

55(521.27)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第107号

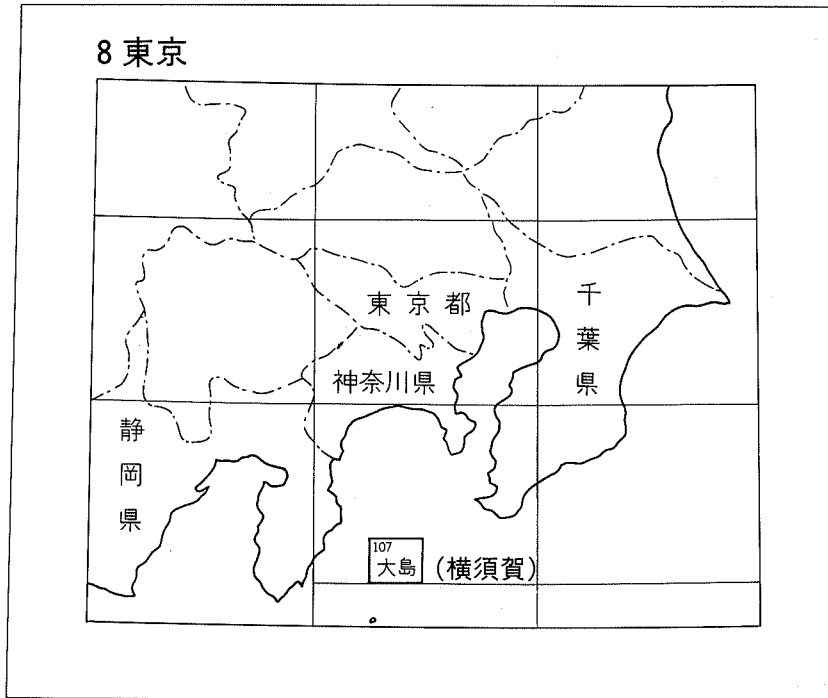
大 島 地 域 の 地 質

一 色 直 記

昭 和 59 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目次

I. 地形	1
II. 地質概説	5
II. 1 調査・研究小史	6
II. 2 大島火山の基盤	7
II. 3 大島火山	9
II. 4 地史	11
II. 5 古文書に残された大噴火の記録	12
II. 6 岩石	14
III. 伏在する火山岩層	16
IV. 岡田火山 (Ok)	25
V. 筆島火山 (Fu)	38
VI. 行者窟火山 (Gy)	41
VII. 大島火山	42
VII. 1 序論	42
VII. 2 先カルデラ成層火山	46
VII. 2. 1 主成層火山古期山体 (OE)	46
VII. 2. 2 主成層火山新期山体 (YE)	53
VII. 2. 3 側火山 (Lc, L1 及び Lt)	66
VII. 3 カルデラ形成期の噴出物	73
VII. 3. 1 5世紀?の噴出物 (S ₂ 部層)	75
VII. 3. 2 6世紀?の噴出物 (S' 部層)	79
VII. 3. 3 7世紀?の噴出物 (S ₁ 部層)	79
VII. 4 後カルデラ噴石丘及び溶岩流	81
VII. 4. 1 8世紀の噴出物 (N ₁ 部層)	81
VII. 4. 2 9世紀の噴出物 (N ₃ 部層)	82
VII. 4. 3 10あるいは11世紀の噴出物 (N ₂ 部層)	85
VII. 4. 4 12世紀の噴出物 (N ₁ 部層)	85
VII. 4. 5 13世紀の噴出物 (Y ₆ 部層)	86
VII. 4. 6 1338年?の噴出物 (Y ₅ 部層)	87
VII. 4. 7 1421年?の噴出物 (Y ₄ 部層)	89
VII. 4. 8 1552年?の噴出物 (Y ₃ 部層)	93
VII. 4. 9 1684-1690年の噴出物 (Y ₂ 部層)	93
VII. 4. 10 扇状地堆積物 (f)	94

VII. 4. 11	1777-1792年噴出物 (Y ₁ 部層)	94
VII. 4. 12	1950年以前の溶岩流及び溶結スパター (M _x)	101
VII. 4. 13	1950-1951年噴石丘 (M _{2c}) 及び溶岩流 (M _{2l})	102
VII. 4. 14	1954年溶岩流 (M _{1l})	104
VII. 4. 15	1954年以後の噴出物	105
VII. 4. 16	5人類遺跡とその出土層準	107
VII.	その他の完新世堆積物	107
VIII. 1	風成堆積物 (e)	107
VIII. 2	海浜堆積物 (b)	107
IX.	応用地質	111
IX. 1	1温泉及び噴気	111
IX. 2	骨材資源	113
X.	試錐井資料	114
文 献	121
Abstract	129

図・表・図版目次

第 1 図	大島及びその近傍の海底地形図	2
第 2 図	南南東上空, 高度 6,400m から見た大島	3
第 3 図	東南東から見た中央火口丘三原山	4
第 4 図	北北東から見た中央火口丘三原山	5
第 5 図	中央火口丘山頂火口 (三原火口) 内の地形	6
第 6 図	三原火口内の竪坑状火孔を南東方上空から見る	7
第 7 図	SiO ₂ -Na ₂ O+K ₂ O	28
第 8 図	岡田港から乳が崎にかけての海食崖に露出する岡田火山噴出物の模式スケッチ	30
第 9 図	岡田港西方およそ 350m の海食崖	32
第 10 図	玄武岩溶岩流に見られる複合自迸入岩体	32
第 11 図	筆島対岸の海食崖	38
第 12 図	筆島対岸に露出する岩脈の方向頻度分布図	40
第 13 図	ネジの鼻の南の海食崖に露出する筆島火山噴出物	40
第 14 図	大島火山中腹で見られる露頭の模式スケッチ	44
第 15 図	¹⁴ C 年代試料採取地点図	46
第 16 図	古期山体を構成する広義の火砕流堆積物 (vfl)	48
第 17 図	アジコノナホの沢の落口から南方千波崎にかけての海食崖の模式スケッチ	50
第 18 図	古期山体を構成する火砕岩 (OE) とそれらを不整合に覆う新期山体構成物 (YE)	51

第 19 図	新期山体を構成する火砕物累層（新期大島層群）の柱状図作成位置図	53
第 20 図	新期山体を構成する火砕物累層（新期大島層群）の柱状図	54
第 21 図	地層切断面における切り取り面位置図	56
第 22 図	地層切断面（第 21 図の D）で見られる新期山体火砕物累層	56
第 23 図	湯の浜から龍の口までの海食崖の模式スケッチ	57
第 24 図	下高洞・王の上・王の浜及びイタの沢一龍の口間における新期山体火砕物累層柱状図	58
第 25 図	フノウの滝の沢頭の模式スケッチ	61
第 26 図	龍王崎からカキハラ磯までの海食崖の模式スケッチ	62
第 27 図	側火山分布図	70
第 28 図	カルデラ南東壁に見られる側火山白石山の断面	70
第 29 側	火山白石山付近の地質図	71
第 30 図	カルデラ形成期及び後カルデラ期噴出物の柱状図	74
第 31 図	5 世紀?の噴出物（S ₂ 部層）の等層厚線図	76
第 32 図	6 世紀?の噴出物（S' 部層）の層厚図	79
第 33 図	棚のように突出した石質凝灰岩・火山豆石凝灰岩（S ₁ 部層）	80
第 34 図	7 世紀?の噴出物（S ₁ 部層）に属する火山豆石凝灰岩	80
第 35 図	7 世紀?の噴出物（S ₁ 部層）の等層厚線図	81
第 36 図	カルデラ縁を覆うように分布する後カルデラ期噴出物（野増層）	82
第 37 図	9 世紀に形成された爆発火口	83
第 38 図	波浮港周辺における後カルデラ期火砕堆積物の柱状図	84
第 39 図	波浮港周辺における柱状図作成地点図	84
第 40 図	西海岸，泉浜における陶磁器出土地点の模式スケッチ	87
第 41 図	泉津集落北西はずれの海に面する崖，宋銭出土地点の模式露頭スケッチ	87
第 42 図	西海岸，長根浜公園の海食崖で見られる 1338 年?溶岩（Y ₅ 1）	88
第 43 図	南海岸東部，イマサキ付近における写真撮影方向	89
第 44 図	岳の平（中央）とイマサキ海岸	90
第 45 図	イマサキにおける比較的偏平な噴石丘（下半部，ws）と凝灰岩リング （上半部，eb）の断面を示す露頭	90
第 46 図	イマサキにおける岩脈（d），それに続く溶結スパター（ws）及び両者を 覆う爆発角礫岩（eb）	91
第 47 図	イマサキートウシキの鼻間の海食崖に露出す 1421 年?爆発角礫岩	91
第 48 図	イマサキートウシキの鼻間の海食崖に露出する 1421 年?爆発角礫岩	92
第 49 図	北西から見た中央火口丘三原山	95
第 50 図	三原火口北東壁に露出する溶結スパター（Y _{1c} 一部）	95
第 51 図	1684 年溶岩流（Y ₂ ）の崩落面にアバットする 1778 年?溶岩流（Y _{1x} ）	96
第 52 図	三原山北西麓で見られる 1778 年の縄状溶岩	97

第 53 図	三原山北西麓で見られるテュムラス	97
第 54 図	1778 年赤沢溶岩流 (Y _{1a})	98
第 55 図	1940 年 8 月の噴火に際して火口茶屋の手すりに付着した牛ふん状火山弾	101
第 56 図	三原火口西縁で見られるホルニト	102
第 57 図	三原火口北東部における 1950-1951 年溶岩流の表面構造	103
第 58 図	三原山北西麓で見られる 1950-1951 年溶岩流のアア表面	103
第 59 図	遺物出土地点図	110
第 60 図	温泉位置図	111
第 61 図	試錐井位置図	115
第 62 図	伊豆大島 1 号及び 2 号源泉柱状図及び孔内温度	116
第 63 図	大島温泉 (筆島) 1 号孔及び大島温泉 (長根岬) 3 号孔柱状図	117
第 64 図	大島測候所構内で行われた試錐井柱状図	117
第 65 図	カルデラ床北部で行われた試錐井柱状図	118
第 1 表	大島地域の地質総括表	8
第 2 表 - 1	岡田・筆島及行者窟火山を構成する岩石の化学組織	16
第 2 表 - 2	大島火山を構成する岩石の化学組成	18
第 2 表 - 3	カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯 (先カルデラ期) の化学組成	24
第 2 表 - 4	カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯 (後カルデラ期) の化学組成	25
第 2 表 - 5	カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯 (岩脈) の化学組成	26
第 3 表	大島の火山岩の微量成分	26
第 4 表	伊豆大島 1 号源泉 (野地 1 号井, の岩芯試料中の変質鉱物組合せ	27
第 5 表	伊豆大島 2 号源泉 (野地 2 号井) の岩芯試料中の変質鉱物組合せ	28
第 6 表	岡田火山を切る断層の走向・傾斜及び見かけの落差	29
第 7 表	岡田火山玄武岩の石基ビジョン輝石質普通輝石	37
第 8 表	大島火山の区分	43
第 9 表	大島火山に関する ¹⁴ C 年代測定値	45
第 10 表	新しい ¹⁴ C 年代測定値についてのメモ	47
第 11 表	先カルデラ成層火山こ古期山体 (0E) の一構成単位である, 広義の火砕流堆積物に含まれる樹片の種類	49
第 12 表	湯の浜から龍の口までの海食崖に露出する溶岩の産出層準と特徴	60
第 13 表	フノウの滝の沢頭露頭の記載	61
第 14 表	島外から飛来した流紋岩火山灰の鉱物組成	66
第 15 表	カルデラ形成期及び後カルデラ期の側火山	67
第 16 表	先カルデラ期の側火山 I	68
第 17 表	先カルデラ期の側火山 II	69

第18表	5世紀?に噴出した(S ₂ 部層中の)広義の火砕流堆積物に含まれる樹片の種類	75
第19表	大島火山玄武岩の石基ペジジョン輝石質普通輝石	100
第20表	1957年から1974年までの間に三原山堅坑状火孔から放出された マグマの斑晶鉱物組成	104
第21表	出土遺物一覧	108
第22表	温泉分析表	112
第23表	試錐井についての諸資料	120
第I図版	1 普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R26281) 2 かんらん石紫蘇輝石含有普通輝石安山岩 (GSJ R26279)	
第II図版	1 かんらん石玄武岩 (GSJ R26300) 2 かんらん石玄武岩 (GSJ R26327)	
第III図版	1 普通輝石紫蘇輝石玄武岩 (GSJ R26310) 2 無斑晶状玄武岩 (GSJ R26292)	
第IV図版	1 かんらん石玄武岩 (GSJ R26283) 2 斜方輝石普通輝石斑れい岩 (GSJ R26280)	
第V図版	1 安山岩組成のシュリーレン (右側) を含むかんらん石含有 玄武岩 (左側) (GSJ R26330) 2 かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (GSJ R26311)	
第VI図版	1 輝石斑れい岩 (GSJ R26305) 2 ほとんど無斑晶状の玄武岩 (GSJ R26308)	
第VII図版	1 無斑晶状玄武岩 (GSJ R26332) 2 無斑晶状玄武岩 (GSJ R26295)	
第VIII図版	1 かんらん石含有普通輝石斜方輝石玄武岩 (NSM 5614) 2 普通輝石含有古銅輝石玄武岩 (GSJ F26297)	

大島地域の地質

一 色 直 記*

大島地域の地質調査研究は、昭和33-34年度の5万分の1地質図幅の研究によって行われた。その後、昭和57-58年度には、我が国の地震予知計画に基づく、観測強化地域「南関東」における5万分の1地質図幅作成事業の一環に組み込まれ、補足調査を行った。中村一明助教授(東京大学地震研究所)と田沢堅太郎氏(気象庁大島測候所)の両氏は公表された論文や野外・室内での討論を通じて大島の地質解明の手がかりを与えて下さった。試錐井試料の検討に際しては特に松尾敏雄氏(伊豆大島1号及び2号源泉)、中尾謹次郎氏(大島温泉1号及び3号孔)、田沢堅太郎氏(大島測候所構内、体積歪計設置用試錐井)及び小川清氏(余背5号井)の御配慮を得た。島内から出土する人類遺跡については主として川崎義雄氏(東京都教育庁社会教育部文化課)に御教示を得た。埋没樹片の樹種の同定は山内文氏(国立科学博物館)及び須川豊伸氏(農林水産省林業試験場)に行っていただいた。以上の方々へ厚く御礼申し上げる。岩石薄片は技術部特殊技術課の石川七右衛門(故人)・大野正一・村上正(故人)・宮本昭正・安部正治及び佐藤芳治の6技官により作成された。岩石の主成分化学分析は元技術部化学課の大森貞子・大森江いの両氏により、顕微鏡・野外写真撮影、図などの複写及び引伸し写真の作成は総務部業務課の正井義郎技官により行われた。

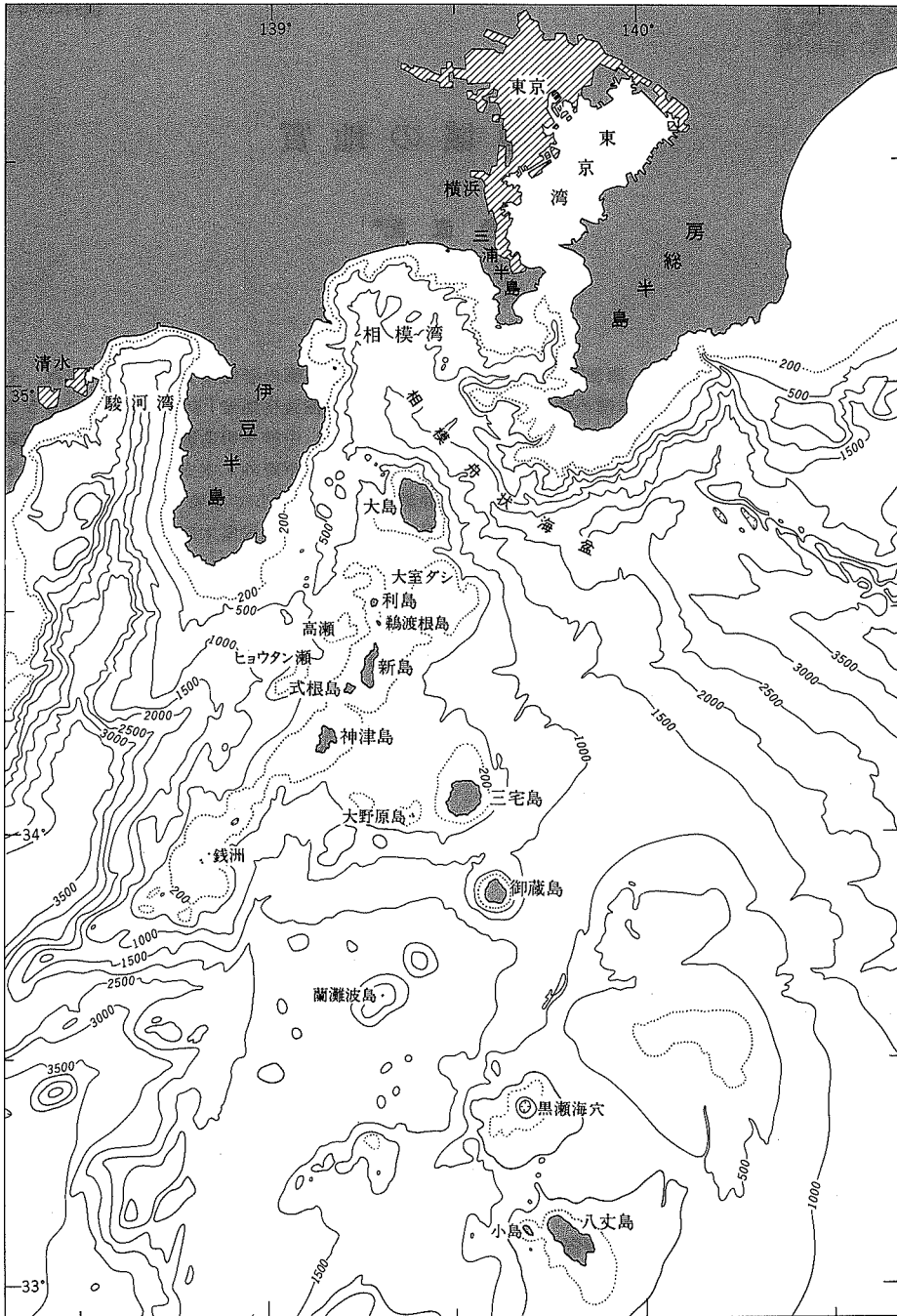
I. 地 形

大島は活動的な伊豆-マリアナ島弧の北端にある火山島で、東京都心の南南西約110 km、北緯 $34^{\circ}40.5' - 34^{\circ}48'$ 、東経 $139^{\circ}21' - 139^{\circ}27'$ の間にある(第1図)。本島は南-北及び西北西-東南東両方向に伸びた、直線的な海岸に囲まれ、南南東隅にある波浮港の爆発火口を除いては、湾入に極めて乏しい。北北西-南南東及び東北東-西南西の対角線距離はそれぞれ15 km及び9 kmで、面積は 92 km^2 を占める。

本島は大島火山とその直接の基盤をなす3個の陸上成層火山体(旧火山体)とから構成されている。主として玄武岩溶岩及び火砕岩からなるこれら旧火山体は、島の北西海岸乳が崎から岡田港へかけて、東海岸行者窟からその南方へかけて、及び同じく東海岸フノウの滝から筆島対岸へかけての海食崖に断片的に露出しているにすぎない。この報告書では、これらをそれぞれ岡田火山、行者窟火山及び筆島火山と呼ぶことにする。これら旧火山体が露出する海食崖の内陸側には、なだらかにすそをひく大島火山の山腹斜面とは不調和で、不規則な凹凸地形が見られる。これは伏在する旧火山体によるものであろう(第2図)。

大島火山は主として玄武岩の溶岩及び火砕岩からなる複成層火山であって、主成層火山の山頂カル

*地 質 部



第1図 大島及びその近傍の海底地形図。海上保安庁水路部発行(1982)100万分の1海底地形図中部日本(海図No. 6313)による。水深の単位:m



第2図 南南東上空、高度6,400 m から見た大島。地形の特徴がよく表現されている。島の中央の暗色部は植生のほとんどない砂地。遠景は富士及び箱根火山。朝日新聞社提供

デラ内に中央火口丘(三原山), 山腹には70個を超える側火山を有している。主成層火山は比較的緩傾斜の成層火山で, その山腹傾斜は一般に 5° - 15° である。山頂は直径3-4 kmのカルデラによって断ち切られており, そのカルデラ内に現在も活動中の中央火口丘三原山がそびえている(第3図)。カルデラ壁の最高点は南東部白石山にあつて海拔736.1 m, 砂漠と呼ばれているカルデラ底から約110 mの高さであるが, 北へ行くに従つてその高度を減じ, 北東部は中央火口丘噴出物に覆われて不明瞭である。カルデラ壁は, 大きく見てその北部にある旧踊り茶屋(湯場南方1.1 kmの地点にあつた)を境にして, 2つの環状地形が接合したものと考えられ, それらの形成機構・時期の差異などについて幾つかの説が発表された(佐藤傳藏・福地, 1902; 中村清二ほか, 1908; 佐藤 久, 1952)。佐藤傳藏・福地(1902)は旧踊り茶屋から498.4 m三角点に伸びる弧状の山稜は, その南西部にある“噴火口”形成後に生じた, 爆裂火口壁であると考えた。又, 佐藤 久(1952)はこの弧状山稜は彼の第1期カルデラの一部であり, 三原山を



第3図 東南東から見た中央火口丘三原山。1959年9月7日12時頃撮影

囲む部分が第2期のカルデラであるとした。

2つの環状地形の形成時期についての、これら相反する見解は綿密な野外調査をもとにしたものではなく、単なる憶測にすぎない。NAKAMURA, K.¹⁾ (1964, p. 712-716) はカルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物についての詳細な火山灰層序学的手法による研究をもとにして、はじめに南西部が、爆発的活動の直後に陥没し、およそ150年後に北東部が、同様な爆発的活動の直後に陥没したらしいとした。

カルデラの北東部、498.4m三角点(大島温泉ホテル)近傍のカルデラ内で、6本の試錐が行われた。一色ほか(1963)及び一色(1972)によると、これら試錐井の深度120m付近に、級化層やリップルマークあるいは泥炭の存在によって示される、水成あるいは湿地成の、厚さ10mないし25mの凝灰岩層があることや、この凝灰岩層を覆う玄武岩溶岩の1枚の厚さが24mないし79mと、流動性に富むと思われる玄武岩にしては異常に厚いことなどから、これらはカルデラの凹所を満たしたものであるとした。凝灰岩層の基底が現在みられているカルデラ形成直後の底部を表しているとするれば、カルデラを形成した断層の落差は約160mとなる。

主成層火山の東半では、山腹の傾斜は一般に緩やかで、山麓は最高350mに達する海食崖に切られているが、一方西半では、山腹の傾斜は急で、海食崖は最高100mである。この地形上の差異は、大橋(1917)及び久野(1958)によれば、大島が全体としては東側が上昇し、西側が沈下するような傾動を受けていることによるものらしい。

主成層火山の山腹には70個を超える側火山が存在する。中には明瞭な地形を示さないものもある。これらは、主成層火山新期山体形成期のもの(例えば二子山)から、西暦1421年に形成されたもの(大穴・小穴・岳の平など)までと、時代的にかなりの範囲にわたっている。これらの過半は主成層火山の山頂をよぎる、北北西-南南東の幅約2kmの地帯に分布している。主成層火山に関係のある岩脈もこれと同じ走向を有し、その方向の割れ目の存在を示している。側火山にはスコリア・スパター及び火山弾からなる噴石丘で、例えば元町北方約2.5kmにある赤禿あかつばげのように溶岩流を伴うものやマグマ水蒸気噴火あるいは水蒸気爆発の産物である凝灰岩リングとがある。

中央火口丘三原山は、主成層火山山頂カルデラのやや南部に偏して存在する。この中央火口丘は噴石丘であり、山腹の傾斜は最も急な所で20°に達し、山頂には南北径およそ700m、東西径およそ800mの

1) 以後、本報告で「NAKAMURA(中村)」としたものは「NAKAMURA, K.(中村一明)」を指すことにする。中村清二は略記しない。



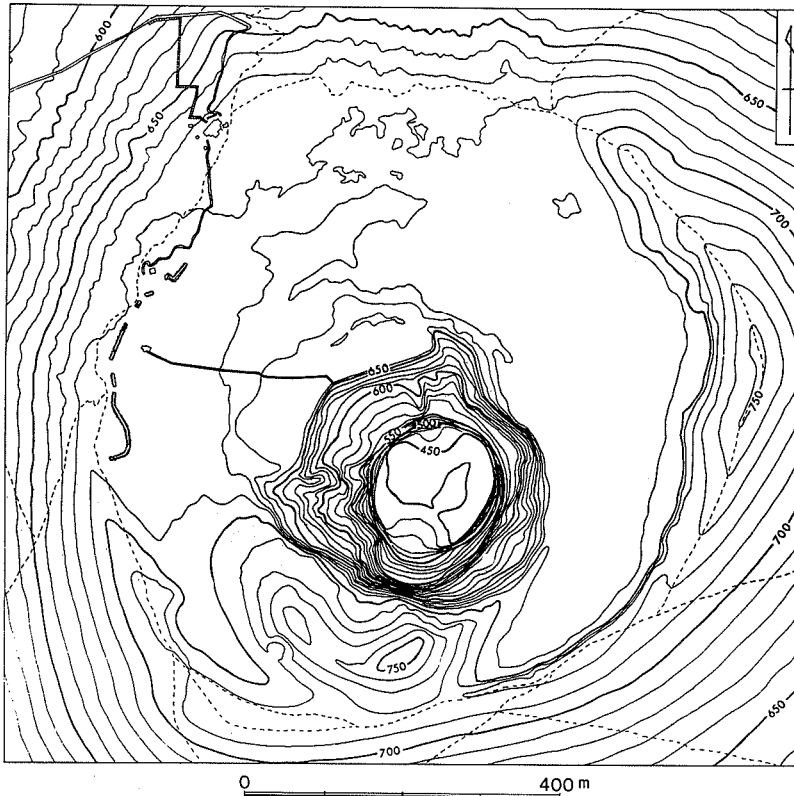
第4図 北北東から見た中央火口丘三原山。三原火口東縁が高いことに注意。1961年4月10日撮影

火口を有している。火口縁の最高点は東部にあって海拔754 m、一般に北西部が低く、670 m前後である(第4図)。1950-1951年の溶岩はこの低所から溢流した。中央火口丘山頂火口(三原火口)内の地形は、噴火活動の度に著しく変化した。1876年(明治9年)以降の地形変化については、TSUYA et al. (1956)によって、まとめられている。高橋(1951)によれば、1950年の活動の直前には、火口底高度は海拔約460 m、1940年の活動によって放出されたスコリアに埋め立てられて平坦化された溶岩原で、その中央に直径約310 m、深さ160-170 mの堅坑状火口が存在した。この堅坑状火口の周囲は火口底一般よりも5-15 m高まっていた。

1950-1951年の噴火活動によって火口内の様相は一変した。この噴火で堅坑状火口の南縁に噴石丘が建設され、火口底の各所から流出した溶岩は火口を満たし、火口縁北西部の低所を越えて、中央火口丘の山腹を流下した。噴火終了後、火口中央部が陥没して、旧来の堅坑状火口が再現された。これに伴って噴石丘の北半は堅坑状火口内に崩落した。1952年9月には、この火口は直径およそ370 m、深さおよそ50 mであった(諏訪・田中, 1955)。1954年1月の活動で、火口底は $6 \times 10^5 \text{m}^3$ が以上の溶岩で満たされた(Central Meteorological Observatory, 1954)。新生噴石丘の活動的な火口の位置は、その後の活動によって移動したが、中央火口丘(三原山)山頂火口内の地形を著しく変えてはいない。1977年4月7日現在の火口内の地形(気象研究所火山地震研究部, 1979)は第5図に示されている。又、1984年2月21日現在の堅坑状火口の状態は第6図の斜空中写真に示されている。

II. 地質概説

大島は日本海溝、伊豆-小笠原海溝及び相模舟状海盆の会合点で示される三重点の西方約240 km、北



第5図 中央火口丘山頂火口(三原火口)内の地形。1977年4月7日撮影の空中写真から図化(気象研究所地震火山研究部, 1979)

西から南東に伸びる相模舟状海盆の中軸から南西方約18km にあり、地体構造上極めて複雑な位置にある。大島は後期鮮新世-更新世のかなり開析された3個の成層火山—岡田・筆島及びび行者窟火山—と更新世末、今から数万年前に誕生し、現在でも活動を続けている成層火山—大島火山—とからなる。これら諸火山は久野(1968a)の低アルカリソレイアイト系列に属する玄武岩-安山岩-デイサイト組合せの岩石からなるが、玄武岩が主体を占めている。

II. 1 調査・研究小史

大島火山の地学的調査は、E. NAUMANN・和田維四郎・J. MILNEらが1877年(明治10年)に行った三原山の火山活動実地踏査とそれに続く島内の一部地域についての一般的な地質調査に始まる(NAUMANN 1877; ナウマン著・和田訳, 1877; MILNE, 1877, 1886)。それ以来、噴火活動ごとの調査とともに、地形、地質、地球物理、地球化学等の広い分野にわたる極めて多くの研究が行われ、大島火山は日本では最も詳細に研究された火山の一つとなった。

1958年、日本火山学会の会誌「火山第2集」の第3巻大島特集号上にそれまでの地学的調査・研究の成果のまとめが専門学者らによって公表された。それらの著者と論文名は、(1)久野 久:大島火山の地



第6図 三原火口内の堅坑状火孔を南東方上空から見る。1984年2月21日、曾屋龍典技官撮影。火孔底には積雷が見られる。火孔底の直径はおよそ150m

質と岩石、(2) 森本良平：歴史時代における伊豆大島の噴火活動の概観、(3) 横山 泉：大島の地球物理学的研究の総括 (§ 1 地震活動, § 2 地磁気, § 3 重力, § 4 熔岩の物理的性質, § 5 その他, § 6 火山活動エネルギー, § 7 大島火山の構造)、及び岩崎ほか：伊豆大島火山の地球化学的研究であった。

この総括以来、四半世紀が経過し、その間に新手法による地学上の調査・研究が進められ、大島火山に関する地学上の知見が飛躍的に増加した (NAKAMURA, 1964; 田沢, 1980, 1981a, b ほか)。

II. 2 大島火山の基盤

大島は、海底地形図 (第1図) から分かるように、南西へ高瀬、ヒョウタン瀬へと伸びる、やや不明瞭な小海嶺の上に載っている。この海嶺の南東およそ15 km には大室ダシと銭洲を結び更に南西へと伸びる明瞭な小海嶺 (その南西部は銭洲海嶺と呼ばれている) が併走している。これら小海嶺は島弧方向の圧縮によって生じたもので (例えば, KARIG and MOORE, 1975)、後述するように、筆島火山の岩脈の方向、大島火山の側火山の配列や割れ目噴火の割れ目の伸長方向は、それを胴切りにする方向に卓越している。又、大島から南南東に伸びる波浮海脚も構造的にはこの方向と関連があるのかも知れない。大島 (久野, 1958; 後述)、新島 (津屋, 1938)、神津島 (TSUYA, 1929; 谷口, 1977; 一色, 1982, p. 32, p. 48) の粗粒火砕堆積物に含まれる異質岩片や銭洲 (新野, 1935; 一色, 1980, p. 29-30) の露頭の観察、及び底質資料 (鈴木・佐藤, 1944; 葉室ほか, 1983) から、これら小海嶺の少なくとも一部は、伊豆半島に広く分布する中新世の湯ヶ島層群に類似した、各種の変質火山岩及びそれらに伴う深成岩類とみてよいであろう。しかしながら、大島ではこのような岩石は地表に露出していない (第1表)。

島の北北西部で掘削された2本の試錐から、この地域では、海面下350-440 mの深さに、大島火山の基

北面する海食崖の下部に分かれて露出している。この火山は主として輝石かんらん石玄武岩・かんらん石玄武岩の溶岩流及び火砕岩からなり、ほかにかんらん石輝石安山岩スパターを伴う。水によって急冷された構造は認められないことから、少なくとも現在海面上に露出している部分は陸上での噴火の産物であろう。後の地殻変動を受けた可能性を全く否定することはできないが、溶岩・火砕岩累層の走向・傾斜や、東部にのみ玄武岩岩脈が存在することなどから、この火山の主火道は「現在の岡田附近」(久野, 1958)あるいは「現在の露出地域の南方あるいは南南東方」(角ほか, 1959)にあったらしい。かんらん石輝石安山岩のK-Ar法による年代は、 $< 0.42 \text{ Ma}$ と与えられている(KANEOKA et al., 1970)。

筆島火山は、島の東海岸南半の海食崖に露出している。この火山は岡田火山の玄武岩と似た岩質の輝石かんらん石玄武岩・かんらん石玄武岩の溶岩流及び火砕岩からなり、火道角礫岩の存在、溶結スパターの分布、北北西-南南東方向が卓越する(稲本, 1974)とはいえ、放射状に分布する岩脈の走向、激しい硫黄作用の跡などから、その主火道の位置は筆島付近と判断される。東海岸南部(黒崎)及び中部(長根岬)で行われた試錐結果をも参考にする、筆島火山はその中心部で厚さ950 m以上、山体は筆島の北方およそ3.5 kmまでは広がっていたらしい。この火山を構成する玄武岩岩脈中のシュリーレンのK-Ar法による年代は $< 2.41 \text{ Ma}$ と与えられている(KANEOKA et al., 1970)。

行者窟火山は島の東海岸中央部、行者窟から長根岬南西へかけての新旧海食崖の海拔およそ100 mまでに露出している。この火山は3枚の厚い輝石玄武岩溶岩流とそれらの間に挟まれる降下スコリア層とからなるが、露出が限られており、火山の原形を想定しにくい。東海岸中部(長根岬)で行われた試錐結果を参考にする、行者窟火山は筆島火山よりも新期のものであるらしい。

II. 3 大島火山

大島火山は、主としてかんらん石玄武岩・輝石かんらん石玄武岩の溶岩流及び火砕岩からなる成層火山で、輝石安山岩溶岩流や輝石デイサイト降下軽石層がわずかに見いだされている。山頂には北東から南西への長さが4.5 km、最大幅3.5 kmのまゆ形のカルデラがあり、高さ110 mに達する急なカルデラ壁に囲まれているが、東北東部と南西部ではカルデラ壁が低く、後の溶岩流や火砕物に覆われている。山頂火口から噴き出す噴煙や火山ガスは風下へ地表をはって流れるので、卓越風の吹いて行く方向(南西と東北東)に植生の乏しい地帯を形成する。この地帯に含まれる山腹上部では、風や流水による浸食が激しく、削り取られた物質は下方に運ばれて海岸に砂浜を造り出す。カルデラ壁の東北東部と南西部とが低い理由の一つはこれである(NAKAMURA, 1964, p. 662; 中村, 1972)。カルデラの北部で行われた6本の温泉試錐(一色ほか, 1963; 一色, 1972)の結果からみると、カルデラが形成された直後のカルデラ底は、現在よりも130 mぐらい深かったらしい。

カルデラ形成前の山体は、岩相の違いを基準にして古期山体[NAKAMURA (1964, p. 660)のthe Senzu Group(泉津層群)]と新期山体[NAKAMURA (1964, p. 660)のthe Older Oshima Group(古期大島層群)]との2つの単元に分けられる。

古期山体は主として粗粒火砕物、すなわち広義の火砕流堆積物(volcaniclastic flow deposit)や爆発角礫岩からなり、マグマと海水の接触による爆発的噴火の産物である。岡田港西方の海食崖に露出する広

義の火砕流堆積物には、ハンノキ属 (*Alnus* sp.), クワ属 (*Morus* sp.) などの樹片が含まれており、これらのうち4点について¹⁴C測年が行われている。測定結果はややばらつくが最も古い年代は> 41,600年 [JGS-99 (富樫・一色, 1983)] である。古期山体の構成物としては、ほかに量的には少ないが細粒降下火砕物及び玄武岩溶岩流がある。

新期山体は、主として細粒火砕物累層からなり、古期山体形成期よりも穏やかな活動の産物とみることが出来る。これら火砕物層の間に、溶岩流・スパター・爆発角礫岩などが挟まっている。又、リップルマークやスランブ構造を持った湖成層も局所的に見られる。この期の活動は、¹⁴C測年結果を参考にすると、平均およそ150年に一度起こっており(一色ほか, 1981), 単位部層の枚数は100あるいはそれ以上識別されることから、新期山体形成の活動は、15,000年ないし20,000年前から起こったものであろう。田沢(1980)は古期大島層群(本報告の新期山体を構成する火山噴出物累層)を上位から下位へ、 O_1 から O_{95} 部層までを識別し、観察したもののうち、最古の O_{95} 部層をおよそ1万数1000年前の噴出物と推定した。

山頂カルデラ内には、比高160m, 山頂火口径700-800mの噴石丘, 三原山がそびえている。この噴石丘の主体は1777年8月に始まった「安永の大噴火」によって形成されたものであるらしい。カルデラ床の大部分は噴石丘の北北西及び南南東麓, そして恐らく東麓の火道から流出した1778年溶岩に覆われている。1876年及びそれ以降の活動は噴石丘の山頂火口内で起こっている。1950年から1951年にかけての活動では、この火口の南縁近くに小さい噴石丘が形成され、その北側にあった堅坑状火孔底から湧出した溶岩流は火口底をも埋めて、その西縁と北縁とからあふれ出して、カルデラ床の一部を覆った。

側火山は、70個以上も山腹に存在する。これらは先カルデラ期後期(新期山体形成期)から後カルデラ期にかけて形成されたものである。最新の側火山群は1421年?に南腹で起こった割れ目噴火の産物である。側火山の大部分は噴石丘で溶岩流を伴うものが多い。しかし、マグマ水蒸気噴火によって生じた凝灰岩リングも見いだされている。このような型の噴火中心は北北西及び南南東岸沖にもあることが、海岸沿いに露出する爆発角礫岩層の内陸への傾斜などの構造から想定できる。これら側火山は、NAKAMURA(1961)によれば、北北西から南南東に平行に伸びる帯状域内に配列している。これと同じ走向をもった岩脈がカルデラ壁や海食崖で見られるが、これら帯状域内に集中している。現在観察される側火山のうちで最古のものはおよそ1万年前に形成されたと見積もられている。したがって少なくとも最近1万年ぐらいの間は、 $N30^\circ W$ 方向に圧縮主応力軸のあるような応力場の中に大島火山があったと考えるれている(中村, 1969)。

先カルデラ期から後カルデラ期にわたって10数層準から遺物が発見されており第21表に示されている。最古のものは、8,000-9,000年前の縄文時代早期の平坂式土器片とそれらに伴う石器、イノシシなどの哺乳動物の骨片、魚骨類で、堅穴住居跡なども発見された。出土層準は田沢(1980)の古期大島層群 O_{54} 部層で、本報告の新期山体形成期の中ほどに相当する。その後幾多の盛衰はあったが、縄文時代人・弥生時代人・土器や須恵器を使用した人達、鎌倉時代人と関東・東海地方からこの噴火を繰り返す大島に渡来し、定住した。

カルデラ形成期及び後カルデラ期の火砕物は先カルデラ成層火山の山腹全域を覆って分布している。NAKAMURA(1964, p. 686, Fig. 21)によれば、その等層厚線は三原山を通り西南西-東北東に長軸を持つ

長円形で、卓越風の影響で東北東側が厚く、浸食を受けていないとすると東北東腹で10数mに達する。島の北北西端の乳が崎ではそれが最も薄い、それでも1.5mに達する。このことから、浅い道路切割りでは、先カルデラ成層火山噴出物を観察できないことが分かるであろう。

II. 4 地 史

大島を構成する火山の活動は、前述のように、不明瞭ではあるが、北東から南西に伸びる小海嶺の北東端で起こった。それは後期鮮新世から更新世へかけてのある時期、恐らく更新世に入ってからであったろう。岡田・筆島に続いて、行者窟の3個の玄武岩成層火山が形成された。当時の海水準や噴火後の地盤変動については何も分かってはいないが、これら3火山の現海面上部分を構成する噴出物には海水に接して急冷したりした証拠などは認められないから、陸上で噴火し、陸上に堆積したとしてよいであろう。その後、これらの火山は火山体の中心部が露出するほどの浸食作用、恐らく海食を受けた。

大島火山の活動は、浸食され残った島々が、散在する浅い海域で始まった。それは数万年前であったろう。火砕物や溶岩が主火口から、そして後には40個以上の側火口からも噴出されて、高さおよそ1,000m(現海水準に対して)の円錐成層火山体が形成された。始めのうちは、しばしば、爆発的な噴火が起こり、爆発角礫岩や広義の火砕流堆積物など粗粒な火砕物を堆積させた(古期山体形成期)。このことは、海水との接触の機会が多かったことに起因するであろう。もちろん玄武岩溶岩の流出や細粒火砕物の放出も行われた。しかし、火山体がある程度成長するとそのような型式の活動はほとんど起こらなくなった。その時期は今から15,000年ないし20,000年前であった。島の南南西岸に近い都道切取り「地層切断面」では、古期山体上部の一部とそれを覆う細粒降下火砕物累層(新期山体形成期の産物、玄武岩溶岩流や斜交葉理の発達した二次堆積物を挟む)がよく露出している。これら細粒火砕物は平均およそ150年に1回の割合で起こった「大噴火」の産物である。今から8,000-9,000年前になって初めて、噴火を繰り返すこの島へ本土から人間が渡って来た。

現在、山頂にあるまゆ形のカルデラの地形は、1,500年ほど前に起こった爆発的噴火(S²)の直後にその南西部が、そしてその100-200年後に起こったやはり爆発的噴火の直後にその北東部が、陥没することによって生じた。カルデラ床北部で行われた試錐結果からカルデラを形成した環状断層の落差はおよそ160m、断層面はほとんど垂直であることが確かめられている(一色ほか, 1963)。カルデラ南西部の形成に先立つ噴火活動の経過は、山頂火口からのスコリア噴出(0.003 km³)→東山腹での溶岩流出を伴う割れ目噴火(0.02 km³, これ以外にも北腹や北西腹などに噴火中心がある)と、それに引き続く山頂噴火と火山灰・火山豆石の降下(0.04 km³)→爆発活動とそれに伴う広義の火砕流の発生(0.1 km³)であり、カルデラ北東部の形成に先立っては、山頂火口からのスコリア噴出(0.006 km³)→溶岩流出(?)→火山灰・火山豆石及び石質火山礫の降下(0.08 km³)が起こった[主としてNAKAMURA(1964)による]。広義の火砕流堆積物中には当時山腹に生えていた、スダジイ・イタヤカエデ・アサダ・ウバメガシ?などが打ち砕かれて含まれている。少なくとも2度にわたるカルデラ形成による山頂部の陥没量はおよそ3 km³, それらに先立つ火山噴出量は0.25 km³ と約10分の1である。その理由はいまのところあまりよく分かっていない。

カルデラ形成後、すなわち8世紀以降は、カルデラ外側の山腹に顕著な降下火砕物を残すような活動が100年ないし150年に1回の割合で繰り返されている。噴火の中心は主としてカルデラ内に生じた火口からであったが、カルデラ縁上や山腹でも15箇所以上の地点で側噴火が起こった。

1421年?の活動が側噴火を伴った最新のもので、先カルデラ成層火山南腹に北北西から南南東に走る割れ目がおおよそ4kmにわたって生じ、「火のカーテン」活動が行われた。この時期までにカルデラは、溶岩そのほかの噴出物に埋め立てられ、その後、すなわち、1552年?の活動からは溶岩がカルデラ壁の低所を越えて先カルデラ成層火山山腹を大規模に流下するようになった。「安永の大噴火」はこの型の活動のうちで最新のもので、安永6年7月29日(1777年8月31日)に始まり、15年後の寛政4年(1792年)まで降灰が頻繁にあった。NAKAMURA(1964)によると、この噴火の初期に噴出したスコリアは 0.035 km^3 、噴火開始7か月及び1年3か月後に流出した溶岩流は 0.14 km^3 、そしてその後10余年にわたって噴出した火山灰は 0.17 km^3 、総体積 0.345 km^3 、総質量 $0.65 \times 10^{12}\text{ kg}$ である。

明治9-10年(1876-1877年)以降の噴火は安永6年から始まった噴火によって形成されたとみられる三原山の火口内で起こっており、「安永の大噴火」に匹敵するとはしばしば言われる、昭和25-26年(1950-1951年)噴火の産物は体積 0.026 km^3 、質量 $66 \times 10^9\text{ kg}$ (TSUYA et al., 1955)、規模は小さい。昭和49年(1974年)2月28日から3月1日にかけての夜半に、三原火口内の堅坑状火孔底でストロンボリ式噴火が起こり、火口外におおよそ $3 \times 10^6\text{ kg}$ の熔融溶岩片を放出した(田沢ほか, 1974)。その後、活動は盛衰を繰り返し、6月下旬に至って休止した(自然災害特別研究「噴火予知のための主要活火山における熱的状态の調査研究」研究班, 1975)。

II. 5 古文書に残された大噴火の記録

大島火山の噴火活動に関する古記録は、中村清二(1915)及び大森(1915, 1918)によってまとめられている。その後、文部省震災予防評議会編(1941)によって延元3年(1338年)の活動活発化の記録、又、稲村・金山(1959)によって天文21年(1552年)の噴火記録が見いだされた。明治9-10年(1876-1877年)以降の噴火活動は多くの自然科学者によって観察され、貴重な報文が残されている。ここでは、山腹に明瞭な降下火山灰を残していると思われる大噴火のみを簡単に述べるにとどめる。天武天皇12年(684年)から現在に至る噴火記録については一色(1984)を参照していただきたい。

- (1) 天武天皇12年冬10月壬辰(684年11月26日) 畿内大和の東方にあたって鼓のような音が聞かれた。「伊豆島西北二面自然増益三百余丈更為一島則如音者神造是島響也」と言った人がいる(日本書紀)。ここで言う「伊豆島」が大島と考える学者がいる。

承和5年7月5日(838年7月29日) から神津島天上山形成(続日本後記)。

- (2) 斉衡3年8月戊寅(856年9月10日) 安房国(房総半島先端部)に黒い灰が降って、1cmほど積もった(日本文徳天皇実録)。大島の噴火によるとする学者がいる。

仁和2年5月24日(886年6月29日) 新島向山形成(日本三代実録, 扶桑略記).

(3) 天永3年10月20日(1112年11月11日)から同月末まで 伊豆の海上で噴火, 鳴動が著しかった(中右記). 大島の噴火と考えられている.

(4) 延元3年8, 9月頃(1338年9月中旬から11月中旬までの頃) 大島で降灰顕著(竺仙録).

(5) 応永28年(1421年) 大島噴火, その響きは雷のようで, 海水が熱湯のようになり, 魚が沢山死んだ(鎌倉大日記).

(6) 天文21年9月19日(1552年10月7日)からおよそ1か月 「御原」から噴火して「江津」に島をつくった. 地震や空震が激しく, 火柱が高く上り, 噴煙も著しかった(薬師如来供養の木札).

(7) 天和4年2月14日(1684年3月29日)から元禄3年(1690年)まで 三原山御洞から噴火が始まり, 20 数日してから東北東に向かって溶岩が流れ出し, 海岸に達して海中に広がった. この噴火に伴った鳴動・地震によって, 民家の器財にかなりの被害があった. 貞享元年(天和4年2月21日改元)の夏から秋にかけても爆発音が時々聞かれ, 降灰があった. 降灰の厚さは山中で1 m あまり, 集落近くで25-60 cm に達し, 畑や山林は埋没した. 噴火はその後消長を繰り返しながら7年後になってようやく終息した(慶安元祿間記など).

(8) 安永6年7月29日(1777年8月31日)から寛政4年(1792年)まで この噴火以前の三原山は, 草木の全くない「小石交りの砂土山」で, 山頂にはおよそ1 km 四方の深い火口があった. 安永6年7月29日夕方, 三原山の山頂火口から噴火が始まった. 爆発音が聞かれ, 地震も時折あった. 山麓には長さ数 cm から10 cm の火山毛(ペレーの毛)や小さい「かなくそ」のような火山灰が降ってきた. 昼間は噴煙だけしか見られなかったが, 夜間は山上一面が赤く映えた. このような活動は, 盛衰を繰り返しながら翌7年正月下旬まで続いた, この噴火は江戸品川沖から毎夜「火光天に映ずる」のが見られるほどであった. 同年3月22日に初めて溶岩の流出が起こった. 三原火口の北西からあふれ出した溶岩は, 中の沢に沿って流下し, 泉津の南東, 海岸近くまで達した. その後活動は静穏になり, 三原火口から時折黒い噴煙をあげる程度になった. 旧暦5月から8月上旬にかけては, 人心も落ち着き, 山仕事に出かける人々もでてきた. ところが8月下旬から再び三原火口の活動が激しくなり, 9月18日火口南西から溶岩があふれ出して野増・差木地両村間の赤沢に沿って流下した. 次いで同月26日(あるいは27日)同火口の東からごみ沢へ溶岩が流下し, 海岸から沖合いへ向かって押し出した. 11月17日夜から活動が一段と激しくなり, 同月21日昼頃に泉津村葉地釜(中の沢に沿って流下した溶岩流の末端近く)で煙が立ち上り火が燃えだした. その後もしばしば降灰があり, 畑作や家屋に大きな損害を与えた. しかしながら, さしもの大噴火も15年後の寛政4年(1792年)秋には静穏に帰した(大島山火記など). 中村清二(1915)は, 旧元村役場で古い絵図面を発見した. 製作年代は不明であるが, 溶岩流の分布などは《大島山火記》の記述とよく一致するので, この絵図面は, 「安永の大噴火」直後に描かれたに違いない. 興味ある点の一つは, 三原山近くの溶岩流の中に溶岩噴泉を思わせるものが2つ描かれていることである.

II. 6 岩 石

大島は、かなり開析された岡田、筆島及び行者窟の3火山と、これらを覆い、島の主体を占める大島火山とから構成されている。

岡田火山は島の北海岸西半に、大島火山の噴出物に覆われて露出している。本火山を構成する溶岩・火砕岩及び岩脈はかんらん石玄武岩及び輝石安山岩である。

玄武岩は斑晶としてアノーサイト-バイトウナイトを多量(20-40vol%)²⁾に有する場合が多い。かんらん石斑晶も常に存在するが、その量は3%以下である。ほかに普通輝石や斜方輝石(古銅輝石-紫蘇輝石)斑晶が含まれることもある。石基は一般に粗粒で、斜長石・ピジョン輝石・普通輝石・チタン磁鉄鉱・クリストバル石及びガラスからなる。石基鉱物として、かんらん石(常に単斜輝石粒に囲まれている)が存在する場合も多い。

安山岩は斑晶として少量のバイトウナイト-ラブラドライト・普通輝石・チタン磁鉄鉱、微量の紫蘇輝石及びかんらん石を有し、その石基は極めて細粒で、斜長石・単斜輝石・チタン磁鉄鉱・鱗珪石及びガラスからなる。両者の中間組成の岩石は見いだされていない。

筆島火山は島の東海岸南半、フノウの滝からカキハラ磯の北端にかけての海食崖に、大島火山の噴出物に覆われて露出している。本火山を構成する溶岩・溶結スパター・火道角礫岩及び岩脈はかんらん石玄武岩及び輝石かんらん石玄武岩で、一般に多量のアノーサイト-バイトウナイト斑晶を有し、岡田火山の斑状玄武岩と鉱物組合せの点で同一である。

行者窟火山は島の東海岸中央部、行者窟から南方へかけての海食崖に、大島火山の噴出物に覆われて露出している。本火山は輝石玄武岩の溶岩及び同質のスコリアの互層からなる。本岩は斑晶としておよそ15%のバイトウナイト及びそれぞれ1%あるいはそれ以下の紫蘇輝石・普通輝石を有する斑状岩で、その石基鉱物は斜長石・単斜輝石・チタン磁鉄鉱・紫蘇輝石(常に単斜輝石縁を有する)・クリストバル石及びガラスである。

大島火山は「先カルデラ成層火山」、「カルデラ形成期の噴出物」及び「後カルデラ噴石丘及び溶岩流」の3構成単元に分けられる。

先カルデラ成層火山を構成する火山砕屑性岩及び溶岩のうち、後者は主としてかんらん石玄武岩、輝石かんらん石玄武岩、輝石玄武岩及び無斑晶玄武岩などの玄武岩であるが、輝石安山岩(極めて少量のかんらん石斑晶を含む)も露頭としては一例であるが知られている。火山砕屑性岩の岩質については一つ一つ検討はしていないが、苦鉄質のものが多く、しかし輝石デイサイトの軽石層が一例見いだされている。

玄武岩の多くはほとんど無斑晶状で、4-5%以下のアノーサイト-バイトウナイトと更に少量(通例0.5%以下)のかんらん石斑晶とを含んでいる。輝石も斑晶として少量含まれることがある。まれに斜長石斑晶を30-40%有するものもある。石基はバイトウナイト-ラブラドライト・ピジョン輝石・普通輝石・チタン磁鉄鉱及びクリストバル石からなり、時にガラスを含む。石基鉱物としてかんらん石(常に単

2) 斑晶及び石基の量比はvol%(容量パーセント)で示されている。以下では、volを省略する。

斜輝石粒に囲まれる)をも有するやや苦鉄質の玄武岩あるいは石基鉱物として斜方輝石(常に単斜輝石粒に囲まれる)を有するやや珪長質の玄武岩も存在する。極めてまれではあるが、石基鉱物として単斜・斜方両種の輝石(後者は単斜輝石縁を有しない)を有する玄武岩、すなわち紫蘇輝石質岩系の玄武岩も知られている(久野, 1954, p. 238; 久野, 1958, p. 13)。久野 久所蔵薄片を調べた結果、この玄武岩は波浮で採取されたものであることが分かった。

安山岩はほとんど無斑晶質で、斑晶として3.4%のバイトウナイト及びそれぞれ0.5%以下の普通輝石・チタン磁鉄鉱・紫蘇輝石及びかんらん石を有し、石基はラブラドライト・単斜輝石・チタン磁鉄鉱及びクリストバル石からなる。

デイサイトは軽石として産するため、その石基は大部分がガラスであり、晶出した場合の鉱物組合せを知ることはできない。

「カルデラ形成期の噴出物」及び「後カルデラ噴石丘及び溶岩流」を構成する火砕物及び溶岩は輝石玄武岩・かんらん石玄武岩及び無斑晶状玄武岩である。これらの多くは無斑晶状ないしほとんど無斑晶状で、数%以下のアノーサイト-バイトウナイトと更に少量(通例0.5%以下)の輝石及び(あるいは)かんらん石斑晶を含んでいる。中央火口丘三原山を構成するスパター及びスコリアはやや多量(およそ18%)のアノーサイト-バイトウナイト斑晶を有する輝石玄武岩である。これら玄武岩の石基はラブラドライト・ビジョン輝石-普通輝石・チタン磁鉄鉱・クリストバル石及びガラスからなる。又、近年の噴出物、例えば1964年12月30日、1972年11月9日、1974年2月28日-3月1日に放出された玄武岩スコリアは、斑晶として普通輝石や斜方輝石のほかにビジョン輝石を含み、又、バイトウナイトもおよそ20%と多い。

岡田・筆島・行者窟及び大島火山の岩石の化学組成は第2表に示されている。

岩崎岩次によって採取され、主成分の化学分析が行われた(岩崎, 1935)5個の標本(第2表-1, nos. 1-2; 第2表-2, nos. 14, 49及び55)について、微量成分の分析も行われている。S, ZrO₂, (Ce, Y)₂O₃及びBaOについては岩崎(1935), Raについては木村・浜口(1943), V, Ni, Co, Cu及びZnについては桂(1956a-d), Pbについては岩崎(1948)及び岩崎ほか(1958), As, Cr₂O₃及びMoO₃については岩崎ほか(1958), TlについてはISHIMORI and TAKASHIMA(1955)によって発表されている。又、1951年噴出の溶岩のCl含量が知られている。これらの値は第3表にまとめて示されている。

近年、大島産火山岩について、Pb同位体比(TATSUMOTO, 1966; TATSUMOTO and KNIGHT, 1969), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比(PUSHKAR, 1968; MATSUDA et al., 1977; 倉沢, 1979; NOTSU et al., 1983), δ¹⁸O_{SMOW}(MATSUJIMA, 1979), 希土類濃度(MASUDA, A., 1968; PHILPOTTS et al., 1971; MASUDA, Y. et al., 1974; FUJIMAKI and KURASAWA, 1980; NOHDA and WASSERBURG, 1981)の測定が、又、Sr/Ca-Ba/Ca システムティックスの議論(ONUMA et al., 1981)が大島火山岩の研究に関連して行われている。

岡田・筆島・行者窟及び大島火山を構成する岩石のほとんどすべてはKUNO(1950)のビジョン輝石質岩系に属し、紫蘇輝石質岩系に属するものはわずか1例が知られている(久野, 1954, p. 238)に過ぎない。これら岩石の化学組成上の特徴の一端を知る目的で、SiO₂-Na₂O + K₂O図を作成してみた。比較のために、伊豆島弧とは同じような発展段階にあると考えられるスコシア島弧上の南サンドウィッチ諸島

3) BAKER, P. E. (1978) The South Sandwich Islands: III. Petrology of the volcanic rocks. British Antarctic Survey Scientific Reports, no. 93, 34p.

