

箱根火山の地質と形成史

Geology and Eruptive History of Hakone Volcano, Central Japan

長井雅史¹⁾・高橋正樹²⁾

Masashi NAGAI¹⁾ & Masaki TAKAHASHI²⁾

Abstract. The geology and formative history of Hakone Volcano are re-examined. The Hakone Volcano consists of seven stages. The stage-1 (0.65 to 0.35Ma) is characterized by the bimodal volcanism, in which stratovolcanoes with low-K tholeiitic basalts and small lava domes with low to medium-K tholeiitic rhyolite were constructed. The stage-2 (0.35 to 0.27Ma) is composed of a cluster of stratovolcanoes with low-K tholeiitic basalt and low to medium-K tholeiitic andesite. In the stage-3 (0.27 to 0.23Ma), basaltic to andesitic stratovolcanoes and andesitic monogenetic volcanoes were erupted. Basalt is low-K tholeiitic and andesite is low to medium-K tholeiitic, accompanying minor low-K calcalkaline andesite. Calderas were formed by large-scale Plinian eruptions in the stage-4 (0.23 to 0.13Ma). Monogenetic volcanoes aligning in NW-SE were erupted and parallel dike-swarms with strike of NW-SE intruded. The products of Plinian eruptions are low-K tholeiitic andesite, dacite and rhyolite with minor amount of low-K calcalkaline rocks, while monogenetic volcanoes are composed of low-K tholeiitic basalt and andesite with minor dacite to rhyolite and low-K calcalkaline andesite. In the stage-5 (0.13 to 0.08Ma), the volcanic activity was restricted to the central portion of caldera (the older central cone), which is characterized by Plinian eruptions and effusion of monogenetic lavas. The volcanic rocks of this stage comprise low-K tholeiitic dacite and rhyolite in addition to low-K calcalkaline andesite. In the stage-6 (0.08 to 0.04Ma), Plinian eruptions were repeated and erupted low-K calcalkaline andesite, dacite and rhyolite. The largest eruptive product in this stage is the Tokyo air-fall pumice and associated pumice flow deposit, the eruption of which resulted in the collapse of Gora caldera. Lavas were essentially lacking in this stage. The stage-7 (0.04Ma>) is characterized by effusion of lavas and minor eruption of block and ash flows. The younger central cone, consisting of polygenetic volcanoes and monogenetic lava domes, were constructed in this stage, which comprises low-K calcalkaline andesite but is higher than volcanic rocks of the stage-6 in K₂O. The tectonic setting of Hakone volcano changed with time. The compressional tectonics prevailed in the Hakone region from 0.65 to 0.35Ma, but it changed to extensional tectonics after 0.35Ma; the Hakone volcano was extended in NE-SW from 0.35 to 0.13Ma. The Tan-na and Hirayama left-lateral strike slip fault system has been developed through the central portion of the Hakone caldera since 0.13Ma. The pull-apart magmatic system was constructed in the central portion of the caldera, which gave rise to the older and younger central cone.

Key words: Hakone volcano, geology, eruptive history, stratovolcano, monogenetic volcano, Plinian eruption, caldera, tectonic setting, tholeiitic rock, calcalkaline rock

1) 日本大学文理学部自然科学研究所
〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40
Institute of Natural Sciences, College of Humanities and Sciences,
Nihon University
3-25-40, Sakurajyosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan
長井雅史 ; mnagai@kisc.meiji.ac.jp

2) 日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and
Sciences, Nihon University

1. はじめに

フィリピン海プレート北端部に位置する箱根火山は、フィリピン海プレートと北アメリカプレートとのプレート衝突境界部近傍に噴出した、世界的にみてもきわめて特異なテクトニクス場に置かれている南北 26km 東西 20km の大型の第四紀火山である。箱根火山については、久野 久の古典的研究以来数多くの研究がなされてきているが、久野の研究を除いてその大部分は断片的なものであり、箱根火山の地質の詳細や形成史の全体像に関してこれまで十分に明らかにされてきたとはいえない。われわれは詳細な地質調査と岩石記載（長井ほか, 2006 など）に加え、900 個近い岩石試料についての XRF による全岩化学組成分析の結果（高橋ほか, 2006; 長井・高橋, 2007）等を用いて、箱根火山のほぼ全域における火山層序、噴出中心の分布や噴火様式の変遷を明らかにしてきた。これらの成果は日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」（日本地質学会国立公園地質リーフレット 1「箱根火山」編集委員会編, 2007）に 5 万分の 1 地質図として公表されているが、紙面の都合でごく簡単に解説されているにすぎない。本報では、主としてわれわれのグループの研究結果をもとに、これまでに明らかにされた箱根火山の地質および形成史の概略を述べることにする。なお、地質の詳細については別途報告する予定であるので（長井・高橋, 準備中; 高橋ほか, 準備中）、そちらを参照していただきたい。

2. これまでの研究

1998 年までに行われた箱根火山の研究については、平田（1999）によってよくまとめられている。1998 年までに行われた箱根火山の研究のうち、箱根火山全体の形成史を考える上で特に重要なものは、久野 久による一連の地質学的・岩石学的研究、町田 洋や箱根団研グループによるテフラからの研究、平田由紀子による K-Ar 年代の研究などである。

1930 ～ 1960 年代に、久野 久は箱根火山の地質学的、地形学的、岩石学的な調査を行ない、伊豆箱根地域の地質発達史を初めて詳細に明らかにした（Kuno, 1938a, b, 1950a, 1951; 久野, 1952; 久野原著・箱根火山地質図再販委員会編, 1972 など）。久野は箱根火山において新旧 2 回のカルデラ形成を認め、その形成期をもって火山体を古期外輪山・新期外輪山・中央火口丘に区分した。また、形成期によって岩石学的な性質も変化しており、古期外輪山はソレライト系列（ピジョン輝石系列）の玄武岩～安山岩から、新期外輪山は同じくソレライト系列（ピジョン輝石系列）の珪長質な安山岩～デイサイトから、中央火口丘はカルクアルカリ系列（紫蘇輝石系列）の安山岩からなることを明らかにした（Kuno, 1950b, 1968）。久野は、古期カルデラは成層火山体の大量のマグマの噴出を伴わない陥没によるグレンコー型カルデラ、新期カルデラはデイサイト～安山岩質の軽石流の大量噴出に伴って形成されたクラカトア型カルデラであると考えた（Kuno, 1953）。

1960 ～ 1970 年代に、町田 洋らは箱根火山に隣接する大磯丘陵に分布するテフラの編年を精力的に進

め、大規模な降下軽石やそれに伴う火砕流（噴出体積 5 ～ 10km³ 程度）の噴出が繰り返された時期をカルデラ形成期とみなして、古期カルデラは多摩 C 上部～多摩 A 中部ローム層期（25 ～ 17 万年前）、新期カルデラは吉沢ローム層上部～武蔵野ローム層の時期（8 ～ 5 万年前）に形成したと結論づけた（町田・森山, 1968; 町田, 1971, 1977; 町田ほか, 1974 など）。町田は、古期カルデラも久野の想定したようなグレンコー型ではなく、新期カルデラと同様のクラカトア型あるいはクレターレイク型であることを強調した。また、成層火山の形成は 40 万年以上前までさかのぼることも明らかにした。

1980 ～ 1990 年代には、箱根団体研究グループによるテフラ層序に基づく溶岩の層序学的研究が、箱根火山南東部を中心に精力的に行われた（米澤ほか, 1980; 箱根団体研究グループ, 1992 など）。これによって、箱根火山南東部の海岸地域に分布する溶岩類が北東から南西に向かって年代が若くなることが判明し、またこの地域のテフラを層序が詳細に明らかにされている大磯丘陵の箱根起源テフラと対比することで、溶岩類の形成史に明確な時間軸を入れることに成功した。

1990 年代には、平田由紀子によって箱根外輪山を形成する火山岩類の多数の K-Ar 年代が測定され、K-Ar 年代値に基づく 5 つのステージからなる箱根火山の発達史が提案された（平田, 1999 など）。I 期（0.65 ～ 0.50Ma）には現在の湯河原北方付近で玄武岩質の成層火山が、II 期（0.44 ～ 0.28）には古期外輪山の主要部を構成する玄武岩～安山岩質の複数の成層火山群が形成された。従来箱根火山とは別の火山とされてきた湯河原火山もこの時期のものであり、古期外輪山の一部と考えられる。III 期（0.27 ～ 0.18Ma）になると成層火山群の南東部が大崩壊を起こし馬蹄型のカルデラが形成された後に安山岩質の成層火山が噴出した。このとき、外輪山北西部に側火山が形成された。また、南東部の成層火山形成後に大規模な火砕流の噴出があり、古期カルデラが形成された。IV 期（0.14 ～ 0.08Ma）には古期カルデラ内で大量の降下軽石を噴出する爆発的な噴火活動があり、同時に新期外輪山を構成する溶岩が流出した。この時期には、古期外輪山の南東部で真鶴溶岩や幕山溶岩が、北東部でも小規模な溶岩が噴出している。V 期（0.06 ～ 0.003Ma）では、まず大量の降下軽石と火砕流の噴出があり、新期カルデラが形成されるとともに、その後中央火口丘が噴出し現在に至っている。

1999 年以降も箱根火山の研究は大きな進展をみせている。高橋ほか（1999）は、茨城大学グループを中心に行われた研究を総括し、これまでとは異なる箱根火山の形成史の概要を提示した。それによれば、箱根火山は（1）複数の玄武岩～安山岩質成層火山（前期成層火山群）の形成（0.40 ～ 0.30Ma）、（2）複数の安山岩質成層火山（後期成層火山群）と前期単成火山群の形成（0.30 ～ 0.25Ma）、（3）古期カルデラと中期および後期単成火山群の形成（0.25 ～ 0.16Ma）、（4）新期外輪山および新期カルデラの形成（0.15 ～ 0.05Ma）、（5）中央火口丘の形成（0.05Ma 以降）、の順に活動が行われた。また、0.30 ～ 0.16Ma には、箱根火山は北東―南西方

向に引っ張られる引張テクトニクス場におかれており、箱根火山を縦断して北西―南東方向に配列する多数の単成火山群や同方向の走向を有する平行岩脈群が発達したが、0.15Ma 以降は箱根火山をほぼ南北に縦断する左横ずれ断層系の発達するテクトニクス場に変化し、カルデラ中央部にはプリアパート割れ目系が形成されて、新期外輪山や中央火口丘は、この開口割れ目系に支配された火口配列をしていることを主張した。その後、長井ほか(2006)は箱根火山外輪山南東部の地質と火山岩類の全岩化学組成を、高橋ほか(2006)は前期中央火口丘(新期外輪山)および後期中央火口丘(中央火口丘)噴出物の全岩化学組成を、また長井・高橋(2007)は古期外輪山火山岩類の全岩化学組成を報告している。これらの研究成果は本報告の一部として活かされている。

一方、小林(1999)は、テフラ層序学の視点から、箱根中央火口丘(後期中央火口丘)の形成史を詳細に明らかにした。小林の研究は、中央火口丘全体におよぶテフラ層序を確立した初めてのものであり、特に7回にもおよぶ小規模な火砕流の流出を明らかにしたことは特筆に値する。その後、小林ほか(2006)は、3ka 以降の大涌谷付近におけるマグマ水蒸気爆発の実態を詳細に明らかにしている。

箱根古期カルデラの内部構造については Kuno *et al.* (1970) によって報告されている。Kuno *et al.* (1970) は、多数の温泉ボーリングの結果に基づき、古期カルデラ内の大部分の領域には新期外輪山および中央火口丘噴出物の直下に基盤の中新統湯ヶ島層群が直接分布しており、古期カルデラ内は中心部を除いてほとんど陥没していないと考えた。最近になって、万年一剛らは多数の温泉ボーリングコアと重力データの再検討を行い、Kuno *et al.* (1970) によって湯ヶ島層群とされた凝灰角礫岩が火道充填凝灰角礫岩であることを明らかにして、古期カルデラ内に複数の小型カルデラが存在することを主張している(万年ほか, 2003; 万年ほか, 2006 など)。このうち、中央火口丘の東部に位置する「強羅カルデラ」は濁川型の小型カルデラであり、0.06Ma の東京降下軽石および火砕流の噴出口であると考えた。

3. 箱根火山形成史の新しいステージ区分

本報告では箱根火山の形成史を9ステージに分ける新しいステージ区分を提案する。また、このステージ区分では、一定の岩相、岩質、層位、分布をする噴出物の集合を「溶岩グループ」とし、地形的に明瞭な山体をもち、地層の傾斜や火口近傍相堆積物などから噴出中心が推定可能な成層火山体については「火山体」と呼称する。以下便宜的に時代ごとに記載する(図1および図2)。なお、高橋ほか(2006)は新期カルデラのカルデラ地形としての実態が明らかでないとして、従来の呼称(古期外輪山・新期外輪山・中央火口丘)をそれぞれ外輪山・前期中央火口丘・後期中央火口丘に改めることを提案した。本報告でもこの呼称を使用する。また、箱根火山起源のテフラが多数堆積している大磯丘陵地域のテフラ名・テフラ累層名については、上杉(1976)および関東第四紀研究会(1987)のものを主に使用したが、必要に応

