

伊豆-高塚山、船原山火山の地質と岩石

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2011-07-14 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 湯佐, 泰久, 黒田, 直 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00005780

伊豆—高塚山，船原山火山の地質と岩石

湯 佐 泰 久* 黒 田 直**

I. はじめに—高塚山火山および船原山火山は北部伊豆半島にあるかんらん石玄武岩質スコリア丘である。著者らは、従来あまり知られていない両火山を地質学的、岩石学的に研究した結果、火山層序、火山体の構造および溶岩と火山弾の鉱物・化学組成に関して興味あるいくつかの点を見出したのでここに報告する。

高塚山は、大塚（1933）によって城層の一部とみなされたが、最近、スコリア丘であることが鯨島（1966）によって確かめられた。船原山は沢村（1955b）によって簡単に記載されているにすぎない。高塚山南方の大室山火山群（Kuno, 1954）および天城火山群（倉沢, 1959）のかんらん石玄武岩は岩石学的には伊豆箱根地方のソレイアイトよりも Al_2O_3 とアルカリに富むことが知られ、久野（1960, 1968）はこれらの第四紀かんらん石玄武岩を高アルミナ玄武岩類とみなした。

この研究を行なうにあたり、終始御指導を仰いだ鯨島輝彦教授、不透明鉱物の同定を御教示された名古屋大学渡辺武男教授、化学分析について御教示された波多江一八郎教授および名古屋大学白木敬一氏に感謝する。また、現地の調査に際して、便宜を与えられた浅野信雄氏に感謝する。

II. 高塚山火山

A. 基盤

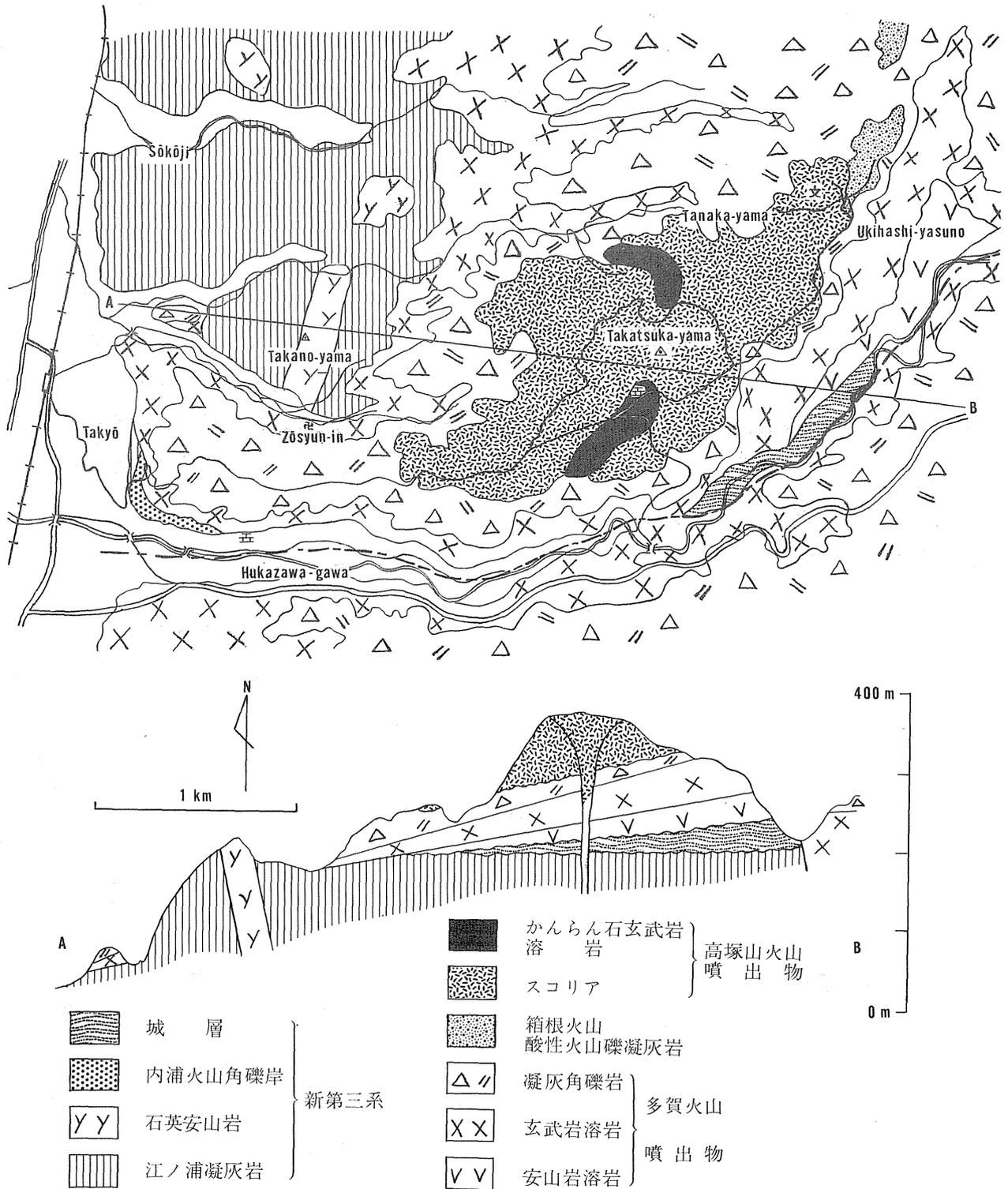
1. 新第三系：頁岩と礫岩の互層を挟む凝灰質砂岩が、宗光寺から高野山にかけての地域と田京の東に露出している。田京の東の凝灰質粗粒砂岩は江ノ浦凝灰岩層（沢村, 1955a）と命名され、偽層が発達し、一般に変質されて暗緑色をおび、微粒の黄鉄鉱が散在することもある。石英安山岩岩脈が本層を貫いており、高野山南麓の本岩脈は変質されて緑色をおびている。田京の南（深沢川北岸）には、北東にゆるく傾斜する火山角礫岩層が露出している。また、高塚山南東の深沢川に沿っては、白色凝灰岩と凝灰質砂岩とが互層するよく成層した火山礫凝灰岩の露出が見られる。これらの地層はそれぞれ、内浦火山角礫岩層（沢村, 1955a）、城層（Ôtsuka, 1933）と命名されている。

