

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

岡山 (12) 第 2 号

NJ-53-30-12・16, 36-4, NI-53-25-13

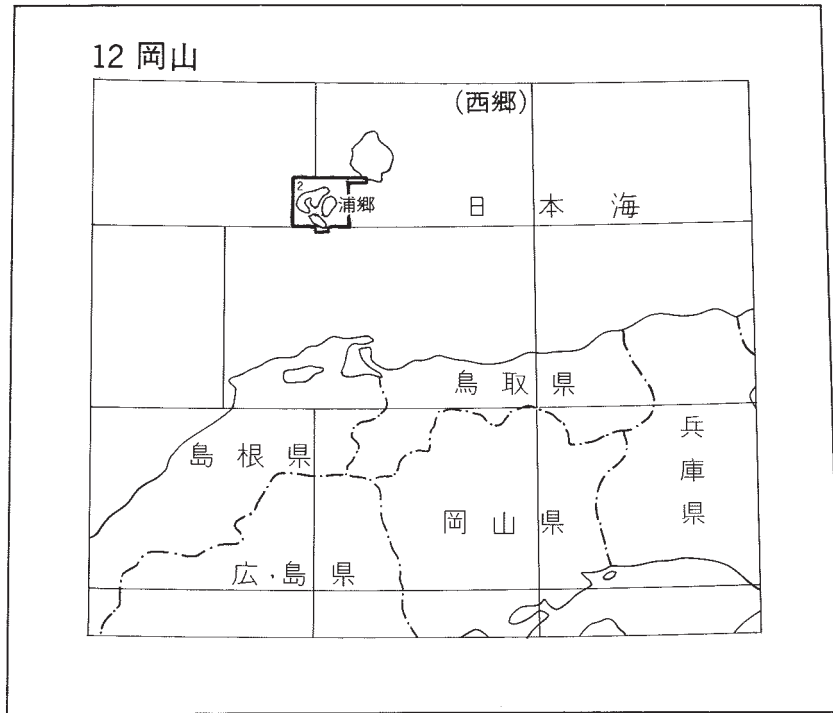
浦 郷 地 域 の 地 質

千葉とき子・金子信行・鹿野和彦

平成 12 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1:200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

		12-1 西郷 Saigō NJ-53-30-11・12・15・16 (未刊行, unpublished)	
	12-2 浦郷 Uragō NJ-53-30-12・16, 36-4, NI-53-25-13 (2000)		

目 次

I. 地 形	(千葉とき子)	2
II. 地質概説		4
II. 1 研究史	(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)	4
II. 2 層序及び地質構造	(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)	6
II. 3 地 史	(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)	12
II. 4 アルカリ火山岩類の岩石化学と分類	(金子信行・千葉とき子)	18
III. 先島前火山の地層・岩体		19
III. 1 美田層	(鹿野和彦)	19
III. 2 大津層	(鹿野和彦)	22
III. 3 市部層	(鹿野和彦)	22
III. 4 大山石英閃長岩	(千葉とき子・金子信行)	25
IV. 島前火山及び島津島層		26
IV. 1 外輪山	(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)	27
IV. 2 島津島層	(鹿野和彦)	39
IV. 3 焼火山火砕丘	(鹿野和彦・金子信行・千葉とき子)	41
IV. 4 岩 脈	(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)	53
V. 知々井岬層	(鹿野和彦・金子信行・千葉とき子)	56
VI. 宇受賀玄武岩	(金子信行・千葉とき子・鹿野和彦)	57
VII. 中位段丘堆積物	(鹿野和彦)	61
VIII. 海岸砂丘, 海浜, 扇状地, 谷底平野及び地すべり堆積物	(鹿野和彦・金子信行)	63
IX. 埋立地及び干拓地	(鹿野和彦)	65
X. 応用地質	(金子信行・鹿野和彦)	66
X. 1 地すべり		66
X. 2 水資源		66
X. 3 温 泉		67
文 献		68
Abstract		72

図・表目次

第1図 隠岐諸島及び周辺海域の地形	2
第2図 中ノ島スカイラインから見た島前カルデラ	3
第3図 隠岐諸島の重力異常図	10

第4図	「浦郷」地域の火成岩類のSiO ₂ -全アルカリ図	16
第5図	「浦郷」地域の火成岩類のNa ₂ O-K ₂ O図	16
第6図	「浦郷」地域の火成岩類のSiO ₂ -MgO図	17
第7図	西ノ島的美田ダム周辺に分布する美田層下部の柱状図	20
第8図	西ノ島町大山集落周辺の海岸に分布する美田層下部-中部の柱状図	21
第9図	海士町(中ノ島)東地区のボーリング柱状図	23
第10図	外輪山下部が露出する国賀海岸の摩天崖	28
第11図	外輪山下部の玄武岩質粗面安山岩溶岩の内部構造	28
第12図	知夫赤壁の火砕丘	28
第13図	外輪山下部に挟在する粗面岩火砕岩の柱状図	29
第14図	冠島西方の粗面岩火砕丘の断面とそのクローズアップ	30
第15図	冠島西方の粗面岩火砕丘の基底とその直下の玄武岩質粗面安山岩アグロメレート	31
第16図	高石漁港へ下る道路沿いに露出する粗面岩火砕岩と粗面玄武岩アグルチネート	32
第17図	宇賀漁港東側の海食崖に露出する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩	33
第18図	角山北方の中井ロカモ島に面した道路切り割りに露出する玄武岩質粗面安山岩火山角礫岩	34
第19図	中ノ島に分布する粗面岩溶岩直下の粗面岩火砕岩柱状図	35
第20図	大森島を構成する粗面岩溶岩	36
第21図	西ノ島町浦の谷東側の海岸に露出する火山角礫岩	36
第22図	「浦郷」地域の放射年代頻度分布	38
第23図	島津島に露出する島津島層の柱状図	40
第24図	島津島層の成層した砂岩と生痕	41
第25図	島津島層の軽石含有礫岩砂岩	42
第26図	島津島層の砂岩を貫く粗面玄武岩岩脈	43
第27図	焼火山火砕丘の海岸における柱状図	44
第28図	西ノ島町赤ノ江西方尾根近くの道路から見た焼火山火砕丘	45
第29図	大山石英閃長岩に接する焼火山火砕丘の凝灰角礫岩ないし火山角礫岩	45
第30図	粗面岩溶結火山礫凝灰岩などの岩塊や火山礫を多量に含む火山角礫岩	46
第31図	焼火山火砕丘の火口縁内側の火山角礫岩	46
第32図	焼火山火砕丘の火口縁内側の断面	47
第33図	焼火山火砕丘の火口縁内側の凝灰角礫岩	48
第34図	溶結軽石火山礫凝灰岩の産状	49
第35図	焼火山火砕丘の火口縁外側に分布する溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩	50
第36図	焼火山火砕丘の火口縁外側に分布する溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩の顕微鏡写真	51
第37図	焼火山火砕丘火口縁内側の非溶結凝灰角礫岩と火山角礫岩	51
第38図	軽石火山礫-岩塊を多数含み、溶結した軽石火山礫凝灰岩-軽石岩塊含有凝灰角礫岩	52
第39図	非溶結の成層した凝灰岩ないし火山礫凝灰岩	52

第40図	放射状岩脈を構成する粗面岩岩脈	54
第41図	外輪山下部の粗面玄武岩－玄武岩質粗面安山岩に貫入する岩脈群	54
第42図	白島の粗面岩岩株に貫入する粗面玄武岩－玄武岩質粗面安山岩の岩脈	55
第43図	外輪山下部溶岩に貫入する粗面安山岩のシル	55
第44図	知々井岬層の断面	56
第45図	明屋海岸のアルカリかんらん石玄武岩からなるスコリア丘	57
第46図	明屋スコリア丘を構成するアグルチネート	58
第47図	火山弾を含む明屋スコリア丘の構成物	58
第48図	風化した宇受賀玄武岩溶岩の表面組織	59
第49図	境礁を構成する粗面玄武岩凝灰岩の顕微鏡写真	60
第50図	西ノ島船越の外海に面した海岸に露出する中位段丘堆積物	62
第51図	西ノ島船越の外海に面した海岸に露出する海岸砂丘堆積物	64
第52図	知夫里島立ヶ崎の地すべり堆積物全景	65
第 1 表	浦郷地域の地質総括表	7
第 2 表	島前火成岩類の全岩化学組成	14
第 3 表	岩石名比較表	17
第 4 表	K-Ar年代測定値一覧表	37
第 5 表	海士町東地区の温泉の泉質	67
Table1	Summary of the geology of the Uragō district	73

浦郷地域の地質

千葉とき子*・金子信行**・鹿野和彦***

5 万分の 1 地質図幅「浦郷」は、「隠岐島前」または単に「島前」と呼ばれる隠岐諸島の一部に相当する。5 万分の 1 地形図「浦郷」では隠岐諸島のうち「隠岐島後」または単に「島後」と呼ばれる地域の南西部に当たる都万村蛸木地区を含むが、地理的連続性を考慮して、5 万分の 1 地質図幅「浦郷」から除外して 5 万分の 1 地質図幅「西郷」に含めるものとする。

本図幅地域の調査は、平成 7 年度から平成 10 年度 (1995-1999 年) までの 4 年間実施した。隠岐島前の主体をなす島前火山と大山石英閃長岩の調査は金子と千葉が、また、それより前に形成された地層の調査は鹿野が行い、焼火山火砕丘など島前火山の火砕岩の調査は鹿野と金子、千葉が行った。

本研究報告は、千葉が 1970 年代に行った調査・研究と、金子が東北大学及び同大学院在学中に行った調査・研究を基礎としている。アルカリ火山岩の岩石化学及び薄片観察については、東北大学の青木謙一郎名誉教授・吉田武義教授・藤巻宏和教授にご指導して頂いた。島根大学山内靖喜教授には焼火山火砕丘とその周辺の地質についてご教示頂くとともに、隠岐島前の重力データの使用を許可して頂いた。さらに、海士町のボーリング試料の入手に当たっては仲介の労を取って頂いた。西ノ島町教育委員会の柚原恒平氏には外浜貝塚の資料と未公表調査結果について教えて頂いた。海士町役場には、ボーリングについての地質及び温泉資料の公表を許可して頂いた。

現地での調査に当たっては、西ノ島町役場・西ノ島町教育委員会・西ノ島町 B & G 西ノ島海洋センター・海士町役場・知夫村役場の方々にご協力頂くとともに、地元の多くの方々には様々な便宜を図って頂いた。ボーリング試料の観察に際しては、協和地建コンサルタント株式会社にお世話になった。以上の方々には心より御礼申し上げる。

本報告の重力異常図は、地質調査所地質情報センターの村田泰章技官に作成して頂いた。本研究に使用した薄片は、地質標本館安部正治 (元所員)・野神貴嗣・大和田朗の各技官の製作による。また、資源エネルギー地質部の渡邊真人技官、海洋地質部の田中裕一郎技官には、それぞれ、珪藻化石と石灰質ナノ化石の抽出と鑑定をお願いした。

本図幅地域には多数の小島がある。それらのすべてに上陸して調査することは困難で、以下に記すように、一部は目視で、また一部は現地の漁師などから入手、または自ら採取した岩石で地質構成を判定したものがある。

岩石試料を入手または採取して地質を判定した島

西ノ島周辺島：大桂島、星神島

中ノ島周辺：ヒーゴ島、金床岩、松島、二股島、小森島、大森島、境磯

知夫里島周辺：俵島、竹島、小波加島、大波加島、島津島、浅島

目視で地質を判定した島

西ノ島周辺：小桂島、大神立岩、天上界周辺の小島、亀島、黒島、たんなかや、鬼ヶ島、別府立島、シシカ立島、鼻津島、冠島、見付島

中ノ島周辺：カズラ島、三郎岩、カモ島、舟島

知夫里島周辺：鈴島、ウデ島、根イ島、赤島、船島、鶴島、沖島、御島居島、神島

本図幅地域にはアルカリ火山岩が広く分布している。その記載名は研究者によって異なるので、本報告では「アルカリ火山岩類の岩石化学と分類」を記すことにより、記載名の混乱を避けた。

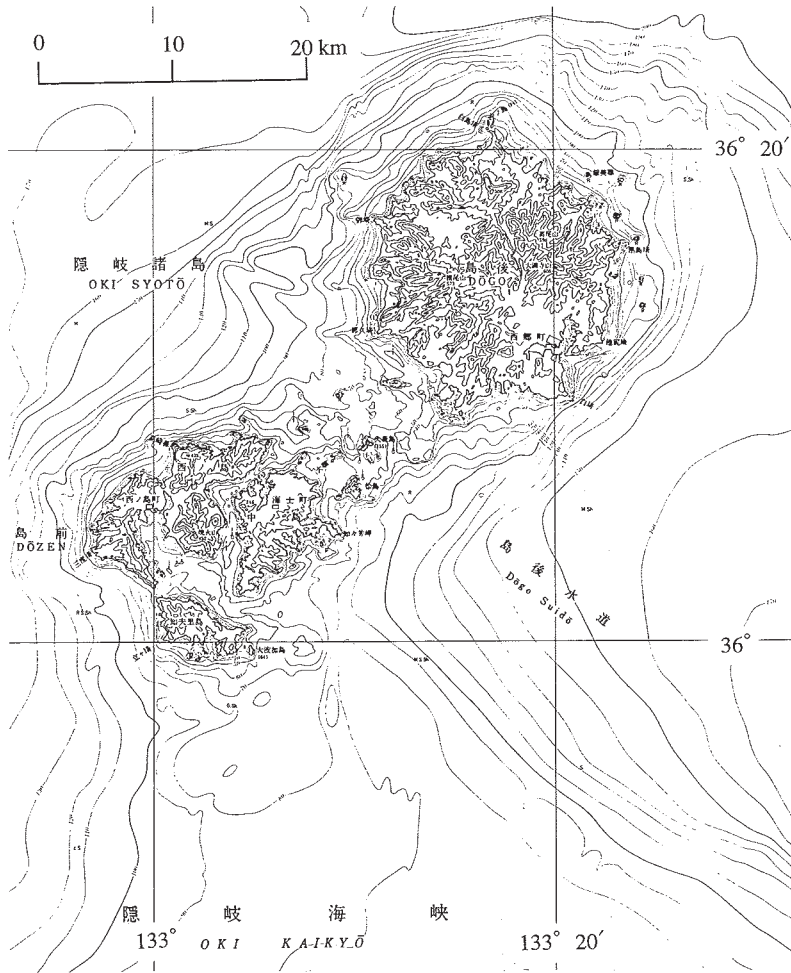
*国立科学博物館、**資源エネルギー地質部、***地質部

Keywords : 1 : 50,000, Urago, Oki Islands, Shimane Prefecture, Dōzen Volcano, caldera, pyroclastic cone, alkaline rock, Mita Formation, Ōtsu Formation, Ichibu Formation, Ōyama Quartz Syenite, Uzuka Basalt

I. 地 形

(千葉とき子)

^{おき} 隠岐諸島は島根半島の北方40-70kmの、日本海の大陸棚上にある四つの主な島からなる（第1図）。
諸島のうち、北東に位置する最大の島を島後^{どうご}、島後から約11km離れてその南西に集まる西ノ島、中^{にしのしま なか}



第1図 隠岐諸島及び周辺海域の地形
20万分の1海底地形図「隠岐海峡」（海上保安庁水路部第6340号，1977）の一部を使用。



第2図 中ノ島スカイラインから見た島前カルデラ

手前の集落は海士町日須賀。右手奥に中央火口丘の焼火山。遠景は左から知夫里島の外輪山、赤灘の瀬戸を挟んで西ノ島の外輪山。

ノ島、知夫里島の三つの島をまとめて島前と呼んでいる。「浦郷」地域は島前に一致する。島前と島後は、ともに島根半島から日本海に張り出した大陸棚の上にあり、新生代に噴出した火山岩によってその大部分が構成されている。

三つの主な島に取り囲まれる島前の内海は約50km²の広さを持ち、最大水深は55mとなっている。内海と外海とを結ぶ水路は、中ノ島と知夫里島の間の大口（幅2.5km）、西ノ島と中ノ島の中井口（幅0.7km）、西ノ島と知夫里島間の赤灘の瀬戸（幅0.6km）、それに西ノ島の船引運河（幅12m、長さ335m）の四箇所である。

島前の三つの島の間や周辺には数十の小島や岩礁がある。島前周辺の海底地形を見ると、氷期には陸地であったことを示す谷の地形が最大水深60-70mに至るまで残っている。水深50mの等深線は島前の現在の海岸線にほぼ平行し、小島や岩礁のすべてを取り囲んでいる（第1図）。水深100mの等深線は島前、島後から島根半島までを取り囲む。したがって、火山活動の産物としての島前の地形は、水深50m以浅の部分といって差し支えない。

島前は中央火口丘とカルデラを囲む外輪山とからなる火山体が、海進によってカルデラ部分が海中に没し、外輪山の一部が失われたため、内海をとり囲む三つの島として海上に姿を現しているものである（第2図）。水深50mまでを島前の火山体と考えれば、その規模は東西24km、南北18km、カルデラは一辺約10kmの四角形、カルデラ壁の高さ200-300mということになる。

島前は地質図の地形等高線から読み取れるように、低山性の山地からなり、山地は外海側に緩傾斜、内海側に比較的急傾斜した斜面を持つ。山地は北北西-南南東と東北東-西南西の二つの方向に発達し、海岸線の出入りもそれらに平行なものが多い。特に西ノ島の西部と知夫里島の西部、中ノ島の南部での傾向が著しい。島前の主な山地は中央火口丘である西ノ島の焼火山（標高451.7m）、その北東の大やま山（標高326.9m）、北端に位置する高崎山（標高434.6m）、知夫里島西部のアカハゲ山（標高324.5m）、中ノ島の家督山（標高246.2m）などである。これらの山は一般に急斜面を有する。島前では河川の発達は顕著ではない。島前の三つの島及び小島の海岸はほとんどが岩石の露出する海食崖で、砂浜は西ノ島中央部の船越の外海に面した海岸（外浜）に見られるにすぎない。西ノ島の外海側と知夫里島の内海側及び西岸では断崖が続く。場所によっては高さ200m以上の絶壁となって海に面しており、隠岐国賀海岸と隠岐知夫赤壁が国の名勝・天然記念物に指定されている。

西ノ島はやや地形を異にする西部と東部とが中央部の船越でわずかに繋がっている。船越より東では

外輪山を構成する山地と、内海に張り出した半島からなり、両者の間が低地になっている。この低地の北と南が西ノ島では最も高い山地である。半島上には島前の最高点である焼火山があり、島前のほぼ中心に当たる。半島とその北では山地が南北に連なる傾向が強い。半島より東では、東北東-西南西方向の山地の発達が顕著である。船越より西では北部と南部の間がやや低くなっている。北部では北に開いたコの字形に山地が発達し、北西部の海岸では高さ200m以上の絶壁となり、摩天崖と呼ばれている。南部では山地が北北西-南南東方向に連なり、それに直交する東北東-西南西方向にもいくつか山地が連なる。

中ノ島は他の二つの島に比較して開析が進んだ地形を示す。中ノ島の北半部には丘陵と沖積平野が北東-南西方向に広がっている。島の東北部から南西部にかけては北東-南西方向に山地が続くが、南西部では主稜線から東南東方向に稜線と谷が伸びている。

知夫里島では西部が高地、東部が比較的低位になっている。西部ではアカハゲ山を中心にして、山稜の一つは西ノ島南西部と同じ北北西-南南東方向に、他方は北北東-南南西方向に伸びている。

II. 地質概説

II. 1 研究史

(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)

隠岐島前^{どうぜん}と島後^{どうご}が主として新生代の火山岩によって構成されていることは古くから知られていた(山上, 1896)。島後の地質や岩石については、多数の詳細な研究(富田, 1927-1932; Tomita, 1935, 1936; Uchimizu, 1966など)がなされており、最近では、山崎(1998)が島後の地質をまとめ、隠岐島後を中心とした隠岐諸島の形成史を議論している。一方、島前に関しては、山上(1896)が沈水カルデラであることを示唆してはいたものの、千葉(1975)の本格的調査が行われるまで地質の詳細は不明であった。その間、Kozu(1913)は石英閃長岩や粗面岩の岩石記載と化学分析値を示し、下間(1928a, b, c)は粗面岩岩脈の産状と岩石を記載した。千葉(1975)は、島前火山がカルデラであること、一般に粗面安山岩と呼ばれている中性の火山岩よりも K_2O に富むトリスタナイトが見られること(Tiba, 1972)、アルカリ流紋岩が産すること、基盤の第三紀層(美田層^{みた})に淡水生貝化石と台島型植物群^{だいじま}に対比される植物化石が産することを見いだした。その後、Tiba(1986)はアルカリ火山岩の主成分組成を報告し、島前火山噴出物がアルカリ玄武岩から粗面玄武岩、粗面岩を経て流紋岩に至る分化系列をなしていることを示した。Morris(1986)とMorris and Kagami(1989)は主成分・微量成分組成とNd, Sr同位体比を測定して島根半島に分布する火山岩と比較した。また、和田ほか(1990)とMorris *et al.*(1990)はK-Ar年代を測定して、島前火山のアルカリ火山岩の大部分が6Ma頃に噴出したことを明

らかにした。金子（1991）は、主成分・微量成分組成の増減が斑晶鉱物の消長関係と良い一致を示すこと、したがって島前火山のアルカリ火山岩がアルカリかんらん石玄武岩の結晶分化作用によって生じたと考えられること、中央火口丘（本報告の焼火山火砕丘）の粗面岩が粗面岩マグマと石英閃長岩（本報告の^{おおやま}大山石英閃長岩）の機械的な混合により生じていることなどを明らかにした。Morris *et al.*（1997）は主成分・微量成分組成とNd, Sr同位体比を求め、島前火山のアルカリ火山岩がアルカリかんらん石玄武岩の結晶分化作用によって生じたとする金子（1991）の結論を支持した。中央火口丘の粗面岩については、隣接する大山石英閃長岩とともに珪長質下部地殻が上昇する玄武岩マグマによって溶融して生じたとしている。しかし、大山石英閃長岩の年代は7Maまたはそれより若干古く（本報告）、両者の年代には100万年程度の間がある。しかも、中央火口丘である焼火山火砕丘は固結した石英閃長岩を貫いて噴出している（本報告）ので、この結論には疑問が残る。和田ほか（1990）は岩脈の方位と年代を調べた。その結果、6.2Ma頃に水平圧縮主応力軸が北北東-南南西から北西-南東方向に変わったと報告しているが、島前火山の岩脈は放射年代（Morris *et al.*, 1990, 1997; 和田, 1990; 本報告）から見て溶岩や火砕岩とほぼ同じ時期に定置しており、焼火山を中心に放射状に分布しているものが多い（千葉, 1975; 金子, 1991）。

最近では、山内ほか（1995）が重力異常を調べ、焼火山を中心に閉じた低重力異常地域が存在することを指摘している。彼らは、この低重力異常地域が外輪山に囲まれた内側の低地に対応していることから、カルデラの存在を唆するとしている。また、金子・千葉（1998）は、中ノ島の^{うずか}宇受賀周辺に低地を埋めて分布するアルカリかんらん石玄武岩のK-Ar年代が2.8Maであり、ほかの島前火山のアルカリ火山岩に比べて極端に若く、島前火山とは区別されるべきことを認めている。

島前火山の基盤をなす新第三系については、千葉（1975）以降、苗村・島田（1984）が焼火山周辺の地質を調査し岩相と層序の詳細を報告し、山内・島前団研（1997）は、千葉（1975）と苗村・島田（1984）の岩相層序について一部修正して新たな層序を提唱した。まず、新第三系は、苗村・島田（1984）によって、美田層とこれに重なる^{いちぶ}市部層、そしてこれら^{いちぶ}を貫く石英閃長岩とに区分されていたが、山内・島前団研（1997）では美田層と市部層との間に海成黒色泥岩からなる地層を認め、これを大津層と名付けた。さらに、溶岩円頂丘とされた焼火山が粗面岩火砕岩からなることを認め、これを焼火山火山岩類と名付けるとともに、その直下に粗面岩火砕岩起源の礫岩・粗面岩火砕岩と、流理構造が明瞭な流紋岩-粗面岩溶岩とを認め、それぞれ^{はし}波止礫岩、^{はし}弁天溶岩と名付けた。波止礫岩中の凝灰岩や凝灰質砂岩泥岩は苗村・島田（1984）がカルデラ湖の堆積物としたものである。また、焼火山火山岩類は、後に山内ほか（1999）によって焼火山粗面岩類と改称された。一方、鹿野ほか（1998）は、焼火山及びその周辺地域を改めて調べ直し、焼火山が粗面岩火砕岩からなる火砕丘であること、弁天溶岩とされたものは粗面岩の流動溶結凝灰岩で、波止礫岩とともに火砕丘の一部をなすことを明らかにして、焼火山を構成する火砕を焼火山火砕丘と命名している。山内ほか（1999）は、中ノ島の^{あま}ボーリングコアを調べて、島前火山直下に市部層よりも若い地層を認め、これを^{あま}海土層と名付けている。山内・島前団研（1997）と山内ほか（1999）は、焼火山火砕丘の縁辺部を石英閃長岩が貫いているとしているが、確認できない。焼火山南側の海岸では、粗面岩火砕流堆積物の基底に石英閃長岩の巨大な角礫が濃集している。また、焼火山北東の林道では石英閃長岩が焼火山火砕丘に貫かれ、かつ、覆われている。彼らが縁辺部を貫いているとした石英閃長岩はこれらを誤認したものであろう。

II. 2 層序及び地質構造

(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)

本報告では、^{どうぜん}隠岐島前を構成する地層・岩体を古い順に、^{み た}美田層、^{おおつ}大津層、^{いちぶ}市部層、^{おおやま}大山石英閃長岩、^{どうぜん}島前火山、^{しまづしま}島津島層、^{ちちいみき}知々井岬層、^{うずか}宇受賀玄武岩、中位段丘堆積物、海岸砂丘、海浜、扇状地、谷底平野及び地すべり堆積物、埋立地及び干拓地に区分した（第1表）。このうち、島津島層は島前火山噴出物の間に挟まれる地層である。宇受賀玄武岩は島前火山の一部として従来扱われてきたが、金子・千葉（1998）により島前火山の噴出物に比べて300万年も若く、また噴出源も異なることが分かったので、本報告では島前火山とは別の火山噴出物として扱う。

