

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*

周藤賢治¹⁾・滝本俊明²⁾・阪井明子³⁾・山崎 勉⁴⁾・高橋 努⁵⁾

Geochemical variation with time of the Miocene volcanic rocks
in northern part of the Northeast Japan arc*

Kenji SHUTO¹⁾, Toshiaki TAKIMOTO²⁾, Akiko SAKAI³⁾,
Tsutomu YAMAZAKI⁴⁾ and Tsutomu TAKAHASHI⁵⁾

Abstract Aomori Prefecture in the northern part of the Northeast Japan arc is characterized by the extensive distribution of Neogene volcanic rocks. The middle Miocene volcanics have no systematic difference in alkalis between the Kitakami (outer) and Dewa (inner) zones. On the other hand, K_2O contents of the late Miocene volcanics increase gradually across the arc from the Pacific to Japan Sea side. Sr and Rb of these volcanics show essentially the same lateral variation as K_2O . Similar lateral variation in K_2O contents is also recognized in the late Miocene to Pliocene volcanic rocks of southwest Hokkaido (OKAMURA, 1986). These evidences indicate that the zonal distribution of K_2O might have occurred in the volcanic rocks produced from volcanism since the late Miocene age in the region extending from northern part of the Northeast Japan arc to southwest Hokkaido.

In the Northeast Japan arc of the middle Miocene, oceanic-type volcanics including TiO_2 rich basalts, icelandite-like andesites and dacites, and rhyolites occur and the latter three have high FeO^*/MgO ratio and phenocrysts of Fe-enriched olivine and pyroxenes, in association with volcanics of the island arc tholeiite series and calc-alkaline series. It is possible that such oceanic-type volcanics were derived from an upper mantle material which is different from the present one in the Northeast Japan arc. These volcanics could have been generated from a mantle diapir in the same constitution as that of Iceland volcanics. The middle Miocene volcanics of the island arc tholeiite series and calc-alkaline series in the Northeast Japan arc may have been originated from partial melting of upper mantle and lower crust heated by the ascending mantle diapir. This model for the mechanism of magma generation can explain the lack of zonal variation in alkalis of the middle Miocene volcanics in the Northeast Japan arc.

はじめに

東北日本弧に南北方向に配列している第四紀火山岩に

1987年4月23日受付. 1987年12月16日受理.

* 日本地質学会第94年学術大会(大阪)で一部講演.

- 1) 新潟大学理学部地質鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Ikarashi-2, Niigata, 950-21 Japan.
- 2) 帝国石油株式会社. Teikoku Oil Company Ltd., Hatagaya 1-31-10, Shibuyaku, Tokyo, 151 Japan.
- 3) ジャパンシステム. Japan System Co., Nishi-Shinjuku 1-25-1, Shinjuku, Tokyo, 163 Japan.
- 4) 国土防災株式会社. Japan Conservation Engineers, Chuohdori 3-15-7, Morioka, 020 Japan.
- 5) 八千代エンジニアリング. Yachiyo Engineering Company Ltd., Tenjin 1-6-7, Chuohku, Fukuoka, 810 Japan.

おいては、太平洋側から日本海側に分布する火山岩に向かって、アルカリ量が増加することはよく知られている事実である(KUNO, 1960; 青木, 1983 など). このような火山岩の性質の規則的な違いを伴う帯状配列が、東北日本弧に広く分布する中新世火山岩においても認められるのかどうか、認められるとしたら中新世のどの時期からそのような帯状配列が発生したのかといった問題を明らかにすることは、東北日本弧の中新世火山岩のマグマ発生機構を解明する上で重要な事柄の一つであると考えられる.

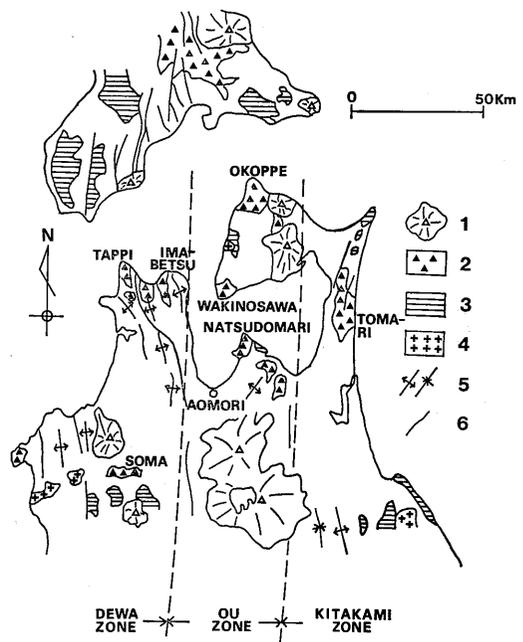
東北日本弧の中新世火山岩の帯状配列については、1950年代の終りから検討されてきている(たとえば、

Kuno, 1959; 宮城, 1963; 青木・辛島, 1973 など). これらの研究においては, 中新世火山岩について, 分析値のデータが少なかったこと, 年代測定があまり行われていなかったこと, 火山層序が十分に確立されていなかったことなどの時代的な制約があって, 中新世火山岩を1つの地質時代のものとして一括して扱い, それらの帯状配列の性格を検討している.

その後, 富樫(1983)と周藤ほか(1983)は, 東北日本弧の中新世火山岩の帯状配列の性格を3つのステージ(第Iステージ: 25~22 Ma, 第IIステージ: 22~16 Ma, 第IIIステージ: 16~7 Ma)に分けて検討している. 富樫(1983)は, 第Iステージでは北上帯から奥羽帯さらに出羽帯にわたって, 高アルカリソレイト系列の火山岩の産出で特徴づけられるのに対して, 第IIと第IIIステージでは奥羽帯と北上帯で低アルカリソレイト系列の火山岩の活動が支配的であり, より西側の出羽帯では高アルカリソレイト系列の火山岩の活動で特徴づけられることを指摘している. このような富樫(1983)の指摘は, 東北日本弧においては, より東側に低アルカリソレイト系列の火山岩が分布し, 西側に高アルカリソレイト系列の火山岩が分布するという帯状配列が 22 Ma 以降に形成されたことを示唆している. 一方, 周藤ほか(1983)は, 第Iと第IIステージについては, 富樫(1983)と同様な考えを述べているが, 第IIIステージでは日本海側を除く東北日本弧は低アルカリソレイト系列と高アルカリソレイト系列の火山岩からなる混合岩石区であるとしている. このように, 東北日本弧の中新世火山岩の帯状配列の性格に関しては未解決な問題が残されているといえよう.

筆者らは, 東北日本弧北部, 青森県の中~後期中新世火山岩類の調査・研究を行ってきた. 筆者らがこれらの火山岩類を研究の対象にしてきたのは次の理由による. すなわち, この地域には第1図と第2図に示すように, 中新世のほぼ同時代の火山岩類が東西に広く分布し, かつ, それらはグリーンタフの変質作用をあまり受けていないので, 岩石学的見地からこれらの火山岩類を検討し, その結果に基づいて上述のような中新世火山岩の帯状配列の問題を検討することができると考えたからである.

本論文では, 第1図に示した諸地域の中新世火山岩類の全岩化学組成の特徴から, この地域において島弧横断方向で火山岩の化学組成に規則的な変化が認められるようになったのは後期中新世・船川期以降であることを述べる. さらに, 火山岩の帯状配列の成因(中期中新世と後期中新世のマグマの発生機構の違い)について議論



第1図. 東北日本弧北部の中~後期中新世火山岩類の分布.

1: 第四紀火山, 2: 中~後期中新世火山岩類, 3: 先第三紀基盤岩(花崗岩類を除く), 4: 先第三紀花崗岩類, 5: 背斜および向斜, 6: 断層.

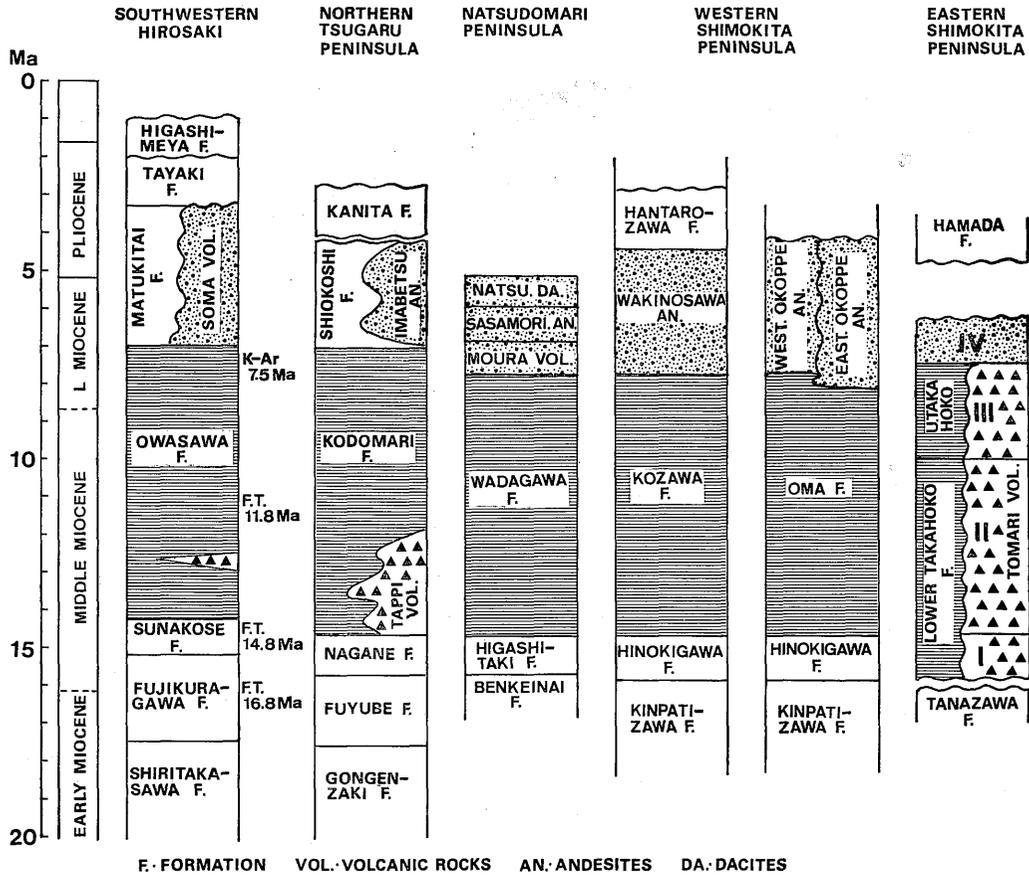
する.

火山層序

本研究で扱う中新世火山岩は, 第1図に示すように, 東側から西側へ, 下北半島東部の泊地域, 下北半島西部の奥戸・脇野沢地域・夏泊半島, 津軽半島北部の竜飛・今別地域および弘前南西方の相馬地域の各地域に分布するものである. このうち, 泊地域は北上帯の延長に, 奥戸・脇野沢地域および夏泊半島は奥羽帯の延長に, 竜飛・今別地域および相馬地域は出羽帯の延長にそれぞれ相当している.

これら諸地域の火山層序を第2図に示した. この火山層序は, 筆者らによる野外調査の結果—泊地域: 滝本(1986, 1987), 奥戸地域: 山崎・周藤(1986), 脇野沢地域: 周藤・山崎(1986), 夏泊半島: 阪井(1986), 津軽半島北部: 周藤ほか(未発表), 相馬地域: 高橋 努(1986)—および岩井ほか(1986)や岩井(1986)による青森県下の中新統の層序に関する最近のまとめの結果に基づいて作製したものである.

