

伊豆弧北端の火山岩類と地殻構造 — 山北南大深度観測井の箱根火山, 先箱根火山岩類から —

津久井雅志¹・山崎 優^{1,6}・松井智之^{1,7}・小山田浩子^{1,6}・
上杉 陽²・林 広樹³・柳沢幸夫⁴・笠原敬司⁵

Masashi Tsukui, Masaru Yamazaki, Tomoyuki Matsui, Hiroko Oyamada, Yo Uesugi, Hiroki Hayashi, Yukio Yanagisawa and Keiji Kasahara (2006) Volcanics and constraints on the shallow crustal structure of Northern end of Izu arc – from Hakone and Pre-Hakone volcanic rocks recovered from deep drilling at Yamakita-minami area, Kanagawa Prefecture, central Honshu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 57(7/8), p.197 - 215, 11 figs., 3 tables.

Abstract: A 2,035.4 m-deep drilling was carried out at the Yamakita-minami site in the Ashigara Plain, by Special Project for Earthquake Disaster Mitigation in Urban Areas. In the Ashigara area, Philippine Sea plate is subducting beneath and is partly colliding with North American plate. The two plates are bordered by Kozu - Matsuda fault, Kannawa fault, Nakatsugawa fault system, Shiozawa fault system, and Hinata fault which are arranged upside-down V shape configuration. The drilling site locates at the northern tip of Philippine Sea plate and on volcanic fan deposits from Hakone volcano.

We examined all-core drill-hole samples recovered from depth 0 m-1,076.6 m. Our 55 whole-rock major-element analysis and microscopic observation revealed that the core consists of 4 stratigraphic groups; lowest Group I (depth greater than 721.3 m) which is equivalent to Ashigara Group, and Group II - IV (depth from 13 to 721.3 m), equivalent to products in Hakone Old somma stage. The uppermost depth of basement underlying Hakone volcano is 570 m below sea level. Based on lithofacies and petrographic observation, however, we could not find presence of faults nor confirm duplicated stratigraphic units in bore-hole core.

Previous analysis dealing with borehole data confirms that the basement altitude in the central part of Hakone volcano is high N-S trending ridge as 500 m above sea level, and those beneath east and west flanks of the volcano subside to 370 to 700 m below sea level. These displacements may support the northern extension existence of intraplate faults tearing colliding and accreting part from subducting part of Philippine Sea plate.

Keywords: Hakone Volcano, Hakone Old Somma, Ashigara Group, deep drilling, Izu Arc

要 旨

南関東足柄平野北縁の神奈川県山北町において、大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）により深度2,035.4 mのボーリング掘削が実施された。足柄地域ではフィリピン海プレートが北アメリカプレートに対し部分的に衝突しながら沈み込んでいる、とされる。

この2つのプレートは国府津 - 松田断層、神縄断層、中津川断層系、塩沢断層系、日向断層などの衝上断層群で接しており、これらの衝上断層は全体としてハの字形に配置している。掘削地点はフィリピン海プレートの北端に位置し、箱根火山の火山麓扇状地の上にある。

本研究では深度0 mから1,076.6 mまでのオールコア試料を検討した。55試料の全岩主成分分析と顕微鏡観

¹千葉大学理学部 (Faculty of Science, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba, 263-8522 Japan).

²都留文科大学 (Tsuru University, Tsuru, Yamanashi, 402-8555 Japan).

³島根大学総合理工学部 (Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, Matsue, Shimane, 690-8504 Japan).

⁴地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ).

⁵防災科学技術研究所 (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki, 305-0006 Japan).

⁶現在:東京大学地震研究所 (Present address: Earthquake Research Institute, The University of Tokyo. 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032 Japan).

⁷現在:東京大学大学院 理学系研究科 (Present address: Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo. 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0033 Japan).

察結果を基に、コアを4層序単位に分けた。最下部のグループI（深度721.3 m以深）は、年代的には足柄層群と同時期の堆積物であり、岩石学的に箱根火山とは異なる。一方、上位のグループII～IV（深度13～721.3 m）は箱根外輪山噴出物に相当する。したがって箱根火山の基盤最上部は海面下570 mにある。岩質と岩石学的観察からは、コア中に断層や層序単位の繰り返しを確認することはできなかった。

これまでのボーリングのデータも含めて箱根火山の基盤岩の高度分布をまとめると、海拔500 m以上の尾根状の高まりが火山体中央部を南北に縦走し、東西山麓では海面下370～700 mに没していることが推定された。

1. はじめに

平成15年度（2003年度）文部科学省の科学技術振興費による大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）により、南関東足柄平野北縁の神奈川県山北町（第1図）において、深度2,035.4 mのボーリング掘削（山北南観測井）が実施された（笠原ほか、2004a, 2005）。

足柄地域は伊豆・小笠原弧が本州弧に衝突・付加する境界に位置している。本州弧側にある丹沢地域には中新統・下部鮮新統の丹沢層群が分布するのに対し、伊豆・小笠原弧に属する伊豆半島には中新統・鮮新統の仁科・湯ヶ島・白浜層群が分布し、これらを箱根火山の噴出物が覆っている。2つの島弧は国府津-松田断層、神縄断層、中津川断層系、塩沢断層系、日向断層などの衝上断層群で接しており、これらの断層群は全体として伊豆弧北端を取り囲むように八の字形に配置している（天野ほか、1986；徐、1995）。2つの島弧の境界部にはトラフを充填した堆積物である上部鮮新統・下部更新統の足柄層群が分布しており、現在は隆起して足柄山地を形成している。

山北南観測井は箱根火山本体の北東山麓から酒匂川によって切り離された丸山中腹にあり（第1図B）、この地下では、伊豆弧に属し掘削地点の南西側に位置する箱根火山からもたらされた火山噴出物と足柄層群が複雑に重なっていると予想された。山北南観測井では、標高152 mの孔口から深度1,076.6 mまではオールコア試料を、それ以深からは1,491.7～1,494.0 m、1,799.0～1,801.0 m、2,025.0～2,026.3 m、2,033.0～2,035.4 mのスポットコアとカッティングスを回収した。

この報告では、特に箱根火山に由来する火山噴出物に注目して広い時代範囲にわたる噴出物の記載を行い、箱根火山本体の噴火史に対応するマグマの変遷の基礎データを提示する。更に、この結果を基に箱根火山の基盤高度をとりまとめ、伊豆弧北端部の浅部地殻構造について若干の考察を行う。

2. 箱根火山のこれまでの研究

箱根火山及び周辺地域を詳しく調査したKuno（1950）と久野（1972）は、箱根火山の骨格は一つの大成層火山で構成されたと考え、以下の4期からなる発達史を提案した。

第1期：凝灰集塊岩と溶岩からなる古期外輪山OS1、溶岩と火砕岩の繰り返しからなる古期外輪山OS2、北西-南東方向に並ぶ小成層火山の金時山や溶岩円頂丘の幕山及び他の側火山の形成、カルデラの形成。

第2期：第1期よりも珪長質な溶岩からなる、一種の楕状火山である新期外輪山（YS）の形成。

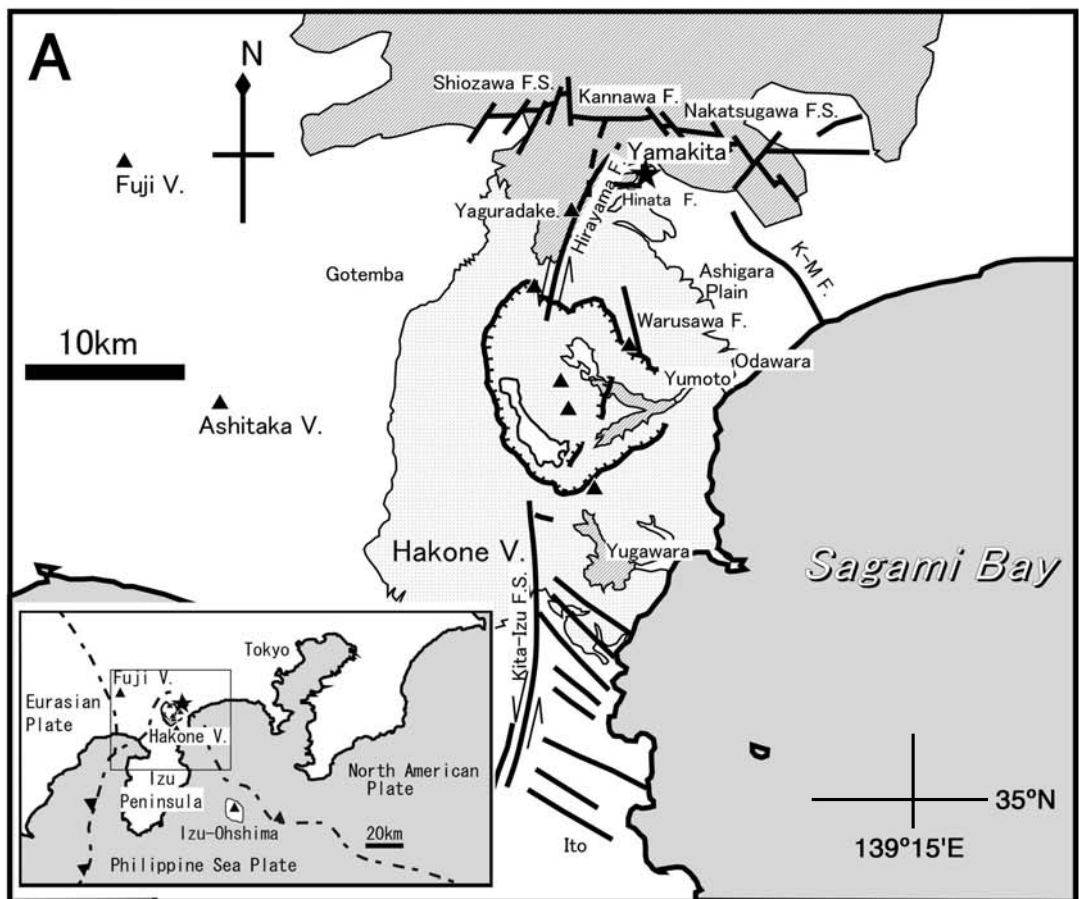
第3期：中央火口からの大量の降下軽石、軽石流の放出、カルデラの形成。

第4期：安山岩質軽石の放出と中央火口丘（CC：1成層火山と7溶岩円頂丘）の形成。

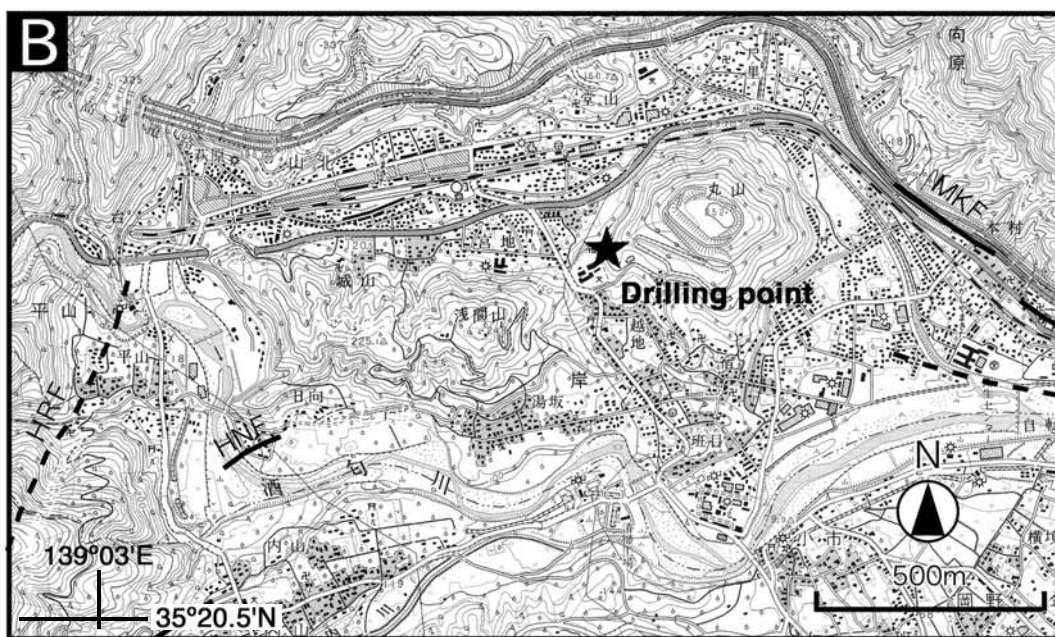
それに対し、Kato（1985）と加藤（1984）は箱根火山北部を中心にして地質調査と全岩主成分の分析を行い、久野（1972）の第1期にあたる古期外輪山を黒白層、火打石岳層、明神ヶ岳層、金時山層の4累層に区分し、OS2は噴出中心の異なる複数の成層火山体からなると考え、ひとつの大成層火山を想定した久野とは異なる見解を示した。この結論はその後の研究に大きな影響を与えた。