美田層は前期中新世の淡水-汽水成層、大津層は前期中新世後期-中期中新世前期の海成層、市部層は中期中新世の海成層である。これらは、北西-南東方向の背斜をなして西ノ島半島部の^{たくひやま}焼火山北側の山地にのみ分布し、後期中新世の後半、およそ7Maまたはそれより若干古い時期に大山石英閃長岩に貫かれ、接触部付近で熱変成を受けている。

美田層は、安山岩火山礫岩-凝灰岩と珪長質凝灰岩、礫岩、砂岩、頁岩からなる地層で、隠岐島前に露出する地層・岩体の中で最も古い。淡水生貝化石や台島型に対比される植物群が産出する（下間，1928a；千葉，1975；苗村・島田，1984）ことから、^{こおり}隠岐島後の郡層（山崎，1984，1998）や島根半島の古浦層（富田・酒井，1938；山内ほか，1980；鹿野・吉田，1985；鹿野・中野，1985b，1986；鹿野ほか，1989）に対比されている（苗村・島田，1984；大久保，1984）。郡層や古浦層の時代は放射年代などから前期中新世とされており、美田層がこれらの地層に対比されるとすれば、その時代も前期中新世ということになる。大津層は、山内・島前団研（1997）によって提唱された地層で、黒色泥岩からなる。大津付近で美田層と断層で接し、市部層に不整合に覆われる。保存の悪い有孔虫化石を産するので海成層と考えられる。美田ダム南南西の沢の上流で美田層の上位にあることが確認されていることと、構成岩石が海成の黒色泥岩であることを考慮すると、島根半島において古浦層に整合に重なる成相寺層（鹿野・吉田，1985；鹿野・中野，1985a，1986；鹿野ほか，1989）に対比できる。成相寺層の時代は前期中新世後期-中期中新世前期と考えられている（鹿野・中野，1985a，b；鹿野ほか，1991，1994）。

市部層は、苗村・島田（1984）によって定義された地層で、灰色の細粒-中粒砂岩タービダイトを主体とする。市部付近で下位層を不整合に覆い（苗村・島田，1984），海生貝化石を多産する（下間，1928a；千葉，1975；苗村・島田，1984）。苗村・島田（1984）は、産出する貝化石群集と岩相の類似性、そして岩相層序学的位置を勘案して、本層を^{つま}隠岐島後の都万層（Tomita，1936；角館，1988）に一括される地層群のうちの^{かまや}釜谷砂岩層（山崎，1984）に対比した。その後、山内ほか（2000）は、市部層の貝化石群集を再検討し、塩原型動物群に対比し、その時代を中期中新世としている。

大山石英閃長岩は細粒-中粒石英閃長岩ないし閃長斑岩からなる小規模な深成岩体で、焼火山の北側斜面に沿ってわずかに露出する。千葉（1975）の石英閃長岩岩体に相当する。美田層及び大津層を貫き、島前火山の焼火山火砕丘（後述）に不整合に覆われる。固結した時期は、放射年代（Morris *et al.*，1990，

第1表 浦郷地域の地質総括表

地質時代		層序 (層厚)	主要岩相	火成活動	堆積環境	構造運動 海面変動	放射年代 化石
第四紀	完新世	海岸砂丘, 海浜, 扇状地 谷底平野及び地すべり堆積物	砂, 泥及び礫		海浜-陸上		
	更新世	中段段丘堆積物 (10 m)	砂及び泥		海浜	下末吉海進	
新第三紀	後期中新世	宇受賀玄武岩 (≧50 m)	アルカリかんらん石玄武岩 溶岩火砕岩及び苦鉄質粗面 玄武岩火砕岩	アルカリ岩 火山活動 火砕丘形成	陸上	海退	2.8 Ma (K-Ar)
		知々井碑層 (> 10 m)	礫岩及び砂岩		海浜	海進	
	前期中新世	焼火山火砕丘	粗面岩火砕岩, 礫 岩, 砂岩, 泥岩	中央火口丘 形成 カルデラ 形成	海浜-陸上	海退	5.4 Ma (K-Ar)
		島前火山 外輪山	粗面岩溶岩火砕岩 凝灰質砂 岩, 泥岩, シルト岩 及び礫岩	アルカリ岩 火山活動 成層火山の 断続的成長	海浜-陸上		
	後期中新世	島津島層 (30 m)	粗面玄武岩-玄武 岩質粗面安山岩溶 岩火砕岩		浅海	海進	5.3-6.3 Ma (K-Ar)
		大山石英閃長岩	石英閃長岩-石英閃長斑岩	アルカリ岩貫入	陸上-海浜	海退	6.3-7.4 Ma (K-Ar)
	中期中新世	市部層 (> 270 m)	砂岩, シルト岩, 泥岩及び 珪長質凝灰岩	珪長質火山活動	浅海	海進	浅海生具化石
		大津層 (?)	黑色泥岩		浅海-半深海	西南日本の 隆起と海退	有孔虫 印象化石
	前期中新世	美田層 (> 600 m)	安山岩火砕岩, 珪長質火砕 岩, 凝灰質砂岩, 礫岩, シルト岩, 泥岩及び貫岩	ソレアイト-カル クアルカリ岩 火山活動	海岸平野-浅海	リフティング と海進 (日本海形成)	淡水生具化石 植物化石

1997; 本報告) から, およそ7Maかそれより若干古いと考えられる.

島前火山は、美田層、大津層、市部層、大山石英閃長岩などの上に噴出した粗面玄武岩-粗面岩を主体とする後期中新世後期のカルデラ火山である。千葉(1975)は、地形的特徴と構成岩石の種類と産状の違いから島前火山を外輪山溶岩類、中央火口丘、寄生火山、岩脈に区分している。本報告でもほぼこれに準じて島前火山を区分する。ただし、寄生火山とされたものは外輪山溶岩類とともに外輪山の構成要素であることから、本報告ではこれらを一括して外輪山とする。中央火口丘は溶岩円頂丘と考えられていた(千葉, 1975)が、開析された火砕丘である(鹿野ほか, 1998)。したがって、本報告では鹿野ほか(1998)にならい、中央火口丘を構成するこの火砕丘を焼火山火砕丘と呼ぶことにする。島前火山の山体は開析されてはいるが、火山体としての形状は明瞭に残されている。海面上に現れている山体の外縁は直径14km内外のほぼ円形で、外縁から3-5kmのところまでは中央部に向かって100-400mの高さまで緩やかに高くなるが、その内側ではそこから海底まで150-500mほど落ち込んで四角形のカルデラを

なす。さらに内側のカルデラ中央の海面上には焼火山（標高451.7m）を最高点とする中央火口丘、すなわち焼火山火砕丘がある。外輪山をなす山体には粗面岩溶岩からなる直径1-2kmの側火山がいくつか点在している。そのいくつかは岩株状や層状に貫入した部分まで開析されている。また、谷間だけでなく斜面にも同岩質の岩脈やシルが露出しており、元の山体は現地地形よりも高かったことが伺える。重力異常のデータによれば、島前火山にほぼ一致して周辺の海域よりも高い重力異常を示す地域と、その中央に焼火山を中心に閉じた低い重力異常を示す地域が認められる（山内ほか、1995）。この低異常地域の直径は約4kmで、地形的にカルデラ底と考えられている地域よりも狭く、ほぼ焼火山火砕丘に一致している。このことは、島前カルデラが大規模な火砕噴火で生じたのではなく、溶岩流出またはマグマの貫入による陥没によって生じた可能性（後述）を支持する。

外輪山は、主に粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の溶岩と、それら溶岩の間に挟まる同岩質の降下火山灰堆積物またはスコリア堆積物からなる下部と、粗面岩溶岩を主体とする上部からなる。下部には知夫里島西岸の海食崖に露出する赤壁のように、ところどころに高温酸化を受けて赤色化した粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩のアグルチネートもしくはアグロメレートからなる火砕丘が、同岩質の溶岩・降下火山灰堆積物のなす層の間に挟まれていることがある。それぞれの火砕丘の底の直径は数100m以下、比高も数10m程度と小規模である。また、西ノ島や中ノ島の外輪山下部には、局所的に粗面岩軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩が挟まれている。この岩石は、マグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ堆積物もしくは降下火砕堆積物で、冠島西方の西ノ島北東岸入り江の西岸では、底の直径が500m、比高数10m程度の小規模な火砕丘（おそらくタフリング）が認められる。この直下には玄武岩質粗面安山岩のアグロメレートからなる火砕丘が形成されている。中ノ島の高石漁港付近でも、同様に、厚さ10mを越えるアグルチネートの上に厚さ数m程度の粗面岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩火砕サージ堆積物が重なっており、ここにも小規模なタフリングの存在が推定できる。

島津島層は知夫里島南側の島津島と知夫里島南東沿岸の薄毛付近にわずかに露出する浅海堆積物である。凝灰質砂岩、礫岩、シルト岩からなる。粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩に覆われ、粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩と粗面岩の岩脈に貫かれている。島津島層は、焼火山周辺のものよりも新しい第三紀層とされていた（下間、1928a；千葉、1975）が、その時代は島前火山と同じで、後期中新世後期ということになる。堆積物には多数の *Ophiomorpha* 様の生痕が認められ、黒雲母粗面岩軽石を含む。

外輪山の上部は黒雲母を含む苦鉄質粗面岩と含まない珪長質粗面岩の溶岩からなる。外輪山上部のこれらの溶岩は、外輪山下部を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩などの削剝された面を覆っているほか、岩株やシルをなして点在する。また、溶岩も局所的な高まりをなしていることから、寄生火山と推定される（千葉、1975）。このような寄生火山とみなせる高まりに、西ノ島北部の高崎山、中ノ島北西部の家督山、北部の角山、北東部の金光寺山、その南東の知々井岬、東の海上の松島、知夫里島中央部の来居-郡間、南西部の白島、南東海上の大波加島などがある。中ノ島の唯山から金光寺山を経て能田鼻へと続く粗面岩溶岩の直下には、厚さ30cm-7mの粗面岩軽石凝灰岩-凝灰岩からなる火砕サージ堆積物が、粗面玄武岩溶岩を覆って分布している。

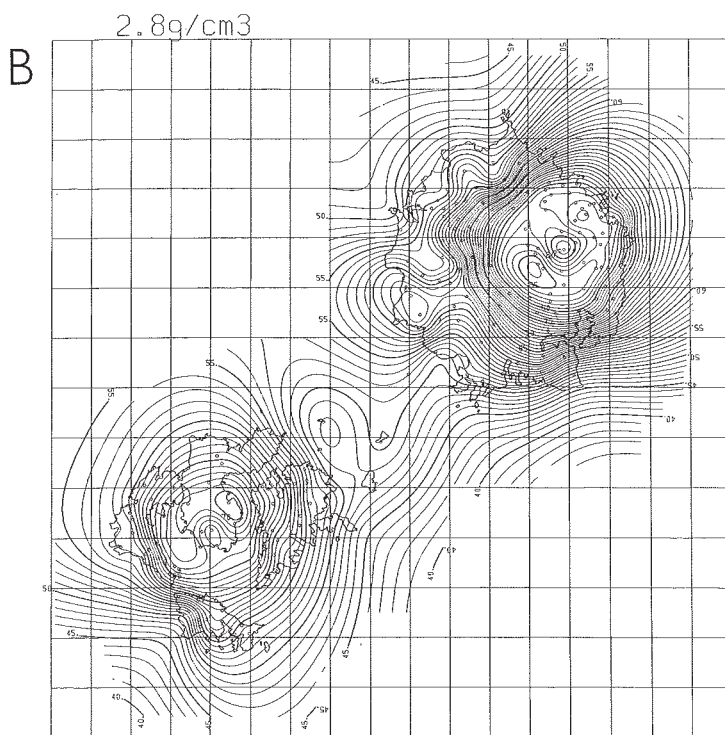
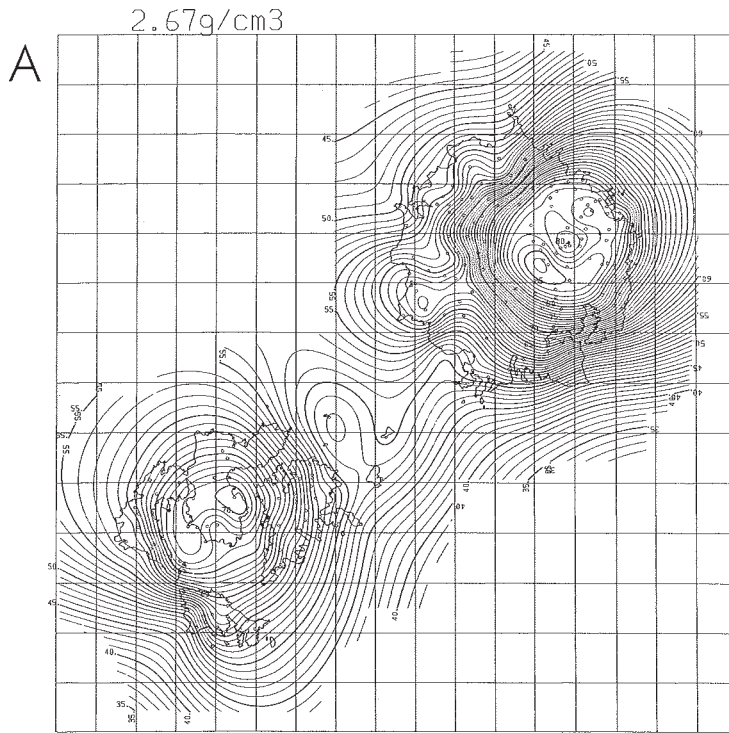
中央火口丘をなす焼火山火砕丘は、粗面岩溶結凝灰岩ないし凝灰角礫岩、非溶結の凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩、凝灰質礫岩、砂岩、泥岩及び粗面岩凝灰岩からなる。その一部は火砕流または火砕サー

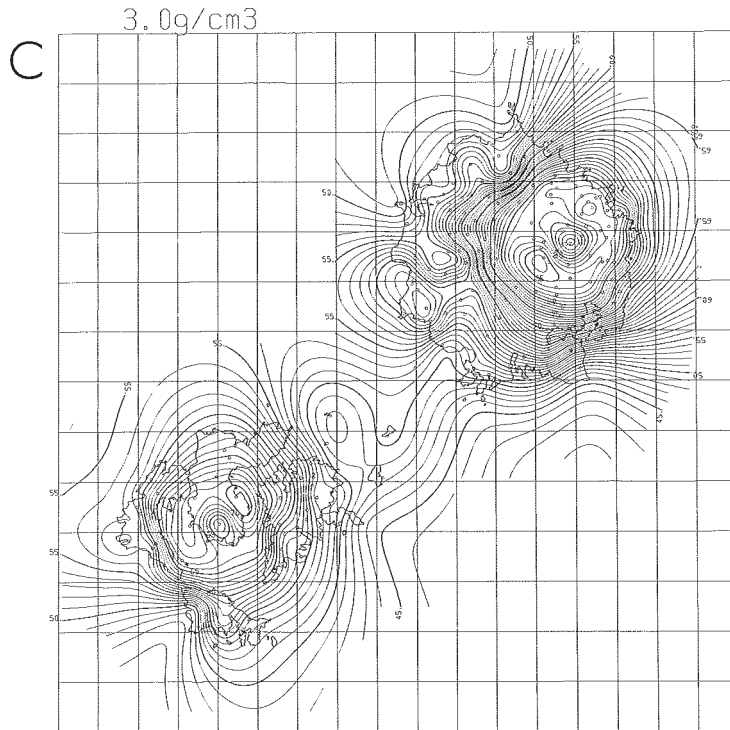
ジ堆積物で、ほかの岩石も重力流堆積物に似た堆積構造を示している。火砕サージ堆積物の中には溶結したものがある一方で、マグマ水蒸気爆発起源のものもある。火山角礫岩などを構成する角礫は、ほとんど粗面岩溶結凝灰岩または凝灰角礫岩で、ところによって大山石英閃長岩の角礫が認められることもある。これらは、火道を埋めた溶結火砕岩や火道付近の母岩が爆発で吹き飛ばされて生じたと考えられる。山内・島前団研（1997）が波止礫岩層としたものは、火砕丘の一部が崩落して、天水と混じりながら火口に向かって流入したものであろう。火砕丘を構成するこれらの堆積物は、焼火山を中心にはほぼ同心円上に内側に $20-90^\circ$ 傾いて分布し、その一方で、文覚窟から雉ヶ鼻、弁天鼻などのように、焼火山斜面との間の谷を挟んだ海側の峰では、焼火山を取り囲むように外側に $40-80^\circ$ 傾いている。焼火山を囲んで内側に傾いている部分は、火口縁の内側に堆積し、外側に傾いている部分は、火口縁を越えて流出し堆積した部分と考えられる。焼火山の北側の沢や大山荒廃砂防ダム上流の林道沿いでは、火口を埋めた粗面岩溶結凝灰岩ないし凝灰角礫岩が、少し破碎された大山石英閃長岩と接している様子が観察できる。弁天鼻からその北側の市部にかけては、火口の外側に堆積した粗面岩溶結凝灰岩もしくは凝灰角礫岩が広く分布している。また、対岸の浦の谷南東の海岸や小向にある高田神社の周辺には、火山角礫岩が分布する。この火山角礫岩は粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩や黒雲母粗面岩の角礫からなり、様々な程度に破断された黒雲母粗面岩の径が1-数m以上の巨大な岩塊がその中に点在する。この火山角礫岩は美田層と外輪山との境界の延長上にあり、カルデラが形成される時に外輪山の構成物が崩壊して生じた可能性が高い。焼火山火砕丘の上部構造はすでに削剝されて失われており、中央火口丘が火砕岩のみで構成されるものであったかどうかは、今となっては判然としない。

岩脈を構成する岩石は、粗面玄武岩、玄武岩質粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、流紋岩で、岩脈の数は島前全域で400本以上にもなる。岩脈の多くは粗面岩からなり、焼火山火砕丘を中心とした放射状の配列を示す。このことは、島前火山の噴出中心がカルデラ形成前から焼火山にあったことを示唆する。大山石英閃長岩が焼火山火砕丘直下にあるのも偶然ではなく、Morris *et al.* (1997) が述べているように、焼火山火砕丘の粗面岩と共通のマグマから形成されたものとすれば、島前火山の噴火が始まる100万年も前から焼火山の地下深くでマグマが発生していたことになる。石英斑晶を伴うような流紋岩は岩脈にのみ認められる。

重力のブーゲー異常では、密度を $2.6-2.7\text{g/cm}^3$ 以下と仮定して求めた場合、海岸から中央火口丘である焼火山に向かって高くなるだけで、負の異常は認められない（第3図A）。密度を 2.8g/cm^3 とすると、海岸から外輪山に向かって重力の勾配が急で、外輪山の内側で緩やかになり、さらに、焼火山を中心とした地域に周囲より 4mgal 程度低い閉じた負の異常が現れる（第3図B）。密度を 3.0g/cm^3 とすると、この負の異常域はさらに明瞭になり、周囲より 6mgal も低くなる（第3図C）。このような計算結果から、島前火山の下には、花崗岩とほぼ同じかそれよりも密度の高い岩石が、焼火山付近を頂点としたドームをなしていると予想される。負の異常域は、焼火山火砕丘の火口縁の内側にほぼ一致しており、その中を周囲よりも軽い物質（火砕岩）が埋めていることを示唆している。

隠岐島後の重力異常も同様で（第3図）、島後西部において片麻岩などの上に山体をなす珪長質アルカリ岩の分布域に向かって高くなり、その中心に当たるところに、島前の場合と同程度の大きさで広がりを持った負の異常が認められる。隠岐島後については、捕獲岩の岩石学などを手がかりに、Takahashi





第3図 隠岐諸島の重力異常図 (村田泰章, 未公表)

山内ほか (1995) が計算に用いた測定データを基に村田泰章が作製した。白丸は測定点。
A, B, Cの仮定密度は、2.67, 2.8, 3.0g/cm³。等重力線間隔は1mgal。

(1978) が、地下10数kmまでがアルカリ花崗岩、それ以深には、かんらん石斑れい岩からなるダイヤビル状の岩体が存在すると推定している。この推定は重力異常と調和的であり、島前の重力異常も、隠岐島後と同様のダイヤビルが直下に存在すると仮定することによって説明できよう。

知々井岬層は、中ノ島の知々井岬南岸の中ほど、金床岩に面した海食崖にわずかに分布する砂礫層である。断崖にのみ露出しており、船上からしか観察できないので、堆積物の詳細は不明である。寄生火山を構成する粗面岩溶岩をチャネル状に削って覆う。径数10cm以下の様々な大きさの円礫ないし角礫からなる礫層と小礫もしくはそれ以下の砕屑粒子からなる砂礫層とが、連続性の悪い平行ないし低角の斜交層理をなして重なり合う。分布が局所的で、周囲のほぼ同じ標高のところにも存在しないことから海に面した谷を埋めた堆積物ではないかと推測される。時代については不明であるが、ある程度団結しているように見えることと、基底面高度が20m近くあることから、次に述べる宇受賀玄武岩よりは古い堆積物と考えられる。

宇受賀玄武岩は、中ノ島豊田の能田北側にある明屋海岸から宇受賀を経て諏訪湾に至る標高80-15m丘陵をなして分布する。その主体はアルカリかんらん石玄武岩溶岩で、その噴出源と思われる明屋海岸周辺には直径約1kmのスコリア丘 (明屋スコリア丘) がある。スコリア丘を構成する岩石は溶岩と同岩質で、このスコリア丘から西側に向かって地形面が緩やかに傾いている。

千葉 (1975) や金子 (1991) は、宇受賀玄武岩を島前火山の未分化な玄武岩とみなしていた。しかし、

金子・千葉（1998）は、同溶岩の放射年代が $2.8 \pm 0.1\text{Ma}$ と明らかに若いこと、島前火山に多数認められる岩脈に貫かれていないこと、そして、地形的にも島前火山とは異なる山体をなしていることから、これを島前火山とは別個の火山体として区別した。明屋海岸の東北東方4kmの海上に顔を覗かせている境礁^{さまいどり}は、新鮮な苦鉄質粗面玄武岩のガラス質岩片からなる石質凝灰岩火砕サージ堆積物で、東北東に伸長した低地を埋めて分布する宇受賀玄武岩の延長上にあり、かつ岩質が宇受賀玄武岩に似ていることから、これも宇受賀玄武岩の一部として扱う。境礁は構成粒子の形態などからマグマ水蒸気爆発起源と考えられる。したがって、その噴出源は宇受賀玄武岩の本体噴出源とは異なる。今のところ、宇受賀玄武岩の火山体としての構成が十分明らかにされているとはいえないが、境礁の火砕サージ堆積物と同源であるとすれば、東北東方向に開いた割れ目からマグマが局所的に噴出して単成火山列をなしていた可能性がある。

島前火山には第四紀堆積物はほとんど認められない。火山体の谷を埋めて分布する扇状地及び谷底平堆積物、地すべり堆積物のほか、海岸付近に海岸砂丘、海浜堆積物がわずかに分布するにすぎない。ただし、中ノ島の諏訪湾に面する低地には例外的に扇状地及び谷底平野堆積物が広く分布する。この低地は、その北東延長部で宇受賀玄武岩が噴出していることから、宇受賀玄武岩の火山活動に関連して沈降した地域と考えられる。西ノ島の美田付近にやや広く分布する扇状地及び谷底平野堆積物は、カルデラ壁と中央火口丘から北に続く山地との間の低地を埋めている。海浜堆積物は、島前のほとんどが火山体であることを反映して、ほとんど発達しない。西ノ島の船越の海岸砂丘堆積物は、外海と内海との間の狭い谷間に堆積した砂礫で、その近くに古い砂丘ないし海浜堆積物と思われる砂層が、標高15m程度の段丘面をなして分布している。その段丘面の高度から考えて、おそらく下末吉海進時に形成された中段丘堆積物^{たてがさき}と考えられる。知夫里島の立ヶ崎では山腹の馬蹄形の壁に囲まれた崩壊地からその先の海岸かけて地すべり堆積物が分布している。

島前には平坦な土地が少ないこともあって、西ノ島の別府や浦郷など、入り江を埋めて港を整備しているところが多い。中ノ島の諏訪湾奥は、干拓して水田として利用されている。

II. 3 地 史

（千葉とき子・金子信行・鹿野和彦）

「浦郷」地域の地史は、以下のようにまとめられる。

まず前期中新世に、温暖な気候の下、海岸に面した火山から供給された火山砕屑粒子がその前面に堆積して扇状地三角州を形成した。海面が上昇するにつれて扇状地は河川流路網が発達した砂質の三角州、または河川が流入する海浜となった。河川の流路には粗粒の砕屑物が堆積し、流路または砂州の背後に形成された湖沼には、細粒砕屑物とともに樹幹や葉の断片、そしてそこに生息していた淡水貝の貝殻が堆積した。さらに海面が上昇すると、湖沼はやがて内湾となり、黒色の泥岩が堆積した。この後、海が退いて、一連の海進相は削剝された。

