

16. 東伊豆単成火山群の地質

—1975—1977 中伊豆の異常地殻活動に関連して—

地震研究所 { 荒 牧 重 雄
 { 葉 室 和 親

(昭和 52 年 8 月 12 日受理)

1. はじめに

伊豆半島を構成する岩石は、地表においてみられる限りほとんどすべてが火山の噴出物である。さかのぼり得る最古のものは中新世の海底火山の噴出物であり(湯ヶ島層群)、伊豆半島の骨格をつくっている。おそらく鮮新世のある時期に伊豆半島は陸化して、第四紀には多くの成層火山が成長した(Fig. 1)。これらの火山は半島の東側と西側の2列に南北方向に連なり、半島の中部から北部に集中する。東側の列は南から、天城、宇佐美、多賀、湯河原の各成層火山が連続し、西側の列は棚場、達磨、井田の3火山が構成する。両列の中間に小型の、比較的古い成層火山、天子火山がある。半島南部には孤立して蛇石火山と南崎火山(ペイサニトイドから成る; 黒田, 1976 他)がある(Fig. 1)。これらの火山は多くの研究者によって調べられ、特に東側の列は、しばしば伊豆・箱根地域として一括される岩石区に属するものとして、日本における島弧型火山(および火山岩)の1つの典型とされてきた(TSUYA, 1937; KUNO, 1950, 1960, 1966 他)。

伊豆半島で最も新しい火山活動は、上記の諸火山が活動を止めた後、今から数万年前に始まった。活動の地域は伊東の南方を中心とする大室山火山群(TSUYA, 1933; KUNO, 1954)と天城火山およびその周辺部に散在する天城側火山群によって代表される。これら2つの火山群は相接した地域を占め、噴火活動の様式やマグマの性質などに差異は認められず、両者を地学的に区別する必要は特にない。したがって、本報ではこれら2つの火山群をまとめて「東伊豆単成火山群」と呼ぶことにする。

この火山群は70個以上(p. 242)の単成火山の集合体であり、密集部の面積は約350 km²、周囲に散在する部分を含め、更に東伊豆沖の海底火山(p. 242)をも含めると1,000 km²もの広い面積を占めることになる。

単成火山(monogenetic volcano)とは、ただ1回の噴火輪廻(eruptive cycle, NAKAMURA, 1977)によって生成した火山であり、通常小型である。これに対し、伊豆半島の他の第四紀火山は、おそらく南崎火山を例外として、全部複成火山(polygenetic volcanoes)であり、何回も噴火をくりかえして比較的大きな火山体(成層火山)をつくったものである。前者は島弧型の火山として比較的稀であるのに対し、後者は島弧型の代表的火山と言えるものである。更に東伊豆単成火山群は比較的大量の玄武岩質マグマと比較的少量のデサイト質マグマの活動というbimodal volcanismで特徴づけられるのに対し、他の第四紀成層火山は玄武岩～安山岩を主体としたunimodalな火山活動を示し対照的である。

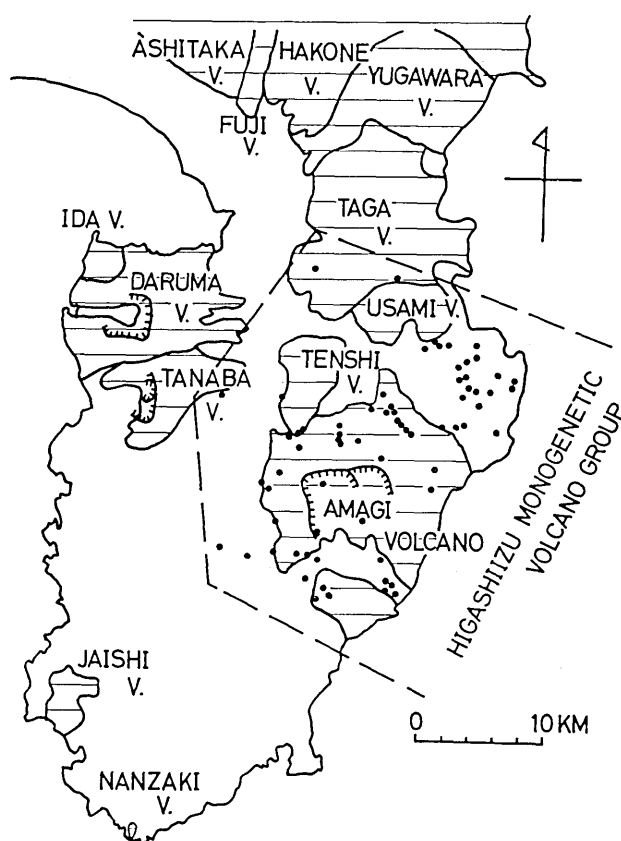


Fig. 1. Index map of the Izu peninsula showing the distribution of Quaternary volcanoes. Small black circles indicate vents of the Higashi-Izu monogenetic volcano group.

このように、東伊豆単成火山群はきわめてユニークな火山活動を代表している。その本質を明らかにする目的で、筆者の一人（葉室）は 1974 年以来この地域の調査を行ってきた（HAMURO, 1975）。大室山地域の詳細な地質、テフクロノロジーについては別稿で扱う（葉室、投稿中）。1975 年以来、たまたま本地域に群発地震や異常隆起現象が発生し、1930 年の伊東群発地震との類推などから今度の異常現象と火山作用との関連を検討する必要が痛感された（荒牧, 1976）。本稿は現在までの野外調査の結果を中心として、東伊豆単成火山群の地質の概略を記述し今後の詳細な研究の出発点とする目的で報告するものである。特に本地域の火山岩の地球化学的性質を調べ、マグマの成因を論じることがきわめて重要な課題であるが（KUNO, 1960, 1966, 1968; 倉沢・道野, 1976 他）、現在はまだ室内作業が進行中の状態であり、本稿ではこの問題には立入った議論は行わない。

本報をまとめるにあたり、海上保安庁水路部によって作製された相模湾南西部の海底地形図および地質調査所によって作製された伊豆半島中・南部の重力異常図をそれぞれ引用させて頂いた。両機関の関係者の御好意にお礼申し上げる。また研究費用の一部は昭和 51

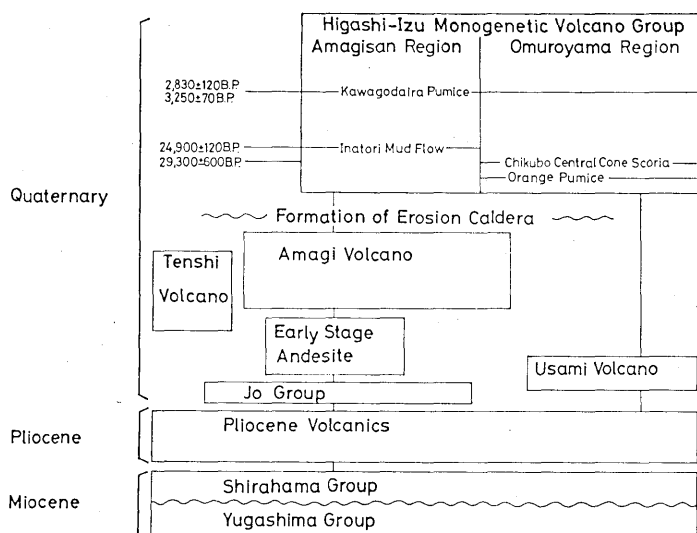


Fig. 2. Schematic stratigraphic sequence of the rocks in the area the Higashi-Izu monogenetic volcano group. Ages shown are C-14 dates.

年度文部省特定研究費によってまかなわれた。中村一明氏には原稿を読んで頂き有益な助言をいただいた。

2. 基 盤

東伊豆単成火山群とその基盤を構成する地質単位とその層序を Fig. 2 に示す。本地域全域について、5 万分の 1 地質図が揃っており（沢村，1955；小野・角，1959；角，1958；沢村他，1970；久野，1970）地質の一般的記述が与えられている。これらをまとめて簡略化した地質図を Fig. 3 (p. 238) に示す。

最古のメンバーは湯ヶ島層群で、現在新期の岩石に覆われている地域を含めて伊豆半島全域に分布すると思われる。湯ヶ島層群および上位の白浜層群の定義、対比、岩相の記述などについては多くの報告があるが、本稿では主に田山・新野（1931）、TSUYA（1937）、久野・小池（1949）、沢村（1955）等に従う。湯ヶ島層群の露出地域は、1）大室山地域の西方、冷川峠周辺から岩ノ山一矢筈山へかけての地域、2）半島中軸を南北に、修善寺一湯ヶ島一天城峠を経て梨本に至る地域、3）川津筏場地域、4）川久保川、堰口川流域に分けることができる。いずれも玄武岩質から安山岩質の溶岩や火砕堆積岩を主とし、より酸性の火山岩、火山性堆積岩、石灰岩等を少量含む、全域が熱水変質作用をうけ緑色化しているが、特に 4）の地域の、天城侵食カルデラ内部では強く変質したところが見立つ。岩相変化が著しく、小規模な断層が発達するため、同一層準を追跡することが困難である。但し全域を通じて地層が 45° 以上傾斜する露頭は少なく、全体としてはゆるい向斜・背斜又はベーズン・ドーム構造（鈴木他，1977）を示す平坦な構造であると推定される。湯ヶ島層群と、それを覆う白浜層群は共に海底火山の堆積物と考えられているが、白浜層群の方がより酸性物質を多く含み、またより細かい堆積単位を示す傾向がある。白浜層群の分

布域としては、1) 冷川周辺 (京入道安山岩類, 久野, 1970 を含む), 2) 中伊豆, 原保一筏場周辺 (沢村, 1955, の大見白色凝灰岩類に相当), 3) 河津町梨本一湯ヶ野周辺, 4) 川津川下流の南岸一帯などにわけられる。岩相は中性～酸性火砕岩類が多く白色凝灰岩が特徴的であり, 少量の玄武岩類, 砂岩, 石灰岩 (梨本周辺) 等が含まれる。

これら中新世の海成層を不整合に覆って, 鮮新世とされる火山岩類が各所に分布する。その多くは乾陸上の堆積物の特徴を示す。1) 伊東市南方～南西方の地域では, 久野 (1970) の阿原田および冷川峠安山岩類, 柏峠および城山石英安山岩, 持越および汐吹崎玄武岩類などを含む。2) 天城山塊西方地域では猫越火山岩類の一部 (沢村, 1955 他) などが主である。城層群は海浜性の砂泥層を中心とした堆積物でそれに伴う玄武岩質火山岩類を含める (沢村, 1955)。筏場ではカワゴ平の火砕流Ⅱ (p. 249) に覆われて発達する。天子火山は天城山塊の北側, 大見川と狩野川の間にはさまれる。開析された成層火山で, 北西方に開いた侵食により拡大された火口をもつ。主に輝石安山岩の溶岩と火砕岩から成る (TSUYA, 1937; 沢村, 1955)。調査地域の中心に高まりの地形をなすのが天城火山本体であって, 倉沢 (1959, 1972) によれば初期安山岩類と本体安山岩類に分けられる。両者とも主として厚い溶岩流から成り, 火砕物質の量は比較的少ない。初期安山岩類は天城山の南側下部斜面を構成し, 侵食作用のためいくつかの孤立した山塊に分かれている。すなわち, 南～南東麓の浅間山, 三筋山, 大峯山を構成する溶岩類, 南西麓の登り尾山塊を構成するものに分けられる。いずれも露頭での風化変質作用が可成すすみ, 第四紀火山としては比較的古いものであることを思わせる。岩石は大部分が輝石安山岩であるが, 大峯山溶岩には角閃石斑晶が顕著である。浅間山周辺には火口壁を思わせるような円形の新鮮な地形がいくつかみられるが, 露頭不良のためその本体は不明である。これら初期安山岩類の火山体の復元は困難であるが, 必ずしも天城火山本体と同じ中心火口から噴出したものではないかもしれない。天城山塊の雄大なスロープの最上層をつくるのが天城火山本体の厚い溶岩流であるが, 中心部では基盤の湯ヶ島層群が海拔 1,000 m にも達しているので, 天城火山本体の厚さは 400 m 位しかない (倉沢, 1959)。熱川北方の穴切湾でみられるという軽石流堆積物 (倉沢, 1959), 又は熱雲堆積物 (小野・角, 1959) は, 厚い溶岩流の一部が自破碎作用を行なって角礫岩状になったものと判断される。天城火山本体はその地形的特徴によって2つに分けられる。1 つは遠笠山の西側を走る谷の西側の地域で, 万二郎一万三郎一白田峠一八丁池までの峰々を中心とする山体であり, 他の1 つは遠笠山を中心として東および北方へのびる山体である (倉沢, 1959, の遠笠山安山岩類に相当)。前者の山体には多くの小谷が深く刻み込まれているのに対し, 後者は平滑な溶岩流の原面を比較的よく保存している。また, 八丁池を火口としてそこから流れ出し, 北西から西の斜面を流下したとみられる溶岩流の地形も比較的新鮮で, 遠笠山地域の溶岩流と同じく後期の活動と考えられる。天城火山本体は, 現在では完全に活動を停止しているようで, 山体の最も新しいと思われる斜面でも, 特に裾野の部分では, 谷の発達がみられる。山頂の南東に向けて開いた巨大な火口は明らかに侵食によって拡大されたものであり, 侵食カルデラと呼ばれるべきものであろう (WILLIAMS, 1941)。カルデラ内部の岩石の熱水変質が目立つ事は, この部分の侵食作用は軟弱な変化した岩石によって促進された可能性を示す。

3. 東伊豆単成火山群

3.1.

大室山火山群 (*Ōmuroyama volcano group*) という名称は, TSUYA (1930, 1937), KUNO (1954) らによって定義され, 大室山, 小室山などの玄武岩質単成火山群で, 八幡野—池—鹿路庭峠—冷川を結ぶ線よりも北東側にあるものを総称する. また天城火山の側火山 (寄生火山) 群とされるものは, 上記の線より南西側に分布する同様の火山を指す場合が一般である (倉沢, 1959 他). 前に述べたように, これら二群の火山は全体がきわめて特徴ある一群をなしており, 二分する理由はないと思われる. これをまとめて一つの火山群として新たに “東伊豆単成火山群 (*Higashi-Izu monogenetic volcano group*)” という名称をつける.

鈴木 (1921) は天城側火山を第1次 (安山岩質), 第2次 (玄武岩質), 第3次 (石英安山岩質) と三分したが, 本稿でのべる東伊豆単成火山群のうち天城山地域に分布するもの以外に, 天城火山本体が混同されている. 倉沢 (1959) は寄生火山の大部分について分布と岩石記載, 化学組成を与え, 天城火山本体とは全く様式を異にした火山活動の産物であることを強調した. 5 万分 1 の地質図幅「修善寺」(沢村, 1955), 「稲取」(小野・角, 1959), 「下田」(沢村他, 1970) にはそれぞれ, 天城側火山群の記述がある.

今回の調査では航空写真をできるだけ活用し, 新しい火山地形と判定可能な場所を予め見当をつけて調査を行なった. その結果殆どの場合現地で火山噴出物など積極的な証拠を発見し得たが, いくつかの例では, 地形のみから火口であると推定した (大幡野, 北野原東, 筈原東, 不知^{しらぬた}ノ池).