第2図に示されているように, これら諸地域の火山岩類は, 女川期の硬質頁岩層を主とする碎屑岩層の堆積以



第2図. 東北日本弧北部の中～後期中新世の火山層序.

黒三角：中期中新世(西黒沢期～女川期)火山岩類，黒点模様：後期中新世(船川期)火山岩類，横線模様：中期中新世の頁岩を主とする碎屑岩層.

降に活動しているものとそれらの堆積時期とほぼ同時に活動しているものがある。現在までのところ，これらの火山岩や凝灰岩などから絶対年代のデータはあまり得られていないので，これらの火山岩類の形成年代については不確実な部分がかかなり残されている。しかし，次のいくつかの事実や見解から，火山岩類の活動時代をかなりの程度に限定することができる。

相馬地域の 大和沢層 最上部に 挟在される 流紋岩から 7.5 Ma の K-Ar 年代が得られているので(金属鉱業事業団, 1982), 相馬火山岩類はこれより新しい時期に活動したことを示している。また, 岩井(1986)は, 泊火山岩類(Ⅲ期)と指交関係にある上部鷹架層が 7 Ma 前後に形成された碎屑岩層であることを指摘している。この指摘を受けいれるならば, 泊火山岩類のうちⅣ期のものは 7 Ma より新しい時代の火山活動の産物であり, Ⅰ～Ⅲ

期の火山岩類はそれより古い時代の火山活動の産物である可能性が大きいといえる。Ⅱ期の玄武岩からは 15 Ma の年代が得られている(巽, 1986)。

したがって, 本論文においては, 女川期の硬質頁岩層を主体とする碎屑岩層(鷹架層, 大間層, 小沢層, 和田川層, 小泊層, 大和沢層)の上位に重なるか, あるいはこれらの上部層と一部指交関係にある火山岩類(泊火山岩類(Ⅳ期), 東部および西部奥戸安山岩類, 脇野沢安山岩類, 茂浦火山岩類・笹森山安山岩類・夏泊デイサイト, 今別安山岩類, 相馬火山岩類)を後期中新世の船川期またはそれ以降の火山岩類として扱うことにする。一方, 鷹架層と指交関係にある泊火山岩類(Ⅰ～Ⅲ期), 小泊層下部層と指交関係にある竜飛火山岩類および大和沢層中に挟在される火山岩類を中期中新世の西黒沢期～女川期の火山岩類として扱うことにする。

火 山 地 質

第1図に示した諸地域の火山地質の詳細については、別に各地域ごとに報告する予定であるので、ここでは火山地質の概要を述べるにとどめる。

1. 下北半島東部地域

下北半島東部の中新世の火山岩類は、六ヶ所村、東通村、横浜町の南北約 20 km、東西約 9 km の範囲に分布している。これらの火山岩類は泊安山岩質集塊岩あるいは泊安山岩として一括されていた(北村・藤井, 1962; 今井, 1961; 山口, 1970 など)。最近、滝本(1986, 1987)は、これらの火山岩類の詳細な調査・研究を行い、下北半島東部の中新世火山活動を4つのステージに細分し、各ステージの火山岩の産状の記載と岩石記載を行っている。本論文では、滝本(1987)にしたがって、これらの火山岩類を泊火山岩類とよぶことにする。

泊火山岩類の活動の場は、I期からIV期へ活動時代が新しくなるに 応じて、順次北部から南部へ移動している。I期の火山岩(金津山安山岩類)は、主に輝石安山岩の溶岩と同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩とからなる。本火山岩類の層厚は約 700 m である。

II期の火山岩(月山火砕岩類と泊玄武岩類からなり両者は同時異相の関係にある)のうち、月山火砕岩類はepiclasticな火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とし、玄武岩質安山岩の溶岩、凝灰質シルト岩層および中粒砂岩の薄層を頻りに挟在している。これらの層厚は全体で約 600 m である。泊玄武岩類は、岩相上から、カンラン石玄武岩の枕状溶岩およびハイアロクラスタイトを主体とする下部層とカンラン石含有輝石玄武岩質安山岩の塊状溶岩からなる上部層の2部層に分けられる。泊玄武岩類の活動とほぼ同時期に活動したとみられる玄武岩および玄武岩質安山岩の岩脈群(240 枚以上)が金津山安山岩類や月山火砕岩類を貫いている。これらの中には、MgO が 11.7%、FeO*/MgO 比が 0.80、Ni と Cr がそれぞれ 276 ppm、1044 ppm 含まれる初生ソレイトマグマの組成に近い未分化な玄武岩もみだされている(滝本, 1986)。泊玄武岩類の層厚は約 350 m である。I期とII期の火山岩は、頁岩とシルト岩を主体とする下部鷹架層と同時異相の関係にある。

III期の火山岩(鷹架安山岩類)は泊火山岩類の分布地域の比較的南部に分布し、上部鷹架層相当層(柴崎ほか, 1958)と指交関係にある。鷹架安山岩類は、輝石安山岩～玄武岩質安山岩の溶岩と凝灰角礫岩を主体としている。鷹架安山岩類の層厚は約 350 m である。

IV期の火山岩(吹越溶岩)は、泊火山岩類分布域の最も

南部をしめている。本溶岩は、岩相上から、下部溶岩と上部溶岩とに2分される。下部溶岩は暗灰色細粒緻密な輝石安山岩からなり、上部溶岩は灰色粗粒の輝石安山岩からなる。これらの溶岩の全体の層厚は約 150 m である。下部溶岩は上部鷹架層の砂岩層を直接おおい、上部溶岩はIII期の鷹架安山岩類をおおって分布している。

2. 下北半島西部地域

下北半島西部地域の後期中新世の火山岩類は、主として北部の奥戸地域と南部の脇野沢地域に分布している(第1図)。

(1) 奥戸地域

奥戸～易国間地域の後期中新世の火山岩類については、古くは北村ほか(1959)や上村(1962)によって調査が行われ、奥戸安山岩質集塊岩あるいは易国間安山岩類とよばれていた。最近、山崎・周藤(1986)によって、この火山岩類の産状について再検討がなされた。山崎・周藤(1986)は、奥戸地域に模式的に発達するこれらの火山岩類を奥戸安山岩類とよんでいるが、本論文においてもこの名称を用いることにする。

山崎・周藤(1986)は、奥戸安山岩類の分布域のほぼ中央部を南北に走る推定断層を境にその東側と西側とで岩相が異なるため、西部に分布するものを西部奥戸安山岩類とし、東部に分布するものを東部奥戸安山岩類としている。西部奥戸安山岩類は、黒色ガラス質の輝石安山岩のハイアロクラスタイトを主体とし、枕状溶岩や塊状溶岩を挟在している。これらのハイアロクラスタイトや枕状溶岩中には、小規模な多数の安山岩岩脈が貫入している。一方、東部奥戸安山岩類は、暗灰色の輝石安山岩質の凝灰角礫岩を主体としている。東部地域には、これらの安山岩の活動時期とほぼ同時期に活動したとみられる目滝川デイサイト(溶岩、凝灰角礫岩および凝灰岩からなる)が分布している。

西部奥戸安山岩類と東部奥戸安山岩類を構成する岩石の主体をなしているのは輝石安山岩であり、これにごく少量の輝石玄武岩質安山岩、普通輝石安山岩およびソソ輝石安山岩などが伴われる。このように、斑晶鉱物組合せからは、西部奥戸安山岩類と東部奥戸安山岩類との間でほとんど違いは認められない。前者の層厚は約 400 m であり、後者の層厚は約 300 m である。

(2) 脇野沢地域

脇野沢地域においては、後期中新世に活動した脇野沢安山岩類が、塊状泥岩と硬質頁岩を主体とする小沢層に整合に累重している(上村, 1976)。これらの安山岩類は、脇野沢から九艘泊に至る海岸に模式的に発達している。最近、周藤・山崎(1986)は、脇野沢安山岩類の産状の記

載と岩石記載を行っている。脇野沢安山岩類の大部分は、輝石安山岩質のハイアロクラスタイトからなるが、一部はデイサイト質の凝灰角礫岩からなる。ハイアロクラスタイト中には、小規模な安山岩とより珪長質な岩脈が多数認められる。これらの岩脈は黒色ガラス質のものが多く、輝石安山岩およびごく少量の普通輝石と斜長石を斑晶として含むデイサイトと流紋岩からなる。脇野沢安山岩類の層厚は約 500 m である。

3. 夏泊半島

夏泊半島の地質については、上村(1983)による詳しい調査結果の報告がある。最近、阪井(1986)は、後期中新世の火山岩類を中心に野外調査を行い、それらの産状と活動順序を明らかにしている。その結果によれば、夏泊半島の後期中新世の火山岩類は、活動の古いものから新しいものへ、茂浦火山岩類、笹森山安山岩類、夏泊デイサイトに細分される(第2図)。

茂浦火山岩類は、夏泊半島西部の茂浦地域に分布し、安山岩質のハイアロクラスタイト、安山岩質の凝灰角礫岩および同質の溶岩から構成されていて、これらは硬質頁岩を主とする和田川層の上位に整合に累重している。茂浦火山岩類を構成している安山岩の大部分は輝石安山岩で、ごく一部に普通輝石安山岩がある。笹森山安山岩は、細粒緻密な輝石安山岩の岩床および岩脈からなり、これらは和田川層および茂浦火山岩類中に貫入している。夏泊デイサイトは、産状的には岩脈、岩株および溶岩からなる。岩脈と岩株は夏泊半島の西部地域に南北に配列した分布を示し、和田川層、茂浦火山岩類、笹森山安山岩類中に貫入している。溶岩は東部地域に分布し、その大部分は和田川層をおおっている。

4. 津軽半島北部地域

本研究で扱った津軽半島北部の火山岩類は、竜飛岬周辺と今別周辺のものである。竜飛岬周辺には、竜飛安山岩類とよばれる噴出岩類が分布している。この火山岩類は、硬質頁岩を主体とする小泊層の堆積時期とほぼ同時期に活動したものと考えられている(対馬・上村, 1959)。竜飛安山岩類は、岩質上から2種類のデイサイト、玄武岩質安山岩、輝石安山岩の大きく4つに分けられていて、それらの全体の層厚は1000~1200 mに達する(太田ほか, 1957)。竜飛岬付近の西海岸沿いと東海岸沿いには、多数のドレライトと玄武岩の岩脈がみられ、東海岸沿いの玄武岩岩脈の一部はハイアロクラスタイトへ移過している。これらの玄武岩質ハイアロクラスタイトは、太田ほか(1957)の竜飛安山岩類の一部に相当している。そこで、本論文では、これらの玄武岩類も含めて竜飛岬周辺の中期中新世の火山岩類を竜飛火山岩類とよぶ

ことにする。

竜飛火山岩類のうち本研究で扱ったものは、東海岸沿いの玄武岩類と西海岸沿いに分布するデイサイト質の凝灰角礫岩と玄武岩、安山岩および流紋岩の岩脈などである。東海岸沿いに分布するドレライトは単斜輝石ドレライトであり、玄武岩岩脈とハイアロクラスタイトは単斜輝石・カンラン石玄武岩からなる。西海岸沿いのデイサイトと流紋岩は、斑晶有色鉱物として単斜輝石のみを含むものと単斜輝石と斜方輝石の両者を含むものからなる。