中期中新世の後半になると、再び海進が始まり、浅海となったこの地域に砂岩タービダイトが堆積し

た。その後、後期中新世の7Maかその少し前に島前全体が陸化して大山石英閃長岩が貫入し、その接触部付近にあった新第三紀堆積物は熱変成を被った。

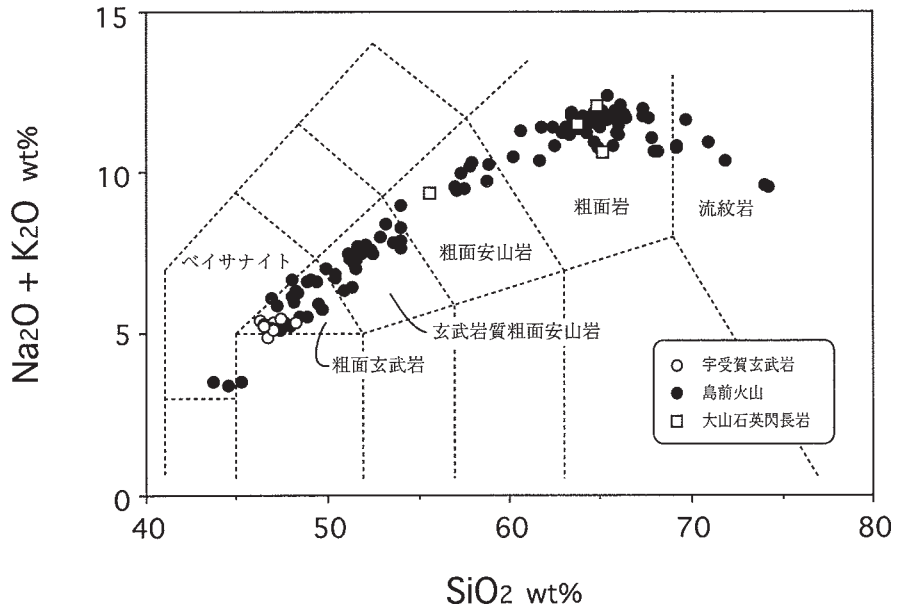
島前におけるアルカリ岩の本格的火山活動は、それから100万年後の6Ma頃に始まる。まず、粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩が噴出し、厚さ数10cm-数mの溶岩と厚さ数cm程度の降下火山灰が400m以上の厚さまで重なり合って山体が成長した。その間、山体斜面では、中心火道から放射状に伸びて地表に達した岩脈から溶岩が噴出して、ところどころにスコリア丘を形成した。活動も後半になると、中心からではなく、山体の斜面から噴出するようになる。その噴出物は、より分化した粗面岩組成のものが主体となる。

島津島層は、粗面岩が噴出し始めた頃に形成されたもので、粗面岩軽石などを含む。軽石中の黒雲母のK-Ar年代は $5.4 \pm 0.3\text{Ma}$ で（本報告）、外輪山噴出物中の粗面岩火砕岩に由来すると考えることができる。また、溶岩や岩脈は縁辺で水冷破碎し、砂岩など母岩と混合しており、したがって島津島層が固結する前にこれらが冠水する環境に定置したといえる。

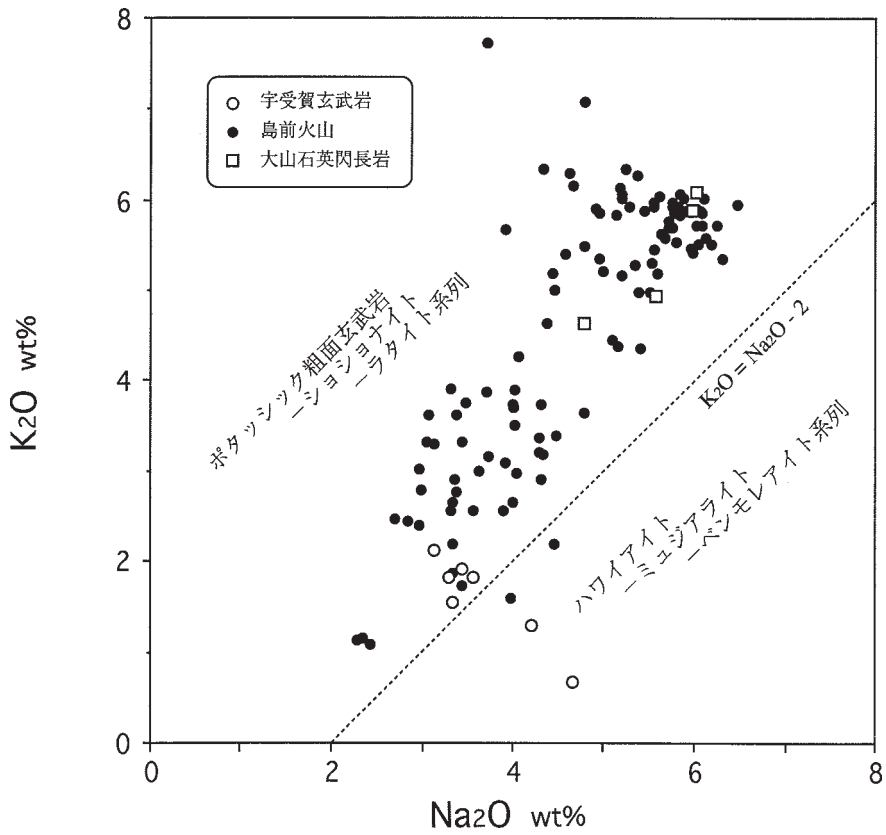
外輪山を構成する溶岩や火砕岩のほとんどは陸上に定置しており、このように水域に定置したものが現れるのは、粗面岩火砕岩が噴出した時期、そして島津島層が堆積した時期のみである。おそらく、島津島層は島前火山が成長する過程で海面上昇したためにその山麓が浅海となったことを示しており、粗面岩火砕岩が噴出した時期もこれに重なると考えられる。海面が上昇して、山麓に近いところに達したマグマは水と反応してマグマ水蒸気爆発を起こすようになり、粗面岩火砕丘（おそらくタフリング）を形成した。

島津島層中の軽石と島前火山の放射年代に基づいて汎世界的海水準変動曲線（Haq *et al.*, 1988）と対比すると、TB3.3の海面低下（低汀線）期（6.3-5.8Ma）に島前火山の噴出が始まり、その途中で、TB3.3の海面上昇（高汀線）期（5.8-5.5Ma）に島津島層が堆積し、その後も成長を続けたが、TB3.3の末期からTB3.4の海面低下（低汀線）期（5.5-5Ma）までにカルデラが形成された。焼火山火砕丘の大部分が溶結していることを考えると、その噴出時期は、その後、おそらくTB3.4の海面低下（低汀線）期（5.5-5Ma）であろう。

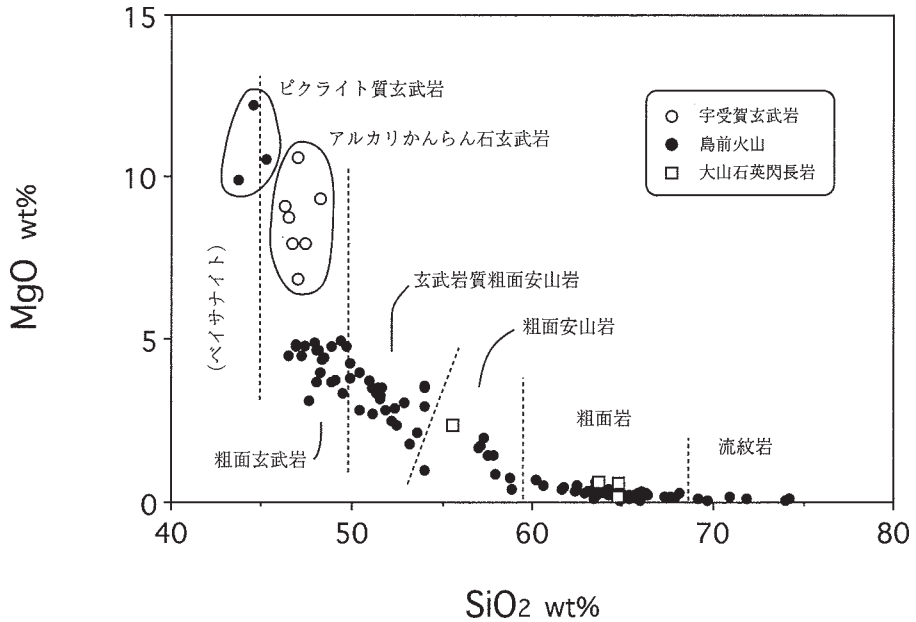
カルデラができたのは、外輪山の上部を構成する粗面岩が噴出した後で、焼火山火砕丘が形成される以前と考えられる。火砕噴火によって生じたカルデラでは、その内側や外側にカルデラ形成時に放出した大量の火砕堆積物が見られるのが普通である（Lipman, 1997）が、島前カルデラではそのような火砕堆積物は見当たらない。また、カルデラ縁の形状は一辺約10kmの四角形に近く、外輪山の最高点とカルデラ底最深部との比高も約500mと阿蘇カルデラなどに比べて一回り小さい。重力のブーゲー異常（第3図）も大きな質量の欠損はないことを示唆する。このようなカルデラの成因として、伊豆大島火山やキラウェア火山のような大量の溶岩噴出、あるいは本宿コールドロン（Fujita, 1972）のようにマグマの上昇による隆起とそれに伴う陥没（Komuro, 1987）が考えられる（Lipman, 1997）。後者の立場では、西ノ島の船越や中井口、大口、赤灘の瀬戸など、外輪山を横切る低地は陥没に先駆けて形成される放射状割れ目に見立てることも可能である。また、焼火山火砕丘の基盤をなす美田層などがカルデラ底よりも高いところにあるのは、陥没の原因となったマグマの上昇が引き続いて起こったために、隆起したことを意味しているのかもしれない。単純に、カルデラ形成時の火砕堆積物が削剝されているにすぎないと



第4図 「浦郷」地域の火成岩類のSiO₂-全アルカリ図 境界と分類はLe Maitre (1989) による。



第5図 「浦郷」地域の火成岩類Na₂O-K₂O図 境界と分類はLe Maitre (1989) による。



第6図 「浦郷」地域の火成岩類のSiO₂-MgO図

境界は第4図のデータを基に記入した。ピクライト質玄武岩とアルカリかんらん石玄武岩については、本文参照。

第3表 岩石名比較表

Tiba(1972) 千葉(1975)	Tiba(1986)	Morris(1986) Morris et al.(1990) Morris et al.(1997)	和田ほか(1990)	金子(1991)	本報告
	アルカリ玄武岩			ピクライト質玄武岩	ピクライト質玄武岩
アルカリかんらん石玄武岩	ハワイナイト			アルカリかんらん石玄武岩	アルカリかんらん石玄武岩
粗面玄武岩	粗面玄武岩	アルカリ玄武岩	粗面玄武岩	粗面玄武岩	粗面玄武岩
粗面安山岩	ショショナイト	玄武岩 粗面玄武岩	玄武岩質粗面安山岩		玄武岩質粗面安山岩
トリスタナイト	ラタイト		粗面安山岩	トリスタナイト	粗面安山岩
粗面岩	粗面岩	粗面岩	粗面岩	粗面岩	粗面岩
アルカリ流紋岩	流紋岩			アルカリ流紋岩	流紋岩

本報告と各研究との間の岩石名の相対的な比較であって、各研究相互の比較ではない。

いうのであれば、その再堆積物が直接噴火によってもたらされた火砕堆積物と共に周辺の海域で見つかるはずである。今後検討する必要がある。

いずれにしても、カルデラが形成された後、カルデラの中央部で粗面岩火砕丘が形成され、その頃中央火口丘の北側一帯が隆起した。この後、TB3.4の海面上昇期（5-4.2Ma）かその後の海面上昇期に知々井岬層が堆積した。また、知々井岬層が堆積した後に、中ノ島北部では東北東方向の沈降域が形成され、その中に宇受賀玄武岩が2.8Ma頃に噴出した。そして、後期更新世の下末吉海進期（13-11万年前）に中位段丘堆積物が海岸付近に堆積した。現在は、隠岐国賀海岸摩天崖の海食崖や立ヶ崎の地すべりに象徴されるように山体の開析が進んでおり、開析された山体から供給された砕屑粒子が狭い低地に堆積して海岸砂丘、海浜、谷底平野、扇状地をなしている。

II. 4 アルカリ火山岩類の岩石化学と分類

(金子信行・千葉とき子)

本図幅地域に産する火成岩類については、多くの全岩化学組成の公表値（Tiba, 1977; Tiba, 1986; Morris, 1986; 和田ほか, 1990; 金子, 1991; Morris *et al.*, 1997）が存在する（第2表）。これらのうち、焼火山火砕丘を構成する粗面岩は、溶結火砕岩なので、マグマの組成を代表していない可能性が高く、取り扱いには注意が必要である。

本報告において用いた岩石名は、基本的にLe Maitre (1989)のSiO₂-全アルカリ図に基づく（第4図）。この図に化学組成をプロットするにあたっては、水を除いた総計が100%になるよう換算した。島前に産する後期中新世以降の火成岩類は、活動時期によらず、すべてアルカリ岩系列に属しており、Le Maitre (1989)の火山岩岩型分類によれば、ほぼベイサナイト (basanite)-粗面玄武岩 (trachybasalt)-玄武岩質粗面安山岩 (basaltic trachyandesite)-粗面安山岩 (trachyandesite)-粗面岩 (trachyte)-流紋岩 (rhyolite) 系列の領域に分布する。さらにNa₂OとK₂O含有量による分類 (Le Maitre, 1989) では、K₂O/Na₂O比の低い一部の岩石を除きK₂Oに富んでおり、塩基性岩から中性岩の大部分に対しては、厳密にはポタッシュ粗面玄武岩 (potassic trachybasalt)-ショショナイト (shoshonite)-ラタイト (latite) という岩石名が適用される（第5図）。

SiO₂-MgO図（第6図）には、SiO₂-全アルカリ図（第4図）に基づいて分類した火山岩型のおよその境界を、破線で示してある。ベイサナイトや粗面玄武岩に分類された岩石の中には、MgO含有量の高いものが存在している。これらについては、斑晶鉱物組合せや微量元素組成が島前火山を構成する粗面玄武岩とは異なることが報告されている（金子, 1991）。本報告では、島前火山外輪山を構成するMgO含有量が高く、かんらん石、単斜輝石斑晶に富むものをピクライト質玄武岩 (picritic basalt)、宇受賀玄武岩に属するものをアルカリかんらん石玄武岩 (alkali olivine basalt) として、外輪山の粗面玄武岩とは区別する。ベイサナイトの名称は用いない。

以上の分類により、本図幅地域内に産するアルカリ火山岩類に対して、塩基性・苦鉄質なものから酸性・珪長質なものに向かって、ピクライト質玄武岩、アルカリかんらん石玄武岩、粗面玄武岩、玄武岩

質粗面安山岩，粗面安山岩，粗面岩，流紋岩の名称を用いることとする。CIPWノルム組成において，塩基性岩ではノルム-neが，酸性岩ではノルム-Qが計算される（Tiba, 1986；金子，1991）。

以上の分類を用いることによる従来の報告との比較を第3表に示す。金子（1991）の粗面玄武岩は本報告の粗面玄武岩と玄武岩質粗面安山岩に，千葉（1975）の粗面安山岩は本報告の玄武岩質粗面安山岩に相当する。さらに，Tiba（1972），千葉（1975）や金子（1991）のトリスタナイトは粗面安山岩，千葉（1975）のアルカリ流紋岩の多くは粗面岩となる。またTiba（1986）でハワイアイトとされたものはアルカリかんらん石玄武岩と粗面玄武岩に，アルカリ玄武岩はピクライト質玄武岩に分類される。ショショナイト，ラタイトについては，玄武岩質粗面安山岩，粗面安山岩としてそれぞれ取り扱う。Morris（1986）及びMorris *et al.*（1990，1997）で用いられているアルカリ玄武岩，玄武岩，粗面玄武岩のほとんどは，本報告では玄武岩質粗面安山岩に相当する。

以上の分類に加えて，粗面岩については肉眼及び顕微鏡観察により黒雲母斑晶の有無を確認し，全岩化学組成を考慮した上で，黒雲母斑晶を含むものについては苦鉄質粗面岩として，含まないものについては珪長質粗面岩として地質図上で区別した。また化学組成からは流紋岩に分類されるが，岩相から判断して珪長質粗面岩として地質図上に示した貫入岩もある。この結果，一部の酸性岩については，第2表に示した化学組成，岩石名と地質図上での岩石名が，厳密には一致しないものが存在する。

Ⅲ. 先島前火山の地層・岩体

Ⅲ. 1 美田層（Mmp, Mc, Mf）

（鹿野和彦）

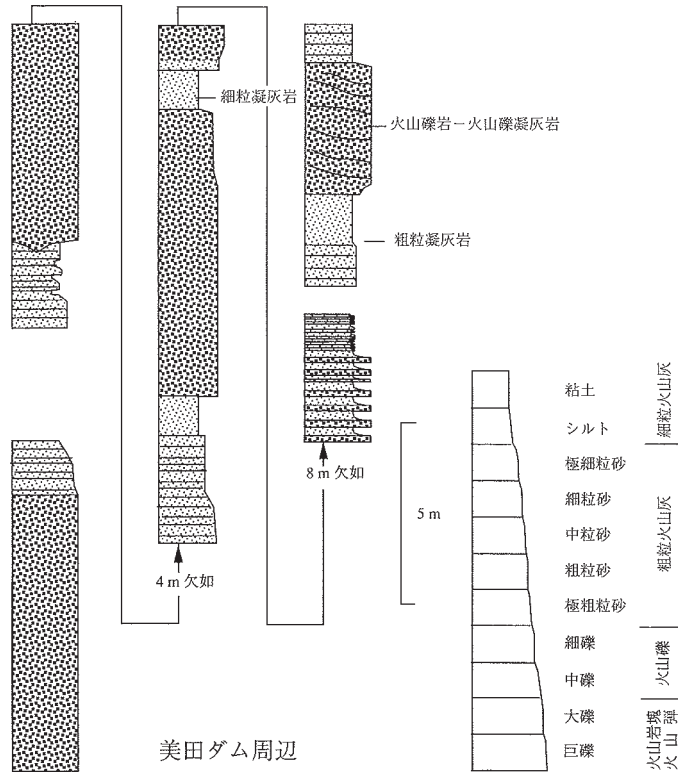
地層名 苗村・島田（1984）による。下間（1928a, b, c）及び千葉（1975）の第三紀層下部にほぼ相当する。

模式地 西ノ島，美田ダム-林道宮谷線と，別府-大山集落間の道路及び海岸（苗村・島田，1984）。

分布及び層厚 西ノ島の大山と焼火山から続く尾根の北側，市部を結ぶ線と，別府から美田に至る道路のすぐ北側の間に分布する。翼傾斜10-20°で，北西-南東方向に伸長した背斜をなす。層厚は600m以上。

層序関係 下限は不明。市部層と焼火山火砕丘に不整合に覆われ，閃長斑岩をはじめ粗面岩，流紋岩，粗面玄武岩，粗面安山岩などの岩脈に貫かれている。大山石英閃長岩による接触変成作用で凝灰質砂岩がホルンフェルス化し，黒雲母が生じている。

隣接する外輪山との直接の関係は観察できないが，ほぼ同じ高さに露出していて，しかも外海に向かって緩やかに傾斜する外輪山の溶岩や火砕岩とは不調和に北西-南東方向に伸長した背斜をなすこと，



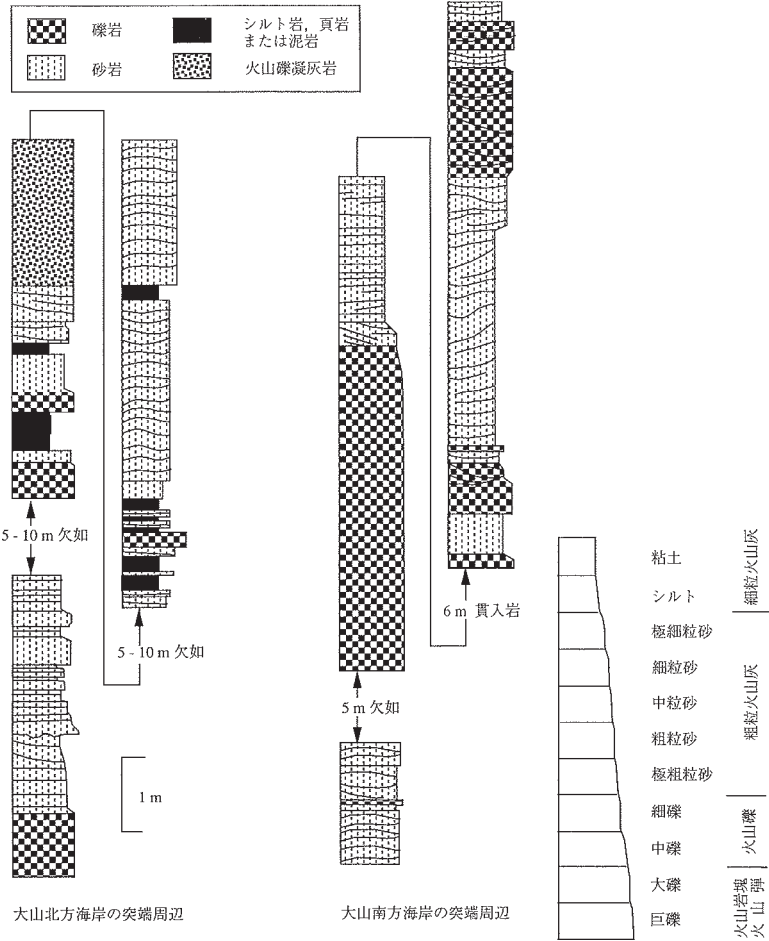
第7図 西ノ島的美田ダム周辺に分布する美田層下部の柱状図

外輪山との境界付近で地層面が急傾斜すること、境界の西方延長上に外輪山に由来する岩石からなる角礫岩が分布していることから、外輪山溶岩とは断層で接していると考えられる。

岩相 下部は安山岩火山礫岩-火山礫凝灰岩と凝灰岩（第7図），中部は凝灰質砂岩，礫岩と頁岩（第8図），上部は珪長質凝灰岩と凝灰質砂岩，シルト岩，泥岩を主体とする。

安山岩火山礫岩-火山礫凝灰岩は細粒火山礫大の発泡の悪い岩片やスコリアないし軽石とそれらの細片，斜長石などからなり，塊状もしくはかすかに成層し，厚さ4-8m。上位に向かってかすかに成層し正常級化した厚さ4-8mの粗粒凝灰岩に漸移し，さらに厚さ0.5-1mの細粒凝灰岩に移化する。これらがなす単層は重力流堆積物の特徴を備え，高温で定置した証拠は示さない。構成粒子が円磨され，類質または異質岩片が目立ち，したがって，火砕岩というよりは，礫岩，砂岩，泥岩またはシルト岩とすべきものも少なくない。そのようなものでも，ほかのもの比べて火砕岩に近いという性格を強調する意味で，ここでは火砕岩として記載しておく。

これらの火砕岩は，厚さ数cm-数10cmの正常級化した凝灰質礫岩-砂岩もしくは砂岩と，厚さ数cm-30cmのシルト岩上部とからなる単層をしばしば挟み，上方に向かうにつれて火砕岩としての性格が薄まるとともに，単層の厚さも出現頻度も減ずる。砂岩にはリップルないし低角斜交葉理もしくは平行葉理が認められることが多く，その上の細粒部では厚さ数mm程度の極細粒砂岩-シルト岩層と泥岩または頁岩層との互層が認められることもある。したがって，砂岩や頁岩は浅い水域の堆積物で，安山岩火



第8図 西ノ島町大山集落周辺の海岸に分布する美田層下部・中部の柱状図

砕岩は浅い水域に画した扇状地をなしていたと解釈できる。

中部では、リップルないし低角斜交葉理もしくは平行葉理の発達した砂岩や頁岩のほか、下位の堆積物を削り波状斜交層理の発達した厚さ数mの細粒-中粒砂岩や、中礫または細礫から粗粒砂、時に細粒砂まで上方細粒化し、かつ平行ないし斜交層理の発達した礫岩-砂岩が挟まれていることが多い。構成粒子は円磨され、流紋岩や流紋岩溶結凝灰岩に由来するものが目立つようになる。これらは、おそらく、波に洗われる汀線付近の堆積物と、浅い水域に流入する河川の堆積物と解釈できる。

上方に向かうにつれて礫岩は次第に少なくなり、厚さ数m-10数mの平行層理もしくはトラフ型斜交層理の発達した凝灰質砂岩や平行葉理の発達したシルト岩-頁岩が卓越するようになる。上部は層状珪長質凝灰岩や、珪長質凝灰岩と凝灰質砂岩との互層が卓越し、平行葉理の発達した泥岩が挟まれていることがある。このような中部から上部にかけての岩相変化は、三角州または砂州と浅い水域の広がりを示唆する。

化石 大山付近の明灰色凝灰岩と炭質物に富む灰青色頁岩から以下の植物化石が産出する（千葉，1975）。

Alangium sp. cf. *A. aequalifolium* (Goepfert) Krysht and Borsuk
Alnus sp.
Equisetum sp.
Ulmus sp.

