

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第15号

NI-53-33-3

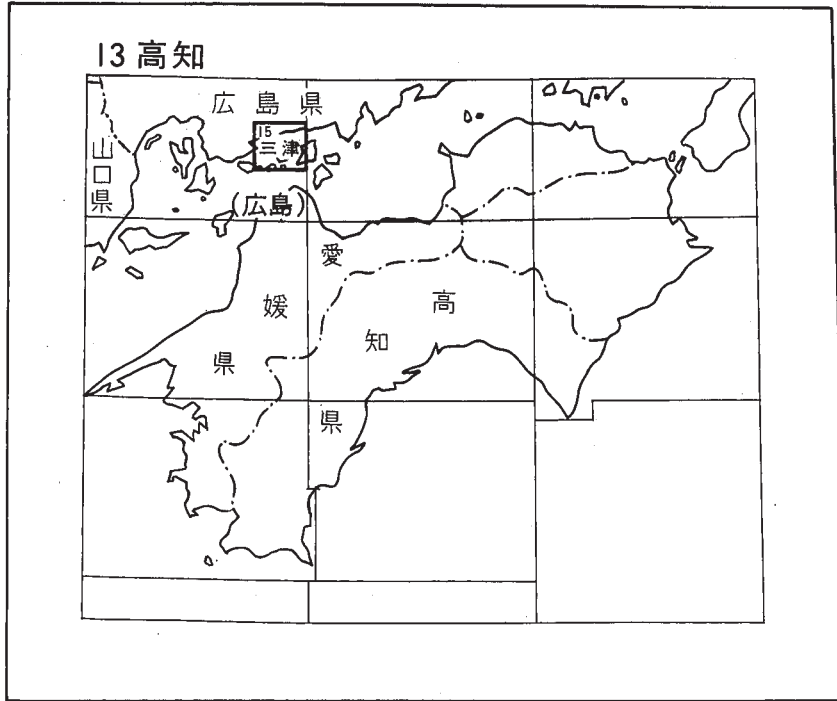
三津地域の地質

松浦浩久

平成13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

13-3 海田市 Kaitaichi NI-53-33-6 (1999)	13-4 竹原 Takehara NI-53-33-2 (未刊行, unpublished)	13-5 尾道 Onomichi NI-53-27-14 (未刊行, unpublished)
13-14 呉 Kure NI-53-33-7 (1985)	13-15 三津 Mitsu NI-53-33-3 (2001)	13-16 土生 Habu NI-53-27-15 (未刊行, unpublished)
13-25,26 倉橋島及び柱島 Kurahashi Jima and Hashira Jima NI-53-33-8・12 (1997)	13-27 今治西部 Imabari-Seibu NI-53-33-4 (1965)	13-28 今治東部 Imabari-Tōbu NI-53-27-16 (未刊行, unpublished) 今治 (Imabari) 1:75,000 (1926)

目 次

I. 地 形	1
I. 1 陸上地形	2
I. 2 海底地形	3
II. 地質概説	4
II. 1 中・古生界	4
II. 2 白亜紀火山岩類	7
II. 3 白亜紀深成岩類及び岩脈	9
II. 4 古第三系	10
II. 5 中新世火山岩類	10
II. 6 第 四 系	10
III. 中・古生界(沖友層)	11
IV. 白亜紀火山岩類(高田流紋岩類)	17
V. 白亜紀深成岩類及び岩脈	28
V. 1 箱島斑れい岩	28
V. 2 松山花崗閃緑岩	29
V. 3 豊島花崗閃緑岩	30
V. 4 大地蔵花崗岩	31
V. 5 呉花崗岩	32
V. 6 閃長岩類	33
IV. 6. 1 カリ長石閃長岩及びモンゾニ岩	33
IV. 6. 2 曹長石閃長岩	34
V. 7 白亜紀岩脈	34
V. 7. 1 細粒トータル岩	34
V. 7. 2 流 紋 岩	34
V. 7. 3 花崗斑岩	35
V. 7. 4 閃緑斑岩	35
V. 7. 5 デイサイト	35
VI. 古第三系(安芸津層)	36
VII. 中新世火山岩類	39
VII. 1 瀬戸内火山岩類	39
VII. 2 芸予火山岩類	42
VIII. 第 四 系	45
VIII. 1 上位段丘堆積物	45

VIII. 2	下位段丘堆積物	45
VIII. 3	崖錐堆積物	47
VIII. 4	扇状地堆積物	47
VIII. 5	河川及び海岸堆積物	47
VIII. 6	埋立地及び干拓地	47
IX.	応用地質	48
IX. 1	金属鉱床	48
IX. 2	非金属鉱床	48
IX. 2. 1	石灰石	48
IX. 2. 2	珪灰石	48
IX. 2. 3	粘土	49
IX. 3	温泉	49
IX. 4	土木建築材料	49
IX. 4. 1	採石及び真砂採取	49
IX. 4. 2	海砂	50
IX. 5	活断層	50
	文献	50
	Abstract	55

図・表目次

第1図	瀬戸内海の景観	2
第2図	三津地域の陸上地形と海底地形	2-3
第3図	海食崖と波食棚	3
第4図	三津地域の地質総括図	5
第5図	三津地域及び周辺地域の地質概略図	6
第6図	高田流紋岩類安芸津岩体の層序対比	8
第7図	沖友層の泥岩の岩相	12
第8図	沖友層の層状石灰岩	13
第9図	沖友層の層状チャート	14
第10図	沖友層の礫岩	15
第11図	沖友層の堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真	15
第12図	沖友層の千枚岩の露頭と顕微鏡写真	16
第13図	高田流紋岩類安芸津岩体の層序概念図	18
第14図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の各部層の分布図	19

第15図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の顕微鏡写真	21
第16図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の火砕岩脈	22
第17図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の流紋岩溶岩	23
第18図	高田流紋岩類灰ヶ峰層のデイサイト溶結結晶軽石火山礫凝灰岩	23
第19図	高田流紋岩類灰ヶ峰層に含まれる異質岩片	24
第20図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の火砕岩脈	24
第21図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の流紋岩溶結ガラス質軽石火山礫凝灰岩	25
第22図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の成層した砂岩・泥岩及び凝灰質泥岩	26
第23図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の紅柱石ホルンフェルス	26
第24図	高田流紋岩類灰ヶ峰層の火山岩類のSiO ₂ 含有量頻度分布	28
第25図	松山花崗閃緑岩の顕微鏡写真	30
第26図	豊島花崗閃緑岩と泥質捕獲岩の接触部	31
第27図	呉花崗岩中のシェリーレン構造	33
第28図	安芸津層の柱状図	37
第29図	安芸津層の露頭	37
第30図	安芸津層の凝灰質泥岩の顕微鏡写真	38
第31図	大下島の前期中新世安山岩の顕微鏡写真	41
第32図	小大下島の中期中新世玄武岩の顕微鏡写真	42
第33図	岡村島の後期中新世安山岩の岩脈	43
第34図	岡村島の後期中新世安山岩の火砕岩	44
第35図	岡村島の後期中新世安山岩の顕微鏡写真	44
第36図	上位段丘堆積物の露頭写真	46
第37図	小大下島の珪灰石結晶	49
第1表	黒雲母デイサイト岩脈のフィッシュトラック年代測定結果	36
第2表	安芸津層の凝灰質泥岩のフィッシュトラック年代測定結果	38
第3表	中新世火山岩類のモード分析・全岩化学分析及びK-Ar年代測定結果	40
Fig.1	Summary of the geology of the Mitsu district	56

三津地域の地質

松浦浩久*

三津地域は地震予知研究の上で緊急性があり、かつ重要な地域として指定された特定観測地域8箇所の1つ「伊予灘・日向灘周辺」地区に位置する。現地の調査研究は平成10-11年度に行い、無人島などの調査は備船による。

現地調査に当たって、豊浜町企画振興課の北村英樹課長には地質調査船の備船について便宜をはかって頂いた。また契島と生野島の調査では東邦亜鉛株式会社契島精錬所のご協力を得た。研究面では、福岡大学理学部の石橋澄教授には小大下島の玄武岩の化学組成について未発表の分析値を本報告で公表することを許していただいた。倉敷芸術科学大学の妹尾護博士には中新世火山岩類について詳しくご教示いただき、広島大学を中心とする安芸団体研究グループのメンバーには安芸津町と上蒲刈島の高田流紋岩類の案内をしていただいた。ジルコンのフィッシュトラック年代測定は(株)京都フィッシュ・トラックによって行われた。このうち安芸津層は本質物質をわずかしか含まず測年が困難であったが、担当者の努力によって広島県における古第三系が発見された。これらの方々に対して心から感謝する。

本研究に使用した岩石の薄片は地質標本館試料調製課の野神貴嗣、大和田朗、及び福田和幸技官によって作成された。また研究に使用した岩石試料と薄片は地質標本館に登録保管され、再検討が必要な場合には将来にわたって研究者に公開される。

I. 地 形

三津地域(東経 $132^{\circ} 45' - 133^{\circ}$, 北緯 $34^{\circ} 10' - 20'$)は瀬戸内海中-西部の広島県と愛媛県の県境部に位置する。本地域は多島海で知られる瀬戸内海の中でも特に島嶼が密集しており、海が島に囲まれて見える(第1図)。陸地の最高所は大崎上島南東部神峰^{かんのみね}の452.6m(国土地理院発行5万分の1地形図「三津」)で、海底の最深所は下大島^{おおひ}アゴノ鼻南東沖の海釜^{かいふ}の水深122m(海上保安庁水路部発行5万分の1海底地形図「安芸灘北部」)である。本地域の陸上地形と海底地形を第2図に示す。

*地質部

Keywords: Geological map of Japan 1:50,000, Hiroshima, Ehime, Paleozoic, Mesozoic, Cretaceous, Tertiary, Quaternary, Oligocene, Miocene, Takada Rhyolites, Setouchi Volcanic Rocks, Geiyo Volcanic Rocks, welded tuff, gabbro, granodiorite, granite, basalt, andesite, limestone, wollastonite, radiometric age

I. 1 陸上地形

本地域内の陸地は大部分が瀬戸内海の島嶼で、北部に中国山地の南縁部を含む。いずれも山地ないし丘陵地の割合が大きく、平地は少ない。

本地域の島嶼は広島県西部（安芸国）と愛媛県（伊予国）の間にあることから芸予諸島と呼ばれ、南部では上蒲刈島から大三島にかけて東-西ないし東北東-西南西方向の島列を作っている。これらの島嶼には愛媛県大三島の薬師山、広島県大崎上島の神峰、大崎下島の一峰寺山、上蒲刈島の七国山（呉地域内）など本土側の山とほぼ同じ450m前後の標高を持つものがあり、島としては比較的急な地形を含んでいる。

北部の山地は中国山地の比較的低い平坦面である吉備高原の南端に当たり、北隣「竹原」地域内に連続する標高400-500mの峰が東北東-西南西方向に並んでいる。

丘陵地は竹原市吉名-安芸津町木谷、安芸津町三津北部、大芝島と大崎上島の中野-大串地域に見られる。これらの地域は大部分が標高100m以下で、また起伏に乏しいため山頂部まで畑や果樹試験場などの耕地になっている。標高400-500mの山地は貝塚（1950）の吉備高原面、100m前後の丘陵地は瀬戸内面に相当し、これらのなだらかな山地や丘陵は浸食による平坦面と考えられている（小畑，1991など）。

段丘は竹原市から安芸津町、安浦町にかけてわずかに認められる。段丘が形成された時代は不明であるが、現河床や海水準からの比高が5-15mあって堆積物の固結が進んでいる上位段丘と、現河床からの比高が1-3m程度の下位段丘を識別することができる。上位段丘は安芸津町太郎水川下流と小松原



第1図 瀬戸内海の景観

広島県大崎下島（左下）から東向きに愛媛県側の芸予諸島の島列を望む。

海岸に沿ってわずかに点在し、下位段丘は竹原市大井、安浦町女子畑^{おなごばた}及び日之浦西方に認められる。

平地は谷底低地や入江に面した海岸などに小規模に発達している。本地域内では自然の平地よりも埋め立てや干拓による人工的な平地の占める割合が高いのが特徴である。地質図には明治35年と平成5年の5万分の1地形図「三津」の比較によって両年代の間に造成されたことが確認できる土地を埋立地及び干拓地として示した。河川及び海岸堆積物として示した部分でも、海岸に堤防と排水用調整池がある平地は明治35年以前に造成された干拓地と考えられる。

海岸は砂浜がほとんどなく、大部分が人工海岸か岩石海岸になっている。岩石海岸に特徴的な小地形は海食崖とその下の波食棚（第3図）で、場所によっては海食洞やノッチも見られる。牧野ほか（1986）は本地域の大崎上島・長島・生野島・三角島及び竹原市の海岸で浸食地形である波食棚を調べ、その高度分布が現在の潮間帯から平均高潮位上0.5m以内に限られていることから過去の海水準は現在よりも高くはなかったと推定した。

I. 2 海底地形

本地域は沈降海岸のため陸上では山が海に迫り、海もまた海岸から急に深くなっている場所が多い。水深が10m以浅の平坦な海底は三津湾、三津口湾、大三島宮浦西の湾などの入江に限られている。

一方島と島間の海峡（瀬戸と呼ばれる）や半島の沖合には細長い盆状に深くなった地形があり、海釜と呼ばれる。瀬戸内海の平均水深約40mに対して、本地域の海釜は大下島アゴノ鼻南東方で最深部が122m、また大崎上島中ノ鼻東方では109mに達している。海釜の伸長方向はその場所における潮流



第3図 海食崖と波食棚

愛媛県大三島の南海岸。岩石は松山花崗閃緑岩。

の方向と一致しており、本地域内では北東-南西方向から東北東-西南西方向のものが多い（国土地理院，1978）．海釜は必ずしも海峡の中央ばかりではなく，副次的に島の海岸に沿って別の海釜を生じていることがあり，海峡の中央の海釜との間に土手状または岡状の高まりが見られる（大崎上島東方木江州など）．これらの高まり部分の底質が砂である場所（砂堆）では近年の海砂採取のため海底地形が変わった可能性がある．

II. 地 質 概 説

本地域の地質は中・古生界，白亜紀火山岩類，白亜紀深成岩類・岩脈，古第三系，中新世火山岩類，及び第四系からなっている（第4図，第5図）．本章では本地域及び周辺地域の地質について，研究史と概要を述べる．

II. 1 中・古生界

本地域と西隣の呉地域の中・古生界は芸予諸島の愛媛県大三島から広島県上蒲刈島を経て，さらに西方の下蒲刈島・呉市白岳山に至る地域と，竹原市皆実町周辺地域に分布している．

本地域周辺の中・古生界は明治時代末の地質調査所発行20万分の1地質図幅「広島」では秩父古生層上中部として分布が示された（神津・中村，1911）．20万分の1広島県地質図では広島県内の“古生界”を岩相の特徴から北帯・中帯・南帯の3つに区分し，本地域の中・古生界を玖珂層群とともに広島県南帯の“古生界”に含めた（長谷，1964；木野崎ほか，1964）．その後玖珂層群から三疊紀-ジュラ紀を示す化石が発見され，さらに堆積岩中のセリサイトのK-Ar年代測定から，玖珂層群はジュラ紀の丹波帯の地層群の一部と考えられるようになった（Hase，1961；佐藤ほか，1986；早坂ほか，1983；高見ほか，1990；1992；1993；高見・板谷，1998；Takami and Itaya，1996など）．芸予諸島の中・古生界については化石が未発見であるが，呉地域内の中・古生界は泥岩を主とし砂岩・チャート・石灰岩・緑色岩を含むという岩相の特徴が玖珂層群と類似するので玖珂層群に対比された（東元ほか，1985）．本地域の芸予諸島の中・古生界も呉地域の東方延長部に位置しており，岩相から判断して玖珂層群に対比できる．一方竹原市皆実町周辺の中・古生界は泥岩・砂岩及び礫岩からなり，チャート・石灰岩・緑色岩を含まない．竹原市の地層は広島県東部から近畿地方に分布する舞鶴帯または超丹波帯に属する可能性もあるが，本報告では芸予諸島の中・古生界と同様に玖珂層群に対比させておく．地層名は大崎下島に分布する中・古生界に対して命名された沖友層（吉田，1963）を本地域の中・古生界全体を指す名称として用いる．

沖友層は白亜紀深成岩類の接触変成作用を被って白雲母黒雲母ホルンフェルスないし堇青石ホルンフェルス化しているが，芸予諸島南部にはスレートないし千枚岩程度の領家変成岩弱変成部の組織を残す場所がある（井上・土井，1958；吉田，1963）．

地質時代		地層及び岩体区分	地 史
第四紀	完新世	河川, 海岸, 扇状地, 崖錐堆積物	(瀬戸内に海水が浸入) 陸成層の堆積
	更新世	下位段丘堆積物 上位段丘堆積物	
第三紀	後期中新世	芸予火山岩類 (7.8, 8.0 Ma; K-Ar)	安山岩火砕岩の噴出と岩脈の貫入
	前-中期中新世	瀬戸内火山岩類 (15.4, 17.4 Ma; K-Ar)	玄武岩及び安山岩岩脈の貫入
	漸新世	安芸津層 (30.3 Ma ; FT)	陸成層の堆積
後期白亜紀	白亜紀岩脈	デイサイト (68.3 Ma; FT)	岩脈の貫入
		閃緑斑岩	
		花崗斑岩	
流紋岩			
白亜紀深成岩類	閃長岩類	(部分的なアルカリ交代作用)	
	呉花崗岩		
	大地蔵花崗岩		
	豊島花崗閃緑岩		
	松山花崗閃緑岩		
箱島斑れい岩	深成岩類の貫入		
高田流紋岩類	野呂山溶結凝灰岩*	大規模な中性-酸性火山岩類の噴出と火砕流堆積物の累重	
	灰ヶ峰層		H8デイサイト部層
			H7流紋岩部層
			H6デイサイト部層
			H5流紋岩部層
			H4デイサイト部層
			H3安山岩部層
			H2流紋岩部層
H1角礫岩部層			
先白亜紀	沖友層	陸 化 海底堆積物の大陸への付加 海洋底で泥岩・砂岩・礫岩・石灰岩及びチャートの堆積	

*;本地域内には分布しない

Ma;岩石の年代を100万年単位で示したもの, FT;フィッシュトラック法, K-Ar;カリウム-アルゴン法.

第4図 三津地域の地質総括図

中新世火山岩類のK-Ar年代値は妹尾・松浦 (2000) による.

II. 2 白亜紀火山岩類

白亜紀火山岩類は流紋岩-安山岩組成の火砕流堆積物を主とする陸上火山岩類で、白亜紀深成岩類とともに西南日本内帯を特徴付ける岩石である。吉田（1961）は中国地方の中生代火成活動をまとめ、白亜紀火山岩類を下位の吉舎安山岩類と上位の高田流紋岩類に区分した。高田流紋岩類は広島県を中心に山口県・島根県・岡山県に達する広い地域に分布しており、白亜紀深成岩類の貫入によって3つのブロックに分布が離れている。吉田（1964）は本地域及び周辺地域の白亜紀火山岩類を安芸津・仙酔ブロックの安芸津岩体と呼び、本土側の岩体を下位の焼山層と上位の三津口層に区分した（第6図）。東元ほか（1985）は焼山層と同じデイサイト溶結凝灰岩が三津口層の複数の層準にも挟在しており、むしろ流紋岩溶結凝灰岩とデイサイト溶結凝灰岩が互層して堆積岩をしばしば挟在するのが特徴であること、また互層する層準の上位に流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩の厚い単一岩相が重なっていることを明らかにし、デイサイト溶結凝灰岩と流紋岩溶結凝灰岩の互層を特徴とする層準を灰ヶ峰層、流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩の厚い単一岩相の層準を野呂山溶結凝灰岩と命名した。また灰ヶ峰層はデイサイト溶結凝灰岩を主とする上部相・下部層と流紋岩溶結凝灰岩を主とする中部層に細分した。安芸団体研究グループ（1983）は安浦町から安芸津町にかけて分布する層準（後述のH7流紋岩部層）を5つに細分した。芸予諸島の安芸津岩体について、吉田（1963）は大崎下島の岩体を本土側とは別に久比層と命名し、下位の御手洗礫岩層と上位の火山岩からなる大長層おおちように区分した。端山ほか（1975）は大長層を岩石の組成によって細分した。また鈴木・安芸団体研究グループ（1983）は上蒲刈島の岩体を蒲刈累層と命名し、岩相層序をたてた。東元ほか（1985）はこの蒲刈層（蒲刈累層）を灰ヶ峰層の下位層準とし、久比層に対比した。

三津地域北部の安浦-安芸津-竹原地域の高田流紋岩類は呉地域から分布が連続しており、東元ほか（1985）の灰ヶ峰層上部層、中部層、下部層が西から東に向かって順に露出している。芸予諸島には灰ヶ峰層下部層よりもさらに下位に灰ヶ峰層の岩相が分布しているので、本地域の高田流紋岩類はすべて灰ヶ峰層に含まれると考えられる（山田ほか、1986）。安芸津岩体のうち竹原地域内については火山層序の研究が行われていないので、本地域内よりも下位層準が分布している可能性があるが、本報告では灰ヶ峰層を岩質によって8つの部層に区分し、下位からH1角礫岩部層、H2流紋岩部層、H3安山岩部層、H4デイサイト部層、H5流紋岩部層、H6デイサイト部層、H7流紋岩部層、及びH8デイサイト部層と呼ぶ。灰ヶ峰層の層序をこれまでの研究と比較したものを第6図に示す。各部層内には主岩相以外の岩相を多数挟在しているので、地質図ではこれらを区別するための岩相記号として礫岩・砂岩・泥岩などの堆積岩類をs、安山岩溶結凝灰岩をa、デイサイト溶結凝灰岩をd、流紋岩溶結凝灰岩をR、流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩をr、流紋岩溶岩を1で表し、部層の層準を示すH1からH8までの記号と組み合わせて標記し、本文でもこれを用いて記述する。

