

55(522.2/.3)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

福岡(14)第80号

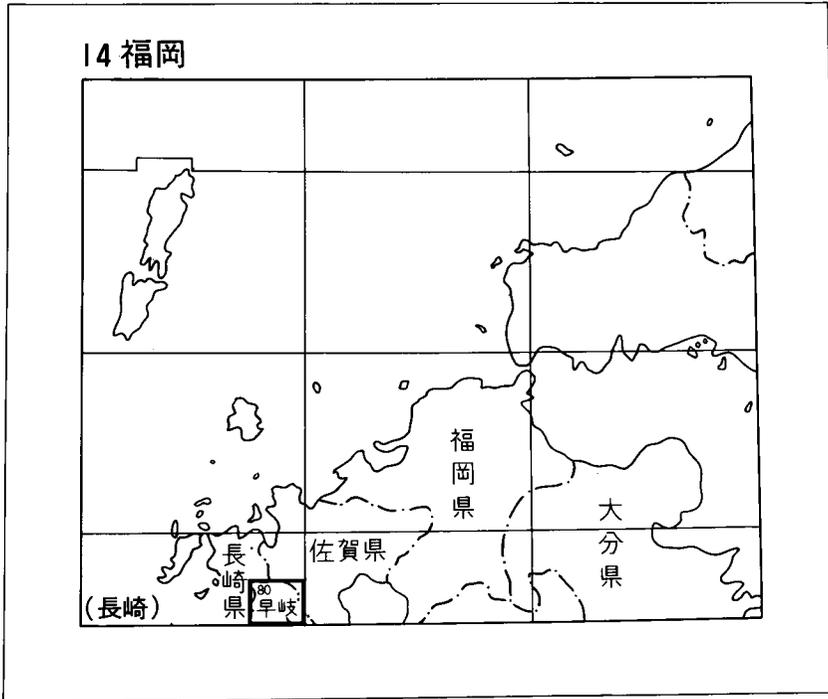
早岐地域の地質

長浜春夫・松井和典

昭和57年

地質調査所

位 置 図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 長崎変成岩類	4
IV. 第三系	4
IV. 1 西彼杵層群	5
IV. 1. 1 間瀬層	5
IV. 2 杵島層群	6
IV. 2. 1 杵島層	7
IV. 2. 2 曲川層	7
IV. 2. 3 早岐層	11
IV. 2. 4 大塔層	14
IV. 3 佐世保層群	16
IV. 3. 1 相浦層	17
IV. 4 地質構造	18
IV. 4. 1 褶曲構造	18
IV. 4. 2 断 層	21
IV. 5 火山岩類	22
IV. 5. 1 岩脈及び岩床	22
IV. 5. 2 神六山玄武岩類	22
IV. 5. 3 多良岳火山基盤岩類	24
IV. 5. 4 西海凝灰角礫岩	25
IV. 5. 5 虚空蔵山火山岩類	26
IV. 5. 6 有田流紋岩類	32
IV. 5. 7 針尾島玄武岩類	35
IV. 5. 8 多良岳火山岩類	37
IV. 5. 9 大野原玄武岩	40
V. 第四系	41
V. 1 沖積層	41
VI. 応用地質	41
VI. 1 金 鉱	41
VI. 2 褐鉄鉱	41
VI. 3 陶石	44

VI. 4 珪藻土	46
VI. 5 石炭	46
VI. 6 骨材資源	47
VI. 7 温泉	47
文 献	48
Abstract	51

図・表 目 次

第1図 針尾瀬戸付近の玄武岩台地	2
第2図 間瀬層とその下位の結晶片岩との不整合関係	5
第3図 地域別地質柱状対比図	8
第4図 塩田川における曲川層下部の砂岩（佐里砂岩相当層）	9
第5図 (I) 曲川層上部の塊状を呈する砂岩	10
(II) 曲川層上部の玉ねぎ状風化	10
第6図 <i>Lima</i> 化石の産状	11
第7図 村木北方の採石場における曲川層と早岐層との関係	12
第8図 口尾付近における早岐層中部の凝灰岩	13
第9図 早岐層最上部の露頭	13
第10図 (I) 大塔層基底の礫質砂岩	14
(II) 大塔層基底砂岩の玉ねぎ状構造	14
第11図 塩田川に露出する大塔層下部の砂岩	15
第12図 大塔層上部の砂岩泥岩互層	15
第13図 日宇一大塔間における相浦層下部の異常堆積	17
第14図 (I) 早岐図幅及びその周辺地域の地質構造概念図	19
(II) 早岐図幅地域の地質構造概念図	19
第15図 戸矢南方の道路ばたにおける湯無田断層	21
第16図 多良岳火山基盤岩類のかんらん石玄武岩	25
第17図 虚空蔵山の遠望	27
第18図 層理が見られる虚空蔵山凝灰角礫岩 (Ktb)	28
第19図 虚空蔵山凝灰角礫岩 (Ktb) 中の凝灰岩	19
第20図 虚空蔵山凝灰角礫岩中の凝灰岩の細かい斜層理	29
第21図 虚空蔵山凝灰角礫岩中の凝灰岩質砂岩・泥岩層	29
第22図 溶岩下部が塊状となっている輝石安山岩 (Ka_3)	31
第23図 大崎半島入口西岸でみられる凝灰角礫岩 (Rb)	33
第24図 川棚町小串浦海岸に露出する黒雲母流紋岩 (R_1)	34

第25図	黒雲母流紋岩（左）と凝灰角礫岩（右）	35
第26図	景勝地竜頭泉を形成する大村安山岩	38
第27図	大村安山岩の柱状節理の崖	39
第28図	早岐図幅地域及び周辺地域の火山岩類の $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ 図	40
第29図	川棚鉱山中ノ川内坑と貯鉱の一部	44
第30図	川棚鉱山木場坑における褐鉄鉱の堆積状況を示すスケッチ	44
第31図	波佐見陶石三股地区地質鉱床図	45
第32図	波佐見町三股陶石採掘場	46
第33図	水車で陶石を粉砕している	46
第34図	曲川層上部（いわゆる行合野砂岩層）の採掘現場	47
第1表	地質総括表	3
第2表	杵島層群地層名対照表	6
第3表	虚空蔵山火山岩類の層序	26
第4表	早岐図幅地域及び周辺地域の火山岩類の化学組成	42

早岐地域の地質

長浜春夫^{*1)}・松井和典^{*2)}

本図幅地域の地質調査は昭和31年-32年に実施されたもので、堆積岩地域については長浜が調査し、火山岩変成岩地域については松井が担当した。なお、昭和49年度に補備調査を実施した。動物化石の同定には本所水野篤行技官を、又有孔虫化石の同定には福田理技官をわずらわした。

針尾島及び早岐地区の第三紀層については菊池秀夫・堤正俊・中小原潤海・井福秀夫・織田政徳・坂本礼の各氏、早岐及び波佐見地区については朱雀智介・菰田正俊、尼潟及び日宇付近は大瀬知雄・古川俊太郎・彌吉久、波佐見町・西川登村地域は岡田健次・小原浄之介、又嬉野町地域については清水勇・坊城俊厚・鴨川信行氏らの未公表資料をそれぞれ参考とした。又本研究に用いた薄片の製作は技術部特殊技術課大野正一・宮本昭正技官が担当した。現地調査に際して、川棚町・東彼杵町及び長崎県窯業試験場などから種々の便宜を計っていただいた。以上の方々に心から感謝の意を表したい。

I. 地 形

本図幅地域は九州の北西部に位置し、地域の南部は大村湾に面している。この地域は地形上火山岩を主体とする険しい地形の地域と、第三系からなる主として比較的平坦な丘陵地域とに大別される。火山岩地域は図幅南東部を占め、当地域内には本図幅における最高峰の虚空蔵山(標高608.5m)が地域のほぼ中央部にそびえているほか、図幅南東部の琴平山(標高492.8m)など標高400m以上のやや急峻な山峰が所々に見られる。第三系が分布する地域には高島や牛ノ岳などのような孤立丘も認められる。

これらの火山岩類及び第三系を刻む主要な河川には、西-南西方向に流れるものとして早岐瀬戸に注ぐ小森川、大村湾に注ぐ川棚川及び彼杵川があり、北-東流するものとして本地域東方の有明海に注ぐ塩田川及び瀬見川がある。

海岸線は図幅地域中央部を南流する川棚川を境として、その西側の海域には針尾島・横島をはじめ海岸線の屈曲の著しい大小の島々や半島が多く、海岸線は著しく屈曲に富んでいる。これに反して東側の大村湾の海岸は火山岩類が海岸までせまっております海岸線の屈曲は少ない。

大村湾は針尾瀬戸及び早岐瀬戸によって外洋に通じている。西彼杵半島との交通は船便でなされていたが、昭和30年初めから針尾瀬戸に架けられた西海橋の^{さいかい}開通によって相互の交通が極めて便利となった。

*1) 元地質部 *2) 地質部



第1図 針尾瀬戸付近の玄武岩台地 明星の鼻上空より伊ノ浦を写す(佐世保市役所提供, 昭和30年10月18日撮影)
手前は針尾島, 対岸は西彼杵半島, 両地は西海橋(長さ316m)によって連絡.

II. 地 質 概 説

本図幅地域内には先第三紀の長崎変成岩類や第三紀の堆積岩及び第四紀までの火山岩類が分布している。

長崎変成岩類は、本図幅地域を構成する岩石のうちで最も古いもので石墨絹雲母片岩からなり、第三系の基盤をなして本図幅地域南西端の西彼町の海岸にわずかに分布するにすぎない。

第三系は、地質総括表(第1表)に示すように古第三紀の西彼杵層群最下部の瀬瀬層と杵島層群及び新第三紀の佐世保層群下部の相浦層の大部分からなる。西彼杵層群は本図幅地域の南西部の西海町小迎海岸及び西彼町ヒギレ島において長崎変成岩類を不整合で覆って極めてわずかに分布しているにすぎない。西彼杵層群に対比される杵島層群は図幅地域南東部の火山岩類分布区域を除いて広範囲に発達し、東隣の鹿島図幅地域内では下位の相浦層群を整合に被覆している。佐世保層群は本図幅地域の北西端に分布するほか、北東端の山内村犬走付近にわずかに見られ、下位の杵島層群を整合に覆っている。佐世保層群は多くの炭層を挟有し、又貝化石や植物化石を産する。

第四系は更新世の玄武岩類及び沖積層からなり、前者は上記の新第三系の各地層を覆って主として川棚町・彼杵町などに広く分布し、後者は各河川沿い及び海岸の低地に発達している。

本図幅地域内における第三紀の火成活動は、杵島層・大塔層・相浦層下部層などの堆積期には認められないが、曲川層・早岐層の中には多くの流紋岩質凝灰岩層が挟在することからその当時の火成活動が推定される。特に曲川層下部及び早岐層の中一最下部には著しい。又相浦層中部には石英安山岩質の凝

第1表 地質総括表

地域		佐世保・波佐見・嬉野・東彼杵			西彼杵半島	
地質時代						
第四紀	完新世	沖積層				
	更新世	大野原玄武岩 多良岳火山岩類 針尾島玄武岩類			針尾島玄武岩類	
新第三紀	鮮新世—中新世後期	有田流紋岩類 虚空蔵山火山岩類 多良岳火山基盤岩類 神六山玄武岩類			有田流紋岩類	
	中新世前期	佐世保層群	相浦層	上部層 中部層 下部層		
古第三紀	漸新世後期	杵島層群 (西彼杵層群)	大塔層	上部層 下部層		
	漸新世前期		早岐層	曲川層 杵島層	間瀬層	
先第三紀		[Stratigraphic column with vertical lines]			長崎変成岩類	

灰岩層が挟在し、火成活動のあったことを示している。

第三系は緩い褶曲構造を呈し、本図幅地域北西部以外の地域では多くのドーム構造と盆状構造が発達している。本図幅地域北西部では西方にわずかに傾斜する単斜構造をなしているが、この単斜構造も大観すると北西隣の佐世保図幅地域の世知原付近を中心として南北に延びる一大盆状構造の南東部に当たるものである。

本図幅地域内の断層には北西-南東方向のものが最も多く、東西方向の断層がこれについて発達し、これらが上記の褶曲構造を切断して地質構造を複雑にしている。これらの断層の多くは玄武岩類を切っていないので、第三系の堆積後褶曲運動が起こり、その後第四紀以前に断層運動が行われたものと思われる。

Ⅲ. 長崎変成岩類 (Sg)

変成岩は本図幅地域内の南西部に分布しており、長崎県西彼杵半島及び野母半島地域に広範囲に分布している長崎変成岩類の北端部に相当するものである。本岩類は岩崎(1953)、野田・牟田(1959)及び松井・水野(1966)によれば緑色片岩及び黒色片岩などからなっている。この変成岩類は岩崎(1953)によれば、三波川系結晶片岩に属せしめるのが妥当であって、岩相も点紋帯と無点紋帯とに分化しており、その構造的配列は北西-南東方向であるとしている。又、更に野田・牟田(1959)は西彼杵半島の地質構造を論じ、その中で北々東方向の軸を有する背斜構造のあることを指摘し、これを“西彼杵背斜”と呼んでいる。山下(1957)は本変成岩類は三波川系に結びつけることは極めて困難であると云っている。

本図幅地域の変成岩類の分布は僅少で、岩質の変化も認められず、ほとんどが肉眼的にも曹長石の斑状変晶を有する絹雲母石英片岩及び石墨絹雲母片岩である。変成岩類の片理方向はおおむね北々東-南々西ないし北東-南西方向で、大部分が東方に傾斜している。又、まれに西傾斜する部分もあって局部的に小規模の波状褶曲をなしているものと思われるが、全般的には東方に傾斜する同斜構造と考えられる。変成岩は西彼町海岸に分布し、玄武岩溶岩に被覆されている。ヒギレ島では西彼杵層群の間瀬層にオーバーラップの形で覆われている。

本岩は前記のように肉眼的には曹長石の斑状変晶を含有しており、その点紋には多少の粒度の差はあるが平均 1-2 mm である。ときにはその中に石墨が S 字形の線状を呈して含有されている。一般に岩石の色は暗灰色であるが、風化作用を受けたものは褐色を呈している。

主成分鉱物：曹長石・石英・絹雲母・石墨

副成分鉱物：アクチノ閃石・緑泥石・ざくろ石・電気石・チタン石など。

Ⅳ. 第三系

本図幅内の第三系の層厚及び時代区分については長尾(1927・1928)・松下久道(1949b)の総括的な研究以来多くの意見が提出されている。また山崎(1954)・野田・朱雀(1955)・高橋ほか(1957)詳しい研究があるが、本図幅地域西部の早岐付近と東部の嬉野とを一括した研究はまだ行われていない。本図幅地域においては上記高橋ほか(1957)が針尾島・早岐・有田付近において提唱した層序区分を基準とし、これに若干の私見を加えて本図幅(南西部の西彼杵半島付近を除く)地域の第三系の層序とした。しかしながら、前記の東西両地域間では岩相を異にし、東部地域に同一の層序区分を適用することは相当困難で、地層対比についてはまだ疑問の点が残されている。

本図幅地域内における第三系は長崎変成岩類を基盤として、その上に不整合に乗っている。この第三系は古第三紀の杵島層群(西彼杵層群)と新第三紀の佐世保層群とに大別され、これらはそれぞれ層相・岩相などから更に幾つかの地層に区分される。

IV. 1 西彼杵層群（長尾：1927）

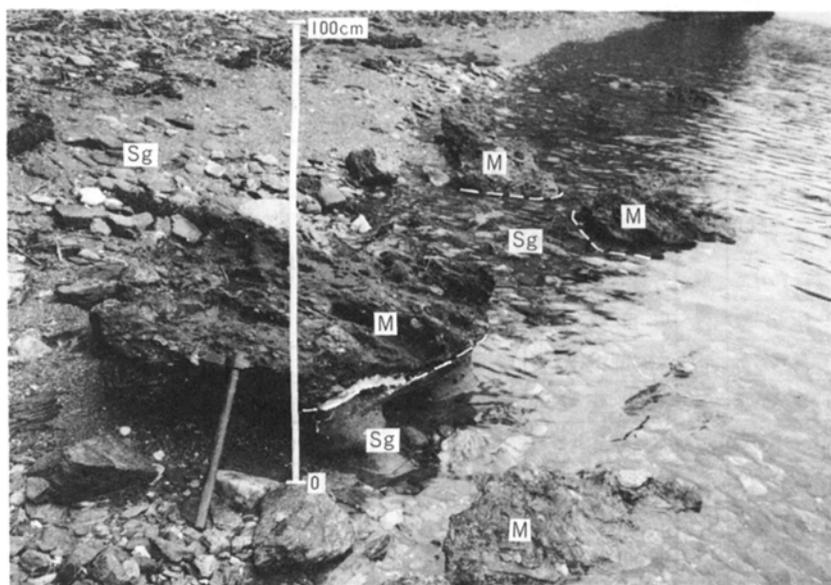
本層群は西隣の蛸ノ浦図幅地域内の大島・崎戸及び西彼杵半島などに広く分布し、600m余の層厚を有する海成層で、蛸ノ浦図幅地域内の西彼杵半島においては、基盤岩類を直接不整合に覆ってオーバーラップの状態を示し、上位の佐世保層群に不整合に覆われる。本層群は下位から間瀬層・徳万層・百合岳層・塩田層・日切層に5分される。しかしながら本図幅地域内に露出している地層は間瀬層のみで、大串村小迎海岸にわずかに分布しているほか、西彼町ヒギレ島の西岸にその痕跡をとどめるにすぎない。

本層群は主に帯緑色砂岩・砂質泥岩・泥岩・凝灰岩及び礫岩（主として結晶片岩礫からなる）などからなり、その下部は雲母片を多量に含む。またところどころに海棲軟体動物化石を含み、炭層を全く挟有せず、全体として純海成層と考えられる。本層群は場所によって岩相や層厚を異にしている。特に本層群の下部は層相や岩相の変化に富み、崎戸・大島地域と西彼杵半島地域との岩相は著しく異なる。本層群は杵島層群・姫ノ浜層群及び芦屋層群に対比される。その地質時代は従来漸新世古期と考えられていたが、齊藤(1954)は古第三系と新第三系との境を本層群の間瀬層と徳万層との境においた。筆者は蛸ノ浦図幅においては本層群を漸新世中期ないし古期と考えた。

しかしながら水野(1956)は間瀬層と徳万層との境を漸新世古期と漸新世新期との境にしている。本図幅においては水野(1956)の時代区分の考え方に従って本層群を漸新統とする。

IV. 1. 1 間瀬層（長浜・松井，1958）

本層は蛸ノ浦図幅地域の西彼杵半島に発達する間瀬層に対比させる地層の一部である。



第2図 間瀬層（M）とその下位の結晶片岩（Sg）との不整合関係（西彼町ヒギレ島）

本図幅地域内においては西彼町小迎海岸及び西彼町ヒギレ島にわずかに分布するにすぎず、その厚さは数m-150mである。本層は基盤岩の長崎変成岩類を不整合に覆ってオーバーラップの状態を示している。主に多数の結晶片岩礫を含む石灰質の堅硬な砂岩からなり、Limaの化石を含有する。