3.2. 個々の山体の記述

Fig. 4 に天城山地域の地質図を掲げる. 大室山地域は, 葉室 (投稿中, 第3図) に地質図を示す. Fig. 5 は全地域の火口の分布図であり, 東方海域の海底地形図 (海上保安庁水路部, p. 242 をみよ) から読みとった火山体の位置をあわせて示してある. 個々の火口・山体の名称, 高度, 噴出物・火山体の性質・種類, 溶岩流の有無 (および全長), 岩石名, 噴出物の総量等を Table 1 に示す. Table 1 と Fig. 5 の火山体, 火口の名称は対応する. Table 1 に P と記したものは, 多少にかかわらず降下火砕堆積物が火口周辺に発見されるものである. その大部分は玄武岩質のスコリア〜火山灰の成層した堆積物であり, 火口から遠ざかるに従い急激に薄失する. 堆積物は細かく成層するが全体として一様な場合が多く, 途中に大きな不整合面をはさむ例は見出されなかった. 大室山地域のいくつかの火口については葉室 (投稿中) がスコリア層の等厚線を与えているが, 天城山地域の火口については急斜面に分布し露出状態がわるく, 等厚線図を描くことは困難であった. デイサイト質の噴出物が降下火砕物として見出されるのはカワゴ平の軽石 (後述, p. 249) と岩ノ山の黒曜岩質火山岩塊乃至軽石の2例である (Table 1). 後者は一部バン皮火山弾状の構造を示し, 火口の周辺はごく少量見出される. Table 1 でCと記したのは, 火口のまわりに火砕丘あるいは tuff ring 状の低い環状地形が存在する場合で, いずれも玄武岩質の噴出物である. 火砕丘の大きなものは大室山 (比高 280 m, 体積 0.05 km^3), 小室山 (0.03 km^3), 鉢窪山 (0.02 km^3), 鉢山 (0.01 km^3) などである. これらはいずれも相似形の裁頂円錐丘で, 比較的大きな (底面の直径の $1/5$ 程度の直径の) 山頂火口を

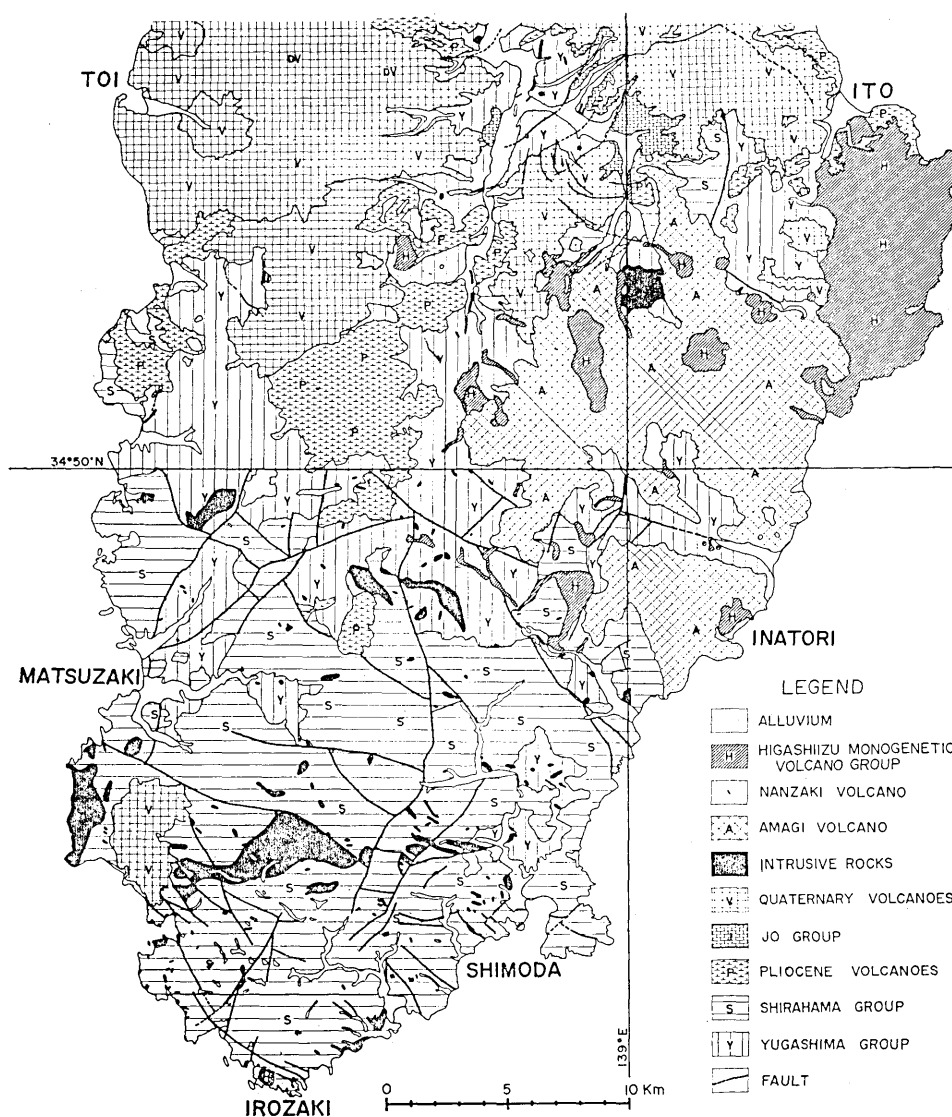


Fig. 3. Generalized geologic map of the middle and southern part of the Izu peninsula. Compiled from the geologic maps published by the Geological Survey of Japan (original publication, scale 1 : 50,000).

持ち、ほぼ直線の山腹斜面（稜線）を示す典型的な火砕丘である。多くの場合溶岩流を伴うが、山頂火口から溢出して流下する例は1つもなく、山腹下部や裾の部分から流出したと判断される場合がすべてである。本地域最大の大室山の場合は北東側の裾と南および西側の裾の3ヶ所から溶岩が流出し、前2者はやや独立した小型の楕状火山となっている。溶岩流の新鮮な表面はすべてアア溶岩 (aa lava, MACDONALD, 1953 他) であり、きわ

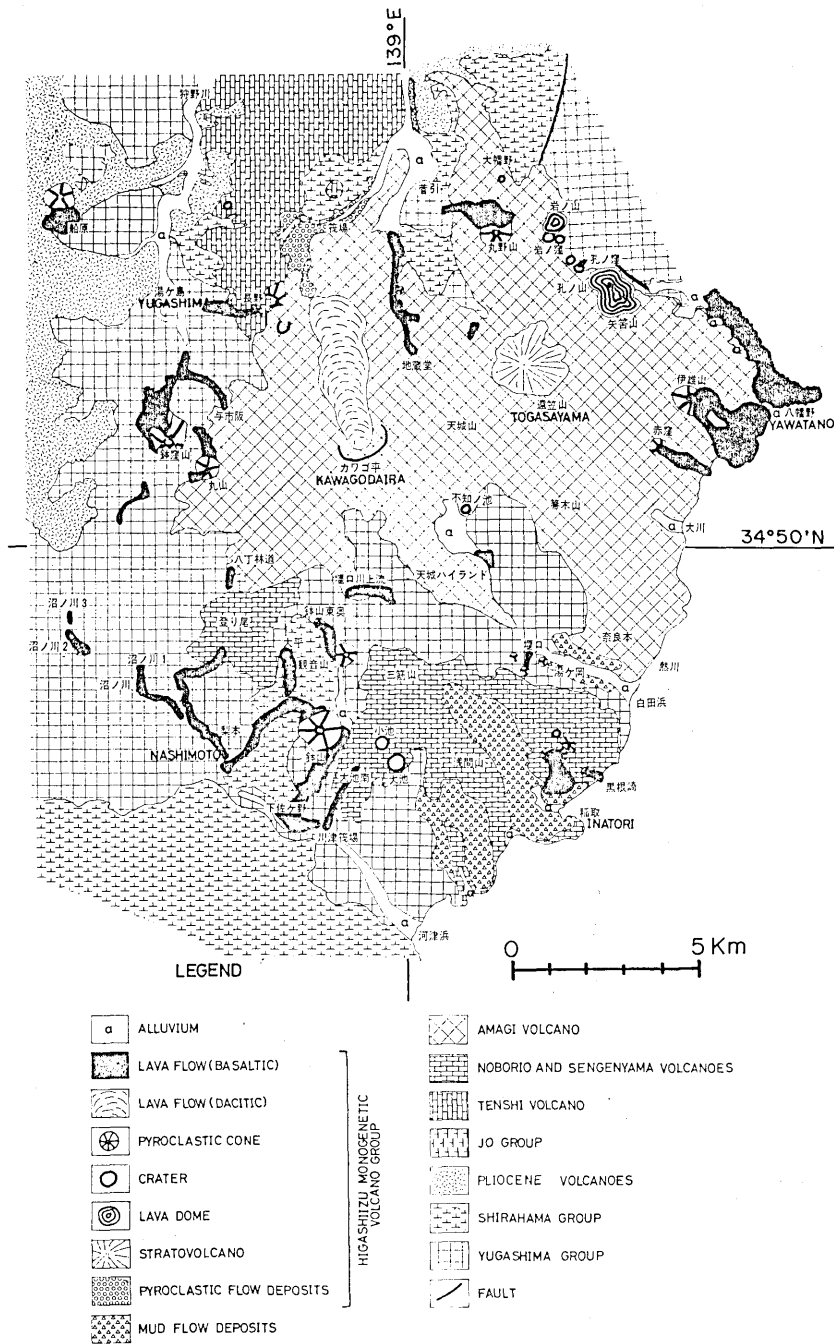


Fig. 4. Geologic map of the southwestern part of the Higashi-Izu monogenetic volcano group.

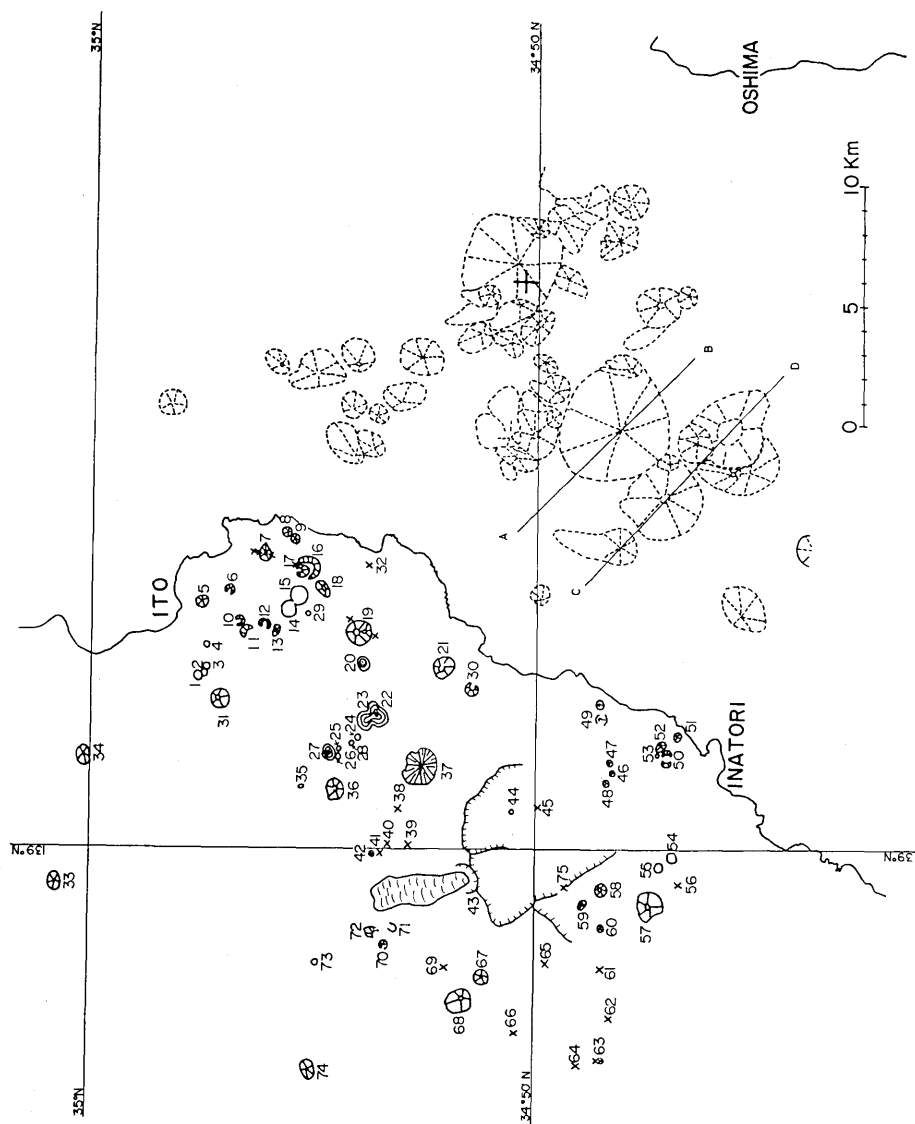


Fig. 5. Map showing the distribution of the vents and volcanic structures in the Higashi-Izu monogenetic volcano group. Numbers of vents refer to Table 1. Submarine volcanic structures interpreted from the topographic map by the Hydrographic Department are also shown in dashed lines. Lines A-B, and C-D refer to Fig. 8.

Table 1. List of names, altitudes, kinds of craters and ejecta etc. of the 76 vents of the Higashi-Izu monogenetic volcano group.

| Name of unit | | Altitude of vent above sea level (m) | Kinds of ejecta and volcanic edifice | Lava flow (maximum length m) | Rock name | Total volume of ejecta (km ³) |
|----------------------|---------|--|--|---------------------------------------|--------------|--|
| 33 Takatsukayama | 高 塚 山 | 300 | C, P | + | B | 0.0005 |
| 34 Sukumoyama | 巢 雲 山 | 525 | C, P | + | B | 0.017 |
| 1 Hachigakubo 1 | 鉢 ケ 窪 1 | 270 | P | — | B | 0.080 |
| 2 " 2 | " " 2 | 230 | P | — | B | |
| 3 " 3 | " " 3 | 200 | P | — | B | |
| 4 " 4 | " " 4 | 40 | C, P | — | B | |
| 31 " 5 | " " 5 | 400 | C, P | — | B | |
| 5 Uchino | 内 野 | 150 | C, P | + (630) | B | 0.0067 |
| 6 Joboshi | 城 星 | 135 | C, P | + (1,750) | B | 0.093 |
| 10 Akasaka-minami | 赤 坂 南 | 100 | C, P | — | ? | ? |
| 11 Kadono | 門 野 | 210 | C, P | + (1,500) | B, A | 0.12 |
| 12 Ikeda-higashi | 池 田 東 | 200 | C, P | +? | ? | 0.050 |
| 29 Arayama | ア ラ 山 | 300 | C, P | — | B | 0.00005 |
| 13 Ogi | 荻 | 150 | C, P | — | ? | ? |
| 14 Ippeki-ko | 一 碧 湖 | 190 | M | — | ? | ? |
| 15 Higashi Ōike | 東 大 池 | 190 | M | — | ? | ? |
| 7 Komuroyama | 小 室 山 | 100 | C, P | + (1,750) | A | 0.28 |
| 16,17 Chikubo | 地 久 保 | 225 | C, P | + (1,250) | A | 0.23 |
| 8 Kawana-minami | 川 奈 南 | 50 | C, P | + (625) | B | 0.006 |
| 9 Sannohara-kita | 三 野 原 北 | 50 | C, P | + (750) | B | 0.0068 |
| 18 Takamuroyama | 高 室 山 | 240 | C, P | —? | B | 0.020 |
| 32 Harai | 払 | 200? | ? | + (400) | A | 0.015 |
| 19 Ōmuroyama | 大 室 山 | 370 | C, P | + (4,750) | A | 0.93 |
| 20 Dainoyama | 大 台 ノ 山 | 250 | D | + (375) | A | 0.005 |
| 21 Iyuzan | 伊 雄 山 | 400 | C, P | + (2,120) | A | 0.075 |
| 30 Akakubo | 赤 窪 | 420 | C, P | + (1,500) | A | 0.0019 |
| 22 Yahazuyama | 矢 筈 山 | 620 | D | + (500) | D | 0.026 |
| 23 Ananoyama | 孔 ノ 山 | 570 | D | + (300) | D | 0.006 |
| 24 Ananokubo | 孔 ノ 窪 | 575 | ? | + (200) | B | 0.0001 |
| 28 Fujimikubo | 富 士 見 窪 | 500 | M | — | ? | ? |
| 25 Iwanokubo-higashi | 岩 ノ 窪 東 | 540 | C, P | — | B | 0.0027 |
| 26 Iwanokubo-nishi | 岩 ノ 窪 西 | 550 | C, P | — | B | |
| 27 Iwanoyama | 岩 ノ 山 | 500 | D, P | + (375) | A~D | 0.004 |
| 35 Ōhatano | 大 幡 野 | 410 | M | — | ? | ? |
| 36 Marunoyama | 丸 野 山 | 550 | C, P | + (1,950) | B | 0.015 |
| 37 Togasayama | 遠 笠 山 | 1000 | S | + (1,120) | B | 0.052 |
| 38 Sugehiki | 菅 引 | 830 | P | + (250) | B | 0.00018 |
| 39 Jizōdō 1 | 地 蔵 堂 1 | 620 | P | + (3,500) | B | 0.0026 |

