

## 箱根火山基盤岩類の再検討

### Reexamination of Basement Rocks of Hakone Volcano

山下浩之<sup>1)</sup>・萬年一剛<sup>2)</sup>・川手新一<sup>3)</sup>  
笠間友博<sup>1)</sup>・平田大二<sup>1)</sup>・蛭子貞二<sup>4)</sup>・谷口英嗣<sup>5)</sup>

Hiroyuki YAMASHITA<sup>1)</sup>, Kazutaka MANNEN<sup>2)</sup>, Shin-ichi KAWATE<sup>3)</sup>,  
Tomohiro KASAMA<sup>1)</sup>, Daiji HIRATA<sup>1)</sup>, Teiji EBIKO<sup>4)</sup> & Hidetsugu TANIGUCHI<sup>5)</sup>

**Abstract.** The basement rocks of Hakone volcano are reexamined mainly on the basis of petrochemical studies of two drilling cores from the flank of Hakone volcano. According to Kuno(1970), the basement rocks consist of Miocene Yugashima Group, Pliocene Hayakawa Tuff Breccia, Sukumogawa Andesite, Inamura Andesite, Ainohara Andesite, and Tenshyo-zan Basalt, and Plio - Pleistocene Ashigara Group in ascending order. Kuno(1972) also summarized the geologic history of the basement complex based on limited outcrop data. Additional volcano-stratigraphical and geochemical data are reported from volcanic ejecta of the drilling core samples, basaltic fragments of the Hayakawa Tuff Breccia, andesitic fragments of the Sukumogawa Andesite, and lava of Tensyo-zan Basalt. The chemical compositions of SiO<sub>2</sub> and MgO contents of the lava from the Yugashima Group have wider range and are both tholeiitic and calc-alkali rock series. The chemical composition of the Sukumogawa Andesite is relatively similar to that of the Tensyo-zan Basalt. They also resemble geochemically those of eruptive ejecta of some of Hakone volcano.

**Key words:** Basement rocks of Hakone Volcano, Yugashima Group, Hayakawa Tuff Breccia, Sukumogawa Andesites, drilling core sample

#### 1. はじめに

伊豆一小笠原弧の北端部にあたる、伊豆半島の北部および箱根地域には、多賀火山や箱根火山などの主に更新世に形成した火山体の下位に、鮮新世から中新世に形成されたと考えられる基盤岩類が分布する（久野，1972

など）。しかしながら、基盤岩類の分布は、そのほとんどが更新世の火山体に覆われてしまっているために、海岸沿いや谷底などのごく限られた場所にわずかに露出しているに過ぎない。そのため、当地域の基盤岩類に関する研究は久野(1972)以降、ほとんど行なわれていなかったのが現状である。基盤岩類が強い変質作用を蒙っていることも原因の1つと考えられる。

このような現状から、基盤岩類の研究はわずかな露頭と大深度掘削試料の解析から行なう以外に方法は無い。著者らは約10年前から、この地域の基盤岩類を明らかにするために、オールコアが得られている大深度掘削試料に着目し、岩石学的、火山学的研究を行ってきた（Hirata *et al.*, 1997; 萬年ほか，2002; 山下ほか，2006など）。さらに、著者らは、基盤岩類の露頭より、基盤岩類が形成された当時の環境を知る手がかりとなり得る

1) 神奈川県立生命の星・地球博物館  
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田499  
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History  
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan  
山下浩之: yama@nh.kanagawa-museum.jp  
2) 神奈川県温泉地学研究所  
Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture  
3) 武蔵高等学校  
Musashi High School  
4) 神奈川県立生命の星・地球博物館ボランティア  
Volunteer of Kanagawa Prefectural Museum of Natural History  
5) 駒沢高等学校  
Komazawa University High School

火山岩類を採集し、岩石学的研究を行なった。

本論では、既に報告した基盤岩まで達した大深度掘削試料の概要と、最近わかった基盤岩類の岩石学的・地球化学的研究成果をあわせて報告する。

なお、大深度掘削試料の研究については、山下・萬年・川手・平田・蛭子・谷口が、基盤岩類の野外調査および岩石学的・地球化学的研究は、山下・笠間・萬年・蛭子が中心に行なった。

2. 箱根火山の基盤岩類の地質概要

久野（1972）による一般層序図を図1に、簡略化した地質図を図2に示す。本論では、図1で示された鮮新世以前の基盤岩類のうち、箱根火山の分布域と重なるものについてのみ取り扱う。

久野（1972）による一般層序図に従うと、箱根周辺地域で見られる基盤岩類は、古い順に、湯ヶ島統、早川凝灰角礫岩、須雲川安山岩類、足柄層群、および足柄層群の貫入岩体、稲村安山岩類、相ノ原安山岩類、天照山玄武岩類、多賀火山、輝石デイサイト小噴出岩体、湯河原火山となる。これらのうち、輝石デイサイト小噴出岩体および湯河原火山については、最近の研究（平田，1999; 袴田ほか，1999; 長井・高橋，2007）によって活動年代が見直され、箱根火山の一部と見なされている。また多賀火山については、基底部の活動と考えられている畑玄武岩類で 630 ± 30ka の K-Ar 年代値が得られており（松本ほか，1993）、活動の一部が箱根火山と重な

る可能性もあることから箱根地域の基盤岩類としては扱わないこととした。

以下にそれぞれの基盤岩類について記す。なお、久野（1972）における「湯ヶ島統」の表記は、久野自身の注釈にもあるように、「統」という語を用いるのは適切ではなく、「層群」とされるべきなので、以降本論では、湯ヶ島層群と記する。

2-1. 湯ヶ島層群 (Yugashima Group)

湯ヶ島層群は、伊豆半島中部から南部にかけて分布する熱水変質の著しい火山碎屑岩類および溶岩類で構成される地層群に対して、田山・新野（1931）が「湯ヶ島統」と命名したものである。下部、中部、上部に区分され、それぞれの模式地は下部層が西伊豆町八重名野付近の仁科川、中部層が松崎町桜田付近、上部層が伊豆市湯ヶ島町湯ヶ島温泉付近となっている（沢村ほか，1970）。その後、湯ヶ島層群についての研究は、北村・高柳（1972）、盛谷・沢村（1965）、鮫島ほか（1968）などによりなされてきたが、変質作用などにより岩相変化が激しいことや露頭の連続性がないことなどから、不確定な部分が多かった。盛谷・沢村（1965）は湯ヶ島層群下部層について、岩質が極めて堅硬であること、岩相変化が少ないこと、砂岩と頁岩の互層が良く発達すること、熱水変質作用が進んでいること、全体が傾斜の急な単斜構造を示すことなどから、湯ヶ島層群とは切り離して仁科層群とすべきであると提案した。しかし、この提案については、研究者間で賛否両論あり、現在でも仁科層群という名称を使わずに、湯ヶ島層群下部層を用いる場合もある。

小山（1982）は、伊豆半島北東部地域において詳細な地質調査、および古地磁気調査を行い、微化石を用いた堆積年代についても検討した。

さらに小山（1986）は、石灰質ナノ化石を用いて仁科層群および湯ヶ島層群の下部の堆積年代を求めた。その結果、仁科層群は CN3（17.2-16.2Ma）、湯ヶ島層群の下部は CN4（16.2-14.4Ma）に相当することが判明した。仁科層群は、比較的アルカリに富んだ高マグネシア玄武岩～安山岩の存在が知られており、高橋（1989）はその活動年代を 16Ma 頃と考えている。

伊豆半島中部に位置する伊豆市下白岩付近に分布する湯ヶ島層群上部層からは、N.14（11.3-10.4Ma）を示す有孔虫化石が産する。また、上部層中に含まれる輝石安山岩は、9.1Ma のフィッシュントラック年代が得られている（金属鉱業事業団，1987）。以上のことから、湯ヶ島層群の形成時期は中新世中期と見なされている。

伊豆半島に分布する仁科層群および湯ヶ島層群の岩相の特徴と、あわせて箱根地域の湯ヶ島層群の特徴を表1にまとめる。伊豆半島および箱根地域に分布する湯ヶ島層群は共通して、玄武岩もしくは安山岩の火山礫凝灰岩を主体とし、熱水変質作用により緑簾石および緑泥石が生じ緑色を呈するという特徴をもつ。これらの共通した特徴から、箱根地域の湯ヶ島層群は伊豆半島の湯ヶ島層群と対比されている。なお、久野（1972）は、箱根地域に産する湯ヶ島層群は宮ノ下周辺にのみ露出するとした。平田ほか（投稿準備中）は、宮ノ下周辺地域に分

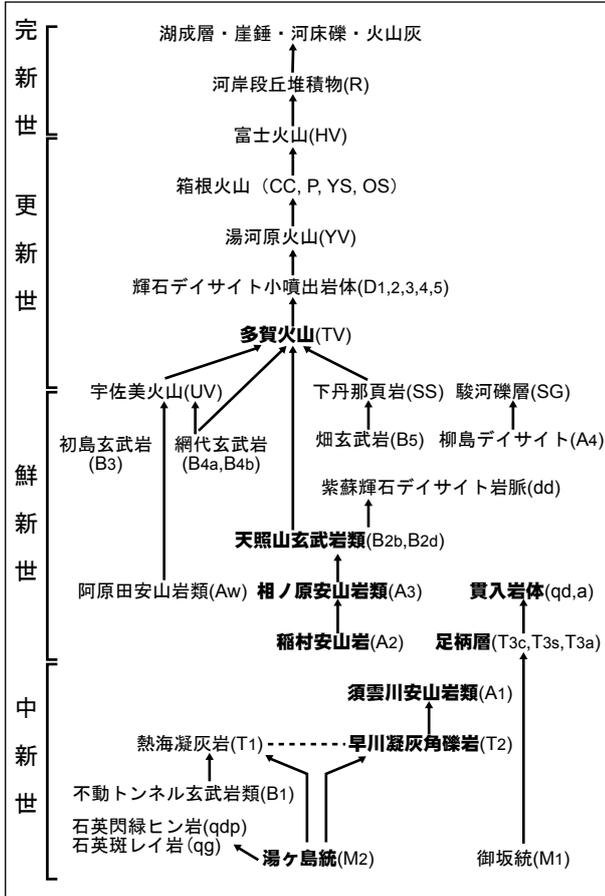


図1. 箱根周辺地域の一般層序図。久野（1972）を改変。本報告で取り扱った基盤岩類については太字で示した。

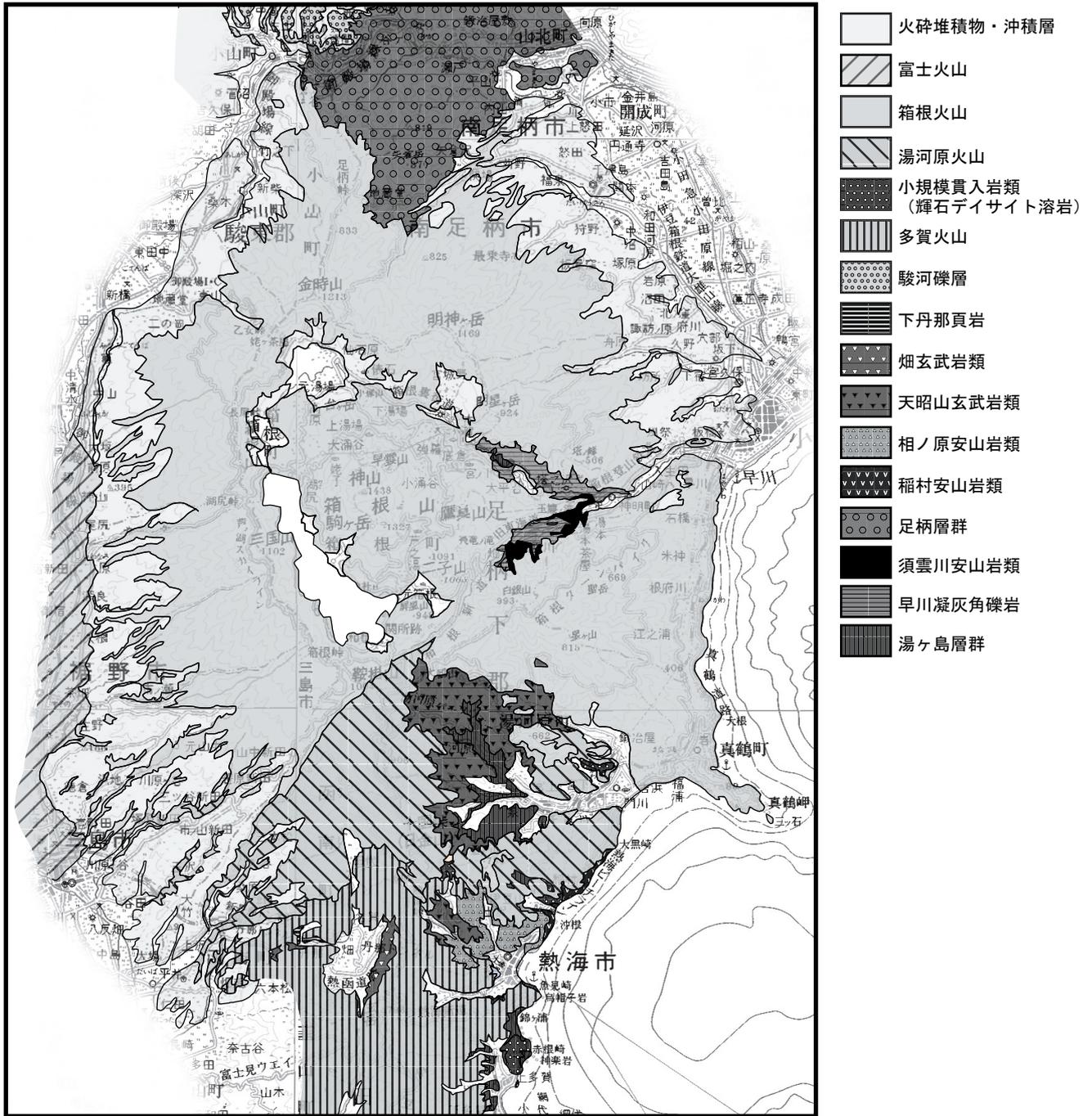


図 2. 箱根地域の地質図. 久野 (1972) を簡略化した. 地図は 1/20 万地勢図「横須賀」「東京」「静岡」「甲府」を使用した.

