

55(521.27)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第110号

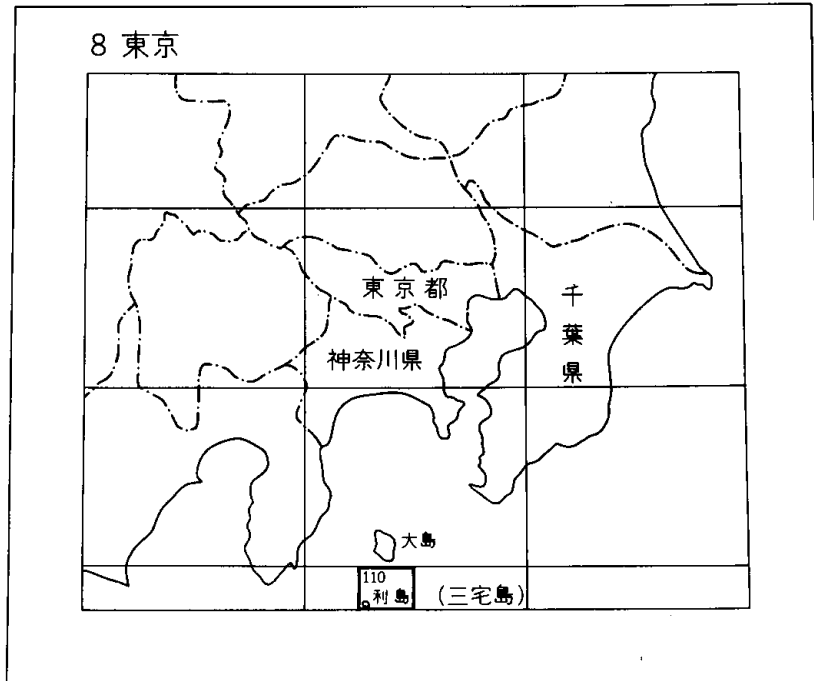
利 島 地 域 の 地 質

一 色 直 記

昭 和 53 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	3
II. 1 研究史	4
II. 2 地 史	7
II. 3 岩 石	10
III. 地質各説——利島火山	13
III. 1 主成層火山	13
III. 2 火山碎屑性堆積物	20
III. 3 寄生火口溶岩流	28
文 献	31
Abstract	33

図・表および図版目次

第1図 伊豆—マリアナ島弧と利島	2
第2図 南西海上から見た利島	3
第3図 利島南西部で1971年2月頃に起こった海食崖の崩壊	3
第4図 倉持・石井(1961)による利島の地質図	5
第5図 利島およびその近傍の海底地形図	8
第6図 $\text{SiO}_2\text{-NaO}+\text{K}_2\text{O}$ 図	12
第7図 $\text{SiO}_2\text{-ノルム}$ 石英図	12
第8図 主成層火山溶岩流(SI)の露頭	14
第9図 利島の地質図	16
第10図 南南東海食崖に露出する岩脈	17
第11図 南南東海食崖に露出する3本の岩脈	17
第12図 西南西海食崖に露出する岩脈	18
第13図 第12図の岩脈の北側表面に見られる縄状構造	18
第14図 北海岸カタサキで見られる主成層火山溶岩流(SI)とそれを覆う火山碎屑性堆積物(V)	21
第15図 火山碎屑性堆積物の柱状図	22-23
第16図 前浜付近の海食崖の模式スケッチ	24
第17図 前浜71528a地点付近の海食崖の模式スケッチ	26
第18図 前浜71528a地点の海食崖突出部を、西側にあるコンクリート擁壁上から見る	27

第19図	前浜の海食崖に露出する「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流 (Pk)	29
第1表	利島火山溶岩の化学組成・ノルムおよびモード	11
第2表	主成層火山岩脈 (Sd) の諸性質	14
第3表	主成層火山溶岩流 (Sl) および岩脈 (Sd) における斜方輝石の存在様式とその頻度	20
第I図版1	普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70053001)	
第I図版2	かんらん石普通輝石玄武岩 (NI70052903)	
第II図版1	クリストバル石-ガラス-石英岩 (NI71052702)	
第II図版2	かんらん石安山岩 (NI70060606)	
第III図版1	斜方輝石含有かんらん石安山岩 (NI70053006)	
第III図版2	普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70053001)	

利島地域の地質

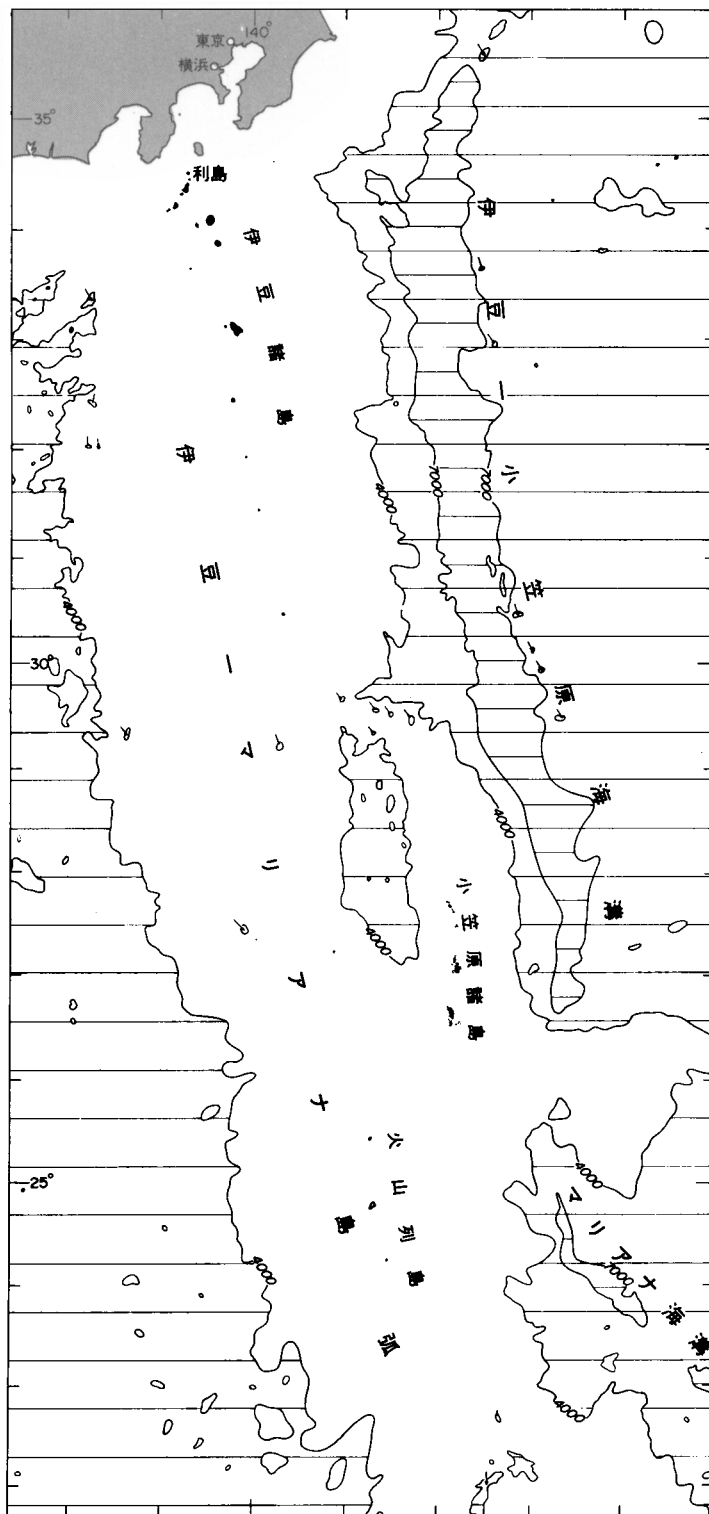
一 色 直 記*

国土地理院発行の5万分の1地形図「利島」に含まれる利島の野外調査は、1970年5-6月および1971年5月に、合計23日かけて行なった。その後行なった、近接する鵜渡根島および新島の調査研究の結果を参考としながら、室内研究を行ない、本報告をとりまとめた。野外調査にあたって便宜を供与された東京都利島村役場当局、特に前田芳夫教育長、試掘井の岩芯を観察する機会を与えられた東京都経済局農林緑政部の三井昌二主事、埋没樹片の樹種の鑑定を下さった国立科学博物館植物研究部の山内文技官、土器および石器の鑑定を下さった明治大学の太塚初重教授、石器の鑑定を下さった東京都教育庁社会教育部文化課の宮崎博学芸員、新島渡浮根出土土器の鑑定を下さった同課の安孫子昭二学芸員、¹⁴C年代測定の依頼を受けて下さった学習院大学理学部の木越邦彦教授、岩石薄片作成にあられた技術部特殊技術課の宮本昭正・大野正一・安部正治・村上正および佐藤芳治の5技官、主成分の化学分析を行なわれた技術部化学課の大森江い技官、顕微鏡写真撮影にあられた総務部業務課の正井義郎技官および引伸し写真を作成された同課の山本洋一事務官に厚く御礼申し上げる。

I. 地 形

利島は活動的な伊豆—マリアナ島弧上の火山島で、東京都心から南南西約140 kmにある(第1図)。本島は北緯 $34^{\circ}30.5' - 34^{\circ}1.7'$ 、東経 $139^{\circ}16.2' - 139^{\circ}17.8'$ の間にあり、その平面形は南東部がやや欠けた円形で、直径約2.5 km、周囲約8 km、面積約4.2 km²である。本島は円錐形で、そのほぼ中央部に海拔507.5 mの宮塚山がそびえている。山腹の傾斜は、山頂付近で約35°、山麓では約10°で、垂直ないし45°の傾斜をもった海食崖に切られている(第2図)。海食崖の高さは北部、特に前沢付近では低く10—20 mであるが、南へ行くほど高くなり、南東部では330 mの高さに達する。海食崖の足下には砂浜は発達せず、波食によって生じた大小様々の溶岩円礫からなる浜が発達しており、容易に島を一周することができる。所々に、海食崖から崩壊した角礫が崖錐を形成している。1971年2月頃、本島の南西麓で起こった崩壊によって生じた崖錐の末端部(toe)は、海へ向かって、弓なりに張り出している(第3図)。国土地理院によって、1965年8月23日と1975年5月2日に撮影された空中写真(KT-65-6X3C1-1—3とKT-75-2X1C1-1—3)を相互に比較すれば、その地形変化は明瞭である。後で詳しく述べるが、利島は主として玄武岩のアア溶岩の積み重なりからなる成層火山であるが、この成層火山の山頂にあったと推定される主火口は地形的には残されていない。現在の宮塚山の最高点を含み、その北東側にある直径100—150 mの火口(「カジアナ」と呼ばれている)と、その東方約200 m、海拔約390 m付近にある直径

* 地質部



第1図 伊豆—マリアナ島弧と利島，海上保安庁水路部発行（1966）
日本近海海底地形図第1および第2（海図 Nos.6301 および 6302）による



第2図 南西海上から見た利島



第3図 利島南西部で1971年2月頃に起こった海食崖の崩壊

20—30mの火口(「ミアナ」と呼ばれている)とは、後の安山岩溶岩を噴出した寄生火口である。山腹を刻む谷はすべて小規模であり、常時流水のあるものはない。

II. 地質概説

利島は、北西太平洋海盆の西縁を限って北北西から南南東にのびる、水深 9,000m をこえる伊豆一小笠原海溝の西方約 220 km, 海溝軸と平行に配列する低アルカリソレイアイト系列(久野, 1968)の火山, 大島・三宅島・八丈島などで示される火山前線(volcanic front)よりも約 20 km 西方にある玄武岩と安山岩の成層火山であり, その地理学的位置から, 岩石学的にも興味をもたれていた(第1図)。

II. 1 研究史

本島を調査した、最初の地質学者は福地（1902, 1903）であった。彼は1899年（明治32年）12月31日から約45日間をかけて、利島・鶴渡根島・新島・式根島および神津島を巡回した。地質調査の重点は、新島に置かれたが、利島の地質や岩石についても簡単に触れている。彼によると、本島はその形態からみて、1個の独立した火山（福地, 1902, p. 33）であり、全島ことごとく青みがかった黒色の緻密で堅い岩石で、板状節理があり、鏡下では玄武岩に近い橄欖富士岩（かんらん石安山岩）である（福地, 1902, p. 27）。鏡下での記載および斑晶斜長石のスケッチ（福地, 1902, p. 27および第10版第2図）からみて、細かく記載された岩石は、利島の主体を構成する主成層火山溶岩ではなく、本島北岸の前浜付近に露出する「カジアナ」寄生火口溶岩であるらしい。この溶岩には板状節理が発達する。

FRIEDLAENDER (1909)は福地よりも詳しく本島の实地踏査を行なった。彼は次のように記述している。本島の最高点は海拔460 mで、その北側、海拔410 mには東北東—西南西にのびた主火口（Hauptkrater, 本報告の「カジアナ」火口にあたる）があり、この主火口の東、海拔320—370mには同方向にのびた側火口（Seitenkrater, 本報告の「ミアナ」火口にあたる）がある。海食崖で観察すると、本島は玄武岩よりの溶岩と火山灰とからなり、これらは岩脈に切られている。南海岸では、岩脈が特に多い。風化や浸食が著しいことから、本島は大分以前に活動を停止した火山で、岩石は玄武岩に近いかんらん石安山岩である。

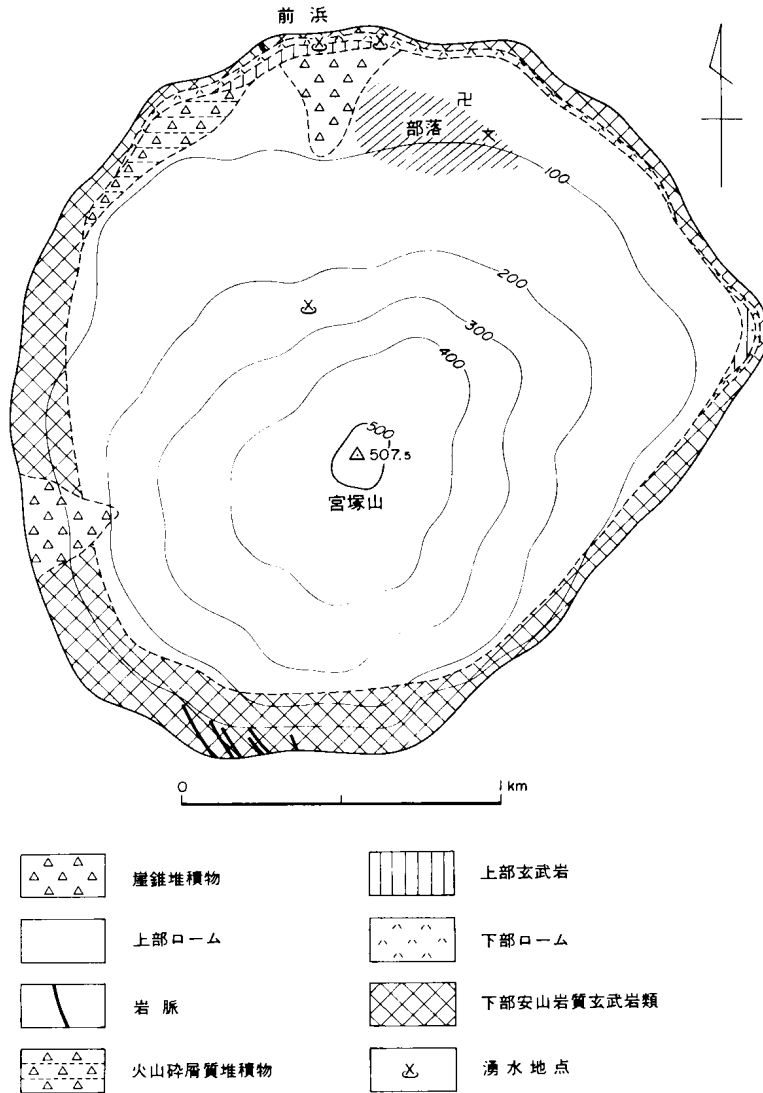
BACHER (1914)は、利島の山頂から60 mの地点で採取された3個の玄武岩を記載し、そのうち1個の主成分化学分析値（第1表, No.4）を挙げている¹⁾。