平田（1999）もKato（1985）の考えに続き、K-Ar年代に基づく活動時代区分も考慮して箱根火山全山を総括した。平田（1999）による箱根火山の成長史の概略は次のとおりである。①0.65 Maから0.50 Maにかけて湯河原北方付近で玄武岩質成層火山が成長し、②0.44～0.28 Maには金時山や明神ヶ岳など複数の成層火山が形成された。その後、③0.28～0.27 Maに東ないし南東山腹の山体が崩壊し、馬蹄形カルデラが形成された。④0.27～0.18 Maには、その南東部には成層火山が、北西部には側火山が成長した。成層火山形成後に大規模な火砕流が複数回流下し、久野の古期カルデラが形成された。⑤0.14～0.08 Maにかけて大量の軽石が噴出し、0.06 Ma以降降下軽石と火砕流が大量に噴出したために、久野の新期カルデラが形成された。⑥その直後からカルデラ内で成層火山と溶岩円頂丘からなる中央火口丘群が形成された。

長井・高橋（2000）は、全岩化学組成、独自の数値年代に、大磯丘陵のテフラ層序との関係も考慮して、箱根火山古期外輪山の複雑かつ詳しい形成史を次のようにまとめた。①0.65 Maの玄武岩質畑宿火山岩類の噴出に始まり、②0.5～0.35 Maに中・北部で玄武岩質成層火山群、南部で流紋岩質ドーム群が形成され、③0.35～0.27 Maに中・南部で玄武岩質-安山岩質成層火山群が形成され、前期単成火山群の活動が開始した。



 Hakone Volcano
  Yugashima Group, Ashigara Group, Hayakawa Tuff Breccia, Sukumogawa Volcanics



第1図 山北南掘削地点と箱根火山の位置図。星印(★)は掘削地点を示す。地形図は国土地理院発行、1/2万5千地形図「山北」を使用。

Fig. 1 Locality map showing the Yamakita-minami drilling site and the Hakone volcano. Solid star (★) indicates the drilling site. Topographic map "Yamakita" at 1:25,000 in scale by Geographical Survey Institute of Japan.

④0.27～0.24 Maには、広い範囲で安山岩質成層火山の形成と前期単成火山群の活動が本格化した。いったん玄武岩質マグマの噴出が増えた後、最末期に軽石流が噴出した。⑤0.24～0.2 Maには最大10 km³に及ぶ珪長質降下軽石、軽石流の噴出と中期単成火山群の活動、そして⑥0.2～0.14 Maに引続き珪長質降下軽石、軽石流の噴出と後期単成火山群の活動、という推移である。彼らの発達史は、複数の成層火山から独立単成火山の活動へとマグマのタイプが次々切り替わっていくとするもので、テクトニクス場の変換を反映したとするものである。長井・高橋(2000)に従うと、山北南観測井に近接する箱根火山北麓麓は、おもに前期成層火山群(0.5～0.35 Ma)に区分される“黒白層”、火打石岳火山、金時山火山及び金時山の側火山、明星ヶ岳火山、前期単成火山群(0.35～0.27 Ma)の一部、後期成層火山群(0.27～0.24 Ma)のひとつ明神ヶ岳火山で構成される。

最近、袴田ほか(2005)は15個のK-Ar年代測定値を報告して従来の箱根火山の発達史の問題点について再検討を行い、改めて、下部古期山体(>0.25 Ma)、上部古期山体(0.25～0.11 Ma)、新期山体(0.13～0.08 Ma)、中央火口丘(<0.065 Ma)の4火山体に区分した。

この報告では岩石記載、化学分析値、年代値等のデータを基にしたKato(1985)、長井・高橋(2000)の区分に従って箱根火山本体との比較、議論を行う。

3. コア試料の特徴と放射年代

山北南観測井では深度2,035.4 mまで掘削され、柳沢ほか(2005)はこれを上位よりA層からH層まで暫定的に区分した(第2図)。このうち、オールコア試料として回収された山北南観測井の深度1,076.6 mまでの区間(A層-F層)の大部分は、広義の火山碎屑物によって占められる。

最上部の深度0～13 mの区間(A層)は、主に風成の黒色-赤褐色のスコリア、風化火山灰(ローム層)及び黒色の土壌からなっており、スコリアは富士火山に由来すると推定される。

深度13～721.3 mの堆積物(B層、C層、D層)は、サイズに基づく分類に従えば火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩に区分される火砕岩(第3図)がほとんどを占める。これらは、heterolithicであること、溶岩片の垂円礫、円礫を多く含んでいることから、泥流や土石流といった二次的な流れによって運ばれた堆積物であり、いわゆる火山麓扇状地を構成していたものと考えられるが、数m以上の厚さをもつ溶岩流が深度16～31 m、187～212 m、445～454 m、620～626 mに挟まれている。721.3 m以浅の堆積物は、恒常的に水中で堆積したことを示す積極的な証拠が認められないことから、陸成の堆積が主体であると判断した。

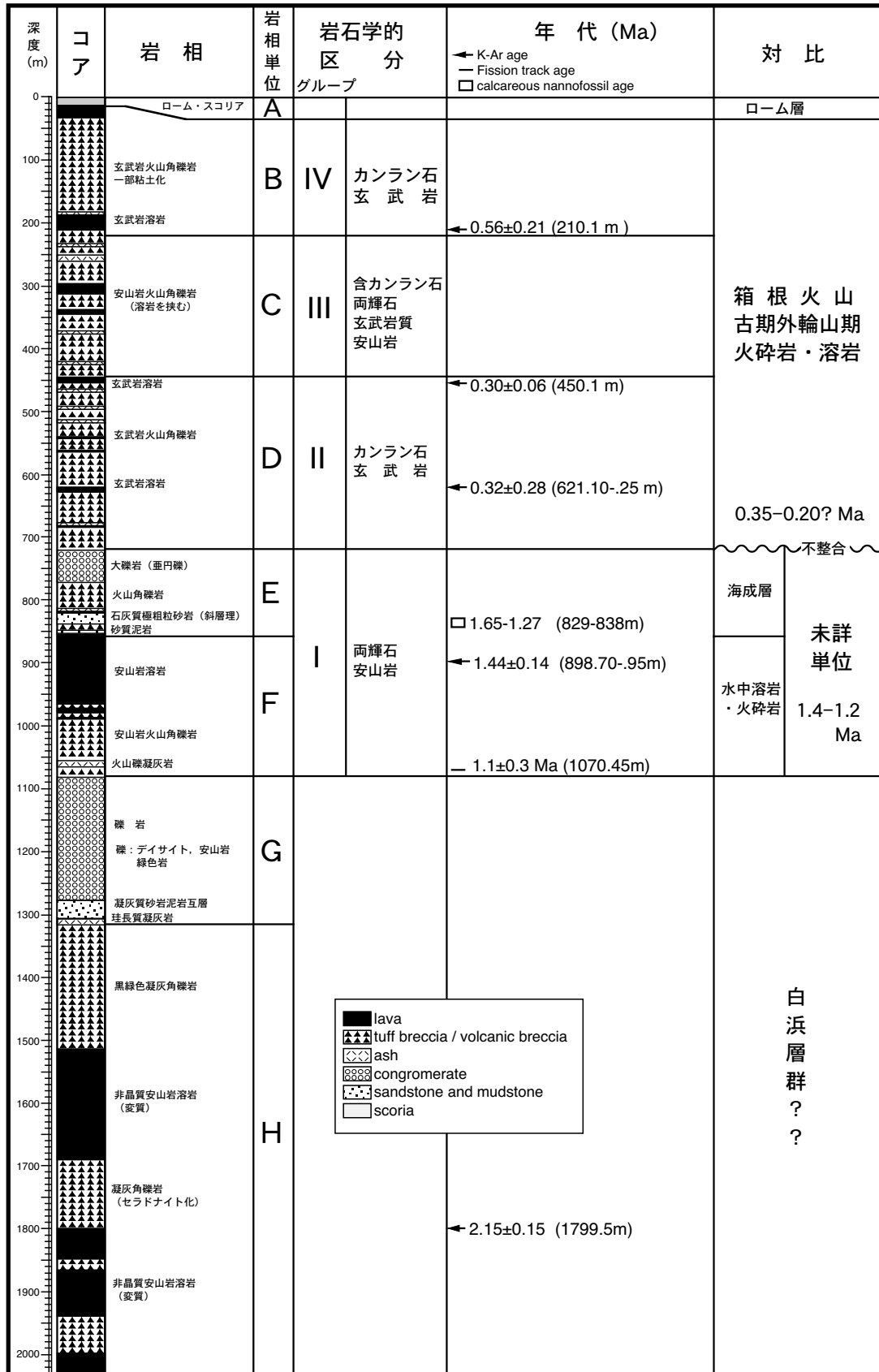
深度721.3～852 mの区間(E層)は、緑色岩の円礫や安山岩の垂円礫で構成される礫層や貝化石を含んだ海成の砂岩・泥岩層からなる。その下位の深度852～965 m(F層)には、厚さが100 mを超える1 flow unitからなる塊状溶岩がある。この溶岩は、厚いこと、海成の堆積岩に直接覆われていること、数cm程度に著しく破碎された部分があることから、掘削地点の近傍を噴出源として海中に流れ出て、水冷破碎された溶岩流である可能性が高い。

柳沢ほか(2005)は、コア試料から溶岩流のK-Ar全岩年代4個と白色の珪長質テフラ層のフィッシュ・トラック(FT)年代1個を測定した(第2図)。その結果、深度210.1 mから 0.56 ± 0.21 Ma、450.1 mから 0.30 ± 0.06 Ma、621.10～621.25 mから 0.32 ± 0.28 Ma、及び898.70～898.95 mから 1.44 ± 0.14 MaのK-Ar年代値を、また深度1,070.45 mのテフラのジルコン結晶からはFT法により 1.1 ± 0.3 Maの年代値を得た。深度829～839 mの区間からは1.65～1.27 Maの年代を示す石灰質ナノ化石を検出した。更に参考試料として基盤岩の早川凝灰角礫岩の箱根登山鉄道箱根湯本駅近傍の崖で軽石凝灰岩を採取して 5.2 ± 0.7 Ma(FT年代)を得た。これらの年代データが示すように、721.3 m以浅のB～D層からは50万年またはそれより若い年代が得られたのに対し、721.3 m以深のE層及びF層からは明らかに100万年より古い年代が得られた。以上のデータから、柳沢ほか(2005)は721.3 m付近に年代ギャップを伴う不整合があり、721.3 m以浅を箱根外輪山噴出物、721.3 m以深を地表では確認されない先箱根の火山噴出物とそれを覆う海成層と考えた。