津軽半島北部の今別川をはさんで東側と西側に今別安山岩類が分布している。本安山岩類は後期中新世の塩越層と指交関係にある(斎藤・上村, 1957)。

今別安山岩類は、三厩湾の大泊海岸から与茂内川下流域にかけて模式的に露出し、ここでは黒色安山岩質のハイアロクラスタイトとして産する。ハイアロクラスタイト中の角礫は、黒色でやや発泡した安山岩からなり異質礫はほとんどみられない。基質も礫と同質の細片およびガラスからなり、全体として黒色を呈しているのが岩相上の大きな特徴である。本安山岩類の層厚は500 m以上である。

本研究で扱った今別安山岩類は、大泊海岸に分布するものと今別町の長川上流域の林道沿いに分布するもので、前者は少量の単斜輝石を斑晶として含むものと輝石安山岩とからなり、後者は斜長石、単斜輝石および斜方輝石の斑晶に富む安山岩を主体としている。

5. 弘前南西地域

弘前南西部の中新統については、多くの地質学的研究がなされている(たとえば、Iwai, 1959; 大沢, 1962など)。最近、高橋 努(1986)は、相馬地域を中心に広く分布する中新世火山岩類の産状の記載と岩石記載を行っている。本論文で扱う火山岩類は、高橋 努(1986)による中期中新世の大和沢層(硬質泥岩と硬質頁岩を主体とする)中に挟在されるものと後期中新世の相馬火山岩類である。

大和沢層中に挟在される火山岩類は、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、溶岩を主体としているが、ハイアロクラスタイトとしても産する。これらを構成している岩石はすべて安山岩であり、その大部分は普通輝石安山岩である。

相馬火山岩類は、大和沢層を整合におおう後期中新世の松木平層と同時異相の関係にある。本火山岩類は、相馬地域を中心に東西に延びた(約12 km)分布を示す。相馬火山岩類の主要な岩相は、安山岩質のハイアロクラスタイトであり、これに安山岩の溶岩、軽石~砂質凝灰

第1表. 中期中新世火山岩類の化学組成.

No.	T71	T121	T139	T153	T155	T159	T164	T188	T300	T338	T67	T68	T216	T270	T342	T22	T36	T50
SiO ₂	53.57	54.67	57.23	54.95	57.05	58.13	61.43	60.80	54.55	56.01	50.68	51.30	50.96	52.83	53.07	52.46	53.02	52.08
TiO ₂	0.65	0.79	0.74	0.74	0.64	0.71	0.75	0.75	0.74	0.70	0.77	0.77	0.80	0.95	0.67	0.52	0.58	0.69
Al ₂ O ₃	18.53	17.31	17.90	17.68	17.23	17.19	17.54	17.28	17.11	19.14	14.53	15.08	14.60	16.90	17.83	15.36	16.66	15.58
Fe ₂ O ₃	3.13	2.60	3.89	1.30	3.78	1.59	1.85	1.26	2.96	3.11	1.65	1.84	2.16	2.75	2.79	2.73	1.40	2.36
FeO	5.67	5.09	3.42	6.01	3.42	4.20	3.45	4.03	5.24	4.55	8.59	8.32	8.23	6.09	5.27	6.08	6.79	6.93
MnO	0.14	0.14	0.16	0.14	0.15	0.12	0.11	0.12	0.15	0.11	0.17	0.16	0.17	0.15	0.13	0.14	0.13	0.15
MgO	5.09	5.84	3.41	4.57	4.63	3.25	2.11	2.13	5.26	3.57	8.78	8.10	7.27	4.59	5.78	7.93	7.07	8.34
CaO	9.79	8.53	7.55	8.82	8.20	6.75	5.95	5.93	9.39	8.05	9.56	9.67	9.80	9.40	10.03	10.49	10.26	9.63
Na ₂ O	2.20	2.66	2.61	2.57	2.48	3.11	3.53	3.39	2.50	2.36	2.17	2.39	2.65	2.90	2.60	2.38	2.55	2.71
K ₂ O	0.53	1.24	1.60	1.38	1.50	2.06	2.22	2.20	1.29	0.68	0.90	0.87	0.95	1.22	0.71	0.63	0.63	0.93
P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.12	0.12	0.12	0.15	0.17	0.16	0.13	0.11	0.12	0.12	0.13	0.16	0.10	0.08	0.07	0.10
H ₂ O _±	1.06	1.30	1.70	1.19	1.14	2.32	1.17	1.75	0.90	1.30	2.02	1.46	1.99	1.51	1.00	1.65	0.75	0.45
Total	100.46	100.30	100.33	99.47	100.34	99.58	100.28	99.80	100.22	99.69	99.94	100.08	99.71	99.45	99.98	100.45	99.91	99.95
No.	TP2	TP3	TP4	TP11	TP17	TP26	TP27	TP29	TP40	TP50	TP2	TP4	TP6	TP7	TP8	TP9	TP12	TP13
SiO ₂	50.95	51.68	53.53	56.11	54.55	52.24	52.41	52.56	54.70	52.71	68.45	73.26	57.68	49.43	72.16	65.01	53.32	53.32
TiO ₂	0.52	0.53	0.94	0.89	0.72	0.87	0.91	0.70	0.68	0.81	1.36	0.87	0.67	1.12	0.98	0.77	0.86	1.21
Al ₂ O ₃	13.54	14.56	19.73	18.87	20.85	19.24	19.38	21.05	20.88	18.76	16.64	15.88	12.85	16.45	18.11	13.06	15.74	16.81
Fe ₂ O ₃	3.17	2.96	2.24	3.69	4.43	6.49	4.06	4.80	4.82	3.17	11.54*	3.61*	3.11*	7.65*	9.32*	4.35*	5.00*	10.85*
FeO	6.45	5.65	5.89	3.92	2.35	3.79	4.49	3.32	5.03	5.03								
MnO	0.15	0.14	0.15	0.12	0.10	0.17	0.13	0.17	0.17	0.14	0.13	0.16	0.11	0.13	0.17	0.10	0.15	0.18
MgO	11.70	10.63	4.24	3.52	2.19	4.25	4.89	3.23	2.90	3.42	4.76	4.26	3.33	4.26	7.28	0.50	1.88	4.83
CaO	9.96	10.71	9.38	8.23	9.75	9.14	9.90	10.04	10.06	9.31	8.46	4.53	3.68	6.89	11.08	3.59	5.03	8.47
Na ₂ O	1.76	1.99	2.38	2.68	2.42	2.09	2.12	2.43	2.37	2.43	2.48	3.44	2.80	2.54	2.11	2.96	3.47	2.42
K ₂ O	0.45	0.70	0.53	1.16	0.69	0.51	0.53	0.62	0.65	0.54	1.70	1.57	0.84	0.31	1.61	0.93	0.69	
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.10	0.17	0.11	0.09	0.11	0.11	0.10	0.10	0.16	0.19	0.16	0.19	0.15	0.16	0.19	0.14
H ₂ O _±	1.24	0.72	1.14	0.80	1.68	1.13	0.87	1.31	1.50	1.29	1.69	0.41	1.20	1.84	1.09	0.69	1.45	1.55
Total	99.97	100.34	100.22	100.16	99.84	100.01	99.80	100.35	99.90	99.81	100.47	99.83	99.74	99.56	100.03	99.95	99.91	100.47
No.	TP21	TP22	TP23	TP25	TP26	TP28	TP29	TP30	TP31	TP32	O10	O11	O12	O13	O16	O18	O19	O21
SiO ₂	50.13	62.58	52.88	53.24	52.98	51.79	51.84	51.90	50.64	49.64	56.09	56.35	57.45	56.87	55.92	57.36	56.91	66.99
TiO ₂	0.88	0.95	0.86	1.45	1.42	1.43	1.04	1.04	1.01	0.99	0.94	0.97	1.02	1.00	0.96	1.03	1.00	0.87
Al ₂ O ₃	18.54	18.06	17.44	17.13	16.56	18.18	19.09	19.12	19.15	18.65	18.36	18.96	18.48	18.27	19.09	18.34	16.54	
Fe ₂ O ₃	10.55*	4.54*	9.04*	10.77*	10.87*	10.16*	8.96*	9.09*	9.70*	10.77*	3.47	4.12	2.97	2.02	3.41	3.70	3.14	2.54
FeO	0.22	0.15	0.16	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.17	0.15	0.10	0.12	0.09	0.13	0.08	0.12	0.07	
MnO	6.24	1.39	6.63	5.47	5.53	5.78	5.18	5.22	5.73	6.46	3.68	2.22	2.04	2.12	2.47	1.75	2.24	0.31
CaO	10.09	7.18	9.89	6.94	8.60	7.44	10.40	10.17	10.30	9.56	9.31	8.51	8.19	18.53	8.58	8.22	8.35	4.17
Na ₂ O	2.53	2.89	2.14	3.26	2.39	3.16	1.99	2.18	2.34	2.14	2.53	3.10	3.23	3.09	3.06	3.20	3.18	4.11
K ₂ O	0.16	1.09	0.51	0.56	0.49	0.32	0.23	0.29	0.28	0.18	1.14	1.13	1.15	1.28	1.08	1.24	1.17	1.82
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.11	0.18	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16	0.23	0.16	0.18	0.19	0.17	0.26	0.17	0.21
H ₂ O _±	0.60	0.88	0.41	0.99	1.25	1.35	0.90	0.74	0.76	1.46	0.83	1.02	1.95	0.90	1.41	1.35	0.96	1.30
Total	100.06	99.85	100.07	100.14	100.39	99.93	99.94	100.05	100.23	100.16	100.00	99.92	100.43	99.71	99.78	99.72	99.70	99.61

*Total Fe as FeO

T71~T505: 泊火山岩類 (I~III期), TP2~TP32: 竜飛火山岩類, O10~O21: 相馬地域 大和沢層の火山岩類.

岩, 流紋岩溶岩および同質のハイアロクラストイトが伴われる. これらの全体の層厚は約 1000m に達する. 安山岩質ハイアロクラストイト中の角礫および安山岩溶岩を構成しているのは輝石安山岩であり, ごくまれにシソ輝石安山岩と普通輝石安山岩が認められる.

全岩化学組成上の特徴

ここでは上記諸地域の火山岩類の全岩化学組成上の特徴を述べる. 岩石の化学分析は, 過マンガン酸カリ滴定法で分析した FeO 以外の酸化物および Sr, Rb は蛍光 X線法によるものである.

中期中新世の火山岩類は, 泊火山岩類 (I~III期) 97 個, 竜飛火山岩類 28 個, 相馬地域大和沢層の火山岩類 8 個の計 133 個について分析を行った. 後期中新世の火山岩類については, 泊火山岩類 (IV期) 16 個, 奥戸安山岩類 35 個, 脇野沢安山岩類 23 個, 夏泊半島の火山岩類 31 個, 今別安山岩類 15 個, 相馬火山岩類 18 個の計 138 個について分析を行った. 本論文の紙数の都合上これらのすべての分析値を表中に掲げられないので, 各火山岩類の中から代表的なものを選んでそれらを第1表と第2表に示した. 今回分析した試料では, H₂O ± は最大で 4% 程度含まれるが, 2~1.5% 以下のものが大部分であるので, これらの火山岩類の化学分析値

に関する記述や議論は, H₂O ± を除去して再計算した値ではなく分析値そのものによって行うことにする.