その後長い間、本島の地質や岩石についての研究結果は公表されなかったが、近年になって、倉持・石井(1961)が水源開発のための基礎調査を行ない、地質調査の成果と簡単な岩石学的記載を公表した。倉持・石井(1961)の地質図を第4図に示す。この地質図は当時利用した地形図が悪かったためか、岩脈の位置などに問題点はあるが、本島の地質の概要をつかんだ、すぐれたものである。彼らは、本島を構成する岩石類を、下位から上位へ、下部安山岩質玄武岩類・下部ローム・上部玄武岩・火山砕屑質堆積物・上部ローム・崖錐堆積物および小規模な玄武岩質岩脈の7つの単元に区分した。

下部安山岩質玄武岩類は、本島の主体を構成する岩石で、1—2 mの厚さの溶岩とスコリアの互層からなる。この岩石は、斑晶として、斜長石（累帯構造の中心部でAn₅₅₋₅₆、周縁部でAn₅₅₋₆₀）・普通輝石・かんらん石およびしそ輝石を有し、その石基は粒状ないし柱状の輝石・斜長石（An₆₅₋₇₂）・磁鉄鉱などである。この中には、灰白色・粒状ガラス質の花崗岩よりの捕獲岩が含まれることがある。この捕獲岩は、石英・鱗珪石のほか少量の普通輝石や角閃石からなり、副成分鉱物として鱗灰石やジルコンを含んでいる。

下部ロームは、下部安山岩質玄武岩を不整合に覆う、未固結の火山灰と粘土とからなり、厚さは一般に1—2 mである。本層は淡黄褐色を呈し、所々に灰黒色の径5—20 cmの玄武岩角礫、および厚さ5—10 cmの灰白色軽石などを層状にはさんでいる。また、本層の上から約50 cm下に、厚さ10—20 cmの腐

1) 原典を参照することはできなかった。ここでは、TSUBOI (1920, p. 136-137) によった。TSUYA (1929, p. 324-325; 1937, p. 313-314) もこのデータを引用しているが、それぞれの間にわずかではあるが記述に相違がある。その理由はよくわからない。



第4図 倉持・石井(1961)による利島の地質図

植土層が2枚発達している。本島の北岸，前浜の西には，下部ロームの上位に径50—100 cmの玄武岩角礫をやや多量に含む堆積物が小規模ではあるが発達している。この堆積物は，下部ロームとやや異なった岩相を示すが，その成因を解明できなかったので，独立の単元とはせず下部ロームに含めた。

上部玄武岩は，下部ロームの堆積後に噴出した溶岩で，暗灰黒色，塊状で，斑晶として輝石・かんらん石および斜長石，捕獲結晶として2—5 mmの石英が肉眼で認められる。この溶岩の分布は部分的で，本島の北および東の海食崖上部に露出する。溶岩の流動した位置が現地形にもよく見られ，山頂から海岸に向かって放射状にのびていると記述されている(倉持・石井，1961，p. 2)が，地質図(第4図)には，山腹部の分布は示されていない。鏡下では，斑晶として0.5—1.2 mmの長柱状斜長石(An₅₆₋₆₀)・

しそ輝石・普通輝石およびかんらん石のほか、捕獲結晶と考えられる、粒径 2 mm 以上、中心部は比較的新鮮で、周縁部が常に汚染された An_{50-55} の斜長石が、斜長石 (An_{58-69})・輝石・磁鉄鉱などからなる石基中に含まれる。

火山碎屑堆積物は、前浜西方のヘリコプター発着所付近に露出する、茶黒色で層理がよく発達した堆積物で、上部玄武岩および下部ロームを覆っている。火山灰中に、径 2—5 cm の玄武岩質角礫を多量に含む、軟弱な堆積物である。

上部ロームは火山灰および粘土からなり、本島全体を広く覆っている、黄褐色土壌である。厚さは場所によって異なるが、一般に 3—5 m で、表層約 1 m は灰黒色の腐植土となっており、東斜面より西斜面の方が厚いようである。本層は、上部玄武岩が分布するところでは、それを覆い、上部玄武岩を欠く所では、直接、下部ロームの上に不整合に堆積している。

崖錐堆積物は、本島の北西斜面の急崖に、しばしば、広範囲に発達している。

岩脈は、本島の北側の急崖に 1 本、南側の急崖に 6 本認められる。それらの幅は 1—3 m で、北側のものは下部ロームまで貫き、南側のものは下部安山岩質玄武岩類を貫いている。岩脈の走向傾斜は、北側のもので $N20^{\circ}E, 80^{\circ}SE$ 、南側のもので $N40-60^{\circ}W, 80-90^{\circ}SW$ である。それらの岩質は上部玄武岩に類似している。

これらの観察をもとにして、倉持・石井 (1961) は次のような地史を組み立てた。利島の主体を構成する下部安山岩質玄武岩類は、おそらく、第四紀にはいつてから活動を始めたもので、塊状の安山岩質玄武岩とスコリア質の安山岩質玄武岩が、かなり規則的に交互に噴出された。その後、浸食期を置いて、下部ロームで代表される、かなり多量の火山灰が、全島的に降下した。次いで、かなりの時期を置いて、再び活動期にはいり、上部玄武岩が噴出された。この活動は、前のものとは様式を異にし、大きな爆発を伴わず、下部安山岩質玄武岩類の割れ目に沿ってマグマが貫入して岩脈を形成するとともに、引き続いて局部的に、放射状の溶岩流を噴出させた。その末期には、火山碎屑質堆積物を局部的に、泥流状に、噴出する時期があったらしい。更にその後、再び活動期にはいり、上部ロームで代表される、全島を厚く覆う火山灰の噴出があった。

地下水の湧出箇所は、宮塚山の北斜面にある小沢の西側、海拔 250m 付近に 1 箇所と、前浜船着場近くに 2 箇所ある。山腹のものは前述の火山碎屑質堆積物が、前浜船着場近くのもの下部ロームが不透水層となっているが、湧出量はきわめて少量である。

関東農政局計画部 (1970?) は、昭和45年度事業として、利島において、農業用小規模地下水調査を行なった。その報告書の中には、本島の約62,500分の 1 の地質図が示され、地質が略述されている。同報告書によると、本島は古期溶岩類・新期溶岩類・溶岩尖頂丘・ローム層および崩壊性堆積物の 5 つの地質単元からなるという。

古期溶岩類は、利島火山の初期の噴出物で、利島の基盤をなす玄武岩溶岩および火砕流類であり、溶岩は主としてかんらん石玄武岩である。本岩類は、数10回の噴火によって生じた、溶岩流・凝灰角礫岩およびスコリア質火山灰層からなる、上位の噴出物との間には、火山活動休止期があったと推定され、古土壌が形成されている。また、本岩類は、新潮溶岩類および溶岩尖頂丘成形時のものと思われる玄武岩岩脈に、放射状に、貫かれている。

新潮溶岩類は、宮塚山を中心とする、現在の利島を形成した火山の噴出物で、宮塚山付近にあった火口から噴出されたものである。地質図（関東農政局計画部、1970？、p.12、図-7）によると、海拔約250 m以下の山腹表層部を全面に覆うように描かれているが、露頭スケッチ（関東農政局計画部、1970？、p.16-17、図-8、No.2）に示されたものは、倉持・石井（1961）の上部玄武岩にあたる。

溶岩尖頂丘（関東農政局計画部、1970？、p.8-9では溶岩円頂丘）は、宮塚山山頂部を含み、海拔約250 mより高い部分を占めるように地質図では描かれ、推定地質断面図（関東農政局計画部、1970？、p.29-30、図-14）にも示されているが、その根拠は何も挙げられていない。

ローム層は、次に記す崩壊堆積物分布地域を除いた地域の表層部を形成し、ローム・凝灰角礫岩・白色軽石層などからなり、黒色帯をはさむ。本層は、西側で厚く、東側で薄いことから、本島の西方で起こった火山活動に由来するものであろう。下部の粘土質ローム中にはさまる白色軽石は、新島—神津島に分布する“白ママ層”（福地、1902、p.7-8の白ママ層）に似ており、これらの活動期のものと推定される。

崩壊堆積物（関東農政局計画部、1970？、p.15では崩壊性堆積物）は、利島の火山活動の最末期に、溶岩尖頂丘と新規溶岩類との境界付近から北西部へ流下したもので、クロボク層がはさまれる（関東農政局計画部、1970？、p.16-17、図-8、No.1）ことから、数回の活動で生じたものである。

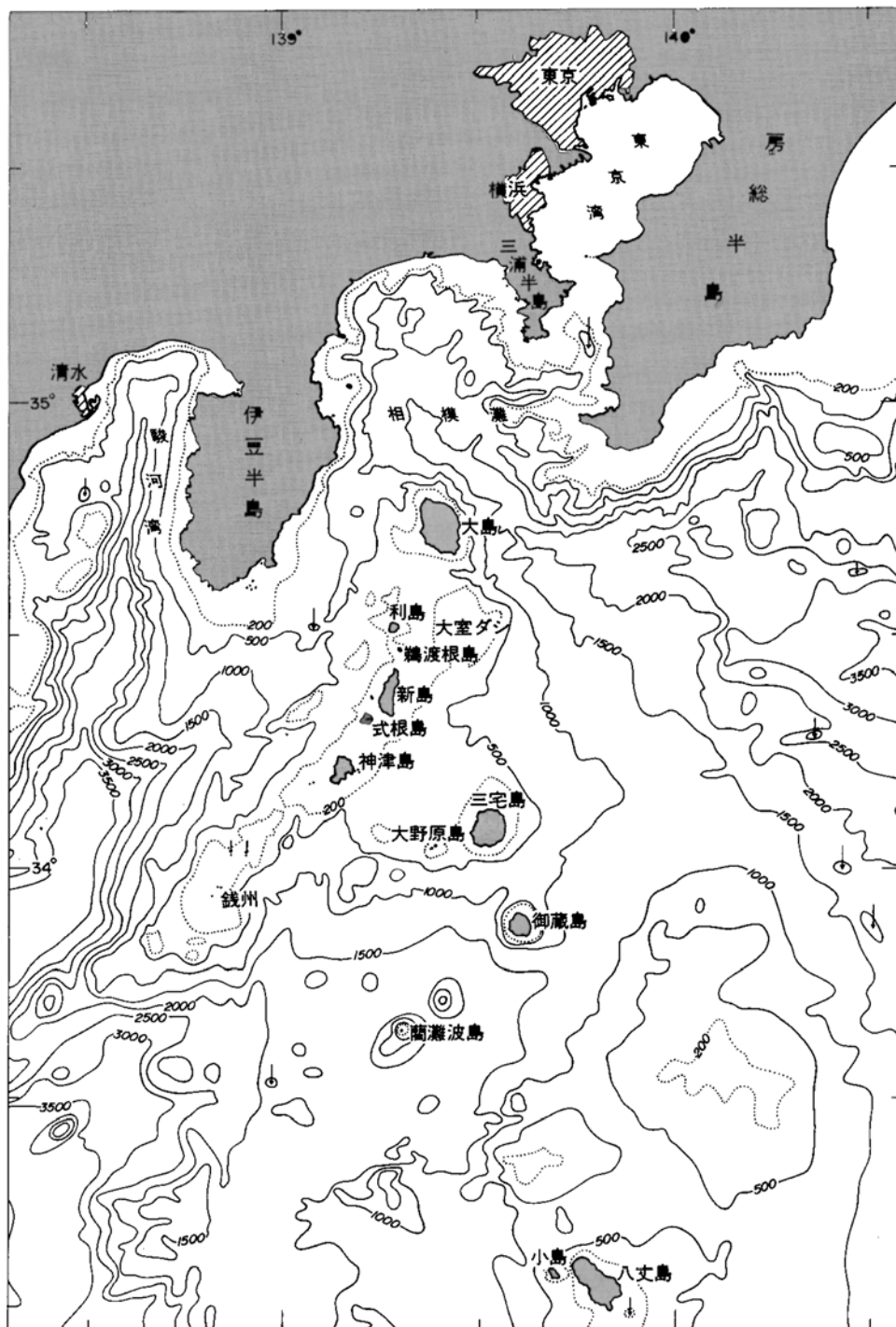
関東農政局計画部（1970？）は、上記の事柄と本島北山腹における電気探査の結果をもとにして、次のような地史を組み立てた。先第四紀の基盤の上に、利島の南南東方約5 kmにある鵜渡根島を含んだ大きな火山—古宮塚山—が形成されたが、おそらくカルデラの形成によって、その大部分は陥没した。その後、側火山として、現在の宮塚山山頂付近から、新潮溶岩類が流出し、更に溶岩尖頂丘が突き出した。その結果生じた、放射状の割れ目に沿って、岩脈が貫入し、古期溶岩類の一部も持ち上げられて、現在の利島が形成された、その後、西方にある火山からの降灰によって、ロームが堆積した。

この調査に基づいて、東京都の昭和47年度畑作振興深層地下水調査事業として、利島小・中学校の東方約500 m、海拔68.80 mの地点で、試掘井が掘削された（ソイル工業株式会社、1973）。試掘井の深度は75.0mで、ソイル工業株式会社（1973）の試掘井柱状図および筆者による東京都経済局農林緑政部農地課所蔵の岩芯の観察によれば、地表から深度3.0 mまでは赤茶色ローム、3.0 mから4.5 mまでは黒褐色火山礫、4.5 mから試掘井底までは10枚あるいはそれ以上の玄武岩のエア溶岩（薄い火山灰層をはさむかも知れない）であった。しかし、農業用水を得るといふ目的は達せられなかった。

これら論文のほか、筆者が1970年の調査結果の概要を口頭で発表したものがある（一色、1971）。

II. 2 地 史

利島は、海底地形図（第5図）からわかるように、大島から南西へのびる小海嶺の上に乗っている。この小海嶺の南東約10 kmには、大室ダシ・新島・式根島・神津島および銭州を結び、更に南西へのびる小海嶺が併走している。大島（久野、1958）、新島（津屋、1938）および神津島（TSUYA、1929）の粗粒火山砕屑物中に含まれる異質岩片や銭州（新野、1935）の露岩の観察から、この地域の第四紀火山の基盤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



第5図 利島およびその近傍の海底地形図。海上保安庁水路部発行（1967）大洋水深図 G1406 および G1506 による

およびそれらに伴う深成岩類とみてよいであろう。利島においては、しかしながら、このような基盤岩は露出していないし、異質岩片としても発見されていない。

利島は体積約 0.7 km³ で、単一の円錐形火山体からなる。ここでは、この火山を利島火山と呼ぶことにする。利島火山は、海面下の地形を考慮に入れて復元しても、基底の直径約 5 km、高さ約 600m、体積約 4 km³ の小火山である。この火山は構造・岩相などから、主成層火山、それを覆う火山砕屑性²⁾ 堆積物および寄生火口溶岩流の 3 つの単元に大きく分けることができる。

島を巡る海食崖で観察する限りでは、主成層火山の主体は、数 10 フロー・ユニット (fiow units³⁾) あるいはそれ以上の玄武岩のエア溶岩流からなり、スコリア質の降下火山砕屑物をわずかに含み、海食崖の断面では、おそらく全体の 90% は溶岩流であろう。長い活動休止期を示すような浸食間隙や風化産物は観察されない。これら溶岩流と同質の、幅 1—5 m の岩脈が 15 本海食崖で観察されるが、現在の島の最高点に収束するような方向をもっている。この成層火山の山頂火口は、地形的にはっきりしないが、この事実から、現在の最高点付近にあったのであろう。