また、焼火山北方の凝灰質砂岩から二枚貝・巻貝の化石が産出するが、化石の保存状態が悪く、*Thyasira bisecta* (Conrad) を判別し得たにすぎない(千葉, 1975)。苗村・島田(1984)は、本層中部から淡水に生息する*Viviparus*などの巻貝と二枚貝の印象化石や、保存の悪い植物化石を報告している。

対比 苗村・島田(1984)と大久保(1984)は、ともに淡水生貝化石と台島型植物群に対比される植物化石を産し、安山岩またはデイサイト質火山岩または火山砕屑物起源の砂岩礫岩、頁岩などからなることから、隠岐島後の郡層こおり(山崎, 1984, 1998) 島根半島の古浦層(富田・酒井, 1938; 山内ほか, 1980; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989)に対比した。時代は前期中新世である。

III. 2 おおつ 大津層 (Om)

(鹿野和彦)

地層名 山内・島前団研(1997)による。

模式地 西ノ島町市部東方の西ノ島町運動公園西側一帯。

分布及び層厚 西ノ島町運動公園西側一帯と美田ダム南方の沢にわずかに分布する。層厚は不明。

層序関係 市部層に不整合に覆われる。西ノ島町運動公園西側で下位の美田層と断層で接する。美田ダム南方の沢では、両者の関係は直接観察できないが、走向傾斜は調和的である。

岩相 硬質の層状黒色泥岩からなる。

化石 有孔虫や放散虫と思われる印象化石を産する。

対比 美田層を島根半島の古浦層に対比することが妥当であれば、古浦層に重なり同じく黒色泥岩からなる成相寺層(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985a, 1986; 鹿野ほか, 1989)に対比できよう。時代は前期中新世後期-中期中新世前期と考えられる。

III. 3 いちぶ 市部層 (Ic)

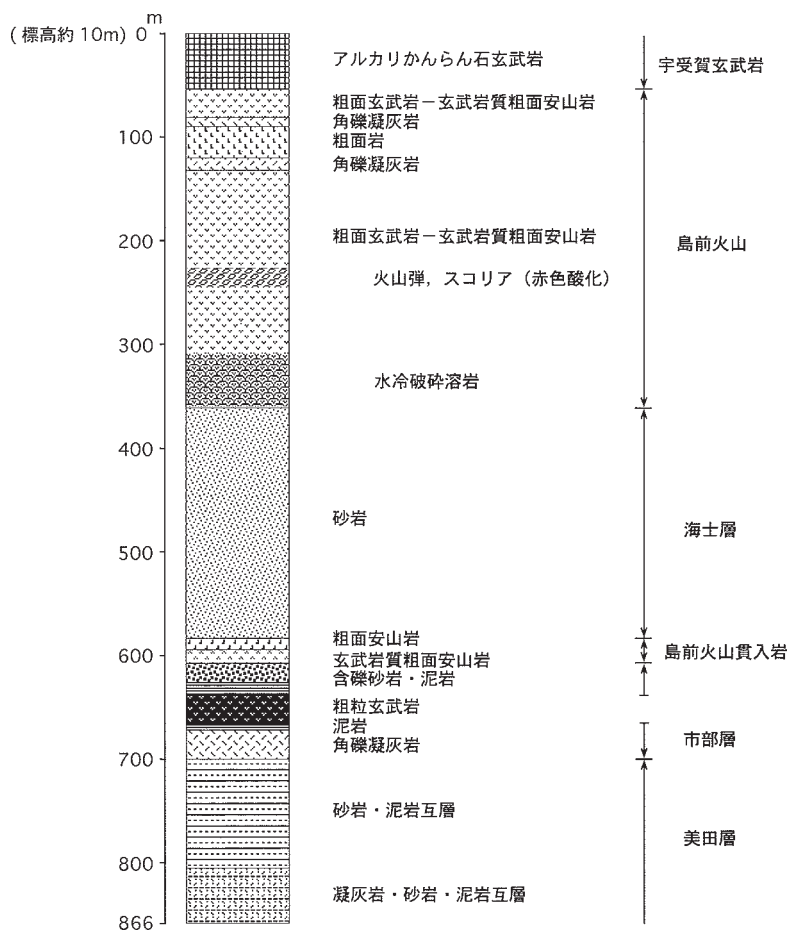
(鹿野和彦)

地層名 苗村・島田(1984)による。

模式地 西ノ島町市部南西のシーサイドホテル裏の露頭(苗村・島田, 1984)。

分布及び層厚 市部南部から南西部にかけて分布する。海士町(中ノ島)東地区のボーリング(第9図, 注記参照)で、本層と思われる砂岩泥岩が確認されている(山内ほか, 1999)。層厚は270m以上(苗村・島田1984)。

層序関係 美田層と大津層を不整合に覆い、焼火山火砕丘に不整合に覆われる。



第9図 海士町(中ノ島)東地区のボーリング柱状図

海士町未公表資料を基に作成し、一部加筆した。火山岩の岩石名は、本報告の分類に準ずる。堆積岩の対比は、山内ほか(1999)による。

岩相 基底には細礫混じりの粗粒-細粒砂岩があり、その上に平行ないし斜交層理の発達した粗粒-細粒砂岩が重なる。それぞれの厚さは不明。さらに上位には、厚さ2-5m塊状中粒砂岩タービダイト、厚さ10-30cmで正常級化した中粒-細粒砂岩タービダイト、厚さ数mの塊状極細粒砂岩-シルト岩、泥岩などが互層している。いずれも新鮮な露頭では暗灰色-黒色を呈し淘汰がよい。

シーサイドホテルから海岸沿いに西へ続く歩道の終点近くには、厚さ4mを越える珪長質凝灰岩があり、これに厚さ0.5m前後の細礫岩と厚さ0.3-1mの平行葉理の発達した凝灰質砂岩の互層が重なっている。火山源物質に富むこれらの堆積物は、中ノ島のボーリング深度606-707mの泥岩と安山岩火山礫岩とからなる層(注記参照)に対応する可能性が考えられる。

化石 次のような海生貝化石を産する(下間, 1928a; 苗村・島田, 1984中の布野, 未公表; 千葉, 1975; 苗村・島田, 1984中の村山, 未公表; 苗村・島田, 1984; 山内ほか, 2000)。

Acila sp.
Anadara tazawensis Tanaka
Buccinum cf. *mitsuganoensis* Shibata
Callista sp.
Chlamys cosibensis (Yokoyama)
Clinocardium shinjiense (Yokoyama)
Conchocele bisecta Conrad
Crassostrea gigas (Thunberg)
Cultellus izumoensis Yokoyama
Glycymeris sp.
Dosinia sp.
Kaneharaia kaneharai fujinaensis (Masuda)
Lavicardium shiobaraense (Yokoyama)
Lucinoma acutilieatum (Conrad)
Limatula subauriculata blanda Ozaki
Macoma praetexta Martens
Macoma optiva (Yokoyama)
Margarites eos Hirayama
Mizuhopecten cf. *nakatombetsuensis* (Akiyama)
Mya grewinghi Makiyama
Panope nomurae Kamada
Panope japonica (A. Adamus)
Patinopecten egregius
Patinopecten tokunagai (Yokoyama)
Patinopecten sp.
Portlandia sp.
Raeta sp.
Saccella sp.
Saxidomus cf. *purpuratus* Sowerby
Schizaster sp.
Solen sp.
Soletellina sp.
Tellina sp.
Thyasira tokunagai (Yokoyama)
Turritella caishuensis (Yokoyama)
Yoldia sp.

また、有孔虫化石 *Criboelphidium imanishii* Asano (山内ほか, 2000) や生痕化石 *Ophiomropha* のほか、次のような植物化石を産する (千葉, 1975 ; 苗村・島田, 1984 中の布野, 未公表) .

Acer sp.
Alnus? sp.
Cyclobalanopsis spp.
Lithocarpus sp.
Pterocarya sp.

対比 苗村・島田 (1984) は、産出する貝化石群集と岩相の類似性、そして岩相層序学的位置を勘案して、本層を隠岐島後の都万層 (Tomita, 1936 ; 角館, 1988) に一括される地層群のうちの釜谷砂岩層

(山崎, 1984) に対比した。都万層の貝化石群集は塩原耶麻型動物群と大桑-万願寺型動物群の要素を備えていることから、後期中新世の地層と考えられていた(角館, 1988)。しかし、最近、山内ほか(2000)は、新たに産出した貝化石を加えて、貝化石群集の種の構成を再検討した結果、市部層の貝化石群集を出雲地方の布志名層-神西層の貝化石群集(塩原型動物群)に対比し、その時代を中期中新世としている。

[注記] 第9図に示した海士町(中ノ島)東地区のボーリング柱状図(海士町, 未公表資料)において、最上位のアルカリかんらん石玄武岩は宇受賀玄武岩であり、その直下の粗面岩と粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩は外輪山上部の粗面岩と外輪山下部を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩に対応するものと考えられる。その下の碎屑岩は、深度580mから606mにかけて粗面安山岩や玄武岩質粗面安山岩の貫入を受けているので、島前火山よりは古いと考えられる。

山内ほか(1999, 2000)は360m以深を、360-580mの固結度の低い砂岩を主体とした層、580-606mの粗面岩貫入岩、606-707mの泥岩と安山岩火山礫岩からなる層、深度707m以深の青緑色を呈する凝灰質砂岩泥岩と凝灰岩との互層に分けた。さらに、深度850-860mのところから淡水生貝化石が産出し、岩相も似ていることから、707m以深の層を美田層に対比した。また、610m付近の安山岩火山礫岩と直上の泥岩から海成の貝化石やウニの針、石灰質有孔虫の殻などが多産し、その中に後期中新世を示唆する有孔虫化石 *Islandiella* sp. が確認されていることから606-707mを市部層に対比し、その上位、360-580mの固結度の低い砂岩を主体とする層を、島前の地表では確認できない地層と考えて、海士層と命名するとともに、隠岐島後の都万層に対比している。

III. 4 大山石英閃長岩 (Os)

(千葉とき子・金子信行)

岩体名 新称。千葉(1975)の石英閃長岩岩体に相当する。

模式地 西ノ島町大山集落から焼火山に至る林道沿いの大山荒廃砂防ダム付近。

層序関係 西ノ島の半島部の東と西で美田層、大津層に貫入して熱変成を与えている。半島部東側では焼火山火砕丘に貫かれ、西側では焼火山火砕丘に覆われている。

分布 東の大山地球では東西・南北とも約2kmの広がりを持って、大山(標高326.9m)最高点とする山地をなす。西の市部南方では中央火口丘の山裾の、幅150m、長さ約1.2kmの東北東方向に伸びた狭い範囲に分布する。

岩相 本岩体を構成する岩石は灰白色の石英閃長岩である。この岩石は長さ2-3mmアルカリ長石(正長石?)と少量の斜長石、磁鉄鉱、褐緑色-青緑色の角閃石とそれらの間を埋める石英からなり、褐れん石、黒雲母、チタン鉄鉱、燐灰石、ジルコンを伴う。Kozu(1913)はこの岩体の石英閃長岩中に透輝石とかんらん石が含まれると記しているが、確認できなかった。

大山荒廃砂防ダム上流の焼火山火砕丘と接する辺りでは、石英閃長岩が次第に灰緑色で斑状の閃長斑岩に移り変わる。この閃長斑岩は角閃石を欠き、径1mm前後の黒雲母を含む。また、その下流では、幅10cm前後の石英閃長岩シュリーレンや、幅1cm足らずの石英脈がみられる。シュリーレンは角閃石を

ほとんど含まず、黒雲母を多く含んで細粒である。

大山集落近辺や大津の東方の谷には、美田層を貫く閃長斑岩の岩脈（幅1m前後のことが多い）が見られる。これらの閃長斑岩岩脈は焼火山火砕丘には貫入していないので、下間（1928a）が述べたように、大山石英閃長岩と同じ時期に形成されたと考えられる。閃長斑岩は石英閃長岩と同様、アルカリ長石、斜長石、石英、角閃石、磁鉄鉱を主成分鉱物とし、アルカリ長石と斜長石の斑晶を持つ。

放射年代 閃長斑岩の黒雲母のK-Ar年代は9.1Maである（千葉，1975）。石英閃長岩の全岩のK-Ar年代は、 $7.02 \pm 0.22\text{Ma}$ 、 $6.18 \pm 0.19\text{Ma}$ （ともにMorris *et al.*, 1997）、 $6.3 \pm 0.3\text{Ma}$ （本報告）である。前者は大山地域の試料、後二者は市部地域の試料について得られた値である。いずれも大山荒廃砂防ダムの接触部付近から採取した美田層砂岩ホルンフェルス（捕獲岩）中の黒雲母のK-Ar年代 $7.4 \pm 0.1\text{Ma}$ （本報告）よりも若く、市部地域の全岩のK-Ar年代は島前火山の年代に重なる（第4表）。また、千葉（1975）の値（9.1Ma）は予察的なものである。これらを除くと、大山石英閃長岩の年代は7Maかそれよりも少し古いと考えることができる。

IV. 島前^{とうぜん}火山及び島津^{しまづしま}島層

島前火山（千葉，1975）は、美田層、大津層、市部層、大山石英閃長岩などの上に噴出した粗面玄武岩-粗面岩溶岩を主体とする後期中新世後期のカルデラ火山である。千葉（1975）は、地形的特徴と構成岩石の種類と産状の違いから島前火山を外輪山溶岩類、中央火口丘、寄生火山、岩脈に区分している。本報告でも、ほぼこれに準じて島前火山を区分する。ただし、寄生火山とされたものは外輪山溶岩類とともに外輪山の構成要素と考えられるので、本報告ではこれらを一括して外輪山とする。中央火口丘は溶岩円頂丘と考えられていた（千葉，1975）が、開析された火砕丘である（鹿野ほか，1998）。したがって、本報告では、鹿野ほか（1998）にならい、中央火口丘を構成するこの火砕丘^{たくひやま}を焼火山火砕丘と呼ぶことにする。

島津島層^{ちぶりじま}は知夫里島南側の島津島と知夫里島南東沿岸の薄毛付近にわずかに露出する浅海堆積物である。凝灰質砂岩、礫岩、シルト岩からなる。外輪山を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩に挟まれ、粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩と粗面岩の岩脈に貫かれている。

島前火山の岩石名は研究者によって異なった区分がなされている。本報告では、「II.4 アルカリ火山岩類の岩石化学と分類」の項で述べた岩石の区分に基づいている。

IV. 1 外輪山 (Sm, Smp, Sfp, Smt, Sfp', Sft, Vb)

(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)

岩体名 新称. 下部は, 千葉(1975)の外輪山溶岩類, Koze (1913)の粗面粗粒玄武岩及び玄武岩, 下間(1928b)の粗面玄武岩及び粗面粗粒玄武岩に相当する. 上部は, 千葉(1975)の寄生火山, Koze (1913)及び下間(1928b, c)の粗面岩に当たる. 両者を一括して外輪山とする.

模式地 西ノ島, 中ノ島, 知夫里島一帯.

層序関係 西ノ島の半島部の付け根で美田層と断層で接する. 中ノ島のボーリングで外輪山を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩が市部層と考えられる堆積物の上位にあることが確認されている(市部層の記載参照).

外輪山は, 主として粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩からなる下部と, 粗面岩からなる上部とに分けられる. 千葉(1975)は両者が不整合関係にあると考えた. しかし, 両者の間に浸食面はあるものの, 土壌と思われるものは認められず, 両者の放射年代(後述)にも大きな間隙は認められない. したがって, 本報告では, 両者を一連の噴出物として扱う.

分布 西ノ島の半島部と, 中ノ島の能田^{のた}から諏訪湾に至る地域を除く, 島前全域に分布している.

カルデラ内に当たる西ノ島半島部の市部^{いちぶ}付近には, わずかながら粗面玄武岩アグルチネートが分布する. 一見火山角礫岩もしくは溶岩のように見えるが, 不規則に塑性変形した表面からなる火山礫を主体とする基質に同様に塑性変形した岩塊が点在する. 異質礫は認められない. 岩塊の表面には急冷縁はなく, 内部の表層に近いところに孔隙が認められる. これは従来美田層とされてきた地域の中にあり, 美田層の一部とも考えられるが, 周囲の地層・岩体との関係が観察できない. 本報告では, 美田層の火砕岩に比べて新鮮で, かんらん石と思われる斑晶が炭酸塩と石英に置換されている程度であることと, 岩石が粗面玄武岩であることから, 外輪山を構成する火山噴出物の一部(Sm)としておく.

岩相 外輪山を構成する火山噴出物のうち, 下部は, 主として厚さ1-数mの粗面玄武岩-粗面安山岩溶岩と, それら溶岩の間に挟まる同岩質の降下火山灰堆積物(Sm)からなる. 海食崖の多い西ノ島の外海側や知夫里島の西海岸では, 厚さ数mの溶岩が多数積み重なって高さ200m以上にも達する絶壁となっている(第10図). 溶岩の間に挟まれる火山灰層は厚さが10cm前後のことが多い.

溶岩の下部には薄いクリンカーが存在することが多く, また上部のクリンカーは厚く, 溶岩と火山角礫岩の厚さはほぼ等しい(第11図). 溶岩部分にはしばしば気泡が認められ, 特に上部に濃集する. クリンカーの最上部は赤色酸化されていることが多く, 溶岩流の境界の識別を容易にしている.

知夫里島西岸の赤壁^{せきへき}では, このような溶岩と降下火山灰からなる層に挟まれて, 粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩のアグルチネートもしくはアグロメレート(Smp)が露出している. これらは高温酸化を受けて赤色化し, 底の直径数100m以下, 比高数10m程度の火砕丘をなしている(第12図).

知夫里島北岸の来居^{くりい}と古海の間や, 南岸の仁夫里^{にぶり}には火山角礫岩(アグルチネートもしくはアグロメレート)が見られる. この岩石中の礫は黒ずんだ玄武岩質の角礫(径数cm-20cm位)で, 基質は暗赤色



第10図 外輪山下部が露出する国賀海岸の摩天崖（西ノ島）
粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩からなる外輪山が、北西の季節風による浸食を受けて、高さ257mの断崖を形成する。クリンカー部分が風化・浸食を受けやすいため、溶岩部分が突出して、薄い溶岩流の積み重なりが確認できる。国賀海岸を含む西ノ島北西岸の延長10kmにわたる区域は、昭利13年に国の名勝・天然記念物に指定されている。



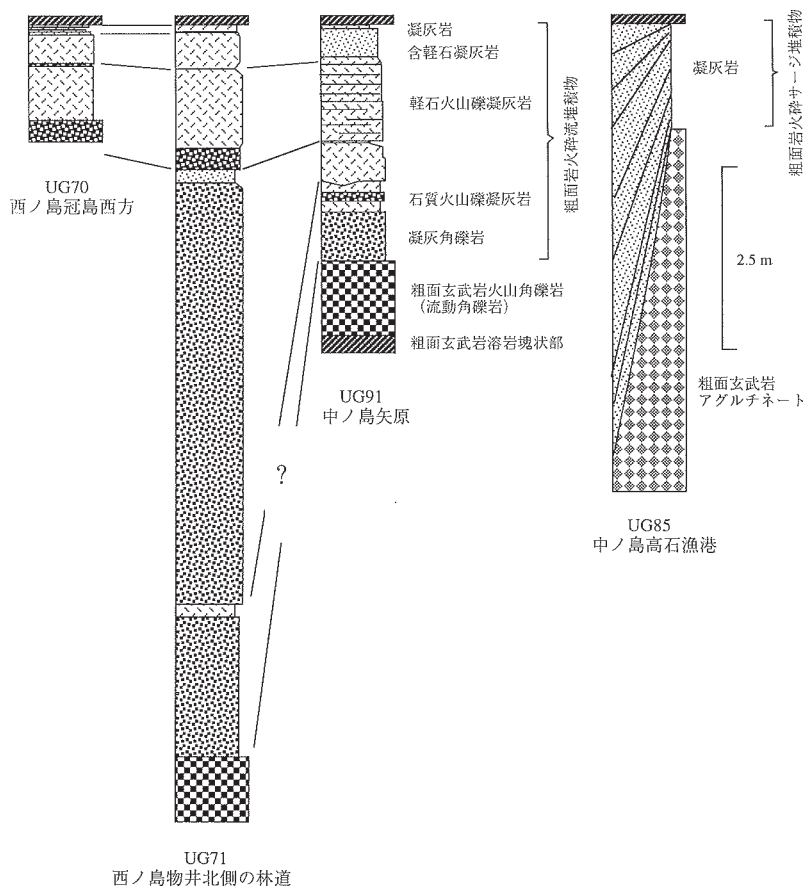
第11図 外輪山下部の玄武岩質粗面安山岩溶岩の内部構造（西ノ島町赤ノ江）

約3mの厚さのうち溶岩部分はおよそ半分で、下位の0-30cmと上位の120-150cmは角礫化したクリンカーからなる。塊状の溶岩部分の上下には気泡が認められ、特に上部に濃集する。クリンカーの最上部は赤色酸化されているため、風化した場合でも溶岩流の境界を識別することができる。



第12図 知夫赤壁の火砕丘（知夫里島）

粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩のアグリュネートもしくはアグロメレートが、底の直径数100m以下、比高数10m程度の火砕丘をなして、外輪山下部の同岩質の溶岩に覆われて海岸に露出する。火道であったと考えられる粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の岩脈のほかに、粗面岩岩脈も認められる。火砕丘は高温酸化を受けて赤色化し、夕陽を浴びると特に赤く輝く。昭利10年に国の名勝・天然記念物に指定されている。

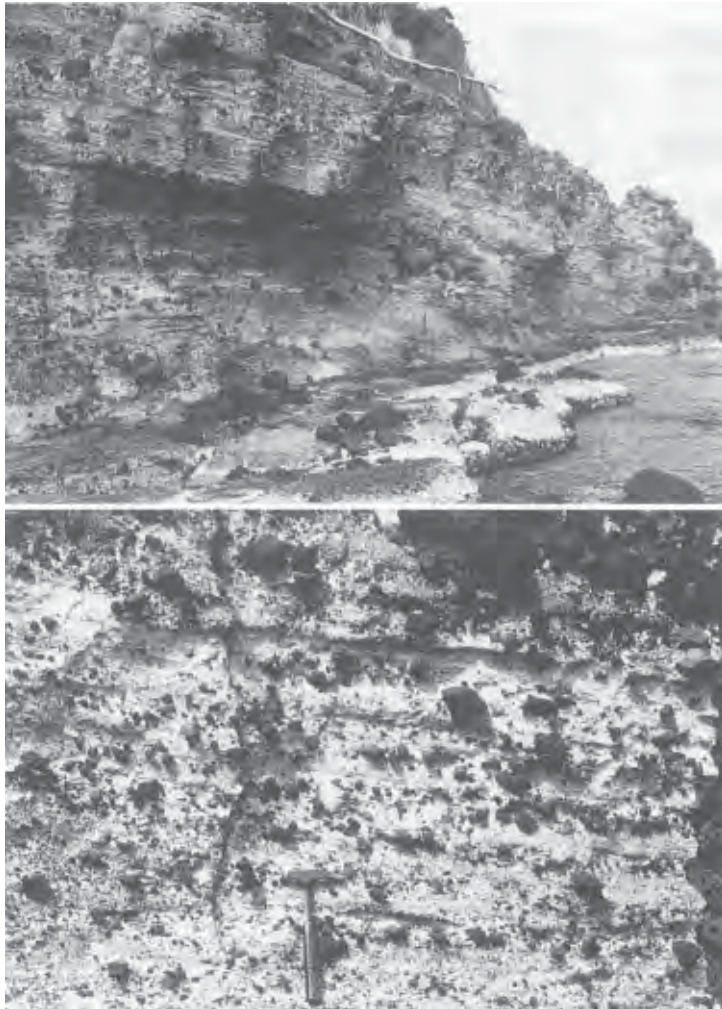


第13図 外輪山下部に挟在する粗面岩火砕岩の柱状図(西ノ島)

冠島西方の粗面岩火砕岩はそのすぐ西側で火砕丘を構成しており、その直下に玄武岩質粗面安山岩のアグロメレートに伴う(第14、15図参照)。これに対比される火砕岩が西ノ島町物井北側の林道に露出している。中ノ島の矢原にも類似の火砕岩が分布するが、これらに対比できるかどうか決手に欠ける。中ノ島の高石漁港には、小規模ながら冠島西方の火砕岩に似た産状の粗面岩火砕岩と粗面玄武岩アグルチネートが認められる(第16図参照)。

である。このように、ところどころに高温酸化を受けて赤色化した粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩のアグルチネートもしくはアグロメレートからなる火砕丘が同岩質の溶岩・降下火山灰堆積物のなす層の間に挟まれていることがある。火砕丘の底の直径は数100m以下、比高も数10m程度と小規模である。

西ノ島や中ノ島の外輪山では、局所的に粗面岩軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩(Sfp)が挟まれている(第13図)。この岩石は、マグマ水蒸気爆発起源の火砕サーージ堆積物もしくは降下火砕堆積物で、冠島西方の西ノ島北東岸の入り江西岸では、底の直径が500m、比高数10m程度の小規模なタフリングが認められる(第14図)。このタフリングの直下には玄武岩質粗面安山岩のアグロメレートからなる火砕丘が形成されている(第15図)。中ノ島の高石漁港付近でも同様に、厚さ10mを越える粗面玄武岩アグルチネ



第14図 冠島西方の粗面岩火砕丘の断面とそのクローズアップ（西ノ島）

粗面岩の火山礫凝灰岩と凝灰岩とが低角の斜交層理をなし、側方に向かって薄化する。構成物は粗面岩の軽石ないし発泡の悪い岩片で、類質の火山岩塊や火山礫がその中に点在する。

ートの上に厚さ数m程度の粗面岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩火砕サージ堆積物が重なっており、ここにも小規模なタフリングの存在が推定できる（第16図）。

このような粗面岩マグマ水蒸気爆発噴出物の上下にある粗面玄武岩-粗面安山岩溶岩は水底に定置しており、ジグソーパズル状に破碎したり、節理に沿って角礫化して碎屑岩脈をなすもの（第17図）や、全体が水冷自破碎によって角礫化し、荷重変形しているもの（第18図）などが認められる。黒雲母粗面岩軽石片が混入している島津島層（後述）もこの時期の浅海堆積物である。

外輪山の上部は主に、黒雲母を含む苦鉄質粗面岩（Smt）と、含まない珪長質粗面岩（Sft）の溶岩とからなる。苦鉄質粗面岩溶岩は千葉（1975）の粗面岩の一部、珪長質粗面岩は千葉（1975）の粗面岩の一部とアルカリ流紋岩に相当する（第3表）。

