

55(521.27) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

八丈島(9)第1号

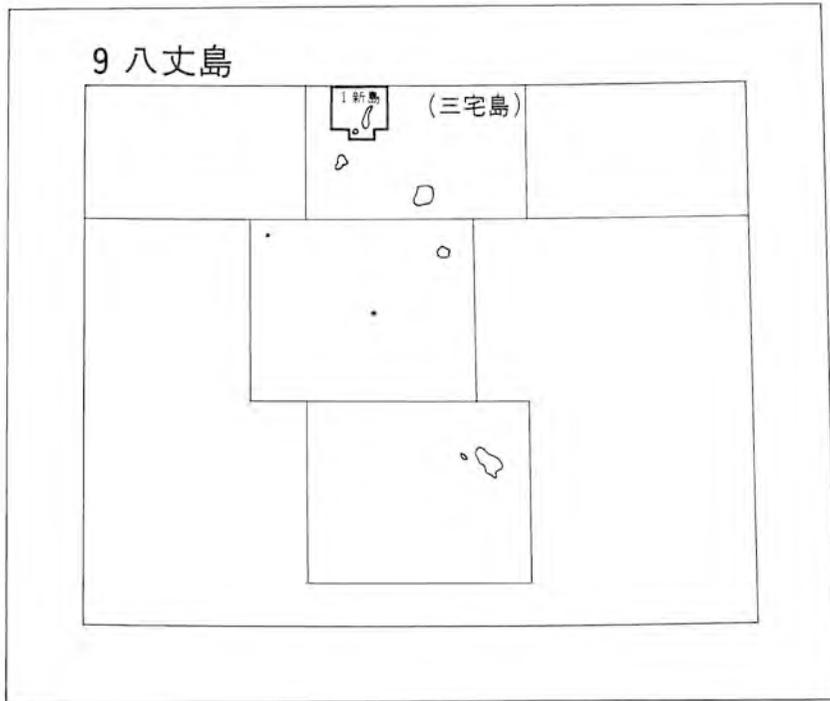
新 島 地 域 の 地 質

一 色 直 記

昭 和 62 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	4
II. 1 研究史	4
II. 2 第四紀火山の基盤	9
II. 3 第四紀火山	9
II. 4 地 史	11
II. 5 岩 石	13
III. 新島・式根島・地内島及び早島を構成する単成火山群	21
III. 1 地内島火山(Jn)	21
III. 2 丸島峰火山(Mj)	23
III. 3 瀬戸山火山(St)	24
III. 4 ジナーカ山火山(Ji)	24
III. 5 大磯火山(Oi)	26
III. 6 島分沢火山碎屑性堆積物及び大三山火山碎屑性堆積物(SD)	26
III. 7 峰路山火山(Mi)	31
III. 8 赤崎峰火山(Az1 及び Az2)	32
III. 9 羽伏磯火山(Hb)	33
III. 10 旗城鼻火山(Hs)	34
III. 11 新島山火山(Nj)	35
III. 12 宮塚山火山(Mt1 及び Mt2)	36
III. 13 未区分火山碎屑性堆積物(vu)	37
III. 14 早島火山(Ha)	41
III. 15 式根島火山(Sk 及び v)	41
III. 16 若郷火山(Wg)	50
III. 17 阿土山火山(At1 及び At2)	53
III. 18 向山火山(My1, My2 及び My3)	57
III. 19 崖錐及びそれに関連した堆積物(t)	61
III. 20 砂丘堆積物(d)	62
III. 21 海浜堆積物(b)	62
IV. 鵜渡根島火山(Um, Ud 及び tb)	63
V. 応用地質	68
V. 1 温泉及び噴気	68
V. 2 地下水	70

V. 3	コーガ石	73
V. 4	砂鉄	76
	文献	76
	Abstract	83

図・表・付図・図版目次

第 1 図	新島及びその近傍の海底地形図	2
第 2 図	新島を南西上空から見る	3
第 3 図	式根島を北東から見る	3
第 4 図	鵜渡根島を北西から見る	4
第 5 図	新島周辺の海底地形図	10
第 6 図	新島及びその周辺における単成火山形成史	12
第 7 図	$\text{MgO} - \text{FeO}^* - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図上における新島産岩石の組成の比較	16
第 8 図	$\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図上における鵜渡根島火山玄武岩と大島火山玄武岩— 安山岩との組成の比較	20
第 9 図	SiO_2 —ノルム石英図上における鵜渡根島火山玄武岩と大島火山玄武岩— 安山岩との組成の比較	20
第 10 図	島分沢火山碎屑性堆積物の模式スケッチ	27
第 11 図	大三山火山碎屑性堆積物	29
第 12 図	旗城鼻火山溶岩円頂丘にうがたれた井戸状の穴	35
第 13 図	津屋(1938)による新島北半における層序	38
第 14 図	新島における未区分火山碎屑性堆積物(vu)の柱状図	39
第 15 図	地内島下和田(5523a 地点)における未区分火山碎屑性堆積物(vu)の柱状図	40
第 16 図	式根島における柱状図作成及び野外観察地点図	43
第 17 図	野伏三叉路から野伏港に下る道路西側の切り取り(806A 地点)	44
第 18 図	ヘリポート北側切り取りの模式スケッチ	45
第 19 図	天上山火山灰層の厚さ	45
第 20 図	向山軽石層の厚さ	46
第 21 図	式根島の表層部を構成する堆積物の柱状図	48
第 22 図	ヘリポートにおける柱状図作成地点図	48
第 23 図	渡浮根遺跡とそれを覆う若郷火山火砕サージ堆積物(1974 年 6 月 1 日撮影)	51
第 24 図	渡浮根遺跡とそれを覆う若郷火山火砕サージ堆積物(4601a 地点)の模式スケッチ	51
第 25 図	若郷火山火砕サージ堆積物	52
第 26 図	若郷火山火砕サージ堆積物の侵食面を覆う阿土山火山火砕物	54
第 27 図	向山火山火砕サージ堆積物に見られる砂波状及び平板状堆積構造	58

第 28 図	鵜渡根島北北東面，西南西面下部及び南面下部の模式スケッチ	64
第 29 図	鵜渡根島北北東面西半を船上から見る	65
第 30 図	鵜渡根島南面東端で見られるアア溶岩流の重なり	65
第 31 図	鵜渡根島における玄武岩岩脈の位置と方向の頻度分布	67
第 32 図	式根島における温泉・噴気及び湧水分布図	70
第 33 図	新島本村平坦地における水文地質学上の基盤面	71
第 34 図	新島本村平坦地における推定地下水面	72
第 35 図	水質分析用試料採取地点図	73
第 36 図	コーガ石の利用形態	74
第 1 表	新島を構成する単成火山・トータル岩放出物及び鵜渡板島火山の 代表的岩石の化学組成	14-15
第 2 表	新島の流紋岩中の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物の主成分化学組成	17
第 3 表	新島の流紋岩中の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物の 100Mg/(Mg + Fe + Mn) 値	17
第 4 表	新島の流紋岩・安山岩中のチタン磁鉄鉱の化学組成と分子比	18
第 5 表	新島の流紋岩中の赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱の化学組成と分子比	19
第 6 表	島分沢右岸(3303b 地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載	28
第 7 表	新島(黒根)港の南約 350m の小谷右岸(3531b 地点)で見られる 火山砕屑性堆積物の記載	29
第 8 表	日向沢の左岸(3310c 地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載	30
第 9 表	大三山南西斜面の崩壊地(A 地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載	30
第 10 表	式根島，民宿かめのこう，しんどう入口(531b 地点)で見られる堆積物の記載	43
第 11 表	式根島，野伏三叉路(806A 地点)で見られる堆積物の記載	44
第 12 表	式根島，小浜港南(527b 地点)で見られる堆積物の記載	45
第 13 表	式根島，ヘリポート(526c 地点)で見られる堆積物の記載	49
第 14 表	式根島，ヘリポート(913a 地点)で見られる堆積物の記載	49
第 15 表	式根島，ヘリポート(912b 地点)で見られる堆積物の記載	49
第 16 表	若郷(渡浮根)港の東北東 0.6km の切り取り(3523a 地点)で見られる堆積物の記載	54
第 17 表	若郷前浜南端の海食崖(1604b 地点)で見られる堆積物の記載	55
第 18 表	阿土山東側の海食崖(4527a 地点)で見られる堆積物の記載	55
第 19 表	阿土山林道沿いの切り取り(1605b 地点)で見られる堆積物の記載	55
第 20 表	鵜渡根島における玄武岩岩脈の走向・傾斜及び厚さ	66
第 21 表	産状別の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物組合せと石基斜方輝石の有無	68
第 22 表	温泉分析表	69
第 23 表	新島及び式根島の地下水の水質分析表	72
第 24 表	新島コーガ石採掘企業者(昭和 52 年 4 月現在)	74

第 25 表	企業者によるコーガ石採掘年度別実績表	75
第 26 表	砂鉄生産量	76
卷末付図	柱状図作成，野外観察及び化学分析標本採取地点図	82
第 I 図版	1 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩 (GSJ R34211)	
	2 紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩 (GSJ R34220)	
第 II 図版	1 カミングトン閃石流紋岩 (GSJ R34197)	
	2 古銅輝石普通輝石安山岩 (GSJ R34179)	
第 III 図版	1 紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩 (GSJ R34185)	
	2 カミングトン閃石流紋岩中の包有物 (GSJ R34214)	
第 IV 図版	1 カミングトン閃石流紋岩中の包有物 (GSJ R34214)	
	2 カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩 (GSJ R34150)	
第 V 図版	1 黒雲母流紋岩 (左半分) とその包有物 (右半分) (GSJ R34186-A と -B)	
	2 黒雲母トーナル岩 (GSJ R34251)	
第 VI 図版	1 黒雲母流紋岩 (左半分) と黒雲母トーナル岩捕獲岩 (右半分) (GSJ R34251)	
	2 かんらん石玄武岩 (GSJ R34152)	
第 VII 図版	1 黒雲母流紋岩中の包有物 (GSJ R34154)	
	2 黒雲母流紋岩 (GSJ R34175)	
第 VIII 図版	1 かんらん石普通輝石玄武岩 (GSJ R34260)	
	2 普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R34252)	

新島地域の地質

一色直記*

国土地理院発行の5万分の1地形図「新島」(北緯 $34^{\circ}20' - 34^{\circ}30'$, 東経 $139^{\circ}7'30'' - 139^{\circ}22'30''$; 南緯一部変形)には, 新島のほかに式根島・地内島・早島・鵜渡根島及び小岩礁が含まれている。新島地域の地質調査は1971-75年に行った。そのほかに, 式根島の地質調査は1960年の「神津島地域の地質」調査の際に, 鵜渡根島の調査は1970年にも行った。その後の伊豆諸島諸火山の調査・研究の結果も考慮に入れながら, 室内研究を行い, 本報告をとりまとめた。調査に当たって便宜を供与された, 東京都新島本村, 同村若郷及び式根島の両支所, 及び利島村当局の方々, 未公表の誘導結合プラズマ発光分光分析結果の引用を承諾された筑波大学(現在, 住友金属鉱山K.K.中央研究所)の平野真孝氏, 新島の絵図について御教示いただいた東京都島崎町村会の奥山義男氏及び新島郷土館の前田長八氏に厚く御礼申し上げる。1974年の調査の一部は環境地質部の磯部一洋技官と共同で行った。また, 同技官からは未公表資料の提供も受けた。造岩鉱物の電子プローブX線マイクロアナライザー(EPMA)による分析及び顕微鏡写真撮影は地質部の奥村公男技官によって行われた。岩石薄片は技術部の村上正(故人)・大野正一(退職)・佐藤芳治及び宮本昭正の4技官によって作成された。

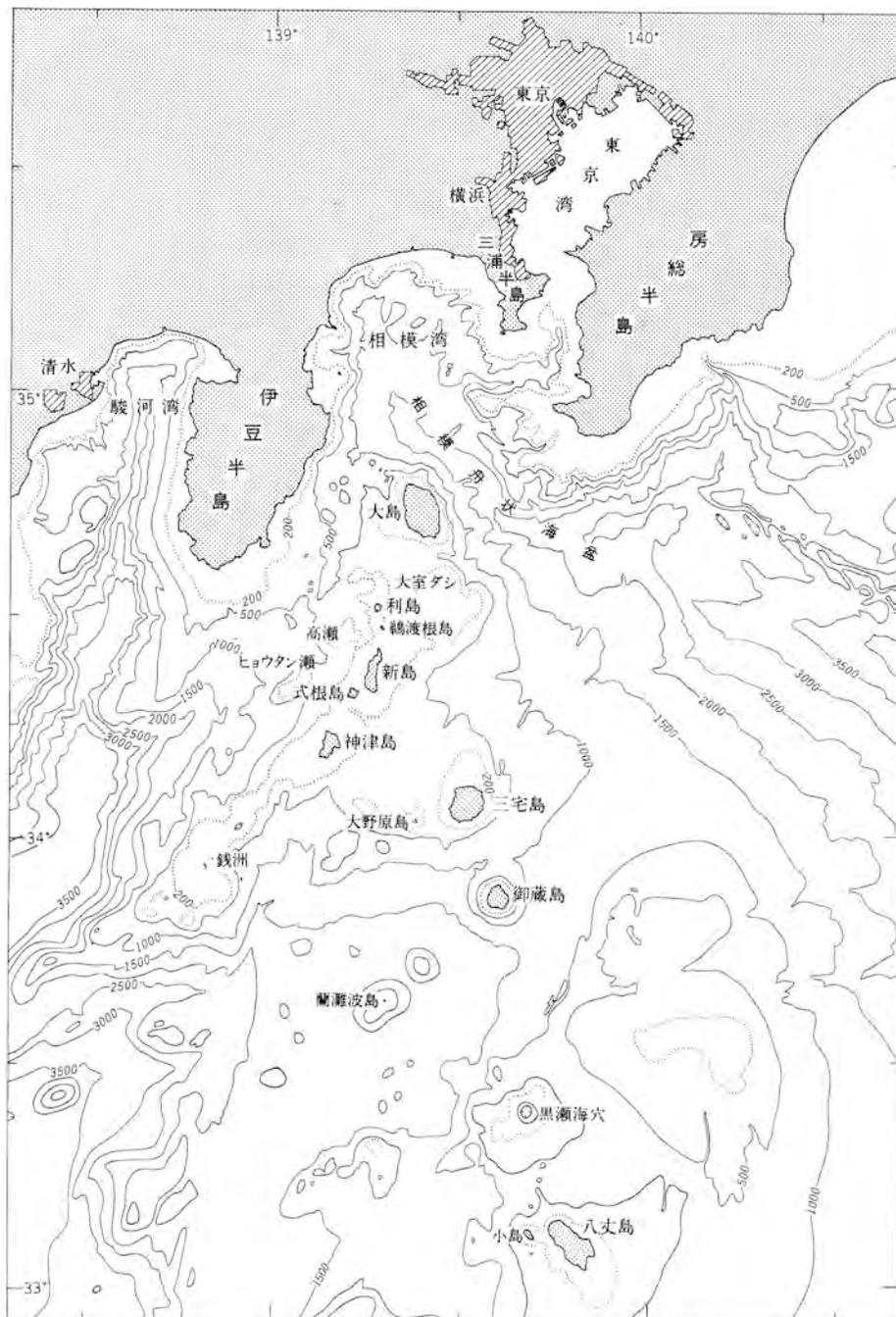
I. 地 形

にいじま 新島・じないじま 式根島・はんしま 地内島・うどねしま 早島・鵜渡根島及びこれらに伴う小岩礁は, 巨視的には, 活動的な伊豆-マリアナ島弧上の火山島群である(第1及び2図)。これらのうちで最大の新島は東京の都心から南南西約157km, 伊豆半島南端から東南東約46km, 北緯 $34^{\circ}19.6' - 34^{\circ}25.7'$, 東経 $139^{\circ}14.7' - 139^{\circ}21.7'$ の間にあり, 南北の長軸が11.5km, 最大幅3.1kmの細長い島で, 周囲28.2km, 面積23.42km²である。本島は多数の火砕丘と溶岩円頂丘とから構成されており, 単一の火山体ではないので, 地形の起伏が著しい。最高点は島の中央部にそびえる宮塚山にあって, 海拔432mに達する。その南には, 新島本村集落や畑地のある低地を挟んで, 海拔300.7mの大峰-向山山塊が対峙している。大峰-向山は本島では最新の火山で, 火砕丘の概形や溶岩円頂丘の表面構造がまだ残されている。これらの詳細については地質と関連付けて第3章で述べることにする。

式根島は新島西岸新島(黒根)港の南西約5km, 北緯 $34^{\circ}18.8' - 34^{\circ}20.0'$, 東経 $139^{\circ}11.8' - 139^{\circ}13.8'$ の間にあり, 東西3km, 南北2.3km, 周囲8km, 面積3.8km²で, 湾入に富む, 本島は東北東へ緩く傾斜する低平・台状の溶岩円頂丘(第3図)で, 最高点は島の西端にあるが, 海拔109mにすぎない。

地内島は新島西岸新島(黒根)港の西約1.5km, 北緯 $34^{\circ}21.8' - 34^{\circ}22.3'$, 東経 $139^{\circ}13.6' - 139^{\circ}14.0' - 139^{\circ}14.0'$ の間にあり, 北北西-南南東の長軸が1km, 最大幅0.25km, 面積0.2km², ひらがなの「く」の字を裏返しにした形のおおびらじま小島で, その最高点は76.6m, 付近の大平島・ナダラ根・ナツハダなどの小岩礁とともに溶岩円頂丘の残骸である。

*地質部



第1図 新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 新島を南西上空から見る。後方右手は鵜渡根島、左手は利島。東京都新島本村役場提供(原画は6×7cmカラーリグゼーサルフィルム)



第3図 式根島を北東から見る(一色, 1982)。中央後方は神津島天上山

早島は新島の南端、^{かんののはな}神渡鼻の南東約0.5 km、北緯 $34^{\circ} 19.2' - 34^{\circ} 19.4'$ 、東経 $139^{\circ} 16.7' - 139^{\circ} 17.0'$ の間にあり、西北西-東南東径0.5 km、北北東-南南西径0.3 km、面積 0.1 km^2 の小島で、最高点はその西北西部にあつて海拔90 m、島の中央部はややくぼんでいる。これも溶岩円頂丘のなごりである。

鵜渡根島は新島の北端、根浮岬の北北東約4.5 km、北緯 $34^{\circ} 28.0' - 34^{\circ} 28.5'$ 、東経 $139^{\circ} 17.4' - 139^{\circ} 18.2'$ の間にあり、西北西-東南東径1.5 km、最大幅0.6 km、面積 0.4 km^2 、ひし形の島で、最高点は海拔208.9 m、付近にあるフジシ根(42 m)・オタイ根(31 m)・モノキ(56 m)などの小岩礁とともに成層火山体の侵食残骸である。島の伸長方向は、同方向に伸びる何本かの岩脈に支配されている(第4図)。



第4図 鵜渡根島を北西から見る

II. 地質概説

新島・式根島・地内島・早島・鵜渡根島及びこれらに伴う小岩礁は、北西太平洋の西縁を限って北北西から南南東に伸びる、水深9,000 mを超える伊豆-小笠原海溝の西方に位置している。この海溝の軸の西方約220 kmには、それと平行に低アルカリソレイアイト系列(久野, 1968)の火山、大島・三宅島・八丈島などが配列し、火山前線を形成している。この前線よりも更に18-24 km西方(弧背)に流紋岩単成火山群(新島・式根島・地内島・早島など)が、同前線よりも17km西方にややアルカリに富む玄武岩複成火山(鵜渡板島)が位置している。

II. 1 研究史

新島・式根島及び鵜渡根島の調査を行った最初の地質学者は福地(1902; 1903 a, b)である。彼は1899年(明治32年)12月31日から約45日間、利島・鵜渡根島・新島・式根島及び神津島を巡回した。地質調査の重点は新島に置かれ、同島の地質及び岩石についての詳しい記載が5万分の1地質図とともに公表された。彼によると、新島は流紋岩類・白ママ層¹⁾及び富士岩²⁾灰砂層の三つの単元からなり、その主体は流紋岩(溶岩流)である。流紋岩は岩質によって輝石流紋岩類、角閃流紋岩類及び雲母流紋岩類の3類

1) 「白ママ層」は、福地(1902, p.7-8)によると、新島を構成する三つの単元の一つであって、常に白色で、方言の「ママ」すなわち「砂質の断崖」を作る粗鬆な地層と定義されている。新島の「白ママ層」についてのやや詳しい記述は福地(1902, p.20-22; 1903a, p. 44-45)にある。

2) 「富士岩」は現在の「安山岩」と同義語。当時は両語が併用されていた。

に、また露出地域によって9岩体に区分された。彼はまた、彼の羽伏浦式雲母流紋岩溶岩中に輝緑小紋岩(diabase-porphyrite)が、淡井浦式雲母流紋岩溶岩中に閃緑小紋岩(diorite-porphyrite)が捕獲岩として含まれることを記載している。これらは記載や顕微鏡スケッチから判断すると、現在の「塩基性(苦鉄質)包有物」—塩基性マグマが流紋岩マグマ中に混入し液滴状に分散した後に急冷固結したもの—(小屋口, 1984)に相当するものである。

式根島は全島黒雲母流紋岩(溶岩)で、海岸の所々に「白ママ層」が分布しており、鵜渡根島は主として緻密な、玄武岩に近い、かんらん富士岩からなると福地(1902, 1903a)によって記載されている。

FRIEDLAENDER(1909)は、伊豆諸島を巡航した際に、新島・式根島及び鵜渡根島に立ち寄り、地質学的な観察を行った。彼の記述のうち、特記すべき点は(1)新島の北部を覆う安山岩砂礫は鵜渡根島あるいは鵜渡根島と新島との間にあった噴火点から由来したものであり、(2)新島とその南にある早島は地図や海図によってはつながっていたり、切れていたりするが、調査時には砂礫によってつながっていたということである。鵜渡根島は溶岩・火山灰層の傾き、岩脈の存在などから、火口壁の残骸であるとした点は注目に値する。

渡邊(1913-1914)は、新島向山産の軽石質雲母石英粗面岩(抗火石)を建築用新石材として紹介した論文の中で、栗津秀幸による一般地質調査結果にも触れている。それによると、いりわ(大峰南東の浅い湾入部)や赤ぐより(鼻戸崎)付近の火山灰層中に含まれる異質岩片から、基盤岩は粘土よりの岩石とそれを貫くひん岩類であろうとしている。

BACHER(1914)は鵜渡根島から採取された2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. 21)を挙げている³⁾。

辻村(1918)は、新島を構成する地質単元を最旧期流紋岩床、原形を存する流紋岩床、完全なるトロイデ及び富士岩火山礫の四つに区分し、簡単な記載を行った。記載の重点は新島で最新の向山火山(白ママ層—大峰ホマーテー石山トロイデ)に置かれ、その形成機構が論じられた。

TSUYA(1937)は、「富士火山帯の火山活動」に関する論文の中に、向山の「黒雲母斜長流紋岩」の主成分化学分析値を1個挙げている。

津屋(1938)は、1936年(昭和11年)12月27日午前9時14分頃新島付近で起こった地震(波江野ほか, 1937; 萩原・表, 1937; 三浦, 1937; 本多, 1937)と火山活動との関係の有無を調査する目的で、1937年1月末から2月初めにかけての約10日間、震災の最も激しかった新島の地質調査を行った。彼は古いものから新しいものへ(1)瀬戸山熔岩、峰路熔岩、及びデナーカ山熔岩、(2)大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層、(3)島分澤凝灰岩層、(4)赤崎ノ峯熔岩及び同灰砂層、(5)新島山熔岩及び丸嶋山熔岩、(6)若郷玄武岩砂礫層、(7)宮塚山熔岩、同灰砂層、及び羽伏浦灰砂層、(8)淡井浦灰砂層、(9)アツチ山熔岩、(10)白ママ層、(11)向山熔岩及び同灰砂層、(12)崖錐砂礫層、(13)砂丘砂層の13地質単元を識別し、およそ74,000分の1の地質図と個々の単元の記載を公表した。この論文によって新島の地質がかなり明らかになった。

佐藤(1954)は津屋(1938)の若郷玄武岩砂礫層及び白ママ層下部は海中堆積物としているが、その根拠は薄弱のようである。

3) 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. 297, 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。その理由はよく分からない。

佐藤(1957)は、5万分の1地形図及び空中写真の読図から、新島及び式根島の火山地形を記述している。その中には、阿土山を囲む5個の火口や旗城鼻にある深い穴についての記述も含まれている。

鮫島(1957)は新島と式根島についてそれぞれ3日間の現地踏査を行った。新島については特に新しい知見は得られなかったが、式根島については次のような事実が得られた。(1)全島同質の黒雲母流紋岩溶岩丘からなり、野伏港付近から縄文時代中期と考えられる土器片が出土したことから、その噴出年代は4,000年より古い。(2)溶岩丘は飛砂に覆われ、更に「灰トゾ」と呼ばれている白色火山灰層(厚さ1m内外で、上部は約7cmの黒色植土層)、白ママ層(北東部で厚さ3-4m、南西部で1m内外新島向山火山の噴出物)に覆われている。

藤本ほか(1959)は、津屋(1938)の大三山凝灰角礫岩層から貝化石が1個発見されていたこと、及び福地(1902, 1903 a)の白ママ層から湯ヶ島層類似の緑色岩礫のほかに花崗岩礫を見いだしたことを報じている。花崗岩礫の簡単な記載は黒田・安部(1958)によって行われている。

KUNO(1960)は、津屋(1938)の若郷玄武岩砂礫層から採取した玄武岩本質岩塊の主成分化学組成を示し、この玄武岩が高アルミナ玄武岩の一員であるとの判断のもとに議論を進めている。

友田ほか(1962)は新島黒根港($\phi = 34^{\circ} 21.82'$, $\lambda = 139^{\circ} 14.84'$)におけるプーゲー異常値(高度補正ずみ)を $1.1314 \times 10^{-3} \text{Nkg}^{-1}$ と与えている。

KUNO(1962)は、彼の編集した「活火山目録」の中で、新島及び式根島の地質を、従来の研究に彼自身の成果をも含めて、簡単に記載している。

宮地(1965)は、地形学的見地から、新島を構成する流紋岩諸火山はそれぞれホマトロイデ(火砕丘と溶岩円頂丘とからなる単成火山)であるとし、彼自身の野外調査をも加えて従来の諸説の修正と補足を行った。彼はまた、灰砂層、特に白ママ層に関する海成、陸成の両説(海成説:福地, 1902, 1900 a; 佐藤, 1954, 陸成説:辻村, 1918; 津屋, 1938)を整理し、新たに発見された二・三の事実を補強資料として、ほぼ陸成とみられると結論した。

磯部(1968)は新島本村玄角の南東約200m、海拔約47mの大原で掘削された深さ60mの井戸の試料を検討し、49mまでは白ママ層、それ以深は基盤の緑色岩類層(泥岩砂礫層互層)であるとした。そのほか三つの井戸の掘削結果にも言及している。

前田(1972)は新島前浜沖における海底砂の採取が海岸線の後退に大きな影響を与えることを指摘し、その中止を力説した。

一色・中村(1972)は9世紀中頃に起こった大島火山の噴火と886年の新島向山火山(あるいは838年の神津島天上山火山)形成の同時性について詳細な火山灰層序学的研究に基づいて論じた。

東海大学海洋学部(1972, 1973)は新島本村役場による、新島から式根島への海底導水管敷設の予備調査として、両島間の測深・底質調査・音波探査・潜水調査及び測流調査を行った。その結果、水深20-40mの間はかなり平坦な海底が広がっていること、中・細礫や粗砂に覆われていることなどが分かった。これら2度の調査をもとにして、1976年夏に海底導水管による送水が開始され、現在に至っている。

一色(1973)は新島の赤崎峰に堆積する向山火山の軽石層中から採取された炭化木片の ^{14}C 年代を $1120 \pm 75\text{y.B.P.}(\text{GaK-4560})$ と報じ、扶桑略記などに記載された^{にん}仁和2年(西暦886年)の房総半島南方

沖の噴火を本火山形成の噴火とした。

田中・栗原(1974)は新島本村集落の東はずれから峰路山へ登る道路の海拔約70 m付近で採取した黒色土の¹⁴C年代を1840 ± 90 y.B.P.と報告しているが、記載に混乱した点があり、その層序学的位置が不明確である。

大森・磯部(1974)は新島西岸、黒根浜の海浜、間々下浦の崖錐、及び同東岸神ヶ森(亀見森)の崖錐から、*Idmonea?* sp., *Lithothamnium* sp. などを含む石灰岩円礫を見いだした。これら円礫は付近の海食崖に露出する白ママ層から由来したものと想定されたが、年代を確定するまでには至っていない。

一色(1975)と横山(1975)は、新島の向山火山形成過程の初期にベース・サージ(base surge)⁴⁾が発生したことを、その堆積物の堆積構造から、明らかにした。これについての詳しい記載と議論はその後横山・徳永(1978)及び徳永・横山(1979)によって行われた。

福山ほか(1975)は新島の玄武岩質火山弾、黒雲母流紋岩及び火山岩組織をもつ描獲岩(2個)の分析を行い、玄武岩と流紋岩との関係を調べた。その結果、主成分元素では一連性があるように見えるが、RbやSrの含有量では一連性が見られず、特に希土類元素の存在様式では、玄武岩がコンドライトに対して約10倍濃集した平坦なパターンを示すのに対して、黒雲母流紋岩は重い希土類元素で玄武岩とほぼ同量である反面、軽いものでは約40倍の濃集が見られた。これらのことから、この流紋岩が玄武岩からの結晶分化で生成されたとは考えられないとした。また、黒雲母流紋岩中の斑晶斜長石と石基ガラスとは約800°C、0.5 kb(50MPa) P_{H_2O} で平衡にあったとした。

石原ほか(1976)は、新島の白ママ層中に放出岩片として産するトータル岩は磁鉄鉱系⁵⁾に属し、低Sn・低K₂O/Na₂Oであることからマントル型であるとしている。

一色・磯部(1976)は、新島北部に分布する高アルミナ玄武岩(KUNO, 1960)の火砕物はベース・サージ及び降下堆積物であり、その噴出年代は3,000年前よりも新しく、1,600年前よりも古いことを明らかにした。

一色(1978 b)は鵜渡根島がややアルカリに富む玄武岩のエア溶岩流、降下スコリア堆積物及びこれらを提供した岩脈からなる成層火山の残骸であることを示した。

SHINDOU(1979)及び新藤(1980)は、新島の峰路山と向山との間の平坦地において、電気探査による岩盤深度の推定、浸透能・透水係数・有効孔隙率の測定などを行い、水収支を論じた。また、新島及び式根島の地下水の水質分析結果も報告している(新藤, 1980)。

FUJIMAKI and KURASAWA(1980)は日本列島産玄武岩中の希土類元素の濃度分布様式の水平方向変化を論じたが、その中に新島若郷産かんらん石玄武岩についての分析結果も挙げてある。

磯部(1980 a, b)は、新島東岸羽伏浦の南部(亀見森)では宝暦年間(1751-1763年)から昭和46年(1971年)までの間に約1,000 m、年平均約5 mの汀線後退が、同西岸前浜では宝暦年間から昭和40年(1965年)までの間に年平均1.05 mの汀線後退が起こっていることを明らかにした。

一色(1980 b)は、新島や式根島を構成するいくつかの火山の形成年代及びその上限について触れた。

一色(1982 b)は新島を構成する14個の流紋岩、1あるいは2個の安山岩及び1個の玄武岩単成火山の

4) MOORE, J. G. (1967) Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanologique*, vol. 30, p. 337-363.

5) 石原舜三(1975) 酸性マグマと関連鉱化作用—花崗岩類の酸化-還元性と鉱床の種類—. 海洋科学, vol. 7, p. 756-759.

活動順序と岩石学的研究の結果を口頭発表した。

ISSHIKI *et al.* (1982) 及び ONUMA *et al.* (1983) は伊豆諸島諸火山の Sr/Ca-Ba/Ca システムティックスを論じた中で、新島そのほかの流紋岩火山を構成したマグマは、貫入した初生玄武岩マグマの熱によって薄い珪質地殻が熔融することによって生ずるとした。

Notsu *et al.* (1983) は、伊豆-小笠原島弧上の第四紀火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を総括した論文の中で、新島の流紋岩 3 個について 0.70332-0.70338、安山岩について 0.70355、玄武岩について 0.70347 の値を、鶴渡根島の玄武岩 2 個について 0.70331 及び 0.70333 の値を与えている。

太田ほか(1983)は、福富(1938)によって見いだされた式根島隆起の再検討を行った。彼女らは式根島で見いだされたフジツボを主とする岩礁付着性海生生物化石の着生高度及びそれらの ^{14}C 年代から、約 2,000 年前から約 1,400 年前までに 1 m 前後の相対的海面低下があり、約 1,400 年前に 3 m 前後の急激な相対的海面低下、すなわち急激な地盤隆起があったと判断した。

黒潮に生きる東京・伊豆諸島編さん委員会編(1984, p. 82)には、大三山から昭和 10 年(1935 年)に「金原ほたて」の化石が、昭和 21 年(1946 年)に「かがみがい」の化石が発見されていることが記されている。また、同委員会編(1984, p. 89)には元禄 13 年(1700 年)の伊豆九島絵図、享保 14 年(1729 年)の新島図及び文化 13 年(1816 年)の新島沿岸国〔いわゆる伊能国で、保柳(1974)によれば文化 12 年 9 月(1815 年 10 月)測量、新島沿海図(縮尺 12,000 分の 1)〕が採録されている。複製して掲載された前者、「伊豆九島絵図」は図が小さく、かつ不鮮明で細かい点が分からない。前田長八(新島郷土館, 1985, 私信)によれば、この絵図には式根島の名はなく無人島としてあり、新島とは陸続きにはなっていない。また、「元禄十五年壬午年六月写之小長谷勘左衛門」とあり、元禄 13 年は誤りである。従来、元禄 16 年 11 月 23 日(1703 年 12 月 31 日)の伊豆大島近海〔 $\phi = 34.7^\circ\text{N}$, $\lambda = 139.8^\circ\text{E}$ (渡辺, 1968)〕を波源とする地震津波によって両島が切り離されたとする三島勘左衛門の説(武田, 1974, p. 16, p. 256⁶⁾)があるが、これは何かの誤りであろう。新島図及び新島沿岸図では新島と早島とがスピット(砂嘴)によってつながっているように描かれている。

小屋口(1984)は、新島の阿土山及び向山の流紋岩に含まれる塩基性包有物はその形態が不規則で、細粒周縁相をもつことから、塩基性マグマが流紋岩マグマ中に混入し、液滴状に分散した後に急冷固結したものと解釈した。阿土山の塩基性包有物が玄武岩質($\text{SiO}_2 \approx 50\%$)であり、向山のそれがデイサイト質($\text{SiO}_2 \approx 61-68\%$)であることは、それぞれのマグマだまりの中で、流紋岩(上位)-玄武岩(下位)の境界面でのマグマ混合が前者では発生する以前、後者ではそれ以後(第 1 段階)にマグマの上昇が起こり、粘性の低い相対的に塩基性のものが火道をより早く上昇するという密度成層の完全な崩壊(第 2 段階)の結果であると説明した。

これら地学的な研究・調査のほかに、噴出物の年代の指標となる出土遺物の考古学的調査・研究がある。本図幅地域においては、麻生(1959)、杉原ほか(1967)、宮崎ほか(1973)、東京都島嶼地域遺跡分布調査団(1981)、東京都教育委員会(1984)、吉田・小林(1985)及び新島本村吹之江遺跡調査団(1986)によって、縄文時代早期後半から平安時代に至る遺物の出土が明らかにされている。しかし噴出物との関係

6) 元禄 14 年(1701)とあるが、この年には新島に被害を与えるような地震津波の記録は残されていないので、元禄 16 年の誤りであろう。

については記述に乏しい。式根島における遺物出土層準と噴出物との関係については、一色(1982a, p. 65-66)によって述べられている。

II. 2 第四紀火山の基盤

新島・式根島・地内島・早島及び鵜渡根島は、海底地形図(第5図)から分かるように、大室ダシから銭洲を通り更に南西へ伸びる小海嶺(その南西部は銭洲海嶺と呼ばれている)の上に載っている。この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), 式根島とその南南西にある神津島との間には、これを胴切りにする西北西-東南東方向の海底断裂地形がある(第5図)。鵜渡根島で観察される北西-南東を主方向とする岩脈群, そして北西-南東に伸びる大室海穴も同じ応力場に支配されて生じたのかも知れない。

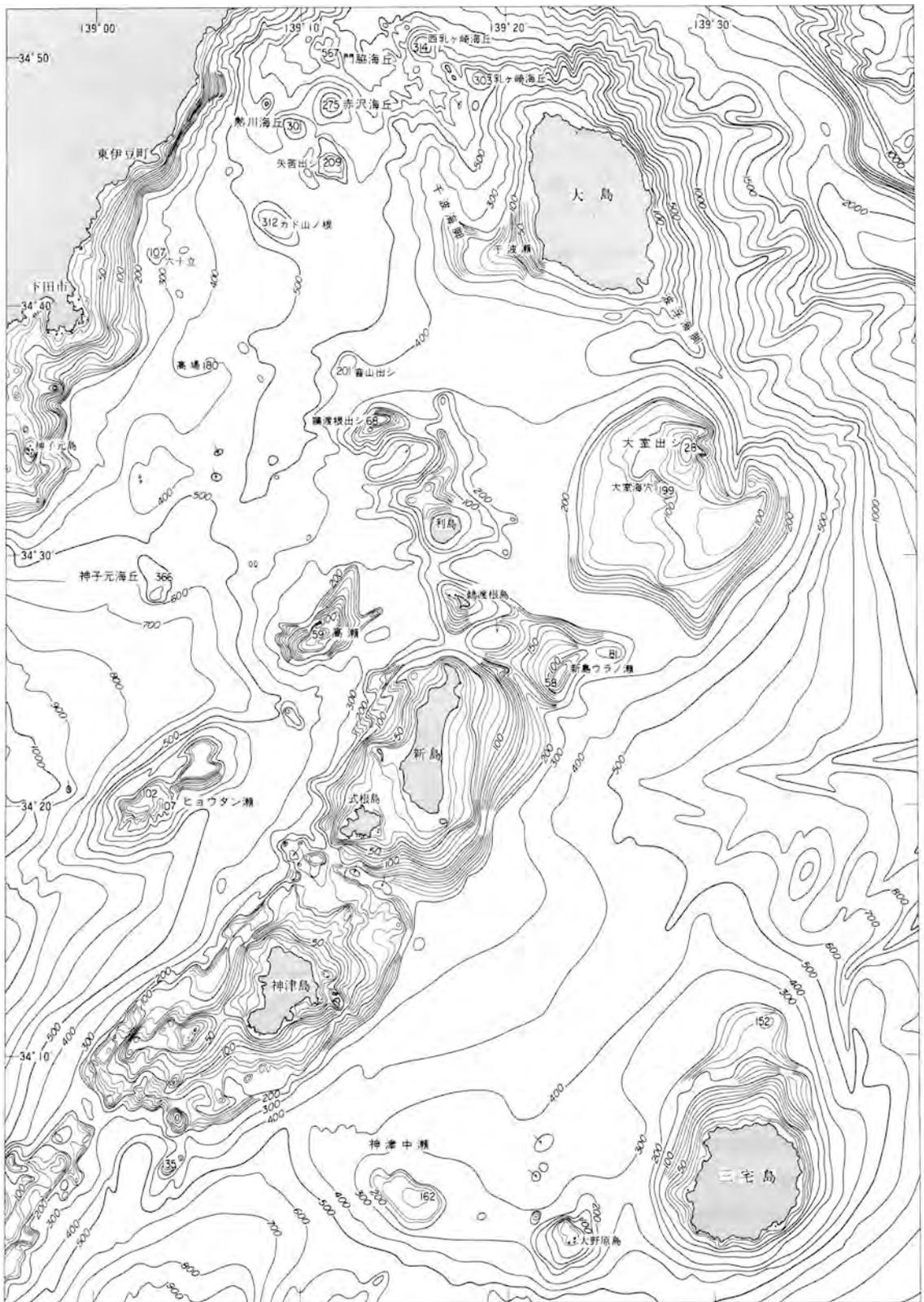
新島(津屋, 1938; 後述)及び神津島(TSUYA, 1929; 谷口, 1977; 一色, 1982a, p. 32. p. 48)の粗粒火砕堆積物中に含まれる異質岩片や銭洲(新野, 1935; 一色, 1982a, p. 29-30)での露頭観察, 及び底質資料(鈴木・佐藤, 1944; 葉室ほか, 1983)から、この小海嶺の少なくとも一部は、本図幅地域の北西約50kmにある伊豆半島に広く分布する中新世の湯ヶ島層群に類似した、各種の変質火山岩及びそれらに伴う深成岩類によって構成されている。これらの基盤岩からなるかまぼこ型の小海嶺の頂部に、新島などを構成する流紋岩単成火山群及び鵜渡根島を構成する玄武岩複成火山が、恐らく第四紀に、噴出したのであろう。