火山砕屑性堆積物のうち、降下火山砕屑物は厚さ数 m 以下で、数輪廻の堆積物からなり、そのほかに“泥流”などの二次堆積物が含まれる。降下火山砕屑物のうちには、黒雲母流紋岩火山灰・角閃石流紋岩火山灰など、この島の南にある新島・式根島および神津島の流紋岩火山から由来したと思われるものが何層か認められる。

寄生火口溶岩流には、宮塚山の最高点付近にある「カジアナ」火口からあふれ出して、北北西へ流下した「カジアナ」火口溶岩流と、海拔 390 m 付近にある「ミアナ」火口からあふれ出して、北東へ流下した「ミアナ」火口溶岩流とがある。両者は、火山灰層序学的に、同一層準であるかどうか確認できなかったが、岩石学的にはよく似た特徴をもつ安山岩である。「カジアナ」火口溶岩流の末端部では、溶岩流の下位に、同質の岩塊を含む泥流堆積物が 3 枚存在する。その最上位のものと思われる堆積物中から採取したタブノキ (*Machilus thunbergii* SIEBOLD et ZUCCARINI, 標本番号 NI70060605) の ¹⁴C 年代は 7,930 ± 190 y. B. P. (GaK-3058, セルローズについて測定) であった。「カジアナ」火口溶岩流の上位には、少なくとも 1 輪廻の降下火山砕屑物が乗っているらしい。ヘリポートの東方約 120m、大石山と呼ばれている所では、この溶岩流より上、現地表面から 1.10m の深さから、縄文時代後期初頭の称名寺式土器を伴う、堅穴数石住居址が発見されている。また、この住居址を覆う崩壊堆積物などから、縄文時代中期から後期および弥生時代の土器・石器・骨角器などが見いだされている (麻生, 1959; 戸沢, 1959)。「カジアナ」火口溶岩流は南南東方、宮塚山最高点に向かって分布しているので、縄文時代中期の土器なども、この溶岩流より上に構築された住居そのほかの遺構から下方へ移動したものとみてよいであろう。

利島火山の噴火活動開始の時期を指示する証拠は、現在、得られていない。始めは、短い期間において、断続的に起こったストロンボリ式噴火によって、急速に主成層火山の山体が成長していったと考えられる。1770年頃に誕生し、ストロンボリ式噴火を断続的に繰り返して、比高約 800m の火山に成長し、今なお活動的な、中米エル・サルバドル共和国のイサルコ (Izalco) 火山 (例えば MACDONALD,

2) ここでは、“火山砕屑性”という言葉、FISHER, R. V. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 72, p. 1409-1414 の定義による“volcanoclastic”の邦訳として用いる。

3) NICHOLS, R. L. (1936) Flow-units in basalt. *Jour. Geol.*, vol. 44, p. 617-630 の定義による。

1972, p.220) のような成長史をたどったと考えてはどうであろうか。

主成層火山の成長がやむと、アア溶岩の表面は風化火山灰に覆われ始めた。その後の活動は、間欠的かつ爆発的な性質に変わり、何回か繰り返された。その間に、南方にある新島・式根島および神津島の流紋岩火山から由来した火山灰が、何回か、降下した。また、おそらく降水によると思われる泥流が局所的に発生して、山腹を流下した。今からおよそ 8,000 年前よりも少し新しい時期に、2 つの寄生火口、「カジアナ」と「ミアナ」の活動があり、火口周辺に安山岩スパターを堆積させ、更に北北西および北東に向けて溶岩を流下させた。その後、火山活動は穏やかになったらしい。この時期に、縄文時代中期から後期の人達が本土から渡来し、島の北側、現在の前浜付近に居住した。ここから南方約 13 km の新島渡浮根に居住し、縄文時代後期の加曾利 B III 式土器（東京都教育庁安孫子昭二鑑定）を使用した人達は、なんらかの方法で、この安山岩の板状岩片を入手している。

ヘリポートにいたる沢に沿って、縄文時代後期以後、少なくとも 3 度、泥流が発生している。藤井義（利島村収入役、1970年6月1日口述）によると、ヘリポート付近は、今から150—200年前頃は、現在よりも 1 里も沖に突き出しており、松林に覆われていたという、また、その付近は現在でも浅いという。この地形はおそらく泥流の押出しによるものであろう。

II. 3 岩 石

利島火山の主成層火山を構成する岩石は、普通輝石かんらん石玄武岩で、鉱物および化学組成の変化に乏しい。溶岩や岩脈の中心の緻密部は、肉眼では灰色ないし暗灰色で、細かい斜長石斑晶のほかに、長さ 2 mm 程度の黄色のかんらん石斑晶が見られる。普通輝石を主とし、直径 5 mm に達する、黒色の斑晶集合体が点々と含まれるのが特徴である。鏡下で観察すると、斑晶は 25—30 vol% の斜長石・数 vol% のかんらん石および同じく数 vol% の普通輝石からなり、石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱・珪長質メソスタシス（あるいは淡褐色ガラス）およびきわめて少量の燐灰石やクリストバル石からなる。ほかに、微斑晶から石基鉱物としての斜方輝石が見いだされるが、標本によってやや顕著に認められるものから、微斑晶としてはまれに認められるが、石基鉱物としては全く存在しないものまでである。斜方輝石は、常に単斜輝石と平行連晶しており、後者は薄板状で前者の外側にある。両者はおそらく b 軸および c 軸を共有しているのであろう。野外で、あるいは試掘井で見られる溶岩の前後関係と、斜方輝石の多寡とは、しかしながら、無関係である。第 1 表に主成層火山溶岩の主成分化学分析値を 2 個示した。No. 1 は微斑晶—石基鉱物として斜方輝石の少ないもの、No. 2 は同鉱物のやや目立つものの分析値である。化学組成の点で、前者が後者に比べて MgO 量に富むことが、鉱物組成の差と関係あるかどうかは、統計的処理が行なわれていないので不明である。

2 つの寄生火口、「カジアナ」と「ミアナ」とから噴出された溶岩はかんらん不安山岩で、部分的に板状節理が発達している。それらの中心の緻密部は、肉眼では灰色ないし暗灰色で、長さ 1—5 mm の斜長石や石英の捕獲結晶、および長さ 2 mm 程度のかんらん石斑晶が散在している。鏡下で観察すると、斑晶は 6 vol% 程度の斜長石と 3 vol% 程度のかんらん石からなり、石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱・珪長質メソスタシス・クリストバル石および単斜輝石と平行連晶する斜方輝石からなる。やや大型の斜長

第1表 利島火山熔岩の化学組成, CIPW ノルムおよびモード
 Chemical composition, CIPW norm and mode of lavas of Toshima volcano

	1	2	3	4
SiO ₂	51.03	51.15	54.80	49.91
TiO ₂	0.86	0.94	0.80	0.87
Al ₂ O ₃	17.50	18.12	16.80	18.13
Fe ₂ O ₃	2.57	3.34	3.08	3.87
FeO	6.74	6.10	5.01	5.48
MnO	0.18	0.18	0.16	—
MgO	6.95	5.78	5.82	6.16
CaO	10.55	10.76	8.83	9.90
Na ₂ O	2.43	2.49	2.94	2.33
K ₂ O	0.48	0.42	0.72	0.37
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.21	—
H ₂ O(+)	} 0.48	} 0.53	} 0.39	} 2.78
H ₂ O(-)				
Total	99.95	99.99	99.56	
CIPW norm				
Q	1.82	3.88	7.95	4.49
or	2.84	2.48	4.25	2.19
ab	20.56	21.07	24.88	19.72
an	35.42	37.02	30.52	37.92
di	wo	6.57	6.34	4.98
	en	4.05	3.96	3.32
	fs	2.14	1.99	1.29
hy	cu	13.26	10.43	11.18
	fs	7.02	5.24	4.34
mt	3.73	4.84	4.47	5.61
il	1.63	1.79	1.52	1.65
ap	0.42	0.42	0.49	—
Mode (vol%)				
Phenocryst				
Plagioclase	29.3	26.0	6.0	
Olivine	5.3	5.4	3.3	
Augite	5.1	7.1	—	
Microphenocryst				
Augite + clinopyroxene aggregate	—	—	0.9	
Orthopyroxene	tr.	0.2	—	
Groundmass	60.3	61.3	86.7	
Xenocryst				
Plagioclase	—	—	2.4	
Quartz	—	—	0.7	

利島火山 (Toshima volcano)

主成層火山 (Main stratovolcano)

1. Augite-olivine basalt (NI70053001): 利島東海岸ナズカタ付近で一番下位の, 比較的厚い溶岩流.
2. Olivine-augite basalt (NI70052903): 同島北西海岸大根付近の海食崖の溶岩流.

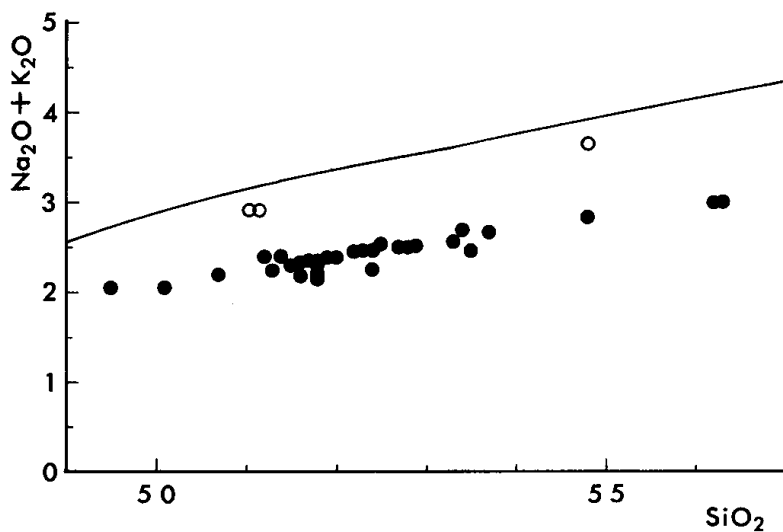
寄生火口溶岩流 (Lava flows of parasitic craters)

3. Olivine andesite (NI70060606): 同島北海岸前浜船着場のやや西の海食崖に露出する, 「カジアナ」火口溶岩流.

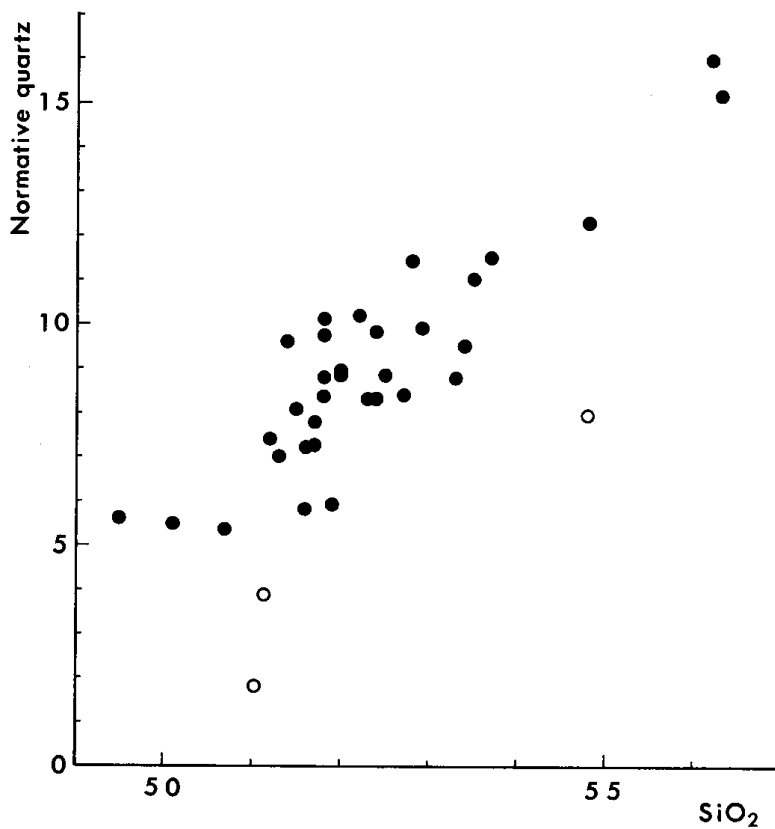
所属不明 (Geologic unit unclarified)

4. "Olivine-bearing feldspar basalt": 同島山頂から 60 m (原論文は BACHER, 1914. Tsuboi, 1920, p. 136-137 の引用による. CO₂: tr., total 記載なし).

分析者 1—3(新分析): 大森江い(技術部化学課), 4: M. DITTRICH (TSUYA, 1937, p. 313-314 による).
 分析標本 1—3 の採取地点は地質図に示されている.



第6図 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図. 白丸: 利島火山, 黒丸: 大島火山, 実線: 久野 (1968) の低アルカリソレイナイト領域 (下) と高アルカリソレイナイト (あるいは高アルミナ玄武岩) 領域 (上) の境界線. 単位は Wt%. 大島火山は桂・中村 (1960), 第5表, Nos.587, 588, 585; 第6表および一色ほか (1963), Tables 11-16 のデータによる.



第7図 $\text{SiO}_2\text{-ノルム石英}$ 図. 記号・単位およびデータは第6図と同じ

石・石英および角閃石あるいは黒雲母（現在は細粒輝石の集合体になっている）の捕獲結晶がそれぞれ 0.5—2 vol% 含まれている。これらは基盤の花崗岩質岩石から由来したものであろう。第 1 表の No. 3 に「カジアナ」火口溶岩流の化学組成を示した。この岩石は、主成層火山溶岩よりも SiO_2 、 Na_2O および K_2O に富み、全鉄および CaO に乏しい。

利島火山の岩石の化学組成上の特徴を知るために、 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図および $\text{SiO}_2\text{-ノルム石英}$ 図に、上記の 3 分析値をプロットしてみた（第 6 図および第 7 図）。比較のために、“低アルカリソレイアイト”（久野，1968）系列の代表的火山である、伊豆大島火山の岩石の分析値もプロットしてある。第 6 図から明らかなように、利島火山の岩石は大島火山のそれらよりは $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ に富む位置で、久野（1968）の低アルカリソレイアイト領域と高アルカリソレイアイト（あるいは高アルミナ玄武岩）領域との境界線近くにプロットされる。また、第 7 図から、よりノルム石英に乏しいことがわかる。利島火山の岩石と同時に分析された大島火山の岩石の分析値（ $\text{SiO}_2 = 52.39$ 、 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2.47$ 、ノルム石英 = 8.27）はほかの分析者によって行なわれた分析値の領域内にプロットされることから、両図上にあらわれた差は有意のものともみてよい。すでに久野（例えば KUNO, 1966）が、環太平洋火山帯では、大洋側から大陸側に向かって、連続的にアルカリ量が増加し、珪酸量が減少することを指摘しているが、 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ により富み、ノルム石英により乏しい利島火山は、火山前線にある大島火山よりも約 20 km 西方、すなわち大陸側にあり、久野の指摘と調和している。

III. 地質各説——利島火山

すでに地史の節（II. 2）で述べたように、利島は第四紀の火山と思われる利島火山のみから成る。利島火山は、その構造・岩相などから、主成層火山（Sl および Sd）、それを覆う火山碎屑性堆積物（V）および寄生火口溶岩流（Pk および Pm）の 3 つの単元に大きく分けられる。寄生火口溶岩流は、本来、火山碎屑性堆積物中の 1 輪廻の堆積物、すなわち降下スコリア質火山礫および火山灰—暗褐色土（ダッシュの前が下部、後が上部を占める。以下同じ）層に含まれるものであるが、顕著に露出すること、地質図で特にその分布を示したので、分けて説明することにする。利島の体積は 0.7 km^3 で、そのうち主成層火山は 0.678 km^3 （96.7%）、火山碎屑性堆積物は 0.02 km^3 （3%）および寄生火口溶岩流は 0.002 km^3 （0.3%）を占める。