IV. 2 杵島層群

本層群は唐津炭田に広く発達し、その層厚は1,000m-1,200mに及び、崎戸・松島炭田に発達する西彼層群に対比される。本図幅地域内にはその大部分が広く発達している。本層群の層序については、図幅地域西部の早岐付近に対しては野田・朱雀(1955)及び高橋ほか(1957)のまた東部の嬉野付近に関しては山崎(1954)や浦田(1955)の詳しい研究があるが、これら東西両地域を一括した研究はいまだ行われていない。東西両地域の地層の岩相はやや異なり、したがってその対比は困難ではあるが、一応本図幅においては第2表に示すような対比を試みた。この図で明らかのように、西部区域において曲川層の上部に発達する厚さ200m余の中粒一細粒砂岩層(高橋ほか(1957)の蔵宿砂岩層に当たる)に対比されるほどの厚い砂岩層は、東部区域には認められない。したがって両区域に発達する地層相互の対比については人為的にならざるを得なかったため、なお疑問の点が残されている。

本報告では本層群を下位から杵島層・曲川層・早岐層及び大塔層に4分する。本図幅の杵島層群の層序区分と他の研究者による本層群の層序区分との関係を第2表に示す。

本層群は主に灰色の泥質砂岩の厚層からなり、一部に暗灰色の泥岩層又は砂岩と泥岩との互層の部分

第2表 杵島層群地層名対照表

佐世保・早岐・有田地域 野田・朱雀(1955)		早岐・有田地域 高橋ほか(1957)		嬉野地域 山崎(1954)		伊万里図幅 今井ほか(1957)		早岐図幅 長浜・松井(1982)	
大塔累層	脇崎砂岩頁岩互層	大塔層	脇崎砂岩頁岩互層	畑津頁岩層	上部	畑津頁岩層	大塔層	上部層	
	田ノ浦頁岩層		田ノ浦頁岩層		中部			下部層	
	勝磯砂岩頁岩互層		勝磯砂岩頁岩互層		下部				
早岐累層	軸付砂岩層	早岐層	軸付砂岩層	畑津砂岩層	畑津砂岩層	早岐層	早岐層		
	生島砂岩層		生島砂岩層						
	鳥越凝灰質岩層		鳥越凝灰質岩層						
広田砂岩層	広田砂岩層								
有田累層	新定砂質頁岩層	三川内層	新行江砂岩凝灰岩層	行合野砂岩層	行合野砂岩層	駒鳴砂岩層	曲川層		
	蔵宿砂岩層		蔵宿砂岩層						
	佛ノ原砂質頁岩層	曲川層	木原砂質頁岩層	佐里砂岩層	佛ノ原砂質頁岩層	原明凝灰質岩層			
黒牟田砂岩頁岩互層	原明凝灰質岩層		佐里砂岩層						
佐里累層	原明凝灰質岩層	曲川層	黒川砂岩層	黒川砂岩層	黒川砂岩層	佐里砂岩層	杵島層		
	黒川砂岩層		杵島層	未区分	杵島層	杵島層			
杵島累層	杵島砂岩頁岩互層	杵島層	未区分	杵島層	杵島層	杵島層	杵島層		

を含む海成層である。礫岩は少なく、石炭層を含まず、しばしば海緑石粒を含み、又ある層準にいわゆる“骨石層”を挟む。本層群と下位の相知層群との関係については、整合と不整合との両説があるが、本図幅地域内においては両者の地層境界付近が分布していないので、両者の関係を明らかにすることはできない。

本層群の地質時代については多くの意見があるが、本図幅においては水野(1956)の時代区分によることにした。水野(1956)によれば相知層群と杵島層とを加えたものを漸新世古期、それ以上を漸新世新期としている。

IV. 2. 1 杵島層(長尾, 1927)

本層は図幅地域内においてはその上半部が嬉野川付近にわずかに分布するにすぎない。

その層厚は150-200mで、下部は暗灰色を呈する中粒—粗粒のアルコース砂岩及び礫岩からなる。この砂岩は一般に淘汰が悪く、粒度不均質で塊状であるが、ところによっては斜層理を呈することがある。化石は少ないが砂管を含む。礫は普通直径1ないし2cmで、主にチャートの円礫からなる。

上部は主として暗灰色砂質のシルト岩—微細粒砂岩からなり、下位のアルコース砂岩から漸移する。多数の貝化石や有孔虫化石を含む。これは層序上長尾(1928)の有田化石帯に相当するものと思われ、次の化石が産することが知られている。

Turritella karatsuensis NAGAO

Acila nagaoui

Venericardia yoshidai NAGAO

V. *subnipponica* NAGAO

Fragum kishimaense NAGAO

Pitan ashiyaensis (NAGAO)

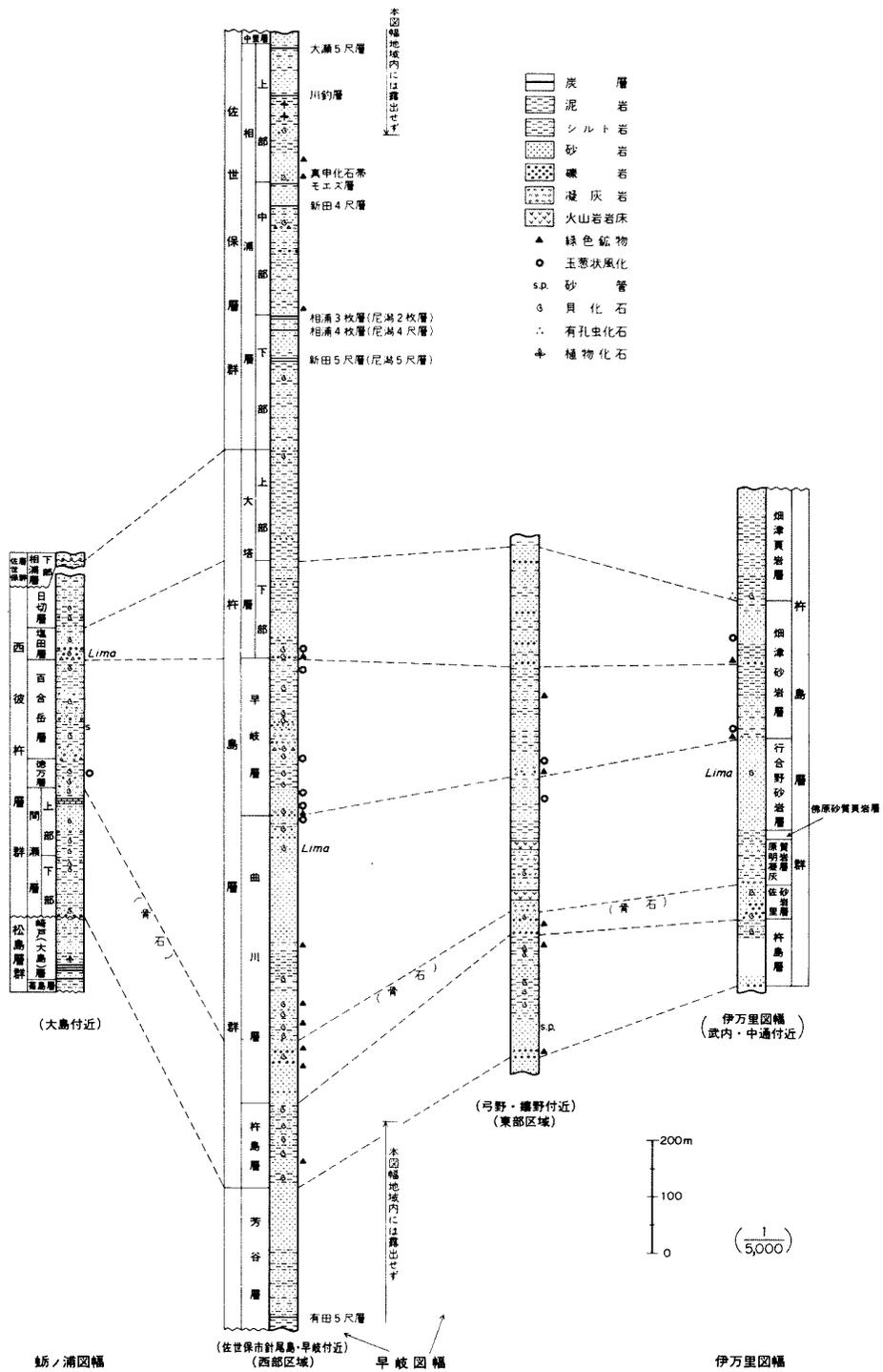
Callista maturaensis (NAGAO)

水野(1956)によれば、これらの化石種はいわゆる芦屋動物群とは異なり、むしろ相知層群の化石種に類似しているという。なお図幅外の有田町黒牟田の同層準から *Nonion* SPP., *Quinqueloculina* SPP., *Bulimina* SPP., *Robulus* SP., などの有孔虫化石を産する。

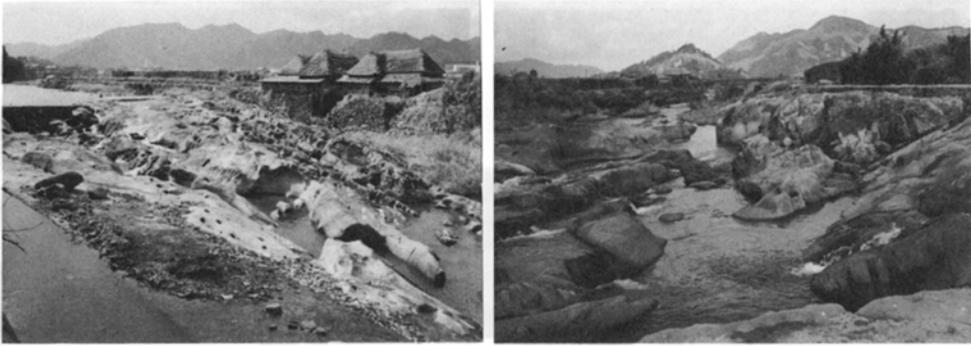
IV. 2. 2 曲川層

前述したように東西両区域ではその岩相を異にし細かい層序区分はできないので、本図幅において第2表に示すように高橋ほか(1957)の曲川層に蔵宿砂岩層を加えたものを曲川層と呼ぶことにする。本図幅地域内においては、全層を連続して観察することができず、また下位の杵島層との関係も本図幅地域内では見られない。

本層とその上位の早岐層との関係は整合で戸矢西方や清水瀬などの各地で観察することができる。本層の層厚は270-500mで変化に富み、例えば第3図地域別地質柱状対比図で明らかのように行合野砂岩層に相当する泥質砂岩層の層厚は西部から東部地域に向かうに従って急減する。また岩相の変化も著しい。このことが東西地域の対比をますます困難にしている。



第3図 地域別地質柱状対比図 (1/5000)



第4図 塩田川における曲川層下部の砂岩（佐里砂岩相当層）（嬉野町井手川内）

本層の下部の砂岩層（いわゆる佐里砂岩層）は本図幅内においては塩田川付近だけに分布するにすぎなく、その厚さは約40mで、北隣伊万里図幅地域内の有田試錐では100余mに達し、嬉野付近に比べると2倍以上になっている。この砂岩層と下位にある杵島層との間には岩相及び化石内容に急激な変化が見られる。この砂岩層は主として灰白色を呈する堅硬な中粒—粗粒の砂岩で、2—3枚の薄い礫岩層を挟む。礫は2cm内外でよく円磨されており、流紋岩・珪岩・硬質砂岩・泥岩及び緑色岩などである。本層の下位の杵島層は軟弱な暗灰色砂質のシルト岩ないし微細粒砂岩層であるのに対して、曲川層下部（いわゆる佐里砂岩層）は海緑石に富む中粒ないし粗粒砂岩の岩相となり、一方化石内容も水野(1956)が述べているように、杵島層は相知層群とともにV-Y帯、曲川層以上大塔層までの地層はV-v帯である。したがって杵島層と曲川層下部の砂岩層との間には堆積環境の変化が考えられる。このことから斉藤ほか(1953)はこの間に不整合を考えているが、本調査においては不整合を肯定するような積極的な資料は得られなかった。本図幅では一応整合と考えたい。本砂岩層から次のような化石が知られている。

Turritella karatsuensis NAGAO

Athleta japonica NAGAO

Crassatellites yabei NAGAO

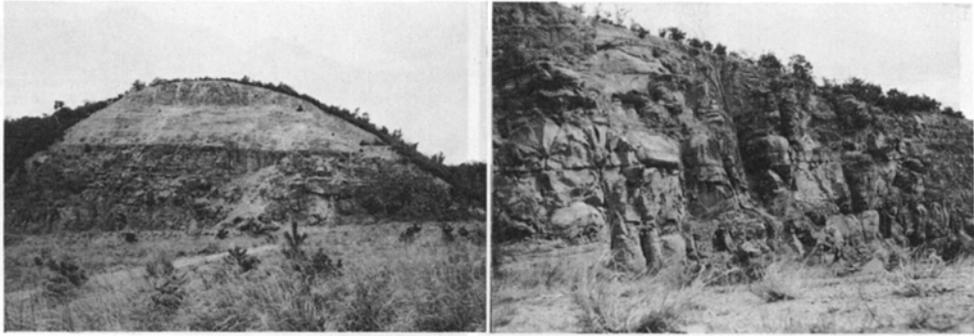
Venericardia sp.

Pitar matumotoi (NAGAO)

Callista hanzawai (NAGAO)

本層の中部は伊万里図幅の原明凝灰質岩層及び仏ノ原砂質泥岩層に相当する地層で、本図幅地域内では嬉野可及び木原付近だけに分布し、その層厚は約150mである。伊万里図幅の原明凝灰質岩層に当たる地層は長尾、松下、山崎らのいわゆる“骨石層”に相当し、骨石と呼ばれる凝灰岩と海緑石を含む暗灰色細粒—中粒砂岩・白色凝灰岩・砂質泥岩及び凝灰質泥岩などの互層からなる。骨石は厚さ5—40cmの流紋岩質凝灰岩で、新鮮なときは暗灰色を呈し緻密堅硬であるが、風化すると白色を呈し油脂状光沢を有し、角柱状の一種特有の節理が発達する。

更に風化が進むと軟弱となり赤褐色に変る。骨石は唐津炭田及び崎戸・大島及び西彼杵半島地域にも連続して広く発達する重要な鍵層であるが、更に上位の早岐層などにも類似した凝灰岩があるので、両者を区別することがはなはだ困難な場合がある。伊万里図幅の佛ノ原砂質泥岩層に相当する部分と、前



遠景
近景
第5図 (I) 曲川層上部の塊状を呈する砂岩 (南風崎駅西方2km)



(II) 曲川層上部の玉ねぎ状風化
(南風崎駅西方2km)

述した原明凝灰質岩層に相当する部分との境界を求めることは困難ではあるが、明らかに骨石が存在しない部分から上位が伊万里図幅においては佛ノ原砂質泥岩層とされている。本層の中部は泥岩・砂質泥岩及び細粒砂岩との互層である。本岩層から *Venericardia* SP. が産出する。

本層上部の砂岩層は野田・朱雀(1955)の蔵宿砂岩層・伊万里図幅の行合野砂岩層に相当するものである。その層厚は皿山北方で200m余であるが、弓野付近で約50mに激減している。すなわち図幅西部区域では極めて良く発達しているのに反して東部区域においては西部区域のそれに比べて粒度もより細くなり、堆積量そのものより少なかったものと思われる。

西部区域の本層は主として無層理塊状の細粒ないし中粒砂岩からなる。砂岩は泥質で新鮮な部分では暗灰色ないし淡青灰色を示し、風化すると一種特有の帯紫色となり、玉ねぎ状風化(直径2-3m)を呈する。本層中には海緑石及び白色粒を含む部分がある。針尾島赤子南西付近では本層の頂部より約60m下位に多数の *Lima* 化石を含む地層がある。一般に均質で節理が少なく、風化に耐え、加工が容易なので、各所で採石されている。東部地域の本岩層は更に粒度も細かく、暗灰色の泥質微細粒砂岩となっているが、西部地域と同様に玉ねぎ状風化(直径70m±)を呈している。

本層上部から次の化石が知られている。

- Lima (Acesta) nagaoui* OYAMA
- Crepella subformicata* NAGAO
- Fuspira ashiyaensis* NAGAO
- Linthina praenipponica* NAGAO
- Turritella* sp.
- Venericardia* sp.



第6図 *Lima* 化石の産状 (針尾島赤子南西)

Callista sp.

Acila sp.