II. 3 第四紀火山

新島は少なくとも12個の流紋岩単成火山(火砕丘+溶岩円頂丘あるいは厚い溶岩流), 1個あるいは2個の安山岩単成火山(現在観察されるのは降下火砕物だけ)及び1個の玄武岩単成火山(火砕サージ堆積物)からなる。西暦886年に形成された向山火山など新しい単成火山では、火砕丘がほとんど全部あるいは一部残されているが、古いものでは侵食により完全に失われている。溶岩円頂丘あるいは厚い溶岩流はその規模が大きいもの(向山火山溶岩円頂丘)で長径2.5 km, 厚さ200 m, 小さいもの(丸島峰溶岩円頂丘)では長径0.5 km, 厚さ200 mである。野外で確認できる流紋岩の噴出順序は、岩種からみると、紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩→カミングトン閃石流紋岩→黒雲母流紋岩である。流紋岩単成火山形成の経過は、向山火山で見られるように、火砕サージ(あるいは火砕流)の発生→火砕丘の形成→溶岩円頂丘の形成あるいは厚い溶岩流の流出という順序をたどったと思われる。これら単成火山の形成年代については、二・三のものについてのみ¹⁴C法による測年結果(一色・磯部, 1976; 一色, 1980b)や考古学的資料があるだけで、特に古い火山体についての資料は皆無である。

式根島は表面に凹凸はあるが、全体としては東北東へ緩く傾斜する低平・台状の黒雲母流紋岩円頂丘で、部分的に成因不明の流紋岩質火山碎屑性⁷⁾堆積物がその上に載っている。これらは何枚かの飛砂層

7) ここでは、“火山碎屑性”という言葉を用いる。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。まだ決まった訳語はない。



第5図 新島周辺の海底地形図。海上保安庁水路部発行(1980, 1983)大陸棚の海の基本図1:200,000 nos. 6362, 6364及び6363による。水深の単位:m

に覆われ、更に、層相から見て、火砕サージ堆積物と判断される黒雲母流紋岩質細粒火砕物と同質の粗粒火砕物とに覆われる。前者の細粒火砕物はある方向に向かって厚くなるという傾向は見られず、また細粒であることから遠方から由来したもので、後者の粗粒火砕物は東北東へ向かって層厚が大になることから、約5km離れた、新島南部にある向山火山形成の際の火砕物と考えられる。飛砂層からは縄文時代早期から中期にかけての土器片が、細粒火砕物直下の褐色砂からは8世紀終末の土師器及び灰釉片が、同火砕物上部の風化帯からは9世紀中頃の土師器及び須恵器片が出土している。これらの事実は、細粒火砕物を神津島天上山生成(西暦838年; 続日本後紀; 富樫, 1984)の際の噴出物、その上位の粗粒火砕物を新島向山生成(西暦886年; 例えば一色, 1973)の際の噴出物とすることを支持する。

地内島は大平島・ナダラ板・ナツハダなど周辺の岩礁とともに1個の溶岩円頂丘を構成していたものである。岩質は紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩で、風化帯によって識別される16枚の流紋岩質及び安山岩質火山砕屑性堆積物に覆われていることからみて、流紋岩単成火山のうちでも古い時期のものだと判断される。しかしながら、その生成年代を示す直接の証拠は得られていない。

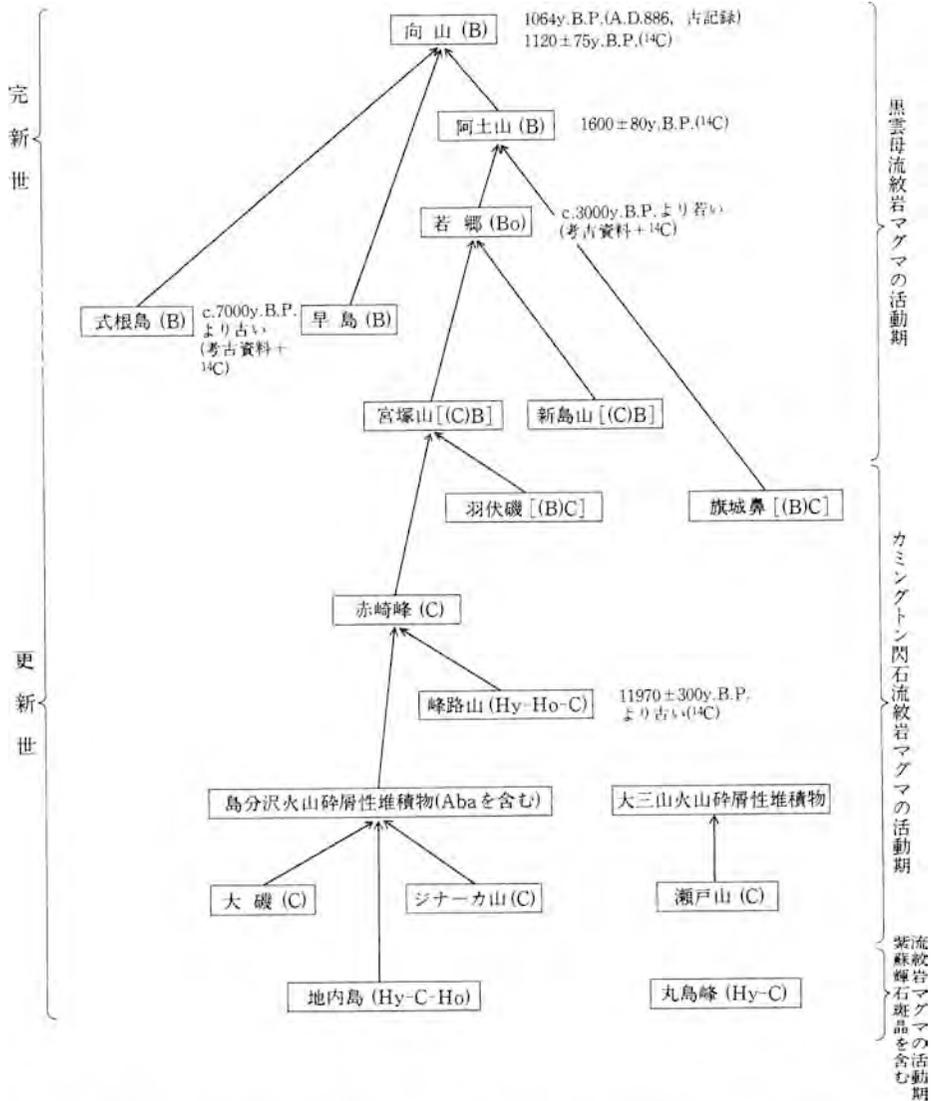
早島は黒雲母流紋岩溶岩円頂丘の残骸で、成層した軽石層に覆われることが海上から望見される。しかし、上陸できなかつたので、その詳細な堆積構造や岩質は確認されていない。恐らく向山火山の火砕サージ堆積物であろう。早島についてもその生成年代を示す直接の証拠は得られていない。

鵜渡根島はかんらん石玄武岩及び普通輝石かんらん石玄武岩からなる成層火山の残骸で、急崖に囲まれるため、海岸沿いの露頭の一部のみしか観察できなかつた。観察した範囲内では流紋岩質の噴出物は認められなかつた。

II. 4 地 史

本図幅地域に含まれる流紋岩火山の活動がいつ始まったかを示す直接の証拠は得られていない。しかしながら、南西にある神津島の地質調査・研究(例えば一色, 1982a)を参考にすると、数万年あるいは10万年ぐらい前から始まったのであろう。また、火山活動の場が海底であったか、陸上であったかについての積極的な証拠も得られていない。いずれにしても、火砕物の爆発的放出に始まり、溶岩円頂丘の形成あるいは厚い1枚の溶岩流の流出で終わる一輪廻の活動で、小型の火山が断続的に形成されていった。第6図に示すように、紫蘇輝石斑晶を含む流紋岩の活動で始まり、カミングトン閃石流紋岩、更に黒雲母流紋岩の活動と引き継がれた。最新の活動は西暦886年に起こり、新島の南部を占める向山火山が形成された。この時、安房国(房総半島先端部)まで降灰があり、場所によっては厚さ6-9cmに達した(例えば、一色, 1973)。古銅輝石普通輝石安山岩マグマの活動は、カミングトン閃石流紋岩マグマの活動期に、また、かんらん石玄武岩[KUNO(1960)の高アルミナ玄武岩]マグマの活動は、黒雲母流紋岩マグマの活動期、今から3,000年前から1,600年前までの間(一色・磯部, 1976)に起こっている。かんらん石玄武岩マグマの噴出中心は、新島の北端部を占める新島山火山溶岩円頂丘の西方海底と推定されている(一色・磯部, 1976)。

玄武岩の複成層火山である鵜渡根島は、構成岩石が新鮮なことから、第四紀に形成されたものと想像されるが、その噴火がいつ始まり、そしていつまで断続したか、また流紋岩単成火山群とどのような



第6図 新島及びその周辺における単成火山形成史。矢印で結んだ地質単位は野外で上下関係(矢印の先が上位)が確認あるいは推定されたもの。島分沢火山碎屑性堆積物及び大三山火山碎屑性堆積物を除く単位では、「火山」の語が省略されている。Hy-C-Ho: 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩, Hy-C: 紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩, C: カミングトン閃石流紋岩, Aba: 古銅輝石普通輝石安山岩, Hy-Ho-C: 紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩, (B)C: 黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩, (C)B: カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩, B: 黒雲母流紋岩, Bo: かんらん石玄武岩

関係にあったのか、直接の証拠は何も得られていない。岩脈の卓越方向から判断して、この火山の成長の間に、圧縮主応力軸(例えば中村一明, 1969)が北西-南東方向にあるような平均地殻応力場内にあった。本島の北北西約5.5 kmにある利島火山(一色, 1978a)もほぼ同じ応力場内にあった。

II. 5 岩 石

新島・式根島・地内島及び早島の流紋岩単成火山を構成する岩石は、紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩・紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩・紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩・カミングトン閃石流紋岩及び黒雲母流紋岩の溶岩及び火山砕屑性堆積物である。これら流紋岩は斑晶として、数-10数vol%の斜長石(アンデシン-オリゴクレイス)、数-10vol%の石英、およそ1vol%あるいはそれ以下の苦鉄質珪酸塩鉱物及び1vol%以下の鉄チタン酸化物〔チタン磁鉄鉱(titanomagnetite)及び赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱(ferrian ilmenite)]を含んでいる。石基はガラス質ないし微晶質で、スフェルライト構造の発達する場合もある。地表調査の結果だけからみると、量的には黒雲母流紋岩が多く、カミングトン閃石流紋岩がそれに次ぎ、紫蘇輝石斑晶を含む流紋岩が少ないようであるが、後者ほど下に伏在している可能性が大きいので、厳密なことはいえない。

新島の北部を占める阿土山火山の流紋岩中にはかなり顕著に、また宮塚山火山の流紋岩中にはまれに、クリスクロス(criss-cross)組織を有する苦鉄質包有物が見いだされる。これら苦鉄質包有物は分別晶出作用によって生じた集積岩であるとか、深部で地殻が一部溶融した結果生じたレストタイト(restite)であるとか、またはマグマ混合の際に、より冷たく、かつより珪長質なマグマ中で急速に晶出したマグマ物質であるとか考えられている。最近では、しかしながら、三番目の考え方が支持されている⁸⁾。

新島の北部、若郷集落及びその周辺に分布する、玄武岩質火砕サージ堆積物中の本質物質である玄武岩は、斑晶として3vol%程度の斜長石(バイトウナイト)、1vol%以下のかんらん石及び微量の鉄チタン酸化物を含んでいる。その石基は斜長石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・かんらん石及びガラスからなり、これらのうちで斜長石とかんらん石とがやや大型である。

侵食などによって失われた量の見積りが困難なため、正確な量比を求めることは不可能に近いが、流紋岩類に比べて玄武岩は極めて少ない。

新島の中部、島分沢及び肩山に露出する灰色火山灰層中の本質岩片である安山岩は、斑晶として斜長石(アノーサイトーバイトウナイト)、鉄チタン酸化物(主としてチタン磁鉄鉱)、普通輝石及び古銅輝石を有し、その石基は微細であるが斜長石及び単斜輝石が認められる。量的には玄武岩よりも少ない。

第1表にこれら単成火山を構成する代表的な岩石の化学組成が示されている。Nos. 1-4は紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩(I); no. 6はカミングトン閃石流紋岩(II); nos. 7, 8, 12, 13, 15, 16は黒雲母流紋岩(III); no. 5は安山岩; nos. 10, 11はかんらん石玄武岩である。また, nos. 9, 14は流紋岩中の苦鉄質包有物; nos. 17, 18はトータル岩岩片である。流紋岩のうち, nos. 1, 6及び15を除き, 灼熱減量は1%以下であるから, 化学組成を議論する際に, 加水によるアルカリ及びアルカリ土金属含有量の変化⁹⁾は考慮しなくてもよいであろう。MgO-total iron as FeO-Na₂O+K₂O 図(第7図)では, I

8) 例えば, EICHELBERGER, J. C. (1980) Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, vol. 288, p. 446-450; BACON, C. R. and METZ, J. (1984) Magmatic inclusions in rhyolites; contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 85, p. 346-365.

9) NOBLE, D. C. (1967) Sodium, potassium, and ferrous iron contents of some secondarily hydrated natural silicic glasses. *Amer. Mineral.*, vol. 52, p. 280-286; ZIELINSKI, R. A., LIPMAN, P. W. and MILLARD, H. T., Jr. (1977) Minor-element abundance in obsidian, perlite, and felsite of calc-alkalic rhyolites. *Amer. Mineral.*, vol. 62, p. 426-437.

第1表 新島を構成する単成火山・トータル岩

Table 1 Chemical composition of representative rocks of monogenetic

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	地 内 島				島分沢	羽伏磯	新島山	宮 塚 山	
SiO ₂	[75.24]*	[75.84]*	[76.06]*	[75.62]*	[61.59]*	[77.69]*	[77.86]*	[77.29]*	[52.08]*
TiO ₂	0.31	0.33	0.31	0.32	0.78	0.17	0.10	0.12	0.93
Al ₂ O ₃	13.32	13.11	12.89	12.94	17.06	12.21	12.81	12.89	17.52
Fe ₂ O ₃									
FeO	1.88**	1.88**	1.85**	1.85**	6.74**	1.13**	0.80**	0.82**	10.57**
MnO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.19	0.07	0.06	0.06	0.22
MgO	0.62	0.49	0.68	0.48	2.40	0.28	0.12	0.15	5.30
CaO	2.31	2.11	2.15	2.14	6.55	1.22	0.84	0.77	10.30
Na ₂ O	4.72	4.48	4.38	4.91	3.94	4.52	4.64	4.54	2.41
K ₂ O	1.43	1.60	1.51	1.58	0.57	2.65	2.72	3.31	0.49
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.09	0.08	0.18	0.06	0.05	0.05	0.18
H ₂ O+									
H ₂ O-									
Total									
Ig. loss	1.25	0.51	0.54	0.66		1.74	0.61	0.19	
Ba	365	406	377	392	158	509	557	602	103
Li	11.8	14.7	11.0	6.7	5.0	18.0	30.0	15.0	42.6
Sc	5.1	5.9	5.6	5.2	30	3.3	2.8	3.6	40.7
Sr	210	194	196	200	235	98.5	70.9	58.0	262
V	17.0	23.0	18.0	17.1	132	8.0	(1.2)	7.1	326
Y	21.1	24.7	18.6	17.5	32	19.1	24.8	26.0	23.2

*[]内の数値は、100wt%から測定された主成分の総wt%を差し引いて得られたもので、これを仮にSiO₂のwt%とした。

**全鉄をFeOとして示した。

(注) 主成分はwt%で、微量成分はppmで示した。

1. 流紋岩(石質)Rhyolite (GSJ R34208/NI73052502): 地内島南端から南南東300 m, ナダラ北部, 円頂丘溶岩
2. カミングトン閃石紫蘇輝石普通角閃石流紋岩(緻密ガラス質)Cummingtonite-hypersthene-hornblende rhyolite (GSJ R34209/NI73052503): 同, ナダラ南部, 円頂丘溶岩
3. 流紋岩(石質)Rhyolite (GSJ R34210/NI73052504): 地内島北西端から西50m, ナツハダ, 円頂丘溶岩
4. 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩(石質)Hypersthene-cummingtonite-hornblende rhyolite (GSJ R34211/NI73052505): 地内島切間東側, 円頂丘溶岩
5. 古銅輝石普通輝石安山岩 Bronzite-augite andesite (GSJ R34179/NI73030307): 新島西岸, 島分沢の右岸, 本質火山礫
6. 黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩(緻密ガラス質)Biotite-bearing cummingtonite rhyolite (GSJ R34170/NI71060807): 新島東岸, 羽伏磯の上, 円頂丘溶岩
7. カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(緻密ガラス質でスフェルライト質)Cummingtonite-bearing biotite rhyolite (GSJ R34150/NI71053101): 新島西岸北部, 奥ノ磯, 円頂丘溶岩
8. 黒雲母流紋岩(石質)Biotite rhyolite (GSJ R34186-A/NI73030607a): 新島北部, 平の平の採石場跡, 円頂丘溶岩
9. 黒雲母流紋岩中の苦鉄質包有物 Mafic inclusion in biotite rhyolite (GSJ R34186-B/NI73030607b): 新島北部, 平の平の採石場跡, 円頂丘溶岩に含まれる

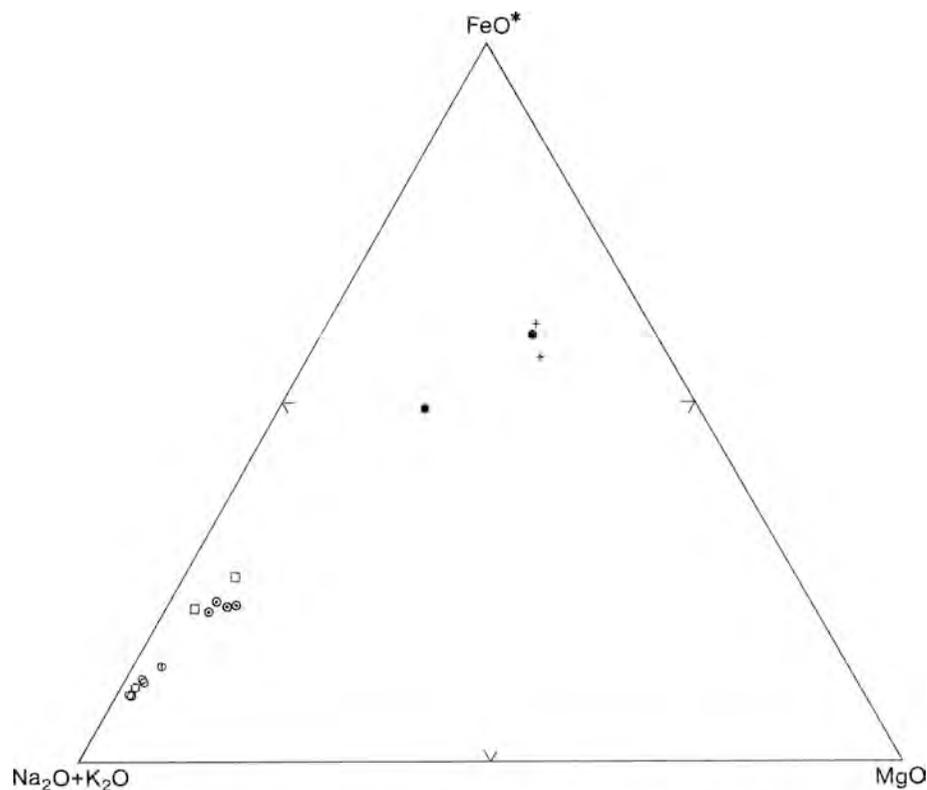
放出物及び鶴渡根島火山の代表的岩石の化学組成

volcanoes and tonalite ejecta of Nii Jima, and of Udonejima Volcano

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
若 郷	阿 土 山			向 山		トータル岩放出物		鶴 渡 根 島			
50.99 [50.88]*	[77.26]* [77.61]* [51.26]*			76.05 [77.06]*		72.04	76.53	51.46	50.84	50.79	
1.06 1.09	0.12 0.11 1.09			0.12 0.12		0.25	0.26	1.02	0.94	1.01	
17.14 17.25	13.04 12.73 16.68			12.44 13.09		14.87	12.51	17.52	16.99	16.61	
4.53				0.84		1.20	1.04	3.11	2.88	6.96	
8.06 12.05**	0.97** 0.93** 12.29**			0.22 0.89**		1.22	0.83	6.33	6.83	3.51	
0.23 0.22	0.07 0.07 0.21			0.07 0.07		0.09	0.04	0.18	0.19	—	
5.11 5.17	0.18 0.20 5.09			0.17 0.15		0.56	0.28	5.77	7.39	7.63	
9.78 10.12	1.02 0.97 10.45			0.87 0.91		2.70	1.68	10.54	10.19	10.03	
2.32 2.53	4.56 4.57 2.29			4.31 4.74		4.78	4.84	2.77	2.65	2.58	
0.46 0.48	2.73 2.76 0.46			2.88 2.92		1.28	1.40	0.45	0.42	0.55	
0.17 0.21	0.05 0.05 0.18			tr. 0.05		0.09	0.07	0.21	0.21	—	
0.64				1.66		0.19	0.21	} 0.63 }	} 0.68 }	} 0.38 }	
0.17				0.11		0.24	0.18				
100.66				100.21 Includes NaCl 0.47		99.51	99.90 Includes CO ₂ 0.03	99.99	100.21	Includes CO ₂ 0.19	
	0.51 0.92			0.93							
88.1	547	545	91.2	565							
4.6	23.8	23.9	6.8	24.8							
44.0	4.5	4.6	50.3	3.0							
275	79.8	74.9	246	71.1							
400	7.0	7.0	459	(1.3)							
22.2	25.0	24.9	22.5	25.0							

- かんらん石玄武岩 Olivine basalt : 新島西岸北部, 若郷, 玄武岩火山礫層中の放出岩塊 (KUNO, 1960)
- かんらん石玄武岩 Olivine basalt (GSJ R34152/NI71053103) : 新島西岸北部, 若郷前浜北端, 玄武岩質火砕サージ堆積物中の本質火山岩塊
- 黒雲母流紋岩(やや緻密ガラス質) Biotite rhyolite (GSJ R34242/NI75052401) : 新島北部, 阿土山北腹, 円頂丘溶岩
- 黒雲母流紋岩(軽石質) Biotite rhyolite (GSJ R34153/NI71060103) : 新島東岸北部, 淡井浦南端, 円頂丘溶岩からの落石
- 黒雲母流紋岩中の苦鉄質包有物 Mafic inclusion in biotite rhyolite (GSJ R34154/NI71060104) : 同, 流紋岩落石中に含まれる
- 黒雲母流紋岩 Biotite rhyolite : 新島南部, 向山 (TSUYA, 1937). 原著者による岩石名は biotite-plagioliparite. 原著者により合計の99.74は100.21に訂正
- 黒雲母流紋岩 Biotite rhyolite (GSJ R34175/NI71061203) : 新島南部, 丹後山東方, 道路傍, 円頂丘溶岩
- 角閃石黒雲母トータル岩 Amphibole-biotite tonalite (GSJ R34174) : 新島西岸, 間々下浦南部, 火砕サージ堆積物中の異質岩片
- 黒雲母トータル岩 Biotite tonalite (新島2-1) : 新島西岸南部, 水野篤行採取, 石原舜三所蔵標本
- かんらん石普通輝石玄武岩 Olivine-augite basalt (GSJ R34260/NI70053109) : 鶴渡根島西北西端, 岩脈
- 普通輝石かんらん石玄武岩 Augite-olivine basalt (GSJ R34252/NI70053101) : 鶴渡根島東南東端, 岩脈
- かんらん石含有長石玄武岩 Olivine-bearing feldspar basalt : 鶴渡根島 (原論文は BACHER, 1914. TSUBOI, 1920, p. 136-137の引用による. Total の記載なし)

分析者 1-9, 11-14, 16 (新分析) : 平野真孝 [当時筑波大学, 現在住友金属鉱山 K.K. 中央研究所, 誘導結合プラズマ発光分光分析(ICP-OES)法による]; 10 : 桂 敬; 15 : 田中専三郎; 17, 18 (新分析) : 太田菊松 (石炭鉱物研究所, ただし, CaO, Na₂O 及び K₂O は寺島 滋による); 19, 20 (新分析) : 大森江い; 21 : DITTRICH, M. (TSUYA, 1937, p. 313-314による)



第7図 MgO-FeO*-Na₂O+K₂O 図上における新島産岩石の組成の比較. FeO* : 全鉄を FeO として算出. ● : 玄武岩及び安山岩, ⊙ : 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩, ⊖ : 黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩, ⊕ : カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩及び黒雲母流紋岩, + : 苦鉄質包有物, □ : トーナール岩. 第1表, nos. 1-9, 11-14, 16-18のデータをプロット

→II→IIIの順に Na₂O + K₂O の角に近づくようにプロットされる. 安山岩は玄武岩と流紋岩類とを結ぶ線上に, 苦鉄質包有物は玄武岩の近くにそれぞれプロットされる.

斑晶鉱物の EPMA 分析によると, それぞれの流紋岩中における鉄苦土珪酸塩鉱物の組成範囲は斜長石や鉄チタン酸化物のそれに比べると狭く, 3 原子%以内で, 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩, カミングトン閃石流紋岩, 黒雲母流紋岩の順にマグネシウムに乏しくなる(第2及び3表). 共存するチタン磁鉄鉱-赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱の組成(第4及び5表)から, 平衡状態での温度と酸素フュガシティーは MH(磁鉄鉱-赤鉄鉱)と FMQ(鉄かんらん石-磁鉄鉱-石英)両バッファーのほぼ中間を高一低(およそ 930 °C, 10^{-9.7} 気圧から 870 °C, 10^{-11.2} 気圧)と系統的に変化する(一色, 1982b).

鶉渡根島火山を構成する岩石はかんらん石玄武岩, 普通輝石かんらん石玄武岩及びびかんらん石普通輝石玄武岩で, 顕微鏡観察を行った 21 試料での出現率は 10 : 10 : 1 である. これら玄武岩は一般に, 斑晶として 20 vol% 程度の斜長石, 3-4% vol のかんらん石及び 1-5 vol% の普通輝石を含んでいる. 斑晶かんらん石には常に, 自形のピコタイト小粒が多く含まれている. KUNO (1960)によれば, これは高アル

第2表 新島の流紋岩中の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物の主成分化学組成

Table 2 Chemical composition of porphyritic mafic silicate minerals in rhyolites of Nii Jima

	紫蘇輝石 hypersthene	普通角閃石 hornblende	カミングトン閃石 cummingtonite			黒雲母 biotite	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53.7	49.0	53.8	54.8	54.4	37.3	37.0
TiO ₂	0.20	1.47	0.20	0.11	0.17	3.92	4.02
Al ₂ O ₃	0.71	6.48	1.94	1.05	1.25	14.2	13.9
FeO*	20.7	12.4	16.6	18.9	20.1	18.0	19.0
MnO	1.37	0.58	1.94	1.87	2.03	0.36	0.44
MgO	22.7	15.6	20.7	19.7	18.5	13.1	12.2
CaO	0.98	10.7	1.45	1.25	0.99	0.01	0.01
Na ₂ O	0.03	1.56	0.43	0.25	0.31	0.66	0.64
K ₂ O	0.01	0.13	0.02	0.02	0.00	8.91	8.85
Total	100.4	97.9	97.1	98.0	97.8	96.5	96.1
100Mg/(Mg+Fe+Mn)	65	68	67	63	60	56	53
原子%							
Ca	2.0	25.2	3.3	2.8	2.3	0.0	0.0
Mg	63.5	51.1	64.9	61.0	58.5	55.9	52.9
Fe+Mn	34.5	23.7	31.8	36.2	39.2	44.1	47.1

*全鉄をFeOで表示

1, 2及び3. カミングトン閃石紫蘇輝石普通角閃石流紋岩(GSJ R34209/NI73052503) : 地内島火山溶岩円頂丘。

地内島の南南東にある岩礁ナダラ

4. 黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34170/NI71060807) : 羽伏磯火山溶岩円頂丘。新島東岸、羽伏磯の上、都道切り割り

5及び6: カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34169) : 宮塚山火山火砕丘。新島東岸、羽伏磯の上、都道切り割り

7. 黒雲母流紋岩(GSJ R34175/NI71061203) : 向山火山溶岩円頂丘。新島南部、丹後山東方、道路傍
奥村公男によるEPMA分析

第3表 新島の流紋岩中の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物の100Mg/(Mg+Fe+Mn)値

	紫蘇輝石	カミングトン閃石	普通角閃石	黒雲母
向山火山 (GSJ R34175/NI71061203)	—	—	—	54-52
新島山火山 (GSJ R34150/NI71053101)	—	(60-59)	—	54-53
宮塚山火山 (GSJ R34169)	—	(61-60)	—	57-56
赤崎峰火山 (GSJ R34227)	—	62-60	—	まれ
羽伏磯火山 (GSJ R34170/NI71060807)	—	65-62	—	まれ
地内島火山 (GSJ R34209/NI73052503)	65	68-66	69-68	—
地内島火山 (GSJ R34211/NI73052505)	66-64	67-66	70-67	—

第4表 新島の流紋岩・安山岩中のチタン磁鉄鉱の化学組成と分子比

Table 4 Chemical composition and molecular proportion of titanomagnetites in rhyolites and andesite of Nii Jima

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.11	0.11	0.10	0.08	0.25	0.30	0.16	0.14	0.18	0.14	0.12	0.11
TiO ₂	4.97	6.25	5.85	6.17	5.37	5.63	5.74	5.93	5.83	7.29	6.78	9.55
Al ₂ O ₃	1.68	1.70	2.10	1.80	1.47	1.44	1.41	1.44	1.47	1.51	5.83	3.28
FeO*	85.6	84.5	84.4	84.5	85.7	83.7	85.0	84.6	83.7	84.0	77.1	79.1
MnO	0.74	0.78	0.80	0.78	0.93	0.95	0.94	0.94	1.26	1.05	0.29	0.47
MgO	0.89	1.18	0.77	0.90	0.75	0.70	0.64	0.61	0.47	0.52	3.59	2.43
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02
Na ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.02	0.06	0.15	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.0	94.6	94.0	94.3	94.6	93.0	93.9	93.7	92.9	94.5	93.7	95.0
再計算												
Fe ₂ O ₃	57.5	55.4	55.1	55.1	56.8	54.9	55.9	55.3	54.7	52.9	49.8	47.5
FeO	33.9	34.7	34.8	34.9	34.6	34.3	34.8	34.8	34.5	36.3	32.3	36.3
Total	99.8	100.2	99.5	99.8	100.3	98.5	99.6	99.2	98.4	99.7	98.7	99.7
分子比												
"Sp"	3.7	3.7	4.7	4.0	3.3	3.3	3.2	3.2	3.3	3.4	12.5	7.1
"Usp"	14.6	18.1	17.0	17.8	16.1	17.4	17.0	17.5	17.6	21.3	19.1	26.4
"Mt"	81.7	78.2	78.3	78.2	80.6	79.3	79.8	79.3	79.1	75.3	68.4	66.5
$\frac{100 \times "Usp"}{"Usp" + "Mt"}$	15.1	18.8	17.8	18.6	16.7	18.0	17.6	18.1	18.2	22.0	21.8	28.4
Sp.	3.8	3.9	4.7	4.1	3.3	3.3	3.2	3.3	3.4	3.4	13.2	7.5
Usp.	13.5	16.7	16.4	16.9	14.9	16.1	16.0	16.6	16.5	20.5	17.2	24.9
Mt.	82.7	79.4	78.9	79.0	81.8	80.6	80.8	80.1	80.1	76.1	69.6	67.6
$\frac{100 \times Usp.}{Usp. + Mt.}$	14.0	17.4	17.2	17.6	15.4	16.6	16.5	17.1	17.1	21.2	19.8	26.9

*全鉄をFeOで表示

1, 2. カミングトン閃石紫蘇輝石普通角閃石流紋岩(GSJ R34209/NI73052503): 地内島火山溶岩円頂丘. 地内島の南南東にある岩礁ナダラ

3, 4. 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩(GSJ R34211/NI73052505): 同上. 地内島切間東側

5, 6. 黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34170/NI71060807): 羽伏磯火山溶岩円頂丘. 新島東岸, 羽伏磯の上, 都道切り割り

7, 8. カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34169): 宮塚山火山火砕丘. 新島東岸, 羽伏磯の上, 都道切り割り

9, 10. カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34150/NI71053101): 新島山火山溶岩円頂丘. 新島西岸北部, 奥ノ磯

11, 12. 古銅輝石普通輝石安山岩(GSJ R34179/NI73030307): 島分沢火山砕屑性堆積物. 新島西岸, 島分沢の右岸

奥村公男による EPMA 分析

ミナ玄武岩やアルカリかんらん石玄武岩に見られる特徴である。石基は斜長石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・珪長質メソスタシス及び/あるいはクリストバル石からなり、21 試料のうち7 試料に斜方輝石が見いだされている。また、およそ半数の試料中に針状燐灰石がやや顕著に認められる。第1表に玄武岩3個の化学組成が示されている。No. 19は石基斜方輝石を欠くもの、no. 20は石基斜方輝石を含むもの

第5表 新島の流紋岩中の赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱の化学組成と分子比
 Table 5 Chemical composition and molecular proportion of ferrian ilmenites in rhyolites of Nii Jima

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.12	0.07	0.19	0.13
TiO ₂	39.0	36.4	40.2	38.9	44.0	42.9	45.0	46.0	44.8
Al ₂ O ₃	0.20	0.24	0.26	0.21	0.12	0.13	0.09	0.14	0.11
FeO*	54.4	57.5	53.1	54.3	49.6	49.6	48.8	46.7	47.8
MnO	1.05	0.81	1.15	1.10	1.83	1.84	1.85	2.64	2.44
MgO	1.85	1.88	1.72	1.74	1.86	1.82	1.52	1.47	1.44
CaO	0.00	0.02	0.11	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	0.00	0.02	0.04	0.01	0.01	0.06	0.00	0.02	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03	0.02
Total	96.6	96.9	96.6	96.3	97.5	96.5	97.4	97.2	96.8
再計算									
Fe ₂ O ₃	26.2	32.2	23.7	26.2	16.7	17.7	14.2	11.6	13.7
FeO	30.8	28.6	31.8	30.8	34.5	33.6	36.0	36.3	35.4
Total	99.2	100.2	99.0	99.0	99.1	98.2	98.8	98.4	98.1
分子比									
$\frac{100R_2O_3}{RO_2 \cdot RO + R_2O_3}$	25.2	30.7	22.8	25.2	16.0	17.1	13.7	11.2	13.3
$\frac{100Hm.}{Il. + Hm.}$	27.7	33.6	25.1	27.6	17.9	19.2	15.1	12.6	14.9

*全鉄を FeO で表示

1, 2. 第4表, nos. 1-2と同一標本

3, 4. 第4表, nos. 3-4と同一標本

5, 6. 第4表, nos. 5-6と同一標本

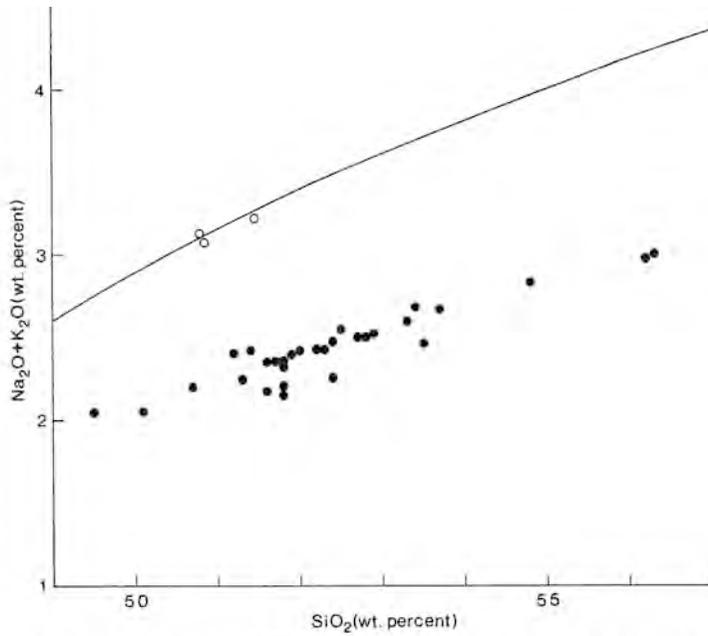
7. 第4表, nos. 7-8と同一標本

8, 9. 第4表, nos. 9-10と同一標本

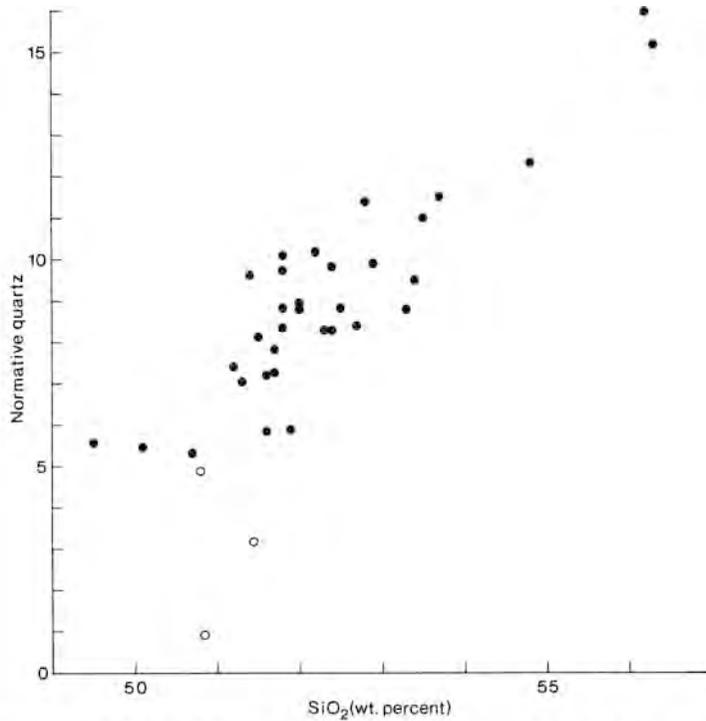
奥村公男による EPMA 分析

である。前者が後者に比べて MgO 量に乏しいことが、鉱物組成と関係あるかどうかについては、統計的処理が行われていないので、なんともいえない。No. 21 は BACHER(1914) によって報告された古い分析値であるが、参考のために掲げてある。