H1角礫岩部層は高田流紋岩類の基底礫岩で、上部には砂岩及び泥岩を挟む。礫岩は中・古生界の砂岩・泥岩・チャート・流紋岩ないし安山岩などの角礫を含み、基質に高温型自形を示す石英や長石結晶を含む。H1角礫岩部層は堆積岩のみからなる（H1s）。H2流紋岩部層は流紋岩溶結凝灰岩（H2R）

吉田 (1964)	東元ほか (1985)		本研究 (2001)				安芸団体研究グループ (1983)	鈴木・安芸団体研究 グループ(1983)	端山ほか (1975)	吉田 (1963)																																																										
呉線沿線	呉-安浦	上蒲刈島		安浦-竹原	大崎上島	大崎下島	安浦-安芸津	上蒲刈島	大崎下島	大崎下島																																																										
三津口層 焼山層	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td colspan="2">野呂山溶結凝灰岩</td></tr> <tr><td rowspan="3" style="text-align: center;">灰ヶ峰層</td><td style="text-align: center;">上部</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">中部</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">下部</td></tr> </table>		野呂山溶結凝灰岩		灰ヶ峰層	上部	中部	下部	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="6" style="text-align: center;">灰ヶ峰層</td> <td>H8デイスaito部層</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>H7流紋岩部層</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>H6デイスaito部層</td> <td>H6デイスaito部層</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>H5流紋岩部層</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>H4デイスaito部層</td> <td>H4デイスaito部層</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>H3安山岩部層</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>H2流紋岩部層</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>H1角礫岩部層</td> <td></td> </tr> </table>				灰ヶ峰層	H8デイスaito部層				H7流紋岩部層				H6デイスaito部層	H6デイスaito部層				H5流紋岩部層				H4デイスaito部層	H4デイスaito部層				H3安山岩部層				H2流紋岩部層				H1角礫岩部層		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="5" style="text-align: center;"> </td> <td>女子畑層</td> </tr> <tr> <td>蚊無層</td> </tr> <tr> <td>風早層</td> </tr> <tr> <td>太郎水層</td> </tr> <tr> <td>小松原層</td> </tr> </table>		女子畑層	蚊無層	風早層	太郎水層	小松原層	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="4" style="text-align: center;">蒲刈累層</td> <td>田戸層上部層</td> </tr> <tr> <td>田戸層下部層 (H3a相当欠如)</td> </tr> <tr> <td>田戸層下部層</td> </tr> <tr> <td>七国山層</td> </tr> </table>	蒲刈累層	田戸層上部層	田戸層下部層 (H3a相当欠如)	田戸層下部層	七国山層	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="4" style="text-align: center;">久比層</td> <td>デイスaito質凝灰岩層</td> </tr> <tr> <td>安山岩質凝灰岩層</td> </tr> <tr> <td>流紋岩質凝灰岩層</td> </tr> <tr> <td>基底礫岩層</td> </tr> </table>	久比層	デイスaito質凝灰岩層	安山岩質凝灰岩層	流紋岩質凝灰岩層	基底礫岩層	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="2" style="text-align: center;">久比層</td> <td>大長層</td> </tr> <tr> <td>御手洗礫岩層</td> </tr> </table>	久比層	大長層	御手洗礫岩層
野呂山溶結凝灰岩																																																																				
灰ヶ峰層	上部																																																																			
	中部																																																																			
	下部																																																																			
灰ヶ峰層	H8デイスaito部層																																																																			
	H7流紋岩部層																																																																			
	H6デイスaito部層	H6デイスaito部層																																																																		
		H5流紋岩部層																																																																		
		H4デイスaito部層	H4デイスaito部層																																																																	
			H3安山岩部層																																																																	
		H2流紋岩部層																																																																		
		H1角礫岩部層																																																																		
	女子畑層																																																																			
	蚊無層																																																																			
	風早層																																																																			
	太郎水層																																																																			
	小松原層																																																																			
蒲刈累層	田戸層上部層																																																																			
	田戸層下部層 (H3a相当欠如)																																																																			
	田戸層下部層																																																																			
	七国山層																																																																			
久比層	デイスaito質凝灰岩層																																																																			
	安山岩質凝灰岩層																																																																			
	流紋岩質凝灰岩層																																																																			
	基底礫岩層																																																																			
久比層	大長層																																																																			
	御手洗礫岩層																																																																			

第6図 高田流紋岩類安芸津岩体の層序対比

からなる。H3安山岩部層は安山岩溶結結晶凝灰岩（H3a）からなる。H4デイサイト部層・H6デイサイト部層・H8デイサイト部層はデイサイト溶結結晶凝灰岩（H4d, H6d, H8d）を主とし、流紋岩溶結凝灰岩や堆積岩を挟在することがある。H5流紋岩部層とH7流紋岩部層は流紋岩溶結ガラス質凝灰岩（H5r, H7r）を主とし、堆積岩やデイサイト溶結凝灰岩を挟在する。またH5流紋岩部層には流紋岩溶岩（H5l）を伴う。芸予諸島の大崎下島には第6図に示すようにH1角礫岩部層からH4デイサイト部層が分布し、大崎上島にはH4デイサイト部層からH6デイサイト部層が分布する。また東元ほか（1985）による灰ヶ峰層の下部層・中部層・上部層はそれぞれ本報告のH6デイサイト部層、H7流紋岩部層、及びH8デイサイト部層に相当し、安浦町から竹原市に分布する。灰ヶ峰層の上位の野呂山溶結凝灰岩は呉地域内で灰ヶ峰層のH7流紋岩部層とH8デイサイト部層に斜交不整合で重なっている。安芸津岩体には吉舎安山岩類相当の層準を含まない。

本地域周辺の高田流紋岩類からは時代決定に有効な化石は発見されておらず、放射年代測定も白亜紀深成岩類の接触変成作用のため噴出年代を示さない可能性が大きいのであまり行われていない。今のところ高田流紋岩類に貫入している深成岩類が後期白亜紀の年代を示すので、火山岩類の噴出はその直前であろうと考えられている。

安芸津岩体の構造は周囲を白亜紀深成岩類に貫入されて内側に向かって傾き、全体として東北東-西南西方向に伸びた船底状をしている（第5図）。

II. 3 白亜紀深成岩類及び岩脈

白亜紀深成岩類は西南日本内帯に広く露出しており、中央構造線寄りの南部には片状または片麻状組織と呼ばれる葉理構造の顕著な岩相が領家変成岩類に接して分布し、北部には塊状の岩相が火山岩類として分布している。本地域はこの南部と北部の境界付近に位置しており、葉理構造を示す岩相と塊状岩相の両方を含んでいる。本地域内では呉花崗岩以外は小規模な深成岩体が多いことと、分布が海で隔てられているために露頭で貫入の順番を決められないのが普通である。本報告では塩基性の岩体から順に箱島斑れい岩、松山花崗閃緑岩、豊島花崗閃緑岩、大地蔵花崗岩、呉花崗岩、及び閃長岩類に区分した。このうち松山花崗閃緑岩には黒雲母が平行配列する葉理構造が認められる。閃長岩類にはアルカリ長石がカリ長石からなるものと曹長石からなるものがあり、いずれも幅1-10mの小規模な脈状岩体である。これらの閃長岩類は産状と鏡下の特徴から、花崗岩質岩がアルカリ交代作用を受けた結果生じたものと考えられる。深成岩類の時代は呉地域と海田市地域内で黒雲母のK-Ar年代と全岩-黒雲母Rb-Sr年代測定によって後期白亜紀に相当する79.6Ma-89.0Maの値が得られている（東元ほか、1985；Nakajima *et al.*, 1990）。

西南日本内帯に分布する深成岩類の区分については、以前には被貫入岩と岩相の組み合わせから大きく2種類に分けられていた。一つは領家変成岩類に貫入して顕著な葉理構造（片麻状組織）で特徴づけられる‘領家花崗岩類’と呼ばれた深成岩類。もう一つは白亜紀火山岩類（高田流紋岩類、有馬層群、濃飛流紋岩類など）に貫入して肉眼的に塊状の岩相を示す‘広島花崗岩類’と呼ばれた深成岩類である。野外では塊状の‘広島花崗岩類’が片麻状の‘領家花崗岩類’に貫入していることが確認され、‘領家

花崗岩類’の時代は古く，‘広島花崗岩類’は若いと考えられた．そうすると若い‘広島花崗岩類’が貫入している白亜紀火山岩類と，古期の‘領家花崗岩類’ではどちらが古いかが次の問題となる．中部地方では両者の分布が離れており，貫入関係から新旧関係を決めることができないので，この問題は解決できない．本地域では高田流紋岩類が領家変成岩弱変成部を覆っているので，吉田（1963）と端山ほか（1975）は高田流紋岩類が‘領家深成岩類’を覆っている場所があるかもしれないと考えて本地域を調査したが，本地域でも両者は直接接触していないので形成時期の前後関係は明らかにされなかった．現在でも深成岩類の片麻状ないし片状組織の有無と深成岩と火山岩の形成時期の新旧について明確な対応関係があると信じるに足る根拠は乏しいままである．一方最近‘広島花崗岩類’に区分された塊状花崗岩類の放射年代値が，片麻状の‘領家花崗岩類’よりも古い年代を示す例が報告されるようになっており，直接接していない岩体同士の場合は片麻状構造の有無だけでは形成年代の新旧をいえないことが明らかである．したがって本研究では新旧関係の概念を引きずっている‘領家花崗岩類’と‘広島花崗岩類’という用語を用いない．

白亜紀岩脈は岩質によって細粒トータル岩，流紋岩，花崗斑岩，閃緑斑岩，及びデイサイトに区分した．このうち花崗斑岩は本地域内から周辺地域にかけて最大幅約1km・延長およそ24kmに達し，呉地域や厳島地域内では岩脈群をなしている．

II. 4 古第三系

安芸津町三津周辺には泥岩（凝灰質泥岩を挟む），砂岩及び礫岩からなる地層が小範囲に分布する．この地層は化石を含まないため岩相から中新世塩町層に対比された（多井，1964）．本研究の過程で凝灰質泥岩のジルコンのフィッシュトラック年代測定を行ったところ，漸新世中頃を示す30.3Maの年代値が得られた．本報告ではこの古第三系を安芸津層（新称）と呼ぶことにする．

II. 5 中新世火山岩類

中新世火山岩類は芸予諸島南部に点在し，本地域内では愛媛県岡村島，^{こおげ}小大下島及び大下島に分布する（井上・土井，1958；宮久，1963；野戸，1978）．中新世火山岩類は年代値と岩石学的特徴から前・中期中新世の瀬戸内火山岩類と後期中新世の芸予火山岩類に分けられる（妹尾・松浦，2000）．瀬戸内火山岩類は大下島竹子ノ鼻（安山岩岩脈，17.4Ma）と小大下島龍ヶ鼻（玄武岩岩脈，15.4Ma）で中・古生界に貫入している（妹尾・松浦，2000）．芸予火山岩類は岡村島南東部に安山岩岩脈（7.8-8.0Ma）及び火砕岩として小規模に分布している（妹尾・松浦，1997；2000）．

II. 6 第四系

三津地域内は山が海岸に迫る山がちな地形なので，陸上の第四系は小規模である．更新統は段丘堆積物が安浦町から竹原市の沿岸にわずかに分布する．段丘堆積物は堆積物の固結度と面高度から上位段丘

堆積物と下位段丘堆積物に区分できる。完新統は山裾の崖錐堆積物、谷底の河川堆積物や海岸の三角州堆積物として小規模に分布している。

Ⅲ. 中・古生界（沖友層；Om, Ot, Os, Oc, Ols, Och）

地層名 吉田（1963）は広島県大崎下島に分布する中・古生界を沖友層と命名した。ここでは本地域周辺の中・古生界全体を沖友層と呼ぶことにする。したがって、呉地域内の芸予層（東元ほか，1985）は本層に含まれる。

模式地 吉田（1963）は模式地を設定していない。大崎下島の沖友（今治西部地域内）周辺の本層は風化した泥岩からなり、露出が悪い。また泥岩以外の岩相がほとんど見られないので、本報告では露出がよくて岩相の種類が多い関前村大下島と小大下島を模式地とする。

分布 本層は海と白亜紀火成岩類に分布が隔てられているので、地質図では点在して見える。本地域内の芸予諸島では大三島宮浦-三本榎と薬師山、柏島、福島、大下島、小大下島、岡村島、小島、中ノ島、平羅島、大崎上島木江町木江周辺と野賀、大崎下島豊町御手洗-沖友（今治西部地域内）-豊浜町大浜、三角島中部、豊島小野浦-内浦、上蒲刈島大浦南東まで分布し、竹原市皆実町から港町的場の海岸の狭い範囲にも分布する。

本層の西方延長は呉地域内の上蒲刈島西部、下蒲刈島北部及び呉市白竹山周辺に至り、東方延長は土生地域内の広島県因島に達する南北約15km、東西約60kmの範囲に分布する。

層序・貫入関係 白亜紀後期高田流紋岩類の灰ヶ峰層に不整合に覆われている。また白亜紀後期深成岩類の呉花崗岩と大地蔵花崗岩に貫入されて接触変成作用を被っている。

岩相 泥岩を主岩相とする点は本地域の中・古生界全体で共通である。泥岩は芸予諸島では分級の悪い塊状の砂質泥岩やシルト岩ないし細粒砂岩と数mm厚さの互層（第7図A）からなり、砂岩や珪質砂岩、まれには酸性凝灰岩を挟む。またこれらの岩相が折りたたまれたスランプ褶曲堆積物が観察される場所もある（第7図B）。

泥岩には石灰岩・チャート及び緑色岩の小岩体を含んでいる。石灰岩やチャートの小岩体は不規則に含まれるのではなく、愛媛県大三島明日-広島県大崎上島木江-山尻と、愛媛県大下島-小大下島-岡村島の東北東-西南西方向に伸びた南北2つの列状に点在しており、これらの岩体の胚胎層準が限定されている。大崎上島岩白と小大下島では石灰岩小岩体が比較的集中して分布している。石灰岩体の外形はレンズ状で、規模は径30mから500m、厚さは5-100mである。石灰岩体は岩体の大部分が採掘によって失われたものがあるが、地質図には残っている部分に採掘跡を補足して分布を示した。石灰岩体同士の関係は、大崎上島岩白では4枚のレンズ状石灰岩体が折り重なっている（広島県商工部，1953）が、小大下島では水平方向に散在している。個々の石灰岩体の内部構造は木江町岩白では第8図に示すように層状で間に石灰質泥岩や石灰質塩基性凝灰岩を挟み、小大下島でも石灰岩体中に珪質岩を挟む（井上・土井，1958）。チャートは径100-300m、厚さ5-30m規模の層状チャートで、珪質部の間にフィ



A



B

第7図 沖友層の泥岩の岩相

- A 砂岩泥岩互層 (関前村大下島南海岸) .
- B スランプ褶曲堆積物 (大三島宮浦御串山) .



第8図 沖友層の層状石灰岩

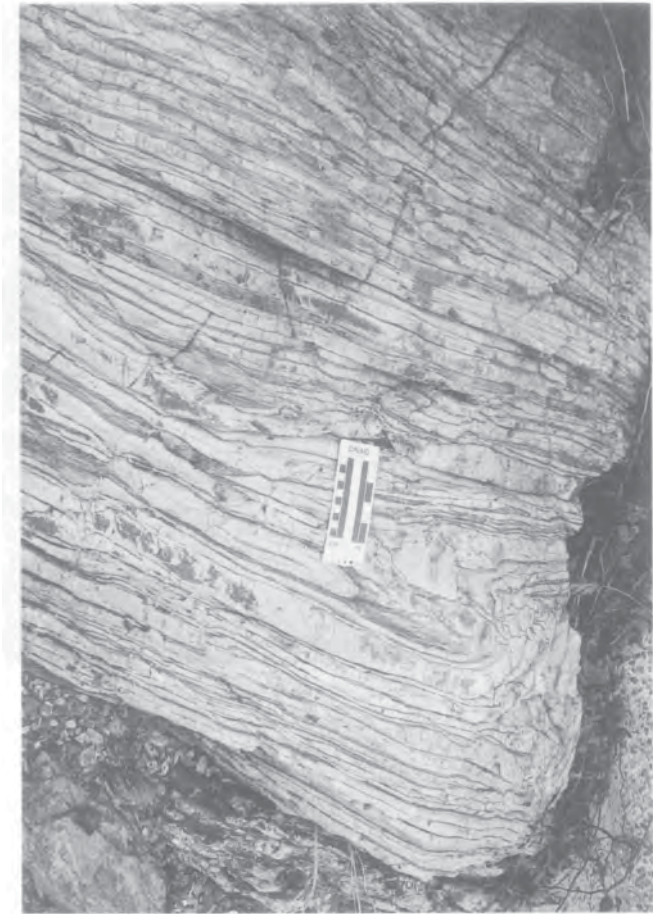
大崎上島木江町岩白の石灰岩採掘場。中央の白い岩石と上の灰色の岩石が石灰岩で間の左上から右下の黒い筋は石灰岩体に挟まる塩基性凝灰岩。画面左下の重機の上と下の石灰岩体にも層理が見える。

ルム状泥質部を挟む（第9図）。石灰岩及びチャートの層理は母岩の泥岩の層理に平行で整合に重なっている場合と、母岩の層理に斜交して捕獲岩体状の場合がある。いずれも変成作用で再結晶しており、化石は発見されていない。緑色岩は本地域内では石灰岩に挟在する塩基性凝灰岩としてわずかに認められるが、小規模なので地質図には表現できない。呉地域内ではチャートに伴う変成した塩基性火山岩と変斑れい岩の径数100mのレンズ状岩体が分布している（東元ほか、1985）。

竹原市皆実町海岸の沖友層は泥岩中に砂岩と礫岩を挟み、石灰岩・チャートを含まない点で芸予諸島の岩相とは印象が異なる。礫岩は径1-10cmのよく円磨された砂岩・珪質岩・緑色岩からなり（第10図）、厚さ約20mで周囲の泥岩に整合に挟在している。

対 比 芸予諸島の中・古生界はジュラ系の玖珂層群の延長部に当たることから丹波帯の地層群に対比されている。沖友層の年代は不明であるが径500mに達する石灰岩体を含むことから、沖友層は丹波帯ではⅡ型地層群に相当すると推定される。

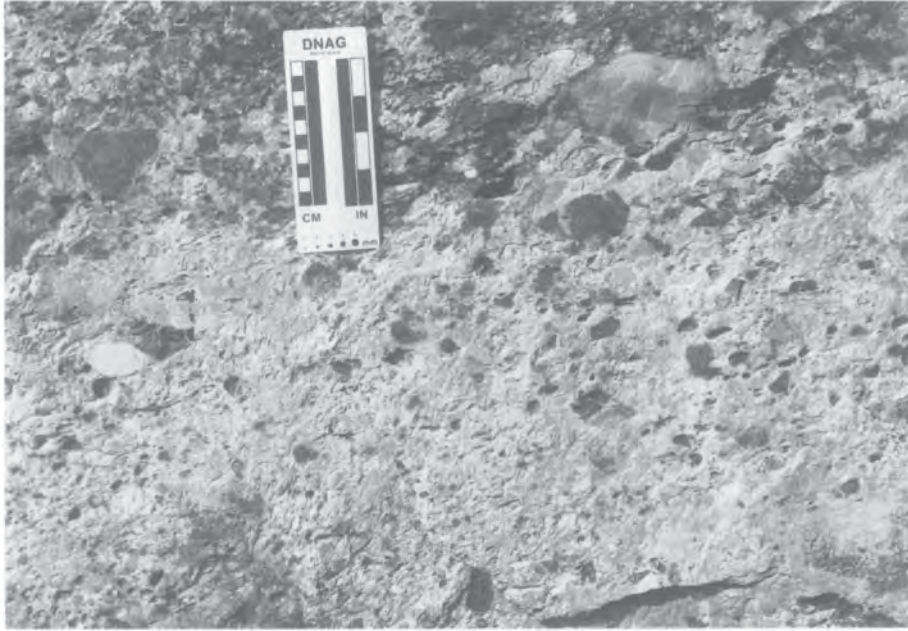
変成作用 沖友層は白亜紀深成岩類の貫入を受けて、様々な程度の接触変成岩になっている。本地域では熱源の深成岩体が底盤状に地下に広がっていると見られ、地表に深成岩体が露出していない地域でも高変成度の変成岩になっている所がある。芸予諸島では泥岩は大部分の地域で白雲母黒雲母ホルンフェルス程度に変成しているが、小大下島西南部や大崎下島御手洗南西では直径5mm、柱高1cm程度の堇青石斑状変晶を生じ（第11図）、堇青石+カリ長石の組み合わせが見られる高温部がある。一方、小大下島明神鼻や大崎下島久比南方などには低温の鉍石組み合わせである緑泥石+絹雲母が片状組織を示



第9図 沖友層の層状チャート
愛媛県大三島町柏島. 再結晶して白っぽく見える.

す千枚岩ないしスレートも見られる（第12図A, B）. これらの千枚岩質で低温を示す岩石は，領家変成岩の弱変成部が白亜紀後期深成岩類による接触変成を免れたかあるいは再結晶が起こりにくかった部分と考えられる.