(to be continued)

Table 1. continued

| Name of unit | | Altitude of vent above sea level (m) | Kinds of ejecta and volcanic edifice | Lava flow (maximum length m) | Rock name | Total volume of ejecta (km ³) |
|---------------------------|-----------------|--|--|---------------------------------------|--------------|--|
| 40 Jizōdō 2 | 地 蔵 堂 2 | 600 | P | + (625) | B | 0.00025 |
| 41 " 3 | " 3 | 480 | ? | + (150?) | B | 0.00005 |
| 42 " 4 | " 4 | 430 | C, P | — | B | 0.00005 |
| 43 Kawagodaira | カ ワ ゴ 平 | 1100 | M, P, PF | + (4,380) | D | 0.26 |
| 44 Shiranutanoike | 不 知 ノ 池 | 650 | M | — | ? | ? |
| 45 Amagi Highland-higashi | 天 城 東 ハイランド東 | 490 | P | + (500) | B | 0.00028 |
| 46 Sekiguchi 1 | 堰 口 1 | 200 | C, P | + (550) | B | 0.0001 |
| 47 " 2 | " 2 | 100 | C, P | — | B | 0.00005 |
| 48 " 3 | " 3 | 150 | C, P | — | B | 0.00005 |
| 49 Yugaoka | 湯 ケ 岡 | ? | P | — | B | 0.004 |
| 50 Inatori 1 | 稲 取 1 | 250 | C, P | + (1,300) | B | 0.0038 |
| 51 " 2 | " 2 | 190 | C, P | + (500) | B | 0.0016 |
| 52 " 3 | " 3 | 250 | C, P | — | B | 0.0001 |
| 53 " 4 | " 4 | 260 | C, P | — | ? | ? |
| 54 Ōike | 大 池 | 420 | P | — | B | ? |
| 55 Koike | 小 池 | 500 | P | — | B | ? |
| 56 Ōikeminami | 大 池 南 | 500 | P | + (1,750) | B | 0.00033 |
| 57 Hachiyama | 鉢 山 | 500 | C, P | + (3,500) | B | 0.016 |
| 58 Hachiyamahigashioku | 鉢 山 東 奥 | 600 | C, P | + (750) | B | 0.0017 |
| 59 Kannonyama-higashi | 観 音 山 東 | 500 | C, P | — | B | 0.0012 |
| 60 Ōdaira | 大 平 | 580 | P | + (1,250) | B | 0.0041 |
| 61 Noborio-minami | 登 り 尾 南 | 730 | P | + (4,000) | B | 0.0058 |
| 62 Numanokawa 1 | 沼 ノ 川 1 | 600 | P | + (2,375) | B | 0.00073 |
| 63 " 2 | " 2 | 520 | C, P | + (500) | B | ? |
| 64 " 3 | " 3 | ? | ? | + (?) | B | 0.0002 |
| 65 Hacchō-rindō | 八 丁 林 道 | 950 | P | + (500) | B | 0.0001 |
| 66 Hontanigawa-shiryu | 本 谷 川 支 流 | 550 | P | + (1,500) | B | 0.0003 |
| 67 Maruyama | 丸 山 | 800 | C, P | + (900) | B | 0.0058 |
| 68 Hachikuboyama | 鉢 窪 山 | 450 | C, P | + (1,500) | B | 0.047 |
| 69 Yoichizaka | 与 市 阪 | 700 | P | + (2,000) | B | 0.0064 |
| 70 Nagano | 長 野 | 400 | C, P | + (1,380) | B | 0.0038 |
| 71 Hōkibara-higashi | 箒 原 東 | 600 | M | ? | ? | ? |
| 72 Nagano-higashi | 長 野 東 | 530 | C, P | —? | B | 0.008 |
| 73 Kitanohara-higashi | 北 野 原 東 | 420 | M | —? | ? | ? |
| 74 Funabara | 船 原 | 300 | C, P | + (630) | B | 0.019 |
| 75 Sekiguchigawa-jōryu | 堰 口 川 上 流 | 850 | P | + (1,100) | B | 0.0009 |

P: pyroclastic fall deposit, PF: pyroclastic flow deposit, C: pyroclastic cone and tuff ring, M: maar-like circular depression without pyroclastic cone, D: lava dome, S: small stratovolcano, A: andesite, B: basalt, D: dacite.

めて局部的に粗い縄状構造を示すが、パホイホイ (pahoe-hoe) 表面と記述され得る部分は観察されない。M はマール状の円形窪地のみあってまわりに堆積物が顕著な地形をつくらない場合を示し、D は溶岩円頂丘を示す。S は小型の成層火山で遠笠山 1 例だけである。Table 1 の火口の海拔高度は、もし火砕丘などが存在する場合には、その比高を差し引いた基底部の値を示してある。すなわち、噴火を開始した時の火口の高度と推定された値を示す。溶岩流の長さは、流出口から最も遠くへ到達した距離を、その流路に沿って測ったものを与えた。

以上を概観して明らかなことは、すべての火山体は（もしかすると遠笠山を除いて）、単成火山であることである。遠笠山は後に述べるように、溶岩流と火砕物の互層から成る成層火山であり、複成火山のカテゴリーに入れられるかも知れぬが、通常の成層火山と比べてはるかに小型であり、きわめて短時間で生じた可能性は大きい。すなわち、単成火山に近い性質を持つことが明らかである。

以下に個々の山体の特徴について記述するが、大室山地域のもの (Table 1 の高塚山から岩ノ山まで) は葉室 (投稿中) がくわしく述べているのでここにはくりかえさない。

大幡野 丸野山北方、中伊豆リハビリテーションセンターの東約 300 m にある、直径約 50 m の窪地である。周辺には天城山本体の安山岩の軽石がみられるだけで、独自の噴出物は同定されていない。

丸野山 比高約 160 m、基底の直径約 800 m のスコリア丘で、直径約 200 m の山頂火口をもつ。溶岩流は北側山体中腹下部の広い範囲から流出し、北方から北西方へ流下し、菅引川東岸まで達している。伊豆スカイライン有料道路がこの溶岩流の上を通っている。

遠笠山 基底の直径約 1.5 km の緩傾斜の小型成層火山、遠笠山道路から遠笠山頂上に通じる道路の切断面では、数枚の溶岩流と火山砕屑物の互層が観察される。山頂付近には厚さ 1 m ～数 m の溶岩流が 2 ～ 3 枚重なり、一部は welded clinker の構造を示す。

菅引 ^{すげのき} 遠笠山山頂から北西約 1.8 km の地点、菅引林道沿いに、厚さ約 2 m の小規模な溶岩流の露頭がみられる。噴出口は確認できないが、露頭の位置近傍と推定される。

地藏堂 1 地藏堂の川筋に沿って少くとも 4 個の噴出口があり、それらはおそらく雁行状に北北東—南南西の方向に配列しているものと思われる。最も南で高度の高い噴出口 (海拔約 670 m) が地藏堂 1 で、ここから最も多量の溶岩を流出し、約 3.3 km 下流に達している。

地藏堂 2 地藏堂 1 の噴出口の北約 1 km の林道沿い (海拔約 585 m) に、スコリアの厚さ約 10 m の急斜した堆積層が露出する。この付近に小型のスコリア丘があるらしく、北西へ流下した溶岩流は地藏堂川の川筋まで達し、地藏堂 1 からの溶岩流と接している。

地藏堂 3 林道沿い海拔 460 m 付近にある小噴出口で、流出した溶岩流が厚さ約 1 m の断面をみせて東側から地藏堂川に流入している。

地藏堂 4 林道沿い海拔 425 m 付近に厚さ 10 m のスコリア層があり、紡錘状火山弾を含む。小型のスコリア丘であろう。

不知ノ池 ^{しらぬた} 天城侵食カルデラの奥深く、川久保上流東岸、海拔約 650 m に、水を溜めた直径約 50 m の窪地がある。附近には、天城山本体の安山岩質岩塊が存在するだけで、この推定火口から噴出したと考えられる噴出物は見出されない。

天城ハイランド東 天城ハイランド (別荘地で海拔 700 m 付近) の東側の 川久保川沿いに最大 8 m 厚の降下スコリア堆積層と、溶岩流 (厚さ約 2 m) が分布する。正確な噴出口の位置は不明である。(小野・角, 1959, p. 20)。

湯ヶ岡 奈良本の斜面に広く分布し、大川付近から片瀬の方向へ厚さを増す降下スコリア堆積物がある (小野・角, 1959, p. 20-21)。但し奈良本の斜面上では保存がわるく、片瀬から赤川へ、白田川北東岸で層厚 (～4 m)、粒径とも最大となるようである。火口 (おそらく複数) の位置は不明である。後述の堰口の火口群と密接に関係しているらしいが関係は不明である。倉沢 (1959) の熱川岩滓堆積物に相当する。

堰口 1 白田川の南岸、堰口の発電所付近の北面した斜面から溶岩流が白田川へ流れ込んでいる。小野・角 (1959) によれば海拔 260 m 付近から流出したとある。倉沢 (1959) の奥白田溶岩に相当。

堰口 2 発電所の東方約 300 m、南岸沿いの道路南側に厚さ約 7～8 m のスコリア堆積物があり、約 30° 傾斜した層理を示す。小型のスコリア丘の断面である。

堰口 3 堰口 1 の溶岩流の更に上流 300 m 南岸にスコリア丘の一部と思われる堆積物がある。火口の位置、形状は不明であるが、堰口 1, 2, 3 の堆積物、溶岩の分布からみて、雁行状の複数の噴火割れ目が推定される。雁行する方向はおそらく NW-SE であろう。

堰口川上流 三筋山北西約 1 km の尾根付近から東側斜面を流下した溶岩流は倉沢 (1959) の林道溶岩に相当する。中間点と下端付近の 2 ヶ所で林道を横切るので露頭がみられる。厚さは約 2～3 m、噴出口の位置、性質の詳細は不明。

稲取 1 稲取高校の北西約 1 km の平坦地付近から流出した溶岩流が東伊豆道路わきまで流下している。上流部沢沿いの露頭では厚さ 10 m。この溶岩流は稲取町北方の古い海食崖 (? 又は断層線崖) を流下したと考えられる。溶岩の流出口の両側にスコリア丘の残骸を残しているように見える。

稲取 2 黒根崎 (Fig. 16) を構成する溶岩流で、東伊豆道路の高度 (海拔約 110 m) かそれ以上の地点から急崖を流下している。東伊豆道路近傍に粗粒のスコリア堆積物がみられ、1 つの火口らしいので、ここではそれを溶岩流の流出口と見做した。倉沢 (1959) は黒根崎溶岩流は浅間山中腹より流下したと記しているが、それ程遠方から流れたとは考えられない。

稲取 3 稲取高校北側から伊豆急稲取バイオパークへ登る道路の北東側の細長い丘はスコリア丘であり、NW-SE に伸長し、比高 40 m を越える。最北西端は現在大採石場となっており、スコリア丘の内部構造がよく観察される (Fig. 17)。特に中心部は赤色の直径 1～2 m の紡錘状、球状の火山弾が密集し (Fig. 18)、スコリアは一部溶結して agglutinate となっている。この丘は NW-SE 方向に伸びた火砕丘の列と言った方がよいのかも知れず、この方向に伸長した噴出割れ目の存在を示す。道路の南西側の類似の丘もおそらくスコリア丘で、ここでは稲取 1 に関係したものとして分類した。

稲取 4 稲取 3 の大採石場のすぐ西の平坦地に tuff ring 状の円形縁 (直径約 60 m) をもつ地形が航空写真から読みとれる。しかし、土木工事が行われたため、この地形は現在では失われて確認することができない。

大池 川津筏場の北東約 3 km にある、直径約 400 m の窪地で、現在グラウンドとなっていて整地されている。周辺にスコリア層がみられ、火口縁で厚さ約 3 m である。火口近くでは溶岩流は観察されないが、沢村他 (1970) は南西方に小さい溶岩流を記載している。

小池 大池の北西約 650 m にある直径約 250 m の窪地、付近は樹木に覆われ露頭がない。小野・角 (1959) によれば七廻付近では、間に風化侵食帯をはさんで 2 枚のスコリア層がみられるが、それぞれがどの火口から噴出したかの対比はできない。

大池南 大池の南西約 1 km、別荘地の西端付近に流出口をもち、溶岩流は南側斜面に沿って川津筏場まで流下している (倉沢, 1959, の川津筏場玄武岩)。川津筏場から別荘地へ通じる道路わき、橋下 (厚さ 3 m) に露出する。

鉢山 基底の直径約 1 km、比高 120 m のスコリア丘で、南北に走る基盤岩 (湯ヶ島・白浜層群) の尾根の上にまたがるように位置する (Fig. 19)。溶岩流が 1 つは北西麓から流下して川横へ届き、他の 1 つは南東麓から南下して川津筏場へ届いて、河津川谷中に段丘地形をつくっている (Fig. 20)。後者の溶岩流の東側の断面は佐野川沿いにみられ、東縁部でも厚さ 20 m 以上に達する。海拔 270 m の上佐ヶ野付近では flow unit 4 枚、海拔 200 m 付近の大石切場では 2 枚が識別される (Fig. 2)。いずれの場合も最上部の flow unit (比較的薄い) の下部に降下スコリア層をはさむ。なお、鉢山溶岩流を NW-SE 方向に横切って、推定活断層が走り、1976 年 8 月 18 日の河津地震 ($M=5.5$) の際にもこの断層が運動した可能性が極めて大である (津村他, 1977)。しかし、河津地震後の調査でも、この溶岩流を切る新しい断層の存在は確かめられなかった。但し、海拔 270~280 m 付近で自動車道路が WNW-ESE 方向に走る地点で、道路に平行して溶岩の小崖 (比高 1 m 位) が走り、古い断層崖の可能性を示唆する。この位置は、しかし、航空写真にみられる顕著なリニアメントには一致せず約 800 m 北にズレる。鉢山東方には降下スコリア層が分布する (Fig. 22)。

鉢山東奥 鉢山の北約 2.8 km の佐ヶ野川上流にある、基底径約 250 m のスコリア丘で、東麓から南へ流下した溶岩流は鉢山の北約 2 km の地点まで到達している。倉沢 (1959) の奥上佐ヶ野溶岩に相当。

観音山東 鉢山東奥の溶岩流の先端部の東側に接して、径 200 m 位のスコリア丘がある。山頂は平坦で凹地はない。

大平 鉢山の北西 2.3 km、奥原川上流の大平から流下した溶岩流は、鉢山の北西約 1 km の地点まで達し、鉢山から流出した溶岩流の 1 つと接しているようにみえる。ここでは露頭みられず両者の関係は不明。大平の東で厚さ 2 m、西側の竜瓜神社裏では厚さ 10 m の溶岩流の露頭がみられる。倉沢 (1959) の奥原玄武岩溶岩流に相当。

登り尾南 登り尾 (三角点 1056.6 m) の南南西中腹、高度 750 m 付近の流出口から南西へ流下した溶岩流は、河津川底を埋め立てて川沿いに梨本付近まで達している。天城山地域の玄武岩溶岩としては最も長く (Table 1)、河津七滝と呼ばれる、初景滝 (Fig. 13)、釜滝、大滝 (Fig. 25) などの小瀑布はこの溶岩流にきざまれた崖にかかっている。柱状節理が各所で顕著である。