4. テフラの分析

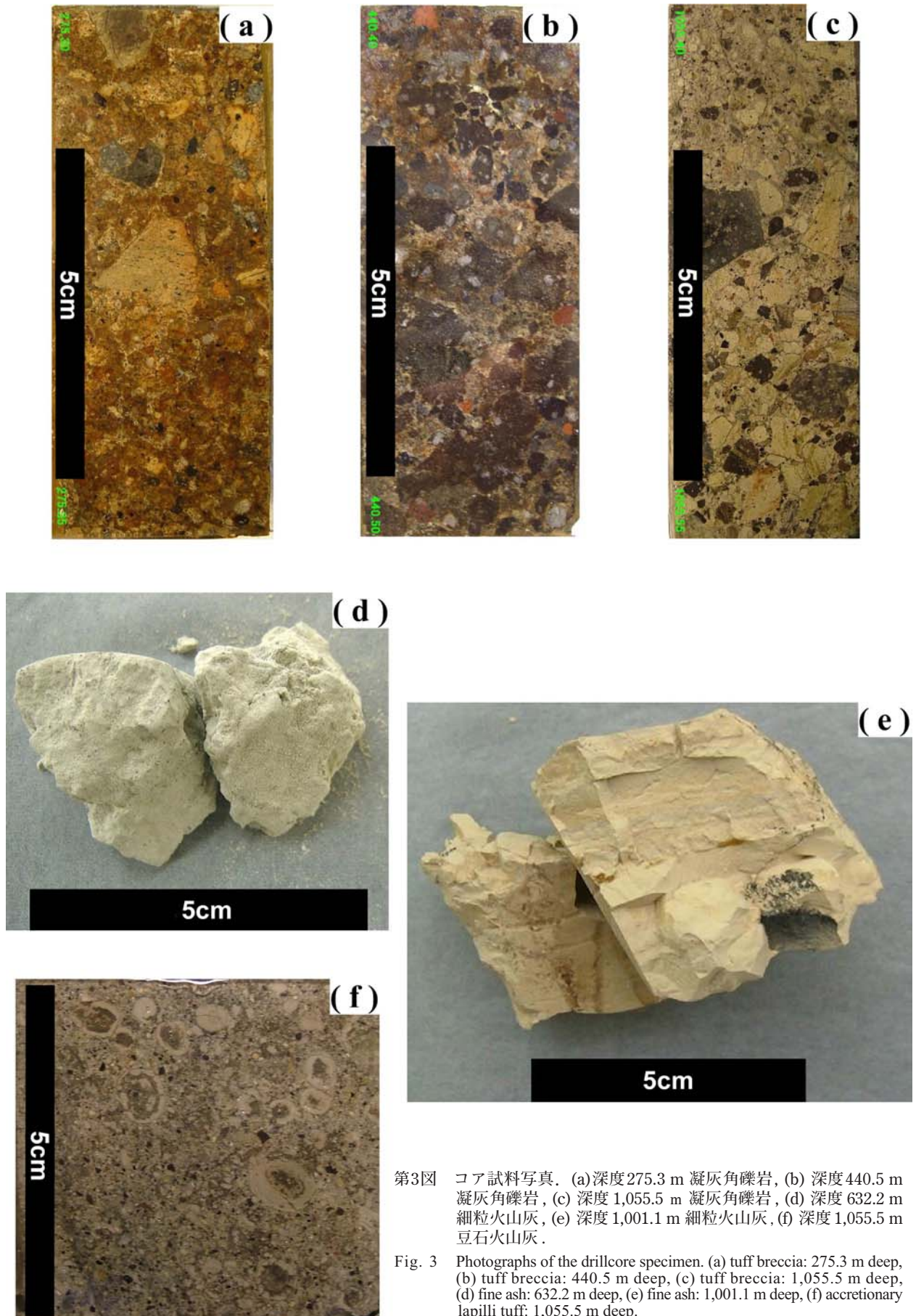
コア全体を通じて泥流などの二次的堆積物にはさまれて、十数枚の降下テフラ層も認められた(第3図、第4図)。特に、深度632.20～632.30 m、679.35～679.40 mから見つかった細粒の火山灰は分級がよく、遠方の火山に由来する広域テフラと考えられる。679.35 mの細粒ガラス質白色テフラは、細粒バブルウォール型の火山ガラスが集合して、数cm角の小片となって断続して存在する。また、深度632.25 mの細粒テフラは白色のバブルウォール型火山ガラスを含んでいた。

広域テフラと考えた2枚のテフラに含まれる火山ガラスの化学組成を千葉大学設置日本電子製走査電顕JSM5600と付設したオックスフォードインストルメント社製LINK ISIS-300 EDSシステムで分析した。加速電圧15 kV、電流 8.0×10^{-10} Aのもとで、1点あたり100秒間測定した。電子ビームの照射範囲は $6.3 \mu\text{m} \times 4.7 \mu\text{m}$ 、補正はZAF法によった。火山ガラスの一片から一点一点分析を行い、測定値の合計を100%に規格化



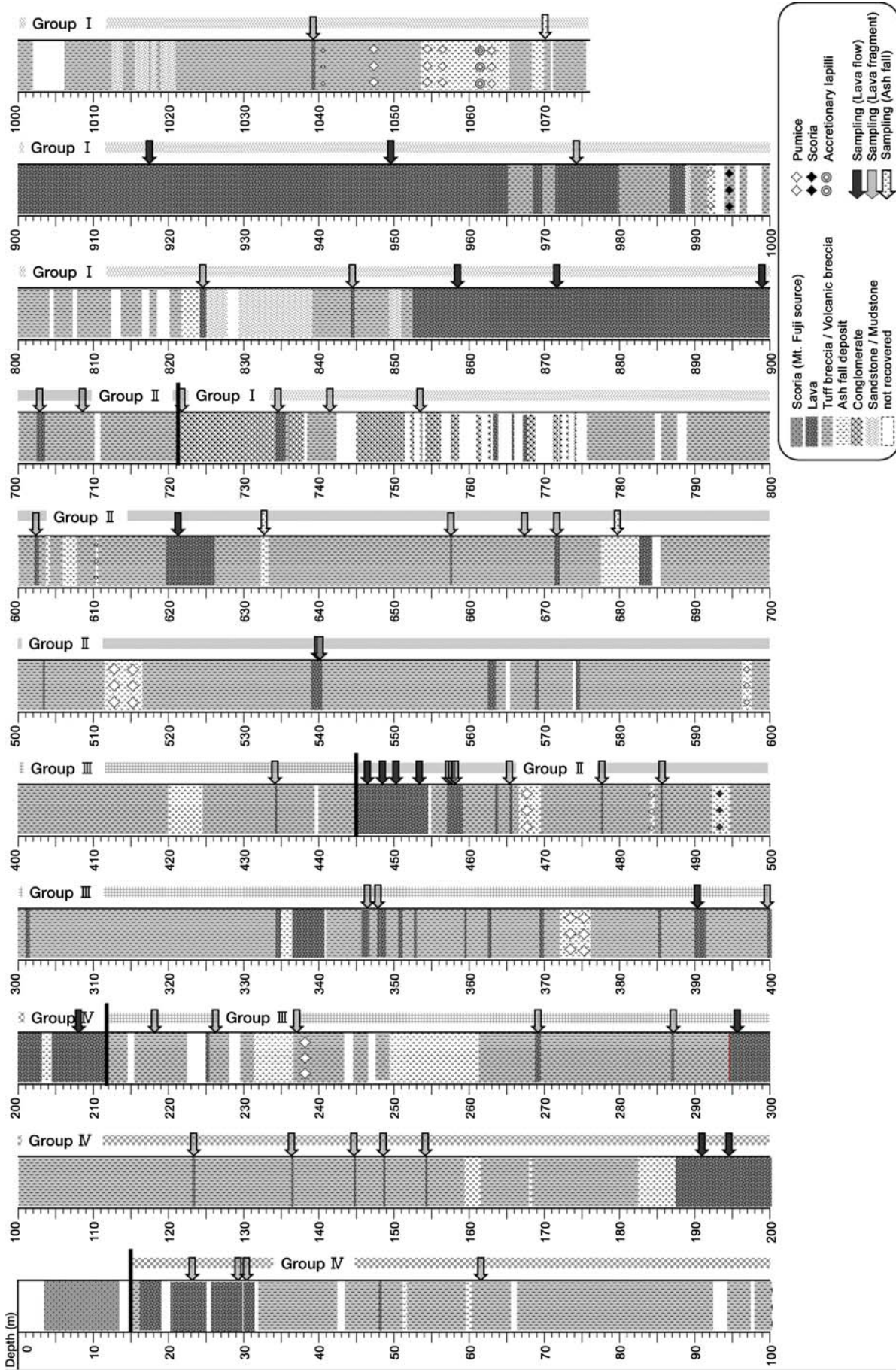
第2図 山北南観測井の柱状図, 岩相区分及び年代データ. 柳沢ほか (2005) を一部改変. 年代値はすべて柳沢ほか (2005) による.

Fig. 2 Lithology and stratigraphic units of the Yamakita-minami drill hole with geologic ages after Yanagisawa *et al.* (2005) partly revised.



第3図 コア試料写真。(a)深度275.3 m 凝灰角礫岩, (b) 深度440.5 m 凝灰角礫岩, (c) 深度1,055.5 m 凝灰角礫岩, (d) 深度632.2 m 細粒火山灰, (e) 深度1,001.1 m 細粒火山灰, (f) 深度1,055.5 m 豆石火山灰。

Fig. 3 Photographs of the drillcore specimen. (a) tuff breccia: 275.3 m deep, (b) tuff breccia: 440.5 m deep, (c) tuff breccia: 1,055.5 m deep, (d) fine ash: 632.2 m deep, (e) fine ash: 1,001.1 m deep, (f) accretionary lapilli tuff: 1,055.5 m deep.



第4図 山北南観測井，地表から1,076.6 mまでコアの柱状図。

Fig. 4 Columnar section of Yamakita-minami drill-hole core down to 1,076.6 meter in depth.

第 1 表 深度 632.20 m, 679.35 m の火山灰の平均化学分析値. 分析値は, 合計 100 % に規格化した値. 比較のため KR16, Kkt, J4 テフラも示した. N: 測定数.

Table 1 Chemical compositions of ash samples depth from 632.20 m, and 679.35 m. All data are normalized to 100 %. KR16, Kkt and J4 tephra are also analyzed for comparison. N: number analyzed.

Sample Name	N		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
632.25	12	ave.	72.66	0.64	13.27	4.13	0.18	0.73	2.93	4.34	0.99	0.13	100.00
		σ	0.37	0.04	0.18	0.27	0.07	0.09	0.13	0.10	0.07	0.08	
679.35	18	ave.	77.81	0.38	11.43	1.32	0.01	0.35	1.12	3.21	4.36	0.01	100.00
		σ	0.29	0.07	0.11	0.13	0.00	0.07	0.06	0.25	0.14	0.00	
NM KR16	25	ave.	76.73	0.35	12.35	1.40	0.00	0.39	1.37	4.25	3.14	0.01	100.00
		σ	0.29	0.07	0.11	0.13	0.00	0.07	0.06	0.25	0.14	0.00	
FM Kkt	14	ave.	76.46	0.27	12.41	1.33	0.01	0.24	0.94	3.94	4.41	0.00	100.00
		σ	0.15	0.06	0.08	0.12	0.00	0.07	0.06	0.08	0.10	0.00	
J4	12	ave.	77.52	0.09	12.03	0.94	0.06	0.22	0.72	3.32	5.08	0.00	100.00
		σ	0.25	0.06	0.07	0.09	0.06	0.05	0.07	0.19	0.35	0.02	

第 2 表 掘削岩石試料のモード (太字は溶岩流, イタリック体は溶岩片), 層序グループ (I ~ IV) と岩石タイプ (A ~ C) は本文参照のこと.

Table 2 Modal phenocryst and groundmass volume in lava flow (bold) and lava fragments (italic) of the drill-hole samples. See text for stratigraphic group (I ~ IV) and rock type (A ~ C).