鵜渡根島火山の岩石の化学組成上の特徴を知るために、SiO₂-Na₂O + K₂O 図及び SiO₂-ノルム石英図に上記3分析値をプロットした(第8及び9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もプロットしてある。第8図から明らかのように、鵜渡根島火山の岩石は大島火山のそれらよりは Na₂O + K₂O 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)領域の境界線上にプロットされる。また第9図から、よりノルム石英に乏しいことが分かる。鵜渡根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 [SiO₂ = 52.39, Na₂O + K₂O = 2.47, ノルム石英 = 8.27. 一色(1984), p. 18, 第2表-2, no. 22] は、ほかの分析者によって行われた分析値の領域内にプロットされることから、両図上に表された差は有意のものともてよい。すでに久野(例えば KUNO, 1966)が、環太平洋火山帯では、大



第8図 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図上における鵜渡根島火山玄武岩と大島火山玄武岩-安山岩との組成の比較。
 ○：鵜渡根島火山，●：大島火山，実線：久野(1968)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(あるいは高アルミナ玄武岩)領域(上)の境界線。大島火山は桂・中村(1960)，第5表，nos. 587, 588, 585；第6表及び一色ほか(1963)，Tables 11-16のデータによる。



第9図 $\text{SiO}_2\text{-ノルム石英}$ 図上における鵜渡根島火山玄武岩と大島火山玄武岩-安山岩との組成の比較。記号及びデータは第8図と同じ。

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、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (ここでは特に Na_2O) により富み、ノルム石英により乏しい鶴渡根島火山は、大島火山などの低アルカリソレイアイト系列の火山によって示される火山前線よりも 17km 西方、すなわち大陸側(弧背)にあり、久野の指摘通りである。

III. 新島・式根島・地内島及び早島を構成する単成火山群

既に II. 3 節で述べたように、流紋岩の噴出順序は、岩質からみると、紫蘇輝石角閃石流紋岩→カミングトン閃石流紋岩→黒雲母流紋岩である。単成火山のすべてについて時代関係が分かっているわけではないが、以下ではこの順に従って個々の単成火山の記載を行う。

III. 1 地内島火山(Jn)

新島の西岸、新島(黒根)港の西方約 1.5km にある地内島の下部及び大平島・ナガラ根・ナツハダなどの岩礁を構成する流紋岩溶岩を一番大きい島の名前をとって地内島火山と呼ぶことにする。この火山は、福地(1902)の地内島式流紋岩(普通角閃石流紋岩)、津屋(1938)の瀬戸山熔岩(普通角閃石流紋岩)のうち、地内島及び附属岩礁を構成する流紋岩に相当する。福地(1902)も津屋(1938)も新島本村集落の南にある瀬戸山及び大三山の下部を構成する流紋岩(現著者の瀬戸山火山、後述)をも含めて上記のように呼んだが、地理的に離れており、岩質も異なり紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩であることから独立した火山と判断した。

この火山を構成する溶岩は北北西-南南東径 1.4km、最大幅 0.6km の範囲に分布し、海面上の厚さは約 50m である。現在では地内島そのほか大小の岩礁に分断されてはいるが、元来は 1 個の溶岩円頂丘を構成していたものである。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物や溶岩円頂丘基底部は現海面上には露出していない。溶岩円頂丘の表層部は破碎されており、また明褐色風化火山灰に覆われている。

地内島の北東岸の下和田では、上記明褐色風化火山灰の厚さは 15 cm で、その上を風化帯の存在によって識別される 16 枚の火山砕屑性堆積物が覆っている(第 15 図)。厚さは積算すると 21.82 m に達する。火山砕屑性堆積物には層理の明瞭なもの、斜交層理の見られるもの、層理の認められないものなど様々であり、それぞれの堆積様式を限られた露頭での観察で判断するのは困難である。恐らく降下火砕物、火砕サージ堆積物、火山活動には直接関係のない飛砂など色々な成因のものが含まれているのであろう。大きくみると、カミングトン閃石流紋岩→普通輝石斜方輝石安山岩→カミングトン閃石流紋岩→黒雲母流紋岩と岩質の変化が認められる。地内島火山の形成がカミングトン閃石流紋岩の活動以前であるということから、本図幅地域における最古の流紋岩活動の産物と判断した。地質図では、これら火山砕屑性堆積物を未区分火山砕屑性堆積物(vu)と図示したが、下から 11 枚目の単元は、下部が普通輝石斜方輝石安山岩質、上部がカミングトン閃石流紋岩質であることから、後述する島分沢火山砕屑性堆積物に相当する可能性が大きい。

地内島の西岸中央の海食崖にも、溶岩円頂丘を覆う十数枚の火山砕屑性堆積物の好露頭が見られたが、急崖のため近づくことができなかった。

1枚の流紋岩溶岩流の中では、一般的には、上部及び下部が軽石質で塊状、その内側は緻密でガラス質、中心部は隠微晶ないし微晶質(石質)と岩相が変化する。野外で岩石標本を採取する場合、露頭状態に支配されるため、それぞれの溶岩の同一結晶度の部分を採取して比較・記述することは難しい。これから後の流紋岩溶岩標本の記載は容易に採取し得たものについてであり、その色調・石基の結晶度などは必ずしも本質的なものではない。

カミングトン閃石紫蘇輝石普通角閃石流紋岩(GSJ R34209/NI73052503¹⁰⁾): 地内島の南の岩礁, ナガラ, 円頂丘溶岩. この標本は暗灰色ガラス質で, 長石及び石英の斑晶が目につく. 鏡下では,

斑晶: 斜長石(13.3%¹¹⁾、石英(4.5%)、鉄チタン酸化物(1.0%)、普通角閃石(0.6%)、紫蘇輝石(0.2%)及びカミングトン閃石(0.1%)。

斜長石は長さ0.6-2.5mmで清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシナイトオリゴクレイス. 鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある. 石英は径0.6-2.5mm, 円味を有し, ときに深く湾入している. 鉄チタン酸化物は径0.2-0.4mm, チタン磁鉄鉱("Usp"¹²⁾ = 15.1-18.8%)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱(R_2O_3 ¹³⁾ = 25.2-30.7%)の両者で(第4及び5表), 長さ0.1mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり, それらと接している. 角閃石は長さ1mm前後で2種あり, Z軸色が黄褐色のものは普通角閃石(mg^* ¹³⁾ = 69-68), 淡褐色のものはカミングトン閃石(mg^* = 68-66)で, 後者は常に前者に覆われて産するが, 両者の境界は明瞭である. 燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある. 紫蘇輝石は小型・少量で, mg^* = 65, 鉄チタン酸化物を包有することがある. 斑晶普通角閃石・カミングトン閃石及び紫蘇輝石の代表的分析値は既に第2表に示されている.

石基: 全体の80.3%を占め, 大部分が無色, 緻密なガラスで, その中に長さ0.1mm以下の柱状ないし長柱状斜長石(燕尾状結晶もある), 鉄チタン酸化物小粒などが複雑に屈曲した流理を示して配列している.

この標本の化学分析値は第1表, no.2に示されている.

紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩(GSJ R34211/NI73052505): 地内島東岸, 切間のやや南, 円頂丘溶岩. この標本は灰色, 石基は石質で, 長石・石英及び角閃石の斑晶が目につく. 鏡下では(第I図版1),

斑晶: 斜長石(11.1%)・石英(10.4%), 普通角閃石(1.1%), 鉄チタン酸化物(0.8%), カミングトン閃石(0.1%)及び紫蘇輝石(微量).

斜長石は長さ0.6-2.5mmで清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシナイトオリゴクレイス. 鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある. 石英は径0.6-2mm, 円味を有し, ときに深く湾入している. 角閃石は長柱状で長さ3mmに達し, 全体あるいは一部が分解して, 微細な単斜輝石(?)と鉄チタン酸化物の集合体に変っている. 角閃石には2種あり, Z軸色が黄緑色のものは普通角閃石(mg^* = 70-67), 淡色のものはカミングトン閃石(mg^* = 67-66)であるが, 分解が進んでいるので両者の関係は不明である. 燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある. 鉄チタン酸化物は径0.1-0.3mm, チタン磁鉄鉱("Usp" = 17.8-18.6%)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱(R_2O_3

10) 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.

11) 容量パーセント(vol%). 以下同じ.

12) OSHIMA, O. (1976) Fe-Ti oxide minerals of the 1973 eruption of Asama Volcano. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 26, p. 39-50.

13) $mg^* = 100Mg / (Mg + Fe + Mn)$

= 22.8-25.2%)の両者で(第4及び5表),長さ0.1mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり,それらと接している。紫蘇輝石は長さ1.2mmに達するものもあるが少量で, $mg^* = 66-64$, 鉄チタン酸化物を包有することがある。極めてまれに普通輝石($mg^* = 71,69$)や黒雲母($mg^* = 72$)が見いだされる。

石基:全体の76.5%を占め,微晶質で,珪長質鉱物,鉄チタン酸化物,長さ0.1mm前後で屈折率の比較的高い長柱状鉱物(少なくともその一部は斜方輝石らしい)などからなるが,鉱物の同定は困難である。孔隙にはクリストパル石が晶出している。

この標本の化学分析値は第1表, no.4に示されている。

上述のように,急冷されたガラス質部分では角閃石斑晶は変化を受けずに保存されているが,比較的徐冷された部分では分解して微細なほかの鉱物の集合体になってしまっている。角閃石の分解が地表への溶岩流出後であることは明白である。

III. 2 丸島峰火山(Mj)

新島の南端近くにある丸島峰(海拔230m)の主体を構成する流紋岩溶岩を丸島峰火山と呼ぶことにする。この火山は津屋(1938)の丸嶋山熔岩に相当し,現在観察される限りでは南北径500m,東西径350m,海面上の厚さが約200mの溶岩円頂丘である。津屋(1938)によれば,上部は灰白色浮石(軽石)質,中部以下は灰色で緻密,石質であるか黒曜石質であるという。現著者の観察によれば,海に面する崖の下部では,溶岩は塊状(blocky)であることから,溶岩下底部は海面下それ程深くない位置にあると推定される。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出していない。溶岩円頂丘頂部には後述する向山火山火砕丘が載り,中・下部の垂直に近い崖には同火山の火砕サージ堆積物がアバットしている。ほかの単成火山の噴出物との関係は今までのところ知られていない。

津屋(1938)はこの火山の溶岩を角閃石黒雲母流紋岩(hornblende-biotite-plagioliparite)としているが,現著者による鏡下での観察では黒雲母斑晶は極めてわずかしこ認められなかった。

紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34220):新島の南端近く,丸島峰の南西海食崖。円頂丘溶岩からの落石。この標本は灰色,スフェルライト構造が発達しており,また,長石及び石英の斑晶が目につく。鏡下では(第I図版2),

斑晶:斜長石(12.9%),石英(6.0%),カミングトン閃石(0.8%),鉄チタン酸化物(0.4%)及び紫蘇輝石(微量)。

斜長石は長さ0.5-2.2mmで清澄,累帯構造が見られ,組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある。石英は径0.6-2mm,円味を有し,ときに深く湾入している。カミングトン閃石(Z軸色が淡褐色であることから同定)は長柱状で長さ0.3-0.5mm,鉄チタン酸化物を包有することがある。石基がガラス質の部分では変化せずに保存されているが,スフェルライト中にあるものは分解して,微細で同定不能な鉱物集合体になってしまっている。鉄チタン酸化物は径0.2-0.4mm,“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”¹⁴⁾の両者があり,長さ0.05mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり,それらと接している。紫蘇輝石は柱状で長さ0.6mm前後であ

14) “磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”とはそれぞれウルヴォスピネル-磁鉄鉱固溶体とチタン鉄鉱-赤鉄鉱固溶体系の鉱物であることを示している。

る。極めてまれに(通常の大きさの薄片内に1個程度)、黒雲母が見いだされる。

石基: 全体の79.9%を占め、無色ガラス質であるが、珪長質鉱物からなる径1 mm 前後の淡褐色スフェルライトが多数生じている。ガラス質及びスフェルライト部分を通じて、無色柱状のマイクロライト、鉄チタン酸化物微粒などが散在している。また、径0.07 mm 前後、無色のマイクロスフェルライト(直交ボーラーで黒十字を呈する¹⁵⁾)が一面に生じている。

III. 3 瀬戸山火山 (St)

新島本村集落の南にある瀬戸山(海拔126 m)―大三山の下部を構成する流紋岩溶岩を瀬戸山火山と呼ぶことにする。この火山は福地(1902)の地内島式流紋岩、津屋(1938)の瀬戸山熔岩のうち、瀬戸山下部を構成する流紋岩溶岩に相当する。後述する向山火山の火砕サージ堆積物や砂丘堆積物に覆われているが、この火山は南北径1 km、東西径1.7 km、平面形が長円で、海面上の厚さが約100 mの低平な溶岩円頂丘である。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出してはいない。

瀬戸山の北麓の大三河原や新島(黒根)港から鳥ヶ島へかけての海食崖では、後述する大三山火山碎屑性堆積物に覆われている。瀬戸山の北東麓でも3箇所でのこの火山の流紋岩溶岩が観察されるが、大三山火山碎屑性堆積物との関係は不明である。

津屋(1938)はこの火山の溶岩を角閃石流紋岩(hornblende-plagioliparite)としている。

カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34197): 新島西岸、鳥ヶ島。円頂丘溶岩。この標本は白色ないし灰白色で、長さ2 mmに達する、暗黄褐色・長柱状の角閃石斑晶が目につく。鏡下では(第II図版1)、

斑晶: 斜長石(14.6%), 石英(4.2%), カミングトン閃石(1.0%)及び鉄チタン酸化物(0.5%)。

斜長石は長さ0.5-2 mmで清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある。石英は径0.5-3 mm、円味を有し、ときに深く湾入している。カミングトン閃石($2V\gamma \approx 80^\circ$, Z軸色は淡黄褐色)は長柱状で、長さ1-2 mm、燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.2-0.4 mm、“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者があり、長さ0.05 mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり、それらと接している。

石基: 全体の79.7%を占め、無色ガラス質であるが、柱状ないし長柱状で無色のマイクロライトや鉄チタン酸化物微粒が複雑に屈曲した流理を示して配列している。

III. 4 ジナーカ山火山 (Ji)

新島の西岸北部、井沢磯の南西端から堂丸崎を通り、アジア磯の北東端までの海食崖などに露出する流紋岩溶岩を付近の山名をとってジナーカ山火山と呼ぶことにする。この火山は福地(1902)の堂丸式流紋岩、津屋(1938)のジナーカ熔岩のうち、北部に露出するものに相当し、南北1 km、東西1 km、海面上の厚さ約100 mの溶岩円頂丘である。堂丸崎付近の海食崖を海上から眺めると、崖の上部は帯状に桃白色、中部は暗色、下部は灰色を呈している。これらはそれぞれ、酸化して赤味を帯びた軽石質部分、緻密でガラス質な(黒曜石質)部分及び隠微晶質ないし微晶質な(石質)部分に相当する。これらの事実から、円頂丘溶岩の下底部は海面下数十 mにあると推定される。井沢磯の南西端にある若郷(渡浮根)港

15) Nockolds, S. R., Knox, R. W. O'B., and Chinner, G. A. (1978) *Petrology for students*. Cambridge Univ. Press, 435p. p. 38, Fig. 4.1.C.

付近では、流理構造が観察されるが、極めて複雑に屈曲している。非常にまれではあるが、径数 cm、灰色で円味のある包有物が認められる。

この火山は、黒雲母流紋岩を本質物質とする、やや固結した火砕堆積物(後述する宮塚山火山火砕丘の一部か)に覆われるが、後述する島分沢火山砕屑性堆積物との関係は、現在までの所、確認されていない。

津屋(1938)はこの火山の溶岩を角閃石流紋岩(hornblende-plagioliparite)としている。

カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34205): 新島西岸北部, 堂丸崎の南東1.1km. 円頂丘溶岩の表層部。この標本は白色, 軽石質で, 白色不透明の長石と長さ2 mm に達する暗黄褐色長柱状の角閃石斑晶が目につく。鏡下では,

斑晶: 斜長石・石英・カミングトン閃石及び鉄チタン酸化物。

斜長石は長さ0.8-2 mm で清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシないしオリゴレイス。鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある。石英は径0.8-2.5 mm, 円味を有し, ときに深く湾入している。カミングトン閃石($2V\gamma \approx 80^\circ$, Z軸色は淡黄褐色)は長柱状で, 長さ0.8-2 mm, 燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.2-0.4 mm, “磁鉄鈷”及び“チタン鉄鈷”の両者があり, 長さ0.05 mm 前後の燐灰石やジルコンを包有したり, それらと接している。

石基: 大部分が無色で多孔質のガラスからなるが, 径0.1 mm 前後, 無色のマイクロフェルライト(直交ポーラーで黒十字を呈する)が散点的に認められる。

角閃石流紋岩(GSJ R34165): 新島西岸北部, 若郷(渡浮根)港。円頂丘溶岩。この標本は灰白色, 石質で, 白色不透明な長石と無色透明な石英斑晶が目につく。鏡下では,

斑晶: 斜長石(15.6%), 石英(10.7%), 鉄チタン酸化物(0.4%)及び角閃石(0.1%, 仮像)。

斜長石は長さ0.5-2.5 mm で清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシないしオリゴレイス。鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある。石英は径0.5-2 mm, 円味を有し, ときに深く湾入している。鉄チタン酸化物は径0.2 mm 前後で, “磁鉄鈷”及び“チタン鉄鈷”の両者があり, 長さ0.1 mm 前後の燐灰石やジルコンを包有したり, それらと接している。形態から角閃石と判断されるものは長柱状で, 長さ0.6 mm 前後であるが, 現在は分解して微細な単斜輝石(?)集合体になってしまっている。この円頂丘溶岩のガラス質部分, 例えば前述のGSJ R34205にはカミングトン閃石斑晶が含まれることから, この仮像ももとはカミングトン閃石であったと推定される。

石基: 全体の73.2%を占め, 微晶質ないし隠微晶質で, 珪長質鈷物, 鉄チタン酸化物, 屈折率の比較的高い長柱状鈷物などからなるが, 鈷物の同定は困難である。部分的に径0.05 mm 前後のマイクロフェルライトが発達している。また, 孔隙にはクリストバル石が晶出している。

角閃石流紋岩中の包有物(GSJ R34166): 新島西岸北部, 若郷(渡浮根)港。円頂丘溶岩に極めてまれに含まれる。この包有物は長径数 cm の長円体で, 灰色を呈している。母岩との境界はでこぼこで, 厚さ0.25 mm 前後の白色殻に包まれている。鏡下では,

斑晶: 斜長石・鉄チタン酸化物・普通輝石・古銅輝石及びかんらん石(仮像)。集斑晶状であることが多い。

斜長石は柱状, 長さ0.3-1 mm で一般に清澄, 累帯構造が見られる。鉄チタン酸化物は径0.3 mm 前後で, 長さ0.05 mm 前後の燐灰石を包有することがある。普通輝石は柱状, 長さ0.5-1 mm で, 周縁部が虫食い状(微粒集合体化)になっている。古銅輝石($2V\alpha \approx 70^\circ$)は柱状で, 普通輝石に比べれば小型である。長さ0.15 mm 前後で, 輝石(?)微粒に取り囲まれた緑色粘土鈷物は形などからか

んらん石と判断した。

石基：クリスクロス(cross)組織を示し、斜長石・角閃石・鉄チタン酸化物・クリストバル石・石英及び少量の燐灰石からなる。斜長石は長柱状で長さ0.05-0.15mm、両端が燕尾状のものや中空のものが多い。角閃石は長柱状で長さ0.05-0.25mm、Z軸色は淡黄褐色であるが、多くのものが微細な輝石(?)と鉄チタン酸化物粒集合体になっている。変質も進んでいる。鉄チタン酸化物は径0.01mm前後で、“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者がある。クリストバル石や石英はクリスクロス組織の網目を満たす形で産する。

包有物の外縁には厚さ0.25mm前後のスフェライト殻が発達しており、包有物に接したマグマが急冷したことを示している。

III. 5 大磯火山(Oi)

新島の西岸、島分沢から大磯・高根を通り、和田浜の北端までの海食崖に露出する流紋岩溶岩を大磯火山と呼ぶことにする。アジア磯において、崖錐に覆われてわずかに露出している流紋岩溶岩もこの火山体に含めることにする。この火山は福地(1902)の堂丸式流紋岩、津屋(1938)のヂナーカ山熔岩のうち、南部に露出するものに相当し、南北1.5km、東西1km、平面形は長円と推定され、海面上の厚さが約100mの溶岩円頂丘である。和田浜北端では溶岩の下部塊状部が観察されるが、溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物までは露出していない。島分沢の右岸、海岸から約300mの海拔50m地点では、溶岩の塊状表面が赤褐色に風化しており、その上に後述する島分沢火山砕屑性堆積物が載っている。

カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34180)：新島西岸、島分沢の河口近く。円頂丘溶岩。この標本は灰白色で、白色不透明の長石、無色透明の石英及び長柱状で、長さ2mmに達する、暗黄褐色ないし黒色の角閃石斑晶が目につく。鏡下では、

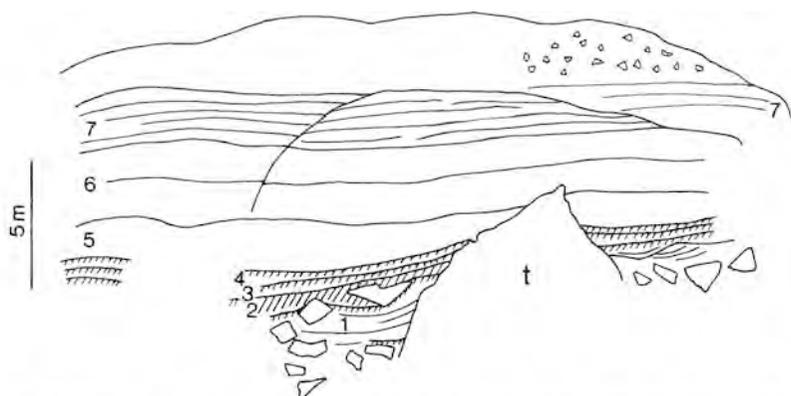
斑晶：斜長石(16.7%)、石英(5.0%)、カミングトン閃石(1.3%)及び鉄チタン酸化物(0.2%)。

斜長石は長さ0.5-2.5mmで清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシナイトオリゴクレス。鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある。石英は径0.8-2mm、円味を有し、ときに深く湾入している。角閃石は長柱状で、長さ0.5-2mm。Z軸色は一般に黄褐色であるが、劈開に沿ってあるいは全体が赤褐色を呈するものもある。2V α \approx 80°。酸化したカミングトン閃石と判定した。燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.1-0.3mm、“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者があり、長さ0.1mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり、それらと接している。極めてまれに黒雲母が見いだされる。

石基：全体の76.8%を占め、無色ガラスがその主体であるが、長さ0.1mm前後の長柱状斜長石、粒状鉄チタン酸化物のほか同定困難な微細鉱物がやや顕著に含まれる。

III. 6 島分沢火山砕屑性堆積物及び大三山火山砕屑性堆積物(SD)

新島の西岸に注ぐ島分沢からその南の大磯・高根の海食崖において、大磯火山溶岩円頂丘の風化面を覆い、赤崎峰火山の火山角礫岩に覆われて露出する、厚さ約50mの火山砕屑性堆積物を島分沢火山砕屑性堆積物と呼ぶことにする。この堆積物は島分沢の北の沢の左岸にも露出している。この堆積物は津



第10図 島分沢火山砕屑性堆積物の模式スケッチ。島分沢右岸(3303 b地点)。数字は第6表のそれに対応。t: 崖堆積物

屋(1938)の島分沢凝灰岩層にほぼ相当すると思われる。

島分沢の右岸，海岸から約300 mの海拔50 m地点には，第10図に示されるような露頭がある。ここで観察される各単元の特徴を第6表に示す。

同様な露頭は島分沢の左岸，海岸から約100 mの地点及び島分沢の北にある沢の左岸，海岸から約100 mの地点でも見られる。前者では単元(5)の表層部が明褐色化しているのが見られるが，接近できないので，風化しているのか，単に水酸化鉄が沈積しているのか判断がつかない。後者では(4)と(5)との境及び(5)と(6)との境から湧水が見られる。不透水層が発達しているのであろう。これらのほかに大磯に面する崖などにも同様な露頭が点々と認められる。

単元(6)，単元(7)及びその上位の赤崎峰火山の火山角礫岩それぞれの間には，侵食面や風化帯で示される時間間隙は認められないので，単元(6)と(7)とは赤崎峰火山溶岩円頂丘流出に先立つ火砕流及び(あるいは)降下火砕堆積物であるかも知れない。

単元(5)の安山岩本質火山礫は：

古銅輝石普通輝石安山岩(GSJ R34179/NI73030307)：新島西岸，島分沢の右岸，海岸から約300 mの海拔50 m地点。この標本は帯褐色で，最大長1.5 mmの斜長石を散点的に含む。鏡下では(第II図版2)，

斑晶：斜長石・普通輝石・古銅輝石及び鉄チタン酸化物。

斜長石は長さ通常0.4-0.6 mm，まれに1.5 mmに達し，一般に清澄，累帯構造が見られ，組成範囲はアノーサイトないしバイトウナイト。普通輝石は短柱状で長さ0.2-0.4 mm，組成範囲は $\text{Ca}_{4.5}\text{Mg}_{42}\text{Fe}_{13}$ - $\text{Ca}_{38}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{19}$ 。古銅輝石は柱状で長さ0.2-1 mm，組成は $\text{Ca}_3\text{Mg}_{74}\text{Fe}_{23}$ ， $\text{Ca}_3\text{Mg}_{69}\text{Fe}_{28}$ など。単斜輝石(常に外側)と平行連晶している。鉄チタン酸化物は径0.2 mm前後，主としてチタン磁鉄鉱("Usp" = 19.1-26.4%)で，流紋岩中のチタン磁鉄鉱に比べて，Ti・Al及びMgに富み，Fe及びMnに乏しい(第4表)。

石基：多孔質で，無色ガラス基質中に長柱状斜長石・粒状単斜輝石・粒状鉄チタン酸化物などが認められるが，そのほかは微細で同定不能である。

第6表 島分沢右岸(巻末付図, 3303b地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載

赤崎峰火山の一部を構成する、固結度の低い火山角礫岩(タランブル角礫岩か) (侵食面や風化帯は認められていない)		厚さ (m)
(7)	火山灰・火山礫及び火山岩塊(GSJ R34228)。全体の色調は白色で、層理明瞭。本質火山岩塊の岩質はカミングトン閃石流紋岩	約45
(6)	火山灰及び火山礫。白色ないし灰色でややしまっている。層理不明瞭。下底から1m付近は細粒。本質火山礫の岩質はカミングトン閃石流紋岩	2
(5)	火山灰及び火山礫(GSJ R34179)。全体の色調は灰色。本質火山礫は暗灰色ないし帯褐色で、孔隙の少ないものから多いものまである。岩質は古銅輝石普通輝石安山岩(岩石学的記載は本文参照)	2
(4)	風化火山灰。暗褐色で固結度高い 火山灰(GSJ R34178)。白色で上部ほど細粒。もとの地形面を平行に覆う。流紋岩ガラス片を主体とし、斑状鉱物として斜長石・石英・鉄チタン酸化物・単斜輝石・斜方輝石・カミングトン閃石及び普通角閃石を含む	0.06 0.10
(3)	風化火山灰。暗褐色で固結度高い 火山灰(GSJ R34177)。白色で上部ほど細粒。もとの地形面を平行に覆う。流紋岩ガラス片を主体とし、斑状鉱物として斜長石・石英・鉄チタン酸化物・カミングトン閃石・斜方輝石・普通角閃石及び黒雲母を含む	0.15 0.15
(2)	火山灰及び小火山礫。黄白色ないしオレンジ色で全体的に風化している。斜交層理が見られ、凹所を埋め立てている。角ばった流紋岩岩塊が部分的に含まれる。下位の溶岩表層部の崩落と飛砂とによって生じたものであろう	不定
(1)	風化火山灰。暗褐色 火山灰及び小火山礫(GSJ R34176)。黄灰色で層理が見られ、凹所を埋め立てている。角ばった流紋岩岩塊が部分的に含まれる。火山灰は流紋岩ガラス片を主体とし、斑状鉱物として斜長石・石英・カミングトン閃石・鉄チタン酸化物及び普通角閃石を含む	約0.1 不定
大磯火山溶岩円頂丘の小起伏のある塊状表面。赤褐色。固結度の高い風化火山に覆われる		

この標本の化学分析値は第1表, no.5に示されている。また、この標本には、変質デイサイト、変質凝灰岩、斜長石・単斜輝石・鉄チタン酸化物からなりクリスコロス組織を示す岩片などが含まれている。

峰路山の北東麓の扇山では、流紋岩質火砕堆積物に挟まれて、厚さ1.5m、全体の色調が灰色で、層理の明瞭な火山灰層が露出している。この火山灰層中に少量含まれる本質火山礫は古銅輝石普通輝石安山岩(GSJ R34184)であること、上位の火砕堆積物中の本質火山岩塊が角閃石流紋岩であることから、島分沢火山砕屑性堆積物の一部に相当するものと判断される。この堆積物の下限は不明であるが、地形から判断して後述する峰路山火山の溶岩円頂丘に覆われるものようである。

新島本村集落の南にある瀬戸山-大三山の北麓及び新島(黒根)港から鳥ヶ島へかけての海食崖及びそ

第7表 新島(黒根)港の南約350 mの小谷右岸(3531b地点)で見られる火山碎屑性堆積物の記載

	厚さ (m)
(4) 凝灰岩・火山礫凝灰岩及び火山豆石凝灰岩、降下火砕堆積物と思われる	2+
(3) 風化火山灰、明褐色で柔らかい、凝灰岩、褐色	約0.3
(2) 風化火山灰、明褐色で柔らかい、凝灰岩、褐色	約0.3
(1) 風化火山灰、暗褐色 本質凝灰角礫岩ないし火山角礫岩、粗い層理が見られる、流紋岩質	約0.15



第11図 大三山火山碎屑性堆積物、大三山西方の道路切り取り

のすぐ東、海拔約50 mにある道路の切り取りにおいて、瀬戸山火山溶岩円頂丘の塊状表面を覆い、向山火山の火砕サージ堆積物に覆われて露出する、厚さ約50 mの火山碎屑性堆積物を**大三山火山碎屑性堆積物**と呼ぶことにする。この堆積物は津屋(1938)の大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層にほぼ相当すると思われる。津屋(1938, p. 178)は大三山西側の道路に沿った切り取り面で、「土壌化した瀬戸山溶岩の凹凸面上に50 cm内外の粘土層があり、其上に大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩が載っている」を観察しているが、現著者はそのような露頭を見いだすことはできなかった。

新島(黒根)港南の海食崖では、瀬戸山火山溶岩円頂丘の塊状表面を直接大三山火山碎屑性堆積物が覆っている。ここでは円頂丘溶岩もその上を覆う火砕岩も噴気作用によって赤や黄に変質している。港の南約350 mの海食崖に刻まれた小さい谷の右岸では、第7表に示されるような堆積物が観察される。

この上の道路切り取りでは、第11図から分かるように、桃白色、軽石質のカミングトン閃石流紋岩火山灰ないし火山岩塊(粗い層理を有し、最大径30 cmの異質岩片を含む)を覆って、風化帯や腐植土層の存在で識別される多数枚の火山灰層が見られるが、切り取りが垂直に近く詳細な検討はできなかった。

誓いの塔〔新島(黒根)港南の道路曲がり角にある〕のやや南の切り取りでは、この火山灰ないし火山岩塊からなる堆積物中に径30 cmに達する異質岩片が含まれており、褐色で柔らかく原岩不明の角礫が

第8表 日向沢の左岸(3310c地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載

	厚さ (cm)
砂丘砂	60
(7) 腐植土, 黒色, 水がしみ出ている	40
火山灰, 灰色	25
(6) 腐植土, 黒色, 水がしみ出ている	35
風化火山灰, 暗褐色	45
風化火山灰, 褐色	40
火山灰, 黄褐色	
(5) 風化火山灰, 明褐色	35
火山灰, 淡いオレンジ色, 軽石質	3
(4) 風化火山灰, 明褐色	35
火山灰及び火山礫, 淡いオレンジ色ないし黄白色, 軽石質, 石質火山灰及び火山礫を伴う	45
(3) 風化火山灰, 灰褐色	20
火山灰及び小火山礫, 黄白色, 軽石質	18
(2) 風化火山灰, 暗褐色	35
風化火山灰, 褐色	約20
火山灰及び火山礫, 淡いオレンジ色, 軽石質, 石質火山礫を伴う	約15
(1) 風化火山灰, 黄褐色, やや粗い	35
火山灰及び火山礫(GSJ R34196), 黄白色, 軽石質, 石質火山灰及び火山礫を伴う, 火山灰は流紋岩ガラスを主体とし, 斑状鉱物として斜長石・石英・鉄チタン酸化物・黒雲母・普通角閃石・斜方輝石及びカミングトン閃石を含む, 堆積物の下限は不明	>200

第9表 大三山南西斜面の崩壊地(A地点)で見られる火山砕屑性堆積物の記載

	厚さ (m)
砂丘砂	1
向山火山火砕サージ堆積物, 黒雲母流紋岩	3
(3) 角礫岩, 全体の色調は灰白色, 角閃石流紋岩, 花崗岩角礫を含む	17
(2) 火山礫(GSJ R34243), 暗灰色, かんらん石含有斜方輝石普通輝石安山岩	3
(1) 土壌	
スコリア(GSJ R34244), 暗褐色, 発泡著しい, 普通輝石かんらん石玄武岩	0.5
火山灰及び火山礫, 白色	3.5
瀬戸山火山溶岩円頂丘の塊状表面	

目立つ。鏡下で観察したものには、緑れん石・アルバイト・粘土鉱物・石英・緑泥石・アクチノ閃石などを生ずるような変質作用を受けた玄武岩質火山礫擬灰岩(GSJ R34198), 熱変成作用を受けて微細な黒雲母を生じた黒雲母トータル岩(GSJ R34199), 角閃石ホルンフェルス(GSJ R34200), 微細な淡褐色黒雲母を生ずるような熱変成作用を受けた変質苦鉄質凝灰岩?(GSJ R34201)などがあつた。

道路沿いの切り取りの南端近く(東への曲がり角のすぐ北)では、火山灰ないし火山岩塊層の下位に、全体が黄色味を帯びた色調で、粗い層理のあるやや固結した異質角礫層が露出している。異質角礫は最大径 55 cm、そのうち淡緑色の火山礫凝灰岩〔鏡下で観察した 1 試料(GSJ R34202)は粘土鉱物・氷長石(?)などを生ずるような変質作用を受けている〕が多く、そのほかに普通角閃石黒雲母トータル岩(GSJ R34203)、黒雲母トータル斑岩(GSJ R34203)などが見られ、流紋岩片は少なかった。

日向沢の左岸、海岸から約 250 m 地点では、第 8 表に示されるような堆積物が観察された。

大三山南西斜面の崩壊地における礫部一洋(環境地質部)の観察によれば、第 9 表に示されるような堆積物が観察された。

これら露頭は点在するため、相互の対比は困難であるが、大三山火山碎屑性堆積物の主体を占めるものは、軽石質のカミングトン閃石流紋岩火山灰ないし火山岩塊層とみてよい。しかしその堆積様式を明らかにする決め手に乏しい。誓いの塔のやや南の切り取りでは、下位に露出する、崖錐とみられるカミングトン閃石流紋岩質火山角礫岩にアバットしており、また斜交層理も観察されることから、降下火砕物ではない。日向沢左岸に露出する部分は大三山火山碎屑性堆積物の上部を代表するものである。

III. 7 峰路山火山(Mi)

新島本村集落の北東にある峰路山(海拔 182 m)の主体を構成する流紋岩溶岩を峰路山火山と呼ぶことにする。この火山は津屋(1938)の峰路熔岩に相当し、南北及び東西径ともに 1 km、平面形がほぼ四角、厚さ 100 m の低平な溶岩円頂丘である。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出していない。溶岩円頂丘の地形や分布からみて、扇山に露出する島分沢火山碎屑性堆積物相当層を覆い、後述する赤崎峰火山溶岩円頂丘に覆われているようであるが、直接の関係は見いだされていない。

峰路山火山溶岩円頂丘の北東腹の崩壊地(巻末付図, 4525 b 地点, 北緯 34° 22.7', 東経 139° 16.2')では、溶岩円頂丘を覆って帯桃灰色ないし灰色、無層理でしまった火山灰層が露出しており、その上部約 1.5 m は帯桃白色粘土ないし黒色腐植土化している。その中に埋没していた木片(GSJ F11900)の ¹⁴C 年代は 11970 ± 300 y. B. P. (GaK-5394) であり、峰路山火山形成年代はこの値より古い。

津屋(1938, p. 177)は「峰路熔岩は島分澤凝灰岩層…に蔽はれてみて、…」としているが、現著者はその証拠を見いだしていない。峰路山火山の溶岩円頂丘の風化面を覆う火山碎屑性堆積物については、III. 13 節で詳述する。

津屋(1938)はこの火山の溶岩を角閃石流紋岩(hornblende-plagioliparite)としているが、現著者の観察では紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩である。

紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34185): 新島中央部, 峰路山南東麓。円頂丘溶岩。この標本は灰色で、長石・石英及び角閃石の斑晶が目につく。鏡下では(第 III 図版 1),

斑晶: 斜長石(12.0%), 石英(5.2%), カミングトン閃石(1.1%), 普通角閃石(0.4%), 鉄チタン酸化物(0.4%)及び紫蘇輝石(微量)

斜長石は長さ 0.7-2.2 mm で清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。鉄チタン酸化物斑晶を含むことがある。石英は径 1-2.7 mm, 円味を有し、ときに深く湾入し

ている。角閃石は長柱状で長さ1.5mmに達し、全体あるいは一部が分解して鏡下では同定不能な微細鉱物集合体になっている。角閃石には2種あり、Z軸色が黄褐色のものは普通角閃石、淡黄褐色のものはカミングトン閃石であろう。累帯構造を示す結晶粒では後者は常に前者に覆われるが、両者の境界は明瞭である。燐灰石や鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.1-0.3mm, “磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者で、長さ0.15mm前後の燐灰石やジルコンを包有したり、それらと接している。まれに紫蘇輝石が見いだされる。

石基: 全体の80.9%を占め、部分的に無色ガラス質、部分的に微晶質である。それらの中に長さ0.05mm前後の柱状ないし長柱状斜長石、鉄チタン酸化物が散在する。スフェルライト構造も部分的に発達している。

III. 8 赤崎峰火山 (Az_1 及び Az_2)

新島本村集落の北北東にある赤崎峰^{あかさきのみね}(海拔428.5m)の主体を構成する流紋岩溶岩及び火山角礫岩を赤崎峰火山と呼ぶことにする。この火山は津屋(1938)の赤崎ノ峯熔岩にほぼ相当し、南北径2.1km, 東西径1.9km, 平面形は不規則で、厚さ約250mの低平な溶岩円頂丘である。赤崎峰の東腹にある崩壊地の海拔100mから150mにかけては円頂丘溶岩下部の塊状部が露出しているが、溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は観察されなかった。島分沢及びその周辺に広く分布する、固結度が低く、無層理で、同質の礫からなる火山角礫岩(カミングトン閃石流紋岩)は円頂丘溶岩下部の塊状部がクランプル角礫岩(crumble breccia¹⁶⁾)である。この火山の噴出物は南部では峰路山火山溶岩円頂丘を覆うように分布し、北部では島分沢火山砕屑性堆積物を覆い、後述する宮塚山火山溶岩円頂丘に覆われる。

この火山の溶岩円頂丘の底面は南西へ低下しているので、津屋(1938, p. 180)が述べているように、北東部に流出口があって、南西方向に多少流下したものと推定される。非常にまれではあるが、径10cmに達する暗色苦鉄質包有物が認められる。

既にIII. 6節で述べたように、火山角礫岩とその下位にある島分沢火山砕屑性堆積物との間には、時間間隙を示す野外での事実は認められないので、後者の少なくとも一部は溶岩流出に先立つ火砕物であるかも知れない。

赤崎峰火山の溶岩円頂丘の風化面を覆う火山砕屑性堆積物についてはIII. 13節で詳述する。

津屋(1938)はこの火山の溶岩を角閃石流紋岩(hornblende-plagioliparite)としているが、現著者の観察ではカミングトン閃石流紋岩である。

カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34227): 新島西岸, 島分沢右岸, 海岸から約450mの海拔170m地点。火山角礫岩中の本質岩塊。この標本はやや褐色がかった灰白色で、長石・石英及び角閃石が目につく。鏡下では、

斑晶: 斜長石・石英・カミングトン閃石及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ0.8-2.2mmで清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシソないしオリゴクレイス。ときに深く湾入している。石英は径0.5-1.3mm, 円味を有し、ときに深く湾入している。角閃石は柱状ないし長柱状で、長さ3mmに達する。Z軸色は淡黄褐色, $2V \approx 90^\circ$, EPMA分析の結果はカミングトン閃石($mg^* = 62-60$)である。鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸

16) MACDONALD, G. A. (1972) *Volcanoes*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 510 p.