1. 中期中新世火山岩類

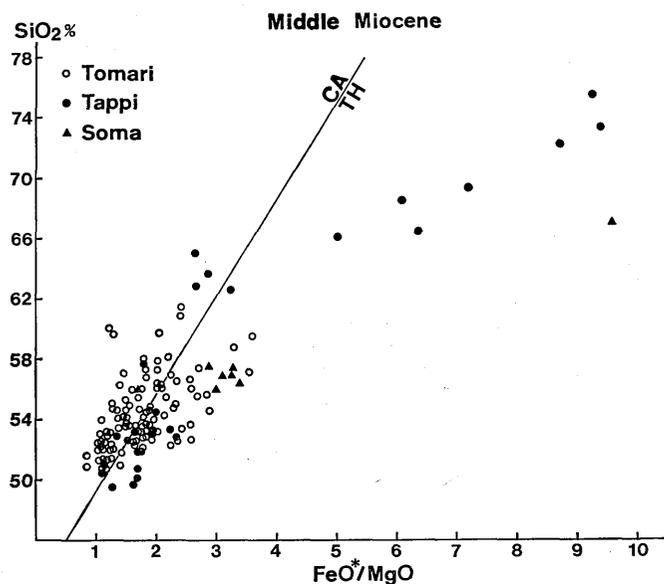
まず, 中期中新世の火山岩類の特徴を述べる. FeO*/MgO—SiO₂ 図 (第3図) に泊火山岩類 (I~III期), 竜飛火山岩類, 大和沢層中の火山岩類の分析値をプロットした. 泊火山岩類の SiO₂ は 50.7~61.5% の範囲にあり, 著しく SiO₂ に富む火山岩はみられない. 玄武岩では FeO*/MgO 比が 1 以下の未分化なものがあり, その一部には上述のように, 初生ソレイトマグマの組成に近いものが存在する. 泊火山岩類の中で FeO*/MgO 比が 2 以下の火山岩については, それがソレイト系列のものかカルクアルカリ系列のものかを区別することはむずかしいが, この比が 2 以上の安山岩類は, ソレイト系列に属するものとカルクアルカリ系列に属するものがある. 竜飛火山岩類の SiO₂ は 49.6~75.4% の広い組成幅をもち, 比較的 SiO₂ に乏しい玄武岩~玄武岩質安山岩の大部分はソレイト系列の領域をしめる (第3図). また, SiO₂ が 62% 以上の火山岩の大部分もソレイト系列の領域にプロットされ, より SiO₂ に富む火山岩では FeO*/MgO 比が著しく大きいという特徴が認められる. これらのことから, 竜飛火山岩類の大部分はソレイト系列のもののみなされる. 相馬地域の大和

第2表. 後期中新世火山岩類の化学組成.

No.	F3	464	465	466	483	484	486	487	488	527	OW5	OW10	OW20	OE3	OE4	OE5	OE6	W03
SiO ₂	53.99	55.06	53.84	54.27	53.93	54.64	52.82	54.58	56.52	54.48	60.47	56.32	59.05	59.02	60.41	60.75	62.23	60.57
TiO ₂	0.77	0.79	0.80	0.79	0.68	0.76	0.75	0.71	0.71	0.84	0.91	0.94	0.91	0.62	0.79	0.70	0.62	0.96
Al ₂ O ₃	18.02	18.34	18.35	18.51	17.92	19.31	22.37	21.33	21.14	19.76	16.39	16.47	16.80	15.91	15.78	15.27	15.71	15.32
Fe ₂ O ₃	3.99	3.35	2.83	3.88	3.68	7.24	2.93	2.06	2.81	3.97	3.99	5.68	3.88	2.74	2.41	2.33	3.99	2.82
FeO	4.83	5.55	6.19	4.95	5.15	2.93	4.17	4.46	3.60	3.57	3.56	4.14	3.71	4.87	4.98	4.05	2.94	5.19
MnO	0.15	0.15	0.16	0.13	0.13	0.18	0.12	0.12	0.10	0.12	0.16	0.15	0.16	0.13	0.12	0.12	0.11	0.17
MgO	4.80	4.29	4.92	4.62	5.15	4.96	2.28	2.08	2.07	2.93	2.07	2.98	2.35	4.21	3.01	3.06	2.96	2.24
CaO	8.50	8.81	9.37	8.78	8.97	7.18	9.60	9.45	9.29	8.94	6.53	8.50	6.62	8.75	7.55	7.06	7.03	6.41
Na ₂ O	2.87	2.71	2.64	2.81	2.56	2.03	2.80	2.88	2.78	2.73	3.28	2.78	3.51	2.39	2.49	2.51	2.66	3.35
K ₂ O	0.86	0.76	0.55	0.79	0.59	0.37	0.34	0.76	0.77	0.73	0.97	0.73	0.92	0.78	1.17	1.35	1.07	1.27
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.09	0.10	0.08	0.07	0.11	0.12	0.11	0.12	0.20	0.21	0.22	0.10	0.13	0.12	0.09	0.19
H ₂ O _T	0.77	0.54	0.15	0.63	0.70	0.71	1.43	0.97	0.35	1.22	1.73	0.92	1.45	0.49	1.27	2.42	1.21	1.54
T _{total}	99.65	100.46	99.89	100.26	99.54	100.38	99.72	99.52	100.25	99.41	100.26	99.82	99.58	100.01	100.11	99.74	100.52	100.03
Sr	228	194	213	200	219	173	266	247	237	215								
Rb	16	16	7	11	10	3	2	10	10	7								
No.	W04	W08	W11	W12	W14	W19	W24	W26	W27	W28	520	514	553	695	150	865	32	643
SiO ₂	55.49	57.80	69.42	66.30	61.81	72.00	72.64	71.07	72.05	72.52	56.52	54.34	57.01	52.93	57.26	63.72	62.74	65.88
TiO ₂	1.18	1.04	0.66	0.84	0.99	0.69	0.75	0.69	0.71	0.69	0.87	1.09	1.03	0.79	0.76	0.56	0.66	0.61
Al ₂ O ₃	15.61	15.23	13.27	15.14	14.83	12.93	13.36	12.38	13.03	12.66	15.86	17.58	16.65	17.33	15.46	15.25	17.43	15.03
Fe ₂ O ₃	3.99	3.96	2.41	2.42	1.62	1.95	1.22	1.57	1.75	1.92	5.53	4.56	5.27	7.30	2.65	3.69	3.25	2.05
FeO	6.64	5.54	1.73	2.14	5.06	0.87	0.88	0.71	1.09	0.93	3.28	4.63	4.04	2.78	4.92	2.15	1.98	2.73
MnO	0.18	0.17	0.09	0.09	0.19	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.14	0.12	0.15	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11
MgO	3.33	3.38	0.86	0.94	1.68	0.34	0.20	0.22	0.34	0.31	3.20	3.56	2.99	4.22	3.07	2.74	1.76	1.73
CaO	8.14	7.19	4.76	5.69	5.00	3.30	3.41	4.94	3.49	3.42	6.70	8.05	7.66	9.67	7.13	4.90	5.47	4.91
Na ₂ O	2.89	2.99	3.04	3.36	3.77	3.62	3.74	3.39	3.80	3.71	3.10	3.14	3.25	2.07	2.79	3.21	3.35	3.17
K ₂ O	0.97	1.12	1.38	1.39	1.42	1.59	1.49	1.51	1.46	1.41	1.13	0.72	0.94	0.47	1.21	1.57	0.91	1.95
P ₂ O ₅	0.23	0.16	0.21	0.16	0.28	0.27	0.26	0.41	0.30	0.29	0.12	0.18	0.22	0.13	0.11	0.09	0.10	0.10
H ₂ O _T	1.19	1.24	2.47	1.33	2.80	2.29	2.43	2.40	1.69	1.77	2.95	1.66	0.84	2.14	4.29	2.52	1.81	2.41
T _{total}	99.34	99.82	100.30	99.80	99.45	99.43	100.44	99.36	99.78	99.70	99.40	99.63	100.05	99.96	99.78	100.52	99.58	100.68
Sr									270	303	287	320	294	292	313	335	344	301
Rb									65	77	67	54	74	65	51	99	60	58

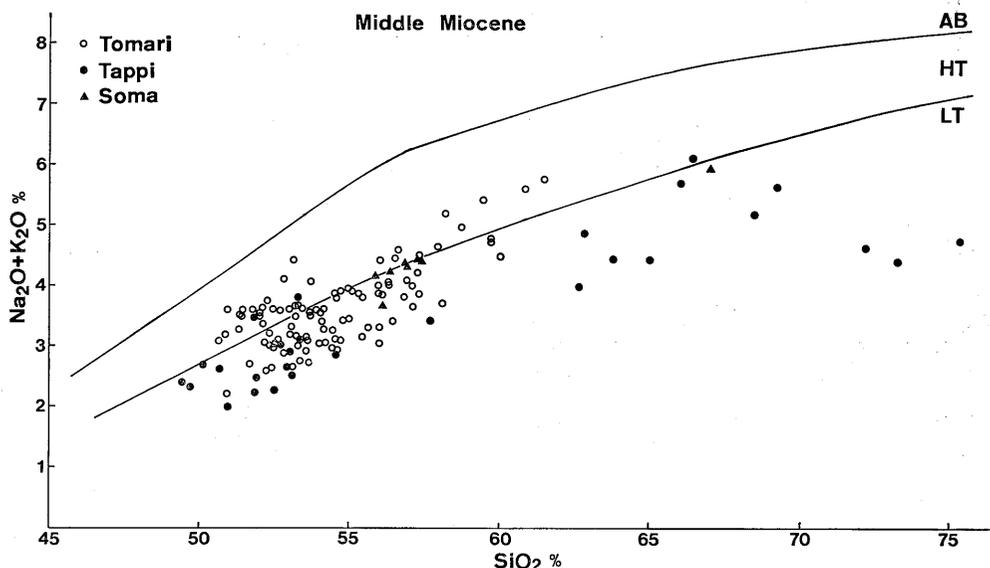
*Total Fe as FeO

F3~F527: 泊火山岩類(Ⅳ期), OW5~OW20: 西部奥戸安山岩類, OE3~OE6: 東部奥戸安山岩類, W03~W28: 脇野沢安山岩類, 520~553: 茂浦火山岩類(夏泊半島), 695, 150: 笹森山安山岩類(夏泊半島), 865, 32, 643: 夏泊デイサイト(夏泊半島), I01~I15: 今別安山岩類, S08~S24: 相馬火山岩類.



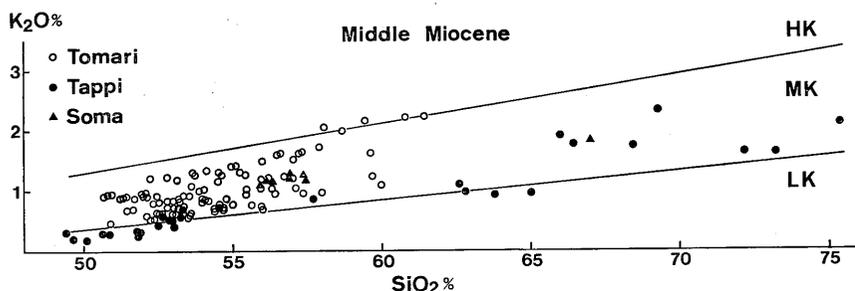
第3図. 中期中新世火山岩類の FeO*/MgO—SiO₂ 図.

白丸: 泊火山岩類(Ⅰ~Ⅲ期), 黒丸: 竜飛火山岩類, 黒三角: 相馬地域の 大和沢層中の火山岩類, 実線は MIYASHIRO(1974)によるカルクアルカリ系列とソレライト系列の境界. 第7図も同じ.



第4図. 中期中新世火山岩類の SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図.

記号は第3図と同じ. 曲線は久野(1968)による. LT: 低アルカリソレイト系列, HT: 高アルカリソレイト系列, AB: アルカリ玄武岩系列.



第5図. 中期中新世火山岩類の SiO_2 — K_2O 図.