IV. 2. 3 早岐層

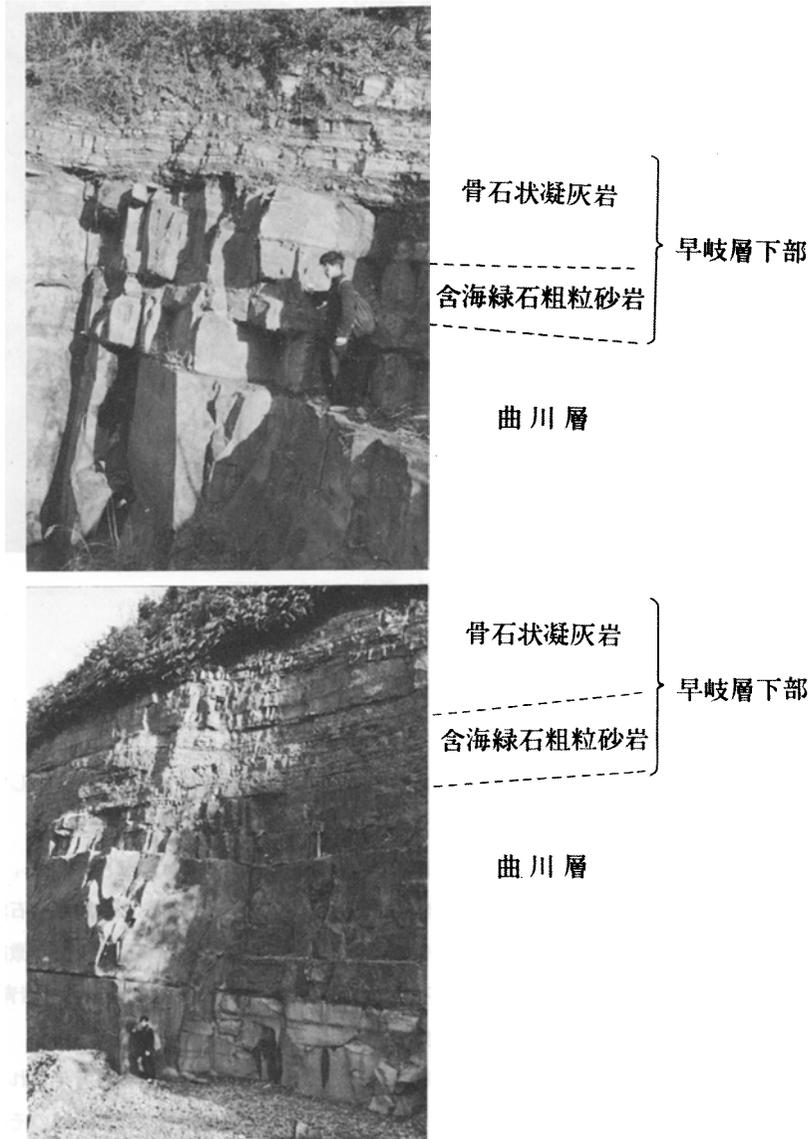
本層は下位の曲川層を整合に覆って早岐・堤山・田別當及び宇土手南方などに広く分布しておりその層厚は200-250mである。

西部区域においては、本層は海緑石を含む泥質粗粒砂岩層(層厚0.25-3 m)を最下部とし、主として微細粒—細粒砂岩及び泥岩からなり、上記の粗粒砂岩の直上に1層と本層中部に数層の骨石状凝灰層を挟有する。砂岩は一般に緻密で新鮮なところでは暗青色を呈し本層の最上部層及び下部の微細粒砂岩は風化すると黄灰色となり、直径20-40 cmの見事な玉ねぎ状構造を作る。泥岩は暗灰色—暗青色を呈する。骨石状凝灰岩は泥岩及び砂岩と見事な互層をなし極めて良好な鍵層となる。

東部地域においては、西部地域における本層最下部の骨石状凝灰岩に相当すると考えられる含緑色鉱物凝灰岩層の下限をもって本層の最下限とした、しかしながら本区域の岩相は西部区域のそれとやや異なっており、小田志東方では海緑石を含む中粒—粗粒の砂岩層(厚さ5-20 cm)をとところどころに挟有しており、下限の凝灰岩層以外には凝灰岩層を挟有していない。

本図幅及びその周辺地域における早岐層と下位の地層との境界については、第2表に示すように各研究者によって一定していない。

早岐層最下部(高橋ほか(1957)三川内層上部の新行江砂岩凝灰岩層の最下部)の含海緑石粗粒砂岩(西部区域)あるいは含緑色鉱物凝灰岩(東部区域)の下限を境として、これらと下位の泥質砂岩層との間には明瞭な岩相の差異が本図幅地域にわたって認められる。これに対して、高橋ほか(1957)の早岐層と三川内層上部の新行江砂岩凝灰岩層とは岩相が類似し、しかもこの両層に相当する地層が本図幅の東西両



第7図 村木北方の採石場における曲川層と早岐層との関係

地域相互間で岩相を異にしている．このため両層の間に地層の境界を求めることが困難であることから本図幅においては両層を一括して早岐層とした．

なお内海付近には北西方向の湯無田断層がある．この断層線の南東方向の延長付近には黒雲母流紋岩が分布し、第三紀層は熱変質作用を受けて、砂岩・泥岩は相当広範囲にわたってホルンフェルスに変わっている．その岩相は一見中生層—古生層類似の外観を呈するところもあり、地形も第三紀層分布地域の景観を失っている．この第三紀層を母岩とする金鉱脈があつてかつて内海付近で稼行されたことがある．



第8図 口尾付近における早岐層中部の凝灰岩



a. 早岐附近



b. 岳ノ田附近

第9図 早岐層最上部の露頭

又三段付近における有田流紋岩類の風化帯はよい陶石の原料となり、本地域の重要な鉱産物の一つである。

本層から次の化石が知られている。

Venericardia sp.

Nuculana sp.

Acila sp.

Chlamys ashियाensis (NAGAO)

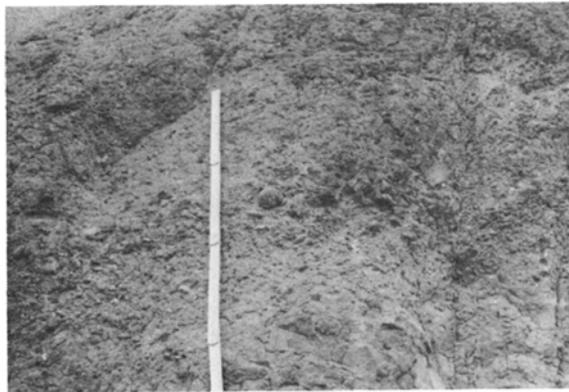
<i>Pecten</i>	sp.
<i>Turritella</i>	sp.
<i>Linthia</i>	sp.

IV. 2. 4 大塔層(高橋ほか, 1957)

本層は下位の早岐層を整合に覆って有福・石垣川内・三川内南方・宿・野々川・板屋袴野及び嬉野などに発達している。その層厚は350m内外で、層相から下部層と上部層とに分けることができる。前者は高橋ほか(1957)舳付砂岩層に田ノ浦泥岩層を加えたものに相当し、後者は田ノ浦泥岩層に脇崎砂岩泥岩互層を加えたものである。

大塔層下部層

本層は150-200mの層厚を有し、波佐見川以西の区域においては基底に層厚2m内外の礫質砂岩層がある。この礫質砂岩は海緑石を含み、礫はそら豆—大豆大の円礫—亜円礫で、珪岩・チャート・硬砂岩などからなり、良好な鍵層となる。その上位の層厚60-70mの部分は灰緑色を呈する塊状微細粒ないし



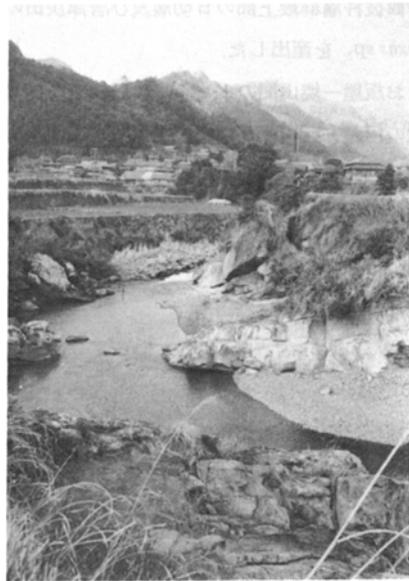
第10図 (I) 大塔層基底の礫質砂岩(岳ノ田)



(II) 大塔層基底砂岩の玉ねぎ状構造(早岐田子ノ浦)

中粒の泥質砂岩からなる。この砂岩は塊状であるが、風化すると大型の顕著な玉ねぎ状構造を示す。これから上位70m位までは砂岩と泥岩又は砂質泥岩との見事な細互層からなり、その互層をなす個々の地層の厚さは砂岩・泥岩ともに5-30cmであるが、ところによっては0.7-1.5cmの厚さの砂岩層を挟有する。本層の下部の砂岩層中には、*Venericardia* sp. や *Callista* sp. などを包蔵する。また玉ねぎ状に風化する泥質の微細粒砂岩層中からは次のような有孔虫化石を産する。

- Bulimina* sp.
Cyclammmina incisa (STACHE)
Eggerella sp.
Glogiberina spp.
Nonion spp.
Robulus spp.



第11図 塩田川に露出する大塔層下部の砂岩（嬉野町）

東部区域の本層は西部区域のそれと岩相が異なって主として中粒—粗粒砂岩からなり、所々に0.5-数mの礫岩層を挟み、横への岩相の変化が著しい。砂岩は灰色—帯黄灰色を呈し、不規則な層理を示している。礫岩は砂岩層の中にレンズ状に挟有され、礫はそら豆—大豆大で、チャートや珪岩などからなる。

大塔層上部層

本層は200m内外の層厚を有し、灰白色細粒砂岩と暗灰色泥岩の密互層からなり、所々に堅硬な細粒砂岩層を挟む。本層中には層間異状の認められることがある。下部及び中部は本層特有の見事な細互層からなり、上部は次第に砂岩が厚さを増してくる。本層は岩相の類似やその他から蛸ノ浦図幅地域にお



第12図 大塔層上部の砂岩泥岩互層（永尾隧道附近）

ける西彼杵層群最上部の日切層及び唐津炭田の畑津泥岩層に対比される。最上部の細互層中の泥岩から *Phaxas* sp. を産出した。

なお板屋―焼山間のトンネルに露出する厚さ10数mの礫岩層は珪岩・チャート・砂岩などの卵大―大豆大の円礫―壱円礫及び直径数 10 cm の泥岩礫などからなる。この礫岩層は西隣の蛸ノ浦図幅地域内に見られる佐世保層群基底の礫岩層に酷似した岩相を示しているが、これの上位の地層が連続して露出していないために佐世保層群であるかどうかは疑わしい。したがってここでは一応大塔層上部のものとした。

IV. 3 佐世保層群

本層群は下位から相浦層・中里層・柚木層・世知原層・福井層及び加勢層の 6 層に分けられるが、本図幅地域内においてはその北西部の日宇付近に相浦層の大部分が分布しているのみで、本層群の全層厚 1,400余mのうち、本図幅内に分布している部分の層厚は約600 m にすぎない。本層群は全般に砂岩と泥岩との厚い互層からなり、一般に砂岩が優勢で、随所に多くの稜行炭層を挟んでいる。砂岩は主に灰白色～黄白色を呈し、細粒～中粒で花崗岩質である。泥岩は灰色～暗灰色を呈し、ときに菱鉄鉱質の扁平な団塊や礫岩層を含むことがある。なおこれらの間には、極めて良好な鍵層となっている。数枚の石英安山岩質凝灰岩層を挟む。また本層群中からは二枚貝及び植物化石を多産する。

本層群と下位の杵島層群(西彼杵層群)との関係については多くの研究者によって種々の異なった見解がとられている。唐津図幅地域内の花崗閃緑岩や蛸ノ浦図幅地域内の西彼杵半島の結晶片岩などの基盤岩の分布地域に近いところでは明らかに不整合関係を示している。

本図幅地域内においては、層序のうえからも、また野外観察の結果からも不整合であると断定するに足る資料を得られなかったので、本図幅においては両者の関係を一応整合とみなす。すなわち、佐世保層群堆積盆地の縁辺部の唐津及び西彼杵半島付近においては両者は不整合関係にあり、その中央部においては整合関係にあるものと思われる。したがって両層群間には現在のところ大きな不整合は考えられない。

本層群の地質時代については、長尾(1928)は中新世中期―後期 Y.OTSUKA(1939)は中新世後期、高井(1938)は中里層から産出した *Brachyodus japonicus* からその地質時代を *Burdigarian* とし、長浜(1953)は相浦層を中新世前期、中里層から加勢層までを中新世中期と考えた。また棚井(1955)は植物化石のうえから長浜とほぼ同様な考えを述べている。TAKEHARA(1953)は長浜(1953)の相浦層中部と上部との間に古第三紀と新第三紀との境があるとした。これに対して斉藤(1954)はいわゆる杵島層と佐里層(本図幅の曲川層下部に相当)との間を古第三紀と新第三紀との境とし、水野(1956)は古生物学的研究から佐世保層群を中新世、いわゆる佐里砂岩及びその上位の地層を漸新世新期とした。又松下ほか(1955)は佐世保層群以下の第三系を古第三紀とし、その上位の野島層群以上のそれを新第三紀としている。このように、佐世保層群の地質時代については多くの意見があって確定していないが、本図幅では一応中新世とする。

IV. 3. 1 相 浦 層

本層は下位の杵島層群大塔層を整合に覆い、その層厚は 600 m 内外で、松下(1949b)らの相浦層群に相当する。本層の下限は斜層理の発達した厚い灰白色中粒砂岩層、又は暗黒褐色礫岩層の基底とし、その上限は大瀬 5 尺層(又は大鶴 2 尺炭あるいは福島 2 尺層)直上の泥岩層の上限とする。一般に灰白色砂岩に富み、数層の砂岩・泥岩互層部あるいは灰色～暗灰色泥岩層及び炭層を挟む。本層はその層相から下部層・中部層・上部層の 3 層に分けられるが、最上部の一部は露出していない。又、佐世保図幅内の本層からは多くの動植物化石を産出する。

相浦層下部層

本層は約 250 m の層厚を有し、主に針尾島の加須岳や日宇及び立石原北東区域に分布し、また犬走南西区域にもわずかに発達する。本層は斜層理に富み、主に礫岩・礫質砂岩・白色中粒～粗粒砂岩・灰青色砂質泥岩・暗灰色泥岩及び岩層などからなる。本層の基底部には厚さ数 m の顕著な礫岩層・塊状礫質砂岩層・中粒砂岩層あるいは礫岩・砂岩・泥岩などからなる堆積異常層がある。西隣の蛸ノ浦図幅地域内においては、これが侵蝕面によって下位の西彼杵層群(杵島層群)の種々の層準の地層と接しているのが各所で見られるが、本図幅地域内ではこのような侵蝕面は認められない。この上位には、下位の大塔層のものによく似た岩相を示す砂岩と泥岩との細互層があり、これはしばしば杵島層群のものと見誤られる。

本層の中部には新田 5 尺層(尼潟 5 尺層)などの薄い炭層が介在するが、特に炭層の発達した地域においてはかつて稼行されたこともある。これらの炭層の上位には塊状の含礫中粒～粗粒砂岩層があつて、各所で断崖を形成する場合が多い。最上部には相浦 4 枚層(尼潟 4 尺層)及び相浦 3 枚層(尼潟 3 枚層)の 2 枚の炭層が介在する。新田 3 尺層の下位から次の化石を産出することが知られている。

<i>Nassa</i>	sp.
<i>Polinices</i>	sp.
<i>Baranus</i>	sp.
<i>Ostrea</i>	sp.



第13図 日宇一大塔間における相浦層下部の異常堆積

相浦層中部層

本層は約230 mの層厚を有し、主に矢保佐・中野及び平松南西区域に分布する。本層の下部は主に灰白色中粒—礫質粗粒砂岩と砂質泥岩とからなり、礫質粗粒砂岩は綠色鉱物を含み斜層理が発達する。蛸ノ浦図幅地域内では本層から多数の貝化石を産する。本層の中部は塊状の粗粒砂岩を主とし、泥岩の薄層を挟み、局部的に礫岩が発達する。上部の基底には、風化すると淡桃色を呈する厚さ数mの安山岩質凝灰岩層が認められ、蛸ノ浦・佐世保及び伊万里の各図幅にわたって広く発達し良好な1つの鍵層となる。又この凝灰岩層の上下盤には薄い粗悪炭層を伴い、更に上位には新田4尺層及びモエズ層をそれぞれ主要炭層とする2炭層群が発達する。これらの炭層の比較的良好に発達したところではかつて稼行されたことがある。

相浦層上部層

本層は約250 mの厚さを有するが、本図幅地域内においては中野北西方に本層の下半部(約100m)がわずかに分布するにすぎない。本層は灰白色—緑色を呈する塊状の中粒砂岩を主とし、砂質泥岩及び泥岩を従とする。本層の下部には砂管・綠色鉱物及び海棲二枚貝化石を含み、この貝化石を含む部分を真甲化石帯と呼んでいる。更に上部には川釣層・大瀬5尺層などの炭層が介在するが、本図幅地域内にはこれらは賦存していない。本層からは次のような化石が知られている。

Pitar cfr. *itoi* MAKIYAMA

Venericardia “*subnipponica*” NAGAO

Crassatellites yabei NAGAO

Cyclina japonica KAMADA

Vicaryella bacula (YOKOYAMA)

Glycymeris cisshuensis MAKIYAMA

IV. 4 地質構造

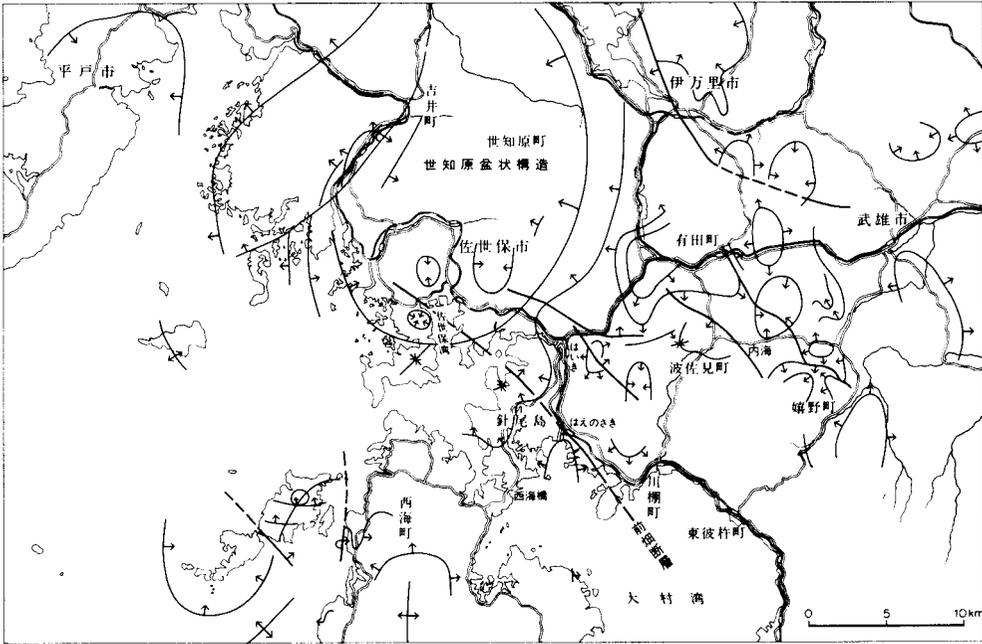
本図幅地域の第三系は、多くの盆状構造及びドーム構造からなる緩い波状褶曲構造と、これらの褶曲構造を切断する主として北西-南東方向の多くの断層とからなるやや複雑な地質構造を形成している。