2. 多賀火山噴出物：かんらん石・紫蘇輝石・普通輝石安山岩溶岩、普通輝石・かんらん石玄武岩溶岩および凝灰角礫岩が下からこの順序に重なる。安山岩溶岩は、深沢川中流の浮橋安野で見られ、城層を不整合に被う。玄武岩溶岩は各地に露出し、深沢川下流北岸の採石場と蔵春院付近の谷では巨大な柱状節理を示している。凝灰角礫岩は火山灰を挟み、風化されて軟弱化し、赤褐色を呈し、田京から高塚山、田中山へ通じる道路筋に露出する。深沢川北岸の採石場東方の道路筋では、泥流が認められる。

* 名古屋大学理学部地球科学教室 ** 静岡大学理学部地学教室

B. 火山体

高塚山火山スコリア丘（海拔 369 m）は多賀火山の南西斜面に噴出し、見事に成層したスコリア層中に紡錘状、球状、牛糞状火山弾および溶岩餅を大量に含む。また、かんらん石玄武岩の小溶岩流が火山体の南西と北西に開く谷に露出している。溶岩流には流理構造と板状節理が発達している。著者の1人湯佐は、このスコリア丘と多賀火山噴出物の境界付近を詳しく調査して、層序の上で



第1図 高塚山火山地質図および断面図

興味ある事実を見出した。すなわち、大仁小学校田中山分校付近では、赤褐色のローム層が安山岩岩片と炭化木片を含む厚さ約1 mの成層した白色軽石質凝灰岩および灰褐色火山礫凝灰岩を被っている。高塚山火山噴出物は、明らかにこのローム層の下部に挟まれている。ローム層の上部には、数枚の厚さ約20cmの黄褐色軽石層が挟まれている。この軽石層は数mm大の普通輝石と紫蘇輝石の黒色柱状結晶を多量に含有することを特徴とする。ローム層の下位にある成層した凝灰岩、ローム層およびローム層の上部に挟まれている軽石層はそれぞれ、層序と岩質から、北方で記載されている箱根火山酸性火山礫凝灰岩、古富士火山灰および箱根火山中央火口丘軽石堆積物（久野，1952；Machida, 1967）と一連のものとみるのが妥当と思われる。

最近、高塚山火山南面中腹に開かれた採石場で、不整合に相重なる見事に成層したスコリア層が高さ40 mの崖をなして露出しているのが観察される（図版1）。下位スコリア層は走向N48°W・傾斜10°Nである。基盤由来の異質岩片は、より下部のスコリアに限って多数包有され、しばしば人頭大を越す。異質岩片の種類は層準によって異なり、ロームが下位に、玄武岩ないし安山岩が中位に、白色凝灰岩と緑色岩類が上位に包有されている。この順序は、当地域の層序とまったく逆である。類似の現象がベスピアス火山でも知られている（Rittmann, 1936）。上位スコリア層は、下位スコリア層を不整合に被い東北東にゆるく傾斜する。上位スコリア層は、不整合面付近で数回の繰り返しを伴う逆分級堆積およびある点から下方に扇状に広がる堆積を示す。下位スコリア層の傾斜は不整合面付近でゆるくなっているため、下位スコリア層が不整合面に沿って下方へ引きずられたように見える。不整合面の傾斜角は約50°（見かけ上30°）である。異質岩片は上位スコリア層にはまったく見られず、その岩相は下位スコリア層の上部に酷似する。また、上位スコリア層は高塚山火山頂上付近で西落ちの正断層によって切られている模様である。数条の正断層が採石場のスコリア層中に認められ、落差は通常10cm、最大2 mまであり、下位スコリア層のみを切る断層もある。

東部伊豆には多数のスコリア丘が存在する（鮫島，1966）が、高塚山のように内部構造が知られたものはまだない。ハワイでは、マウナケアのスコリア丘の内部構造が人工地震波の反射によって研究された（Furumoto & Adams, 1968）。その結果、異なる地震波速度を示す上下3種のスコリア層が識別され、最大の地震波速度をもつ最下部のスコリア層は、高塚山の採石場で見られるような、基盤の溶岩片を多く含むスコリア層に相当するのかもしれない。