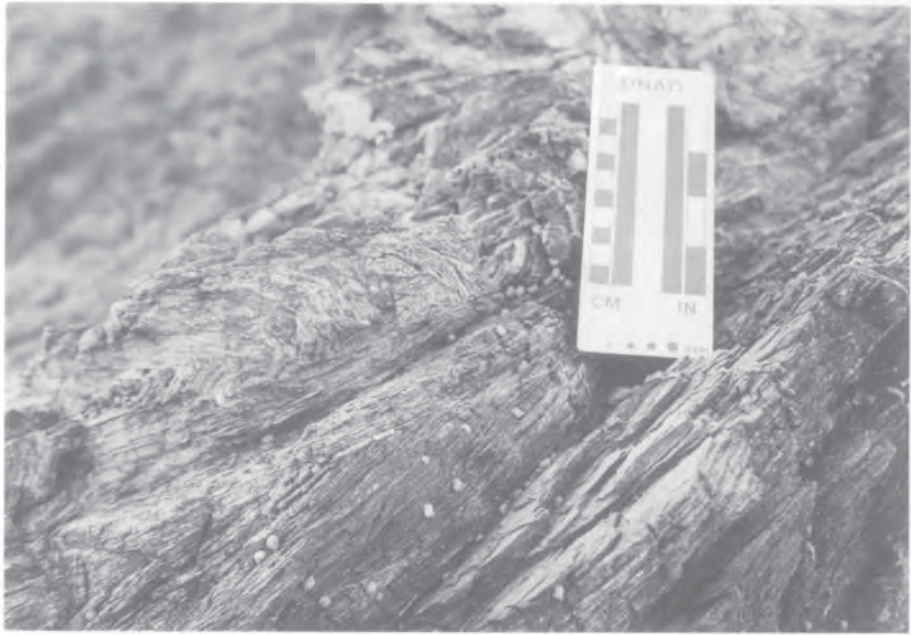
石灰岩が接触変成を受けた部分にはスカルン鉱物を生じている. 小大下島西部の石灰岩体は深成岩とは接していないが，前述のように周辺の泥岩が堇青石ホルンフェルスになったのとほぼ同程度の接触変成作用を被っているものと考えられる. 石灰岩体は再結晶によって径5mm以上の粗粒方解石からなる糖晶質石灰岩となっており，場所によっては石灰岩と石灰岩に挟在するチャートとが反応して生じた層状珪灰石のスカルン鉱床を胚胎している（井上・土井，1958）. 小大下島のスカルンではこのほかに透輝石・アクチノ閃石・緑れん石・クリノゾイサイト・灰礬ざくろ石・葡萄石・魚眼石・モンモリロナイトなどが記載されている. また岡村島観音崎のスカルンからは方解石・ドロマイト・緑れん石・ベスブ石・珪灰石・灰礬ざくろ石・透輝石・灰鉄輝石・モンモリロナイト・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・針鉄鉱・孔雀石・藍銅鉱・螢石が報告され（皆川・野戸，1975），大下島のスカルン



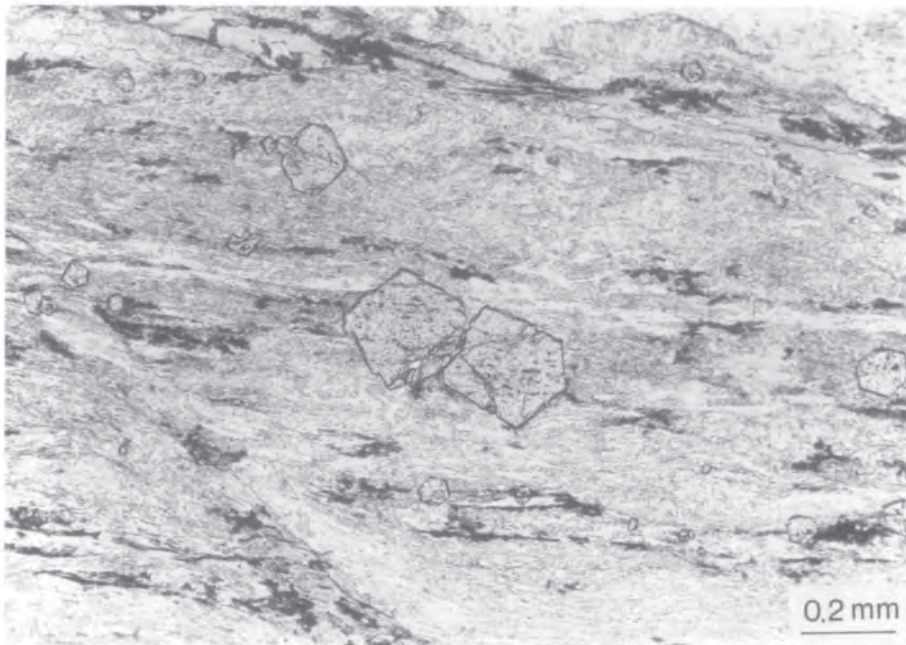
第10図 沖友層の礫岩
竹原市皆実町海岸.



第11図 沖友層の堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真
関前村小大下島南西海岸. 試料番号 ; GSJ R70594



A



B

第12図 沖友層の千枚岩の露頭と顕微鏡写真

- A 千枚岩の露頭（関前村小大下島北東海岸）。
- B ざくろ石含有緑泥石絹雲母千枚岩の顕微鏡写真（関前村小大下島北東海岸）。 試料番号；GSJR70595

からは方解石・桃れん石・珪灰石・クリノゾイサイト・螢石・黄鉄鉱・針鉄鉱・石膏・絹雲母が記載されている（野戸・皆川，1975）。

地質構造 本地域内の沖友層の走向はおおよそ東北東-西南西方向で、北又は南に緩く傾斜している。褶曲していると見ることができ、大崎上島木江付近には背斜が推定されるが、それ以外の場所では地層が断片的なので、褶曲軸の位置は不明である。西隣の呉地域では西北西-東南東方向のトレンドを持っており、本地域から呉地域にかけて走向線が南にアーチ型に張り出す形になっていると推定される。石灰岩とチャートの小岩体に富む南側の列の西方延長に当たる大崎下島や豊島では高田流紋岩類が分布しているが、更に西側の呉地域内上蒲刈島西部にはこれらの岩体が泥岩の層理のトレンドと同じ西北西-東南東方向に並んで露出している。このことから、大崎下島と豊島の高田流紋岩類の下にも石灰岩体とチャートの小岩体を含む層準が伏在していると考えられる。この南に張り出すアーチ構造は上位の高田流紋岩類にも及んでいるので白亜紀以降に形成されたものである。

IV. 白亜紀火山岩類（高田流紋岩類）

(H1s, H2R, H2s, H3a, H4d, H4r, H4s, H5r, H5l,)
(H5d, H6d, H6r, H7r, H7d, H7s, H8d, Hpd)

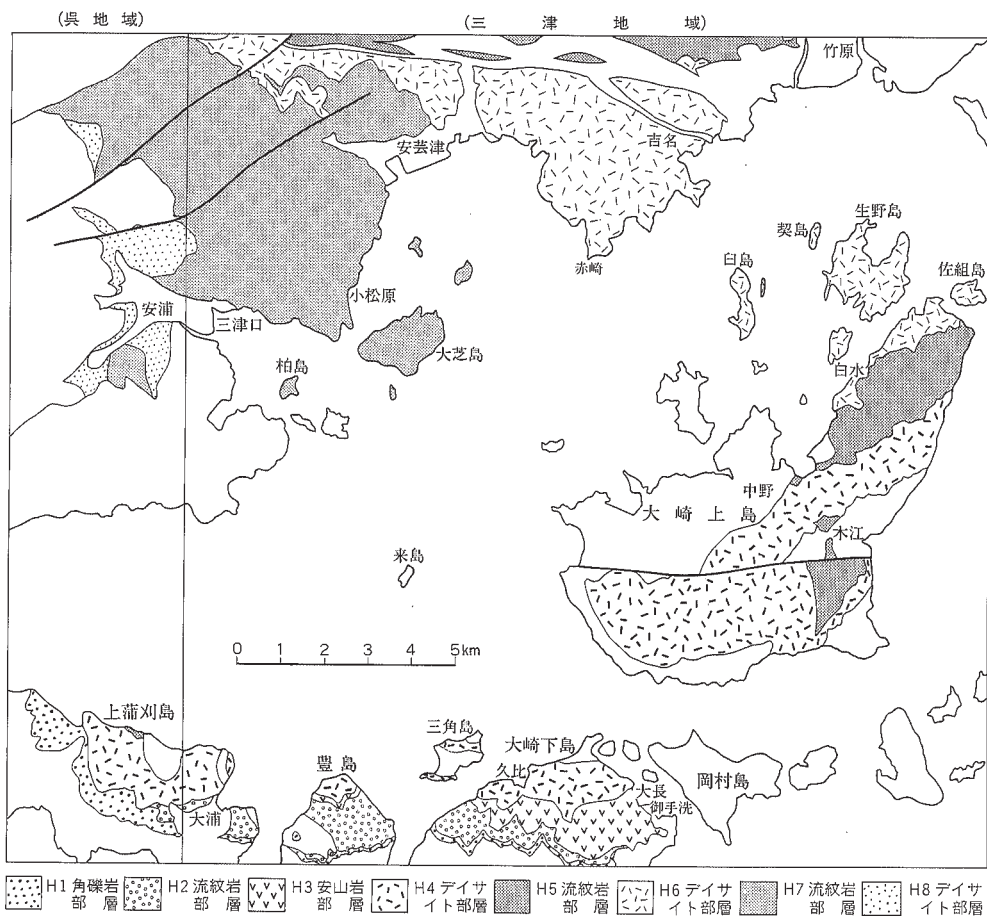
地層名 高田流紋岩類の命名は吉田（1961）による。高田流紋岩類の安芸津岩体の地層名は鈴木・安芸団体研究グループ（1983）と東元ほか（1985）により、下位から蒲刈層・灰ヶ峰層・野呂山溶結凝灰岩の3層に区分・命名された。しかし前二者は岩相の特徴から灰ヶ峰層に一括できるので、本報告では蒲刈層と吉田（1963）の久比層を灰ヶ峰層に含むように再定義する。また灰ヶ峰層を主岩相によって新たに8つの部層に区分し、下位からH1角礫岩部層、H2流紋岩部層、H3安山岩部層、H4デイサイト部層、H5流紋岩部層、H6デイサイト部層、H7流紋岩部層、及びH8デイサイト部層と呼ぶ。これまでの研究による地層名との比較は第6図に示した。本地域内には灰ヶ峰層のみが分布しているので、以下の記述は灰ヶ峰層について行う。

模式地 東元ほか（1985）がはじめに灰ヶ峰層を提唱した際に、模式地を呉市灰ヶ峰から二級峽にかけての山道に設定したが、その模式地には再定義した灰ヶ峰層のうち上部の3層準（H6デイサイト部層、H7流紋岩部層、H8デイサイト部層）しか含まない。本報告の灰ヶ峰層には吉田（1963）の久比層と大崎上島の無名層を含むので、久比層に相当する下部の4層準（H1角礫岩部層、H2流紋岩部層、H3安山岩部層、H4デイサイト部層）の模式地を大崎下島久比から沖友に至る農道とし、大崎上島にのみ分布するH5流紋岩部層の模式地を東野町外表から^{めぼる}鮎崎に至る海岸とする。H5流紋岩部層の流紋岩溶岩の模式地は大崎町^{かんのみね}神峰とする。

分布・層厚・層序関係・岩相 灰ヶ峰層は高田流紋岩類安芸津岩体のうち野呂山溶結凝灰岩を除く部分を占め、東北東-西南西方向に約34km、北北西-南南東方向に約31kmの広がりを持つ（第5図）。層厚は大崎下島久比南方の基底部から呉地域内安浦町藤木の野呂山溶結凝灰岩との境界までを積算すると

約2500mに達する（地質断面図及び第13図）。しかし各部層は場所によって大きく層厚を変化させており、層厚の単純な積算が灰ヶ峰層の層厚を示すものではない。また本層の下には白亜紀深成岩類が広く潜在していると考えられるので、岩体の垂直方向の厚みはこれよりも薄いと推定される。灰ヶ峰層は芸予諸島の大崎上島、大崎下島、豊島及び上蒲刈島で中・古生界沖友層を不整合に覆い、呉地域内で上位の野呂山溶結凝灰岩に覆われる。また本地域から呉地域にかけて白亜紀深成岩類に貫入されて接触変成を受け、さらに黒雲母流紋岩・黒雲母花崗斑岩・閃緑斑岩の岩脈にも貫入されている。

灰ヶ峰層の岩相は露出の広い順に流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩 (r) , デイサイト溶結結晶凝灰岩 (d) , 安山岩溶結結晶凝灰岩 (a) , 流紋岩溶結結晶凝灰岩 (R) , 流紋岩溶岩 (l) , 礫岩・砂岩・泥岩 (Hs) , 及び火砕岩脈 (Hpd) に区分される。地質図と本文の記述ではこれらの岩相記号を部層の記号と組み合わせる。灰ヶ峰層を構成するH1角礫岩部層からH8デイサイト部層の分布を第14図に示す。



第14図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の各部層の分布図

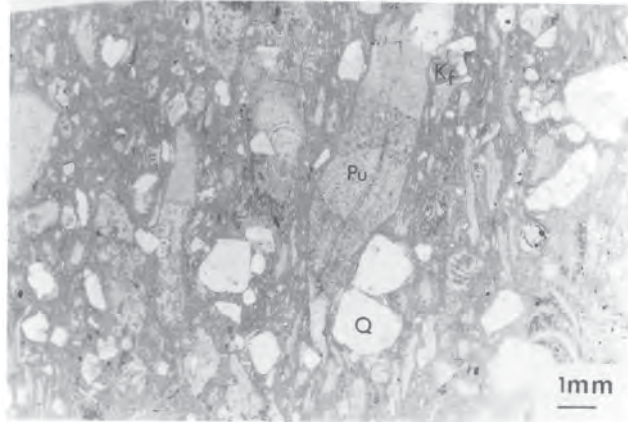
網がけ部分は灰ヶ峰層の分布範囲でH1角礫岩部層からH8デイサイト部層の分布を示す。Nは灰ヶ峰層の上位の野呂山溶結凝灰岩の分布を示す。

H1角礫岩部層は大崎下島・豊島・及び上蒲刈島の東西約15kmに分布し、中・古生界沖友層を不整合に覆う。層厚は上蒲刈島西部（呉地域内）で最も厚く約200mを越えるが、本地域内では大体50m以下で大崎下島大長南方から御手洗付近では部分的に尖滅する。H1角礫岩部層は角礫岩・凝灰質砂岩・泥岩（H1s）からなる。久比南西の谷で沖友層の千枚岩質泥岩を本部層の凝灰質砂岩・泥岩（厚さ1m）が不整合に覆い、その上位に径0.5-5cmの角礫岩（厚さ約20m）が重なる。この角礫岩に含まれる角礫は千枚岩・砂岩・チャート・流紋岩ないし安山岩で、ほかに石英や長石の結晶片を多量に含んでいる。角礫岩は上方に向かって基質に酸性火山物質が増え、礫の量を減じる。

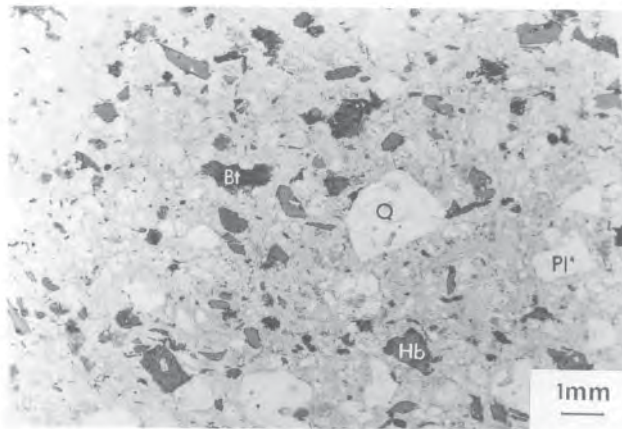
H2流紋岩部層は大崎下島・豊島・及び上蒲刈島の東西約10kmに分布し、大部分はH1角礫岩部層に整合に重なるが、大長南方では沖友層を直接覆う。層厚は豊島で最も厚く約350mに達し、東と西に向かって尖滅する。H2流紋岩部層はほとんど流紋岩溶結結晶凝灰岩（H2R）からなり、大崎下島立花付近に薄い凝灰質礫岩（H2s）を挟む。野外では灰色の基質中に径1-6mmの斜長石・カリ長石、径2-8mmの石英、径1-2mmの黒雲母が肉眼でよく見える。顕微鏡下では再結晶のため原岩の組織があまり残っていないが、久比南方から一峰寺山に登る登山道の沖友層との境界に近い部分には溶結組織が認められる。

H3安山岩部層は大崎下島と豊島の東西約8kmに分布し、大長南方以西ではH2流紋岩部層に整合に重なる。御手洗南方では沖友層またはH1角礫岩部層に不整合で重なっている。層厚は大長付近で最も厚く約380mに達するが、豊島では約50mとなり上蒲刈島には分布しない。H3安山岩部層は安山岩溶結結晶凝灰岩（H3a）からなる。H3aは暗緑色で径1-2mmの斜長石を主とする多数の結晶片が肉眼でよく目立ち、一見細粒閃緑岩ないし閃緑斑岩に似ている。しかしあまり目立たないが径2-3cm・厚さ3-6mmの黒い本質レンズが少量含まれるので、溶結凝灰岩であることが分かる。全体に接触変成作用のために再結晶しているが、基質部分に黒雲母や鉄鈹の微結晶が多数生じており、写真では斜長石や角閃石結晶片の間を満たす基質が不透明鉱物で満たされている（第15図C）。石英は全くないか、ごく少量認められる。

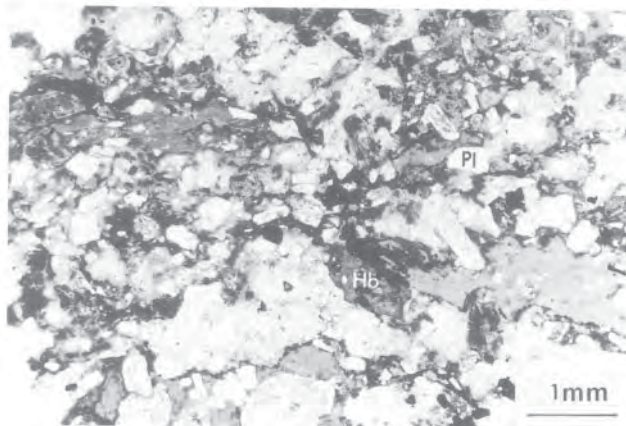
H4デイサイト部層は大崎上島・大崎下島・三角島・豊島・及び上蒲刈島に北東-南西方向に約21km分布し、大崎下島では整合的にH3安山岩部層に重なる。大崎上島木江では直接沖友層にアバットしている。層厚は海と深成岩類に囲まれて分布が途切れているために明らかではないが400m以上に達すると推定できる。H4デイサイト部層は大長北と久比西方でH3安山岩部層との境界に中礫サイズの安山岩の礫岩（H4s）に始まり、デイサイト溶結結晶凝灰岩（H4d）の主岩相が重なる。大崎上島西部と木江周辺では流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩（H4r）のかかなり厚い層を挟む。主岩相のH4dは暗緑色の基質中に多量の結晶片を含み、肉眼で径1-3mm程度の斜長石・石英・角閃石・黒雲母を認めることができる。顕微鏡下では透明なガラス片からなる溶結組織の顕著な基質中に、斜長石・角閃石・黒雲母・石英・カリ長石とまれに少量の変質した輝石を含み、有色鉱物の含有量が流紋岩質のH4rなどに比べると目立って多い（第15図B）。上蒲刈島千才には地質図に示していないが、小規模な火砕岩脈が見られる（第16図）。火砕岩脈は壁岩と同質のデイサイト溶結結晶凝灰岩の角礫で満たされ、礫の長辺は火砕岩脈の壁と平行である。また壁岩には角礫の詰まった火砕岩脈が上に尖ったくさび形になっているものがあり、火砕岩脈は高温の火砕岩が下から壁岩を突き破って吹き上げたスパイラルクルとして形成されたものと考えられる。



A



B



C

第15図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の顕微鏡写真

- A 流紋岩溶結ガラス質軽石火山礫凝灰岩 (H7r; 安芸津町小松原太郎水川上流)。試料番号; GSJ R70465。灰色の縞の見えるレンズ (Pu; 中央) はつぶれた軽石の火山礫。白い多角形結晶片は石英 (Q)。汚れて見えるのはカリ長石 (Kf)。基質は透明なガラス片。
- B 角閃石黒雲母デイサイト溶結結晶ガラス質凝灰岩 (H4d; 大崎下島豊町久比北東海岸)。試料番号; GSJ R70615。黒く見える結晶は黒雲母 (Bt; 濃色, たわんでいる) と角閃石 (Hb; 黒雲母より色が薄い)。白い結晶は石英 (Q) と斜長石 (Pl; 長方形)。基質は透明なガラス片。
- C 斜方輝石角閃石安山岩溶結結晶凝灰岩 (H3a; 大崎下島豊町大長西方)。試料番号; GSJ R70537。白い結晶は斜長石 (Pl)。暗い灰色結晶は角閃石 (Hb)。基質は微細な黒雲母と角閃石を生じて褐色不透明な雲状に見える。



第16図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の火砕岩脈

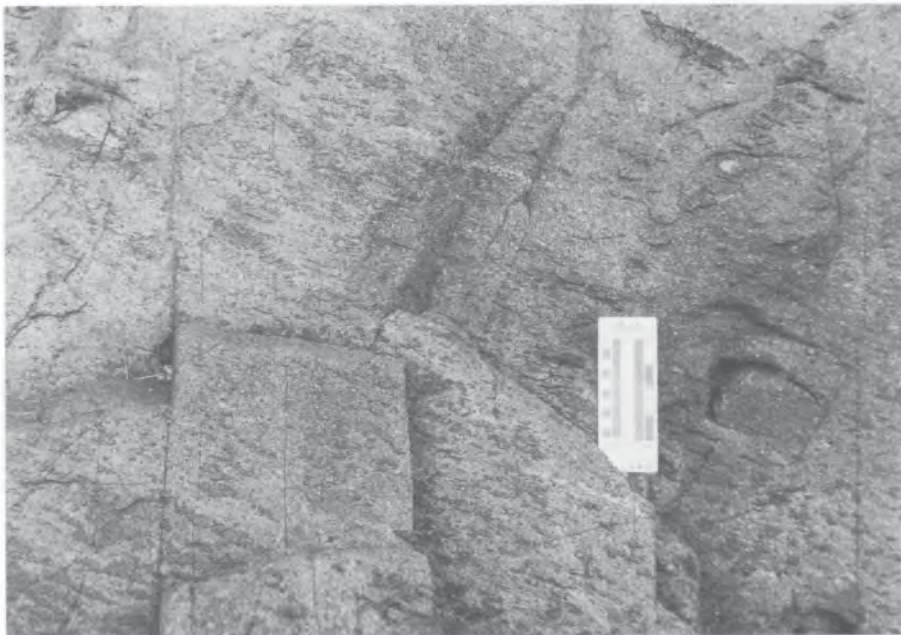
蒲刈町千才。壁岩のデイサイト溶結凝灰岩 (W) を切って、左下から右上に広がる火砕岩脈 (Pd) . 脈幅は約10m. 壁岩には白い鉱物に満たされた断層破碎帯が発達.