化物は径 0.2 mm 前後, チタン磁鉄鉱(“Usp” = 19.0-20.5%)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱($R_2O_3 = 10.0-16.5\%$)の両者で, 長さ 0.1-0.4 mm の燐灰石を包有したり, それらと接している。極めてまれに普通輝石(mg* = 77-74)や黒雲母が見いだされる。

石基: 大部分が無色ガラスで, 斜長石・鉄チタン酸化物及び黒雲母マイクロライトが少量認められる。

カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34191): 新島西岸, 和田浜南端道路傍。円頂丘溶岩からの落石。この標本は灰色で, 長石・石英及び角閃石の斑晶が目につく。鏡下では,

斑晶: 石英(6.5%), 斜長石(5.8%), カミングトン閃石(0.3%)及び鉄チタン酸化物(微量)

石英は径 0.8-2.5 mm, 円味を有し, ときに深く湾入している。斜長石は長さ 0.8-2.5 mm で清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシナイトオリゴグレイス。鉄チタン酸化物斑晶を含むことがある。角閃石は長柱状で長さ 3 mm に達する。Z 軸色は淡褐色, 量が少ないので光軸角の概測もできないが, カミングトン閃石であろう。部分的に分解して単斜輝石(?)に変っていることがある。また, 鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径 0.15-0.3 mm, “磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者で, 長さ 0.05 mm 前後の燐灰石やジルコンを包有したり, それらと接したりしている。

石基: 全体の 87.4% を占め, 無色ガラス質であるが, 孔隙の周辺は微晶質である。スフェルライト構造も発達しているが, ガラス質部, スフェルライト質部を通じて, 径 0.05 mm 前後のマイクロスフェルライトが散点的に発達している。

カミングトン閃石流紋岩中の包有物(GSJ R34214): 新島中央部, 富士見峠の東, 道路際, 円頂丘溶岩に極めてまれに含まれる。この包有物は長径約 10 cm の長円体で, 灰褐色を呈し, 長石斑晶が目につく。母岩との境界は凹凸があるが, 急冷周縁相は認められない。鏡下では(第III図版 2 及び第IV図版 1),

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ 0.5-5 mm で清澄, 累帯構造が見られる。かんらん石は長さ 0.5-1.5 mm, 自形性が強く, 反応縁は有しない。普通輝石は長さ 0.5 mm 前後。これら 3 種の斑晶は径 0.1 mm 前後の鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は斑晶としては少なく, 虫食い状を呈している。最外縁の厚さ 0.05 mm の殻を除いて, 細かい虫食い状を呈する斜長石(アンデシナイトオリゴグレイス)や単斜輝石粒に取り囲まれた, 不定形の石英粒は捕獲結晶である。これらは包有物を構成した苦鉄質マグマに取り込まれた珪長質物質の溶融し残りと思われる。

石基: 中粒で, クリソクロス組織を示し, 斜長石, Z 軸色が赤褐色の角閃石, 単斜輝石及び鉄チタン酸化物からなる。斜長石は中空であったり, 燕尾状を呈したりする。また, 単斜輝石とともに稲束状や星状の集合体を構成することもある。角閃石は単斜輝石を外側から置き換えたり, 単斜輝石の表面に付着して成長したりしている。これら結晶からなる網目を淡褐色ないし無色のガラスが部分的に満たしている。

III. 9 羽伏磯火山(Hb)

新島の東岸, 羽伏浦の北端にある羽伏磯^{はぶいそ}の海食崖に露出する溶岩をこの磯の名をとって羽伏磯火山と呼ぶことにする。津屋(1938)はこの岩体を彼の宮塚山熔岩に含めてあるが, 宮地(1965)は, 「宮塚山北東七曲り^{ななまが} 17) の峠附近」で, 宮塚山熔岩の下位に「黒雲母流紋岩から成る灰岩層」を挟んで「ジナーカ系の旧山体」のあることを認めている。羽伏磯火山はこの「ジナーカ系の旧山体」に相当する。宮地

17) 都道 211 号線が整備された結果, 七曲りの急坂はそのごく一部が残存するにすぎない。現在では, この付近は「吹上げの坂」と呼ばれている。

(1965, p. 646の脚注)によれば、羽伏磯の沖にあるミクツ根も「ジナーカ系(角閃石流紋岩)」であることが確認されているので、この岩礁も羽伏磯火山に含めておく。この火山の現在確認されている分布範囲は南北0.4 km、東西0.5 km、海面上の厚さが約150 mであるが、実際にはもっと規模の大きな溶岩円頂丘であつたらう。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出してない。都道211号線の切り取りでは、溶岩の塊状表面を直接宮塚山火山火砕丘を構成する火砕物が覆っている。

溶岩は海食崖の下部では灰色、石質であるが、上部の都道切り取りでは灰白色、緻密、ガラス質で、真珠岩割れ目が発達しており、こわれやすい。この溶岩には非常にまれに径数 cm の円味を帯びた苦鉄質包有物が認められる。宮地(1965)はこの火山の溶岩を角閃石流紋岩としているが、現著者の観察では黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩である。

黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34170/NI71060807): 新島東岸, 羽伏磯上, 都道211号線の山側切り取り。円頂丘溶岩。この標本は灰白色ガラス質で、長石・石英及び角閃石の斑晶が目につく。鏡下では、

斑晶: 斜長石(10.8%), 石英(7.9%), カミングトン閃石(0.8%), 鉄チタン酸化物(0.2%)及び黒雲母(微量)

斜長石は長さ1-2 mm で清澄、累帯構造が見られ、ときに深く湾入している。組成範囲はアンデシナイトシオリゴクレス。石英は径0.8-2 mm, 円味を有し、ときに深く湾入している。角閃石は長柱状で長さ0.6-2 mm, Z軸色が淡褐色のカミングトン閃石($mg^* = 65-62$)で、鉄チタン酸化物や燐灰石を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.1-0.2 mm, チタン磁鉄鉱("Usp" = 16.1-17.4%)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱($R_2O_3 = 16.0-17.1\%$)の両者で、長さ0.1 mm 前後の燐灰石やジルコンを包有したり、それらと接している。斑晶カミングトン閃石及び鉄チタン酸化物の代表的分析値は既に第2・4及び5表に示されている。黒雲母は小型・微量で、斜長石及び石英斑晶に包有されている。

石基: 全体の80.3%を占め、大部分が無色ガラスで、その中に極めて少量の柱状マイクロライト及び鉄チタン酸化物小粒が含まれる。

この標本の化学分析値は第1表, no. 6 に示されている。

III. 10 旗城鼻火山(Hs)

新島の東岸北部、旗城鼻の海食崖に露出する流紋岩溶岩を旗城鼻火山と呼ぶことにする。津屋(1938)はこの岩体を彼のアツチ山溶岩に含めており、宮地(1965)も彼のアツチ山トロイデに含めている。この火山の現在確認されている分布範囲は南北0.5 km、東西0.3 km、平面形は東に頂点に向けた三角形をなし、海面上の厚さは約90 mであるが、阿土山火山噴出物に覆われている部分を考慮すれば、実際にはもっと規模の大きな溶岩円頂丘である。溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出してない。この溶岩円頂丘は後述する阿土山火山火砕丘及び火砕サージ堆積物に厚く覆われているが、両者の接触面は観察されていない。溶岩円頂丘の頂部と推定される所はややくぼんでおり、その東には径約100 m、深さ90 m以上の井戸状の穴〔佐藤(1957)の火口状の深穴〕があいており、東から刻まれた海食洞とつながって、穴の底は海水に満たされている(第12図)。この穴が火山爆発によって生じたとする積極的な証拠、すなわち穴の周辺に爆発によって放出された角礫が分布するというような証拠は現在ま



第12図 旗城鼻火山溶岩円頂丘にうがたれた井戸状の穴

で見いだされていない。

黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩 (GSJ R34212) : 新島東岸北部, 旗城鼻北西 350 m の崩壊地. 円頂丘溶岩, この標本は灰白色で, 長石・石英・角閃石及び黒雲母の斑晶が目につく. 鏡下では,

斑晶 : 斜長石 (11.1%), 石英 (8.6%), カミングトン閃石 (0.2%), 鉄チタン酸化物 (0.1%) 及び黒雲母 (微量)

斜長石は長さ 0.8-2.5 mm で清澄, 累帯構造が見られ, ときに深く湾入している. 組成範囲はアンデシナイトオリゴクレイス. 鉄チタン酸化物を包有することがある. 石英は径 0.5-2.5 mm, 円味を有し, ときに深く湾入している. 角閃石は柱状ないし長柱状で, 長さ 1.2 mm に達する. Z 軸色は淡黄褐色, 量が少ないので光軸角の概測はできないが, カミングトン閃石であろう. 鉄チタン酸化物斑晶を包有することがある. 鉄チタン

酸化物は径 0.2 mm 前後, “磁鉄鉱” と “チタン鉄鉱” の両者で, 長さ 0.1 mm 前後のジルコンを伴うことがある. 黒雲母は径 0.6-1 mm, X : 淡褐色, Y 及 Z : 暗黒.

石基 : 全体の 80.0% を占め, 無色ガラス質であるが, 斜長石・鉄チタン酸化物などのマイクロライトを少量含んでいる.

III. 11 新島山火山 (Nj)

新島の北端, ^{ねぶさき}根浮岬から^{あわいうら}淡井浦にかけ, 若郷集落の東に露出し, 新島山 (海拔 231.4 m) の主体を構成する流紋岩溶岩を山名をとって新島山火山と呼ぶことにする. この火山は津屋 (1938) の新島山溶岩に相当し, 南北径 2 km, 東西径 1.1 km, 平面形が半円で, 海面上の厚さ約 150 m の溶岩円頂丘である. 淡井浦の北端では, 下部塊状部が露出しており, 溶岩円頂丘の下底が海面下浅い所にあることを示唆している. しかしながら, 溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物は露出していない. 北部では, 溶岩円頂丘の酸化表面を後述する若郷火山の火砕サージ堆積物が覆っている. また, 奥ノ磯と若郷集落との間では, 海食された円頂丘溶岩の崖に火砕サージ堆積物がアスファルトのようにへばり着いている.

津屋 (1938) はこの火山の溶岩を角閃石・黒雲母流紋岩 (hornblende-biotite-plagioliparite) としているが, 現著者の観察ではカミングトン閃石含有黒雲母流紋岩である.

カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34150/Ni71053101): 新島西岸北部, 奥ノ磯. 円頂丘溶岩. この標本は灰色で, 長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく. 鏡下では(第IV図版2),

斑晶: 斜長石(8.4%), 石英(7.8%), 黒雲母(0.3%), カミングトン閃石及び鉄チタン酸化物(ともに微量)

斜長石は長さ0.6-2.6 mmで清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシソナイトないしオリゴクレス. 鉄チタン酸化物やジルコンを包有することがある. 石英は径0.5-2.2 mm, 円味を有し, ときに深く湾入している. 黒雲母を包有することがある. 黒雲母は径0.5-1.2 mm, X: 淡黄褐色, Y及びZ: 暗褐色ないし暗黒. EPMA分析によると $mg^* = 54-53$. 角閃石は淡色で, EPMA分析によるとカミングトン閃石($mg^* = 60-59$)であった. 部分的に分解して斜方輝石(?)に変わっている. 鉄チタン酸化物は径0.2mm前後, チタン磁鉄鉱("Usp" = 18.2-22.0%)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱($R_2O_3 = 11.2-13.3\%$)の両者で, ジルコン小粒を伴うことがある. 斑晶鉄チタン酸化物の代表的分析値は既に第4及び5表に示されている.

石基: 全体の83.5%を占め, マイクロライトを含む無色ガラスで, 淡褐色スフェルライトを散点的に含むが, 両部分を通じ径0.08mm前後の無色マイクロスフェルライトが多数生じている. 孔隙にはクリストバル石が晶出している.

この標本の化学分析値は第1表, no.7に示されている.

III. 12 宮塚山火山(Mt₁及びMt₂)

新島の北部山地の中央部を占める宮塚山(海拔432m)の主体を構成する火砕丘(Mt₁)と溶岩円頂丘(Mt₂)を宮塚山火山と呼ぶことにする. この火山は宮地(1965)の宮塚山ホマトロイデにほぼ相当し, 南西-北東辺, 南東-北西辺がともに約1.5 km, 平面形がほぼ正四角形である. 宮塚山の東腹, 都道211号線の吹上げの坂の切り取りでは, 西へ低下する羽伏磯火山の溶岩円頂丘の塊状表面を, 細かい気孔の発達した, 白色の流紋岩火山灰ないし火山岩塊(かさ比重1.5ないし2程度)からなり, 粗い層理の見られる火砕物(Mt₁)が覆っている. その厚さは約20mである. 宮塚山の北腹東側でも, ジナーカ火山の溶岩円頂丘の軽石質表面を, 同様な火砕物(Mt₁)が覆っている. ここでは厚さは約30mである. これらの火砕物は火砕丘を構成するものの一部であろう. これら火砕物を厚さ約250mの流紋岩円頂丘溶岩が覆っている. 地形図からはっきり分かるように, 円頂丘の中央部はくぼんでいるが, これは流出した溶岩の一部が火道に戻ったために生じた地形である.

円頂丘溶岩(Mt₂)が赤崎峰火山噴出物を被覆する関係は島分沢の右岸, 海拔約220mの地点で観察される. 宮塚山火山の溶岩円頂丘とそれを覆う後述する未区分火山砕屑性堆積物(vu)とが直接接する露頭は見いだせなかったが, 峰路山及び赤崎峰両火山の場合と同じように, 未区分火山砕屑性堆積物(vu)が円頂丘の風化面を覆っているとみてよいであろう. この堆積物については次節で詳述する.

円頂丘溶岩はときに暗色苦鉄質包有物を有し, 北東麓の平の平(地元の人はヒンテイロと呼んでいる)の採石場跡での観察では, 包有物が引きちぎられたように見える場合がある.

津屋(1938)はこの火山の溶岩を黒雲母流紋岩(biotite-plagioliparite)としているが, 現著者の観察ではカミングトン閃石斑晶を極めてわずか含む部分もある.

カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34169): 新島北部, 吹上げの坂. 降下火砕堆積物中の本質火山礫, この標本は灰白色で, 長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく. 鏡下では,

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・カミングトン閃石及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ0.7-2mmで清澄，累帯構造が見られ，組成範囲はアンデシソないしオリゴクレイス．黒雲母を包有することがある．石英は径0.6-2mm，円味を有し，ときに深く湾入している．黒雲母は径0.7mm前後，X：淡黄褐色，Y及びZ：暗褐色，EPMA分析によると $mg^* = 57-56$ ．角閃石は長さ1.6mmに達し，淡色で，EPMA分析によるとカミングトン閃石($mg^* = 61-60$)であった．鉄チタン酸化物を包有することがある．鉄チタン酸化物は径0.1-0.3mm，チタン磁鉄鉱($U_{sp} = 17.6-18.1\%$)と赤鉄鉱を固溶するチタン鉄鉱($R_2O_3 = 13.7\%$)の両者で，ジルコンや燐灰石小粒を伴うことがある．斑晶鉄チタン酸化物の代表的分析値は第4及び5表に示されている．

石基：多孔質無色ガラスからなり，その中に長さ0.2mm以下の斜長石・黒雲母などのマイクロライトが散在している．

黒雲母流紋岩(GSJ R34186-A/NI73030607a)：新島北部，平の平の採石場跡．円頂丘溶岩．この標本は灰色で，長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく．鏡下では(第V図版1)，

斑晶：石英(6.1%)，斜長石(3.8%)，黒雲母(0.1%)及び鉄チタン酸化物(微量)

石英は径0.4-1.5mm，円味を有し，ときに深く湾入している．斜長石は長さ0.5-2mmで清澄，累帯構造が見られ，組成範囲はアンデシソないしオリゴクレイス．黒雲母は径0.4-0.7mm，分解している．鉄チタン酸化物・ジルコン及び燐灰石を包有することがある．鉄チタン酸化物は径0.15mm前後，“磁鉄鉱”と，“チタン鉄鉱”の両者である．

石基：微晶質ないし隠微晶質で，珪長質鉱物・鉄チタン酸化物などからなるが，鉱物の同定は困難である．部分的に径0.05mm前後のマイクロフェルライトが発達している．また，孔隙にはクリストバル石が晶出している．

この標本の化学分析値は第1表，no.8に示されている．

黒雲母流紋岩中の包有物(GSJ R34186-B/NI73030607b)：新島北部，平の平の採石場跡，円頂丘溶岩に含まれる．この包有物は暗灰色，径数cmの角張った岩片で，径4mm以下の球形の孔隙を有している．孔隙壁には乳白色，球形ないし半球形の鉱物が付着している．急冷周縁相は認められない．鏡下では(第V図版1)，

斑晶：かんらん石及び斜長石(両者とも少量)

かんらん石は長さ0.5-2.5mm，清澄であるが，割れ目に沿って粘土鉱物が生じている．斜長石は長さ0.5-1mmで清澄．長さ3mmに達する虫食い状斜長石がまれに含まれているが，捕獲結晶であろう．

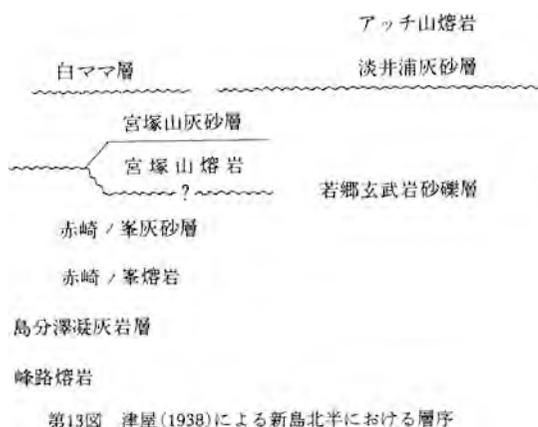
石基：クリストクロス組織を示し，斜長石，単斜輝石，“磁鉄鉱”，“チタン鉄鉱”及びZ軸色が暗黄褐色の角閃石からなる．部分的にこれら鉱物が稲束状に集合している．角閃石は単独で，あるいは単斜輝石を外側から置き換えた形で産する．球形の孔隙壁にはクリストバル石が晶出している．

この標本の化学分析値は第1表，no.9に示されているが，玄武岩組成である．鏡下での観察を行ったほかの3試料もほぼ同じ組織・鉱物組成であった．

III. 13 未区分火山砕屑性堆積物(vu)

未区分火山砕屑性堆積物としたものには，峰路山・赤崎峰・宮塚山3火山の溶岩円頂丘の風化面を覆うものと，地内島火山の溶岩円頂丘の風化面を覆うものが含まれる．

津屋(1938)は，峰路溶岩(峰路山火山溶岩円頂丘)は島分澤凝灰岩層(島分沢火山砕屑性堆積物)にほぼ相当する)に覆われ，赤崎ノ峯溶岩(赤崎峰火山溶岩円頂丘)は島分澤凝灰岩層を覆い，赤崎ノ峯灰砂層



に覆われ、更に宮塚山熔岩(宮塚山火山溶岩円頂丘)を覆う宮塚山灰砂層は赤崎ノ峯頂部において赤崎ノ峯灰砂層を不整合に覆うと記述している(第13図)。しかし、峰路熔岩を覆う「島分澤凝灰岩層」には同層を特徴づける安山岩火砕物層が見られないこと、赤崎ノ峯頂部において赤崎ノ峯灰砂層を宮塚山灰砂層が不整合に覆うとしながらも露頭の記述を欠くこと、及び現著者の野外観察ではそれぞれの「層」は風化帯の存在によって識別さ

れる数単元の火山碎屑性堆積物からなっており、津屋(1938)の調査時期(1937年1月末から2月初め)に比べれば露頭は格段によくなっていると想像されるにもかかわらずそれぞれの単元の対比が極めて困難であることから、この報告では未区分火山碎屑性堆積物として一括して記述することにする。

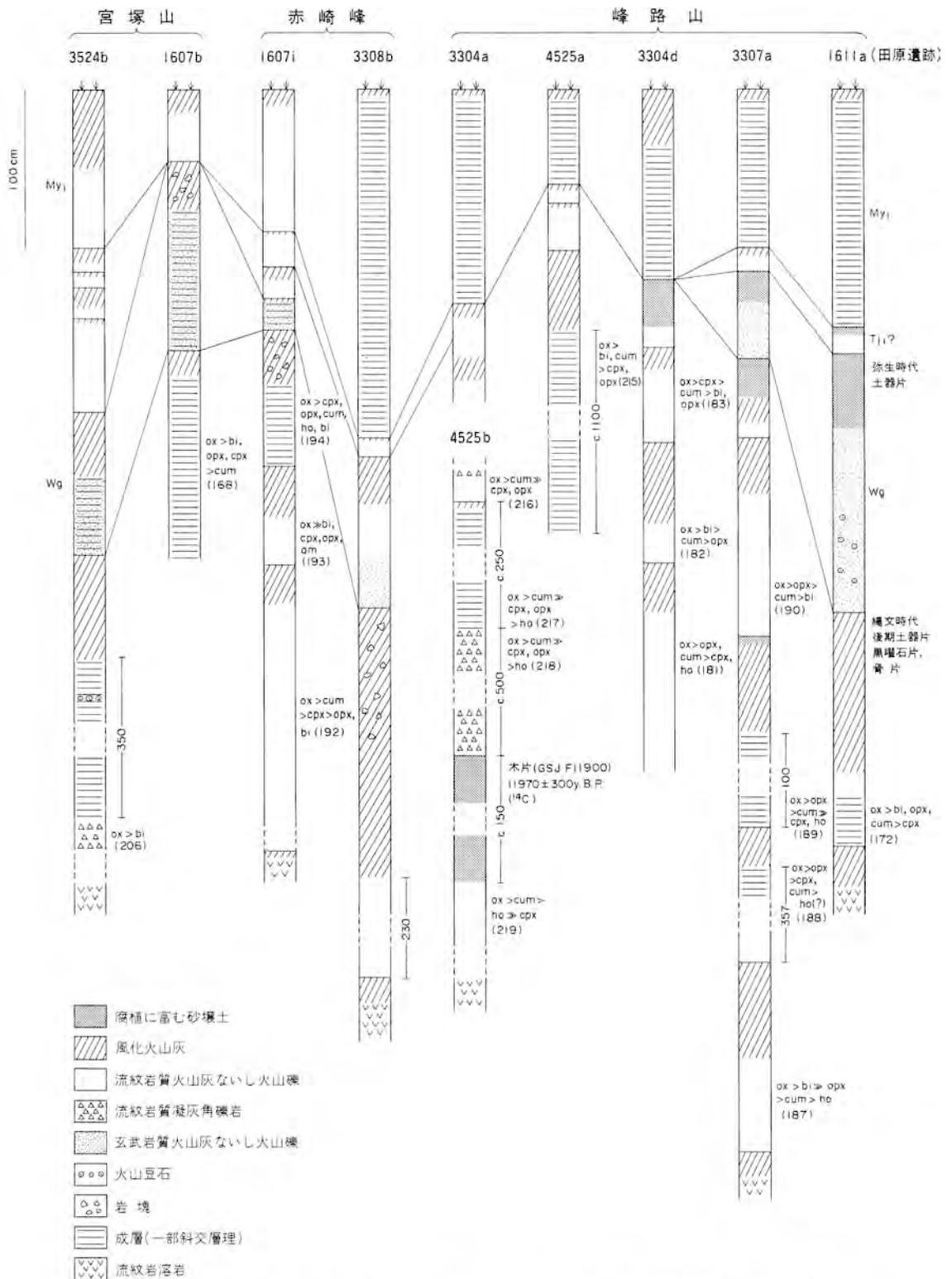
峰路山・赤崎峰及び宮塚山の平頂部の道沿いや沢沿いの露頭から10地点を選んで第14図に柱状図を、巻末付図に位置を示す。斑状鉱物は各堆積物の主として細粒部をわんかけによって濃集したものであって、本質物質以外のものから由来したのものも含まれる。この結果を利用するには留意が必要である。

単成火山は一般に火砕物の放出→溶岩流出という活動経過で形成されるが、例えば、峰路山北東腹の4525b地点の最下位のカミングトン閃石流紋岩の軽石質火山灰ないし火山岩塊厚層は、岩質の類似から、赤崎峰火山の初期の噴出物であるかも知れない。同様に赤崎峰上の1607i地点の最下位の黒雲母流紋岩の軽石質火山灰ないし火山礫厚層は、岩質の類似から、宮塚山火山の初期の噴出物であるかも知れない。しかし、それぞれの溶岩円頂丘の下位に断続的にも追跡はできないので確言することはできない。第14図中のWg(若郷火山の火砕サージに関連した堆積物)、Tj₁(神津島天上山火山の火砕流に関連した堆積物)及びMy₁(向山火山の火砕サージに関連した堆積物)はこの節で述べた堆積物には含まれない。

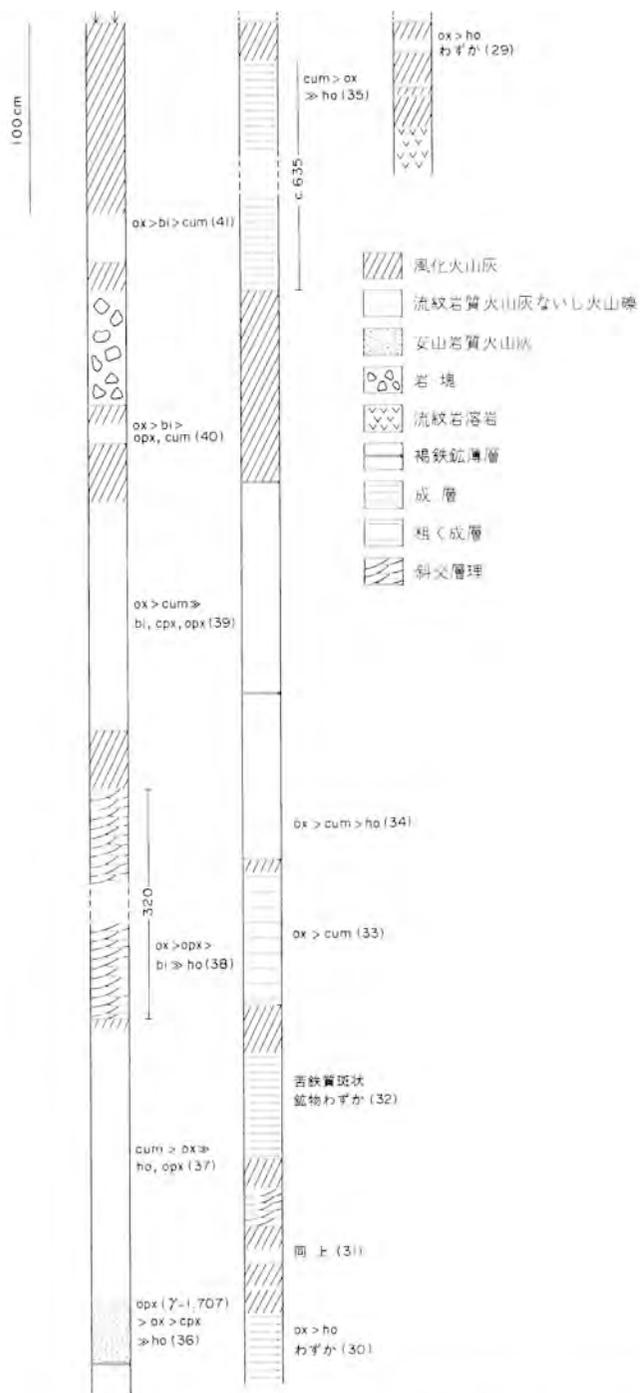
同一円頂丘の上でも、所によって、被覆する火山碎屑性堆積物の枚数(単元の数)が異なることがある。これは薄い一次堆積物が完全に削剥れたり、飛砂などの二次堆積物があったりするためである。しかし、限られた露頭では、直接火山活動によってもたらされたものか、火山活動には関係のない飛砂などなのか判断のできない場合がある。

地内島火山の溶岩円頂丘は、同島の下和田では、第15図に示されているように、風化帯で識別される16枚の火山碎屑性堆積物に覆われている。これらのうち、下から10枚目のよく成層したカミングトン閃石流紋岩軽石質火山灰ないし火山礫層は降下火砕物であろうが、6枚目の斜交層理の発達した白褐色火山灰は正常の降下火砕物ではない。

下から11枚目は下半が普通輝石斜方輝石安山岩火山灰、上半がカミングトン閃石流紋岩火山灰であり、岩石学的性質と組合せとから、島分沢火山碎屑性堆積物に相当する。また、最上位の黒雲母流紋岩軽石質火山灰ないし火山礫層は、岩石学的性質と層序学的位置とから、向山火山の火砕サージ堆積物に



第14図 新島における未区分火山砕屑性堆積物(vu)の柱状図。Wg:若郷火山火砕サージ堆積物, T₁? :神津島天上山火山(?)火山灰, My₁:向山火山火砕サージ堆積物, am:角閃石, bi:黒雲母, cpx:単斜輝石, cum:カミントン閃石, ho:普通角閃石, opx:斜方輝石, ox:鉄チタン酸化物。括弧内の数字は地質調査所登録番号の下3けた。GSJ R34が省略されている。柱状図作成地点は巻末付図参照



第15図 地内島下和田(5523 a 地点)における未区分火山砕屑性堆積物(vu)の柱状図。記号は第14図と同じ。括弧内の数字は地質調査所登録番号の下2けた。GSJ R342が省略されている

相当するものである。

III. 14 早島火山 (Ha)

新島の南端，神渡鼻の南東にある早島^{はんしま}(海拔 90m)を構成する流紋岩溶岩を早島火山と呼ぶことにする。この火山は辻村(1918)が「原形ヲ存スル流紋岩床」の一つとして挙げたものに相当し，南北径 300m，東西径 600m，海面上の厚さが 90m の溶岩円頂丘で，頂部中央がくぼんでいる。円頂丘の下底は海面上には露出しておらず，したがって溶岩流出に先立って放出されたと考えられる火砕物も露出していない。

船上からの観察によると，南部の海食崖上部に火砕物層が認められたが，周囲すべてが断崖であるため，上陸調査はできなかった。これは恐らく向山火山に関係した火砕物であろう。

黒雲母流紋岩(GSJ R34207)：早島の西北西海食崖。円頂丘溶岩。船上から採取。この標本は灰白色，軽石質で，長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく。鏡下では，

斑晶：斜長石・石英・黒雲母及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ 0.8-2mm で清澄，累帯構造が見られ，組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。黒雲母や鉄チタン酸化物の斑晶を包有することがある。石英は径 0.6-1.6mm，円味を有し，ときに深く湾入している。黒雲母は径 0.5-1.5mm，X：淡黄褐色，Y 及び Z：暗黒。鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径 0.1-0.2mm，“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者で，長さ 0.03mm 前後の燐灰石やジルコンを伴うことがある。

石基：大部分が無色，多孔質ガラスからなるが，斜長石・黒雲母・鉄チタン酸化物のマイクロライトがかなり多く含まれる部分がある。

III. 15 式根島火山 (Sk 及び v)

新島の西岸，新島(黒根)港の南西約 5km にある式根島を構成する流紋岩溶岩及びそれを覆う火山碎屑性堆積物を式根島火山と呼ぶことにする。式根島火山の地質については，既に現著者によって，「神津島地域の地質」(一色，1982)の中で公表されているが，その一部を改訂して以下に記述する。

この火山の主体を構成するものは南北 2.3km，東西 3km，海面上の厚さ 110m で，東北東へ緩く傾斜した台状の溶岩円頂丘である。しかし，細かく見ると，その表面は小起伏に富み，中でも北北西-南南東に伸びる山稜と，同方向の海岸線の湾入が目立つ。これらは粘性の高い溶岩の流動方向に直交するしわのなごりとみてよい。溶岩の表層部は軽石質かつ塊状であるが，カンビキ浦の西岸，黒石と呼ばれている海食崖には黒曜岩質の部分が露出している。流理構造の系統的測定は行わなかったが，一つの露頭内でも複雑に屈曲しており，溶岩円頂丘の外形との関係を推定し得るような単純なものではない。

平床岩の南約 200m の海岸近くで，この円頂丘溶岩(黒雲母流紋岩)の中に露頭面で約 15 × 15cm の角張った花崗岩質捕獲岩が見いだされた。捕獲岩の奥行は 4cm 程度であった。

黒雲母流紋岩(GSJ R34246/NI60080801)：式根島南岸，地鈍温泉。円頂丘溶岩。この標本は灰白色

で、白色部がパッチ状に含まれる。斑晶として乳白色の斜長石や無色透明の石英が含まれるが、石基部との識別はしにくい。ほかに黒雲母が散点的に認められる。鏡下では、

斑晶：斜長石・石英・黒雲母及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ0.3-2mmで清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。黒雲母と接して産することがある。石英は径0.3-1mm、円味を有し、時に深く湾入している。黒雲母は径0.2-0.6mm、X：淡黄褐色、Y及びZ：黒褐色、鉄チタン酸化物を包有することがある。鉄チタン酸化物は径0.1-0.2mm、“磁鉄鉱”と“チタン鉄鉱”の両者で、燐灰石やジルコンを包有する。

石基：無色ガラスで、斜長石や黒雲母などのマイクロライトがごく少量含まれる。

黒雲母トータル岩(GSJ R34251/NI75052705)：式根島東岸、平床岩の南約200m。黒雲母流紋岩溶岩に含まれる大きさ約15×15×4cmの角張った捕獲岩。白色、糖状で、黒雲母を散点的に含む。鏡下では(第V図版2)、

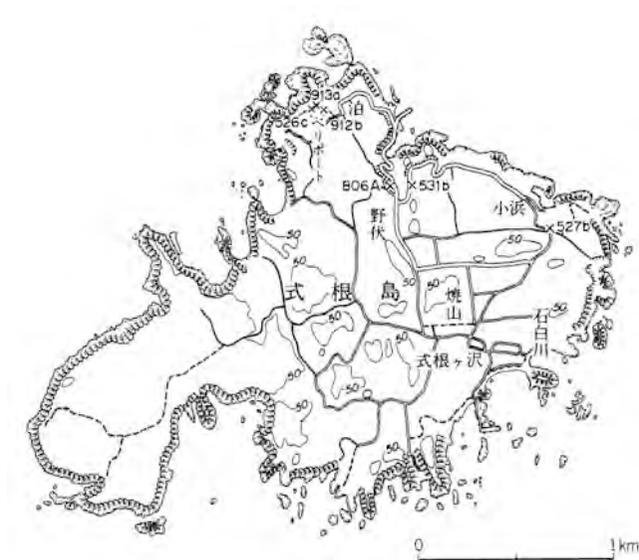
主成分鉱物は自形ないし半自形、アルバイト式及びペリクリン式多片双晶をした、累帯構造の目立つアンデシン、半自形ないし他形の石英、ほかの鉱物の間を満たす他形で無双晶のオリゴクレイス、黒雲母及び鉄チタン酸化物である。副成分鉱物としては極めて少量のジルコンが含まれる。オリゴクレイスは自形性の強いアンデシンを厚く覆ったり、樹枝状に切ったり、パーサイト様に葉片状に含んだりしている。また、このオリゴクレイスは石英中にも入り込んでいたり、楔形文字状に取り込まれた形をして産する。流紋岩と接する部分では、アンデシンや石英に変化は見られないが、オリゴクレイスは、石英と接する部分の0.005mmを除いて、虫食い状になっている(第VI図版1)。黒雲母は径1.2mmに達する大型の単独結晶と径0.3mm以下の小型結晶の集合体をなすものがある。両者ともその多色性はX：淡黄褐色、Y及びZ：暗赤褐色で、酸化している。鉄チタン酸化物と接して産することが多い。虫食い状のオリゴクレイスは流紋岩マグマによる融食、黒雲母小型結晶の集合体はパイロ変成作用の産物である。

円頂丘溶岩は局部的に火山砕屑性堆積物(v)に覆われる。この堆積物は主として軽石質及び緻密ガラス質の流紋岩(円頂丘溶岩と同質)の火山灰ないし火山礫からなり、無層理であるか弱い層理を有する。固結度は低い。“氷長石化”で特徴付けられる変質を受けた流紋岩角礫をまれに含む。

野伏港の南東約200m、新道と旧道とが交差する付近(民宿かめのこう、しんどう入口)の新道の切り取り(第16図の531b地点)では、第10表に示すような関係が観察される。

(1)の火山灰ないし火山礫からなる堆積物は下位の円頂丘溶岩にアバットすること、層理の発達が悪くことなどから、“流れ”の堆積物と思われるが、露頭が限られていることから、その供給源や堆積機構については不明の点が多い。ここでは、成因に無関係な火山砕屑性堆積物という言葉を使用しておいた。後の堆積物に覆われ、必ずしも露頭が十分ではないので、地質図ではその分布が確かな地域だけを地紋で示してある。構成礫は主として軽石質及び緻密ガラス質の黒雲母流紋岩で、ほかに極めてまれに、粘土化などの変質を受けた凝灰岩?(GSJ R34250)や“氷長石化”で特徴付けられる変質を受けた流紋岩が含まれる。最後者について以下に簡単に記載を行う。

珪化、“氷長石化”及び粘土化された流紋岩(GSJ R34245/NI60080704)：式根島北西岸、カンビキ浦の奥、海食崖の上 火山砕屑性堆積物中の岩塊。白色で、破碎されたような構造が見られ、風化面では径1cmに達する多数の穴があいている。



第16図 式根島における柱状図作成及び野外観察地点図 (一色, 1982)

第10表 式根島, 民宿かめのこう, しんどう入口(531b 地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(3) 風化火山灰, 暗褐色	20
火山灰ないし細粒火山礫, 黄白色, 葉理発達	45
(2) 風化火山灰, 灰褐色, 炭化木小片を含む	5
火山灰, 白色ないし黄白色	22
(1) 風化火山灰, 明褐色, 炭化木小片を含む. 上面から15-25 cmの層準 に縄文時代前期後葉の諸磯c式土器片・黒曜石片(斑晶の少ない良質 のもので, 石器製作過程で生じた剥片. 式根島には産しない)・径 約10 cmの流紋岩礫(人間がどこからか運んで来たと思われるもの) などを含む	35
火山灰ないし火山礫(まれに火山岩塊). 全体の色調が桃色で, 軽石 質及び緻密ガラス質の流紋岩. 層理は不明瞭. 円頂丘溶岩の塊状表 面にアバット	

斑晶: 石英・長石及び鉄チタン酸化物

石英は径0.3-0.8mmで, 比較的角張っており, 湾入のあるものは見られない. このような結晶の周りにコロナ状に石英が成長している. 長石は長さ0.4-0.8mmで, パッチ状の消光を示すカリ長石¹⁸⁾ + 少量の粘土鉱物に完全に置き換えられているが, もとは斜長石であったろう. 鉄チタン酸化物は径0.2mm以下で少量.