第2表-1 岡田・筆島及び行者窟火

Table 2-1 Chemical composition of rocks of

	1	2	3	4	5	6
	岡 田 火					
SiO ₂	48.02	51.25	49.52	51.40	51.02	48.66
TiO ₂	0.78	0.81	0.55	0.26	0.79	0.20
Al ₂ O ₃	20.48	14.73	16.76	14.50	14.39	19.95
Fe ₂ O ₃	2.13	3.82	2.93	3.09	3.17	2.15
FeO	7.05	10.22	10.08	10.06	9.98	7.89
MnO	0.26	0.28	0.24	0.25	0.23	0.19
MgO	5.79	5.47	5.82	7.79	7.48	5.66
CaO	14.14	11.73	12.18	11.22	11.35	13.37
Na ₂ O	1.28	1.85	1.63	1.05	1.29	1.16
K ₂ O	0.30	0.26	0.29	0.32	0.15	0.28
P ₂ O ₅	0.01	0.13	0.03	tr.	0.07	tr.
H ₂ O (+)			0.34	0.02	0.32	0.07
H ₂ O (-)			0.21	0.32	0.25	0.16
(Ce, Y) ₂ O ₃	0.003	0.002		0.008		0.002
ZrO ₂	0.002	0.005		0.022		0.000
BaO	0.010	0.014		0.024		0.029
Total S	0.108	0.137				
Total	100.363	100.708	100.58	100.334	100.49	99.771

1. 紫蘇輝石含有かんらん石玄武岩 Hypersthene-bearing olivine basalt: 大島町岡田, 岡田港の西海岸の崖の下部, 溶岩? [岩崎, 1935, 第三表, No. 1; KUNO, 1950, Table 13, No. A によれば斑晶斜長石32.3, かんらん石 2.5, 紫蘇輝石 0.3, 石基斜長石 21.3, ピジョン輝石(ピジョン輝石質普通輝石を含む)34.0, 磁鉄鉱 6.3 (褐鉄鉱2.4を含む), クリスタバル石3.4 各 vol%]
2. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島町岡田, 岡田港の西海岸の崖の下部, No. 1 の溶岩層の中に貫入した岩脈(岩崎, 1935, 第三表, No. 2)
3. 紫蘇輝石かんらん石玄武岩 Hypersthene-olivine basalt: 大島町岡田, 岡田港西方およそ 350 m の海食崖最下部に露出する複合自进入溶岩の斑状外部(久野, 1958, Table 1, No. 2)
4. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島町岡田, 同上溶岩中の自进入岩体の周縁部(久野, 1958, Table 1, No. 3a)
5. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島町岡田, No. 4 の再分析値(KUNO, 1965)
6. かんらん石紫蘇輝石玄武岩 Olivine-hypersthene basalt: 大島町岡田, 岡田港西方およそ 350 m の海食崖最下部に露出する複合自进入溶岩の斑状内部(久野, 1958, Table 1, No. 3b)

の玄武岩-鉄に富む安山岩-デイサイト-流紋岩組合せ(BAKER, 1978)³⁾もプロットしてある。第7図から明らかなように, これら4火山の岩石は典型的な低アルカリソレイアイト系列(久野, 1968a)を構成しているようにみえる。

III. 伏在する火山岩層

島の北北西海岸近く, 三ツ峰の北西に当たる海拔およそ6mの地点(34°47'13"N; 139°21'34"E)で掘削された, 深度750.70mの伊豆大島1号源泉(野地1号井)では深度360mまでは, 後述する大島火山の構

山を構成する岩石の化学組成

Okata, Fudeshima and Gyōjanoiwaya Volcanoes.

7	8	9	10	11	12	13
山			筆島火山			行者窟火山
51.10	51.35	58.74	48.27	48.5	50.7	53.16
0.63	1.65	0.94	0.68	0.60	0.79	0.96
12.24	11.08	14.51	21.60	21.0	17.2	16.90
5.13	5.32	3.02	2.31	3.3	4.0	2.59
12.66	14.09	7.96	7.33	5.7	8.1	8.63
0.14	0.30	0.24	0.20	0.150	0.206	0.21
4.90	4.22	2.91	5.29	5.1	5.3	4.93
10.48	9.57	7.82	12.73	12.7	10.5	10.58
1.88	1.46	2.53	1.14	1.31	1.59	1.72
0.46	0.36	0.29	0.23	0.24	0.32	0.20
tr.	0.10	0.10	0.08	0.07	0.10	0.08
0.02	0.35	0.52	0.49	0.7	0.8	0.10
0.14	0.45	0.28	0.21	0.8	0.7	0.06
0.000						
0.005						
0.035						
99.820	100.30	99.86	100.56	100.2	100.3	100.12

7. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島町岡田, 同上斑状内部に見られる鉄に富んだシュリーレン(久野, 1958, Table 1, No. 3c)
 8. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島町岡田, No. 7 の再分析値 (KUNO, 1965)
 9. かんらん石紫蘇輝石含有普通輝石安山岩 Olivine- and hypersthene-bearing augite andesite (GSJ R26279/56091919): 北海岸西部, 風早崎, 溶結スパター(河田, 1962, p. 79, OS-1)
 10. かんらん石玄武岩 Olivine basalt: 東海岸, ネジの鼻の南側 (IKUMA, 1955)
 11. かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R26327-1/NI60030903a): 大島東海岸南部, 筆島対岸, 岩脈 (ISSHIKI, 1964, Table 1, No. 7)
 12. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26327-2/NI60030903b): 大島東海岸南部, 筆島対岸, No. 11 中のシュリーレン(新分析)
 13. 普通輝石紫蘇輝石玄武岩 Augite-hypersthene basalt (GSJ R26310/NI60030101): 大島東海岸行者窟, 溶岩(河田, p. 99, OS-2)
- 分析者 1, 2: 岩崎岩次; 3, 4, 6, 7: 長島弘三; 5, 8, 10: 原村 寛; 9, 13: 大森貞子; 11, 12: 岩崎文嗣

成物に類似した玄武岩溶岩及び火砕物の互層で, 360 m から孔底まではモンモリロナイト化及び沸石化作用を受けた安山岩質(?)の凝灰岩及び火山礫凝灰岩の互層であった。更にこの1号源泉の南方1 km, 海拔およそ25 mの地点(34°46'41"N, 139°21'35"E)で掘削された, 深度787.00 mの伊豆大島2号源泉(野地2号井)では, 同様に460 mまでは玄武岩及び火砕物の互層で, 460 mから孔底まではモンモリロナイト化及び沸石化作用を受けた安山岩質(?)の凝灰岩及び火山礫凝灰岩の互層であった。これら2本の試錐井から得られた岩芯試料の変質鉱物の組合せはそれぞれ第4表及び第5表に示されている。粘土鉱物及び沸石類の同定はX線回折法によった。一部の粘土鉱物についてはエチレングリコール処理後のX線回折図の変化を検討した。沸石類は加熱処理などを行わなかったため, 斜ブチロル沸石か輝沸石かの判

第2表-2 大島火山を構成

Table 2-2 Chemical composition

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	先 カ ル デ ラ 成 層									
	古 期 山 体			新 期 山						
SiO ₂	52.4	51.64	67.78	51.9	51.8	57.20	52.8	52.08	51.7	52.0
TiO ₂	1.37	0.78	0.47	1.24	1.22	1.16	1.36	1.26	1.29	1.32
Al ₂ O ₃	15.0	16.26	12.84	15.9	15.5	14.32	15.7	15.35	16.1	15.5
Fe ₂ O ₃	4.5	3.05	1.20	3.7	3.9	2.92	4.0	4.17	3.8	3.6
FeO	9.4	8.34	4.30	9.0	9.7	9.28	8.5	8.41	9.0	9.1
MnO	0.231	0.20	0.18	0.218	0.226	0.22	0.218	0.22	0.224	0.224
MgO	4.8	6.33	0.69	5.6	5.2	3.30	5.1	5.67	5.5	5.6
CaO	9.4	11.33	3.80	10.3	9.7	8.29	9.7	10.52	10.1	10.2
Na ₂ O	1.99	1.57	3.70	1.75	1.92	2.35	2.23	1.77	1.81	1.80
K ₂ O	0.44	0.18	0.75	0.39	0.43	0.45	0.50	0.35	0.41	0.42
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.11	0.08	0.09	0.14	0.16	0.13	0.10	0.10
H ₂ O (+)	0.5	0.22	3.60	0.3	0.2	0.24	0.1	0.24	0.4	0.4
H ₂ O (-)	0.2	0.18	0.37	0.1	0.0	0.04	0.1	0.01	0.1	0.1
Total	100.4	100.14	99.79	100.5	99.9	99.91	100.5	100.18	100.5	100.4

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	後 カ ル デ ラ 噴									
	1338年?									
SiO ₂	52.4	52.39	52.6	52.6	52.5	52.2	52.5	52.6	52.3	54.8
TiO ₂	1.38	1.35	1.36	1.36	1.37	1.36	1.39	1.38	1.31	1.30
Al ₂ O ₃	14.2	14.36	14.3	14.2	14.4	14.6	14.3	14.2	14.2	14.2
Fe ₂ O ₃	3.24	3.51	2.75	2.70	3.37	2.68	3.20	2.91	3.71	3.62
FeO	10.8	10.72	11.3	11.3	10.7	11.2	10.8	11.0	10.5	9.61
MnO	0.236	0.24	0.237	0.236	0.235	0.236	0.238	0.237	0.228	0.227
MgO	5.10	4.81	5.10	5.14	5.20	5.18	5.11	5.15	5.05	4.13
CaO	9.69	9.83	9.65	9.58	9.47	9.59	9.69	9.61	9.76	8.82
Na ₂ O	2.00	2.05	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.05	2.25
K ₂ O	0.41	0.42	0.44	0.44	0.42	0.43	0.41	0.43	0.41	0.58
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.12	0.12	0.11
H ₂ O(+)	0.61	} 0.55	0.31	0.50	0.42	0.40	0.33	0.36	0.29	0.26
H ₂ O(-)	0.07		0.12	0.12	0.07	0.12	0.07	0.08	0.10	0.10
Total	100.256	100.34	100.287	100.306	100.275	100.136	100.158	100.077	100.028	100.007

する岩石の化学組成
of rocks of Ōshima Volcano.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
火山				カルデラ形成期のスパターランパート及び溶岩流		後カルデラ噴石丘及び溶岩流			
体						8世紀	9世紀	12世紀	1338年?
51.7	52.65	56.02	51.23	51.6	53.5	51.2	52.9	51.9	52.5
1.15	1.23	1.76	0.83	1.22	1.18	1.22	1.28	1.25	1.37
16.1	14.83	14.81	15.24	14.7	14.3	15.6	14.3	14.6	14.0
3.7	4.11	5.14	4.18	2.10	4.04	4.30	4.29	2.18	3.51
9.2	8.94	8.00	8.99	11.1	8.77	8.97	9.34	11.1	10.6
0.215	0.20	0.21	0.33	0.219	0.211	0.226	0.227	0.225	0.235
5.4	5.48	2.90	4.85	5.72	5.12	5.28	5.05	5.46	5.11
10.0	10.11	7.91	11.14	10.4	9.65	10.0	9.67	10.1	9.64
1.92	2.04	2.22	2.19	1.76	2.01	2.01	2.04	1.98	2.00
0.44	0.45	0.64	0.54	0.41	0.45	0.40	0.48	0.41	0.43
0.10	0.11	0.15	0.03	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
0.3	0.49	0.90		0.40	0.41	0.43	0.42	0.35	0.46
0.0	0.04	0.02		0.00	0.05	0.12	0.12	0.08	0.15
100.2	100.68	100.68	99.680*	99.749	99.811	99.876	100.237	99.755	100.125

*(Ce, Y)₂O₃ 0.003, ZrO₂ 0.002, BaO 0.025, Total S 0.100

31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
石 丘 及 び 溶 岩 流									
		1421年?							1552年?
53.3	51.3	52.2	52.2	52.2	52.2	52.6	52.2	52.1	52.4
1.28	1.27	1.24	1.27	1.22	1.28	1.25	1.28	1.23	1.30
14.6	14.4	14.7	14.6	14.8	14.7	14.2	14.5	14.7	14.6
2.85	6.33	2.84	3.13	3.0	3.93	3.84	2.78	3.86	3.66
10.9	7.29	10.8	10.6	10.7	10.0	10.1	10.8	9.71	10.3
0.227	0.226	0.222	0.224	0.226	0.226	0.227	0.230	0.234	0.227
4.74	4.96	5.13	5.13	5.22	5.20	5.26	5.19	5.24	5.00
9.35	8.73	10.1	10.0	10.0	10.1	10.0	9.77	9.85	10.0
2.12	1.97	2.00	1.98	1.98	1.98	1.92	1.98	1.96	1.96
0.45	0.47	0.40	0.41	0.40	0.40	0.38	0.42	0.41	0.40
0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
0.17	2.26	0.49	0.42	0.38	0.27	0.30	0.38	0.47	0.47
0.00	0.44	0.10	0.09	0.15	0.07	0.12	0.09	0.12	0.04
100.107	99.776	100.342	100.184	100.396	100.476	100.317	99.740	100.004	100.477

第2表-2

	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
	後 カ ル デ ラ 噴									
	1552年?		1684年		1777- 1778年	1778年?			1778年	
SiO ₂	52.2	52.2	52.5	52.4	51.18	52.4	51.9	52.0	52.45	51.7
TiO ₂	1.33	1.29	1.27	1.27	1.20	1.35	1.36	1.36	1.39	1.38
Al ₂ O ₃	14.5	14.7	14.0	14.3	17.42	14.1	14.6	14.6	13.48	14.5
Fe ₂ O ₃	3.09	3.73	3.51	4.34	3.33	4.32	3.40	2.93	4.60	5.18
FeO	10.8	10.1	10.3	9.64	8.49	9.88	10.8	11.3	10.02	9.26
MnO	0.227	0.228	0.236	0.236	0.19	0.238	0.238	0.238	0.31	0.238
MgO	4.92	4.96	5.01	5.07	4.25	5.01	4.96	4.97	4.78	4.98
CaO	10.2	10.2	9.83	9.80	11.24	9.50	9.87	9.90	10.23	9.89
Na ₂ O	1.96	2.02	1.99	2.08	1.83	2.01	1.98	1.99	1.99	1.99
K ₂ O	0.40	0.43	0.43	0.43	0.31	0.44	0.40	0.41	0.52	0.41
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.12	0.12	0.33	0.12
H ₂ O(+)	0.44	0.40	0.55	0.50	0.40	0.51	0.44	0.48		0.43
H ₂ O(-)	0.02	0.08	0.05	0.10	0.26	0.12	0.02	0.00		0.05
Total	100.207	100.458	99.796	100.286	100.19	99.998	100.088	100.298	100.319**	100.128

** (Ce, Y)₂O₃ 0.003, ZrO₂ 0.004, BaO 0.030, Total S 0.182

	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
	後 カ ル デ ラ 噴 石 丘 及 び 溶 岩									
	1950-1951年							1953年	1954年	1964年
SiO ₂	52.62	53.45	52.90	53.35	53.41	53.22	53.54	51.60	51.87	51.71
TiO ₂	1.21	1.26	1.21	1.27	1.26	1.26	1.22	1.15	1.08	0.99
Al ₂ O ₃	15.12	14.64	14.73	14.71	14.58	14.67	14.59	16.50	16.58	17.51
Fe ₂ O ₃	3.10	14.29	14.19	3.40	3.27	3.32	3.18	6.29	3.36	4.45
FeO	9.99			9.91	10.03	9.98	9.96	6.79	9.21	7.54
MnO	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.22	0.17	0.21	0.20
MgO	4.91	4.76	4.95	4.48	4.63	4.65	4.63	4.58	4.28	4.33
CaO	9.81	9.93	10.05	9.82	9.86	9.82	9.80	10.64	10.51	11.06
Na ₂ O	2.00	2.09	1.88	2.04	2.06	2.11	2.05	1.73	2.00	1.86
K ₂ O	0.43	0.42	0.40	0.45	0.43	0.42	0.42	0.34	0.42	0.37
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.11	0.12	0.10	0.09
H ₂ O(+)	0.29			0.22	0.23	0.22	0.06	0.04	}0.37	}0.30
H ₂ O(-)	0.08			0.05	0.05	0.07	0.04	0.06		
Total	99.91			100.02	100.14	100.05	99.82	100.01	99.99	100.41

つづき

51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
石 丘 及 び 溶 岩 流									
				1922- 1923年?	1940年		1950-1951年		
51.5	51.7	51.7	52.4	52.53	50.78	51.83	52.96	52.71	52.6
1.39	1.39	1.39	1.35	0.74	0.77	0.92	1.06	1.35	1.19
14.5	14.5	14.5	14.7	15.25	17.05	17.78	15.07	15.01	15.2
7.12	3.31	4.37	3.61	2.69	3.65	3.44	3.48	2.97	2.8
7.50	10.9	9.95	10.3	10.57	8.76	8.10	9.89	10.28	10.4
0.238	0.238	0.238	0.236	0.24	0.21	0.19	0.23	0.22	0.23
4.96	4.98	4.97	5.01	4.54	4.55	4.05	4.52	4.84	4.9
9.84	9.95	9.92	9.60	10.76	11.08	11.21	9.85	9.89	9.8
1.99	1.99	1.99	2.03	1.89	2.20	1.84	2.00	2.02	2.08
0.41	0.40	0.41	0.43	0.43	0.25	0.37	0.41	0.34	0.45
0.12	0.12	0.12	0.12	0.41	0.11	0.08	0.10	0.11	0.12
0.40	0.47	0.45	0.42		0.95	}0.26	}0.51	0.12	0.3
0.04	0.02	0.03	0.07		0.01			0.12	0.1
100.008	99.968	100.038	100.276	100.157†	100.39††	100.07	100.08	99.98	100.2

†(Ce, Y)₂O₃ 0.004, ZrO₂ 0.002, BaO 0.023, Total S 0.078 ††各成分の和と一致しない

71	72
流	
1972年	1974年
51.59	51.65
0.95	0.90
18.01	17.72
3.71	3.81
7.67	7.90
0.18	0.18
4.08	4.03
11.31	11.33
1.84	1.85
0.37	0.35
0.08	0.09
}0.23	0.09
	0.04
100.02	99.94

1. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26292/NI59020503): 大島北海岸ナナマ沢, 溶岩(新分析)
2. かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R26283/56102301): 大島北海岸苗の根対岸, 溶岩(河田, 1962, p. 99, OS-3)
3. 普通輝石デイサイト Augite dacite: 大島西海岸南部の海食崖, 降下軽石層 (KUNO *et al.*, 1962)

第2表-2 説明 (つづき)

4. かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R26325/NI60030801): 大島千波崎-間伏間地層切断面, O_{21} 部層の溶岩 (新分析)
5. かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R26301): 大島町差木地, 大島航空標識所南東海岸, O_2 部層の溶岩 (Isshiki, 1964, Table 2, No. 5)
6. かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩 Olivine-augite-hypersthene andesite (GSJ R26311/NI60030403): 大島東海岸フノウの滝, 溶岩 (河田, 1962, p. 80, OS-4)
7. かんらん石普通輝石紫蘇輝石含有玄武岩 Olivine-, augite- and hypersthene-bearing basalt (GSJ R26312/NI60030404): 大島東海岸フノウの滝, 溶岩 (新分析)
8. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26315/NI60030407): 大島東海岸フノウの滝, 溶岩 (河田, 1962, p. 100, OS-5)
9. かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R26369/59040201-2): 大島東海岸フノウの滝, 溶岩 (Isshiki, 1964, Table 2, No. 4)
10. かんらん石含有玄武岩 Olivine-bearing basalt (GSJ R26293/NI59020605): 大島東海岸フノウの滝, 溶岩 (新分析)
11. かんらん石含有玄武岩 Olivine-bearing basalt (GSJ R26330/NI62010601): 大島余背, カルデラ壁に露出する厚い溶岩 (一色ほか, 1963, Table 12, No. 4)
12. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt: 大島余背掘削点近くの北カルデラ壁に露出する大島火山の外輪山溶岩 (Kuno, 1968b, Table 3, No. 9), No. 11 と同じ溶岩
13. 安山岩組成のシュリーレン A schlieren of andesite composition: 大島余背掘削点近くの北カルデラ壁に露出する大島火山の外輪山溶岩の無斑晶状玄武岩 (No. 12) 中のシュリーレン (Kuno, 1968b, Table 3, No. 10)
14. 紫蘇輝石かんらん石含有玄武岩 Hypersthene- and olivine-bearing basalt: 三原山山頂から野増に向かう道の左側にある外輪山のいわゆる砂漠に面した崖, 溶岩 (岩崎, 1935, 第三表, No. 3)
15. 玄武岩 Basalt: 大島北山腹, 湯場付近, 5世紀? (S_2 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第6表, No. 581)
16. 玄武岩 Basalt: 大島東山腹, 5世紀? (S_2 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第6表, No. 610)
17. 玄武岩 Basalt: カルデラ縁南西部, 8世紀 (N_4 部層)の火山弾 (桂・中村, 1960, 第6表, No. 701)
18. 玄武岩 Basalt: カルデラ縁南西部, 9世紀 (N_3 部層)の火山弾 (桂・中村, 1960, 第6表, No. 702)
19. 玄武岩 Basalt: 大島町差木地, 大島航空標識所の北東およそ 900 m, 12世紀 (N_1 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第6表, No. 691)
20. 玄武岩 Basalt: 大島西海岸, 元町港の北北西およそ 300 m, 長根浜公園の海食崖上部, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 682)
21. 玄武岩 Basalt: 大島西海岸, 長根岬, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 683)
22. 普通輝石含有玄武岩 Augite-bearing basalt (GSJ R26304/NI59111901): 大島西海岸長根岬北側, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (新分析)
23. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 684)
24. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 685)
25. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 687)
26. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 688)
27. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 689)
28. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 690)
29. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 588)
30. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 587)
31. 玄武岩 Basalt: 大島北西山腹, 1338年? (Y_5 部層)の火山弾 (桂・中村, 1960, 第5表, No. 585)
32. 玄武岩 Basalt: カルデラ東縁の楡形山西麓, 1338年? (Y_5 部層)のスコリア (桂・中村, 1960, 第5表, No. 696)
33. 玄武岩 Basalt: 大島南海岸東部イマサキ, 1421年? (Y_4 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 590)
34. 玄武岩 Basalt: 大島南海岸東部イマサキ, 1421年? (Y_4 部層)の岩脈 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 593)
35. 玄武岩 Basalt: 大島南東山腹岳の平の西, 1421年? (Y_4 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 639)
36. 玄武岩 Basalt: 大島南東山腹岳の平, 1421年? (Y_4 部層)の火山弾 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 645)
37. 玄武岩 Basalt: 大島南東山腹岳の平の東, 1421年? (Y_4 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 647)
38. 玄武岩 Basalt: 大島南麓間伏, 1421年? (Y_4 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 692)
39. 玄武岩 Basalt: カルデラ東縁の楡形山西麓, 1421年? (Y_4 部層)の火山弾 (桂・中村, 1960, 第4表, No. 695)
40. 玄武岩 Basalt: 大島北東山腹, 1552年? (Y_3 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第3表, No. 578)
41. 玄武岩 Basalt: 大島北東麓, 1552年? (Y_3 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第3表, No. 635)
42. 玄武岩 Basalt: 大島北東麓動物公園入口, 1552年? (Y_3 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第3表, No. 700)
43. 玄武岩 Basalt: 大島東山腹, 1684年 (Y_2 部層)の溶岩 (桂・中村, 1960, 第2表, No. 698)

第2表-2説明(つづき)

44. 玄武岩 Basalt: 大島東山腹, 1684年(Y₂部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第2表, No. 699)
45. 斜方輝石玄武岩 Orthopyroxene basalt (GSJ R26303/NI59090702): 三原山北西山腹, 1777-1778年(Y₁部層)の噴石丘を構成する牛糞状火山弾(河田, 1962, p. 100, OS-6)
46. 玄武岩 Basalt: カルデラ東縁の楡形山西麓, 1778年?(Y₁部層?)の溶岩. 桂・中村(1960)は Y₂ 溶岩としている(桂・中村, 1960, 第2表, No. 694)
47. 玄武岩 Basalt: 大島東山腹, 1778年?(Y₁部層?)の溶岩. 桂・中村(1960)は Y₂ 溶岩としている(桂・中村, 1960, 第2表, No. 608)
48. 玄武岩 Basalt: 大島東山腹, 1778年?(Y₁部層?)の溶岩. 桂・中村(1960)は Y₂ 溶岩としている(桂・中村, 1960, 第2表, No. 609)
49. 紫蘇輝石玄武岩 Hypersthene basalt: 外輪山の鏡端から三原山頂に登る途中の左側の砂漠に流出した溶岩〔安永溶岩=1778年(Y₁部層)の溶岩〕(岩崎, 1935, 第三表, No. 4)
50. 玄武岩 Basalt: 大島北東麓, 波知加麻神社近傍, 1778年(Y₁部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第1表, No. 574)
51. 玄武岩 Basalt: 大島北東麓, 波知加麻神社近傍, 1778年(Y₁部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第1表, No. 575)
52. 玄武岩 Basalt: 大島北東山腹, 蜂の尻近傍, 1778年(Y₁部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第1表, No. 580)
53. 玄武岩 Basalt: 大島北東山腹, 動物公園近傍, 1778年(Y₁部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第1表, No. 576)
54. 玄武岩 Basalt: 大島南南西山腹, 1778年(Y₁部層)の溶岩(桂・中村, 1960, 第1表, No. 693)
55. 紫蘇輝石玄武岩 Hypersthene basalt: 三原火口の北西部にあたる溶岩原にある明治大正年間に噴出された溶岩(岩崎岩次, 1935, 第三表, No. 5), 岩崎(1935, p. 1518)は明治大正溶岩としているが, 噴火記録や岩崎の資料採取時期〔岩崎氏口述(1983年4月9日)〕によれば, 1933年津屋弘達氏に同行して採取・地点から判断すると, いわゆる明治大正溶岩ではなく, 大正(1922-1923年)溶岩である可能性が大きい
56. 玄武岩 Basalt: 1940年8月に噴出した火山弾 (NAGATA, 1941)
57. かんらん石含有斜方輝石普通輝石玄武岩 Olivine-bearing orthopyroxene-augite basalt (NSM5614): 1940年の噴火の時の溶岩の一片が火口茶屋のてすりに落ちたもの(故中村清二氏採取, 国立科学博物館蔵)
58. 普通輝石古銅輝石含有玄武岩 Augite- and bronzite-bearing basalt (GSJ R26278/NI50090301): 三原火口内, 新溶岩前縁, 1950年9月3日採取(曾屋, 1976, Table 1)
59. 普通輝石古銅輝石玄武岩 Augite-bronzite basalt (GSJ R26297/NI59021201): 三原火口北東1km 1951年3月溶岩(河田, 1962, p. 101, OS-7)
60. 普通輝石紫蘇輝石バイトウナイト玄武岩 Augite-hypersthene-bytownite basalt: 大島火山1950-1951年噴出 (IWASAKI, B. and KATSURA, 1967)
61. 玄武岩 Basalt: 大島火山1950-1951年噴出 A-1(岩崎岩次, 1968)
62. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2(大森貞子, 1976)
63. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2(大森貞子, 1976)
64. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2(加藤ほか, 1978)
65. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2(加藤ほか, 1978)
66. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2(加藤ほか, 1978)
67. 玄武岩 Basalt: 三原山火口茶屋近傍, 1950-1951年噴出溶岩 JB-2 (TERASHIMA, 1979)
68. かんらん石紫蘇輝石普通輝石玄武岩 Olivine-hypersthene-augite basalt (GSJ R975): 三原山1953年12月噴出(地質調査所, 1957)
69. 斜方輝石普通輝石玄武岩 Orthopyroxene-augite basalt (GSJ R26331/NI62052201): 三原山堅坑状火口, 1954年溶岩(曾屋, 1976, Table 1)
70. かんらん石含有斜方輝石普通輝石玄武岩 Olivine-bearing orthopyroxene-augite-pigeonite basalt (GSJ R26371/1230): 大島三原山, 1964年12月30日噴出. 中村一明氏採取(曾屋, 1976, Table 1)
71. 斜方輝石普通輝石玄武岩 Orthopyroxene-augite-pigeonite basalt (GSJ R26372/1109): 大島三原山, 1972年11月9日11時頃早大探検部採取(曾屋, 1976, Table 1)
72. 普通輝石含有古銅輝石玄武岩 Augite-bearing bronzite-pigeonite basalt (MK740301): 大島三原山, 1974年2月28日-3月1日放出スコリア(1974年3月2日, 木村政昭氏採取)(曾屋, 1976, Table 1)
分析者 1, 4, 5, 7, 9, 10, 11: 岩崎文嗣; 2, 6, 8, 45, 59, 62, 63: 大森貞子; 3: 原村寛; 12, 13: ASARI, H.; 14, 55: 岩崎岩次; 15-44, 46-54: 桂敬; 56, 60, 61: 不明; 57, 58, 69, 70, 71: 大森江い; 64: 青木謙一郎; 65: 大貫仁; 66: 加藤祐三; 67: 寺島滋; 68: 前田憲二郎; 72: 大森江い・大森貞子

第2表-3 カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯(先カルデラ期)の化学組成
(水あるいは湿地成堆積物より下位のもの)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	余背1号井				余背2号井				余背3号井	
SiO ₂	56.2	51.8	51.8	53.7	50.1	49.5	51.8	51.4	52.8	52.2
TiO ₂	1.32	1.35	1.21	1.46	1.04	0.98	1.32	1.25	1.15	1.19
Al ₂ O ₃	15.1	15.5	16.1	15.7	19.3	19.3	15.5	16.1	15.6	15.8
Fe ₂ O ₃	3.8	4.0	5.7	3.8	3.0	3.8	4.7	5.7	5.1	5.2
FeO	8.4	9.8	7.8	9.3	8.2	7.4	9.1	7.6	7.7	8.1
MnO	0.216	0.229	0.225	0.246	0.184	0.181	0.230	0.222	0.217	0.225
MgO	3.2	5.1	4.9	4.1	4.2	4.3	5.0	4.9	4.9	4.8
CaO	8.0	9.8	10.0	8.8	11.7	11.8	10.1	9.9	9.2	9.8
Na ₂ O	2.34	1.78	1.95	2.19	1.74	1.74	1.75	2.00	2.05	2.00
K ₂ O	0.64	0.43	0.37	0.48	0.32	0.31	0.40	0.42	0.45	0.43
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.08	0.14	0.07	0.08	0.10	0.07	0.11	0.10
H ₂ O(+)	0.5	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.4
H ₂ O(-)	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.0	0.3	0.3	0.1
Total	100.1	100.4	100.5	100.5	100.4	99.8	100.3	100.1	100.0	100.3

1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 Hypersthene-augite andesite (GSJ R26350/GS1-18): 余背1号井 280.2-281.2m間 (一色ほか, 1963, Table 14, No. 3)
2. 紫蘇輝石含有普通輝石玄武岩 Hypersthene-bearing augite basalt (GSJ R26349/GS1-11): 余背1号井 191.90-194.70 m間 (一色ほか, 1963, Table 13, No. 1)
3. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26348/GS1-10): 余背1号井 159.5-165.9 m間 (一色ほか, 1963, Table 13, No. 3)
4. 普通輝石含有玄武岩 Augite-bearing basalt (GSJ R26347/GS1-9): 余背1号井 128-129.7 m間 (一色ほか, 1963, Table 13, No. 2)
5. 普通輝石紫蘇輝石玄武岩 Augite-hypersthene basalt (GSJ R26358/GS2-14): 余背2号井 256.8-258.7 m間 (一色ほか, 1963, Table 14, No. 2)
6. 普通輝石紫蘇輝石玄武岩 Augite-hypersthene basalt (GSJ R26357/GS2-11): 余背2号井 225.4-228.3 m間 (一色ほか, 1963, Table 14, No. 1)
7. 紫蘇輝石かんらん石含有普通輝石玄武岩 Hypersthene- and olivine-bearing augite basalt (GSJ R26356/GS2-10): 余背2号井 192.7-193 m間. 斑晶斜長石 6.9, 普通輝石 0.3, かんらん石 tr., 紫蘇輝石 tr., 石基 92.8 vol% (一色ほか, 1963, Table 13, No. 2)
8. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26355/GS2-8): 余背2号井 146.7-147.5 m間 (一色ほか, 1963, Table 12, No. 1)
9. 普通輝石含有玄武岩 Augite-bearing basalt (GSJ R26361/GS3-7): 余背3号井 208.8 m よりやや浅所. 斑晶斜長石 1.7, 普通輝石 0.1, 石基 98.2 vol% (一色ほか, 1963, Table 14, No. 6)
10. 紫蘇輝石含有普通輝石玄武岩 Hypersthene-bearing augite basalt (GSJ R26360/GS3-6): 余背3号井 172.5-173.6 m の間. 斑晶斜長石 6.9, 普通輝石 0.2, 紫蘇輝石 0.1, 石基 92.8 vol% (一色ほか, 1963, Table 14, No. 5)

分析者: 岩崎文嗣

断ができない。したがって、ここでは斜ブチロル沸石 / 輝沸石 (斜ブチロル沸石か輝沸石の意) と表記しておく。1号源泉では斜ブチロル沸石 / 輝沸石及びモルデン沸石が2号源泉では両者のほかに方沸石が見いだされている。

これら火砕岩互層は、大島火山の直接の基盤として地表に露出している岡田火山、筆島火山及び行者窟火山の噴出物 (かんらん石が一部粘土化している) に比べると変質の程度が強いので、ここではこれら火山よりは古い岩層と考えておく。しかし年代資料は得られていない。

第2表-4 カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯(後カルデラ期)の化学組成
(水成あるいは湿成堆積物より上位のもの)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	余背2号井				余背3号井	余背4号井			蜂の尻1号井	
SiO ₂	52.5	51.3	51.8	52.0	52.7	52.4	52.0	51.6	51.7	51.5
TiO ₂	1.27	1.18	1.29	1.32	1.24	1.19	1.23	1.16	1.22	1.15
Al ₂ O ₃	15.4	16.7	15.7	15.0	15.4	15.8	15.8	15.7	15.8	16.4
Fe ₂ O ₃	4.0	3.4	4.0	4.1	3.3	4.5	4.5	3.6	4.0	3.8
FeO	9.3	9.0	10.0	9.9	9.8	8.6	8.9	10.3	9.4	9.4
MnO	0.217	0.218	0.233	0.233	0.221	0.221	0.227	0.236	0.225	0.220
MgO	4.8	5.3	4.8	4.9	5.0	5.2	5.1	5.1	5.1	4.5
CaO	9.9	10.2	9.7	9.6	9.7	9.9	9.9	9.8	10.0	10.2
Na ₂ O	2.04	1.83	1.91	1.93	2.02	1.84	1.96	1.90	1.95	1.87
K ₂ O	0.50	0.41	0.45	0.46	0.48	0.42	0.41	0.44	0.41	0.44
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.09	0.09	0.12	0.10	0.09	0.11	0.10	0.09
H ₂ O(+)	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
H ₂ O(-)	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
Total	100.2	99.9	100.3	99.9	100.3	100.5	100.4	100.2	100.3	100.0

1. 普通輝石玄武岩 Augite basalt (GSJ R26354/GS2-7): 余背2号井 97.2-99.7 m 間。斑晶斜長石 2.7, 普通輝石 0.3, 石基 97.0 vol% (一色ほか, 1963, Table 11, No. 1)
2. かんらん石普通輝石含有玄武岩 Olivine- and augite-bearing basalt (GSJ R26353/GS2-5): 余背2号井 64-64.5 m 間(一色ほか, 1963, Table 16, No. 3)
3. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26352/GS2-2): 余背2号井 11.5-13.4 m 間(一色ほか, 1963, Table 16, No. 2)
4. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26351/GS2-1): 余背2号井 5 m よりやや浅所(一色ほか, 1963, Table 16, No. 1)
5. 普通輝石玄武岩 Augite basalt (GSJ R26359/GS3-4): 余背3号井 109.1 m よりやや深所。斑晶斜長石 4.2, 普通輝石 0.3, 石基 95.5 vol% (一色ほか, 1963, Table 11, No. 2)
6. かんらん石普通輝石玄武岩 Olivine-augite basalt (GSJ R26364/OY4-2'): 余背4号井 99-100 m 間(一色ほか, 1963, Table 11, No. 4)
7. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26365/OY4-7): 余背4号井 16 m 深(一色ほか, 1963, Table 16, No. 5)
8. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26366/OY4-8): 余背4号井 4 m 深(一色ほか, 1963, Table 16, No. 4)
9. かんらん石含有玄武岩 Olivine-bearing basalt (GSJ R26368/OH1-2): 蜂の尻1号井 94.00 m 深(一色ほか, 1963, Table 11, No. 3)
10. ほとんど無斑晶状の玄武岩 Nearly aphyric basalt (GSJ R26367/OH1-1): 蜂の尻1号井 10.3-11.3 m 間(一色ほか, 1963, Table 16, No. 6)

分析者: 岩崎文嗣

IV. 岡田火山 (0k)

島の北海岸岡田港から北北西端乳が崎にかけて海岸沿いに、起伏に富んだ細長い丘陵が伸びている。海食崖で観察すると、この丘陵の主体は凝灰岩・凝灰角礫岩(広義の火砕流堆積物及び爆発角礫岩)の厚い累層からなるが、乳が崎・風早崎・小口岬及び岡田港西方の高まり(海拔 100 m 内外)では、その下位に

第2表-5 カルデラ北部で行われた試錐井の岩芯(岩脈)の化学組成

	1	2
	余背3号井	余背4号井
SiO ₂	50.7	53.4
TiO ₂	1.02	1.29
Al ₂ O ₃	17.0	15.3
Fe ₂ O ₃	3.0	2.7
FeO	9.2	10.5
MnO	0.207	0.231
MgO	5.4	4.4
CaO	10.7	8.7
Na ₂ O	1.79	2.17
K ₂ O	0.41	0.51
P ₂ O ₅	0.09	0.11
H ₂ O(+)	0.5	0.2
H ₂ O(-)	0.1	0.1
Total	100.1	99.6

1. 普通輝石含有かんらん石玄武岩 Augite-bearing olivine basalt (GSJ R26362/GS3-8): 余背3号井 231.2 m よりやや深所. 斑晶斜長石 11.8, かんらん石 0.2, 普通輝石 tr., 石基 88.0 vol% (一色ほか, 1963, Table 15, No. 1)
 2. 無斑晶状玄武岩 Aphyric basalt (GSJ R26363/OY4-1): 余背4号井 118.05 m 深(一色ほか, 1963, Table 15, No. 2)
- 分析者: 岩崎文嗣

第3表 大島の火山岩の微量成分*

	1-1	1-2	2-14	2-49	2-55	1951年噴出
S	0.108	0.137	0.100	0.182	0.078	0.024- 0.032**
Cl	—	—	—	—	—	—
As	0.00009 ₅	—	—	—	0.00024	0.0004 ₁
ZrO ₂	0.002	0.005	0.002	0.004	0.002	—
(CeY) ₂ O ₃	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	—
BaO	0.010	0.014	0.025	0.030	0.023	—
Ra(10 ⁻¹² g/g)	0.18	0.10	0.09	0.10	0.13	—
V	0.027	0.054	0.051	0.056	0.053	—
Ni	0.0030	—	0.0015	0.0020	—	—
Co	0.0029	—	0.0045	0.0048	—	—
Cu	0.014	—	0.014	0.022	—	—
Zn	0.016	—	0.014	0.011	—	—
Pb	—	—	0.0003	0.0008	—	—
Cr ₂ O ₃	0.003	0.005	—	0.005	0.006	—
MoO ₃	0.0001	—	—	0.0001	0.0001	—
Tl	0.00003	—	0.00006	0.00007	0.00009	—

* 試料番号は第2表と同じ
** 3個の平均は 0.029%Cl

第4表 伊豆大島1号源泉(野地1号井)の岩芯試料中の変質鉱物組合せ

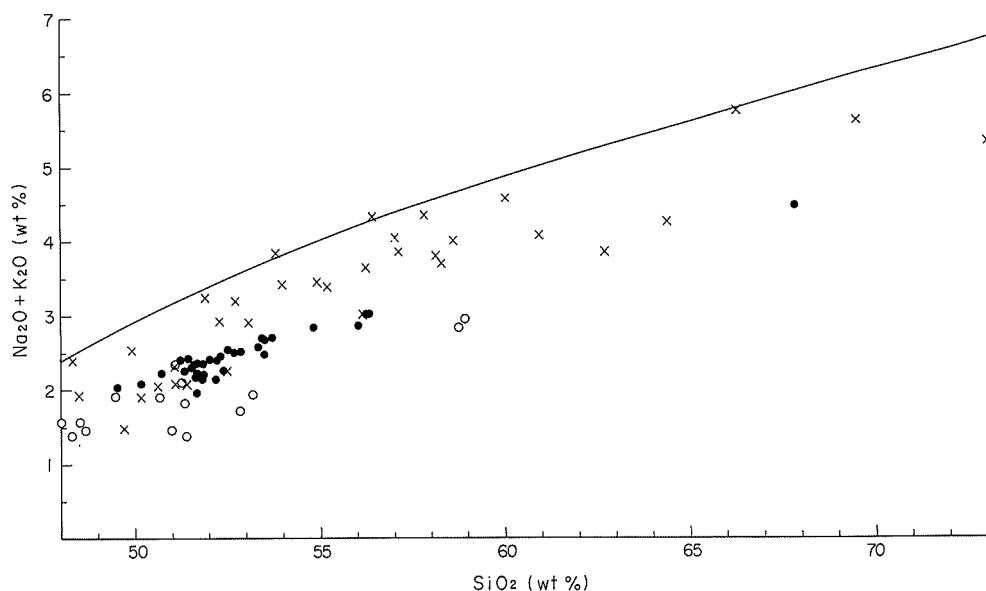
深度 (m)	原 岩	変 質 鉱 物
367.60	黄灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?)
411.30	帯緑灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?) - 斜プテロル沸石/輝沸石
412.20	帯褐色灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?) - 斜プテロル沸石/輝沸石 - 方解石, [斜方輝石残存]
417.90	黄灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?)
421.50	黄灰色火山礫凝灰岩	(未同定)
422.40	黄灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?)
430.30 } 432.40 }	火山礫凝灰岩中の石質 岩塊(?)	
448.50	帯褐色灰色凝灰岩	モンモリロナイト(?) - 斜プテロル沸石/輝沸石 - 方解石
487.90	黄灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト(?)
529.00	帯緑灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石
532.00	帯褐色灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石 - 方解石
536.10	帯緑灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石 [斜方輝石残存]
566.60	白灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石 - 方解石
578.40	帯緑灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石
578.60	帯緑灰色凝灰岩	(未同定)
582.00	帯緑灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石
596.10	黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石 - モルデン沸石 - 方解石
606.30	黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト - モルデン沸石 - 石英 - 方解石
654.20	帯緑灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト - モルデン沸石 - 石英 - 方解石 [斜方輝石残存]
663.00	帯褐色灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石
667.90	帯褐色灰色凝灰岩	モンモリロナイト - 斜プテロル沸石/輝沸石 - 方解石
684.50	黒灰色溶岩	
704.70	帯緑灰色凝灰岩	モンモリロナイト(?) [斜方輝石残存]
713.80	帯褐色灰色凝灰岩	モンモリロナイト
741	暗黄灰色安山岩	
748	帯褐色灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト - 方解石 [斜方輝石残存]
750.70	灰色火山礫凝灰岩	(未同定)

溶岩流と火砕岩の互層(岡田火山)が露出している。両者の間には常に顕著な不整合面が観察される(第8図)。

この丘陵は大島火山の山麓斜面とは地形的に不調和であることから、今まで多くの意見が述べられてきた(佐藤傳蔵・福地, 1902; 福地, 1906; FRIENDLAENDER, 1909; 大橋, 1909, 1910; Tsuboi, 1920; 久野, 1958; 角ほか, 1959)。

福地(1906)は乳が崎から泉津集落西方にかけて、大島火山よりも古い火山体が残存することを認め、彼の地質図(縮尺20万分の1)に旧火山体として示してある。彼はこの火山体の残存部の形態から、岡田集落あるいは千が崎(乳が崎)の北方に火口があったと想像した。

大橋(1909, 1910)は、彼の“岡田熔岩”(大橋の記載から、現著者は岡田火山噴出物に相当すると判断する)は北方へ傾斜すること及びその顕微鏡的性質が大島火山の溶岩と大差ないことの2点から、大島火山に属するものと考えた。ただし、この“岡田熔岩”が大島火山の主火口から流出したものか、あるい



第7図 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図。○：岡田・筆島及び行者窟火山，●：大島火山，×：南サンドウィッチ諸島の火山，実線：久野(1968 a)の低アルカリソレイアイト領域(下)と高アルカリソレイアイト(あるいは高アルミ玄武岩)領域(上)の境界線。南サンドウィッチ諸島の火山はBAKER(1978)⁸⁾のデータによる。

第5表 伊豆大島2号源泉(野地2号井)の岩芯試料中の変質鉱物組合せ

深度 (m)	原 岩	変 質 鉱 物
466.40	帯褐色凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石-方解石
553.50	灰色凝灰岩	モンモリロナイト-モルデン沸石-方解石
553.80	灰色凝灰岩	モンモリロナイト-モルデン沸石-方解石
554.20	帯褐色凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石-モルデン沸石-方解石
561.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石-モルデン沸石-方解石
566.00	灰色の杏仁状玄武岩	孔隙をモンモリロナイト(孔壁)→放射状モルデン沸石(中心部)，モルデン沸石→方解石，あるいは方解石だけが満たしている。モンモリロナイト帯の孔壁側，その中あるいは内側に低屈折率でほぼ等方，コロフォーム状を呈するオパールと思われる鉱物が存在する
566.00-571.90	灰色の玄武岩	
585.30	灰色の玄武岩	
587.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-モルデン沸石
591.40	黒灰色の玄武岩	
595 ca.	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石-方解石
610.00	帯褐色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石
625.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-斜プチロル沸石/輝沸石(?)
648.00-661.00	灰色の玄武岩	
661.00-666.00*	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-方解石
706.00-710.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト
710.00-715.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト
715.00-728.00	帯黄灰色凝灰岩	モンモリロナイト-方解石
742.50-746.70	黒灰色の玄武岩	
748.50-750.00	帯緑灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト-方沸石-石英-方解石
754.00-787.00	帯緑灰色火山礫凝灰岩	モンモリロナイト-方沸石-石英-方解石

* 薄片内にほぼ完形の底生有孔虫殻が1個見いだされた。

第6表 岡田火山を切る断層の走向・傾斜及び見かけの落差

断層	走向	傾斜	見かけの落差	備	考
A	N35°E	65°W			
B	N5°W	65°E	東落ち、およそ 1m		
C	N45°E	80°N	北西落ち	この断層に沿ってスコリア脈あり	
D			西落ち、およそ 1m	この断層に沿って岩脈あり	
E	N75°E	垂直	東落ち、およそ 2m		
F	N75°E	垂直	東落ち、およそ 0.3m	この断層に沿って厚さ 0.1-0.2 m の岩脈あり	
G	N75°E		東落ち、およそ 2.5m	落差 0.5 m 以下の同傾向の 4 断層を伴う	

は側火口から流出したものかについては、明言を避けている。

Tsuboi (1920) は乳が崎から岡田集落西方に至る海食崖に、大島火山外輪山(現著者の先カルデラ成層火山)放出物に不整合に覆われて露出する破壊された火山体を“破壊された小火成岩体”(small demolished igneous bodies)と呼び、大島火山本体の活動の中期に局部的な噴出中心から噴出した物質の堆積物と考えた。しかしTsuboiも述べているように、決定的な証拠をもとにした推論ではない。

久野(1958)は、この火山体中には多くの断層が認められるにもかかわらず、一般外輪山溶岩(現著者の先カルデラ成層火山)中にはこれがほとんど存在しない事実から、この火山体を大島火山より遙かに古い独立した構成単位と考え、岡田玄武岩類と名付けた。そしてその構造及び岩質の類似から、北部伊豆半島に分布する新期鮮新世の初島玄武岩類・網代玄武岩類・畑玄武岩類(Kuno, 1951)に対比した。

角ほか(1959)は島の北及び東海岸、特に乳が崎から岡田港に至る海食崖を詳細に調査し、久野(1958)の岡田玄武岩類は乳が崎・風早崎・小口岬及び岡田港西方の海食崖下位に露出する溶岩及び火砕岩互層のみに限るのが適当と考えた。久野(1958)はこれら岩層を顕著な不整合をもって覆う粗粒火砕岩層(主として広義の火砕流堆積物)をも、岡田玄武岩類に含めたが、これと類似の岩層は岡田港の東方から東海岸のフノウの滝あたりまでほぼ連続して露出する⁴⁾。角ほか(1959)はこのような分布状態から、この粗粒火砕岩層は大島火山外輪山(現著者の先カルデラ成層火山)噴出物と考えた。

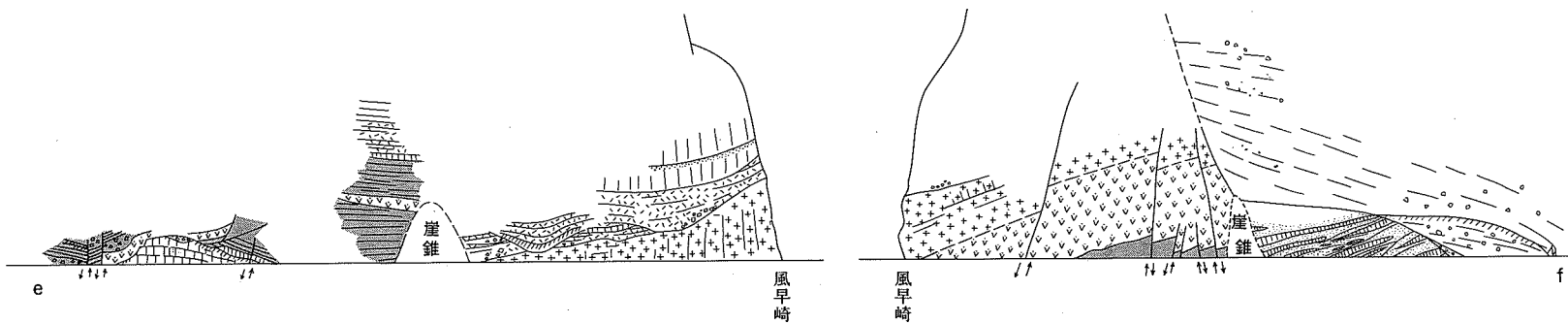
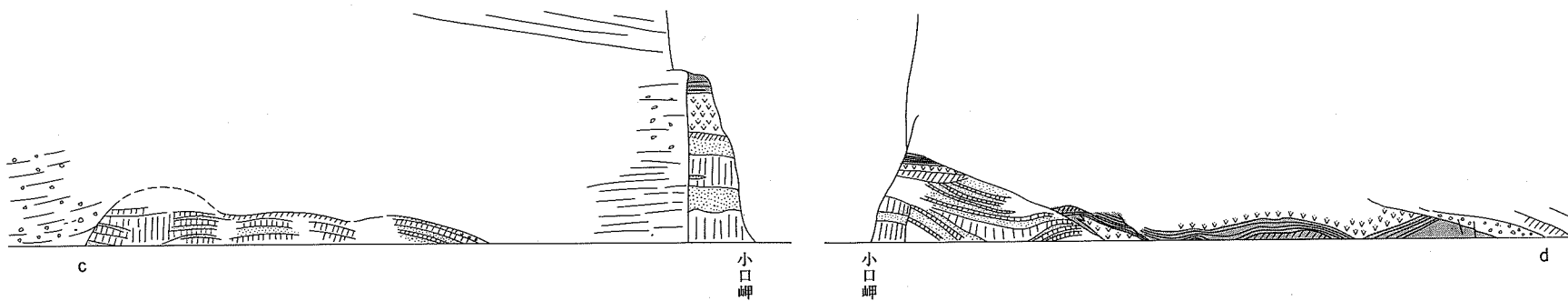
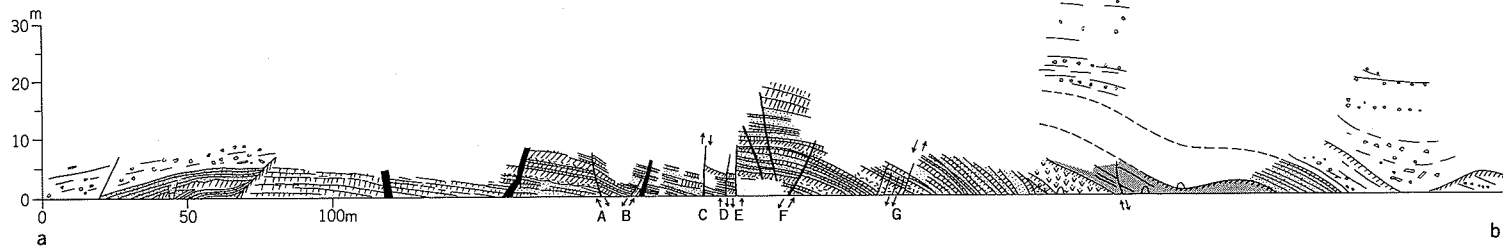
以下の記載は主として角ほか(1959)の論文をもとにし、現著者の観察をも加えたものである。

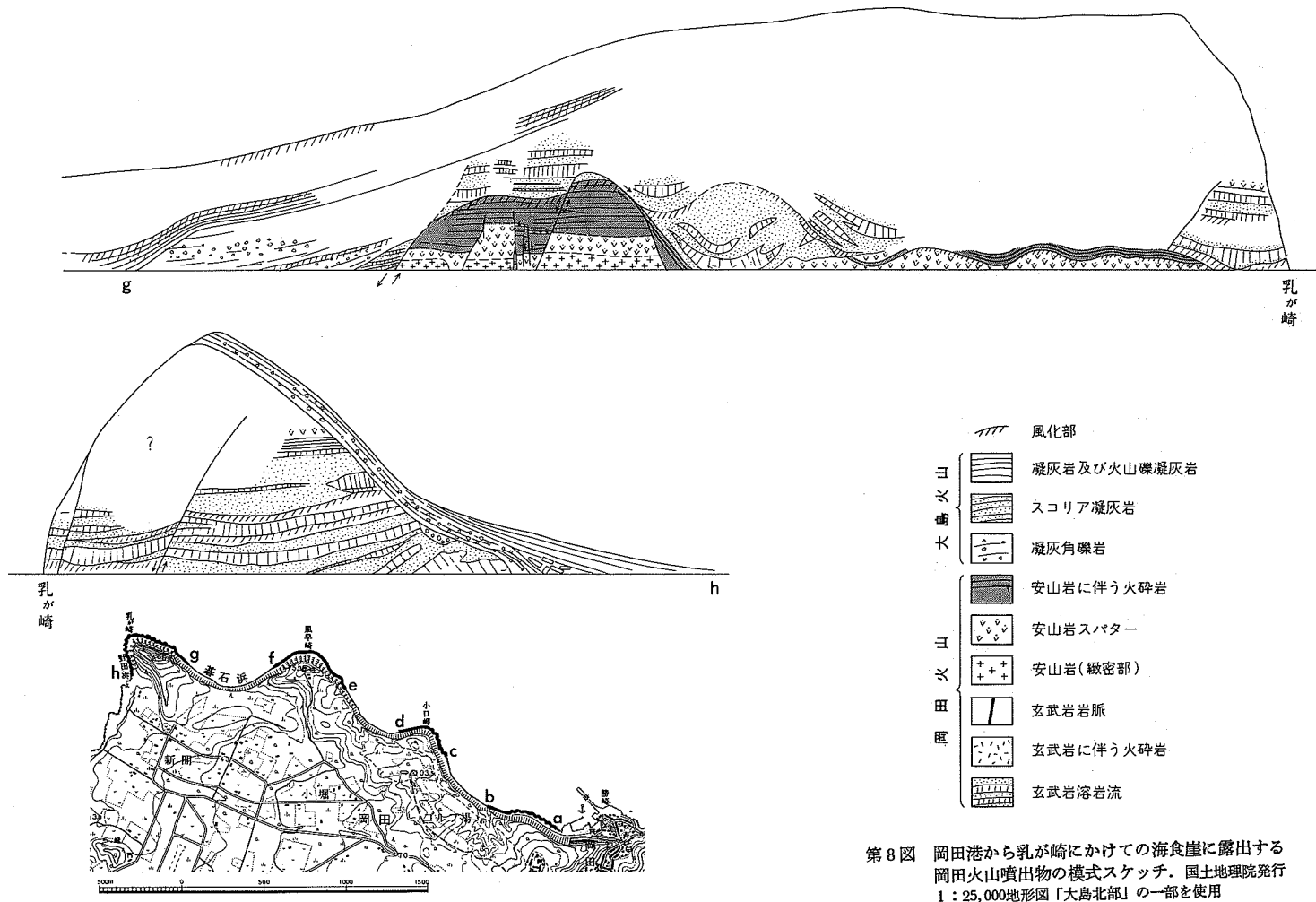
この報告書で岡田火山と呼ぶものは、角ほか(1959)によって定義された岡田玄武岩類(前述)と全く同一のものである。ただ火山の元の構造・形態などが、現在でも推定し得る点を考えて、岡田“火山”の名称を使用することにした。

既に述べたように、岡田火山の噴出物は現在4箇所に分かれて露出している。

1) **岡田港西方** この地点に露出する岡田火山噴出物は、10数-20枚の薄い玄武岩溶岩流と4-5枚の本質凝灰角礫岩の累層と、それを不整合に覆う安山岩火山弾・スコリア層からなる。上位の大島火山噴出物との関係は、露頭の東西両端で観察することができる。東端では、玄武岩溶岩が著しく風化・分解を受けて粘土化した上を、大島火山噴出物(スコリア凝灰岩及び広義の火砕流堆積物)が覆っている。又、西端では、安山岩火山弾・スコリア層の風化面を同噴出物〔細粒スコリア凝灰岩と赤褐色凝灰岩(土壌)の繰返し〕が覆っている。玄武岩累層は20-20数度で西に傾斜し、小規模な正断層に切られてい

4) 同様な岩相の凝灰角礫岩は、島の南西端千波崎の北方海食崖下部にも露出している。





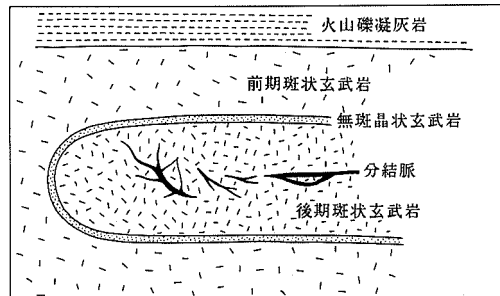
第8図 岡田港から乳が崎にかけての海食崖に露出する岡田火山噴出物の模式スケッチ。国土地理院発行 1:25,000地形図「大島北部」の一部を使用



第9図 岡田港西方およそ350mの海食崖。最下部に複合自進入現象を示す玄武岩溶岩流が露出している。中央下部の物指しは1m

る(第8図及び第6表)。又、8本の玄武岩岩脈が本累層を貫いている。

玄武岩溶岩流は一般に1-2mの厚さであり、挟在する本質凝灰角礫岩・凝灰岩も1.5-2mの厚さである。数層準に黄色土壌(現在は凝固してかなり固くなっている)が見られ、火山活動が休止期を挟んで繰り返されたことが分かる。溶岩及び火砕岩は、全体を通じて、斜長石斑晶(長さ7-8mm以下)を30-40%含むかんらん石玄武岩(輝石斑晶を含む場合も含まない場合もある)である。



第10図 玄武岩溶岩流に見られる複合自進入岩体(久野, 1958, Fig. 3)

岡田港から海食崖に沿って西へ約350m行った地点(岡田港から数えて2本目と3本目の岩脈の間)の海食崖(第9図)の最下部に露出する玄武岩溶岩には、第10図に示すような複合自進入岩体の現象が見られる。久野(1958)によれば、この溶岩(第10図の前期斑状玄武岩)はかなり多孔質で、かつ自破碎構造を示し、その基底は見えないが、厚さは数m以上あるらしい。この溶岩の中に、断面が長円形の管のような形に無斑晶状玄武岩の帯が入っている。帯の幅は2-3cm、管の上下の径は約1mである。この管の中を満たしてやや緻密かつ粗粒な後期斑状玄武岩が存在する。この中央に幅1cmの黒色の鉄に富む分結脈が入っており、細い枝を出している。分結脈の部分は周囲に比べて気孔が多く、脈の形成に際して揮発性物質が濃集したことを示している。無斑晶状玄武岩の帯はその上下の前期及び後期斑状玄武岩に対して急冷周縁相を作らず、ある部分では斑状玄武岩に対してはっきりした境を示し、ほかの部分で

は狭い幅の中で漸移する。両側の斑状玄武岩も無斑晶状玄武岩に対して急冷周縁相を作らない。久野(1958)は以上の事実からこの溶岩流の形成機構を次のように考えた。即ち最初にある火道から前期斑状玄武岩が流出し地表を覆った。冷却の途中でこの溶岩流の内部が外に流れ出して、管状の溶岩トンネルが形成された。トンネル壁を作っていた部分がまだ十分高温な時に、第二のマグマが同じ火道から上昇し、トンネル内に流れ込んでこれを完全に満たした。このマグマは無斑晶の部分と斑晶に富む部分とから成り立っており、無斑晶の部分が先に上昇してトンネル内を完全に満たし、これがトンネル壁に接したところだけやや速やかに固結して幅2-3 cmの殻を生じ内部はまだ流動性を保っている間に、斑晶に富む部分(後期斑状玄武岩)が上昇して無斑晶の部分の内部を押しつけてそこを満たした。第二のマグマがトンネル内を満たした機構は、複合岩脈の形成機構⁵⁾と全く同じである。更に後期斑状玄武岩は比較的徐々に冷却し、分別作用の晩期に至って揮発性物質と鉄に富んだ残液を生じ、これが過半固結した母岩中の割れ目に分泌して分結脈を形成した。久野(1958)はこのような複合自進入岩体は、火口近くでなければ形成されないであろうと考えた。

玄武岩岩脈は8本知られているが、それらの大半は北東-南西の走向を有している。岡田港から数えて3本目までは、周囲の溶岩と同様に斜長石斑晶に富んだ玄武岩で幅2-3 mであり、一方残りの5本は斜長石斑晶に乏しい玄武岩で幅1 m以下である。これら玄武岩岩脈は後述する安山岩火山弾・スコリア層を貫いていない。

玄武岩累層を不整合に覆う安山岩火山弾・スコリア層は0.2-0.3 mのうすい土壌を境にして上下に分けられる。下部層は黒色火山弾(異質岩片を含む)のほかに多量の斑状玄武岩岩塊を有する。上部層は同様な黒色火山弾及びスコリアからなるが、上部に行くに従って玄武岩岩塊が増加する。小型のスコリアは黄色に風化している。

2) 小口岬 この地点に露出する岡田火山噴出物は、数枚の薄い玄武岩溶岩流と、それを不整合に覆う2枚(?)の安山岩スパター・スコリア層とからなる。上位の大島火山噴出物との関係は、小口岬の東側で観察される。ここでは岡田火山噴出物をほとんど垂直に切った崖に大島火山に属する火砕岩がアバットしている。この露頭の南東の海食崖最下部にも岡田火山噴出物に属する2-3枚の玄武岩溶岩流が露出している。この溶岩累層の表面は風化して明褐色土壌化し、その上を大島火山に属する火砕岩が覆っている。

玄武岩溶岩流は一般に1-2 mの厚さで、岡田港西方に露出するものに比較すると斜長石斑晶にはるかに乏しい。

安山岩スパター・スコリア層は玄武岩溶岩累層の風化面を覆い、その厚さは約15 mである。スパター及びスコリアは無斑晶状で、異質岩片を含んでいる。

3) 風早崎 風早崎及びその近傍にも、玄武岩の溶岩流・火砕岩、及び安山岩の溶岩流・火砕岩が露出している。岬の南東側で観察すると、海食崖の最下部には安山岩溶岩流(溶結スパターであるかも知れない。灰長石大晶と玄武岩岩片を含む)が露出し、その上面は著しく浸食されて崖錐状の凝灰角礫岩に覆われている。この凝灰角礫岩を不整合に覆って斜長石斑晶に富む薄い玄武岩溶岩がある、更に両者は浅い谷に刻まれ、層理のある火砕岩が谷を満たしている。2枚のやや厚い斜長石斑晶の少ない玄武岩溶

5) Kiso, H. (1950) Composite lava flows and dikes found in North Izu, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.56, p.167-172.