じて町田ほか(1974)などによる名称も併記した。

4. ステージ 1: 初期の陸上火山活動 (0.65Ma ~ 0.35Ma)

箱根火山地域の陸上火山活動は、足柄トラフを埋積した足柄層群が隆起し地表に姿を表わした 0.70Ma 以降に始まる。

平田(1999)は K-Ar 年代に基づき、箱根火山南東地域に分布する古期外輪山初期の噴出物である玄武岩溶岩及び集塊岩(OS₁)と天昭山玄武岩類(Kuno, 1938a, 1950a; 久野, 1952)をあわせて箱根火山初期の噴出物とした。ここでは天昭山玄武岩類と新崎川溶岩グループ(長井・高橋, 2007; 久野, 1938b の O₉ にほぼ対応する)をて天昭山溶岩グループとし、南東部の OS₁ にほぼ対応する噴出物を畑宿溶岩グループと呼ぶ。これらはともに玄武岩質の成層火山を構成していたと考えられる。

天昭山溶岩グループは湯河原町広河原周辺を中心として分布し、薄い溶岩と凝灰角礫岩及び火山角礫岩の互層を主体とする。玄武岩だけでなく、安山岩〜デイサイトも少量含まれる(図4)。

畑宿溶岩グループは玄武岩質の凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とし、薄い溶岩を伴う。須雲川右岸に分布し、一部は聖岳の南東側にも露出する。また塔之沢の早川左岸にも少量存在する。畑宿溶岩グループや天昭山溶岩グループに関係した可能性が高い岩脈は、須雲川沿いや塔之沢付近で認められる。これらはさまざまな走向をもつことからみて、各成層火山体の放射状岩脈群を構成していたものかもしれない。

北東部では玄武岩〜玄武岩質安山岩質の狩川溶岩グループ(長井・高橋, 2007 の火打石岳火山体を改称)が広く分布する。凝灰角礫岩及び火山角礫岩と薄い溶岩、降下スコリア層の互層からなる成層火山の構造をしている。駿河小山から足柄峠にかけての稜線の東側、矢倉沢から火打石岳にかけての狩川沿い、矢倉沢峠〜碓氷峠および宮城野〜塔ノ沢にかけてのカルデラ壁下部に露出する。Kuno (1938a, 1950a)、久野(1952)の北東地域の OS₁ の大部分を含む。北部はかつて黒白層(加藤, 1984)と呼ばれた泥流堆積物を主体とする地層からなり、火山麓扇状地を構成していたと思われる。狩川溶岩グループに関係した岩脈は火打石岳周辺、狩川沿いで確認できる。特に火打石岳周辺では北東-南西走向の岩脈が多い。これらを放射状岩脈群の一部とすると、狩川溶岩グループの噴出中心は火打石岳の南〜南西方の碓氷峠付近にあった可能性が高い(図3)。狩川溶岩グループは、矢倉沢から狩川に沿って碓氷峠周辺地域まで延びている逆断層成分を持つ左横ずれの平山断層によって大きく変形しており、断層近傍では一部で逆転している(天野ほか, 1984; Kano *et al.*, 1989 など)。また、足柄峠から駿河小山にかけての地域でも、噴出物の走向・傾斜からみて、基盤の足柄層群と同様に西に傾動している可能性が高い(鈴木, 1971)。

北西側カルデラ壁下部に露出する玄武岩質の薄い溶岩とスコリア質の火山弾を含む凝灰角礫岩、火山角礫岩の互層からなる大宮溶岩グループも、岩石の類似から狩

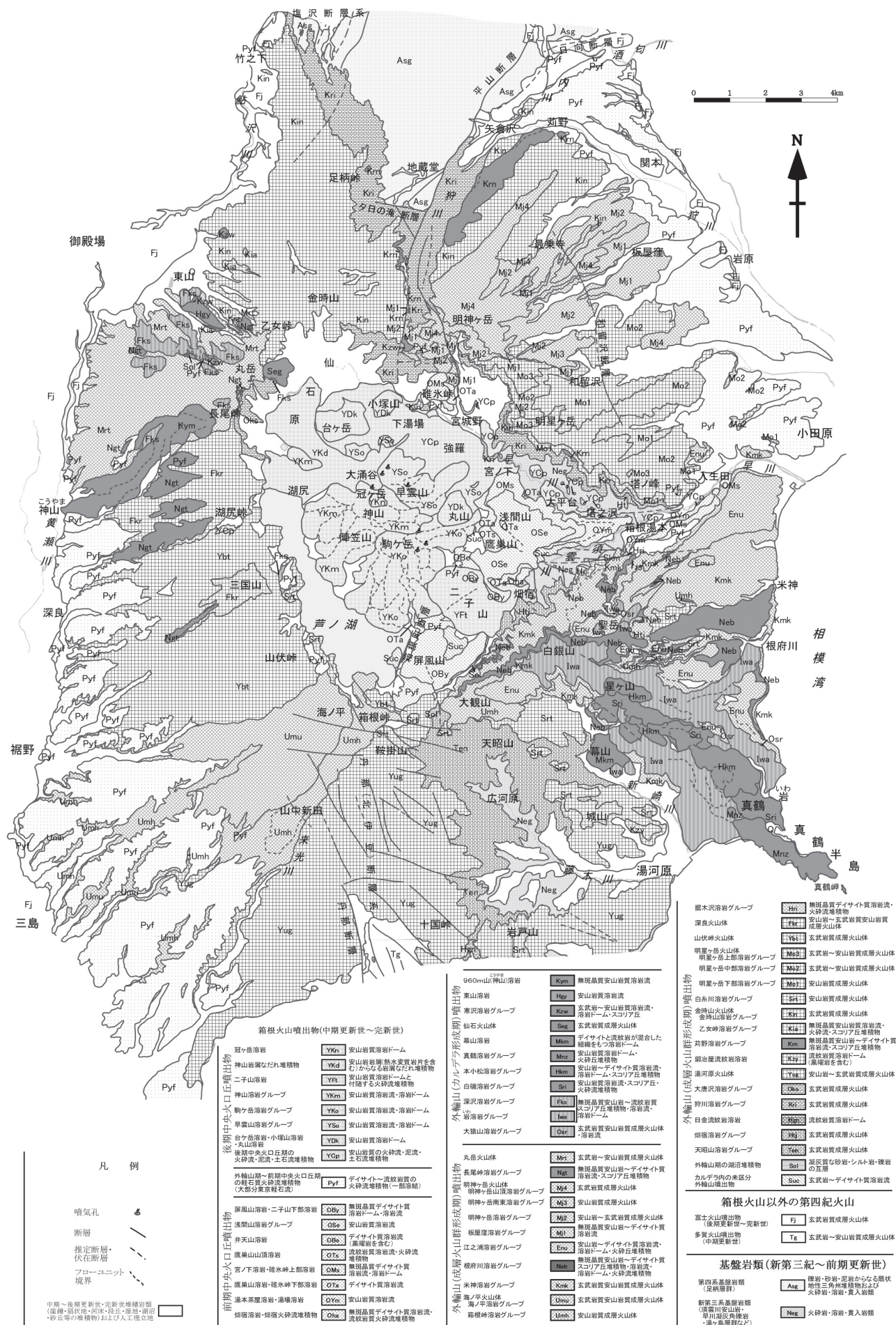


図1. 箱根火山の地質図.

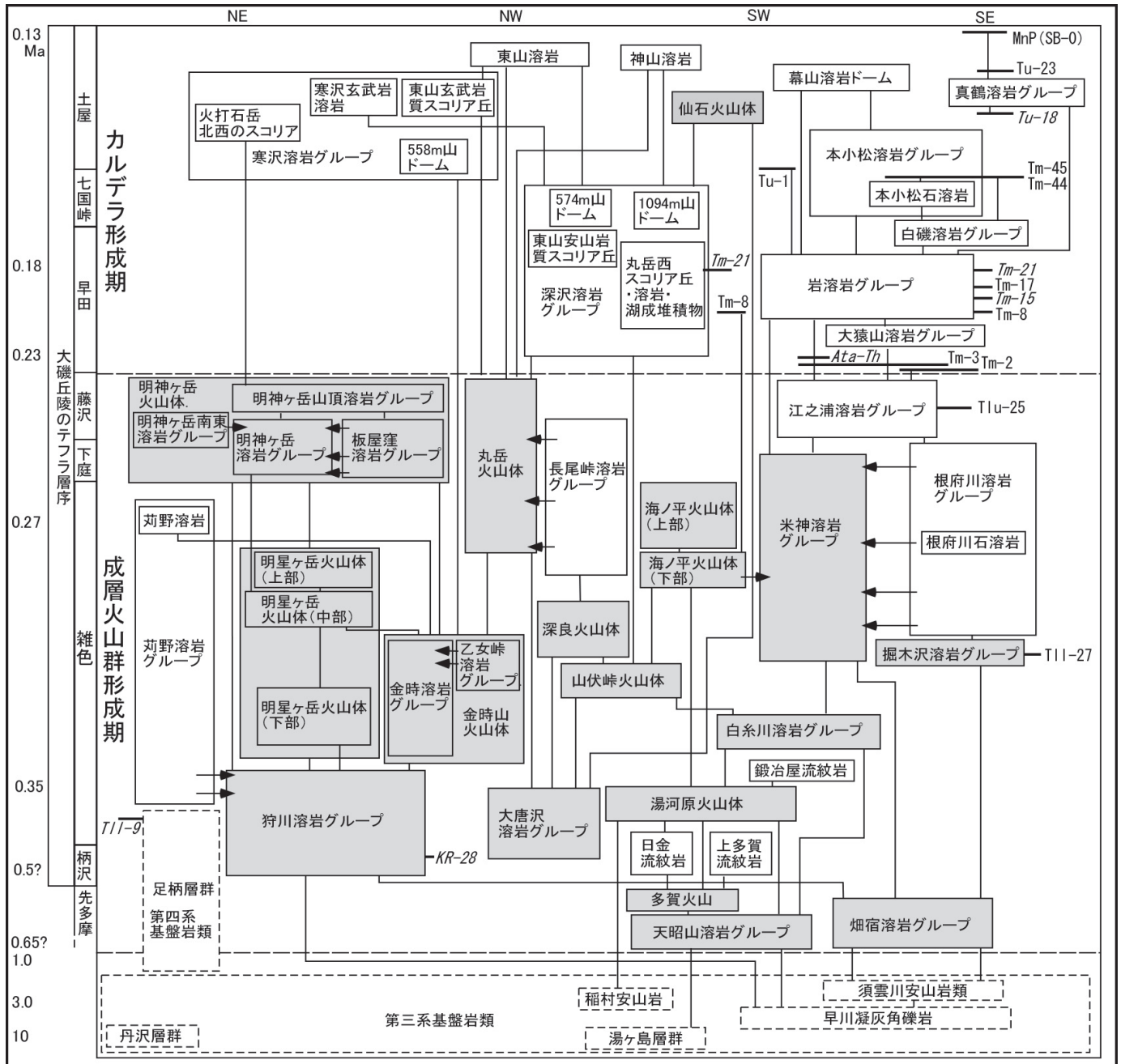


図 2. 外輪山期のブロック図.