Group	Sample No.	Depth (m)	Rock Type	Plagioclase	Olivine	Orthopyroxene	Clino-pyroxene	Opaque minerals	groundmass
IV	1	23.80	B	40.9	3.2	0.0	0.0	0.6	55.3
	6	61.50	B	20.2	2.2	0.0	0.0	0.0	77.6
	7	123.20	A	27.0	0.0	0.2	0.3	0.2	72.3
	8	136.40	B	41.6	4.4	0.0	0.0	0.3	53.7
	9	144.90	B	34.5	3.6	1.7	0.8	0.1	59.3
	14	194.20	B	42.1	6.4	0.0	0.0	0.6	50.9
	49	208.85	B	39.2	4.4	2.5	0.7	0.2	53.2
III	51	226.40	A	37.4	0.1	1.3	0.9	0.6	59.7
	53	269.30	C	40.6	0.4	0.5	1.4	0.2	56.9
	15	295.80	A	42.1	2.1	0.3	0.2	0.1	55.2
	56	347.85	B	28.0	8.8	0.0	0.7	0.0	62.5
	23	390.60	C	38.0	3.9	1.0	4.9	0.2	52.0
	16	399.90	C	34.1	5.1	1.9	0.3	0.5	58.1
	18	434.10	C	32.9	1.0	0.2	0.6	0.8	64.5
II	24	448.70	B	40.4	2.4	0.8	0.5	0.4	55.5
	20	457.00	B	24.3	0.7	0.0	0.0	0.6	74.4
	21	457.20	A	38.2	0.0	1.1	0.9	0.8	59.0
	59	465.40	C	30.3	1.6	0.3	2.9	0.0	64.9
	61	485.30	B	31.9	3.6	0.2	0.0	0.0	64.3
	62	539.90	A	33.9	0.0	0.2	0.0	0.0	65.9
	27	621.00	B	31.2	0.5	0.0	0.1	0.0	68.2
	29	657.60	C	47.3	3.6	1.2	0.1	0.0	47.8
	30	667.40	B	36.3	6.5	0.0	0.4	0.9	55.9
	31	671.80	A	38.4	0.0	0.6	0.6	0.0	60.4
	64	708.25	C	46.0	4.3	2.1	3.1	0.0	44.5
I	65	721.85	B	41.0	4.5	0.2	0.0	0.1	54.2
	35	734.80	A	28.8	0.0	3.5	9.2	2.4	56.1
	43	858.20	A	30.8	1.1	2.1	6.7	2.2	57.1
	67	949.40	A	32.8	0.1	4.5	4.0	2.0	56.6
	48	1039.20	A	27.5	0.0	3.1	7.9	1.2	60.3

して比較した (第 1 表).

深度 632.25 m のテフラは SiO₂ 72.7 wt.%, 679.35 m のテフラは SiO₂ 77.8 wt.% であった. 深度 450.1 m の溶岩, 深度 621.10 ~ 621.25 m の溶岩の K-Ar 放射年代値に

近い時代に降下したと考えられている大磯丘陵^{からさわ} 破砕岩中の第 1 ミガキズナ (KR16: 関東第四紀研究会, 1987), 加久藤テフラ (Kkt, 0.33 ~ 0.34 Ma: 町田・新井, 2003, 分析試料はハヶ岳山麓で採取), 地藏堂層の J4 テ

フラ (TE-5, 千葉県地蔵堂で採取) と比較した (第1表). しかし, コアに見られた火山ガラスは化学組成の上からはいずれの広域テフラとも対比できなかった.

5. 岩石学的特徴による層序区分

本孔井の深度13~1,076 mの範囲から厚い溶岩流及び火砕岩中の溶岩片あわせて55試料を採取し岩石学的に検討を行なった (第4図). 溶岩片は, サイズが大きく, また基質の碎屑物を代表するようなものを選んだ.

コア中の溶岩流や火砕岩中の溶岩片はいずれも斑状組織を示す. 斑晶量は50から20 vol.%程度までにわたり, 45~35 vol.%のものが多く (第2表). 斑晶鉱物は斜長石を主体とし, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物が含まれる. Kato (1985) や長井・高橋 (2000) に記載された無斑晶質安山岩はコア試料には認められなかった.

溶岩及び溶岩片を斑晶鉱物の組み合わせ, 特にかんらん石のモード比に注目して3種にタイプ分けをした (第5図). タイプA: 斑晶鉱物組合せが斜長石+斜方輝石+単斜輝石+かんらん石+不透明鉱物, タイプB: 斑晶に斜長石+かんらん石+斜方輝石+単斜輝石+不透明鉱物, そしてタイプC: 上記の2つのタイプA及びBの中間的特徴を持ち, 斑晶に斜長石, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含み, かんらん石と輝石の比がほぼ等量, である. タイプBの石基の輝石は単斜輝石であり, 斜方輝石斑晶, 斜方輝石を含む集斑晶の周りを単斜輝石の反応縁が囲む. タイプA, 及びCの石基の輝石は単斜輝石のみの場合のほか, 斜方輝石を含むことがある.

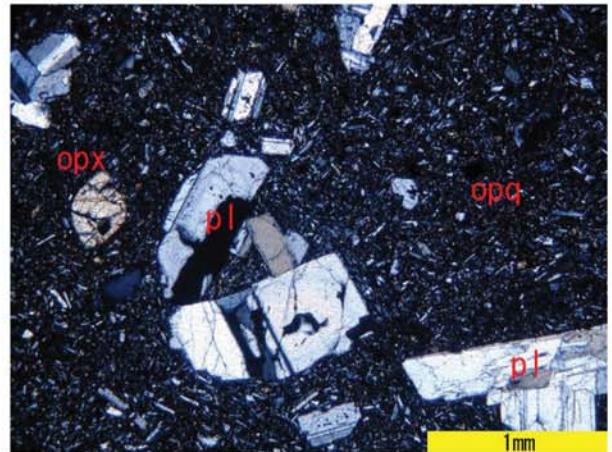
6. 全岩化学組成

コアから採取した溶岩流及び溶岩礫55試料の全岩主成分化学組成を, 産業技術総合研究所設置のフィリップス社製PW1404型蛍光X線分析装置を使用してTogashi (1989) に従い分析した. 全鉄は FeO^* として10元素の合計が100%になるよう再計算した (第3表). 岩石タイプと全岩化学組成に注目して, 層序を下位から上位へ向かってグループⅠ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳの4つに区分した (第2図, 第4図).

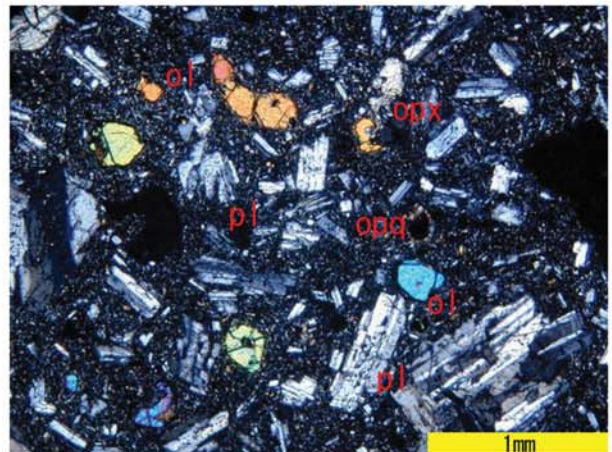
グループⅠ (深度1,076~721.3 m): ほとんどがタイプAに属する両輝石安山岩質の溶岩及び火砕岩からなる.

グループⅡ (深度721.3~445 m): 主にタイプBに属するかんらん石玄武岩の溶岩及び火砕岩からなる.

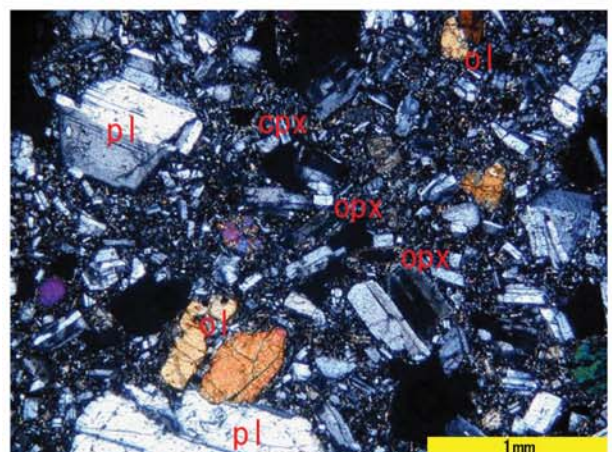
グループⅢ (深度445~221 m): タイプAとタイプCが卓越する含かんらん石両輝石玄武岩質安山岩の溶岩及び火砕岩からなる.



Type A (pl+opx+cpx (±ol) ±opq)



Type B (pl+ol (±opx±cpx) ±opq)



Type C (pl+ol+opx+cpx±opq)

第5図 Rock Type A, B, Cの顕微鏡写真(クロスニコル), それぞれ深度123.20 m, 144.90 m, 657.60 mから回収.

Fig. 5 Photomicrographs showing Rock-Type A, B and C (crossed nicol). Recovered -123.20 m, -144.90 m and -657.60 m from the surface respectively.

第3表 山北南掘削試料の全岩化学組成 (太字は溶岩流, イタリック体は溶岩片). 分析値は, 合計100%に規格化した値. 層序グループ (I~IV) と岩石タイプ (A~C) は本文参照のこと.

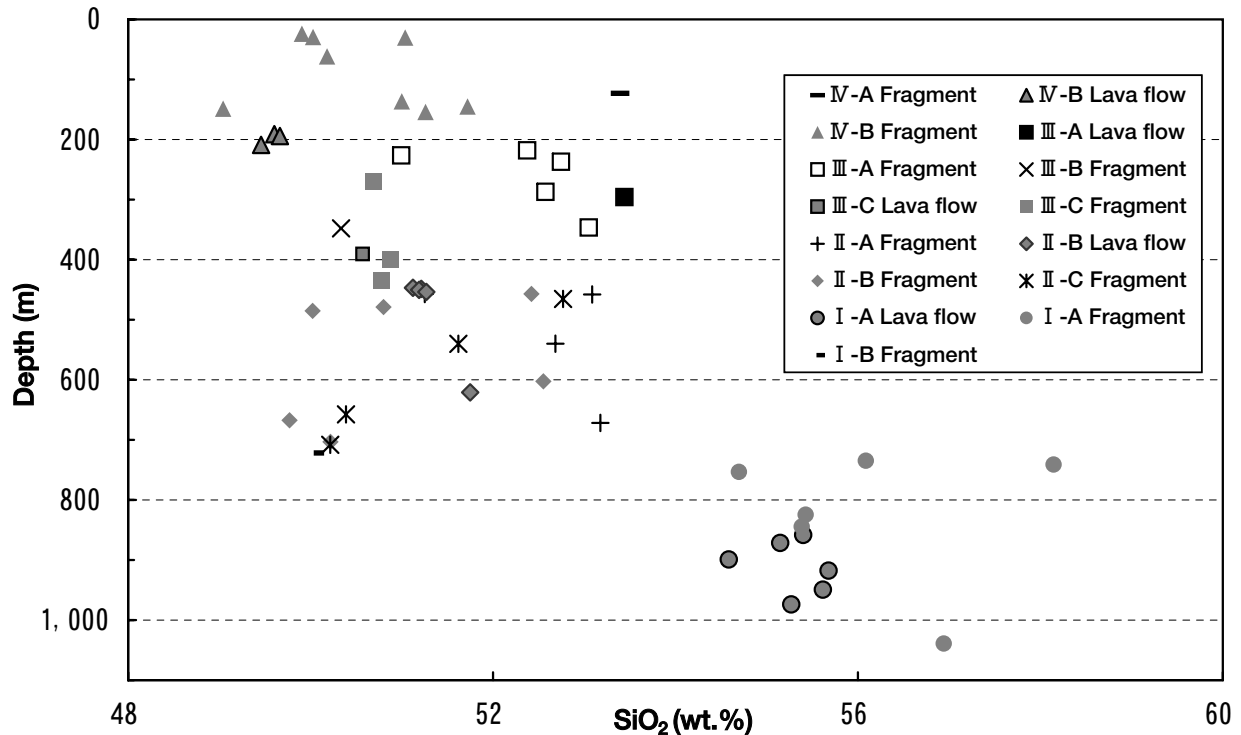
Table 3 Whole-rock major-element analysis of lava flow (bold), and lava fragments (italic) recovered from the Yamakita-minami drillhole. All data are normalized to 100 %. See text for stratigraphic group (I~IV) and rock type (A~C).