石基: 珪化, “氷長石化”及び粘土化が著しく進んでおり, 原岩のスフェルライト構造がわずかに残っているだけである. 石英は柱状で長さ0.7mmに達し, 互いに組み合った形で産する. カリ長石は柱

18) 粉末X線回折法を用いて追認.



第17図 野伏三叉路から野伏港に下る道路西側の切り取り(806A地点)(一色, 1982)

状あるいはひし形の断面を示し、柱状のものでは長さ0.2 mmに達し、粘土鉱物を伴うことが多いが、比較的大型の石英粒に包有された形でも産する。

円頂丘溶岩(Sk)あるいは火山砕屑性堆積物(v)を覆って、何枚かの飛砂及び(あるいは)流砂(後述)と思われる堆積物がある。更にこれらを覆って、神津島天上山形成の際の火山灰層と新島向山火山形成の際の軽石層とがある。

野伏の三叉路から野伏港に下る道路の西側切り取り(第16図の806A地点, 第17図)では、第11表に示すような関係が観察される。

小浜港の南約100mの道路切り取り(第16図の527b地点)では、第12表に示すような関係が観察される(第21図も参照のこと)。

これら2地点で見られる(1)の一見無構造の風化火山灰にはその直下にある溶岩や火山砕屑性堆積物とその位置で風化した結果生じたものだけでなく、ほかから移動して堆積したものも含まれる。

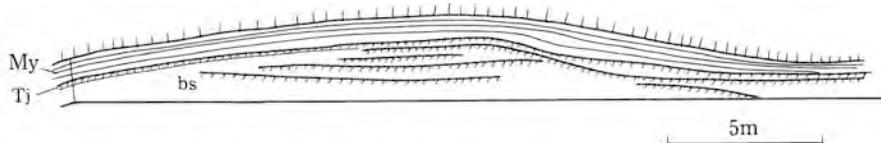
北岸、吹之江の南東にあるヘリポートの切り取りでは、向山軽石層・天上山火山灰層の下位に、時に斜交層理の見られる、黄色あるいはオレンジ色がかった、汚れた感じの流紋岩質砂層が露出している。この砂層の中には、第18図に示すように、連続性の悪い暗色帯(風化帯)が何枚か見られる。これら暗色帯は上下の境界が不明瞭で、炭化木小片を含むことが多く、また、縄文土器片黒曜石片が出土することがある。少なくとも一時的にはこれらの部分が当時の地表であったとみて間違いはない。時に斜交層理の

第11表 式根島, 野伏三叉路(806A地点)で見られる堆積物の記載

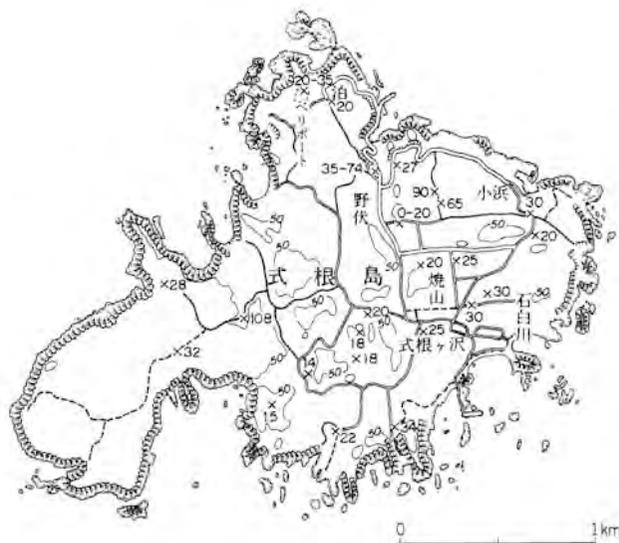
	厚さ (cm)
(3) 火山礫. 軽石質で, 最大径4 cm, 平均径1 cm. 斜交層理が発達しており, 石質岩片を含む(白ママ層)	260
(2) 風化火山灰. 暗褐色	6
火山灰. 全体の色調は白褐色で, 斜交層理が発達(灰トジ層)	29-68
(1) 風化火山灰. 明褐色, 一見無構造. 上部に炭化木片散在	140
同頂丘溶岩の塊状表面	

第12表 式根島，小浜港南(527b 地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(3) 火山灰ないし火山礫，軽石質及び石質，級化層理が発達(白ママ層)	約350
(2) 風化火山灰，暗褐色 火山灰，黄白色(灰トシ層)	4 27
(1) 風化火山灰，暗褐色 風化火山灰，明褐色，一見無構造 火山灰，軽石質及び緻密ガラス質で，斜長石や石英斑晶の目立つ流 紋岩火山礫を多く含む	5 125 >100



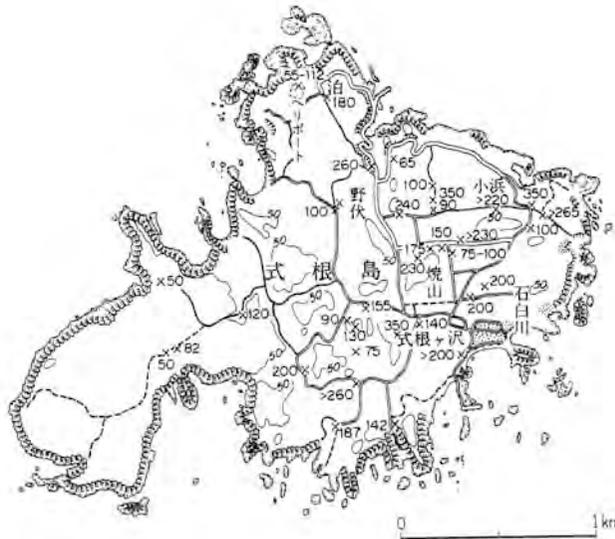
第18図 ヘリポート北側切り取りの模式スケッチ(一色，1982)。bs：飛砂及び(あるいは)流砂，Tj：天上山火山灰層，My：向山軽石層



第19図 天上山火山灰層の厚さ(一色，1982)。単位：cm

見られることから，砂層は飛砂及び(あるいは)流砂の堆積物であろう。非常に粗鬆な堆積物であるので，砂の移動に際して下位の砂が風化部を含めて削り取られ，暗色帯(風化帯)が連続しなくなったとみられる。ここでは，下位にあると想定される円頂丘溶岩との関係は不明である。

天上山火山灰層としたものは黒雲母流紋岩質で，島内では厚さ20-30cm，まれに100cm前後に達することがある(第19図)。この火山灰層は，上述のように，806A地点やヘリポートでは，もとの地形の



第20図 向山軽石層の厚さ(一色, 1982). 打点部は凹所あるいは当時の海域を埋積した部分. 単位: cm

凹凸に沿って砂層を覆い、狭い範囲内では厚さもほぼ一定であるが、斜交層理の見られることから、通常の降下堆積物ではない。“流れ”の要素を含む堆積物とみる方が穏当である。鮫島(1957)は明確な根拠を示さずに、この堆積物を天上山火山灰層としている。しかし、この火山灰層は黒雲母流紋岩質で、後述するように、ヘリポートの東南東側切り取りで、直下の褐色砂中から8世紀終末の年代を示す土師器及び灰釉片が、上部の黒土中から9世紀中頃の年代を示す土師器及び須恵器片が出土したことから、続日本後紀巻第七及び巻第九に記述されている承和5年(西暦838年)の上津島(神津島天上山形成)の噴火の堆積物とみて差し支えない。

向山軽石層としたものは天上山火山灰層を覆い、島の東北東部の小浜付近で一番厚く約350cm、西南西に行くに従って薄くなり、カンビキ浦と御釜湾とを結ぶ付近で50cmに減少する(第20図)。この軽石層はヘリポートなど大きな切り取りで見られるように、天上山火山灰層が示すものの地形の凹凸に沿って堆積し、狭い範囲内では厚さもほぼ一定であるが、斜交層理がしばしば認められることから、“流れ”の堆積物、すなわち、火砕サージ堆積物とみてよい。構成物質は黒雲母流紋岩軽石が主体で、ほかに緻密ガラス質の黒雲母流紋岩片があり、異質岩片として石英・粘土鉱物・アルバイトなどを生ずるような変質作用を受けたデイサイト(GSJ R34249)、斜方輝石が完全に粘土鉱物化したドレイト(GSJ R34248)などが含まれる。主体を占める軽石の粒径は東北東部では最大5cm程度、平均2-3cmであるが、西南西へ行くに従って減少する。

石白川の海拔10m前後の低平地や東岸の二・三の小湾入の奥部には、軽石質及び緻密ガラス質の黒雲母流紋岩火山灰ないし火山礫からなり、少量の角閃石流紋岩や異質岩片を含む、葉理の発達した堆積物が露出している(第20図の打点部)。石白川海岸の西端では、この堆積物は円頂丘溶岩にアバットしている。旧新島本村役場支所の東方にある井戸(正確な位置は不明。恐らくこの堆積物に掘削されたもの)

では、深度約 8m の底部から海浜礫と同様な円礫とともに貝殻が出土したといわれている(1960 年 8 月, 当時の肥田支所長談)。これらは海浜を埋めた火砕サージ堆積物である。

この軽石層は東北東(新島の向山)に向かって厚さも粒径も増大すること, 上述のようにその直下から 9 世紀中頃の土師器及び須恵器片が出土することから, 日本三代実録・日本紀略・扶桑略記などに記述されている, 仁和^{にんな}2 年(西暦 886 年)の安房国南方海上(新島における最新の火山, 向山)の噴火(例えば一色, 1973)の際の堆積物とみて差し支えない, 火砕サージ堆積物と考えられる, 向山軽石層から採取した軽石質本質岩塊について, 以下に簡単な記載を行う。

黒雲母流紋岩(GSJ R34247/NI60080901a): 式根島中学校の北北東約 250m, 火砕サージ堆積物中の軽石質本質岩塊。この標本はやや黄ばんだ白色, 長く伸びた気孔が発達している。斑晶として乳白色の斜長石・無色透明の石英のほか, 黒雲母が目につく。鏡下では,

斑晶: 斜長石・石英・黒雲母及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ 0.4-1.5mm で清澄, 累帯構造が見られ, 組成範囲はアンデシないしオリゴクレイス。黒雲母や鉄チタン酸化物を包有することがある。石英は径 0.3-1.5mm, 円味を有し, ときに深く湾入している。黒雲母と接して産する。黒雲母は径 0.3-0.8mm, X: 淡黄褐色, Y 及び Z: 暗褐色。鉄チタン酸化物は径 0.1-0.2mm で少量, 長さ 0.05mm 程度のジルコンと接して産することがある。

石基: 無色ガラス。

式根島の表層部を構成する上記堆積物の地質柱状図は第 21 図に, 柱状図作成位置は第 16 図に示されている。これらについて以下に若干の記述を行う。ヘリポートの切り取り面での柱状図作成位置は拡大して第 22 図に示されている。

ヘリポートの 526c 地点(ヘリポート拡張のため削平されて現在はない), 913a 地点及び 912b 地点での野外観察の結果は第 13-15 表にそれぞれ示されている。

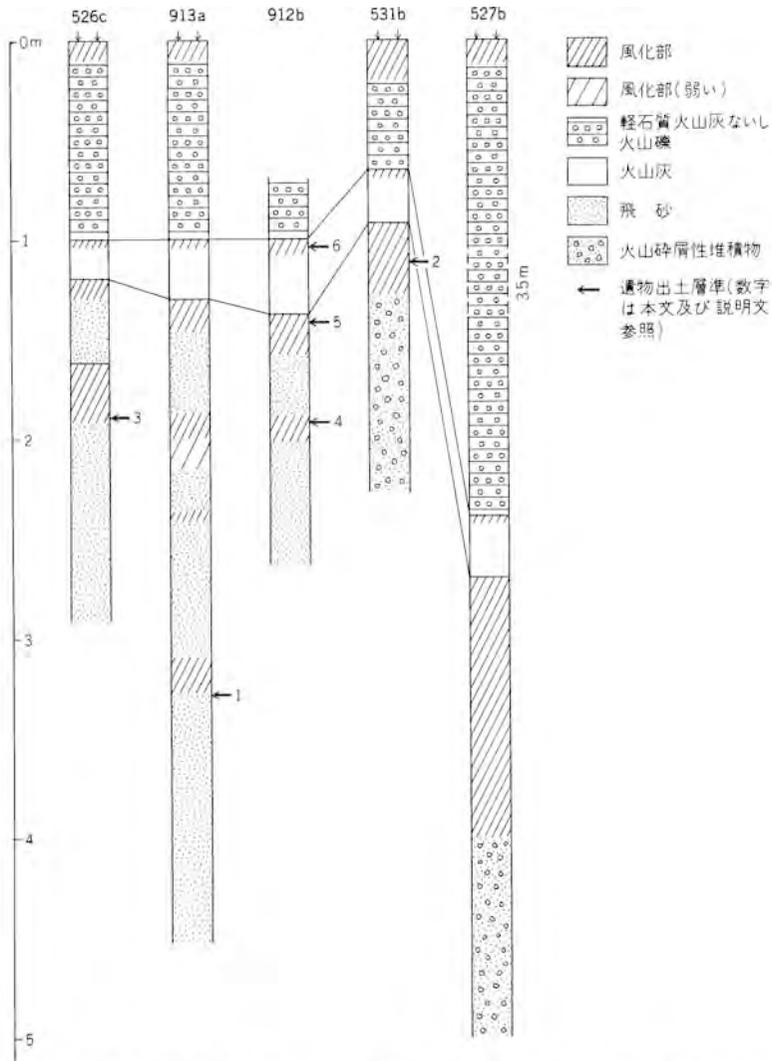
吉田・小林(1985), 吉田(1985 年 3 月私信)及び東京都教育委員会(1985, p.63, 図 F)によれば, ヘリポート西北西壁切り取りの北部から掘り込まれた 3m 四方のトレンチから, 鉄製の太刀・鏡形製品・鈍身・短刀と完形あるいは完形に近い須恵器・土師器が見いだされた。出土層準は上記 912b 地点の層準(2)に相当する厚さ 10cm 足らずのやや風化した褐色砂とその下の明灰黄色層との境にあり, その年代は出土した須恵器の型式から, 8 世紀中葉頃として大過ないと思われる¹⁹⁾。

806A 地点と泊との中間にある帆縫原遺跡では, 上記 912b 地点の層準(3)の下位の黒土から, 縄文時代中期初頭から同期末までの多量の土器片・石器及び石囲炉跡が出土した(河内, 1984)。

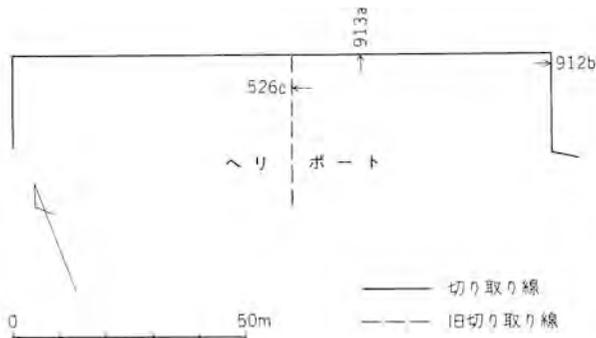
式根島には縄文時代早期後半と前期後-末葉から中期(主として前半)にかけて人々が渡来したが(東京都島嶼地域遺跡分布調査団, 1981; 河内, 1984; 小田, 1984; 早川, 1984; 吉田・小林, 1985), 砂の定着が悪く, 生活環境は決して良くなかったと思われる。

武笠(1984a)によれば, 第 16 図の 806A 地点に近い野伏遺跡では, 8 世紀中葉を主体とし, 7 世紀末か

19) 東京都教育委員会(1985, p. 62)は「式根島の吹之江遺跡からは平安時代の信仰に関係する刀, 鉄鏡, 刀子や須恵器が本土に向けた山麓部に発見され, また火山灰との関係・白ママ層の下で灰トジ層の上部に包含されていました。灰トジは, 西暦 838 年噴火の神津島天上山の噴出物です。」と記述しているが, 「白ママ層の下で灰トジ層の上部」というのは誤りである。



第21図 式根島の表層部を構成する堆積物の柱状図(一色, 1982)。1: 縄文時代早期末葉土器片及び黒曜石片, 2: 縄文時代前期後葉土器片及び黒曜石片, 3: 縄文時代前期後葉-末葉土器片及び黒曜石片, 4: 縄文時代前期末葉土器片及び黒曜石片, 5: 土器及び灰釉片, 6: 土器及び須恵器片



第22図 ヘリポートにおける柱状図作成地点図(一色, 1982)

第13表 式根島，ヘリポート(526c地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(4) 火山灰ないし火山礫、白色、軽石質及び石質、層理が発達、上部は風化(白ママ層)	100
(3) 火山灰、帯褐灰色	4
火山灰、帯灰白色(灰トジ層)	16
(2) 砂、褐色、炭化木小片を含む	10
砂、帯褐白色、軽石質及び石質流紋岩の細礫を含む	32
(1) 砂質ローム、明褐色、炭化木小片・土器片及び黒曜石片を含む、土器片のうち1片は縄文時代前期諸磯c式か十三菩提式に同定される	30
砂、黄白色、軽石質及び石質流紋岩火山礫(火山礫は列をなして並んでいる)を含む	>100

第14表 式根島，ヘリポート(913a地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(5) 火山灰ないし火山礫、黄白色ないし白色、軽石質及び石質、層理が発達、上部は風化して褐色(白ママ層)	約100
(4) 黒土	5
火山灰、帯桃白色、細粒(灰トジ層)	25
(3) 砂、暗褐色、炭化木小片を含む	16
砂、明褐色、下位層との境界不明瞭	41
(2) 砂、褐色、炭化木小片を含む	13
砂、明褐色	15
砂、ややオレンジ色がかった白色	22.5
砂、上下より暗い色調	3.5
砂、ややオレンジ色がかった白色、下位層との境界不明瞭	68
(1) 砂質ローム、明褐色、炭化木小片を含む、下底部から縄文時代早期末葉條痕文土器1点及び黒曜石片出土	19
砂礫、ややオレンジ色がかった色調、軽石質及び石質	>125

第15表 式根島，ヘリポート(912b地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(4) 火山灰ないし火山礫、黄白色、軽石質、層理が発達(白ママ層)	>28
(3) 黒土、9世紀中頃の年代を示す土師器及び須恵器片出土	8
火山灰、灰白色(灰トジ層)	30
(2) 砂、褐色、帯黄灰色部を斑点状に含む、8世紀終末の年代を示す土師器及び灰釉片出土、北北東壁東部には径30cm前後の玉石からなる配石遺構がこの層準に見られた	20
砂質ローム、下より明るい色調、下位層との境界不明瞭	30
(1) 砂質ローム、褐色、縄文時代前期末葉の十三菩提式土器片及び黒曜石片出土	15
砂、淡いオレンジ色	>60

ら8世紀後葉にわたる須恵器・土師器及び灰釉陶器, 9世紀後半の土師器及び灰釉陶器, 及び10世紀前半の土師器が出土している。また, 武笠(1984b)によれば, ヘリポートの吹之江遺跡からも8世紀中葉を主体とする土師器, 9世紀後半の土師器のほかに, 須恵器小片が出土している。しかし, 両遺跡とも出土層準に関する記述が欠けている。10世紀前半の土師器が出土するという事は, 新島の向山火山形成(西暦886年)の際の火砕サージが堆積後, 数十年もたたないうちに, 平安時代人が来島したことを示している。

式根島の湾入部には, 砂及び礫からなる海浜堆積物が小規模ではあるが分布している。

地質図には, 主体を占める式根島火山溶岩円頂丘(Sk)と火山砕屑性堆積物(v)のみが示されている。

III. 16 若郷火山(Wg)

新島の北部, 若郷集落及びその周辺に主として分布する玄武岩質の火砕サージ堆積物を若郷火山と呼ぶことにする。この堆積物は福地(1902)の富士岩灰砂層, 津屋(1938)の若郷玄武岩砂礫層に相当する。その厚さは井沢磯中部で約60m(護岸工事の際に現海面付近より下位は「白い砂」であったことが知られている), 新島山の山頂北部で約15m, ジナーカ山山頂付近で約3mである。若郷(渡浮根)港では, この堆積物は縄文時代後期中葉から晩期後葉(大洞A式)の渡浮根遺跡を覆っている。

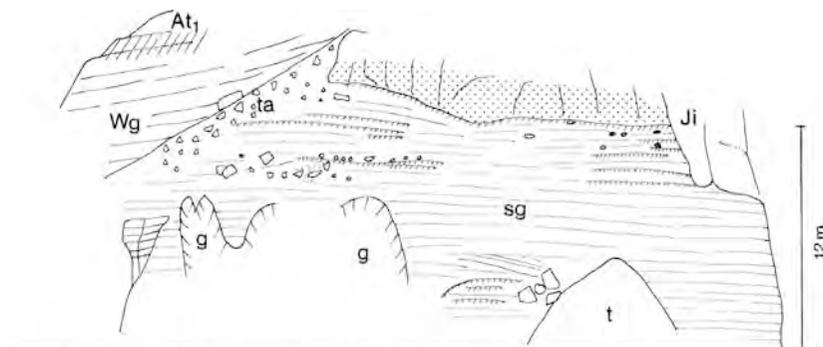
南方へは, この堆積物の厚さも粒度も減少するが, 宮塚山・赤崎峰更には峰路山の南部まで, これら火山を覆う未区分火山砕屑性堆積物(vu)の風化面を覆って分布している。峰路山の上にある田原遺跡では, この堆積物は縄文時代後期までの遺物を確実に覆っている。杉原ほか(1967)の記載と現著者の現地観察との対応は十分ではないが, 縄文時代晩期後葉(大洞A式)から弥生時代中期初頭(丸子式)の土器類はその上位から出土したものと思われる。したがって, 若郷火山形成の時期は今から二千数百年前と推定される。

1973年3月下旬頃, 若郷(渡浮根)港拡張のために背後の崖を削り取ったところ, 縄文時代後期から晩期の土器・土製品のほか, 石鏃・石斧・石剣・玉類・骨製もり・骨製釣針・ウミガメ類などの骨片を多量に出土する砂礫層が露出した(渡浮根遺跡。川崎, 1984; 金子, 1984)。この露頭の1974年6月1日現在の写真と模式スケッチを第23及び24図に示す。遺物を包含する砂礫層は未固結であるため, 崩壊が激しく, 時とともにその様相を変化させている。ここでは, ジナーカ火山の円頂丘溶岩にうがたれた洞穴(露頭面での高さ約12m, 奥行不明)を斜交層理の発達した砂礫がアバットの関係で満たしている。砂礫は角張っており, 軽石質の角閃石流紋岩・黒雲母流紋岩, 緻密で石質の玄武岩によって構成されている。砂礫層には, 不連続ではあるが, 数層準に褐色の薄層が認められる。これら褐色薄層には土器片・炭化木小片・骨片が含まれること, 上限は明瞭であるが, 下方へは色調が移化することから, 一時的にせよ, 地表面であったことは確かである。砂礫層の露頭の向かって右上部には大円礫が散在しているが, 当時の人が何等かの理由で運んだものであろう。

この砂礫層の特に上部には, 流紋岩の岩塊に富む部分がレンズ状に挟まれることから, 時々小崩壊が起こったのであろう。砂礫層は露頭の左手で大規模な崩壊堆積物に覆われ, 更に玄武岩火山灰ないし火山岩塊を主体とする, 固結度のやや高い堆積物によって, アバットの関係で覆われている。



第23図 渡浮根遺跡とそれを覆う若郷火山火砕サージ堆積物(1974年6月1日撮影)。Ji：ジナーカ火山円頂丘溶岩。sg：砂礫層。ta：崖錐堆積物。Wg：若郷火山火砕サージ堆積物。At₁：阿土山火山火砕物。白矢印：顕著な遺物出土層準



第24図 渡浮根遺跡とそれを覆う若郷火山火砕サージ堆積物(4601 a 地点)の模式スケッチ。短斜線部：褐色を呈する部分。薄黒色の線：円礫。打点部：若郷火山火砕サージ堆積物が付着していた痕跡。g：雨裂。t：最近の崖錐堆積物。ほかの記号は第23図と同じ。第23図を斜め左方から見たスケッチ

この堆積物は、例えば若郷集落の南の切り通しで見られるように(第25図)、堆積物全体として(細粒の場合には特に)固結度が高いこと、斜交層理が発達すること、斜交層理を示す部分に火山豆石が含まれたり、ボム・サッグが存在すること；若郷前浜の北部で見られるように、アスファルトのように新島山火山円頂丘溶岩の海食崖面に付着したり、その割れ目にまでしみ込んでいたりすることから、かなり



第25図 若郷火山火砕サージ堆積物。若郷集落南の切り通し

湿った火砕サージの堆積物と判断される。WATERS and FISHER (1971)²⁰が記載した、アゾレス諸島フェイアール島の1957-1958年 Capelinhos 噴火初期の浅海底噴火活動の産物—ベース・サージ堆積物—とその堆積構造が極めてよく似ている。新島山東側やジナーカ山北側の海食崖には火砕サージの付着物は認められない。また、堆積物中には風化帯によって示されるような時間間隙は認められない。

この堆積物の主体を占める本質玄武岩火砕物のうち、粗粒の火山岩塊をとってみると、乾陸上で噴出して乾陸上に降下したスコリアに比べて、比重は大きく、孔隙は小さい。また、表面にはちりめんじわが発達しており、1cm ぐらいの間隔で表面から深さ約1cmの割れ目が入っており、こわれやすい。ほかの岩塊では、固着はしているものの岩塊の表層部が破碎されて径1mmから数mmの角張った岩片が生じている。これら水冷によって生じたと考えられる事実も上記の判断を支持する。

この堆積物には、本質玄武岩火砕物のほかに、角閃石流紋岩、変質火山岩、角閃石輝石斑れい岩 (GSJ R34151) 及び輝石かんらん石斑れい岩 (吾妻・八島, 1984. 原論文では閃緑岩) 岩片が含まれている。変質火山岩のうち、鏡検したものには次の岩石が含まれる：

- (1) 苦鉄質火山礫凝灰岩 (GSJ R34164)．二次鉱物として、石英・緑泥石・アルバイト・緑れん石・スフェーン及び黄鉄鉱を生じている。
- (2) 苦鉄質凝灰岩 (GSJ R34162)．粘土化。
- (3) 普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R34160)．斑晶かんらん石は完全に変質しており、粘土鉱物

20) WATERS, A. C. and FISHER, R. V. (1971) Base surges and their deposits : Capelinhos and Taal volcanoes. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 5596-5614.

+石英, 粘土鉱物+方沸石(?) +石英, 粘土鉱物+方沸石(?), 粘土鉱物+方解石+方沸石(?), 粘土鉱物+方解石+石英+沸石の組合せとなっている。孔隙は粘土鉱物に満たされている。

(4) 斜方輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R34163)。斑晶かんらん石は完全に粘土鉱物+方解石に, 斜方輝石は一部粘土鉱物に変わっている。孔隙は粘土鉱物に満たされている。

(5) 安山岩(GSJ R34161)。二次鉱物として, 石英・方解石及び粘土鉱物を生じている。

若郷火山を形成した噴火は, 今からおよそ二千数百年前に起こった。局地的な変動がなかったとすれば, 当時の海水準は現在のそれよりも約3m低かった(井関, 1977)。当時は現在の阿土山はなく, 新島山は孤立した島で, 宮塚山山塊との間には幅約500mの水道があった。玄武岩マグマの噴出はこの島の西方数百m沖の浅海底で起こり, 高く噴き上げた噴煙柱からは火山灰や火山礫が当時既にあった高さ400mを超える山地に激しく降り注いだ。一方, 噴煙柱の根元からは急速に側方に広がる, かなり湿った“横なぐりの噴煙”が発生し, 新島山の西壁やジナーカ山の東壁の高さ数十mにまで噴きつけた。このような型式の噴火が頻繁に繰り返されたが, いくつかの観測例, 例えば, フィリピンのタール火山の1965年の噴火²¹⁾を参考にすると, 数日とか二・三箇月といった短期間に終わったとみなすことができる。

FRIEDLAENDER(1909)は根浮岬の北方約5kmにある鵜渡根島火山がその噴出中心と考えたが, 堆積物の分布や産状の説明が困難なこと, 宮地(1965)が記述しているように, 鵜渡根島を構成する玄武岩には流紋岩片は捕獲されていないことから, 現著者はこの考えを受け容れることはできない。辻村(1918)及び津屋(1938)は噴出中心をジナーカ山南東にある久田巻^{くだまき}の凹地と考えたが, この場合も分布・産状の説明が困難である。

若郷火山火砕サージ堆積物の風化面を直接あるいは中間に堆積機構不明の火山砕屑性堆積物を1, 2層(風化帯の存在で識別できる)挟んで, 阿土山火山火砕丘あるいは火砕サージ堆積物が覆っている。

かんらん石玄武岩(GSJ R34152/NI71053103): 新島西岸北部, 若郷前浜北端, 玄武岩質火砕サージ堆積物中の本質火山岩塊。この標本は灰黒色で, 長さ通常0.5mm以下, ときに3mmに達する長石斑晶を散点的に含む。鏡下では(第VI図版2),

斑晶: 斜長石(2.6%), かんらん石(0.7%)及び鉄チタン酸化物(微量)

斜長石は長さ0.3-2mm, 時に3mmに達し, 清澄, 累帯構造が見られるが流紋岩の斜長石斑晶ほど顕著ではない。組成範囲はバイトウナイト。かんらん石は長さ0.3-0.5mmで清澄。鉄チタン酸化物は径0.1-0.2mm, 単斜輝石小粒を包有することがある。

石基: 全体の96.7%を占め, 長さ0.08-0.3mmの長柱状斜長石, 長さ0.05mm前後のかんらん石, 及びこれらの間を満たす単斜輝石・鉄チタン酸化物微粒・淡褐色ガラス(?)からなる。

この標本の化学分析値は第1表, no. 11に示されている。

III. 17 阿土山火山 (At₁及びAt₂)

新島の北部山地の東側にある阿土山^{あつちやま}(海拔約200m)及びその付近を構成する火砕丘・火砕サージ堆積

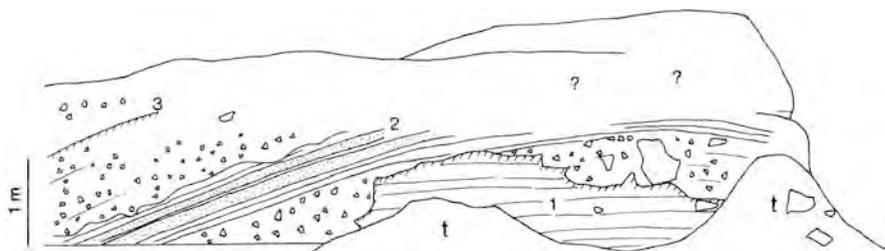
21) MOORE, J. G., NAKAMURA, K. and ALCARAZ, A. (1966) The 1965 eruption of Taal Volcano. *Science*, vol. 151, p. 955-960.