布する凝灰角礫岩層に含まれる、斑レイ岩礫中のジルコンのフィッシュントラック年代および U-Pb 年代の測定を行なった。その結果、フィッシュントラック年代は約 4.7Ma (京都 FT、檀原氏私信)、U-Pb 年代についても約 4.4Ma (東京大学地震研究所、折橋氏私信) という年代値を得た。このことから、礫の母岩である凝灰角礫岩層はこれらの年代値よりも新しいものであることが判明した。箱根火山の基盤岩類のひとつである早川凝灰角礫岩の堆積年代が約 4.2Ma (万年ほか、2003a) であることから、宮ノ下周辺に分布する凝灰角礫岩層は、いわゆる湯ヶ島層群ではなく、早川凝灰角礫岩に相当する可能性が高い。このことは、箱根カルデラ内には湯ヶ島層群が分布していないのか、あるいは分布はもう少し下流域にあたる大平台地区に分布する可能性がある。湯河原地域

における湯ヶ島層群の分布については、後段のボーリングコアによる検討の項 (第 3 項) で議論する。

### 2-2. 早川凝灰角礫岩 (Hayakawa Tuff Breccia)

早川凝灰角礫岩は、箱根地域の早川沿いおよび須雲川沿いの一部に露出する。久野 (1972) は本層について次のように記載している。

早川凝灰角礫岩は、緑灰色凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩を主体とし、灰白色のデイサイト質軽石凝灰岩層や、頁岩、火山円礫岩なども含む地層で、湯ヶ島層群を不整合で覆い、層厚は 300m 以上に達する。本層を形成した火山活動は、珪長質のデイサイトないしは安山岩質で、形成の後期に中性ないし苦鉄質のマグマも活動した。火山活動の中心は須雲川沿いで、珪長質マグマの爆発的な

表 1. 伊豆半島から箱根地域に分布する仁科層群および湯ヶ島層群のまとめ.

層群名	伊豆地域		箱根地域
	仁科層群	湯ヶ島層群	湯ヶ島層群
形成年代	CN3 (17.2-16.2Ma) <sup>(1)</sup>	CN4 (16.2-14.4Ma) <sup>(1)</sup> N.14 (11.3-10.4Ma) <sup>(1)</sup>	不明
主な分布	伊豆半島南西部の松崎町仁科付近 <sup>(3)</sup>	伊豆半島南西部の松崎町仁科付近、および伊豆市湯ヶ島町 <sup>(3)</sup>	熱海市の海岸沿い、および湯河原町千歳川沿い、箱根町の早川の一部 <sup>(2)</sup>
相厚	4000m以上 <sup>(3)</sup>	2500m以上 <sup>(3)</sup>	不明
岩相	火山角レキ岩・火山レキ凝灰岩・溶岩を主体に粗粒もしくは細粒凝灰岩 <sup>(3)</sup>	火山レキ凝灰岩・粗粒および細粒凝灰岩を主体とし軽石凝灰岩・火山角レキ岩・凝灰角レキ岩・溶岩・火山砂岩・レキ岩・石灰質砂岩を挟在 <sup>(3)</sup>	緑色もしくは褐色の火山レキ凝灰岩や凝灰角レキ岩を主体 <sup>(2)</sup>
変質・変成作用	強変質。緑簾石・プレーナイトを生じること。場所により珪化作用により白色岩化 <sup>(3)</sup>	強変質。緑簾石・プレーナイトを生じること。場所により珪化作用により白色岩化 <sup>(3)</sup>	沸石相からブドウ石・パンペリー石相までの変成相。方解石、沸石、緑泥石程度の変質鉱物を生じる <sup>(2)</sup>
火山岩の岩種	玄武岩および安山岩 <sup>(3)</sup> アルカリに富む高マグネシア玄武岩～安山岩 <sup>(4)</sup>	ソレアイト系列の玄武岩～デイサイト (低アルカリソレアイト)、カルクアルカリ岩系の安山岩～デイサイト <sup>(5)</sup>	ピジョン輝石質岩系のカンラン石玄武岩・カンラン石普通輝石玄武岩もしくは安山岩・鉄珪輝石普通輝石安山岩など <sup>(2)</sup>
構造	北東に傾斜する単斜構造 <sup>(3)</sup>	地層は急傾斜で断層によってブロック化。ブロック化された地塊はそれぞれ傾斜が異なる <sup>(3)</sup>	著しく転位。走向は一定せず、傾斜も様々。後の火山活動によるものか <sup>(2)</sup>
堆積時の特徴	枕状溶岩・凝灰岩のタービダイト・淘汰が良く層理が明瞭な細粒凝灰岩・海棲生物化石 <sup>(3)</sup>	凝灰岩のタービダイト・淘汰が良く層理が明瞭な細粒凝灰岩・海棲生物化石 <sup>(3)</sup>	
堆積環境	陸棚よりも深い海盆 <sup>(3)</sup>	陸棚よりも深い海盆。下白岩付近は陸棚 <sup>(3)</sup>	比較的浅い水中 <sup>(2)</sup>
他	湯ヶ島層群とは断層関係で接する <sup>(3)</sup>	仁科層群とは断層関係で接する <sup>(3)</sup>	岩質上の特徴と層位関係から伊豆の湯ヶ島層群に対比 <sup>(2)</sup>

引用: 1: 小山 (1986), 2: 久野 (1972), 3: 沢村ほか (1970), 4: 高橋 (1989a), 5: 高橋 (1989b)

噴火によって浅海に堆積したものと考え。火砕岩中の軽石およびこれに伴う溶岩や岩脈は、紫蘇輝石質岩系の珪長質岩で、火山礫凝灰岩中の本質礫も普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。軽石凝灰岩では、斑晶として中性斜長石、石英、普通輝石、紫蘇輝石、緑色角閃石、磁鉄鉱を含み、その石基は失透した無色の多孔質ガラスで埋められている。溶岩および岩脈は、灰色緻密な普通輝石紫蘇輝石デイサイトや輝石角閃石デイサイトで、そのSiO<sub>2</sub>含有量は61.02～67.83%である。これら岩石の変質の程度は弱く、少量の緑泥石や褐鉄鉱を生じている程度である。

しかし、久野 (1972) は、早川凝灰角礫岩の形成年代については言及していない。本層の形成年代については、大塚 (1934) が本層から産出する貝化石を伊豆半島の白浜層群と対比し、その堆積年代を中新世後期から鮮新世前期頃と考えた。本層から産する貝化石については、田口ほか (2008, 本報告) が再検討を行なっている。なお、後述するが、萬年ほか (2003a; 2003b) は、小田原市根府川で掘削されたボーリングコア中の早川凝灰

角礫岩から、石灰質ナノ化石 CN11b 帯 (4.2～3.75Ma)、浮遊性有孔虫化石 (5.6～4.18Ma) の産出を確認している。

また、本層の堆積環境について、萬年ほか (2003) や Tomida, S. (1996) らは、ブーマ・シークエンスが見られることや、含まれる微化石や貝化石が浅海から深海まで幅広い範囲に生息する種を含むことなどから、陸棚外縁部～斜面上部で定置したタービダイト堆積物であると指摘している。さらに、堆積深度は一様でなく、場所により堆積深度が浅海から陸棚斜面上部まで異なっている可能性も示唆している。

平田ほか (2007) は、早川凝灰角礫岩中に、沈積作用によって形成したと考えられる斑レイ岩の垂角礫～垂円礫を報告した。

なお、早川凝灰角礫岩は、伊豆半島の南部に分布する白浜層群と対比される。白浜層群に産する石灰質ナノ化石の解析によれば、その形成年代は11～3Maと考えられている (岡田, 1987)。また、白浜層群の火山活動について、松本ほか (1985) は、5Maを境にソレアイ

ト質からカルクアルカリ質に変化しているとした。これらのことから、箱根地域と伊豆半島の早川凝灰角礫岩相当層の対比も興味深い。

### 2-3. 須雲川安山岩類 (Sukumogawa Andesite Group)

須雲川安山岩類については、久野 (1972) 以降研究例がない。以下に久野 (1972) による記述をまとめる。須雲川安山岩類の模式的露出地は、箱根町畑宿～湯本間の須雲川本流およびその支流である。構成物は主に灰色から褐色の凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩などの火砕岩と、暗褐色ガラス質の溶岩である。火砕岩は褐色泥岩の基地を有しており、また泥岩層と互層することなどから、早川凝灰角礫岩の堆積から引き続いて形成したものと考えられる。従ってその形成年代は、早川凝灰角礫岩の形成に引き続く鮮新世と考えられる。実際に野外では、早川凝灰角礫岩とは複雑な断層関係で接している。その断層活動は、須雲川安山岩類の形成直後から箱根火山の形成にいたるまで、長期間にわたったと考えられる。本層を構成する岩石は、灰色ないし暗褐色の普通輝石紫蘇輝石安山岩で、褐色ガラス基地のやや多いことが特徴である。石基が苦鉄質なものは、紫蘇輝石が晶失してカンラン石を生じ、カンラン石普通輝石玄武岩となった。本層は熱水作用および温泉作用を被っておらず、長石類および輝石類は比較的新鮮であるが、カンラン石はほとんどが変質している。

### 2-4. 足柄層群 (Ashigara Group)

足柄層群の研究史、層序、地質構造、堆積環境などについては、今永 (1999) が詳細な報告をおこなっているので、以下にその概要を示す。

足柄層群は、丹沢山地と箱根火山の間に位置する足柄山地を中心に東西 20km、南北 10km にわたって分布する、主に礫岩層を主体とする地層である。本層は、2～1Ma にかけて、フィリピン海プレートの北進に伴い伊豆・小笠原弧北端部に位置する伊豆地塊が丹沢地塊 (本州弧) に衝突する過程で形成された地層である。両地塊の間に存在したトラフに堆積した、深海から浅海に至る堆積物によって構成される。下位から日向層、瀬戸層、畑層、塩沢層の 4 層に区別される。日向層は泥岩層を主体とし、層厚 650m 以上、形成時の水深は 1000～2000m、ナノ化石年代は 2Ma である。瀬戸層は礫岩層と砂岩層の互層で、層厚 1300m、形成時の水深は 200～600m、ナノ化石年代は 2～1.7Ma である。畑層は、砂岩層を主体に礫岩層を挟み、層厚 600～1000m、形成時の水深は 100～300m、ナノ化石年代は 1.7～1.2Ma である。塩沢層は、礫岩砂岩の互層からなり、層厚 2300m、形成時の水深は 0～30m、ナノ化石年代は 1.2～0.7Ma である。これら各層は整合関係で接しており、概ね分布の南東側に最下位の日向層が分布し、北西ほど上位の地層が分布する。

箱根火山とは、箱根火山の北部で箱根火山の古期溶岩類が足柄層群を不整合で覆い、一部断層関係で接する。Kuno(1950, 1951) および Kuno *et al.* (1970) は、足柄層群の基盤岩類を湯ヶ島層群および早川凝灰角礫岩、須

雲川安山岩類としている。もしそうであれば箱根火山の下では、早川凝灰角礫岩もしくは須雲川安山岩類が足柄層群に覆われている可能性もあるが、これらの関係は直接見ることはできず、また大深度ボーリングを用いても明確な見解が得られてない。

### 2-5. 足柄層群に貫入する岩体 (Intrusive rocks in Ashigara Group)

足柄層群には足柄層群堆積時に噴出した溶岩や火砕流のほか、形成後に貫入したと考えられるいくつかの岩体が見られる。久野 (1972) は、足柄層群の形成より明らかに後の活動と考えられる岩脈は存在しないとされた。しかし、今永・山下 (1999) による岩脈の K-Ar 年代測定結果では、足柄層群の形成年代よりも明らかに新しい年代値や箱根火山の活動年代に近い値が得られている (No.22; 0.62Ma など)。一方、畑層に貫入する矢倉岳の貫入岩体の K-Ar 年代値は 1.15Ma (倉沢ほか, 1989) であり、畑層の形成直後から塩沢層堆積時の年代を示している。久野 (1972) によれば、岩脈は輝石安山岩および輝石角閃石安山岩、輝石角閃石デイサイトからなり、矢倉岳の貫入岩体は中心部で紫蘇輝石石英閃緑岩、急冷周縁帯で紫蘇輝石角閃石石英閃緑岩から構成される。足柄層群分布域にみられる火成岩類には、角閃石が含まれることが特徴である。しかし、箱根地域では、基盤岩類および箱根火山本体を構成する火山岩類に角閃石を産しない。

### 2-6. 稲村安山岩類 (Inamura Andesite Group)

久野 (1972) は、本岩体について次のとおりに概説している。

稲村安山岩類は、静岡県熱海市の伊豆山に位置する稲村の海岸付近に露出する (図 2)。本質および類質凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩ならなる火砕岩類と厚さ 10m 程度の溶岩からなる。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩。分布の北部で湯河原火山に覆われる。

久野 (1972) は鮮新世の活動としたが、絶対年代については不明である。また、地球化学的検討もなされていない。

### 2-7. 相ノ原安山岩類 (Ainohara Andesite Group)

久野 (1972) による相ノ原安山岩類の概要は、次のとおりである。

相ノ原安山岩類は下部溶岩と上部溶岩に区分される。下部溶岩は、熱海市の北縁から西縁、相ノ原付近に分布し、暗緑色緻密で板状節理が発達する。岩質は斑晶にカンラン石をまれに含む両輝石安山岩で、緑泥石および滑石様鉱物を生じている。上部溶岩は熱海市北方から北西に分布し、青灰色で淡黄灰色の同源捕獲岩を含む。岩質は下部溶岩と同様、斑晶にカンラン石をまれに含む両輝石安山岩で、中粒のピロタキシティックの石基をもつ。これら下部、上部の溶岩は、共に温泉作用を受けて、白色堅硬な岩石もしくは青色粘土化しており、境界が明瞭でない。熱海市の北西方では温泉作用によって変質した

溶岩を、新鮮な湯河原火山の溶岩類が覆う。

久野(1972)は鮮新世の活動としている。しかし、稲村安山岩類と同様に絶対年代や地球化学的検討はなされていない。

## 2-8. 天昭山玄武岩類

久野(1972)による天昭山玄武岩類の概要は、次のとおりである。

天昭山玄武岩類は湯河原町広河原北方に位置する天昭山神社付近の地名をとって命名された。その分布は、湯河原町を取り囲む周辺の山腹一円にわたる。玄武岩および安山岩溶岩とその火砕岩類が、同量もしくは火砕岩がやや多いくらいの割合で存在し、層厚は400mに達する。噴出の中心は、走向が様々であるために特定が難しいが、層厚と岩脈の頻度から、広河原付近に噴出の中心があったと考えられる。層準の上層ほど風化の程度が激しく、これを覆って後の第四紀火山噴出物が覆うことから、天昭山玄武岩類が長い間地表に露出していたと考えられる。熱水による変質も激しく、特に下部では沸石の細脈を生じる。そのため、天昭山玄武岩類下部と湯ヶ島層群の区別が困難である。形成年代については、相ノ原安山岩類などの第三紀の火山岩類を整合的に覆うことと、不整合関係で第四紀火山噴出物に覆われることなどから、鮮新世の活動と考えた。本層を構成する岩石は、玄武岩から苦鉄質安山岩を主体に、珪長質安山岩およびデイサイトがごくわずかに見られる。岩石は、カンラン石玄武岩、カンラン石普通輝石玄武岩、カンラン石紫蘇輝石普通輝石玄武岩、紫蘇輝石普通輝石安山岩、カンラン石紫蘇輝石安山岩、普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイトで、ピジョン輝石質岩系(いわゆるソレライト質岩系)が多い。

平田(1999)はK-Ar年代測定を行い、0.65~0.5Maの年代値を得ている。この年代値が妥当だとすれば、天昭山玄武岩類は鮮新世の活動ではなく、箱根火山の活動直前の火成活動ということになる。

さらに平田(1999)は、岩相・岩石学的特徴と年代値から総合的に判断して、天昭山玄武岩類と箱根火山初期の火山噴出物であるOS1が同一ステージの噴出物と考えた。平田(1999)の考えに従えば、天昭山玄武岩類は箱根の基盤岩とするよりは、箱根火山の初期の活動と見なすことができる。