記号は第3図, 第4図と同じ. 実線はGILL(1981)による. LK: 低カリ質, MK: 中間カリ質, HK: 高カリ質.

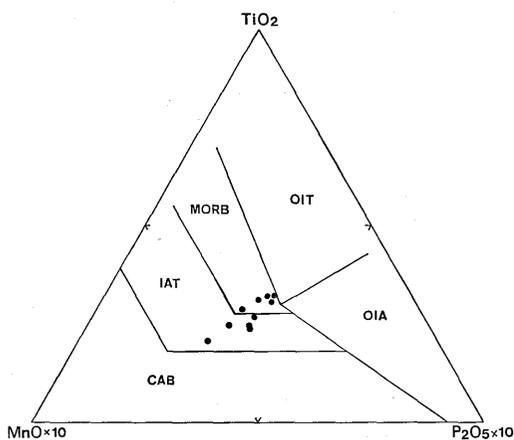
沢層中の火山岩もソレイト系列に属するものである(第3図).

これらの火山岩類の分析値を SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図(第4図)と SiO_2 — K_2O 図(第5図)にプロットした. 第4図に示されるように, 泊火山岩類(I~III期)は, 低アルカリソレイト系列の領域にプロットされるものと高アルカリソレイト系列の領域にプロットされるものがある. 一方, 竜飛火山岩類の大部分は低アルカリソレイト系列の領域にプロットされ, SiO_2 に富む珪長質の火山岩においてもアルカリ量があまり増加しないという特徴がある. 相馬地域の太和沢層中の安山岩および流紋岩は, 2つの系列の境界付近にプロットされる. 次にこれらの火山岩類の SiO_2 と K_2O の関係をもてみる(第5図). 竜飛火山岩類のうち玄武岩と安山岩は低カリ

質であるが, 珪長質の火山岩は中間カリ質である. 一方, 泊地域のI~III期の玄武岩と安山岩および相馬地域の大和沢層の安山岩は, 竜飛岬周辺の玄武岩と安山岩より明らかに高い K_2O 量を有している.

以上みてきたように, 中期中新世の火山岩類においては, 東側(北上帯)に分布する泊火山岩類の方が西側(出羽帯)の相馬地域や竜飛周辺の火山岩類よりも $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ および K_2O に乏しいという事実は認められない. したがって, 東北日本弧の第四紀火山に認められるような島弧横断方向での火山岩の化学組成の違いは, 東北日本弧北部の中期中新世火山岩類には存在しないとみることができる.

ところで, 竜飛火山岩類中の玄武岩は, 比較的高い TiO_2 量(0.9~1.5%)で特徴づけられるので, これらの



第6図. TiO_2 — $MnO \times 10$ — $P_2O_5 \times 10$ 図.

黒丸：竜飛岬周辺の玄武岩類，MORB：海嶺性玄武岩，OIT：海洋島ソレライト，OIA：海洋島アルカリ玄武岩，CAB：カルクアルカリ玄武岩，ITA：島弧性ソレライト。境界は MULLEN(1983)による。

分析値を TiO_2 — $MnO \times 10$ — $P_2O_5 \times 10$ 図(第6図)にプロットした。この図に示されるように、竜飛岬周辺の玄武岩は島弧性ソレライトの領域と海嶺性玄武岩の領域にプロットされる。このうち、海嶺性玄武岩の領域にプロットされるものは、竜飛岬の東海岸沿いにハイアロクラスタイトとして産するもので、この玄武岩の TiO_2 は 1.2~1.5% である。一方、島弧性ソレライトの領域にプロットされる玄武岩は、竜飛岬の西海岸・婁内付近くに産する塊状溶岩および岩脈である。これらの玄武岩の TiO_2 は 1% 以下である。主化学組成の特徴からは、東海岸沿いの TiO_2 に富む玄武岩は、島弧性ソレライトよりもむしろ海洋底の玄武岩に類似しているものとみられる。

2. 後期中新世火山岩類

次に後期中新世の火山岩類の特徴をみる。まず、 FeO^*/MgO — SiO_2 図(第7図)で検討する。泊火山岩類(IV期)の SiO_2 は 51.9~56.5% の比較的せまい組成範囲にあり、それらの大部分はソレライト系列の領域にプロットされる。奥戸安山岩類(目滝川デイサイトを含む)の SiO_2 は 49.9~70.2% までの広い組成幅があり、それらはソレライト系列とカルクアルカリ系列の両者の領域にまたがってプロットされる。このうち、ソレライト系列の領域にプロットされる大部分は西部奥戸安山岩類であり、東部奥戸安山岩類と目滝川デイサイトはカルクアルカリ系列の領域をしめる。脇野沢安山岩類の SiO_2 は 54.9% から 73.2% までの組成幅をもち、これらはすべてソレライト系列の領域にプロットされる(第7

第3表*. 火山岩類の化学組成の特徴.

	FeO^*/MgO — SiO_2	SiO_2 — (Na_2O+K_2O)	SiO_2 — K_2O	K_2O % ($SiO_2=60\%$)
Late Miocene Volcanics				
Tomari (IV)	TH	LT	LK/MK	1.1
Okoppe	TH,CA	LT	LK/MK	1.1
Wakinosawa	TH	LT	LK/MK	1.1
Natsudomari	TH,CA	LT	MK	1.3
Imabetsu	TH,CA	LT,HT	MK	1.9
Soma	TH,CA	HT	MK/HK	2.2

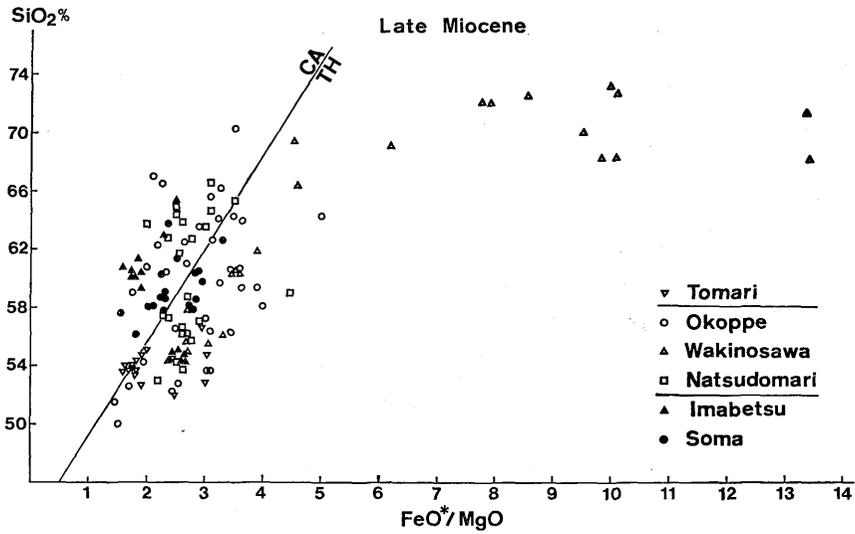
Middle Miocene Volcanics				
Tomari (I-III)	TH,CA	LT,HT	MK	1.3
Tappi	TH	LT	LK/MK	1.0
Soma (Owazawa Formation)	TH	LT/HT	MK	1.3

TH：ソレライト系列，CA：カルクアルカリ系列，LT：低アルカリソレライト系列，HT：高アルカリソレライト系列，LT/HT：低アルカリソレライト系列~高アルカリソレライト系列，LK：低カリ質，MK：中間カリ質，HK：高カリ質，LK/MK：低カリ質~中間カリ質，MK/HK：中間カリ質~高カリ質。

図)。しかも、安山岩からデイサイトおよび流紋岩組成に向かって FeO^*/MgO 比が著しく増加している。夏泊半島の後期中新世火山岩類の分析値は、奥戸安山岩類と同様にソレライト系列とカルクアルカリ系列の両者の領域にプロットされる。このうち、茂浦火山岩類と笹森山安山岩類の大部分はソレライト系列の領域をしめるのに対して、夏泊デイサイトはカルクアルカリ系列の領域をしめる。今別安山岩類もソレライト系列の領域にプロットされるものとカルクアルカリ系列の領域にプロットされるものがある。前者は大泊海岸に露出するハイアロクラスタイト中の角礫の分析値であり、後者は長川上流域に分布するハイアロクラスタイト中の角礫の分析値である。

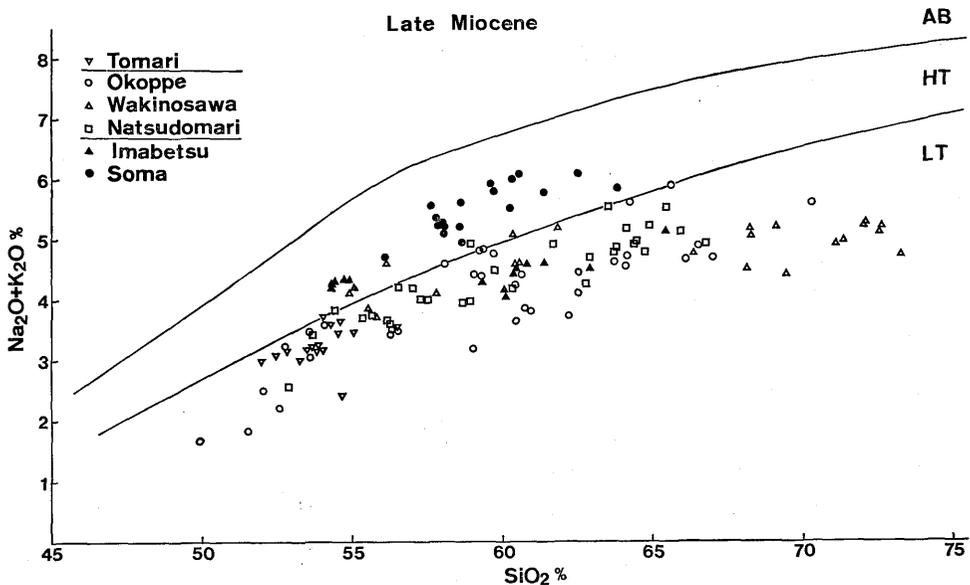
これらの火山岩類の SiO_2 と Na_2O+K_2O の関係(第8図)および SiO_2 と K_2O の関係(第9図)をみる。第8図に示されるように、相馬火山岩類は高アルカリソレライト系列の領域にプロットされるのに対して、泊火山岩類(IV期)、奥戸安山岩類、脇野沢安山岩類および夏泊半島の火山岩類の大部分は低アルカリソレライト系列の領域にプロットされ、これらの火山岩類と相馬火山岩類との間でアルカリ含有量に明瞭な違いが認められる。今別安山岩では、 SiO_2 が 55% 前後の塩基性の安山岩は高アルカリソレライト系列の領域にプロットされるが、 SiO_2 が 60% 前後の安山岩は低アルカリソレライト

* SiO_2 — K_2O 図において、奥戸地域の2つの火山岩類と夏泊半島の3つの火山岩類は、それぞれほぼ一直線上にプロットされるので、それぞれの地域の火山岩類を一括して計算した。



第7図. 後期中新世火山岩類の $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図.

逆白三角: 泊火山岩類 (IV 期), 白丸: 奥戸安山岩類, 白三角: 脇野沢安山岩類, 白四角: 夏泊半島の火山岩類, 黒三角: 今別安山岩類, 黒丸: 相馬火山岩類.