大磯丘陵のテフラ層序の区分は上杉 (1976)、関東第四紀研究会 (1987) のものを使用した。箱根火山地域における各テフラの同定は町田ほか (1974)、米澤ほか (1980, 1996)、上杉ほか (1985)、狩野ほか (1988)、袴田 (1991)、箱根団体研究グループ (1992, 未公表データ)、長井ほか (2006) による。

川溶岩グループと同時期の噴出物の可能性が高い。

足柄峠～狩川周辺、早川沿いなどの狩川溶岩グループの比較的上部の層準には無斑品質安山岩の溶岩やアグルチネートが点在する。これらは狩川溶岩グループとは岩質が異なるので、刈野溶岩グループ（長井・高橋, 2007）においての狩川溶岩グループを改称）として別に扱う。狩川溶岩グループは複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。

湯河原火山体は Kuno (1938a, 1950a) の湯河原火山にあたる。平田 (1999) によって箱根火山の一部である可能性が指摘されている。層位的にも天昭山溶岩グループを覆い、白糸川溶岩グループに覆われるため、箱根火山の外輪山噴出物に狭在している。また、一部が後に述べる鍛冶屋流紋岩に覆われている。玄武岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩、火山角礫岩の互層からなる。噴出中心は広河原付近とされている（久野, 1952）。ただし地形や岩脈の分布からみて、鞍掛山周辺にも噴出中心が存在した可能性がある。西斜面は比較的侵食が進んでいない地形をしているが、丹那断層（北伊豆断層）系の断層群によって形成された明瞭な断層変位地形が認められる（Kuno, 1936；松田, 1972；活断層研究会編, 1980）。

以上は比較的苦鉄質な火山活動による噴出物であるが、珪長質な活動も小規模ながらおこなわれた。多賀火山地域から湯河原火山地域には輝石デイサイト小噴出岩体（Kuno, 1938a, 1950a；久野, 1952）と呼ばれる伊豆山・上多賀・日金・軽井沢・鍛冶屋の流紋岩溶岩ドームが存在する。天昭山溶岩グループに挟在する流紋岩質の溶岩や岩脈（Kuno, 1950a, 1951；久野, 1952）、降下軽石層も同種の活動の一部と思われる。横浜地域でもこの時期に箱根起源の可能性のある流紋岩質軽石層（下倉田ガラパミ；関東第四紀研究会, 1974）が知られている。

これらの噴出年代は不明な点が多いが、先に触れたように天昭山溶岩グループは 0.65Ma 頃の噴出年代（平田, 1999）が得られている。また、天昭山溶岩グループを覆う多賀火山噴出物には $0.64 \pm 0.06\text{Ma}$ の K-Ar 年代が得られている（松本ほか, 1993）。畑宿溶岩グループも平田 (1999) に従い 0.65Ma 頃と考えるが、天昭山溶岩グループと比べて全岩化学組成が K_2O （図 4）や P_2O_5 に乏しく、やや異なるので、両者が同一の火山体であったかどうかは検討の余地がある。

狩川溶岩グループは塔之沢で畑宿溶岩グループを覆う。また、駿河小山では TII-9 (TE-5) テフラに対比されている火山灰層を覆う（狩野ほか, 1988）。さらに矢倉沢の狩川ぞいにおいて、狩川溶岩グループには大磯丘陵に分布する 柄沢ローム層の KR-28 テフラに対比されるガラス質火山灰層が狭在する（上杉ほか, 1985）。これらから狩川溶岩グループは 0.5 から 0.35Ma 頃にかけて形成されたとみられる。大唐沢溶岩グループも同時期のものである可能性が考えられる。上多賀・日金・鍛冶屋の流紋岩溶岩ドームの FT 年代はそれぞれ 0.51Ma, 0.57Ma, 0.39Ma（鈴木, 1970）である。これらのと較正 FT 年代はいまだ得られていないので、おお

よそ 0.5 ～ 0.35Ma 頃と考えることにする。湯河原火山体は鍛冶屋流紋岩に覆われている。また北西部の鞍掛山や孫助山で 0.38 ± 0.02 , 0.26 ± 0.03 , $0.23 \pm 0.04\text{Ma}$ の K - Ar 年代が得られている（袴田ほか, 2005）。後二者は大気混入率が高めであり、上位の溶岩の年代よりも若い値である。ここでは湯河原火山体は 0.4 ～ 0.35Ma 頃に形成されたとする。

これらの岩石は主にソレイト質の玄武岩～玄武岩質安山岩からなり、 MgO に富み、カルクアルカリ系列の全岩化学組成を持つ安山岩やデイサイトを少量含む（図 4）。 SiO_2 変化図上では溶岩グループによって K_2O 量の異なる組成トレンドが見られる。畑宿溶岩グループは K_2O 量が最も低く、天昭山溶岩グループは中程度、狩川溶岩グループや大唐沢溶岩グループは高い（図 4）。デイサイト～流紋岩はいずれも溶岩グループにおいても Low-K 系列と Medium-K 系列（Gill, 1981）の境界付近の組成を持っている。

5. ステージ 2: 玄武岩～安山岩質成層火山群の形成 (0.35Ma ～ 0.27Ma)

金時山火山体は金時山を中心として、乙女峠～火打石岳のカルデラ縁と、その北～西側の斜面を構成している。Kuno (1938a, 1950a)、久野原著・箱根火山地質図再販委員会編（1972）で OS4 とされた火山体にほぼ

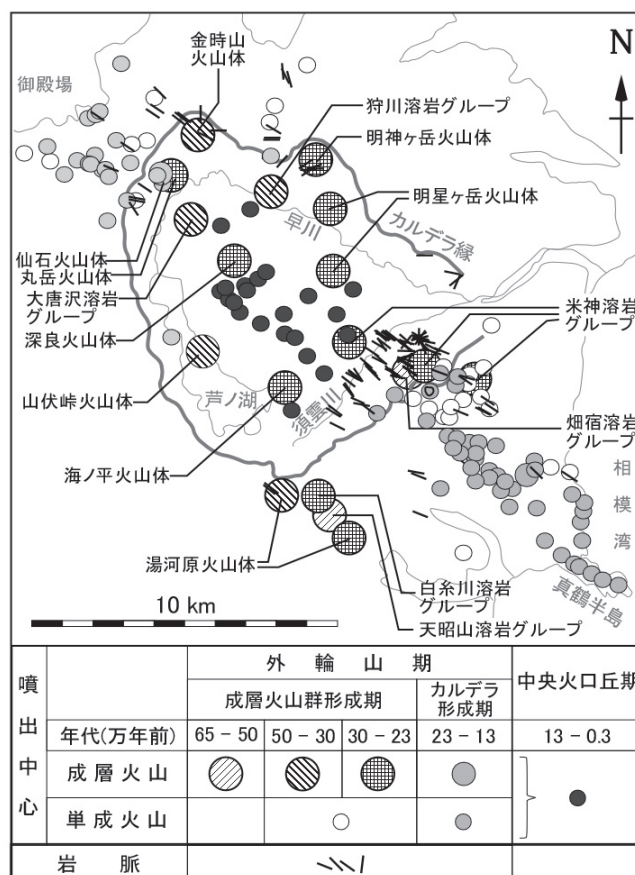


図 3. 噴出中心の分布。

噴出中心は火山原面や火山噴出物の走向・傾斜、放射状岩脈群や給源岩脈の分布、火口近傍相堆積物（火山弾を含む火山角礫岩やアグルチネート）の分布から推定した。単成火山の火砕丘の場合は、露出が断片的であるので、粗粒な火口近傍相堆積物が露出する場所を噴出中心とみなした。

相当する。深い谷が刻まれ、侵食がすすんでいる。噴出中心は放射状岩脈群の分布、火山岩類の傾斜方向などから金時山南方の貫入岩体付近 (図 3) とされている (Kuno, 1938a; 久野原著・箱根火山地質図再販委員会編, 1972)。主要部分を占める玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層を金時山溶岩グループとする。関本西方の明神ヶ岳山腹や明星ヶ岳のカルデラ縁中部には、玄武岩質の噴出物が存在する。狩川溶岩グループと明星ヶ岳火山体や荻野溶岩グループの一部の噴出物との間の層準にあたり、その全岩化学組成や岩質から金時山溶岩グループに対応する可能性がある。おそらく平山断層による変位と狩川の浸食により、金時山の本体と分離したものと思われる。金時山西山腹の金時山溶岩グループの上部層準には無斑晶質安山岩の溶岩やスコリア質火山角礫岩、粗粒降下スコリア層、凝灰角礫岩、同質の岩脈からなる乙女峠溶岩グループが狭在する。

明星ヶ岳火山体は明星ヶ岳から塔ノ峰にかけてのカルデラ縁の稜線と、東側の山腹を構成する侵食の進んだ成層火山体である。下部は厚い安山岩質溶岩主体で、中部は安山岩～玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層、上部は薄い玄武岩～安山岩質溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層を主体としている。火山岩類の傾斜方向から、噴出中心はカルデラ内にあったと考えられるが、パン皮状の火山弾を含む火山角礫岩の分布からみて、上部の噴出中心の一部は明星ヶ岳西方の宮城野付近にあったと思われる (図 3)。狩川溶岩グループや金時山溶岩グループ、荻野溶岩グループの一部を覆っている。白糸川溶岩グループは久野 (1938b) の O_{12} にほぼ対応する噴出物で、苦鉄質斑晶に富む厚い安山岩質の溶岩を主体とする。根府川西方の白糸川周辺、新崎川から大観山にかけての中腹の斜面、孫助山や岩戸山の山頂部、芦ノ湖西岸のカルデラ壁の下部に分布する。天昭山溶岩グループや湯河原火山体を覆う。

山伏峠火山体は湖尻から海ノ平にかけてのカルデラ縁とその西側斜面を構成する玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩の互層からなる成層火山である。火山岩類の傾斜や粗粒な降下スコリア層、スコリア質火山角礫岩層の分布から噴出中心は芦ノ湖付近と思われる。白糸川溶岩グループを覆っていると考えられる。

深良火山体は湖尻峠と長尾峠の間のカルデラ縁及びその西方斜面と三国山の山頂部を構成し、玄武岩質安山岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層からなる。火山岩類の傾斜から噴出中心は山伏峠火山体よりも北寄りの湖尻東方付近にあったと思われる。堀木沢溶岩グループは二ノ戸沢～猿沢間で須雲川安山岩類や狩川グループの溶岩や凝灰角礫岩を覆う安山岩～デイサイト質の厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層で、最下部には溶岩に直接覆われる降下テフラ層 (平田, 1997) が認められる。これは箱根団体研究グループにより大磯丘陵の雑色ローム層期の TII-27 などのテフラに対比される可能性が指摘されている (箱根団体研究グループ, 2000, 私信)。

袴田ほか (2005) は金時山山頂部の岩脈について $0.20 \pm 0.02\text{Ma}$ 、南足柄市荻野で金時山溶岩グループの一

部を覆うと考えられる荻野溶岩グループに属する溶岩について $0.26 \pm 0.01\text{Ma}$ の K-Ar 年代を得ている。前者は一般に変質を受けやすい火山体中心部に位置する岩脈であり、かつ大気混入率が高いなどの点で信頼性が劣ると考えられる。袴田ほか (2005) で南部カルデラ壁の天閣台や孫助山山頂の安山岩類から 0.34 ± 0.01 , $0.32 \pm 0.02\text{Ma}$ の K-Ar 年代を得ているが、その岩石の全岩化学組成や岩質からみて白糸川溶岩グループの溶岩に対しての測定値と考えられる。

以上から、金時山火山体は 0.35Ma 頃から 0.3Ma 頃にかけて、白糸川溶岩グループは 0.33 から 0.3Ma 頃に、堀木沢溶岩グループはテフラの対比により 0.3Ma 頃に形成されたと考えられる。荻野溶岩グループの一部は 0.27Ma 頃まで活動を続けたとみられる。

明星ヶ岳火山体は侵食が進んでおり、下部が白糸川溶岩グループに対比可能な安山岩で構成されていることから 0.3Ma 頃に形成されたと考えられる。山伏峠及び深良火山体はやや侵食の程度が小さいので $0.3\text{Ma} \sim 0.27\text{Ma}$ 頃に相次いで形成された可能性がある。