## 3. 大深度ボーリングコアによる検討

箱根地域の基盤岩類については、久野(1972)が概要をまとめて以降、研究例は非常に少ない。このことは、この地域が箱根火山の噴出物によって広く覆われているために、露出が極めて少ないことが主たる原因である。一方、本地域は箱根温泉および湯河原温泉に代表される温泉地域であり、多数の温泉ボーリングが掘削されている。これらの温泉ボーリングによって、箱根火山の地下構造の推定がなされている。しかし、その多くはカルデラの構造を議論するもので、基盤岩類の岩石学的研究を行なったものは少ない。

本項では温泉ボーリングを用いた研究例のうち、基盤

岩類に関わる箱根火山の地下構造を論じたものと、基盤岩類の岩石学的研究を行なったものに分けて概括した後、両者を併せて問題点を議論する。

### 3-1. 火山体地下構造の解析

Kuno et al., (1970) および久野(1972)は、温泉ボーリング資料を用いて、カルデラの構造について論じた(図3, 4, 5)。このうち、基盤岩類に関する議論は次のとおりである。

- (1) カルデラ内において、最下位の湯ヶ島層群がかなりの海拔高度において分布しており、これを直接箱根火山の噴出物が覆う。この解釈として、箱根火山が成長する段階で、火道から上昇するマグマとともに基盤が上昇したと考えた。湯ヶ島層群の上位にあるはずの早川凝灰角礫岩は欠落しているか、あるいは薄い。
- (2) カルデラ内において、古期外輪山溶岩および新期外輪山溶岩は非常に薄く、場合によっては中央火口丘噴出物が湯ヶ島層群を直接覆う。これは、カルデラの形成後に浸食によって古期外輪山溶岩および新期外輪山溶岩が薄くなったものと考えられる。

萬年ほか(2006a, b)は、久野が用いた温泉ボーリング資料に加えて、最近掘削されたボーリングコア資料をあわせて、再検討を行なった。その結果、Kuno et al., (1970) および久野(1972)が中央火口丘噴出物下において基盤岩類としたものは、基盤岩類ではなくTBC(Tuff breccia Beneath Central cone = 中央火口丘下位の火山角礫岩)(Mannen, 2003)と称するカルデラフィル堆積物であるとした。その根拠は、次のとおりである。

- (1) 当地域の基盤岩類とされている火山角礫岩および凝

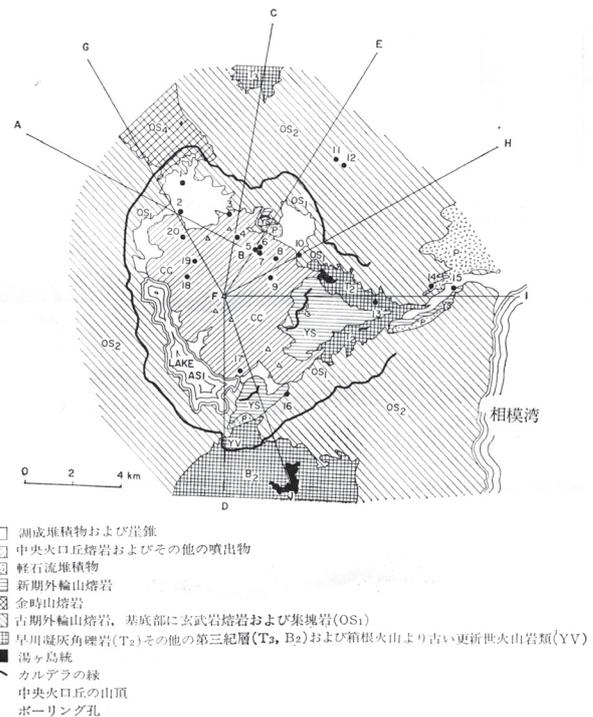


図3. 箱根火山の地質概略図とボーリング孔の位置(久野, 1972より;原図はKuno et al., 1970). 1~20はボーリング孔の位置で図4と対比。A~Hは図5の地質断面図の位置を示す。

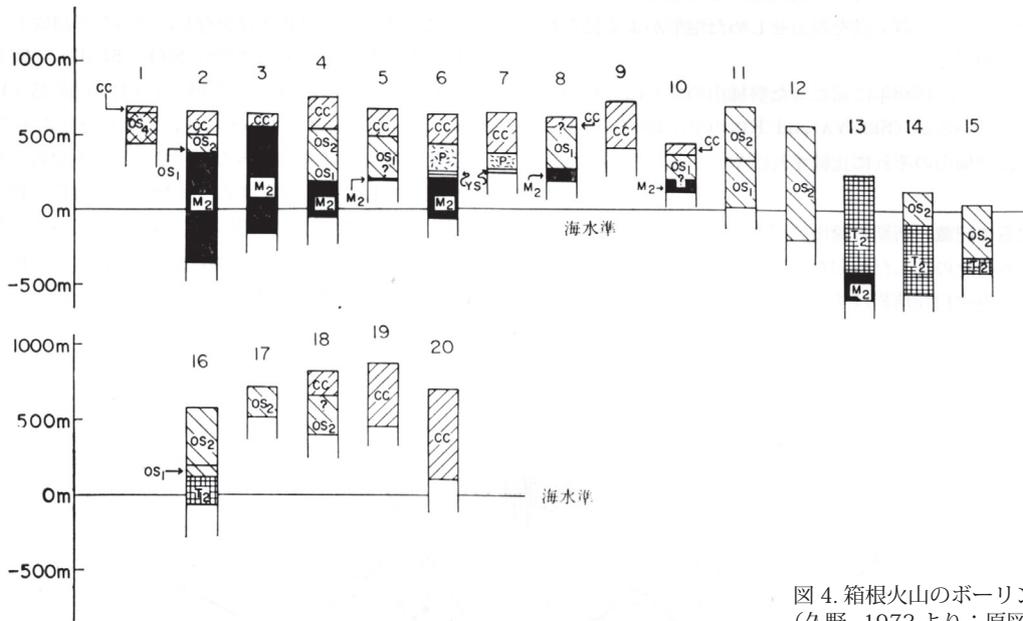


図4 箱根火山のボーリング孔の地質柱状図 (久野, 1972 より; 原図は Kuno et al., 1970) .

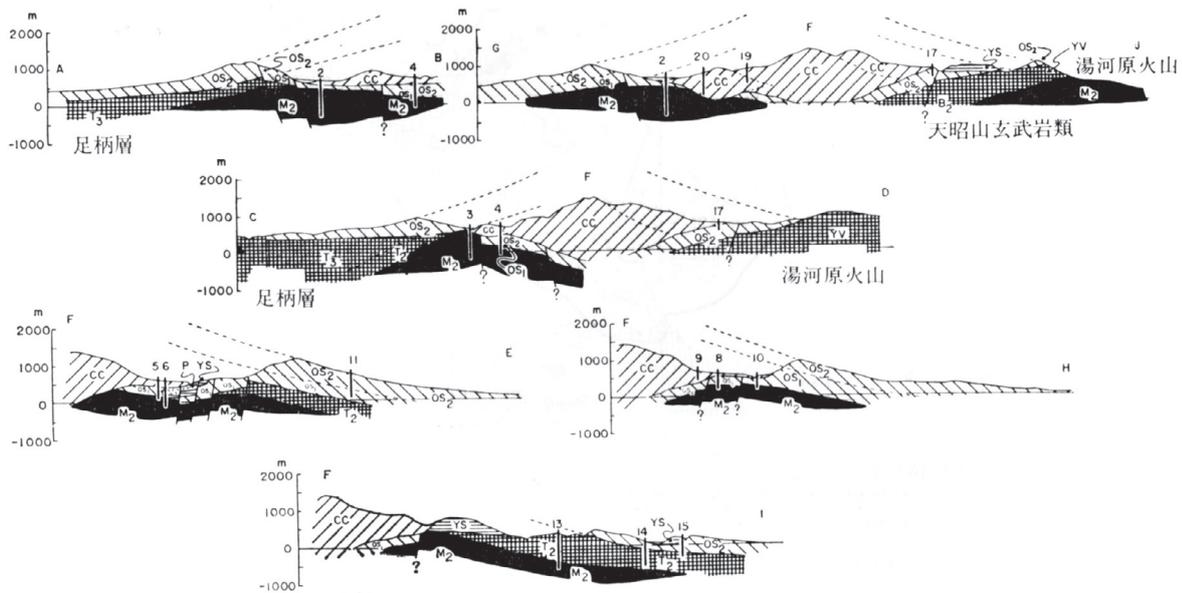


図5 箱根火山の地質断面図 (久野, 1972 より; 原図は Kuno et al., 1970) .

灰角礫岩は、プーマ・シーケンスが見られるタービダイト堆積物やハイアロクラスタイトなどの海底火山に特徴的な岩相が一般的であるのに対して、中央火口丘噴出物下にある火山角礫岩および凝灰角礫岩にはこれらの特徴が見られない。

- (2) 中央火口丘噴出物直下にある火山角礫岩および凝灰角礫岩には、新期外輪山溶岩を起源とする礫が含まれる。
- (3) TBC の上位に湖成堆積物が存在する。

万年ほか (2006a, b) の解釈では、カルデラ内の基盤岩類は、北部から西部にかけてはカルデラの縁、東側では箱根町宮ノ下から大観山を南北に結んだラインの東側でのみ分布し、その内側のいわゆる中央火口丘噴出物の分布域には存在しないことになる。なお、カルデラの構

造については、万年 (2008, 本報告) を参照されたい。

木宮・狩野 (1987) は、箱根外輪山裾野で掘削された温泉ボーリング資料から従来とは異なる、次のような見解を示した。金時山の西側で掘削された温泉ボーリングコアでは、地表 (海拔 610m) から海拔下 693m までが箱根古期外輪山溶岩で、それ以深では緑色変質した凝灰岩やトータル岩の円礫を含む足柄層群の塩沢層が観察された。これによって、(1) 箱根火山の噴出物が予想外に厚いこと、(2) 掘削地点の東 2km の箱根町仙石原では海拔 400m 程度に湯ヶ島層群が分布する (久野, 1972) ことから、この間に非常に大きな高度差が生じていること、(3) 足柄層群塩沢層は、掘削地点の北 6 ~ 8km に位置する静岡県小山町では、標高 300 ~ 500m に分布することから、ここでも大きな標高差が見られる

ことなどが指摘された。木宮・狩野(1987)は、前期更新世から中期更新世にかけて激しい地殻変動が起きたことと、基盤岩類を含めた箱根火山古期の活動の見直しを示唆している。

### 3-2. 基盤岩類の岩石学的特徴

著者らは神奈川県小田原市根府川で掘削されたボーリングコア(根府川コアと呼ぶ)、および神奈川県湯河原町宮下で掘削されたボーリングコア(花咲コアと呼ぶ)を用いて、基盤岩類の岩石学的・地球化学的・火山学的解析を行なった。以下にそれぞれのボーリングコアの詳細を記す。

#### 3-2-1. 根府川コア

根府川コアは小田原市根府川(北緯35度12分24秒、東経139度7分52秒)で掘削された、孔口標高182m、掘削深度1500mの大深度泉井である。1200~1450mまでのオールコアサンプルは神奈川県立生命の星・地球博物館に保存されている(標本No. KPMNH-NO0000002)。また、1200~1450m以外のカッティングス試料もしくはパートコア試料は神奈川県温泉地学研究所に収蔵されている。

萬年ほか(2002)は、カッティングス試料とパートコア試料から詳細な柱状図を作製し(図6)、根府川コアの全体像について詳細に報告した。根府川コアは、地上から深度225mまでが箱根火山の外輪山溶岩、さらに深度555mまでは箱根火山の外輪山噴出物の凝灰角礫岩からなる。深度555~1175mまでは、デイサイト~安山岩質の岩片に富む凝灰角礫岩および、デイサイト~軽石質のタービダイト堆積物からなり、岩相から早川凝灰角礫岩に対比した。萬年ほか(2003)は深度780~850mにおけるカッティングス試料から産出した石灰質ナノ化石と有孔虫化石の微化石年代解析を行い、石灰質ナノ化石からはCN11b帯(約4.2~3.75Ma)、有孔虫化石からは5.6~4.18Maの化石年代値を得て、早川凝灰角礫岩の年代を4.2Ma前後と結論付けた。深度1175m以深は火山砂および玄武岩質の火山砕屑物からなり、岩相から湯ヶ島層群に対比した。

湯ヶ島層群に相当する、1200~1450mについては、平田ほか(2001)やTaniguchi *et al.*, (2000; 2001)、山下ほか(2003)で詳細に報告されている(図7)。平田らによる詳細は以下のとおりである。コアは、下位よりUnit I(深度1340~1450m)、Unit II(深度1216~1340m)、Unit III(深度1200~1216m)の3つのUnitに分けられる。Unit Iは無斑晶質デイサイトラピリおよび安山岩質の角礫岩を多く含むタービダイト堆積物で、まれに玄武岩もしくは玄武岩質安山岩溶岩が見られる。この溶岩は斑晶量が非常に多く、多孔質なものと緻密なものが存在する。斑晶はほとんどが斜長石(An96-88)で、最大1cmにも達する。まれに単斜輝石や斜方輝石、カンラン石を含む。Unit IIは安山岩質の角礫岩が優勢で、まれに無斑晶質デイサイトラピリを含むタービダイト堆積物である。斑晶質の低K<sub>2</sub>O高Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>玄武岩および玄武岩質安山岩の溶岩およびハイアロクラ

スタイトを含む。Unit IIIは高温酸化によって形成したと考えられる赤色ラピリを含む火山砂からなる。これらのUnitごとの検討から次のような火山活動史を考えた。Unit Iは遠方で安山岩質~デイサイト質の海底火山活動が起こり、タービダイトとしてもたらされた。Unit IIではコア採集地点地域で海底火山活動が活発化し、タービダイト堆積物を堆積させながら、玄武岩質安山岩もしくは玄武岩の水中噴火を起こした。Unit IIIでは既に陸化もしくはごく浅海の噴火活動へと推移した。

Unit Iでは1枚の溶岩(B1)、Unit IIでは計5枚の溶岩もしくはハイアロクラスタイト(B2~5)については、平田ほか(2001)により全岩化学分析が報告されている(表2)。全岩化学組成の検討については後述の第4項で行なう。

山下ほか(2003)および萬年ほか(2003)は、湯ヶ島層群まで達すると考えられているボーリングコアである八丈島東山ボーリングコア(N2-HJ-4)(Hirata *et al.*, 1997)、伊豆大島カルデラ内ボーリングコア(中田ほか, 1999)、青ヶ島前弧域の漸新世コア(ODP Leg126 Site 792)、後述の花咲コアの岩相比較を行った。その結果、これらのコアの中で湯ヶ島層群と呼ばれているものは、いずれもやや緑色に変質したデイサイト質ラピリの基質に安山岩~玄武岩質の岩片が混じるもので、安山岩~玄武岩質の岩片の量比によって優黒質であったり優白質であったりする。これらの堆積様式はタービダイトもしくはデブライトでリズムックに成層している。それぞれの形成年代は定かではないが、おそらく漸新世から第四紀までさまざまである。すなわち、従来、伊豆一小笠原弧北部において前述の岩相の地層が現れれば、湯ヶ島層群と見なしてしまう傾向にあったと思われる。