岩流が不整合にその上位にくる。ここでは岡田火山噴出物の上限は不明である。

一方、岬の西側では、安山岩溶岩流（溶結スパターであるかも知れない）の下位に3枚の同質スコリア・スコリア集塊岩層がある。各層の上部は風化して黄褐色土壌になっている。最上位の溶岩流とした岩体は、下部が牛ふん状火山弾及び類質あるいは異質角礫ないし亜角礫を含むスパターで、上に行くに従って火山弾は大型になり、上部では緻密で一続きの溶岩流のように見える。最上部はアア表面状を呈する。下部ではその基質は全体として酸化により鮮やかな赤色を呈し、その中に牛ふん状火山弾及びスコリアが含まれる。これらの本質岩片は大型のものでは黒色で、その表面がわずかに変質して黄色化しているだけであるが、小型のものでは内部まで黄色化している。類質及び異質の角礫・亜角礫（時に直径1mに達する）が多数含まれる。牛ふん状火山弾は基底近くでは直径数cm、厚さ1cm位であるが、上部に行くに従って大きくなり、最上部では直径1m以上の牛ふん状火山弾が累積しており、基質をほとんど欠く。この上部に漸移的な関係で灰黒色・灰色の綿密な“溶岩流”がくる。牛ふん状火山弾の存在することから考えて、火口近くの堆積物であろう。本安山岩累層は北西・南東ないし東西性の小正断層（最大の見掛けの落差数m）に切られている。

安山岩累層の西に接して、玄武岩累層が露出している。両者の接触部は現在崖錐に覆われ観察できないが、恐らく断層であろう。この玄武岩累層は西に約20°傾斜しており、火山礫凝灰岩と、それを覆う約10枚の斜長石斑晶（長さ2-3mm以下）に富む玄武岩溶岩流（厚さ1-5m）とからなる。個々の溶岩流の表面は酸化されて赤色を呈している。最下部の溶岩流のスコリア質上部には長さ1-2cmの灰長石大晶が多量に含まれている。

この玄武岩累層は、その西端部で観察すると、崖錐に覆われ、更にその上を大島火山噴出物（層理の不明瞭な凝灰角礫岩、たぶん広義の火砕流堆積物であろう）が覆っている。

風早崎の露頭の南東100-200mの海食崖最下部にも、岡田火山噴出物が露出している。ここでは下位に斜長石斑晶に富む玄武岩溶岩流があり、その上位に安山岩火山弾・スパター層がくる。両者の関係は不整合で、崖錐堆積物が挟まれている。安山岩火山弾・スパター層は黒色・赤色で、斜長石斑晶に富む玄武岩岩塊を多量に含む。ここでは岡田火山噴出物の上限は不明である。

4) **乳ヶ崎** 野田浜の北端から乳が崎を通り碁石浜の西端にかけての海食崖の下部には岡田火山噴出物が露出している。この岡田火山噴出物は安山岩溶岩及び溶結スパター・スコリア層とこれらを不整合に覆う玄武岩溶岩流・降下スコリア互層とからなる。大島火山噴出物との関係は露頭の両端で観察される。碁石浜の西端では、玄武岩溶岩の浸食面を崖錐状凝灰角礫岩が覆い、更にその上を大島火山先カルデラ成層火山古期山体を構成する、粗い層理のある凝灰角礫岩・火山角礫居が覆っている。野田浜の北端では、同様に、玄武岩溶岩の浸食面を崖錐が覆い、更にその上を大島火山先カルデラ成層火山新时期山体を構成する、層理の明瞭な凝灰角礫岩が覆っている。

下位の安山岩層は溶岩及びその上に重なるスパター・スコリアからなり、一部は溶結あるいは固着している。上部の細粒スコリアからなる部分は黄褐色を呈している。幾層準かに密集して、類質（玄武岩岩塊及びユークライト・アリヴァライト団塊）及び異質岩塊が多数含まれている。

安山岩層は幾つかの浅い谷（深さ数m以下）によって刻まれ、その浸食面を玄武岩溶岩流あるいは玄武岩降下スコリア堆積物が覆っている。玄武岩溶岩流は厚さ1-数mで数枚あり、また、挟在するスコリア

層は厚さ1-2.5mである。スコリア層は一般に風化して黄色-黄赤色を呈している。溶岩流もスコリアも約20%の斜長石斑晶を有する斑状玄武岩であるが、岡田港西方に露出する岡田火山の玄武岩溶岩(斜長石斑晶は30-40%)に比べると斑晶に乏しい。野田浜北端で最下位に露出する溶岩流は3-4cmの灰長石大晶を含み(スコリア質上部に特に多い)、又、直径数cm以下のアリヴァライト団塊を包有している。これら安山岩・玄武岩累層は北西-南東ないし東西性の小正断層(最大の見掛けの落差数m)に切られている。

上述のように、岡田火山は断層運動及び著しい浸食作用を受け、現在ではその火山原形は全く失われているが、元来は玄武岩・安山岩の溶岩流及び火砕物(一火砕岩)からなる成層火山であったと考えられる。その噴出中心は、岩脈の多いこと及び複合自進入岩体の見られることなどの事実から、岡田港付近に存在していたのであろう。

岡田火山の年代を知る目的で、風早崎に露出する安山岩のK-Ar年代の測定が行われた(KANEOKA et al., 1970)。しかし、 $< 0.42 \text{ Ma}$ という値しか得られなかった。

岩石の記載 岡田火山を構成する岩石(溶岩流・スパター・スコリア及び岩脈)はビジョン輝石質岩系のかんらん石玄武岩[KUNO (1950)の鉄苦土珪酸塩鉱物の組合せの記号で表わせば IIIb \rightarrow c, III c; 以下同様]・普通輝石かんらん石玄武岩(IV b \rightarrow c, IV c)・紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩(Vb \rightarrow c)・紫蘇輝石かんらん石玄武岩(II c)・無斑晶状玄武岩(b \rightarrow c, c)及び普通輝石安山岩(Xc)である。これらの岩石は熱水による変質作用を全く受けていない。

玄武岩溶岩流の大半及び同岩脈の一部は、20-40%のアノーサイト-バイトウナイト及び1-3%の鉄苦土珪酸塩鉱物(かんらん石・普通輝石及び紫蘇輝石)の斑晶を有する斑状岩であるが、岩脈の大半及び溶岩流の一部(小口岬及び風早崎南東に露出するもの)は無斑晶状あるいはおよそ10%以下の斑晶を含むに過ぎない。安山岩溶岩・スパター及びスコリアは一般に無斑晶状で、その石基は常に細粒である。代表的な岩石について以下に簡単に記述する。

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26281/56093003⁶⁾ : 北海岸、岡田港棧橋の西方およそ500mの海食崖下部に露出する溶岩流。この岩石は灰色で、長さ5mmに達する白色の斜長石斑晶が多数含まれ、一見岩石の半分を占めるような印象を受ける。ほかに褐色のかんらん石斑晶が少数認められる。鏡下では(第I図版1),

斑晶 : 斜長石(37.3%)・かんらん石(2.9%)及び普通輝石(0.3%)。

斜長石は長さ0.2-5mm、一般に清澄であるが、微細な包有物がある帯に集中して産することがある。累帯構造を示し、組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト。かんらん石は長さ0.2-1.5mm、円味を帯び微細な鉄鉱粒(内側)と単斜輝石粒(外側)に二重に取り囲まれている。普通輝石は長さ0.3mm前後で短柱状、ビジョン輝石縁を有することがある。

石基 : 中粒ないし細粒で、全体の59.5%を占める。長さ0.03-0.1mmの長柱状ないし柱状のバイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.03mm前後の柱状単斜輝石及び径0.02-0.08mmのチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を少量のクリストバル石及び鱗珪石が満たしている。

6) 斜線の左側が地質調査所登録番号(GEMS)、右側が既公表論文での標本番号。以下同じ、未公表のものについては登録番号のみを記載。

かんらん石紫蘇輝石含有普通輝石安山岩 (GSJ R26279/56091919; 第2表-1, no. 9) : 北海岸西部, 風早崎西側, 溶結スパター(あるいは巨大な溶融溶岩片). この岩石は灰色で, まれにアノーサイト-かんらん石集合斑晶を含んでいる. 鏡下では(第I図版2),

斑晶: 斜長石・普通輝石・チタン磁鉄鉱・紫蘇輝石及びかんらん石.

斜長石は長さ0.2-1 mm, 一般に清澄で, 包有物は少ない. 累帯構造が見られ, 組成筋圍はバイトウナイト-ラブラドライト. 普通輝石は長さ0.2-1.2 mm, 柱状. チタン磁鉄鉱は径0.07-0.15 mm でほかの斑晶よりも小型である. 紫蘇輝石は長さ0.3 mm 前後で単斜輝石粒に厚く覆われている. かんらん石は長さ0.1-0.2 mm で円味を帯びており, 単斜輝石粒に常に厚く覆われている. 後二者は通常の大サイズの薄片内に2-3個程度しか含まれていない.

石基: 中粒ないし細粒で, 長さ0.05-0.25 mm の長柱状ラブラドライト-アンデシン・長さ0.05 mm 前後の柱状-短柱状単斜輝石, 径0.01 mm 前後の粒状チタン磁鉄鉱及び鱗珪石からなる. 孔隙には長さ最大0.2 mm の鱗珪石が晶出している. 長柱状の石基ラブラドライト-アンデシンの間をモザイク状の石英が満たしている部分がまれに見られる. この部分には針状燐灰石がやや顕著に認められる.

かんらん石玄武岩 (GSJ R26300) : 北海岸, 風早崎東側海食崖, 安山岩溶結スパターを浸食不整合をもって覆う明褐色風化火砕物を更に覆う溶岩流. この岩石は灰色で斜長石斑晶は散点的に認められるに過ぎない. 鏡下では(第II図版1),

斑晶: 斜長石(6.9%)及びかんらん(0.2%).

斜長石は長さ0.8-4 mm, 一般に清澄であるが, 微細な包有物がある帯に沿って産することがある. 累帯構造を示し, 組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト. かんらん石は長さ2 mm に達するものがあるが, 通常はもっと小型である. 大型のものは深く湾入している.

石基: 中粒で, 全体の92.9%を占める. 長さ0.2-0.6 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.1-0.3 mm の柱状単斜輝石(比較的大型のもの少なくとも中心部は普通輝石)及び0.05-0.2 mm のチタン磁鉄鉱からなり, これらの鉱物の間を珪長質メソスタシス・クリストバル石及び鱗珪石が満たしている.

岡田火山の玄武岩については, 既に8個の化学分析値が発表されている(第2表-1, nos. 1-8). これらの内, 久野(1958)によって記載された複合自進入の現象を示す溶岩についての岩石学的な特徴を略記する.

久野(1958)の記述に従うと, 前期斑状玄武岩(第2表-1, no. 3)はアノーサイト斑晶のやや多い紫蘇輝石かんらん石玄武岩で, その石基は細粒-中粒, 所々にマグマの晩期分化物と考えられる鉄に富んだ分泌物(分結物)が斑点状(直径およそ1 mm)に存在する. この斑点はその鉱物組成及び組織の点で後述する分結脈に類似する.

後期斑状玄武岩(第2表-1, no. 6)は前期斑状玄武岩と同一鉱物組成の玄武岩であるが, 後者と異なる点は石基が極めて粗粒で, 長径0.5 mm に近い長柱状のピジョン輝石質普通輝石が多量に存在すること, 及び鉄に富んだ分泌物(分結物)を欠くことである. この輝石は淡褐色-無色に近く, オフィティック組織を示さない. 第2表-1の化学分析値を見ると, 後期斑状玄武岩(no. 6)は前期斑状玄武岩(no. 3)よりも分化の早期を代表している.

無斑晶状玄武岩(第2表-1, nos. 4-5)は後期斑状玄武岩から斑晶を取り去ったような性質の岩石であ

第7表 岡田火山玄武岩の石基ビ
ジョン輝石質普通輝石

	1	2
SiO ₂	48.55	49.98
TiO ₂	0.33	0.27
Al ₂ O ₃	2.35	0.04
Fe ₂ O ₃	1.99	1.64
FeO	16.05	23.22
MnO	0.23	0.27
MgO	19.72	12.73
CaO	10.20	11.11
Na ₂ O	0.35	0.29
K ₂ O	0.12	0.16
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.
H ₂ O(+)	n.d.	n.d.
H ₂ O(-)	n.d.	0.12
SrO	n.d.	0.16
Total	99.89	99.99

分子比 Wo₂₀En₅₃Fs₂₇ Wo₂₃En₃₇Fs₄₀

α	—	1.719(平均)
β	1.685-1.731	1.722(平均)
γ	—	1.745(平均)
β の範囲	—	0.068
2V(+)*	0°(中核)→ 39°(外縁)	29°(平均)
2Vの範囲	—	47°
光軸角分散	—	なし

* 光軸面は(010)に平行

1. ビジョン輝石質普通輝石. 岡田火山(岡田玄武岩類)の無斑晶状玄武岩(自进入岩体の外縁部)の石基単斜輝石, 岡田港西方の海食崖. 分析者: 長島弘三(久野, 1958), 屈折率及び光軸角の値は KUNO (1955, TABLE 10, No. 18)に相当する(久野, 口述)
2. ビジョン輝石質鉄普通輝石. 岡田火山(岡田玄武岩類)の紫蘇輝石かんらん石玄武岩溶岩中の粗粒分結脈(HK 36092301d)の石基単斜輝石, 岡田港西方の海食崖. 分析者: 長島弘三(KUNO, 1955, TABLE 3, No. 10; TABLE 9, No. 10). 不純物として0.5%含まれるチタン鉄鉱についての補正済み

る. 淡色の長柱状ビジョン輝石質普通輝石(長径0.5 mm, 分析値は第7表のno. 1)が多量に存在し, オフィティック組織を示さない. 化学分析表(第2表-1)を見ても, 後期斑状玄武岩(no. 6)から多量のアノサイト及び少量の紫蘇輝石・かんらん石を取り去れば, 無斑晶玄武岩(nos. 4-5)の成分が得られることが容易に推察できる.

分結脈(第2表-1, nos. 7-8)は無斑晶粗粒で, 石基は暗緑色のビジョン輝石質鉄普通輝石(分析値は第7表, no. 2)とチタン磁鉄鉱を多量に含む. 輝石は著しいオフィティック組織を示す点とその色が濃い点とで, 無斑晶玄武岩(第2表-1, nos. 4-5)中のものと著しく異なる. 結晶の間隙には暗褐色のガラスが存在する. 本岩の分析値(nos. 7-8)を見ると, (FeO + Fe₂O₃):MgO が高く, nos. 4-5 及びno. 6よりもはるかに分別作用の進んだ時期を代表していることが分かる.

V. 筆 島 火 山 (Fu)

島の南南東岸波浮港の北方約1 km から、筆島対岸を通り、フノウの滝に至る海食崖には、玄武岩溶岩流と降下スコリア凝灰岩の互層及び溶結スパターとこれらを貫く火道角礫岩及び50 を超える多数の玄武岩岩脈が露出している(第11図)。

この地域も岡田港から乳が崎にかけてと同様に、大島火山山麓斜面とは不調和な地形を示すことから、以前から注目されていた。

福地(1906)はおよそ80年も前に、波浮港北方からフノウの滝にかけての海食崖に、大島火山よりも古い火山体の残存することを認め、彼の20万分の1地質略図に、前述の岡田火山と同様に、旧火山体のものとして示してある。一方、大橋(1909, 1910)は彼の“筆島熔岩”(大橋の記載から判断すると、現著者の筆島火山噴出物の南半部に相当する)は大島火山とは独立の旧火山体であると認め得る積極的証拠はないとし、大島火山に属するものと考えた。Tsuboi(1920)は筆島対岸の海食崖南半には溶岩塊が、同北半には赤色及び褐色スコリアが厚く堆積し、かつ無数の岩脈に貫かれていることを観察した。これらは大島火山外輪山(筆者の先カルデラ成層火山)の山腹で起こった側火口の活動の産物と考えられているが、その理由は明記されていない。

IKUMA(1955)は島の東海岸筆島対岸、フノウの滝から南及び行者窟から南の海食崖の下部に露出する玄武岩累層を、大島火山よりは古い火山体であると認め、筆島玄武岩類と名付けて調査・研究を行ったが、その結果は公表されなかった。IKUMA(生熊秀夫)と野外調査の一部を共にした久野(1958)は、この筆島玄武岩類はその構造から現在の筆島付近を噴出中心とした成層火山を構成していたものと考えた。



第11図 筆島対岸の海食崖。筆島火山の断面が露出している

本岩類は褶曲及び断層運動を受けている点、ならびにその岩石学的性質から、前述の岡田玄武岩類(岡田火山)と同じように、北部伊豆半島に分布する新期鮮新世の玄武岩類に対比した。

稲本(1974)も大島火山の直接の基盤を構成する3火山体、特にここでいう筆島火山の構造を主体とした調査・研究を行ったが、公表はされていない。

ここで筆島火山と呼ぶものは、IKUMA(1955)[久野(1958)の論文参照]の定義した筆島玄武岩類のうち、筆島対岸(筆島自体も含む)及びフノウの滝から南に露出するものに限ることとする。行者窟から南の海食崖下部に露出する玄武岩溶岩流及び同質スコリアの互層は、筆島対岸に露出する岩層とは岩質・構造を異にすること、及び後の大島火山噴出物に覆われて露頭が孤立していることから、別の構成単位と考えた。これについては行者窟火山として後述する。

既に述べたように、筆島火山噴出物は現在2箇所に分かれて露出している。

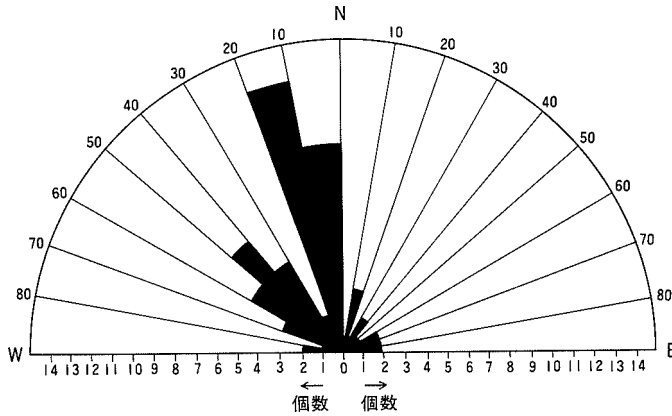
1) **筆島対岸** この地点に露出する筆島火山噴出物は玄武岩溶結スパター・溶岩流・無層理の本質凝灰角礫岩・火山角礫岩、及びこれらを貫く多数の玄武岩岩脈からなる。上位の大島火山噴出物との関係はカキハラ磯の北端で観察される。ここでは筆島火山噴出物からなる海食崖の下部が崖錐に覆われ、更にこの崖錐堆積物は、大島火山(先カルデラ成層火山)溶岩流に覆われている。

波浮港の北方およそ1kmの旧海食崖には、南へ傾斜した層理を有する玄武岩スコリア凝灰岩が露出している。都道の切割りでは、本岩層は灰色・黒灰色で、時に同質の岩塊を含み、又、薄い溶岩流を挟む。本岩層は走向N15°Wで垂直の小規模な(?)断層に切られている。

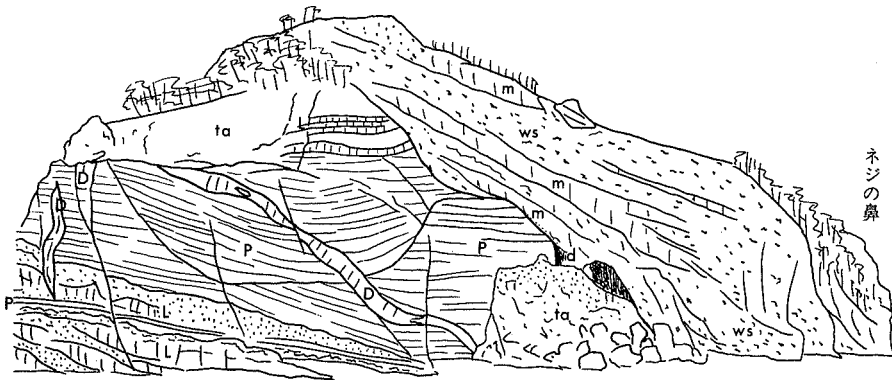
カキハラ磯北端からクサガイガホラに至る筆島対岸の海食崖の南半には主として無層理の本質凝灰角礫岩・火山角礫岩が、北半には下位から褐色に風化したスコリア層・赤色溶結スパター層(溶岩流を挟む)・褐色に風化した火砕物(赤色溶結スパター層の風化部かも知れない)・薄い溶岩流の累層の順に露出している。本質凝灰角礫岩・火山角礫岩とまわりのスコリア凝灰岩あるいは溶結スパター層とは、不明瞭ではあるがほぼ垂直な面で接し、又、特に硫黄作用を受け、その基質は黄灰色に変じ、カオリン鉱物やモンモリロナイト化している。これらの事実及び無層理であることから、本岩は火道角礫岩であると考えられる。筆島自体も本岩からなっている。上記岩層は幅4-5m以下の多数の岩脈に貫かれている。

稲本(1974)の観察結果をも参考にすると、海食崖の北半では岩脈の走向はおおよそN20°Wで、直立に近いものが多いが、南半ではこれらのほかに走向が東西に近いものが目につくようになる。又、南半の岩脈には不規則に分岐したり、膨縮したりするものが多い。岩脈の走向を延長すると筆島付近に収斂すること、及び筆島自体が火道角礫岩からなることから、筆島火山の噴出中心は筆島付近にあったと考えられる。岩脈の卓越走向は稲本(1974)の54岩脈についての測定結果をもとにすると、北北西-南南東である(第12図)。

2) **フノウの滝南方** フノウの滝からネジの鼻南方へかけての海食崖には、玄武岩溶岩流・スコリア凝灰岩及び凝灰岩からなる累層が露出している(第13図)。本累層の層理は全体的にはほぼ水平である。上位の大島火山(先カルデラ成層火山)噴出物との関係は、フノウの滝の谷では観察されるが、ネジの鼻南方の海食崖では新しい崖錐堆積物に覆われ観察できない。フノウの滝の谷頭では、玄武岩溶岩層が第25図(p. 61)に示すように深く浸食され、その浸食面を大島火山噴出物(スコリア凝灰岩)が覆っている。本累層内には、浸食不整合あるいは土壌化によって示される噴火活動休止期がしばしば観察される。断



第12図 筆島対岸に露出する岩脈の方向頻度分布図 (稲本, 1974, Fig. 9)



第13図 ネジの鼻の南の海食崖に露出する筆島火山噴出物。筆島火山：溶岩流(L)、火砕岩(P)及び岩脈(D)。大島火山5世紀?の噴出物：溶結スパター(ws)、緻密塊状部(m)及び岩脈(d)、岩錐(ta)

層は極めて少なく、ネジの鼻の南で見かけの落差が0.2mの小規模なものが観察されただけである(第13図)。

本累層はおよそ10本の玄武岩岩脈に貫かれている。

ネジの鼻の南に露出する岩床状のものはその岩質が溶岩流と同質であることから、本火山に関連したものと考えられるが、そのほかのものはそれらの産状及び岩質から、大島火山に関連したものであろう。これらの詳細については大島火山の項で述べる。

上述の事実から、筆島火山はその噴出中心を現在の筆島付近に有した比較的緩傾斜の成層火山であったと考えられる。久野(1958)も既に同様な結論を得ている。

筆島火山の年代を知る目的で、筆島対岸の海食崖に露出するかんらん石玄武岩岩脈中の無斑晶状玄武岩シュリーレン(GSJ R26327-1/NI60030903b)のK-Ar年代の測定が行われた(KANEOKA et al., 1970)。しかし、 $< 2.41 \text{ Ma}$ という値しか得られなかった。

岩石の記載 筆島火山を構成する岩石(溶岩流・スパター・スコリア凝灰岩・火道角礫岩及び岩脈)はピジョン輝石質岩系に属するかんらん石玄武岩(III Ib→c, III c)・普通輝石かんらん石玄武岩(IV b→c,

IV c)・鉄苦土珪酸塩鉱物の斑晶を欠く玄武岩(c)及び紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武石(V c)である。これら玄武岩は一般に新鮮であるが、筆島対岸に露出するものは硫気変質作用を受けており、かんらん石は完全に黄緑色の粘土鉱物に変わっている。

これら岩石は常に20-40%のアノーサイト-バイトウナイト及び3%以下の鉄苦土珪酸塩鉱物(かんらん石・普通輝石及び紫蘇輝石)を斑晶として有する斑状玄武岩で、前述の岡田火山のそれと極めて類似した岩石学的性質を有している。無斑晶玄武岩(c)はわずかに岩脈中の不規則なシュリーレンとして産するだけである。

代表的な岩石について以下に簡単に記述する。

かんらん石玄武岩(GSJ R26327/NI60030903)：東海岸南部，筆島対岸の海食崖，岩脈。この岩石は灰ないし暗灰色で、長さ数mmに達する斜長石斑晶が目立つ。孔隙壁は黄褐色鉱物に覆われている。暗灰色，緻密，無斑晶状のシュリーレンを有している。鏡下では、

斑晶：斜長石(30.6%)及びかんらん石(2.1%)。

斜長石は長さ0.5-6mm，一般に清澄であるが、微細な包有物がある帯に沿って産する。累帯構造を示し、組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト。かんらん石は長さ0.2-0.6mm，細かい単斜輝石粒に取り囲まれている。現在は黄緑色粘土鉱物に完全に置換されている(形でかんらん石と同定)。

石基：中粒で、全体の67.3%を占める。長さ0.07-0.2mmの長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.07-0.2mmの柱状ビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)・径0.02-0.07mmのチタン磁鉄鉱及び単斜輝石粒に取り囲まれたかんらん石(黄緑色粘土鉱物に完全に置換されている。まれ)からなり、これらの鉱物の間を少量の珪長質メソスタシス及びクリストパル石が満たしている。孔隙壁は黄緑色粘土鉱物に覆われている。

シュリーレンの部分は鏡下では、

斑晶：斜長石(まれ)。

石基：主体の部分と粒度はほとんど同じで、柱状ビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)・チタン磁鉄鉱及び主として微細な斜長石からなる珪長質(?)パッチとから構成されている。

主体部の主成分化学組成は第2表-1, no. 11に、シュリーレン部のそれはno. 12に示されている。

VI. 行者窟火山(Gy)

島の東海岸，行者窟からその南方へかけての海食崖の下部には、玄武岩溶岩流及び同質のスコリアの互層が露出している。上位にある大島火山の噴出物との関係は一見整合で、長い浸食期が両者の間にあったようには見えないが、露出地域の北端(動物公園南の旧サンドスキー場下)及び南端[フノウの滝の谷から北へ2本目の谷(かわのさわ)の南壁]では、この玄武岩累層を切った旧海食崖を覆うように大島火山先カルデラ成層火山古期山体を構成する火砕岩が分布している。この海食崖は露出地域の中央部ではおよそ100mの高さに達し、長い浸食期が両者の間にあったことが想像される。このようなことから、この玄武岩累層を大島火山よりは古い火山体の残存部と考え、行者窟付近に標式的に露出することから行者窟火山と呼ぶことにした。

行者窟火山は現在3枚あるいはそれ以上の、厚い玄武岩溶岩流(厚さ20-30m)とそれらの間に挟在す

る同質の降下スコリア層(厚さ数m以下)とからなる。細粒スコリアは風化して黄色を呈している。

この火山を構成する玄武岩溶岩は粘性が低いと考えられるにもかかわらず、前述のように20-30mの厚さを有している。このことは玄武岩溶岩が凹所へ流入して、あるいは凹所内の火口から流出して、凹所を満たしていったことを暗示するものようである。

行者窟火山も岡田・筆島火山と同様に成層火山であったと考えられるが、露出が限られているため、その原形・噴出中心などを推定するのは困難である。

岩石の記載： 行者窟火山を構成する溶岩流及びスコリアはピジョン輝石質岩系(Kuno, 1950)の輝石玄武岩である。これら玄武岩は一般におよそ15%のバイトウナイト及び3%以下の輝石を斑晶として有する。斑晶輝石は溶岩によって斜方輝石・普通輝石両者の場合と斜方輝石だけの場合とがある。かんらん石斑晶を極めて少量有する場合もある。しかし、岩石全体の化学組成には大差はないようである。代表的な岩石について以下に簡単に記述する。

普通輝石紫蘇輝石玄武岩(GSJ R26310/NI60030101; 第2表-1, no. 13): 東海岸, 行者窟の北, 最下位溶岩流。この岩石は灰白色で、長さ1.5mm以下の輝石斑晶が目につく。石基が粗粒で、灰白色を呈するためか斜長石斑晶は目立たない。ルーペで見ると、孔隙壁に乳白色、六角板状の“鱗珪石”が群生しているのが認められる。鏡下では(第Ⅲ図版1),

斑晶: 斜長石(13.6%), 紫蘇輝石(1.2%)及び普通輝石(1.0%)。

斜長石は長さ0.6-4mm, 一般に清澄であるが、微細な包有物が見られる。累帯構造が見られ、組成範囲はバイトウナイト。紫蘇輝石は長さ0.5-1.2mm, 柱状で、多数の単斜輝石粒に取り囲まれたり、あるいは集片双晶を示す1個の単斜輝石粒に厚く包まれたりして産する。普通輝石は長さ1mm程度で短柱状、外側にピジョン輝石が付着したり、1個のピジョン輝石に厚く包まれて産する。

石基: 粗粒で、全体の84.2%を占める。長さ0.2mm前後の柱状ラブラドライト・長さ0.2mm前後の短柱状ピジョン輝石及び普通輝石・径0.1mm前後のチタン磁鉄鉱からなり、これら鉱物の間をクリストバル石及び少量の珪長質メソスタシスが満たしている。単斜輝石が累帯構造を示すときには、常に中心部はピジョン輝石で、明瞭な境界を持って外側に普通輝石がくる。チタン磁鉄鉱は長柱状の石基ラブラドライトをオフィティックに含むことがある。孔隙壁に族生する“鱗珪石”はクリストバル石仮像であろう。

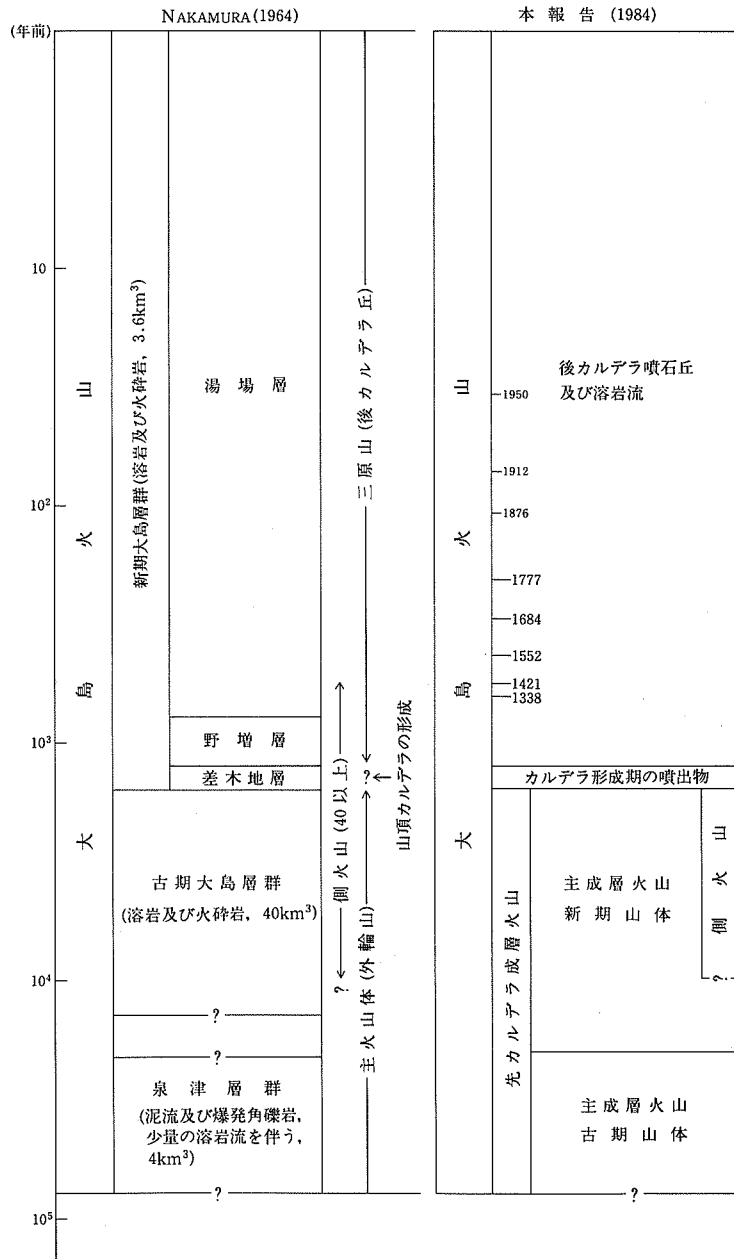
Ⅶ. 大 島 火 山

Ⅶ. 1 序 論

大島火山は、現在地形的に明瞭に保存されているカルデラの形成期を規準にして、次のような3つの構成単元に分けられる。

- | | | |
|-----------------|------------------|------------------|
| (A) 先カルデラ成層火山 | { 主成層火山
{ 側火山 | { 古期山体
{ 新期山体 |
| (B) カルデラ形成期の噴出物 | | |

第8表 大島火山の区分



(C) 後カルデラ噴石丘及び溶岩流

先カルデラ成層火山は地形的に主成層火山と側火山に分けられ、主成層火山は更にそれを構成する火砕岩の岩相の差異によって、古期山体(主として粗粒火砕岩からなる)と新期山体(主として細粒火砕岩からなる)に分けることができる。第8表右欄にこれらの層序関係を示す。左欄には従来広く用いら

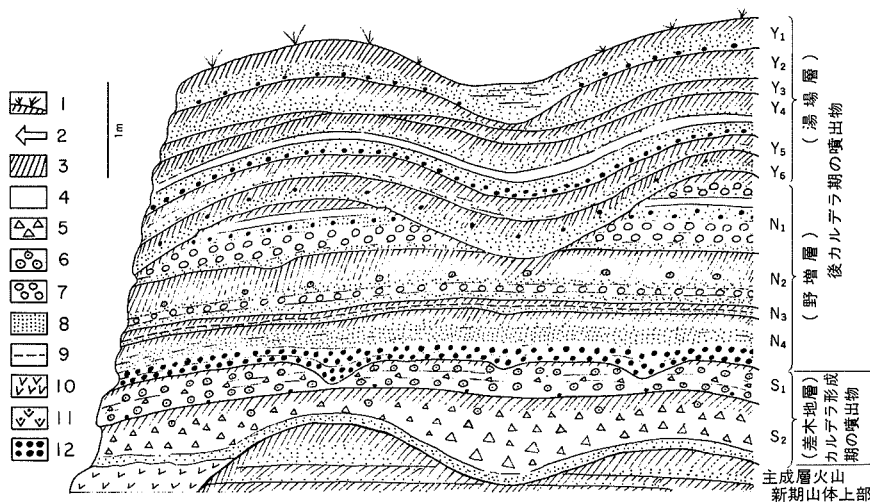
れていたNAKAMURA (1964)による区分を示しておく。前者は、下記の点を除けば後者と本質的な差はない。

(1) NAKAMURA (1960, 1961, 1964) が層序学的な見地から、大島火山の噴出物を古期大島層群及び新期大島層群に二分したのに対し、現著者は現在保存されている火山形態や活動機構に重点を置いて、先カルデラ成層火山、カルデラ形成期の噴出物、及び後カルデラ噴石丘及び溶岩流に3分した。

(2) NAKAMURA (1964) は彼のいう泉津層群を大島火山の初期の噴出物とするか、あるいは独立の火山とするかに疑問をもっている。泉津層群は大島火山の主体を構成している古期大島層群によって不整合に覆われてはいるが、島全体に分布している。ここでは、その広がりから、大島火山の成長の早期にマグマが海水に接することによって形成された破砕物質ではないかとするNAKAMURA (1964, p. 664) の考えを容れて主成層火山古期山体を構成するものとした。

各構成単元の詳細な記載をするに先立って、中村一明 (NAKAMURA, 1960; 中村, 1963; NAKAMURA, 1964) によって確立された火山性堆積物の単位部層の認識の仕方について述べておく。

島の道路切りなどに良く露出している比較的新期の火山性堆積物—多くの場合、カルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物—を詳細に観察すると次のようなことが分かる。火山性堆積物の中には、溶岩流・泥流堆積物・降下スコリア—火山灰・爆発角礫岩・円錐丘を形成するスコリア集塊岩などのように火山活動を直接反映するもののほかに、流水や風によってそれらがより安定な場所に再堆積したものや、それらが風化したものなども含まれ、重要な部分を占めている。このような火山性堆積物を露頭で見ると(第14図)、明瞭な不整合が幾つかの層準に認められることが多い。その不整合面の直上には、新鮮な色調の粗粒堆積物(黒色のスコリアであることが多い)が堆積しており、その直下には、風化して褐色を呈した火山灰(二次的な粘土鉱物を生じている)がある。同様な風化火山灰は、直上が上記の例のような明瞭な不整合でない層準にも存在している。しかしこのような風化火山灰層の続きを注意深く観察すると、その上面に小規模ではあるが不整合のあることが多い。他方、このような不整合は、風化火山灰層の直上以外にはほとんど認められない。



第14図 大島火山中腹で見られる露頭の模式スケッチ [NAKAMURA (1964, Fig. 6) による。原図の一部を加除]
 1: 現地表面 2: 土器などの出土層準 3: 風化火山灰あるいは土壌 4: 細粒火山灰 5: 凝灰角礫岩 6: 火山豆石凝灰岩 7: 円磨された石質火山礫 8: 粗粒火山灰 9: 流紋岩火山灰 10: 溶岩流 11: 溶結スパター
 12: 降下スコリア

上述のように、地表における風化・浸食の事実は、その時期に噴火活動が全く休止したかあるいは少なくとも非常に穏やかになって、噴出物が堆積しなかったことを示すものである。そのほかの部分では、風化・浸食を受けるような時間的間隙なしに噴出物が堆積したものと考えられる。したがって、層序区分の単位部層として、新鮮で粗粒な堆積物で始まり、上部は褐色風化火山灰層に終わる一続きの堆積物(一輪廻の火山活動をあらわす)をとることは妥当と思われる。

このように定義した単位部層は構成物や堆積順序にそれぞれ特徴があり、山腹全体にわたってそれらの分布を追跡することができる。カルデラ縁に近づくに従って、各部層は次第に厚くなり、構成物は粗粒になる。各部層間の不整合は次第に顕著になり、風化火山灰層の発達は悪くなる。山麓に向かっては、各部層の厚さ・粒度共に小になり、最上部はしばしば土壌断面(soil profile)を示し、高所で顕著な不整合を示す層準以外はこれを認めるのが困難になる。噴出中心から遠い地域、例えば島の北西部では、色調だけが異なる土壌断面の重なりが観察されるにすぎない。各部層の水平方向の変化から、同じ層準の不整合・褐色風化火山灰及び土壌は同一時期に形成されたもので、火山活動の休止期(あるいは静穏期)の異なった表現であると考えられる。

幾つかの部層には、主火口の噴出物のほかに、側火山噴出物が含まれている。1つの側火口が主火口の二輪廻あるいはそれ以上にわたって活動することはない。

このような一輪廻の火山活動を表す単位部層を識別することは、カルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物については比較的容易であるが、それ以前のものになると深層風化の影響などのため著しく困難になる。

第9表 大島火山に関する¹⁴C年代測定値

年代区分	部層名*	測定値(y.B.P.)	測定番号	文献	第15図中の番号
後カルデラ期	N ₃	1130±80	GaK-3468	一色・中村(1972)	1
カルデラ形成期	S ₂	1330±90	" 351a	NAKAMURA (1964),	2
		1350±100	" 351b	KIGOSHI and	3
		1500±160	" 353	KOBAYASHI (1965)	4
		1460±85	" 5388	一色(1978)	5
	O ₃ あるいはそれ以前	3430±100	" 5389	未公表	6
	O ₁₅	2420±150	" 352	一色ほか(1981)	7
	O ₂₁	5520±370	" 8725	田沢(1981a)	8
	O ₄₀	6330±85	N-4660	杉原ほか(1983)	9
先カルデラ新期 (新期山体)	O ₄₁	7780±160	GaK-8726	田沢(1981a)	10
	O ₄₇	8350±160	" 1855	一色ほか(1981)	11
	O ₅₃	10950±320	" 8727	田沢(1981a)	12
	O ₅₆	9450±200	" 1857	一色ほか(1981)	13
	O ₅₈	9360±180	" 5390		14
	O ₆₁	9480±260	" 5925b		15
		10100±210	" 1856	16	
先カルデラ古期 (古期山体)	(すべて同一層準)	21230±720	" 476	KIGOSHI and KOBAYASHI (1965)	17
		>30000	" 556	一色ほか(1965)	18
		39000 \pm 5500 -3200	JGS-100	富樫・一色(1983)	19
		>41600	" 99		20
?		>30500	GaK-2213	未公表	21

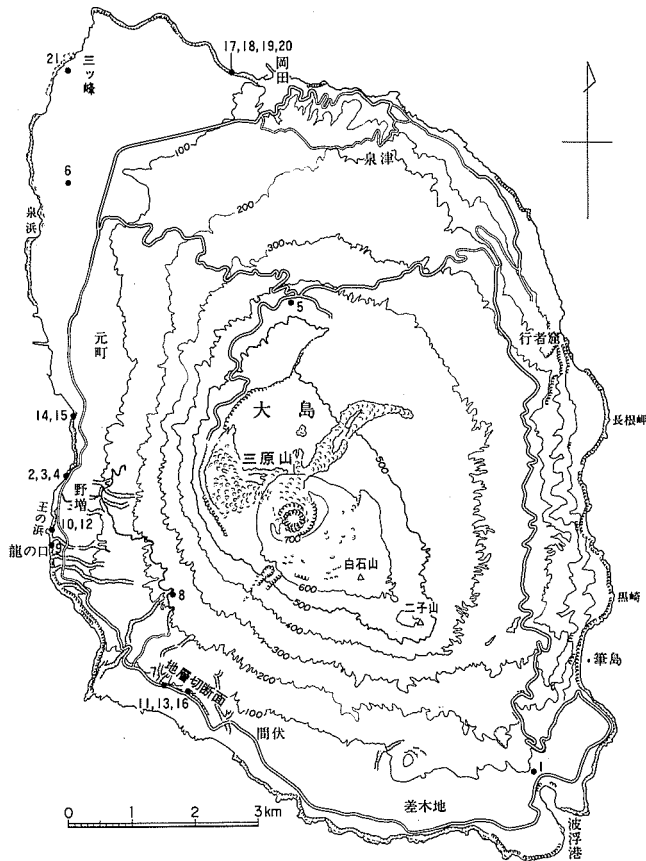
* 部層名は後述

大島火山を構成する単位部層の年代を知る目的で、黒色の土壌・木片及び炭化木片を試料として行われた ^{14}C 年代の測定結果一覧は第9表に、試料採取地点は第15図に示されている。第9表に示されたデータのうち、一色・中村(1972)、一色(1978)によって年代値しか与えられていなかったもの及び未公表のものについての簡単な記載は第10表に示されている。

VII. 2 先カルデラ成層火山

VII. 2. 1 主成層火山古期山体(OE)

島の北西端の乳が崎から岡田港をへて東岸フノウの滝に至る現海食崖及び旧海食崖に広範囲に露出している。又、島の南西海岸龍の口から千波崎へかけての海食崖の下部及び砂の浜の北の都道切り割りの下部に露出している。古期山体を構成する噴出物は主として粗粒火砕岩—広義の火砕流堆積物及び爆発角礫岩—からなり、細粒火砕岩(スコリア凝灰岩及び凝灰岩)及び溶岩流を挟む。ここでいう火砕岩は、新鮮な火砕物が地表あるいは地表近くで風化中あるいは風化後に固結したものを含む。



第15図 ^{14}C 年代試料採取地点図

古期山体と岡田火山との関係は、乳が崎から岡田港へかけての海食崖の数箇所を観察される。この関係は常に著しい斜交不整合で、下位の岡田火山に属する溶岩、火砕岩は深く削り取られており、その上を古期山体(広義の火砕流堆積物あるいはスコリア凝灰岩)が覆っている。例えば、岡田港西方およそ200 mの海食崖では、第8図に示すような関係が見られる。ここでは岡田火山に属する玄武岩溶岩が急角度で切られており、その斜面に近い部分は著しく風化・粘土化して柔らかくなっている。この斜面を古期山体に属する成層したスコリア凝灰岩が覆っている。

古期山体と行者窟火山との野外における直接の関係は今まで観察されていない。しかし、行者窟の北北西およそ250 mの地点(岩屋橋付近)及び南およそ2 kmの地点(「かわのさわ」の空滝付近)では、行者窟火山に属する玄武岩層を切った旧海食崖を不整合に覆うように、古期山体に属する爆発角礫岩が分布している。この海食崖は所により高さ100 mに達するから、両者の間に長い浸食間隙があったと考えて差し支えないであろう。

古期山体と筆島火山との関係についてもはっきりしたことはいえない。しかし、フノウの滝の沢から南へ登る山道の両側の崖では、古期山体を構成する凝灰角礫岩層(褐色凝灰岩・スコリア層を伴う)が、筆島火山に属する玄武岩溶岩を不整合に覆うように分布している。行者窟火山との関係と同様に、両者の間に浸食間隙(溶岩層をたち切るような)があったと考えられる。

以下便宜上、古期山体を(1)北西から東海岸地域と(2)南西海岸地域とに分けて記述する。

(1) 北西から東海岸地域 島の北西端乳が崎から岡田港をへて東岸フノウの滝に至る現海食崖及び旧海食崖には、所々主成層火山新期山体を構成する噴出物、並びにカルデラ形成期及び後カルデラ期の溶

第10表 新しい¹⁴C年代測定値についてのメモ

試料番号	1*	5	6	21
測定値 (y.B.P.)	1130±80	1460±85	3430±100	>30500
測定番号 GaK-	3468	5388	5389	2213
登録番号	GSJ F07989	GSJ F07990	GSJ F07991	GSJ F07988
標本番号	NI71031701	NI72012301	NI74091702	NI68032208
測定者	木越邦彦	同 左	同 左	同 左
測定試料	炭化木片**	同 左	同 左	木 片†
採取者	一色直記	同 左	同 左	エスエフ高速ボーリング株式会社
採取年月日	1971.3.17	1972.1.23	1974.9.17	
採取地	波浮港北西方 34°41'15"N, 139°26'20"E	湯 場 34°45'15"N, 139°23'50"E	元町字北野29 34°46'16"N, 139°21'34"E	元町字野地 34°47'13"N, 139°21'34"E
層 位	N ₃ 部層のスコリア・火山弾層中	S ₂ 部層のスパター直下	O ₃ あるいはそれ以前の側火ロスコリア・溶岩流の直下	不 明††

* 第9表中の番号

** 直径およそ20 cmの樹幹(?)の外側に近い約20年輪

† *Pinus thunbergii* PARALATORE クロマツ, 山内文氏同定, 1970年11月

†† 伊豆大島1号源泉の深度334.20-334.70mの間, 大島火山の火山灰・礫互層(?)中に埋没

岩流によって不整合に覆われ、分断されてはいるが、古期山体を構成する噴出物が露出している(第16図)。この地域の本噴出物は主として広義の火砕流堆積物・爆発角礫岩で代表される粗粒火砕岩からなり、ほかにスコリア凝灰岩・凝灰岩(褐色土壌の固結したものも含む)及び10枚あるいはそれ以上の溶岩流を挟む。単位部層の上限を示す風化帯あるいは浸食面を数えて見ると、この地域に露出する古期山体は10輪廻以上の堆積物からなることが分かる。

粗粒火砕岩に含まれる岩塊は最大径数mに達し、主として新鮮な玄武岩(恐らく岡田・行者窟・筆島の古期成層火山体から由来したものもあろう)であるが、まれに伊豆半島の湯ヶ島層群に特徴的な変質した安山岩・火山礫凝灰岩及びやや変質した紫蘇輝石普通輝石斑柵岩・ピジョン輝石普通輝石トータル岩・ピジョン輝石普通輝石ドレライトなどの岩塊もある。岡田港西方およそ200mの海食崖に露出する広義の火砕流堆積物中には、上記の異質岩塊がやや多量に含まれており、大島火山の基盤岩層を知る手掛かりになるものとして以前から注目されていた(粟津, 1933; 沢村, 1951; 久野, 1958)。

粗粒火砕岩のうち、広義の火砕流堆積物としたものは無層理あるいはほとんど無層理の凝灰角礫岩一火山角礫岩(厚さ10-20mに達する)で、その砂質-シルト質基質中に不規則に岩塊を含み、全体として混沌とした見掛けを呈するものである。堆積物の下底近くには、押し倒され打ち砕かれた樹木がしばしば含まれている。海食崖などの露頭では、樹木そのものは風化・分解してしまっており、ただ外型のみが残されている場合が多い。

岡田港西北西およそ700m、大島小涌園の旧水源に近い海食崖下部に露出する粗い層理を有する凝灰角礫岩(広義の火砕流堆積物)中から採取した樹片7点は11表のように同定されている。

爆発角礫岩としたものは、大まかな層理を有し、かつその層理がもとの地形面に平行で降下堆積物の性質を示す凝灰角礫岩一火山角礫岩のことで、行者窟から南方へかけての海食崖の上部に露出してい



第16図 古期山体を構成する広義の火砕流堆積物 (vfl)。北海岸、乳が崎東側の海食崖。手前の崖の高さはおよそ15m

第11表 先カルデラ成層火山古期山体 (OE) の一構成単位である、広義の火砕流堆積物に含まれる樹片の種類

<i>Alnus sieboldiana</i> MATSUMURA (オオバヤシヤブシ) (GSJ F07982/NI59083101 及び GSJ F07984/NI59083103)
<i>Prunus lannesiana</i> WILSON var. <i>speciosa</i> MAKINO forma (サクラの一種、オオシマザクラであろう) (GSJ F07983/NI59083102)
(亙理俊次氏報告, 1961年7月)
<i>Alnus</i> sp. (ハンノキ属) (GSJ F07994/NI83042403 及び GSJ F07995/NI83042404)
<i>Morus</i> sp. (クワ属) (GSJ F07993/NI83042402)
<i>Phellodendron</i> sp. (キハダ属)に材組織上最も近いもの (GSJ F07992/NI83042401)
(須川豊伸氏同定, 1983年9月)

る。この層理は律動的あるいは間欠的な爆発活動の結果形成されたものと考えられる。

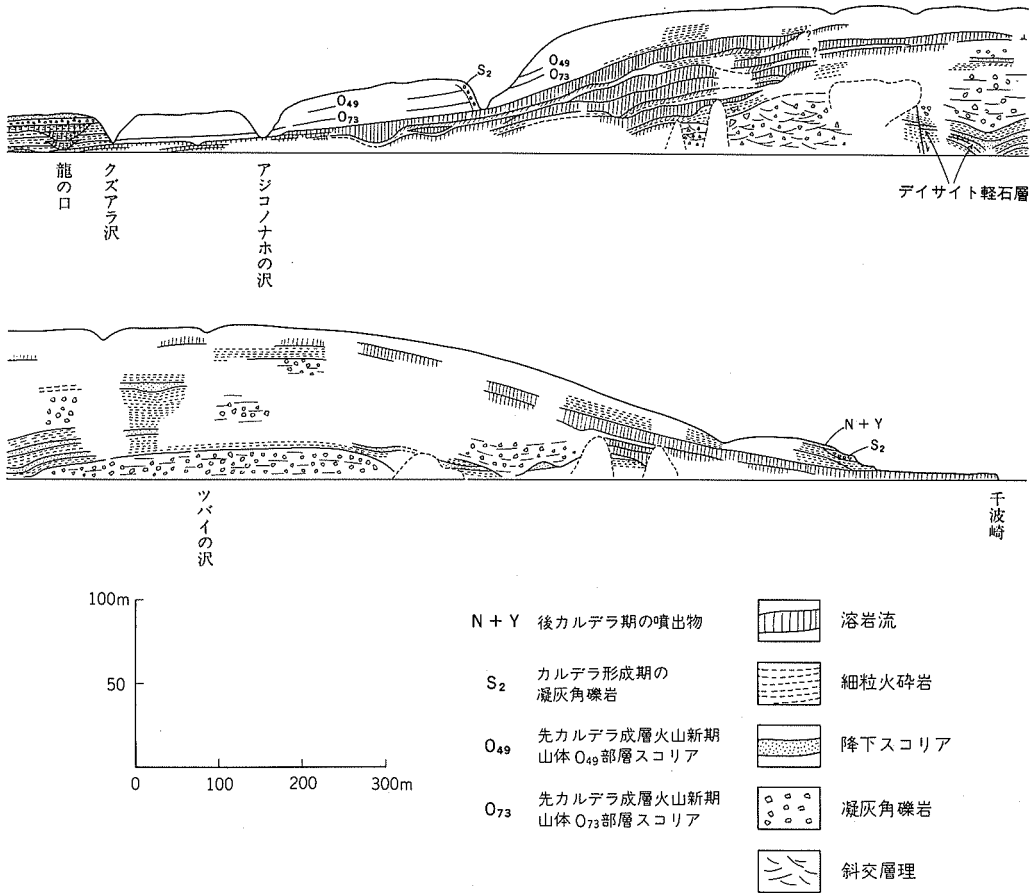
スコリア凝灰岩及び凝灰岩は、主として降下スコリア及び降下火山灰が固結したものであるが、これら降下火砕物が二次的に風・流水によって運ばれて再堆積した後に、あるいは地表近くで風化した後に固結したものを含んでいる。風化を受けたものは常に黄褐-赤褐色を呈し、かつローム質である。