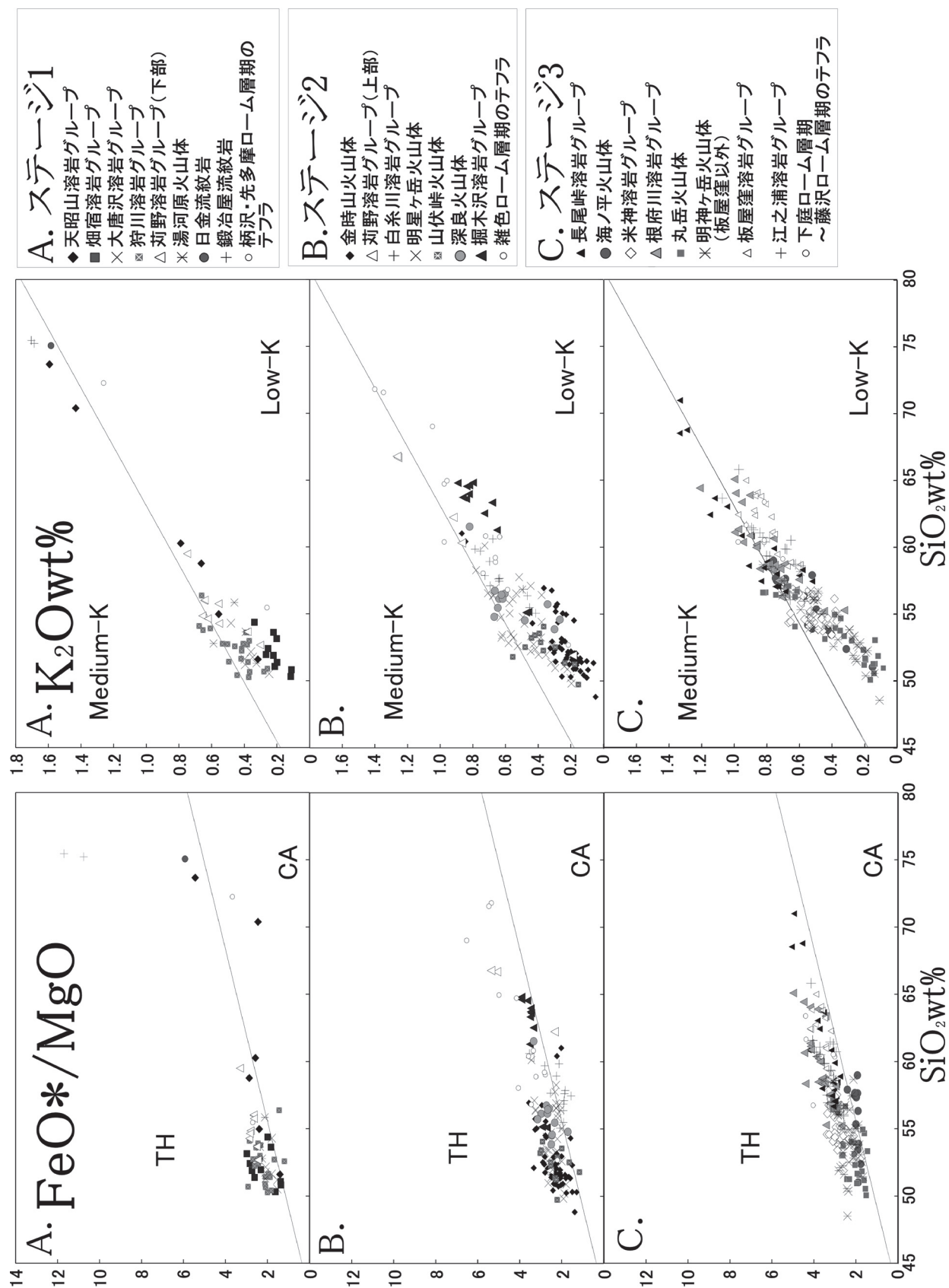
このステージは雑色ローム期に当たり、安山岩～デイサイト質の降下テフラは、その全岩化学組成からこれらの火山群から噴出したと考えられる (図 4)。

これらの岩石は主にソレアイト質の玄武岩～安山岩からなるが、白糸川溶岩グループや明星ヶ岳火山体の下部ではカルクアルカリ系列の安山岩が主体となっている (図 4)。 K_2O 図でみると、金時山溶岩グループは K_2O に最も乏しく、明星ヶ岳や山伏峠溶岩グループはやや富む傾向にある (図 4)。安山岩～流紋岩ではいずれの溶岩グループにおいてもやや高く、Low-K 系列と Medium-K 系列の境界付近の組成を持っているが、金時山の乙女峠溶岩グループと堀木沢溶岩グループはほかに比べて K_2O に乏しい特徴がある。

6. ステージ 3：安山岩質成層火山群・独立単成火山群の形成 ($0.27\text{Ma} \sim 0.23\text{Ma}$)

北西地域の丸岳火山体は安山岩～玄武岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩互層を主体とする成層火山である。金時山火山体や深良火山体を覆う。火山岩類の傾斜方向からその噴出中心は丸岳の南東にあったと思われる (図 3)。丸岳火山体下部では安山岩が卓越し、上部では玄武岩が卓越する。深良火山体を覆い、丸岳火山体に狭在している無斑晶質安山岩～デイサイトの溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグランチネートを長尾峠溶岩グループとする。長尾峠溶岩グループは複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。

北東地域の明神ヶ岳火山体は玄武岩～安山岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩・降下スコリア層の互層を主体とする成層火山である。金時山火山体や明星ヶ岳火山体に刻まれた深い谷を埋めるように溶岩が流下している。噴出中心は明神ヶ岳山頂付近にあったと思われ、パン皮状の火山弾を含む火山角礫岩が存在する。下部では安山岩、中部では玄武岩や苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩が卓越し、上部は玄武岩からなる。また、下部～中部



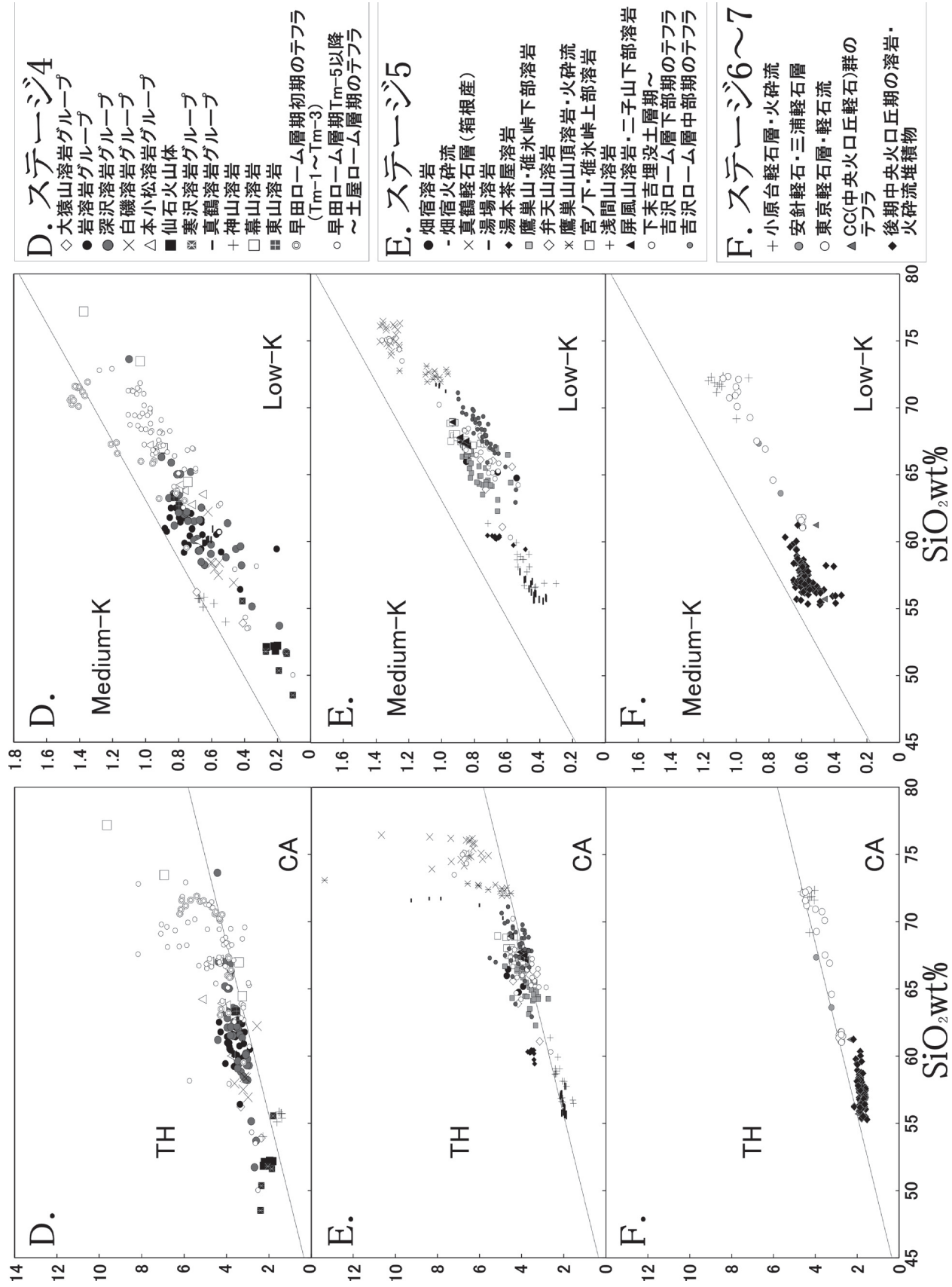


図4. 各ステージの全岩化学組成の特徴. FeO^*/MgO 比と K_2O 比についての SiO_2 変化図をあげた. TH はソレアイト系列, CA はカルクアルカリ系列の領域 (Miyashiro, 1974). Low-K, Medium-K は Gill (1981) による領域を基盤質側および珉長質側に延長したもの. 全体の傾向として, SiO_2 量は時代とともに増加し, K_2O 量は減少する傾向がある. ソレアイト質な岩石が多いが, ほとんどの時期でカルクアルカリ質な岩石も出現している. 8 万年前以降はカルクアルカリ質な岩石からなり, K_2O 量が増加するようになってきている. 最近 6 万年間は SiO_2 量が減少し, カルクアルカリ質な岩石のみからなる.

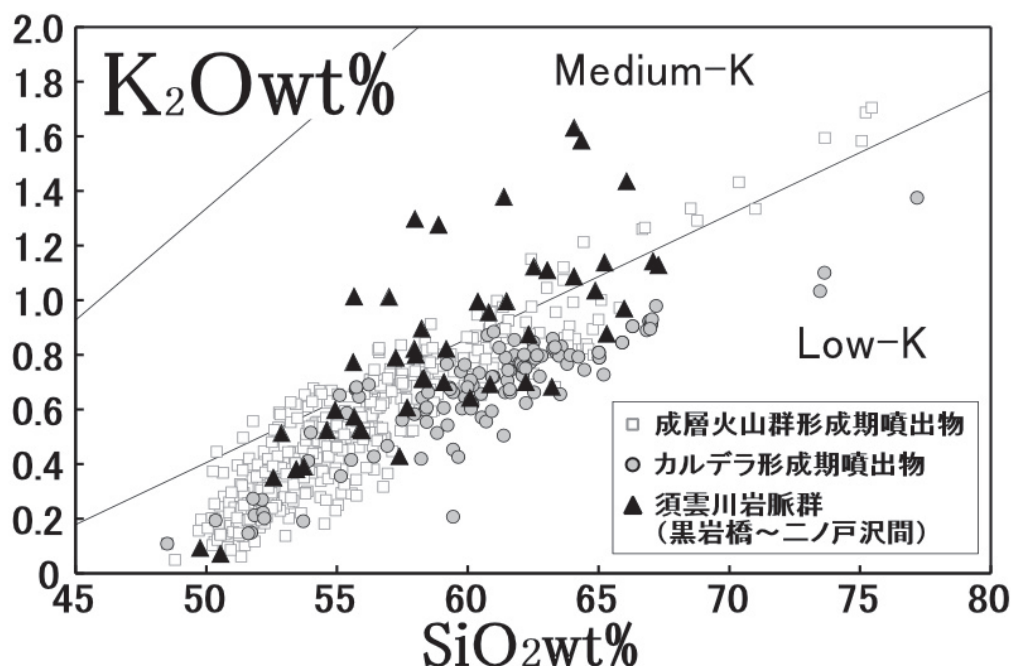


図 5. 須雲川地域に産出する岩脈の SiO_2 - K_2O 変化図。
既知の外輪山噴出物の範囲よりもさらに K_2O に富む, Medium-K 系列相当の岩脈が認められる。

には斑晶に乏しい安山岩～デイサイト質溶岩や粗粒降下スコリア層が狭在する。これを板屋窪溶岩グループと呼ぶことにする。明神ヶ岳火山体は平山断層や和留沢断層によって変位している。

南東地域の白銀山では玄武岩質安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる米神溶岩グループが主体となっている。スコリア質火山角礫岩やアグルチネート、同質の平行岩脈群の分布から、米神溶岩グループの下部では須雲川の北側に、上部では聖岳付近から白銀山にかけての位置に複数の噴出中心が分布していると考えられる。丸岳火山体と長尾峠溶岩グループの関係と同様に、無斑晶質安山岩～デイサイト質の溶岩や火山弾を含む火山角礫岩層、アグルチネート、降下スコリア層、同質の岩脈からなる根府川溶岩グループが米神溶岩グループの間の数層準に狭在する。構成する溶岩流のひとつである根府川石溶岩は、雑色ローム層上部の TII-41, 42 などに対比されるテフラ群に挟まれている（安野ほか, 1998; 長井ほか, 2006）。根府川溶岩グループも複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。江之浦溶岩グループは米神溶岩グループ、根府川溶岩グループを覆う厚い安山岩～デイサイト質の溶岩、カリフラワー状の火山弾を含むスコリア質凝灰角礫岩・火山角礫岩などからなる（長井ほか, 2006）。江之浦溶岩グループでは下部よりも上部のほうが珪長質な傾向がある。真鶴町大猿山南方の採石場では、下部の溶岩が藤沢ローム層期の Tlu-25 テフラに覆われている（長井ほか, 2006）。米澤ほか（1996）により、早田ローム層期の Tm-3、ベージュタフ I などのテフラに覆われるとされた溶岩は、江之浦溶岩グループ上部のデイサイト質溶岩であり、伊藤（2000）によって $0.21 \pm 0.02\text{Ma}$ の K-Ar 年代が得られている。また、ベージュ