#### 3-2-2. 花咲コア

花咲コアは湯河原町宮下の花咲分譲地の東(北緯35度8分51秒、東経139度5分26秒)で掘削された孔口標高185m、掘削深度1200mに達する大深度泉井である。深度500~1200mまでオールコアによる掘削が行われ、その試料の一部は現在縮分されて神奈川県温泉地学研究所に保管されている。山下ほか(2006)に基づく花咲コアの概要を以下にまとめる。なお、岩石学的な検討と、他の基盤岩類との比較による地球化学的検討については、第4項で後述する。

花咲コアは岩相I~IVまでの4つの岩相に区分される(図8)。岩相Iは最上位(深度500~580.4m)を構成し、斑晶質のカンラン石安山岩溶岩もしくはカンラン石複輝石安山岩溶岩、およびハイアロクラスタイトからなる。上位よりL-1~L3まで計3枚の溶岩があり、全岩化学組成はすべてカルクアルカリ岩系で類似するが、岩石学的特徴は若干異なる。L-1溶岩は斑晶量が少ないが、最大5mm程度の斜長石を含む。有色鉱物をほとんど含まず、まれにイディングサイト化したカンラン石が見られる程度である。L-2溶岩は層厚40mに達し、比較的小さな自形の斑晶鉱物で構成される。斑晶鉱物は、最大2mm程度の斜長石、1mm程度の単斜輝石、0.5mm程度の斜方輝石である。L-1溶岩と同様、イディングサ

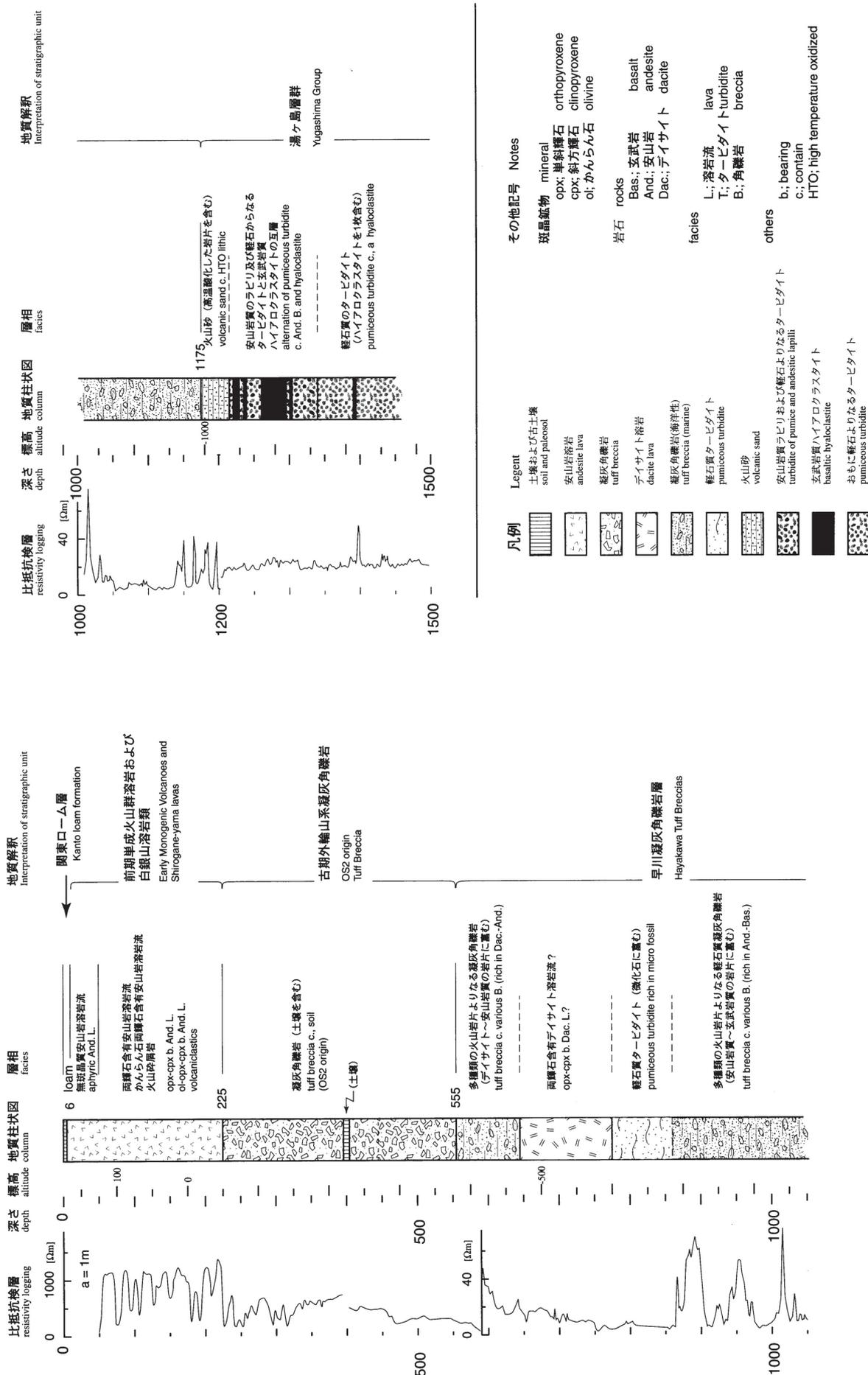


図6. 根府川ボーリングコアの地質柱状図 (萬年ほか, 2002より).

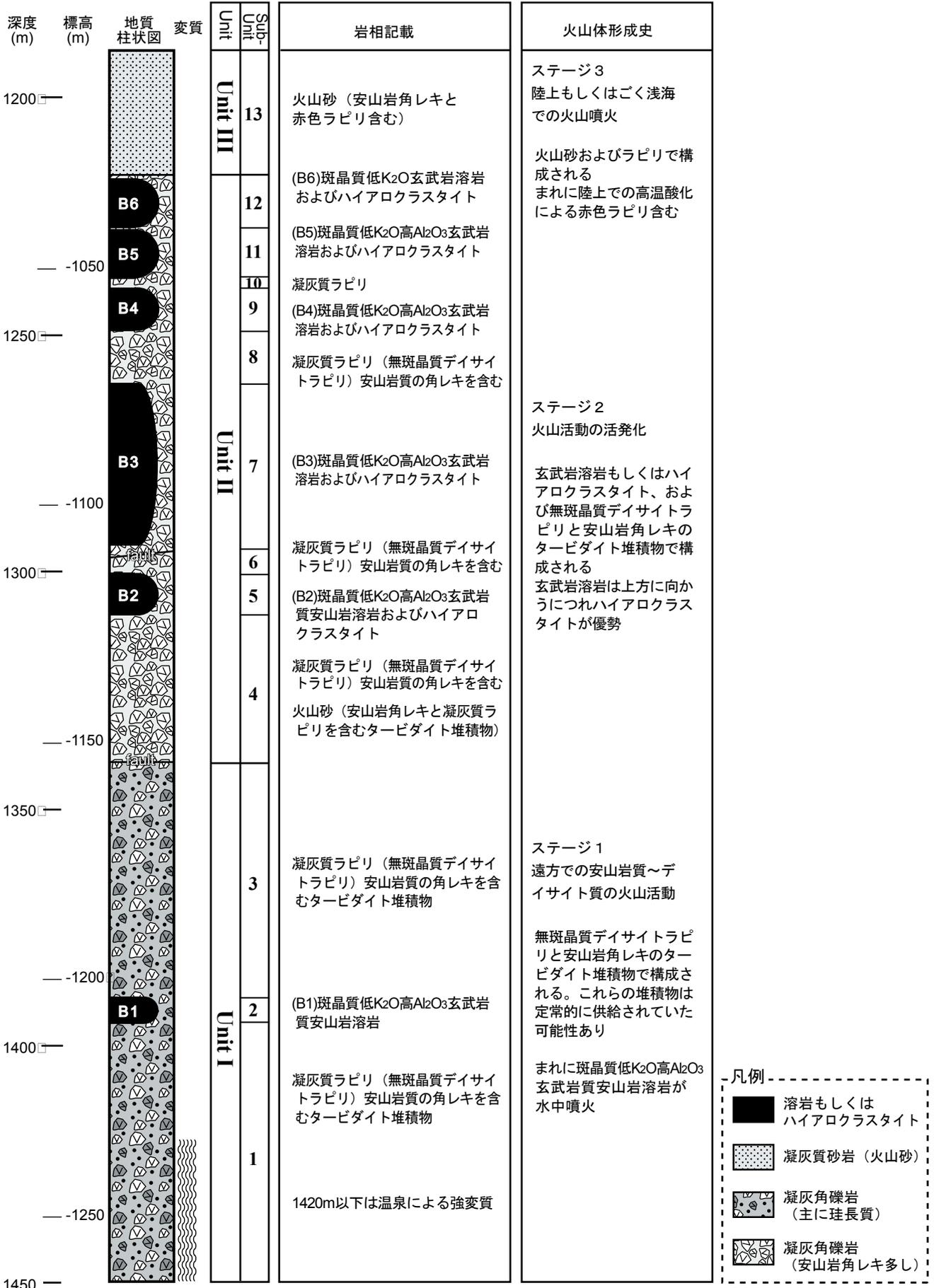


図7. 根府川ボーリングコアの1175~1450mまでの湯ヶ島層群相当層の詳細地質柱状図 (山下ほか, 2003 を一部改変) .

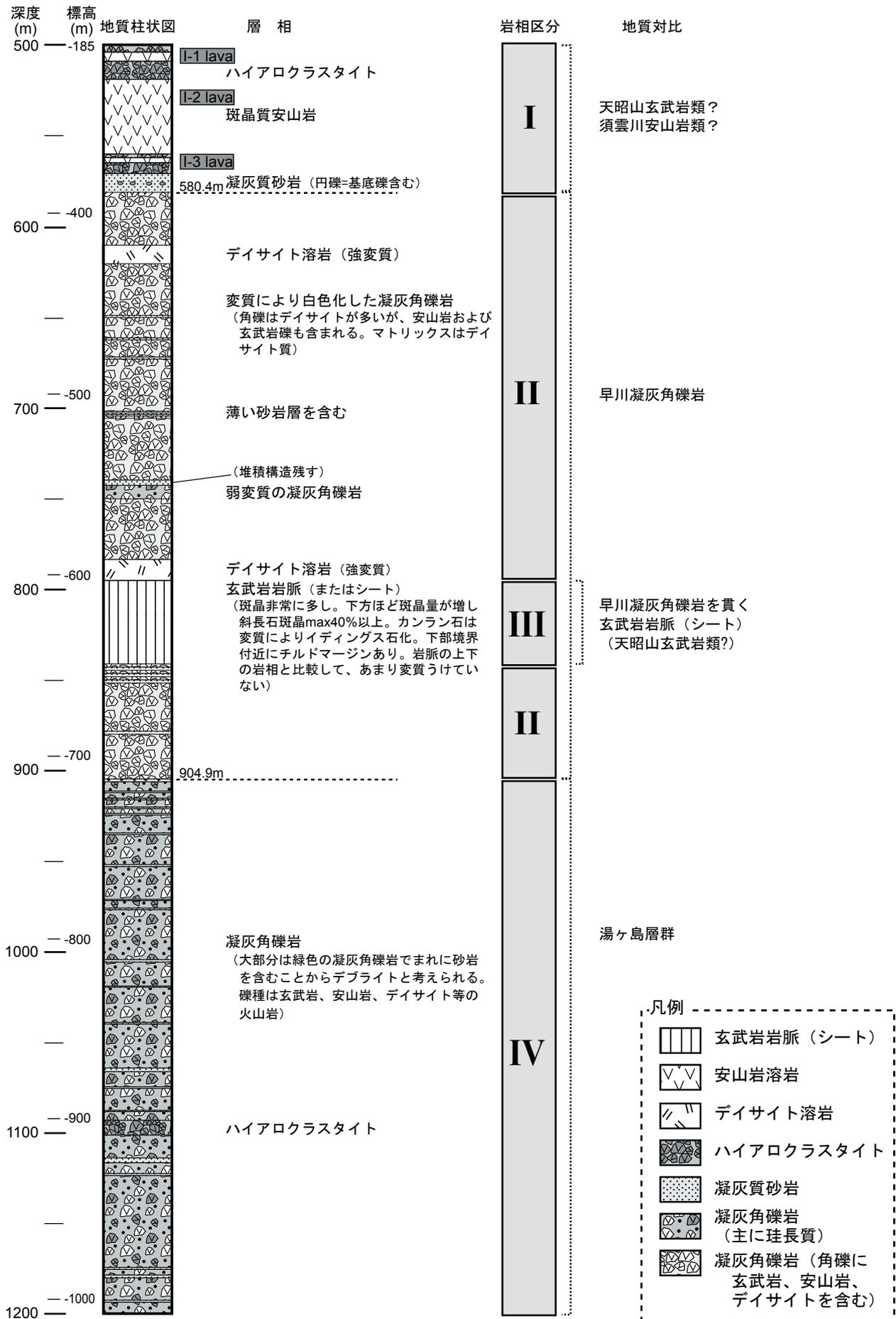


図 8. 花咲ボーリングコアの地質柱状図 (山下ほか, 2006 より) .

表 2. 根府川ボーリングコアに含まれる火山岩類の全岩化学組成 (平田ほか, 2001 より).

溶岩名	B6		B5		B4		B3		B2		B1	
Depth	1223.2	1227.3	1229.5	1237	1242.6	1247.8	1260.8	1294	1300.2	1308	1392.6	1394.4
Major elements (wt.%)												
SiO <sub>2</sub>	52.88	52.64	52.86	50.08	49.54	49.75	51.07	48.21	54.64	50.35	53.95	53.79
TiO <sub>2</sub>	1.19	1.24	1.22	0.88	0.91	1.05	0.96	1.05	0.83	0.88	0.77	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	16.41	16.32	23.93	20.43	21.66	20.25	22.41	19.83	22.37	21.04	19.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.79	13.79	7.49	10.96	9.99	11.38	10.12	9.52	8.89	9.25	10.02
MnO	0.25	0.22	0.20	0.09	0.08	0.13	0.17	0.13	0.23	0.28	0.18	0.17
MgO	4.17	4.03	4.30	2.81	5.34	3.19	6.80	5.71	5.20	5.62	5.83	5.95
CaO	9.37	9.18	8.94	12.12	10.22	11.78	6.08	9.39	5.44	6.64	8.09	6.95
Na <sub>2</sub> O	2.17	2.25	2.15	1.81	1.80	2.11	1.56	2.18	1.89	3.31	2.11	2.07
K <sub>2</sub> O	0.07	0.15	0.22	n.d.	0.03	n.d.	1.36	0.27	2.17	0.91	0.13	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.09	0.12	0.07	0.09	0.07	0.10	0.12	0.18	0.12	0.10
Total	100.20	100.01	100.11	99.31	99.38	99.71	99.70	99.58	99.88	99.42	101.47	99.72
Trace elements (ppm)												
Ba	20	18	28	3.0	n.d.	n.d.	33	2.2	94	65	n.d.	n.d.
Nb	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	1.0	1.1	1.4	2.4	1.0	0.1	n.d.	0.8	1.0
Pb	2.8	3.0	2.9	0.2	0.7	2.5	0.8	0.9	1.5	2.3	1.0	2.1
Rb	17	17	18	14	15	15	21	15	26	20	11	15
Sr	209	211	219	263	214	247	144	213	144	208	186	198
Th	n.d.	0.9	n.d.	0.2	0.5	n.d.	0.3	0.7	n.d.	0.2	1.4	0.4
Y	24	25	23	19	16	10	15	19	23	27	19	20
Zr	47	50	49	37	33	38	34	41	59	63	40	43

分析は東京大学海洋研究所所有の蛍光X線分析装置を用いた

表 3. 花咲ボーリングコアに含まれる火山岩類の全岩化学組成 (山下ほか, 2006 より).