III. 1 主成層火山（Sl および Sd）

主成層火山体を構成する火山噴出物は、本島を取り巻く 10—330m の海食崖に、よく露出している。また、都道 228 号線そのほかの道路切割りの下部に点々と露出している。海食崖や道路切割りで観察されるかぎりでは、厚さ数 m 以下で、見かけのよく似た玄武岩のエア溶岩流が主体であり（第 8 図）、厚さ平均数 10 cm のスコリア質玄武岩火山灰層がまれには含まれている。これらを買いた、幅 1—5 m の玄武岩岩脈が少なくとも 15 本海食崖で観察される。地質図では、道路切割りに露出する主成層火山溶岩は表現されていない。



第 8 図 主成層火山溶岩流 (Sl) の露頭、東海岸ナズカタ付近の海食崖に見られるアア溶岩の積み重なり

第 2 表 主成層火山岩脈 (Sd) の諸性質

前浜から時計まわりの整理番号*	標本番号	走向・傾斜	海食崖基部での厚さ (m)	備 考
1	NI70053002	N76°W, 75°S	4	
2	NI70053003	N66°W, 垂直	5	
3	NI70053004	N66°W, 80°N	3	
4	NI70060207	N48°W, 垂直	1.7	
5	NI70060209	N72°W, 垂直	2.5	第10図参照
6	NI70060210	N34°W, 垂直	5	二股に分かれる
7	—	N38°W, 垂直	—	} 第11図参照
8	NI70060211	不規則	1.6	
9	NI70060212, NI71053001	N26°W, 垂直	2	
10	NI70060214	N28°E, 垂直	1—2	一部不規則
11	—	不規則	—	短い枝あり
12	NI70060215	N74°W(下)-N49°E(上)	3.7	第12図
13	NI71052703	N49°W, 垂直	1.4	上部が階段状
14	—	N74°W, 垂直	2.5	
15	—	不規則	1	

* 岩脈の位置については第 9 図参照

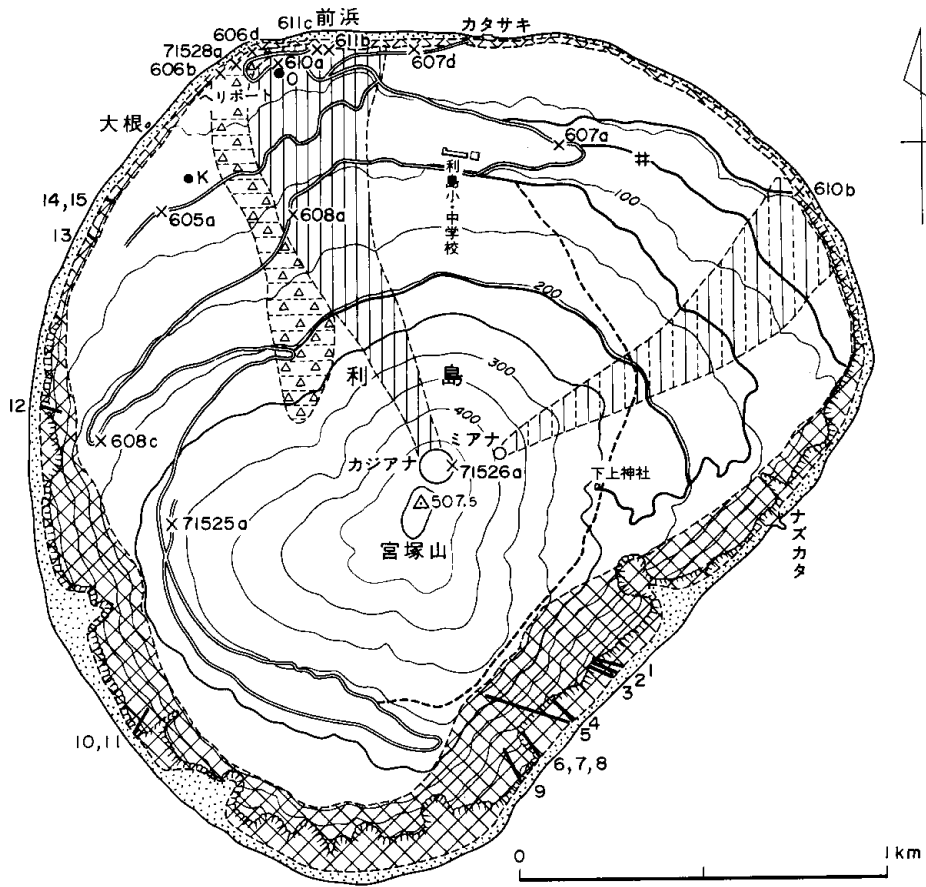
東海岸のナズカタ付近では、厚さ数m以下の玄武岩のアア溶岩流が、少なくとも21フロー・ユニット (flow units) 崖下から数えられ、そこから海食崖下を約 200 m 南西に行った地点では、3 フロー・ユニットの玄武岩アア溶岩流の上に、厚さ 38 cm のスコリア質降下火山灰、更にその上に23フロー・ユニットの玄武岩アア溶岩流が重なっている。また、南の海食崖では、下から上へ、6 フロー・ユニットのアア溶岩流、細粒火山砕屑物の薄層、14フロー・ユニットのアア溶岩流、その上に草付きの部分 (火山砕屑物の層か) があって、更に20フロー・ユニットのアア溶岩流が見られる。いずれの場合も、それより上位は植生があったり、海食崖下からは死角になって観察できない。しかし、海上からと大崩壊部とでの観察から判断すると、数10フロー・ユニットあるいはそれ以上の溶岩流からなることは間違いなからう。スコリア質降下火山砕屑物の量は少なく、現在の海食崖の断面では、おそらく全体の90%が溶岩流であろう。これら溶岩流や火山砕屑物は海側へ傾斜している。また、長い活動休止期を示すような浸食間隙や風化産物は観察されない。














海食崖で観察される岩脈15本のうち、11本はほぼ平板状で、垂直あるいはそれに近いが、残りの4本は不規則な形態を示す (第2表)。それぞれの岩脈の位置は第9図に、第2表の最左欄の整理番号を付して、示されている。平板状岩脈の例 (岩脈 No. 5) は第10図に、分岐したり、不規則な例 (岩脈 No. 6 および No. 8) は第11図に示されている。地質図および第9図からわかるように、これら岩脈は、島の最高点付近に収斂するような方向をもち、放射状岩脈とみることができる。また、島の南東海食崖では、火山体が一番深部まで観察されるということを考慮に入れても、これら岩脈の方向が、北西—南東方向に集中しているとみるのは妥当であろう。

岩脈マグマの流動方向を示す構造は、西海岸の海食崖に露出する1岩脈 (第2表および第9図の No. 12) で観察される。この岩脈 (第12図) は海食崖からやや突き出しており、その両側表面が露出している。両表面には、ほぼ水平にのびた縄状構造が発達しており、特にその北面 (この岩脈に向かって左側の面) には下方に凸な縄状構造が見られる (第13図)。したがって、この岩脈のこの部分に関するかぎり、マグマは下方に流動したとみることができる。この観察事実は、噴火活動の停止あるいは衰退に伴って、マグマが下方に逆流したことを示す1例であろう。ほかの岩脈については、マグマの移動方向を示す表面構造を観察できなかった。

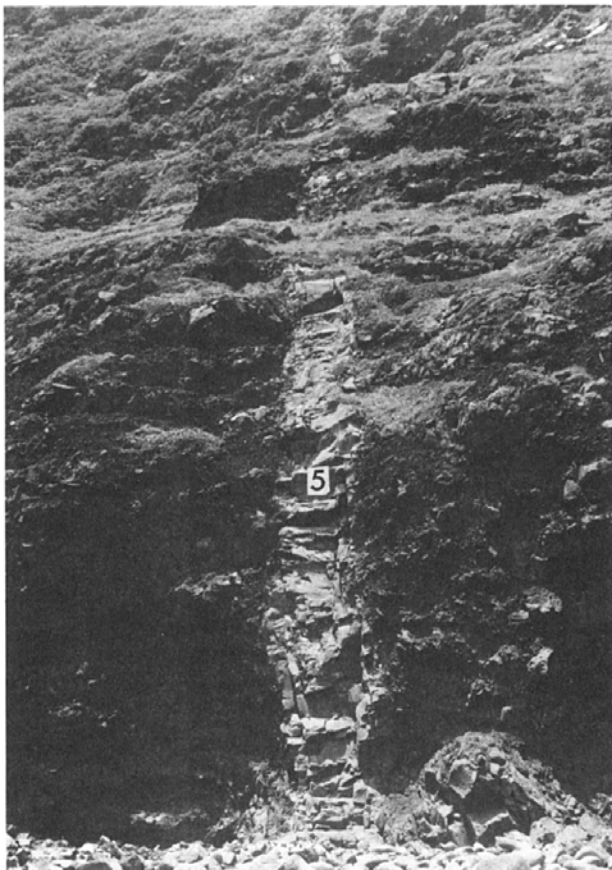
北西海岸の、海食崖下部から磯浜にかけて露出する1岩脈 (第2表および第9図の No. 14) では、最大径 75 cm に達する火山弾を含む赤色スパターに移化する露頭が観察される。このことは、例えば1962年8月の三宅島噴火で見られた、割れ目に沿う溶岩噴泉活動 (松田・森本, 1962) と似た活動が、利島火山の主成層火山成長期に起こったことを示している。

倉持・石井 (1961, p. 3, 図-1 および図版 6) は、島の北側の前浜西端付近に、彼等の下部ローム (本報告書での火山砕屑性堆積物の下部にあたる) までを貫いた岩脈があり、その岩質は彼等の上部玄武岩 (本報告書での寄生火口溶岩流) に似たものであるとしているが、筆者はそのような岩脈を見いだすことはできなかった。筆者が観察した15本の岩脈はすべて主成層火山体の溶岩とよく似た岩質であって、倉持・石井 (1961) がいうように上部玄武岩 (本報告書での寄生火口溶岩流) に似ていることはない。これら岩脈は、主成層火山の溶岩流や降下火山砕屑物だけを貫いていること、その岩質が溶岩流のそれとよく似ていることから、主成層火山体形成期のものであることは間違いない。

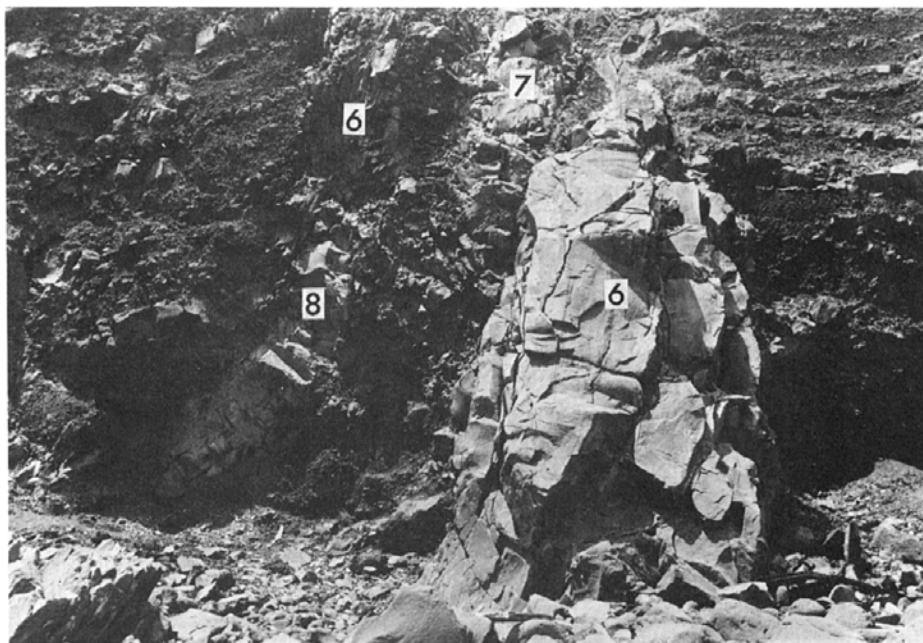


- | | | | |
|---|------------------------------|---|------------------------|
|  | 崖錐および海浜堆積物 |  | 火口 |
|  | 泥流堆積物 |  | ケツケイ山遺跡
(弥生時代中期住居址) |
|  | 「ミアナ」火口溶岩流 |  | 大石山遺跡
(縄文時代後期住居址) |
|  | 「カジアナ」火口溶岩流 |  | 試掘井 |
| | 寄生火口溶岩流
(安山岩) |  | 柱状図作成あるいは
野外観察地点 |
|  | 火山砕屑性堆積物 |  | 岩脈番号(第2表参照) |
|  | 岩脈 | | |
|  | アア溶岩流 (少数のスコリア質
火山灰薄層を伴う) | | |
| | 主成層火山
(玄武岩) | | |

第9図 利島の地質図。柱状図作成および野外観察地点なども示されている



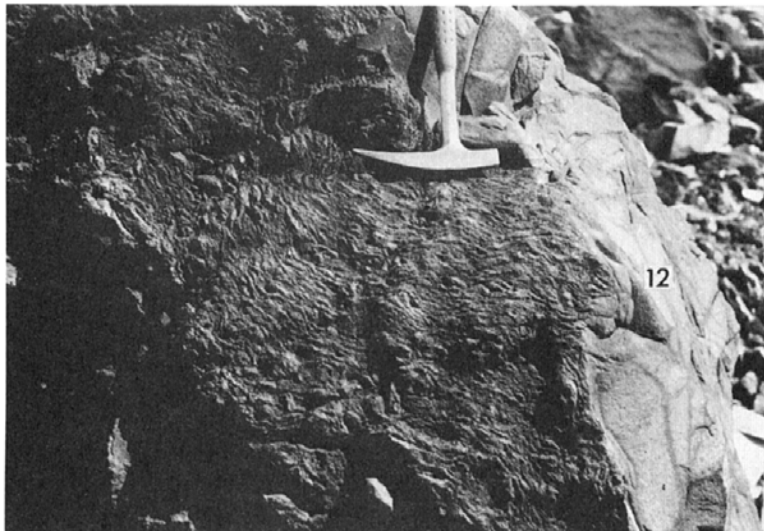
第10図 南南東海食崖に露出する岩脈。第2表および第9図のNo.5。地元の人によって「シマワケ」と呼ばれている



第11図 南南東海食崖に露出する3本の岩脈。第2表および第9図のNos.6,7および8



第12図 西南西海食崖に露出する岩脈. 第2表および第9図の No.12. 矢印は第13図の撮影方向



第13図 第12図の岩脈の北側表面に見られる縄状構造

すでに述べたように、溶岩流や火山群屑物が海側へ傾斜していることや放射状岩脈が存在することから、主成層火山の中央火道は島の中心付近にあったと思われるが、中央火口の位置を地形的に推定することは困難である。

主成層火山溶岩は、厚さ 20—50 cm の明褐色風化火山灰に覆われている。これは火山活動休止期を示すものであろう。主成層火山の活動年代を示す直接の証拠は得られていない。

岩石の記載 岩石の一般的性質については、すでに岩石の節 (II.3) で述べられている。ここでは、主成分の化学分析が行なわれていたり、注目すべき点のある岩石について、やや詳しく記述する。

普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70053001): 東海岸ナズカタ付近で一番下位の、比較的厚い溶岩流。主成層火山体の比較的下部を占めると思われる (第 I 図版 1 および第 III 図版 2)。

斑晶: 斜長石 (29.3vol%)・かんらん石 (5.3vol%) および普通輝石 (5.1vol%)。

斜長石は一般に清澄であるが、微細な包有物を常に少量含んでいる。かんらん石は円味を帯び、細かい単斜輝石粒に取り囲まれている。細かい不透明鉱物粒を含むことがある。普通輝石については特記することはない。