H5流紋岩部層は大崎上島の北東部の約7kmと本地域北縁部に分布する。H4デイサイト部層に整合に重なり、H6デイサイト部層に覆われる。層厚約300m。H5流紋岩部層はおもに流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩 (H5r) からなり、東野町大田上組付近にデイサイト溶結結晶凝灰岩 (H5d) を挟む。神峰付近の流紋岩溶岩はH4d及びH4rに貫入し、木江町天満南方でH5rに重なる。また組成的にもH5r同質であり、H5流紋岩部層に含まれるものと考えられるのでH5lとする。流紋岩溶岩は帯緑灰白色で、流理構造が顕著である(第17図)。斑晶はまれで、径1-2mmの石英・斜長石及びカリ長石を含む。顕微鏡下では石基は細粒他形の珩長質鉱物の集合で、結晶が流理方向に伸張している。

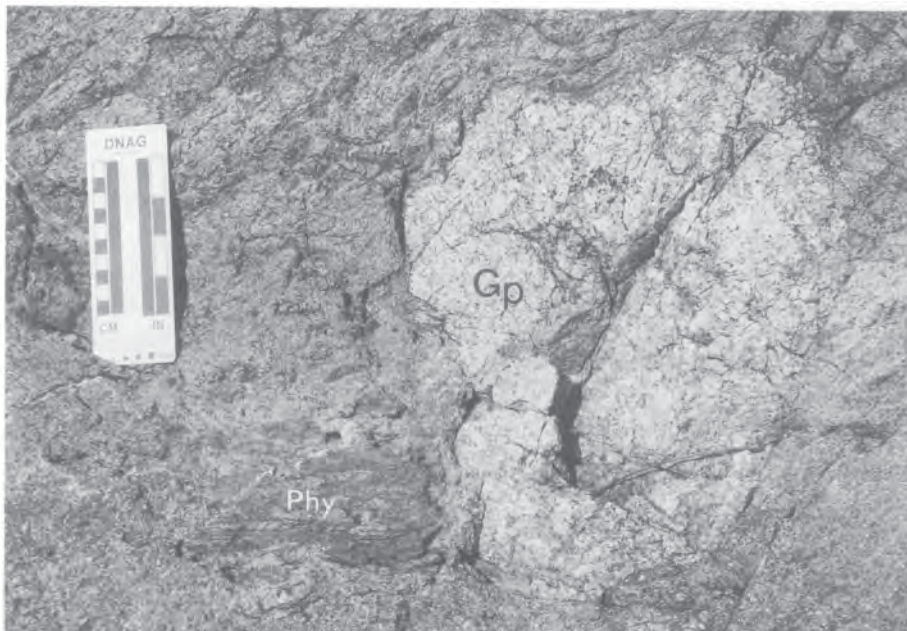
H6デイサイト部層は大崎上島北東部から生野島・白島・契島に点在して竹原市吉名町から安芸津町大田上に至る。またH6デイサイト部層の西方延長は上位層に覆われて地表では連続していないが、呉地域内の焼山峠-灰ヶ峰に分布しているデイサイト溶結結晶凝灰岩を主岩相とする層準(東元ほか(1985)の灰ヶ峰層下部層)に対比可能である。この対比によれば伏在部を含めたH6デイサイト部層全体は東西約31kmの分布を持つ。H6層の層厚は契島と竹原市吉名町の間に海があるためによく分らないが、最大では1000m近くに及ぶと考えられる。H6デイサイト部層はデイサイト溶結結晶凝灰岩 (H6d) を主岩相とし、生野島や契島では流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩 (H6r) を挟む。H6dはしばしばつぶれた軽石火山礫のレンズを多量に含み、ユータキシティック構造を示す(第18図)。灰ヶ峰層は基底部以外にはほとんど異質岩片を含まないが、竹原市吉名町宗越から沖辺のH6dには径10-40cmの花崗斑岩、砂岩及び千枚岩質泥岩などを含んでいる(第19図)。また東野町佐組島のH6dには火砕岩脈が貫入しているのが見られる(第20図;小規模なので地質図には示していな



第17図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の流紋岩溶岩
大崎上島大崎町神峰. 顕著な流理構造を示す流紋岩溶岩.



第18図 高田流紋岩類灰ヶ峰層のデイサイト溶結結晶軽石火山礫凝灰岩
竹原市吉名町宗越海岸. 安芸津町赤崎から竹原市宗越の海岸に露出するデイサイト溶結結晶凝灰岩はつぶれた軽石火山礫（黒く見える）がユータキシディック構造を作っている.



第19図 高田流紋岩類灰ヶ峰層に含まれる異質岩片

竹原市吉名町神辺海岸. 写真右の白い岩片は花嵐斑岩 (Gp), その左下の黒く見える岩片は千枚岩質泥岩 (Phy).

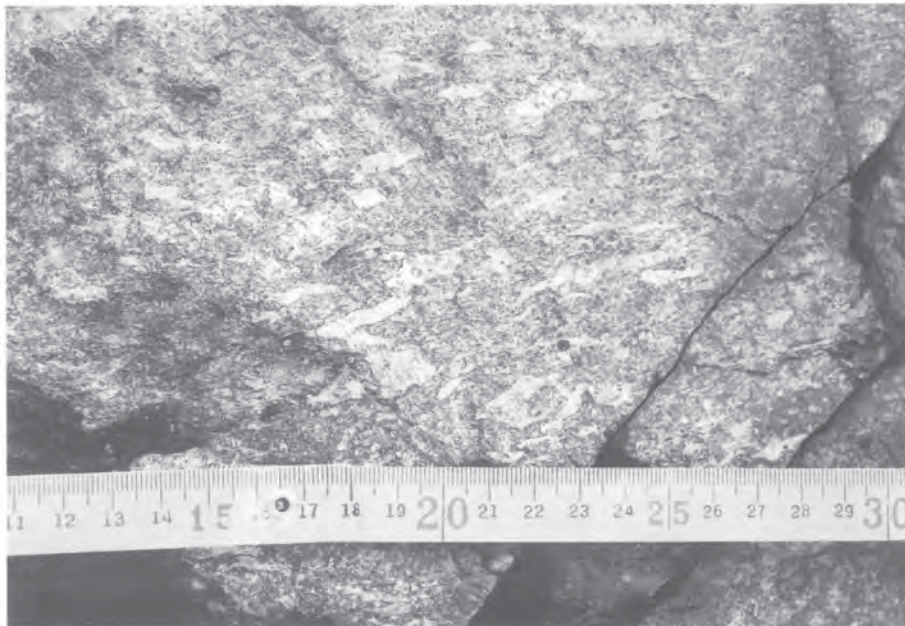


第20図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の火砕岩脈

東野町佐組島. デイサイト溶結結晶凝灰岩を切る火砕岩脈. 脈幅は約1mで, 白い岩片は下位の流紋岩溶結凝灰岩を捕獲したものと考えられる.

い) . H4dとH6d分布域では、ガラス基質の部分が風化しやすいために赤褐色の粘土質土壌になっており、尾根付近など粘土化が進行した部分は煉瓦や瓦の原料として採掘されている。またH6dの風化土壌は馬鈴薯の栽培に適するため、安芸津町木谷から竹原市吉名町にかけて広大な馬鈴薯畑になっている。H6dは結晶片として径0.5-4mmの斜長石・角閃石 (Z=褐色ないし緑褐色) ・黒雲母・石英・斜方輝石 (変質) ・及び普通輝石を含む。基質のガラス片は一般に再結晶しているが、再結晶鉱物の粒度差などから溶結変形した組織を認めることができる。

H7流紋岩部層は本地域北西部安芸津町風早付近から呉地域内灰ヶ峰周辺までの東西約20kmに分布する。層厚は約500mである。下部の風早付近でH6デイサイト部層と指交するが、ほかではH6デイサイト部層に整合に重なる。H7流紋岩部層は流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩 (H7r) を主岩相となし、凝灰質砂岩・泥岩 (H7s) とデイサイト溶結結晶凝灰岩 (H7d) を多数挟在しており、H7r内部にも多様な岩相変化が認められる (安芸団体研究グループ、1983) 。H7rの典型的な岩相は黒いガラス基質中につぶれた白い軽石火山礫を含むユータキシティック構造が顕著 (第21図) であるが、変質と再結晶によって基質が灰白色になって軽石火山礫が目立たない岩相の方が広く分布する。またこのような岩相にはしばしば基質中に緑泥石や赤鉄鉱を生じて緑色または赤褐色を呈するので、肉眼ではデイサイト溶結凝灰岩 (H7d) と紛らわしいことがある (龍目山周辺など) 。しかし鏡下では有色鉱物含有量の違いが明瞭なので容易に区別できる。小松原南方から大芝島付近には厚い泥岩ないし凝灰質泥岩 (H7s) を主岩相中に挟在する (第22図) 。小松原南方の海岸ではこの泥岩に紅柱石の斑状変晶を生じている (第23図) ので、地表に露出してはいないが深成岩体が周辺の地下浅所に潜在していると思



第21図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の流紋岩溶結ガラス質軽石火山礫凝灰岩

安浦町三津口北方、流紋岩溶結ガラス質軽石火山礫凝灰岩はつぶれた軽石火山礫 (白く見える) がユータキシティック構造を作っている。



第22図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の成層した砂岩・泥岩及び凝灰質泥岩
安芸津町小松原南方海岸。砂岩は写真の層の最下部で灰色に、泥岩は黒色、凝灰質泥岩は白色に写っている。



第23図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の紅柱石ホルンフェルス
安芸津町小松原南方海岸。第22図の黒色泥岩には径数ミリから長さ2センチくらいの赤褐色柱状の紅柱石を生じている。スケールは100円硬貨。

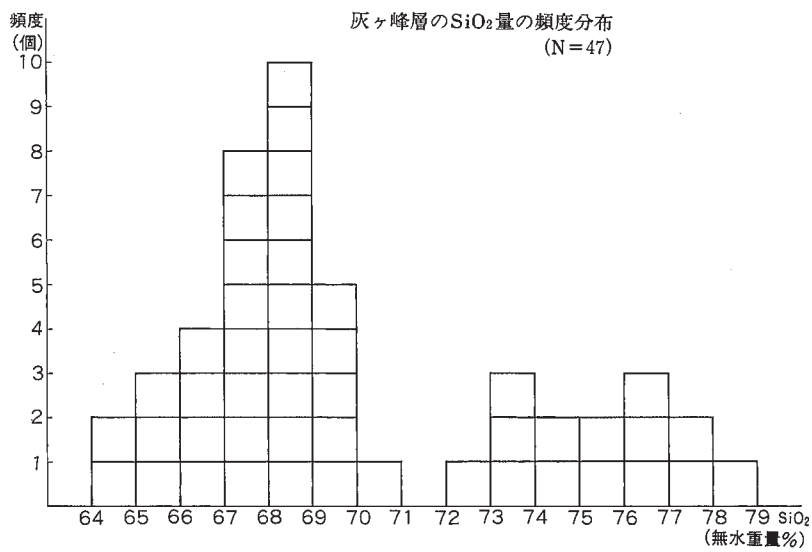
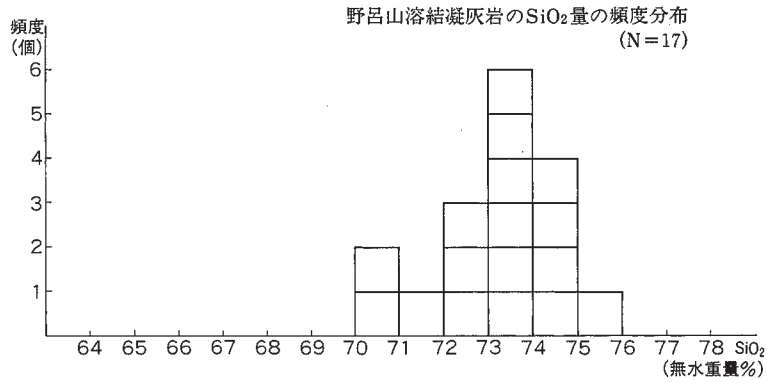
われる。主岩相の流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶軽石火山礫凝灰岩（H7r）は基質・軽石火山礫ともガラスに富み結晶に乏しい岩相から基質にだけ石英・カリ長石・斜長石結晶を多量に含む多結晶質の岩相（第15図A）まで変化する。有色鉱物は黒雲母を少量含み、まれに角閃石を含むことがある。

H8デイサイト部層は本地域内では西端部の安浦町三津口谷西方にわずかに分布している。H8デイサイト部層の呉地域内への延長部は、二級狭付近まで東西約12km分布し、層厚は100-150mと推定される。H8デイサイト部層はH7流紋岩部層に整合に重なり、呉地域内で野呂山溶結凝灰岩に不整合に覆われる。H8デイサイト部層はH6デイサイト部層と同じ角閃石黒雲母デイサイト溶結結晶凝灰岩（H8d）からなる。

火砕岩脈（Hpd）は以上のH1角礫岩部層からH8デイサイト部層までの区分に含まれない。地質図に示した火砕岩脈は大崎下島御手洗南方の海岸近くに小規模に分布している。これは流紋岩凝灰岩と沖友層の角礫と凝灰質の基質からなり、沖友層に幅約10mで貫入している。これは基盤岩中に貫入しているのでH4デイサイト部層やH6デイサイト部層の項で記載したスパイラルルではなく、灰ヶ峰層を噴出した火道の一部と考えられる。

化学組成 高田流紋岩類安芸津岩体の火山岩類の化学組成について、今までに報告された分析値からSiO₂含有量の頻度分布を第24図に示す。灰ヶ峰層ではデイサイト組成（64-71%）と流紋岩組成（72-79%）の2つの組成に分離しており、その上位の野呂山溶結凝灰岩は中間の流紋岩-流紋デイサイト組成（70-76%）を示し、それぞれに固有の特徴を読み取ることができる。第24図にはH3安山岩部層の安山岩溶結結晶凝灰岩の分析値が公表されていないので示していないが、堀川・鈴木（1986）によるとこの部分のSiO₂は62.3-64.6%の範囲にあって、第24図のデイサイト組成の安山岩側に連続するものと見られる。したがって灰ヶ峰層全体はデイサイト組成の火山岩類と流紋岩組成の火山岩類が互層し、堆積岩類を挟むことがある地層ということができる。

地質構造 安芸津岩体は東北東-西南西方向に伸びた船底状の向斜構造をしており、呉地域灰ヶ峰から本地域竹原市吉名に至る線の北西側では南東側または南に傾斜し、南東側では芸予諸島に至るまで北西または北に傾斜している（第5図）。この構造は高田流紋岩類堆積後、花崗岩類が貫入した時に接触した周辺部が引きずられてできたと考えられている（東元ほか、1985）。本地域内では北西部の安浦町三津口谷西方に灰ヶ峰層最上部のH8デイサイト部層が呉地域から連続しており、東と南に向かって順に下位層準が露出している。灰ヶ峰層の基底（H1角礫岩部層）は上蒲刈島から大崎下島までは北に傾斜した平坦な面であるが、御手洗南方ではH2流紋岩部層が尖滅しH1角礫岩部層も部分的に欠如するためH3安山岩部層が沖友層にアバットしている。さらに大崎下島の東に位置する岡村島にも地質図学的には高田流紋岩類が分布していなければならないが、山の頂上に至るまで高田流紋岩類は認められない。岡村島に高田流紋岩類が分布しない理由は、大崎下島以西では平坦な高田流紋岩類の基底面が御手洗付近から東側で基盤が高まりになっていたものと推定され（第13図）、この高まりの上にアバットしていた部分が削剥されて消失したものと考えられる。実際、岡村島の芸予火山岩類の火砕岩には高田流紋岩類の岩片が含まれており、後期中新世には高所に残存していたらしい（野戸、1978）。また大崎上島木江付近では灰ヶ峰層の中部層準に当たるH4r及びH4dが沖友層にアバットしていることから、この基盤の高まりは北東方向に伸びていたと考えられる。大崎下島と岡村島間の海底に断層が伏在している可



第24図 高田流紋岩類灰ヶ峰層の火山岩類のSiO₂含有量頻度分布
化学分析値は松浦未公表資料と東元 (1989) による。

能性については、大崎下島北部の初崎-平羅島-中ノ島-岡村島戸町鼻の沖友層と呉花崗岩の接触面の分布に大きな食い違いが認められないのであまりないと考えられる。

V. 白亜紀深成岩類及び岩脈

V. 1 箱島斑れい岩 (Hgb)

岩体名 新称.

模式地 広島県東野町箱島.

分 布 箱島（南北250m, 東西180m）。

貫入関係 周囲を海に囲まれて分布が孤立しており、ほかの岩体との貫入関係は不明。組織に接触変成の影響が認められるので、呉花崗岩に捕獲されていると考えられる。

岩 相 主として粒径1-5mmの中粒角閃石普通輝石斑れい岩（Hgb）からなるが、径3cmに達する輝石や斜長石を含む巨晶斑れい岩脈（幅約10cm）をまれに含む。顕微鏡下では径1-5mmの斜長石・普通輝石・角閃石（Z=緑褐色）のオフィティック組織を示し、鉄鉱・黒雲母・角閃石（Z=淡緑色）・緑泥石・燐灰石を伴う。斜長石の最大対称消光角は41度で、低温型ラブラドライトとパイトウナイトの境界の組成である。普通輝石は角閃石に囲まれているものがある。淡緑色の角閃石と緑泥石は小結晶が集合しており、他の鉱物の変成による再結晶で生じたものと考えられる。鉄鉱は肉眼では鈍い赤みのある金属光沢を示し、磁性を持つので磁硫鉄鉱と考えられる。

V. 2 松山花崗閃緑岩（Mgd）

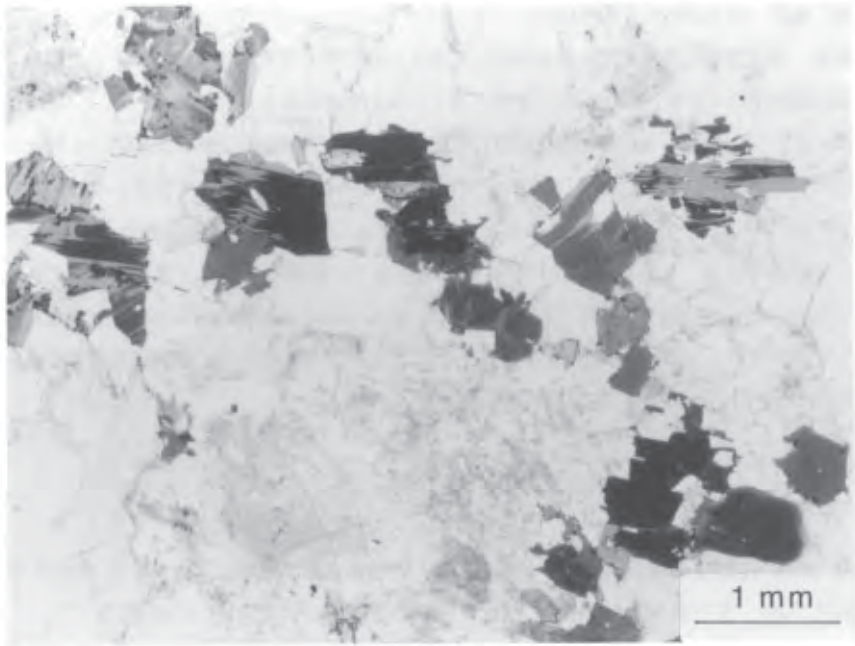
岩体名 桃井（1957）の松山花崗岩、岡村（1967）の松山花崗閃緑岩、宮久・平岡（1970）の松山型花崗閃緑岩（G5）、及び桃井ほか（1991）の粗粒花崗閃緑岩（松山型；G4）に相当する。

模式地 模式地の設定はない。本地域内では大三島野々江坂西方の海岸に新鮮な露出が見られる。

分 布 愛媛県松山市から高縄半島一帯、防予諸島、及び大三島南部に分布する。本地域内では大三島町野々江南海岸と口総上長瀬くちすげから宗方幸崎にかけての海岸線に沿って小岩体が点在する。坂西方の海岸には本花崗閃緑岩が露出しているが、径5-6mの転石はすべて呉花崗岩からなり、崖の上部には呉花崗岩が露出している。これは本花崗閃緑岩が呉花崗岩に比べて風化抵抗性が小さいために、露出している部分のほとんどが削剥し尽くされてしまい、陸上ではわずかに海岸付近にのみ残っているものと考えられる。このことから本花崗閃緑岩の分布は陸上よりも海底に伏在する部分の方が広い可能性がある。

貫入関係 口総から幸崎では呉花崗岩に貫入されて捕獲岩体化している。また閃緑斑岩脈に貫入される。

岩 相 本地域内では中-粗粒の角閃石黒雲母花崗岩で、径10cm前後の細粒閃緑岩質の暗色包有物が西北西-東南東方向の葉理構造に沿って伸びている。露頭では葉理構造はほとんど目立たず一見塊状に見えるが、薄片にすると黒雲母の底面を平行にして列状に並ぶ葉理構造が明瞭である（第25図）。主成分鉱物は多い順に斜長石（径0.5-4mm）・石英（径0.5-6mm）・黒雲母（径1mm±）・角閃石（径0.3-1mm）・カリ長石（径1mm±）で、副成分鉱物として鉄鉱・燐灰石・ジルコン・褐れん石・チタン石を含む。また変質鉱物として緑泥石・方解石・白雲母・緑れん石を生じていることがある。口総から幸崎に点在する呉花崗岩の捕獲岩体には径3-4cmのカリ長石の斑状結晶を含むことがある。石英は他の鉱物よりやや大きく、波動消光が顕著である。斜長石とカリ長石の接する部分にはミルメカイトを生じていることがある。また角閃石のZ軸色は中心部では緑褐色であるが、外側は緑色を示す。



第25図 松山花崗閃緑岩の顕微鏡写真

大三島大三島町野々江海岸。黒雲母の劈開が写真の底辺と平行に向く葉理構造が見られる。試料番号；GSJ R70643

V. 3 豊島花崗閃緑岩 (Tgd)

岩体名 新称.