沼ノ川 1 沼ノ川部落の北東方の急斜面から南に流下し、获入川を流下し、大滝の手前

まで達する溶岩流。この流出口の位置、性質は不明である。

沼ノ川 2 沼ノ川の上流約 1.5 km、谷の南岸に厚さ 20 m かそれ以上の溶岩流の崖露頭がある。諸坪峠^{しよつぽ}への林道沿いに露出し、80 m 以上の高度範囲にわたって狭い、急傾斜の谷面に分布する。上記林道沿い、海拔 410 m 地点に厚さ 10 m 以上の粗粒スコリア層の露頭があり、小スコリア丘の存在を示す。

沼ノ川 3 萩入川の更に上流、海拔 450 m 前後、沼ノ川の北西約 2.5 km の地点に、川床に玄武岩溶岩の転石が多くみられる。流出口は不明である。

八丁林道 天城峠の南方から八丁池へ通じる林道沿いに、天城旧道分岐点から 500 m 東へ入った地点に溶岩流と厚さ約 4 m のスコリア堆積物の露頭がある。溶岩流は北側斜面から流下したと考えられるが、流出口は不明である。倉沢 (1959) の寒天沢玄武岩火山弾に相当。

本谷川支流 鉢窪山南西の本谷川支流 (滑沢川) 分岐点から南西へ川沿いに溶岩流が分布し、約 1.5 km 追跡できる。流出口は不明だが、滑沢川の南側斜面にあると推定される。

丸山 鉢窪山の南東約 1.3 km にある丸山は基底径約 500 m、比高約 90 m のスコリア丘で、溶岩流を南西中腹と北麓から流出したことが航空写真から判読される。北へ流下したものは岩尾川沿いに露頭が確認される。

鉢窪山 基底径 1 km、比高約 200 m の、対称的な円錐形のスコリア丘 (Fig. 24) で、航空写真から地形を判読すると、溶岩流はスコリア丘の南から西側の裾の部分と、北西中腹部から流出しているようである (Fig. 26)。本谷川を埋めて広い段丘面を形成し、浄蓮の滝 (Fig. 28) では、この溶岩流が旧河床を埋めた様子が、湾曲した柱状節理から読みとれる。溶岩流の厚さは 40 m 以上に達する。

与市阪 鉢窪山からの溶岩流のすぐ下流に接するようにして、別の溶岩流が狩野川東岸に段丘をつくる。これは与市阪川上流の位置不明の流出口 (おそらく高度約 700 m の地点) から流出したもので、沢村 (1955) は上下 2 枚の溶岩流としている。

長野 噴出口は、長野の東 700 m の、国土越へ通じる自動車道路わきの、径約 150 m の凹地と推定され、ここから流出した溶岩流が長野の部落の台地をつくっている (Fig. 27)。

箒原東 箒原の北東約 1 km にある、北北東に開いた馬蹄形の凹地で、長径約 200 m、深さ約 50 m ある。地形的にはきわめて顕著で火口であると思われるが、露出がわるく、噴出物の有無等不明である。

長野東 国土越 (峠) の東方約 1 km 道路わきに厚さ 4 m 以上のスコリア堆積物が露出する。小スコリア丘の一部と思われるが、その直下に、厚さ 2 m 位の安山岩岩塊から成る層がつづく。安山岩岩塊は平均直径 4 cm、最大 25 cm で粒度がきわめてよく揃い、降下堆積物と思われる。岩塊はやや変質した天子 (?) 火山溶岩で、おそらく、水蒸気爆発のようなガス噴流による降下堆積物であろう。同様の堆積物は南西方の整った円錐形の地形の麓にも露出する。この地形は基底半径 400 m 位の火砕丘の一部かもしれないが露頭なく不明である。

北野原東 北野原の東方、約 1.2 km の地点に直径約 200 m、深さ約 20 m の円形窪地

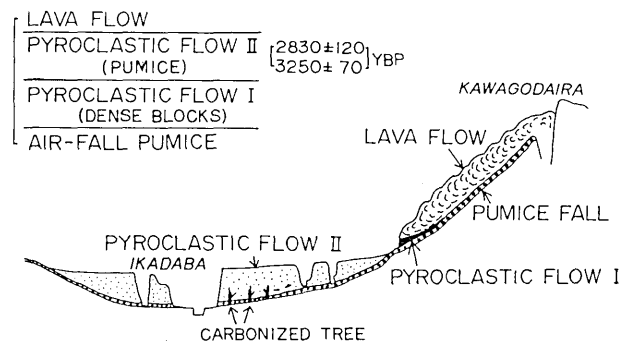


Fig. 6. Schematic cross section of the ejecta from the Kawagodaira crater. Stratigraphic sequence of the eruption is also shown.

がある。露頭なく、噴出物の有無は不明である。

船原 船原温泉のすぐ西側、船原川の湾曲部北側にある、溶岩流を伴うスコリア丘、湯佐・黒田 (1970) によれば、南北に少し伸長した、比高 70 m 位のスコリア丘で、南縁に溶岩流が露出する。スコリア丘はカワゴ平の噴出物 (降下軽石等) と古富士火山 (?) の火山灰に覆われる。

カワゴ平 東伊豆単成火山群の全域を通じて最大規模の噴出物をもつ火口の 1 つであり、特にこの火山群では数少ないデイサイト質マグマの活動として、大型の噴火活動が行われたという点で注目に値する (Table 1)。火口は天城火山の侵食カルデラ壁の北側、高度 1,100 m 前後にある、北に向って開いた幅 1 km の開口部がそれで、そこから北へ向って幅 1~1.5 km、長さ 4.4 km の溶岩流が流下している (Fig. 27 など)。

噴火の時間的経緯や噴出物の関係を模式的に Fig. 6 に示す。先ず爆発的噴火により大量の軽石が噴き上げられ、降下軽石堆積物として周辺地域を広く覆った。鮫島 (1969) はカワゴ平噴出物の等層厚線を与えているが、北東、北微西、西の三方向へ主軸をもつ楕円形の分布域の集合として示してある。著者等の調査でも、降下軽石層は北および西方へ厚い傾向を示すことは明らかで、鮫島 (1969) の分布図は基本的に正しいと思われる。堆積物中には、黒色ないし灰白色の角ばった黒曜岩片を多数特徴的に含むので、識別が容易であり、中伊豆一帯の古い鍵層の 1 つとなっている。この活動にひきつづいて多量の軽石が噴出し火砕流として北斜面を流下した。この極く初期にはち密な黒曜岩の破片を主体とした一種の火砕流が発生したらしく、その堆積物が溶岩流の先端部東側、林道の唐沢橋西タモトでみられる。ここでは天城本体の安山岩を主体とする凝灰角礫岩の上に降下軽石層がのり、その上面を一部侵食して厚さ 3~4 m の火砕流堆積物が覆う、本質岩塊はち密なガラス質デイサイトで、降下軽石層中に含まれる黒曜岩片と同じ外観を呈する。おそらくこの火砕流 (Fig. 6 pyroclastic flow I) にひきつづいて主体の軽石質火砕流 (pyroclastic flow II) が流下し、筏場から大見川の川床にひろがって堆積した。姫ノ湯付近までは段丘状の地形が連続して追跡されるが、八幡の実成寺 (大見川と冷川の合流点) の段丘にもこの火砕流堆積物がみられる。したがって、噴火当時は大見川の川床はこの火砕流堆積物によって埋めつくされ、更に下流に及んだことは疑いない。本質岩塊の軽石は比較的発泡

度がわるく、比重 1.2~0.8 のものが多く、一部は明暗の縞状構造を示す (Fig. 29)。後場周辺では高さ 30 m に達する崖をつくり (Fig. 30)、炭化木を多量に含む。狩野川台風の直後の新鮮な崖面には、直径 70 cm の炭化した杉の幹が、根つきのまま垂直に火砕流下部に多数発見された (久野久の談話による)。この炭化木 (Fig. 31) の放射性炭素年代は、

2,830±120 Y.B.P. Gak-523

(KIGOSHI・ENDO, 1966)

3,250±70 Y.B.P. TK-191

(葉室, 投稿中)

の 2 つが得られている。

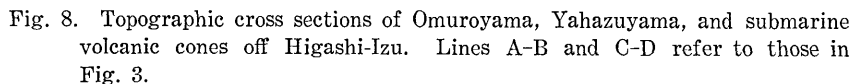
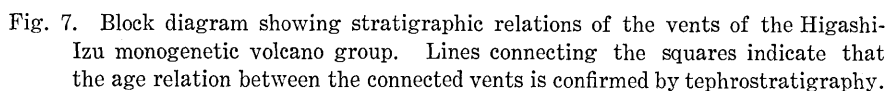
デイサイト質の溶岩流は、おそらく火砕流噴出の直後に流下したと考えられるが、現在降下軽石又は火砕流堆積物を直接覆う関係が確認できる露頭は見出されていない。溶岩流はきわめて新鮮な地形を示し、縁辺部は特に黒曜岩質のブロックの集合となっている部分が多い (Fig. 32)。溶岩流の中央部表面は、10 m 位のうねりで凹凸のある地形を呈し、部分的に軽石状に発泡している。現在各所で軽石状の溶岩塊を断熱材等の用途に採掘しているが、関係者の談話では、発泡がよいのは表層部に限られるとの事である。部分的に見掛比重 0.3 程度のきわめて軽い岩塊が集中している。航空写真によると、流下方向に凸の弧状のしわ状地形が発達する部分が多いが、浅間火山の鬼押出、桜島火山の大正溶岩等でみられるものと同様、流れ方向に直角に出来る大きななわ状地形であると判断される。

3.3. テフロクロロジーによる層序

前節で記述した個々の噴出口は、合計 76 個に達するが (Table 1)、それらの噴火活動の時間的前後関係は噴出物の層位学から明らかにされる。この方法が特に有効であったのは大室山地域であるが (葉室, 投稿中に詳述)、天城山地域では急斜面の多い山地で良好な露頭が少ないなどの理由で、層序の対比はより困難であった。Fig. 7 にこうして得られた全地域の層序関係を示す。四角枠で囲んだのは個々の噴出口の名称で、図の下方から上方に向かって年代が新しくなることを意味する。図中の左右方向には厳密な意味はなく、地域毎に噴出口が大体まとまるように配列してある。四角枠を結ぶ直線は、結ばれた堆積物同志の新旧関係が野外で確認されたことを示す。カワゴ平噴出の降下軽石堆積物は広範囲を覆うよい鍵層であるが、図中横線を引いた範囲では他の堆積物との上下関係が確認できる。稲取泥流堆積物も同様に、横線部にかかる諸噴出口からの堆積物に対して鍵層の役を果している。Fig. 7 中には、関連した ^{14}C 年代を示してあるが、噴出口のおそらく半数以上が 30,000 年よりも新しい年代に活動したことがわかる。また、デイサイト質マグマの活動はきわめて新しく (Table 1 をみよ)、3,000 年位前かそれ以後である。しかし、玄武岩質の噴出物を伴う岩ノ窪東、岩ノ窪西、伊雄山の各噴出口は、カワゴ平火口よりも後に活動したわけであるから、ある時期を境にして、この地域の火山活動が玄武岩質からデイサイト質に切りかわったということではない。

3.4. 東伊豆東方沖の海底火山群

最近海上保安庁水路部によって行われた「相模湾南西部」海域の精密な海底地形測量 (水路部, 未発表資料) の結果によると、大室山・天城地域と伊豆大島の間の海底には、



新鮮な火山地形が顕著にみられる。Fig. 5 にはこの海底地形図から推定した火山体の位置と規模を示す。陸上の火山（東伊豆単成火山群）と比べて、きわめて大型の円錐形火山体をもつものが多く、最大のものは（伊豆大島北端の乳ヶ崎と伊豆熱川を結ぶほぼ東西の線上、乳ヶ崎から西へ約 5 km の地点にあるもの）、基底の直径約 4 km、比高約 300 m

もある。山体の傾斜は陸上の火砕丘（約 30° ）に比べゆるやかで、 $10^\circ \sim 20^\circ$ の範囲のものが多い。また山頂が平坦になっているものもいくつかみられる。いくつかの円錐丘の断面を Fig. 8 に示す。これらの火山は、500~900 m の深さの海底に噴出して、成長したものであろうから、全く同じマグマの活動によるものとしても、陸上の火山体とは異った内部構造、形態をとることは当然予想される。水底での火山活動はマグマが水により急冷されるため、特徴的に火砕物質（volcaniclastic）の割合が大きくなり、また水中での安定角が小さいため陸上より緩傾斜の火山体が構築されるであろう（荒牧・中村, 1967; 荒牧, 1975）。東伊豆沖の海底火山群の内部構造は今のところ全く不明であるが、今後の重要な問題であろう。また、Fig. 5 に + 印で示した地点からドレッジされた岩石を湯浅・本座（1976）が記載しているが、凹凸に富むガラス質急冷縁辺層をもつ玄武岩溶岩塊で、低アルカリソレライトの組成を示す。 Al_2O_3 がやや高いが（16.72%）、東伊豆火山群の組成とは明らかに異なり、伊豆大島のそれに近い。他の海底火山の岩石はどのような組成であるか不明であるが、きわめて興味深い問題である。

3.5. 火口の配列

Fig. 5 に東伊豆単成火山群の火口（噴出口）の分布を示す。陸上、海底両地域を含めて、一般に NW-SE 方向の帯状配列が顕著に認められる。この傾向は陸上では特に大室山地域に著しく、葉室（投稿中、第2図）によれば、系列1（地久保から鉢ヶ窪火口1, 2, 3等を結ぶ線上のもの）、系列1'（川奈南、三野原北から内野を結ぶ線上のもの）、系列3（伊雄山から大幡野火口を結ぶ線上のもの）の3系列が顕著である。活動の時期も、系列1, 1' はほぼ同時に、またその後しばらく時間をおいてから系列3がほぼ同時に活動したというようにまとまりをみせている。また東伊豆沖の海底火山群も3~4列の NW-SE 方向の帯状配列が明らかに認められる。一方天城山地域についてはそのほとんど目立った線状配列はみられないが、大きくみて大池・小池・鉢山から丸山・鉢窪山を通り、船原に至るものと、稲取および堰口火口群が天城山体の中央部を横切りカワゴ平を経て長野等をむすぶ、NW-SE 方向のやや幅広い2つの配列があると言えよう。しかし、各々の火砕丘の伸長方向や個々の噴出割れ目が NW-SE 方向へ向く傾向があり、また一群の火口が全体として NW-SE 方向にのびる雁行分布を示すことは野外調査でも確かめられる場合が少なくなく、Fig. 5 から受ける印象よりはもっと強く NW-SE 方向の配列傾向を示している。

この NW-SE 方向の配列は中村（1969）が示した富士、大島、箱根火山の岩脈群と側火口配列の方向ときわめて調和的で伊豆地域の全体の傾向をますます明確にするものである（中村, 1969, Fig. 7 参照）。中村によれば、この方向は広域的な主圧縮力の方向であり、それに平行な大規模な割れ目が生じそれに沿って火口が配列すると考えられる。

一方、NE-SW 方向（伊豆半島の地質構造が議論される場合、しばしば指摘される方向である；北村他, 1969 他）に伸びる火口配列は1例をのぞき明瞭でない。それは大室山から高室山、地久保を経て小室山に至るやや湾曲した系列（葉室, 投稿中、の系列2）で、この系列に属する火口の活動期が系列1又は1'のものよりも新しく、系列3のものよりも古い事、すなわち大室山火山群の活動史の中である時期に集中することは、この方向の系列が存在することを支持する証拠の1つである。天城山地域では、この方向の系列

は特に認められないが、前に述べたようにこの地域は大室山地域よりも調査が困難なため、そのような証拠を見逃している可能性がある。なお、本地域の活断層の分布図が村井・金子 (1974, 1976), 星野他 (1977) により与えられているが、星野他 (1977) が述べているように、新期の火山噴出物の被覆のため現地で断層を確認することが困難である。地質図 (Fig. 4) に示した矢筈山・孔ノ山の北東麓を通過して鹿路庭峠を横切る断層も露頭は確認できず地形による推定である (星野他, 1976, RK)。この断層が岩ノ窪・岩ノ山へ連るという証拠は航空写真による地形判読からも積極的には得られない。スコリア丘を切る断面においてみられる小規模な断層系 (例えば鉢ヶ窪 4) および岩ノ窪火口の例を除いては、全地域を通じて断層が東伊豆単成火山群の山体、噴出物、火口地形を明らかに切っている例は認められない。岩ノ窪東火口では、火口縁が南と北側で切り込んだように欠損しており、ほぼ N-S 方向の断層の存在を暗示している。