岩相区分	I				III				
細分	I-1 lava		I-2 lava						
Depth	507.6m	521m	547m	564m	796m	829m	834m	840m	840.5m
Major elements (wt.%)									
SiO <sub>2</sub>	56.71	56.63	56.62	55.98	48.60	49.08	48.18	49.68	49.23
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.71	0.71	0.72	0.74	0.64	0.58	0.77	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.43	18.38	18.21	18.51	18.16	20.84	21.83	21.11	21.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.10	8.26	8.30	8.28	10.62	9.61	9.23	10.03	11.59
MnO	0.14	0.18	0.18	0.15	0.12	0.19	0.16	0.14	0.14
MgO	4.49	3.97	4.28	4.35	7.87	5.36	5.23	4.57	4.08
CaO	8.50	8.42	8.29	8.96	11.81	12.38	12.94	11.47	9.62
Na <sub>2</sub> O	2.67	2.91	2.87	2.78	1.92	1.68	1.67	1.99	1.96
K <sub>2</sub> O	0.14	0.43	0.42	0.16	0.09	0.17	0.13	0.19	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.11	0.10	0.08	0.05	0.04	0.06	0.07
Trace elements (ppm)									
Ba	133	146	164	117	54	62	72	94	104
Ce	11	8	14	12	15	13	2.3	n.d.	6.2
Cr	49	46	45	43	135	48	58	26	33
Nb	1.1	1.6	1.3	1.4	0.9	0.9	0.7	0.7	1.1
Ni	18	18	18	16	36	13	17	7.8	n.d.
Rb	6.9	10	10	6.7	6.4	6.7	6.8	7.1	9.3
Sr	317	307	301	309	277	219	228	240	199
Th	1.1	1.4	0.1	0.2	1.0	0.1	1.0	1.4	0.1
V	204	205	213	205	326	279	273	344	415
Y	24	28	27	21	13	16	14	17	17
Zn	82	79	78	81	63	63	58	73	151
Zr	92	152	131	76	53	50	53	50	37

分析は神奈川県立生命の星・地球博物館所有の蛍光X線分析装置を用いた

イト化したカンラン石が認められる。石基はインターサータルである。全岩化学組成（表3）は須雲川安山岩類と似る。深度574.5m付近の溶岩によるAr-Ar年代測定では $0.75 \pm 0.06\text{Ma}$ の年代値が得られており、天昭山玄武岩類の活動年代に近い。

岩相II（深度580.4～904.9m）は変質により白色化した凝灰角礫岩を主体とし、デイサイト溶岩を挟在する。凝灰角礫岩は圧倒的にデイサイトの角礫が多いが安山岩や玄武岩礫も含まれる。早川凝灰角礫岩に相当すると考えられる。

岩相III（深度795～840.5m）は斑晶質のカンラン石複輝石玄武岩である。急冷相が見られることから、岩脈もしくは岩床と考えられる。カンラン石複輝石玄武岩の斑晶量は最大40vol%にも達する。この傾向は下位ほど顕著である。斑晶鉱物は最大6mm程度の斜長石が最も多く、最大5mm程度の単斜輝石や、5mm程度の斜方輝石も含む。また、イディングサイト化したカンラン石が見られる。石基はインターサータルである。全岩化学組成は、天昭山玄武岩類と似ており、非常に高いMgO含有量で特徴づけられる（表3）。

岩相IV（深度904.9～1200m）は大部分が変質によって緑化した凝灰角礫岩で、まれにハイアロクラスタイトを含む。角礫の種類は、玄武岩、安山岩、デイサイト等の火山岩である。湯ヶ島層群に相当するものと考えられる。

火山岩の化学組成の比較については、山下ほか（2006）および本論第4項にて検討を行なっている。

さらに山下ほか（2006）は、伊豆半島北端部における基盤岩（湯ヶ島層群）の構造についても論じている（図9）。湯ヶ島層群の地上での露出は、湯河原町宮上をはじめ、その北方11kmの箱根町宮の下、南方7kmの熱海市錦ヶ浦に限られ、これらはほぼ南北方向に連なっている。鈴木（1986）は、この線の東西では湯ヶ島層群の露出がないことから、湯ヶ島層群はこの線を軸とする背斜構造をなしている可能性を示唆した。山下ほか（2006）は、鈴木（1986）の背斜構造をもとに、花咲コアの岩相IVが湯ヶ島層群であると推定して湯ヶ島層群の勾配を計算した。その結果、湯ヶ島層群の勾配は約24.5度となり、非常に急傾斜の構造をもつ可能性を示唆した。

### 3-3. 湯ヶ島層群の問題点

伊豆地域における湯ヶ島層群は、中新世の玄武岩もしくは安山岩の火山礫凝灰岩を主体とした堆積物を主体とする海成層である。この伊豆地域に分布する湯ヶ島層群が、箱根地域に連続するののかという問題点がある。久野（1972）がカルデラ内で掘削されたボーリングコアの検討にもとづいて、中央火口丘噴出物の下に湯ヶ島層群が分布するとしたものが、萬年ほか（2006a, b）によってカルデラフィル堆積物に変更された。これは、海洋域を含めた伊豆一小笠原弧北部にて、変質して緑色化したデイサイト質の基質に安山岩～玄武岩質の岩片が混じる凝灰角礫岩ないしは火山礫凝灰岩の地層について、湯ヶ島層群と判断してしまったことによると考えられる（山下

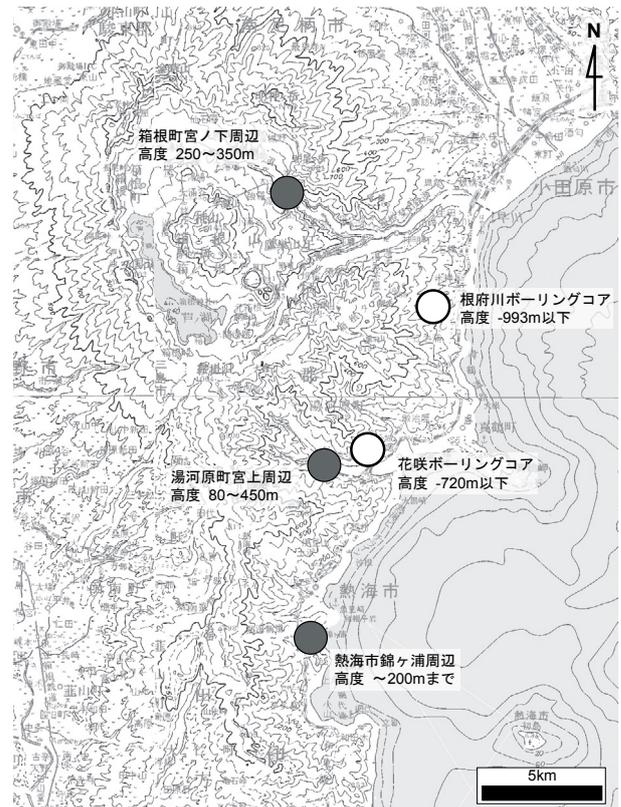


図9. 湯ヶ島層群の高度の比較（山下ほか, 2006より）。

ほか, 2003, 萬年ほか, 2003)。伊豆一小笠原弧北部にて、前述の岩相をもって湯ヶ島層群としていたものについては見直す必要があるとともに、箱根地域における湯ヶ島層群については再定義の必要がある。

### 4. 基盤岩類を構成する火山岩類の地球化学的特徴

基盤岩類を構成する火山岩類について、コアサンプルも含めて比較検討を行なった。比較対象に用いた試料は次の7件である。

- 4a. 根府川コア中の湯ヶ島層群中の溶岩類（表2, 図7のB1～6までの溶岩に相当）
- 4b. 花咲コア中の上位の溶岩（表3, 図8のL-1～L-3溶岩に相当）
- 4c. 花咲コア中の岩脈（もしくは岩床）（表3, 図8の岩相IIIに相当）
- 4d. 花咲コア中の早川凝灰角礫岩の火山岩片（図8の岩相II中の火山岩片）
- 4e. 花咲コア中の湯ヶ島層群の火山岩礫（図8の岩相IV中の火山岩片）
- 4f. 早川凝灰角礫岩を構成する安山岩もしくは玄武岩
- 4g. 天昭山玄武岩類

比較のために、箱根火山外輪山溶岩類と天昭山玄武岩類のデータ（山下ほか, 2008; 本報告書）を用いた。これらの試料のうち、4aの根府川コア中の溶岩類は東京大学海洋研究所に設置の蛍光X線分析装置を、それ以外の試料については、神奈川県立生命の星・地球博物館設置の蛍光X線分析装置（島津製作所XRF-1500）を使用した。神奈川県立生命の星・地球博物館設置の蛍光X線分析装置による分析は、小出ほか（2000）に従った。

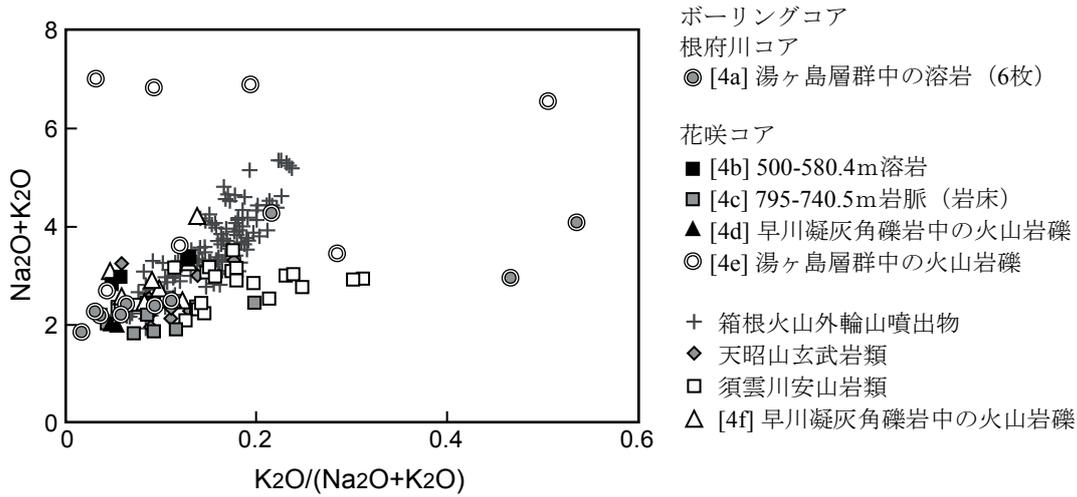


図 10. ボーリングコア試料および箱根地域に産出する火山岩類の  $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ - $(Na_2O+K_2O)$  図.

本地域の基盤岩類は、変質作用を被っているために、使用する試料の選定が重要である。変質の度合いをチェックするために、各試料の  $K_2O$  と  $Na_2O$  の分析値を  $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ - $(Na_2O+K_2O)$  にプロットした (図 10)。変質作用を被っていない試料は、両成分とも値の低い図の比較的左下のエリアに集中的にプロットされる。 $(Na_2O+K_2O)$  値あるいは  $K_2O/(Na_2O+K_2O)$  値が高い試料は変質が著しいと考えられる。変質が著しいと判断した花咲コアの湯ヶ島層群中の火山岩片と根府川コアの溶岩は今回の比較から除外した。以下に、4a～4g までの試料についての  $FeO/MgO$ - $SiO_2$  図 (図 11)、主要元素によるバリエーション・ダイアグラム (図 12)、微量元素によるバリエーション・ダイアグラム (図 12) による検討結果をまとめる。

4a. 根府川コア中の湯ヶ島層群中の溶岩類

本溶岩は、 $SiO_2$  含有量 48.21～54.64wt.% の玄武岩質安山岩である。 $FeO/MgO$ - $SiO_2$  図 (図 11) では、10 点中 2 点のみがカルクアルカリ岩系に属し、それ以外はソレアイト質岩系に属する。カルクアルカリ岩系に属する玄武岩質安山岩は、コアの最下位 B1 溶岩である。この結果は、久野 (1972) が箱根地域の湯ヶ島層群にピジョン輝石岩系 (ソレアイト質岩系と同意) しか存在しないとしたこととは異なり、高橋 (1989b) が伊豆半島においてソレアイト質岩系からカルクアルカリ岩系まで存在するとしたことと一致する。主要元素によるバリエーション・ダイアグラム (図 12) では、 $Na_2O$  および  $P_2O_5$  以外の元素において、分散するのが特徴である。また、 $Al_2O_3$  含有量が極めて高いのも特徴的である。 $Al_2O_3$  含有量が高いものは、 $CaO$  含有量も高いことから、灰長石の含有量が化学組成をコントロールしているとみられる (平田ほか, 2001)。微量元素によるバリエーション・ダイアグラム (図 12) では、極めて低い Ba および Nb 含有量と高い Rb 含有量で特徴づけられる。

4b. 花咲コア中の上位の溶岩

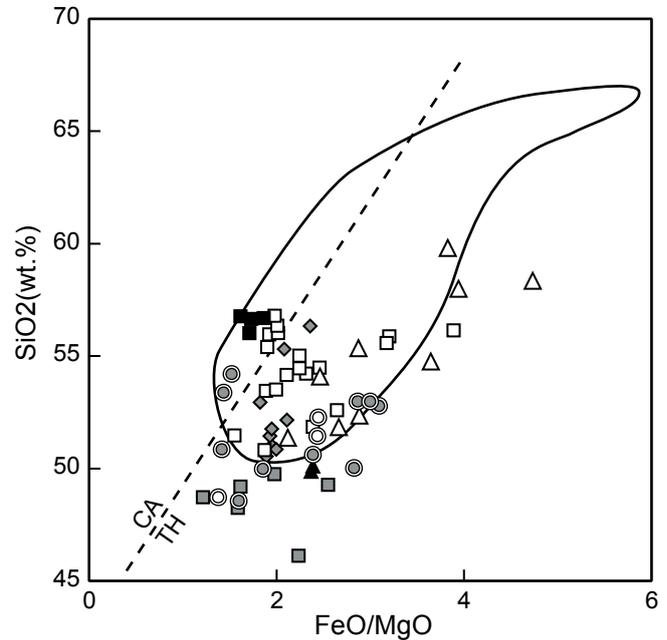


図 11. ボーリングコア試料および箱根地域に産出する火山岩類の  $FeO/MgO$ - $SiO_2$  図.