模式地 広島県豊浜町豊島西部の尾根の林道.

分布 模式地のほかに豊島小野浦・山崎，上蒲刈島三崎・殿河内，大崎下島久比西方・立花北東などに岩脈状小岩体として点在する.

貫入関係 高田流紋岩類灰ヶ峰層に貫入し，黒雲母流紋岩，黒雲母花崗斑岩，及び閃緑斑岩岩脈に貫入される.

岩相 小岩体として点在している割に岩相変化がほとんどなく，いずれの場所でも細粒斑状黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる。斑状結晶は自形の斜長石（径1-5mm）・石英（径2-5mm）・角閃石（径0.5-1.5mm，Z=緑色）からなり，斑状結晶の間を満たす結晶として石英・カリ長石・斜長石・角閃石（Z=青緑色）・黒雲母（以上径0.05-0.5mm，他形）・褐れん石・ジルコン・燐灰石（以上長径0.1-0.7mm，自形）を含む。豊島西部の尾根道の一部には径1-3cmの斑状カリ長石を含む部分がある。また上蒲刈島三崎の沖友層の泥岩を捕獲する部分では，接触面に沿って径1cm前後のざくろ石を含む部分がある（第26図）。



第26図 豊島花崗閃緑岩と泥質捕獲岩の接触部
上蒲刈島蒲刈町三崎海岸。豊島花崗閃緑岩は泥質捕獲岩との接触部にざくろ石を含む。

V. 4 大地蔵花崗岩 (Ojc, Ojf)

岩体名 東元ほか (1985) .

模式地 模式地の設定はない。本地域内では上蒲刈島東海岸に典型的な岩相が露出する。

分布 本地域南西部の豊島南部，上蒲刈島南部，及び呉地域内下蒲刈島南部と倉橋島地域内の上黒島・下黒島に露出しており，東西約14km，南北4.5kmに分布する。

貫入関係 沖友層及び高田流紋岩類灰ヶ峰層に貫入し，黒雲母流紋岩及び黒雲母花崗斑岩岩脈に貫入される。呉地域内では本花崗岩に対して閃緑斑岩岩脈も貫入している (東元ほか，1985) .

岩相 呉地域内では中-粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩，中-粗粒黒雲母花崗岩，細粒白雲母黒雲母花崗岩が分布しているが，中-粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は下蒲刈島大地蔵西方のみに分布しており (東元ほか，1985) ，大地蔵から本地域内では中-粗粒黒雲母花崗岩 (Ojc) と細粒白雲母黒雲母花崗岩 (Ojf) のみが分布している。中-粗粒黒雲母花崗岩の主成分鉱物は径1-6mmの石英・斜長石・カリ長石及び，径0.3-1.5mmの黒雲母からなる。副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・鉄鉱・燐灰石，及びチタン石を含む。細粒白雲母黒雲母花崗岩は主成分鉱物として径0.2-1.5mmの石英・斜長石・カリ長石・黒雲母及び白雲母を含み，副成分鉱物としてジルコン・燐灰石を伴う。いずれも石英には波動消光が認められ，カリ長石は微斜長石構造が顕著である。黒雲母は $Y \approx Z$ = 帯緑暗褐色を示し，厚板状自形-半自形で石英・長石とともに粒状組織を作るのに対し，白雲母は石英・長石の隙間か斜長

石内に他形を示す。ジルコンの多くは黒雲母に含まれて、顕著な多色性ハロを黒雲母に作っている。豊島南部（今治西部地域内）にはOjc岩相にペグマタイトを含み、径1-7cmの石英・カリ長石・斜長石・黒雲母及び白雲母を含む。

V. 5 呉花崗岩 (Kuc, Kuf)

岩体名 東元ほか(1985)。

模式地 模式地の設定はない。本地域内では安浦町グリーンピア安浦周辺に典型的な岩相が分布している。

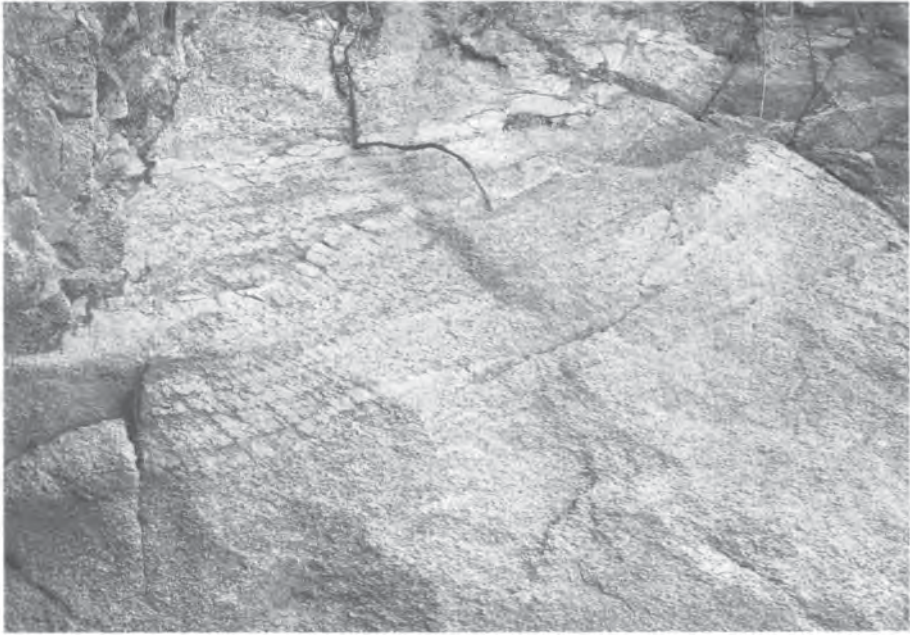
分布 呉地域を中心に本地域、倉橋島及び柱島地域、巖島地域に分布し、更に東方と北方に連続している。本地域内では海域に隔てられて分布が連続していないが、地表では安浦町グリーンピア安浦周辺、竹原市海岸部、大崎上島西部、三角島中央部、大崎下島北部から岡村島北部、大下島南東部から大三島にかけて露出している。沖友層と高田流紋岩類灰ヶ峰層は本地域内でホルンフェルス化しているので、露出していない地域を含めて本地域全域の地下に伏在しているものと考えられる。

貫入関係・放射年代 沖友層・高田流紋岩類灰ヶ峰層に貫入してこれらに接触変成作用を与えている。また箱島斑れい岩には再結晶組織が認められることからこれを捕獲していると推定され、大三島南部では松山花崗閃緑岩に貫入してこれを捕獲岩体化している。豊島花崗閃緑岩及び大地蔵花崗岩とは接触していないので前後関係は不明である。また斜方輝石単斜輝石黒雲母トータル岩・黒雲母流紋岩・黒雲母花崗斑岩・閃緑斑岩および黒雲母デイサイトの岩脈に貫入される。

呉花崗岩の放射年代測定値は本地域内の試料ではないが、隣接地域からK-Ar法及びRb-Sr法によって79.6-89.0Maの年代値が報告されている（東元ほか，1985；Nakajima *et al.*, 1990）。

岩相 本地域の呉花崗岩は大部分が中-粗粒黒雲母花崗岩（Kuc）で部分的に細粒黒雲母花崗岩（Kuf）を伴う。中-粗粒黒雲母花崗岩（Kuc）は塊状の組織を特徴とするが、竹原市大久野島北部には花崗岩の流動を示すシュリーレンが認められる（第27図）。シュリーレンには松山花崗閃緑岩に見られるような黒雲母の走向配列はなく、有色鉱物の含有量が違う部分が縞模様になっている。暗色包有物をほとんど含まない。中-粗粒岩相（Kuc）は本地域全体に均質で岩相変化に乏しく、安浦町日之浦南方と大崎上島の数ヶ所で斑状カリ長石を含む程度である。また有色鉱物が黒雲母だけの岩相が広く、角閃石を含む場所は鏡下に認められる部分を含めても少ない。中-粗粒岩相の典型的な部分では主成分鉱物として径1-7mmの石英・斜長石・カリ長石と径0.3-2mmの板状黒雲母（Y≒Z=暗褐色ないし帯緑褐色）を含み、副成分として褐れん石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱、まれに角閃石と螢石を含む。大崎上島の西海岸に露出する中-粗粒岩相（Kuc）は著しく剪断されてマイロナイト化している。また石英には波動消光するものが多い。

細粒黒雲母花崗岩（Kuf）は本岩体と沖友層または高田流紋岩類との境界部に分布する場合と、中-粗粒岩相（Kuc）に対して岩脈状に貫入する場合がある。Kuf岩相には均質なアプライト質のものから斑岩状のものまで多様である。細粒岩相（Kuf）の主成分鉱物及び副成分鉱物は粗粒岩相（Kuc）と同じであるが、Kufでは黒雲母含有量が少なく、沖友層近くに貫入する部分には白雲母を含む部分がある。



第27図 呉花崗岩のシュリーレン構造
竹原市大久野島北海岸。

斑状結晶は石英・カリ長石・斜長石で径1-5mmである。大久野島のKuf岩相にはミアロリティックな晶洞を含む部分があり、自形の石英・長石のほか蛍石が空洞を満たすことがある。

ペグマタイトは粗粒岩相にも細粒岩相にも含まれ、径1-10cmの石英・カリ長石・斜長石及び薄板状黒雲母からなり、しばしば鉄かんらん石を含む。三角島のペグマタイトには白雲母を含む。

V. 6 閃長岩類

閃長岩はアルカリ長石に富む深成岩の一種で、ソーダに富む斜長石・黒雲母・輝石・角閃石などを含み、石英をほとんど含まないと定義されている。閃長岩の分類法は決まっていなように見えるので、ここでは主成分鉱物であるアルカリ長石の種類によって、カリ長石閃長岩（Ksy）と曹長石閃長岩（Nsy）を区別して記述する。本報告によるカリ長石閃長岩（Ksy）と曹長石閃長岩（Nsy）は、村上（1958；1959）の分類によるType AとType Bにそれぞれ対応している。カリ長石閃長岩には長石のほとんどがカリ長石からなるものから、カリ長石と斜長石の含有量が同程度のモンゾニ岩まで一つの岩体内に含むので、カリ長石閃長岩及びモンゾニ岩（Ksy）として記述する。これらの閃長岩類は産状と鏡下の特徴からMurakami（1959）及び村上（1976）による交代性閃長岩と同じものと考えられる。

V. 6. 1 カリ長石閃長岩及びモンゾニ岩（Ksy）

本岩は大崎上島西海岸の呉花崗岩中の剪断帯の部分に、北西-南東方向に伸びた幅約1mの脈状小岩

体である。閃長岩には紅色カリ長石が濃集しているので、野外では白い花崗岩に対してピンク色の帯のように見える。産状は母岩に対して貫入関係ではなく、断層の割れ目付近で最もカリ長石に富み、両側の母岩に向かって漸移的に斜長石を増して母岩に近い部分には石英を含む。顕微鏡下では全体の約5-7割をパーサイト化したカリ長石（径1-5mm）が占め、2-3割を斜長石（径0.2-4mm）が占める。斜長石には破碎されたものが多い。一方カリ長石には破碎された斜長石に接した結晶にも破碎が認められない。このほかに変形した黒雲母（径1mm±）、茶褐色ないし赤褐色の粘土鉱物、緑れん石を含む。またカリ長石同士が接する部分にはintergranular precipitationの斜長石が生じている。

V. 6. 2 曹長石閃長岩 (Nsy)

本岩は愛媛県大三島西部、口総下長瀬の松山花崗閃緑岩中に北東-南西方向に伸びた幅約10mの脈状に産する。顕微鏡下では全体の約7-8割を曹長石が占め、角閃石・チタン石・カリ長石・黒雲母・鉄鉱・褐れん石・燐灰石を伴う。曹長石は径0.05-6mmに及び、微細粒から粗粒結晶まで粒径分布が広い。集片双晶が発達して、累帯構造を示さない。角閃石はZ軸色が緑色を呈し、径0.1-4mmの結晶が放射状に集合して径2-10mmのクロットになる。またチタン石も径0.1mm±の結晶が集合して径1mm位の球状になっている。

V. 7 白亜紀岩脈

V. 7. 1 細粒トータル岩 (To)

本岩は名称が示すように深成岩の組織を持っているが、花崗岩に対して貫入する岩脈の産状を示すので岩脈の項で扱う。母岩の花崗岩が本岩脈に対して外から枝状に貫入する部分があり、同時性岩脈の特徴を示す。本地域内では大崎町長島北海岸に1ヵ所だけ幅約5mの細粒斜方輝石単斜輝石黒雲母トータル岩が分布する。顕微鏡下では主成分鉱物として多い順に斜長石・石英・黒雲母・単斜輝石・斜方輝石（以上径0.1-3mm）からなり、副成分として鉄鉱・燐灰石・ジルコンが認められる。斜長石は半自形で弱い累帯構造を示す。石英・黒雲母（Y≒Z=赤褐色）は他形を示す。単斜輝石は短柱状自形でまれに集片双晶やスティルウォーター型の離溶組織を示す結晶も認められる。斜方輝石は柱状自形で、変質する部分もあるが、新鮮な部分はZ=淡緑色、X=淡紅色の多色性を示す。本岩脈が深成岩の組織を持つのは、貫入が比較的に早期で母岩の呉花崗岩がまだ高温であったためと考えられる。

V. 7. 2 流紋岩 (R)

流紋岩 (R) と次項目の花崗斑岩 (Gp) は野外で漸移するなど同時期の貫入で組成もほぼ同じであるが、野外では斑晶の有無が岩相の差異として目立つので、地質図と本文では区別しておく。本地域内では安芸津町小芝島、竹原市阿波島、木江町中ノ鼻付近、東野町生野島・佐組島・白島・船島、上蒲刈島東部に、幅2-60mの黒雲母流紋岩岩脈が北東-南西方向から南北方向に貫入している。灰白色ないしピンク色を帯びた灰色を呈し、場所によっては流理構造を示す。沖友層・高田流紋岩類・豊島花崗閃緑岩及び呉花崗岩に貫入し、小芝島では花崗斑岩 (Gp) に貫入されている。斑晶は含まないか径1-2mm

の石英をわずかに含み、石基は微細な珪長質鉱物と黒雲母からなる。

V. 7. 3 花崗斑岩 (Gp)

花崗斑岩は本地域北西部の安芸津町大田上から竹原市毛木南方海岸に至る幅1km以上、延長11km以上に達する大規模な岩脈で、延長部は竹原地域、呉地域、海田市地域ほかにも分布している。このほか小規模な花崗斑岩は本地域内各地で沖友層、高田流紋岩類、豊島花崗閃緑岩、及び呉花崗岩に貫入している。大田上から毛木に至る岩体は母岩の小岩体を捕獲し、また細粒閃緑岩の径1-20cmの暗色包有物を含む。貫入方向は本地域北部では東西方向と南北方向の2方向に貫入しており、南部の豊島・大崎上島・大崎下島・岡村島・大下島などでは東北東-西南西方向が卓越している。大田上から毛木に達する大規模な岩脈は角閃石黒雲母花崗斑岩で、野外では灰色の基質に径2cmに達するカリ長石斑晶が目立ち、石英・黒雲母・角閃石の斑晶（1-10mm）を肉眼で確認できる。顕微鏡下では斑晶として自形の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母（ $Y \approx Z =$ 暗褐色）・角閃石（ $Z =$ 緑褐色、緑色、青緑色など多様）を含み、石基には石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・鉄鉱・褐れん石・ジルコン・燐灰石・蛍石を含む。石基の組織は径0.05-0.1mmくらいの粒状組織が多いが微文象組織を示す岩脈もある。小規模な岩脈は石英・長石の斑晶は径2-7mm程度で、有色鉱物として黒雲母のみを含む。

本地域内の花崗斑岩脈は放射年代測定されていないが、松山市高浜町に分布する同種の岩脈について81.2-82.9Maの全岩K-Ar年代値が報告されている（田崎ほか、1990）。

V. 7. 4 閃緑斑岩 (p)

閃緑斑岩には径3mmに達する斜長石斑晶が見えて斑状組織が顕著な灰緑色の岩脈と、肉眼では細粒緻密に見える暗緑色岩脈の2種類があり、前者は本地域南東部に後者は本地域北西部から呉・倉橋島及び柱島地域にかけて卓越する傾向がある。いずれも沖友層、高田流紋岩類及び深成岩類に貫入しているほか、安芸津町三畝北方では花崗斑岩岩脈に貫入している。幅は0.5-3m。呉花崗岩との接触の急冷周縁相は軽微で目立たず、花崗岩の冷却節理が閃緑斑岩脈の節理に連続する事が多い。したがって本岩脈の貫入時期には母岩の呉花崗岩はまだかなり高温を保っていたと推定される。斑状組織が顕著な岩脈は単斜輝石斜方輝石閃緑斑岩で、顕微鏡下では斑晶として径1-3mmの斜長石・斜方輝石（変質）及び単斜輝石を含み、石基は径0.01-0.1mmの斜長石と変質した有色鉱物や鉄鉱の微細な集合からなる。細粒緻密に見える岩脈は角閃石閃緑斑岩で径0.5-1.5mmの斜長石とまれに角閃石斑晶を含み、石基は径0.1-0.3mmの粗粒な斜長石と緑色角閃石からなり、鉄鉱や燐灰石を伴う。

V. 7. 5 デイサイト (D)

愛媛県大三島町の肥島と三ツ子島の呉花崗岩にデイサイト岩脈が貫入している。野外では灰色を呈し、ほぼ南北方向に貫入している。脈幅は1-2m。顕微鏡下では斑晶として径0.3-2mmの斜長石・角閃石（ $Z =$ 青緑色）・石英を含み、石基は珪長質鉱物がバリオリティック組織を示す。石基にはまた黒雲母と青緑色角閃石・鉄鉱・緑れん石を含む。

肥島に貫入している本岩脈についてジルコンのフィッシュントラック年代測定を行った。結果は

68.3±3.1Maで、後期白亜紀末頃を示す（第1表）。

第1表 黒雲母デイサイト岩脈のフィッシュントラック年代測定結果

試料岩石	結晶数	自発核分裂飛跡 ps (Ns) cm ⁻²	誘発核分裂飛跡 pi (Ni) cm ⁻²	χ ² 検定 P(χ ²) %	熱中性子線量 pd (Nd) cm ⁻²	ウラン濃度 ppm	年代値 Ma
テイト(D)	30	7.86×10 ⁶ (3720)	1.65×10 ⁶ (779)	0	8.164×10 ⁴ (2508)	160	68.3 ± 3.1

産地及び試料番号 愛媛県大三島町肥島南西海岸（GSJ R70572）

年代測定鉱物；ジルコン

年代測定；(株)京都フィッシュン・トラック

年代測定法；ED1 ζ = 352±3

エッチング条件；KOH:NaOH=1:1(mol) etchant, 225 °C 19 hours

熱中性子線量測定法；NBS-SRM 612 glass + Mica

照射場所；立教大学原子力研究所回転試料棚

本質結晶含有率（推定）；100 %

VI. 古第三系（安芸津層；Am, As）

地層名 新称.

模式地 広島県安芸津町金山.