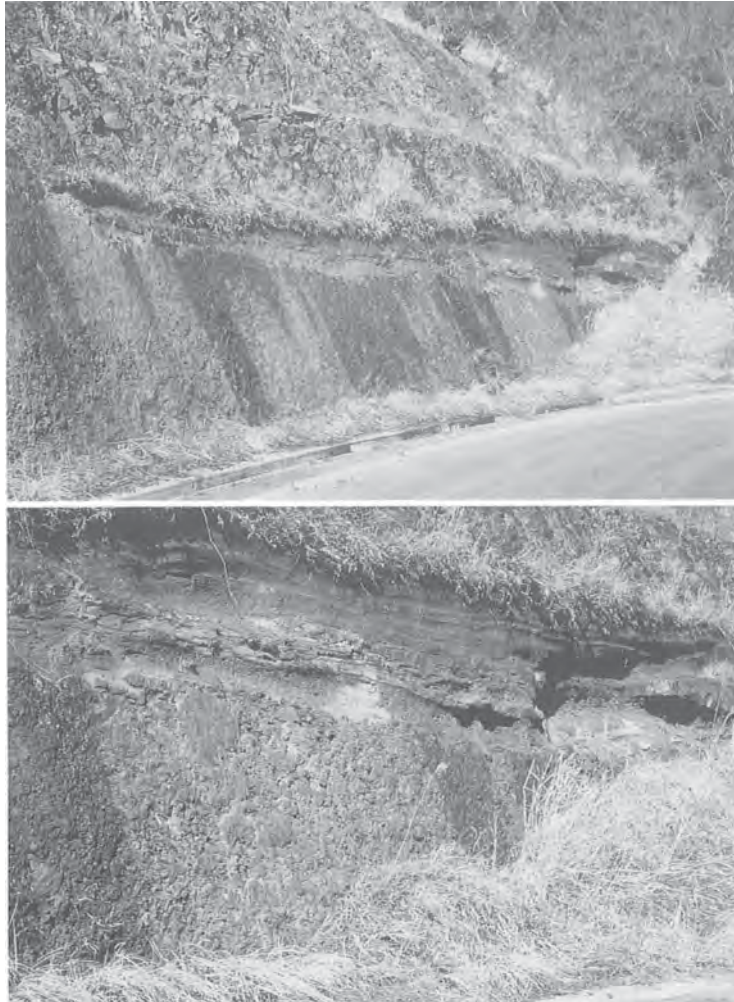


第15図 冠島西方の粗面岩火砕丘の基底とその直下の玄武岩質粗面安山岩アグロメレート（西ノ島）
 火砕丘基底の粗面岩火山礫凝灰岩は斜交層理が明瞭で、アグルチネートとの間には赤褐色火山灰層（層厚30-60cm）が認められる（上段の写真）。アグロメレートを構成するスパターの表面には多数の養の目状もしくは不規則な細かい節理が発達しているが、内部の遅延発泡による節理の開口や高温酸化の形跡は認められない（下段の写真）。したがって、これらのスパターは極めて浅い水域に定置して水冷されたと考えられる。

外輪山上部のこれらの溶岩は、外輪山下部を構成する粗面玄武岩-粗面安山岩溶岩などの削割された面を覆っているほか、岩株やシルをなして点在する。また、溶岩も局所的な高まりをなしていることから、寄生火山と推定される（千葉，1975）。

粗面岩がなす寄生火山とみなせる高まりに、西ノ島北部の高崎山、中ノ島北西部の家督山^{あんどごん}、北部の角山、北東部の唯山から金光寺山^{ただやま きんこうじさん}に至る尾根、東の海上に突き出た知々井岬、松島、大森島、知夫里島中央部の来居-郡間^{こおり}、南西部の白島、知夫里島南東海上の大波加島^{おおはか}などがある。

中ノ島北西部、日ノ津から角山にかけては、苦鉄質粗面岩岩株が放射状岩脈とほぼ同方向の北東-南西方向に直線的に並んでいる。苦鉄質粗面岩は、これらを除けば、西ノ島南西部の鬼舞スカイライン及び



第16図 高石漁港へ下る道路沿いに露出する粗面岩火砕岩と粗面玄武岩アグルチネート（中ノ島）

粗面玄武岩アグルチネートに重なる粗面岩火砕岩は、軽石細粒火山礫を含有する粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩とが重なり合って低角斜交層理をなし（下段の写真）、それらが収束する方向に向かって薄化する（上段の写真）。粗面岩火砕岩の層厚はこの露頭の範囲では最大1.8mで、その上に厚さ6mを越える粗面玄武岩溶岩が重なる。アグルチネートは様々な程度に発泡したスコリアと赤褐色を呈するその細粒物とからなり、溶岩に移化しているように見えるところがある。

知夫里島アカハゲ山の東側に分布しているにすぎない。

粗面岩の多くは珪長質粗面岩で、西ノ島北部、中ノ島西部及び知夫里島とその周辺には珪長質粗面岩貫入岩体が点在し、中ノ島北東部とその北東海上に位置する大森島、松島及び西ノ島の高崎山などには珪長質粗面岩溶岩が分布している。中ノ島の唯山から金光寺山を経て能田鼻へと続く珪長質粗面岩溶岩の直下には、厚さ30cm-7mの粗面岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩（Sfp'）からなる火砕サージ堆積物が、粗面玄武岩溶岩を覆って分布している（第19図）。珪長質粗面岩溶岩は厚いものでは100m以上の厚さがあり、柱状節理や板状節理が発達している（第20図）。

西島の高田神社や浦の谷の海岸には、火山角礫岩（Vb）が分布する。この火山角礫岩は粗面玄武岩-



第17図 宇賀漁港東側の海食崖に露出する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩（西ノ島）

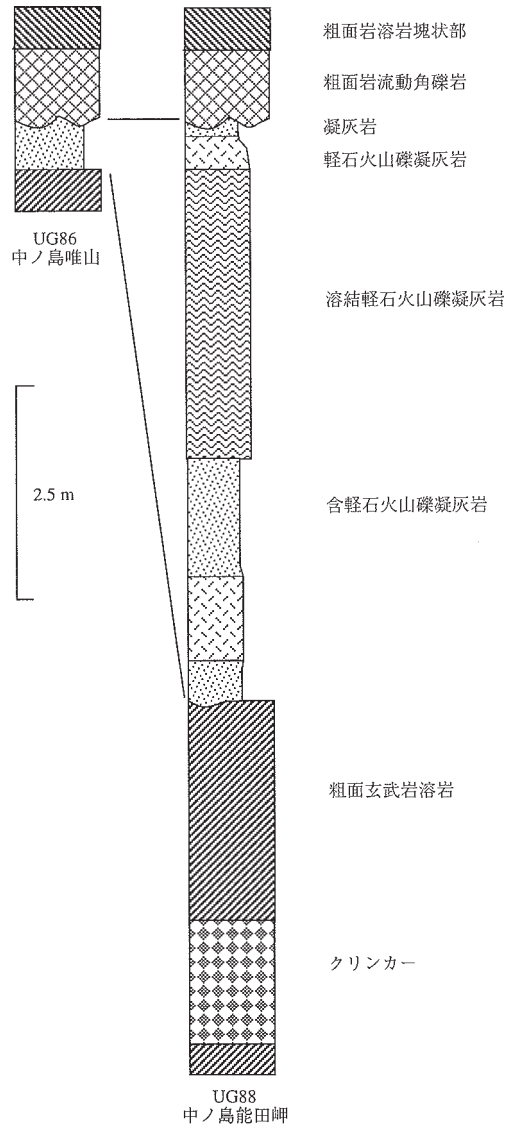
溶岩上部は部分的にジグソーパズル状に破碎され（上段右の写真），その中に，火山礫ないし火山灰の大きさに破碎された溶岩片が混合した砕屑岩脈が，杖状節理の伸びの方向に認められることがある（上段左の写真）．砕屑岩脈中の火山礫の配列は一定せず，細粒岩片との混合の割合もところによって変わる（下段及び上段左の写真）．したがってこのような砕屑岩脈は，柱状節理に沿って浸透した水によって急冷され破碎されて生じた溶岩片が，そのとき水蒸気になった水の急激な体積変化によって吹き上がった後に埋め戻して生じたものである．すなわち，スパイラルルの化石と考えることができる．

玄武岩質粗面安山岩の角礫からなり，その中に様々な程度に破断された黒雲母粗面岩の径が1-数mを越える巨大な岩塊が点在する（第21図）．この火山角礫岩は美田層と外輪山との境界の延長上にあり，カルデラが形成される時に外輪山の構成物が崩壊して生じた堆積物である可能性が高い．また，船越の西ノ島中学校東側一帯には，粗面岩-流紋岩質の黒曜岩や溶結凝灰岩に類似した礫を多量に含む火山角礫岩が分布している．黒雲母粗面岩については，焼火山火砕丘に由来する可能性も否定できないが，粗面岩-流紋岩質の黒曜岩などの起源は不明である．外輪山の主たる構成岩石である粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の角礫と混在することからすれば，すでに削剝されてしまった外輪山の一部に由来すると考えることはできる．



第18図 角山北方の中井ロカモ島に面した道路切り割りに露出する玄武岩質粗面安山岩火山角礫岩（中ノ島）火山角礫岩が、厚さ30-50cmの黄褐色凝灰岩を挟んで重なる（上段の写真）。凝灰岩は直上の火山角礫岩の荷重変形を受けて直下の火山角礫岩とともに大きくたわんでいる。この変形に伴って凝灰岩が部分的に液状化して直下の角礫と混合している（下段の写真）。いずれの火山角礫岩も単一の岩種からなり、大きな岩塊にはジグソーパズル状割れ目が発達していることから水底に定置して水冷自破碎した溶岩と考えられる。

下間（1928b）は、外輪山を構成する噴出物の噴出機構として、現在の島前の山地の発達状況やカルデラの形にも現れている東北東-西南西と北北西-南南東方向の二組の構造線を想定し、これに沿った割れ目噴出を考えた。しかし、外輪山下部の粗面玄武岩-粗面安山岩溶岩の傾斜方向は、知夫里島南部を除けば、焼火山を中心に外海側に下っており、多くの岩脈も同様に放射状に貫入していることは、中心噴火を支持する。さらに、寄生火山をなすと考えられる粗面岩の貫入岩も、放射状に伸長した岩脈や同方向に配列した岩株の列、あるいは環状に配列した岩体の列をなしているように見える。したがって、外輪山を構成する噴出物は焼火山付近に中心を持つ火道を上昇してきたマグマからもたらされたと考えべきであろう。点在する火砕丘は、構造線に支配されて噴出したと考えるよりも、中心火道から派生した



第19図 中ノ島に分布する粗面岩溶岩直下の粗面岩火砕岩柱状図



第20図 大森島を構成する粗面岩溶岩
幅の広い柱状節理と板状節理とが特徴的、峰の高さは海面から約60m.



第21図 西ノ島町浦の谷東側の海岸に露出する火山角礫岩
粗面玄武岩ないし玄武岩質粗面安山岩の角礫からなり、写兵中央のような粗面岩溶結凝灰岩の岩塊をまれに含む。この火山角礫岩はカルデラの縁辺に当たる位置に分布しており、カルデラ形成時の山体崩壊によって生じた可能性が考えられる。

岩脈が山体斜面の表層と交叉するところで、マグマが噴出した結果生じたと考えの方が妥当である。

岩石記載 外輪山を構成する岩石は、主として粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩からなり、粗面安山岩は少量である。ピクライト質玄武岩は、極めてまれに産する。

最も苦鉄質かつ塩基性なピクライト質玄武岩は暗灰色-暗緑灰色を呈し、5mmを超える餡色のかんらん石と黒色の単斜輝石の斑晶が目立つ岩石である。斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱よりなる。かんらん石は自形-他形で、丸みを帯びたり骸晶状をなすものも存在し、弱い累帯構造を示す。単斜輝石には、クロム透輝石とチタン輝石の2種類が存在する。前者は淡緑色を呈し、後者は淡褐色-薄紫色で弱い多色性を示し、双晶も認められる。チタン輝石はスポンジ状を呈し、斜長石や磁鉄鉱を包有する。また、両単斜輝石とも結晶縁で、より紫色の濃いチタン輝石により覆われている。斜長石は、自形-半自形短柱状で、最大2.5mmに及び、累帯構造や双晶が認められる。磁鉄鉱は、他形粒状を示す。石基は中-粗粒で、かんらん石、チタン輝石、斜長石、アルカリ長石、磁鉄鉱より構成され、黒雲母、燐灰石、チタン鉄鉱、填間状ガラスも認められる。

粗面玄武岩は暗灰色-灰色で、斜長石、かんらん石、普通輝石、磁鉄鉱の斑晶からなる。チタン鉄鉱斑晶が含まれることもある。かんらん石は自形-半自形で、変質により緑泥石や方解石に交代していることが多い。普通輝石はチタン輝石であり、淡紫色-淡褐色を呈し、弱い多色性を示す。セクト構造や砂時計構造、累帯構造を示すものが存在する。チタン輝石斑晶は、分化の進んでいない粗面玄武岩中には、斑晶として認められないことがある。斜長石は自形性がよく、板状-長柱状をなし、アルバイト双晶や累帯構造が普通に認められる。大型のものは、最大7mmに達する集斑晶を形成する。磁鉄鉱やチタン鉄鉱は自形-他形で、苦鉄質鉱物に包有されることがある。石基は斜長石、かんらん石、普通輝石、磁鉄鉱、チ

第4表 K-Ar年代測定値一覧表

No.	岩種・鉱物	全岩分析値**	産状	地層	島	地域	K-Ar (Ma)	K2O (%)	*Arad (10 ⁴ /g)	Atm. Ar (%)	文献
1	アルカリかんらん石玄武岩	117	海岸転石	宇受賀玄武岩	西ノ島	冠島西方	1.23±0.13	1.29	0.063	82	本報告
2	アルカリかんらん石玄武岩	112	溶岩流	宇受賀玄武岩	中ノ島	福井	2.8±0.1	1.52	0.166	90	金子・千葉(1998)
3	粗面岩		溶結凝灰岩本質レンズ	焼火山火砕丘	西ノ島	波止	5.4±0.3	5.13	1.09	32	本報告
4	粗面玄武岩	14	岩株	外輪山	知夫里島	郡	5.3±0.3	2.09	0.44	41	本報告
5	黒雲母		粗面岩質軽石	外輪山	島津島		5.4±0.3	6.74	1.43	58	本報告
6	粗面玄武岩	11	溶岩流	外輪山	知夫里島	白島	5.5±0.3	3.02	0.65	65	本報告
7	粗面岩	81	岩株	外輪山	知夫里島	泉居	5.63±0.13	5.03	1.100	9	Morris et al.(1997)
8	玄武岩質粗面安山岩	33	岩株	外輪山	西ノ島	別府	5.73±0.13	2.59	0.577	18	和田ほか(1990)
9	粗面岩	61	岩株	外輪山	中ノ島	菱浦	5.8±0.1	4.35	0.987	30	本報告
10	玄武岩質粗面安山岩	34	岩株	外輪山	西ノ島	島根鼻	5.82±0.14	2.98	0.674	27	和田ほか(1990)
11	粗面玄武岩		溶岩流	外輪山	中ノ島	知々井	5.9±0.1	2.71	0.617	60	本報告
12	玄武岩質粗面安山岩*	32	溶岩流	外輪山	西ノ島	国賀	5.95±0.33	2.21	0.511	42	Morris et al.(1990)
13	粗面玄武岩	10	溶岩流	外輪山	中ノ島	堤	6.0±0.1	2.03	0.473	52	本報告
14	粗面安山岩	53	岩株	外輪山	西ノ島	国賀	6.00±0.14	4.41	1.029	12	和田ほか(1990)
15	粗面岩	97	岩株	外輪山	西ノ島	国賀	6.01±0.13	4.56	1.065	8	和田ほか(1990)
16	粗面岩	87	岩株	外輪山	西ノ島	国賀	6.04±0.13	5.15	1.210	4	和田ほか(1990)
17	粗面岩	92	岩株	外輪山	西ノ島	国賀	6.06±0.34	5.29	1.246	41	Morris et al.(1990)
18	玄武岩質粗面安山岩	39	岩株	外輪山	西ノ島	島根鼻	6.16±0.14	2.98	0.713	13	和田ほか(1990)
19	玄武岩質粗面安山岩*	38	溶岩流	外輪山	中ノ島	福井	6.16±0.33	2.95	0.707	74	Morris et al.(1997)
20	玄武岩質粗面安山岩	31	岩株	外輪山	西ノ島	別府	6.22±0.14	3.08	0.744	20	和田ほか(1990)
21	玄武岩質粗面安山岩*	48	溶岩流	外輪山	西ノ島	国賀	6.23±0.35	2.93	0.714	48	Morris et al.(1990)
22	粗面玄武岩	15	岩株	外輪山	西ノ島	別府	6.26±0.20	2.06	0.502	55	和田ほか(1990)
23	石英閃長岩		貫入岩	大山石英閃長岩	西ノ島	市部	6.18±0.19	4.99	1.198	50	Morris et al.(1997)
24	石英閃長岩		貫入岩	大山石英閃長岩	西ノ島	市部	6.3±0.3	4.45	1.10	43	本報告
25	石英閃長岩		貫入岩	大山石英閃長岩	西ノ島	大山	7.02±0.22	5.13	1.400	53	Morris et al.(1997)
26	黒雲母		ホルンフェルス	大山石英閃長岩	西ノ島	大山	7.4±0.1	6.67	1.925	63	本報告

*: 岩種は、本報告の分類に一致するよう改めた。

** : 全岩分析値の公表されている飲料については、第2表の番号を示した。

本報告のうち、1.3-6.24はテレグイン・アイソトープズ社、9.11.13.26はニュージーランド地質・核科学研究所で測定。試料採取位置は地質図上に番号で表した。

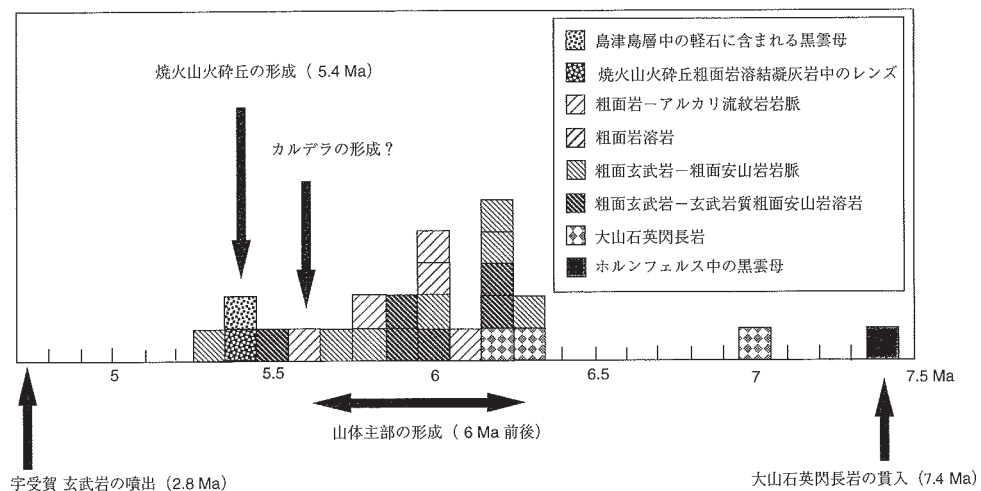
タン鉄鉱, アノーソクレス, 黒雲母, 燐灰石などの鉱物を含む。

玄武岩質粗面安山岩は黄緑灰色の斑状の岩石で, かんらん石斑晶と石基のかんらん石, 黒雲母を欠くことがある以外は粗面玄武岩と同じ鉱物組合せからなる。また, 斑晶には燐灰石や黒雲母, 角閃石が認められることがある。燐灰石は六角柱状淡桃色で, かんらん石や普通輝石, 磁鉄鉱などに付着または包有されることが多い。黒雲母や角閃石は, 周囲からオパサイト化を受けている。

粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩には, 種々の沸石や方解石が晶洞をなして産することがあり, 美田尻から小向に至る地域や, 沸石の産地として知られる国賀海岸では, 頻繁に認められる。

粗面安山岩は, 新鮮時には暗灰色-灰青色であるが, 酸化により灰褐色-褐色に変色する。一般に緻密で, 比較的無斑晶質である。斑晶は自形-半自形板状で多色性の強い黒雲母, 自形-他形, 淡黄緑色の普通輝石, 斜長石, 磁鉄鉱, 燐灰石であり, かんらん石や角閃石がまれに認められる。かんらん石は周囲からイディングス石化を, また黒雲母や角閃石はオパサイト化を受けている。斜長石斑晶の周囲には, アルカリ長石が存在することがある。石基は, 単斜輝石, 斜長石, アノーソクレス, 磁鉄鉱, 燐灰石, 黒雲母からなり, かんらん石や角閃石が存在することもある。アノーソクレスには, 自形短冊状をなすものもある。一般に中-細粒である。

粗面岩は新鮮時には青灰色緻密であるが, 酸化により褐色, 風化により緑灰色や灰色を呈し, より風化の進んだものは黄土色-白色となる。浸食を受けると石基部分の方が早く削り取られて, 長石斑晶が突出して残る。斑晶の長石は, 二方向の非常に細かい多片双晶をなして弱い累帯構造を示す自形-半自形のアノーソクレスと, 自形-半自形の斜長石である。斜長石は, アノーソクレスに取り囲まれていることが多い。また珪長質なものでは, アノーソクレスの代わりにサニディンが含まれる場合もある。他の斑晶鉱物としては, 自形-半自形のかんらん石, 淡青色-淡緑色で弱い多色性を示す単斜輝石, 鉄鉱が普遍的に認められ, 少量ながらジルコンも認められる。かんらん石は, ほとんど変質している。苦鉄質粗面岩には, 褐黒色-淡褐色の黒雲母が特徴的に含まれ, 角閃石の斑晶を伴うこともある。かんらん石斑晶中には燐灰石が包有されている。これらの斑晶鉱物は, 長石を主として, 最大1cmに及ぶ集斑晶を形



第22図 「浦郷」地域の放射年代頻度分布

成することがある。石基は、単斜輝石、アノーソクレーズ、磁鉄鉱を主とし、少量のかんらん石、斜長石、燐灰石、石英、ジルコン、チタン鉄鉱などからなる。一般に石基は、貫入岩では粗粒で粗面岩状組織を示し、噴出岩では細粒である。

放射年代 外輪山を構成する溶岩及び岩脈については、多くの放射年代測定値がある（第4表、第22図）。これを概観すると、知夫里島南部の溶岩・岩脈の年代（5.5-5.3Ma）を除くと、外輪山下部の粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の年代は6.3-5.8Ma、同岩質の岩脈の年代は6.3-5.7Maとなり、外輪山上部の粗面岩の年代は5.8-5.6Ma、粗面岩岩脈の年代は6.2-6.0Maの範囲にあることが分かる。したがって、外輪山下部の年代は6.3-5.8Ma、上部の年代は5.8-5.6Maと考えられる。千葉（1975）が報告した西ノ島の別府東方の粗面岩についてのK-Ar年代の暫定値8.1Maは、大きすぎるので除外した。

IV. 2 ^{しまづしま} 島津島層 (S)

(鹿野和彦)

地層名 新称。下間（1928a）及び千葉（1975）が第三紀層とした地層のうち、知夫里島周辺に分布する地層。

模式地 知夫里島南側の島津島。

層序関係 島津島で粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩に覆われ、かつ、粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩と粗面岩の岩脈に貫かれている。

分布及び層厚 知夫里島南側の島津島と対岸の知夫里島薄毛（^{わたしがみ}渡神）付近にわずかに分布する（千葉、1975）。層厚は島津島で30m程度。

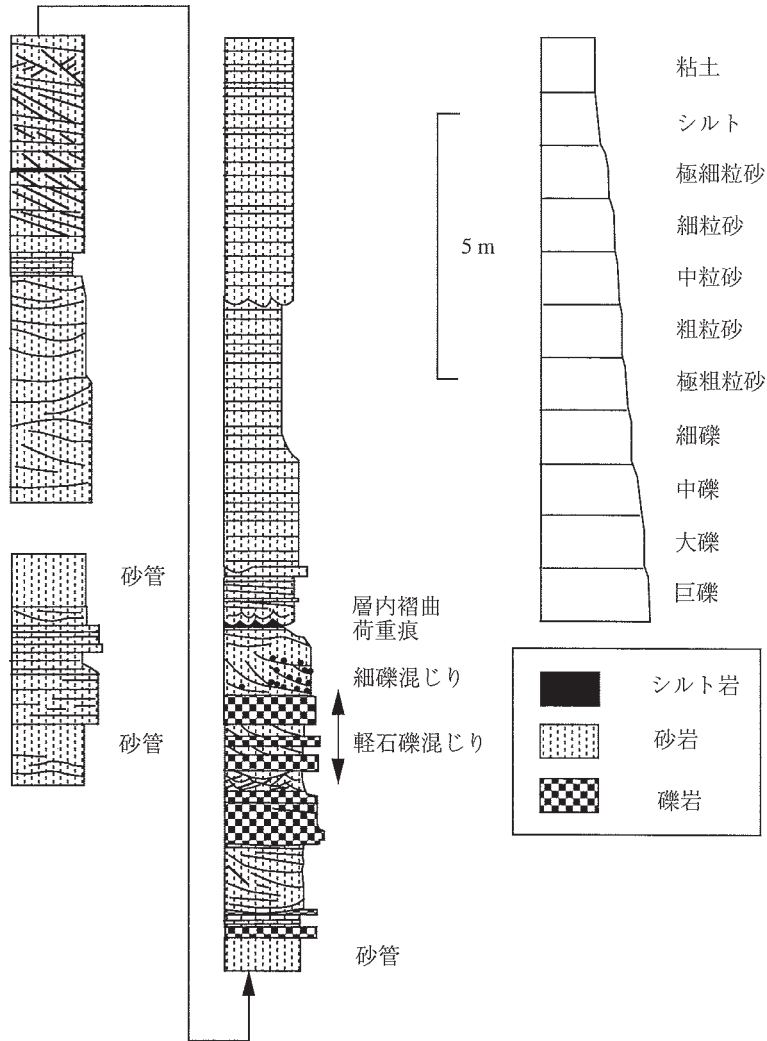
岩相 本層は主に、平行-波状層理またはトラフ型斜交層理の発達した細粒-粗粒砂岩からなる（第23、24図）。砂岩は単層の厚さが0.3-1.5mで、まれに細粒砂岩-シルト岩、泥岩や礫岩の薄層を挟む。いずれも凝灰質で、黒雲母粗面岩軽石を含む（第25図）。本層に貫入した粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩岩脈や本層に重なる粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩は塑性変形している。また、岩脈の場合、表面がガラス質になって様々な程度に破碎され、砂岩と入り混じっていることがある（第26図）。したがって、本層は島前火山の活動中にその山麓の海底に堆積し、固結する前に噴出した溶岩がこれを覆い、かつ同岩質の岩脈が貫入したといえる。