石基: やや粗粒で、全体の 60.3vol% を占め、斜長石・単斜輝石および鉄鉱からなる。これらの鉱物の間をうめて、燐灰石の針状結晶などを含む珪長質メソスタシスがある。そのほかに、少量のクリストバル石、および単斜輝石と平行連晶する斜方輝石が存在する。

この岩石の主成分化学分析値は、第 1 表, No.1 に示されている。

かんらん石普通輝石玄武岩 (NI70052903): 北西海岸大根付近の海食崖の溶岩流。主成層火山体の比較的上部を占めると思われる (第 I 図版 2)。

斑晶: 斜長石 (26.0vol%)・普通輝石 (7.1vol%) およびかんらん石 (5.4vol%)。

それぞれの斑晶の特徴は、上記の NI70053001 標本と同じであるが、この標本では、かんらん石の周辺部および割れ目に沿って、イディンクス石が生じている。

微斑晶: 単斜輝石と平行連晶する斜方輝石が 0.2vol% 含まれる。

石基: やや粗粒で、全体の 61.3vol% を占め、斜長石・単斜輝石・単斜輝石と平行連晶する斜方輝石および鉄鉱からなる。これらの鉱物の間をうめて、燐灰石の針状結晶などを含む珪長質メソスタシスがある。斜方輝石の量は、上記の NI70053001 標本より明らかに多い。

この岩石の主成分化学分析値は、第 1 表, No.2 に示されている。第 1 表, No.1 より $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ が高いのは、かんらん石斑晶のイディンクス石化によるものであろう。

普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70052901): 北西海岸大根の南西約 250m の海食崖の厚い溶岩流。

斑晶: 斜長石・かんらん石および普通輝石。

それぞれの斑晶の特徴は、上記の NI70053001 標本と同じである。

石基: 粗粒で、斜長石・単斜輝石および鉄鉱からなる。これらの鉱物の間をうめて、燐灰石の針状結晶などを含む珪長質メソスタシスがある。単斜輝石には、中核がピジョン輝石 ($2V\gamma \div 0^\circ$) で、周縁部が普通輝石 ($2V\gamma \div 45^\circ$) からなるものがある。これらの鉱物のほかに、少量のクリストバル石および単斜輝石と平行連晶する斜方輝石が存在する。

主成層火山体を構成する溶岩流および岩脈から採取した標本のうち、38個について顕微鏡観察した結果、斜方輝石の存在様式とその頻度について、第 3 表に示すような定性的な関係が得られた。NI70053001

標本は同表の b を代表し、NI70052903 標本は同表の c を代表するものである。

第3表 主成層火山溶岩流 (Sl) および岩脈 (Sd) における斜方輝石の存在様式とその頻度

斜 方 輝 石	露 頭	試 掘 井	合 計
a) 微斑晶 (長さ 0.2 mm 前後) としてのみ存在	3	0	3 (8%)
b) 微斑晶としても石基鉱物としても少量存在	16	11	27 (71%)
c) 微斑晶としても石基鉱物としても目立って存在	3	5	8 (21%)
合 計	22	16	38(100%)

クリストバル石-ガラス-石英岩 (NI71052702): 北西海岸大根の南西約 250m の海食崖から崩落した、主成層火山溶岩の岩塊中に含まれた、7×1.5cm の白色糖状岩片 (第II図版1)。

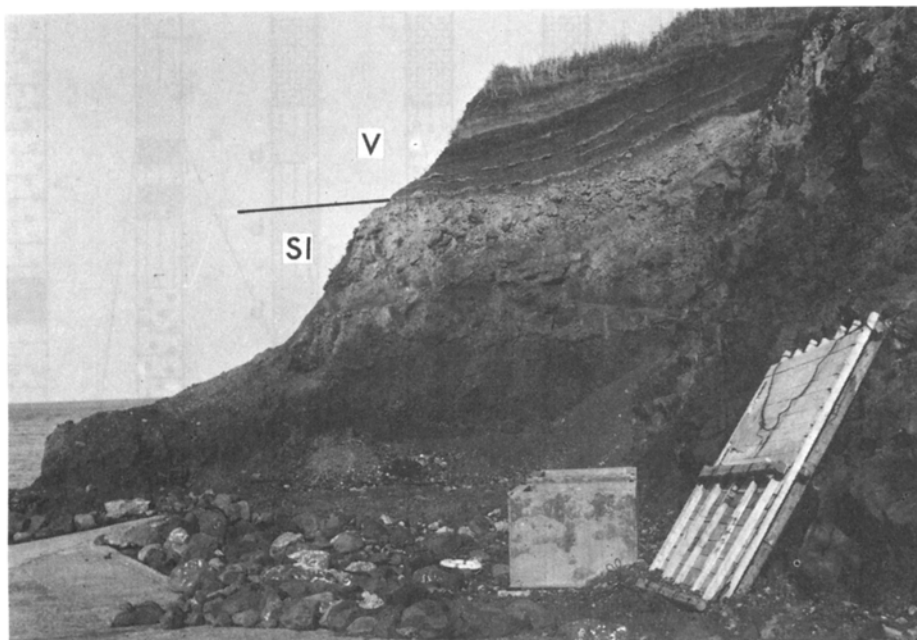
本岩は主として径0.01—0.1 mm の石英粒からなり、径 0.5 mm の 1—数個の石英からなる粒子を時に含む。石英の粒間を網状に無色ガラスがみだしている。クリストバル石が少量含まれる。母岩との境界は不規則で、その付近にある孔隙縁には、淡青色の大隅石よう鉱物が付着している。倉持・石井 (1961) も本岩と類似の長さ数 cm の岩片を 2 個、島の南南東海岸の主成層火山溶岩礫の中から発見している。

III. 2 火山碎屑性堆積物 (V)

主成層火山体の最上部を構成する明褐色風化火山灰を覆って、ここで述べる火山碎屑性堆積物が分布する(第14図)。この堆積物は、降下火山碎屑物・泥流堆積物⁴⁾、およびそれらの風化産物からなる。降下火山碎屑物は、2・3の層準を除き、全島的な対比は困難である。その理由としては、(1)風や流水などによる削剥、(2)長い噴火活動休止期間に深層まで進行する風化—ある噴火輪廻の火山碎屑物が完全に風化してしまい、それ以前の輪廻の火山碎屑物の風化部と区別できなくなる—などが挙げられる。島の中腹より上では、露出が悪く、これらの降下火山碎屑物が山頂に向かって厚くかつ粗粒になるかどうかについては、ほとんどわかっていない。この火山碎屑性堆積物を切りとった、道路の切割りなどで目につくものは、最大6層(西麓の 608 c 地点、第9図および第15図参照)もの黄白色流紋岩火山灰薄層あるいはレンズである。これら流紋岩火山灰の噴出源が、本島の中ではないという確証はないが、南方約 10 km から南南西方約 40 km の間にある、新島・式根島および神津島の流紋岩単式火山 (TSUYA, 1929; 津屋, 1938; 筆者未公表資料など) の爆発的噴火に由来するとみる方が穏当であろう。降下火山碎屑物の厚さは、おそらく、数 m 程度であろう。

代表的な地質柱状図は第15図に示されている。柱状図作成位置は第9図に示されている。全島的に対比可能な降下火山群層物は、第15図の A・B および C の 3 層で、北麓の 607 a 地点を例にとると、A は下部 2 cm が黄灰色凝灰岩、上部 6 cm が明褐色風化火山灰、B は下部 1 cm が黄白色黒雲母流紋岩火山

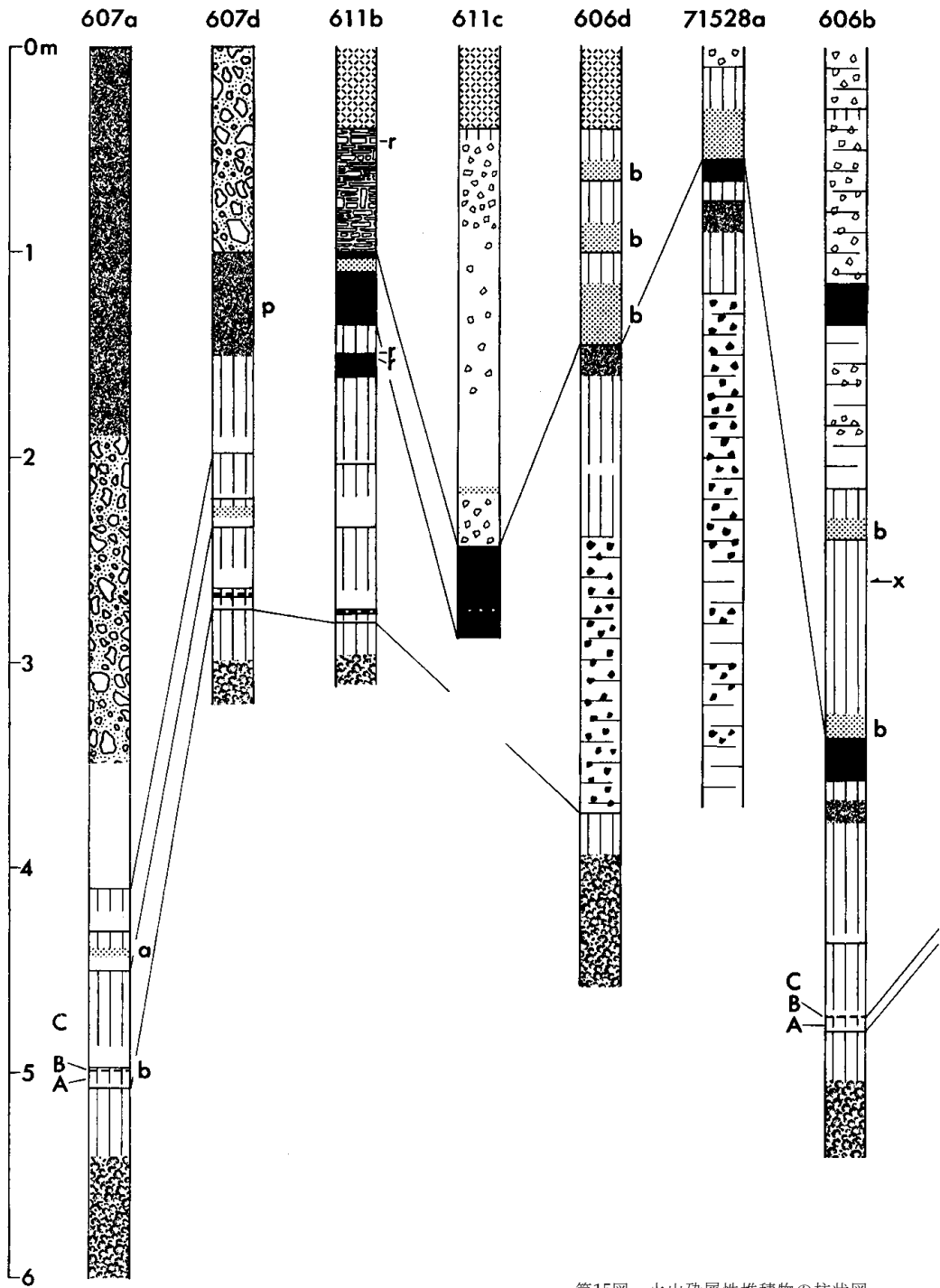
4) 層理の有無など、見かけは異なるが、低温と思われる火山碎屑性 (volcaniclastic) の流れ堆積物を、ここでは一括して泥流堆積物と呼んでおく。



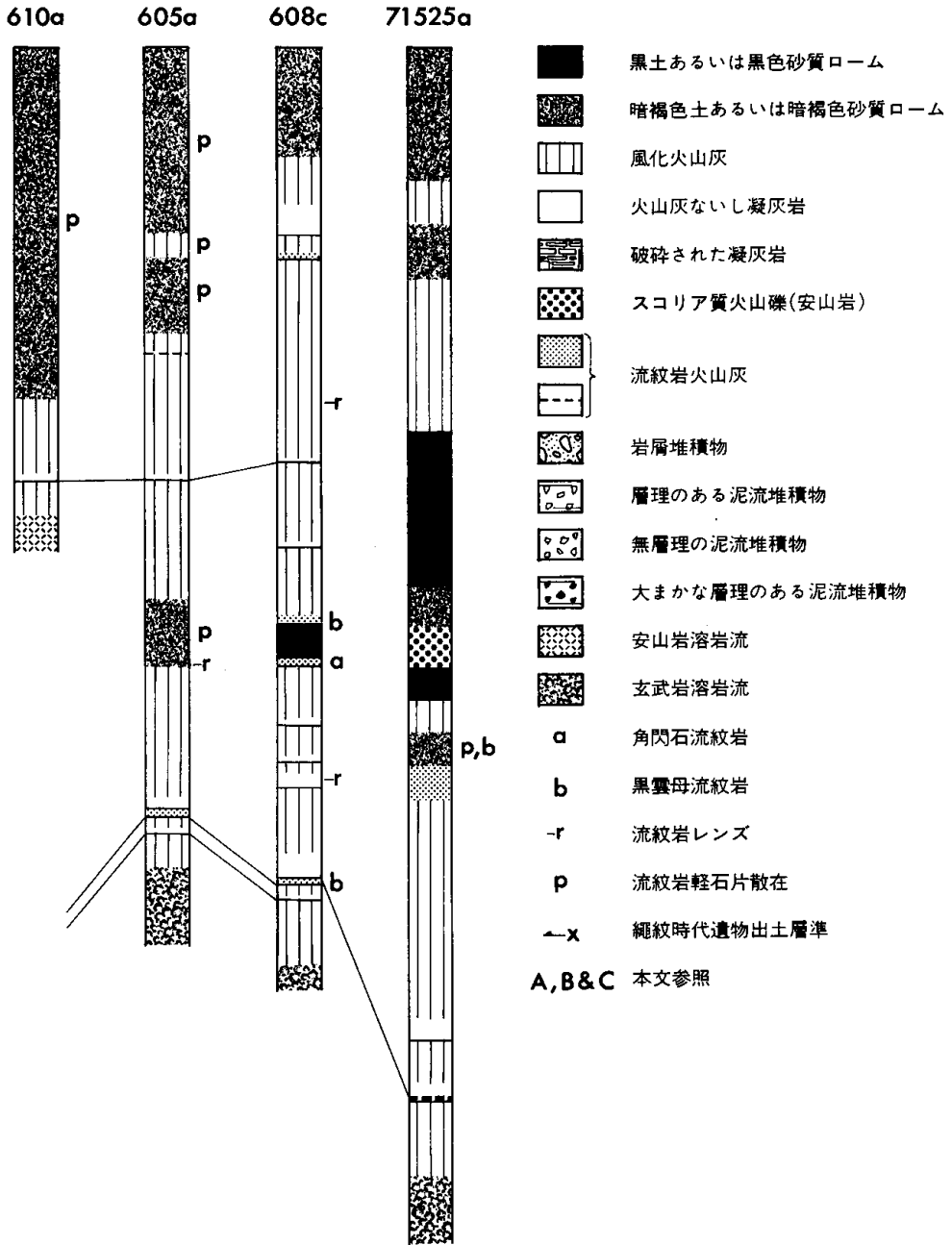
第14図 北海岸カタサキで見られる主成層火山溶岩流 (SI) とそれを覆う火山砕屑性堆積物 (V)