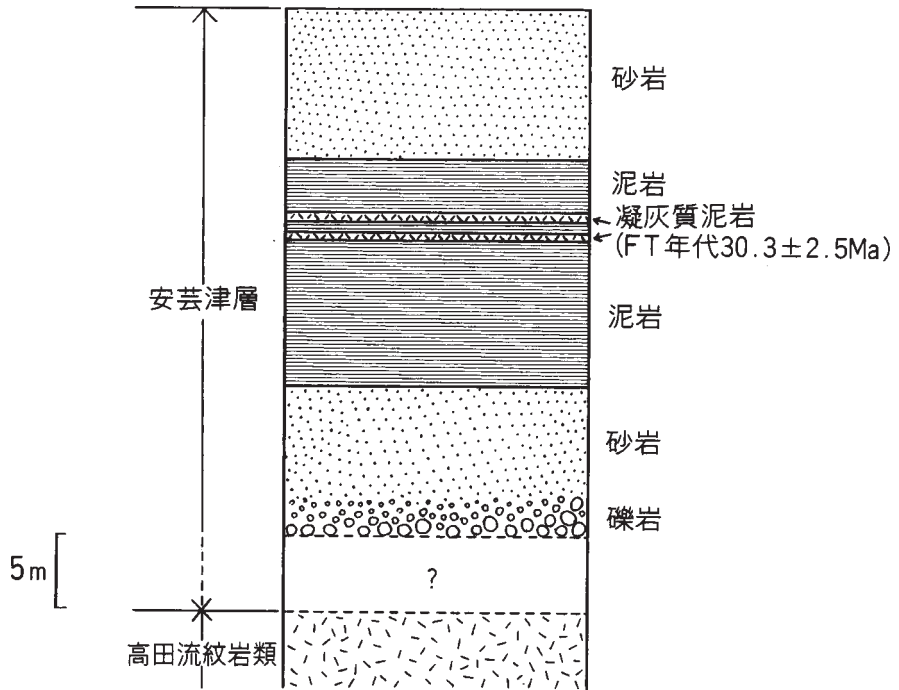
分布及び層厚 安芸津町榊山から中まで東西1.5km、南北0.5kmの狭い地域に分布する。層厚は約40m.

層序関係 高田流紋岩類ヶ峰層を不整合に覆う。

岩相 基底部から礫岩、砂岩、泥岩、砂岩の順に重なる（第28図）。いずれも基盤の高田流紋岩類の溶結凝灰岩が砕屑された礫・砂・泥からなり、礫岩には沖友層や花崗岩類を含まない。砕屑物はよく分級されて成層している（第29図）。本層中部の泥岩の一部にはガラス片や軽石などの凝灰質物質を含む層準がある。基盤の高田流紋岩類は溶結と深成岩の接触変成を受けているので、ガラス片が分離することはない。また泥岩中の軽石には接触変成による再結晶が認められない（第30図）。したがってこれらの火山物質は安芸津層が堆積していた頃にどこかで噴出し、泥とともに本地域に堆積したものと考えられる。本層からは貝や種子植物などの大型化石は見いだされなかった。泥岩部分について花粉の抽出と分析をパリオ・サーヴェイ株式会社 に依頼したが、本層からは花粉化石も検出されなかった。

地質構造 走向は西北西-東南東方向で、南に5-8度傾斜している。

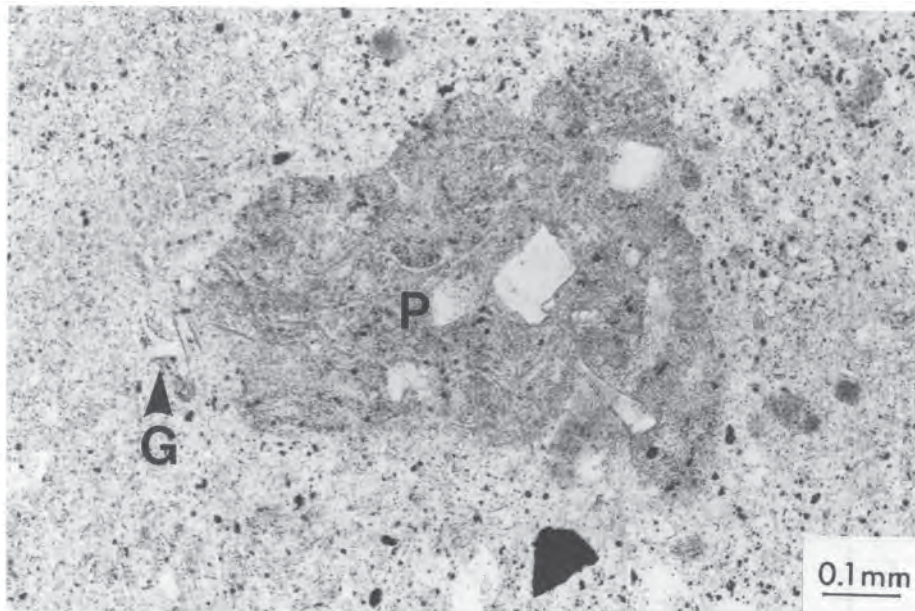
フィッシュントラック年代測定 本層には降下火山灰など本質物質のみからなる層準がないために、フィッシュントラック測年試料には基盤岩（高田流紋岩類）のジルコンが大量に混入している凝灰質泥岩を用いた。測年はまず最初に分離ジルコンについて晶癖による選別をせずに、自発トラック密度が10⁷cm⁻²以上の結晶を単純に測年対象から外して30個を測年してみたところ、粒子年代が大きくばらつ



第28図 安芸津層の柱状図



第29図 安芸津層の露頭
安芸津町金山，榊山八幡宮境内の西の崖。



第30図 安芸津層の凝灰質泥岩の顕微鏡写真

安芸津町金山，榊山八幡宮境内の西の崖．泥質の基質中に流紋岩軽石 (P) やガラス破片 (G) を含んでいる．試料番号；GSJ R70482

第2表 安芸津層の凝灰質泥岩のフィッシュントラック年代測定結果

試料岩石	結晶数	自発核分裂飛跡 ps (Ns) cm ⁻²	誘発核分裂飛跡 pi (Ni) cm ⁻²	χ ² 検定 P(χ ²) %	熱中性子線量 pd (Nd) cm ⁻²	ウラン濃度 ppm	年代値 Ma
凝灰質泥岩 (Am)	12	1.86×10 ⁶ (314)	1.88×10 ⁶ (318)	90	8.271×10 ⁴ (2541)	180	30.3 ± 2.5

産地及び試料番号；広島県安芸津町金山 (GSJ R70482)

年代測定鉱物；ジルコン

年代測定；(株)京都フィッシュン・トラック

年代測定法；ED2 ζ = 372±5

エッチング条件；KOH:NaOH=1:1(mol) etchant, 225 °C 26 hours

熱中性子線量測定法；NBS-5RM 612 glass + Mica

照射場所；立教大学原子力研究所回転試料棚

本質結晶含有率(推定)；0.4 %

いてχ²検定に失格(0%)し，得られた年代値(48.1±2.3Ma)には異質ジルコンの混入が示唆された．次に測年粒子について観察を行い，30個の粒子が異なる特徴を持つ2つのグループ，すなわち結晶面が平滑でオーバーエッチング傾向を示したり短縮トラックが見られ古い値を示すグループと，融触跡が見られるグループからなっていることが分かった．後者のグループの12個について年代値の計算を行い，漸新世に相当する30.3±2.5Maが得られた(第2表；χ²検定；90%)．本試料にはこれよりも若い年代値のグループはないので，この値が安芸津層に火山物質を供給した噴出年代を示すものと考えられる．ここではこれを安芸津層の年代と考える．

瀬戸内海沿岸には東から神戸層群（兵庫県），吉備層群（岡山県），久万層群（愛媛県），宇部層群（山口県）といった酸性凝灰岩を挟む非海成層（一部海成層）が点在しており，近年これらの地層の放射年代測定によって古第三紀始新世から漸新世の年代値が知られるようになった（尾崎・松浦，1988；尾崎ほか，1996；鈴木，1995；1996；今岡ほか，1999など）．安芸津層は吉備層群と宇部・久万層群の中間に位置しており，古第三紀に瀬戸内海に沿って堆積盆が連続していた可能性を示唆するものと思われる（松浦・妹尾，2000）．

Ⅶ. 中新世火山岩類

本地域の中新世火山岩類は前- 中期中新世の瀬戸内火山岩類と後期中新世の芸予火山岩類に区分される（妹尾・松浦，2000）．これらのモード組成・全岩化学組成・K-Ar年代測定結果を第3表に示す．

Ⅶ. 1 瀬戸内火山岩類（Sv）

本地域南部の太下島と小太下島には前- 中期中新世火山岩類が分布しており，妹尾・松浦（2000）はこの火山岩類を瀬戸内火山岩類に含めた．ただ瀬戸内海西部では瀬戸内火山岩類は防予諸島から愛媛県高縄半島にかけて主に分布しており，本地域は瀬戸内火山岩類の北限になる．

太下島 太下島西部，竹子ノ鼻の灯台の少し東の海岸から南に向かって普通輝石かんらん石安山岩岩脈が分布している．規模は幅約5m，延長約250m程度で，中・古生界に北北西-南南東方向に貫入している．岩脈内部には壁に平行な板状節理が発達し，肉眼的には黒色緻密な岩石である．港から灯台に至る道の脇で岩脈の東側の壁に火砕岩が幅30cmほど残っているのが観察される．

太下島の普通輝石かんらん石安山岩岩脈は，斑晶としてかんらん石（径1.6mm以下）・斜長石（径0.45mm以下）および普通輝石（径0.4mm以下）を含む．かんらん石斑晶は自形で，しばしば骸晶になる（第31図）．かんらん石斑晶は表面や割れ目に沿って一部変質しているが，大部分は新鮮である．かんらん石斑晶は赤褐色の自形スピネルを包有している．かんらん石には不規則な形態をもつ大きな結晶（径1.25mm）もまれに存在し，丸味を帯びた緑色スピネルが結晶内部に認められる．斜長石斑晶は短冊状のものが多く，流理に平行配列して石基中に散在している．普通輝石斑晶は自形で，セクター構造が顕著である．時々斜方輝石の溶離ラメラをもつ他形の結晶や波動消光を示す虫食い状のものが観察される．これらの普通輝石は集斑状になることが多い．その他に溶融してガラス化した捕獲岩片，汚濁した斜長石，アルカリ長石，石英の捕獲結晶が少量認められる．石基は，短冊形斜長石・普通輝石・斜方輝石・不透明鉱物および少量のガラスで構成され，インターサータル組織を示す．

全岩化学組成は $\text{SiO}_2=55.1\text{wt}\%$ で，安山岩組成であるが， MgO が $6.50\text{wt}\%$ と多く，白木ら（1991）の定義による高マグネシア安山岩といえる．しかし鉄に富み（ $\text{FeO}^*/\text{MgO}=1.03$ ），斜長石斑晶（ $2.3\text{vol}\%$ ）を含む点で，典型的な高マグネシア安山岩の特徴からはややはずれている．

第3表 中新世火山岩類のモード分析・全岩化学分析及び全岩K-Ar年代測定結果

A. 中新世火山岩類のモード分析・蛍光X線化学分析及びK-Ar年代測定結果 (妹尾・松浦, 2000)

			芸予火山岩類(Gv)		瀬戸内火山岩類(Sv)	
			OKM-1	OKM-2	KG-02	OG-01
試料			010px 安山岩	010px 安山岩	Cpx01玄武岩	Cpx01安山岩
岩石名						
産地			岡村島岡村港東	岡村島岡村港東	小大下島龍ヶ鼻	大下島竹子鼻東
モード組成 (vol%)	斑 晶	かんらん石	0.9	0.4	5.5	5.5
		斜方輝石	2.6	2.9	-	-
		普通輝石	-	-	0.8	2.0
		角閃石	-	-	-	-
		斜長石	-	-	2.7	2.3
石 基		96.4	96.5	90.9	88.3	
化学組成 (wt%)	SiO ₂		59.05	60.34	52.28	55.11
	TiO ₂		0.54	0.49	0.86	0.67
	Al ₂ O ₃		16.45	16.38	17.77	17.14
	Fe ₂ O ₃ *		6.48	5.88	8.79	7.47
	MnO		0.11	0.11	0.15	0.13
	MgO		5.30	5.02	6.56	6.50
	CaO		6.63	6.34	8.34	7.72
	Na ₂ O		3.01	3.00	2.86	3.20
	K ₂ O		2.03	2.23	1.71	1.63
	P ₂ O ₅		0.13	0.12	0.17	0.26
	total		99.73	99.91	99.49	99.86
ignition loss		0.98	1.63	2.06	1.57	
K-Ar年代	測年試料		全岩	全岩	全岩	全岩
	rad ⁴⁰ Ar(mISTP/g×10 ⁻⁶)		0.049, 0.051	0.056, 0.056	0.082, 0.081	0.086, 0.087
	rad ⁴⁰ Ar (%)		82.1, 85.7	79.0, 74.7	51.4, 47.5	55.1, 46.6
	K (%)		1.65, 1.66	1.80, 1.79	1.36, 1.36	1.27, 1.27
	放射年代値 (Ma)		7.8±0.4	8.0±0.4	15.4±0.8	17.4±0.9

Cpx:普通輝石. Opx:斜方輝石. Ol:かんらん石.

Fe₂O₃*:全鉄を Fe₂O₃に換算. λ_s;4.962×10⁻¹⁰/yr. λ_e;0.581×10⁻¹⁰/yr. ⁴⁰K/K=1.167×10⁻⁴

モード分析及び化学分析; 妹尾, 年代測定;Teledyne Isotopes(K-Ar dating).

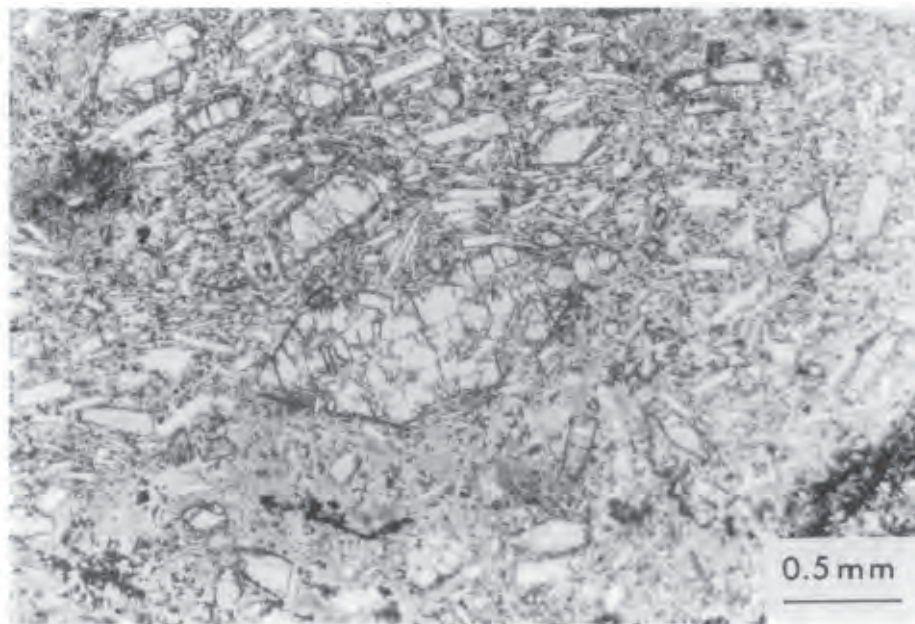
B. 小大下島龍ヶ鼻の瀬戸内火山岩類(Sv)の湿式化学分析結果 (石橋 澄, 未公表資料)

	No. 1	No. 2
SiO ₂	49.03	50.38
TiO ₂	0.70	0.81
Al ₂ O ₃	18.30	17.92
Fe ₂ O ₃	3.58	3.16
FeO	5.36	5.81
MnO	0.18	0.18
MgO	5.30	6.31
CaO	11.59	9.29
Na ₂ O	2.33	2.53
K ₂ O	1.56	1.62
H ₂ O+	0.87	0.88
H ₂ O-	1.13	1.16
P ₂ O ₅	0.14	0.13
total	100.07	100.18

No. 1; 斑晶が多い部分

No. 2; 斑晶が少なく緻密な部分

分析者: 石橋 澄(1962. 12. 22分析)



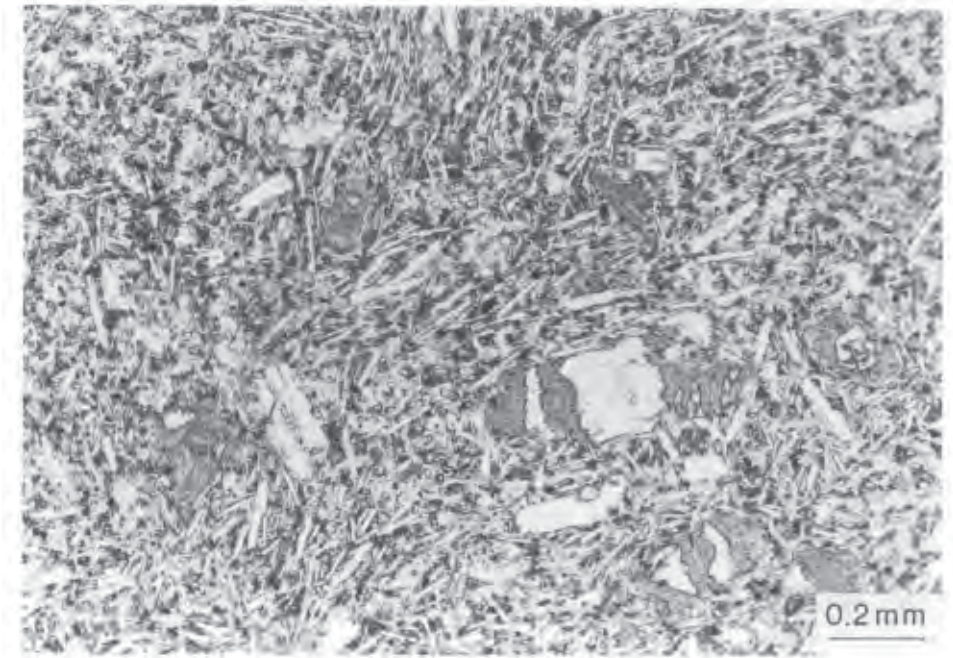
第31図 大下島の前期中新世安山岩の顕微鏡写真
関前村大下島竹子ノ鼻灯台東. 試料番号: GSI R70593

小大下島 普通輝石かんらん石玄武岩岩脈が、島の南東部龍ヶ鼻海岸の沖友層の石灰岩体に貫入する(井上・土井, 1958; 皆川ほか, 1978)。龍ヶ鼻では岩脈の幅に膨縮があって最大約3mに達するが、平均幅は約50cmである。貫入方向は北西-南東で石灰岩との境界はシャープであるが、大きな岩脈では石灰岩中に枝分かれして不規則に貫入する。岩脈の内部には壁に垂直な柱状節理が発達する。大部分が黄色に変質しているが、新鮮な部分は肉眼的に黒色緻密で、部分的に発泡している(妹尾・松浦, 2000)。玄武岩中の晶洞からはトムソン沸石・タカラ石が記載されている(野戸・皆川, 1975; 皆川ほか, 1978)。

本岩は斑晶としてかんらん石(径0.6mm以下)・斜長石(径0.6mm以下)・普通輝石(径0.25mm以下)を含む。かんらん石斑晶は自形で、周囲の一部が変質しているが、概ね新鮮である。斜長石斑晶は短冊状で、普通輝石と集斑状に存在する場合もある。普通輝石斑晶は単独で存在することもあれば、斜長石と集斑状を呈することもある。セクター構造が時々観察される。その他、普通輝石のコロナをもつ石英の捕獲結晶や、かんらん石の微結晶で取り囲まれた他形の斜方輝石も希に認められる。石基は短冊状の斜長石・普通輝石・少量のかんらん石・不透明鉱物および少量のガラスから成り、インターグラニューラー組織を示す(第32図)。

小大下島の普通輝石かんらん石玄武岩岩脈は小岩体であるが、試料採取位置によって組成に若干の変動が見られる(第3表A, B)。本岩の組成は無水換算でSiO₂は50.0-52.3wt%, 全アルカリ(Na₂O+K₂O)は4.0-4.6wt%で高アルカリソレアイト組成である(妹尾・松浦, 2000)。本玄武岩はCaO(8.3-11.8wt%)とAl₂O₃(17.8-18.7wt%)の両方に富む点で特徴的である(宮久, 1963)。

放射年代 大下島の安山岩岩脈の全岩K-Ar年代値は前期中新世末頃に当たる17.4±0.9Maを示し、



第32図 小大下島の中期中新世玄武岩の顕微鏡写真
関前村小大下島龍ヶ鼻、試料番号；GSJ R70596

小大下島の玄武岩岩脈の全岩K-Ar年代値は中期中新世に当たる $15.4 \pm 0.8\text{Ma}$ を示した（妹尾・松浦，2000）。大下島の前期中新世の年代値はこれまでに知られている瀬戸内安山岩類の年代値の範囲11.7-16.5Ma（巽・石坂，1978；巽・横山，1978；巽・鳥居ほか，1980；巽・横山ほか，1980；松浦，1997；吉川，1997；角井，1998など）よりも古い方にはずれているが，愛媛県新宮町にも前期中新世のペイサナイトの活動があり（Uto *et al.*，1987），前-中期中新世火山岩類として一括することは可能と思われる（妹尾・松浦，2000）。

Ⅶ. 2 芸予火山岩類（Gv, Gvp）

火山岩類命名 妹尾・松浦（2000）。

分布及び産状 岡村島の岡村港の北東部-東部にかけて，かんらん石古銅輝石安山岩の火砕岩と岩脈が分布する（野戸，1978）。火砕岩（Gvp）は岩体南部に偏在しており，東西約200m，南北約80mの東西方向に伸びた楕円形分布を示す。岩脈（Gv）は火砕岩の北に接して北西-南東方向に約200m伸び，幅は約70-80mである。岩脈部分は堅いために基盤から少し出た尾根を形成している。火砕岩に近い部分には壁に平行な薄いレンズ状の火砕岩を取り込んでいる（野戸，1978）。周囲の沖友層との接触部付近では，六角柱状の節理が発達し（第33図），柱の方向は水平からやや南傾斜で，岩脈の伸びに直角な北東-南西を向いている。岩脈の南西部の露頭では火砕岩と溶岩が接している露頭があり，そこでは岩脈は急冷されていない。火砕岩の噴出・堆積後，冷却間隙をほとんどもたずに岩脈が貫入したものと

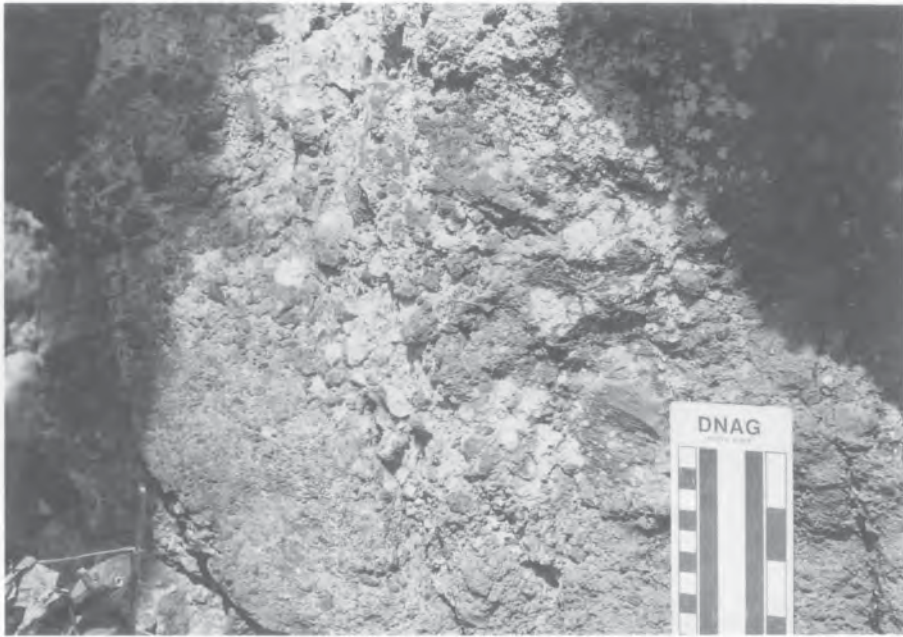


第33図 岡村島の後期中新世安山岩の岩脈
関前村岡村島岡村港北東. 岩脈の柱状節理.