物(At_1)及び溶岩円頂丘(At_2)を阿土山火山と呼ぶことにする。この火山は津屋(1938)の淡井浦灰砂層+アツチ山熔岩、宮地(1965)のアツチ山ホマトロイデに相当する。火砕丘の山頂火口は溶岩円頂丘の北西側に少なくとも4個あり、すべて東から南へ開口している。これらのうち、最新の火口は最も南東にあるもので、その径は復元すると約500mである。4個の爆発火口は短期間において順次形成されたものであろう。

溶岩円頂丘部分は南北径1.3km、東西径1.1km、平面形は長円で、厚さは約150mである。その表面は、その後の被覆が2m程度と薄いので、もとの小起伏地形を残している。

若郷(渡浮根)港から都道211号線に登る道路の切り通し(北面する崖)では、若郷火山火砕サージ堆積物の表面に刻まれた深さ2ないし3mの数個の凹所(立体的な形態は不明)を埋め立てるように、阿土山火山の粗粒火砕物(層理不明瞭)が堆積しており、その上に層理の明瞭な細粒火砕物が載っている。

同港の東北東0.6km、都道211号線の西側にある宅地北側の切り取り(巻末付図、3523a地点)では、第26図に示すような露頭が観察された。その層相は第16表に示されている。



第26図 若郷火山火砕サージ堆積物の侵食面を覆う阿土山火山火砕物。若郷(渡浮根)港の東北東0.6kmの宅地北側の切り取り(3523a地点)、数字は第16表のそれに対応。t: 崖錐堆積物

第16表 若郷(渡浮根)港の東北東0.6kmの切り取り(3523a地点)で見られる堆積物の記載

	厚さ (cm)
(3) 火山灰、黒雲母流紋岩質、向山火山起源	約10
(2) 風化火山灰、暗褐色	10
角張った流紋岩火山岩塊ないし火山灰、玄武岩の火山礫ないし火山灰を伴う。層理不明瞭、下位の凝灰岩の層理を波状に切る	約100
凝灰岩、黄灰色、細粒	27
玄武岩及び流紋岩の細粒火山礫ないし火山灰	11
凝灰岩、黄灰色	3
玄武岩及び流紋岩の火山礫	20
凝灰岩、灰色、粗粒	17
主として玄武岩の火山礫ないし火山灰と角張った流紋岩の火山岩塊ないし火山灰、層理不明瞭、流紋岩火山岩塊の最大径は50cm	0-60
(1) 若郷火山火砕サージ堆積物、小起伏に富む。表層部明褐色に風化	

第17表 若郷前浜南端の海食崖(1604b地点)で見られる堆積物の記載

	高さ (cm)
(5) 風化火山灰. 暗褐色, 玄武岩及び流紋岩火山礫を含む	40
火山灰ないし火山礫. 黄白色, 軽石質. 向山火山起源か	11
(4) 風化火山灰. 褐色	15
火山礫ないし火山岩塊. 流紋岩に比べて玄武岩片は少ない. 流紋岩片は最大径40 cmに達する. 両者以外の岩片はまれ	70
火山灰ないし火山礫から黄灰色火山灰へと級化層理を示す13単元の火砕物	51.5
(3) 火山礫・火山灰及び火山岩塊. 流紋岩に比べて玄武岩片は少ない. 流紋岩片の最大径は20 cmに達する. 堆積物の表層は風化	27
(2) 風化火山灰. 暗褐色	3
火山灰. 白色	7
(1) 若郷火山火砕サージ堆積物. 表層部では細粒部分が褐色になっている	>100

第18表 阿土山東側の海食崖(4527a地点)で見られる堆積物の記載

	高さ (cm)
円頂丘溶岩	
火山灰. 軽石質及び石質. 葉理が見られる	40
火山灰ないし火山岩塊. 軽石質及び石質. 層理が見られる	145
火山灰ないし火山礫. 帯桃色. 火山岩塊を伴う	55
火山灰ないし火山岩塊. 軽石質及び石質. 層理が見られる. 下部に粗粒なものが集中. 下位層を切って堆積している	135
火山灰. 細粒部は帯桃色. 粗粒部は白色. 葉理が見られる	70
火山灰. 細粒部は黄灰色. 粗粒部はオレンジないし白色. 層理が見られる. 下底部に15×45 cm, 長さ55 cm以上の樹片(GSJ F11901). 表面の一部は炭化していると見られ. 層理に平行に倒れている. ¹⁴ C年代は1600±80y. B.P. (GaK-5392)	1000
火山礫ないし火山岩塊. 玄武岩に比べて流紋岩片は少ない. 層理が見られる. 露頭の下底から1.5 mの高さに流紋岩の円礫(25×45×不明 cm)が含まれる. 堆積物の下底は露出していない	>550

第19表 阿土山林道沿いの切り取り(1605b地点)で見られる堆積物の記載

	高さ (cm)
(2) 火山灰ないし火山礫. 黒雲母流紋岩軽石質. 級化層理発達. 表層部風化. 向山火山起源	130
(1) 風化火山灰. 帯褐灰色	2
火山灰ないし火山岩塊. 白色. 層理不明瞭. 溶岩の塊状表層部が崩壊・移動した部分	100
流紋岩溶岩の上部塊状部	

若郷前浜南端の海食崖の 1604b 地点(巻末付図)では、第 17 表に示すような関係が観察される。

ここでは、若郷火山噴出物との間に、堆積機構不明の 2 単元〔第 17 表の(2)と(3)〕が挟まっている。阿土山東側の海食崖の 4527a 地点(巻末付図。北緯 34° 24.1′, 東経 139° 17.5′)では、第 18 表に示すような関係が観察される。

阿土山林道沿いの切り取りの 1605b 地点では、第 19 表に示すような関係が観察される。

また、3523a 地点の近くでは、火砕堆積物中に部分的に斜交層理が観察された。

旗城鼻火山溶岩円頂丘との直接の関係は崖錐に覆われて不明であるが、この火山の噴出物がそれを覆うように分布している。

上述の事実から、阿土山の形成史は次のように組み立てられる。

今からおよそ 1,600 年前、若郷火山の火砕サージ堆積物からなる陸地とそれに接する海浜で、爆発的な噴火が起こった。爆発は始め特に激しく、若郷火山に由来する玄武岩片とともに、径数十 cm に達するような流紋岩岩塊を放出し、流れとして移動させて、小起伏に富む若郷火山の山腹の凹所を埋め立てた。その後、活動が比較的穏やかになり、火山礫や火山灰の降下に移行した。しかし、最後には、再び爆発活動が激しくなった。爆発は 4 個あるいはそれ以上の複数の中心から起こった、このような爆発的活動に引き続いて、最後に形成された火口から溶岩が流出し、火口の一部を覆って、平頂丘状の溶岩円頂丘を形成した。溶岩円頂丘形成後には爆発活動は起こらなかった。

阿土山火山の溶岩中には、流理の方向に伸びた、長径 40cm に達する暗色の包有物がかなり顕著に認められる。これら包有物は鉱物組成や組織の点からも、当時地表近くに堆積していた若郷火山の玄武岩片から由来したものとは考えられない。II. 5 節で述べたように、より冷たく、より珪長質なマグマの中に取り込まれた苦鉄質マグマ物質と考える方がよい。

火砕丘や火砕サージ堆積物を構成する本質物質及び円頂丘溶岩は、すべてよく似た黒雲母流紋岩であるから、ここでは円頂丘溶岩について以下に簡単に記載を行う。

黒雲母流紋岩(GSJ R34153/NI71060103): 新島東岸北部、淡井浦南端。円頂丘溶岩からの落石。この標本はやや灰色がかかった白色、軽石質で、長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく。鏡下では、

斑晶: 斜長石・石英・黒雲母及び鉄チタン酸化物

斜長石は長さ 1-2.5 mm で清澄、累帯構造が見られ、組成範囲はアンデシナイトオリゴクリス。最外縁部の厚さ 0.01-0.02 mm が細かい虫食い状を呈しているものがある。また、鉄チタン酸化物斑晶や黒雲母小片を包有することがある。石英は径 0.8-1.5 mm, 円味を有し、ときに深く湾入している。黒雲母は径 0.5-1.5 mm, X: 淡黄褐色, Y 及び Z: 暗黒。鉄チタン酸化物は径 0.15 mm 前後で、燐灰石小粒を包有したり、それらと接していたりする。

石基: 多孔質無色ガラスからなり、その中に斜長石・鉄チタン酸化物・黒雲母などのマイクロライトが散在している。

この標本の化学分析値は第 1 表, no. 13 に示されている。

黒雲母流紋岩中の包有物(GSJ R34154/NI71060104): 新島東岸北部、淡井浦南端。流紋岩落石中に含まれる。この標本は暗灰色、ざらざらした感じの岩石で、長さ 3mm に達する長石斑晶を散点的に含む。厚さ 2mm 前後の、より暗色・細粒の周縁相が見られる。鏡下では(第VII図版 1),

斑晶：斜長石及びかんらん石(ともに少量)

斜長石は長さ1-3mmで清澄，累帯構造が見られる。かんらん石は長さ0.5mm前後で，鉄チタン酸化物を包有している。周縁から粘土鉱物化している。中心部が虫食い状を呈する斜長石は捕獲結晶である。

石基：クリスコロス組織を示し，斜長石，Z軸色が黄褐色の角閃石，単斜輝石(少なくとも一部は光軸角などの概測から普通輝石)，“磁鉄鉱”及び“チタン鉄鉱”からなる。これら鉱物が稲束状集合体を形成していることがある。角閃石は単独で，あるいは単斜輝石を周縁から置き換える形で産する。孔隙には石英が，時には針状燐灰石が晶出している。

この標本の化学分析値は第1表，no.14に示されているが，玄武岩組成である。鏡下での観察を行ったほかの4試料(GSJ R34156, 34157, 34158及び34159)も，角閃石の酸化程度の差を除けば，ほぼ同じ組織・鉱物組成であった。

黒雲母流紋岩中の細粒トーナル岩包有物(GSJ R34155)：新島北部，阿土山北西腹。円頂丘溶岩に含まれる。この包有物は，肉眼では，ごま塩状，長径10cm程度の長円体である。鏡下では，

不等粒・モザイク状で，少量含まれる長さ1-2mmの斑状斜長石を除けば，長さ(あるいは径)0.5mm以下の他形の斜長石(ちり状包有物多し)，石英，鉄チタン酸化物，黒雲母(X：淡黄褐色，Y及びZ：暗褐色)，角閃石(Z軸色：黄褐色)，斜方輝石及び少量の針状燐灰石からなる。

この岩石は産出がまれで，上述の包有物とは成因を異にするものである。

III. 18 向山火山 (My_1 , My_2 及び My_3)

新島の南半部を構成する火砕サージ堆積物(My_1)・火砕丘(My_2)及び溶岩円頂丘(My_3)を向山火山と呼ぶことにする。これら三つの単元の間には，風化帯によって示されるような時間間隙は認められないので，一輪廻の噴火の産物である。この火山は辻村(1918)の向山火山(白ママ層+大峰ホマーテ+石山トロイデ)，津屋(1938)の白ママ層+向山熔岩及び同灰砂層，宮地(1965)の向山ホマトロイデ，横山・徳永(1978)及び徳永・横山(1979)の向山火山に相当する。

火砕サージ堆積物(My_1)は現海面からの高さ約100m，フライパンを伏せたような低平な丘を形成している。地質図上では省略してあるが，同種の堆積物は北にある峰路山・赤崎峰・宮塚山，北西4kmにある地内島，及び南西5kmにある式根島をも覆っていることから，噴出直後はかなりの広範囲，径数kmとか10kmの範囲に広がったものと思われる。新島と式根島とは陸続きになっていたとの口碑があるが，少なくとも噴出直後はそのような状態であったのかも知れない。この堆積物は現在では著しく侵食され，特に東岸の羽伏浦では，長さ5kmにわたる海食崖にその断面が観察される。

この低平な丘を構成する堆積物は，緻密ないし多孔質の黒雲母流紋岩火山灰，火山礫及び火山岩塊を主体とし，そのほかに少量の変質した凝灰岩(GSJ R34195及び34223)，変質した斜方輝石角閃石デイサイト(GSJ R34222及び34224)，マイアロリティック孔隙を有するトーナル岩(GSJ R34221, 34225, 34226及び34174。黒田・安部，1958)，苔虫・石灰藻などの化石を含む礁状石灰岩(大森・磯部，1974)などの角礫及び亜円礫からなる。

この堆積物を構成する物質ほ粒産もかさ比重も多様であり，また砂波状(sandwave beds)，平板状



第27図 向山火山火砕サージ堆積物に見られる砂波状及び平板状堆積構造。流れの向きは左から右へ、新島東岸羽伏瀬、ヘリポート下、海食崖の高さは約25 m

(planar or plane beds) 及び無層理塊状(massive beds)の堆積構造²²⁾を示している(第27図)。場所によっては、大型の軽石質岩塊あるいは石質岩片からなるレンズ状体が含まれる。このように複雑な堆積構造を示すため、同時面の追跡は困難である。横山・徳永(1978)及び徳永・横山(1979)は、降下火砕堆積物が何層か挟まれると記述している。彼等は全体的に粗粒で、粒間の空隙に富み、側方への層厚変化が少なく、かつ数百 m 以上追跡できるという点をその判断規準としている。しかし、サージ堆積物についての $Md_{\phi}-\sigma_{\phi}$ 図を見ると、測定点の大部分は火砕流と降下火砕堆積物との範囲が重複した領域に落ちている。すなわち、粒度組成の解析からは両者の識別はつかない。したがって、上述の規準は十分なものとはいえない。現著者は降下火砕堆積物の挟在を現地で確認することはできなかった。砂波状などの堆積構造から、この堆積物を火砕サージ堆積物と見なすことは許されるであろう。

島の南半を取り巻く海食崖は垂直に近く、近接して崖の全面を観察することは困難であるが、概観すると、下部は平板状の構造が、上部は砂波状の構造が卓越している。亀見森から佐島にかけての海食崖では、後者の上半は波長が数 m 以下で、下半部に比べると際立って短い。横山・徳永(1978)及び徳永・横山(1979)はこの堆積物の粒度組成や堆積構造を記載し、火砕サージの進行方向や堆積構造の横への変化を論じた。しかし、堆積構造だけからでは、その流速の緩急を論ずるのは難しい²²⁾。

間々下浦の南端、粘土山の海食崖では、火砕サージ堆積物の一部がレンズ状(厚さ 15-20 m)に緑色粘土化ないし膠結している。膠結した部分には、一見「大谷石」に類似した岩相のもの(GSJ R34173 及び 34213)まである。このレンズ状体の上下は、粗鬆な白色軽石質黒雲母流紋岩火山灰ないし火山礫であ

22) WOHLITZ, K. H. and SHERIDAN, M. F. (1979) A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. America Sp. Pap.* 180, p. 177-194.

るが、レンズ状体中の斑状苦鉄質珪酸塩鉱物はカミングトン閃石であり、黒雲母は認められない。このレンズ状体の形成機構はよく分からない。

火砕サージ堆積物は、新島南端においては、丸島峰火山の円頂丘溶岩からなる垂直に近い崖にアバットしており、鳥ヶ島の北方200mの海食崖では、大三山火山砕屑性堆積物からなる急崖に同様にアバットしている。峰路山・赤崎峰及び宮塚山では、風化火山灰で示される旧地表面をほぼ平行に覆っている。現著者は以前に(一色, 1973), 山地を覆うものは降下火砕物と考えたが、斜交層理が観察されることから、この部分も火砕サージ堆積物とした方がよい。

赤崎峰の南端、富士見岬(海拔約260m; 巻末付図, 3308b 地点。北緯34°22.9', 東経139°15.9')の道路切り取りでは、第14図の柱状図に示されるように、4枚の火砕物層が露出している。最上位にある厚さ2.2m, 層理の明瞭な軽石層が向山火山の火砕サージ堆積物で、ここでは主として白色ないし黄白色の黒雲母流紋岩の軽石質火山灰ないし火山礫からなり、軽石の最大粒径は8cmに達する。石質岩片も含まれており、その最大粒径は10cmである。この堆積物の下底から15cmまでの間に、径数cm以下の炭化した丸木が横倒しになって含まれている。根の部分はここでは見いだされていない、このような炭化木の産状はこの堆積物が高温の流れの産物であることを支持している。採取した試料のうち、径約2cmの丸木2本分から得られた¹⁴C年代は1120 ± 75y. B. P. (GaK-4560, NI73030803. 試料残なし)で、西暦830年前後の年代を示している。

火砕サージ堆積物からなる低平な丘の上に、比高約200mの火砕丘(My₂)が載っている。両者の間に風化帯はなく、整合・一連である。火砕丘を構成する物質は軽石質の黒雲母流紋岩火山灰ないし火山岩塊で、少量の石質岩片を伴う。山頂火口は少なくとも5個あり、すべて北東壁が高い。火砕丘の外側斜面は傾斜二十数度で、その北東部と南部とは原地形を保っているが、東部の亀見森では、その脚部の海食が激しいために崩壊が進行し、1947年10月28日撮影の垂直空中写真では山腹裸地は火口縁までは達していないが、1965年7月16日撮影のものでは火口縁のすぐ近くまで達しており、更に1978年11月5日撮影のものでは火口縁が130m以上侵食されている。また、北腹なかんざわの中沢では、ほかとは異なり、細かい谷地形が発達している。横山・徳永(1978, p. 251, Fig. 1)及び徳永・横山(1979, p. 112, 第2図)はこの部分をPre-Mukaiyama volcanicsとしているが、その理由を明示していない。構成物質は山体のほかの部分と同じ黒雲母流紋岩の火砕物であり、別の地質単位とするには根拠薄弱である。しかしながら、この対照的な地形の成因については、現在までのところ、不明である。

タジン沢を囲む火口はその北東にある火口に切られているが、ほかの4個の切り合いは不明瞭である。恐らく、タジン沢を囲む火口が最初に活動し、その北側に北西-南東に配列する火口はほぼ同時に活動したものであろう。火口壁の北東側が高いのは南西の風が強い期間に噴火が続いたことを物語っている。津屋(1938, p. 192)は火砕丘の西半が欠けている理由として爆発・破壊によるとしているが、その証拠は野外では見いだされていない。宮地(1965, p. 652)は火口壁の北東側が高い理由として、(1)偏西風プラス卓越風、(2)火道の向きの二つを考えたが、火道が垂直ではなく、高角度ではあるが傾斜している(宮地, 1965, p. 652, 第7図)というのは多くの事例から考えにくい。風向に支配されたとするのが一番妥当である。

火砕丘の火口底を埋め、一部は火口壁を破って、面積約3.3km²、最大の厚さ200mの黒雲母流紋岩

溶岩円頂丘(My₃)が広がっている。円頂丘の表面には、長く伸びた丘陵や凹地が複雑に発達し、その高低差は数十mに達する。この表面起伏は、津屋(1938, p. 190-192)や徳永・横山(1979, p. 121)が述べているように、溶岩流の表面に一般に見られるしわ模様であり、その弧の南東への張り出しから、溶岩流の少なくとも東半は北西から南東へ流れたものと判断される。ほかの部分についてはあまり規則性は見られない。

円頂丘溶岩の北部は二つのロープに分かれており、空中写真では、その北端で、西ロープが東ロープを覆っているように判読される。両ロープの間、石山の抗火石採掘場東側の道路沿いには数百mにわたって、断続的ではあるが、厚さ4mを超える黒雲母流紋岩の軽石質火山灰ないし火山礫層が露出している。その最南端では、溶岩流の塊状表面を級化層理を示す軽石層が覆っているが、その傾斜は55°と急であり、安息角をはるかに超え、異常である。円頂丘の北端のヘアピンカーブのある道路沿いにも、急傾斜で層理にくい違いのある軽石層が点々と露出している。これらはやや固結した軽石層がブルドーザーのように前進する溶岩流によって押し上げられて変位したものである。

火砕サージ堆積物・火砕丘を構成する本質物質及び円頂丘溶岩はすべてよく似た黒雲母流紋岩であるから、ここでは後者について以下に簡単な記載を行う。

黒雲母流紋岩(GSJ R34175/NI71061203)：新島南部，丹後山東方，道路傍。円頂丘溶岩。この標本は灰白色で長石・石英及び黒雲母の斑晶が目につく。鏡下では(第Ⅶ図版2)，

斑晶：斜長石(10%程度)，石英(10%程度)，黒雲母(<1%)及び鉄チタン酸化物(<1%)

斜長石は長さ0.5-2.5mmで清澄，累帯構造が見られ，組成範囲はアンデシソないしオリゴクレイス。黒雲母小片を包有することがある。石英は径0.6-2mm，円味を有し，ときに深く湾入している。黒雲母を包有することがある。黒雲母は径0.5-1.5mm，X：淡黄褐色，Y及びZ：暗黒，EP-MA分析によると，mg*=54-52。鉄チタン酸化物は径0.2-0.5mmで，長さ0.05mm前後のジルコンを伴う。

石基：多孔質無色ガラスからなり，その中に斜長石・黒雲母などのマイクロライトが不均一に散在している。

この標本の化学分析値は第1表，no. 16に示されている。

角閃石黒雲母トータル岩(GSJ R34174)：新島西岸，間々下浦南部。火砕サージ堆積物中の異質岩片。この岩片は5×4×4cmの角礫で，マイアロリティック孔隙が発達しており，全体としては白色，黒雲母ほかの有色鉱物を散点的に含む。鏡下では，

不等粒で，時に微文象組織が発達しており，主成分鉱物は，アルバイト式及びペリクリン式多片双晶の目立つアンデシソないしオリゴクレイス，微細で不規則な形の包有物(?)多数含む石英，パーサイト構造の発達したアルカリ長石，X：淡緑色，Y及びZ：褐色の黒雲母(一部粘土鉱物化)，Z軸色が淡緑色の角閃石(アクチノ閃石?)及び鉄チタン酸化物であり，そのほかに副成分鉱物として燐灰石，ジルコン(鉄チタン酸化物に包有されたり，接して産することが多い)及び褐れん石-緑れん石が含まれる。二次鉱物としてぶどう石(?)が少量含まれる。

この岩片の化学分析値は第1表，no. 17に示されている。

異質岩片として産する変質火山岩のうち，鏡検したものには次の岩石が含まれる：

(1) 凝灰岩(GSJ R34195)。緑色。二次鉱物として，緑泥石・石英・アルバイト・方解石・沸石を生

じている。

- (2) 凝灰岩(GSJ R34223)．表面は帯緑灰色，内部は桃褐色．アルバイト・緑れん石・粘土鉱物を生じている。
- (3) 斜方輝石角閃石デイサイト(GSJ R34222)．表面は帯緑灰色，内部は桃褐色．粘土鉱物・アルバイトを生じている。
- (4) 斜方輝石(?)角閃石デイサイト(GSJ R34224)．灰白色．アルバイト・粘土鉱物を生じている。

向山は，新島図幅地域内では，最新の単成火山であり，¹⁴C年代や出土遺物の推定年代からみて，中村清二(1915)や辻村(1918, p. 89-91)の説くように，日本三代実録・日本紀略・扶桑略記などの古文書にある仁和^{にんな}2年5月24日(西暦886年6月29日)からの安房国(房総半島南端部を占めていた行政区画)南方海上で起こった噴火とみられる事件は，この火山の形成に関連したものである確度が高い(一色，1973)．扶桑略記(黒根編，1932による)には次の記事がある。

〔仁和二年五月〕 廿六日甲辰．降雨．天東南有声如雷．

〔仁和二年〕 八月四日庚戌．安房国言．去五月廿四日夕．有黒雲．自南海群起．其中現電光．雷鳴地震．通夜不止．廿六日暁電風．巳時天色晴朗．砂石粉土遍滿地上．山野田園無所不降．或所厚二三寸．或処僅蔽地．稼苗草木皆悉凋枯．馬牛食粘粉草．死斃甚多．

〔仁和三年〕 十一月二日．伊豆国献新生島図一張．見其画中，神明放火．以潮所燒．則如銀岳．共頂有緑雲之氣．細事在图中．不更記之．

噴火の時期は太陽暦に直すと6月下旬，この季節の新島は南西ないし西南西の風が一番強く(東京管区気象台，1970)，房総半島南端部に降灰する可能性は大きい．火砕丘の北東火口壁の高いこともこの可能性を支持する．

III. 19 崖錐及びそれに関連した堆積物(t)

急峻な溶岩崖の下には，大小様々な砂礫からなる崖錐及びそれに関連した堆積物が発達している．地質圏では，峰路山・赤崎峰及び宮塚山の麓に分布するもののみを示した．

これらのうちには，重力の直接的作用によって生じたもの(崖錐)のほかに，豪雨によって生じた土石流堆積物も含まれる．1972年末の集中豪雨の際にも，急崖地の各所で崩壊が起こったが，崩壊地の形態は一般に幅の狭いへら状であった．赤崎峰及び宮塚山の東麓の低い海食崖には，粗いが比較的連続性のよい層理を有する火山砕屑性堆積物が露出している．津屋(1938, p. 174, 第2図; p. 185-186)はこの堆積物を羽伏浦灰砂層と命名し，宮塚山熔岩(現著者の宮塚山火山)と関連した初生の火砕堆積物と考えたようであるが，その一方で「此地層の発達してゐる處は丁度宮塚山の南東側の絶壁下に当たり，絶壁の直下には崖錐層が分布してゐるから，羽伏浦灰砂層も或は此崖錐層の一部分であるかも知れない」としている．現著者の観察によると，大きな沢や崩壊地の下では，岩塊はより大型であり，全体として層理は見えるものの乱雑な堆積物であることから，崖錐性のものと判断し，「崖錐及びそれに関連した堆積物」に含めた．

これら堆積物には，峰路山火山形成後，現在に至る様々な時代の堆積物が含まれる．

III. 20 砂丘堆積物 (d)

砂丘堆積物は、新島東岸の羽伏浦北部、西岸の和田浜・前浜・間々下浦、及び峰路山と向山との間の低地などに分布している。

磯部(1985a)によれば、この堆積物は主として石英・斜長石・火山ガラスなどの砂と石質の砂礫とからなり、特に内陸部では厚さの変化に富んでいる。地質図には、磯部((1985a, p. 78, 第1図)に従って、層厚1m以上の部分を示した。砂丘に厚く覆われる地域は、図から明らかなように、島状に分布し、最も厚い部分は5ないし20mに達する。彼によれば、内陸部の砂丘の伸長方向は、海上から島の中央低地に向かう西風や北東風が、南北の山地によって強制的に収束・発散させられて生じた局地風の向きに支配されたものである。砂丘砂と海浜砂の粒度分析結果(Md₀-σ₀図)を見ると、前者の方がより細粒で、淘汰の悪いことが分かる(磯部, 1985a, 第4図)。これらのことから、卓越風によって海浜から飛来した砂に、向山火山火砕サージ堆積物(従来の白ママ層)表層部の細粒物質や軽石片が付加され、原地形の傾斜変換点付近で、かつ相反する風向の会合地域や風の発散域に厚く砂丘が発達したものと考えた。

海浜沿いの砂丘は内陸部のものより新しい。

III. 21 海浜堆積物 (b)

新島においては河川は発達していないが、海による陸地、特に火山砕屑性堆積物からなる陸地部分の激しい侵食によって、物質が海中に供給され、砂浜が形成されている。海浜堆積物を構成する砂礫の岩質あるいは鉱物種は、給源によるだけではなく、波や流れによる淘汰をも受けるため、必ずしも単純なものではない。

磯部(1985b)は、前浜及び間々下浦の海浜堆積物について、その粒度特性や礫種・鉱物種組成を調べ、波や流れのいかなる組合せによって形成されたものであるかを明らかにしようとした。

磯部(1985a,b)は、また、新島(黒根)港建設に伴う諸工事及び砂浜における砂礫採取によるとみられる、港周辺の堆積と前浜中北部の砂浜の顕著な侵食についても論じている。

式根島でも、小湾奥には砂礫浜が見られるが、小規模であるため、地質図では省略してある。

新島の南にある早島は、享保14年(1729年)の新島図及び文化13年(1816年)の新島沿岸図(黒潮に生きる東京・伊豆諸島編さん委員会編, 1984, p. 89)では陸繋島になっているが、明治33年(1900年)1月・2月踏査製図の新島地質図(福地, 1902)、大正元年(1912年)測図の5万分の1地形図新島(大日本帝國陸地測量部, 1914)、1947年10月28日・1965年7月16日及び1978年10月撮影の垂直空中写真(国土地理院蔵)では新島からスピットが伸びてはいるが、繋がない。しかもスピットの形態はその時々で異なり、変化に富んでいる。

IV. 鵜渡根島火山(Um, Ud 及び tb)

鵜渡根島及びその周辺にあるフツシ根・オタイ根・モノキの3岩礁群は鵜渡根島火山を構成している。現在までの所、この火山の活動時期を示すデータは得られていないが、岩石の新鮮さからみて更新世及び(あるいは)完新世としてよいであろう。

地形的な制約もあって、実地踏査は島の北北東岸南半、西南西岸北半及び南岸の海食崖脚部沿いのみとなり、斜面上部までには及んでいない。観察した限りでは、玄武岩のアア溶岩流、降下スコリア堆積物及びこれらを供給した岩脈がこの火山を構成している。南から南南西方にある新島・式根島及び神津島を構成している流紋岩火山形成に伴う降下火山灰は観察されなかったが、北方にある利島や大島では、一、二万年前から9世紀までの流紋岩火山灰層が数層観察されている(一色, 1978a, 1984)ので、鵜渡根島からも見いだされる可能性は高い。

第28図に、島の北北東面、西南西面下部及び南面下部の大ざっぱなスケッチが示されている。これらは船上及び海食崖下からの露頭スケッチと写真(例えば、第29及び30図)をもとにしたものであるが、水平：垂直の比率などに不正確な点があり、概略なものとして理解していただきたい。島の高所は一般に草木が繁茂して岩層の露出状態はよくない。

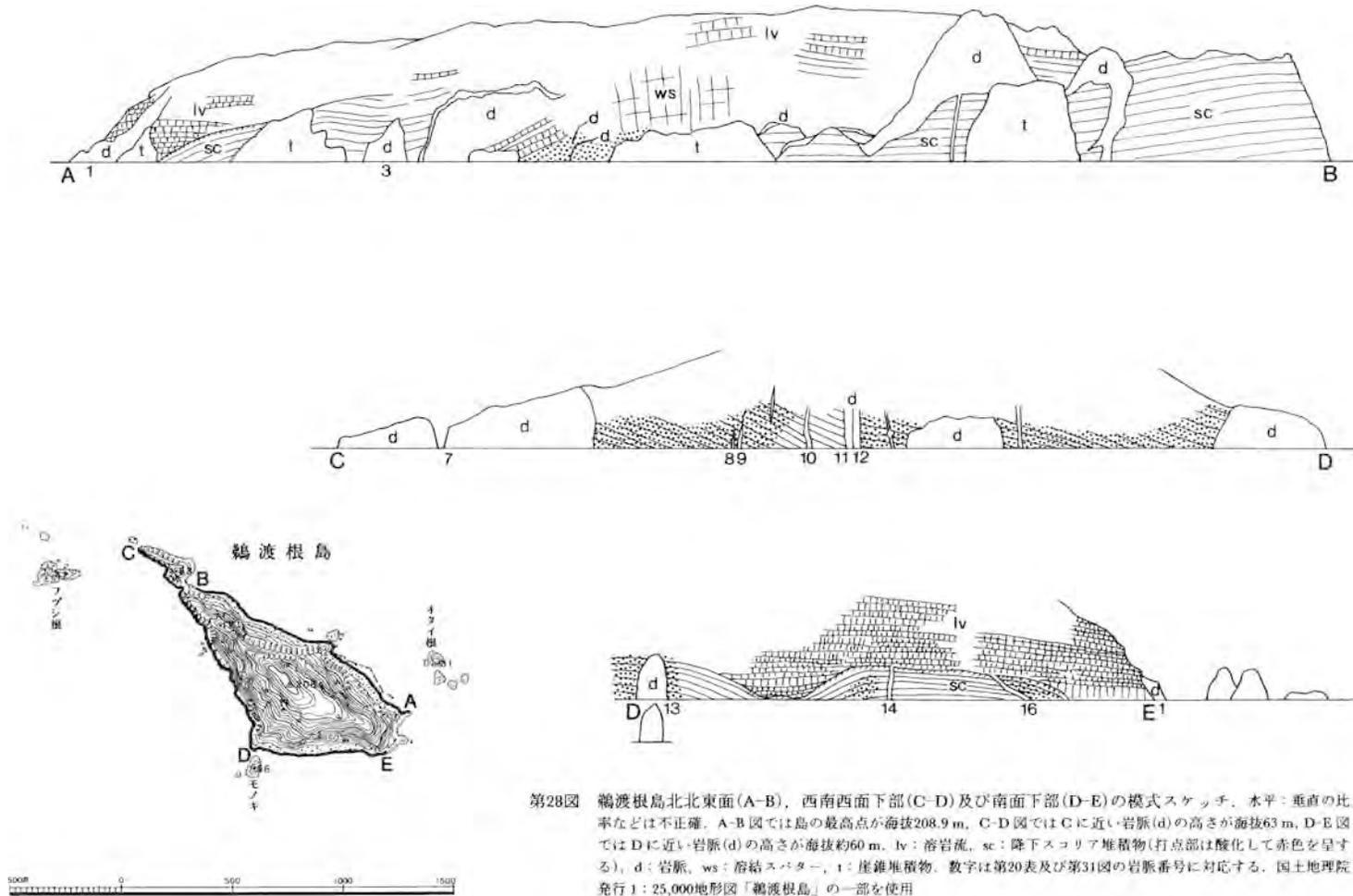
第28図から分かるように、海食崖での観察に限ると、下部には厚い降下スコリア層(間に時間間隙を示すような風化帯は認められないので、一輪廻の噴火の産物と思われる)があり、その風化面を覆って、厚さ通常1-3m、厚くても10m以下のアア溶岩流が多数枚重なっている(本体, Um)。図には示していないが、島の東端の高さ80-90m、垂直に近い海食崖に、約50枚のアア溶岩流がほぼ水平に重なっているのが船上から観察される。溶岩累層の間にはスコリア層は認められず、また侵食面や風化面も見られない。これらのことは、溶岩流が短い期間に次から次へと積み重なったことを示している。同様な関係はすぐ北にある利島火山でも観察された(一色, 1978a)。

島の高所では、草木の間から溶岩崖のみが顔を出しているが、恐らく島全体としては溶岩流とスコリア層との互層からなるものであろう。

島を巡る海食崖には、少なくとも20本の玄武岩岩脈(Ud)が観察される。それらのうち、走向・傾斜及び厚さの測定ができた18本についてのデータは第20表に示されている。岩脈は一般に平板状で、厚さ1-3m程度、垂直あるいは垂直に近い。第31図に岩脈の位置と方向頻度分布が示されている。測定数が少ないので、統計処理上の問題点があるかも知れないが、北北西-南南東及び西北西-東南東方向が目立つ。島の形態もこの方向に支配されている。

島の北西端、小規模な礫浜でつながる、最高点が海拔63mの屏風状の岩体は、玄武岩スパターとそれを貫く(あるいはそれを供給した)少なくとも4本の岩脈からなる。フツシ根・オタイ根及びモノキも、船上からの観察では、溶結スパターとそれを貫く(あるいはそれを供給した)岩脈からなるようである。岩石試料を採取しなかったが、これらの岩礁群も玄武岩であろう。

鵜渡根島の北北東岸には、3箇所に分かれて、大小様々の岩塊からなる崖錐(tb)が見られる。これら崖錐の先端部のほか、磯となっている西北西部及び中央部を除いて、礫浜に縁どられている。西南西岸





第29図 鵜渡根島北北東面西半を船上から見る



第30図 鵜渡根島南面東端で見られる溶岩流の重なり、層岩の厚さは数m以下

中央部及び南岸には礫浜が発達しているが、大規模な崖錐は見られない。

鵜渡根島からは、岩石試料として、溶岩流4、火山弾2、岩脈15、合計21個を採取した。急崖に露頭があることと滞島時間の制約とから、溶岩流を下から上へと系統的に採取することはできなかった。産状別の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物組合せは第21表に示されている。石基輝石として単斜輝石のほかに斜方輝石を含むものは、同表に示されているように、21試料のうち7試料である。

岩石の一般的性質については、既にⅡ．5節で述べられている。ここでは化学分析が行われた岩石について、やや詳しく記述する。

第20表 鵜渡根島における玄武岩岩脈の走向・傾斜及び厚さ

東南東端から反時計まわりの整理番号	登録番号	走向・傾斜	海食崖基部での厚さ(m)	備考
1	GSJ R34252	N78°E, 垂直	—	厚い
2	55	N69°W, —	0.7	
3	54	N76°W, 垂直	3.3	
4	57	N26°W, 60°E	2	
5	58	N26°W, 80°E	0.65	
6	59	N26°W, 80°E	2	
7	60	N30°W, 80°E	3	
8	—	N66°W, 垂直	0.4	
9	GSJ R34261	N66°W, //	1	
10	62	N78°E, //	2	
11	63	N49°E, //	7	
12	64	N44°E, //	2	
13	65	N 4°E, //	—	(厚い, 平面形はやや東に張り出した弧状)
14	69	N56°W, //	3.3	
15	70	N28°W, //	0.7	
16	71	N60°W, 不規則	2	
17	—	N78°W, //	—	
18	—	N56°W, 80°S	1	

かんらん石普通輝石玄武岩(GSJ R34260/NI70053109): 鵜渡根島西北西端近く. 降下スコリア堆積物を貫く岩脈. この標本は岩脈の中心部から採取されたもので, 肉眼では全体として灰色, 斑晶として白色の斜長石・黒色の単斜輝石及びやや変質して淡褐色となったかんらん石が目につく. 鏡下では(第VII図版1),

斑晶: 斜長石(21.3%), 普通輝石(4.9%)及びかんらん石(3.2%)

斜長石は柱状で, 長さ0.5-1.5mm, 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. 普通輝石は短柱状で, 長さ0.5-1.5mm. かんらん石は柱状で, 長さ0.4-0.8mm, 円味を帯び, 単斜輝石粒に取り囲まれている. ピコタイトは含まれていない, ごくまれに微斑晶として斜方輝石が認められる. 斜方輝石は単斜輝石(外側)と平行連晶している.

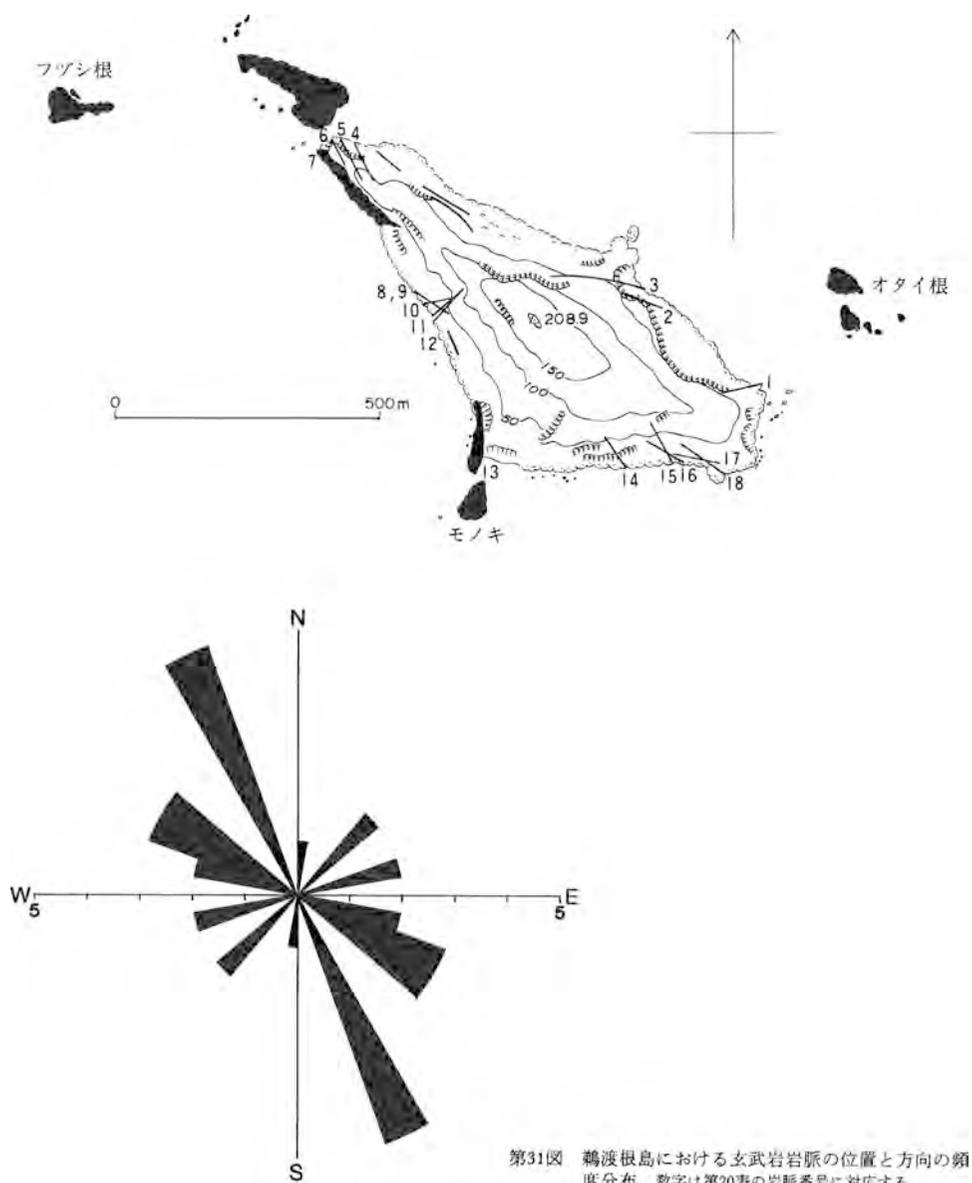
石基: 中粒で, 全体の70.6%を占める. 長さ0.12-25mmの長柱状ないし柱状斜長石, 長さ0.07mm前後の柱状単斜輝石及び径0.05mm前後の鉄チタン酸化物からなり, これら鉱物の間を針状燐灰石のほか微細な鉱物を含む珪長質メソスタシス及びクリストパル石が満たしている.

この標本の主成分化学分析値は第1表, no.19に示されている.