IV. 4. 1 褶曲構造

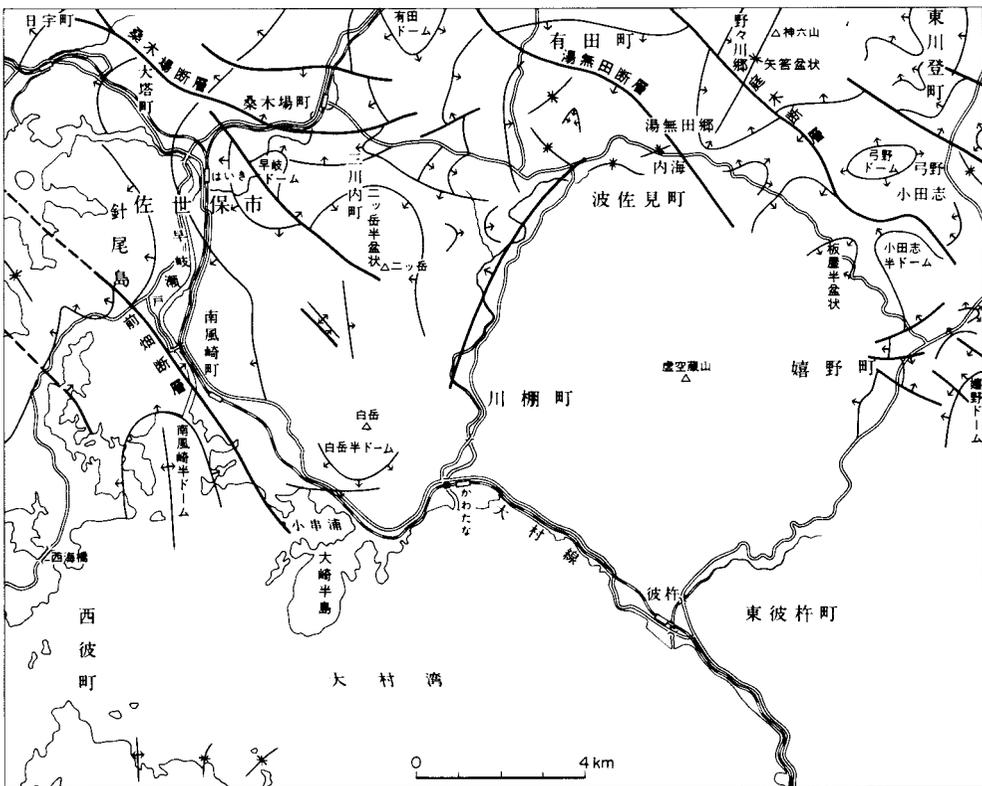
本図幅地域内の褶曲構造は、本図幅外に中心を有して本図幅地域の周辺部に発達する世知原盆状構造・有田ドーム構造・嬉野ドーム構造等の各一部と、これの間に形成された南風崎半ドーム構造・早岐ドーム構造・ニツ岳半盆状構造・矢筈盆状構造・弓野ドーム構造・小田志山半ドーム構造及び板屋盆状構造などからなる。(第14図(I, II))

世知原盆状構造

本盆状構造は、北西方に接する佐世保図幅内の世知原付近を中心として蛸ノ浦・佐世保・平戸及び伊万里の5図幅地域にまたがって、南北方向の長軸を有する1大盆状構造で、本図幅内にはその南東端の一部が現れているにすぎない。この盆状構造に含まれる本図幅地域の北西区域においては地層の傾斜は



第14図 (I) 早岐図幅及びその周辺地域の地質構造概念図



(II) 早岐図幅地域の地質構造概念図

一般に2-10°西で極めて緩い。この構造は北西-南東方向の前畑断層などによって切断されている。

南風崎半ドーム構造

本半ドーム構造の長軸(背斜軸)は南風崎層尺鼻と大島とのほぼ中間の海底を南北方向に走るものと推定され、北へ沈降する。地層の傾斜は、この半ドーム構造の西部においては西へ5°前後、東部においては東へ5°前後を示している。この構造の南方延長部は地層が大村湾海底下に没するためにその状況は明らかでない。

早岐ドーム構造

本ドーム構造は早岐東方の下ノ原付近にその中心を有して北西-南東方向の長軸を持ち、地層の傾斜はいずれの方向においても10°前後である、しかしながらこの構造は長軸付近でこれと同方向の北側落下の断層によって切断されている。

二ツ岳半盆状構造

本半盆状構造は二ツ岳と弘法岳とを結ぶ南北方向の長軸を持って南方に開いているが、その南部は玄武岩類に覆われているため不明の点が多い。

有田ドーム構造

本ドーム構造は北隣の伊万里図幅地域内の有田をほぼ中心として北北東-南南西方向の長軸を有し、本図幅地域内には、その南端部が現れているにすぎない。地層の傾斜は、その西側及び東側ではいずれも12°内外、南端部においてはこれよりやや緩く7°内外である。

矢筈盆状構造

本盆状構造は矢筈付近を通る北東-南西方向の長軸(向斜軸)を有し、その北部は伊万里図幅にまたがっている。地層の傾斜は南部及び西部ではそれぞれ北及び東に20°ないし30°を示すが、東部では3°ないし15°Wでより緩やかである。この盆状構造は北西-南東方向の断層によって切断されている。

弓野ドーム構造

本ドーム構造は弓野西方付近を東北東-西南西方向に長軸を有するドーム構造である。地層の傾斜はその中心部を遠ざかるにしたがい徐々に傾斜を増して7-10°を示すが、東部においては20°前後となっている。

小田志山半ドーム構造

本半ドーム構造は小田志山-下宿を結ぶ北西-南東方向の長軸(背斜軸)を有して北西方に沈降し、その東縁は断層によって切断されている。

板屋半盆状構造

本半盆状構造はその南西側に広く分布している火山岩類に覆われているので、その全貌は明らかでないが、南西方向に開いた半盆状構造と思われる。

嬉野ドーム構造

本ドーム構造は東方に接する鹿島図幅地域内の嬉野東方西田付近を中心として2つの図幅にまたがり、南北方向の長軸(褶曲軸)を有するドーム構造で、本図幅地域内にはその両翼が現れている。地層の傾斜は本図幅地域では西に20°前後、ときに35°以上の傾斜を示すことがある。鹿島図幅内のドームの中心付近には芳ノ谷層の夾炭層が露出している。また嬉野付近には多数の断層が本ドーム構造を切断して

おるために地質構造を複雑にしている。

本図幅地域内には、上記のほかにも多数の緩い小褶曲構造が発達している。

IV. 4. 2 断層

本図幅地域内の断層には北西-南東性のものが最も顕著で、東西性のものがこれにつぎ、主要断層はすべて正断層である。これらの断層は前述した褶曲構造を切断しているが、第四系の火山岩類によって覆われている。本図幅地域内における主要断層を西からあげると前畑断層・桑木場断層・湯無田断層及び庭木断層である。

1) 前畑断層

本断層は蛸ノ浦図幅において既に述べたもので、高橋ほか(1957)の針尾断層に相当する。権現付近より南風崎を通過してNW方向に走り、神場及び牛ノ岳を経て蛸ノ浦図幅地域内に入り、前畑南方の道路上で認められ、更にNW方向に延びて佐世保市の長坂南方において3條の断層に分岐している。本断層は北東側落下の正断層で、神場における本断層の層間落差は500余 m と推算される。又この断層線にそって有田流紋岩類などの噴出岩が数カ所に認められる。

2) 桑木場断層

本断層は牛石付近から円常寺を経て西方向に走り、桑木場付近より北西方向に転じ、立石原を経て狩立北方において2條の断層に分岐して落差を著しく減じて伊万里図幅地域内に入る。本断層は北側落下の正断層で、桑木場付近において、その層間落差が最大となり約160mに達するものと推算される。

3) 湯無田断層

中尾付近より北西方向に走り、内海・湯野田を経て、舞相より戸矢に通ずる道路上で認められ、ここでその方向を西北西に転ずるが、徐々に北西方向になり伊万里図幅地域内に入る。舞相より戸矢に通ずる道路上の露頭においては断層の走向が北75°西、傾斜が65°南西の正断層で、その層間落差は150 m 以



早岐層 大塔層上部層

第15図 戸矢南方の道路ばたにおける湯無田断層

上と推算される。この断層線の南東の延長附近には有田流紋岩類が分布し、第三紀層は熱変質作用を受けて砂岩・泥岩は相当広範囲にわたってホルンフェルスに変わっている。

4) 庭木断層

本断層は今寺を北西方向に走り、小田志南方においてその方向を急に西南西に転じ、更に小田志山に至ってもとの北西方向に戻り、庭木及び神六を経て、野野川の川底などで認められ、更に北西方向に走り伊万里図幅内に延びている。神大西方の沢の露頭においては本断層は走向北65°西、傾斜55°南西の正断層である。本断層の層間落差は庭木西方において最大で100m以上と推算される。

IV. 5 火山岩類

IV. 5. 1 岩脈及び岩床(d)

本図幅地域内の岩脈、岩床にはかんらん石玄武岩と黒雲母流紋岩の二種類がある。かんらん石玄武岩の大部分は西部地区に多く分布し、黒雲母流紋岩の岩脈は北東部に多い。

流紋岩岩脈は波佐見地区の流紋岩の北-東北部と針尾島一大崎山の流紋岩地区に分布し、一部を除いてその貫入はいずれもNW-SE方向とそれにほぼ直交する断層に支配されていると考えられる。岩質は斜長石・黒雲母の斑晶を有する黒雲母流紋岩で、中には陶石とし採掘された岩体もある。

かんらん石玄武岩岩脈、岩床は本図幅地域内の西方地区に散在し、その多くは数m以下の幅である。北西部の黒髪町猫山付近に分布する岩床は伊万里図幅地域内の大陣岳付近の岩床と同じような規模の大きいものである。

黒髪町猫山付近の岩床は、相ノ浦層内に厚い岩床として貫入しており、伊万里図幅西部地域に台地状に分布する西岳玄武岩類の南端部に位置している。その岩質は伊万里図幅の初期斑状玄武岩類に相当するものと考えられる。この岩床は相ノ浦層中に数10mの厚さで、10°-20°の傾斜をもって相ノ浦層の地層面にほぼ平行に貫入している。本岩は新鮮で暗黒色を呈し、斑晶として大きさ3-5mmの斜長石が多量に含有されており、かんらん石、輝石は0.5mm-1mmである。岩床の上下部では、岩質の変化はほとんど認められなかった。鏡下では斜長石、かんらん石、普通輝石斑晶を含み、磁鉄鉱、普通輝石は微斑晶として含まれることが多い。かんらん石は0.5mm-1mmで新鮮であり、普通輝石は0.5-0.3mmで他の斑晶より少量である。石基は間粒組織を呈し、斜長石、普通輝石、かんらん石、磁鉄鉱、アルカリ長石からなる。かんらん石は緑色鉱物に変質していることがある。磁鉄鉱は多量に含有されている。

かんらん石玄武岩の岩脈は小規模で、その貫入方向は大部分NW-SE方向で、杵島層群、佐世保層群地域の主要断層方向と一致しており、その岩質も猫山の床と同質である。

IV. 5. 2 神六山玄武岩類

波佐見町北西部武雄市との境界に、標高447.0mの神六山を中心として350m余の玄武岩類台地をつくっている。約200mの厚さを持ち、東側では下部に伊万里図幅での初期無斑晶玄武岩類に属するかんらん石玄武岩溶岩があり、上部に約100mの厚さの後期無斑晶玄武岩に属するかんらん石玄武岩及び普通輝石かんらん石玄武岩溶岩があつて、その間は薄い斑状玄武岩を挟む火山角礫岩からなっている。神

六山西側の最下位には厚さ 10-20m の角閃石安山岩の溶岩及び凝灰角礫岩があり、これは伊万里図幅内の眉山角閃石安山岩に対比されるものであろう。東側で見られるような火山角礫岩の分布はなく、かんらん石玄武岩に覆われている。かんらん石玄武岩と普通輝石かんらん石玄武岩との間には厚さ 3-4 m のかんらん石ドレライトが挟まれており、地質図上では溶岩が薄いので普通輝石かんらん石玄武岩に一括した。神六山の東方地区東川澄町の山頂部に玄武岩が小規模で点在するが、いずれも普通輝石かんらん石玄武岩である。東川渡町高瀬北部の岩体はドレライト質である。

角閃石安山岩及び凝灰角礫岩 (Aht)

本岩類は神六山周辺、嬉野町不動山及び俵坂付近に分布している。神六山北方溜池から野々川に連絡する道路付近に分布するものは、淡褐色—淡紫色を呈する斑状岩で、肉眼的には 2-5 mm の斜長石及び 0.5-1 mm の角閃石、黒雲母の斑晶が見られるが、全体に風化を受け新鮮でない。溜池付近では溶岩の一部が角礫岩に移化しているのが観察されるが、溶岩の下部には厚さ数mの凝灰角礫岩がある。

鏡下では斑晶として、斜長石、角閃石、黒雲母が認められる。斜長石は多量に含まれその大きさは 0.7 mm- 5 mm で、角閃石は 0.5 mm-1.5 mm で結晶の周辺は常にオパサイト化されている。黒雲母は 0.5 mm で少量である。まれに微斑晶として紫蘇輝石がある。石基は斜長石、紫蘇輝石・少量の普通輝石、黒雲母、磁鉄鉱及び鱗珪石からなり、有色鉱物はほとんど黒色鉱物に変わっている。

嬉野町西方上不動山皿屋谷の川底に露出しているのも神六山付近に分布しているものと同質と考えられる。皿屋谷では著しい変質を受け、優日質な岩石となっており、有色鉱物は他の鉱物に変化している。上部には薄い酸性岩質凝灰岩を伴い、淡黄色を呈し、硫化作用を受け変質している。神六山俵坂のものには、このような変質は見られない。皿屋谷では無斑晶質の紫蘇輝石安山岩 (Ka₁) に被覆されている、

斑晶：斜長石

斜長石は原形を残しているが、ほとんど絹雲母あるいは炭酸塩鉱物に変化している。このほか有色鉱物と思われるものも同様な鉱物に変わり、著しい緑泥石化を受けているので皿屋谷では輝石か黒雲母か同定困難である。角閃石はオパサイト化している。

石基：斑状組織を呈し、斜長石・緑泥石及び石英の微結晶からなりまれにチタン石が見られる。また、方解石、絹雲母も生じている。

俵坂付近では、大塔層上部層を直接覆い、紫蘇輝石安山岩 (Ka₁) に覆われている。両者の関係は俵坂で南東方向の谷沿いで観察される。この岩質は風化作用を受け灰白色を呈しているが、前記皿屋谷で見られるような変質はうけておらず神六山付近のものと同質である。

凝灰角礫岩及び凝灰岩 (Btb)

本岩は神六山付近及び東彼杵町付近に分布し、凝灰角礫岩ないし凝灰岩の粒度変化に富んだ火山砕屑岩層で、常に赤褐色—黄褐色を呈している。角礫は径数 10 cm のものから数 cm の大きさで、ほとんどが軟弱となって部分的に土壌化しており、20 m-60 m の厚さを有している。両地区とも普通輝石かんらん石玄武岩の薄い溶岩を挟んでいる。東彼杵町付近のものは直接第三紀層を覆っており、下部に薄い溶

岩がある。この地区は地理的に多良岳火山の基盤をなしているように見えるが、本層のような多量の凝灰角礫岩は、ほかに見られず時代も神六山付近のものとほぼ同時期と考え一括した。

かんらん石玄武岩 (Bo₁)

伊万里図幅地域内の津々良から谷川内付近で直接杵島層群を被覆して分布する暗黒色緻密の溶岩で、少量の斜長石、かんらん石がみられる。

鏡下では斑晶として、斜長石、かんらん石普通輝石からなり、斜長石は柱状で0.5 mm-1 mmで、かんらん石は微斑晶で大部分がイデイングサイトとなっている。

石基はインターサークル組織を呈し、斜長石、かんらん石、普通輝石、磁鉄鉱及び鱗珪石からなるが全体に緑泥石化している。

普通輝石かんらん石玄武岩 (Bqo, Bo₂)

神六山頂部及びその下位を構成する玄武岩溶岩で、山頂部の溶岩は厚さ20-30 mで柱状又は板状節理を呈するが、分布は小規模である。下位の溶岩も同質で、細粒・緻密の黒色岩で、上位の溶岩とは厚さ1-2 mの赤褐色凝灰岩を挟んで区別される。多量の石英外来結晶を含むかんらん石玄武岩が、神六山東側付近に小規模に分布するようであるが、露出状況が良くないので地質関係が明らかにできなかった。石英は普通3-4 mmで、肉眼的にも輝石反応縁が見られる。

斑晶：斜長石、普通輝石、かんらん石からなり、斜長石は柱状で0.7 mmであるが、まれに1 mm大の外来結晶がある。普通輝石は径0.5-0.7 mmで少量含有され、かんらん石は通常0.7 mmであるがイデイングサイトになっている。

石基：填間状組織を呈し、かんらん石、普通輝石、斜長石、磁鉄鉱、少量のアルカリ長石及びクリストバライトからなることが普通である。また、まれに少量の紫蘇輝石が含まれる。

IV. 5. 3 多良岳火山基盤岩類

かんらんどレイイト及び普通輝石かんらん石玄武岩 (Do)

本岩は嬉野町南部を流れる岩屋川内川のダム下流の両岸に広がる溶岩で、多良岳火山の基盤岩として広く発達している。このドレイイト及び玄武岩は上位の普通輝石かんらん石玄武岩 (BOa) とともに多良岳の北・東・西部地域の多良岳火山砕屑岩類が侵蝕された谷でよく見られる。また、伊万里図幅地域西部に溶岩台地を形成している台地状玄武岩類に対比されるもので、その活動は中新世-鮮新世前期であろう。

岩尾川内川では暗灰色のドレイイトであるが、東方の松尾付近では暗黒色緻密な普通かんらん石玄武岩で、両者間に上下関係があるかも知れないが確認できなかったので地質図上では一括した。溶岩はアルカリ岩系に属し上下位には常に赤褐色の薄い火山砕屑岩層を伴っている。

斑晶：かんらん石・普通輝石

石基：填間状、オフィチック組織を呈し、斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱及びアルカリ長石からなる。



第16図 多良岳火山基盤岩類のかんらん石玄武岩（嬉野町岩尾川内ダム下流）

普通輝石かんらん石玄武岩(Boa)

本岩は前記粗粒玄武岩の上位に累重する溶岩流で、厚さ1 m-3 mの薄い溶岩流が数枚重なっており、各溶岩の間は塊状を呈し、細粒の部分は赤褐色の粘土状となっている。おそらく玄武岩溶岩の活動休止期が短かく、火山灰・スコリアの降下物が少なかったのではないかと考えられる。この溶岩流の累重関係は岩屋川内ダムの下流横(第16図)で観察される。溶岩はいずれもアルカリ質玄武岩のかんらん石玄武岩で、斑晶質である。

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石・斜長石は長さ1.5 mmまでで、かんらん石は1-2 mmで多く含まれ、普通輝石も大きく、多量に含まれる。

石基：間粒状及び填間状組織を呈し、斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱及びアルカリ長石からなる。磁鉄鉱は微斑晶としても含有されている。

かんらん石普通輝石玄武岩(Ba)

本岩は嬉野町南の岩尾川内川の東側山腹に分布し、大村安山岩に覆われている。前述の下位溶岩(D₀)とともに多良岳火山基盤岩類の一部で、下位溶岩との間には厚さ数mの火山砕屑岩がある。溶岩は暗灰色緻密で、針状の斜長石を多量に含有し、約30cmの厚さを持っている。

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石

石基：填間状組織を示し、斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱及びアルカリ長石からなる。

IV. 5. 4 西海凝灰角礫岩(tb)

本岩は西隣蛸ノ浦図幅(現佐世保南部)地域内の西彼杵半島北部に広く分布しているもので、本図幅地

域内では西海橋近くの伊ノ浦、針尾島南部及び川棚川東岸地区に分布している。岩層は輝石安山岩及びかんらん石玄武岩礫を含有する凝灰岩質の基質から構成されている。礫の大きさは径20cm-1mで、大小の礫が混在し、角礫から円礫に近いものまでである。伊ノ浦付近では20-40mの層厚である。本岩層は蛸ノ浦図幅内の西海町高地付近で良く観察できる。