3.6. 噴出物の量と組成分布

Table 2 に東伊豆単成火山群の噴出物の量を噴出物の種類と組成毎にまとめたものを示す。Acidic としたものは、 SiO_2 65% 以上のもので、デイサイト質のもの、Basic としたものは SiO_2 60% 以下のもので主として玄武岩質のものである。 SiO_2 が 60% から 65% の組成の噴出物は見出されていない (KUNO, 1954; 倉沢, 1959; 葉室, 未発表資料)。酸性の噴出物をもつ火口は 4 ケあり、その 90% 近くはカワゴ平のものである。カワゴ平の噴火は降下軽石→火砕流→溶岩流という順を追い、日本の火山の中心噴火でみられる典型的なパターンをふんでいる (ARAMAKI・YAMASAKI, 1963)。一方塩基性 (玄武岩質) の噴出物を放出した火口は 63 個あり、はるかに多い。そのうち火砕丘をつくるものは 45 個、小成層火山をつくるものは 1 個 (遠笠山) である。また溶岩流を流出した火口は 40 個ある。なお溶岩流総量の約 50% (0.83 km^3) は大室山から流出している。他にマール

Table 2. Frequency and volume of ejecta erupted from vents as classified according to the character of vents and composition of magma.

| | Acidic | | Basic | | Unknown ¹ | Total | |
|------------------------------------|--------|--------------------|-------|--------------------|----------------------|-------|--------------------|
| | N | Vol. Km^3 | N | Vol. Km^3 | N | N | Vol. Km^3 |
| Lava Flow only | | | 16 | 0.04 | | 16 | 0.04 |
| Lava Flow Pyrocl. Cone | | | 24 | 1.94 | | 24 | 1.94 |
| Lava Dome | 3 | 0.04 | 1 | 0.005 | | 4 | 0.045 |
| Pyrocl. Cone or Pyrocl. Fall | | | 21 | 0.12 | | 21 | 0.12 |
| Crater only | | | | | 9 | 9 | |
| P.Fa.→P.Fl. →Lava Flow | 1 | 0.26 | | | | 1 | 0.26 |
| Small Stratovolc. | | | 1 | 0.05 | | 1 | 0.05 |
| Total | 4 | 0.30 | 63 | 2.155 | 9 | 76 | 2.455 |

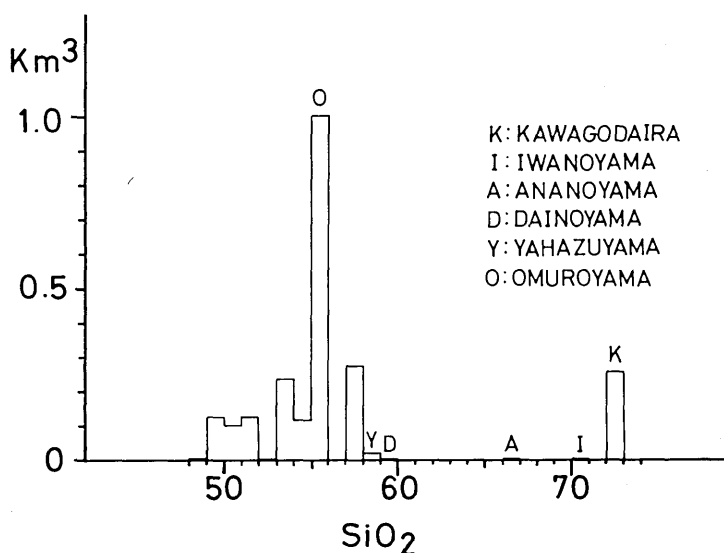


Fig. 9. Bar diagram showing a volume relation between the SiO_2 content of the erupted materials.

状の窪地のみ存在して、特有の噴出物が同定できない例が9個ある。合計 76 個の噴出口から、総量 2.5 km^3 の噴出物が放出された。仮りに本火山群の活動期間を 40,000 年とすると、 $0.06 \text{ km}^3/1,000$ 年の噴出割合となる。これは日本の成層火山の平均噴出率 $1 \sim 10 \text{ km}^3/1,000$ 年 (NAKAMURA, 1974 他) に比べると 2 桁近く小さい値であり、Hawaii の Kilauea 火山の $0.1 \text{ km}^3/\text{年}$ と比べれば更に小さい。実際には本火山群は小さな単成火山が数百 km^2 もの地域に分散しているのであるから、上で比べたような島弧型の成層火山とも、大洋型の巨大楯状火山とも全く異ったタイプの火山活動を代表するとも言えるであろう。

また溶岩流と火砕丘の山体をも含めた火砕物の総量はそれぞれ 1.7 km^3 と 0.46 km^3 であり、RITTMANN (1962) の爆発指数 (explosion index) は 21% となる。

Fig. 9 には、 SiO_2 組成で分けた噴出物の総量を示す。分析値は KUNO (1954), 倉沢 (1959), 葉室 (未発表資料) によった。図から明らかなように、 $\text{SiO}_2=50 \sim 60\%$ と $\text{SiO}_2=70\%$ 前後の 2 つのグループに分けられ、いわゆる “bimodal” な分布を示す。実際には、 $\text{SiO}_2=55 \sim 60\%$ の範囲の岩石には、石英や長石などの、酸性火成岩から由来した捕獲結晶が多く含まれており (KUNO, 1954), 地下でマグマが混成作用をうけたことを示している。したがって、混成作用の効果を差し引くと、Fig. 9 の塩基性な部分のスペクトラムはより SiO_2 に乏しい方向に移動する筈であり、“bimodality” は更に顕著になるだろう。

前に述べたように、本地域の岩石の詳細な鉱物学的、化学的研究は現在進行中であるので、最終的な議論はここでは行わないが、既存のデータを使用して、噴出マグマの組成に地域的な変化があるかどうかを予察的に調べてみた。

Fig. 10 は、 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ の相対的な集中度をプロットしたものである。図中に与えた

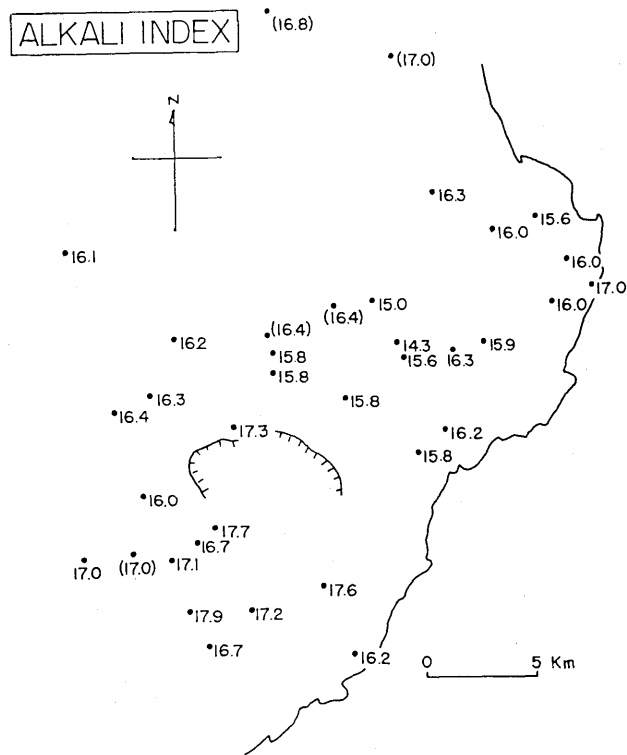


Fig. 10. Map showing the aerial distribution of the alkali index of the erupted material from individual vents. For the computation of alkali index see text.

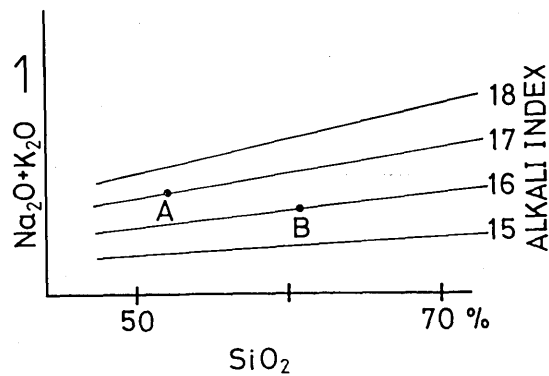


Fig. 11. Schematic variation diagram illustrating the computation of the alkali index. For explanation see text.

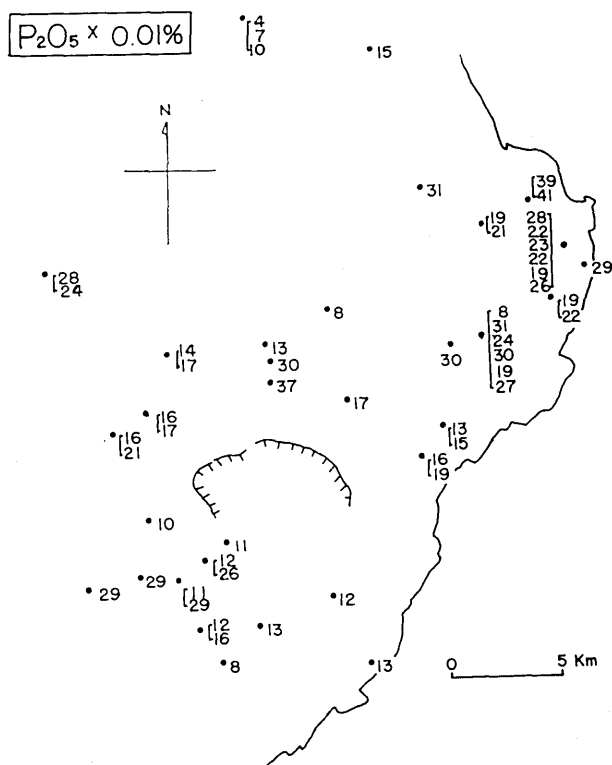


Fig. 12. Map showing the aerial distribution of P_2O_5 contents of the erupted material from individual vents.

数値は次のような操作をほどこして得た指数で、 SiO_2 濃度に無関係に Na_2O+K_2O の量が、日本の火山岩の平均的傾向に比べて大きい小さいかを示すものである（荒牧・宇井，未発表資料）。まず日本の第四紀の火山約 40 個の岩石の分析値を SiO_2 vs Na_2O+K_2O 変化図にプロットしてみる。 $SiO_2=50\sim70\%$ の範囲では、多くの火山について変化傾向は直線でよく近似できる。それをもとにして Fig. 11 に模式的に示したような一群の直線を画く。これらは日本の火山岩の SiO_2 vs Na_2O+K_2O の標準 trend であり、個々の分析値について、その SiO_2 の値に無関係に Na_2O+K_2O の値が高いか低いかの傾向を表現できる。例えば Fig. 11 中で A 点（指数 17）は B 点（指数 16）よりもアルカリに富む傾向にあることを示す。このようにして各噴出口毎のアルカリ指数をプロットしたのが Fig. 10 であり、全体として顕著な地域的傾向は認められない。ただ天城火山南西方の側火山群は一樣に高い値を示すのが有意かも知れない。（）内の値は、 SiO_2 が 50% より低い場合を示す。Fig. 12 には、 P_2O_5 の量を示す。同一噴出口の岩石について複数の分析値がある場合には全部列記してある。この場合にも、地理的な分布傾向は認められない。

4. 考 察

4.1. 東伊豆半島成火山群の活動様式

前にのべたように東伊豆半島成火山群の活動期間は約 40,000 年で (Fig. 7), その間総量は少くとも, 噴出物があちこちの火口から放出されつづけていたわけである。噴火の頻度は 76 個/40,000 年で約 500 年に 1 回の割合になる。カワゴ平の噴火以降も 4 回の噴火がおこっており, この割合は最近数千年間もほぼ持続されている。噴出したマグマの組成は, アルカリと P_2O_5 についての予察では, 顕著な地域的な差はみとめられない。このことは同一の源から発生し上昇してきたマグマが地殻内深所で単一のマグマ溜りをつくっているのか, 又はいくらか分散して複数の溜りをつくっているかというモデルを設定するのに積極的な支障にはならない。但し, 東伊豆沖の海底火山群を (少くともその一部を) 同一の火山群, comagmatic なグループとすべきかどうかは重大な問題であるが, 今のところ判断すべきデータがほとんどない。

噴火はおそらくすべての場合単一の輪廻で終了した。1 輪廻の噴火の長さは 1945~1952 年の Mexico の Paricutin 火山 (丁度大室山と同じ規模をもつ) の場合が約 10 年間で, 歴史的には最長記録の一つであり, Italia の Monte Nuovo 火山 (鉢山より少し小さい火砕丘, 但し溶岩流出はない) が生成するには正味 2 日間しかかからなかった等, 可成の幅がある。しかし, 将来本地域で予想される噴火の規模や継続時間は, いずれにせよ単成火山に特有な小規模なもので終る可能性が大きい。既存の噴出口の中でも, 数 10m の直径の火口地形がわずかに残存しているだけのものや, 少量のスコリア, 又はスパターを放出し, 溶岩流を流出しただけのものなどはきわめて短時間, たとえば 1 時間乃至数時間以内で主要な活動が終了してしまったと考えられる。このようなタイプの噴火が将来何時, 何処で起るかを予想することはきわめて困難であろうが, 一方予測される被害の程度も小さいものであろう。鉢山, 鉢窪山, 丸野山, 小室山, 大室山のように, 相当の規模のスコリア丘を生成し, 溶岩流を流出する型の噴火は, 長ければ数ヶ月から年のオーダーで継続するであろう。火口における噴火様式は短時間の溶岩噴泉および長つづきするストロンボリ式噴火であろうから, 直接の危険度は大きくない。ただ大量の降下スコリア・火山灰が堆積する場合は農作物, 交通, 一般生活におよぼす影響は大きいであろう。溶岩流による埋没, 堰止め, 泥流発生等の危険も少なくない。カワゴ平火口など, デイサイト質マグマの活動は, 上述の玄武岩質マグマの活動とちがって, きわめて爆発的であり得る。その初期に噴出する軽石は主として降下堆積物として広範囲を覆うであろうが, 中間の段階での火砕流の発生は予測がきわめて困難であり, 危険度の幅も大きく, 防災上は最も難しい問題の一つであろう。筏場に流下した火砕流 II の場合, 火口から 13 km 以上はなれた八幡で厚さ数 m 以上の堆積物が生じている事からみて, 噴火当時, 更に下流の狩野川流域一帯に泥流等の二次災害を含めて可成大規模の災害をもたらしたと推定される。

4.2. 東伊豆半島成火山群の火口の分布と地下構造

1974 年 5 月 9 日の伊豆半島沖地震の余震活動も殆んど終息した 1975 年 8 月頃から, 伊豆半島北東部で微小地震が群発しはじめた。1976 年を通して消長をくりかえしながら継続したが (地震研地震移動観測室, 地震活動研究部門, 1975, 1976, 1977 他), そのクライマックスは 8 月 18 日の河津地震 ($M=5.5$) であった。河津地震の余震域は長さ約

10 km にわたって明瞭な NW-SE 方向に並び、この方向に走る既存の活断層の右横ずれ運動によって本震が惹起されたと推定されている(津村他, 1977 他)。またほぼ時を同じくして、群発地震域とはほぼ同じ地域が異常に隆起していることが、水準測量、重力測量の結果や伊東—油壺間の平均潮位差などから明らかになった(国土地理院, 1976, 1977; 地震研究所測地移動班, 1976, 1977; 萩原幸男他, 1976 等)。特に 1974~1975 年の間の隆起速度は大きく、隆起の中心域の冷川峠付近では 10 cm 以上の隆起が確認された(国土地理院, 1976)。この現象は当然各界の注目をひいたが、特に 1930 年 2 月~5 月に起きた伊東群発地震と地域的にも隣接しており、異常隆起と群発地震の組合せという点で両者の比較が問題となった。