乳が崎から岡田港へかけての現海食崖では、古期山体は主として広義の火砕流堆積物及びスコリア凝灰岩(降下スコリア)からなり、溶岩流は全く見られない。岡田港から動物公園へかけての現海食崖及び旧海食崖では、古期山体の火砕岩層の間に玄武岩溶岩流がしばしば挟在する。岡田港の西、苗の根の対岸から東方700mの地点(ナナミ沢)にかけては、順次下位の岩層が現れ、その間に4枚の溶岩流(厚さ数m以下)が挟在する。岩質は上位(西)からかんらん石玄武石、紫蘇輝石かんらん石斜長石玄武岩、かんらん石斜長石玄武岩、無斑晶状玄武岩であり、特に規則的な変化は見られない。又、泉津集落の南の旧海食崖でも、凝灰角礫岩・スコリア凝灰岩・凝灰岩などの火砕岩層の間に3枚以上の玄武岩溶岩流が挟在する。行者窟から南方フノウの滝へかけての現海食崖及び旧海食崖上部にも、古期山体が露出している。ここでは本噴出物は主として爆発角礫岩で、その厚さは行者窟の南方およそ1kmの地点で200mに達する。この爆発角礫岩層はその層理がほとんど水平であること、及び著しく浸食されているため、噴出中心を決定することができない。行者窟の南南西およそ500m、現海食崖の海拔250m付近には角礫岩層中に挟在した薄い溶岩流⁷⁾が1枚露出している。しかし東海岸のほかの地区の古期山体中には、今まで溶岩流が挟在することは知られていない。

(2) **南西海岸地域** 島の南西海岸、アジコノナホの沢の落口(龍の口の南方およそ250m)から南方千波崎にかけては、高さ100mに達する海食崖が続いている。この沢の落口から海岸沿いにおよそ0.5km行った地点から1.3kmの間の海食崖の下半部には、第17図に示すように粗粒火砕岩で特徴づけられる岩層が露出している。本層は凝灰角礫岩、灰色凝灰岩-黒色スコリア及びそれらの風化生成物である褐色土壌-凝灰岩の繰り返しからなる。KUNO et al., (1962)によって報告されたデイサイト軽石薄層も本層に含まれる。

凝灰角礫岩はわずかに大まかな層理が見られるものが主であるが、最北部の海食崖下部に露出するものには斜交層理が発達している。これら凝灰角礫岩は、(1)上述のように層理がほとんど見られない、(2)まれに見られる層理も凝灰角礫岩の下底と斜交する、(3)下位の降下火砕物層を切った谷を埋めた産状を呈する、(4)横の広がりに対して、含まれる角礫の大きさに変化がない、(5)構成礫は主として類質火山岩

7) 急崖のため、露頭に接近できないので、この溶岩流の岩質は不明である。



第17図 アジコノナホの沢の落口から南方千波崎にかけての海食崖の模式スケッチ

塊である。これらの事実から、ここで見られる凝灰角礫岩は広義の火砕流堆積物とみなせる。その厚さは最大20-30 m、基質は暗褐色 - 白黄色を呈し、角礫には玄武岩のほか極めてまれに基盤源の変質安山岩火山礫凝灰岩(湯ヶ島層群の構成塔層のあるものに見掛けが類似する)がある。この地区の古期山体は小規模な断層に切られている。

細粒火砕岩(降下火砕物の固結したもの)及び溶岩流からなる新期山体との直接の関係は、露頭が崖錐に覆われていたり、急な海食崖の途中にあるため、確認されていない。また、下限は海面下に没している。

砂の浜の北西、都道(新道)と旧道との出会いから東へおよそ100 m行った都道北側の切り取り下部には明褐色の基質を有する無層理凝灰角礫岩及び石質凝灰岩-スコリア質火山礫が露出している(第18図)。これらは主として爆発的噴火の産物とみることができる。付近の都道切り取り「地層切断面」に露出する細粒火砕物層(後カルデラ期、カルデラ形成期及び新期山体噴出物)の下位にくること及びその岩相とから、ほかの地区に露出する古期山体の一員であろう。

南西海岸地域の古期山体には溶岩流は挟まれていない。



第18図 古期山体を構成する火砕岩(OE)とそれらを不整合に覆う新期山体構成物(YE)

岩石の記載：古期山体の一部を構成する溶岩流はピジョン輝石質岩系に属するかんらん石玄武岩(III c)・普通輝石斜方輝石かんらん石玄武岩(V c)・普通輝石斜方輝石玄武岩(V c)などで、20-30%の斜長石斑晶を含む。無斑晶状の玄武岩も少なくない。火砕物-火砕岩については詳しく検討はしていないが、西海岸南部にはデイサイトの降下軽石堆積物が知られている。全岩の化学分析が行われた試料について簡単な記載を行う。

無斑晶状玄武岩(GSJ R26292/N159020503; 第2表-2, no. 1): 北海岸, 岡田-泉津間, ナナマ(あるいはナナミ)沢川口, 溶岩流。この岩石は暗灰色, 無斑晶状である。鏡下では(第III図版2),

斑晶: 斜長石及びピジョン輝石(?), 両者ともまれ。

石基: 細粒で, 長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・柱状単斜輝石・粒状チタン磁鉄鉱・淡褐色ガラスなどからなる。一般の石基鉱物よりも大型で, 長さ0.3mm前後の燕尾状単斜輝石はコンoscopeによる観察では普通輝石のようである。

かんらん石玄武岩(GSJ R26283/56102301; 第2表-2, no. 2): 北海岸, 苗の根対岸, 2枚ある溶岩流のうち上位のもの。この岩石は暗灰色で斜長石斑晶は目立たない。鏡下では(第IV図版1),

斑晶: 斜長石(5.7%)及びかんらん石(0.5%)。

斜長石は0.4-2mm, 一般に清澄であるが, 微細な包有物が見られる場合が多い。累帯構造を示し, 組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト。かんらん石は長さ0.2-0.4mm, 短柱状で, 多数の単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基: 中粒で, 全体の93.8%を占める。長さ0.2-0.5mm長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.1mm前後の柱状普通輝石及びピジョン輝石・径0.05mmのチタン磁鉄鉱からなり, その間に樹枝状鉄鉱を含む珪長質メソスタシス・淡褐色ガラス及びクリストバル石が満

たしている。

普通輝石斜方輝石デイサイト (GSJ R26370) : 西海岸南部龍のロ-千波崎 (アジコノナホの沢-ツバイの沢) 間の海食崖に露出している降下軽石堆積物中の軽石質火山礫。この軽石は径数 cm に達し、帯黄白灰色を呈する。鏡下では、

斑晶 : 斜長石・斜方輝石・普通輝石及びチタン磁鉄鉱。

斜長石は長さ 0.3-0.8 mm, 清澄で、ガラスを少量包有する。累帯構造顕著。組成範囲はラブラドライト。輝石は長さ 0.3-0.8 mm で量は少ない。チタン磁鉄鉱は径 0.1-0.4 mm。チタン磁鉄鉱及び斜長石小粒を含む 0.3 mm のジルコンが 1 個薄片で観察された。

石基 : 無色ガラス ($n = 1.519$) で、長柱状の斜長石及び単斜輝石を散点的に含む。

第 2 表-2, no. 3 に示してある主成分化学組成は同一堆積物中のほかの軽石片のものと思われる。

広義の火砕流堆積物中に岩片として含まれるもののうち、注目すべき試料について以下に簡単に記載する。

斜方輝石普通輝石斑れい岩 (GSJ R26280) : 北海岸、岡田港棧橋の西方およそ 700 m の海食崖下部に露出する広義の火砕流堆積物中の岩片。この岩石はごま塩状の見掛けで比較的緻密である。鏡下では (第 IV 図版 2) 、

不等粒で、長さ 3 mm に達する斜長石・普通輝石・斜方輝石・鉄鉱及び極めて少量の石英からなる。斜長石は自形ないし半自形であるが、そのほかの鉱物は他形である。斜長石は輝石中にオフィティックに包まれることがある。普通輝石には (001) 面に平行で 0.003 mm から 0.01 mm の間隔を置いた裂開 (?) が発達している。普通輝石は周辺からと割れ目に沿ってアクチノ閃石+鉄鉱に変わっている。斜方輝石は周辺からと割れ目に沿って粘土鉱物+鉄鉱+アクチノ閃石に変わっている。長さ 0.15 mm 前後の柱状燐灰石が少量含まれている。

ビジョン輝石普通輝石トータル岩 (GSJ R26282/56093015D) : 北海岸、岡田港棧橋の南西方およそ 200 m の海食崖に露出する広義の火砕流堆積物中の岩片。この岩石はごま塩状の見掛けで、ミアロリティック孔隙に富み、もろくて欠けやすい。鏡下では、

不等粒で、長さ 0.3-2 mm, 自形ないし半自形のアンデシン-オリゴクレイス、長さ 8 mm に達する他形の石英・長さ 0.8 mm 前後、柱状のビジョン輝石 (中心部)-普通輝石 (周縁部) 及び径 0.4-0.8 mm の鉄鉱からなる。アンデシン-オリゴクレイスと石英とがしばしばグラノフィリック共生を示したり、他形の石英の中に小型で自形のアンデシン-オリゴクレイスがばらまかれたように含まれていたりする。輝石粒の中心部を占めるビジョン輝石と周縁部を占める普通輝石との境界は明瞭である。中心部のビジョン輝石が、もとのビジョン輝石の (001) 面に平行な単斜輝石葉片をもった斜方輝石 (inverted pigeonite) に完全に変わっている場合もある。輝石は周辺からと割れ目に沿って粘土鉱物+アクチノ閃石に変わっている。長さ 0.25 mm に達する柱状ないし長柱状燐灰石が少量含まれている。

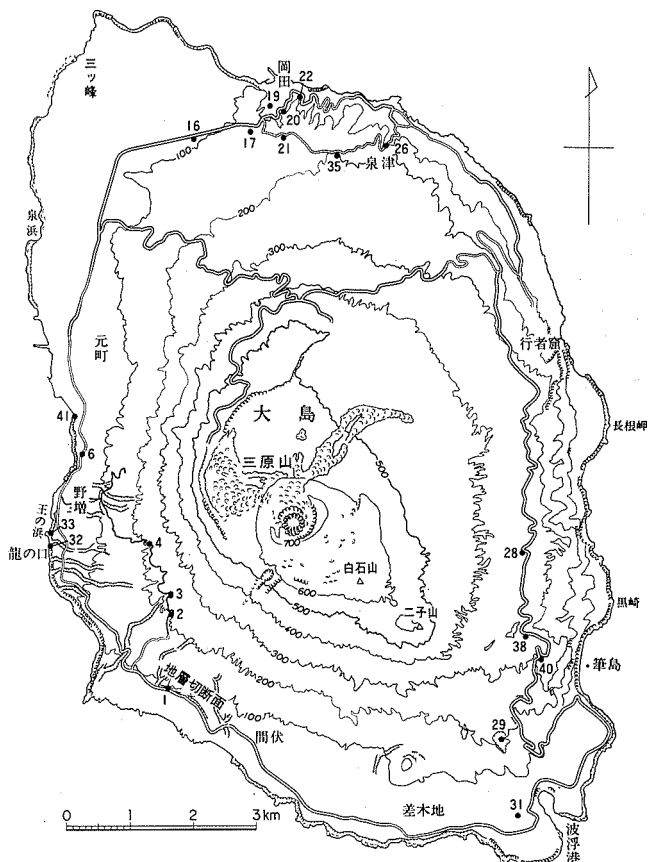
変質したスコリア凝灰岩 (GSJ R26333) : 北海岸、岡田港棧橋の南西方およそ 200 m の海食崖に露出する広義の火砕流堆積物に含まれる、長径およそ 10 cm, 淡緑色の異質亜角礫。鏡下では、

斑晶及び石基斜長石はごく一部が緑れん石+アルバイト(?)に置き換えられてはいるが新鮮である。スコリアの組織は部分的に残されてはいるが、ガラス質であった基質は完全に変質しており、石英・緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・スフェンなどが生じている。苦鉄質珪酸塩鉱物が元来含まれていたかどうかについては決定的なことはいえない。

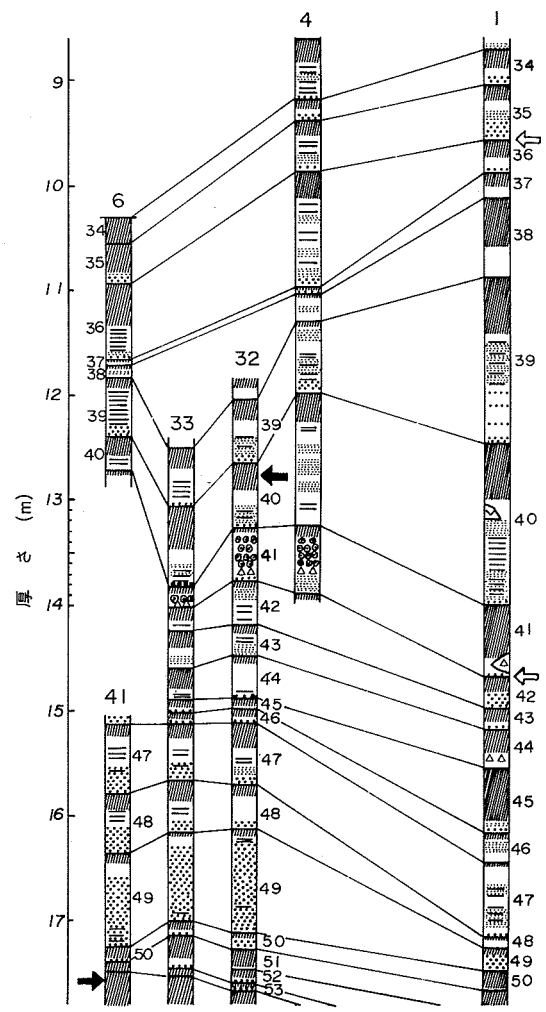
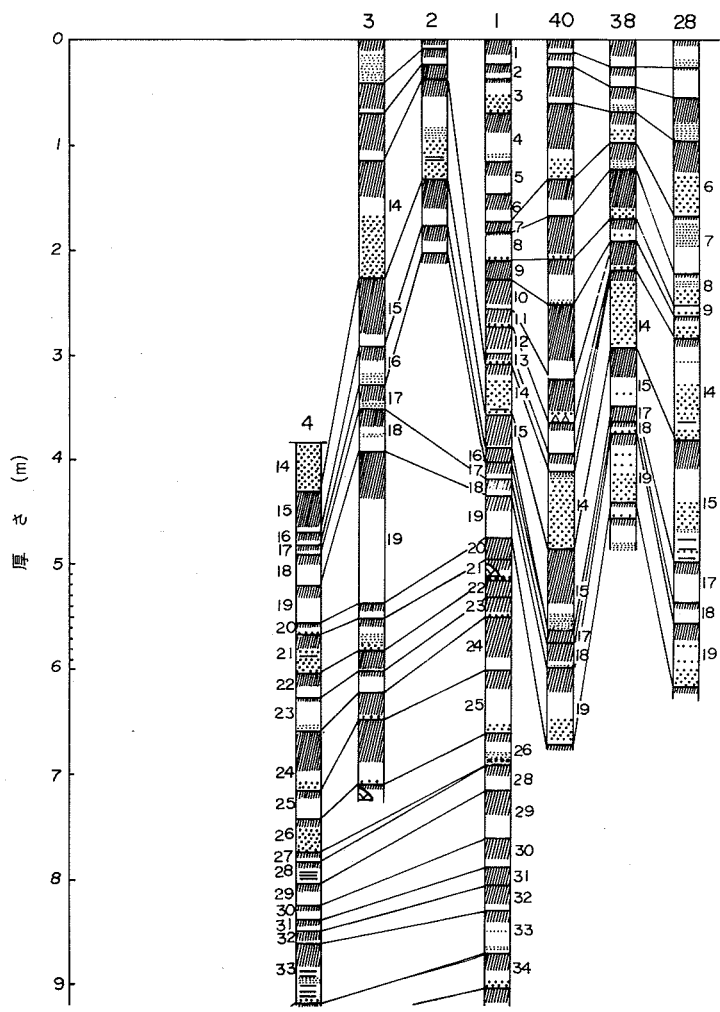
Ⅶ. 2. 2 主成層火山新期山体(YE)

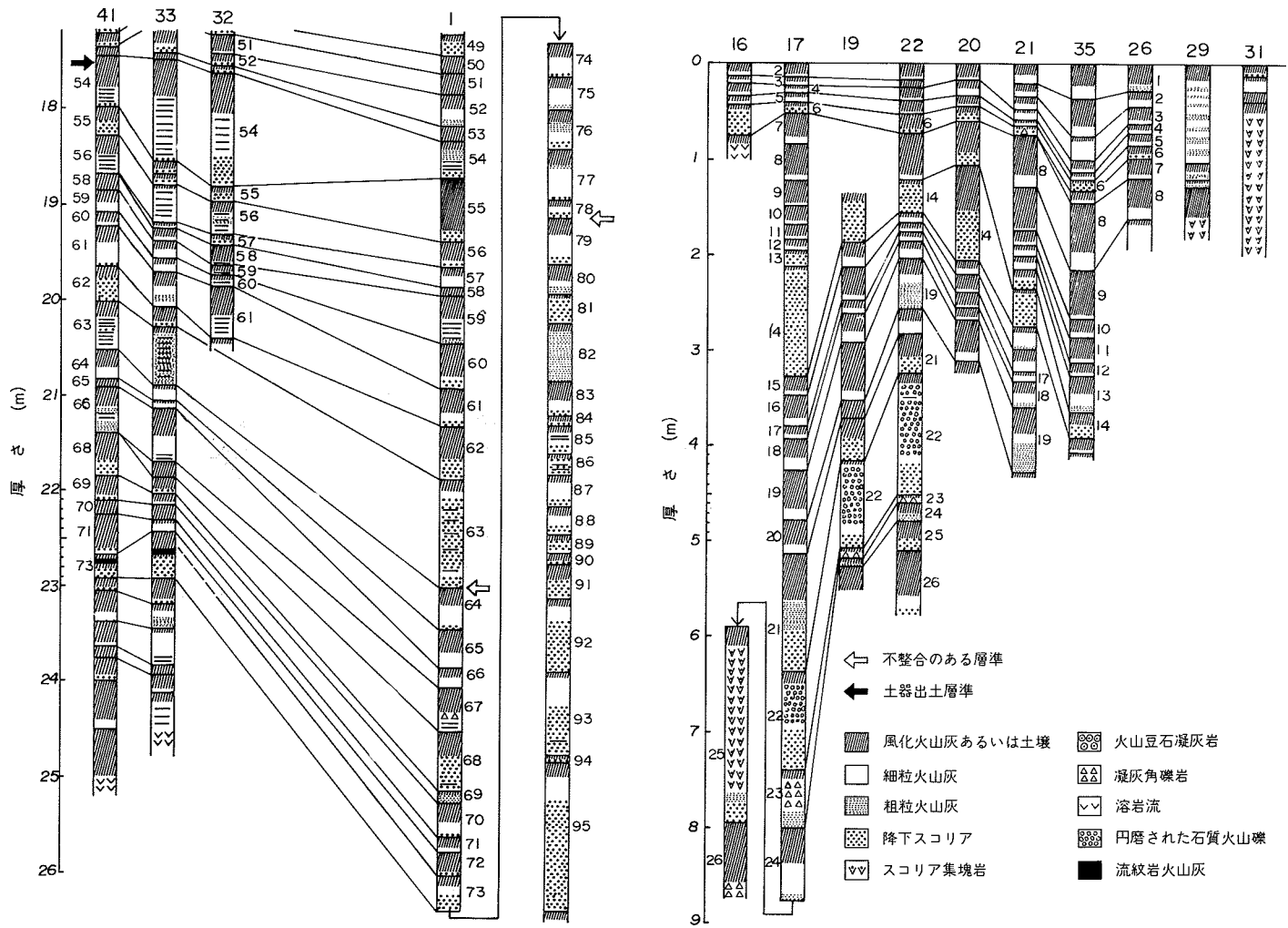
島を巡る海食崖、カルデラ壁、道路の深い切割りなどに露出している。新期山体は、観察される限りでは、主として細粒の降下火砕物累層からなり、溶岩流を挟む。これらのほかに、新鮮な火砕物が地表あるいは地表近くで風化したもの、あるいは風や流水によって再堆積したものも新期山体の構成物である。

田沢(1980)は島の西南部の都道の切割り「地層切断面」に、古期山体を構成する石質凝灰岩・スコリア質火山礫・無層理の凝灰角礫岩累層を不整合に覆って露出する、新期山体の降下火砕堆積物累層(古期大島層群)を、“一輪廻の堆積物”(NAKAMURA, 1960, 1964)という観点から部層ごとに区分し、上位から下位へ $0_1, 0_2 \dots$ と命名した。この区分の最古の部層は 0_{95} である。彼は 0_1 からから 0_{95} までの堆積物のそれぞれの特徴(構成物質, 粒度変化, 色調など)と、恐らくこれら部層の群としての特徴をもとに



第19図 新期山体を構成する火砕物累層(新期大島層群)の柱状図作成位置図





第20図 新期山体を構成する火砕物累層(新期大島層群)の柱状図。田沢(1980, Fig. 7)による。一部を加除。原文では火砕物名などは英語

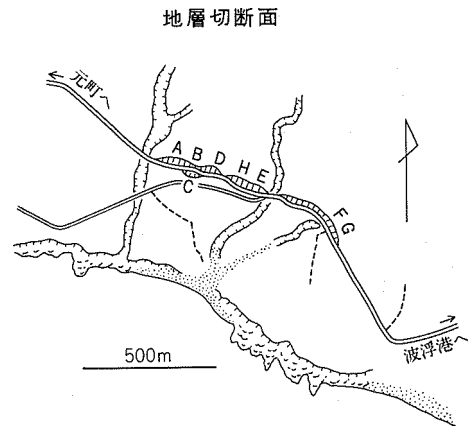
して、全島的な対比を行った(第19図及び第20図)。本報告では、混乱を避けるため、新しい部層名を使わずに、田沢の O_1 部層、 O_2 部層という命名に従うことにする。

「地層切断面」から西海岸の野増村落にかけては海食崖における観察なども含めて O_{73} 部層までの対比に成功したが、そのほかの地域では、深部までに達し、かつ観察に適した露頭に乏しく、 O_{26} 部層までに限られた(田沢, 1980)。これら各部層を構成する火砕堆積物は一つ一つを顕微鏡下で観察したわけではないが、少なくとも肉眼では玄武岩質のものであると思われる。

以下に幾つかの露頭を選んで記述を行う。

地層切断面：地層切断面における一連の切割り(第21図のA-B-D-H-E-F-G及びC)には、古期山体を構成する主として爆発的火山活動の産物を不整合に覆い、カルデラ形成期及び後カルデラ期の火砕堆積物に覆われて、新期山体を構成する火砕堆積物及び溶岩流がよく露出している(第22図)。既に述べたように、ここでは新期山体はおよそ100部層に区分される。

個々の部層は一般に下部は粗粒でスコリア質火山礫ないし火山灰、上部は風化して褐色を呈する細粒火山灰からなり、両者の間は漸移する。田沢(1980)によれば「地層切断面」では、 O_{78} 、 O_{63} 、 O_{41} 、 O_{35} の各部層の下底には不整合面が発達して



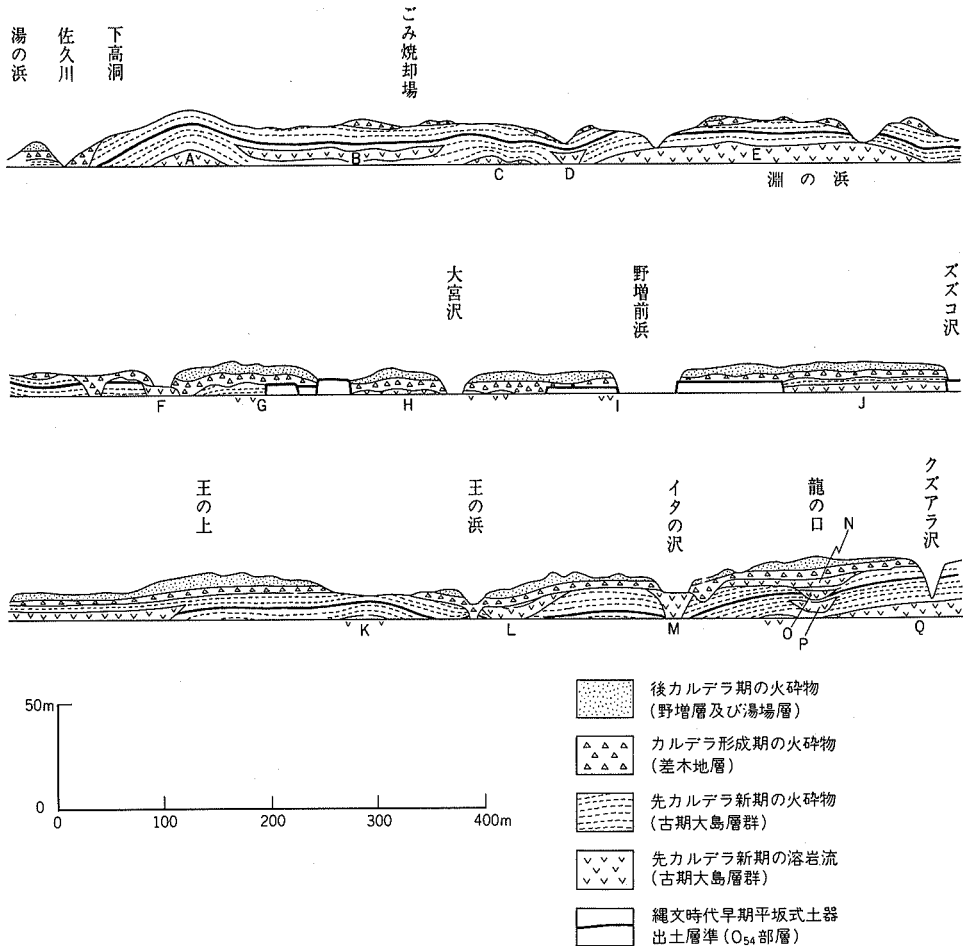
第21図 地層切断面における切り取り面位置図。田沢(1980, Fig. 3)による



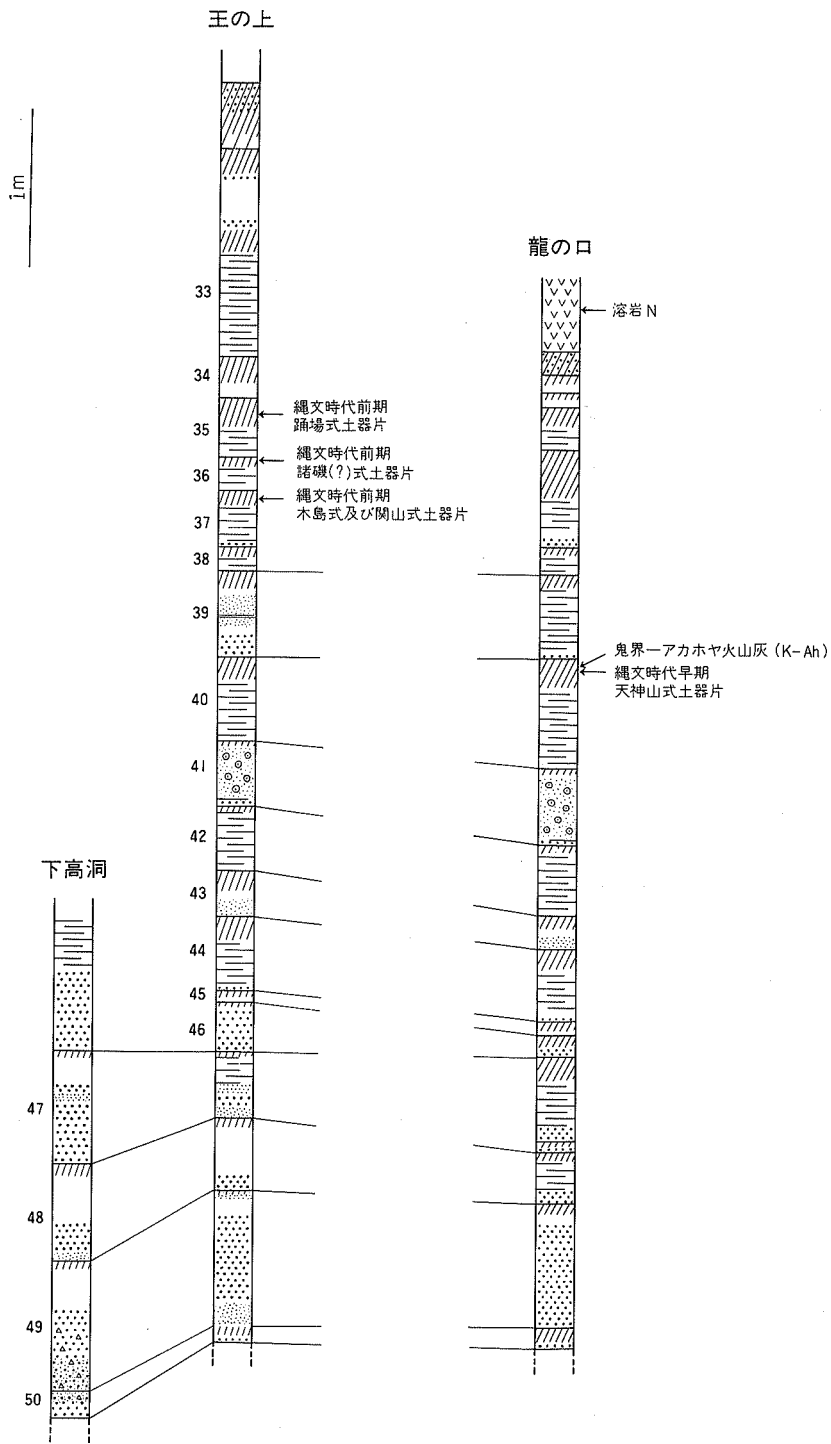
第22図 地層切断面(第21図のD)で見られる新期山体火砕物累層。図中央の横に走る不整合は今からおよそ1万年前の O_{66} 部層下底に相当する。切り取り面がやや湿っている時の写真、東に向いて撮影

いるという。不整合面の凹所直下には、原地形を覆って波状に堆積している降下火砕物の層理面とは不調和な、水平あるいは斜交葉理の発達した堆積物が見られる。これら不整合面は局部的にしか発達していないことも考慮に入ると、一時的な流水によって未固結の火砕物が浸食を受けたものと考えるのがよいようである。第21図の君B及びC、Eのすぐ東の沢の中、Gには溶岩流が露出している。B及びCの割りりのは田沢(1980)によって O_{21} 、Gの割りりの中位に露出するもの(斜長石斑晶およそ30%)は O_{40} 、上位のもの(無斑晶状)は O_{36} かあるいはそれよりも上位である。更にやや南東では無斑晶状玄武岩溶岩流を直接覆って、斜長石斑晶の目立つ玄武岩溶岩流(層位不明)がくる。Eのすぐ東の沢底に露出する斜長石斑晶の目立つ(およそ10数%)玄武岩溶岩流の所属部層は分からない。「地層切断面」の南東海岸に幅600mにわたって露出する玄武岩溶岩流は無斑晶状であることから、田沢(1980)は露頭1-Gの上位に露出している玄武岩溶岩流が海岸にまで達して広がった可能性が大きいとした。

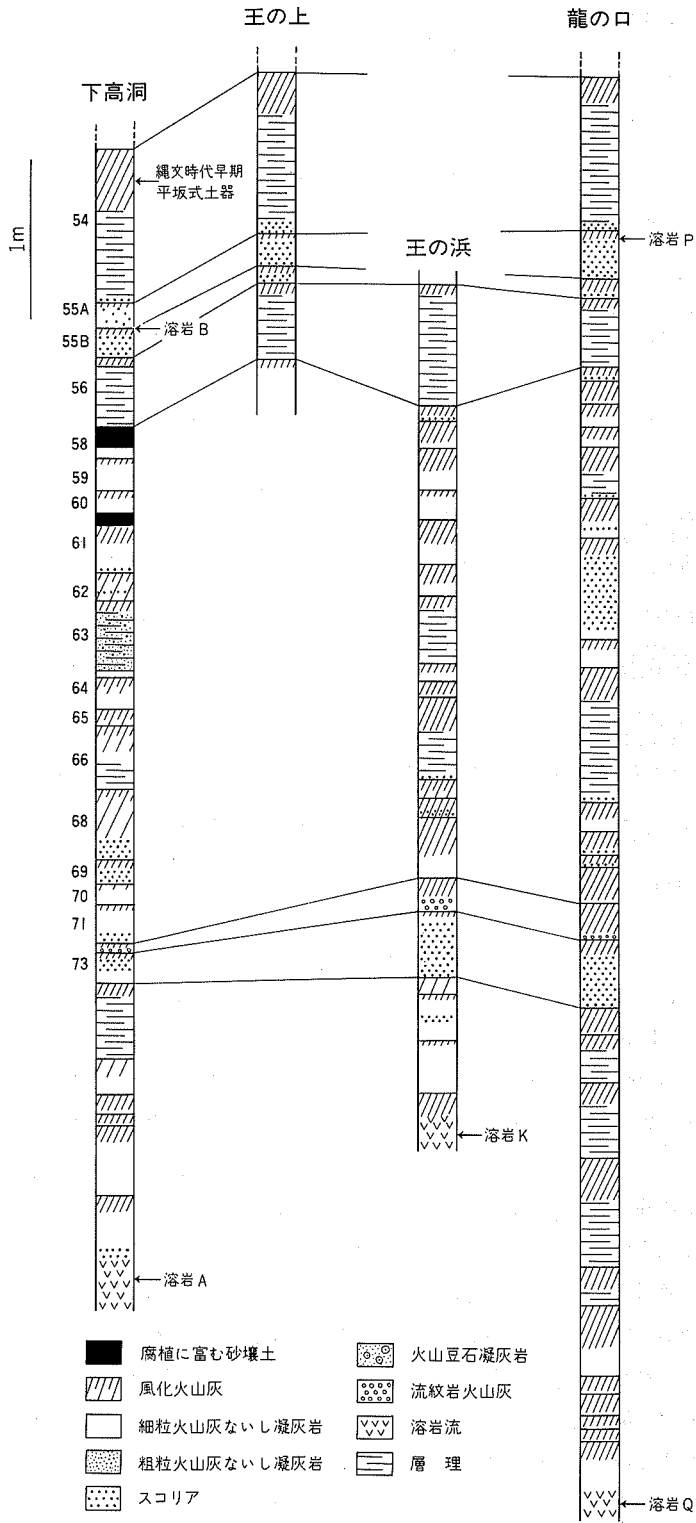
西海岸、湯の浜南端から龍の口までの海食崖：この海食崖の模式スケッチは第23図に示されている。護岸工事の状況は1958年頃のもので、現在ではもっと進んでおり、例えば野増前浜から南への護岸工事



第23図 湯の浜から龍の口までの海食崖の模式スケッチ [大串 融(同和鉱業株式会社)原図の一部を加除]



第24図 下高洞・王の上・王の浜及びびイタの沢-龍の口間における新期山体火砕物累層柱状図



第12表 湯の浜から龍の口までの海食崖に露出する溶岩の産出層準と特徴

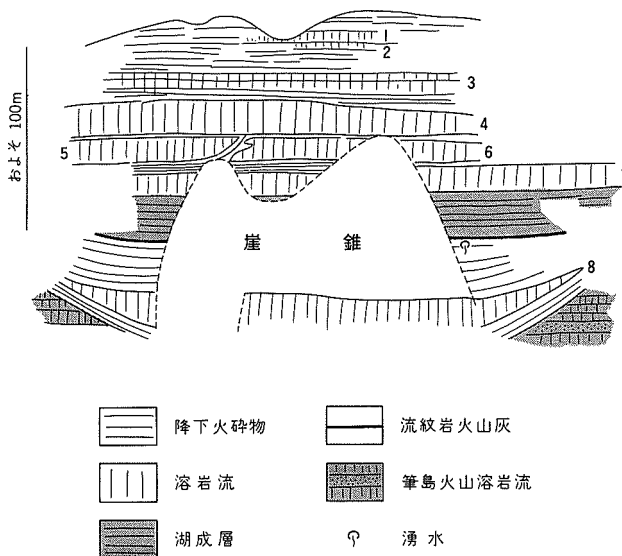
溶岩	産出層準	登録番号	特徴
A	O ₇₉ * あるいはそれより古い。 O ₇₈ よりは明らかに古い	GSJ R26284	斑晶として斜長石を 3-4 vol%, かんらん石をまれに含む玄武岩
B	O _{55A} と O _{55B} との間	GSJ R26285	斑晶として斜長石39.4, かんらん石まれ, 普通輝石0.8, 斜方輝石 0.6 vol% を含む玄武岩
C	未確認. B や D よりは古い	GSJ R26335	斑晶として斜長石 3-4 vol%, かんらん石をまれに含む玄武岩. A に似ている
D	B と同じ	GSJ R26290	B と同じ
E	未確認. D より古い	GSJ R26289	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
F	O ₆₄ よりは新しく, S ₂ より古い	GSJ R26288	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
G	未確認		
H	未確認	GSJ R26326	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
I	未確認		
J	未確認	GSJ R26287	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 10 vol%
K	O ₇₇ あるいはそれより古い。 O ₇₈ よりは明らかに古い	GSJ R26321	かんらん石普通輝石含有玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
L	O ₄₉ よりは新しく, S ₂ より古い	GSJ R26320	斜方輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
M	次行の溶岩 N と同一か	GSJ R26322	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 < 5 vol%
N	O ₃₃ よりは新しく(1982. 12. 23, 田沢口述), S ₂ よりは古い	GSJ R26342	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 < 5 vol%
O	O ₄₉ よりは新しく, 溶岩 N より古いか同じ		
P	O _{55A} のスコリアと風化火山灰との間	GSJ R26324	かんらん石含有玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%
Q	O ₈₄ あるいはそれより古い。 O ₇₈ よりは明らかに古い	GSJ R26323	普通輝石含有かんらん石玄武岩. 斑晶斜長石 <5 vol%

* O₇₉ 部層, 以下同じ

は王の上と王の浜の間まで延長されており, 溶岩 J がどの部層に属するかを知ることはできない. この海食崖に沿って, 下高洞・王の上・王の浜及び龍の口の 4 箇所, 新期山体を構成する火砕堆積物の柱状図を作成し, 対比を行い(第 24 図), 又, 溶岩流の産出層準の確認に努めた. その結果を第 12 表に示す. これら溶岩流はほとんど無斑晶状の玄武岩で, 斑晶としての斜長石は数%以下, かんらん石の量は一般に更に少なく 0.1%あるいはそれ以下である. 溶岩 B 及び D (同一層準) は例外で, 40%に近い斜長石斑晶を含む玄武岩で輝石斑晶も目につく.

フノウの滝の谷頭: 島の東海岸中央部には, 短いが割に深い谷が刻まれており, 先カルデラ成層火山の断面をのぞかせている. 1 例としてフノウの滝の沢の谷頭を取りあげてみよう. ここでは比高およそ 100 m の崖に, 第 25 図に模式的に示されたように, 各種岩層が観察される. 崖の最下部には, 筆島火山の玄武岩溶岩累層がほぼ水平に露出している. この累層は著しく浸食を受けており, 西へ傾斜する浸食面を, 岩相及び岩質からみて新期山体のものと思われる, 火砕物・溶岩累層が不整合に覆っている. これら被覆層の概略を第 13 表に示す.

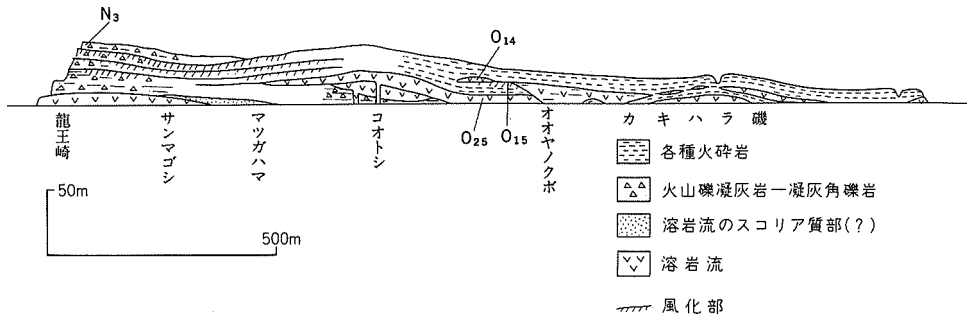
第 25 図や第 13 表に示されるように, ここでは少なくとも 8 枚の溶岩流の重なりが見られるが, 急崖であるため, 近づきにくい地点もあり, 部層の区分は全く行われていない. 湖成層と考えられる砂岩・シ



第25図 フノウの滝の沢頭の模式スケッチ(展開してある)

第13表 フノウの滝の沢頭露頭の記載

カルデラ形成期及び後カルデラ期の火砕物	
新 ラ カ 先	<p>降下火砕物</p> <p>無斑晶状の玄武岩溶岩流(まれにかんらん石及び普通輝石斑晶を含む) (GSJ R26293/NI59020605) [1]</p> <p>薄い降下火砕物</p> <p>無斑晶状の玄武岩溶岩流(まれにかんらん石斑晶を含む) (GSJ R26369/59040201-2) [2]</p> <p>厚い降下火砕物累層</p> <p>斜長石斑晶をおよそ30%含む普通輝石かんらん石玄武岩溶岩流(2フローユニット)(上:GSJ R26318, 下:GSJ R26317) [3]</p> <p>降下火砕物</p> <p>斜長石斑晶をおよそ30%含むかんらん石玄武岩溶岩流(厚い) (GSJ R26316) [4]</p> <p>降下火砕物(?)</p> <p>斜長石斑晶をおよそ30%含むかんらん石玄武岩溶岩流 (GSJ R26313) [5]</p> <p>薄い降下堆積物</p> <p>無斑晶状玄武岩溶岩流(石基は細粒) (GSJ R26315/NI60030407, GSJ R26319) [6]</p> <p>降下火砕物</p> <p>無斑晶状の玄武岩溶岩流(石基は細粒で,まれにかんらん石・斜方輝石及び普通輝石を斑晶として含む) (GSJ R26312/NI60030404, GSJ R26314 及び GSJ R26296) [7]</p>
	<p>厚い砂岩及びシルト岩(級化層理, 斜交葉理, ほぼ対称的なリップルマークなどが発達している。リップルマークの波長は25mm, 振幅は3mmで, リップルインデックスは8.3。又, ある層準に特に荷重変形構造がよく発達している。湖成層であろう) (GSJ R26328, GSJ R26334)</p>
	<p>白色火山灰。厚さ最大2m, 葉理が見られる。岩質は単斜輝石角閃石含有黒雲母流紋岩 (GSJ R26329)</p>
	<p>厚い降下火砕物累層, 主としてこの上から湧水</p>
	<p>ほとんど無斑晶状の安山岩溶岩流 (GSJ R26311/NI60030403) [8]。板状節理が発達しており, その走向・傾斜はN30°E, 25°W, 溶岩流はレンズ状で全体としても西へ傾斜している</p>
	<p>やや厚い降下火砕物</p>
	<p>(不整合)</p>
	<p>筆島火山の玄武岩溶岩累層</p>



第26図 龍王崎からカキハラ磯までの海食崖の模式スケッチ

ルト岩層より下位の溶岩流は安山岩で、大島火山の溶岩流の中では、現在までに地表で見いだされた唯一の安山岩溶岩流である。湖成層より上位の溶岩流はすべて玄武岩であるが、鉱物組成や化学組成に規則的な変化は見られない。

龍王崎からカキハラ磯までの海食崖：島の南南東岸にある波浮港の集落から北方にかけては、海拔約50 mから漸次低くなる台地状の地形が発達している。海食崖での観察によるとこの台地は火砕物と溶岩流からなる。しかし、この北には二子山の南東およそ0.7 kmから東方に伸びる海拔およそ400 mの山稜があり、これは従来筆島火山の残骸が伏在することによるものであると信じられてきた(例えば、NAKAMURA, 1961, p. 315, Fig. 27)。もしそうであるとすると、大島火山の山頂火口から噴出して、南東へ流下した溶岩はこの山稜に遮られて、島の南南東岸に達するとは考えられない。この疑問に対する解答は、後述するように、山麓における割れ目噴火によって大部分の溶岩流が供給されたということである。

龍王崎からカキハラ磯にかけての海食崖の模式スケッチを第26図に示す。南端(図の左端)の龍王崎では最下位にほとんど無斑晶状(斑晶として数%以下の斜長石及びまれにかんらん石を含む)の玄武岩溶岩流が露出しており、その上に不整合や褐色の風化帯で境され、層理の明瞭な火山礫凝灰岩・火山豆石凝灰岩・凝灰角礫岩などからなる火砕岩層が少なくとも4層重なっている。場合によっては下位層にアバットしていることから、降下堆積物のほかに流れの堆積物も含まれるのであろう。これらはマグマ水蒸気噴火あるいは水蒸気爆発の産物である。NAKAMURA (1961, p. 302)はこれら火砕岩は一般に内陸に向かってすべての方向に薄くなっていることから、龍王崎の南東に噴火中心があったとした。海食崖の最上部にある層理の明瞭な凝灰角礫岩は波浮港形成の際〔後カルデラ期—NAKAMURA (1961)の新时期大島層群野増層N₃部層の時期〕の産物である。

コトシでは、海食崖の下部を構成する、層理の明瞭な火山礫凝灰岩を切って、下位の玄武岩溶岩流〔田沢(1981b, p. 254, Fig. 5)のL₃〕を供給した岩脈が露出している。岩脈の走向はN35°W、ほぼ垂直で、厚さはわずかに50 cmで溶岩流の厚さの数分の1に過ぎない。コトシの突出部を北にまわった所には下位の溶岩流を切って、上位の玄武岩溶岩流〔田沢(1981b, p. 254, Fig. 5)のL₂〕を供給した4岩脈が露出している。一番南のものは走向N5°W、ほぼ垂直であるが、やや屈曲しており、厚さおよそ40 cm、北のものは3本近接してあり走向N35°W、ほぼ垂直で、厚さは数10 cmである。

オオヤノクボ付近では、海食崖の中部と下部とに玄武岩溶岩流が露出しており、上位のもの〔田沢

(1981b, p. 254, Fig. 5)のL₁)はO₁₄に、下位のはO₂₅より古いが著しくは古くないとされた(田沢, 1981b)。O₁₄の下位に、局地的なサージ及び降下堆積物を挟んでくるO₁₅の層位には田沢(1981b)によってグラウンドサージ堆積物が見いだされており、この堆積物を北に追跡すると薄くなるという。その堆積構造から、水蒸気爆発はオオヤノクボの南東沖で起こったものと推定されている。このO₁₅部層の上部を構成する暗褐色風化火山灰の中から中村一明によって始めて土器片が発見された(1982年9月16日)。これら土器片はその後発見されたものを含めて、縄文時代後期の堀之内Ⅱ式と加曾利BⅠ式の間中型式のものと同定された。

オオヤノクボからカキハラ磯北端のオタイの碑までの海食崖のO₈の層位には火山豆石凝灰岩(ボム・サッグ構造のあることから降下堆積物と判断されている)やグラウンドサージ堆積物が見いだされている。これらはカキハラ磯沖で起こったマグマ水蒸気噴火の産物とされ、田沢(1981b)によって詳しい記述が行われている。また、O₁₄の層位にあると判定された溶岩流L₁は海食崖における露出位置と現在の地形とから推定して、前述のコオトシの岩脈に極めて近い割れ目噴火によって噴出された可能性が大きいと考えられた。しかしO₁₄溶岩流を供給した岩脈は今までに海食崖では見いだされていない。

以上の記述から分かるように、波浮港の集落から北方に発達する台地状地形を構成する火砕岩及び溶岩流の大部分は側噴火の産物であることは明らかである。

西海岸の野田浜から元町、南海岸の千波崎から波浮港、北海岸の泉津付近、あるいは道路の切割りに、新期山体を構成する火砕物や溶岩流が露出しているが、層序学的な調査が十分には行われていないので記述は省略する。

カルデラ壁：カルデラ壁の大部分は植生あるいは砂に覆われて露頭に乏しい。湯場の南方およそ0.8 kmのカルデラ壁には、細粒の降下火砕物(火砕岩)と玄武岩溶岩流との累層が露出している。溶岩流は厚さ1-4 mで、火山斜面を流下した玄武岩溶岩としては通常の厚さであり、6枚認められた。この露頭での火砕物と溶岩流の厚さの比率はほぼ1:1であった。ここから南南西およそ0.5 km、旧踊り茶屋からカルデラ床に下る道では、3枚の玄武岩溶岩流が認められたが、火砕物と溶岩流の厚さの比率は2:1程度と見積もられた。

岩石の記載：新期山体の一部を構成する溶岩流は、ピジョン輝石質岩系に属するかんらん石玄武岩(Ⅲc)が主体であり、ほかに普通輝石かんらん石含有玄武岩(Ⅳc)、かんらん石普通輝石斜方輝石含有玄武岩(Vc)・かんらん石含有斜方輝石普通輝石玄武岩(Vc)・かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩(Vc)などが少数ある。無斑晶状(1%以下)ないしほとんど無斑晶状(5%以下)の岩石が大半を占めるが、40%に達する斜長石斑晶を含む玄武岩もときに見られる。火砕物-火砕岩については詳しく検討はしていないが、肉眼では苦鉄質のものが多いようである。始めに全岩の化学分析が行われた試料について簡単な記載を行い、その後流紋岩火山灰5試料の斑晶鉱物組成など幾つの特徴について表示する。

かんらん石玄武岩(GSJ R26325/NI60030801; 第2表-2, no. 4): 南西麓, 「地層切断面」の西端近く、都道の海側切取り面(第21図のC)に露出する溶岩流、古期大島層群O₂₁部層に属する。この岩石は肉眼では灰色で、斑晶として少量の斜長石及びそれより更に少量の黄褐色かんらん石を含んでいる。鏡

下では、

斑晶：斜長石（5%前後）及びかんらん石（通常の大きさ薄片内に2・3個体）。

斜長石は長さ0.5-2 mm、一般に清澄であるが、微細な包有物が見られる。累帯構造を示しており、組成範囲はバイトウナイト。かんらん石は長さ0.5 mm 前後で、単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基：中粒ないし細粒で、長さ0.07-0.25 mmの長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.07-0.15 mmの柱状ピジョン輝石（中心部）-普通輝石（周縁部）及び径0.02 mm前後のチタン磁鉄鉱からなり、これら鉱物の間を少量の淡褐色ガラス及びクリストバル石が満たしている。

かんらん石玄武岩 (GSJ R26301; 第2表-2, no. 5) : 南麓, 大島航空標識所南南東海食崖に露出する溶岩流。古期大島層群 O_2 部層に属する。この岩石は肉眼では灰色、ほとんど無斑晶で、わずかに斜長石斑晶が認められる。

斑晶：斜長石（2-3%）及びかんらん石（通常の大きさの薄片内に2・3個体）。

斜長石は長さ最大1.2 mm、一般に清澄であるが、微細な包有物が見られる。累帯構造を示しており、組成範囲はバイトウナイト。かんらん石は長さ1 mm 前後で、円味を帯びており、微細な単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基：中粒ないし細粒で、長さ0.07-0.2 mmの長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.07-0.2 mmの柱状単斜輝石及び0.015 mm前後のチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を少量の珪長質メソスタシスが満たしている。

かんらん石含有玄武岩 (GSJ R26330/NI62010601) : カルデラ壁北部, 498.4 m三角点 (大島温泉ホテル) 下の崖に露出する、厚さ8-12 mの溶岩流 (一色ほか, 1963, p. 69, Fig. 3)。この岩石は肉眼では灰色ないし灰白色で緻密、色調の違いによって示される流理構造が発達している。シュリーレンは厚さ1-2 cmで灰白色、粗粒、流理に平行に伸びており、ミアロリティック孔隙が多く認められる。鏡下では (第V図版1)。

斑晶：斜長石（1-2%及びかんらん石（通常の大きさの薄片に1個体程度）。

斜長石は長さ0.7-1.7 mm、清澄で、組成範囲はバイトウナイト。かんらん石は大型（長さ1.5 mm程度）のものが薄片に1個体認められたが、もう1枚の薄片には認められなかった。

石基：細粒で、斜長石・単斜輝石・チタン磁鉄鉱・少量の珪長質メソスタシス及びクリストバル石からなる。孔隙にはクリストバル石が晶出している。

粗粒なシュリーレンは自形ないし半自形のバイトウナイト-ラブラドライト・ピジョン輝石（中心部）-普通輝石（周縁部）及びチタン磁鉄鉱とこれら鉱物の間を満たすアンデシン-鱗珪石共生・珪長質メソスタシス・他形の石英及びクリストバル石からなる。

主体部の主成分化学組成は第2表-2, no. 11及び12に、シュリーレンのそれはno. 13に示されている。シュリーレンは安山岩組成であって、フノウの滝の谷頭に露出する最下位の安山岩溶岩（記載は次にある。化学組成は第2表-2, no. 6）の組成とよく似ている。Kuno (1968b) は玄武岩マグマが地表に流出後に分別作用を起こして安山岩マグマを生じた1例であるとした。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安岩 (GSJ R26311/NI60030403; 第2表-2, no. 6) : 東海岸, フノ

ウの滝の谷頭, 最下位の溶岩流. この岩石は肉眼では灰色で, 斑晶鉱物に乏しい. 鏡下では (第V図版2),

斑晶: 斜長石 (3.4%)・普通輝石 (0.5%)・チタン磁鉄鉱 (0.3%)・紫蘇輝石 (0.1%) 及びかんらん石 (微量).

斜長石は長さ 0.3-1.5 mm, 一般には清澄であるが, 微細な包有物が見られる. 累帯構造が見られ, 組成範囲はバイトウナイト-ラブラドライト. 普通輝石は長さ 0.3 mm 前後で短柱状, ピジョン輝石に厚く覆われている. チタン磁鉄鉱は径 0.15-0.3 mm でほかの斑晶鉱物に比べると小型である. 紫蘇輝石は長さ 0.3 mm 前後で多くの単斜輝石粒に囲まれている. かんらん石は長さ 0.5 mm で円味を帯びている.

石基: 中粒ないし細粒で, 全体の 95.7% を占める. 長さ 0.07-0.2 mm の長柱状ラブラドライト-アンデシン・長さ 0.07 mm 前後の柱状単斜輝石・径 0.015 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間をクリストバル石及び鱗珪石が満たしている.

かんらん石普通輝石斜方輝石含有玄武岩 (GSJ R26312/NI60030404; 第2表-2, no. 7): 東海岸, フノウの滝の谷頭, 下から2枚目の溶岩流. この岩石は肉眼では灰色, ほとんど無斑晶状で, わずかに斜長石斑晶が認められる. 鏡下では,

斑晶: 斜長石 (1-2%)・斜方輝石・普通輝石及びかんらん石. 後三者は通常の大サイズの薄片に2個体程度.

斜長石は長さ 0.3-1 mm, 一般に清澄であるが, 微細な包有物が見られる. 累帯構造を示し, 組成範囲はバイトウナイト. 苦鉄質鉱物は長さ 0.3-1 mm. 斜方輝石は細かい単斜輝石粒に取り囲まれている.

石基: 細粒で, 斜長石・単斜輝石・チタン磁鉄鉱及び珪長質メソスタシスからなる.

無斑晶状玄武岩 (GSJ R26315/NI60030407; 第2表-2, no. 8): 東海岸フノウの滝の谷頭, 下から3枚目の溶岩流. この岩石は肉眼では暗灰ないし灰色で斑晶鉱物はほとんど認められない. 極めてまれに黄褐色のかんらん石斑晶が含まれている. 鏡下では,

斑晶: 斜長石及び普通輝石, 両者ともまれ.

石基: 細粒で, 長さ 0.05-0.15 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ 0.1 mm 以下の柱状単斜輝石・径 0.01 mm 前後のチタン磁鉄鉱及び珪長質メソスタシスからなる. 孔隙にクリストバル石あるいは鱗珪石が晶出していることがある.

かんらん石玄武岩 (GSJ R26369/59040201-2; 第2表-2, no. 9): 東海岸, フノウの滝の谷頭, 下から8枚目(上から2枚目)の溶岩流. この岩石は灰色で, 長さ 1 mm 以下の斜長石斑晶がやや目につく. 鏡下では,

斑晶: 斜長石 (2-3%) 及びかんらん石 (通常の大サイズの薄片に2・3個体程度).

斜長石は長さ 0.3-0.8 mm, 一般に清澄であるが, 微細な包有物がある帯に沿って配列している. 累帯構造を示し, 組成範囲はバイトウナイト. かんらん石は長さ 0.3-0.6 mm, 円味を帯びており, 微細な鉄鉱 (内側) 及び単斜輝石 (外側) に取り囲まれている.