IV. 5. 5 虚空蔵山火山岩類

虚空蔵山火山岩類は多良岳火山の北西部に位置し、本図幅地域の中央部に分布し、基盤の古第三系杵島層群を覆っている。本岩類は成層した輝石安山岩の溶岩及び火山砕屑岩で構成され、鮮新世以降に活動した火山と考えられる。嬉野町上不動付近が火口跡に当たるようで、その低地を取巻き比高約500mの火口壁と思われる地形を形成している。上不動より南々東方向に火口瀬を思わせる地形があり、現在は著しく侵蝕作用を受けたため火山体は著しく破壊されたと考えられる。

虚空蔵山火山岩類の分布は、約10kmの広がりをもつ小さな火山と考えられる。この火山岩層序は第3表の通りで、溶岩はいずれも紫蘇輝石質岩系に属する。

本火山岩類の最下部には角閃石安山岩及び凝灰岩礫石が、火山の中心部に相当する区域に小規模に分布している。また、中心部に当る上不動付近は著しい熱水変質作用を受けて輝石安山岩溶岩(Ka₁)及び火山砕屑岩(Ka₃)とも白色、粘土状となっており、モンモリロナイト及び雲母混合層鉱物を生じている。

不動山安山岩(Ka₁)

本岩は多良岳火山岩類の最下部溶岩流で、虚空蔵山の著しく開析された嬉野町不動山周辺の谷とその西側の川棚町石木川流域に広く分布している。溶岩は一般に黒色-灰色の緻密な無斑晶質岩で、常に板状節理が著しく発達している。溶岩は2-3枚あるが、溶岩流の間には火山砕屑岩を伴わず、溶岩の下部が塊状に破碎されて、一見火山砕屑岩様に見える。この現象は石木の採石場で観察されるが、不動山付近は露出状態が不良のため観察できなかった。

第3表 虚空蔵山火山岩類の層序

時代	名 称	岩 質
鮮	虚空蔵山安山岩(Ka ₅)	普通輝石紫蘇輝石安山岩
	口木田安山岩(Ka ₄)	紫蘇輝石普通輝石安山岩
	(Ka ₃)	かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 紫蘇輝石普通輝石安山岩
新	(Ka ₂)	輝石安山岩凝灰角礫岩 かんらん石普通輝石安山岩 普通輝石紫蘇輝石安山岩
		虚空蔵山凝灰角礫岩(Ktb)
世	不動山安山岩(Ka ₁)	普通輝石安山岩 紫蘇輝石安山岩



第17図 虚空蔵山の遠望 写真中央と左の白色部は輝石安山岩(Ka₁)を採石している(川棚町石木川下流)

石木では下位の西海凝灰角礫岩層を覆っており、採石場付近で最も厚く、約150 mで、岩相変化著しく斑晶の大きさに著しい差があり、川棚町百津では下位の西海凝灰岩層と接する所ではガラス質緻密で一見サヌカイト様となっている。一般に溶岩は黒色で板状節理が著しく、斑晶をほとんど含まない無斑晶質黒色緻密の溶岩である。

上不動山・牛岳一帯は著しい熱水変質作用を受けており、溶岩はほとんど白色粘土化している。粘土化した部分では硫化鉄鉱の微結が多く見られ、粘土化した白色部はモンモリロナイトと雲母混合層からなっている。上不動山一帯の著しい変質作用と開析地形から、この付近に虚空蔵山火山岩類の噴出口が推定される。又、皿屋谷付近の開析された川底では、本岩の下位に変質した角閃石安山岩(Aht)が露出している。嬉野町俵坂付近では上位に珪藻土層を挟在する虚空蔵山凝灰角礫岩(Ktb)が覆っている。本溶岩は石木・皿屋谷で厚く、約数10mある。東彼杵町ぐみの木原付近でも小範囲に分布しているが、溶岩は薄く、上部は厚い虚空蔵山凝灰角礫岩に覆われている。

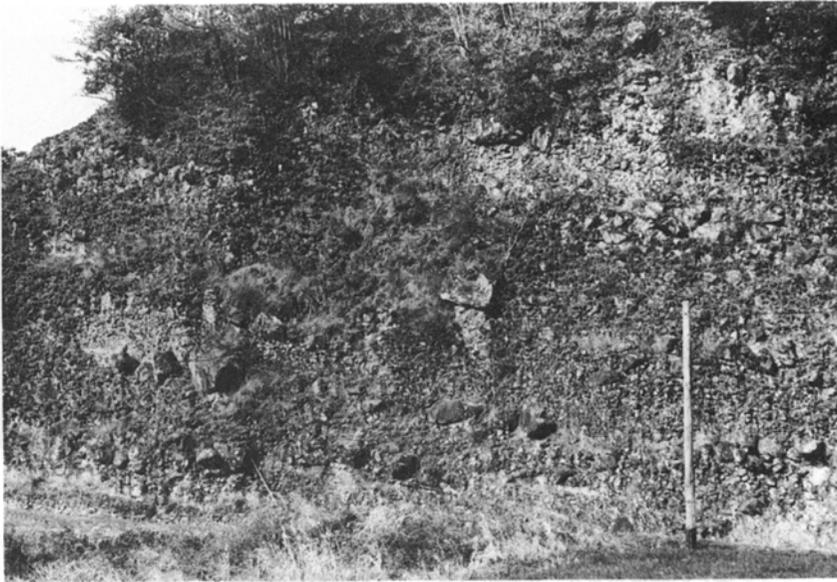
石木と不動山付近に分布している溶岩は同層準と考え、両者間で噴出時期の異なる条件が見られなかったため、地質図では一括した。本岩の主成分化学分析値は第4表、No.1である。

斑晶：斜長石、普通輝石及び紫蘇輝石

石基：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、シリカ鉱物、まれに金雲母が含まれる。石木のものには少量のかんらん石微斑晶が含まれることがある。

虚空蔵山凝灰角礫岩(Ktb)

本岩は輝石安山岩質凝灰岩で、少量のかんらん石玄武岩を含有し、川棚町石木川上流の木場郷及び東彼杵町川内郷に広く厚く分布している。厚さは場所により変化が著しいが、厚いところで200 m余に達する。この凝灰角礫岩の礫は大部分が輝石安山岩で一見玄武岩質岩にみえる不動山安山岩礫で一部には斑晶質安山岩も含まれる。一般に角礫ないし亜角礫であるが亜円礫ないし円礫もある。(第18図)礫はいずれも円礫で膠結物は火山灰質で、全体として層理が不明瞭ながらみえる。この凝灰角礫岩は石木川では直接輝石安山岩溶岩(Ka₁)を覆っているが、川内郷では直接大塔層を覆っている。川内郷の大塔層と



第18図 層理が見られる虚空蔵山凝灰角礫岩 (Ktb) (川棚町木場郷)



第19図 虚空蔵山凝灰角礫岩 (Ktb) 中の凝灰岩 (川棚町木場郷重)

接する下部では、多量の角閃石を含む角閃石安山岩質凝灰岩を挟んでいる。本岩層中には2層の湖成層があり、各々の湖成層は褐鉄鉱々層を胚胎している。湖成層は礫質の黄色凝灰岩・泥岩・凝灰・岩質砂岩・亜炭層・珪藻土層及び薄層理をもつ褐鉄鉱々層からなり、約10mの厚層の所もある。下部の湖成層はこの凝灰角礫岩の基底部に相当し、輝石安山岩 (Ka_1) 及び第三紀層と接している。下部層は厚さ 2-3m で虚空蔵山東側区域で多く見られ、礫岩・泥岩及び凝灰岩・亜炭・珪藻土・褐鉄鉱から構成されて

いる。上部層は一部を除いて虚空蔵山の東及び南東側に分布し、厚さも10mを越え下部層より褐鉄鉱・珪藻土とも厚い。

飯盛山南東方に新設中の林道横では第20図のような水中堆積層があり、凝灰岩及び凝灰岩質砂岩には細かい斜層理がある。また、俵坂では厚さ3m以上で斜層理をもった凝灰岩質砂岩・泥岩が挟在し、その上部には炭化木片が多く埋没している(第21図)。

本凝灰角礫岩は、西彼杵半島北端部に分布する西海凝灰角礫岩に対比されるかもしれないが、川棚町石木に厚く分布する輝石安山岩(Ka_1)で上・下位に分けられる。また、その構成岩質にも相違があるので同層準と考えない方がよい。

東彼杵町飯盛山北斜面の褐鉄鉱々層の中から、野田・牟田(1959)が次のような植物化石を採集しこの時代を鮮新世としている。また、

Metasequoia sp.

Liquidambar formosana HANCE



第20図 虚空蔵山凝灰角礫岩中の凝灰岩の細かい斜層理
上・下部は角礫岩である(飯盛山南東約1kmの林道)



第21図 虚空蔵山凝灰角礫岩中の凝灰岩質砂岩・泥岩層
上部には炭化木片が多く含まれている
(嬉野町俵坂東方の沢)

Quercus sp.

? *Zelkova ungeri* KOVATS

嬉野町俵坂付近では厚さ 2 m 以上の珪藻土が胚胎されており、昭和30年頃まで採掘されていた。なお、市川渡氏による珪藻の同定は次のとおりである。この珪藻土の時代について、同氏は第四紀の淡水性の群集ではないかという疑いをもっている。

r. *Cocconeis placentalis* EHRENBERG

r. *Cymbella parva* (W. SMITH) CLEVE

c. *C. ventricosa* (KÜTZ.)

c. *Epithemica Zebra* (EHR.) KÜTZ.

c. *E. proboscidea* (W. SMITH)

Fragilaria construens (EHR.) GRUNOW (s.l.)

d. *F. venter* (EHR.) GRUNOW

(r: rare, c: common, d: dominant)

輝石安山岩凝灰角礫岩及び輝石安山岩 (Ka₂)

虚空蔵山火山岩類の中でも広く分布する岩層で、凝灰角礫岩と輝石安山岩溶岩とが互層状をなしており、虚空蔵山凝灰角礫岩及び不動山安山岩溶岩を被覆して分布している。虚空蔵山火山岩類の西側では輝石安山岩溶岩を数枚挟んでいる。これらの溶岩は斑晶質で暗灰色を呈し、普通輝石紫蘇輝石安山岩とかんらん石普通輝石安山岩である。小音琴郷及び岩屋郷付近の溶岩は厚く斑晶質の普通輝石紫蘇輝石安山岩である。川棚町木場郷及び波佐見町付近に分布している溶岩流は薄く、斑晶が少なく緻密な岩石でかんらん石を含有することが多い。凝灰角礫岩は全体に風化されているが、所々で集塊岩・スコリアを含んでいる。

本岩の主成分化学分析値は第4表、No.2 である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び少量のかんらん石

石基：填間状組織を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・ガラスからなり、時として黒雲母が含有される。

輝石安山岩 (Ka₃)

虚空蔵山火山岩の中心域の山稜部を円形に、ほぼ前記溶岩 (Ka₂) と同一地域に分布し、懸崖をつくって溶岩と集塊岩から構成されている。これらは嬉野木場―上不動、中尾―牛ノ岳、川棚木場林道、東彼杵町川内郷―皿尾谷及び俵坂峠西側の各々の山道で観察される。

一般に薄い溶岩と集塊岩が互層状をなしており、溶岩の下部は塊状化している数枚の溶岩の累重している部分が多い。川棚木場林道では多数の溶岩が重なっており、各溶岩の下部は塊状となるか、薄い集塊岩を挟んでいる(第22図)。溶岩は常に板状節理著しく、岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩、かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩で、一部には玄武岩質のものもある。牛ノ岳、上不動の一部は下位の不動山安山岩とともに熱水変質を受けている。また、牛ノ岳北山稜及び俵坂峠西付近では本岩中に無斑晶質流紋岩の岩脈が見られる。



第22図 溶岩下部が塊状となっている輝石安山岩 (Ka_3) (虚空蔵山北方木場林道)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石。

かんらん石は、牛ノ岳北と林道付近のものに含有されている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱及びガラスからなる。

口木田安山岩 (Ka_4)

本溶岩は虚空蔵山火山岩類の一部で、その分布は高見岳から南及び西方に広がり、その先端は音琴浦から女神ノ鼻の付近で大村湾内に延びている。溶岩は岩相変化が少なく、斑晶質で特に数 mm の斜長石斑晶が目立つ岩石で、風化を思わせるように淡黄白色で新鮮でない。また、斜長石のほか普通輝石、紫蘇輝石も斑晶として見られる。溶岩流は高見岳から緩傾斜で南方に流れており、その厚さは約130 m が最高である。

本岩の主成分化学分析値は(第4表, No.5)である。

斑晶：斜長石・普通輝石、紫蘇輝石

普通輝石、紫蘇輝石は長さ0.5-1.5 mm である。まれに微斑晶としてかんらん石が含まれる。

石基：間粒状組織を呈し、斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、ガラス、このほか黒雲母及びスピネルを含むことがある。

虚空蔵山安山岩 (Ka_5)

本岩は図幅中央部の虚空蔵山山頂部を構成し30-40 m の懸崖を作っている。岩質は虚空蔵山南域の口木田安山岩溶岩に類似している。しかし、その分布に著しい差があること、及び口木田安山岩の方が粗粒であり斑晶の輝石量が少ない点で区別したが同時期の溶岩である。主成分化学分析値は第4表 No. 6

である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石。

石基：填間状組織を呈し、斜長石・普通輝石・磁鉄鉱少量のガラスから構成されている。

IV. 5. 6 有田流紋岩類

本図幅地域内に分布する流紋岩類には、斑晶に黒雲母及び角閃石を含有する2種に分けられるが、その岩質から伊万里図幅内の有田流紋岩類に対比される岩体と考えられる。

流紋岩類の図幅地域内での主な分布は波佐見町と針尾島一大崎半島の2地域に特徴付けられる。波佐見町地区の岩体は波佐見陶石鉱床と呼ばれ、有田陶石鉱床と並んで窯業産業発展の対象となっている。

黒雲母流紋岩凝灰角礫及び凝灰岩 (Rb)

凝灰角礫岩は後記の黒雲母流紋岩の分布と一致し、前畑断層に沿った針尾島一大崎半島と結ぶ北西-南東方向の地域である。松岳流紋岩・大崎流紋岩の活動の初めに大量生成されたもので、黒雲母流紋岩の角礫や軽石及び黒曜石の角礫化したもので構成されている本質凝灰角礫岩である。局部的には白色砂状の凝灰岩が混在しており、ときとして径数 cm の軽石も含まれている。これらの分布を地域的に見ると北西の針尾島付近では僅かで、南風崎から大崎半島付近でその量を増し、その厚さも松岳・大崎半島付近で約50 m となっている。黒曜石は針尾島では少なく、松岳付近と大崎半島両側に多く分布している。この地域の有田流紋岩類は、本岩層の分布からその活動の中心が松岳付近に推定される。

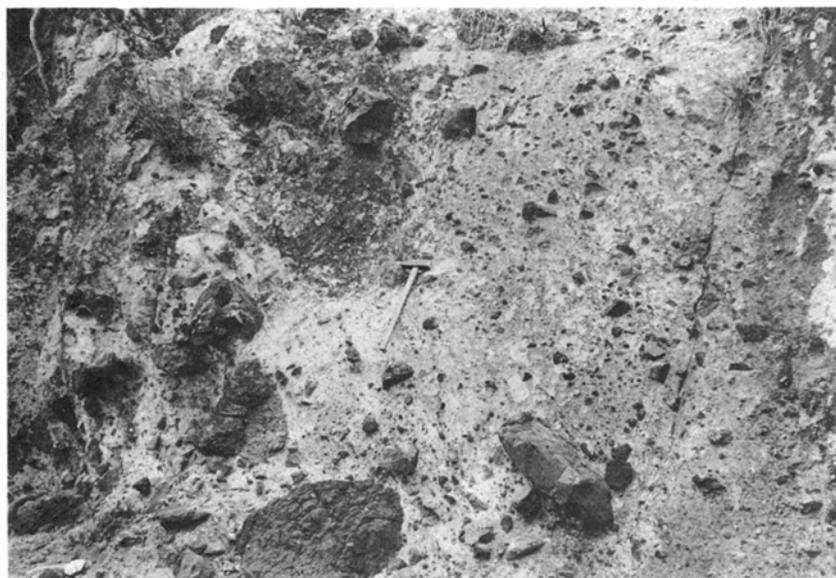
凝灰岩は針尾島・白岳・大崎半島入口及び白岳付に分布し、極めてよく成層した白色の凝灰岩層である。白岳及び大崎半島入口では珪酸白土鉱床として採掘されたことがある。いずれも第三紀層の上に堆積し、白岳・大崎山入口では約20mの層厚をもち玄武岩溶岩で覆われている。岩質は細粒の凝灰岩で、白岳では著しく剝離性をもっている部分が多く、下部には1-2 cm 大の多量の黒曜石粒が含まれている。大崎半島入口では小規模の斜層理がよく観察され、本層はいずれも流紋岩質凝灰岩の水中堆積層である。

松岳流紋岩 (R₁)

本岩類は主として古第三紀層の杵島層群に貫入しているが、その一部は針尾島に分布する佐世保層群にも貫入している。

波佐見地区の岩体は杵島層群及び輝石安山岩 (Ka₂) 中に半ドーム状に貫入しており、岩質は無斑晶質・ガラス質の流紋岩で、熱水変質を受けており肉眼的に斑晶はほとんど認められないが流理構造の著しい部分では石英が含有されている。岩体の南側で輝石安山岩 (Ka₂) と接する周縁に、数10 m-100 m の幅で真珠岩が形成されており、その一部にオパールが生じている。

本岩体はほとんどが熱水変質のため脱色し、陶石化しているので波佐見焼の陶石原料となって、採掘丁場が多数散在している。陶石化された部分と弱変質部の規則的な変化は見出されなかった。また、本地区では針尾島一大崎半島地区で見られるような下位の凝灰岩及び凝灰角礫岩は分布していない。波佐見地区のものは、微斑晶として少量の斜長石と緑泥石化した黒雲母を含有し、石基は斜長石とカリ長石

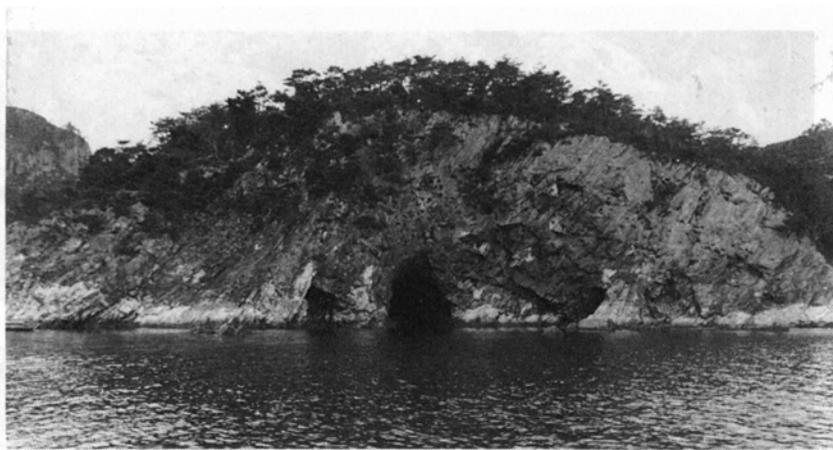


第23図 大崎半島入口西岸でみられる凝灰角礫岩 (Rb)

及びガラスからなっている。

針尾島—大崎半島地区のものは、本図幅地域西部及び西南部の佐世保市針尾島及び宮津町から川棚町大崎半島で、下位に流紋岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩を伴っている。この火山碎屑岩層との層序関係は常に上部に本岩が位置し、大崎半島及び宮津付近ではかんらん石玄武岩溶岩に被覆されている所がある。流紋岩の分布範囲は、西隣の蛸ノ浦図幅地域内の佐世保市付近から針尾島半岳を経て、南風崎駅西方を結ぶ北西-南東方向の前畑断層(第14団地質構造概念図参照)を中心として、それに平行な幅3-4 km 地域に限られている。このような事実から活動の時期は、前畑断層の生成に密接な関係をもっていると考えられる。

本岩は一般に灰白色又は淡黄色—暗灰色を呈し、肉眼的には黒雲母の斑晶のほかにはあまり認められない無斑晶質の岩石で、流理構造を有し、板状節理を呈している。しかし、大崎半島の一部には斜長石・黒雲母などの斑晶の多い斑晶質の部分もある。川棚町片島では黒雲母の斑晶のみで N60°E 方向の流理構造及び板状節理が著しく、また、局部的に真珠岩が見られ、下部に相当する凝灰角礫岩を貫入している。大崎半島全域では下部の凝灰角礫岩の上位に懸崖を形成して露出し、ほかの地域に比較して斑晶質の岩石で黒雲母、斜長石の斑晶が多く、少量の角閃石の微斑晶を含有している。瀬戸ノ島では斑晶はほとんどなく、全体にガラス質で所々に真珠岩があり、一部にはガラスが径数 cm の球形をなしている所もある。小串浦から宮津浦に至る海岸では凝灰角礫岩の上位に分布し、一部では凝灰角礫岩を貫入している所もある(第24図, 25図)。一般に無斑晶質で流理構造の著しい溶岩である。針尾島地域の伊勢川・飯盛岳・牛ノ岳・高島及び金山などでは小さな円頂丘を生成している。これらはいずれも斑晶の少ない岩石で、流理構造を呈し、ガラス質の部分が多く、真珠岩を伴っている。



第24図 川棚町小串浦海岸に露出する黒雲母流紋岩(R₁)

本岩の主成分化学分析値は第4表, No.8 である.