Sample No.	Depth(m)	Group	Rock Type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO ⁺ /MgO	CaO/Al ₂ O ₃
001	23.80	IV	B	50.50	1.03	18.95	10.66	0.18	5.73	9.94	2.42	0.44	0.17	1.86	0.52
002	29.40		B	50.62	1.01	18.82	10.51	0.17	5.43	10.19	2.64	0.46	0.16	1.94	0.54
003	30.20		B	51.64	1.06	18.69	10.51	0.17	4.86	10.00	2.49	0.43	0.15	2.16	0.53
006	61.50		B	50.76	0.87	19.81	10.22	0.17	4.72	10.75	2.31	0.30	0.09	2.17	0.54
007	123.20		A	53.93	0.97	19.65	8.88	0.15	2.86	9.89	3.08	0.48	0.13	3.11	0.50
008	136.40		B	51.58	0.86	18.62	10.16	0.17	5.30	10.37	2.44	0.38	0.12	1.92	0.56
009	144.90		B	52.31	0.94	18.09	10.22	0.17	5.24	9.98	2.48	0.43	0.12	1.95	0.55
010	148.70		B	49.64	0.77	18.70	10.81	0.18	6.26	11.15	2.16	0.27	0.07	1.73	0.60
011	154.10		B	51.85	1.04	19.53	10.18	0.17	3.52	10.58	2.64	0.36	0.13	2.89	0.54
013	191.10		B	50.20	1.02	18.93	10.76	0.17	5.73	10.13	2.48	0.41	0.16	1.88	0.54
014	194.20		B	50.26	1.01	19.18	10.68	0.17	5.43	10.17	2.52	0.42	0.17	1.97	0.53
049	208.85		B	50.05	1.00	19.02	10.64	0.18	5.60	10.36	2.58	0.41	0.16	1.90	0.54
050	218.10	III	A	52.92	0.82	19.78	9.33	0.13	3.38	10.42	2.80	0.32	0.09	2.76	0.53
051	226.40		A	51.52	0.90	19.94	9.25	0.15	4.21	10.76	2.66	0.44	0.15	2.20	0.54
052	237.00		A	53.26	0.84	19.93	8.74	0.14	4.00	9.60	2.82	0.54	0.14	2.18	0.48
053	269.30		C	51.14	0.67	22.16	7.99	0.14	3.44	11.56	2.51	0.30	0.09	2.32	0.52
054	287.10		A	53.09	0.84	20.07	8.80	0.13	3.16	10.39	2.99	0.41	0.10	2.78	0.52
015	295.80		A	53.91	0.84	20.72	7.86	0.10	3.05	10.38	2.74	0.31	0.08	2.58	0.50
055	346.40		A	53.67	0.92	18.14	10.41	0.18	3.78	9.54	2.80	0.45	0.11	2.75	0.53
056	347.85		B	50.90	0.76	17.73	10.04	0.17	7.37	10.43	2.22	0.30	0.08	1.36	0.59
023	390.60		C	51.10	0.78	18.25	9.36	0.14	6.16	11.13	2.52	0.43	0.13	1.52	0.61
016	399.90		C	51.43	0.82	18.60	9.53	0.16	5.98	10.69	2.43	0.26	0.10	1.59	0.58
018	434.10		C	51.28	0.89	20.73	8.95	0.16	3.68	11.14	2.59	0.45	0.13	2.43	0.54
057	446.85	II	B	51.61	0.75	20.39	8.45	0.13	4.41	11.12	2.64	0.41	0.10	1.91	0.55
024	448.70		B	51.69	0.74	20.70	8.23	0.13	4.17	11.21	2.62	0.41	0.10	1.97	0.54
019	450.20		B	51.66	0.73	20.62	8.23	0.14	4.26	11.26	2.61	0.40	0.08	1.93	0.55
058	453.65		B	51.76	0.76	20.27	8.54	0.13	4.42	10.98	2.56	0.47	0.11	1.93	0.54
020	457.00		B	53.06	0.97	18.39	10.90	0.18	3.76	9.53	2.70	0.38	0.12	2.90	0.52
021	457.20		A	51.81	0.95	19.78	9.65	0.16	3.66	10.93	2.62	0.34	0.11	2.64	0.55
022	458.00		A	53.67	1.07	18.85	9.75	0.17	3.30	9.73	2.85	0.47	0.15	2.96	0.52
059	465.40		C	53.30	0.99	17.59	8.98	0.14	5.50	9.53	3.04	0.71	0.22	1.63	0.54
060	478.90		B	51.34	0.97	19.85	9.51	0.16	4.06	10.90	2.57	0.48	0.15	2.35	0.55
061	485.30		B	50.60	0.90	18.33	10.23	0.17	6.07	10.92	2.29	0.38	0.11	1.68	0.60
062	539.90	I	A	53.24	0.95	19.33	9.45	0.16	3.29	10.07	2.89	0.47	0.13	2.87	0.52
063	540.15		C	52.22	0.94	18.10	10.26	0.17	5.34	9.85	2.58	0.40	0.15	1.92	0.54
025	602.50		B	53.16	1.00	18.15	10.31	0.18	4.23	9.53	2.86	0.45	0.14	2.44	0.52
027	621.00		B	52.35	0.96	18.63	10.26	0.19	4.02	10.38	2.60	0.48	0.14	2.55	0.56
029	657.60		C	50.93	0.86	19.35	9.65	0.19	5.43	10.62	2.45	0.38	0.13	1.78	0.55
030	667.40		B	50.36	0.83	18.02	10.60	0.18	6.66	11.05	1.90	0.31	0.09	1.59	0.61
031	671.80		A	53.66	0.94	19.87	8.18	0.13	2.98	10.17	3.12	0.76	0.17	2.74	0.51
033	703.35		B	50.73	0.74	18.91	9.16	0.15	6.38	11.05	2.44	0.33	0.11	1.44	0.58
064	708.25		C	50.77	0.78	18.28	9.76	0.17	6.18	11.25	2.28	0.41	0.12	1.58	0.62
065	721.85		B	50.60	0.76	19.32	9.77	0.15	5.69	10.71	2.50	0.42	0.09	1.72	0.55
035	734.80	I	A	56.66	0.85	17.06	9.13	0.18	3.93	8.76	2.99	0.36	0.10	2.32	0.51
036	741.20		A	58.69	0.97	17.80	8.25	0.18	2.21	8.23	3.23	0.34	0.12	3.74	0.46
040	753.40		A	55.25	0.73	19.13	8.95	0.34	4.12	8.45	2.66	0.29	0.08	2.17	0.44
041	824.50		A	55.99	0.83	17.21	9.07	0.17	4.09	9.26	2.86	0.42	0.10	2.22	0.54
042	844.50		A	55.93	0.83	17.29	8.75	0.19	3.71	9.91	2.91	0.33	0.14	2.36	0.57
043	858.20		A	55.97	0.84	17.21	9.14	0.16	4.46	9.23	2.56	0.33	0.10	2.05	0.54
044	871.50		A	55.71	0.82	17.36	9.11	0.16	4.36	9.31	2.63	0.45	0.09	2.09	0.54
066	899.10		A	55.16	0.83	17.30	9.41	0.16	4.49	9.50	2.74	0.32	0.10	2.10	0.55
046	917.60		A	56.24	0.82	17.20	8.94	0.16	4.25	9.04	2.84	0.42	0.10	2.10	0.53
067	949.40		A	56.17	0.83	17.16	8.85	0.16	4.29	9.23	2.67	0.55	0.09	2.06	0.54
047	974.00	I	A	55.84	0.83	17.16	9.16	0.16	4.36	9.30	2.73	0.35	0.11	2.10	0.54
048	1039.20		A	57.54	0.74	16.55	9.41	0.20	3.42	8.92	2.71	0.43	0.07	2.75	0.54

グループIV (深度221~13 m): ほとんどがタイプBに属するかんらん石玄武岩の溶岩及び火砕岩からなる.

深度721.3 mを境に下位のグループIと上位のグループII~IVとの間には記載岩石学的に大きな違いが認め

られる. グループIのほとんどの岩石は安山岩質であり, 一般に斜長石が斑晶鉱物の7割程度を占め, マフィック鉱物のほとんどは両輝石と不透明鉱物からなる. かんらん石は一部の試料にごくわずかな含まれるだけである. 斑晶鉱物は粗粒であり, 長径1 mm程度の斑

第6図 掘削試料の深度—全岩SiO₂含有量。Fig. 6 Whole-rock SiO₂ wt. % in recovered specimen versus depth from the drill-hole surface.

晶が普通に存在する。また、集斑晶が多量に存在する。普通角閃石斑晶が1試料に限り含まれていた。深度721.85 mから採取された1試料はタイプBの斑晶組合せをもち、玄武岩質でむしろ上位のグループに属するものであったが、礫層に含まれていたことからグループIに属するものと考えた。一方、グループII～IVは斑晶総量に関係なく全体の9割以上が斜長石であり、マフィック鉱物は1割以下である。また、不透明鉱物が5 vol.%に達する。不透明鉱物を含め、マフィック鉱物は長径<0.5 mmの細粒なものが主であり、多くは単独結晶である。

全岩化学組成の分析結果からは、ボーリングコアの岩石は玄武岩質から玄武岩質安山岩質までに限られ、全体的に低いSiO₂量で特徴づけられる。深度に対するSiO₂含有量の変化をみると、下位のグループIから上位のグループIVに向かい、ほぼ連続的にSiO₂が乏しくなる傾向が認められる(第6図)。しかし、最下位のグループIは他のグループII～IVと比べてSiO₂量が高く55～56 wt.%であり、FeO*/MgO-SiO₂図上ではソレライト系-カルクアルカリ系の境界(Miyashiro, 1974)付近にプロットされる(第7図)。グループII～IVはFeO*/MgO-SiO₂図(第7図)上でソレライト岩系の領域にある。これらのことから、グループIは他のグループとは成因的に異なる。一方グループII～IVはその起源や分化の過程は共通であったと考えられる。