石基: 中粒ないし細粒で, 長さ 0.03-0.3 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ 0.07-0.15 mm のピジョン輝石 (中心部)-普通輝石 (周縁部)・径 0.025 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり, これらの間を少量の珪長質メソスタシス及びクリストバル石が満たしている.

普通輝石かんらん石含有玄武岩 (GSJ R26293/NI59020605; 第2表-no. 10): 東海岸, フノウの滝

の谷頭, 最上位の溶岩流. この岩石は肉眼では暗灰色で, 長さ1 mm 以下の斜長石斑晶がやや目につく. 鏡下では,

斑晶: 斜長石(長さ0.4-1 mm, 清澄, 極めて少量)・かんらん石(長さ0.5 mm, まれ)及び普通輝石(長さ0.5 mm, まれ).

石基: 中粒で, 長さ0.07-0.2 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.1 mm 前後の柱状単斜輝石・径0.03 mm 前後の粒状チタン磁鉄鉱及び淡褐色ガラスからなる.

新期山体を構成する火砕物の中に白色火山灰層の認められることがある. O_{73} 部層, O_{55} 部層そのほかから産出するこれら白色火山灰の岩質は角閃石含有流紋岩・単斜輝石角閃石含有黒雲母流紋岩及び角閃石含有黒雲母流紋岩で, 又, どこの露頭でも細粒であることから, 大島火山の噴出物とは思えない. 恐らく島の南西方にある, 新島・式根島あるいは神津島を構成する流紋岩単成火山群の爆発的噴火に際して飛来したものであろう. 斑晶鉱物組成・石基ガラスの形態や屈折率などは第14表に示されている.

VII. 2. 3 側火山(Lc, L1 及び Lt)

側火山は主成層の火山の山頂をよぎり, 北北西から南南東に伸びる幅およそ3 km の地帯に集中して分

第14表 島外から飛来した流紋岩火山灰の鉱物組成

	1	2	3	4	5
層位	O_{55}	O_{73}	?	?	?
斑晶					
石英	+	+	—	+	+
斜長石	++	++	+	++	++
黒雲母	+	+	—	++	+
角閃石	※	※	※	※	※
単斜輝石	—	※	—	—	※
磁鉄鉱	—	—	—	—	+
石基					
ガラス(数字は屈折率)					
長く伸びた 気孔を持つ	1.498	} 1.497	} 1.499- 1.501	} 1.497	} 1.498
平板状	1.496				
備考	どちらかといえ ば長く伸びた気 孔を持つガラス 片多し	同左	平板状のガラス 片多し	どちらかといえ ば長く伸びた気 孔を持つガラス 片多し	同左
					斜長石はオリゴク レイス $Ab_{82}An_{18}-Ab_{76}An_{24}$

++:多 +:少 ※:まれ —:なしあるいは未確認

1. 角閃石含有黒雲母流紋岩 (GSJ R26343), 地層切断面, 田沢(1980)の Loc. 1F の少し北西
2. 単斜輝石角閃石含有黒雲母流紋岩(田沢標本), 王の浜, 田沢(1980)の Loc. 33, 1979年10月26日, 田沢採取
3. 角閃石含有流紋岩 (GSJ R26344), 大滝, 田沢の Loc. 50
4. 角閃石含有黒雲母流紋岩 (GSJ R26345), 大滝, 上記 no. 3 の一つ下位の単元, 田沢の Loc. 50
5. 単斜輝石角閃石含有黒雲母流紋岩 (GSJ R26329), フノウの滝

布する。側火山は主として噴石丘（溶岩流を伴うことがある）であるが、海岸近くには凝灰岩リングも見いだされる。これらを構成する本質物質は玄武岩質である。

NAKAMURA (1961, p. 307) によれば、側火山の活動は主成層火山山頂火口の1輪廻の活動の中に含まれ、2輪廻あるいはそれ以上にはわたらない。すなわち、側火山は単成火山、主成層火山は複成火山とみることができる。NAKAMURA (1961) はカルデラ形成期及び後カルデラ期（新期大島時代）の17側火山及び2岩脈を、又、先カルデラ新期（古期大島時代）の26側火山及び5岩脈を識別し、それらの位置・規模・形態・構成物などを記載した。しかし、それらの年代については、先カルデラ新期の火砕堆積物（古期大島層群）の全島的な部層区分が十分にはなされていなかったもので、新しいものから古いものへ大きくA, B, C及びDの4期に区分した。これら側火山のうちで最大のもはD期の二子山であり、その体積は $50 \times 10^6 \text{m}^3$ と見積もられている。これらの側火山を第15表及び第17表に、それらの位置を第27図

第15表 カルデラ形成期及び後カルデラ期の側火山*

番号	所 属 部 層 名	NAKAMURA (1961) の側火山番号	側火山名	第27図のグ リッド記号	噴火様式及 びその産物**	備 考	
1	Y ₄	1	イマサキ	Hn	B		
2			イマサキ	Gn	A	走向 N45°W, 垂直, 厚さ 0.5-1mの 岩脈から供給されたもの	
3			岳の平	G1	A		
4			小 穴	F1	A		
5			大 穴	F1	A		
6			Y ₄ P	Ek	A		
7	Y ₅	7	楕形山	Fi	A		
8			楕形山	Cg	A	元町溶岩及びスコリア, 割れ目噴火	
9	N ₁	9	N ₁ P ₁	Ek	A		
10			N ₁ P ₂	Ek	A		
11	N ₃	11	波浮港	Im	B	割れ目噴火	
12			スリパチ	Hm	A		
13	N ₄	13	N ₄ P	F1	A	地名は松の窪	
14			N ₄ P	Cg	A	見晴茶屋スコリア	
15			N ₄ P	Eg	A	踊り茶屋スコリア	
16			N ₄ P	Di	A	走向 N45°W, 垂直, 厚さ 0.5m の岩 脈から供給されたもの	
17	S ₂	16	ネジの鼻	Gf	A	東腹の割れ目噴火	
18			ネジの鼻	Hh	A		
19			ネジの鼻	Ih	A		
20			ネジの鼻	Ih	A		
21			ネジの鼻	Ii	A		
22			ネジの鼻	Ii	A		走向 N30°-60°W, 垂直, 厚さ 1±m の岩脈群 (No. 48) から供給された もの
23			ネジの鼻	Ee	A		N30°W に走る割れ目からの噴火
24			ネジの鼻	Cg	A		スパター
25	ネジの鼻	Cg	A	スパター			

* 主として NAKAMURA (1961) による。第27図にはプロットされていない

** A: マグマ噴火→噴石丘あるいは噴石丘と溶岩流

B: マグマ水蒸気噴火あるいは水蒸気爆発→凝灰岩リング

第16表 先カルデラ期の側火山 I*

第27図中の番号	所属層名	田沢(1980, 1980b)の露頭番号	側火山名	第27図のグリップ記号	噴火様式及びその産物**	備考
26	O ₈	—		(Jl)†	B	カキハラ磯沖, 火山豆石凝灰岩とグラウンドサージ堆積物
27	O ₁₀	29, 30	サド山	Hl	A	NAKAMURA (1961) の側火山37, 余川
28	O ₁₄	—		Im	A	田沢(1981b)の L ₁ , 割れ目噴火
29	O ₁₅	—		(Jl)†	B	オオヤノクボの南東沖, グラウンドサージ堆積物
30	O ₂₂			Db	A→B	島の北部, 降下スコリア→爆発角礫岩
31	O ₂₅	17		Db	A	島の北部, スコリア集塊岩
32	O ₂₆ ?		沢立	Dc	B	2個の爆発火口
33	O ₂ 以前	12		Bd	A	NAKAMURA (1961) の側火山22
34	O ₃ 以前	39	ハンベ山	Ce	A	
35	O ₄ 以前	31		Hm	A	下原スコリア集塊岩
36	O ₄ 以前	34	黒崎	Jj	A	
37	O ₅ 以前	27	蜂の尻	Ge	A	NAKAMURA (1961) の側火山36
38	O ₆ 以前	8		Cf	A	
39	O ₈ あるいはそれ以前	49	八磯	En	A	
40	O ₈ 以前	43	神の根	Fn	A	NAKAMURA (1961) の側火山24
41	O ₂₅ 以前			Im	A	田沢(1981b)の L ₂ , NAKAMURA (1961) の岩脈33, 走向 N5°W, ほぼ垂直, 厚さ 0.4m の 1 岩脈と走向 N35°W, ほぼ垂直, 厚さ数 10 cm の 3 岩脈, 田沢(1977, p. 45) をも参照のこと
42	O ₂₅ 以前			Im	A	田沢(1981b)の L ₃ , NAKAMURA (1961) の岩脈33, 走向 N35°W, ほぼ垂直, 厚さ 0.5 m の 1 岩脈, 田沢(1977, p. 45) をも参照のこと
43	O ₂₈ 以前	30		Il	A	

* 主として田沢(1980, 1981b)による

** A: マグマ噴火→噴石丘あるいは噴石丘と溶岩流

B: マグマ水蒸気噴火あるいは水蒸気爆発→凝灰岩リング

† 田沢(1981b)には噴火地点は明記されていない

に示す。その後、田沢(1980, 1981b)は新たな側火山噴出物の記載を行い、又、NAKAMURA(1961)の側火山の幾つかについてその産出層準を明らかにした。その結果を第16表に、位置を第27図に示す。

以下に、これら側火山のうち地形的に顕著で、地質学的にも重要と思われるものについて、NAKAMURA(1961)を参考とし、現著者の観察結果も含めて記述する。

(1) 南東部の側火山

白石山(第17表の側火山 no. 63)の断面はカルデラ南東壁に露出している(第28図及び第29図)。比高およそ100mの崖の最下部には数枚の玄武岩溶岩流(斑晶として20%程度の斜長石と少量のかんらん石を含む)があり、その上に層理の明瞭な凝灰岩が、更にその上に10枚以上の薄い玄武岩溶岩流(斑晶として30%程度の斜長石と少量のかんらん石・斜方輝石を含む)が載る。これらは恐らく主成層火山山頂火口からの噴出物であろう。これらの風化面を覆って、レンズ状に長さおよそ500m、厚さ最大数10mの

第17表 先カルデラ期の側火山 II*

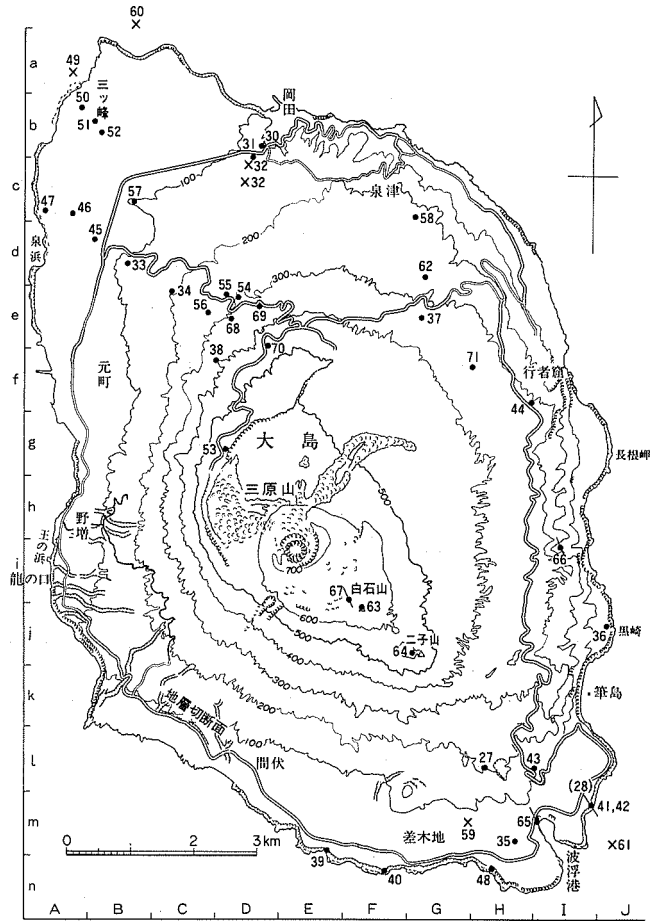
第27図中の 番号	NAKAMURA (1961) の年代区分	NAKAMURA (1961) の側火山番号	側火山名	第27図の グリッド 番号	噴火様式 及びその 産物**	備	考
44	A	18		Hg	A		
45		19	愛宕山	Bd	A	O ₅ あるいはそれ以前	
46		20		Ad	A	46A: O ₅ あるいはそれ以前, 46B: O ₅ あるいはそれ以前	
47		21	赤 禿	Ac	A	「あかつげ」と呼ぶ	
48		23		Hn	A	地名としてはイマサキよりもヨコブチの方が適切	
49		25		Aa?	B	野田浜は「のだはま」ではなく「ぬたはま」, 地名としては野地の方が適切(田沢, 1974年, 私信), O ₅ 以前	
50	B	26	三ツ峰	Ab	A	O ₅ 以前	
51		27		Bb	A	O ₅ 以前	
52		28		Bb	A	O ₅ 以前	
53		29		Dg	A	△604.0は現在では△603.6	
54		30	大丸(山)	De	A	「だいまる」と呼ぶ	
55		31		De	A		
56		32		Ce	A		
57		34	地の岡	Bc	A	O ₅ あるいはそれ以前, 「じのおか」と呼ぶ	
58		35	伊東無	Gd	A		
59	C	38	シクボ	Gm	B→A?	「ひくぼ」と呼ばれるより「シクボ」と呼ばれる方が多い	
60		39		B?	B	碁石浜沖	
61		40		?m	B	龍王崎沖	
62		41	コーツキ	Gd	A		
63	D	42	白石(山)	Fj	A	「しろいし」と呼ぶ	
64		43	二子山	Gj	A	NAKAMURA (1961, p. 284, Fig. 10) には溶岩流は描かれていない	
65		45		Im	A	波浮港西壁, 走向 N25°W, ほぼ垂直, 厚さおよそ1mの2岩脈	
66	?	46		Ii	A	フノウの滝の西, 走向 N25°W, 傾斜 70°E, 厚さ1mのスコリア脈	
67		47		Fi	A	カルデラ南東壁, 走向 N25°W, 垂直, 厚さ2mの岩脈	
68				De	A		
69				De	A	被覆部層の対比から同時期である可能性大	
70				De	A		
71				Df	A		

* 主として NAKAMURA (1961) による

** A: マグマ噴火→噴石丘あるいは噴石丘と溶岩流

B: マグマ水蒸気噴火あるいは水蒸気爆発→凝灰岩リング

赤色溶結スパター及びスコリア(斑晶として20-30%の斜長石と少量のかんらん石を含む玄武岩)が崖の中部を占めて露出している。これら全体を数枚の無斑晶状玄武岩溶岩流が広く覆っている。これら溶岩流の上位には、先カルデラ期の数部層の火砕物、カルデラ形成期から後カルデラ期の火砕物が載る。赤色の溶結スパター及びスコリアが側火山、白石山を構成するものであろう。地質図では、地形的高まり



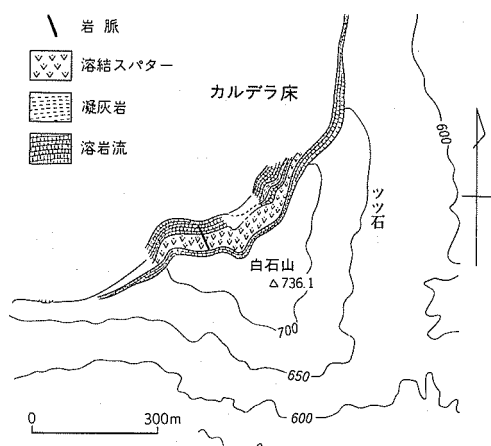
第27図 側火山分布図



第28図 カルデラ南東壁に見られる側火山白石山の断面。ws: 溶結スパター。崖の高さはおよそ100m

を側火山体と考え、被覆層をはいで表現してある(以下同様)。

二子山(第17表の側火山no. 64)は、先カルデラ成層火山の南東腹にある最大の側火山で、その体積は $50 \times 10^6 \text{m}^3$ と見積もられている。二子山は開析されていて、地形的には、周囲の先カルデラ成層火山本体と同時期のようにみえる。この丘は赤色を呈する緻密な斑状玄武岩スコリア及び牛ふん状火山弾か



第29図 側火山白石山付近の地質図

シクボ (第17表の側火山no. 59) は典型的な凝灰岩リング (tuff ring) で、島の南海岸東部、現在の海岸線からおよそ0.5 kmの位置にある。噴火地点の高度は現海面に対して70 m、山体の比高は30 m、噴出物の総量は $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。爆発火口は南南東方に開く馬蹄型で、径およそ0.5 km、火口床は現在極めて平坦である。この凝灰岩リングは後の火砕堆積物に厚く覆われており、又、植生も密であるため露頭に乏しいが、火口東縁南端にはこのリングを構成すると思われる凝灰角礫岩が、先カルデラ新期の幾つかの部層に覆われて露出している。農林水産省関東農政局計画部 (1980) によって火口床のほぼ中心で、農業用地下水開発調査のための深度55.0 mの試錐が行われた。それによると、深度0.5 mまでは耕土、0.5-4.25 mは茶あるいは黒色の軟弱な火山灰、4.25 mから孔底の55.0 mまでは一続きと判断される安山岩 (現著者による当該岩芯の肉眼観察によれば玄武岩) 溶岩であった。溶岩の上部10 mほどは暗色多孔質であるが、下部は青灰色、緻密で、結晶度も粒度も高い。この溶岩は玄武岩であるにもかかわらず、厚さ50 m以上もあることから、1回の噴火で供給されたマグマが凹所にたまつたものである。恐らく凝灰岩リングの火口底を満たした溶岩湖か、火道を満たした溶岩体と思われるが、火口底が極めて平坦であることを考慮に入れると前者であろう。このように考えると単なる水蒸気爆発 (NAKAMURA, 1961, p. 302) というよりも、マグマ水蒸気噴火とした方がよいであろう。

サド山 [第16表の側火山no. 27, NAKAMURA (1961, p. 302-303) の余川^{よはあ}] は、島の南南東岸にある波浮港の北西およそ1 kmにある噴石丘で、その体積は $5.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見積もられている。噴石丘の北西及び南東には溶岩流が分布している。噴石丘は南東へ伸びており割れ目噴火であったことを示しているものであろう。又、北東側の火口壁が高いことは噴火当時、西から南の風が吹いていたことを示唆するとみてよい。噴石丘を構成するスコリアや火山弾、及び溶岩流は、長さ4-5 mmに達する斜長石斑晶を不均等に含む (場所によってはおよそ20%に達する) 玄武岩で、極めてまれにかんらん石斑晶が認められる。この側火山の層準は田沢 (1981b) によって先カルデラ新期の火砕堆積物 (古期大島層群) の 0_{10} 部層であることが確かめられている。噴石丘の東腹では、現在、真島建材㈱によってスコリアが採掘されている。

(2) 北西部の側火山

ら主としてなり、多孔質の無斑晶状玄武岩スコリアも見られる。ほかに、赤色化した類質火山岩塊が含まれる。南東腹には、緻密なスコリアと同じ性質の、厚さ24 mの溶岩流がスコリア集塊岩に水平に挟まれている。この溶岩流と同一と思われる溶岩流から採取した標本は、斑晶として斜長石35.3、かんらん石4.6、斜方輝石2.3及び普通輝石0.8 (各々%) を含む斑状玄武岩であった。この側火山は先カルデラ新期の火砕堆積物 (古期大島層群) の単位部層20枚あるいはそれ以上、そして多分40枚以下に覆われている。

碁石浜(乳が崎と風早崎の間)の海食崖には、厚さおよそ20mの、層理の明瞭な火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩が広く露出している(第17表の側火山no. 60)。遠望では起伏のあるもとの地表面に平行に層理が発達しているように見えるが、近づいて観察すると斜交層理などの構造の発達している部分がある。また、表面に数mmないし1cmのこぶ状突起を有する、黒色・無斑晶状の火山弾(表面構造から水冷火山弾ではないかと思われる)が含まれる。この火砕岩は南へ薄くなるようである。これらの事実から、この火砕岩は碁石浜北方沖で起こったマグマ水蒸気噴火の産物であるとみることが出来る。厚さ数mの先カルデラ新期及びそれ以後の細粒降下火砕物累層に覆われているが、この火砕岩の層準は明らかにされてはいない。

地の岡(第17表の側火山no. 57)は、火山灰層序学的研究から、付近にある三ツ峰・愛宕山などの側火山よりは古いものであり、その体積は $3 \times 10^6 \text{m}^3$ と見積もられている。この側火山を構成するスコリア及び火山弾はその西麓付近を通る都道の切割り下部に露出しており、岩質は10-10数%の斜長石斑晶を含む玄武岩で、極めてまれにからん石斑晶が認められる。

三ツ峰(第17表の側火山nos. 49-52)は、火山灰層序学的研究から、側火山地の岡よりは新しく赤禿・愛宕山よりは古い。三ツ峰は $N40^\circ W$ の線上に配列する3個の丘からなり、総体積は $0.55 \times 10^6 \text{m}^3$ と見積もられている。この割れ目から流出した溶岩が北東及び南西に広がっており、海岸沿いにはおよそ1.5kmの範囲に露出している。側火山を構成するスコリアや火山弾、及び溶岩流はすべておよそ30%の斜長石斑晶を含む玄武岩である。三ツ峰北方の海岸沿いには、上記の溶岩流を覆っておよそ0.4kmの範囲に層理の明瞭な類質火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩が露出している。その厚さは最大5mで、極めてまれに円礫が含まれている。この火砕岩の基質は一般に褐色、表面近くは風化のため明褐色であるが、下位の溶岩流に接する部分では赤色を呈し、溶岩の熱により酸化されたものと判断される。火砕岩の露頭の北端付近ではその層理面は 45° 、 90° などの急傾斜を示す。これらの観察事実を総合すると、三ツ峰での側火山活動は次のような経過となる。始めに陸上の北西-南東方向に伸びる線上で割れ目噴火が起こり、噴石丘を形成し溶岩が流出した。溶岩流表面がまだ熱いうちに割れ目の北西延長上の浅い海底で爆発的な噴火が起こって火砕物質を陸部にまで堆積させた。この海水を含んだ火砕物質は堆積後すぐに凝固した。その後も溶岩内部の流動は続き、主な溶岩供給路の天井部が陥没すると同時にその上に堆積した火砕物質も落ち込み、場所によっては層理面が直立するほどであった。このような玄武岩マグマの側噴火活動は1983年10月の三宅島噴火などを参考にすると1日あるいは2日の短期間であったと想像される。

あかつばけ
赤禿-no. 46 B-愛宕山(第17表の側火山nos. 45-47)は、火山灰層序学的研究から、北北西麓の側火山群中では最新のものである。これら3個の丘はほぼ $N60^\circ W$ の線上に配列している。これら側火山の山腹の断面は赤禿の海食崖で観察される。ここでは赤ないし暗灰色の溶結スパター及びスコリアの間にレンズ状の緻密部(大きな溶融溶岩のしぶき?)が挟まれている。突端部北側の緻密部は斑晶として2-3%の斜長石を含むほとんど無斑晶状の玄武岩であるが、その南側に見られる4枚の緻密部はすべて斜長石斑晶に富む玄武岩である。溶結スパターは南へ追うと溶岩流に移化し、突端部から南南東およそ250mでは1枚の溶岩流の下部0.15mがほとんど無斑晶状、上部2mあるいはそれ以上が斑状で、長さ5mmに達する斜長石斑晶をおよそ20%含んでいる。これは典型的な複合溶岩流である。愛宕山を構成するス

コリアや火山弾にも斑晶として2-3%しか斜長石を含まないものと、数-10%の斜長石を含むものがあり、上昇してきたマグマの部位によって斜長石斑晶の分布が異なっていたことを示している。

大丸山 (第17表の側火山no. 54) は、赤褐色のスコリア及び火山弾からなる噴石丘で、比高は40m、西に開いた火口を有し、体積は $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見積もられている。

480m山 (第17表の側火山no. 70) は大丸山の南東0.7kmの地点にあり、その北西麓にあるスコリア採掘場での観察によると、表層部は黒色、中心部は赤色のスコリア及び火山弾(全体としてはスパターあるいはドリブレットといった方がよいかも知れない)からなり、厚さは10m以上である。

603.6m山 (17表の側火山no. 53) は御神火茶屋の北北東0.4kmにあり、カルデラによって断ち切られている。カルデラ壁には赤色の溶結スパターとみられるもの露出している。又、反対の有料道路側の切り取りにも赤色ないし赤灰色の溶結スパターが露出している。この溶結スパターは先カルデラ新期の数部層に覆われており、体積は $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。岩質は無斑晶状の玄武岩である。

(3) 北東部の側火山

伊東無 (第17表の側火山no. 58) はすり鉢を伏せたような形態を示し、その山頂火口は北東に開いている。この丘は斑状玄武岩のスコリア及び火山弾からなる噴石丘で、体積は $4.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。噴石丘の北麓に露出するこの側火山に関係したとみられる溶岩流は長さ5mmに達する斜長石斑晶をおよそ30%含むかんらん石玄武岩である。

コーツキ (第17表の側火山no. 62) は伊東無の南南東およそ1kmにある丘で、開析されており、山頂火口は北北西-南南東に伸びている。形態からみて、噴石丘と思われるが、これまで、どこにもその内部構造を示す露頭は見いだされていない。体積は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。

蜂の尻 (第16表の側火山no. 37) はコーツキの南およそ0.6kmにあるスコリア及び火山弾からなる噴石丘で、山頂火口は北東に開いている。この噴石丘の体積は $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。本質放出物であるスコリア及び火山弾は、斑晶として長さ4mmに達する斜長石を数%以下、かんらん石を極めてまれに含む玄武岩である。

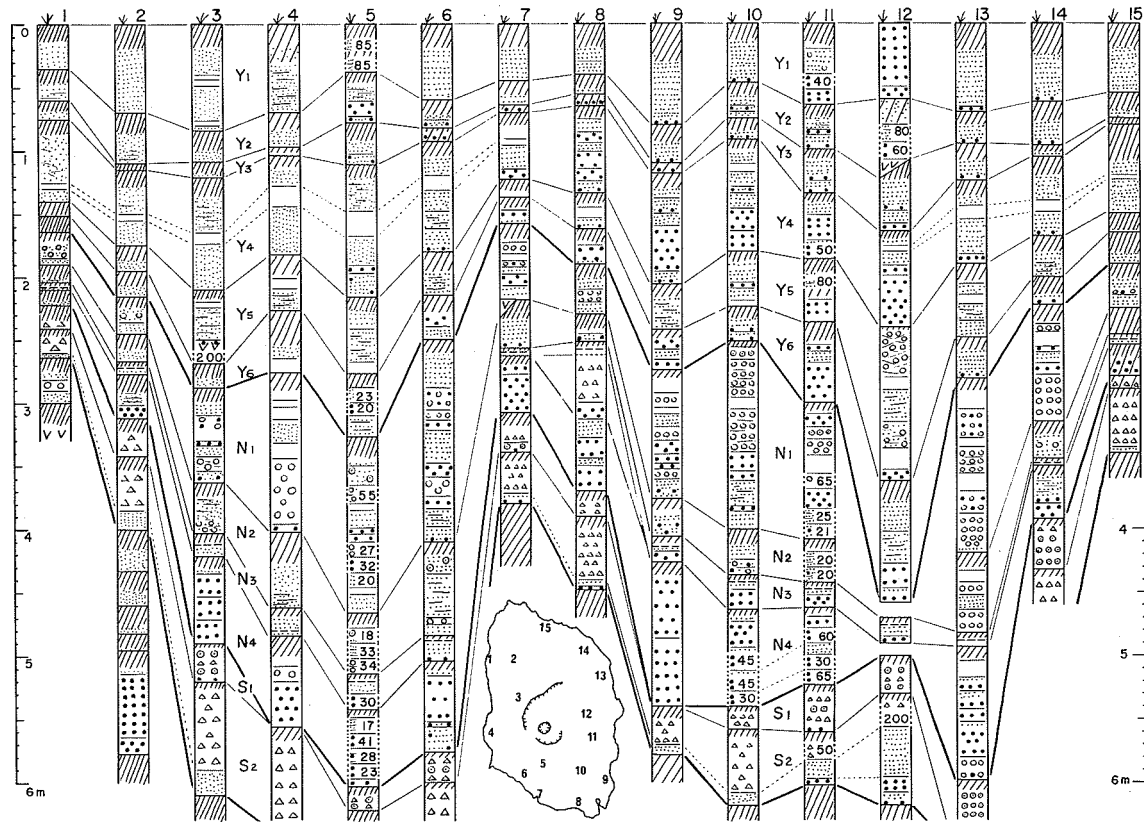
378.4m山 (第17表の側火山no. 71) は蜂の尻の南東およそ1.2kmにあり、1778年溶岩流に取り囲まれている。北東-南西に伸びた火口を有する小丘で、噴石丘と思われるが詳細は不明である。

側火山を構成する火山弾・スコリアなどの本質物質の岩質は、主成層火山を構成するものと本質的な相違はないので、個々の岩石試料の顕微鏡下での記載は省略する。

Ⅶ. 3 カルデラ形成期の噴出物

NAKAMURA (1960) の新期大島層群^{さしきじ}差木地層のS₂及びS₁部層を構成する降下及び流れ堆積物の噴出直後に、現在見られるまゆ形のカルデラが形成された(NAKAMURA, 1964, p. 712-716)。ここでは差木地層をカルデラ形成期の噴出物であるという観点から、独立した単元として扱うことにする。主成層火山山腹の道路切り取りなどで見られる、カルデラ形成期及び後カルデラ期の噴出物の模式露頭スケッチは第14図に、島内15箇所での柱状図は第30図に示されている。

地質図には、「カルデラ形成期のスパターランパート及び溶岩流」だけが図示されているが、この時



第30図 カルデラ形成期及び後カルデラ期噴出物の柱状図 [NAKAMURA (1964, Fig. 7) による。凡例は第14図参照]。柱状図中の数字は単層の厚さ(単位は cm)

期の噴出物として重要な位置を占めるものは、5世紀?の噴出物(S₂部層)に含まれる「広義の火砕流堆積物」である。差木地層に記録されている大噴火は、いずれも末期に山頂火口での激しい水蒸気爆発(あるいはマグマ水蒸気噴火)で終わるという特徴を有している。NAKAMURA (1960, p. 132-133)の記載と現著者自身の観察をもとにして、以下に各部層の記述を行う。

Ⅶ. 3. 1 5世紀?の噴出物(S₂部層)

島の南部では、本部層の基底部に薄い降下スコリア層が見られる。側火口(割れ目)から噴出したスパターランパートや溶岩流もこの層準にくる。粗粒火山灰層がこれらを覆っており、その厚さは海岸でおよそ5 cm, 山腹上部で50 cm あるいはそれ以上で、時に葉の化石や火山豆石を含んでいる。この粗粒火山灰層を覆う凝灰角礫岩がこの部層の主体を占めるもので、厚さは数10 cm から数mの範囲である。

凝灰角礫岩には三つの堆積機構のものが含まれる。その一つは不明瞭な級化層理をもち、原地形に平行に堆積した降下堆積相である。

もう一つは砂質の基質中に角礫ないし亜角礫を含む、淘汰の悪い、無層理の堆積物で、谷を埋めた形で産し、広義の火砕流堆積物と見られるものである。NAKAMURA (1964, p. 678-679)によれば、島の北西部と南東部には流れ堆積物は分布しないという。中村はこの流れ堆積物を初めのうちは泥流堆積物としていたが(NAKAMURA, 1960, 1964; 中村, 1972), 1978年の論文(中村, 1978, p. 66)では、カルデラ西縁の御神火茶屋付近の切り取りでの観察を例に挙げ、「この火砕流には、溶結した部分・堆積後に高温ガスが逃げた通路の二次噴気孔・とりこまれて炭化した材木、といった通常の火砕流にみられる、数百度C以上の温度があったことを示すものは入っていない。しかし同時に、泥流であったと思われる。つまり水と共に流れたことを示す証拠も見当たらない。従って、その温度は、水の沸点百度Cを少し上まわるくらいだったろうと考えられる。シラスなどの通常の火砕流が高温火砕流であるのに対し、ここに露出しているのは低温火砕流とも称すべきものである。」としている。しかしながら、温度・湿度などの物理量の情報は何も得られていない現状を考えると、もっと漠然とした広義の火砕流堆積物としておいた方がよいであろう。流れ堆積物の中には第18表に示すような未炭化の樹片が含まれている。

第三のものは細かい層理のよく発達した凝灰角礫岩で、西海岸の野増付近の海食崖では、V字形の谷の地形を埋めて、時には広義の火砕流堆積物を覆って分布している。この中には、土器片や円礫が見いだされることがある。これらのことから、この凝灰角礫岩は二次的に堆積したものであることは明瞭である。

凝灰角礫岩中の岩片は主として既存の玄武岩であるが、まれに新鮮な斑れい岩片が見いだされる。ま

第18表 5世紀?に噴出した(S₂部層中の)広義の火砕流堆積物に含まれる樹片の種類

Ostrya japonica SARGENT (アサダ) (GSJ F07987/NI67031501, 野増, 千波崎東側の海食崖)

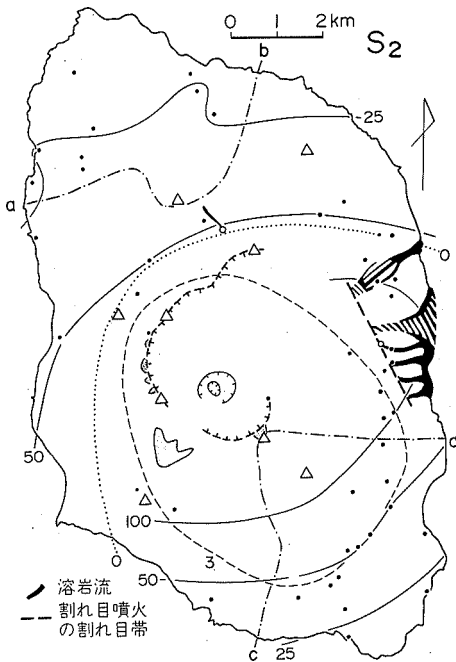
Acer mono MAXIMOWICZ (イタヤカエデ)(野増, 大宮神社西方の海食崖, 2片, NAKAMURA, 1964, p. 701)

(山内 文氏同定)

Quercus phillyraeoides A. GRAY? (ウバメガシ?) (GSJ F07985/59011302, 野増, 龍の口の海食崖)

Shiia sieboldii MAKINO (スダジイ) (GSJ F07986/NI60030601, 野増, 王の浜の海食崖)

(巨理俊次氏報告, 1961年7月)



第31図 5世紀?の噴出物(S₂部層)の等層厚線図 (NAKAMURA, 1964, Fig. 9)

実線：全噴出物の等層厚線；破線：基底スコリアの等層厚線；黒い部分：溶岩流(現著者の溶岩分布図とはやや異なる)；砂目：浸食によって噴出物が完全に削割されてしまった地域；鎖線 a-b の北西側及び c-d の南東側には広義の火砕流堆積物は分布しない。
 ・：測定点；△：三角点；厚さの単位：cm

た、その時のマグマ片は含まれていないようである。このことは、爆発が地表近くで発生したのではないことを物語っているとみてよいであろう。カルデラ壁、特にその西壁の数箇所では、広義の火砕流堆積物が既存の谷を埋めて産するのが見られる。この堆積様式は堆積時には谷の上方延長があったことを示すものである。すなわち、現在のカルデラはまだ形成されていなかったものようである。

この時期の主火口は、基底部の降下スコリアの等層厚線から、カルデラ南西部の中心、現在の三原山付近にあったと考えられる(第31図)。主火口からのマグマ噴出に引き続いて、主成層火山山腹の少なくとも数箇所側噴火が起こった。東山腹では、北西-南東に伸びる、長さ3.5 km以上の割れ目から噴火が起こり、火口周辺にスパターランパートが形成され、数条の溶岩流が山腹斜面を流下し、一部は海に達し、小規模な溶岩デルタを形成した。長根岬の西南西およそ1.4 km、都道西側の小沢の中では、紡錘形火山弾を含む溶結スパター、級化層理の発達した石質凝灰岩と火山豆石凝灰岩(厚さ45 cm)、層理の不明瞭な石質凝灰角礫岩(厚さ45 cm、この中の岩塊が下の凝灰岩中にめり込んだ構造が残っている)、灰褐色風化火山灰(厚さ7 cm)と重なり、更に上位の部層に覆われている。凝灰岩も凝灰角礫岩の基質も桃色を呈しており、溶結スパターの熱によって酸化されたものである。

この割れ目の北西延長は、次のS₁期のカルデラ縁に接するように走っている。また、南東の延長はネジの鼻に達し、ここではS₂期のマグマを供給した通路(岩脈)とそれに続く地表部分(スパターと溶岩流)がよく見られる(第13図)。

北山腹の湯場付近にも、北北西-南南東に伸びる、長さ数100 mの割れ目に沿って噴出したスパターランパートが道路の切り取りに点々と露出している。湯場福祉センター付近には先カルデラ末期から後カルデラ期にかけての火砕堆積物がよく露出している。福祉センター裏の切り取りでは明褐色風化火山灰、灰

色凝灰岩(厚さ12 cm), 明褐色凝灰岩(12 cm), 暗灰色凝灰岩(4 cm), 帯桃灰色凝灰岩(4 cm, 暗灰色凝灰岩との境に炭化木片が点々と含まれる), 大型の溶岩片あるいは溶岩流(溶岩鐘乳石が見られる)と重なっており, 風化帯を挟んで更に上位にS₁部層よりも新しい火砕堆積物累層が覆っている。木片の炭化は「大型の溶岩片」によるものであり, その¹⁴C年代は1460 ± 85y. B. P. (GaK-5388)であった。この切り取り東部におけるS₂部層は, 旧地表面にめり込んだ直径10数cmの少数の火山弾(下底に密着して炭化木小片が一部で見られた), 旧地表面を一面に覆う白褐色粗粒凝灰岩(広葉樹葉の化石を含む)及び無層理の凝灰角礫岩(木の外形雌型と思われる穴が開いている)とからなる。ここでは基底部に主火口から由来したと思われる降下スコリア層は欠けている。

S₂期のスパターは北西腹の新しい道路切り取りにも露出しているが, 1338年?溶岩流に覆われており, その広がりについては不明の点が多い。地質図にはその噴火中心と思われる位置を点で示した。

S₂部層については, 既に述べたように(第9表), 4個の¹⁴C年代が得られている。すなわち, 側火口のスパターに覆われて炭化した木片の年代として1460 ± 85y. B. P. (GaK-5388), 広義の火砕流堆積物中に取り込まれた未炭化木片の年代として1500 ± 160 (GaK-353), 1350 ± 100 (GaK-351b)及び1330 ± 90y. B. P. (GaK-351a)がある。これら測定値から, S₂部層で表される噴火活動の時期を5世紀?とした。

岩石の記載: 東山腹の割れ目から噴出した溶岩流及びスパターは肉眼では黒色ないし灰色で, 斑晶として長さ通常1 mm以下の斜長石をわずかに(1%以下)含む。かんらん石斑晶も長さ1 mm以下と小型で, しかも通常の大きさの岩石標本で1-2個体認められるだけである。

かんらん石含有玄武岩(GSJ R26291): 東海岸, フノウの滝の北北西およそ0.5 kmの海岸に露出する溶岩流。鏡下では,

斑晶: 斜長石(1%以下)及びかんらん石(薄片内に含まれていない)。

斜長石は長さ0.3-0.8 mm, 一般に清澄で, 組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト。長さ0.3 mm前後の単斜輝石が薄片内に2個体認められた。

石基: 細粒で, 長さ0.03-0.15 mmの長柱状バイトウナイト・長さ0.03-0.15 mmの柱状単斜輝石及び径0.01-0.03 mmのチタン磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間を少量の珪長質メソスタシスが満たしている。

桂・中村(1960, p. 86及びp. 92, 第6表のNo. 610)によって主成分化学組成が報告された試料は, 同じ割れ目の上の別の地点から噴出された溶岩流から採取したもので, 現著者の顕微鏡下での観察によると, 斑晶としてごく少数の斜長石と更に少数の普通輝石及びチタン磁鉄鉱を有する無斑晶状玄武岩であった(分析値は第2表-2, no. 16に示されている)。

北山腹の割れ目から噴出したスパターは黒色ないし暗灰色で, 斑晶として長さ通常2 mm以下の斜長石を散点的に含んでいる。長さ1 mm前後の黄色のかんらん石もわずかではあるが含まれている。

かんらん石含有玄武岩(GSJ R26299): 北山腹, 湯場福祉センターの東およそ70-80 m, 道路南側切

取りに露出する溶岩流。鏡下では、

斑晶：斜長石 (1-2%) 及びかんらん石 (薄片内に含まれていない)

斜長石は長さ 0.5-1 mm, 一般に清澄で, 組成範囲はアノサイト-バイトウナイト。

石基：細粒で, 長さ 0.07-0.13 mm の長柱状バイトウナイト・長さ 0.07-0.15 mm の柱状ないし長柱状単斜輝石及び樹枝状のチタン磁鉄鉱からなり, これらの鉱物の間を褐色ガラスが満たしている。

近接した場所から採取された試料の主成分化学組成は第 2 表-2, no. 15 に示されている。

凝灰角礫岩中に岩片として見いだされた斑れい岩のうち代表的な 3 試料について以下に簡単に記載する。

輝石斑れい岩 (GSJ R26286)：カルデラ壁西部, 御神火茶屋近く。

この岩石はごま塩状の見掛けで, 比較的緻密, ミアロリティック孔隙はあまり見られない。鏡下では不等粒で長さ 0.3-4 mm の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱及び少量の石英からなる。斜長石, 特に大型のものは自形性が強く, 輝石は一般に半自形ないし他形である。単斜輝石は中心部はピジョン輝石, 周縁部は普通輝石で, 両者の境界は明瞭である。斜方輝石は単一のピジョン輝石に取り囲まれている。輝石粒は周辺からアクチノ閃石+鉄鉱に変わっている。これら鉱物の間をグラノフィリック共生を示す, 微細なアンデシン-オリゴグレイスと石英が, そして更にその内側を鱗珪石が満たしている。

輝石斑れい岩 (GSJ R26305)：西海岸, 長根岬の東方およそ 0.9 km, ゴリンの沢の中。

この岩石はごま塩状の見掛けで, ミアロリティック孔隙に富み, もろくて欠けやすい。鏡下では (第 VI 図版 1), 不等粒で, 長さ 0.5-4 mm の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱及び少量の石英からなる。斜長石, 特に大型のものは自形性が強く, 輝石は一般に他形で周縁部には微細な鉄鉱粒が認められる。単斜輝石は中心部がピジョン輝石, 周縁部が普通輝石で両者の境界は明瞭である。斜方輝石は大型で, その周縁部には (100) 面に平行に配列した葉片状の単斜輝石が含まれる。この斜方輝石は凹凸はあるが明瞭な境界をもって, 集片双晶を示すピジョン輝石に取り囲まれている。ミアロリティック孔隙の壁からはグラノフィリック共生を示す, 微細なアンデシン-オリゴグレイスと石英が族生している。

輝石斑れい岩 (GSJ R26294)：東海岸, ネジの鼻の西方およそ 1.5 km の山腹。

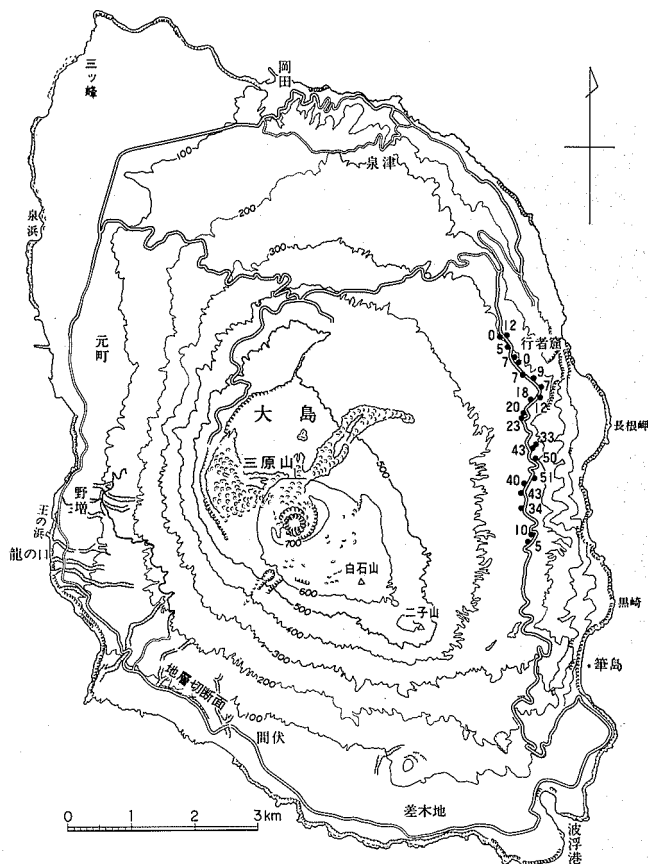
この岩石は暗色の基質中に長さ数 mm に達する斜長石斑晶を多数含む斑状岩で, 比較的緻密である。鏡下では, 不等粒で, 長さ 0.5-5 mm の斜長石・単斜輝石・鉄鉱及び少量の石英からなる。斜長石は大型で自形性が強いが, 単斜輝石は一般に小型で半自形ないし他形である。単斜輝石の中心部はピジョン輝石, 周縁部は普通輝石で, 両者の境界は明瞭である。輝石粒は周辺及び (あるいは) 中心部からアクチノ閃石+鉄鉱に変わっている。これら鉱物の間をグラノフィリック共生を示す, 微細なアンデシン-オリゴグレイスと石英が, 更に二次鉱物としての粘土鉱物 (外側) と石英 (内側) が満たしている。

Ⅶ. 3. 2 6世紀?の噴出物(S'部層)

S₂部層とS₁部層との間には、既にNAKAMURA(1964, p. 691)が指摘しているように、分布面積が10 km²以下の小規模な「部層」が存在する。ここでは仮にS'部層と名付けておく。S'部層は島の東腹に分布しており、桜株の南およそ1 kmから4.5 kmの都道の切取りなどに露出している(第32図)。都道の東及び西側では露頭も乏しく、分布の全体は把握されていない。都道沿いで観察する限りでは、三原火口の東北東方で一番厚くおよそ50 cm、基底部に薄い降下スコリア層があり、その主体は黄灰色の、層理のはっきりした石質粗粒凝灰岩で固い。上部は明褐色に風化されており、S₁部層に覆われる。この部層もS₂及びS₁部層と同様に爆発的噴火の産物である。

Ⅶ. 3. 3 7世紀?の噴出物(S₁部層)

島の東部では、基底部に薄い降下スコリア層が見られる。この部層の主体は石質火山礫凝灰岩及び火山豆石凝灰岩からなり、厚さは最大2-3 mである。保存状態のよい葉の化石を含む。これら凝灰岩は固く、古い切取りなどでは棚のように突出している(第33図及び第34図)。これらは一般に波状に浸食されている。凝灰岩の構成物から判断して、大部分は水蒸気爆発の産物であろう。基底部の降下スコリア



第32図 6世紀?の噴出物(S'部層)の層厚図。厚さ単位: cm



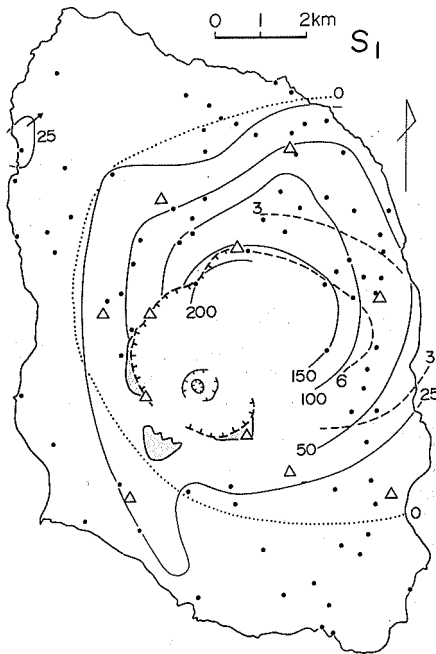
第33図 棚のように突出した石質凝灰岩・火山豆石凝灰岩 (S_1 部層)。下位には広義の火砕流堆積物 (S_2 部層)が、上位には降下スコリア (N_4 部層)が露出している。カルデラ北西縁，御神火茶屋の北



第34図 7世紀?の噴出物(S_1 部層)に属する火山豆石凝灰岩。豆石の直径は 3 mm から 1 cm，カルデラ北縁，大島温泉ホテル構内

及び全火砕物の等層厚線から、主火口はまゆ形カルデラ北東部の中心にあったと考えられる(第35図)。

上述のように、 S_2 期と S_1 期の主火口の位置が異なることを考慮に入れると、最初に、現在のカルデラ南西部 (2.3 km³) を占めていた山頂部が、 S_2 期の爆発的な活動(噴出物量は 0.2 km³ 以下)の直後に陥



第35図 7世紀?の噴出物(S_1 部層)の等層厚線図
(NAKAMURA, 1964, Fig. 10). 線や模様の説明は第31図と同じ

没し, 更におよそ100年後に北東部 (0.8 km^3) が S_1 期の爆発的な活動 (噴出物量 0.2 km^3 以下) の直後に陥没したものではなからうか (NAKAMURA, 1964, p. 716).

VII. 4 後カルデラ噴石丘及び溶岩流

後カルデラ期は NAKAMURA (1960) の新期大島層群野増層 (N_4-N_1 部層) 及び湯場層 (Y_6-Y_1 部層) の堆積期に相当する. カルデラ南西縁の滑台付近では, カルデラ壁を覆うような形で野増層が分布している (第36図). したがって, 野増層及びそれを覆う湯場層は後カルデラ期の噴出物であることは明瞭である. 人類遺跡, ^{14}C 測定及び噴火の古記録をもとにすると, 後カルデラ期の噴火活動のうち, 山腹に噴出物を残すような大噴火は8世紀から始まり, 100-200年おきに起こった. 1777-1792

年の活動が大噴火としては最新のものである.

地質図には, 地形的に明瞭な「後カルデラ噴石丘及び溶岩流」だけが図示されているが, これらの噴石丘・溶岩流などの産出層準・追跡・新旧関係の同定は, 全島の分布している, 主火口からの降下火砕堆積物によって行われたものである. 島の中腹の道路切り取りなどで見られる, カルデラ期及び後カルデラ期の堆積物の模式スケッチを第14図に示す. 新鮮で粗粒な火砕物で始まり, 風化火山灰で終わる1輪廻の噴火の産物を一つの「部層」と認識するならば, 後カルデラ期には10部層数えられる. これらは広域的 (全島の) な不整合を境にして野増層と湯場層とにまとめられる. 地質図の凡例では, 分かり易いように, 「9世紀の噴石丘」あるいは「1684年溶岩流」のように年代付の名称にしたが, 記号は混乱を避けるため, NAKAMURA (1960) の用いた N_3 (野増層 N_3 部層), Y_2 (湯場層 Y_2 部層) などを用いた. 各部層の一般的な記載は NAKAMURA (1960) におうことが多い.

VII. 4. 1 8世紀の噴出物 (N_4 部層)

数枚の玄武岩質降下スコリア層が N_4 部層の主体を構成している. これらは噴火中心と想定される場所に向かって急激に厚さを増し, 数10mの厚さにまでなる. N_4 の基底部のスコリア層は, 等層厚線図から, カルデラ縁北部, 旧踊り茶屋付近が噴火中心である (地質図に赤打点). この地点では, 長径1mを超える紡錘形火山弾が見られ, また, 類質岩片も目立つ. 元町港の東南東2km [NAKAMURA (1961, p. 298) の見晴茶屋スコリア] や滑台の東南東およそ0.7kmのカルデラ縁付近にも岩脈・溶岩及び溶結ス



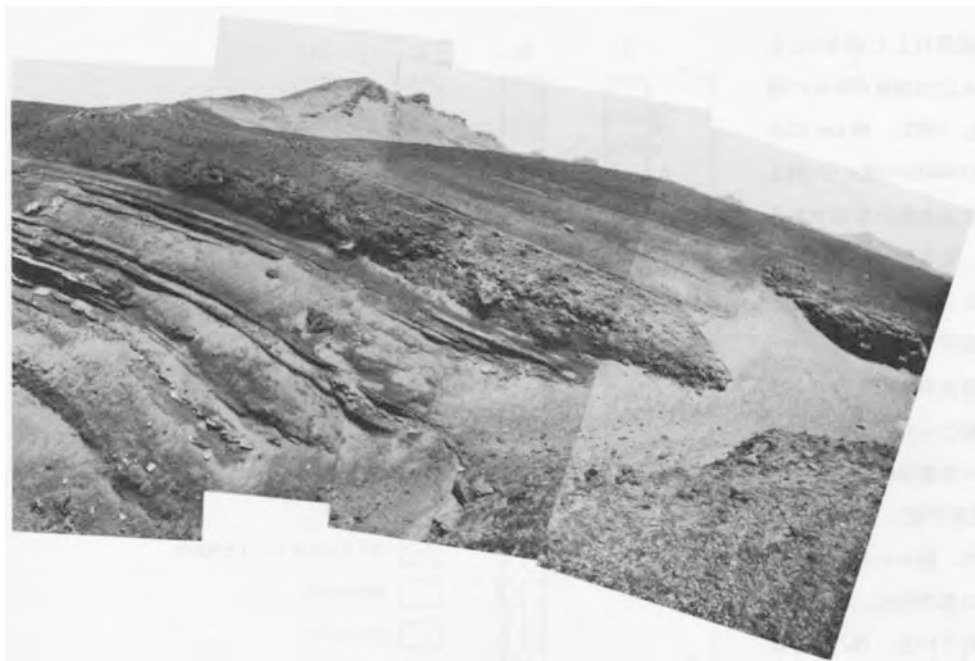
第36図 カルデラ縁を覆うように分布する後カルデラ期噴出物(野増層)

パターンの存在で示される噴火中心がある。これらはすべて地質図上に示してある。これらスコリア層の表層部には褐色細粒部が発達している。この部分は時間間隙を示すものと思われるが、その長さは不明である。これらスコリア層を粗粒火山灰が覆っている。主成層火山の南麓にある、大島航空標識所の北東およそ1 km、松の窪(田沢, 1977, p. 46)を囲む高まりはこの時期の噴石丘の山頂火口で、NAKAMURA (1961, p. 298)が N_4P のスコリア丘としたもので、多孔質、赤褐色スコリアからなり、その南東麓で野増層 N_3 部層より下位であることを示す露頭がある。しかしながら、厳密にいえば、スコリアの下位層が観察されていないので、 N_4 部層あるのはそれより下位の部層に属するとしかれない。

元町から野増にかけて、この部層の直下、あるいは下位にあるカルデラ形成期の S_2 部層(この地域では S' 部層は欠けており、また、 S_1 部層は認識困難な場合が多い)の上部を占める再堆積層中から、土師器完形品及び破片が出土する。これら土師器のうちで最も新しいものは鬼高期の土師器片であった。元町の大島町役場仮庁舎の駐車場に露出するこの部層の上部風化火山灰中から、土師器・須恵器・自然釉のかかった陶磁器・暗紋土器・特に口の部分の厚い直径80cm前後の浅鉢など多数の土器片が出土した。川崎義雄(東京都教育庁文化課; 1982年9月18日付, 東京七島新聞)によれば、これら出土品は平安時代初頭(9世紀前半, 西暦800年頃)のものであるという。これらの事実から N_4 部層堆積の年代を8世紀とした。

Ⅶ. 4. 2 9世紀の噴出物(N_3 部層)

この部層は下部から上部へ、降下スコリア、黒色・紫色あるいは灰色の降下火山灰及び褐色風化火山灰と重なっている。厚さは一般におよそ10 cmであるが、島の南西腹では基底部のスコリアが厚くなり、全体として1 mを超える。厚さが数 cm以下の所では、下位の N_4 部層の上部風化火山灰層との区



カルデラ南西縁の滑台付近。右後方に続く起伏のある稜線はカルデラ縁



第37図 9世紀に形成された爆発火口。波浮港を南方上空から見る。1984年2月21日、曾屋龍典技官撮影

別がほとんどつかない。火山灰層とその上部にある褐色風化火山灰層との間に、黒雲母流紋岩火山灰層が薄く挟まっている。この流紋岩火山灰層は全島に分布しており、粒度の著しい変化はなく、厚さもほぼ1cmである。しかしながら、NAKAMURA (1964, p. 699-700) の粒度分析によると、この流紋岩火山灰は南南西方にわずかではあるが粒度が増大する。このことはその給源火山が南南西方にあったことを示

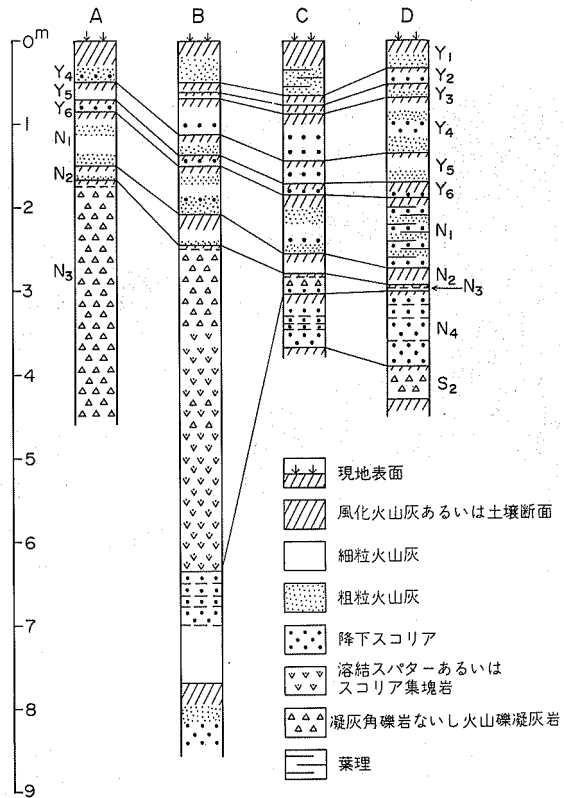
している。島の南南西およそ 66 km にある神津島の天上山火山は西暦 838 年の噴火で（例えば、一色，1982），48 km にある新島の向山火山は 886 年の噴火で（例えば、一色，1973a）形成されたものであるがこれらの両方、あるいはいずれか一方が給源火山であると考え、年代・岩質その他の点を満足する。

N₃ 期には、主成層火山の南東麓で小規模な割れ目噴火が起こった。現在の波浮港はその際のマグマ水蒸気噴火によって生じたものである（第 37 図）。波浮港周辺の 4 地点で作成した、後カルデラ期の火砕堆積物の柱状図は第 38 図に、その地点図は第 39 図に示されている。N₃ 部層は下部から上部へ以下のような順に重なっている。

(1) 玄武岩降下スコリア→火山灰；層厚変化から山頂カルデラ内の火口からの放出物。

(2) 玄武岩スパター；波浮港の中心から北北西へ伸びる約 1 km の線上に堆積し、この線から外れると急速に薄失。中点付近に、直径 70-80 m のスリパチと呼ばれる火口がある。第 38 図の柱状図 B のこの層準から採取した炭化木片の ¹⁴C 年代は 1130 ± 80 y. B. P. (GaK-3468)。

(3) 大まかな層理のある凝灰角礫岩、類質石質岩塊のほかに表面にちりめんじわのあるやや緻密なスコリアを含み、非常にまれではあるが直径 1 m に達する水磨礫を有する。下位にあるスパターに接する部分は酸化して赤くなっている。スパター薄層と指交している場合もある。波浮港から遠ざかるに従って粒度・層厚



第38図 波浮港周辺における後カルデラ期火砕堆積物の柱状図。地点 A, B, C 及び D については第39図参照



第39図 波浮港周辺における柱状図作成地点図。国土地理院発行、1:25,000地形図「大島南部」の一部を使用

共に急激に減少する。等層厚線は同心円状である。

(4) 紫色火山灰；厚さ 0-3 cm.