花咲コアの深度 500～580.4m までの 3 枚の溶岩のうち、最上位の L-1 溶岩から 1 点、L-2 溶岩から 3 点の計 4 点について全岩化学分析を行なった。これらの溶岩の  $SiO_2$  含有量は 55.98～56.63wt.% であり (表 3)、

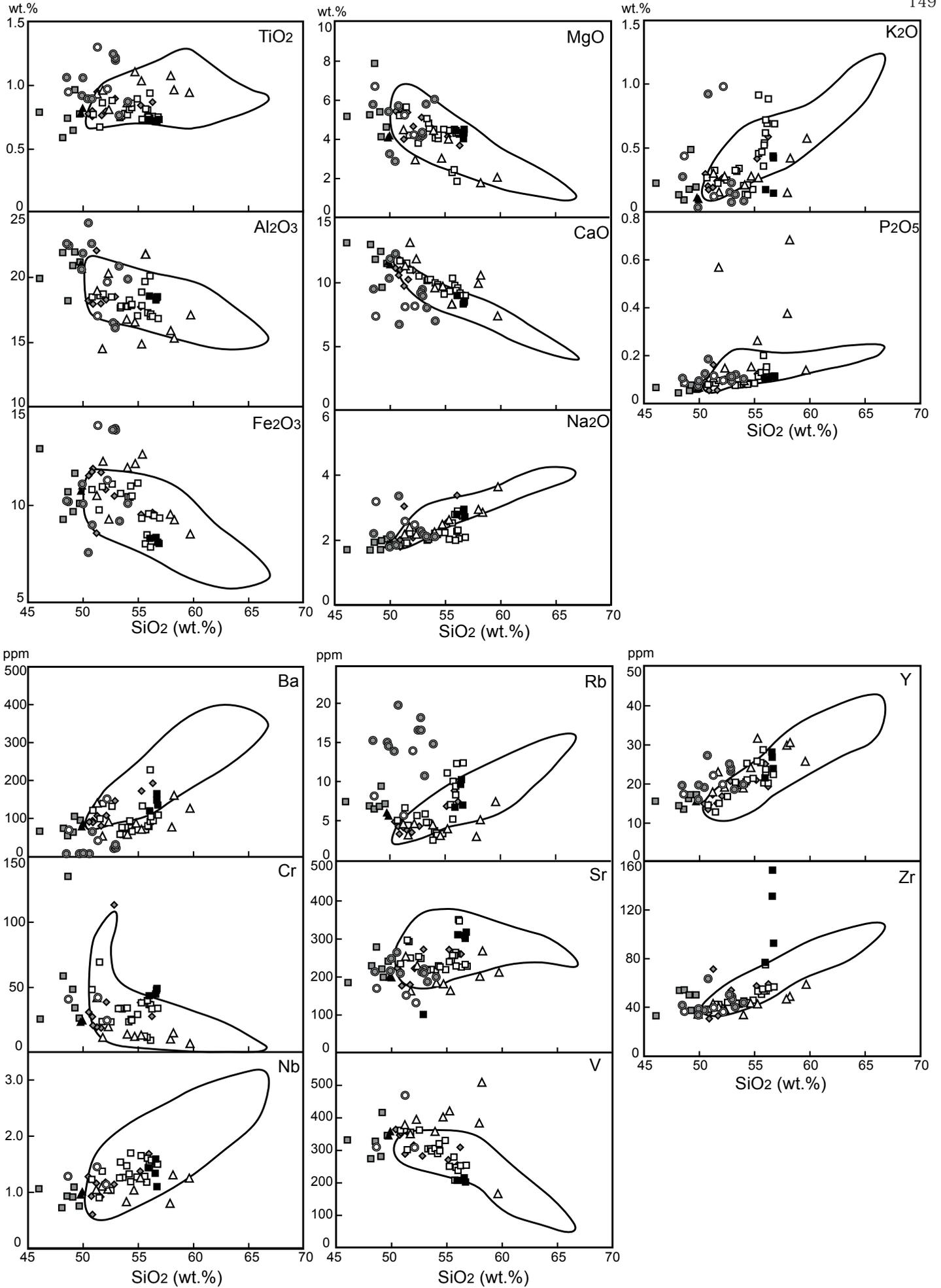


図 12. ボーリングコア試料および箱根地域に産出する火山岩類のバリエーション・ダイアグラム. 凡例は図 11 と同じ.

すべてがカルクアルカリ岩系であった (図 11)。K<sub>2</sub>O の一部と Cr、Zr を除いて、箱根火山外輪山噴出物の組成領域に近似する (図 12)。なお、Zr の含有量が極めて高いことが特徴的である。筆者らは、本溶岩について、ボーリング掘削地点が久野 (1972) の地質図では湯河原火山に相当することから、箱根火山外輪山噴出物であると予想した。しかし、Ar-Ar 年代値は 0.75 ± 0.06Ma (山下ほか, 2006) であり、箱根火山外輪山噴出物とするには古すぎる。一方、コア掘削地点の西方に分布する天昭山玄武岩類は、K-Ar 年代測定により 0.65 ~ 0.5Ma の年代値が得られているので (平田, 1999)、時代的、分布的には調和的である。しかし、天昭山玄武岩類はより苦鉄質であり、化学組成が一致しない。化学組成からみると、すべての元素において須雲川安山岩類と類似する。しかし、久野 (1972) は須雲川安山岩類を鮮新世に形成したものであるとしているので、0.75 ± 0.06Ma という年代値とは調和しない。ただし、久野 (1972) の時代決定は層序学的な判断によるものであり、絶対年代測定値は現時点ではなされていない。本溶岩が化学組成から須雲川安山岩類に対比できるとすれば、須雲川安山岩類の年代がもっと新しくなることも考えられる。

#### 4c. 花咲コア中の岩脈 (もしくは岩床)

花咲コアの深度 795 ~ 840.5m に見られる岩脈 (もしくは岩床; 以降、本論では岩脈とする) のうち 6 点の試料について全岩化学分析を行なった。岩脈の SiO<sub>2</sub> および MgO 含有量は、それぞれ 48.18 ~ 49.68wt.% と 4.08 ~ 7.87wt.% であり、非常に苦鉄質であることがわかる (表 3)。図 12 のとおり、今回対比した火山岩類の中で最も苦鉄質な組成をもつ。特に、最浅部の 796m の試料は、高い MgO 含有量に加えて、Ni(36ppm) や

Cr(135ppm) にも富み、初生的なマグマであった可能性がある (山下ほか, 2006)。FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> 図では、すべてがソレイト質岩系に区分される。微量元素によるバリエーション・ダイアグラム (図 12) では、SiO<sub>2</sub> 含有量が低い割に、Rb 含有量が高いという特徴が見られた。本岩脈をもたらしたマグマは、低い SiO<sub>2</sub> 含有量と高い MgO 含有量で特徴づけられ、この地球化学的特徴は天昭山玄武岩類のものと類似する。天昭山玄武岩類は、カンラン石玄武岩、カンラン石普通輝石玄武岩、カンラン石紫蘇輝石普通輝石玄武岩、紫蘇輝石普通輝石安山岩、カンラン石紫蘇輝石安山岩、普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイトから構成される (久野, 1972) が、この岩石学的特徴は本岩脈のものと一致する。また、天昭山玄武岩類は、ソレイト質岩系で構成される点とも一致する。

#### 4d. 花咲コア中の早川凝灰角礫岩の火山岩片

本試料は花咲コアの岩相 II の早川凝灰角礫岩に相当する、591.6m および 591.8m 付近より採取したものである。本コアの 590m 付近は、デイサイト質の火砕物に変質作用によって白色化した部位であるが、分析に用いた試料は変質作用を被らずに、比較的新鮮なまま残っていたものである。SiO<sub>2</sub> 含有量は 49.8 ~ 49.9wt.% で、その下位の岩脈 (4c で報告) と類似する。

#### 4e. 花咲コア中の湯ヶ島層群の火山岩礫

本試料は花咲コアの岩相 IV の、湯ヶ島層群相当層より採取したものである。全体的に変質作用を受けているが、比較的変質作用を被っていない 3 点のみを分析に使用した (図 10)。

バリエーション・ダイアグラム (図 12) では、根府川コアの湯ヶ島層群 (4a) と同様に 3 点が分散する。

表 4. 早川凝灰角礫岩に含まれる火山岩礫の全岩化学組成.

資料番号	NL0001259	NL0001261	NL0001263	NL0001264	NL0001265	NL0001266	NL0001268
Major elements (wt.%)							
SiO <sub>2</sub>	52.30	54.00	54.68	57.95	59.68	52.68	55.28
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.85	1.10	1.07	0.94	0.79	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.25	16.68	16.51	15.81	17.05	18.55	14.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.25	11.87	12.05	9.51	8.51	11.67	12.51
MnO	0.13	0.19	0.18	0.18	0.15	0.18	0.26
MgO	2.89	4.35	2.99	2.17	1.99	3.84	3.94
CaO	11.79	9.54	9.64	9.87	7.38	11.06	9.02
Na <sub>2</sub> O	2.17	2.22	2.43	2.92	3.59	0.95	2.59
K <sub>2</sub> O	0.28	0.20	0.26	0.15	0.57	0.21	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.09	0.15	0.37	0.14	0.08	0.26
L.O.I.	0.87	0.70	0.62	3.01	1.47	0.37	0.89
Trace element (ppm)							
Ba	89	56	84	76	124	56	67
Cr	20	14	12	10	6.1	21	13
Nb	1.0	0.8	1.0	0.8	1.2	0.5	1.3
Rb	4.6	4.4	3.0	2.9	7.4	3.9	3.9
Sr	228	181	179	200	209	173	162
V	392	354	398	381	164	362	417
Y	19	19	24	30	26	17	31
Zn	73	75	85	98	100	70	100
Zr	37	34	43	47	58	34	42

分析は神奈川県立生命の星・地球博物館所有の蛍光X線分析装置を用いた

根府川コアの湯ヶ島層群 (4a) で見られた極めて高い  $Al_2O_3$  含有量という特徴は見られなかった。微量元素に関しては、Ba および Nb とも箱根火山古期外輪山噴出物と同量程度の含有量があった。根府川コアの湯ヶ島層群 (4a) にみられる、極めて低い Ba および Nb 含有量と高い Rb 含有量で示された特徴とは異なる。Rb 含有量は、比較的高いが、根府川コアの湯ヶ島層群 (4a) までは顕著でない。

4f. 早川凝灰角礫岩を構成する安山岩もしくは玄武岩

箱根火山基盤岩類の比較検討の一連作業として、早川凝灰角礫岩を形成した当時のマグマの特徴を知るために、箱根町宮ノ下周辺に露出する早川凝灰角礫岩より、初生的と思われる火山岩礫を採集し、化学分析をおこなった。

採集した試料は、 $SiO_2$  含有量が 51.26wt.% の玄武岩から、59.68wt. の安山岩まで変化に富み (表 4)、すべてがソレアイト質岩系に区分される (図 11)。主要元素は比較的箱根火山外輪山噴出物と類似した組成であるが、 $K_2O$  や Ba、Rb などの LIL 元素の含有量が少ないのが特徴である (図 12)。

なお、早川凝灰角礫岩は、礫の種類が多様で、最も本質的な火山岩を特定するのが難しい。本来ならばすべての岩種について検討を行なうことが理想である。早川凝灰角礫岩の火山礫 (ラピリ) の化学組成については、今後さらに分析点数を増やす必要がある。

4g. 天昭山玄武岩類

天昭山玄武岩類の活動年代は、K-Ar 年代 0.65 ~ 0.5Ma (平田, 1999) が得られており、この活動時期は箱根の下部と重なる。しかし、地球化学的な報告はほとんどない。そこで、基盤岩類との比較検討を見据えて採集と化

学分析を行なった。

今回、天昭山玄武岩類が分布するとされる露頭から、9 点の試料を採集した。これらの試料の岩相は様々で、斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石の組み合わせからなるが、半分の試料でカンラン石は見当たらず、また、斜方輝石が存在しない試料もある。石基は、インターグラニューラーからインターサータル、ハイアロフティックまで様々であるが、ハイアロフティックのものが最も多い。分析結果からは、 $SiO_2$  含有量 50.51 ~ 52.84wt.% の玄武岩に相当するのものと、55.21 ~ 56.27wt.% の安山岩もしくは玄武岩質安山岩に相当するものの 2 種類が認められる。FeO/MgO- $SiO_2$  図は、いずれもソレアイト質岩系に区分され (図 11)、久野 (1972) がピジョン輝石質岩系であるとした事と調和的である。主要元素および微量元素によるバリエーションダイアグラム (図 12) では、ほぼ箱根火山外輪山噴出物の領域にプロットされ、また、後述の須雲川安山岩類の中の苦鉄質な組成のものとも類似する。

5. 須雲川安山岩類について

基盤岩類を構成する火山岩類は、基盤岩類形成時の当地域のテクトニックセッティングを知る手がかりとなる。しかし、箱根地域における湯ヶ島層群は、分布が極めて少ないこと、ボーリング試料では湯ヶ島層群のどの部分を見ているのかわからないこと、そして変質が激しいことなどから問題が多い。また、早川凝灰角礫岩を構成する礫種は非常に多様で、堆積当時の火成活動の産物を限定するのが難しい。その点、須雲川安山岩類は、異質岩片や二次的な堆積物をあまり含まず、ほぼ均質な火山噴出物からなるため、当時のマグマの特徴を知るための重要な手がかりとなりうる。