化石 多数の *Ophiomorpha* 様の生痕が認められる（第24図）。

放射年代 本層砂岩から得られた黒雲母粗面岩軽石中の黒雲母のK-Ar年代は 5.4 ± 0.3 Maである（第4表）。

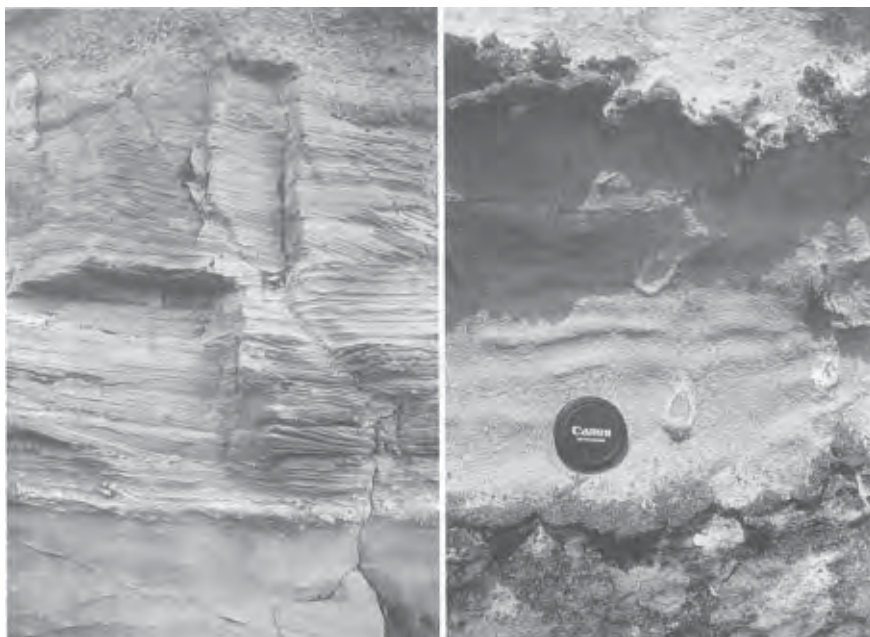
対比 層序関係と放射年代から考えて、島津島層は外輪山上部を構成する粗面岩溶岩・火砕岩や焼火山火砕丘と同じかそれよりは古く、外輪山下部よりは若い。本層砂岩から得られた黒雲母粗面岩軽石は、外輪山上部の軽石を含む火砕岩に由来すると考えるのが妥当である。

島津島層中の黒雲母粗面岩軽石のK-Ar年代は、隠岐島後の隠岐粗面岩流紋岩（Uchimizu, 1966）のK-Ar放射年代5.5-5.4Ma（Uto *et al.*, 1994）に近い。この点を考慮すると、島津島層は隠岐粗面岩流紋



第23図 島津島に露出する島津島層の柱状図

岩直下の都万層 (Tomita, 1936 ; 角館, 1988) に対比できる可能性がある。都万層は釜谷砂岩層とその上位の中里凝灰質砂岩部層 (山崎, 1984) に区分されている。市部層が釜谷砂岩層に対比できる (苗村・島田, 1984) とすれば、島津島層は、都万層上部の中里凝灰質砂岩部層に対比できることになる。中里凝灰質砂岩部層は成層した凝灰質砂岩を主体とし、泥岩やシルト岩、細礫岩、珪長質凝灰岩を挟む点で、市部層と島津島層に似ている。



第24図 島津島層の成層した砂岩と生痕（島津島）

砂岩には平行ないしリップル斜交葉理や板状斜交葉理が発達している（左の写真）。斜交葉理の多くはカルデラの内側から外側に向かって傾いており碎屑粒子が島前火山の噴出中心方向からもたらされたと考えられることができる。砂岩には *Ophiomorpha* 様の管状の生痕が多数認められることがある（右の写真）。そのような砂岩は一見塊状であるが、おぼろげながら成層構造が見えるところがあり、もともとあった成層構造が生物によって擾乱されたことが伺える。

IV. 3 焼火山火砕丘 (Tc, Tb, Tw)

(鹿野和彦・金子信行・千葉とき子)

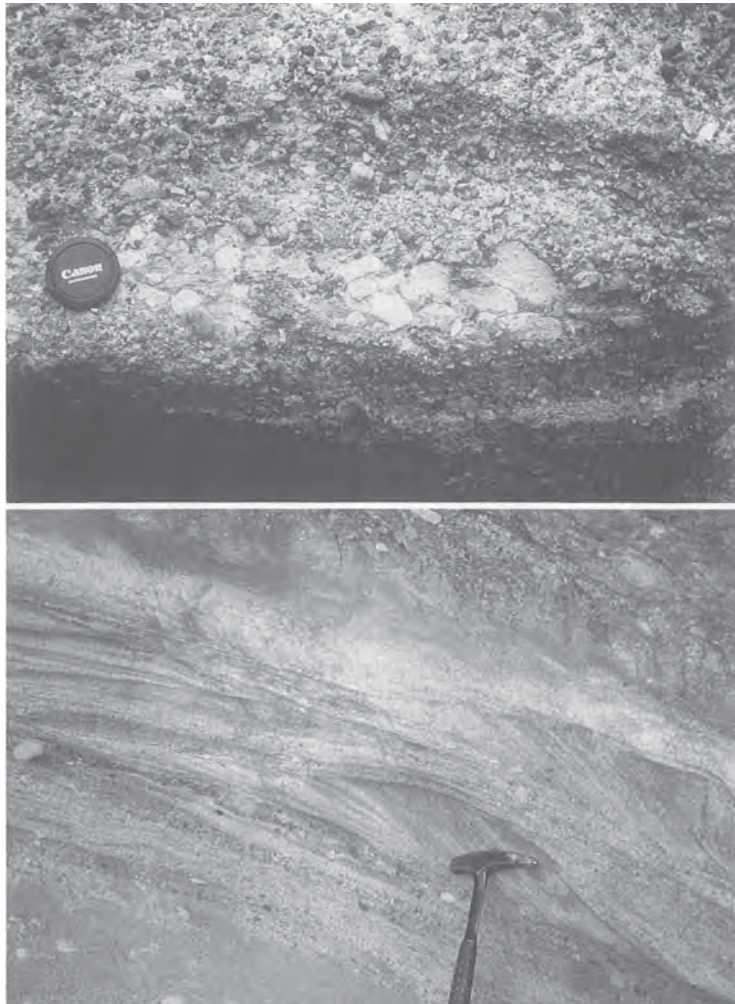
岩体名 鹿野ほか (1998) による。ただし、これは正式な記載ではないので、ここで改めて定義しておく。千葉 (1975) の中央火口丘 (溶岩円頂丘) に相当する。また、山内・島前団研 (1997) の弁天溶岩と波止礫岩、焼火山火山岩類とを合わせたものに相当する。

模式地 西ノ島の林道焼火線及び半島部の南岸。

層序関係 美田層と大津層、市部層を不整合に覆う。また、半島部東側では大山石英閃長岩を貫いて噴出しており、西側では石英閃長岩を覆っている。

分布 西ノ島の焼火山周辺とその北側の山地に分布する。

岩相 焼火山は、植生が厚かつ急峻で調査が困難であったために、海岸の露頭と地形から、従来は溶岩円頂丘とされてきた (千葉, 1975)。しかし、その後、焼火山の中腹を半周する林道や周辺の道路が整備されて、新鮮な岩石の露出する大きな露頭がいくつも出現し、また調査可能な範囲も広がった結果、溶岩ではなく溶結した火砕岩が分布することが明らかとなった (山内・島前団研, 1997; 鹿野ほか, 1998)。焼火山は、溶結凝灰岩-凝灰角礫岩を主体とし、これらの岩片に富んだ厚さ数10mまたはそれ以



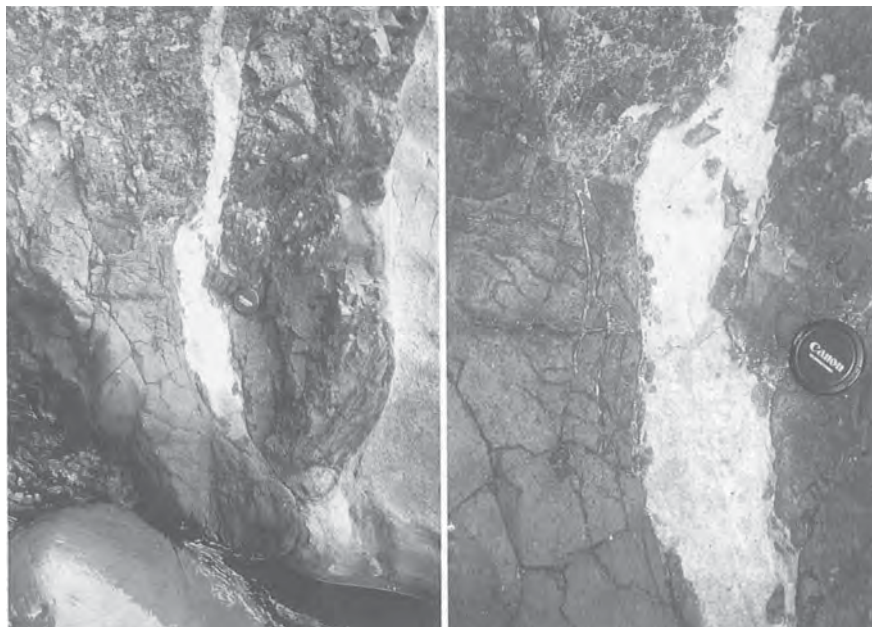
第25図 島津島層の軽石含有礫岩砂岩（島津島）

礫岩は粗面玄武岩-粗面安山岩起源の細礫や黒雲母粗面岩軽石などからなる（上段の写真）砂岩は平行ないしリップル斜交葉理を示し、凝灰質でところどころ細礫大の軽石などを混じえる（下段の写真）。

上の火山角礫岩や、斜交-平行層理の発達した溶結-非溶結の粗面岩凝灰岩-火山礫凝灰岩、まれに火山礫岩、凝灰質砂岩などを間に挟む（第27図）。

溶結面構造や層理面は焼火山に向かってほぼ同心円状に $20-90^\circ$ 傾いている。一方、焼火山南東側海岸の文覚窟^{もんがく}、雉ヶ鼻、弁天鼻などでは、溶結面構造の走向方向に連なる谷や鞍部が見られ、その外側では、同心円状に $40-80^\circ$ 海側に向かって傾斜している。したがって、焼火山の主体は火口縁の内側にあり、その縁辺は外側に堆積した火砕物で占められていることが分かる。

この焼火山火砕丘は、外輪山と同様に開析されており（第28図）、火砕丘の上部構造は失われている。しかし、内部構造は明瞭で、基盤の石英閃長岩-閃長斑岩が露出している大山荒廃砂防ダム上流の林道沿いでは、火道壁も観察できる。そこでは、破碎された石英閃長岩-閃長斑岩と溶結した凝灰角礫岩ないし

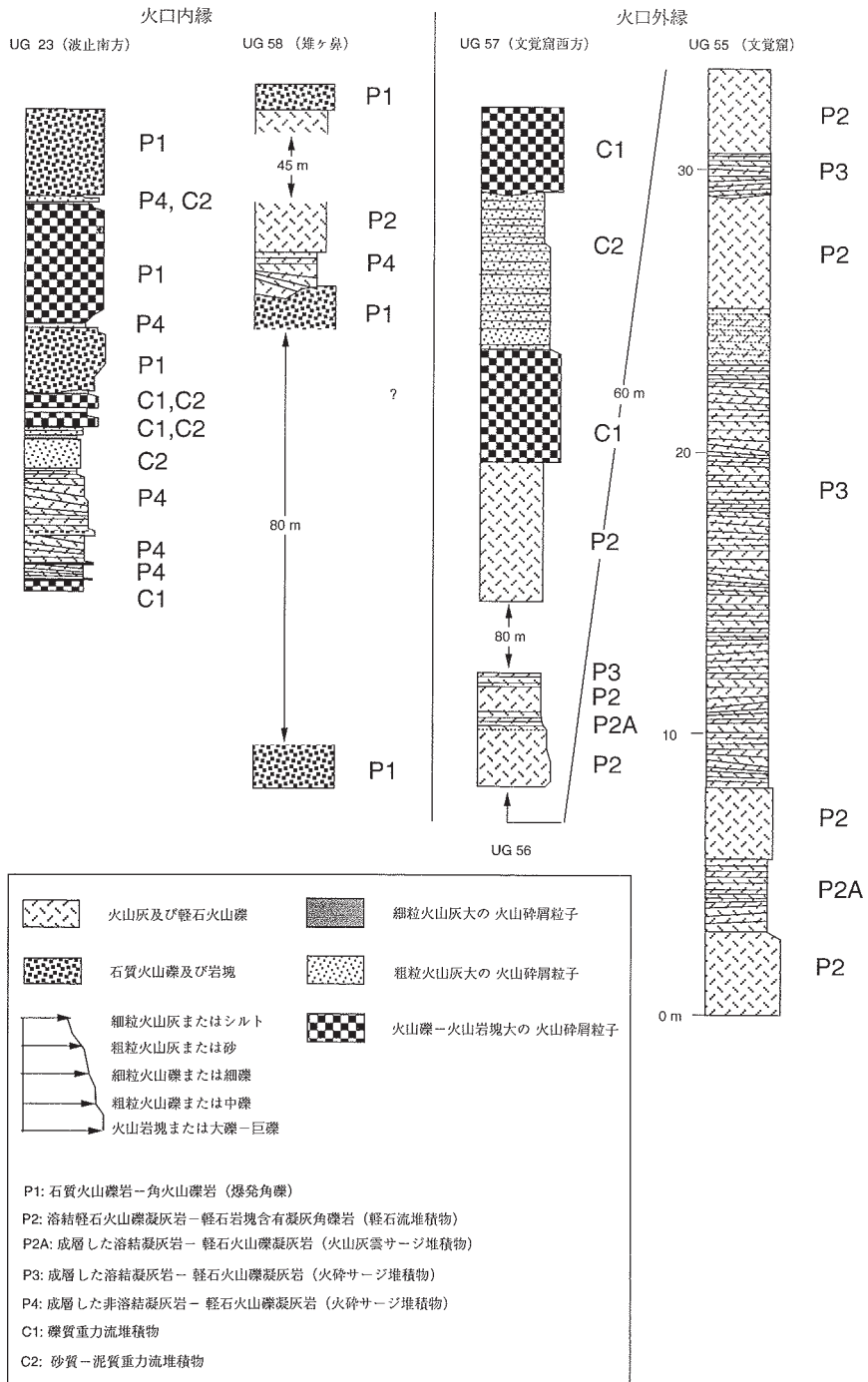


第26図 島津島層の砂岩を賢く粗面玄武岩岩脈（島津島）

岩脈はその端で枝分かれしている（左の写真）。ロープ状を呈するその先端の表層は、表面に平行な同心円状節理（板状節理）と表面に直交する放射状節理（柱状節理）、さらにそれらに直交する細かな節理とによって小さな岩片に分断されて周囲の砂岩と混じり合っている（右の写真）。また割れ目に沿って砂岩の構成粒子が入り込んでいる。岩脈表層の節理は砂岩に含まれていた水で冷やされて生じたもので、その岩片が砂岩と混合しているのは砂岩が液状化したためと考えられる。砂岩にはもとの堆積構造はなく、岩脈の伸びに沿った葉理がかすかに認められるのは、砂岩が液状化して流動したためであろう。このような液状化と流動化は岩脈の先端に応力が集中することと、周囲の水が水蒸気に変わることによって過剰圧が発生するためである。

火山角礫岩とが、 60° 前後内側（焼火山の山頂方向）に急傾斜して接しており、後者は火山礫大の石英閃長岩-閃長斑岩の礫を多数取り込むとともに、一部は前者の割れ目に注入している（第29図）。噴出の中心とみられる焼火山の山頂周辺数100mの範囲内に分布する凝灰角礫岩ないし火山角礫岩は、塊状で、大きな溶結凝灰岩の岩塊を多数含む。しかも溶結面が直立しているところがあることから、噴火口を埋め戻した堆積物である可能性が高い（第30図）。これらを構成する岩片は、火道を埋めた溶結火砕岩が吹き飛ばされてきたのであろう。このような火山角礫岩は火口縁のすぐ内側にも多く、ここでは石英閃長岩の岩片が多数認められる（第31、32図）。

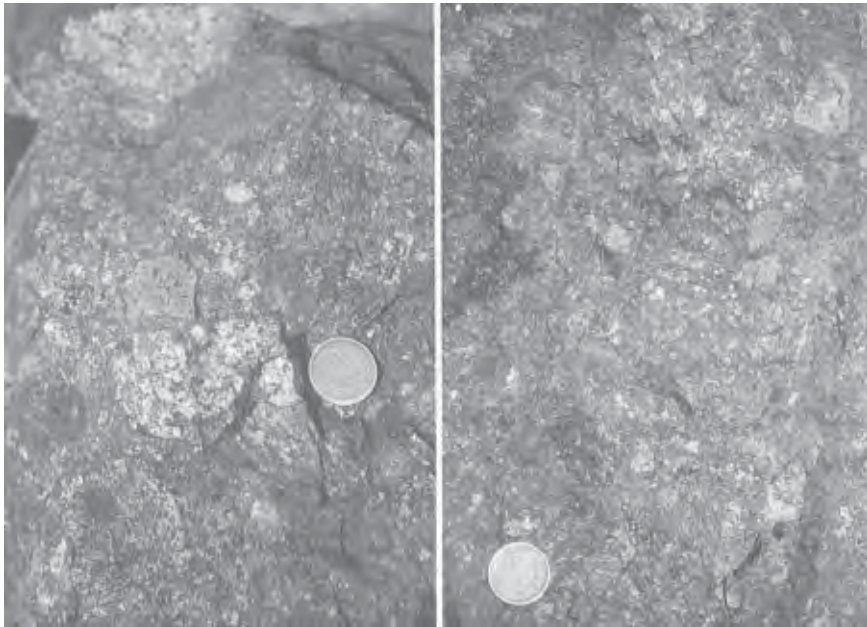
火口縁の内側を埋める溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩（第33、34図）は、厚さ数mm-数cm、長さ数mm-数10cmのガラス質レンズと、アルカリ長石（アノーソクレース？）、斜長石、石英、ジルコン、燐灰石などの結晶片、及び黒色の均質な基質とで構成されている。基質はガラス質であったらしいが脱ガラス作用が著しい。Kozu（1913）と下間（1928c）はこの種の岩石中にかんらん石を認めているが確認できない。これらは塊状または正常級化し、最上部に成層した凝灰岩を伴うことがあり、火砕流または火砕サージ堆積物と考えられる（第32図）。また、平行ないし斜交層理の明瞭な溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩が厚さ10-30mにわたって繰り返し重なっていることもある（第35、36図）。これらは強く溶結して流動しており、火山ガラス片などの形態は失われているが、結晶片（第36図）や岩片、サグ構造（第35図）が認められることがあり、火砕サージ堆積物と考えられる。溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の間に挟まれる



第27図 焼火山火砕丘の海岸における柱状図



第28図 西ノ島町赤ノ江西方尾根近くの道路から見た燐火山火砕丘
カルデラ底を満した海の向こう側に見えるのが焼火山。斜面は急であるが、いくつかの肩と、そこから面構造にほぼ平行に内側に傾斜した斜面が認められる。海岸線がほぼ火口縁に一致している。火砕丘の外側の部分は失われている。



第29図 大山石英閃長岩に接する焼火山火砕丘の凝灰角礫岩ないし火山角礫岩（焼火山北東の林道）
石英閃長岩の岩片を多量に含む。



第30図 粗面岩溶結火山礫凝灰岩などの岩塊や火山礫を多量に含む火山角礫岩（焼火神社の窟直上の崖）



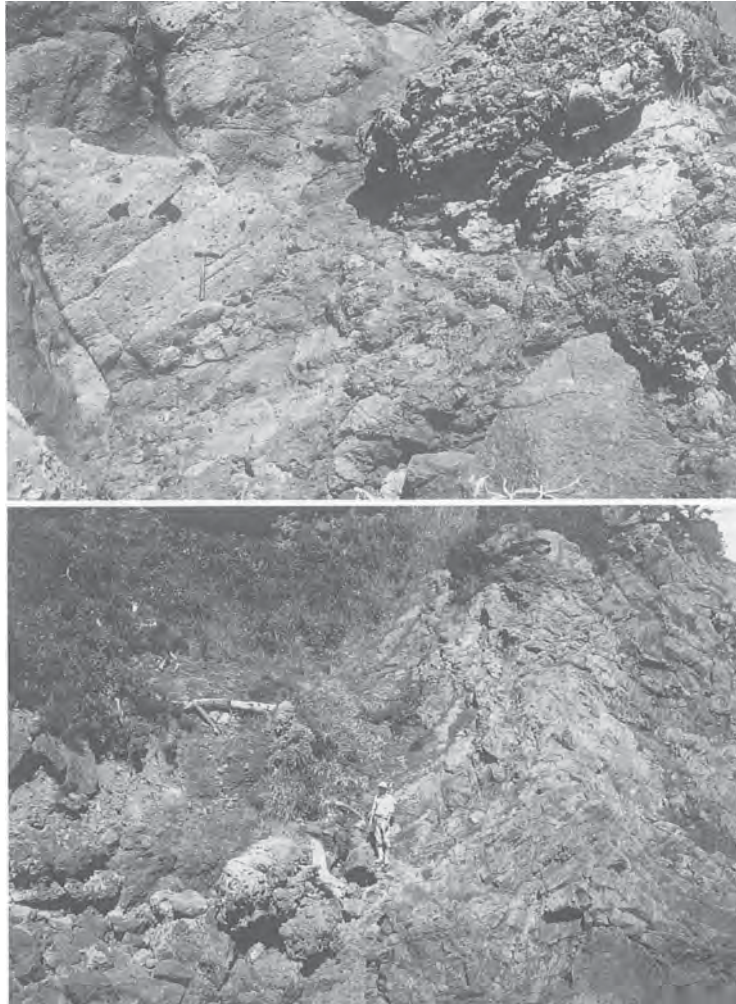
第31図 焼火山火砕丘の火口縁内側の火山角礫岩

粗面岩溶結凝灰岩の巨大な角礫が不規則に散在し（上段の写真、雫ヶ鼻西方1kmの海岸）、その基底付近では逆級化するところがある（下段の写真、波止南方400mの海岸）。

非溶結の凝灰岩-火山礫凝灰岩は、厚さが数10cmで、平行-低角斜交層理が発達し、粗面岩の多面体粒子で構成されていることが多いので、マグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ堆積物と考えられる（第37図）。

一方、火口縁の外側の斜面に堆積したと思われる溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩も、多くの場合は厚さ数m-数10mで塊状であるが、成層した凝灰岩の薄層に移化していることがあり、火砕流堆積物であると判断できる（第38図）。それらの間に挟まれていて、平行ないし低角度の斜交層理が発達した凝灰岩-火山礫凝灰岩は、厚さが10数cm-10数mで、ところどころに火山礫や火山岩塊が着地して生じたサグ構造や火山豆石が認められるので、火砕サージ堆積物と考えることができる（第39図）。

噴火は、噴出物の構成粒子の種類と形態、大きさから見て、いくつかの様式が組み合わさって起こったと考えられる。火道が溶結火砕岩で塞がれていたときは、ブルカノ式噴火で火山角礫岩を生じ、火道

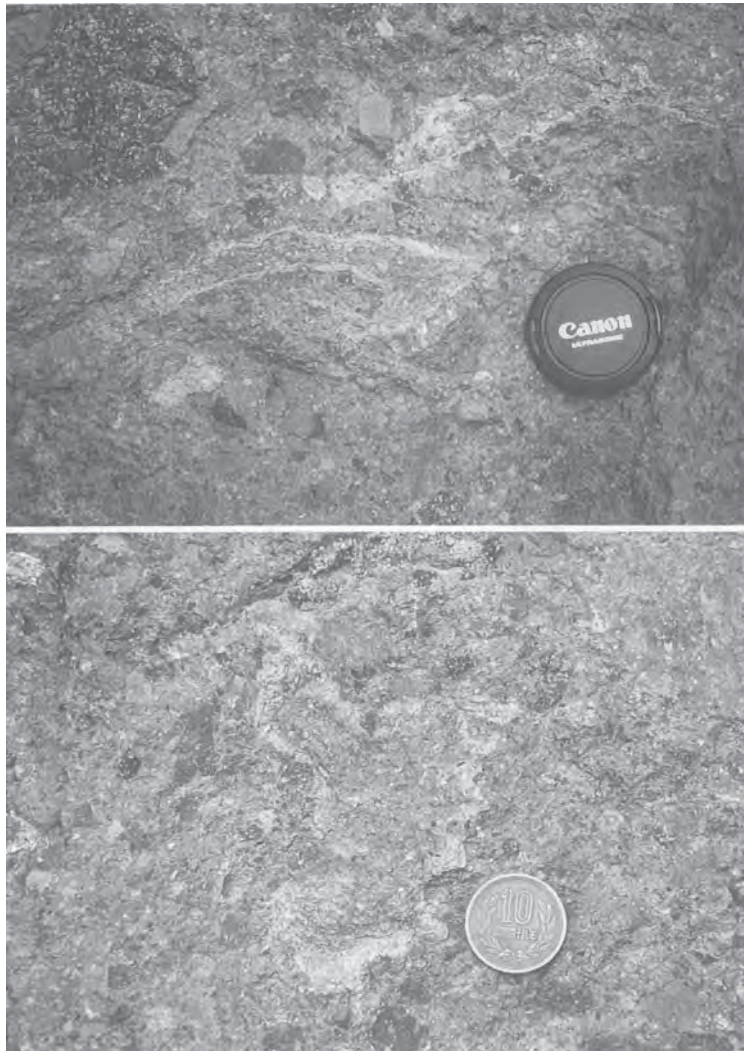


第32図 焼火山火砕丘の火口縁内側の断面（雫ヶ鼻西方300mの海岸）

火口側に傾斜して成層した溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩を削って火山角礫岩が重なる（下段の写真）。火山角礫岩の基底6mは大量の石英閃長岩岩片からなり、その上8mは石英閃長岩の岩片のほかに粗面岩溶結火砕岩の岩片を混じえている（上段の写真）。全体に塊状であるが、最上部数10cmの範囲で急激に細粒となり、上位の凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩に漸移する（上段の写真）。

が開いた後は、おそらくストロンボリ式噴火もしくはマグマ水蒸気爆発が起こった可能性が高い。溶結火砕岩中のガラス質火山灰はアメーバ状で、ガラス質レンズのところどころに繊維状の構造が認められるが、これらは、必ずしもマグマが十分に発泡して生じたとはいえない。また、圧密では生じ得ないようなS字状に変形しているものもある。これらは流動性を保ったまま、マグマまたは外部に由来する水が水蒸気となって膨張し引きちぎられて生じたのであろう。成層した非溶結凝灰岩は、ほとんど破片状の火山灰ガラス・結晶からなり、マグマ水蒸気爆発で生じたことが分かる。これらの岩石の基質には直径0.1mm以下の気泡が点在しているので、溶結火砕岩についても水蒸気を相当に含んだ爆発によって生じた可能性が考えられる。