C. 火山体の形成と崩壊

高塚山火山は古富士火山灰層と箱根火山噴出物との関係から、更新世最末期に活動したと考えられる。火口の位置はスコリア層の傾斜方向、放出物の大きさおよび異質岩片のおびただしい包有量から、採石場のやや北東部に定められる。噴火の状況とマグマ溜りの位置は、下位スコリア層の岩相の相異（下部は異質岩片を包有し、上部は包有していない）から次のように考えられる。すなわち、最初火口は爆発的に開き、火口付近の岩石が吹き飛ばされ、引き続いて火道部分の岩石の上位のものが、さらに下位のものが順次噴出した。やがて火道が貫通し安定すると、本質噴出物のみが火口付近に堆積した。マグマ溜りは少なくとも江ノ浦凝灰岩層よりも下位にあると推定される。このようにして形成された当時の高塚山火山はおそらく現在よりもっと大きなスコリア丘であったと推定される。

火山活動終了後の状況は採石場における下位スコリア層上部と上位スコリア層の岩相の酷似、上位スコリア層の逆分級と扇状堆積などから次のように考えられる。すなわち、採石場の不整合面は火口壁の一部である。スコリア丘は形成後崩壊し、火口はスコリアで埋まった。その時、スコリアは火口壁の斜面を転動（木村，1956）したために、逆分級と扇状堆積が上位スコリア層に生じた。

ところで、上位スコリア層は噴火によって形成されたと考えられるかもしれない。もしも、上位と下位のスコリア層が同一火口から放出されたスコリアによって形成されたとすれば、火口壁とみなされる不整合面は噴火によってかなり乱されていてよいはずである。また、他の火口が近くに開いたとすれば、上位スコリア層の下部には多量の異質岩片が包有されていてよいはずである。しかし、不整合面は滑らかで、上位スコリア層は異質岩片を包有せず、他の火口も認められない。従って、上位スコリア層は噴火そのものによって形成されたのではなく、崩壊による二次的堆積物である。高塚山火山は、上位スコリア層の形成後も、山体の北西側を断層活動によって失ったと考えられる。

III. 船原山火山

A. 基盤

1. 新第三系：変質火山岩類および凝灰角礫岩が、船原川中流の船原温泉から新田にかけてよく露出する。変質火山岩類はプロピライトと珪化された石英安山岩である。この石英安山岩は、数mm大の石英斑晶を多数含有し、微粒の黄鉄鉱を散在させる。凝灰角礫岩は暗緑色を呈し、凝灰質砂岩を挟むこともある。これらの変質岩類は、岩質からいわゆる湯が島層群（沢村，1955b）に属するものと考えられる。

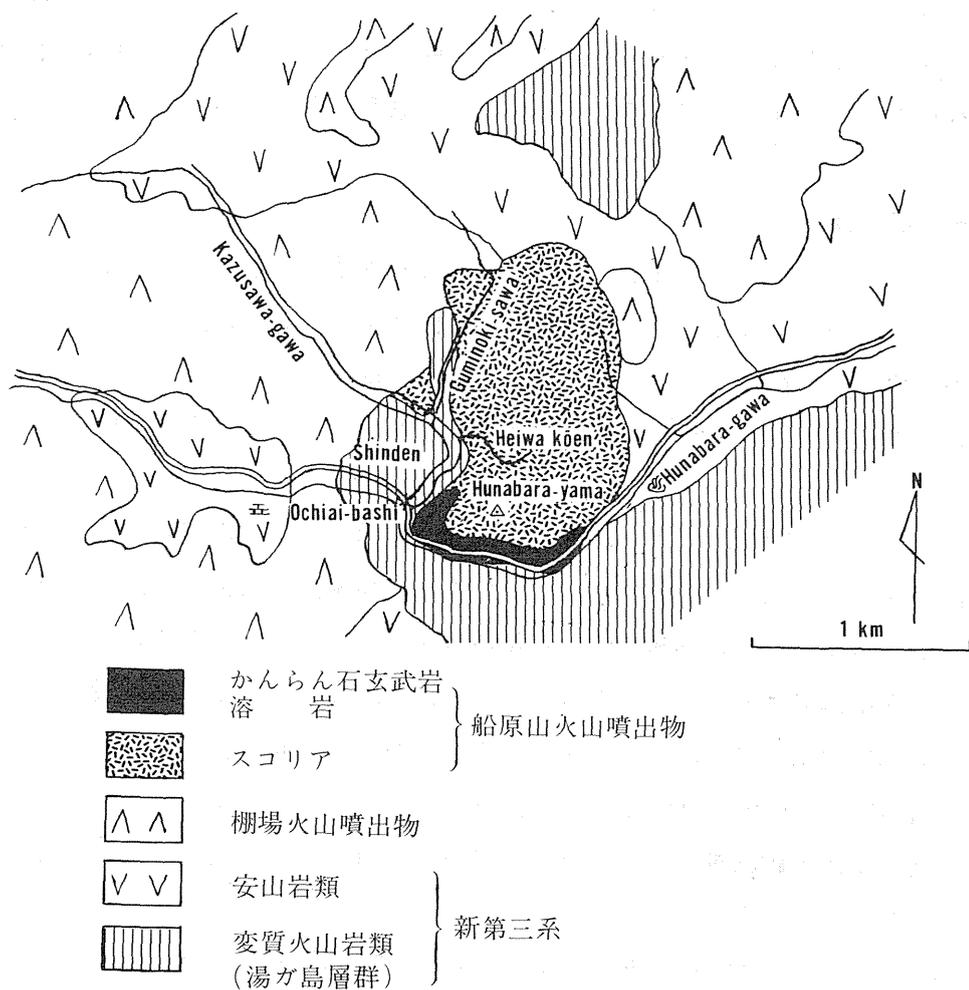
船原山火山の東部と北部および新田西方に、安山岩類が露出し、変質火山岩類を被う。この安山岩類は狩野安山岩類（沢村，1955b）と命名されている。その岩質は普通輝石・紫蘇輝石安山岩で、かんらん石または普通角閃石が含まれることもある。新田西方の石切場で見られるものは、厚さ約100 mに達する角閃石安山岩溶岩で多数の包有岩石を含み、柱状節理の発達著しい。船原山火山東の沢の安山岩類は凝灰岩および凝灰角礫岩を伴う。