(5) 黒雲母流紋岩火山灰；厚さ 0-3 cm.

(6) 牛ふん状火山弾；波浮港北西縁の都道切り取りにのみ散在。直径 60 cm, 厚さ 18 cm に達するものもあり、流紋岩火山灰の小レンズを直接覆っている。

(7) 褐色風化火山灰；厚さ 0-8 cm.

今までの所, N_3 期の側火山はほかに知られていない。

上述の事実をもとにして, 中村 (1972) 及び一色・中村 (1972) は N_3 期の火山活動経過を次のように想定した。

N_3 期の活動後, 100 年あまりの静穏期が続いていた。恐らく何の前兆現象もなく, 山頂カルデラ内でストロンボリ式噴火が始まった。この噴火は数か月続き, 島の中南部を中心として 0.03 km^3 に達するスコリアを降らせた。溶岩も流出したであろうが, 当時のカルデラは深くかつ閉じていたので, 山腹にまであふれ出ることはなかった。山頂噴火がやや下火になった時に, 南東麓で割れ目噴火が始まり, 北北西から南南東に伸びる約 1 km の長さにわたって, 溶岩噴泉活動が行われ, 小スパター丘が形成された。引き続きこの割れ目の南南東端でマグマ水蒸気噴火が起こり, 直径およそ 450 m の爆発火口を生じた。この爆発は上昇してきたマグマによって地下水が気化, 主として既存の山体を破壊したものである。放出された 0.01 km^3 の岩片や火山灰は周辺の地域を覆い, 数 km^2 の岩と砂との荒野が出現した。同心円状の等層厚線から類推すると, 爆発時には無風状態であったらしい。山頂火口の噴火はその後も数年間は断続し, この地域に紫色の火山灰を降らせた。この間に島の南南西方で黒雲母流紋岩火山の爆発的大噴火があり, $Md_\phi \approx 3$ の火山灰が全島に降下した。この直後に波浮の爆発火口内のマグマの頭位が上昇したらしく, 非常に多孔質の牛ふん状火山弾を火口縁まで飛ばした。 0.05 km^3 に達する降灰終了後は, 再び静穏期が訪れた。

スリバチ火口の南縁のスパター中から採取した炭化木片の ^{14}C 年代 (p. 45, 第 9 表) を考慮に入れると, N_3 部層堆積の年代は 9 世紀, 特にその中頃とみてよいであろう。日本文徳天皇実録にある斉衡 3 年 8 月戊寅 (西暦 856 年 9 月 10 日) の「安房国」降灰は, 波浮港生成のマグマ水蒸気噴火によるものではないであろうか。仮にこの考えが成り立つとすると, 流紋岩火山灰は 886 年向山火山生成の際に運ばれたものであることになる。

Ⅶ. 4. 3 10 あるいは 11 世紀の噴出物 (N_2 部層)

この部層は主として降下スコリアと角のとれた (再堆積によると思われる) スコリアを含む火山礫凝灰岩の互層からなり, 層理は明瞭である。上部を占める風化火山灰は明褐色で, 後述する Y_5 部層の風化火山灰とともに極めて目立つ色調である。今までの所, N_2 期の側火山は知られていない。

N_2 部層からは ^{14}C 年代測定のための試料は得られておらず, また, 直下の風化火山灰あるいは上部を占める厚い風化火山灰からも考古学的資料は得られていない。 N_3 部層についての ^{14}C 年代資料及び上位の湯場層 Y_6 部層についての考古学的資料と, 火山灰の風化の進行状況から 10 あるいは 11 世紀の噴火の産物であるとした。

Ⅶ. 4. 4 12 世紀の噴出物 (N_1 部層)

この部層は N_2 部層と本質的に同じ層相であるが, 層理はより明瞭である。西部では, 火山豆石をま

ばらに含む凝灰岩が2-3枚、上部に挟まれている。

N_1 期には、主成層火山の南腹で、噴火が起こり基底径がおよそ250mの噴石丘が南北に相接して2個形成された。南の噴石丘の麓から、その南にある N_4 期の噴石丘を避けるように、幅の狭い2本の溶岩流が流下した。東の流れはおよそ0-9km、西の流れは1.3kmの長さには達した。南の噴石丘の東麓では、後述する13世紀以降の噴出物に覆われて、上部から明褐色風化火山灰(厚さ12cm)、層理の明瞭なスコリア質火山礫及び粗粒火山灰(厚さ228cm)、黒色で大型のスコリア(厚さ500cm以上)の順に N_1 部層が露出している。最下部のスコリアがこの南丘を構成するものであろう。

N_1 部層からも、 N_2 部層と同様に、年代の手掛かりになる試・資料は得られていない。前述の N_2 部層の場合と同様な間接的な関係から、12世紀の噴火の産物であるとした。

かんらん石含有玄武岩(GSJ R26302)：南麓、大島航空標識所の北東およそ900mの滝に露出する溶岩流(東の流れ)。 N_4 部層を覆い、 N_1 部層に直接覆われる。この岩石はやや暗い灰色で、斑晶として、長さ3mmに達する斜長石を散点的に含み、また、長さ2mmに達する黄色のかんらん石をまれに含む。鏡下では、

斑晶：斜長石(3.4%)及びかんらん石(薄片内に含まれていない)

斜長石は長さ0.3-3mm、一般に清澄であるが、微細な包有物がある帯に集中して配列している。累帯構造が見られて、組成範囲はアノーサイト-バイトウナイト。

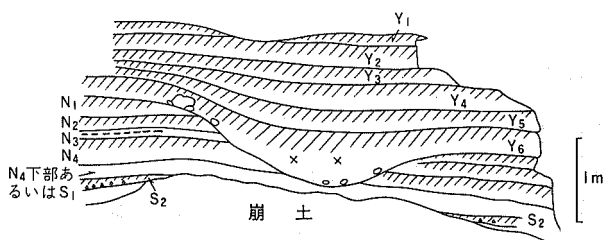
石基：細粒で、長さ0.07-0.25mmの長柱状バイトウナイト・通常長さ0.03-0.07mmの柱状単斜輝石及び径0.005-0.02mmのチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を珪長質メソスタシスが満たしている。これらのほかに、長さ0.3mmに達する柱状ないし長柱状単斜輝石が多く認められ、また、長さ0.15mmに達する丸みを帯びたかんらん石〔微細な鉄鉄粒(内側)及び単斜輝石粒(外側)に取り囲まれている〕が少数認められる。

同一溶岩流ではあるが、やや離れた箇所から採取されたと思われる試料の主成分化学組成は第2表-2, no. 19に示されている。

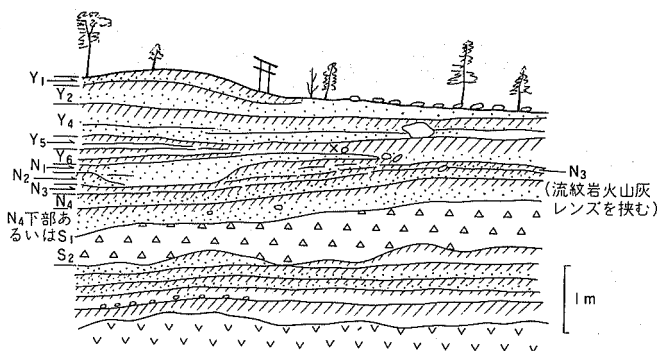
Ⅶ. 4. 5 13世紀の噴出物(Y_6 部層)

N_1 部層の上部は全島にわたって顕著な波状の浸食面で切られている。その波長は2-3m、振幅は1mあるいはそれ以下である。 Y_6 部層は下部から上部へ、基底スコリア、明紫青色の火山灰及び暗褐色風化火山灰と重なっている。この風化火山灰の色は Y_6 部層上部の明褐色風化火山灰のそれと対照的である。基底スコリアの等層厚線の主軸はNAKAMURA(1964, Fig. 15)によれば、東南東である。

西海岸、元町港の北およそ1.7kmの泉浜の低い海食崖に露出していた(現在は護岸擁壁に覆われてしまっている)、この部層の暗褐色風化火山灰中から古瀬戸・常滑・青磁及び須恵器片が出土した(第40図)。これら陶磁器片を同定した小山富士夫(国立博物館)によれば、青磁は中国浙江省のもので特徴ある釉薬が使用されており、鎌倉時代(1193-1335年)のどちらかといえれば後半のものであるという(NAKAMURA, 1960, p. 142; 1959年4月30日付中村一明メモ)。この事実から、 Y_6 部層堆積の年代は13世紀とみてよいであろう。



第40図 西海岸，泉津における陶磁器出土地点の模式スケッチ．現在では擁壁に覆われて観察できない．×印：陶磁器片出土地点，斜線：風化部，破線：流紋岩火山灰



第41図 泉津集落北西はずれの海に面する崖，宋銭出土地点の模式露頭スケッチ（中村一明原図）．×印：宋銭出土地点

Ⅶ. 4. 6 1338年？の噴出物（Y₅部層）

この部層の主体は黒色スコリア質火山礫・粗粒火山灰の細かい互層からなり，明褐色火山灰薄層を2枚挟む．基底スコリアの等厚線の主軸は現在の三原山から東方やや南に伸びている（NAKAMURA, 1964, Fig. 16），この互層の上に斜交葉理の発達した粗粒火山灰層が載り，上方へ明褐色風化火山灰へと移化する．

既に述べたように，Y₅部層上部の暗褐色風化火山灰中から，鎌倉時代（1193-1335年）のどちらかといえば後半を示す陶磁器片が出土している．一方，泉津集落の北西はずれの海に面する崖（第41図）のY₅部層上部の風化火山灰中からは，幾つかの円礫とともに，「大観通寶」と銘のある宋銭が1枚見いだされている．大観年間（西暦では1107-1110年，我が国の平安時代末期に当たるが，小山富士夫によれば，宋銭は室町時代（1392-1573年）まで使用されていたといわれる．これらのことから，Y₅部層は竺仙録に記された延元3年8・9月頃（1338年9月中旬から11月中旬まで）の大島火山の活動活発化の時期の堆積物と考えた．

この部層の基底部に側火口の噴出物がくる．一つは三原山の東方およそ1kmのカルデラ縁上にある櫛形山の西麓に露出する．この露頭の最下部に，溶結した直径20-30cmの非常に多孔質な牛ふん状火山弾が露出しており，櫛形山の中心に向かって高まるように分布している．上位にはY₅部層の厚さ4.5mの火山礫凝灰岩が整合に覆っており，更に不整合にY₄及びそれより上位の部層に覆われている．以上のことから，櫛形山の主体はこの時期の側火山と判定された（桂・中村，1960；NAKAMURA, 1961）．



第42図 西海岸、長根浜公園の海食崖で見られる1338年[?]溶岩 (Y_5)。現在ではほとんど擁壁に覆われてしまっている

もう一つは主成層火山の北西腹にあり、スパターやスコリアの等層厚線の形から、北北西-南南東に伸びる割れ目噴火の産物であるらしい。厚さが1 mを超える所では、スパターの溶結が進んでいる。溶岩は山腹を流下し、その一部は当時の海岸に達したらしい。溶岩流と溶結スパターとの境界を明瞭に引くことは一般に難しいので、地質図では破線にしてある。これら放出物と溶岩流がこの部層の基底部に挟まれることは、御神火茶屋北北東方の有料道路、北西腹の元町登山道及び現在建設中の自動車道、元町市街地などで見られる。現在、溶結スパターの層準が最もよく観察されるのは御神火茶屋の北北東方およそ600 mの有料道路切り取りであり、溶岩流のそれは元町港の南南東方およそ550 mの地点で海に注ぐ川の右岸の切り取りである。

元町港の北およそ500 mにある長根岬のすぐ南の海に面する崖(第42図)の上部には溶岩流の断面がレンズ状に露出しており、この露頭の南側で Y_5 部層の基底部に尖滅することがよく観察されたが(NAKAMURA, 1964, p. 49, Fig. 39)、現在では護岸のかさ上げ工事や切り取り部の崩壊などではっきりは分からなくなった。この北には、長根岬と呼ばれる、長さ70-80 mの岬が突き出している。この岬はすべて Y_5 期の溶岩流からなるが、その断面はV字形で、あたかも谷を埋めて流れたような形態を示している。護岸工事が行われる以前には、低い海食崖にもそのような形態を示す断面が観察された(第42図)。溶岩流は海岸に達すれば、多かれ少なかれ、海に向かって扇形に広がるものと思われるが、ここではそのような形態変化は認められない。したがって、この溶岩流は谷の中で停止したものであろう。このように考えると、1338年[?]以来、少なくともこの地点に関する限り、70-80 m崖線が後退したことになる。また、この溶岩流は全体として沈水していることから、1338年[?]あるいはそれ以降に陸地が相対的に沈降したと判断される。中村(1972)は「元町港北方の長根は Y_5 (1350年ころ)の無斑晶質玄武岩が、陸上の谷を埋めた部分である。今では両側の谷壁は浸食し去られ、かつ、全体に沈水している。したがって過去約600年間に海岸線は約100 m後退し、2 m以上沈下したことがわかる。」と述べているが、「2 m以上沈下した」とする証拠は何も提示されていない。

Y_5 溶岩11試料については桂・中村(1960)によって主成分化学組成が報告されている。一番北の分枝については4個、そのすぐ南の分枝についても4個の化学分析が行われているが、これらの値は分析誤

差の範囲内で一致する。しかし、南縁に近い3地点で採取した試料は、前者ともまた、相互の間でも組成を異にする。噴出孔が異なることに起因するとみるのが一番妥当であろう。

無斑晶状玄武岩 (GSJ R26298) : 西海岸, 長根岬のすぐ南の海に面する崖の上部に露出する溶岩流。この岩石は肉眼では灰色, 無斑晶状である。鏡下では,

斑晶 : 斜長石 (1%以下) 及び斜方輝石 (まれ)。

斜長石は長さ 0.5-0.8 mm, 一般に清澄で, 組成範囲はバイトウナイト。斜方輝石は長さ 0.2 mm と小型で, 単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基 : 中粒ないし細粒で, 長さ 0.15-0.3 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ 0.06-0.4 mm の柱状単斜輝石及び径 0.04 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間を淡褐色ガラスが満たしている。

同一の溶岩流ではあるが, やや離れた箇所から採取されたと思われる試料の主成分化学組成は第2表-2, no. 20 に示されている。

Ⅶ. 4. 7 1421年?の噴出物(Y₄部層)

この部層の基底スコリアは島の東部に分布し, その等層厚線の主軸は東南東方へ伸びている (NAKAMURA, 1964, Fig. 17)。このスコリアを覆って黒色ないし紫色の粗粒ないし細粒火山灰互層が全島の的に分布している。全体が粗粒な場合には黒色スコリア質火山礫・粗粒火山灰の互層であり, 逆に全体が細粒な場合には黒色・紫色・赤紫色・灰色など様々な色調の火山灰である。色調は粒度が小さくなるほど淡くなる。

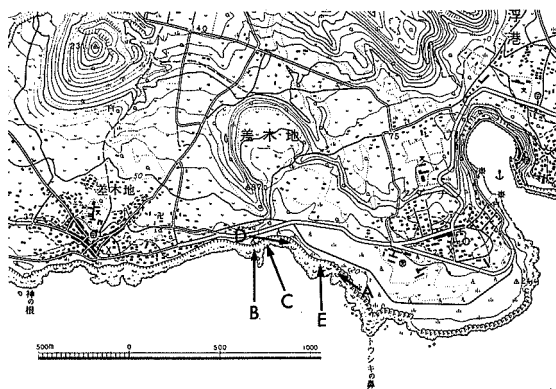
蜂の尻の南西およそ 700 m の林道切割りには幅 25 m にわたって溶岩流が露出している。溶岩流の下位は露出していないが, 上には Y₄ の火山灰が整合に載っていることから, 桂・中村 (1960) によってこの時期の溶岩流と判断された。この露頭は地形的に明瞭なカルデラ縁の延長上にあり, カルデラの凹所を満たした溶岩が, カルデラ壁の低所を越えて, わずかにあふれ出した部分と考えられる。

島の南部には N40°W に走る線上に幾つかの側火口が配列している。これら側火口の噴出物はすべて Y₄ 部層の基底部に限定される。これら側火山の噴出物について, 以下に北西から南東に向かって順次

記述する。

林道の海拔 370 m 地点では, Y₄ 部層の基底部にスパターがあり, 火口がこの近傍にあることを示している。この火口から流出したと思われる溶岩は間伏集落の海拔 75 m 付近で 3 つに分枝し, その西分枝は砂の浜の東で海に達している。

海拔 200 m 付近にある大穴は北西-南東径が 150 m, 最大幅 50 m の舟状火口を有する噴丘で, その構成物である赤褐色スコリアは Y₄ 部層の基底部にくる。そのすぐ南東にある小穴は直径およそ 50 m



第43図 南海岸東部, イマサキ付近における写真撮影方向
国土地理院発行, 1 : 25,000地形図「大島南部」の一部を使用
A: 第44図, B: 第45図, C: 第46図, D: 第47図, E: 第48図



第44図 岳の平(中央)とイマサキ海岸。休憩所手前の海食崖の上から3分の2が1421年?爆発角礫岩, d: 1421年?のマグマの通路。右後方は二子山(先カルデラ期の側火山)。第43図のA



第45図 イマサキにおける比較的扁平な噴石丘(下半部, ws)と凝灰岩リング(上半部, eb)の断面を示す露頭。1421年?噴出物。第43図のB。崖の高さはおよそ20m。中村一明氏撮影

の円形の小火口で、この火口から放出された赤色及び黒色のスコリアは同様に Y_4 部層の基底部にくる。

岳の平は小穴の南西750 mにある噴石丘で、比高およそ150 m、山頂には直径150 mの火口があったが、スコリア採掘のため現在でははっきりしない(第43図及び第44図)。岳の平北東麓のスコリア採掘場跡で見ると、その内部は溶結スパターからなることが分かる。岳の平の北西麓から南南西に向かっておよそ1 kmの長さの溶岩流が分布している。また、その南東麓からもわずかではあるが溶岩が流出している。これら溶岩流出地点も $N40^\circ W$ に走る線上に載っている。岳の平を構成した噴出物はすべて Y_4 部層の基底部にくる。

差木地集落の東はずれ、マサキの海食崖には、噴石丘・溶岩流及びこれらを供給した岩脈、及びマグマ水蒸気噴火の産物である爆発角礫岩がよく露出しいる(第45-48図)。これらは Y_5 部層までを覆い、 Y_3 - Y_1 部層に覆われることから、 Y_4 期の産物である。走向 $N45^\circ W$ 、幅0.5-1 mの通路を上昇して

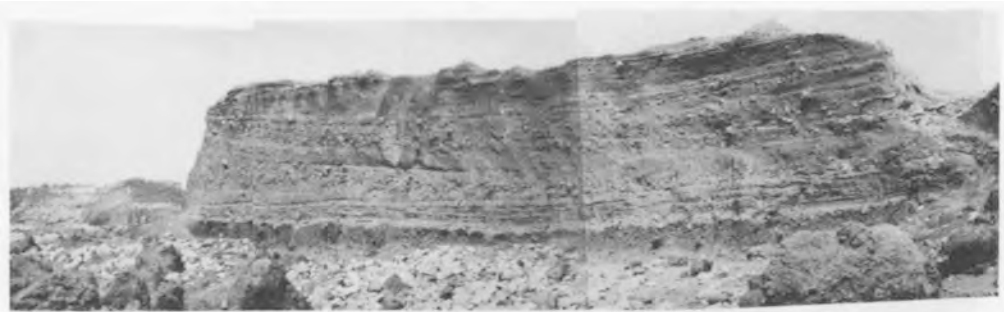


第46図 イマサキにおける岩脈 (d), それに続く溶結スパター (ws) 及び両者を覆う爆発角礫岩 (eb). 1421年? 噴出物. 第43図の C. 中村一明氏撮影



第47図 イマサキトウシキの鼻間の海食崖に露出する1421年?爆発角礫岩. 内陸に向かって傾斜する地形に注意. 第49図のD

きた玄武岩マグマはスパタリングを起こし、熔融溶岩片を主として火道の西側に堆積させて低い噴石丘を形成した。火道に近い中心部は赤色の溶結スパター（大型の牛ふん状火山弾では内部が暗灰色）となっているが、火道から遠い所では黒色スコリア質岩塊の集積である。このスコリア質岩塊の集積は更に西



第48図 イマサキトウシキの鼻間の海食崖に露出する1421年?爆発角礫岩. 第43図のE. 崖の高さはおよそ 30m

の崖下から海岸線にまで露出している溶岩流に移化している。火道の東側では厚さ2, 3 mの溶岩流であり、崖面に沿って70 mほど追跡することができる。

これら噴石丘や溶岩流を、凝灰岩リングを構成する爆発角礫岩が覆っている。爆発角礫岩としたものは大まかな級化層理をもった火山礫凝灰岩 - 凝灰角礫岩で、層理面も地形も内陸へ傾斜している(第47図)。その全体の色調は下から上へ褐色から黒色へと移化している。下位の現海面近くには露出する玄武岩及び直前に流出した(Y_4)の玄武岩が角礫として含まれ、そのほかに表面にちりめんじわあるいは小さいこぶのある水冷火山弾が含まれる。まれに水磨された円礫ないし亜円礫が見いだされる。これらの事実と爆発角礫岩の等層厚線(NAKAMURA, 1961, p. 284, Fig. 10)とから、海底でマグマ水蒸気噴火が起こったことは間違いない。前述の溶岩流の東端では、溶岩流の下に厚さ数10 cmの爆発角礫岩があることから、溶岩流がこの地点に達する以前に既にマグマ水蒸気噴火が始まっていたことになる。また、溶岩流の上に接する爆発角礫岩の基質が部分的に赤くなっている。これは下にある溶岩の熱によって焼かれたものである。

これらのことを総合すると、マグマ噴火 - マグマ水蒸気噴火は数時間とか数日間というような短い間に終わったものであろう。

上述のように Y_4 期には、イマサキ沖の浅海で海底噴火が起こった。鎌倉大日記の「應永二十八年四月四日(1421年5月5日)、伊豆大島焼、其響如雷、海水如熱湯、魚多死」の記事はこの噴火に相当するとNAKAMURA(1960)は考えた。すなわち、海底噴火のために魚が多数死んだものと判断した。ここではこの考えに従う。

かんらん石含有玄武岩(GSJ R26306; 第2表-2, no. 38): 南麓, 間伏バス停留所の東およそ400 m, 溶岩流[桂・中村(1960, p. 83及び第4表)のNo. 692と同じ]。この岩石は肉眼では暗灰色, 小さい孔隙に富み, 最大長1.5 mmの斜長石斑晶を散点的に含んでいる。極めてまれに黄褐色のかんらん石斑晶が認められる。鏡下では,

班晶: 斜長石(1%以下)及びかんらん石(薄片内に含まれていない)。

斜長石は長さ0.3-1.5 mm, 一般に清澄であるが, 微細包有物が見られる。累帯構造が見られ, 組成範囲はバイトウナイト。

石基: 細粒で, 長さ0.07-0.15 mmの長柱状バイトウナイト - ラブラドライト・長さ0.01-0.07 mmの柱状単斜輝石及び径0.005 mm前後のチタン磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間を淡褐色ガ

ラスが満たしている。

Ⅶ. 4. 8 1552年?の噴出物 (Y₃部層)

この部層の基底スコリアは島の東部に分布し、その等層厚線の主軸は東北東に伸びている (NAKAMURA, 1964, Fig. 18). このスコリアを黒色ないし紫色の火山灰が覆い、上部は褐色風化火山灰に移化する。島の北西部ではこの部層の厚さ5 cm 以下で、Y₄部層の上部風化火山灰と識別できなくなる。火山灰層の中には赤い粒子が含まれるのが特徴である。島の北東部では、基底スコリアと火山灰層との間に挟まれて溶岩流が広く分布している。溶岩流の層準はサクラ株の南の三叉路付近そのほかで確認できる。この溶岩流はカルデラ内の火口からあふれ出し、カルデラ壁の低所を越えて、海に達するような分布をしている。元町薬師堂に納められていた、薬師如来供養の木札には天文21年壬子9月19日(西暦1552年10月7日)に御原から噴火が始まり、同27日(10月15日)夜半、「江津二嶋ヲ焼出」したと記述されている事件がこの噴火に相当すると NAKAMURA (1960) は考えた。

かんらん石含有斜方輝石玄武岩 (GSJ R26309 ; 第2表-2, no. 42) : 北東腹、動物公園バス停留所近くに露出する溶岩流 [桂・中村 (1960, p. 82 及び第3表) の No. 700 と同じ]。この岩石は肉眼ではやや暗い灰色で、斑晶として長さ3 mm 以下の斜長石をやや目立つ程度に含み、また、まれではあるが、緑黄色の斜方輝石と思われるものを含んでいる。鏡下では、

斑晶 : 斜長石 (3-4%), 斜方輝石 (少量) 及びかんらん石 (まれ)。

斜長石は長さ0.6-2.5 mm, 一般に清澄であるが、微細な包有物が一部の帯に集中して配列することがある。累帯構造が見られ、組成範囲はバイトウナイト、斜方輝石は長さ0.3 mm 前後で柱状、単斜輝石 (外側) と平行連晶している。かんらん石は長さ2.5 mm で円味を帯び、微細な単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基 : 細粒で、長さ0.05-0.25 mm の長柱状バイトウナイト・ラブラドライト・長さ0.025-0.1 mm の柱状単斜輝石及び径0.007-0.03 mm のチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を褐色ガラスが満たしている。長さ1 mm に達する長柱状ビジョン輝石が含まれる。

Y₃ 溶岩流のほかの部分から採取した2試料には、かんらん石斑晶は見いだされなかった。

Ⅶ. 4. 9 1684-1690年の噴出物 (Y₂部層)

この部層の基底スコリアは島の東部に分布し、その等層厚線の主軸は東北東に伸びている (NAKAMURA, 1964, Fig. 19). このスコリアを灰色と桃色の火山灰互層が覆い、上部は褐色風化火山灰に移化する。東方に伸びて長根岬を造る溶岩流は基底スコリアと火山灰層との間に挟まれている。この溶岩流はカルデラ内の火口からあふれ出し、カルデラ床を埋め、カルデラ壁の低所を越えて、海に達して扇状に広がったものである。

「熱海名主代々手控」・「慶安元祿間記」・「大島山火記」などに天和4年2月14日(1684年3月29日)から元祿3年(1690年)までの噴火経過が記述されている。これによると、噴火は三原山御洞から始まり、何日かの後に東北東に向かって溶岩が流下して、海に達し、海中に広がった。この噴火に伴った鳴動・地震によって、民家の器財にかなりの損害があった。貞享元年(1684年)の夏から秋にかけても爆発音が時々聞かれ、降灰があった。降灰の厚さは山中で1 m あまり、集落近くで25-60 cm に達し、畑や

山林は埋没した。噴火はその後消長を繰り返しながら7年後になってようやく終息した。Y₂期の噴出物はこのような経過で堆積したものとみて間違いはない(NAKAMURA, 1964)。

ほとんど無斑晶状の玄武岩(GSJ R26308; 第2表-2, no. 44): 東海岸, 長根岬の西およそ1.4 km 都道の西側, 溶岩流[桂・中村(1960, p. 81及び第2表)のNo. 699と同じ⁸⁾]。この岩石は肉眼では灰色で, 斑晶として長さ2 mm 以下の斜長石を散点的に含み, また, 斜長石よりは小型で, 黄緑色の斜方輝石を極めて少量含む。鏡下では(第VI図版2),

斑晶: 斜長石(2.2%)及び斜方輝石(0.1%)。

斜長石は長さ0.6-1.8 mm, 一般に清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はパイトウナイト。斜方輝石は長さ0.5 mm 程度で柱状, 単斜輝石粒に取り囲まれている。鉄鉱(内側)と単斜輝石(外側)とに取り囲まれた, 長さ0.2 mm, 円味を帯びたかんらん石が通常の大きさの薄片内に1個体見いだされた。

石基: 細粒で, 長さ通常0.05-0.1 mm, 時に0.3 mm に達する長柱状パイトウナイト-ラブラドライト。長さ0.05 mm 前後, 時に0.3 mm に達する柱状単斜輝石[大型のものではピジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)の累帯構造が認められる]及び径0.01 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間を珪長質メソスタシスが満たしている, また, 孔隙にクリストバル石が晶出している。ほかに長さ0.15 mm に達する柱状斜方輝石[単斜輝石(外側)と平行連晶する]が少数存在する。

Ⅶ. 4. 10 扇状地堆積物(f)

島の南南西部, 都道の地層切断面と海岸との間には小規模ではあるが, 砂及び礫からなる扇状地堆積物が広がっている。この堆積物は島の南南西腹を深く刻んだ沢(赤沢)から供給されたものであるが, 1778年の噴火に際して流出した溶岩流によってその沢は埋め立てられ, その後は砂礫の供給は絶たれた。

Ⅶ. 4. 11 1777-1792年の噴出物(Y₁部層)

この部層の基底スコリアは島の東部に分布し, その等層厚線の主軸は東に伸びている(NAKAMURA, 1964, Fig. 20)。中央火口丘三原山の本体上半部もこの基底スコリアに相当する(第49図及び第50図)。スコリアを覆う砂は, 淘汰がよく, 風に運ばれたもので, カルデラ内のいわゆる砂漠の砂に連続する。降下火山灰が数層挟まれるが, この砂は全島を通じて粒度が一定しており, 下位の降下火山灰層に比べると著しく異なった層相を呈している。

本地質図上の「1778年?溶岩流(Y_{1x})」は, 桂・中村(1960)によってY₂本流及び枝脈(p. 81)に含まれていた。しかし, 「枝脈」が分かれる地点(櫛形山の東北東方およそ2 km)では, 第51図に示すように「本流」(Y₂)の側面は, 節理に沿って崩落し, 緻密・平滑な面を露出させており, それに「枝脈」(Y_{1x})のスコリア質表面をもった溶岩流がアバットしている。両者の時間間隙について厳密な論議はできないが, 1輪廻の活動内の現象とは思えない。桂・中村(1960, 第1図及び2図)によれば, ここから西へおよそ

8) 桂・中村(1960, p. 88)の「Y₂の試料」についての記述には誤りがある。桂 敬(1982年11月私信)は, 同ページ下から8行目の「No. 608とNo. 609」は「No. 698とNo. 699」に, 同下から7行目の「No. 698とNo. 699」は「No. 608とNo. 609」に, 同下から4行目の「本流」は「支流」に, 「支流」は「本流」と訂正した。



第49図 北西から見た中央火口丘三原山。黒色部は1950-1951年溶岩流 (M_2)。右手の一部は飛砂に覆われている。左手の灰色の高まりは1778年溶岩丘 (Y_{1n}) (1964年2月2日撮影)



第50図 三原火口北東壁に露出する溶結スパター(Y_{1c} の一部)。正井義郎技官撮影

500 m 行った地点では、現著者の Y_{1x} の西方延長が Y_2 部層の基底部にくるように図示されているが、そのような露頭は見いだせない、この付近の Y_2 溶岩 (Y_{21}) の表面構造は不規則であるのに反して Y_{1x} はしわのような表面構造をもっており、明らかに違う岩体といえる。

Y_{1x} 溶岩の露頭は断続するが、上流に向かって西へおよそ 1.5 km, 南折しておよそ 1 km, 櫛形山の西まで追跡できる、この溶岩流の噴出口は三原山の東あるいは南東麓と推定される。この溶岩流は Y_1 期の基底スコリアと同じ岩質のもの、すなわち斜長石斑晶の目立つ玄武岩スコリアに一面に覆われている。桂・中村 (1960, 第5図) は櫛形山西麓の空谷の左岸に露出する火砕堆積物を Y_3 から Y_2 部層に相

当するとし、 Y_3 上面が示す旧地表面を覆うこの溶岩流を Y_2 期のものであると判断した。しかし、彼等が Y_2 期のスコリアとしたものは、斜長石斑晶が目立ち、むしろ Y_1 期のもと考えられる。この近傍にはほかに露頭がなく、遠方からの対比に幾分かの疑問が残る。

三原山の北北西麓には溶岩からなる低平な丘 (Y_1n) がある (第 49 図)。ここには縄状溶岩・テュムラスなど火口近くに発達する構造がよく見られる (第 52 図及び第 53 図)。1950-1951 年噴火以前の 1947 年 9 月 27 日に撮影された空中写真によると、この溶岩は三原山の山頂火口から流出したものではなく、その北北西麓にできた、主として溶岩をあふれ出させるような火口から流出したものであることは明瞭である。この溶岩はカルデラ床の北部を広く覆い、カルデラ壁の



第51図 1684年溶岩流 (Y_2) の崩落面にアバットする1778年?溶岩流 (Y_1x)。記号 Y_1x の左上の黒色岩塊の直径がおよそ50 cm

低所を越えて北北東と東北東にあふれ出し、後者は海に達した。伊東無の南東方およそ 450 m の道路切りでは、溶岩流は幅およそ 40 m で、 Y_1 期の基底スコリアの間に挟まれており、蜂の尻の北北西方およそ 350 m の林道切りでは、幅およそ 15 m で、基底スコリア直上に載っている。

三原山の南南東麓のカルデラ床の一部を覆って溶岩流 (Y_1a) が分布する。この溶岩流も三原山の山頂火口から流出したものではないことは、野外でも空中写真でも明瞭である。この溶岩流はカルデラ壁の低所を越え (第 54 図)、先カルデラ成層火山に刻まれた谷に沿って南南西に流下し、現在の海岸線から、およそ 500 m の地点にまで達した。この溶岩流の層準は必ずしも明確ではなく、例えば桂・中村 (1960) が南南西に流下した Y_1 部層の溶岩として化学分析を行った試料も、 Y_3 部層よりは新しいとしか分からないものであった。

Y_1 期の溶岩流のうち、その層準が一番よく分かっている Y_1n 溶岩流の分布を、1777 年から始まった「安永大噴火」の公式記録である大島山火記の記述や中村清二 (1915) によって旧元村役場から発見された古い絵図 (製作年代は不明であるが、溶岩流の分布は大島山火記の記述に一致する) の溶岩流の分布と

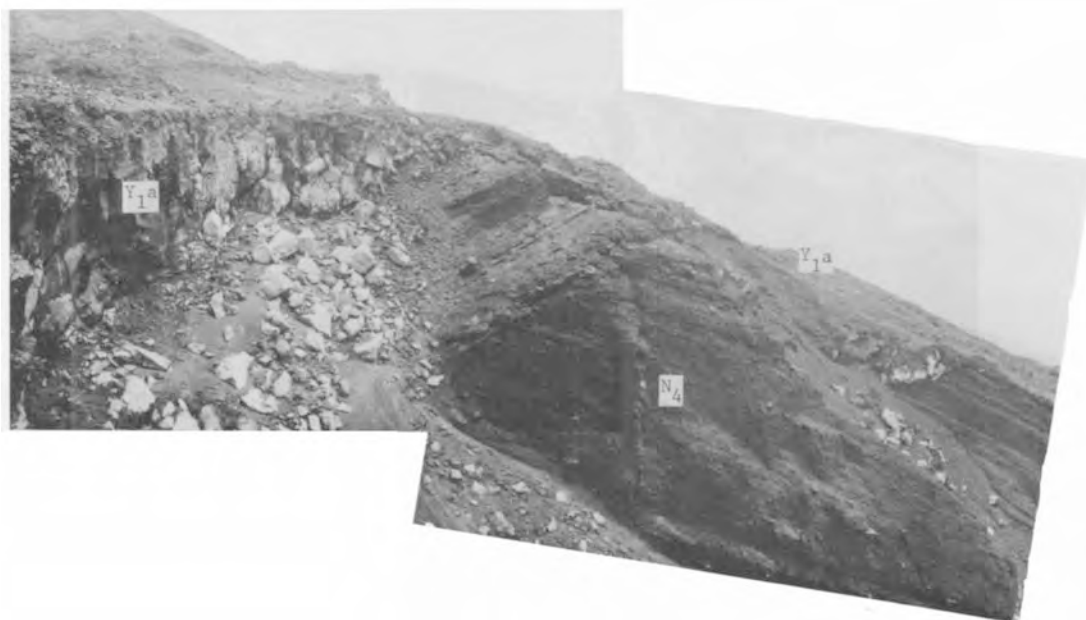


第52図 三原山北西麓で見られる1778年の縄状溶岩。正井義郎技官撮影



第52図 三原山北西麓で見られる1778年の縄状溶岩。正井義郎技官撮影

比べてみると、極めてよく一致する。すなわち、安永7年3月22日(1778年4月19日)に三原火口の北西からあふれ出して中の沢(中野沢)に沿って流下した溶岩は、その記述から見て地質図で北北東へ細く伸び、都道の山側にまで達している Y_1n 溶岩であることに間違いない。「三原山御洞戊亥之方焼崩」は、現在の三原山の山頂火口の北西縁から溶岩があふれ出しのではなく、北西麓からあふれ出したとする方



第54図 1778年赤沢溶岩流(Y_{1a})。カルデラ南縁で見られるカルデラ底を埋めた厚い溶岩流(左手)と外側斜面を覆う溶岩流(右手)。 N_4 : N_4 部層のスパター

が地形からみて正しい。絵図にも山頂から溶岩が流出したようには描かれておらず、また、現在三原山の北西麓にある、低平な溶岩丘の位置に当たるところに、溶岩噴泉を思わせる図柄が2個描かれていることは象徴的である。中村清二(1915)は、しかしながら、これらを「水蒸気ノ噴出ヲ示スモノト覺シキ白炎」としている。

安永7年9月26日あるいは27日(1778年11月14日あるいは15日)に三原火口から北東方へ流下し、ごみ沢から海へ達した溶岩は、その記述からみて地質図で北東へ伸び、現在の動物公園から海に達している Y_{1n} 溶岩であることに間違いはない。動物公園の北を流れる沢の海岸近くには Y_3 溶岩を Y_1 溶岩が直接覆う露頭がある。いまでもこのあたりが「ゴミザワ」と呼ばれている。

上記のように、 Y_1 期の噴出物である三原山及びその北東に分布する溶岩流が「安永大噴火」(1777-1792年)の産物の一部であることは確実である。三原山の南南東麓からあふれ出し、南南西に流下した層準の必ずしも明確ではない溶岩流も、噴火記録と絵図との照合から、1778年噴火の産物としてよいであろう。 Y_{1x} 溶岩流も、絵図との照合から、1778年? (あるいは1777年か)噴火の産物としてよいであろう。絵図には三原山の東に短い溶岩流と溶岩本流から南東(?)に分岐した細い溶岩流とが描かれているが、 Y_{1x} 溶岩流もこのように2つに分かれるのかも知れない。

斜方輝石玄武岩(GSJ R26303/NI59090702; 第2表-2, no. 45): 中央火口丘三原山北西腹有料歩道, 1777-1792年噴火の初期に放出された牛ふん状火山弾。この岩石は灰黒色で、長さ最大4mm、通常1-2mmの斜長石斑晶をかなり含んでいる。ルーペで見ると長さ1mm程度、黄褐色の斜方輝石と思われる鉱物が認められる。鏡下では、

斑晶：斜長石(17.7%)及び斜方輝石(0.5%)。

斜長石は長さ0.4 mm 以上、一般に清澄で、包有物は少ない。累帯構造が認められ、組成範囲はバイトウナイト。斜方輝石は長さ0.5-1 mm、柱状で、組成範囲は古銅輝石-紫蘇輝石であろう。

石基：細粒で、全体の81.8%を占め、長さ0.02 mm 前後の長柱状斜長石・長さ0.01 mm 前後の柱状単斜輝石及び径0.004 mm 前後の粒状チタン磁鉄鉱からなり、その間をガラス(?)が満たしている。細粒なため、鉱物の同定は困難である。

無斑晶状玄武岩(GSJ R26346)：櫛形山山頂の北西およそ200m、谷の西壁に露出する溶岩流(Y_{1x})。この岩石は肉眼ではやや暗い灰色で、長さ2 mm 以下の斜長石を散点的に含んでいる。鏡下では、

斑晶：斜長石(1%あるいはそれ以下)及び斜方輝石(微斑晶、まれ)

斜長石は長さ0.4-1.2 mm、一般に清澄で、包有物は少ない。累帯構造が見られ、組成範囲はバイトウナイト。斜方輝石は長さ0.4 mm 前後で柱状、常に単斜輝石粒に取り囲まれている。

石基：中粒ないし細粒で、長さ0.05-0.3 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.1 mm 前後の柱状単斜輝石[やや大型のものではビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)の累帯構造が認められる]及び径0.02 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を淡褐色ガラス及び微細な樹枝状鉄鉱を含む珪長質メソスタシスが満たしている。

同一の溶岩流ではあるが、やや離れた箇所から採取されたと思われる試料の主成分化学組成は第2表-2, no. 46に示されている。

無斑晶状玄武岩(GSJ R26332)：東海岸の長根岬の西南西およそ2.3 km、溶岩流(Y_{1x})の南縁。この岩石は肉眼ではやや暗い灰色で、長さ2 mm 以下の斜長石を散点に含んでいる。鏡下では(第VII図版1)、

斑晶：斜長石(1%前後)。

斜長石は長さ0.3-1 mm、一般に清澄で微細な包有物がある帯に集中して配列することがある。累帯構造が認められ、組成範囲はバイトウナイト。

石基：中粒ないし細粒で、長さ0.1-0.3 mm の長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.1 mm 前後の柱状単斜輝石[やや大型のものではビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)の累帯構造が認められる]及び径0.02 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を淡褐色ガラス及び微細な樹枝状鉄鉱を含む珪長質メソスタシスが満たしている。

同一の溶岩流ではあるが、やや離れた箇所から採取されたと思われる試料の主成分化学組成は第2表-2, no. 47に示されている。

無斑晶状玄武岩(GSJ R26295)：北東腹、蜂の尻山頂の北北西およそ350 m、道の切り取りに露出する溶岩流(Y_{1n})。この岩石は肉眼ではやや暗い灰色で、斑晶として長さが2-3 mm に達する斜長石をわずかに含んでいる。鏡下では(第VII図版2)、

斑晶：斜長石(1%以下)。

斜長石は長さ0.5-1 mm、一般に清澄。累帯構造が見られ、組成範囲はバイトウナイト。

石基：粗粒で、長さ0.1-0.6 mm の柱状バイトウナイト-ラブラドライト・長さ0.2 mm の柱状ビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)及び径0.05 mm のチタン磁鉄鉱からなり、これら鉱物の間を樹枝状鉄鉱を含む珪長質メソスタシス及び淡褐色ガラスが満たしている。

同一溶岩流ではあるが、やや離れた箇所から採取されたと思われる試料の主成分化学組成は第2表-2, no. 52に示されている。

第19表 大島火山玄武岩の石基
ピジョン輝石質普通輝
石

	1	2
SiO ₂	49.72	49.68
TiO ₂	0.73	0.56
Al ₂ O ₃	0.59	0.78
Fe ₂ O ₃	3.74	3.29
FeO	18.12	18.15
MnO	0.78	0.59
MgO	16.44	16.19
CaO	9.56	9.90
Na ₂ O	0.42	0.65
K ₂ O	0.07	0.15
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.
H ₂ O(+)	0.17	0.10
H ₂ O(-)	0.00	0.00
Total	100.34	100.04

分子比 Wo₁₉En₄₆Fs₃₅ Wo₂₀En₄₆Fs₃₄

α(平均)	1.711	1.709
β(平均)	1.713	1.711
γ(平均)	1.739	1.738
βの範囲	0.043	0.042
2V(+)*	25°	28°
2Vの範囲	41°	30°
光軸角分散	r<v	r<v

* 光軸面は(010)に平行

1. ピジョン輝石質普通輝石, 1778年噴出の紫蘇輝石玄武岩の石基単斜輝石, カルデラ床西部. 分析者: 小坂丈予 (KUNO, 1955, p. 75, TABLE 3, No. 9; p. 83, TABLE 9, No. 9)
2. ピジョン輝石質普通輝石, 1950年9月噴出の紫蘇輝石普通輝石玄武岩の石基単斜輝石, 三原火口西縁. 分析者: 小坂丈予 (KUNO, 1955, p. 75, TABLE 3, No. 8; p. 83, TABLE 9, No. 8. 不純物として0.5%含まれるチタン鉄鉱についての補正済み)

KUNO (1955) は, 1778年溶岩 (Y_{1n} に相当する) の石基輝石は累帯構造が著しく, ピジョン輝石から普通輝石へと連続的に組成を変化させており, その化学分析結果 (第19表, no. 1) は平均組成を代表するものであるとした.

ほとんど無斑晶状の玄武岩 (GSJ R26307; 第2表-2, no. 54): 南海岸砂の浜の北およそ1 km, アワイから滑台に至る旧馬道に露出する溶岩流 (Y_{1a}) [桂・中村 (1960, p. 80, 第1表) のNo. 693と同じ]. この岩石は肉眼では暗灰色で, 斑晶として長さ2 mm以下の斜長石を散点的に含んでいる. 鏡下では,

斑晶: 斜長石 (1.8%), ピジョン輝石 (0.1%) 及び斜方輝石 (微量)

斜長石は長さ0.2-0.8 mm, 一般に清澄. 累帯構造が見られ, 組成範囲はバイトウナイト. ピジョン輝石は長柱状で長さ1.2 mmに達する. 斜方輝石はまれで, 単斜輝石粒に取り囲まれたり, 平行連晶したりしている.

石基: 細粒で, 長柱状バイトウナイト-ラブラドライト・柱状単斜輝石・チタン磁鉄鉱及び褐色ガラスからなる.

Ⅶ. 4. 12 1950年以前の溶岩流及び溶結スパター (Mx)

1777-1792年の「安永の大噴火」以後、カルデラ外に顕著な堆積物を残すような噴火の記録はない。主として三原火口内を溶岩流やスパターで埋積するような活動が繰り返された。これらは堅坑状火孔壁に露出しているが、試料の採取は不可能である。仮に可能であったとしても、1777-1792年あるいはそれ以降のいつの時期の噴出物であるかを知ることはできない。

1777-1792年噴火以後で、かつ1950-1951年噴火以前の噴出物試料で、噴出年代のはっきりしているものは国立科学博物館所蔵の「1940年の牛ふん状火山」である。標本に付された記録によると、「昭和15年の噴火のときの溶岩の一片が火口茶屋の手すりに落ちたもの。東京都大島三原山、故中村清二博士採集寄贈」となっている。昭和15年(1940年)に、三原火口内の堅坑状火孔外に溶融溶岩片を放出するような火山活動は、8月18-19日に起こったことが知られているので、この標本もこの際の噴出物とみて差し支えないであろう。

かんらん石含有普通輝石斜方輝石玄武岩 (NSM 5614; 第2表-2, no. 57) : 三原火口内の堅坑状火孔の北北西およそ500mにあった火口茶屋(現在の火口茶屈とは少し位置を異にする)の手すりに落下した溶融溶岩片(牛ふん状火山弾, 第55図)。やや引き伸ばされた状態で固結。岩片の幅はおよそ20cmで、破断面で見ると多孔質、表面近くは黒色(小さい破片をルーペで見ると黄褐色)ガラス質、内部は灰黒色で、やや結晶度が高いようである。長さ3mmに達する斜長石斑晶が不均一に散在している。鏡下では(第Ⅷ図版1),

斑晶: 斜長石(17.5%), 斜方輝石(1.8%), 普通輝石(0.5%)及びかんらん石(微量)。

斜長石は長さ0.3-3mmで、一般に清澄であるが、周縁部に近い帯に、微細な不透明鉱物を



第55図 1940年8月の噴火に際して火口茶屋の手すりに付着した牛ふん状火山弾。幅は20cm。正井義徳技官撮影

含む褐色ガラス-珪長質物質からなる包有物を含むことがある。組成範囲はバイトウナイト。斜方輝石は長さ0.4-1.5 mm で柱状, その光軸面に平行に厚さ 10-20 μm の単斜輝石薄板が連晶している。普通輝石は長さ0.2 mm 前後で短柱状, 斜方輝石に比べると小型である。累帯構造が著しい。かんらん石は長さ0.5 mm 前後で粒状, ビジョン輝石粒に取り囲まれている。

石基: 微晶質ないしガラス質で, 全体の80.2%を占める。微晶質の部分は暗褐色で, 斜長石・単斜輝石のほかにチタン磁鉄鉱が晶出しているために, 暗褐色を呈するのであろう。ガラス質の部分は淡褐色で, 斜長石や単斜輝石の燕尾状結晶が散在し, 又, これらを核として, 微細な羽毛状結晶が成長している。チタン磁鉄鉱はこの部分には晶出していない。

1940年8月の噴火は, 1912年から始まった活動の最後のマグマを代表するものである。この後, 1950年の活動開始まで, 三原山は静穏期に入った。

Ⅶ. 4. 13 1950-1951年噴石丘 (M_2c) 及び溶岩流 (M_21)

1950-1951年の噴火活動では, 三原火口内の堅坑状火口の南縁に噴石丘が形成され, 火口底からは溶岩が湧出して三原火口を満たし, 火口縁の北及び北西の低所からあふれ出して, カルデラ床へ流下した。

溶岩の溢流は, 1950年9月中頃と1951年3月に起こった。火口内には, ホルニト(第56図)や縄状あるいは鋸歯状(第57図)表面を有する溶岩が分布するが, カルデラ床に広がった溶岩流の縁辺部はアア表面(第58図)を有し, 縁辺部の方が粘性の高かったことを示している。

1950-1951年の噴火活動で形成された噴石丘及び溶岩流の分布図は, (1)TSUYA et al. (1954a, b, 1955) ほかによる噴火中及び噴火後の調査結果, (2)1947年9月27日及び1963年11月10日に撮影された空中写



第56図 三原火口西縁で見られるホルニト。1950-1951年活動の際に生じたもの。正井義郎技官撮影



第57図 三原火口北東部における1950-1951年溶岩流の表面構造。正井義郎技官撮影



第58図 三原山北西麓で見られる1950-1951年溶岩流のAA表面。後方は1778年溶岩流の粗状表面。正井義郎技官撮影

真, 及び(3) 現著者自身による実地踏査をもとにして作成した。

この溶岩流は岩崎岩次ほか(1959), 岩崎岩次・小沢(1959), 岩崎岩次ほか(1960)及びIWASAKI, I. and IWASAKI, B. (1962)によって, 化学成分のうち, 全鉄・ TiO_2 ・ MnO ・ Na_2O ・ K_2O ・ Cl 及びVについて均一であることが知られている。

普通輝石古銅輝石玄武岩 (GSJ R26297/NI59021201; 第2表-2, no. 59): 三原火口北東およそ1 km, 1951年3月溶岩流. この岩石は暗灰色で, 長さ最大2 mm, 通常は1 mm 程度の斜長石斑晶が目立つ. ルーペで見ると長さ1.5 mm 以下の斜方輝石と思われるものが点々と認められる. 鏡下では(第VIII図版2),

斑晶: 斜長石(7.6%)・古銅輝石(0.6%)及び普通輝石(0.1%).

斜長石は長さ0.5 mm 以上, 一般に清澄であるが, 微細な不透明鉱物を含む褐色ガラス-珪長質物質, 単斜輝石及びチタン磁鉄鉱を包有物として含むことが多い. 累帯構造が見られ, 組成範囲はバイトウナイト. 古銅輝石は長さ0.5-1.5 mm, 長柱状で, 単斜輝石と平行連晶(常に単斜輝石が外側)していたり, 方位の違う単斜輝石粒がささっていたりする. 普通輝石は長さ1 mm, 短柱状で, 方位の同じ斜方輝石粒を含む.

石基: 中粒ないし粗粒で, 全体の91.7%を占め, 長さ0.07-0.25 mm の長柱状ラブラドライト・長さ0.07-0.25 mm の柱状ビジョン輝石(中心部)-普通輝石(周縁部)及び径0.02 mm 前後の粒状チタン磁鉄鉱からなり, これらの鉱物の間を淡褐色ガラス-微細な不透明鉱物を含む珪長質物質が埋めている.

曾屋(1975)は, 同一標本中の輝石類の共生関係と化学組成とから, それらの晶出経路は班晶の普通輝石と古銅輝石-紫蘇輝石→ビジョン輝石質普通輝石→ビジョン輝石→鉄に富む普通輝石であり, MUIR and TILLEY (1964)⁹⁾の“quench trend”に当たるものであるとした.

ISHII (1975)も同一標本について曾屋(1975)と同様な手法で記載を行い, ビジョン輝石温度計を論ずる資料とした.

KUNO (1955)は1950年溶岩の石基輝石は累帯構造が著しく, ビジョン輝石から普通輝石へと連続的に組成を変化させており, その化学分析結果(第19表, no. 2)は平均組成を代表するものであるとした.