今回の中伊豆の異常現象は、1930 年の伊東市を中心とする異常現象よりも、隆起の絶対量(最大 15 cm 対 35 cm)、継続時間(1 年半かそれ以上対約 4 ヶ月)、群発地震の個々のマグニチュードや集中性等について、はげしさ乃至は急激さの度合が劣るようであるが、それにも拘らず火山学的立場からは、下に述べるようにきわめて興味ある現象であり、この地変と火山営力の関連の有無を追求すべき必然性は明らかである。1930 年の伊東群発地震の原因論では、多くの研究者が地下のマグマの活動に関するものである可能性を述べている(今村研究室他, 1930; 那須, 1930; 石本・高橋, 1930; TSUYA, 1930; NASU, 1930; NASU *et al.*, 1935; KUNO, 1954 他)。特に, NASU *et al.* (1935) は群発地震の立体的な震源域が地下のきわめて限られた空間内にあり、しかも初期の地震は深く晩期のものは浅い傾向があるとして、マグマの貫入によって地変が引き起されたものとした。久野も同様なモデルを与えたが、彼の断面図(KUNO, 1954, Fig. 4)によると、マグマ溜りの中心は大室山と小室山の中間で、深さ 7 km 以深の“granitic rocks”の層中にあり、そこから北北東方向に斜めに上昇するマグマの支脈が伊東群発地震を生じたと考えているようである。ひるがえって今回(1975~1976)の中伊豆地変をみると、Fig. 13 に示すように群発地震の発生した地域と、東伊豆単成火山群の火口の分布する地域とはほぼ一致することが先ず目につく。Fig. 13 に与えられた震源の投影は津村他(1978)の Fig. 5 を写したもので、1975 年 11 月 20 日から 1976 年 12 月 31 日までの期間内の $M=0.5$ 以上の地震 1872 個をプロットしたものである。図には点の密集域はその輪郭だけを示し、影をほどこしてある。黒い三角形は Fig. 5 に示した火口の位置を東伊豆沖の海底火口群をも含めてプロットしたものである。なお大島火山の側火口の位置も NAKAMURA (1964) の資料を一部簡略化して示した。曲線群は国土地理院(1976, Fig. 5)による、1967・1969~1976 年間の上下変動量(cm)を示す。変動の大部分は 1974~1976 年の間に起ったと考えられている。すなわち震央分布と火口の分布の大ざっぱな範囲は一致するが、隆起範囲とは一致せず、両者の NE-SW 方向の伸び軸は南北に 5 km かそれ以上ずれているように見える。津村他(1977)の群発地震の分布は、1) 河津地震の余震を中心とするグループで河津川に沿って NW-SE にのびる帯、2) 天城峠から遠笠山にかけて NE-SW のびる帯、3) 遠笠山を中心とする直径 5 km 位の地域、4) 北川—熱川海岸から南東にのびる帯、5) 東伊豆沖、大島との間の海底地域などに集中して起っている。このような微細構造と火口の配列の間の相関はあまりよくないようで、1) の河津川に沿うものと、3) 4) を連ねる線に平行に、しかし北東側に少しずれて火口の列があ

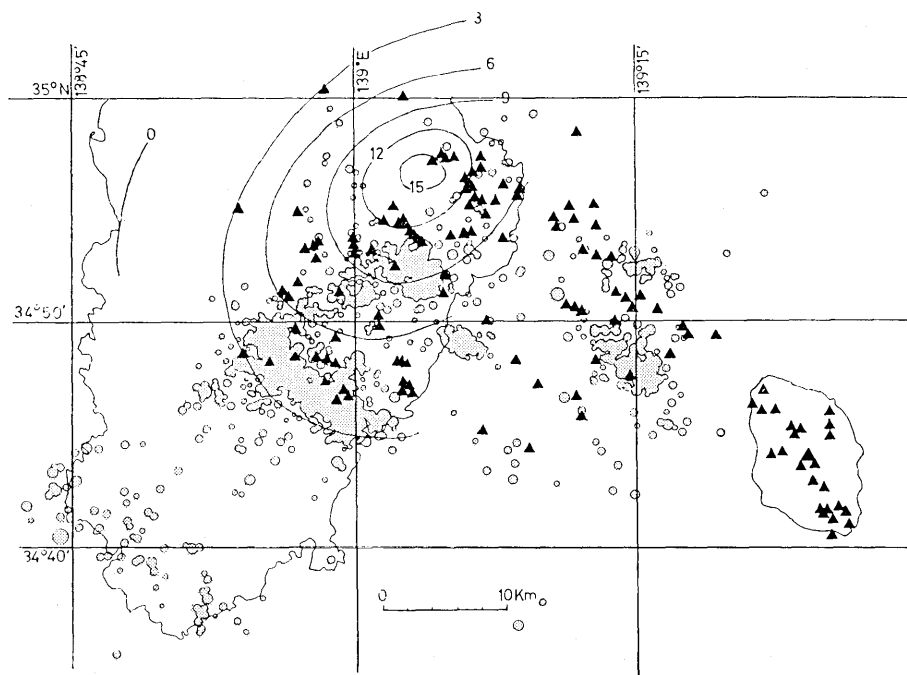


Fig. 13. Map showing the distribution of epicenters of earthquakes with magnitudes larger than 0.5 during the period from Nov. 20, 1975 to Dec. 31, 1976 (after TSUMURA *et al.*, 1977, Fig. 5). Solid triangles indicate locations of vents of the Higashi-Izu monogenetic volcano group (see Fig. 3.). Distribution of lateral vents on the Oshima island is taken from NAKAMURA (1964).

るのが目立つくらいである。東伊豆沖の海底部では群発地震と火口の位置はむしろ相補的であるようにみえる。本火山群の天城山地域でも群発地震の極端に密集した地域にはむしろ火口が存在しないようにも見られる。津村他 (1978) の記述にくわしいように、群発地震は時間と共にこの地域内をあちこちに活動の中心が移って行くという特徴がある。全期間を通じてほぼ一様に活動をつづけていたのは遠笠山を中心とする地域のみであり、他の地域は限られた期間に集中して活動した。このような微小地震の活動様式を直接火山の噴火活動にむすびつけることは困難で、火口の配列、活動時間、噴出物の組成との対応は、特にみられない。

次に興味をひくのは、この地域の重力異常分布と震央および火口の分布の比較である。最近地質調査所によって伊豆半島中部・南部の詳細なブーゲー異常図が作製された (小川, 1977a, 1977b)。それによると、+100 mgal ($\rho=2.3$ としたブーゲー異常) をピークとした高異常域が天城山塊から WSW 方向にのび、伊豆西海岸で N-S に走る急な gradient で切られて終わっている。それより南の地域は +90 mgal 前後の平坦な異常値を示すが (長九郎南方と蛇石火山東方にそれぞれ低と高の目玉がある)、北側は大略伊東市から土肥を結ぶ幅広い帯域で一斉に北に向って低下し、八幡付近に一つの大きな負の目玉を

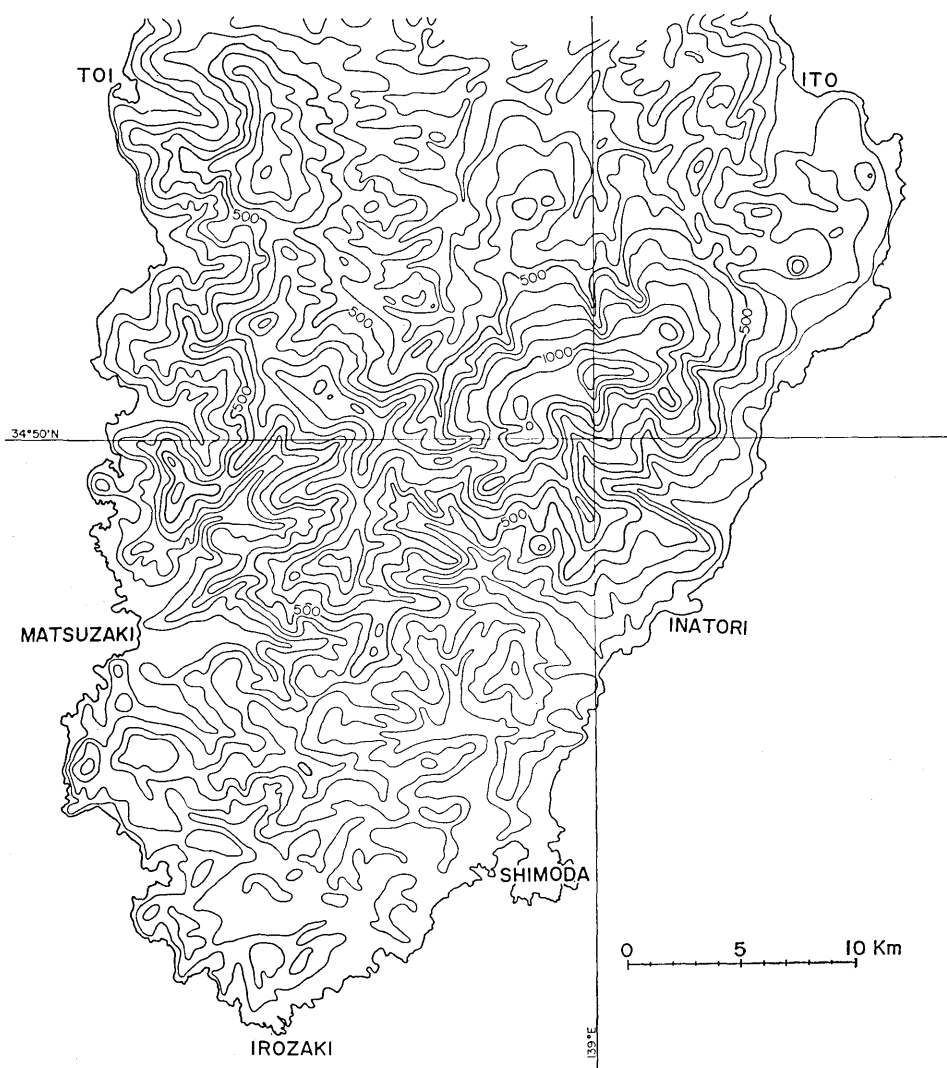


Fig. 14. Contour map showing smoothed envelope surface of the present topography of the central and southern Izu peninsula. A 2×2 km counter is used.

つくるようにみえる。重力異常図を概観すると、主に北縁に急な *gradient* のため、全体として NE-SW の方向性が印象に残る。

東伊豆単成火山群の地域は大まかに言って高異常の地域と一致し、最大のピークは2個に分かれ、1つは堰口川の流路沿いに堰口発電所から上流へさかのぼる地域、もう1つはその西方、観音山を中心とする地域である。+95 mgal のコンターは両地域をつつみ込んで一部は北にのびて万二郎一万三郎の稜線に達している。すなわち現在の地形からみると重力の高異常域の中心は天城浸食カルデラの中心よりも南へ 2~3 km ズレしているが、

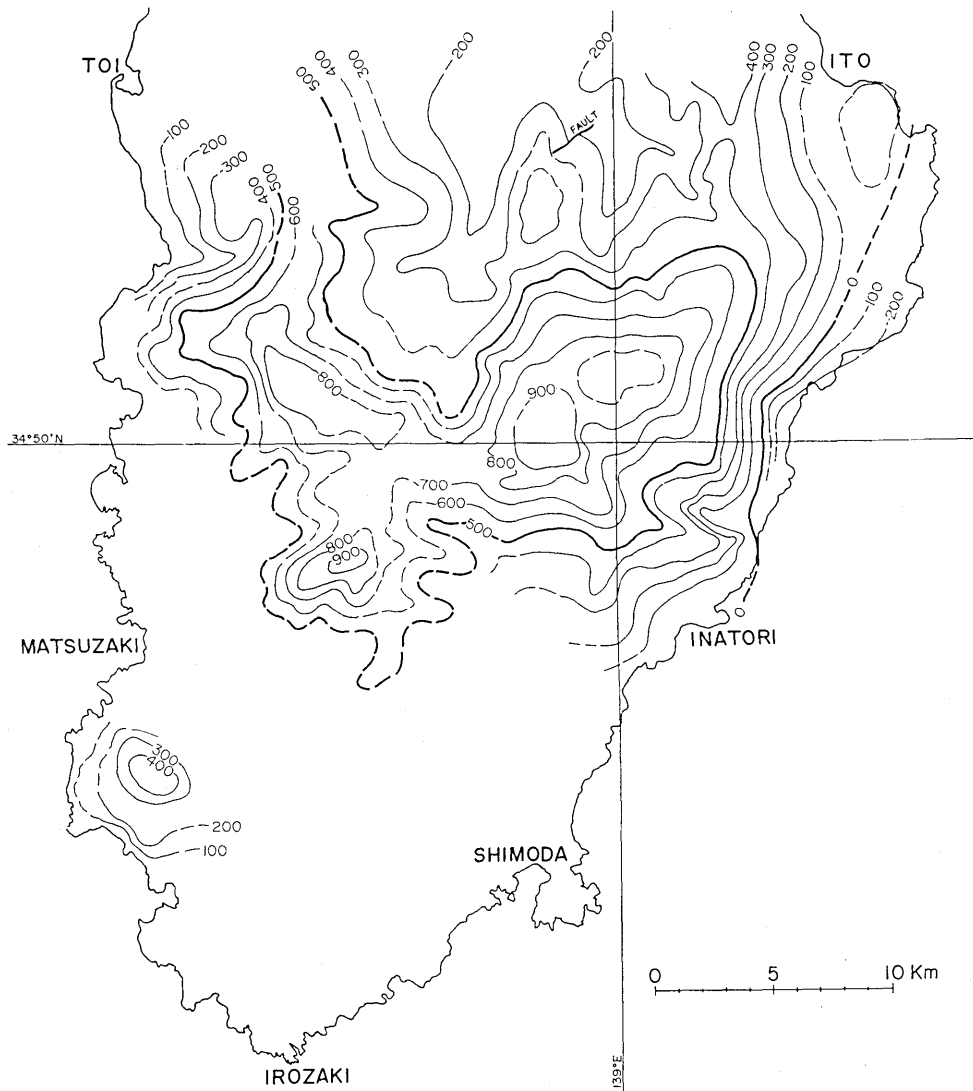


Fig. 15. Structure contour map showing the altitude of the boundary surface between the Tertiary and Quaternary rocks as deduced from the geologic maps published by the Geological Survey of Japan (original publication, scale 1 : 50,000). Solid lines indicate areas where sufficient data are available and dashed lines indicate areas where some interpolations are necessary.