2. 棚場火山噴出物：この噴出物は、船原山火山の西方で見られ、凝灰角礫岩と火山灰または火山礫凝灰岩の互層からなり、紫蘇輝石・普通輝石安山岩溶岩を伴う。

B. 火山体

船原山火山スコリア丘（海拔約330 m）は、船原川北岸の新第三系丘陵の南斜面（船原温泉付近）に噴出した。船原川沿いの南麓には、かんらん石玄武岩の小溶岩流が露出している。溶岩流には、流理構造と板状節理が発達している。この火山の基底は船原川にかかる落合橋、平和公園に通じる道路筋、ジャバカ沢で見られる。

落合橋では、玄武岩と安山岩の巨礫を含む段丘礫層が変質された石英安山岩を不整合に被い、段丘礫層は厚さ約1 mのローム層とこの上にのるやや明るい褐色の火山灰に被われている。この火山灰は、厚さ約50cmの細粒スコリア層に被われ、かんらん石玄武岩溶岩がこのスコリア層を被う（図版2）。溶岩はローム層に被われる。平和公園に通じる道路筋の崖では、厚さ数mの粗粒スコリア層



第2図 船原山火山地質図

がローム層を不整合に被い、さらにローム層と3枚の薄いスコリア層の互層がこの粗粒スコリア層を被っている。粗粒スコリア層には、40cm大の紡錘状火山弾が多数含まれている。ジャバカ沢ではスコリア層は凝灰角礫岩を直接被う。

船原山火山噴出物は一般にローム層に挟まれている。ローム層は通常約2mの厚さで、高塚山において見られるものと顕著な相異はないので、古富士火山灰かもしれない。グミノ木沢中流では、不整合に重なり合ったスコリア層が見られ、基盤由来のわずかの石英安山岩岩片を包有している。グミノ木沢の西(数沢川北岸)に露出するスコリア層は、石英安山岩、安山岩、凝灰角礫岩の時に50cm大に達する基盤岩片を多数包有している。

船原山火山噴出物を被うローム層の上部には、黒曜岩岩片を含有する薄い軽石層が挟まれている。この軽石層は、層序と岩質から、船原川の南の地域に広く見られるカワゴ平火山の噴出物(2,830±120年B. P.) (遠藤, 1965)である。

C. 火山体の形成

船原山火山は段丘堆積物古富士火山灰と思われるローム層およびカワゴ平火山軽石噴出物との関係から、最初期完新世に活動したと考えられる。火口は現在の地形と放出物の大きさから、平和公園付近の凹地に開いたものと考えられる。グミノ木沢の西の異質岩片を多数包有するスコリア層は、

初期の噴火が高塚山火山と同じく爆発的であったことを示している。スコリアの放出はローム層との互層およびグミノ木沢の不整合から考えて、数回繰り返されたであろう。船原山火山スコリア丘は、高塚山火山スコリア丘と比較して、はるかによく原形を保っている。

IV. かんらん石玄武岩

溶岩は暗灰色を呈し、完晶質、緻密で、かんらん石の斑晶が無数に見られる。溶岩の石基は、間粒組織と流状組織をかねそなえるが、褐色ないし無色ガラスも少量含む。船原山溶岩の石基鉱物は、高塚山溶岩のものよりも粗粒である。火山弾は多孔質、細粒で、褐色ガラスに富む。かんらん石の斑晶は火山弾にも見られる。石基かんらん石は溶岩にも火山弾にも含まれているが、その量は火山弾の方が多し。

かんらん石斑晶は1 mm大で、しばしば複雑な結晶形を示す。高塚山溶岩では、自形結晶は個数比で19%、骸晶は70%、丸味をおびた結晶は11%である。高塚山火山弾では、それぞれ8%、51%、41%である。かんらん石斑晶は外縁で弱い正規累帯をなし、(-)2Vの変化は、溶岩では内核から外縁へ87°~82°、火山弾では92°~86°である。かんらん石斑晶の(-)2Vは、一般に溶岩よりも火山弾の方が大で、船原山火山弾には(+)2Vを示すかんらん石斑晶が時に見られる。石基かんらん石の(-)2Vは、高塚山溶岩と火山弾では81°、船原山のそれらでは84°である。わずかのピコタイト微晶が、かんらん石斑晶に多数の磁鉄鉱と共に包有されている。斑晶および石基のかんらん石は、部分的に赤褐色のイデイングス石に変質している。