VII. 4. 14 1954年溶岩流 (M₁1)

三原火口内では, 1953年10月から1954年2月にかけて, 何回かの静穏期を挟んで, 噴火活動があつ

9) MUIR, I. D. and TILLEY, C. E. (1964) Iron enrichment and pyroxene fractionation in tholeiites. Geol. J., vol. 4, p. 143-156

第20表 1957年から1974年までの間に三原山堅

登録番号	GSJ R26337	GSJ R26338	GSJ R26371	GSJ R26336
噴出年月日	1957.11.4	1957.12.11	1964.12.30	1969.2.25
試料の形態	火山灰	同 左	スコリア	火山灰
採取者・寄贈者	田沢堅太郎	同 左	中村一明	田沢堅太郎
採取地	三原火口底	同 左	同 左	アワイ
斑晶鉱物 (vol%)				
斜長石	+	+	23.0	+
かんらん石	-	-	tr	-
斜方輝石	+	+	0.1	+
普通輝石	+	+	} 1.9	+
ビジョン輝石	-	-		+

+ : ある, - : ない

た。1954年1月27日には $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ の溶岩が、現在の堅坑状火孔の位置にあった浅い凹陷地に流入した(Central Meteorological Observatory, 1956)。1959年ごろからの急激な堅坑状火孔の再生に伴って、この溶岩流も落ち込み、現在ではその北北西部のおよそ3分の1を残すだけになっている。地質図には、この部分が示されている。

斜方輝石普通輝石玄武岩(GSJ R26331/NI2052201; 第2表-2, no. 69): 三原火口内、堅坑状火孔の西側、1950-1951年溶岩原より一段低い棚、1954年1月27日流出の溶岩流。この岩石は黒灰色で、長さ5 mm に達する斜長石がかなり含まれており、1950-1951年溶岩とは明瞭に区別できる、鏡下では、

斑晶: 斜長石(17.7%)・普通輝石(0.3%)及び斜方輝石(0.2%)。

斜長石は長さ0.3-5 mm で一般に清澄であるが、周縁に近い帯に微細な不透明鉱物を含む褐色ガラス-珪長質物質からなる包有物を含むことがある。累帯構造が見られ、組成範囲はバイトウナイト。普通輝石は長さ0.2 mm 前後で短柱状。斜方輝石は長さ0.4 mm 前後で柱状、単斜輝石には縁取られていない。

石基: 細粒ないし中粒で、全体の81.8%を占め、長さ0.05-0.15 mm の長柱状ラブラドライト・長さ0.05-0.25 mm の柱状ないし長柱状単斜輝石(比較的大型の結晶では中心部がビジョン輝石で周縁部が普通輝石である)及び径0.01 mm 前後のチタン磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を褐色ガラス-微細な不透明鉱物を含む珪長質物質が埋めている。

Ⅶ. 4. 15 1954年以後の噴出物

地質図にはその分布は示されていないが、1950年から1954年にかけての活動後も、三原火口内の堅坑状火孔外へ初生物質を放出するような噴火活動が時おり行われてきた。今までに収集されたこの時期の試料は第20表に示されている。

第20表を参照すると、1950-1951年溶岩(斑晶輝石の組合せ、斜方輝石+普通輝石)から、1954年溶岩(斜方輝石+普通輝石)を通して、1957年火山灰までは、斑晶輝石の組合せが斜方輝石+普通輝石であるが、1964年以降1974年までは斜方輝石+ビジョン輝石(+普通輝石)である。他方、斑晶斜長石の量は1950-1951年溶岩及び火山弾では4.6-9.8%(TSUYA and MORIMOTO, 1951; TSUYA et al., 1952; 及び現著

坑状火孔から放出されたマグマの斑晶鉱物組成

GSJ R26339	GSJ R26340	GSJ R26341	GSJ R26372	GSJ R26373
1969.7.3	1970.1.30	1970.10.8	1972.11.9	1974.2.28-3.1
火山毛	火山灰	同 左	スコリア	同 左
同 左	同 左	同 左	木村政昭	中村一明
三原火口底	測候所	同 左	三原火口堅坑状火孔内	三原火口底
	+	+	25.5	22.2
	-	-		
	+	-	0.1	0.3
	-	+	} 4.1	tr
	+	+		0.9

者測定), 1954年溶岩では13.3及び17.7%, そして第20表から明らかのように1964, 1972, 1974年スコリアでは20数%である。これら鉱物組合せ及び量の変化を説明するための議論は一色(1973b, 1975)や曾屋(1976)によって行われたが, 決定的な解は得られていない。以下に主成分化学組成の知られている1964, 1972及び1974年噴出のスコリアについて簡単な岩石記載を行う。

かんらん石含有斜方輝石ビジョン輝石玄武岩(GSJ R26371/1230; 第2表-2, no. 70): 1964年12月30日, 三原火口内の壑坑状火孔から火口底へ放出されたスコリア。中村一明採取。黒色, 多孔質で移植ごての先のような形をしており, 長さ12 cm, 幅10 cm, 厚さ0.8-2 cm, くぼんだ側の表面はちりめんじわを呈し, 凸側には粗い凹凸がある。長さ最大3 mmの斜長石斑晶が散在している。鏡下では,

斑晶: 斜長石(23.0%)・単斜輝石(1.9%)・斜方輝石(0.1%)及びかんらん石(微量)。

斜長石は長さ0.3-3 mmで, 一般に清澄であるが, 周縁に近い帯に包有物を含むことがある。周囲の石基が微晶質な場合には包有物は輝石・不透明鉱物などの微細粒の集合体であり, 周囲の石基がガラス質な場合には淡褐色ガラスである。単斜輝石は長さ0.3-1.2 mmで柱状, コノスコープ像から判断して大部分がビジョン輝石であり, 普通輝石は少ない。ビジョン輝石結晶には集片双晶を示すものが多い。斜方輝石は長さ0.4 mm前後で, 厚さ10 μm 程度の単斜輝石と平行連晶している。かんらん石は径0.1 mmの円味をもった粒として単斜輝石斑晶に包まれて産するにすぎない。

石基: 微晶質ないしガラス質で, 全体の75.0%を占める。微晶質の部分は暗褐色ないし黒色で, 斜長石・単斜輝石のほかにはチタン磁鉄鉱が晶出しているためにこのような色調になるのである。ガラス質の部分は淡褐色で, かなりの量の斜長石・単斜輝石及びチタン磁鉄鉱が晶出しているが, 暗色部に比べると後者の量は少ない。

斜方輝石普通輝石ビジョン輝石玄武岩(GSJ R26372/1109; 第2表-2, no. 71): 1972年11月9日11時頃, 三原火口内の壑坑状火孔底に露出している溶融溶岩採取の目的で降下させたるつぼを支持したワイヤーに付着した長さ9.5 cm(ワイヤーの方向に), 最大幅5 cm(下端近く)の溶岩片(恵谷・木村, 1973)。黒色多孔質, 破断面で長さ最大3 mmの斜長石斑晶が見られるが, 表面では不明瞭, ガラスが引き伸ばされており, 付着後さがったような感じを受ける。鏡下では,

斑晶: 斜長石(25.5%), 単斜輝石(4.1%)及び斜方輝石(0.1%)。

斜長石は長さ0.5-3 mmで, 一般に清澄であるが, 周縁に近い帯に不規則な形をした淡褐色ガラス粒を含むことがある。累帯構造が見られ, 組成範囲はバイトウナイト。単斜輝石は長さ0.5-1 mmで柱状, コノスコープ像から判断するとビジョン輝石の方が普通輝石より多い。普通輝石は明瞭な境界をもって, 厚さ20-30 μm 程度のビジョン輝石と平行連晶することがある。斜方輝石は長さ0.4 mm前後で, 単斜輝石(ビジョン輝石か)と組み合ったような形で集合斑晶を構成している。

石基: ガラス質で, 全体の70.3%を占める。長さ0.05 mm前後の柱状-長柱状の斜長石, 長さ0.05 mm前後の柱状単斜輝石が基質のガラス中に散在し, やや結晶度のよい部分や孔隙の周縁部にはチタン磁鉄鉱微粒が晶出している。ほかに, 羽毛状・稲束状の結晶が前記の結晶を核としてあるいは単独で晶出している。

古銅輝石ビジョン輝石玄武岩(MK740301, 74301-1; 第2表-2, no. 72): 1974年2月28日-3月1日噴出, 3月2日木村政昭によって三原火口床で採取されたもので, 以下の記述は主として曾屋(1976)によ

る。この試料は発泡のよい黒色スコリア（現著者注：孔隙率およそ75%）で、肉眼で認められる斑晶は斜長石だけである。鏡下では、

斑晶：斜長石(21.0%)・ピジョン輝石(1.2%)及び斜方輝石(0.4%)。

斜長石は長さ0.4-2.5mmで、一般に清澄であるが、周縁に近い帯に不規則な形をした淡褐色ガラス粒を含む。一般に中心部はほぼ均質で、周縁部に細かい繰り返しの累帯構造が認められる。中心部の組成は An_{90-85} （電子プローブX線マイクロアナライザーによる。以下同じ）で、周縁に向かって徐々にAb成分が増加し(An_{80})、最外縁では An_{75-72} となる。Or成分は中心部で0.1mol%、外縁部で0.3mol%である。ピジョン輝石は長さ0.5mm前後で柱状、その組成範囲は Wo_{8-14}, Fs_{29-31} である。斜方輝石は長さ1mm前後で柱状、その組成範囲は $Wo_{4.2-4.9}, Fs_{24.0-28.0}$ の古銅輝石で、最もマグネシウムに富むものは $Wo_{4.6}En_{67.1}Fs_{28.3}$ である。斜方輝石外縁にc軸を共有して平行連晶する単斜輝石は厚さ数 μm しかなく、分析できなかった。

石基：ガラス質で、全体の77.4%を占める。淡褐色ガラスの中に少量の斜長石や単斜輝石が散在し、微細な針状の晶子も含まれる。孔隙壁は微細な鉄鉱で裏打ちされている。

1974年2月28日-3月1日放出物には、上述の発泡のよいスコリアのほか、やや発泡の悪いスコリア、新鮮なあるいは桃色に変質した類質岩片（火孔壁岩とみられ、一部にスコリアが付着）、火山毛などがある。壁岩の一部は薄板状に割れており、割れ口は極めて新鮮である。堅坑状火孔外に堆積した新噴出物の総量は $3 \times 10^6 kg$ と見積もられている（田沢ほか, 1974）。

VII. 5 人類遺跡とその出土層準

大島では、縄文時代早期(8,000-9,000 ^{14}C 年前)から室町時代に至るまでの人類遺跡が火山噴出物累層の中から出土している。これらは大島火山の活動史に年代目盛りを入れるという意味で重要である。これら人類遺跡の出土地点は第59図に、出土遺物・出土層準などの資料は第21表に示されている。今までに土器形式未同定のものや出土層準未確定のものもあるがそれらも参考のために含まれている。今後の検討が必要である。

VIII. その他の完新世堆積物

VIII. 1 風成堆積物(e)

山頂カルデラ内には風によって運ばれ、堆積した玄武岩の砂礫が分布している。その一部は1951年に三原火口からあふれ出して西方に流下した溶岩流の南部をも覆っているが、地質図では1951年溶岩の境界をはっきりと示す目的でこの部分は省略してある。三原山の東側では、1777-1778年噴火で放出された、斜長石斑晶の目立つ玄武岩降下スコリアがかなり含まれる。

第21表 出土遺

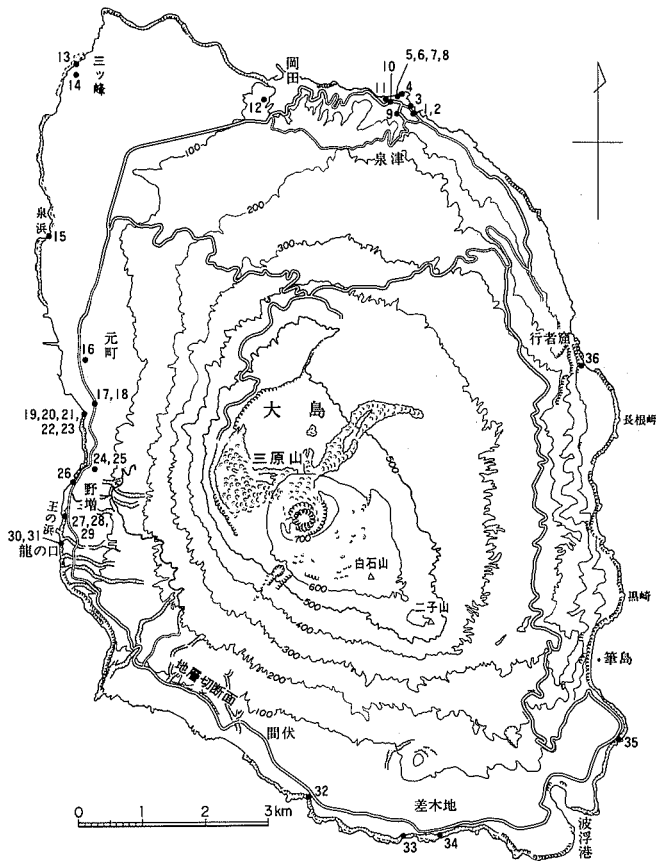
地点番号	所在地	出土遺物
1	泉津31	弥生時代後期久ヶ原式甕棺(?)
2	同上	玉石敷遺構
3	泉津字松山	縄文時代前期十三菩提式土器片・石器・骨器・貝殻及び骨片(イノシシ, クジラ類, キジ, ウミガメ科の1種, イシダイなどの魚)
4	泉津秋の原	縄文時代中期勝坂式, 加曽利 EI 式に併行するもの及び縄文時代後期の土器片
5	泉津秋の原(溶岩流下)-A	土器片
6	同上-B	縄文時代中期加曽利 EI 式あるいは阿玉台式土器片
7	同上-C	黒曜石片, 骨片
8	同上-D	土器片, 黒曜石片
9	泉津秋の原29-1	縄文時代後期堀之内式土器片
10	泉津秋の宮都道切り	弥生時代後期前野町式土器片
11	泉津秋の宮海岸	宋銭(大観通寶, 大観年間は西暦1107-1110年), 玉石
12	岡田大久保山の南東斜面	縄文のあるもの, 土師の古いものと思われるもの, 弥生と思われるもの
13	岡田小野田142, 143	弥生時代中期後半, 弥生時代後期末葉あるいは土師初頭, 和泉期及び鬼高期前期の土器片, 和泉期のものが多い
14	元町字赤禿12の5	縄文時代早期田戸下層式土器片
15	元町泉浜	古瀬戸, 常滑, 青磁及び須恵器片
16	元町大島町役場飯庁舎駐車場	土師器, 須恵器, 自然釉のかかった陶磁器及び暗紋土器片
17	元町字神田屋敷	土師器片
18	同上	土師器片
19	元町字大昇662	縄文時代早期平板式土器片を主体とし, 少数の山形押型文・押型文・捺糸文(各1片)土器片を伴う。石器・イノシシの頭骨などの骨片及び魚骨片
20	同上	縄文時代中期後半加曽利 E 式土器片
21	同上	縄文時代後期初頭称名寺式土器片
22	同上	縄文時代後期前半堀之内式土器片
23	同上	土師器壺
24	野増, 大宮神社北側, 山道南壁	土師器壺, 貝殻, 骨片
25	野増, 大宮神社北側, 山道北壁	五領期の土師器片, 国分期の土師器片及び8世紀末-9世紀初の須恵器坏
26	野増, 大宮沢(フナヒキドの沢)川口南の海食崖	鬼高期の土師器坏ほか
27	野増王の上	縄文時代前期木島式及び関山式土器片
28	同上	縄文時代前期諸磯(?)式土器片
29	同上	縄文時代前期踊場式土器片
30	野増字龍の口	縄文時代早期茅山式土器片
30	同上	縄文時代早期最終末期天神山式土器片ほか
31	同上	縄文時代中期五領ヶ台式, 勝坂/阿玉台式及び加曽利 E 式土器片, 石器, 及び骨片(イノシシ, イルカ, ウミガメ, 魚など)

物 一 覧

推定年代	出土層準	備考
1 世紀	O ₈ 部層	出土層準は田沢(1981, 書面による回答)による。大島町郷土資料館蔵：[6]注)の第8図1及び2
	S ₁ (?) 部層の上, N ₄ 部層の直下	1960年2月28日, 現著者が遺構の存在を確認
	新期山体を構成する溶岩流にうがたれた洞窟	泉津鉄砲場遺跡. [1], [2], [4], [6]
	未確認	小野 昭同定
	新期山体を構成する溶岩流の下位8枚目の部層の上部土壌	
	同7枚目の部層の上部土壌	小野 昭同定
	同2枚目の部層の上部土壌	
	同直下の部層の上部土壌	
	未確認	泉津波牛登り口遺跡. [1], [4], [6]
	S ₂ 部層の風化部	[3]
	Y ₆ 部層の上部土壌	
	O ₁ (?) 部層. S ₀ 部層の下位であることは確実	[3]
	S ₀ 部層の風化部及び S ₁ 部層の風化部	小野田遺跡, 出土層準は田沢(1983, 口述)による. [4]
	不明	野地遺跡. [4]
	鎌倉時代(1193-1335年)のどちらかといえば後半	Y ₆ 部層の風化部 [3]
	平安時代初頭(9世紀前半, 西暦800年頃)	N ₄ 部層の風化部 [7]
		N ₄ 部層直下 神田屋敷遺跡
		N ₄ 部層の風化部 同上
		O ₅₄ 部層の風化部 下高洞遺跡A地区. [5], [8]
	未確認 下高洞遺跡C地区. [8]	
	未確認 同上 [8]	
	未確認 同上 [8]	
平安時代	未確認 下高洞遺跡B地区. [8]	
	N ₄ 部層直下 [3]	
	N ₄ 部層の風化部	
	S ₂ の再堆積層	
	O ₃₇ 部層の風化部 [5]	
	O ₃₆ 部層の風化部 [5]	
	O ₃₅ 部層の風化部 [5]	
	O ₁₀ 部層の風化部 [5]. [9]によれば, 「当時としては貝殻條痕文=茅山式という広い意味での認識で型式判定をしたものと考えられた。」としている	
	O ₄₀ 部層の風化部 [9]. アカホヤ(K-Ah)火山灰(町田・新井, 1978)の火山ガラスの産出が極大を示す層準の直下から出土. 炭化木片の ¹⁴ C年代は 6330±85 y.B.P. (N-4660)	
	O ₃₃ 部層あたりか 龍の口遺跡. 出土層準は田沢(1982, 口述)による. [1], [2], [4], [6]	

地点番号	所在地	出土遺物
32	差木地9(大島航空標識所南西海食崖)	弥生時代後期弥生町式土器片
33	差木地神の根	土器片
34	差木地前浜	土器片
35	波浮港オオヤノクボ	縄文時代後期堀之内Ⅱ式と加曾利BI式の間型式の土器片
36	泉津櫛峯	弥生時代後期土器

注) [1] 麻生(1959), [2] 金子(1959), [3] NAKAMURA(1960), [4] 宮崎ほか(1973), [5] 一色・松村(1976), [6] 東京都島嶼地域
[9] 杉原ほか(1983)



第59図 遺物出土地点図

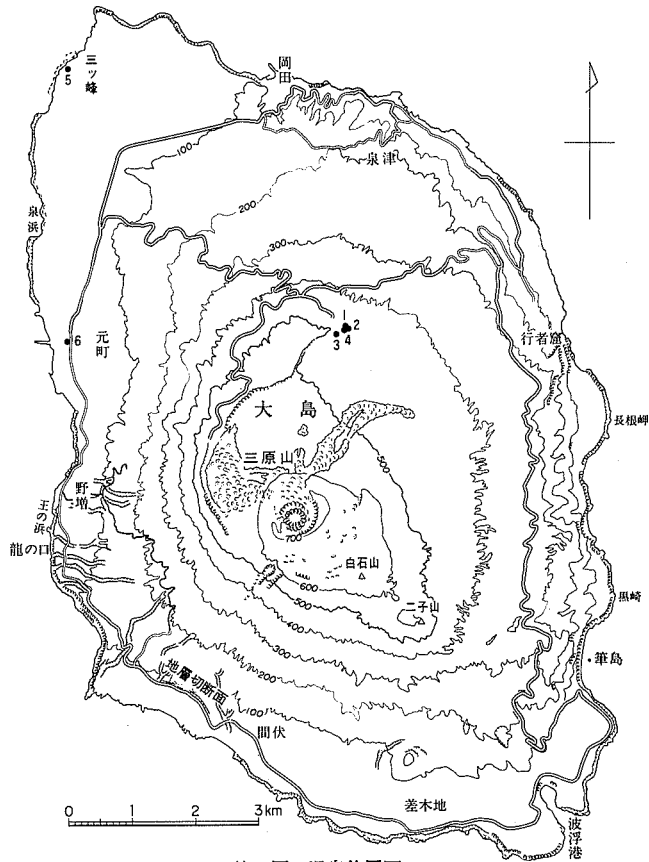
VIII. 2 海浜堆積物(b)

大島には大規模な砂浜はない。長さ500m以下の小規模なものが、東海岸の行者窟の北側、南海岸の砂の浜及び西海岸の湯の浜に見られる。これらはすべて玄武岩の砂及び礫からなる。

つづき

推定年代	出土層準	備考
	O ₁ 部層の風化部	出土層準は田沢(1983, 書面による回答)による。[3]
	N ₄ 部層の風化部	
	N ₄ 部層の風化部らしい。 Y ₆ 部層よりは下位	
	O ₁₆ 部層の風化部	土器型式は川崎(1982, 口述)による
	不明	

遺跡分布調査団(1980), [7] 東京七島新聞(昭和57年9月18日付), [8] 東京都大島町教育委員会・大島町下高洞遺跡調査団(1983),



第60図 温泉位置図

IX. 応用地質

IX. 1 温泉及び噴気

大島には自然湧出の温泉は知られていない。しかし、掘削によって3地域から温泉が得られた(第60

第22表 温 泉 分 析 表

	1	2	3	4	5	6	7
泉温°C(気温°C)	44()	65()	60()	56.0()	43.5()	64(24)	29.8()
揚湯量 (l/min)						900-1,200	
比重 (20°C/4°C)						1.025	
蒸発残留物(mg/l)			680		648	38,106(mg/kg)	
pH	7.0	7.3	6.4		6.3	7.3	7.1
性状						無色透明, 少量の褐色沈殿あり, 鹹味を有する	
K ⁺	9.6	9.3	8.0	4.3	4.1	325.0 (mg/kg)	
Na ⁺	33.0	33.0	29	12.9	23	10,800	1,250.3
陽イオン Ca ²⁺	74.4	80.3	74.5	38.7	83.4	1,379	204.1
(mg/l) Mg ²⁺	22.2	22.5	18.0	14.2	33.1	675.3	143.1
Fe ²⁺						9.000	
Al ³⁺						tr	
Mn ²⁺						10.50	
Cl ⁻	30.0	42.0	24	8.9	22	19,907	2,443.3
Br ⁻						10.66	
F ⁻	0.19	0.15		0.25			
I ⁻						0.4150	
陰イオン SO ₄ ²⁻	27	18	25	5	41	2,549	309.8
(mg/l) HCO ₃ ⁻						126.3	160.5
CO ₃ ²⁻						0.1500	
BO ₂ ⁻						0.0878	
HSiO ₃ ⁻						0.8940	
HPO ₄ ²⁻						tr	
SiO ₂	185	182	196	82	124		
遊離成分 H ₂ SiO ₃						232.6	113.9
(mg/l) HBO ₂						7.488	
CO ₂						15.18	10.9
泉質						強食塩泉(緩和高張性高温泉)	弱食塩泉

1. 余背1号井(大島温泉ホテル1号), カルデラ床北部, 1961年7月25日採取(岩崎文嗣, 1963)
2. 余背2号井(大島温泉ホテル2号), カルデラ床北部, 1961年7月25日採取(岩崎文嗣, 1963)
3. 大島温泉ホテル2号(余背2号井), カルデラ床北部, 1973年4月6日採取(相川ほか, 1979)
4. 余背3号井(大島温泉ホテル3号), カルデラ床北部, 1961年8月25日採取(岩崎文嗣, 1963)
5. 大島温泉ホテル4号(余背5号井), カルデラ床北部, 1973年4月6日採取(相川ほか, 1979)
6. 伊豆大島1号源泉(野地1号井), 元町字野地の原, 1967年10月19日, 東京都中央保健所大島出張所現地試験, 中央温泉研究所甘露寺泰雄試験室試験, 1967年11月22日報告(松尾敏雄氏所蔵資料)
7. 柳川温泉〔現著者注: 旧柳川館(標高およそ25m)の深度30mの井戸のことであろう〕, 元町, 近藤ほか(1957, p. 94-95)

図). 1958年から1962年にかけて, 大島総合開発の一事業として, 大島開発株式会社により, カルデラ床北東部で5本の試錐が行われた。温泉を得ることがその目的であった。第22表, nos. 1, 2及び4にこれら5本の試錐井のうち3本から得られた温泉の泉温及び泉質を示してある。分析を行った岩崎文嗣

(1963)の目的は島内15箇所の試錐井から得られた水の化学成分の季節による変化,場所による違いなどの検討にあったので,例えば余背1号では時期を異にして7回測定が行われているが,このうちpH値の分かっている測定値を選んだ。大島温泉ホテルはこれら温泉水を浴用に利用したホテルとして1965年2月に開業,現在に至っている。相川ほか(1979)は大島温泉ホテル2号(余背2号井)と1970年に掘削された大島温泉ホテル4号(余背5号井)の泉質を報告している(第22表, no. 3及びno. 5)。

島の北西海岸近くで,1966年から1969年にかけて,別の会社により,温泉を得る目的で,野地1号井(海拔およそ6m,深度750.70m)及び野地2号井(海拔およそ25m,深度787.00m)が掘削された。前者から得られた温泉の泉温と泉質を第22表, no. 6に示した。しかし,この2本の井戸は現在利用されていない。

第22表, no. 7に泉温・泉質を示した「柳川温泉」(近藤ほか, 1957, p. 94-95)は1965年1月11日夜の元町大火前まで吉谷神社下にあった柳川館の井戸から採取された水についての測定値であろう。

島の北腹海拔およそ450mの湯場には北北西-南南東に伸びる弱い噴気帯がある。噴気が一番強いのは現在福祉センターのある地点で,明治初年あるいはそれ以前から「蒸風呂」として利用されていた(月出, 1914; 立木, 1969)。

本多(1951)によると,1938年12月6日10時40分-43分の観測では噴気温は51.3°C(外気温11.6°C)であった。1950年7月-1951年5月(三原山噴火活動期)の間では,1950年10月に観測された51°Cが最高であって,そのほかは大体50°Cであった。中央気象台(後に気象庁)発行の地震月報には,1951年8月から1956年4月にかけて断続的ではあるが,朝6時の噴気温観測結果が集録されている。1953年8月から1954年12月までは毎日観測が行われた。これらの資料を参考にすると最高49°Cであった。

IX.2 骨材資源

岡野(1966)によれば,大島の火山礫(スコリア)の本格的な採掘は1951年から七島興業の手によって行われ,1955年からは日本ライトグラベル工業株式会社に引き継がれた。島の南部にある岳の平の鉱床は1951年から採掘されており,1964年の採掘量は250,000m³であったが,現在では採掘されていない。岳の平は1421年?の側噴火に際して形成された噴石丘で,NAKAMURA(1961)によればその体積は13×10⁶m³と見積もられている。この噴石丘を覆う細粒火砕物は1-3mと薄く,採掘には好適であったろう。1964年春頃採掘されていた火山礫の大きさによる種類とその比率は,30mm以上20%,10-30mm50%,10mm以下30%で,これらのうち10mm以下のものの一部は島内でコンクリート・ブロック用に消費されるが,10mm以下の大部分と30mm以上の礫は,後の利用に備えて,別々に貯蔵されていた。10-30mmのものは主として東京(80%),一部は神奈川・千葉・大阪,時には名古屋方面に向けて,波浮港から船により出荷されていた。

西海岸北部の赤禿鉱床では,1945年以前及び1951年頃赤い火山礫が採掘されていた。

現在,火山礫の採掘が行われているのは,島の南南東部にある側火山の一つサド山である,NAKAMURA(1961)によれば,その体積5.5×10⁶m³と見積もられている[NAKAMURA(1961, Table VI, no. 37)の余川がここでいうサド山である]。前述の岳の平に比べると,細粒火砕物の被覆が数mと厚く,採掘には

多少の困難が伴ったものと思われる。ここでは真島建材株式会社により、年間およそ100,000 m³ がグラウンドの中層路盤用のほか、シンダーコンクリート骨材・外柵用ブロック種石用として採掘・出荷されている。

X. 試錐井資料

大島には、温泉・農業用水・飲料水などを得る目的で掘削された、数多くの試錐井がある(例えば、農林水産省関東農政局計画部, 1980)。それらの多くは深度数10 mないし100 m程度であるが、なかには800 mに及ぶものもある。現著者が実見し得た、比較的浅い風待水源(位置: 34°46'11"N, 139°22'13"E; 地盤標高: およそ85 m; 深度: 93.00 m)・大島町元町さく井(位置: 34°44'46"N, 139°21'55"E; 地盤標高: 70 m; 深度: 73.090 m)及び大島なほ一井[位置: 34°41'25"N, 139°24'43"E; 地盤標高: 77.688 m; 深度: 90 m(農林水産省関東農政局計画部, 1980)]では、地表で観察される大島火山の岩石に類似した玄武岩溶岩と火砕物の互層であった。

ここでは大島の地下構造についての知見の得られた、やや深い11試錐井の地質柱状図を示し、現著者自身の観察をもとにして、若干の説明を付することにする。

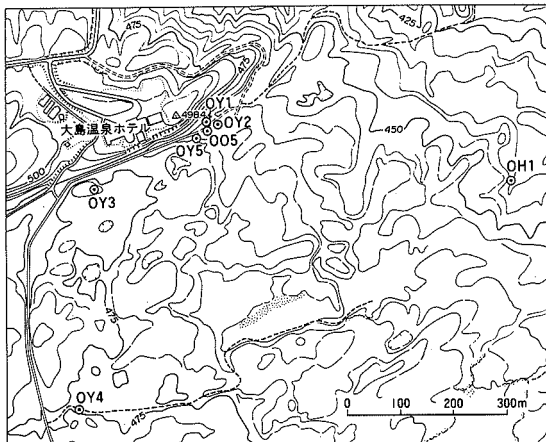
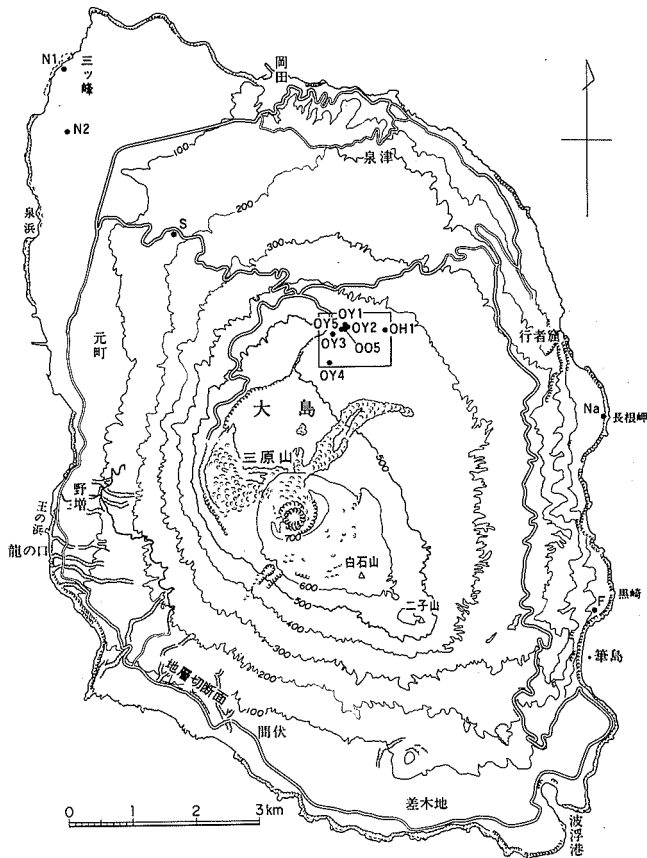
(1) 大島火山の下位に存在する変質した火山岩層(島の北北西部地域)

伊豆大島1号源泉(野地1号井, 標高およそ6 m, 深度750.70 m: 第61図のN2及び62図)では、深度およそ360 mまでは、岩芯の採取率が極めて悪く詳細不明の部分が多いが、地表に露出している大島火山の岩石に類似した玄武岩溶岩と火砕物の互層であるらしい。深度334.20-334.70 mと335.50 mでクロマツ(*Pinus thunbergii* PARALATORE)の樹幹が採取されており、その¹⁴C年代は30,500年B. P.以上(GaK-2213)であった(第9表参照)。深度360 m以深では、緑色を帯びた安山岩質(?)の火山礫凝灰岩及び凝灰岩互層であり、モンモリロナイト化及び沸石化が進んでいる(第4表参照)。

伊豆大島2号源泉(野地2号井, 標高およそ25 m, 深度787.00 m; 61図のN2及び62図)では、深度およそ150 mまでは大島火山の岩石に類似した玄武岩溶岩と火砕物の互層であるが、150 mから460 mにかけては岩芯の採取率が極めて悪く、試錐日報にも“火山灰礫まじり”あるいは“礫”と記載されているだけであって詳しいことは分からない。しかしわずかに採取されている岩芯から、この区間も大島火山の岩石に類似した、薄い玄武岩溶岩と火砕物の互層とみてよいであろう。460 m以深では、上記1号源泉と同じ緑色を帯びた安山岩質(?)の火山礫凝灰岩及び凝灰岩の互層が主体を占めている。これらもモンモリロナイト化及び沸石化が進んでいる(第5表参照)。

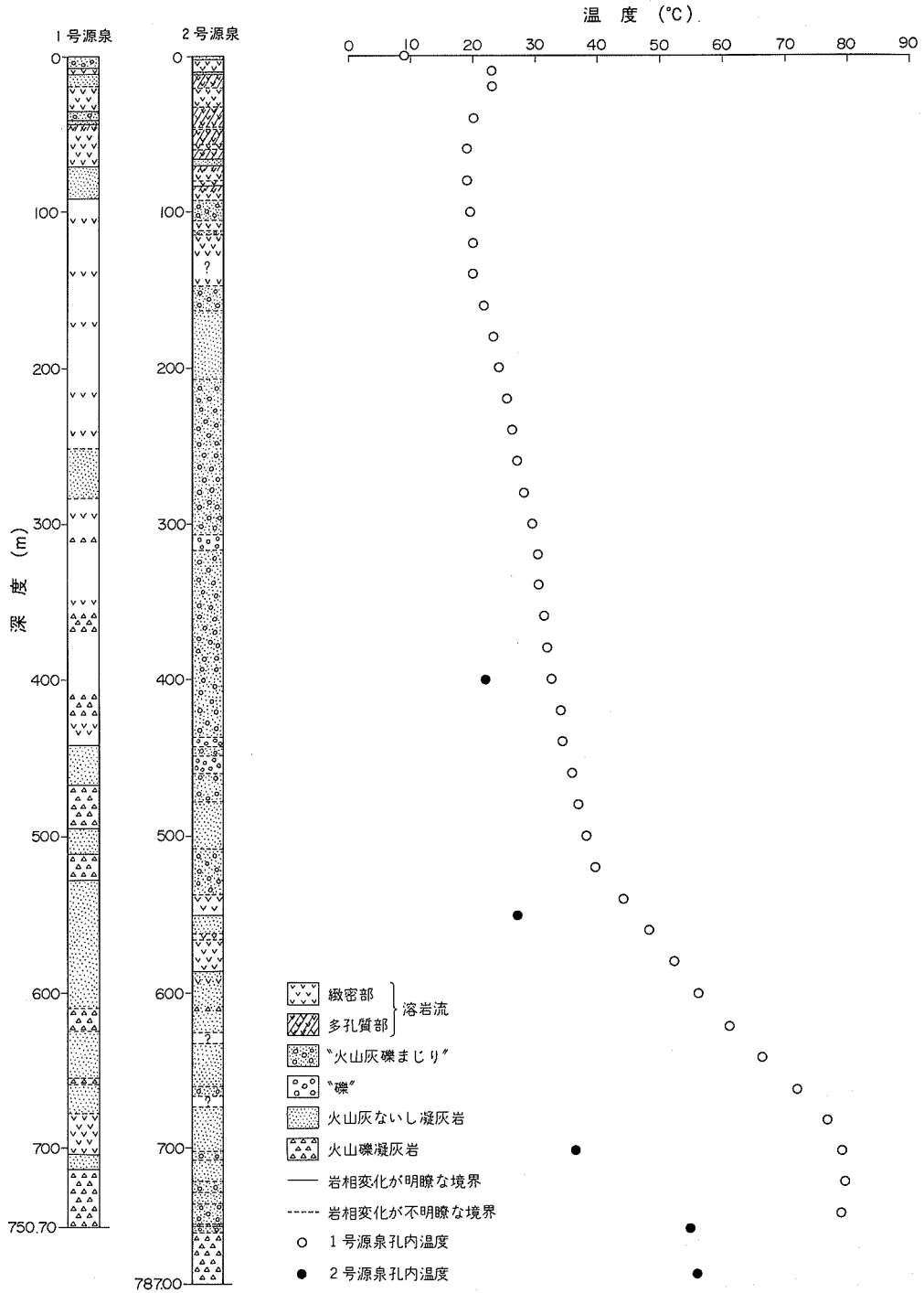
(2) 筆島火山及び行者窟火山(島の東岸地域)

大島温泉(筆島)1号孔(標高26.00 m, 深度800.00 m; 第61図のF及び63図)では、深度30.10 mまでの凝灰岩及び玄武岩溶岩は地表に露出している大島火山の噴出物に岩質が類似している。深度30.10 mから60.85 mまでは試錐日報には「スコリア層」と記載されているが、岩芯が採取されていないので、どのような岩相・岩質であるかは不明である。60.85 mから孔底の880.00 mまでは斜長石斑晶を多量(30%程度)に含むかんらん石玄武岩の溶岩及びスコリア凝灰岩の互層で、その岩相・岩質からみて筆島火山の噴出物であることは確かであろう。筆島火山の山体はその噴出中心付近では厚さ1,000 m以上に達するものと推定される。地質断面図はこの試錐結果に基づいて描かれている。

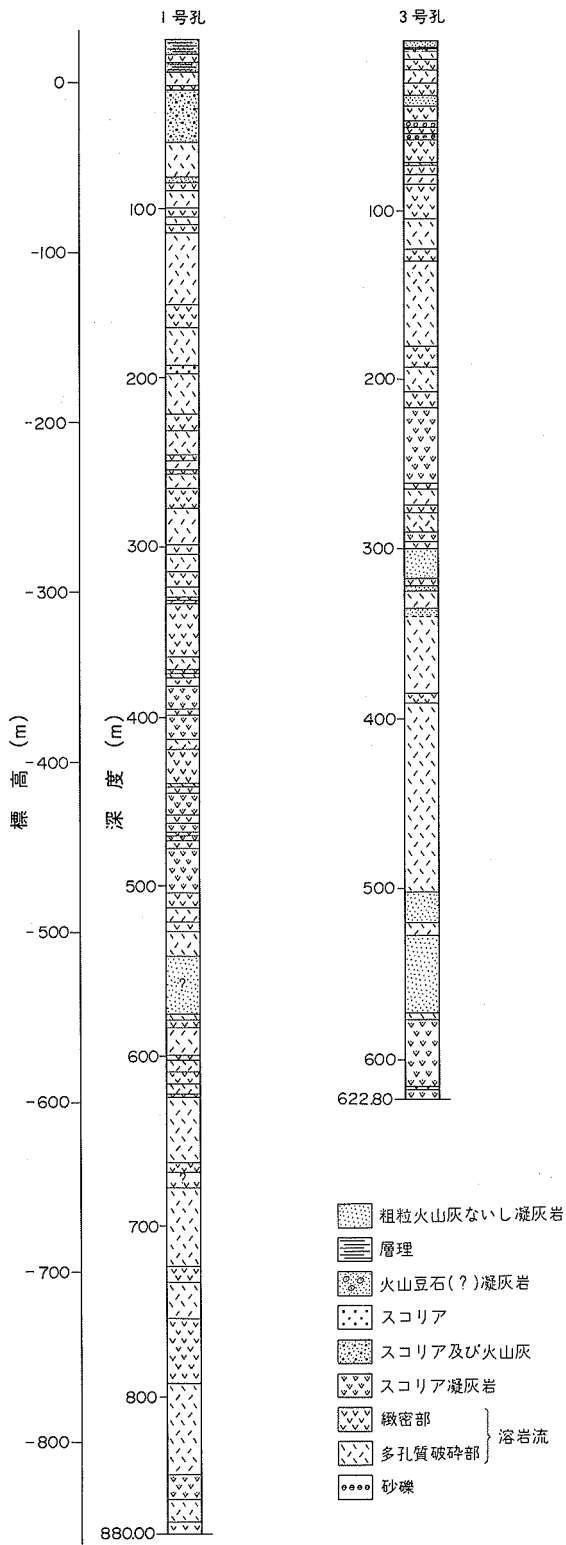


第61図 試錐井位置図

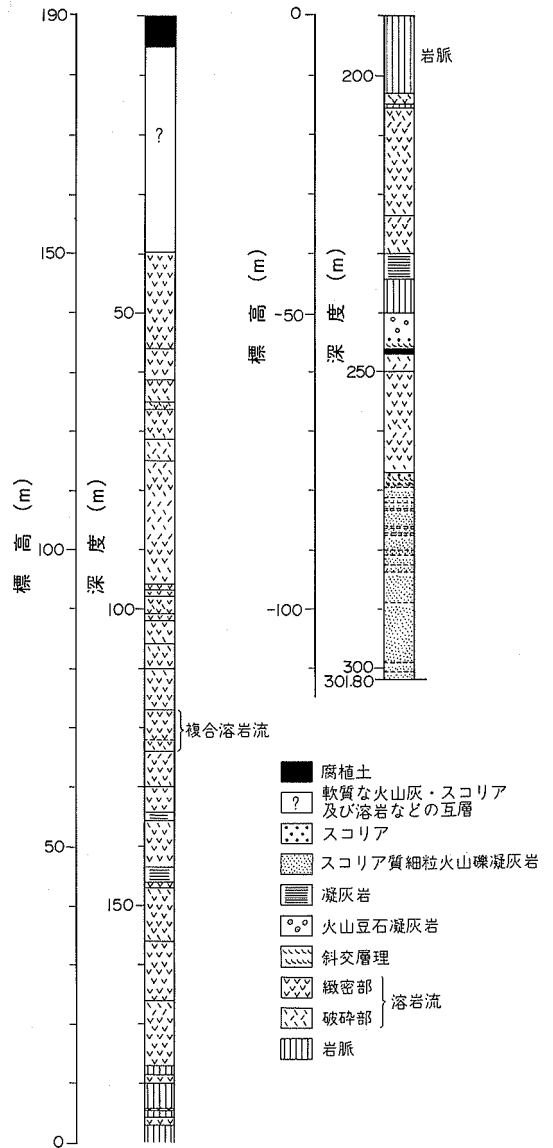
大島温泉(長根岬)3号孔(標高24.30m, 深度622.80m; 第61図のNa及び63図)では, 薄い火山灰の被覆はあるが, 深度32.40m(海面下8.10m)までは数フローユニットのほとんど無斑晶状の玄武岩溶岩からなり, 岩質と海食崖での観察とから Y_2 (1684年)溶岩とみて間違いないであろう. 深度32.40mから38.70mまでは黒色粗粒火山灰, 38.70mから47.83mまでは玄武岩溶岩である. 47.83mから51.80mま



第62図 伊豆大島1号及び2号源泉柱状図及び孔内温度。 1号源泉の孔内温度はHONDA et. al. (1979)による



第63図 大島温泉(筆島)1号孔及び大島温泉(長根岬)3号孔柱状図

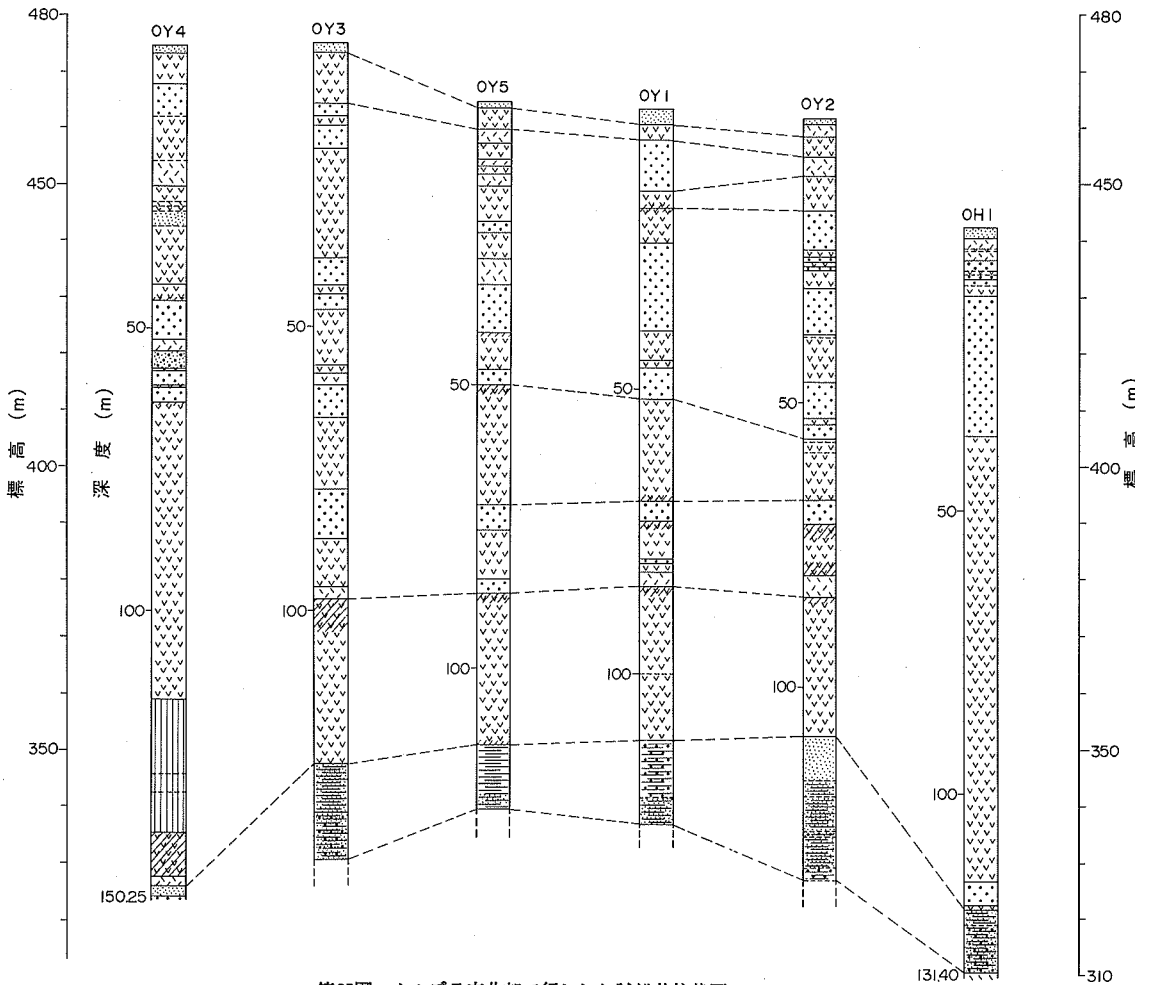


第64図 大島測候所構内で行われた試錐井柱状図

では火山豆石(?)凝灰岩及び火山礫凝灰岩, 51.80 m から 54.70 m までは玄武岩溶岩で, この組合せは地表に露出するカルデラ形成期のS₂ 部層の岩相に類似している. 54.70 m から 58.30 m までは無斑晶状玄武岩及び斜長石斑晶に富む玄武岩円礫(らしい), 及び砂からなる砂礫層で二枚貝片を含み, また, 巻貝(?)が付着した礫も含まれている. 58.30 m から 200 m ぐらい(岩芯の深度記載に乱れがあるために不確実)までは斜長石の斑晶に富む普通輝石斜方輝石玄武岩溶岩流累層で, 時にかんらん石斑晶を含むことがある. 斜長石斑晶が倍程度多いこと, 時にかんらん石斑晶を含むことを除けば, 地表に露出している行者窟火山の噴出物に類似している. 200 m ぐらいから孔底の622.80 m までは, 斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩溶岩流・凝灰岩及びブスコリア凝灰岩の累層で, 筆島火山噴出物に岩相・岩質が類似している.

(3) 大島火山先カルデラ成層火山(島の北北西腹)

大島測候所の構内で体積歪計を設置するための試錐井(標高190m, 深度301.80m; 第61図のS及び64



第65図 カルデラ床北部で行われた試錐井柱状図

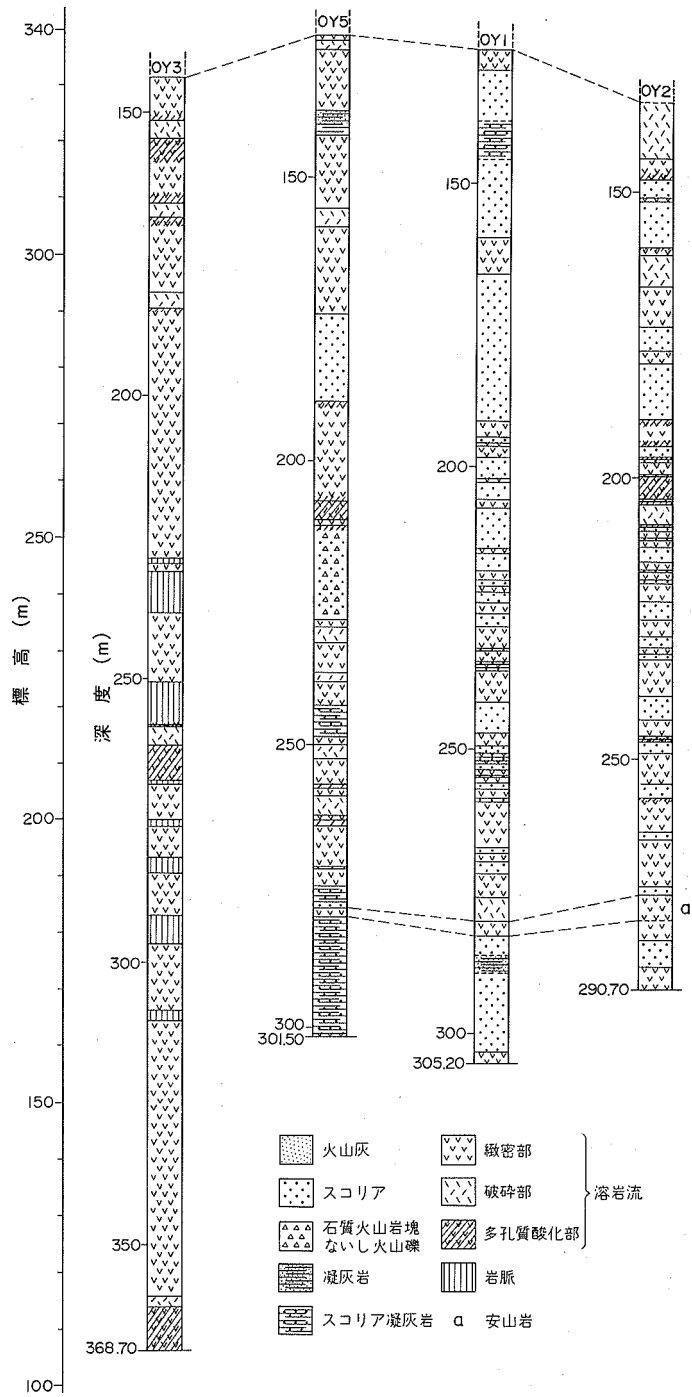


図)が掘削された。深度0m から39.70m までは岩芯は採取されていないが、0m から5.50m までは試錐の状況から腐植土であり、10.80m から39.70m まではスライムから火山灰・スコリア及び溶岩の互層と判断されている。深度39.70m から267m までは厚さ1ないし10m 程度の玄武岩及び安山岩溶岩と火砕物-火砕岩の互層である。深度134.2-135.7m では、淡黄褐色、淘汰の良い凝灰岩；143.4-146.1m では淡褐色で淘汰よく、層理の発達した凝灰岩；230-234.2m では灰褐色で淘汰の良い粗粒凝灰岩；240-247m では上から下へ火山豆石を含む淡黄灰色凝灰岩/平均粒径0.5cm のスコリアを含む細粒火山礫凝灰岩(30cm)/斜交層理の発達した桃灰色凝灰岩(110cm)/褐灰色、白い植物片(?)を含む風化火山灰(腐植土, 75cm)が採取されている。また、深度177m から240m の間には、孔隙が縦に並んで配列していることから岩脈(玄武岩)と判断される岩芯が6箇所から採取されている。深度267m から孔底の301.80m までは、下位及び上位単位とは明瞭に境された、下部が層理不明瞭で淘汰の悪い、ガラス質細粒火山礫凝灰岩ないし粗粒凝灰岩(玄武岩質)、上部が級化層理や斜交層理の発達した凝灰岩からなる単元の重なりで、厚さは数cm から10m に達する。岩相からみて、1単位が1回の流れ堆積物に相当するものと考えられる。媒質が水であったか、空気であったかを断定するデータに乏しいが、粗粒部と細粒部との境界が比較的明瞭であることからみて、水中火砕流堆積物と考えておく。

岩相及び岩質からみて、深度267m までは大島火山の噴出物として差し支えないが、267m から孔底の301.80m までの玄武岩質水中火砕流堆積物に類似したものは地表では見いだされていない。

(4) 大島火山のカルデラの構造(カルデラ床北部)

温泉を得る目的で、6本の試錐井がカルデラ床北部において掘削された。岩芯標本の記載及びそれから得られたカルデラの構造に関する知見は既に一色ほか(1963)及び一色(1972)によって報告されている。これら試錐井の位置は第61図に、柱状図は第65図に示されている。第65図では孔口の高度を考慮に入れて、柱状図が配置されている。試錐井についての諸資料は第23表に示されている。

一色ほか(1963)及び一色(1972)の岩芯標本の検討から得られた事実は次の通りである。

(1) 資料の不完全な余背4号井を除き、そのほかの5本の試錐井内の標高320-350m 以下には泥炭・級化層理及びリップルマークのうちの少なくとも1つを有し、明らかに水成あるいは湿地成で、厚さ10-25m の凝灰岩層がある。

第23表 試錐井についての諸資料

試錐井名	大島温泉ホテル管理の井名 ³⁾	孔口標高 (m)	深 度 (m)	掘削開始 年月日	掘削終了 年月日
余背1号 ¹⁾	1号	463.12	305.20	1958.11.22?	1959.11.18
余背2号 ¹⁾	2号	461.08	290.70	1960. 2.25	1960. 7.16
余背3号 ¹⁾	3号	474.82	368.70	1960. 1.26	1962. 3.31
蜂の尻1号 ¹⁾	—	441.58	131.50	1961. 8.20	1961.12.17
余背4号 ¹⁾	—	474.38	150.25	1962. 2.17	1962. 7.11
余背5号 ²⁾	4号	およそ464	301.50	1970. 3.13	1970. 5.11
—	5号	およそ463か	305	1980.	1981. 2.

1) 一色ほか(1963)及び岩崎文嗣(1963)で使用した井名

2) 一色(1972)で使用した井名

3) 大島温泉ホテル海老名(1984年2月29日口述)による

(2) この凝灰岩層の直上には、厚さ 24-79 m という玄武岩としては異常な厚さの溶岩がある。余背 1, 2, 3 及び 5 号のものは岩石学的にも化学組成の上からも同一溶岩とみなし得る。

(3) 凝灰岩層より上位の溶岩は各試錐井とも一般に厚く、10 m を超えるものも多い。これらのうちには相互に対比できるものもある。

(4) 余背 1, 2 及び 5 号の凝灰岩より下位の溶岩は、主として斜長石斑晶に富む玄武岩で、厚さ 2-5 m のものが多いが・余背 5 号では厚いものが目立ち、およそ 20 m に達するものもある。

(5) 余背 3 号の凝灰岩層より下位の溶岩は異常に厚く、上から下へ 9.15 m, 14.30 m, 16.00 m, 60.60 m, 88.20 m 及び 8.65 m + の 6 枚の無斑晶状玄武岩が試錐によって貫かれている。

(6) 余背 3 号では凝灰岩層より下位の溶岩を、余背 4 号では凝灰岩層直上の溶岩を貫いた玄武岩岩脈が存在する。

余背 1, 2 及び 5 号の凝灰岩層の下位にある玄武岩溶岩及び降下火砕岩は溶岩の厚さが通常 2-5 m であることからみて、古い成層火山体が伏在していると考えて差し支えないであろう。余背 3 号の場合には玄武岩溶岩の異常な厚さからみて、凹所を満たしたものとみるのが妥当である。厚さ 10-25 m の水成あるいは湿地成、ほぼ水平な層理をもつ上記の凝灰岩層は余背 1, 2, 3 及び 5 号試錐井地区から蜂の尻 1 号試錐井、そして恐らく余背 4 号試錐井地区まで広がっており、この凝灰岩層はその直上にくる厚さ 24-79 m の玄武岩溶岩とともに凹所、すなわちカルデラを埋積した堆積物である。深度 125-144 m に存在する凝灰岩層の下底をカルデラ形成直後の底とすると、その傾斜は 3° 以下で、カルデラを形成した環状断層の落差は約 160 m となる。断層面の傾斜は、カルデラ壁直下からおよそ 10 m の余背 1 号井と、更に離れた余背 2, 3 及び 5 号井の水成あるいは湿地成凝灰岩層までの各層がほぼ同じ標高にあることから見て、78° より小さくなることはないと計算される。カルデラ壁の傾斜、カルデラを形成した環状断層の落差などについての詳しい議論は一色ほか(1963)に述べられている。

文 献

- 相川嘉正・野口喜三雄・今橋正行(1979) 伊豆七島の温泉の化学成分. 温泉科学, vol. 29, p. 204-212.
- 麻生 優(1959) 大島における縄文文化遺跡. 伊豆諸島文化財総合調査報告第2分冊(東京都文化財調査報告書7), 東京都教育委員会, p. 553-559.
- 栗津秀幸(1933) 伊豆大島採取案内記(上)(下). 我等の破物, vol. 2, p. 98-104, 137-141.
- Central Meteorological Observatory(1954) Miharayama. The Seismological Bulletin of the Central Meteorological Observatory, Japan for January, 1954, p. 30-32.
- (1956) Miharayama. The Seismological Bulletin of the Central Meteorological Observatory, Japan for December 1955, p. 47-49.
- 地質調査所(1957) 岩石の化学分析. 地質ニュース, no. 35, p. 10-13.
- 恵谷 治・木村政昭(1973) 伊豆大島三原山火孔探査: VITRION-72, 初の溶融溶岩採取記録. 地質ニュース, no. 223, p. 30-40.

- FRIEDLAENDER, I. (1909) Ueber einige japanische Vulkane. Mitteilungen der Deutschen Gesellschaft für Natur- und Volkerkunde Ostasiens (Tokyo), Bd. 12, S. 47-77.
- FUJIMAKI, H. and KURASAWA, H. (1980) Lateral variation of REE pattern of basaltic magma across the Japan arc. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 313-322.
- 福地信世 (1906) 明治38年6月上旬二起リタル伊豆大島ノ地震ニ関スル地質学上ノ觀察. 震予報, no. 53, p. 87-95.
- 葉室和親・荒牧重雄・藤岡換太郎・石井輝秋・田中武男・宇都浩三 (1983) 東伊豆沖海底火山群—その2—および伊豆諸島近海海底火山. 震研彙報, vol. 58, p. 527-557.
- HONDA, S., MATSUBARA, Y., WATANABE, T., UYEDA, S., SHIMAZAKI, K., KOMURA, K. and FUJII, N. (1979) Compilation of eleven new heat flow measurements on the Japanese Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 54, p. 45-73.
- 本多 彪 (1951) 大島の地学的案内. *地学雑*, vol. 60, p. 157-160.
- IKUMA, H. (1955) Geology of the Volcano Oshima with special reference to the basement. Thesis for the Geological Institute, the University of Tokyo (MS.).
- 稲本 暁 (1974) 伊豆大島基盤の火山地質—筆島火山を中心に—。千葉大学卒業論文 (MS.).
- 稲村坦元・金山正好 (1959) 社寺史跡史料. 伊豆諸島文化財総合調査報告第2分冊 (東京都文化財調査報告書7), 東京都教育委員会, p. 821-854.
- ISHII, T. (1975) Their relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. *Mineralogical Journal*, vol. 8, p. 48-57.
- ISHIMORI, T. and TAKASHIMA, Y. (1955) Thallium content of Japanese igneous rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyūshū Univ.*, ser. C, vol. 2, p. 65-74.
- ISSHIKI, N. (1964) Ōshima Volcano. Guidebook for Excursion 2, *Geol. Surv. Japan*, 24p.
- 一色直記 (1972) 伊豆大島火山のカルデラ内で行われた一試錐 (演旨). *火山*, 第2集, vol. 17, p. 33-34.
- (1973a) 伊豆大島向山火山の¹⁴C年代. *火山*, 第2集, vol. 18, p. 169-170.
- (1973b) 伊豆大島火山溶岩の1940年以降の組成変化 (演旨). *火山*, 第2集, vol. 18, p. 181-182.
- (1975) 伊豆大島火山の1957年および1969-1970年噴出火山灰の鉱物構成 (演旨). *火山*, 第2集, vol. 19, p. 167-168.
- (1978) 伊豆大島. 日本の火山 1. アーバンクボタ, no. 15, p. 4-7.
- (1980) 御蔵島・蘭灘波島及び銭洲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 35p.
- (1982) 神津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 75p.
- (1984) 大島火山の歴史時代における活動記録. *地調月報*, vol. 35, p. 477-499.
- ISSHIKI, N., KUNO, H., MINAKAMI, T. and IWASAKI, I. (1962) Ō-sima Volcano. Guidebook for Excursions, *International Symposium on Volcanology*, Volcanological Society of Japan, p. 70-84.