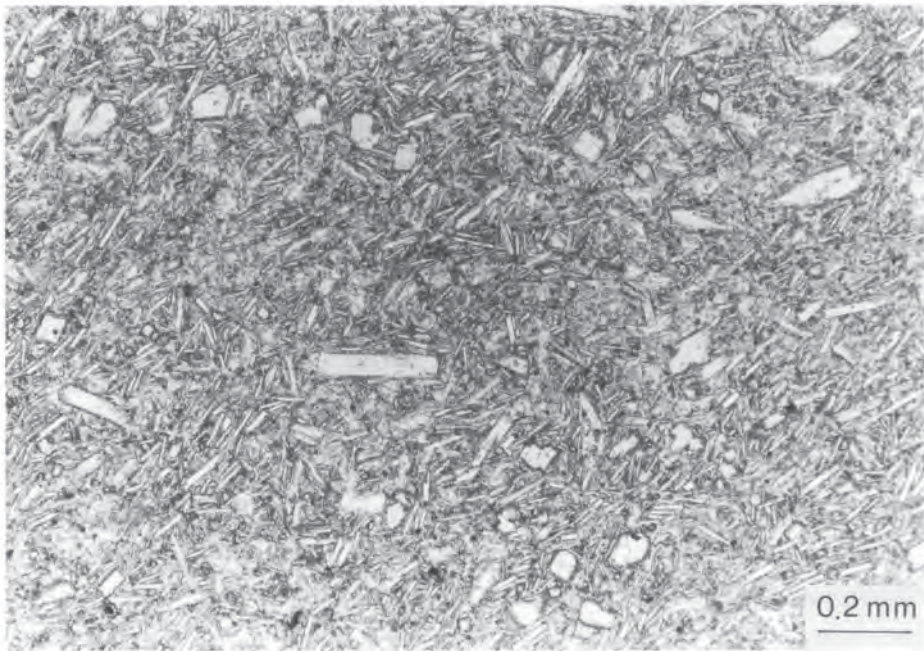
思われる (妹尾・松浦, 2000) .

岩相 火砕岩の部分は層理を示さない非溶結の凝灰角礫岩から火山凝灰岩ないしラピリストーンで、柔らかいために溪流に浸食されて城の谷とよばれる谷の斜面にわずかに露出している。マトリックスは淡黄色-淡褐色の安山岩質の火山灰であるが、岩脈近くではその量は少ない。本質岩片は径1-50 cmのガラス質安山岩が多く、酸化あるいは風化変質によって淡赤色-黄褐色を呈する。異質岩片としては沖友層の泥岩、淡緑色の高田流紋岩類、黒雲母花崗岩、石英斑岩、アプライトなどが認められる (妹尾・松浦, 2000) . 火砕岩の一部には噴気によって細粒の火山灰が吹き飛ばされたパイプ構造が見られる (第34図) .

岩脈下部の岩石は肉眼的に黒色のガラス質であるが、山頂部付近の岩石はよく発泡してガラスに乏しく完晶質に近い (妹尾・松浦, 2000) . 岡村島の岩脈を構成するかんらん石古銅輝石安山岩には斑晶として多い順に古銅輝石 (径0.8mm以下) とかんらん石 (径0.5mm以下) を含む。総斑晶量は約3.5vol%で、無斑晶質である。古銅輝石斑晶は長柱状結晶として流理方向に配列しており、普通輝石の平行連晶が特徴的に認められる。かんらん石斑晶は自形で、全く変質を受けておらず新鮮である。斑晶内部には褐色自形のスピネルが包有されている。岩体上部の発泡した部分では、かんらん石斑晶の周囲に斜方輝石の反応縁がよく発達している。時々他形のかんらん石結晶 (径0.7mm以下) も認められるが、これらは0.1mm程度の赤褐色スピネルを包有したり、波動消光を示すなどの捕獲結晶と考えられる特徴をもつ。この他、石英の捕獲結晶が含まれており、石英を囲んでマグマとの反応による針状-長柱状の普通輝石や褐色ガラスから成るコロナが観察される。石基は斜長石・斜方輝石・普通輝石・不透明鉱物お



第34図 岡村島の後期中新世安山岩の火砕岩
関前村岡村島岡村港北東.



第35図 岡村島の後期中新世安山岩の顕微鏡写真
関前村岡村島岡村港北東. 試料番号: 70588

よびガラス（淡褐色）で構成されるが、岩体上部の良く発泡した部分では石基の鉱物は粗粒で、ガラス量が少なく完晶質に近いハイアロオフィティックないしインターサータル組織を示す（妹尾・松浦，2000；第35図）。

化学組成 全岩化学組成は岩体の下部および上部の試料について、それぞれ $\text{SiO}_2=59.1, 60.3\text{wt}\%$ で、安山岩組成を示すが、 MgO 含有量の5.3, 5.0wt%は島弧に一般的に分布する同程度の安山岩としてはやや高い（妹尾・松浦，2000）。

放射年代 全岩K-Ar年代測定を岩脈下部のガラスの多い部分と、岩脈上部のガラスの少ない部分で行い、それぞれ $7.8\pm 0.4\text{Ma}$ と $8.0\pm 0.4\text{Ma}$ の年代値が得られた。両者は誤差の範囲内で一致する後期中新世の年代を示した。本地域周辺ではほぼ同時代の岩体が大崎下島沖友（安山岩， $8.2\pm 0.7\text{Ma}$ ；妹尾・松浦，2000）と上蒲刈島黒鼻（玄武岩， $8.4\pm 0.4\text{Ma}$ ；松浦，1997a, b）にも分布しており、妹尾・松浦（2000）は芸予諸島に後期中新世の火山岩石区があったと考えて、これを芸予火山岩類と命名した。

VIII. 第四系

本地域には大量の堆積物をもたらす大河川がないため第四系は小規模であり、海岸と小河川の谷底に点々と分布する。更新統はテフラなど時代決定の材料が見いだされなかったので、堆積上面の比高によって上位段丘堆積物と下位段丘堆積物に区分した。堆積物がない平坦面は地質図に表現していない。完新統は堆積場所によって崖錐堆積物、扇状地堆積物、河川及び海岸堆積物に区分した。人工によるものは埋立地及び干拓地として完新統と区別した。

VIII. 1 上位段丘堆積物 (Tu)

上位段丘堆積物は安芸津町小松原周辺と安芸津町砂原南方に分布し、海面及び太郎水川からの比高は約5-15mである。堆積上面は開墾されているので開析程度は不明である。小松原南方の大芝島対岸の堆積物は淘汰の悪い大礫-巨礫層・礫混じり砂層・砂混じり泥層からなり、半固結している（第36図A, B）。礫は角がわずかに取れた亜角礫で、灰ヶ峰層H7流紋岩部層の黒色泥岩、白色凝灰質泥岩、砂岩、及びの流紋岩溶結凝灰岩からなり、沖友層や呉花崗岩の礫を全く含まない。したがって小松原周辺の上位段丘堆積物は現太郎水川の流域から供給されたと考えられる。本堆積物からは時代決定に有効な化石やテフラは見いだされていない。

VIII. 2 下位段丘堆積物 (Tl)

下位段丘堆積物は安浦町女子畑-青木原と日之浦西方、及び竹原市大井にわずかに分布している。いずれも現河床から1.3m高くなって段丘化している。堆積物は未固結の泥・砂・礫からなる。本堆積



A



B

第36図 上位段丘堆積物の露頭写真

A ; 安芸津町小松原南方, B ; 大芝大橋北側橋脚下海岸.

物からも、時代決定に有効な化石やテフラは見いだされていない。

VIII. 3 崖錐堆積物 (t)

本地域では山が海に迫り、急傾斜面や渓谷が直接海岸に達するため、崖錐堆積物は小規模ながら海岸部の全域に点在する。とくに本地域南部の大三島口総・宗方、大崎下島大長・久比、豊島北西海岸などでは山麓緩斜面を崖錐堆積物が広く分布しており、人家や果樹畑などが立地している。これらの崖錐堆積物は海岸堆積物に連続しており、海面上昇後の堆積物と考えられる。崖錐堆積物は淘汰不良の泥・砂及び角礫層からなる。

このほか山間の礫層が、安芸津町小松原西方の標高約260mの中国自然歩道周辺に分布する。この礫層は風化によって腐り礫になっており海岸の崖錐堆積物よりも古期と考えられるが、地質図では崖錐堆積物に含めた。

VIII. 4 扇状地堆積物 (f)

扇状地堆積物は崖錐堆積物に似るが、山間堆積物が洪水などで渓谷外に搬出された堆積物で、細粒の泥・砂分が崖錐堆積物よりも乏しく、礫に富む傾向がある。

VIII. 5 河川及び海岸堆積物 (a)

河川堆積物は瀬戸内海の海面が低かった時代には峡谷であったものが、海面上昇によって谷底が堆積物によって埋積されて平坦な低地になったものである。海岸堆積物には海浜における自然堆積物のほか、明治35年の地形図作成以前に人工的に造成されたと思われる土地を含む。

VIII. 6 埋立地及び干拓地 (r)

地質図に示した埋立地及び干拓地は主として明治35年陸地測量部作成地形図（未刊行）と平成5年国土地理院発行の5万分の1地形図の比較によって、両者の間に造成された新しい陸地を抽出し、部分的には国土地理院（1978）の沿岸海域基礎調査報告書（三津地区）の沿岸海域土地条件図から補足した。

IX. 応用地質

IX. 1 金属鉱床

銅 大崎下島久比南方の谷に明治年間に採掘していたという銅山跡がある。鉱山名は不明。現在坑口は埋没しているが、沖友層に貫入する石英脈に黄銅鉱、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、斑銅鉱を含み、緑れん石、ざくろ石などの脈石鉱物を伴っていたことが付近に残る転石から判断される。本鉱山は今治西部地域内の豊浜町大浦北方にあった豊久鉱山（神津・中村，1911）と同様の石英脈に胚胎する銅鉱床である。

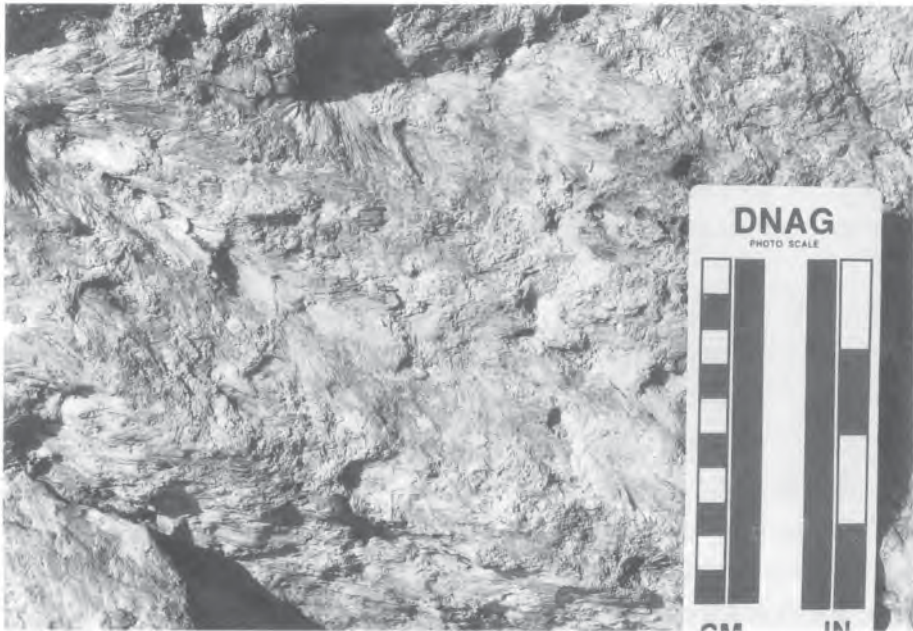
IX. 2 非金属鉱床

IX. 2. 1 石灰石

石灰石は大崎上島木江町岩白周辺、大崎町中野山尻、関前村岡村島、大下島、小大下島、大三島^{あけび}明日で採掘されていたが、現在では岩白と明日で採掘が続けられている。いずれも沖友層中の再結晶した層状石灰岩の小岩体である。石灰岩体の間に石灰質泥岩や石灰質塩基性凝灰岩を挟み（第8図）、採掘効率が悪い。埋蔵鉱量は昭和中期の段階で、岩白の4岩体の合計約122万トン、山尻の岩体は約117万トンと計算されている（広島県商工部，1953）。用途はセメント・肥料・タンカル・生石灰・金属精錬などの原料、また砕石や石材としても出荷されていた。小大下島西部の石灰岩は珪灰石を含んでおり、ここでは珪灰石の方が主な稼行対象となっていた（井上・土井，1958）。

IX. 2. 2 珪灰石

岡村鉱山 小大下島西部の石灰岩体は珪灰石の鉱体を含んでおり、石灰岩と珪灰石を採掘していた。珪灰石はタイルのひび割れ防止剤として窯業原料に使われた。小大下島では石灰岩体と深成岩体はほとんど接触していないが、島の南西海岸の泥岩はホルンフェルス化し石灰岩とチャートは再結晶化で精晶質になっているので、地下浅所に深成岩体が広く潜在していると考えられる。特に岡村鉱山周辺は小大下島でも最も変成度の高い堇青石ホルンフェルス地域に位置しており、岡村鉱山の層状石灰岩はチャートを挟んでいるため、石灰岩とチャートが反応して両者の境界に沿って厚さ最大1mに達する緩傾斜の層状珪灰石鉱床を生じている（井上・土井，1958）。珪灰石結晶の粗粒部分は幅3mm、長径2-3cmの板状結晶が羽毛状に集合し（第37図）、ほかの鉱物をほとんど含まない精鉱として採掘できる。主な鉱体は上位から50×85×0.8m、40×75×0.6m、20×30×0.2m、20×25×0.2mの規模で、鉱量は約15,800トンと推定された（井上・土井，1958）。



第37図 小大下島の珪灰石結晶
関前村小大下島.

Ⅷ. 2. 3 粘 土

高田流紋岩類灰ヶ峰層H6デイスait部層の風化生成物のうち粘土化が進行した部分を、安芸津町中之村及び赤崎、竹原市吉名町の数ヶ所で採掘している。この粘土は鉄分が多い ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 8.48\%$) ため陶器には向かず、主に煉瓦の原料として使われる (広島県商工部, 1953)。

Ⅸ. 3 温 泉

本地域内の温泉は竹原市大久野島1箇所が金原 (1992) に示されている。温泉は呉花崗岩中の裂から湧出する。泉温 15.0°C 、泉質は単純弱Rn泉、 $\text{pH}7.0$ である。

Ⅸ. 4 土木建築材料

Ⅸ. 4. 1 採石及び真砂採取

本地域内では高田流紋岩類灰ヶ峰層のデイスait溶結凝灰岩 (H4d及びH6d)、流紋岩溶結凝灰岩 (H5r及びH7r) 及び呉花崗岩を対象に採石が行われ、呉花崗岩の風化部を対象に真砂採取が行われている。用途の大部分はコンクリート骨材用及び道路路盤用である (植田・川手, 1975; 東元, 1989)。

高田流紋岩類灰ヶ峰層のH4dを対象に採石しているのは大崎上島東野町外過迫と大崎町中野、H5rは竹原市大井、H6dは東野町佐組島と安芸津町木谷、H7rは安芸津町風早大田下と安浦町女子畑にあるが、

現在も稼行しているのは中野と佐組島の2箇所である。採石調査報告（東元，1989）によると，高田流紋岩類は流紋岩質及びデイサイト質のいずれもX線回析でクリストバライトを検出せず，化学法によるアルカリ骨材反応試験では無害とされている。

呉花崗岩を対象とする採石場は安浦町グリーンピア南方海岸と大崎町来島で以前に稼行していたが，現在は操業していない。呉花崗岩の真砂採取場は大崎上島大崎町の大西から大串に至る道沿いの数カ所と竹原市高崎町及び毛木北方にあり，竹原市高崎町では今も採掘している。

IX. 4. 2 海砂

本地域内の海底には細粒骨材や埋め立てに適した砂が堆積している。この砂は周辺の陸上から河川によって供給されたものではなく，海峡付近の強い潮流によって海底の地層が浸食されて海釜を生じ，海釜から洗い出された粒子が海釜周辺に粗粒な成分から順に堆積して生じたと考えられている（桑代，1959；井内，1982；Inouchi，1990）。本地域東部竹原市忠海南から大三島と大崎上島の間の海釜からは，潮流で洗い出されなかった旧象などの陸上動物の骨や歯の化石が引き上げられることがある（今村，1974）。このことにより本地域内の海底が花崗岩などの固結した岩石ではなく，陸上には分布していない鮮新世-更新世の陸成層が分布していることが知られる（国土地理院，1978）。

海砂採取は海底の砂に産卵する魚類などの生態系と漁業に悪影響があり，採取業者の違法操業もあって，広島県側では1998年2月以降採取が禁止された。愛媛県側の海域では現在も採取が続いている。

IX. 5 活断層

新編日本の活断層（活断層研究会，1991）によると，本地域北部の安芸津町三津から竹原地域内竹原市にかけて活断層と推定されるもの（確実度Ⅱ）が2本，活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）が1本示されている。前者はJR呉線が通る谷状地形に一致するが，大部分が基盤岩露出地域内において詳しいことは分かっていない。

文 献

- 安芸団体研究グループ（1983）広島県安芸津町付近の後期中生代火成岩類について。MAGMA, no. 67, p. 13-19.
- Hase, A. (1961) A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 42, p. 79-84.
- 長谷 晃（1964）古生界。広島県地質図説明書，広島県，p. 31-59.
- 端山好和・山田直利・山田哲雄・沓掛俊夫・仲井 豊・赤羽久忠・池田 極・田辺元祥（1975）瀬戸内海大崎下島の変成古生層と白亜紀火成岩類。地球科学，vol. 29, p. 1-17.
- 早坂康隆・磯崎行雄・原 郁夫（1983）中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見。地質雑，vol. 89, p. 527-530.