溶岩と火山弾のかんらん石斑晶の組成はX線粉末法により d_{130} を求めて(Yoder & Sahama, 1957)えられた(第1表)。(Siが内部標準として用いられ、銅のターゲットが使用された。)えられた結果は、火山弾のかんらん石斑晶が溶岩のものよりFo成分に富むことを示し、(-)2Vの値とよく一致している。

第1表 かんらん石玄武岩中のかんらん石斑晶のX線粉末回折による化学組成

	d_{130} (Å)	Mole % Fo	Wt. % Fo
(1)	2.7 8 4 5	7 2 .2	6 6 .4
(2)	2.7 8 1 2	7 7 .2	7 1 .6
(3)	2.7 8 8 7	6 6 .0	5 9 .0
(4)	2.7 7 4 9	8 6 .6	8 1 .7

(1), (3)溶岩, 高塚山および船原山. (2), (4)火山弾, 高塚山および船原山.

普通輝石の微斑晶ないし斑晶は、いずれのかんらん石玄武岩にも少量含まれるが、紫蘇輝石の斑晶ないし微斑晶は船原山溶岩にのみ少量みられる。紫蘇輝石斑晶は1 mm以下の大ききで、普通輝石粒に包圍されており、しばしば斜長石の微晶を包有する。普通輝石微斑晶は弱い正規累帯を示し、その(+)2Vは、溶岩では52°~53°、火山弾では43°~49°である。紫蘇輝石斑晶の(-)2Vは64°である。高塚山かんらん石玄武岩の石基輝石は普通輝石のみで、しばしば正規累帯を示す。この普通輝石

の(+) $2V$ は内核から外縁へ、溶岩では $50^{\circ}\sim 28^{\circ}$ 、火山弾では $53^{\circ}\sim 41^{\circ}$ と変化する。従って、外縁部はピジオン輝石質普通輝石である。船原山かんらん石玄武岩の石基輝石は、紫蘇輝石および正規累帯を示す普通輝石からなる。この石基紫蘇輝石の(-) $2V$ は 60° 、石基普通輝石の(+) $2V$ は $58^{\circ}\sim 46^{\circ}$ である。斑晶および石基の普通輝石は砂時計構造を示し、分散が強いのでややチタンに富んでいると考えられる。

溶岩に含まれる鉄鉱と火山弾に含まれる鉄鉱は組織上、著しい相異を示す。すなわち、高塚山溶岩の石基中の粗粒チタン磁鉄鉱および船原山溶岩の微斑晶と石基の磁鉄鉱は、チタン鉄鉱の離溶ラメラと連晶しているが、高塚山火山弾の磁鉄鉱はチタン鉄鉱の離溶ラメラと連晶していない。また、磁鉄鉱およびチタン磁鉄鉱の周囲と壁開に沿った部分はわずかに赤鉄鉱に変わっている。高塚山火山弾の石基には赤鉄鉱と黄鉄鉱もわずかに見られる。

斜長石斑晶は 1mm 大で、半自形ないし自形をなす。累帯は結晶の外縁で見られ、一般には正規累帯であるが、まれに逆やパッチ状の累帯を示すこともある。また、ちり状物質を包有する斜長石や蜂巢状構造を有する斜長石がまれに見られる。高塚山溶岩には斜長石とかんらん石の集斑状組織がごくまれに見られる。斜長石斑晶は船原山溶岩には見られない。石基斜長石は正規累帯を示す。船原山溶岩の石基斜長石のへりにはアノーソクレスが生じている。斜長石斑晶の組成は、高塚山溶岩では $\text{An}_{93}\sim 82$ ($\gamma = 1.584, \alpha = 1.568$)、高塚山火山弾では $\text{An}_{93}\sim 85$ ($\gamma = 1.584, \alpha = 1.567$)である。石基斜長石の組成は、高塚山溶岩では $\text{An}_{83}\sim 54$ ($\gamma = 1.579, \alpha = 1.556$)、船原山溶岩では $\text{An}_{83}\sim 74$ ($\gamma = 1.579, \alpha = 1.565$)、高塚山火山弾では $\text{An}_{86}\sim 56$ ($\gamma = 1.580, \alpha = 1.557$)である。斑晶および石基の斜長石はかなり石灰質である。

これらのかんらん石玄武岩は時おり 3mm 大にもおよぶ石英斑晶を含む。石英斑晶は丸味をおび、周囲を普通輝石粒や褐色ガラスにとりかこまれている。このような石英および逆累帯斜長石は、もとの石英と斜長石がかんらん石玄武岩質マグマに取り込まれ反応して生じたと考えられるので、外来結晶であろう。蜂巢状組織を示す斜長石も外来結晶であろう。