灰，上部 1 cm が明褐色風化火山灰，C は下部 10 cm が赤褐色粗粒凝灰岩，上部 37 cm が明褐色風化火山灰である。A・B および C 層の色調は，ほかの地点でも同じである。この地点では，更にその上に，黄灰色粗粒凝灰岩（厚さ 7 cm）—黄白色角閃石流紋岩火山灰（4 cm）—明褐色風化火山灰（8 cm），赤褐色凝灰岩（10 cm）—明褐色風化火山灰（11 cm），黄灰色石質凝灰岩（60 cm，爆発的噴火の産物）—安山岩溶岩および凝灰岩の火山礫・火山岩塊を含む明褐色風化火山灰（160 cm，岩屑堆積物）—暗褐色砂質ローム（190 cm，現地表下）と重なる。ここでは，新鮮な降下火山砕屑物に始まり，風化産物で終わる 1 輪廻の堆積物が 6 層観察される。第15図には示されていないが，利島小・中学校校庭東側の切り取りでは，主成層火山体と B 層との間に，灰色凝灰岩（2 cm）—明褐色風化火山灰（7 cm），灰色凝灰岩（2 cm）—明褐色風化火山灰（12 cm） および灰色凝灰岩（2 cm）—明褐色風化火山灰（6 cm）の 3 層はさまるが，いずれが A 層であるか不明である。ここでは，降下火山砕屑物が少なくとも 9 層識別されるが，それより上位は乱れていてよくわからない。

前浜船着場の東海汽船利島代理店の建物のすぐ東の 611b 地点（第16図をも参照）では，主成層火山の玄武岩溶岩流—明褐色風化火山灰（厚さ 16 cm）を覆って，灰色凝灰岩（1 cm）—明褐色風化火山灰（3 cm） [A 層]，黄白色流紋岩火山灰（2.5 cm） [B 層]，赤褐色粗粒凝灰岩（10 cm）—明褐色風化火山灰（30 cm） [C 層]，黄ないし灰色粗粒凝灰岩（16 cm）—明褐色風化火山灰（15 cm），褐色粗粒凝灰岩（2 cm）—明褐色風化火山灰（40 cm）—流紋岩火山灰レンズをはさむ黒土（12 cm），黄白色流紋岩火山灰レンズ—明褐色風化火山灰（14 cm）—黒土（25 cm），黄白色流紋岩火山灰（7 cm）—黒土（3 cm），上部に流紋岩火山灰レンズをはさむ，橙褐色の酸化した凝灰岩（60 cm，破碎されている）が重なり，その上に「カ



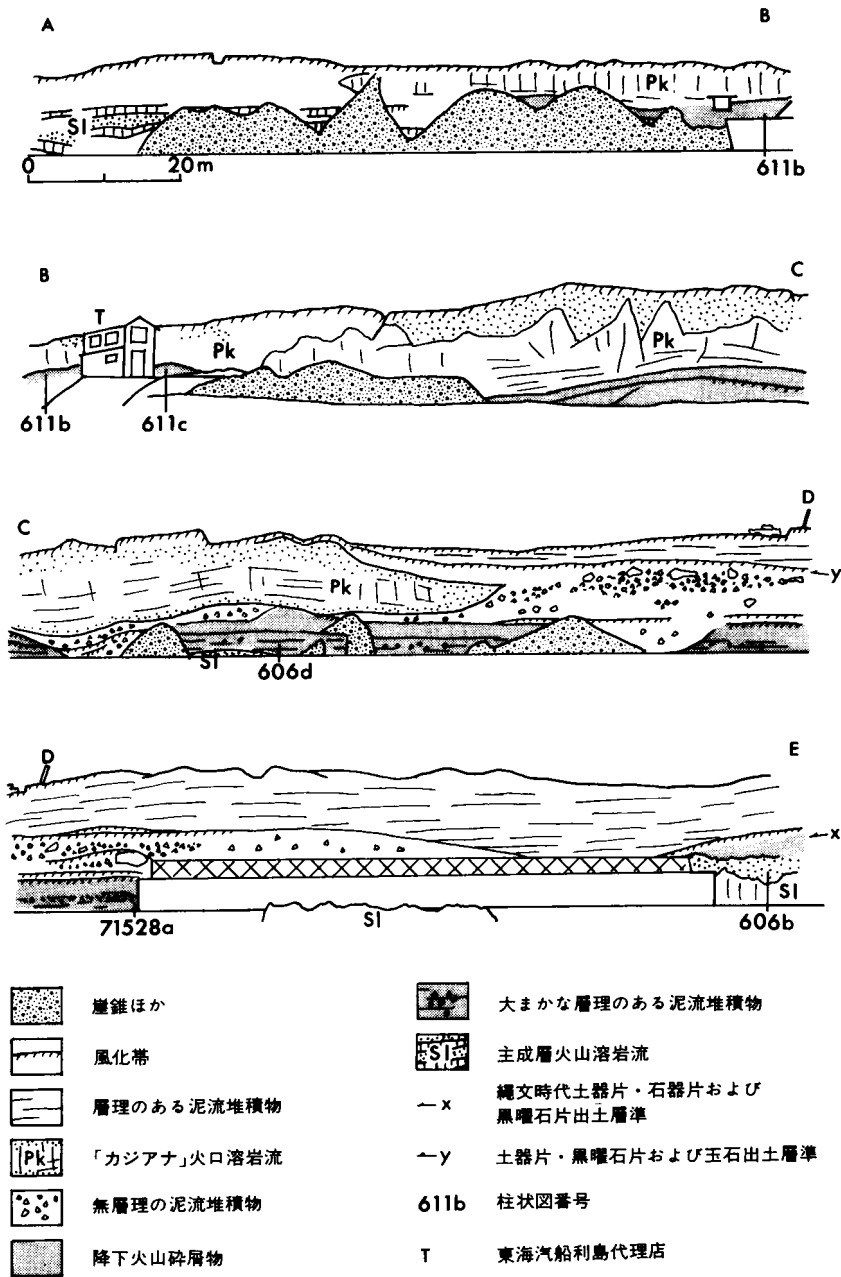
第15図 火山碎屑性堆積物の柱状図。



柱状図作成地点は第9図に示されている

「ジアナ」火口からの安山岩溶岩流がのっている。

前浜船着場の西南西方約 150 m の道路切り取りの 610 a 地点では、前述の安山岩溶岩流を、橙褐色風化火山灰 (15 cm)、更に橙色凝灰岩パッチ (< 3 cm) — 明褐色風化火山灰 (35 cm) — 暗褐色砂質ローム

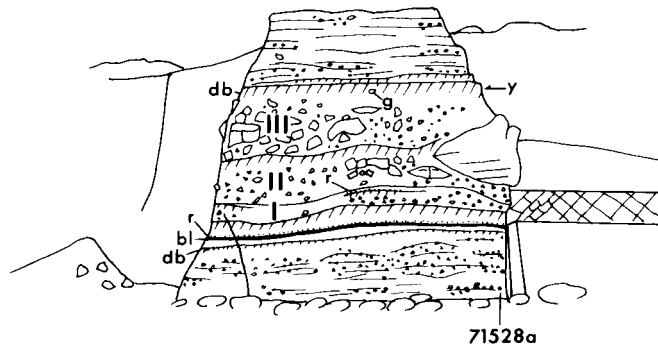


第16図 前浜付近の海食崖の模式スケッチ

(160 cm, 流紋岩軽石小片まじり)が覆っている。この付近の砂質ロームの中には、玉石や磨滅した土器片が含まれることがある。この地点の道路の山側に、麻生(1959)、戸沢(1959)および金子(1959)によって報告された大石山遺跡がある。戸沢(1959)によると、発掘は北西—南東の長さ約12 m、幅約2—4 mの範囲行なわれた。トレンチの北西部(610 a 地点寄り)では、上から下へ、耕作土(20—30 cm)、黒色土層(30—50 cm)、細礫まじりのやや褐色を帯びた層(40—70 cm, 黒褐色混礫土層)と続き、これら3層の中には拳大から一抱えもある凝灰岩質の崩壊礫が混在していた。これらの層の中から、弥生式、加曾利B式(縄文後期)・加曾利E式(縄文中期)・勝坂式(縄文中期)などの土器が、雑然と発見された。これら3層の下位には、赤色の火山細礫を主とする固い地層があった。トレンチの南東部では、上から下へ、耕作土、淡褐色土層(20—30 cm, 北西部の黒色土層の下へ薄失。縄文中・後期土器、特に加曾利E式土器が最もまとまって出土。石器も出土)、黒褐色土層(40—70 cm, 炭化物片・獣骨片出土。阿玉台式・勝坂式・加曾利E式および称名寺式の縄文中・後期土器を伴う浜石群)、褐色土層(<20 cm, 縄文後期初頭の称名寺式土器出土)で、その下位から、称名等式土器を伴出する堅穴住居址(炉の周囲に敷石のあるもの)が発掘された。トレンチ壁で観察された土層断面と610 a 地点との対比は完全にはできないが、住居構築面はおそらく明褐色風化火山灰層上面ではなからうか。いずれにしても、住居址の下位に「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流があることは間違いないから、称名寺式土器によって示される年代、すなわち今から約4,000年前より以前に、この溶岩が流下したことは確かである。

前浜船着場の西方約150 mの海食崖の606 d 地点(第16図をも参照)では、海食崖下底から60 cmが、主成層火山の斑状玄武岩溶岩のアア表面の露頭で、それを活動休止期の産物である明褐色風化火山灰(厚さ20 cm, “クラック帯”)が覆っている。この風化火山灰層にアバットする形で、褐色砂質基質中に斑状玄武岩礫を含み、粗い成層構造をもつ堆積物(135 cm)—明褐色風化火山灰(30 cm)—粗粒火山灰(5 cm)—明褐色風化火山灰(43 cm)—暗褐色土(15 cm)が覆っている。下位層にアバットすることや岩相から、これら全体は泥流堆積物であろう。その上に、黄白色黒雲母流紋岩火山灰(30 cm)—褐色風化火山灰(15 cm)、黄白色黒雲母流紋岩火山灰(15 cm)—褐色風化火山灰(10 cm)—橙褐色風化火山灰(10 cm, 橙褐色の色調は上を流れた溶岩による酸化)、白色黒雲母流紋岩火山灰(10 cm)—橙褐色風化火山灰(15 cm, 橙褐色の色調は上を流れた溶岩による酸化)および「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流が順次重なっている。ここでは、溶岩流を覆う堆積物の観察はしていない。

606 d 地点から更に少し西へ行くと、海食崖がやや突出しており、第17図に示されたような、高さ10数 mの露頭が観察される。この露頭の向かって右端、コンクリート擁壁に近い71528 a 地点(第16図をも参照)では、海食崖の下底から、斑状玄武岩岩塊に富む薄層あるいはレンズをはさむ明褐色風化火山灰(120 cm)—径20 cmに達する斑状玄武岩岩塊を褐色砂質基質が膠結(130 cm, 粗い層理を有する)—黄褐色風化火山灰(30 cm)—暗褐色土(15 cm)、褐色風化火山灰(10 cm)—黒土(10 cm)、黄白色流紋岩火山灰(25 cm)—明褐色風化火山灰(20 cm)の順に重なっている。最初の単元は606 d 地点の泥流堆積物と同じ層準である。それより上位は厚さを測ることはできなかったが、無層理の凝灰角礫岩Ⅰ—風化火山灰(“クラック帯”), 流紋岩火山灰レンズ—風化火山灰, 無層理の凝灰角礫岩Ⅱ—風化火山灰, 流紋岩火山灰—風化火山灰(この突出部に向かって右手奥の崖面(第18図)でレンズ状にはさまれ



I, II & III 凝灰角礫岩 I, II および III (泥流堆積物) g 玉 石
 bl 黒 土 — y 土器片・黒曜石片および玉石出土地点
 db 暗褐色土 **71528a** 柱状図番号

第17図 前浜 71528a 地点付近の海食崖の模式スケッチ。第16図参照

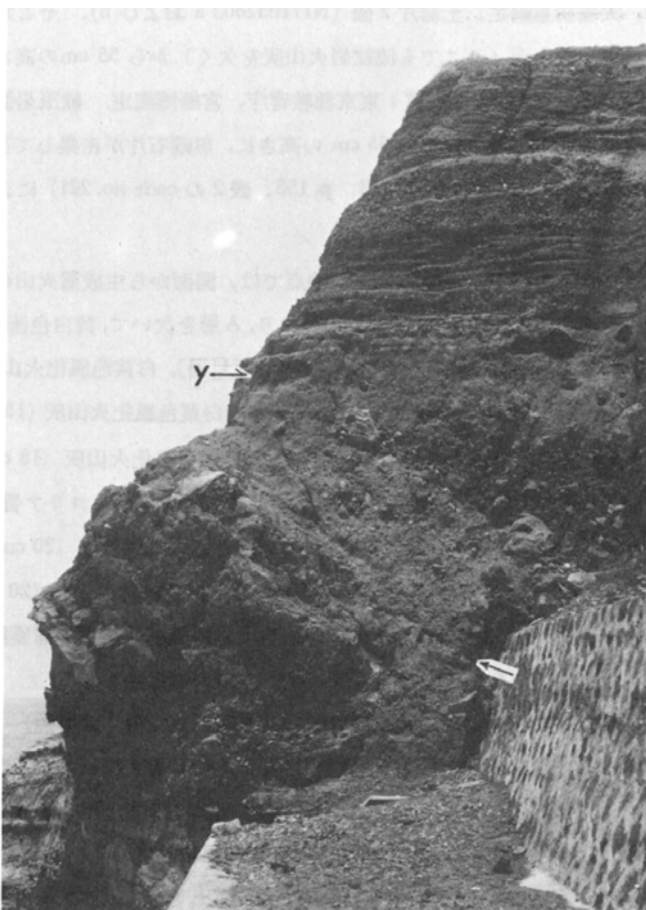
るのが観察される), 無層理の凝灰角礫岩田—明褐色風化火山灰 (約100 cm) —暗褐色土 (25 cm, 土器片 (NI70060603)・黒曜石片 (NI70060604) および玉石出土。第17および18図参照) と重なる, この黒曜石片 (鶴丸ほか, 1973, p.153, 表2の codeno no.220) は神津島産である。

凝灰角礫岩 I は, この露頭の向かって左 (東) に続く海食崖で, 原地形の凹所を埋め, 上面はほぼ平らである (第16図)。また, 樹木片の埋没跡と思われる細長い穴があいている。凝灰角礫岩 II にも同様な穴があいている。凝灰角礫岩 III は I と同様に原地形の凹所を埋め, 上面はほぼ平らである。II と III との境界は, この露頭に向かって左 (東) の海食崖でははっきりしなくなる。凝灰角礫岩 I・II および III は, 上述の事実から, 泥流堆積物とみてよいであろう。それぞれに含まれる岩塊は, 606 d 地点でみられた「カジアナ」火口溶岩流と見かけのよく似た, 斑晶の少ない安山岩が多く, 主成層火山を構成する斑状玄武岩も量は少ないが存在する。おそらく凝灰角礫岩 III とと思われる堆積物の下度低く (第16図C—Dの右側の崖錐の頂部付近) から採取された樹木片 (NI70060605) はタブノキ (*Machilus thunbergii* SIEBOLD et ZUCCARINI, 国立科学博物館, 山内文鑑定) で, その ^{14}C 年代は $7,930 \pm 190$ y. B. P. (GaK-3058, 試料中のセルロースについて, 学習院大学, 木越邦彦研究室測定) であった。

606 d 地点の近くでは, 「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流の下位に, 上述と類似した岩相の凝灰角礫岩 (泥流堆積物) が2層あり, 溶岩流の上位には認められないから, 溶岩流下に先立って, 溶岩と見かけのよく似た岩塊を含む泥流が間をおいて少なくとも3回発生したことになる。

71528 a 地点では, 更にその上に, 層理のある, 厚さ約4mの泥流堆積物が重なる (第18図)。

71528 a 地点から西へしばらくは, コンクリートおよび石組の擁壁によって, 海食崖下部が覆われ, 凝灰角礫岩 III (無層理の泥流堆積物) とそれを覆う粗い層理の発達した泥流堆積物 (下位層にアバットする) だけが露出するようになり, 最後には前者も擁壁に覆われて見られなくなる。磯浜には, 主成層火山の斑状玄武岩溶岩が頭を出している。擁壁がなくなった所からヘリポートに登る小径があるが, この地点 (606 b) では, 主成層火山を構成する斑状玄武岩溶岩流 (300—400 cm) —明褐色ないし黄褐色屈化