天城火山の古期安山岩類 (p. 238) は更にその南に分布しており、天城火山全体を復元するとその中心部のズレはそれほど大きくないと言える。

震源分布は前述した川津断層の線、天城峠—遠笠山の線、遠笠山—北川の線が重力高異常地域 (+95 mgal 以上の地域) を丁度とりかこむようにして分布する。高重力異常の目玉の部分には地震がきわだって少ないのは注目に値する。一方火口の分布は重力異常と特

により相関は認められず、NW-SE 方向性の模様が幾分重力のコンターに反映するようではあるが、火口の列は重力異常の谷部を通ったり山部を通ったりして規則性はないようにみえる。

火口分布、震央分布、また重力異常の分布に表われている、伊豆半島中部の NE-SW 方向の大きな trend は、伊豆半島の切峯面図 (Fig. 14) および基盤岩の高度分布図 (Fig. 15) にもよく表われている。Fig. 14 は 2 km 方眼で読取りを行った切峯面図で、天城山系から松崎の方向へのびる谷地形の発達した帯域が顕著である。この地域よりも南側は、きわだった対照をみせて起伏量の少ない地形を示す。Fig. 15 は 5 万分 1 地質図幅を基にして、第三紀の岩石と第四紀の岩石の境界を読取り、その海拔高度を平滑化した等高線で示した図 (structure contour map) である。地質概念図 (Fig. 3) に示したように、鮮新世の火山岩類はこの図に含まれるが、その量はあまり大きくない。したがって、Fig. 15 に示されたコンターは大略湯ヶ島層群と白浜層群の表面の高度分布を示すものである。図中の実線部は可成り精度で等高線が描けた部分を示し、破線部は内挿した部分を示す。このような、伊豆半島の NE-SW 方向の大構造は何によって生じたか著者等にはわからないが、南につづく伊豆・小笠原弧の内弧に発達する NE-SW の大地形の雁行配列と同質のものかも知れない。Fig. 15 から明らかなように、天城火山の直下で基盤岩は最も高くなっている。他の地域でも、第四紀火山の直下ではすべて第三紀層の基盤岩が隆起している (達磨・井田両火山については不明)。これは日本の第四紀火山の多くにみられる現象であり、したがって火山の生成そのものに密接に関係した現象と考えられる。もしそうならば、Fig. 15 にみられる NE-SW 方向の構造は、第四紀の島弧型火山をつくったマグマ溜りの形成のパターンに従うものかも知れない。一方ブーゲー異常図は伊豆半島北部で火山分布と大きな食い違いをみせる。そこではブーゲー異常は低下するが火山の分布は 2 列になって N-S 方向に走るからである。

天城火山直下の高重力異常域を、地殻内の貫入岩体に帰するという考えは魅力的である。伊豆半島全域の地質概念図 (Fig. 3) における貫入岩体の分布と、重力の高異常域の分布は大略類似している。天城火山の直下には、特別に大きな重い貫入岩体が存在し、それが大体でブロックとなっているため、その周辺にのみ地震を生じるというモデルは検討に値するかもしれない。KUNO (1954) は、大室山地域の地下断面図を与えて、地下約 7 km までは湯ヶ島層群があり、それ以深は "granitic rocks" とした。東伊豆単成火山群の噴出物中には、少数ながら酸性火成岩の捕獲岩が見出される。KUNO (1954) が言及した岩片の組成は、 $\text{SiO}_2=75.65\%$ 、 $\text{CaO}=6.90\%$ 、 $\text{Na}_2\text{O}=0.42\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}=0.18\%$ (葉室、未発表資料) で、アルカリが異常に低く、一種の石英閃緑岩である。他にいくつかの鏡検例でも、K-長石は存在しないか、きわめて少く、伊豆半島の地下に深成火成岩体が存在していても、K-長石に富む、普通の花崗岩質岩石が普遍的にあることは疑わしい。ただし、KUNO (1968, Fig. 9) が与えたモデルのように、成長をつづける火山性島弧の地殻の下部が部分溶融して、酸性のマグマを生じ深成火成岩として地殻上部に貫入することは現在の伊豆半島で充分考えられることであろう。

一方伊豆半島の地下構造として、1) 新生代後期層/新生代前期層/中生代層/古生代層/それより下位の地殻/ (一部酸性深成岩貫入) (松田, 1968), 2) 新第三紀層/四万十累層

群/先シルル系(山下・渡辺, 1972)等, および地球物理学的な構造モデル (HOTTA *et al.*, 1964; 早川・飯塚, 1972; 伊神, 1976, 1977)等が提唱されている。しかしいずれの例も基礎データが粗く, 本稿で論ずるようなやや細部構造の解析には充分とは言えない。湯ヶ島層群直下には瀬戸川層群相当層がつづくと思われるが(鮫島, 1969), それに深については現状では何も確実なことは言えないと思われる。

最後に東伊豆単成火山群の活動についてまとめてみると:

- 1) 火口分布域は今回の群発地震域と大略合致する。
- 2) しかし, 震央分布の細部構造, 活動の時間的経緯などと, 火口の分布, 噴出物の特徴などとの間に密接な関係はみられない。
- 3) 重力異常の分布は震源分布と密接な関係があるようにみられるが, 火口分布とはさほど相関がよくない。
- 4) 噴火様式, 時代, マグマの組成等を考えても, 地域的な変化傾向は認められず, 火口配列が中村(1969)のモデルのように NW-SE 方向に並ぶのが顕著な特徴の一つである。
- 5) 今回の異常に関連して, 地熱異常, 噴気その他直接噴火に結びつく現象は報告されていない。
- 6) 以上を要するに, 今回の中伊豆の異常現象と東伊豆単成火山群の火山活動とは, 基本的な次元では互いに因果関係があると思われるが, 直接的な次元では, 例えば近い将来の噴火に結びつくような徴候は今のところ見出されないと言える。

文 献

- ARAMAKI, S. and YAMASAKI, M., 1963, Pyroclastic flows in Japan, *Bull. volcanol.*, **26**, 89-99.
 荒牧重雄・中村一明, 1967, 火砕岩に関するいくつかの問題, 日本地質学会連合学術大会討論会資料, 堆積学に関する諸問題, 50-58.
 荒牧重雄, 1975, 噴火現象の分類とメカニズム, 火山, **2** 集, **20**, 205-221.
 荒牧重雄, 1976, 東伊豆地域の火山活動のアセスメント—東伊豆の群発地震・地殻変動に関連して—, 地震予知連絡会会報, **16**, 92-94.
 萩原幸男・田島広一・井筒屋貞勝・里村幹夫, 1976, 伊豆半島における重力変化, 測地学会誌, **22**, 17-22.
 HAMURO, K., 1975, Geology and petrology of Omuroyama volcano group, Master Thesis, Univ. Tokyo.
 葉室和親, 投稿中, 大室山火山群の地質。
 葉室和親, 1977, 大室山・天城側火山群地久保中央火口丘降下スコリア・カワゴ平火砕流の¹⁴C年代, 火山, **2** 集, **22**, 277-278.
 早川正己・飯塚進, 1972, 伊豆半島周辺の地球物理学的研究, 伊豆半島, 東海大学出版会, 217-243.
 星野一男・橋本知昌・松田時彦, 1977, 伊豆半島北東部の活断層分布図, 地震予知連絡会会報, **17**, 51-53.
 HOTTA, H., MURAUCHI, S., USAMI, T., SHIMA, E., MOTOYA, Y. and ASANUMA, T., 1964, Crustal structure in central Japan along longitudinal line 139°E as derived from explosion-seismic observations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 533-541.
 伊神輝, 1976, 伊豆半島, 駿河湾周辺地域の地下構造, 地震予知連絡会会報, **16**, 105-107.
 伊神輝, 1977, 稲武砕石発破による東海地方の地下構造, 地震予知連絡会会報, **17**, 98-101.
 今村研究室・地震学教室, 1930, 伊東地震に就て(第二報), 地震, **2**, 281-300.

- 石本巳四雄・高橋竜太郎, 1930, 伊東地震と地表傾斜変化の観測, 地震研究所彙報, 8, 427-458.
- KIGOSHI, K. and ENDO, K., 1966, Gakushuin natural radiocarbon measurements II., *Radio-carbon*, 5, 109-117.
- 北村 信・高柳洋吉・増田孝一郎・早坂祥三・三井 忍・菅原 健・高橋邦夫, 1969, 伊豆半島の地質学的諸問題, 東北大学地質古生物研報, 68, 19-31.
- 国土地理院地殻調査部, 1976, 1977, 伊豆半島中部の地殻変動, (1), (2), 地震予知連絡会会報, 16, 82-87, 17, 59-64.
- 久野久・小池 清, 1949, 伊豆修善寺付近の湯ヶ島層群について, 地質学雑誌, 55, 28-32.
- KUNO, H., 1950, Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61, 957-1019.
- KUNO, H., 1954, Geology and petrology of Ōmuroyama volcano group, North Izu, *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. 2*, 9, 241-265.
- 久野 久, 1954, 火山及び火山岩, 岩波全書, 225 p.
- KUNO, H., 1960, High-alumina basalt, *Jour. Petrol.*, 1, 121-145.
- KUNO, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs, *Bull. volcanol.*, 29, 195-222.
- KUNO, H., 1968, Origin of andesite and its bearing on the island arc structure, *Bull. volcanol.*, 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.
- 倉沢 一, 1972, 伊豆半島の火山・火山岩, 伊豆半島, 東海大学出版会, 155-184.
- 倉沢 一・道野 郁, 1976, 伊豆半島西・南部地域火山岩類の岩石学および化学的性質, 火山, 2集, 21, 11-29.
- 黒田 直, 1976, 南崎火山, 池の原ペイサナイト質溶岩, 地質学論集, 13, 381-387.
- MACDONALD, G.A., 1953, Pahoe-hoe, aa, and block lava, *Amer. Jour. Sci.*, 251, 169-191.
- 松田時彦, 1968, フォッサ・マグナの南北地殻断面, 日本地質学会 75 年秋季大会総合討論会資料, 62-71.
- 村井 勇・金子史朗, 1967, 南関東の活断層分布図, 自然災害資料解析に関する総合研究.
- 村井 勇・金子史朗, 1974, 1974 年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係, 地震研究速報, 14, 159-203.
- NAKAMURA, K., 1964, Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42, 649-728.
- 中村一明, 1969, 広域応力場と反映した火山体の構造一側火山の配列方向一, 火山, 2集, 14, 8-20.
- NAKAMURA, K., 1974, Preliminary estimate of global volcanic production rate, *Proc. Conference Utilization of Volcano Energy, Hilo*, 273-286.
- NAKAMURA, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 2, 1-16.
- NASU, N., KISHINOUE, F. and KODAIRA, T., 1931, Recent seismic activities in the Idu Peninsula, (Part 1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9, 22-35.
- NASU, N., 1935, Recent seismic activities in the Idu Peninsula, (Part 2), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 13, 400-416.
- 小川健三, 1977a, 全国地熱基礎調査, 伊豆南部重力探査, 地質調査所月報, 28, 175-184.
- 小川健三, 1977b, 全国地熱基礎調査, 伊豆半島北部重力探査, 地質調査所月報, 28, (投稿中).
- 小野晃司・角 清愛, 1959, 5 万分の 1 地質図幅及び説明書「稲取」, 地質調査所.
- RITTMANN, A., 1962, Volcanoes and their activity, Interscience.
- 鮫島輝彦, 1969, 伊豆半島の地学案内, 静岡県地学会資料 No. 9, 17 p., 静岡県地学会.
- 沢村孝之助, 1955, 5 万分の 1 地質図幅及び説明書, 「修善寺」, 地質調査所.
- 沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之, 1970, 5 万分の 1 地質図幅及び説明書「下田」, 地質調査所.
- 角 清愛, 1958, 5 万分の 1 地質図幅及び説明書「神子元島」, 地質調査所.
- 鈴木 醇, 1921, 伊豆天城付近の地質, 地質学雑誌, 28, 431-448.
- 鈴木尉元・小玉善三郎・三梨 昂・矢島敏彦, 1977, 伊豆半島南端付近の地質構造と 1974 年伊豆半島沖地震の発生機構, 地質調査所特別報告, 6, 53-65.

- 田山利三郎・新野 弘, 1931, 伊豆半島地質概報, 齊藤報恩会學術研報, 13.
- 津村建四朗・唐鎌 郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋 正義, 1977, 伊豆半島における 群発地震の観測 (1975~1977), 地震研究所彙報, 52, 113-140.
- TSUYA, H., 1930, On the geologic structure of Ito district, Idu, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 8, 409-429.
- TSUYA, H., 1937, On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the Southern Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 15, 215-357.
- WILLIAMS, H., 1941 Calderas and their origin, *Bull. Dept. Geol. Sci., Univ. Calif. Publ.*, 25, 239-346.
- 山下 昇・渡辺晁三, 1972, 伊豆の深部構造—地殻下層についての一考察—, 伊豆半島, 東海大学出版会, 203-216.
- 湯浅真人・本座栄一, 1976, 伊豆半島—伊豆大島間, 小海丘の玄武岩—GH 742・St. 7・D 6—, 地質調査所月報, 27, 721-727.
- 湯佐泰久・黒田 直, 1970, 伊豆—高塚山, 船原火山の地質と岩石, 静岡大学地学研究報告, 2, 43-54.
- 地震研究所測地移動班, 1976, 1977, 伊豆半島の重力変化, (I), (II), 地震予知連絡会会報, 16, 95-98, 17, 45-47.
- 地震研究所地震移動観測室・地震活動研究部門, 1975, 1976, 1977, 伊豆半島北東部の群発地震, (1), (2), (1976 年 5 月—10 月), 地震予知連絡会会報, 15, 91-93, 16, 77-81, 17, 71-75.
-

16. *Geology of the Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group.*

By Shigeo ARAMAKI and Kazuchika HAMURO,
Earthquake Research Institute.

Scattered over an area of more than 400 km², in the eastern Izu peninsula, are about 70 monogenetic volcanoes formed probably during the last 40,000 years. These volcanoes are formerly called Omuroyama volcano group in the northeast and the Amagi lateral volcano group in the southwest. The homogeneity of the modes of eruptive activity, kinds of volcanic edifices, nature of magma, and the eruptive ages strongly suggests that these volcanoes may be grouped as a single group rather than the two. The name, Higashi-Izu monogenetic volcano group, is here proposed to represent these volcanoes stressing that the nature of each eruptive episode was monogenetic. These volcanoes erupted over the basement composed of Miocene submarine volcanic formations and related sediments (the Yugashima and Shirahama groups) overlain by the Pliocene volcanic rocks and Quaternary stratovolcanoes, such as Amagi, Tenshi, and Usami. Of the total count of 76 vents, 9 shows a topography of circular depression without further evidence of ejected materials or surrounding volcanic edifices. 63 vents erupted basaltic materials such as scoria, ash and lava flow, 40 of those issued lava flows and 45 formed pyroclastic cones. Dacitic magma produced 3 lava domes and one lava flow. The chemistry and petrography of the essential materials are distinctly bimodal, i.e. 2.2 km³ of basalt and 0.3 km³ of dacite, the latter activity took place during the last 3,000 years. Many conical topographic features, most likely submarine volcanoes are found on the sea floor off the Higashi-Izu coast. Many of the vents including the submarine ones align in a direction NW-SE, a direction parallel to which alignment of dike swarms, and vents of the neighboring volcanoes, such as Oshima, Hakone and Fuji, is the most conspicuous. The general correspondence between the distribution of the vents of the Higashi-Izu monogenetic volcano group and the distribution of the epicenters of the earthquake swarm in the area, the main phase of which lasted in the period from August, 1975 through 1976, is striking. The correlation between the distribution of the vents and that of the uplifted areas in the same period appears to be less distinct.



Fig. 16. A basalt lava flowing in to the sea. The lava flow issued from the "Inatori-2" in Table 1.



Fig. 17. A quarry face showing a cross section of scoria cone, "Inatori-3".



Fig. 18. A volcanic bomb, from the scoria cone "Inatori-3".

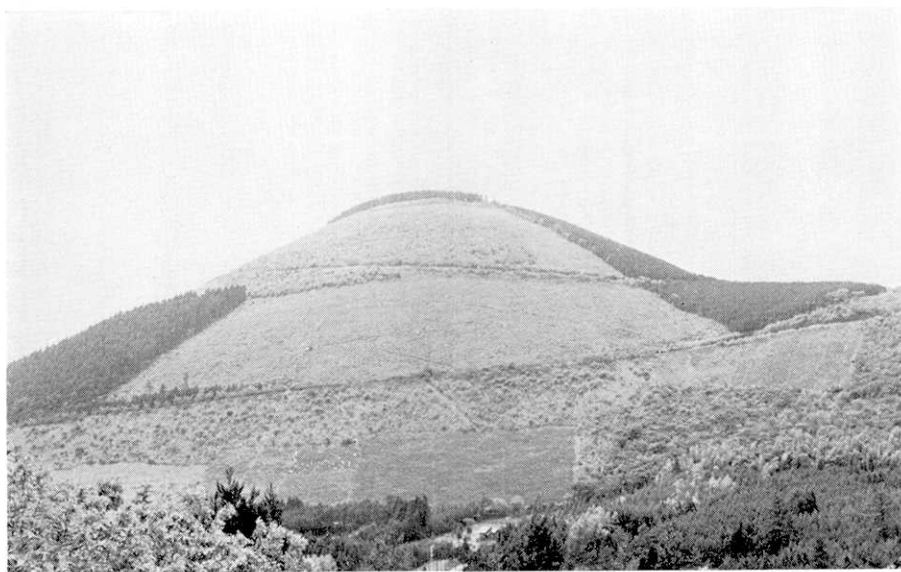


Fig. 19. Hachiyama, a scoria cone, sitting on a ridge made of Yugashima group.