須雲川本流およびその支流に産する須雲川安山岩類を

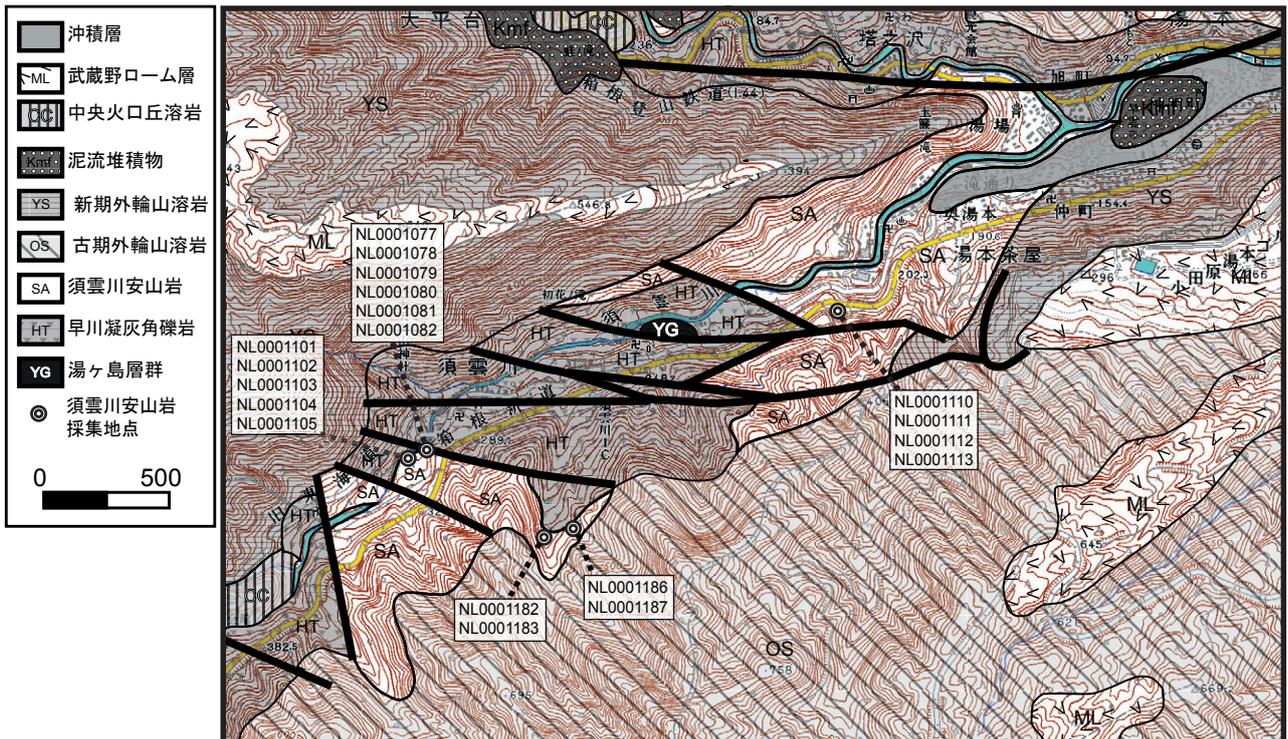


図 13. 須雲川周辺の地質図と須雲川安山岩類採取地点. 地質図は久野 (1972) より引用, 簡略化した。

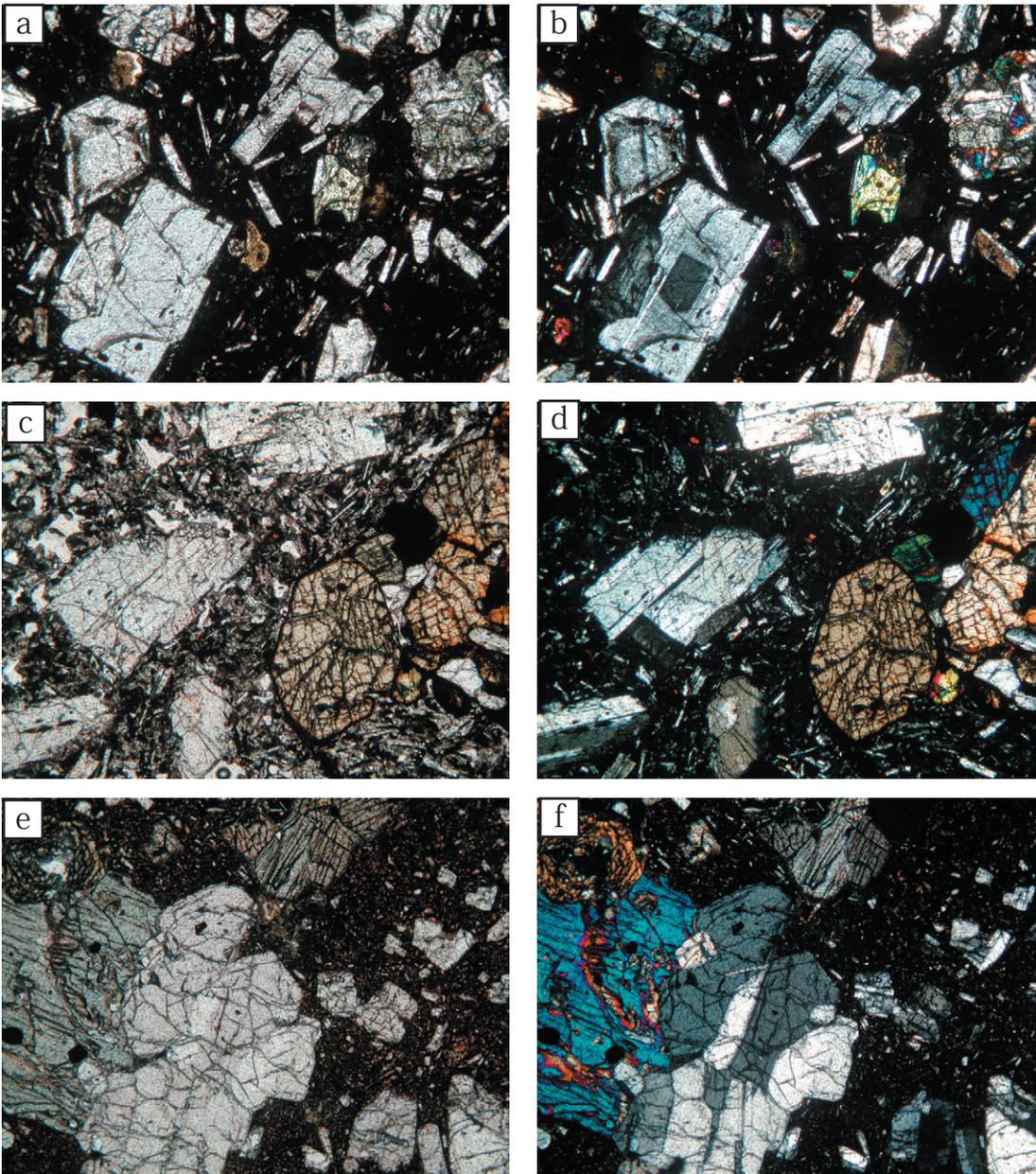


図 14. 須雲川安山岩類の偏光顕微鏡写真. スケールはすべてヨコが 3.5mm.  
 14a, b: 須雲川橋下の試料 (NL00001077), 左が開放ポーラー, 右が直角ポーラー.  
 14c, d: 須雲川上流 100m の試料 (NL00001101), 左が開放ポーラー, 右が直角ポーラー.  
 14e, f: 湯本茶屋の試料 (NL00001111), 左が開放ポーラー, 右が直角ポーラー.

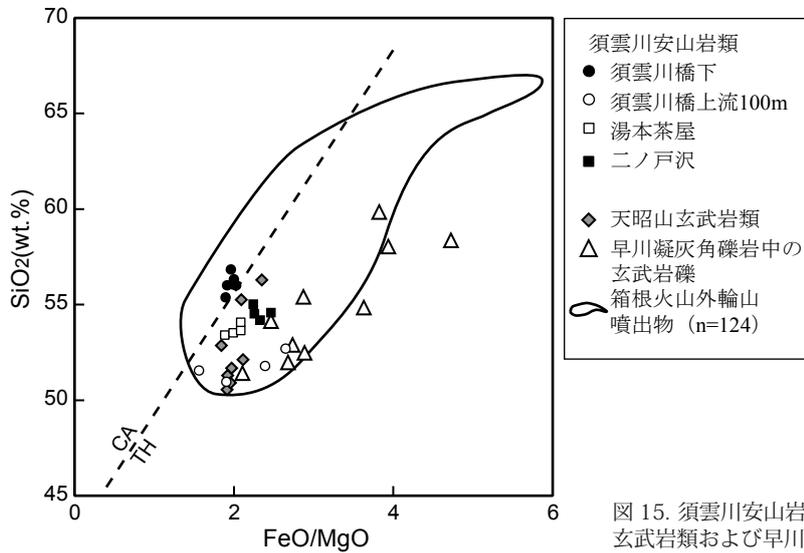


図 15. 須雲川安山岩類の FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> 図. 比較のために, 天昭山玄武岩類および早川凝灰角礫岩中の玄武岩礫も示した.

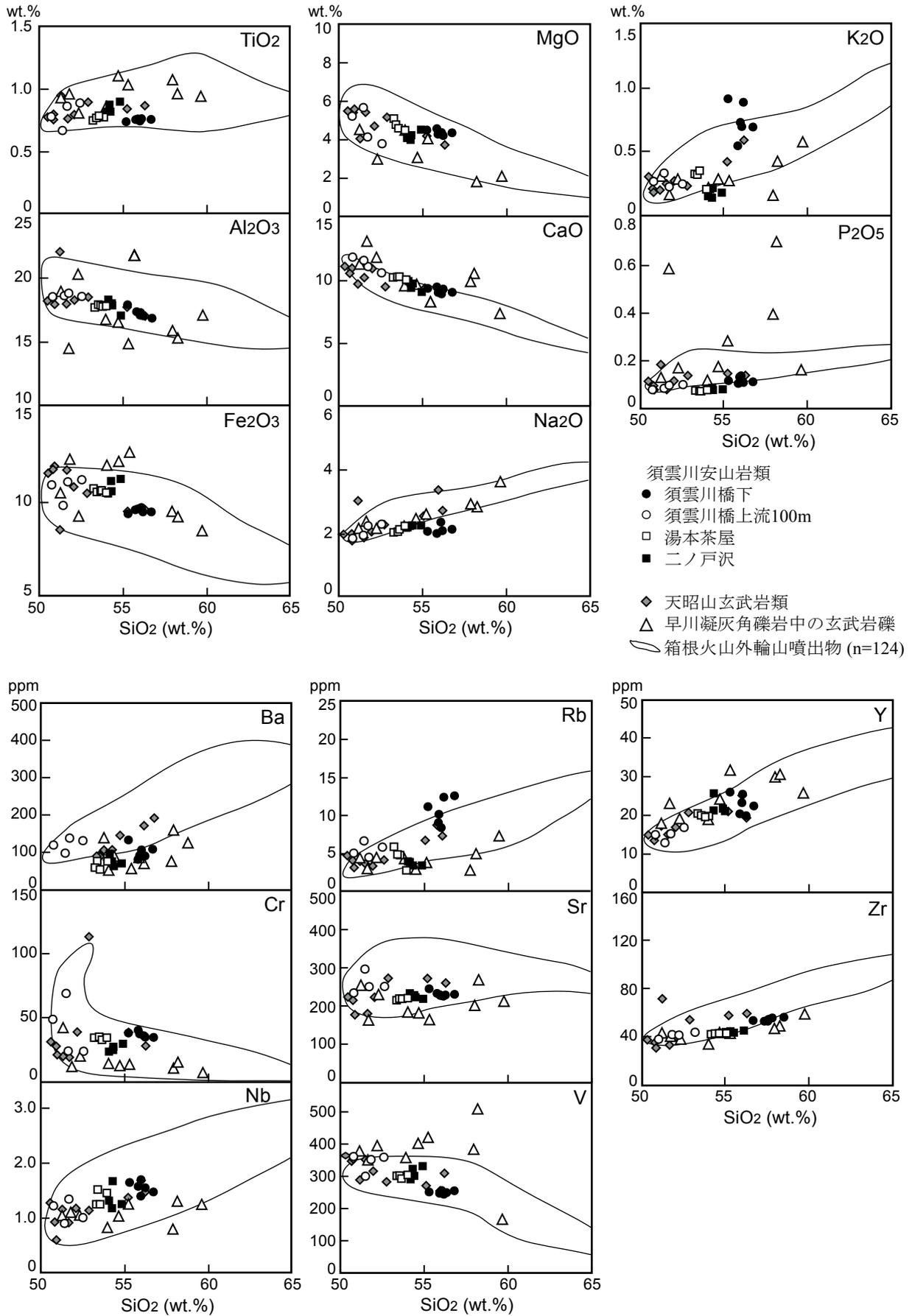


図 16. 須雲川安山岩類のバリエーション・ダイアグラム.

採集し、岩石学的・地球化学的検討を行った。採集地点は、須雲川橋上流約 100m の地点、須雲川橋下、二ノ戸沢の 2 地点（二ノ戸沢と記す）、湯本茶屋の計 4 地点である（図 13）。

いずれの試料も、斑晶量が極めて多く、特に斜長石の割合が高い（図 14a, b）。単斜輝石、斜方輝石をそれぞれ 10% 未満程度含む。久野（1972）は、カンラン石を含むものもあるとしているが、今回の試料には見られなかった。石基は、須雲川橋下の試料がハイアロオプティックで（図 14a, b）、二ノ戸沢のものがインターサータルであった。須雲川橋上流 100m と湯本茶屋のサンプルではインターサータル（図 14c, d）とハイアロオプティック（図 14e, f）の両方が見られた。

全岩化学組成は、SiO<sub>2</sub> 含有量が 50.82wt.% の玄武岩に相当するものから、56.77wt.% の安山岩に相当するものまで、若干の幅が見られる（表 5）。この違いは、採集地点ごとに見られ、須雲川橋上流 100m の試料が最も SiO<sub>2</sub> に乏しく、逆に須雲川橋下の試料が最も SiO<sub>2</sub> に富んでいる。

採集地点による化学組成の違いは、FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> 図（図 15）およびバリエーションダイアグラム（図 16）でも顕著に見られる。すなわち、採集地点ごとにプロットの領域が異なるという特徴が認められる。FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> 図（図 15）では、須雲川橋下の試料のみが、カルクアルカリ岩系になり、それ以外の試料はソレアイト質岩系に区分される。変質度の尺度を見積もった図 9 では、須雲川安山岩類を一括してプロットしたが、図 9 中のやや右下にプロットされている 6 試料が須雲川橋下の試料に相当する。このことは、須雲川橋下の試料が多少変質作用を被っている可能性を示す。変質作用を被った結果、SiO<sub>2</sub> および K<sub>2</sub>O 含有量が増し、Na<sub>2</sub>O がやや減少

したとも考えられる（図 16）。主要元素によるバリエーションダイアグラム（図 16）では、K<sub>2</sub>O 以外の元素で、箱根火山外輪山噴出物の領域に納まり、箱根火山外輪山噴出物の最も苦鉄質な組成と似ていることがわかる。また、天昭山玄武岩類の組成とも似ている。さらに、K<sub>2</sub>O および Na<sub>2</sub>O 以外の元素では、ほぼ一直線上にプロットされることから、分化トレンドがあるようにも見える。

微量元素（図 16）においても、ほとんどの元素で箱根火山外輪山噴出物の領域に納まる。しかし、須雲川橋上流 100m の試料以外、やや SiO<sub>2</sub> 含有量の多い試料では、Ba の含有量が低いのが目立つ。これは、須雲川安山岩類の特徴かもしれない。

須雲川安山岩類は、地球化学的に見れば箱根火山外輪山噴出物と概ね大差はなく、Ba の含有量が若干少ない点だけが異なると言える。

## 6. まとめ

最近の研究と大深度ボーリングコアによる検討、岩石の地球化学的検討から、久野（1972）の層序図をまとめた（図 17）。

箱根地域の基盤岩類の中で最も古いものは、中新世の湯ヶ島層群と考えられている。しかし、箱根の古期カルデラ内の宮ノ下周辺から採集した斑レイ岩礫に含まれるジルコンのフィッシュトラック年代と U-Pb 年代が約 4.7 ~ 4.4Ma であり、中新世ではなく鮮新世の年代を示した（平田，投稿準備中）。このことは、宮ノ下周辺には湯ヶ島層群が分布しないことを示す。さらに下流の大平台地域に露出の可能性があるため、今後の調査が必要となる。火山活動は、久野（1972）によればソレアイト質岩系のみが存在としたが、大深度ボーリングコアからはカルクアルカリ岩系のものも見つかった。

表 5. 須雲川安山岩類の全岩化学組成.