タフ I は阿多鳥浜火山灰に同定されている（鈴木・早津, 1991）。阿多鳥浜火山灰に対しては $0.24 \pm 0.04\text{Ma}$ の較正 FT 年代が得られている（檀原, 1995）。

須雲川沿いのカルデラ壁や猿沢、白糸川、新崎川の谷沿いには北西 - 南東方向の平行岩脈群が露出する（Kuno, 1964）。これらはさまざまな岩質からなるが、米神、江之浦や根府川溶岩グループに相当する化学組成をもつものが多い。また、それらの岩脈が畑宿溶岩グループや天昭山溶岩グループに相当する岩脈を切っている箇所もみられる。そのほかに貫入関係からこの時期の岩脈群としての可能性が高いものに、medium-K 系列相当の化学組成を持つ平行岩脈があげられる。

西部地域の海ノ平火山体は海ノ平や大観山の斜面を形成している。噴出中心は芦ノ湖南部付近とみられる。下部は苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩、上部は玄武岩質のやや厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる。苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩質溶岩は久野（1938b）の O13, O14; 長井ほか（2006）の箱根峠溶岩グループにはほぼ相当し、南東側の白銀山地域にも流下し、米神溶岩グループ中に挟在している。箱根峠付近には丹那断層（北伊豆断層）系の断層群により、北北西 - 南南東方向の雁行する左ずれ断層群、それらに直交ないし斜交する東西ないし北西 - 南東方向の右ずれ断層群による断層変位地形が発達する（松田, 1972; 活断層研究会編, 1980 など）。芦ノ湖の南東縁を限る北北東 - 南南西走向の箱根町断層は丹那断層のカルデラ内への延長に当たる。

米神溶岩グループは白糸川溶岩グループや堀木沢溶岩グループを覆う。米神溶岩グループに狭在する根府川溶岩グループの一部の溶岩は雑色ローム期のテフラには含まれることから、 $0.3\text{Ma} \sim 0.25\text{Ma}$ 頃に形成されたと考えられる。

米神溶岩グループを覆う江之浦溶岩グループは藤沢ローム層期にあたること、上部の溶岩が早田ローム層期のテフラに覆われること、さらに K-Ar 年代から、0.25 ~ 0.23Ma 頃に形成されたと考えられる。海ノ平火山体は江之浦溶岩グループに覆われる米神溶岩グループに挟在し、江之浦溶岩グループに覆われることから 0.27Ma 前後に形成されたと考えられる。

丸岳火山体と長尾峠溶岩グループは深良火山体を覆い、深沢および寒沢溶岩グループに覆われる。明神ヶ岳火山体は金時山火山体や明星ヶ岳火山体を侵食間隙をはさんで覆う。これらは 0.27 ~ 0.23Ma 頃に形成されたと考えられる。

このステージは下庭ローム期～藤沢ローム期初期にあたり、安山岩～デイサイト質の降下テフラは、その全岩化学組成からこれらの火山群から噴出したと考えられる(図 4)。

これらの岩石は主にソレアイト質の安山岩～玄武岩からなるが、海ノ平火山体や明神ヶ岳火山体の一部ではカルクアルカリ系列の組成を持つ安山岩が多く含まれる(図 4)。また、長尾峠溶岩グループや根府川溶岩グループ、板屋窪溶岩グループの無斑晶質の安山岩は玄武岩～安山岩に比べて FeO* に富み、Al₂O₃ に乏しい。K₂O (図 4) でみると、このステージでは全体として玄武岩では K₂O 量がやや低い、安山岩～流紋岩では引き続き Low-K 系列と Medium-K 系列の境界付近の組成を持っている。

7. ステージ 4: カルデラおよび独立単成火山群形成期 (0.23Ma ~ 0.13Ma)

このステージは町田 (1977) による古期カルデラ形成期にほぼ相当する。南東部の真鶴町の大猿山や新島海岸などでは江之浦溶岩グループを安山岩～デイサイト質の厚い降下テフラ層や軽石質凝灰角礫岩が覆っている。これらのテフラの一部は大磯丘陵の藤沢～早田ローム層期の Tlu-25 や Tm-2、Tm-3、Tm-8 などに対比されている(米澤ほか, 1980; 箱根団体研究グループ, 1996; 長井ほか, 2006)。さらにその上位に薄い玄武岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層が覆っている。聖岳付近にも江之浦溶岩グループを覆う玄武岩～安山岩質溶岩が点在している。これらを総称して大猿山溶岩グループとする。大猿山溶岩グループは小型の成層火山や単成火山で構成される火山群を形成していたと考えられる。

大猿山溶岩グループを覆い、岩海岸、吉浜海岸から白銀山にかけて無斑晶質安山岩～デイサイト質のアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層が分布している。これを岩溶岩グループと呼ぶ。Kuno (1938b) の O₁₈ 溶岩の大部分がこのグループに対応する。久野 (1952) で潜在円頂丘とされた聖岳の山体のうち、山頂部を構成する安山岩溶岩も全岩化学組成や岩質からこの溶岩グループに属すると考えられる。これらはスコリア丘火山からなる単成火山群を構成していたと考えられ、給源岩脈が見られる場合がある。岩溶岩グループの間には Tm-15 や Tm-17 などの早田ローム層期の降

下テフラが挟在している(米澤ほか, 1980; 長井ほか, 2006)。

真鶴町の白磯海岸から星ヶ山にかけての地域には数枚の安山岩質溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグルチネート、降下スコリア、凝灰角礫岩からなる白磯溶岩グループが岩溶岩グループを覆って分布する。その上位にはデイサイト～流紋岩質の厚い溶岩、アグルチネート、同質の岩脈から構成される本小松溶岩グループが覆っている。久野 (1952; 1972) において、Kuno (1938b) の O₂₀ 溶岩の流出口とされた星ヶ山は、この溶岩グループのデイサイト質溶岩で構成される。白磯溶岩グループや本小松溶岩グループを覆うテフラの一部は大磯丘陵の七国峠ローム層期の Tm-41 や Tm-44 (TAI-2)、Tm-45 火砕流などのテフラに対比されている(箱根団体研究グループ, 1992)。さらに上位の真鶴溶岩グループの真鶴岬溶岩は厚い一枚の安山岩質溶岩からなるが、北西～南東方向に配列した火口から同時に流出した溶岩ドーム群の形態をしている(箱根団体研究グループ, 1992)。真鶴溶岩グループの下位のテフラは大磯丘陵の土屋ローム層期の Tu-18 (TAu-4) など、上位のテフラは Tu-29 や SB-0 (TAu-12) などのテフラに対比されている(町田ほか, 1974; 米澤ほか, 1980; 箱根団体研究グループ, 1992)。これらのグループはいずれも単成火山群を構成していたと考えられる。

幕山溶岩は Kuno (1938a, 1950a)、久野 (1952) の OS₃ であり、デイサイト質部分と流紋岩質部分が縞模様を作る溶岩ドームである。流紋岩質部分は石英斑晶に富む特徴があり、土屋ローム期上部の降下テフラの一部と類似している。一方デイサイト質部分は本小松溶岩グループのデイサイトに類似している。

北西地域では丸岳火山体を覆う深沢溶岩グループがみられる、これは無斑晶質安山岩～流紋岩質のアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層、溶岩、凝灰角礫岩、同質の岩脈から構成される。丸岳西方のスコリア丘火山(袴田, 1991)や御殿場市の東山採石場の安山岩質アグルチネート(袴田, 1990)、574m 標高点や 1094m 三角点の山体を構成する溶岩ドーム(ともに Kuno, 1938a の OS₅ の一部)などが含まれる。三國山東方や丸岳東方のカルデラ壁にも同質のスコリア質火山角礫岩や溶岩が存在する。丸岳西方でスコリア質火山角礫岩と溶岩流の間に挟在する湖沼堆積物には多摩 B ローム層期の TB-9 (早田ローム層期の Tm-21) に対比されるテフラが含まれている(袴田, 1991)。

深沢溶岩グループとは別に、玄武岩や MgO に富む安山岩質の溶岩や火山弾を含むスコリア質火山角礫岩も存在する。これらを総称して寒沢溶岩グループとする。東山の採石場の玄武岩質火砕丘や 558m 山溶岩ドーム(Kuno, 1938a の OS₅ の一部)が含まれる。御殿場市の寒沢で一部の玄武岩質溶岩が深沢溶岩グループを覆うことから、深沢溶岩グループよりも新しい可能性が高い。寒沢溶岩グループは単成火山群を形成していたと考えられる。

丸岳東方のカルデラ壁には、カルデラ内へ傾斜する薄い玄武岩溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層が露出す

る。これを仙石火山体と呼ぶ。直下の深沢溶岩グループの噴出物とともに大唐沢溶岩グループをアバットしており、カルデラ壁成立後に形成された小規模な成層火山体と思われる。

東山採石場で深沢溶岩グループや寒沢溶岩グループの火山体を覆う厚い安山岩質溶岩を東山溶岩と呼ぶことにする。東山溶岩は比較的明瞭な溶岩地形を保っており、中腹の海拔 800m 付近から流出したと思われる。

長尾峠西方の海拔 960m の山体は MgO に富む無斑晶質安山岩の溶岩ドーム (Kuno, 1938a の OS₅ の一部) であり、ここから西麓の神山にかけて比較的明瞭な溶岩地形をもつ厚い溶岩が流下している。これを神山溶岩と呼ぶ。神山溶岩は深沢溶岩グループの一部を覆っている。

北東部や南西部の地域には現在のところこのステージの溶岩や火砕丘の堆積物は認められない。南西山麓の三

島周辺にはカルデラ形成に関係した可能性が高い、軽石質火砕流堆積物が分布している。小林・小山 (1996) はこの時期の火砕流堆積物として函南火砕流と TB-1 火砕流堆積物を記載したが、さらに多くの火砕流堆積物が存在する (長井・由井, 未公表データ)。いずれも断片的に露出していることから、地質図では東京軽石流 (TPH) 堆積物と一括して表示している。北東側の斜面では、この時期の軽石質火砕流堆積物はまだ発見されていない。北東部の外輪山では深い谷が発達しているためテフラが残存できない、あるいは東京軽石流や酒匂平野の堆積物が厚く堆積しているため、その下に埋没している、ということがその理由であろう。しかし箱根火山の中心から北東へ 20km 程離れた大磯丘陵ではこの時期の大規模な降下テフラや軽石質火砕流堆積物が認められる (町田, 1971; 町田ほか, 1974; 上杉, 1976)。早田ローム期~土屋ローム層 (多摩 C 上部~多摩 A 上部)

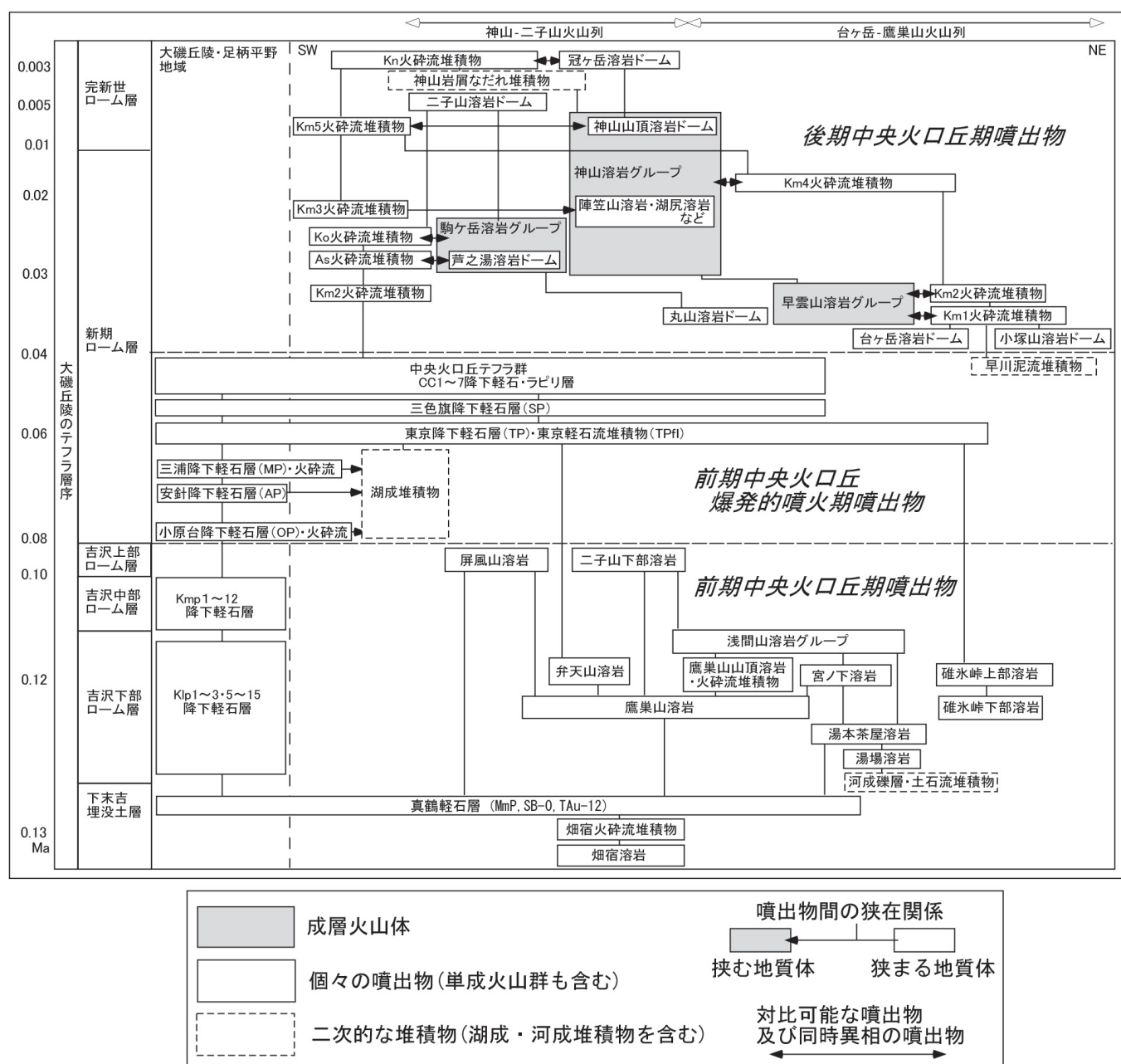


図 6. 中央火口丘期のブロック図。大磯丘陵のテフラ層序の区分は関東第四紀研究会 (1987) のものを使用した。箱根火山地域におけるテフラの層序は町田ほか (1974), 袴田 (1986), 小林 (1999), 高橋ほか (2006) による。