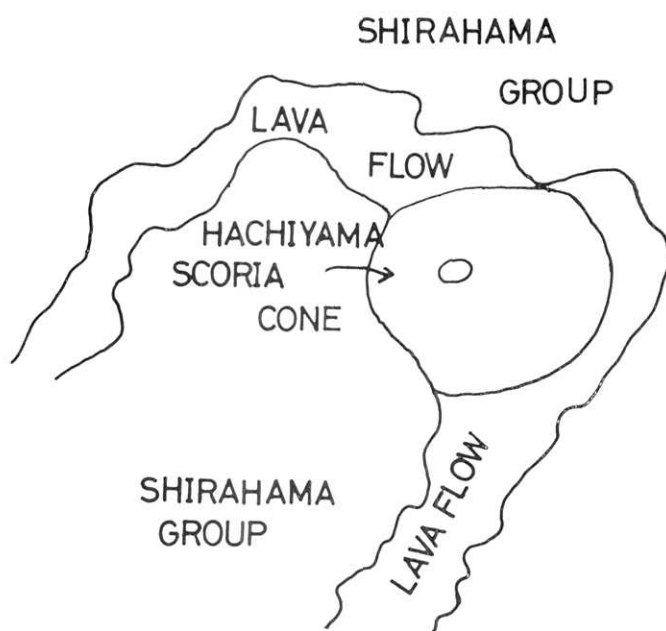


Fig. 20. A vertical aerial photograph of the Hachiyama scoria cone and its lava flows. The lower half of the photograph corresponds to the area damaged by the Kawazu earthquake of Aug. 18, 1976.



Fig. 21. Two flow units of basaltic lava flow from the Hachiyama scoria cone.
A quarry face south of Kamisagano.



Fig. 22. A bed of stratified scoria fall, erupted from the Hachiyama cone. The
thickness here is more than 4 m. About 500 m east of Hachiyama.

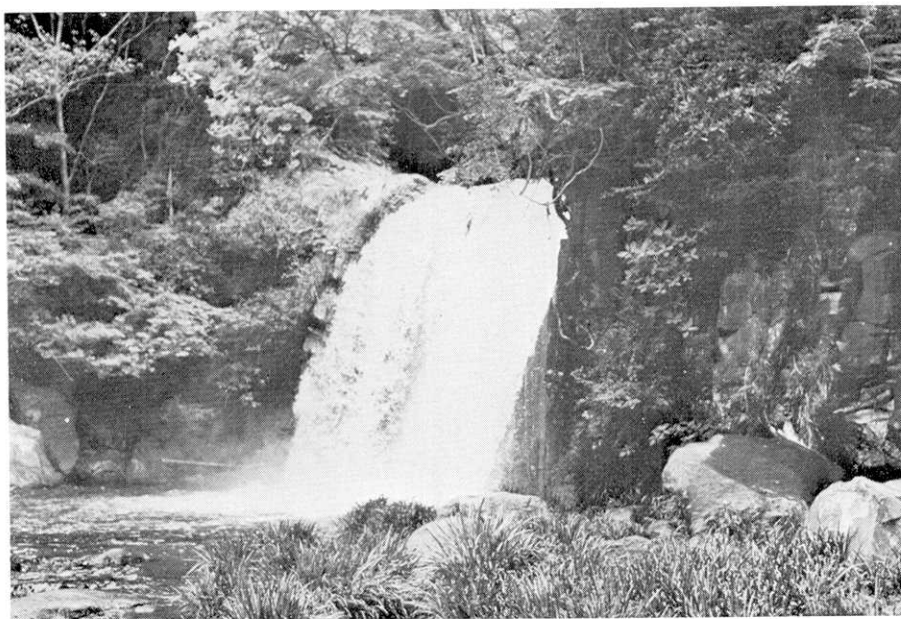


Fig. 23. Shokei-daki waterfall, one of the Nanadaru waterfalls in Kawazu-cho. The waterfall is formed by the basaltic lava flow from the "Noborio-mimami" vent.

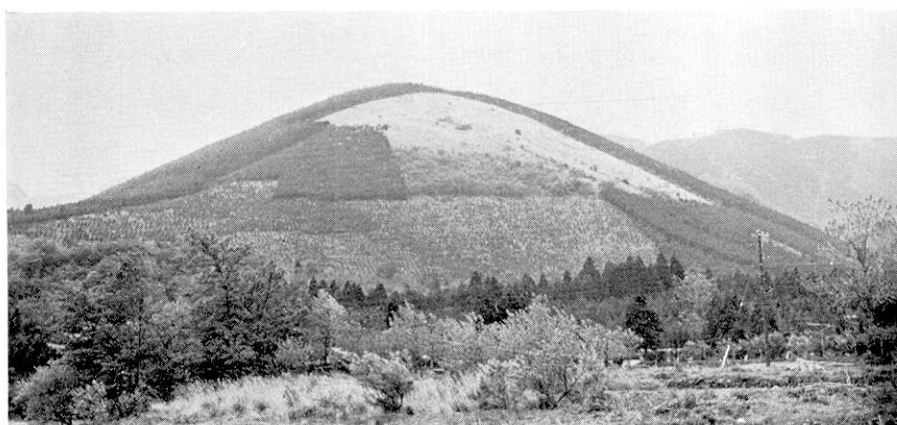


Fig. 24. Hachikuboyama scoria cone seen from the highway. A lava flow issues from the middle slope of the cone on the left.



Fig. 25. O-daru, or O-daki, another waterfall formed by the lava flow from the "Noborio-minami" vent.

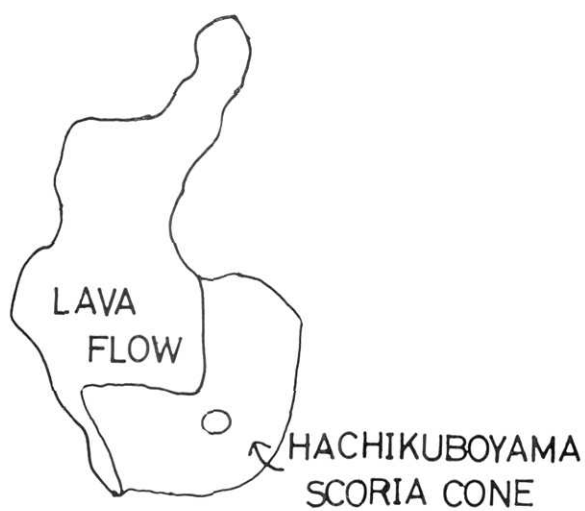


Fig. 26. A vertical aerial photograph of the Hachikuboyama scoria cone and a lava flow.

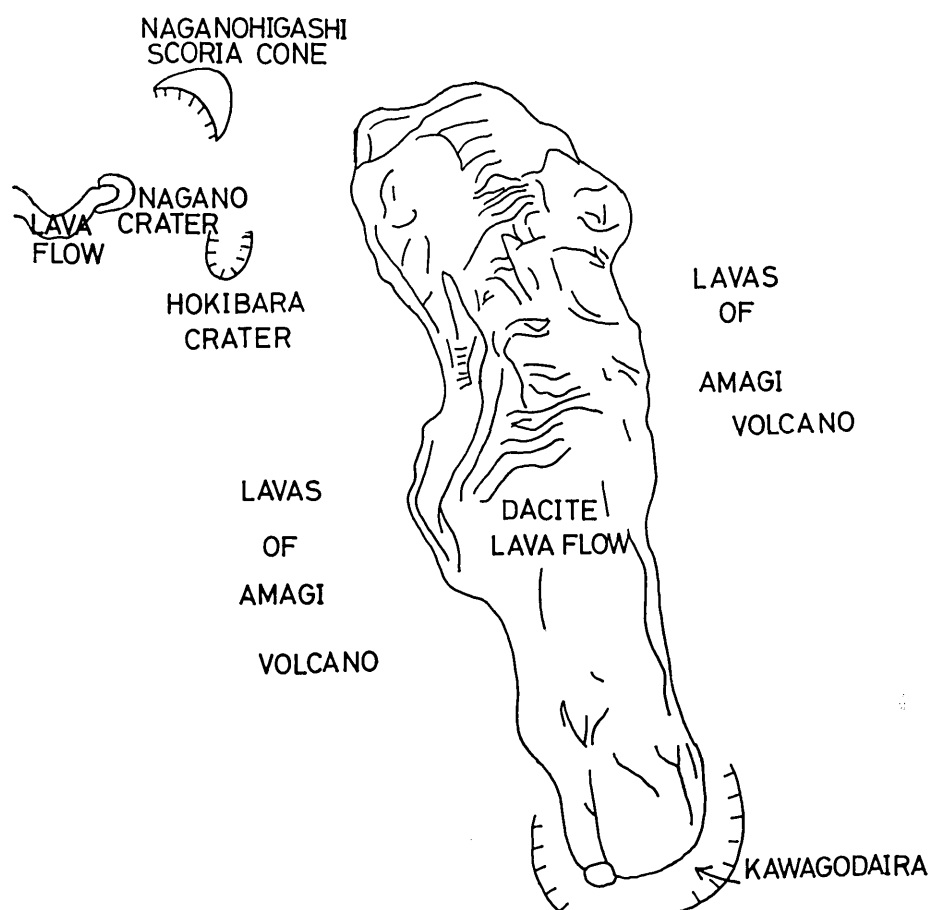




Fig. 27. A vertical aerial photograph and explanatory index map of Kawagodaira crater and dacite lava flow. Nagano-higashi scoria cone, Hokibara crater and Nagano crater with a lava flow are also shown.

「この空中写真は、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の2万分の1空中写真を複製したものである。(承認番号)昭52総複第127号」(Fig. 20, Fig. 26, Fig. 27)

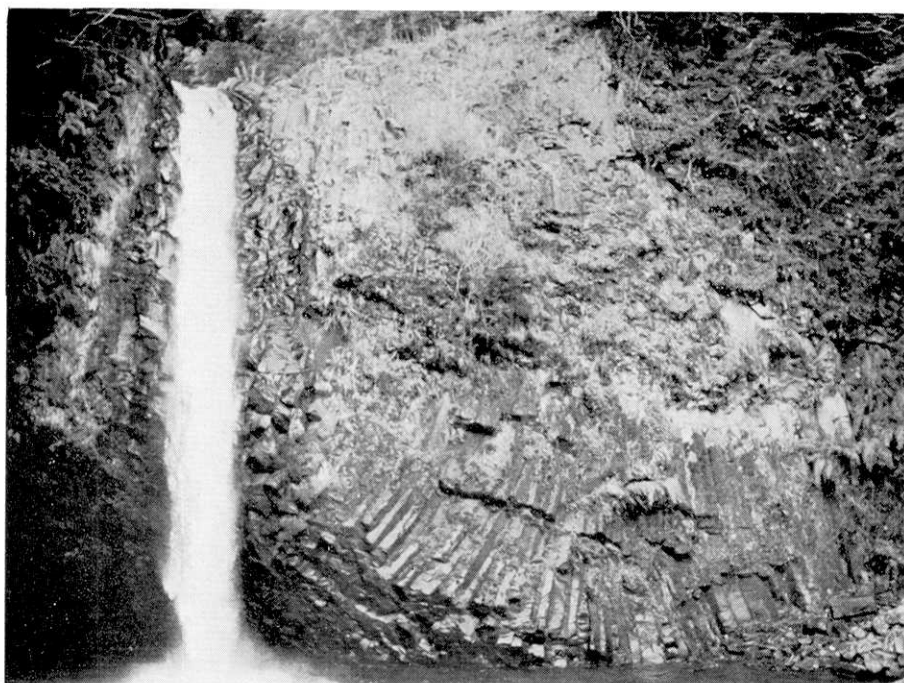


Fig. 28. Joren-no-taki, formed by the valley-filling lava flow from the Hachikuboyama scoria cone.

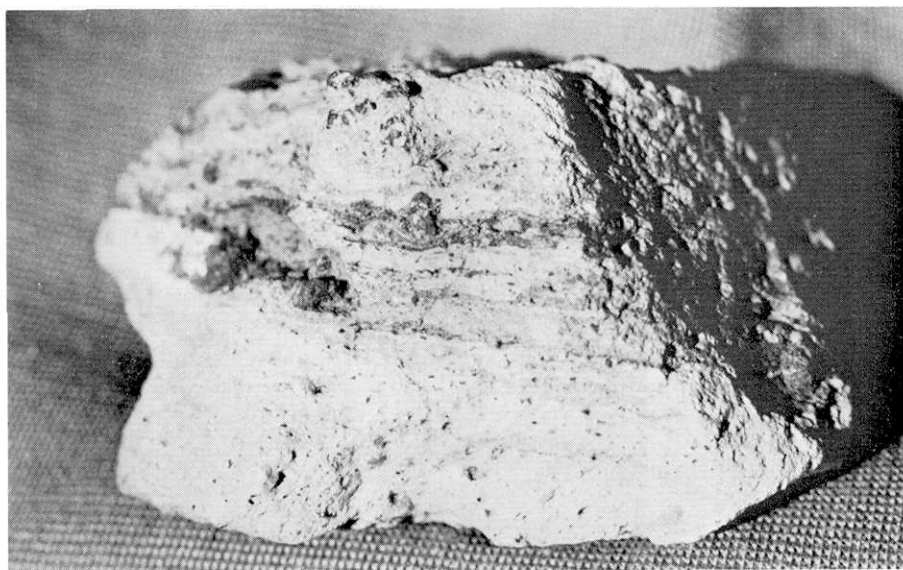


Fig. 29. Close-up view of a banded pumice block from the pyroclastic flow II from Kawagodaira crater. The longer axis of the block is about 10 cm.



Fig. 30. Cliff face of the deposit of pyroclastic flow II of the Kawagodaira vent.
The height of the cliff is about 15 m.

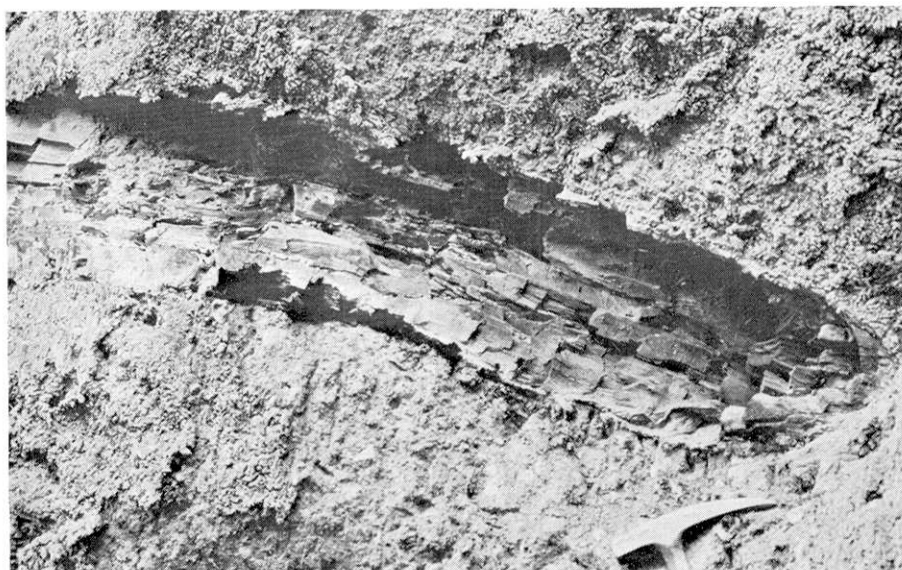


Fig. 31. Close-up view of charred wood embedded in the pyroclastic flow II deposit
of the Kawagodaira vent.



Fig. 32. An obsidian block with shining surface and conchoidal fractures. A block composing the upper surface of the lava flow from the Kawagodaira vent.