斑晶: 斜長石, 黒雲母を含有し, 僅少の角閃石及び石英からなる. 斑晶の量は場所によって異なり, 斜長石は0.5-1 mm で累帯構造を示している. 黒雲母は0.5-2 mm の大きさで, 一般に自形を示しているがときにはオパサイト縁を生じている. 角閃石及び石英はまれに大崎半島のものに見られ, 角閃石は大きさ1mm 程度で, 石英は0.5-0.7mm で融蝕されている.

石基: 流状構造又はガラス質で斜長石, アルカリ長石, 石英, 黒雲母及びガラスからなり, 間隙には多くのクリストバル石が生じている.

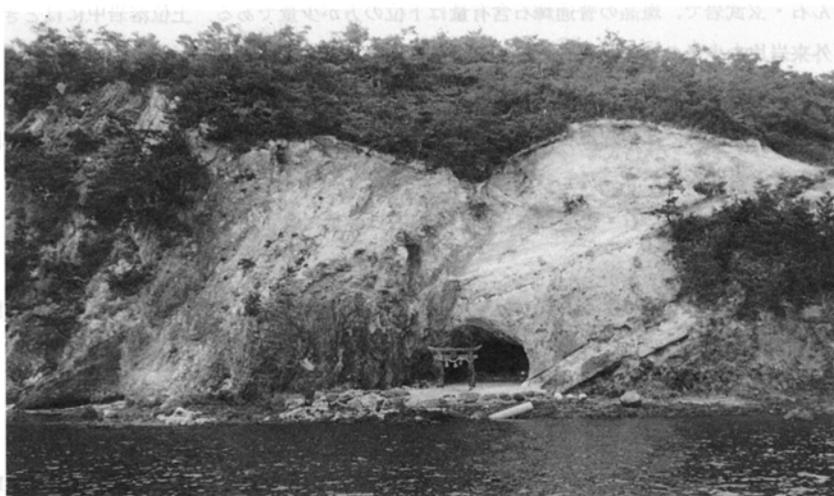
大崎流紋岩(R₂)

本岩は南風崎駅北方白岩岳及び大崎半島地域に懸崖を形成して, 前記黒雲母流紋岩と同様な地区に分布し, 凝灰角礫岩及び黒雲母流紋岩を被覆している. 肉眼的には淡褐色を呈する斑晶質岩石で, 全体的に著しい風化作用を受けているので新鮮な部分は少なく, 特に南風崎駅付近の国道傍では風化し砂状となっているのが見られ, また, 嬉野町西方に20m以上の崖を形成している. 斑晶としては斜長石, 黒雲母が多く, 少量の角閃石を含有しており角閃石を除けば一見大崎半島の黒雲母流紋岩に類似している. 岩体の一部には斑晶の少ない無斑晶質の部分もある.

本岩は斑晶として斜長石, 黒雲母, 角閃石及び少量の普通輝石, 紫蘇輝石を含む. 黒雲母は多く含有されているのが特徴で, 平均1-2 mm の大きさである, 角閃石は少量で0.5 mm程度で, 時々オパサイト縁を有するが緑泥化を受けている.

岩脈(Rd)

流紋岩岩脈の分布は大部分が図幅北東部地域の杵島層群に集中しており, その岩質は黒雲母流紋岩(R₁)である. 岩脈は波佐見町から有田町及び西川澄町の地区に多く, いずれも小岩体であるが, その貫入方向はNW-SE からEW 方向である. 岩脈の大部分は熱水変質して原岩組織はなく, 中でも神六付近の岩体は神六陶石鉱床として以前から陶石原料として採掘されていた. 一般に岩脈周辺部の砂岩・頁



第25図 黒雲母流紋岩（左）と凝灰角礫岩（右）（大崎半島東海岸）

岩層に対しては熱変質を与えている。

IV. 5. 7 針尾島玄武岩類

本岩類は西彼町、針尾島及び川棚町白岳付近に分布している玄武岩溶岩を針尾島玄武岩類として地質図では一括した。西彼町では凝灰角礫岩を挟んで普通輝石かんらん石玄武岩と石英かんらん石玄武岩溶岩がある。針尾島の玄武岩溶岩は西海凝灰角礫岩を覆って分布しており、2-3枚の溶岩流があるが露出状況不良のため確認できなかった。また、名倉付近では西海凝灰角礫岩の下位にかんらん石玄武岩が小規模に分布しているようである。

普通輝石かんらん石玄武岩 (Ob)

本溶岩は針尾島及び西彼杵半島に分布するものである。西彼町付近のものは石英かんらん石玄武岩とともに、本図幅地域南西部の西彼町の長崎変成岩類を覆っている。その分布は両溶岩とともに西彼町周辺に限られており、穀光浦海岸ではこの溶岩の下位に厚い火山砕屑岩がある。このようなことから両溶岩とも近くに噴出の中心があると推定される。溶岩の厚さは約50mで、肉眼的には暗緑色の緻密な無斑晶質型のもので、斑晶には小さな輝石が含有されている。

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石及びまれに紫蘇輝石

普通輝石は大きさ1mm位までで、割合に多く含まれ紫蘇輝石はまれである。

石基：間粒状組織を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石・磁鉄鉱からなり・まれにスピネルを含むことがある。

針尾島に分布する玄武岩は早岐層・大塔層及び西海凝灰角礫岩を覆っており、溶岩の厚さは30m前後である。本島の溶岩は島の中央部の虚空蔵山 (209.4 m) 付近を中心として活動流出したと考えられる。この付近には溶岩が2板あり、厚さ20m以上の火山砕屑岩が挟まれている。溶岩はいずれも普通輝石・

かんらん石・玄武岩で、斑晶の普通輝石含有量は下位の方が少量である。上位溶岩中にはときどき花崗岩質の外來岩片や少量の石英を含有することがある。

針尾島の南端域では西海凝灰角礫岩や有田流紋岩類の火山碎屑岩層 (Rtb) を広く覆っている。また、西海橋東側の明星ノ鼻には紫蘇輝石安山岩が小規模に分布しており、今後の検討を要するが本図幅では一応不動山安山岩に入れた。

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石。かんらん石は多量に含まれており、大きく数 mm のものもある。

石基：填間状組織を示し、普通輝石・かんらん石・斜長石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱からなり、間隙にアルカリ長石が生じている。上位溶岩はチタン鉄鉱が多い。

石英かんらん石玄武岩 (Boq)

本岩も前記輝石玄武岩と同様な地域に分布し、常に輝石玄武岩を覆っている。溶岩は厚さ数10m、暗灰色を呈し、石英の外來結晶を多く含有しているのが特徴である。石英は1-3 mm の大きさで、淡緑色の薄い皮膜で包まれている。この皮膜は石英を囲む普通輝石の反応縁で、靉光浦付近のものに多く含まれている。

斑晶：石英(外來結晶)・斜長石・かんらん石・石英は融食形を呈し、常に普通輝石の反応縁をついている。かんらん石は1-2mm 大で、多く含まれ褐色縁を呈することが多い。

石基：間粒状組織を示し、斜長石・かんらん石・普通輝石・紫蘇輝石からなる。

白岳玄武岩 (Sb)

本溶岩は川棚町北西部と白岳の西側に分布し、針尾島の玄武岩と活動時期がほぼ同じ頃と考えられるので、地質図上では針尾島玄武岩類として一括した。溶岩流には流出潮が3期あるが、岩質の変化がない。各溶岩は厚さ1-2 m の粘土化した火山碎屑岩を挟んで重なっている。溶岩はいずれも暗灰色を呈する緻密な岩石で、下部溶岩は川棚町西部の低地帯に露出し、かつて骨材としての採石跡がある。また、猪乗川下流右岸では西海凝灰角礫岩層及び虚空蔵山火山岩類を覆っており、中組郷及び白岳南側付近では黒雲母流紋岩質凝灰岩層を直接覆っている。岩石は斑晶に普通輝石、かんらん石を含んでおり、アルカリ質玄武岩である。猪乗川右岸で小丘を形成している本溶岩の下位には厚さ10m以上の軽石質凝灰岩及び砂質凝灰岩の互層がある。この凝灰岩層の上部には厚さ4 m 前後の礫層があつて、礫層の中には炭化木片が含まれており、直接白岳玄武岩溶岩流と接している。

斑晶：斜長石かんらん石、普通輝石、普通輝石はまれに2 mm 位の大きさのものがあり、また、チタン輝石を含有することがある。かんらん石も時々大きなものがある。

石基：間粒状組織を呈し、斜長石、かんらん石、普通輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、アルカリ長石からなる。

弘法岳安山岩 (Ka)

本岩は前記白岳玄武岩を覆って、その北部地域の弘法岳を中心に広がっている。弘法岳山頂付近では

露出状態がよくないが、上組郷貯水池横周辺及び佐世保市奥山町林道沿いによく露出している。肉眼的には斑晶の少ない暗灰色の無斑晶質岩石で板状節理がよく発達し、数10mの厚さをもち北部は全体に風化を受けて新鮮でない。下位のかんらん石玄武岩との上下関係は、貯水池下流で観察されるが、恐らく東方の虚空蔵山火山岩類上部の Ka_3 の活動期の一部と考えられる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・角閃石・普通輝石は少量微斑晶として含まれ、角閃石にオパサイト化している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱・シリカ鉱物からなる。

IV. 5. 8 多良岳火山岩類

本岩類は多良岳の北-西方に分布する安山岩溶岩である。大村安山岩は多良岳火山の郡岳を構成する溶岩と考えられ、常に著しい薄板状節理を呈することが特徴である。角閃石安山岩は、南隣大村図幅地域内の武留路山を構成する角閃石安山岩と良く似ている。

普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (Ma)

本岩類は多良岳火山北西山麓で NW-SE 方向に分布し、多良岳溶岩(大村安山岩)に被覆され、古屋敷・高峰・赤坊付近に露出している。岩質にはほとんどの変化はないが、輝石の含有量に多少の差がある程度で、高峰付近の岩体は新鮮であるが他のものは風化している。肉眼的には青灰色を呈し、斑晶として 1-3 mm の長柱状の角閃石を多量に有するほか輝石・斜長石を含有している粗粒の岩石で南隣(大村図幅)の武留路山溶岩と同質の普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・安山岩である。千錦川溪谷はほとんど多良岳溶岩で形成されているが中流部の削剥された川底では本岩の露出が見られる。また、平山池付近では玄武岩溶岩で、赤坊中尾付近では大村安山岩に被覆されているのが観察された。

本岩の主成分化学分析値は第 4 表 No.9 に示されている。

斑晶：普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・斜長石斜長石は 1-3 mm で時々捕獲結晶が含まれる、普通輝石は 0.5-1 mm、紫蘇輝石は 0.3-0.5 mm の長柱状を呈し多量である。角閃石は 1-2 mm で多量に含有されている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱ガラス

このほか同類の岩体が針尾島岩下で早岐層に貫入している。この岩体は肉眼的には青灰色-暗褐色を呈し、斑晶としては少量の普通輝石、黒雲母及び斜長石と多くの針状の角閃石を含有する斑晶質岩石である。岩体の中での斑晶の含有量は均一でなく普通輝石・黒雲母には顕著な変化は認められないが、特に角閃石の含有量に変化が著しく、主に岩体の北部に多い傾向がある。この関係は岩下部落付近の採石場で観察される。このほか局部的に堆積岩源の外来岩片を多く含有しているところがあるが、この外来岩片の有無と角閃石の斑晶の含有量の多少に何等かの関係があるものと思われる。すなわち外来岩片が多く含有されているところでは角閃石の斑晶は多く認められる傾向がある。本岩はかつて石材あるいはガラス等に利用され、岩下部落の山手に採石場跡がある。

斑晶：角閃石・黒雲母・斜長石及び少量の普通輝石。

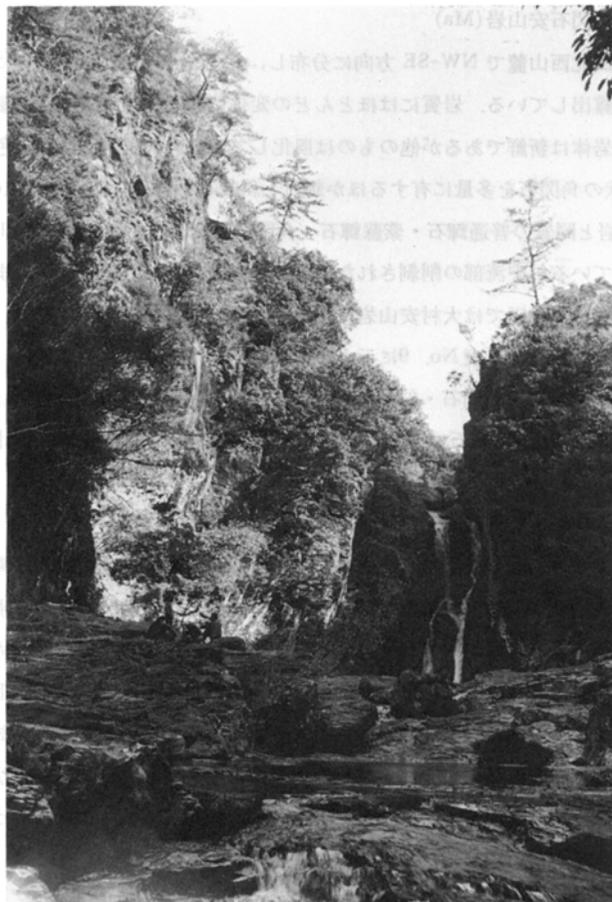
角閃石は長さ 0.5-1 mm の長柱状を呈し、多くがオパサイト縁で包まれている。黒雲母は大き

さ0-5 mm 位で、角閃石と同様に周縁にオパサイト縁が生じている。普通輝石は0.5 mm あるいはそれ以下の大きさで少量である。

石基：間粒状組織を呈し、斜長石・普通輝石・黒雲母・紫蘇輝石及び磁鉄鉱から構成されており、間隙にはガラスが多く生じている。このほかシリカ鉱物が含まれる。

大村安山岩 (Oa)

本岩は多良岳火山の郡岳西北麓から西方と北西方に流出した両者の溶岩があり、いずれも松浦玄武岩(松本, 1961)を被覆している。本図幅地域内に分布する溶岩は南隣の大村図幅地域の大村安山岩の続きである。本岩は輝石角閃石安山岩及び玄武岩の上位に流出しており、その関係は東彼杵町及び嬉野町岩屋川内川付近でよく観察される。溶岩の好露出地は千錦川で、竜頭泉と呼ばれている数10mの滝を数ヶ所に形成している(26図)千錦川溪谷の兩岸では厚さ約150 m の柱状及び板状節理を量して垂直な崖をつ



第26図 景勝地竜頭泉を形成する大村安山岩(東彼杵町手錦川上流)



第27図 大村安山岩の柱状節理の崖，千錦川溪谷を作っている（東彼杵町千錦川上流）

くっている(27図)梁内では千錦川が景勝の地として知られている。

大村安山岩は松井・水野(1966)で斑晶の角閃石の有無で上部・下部に区分したが，本地域内では明瞭でない。千錦川上流で本溶岩の下部に厚さ30m位で数 mm-1 cm 大の石英の捕獲結晶を特徴的に含有する溶岩があり，その代表的露出地は岩屋川内川の東側台地金松地区で，溶岩の厚さは100 m 程度と推定される。この溶岩は常に同質の凝灰角礫岩を下部に伴っており，岩屋川内川の東側懸崖で見られる。これら大村安山岩は大野原高原で普通輝石かんらん石玄武岩(Hb)に覆われている。

本岩は斑状組織を呈し，青灰色—暗灰色で常に著しい板状節理あるいは柱状節理を形成する厚い溶岩で，一般に変質作用は受けておらず新鮮である。

本岩の主成分化学分析値は第4表，No.10，11である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・まれに角閃石。

石基：填間状組織を示し，短冊状斜長石普通輝石紫蘇輝石磁鉄鉱及びガラスなどより構成される。

凝灰岩・スコリア及び凝灰角礫岩(t)