波止南東方の海岸に露出する砂岩礫岩は、粗面岩溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩や石英閃長岩-閃長斑

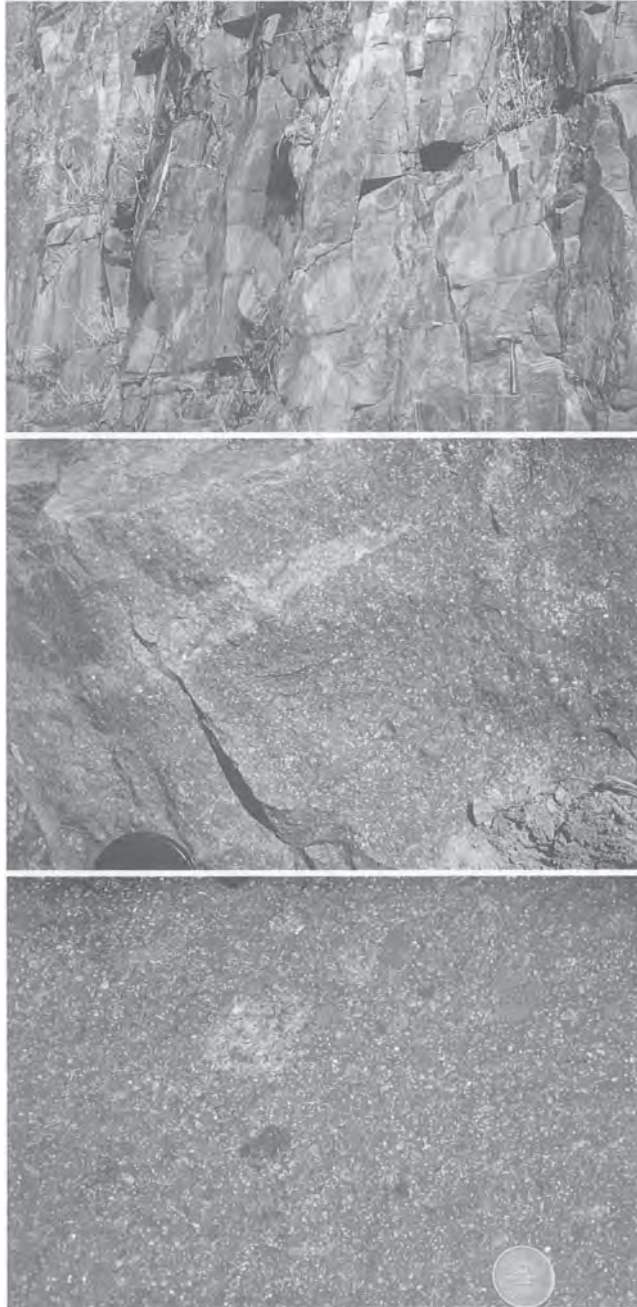


第33図 焼火山火砕丘の火口縁内側の凝灰角礫岩（焼火山南側の林道）

軽石火山岩塊-火山礫は不規則に変形している。上段の写真左上の岩塊や下段の写真右下の火山礫は粗面岩溶結凝灰岩-凝灰岩の緻密な岩片。

岩などの様々な程度に円磨された碎屑粒子からなり、岩屑流堆積物、タービダイトもしくは高密度流堆積物に特徴的な堆積構造を示す（第37図）。また、火砕サージ堆積物と思われる粗面岩凝灰岩を挟む。

苗村・島田（1984）は、波止南東方の海岸に露出する砂岩礫岩中の凝灰岩や凝灰質砂岩泥岩に細かな層理が発達していることを認め、その凝灰岩や凝灰質砂岩泥岩をカルデラ湖の堆積物と考えた。また、山内・島前団研（1997）は、波止南東方の海岸に露出する砂岩礫岩を、焼火山を構成するほかの岩石と区別して、波止礫岩層と呼んだ。しかし、それらは、火砕丘とその基盤を構成する岩石に由来する碎屑粒子で構成されており、したがって、焼火山火砕丘を構成する堆積物の一部と考える方が妥当である。構成粒子が円磨されているということは、噴出物が波浪に洗われるような海面近くに堆積したこと、そ



第34図 溶結軽石火山礫凝灰岩の産状（焼火山北東の林道）

柱状節理と板状節理の発達した緻密なガラス質の岩石（上段の写真）で、暗灰色の基質に長径数cm-数10cmの扁平な帯薄緑灰色レンズ（中段の写真）や類質岩片（下段の写真）が点在する。

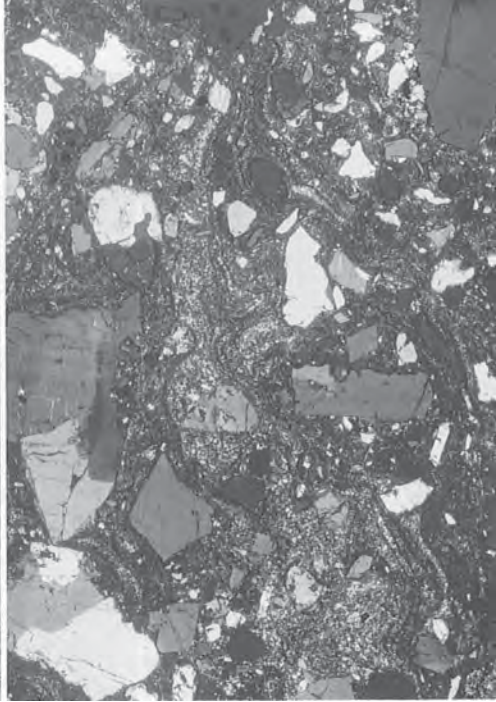
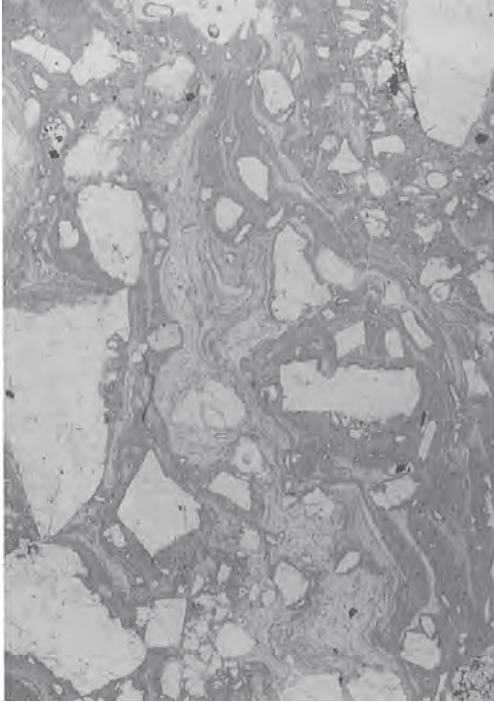


第35図 焼火山火砕丘の火口縁外側に分布する溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩（文覚窟）

低角斜交層理または平行層理が明瞭（上段の写真）で、点在する火山岩塊の下端で層理が下方にたわむサグ構造が認められることがある（下段の写真）。縞状構造が発達し、緻密でガラス質なので流理の発達した溶岩のように見えるが、基質にも結晶の破片などが認められ、火砕岩であることが分かる（第36図参照）。

して噴火に休止期があったことを示唆している。また、それらが火口の内側にも存在するということは、火口の一部が、水面近くで開いていたことがあったことを意味している。マグマ水蒸気爆発は、このように火口に水が流入するような条件で起こったのであろう。

放射年代 粗面岩溶結凝灰岩の本質レンズの全岩K-Ar年代は $5.4 \pm 0.3\text{Ma}$ である（第4表）。



第36図 焼火山火砕丘の火山縁外側に分布する溶結火山礫凝灰岩-凝灰岩の顕微鏡写真
 文覚意で採取。上段は平行ニコル、下段は直交ニコルで撮影。写真の幅は約6mm。火山ガラス片は元の形状を失い、藍流しのような濃淡の模様をなす。長石などの結晶片が不均質に点在していることから、この岩石は火砕岩であると判断できる。「墨」の織がところどころ結晶片の周りで褶曲しており、少し流動していることが伺える。



第37図 焼火山火砕丘火山縁内側の非溶結凝灰角礫岩と火山角礫岩（波止南方の海岸）
 凝灰角礫岩は基底付近で逆軟化し、直下の火砕サージ堆積物（左から右に向かって傾斜する斜交葉理をもった凝灰岩）から漸移しているように見える。



第38図 軽石火山礫-岩塊を多数含み、溶結した軽石火山礫凝灰岩-軽石岩塊含有凝灰角礫岩（雫ヶ鼻東方400mの海岸）
 軽石火山礫凝灰岩-軽石岩塊含有凝灰岩（上段の写真、下から2/3までの部分）は、おおむね塊状であるが最上部30cmのところでは細粒化している（下段の写真）。その上の軽石火山礫凝灰岩（上段の写真の上1/3の部分）は一見塊状であるが、基底1cmの部分は細粒で、層理が顕著。



第39図 非溶結の成層した凝灰岩ないし火山礫凝灰岩（雫ヶ鼻の海岸）
 非溶結の凝灰角礫岩ないし火山角礫岩に重なり、軽石などの発砲した本質物はほとんど含まない（下段の写真）が、平行ないし低角度の斜交層理が明瞭で（上段の写真）、サグ（上段の写真）や火山豆石（下段の写真）が認められるので、マグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ堆積物と考えられる。

IV. 4 岩脈 (dm, dr, du)

(千葉とき子・金子信行・鹿野和彦)

岩脈を構成する岩石は、粗面玄武岩、玄武岩質粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、流紋岩で、岩脈の数は島前全域で700本以上にもなる。地質図上にすべての岩脈を示すのは困難なため、観察された岩脈の多くとシルの一部について、粗面玄武岩-粗面安山岩質の苦鉄質岩脈 (dm) と、粗面岩-流紋岩質の珪長質岩脈 (dr) とに区別して示した。風化が進むと岩石種の判別が難しく、またすべての岩脈を採取して分析することも難しいので、判定できなかったものなどについては未区分 (du) とした。

岩脈の規模は幅10cm以下のものから数m、時には200m以上のものまでであるが、1-2mのものが多く、岩脈の露出する長さは数mから1kmまで様々である。岩質は粗面岩が多い。これらは、焼火山火砕丘を中心とした放射状の配列を示しており (第40図)、島前火山の噴出中心が、カルデラ形成前から焼火山にあったことを伺わせる。

粗面安山岩岩脈は、外輪山下部のみを貫く。粗面岩岩脈は、新第三紀層と外輪山下部、焼火山火砕丘を貫く。粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩岩脈は、外輪山下部の同岩質の溶岩及び上部の粗面岩岩株や粗面岩岩脈を貫く (第41, 42図)。したがって、貫入関係で見ると、島前火山における火山活動の最後は粗面玄武岩-粗面安山岩岩脈の貫入ということになるが、焼火山火砕丘に貫入する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の存在は確認できていないので、確かなことはいえない。粗面安山岩の貫入は外輪山下部の粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩噴出後、上部の粗面岩が噴出する前ということも考えられる。粗面安山岩は、外輪山下部の粗面玄武岩溶岩-玄武岩質粗面安山岩中に厚さ数m-20m程度のシルをなして貫入していることが、海岸部において観察される (第43図)。

粗面玄武岩は黒灰色で風化が進んでいることが多い。この粗面玄武岩は外輪山下部のものと同じ鉱物組成を持つようであるが、苦鉄質鉱物の一部は完全に変質して、元の鉱物が分からない場合がある。玄武岩質粗面安山岩は、外輪山のものと同じ鉱物組成をもつ。粗面安山岩は元来青灰色であるが、風化によって黄土色を呈することが多い。この岩石の斑晶は斜長石、単斜輝石、黒雲母、磁鉄鉱、燐灰石で、石基は斜長石、アノーソクレス、単斜輝石、磁鉄鉱、燐灰石などからなり、しばしばかんらん石や角閃石を伴う (Tiba, 1972)。粗面岩は外輪山上部のものと同じ外観、鉱物組成を示す。流紋岩は、急冷周縁相以外は変質が著しい。急冷周縁相はガラス質で、融食を受けた多量の石英斑晶を持つ。他に斑晶として単斜輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、サニディン、ジルコン、褐れん石を含む。単斜輝石は緑色のヘデン輝石で、弱い多色性や累帯構造が認められる。ジルコンや磁鉄鉱、チタン鉄鉱は、単斜輝石に付着または包有されることが多い。褐れん石は微少だが、褐色で強い多色性を示す。

岩脈の放射年代は、それに対応する岩層の溶岩の放射年代と調和的である (第4表, 第22図)。



第40図 放射状岩脈を構成する粗面岩岩脈（西ノ島町物井）海岸の露頭で外輪山下部の粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩（右）に貫入する。貫入面の走向はN20°E。遠景右奥に中央火口丘の焼火山、左手前に石英閃長岩よりなる大山を望む。



第41図 外輪山下部の粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩に貫入する岩脈群（西ノ島南西端，黒島鼻北西の外海海岸）やや厚め板状の粗面岩岩脈と、これを貫く粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩岩脈が認められる。



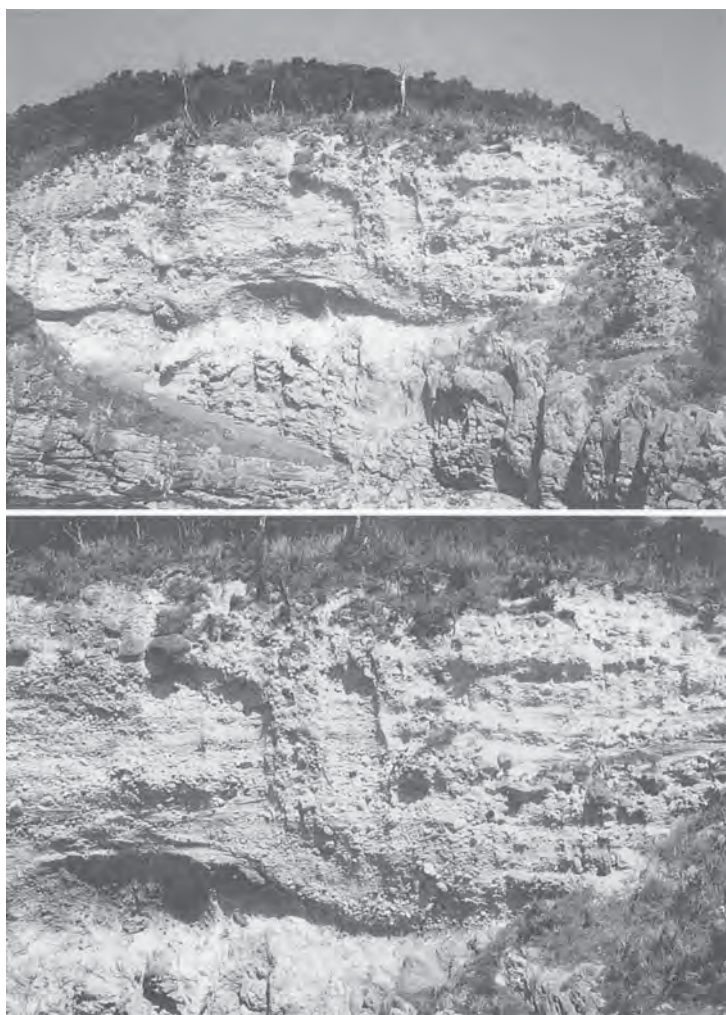
第42図 白島の粗面岩岩株に貫入する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の岩脈（知夫里島）
知夫里島では塩基性の岩脈が多く認められる。



第43図 外輪山下部溶岩に貫入する粗面安山岩のシル（西ノ島国賀海岸の通天橋）
外輪山下部を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩溶岩の積み重なりに調和的に、粗面安山岩のシル（橋上部の明色部）が貫入する。

ち ち い み さ き
V. 知々井岬層 (Cm)

(鹿野和彦・金子信行・千葉とき子)



第44図 知々井岬層の断面 (中ノ島知々井岬南岸)

板状節理が明瞭な粗面岩溶岩をチャネル状に削って淘汰の悪い砂礫岩層が角礫-亜角礫からなるレンズ状の中-巨礫層を挟みながら重なって堆積している (下段の写真)。

地層名 新称.

模式地 中ノ島の知々井岬南岸の中程, 金床岩に面した海食崖.

層序関係 外輪山上部の粗面岩溶岩を不整合に覆う.

分布及び層厚 中ノ島の知々井岬南岸の中程, 金床岩に面した海食崖にのみ分布する. 層厚は10m以上.

岩相 知々井岬層は, 上記模式地にのみ, わずかに分布する砂岩礫岩層である. 断崖に露出しているため, 船上からしか観察できないので, 堆積物の詳細は不明であるが, 礫は粗面岩からなると思われる. 粗面岩溶岩をチャンネル状に削って覆う(第44図). 径数10cm以下の様々な大きさの円礫ないし角礫からなる礫岩層と, 小礫もしくはそれ以下の碎屑粒子からなる砂岩礫岩層とが, 連続性の悪い, 平行ないし低角の斜交層理をなして重なり合う. 分布が局所的で, 周囲のほぼ同じ標高のところにも存在しないことから, 海に面した谷を埋めた堆積物ではないかと推測される.

対比 時代については不明であるが, ある程度固結しているように見えることと, 基底面高度が20m近くあることから, 次に述べる宇受賀玄武岩よりは古い堆積物と考えられる.

VI. ^{うずか}宇受賀玄武岩 (U1, Ua, Ut)

(金子信行・千葉とき子・鹿野和彦)

岩体名 金子・千葉(1998)による. 千葉(1975)や金子(1991)は, 本玄武岩を島前火山の外輪山下部に属するものとみなしていた. しかし金子・千葉(1998)は, 溶岩の放射年代が $2.8 \pm 0.1\text{Ma}$ と明らかに若いこと, 島前火山に多数認められる岩脈に貫かれていないこと, 溶岩流の流下方向が外輪山溶岩



第45図 明屋海岸のアルカリかんらん石玄武岩からなるスコリア丘(中ノ島) 中央の崖の高さは約60m. 宇受賀玄武岩の噴出源と考えられ, 露頭左手前下部にはシルも認められる. 海岸の巨礫は, 能田鼻に分布する外輪山上部の珪長質粗面岩溶岩である.



第46図 明屋スコリア丘を構成するアグルチネート（中ノ島）
上部と下部に層理が発達し、中部は塊状である。



第47図 火山弾を含む明屋スコリア丘の構成物（中ノ島）
時に直径1mに及ぶ火山弾が認められる。崩落ブロックのため、地層が傾斜している。

とは正反対であること、地形的にも島前火山の山体と区別できることから、これを宇受賀玄武岩と定義し、島前火山とは別の火山体として区別識別した。

模式地 海士町宇受賀周辺（中ノ島北東部）。

層序関係 外輪山との関係を、直接観察できる露頭はない。しかし海士町豊田の金光寺山への登り口周辺での観察結果から、外輪山上部の粗面岩溶岩流にアバットするものと解釈される。

分布及び層厚 海士町能田の北側にある明屋海岸から、宇受賀、東を経て諏訪湾に至る標高80-15m程度の丘陵をなして分布する。少なくとも厚さは50m以上ある。

岩相 宇受賀玄武岩の主体はアルカリかんらん石玄武岩溶岩（U1）で、その噴出源と思われる明屋海岸周辺には直径1kmのスコリア丘（明屋スコリア丘）がある（第45図）。スコリア丘を構成する岩石は溶岩と同岩質のアグルチネート（Ua）である（第46図）。このスコリア丘から西へ向かって地形は緩やかに低くなり、谷が入り込んでいる。アグルチネートを構成するスコリアの大きさは数cm-25cmで赤褐色を呈し、時には長径1mにも及ぶ火山弾を含む（第47図）。また明屋海岸や豊田漁港では、スコリア丘に同岩質の岩脈やシルの貫入が認められる（第45図）。分布域のほとんどは塊状の溶岩により占められるが、溶岩流にはクリンカーや赤色酸化した部分が認められないため、一度の噴火により多量の溶岩が噴出したものと思われる。

アルカリかんらん石玄武岩は、新鮮な試料では灰黒色で無斑晶質であるが、風化により紫灰色となり、



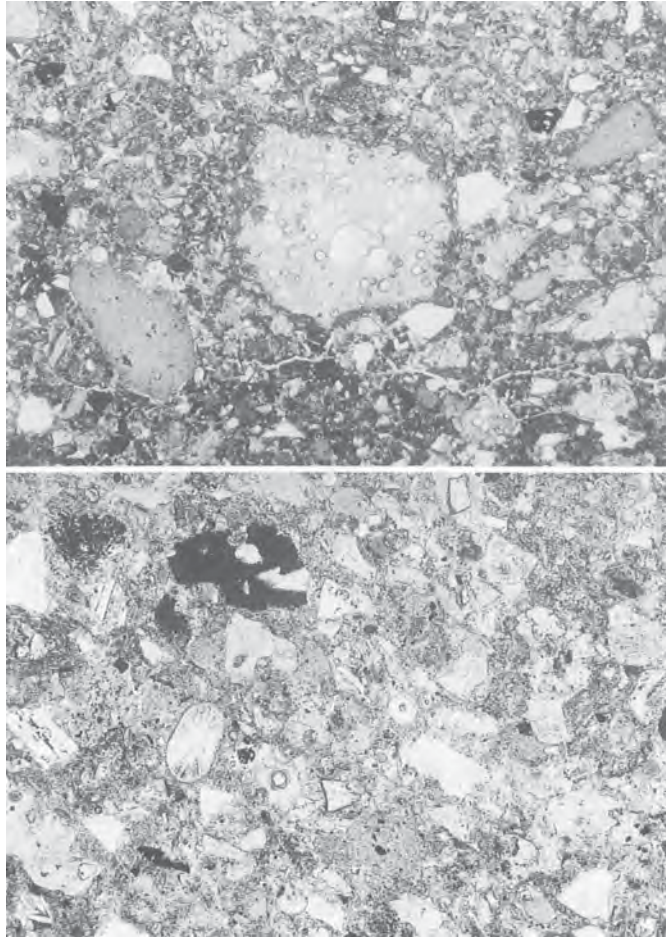
第48図 風化した宇受賀玄武岩溶岩の表面組織（海士町（中ノ島）北分）

アルカリかんらん石玄武岩には球状の組織が認められ、風化により特徴的な水玉模様を呈する。写真では、早期に固結した細粒な部分と、後から固結した粗粒な部分が存在している。

斑模様を示す（第48図）。この斑点は灰白色で、直径0.2-1cmの球状である。イデイングス石化したかんらん石が肉眼で認められる。アルカリかんらん石玄武岩の新鮮な試料では、斑晶のほとんどが自形-半自形で短柱状、骸晶状または粒状のかんらん石（最大1.4mm）で、微量の斜長石、磁鉄鉱、普通輝石が認められることがある。石基は中粒で、斜長石、かんらん石、単斜輝石、磁鉄鉱、アノソクレスを主とし、少量の燐灰石、黒雲母、チタン鉄鉱を伴う。また、沸石が認められるが、ネフェリンは存在しない。火山ガラスは、肉眼で見た時に灰白色を示す斑点状の部分に多く、この部分に含まれるかんらん石は、イデイングス石化をあまり受けていない。一方、紫灰色の基質中には、アノソクレスや沸石が晶出している。

明屋海岸の東北東方4kmの海上に顔を覗かせている^{さかいぐり}境礁は、新鮮な苦鉄質粗面玄武岩のガラス質岩片と結晶片、珪藻岩など少量の異質岩片からなる石質凝灰岩（Ut）からなる。この石質凝灰岩は、東北東に伸長した低地を埋めて分布する宇受賀玄武岩の延長上にあり、かつ多少分化してはいるものの岩質が宇受賀玄武岩に似ていることから、これも宇受賀玄武岩の一部として扱う。境礁を構成する凝灰岩は、火山ガラスの形態などからマグマ水蒸気爆発起源と考えられる（第49図）。したがって、その噴出源は、宇受賀玄武岩の本体噴出源である明屋スコリア丘とは異なるが、明屋スコリア丘とともに東北東方向に開いた割れ目からマグマが局所的に噴出して単成火山列をなした可能性がある。

西ノ島北東端、^{かぶりじま}冠島西方の海岸のアルカリかんらん石玄武岩転石中には、スピネルレルゾライト（千葉、1975）、ダナイト、輝石グラニュライトの捕獲岩が認められるが、海岸周辺には礫を供給した露頭は見いだされなかった。また、この入り江に注ぐ沢において、アルカリかんらん石玄武岩の転石を見つけたが、捕獲岩は少なく、また露頭の確認はできなかった。K-Ar年代が $1.23 \pm 0.13\text{Ma}$ と若い年代を示したことから、岩質が宇受賀玄武岩とほぼ同じであることから、西ノ島北東部においても島前火山とは別の新しい火山活動があったものと考えられる。この海岸のアルカリかんらん石玄武岩は、超塩基性岩に由



第49図 境礁を構成する粗面玄武岩凝灰岩の顕微鏡写真

様々な程度に発泡したガラス質岩片と結晶片からなり（上段の写真）、珪藻岩の岩片や、珪藻岩に由来する海綿骨針や珪藻殻などを含む（下段の写真）。上段の写真の幅は約1.2mm、下段の写真の幅は3mm。岩片は多面体型のものが多く、表面を微細な粒子が覆っているもの（上段の写真中央の発泡した岩片）も認められる。海綿骨針（下段の写真中央左寄りと右寄りの放射状の模様もしくは中空状の透明な円-楕円）や珪藻殻（上段の写真中央とその周辺のもやもやした網目-筋目模様のもの）はopal-Aのまま元の構造を残しているため、深く埋没したことはなく、境礁の直下にあると推定される。