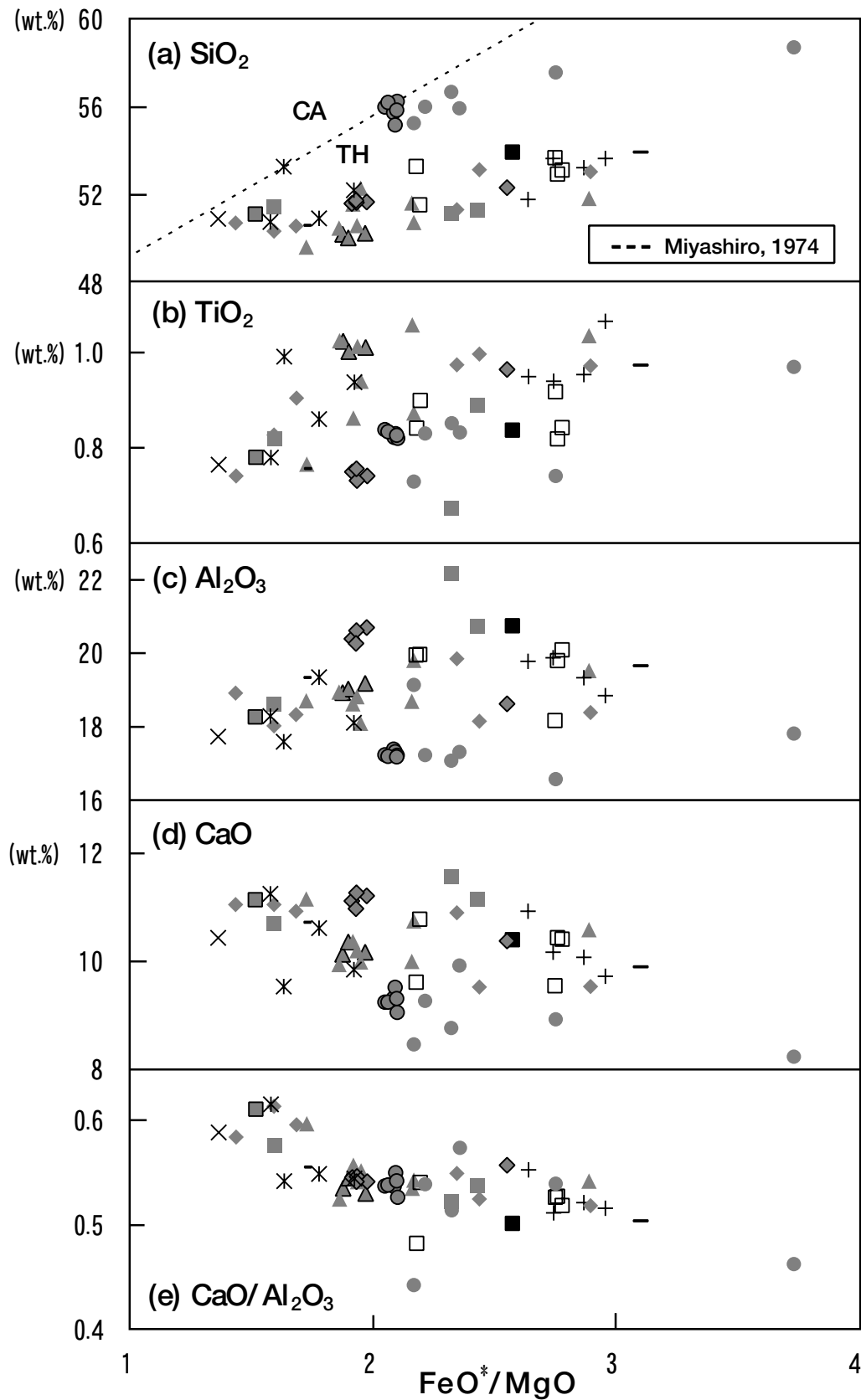
グループII～IVは上位のグループほどTiO₂量が高い。

また、FeO*/MgOの増加に対して、Al₂O₃はそれぞれのグループのなかで一旦やや増加したのち減少するトレンドを持つ。CaOはFeO*/MgOの増加に対して単調に減少する。そのため、CaO/Al₂O₃比も、FeO*/MgOの増加に対してははじめから減少する。CaO/Al₂O₃比は、かんらん石や斜方輝石を分別しても変化しないが斜長石を分別すると若干増加、Caに富む単斜輝石を分別すれば減少する。したがって、これらのトレンドを総合すると、グループII～IVのマグマからCa-単斜輝石がわずかに斜長石に先立って分別したと考えられる。一般に、圧力が上昇すると、輝石の安定領域は相対的に高温側に広がり、含水量が高くなると斜長石の晶出が遅れる。玄武岩質マグマに対して見積ったリキダス温度の変化(例えば藤井, 2004)を適用すると、ごく大まかには>2 kbで水を2 wt.%以上含んだ条件で分化すればこのような晶出順序が満足されるであろう。

7. 議 論

7.1 コア試料と箱根火山及び周辺地域の火山岩類との比較

箱根火山の古期外輪山の北東山麓を調査するとともに、公表された足柄層群中の火山岩類及び箱根火山本体とコア試料との全岩化学組成を比較し、対応関係を検討した。



第7図 山北南掘削試料の主成分組成変化図。記号は第6図と共通。ソレイト岩系 (TH) とカルクアルカリ岩系(CA)の境界は Miyashiro (1974)による。

Fig. 7 Major element variation diagrams for Yamakita-minami drill-hole rock samples. Symbols are same as in Fig.6. Boundary between Tholeiitic (TH) and Calc alkaline (CA) Rock Series is from Miyashiro (1974).

7.1.1 足柄層群に産出する火山岩類との比較

グループIに区分したコア試料の溶岩及び溶岩礫は、測定されたK-Ar年代、FT年代、微化石による年代値から、足柄層群堆積時の火成活動と同時期のものである(柳沢ほか, 2005)。足柄層群中に挟在する溶岩及び矢倉岳の石英閃緑岩を含む貫入岩は、輝石玄武岩・安山岩質、角閃石安山岩質である(倉沢ほか, 1989; 宮城・金井, 2002)。これらの全岩化学組成の範囲はSiO₂含有量が48~63 wt.%と広い(第8図)。グループIの測定結果はこの範囲の中に収まるが、宮城・金井(2002)の産出層位と対比できるほど厳密に一致する岩石はない。

7.1.2 山北南コア試料と箱根火山本体に分布する火山岩類との比較

長井・高橋(2000)によれば、黒白層の堆積、火打石岳火山及び金時山火山の活動は0.5~0.35 Ma、明神ヶ岳火山及び前期単成火山群の活動は0.35~0.27 Maであった(第9図)。箱根火山の溶岩は一般に斑晶量が多く、玄武岩で最大57 vol.% (Kato, 1985)に達する。

黒白層は、玄武岩質溶岩を含む泥流を主体としており、火打石岳火山体や金時山火山体の火山麓扇状地の堆積物である可能性が高い(長井・高橋, 2000)。黒白層中の岩石の斑晶鉱物組合せは、①斜長石+かんらん石、②斜長石+かんらん石+斜方輝石±単斜輝石、③斜長石+単斜輝石+斜方輝石±かんらん石の3種がある。いずれも、かんらん石はイデイングサイト化していることが多く、かんらん石、斜方輝石斑晶はピジョン輝石の反応縁を持つ。集斑状組織が普通に見られる。石基鉱物は斜長石、単斜輝石、不透明鉱物である。まれに、斜方輝石斑晶がかんらん石の反応縁に囲まれる。このような組織は、平衡な結晶作用では考え難く、マグマ混合が起こった可能性を示唆する。

火打石岳火山は、玄武岩・玄武岩質安山岩溶岩・凝灰角礫岩互層からなる。長井・高橋(2000)は柄沢ローム層に対比される火山灰を挟在すること、未公表K-Ar年代値を基に活動年代が0.5~0.35 Maであると推定した。なお、長井・高橋(2000)の火打石岳火山はKato(1985)の火打石岳層のうち安山岩質の前期単成火山群をのぞいた部分をさす。火打石岳火山噴出物は、一般に斑晶に富んでおり、斑晶鉱物組合せは、①斜長石を主とするもの、②斜長石+かんらん石±単斜輝石±斜方輝石、③斜長石+単斜輝石+斜方輝石±かんらん石の3つがある。①の岩石は、斜長石の大きな斑晶(>3 mm)を含み、集斑状組織を呈することが多い。また、まれにイデイングサイト化が著しいかんらん石もみられる。石基鉱物は単斜輝石、不透明鉱物である。②の岩石には、集斑状組織を持つ斜長石がよくみられる。かんらん石には反応縁やイデイングサイトが普通にみられる。単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が集斑状組織を成していることがある。石基鉱物は斜長石、単斜

輝石、不透明鉱物である。③の岩石には、斜長石の大きな斑晶(>3 mm)が多くみられるものや、斜長石単独で集斑状組織を呈するものがある。まれに斜方輝石をかんらん石が囲む組織がみられた。

金時山火山は、玄武岩質溶岩・安山岩・凝灰角礫岩互層やアグルチネートなどからなる火山体で、斑晶に富むものが多い(長井・高橋, 2000)。斑晶鉱物組合せは、斜長石+かんらん石+単斜輝石±斜方輝石±不透明鉱物と、斜長石+単斜輝石+斜方輝石±不透明鉱物±かんらん石の2つがあり、斜長石単独での集斑状組織がしばしば観察されるほか、前者には、単斜輝石±かんらん石が集斑状組織を呈することがある。石基鉱物は細粒である。また単斜輝石に囲まれたかんらん石がみられることがある。金時山にはカルクアルカリ岩系に含まれる安山岩質の岩石があり、斜長石、斜方輝石の中心部の組成がバイモダルであって、縁部で組成がそろう(Kato, 1985)。この産状をKato(1985)は分化の進んだマグマと比較的未分化な玄武岩マグマとが混合した痕跡であると主張した。

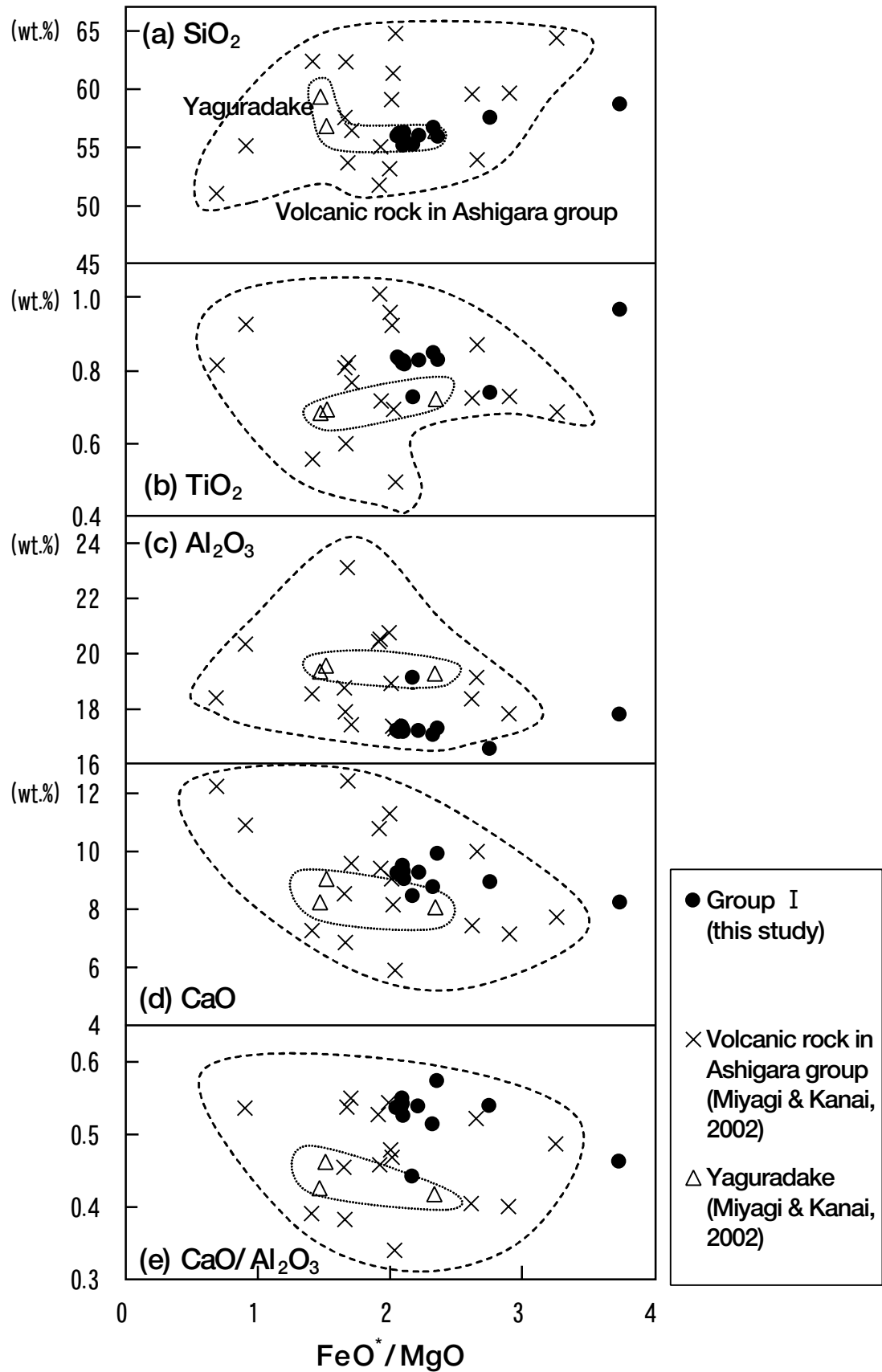
前期単成火山群は、斑晶に乏しい安山岩・デイサイトのスコリア丘・溶岩ドーム・溶岩流からなる(長井・高橋, 2000)。Kato(1985)の火打石岳火山の無斑晶質安山岩の一部はこれに相当すると考えられる。コアの試料には化学組成、組織から前期単成火山群に対比される試料は含まれない。

明神ヶ岳火山は、長井・高橋(2000)によれば、後期成層火山に属し、0.26~0.24 Maに噴出した玄武岩・安山岩の溶岩・凝灰角礫岩互層からなる。無斑晶質岩もごく少量産する。