本岩層は玄武岩溶岩地域に分布し，溶岩流の間に挟まれている火山碎屑岩である。一般に赤褐色を呈し，凝灰岩・スコリア及び集塊岩から構成されている。凝灰岩は粘土状となることが多く，本図幅地域南東部の大村安山岩と大野原玄武岩との境界によく見られる。その厚さも2 m-10 m であるが場所によって変化し，琴平山付近ではスコリアと凝灰岩からなっているが，凝灰岩の薄層のみの所もある。赤木池付近の火山碎屑岩は凝灰岩・スコリア及び集塊岩からなり，普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩(Ma)を不整合に覆っている。集塊岩の中には30-40 cm 大の紡錘形をした火山弾が多く含まれており，赤木池西方の畑地造成横では厚さ数mのスコリア層が観察できる。また，大野原演習場入口付近にも火

山弾が散在している。西彼町穀光浦海岸でも石英かんらん石玄武岩溶岩の下部に火山砕屑岩が分布しているが、露出条件が悪く詳しい観察はできなかった。

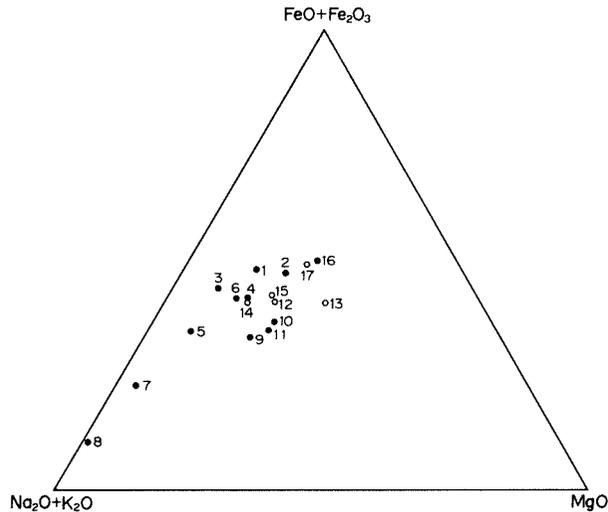
IV. 5. 9 大野原玄武岩 (Hb)

本溶岩は図幅地域南東部多良岳火山山麓の大野原台地を形成している多良岳火山岩類を広く覆い、その一部は大村湾内にまで流出している。溶岩は常に下位に赤褐色の粘土化した凝灰岩を伴っており、その関係は大野原演習場周辺の各所で観察される。南隣の大村図幅で鉢巻山玄武岩として一括した溶岩で、鉢巻山を中心として噴出した溶岩が千錦川の南域に分布するものである。大野原及び赤木付近に広がる溶岩は噴出点が異なると考えられる。大野原付近の溶岩は琴平山付近に多量のスコリア・火山弾の分布すること、また赤木池周辺にも同様なスコリア層が見られることから、両地区に火山活動の噴出点が想定できる。両地域には現在火口あるいはスコリア丘地形は残されていないが、多良岳南東麓の田原・竹崎島の噴出活動と同時期に考えられる。溶岩は厚い所で数10mに達するが一般に薄く、灰色—灰白色を呈する普通輝石かんらん石玄武岩である。

本岩の主成分化学分析値は第4表 No.16 である。

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石に含有される。

石基：填間状組織を示し、斜長石・かんらん石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・アルカリ長石よりなる。



第28図 早岐図幅地域及び周辺地域の火山岩類の $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ 図
no.12, 13, 14, 15, 17 は大村図幅地域の火山岩
Variation diagram of the volcanic rocks of the Haiki district as plotted in the
ternary diagram $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$

V. 第四系

V. 1. 沖積層

図幅地域内での沖積層は、嬉野川、彼杵川、千錦川、川棚川及び早岐瀬戸流域に分布し、いずれも河川堆積物で、砂・礫・シルト及び粘土からなっている。このうち、川棚川及び早岐瀬戸には小規模の埋立地がある。

VI. 応用地質

VI. 1 金 鉱

波佐見町内海から中尾地域に産し、かつて波佐見鉱山と称して金鉱石を採掘していたが、現在は各所に旧坑を残すのみである。鉱石は内海から中尾付近に分布する杵島層中に生じた石英脈に随伴しており、旧坑もこの石英脈を追っている。石英脈は三段—中尾に分布している黒雲母流紋岩の活動に関連して生成されたものと考えられ、脈幅は大小多様であるが1 m 程度のものが多い。現在旧坑では見られるものはないが、採掘当時は辰砂、輝銀鉱水銀、自然金、黄鉄鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、赤鉄鉱及び孔雀石などが採集されたといわれている。旧坑は内海とその北部の山沿いに集中しているが、内海—中尾間の道路西側と坊辺田—山中間に10数ヶ所ある。

VI. 2 褐 鉄 鉱

本図幅地域内の褐鉄鉱の産地は川棚町内の川棚鉱山(中ノ川内坑・木場坑)及び彼杵町内の彼杵鉱山で、いずれも虚空蔵山凝灰角礫岩層中に胚胎されている鉱床である。ともに昔は採掘された鉱山であるが、川棚鉱山中ノ川坑は昭和31年頃は試掘中で、他は休山中であった。褐鉄鉱鉱石は低品位のため、鉄肥料の原料を目的としていた。両鉱山の概略は下記の通りである。

川棚鉱山(中ノ川内坑・木場坑)

本鉱山は、昔採掘された鉱山であるが途中一時中断され、昭和30年頃になって再び試掘され始めた。鉱床の胚胎地区は川棚町石木川上流地域で、岩屋の北方中ノ川内及び木場部落付近である。中ノ川内坑及び木場坑はともに鉱床の下盤は輝石安山岩溶岩 (Ka_1) で、上盤が虚空蔵山凝灰角礫岩層で、その間に黄—淡褐色の砂質泥岩及び凝灰岩の堆積層があり、この堆積層に褐鉄鉱鉱床が挟在されている。第30図は川棚鉱山木場坑の層位関係を示したものであり、中ノ川流も同層準に鉱床が胚胎されている。両坑のほかにも幾つか探鉱跡があるが、いずれも同層準に対比される鉱床で、探鉱の対象となるべきものではない。中ノ川坑では鉱石と共にオパールが多く随伴しており、黄色・褐色及び白色を呈している。

第4表 早岐図幅地域及び周
Chemical compositions of the volcanic
Analyst: Nos. 1-11 E, Omori, Nos.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59.31	55.85	58.01	60.89	63.64	60.66	71.84	75.04
TiO ₂	1.06	1.25	1.15	0.79	0.60	0.83	0.29	0.10
Al ₂ O ₃	16.05	17.85	18.12	16.81	16.62	16.53	14.08	13.63
Fe ₂ O ₃	2.84	2.06	2.82	2.86	2.40	1.96	1.39	0.76
FeO	4.88	5.60	3.51	3.47	2.46	4.79	1.23	0.29
MnO	0.13	0.13	0.07	0.10	0.08	0.13	0.03	0.01
MgO	2.18	3.10	1.90	2.27	1.14	2.07	0.43	0.14
CaO	4.01	7.15	6.10	5.12	3.55	4.31	1.56	0.70
Na ₂ O	3.76	3.36	3.93	3.85	4.10	4.02	3.77	3.85
K ₂ O	2.22	2.06	1.97	2.49	3.61	3.12	4.35	4.74
P ₂ O ₅	0.46	0.43	0.35	0.21	0.20	0.33	0.09	0.04
H ₂ O+	2.24	0.85	0.83	0.69	0.56	0.21	0.37	0.06
H ₂ O-	0.72	0.44	0.96	0.62	0.60	0.66	0.56	0.34
Total	99.86	100.13	99.72	100.17	99.56	99.62	99.99	99.70
C. I. P. W.	Norms							
Q	16.07	7.72	12.06	14.49	16.47	11.49	29.22	32.91
C	1.27	—	—	—	—	—	0.55	0.99
or	13.12	12.17	11.64	14.71	21.33	18.44	25.71	28.01
ab	31.82	28.43	33.25	32.58	34.69	34.02	31.90	32.58
an	16.89	27.54	25.98	21.23	16.28	17.84	7.15	3.21
wo	—	2.14	0.83	1.17	0.01	0.58	—	—
en	—	1.11	0.52	0.73	0.01	0.26	—	—
fs	—	0.97	0.26	0.37	—	0.31	—	—
en	5.43	6.61	4.21	4.93	2.83	4.89	1.07	0.35
fs	5.11	5.79	2.09	2.52	1.69	5.74	0.69	—
fo	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	—	—	—	—	—	—	—	—
mt	4.12	2.99	4.09	4.15	3.48	2.84	2.02	0.68
hm	—	—	—	—	—	—	—	0.29
il	2.01	2.37	2.18	1.50	1.14	1.58	0.55	0.19
ap	1.07	1.00	0.81	0.49	0.46	0.76	0.21	0.09
tot. FeO	47.68	46.66	43.67	41.24	34.30	41.57	22.49	10.04
MgO	13.98	19.41	13.72	15.49	8.46	13.13	3.90	1.44
Na ₂ O+K ₂ O	38.34	33.93	42.61	43.27	57.24	45.29	73.61	88.52

化学分析を行った火山岩類の岩石名及び山地一覧表

- 1) 紫蘇輝石安山岩 (Ka₁) 佐賀県藤津群嬉野町不動山長野
- 2) かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Ka₂L) 長野県東彼杵郡東彼杵町小音琴郷
- 3) かんらん石含有普通輝石安山岩 (Ka₃) 佐賀県藤津群嬉野町不動山一ノ坂
- 4) 普通輝石安山岩 (Ka₁) 長崎県東彼杵郡川棚町石木
- 5) 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Ka₄) 長崎県東彼杵郡東彼杵町口木田和田平
- 6) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Ka₅) 長崎県東彼杵郡川棚町木場郷虚空蔵山頂
- 7) 角閃石黒雲母流紋岩 (R₂) 長崎県佐世保市南風崎町椎木谷
- 8) 黒雲母流紋岩 (R₁) 長崎県佐世保市針尾島伊勢川

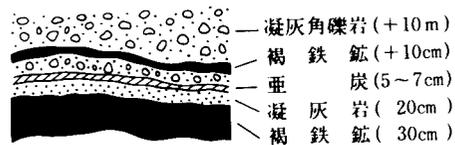
辺地域の火山岩類の化学組成
rocks from the Haiki district
12-17 H. Kurasawa

9	10	11	12	13	14	15	16	17
63.19	61.44	64.09	58.92	54.33	61.42	61.90	49.57	51.00
0.57	0.72	0.59	0.97	1.17	1.19	0.73	1.86	1.70
16.07	16.54	15.74	17.21	19.16	15.33	16.58	16.84	18.28
1.39	1.95	1.47	2.37	1.97	2.48	2.91	6.92	3.61
3.00	3.43	3.25	3.36	4.36	3.86	3.65	4.80	5.96
0.08	0.09	0.09	0.12	0.13	0.13	0.11	0.16	0.15
2.60	3.22	3.05	2.86	4.65	2.32	2.90	5.30	4.36
4.33	5.61	5.19	6.39	7.50	4.96	4.76	6.95	8.14
3.44	3.64	3.59	3.41	3.07	4.18	3.43	3.70	3.91
2.67	2.18	2.11	1.90	1.43	2.36	2.27	2.10	1.63
0.20	0.25	0.22	0.58	0.88	0.80	0.59	1.20	0.73
1.80	0.68	0.35	0.86	0.53	0.73	0.27	0.68	0.21
0.26	0.40	0.26	0.30	0.27	0.20	0.23	0.43	0.40
99.60	100.15	100.00	99.25	99.45	99.96	100.33	100.51	100.08
18.75	14.97	19.09	14.61	8.35	15.44	18.90	1.21	—
0.13	—	—	—	1.03	—	1.24	—	—
15.78	12.88	12.47	11.23	8.45	13.95	13.41	12.41	9.63
29.11	30.80	30.38	28.85	25.98	35.37	29.02	31.31	33.09
20.17	22.35	20.60	26.04	31.46	16.10	19.76	23.14	27.51
—	1.61	1.55	0.78	—	1.37	—	1.46	3.38
—	1.03	0.96	0.52	—	0.82	—	1.24	2.12
—	0.47	0.50	0.21	—	0.47	—	0.03	1.06
6.48	6.99	6.64	6.61	11.58	4.95	7.22	11.96	7.23
3.57	3.20	3.45	2.63	4.69	2.84	3.30	0.29	3.66
—	—	—	—	—	—	—	—	1.00
—	—	—	—	—	—	—	—	0.55
2.02	2.83	2.13	3.44	2.86	3.60	4.22	10.03	5.23
—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.80	1.37	1.12	1.84	2.22	2.26	1.39	3.53	3.23
0.46	0.58	0.51	1.34	2.04	1.58	1.37	2.78	1.69
32.80	36.45	34.32	40.20	40.13	40.74	42.16	49.83	48.19
20.06	22.64	22.89	20.93	30.43	15.52	19.50	23.95	22.82
47.14	40.91	42.78	38.87	29.45	43.74	38.34	26.21	28.99

- 9) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (Ma) 長崎県東彼杵郡東彼杵町平似田郷丸尾
 10) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Oa₁) 長崎県東彼杵郡東彼杵町千綿川竜頭泉
 11) 石英含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Oa₁) 佐賀県藤津郡嬉野町岩屋川内金松
 12) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 長崎県東彼杵郡東彼杵町木場郷大樽滝 (大村図幅)
 13) 普通輝石かんらん石玄武岩 長崎県大村市佐奈川内川右岩裏見ノ滝南 (大村図幅)
 14) 紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 長崎県大村市郡岳西麓道路傍 (大村図幅)
 15) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 長崎県東彼杵郡東彼杵町武留路山 (大村図幅)
 16) 石英含有紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩 (Hb) 長崎県東彼杵郡東彼杵町平似田郷喜場鉄道切通
 17) かんらん石玄武岩 長崎県東彼杵郡東彼杵町武留路山西 (大村図幅)



第29図 川棚鉱山中ノ川内坑と貯鉱の一部



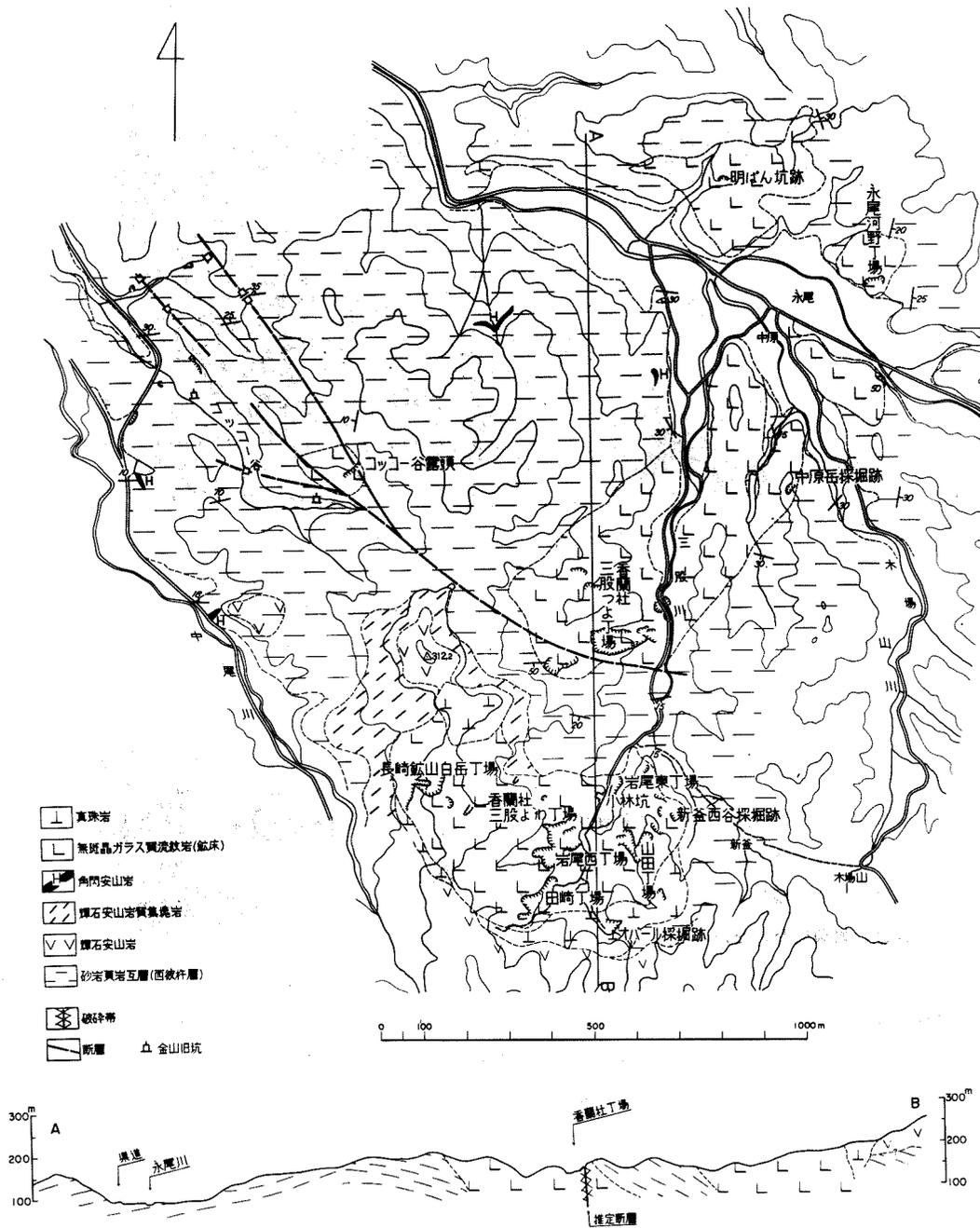
第30図 川棚鉱山木場坑における褐鉄鉱の堆積状況を示すスケッチ

彼杵鉱山

本鉱山も川棚鉱山と類似の鉱床であって、坑口は彼杵町丹生川上流の飯盛岳の北西側（木場）と東側（飯盛）の標高約200 mの所に2ヶ所あり、火山砕屑岩層中の凝灰岩、泥質及び砂質岩層に層状をなして随伴しているものである。鉱床の上下盤とも凝灰角礫岩で、堆積岩層の上位に層状をなしており、その厚さは50 cm-1 mで、鉱石は川棚鉱山と同様のものである、堆積岩層は全体に鉄分を含有しているため褐色を呈し、珪質で、数 cm の薄板状の層理を示している。走向 N80°E、傾斜 S10°である。本鉱は世界二次大戦中大規模に採掘されたが、現在は廃坑となっている。

VI. 3 陶石

佐賀県有田町及び長崎県波佐見町一帯は昔から多くの陶石鉱床が知られており、現地では各々の陶石鉱床名で呼ばれている。調査地域内では波佐見陶石を原料とする波佐見焼で、有田焼と共に有名である。陶石鉱床は本地域内の北東部波佐見町三股付近にあり、第三系の西彼杵層群の砂岩・頁岩互層及び輝石安山岩類(Ka₂)に貫入する無斑晶質の流紋岩が陶石化したものである。波佐見陶石鉱床は北帯・南帯の2鉱床に分けられるが、それぞれの丁場では“つよ”、“よわ”と呼ばれて磁器原料となっている。