期には多数のデイサイト～流紋岩質のプリニー式降下テフラ層が大磯丘陵に降下したが、それらのうち Tm-2 (TCu-1)、Tm-3 (TCu-2)、Tm-8 (TB-1)、Tm-18 (TB-7)、Tm-31 (TB-12)、Tm-50 (TA 1 -3)、Tu-1 (TA m - 1)、Tu-7 (TA m - 4)、Tu-8 (TA m -5)、Tu-16 (TAu-2)、Tu-17 (TAu-3) は比較的規模が大きい。大磯丘陵での層厚やいくつかの降下テフラで作成されている等層厚線図(町田ほか, 1974)を元に検討すると、これらの $1 \sim 5\text{km}^3\text{DRE}$ 程度の体積を持つと考えられる。火砕流堆積物は Tm-2 (TCu-1)、Tm-33 (TB-13)、Tm-45、Tu-1 (TAu-1) に伴って分布している。これらの現在の分布は断片的であるため、噴出量の見積もりが難しいが、層厚や分布範囲からみて、規模が大きいものでも TPfI と同程度の噴出量 ($5\sim 10\text{km}^3\text{DRE}$ 程度) であろう。

久野(1953)は古期カルデラを噴出物を伴わない陥没によって形成されるグレンコー型とした。また、活動期間が長く続いたために直径が小さかったカルデラが侵食によってしだいに拡大し、現在の大きさになったと考えていた(Kuno *et al.*, 1970)。町田(1977)は比較的規模の大きいテフラの噴出とカルデラ陥没を結びつけ、古期カルデラもクラカトア型であるとした。古期カルデラ形成期最初のテフラは TCu-1 (Tm-2) としたが、これ以降のテフラも南東や北西の山腹で溶岩やアグルチネートなどに覆われており、火山体の建設がその後も続いていたことになる。しかしそれらの形成した火山体は単成火山やごく小型の成層火山であり、このころ成層火山の形成期が終わり、カルデラ形成期に入ったとする町田の見解は基本的には正しいと思われる。

これまで、「古期カルデラ」内の堆積物で時代が決定している最古のものは約 0.13Ma 前の真鶴軽石層である(町田ほか, 1974; 高橋ほか, 2006)。しかし深沢グループの溶岩やスコリア丘がカルデラ内に分布すること、大磯丘陵において早田ローム層上部の安山岩質テフラ群が卓越する層準に、淡水性の底生珪藻化石を大量に含む数枚の火山豆石層が存在する(相原ほか, 1995)ことからみて、少なくともカルデラの北部や西部の部分については 0.18Ma 頃までの間に現在の輪郭に近い場所まで凹地として存在し、一部には湖水をたたえていたことが推定される。カルデラの大きさと噴出量の相関に関する経験則(Sato and Taniguchi, 1997)や、TP 噴火の火道と考えられている強羅カルデラ(萬年, 2006 など)の大きさからみると、カルデラ期のテフラ程度の規模の噴火によって直径 10km ほどのカルデラが生じたとは考えにくい。むしろ数回の TP と同規模の噴火によってそれぞれ小型のカルデラが隣り合うように形成され、見かけ上大きなひとつのカルデラが形成されたと考えられるべきであろう。重力探査の結果(たとえば、地質調査所, 1982)もカルデラ内に複数の小型の低密度領域が存在することを示している。カルデラ内に、外輪山期のものとおもわれる噴出物が露出する場所があるが、これらは小カルデラ群の形成の際に破壊を免れた外輪山山体の高まりかもしれない。

南東部の年代についてはテフラとの層位関係と K-Ar 年代より、早田ローム層初期のテフラに狭在する大猿

山グループが 0.23Ma ごろ、早田ローム層中部～上部のテフラと同時期に形成された岩溶岩グループが 0.22 ～ 0.18Ma ごろ、七国峠ローム層～土屋ローム層期のテフラと同時期に形成された白磯溶岩グループや本小松溶岩グループが 0.18 ～ 0.15Ma ごろ、土屋ローム層後期のテフラと同時期に形成された真鶴グループと幕山溶岩は 0.15 ～ 0.14Ma 頃に形成されたと考えられる。

北西部では深沢溶岩グループは層相、岩質、の点で岩溶岩グループおよび本小松石溶岩グループの一部に対応している。テフラ層位の点からみても、少なくとも一部の溶岩・火砕岩は早田ローム層中期～後期に形成されたと考えられ、同時期に活動している。袴田ほか(2005)の K-Ar 年代では丸岳西方で $0.26 \pm 0.01\text{Ma}$ の値が得られているが、テフラ層位から見るとやや古い値である。ここでは深沢溶岩グループは 0.22 ～ 0.18Ma、寒沢溶岩グループや仙石火山体は 0.18Ma ～ 0.13Ma の間に形成されたと考えることにする。なお、袴田ほか(2005)は東山採石場で採集した安山岩から $0.11 \pm 0.01\text{Ma}$ の K-Ar 年代を得ている。

これらの岩石は主に FeO^* に富むソレライト質の安山岩～流紋岩からなる(図 4)。寒沢溶岩グループの一部や神山溶岩では MgO に富み、カルクアルカリ系列の全岩化学組成を持つ安山岩からなっている(図 4)。

K_2O 図(図 4)でみると、これまでのステージに比べて K_2O に乏しい傾向がある。特にデイサイト～流紋岩で顕著である。大磯丘陵に分布する安山岩～流紋岩質のテフラは、火山体よりも SiO_2 に富む傾向があるが、組成トレンドの延長に位置することから、共通のプロセスによって生成したマグマに由来する可能性が高い(図 4)。ただし、早田ローム層初期の Tm-1 ～ Tm-3 は K_2O に富み、前のステージと同様の特徴を持っている。これ以後のテフラから K_2O 量が明瞭に減少しており、カルデラ形成期はいつから珪長質なマグマの生成プロセスは大きく変化したと考えられる。

8. ステージ 5: 前期中央火口丘形成期 (0.13Ma ～ 0.08Ma)

この時期は従来の新期外輪山に当たる、前期中央火口丘の火山体が形成された。これまでもカルデラ壁より内側で噴出した火山体は存在したが、同時期にカルデラ外側での噴出も続いていた。しかし 0.13Ma 頃からは火山活動がカルデラ壁の内側にほぼ限定されるようになる。

前期中央火口丘は全体として台地状の火山体を構成し、周辺は早川や須雲川、蛇骨川に面する急な崖になっている。屏風山の基底や須雲川沿いの斜面下部、蛇骨川の谷沿いでは点々と玄武岩～安山岩質の溶岩が分布している。これらの詳しい層序は不明であるが、化学組成上、外輪山期の噴出物にあたると思われる。前期中央火口丘の基底の形状は凹凸に富んでいることを示唆している。

0.13Ma 頃にカルデラ南東部に厚い畑宿デイサイト溶岩と畑宿流紋岩質火砕流が噴出した(図 6)。それらの上位にはアグルチネートや黒曜石の岩片を大量に含む降下軽石層がある。これは真鶴軽石層(MnP)に対比される。MnP は大磯丘陵の下末吉埋没土壌期のテフラ

である TAU-12 (SB-0) に対比されており、南東方に分布主軸を持つ比較的大規模な流紋岩質降下テフラである(町田ほか, 1974)。カルデラ内ではほかに須雲川上流の黒岩橋や猿沢などに分布する。

厚い斑状苦鉄質安山岩質溶岩の湯場溶岩と、その上位の斑晶に乏しい安山岩質の湯本茶屋溶岩は、箱根湯本周辺から早川に沿って入生田付近まで分布している。西方の畑宿から鷹巣山付近には、真鶴降下軽石を覆って数枚以上のデイサイト質溶岩と凝灰角礫岩からなる鷹巣山溶岩が分布している。碓氷峠地域の碓氷峠下部溶岩も組成的に類似することから、この時期に噴出したと思われる。浅間山地域において鷹巣山溶岩を覆う宮ノ下溶岩は、厚い無斑晶質デイサイトで、東方に連続して箱根湯本から入生田付近にかけての段丘状地形の最上部を構成する。碓氷峠上部溶岩も厚い無斑晶質デイサイト溶岩からなり、化学組成的に類似することから、これらと同時期に噴出したと思われる。碓氷峠上部溶岩の K-Ar 年代は $0.12 \pm 0.01\text{Ma}$ である(袴田ほか, 2005)。

鷹巣山山頂部は流紋岩質の鷹巣山山頂溶岩ドーム・火砕流堆積物からなる。芦之湯東方には、黒曜石を伴う厚いデイサイト質溶岩の弁天山溶岩が分布する。これらを覆って苦鉄質な斑状安山岩質溶岩からなる浅間山溶岩グループが分布している。地形から見て、浅間山溶岩グループは、鷹巣山西方と浅間山周辺の二つ以上の噴出中心から供給されたとみられる。二子山下部溶岩と屏風山溶岩は浅間山溶岩を覆う無斑晶質デイサイトである。屏風山溶岩は厚い一枚の溶岩からなる台地状の山体であるが、屏風山山頂付近から噴出し、須雲川に沿って甘酒茶屋付近まで流下したとおもわれる。屏風山溶岩の K-Ar 年代は $0.08 \pm 0.01\text{Ma}$ である(袴田ほか, 2005)。

この時期は吉沢ローム層期にあたり、箱根火山起源のデイサイト質降下テフラが大磯丘陵や伊豆半島北部に確認されている。これらは爆発的なプリニー式噴火によってもたらされたものである(町田, 1971; 小山・早川・新井, 1995 など)。K₂O 量にやや乏しくソレアイト系列に属するという全岩化学組成上の特徴において、前期中央火口丘期の火山体は吉沢ローム層下部テフラ群(Klp)と類似しており、同時期の噴出物と思われる(図4)。このことは、K-Ar 年代とも矛盾しない。最上位の 0.08Ma の K-Ar 年代を有する屏風山溶岩については、K₂O 量に乏しい吉沢ローム層中部テフラ群(Kmp)に類似した全岩化学組成を示さず、やや K₂O 量に富むので、吉沢ローム層中部テフラ群の末期ないし吉沢ローム層上部期(Kup)に噴出した可能性が強い。

また、カルデラ壁に点々と分布している軽石質火砕流堆積物には、吉沢ローム層下部もしくは中部のテフラに対比可能な堆積物も含まれる。詳細な対比はここでは述べないが、この時期のプリニー式噴火も火砕流の発生を伴っていたが、規模が小さくてカルデラ壁を超えることができなかったのであろう。

9. ステージ 6: 爆発的噴火期 (0.08Ma ~ 0.04Ma)