第18図 前沢 71528a 地点（写真左下）の海食崖突出部を，西側にあるコンクリート擁壁上から見る．矢印が流紋岩火山灰レンズ，y が土器片・黒曜石片および玉石出土地点

火山灰（25 cm）の上に，灰色凝灰岩（1 cm）—明褐色風化火山灰（5 cm）〔A層〕，黄白色流紋岩火山灰（1 cm）〔B層〕，赤褐色凝灰岩（3 cm）—明褐色風化火山灰（33 cm）〔C層〕，灰色粗粒凝灰岩（4 cm）—明褐色風化火山灰（55 cm）—暗褐色土（10 cm）—明褐色風化火山灰（10 cm）—黒土（20 cm），黄白色黒雲母流紋岩火山灰（12 cm）—橙色凝灰岩片を含む明褐色風化火山灰*（85 cm）—白色黒雲母流紋岩火山灰（0—10 cm）—明褐色風化火山灰（15 cm），斑晶の少ない安山岩の多孔質岩塊に富む薄層やレンズをはさむ明褐色風化火山灰（80 cm）—黒土（20 cm），斑晶の少ない安山岩の多孔質岩塊（平均粒径5 cm）と少量の斑状玄武岩岩塊とからなる堆積物（85 cm，粗い層理があり，褐色基質は少ない）—薄い風化帯，前と同様な堆積物（300—400 cm）と重なる．あとの3つの堆積物は，付近の露頭をも参考にする，凹所を埋め立てており，流れの堆積物である．おそらく，集中豪雨か台風に際して発生した，鉄砲水による堆積物ではなかろうか．

606 b 地点近くでは，*印を付した風化火山灰層中から，次のような遺物が発見された．下位の黒土の

上面（ここでは流紋岩火山灰を欠く）から 85 cm の高さに、水平に約 30 cm 離れて、縄文時代後期に比定される（明治大学、大塚初重鑑定）土器片 2 個（NI71052803 a および b），そこから右手（南西）へ約 8 m 離れた位置で、黒土の上面（ここでも流紋岩火山灰を欠く）から 55 cm の高さに、淡緑色磨製石斧刃先片（NI71052802：明治大学、大塚初重；東京都教育庁、宮崎博鑑定、軟玉岩製）、更に右手（南西）へ約 5 m 離れた位置で、本層の下底から 65 cm の高さに、黒曜石片が密集して発見された。黒曜石片のうち 1 片（NI71052801）は、鶴丸ほか（1973, p.153, 表 2 の code no. 221）によれば、神津島産である。

西腹の海拔約 280 m の道路切り割り山側の 71525 a 地点では、路面から主成層火山の斑状玄武岩溶岩流の A 層表面（30 cm）—明褐色風化火山灰（35 cm）に始まり、A 層を欠いて、黄白色流紋岩火山灰（2 cm）〔B 層〕、赤褐色凝灰岩（6 cm）—明褐色風化火山灰（20 cm）〔C 層〕、白黄色風化火山灰（10 cm, 流紋岩質？）—明褐色風化火山灰（約 100 cm）、流紋岩軽石小片を含む白黄色風化火山灰（15 cm）—暗褐色土（15 cm, 最大径 2 cm に達する黒雲母流紋岩軽石をまばらに含む）、褐色風化火山灰（15 cm）—黒土（15 cm）、橙色および灰色の粗粒火山灰*（1 cm）—灰色粗粒火山灰*（4 cm）—橙色スコリア質細粒火山礫*（4 cm）—灰色粗粒火山灰（6 cm）—橙色スコリア質細粒火山礫*を含む暗褐色土（20 cm）—黒土（約 70 cm）—明褐色風化火山灰（70 cm）—暗褐色砂質ローム（25 cm）—黄褐色風化火山灰（20 cm）—暗褐色砂質ローム（60 cm）と重なっている。*印を付けた火山砕屑物は、斜長石や石英の捕獲結晶を含む安山岩であることから、「カジアナ」および（あるいは）「ミアナ」火口の噴出物である。

地質柱状図には示されていないが、島の北東海食崖の 610 b 地点（第 9 図参照）では、崖の下底から上へ、11 フロー・ユニットの斑状玄武岩溶岩流が観察され、3 枚目と 4 枚目、および 6 枚目と 7 枚目の間に、火山灰薄層がはさまれている。これら主成層火山噴出物を厚さ 25 cm の酸化した火山灰（?）、3 cm の流紋岩火山灰、25 cm の酸化した火山灰（?）および板状節理の発達した安山岩溶岩流（「ミアナ」火口から流出）が覆っている。この溶岩流と前浜付近に露出する「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流とは岩質がよく似ているが、同時期の噴火の産物であるかどうかはわからない。

島の北西麓近くの海拔約 65 m 付近の西山 22 号地区には、大塚（1959）によって報告された、ケッケイ山遺跡がある（第 9 図）。この遺跡は弥生時代中期前半須和田期（今から約 2,100 年前）の堅穴式住居社で、全体の厚さが約 1 m の赤褐色土—黒土—黄褐色土—黒褐色土—表土に覆われていた。しかし、この土層が本節の火山砕屑性堆積物のどの部分にあたるかははっきりしない。いずれにしても、縄文時代後期以降は、火山砕屑物の降下・堆積は顕著ではなかったであろう。

大石山およびケッケイ山の両遺跡（集落跡）以外にも、縄文中後期・弥生・平安・鎌倉および室町の各時代の遺物が発見されているが、火山砕屑性堆積物（V）のどの層準から出土したのかは不明である。これらの遺物については、宮崎ほか（1973）および東京都教育庁社会教育部文化課（1974）を参照されたい。

III. 3 寄生火口溶岩流（Pk および Pm）

前節で述べたように、島の北麓の前浜付近と、東北東麓の海食崖最上部には、火山砕屑性堆積物（V）

中にはさまれて、安山岩溶岩流が露出している（第19図）。これらは、倉持・石井（1961）によって、上部玄武岩として記載されたものと同じものである。

地形図や空中写真の読図および2・3の露頭の観察から、これら2つの溶岩流を山頂方向に追うことができる。前者は南南東に追跡でき、島の最高点を含みその北東側にある、直径100—150mの「カジアナ」に達する。「カジアナ」周辺には、赤・黒・灰色などの牛糞状および紡錘形火山弾からなるスパターが厚く堆積しており、「カジアナ」東縁上の小径脇に掘られた間口185cm、奥行100cm、深さ240cmの穴（第9図の71526a地点）の壁での観察では、このスパターを厚さ215cmの明褐色風化火山灰が覆っており、その下底から35cmの高さに、黒雲母流紋岩火山灰のポケットがあった。「カジアナ」は火口に相違なく、またスパターは溶岩流と同じ岩質であることから、溶岩流はこの火口あるいはその付近から流れ出したとみてよいであろう。後者は西南西に追跡でき、「カジアナ」東方、海拔約390m、下上神社からの登山道の南側脇にある、直径20—30mの「ミアナ」に達する。「ミアナ」周辺には、スパターが厚く堆積していることから、この堅坑状の穴は火口に相違ない。スパターは溶岩流と同じ岩質であることから、溶岩流はこの火口あるいはその付近から流れ出したとみてよいであろう。風化火山灰に厚く覆われること、植生が著しいことなどから、スパターの分布範囲を確認できなかったため、地質図および第9図には、溶岩流の推定分布範囲だけが、「カジアナ」火口溶岩流および「ミアナ」火口溶岩流として示されている。

北北西山腹の海拔約110mの道路切り取り（第9図の608a地点）には、明褐色風化火山灰—暗褐色砂質ロームに覆われた、紡錘形火山弾を含むさげ肉色ないし赤色スパターが露出しているが、露頭が限られており、この付近に寄生火口があったかどうか確認できなかった。また、第9図の610a地点の東方



第19図 前浜の海食崖に露出する「カジアナ」火口からの安山岩溶岩流（Pk）。

約 180 m, 道路山側の切取りでは、「カジアナ」火口溶岩流の上に、溶岩と同質の紡錘形火山弾が乗っているのが観察された。

前節で述べたように、「カジアナ」あるいはその付近から流れ出して、前浜に達した「カジアナ」火口溶岩流の年代は、7,930±190年前（1950年からさかのぼって）よりは後で、この溶岩流の上に構築された縄文時代後期初頭の住居址で示される、約4,000年前よりは前である。「ミアナ」火口の活動時期を示す直接の証拠は、現在まで、得られていない。

岩石の記載 岩石の一般的性質については、すでに岩石の節（Ⅱ，3）で述べられている。ここでは、主成分の化学分析が行なわれていたり、注目すべき点のある岩石について、やや詳しく記述する。

かんらん不安山岩 (NI70060606)：北海岸前浜船着場のやや西の海食崖に露出する、「カジアナ」火口溶岩流（第Ⅱ図版2）。

斑晶：斜長石（6.0 vol%）およびかんらん石（3.3 vol%）。

斜長石は小型（長さ 0.7 mm 以下）で、一般に清澄であるが、微細な包有物を常に少量含んでいる。かんらん石は円味を帯び、細かい単斜輝石粒に取り囲まれている。単斜輝石縁と本体のかんらん石との間に、不透明鉱物からなる帯のある場合がある。かんらん石自体の中に、細かい不透明鉱物粒が含まれることがある。

微斑晶：普通輝石（少量）。

捕獲結晶：斜長石（2.4 vol%）および石英（0.7 vol%）。

清澄な斑晶斜長石に比べて大型で、外側の部分が虫食い状となっており、石基斜長石と同じ組成の、清澄な斜長石の薄い殻（厚さ 0.02 mm）に囲まれる斜長石は、KUNO（1950, p. 967-968）の記載した“ちり状包有物をもつ斜長石”である。石英は湾入のある不規則形を呈し、縁に沿って鱗珪石を生じている。時には、その外側を石基よりは粗粒の単斜輝石粒によって囲まれる。これらのほかに、細粒の単斜輝石を主体とする、長さ 1 mm に達する集合体がある。この集合体を構成する輝石粒の結晶学的方位がそろっていないものから、完全にぞろったものまであり、後者では 1 つの結晶にぼつぼつ穴があいたような見かけである。この集合体は、おそらく、元は角閃石か黒雲母であったのであろう。これら斜長石・石英および単斜輝石集合体は、花崗岩質岩石から由来したとみてよいであろう。

石基：中粒で、全体の 86.7 vol% を占め、主として斜長石・単斜輝石および鉄鉱からなる。これら鉱物の間を珪良質メソスタシスがうめている。そのほかに、単斜輝石と平行連晶する斜方輝石が少量ある。また、孔隙壁にクリストバル石が晶出している。

この岩石の主成分化学分析値は第 1 表, No.3 に示されている。

かんらん石安山岩 (NI70060302)：山頂の北東、「カジアナ」火口北西壁底の紡錘形火山弾。

石基がきわめて細粒で、鉱物の同定が困難な点を除けば、上記の NI70060606 標本と鉱物組合せは同じであり、記載岩石学的にも同じである。

斜方輝石含有かんらん石安山岩 (NI7053006)：東北東麓の海食崖最上部に露出する「ミアナ」火口溶岩流。

斑晶：斜長石・かんらん石・斜方輝石および鉄鉱。

斜長石は小型（長さ 0.7 mm 以下）で、一般に清澄であるが、微細な包有物を常に少量含んでいる。かんらん石は円味を帯び、常に細かい単斜輝石粒に取り囲まれている。単斜輝石縁

と本体のかんらん石との間に、不透明鉱物からなる帯のある場合がある。かんらん石自体の中に、細かい不透明鉱物粒が含まれることがある。

微斑晶：普通輝石

捕獲結晶：斜長石・石英および単斜輝石集合体。NI70060606 標本の捕獲結晶と同じ性質をもっている。

石基：細粒で、主として斜長石・単斜輝石および鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を珪長質メソスタシスがうめている。単斜輝石と平行連晶する斜方輝石が少量ある。

普通輝石含有かんらん石安山岩 (NI70060301)：東山腹の海拔約 390 m, 「ミアナ」火口縁の牛糞状火山弾。

石基がきわめて細粒で、珪長質メソスタシスのかわりにガラスがあること、斑晶として斜方輝石および鉄鉱を含まずに普通輝石がまれに存在することを除けば、上記の NI70053006 標本と記載岩石学的に同じである。

「ミアナ」火口噴出物の一般的な記載岩石学的性質は、「カジアナ」火口噴出物のそれによく似ている。

文 献

- 麻生 優 (1959) 利島における縄文文化遺跡 (大石山遺跡第 1 次調査)。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. 547-553.
- BACHER, C. (1914) *Über die Laven der Kleineren Izu-Inseln. Ein Beitrag zur Petrographie Japans. München.*
- FRIEDLAENDER, I. (1909) *Ueber einige japanische Vulkane. Mitteilungen der Deutschen Gesellschaft für Natur- und Völkerkunde Ostasiens (Tokyo), Band 12, s. 47-77.*
- 福地信世 (1902) 新島地質調査報文。震予報, no.39, p. 3-40.
- (1903) 伊豆新島の地質大要 (一), (二)。地質雑, vol.10, p.34-48, 79-87.
- 一色直記 (1971) 伊豆利島火山の地質 (演旨)。火山, 第 2 集, vol.15, p.152-153.
- ・中村一明・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.
- 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.
- 関東農政局計画部 (1970?) 昭和45年度農業用小規模地下水調査報告書 (利島地区)。87p.
- 桂 敬・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.
- KUNO, H. (1950) *Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 61, p. 957-1020.*
- 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. (1966) *Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanologique, tome 29, p. 195-222.*

- 久野 久 (1968) 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.
- 倉持文雄・石井 求 (1961) 伊豆利島の地質と地下水. 東京都土木技術研究所報告, no. 38, p. 1-6.
- MACDONALD, G. A. (1972) *Volcanoes*. 510p., Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- 松田時彦・森本良平 (1962) 三宅島の噴火——1962年8月. 科学, vol. 32, p. 578-585.
- 宮崎 博・永峯光一・小田静夫 (編) (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.
- 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.
- 大塚初重 (1959) 利島・ケッケイ山遺跡の調査. 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. 587-612.
- ソイル工業株式会社 (1973) 47年度畑作振興深層地下水調査 利島地区 報告書. 41p.
- 東京都教育庁社会教育部文化課 (編) (1974) 東京都遺跡地図. 100p.
- 戸沢充則 (1959) 利島大石山遺跡の第二次調査. 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. 559-587.
- TSUBOI, S. (1920) Volcano Ôshima, Idzu. *Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 43, art. 6, 146p.
- 徳丸俊明・小田静夫・一色直記・鈴木正男 (1973) 伊豆諸島出土の黒耀石に関する原産地推定とその問題. 文化財の保護, no. 5, 東京都教育委員会, p. 147-158.
- TSUYA, H. (1929) Volcanocs of Kozu-shima. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ.*, vol. 7, p. 269-334.
- (1937) On the volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ.*, vol. 15, p. 215-357.
- 津屋弘達 (1938) 伊豆七島新島の火山. 震研集報, vol. 16, p. 171-200.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tokyo (8) No. 110



GEOLOGY

OF THE

TOSHIMA DISTRICT

By

Naoki ISSHIKI

(Written in 1977)

Abstract

In the area of this sheet-map, only a small island called Toshima is included. Toshima is an island volcano resting on the northern end of the tectonically active Izu-Mariana island arc and is situated about 140 km south-southwest of the center of Tokyo, between 34°30.5'–34°31.7' north latitude and 139°16.2'–139°17.8' east longitude. The island is nearly circular in outline measuring about 2.5 km in diameter and about 4.2 km² in area. It is cone-shaped, 507.5m above the sea and is cut by precipitous sea-cliffs up to 330m high. On the sea-cliffs, many superposed lava flows of aa type and fifteen dikes are exposed. Two small parasitic craters are seen on the aerial photographs. The one lies on the northeast side of the summit, measuring 100–150m in diameter, and the other lies to the east at about 390m above the sea, measuring 20–30m in diameter. Around the craters, thick piles of spatter are found. The island is thickly vegetated except the precipitous sea-cliffs. Channels with permanent running water do not exist on the island.