来する捕獲結晶を多く含んでいるのが特徴である。

島前北東海域には負の重力異常地域が認められ、^{おもりま}小森島、二股島、大森島、松島に囲まれた海域を中心として、北西-南東方向の伸びを示している（第3図）。宇受賀玄武岩として扱った未分化な玄武岩は、この負の重力異常地域周辺に分布しており、深部の地質構造との関連が示唆される。

境礁の苦鉄質粗面玄武岩質凝灰岩に取り込まれている珪藻岩には、保存不良の珪藻化石が産出する。同定できた珪藻化石種は以下の通りである。

Actinocyclus ingens f. *ingens* (Rattray) Whiting and Schrader

Actinocyclus ingens f. *planus* Whiting and Schrader

Cavitatus jouseanus (Sheshukova) Williams

Thalassionema nitzschioides (Grunow) H. and M. Peragallo

A. ingens f. ingens 及び *A. ingens f. planus* が産出することから、本試料の時代は前期中新世末から後期中新世と判断される。*Denticulopsis* 属の各種など中新世の時代決定に重要な種が産出しないので、これ以上詳細な時代決定はできない(以上、渡邊真人, 未公表による)。しかし、隠岐島後には、久見層の飯山珪藻土部層(山崎, 1984, 1998)があり、Akiba (1986) のNPD 4A-5D(中期中新世前期-後期中新世前期: Yanagisawa and Akiba, 1999)に対応する珪藻化石が産出する(谷村・斎藤, 1986; Kobayashi, 1988)。隠岐島後や島前にほ、ほかに対比可能な珪藻岩はなく、しかも、飯山珪藻土部層は島前に面した島後南部に点在する。したがって、境礁の直下には飯山珪藻土部層に対応する珪藻岩が分布していると考えられる。このことは、島前と島後の中新統が連続していること、そして、島前から島後に向かう地溝が存在していることを示唆する。

放射年代 宇受賀玄武岩本体の溶岩について、 2.8 ± 0.1 MaのK-Ar年代が報告されている(金子・千葉, 1998)。この年代値は、隠岐島後の大峰玄武岩(Uchimizu, 1966)の放射年代(4.7-2.4Ma)の範囲内にある(Kaneoka *et al.*, 1977; 藤巻ほか, 1989; Uto *et al.*, 1994)。また西ノ島北東部の海岸の試料のK-Ar年代は、 1.23 ± 0.13 Ma(本報告)であるが、海岸における転石であることと風化がやや進んでいることから、年代が若くなっている可能性がある。この年代値は、隠岐島後の西郷玄武岩(山崎, 1991)の全岩K-Ar年代(1.3-0.6Ma)に近い(Hirooka and Kawai, 1967; 鹿野・中野, 1985b; Uto *et al.*, 1994)。

VII. 中位段丘堆積物 (Tm)

(鹿野和彦)

西ノ島の船越の外海と内海との間の狭い谷間に堆積した砂丘堆積物のすぐ西側に、以下のような岩相と厚さをもった堆積物が標高15m程度の段丘面をなして分布している(第50図)。

—地表—

—粘土を主体とする層—

褐色土壌 30cm

褐色風化粘土層 15cm

暗灰色砂質粘土層 1.8m

赤褐色砂・粘土互層 60cm

—赤褐色水酸化鉄濃集層 <5mm—

—砂を主体とする層—



第50図 西ノ島町船越の外海に面した海岸に露出する中位段丘堆積物
下半分は平行-波状層理の発達した暗褐色中粒-粗粒砂で、その上に塊状の暗褐色中粒-粗粒砂（ハンマーの辺り）、砂質粘土、褐色風化粘土、褐色土壌などが順に重なる。

塊状の暗褐色中粒-粗粒砂層 50cm

平行-波状層理の発達した暗褐色中粒-粗粒砂層 1.6m+

粘土を主体とする層はすぐ東側で薄くなり、下位の砂を主体とする層に置き換わる。下位の砂を主体とする層は海浜-砂丘堆積物で、その上の粘土を主体とする層はその沖合の泥帯の堆積物と判断される。その上面の高度から考えて、おそらく下末吉海進時に形成された中位段丘堆積物と考えられる。

VIII. 海岸砂丘，海浜，扇状地，谷底平野及び地すべり堆積物 (c, b, v, l)

(鹿野和彦・金子信行)

島前火山には河川がほとんどない。したがって、いわゆる沖積堆積物はほとんど認められず、火山体の谷を埋めて海岸まで分布する扇状地及び谷底平野堆積物 (v) が、わずかに分布するにすぎない。ただし、中ノ島諏訪湾付近の低地には例外的に扇状地及び谷底平野堆積物が広く分布する。この低地は、その北東側に宇受賀玄武岩が噴出していることから、宇受賀玄武岩の火山活動に関連して沈降した地域と考えられる。西ノ島の美田付近にやや広く分布する扇状地及び谷底平野堆積物は、カルデラ壁と中央火口丘から北に連なる高まりとの間の低地を埋めている。

海浜堆積物 (b) は、島前が火山島であることを反映して、西ノ島の船越以外の地域ではほとんど発達しない。西ノ島の船越の海浜堆積物は外海と内海との間の狭い谷間に堆積した砂礫で、その陸側に海岸砂丘堆積物 (c) が標高5-8m程度の砂丘として認められる。この砂丘を構成する堆積物の特徴と厚さは以下の通りである (第51図)。

一地表一

- 暗褐色-黒色土壌 15cm
- 暗褐色砂質土壌 40cm
- 褐色砂質土壌 30cm
- 円礫混じり暗褐色細粒-中粒砂 0-20cm
- 貝殻混じり暗褐色細粒-中粒砂 0-10cm
- 貝殻細片混じり褐色細粒-中粒砂 40cm
- 貝殻混じり褐色細粒-中粒砂 15cm
- 貝殻細片混じり褐色細粒-中粒砂 30cm
- 暗褐色土壌 10cm+

構成粒子は周辺に分布する外輪山の溶岩の破片で、暗褐色を呈するものが多い。内田 (1990) によれば、貝殻混じりの2枚の砂層は、長さ5-7mのレンズ状をなし、その中から、アワビ、サザエ、イガイ、フジツボが産出する (第51図)。上位の貝殻混じり砂層からはヤスの一部と考えられる鉄器と土師器の破片が出土し、これら砂層と同層準の砂から土師器の破片と須恵器の破片が出土する。産出するサザエには人工的に穿たれたと思われる穴が認められることがある。このようなことから、貝殻混じりの2枚の砂層



第51図 西ノ島町船越の外海に面した海岸に露出する海岸砂丘堆積物

間に貝殻が点在する層をレンズ状に挟む（上段の写真）。貝殻の多くは破片状であるが、元の形を保ったものも少なくなく、粗面岩などの垂円礫・円礫などとともに砂の中に散在する（下段の写真）。

は、鉄器が出現する古墳時代以降、おそらく奈良時代もしくは平安時代の集落の廃棄場と考えられ、外浜貝塚と名付けられている（内田，1990）。上位の貝殻混じり砂層から採取したサザエ1個体（UG44-1 UE）の¹⁴C年代は790±60yBPで、同位体分別を補正した年代は1,230±60yBPである。したがって、暦年代は1,200年（95%信頼限界は1050-1295年）となり、その時代は鎌倉時代ということになる（株式会社地球科学研究所測定）。

知夫里島南西端の^{たてがさき}立ヶ崎において、昭和52年8月7日から8日にかけて隠岐地方を襲った集中豪雨が引き金となり、大規模な地すべりが発生した。崩落の時刻は不明であるが、雨が止んだ8日午前10時頃に大きな音がしたとの証言がある。西ノ島町別府における最大時間雨量は94mm（午前5-6時）、最大3時間雨量は141mm、最大24時間雨量は294mmに達した（島根県，1980）。被害状況やレーダーによ



第52図 知夫里島立ヶ崎の地すべり堆積物全景

左端は立ヶ崎のアグルチネート，右端は白島の粗面岩岩株で，崩壊壁には外輪山溶岩と粗面岩岩脈が認められる。海岸部の巨大ブロックには，溶岩流の構造がそのまま認められる。

る雨雲の分布からは，島前においても南部の方がより降水量は多かったものと思われる．立ヶ崎周辺には，赤壁をはじめとした外輪山下部に属する寄生火山から噴出した火砕物が分布し，その間には火山灰層が認められる．火山灰層は風化のために粘土化して，不透水層となっている可能性がある．この集中豪雨により地下に浸透した大量の水が，火山灰層上面の摩擦係数を低下させ，これが引き金となって地すべりが発生したものと推測される．また地すべり地域の東縁付近には粗面岩岩脈が認められ，さらに東には粗面岩の岩株が存在する．これらの深部での構造は不明であるが，あるいは地下水の流動を規制していた可能性も考えられる．

地すべりによる崩落は幅400mに渡り，地すべり堆積物（ ℓ ）は40-60°以下の斜面をなして，その先端は海中へと到達している．崩落した外輪山溶岩類のうち海岸部の巨大なブロックは，外輪山形成時の溶岩流の構造をそのまま残しており，表層の大部分は粉碎された砂礫により覆われている（第52図）．

IX. 埋立地及び干拓地（r）

（鹿野和彦）

島前には平坦な土地が少ないこともあって，西ノ島の別府や浦郷など，入り江を埋め立てて港を整備しているところが多い．中ノ島の諏訪湾奥の福井地域は，昭和43年から昭和54年にかけて干拓され，水田として利用されている．

X. 応用地質

X. 1 地すべり

(金子信行・鹿野和彦)

本図幅地域内における地すべり防止区域は、農林水産省構造改善局所管では海士町保々見 (30.6 ha) の1箇所、建設省所管では海士町崎 (42.0 ha) , 菱浦 (6.8 ha) , 西ノ島町美田尻 (6.0 ha) , 知夫村仁夫里 (49.6 ha) の4箇所である (島根県, 1990) .

知夫里島立ヶ崎の地すべり堆積物については、VIII章に記した。

X. 2 水資源

本図幅地域は離島であるために、水資源には恵まれていない。基本的に、地区毎の簡易水道で賄われているが、干ばつによる涵養の不足から、塩水が混入したことも報告されている (西ノ島町, 1995) . 西ノ島西部の水不足は特に深刻であったために、西ノ島半島部の美田川に美田ダムが建設 (昭和51年着工, 52年12月完成) され、治水、灌漑、飲料水 (1,100 m³/日) に利用されている。また、大山荒廃砂防ダムに貯水された水も、飲料水として利用されている。

中ノ島 (海士町) や知夫里島には、湧出量は大きくないが、名水に選ばれたものがいくつか存在し、佐々木ほか (1997) などにより報告されている。

「天川の水」は海士町保々見の清水寺境内から湧出し、島根県名水百選に選ばれ、環境庁名水百選にも指定されている。周囲の地質は、外輪山を構成する粗面玄武岩-玄武岩質粗面安山岩の溶岩の積層からなる。水温15.5℃、湧出量約400 m³/日で、保々見、知々井地区の簡易水道として利用されている (島野・永井, 1995.) 天平時代の僧 行基が名付けたと伝えられている。

「金光寺山の霊水」は海士町の金光寺山に湧き、島根県名水百選に選定されている。周囲の地質は外輪山上部の粗面岩の溶岩流である。小野 篁が祈願に訪れたとの言い伝えがある。

また、「河井地蔵の水」は知夫村 郡 から来居に向かう道路沿いの粗面岩の崖に湧く。島根県名水百選に指定されている。

X. 3 温 泉

海士町東地区には、飲料水の確保を目的に井戸が掘削された（第9図）。結果として、飲料水に適した水質ではないものの、深度580m以深の地層から水温27℃の温泉（ナトリウム・カルシウム-塩化物泉）の湧出をみた（第5表）。

第5表 海士町東地区の温泉の泉質

水温	27.3℃		
pH	7.9		
密度	1.0011		
ラドン含有量	23.81×10^{-10} Ci/kg		
遊離成分			
陽イオン (mg/kg)		陰イオン (mg/kg)	
Na ⁺	286.7	F ⁻	0.7
K ⁺	6.3	Cl ⁻	712.2
Mg ²⁺	32.1	SO ₄ ²⁻	9.9
Ca ²⁺	177.8	HCO ₃ ⁻	207.2
Sr ²⁺	2.7		
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.2		
Mn ²⁺	0.3		
陽イオン計	506.1	陰イオン計	930.0
非解離成分 (mg/kg)		溶存ガス成分 (mg/kg)	
H ₂ SiO ₃	48.6	CO ₂	4.3
HBO ₂	0.7		
非解離成分計	49.3	溶存ガス成分計	4.3
泉質	ナトリウム・カルシウム-塩化物泉 (低張性弱アルカリ性低温泉)		

文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H. *et al.*, *Init. Rep. DSDP*, U.S Govt. Print. Office, Washington, vol.87, p.393-481.
- 藤巻宏和・徐 紅・青木謙一郎 (1989) 島根県隠岐, 島後のミュージアライトのK-Ar年代. 岩鉱, vol.84, p.335-338.
- Fujita, Y. (1972) The law of generation and development of the Green Tuff orogenesis. *Pacific Geology*, vol.5, p.89-116.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. and Kendall, C.G.St.C. (eds.), *Sea-Level Changes : An Integrated Approach*, *SEPM Spec. Publ.* 42, p.71-108.
- Hirooka, K. and Kawai, N. (1967) Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. *Progress Rep., Paleogeophys. Res. Japan*, p.69-73.
- 角館正勝 (1988) 隠岐島後都万地域の新第三系貝化石群集. 島根大学地質研究報告, no.7, p.99-112.
- 海上保安庁水路部 (1977) 20万分の1海底地形図「隠岐海峡」. 海上保安庁水路部, no.6340.
- 海上保安庁水路部 (1990) 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 「隠岐南部」海底地形図.
- 金子信行 (1991) 隠岐島前火山の岩石学—その1. 岩石記載, 主成分及び微量元素成分元素組成一. 岩鉱, vol.86, p.140-159.
- 金子信行・千葉とき子 (1998) 島根県隠岐島前中ノ島のアルカリかんらん石玄武岩の産状とK-Ar年代. 地質雑, vol.104, p.419-422.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S. (1977) K-Ar dating of alkali basalts from the Oki-Dogo Island. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.83, p.187-189.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋 (1989) 大社地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
- 鹿野和彦・金子信行・千葉とき子 (1998) 隠岐島前火山, 焼火山火砕丘の構成物と内部構造. 日本火山学会1998年度秋季大会講演予稿集, p.101.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985a) 美保関地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 28p.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985b) 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地質調査所月報. vol.36, p.427-438.

- 鹿野和彦・中野 俊 (1986) 恵曇地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 30p.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (1985) 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳・松浦浩久・豊 遙秋 (1994) 松江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- Kobayashi, H. (1988) Neogene silicofragellate biostratigraphy of the Japan Sea coastal region, with reference to DSDP Hole 438A. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser, vol. 59, p.1-98.
- Komuro, H. (1987) Experiments on cauldron formation: A polygonal cauldron and ring fracture. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.31, p.139-149.
- Kozu, S. (1913) Petrological notes on some igneous rocks of the Oki Islands. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser, vol.1, p.25-59.
- Le Maitre, R.W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Sci. Publ., 193p.
- Lipman, P.W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, vol.59, p.198-218.
- Morris, P.A. (1986) Geochemistry of some Miocene to Quaternary igneous rocks bordering an ensialic marginal basin - an example from eastern Shimane Prefecture and Oki Dozen Island, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, vol.20, p.115-133.
- Morris, P.A. and Kagami, H. (1989) Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.92, p.335-346.
- Morris, P.A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture- Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol.4, p.125-131.
- Morris, P.A., Itaya, T., Izumi, S., Kagami, H., Watling, R.J. and Murakami, H. (1997) Age relations and petrology of alkali igneous rocks from Oki Dozen, Southwest Japan. *Geochemical Jour.*, vol.31, p.135-154.
- 苗村 誠・島田昱郎 (1984) 隠岐島前西ノ島の新第三系. 島根大学地質研究報告, no.3, p.155-160.
- 西ノ島町 (1995) 西ノ島町誌, p.125-128.
- 大久保雅弘 (1984) 隠岐の地質概論. 島根大学地質研究報告, no.3, p.75-86.
- 佐々木健・西村良司・荒谷昌弘 (1997) 名水を訪ねて(39)隠岐の名水. 地下水学会誌, vol.39, 343-350.
- 島根県 (1990) 島根の地すべり. 200p.
- 島野安雄・永井 茂 (1995) 日本水紀行 (8) 中国地方の名水. 地質ニュース, no.485, 11-23.
- 下間忠夫 (1928a) 隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて (一). 地球, vol.9, p.351-357.
- 下間忠夫 (1928b) 隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて (二). 地球, vol.9, p.433-439.
- 下間忠夫 (1928c) 隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて (三). 地球, Vol.10, p.54-64.

- Takahashi, E. (1978) Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol. 41, p.529-546.
- 谷村好洋・斎藤靖二 (1986) 隠岐島後の中期中新世初期海成珪藻土. 国立科学博物館専報, vo.19, p.43-54.
- Tiba, T. (1972) Titaniferous biotite and associated phenocrysts in dike rocks from Dozen, Oki Is-lands. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol.67, p.357-369.
- 千葉とき子 (1975) 隠岐島前の地質. 国立科学博物館研究報告, C (地質学), vol.1. p.137-145.
- Tiba, T. (1972) Metasomatic titan-biotites in quartz syenite porphyry from Dozen, Oki islands. *Bull. Natn. Sci. Mus, Tokyo, ser. C*, vol.3, p.143-146.
- Tiba, T. (1986) Alkalic volcanism at Oki-Dozen. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, no.19, p.19-27.
- 富田 達 (1927-1932) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究. 地質雑, vol.34, p.321-338, 423-460, vol.35, p.463-491, 519-537, 571-600, vol.36, 189-205, 303-337, vol.37, p.131-156, 521-546, vol.38, p.155-173, 203-222, 413-431, 461-479, 545-564, 609-628, vol.39, 149-178, 197-218, 501-523, 609-640, 675-691.
- Tomita, T. (1935) On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sect. 2*, vol.1, p.99-136.
- Tomita, T. (1936) Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sec. 2*, vol.2, p.39-146.
- 富田 達・酒井栄吾 (1938) 松江市付近の中新統について (特に粗面玄武岩類の地質時代). 地質雑, vol.45, p.529-532.
- 内田律雄 (1990) 西ノ島町外浜貝塚について. 隠岐の文化財, no.8 (島前の文化財通巻第20号), p.4-9.
- Uchimizu, M. (1966) Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2*, vol.18, p.85-159.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I. (1994) Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. Jour.*, vol.28. p.431-449.
- 和田穰隆・板谷徹丸・宇井忠英 (1990) 隠岐島前岩脈群と丹後半島岩脈群のK-Ar年代. 火山, vol.35, p.217-229.
- 山上萬次郎 (1896) 廿萬分ノ一地質圖隠岐圖幅および同地質説明書. 農商務省地質調査所, 31p.
- 山内靖喜・島前団研 (1997) 隠岐島前西ノ島の中新統. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, p.148.
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎 (1980) 島根半島の中新統. 日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書第2班, 39p.
- 山内靖喜・村上 久・志知龍一・野崎京三 (1995) 重力異常からみた隠岐群島の基盤構造. 島根県地学会会誌, no.10, p.25-27.
- 山内靖喜・野村律夫・村上 久・石倉広美 (1999) 隠岐島前の層序. 日本地質学会第106年学術大会講

演要旨, p.186.

山内靖喜・坂之上・吉岡武夫・村上 久・石倉広美・前濱昭生・野村律夫 (2000) 隠岐島前, 西ノ島
市部層産の中新世貝化石. 地球科学, vol.54, p.33-42.

山崎博史 (1984) 隠岐島後の中新統. 島根大学地質研究報告, no.3, p.87-97.

山崎博史 (1991) 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質雑, vol.97, p.917-930.

山崎博史 (1998) 隠岐島後の後期新生代堆積一造構史と日本海南部における地形的・構造的起伏の起源.
広島大学学校教育学部紀要, 第II部, vol.20, p.85-153.

Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest
Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons.
Jour. Geol. Soc. Japan, vol.104, 396-414.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Okayama (12) No.2



GEOLOGY

OF THE

URAGŌ DISTRICT

By

Tokiko TIBA, Nobuyuki KANEKO and Kazuhiko KANO

(Written in 2000)

ABSTRACT

The Uragō district includes three major islands Nishinoshima, Nakanoshima and Chiburijima located in the Japan Sea 40-60 km to the north of the Shimane Peninsula, southwest Japan. These islands are collectively called Oki Dōzen or simply Dōzen, and constitute the Late Miocene caldera volcano. The remaining part is the Japan Sea. Immediately to the northeast of Dōzen, located is a big island called Oki Dōgo. Dōzen and Dōgo constitute the Oki Islands.

The Dōzen caldera is featured by the somma islands Nishinoshima, Nakanoshima and Chiburijima, and the central Takuhiyama pyroclastic cone located in the peninsula projected to the south from the middle part of the arcuate Nishinoshima Island. The caldera floor enclosed by the somma is submerged to 55 m below the inland sea.

The geology of the Uragō district is summarized in Table 1. The lowermost geologic unit in Dōzen is the Mita Formation, which comprises andesitic to felsic pyroclastic rocks, and tuffaceous sandstone, conglomerate and mudstone. The Mita Formation contains fresh-water molluscs and early Miocene Daijima-type flora, and is conformably overlain by the hard, black mudstone of the Ōtsu Formation. The Ōtsu Formation contains poorly preserved foraminifera fossils. These two formations supposed to be early Miocene in age are overlapped by the Ichibu Formation, which comprises sandstone, siltstone, mudstone and

Table 1 Summary of the geology of the Urago district

Geologic Age	Stratigraphy (Thickness)	Lithology	Igneous Activity	Depositional Environment	Tectonic Movement and Sea Level Changes	Radiometric Ages and Fossils		
Quaternary	Holocene	Coastal dune, beach, fan, valley-bottom and landslide deposits		Seashore to land				
	Pleistocene	Middle terrace deposits (10 m)	Sand and mud	Seashore	Shimosueyoshi marine transgression			
Neogene	Late Pliocene	Uzuka Basalt (≥ 50 m)	Lavas and pyroclastic rocks of alkali olivine basalt and mafic trachybasalt	Alkaline volcanism	Growth of pyroclastic cone and lava effusion	Subaerial	Regression	2.8 Ma (K-Ar)
		Chichiimisaki Formation (> 10 m)	Sandstone and conglomerate		Seashore	Transgression		
	Early Pliocene	Dōzen Volcano	Takuhiyama Pyroclastic Cone	Trachyte pyroclastic rocks, and tuffaceous conglomerate, sandstone and mudstone	Growth of central cone	Seashore to land	Regression	5.4 Ma (K-Ar)
			Tracybasalt to basaltic trachyandesite lavas and pyroclastic rocks	Growth of composite volcano	Shallow marine	Regression	6.3–7.4 Ma (K-Ar)	
								Ōyama Quartz Syenite
	Middle Miocene	Dōzen Volcano	Ichibu Formation (> 270 m)	Sandstone, siltstone, mudstone and felsic tuff	Felsic volcanism	Shallow marine	Transgression	Shallow marine molluscs
			Ōtsu Formation (?)	Black mudstone		Shallow marine to upper bathyal	Uplifting and regression of southwest Japa	Foraminifera
			Mita Formation (> 600 m)	Andesite pyroclastic rocks, felsic pyroclastic rocks, and tuffaceous sandstone, conglomerate, siltstone mudstone, and shale	Tholeiitic to calcalkaline volcanism	Coastal plain to seashore	Rifting and transgression (Opening of the Japan Sea)	Fresh water molluscs and plant

minor felsic tuff. This formation contains shallow marine molluscs correlative to the middle Miocene (to early late Miocene?) Fujina and Jinzai Formations. The Mita, Ōtsu, and Ichibu Formations are exposed in the peninsula projected to the south from the Nishinoshima Island, and are intruded by the Ōyama Quartz Syenite and unconformably overlain by the central Takuhiyama Pyroclastic Cone of Dōzen Volcano. The Ōyama Quartz Syenite is composed mainly of quartz syenite and is dated at about 7Ma.

The Dōzen volcano is composed of the Somma and Takuhiyama Pyroclastic Cone, and the Somma is divided into the upper and lower parts, between which the Shimazushima Formation occurs. The lower Somma contains mainly trachybasalt to basaltic trachyande-

site lavas and minor pyroclastic rocks, and the upper Somma contains mainly trachyte lava and pyroclastic rocks. The Takuhiyama Pyroclastic Cone comprises mainly welded tuff to tuff breccia and non- to slightly welded volcanic breccia mainly of trachyte compositions. The Shimazushima Formation comprises tuffaceous sandstone, siltstone and conglomerate. *Ophiomorpha*-like sand pipes and other bioturbation structures are common and wave-induced traction structures are also common, indicating a shallow marine environment. K-Ar dates indicate the volcanic activity started at about 6.3 Ma and lasted at 5.4 Ma upon growth of the Takuhiyama Pyroclastic Cone.

The Chichiimisaki Formation is composed of sandstone and conglomerate, and fills a small paleo-valley at the Chichiimisaki (Chichii Cape), Nakanoshima.

The Uzuka Basalt comprises mainly a scoria cone and lava of alkali olivine basalt. The scoria cone is built on the Akiya coast, northeastern coast of Nakanoshima and lava flows effused from the vent of the Akiya scoria cone and flowed down to the west along a pre- or syn-eruptive narrow rift. Mafic trachybasalt tuff exposed on the Sakaiguri, 4km to the east of the Akiya scoria cone is petrographically similar to the Uzuka alkali olivine basalt and thought to be a member of the Uzuka Basalt. The Uzuka is dated at 2.8Ma.

Holocene deposits are sparse, infilling valleys and inlets. Middle terrace deposits are distributed on a small beach in the middle part of Nishinoshima.

文献引用例

千葉とき子・金子信行・鹿野和彦（2000） 浦郷地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）,
地質調査所, 74p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Tiba, T., Kaneko, N. and Kano, K. (2000) *Geology of the Urago district*. With Geological
Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 74p. (in Japanese with English abstract 3p.).

平成12年9月5日 印刷

平成12年9月11日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 佐藤隆男

印刷所 佐藤印刷株式会社
茨城県水戸市松が丘2-3-23
