫・大貫 仁, 1979: 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年令. 岩鉱, **74**, 122-125.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫, 1984: K-Ar 年代測定結果—2. —地質調査所測定未公表資料—. 地調月報, **35**, 331-340.
- 柴田豊吉・植田良夫・玉生史郎, 1976: 仙台付近産火山岩類の絶対年代と層序区分との関係について. 日本地質学会第 83 年学術大会演旨, 174.
- 周藤賢治・八島隆一, 1986: 東北日本の中新世岩石区とその岩石構成. 岩鉱, **81**, 190-201.
- 杉村 新, 1987: グローバルテクトニクス. 250p., 東京大学出版会.
- SUGIMURA, A., MATSUDA, T., CHINZEI, K. and NAKAMURA, K., 1963: Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan. *Bull. Volcanol.*, **26**, 125-140.
- 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.
- TAKEUCHI, A., 1985: On the episodic vicissitude of tectonic stress field of the Cenozoic Northeast Honshu arc, Japan. In NASU, N. et al., eds.: *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, Tokyo, 443-465.
- TAMANYU, S., 1975: Fission-track age determination of accessory zircon from the Neogene-Tertiary tuff samples, around Sendai City, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 233-246.
- TATSUMI, Y., 1986: Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717-720.
- , Y., SAKUYAMA, M., FUKUYAMA, H. and KUSHIRO, I., 1983: Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, 5815-5825.
- 富樫茂子, 1983: 東北地方中新世火成岩の帯状分布の変遷. 鉱山地質特別号, no. 11, 93-102.
- TOKSOZ, M. N. and HSUI, A. T., 1978: Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins. *Tectonophysics*, **50**, 177-196.
- TSUCHI, R., TAKAYANAGI, Y. and SHIBATA, K., 1981: Neogene bio-events in the Japanese Island. In TSUCHI, R., ed.: *Neogene of Japan*, Kurofune Printing, Shizuoka, 15-32.
- TSUNAKAWA, H., 1986: Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-12.
- , H., TAKEUCHI, A. and AMANO, K., 1983: K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, **17**, 269-275.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂, 1984: 宮城県仙台地域周辺の新第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 91 年学術大会演旨, 126.
- 八島隆一・植田良夫, 1980: 福島県いわき市四倉産新第三紀流紋岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **75**, 279-280.
- YANAGISAWA, M., TAKIGAMI, Y., OZIMA, M. and KANEOKA, I., 1980: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of boulders drilled at Site 439, Leg 59, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rept. DSDP*, **56 & 57**, 1281-1284.

(要 旨)

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, **95**, 865-872. (UTO, K., SHIBATA, K. and UCHIUMI, S., 1989: K-Ar ages of Neogene volcanic rocks from Northeast Japan: 1 the Mitaki and the Takadate Formations from Sendai district, Miyagi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 865-872.)

宮城県仙台地域の中新統, 三滝層および高館層の火山岩について, K-Ar 年代測定を行った. 三滝層の 3 試料からは, 誤差が大きいものの 8 Ma 前後の良く一致した年代が得られた. 三滝層火山岩の噴出年代は 8 Ma と考えられる. 一方, 高館層の 4 試料については, 北端と南端の 2 試料からは 21, 22 Ma の年代が得られたのに対し, 西端と南東端の 2 試料からは 13, 15 Ma の年代が得られ, 高館層と一括されていた火山岩類には少なくとも異なる 2 時代に噴出したものが含まれることが判明した. 東北日本東縁部には, 第四紀火山フロントの東側に 22 Ma と 15 Ma の火山列がほぼ重複して存在し, その中間の年代を示す火山岩は欠如している. 高館層の K-Ar 年代は東北日本東縁の火山活動の消長と調和的であることが示唆された.