- 一色直記・松村恵司 (1976) 伊豆大島から発見された縄文時代早期遺跡とその噴火年代指示者としての意義. 第四紀研究, vol. 15, p. 1-7.
- ・中村一明 (1972) 9世紀中頃の伊豆大島火山の噴火および近くの流紋岩火山の噴火の同時性 (演旨). 火山, 第2集, vol. 17, p. 108-109.
- ・———・早川正巳・平沢 清・行武 毅・荒井 綏・岩崎文嗣 (1963) 試錐結果からみた伊豆大島火山のカルデラの構造. 火山, 第2集, vol. 8, p. 61-106.
- ・———・田沢堅太郎 (1981) 大島火山大噴火の平均反覆周期:¹⁴C測年による成果. 火山, 第2集, vol. 26, p. 235-238.
- ・小野晃司・平山次郎・太国良平 (1965) 放射性炭素¹⁴Cによる年代測定. 地質ニュース, no. 133, p. 20-27.
- 岩崎文嗣 (1963) 伊豆大島のボーリング孔からの水の化学成分. 工業用水, no. 55, p. 31-44.
- IWASAKI, B. and KATSURA, T. (1967) The solubility of hydrogen chloride in volcanic rock melts at a total pressure of one atmosphere and at temperatures of 1200°C and 1290°C under anhydrous conditions. Bull. Chem. Soc. Japan, vol. 40, p. 554-561.
- 岩崎岩次 (1935) 本邦火山の地球化学的研究 (其二) 伊豆大島火山の熔岩の化学組成, 日本化学会誌, vol. 56, p. 1511-1522.
- (1948) 火山の化学. 化学集書, 河出書房, 東京, 234p.
- (1968) 岩石の主成分およびハロゲンなどの微量成分. 地球化学, vol. 2, p. 8-14.
- IWASAKI, I. and IWASAKI, B. (1962) Geochemical investigations of volcanoes in Japan. LII. Vanadium content of the lava flow in 1950-1951 from Volcano O-sima, Izu, Japan. Bull. Chem. Soc. Japan, vol. 35, p. 453-459.
- 岩崎岩次・桂 敬・真島美智雄・原村 寛・吉田 稔・才野 浩・岸岡 昭 (1959) 1950, 51年に流出した三原山熔岩のサンプリングについて (演旨). 火山, 第2集, vol. 3, p. 166.
- ・———・小沢竹二郎・吉田 稔・真島美智雄・原村 寛・岩崎文嗣 (1960) 溶岩流の化学組成 (1) 大島火山1950~1951年の溶岩の鉄含有量. 火山, 第2集, vol. 5, p. 9-24.
- ・———・下島 光・小沢竹二郎・樽谷俊和・佐藤京子 (1958) 伊豆大島火山の地球化学的研究. 火山, 第2集, vol. 3, 大島特集号, p. 70-97.
- ・小沢竹二郎 (1959) 伊豆大島1950-1951年噴出の火山岩の塩素含有量 (演旨). 火山, 第2集, vol. 4, p. 49-50.
- 金子浩昌 (1959) 利島大島遺跡出土の動物遺存体. 伊豆諸島文化財総合調査報告第2分冊 (東京都文化財調査報告書7), 東京都教育委員会, p. 613-617.
- KANEOKA, I., ISSHIKI, N. and ZASHU, S. (1970) K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. Geochem. J., vol. 4, p. 53-60.
- KARIG, D. E. and MOORE, G. F. (1975) Tectonic complexities in the Bonin arc system. Tectonophysics, vol. 27, p. 97-118.
- 加藤祐三・大貫 仁・青木謙一郎 (1978) 地球化学標準試料 JA-1 と JB-2 の主要成分分析. 岩鉱,

- vol. 73, p. 281-282.
- 桂 敬 (1956a) 本邦火山の地球化学的研究 (その33) 富士火山帯の火山岩のパナジウム含有量. 日本化学雑誌, vol. 77, p. 358-363.
- (1956b) 本邦火山の地球化学的研究 (その36~37), (その36) 富士火山帯の火山岩のニッケル含有量. 日本化学雑誌, vol. 77, p. 1362-1368.
- (1956c) 本邦火山の地球化学的研究 (その38~40), (その38) 富士火山帯の火山岩のコバルト含有量. 日本化学雑誌, vol. 77, p. 548-1553.
- (1956d) 本邦火山の地球化学的研究 (その38~40), (その40) 本邦火山岩の銅および亜鉛含有量. 日本化学雑誌, vol. 77, p. 1558-1562.
- ・中村一明 (1960) 新期大島層群中の火山岩の化学組成. 火山, 第2集, vol. 5, p. 75-98.
- 河田学夫編(1962) 地質調査所化学分析成果表I(岩石・鉱物1954-1960). 地質調査所, 176p.
- KIGOSHI, K. and KOBAYASHI, H. (1965) Gakushuin natural radiocarbon measurements IV. Radiocarbon, vol. 7, p. 10-23.
- 木村健二郎・浜口 博(1943) 本邦岩石のラヂウム含量 (其四) 伊豆大島熔岩のラヂウム含量. 日本化学雑誌, vol. 64, p. 125-128.
- 気象研究所地震火山研究部 (1979) 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究. 気象研究所技術報告, no. 2, 201p.
- 近藤信興・野口喜三雄・中村久由 (1957) 日本鉱産誌B VI-a 水および地熱—地熱および温泉・鉱泉一. 地質調査所, 207+15p.
- KUNO, H. (1950) Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 61, p. 957-1020.
- (1951) Geology of Hakone volcano and adjacent areas. Part II. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II, vol. 7, p. 351-402.
- 久野 久 (1954) 火山及び火山岩. 岩波全書196, 岩波書店, 東京, 255p.
- KUNO, H. (1955) Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. Amer. Min., vol. 40, p. 70-93.
- 久野 久 (1958) 大島火山の地質と岩石. 火山, 第2集, vol. 3, 大島特集号, p. 1-16.
- KUNO, H. (1965) Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. Jour. Petrology, vol. 6, p. 302-321.
- 久野 久 (1968a) 青木・伊東著“海洋地域の岩石, I. 高アルミナ玄武岩”の論文に対する討論. 地球科学, vol. 22, p. 195-197.
- KUNO, H. (1968b) Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bull. Volcanologique, tome 32, p. 141-176.
- , MINAKAMI, T. and IWASAKI, I. (1962) O-sima, in KUNO, H., ed., Catalogue of the active Volcanoes of the world including solfatara fields Part XI Japan, Taiwan and Marianas, International Association of Volcanology, Roma, p. 202-218.

- 倉沢 一(1979) 富士・箱根・伊豆地域火山岩類のストロンチウム同位体組成. 火山, 第2集, vol. 24, p. 135-152.
- 町田 洋・新井房夫(1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ―アカホヤ火山灰. 第四紀研究, vol. 17, p. 143-163.
- MASUDA, A. (1968) Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 4, p. 284-292.
- MASUDA, Y., YAGI, S. and ASAYAMA, T. (1974) Instrumental neutron activation analysis of 13 trace elements in volcanic rocks. Bull. Univ. Osaka Pref., ser. A, vol. 23, p. 203-213.
- MATSUDA, J., ZASHU, S. and OZIMA, M. (1977) Sr isotope studies of volcanic rock from island arcs in the western Pacific. Tectonophysics, vol. 37, p. 141-151.
- MATSUHIRA, Y. (1979) Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on petrogenesis. J. Volcanol. Geotherm. Res., vol. 5, p. 271-296.
- MILNE, J. (1877) A visit to the volcano of Oshima. Geol. Mag., new series, decade 2, vol. 4, p. 193-199.
- (1886) The volcanoes of Japan. Tr. Seism. Soc. Japan, vol. 9, part 2, p. 1-184.
- 宮崎 博・永峰光一・小田静夫(1973) 東京都島嶼部における遺跡調査. 文化財の保護, no. 5, 東京都教育委員会, p. 66 - 146.
- 文部省震災予防評議会編(1941) 増訂大日本地震史料第1巻, 自懿徳天皇御宇至元禄六年. 文部省震災予防評議会, 945p.
- NAGATA, T. (1941) A geomagnetic study of the minor activities of Volcano Mihara, Oosima Island, August 1940. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., vol. 19, p. 402-410.
- NAKAMURA, K. (1960) Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima Volcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries. I. Cyclic activity of "main craters" and the absolute chronology of the pyroclastic sediments. Sci. Pap. Coll. General Educ., Univ. Tokyo, vol. 10, p. 125-145.
- (1961) Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima Volcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries. II. Activity of parasitic volcanoes. Sci. Pap. Coll. General Educ., Univ. Tokyo, vol. 11, p. 281-319.
- 中村一明(1963) 伊豆大島火山の噴火史—火山の tephrochronology—. 科学. vol. 33, p. 141-147.
- NAKAMURA, K. (1964) Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, vol. 42, p. 649-728.
- 中村一明(1969) 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—. 火山, 第2集, vol. 14, p. 8-20.
- (1972) 伊豆大島, 自然名所ガイド5. 国土と教育, no. 13, p. 26-31.
- (1978) 火山の話. 岩波新書35, 岩波新書, 東京, 228p.
- 中村清二(1915) 伊豆大島三原山噴火歴史. 震予報, no. 79, p. 38-56.
- ・寺田寅彦・石谷傳市朗(1908) 大島火山の過去及現在1・2. 地学雑, vol. 20, p. 682-690, 786-799.

- NAUMANN, E. (1877) Die Vulcaninsel Ooshima und ihre jungste Eruption. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Bd 29, S. 364-391.
- ナウマン, エドマンド著, 和田維四郎訳 (1877) 大島火山記. 学芸志林, 第1冊, p. 1-47.
- 新野 弘 (1935) 伊豆諸島西南端銭州漁礁の底質に就て. 地学雑, vol. 47, p. 590-595.
- NOHDA, S. and WASSERBURG, G. J. (1981) Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 52, p. 264-276.
- 農林水産省関東農政局計画部 (1980) 農業用地下水開発調査大島南部地区報告書. 167p.
- Notsu, K., ISSHIKI, N. and HIRANO, M. (1983) Comprehensive strontium isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Izu-Ogasawara arc. Geochem. J., vol. 17, p. 289-302.
- 大橋良一 (1909, 1910) 伊豆大島火山の地質につきて. 1・2・3・4. 地質雑, vol. 16, p. 519-533; vol. 17, p. 15-29, 57-67, 96-110.
- (1917) 伊豆大島の地形が東西両側に於いて異なる原因に就いて. 地質雑, vol. 24, p. 72-75.
- 岡野武雄 (1966) 軽量骨材資源. 地下の科学シリーズ8, ラテイス, 東京, 180p.
- 大森房吉 (1915) 伊豆大島三原山噴火概報. 震予報, no. 81, p. 1-88.
- (1918) 日本噴火志上編. 震予報, no. 86, 236p.
- 大森貞子 (1976) 岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法—第2報 ガラス円板を使用した検量線法による定量分析—, 地調月報, vol. 27, p. 425-442.
- ONUMA, N., HIRANO, M. and ISSHIKI, N. (1981) Sr/Ca-Ba/Ca systematics in four volcanoes of Ōshima, Izu Islands, Japan. Geochim. J., vol. 15, p. 315-324.
- PHILPOTTS, J. A., MARTIN, W. and SCHNETZLER, C. C. (1971) Geochemical aspects of some Japanese lavas. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 12, p. 89-96.
- PUSHKAR, p. (1968) Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas. Jour. Geophys. Res., vol. 73, p. 2701-2714.
- 佐藤傳藏・福地信世 (1902) 伊豆大島に於ける観察雑俎. 地学雑, vol. 14, p. 334-337, 382-399.
- 佐藤 久 (1952) 伊豆諸島の火山地形. 科学, vol. 22, p. 252-255.
- 沢村孝之助 (1951) 大島のなりたち. 地学雑, vol. 60, p. 104-107.
- 自然災害特別研究「噴火予知のための主要活火山における熱的状态の調査研究」研究班 (1975) 伊豆大島三原山の集中観測—1974年6月—. 67p.
- 曾屋龍典 (1975) 伊豆大島三原山1950-51年熔岩の斑晶および石基の輝石晶出経路. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 210.
- (1976) 伊豆大島三原山1974年噴出物. 火山, 第2集, vol. 21, p. 153-166.
- 杉原重夫・小田静夫・丑野 毅 (1983) 伊豆大島の鬼界—アカホヤ火山灰と縄文時代の遺跡・遺物. 考古学ジャーナル, no. 224, p. 4-9.
- 角 清愛・上村不二雄・小野晃司・一色直記 (1959) 伊豆大島の地質に関する2, の事実. 地調月報, vol. 10, p. 167-178.

- 諏訪 彰・田中康博(1955) 1953～54年の大島三原山の火山活動に関連する火口内溶岩温度の変動. 駿時, vol. 20, p. 39-47.
- 鈴木好一・佐藤綾子(1944) 伊豆半島南端部乃至神津島・利島附近の底質. 日本海洋学会誌, vol. 3, p. 193-206.
- 高橋龍太郎(1951) 1950年の活動と地形の変化. 地学雑, vol. 60, p. 114-117.
- 谷口宏充(1977) 神津島の火山地質. 火山, 第2集, vol. 22, p. 133-147.
- 立木猛治(1969) 伊豆大島志考. 伊豆大島志考刊行会, 762p.
- TATSUMOTO, M.(1966) Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii, Iwo Jima, and Japan. Jour. Geophys. Res., vol. 71,p. 1721-1733.
- and KNIGHT, R.(1969) Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Hoshu— with regard to basalt genesis. Geochem. J., vol. 3,p. 53-86.
- 田沢堅太郎(1977) 火山伊豆大島スケッチ. 65p.
- (1980) カルデラ形成までの1万年間における伊豆大島火山の活動. 火山, 第2集, vol. 25, p. 137-170.
- (1981a) 古期大島層群の¹⁴C年代と平均噴火周期. 火山, 第2集, vol. 26, p. 69-70.
- (1981b) カルデラ形成までの1万年間における伊豆大島火山の活動II. 火山, 第2集, vol. 26, p. 249-261.
- ・古川恒郎・佐藤 隆・稲葉利明・一色直記・中村一明(1974) 伊豆大島三原山1974年2月28日-3月1日の小噴火. 火山, 第2集, vol. 19, p. 121-122.
- TERASHIMA, S.(1979) The determination of major and minor elements on the two geochemical reference samples, JA-1 and JB-2, and six geochemical exploration reference samples. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 30,p. 37-43.
- 富樫茂子・一色直記(1983) 大島火山先カルデラ成層火山古期山体火砕流堆積物中の樹幹の¹⁴C年代. 火山, 第2集, vol. 28, p. 409 - 410.
- 東京都大島町教育委員会・大島町下高洞遺跡調査団(1983) 大島町下高洞遺跡. 6p.
- 東京都島嶼地域遺跡分布調査団(1980) 東京都島嶼地域遺跡分布調査報告書—大島・三宅島—. 20p.
- TSUBOI, S.(1920) Volcano Oshima, Idzu. Jour. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ., vol. 43,art. 6,146p.
- 月出くの子(1914) 伊豆大島要覧. 月出商店, 東京, 78p.
- TSUYA, H.(1929) Volcanoes of Kozu-shima. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., vol. 7,p. 269-334.
- 津屋弘達(1938) 伊豆七島新島の火山. 震研彙報, vol. 16, p. 171-200.
- TSUYA, H. and MORIMOTO, R.(1951) Petrography of the 1950-lavas of Oshima volcano, Seven Izu Islands, Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 29,p. 563-570.
- , ——— and OSSAKA, J.(1952) Chemical composition of the 1951-lavas of Oshima volcano, Seven Izu Islands, Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 30,p. 231-236.
- , ——— and ——— (1954a) The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara, Oshima volcano, Seven Izu Islands, Japan. Part I. The 1950 eruption. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol.

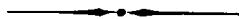
32, p. 35-66.

- TSUYA, H., MORIMOTO, R. and OSSAKA, J. (1954b) The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara, Oshima volcano, Seven Izu Islands, Japan. Part II. The 1951 eruption. A. Activity of the second period. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 32, p. 289-312.
- , ——— and ——— (1955) The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara, Oshima volcano, Seven Izu Islands, Japan. Part II. The 1951 eruption. B. Activity of the third period. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 33, p. 79-107.
- , OKADA, A. and WATANABE, T. (1956) Evolution of Mihara crater, Volcano Oshima, Izu, in the course of its activities since 1874. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 34, p. 33-59.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tōkyō (8) No. 107



G E O L O G Y

OF THE

Ō SHIMA DISTRICT

By

Naoki ISSHIKI

(Written in 1984)

Abstract

In the area of this sheet map, a volcanic island called Ōshima is included. It is a subaerial portion of the northern extremity of an arcuate structural high, the Izu-Mariana island arc.

Ōshima is situated about 110 km south-southwest of Tōkyō on Sagami Wan, between $34^{\circ}40.5' - 34^{\circ}48'$ north latitude and $139^{\circ}21' - 139^{\circ}27'$ east longitude. It is a parallelogram-shaped island with its sides running in north-south and west-northwest-east-southeast trends, and has an area of approximately 92 km². The island consists mainly of a truncated cone called Ōshima Volcano with a slope generally from 5° to 15° , but up to 25° in the western side. The highest peak is a cinder cone formed by 1950-1951 activity, standing 758 m above sealevel.

Geology

Basement

The direct basement of Ōshima Volcano is made up of three highly dissected stratovolcanoes exposed on the northwestern, eastern and southeastern coasts where cliffs up to 300 m in

height face the sea. They are named Ōkata, Gyōjanoiwaya and Fudeshima Volcanoes respectively. Okata Volcano consists of alternate layers of lavas and pyroclastic rocks of pyroxene-olivine basalt and olivine basalt with subordinate amounts of olivine-pyroxene andesite spatter and other fine pyroclastic materials. These layers are cut by several olivine basalt dikes which are now exposed on the sea-cliff west of Okata harbor. They are also cut by many faults with small displacements. Fudeshima Volcano also consists of lavas and pyroclastic rocks of pyroxene-olivine basalt and olivine basalt cut by explosion breccias and numerous dikes of the same petrographic character as that of the lavas. A surface geological survey and a drilling made near the southeastern coast revealed that the volcano was more than 950 m in thickness near the center. Gyōjanoiwaya Volcano is represented only by three thick pyroxene basalt lavas and interbedded scoria layers. These volcanoes were formed in some period from late Pliocene to Pleistocene age.

Two drillings performed near the northwestern coast also showed us that the montmorillonitized and zeolitized pyroclastic formation of unclarified age exists directly beneath the volcanic products of Ōshima.

They are supposed to be underlain by the Miocene Yugashima Group, a complex of altered andesite, basalt and dacite, which is exposed in the Izu Peninsula about 40 km west of Ōshima. Although no exposure of the Yugashima Group is found in the island, fragments probably of the rocks of this group and the related plutonic masses are found in the coarse-grained pyroclastic rocks of Ōshima Volcano.

Ōshima Volcano

The main cone of Ōshima is a stratovolcano of lavas and pyroclastic rocks of olivine basalt, pyroxene-olivine basalt and subordinate pyroxene andesite with or without olivine phenocrysts. At the summit of the cone, there exists a gourd-shaped caldera measuring 4.5 km from northeast to southwest and 3.5 km in a maximum width. Steep wall less than 110 m in height surrounds the caldera except in the northeastern and southwestern parts where the wall is buried beneath the post-caldera lava flows and ejecta from several centers inside the caldera. The pre-caldera rocks are stratigraphically divided into two edifices, the older and the younger, by an erosional unconformity. The older edifice is represented by coarse-grained pyroclastic materials, that is, explosion breccias and volcaniclastic flow deposits. Lava flows and fine-grained pyroclastic materials are subordinate in amount. The younger edifice is represented by about a hundred superposed layers of fine-grained pyroclastic materials. Each unit layer or member is composed of scoria or coarse ash fall deposit and overlying fine ash fall deposit, the upper part or all of the latter assumes a brown color which may be caused by subaerial weathering. Lava flows, spatters and explosion breccias are intercalated. Lake deposits with ripple marks and slumping structure belonging to this edifice are found in a few places.

Inside the caldera, there exists a cinder cone, Mihara Yama, which is 160 m high above its base and has a summit-crater 700-800 m in diameter. The main part or at least the upper part of the present cone seems to have been formed during the great activity which started in August, 1777. The greater part of the caldera-floor is covered by lava flows of 1778 which poured out from vents opened at the north-northwestern and south-southeastern foot of the cone. Activity from 1876 onward took place inside the crater of the cone. The latest major

activity occurred from 1950 to 1951. During this activity, a cinder cone was formed near the southern rim of the crater, while lava filled its bottom, overflowed its western and northern rim and covered a part of the caldera-floor.

More than seventy lateral volcanoes exist on the flank of the main stratovolcano. They were formed during a period from the later part of the pre-caldera stage to post-caldera stage. The latest one was born possibly in 1421. Most of them are cinder cones frequently accompanied with lava flow. Some lateral craters discharged strips of lava flow or ejected small amounts of scoriae to form low mounds. Two horseshoe-shaped craters at the south-southeastern foot were formed by phreatomagmatic explosion at a shallow depth. Centers of phreatomagmatic explosion also exist off the north-northwestern and south-southeastern coasts. Ejected materials from these centers are exposed along the coasts. These lateral volcanoes are arranged in two parallel zones trending north-northwest to south-southeast. Dikes having the same direction are also concentrated in these zones as seen on the caldera wall and on the sea-cliffs. This arrangement may be a surface manifestation of the maximum principal stress axis on a regional scale.

Pyroclastic materials of the syn- and post-caldera stages cover all over the flank of the pre-caldera stratovolcano. Each unit layer or member, Y_1 , Y_2 etc. in descending order, represents one cycle of volcanic activity including the following general succession of events as in the case of the pre-caldera stage. (1) scoria fall, (2) lava flow, (3) ash fall, sometimes accompanied by phreatomagmatic explosion and (4) ash fall which was followed by a period of quiescence and weathering producing brown soil at the top of the ash deposit. Each member was formed in 100 to 200 years, and the most active period corresponds to the early part of these years, that is, the early ten years. Thus the great eruptions appear to have taken place with a period of 100 to 200 years, at least, during the last ten thousand years from the pre-caldera stage through the post-caldera stage. The time markers are ^{14}C datings, unearthed earthenwares of known ages and old documents describing eruptions.

Rocks of the syn- and post-caldera stages are mostly aphyric pyroxene basalt and olivine basalt.

Fine rhyolite ash layers are found at several horizons from the pre-caldera stage through the post-caldera stage. They are supposed to have been derived from rhyolitic monogenetic volcanoes lying 30 to 60 km to the south-southwest. A wide-spreading Akahoya Ash of about 6,300 y. B. P. which was erupted during the formation of Kikai Caldera lying about 1,000 km to the west-southwest is also identified in a weathered ash layer of the pre-caldera stage.

Remains such as earthenwares, stone implements and an old coin are found at about twenty different horizons of the pre- and post-caldera stages. The oldest one is 8,000 to 9,000 years old. From this age on, the human being has continuously lived on this island.

Geologic History

Extending from the Izu Peninsula of Japanese mainland to the Marianas, there exists a submarine ridge on which rest many Quaternary insular volcanoes including Ōshima. The ridge is made up, at least in part, of the Miocene Yugashima Group and associated plutonic rocks. In some period during late Pliocene or possibly Pleistocene, volcanic activity took place at a few sites on the submarine ridge. Mainly lavas and scoriae of olivine basalt, py-

roxene-olivine basalt, pyroxene basalt and subordinate olivine-pyroxene andesite were erupted to form three stratovolcanoes, Okata, Fudeshima and Gyōjanoiwaya. They were subsequently eroded to expose the cores of the volcanic edifices.

The first eruption of Ōshima Volcano appears to have taken place sometime during the period of several ten thousand to a few hundred thousand years ago, namely in late Pleistocene, on or near the islands made up of the ruined volcanoes. It grew up to a cone about 1,000 m in height by alternate eruptions of lavas, scoriae and coarser fragmental materials not only from the central crater but from more than forty-five lateral craters. Many intervening periods of quiescence which were represented by erosional unconformities and soil layers existed during the activity. Violent explosions took place frequently during the earlier stage of the growth of the volcano, producing volcanoclastic flows and explosion breccias. 8,000–9,000 years ago, the human being of the Earliest Jōmon age settled first on this island. From this time on, the human being seem to have lived practically continuously in spite of the repeated severe eruptions. The growth of the main cone continued till the fifth century, when the southwestern part of the summit-caldera was formed in a short time interval by subsidence along ring fractures. The northeastern part was also formed by the same mechanism 100–150 years after.

Since then, the activity was largely confined to the craters within the caldera. Less than twenty lateral craters were also active during the post-caldera stage. The eruption of Y_4 age (A. D. 1421?) took place inside the caldera and also from craters along the northwest-southeast fractures on the southern flank of the main cone. This is the latest flank eruption.

During the post-caldera stage, the great eruptions took place with a rather regular interval of 100 to 200 years. Volume of each unit member, Y_1 , Y_2 etc., is estimated to be between 0.1 and 1 km³.

As of March, 1984, Ōshima Volcano is in a very calm state without any sign of volcanic tremor.

Petrology and Chemistry

Rocks constituting the three old volcanoes, Okata, Fudeshima and Gyōfjanoiwaya, are tholeiitic olivine basalt, pyroxene-olivine basalt, pyroxene basalt and olivine-pyroxene andesite, among which the first two are predominant. They belong mostly to the pigeonitic rock series¹⁾. Some basalts represent the earlier fractionation stage of this series.

Most of the basalts contain phenocrysts of anorthite-bytownite up to 37 percent in volume and less conspicuous ones of ferromagnesian minerals in the groundmass consisting of bytownite-labradorite, augite, pigeonite, titanomagnetite, cristobalite and brown glass with or without olivine. The andesite contains phenocrysts of bytownite-labradorite, augite, titanomagnetite, hypersthene and olivine in the groundmass consisting of labradorite-andesine, clinopyroxene, titanomagnetite and tridymite or in the glassy groundmass. Major-element chemical compositions of the representative rocks are shown in Table 2-1 (see p. 16 to p. 17 in the text written in Japanese)

1) KUNO, H. (1950) Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 61, p. 957–1090.

Rocks of Ōshima Volcano are tholeiitic olivine basalt, olivine-pyroxene basalt, olivine-free pyroxene basalt and a little pyroxene andesite with or without olivine, and are largely of the pigeonitic rock series. Most of them represent the middle fractionation stage of this series.

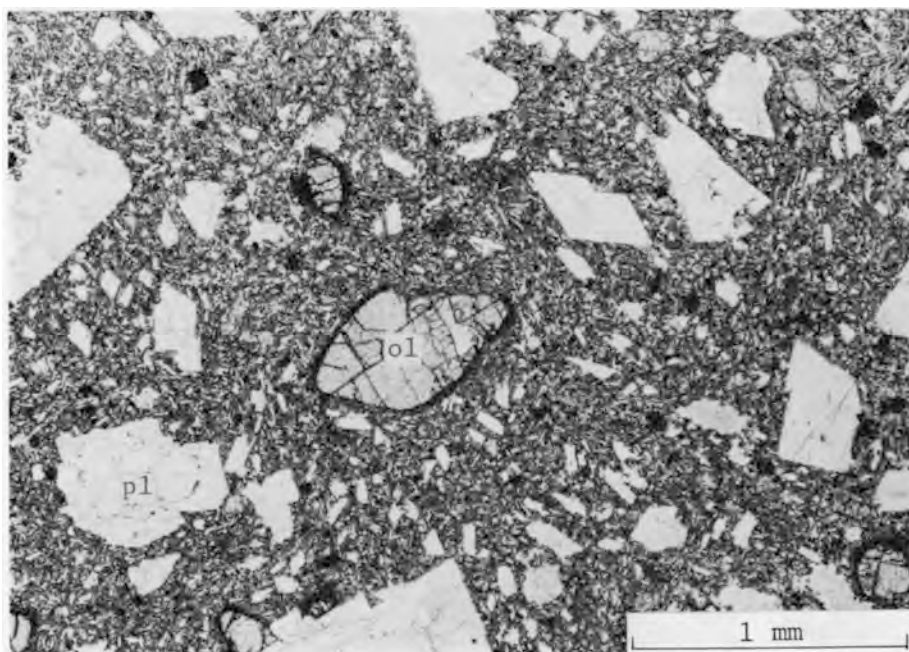
Typical rock type of the pre-caldera stratovolcano is aphyric olivine basalt containing a small amount of bytownite phenocrysts in the groundmass which consists of bytownite-labradorite, augite, pigeonite, titanomagnetite and cristobalite sometimes with glass. The post-caldera rocks include both the olivine-bearing and the olivine-free pyroxene basalts. Lava flows of 1684 and 1950-1951 are the examples of the latter. Pyroxene dacite pumice occurs as a bed intercalated between the rocks of the older edifice of the pre-caldera stratovolcano. It contains sporadic phenocrysts of labradorite, orthopyroxene, augite and titanomagnetite in the groundmass of colorless glass and has a chemical composition characteristic of the late fractionation stage of the pigeonitic rock series. Major-element chemical compositions of the rocks are shown in Table 2-2 (see p. 18 to 23 in the text written in Japanese).

In the alkalis versus silica diagram (see Fig. 7 in the text) the basalt-andesite-dacite association of the three old volcanoes and Ōshima Volcano is plotted in the low-alkali tholeiite field of KUNO (1968)²⁾. It is less in alkalis than the basalt-iron-rich andesite-dacite-rhyolite association of the South Sandwich Islands on the Scotia arc which is thought to be in the same stage of tectonic development.

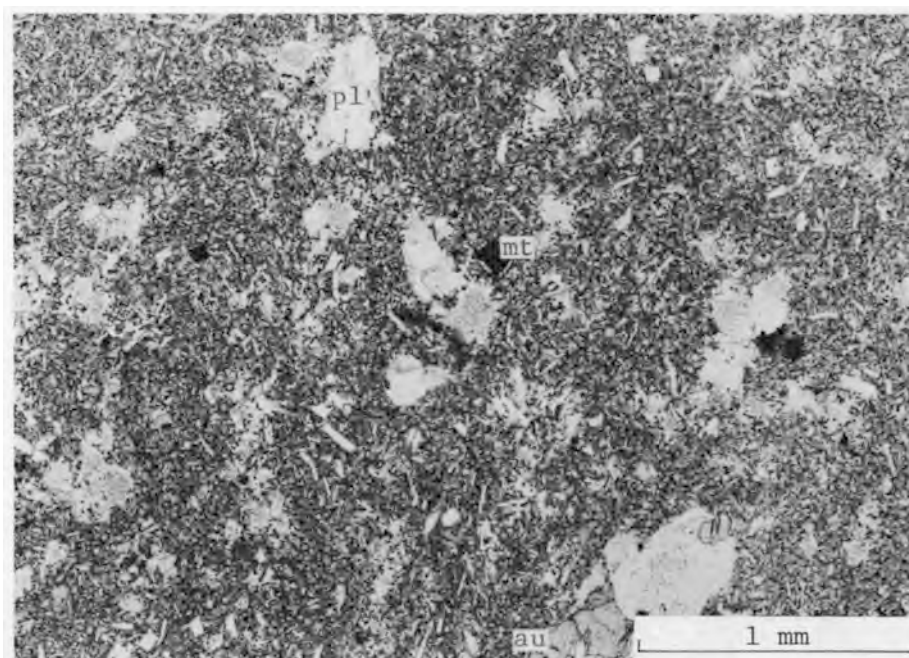
2) KUNO, H. (1968) Discussion of paper by H. AOKI and M. ITO, "Rocks in the oceanic region-I. High-alumina basalts-?" Earth Science (Chikyu Kagaku) vol. 22, p. 195-197 (in Japanese)

第 I 図版-第 VIII 図版の記号の説明

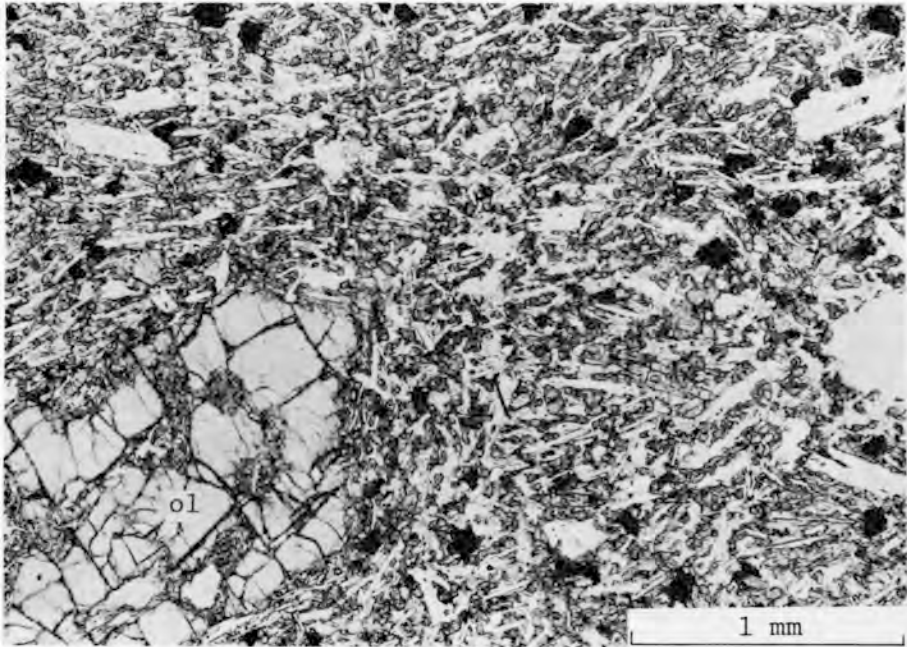
au : 普通輝石, br : 古銅輝石, gl : ガラス, hy : 紫蘇輝石, mt : チタン磁鉄鉱, ol : かんらん石, ol' : かんらん石後の仮像, opx : 斜方輝石, p : 孔隙, pi : ビジョン輝石, pl : 斜長石, q : 石英



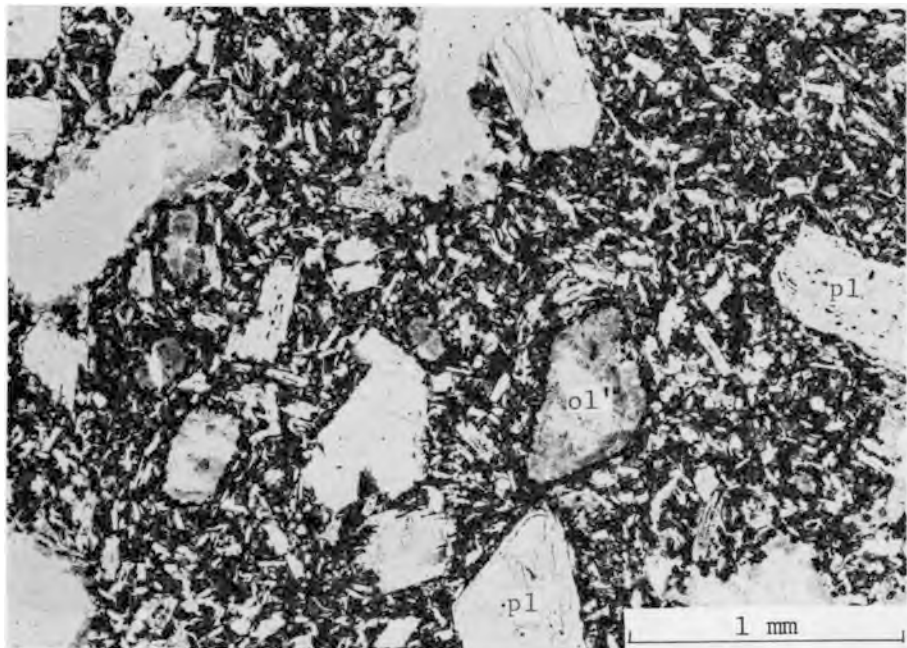
1. 普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26281/56093003) 岡田火山溶岩, 北海岸, 岡田港西方



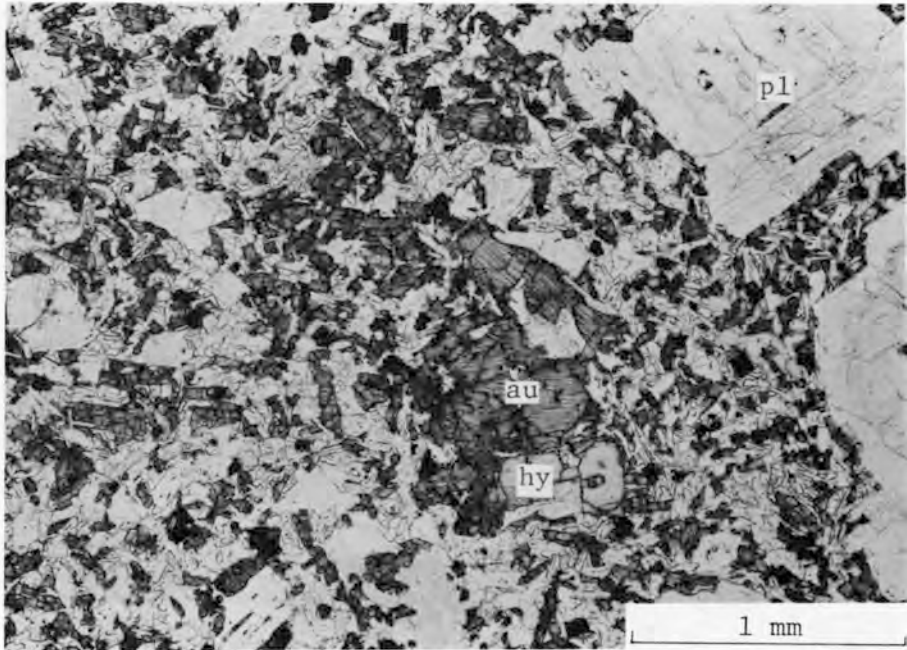
2. かんらん石紫蘇輝石含有普通輝石安山岩 (GSJ R26279/56091919) 岡田火山溶結スパター, 北海岸西部, 風早崎西側



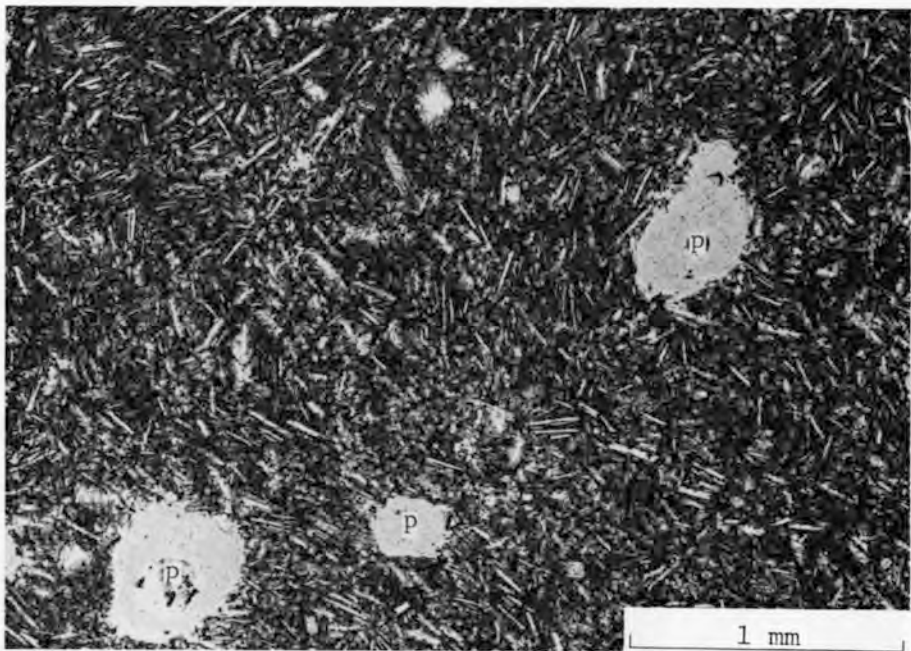
1. かんらん石玄武岩 (GSJ R26300) 岡田火山溶岩, 北海岸西部, 風早崎東側



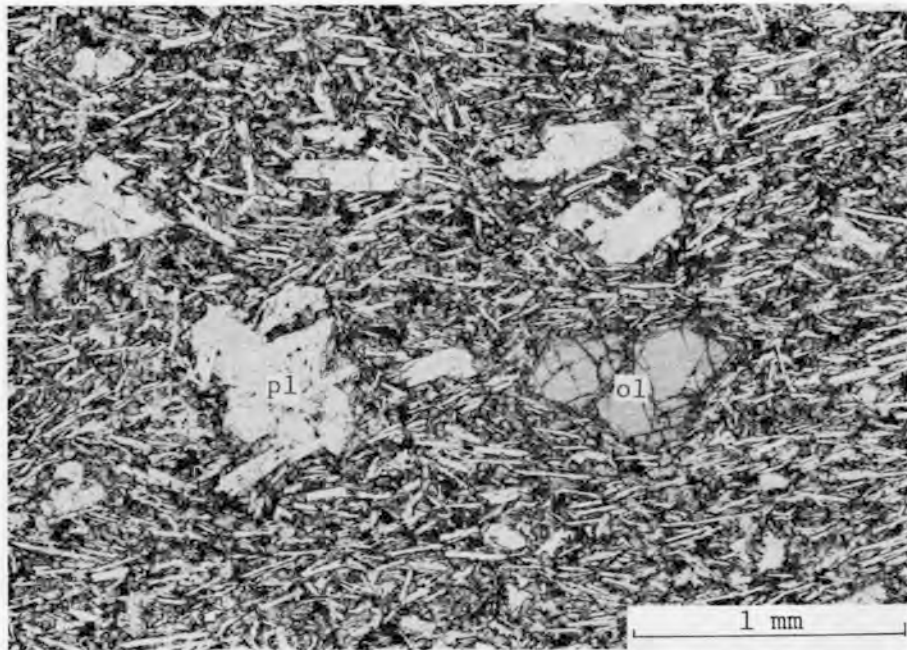
2. かんらん石玄武岩 (GSJ R26327/NI60030903) 笠島火山岩脈, 東海岸南部, 笠島対岸



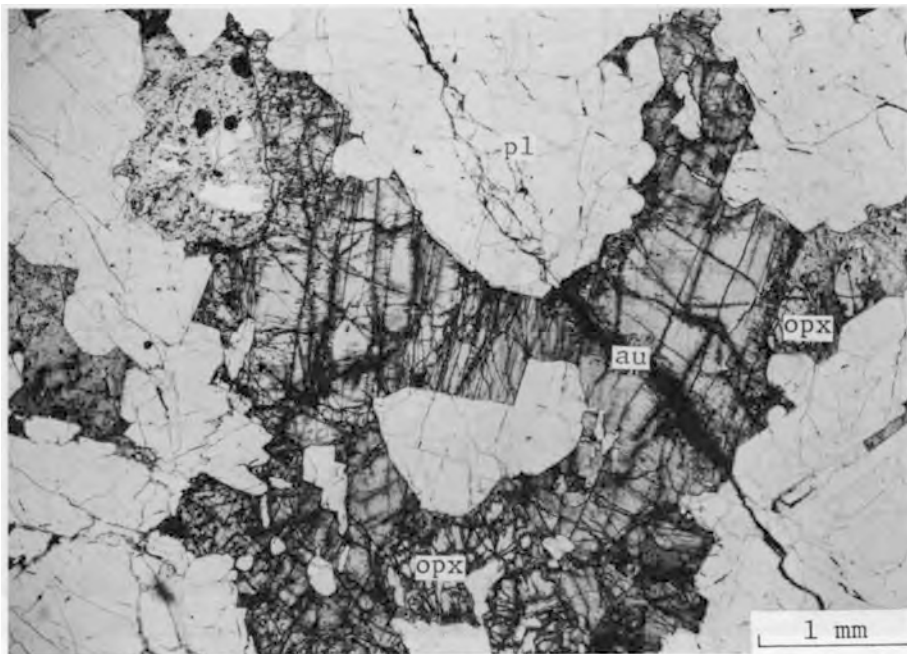
1. 普通輝石紫蘇輝石玄武岩(GSJ R26310/NI60030101) 行者窟火山溶岩, 東海岸, 行者窟の北



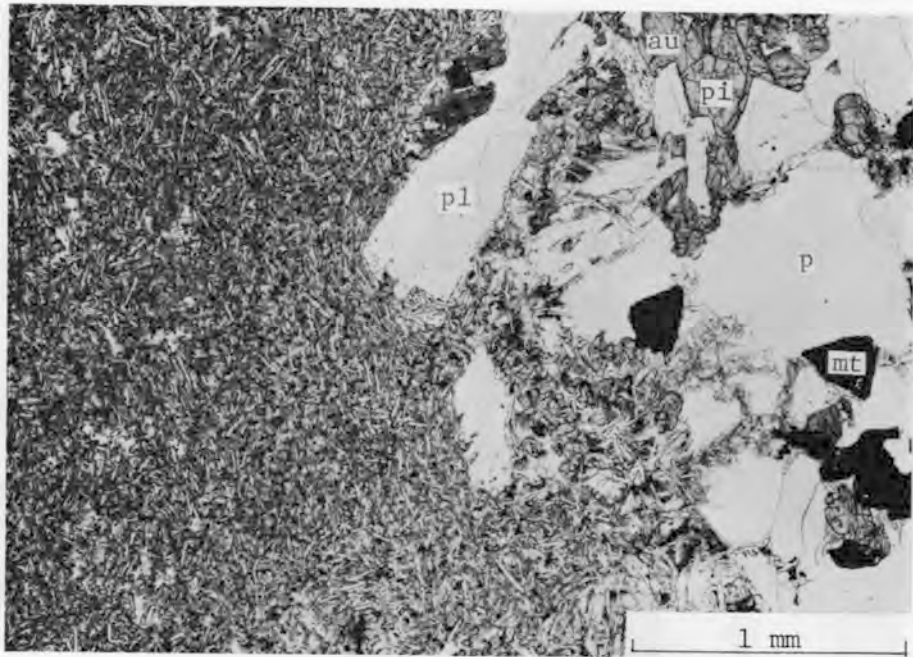
2. 無斑晶状玄武岩(GSJ R26292/NI59020503) 大島火山先カルデラ成層火山古期山体溶岩, 北海岸, 岡田-泉津間, ナナマ沢川口



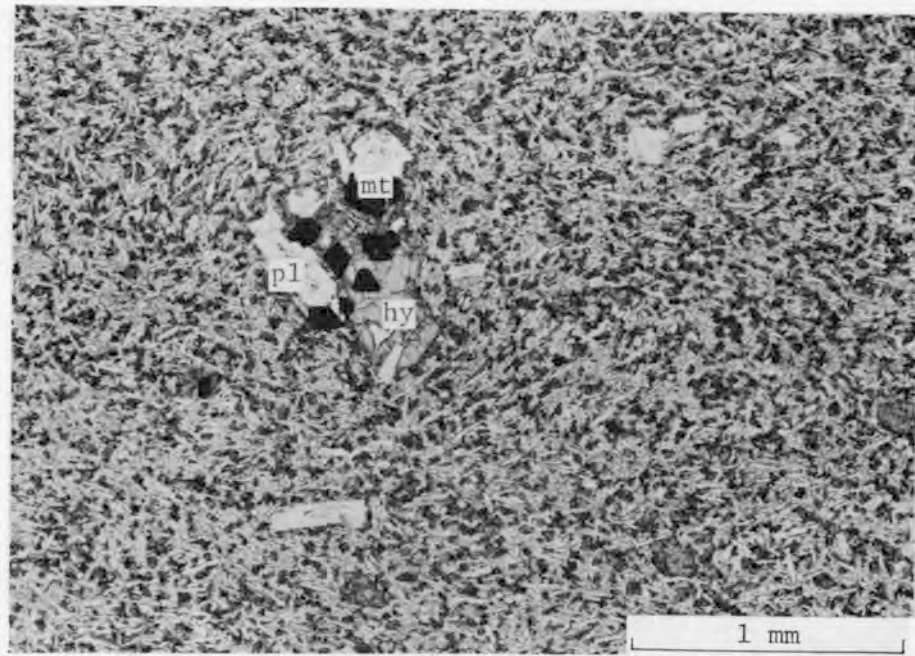
1. かんらん石玄武岩 (GSJ R26283/56102301) 大島火山先カルデラ成層火山古期山体溶岩, 北海岸, 苗の根対岸



2. 斜方輝石普通輝石斑れい岩 (GSJ R26280) 大島火山先カルデラ成層火山古期山体を構成する広義の火砕流堆積物中の岩片, 北海岸, 小口岬-岡田港間



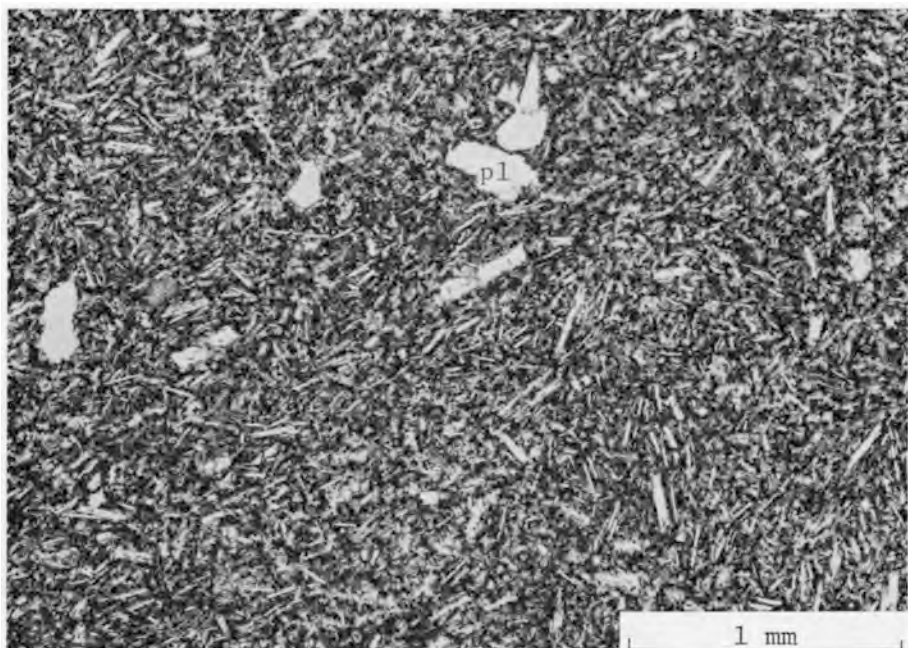
1. 安山岩組成のシュリーレン(右側)を含むかんらん石含有玄武岩(左側)(GSJ R26330/NI62010601) 大島火山先カルデラ成層火山新期山体溶岩, カルデラ壁北部, 大島温泉ホテル下の崖の溶岩



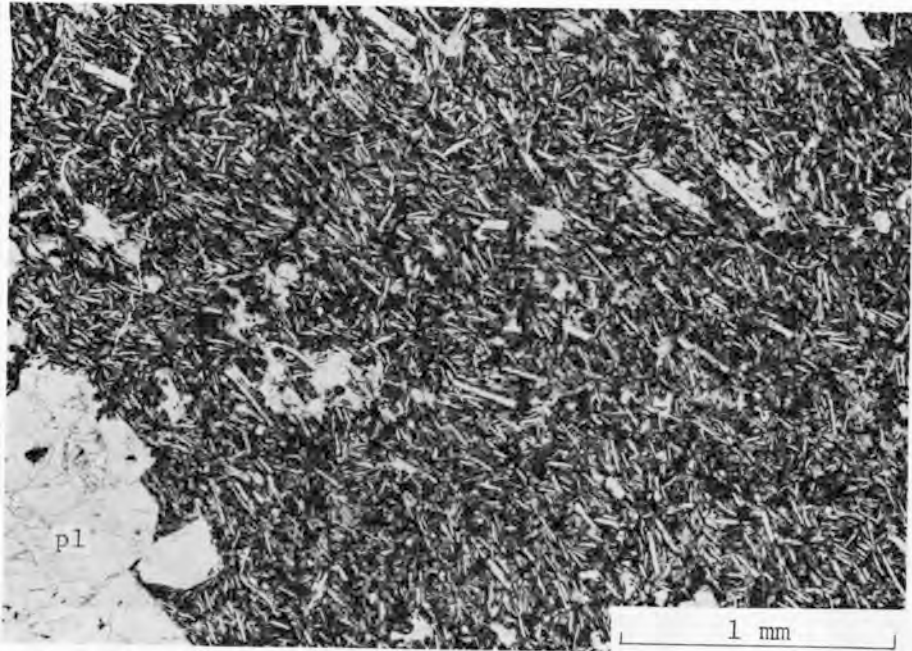
2. かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (GSJ R26311/NI60030403) 大島火山先カルデラ成層火山新期山体溶岩, 東海岸, フノウの流の谷頭



1. 輝石斑れい岩 (GSJ R26305) カルデラ形成期の凝灰角礫岩(5世紀?, S₂部層)中の岩片, 西海岸, 長根岬の東方およそ 0.9 km



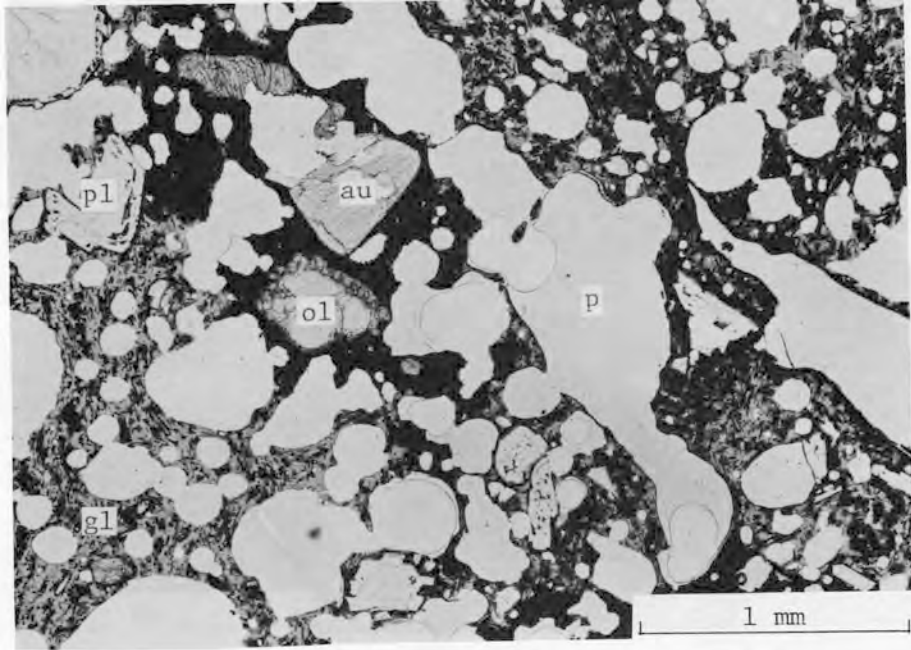
2. かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (GSJ R26311/NI60030403) 大島火山先カルデラ成層火山新期山体溶岩, 東海岸, フノウの滝の谷頭



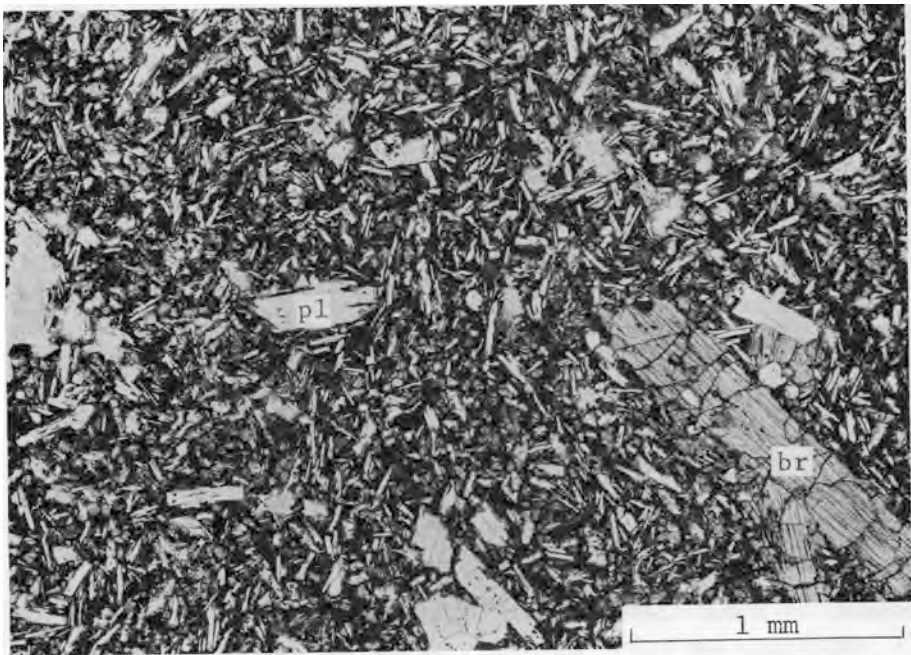
1. 無斑晶状玄武岩(GSJ R26332) 後カルデラ期, 1778年? (Y₁x) 溶岩, 東海岸, 長根岬の西南西およそ2.3 km



2. 無斑晶状玄武岩 (GSJ R26295) 後カルデラ期, 1778年 (Y₁n) 溶岩, 北東腹, 蜂の尻山頂の北北西およそ350 m



1. かんらん石含有普通輝石斜方輝石玄武岩(NSM 5614) 後カルデラ期, 1940年放出の牛ふん状火山弾, 三原火口内, 旧火口茶屋の手すり



2. 普通輝石含有古銅輝石玄武岩 (GSJ R26297/N159021201) 後カルデラ期, 1951年3月溶岩 (M_2J), 三原火口北東およそ1 km

※文献引用例

一色直記 (1984) 大島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅), 地質調査所,
133p.

ISSHIKI, N. (1984) Geology of the Ōshima district. Quadrangle Series, scale 1:50,000,
Geol. Surv. Japan, 133 p.(in Japanese with English abstract 5 p.)

昭和59年12月13日印刷

昭和59年12月17日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

©1984 Geological Survey of Japan