この時期はこれまでの新期カルデラ期および中央火口丘期の一部にあたる。爆発的なプリニー式噴火を繰り返

すことで、大磯丘陵や伊豆半島北部に分布している流紋岩質～安山岩質の降下テフラ小原台軽石層 OP、Da-5 テフラ、安針軽石層 AP、三浦軽石層 MP、東京軽石層 TP、三色旗軽石層 SP、中央火口丘軽石群 CC1 ~ 5 など)を噴出した(町田, 1971; 町田ほか, 1974; 小林・小山, 1996)。これらのうち小原台軽石層、三浦軽石層、東京軽石層には軽石質～スコリア質の火砕流堆積物が伴われる。 0.06Ma の東京軽石層の噴火が最も規模が大きかったと考えられている。地質図(図1)の火砕流堆積物の大部分は東京軽石層に伴う東京軽石流堆積物(TPfl)からなる。この噴火では流紋岩質～デイサイト質降下軽石、デイサイト質の軽石質火砕流、安山岩質のスコリア流がこの順に噴出した(新井, 1972; 袴田, 1993 など)。萬年(2006)は、重力データや温泉ボーリングコアを再検討した結果、カルデラ内北東部に広範囲に分布する負重力異常地域とその地下を埋積する火道凝灰角礫岩を見出したが、これを TP 噴火によって形成された地下に伏在する長径 2 km 程度の小型の濁川型カルデラおよびそれを充填する物質と考え、このカルデラを「強羅カルデラ」と名づけている。

0.06Ma ~ 0.04Ma の間には軽石ないしスコリアからなる SP、CC1 ~ 7 などの降下テフラ群が噴出した。風化が著しいため、これらの化学組成はごく一部を除き明らかでないが、後期中央火口丘溶岩と類似する苦鉄質安山岩質のものが多いとされている。この時期に噴出した可能性が高い溶岩として、カルデラ内のボーリングコアから $0.07 \pm 0.01\text{Ma}$ の年代を有する安山岩が得られている(袴田ほか, 2005)。また、次に述べる早川泥流には類似の安山岩礫が大量に含まれている。小林(1999)は、この時期に形成したと考えられる火山体を先神山火山体と呼んだが、溶岩などからなる大規模な火山体がこの時期に存在したという積極的証拠は今のところ得られていない。

このステージの噴出物は流紋岩質、デイサイト質、安山岩質と幅広い化学組成を示すが、K₂O 量にやや富み、すべてカルクアルカリ系列に属する(図4)。

10. ステージ 7: 後期中央火口形成期 (0.04Ma 以降)

従来の中央火口丘期の後半にあたる。苦鉄質の安山岩質の溶岩ドームや厚い溶岩流、火砕流からなる小型の成層火山や溶岩ドームが形成したが、プリニー式噴火が起こった明瞭な証拠はない。4 万年前以降の箱根火山は、比較的穏やかな火山活動を繰り返してきている。

火山体は北西-南東方向に配列しており、北東側のやや古い台ヶ岳-丸山火山列と南東側のより新しい神山-二子山火山列という、2 列の火山列からなる。台ヶ岳、小塚山、丸山、二子山は明瞭な溶岩ドームを形成している。早雲山、神山、駒ヶ岳はそれぞれ溶岩ドームと舌状の溶岩流の集合体からなり、小型の成層火山と考えられる。

これらの火山体の周囲には発泡の悪いスコリア質ないし石質の火砕流堆積物と土石流堆積物からなる緩斜面が取り巻いている。火砕流は早川や須雲川に沿って流下し、入生田付近まで確認される(久野, 1952; 1972)。また一部は湖尻峠や長尾峠付近で外輪山を越えて広がって

いる(大木・袴田, 1975; 上杉ほか, 1992)。

小林ほか(1997)、小林(1999)はこれらの火砕流堆積物の¹⁴C年代、テフラ層位と噴出源を明らかにした。それらの研究に基づくと、台ヶ岳―丸山火山列を構成する台ヶ岳、小塚山、丸山の溶岩ドームは比較的初期に形成されていたらしい。35ka ごろには大規模な泥流堆積物(早川泥流; 久野, 1952 の CC₂)が発生し、早川を流下している。また、神山付近を給源とする火砕流(Km1 ~ 5)は 35ka ごろから認められ、現在の早雲山成層火山や初期の神山成層火山などの火山体の形成はこのころから始まっていたらしい。一方、神山―二子山火山列を構成する駒ヶ岳成層火山は 27 - 20ka 頃に、二子山溶岩ドームは 5ka に形成された。神山は 3ka 頃の神山岩屑なだれの発生、冠ヶ岳溶岩ドームと Kn 火砕流の形成まで活動した。3ka 以降の層準には神山周辺で変質火山灰や類質岩片からなる小規模なテフラが数枚確認されており(小林ほか, 2006)、間欠的に小規模な水蒸気爆発を起こす活動が現在まで続いていると考えられる。

後期中央火口丘 K₂O にやや富むカルクアルカリ系列の安山岩からなる(図 4)が、駒ヶ岳成層火山を構成する安山岩は、Nb に富む特異な性格を有する(高橋ほか, 2006)。

11. マグマ化学組成の時間変化

久野 久は箱根火山の火山岩類の岩石学的研究を進め、それらがソレライト系列(ピジョン輝石系列)とカルクアルカリ系列(紫蘇輝石系列)に区別されることを示した。そして、古期外輪山および新期外輪山がソレライト系列の溶岩から、中央火口丘がカルクアルカリ系列の溶岩から構成されることを明らかにした。また、ソレライト系列の火山岩は結晶分化作用によって、カルクアルカリ系列の火山岩は地殻物質の同化作用によって形成されたと考えた。これに対して、高橋ほか(2006)、長井・高橋(2007)は、900 個余りの大量の試料の全岩化学組成を詳細に検討することによって、カルクアルカリ系列は箱根火山のすべてのステージに出現すること、また、箱根火山ではソレライト系列とカルクアルカリ系列の出現度の時間変化よりも、全岩 K₂O 量の時間変化の方が明瞭であることなどを明らかにした。箱根火山におけるマグマ化学組成の時間変化は、全岩主化学組成の SiO₂ 量、FeO*/MgO 比と K₂O 量に注目すると、以下のようによまとめることができる。

(1) SiO₂ 量: ステージ 1 (0.65 ~ 0.35Ma) では玄武岩が卓越するとともに、SiO₂=70wt.% 以上の流紋岩も存在し、全体としてはバイモーダルな組成分布を示す。ステージ 2 (0.35 ~ 0.27Ma) では安山岩が増加し、ステージ 3 (0.27 ~ 0.23Ma) になると安山岩の比率がさらに増大する。ステージ 4 (0.23 ~ 0.13Ma) のカルデラ形成期になると、安山岩に加えてデイサイト~流紋岩も卓越するようになり、玄武岩の比率はきわめて小さくなる。ステージ 5 (0.13 ~ 0.08Ma) の前期中央火口丘形成期になると、玄武岩は姿を消し、特にデイサイト~流紋岩が卓越するようになる。ステージ 6 (0.08 ~ 0.04Ma) は、ほぼステージ 5 と同じである。最後のステージ 7

(0.04Ma ~ 3ka) では、デイサイト~流紋岩は姿を消し安山岩のみとなる。

(2) FeO*/MgO 比: ステージ 1 からステージ 5 までは、FeO*/MgO 比の高いソレライト系列が主体をなすが、すべてのステージにカルクアルカリ系列の安山岩~デイサイトを伴っている。ステージ 6 になるとソレライト系列は姿を消し、カルクアルカリ系列のみとなる。

(3) K₂O 量: 各ステージを通して、玄武岩類の K₂O 量は大きく変化しない。これに対して、安山岩~デイサイト・流紋岩では、ステージ 1 からステージ 3 までの成層火山期には Low-K 系列と Medium-K 系列の境界部付近のやや高い値を示すものが卓越するが、ステージ 4 のカルデラ形成期以降は、ほとんどすべてが Low-K 系列の低い値を有するようになる。ステージ 5 の前期中央火口丘期やステージ 6 の爆発的噴火期になるとさらに K₂O 量に乏しくなるが、ステージ 7 の後期中央火口丘期になると再び成層火山期と同様に K₂O 量に富むようになる。

12. 火山形成史とテクトニクス場の変遷

箱根火山の形成史をテクトニクス場の変遷という視点で整理しなおすと、次のようになる。(1) ステージ 1 ~ 2 (0.65 ~ 0.35Ma): 複数の成層火山体の形成。伊豆半島の丹沢山地への衝突による足柄層群の陸化直後の圧縮テクトニクス場。(2) ステージ 3 ~ 4 (0.35 ~ 0.13Ma): 北東―南西方向の引張テクトニクス場の発達による、箱根火山を北西―南東方向に縦断する開口割れ目系、北西―南東走向の平行岩脈群、および単成火山群の形成。(3) ステージ 5 ~ 7 (0.13Ma ~ 現在): 箱根火山をほぼ南北に縦断する左横ずれの丹那・平山断層系の発達による、中央火口丘付近でのプルアパート岩脈・マグマ溜り系の形成。

小山(1995)などによれば、現在の伊豆半島周辺のテクトニクス場は、東伊豆単成火山群を拡大軸とし、丹那・平山断層系と西相模湾断層をトランスフォーム断層とする南北に伸びた真鶴マイクロプレートが、国府津・松田断層付近で北東方向に沈み込んでいる、というものである。箱根火山は、この丹那・平山横ずれ断層系によって火山体中央部を断ち切られるという、世界的にみても特異な火山体ということになる。現在の箱根火山のマグマ供給系は、こうした横ずれ断層系に支配されたものであり、断層系の運動に大きく支配されている可能性が高い(高橋ほか, 1999; 高橋・長井, 2007)。

伊豆半島が現在のテクトニクス場となる 0.13Ma 以前には、箱根火山が現在の東伊豆単成火山群のような一種のマイクロプレート拡大軸であった可能性があるが、こうした引張テクトニクス場はステージ 3 ~ 4 に相当する 0.35 ~ 0.13Ma の 22 万年間だけ継続したことになる。

13. まとめ

箱根火山の地質と形成史を再検討した結果、以下のような結論を得た(図 7)。

外輪山は中小規模の成層火山と単成火山群から構成さ

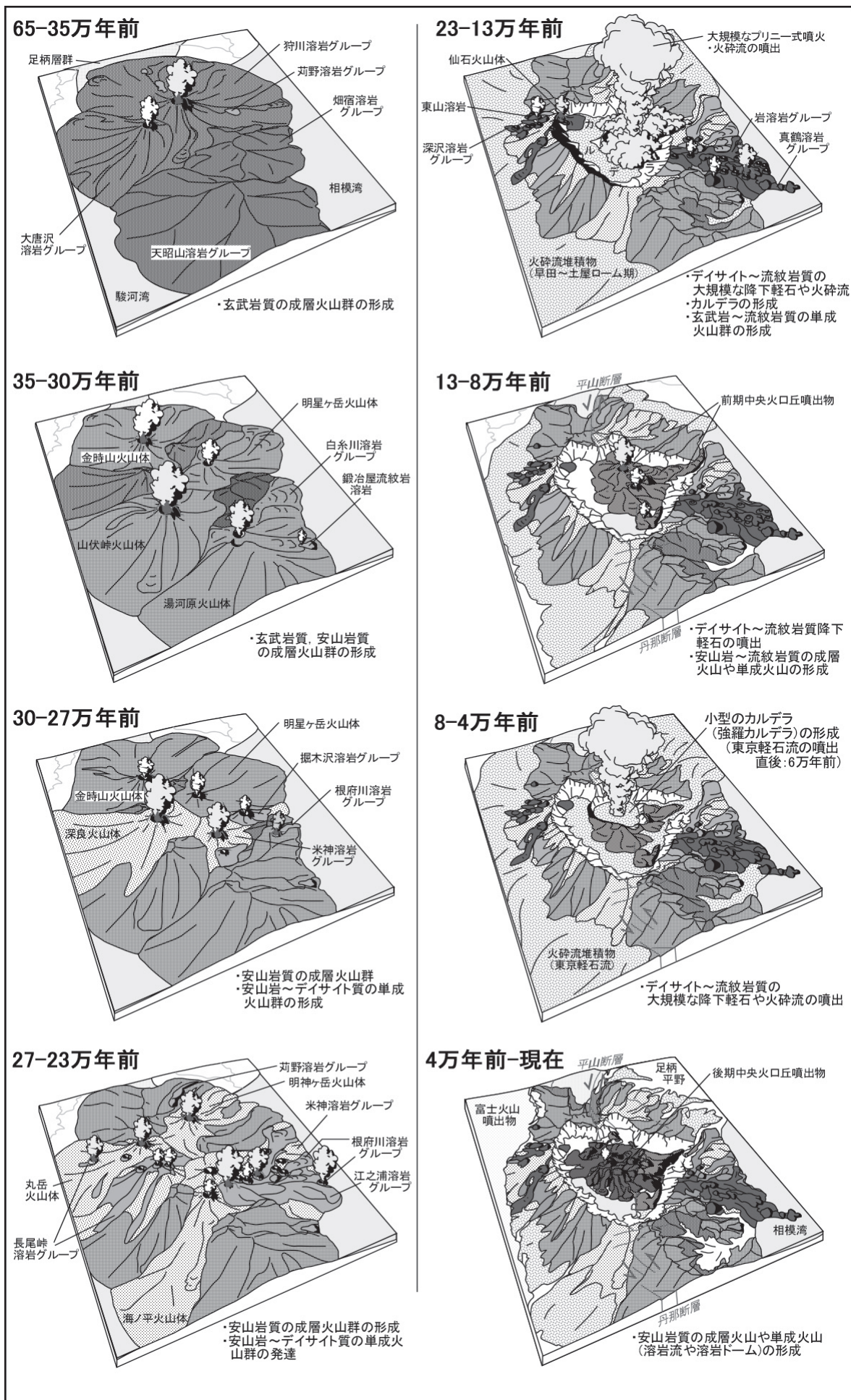


図 7. 箱根火山の形成史. 南西上空からみた、模式的な鳥瞰図であらわした.