V. 岩石化学および考察— 3個のかんらん石玄武岩すなわち、高塚山溶岩、同火山弾および船原山溶岩の総化学組成とノルムが第2表に示されている。主要化学成分は通常の方法、 TiO_2 ・ MnO ・ P_2O_5 は比色法、 Na_2O ・ K_2O は炎光法、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ はペンフィールド法によって求められた。特に、アルカリの値は分析誤差を考慮して、同一試料から作った濃度の異なる数種の試料溶液を数回測定して求めた平均値である。

高塚山および船原山のかんらん石玄武岩は石英外来結晶を含むが珪酸に不飽和で、高塚山溶岩では 7.8% 、高塚山火山弾では 1.9% 、船原山溶岩では 1.4% のノルムかんらん石を含む。高塚山と船原山の溶岩のノルムかんらん石の重量組成はそれぞれ、 $\text{Fo}_{64.1}$ $\text{Fo}_{57.1}$ で、高塚山火山弾のそれは $\text{Fo}_{63.2}$ である。火山弾のノルムかんらん石が溶岩のものよりも Fo 成分に乏しいのは、両者の石基かんらん石の組成に相異はないので、火山弾の石基かんらん石の量が溶岩よりも多いためと考えられる。溶岩の MgO の含有量が火山弾よりも高いのは、かんらん石斑晶が溶岩中により多く含まれるからであろう。いっぽう、X線的に求められたかんらん石斑晶の重量組成は、高塚山と船原山

山の溶岩ではそれぞれFo66.4, Fo59.0で、火山弾ではそれぞれFo71.6, Fo81.7である（第1表）。

第2表 かんらん石玄武岩の総化学組成とノルム

	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3)
SiO ₂	48.86	49.02	49.74	q	—	—	—
TiO ₂	0.82	0.64	0.92	f {	or	2.2	2.2
Al ₂ O ₃	18.91	18.56	18.37		ab	22.0	21.5
Fe ₂ O ₃	2.84	3.22	3.03		an	38.7	38.1
FeO	7.25	7.07	7.78	ap	0.00	0.00	0.1
MnO	0.36	0.23	0.36	il	1.5	1.2	1.8
MgO	8.13	6.84	7.14	mt	4.2	4.6	4.4
CaO	9.41	9.97	9.32	pyr {	en	13.2	15.4
Na ₂ O	2.61	2.56	2.67		fs	6.7	8.7
K ₂ O	0.38	0.42	0.41		wo	3.3	4.8
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.10	ol {	fo	5.0	1.2
H ₂ O(+)	0.60	1.68	0.24		fa	2.8	0.7
H ₂ O(-)	0.15	0.08	tr.				
Total	100.36	100.36	100.08				
Cr ppm	106	113	150				

(1)溶岩, 高塚山北側の谷, (2)火山弾, 高塚山南面中腹の採石場, (3)溶岩, 船原山南麓の落合橋付近。(分析者: 湯佐泰久, Crの分析者: 白木敬一氏)

高塚山および船原山かんらん石玄武岩は、伊豆箱根地方のソレイアイト (Kuno, 1950) より SiO₂・CaO に乏しく Al₂O₃・アルカリに富み、日本付近のアルカリかんらん石玄武岩 (Tomita, 1935) よりアルカリに乏しく Al₃O₃ に富む。両火山のかんらん石玄武岩は、高塚山南方の大室山火山群および天城火山群のかんらん石玄武岩 (Kuno, 1954, 1960; 倉沢, 1959) と鉱物組成, 化学組成上類似しているため、これらと一連のものと考えられる。

高塚山かんらん石玄武岩の鉱物組成と化学組成は、高塚山東方 6 km に位置する大室山火山群の巢雲山のかんらん石玄武岩 (Kuno, 1954) にとりわけ似ているため、高塚山かんらん石玄武岩も伊豆箱根地方の未分化高アルミナ玄武岩マグマに近いもの (Kuno, 1968) と考えられる。高塚山かんらん石玄武岩にアノーソクレスが見られないのは、この玄武岩が巢雲山の玄武岩よりも細粒石基をもつほど急冷され、アノーソクレスが晶出するに至らなかったためと考えられる。船原山かんらん石玄武岩は石基紫蘇輝石を含むが、その化学組成は高塚山かんらん石玄武岩に酷似するので、同一の高アルミナ玄武岩マグマに由来するカルク・アルカリ玄武岩であろう。これらのかんらん石玄武岩は石英や斜長石の外来結晶を包有しているが、よく似た化学組成をもっているため、混成作用によるマグマの組成変化はほとんどなかったであろう。

高塚山溶岩とその火山弾の Cr 含有量は、MgO 含有量の相異にもかかわらず、約 110 ppm でほとんど等しい。これは両者の分化の程度が同じであることを示している。両者における MgO 含有量の相異はかんらん石含有量の差による。いっぽう、船原山溶岩の Cr 含有量は 150 ppm で高塚山のものよりも多い。これは、カルク・アルカリ玄武岩の Cr 含有量がその他の玄武岩より高い傾向を示すこと

(Shiraki, 1966)と一致している。巢雲山かんらん石玄武岩の、 Cr_2O_3 として0.04% (Cr 274ppm)という高Cr含有量(Kuno, 1968)は、この玄武岩が高塚山のものと比較して、玄武岩マグマのより早期の分化物(Wager & Mitchell, 1951)であることを示すのであろう。