採集地	須雲川橋下		須雲川橋上流100m		湯本茶屋		二ノ戸沢	
資料番号	NL0001077	NL0001082	NL0001101	NL0001103	NL0001111	NL0001113	NL0001182	NL0001187
Major elements (wt.%)								
SiO <sub>2</sub>	56.01	55.87	50.82	51.75	53.44	53.32	54.17	54.35
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.75	0.77	0.86	0.76	0.74	0.81	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.11	17.24	18.45	18.67	17.74	17.61	18.22	17.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.55	9.51	10.78	10.94	10.50	10.59	10.36	10.44
MnO	0.16	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.18	0.20
MgO	4.27	4.47	5.17	4.12	4.80	5.02	4.03	4.18
CaO	9.01	9.37	11.68	10.97	10.17	10.15	9.86	9.68
Na <sub>2</sub> O	2.29	1.98	1.83	2.20	2.01	2.00	2.16	2.22
K <sub>2</sub> O	0.72	0.53	0.26	0.22	0.31	0.32	0.13	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.10	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	0.08
L.O.I	0.65	1.36	0.27	0.14	0.46	0.44	1.16	1.48
Trace element (ppm)								
Ba	88	77	119	138	74	56	91	65
Cr	36	39	48	24	34	34	23	25
Nb	1.7	1.6	1.2	1.4	1.5	1.3	1.3	1.7
Rb	8.8	10	4.9	4.3	4.7	5.7	3.7	3.3
Sr	227	229	234	249	218	217	230	226
V	253	245	359	353	302	302	291	298
Y	25	20	14	15	20	20	20	25
Zn	67	69	66	69	67	69	72	70
Zr	53	53	38	42	43	43	44	43

分析は神奈川県立生命の星・地球博物館所有の蛍光X線分析装置を用いた

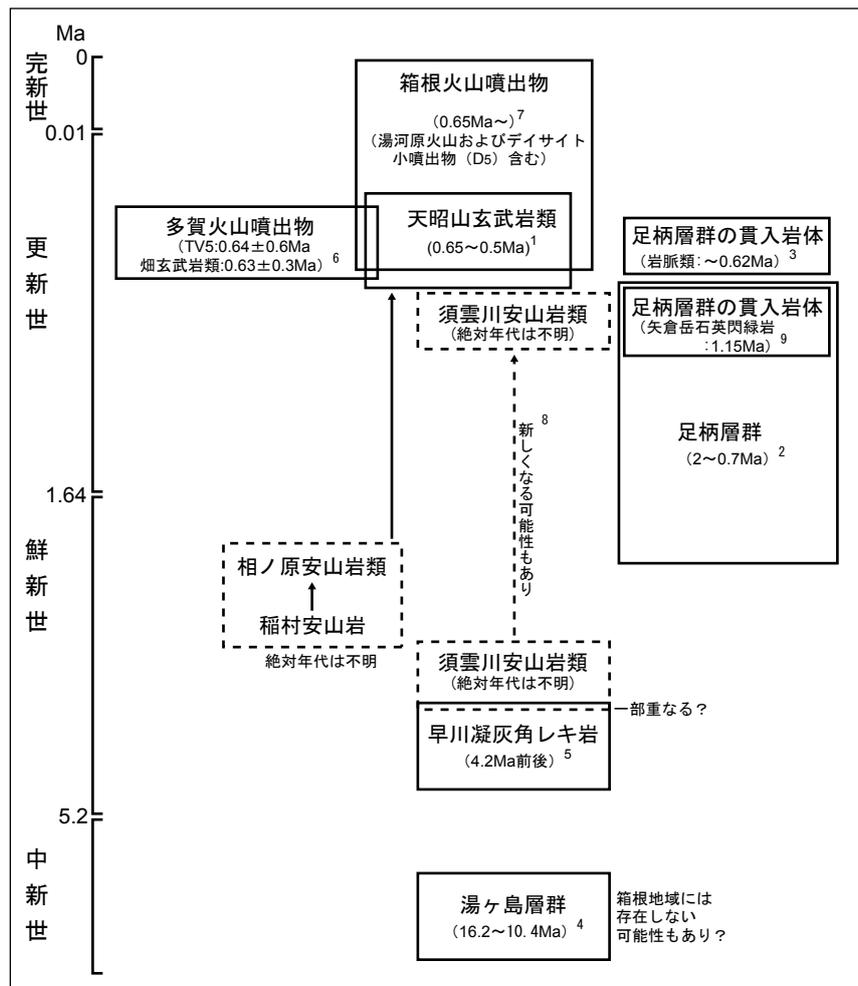


図 17. 層序図のまとめ. 引用: 引用: 1: 平田(1999), 2: 今永(1999), 3: 今永・山下(1999), 4: 小山(1986), 5: 萬年ほか(2003a), 6: 松本ほか(1993), 7 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会(2007), 8: 山下ほか(2006), 9: 倉沢ほか(1989).

早川凝灰角礫岩については、基本的には久野(1972)による見解と大差がない。しかし、早川凝灰角礫岩にはタービダイト堆積物の構造が観察されること、形成年代が約4.2Ma程度であることなどが最近わかった(萬年ほか, 2003)。

須雲川安山岩類の活動年代は不明である。久野(1972)によれば、早川凝灰角礫岩の形成末期もしくは直後の鮮新世とされているが、構成する玄武岩および安山岩の化学組成は箱根火山外輪山噴出物もしくは天昭山玄武岩類などと非常に類似することから、形成年代が新しくなる可能性もある。

天昭山玄武岩類は、久野(1972)では鮮新世の活動としたが、平田(1999)によれば、K-Ar年代0.65~0.5Maが得られており、これは箱根火山古期外輪山の最初の活動と重なる。また、岩石の化学組成も箱根火山古期外輪山噴出物のものと似る。

相ノ原安山岩類や稲村安山岩類については、野外観察から箱根火山古期外輪山噴出物(湯河原火山)の下に存在することは確実である。久野(1972)では天昭山玄武岩類よりも古い鮮新世の活動としたが、さらに新しくなる可能性もある。年代測定や地球化学的検討など、更なる研究が必要である。

足柄層群の層序、年代、地質構造などについては、今

永(1999)などの研究でほぼ理解されたと思われる。今後は、箱根火山との関連、特に西部地域において、箱根火山の直下に足柄層群が存在するのかどうかの解明が必要となる。このことは、湯ヶ島層群や早川凝灰角礫岩の分布と関連して、基盤岩の地形構造を解明するのに重要である。

## 謝辞

日本大学文理学部自然科学研究所の長井雅史氏にはボーリングコアの地球化学的な議論をして頂いた。神奈川県立生命の星・地球博物館学芸員の田口公則氏にはボーリングコアの解析ならびに野外調査にて色々とお手伝いして頂いた。神奈川県立生命の星・地球博物館の地学ボランティアの入江和夫氏、可知鋭治氏、児玉正彦氏、新藤誠一郎氏、中村良氏、野村平二氏、丸岡禮治氏、酒井明子氏、富田道恵氏、深沢良子氏には、野外調査の協力、プレパラートの作製、全岩化学分析などでお世話になった。ここに記してお礼申し上げる。

## 文献

袴田和夫、杉山茂夫、今永勇、萬年一剛、大木靖衛, 2005. 箱根火山のK-Ar年代. 火山, 50(5): 285-299.

Hirata, D., H. Yamashita, H. Taniguchi, T. Nishikawa, K. Aoiike,

- M. Suzui, N. Saito, K. Suga, M. Arima, 1997. Evolution of a volcanic edifice in the Izu-Ogasawara (Bonin) arc: Lithological characteristics of a 1500 meter core sample in Hachijojima. *Bull. Kanagawa Pref. Mus. (Nat. Sci.)*, 26: 57-88.
- 平田大二・山下浩之・萬年一剛・谷口英嗣, 2001. 箱根火山の基盤岩に関する岩石学的研究—深層ボーリングコアを材料に—. *地学雑誌*, 110(3): 420-426.
- 平田大二・山下浩之・川手新一・笠間友博・萬年一剛, 2007. 箱根火山噴出物および基盤岩類に産出した斑レイ岩類. *日本地質学会第 114 学術大会講演要旨*, 231p.
- 平田由紀子 (1999) 箱根火山の発達史, 神奈川県博物館調査研報 (自然科学), 9, 135-178.
- 金属鉱業事業団 (1987) 広域地質調査報告書, 伊豆地域, 通産省エネルギー庁, 195p.
- 今永勇, 1999. 足柄層群の構造. 神奈川県博物館調査研報 (自然科学), 9, 41-56.
- 今永勇・山下浩之, 1999. 足柄・丹沢・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動の K-Ar 年代. 神奈川県博物館調査研報 (自然科学), 9, 179-188.
- 木宮一邦・狩野謙一, 1987. 箱根火山北西麓でのボーリング結果とそのテクトニックな意義. *地震学会講演予稿集*, (1): p98, 地震学会.
- 北村信・高柳洋吉, 1972. 湯ヶ島層群と白浜層群. 伊豆半島, 東海大学出版, 189-201.
- 小出良幸・山下浩之・川手新一・平田大二, 2000. 蛍光 X 線分析装置による岩石主要元素の分析精度の検証. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 29: 107-125.
- 小山真人, 1982. 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序. 静岡大学地球科学研究報告, (7): 61-85.
- 小山真人, 1986. 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. *月刊地球*, 8(12), 743-752.
- 小山真人, 1988. 伊豆半島. *月刊地球*, 10(4), 262-270.
- Kuno, H., 1950. Geology of Hakone volcano and adjacent area Part I. *Jour. Fac. Sci. Univ. of Tokyo*, 7: 257-279.
- Kuno, H., 1950. Geology of Hakone volcano and adjacent area Part II. *Jour. Fac. Sci. Univ. of Tokyo*, 7: 351-402.
- 久野久原著・箱根火山地質図再版委員会編, 1972. 箱根火山地質図説明書. 大久保書店, 52p.
- Kuno, H., Y. Oki, K. Ogino & S. Hirota, 1970. Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. *Bull. Volcanologique*, 343: 713-725.
- 倉沢一・今永勇・松本哲一・柴田賢, 1989. 更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃緑岩体の K-Ar 年代と化学組成ならびに Sr 同位体比. *地質学雑誌*, 95: 331-334.
- Mannen, K., 2003. Tuff breccia beneath Central cone of Hakone volcano, Japan - an implication of the caldera formation process. IUGG General Assembly, Sapporo 2003, V08/O3P/A02-005.
- 萬年一剛・堀内誠示・田口公則・山下浩之・平田大二・川手新一・蛭子貞二・谷口英嗣, 2003a. 箱根地域・早川凝灰角礫岩から得られた微化石年代とその意義. *地質学雑誌*, 109(11): 661-664.
- 萬年一剛・堀内誠示・山下浩之・川手新一・平田大二・谷口英嗣, 2003b. 伊豆半島北部の基盤とその意義—陸上ボーリングの解析から—. *月刊地球*, 43: 39-44.
- 萬年一剛・小林淳・奥野充・笠間友博・山下浩之・袴田和夫・中村俊夫, 2006a. 箱根火山の噴火史—最近の知見に基づく再検討—. *月刊地球*, 28(6): 355-362.
- 萬年一剛・水野清秀・伊藤順一・山下浩之, 2006b. 箱根・強羅付近地下の地質構造—とくに湖成堆積物の分布とその堆積環境. 神奈川温地研報告, 38: 11-26.
- 萬年一剛・山下浩之・平田大二・田口公則・川手新一・谷口英嗣・蛭子貞二, 2002. 小田原市根府川で掘削された深さ 1500m の温泉井の地質. 神奈川県温泉地質研究所報告, 33: 11-24.
- 松本哲一・水垣桂子・玉生志郎・小野晃司・北原哲郎・品田正一・笹田政克, 1993. 伊豆半島, 多賀火山初期噴出物としての畑玄武岩類—静岡県丹那盆地付近の地質と K-Ar 年代—. *火山*, 38(1): 1-13.
- 盛谷智之・沢村孝之助, 1965. 伊豆半島松崎付近の第三系. *地質調査所月報*, 16: 535-545.
- 長井雅史・高橋正樹, 2007. 箱根火山外輪山噴出物の全岩化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (42): 71-95.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007. 1. 箱根火山. 日本地質学会.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境. *化石*, (43): 5-8.
- 大塚弥之助, 1934. 身延山北麓の化石と箱根早川層石灰岩の貝化石. *地質学雑誌*, 41: 562-568.
- 鮫島輝彦・岩橋徹・土隆一・伊藤通玄・黒田直, 1968. 伊豆半島の地質に関する諸問題. 日本地質学会第 75 年学術大会討論会資料 フォッサマグナ, 87-92.
- 沢村孝之助・角清愛・小野晃司・盛谷智之, 1970. 下田地域の地質 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 41p.
- 鈴木尉元, 1986. 箱根・湯河原・多賀火山地域の地質構造について—久野久著「箱根火山地質図および同説明書」をよんで—. 北村信教授記念地質学論文集, 489-494.
- 高橋正樹, 1989a. 伊豆半島前紀中新世仁科層群中の高マグネシウム安山岩～玄武岩とアルカリに富む高マグネシウム安山岩類生成のテクトニクス場について. 白木敬一編, 日本の高マグネシア安山岩, 133-142.
- 高橋正樹, 1989b. マグマ活動から見たフォッサマグナ地域の 18～12Ma 期のテクトニクス. *月刊地球*, 1(11): 544-551.
- Taniguchi, H, Mannen K, Yamashita H, S. Kawate and D. Hirata, 2000. Basement of the Northern Tip of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc Volcano: Lithological Characteristics of the 1450 Meter Core Sample in the Hakone Volcano, Central Japan, *Eos, Trans. AGU*. 81 (48), Fall Meet. Suppl. F.1336.
- Taniguchi, H., K. Mannen, H. Yamashita, S. Kawate and D. Hirata, 2001. Lithological Characteristics of the Basement of an Izu-Ogasawara (Bonin) Arc Volcano: 1450 Meter Core Sample from the Hakone Volcano, Central Japan, *Eos, Trans. AGU*. 82 (47), Fall Meet. Suppl. 1330h.
- 田山利三郎・新野弘, 1931. 伊豆半島地質概報. 斎藤博物館研究報告, (13): 1-81.
- Tomida, S., 1996. Late neogene tropical and subtropical molluscan faunas from the south Fossa-Magna region, central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, 23: 89-140.
- 山下浩之・笠間友博・神奈川県立生命の星・地球博物館地学ボランティア, 2008. 箱根火山の噴出物および基盤岩類の全岩化学組成データベース. 神奈川県立博物館調査研究報告書 (自然科学), (13): 211-218.
- 山下浩之・萬年一剛・石塚治・川手新一・平田大二・蛭子貞二・谷口英嗣, 2006. 神奈川県湯河原町宮下で掘削されたボーリングコアの岩相記載と地質学的意義. 神奈川温地研報告, 38: 1-10.
- 山下浩之・谷口英嗣・萬年一剛・平田大二・川手新一, 2003. 伊豆半島北部で掘削された深層ボーリングから得られた湯ヶ島層群の特徴. *月刊地球*, 43: 45-52.