れている。約 0.65Ma には活動を開始し、玄武岩質の成層火山群と、小規模な流紋岩質溶岩ドーム群を形成した。0.35Ma 前後から安山岩質火山体が卓越するようになり、同時に北西—南東方向に分布する安山岩—デイサイトの単成火山群も発達した。これらを構成する火山岩類はソレライト系列であり一部にカルクアルカリ系列を伴う。また、玄武岩は Low-K 系列であり、安山岩—デイサイト・流紋岩は Low-K 系列と Medium-K 系列の境界部付近のやや K₂O 量に富む性質を示す。

0.23Ma から 0.13Ma には、山体中央部付近からの規模の大きいプリニー式噴火によって、降下軽石・軽石流の噴出が繰り返されてカルデラが形成されるとともに、北西—南東方向に分布する単成火山群や同走向の平行岩脈群が活動した（カルデラ形成期）。これらもソレライト系列が主体であり、一部にカルクアルカリ系列をとまなう。火山岩類はすべて Low-K 系列であり、安山岩—デイサイト・流紋岩は K₂O に乏しい性質を有する。

0.35 ~ 0.13Ma には箱根火山全体が北東—南西方向に引っ張られる引張テクトニクス場におかれていたものと考えられる。

0.13 ~ 0.08Ma には、プリニー式の爆発的噴火が繰り返されるとともに、カルデラ地域内で安山岩—デイサイトの単成火山群が発達した（前期中央火口丘）。火山岩類はソレライト系列が主体であるが、一部にカルクアルカリ系列を伴う。火山岩類の K₂O 量はカルデラ形成期よりもさらに低い値を示す。0.08 ~ 0.04Ma には、規模の大きいプリニー式噴火により爆発的噴火を繰り返したが、噴出物はすべてカルクアルカリ系列であり、K₂O 量も低い値を示す。

爆発的噴火は 0.04Ma 頃に終了し、その後はカルデラ内で安山岩質の小規模な成層火山や溶岩ドームなどの単成火山群（後期中央火口丘）が形成された。火山岩類はすべてカルクアルカリ系列の安山岩であり、0.13Ma 以前の成層火山期のもものと類似した高い K₂O 量を有する。

0.13Ma 以降、箱根火山は、その中央部を丹那—平山左横ずれ断層系によって南北に立ち切れ、火山活動はすべてこの断層系に支配されたプリアパートマグマ供給系を利用して行われるようになった。

14. 謝辞

本研究を進めるにあたり、元茨城大学理学部および大学院の内藤昌平、中村直子、深田珠代の各氏には共同研究に直接参加していただいた。また、田切美智雄教授、藤縄明彦准教授、および東京大学地震研究所中田節也教授には XRF 分析装置の使用に際し御援助いただき、さらに田切教授、藤縄准教授および神奈川県温泉地学研究所の萬年一剛氏およびダイヤコンサルタント小林 淳氏には研究を進めるに際しご議論・ご教示をいただいた。上杉 陽、米澤 宏、由井将雄氏をはじめとする箱根団体研究グループのメンバー、および神奈川県立生命の星・地球博物館の山下浩之、笠間友博学会員には野外調査に同行し野外で直接御議論いただくとともに、未公表のデータを含むテフラの層序についてもご教示いただいた。以上の方々に感謝の意を表したい。

引用文献

- 相原延光・猪俣道也・平田大二, 1995. 大磯丘陵で発見された淡水性珪藻化石を含む箱根火山起源の火山豆石. 地球科学, 49(3): 183-187.
- 天野一男・横山建治・立川孝志, 1984. 箱根古期外輪山を切る平山断層. 地質学雑誌, 90(11): 849-852.
- 新井房夫, 1972. 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定—テフロクロノロジーの基礎的研究—. 第四紀研究, 10(4): 317-329.
- 地質調査所, 1982. 精密重力調査. フィリピン海北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書, p.89-101, 科学技術庁研究調整局, 東京.
- 壇原 徹, 1995. 第四紀テフラの高精度フィッシュトラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—. 第四紀研究, 34(3): 221-237.
- Gill, J., 1981. *Organic Andesites and Plate Tectonics*, 360pp., Springer-Verlag, New York.
- 袴田和夫, 1986. 箱根新規カルデラの段階的陥没に関する若干の資料. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (6): 1-7.
- 袴田和夫, 1990. 箱根のスコリア丘火山について (予報). 大涌谷自然科学館調査研究報告, (9): 1-6.
- 袴田和夫, 1991. 箱根古期外輪山丸岳西方の地質と年代. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (10): 13-19.
- 袴田和夫, 1993. 箱根火山探訪. 箱根叢書, 23, 189pp., 神奈川新聞社, 神奈川.
- 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.
- 箱根団体研究グループ, 1992. 箱根火山南東麓の地質 (その 1) —真鶴半島周辺のテフラと溶岩—. 関東の四紀, (17): 35-43.
- 平田由紀子, 1997. 堀木沢でみられる箱根火山の火山噴出物. 神奈川自然誌資料, (18): 1-7.
- 平田由紀子, 1999. 箱根火山の発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), 9: 153-178.
- 今永 勇, 1976. 箱根火山北麓地蔵堂の地質. 神奈川県立博物館研究報告, (9): 77-84.
- 伊藤順一, 2000. 箱根火山南東麓の古期外輪山溶岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, 51(9): 417-420.
- Ito, T., K. Kano, Y. Uesugi, K. Kosaka & T. Chiba, 1989. Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生, 1988. 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート活動力学境界表層部での変形過程の例—. 静岡大学地球科学研究報告, 14: 57-83.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜地域の第四系に関する諸問題 (1). 地球科学, 28(5): 155-171.
- 関東第四紀研究会, 1987. 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13), 3-46.
- 加藤 隆, 1984. 箱根古期外輪山北部の地質及び岩石. 火山, 29(4): 334.
- 活断層研究会編, 1980. 日本の活断層 分布図と資料. 363pp., 東京大学出版会, 東京.
- 小林 淳, 1999. 箱根火山の最近 5 万年間のテフラ層序と噴火史. 第四紀研究, 38(4): 327-343.
- 小林 淳・小山真人, 1996. 箱根火山西麓—南東麓地域のテフラ層序と噴火史. 地学雑誌, 105(4): 431-447.
- 小林 淳・萬年一剛・奥野充・中村俊夫・袴田和夫, 2006. 箱根火山大涌谷テフラ群: 最新マグマ噴火後の水蒸気爆発堆積物. 火山, 51(4): 245-256.

- 小林 淳・奥野 充・中村俊夫, 1997. 箱根古期外輪山西斜面に分布する中央火口丘起源の火砕流堆積物の 14C 年代. 火山, 42(5): 355-358.
- 小山真人, 1995. 西相模湾断層の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス, 地学雑誌, 104(1): 45-68.
- 小山真人・早川由紀夫・新井房夫, 1995. 東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32ka 以前の火山について. 火山, 40(3): 191 - 209.
- Kuno, H., 1936. On the displacement of the Tanna Fault since the Pleistocene. Bull. Earthq. Res. Inst., 14(1): 621-631.
- Kuno, H., 1938a. Geologic map of Hakone Volcano and adjacent areas.
- Kuno, H., 1938b. Geologic map of the eastern part of Hakone Volcano.
- Kuno, H., 1950a. Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part I. Jour. Fac. sci. Univ. Tokyo, sec. II, 7: 257-279.
- Kuno, H., 1950b. Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. soc. Amer., 61: 257-279.
- Kuno, H., 1951. Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part II. Jour. Fac. sci. Univ. Tokyo, sec. II, 7: 351-402.
- 久野 久, 1952. 7 万 5 千分の 1 地質図幅「熱海」及び同説明書. 141p., 地質調査所, 川崎.
- Kuno, H., 1953. Formation of calderas and magmatic evolution. Trans. Amer. Geophys. Union, 34: 267-280.
- Kuno, H., 1964. Dike swarm in Hakone volcano. Bull. Volcanol. Ser. 2, 27: 1-7.
- Kuno, H., 1968. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bull. Volcanol., 32, (2): 141-176.
- 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. 52pp. 大久保書店, 東京.
- Kuno, H., Y. Oki, K. Ogino & S. Hirota, 1970. Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. Bull. Volcanol., 34, (3): 713-725.
- 町田 洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) 一下末吉期以降のテフラの起源及び層序と年代について. 第四紀研究, 10(1): 1 - 20.
- 町田 洋, 1977. 火山灰は語る ー火山と平野の自然史ー. 324pp., 蒼樹書房, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編 火山灰アトラス ー日本列島とその周辺. 336pp., 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968. 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, 41(4): 241 - 257.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974. 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, 83(5): 302-338.
- 萬年一剛・内藤昌平・高橋正樹, 箱根町笛塚・温泉村 131 号温泉井の地質について, 神奈川県温泉地学研究所報告, 34: 1-8.
- 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, 2006. 月刊地球, 28(6): 355-362.
- 松田時彦, 1972. 1930 年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木 武編, 伊豆半島, pp.73 - 93. 東海大学出版会, 東京.
- 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 ー静岡県丹那盆地付近の地質と K-Ar 年代ー. 火山, 38(1): 1-13.
- Miyasiro, A., 1974. Volcanic rock series in Island arc and continental. Am. J. sci., 274(4): 321-355.
- 長井雅史・高橋正樹, 2007. 箱根火山外輪山噴出物の全岩主化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 42: 71-95.
- 長井雅史・高橋正樹・箱根団体研究グループ, 2006. 箱根火山南東麓の地質 (その 4) ー溶岩類の全岩化学組成と層序ー. 関東の四紀, (27): 3-29.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット 1「箱根火山」編集委員会編 (2007) 箱根火山. 日本地質学会, 東京.
- 大木靖衛・袴田和夫, 1975. 箱根芦ノ湖誕生のなぞをさぐる. 国土と教育, 30,: 2-9.
- Sato, H. & H. Taniguchi, 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: implications for energy partitioning. Geophys. Res. Lett., 24(3): 205-208.
- 鈴木正男, 1970. フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第 II 報) ー本州中部, 伊豆諸島産の黒曜石についてー. 第四紀研究, 9(1): 1-6.
- 鈴木隆介, 1971. 箱根火山の地形 ー地形の成因ー. 日本火山学会編, 箱根火山, pp.7-42. 箱根町, 神奈川.
- 鈴木毅彦・早津賢二, 1991. 関東ー中部地方の第四紀テフラのフィッション・トラック年代. 第四紀研究, 37(5): 95-106.
- 高橋正樹・長井雅史, 2007. 15 万年前以降における箱根火山の浅部マグマ供給システムとテクトニクス場ー横ずれ活断層システムに切られた活火山ー. 地球, 号外, 57: 173-181.
- 高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子, 1999. 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場. 月刊地球, 21: 437-445.
- 高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史, 2006. 箱根火山前期・後期中央火口丘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, 41: 151-186.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-38.
- 上杉 陽・伊藤谷生・歌田 実・染野 誠・澤田臣啓, 1985. 大磯丘陵雑色〜古怒田間に露出した衝上断層. 関東の四紀, (11): 3-15.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木守・細田一仁・米澤 まどか・由井将雄, 1992. 富士系火山泥流のテフラ層位. 関東の四紀, (17): 3-33.
- 安野 信・稲垣 進・上杉 陽・鶴浦武久・菊池隆男・佐藤善博・長井雅史・則 茂雄・満岡 孝・由井将雄・米澤 宏・箱根団体研究グループ, 1998. 箱根火山南東麓 (根府川〜真鶴) のテフラと溶岩. 日本第四紀学会講演要旨集, (28): 82-83.
- 米澤 宏・森 慎一・山口伸弥, 1980. 火山灰層位学からみた箱根古期外輪山溶岩 (その 1) ー真鶴半島周辺のテフラと溶岩ー. 関東の四紀, (7): 23-37.
- 米澤 宏・稲垣 進・上杉 陽・鶴浦武久・則 茂雄・満岡 孝・安野 信・由井将雄・箱根団体研究グループ, 1998. 箱根火山東麓の箱根古期外輪山溶岩を覆う中期更新世テフラ. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集 ー日本のテフラー, p.209., 日本第四紀学会, 東京.