普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R34252/NI70053101): 鵜渡根島東南東端. 溶岩累層を貫く岩脈. この標本は岩脈の中心部から採取されたもので, 肉眼では全体として灰色, 長さ2mmに達する淡緑黄色透明なかんらん石斑晶が目につく. 斜長石斑晶は目立たない. 鏡下では(第VII図版2),

斑晶: 斜長石(20.0%), かんらん石(3.6%)及び普通輝石(0.7%)

斜長石は長柱状ないし柱状で, 長さ0.6-1.4mm. 石基斜長石と大きさの点で明瞭な境界を引くことが難しい. 一般に細かい包有物を含んでいる. かんらん石は長さ0.4-2mm, 円味を帯び, 単斜



第31図 鵜渡根島における玄武岩岩脈の位置と方向の頻度分布。数字は第20表の岩脈番号に対応する

輝石(まれに斜方輝石も加わる)粒に取り囲まれている。径 $10\mu\text{m}$ 程度のピコタイトを常に含んでいる。普通輝石は短柱状で、長さ 0.3mm 程度である。

石基:粗粒で、全体の75.7%を占める。長さ $0.07\text{--}0.4\text{mm}$ の長柱状斜長石、長さ $0.08\text{--}0.15\text{mm}$ の短柱状単斜輝石、長さ $0.15\text{--}0.3\text{mm}$ の柱状斜方輝石及び径 0.05mm 前後の鉄チタン酸化物からなり、これら鉱物の間を針状燐灰石を含む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。単斜輝石数個についてコンoscopeで観察した結果はすべて2軸性であった。斜方輝石は単斜輝石(外側)と平行連晶している。

この標本の主成分化学分析値は第1表, no. 20 に示されている。

第21表 産状別の斑晶苦鉄質珪酸塩鉱物組合せと石基斜方輝石の有無

	溶岩流	火山弾	岩脈
かんらん石玄武岩	3(1)	2	5(1)
普通輝石かんらん石玄武岩	1(1)	—	9(4)
かんらん石普通輝石玄武岩	—	—	1

括弧内は石基輝石として斜方輝石をも含む試料の個数

V. 応用地質

V. 1 温泉及び噴気

新島南部，丹後山の南西にある急峻な海食崖直下の磯(落場)では，巨礫ないし浜砂の間から温泉が湧出しているが(1974年5月26日確認)，その泉温・湧出量及び泉質については不明である。

鮫島(1957)によると，間々下浦の砂浜を掘ると50-60℃の温泉が湧出したという。当時利用されていたのは鳥ヶ島近くの火砕サージ堆積物(従来の白ママ層)に作られた手掘り井戸からくみ上げたもので，井底における泉温は67℃であったという。現在の新島温泉ロッヂの泉源との関係などについては調査していない。第22表，no. 1及びno. 2に挙げた温泉は間々下浦のものと思われるが，試料の採取地点は明らかではない。同表のno. 3は新島温泉ロッヂのものである。

式根島では，第32図に示したように，温泉及び湧水地点が10箇所知られている〔主として東京都土木技術研究所(1967)による〕。これらのうち，nos. 1, 3, 4及び6の4箇所は温泉である。鮫島(1957)によると，no. 1は，当時，野伏湾奥の砂浜西端から干潮時に湧出し，泉温は2月で25℃であったという。現在は港湾整備で砂浜は失われている。No. 3(足付温泉)は海岸の礫浜から湧出するもので，泉温は干潮時で39℃であり，no. 4(地鉤温泉)は顕著な南北性の割れ目が海に達した地点に湧出している。湧出口は数箇所にあり，そのうち最も優勢なものの泉温は63℃であったという。また，no. 6(古御釜温泉)は干潮時噴湯するという。藤本ほか(1959)が1957年7月に調査した際には，no. 3(足付温泉)の泉温は湧出点で58℃，no. 4(地鉤温泉)の泉温は干潮時の測定で58-60℃，湧出量は「概算一分間に一斗以上」(18 l/min. 以上)であった。足付温泉の分析結果は第22表，no. 5に示されている。

地鉤温泉と野伏湾とはほぼ南北線上に位置するが，地鉤温泉の北約400mの道路傍に露出する流紋岩溶岩の割れ目から噴気するのが見られる。鮫島(1957)によると，噴気温は35℃程度で，寒冷期には顕著に湯気を発しているという。藤本ほか(1959)によると，1957年7月に観察した際には，この割れ目から「水蒸気を多く含んだガスがさかんに出て」おり，温度計を数十cm挿入して測定したところ，42°ぐらいであった。

数年前にヘリポート近くで温泉の試掘が行われた(第32図，no. 11)，東京都衛生局環境衛生部水道課提供の分析データは第22表，no. 6に示されている。

第22表 温泉分析表

	1	2	3	4	5	6	
泉温°C(気温°C)	72(—)	68.0 (23.0)			44.0(—)	27.1(10)	
揚湯量 (l/min)	約24*	73.6				109	
比重	1.0140			1.0205 (15°)		1.0037	
蒸発残留物 (mg/kg)	20,500	29,508		約27,200		6,768	
pH(野外)		8.9	7.0		5.6	6.39	
pH(試験室)	7.13 (18°C)		7.5		6.3	6.85	
性状	無色透明鹹味		無色透明鹹味		無色透明鹹味		
			(mg/l)		(mg/l)		
陽イオン (mg/kg)	K ⁺	340.9	450	500.6	420	84.6	
	Na ⁺	6,937		8,100	8,291.1	6,000	1,946
	Ca ²⁺	313.6	489.4	358	565.1	359	171.0
	Mg ²⁺	187	922.0	718	796.9	507	171.5
	Fe ²⁺	0.221			0.2		0.1
	Mn ²⁺						0.1
	Zn ²⁺						7.705
	Cd ²⁺						0.014
	Al ³⁺	2.185			1.3		
	NO ₃ ⁻				8.1		
陰イオン (mg/kg)	Cl ⁻	11,140	15,352.0	14,200	15,164.2	10,400	3,657
	Br ⁻				29.7		
	F ⁻						0.4
	I ⁻				6.8		
	SO ₄ ²⁻	1,248	1,913.0	1,410	1,565	940	82.3
	HCO ₃ ⁻	88	132.9		390.2		69.8
	CO ₃ ²⁻						0.0
	HPO ₄ ²⁻				tr.		
	H ₂ SiO ₃	238.2			160.9		130.0
	HBO ₂	12.0			16.7		6.1
遊離成分 (mg/kg)	HAsO ₂						0.009
	CO ₂	30.82			26.6		25.5
泉質	石膏含有 強食塩泉		強食塩泉		ブロム含有 強食塩泉		ナトリウム-塩化物温泉 (低張性中性低温泉)

* 原典では約345 hl(24時間)

1. 瀬戸山温泉. 東京都新島本村瀬戸山. 1931年4月分析(東京衛生試験所編著, 1940, p. 84).
2. 新島温泉. 東京都新島. 1963年6月分析. 依頼者: 植松藤吉(中央温泉研究所, 1965, p. 29).
3. 新島温泉ロッチ. 東京都新島本村(新藤, 1980, p. 42, 表-10, station no. 12).
4. 式根鉱泉. 東京都新島本村式根島(東京府新島式根村字式根前). 1923年1月分析(衛生試験所, 1929, p. 88).
5. 足付温泉. 東京都新島本村式根島(新藤, 1980, p. 42, 表-10, station no. Shikine 2).
6. 日電計源泉. 東京都新島本村式根島391-1. 1981年12月16日, 中央温泉研究所田中 昭野外調査. 1982年1月20日, 同所甘露寺泰雄・田中 昭分析了(東京都衛生局環境衛生部水道課所蔵資料).



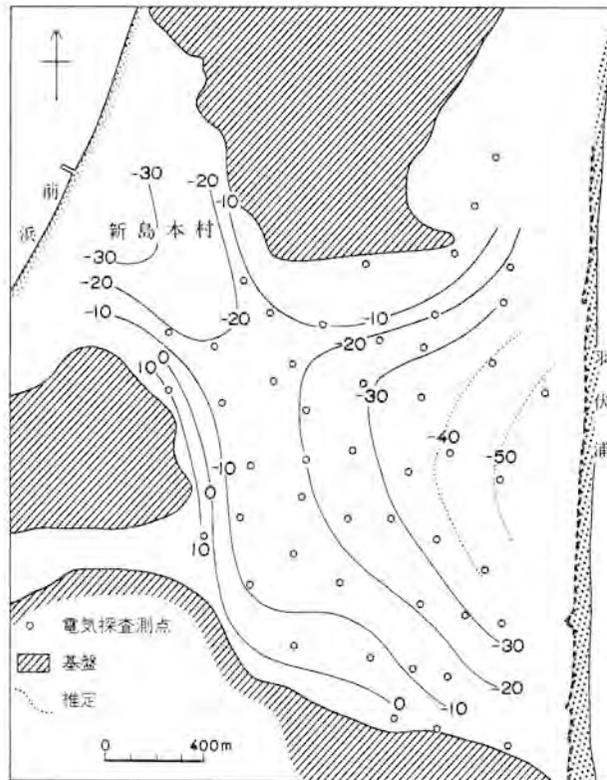
第32図 式根島における温泉・噴気及び湧水分布図〔主として東京都土木技術研究所(1967)による〕

V. 2 地下水

新島の峰路山と向山との間の本村の平坦地で行われた電気探査によって、第33図に示されるような、水文地質学上の基盤の形態が分かった。第33図から明らかなように、峰路山と瀬戸山とを結ぶ位置の地表下45m前後(海水準下15m前後)に基盤の鞍部があり、ここから東及び北西へ谷状に深度を増している(新藤, 1980)。

新島本村役場所蔵資料によると、この平坦地には、1975年5月の時点で、本村簡易水道水源として第1から第6までの6井、式根島送水用として大原地区第1-3水源の3井、農業用地下水源として3井及び本村字笠松の新島物産貸付地に1井、合計13の深度30mから63mの井戸が掘削されていた。同役場に保管されていた水道水源井の試錐掘くずについて行った、現著者自身の観察によれば、軽石質及び石質の火山灰ないし火山礫(緑色変質火砕岩片を含む)であって、羽伏浦や間々下浦の海食崖に露出する向山火山の火砕サージ堆積物(白ママ層)を構成するものと同質であった。新藤(1980)によれば、これが帯水層となっている。

1972年及び1978年8月(及び/あるいは1979年3月)の二つの時期に行われた調査では、地下水位に大きな違いはない。地下水面図の一例は第34図に示されている(Shindou, 1979, p. 16, Fig. 3; 新藤, 1980, p. 55, 図-23)。同図中、向山地区もbed rock(帯水層に対する基盤岩)とされているが、この地区は平坦地を構成する向山火山の火砕サージ堆積物よりも新しい火砕丘+溶岩円頂丘からなることから、bed rockとするのは不適切である。地下水面の一番高い所は向山山麓部にあつて、海拔4m程度であるが、



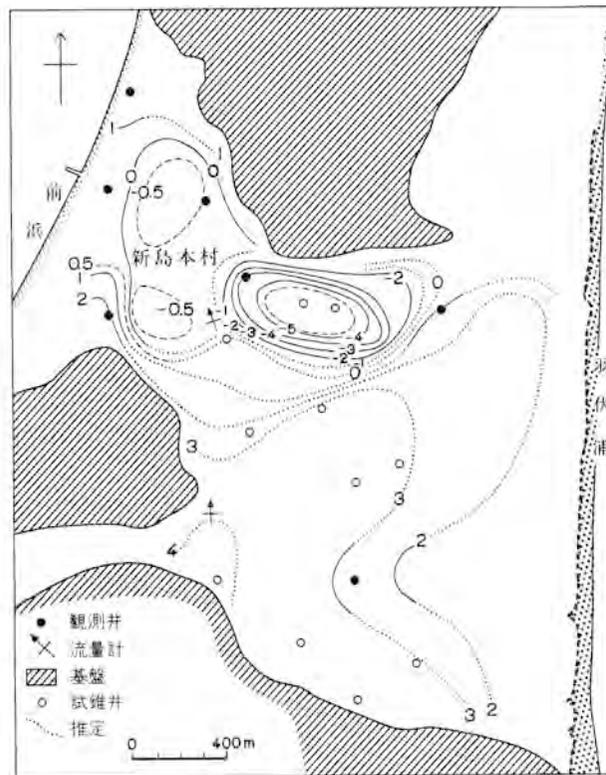
第33図 新島本村平坦地における水文地質学上の基盤面 (SHINDOU, 1979; 新藤, 1980; 一部省略)。単位: 海拔 m

2箇所に異常が見られる。その一つは本村集落内で、もう一つは峰路山の南麓、平坦地の中北部である。後者は特に異常が顕著で、地下水面は海水準より6mも低い。さく井記録(新藤, 1980, p. 16, 表-5)によると、1970年掘削当時には、地下水位は海水準より高く正常であったが、揚水開始とともに急に下がり、以後は低下したままである。

1973年の調査時にこのことを確かめるために、水準再測をする一方、揚水を長時間中断し、水位の回復を待たしたが、大きな変化は見られなかった。このような異常が単に地下水揚水だけに起因するのかわかはずは全く不明である(新藤, 1980, p. 54)と述べられている。

新島の地下水の水質分析結果(新藤, 1980, p. 42, 表-10)は第23表に示されている。Nos. 1-3は湧水, nos. 4-8は本村内浅井戸, no. 9は本村地区簡易水道第1水源, no. 10は若郷地区簡易水道第1水源, no. 11は発電所の冷却用井戸水である。それぞれの位置は第35図に示されている。湧水に比べて井戸水の方が、 Ca^{2+} と Mg^{2+} とが大きな値を示す傾向にある。

式根島は、大きくみて、島の表層部をなす火砕物とその下位にある流紋岩溶岩とからなる。東京都土木技術研究所(1967)によれば、火砕物は透水性が大きく、また溶岩も割れ目が多く発達しているため、



第34図 新島本村平地における推定地下水面(SHINDOU, 1979; 新藤, 1980; 一部省略). 単位: 海拔 m

第23表 新島及び式根島の地下水の水質分析表

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	S1
水温(°C)	15.4	17.0	15.3		{18.7 18.4}		18.7	{19.5 19.2}	17.1	17.6	19.1	{22.6 22.5}
pH(野外)	6.9	7.1	7.0		7.2		6.6	6.5	6.9	7.4	7.0	6.5
pH(試験室)	6.9	7.1	7.0		7.2		6.8	6.9	7.0	7.4	7.4	6.8
電気伝導度(μS/cm)	172	243	190		{154 345}		345	{285 320}	293	557	1,160	{1,750 1,660}
Na ⁺ (mg/l)	27.7	37.2	32.0	67.5	18.5	32.0	47.1	41.6	45.4	93.5	210	306
K ⁺	3.06	2.48	0.98	12.9	2.64	1.04	2.68	13.3	2.26	2.96	5.90	29.6
Ca ²⁺	3.04	6.08	3.28	27.0	8.72	7.04	10.0	14.8	5.84	14.9	21.4	23.8
Mg ²⁺	3.40	6.42	3.35	13.4	4.23	5.93	16.9	5.78	7.78	12.6	25.0	26.0
Cl ⁻	43.4	60.0	48.7	98.4	21.9	45.6	59.1	65.2	68.5	141	347	520
SO ₄ ²⁻	9.33	9.33	8.37	31.3	6.12	10.7	8.62	15.0	11.7	24.5	59.3	50.1
4.3BX(me/l)	0.38	0.68	0.32	0.40	0.69	0.56	0.92	0.80	0.57	0.84	1.41	0.55

Nos. 1-3: 湧水, nos. 4-8: 浅井戸, no. 9: 本村簡易水道第1水源, no. 10: 若郷地区簡易水道第1水源, no. 11: 発電所の冷却用井戸水, no. S1: 式根島マイマイズの井戸, 新藤(1980)による

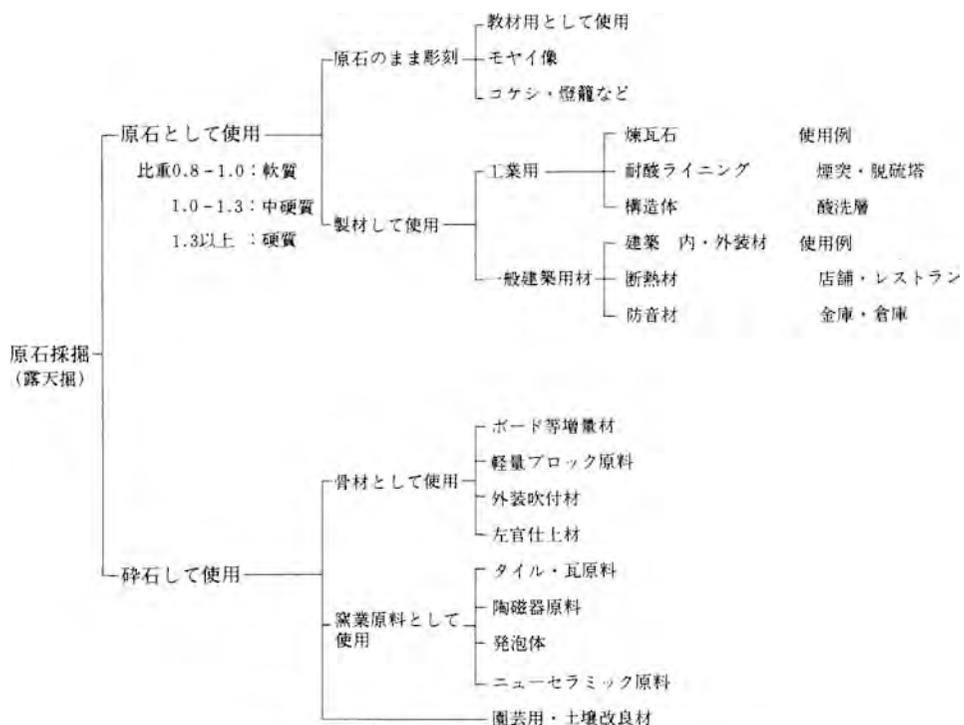


第35図 水質分析用試料採取地点図(新藤, 1980:一部省略)

完全な不透水地盤とはなり得ない。したがって、降水は地下に浸透し、海水と接して賦存していると考えられた(ガイベン・ヘルツベルグの法則)。しかしながら、島の大きさや集水面積からみて、淡水の厚さは薄く、その貯留量もあまり多くないと考えられた。マイマイズの井戸の水質は第23表に示されている。

V. 3 コーガ石

コーガ石は向山火山の黒雲母流紋岩円頂丘溶岩の軽石質部の商品名で、耐火耐熱性に富むことから各種建築材として、またその耐酸性から火薬製造時に用いる硝、硫酸筒として古くから利用されてきた。



第36図 コーガ石の利用形態。新島本村役場資料による

第24表 新島コーガ石採掘企業者 (昭和52年4月現在)

1. 公営企業

企 業 名	採掘面積	摘 要
村営コーガ石採掘事業 (新島本村コーガ石特別会計)	217,681 m ²	昭和32年10月開始

2. 民間企業者

企 業 名	採 掘 面 積		摘 要	
	村有地許可地域	私, 所有地	創業, 採掘開始	業種
抗火石工業株式会社	165,290 m ²	330,000 m ²	大正元年	石材 石 碎
東洋石材株式会社	84,628 m ²	82,500 m ²	昭和25年	石材 石 碎
梅 田 清	12,321 m ²		昭和25年	石材
新島物産株式会社	50,160 m ²		昭和31年 (昭和45年採掘許可)	石材 石 碎
(旧)新島コーガ石協同組合 (新)新島建材株式会社		5,000 m ²	昭和46年 昭和52年	石 碎

東京都新島本村役場企業課(1979)による。

第25表 企業者によるコーガ石採掘年度別実績表（於村有地許可地域内）

企業者別 年度	採 掘 数 量					合 計
	抗火石工業株式会社	東洋石材株式会社	梅田 清	新島物産 K.K.	新島コーガ石 生産協同組合	
昭和31年	73,550砌	14,439砌	砌	(屑石採取)	(屑石採取)	87,989砌
〃 32	59,160	13,818		m ³	m ³	73,078
〃 33	34,156	14,500	11,027			59,683
〃 34	27,343	22,328	5,076			48,671
〃 35	42,837	21,999				64,836
〃 36	49,179	26,362	3,142			78,683
〃 37	56,075	25,951	11,095			93,121
〃 38	38,743	21,752	7,493			67,988
〃 39	37,697	24,209	4,352			66,258
〃 40	45,648	24,511	470			70,629
〃 41	55,451	24,457	3,723			83,230
〃 42	53,978	17,325	8,010			71,303
〃 43	25,197	18,280	3,712			47,189
〃 44	56,418	14,134	2,470			70,552
〃 45	65,050	15,728	1,740	(1,895)		82,518
〃 46	81,394	19,102	1,950	(236)		102,446
〃 47	74,781	24,426		(1,426)	(269)	99,207
〃 48	58,976	16,534	1,580	(788)	(4,452)	75,510
〃 49	48,379	15,029	1,840	(1,741)	(350)	65,248
〃 50	70,861	3,436	2,150	(700)	(700)	76,447
合 計	1,054,874砌	378,420砌	69,830砌	(5,771)	(5,771)	1,503,124砌

東京都新島本村役場企業課(1979)による。

東京都新島本村役場企業課(1979)によれば、コーガ石は江戸時代には軽石または浮石^{かぶいし}といわれていたが、江戸時代末期頃から剛化石と呼ばれるようになった。江戸時代におけるコーガ石の用途は、かまど、火床(いろり)、肥壺、石垣程度であった。大正元年(1912年)、源商店がコーガ石事業を興し、島外市場に移出するに際して、「抗火石」の商品名を用いた。この名称は、明治時代末期からコーガ石の新建材としての物理学的及び化学的性質を研究していた東京帝国大学工科学長渡邊 渡の命名によるもので、彼の論文(渡邊, 1913-1914)が日本鉱業会誌上に公表されるに及んで、その価値が世の中に認められるようになった。第二次大戦以後、石材採掘条例の改正により、「コーガ石」と村が呼称し、現在に至っている。

コーガ石は軟質・中硬質及び硬質に大別され、それぞれの比重は0.8-1.3, 1.3-1.8及び1.8-2.2ぐらいである。特に良質なものとして、市場に供給されているコーガ石の採掘地は向山地域で、その面積は3,300,000m²、埋蔵量は10億tと推定されているが、現在の鉱区は645,000m²である。

コーガ石は耐火耐熱性、耐酸性、耐震性、断熱・保温性、防音性、防湿性、耐久性などの点で優れており、軽量かつ加工が容易である。その利用形態は第36図に示すとおりである。

1977年4月現在の新島コーガ石採掘企業者名は第24表に、採掘年度別実績は第25表に示されている。

式根島では、コーガ石としては良質なものは少なく、一部に硬質程度のものであり、第二次大戦後、断続的に切り出され、島内の小規模な需要に対応してきたようである(岡野, 1964, 1966)。現著者が1960年8月に野外調査を行った際には、島の中央部で宮川 勉が操業していた。同氏によれば、同年4月に操業開始、注文によって形を決め、当初は手びきのこで、8月8日以降は動力円のこで切り出していた。しかし、1974年5月の野外調査の際には、コーガ石切り出しはもはや行われていなかった。

コーガ石については渡邊(1913-1914)、小山(1931)、吉木(1943)、河野(1953)、岡野(1964, 1966)、中江(1978)の論文・報告がある。東京都新島本村役場企業課編(1979)の〈抗火石沿革誌〉には、コーガ石の特質と用途、島民生活とコーガ石、コーガ石事業とその統計資料などがまとめられている。

V. 4 砂 鉄

通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会未利用鉄資源開発調査分科会編(1959)によると、新島東岸の羽伏浦と南岸の西浦の海浜堆積物中には砂鉄鉱床が胚胎している。1958年6月、宇都宮高治と衣川 豊が現地調査した際には、両地区とも砂鉄の採取を行っていた。本格的な操業に入ったのは1954年頃からであるらしい。

第26表 砂鉄生産量

年	生産量 (t)	品位 (%)
1955	795	53.9
1956	1,161	56.6
1957	841	62.9
1958(1-5月)	293	63

鉱石鉱物は磁鉄鉱で、脈石として石英が最も多く、斜長石を伴い、輝石・角閃石は少量である(現著者注:当然含まれるはずのガラスや黒雲母については言及されていない)。礫及び貝殻片が混入することが多い。

鉱量は574,000 t(品位13.7%)、Fe品位10-15%のものでTiO₂が1.1-1.55%、精鉱Fe品位

59.37%で磷分(P)0.133%、硫黄分(S)0.021%である。

1955年から1958年5月までの生産量は第26表に示されている。

しかし、現著者が1971年から1975年にかけて野外調査した際には、砂鉄採取は行われていなかった。

文 献

- 吾妻勝也・八島隆一(1984) 伊豆新島産優白質捕獲岩. 福島大学教育学部理科報告, no. 34, p. 25-27.
- 麻生 優(1959) 新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. 546-547.
- BACHER, C. (1914) *Über die Laven der Kleineren Izu-Inseln. Ein Beitrag zur Petrographie Japans.* München.
- 中央温泉研究所(1965) 温泉分析表. 中央温泉研究所年報, no. 3, 164p.
- 衛生試験所(1929) 日本鑛泉分析表. 衛生試験所彙報, no. 34, 238p.
- FRIEDLAENDER, I. (1909) Ueber einige Japanische Vulkane. *Mitteilungen der Deutschen Gesellschaft für Natur- und Völkerkunde Ostasiens (Tokyo)*, Band 12, S. 47-77.

- FUJIMAKI, H. and KURASAWA, H. (1980) Lateral variation of REE pattern of basaltic magma across the Japan arc. *Jour. Jap. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 313-322.
- 藤本治義・黒田吉益・安部文雄(1959) 北部伊豆諸島の地質. 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. 329-340.
- 福地信世(1902) 新島地質調査報文. 震予報, no. 39, p. 4-40.
- (1903a) 伊豆新島の地質大要(一), (承前). 地質雑, vol. 10, p. 34-49, 79-87.
- (1903b) 伊豆新島の流紋岩(一), (二). 地質雑, vol. 10, p. 143-149, 183-192.
- 福富孝治(1938) 伊豆—新島, 式根島附近の土地隆起の跡. 地震, vol. 10, p. 1-4.
- 福山博之・藤巻宏和・倉沢 一(1975) 伊豆七島新島火山の岩石学的検討(演旨). 火山, 第2集, vol. 20, p. 175-176.
- 波江野清蔵・河角 廣・岸上冬彦・松澤武雄・鈴木武夫・吉山良一(1937) 新島強震による簡単な物体の変位. 地震, vol. 9, p. 45-55.
- 萩原尊礼・表 俊一郎(1937) 昭和11年12月27日伊豆新島地震餘震観測並に踏査報告. 震研彙報, vol. 15, p. 559-568.
- 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.
- 早川 泉(1984) 縄文時代中期の伊豆諸島遺跡. 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 167-172.
- 本多弘吉(1937) 昭和11年12月27日伊豆—新島強震地域踏査報告. 驗時, vol. 10, p. 147-150.
- 保柳睦美(1974) 伊能忠敬の測量と地図. 中村 拓監修, 日本古地図大成, 講談社, 東京, p. 31-35.
- 石原舜三・金谷 弘・寺島 滋(1976) フォッサ・マグナ地域新第三紀花崗岩類の成因. 海洋科学, vol. 8, p. 523-528.
- 磯部一洋(1968) 新島大原井戸地質調査報告(新島本村役場依頼). 13 p. (謄写印刷).
- (1980a) わが国における海洋侵食と堆積—その地質条件とダイナミックなプロセス—. 地質ニュース, no. 313, p. 6-15.
- (1980b) 伊豆新島前浜海岸における最近の顕著な侵食と堆積について. 地調月報, vol. 31, p. 489-509.
- (1985a) 伊豆新島における風成砂丘. 日本地理学会予稿集 27, p. 78-79.
- (1985b) 伊豆新島前浜・間々下浦海岸における海浜堆積物の分布について. 地理評, vol. 58 (ser. A), p. 199-215.
- 一色直記(1973) 伊豆新島向山火山の¹⁴C年代. 火山, 第2集, vol. 18, p. 169-170.
- (1975) 伊豆新島向山火山の噴火様式(演旨). 火山, 第2集, vol. 20, p. 174-175.
- (1978a) 利島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 34p.
- (1978b) 伊豆諸島鵜渡根島火山の地質と岩石(演旨). 火山, 第2集, vol. 23, p. 277-278.
- (1980a) 御蔵島・藪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, 35 p.

- 一色直記 (1980b) 伊豆諸島における流紋岩単成火山の形成年代(演旨). 火山, 第2集, vol. 25, p. 307.
- (1982a) 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.
- (1982b) 伊豆諸島新島の火山(演旨). 火山, 第2集, vol. 27, p. 331-332.
- (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.
- ・磯部一洋(1976) 伊豆新島付近で起った高アルミナ玄武岩の活動年代と様式(演旨). 火山, 第2集, vol. 21, p. 213.
- ・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. 33-34.
- ・——— ・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.
- ISSHIKI, N., ONUMA, N. and HIRANO, M. (1982) Sr/Ca-Ba/Ca systematics of Quaternary volcanoes in Toshima, Udonejima, Nijima and Kozushima, the Izu Islands, Japan. *Geochem. J.*, vol. 16, p. 119-127.
- 井関弘太郎(1977) 完新世の海面変動. 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究 その発展と現状, 東京大学出版会, 東京, p. 89-97.
- 金子浩昌(1984) 伊豆諸島遺跡出土の自然遺物. 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 127-135.
- KARIG, D. E. and MOORE, G. F. (1975) Tectonic complexities in the Bonin arc system. *Tectonophysics* vol. 27, p. 97-118.
- 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.
- 河内公夫(1984) 帆縫原遺跡(式根島). 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 98-111.
- 河野義礼(1953) X 抗火石. 地質調査所編, 日本鉱産誌IV, p. 162-167.
- 川崎義雄(1984) ^{とぶね}渡浮根遺跡(新島). 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 60-82.
- 小屋口剛博(1984) 2段階の magma の混合過程—新島向山, 阿土山流紋岩を例にして—(演旨). 火山, 第2集, vol. 29, p. 137-138.
- 小山一郎(1931) 日本産石材精義. 龍吟社, 東京, 298p.
- KUNO, H. (1960) High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, vol. 1, p. 121-145.
- (1962) Nii-zima, 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. 219-224.
- (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.
- 黒田吉益・安部文雄(1958) 伊豆七島新島の白ママ層より花崗岩礫の発見. 地質雑, vol. 64, p. 53-54.
- 黒板勝美編(1932) 扶桑略記. 新訂増補国史大系第12巻, 国史大系刊行会, 東京, 336p.
- 黒潮に生きる東京・伊豆諸島編さん委員会編(1984) 黒潮に生きる東京・伊豆諸島, 下巻. 東京都島嶼

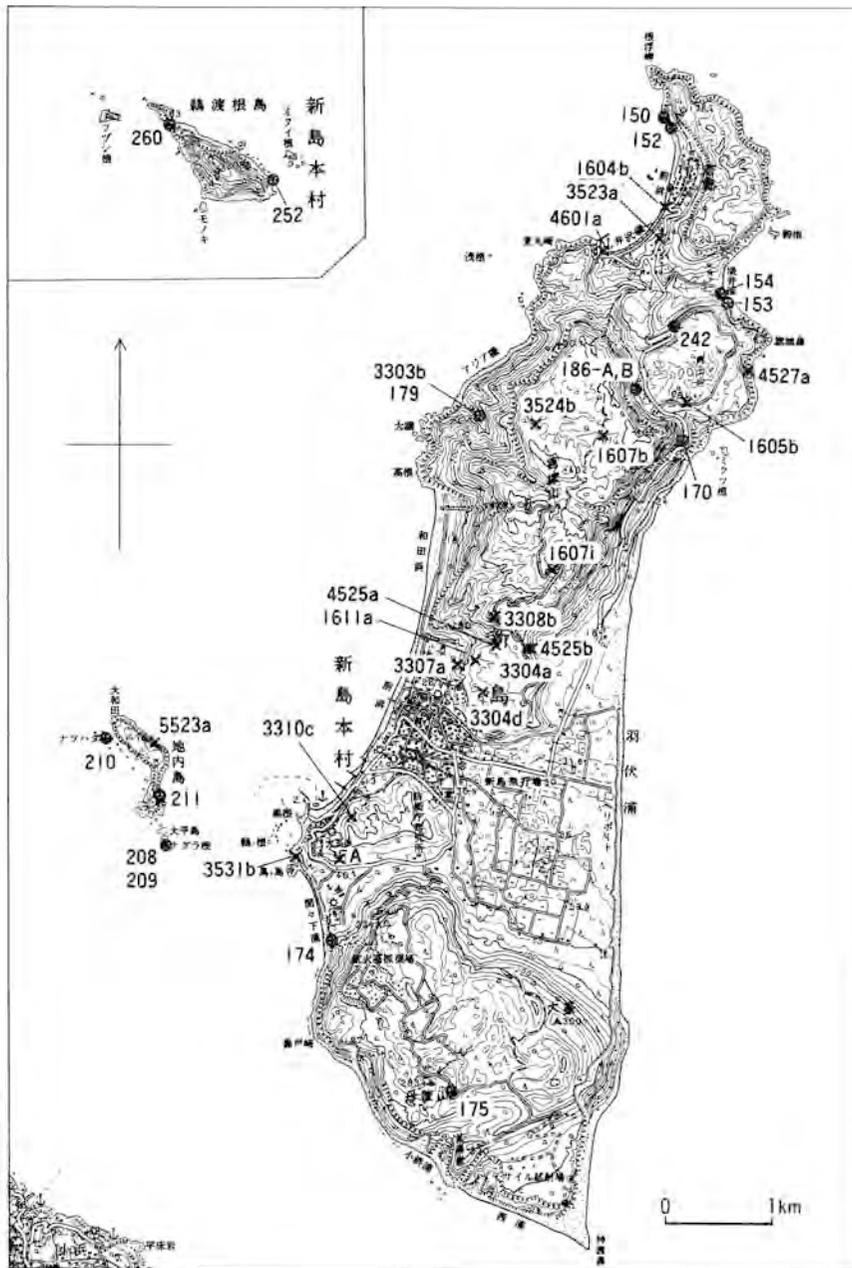
- 町村会, 東京, 309 p.
- 新田長八 (1972) 海底砂の採取と砂浜. 都立新島高校生徒会 no. 13, p. 1-23 (謄写印刷).
- 三浦武重 (1937) 昭和 11 年 12 月 27 日伊豆-新島強震と其の前震及び餘震の発震機構 (概報). 験時, vol. 10, p. 65-77.
- 宮地良和 (1965) 伊豆新島の火山地形. 地理評, vol. 38, p. 643-657.
- 宮崎 博・永峯光一・小田静夫編 (1973) 東京都島嶼部における遺跡調査. 文化財の保護, no. 5, 東京都教育委員会, p. 66-146.
- 武笠多恵子 (1984a) 野伏遺跡 (式根島). 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 83-91.
- (1984b) 吹之江遺跡 (式根島). 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 92-97.
- 中江 勁編 (1978) 石材・石工芸大事典. 石文社, 東京, 759 p.
- 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.
- 中村清二 (1915) 伊豆大島三原山噴火歴史. 震予報, no. 79, p. 38-56.
- 新島本村吹之江遺跡調査団編 (1986) 東京都新島本村式根島吹之江遺跡. 新島本村教育委員会, 13 p.
- 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.
- 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.
- 小田静夫 (1984) 縄文時代早・前期の伊豆諸島遺跡. 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 159-166.
- 岡野武雄 (1964) 軽量骨材資源 (その 3) 抗火石. 地質ニュース, no. 121, p. 9-15.
- (1966) 軽量骨材資源. 地下の科学シリーズ 8, ラテイス, 東京, 180 p.
- 大森昌衛・磯部一洋 (1974) 伊豆七島新島海岸から発見された石灰岩礫について. 地質雑, vol. 80, p. 561-562.
- ONUMA, N., HIRANO, M. and ISSHIKI, N. (1983) Genesis of basalt magmas and their derivatives under the Izu Islands, Japan, inferred from Sr/Ca-Ba/Ca systematics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 18 p. 511-529.
- 太田陽子・石橋克彦・森脇 広 (1983) 完新世後期における伊豆諸島, 式根島の隆起. 地震, 第 2 輯, vol. 36, p. 587-595.
- 鮫島輝彦 (1957) 伊豆七島の地質. 伊豆七島学術調査報告, 東京都建設局公園緑地部, p. 27-55.
- 佐藤 久 (1954) 地形学に於ける火山の認定と基盤の意義—本邦火山体の地形学的研究 (2)—. 東京大学地理学研究, no. 3, p. 14-39.
- (1957) 伊豆七島火山地形誌. 伊豆七島学術調査報告, 東京都建設局公園緑地部, p. 11-25.
- SHINDOU, S. (1979) Groundwater in volcanic islands, 2. Nii-Jima. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 5, p. 15-18.
- 新藤静夫 (1980) 火山島における地下水の水収支に関する研究—伊豆七島を例として—. 昭和 53・54 年度文部省科学研究費一般研究 (B), 143p.

- 杉原莊介・大塚初重・小林三郎(1967) 東京都(新島)田原における縄文・弥生時代の遺跡. 考古学集刊, vol. 3, p. 45-80.
- 鈴木好一・佐藤綾子(1944) 伊豆半島南端乃至神津島・利島附近の底質. 日本海洋学会誌, vol. 3, p. 193-206.
- 武田幸有(1974) 新島炉ばなし(増補改訂版). 新島観光協会, 東京, 312 + 8p.
- 田中正利・栗原英俊(1974) 伊豆七島新島のローム層中の炭化土の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(94)—. 地球科学, vol. 28, p. 66-68.
- 谷口宏充(1977) 神津島の火山地質. 火山, 第2集, vol. 22, p. 133-147.
- 富樫茂子(1984) 神津島天上山火山噴出物中の炭化木の¹⁴C年代. 火山, 第2集, vol. 29, p. 277-283.
- 東海大学海洋学部(1972) 新島—式根島間海洋調査報告書. 13p.
- (1973) 新島・式根島間海洋調査報告書. 65p.
- 徳永 徹・横山勝三(1979) 伊豆新島向山火山の噴火様式と生成過程. 地理評, vol. 52, p. 111-125.
- 東京衛生試験所編著(1940) 日本鉱泉分析表. 衛生試験所彙報, no. 54, 194p.
- 東京管区气象台(1970) 新島の気候表. 20p.
- 東京都土木技術研究所(1967) 新島村式根島・地下水調査報告. 東京都土木技術研究所資料41-8, p. 25-41.
- 東京都教育委員会(1984) 伊豆諸島における埋蔵文化財の調査. 文化財の保護, no. 16, 東京都教育委員会, p. 1-202.
- (1985) 東京の遺跡. 89p.
- 東京都新島本村役場企業課編(1979) 抗火石沿革誌(新島「コーガ石」沿革誌). 東京都新島本村役場, 54p.
- 東京都島嶼地域遺跡分布調査団(1981) 東京都島嶼地域遺跡分布調査報告書—利島・新島・式根島・神津島—. 115 p.
- 友田好文・実川 顕・田島広一・瀬川爾朗(1962) 離島における重力測定(I). 測地学会誌, vol. 8, p. 91-97.
- TSUBOI, S. (1920) Volcano Ōshima. Idzu. *Jour. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ.*, vol. 43, art. 6, 146p.
- 辻村太郎(1918) 神津島新島調査報文. 震予報, no. 89, p. 57-95.
- 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会未利用鉄資源開発調査分科会編(1959) 未利用鉄資源第5輯. 418p.
- TSUYA, H. (1929) Volcanoes of Kōzu-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. 震研彙報, vol. 16, p. 171-200.
- 渡辺偉夫(1968) 日本およびその周辺(沖縄および南千島を含む)の津波の表. 地震, 第2輯, vol. 21, p. 293-313.

- 渡邊 渡 (1913-1914) 建築用新石材に就て. 日本鑛業會誌, vol. 29, p. 30-37, 103-112, 292-302; vol. 30, p. 361-376.
- 横山勝三 (1975) 伊豆新島“白ママ層”の堆積構造と噴火様式(予報)(演旨). 火山, 第2集, vol. 20, p. 175.
- ・徳永 徹(1978) 伊豆新島向山火山のベースサージ堆積物. 火山, 第2集, vol. 23, p. 249-262.
- 吉田恵二・小林信一(1985) 新島本村吹之江遺跡^{ふきのえ}の調査. 東京都遺跡調査・研究発表会 X 発表要旨, 武蔵野文化協会考古学部会・東京都教育委員会・調布市教育委員会, p. 21-22.
- 吉木文平 (1943) 耐火物工學(再版). 工業圖書株式會社, 東京, 616p.

本報告書の原稿提出後に次の論文が公表された.

- KOYAGUCHI, T. (1986) Evidence for two-stage mixing in magmatic inclusions and rhyolitic lava domes on Niijima Island, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 29, p. 71-98.



卷末付図 柱状図作成、野外観察及び化学分析標本採取地点図(式根島については第16図参照)。
 ※：柱状図作成及び野外観察地点。■：化学分析標本採取地点(数字は地質調査所登録番号の下3けた、GSJ R34が省略されている)

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Hachijō Jima (9) No. 1

GEOLOGY
OF THE
NII JIMA DISTRICT

By

Naoki ISSHIKI

(Written in 1986)

Abstract

In the district of this sheet map, small volcanic islands called Nii Jima, Shikine Jima, Jinai Jima, Han Shima and Udone Jima are included. The islands are the subaerial portions of the northern extremity of an arcuate structural high, the Izu-Mariana island arc.