巢雲山、高塚山および船原山のかんらん石玄武岩のアルカリ含有量に明瞭な相異は認められない。ただ、そのアルカリ含有量は巢雲山から高塚山をへて船原山へと伊豆半島を西へたどるにつれてわずかに増加の傾向を示すようである。

最後に、高塚山および船原山両火山は火山弾ないしスコリアを放出し、溶岩をも流出したが、この噴出の相異はどのようにして生じたのであろうか？

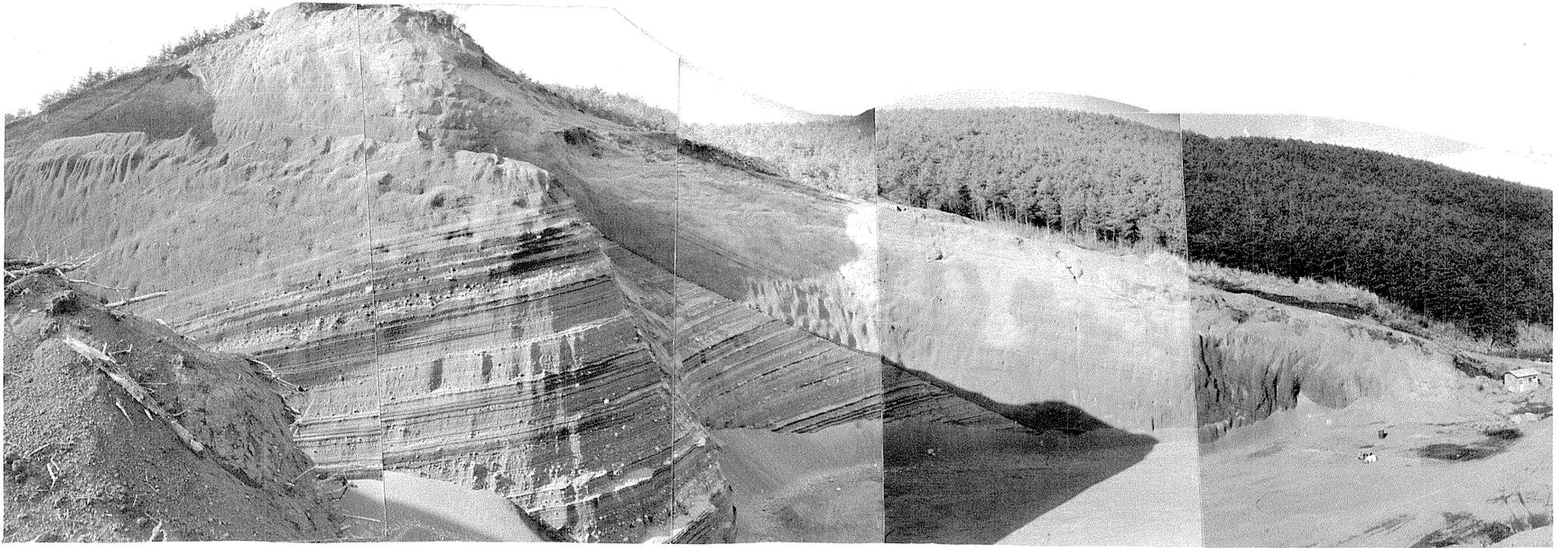
高塚山火山弾はその溶岩よりも H_2O (+)に富む。両者の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比はそれぞれ0.46, 0.39で火山弾が溶岩よりも酸化されている。火山弾と溶岩の磁鉄鉱は周囲をやや酸化されて、マルタイトに変質している。火山弾には、丸味をおびた融蝕かんらん石斑晶が溶岩の約4倍も多く含まれている。また、火山弾のかんらん石斑晶の組成は溶岩のものよりもFo成分に富んでいるが、石基かんらん石には組成差は見られない。かんらん石に見られるこれらの相異は、船原山についても同じである。高塚山溶岩はほぼ完晶質で、そのチタン磁鉄鉱はチタン鉄鉱の離溶ラメラを伴う。その火山弾はガラス質でチタン鉄鉱の離溶ラメラを含まず、孔隙付近の石基鉱物や磁鉄鉱中の包有物として少量の磁硫鉄鉱と黄鉄鉱を伴う。火山弾、溶岩およびそれらの鉱物に見られる組織および化学組成上の相異から、次のようなことが推論できる。火山噴火のまえにマグマ溜り中のマグマに、水を主とする揮発成分の濃集による水蒸気圧のやや高い部分と水蒸気圧の低い部分が生じた。前者では、水の分解による酸素分圧の増加のために、マグマは酸化されその温度が一時的に上昇し、すでに晶出していたかんらん石斑晶は融蝕され逆にFo成分に富むに至ったのであろう。火山弾ないしスコリアは、このようなマグマが爆発的に空中放出され急冷して生じたと考えられる。水蒸気圧の低い後者は、溶岩となって流出し、酸素分圧も低かったと思われるので、かんらん石斑晶は融蝕されなかったのであろう。Osborn (1962)も酸素分圧の相異による玄武岩マグマの性質のちがいについて述べている。溶岩と火山弾に見られる上述の成因上興味ある点の詳しい結びつきについては、なお今後の研究に俟ちたい。