Geology and geologic history

A chain of volcanoes of the low-alkali tholeiite series, such as Oshima, Miyakejima and Hachijojima, runs parallel to and about 220 km west of the Izu-Bonin Trench, and forms the volcanic front. Toshima volcano lies further 20 km west of the front.

Toshima volcano is composed of three geologic units: main stratovolcano (Sl and Sd), volcanoclastic deposits (V) and lava flows of parasitic craters (Pk and Pm). The main strato-

volcano (Sl and Sd) forms the bulk of the volcano and consists of many superposed basalt lava flows of aa type which are associated with a small number of scoriaceous ash layers and are cut by radial dikes of the same petrographic character. Most of the dikes trend in a north-west-southeast direction. No weathered horizons and erosional gaps are found between the lava flows.

The volcanoclastic deposits (V) comprise mafic pyroclastic fall, rhyolite ash fall, mudflow and detrital deposits and their weathered products. The air-fall mafic pyroclastic materials are less than several meters thick and represent several cycles of explosive eruption whose dormant stage is shown by weathered fine ash. The biotite rhyolite and amphibole rhyolite ash falls may have been supplied from rhyolite volcanoes on Niijima, Shikinejima and Kozushima or elsewhere in the sea to the south. The lava flows of parasitic craters (Pk and Pm) are andesite and are found at the upper levels of the deposits (V). One of the lava flows, the Kajiana flow (Pk) is younger than 8,000 years and older than 4,000 years old, based on the ^{14}C dating and the archeological evidence. They are separately shown on the geologic map.

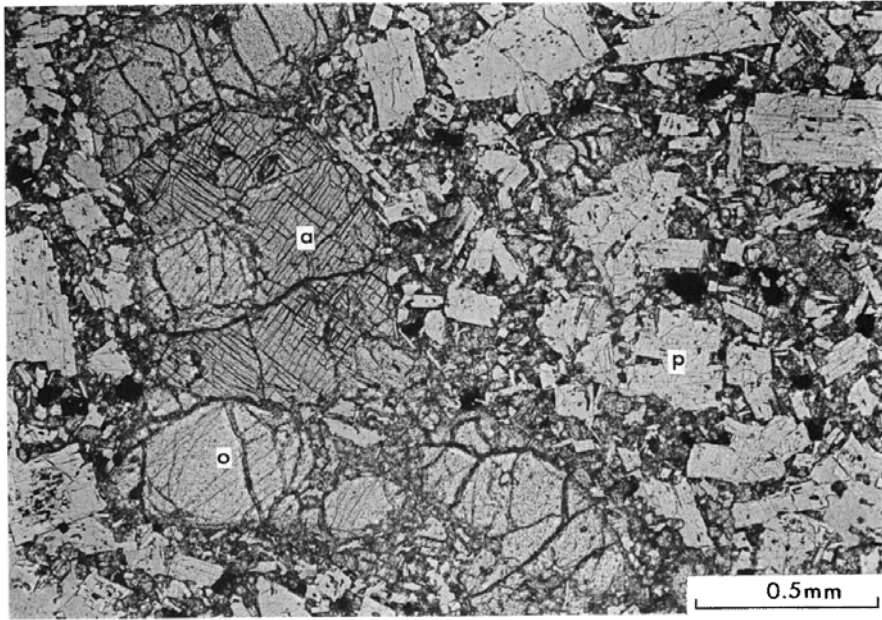
In the late Pleistocene or Holocene, a volcanic activity took place at the present site of Toshima on a small shallow submarine ridge which trends from northeast to southwest obliquely cutting the general trend of the Izu-Mariana island arc. First, the Strombolian type of activity continually occurred and rapidly grew a basaltic stratovolcano as is seen in the growth history starting from A.D. 1770 of Izalco volcano of El Salvador in Central America. After a period of dormancy, the activity renewed but was intermittent and explosive. Andesite lavas were extruded from two small parasitic craters near the summit which lie in an east-west direction.

The activity of this volcano ended a few thousand years ago.

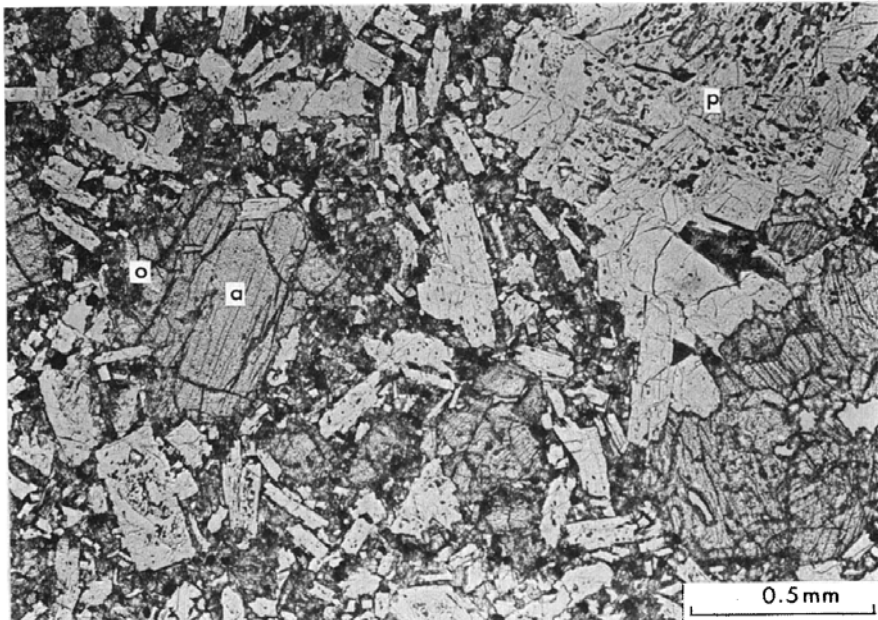
Petrography

Rocks constituting Toshima volcano are mostly augite-olivine basalt with a small amount of olivine andesite. The chemical composition, CIPW norm and mode are shown in Table 1 (see p.11 in the text written in Japanese). The basalts of the main stratovolcano (Sl and Sd) contain phenocrysts of plagioclase, olivine and augite, and microphenocrysts of orthopyroxene intergrown in parallel with clinopyroxene in a groundmass of plagioclase, clinopyroxene, iron ore, felsic mesostasis, apatite, cristobalite and a small number of orthopyroxene intergrown in parallel with clinopyroxene. The andesites of parasitic craters (Pk and Pm) contain phenocrysts of plagioclase and olivine in a groundmass of plagioclase, clinopyroxene, iron ore, felsic mesostasis, cristobalite and a small number of orthopyroxene intergrown in parallel with clinopyroxene. Xenocrysts of plagioclase, quartz and possible amphibole or biotite which is now completely changed to clinopyroxene aggregate are sporadically seen. They may have been derived from granitic crustal rocks underneath the volcano.

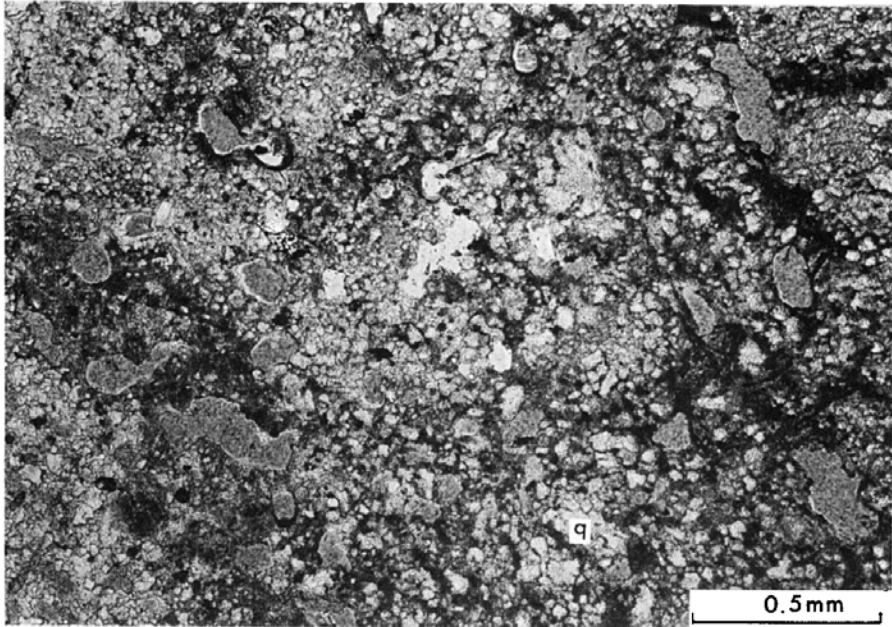
Chemically, the rocks of Toshima volcano are poorer in SiO_2 and richer in alkalis than those of Oshima volcano lying on the volcanic front to the east. These characteristics are in harmony with the generally accepted views of chemical trends in the island arcs and continental margins.



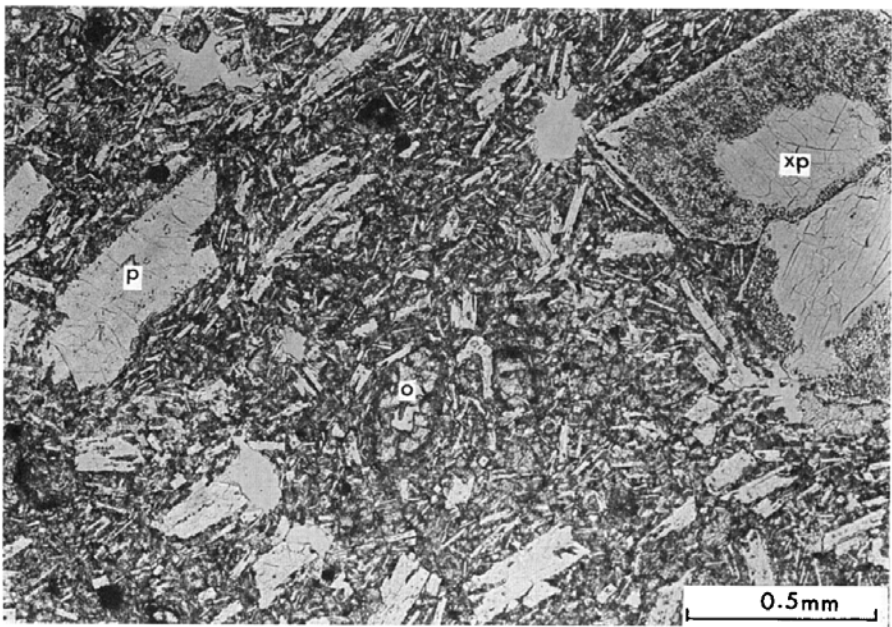
第 I 図版 1 普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70053001). 主成層火山の比較的下部を占めると
思われる溶岩流. p: 斜長石, o: かんらん石, a: 普通輝石 (以下同じ). 下方ボーラー
だけ (以下同じ).



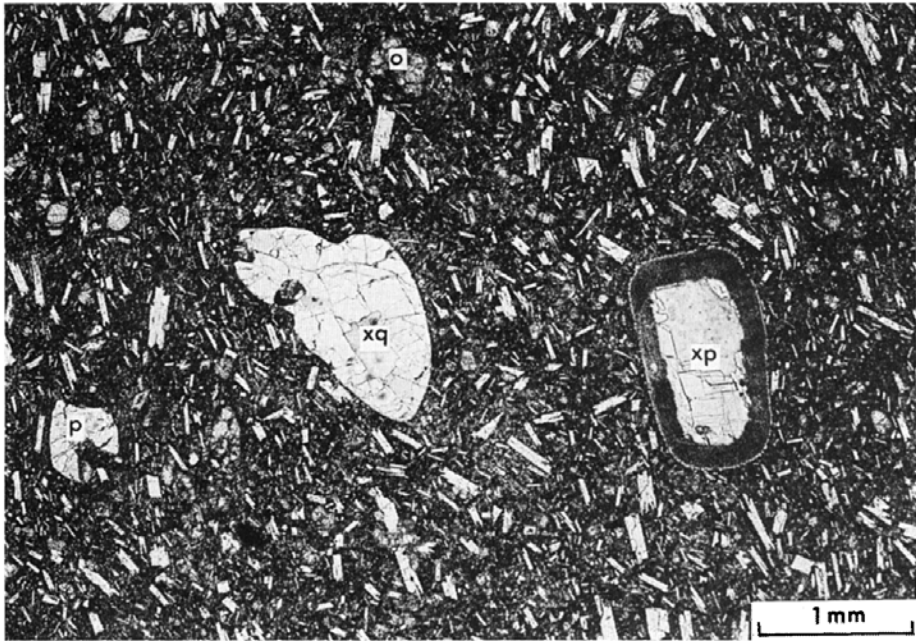
第 I 図版 2 かんらん石普通輝石玄武岩 (I70052903). 主成層火山の比較的上部を占めると
思われる溶岩流



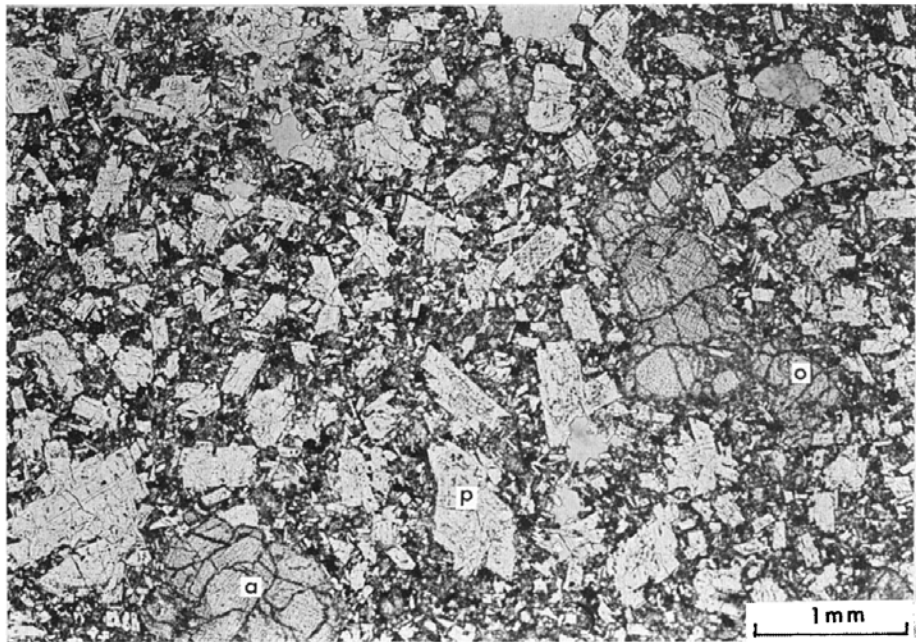
第 II 図版 1 クリスタル石-ガラス-石英岩 (NI71052702). 主成層火山溶岩中に含まれた捕獲岩片.
q: 石英



第 II 図版 2 かんらん石安山岩 (N170060606). 寄生火口溶岩流. 「カジアラ」火口から流出したと思われる. xp: 斜長石捕獲結晶 (以下同じ).



第 III 図版 1 斜方輝石含有かんらん石安山岩 (NI70053006). 寄生火口溶岩流. 「ミアナ」火口から流出したと思われる. xq: 石英捕獲結晶



第 III 図版 2 普通輝石かんらん石玄武岩 (NI70053001). 主成層火山の比較的下部を占められる溶岩流. 第 I 図版 1 と同一標本. 寄生火口溶岩流 (野写真) との組織の差に注意

昭和 53 年 2 月 25 日 印刷

昭和 53 年 3 月 2 日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

© 1978, Geological Survey of Japan