- 東元定雄（1989）広島県呉地区砕石資源調査報告．昭和63年度中国地域砕石資源調査報告，通産省，p. 19-35.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄（1985）呉地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，93p.
- 広川 治（1965）5万分の1地質図幅「今治西部」及び同説明書．地質調査所，25p.
- 広島県商工部（1953）広島県の地下資源．広島県，281p.
- 堀川滋雄・鈴木堯士（1976）広島県大崎下島及び三角島に分布する火砕流堆積物の形成メカニズム．文部省科研費補助研究成果報告書，「西南日本外帯に分布するオフィオライトとその形成メカニズム」，p. 61-68.
- 今村外治（1974）西部瀬戸内海におけるナウマン象・シカ・貝化石の分布とその層位及び古地理．楠見久先生退官記念文集，p. 107-121.
- 今岡照喜・西村祐二郎・吉原和彦・田中盛正・加賀美寛雄（1999）古第三紀宇部層群中の白岸凝灰岩の岩石記載とその噴出源．地質学論集，no. 53，p. 393-401.
- 井内美郎（1982）瀬戸内海における表層堆積物分布．地質雑，vol. 88，p. 665-681.
- Inouchi, Y (1990) Origin of sand and its distribution pattern in the Seto Inland Sea, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41. p. 49-86.
- 井上秀雄・土井啓司（1958）愛媛県小大下島珪灰石調査報告．地調月報，vol. 9，p. 689-697.
- 海上保安庁水路部（1987）海底地形図「安芸灘北部」（5万分の1），no. 6386-1.
- 貝塚爽平（1950）中国地方西部の地形．東京大学地理学研究，no. 1，p. 87-98.
- 活断層研究会（1991）新編日本の活断層—その分布図と資料．東京大学出版会，437p.
- 木野崎吉郎・今村外治・梅垣嘉治・小島丈児・迎三千寿・長谷 晃・秀 敬・吉田博直・中野光雄・添田 晶・濡木輝一・永富 精・横山鶴雄・原 郁夫・鈴木堯士・中川正男・沖村雄二・籾倉克幹・佐田公好・毎熊 弘・大八木規夫・楠見 久・吉野言生・吉村典久・岡本和夫・多井義郎・岡村義彦（1964）広島県地質図（20万分の1）．広島県．
- 金原啓司（1992）日本温泉・鉱泉分布図及び一覧．地質調査所，394p.
- 国土地理院（1978）沿岸海域基礎調査報告書（三津地区）．56p.
- 神津俣祐・中村新太郎（1911）20万分の1地質図幅「廣鳴」及び同説明書．地質調査所，77p.
- 桑代 勳（1959）瀬戸内海 of 海底地形．地理学評論，vol. 32，no. 1，p. 24-34.
- 牧野一成・竹内 伸・辻 幸二郎（1986）瀬戸内海中部地域における岩石海岸地形．文部省科研費補助研究成果報告書，「瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化」，p. 78-87.
- 松浦浩久（1997a）瀬戸内海西部，倉橋島及び柱島地域の中期中新世安山岩—デイサイトと後期中新世玄武岩．岩鉱，vol. 92，p. 63-68.
- 松浦浩久（1997b）倉橋島及び柱島地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，53p.
- 松浦浩久・豊 遙秋・佃 栄吉（1999）厳島地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，37p.
- 松浦浩久・妹尾 護（2000）山陽地方の古第三紀火成活動．日本地質学会第107年学術大会講演要旨

集, p. 240.

- 皆川鉄雄・野戸繁利 (1975) 愛媛県 (瀬戸内海中部) 関前村の桃れん石・トムソン沸石その他の鉱物の産状 (I). 地学研究, vol. 26, p. 221-228.
- 皆川鉄雄・野戸繁利・宮久三千年・石橋 澄 (1978) 瀬戸内海小大下島の玄武岩岩脈とそれに伴うタカラン石. 三鉱学会秋季連合学術講演会要旨, p. 21.
- 宮久三千年 (1963) 瀬戸内海中部 (愛媛県) のスカルンその他の鉱物岩石産地. 地学研究, 日本鉱物趣味の会創立31周年記念特集号, p. 44-50.
- 宮久三千年・平岡卓郎 (1970) 四国西部領家帯の花崗岩体群の相互関係. 愛媛大学紀要, 自然科学, Dシリーズ, vol. 6, p. 59-72.
- 桃井 齊 (1957) 高縄半島西部の花崗岩類. 日本地質学会関西支部会報, no. 30, p. 15-17.
- 桃井 齊・鹿島愛彦・高橋治郎 (1991) 愛媛県の地質 (第4版20万分の1地質図説明書). トモエヤ商事. 86p.
- 村上允英 (1958) 花崗岩に伴われる閃長岩の2, 3のタイプ (I). 岩鉱, vol. 42, p. 309-318.
- 村上允英 (1959) 花崗岩に伴われる閃長岩の2, 3のタイプ (II). 岩鉱, vol. 43, p. 85-97.
- Murakami, N. (1959) Metasomatic syenites occurring in granitic rocks of southwestern Japan. *Science Report of Yamaguchi Univ*, vol. 10, p. 73-90.
- 村上允英 (1976) 本邦産交代性閃長岩質岩石中の鉱物共生. 岩鉱, 特別号, p. 261-281.
- Nakajima, T., Shirahase, T. and Shibata, K. (1990) Along-arc lateral variation of Rb-Sr and K-Ar ages of Cretaceous granitic rocks in Southwest Japan. *Contrib Mineral Petrol*, vol. 104, p. 381-389.
- 野戸繁利 (1978) 瀬戸内・愛媛県岡村島における新第三紀火山岩類について. 愛媛の地学, no. 7, p. 11-17.
- 野戸繁利・皆川鉄雄 (1975) 愛媛県 (瀬戸内海中部) 関前村の桃れん石・トムソン沸石その他の鉱物の産状 (II). 地学研究, vol. 26, p. 337-345.
- 小畑 浩 (1991) 中国地方の地形. 古今書院, 262p.
- 岡村義彦 (1967) 瀬戸内海西部の領家花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 53-61.
- 尾崎正紀・松浦浩久 (1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 93p.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男 (1996) 神戸層群の地質年代. 地質雑, vol. 102, p. 73-83.
- 佐藤博明 (1981) 日本列島周辺の高マグネシア安山岩類. 月刊地球, vol. 3, p. 181-187.
- 佐藤 正・橋本恭一・陶山義仁 (1986) 山口県玖珂層群よりジュラ紀後期アンモナイトの発見. 山口県立博物館研究報告, no. 12, p. 1-5.
- 妹尾 護・松浦浩久 (1997) 瀬戸内地域の中新生後期の火山活動. 地質学会第104年学術大会講演要旨, p. 279.
- 妹尾 護・松浦浩久 (2000) 瀬戸内海西部, 芸予諸島の後期中新生世火山岩類 (芸予火山岩類) 及び前-中期中新生世火山岩類 (瀬戸内火山岩類) について. 岩石鉱物科学, vol. 29, p. 20-27.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・角縁 進・松本徂夫 (1991) 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量

- 成分の特徴. 岩鉱, vol. 86, p. 459-472.
- 角井朝昭 (1998) 防予諸島および周辺の瀬戸内火山岩類のK-Ar年代. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 310.
- 鈴木茂之 (1995) “山砂利層” から発見された古代三紀の年代を示す凝灰岩層理. 地質学会第104年学術大会講演要旨, p. 129.
- 鈴木茂之 (1996) 古第三系“山砂利層”の堆積層と古地理. 1996年堆積学研究会講演要旨, p. 11-12.
- 鈴木哲夫・安芸団体研究グループ (1983) 広島県上蒲刈島の後期中生代火山岩類. *MAGMA*, no. 67, p. 21-28.
- 多井義郎 (1964) 新生界. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 103-123.
- 高木哲一・水野清秀 (1999) 海田市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 49p.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸 (1990) 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加コンプレックス (玖珂層群) の原岩形成年代と変成年代. 地質雑, vol. 96, p. 669-681.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸 (1993) 弱変成付加体のK-Ar年代測定における砕屑性白雲母の混入と接触変成作用の影響. 地質雑, vol. 99, p. 545-563.
- 高見美智夫・西村祐二郎・磯崎行雄 (1992) 山口県東部, ジュラ紀コンプレックス (玖珂層群) 中の170Ma K-Ar年代をもつ弱変成付加体. 日本地質学会第99年学術大会演旨, p. 129.
- Takami, M. and Itaya, T. (1996) Episodic accretion and metamorphism of Jurassic accretionary complex based on biostratigraphy and K-Ar geochronology in the western part of the Mino-Tanba Belt, Southwest Japan. *The Island Arc*, vol. 5, p. 321-336.
- 高見美智夫・板谷徹丸 (1998) 山口県東部ジュラ紀付加体中の遠洋性堆積岩のK-Ar年代とその地質学的意義. 地質雑, vol. 104, p. 149-158.
- 田崎耕市・板谷徹丸・グレーブス, R. H. (1990) 松山市北部の領家花崗岩類に貫入する酸性岩岩脈のK-Ar年代. 岩鉱, vol. 85, p. 455-458.
- 巽 好幸・石坂恭一 (1978) 香川県屋島産SanukitoidのK-Ar年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その2—, 岩鉱, vol. 73, p. 355-358.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その5—, 火山第2集, vol. 25, p. 171-179.
- 巽 好幸・横山卓雄 (1978) 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類のK-Ar年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その1—, 岩鉱, vol. 73, p. 262-266.
- 巽 好幸・横山卓雄・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類のK-Ar年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その4—, 岩鉱, vol. 75, p. 102-104.
- 植田芳郎・川手信友 (1975) 広島県三原・竹原地区骨材資源調査. 骨材拠点開発モデル調査報告書 (昭和49年度骨材賦存量調査報告), 通産省, p. 31-42.
- Uto, K., Hirai, H., Goto, K. and Arai, S. (1987) K-Ar ages of carbonate- and mantle nodule-bearing lamprophyre dikes from Shingu, central Shikoku, Southwest Japan. *Geochem. J.*, vol. 21, p. 283-

290.

山田直利・東元定雄・水野清秀（1986）20万分の1地質図幅「広島」．地質調査所．

吉田博直（1961）中国地方中部の後期中生代の火成活動．広島大学地学研究報告，no. 8，p. 1-39．

吉田博直（1963）近畿・中国地方の後期中生代酸性火山岩類と“領家花崗岩類”との一，二の地域における関係．広島大学地学研究報告，no. 12，p. 213-219．

吉田博直（1964）白亜紀火山岩類．広島県地質図説明書，広島県，p. 73-86．

吉田博直・添田 晶・原 郁夫・沖村雄二・竹野節夫・渡辺 洵・鈴木盛久・宮本隆実・北川隆司・矢野孝雄（1985）表層地質図「竹原」．土地分類基本調査，p. 31-45，広島県．

吉川敏之（1997）大阪東南部，二上層群中新世火山岩の放射年代．地質雑，vol. 103，p. 998-1001．

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kochi (13) No. 15



GEOLOGY

OF THE

MITSU DISTRICT

By

Hirohisa MATSUURA

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Mitsu district, a quadrangle of lat. $34^{\circ} 10' -20' N$ and long. $132^{\circ} -45' -133^{\circ} E$, occur in the western portion of the Seto Naikai (Seto Inland Sea) province, between west Honshu and Shikoku. Most surface of the districts is occupied by the sea, however many large and small islands are scattered. The mapped district lies in the Inner Zone of Southwest Japan, and consists of Pre-Cretaceous marine sedimentary rocks, Late Cretaceous igneous rocks, Oligocene non-marine sedimentary rocks, Miocene volcanic rocks, and Quaternary deposits. The geology of the Mitsu district is summarized in Fig. 1.

Pre-Cretaceous rocks of the Tamba Terrane outcrop in the southern part of the district. Late Cretaceous igneous rocks consist of volcanic rocks (Takada Rhyolites), plutonic rocks, and dikes. The Takada Rhyolites are distributed in the northwestern part, central part, and southwestern part of the district. Plutonic rocks and dikes sporadically intrude into the Pre-Cretaceous rocks and the Takada Rhyolites. Cenozoic strata and volcanic rocks are scattered and occupy small area of the district.

Geologic Age		Geologic Unite		Geologic Event
Quaternary	Holocene	Fluvial, coastal, fan and talus deposits		↑ Sedimentation of non-marine gravel, sand and mud ↓
	Pleistocene	Lower terrace deposits Upper terrace deposits		
Tertiary	Late Miocene	Geiyo Volcanic Rocks (7.8 and 8.0 Ma; K-Ar)		↑ Eruption of andesite pyroclastic rocks and intrusion of andesite dike ↓
	Early to Middle Miocene	Setouchi Volcanic Rocks (15.4 and 17.4 Ma; K-Ar)		↑ Intrusion of basalt and andesite dikes ↓
	Oligocene	Akitsu Formation (30.3 Ma; Fission track)		↑ Sedimentation of non-marine conglomerate, sandstone and tuffaceous mudstone ↓
Late Cretaceous	Dikes	Dacite (68.3 Ma; Fission track)		↑ Intrusion of plutonic rocks and dikes ↓
		Diorite porphyry		
		Granite porphyry		
		Rhyolite		
		Fine-grained tonalite		
Plutonic rocks	Syenitic rocks		↓	
	Kure Granite			
	Ōjizō Granite			
	Toyoshima Granodiorite			
	Matsuyama Granodiorite			
Takeda Rhyolites	Norosan Welded Tuff *		↑ Eruption and deposition of rhyolite, dacite, and andesite welded tuffs with tuffaceous mudstone, sandstone, and conglomerate ↓	
	Haigamine Formation	H8 Dacite Member		
		H7 Rhyolite Member		
		H6 Dacite Member		
		H5 Rhyolite Member		
		H4 Dacite Member		
		H3 Andesite Member		
H2 Rhyolite Member				
H1 Breccia Member				
Pre-Cretaceous	Okitomo Formation		↑ (Uplift) ↓ Construction of sedimentary complexes Sedimentation of marine mudstone, conglomerate, limestone and chert	

(*) not exposed in the Mitsu district

Fig. 1 Summary of the Mitsu district.

PRE-CRETACEOUS

Pre-Cretaceous rock of the Mitsu district is the Okitomo Formation. The Okitomo Formation is distributed in the Geiyo Islands of the southern marginal part of the district, with EW-trending strikes and northward or southward dips. The formation is made up of mudstone, sandstone, conglomerate and acidic tuff with lenticular blocks of chert and limestone. These rocks are subjected to contact metamorphism by Late Cretaceous plutonic rocks. Although no fossil is

reported from the Okitomo Formation in the district, the formation is perhaps referred to a part of the Jurassic or earlier sedimentary complex of the Tamba Terrane.

LATE CRETACEOUS

Volcanic rocks (Takada Rhyolites)

The Takada Rhyolites is a part of voluminous felsic volcanic rocks of Late Cretaceous age extending in the inner Zone of Southwest Japan. It unconformably overlies the Okitomo Formation. The Takada Rhyolites is divided into the Haigamine Formation and the Norosan Welded Tuff in ascending order, and the former is distributed in the mapped district. The Haigamine Formation comprises mainly dacite and rhyolite welded tuffs, and is intercalated with andesite welded tuff, rhyolite lava, pyroclastic dike, volcanoclastic or epiclastic mudstone, sandstone and conglomerate. They are thermally metamorphosed by intrusion of the Kure Granite.

Plutonic rocks

The Late Cretaceous plutonic rocks of the district include the Hakoshima Gabbro, Matsuyama Granodiorite, Toyoshima Granodiorite, Ōjizō Granite, Kure Granite, and syenitic rocks. The Hakoshima Gabbro is medium-grained hornblende-augite gabbro with gabbro pegmatite, and crops out only 250 × 180m in the Hako Shima Island. The Matsuyama Granodiorite is medium-grained hornblende-biotite granodiorite, and is scattered in the western portion of the Ōmi Shima. The Toyoshima Granodiorite is fine-grained hornblende granodiorite, and occurs central portion of the Toyo Shima, Kami Kamagari Shima, and Ōsaki Shimo Shima. The Ōjizō Granite is medium- to coarse- grained biotite granite and fine-grained muscovite-biotite granite, and occurs southeastern portion of the Kami Kamagari Shima and southern portion of the Toyo Shima. The largest plutonic body, Kure Granite spreads out from east to west in the middle part, occupying nearly one-third-land area of the district, and includes large xenoblocks of the Okitomo and Haigamine Formations. The lithologic facies of the Kure Granite is medium- to coarse-grained biotite granite and fine-grained biotite granite. Four K-Ar ages for biotite of the Kure Granite range from 79.7 to 89.0 Ma (Higashimoto *et al*, 1985). Syenitic rocks can be classified into potassium-feldspar syenite to monzonite and sodium feldspar syenite based on major alkali feldspar. Both types of the syenitic rocks occur as platy small bodies in brecciated portions of the Kure Granite and the Matsuyama Granodiorite without intrusive contact relation.

Dikes

There are many dikes of fine-grained tonalite, rhyolite, granite porphyry, diorite porphyry, and dacite that intruded into Pre-Cretaceous rocks, Cretaceous volcanic and plutonic rocks. A fission track age of a dacite dike is dated at 68.3 ± 3.1 Ma. These dikes are probably the final products of the Late Cretaceous igneous activity.

OLIGOCENE

The Oligocene of the district is the Akitsu Formation that occurs in the Akitsu Town. The Formation consists of sandstone, conglomerate and tuffaceous mudstone. A fission track age of tuffaceous mudstone is dated at 30.3 ± 2.5 Ma.

MIOCENE VOLCANIC ROCKS

The Miocene volcanic rocks of the mapped district are divided into the Early to Middle Miocene Setouchi Volcanic Rocks and the Late Miocene Geiyo Volcanic Rocks. They intrude into or lie on the Okitomo Formation. The former consists of augite-olivine basalt and andesite dikes, and their whole rock K-Ar ages are dated at $15.4 \pm 0.8\text{Ma}$ and $17.4 \pm 0.9\text{Ma}$, respectively. The latter consists of olivine-bronzite andesite dike and pyroclastic rocks. Two whole rock K-Ar ages on a dike from the Okamura Jima are dated at $7.8 \pm 0.4\text{Ma}$ and $8.0 \pm 0.4\text{Ma}$.

QUATERNARY

The Quaternary of the district includes the Upper terrace deposits, Lower terrace deposits, fluvial, coastal, fan and talus deposits. They are nonmarine deposits and occur in small area of the district.

ECONOMIC GEOLOGY

Crystalline limestone of the Okitomo Formation is quarried for cement in the Ōsaki Kami Shima, Okamura Jima, Ko-Oge Shima, Oge Shima, and Ōmi Shima.

Rhyolite and dacite welded tuffs of the Haigamine Formation and the Kure Granite are quarried for the aggregates for construction and roadbeds.

文献引用例

松浦浩久 (2001) 三津地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Matsuura, H. (2001) *Geology of the Mitsu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 58p. (in Japanese with English abstract 4p.).

平成 13 年 3 月 8 日 印 刷

平成 13 年 3 月 15 日 発 行

経済産業省 産業技術総合研究所 地 質 調 査 所

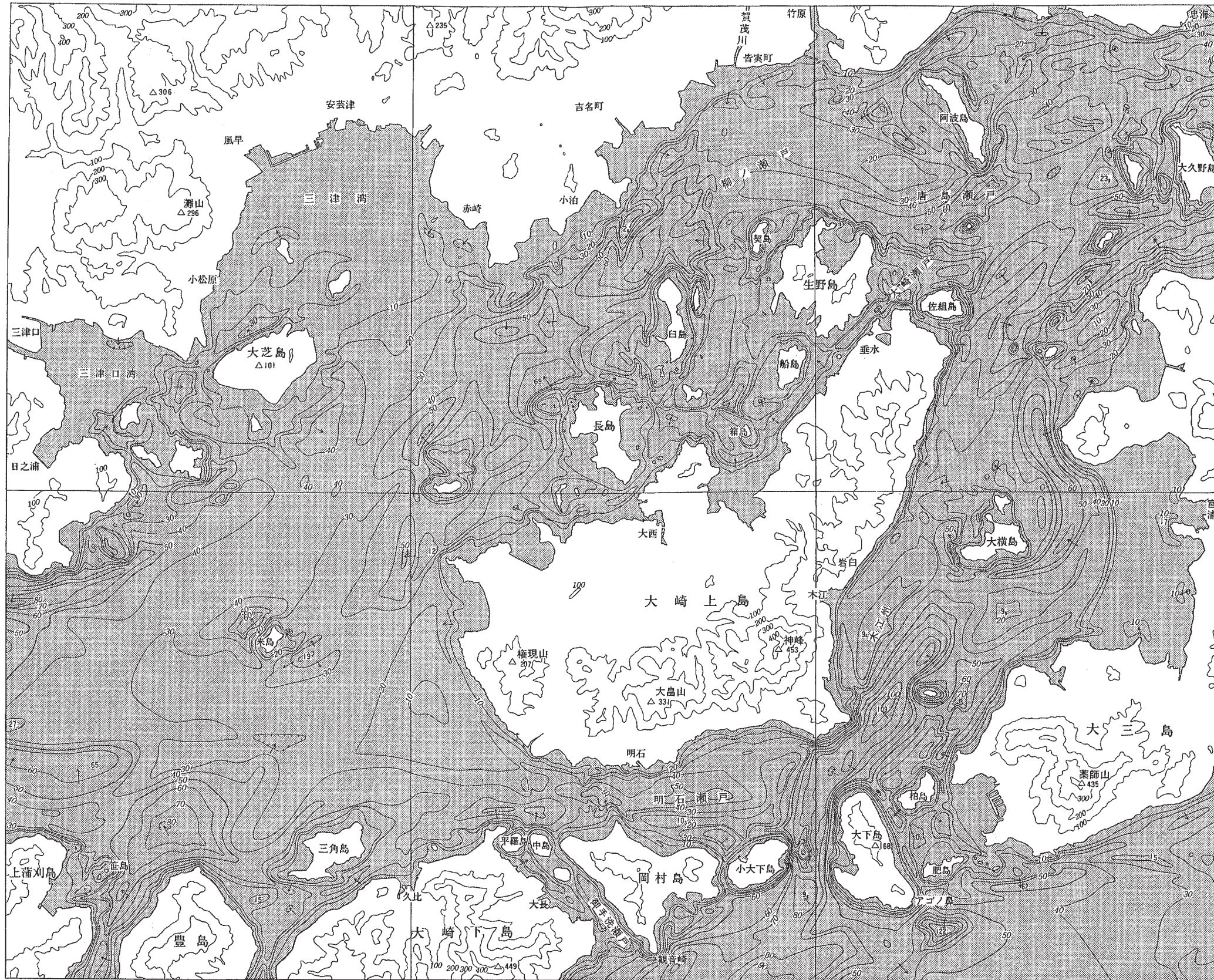
〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 松 枝 義 明

印刷所 松枝印刷株式会社

茨城県水海道市天満町2438

©2001 Geological Survey of Japan



第2図 三津地域の陸上地形と海底地形

海上保安庁水路部 (1987) 発行海底地形図「広島湾北部」(5万分の1) から陸上の等高線を100m間隔で、海底の等深線を10m間隔でトレースして作成。