Nii Jima is the largest of all, lies between $34^{\circ}19.6'$ – $34^{\circ}25.7'$ north latitude and $139^{\circ}14.7'$ – $139^{\circ}17.7'$ east longitude, occupies surface area of 23.42 km² and reaches a maximum elevation of 432m. The island extends from north to south and its length is 11.5 km with the maximum width of 3.1 km. It is composed of thirteen rhyolite volcanoes, one or two andesite volcanoes and a basalt volcano. All are monogenetic volcanoes with various dimension which are partly overlapped.

Shikine Jima is situated about 5km southwest of the southern tip of Nii Jima between $34^{\circ}18.8'$ – $34^{\circ}20.0'$ north latitude and $139^{\circ}11.8'$ – $139^{\circ}13.8'$ east longitude, occupies a surface area of 3.8 km² and attains a maximum elevation of 109 m. The island is about 3 km long from east to west with the maximum width of about 2.3 km and is indented. It is a rather simple flat-topped rhyolite lava dome with relief on a small scale.

Jinai Jima lies about 1.5 km west of Nii Jima between $34^{\circ}21.8'$ – $34^{\circ}22.3'$ north latitude and

139° 13.6'–139° 14.0' east longitude, is 76.6 m high above sea level and is only 0.2 km² in area. The island together with several small stacks form a ruined rhyolite lava dome.

Han Shima is located about 0.5 km southeast of the southern tip of Nii Jima between 34° 19.2'–34° 19.4' north latitude and 139° 16.7'–139° 17.0' east longitude, is 90 m high above sea level and is 0.1 km² in area. The island is also a remnant of an eroded rhyolite lava dome.

Udone Jima lies about 4.5 km north-northeast of the northern tip of Nii Jima between 34° 28.0'–34° 28.5' north latitude and 139° 17.4'–139° 18.2' east longitude, is parallelogram-shaped and is 208.9 m high above sea level. The island is 1.5 km long and 0.6 km wide, and extends from west-northwest to east-southeast. It is a dissected stratovolcano whose shape is controlled by more resistant dikes running parallel to its elongation.

Geology

A chain of stratovolcanoes of the low-alkali tholeiite series, such as Oshima, Miyakejima and Hachijōjima, runs parallel to and about 220 km west of the axis of the Izu-Ogasawara Trench and forms the volcanic front which stretches from north-northwest to south-southeast. Monogenetic volcanoes forming Nii Jima, Shikine Jima, Jinai Jima and Han Shima lie 18 to 24 km west of, and polygenetic basalt volcano of Udone Jima is located 17 km west of the front and on a small submarine ridge which runs from northeast to southwest and is obliquely disposed to the main Izu island arc.

The submarine ridge on which rest many Quaternary volcanoes is supposed to be composed, at least in part, of altered volcanic and associated plutonic rocks similar to those of Miocene and Pliocene in age which are exposed in the Izu Peninsula to the northwest. In this district, thirteen monogenetic rhyolite volcanoes, one or two andesite volcanoes, a basalt volcano and a polygenetic basalt volcano are exposed above sea level. It is not certain whether they erupted on land or not.

Although there is no decisive evidence at hand, volcanism may have started in late Quaternary and formed at least fifteen monogenetic volcanoes mostly of rhyolite of various petrographic characters. The latest eruption occurred in 886 A.D. at the southern tip of ancient Nii Jima and formed the present-day Mukai Yama which is typically composed of pyroclastic flow or surge deposits, several pyroclastic cones and a lava dome. Lithology of the volcano changed from hypersthene-cummingtonite-hornblende rhyolite through cummingtonite rhyolite to biotite rhyolite with some exceptions, as time elapsed. Bronzite-augite andesite magma was erupted during the activity of cummingtonite rhyolite and olivine basalt magma during that of biotite rhyolite 2,000-3,000 years ago.

Udonejima Volcano may have also been active in late Quaternary. Repeated eruptions of aa lava flows and pyroclastic materials of basalt from a central crater and lateral fissures mainly trending northwest-southeast formed a polygenetic stratovolcano, which was later subjected to marine erosion. Age relation between this volcano and the above-mentioned monogenetic volcano group is not clarified yet.

At present, a few hot springs are found on or near the coasts of Nii Jima and Shikine Jima, and a fumarole on a small scale is also present in Shikine Jima on a supposed north-south-trending fracture system connecting two hot springs.

Petrography and chemistry

Rocks constituting the rhyolitic monogenetic volcanoes in this district are hypersthene-cummingtonite-hornblende rhyolite, cummingtonite rhyolite and biotite rhyolite of calc-alkaline affinity. The last one, biotite rhyolite seems to be most predominant so far as the surface observation goes. The rhyolites commonly contain phenocrysts of andesine-oligoclase (4-17 vol%), quartz (4-11 vol%), mafic silicate minerals (less than 1.5 vol%) and Fe-Ti oxides (less than 1 vol%, titanomagnetite and ferrian ilmenite) in the glassy, cryptocrystalline or microcrystalline groundmasses. Aphyric types are very rare. Chemical compositions of porphyritic hypersthene, hornblende, cummingtonite, biotite and Fe-Ti oxides are shown in Tables 2, 4 and 5 (see p. 17-19 in the text written in Japanese). Some rhyolite lavas carry mafic inclusions with criss-cross texture which are thought to be blobs of basaltic magma which triggered explosive rhyolitic volcanism. Xenoliths of amphibole-biotite tonalite and biotite tonalite are rarely found in a variety of rhyolite.

Olivine basalt of high-alkali tholeiite or high-alumina basalt clan and bronzite-augite andesite occur in small amount closely associated with the rhyolites.

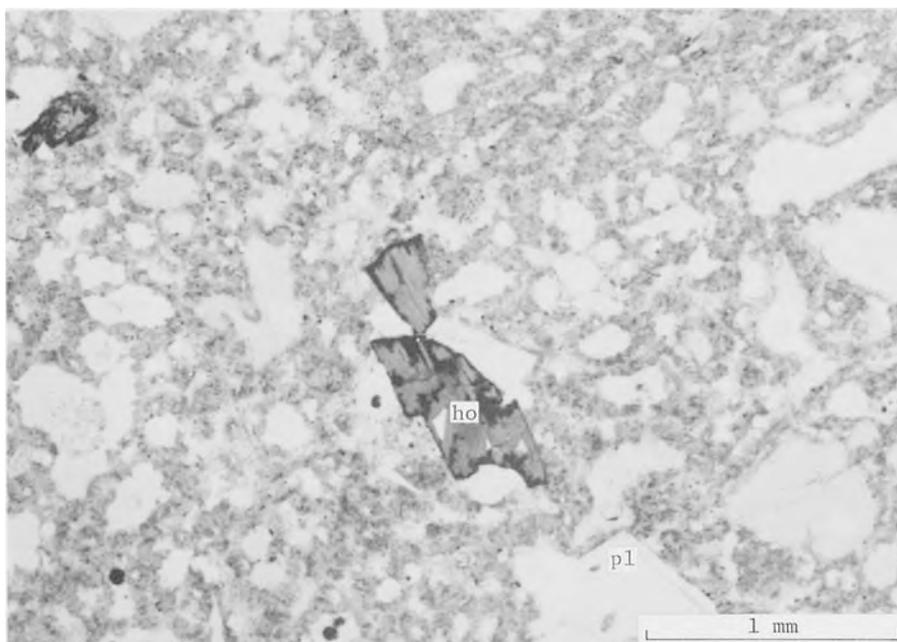
Basalt of Udonejima Volcano generally contains phenocrysts of plagioclase (about 20 vol%), olivine with picotite inclusions (3-4 vol%) and augite (less than 5 vol%) in the groundmass consisting of plagioclase, clinopyroxene, Fe-Ti oxides, felsic mesostasis and/or cristobalite, and needle-shaped apatite. Groundmass orthopyroxene is also found in one-third of the twenty one specimens microscopically examined.

Table 1 (see p. 14-15 in the text written in Japanese) shows chemistry of various rhyolites (nos. 1-4, 6-8, 12, 13, 15 and 16), mafic inclusions (nos. 9 and 14), basalt (nos. 10 and 11), andesite (no. 5) and tonalites (nos. 17 and 18). Table 1 also shows chemical composition of basalts of Udonejima Volcano (nos. 19-21).

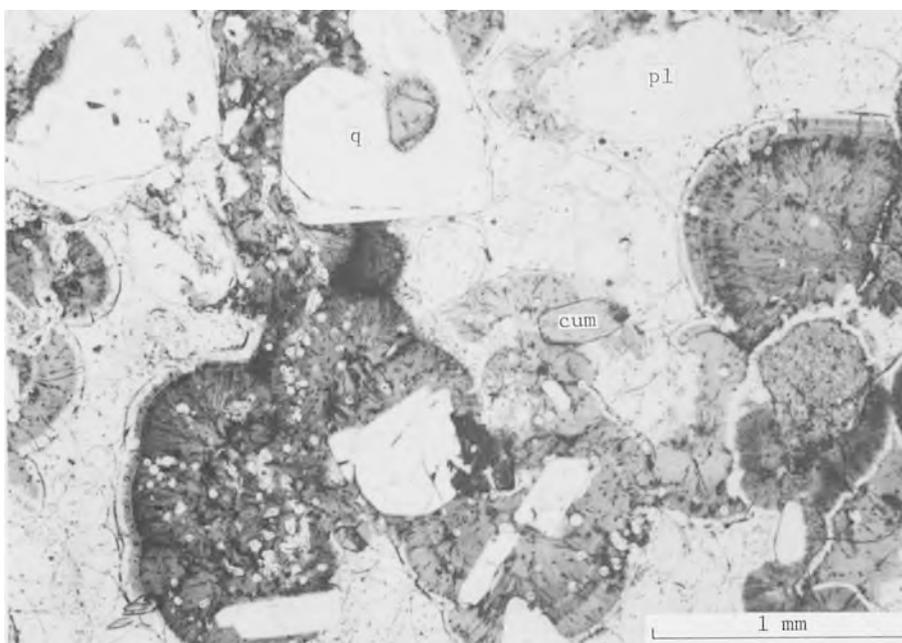
第 I 図版 - 第 VIII 図版の記号の説明

am : 角閃石, and : アンデシン, au : 普通輝石, bi : 黒雲母, br : 古銅輝石, cpx : 単斜輝石, cr : クリストバル石, cum : カミングトン閃石, ho : 普通角閃石, ol : かんらん石, olig : オリゴクレイス, ox : 鉄チタン酸化物, pl : 斜長石, q : 石英, xpl : 斜長石捕獲結晶, xq : 石英捕獲結晶

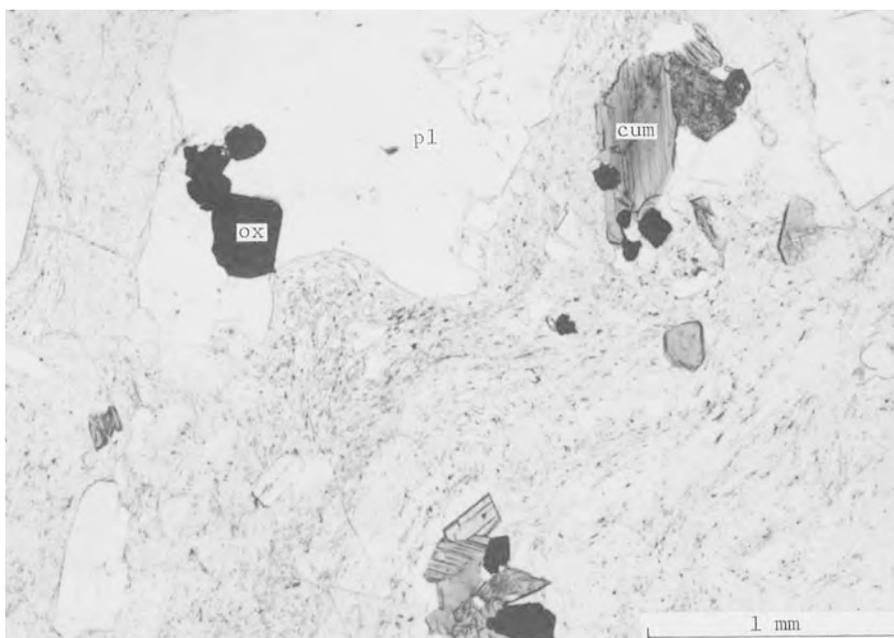
第 V 図版 2 は直交ポーラー, ほかは下方ポーラーだけ



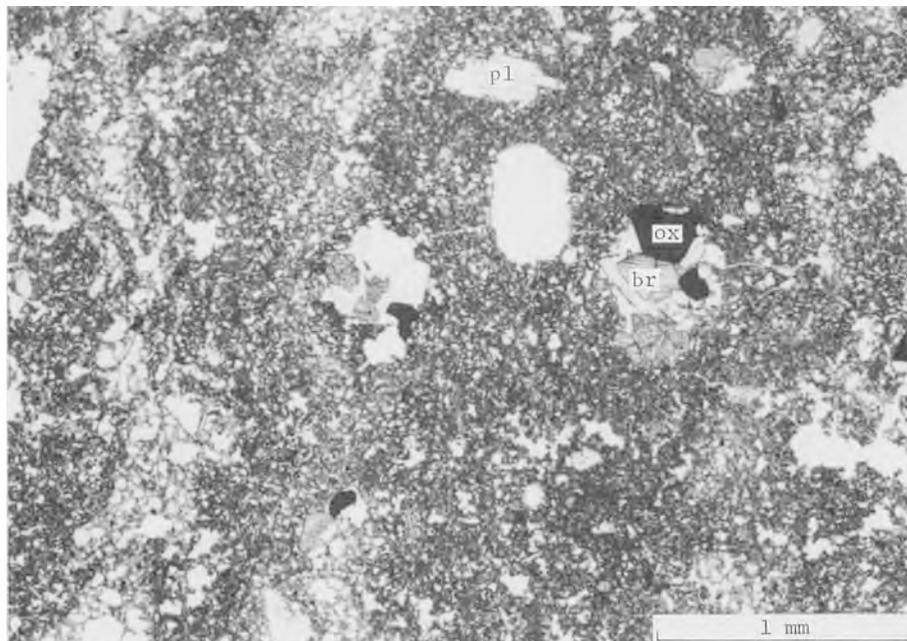
1. 紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩 (GSJ R34211/N173052505), 地内島火山門頂丘溶岩, 地内島東岸, 切間のやや南



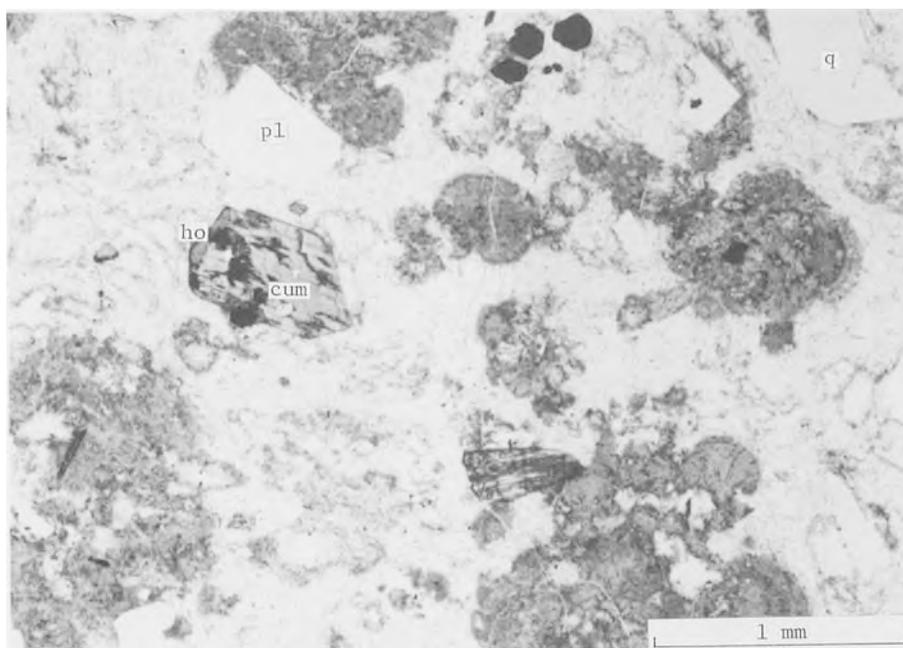
2. 紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩 (GSJ R34220), 丸島峰火山門頂丘溶岩, 丸島峰の南西面食崖



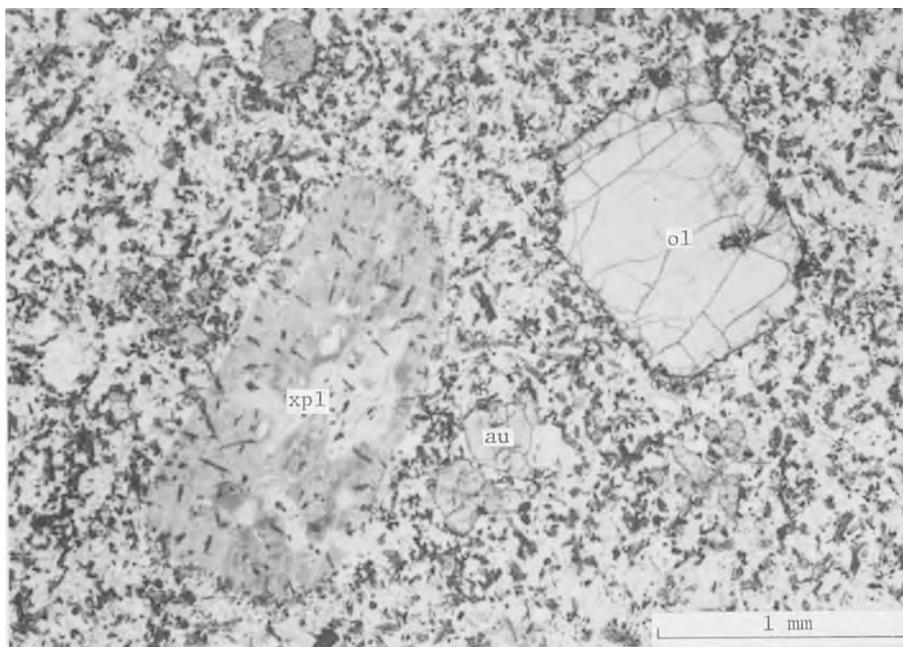
1. カミシダトン閃石流紋岩(GSJ R34197). 瀬戸山火山門頂丘溶岩, 新島西岸, 島ヶ島



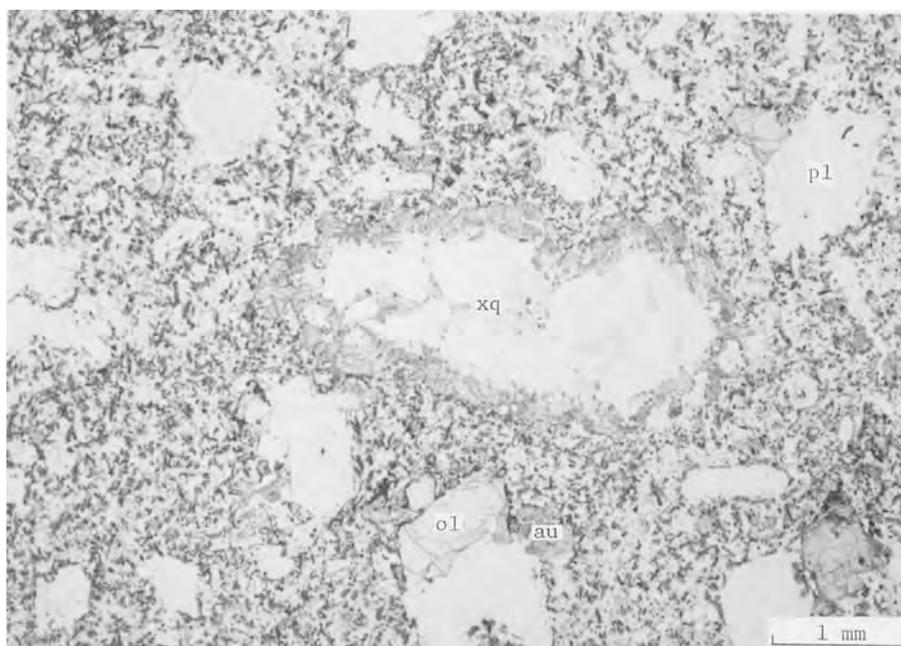
2. 古銅輝石普通輝石安山岩(GSJ R34179/NI73030307). 島分沢火山砕屑性堆積物中の本質火山礫, 新島西岸, 島分沢の右岸



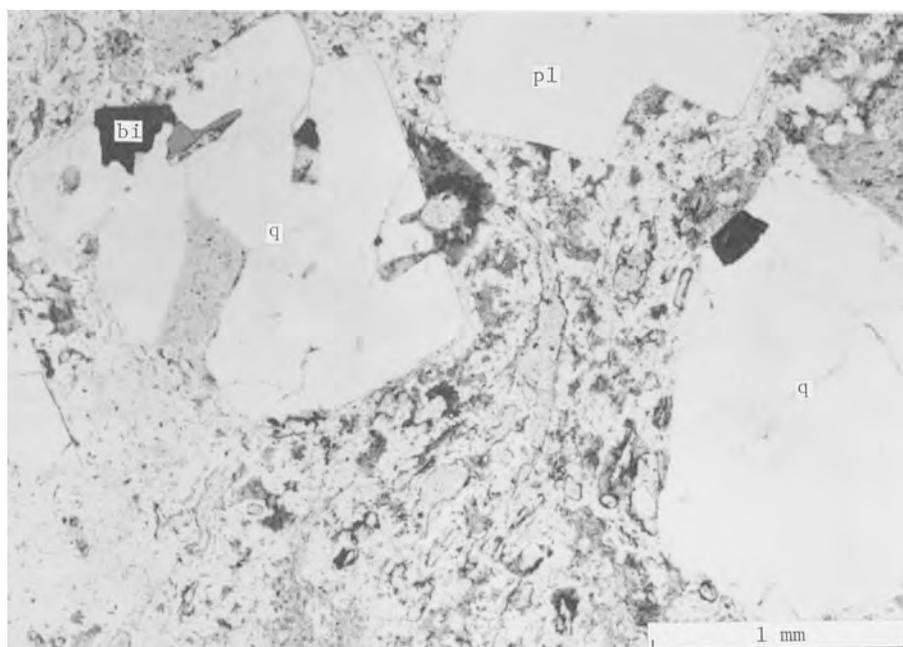
1. 紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩(GSJ R34185), 峰路山火山口頂丘溶岩, 新島中央部, 峰路山南東麓



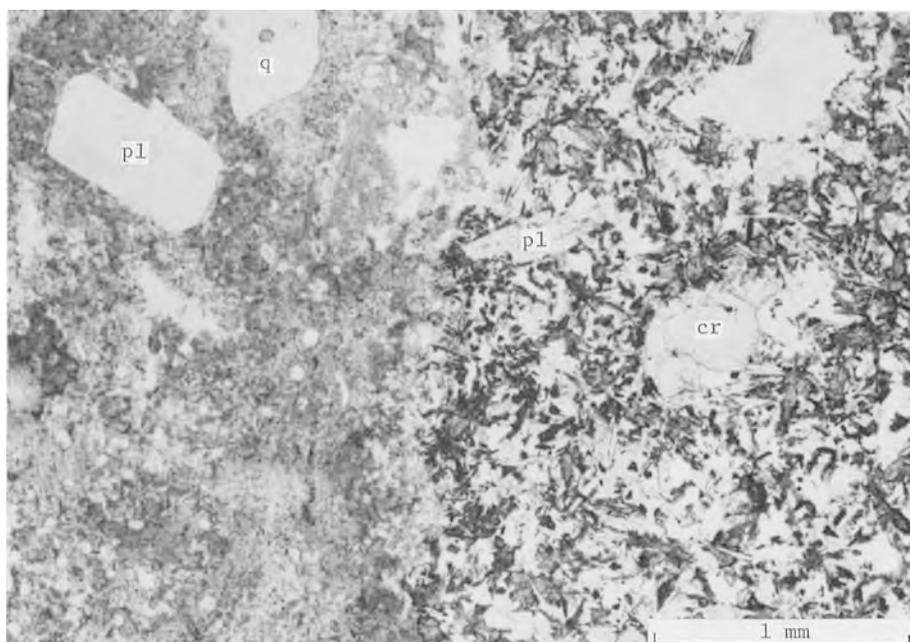
2. カミングトン閃石流紋岩中の包有物(GSJ R34214), 赤崎峰火山口頂丘溶岩に含まれる, 新島中央部, 富士見峠の東



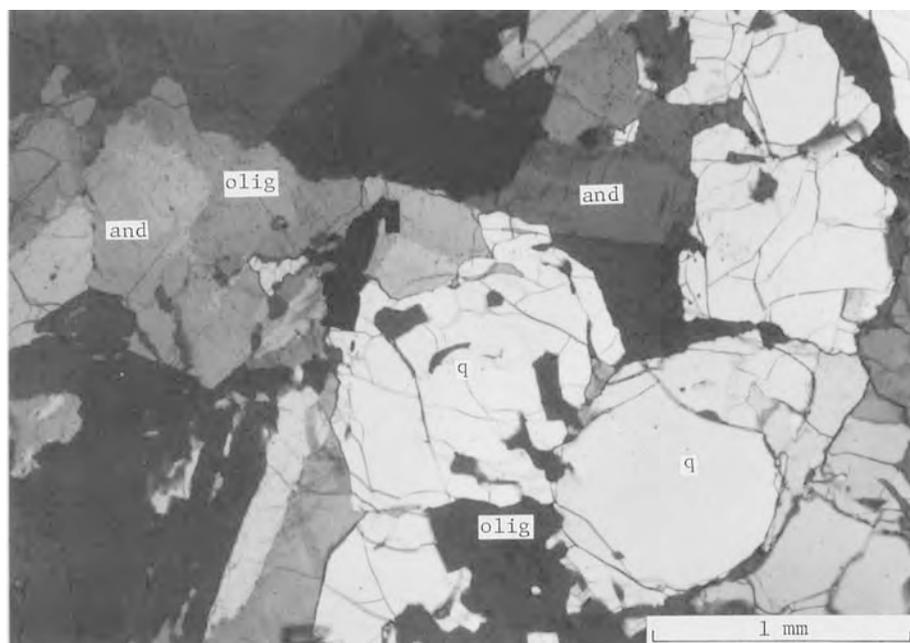
1. カミングトン閃石流紋岩中の包有物(GSJ R34214), 赤崎峰火山円頂丘溶岩に含まれる, 新島中央部, 富士見峠の東



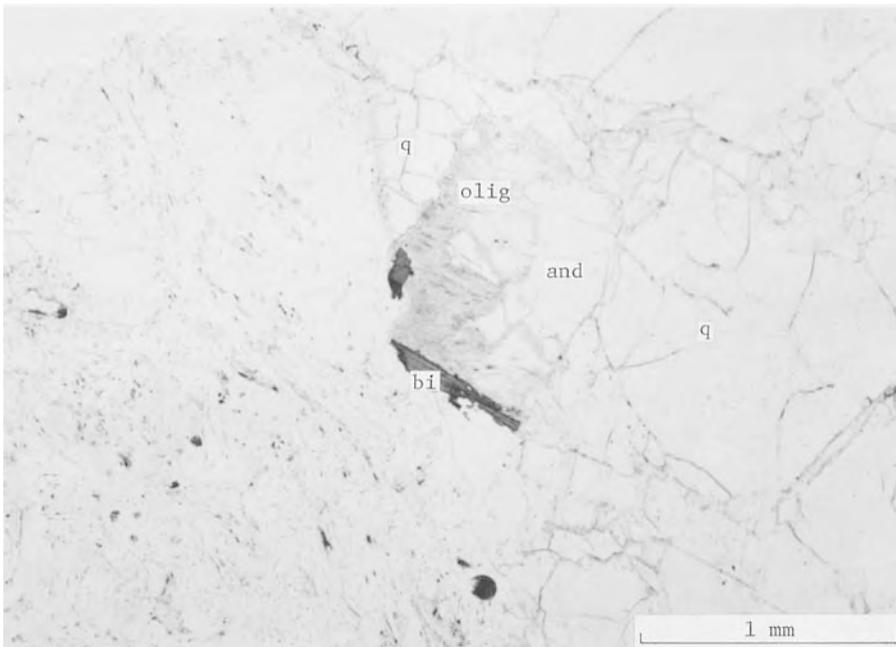
2. カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩(GSJ R34150/NI71053101), 新島山火山円頂丘溶岩, 新島西岸北部, 奥ノ磯



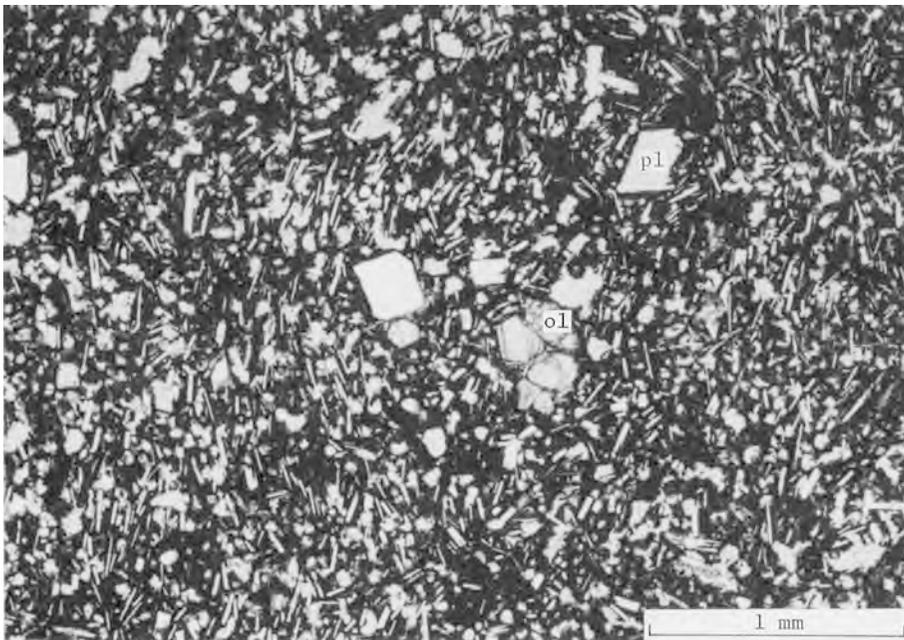
1. 黒雲母流紋岩(左半分)とその包有物(右半分) (GSJ R34186-A 及び-B/NI73030607 a 及び b), 宮澤山火山・円頂丘溶岩, 新島北部, 平の平塚石場跡



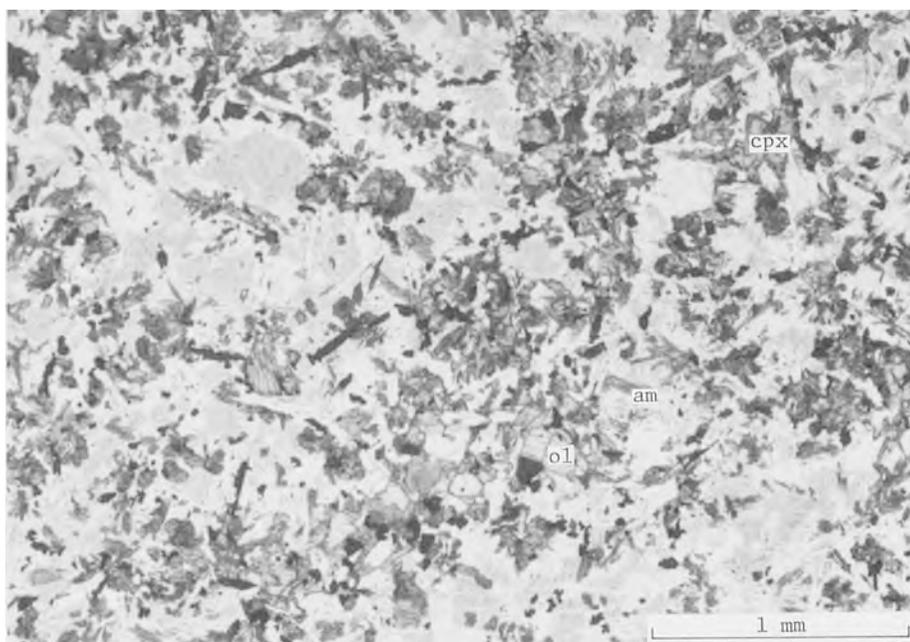
2. 黒雲母トータル岩(GSJ R34251/NI75052705), 式根島火山円頂丘溶岩中の捕獲岩, 式根島東岸, 平床岩の南約200 m



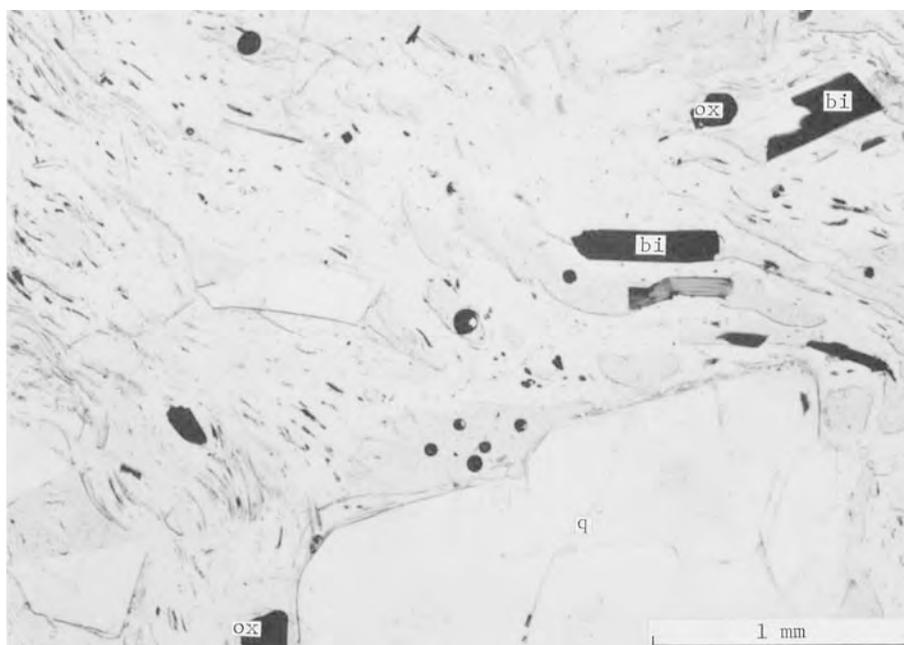
1. 黒雲母流紋岩(左半分)と黒雲母トナル岩捕獲岩(右半分) (GSJ R34251/NI75052705)。式根島火山円頂丘浴岩, 式根島東岸, 平床岩の南約200 m



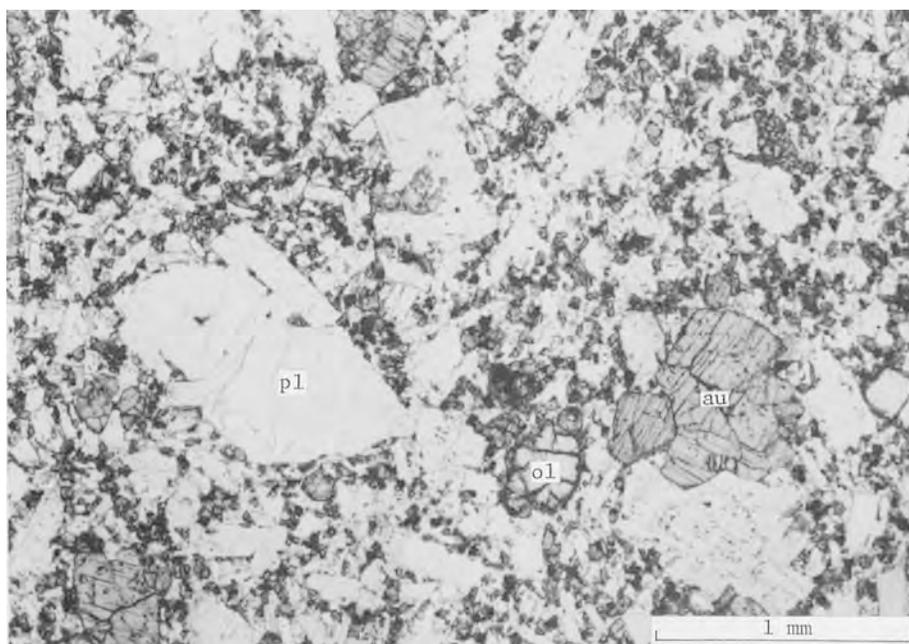
2. かんらん石玄武岩(GSJ R34152/NI71053103)。若郷火山火砕サージ堆積物中の本質火山岩塊, 新島西岸北部, 若郷前浜北端



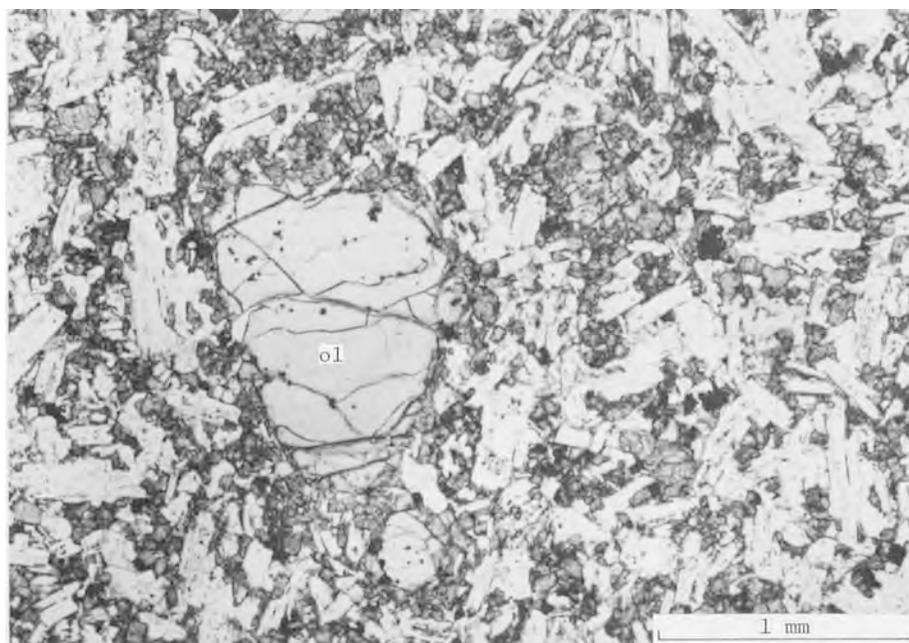
1. 黒雲母流紋岩中の包有物(GSJ R34154/NI71060104). 阿土山火山口頂丘溶岩に含まれる, 新島東岸北部, 淡井浦南端



2. 黒雲母流紋岩(GSJ R34175/NI71061203). 向山火山口頂丘溶岩, 新島南部, 丹後山東方



1. かんらん石普通輝石玄武岩(GSJ R34260/NI70053109)。鶴渡根島火山岩脈、鶴渡根島西北西端近く



2. 普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R34252/NI70053101)。鶴渡根島火山岩脈、鶴渡根島東南東端

文献引用例

一色直記 (1987) 新島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 85 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

ISSHIKI, N. (1987) *Geology of the Nii Jima district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 85 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

昭和 62 年 3 月 20 日 印刷

昭和 62 年 3 月 25 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

©1987 Geological Survey of Japan