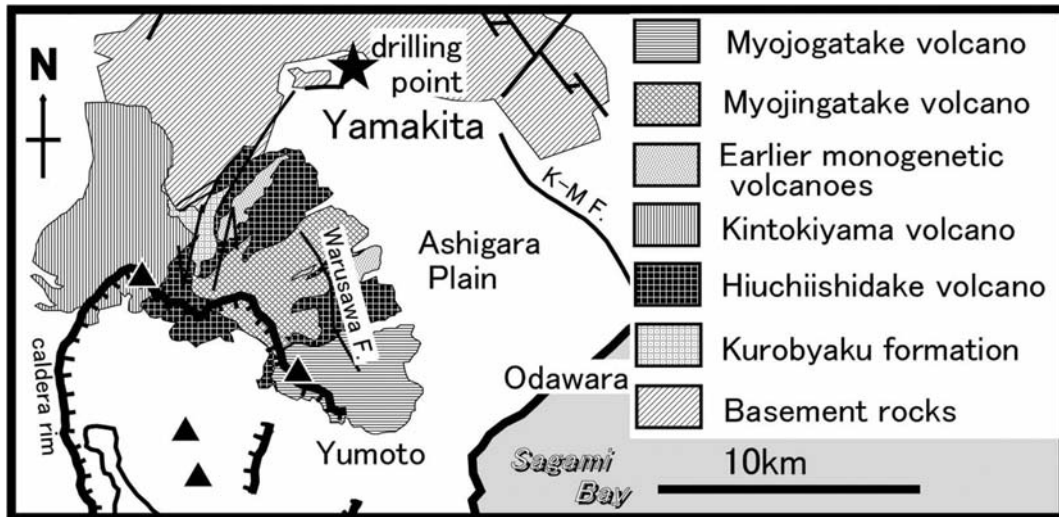
第10図に、山北南観測井のコア試料の全岩化学組成を、箱根山体を構成する岩石の全岩主成分化学組成(Arculus *et al.*, 1991; Kato, 1985)の組成領域とともに示した。明神ヶ岳の噴出物は玄武岩質安山岩・安山岩質であること、一般に粗粒な斜長石斑晶をもつ産状、またコア試料から求められた噴出年代を考慮すると、明神ヶ岳の噴出物は山北南観測井のコア試料中の溶岩及び溶岩片には対比できないと考えられる。また、山北南観測井のコア試料の化学組成は金時山層の安山岩とも一致しない。これに対して、コア試料の溶岩・溶岩礫の化学組成は、火打石岳層、黒白層の化学組成範囲とは重なる。したがって年代値も含めて考えると、ボーリングコア試料は黒白層または火打石岳層に対比される可能性が高いと考えられる。

7.2 基盤岩の高度分布について

山北南掘削地点では、陸上に堆積した箱根火山噴出物が厚く、箱根火山の基盤は深度721.3 m(標高-569.3 m)以深に存在する足柄層群と同時代の海成の堆積層及び火山岩類であることが明らかになったので、この



第8図 山北南掘削試料グループIと足柄層群中の火山岩類(宮城・金井, 2002)との主成分化学組成の比較。
Fig. 8 Major-element variation diagrams comparing Yamakita-minami drill-hole Group I samples with volcanic rocks occurred in Ashigara Formation (Miyagi and Kanai, 2002).



第9図 箱根古期外輪山期の地質概略図(長井・高橋, 2000 を簡略化).

Fig. 9 Brief geologic map showing north-east Hakone volcano in Old somma stage (simplified after Nagai and Takahashi, 2000).

結果が伊豆弧北端のテクトニクスを考える上で持つ意味について考える。

箱根火山本体及び周辺の基盤岩の高度分布は, Kuno (1950) による地表調査, Kuno *et al.* (1970), 木宮・狩野 (1987), Yamazaki (1992), 萬年 (1999a), 萬年ほか (2002) によるボーリングコア試料の解析と倉沢ほか (1989), 柳沢ほか (2005) の基盤岩の年代測定などにより詳しくわかっている (第11図)。

Kuno *et al.* (1970) は当時までに箱根火山の中心近くで掘削された温泉ボーリングコアのデータを取りまとめて検討した。彼らは、カルデラ内の仙石原などで標高550 mにも海成の基盤岩が存在することから、陥没の深度はごく限られていると評価した。萬年 (1999a, b) はその後得られた資料も含めて再検討を行ない、精度をあげてこれを確認した。

一方、箱根火山山麓の地下では、木宮・狩野 (1987) が箱根火山北西山腹乙女峠付近の標高610 mで掘削された乙女1号ボーリングの結果から、標高-693 mまでは地表に露出している陸成の箱根古期外輪山溶岩に、それ以下は足柄層群塩沢層に対比可能であるとした。また、萬年ほか (2002) は南東山腹根府川の小田原第5号温泉井のコアを検討し、標高182 m～176 mが関東ローム層、176 m～-43 mが箱根前期単成火山群溶岩・白銀山溶岩類、-43 m～-373 mが古期外輪山系凝灰角礫岩、-373 m～-993 mは岩相及び海棲生物の化石を含むことから早川凝灰角礫岩に対比可能であり、-993 m～-1,268 mは湯ヶ島層群に相当する地層であると解釈した。足柄平野小田原市鴨宮では、孔口標高10.493 mから少なくとも掘削深度500 mの孔底(標高-490 m)までOS2に由来する礫が見つかり、基盤岩の深度は更に深い

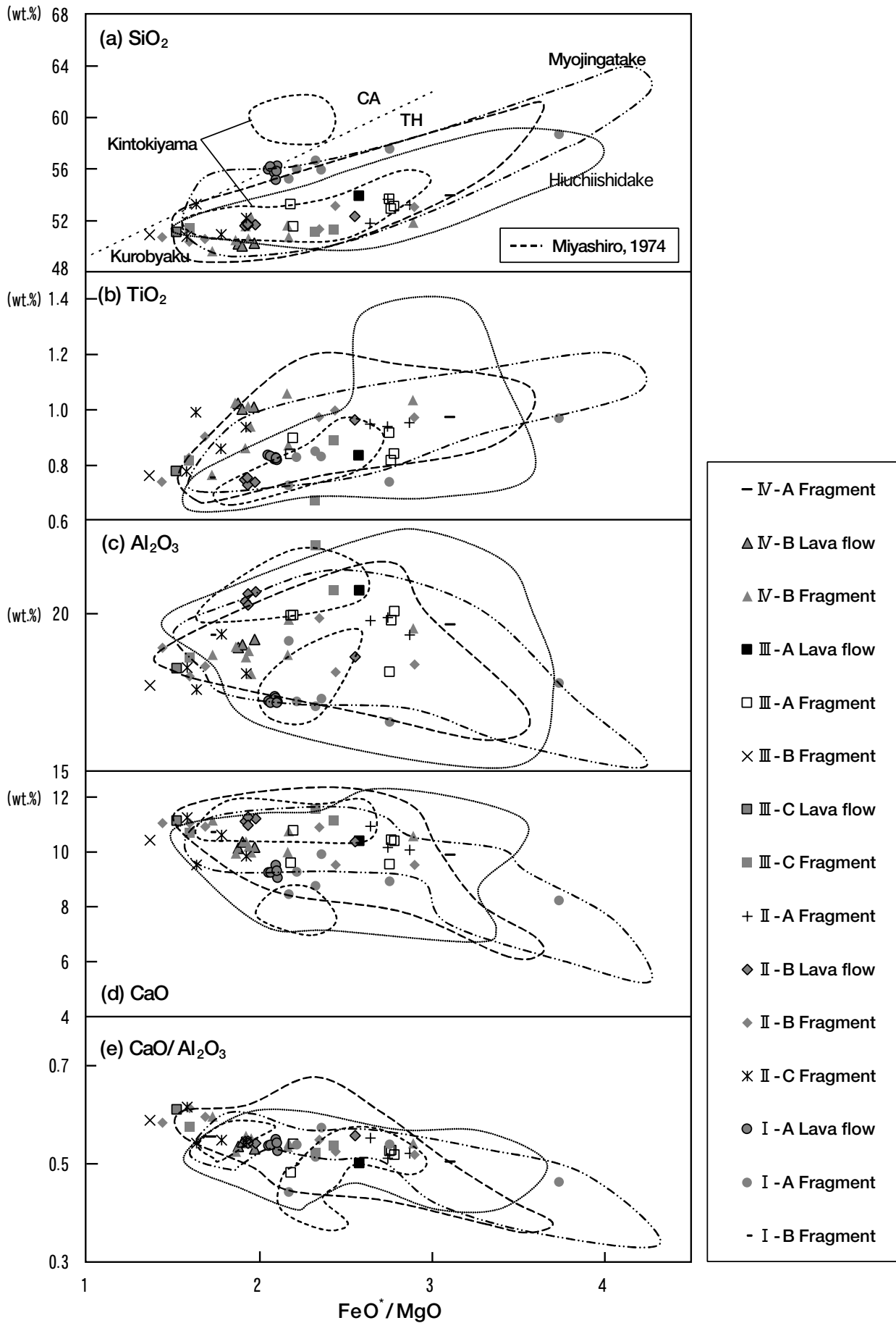
(Yamazaki, 1992; 山崎, 1993)。

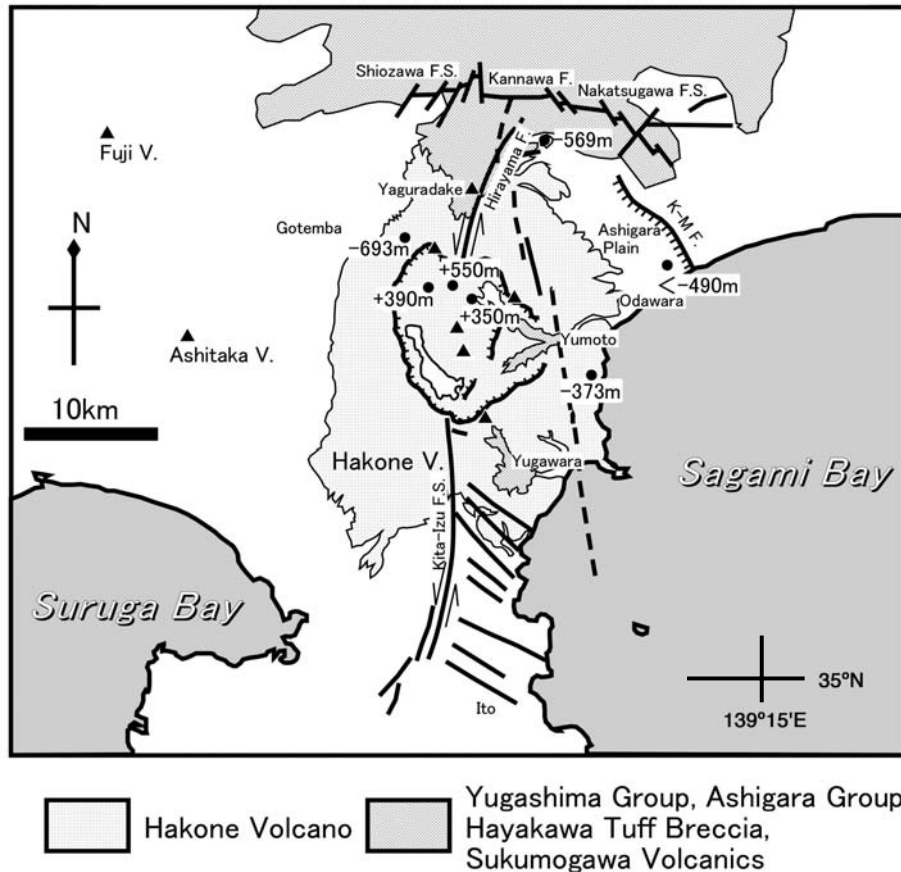
基盤岩の年代値としては、箱根火山北山腹の足柄層群中部層(畑砂岩泥岩層)に貫入し、現在、標高870 mの矢倉岳を形成している石英閃緑岩体の2個の試料のK-Ar年代値の平均は1.15 Ma (倉沢ほか, 1989), 箱根湯本駅北東標高約100 mに分布する早川凝灰角礫岩のFT年代は 5.2 ± 0.7 Ma (柳沢ほか, 2005) と求められている。