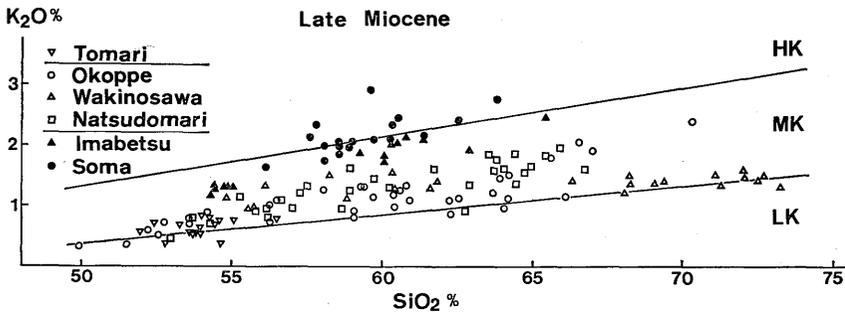
第8図. 後期中新世火山岩類の $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 図.

記号は第7図と同じ. 曲線および LT, HT, AB は第4図と同じ.

ト系列の領域にプロットされる. 次に SiO_2 と K_2O の関係のみをみる(第9図). 泊火山岩類 (IV期), 奥戸安山岩類および脇野沢安山岩類は, GILL(1981)による低カリ質安山岩の領域と中間カリ質安山岩の領域の境界付近から中間カリ質安山岩の領域にかけてプロットされ, 夏泊半島の火山岩類は中間カリ質安山岩の領域にプロットさ

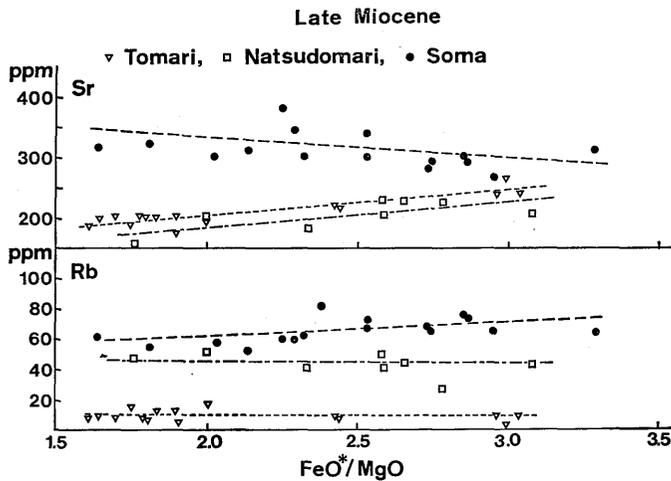
れる. 一方, 今別安山岩類と相馬火山岩類は, これらの火山岩類よりも高い K_2O で特徴づけられる. 各火山岩類の SiO_2 と K_2O とから最小二乗法によって求めた直線を用いると, 各火山岩類の SiO_2 が 60% に対応する K_2O の値は第3表のようになる.

この表に示されるように, SiO_2 が 60% における K_2O



第9図. 後期中新世火山岩類の SiO_2 - K_2O 図.

記号は第7図, 第8図と同じ. 実線およびLK, MK, HK は第5図と同じ.



第10図. 後期中新世火山岩類の Sr, Rb と FeO^*/MgO の関係.

逆白三角: 泊火山岩類(IV期), 白四角: 夏泊デイサイト, 黒丸: 相馬火山岩類.

は、泊火山岩類(IV期), 奥戸安山岩類, 脇野沢安山岩類, 夏泊半島の火山岩類から今別安山岩類をへて相馬火山岩類へ, 1.1% から 2.2% へ漸次増加している. これと同じ傾向はさらに, Kとともに incompatible 元素に属する Rb と Sr についても認められる(第10図). このように, 東北日本弧北部の後期中新世火山岩類においては, 太平洋側から日本海側に分布する火山岩に向かって, K_2O , Rb および Sr が漸次増加しているとみなすことができる.

考 察

1. 東北日本弧北部~西北海道における火山岩の帯状配列の成立

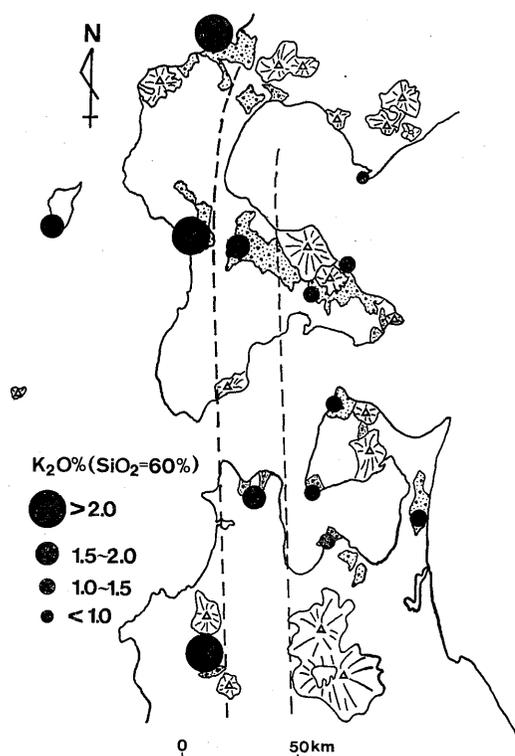
島弧横断方向での火山岩の K_2O の規則的変化は, 西北海道に分布する後期中新世~鮮新世の火山岩類にも認められる(岡村, 1986). 第11図は, 青森県から西北海道へ至る地域に分布する後期中新世~鮮新世の火山岩類の K_2O 量(SiO_2 が 60% のときの)を示したものである. 西北海道の火山岩類のデータは, 岡村(1986)の第3図から引用したもので, この中には後期中新世火

山岩だけでなく鮮新世のものも含まれている. 第11図に示されるように, 青森県から西北海道に至る地域に分布する後期中新世~鮮新世火山岩は, 東側に K_2O に乏しい火山岩が南北に配列し, より西側(日本海側)に K_2O に富む火山岩が南北に配列するという帯状配列をなしていることが明瞭である. この帯状配列は, この地域における第四紀火山岩の帯状配列(ARAMAKI & Ui, 1983)にきわめて類似している. 西北海道においても, 中期中新世火山岩類では, このような島弧横断方向での化学組成の変化は認められないので(岡村, 1986), 青森県~西北海道の火山岩類にみられる上述のような帯状配列は後期中新世以後に形成されたと考えられる.

2. 帯状配列の成立の意義—中期中新世のマグマの発生機構

上で述べた, 青森県~西北海道の後期中新世以後の火山岩にみられる帯状配列の成立は, 後期中新世以後とそれ以前(中期中新世)とではマグマの発生機構が異なっていることを示唆している可能性がある.

まず, 後期中新世の火山岩の帯状配列の成因を考える



第 11 図. 青森県～西南北海道の後期中新世～鮮新世火山岩類の K_2O 量 ($SiO_2=60\%$ のときの) の広域的变化. 西南北海道のデータは岡村 (1986) による.

場合に、東北日本弧の第四紀火山岩の帯状配列の成因に関する議論が重要である。東北日本弧の第四紀の玄武岩の成因に関しては、Kuno (1966) のモデルが有名である。すなわち、Kuno (1966) は、東北日本弧において、太平洋側から日本海側に向かって分布するソレイト質玄武岩、高アルミナ玄武岩、アルカリ玄武岩の各々のマグマの生成される深度が次第に深くなっていると考えた。そして、その深度は深発地震面の深度に対応しているものと考えた。久城 (1981) は、東北日本弧の第四紀の玄武岩の化学組成の変化は、圧力の上昇に伴う部分溶融の程度の減少によって説明できることを論じている。すなわち、3種の初生玄武岩質マグマの組成の違いは、上部マントルの部分溶融の程度の違いとマグマの分離する深度の違いに起因しているということである。

これらの3玄武岩帯に出現する安山岩やより珧長質な火山岩においても K_2O や他の incompatible 元素について島弧横断方向での規則的な変化 (水平変化) が認められている (たとえば、MASUDA & AOKI, 1979; ARAMAKI & UI, 1982, 1983)。

このような東北日本弧の第四紀火山岩にみられる化学組成の水平変化の成因は、東北日本弧下へ沈みこむリソスフェア (プレート) によって決定されるマグマの発生機構に関連していると考えられている (たとえば、ARAMAKI & UI, 1982)。青森県から西南北海道に至る地域に分布する後期中新世 (～鮮新世) の火山岩にみられる K_2O , Rb, Sr の水平変化も、このようなマグマの発生機構に関連して生じたものと考えられる。

青森県～西南北海道の中期中新世の火山岩では、 Na_2O+K_2O や K_2O の水平変化は認められない。また、竜飛岬周辺には、海洋底玄武岩に類似する玄武岩が認められる。これらはこの地域の中期中新世火山岩に限って認められる特徴であろうか。

東北日本海側から脊梁地域にかけて広く分布する中期中新世の広域玄武岩や東北日本弧南部の中央部から太平洋側に至る地域に分布する中期中新世火山岩などの検討から、東北日本弧の中期中新世火山岩には、 Na_2O+K_2O や K_2O の水平変化が認められないことが指摘されている (周藤・茅原, 1987; 周藤・八島, 1987)。

最近の研究によって、主として東北日本弧の南部に分布する中期中新世の火山岩中に、島弧性ソレイト系列やカルクアルカリ系列に属する火山岩のほか、海洋底や海洋島に典型的に出現している火山岩 (以後これらを海洋性火山岩と呼ぶ) に似た化学組成や鉱物組合せからなる火山岩がみいだされている (一色, 1974; SHIMAZU & TAKANO, 1977; 白水ほか, 1983; 周藤・八島, 1985; 周藤ほか, 1985)。これらの火山岩は、 TiO_2 に富むソレイト質玄武岩、アイスランド岩様の安山岩・デイサイト、鉄に富むカンラン石や輝石を斑晶に含む酸性火山岩などである。ごく最近になって、東北日本海側に広く分布する中期中新世の広域玄武岩中にも TiO_2 に富むソレイト質の玄武岩・ドレライトが諸々の地域からみいだされている (土谷, 1986, 1987; 周藤・茅原, 1987)。本論文で扱った竜飛岬の東海岸の玄武岩もその1つと考えられる。また、この広域玄武岩中のアルカリ玄武岩も海洋島のアルカリ玄武岩に似た組成のものであることが指摘されている (周藤・茅原, 1987)。このように、海洋性火山岩に似た組成の火山岩は、東北日本弧の南部から北西部に至る広い範囲にわたって出現しているものとみられる。

以上の事実からすると、東北日本弧北部 (青森県～西南北海道) の中期中新世火山岩に認められる特徴は、東北日本弧全体の中期中新世火山岩に認められることであるといえよう。したがって、広く東北日本弧の中期中新世火山岩の生成過程を議論する中で東北日本弧北部の中

期中新世火山岩の生成過程を論じる必要がある。

中期中新世の東北日本弧に TiO_2 に富むソレライト質玄武岩やアイスランド岩様の安山岩・デイサイトが出現することに関しては、高橋正樹(1986)によってもその意義が論じられている。高橋正樹(1986)は、これらの火山岩の出現が、海洋性リソフェアの性質を有する地殻・上部マントルの存在を示唆しているものであると考え、 TiO_2 に富む玄武岩の存在は、中期中新世の広域テクトニクスの場合が東太平洋中央海嶺の一部のような大きな拡大速度をもつ海洋底拡大軸とよく似たものであった可能性を論じている。