引用文献

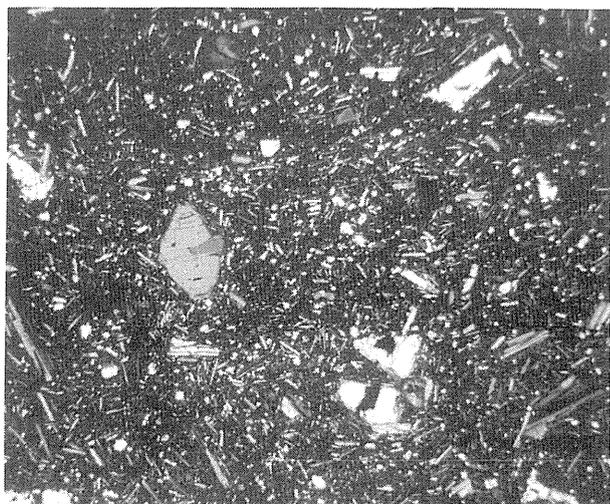
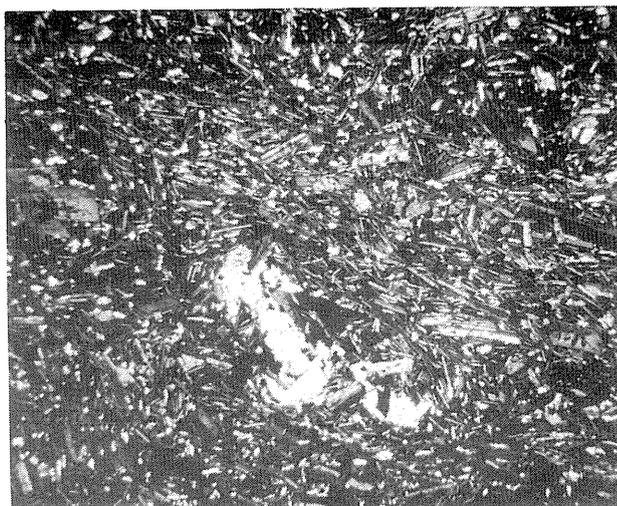
- 遠藤邦彦(1965), 考古学地質学上の年代を決める炭素による年代測定, ニュー・サイエンス社.
Furumoto, A. S. and Adams, Wm. M. (1968), Seismic refraction study of the internal structure of a volcanic cinder cone. The crust and upper mantle of the Pacific area. Geophysical monograph 12, Am. Geophysical Union, 112-121.
木村春彦(1956), 分級機構について—堆積機構の基礎的研究(その7). 地質雑, 62, 472-489.
久野 久(1952), 7万5千分の1熱海図幅および地質説明書. 地質調査所.
Kuno, H. (1954), Geology and petrology of Ômuro-yama volcano group, north Izu. J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. II. 9, 241-265.

- (1960), High-alumina basalt. *J. Petrology*, 1, 121-145.
- (1968), Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanologique*, 32, 141-176.
- 倉沢一 (1959), 伊豆・天城火山群の岩石学および化学的性質. *地球科学*, 44, 1-18.
- Machida, H. (1967), The recent development of the Fuji Volcano, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 2, 11-20.
- Osborn, E. F. (1962) Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Mineralogist*, 47, 211 - 226.
- Ôtsuka, Y. (1933), The geomorphology and geology of northern Izu peninsula, the earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and pre- and post-seismic crust deformations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 11, 530-574.
- Rittmann, A. (1936), *Vulkane und ihre Tätigkeit*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- 鮫島輝彦 (1966), 伊豆半島の地学案内. 静岡県地学会資料, No. 9.
- 沢村孝之助 (1955 a), 7万5千分の1沼津図幅および地質説明書. 地質調査所.
- , (1955 b), 5万分の1修善寺図幅および地質説明書. 地質調査所.
- Shiraki, K. (1966), Some aspects of the geochemistry of chromium. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 14, 10-55.
- Tomita, T. (1935), On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suit of the Circum-Japan Sea region. *J. Shanghai Sci. Inst., Sect. II*, 1, 227-306.
- Wager, L. R. and Mitchell, R. L. (1951), The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1, 120-208.
- Yoder, H. S. and Sahama, Th. G. (1957), Olivine X-ray determinative curve. *Am. Mineralogist*, 42, 461-491.

図版1 (湯佐・黒田)



高塚山南面中腹の採石場におけるスコリア丘。左手の成層したスコリア層はもとのスコリア丘で、二次的のスコリア層がその上に不整合に堆積している。中央の不整合はもとのスコリア丘火口壁の一部と考えられる。



上左 落合橋付近における船原山火山の基底。

上右 +ニコル ×29

高塚山溶岩。本溶岩のかんらん石斑晶には骸晶状をなすものが最も多い。

下左 +ニコル ×29

高塚山火山弾。ガラス質石基とかんらん石斑晶。本火山弾のかんらん石斑晶にはやや丸味をおびた結晶がかなり多い。

下右 +ニコル ×29

船原山溶岩。かんらん石と紫蘇輝石の斑晶が、完晶質粗粒の石基中に散在している。