以上の結果をまとめると(第11図)、箱根火山は南北方向に伸びた基盤の尾根状の高まりの上に形成されていることがわかる。

相模トラフ北部では、現在フィリピン海プレートは北米(オホーツク)プレートに対し相対速度2.7 cm/yrで北北西に進行して(Seno *et al.*, 1993), 相模トラフからは沈み込み、伊豆半島北端では衝突している(例えば、杉村, 1972; 中村・島崎, 1981)。約1 Ma以降、伊豆半島とその北縁では南北方向の隆起があり、その軸部では矢倉岳の石英閃緑岩の貫入、引き続いて宇佐美火山、多賀火山と箱根火山の活動があった。一方、その翼部に相当する伊豆半島海岸地域では海岸段丘の発達が悪く沈降が続いている(例えば、伊藤ほか, 1986; Ito *et al.*, 1989)。また、隆起軸の東翼にあたる足柄平野でも、少なくとも0.3 Ma以降平均2 mm/yで沈降したと見積もられている(Yamazaki, 1992)。

伊豆半島北部では箱根火山中心部から南へは北伊豆断層系、北東へは平山断層が伸びており、これらが一体となって40 kmに及ぶS字状の左横ずれ断層系を形成している。これらはそれぞれ0.20～0.29 Ma, 0.25～0.3 Maに活動を開始した(Ito *et al.*, 1989)。石橋(1988a, b)はこの地域のプレートの配置を考える上で、相模トラフから沈み込むプレートと、沈み込めずに衝突する





第 11 図 箱根火山付近の基盤岩の分布と海拔高度、地震活動（1997, Oct.-2004, Aug.）の集中帯（破線）を示す。基盤高度のデータ出典は Kuno *et al.* (1970), Kuno (1950), 倉沢ほか (1989), 木宮・狩野 (1987), 萬年 (1999a, b), 萬年ほか (2002), 山崎 (1992)。震源分布は気象庁 (2005) による。

Fig. 11 Distribution and altitude of basement rocks and seismicity in Hakone volcano and adjacent areas. Original data on basement rocks; Kuno *et al.* (1970), Kuno (1950), Kurasawa *et al.* (1989), Kimiya and Kano (1987), Mannen (1999a, b), Mannen *et al.* (2002), and Yamazaki (1992). Broken lines indicate seismically active zone. Distribution of Hypocenter is from JMA (2005).

伊豆半島の間にはプレートを裁ち切る南北走向のプレート内断層（西相模湾断裂）の存在が必要であると主張した。吉田 (1990), 野口・吉田 (1991) は、同様のプレート内断層の存在は支持したが、その位置は道志-小田原を結ぶ地震多発ゾーンの西端に設定したほうが周辺地域の地震活動とも調和的であるとした。

基盤岩の高度分布を説明する2つの可能性が考えられる。ひとつは北米プレートに衝突する箱根火山中心部で南北方向の隆起と、沈み込みに伴うベンディング (伊藤ほか, 1986) による東麓での東下がり (西麓で西下がり) の傾動である。もうひとつは西相模湾断裂に相当するプレート内断層が、西相模湾から箱根東山麓を南北に断ち切って地下で東側の基盤岩を相対的に沈

降させている可能性である。

気象庁 (2005, p. 348) は、箱根火山周辺の地震活動を示し、吉田 (1990), 野口・吉田 (1991) よりも更に鮮明に箱根火山東麓地下10~20 kmで湯河原-箱根湯本-和留沢^{わるとせ}-最乗寺西方とほぼ南北線状に伸びる地震帯を示した (第11図の破線)。基盤高度はこの線の東側で低下している。この震源は地表で和留沢断層 (活断層研究会, 1991; Kaneko, 1970) と認定されている部分の南北に伸びているように見える。ただし、和留沢断層の直下では地震活動が不活発であることや、この断層の変位が東側隆起と推定されていることなどの問題点もある。

丸山西山腹の山北南掘削地点では、箱根火山古期外

第 10 図 山北南掘削試料と足柄層群中の火山岩類 (Arculus *et al.*, 1991; Kato, 1985) との主成分化学組成の比較。

Fig. 10 Major-element variation diagrams comparing Hakone volcano (Arculus *et al.*, 1991; Kato, 1985), volcanic rocks occurred in Hakone Old Somma stage, with Yamakita-minami drill-hole rock samples.

輪山噴出物が標高152 mから-569.3 mまで見られ、丸山北斜面には、足柄層群の凝灰角礫岩が露出している。したがって、この間に相対的に垂直変位500 m以上南側が沈降する活断層が存在するはずである(笠原ほか, 2004b)。一方、掘削地点の2 km西方にある酒匂川では、箱根新期外輪山期の火砕流堆積物に足柄層群が日向断層によって衝上している(徐, 1995)。したがって、箱根火山噴出物と足柄層群を境する断層は丸山の北斜面に存在することになる。

ところで、掘削地点の約4 km南東にあたる箱根火山北東麓の最乗寺から秦野市渋沢まで、足柄平野を横断する測線で行なわれた反射法地震探査の解析の結果、国府津 - 松田断層の西側には国府津 - 松田断層から分岐した衝上成分を有する東傾斜の低角断層が複数存在することが示唆された(笠原ほか, 2002)。こうした構造が山北南の掘削地点へも連続しているとすると、山北南観測井のコアは衝上成分を持った複数の派生断層によって切られている可能性がある。しかし、上に述べたように深度に対するSiO₂含有量や岩石学的な特徴から分けたグループⅠ～Ⅳには、明らかな繰り返しは認められなかった(第6図)。ただし、深度721.3 m以浅の堆積物はいずれも箱根火山に由来すると考えられる良く似た岩石からなるので、岩石試料を基に衝上断層による重畳を確認するには、微量元素なども含め更に精度をあげたより詳しい検討が必要である。

8. まとめ

山北南において掘削されたボーリングコア試料の深度0 m～1,076.6 mから採取した55個の溶岩、溶岩片について検討した。顕微鏡下の観察と全岩化学組成から、最下位のグループⅠ(深度721.3 m以深)及び箱根火山古期外輪山噴出物にあたるグループⅡ～Ⅳ(深度13～721.3 m)に区分した。掘削試料の化学組成、特にSiO₂や岩石学的な検討からは、同一岩相の繰り返しは確認できなかった。掘削地点は箱根火山の山麓扇状地であり、地表にあらわれた物質としてはフィリピン海プレート最北端にあたる。したがって足柄層群との境界はこの地点の北に存在する。

山北南掘削地点で箱根火山の基盤高度は海面下570 mであることが確認された。公表されたデータを含めてまとめると、箱根火山の基盤岩の高まりは中央部を南北に尾根状に縦走し、東西の山麓下では海面下500 m以深に没す。これを説明するためには箱根中心部を隆起させ、東西山麓を沈降させる南北性の断層の存在が求められる。この断層はフィリピン海プレートが衝突・付加する部分と、沈み込む部分とを切り分ける断層(東側は西相模湾の延長)である可能性がある。

謝辞: 地質情報研究部門火山活動研究グループ、中野 俊グループリーダー、石塚吉浩氏には蛍光X線装置の使用、分析作業にあたり終始お世話になった。日本大学長井雅史氏には大磯丘陵のKR16(第1ミガキズナ)試料を、千葉大学藤岡導明氏にはハヶ岳山麓の加久藤テフラ(Kkt)及び地藏堂層J4テフラ試料を提供していただいた。この原稿の匿名査読者、編集担当の吉川敏之氏のコメントによって大きく改善された。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 天野一男・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池 純(1986) 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス。北村 信教授記念地質学論文集, 7-29.
- Arculus, R. J., Gust, D. A. and Kushiro, I. (1991) Fuji and Hakone. *National Geographic Research & Exploration*, **7**, 276-309.
- 藤井敏嗣(2004) 富士火山ではなぜ玄武岩マグマが卓越するか。月刊地球, 号外, **48**, 153-159.
- 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**, 285-299.
- 平田由紀子(1999) 箱根火山の発達史。神奈川県博調査研報, **9**, 153-178.
- 石橋克彦(1988a) “神奈川県西部地震”と地震予知Ⅰ。科学, **58**, 537-547.
- 石橋克彦(1988b) “神奈川県西部地震”と地震予知Ⅱ。科学, **58**, 771-780.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米沢 宏・染野 誠・本間睦美(1986) 最近100万年における足柄一大磯地域の古地理変遷とテクトニクス。月刊地球, **8**, 630-636.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba, T. (1989) Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1Ma. *Tectonophysics*, **160**, 305-326.
- 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.
- Kaneko, S. (1970) Deformation of Hakone volcano, South-west of Tokyo. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 247-258.
- 笠原啓司・田中 環・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生(2002) 足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS, 90-TAN データの再解析。東大地震研彙報, **77**, 267-275.
- 笠原敬司・関口渉次・小原一成・藤原広行・山水史生・青井 真・山田隆二・木村尚紀・汐見勝彦・関根秀太郎・松原 誠・林 広樹・森川信之(2004a) 大深度ボー

- リング掘削, 検層および孔井内速度構造調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市地殻構造調査研究」(平成15年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所, 241-288.
- 笠原啓司・林 広樹・関口渉次(2004b)伊豆一丹沢衝突域に未発見A級活断層の存在確実—神奈川県山北町における2000 m掘削速報—. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, S-4.
- 笠原敬司・関口渉次・小原一成・藤原広行・山水史生・青井 真・山田隆二・木村尚紀・汐見勝彦・関根秀太郎・松原 誠・林 広樹・森川信之(2005)大深度ボーリング掘削, 検層および孔井内速度構造調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市地殻構造調査研究」(平成16年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所, 266-307.
- 加藤 隆(1984)箱根古期外輪山北部の地質および岩石. 火山, **29**, 334.
- Kato, T. (1985) Geology and petrology of the north and west old somma of Hakone volcano, Japan. Master's thesis, University of Tokyo, 106p.
- 活断層研究会(1991)[新編]日本の活断層 分布図と資料. 活断層研究会編, 東京大学出版会, 437p.
- 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, 1987, 1, 98.
- 気象庁編(2005)活火山総覧. 気象庁, 635p.
- Kuno, H. (1950) Geology of Hakone volcano and adjacent areas. Part I. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*., **7**, 257-279.
- 久野 久(1972)箱根火山地質図説明書. 箱根火山地質図再版委員会, 大久保書店, 52p.
- Kuno, H., Oki, Y., Ogino, K. and Hirota, S. (1970) Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. *Bull. Volcanol.*, **34**, 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. 地質雑, **95**, 331-334.
- 町田 洋・新井房夫(2003)火山灰アトラス 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p.
- 萬年一剛(1999a)箱根火山の地下構造—温泉ボーリングからのアプローチ. 東大地震研研究集会報告書「富士・箱根および周辺火山における噴火長期予測のための研究集会」, 5-6.
- 萬年一剛(1999b)箱根・下湯湯地域で掘削された2本の温泉井のボーリング地質と温泉. 神奈川県温泉地学研究所報告, **31**, 1-15.
- 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1500 mの温泉井の地質. 神奈川県温泉地学研究所報告, **33**, 11-24.
- 宮城晴耕・金井克明(2002)足柄層群に産出する低カリ質火山岩類と南部フォッサマグナ地域の火山岩のK₂O分帯について. 地球科学, **56**, 165-177.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 長井雅史・高橋正樹(2000)箱根古期外輪山の形成史. 平成11年度東京大学地震研究所研究集会報告書“富士・箱根および周辺火山における噴火長期予測のための研究集会”, 37-46.
- 中村一明・島崎邦彦(1981)相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- 野口伸一・吉田明夫(1991)山梨県東部の最近の地震活動とその地学的意味. 地震2, **44**, 247-258.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A. E. (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 17941-17948.
- 徐 垣(1995)足柄層群南縁の衝上断層(日向断層)とその地震テクトニクス上の意義. 地質雑, **101**, 295-303.
- 杉村 新(1972)日本におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- Togashi, S. (1989) XRF Analytical Report 1/89, Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube, *Open-File Report, Geological Survey of Japan*, no.132, 35p.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **43**, 603-657.
- 山崎晴雄(1993)南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地質雑, **102**, 365-373.
- 柳沢幸夫・渡辺真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹(2005)大深度ボーリング試料による地質年代調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成16年度 成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所, 338-358.
- 吉田明夫(1990)神奈川県西部の地震活動とその地学的意味. 地震2, **43**, 205-212.

(受付:2006年5月24日;受理:2006年10月27日)