海洋性火山岩に類似する火山岩の岩石構成は、アイスランドの第三紀火山岩の岩石構成にきわめて類似している(周藤・八島, 1986)。このことは、これらの火山岩が、現在の東北日本弧下の上部マントル物質とは異なる組成の物質から生成されたことを示唆している可能性がある。すなわち、アイスランドの火山岩を生成したとみられる大規模なマントルダイアピルと同様な組成のマントルダイアピルが、これらの火山岩の起源になっているのではないかということである。東北日本弧の中期中新世の火山岩中には、島弧性ソレライト系列やカルクアルカリ系列の火山岩(苦鉄質からより珪長質なものまで)も多量に存在するが、これらの火山岩は、このマントルダイアピルが熱源となって、周囲の最上部マントルや下部地殻(東北日本弧下の大陸性リソフェア)が溶融することにより生成された可能性がある。東北日本弧北部・青森県の火山岩に関してみれば、竜飛岬の東海岸の玄武岩は、マントルダイアピルに由来するマグマから生じたものであり、竜飛岬西海岸の玄武岩、泊火山岩類、相馬地域の火山岩類は大陸性リソフェアに由来するマグマから生じたものと考えられる。上述のように、東北日本弧北部・青森県に産する中期中新世の火山岩の $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ や K_2O には水平的な変化が認められないが、この事実は、これらのマグマの生成深度が水平方向で規則的な違いがないことと関連していることを示唆している。このことも、上のようなマグマ発生機構のモデルで説明が可能である。

このような中期中新世の火山活動は、東北日本弧の大陸性リソフェアが現在の位置よりも西方にあったときにおこったものであると考えた方がよいであろう。もし現在の位置における東北日本弧で中期中新世の海洋性火山岩に類似する火山岩が生成されたものであるならば、後期中新世以降も、東北日本弧において、海洋性火山岩に類似する火山岩が生成されると考えるのがごく自然だからである。おそらく、東北日本弧の大陸性リソフェ

ア(マントルダイアピルより上方の部分)は、中期中新世の末期(後期中新世の初期)にはほぼ現在の位置に達して、その直後から島弧-海溝系が形成されるようになり、同時にマグマの発生機構も現在のマグマの発生機構(たとえば、久城, 1981; 巽ほか, 1982)に近いものに転換したものと推定される。東北日本弧北部から西南北海道に至る地域において、後期中新世(〜鮮新世)の火山岩に、同地域の第四紀の火山岩と同様な帯状配列が認められるのは、このことと深く関連していると考えられる。

筆者らと高橋正樹(1986)のモデルの間には共通する部分も少なくない。これらのモデルの検証のためには、日本海底の地学的・地球物理学的諸情報のいっそうの蓄積が必要である。特に岩石学的立場からすれば、日本海底の火山岩の性質や年代が詳細に明らかにされる必要がある。

文 献

- 青木謙一郎, 1983: 東北日本弧の第四紀玄武岩類について。鉱山地質特別号, no. 11. 79-91.
- ・辛島由美子, 1973: 山形県大滝粗粒玄武岩床の分化。岩鉱, 68, 183-188.
- ARAMAKI, S. and UI, T., 1982: Regional distribution and character of active andesite volcanism—Japan—. In THORPE, R. S., ed.: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, 260-292. John Wiley & Sons.
- and ——— 1983: Alkali mapping of the Japanese Quaternary volcanic rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 549-560.
- GILL, J., 1981: *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. 390 p., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- 今井 功, 1961: 5万分の1地質図幅「近川」および同説明書。45p., 地質調査所。
- 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.
- IWAI, T., 1959: The Pliocene deposits and molluscan fossils from the area southwest of Hirosaki City, Aomori Prefecture, Japan. *Bull. Edu. Fac. Hirosaki Univ.*, no. 5, 39-61.
- 岩井彦彦, 1986: 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」no. 10 (十三湖一五所川原一青森一野辺地一上北)。
- ・多田元彦・北村 信, 1986: 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」no. 8 (小泊半島一陸奥湾一むつ市一猿ヶ森) および no. 9 (横浜町一六ヶ所村)。
- 金属鉱業事業団, 1982: 広域調査報告書「西津軽地域」。167 p., 通産省・資源エネルギー庁。
- 北村 信・藤井敬三, 1962: 下北半島北東部の地質構造について—とくに下北断層の意義について。東北大学地質古生物研究邦文報告, no. 56, 43-56.

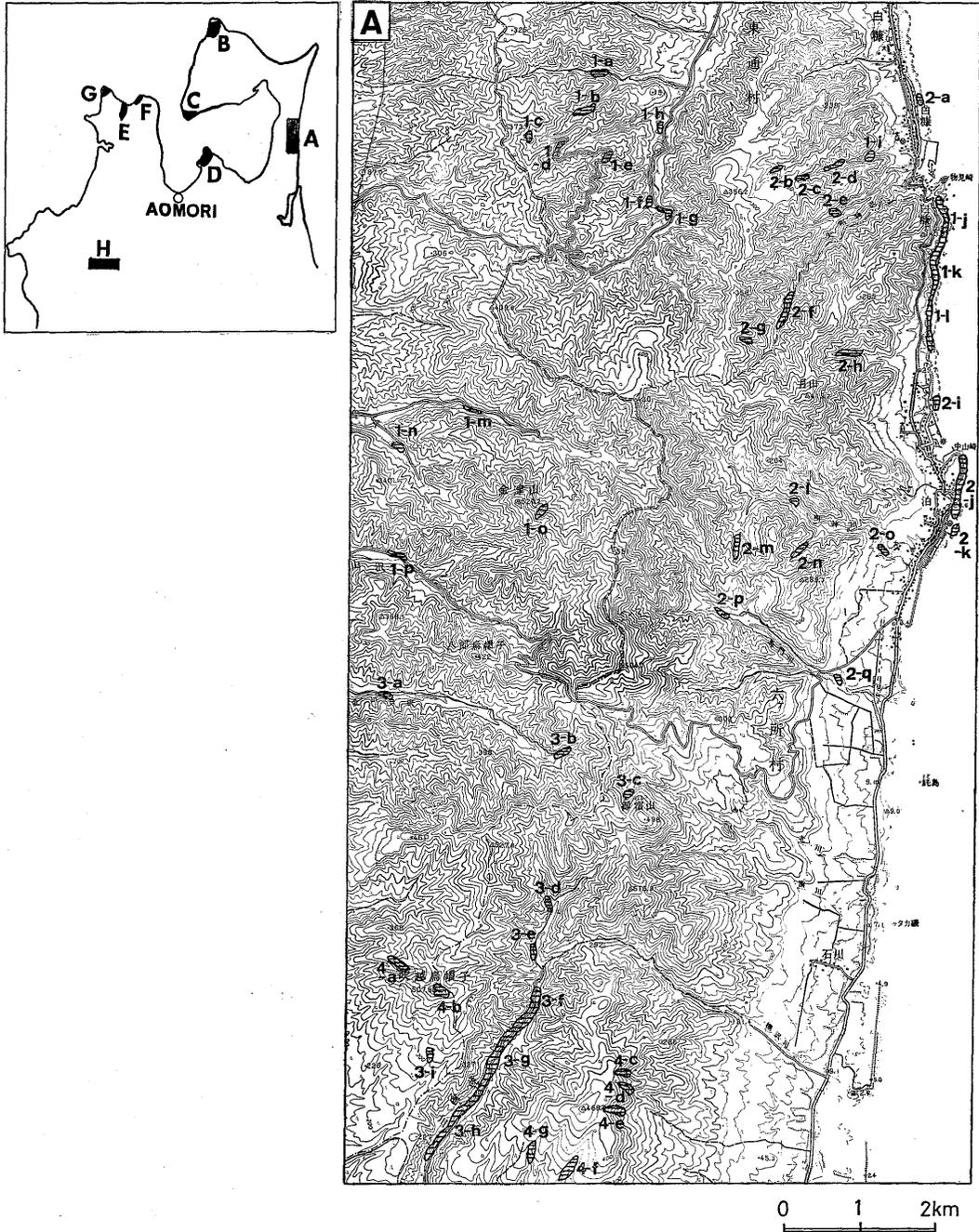
- ・鈴木養身・多田元彦, 1959: 下北半島西部の地質(青森県の地質について. III). 青森県.
- KUNO, H., 1959: Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc.*, [II], **20**, 37-76.
- , 1960: High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, **1**, 121-145.
- , 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- 久野 久, 1968: 青木・伊東著“海洋地域の岩石—I. 高アルミナ玄武岩”の論文に対する討論. 地球科学, **22**, 195-197.
- 久城育夫, 1981: 実験岩石学の立場から見た島弧のマグマの成因. 地質雑, **87**, 769-780.
- MASUDA, Y. and AOKI, K., 1979: Trace element variations in the volcanic rocks from the Nasu zone, northeast Japan. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **44**, 139-149.
- 宮城一男, 1963: 男鹿半島グリンタフ層の層序と火成活動(その5). 地質雑, **69**, 51-66.
- MIYASHIRO, A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- MULLEN, E. D., 1983: MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- 岡村 聰, 1986: 西南北海道新生代火山岩類の化学組成の時間変遷. 地団研専報, no. 31, 345-353.
- 太田良平・大沢 穠・小野晃司, 1957: 5万分の1地質図幅「三厩」および同説明書. 30 p., 地質調査所.
- 大沢 穠, 1962: 5万分の1地質図幅「弘前」および同説明書. 52 p., 地質調査所.
- 斎藤正次・上村不二雄, 1957: 5万分の1地質図幅「母衣月」および同説明書. 26 p., 地質調査所.
- 阪井明子, 1986: 青森県夏泊半島の中新生火山岩類. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 366.
- 柴崎達雄・青木 滋・小松直幹・大森隆一郎・藤田至則, 1958: 青森県下北半島南部の地質と地下水. 藤本教授記念論文集, 154-160.
- SHIMAZU, M. and TAKANO, M., 1977: Ca—Fe—rich pyroxenes in Miocene perlitites from the Tsugawa and Tadami area, Northeast Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **72**, 419-427.
- 白水 明・高橋正樹・池田幸雄, 1983: 栃木県茂木地域に産するビジョン輝石デイサイト. 岩鉱, **78**, 255-266.
- 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. 石油技誌, **52**, 253-267.
- ・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.
- ・———, 1986: 東北日本の中新生岩石区とその岩石構成. 同上, **81**, 190-201.
- ・———, 1987: 東北日本新生代火山岩の時空分布の変遷. 地団研第41回総会シンポジウム要旨集, 89-94.
- ・山崎 勉, 1986: 下北半島西部地域の後期中新生火山岩類の全岩化学組成. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 367.
- ・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 TiO₂ ソレアイト. 岩鉱, **80**, 246-262.
- ・八島隆一・茅原一也, 1983: 東北日本第三紀火山岩の時空分布と岩石学的特徴. 地団研第37回総会資料集, 40-51.
- 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.
- 高橋 努, 1986MS: 青森県弘前市南西地域の中新生火山岩類についての地質学的研究. 新潟大学地鉱卒業論文(手記).
- 滝本俊明, 1986: 下北半島東部の中新生火山岩類一特に未分化ソレアイトについて一. 岩鉱, **81**, 93-104.
- , 1987MS: 下北半島東部・泊地域における中新生火山岩類の岩石学的研究. 新潟大学地鉱修士論文(手記).
- 巽 好幸, 1986: 背弧海盆玄武岩の成因. 月刊地球, no. 8, 506-510.
- ・柵山雅則・福山博之・久城育夫, 1982: マグマからみた沈み込み帯上部マントルの温度構造. 火山, **27**, 45-65.
- 土谷信之, 1986: 秋田県における中新世中期玄武岩類の分布及び岩石学的性質. 同上, **31**, 150.
- , 1987: 東北日本海側の台島一西黒沢期玄武岩についての予察. 構造地質研究会誌, no. 32, 103-106.
- 対馬坤六・上村不二雄, 1959: 5万分の1地質図幅「小泊」および同説明書. 32 p., 地質調査所.
- 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.
- 上村不二雄, 1962: 5万分の1地質図幅「大間」[佐井]および同説明書. 39 p., 地質調査所.
- , 1976: 脇野沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 14 p., 地質調査所.
- , 1983: 浅虫地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 36 p., 地質調査所.
- 山口寿之, 1970: 下北半島北東部の新第三系一泊・蒲野沢・“砂子又”層の層位関係について一. 地質雑, **76**, 185-197.
- 山崎 勉・周藤賢治, 1986: 下北半島西北部の中新生火山岩類一特に水中火砕岩の産状と化学組成の特徴. 地球科学, **40**, 322-336.

(要 旨)

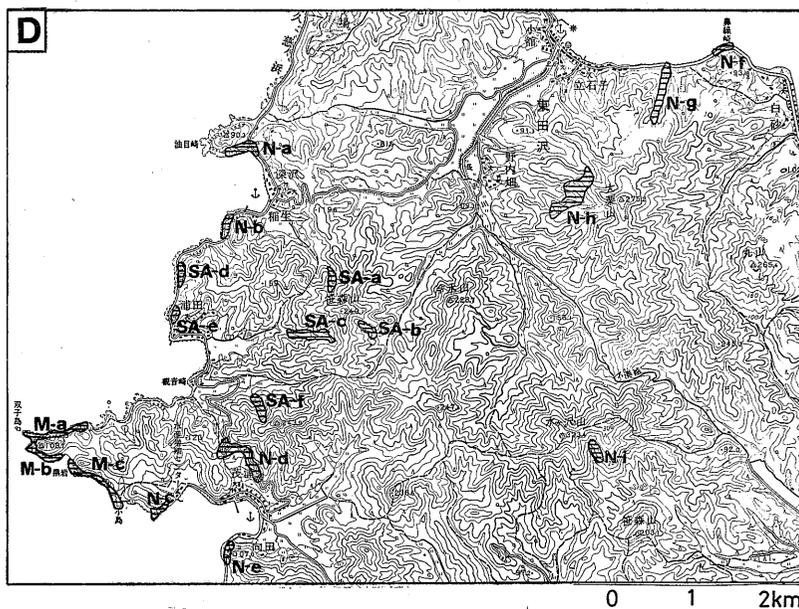
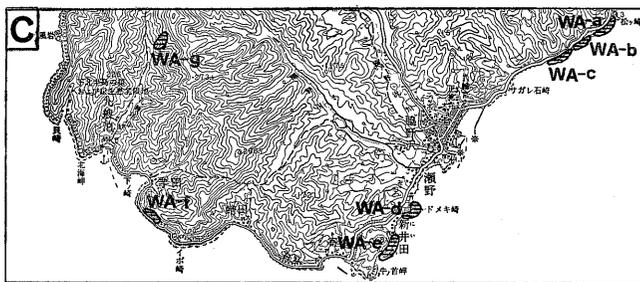
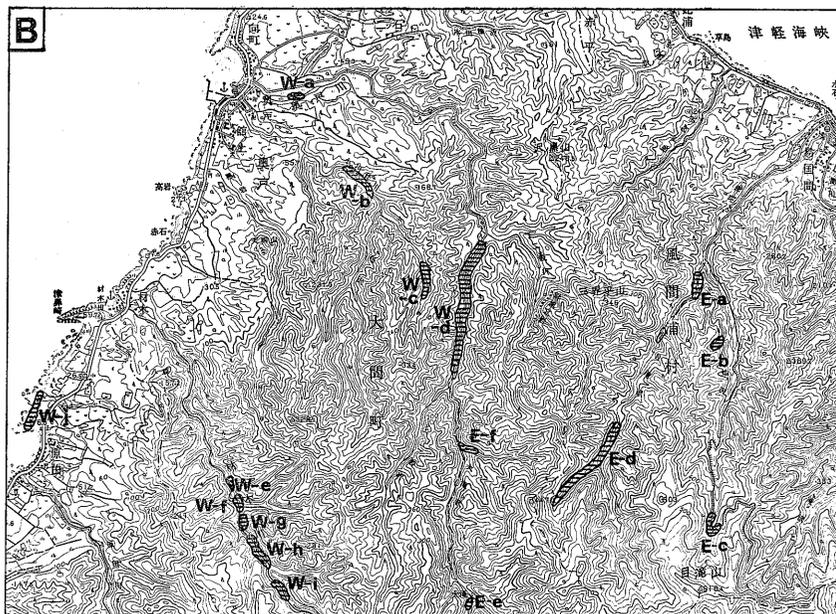
周藤賢治・滝本俊明・阪井明子・山崎 勉・高橋 努, 1988: 東北日本弧北部中新世火山岩類の全岩化学組成の時間的変遷. 地質雑, 94, 155-172. (SHUTO, K., TAKIMOTO, T., SAKAI, A., YAMAZAKI, T. and TAKAHASHI, T., 1988: Geochemical variation with time of the Miocene volcanic rocks in northern part of the Northeast Japan arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, 155-172.)

東北日本弧北部・青森県に分布する中新世火山岩類のうち, 中期中新世火山岩類では, 島弧横断方向で化学組成に規則的な変化はみられない. 一方, 後期中新世火山岩類は, 島弧横断方向に(東側から西側に), K_2O , Sr, Rb が漸次増加する. 青森県の北方延長に当たる 西南北海道の新第三紀火山岩類においても, K_2O の水平変化が, 後期中新世~鮮新世火山岩類にみられる(岡村, 1986). これらの事実は, 東北日本弧北部から西南北海道に至る地域では, この地域の第四紀火山岩にみられるのと同様な K_2O の帯状分布が発生したのは後期中新世以降であることを示唆している. 中期中新世火山岩類に関する上の事実と, 中期中新世の東北日本には海洋性火山岩に類似する火山岩も出現していることから, 東北日本の中期中新世火山岩類は, 後期中新世以降のマグマ発生機構とは異なるマグマ発生機構によって形成されたことを議論した.

化学分析した試料の採集地点



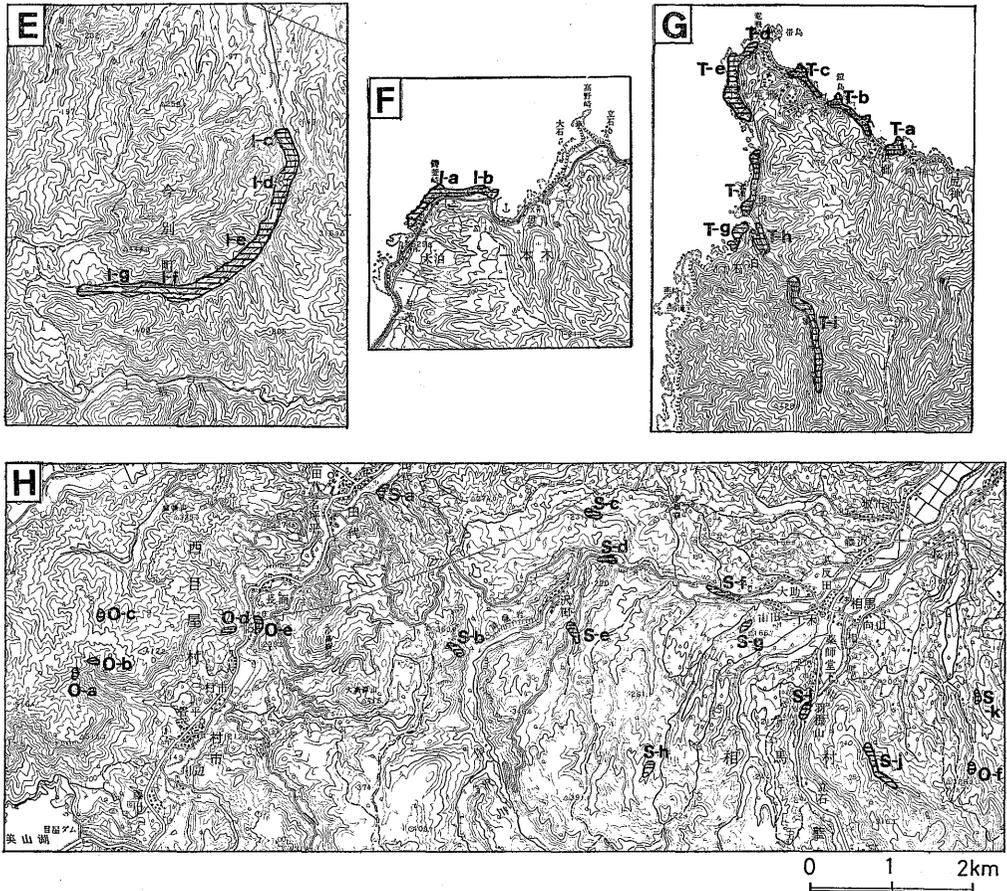
A : 泊火山岩類. 1, 2, 3, 4 はそれぞれⅠ期, Ⅱ期, Ⅲ期, Ⅳ期の火山岩. 第1表と第2表の分析試料の採集地点は次の通り. T71→1-i, T121→1-h, T139→1-f, T153・T155→1-b, T159→1-c, T164→1-a, T188→1-d, T300→1-n, T338→1-o, T67・T68・T216→2-j, T270→2-o, T342→2-q, T22・T36→2-i, T50→2-a, T92・T93→2-e, T404→3-c, T411→3-a, T417→3-b, T476→3-i, T477・T479→3-f, T480→3-e, T505→3-d, F3→4-b, 464・486・487・488→4-f, 465・466→4-e, 483・484→4-q, 527→4-a.



B : 奥戸安山岩類. E・
 東部奥戸安山岩類,
 W・西部奥戸安山岩
 類. 第2表の分析試料
 の採集地点は次の通
 り. OW5→W-a, OW
 10→W-f, OW20→W-
 g, OE3・OE4→E-b,
 OE5・OE6→E-c.

C : 脇野沢安山岩類. 第
 2表の分析試料の採集
 地点は次の通り. W03・
 W04→WA-a, W08→
 WA-b, W11・W12→
 WA-c, W14・W19・
 W24→WA-d, W26・
 W27・W28→WA-e.

D : 夏泊半島の火山岩
 類. M・茂浦火山岩類,
 SA・笹森山安山岩, N・
 夏泊デイサイト. 第2
 表の分析試料の採集地
 点は次の通り. 520・
 514→M-c, 553→M-
 b, 695→SA-b, 150→
 SA-a, 865→N-i, 32→
 N-d, 643→N-e.



E, F : 今別安山岩類. 第2表の分析試料の採集地点は次の通り. I 01・I 02→I-a, I 04・I 06→I-b, I 11→I-c, I 13・I 14→I-f, I 15→I-g.

G : 竜飛火山岩類. 第1表の分析試料の採集地点は次の通り. TP2・TP13→T-d, TP4・TP6・TP7・TP8・TP9・TP12→T-e, TP21・TP22・TP23・TP29・TP30・TP31・TP32→T-g, TP25・TP26→T-c, TP28→T-b.

H : 相馬地域の火山岩類. O・大和沢層中の火山岩類, S・相馬火山岩類. 第2表の分析試料の採集地点は次の通り. S08→S-c, S11・S03→S-b, S01→S-a, S05→S-d, S06・S16・S13→S-f, S23→S-e, S24→S-i.

A, B, C, D, E, F・G, Hの各地形図は, 国土地理院発行5万分の1地形図「陸奥横浜」, 「佐井」, 「脇野沢」, 「浅虫」, 「小泊」, 「竜飛崎」, 「弘前」の一部を使用.