第31図 波佐見陶石三股地区地質鉱床図 (原田・清島1972)

波佐見焼の焼成窯は波佐見町とその西方佐世保市三川内町に集中している。

波佐見陶石鉱床については上野(1960), 原田・清島(1972)の詳細は調査報告があるので, その地質鉱床図(第31図)を引用することとした。陶石の主要構成鉱物は原田・浦島(1972)によれば, 石英・絹雲母及び粘土鉱物(カオリン・ハロイサイト・モンモクロナイト)と石英及び長石の2種類ある。



第32図 波佐見町三股陶石採掘場

VI. 4 珪藻土

珪藻土は嬉野町俵坂及び岩屋川内に産するが, 現在は採掘利用されていない。岩屋川内の珪藻土層は玄武岩溶岩に覆われ, また, 珪化されているので採掘の対象にならなかった。

俵坂のものは大正中頃から昭和25年頃まで九州珪藻土株式会社が, 保温材・濾過材として採掘していた。俵坂の採掘場は国鉄大村線彼杵駅一嬉野温泉間の国鉄バス俵坂停留所東側の小谷を約500 m 上る山地の中腹にあり, 採掘現場周辺の地質は露出状態が悪いので, 詳細は明らかでないが, 珪藻土層を挟在する虚空蔵山凝灰角礫岩の下位には不動山安山岩が分布し, 上位はかんらん石玄武岩で覆われている。



第33図 水車で陶石を粉碎している(川棚町)

VI. 5 石炭

本図幅地域内に発達する炭層は相浦層中部及び下部のものであるが, 更に上位の大瀬5尺層や鹿町3尺層(松浦3尺層)に比べて薄くかつ不連続であるために大規模な開発は望まれない。したがって炭況の

不況時においては稼行の対象にならない。そのために調査当時は稼行炭層は見当たらなかった。本図幅地域内の相浦層の炭層は下位から、新田 5 尺層(尼潟 5 尺層)・相浦 4 枚層(尼潟 4 尺層)・相浦 3 枚(尼潟 2 枚層)・新田 4 尺層及びモエズ層であって、その上位の川釣層及び大瀬 5 尺層は本図幅地域外に露出している。これらのうち本図幅地域内において稼行されたことのある炭層は下位から新田 5 尺層(尼潟 5 尺層)・相浦 4 尺層(尼潟 4 尺層)・相浦 3 枚(尼潟 2 枚層)及び新田 4 尺層である。

VI. 6 骨 材 資 源

本図幅地域内には採石場が各地に点在するが、杵島層群の砂岩を対象とした石材採石と火山岩を対象とした骨材採石の 2 つに分けられる。

石材として採石されている主な岩石は曲川層上部(いわゆる行合野^{ゆきあいの}砂岩層)の砂岩である。その堅硬で均質なものは有田町戸矢西方などで採石され、石垣石や土台石などに用いられている。なお大塔層下部属及び相浦層下部層の填状細粒一中粒砂岩がわずかに採石されているが、曲川層のものに比べてはるかに小規模である。

骨材資源として採石されているものは、本図幅地域中央部の川棚町有木に集中している。石本は虚空藤山火山岩類の最下部溶岩の普通輝石安山岩を採石対象としており、5 社が隣接し採石している。溶岩は採石場周辺が最厚部で、その厚さは 100 m 余あり、一般に著しい板状節理を呈することが特徴で、肉眼的には無斑晶質の緻密な岩石である。当地区の採石はほとんどが道路用及びコンクリート用で占められており、その年間生産高は 100 万屯以上であった(昭和 49 年度)。



第34図 曲川層上部(いわゆる行合野砂岩層)の採掘現場(戸矢西方)

VI. 7 温 泉

本図幅地域内に湧出する温泉は嬉野温泉のみで、嬉野温泉はその北方の武雄温泉と共に全国に名が知

られている。

嬉野温泉：図幅地域の東部嬉野町場無円周辺で、主として嬉野川の北側にある。温泉はすべて古第三紀杵島層群中より湧出しており、泉質は弱アルカリ性の食塩含有重曹泉である。温度は各々の泉源によって変化があるが、60-95°Cで pH7.9である。泉源を利用している旅館等は50余である。

文 献

- 浅野 清・村田茂雄(1955) 唐津炭田の古第三紀有孔虫(予報). 有孔虫, no. 5.
- 原田種成・清島信之(1972) 長崎県波佐見陶石鉱床調査報告. 地調月報, vol. 23, no. 11, p. 31-38.
- 服部 仁・磯見 博(1976) 天草下島西端の地質および北西九州の変成岩. 地調月報, vol. 27, no. 10, p. 665-682.
- 猪木幸男・服部 仁・柴田 賢(1979) 野母半島の変はんれい岩複合岩体および4, 5億年基盤岩——日本列島西端の先シルル紀基盤“西肥構造帯”の提唱——. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, p. 261-280.
- 今井 功・沢村孝之助・吉田 尚(1958) 5万分の1地質図「伊万里」及び同説明書. 地質調査所, p. 83.
- 岩橋 徹・松下久道・高橋良平・植田芳郎・小原浄之介(1954) いわゆる杵島層群について. 日本地質学会西日本支部会報, 15号, 3(要旨).
- 岩崎正夫(1953) 長崎県の低変成度結晶片岩の地質的諸特性. 地球科学, 13.
- 唐木田方丈・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上 保(1969) 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置. 地質学論集, no. 4, p. 3-21.
- 木原敏夫(1955a) 唐津炭田の研究(その1)唐津炭田における來炭層とその海成相について. 鉱山地質, vol. 5, no. 18, p. 248-252.
- (1955b) 唐津炭田の古第三紀層にかんする新事実有孔虫, no. 5, p. 12.
- 小林 勇・今井 功・松井和英(1955) 唐津図幅及び同説明書. p. 1-60.
- H. KURASAWA(1967) Petrology of the Kita-matsuura Basalt in the Northwest Kyushu, Southwest Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 217, 108 p.
- 松井和典(1975) 多良岳北西の新第三紀火山岩類. 日本地質学会第82年学術大会, 演旨
- ・水野篤行(1966) 5万分の1地質図「大村」及び同説明書. 地質調査所, p. 1-40.
- 松本徭夫(1961) 北九州松浦玄武岩類の岩石学的研究. 九大生産研報告, no. 30.
- (1973) 多良岳山系の地形と多良岳火山区の地質. 多良岳自然公園候補地学術調査報告書, 国立公園協会, p. 1-38.
- 松下久道(1949a) 九州北部炭田の地質. 九州鉱山学会誌特別号.
- (1949b) 九州北部における古第三系の層序学的研究. 九大理学部研究報告, 地質学之部, vol. 3, no. 1, p. 1-57.
- (1953) 九州炭田に見る不整合. 地球科学, 9, 1-8.

- (1956) 再び九州炭田に見る不整合に就て, 九州鉱山学会, vol. 24, no. 2, p. 49-55.
- ・高橋良平・小原浄之介・岩橋 徹・井上英二(1955) 北九州古第三紀層の地質について. 有孔虫, No. 5, p. 13-22.
- 水野篤行(1956) 貝化石による九州北西部古第三系の分帯(予報)——本部古第三系の対比論のために——. 地調月報, vol. 7, no. 6, p. 261-270.
- 長浜春夫(1953) いわゆる佐世保層群の時代について. 地質雑, vol. 59, no. 695, p. 400.
- (1954) 佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について. 地調月報, vol. 5, No. 8, p. 55-80.
- ・松井和典(1958) 5万分の1地質図「蛸ノ浦」及び同説明書. 地質調査所, p. 66.
- ・鈴木泰輔(1955a) 唐津・佐世保両炭田からの有孔虫化石の産出について. 地調月報, vol. 6, no. 1, p. 69-72.
- ・—— (1955b) 唐津炭田唐津杵島地区桃川南部附近地質調査報告. 地調月報, vol. 6, no. 12, p. 1-8.
- 長尾 巧(1927) 九州古第三紀層の層序. 地学雑誌, vol. 39, no. 463-464, p. 501-604.
- (1928) 九州古第三紀層の層序. 地学雑誌, vol. 40, no. 470, p. 193-215.
- 長崎県(1975) 土地分類基本調査「早岐」.
- 野田光雄(1952) 針尾島北部地質調査報告. 福岡通産局.
- (1953) 杵島・西彼杵・佐世保三層群の層位関係. 地質雑, vol. 59, no. 694, p. 321.
- ・牟田邦彦(1959) 長崎県東彼杵郡川棚・彼杵附近の褐鉄鉱々層. 九州大学教養部地学研究報告, no. 6, p. 9-20.
- ・朱省智介(1955) 芦屋・西彼杵・佐世保三層群の層位関係について. 地質雑, vol. 61, no. 715, p. 150-161.
- ・山崎達雄(1950) 佐世保炭田東北における佐世保層群の層序. 九州鉱山学会誌, vol. 18, no. 10.
- Y. OTSUKA (1939) Tertiary Crustal Deformation in Japan (with short Remarks on Tertiary Paleogeography). 矢部教授還歴記念論文集, Vol. 1.
- 齊藤林次(1953) 九州と北海道の古第三紀層の対比に就いて. 北海道地質要報, no. 23, p. 1-14.
- (1954) 九州における新第三紀層と古第三紀層との境界について. 九州鉱山学会誌, vol. 22, no. 2, p. 58-67.
- (1955) 本邦諸炭田古第三紀層の諸問題. 有孔虫, no. 5, p. 3-11.
- ・木原敏夫・小玉賢一(1953) 唐津炭田北部における芦屋層群と相知層群との不整合について. 地質雑, vol. 59, no. 694, p. 321-322.
- 阪口利則・迎 満康(1973) 早岐—嬉野地区の地質について. 長崎県高等学校理科研究会会誌12号, p. 44-55.
- ・寺井 博・野中武生(1975) 長崎県東彼杵町千綿産の火山弾. 長崎県地学会誌, no. 24, p. 11-25.

- 沢田秀穂(1955) 佐世保炭田北松浦強粘結炭地域の地史に関する若干の覚書. 地調月報, vol. 6, no. 12, p. 47-50.
- 須貝貫二・逆瀬川清丸・古川俊太郎(1950) 佐賀炭田三間坂地区調査報告. 地調月報, vol. 1, no. 5, p. 315.
- 高橋 清・倉沢 一(1959) 九州名良岳火山岩および基盤岩類の岩石学的ならびに化学的性質について. 地調月報, vol. 11, no. 11, p. 19-39.
- 高橋良平・植田芳郎・岩橋 徹(1953) いわゆる杵島層群について(杵島層群の研究その1). 地質雑, vol. 59, no. 694, p. 359.
- ・—————・—————(1957) 杵島層群の研究(その2)——針尾島・早岐・有田周辺の岩相と地質構造について. 地質雑, vol. 63, no. 739, p. 207.
- 高井冬二(1938) 本邦における新生代哺乳動物(予報). 地質雑, vol. 45, no. 541, p. 745-763.
- H. TAKEHARA(1953) Stratigraphical relationship between the Tertiary Sasebo and Ashiya groups in Kyushu. *Jour. Earth Science, Nagoya Univ.*, vol. 1, no. 2, p. 135-155.
- 棚井敏雄(1955) 佐世保炭田産の化石植物群とその層位学的意義について. 地質雑, vol. 61, no. 718, p. 350.
- 徳永重康(1925) 佐世保・伊万里炭田とその地質時代. 地学雑誌, vol. 37, no. 440, p. 557-567.
- 上野三義(1960) 佐賀県有田町および長崎県波佐見町付近の陶石鉱床. 地質月報, vol. 11, no. 3, p. 13-30.
- 蒲田英夫(1955) 佐賀県嬉野町北方の地質——特に古第三系中にみられる衝上について. 九州大学教養部地学研究報告, no. 1, p. 19-29.
- 彌吉 久・松下久道・今村外治(1952) 長崎県佐世保市早岐町北西-北東部の古第三系について. 地質雑, vol. 58, no. 682, p. 309-310.
- 山崎達雄(1953) 唐津炭田の層序. 地質雑, vol. 59, no. 696, p. 403-446.
- (1954) 佐賀県の地質と地下資源. 第三紀層(炭田), p. 116-230.
- ・森永陽一郎(1954) 唐津・佐世保両炭田の関係. 地質雑, vol. 60, no. 710, p. 473-486.
- 山下 昇(1957) 中生代(上). 地学双書, no. 10, p. 94.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Fukuoka (14) No. 80

GEOLOGY

OF THE

HAIKI DISTRICT

By

Haruo NAGAHAMA and Kazunori MATSUI

(Written in 1982)

Abstract

The Haiki District is situated in northwestern Kyushu and occupies a part of Sasebo City, Kawadana-machi, Sonogi-machi, Hasami-machi and Ureshino-machi.

The district is composed of metamorphic rocks, Paleogene and Neogene sediments, Quaternary sediments and basalt lavas. The geologic succession is summarized in Table 1.

Nagasaki Metamorphic Rocks

Northeastern margin of the Nagasaki Metamorphic Rocks is exposed narrowly in this district. The metamorphic rocks are mainly made of graphite-sericite-quartz schist and contain albite porphyroblast which attains 1-2 mm in length.

Tertiary

The Tertiary sediments overlie the Nagasaki Metamorphic Rocks and are covered by lava flows of basalt. They are divided into the following two groups in ascending order : the Kishima (the Nishisonogi) and the Sasebo Group.

The Kishima Group is considered to be Oligocene, and the Sasebo Group is Miocene in age.

Kishima Group

The group, which can be correlated to the Nishisonogi Group, is mainly distributed in this

Table. 1

Age		Area			Sasebo, Hasami, Ureshino and Higashisonogi	Nishisonogi Peninsula
Quaternary	Holocene	Alluvium				
	Pleistocene	Onohara Basalt Taradake Volcanic Rocks Hariojima Basalt				Hariojima Basalt
Neogene	Late Miocene -Pliocene	Arita Rhyolites Kokuzosan Basement Rocks Taradake Volcanic Rocks Jinrokuyama Basalts				Arita Rhyolites
		Early Miocene	Sasebo Group	Ainoura Formation	Upper member	
	Middle member					
Lower member						
Paleogene	Late Oligocene	Kishima Group (Nishisonogi Group)	Daito Formation	Upper member	Mase Formation	
				Lower member		
	Haiki Formation					
	Magarikawa Formation					
Early Oligocene	Kishima Formation					
Pre-Tertiary						Nagasaki Metamorphic Rocks

district, and covers conformably the Ochi Group. The group consists mainly of sandstone, siltstone and mudstone with several interbedded tuff beds. Many marine molluscan fossils are found in each formation. The total thickness of this group attains about 1,300 meters.

The Kishima Group is divided into the following four formations : the Kishima, Magarikawa, Haiki and Daito formations.

Sasebo Group

The Sasebo Group conformably overlies the Kishima Group in this district and is mainly made of white colored, fine and coarse-grained arkosic sandstone, interbedded with thin layers of siltstone, mudstone, tuff and coal seam. Thickness of the group ranges from 1,300 to 1,400 meters. The group is divided into five formations, and only the lowermost Ainoura Formation crops out in this district. The formation consists mainly of sandstone and siltstone, intercalating many thin and unworkable coal seams. It is about 600 meters thick.

Geologic structure

The geologic structure in this district is characterized by six large single domes and four basins.

These folding structures are cut by dominant northwest-southeast trending faults with northeast or southwest dip.

Volcanic rocks

In this district the volcanism commenced as a dacite eruption in Late Miocene age and then changed to form lava flows of pyroxene andesite, olivine basalt and rhyolite in Pliocene age.

The volcanic rocks of the Taradake Volcano and olivine basalts of the other volcano lastly erupted in Pleistocene age.

The volcanic rocks in this district are distributed in three areas as follows. 1. Pyroxene andesite lava and pyroclastic rocks of the Kokuzosan Volcanic Rocks. 2. Olivine basalt lava and pyroxene andesite of the Taradake Volcanic Rocks. 3. Olivine basalt lava and biotite rhyolite of the Hariojima Basalt and Arita Rhyolite.

Kokuzosan Volcanic Rocks

The volcanic rocks of Pliocene age overlie the Kishima Formation and only occupy an area about 10 km across.

The volcanic rocks consist of pyroxene andesite lava and its pyroclastic rocks which belong to Hypersthene Rock Series. Dacite lava and dacite tuff breccia are distributed at the basal part.

Aphyric pyroxene andesite is distributed in the upper part of the dacite in the east and west parts of this volcanic rocks. Volcano-stratigraphic succession is shown in Table II.

Taradake Volcanic Rocks

The volcanic rocks are distributed in the southeastern part of this district as a northeastern part of Taradake volcano. The volcanic rocks consist of hypersthene-hornblende dacite and pyroxene andesite which belong to Hypersthene Rock Series. The lava flows form gentle slope running down to a NNW-SSE direction. The pyroxene andesite lava flow is accompanied with its tuff-breccia. Thickness of the lava is 40-80 m. The lava shows columnar joint. The lower part of this lava is augite-hypersthene andesite. These lava is porphyritic in texture. Augite-olivine basalt lava overlies the pyroxene andesite.

The basalt consists of augite-olivine basalt and hypersthene-augite-olivine basalt and sometimes contains quartz xenocryst. The basalt lava has two types of rock series, that is,

Table. 2

Age	Name	Lithology
Pliocene	Kokuzosan Andesite (Ka5)	Augite-hypersthene andesite
	Kuchikida Andesite (Ka4)	Hypersthene-augite andesite
	(Ka3)	Olivine-hypersthene-augite andesite Hypersthene-augite andesite
	(Ka2)	Tuff-breccia Olivine-augite andesite Augite-hypersthene andesite
	Kokuzosan Tuff breccia (Ktb)	Tuff and limonite (plants fossil, diatom) Pyroxene andesite tuff breccia (Lower part : hornblende andesite)
	Fudoyama Andesite (Kal)	Augite andesite Hypersthene andesite

both alkali and tholeiitic basalt series. The basalt is product of the Pleistocene volcanism and its scoria formation including volcanic bomb is distributed around Akagi and Onohara. Therefore, it is assumed that the area around Akagi and Onohara is center of the eruption.

Hario-jima area

Mainly rhyolite and basalt are distributed in the western part of this district. There are two kinds of rhyolite in the area. One is biotite rhyolite and the other is hornblende rhyolite. Biotite rhyolite is at the lower part of folw and accompanied with volcanic-breccia and obsidian. The upper part of this lava is hornblende rhyolite and forms lava dome and precipice in the area. The rhyolite is apparently distributed in a NW-SE direction, and its trend is in a close relation with fault system in the Tertiary basement rocks and their geologic structures.

Another biotite rhyolite mainly comprised of lava and accompanied with dikes is distributed in the north of the Kokuzosan Volcanic Rocks and intruded into the Kokuzosan Volcanic Rocks and Tertiary sediments. The rocks are generally abundant in glass, and almost of all the rocks are suffered from hydrothermal alteration. In this case, the matrix of the glass is changed into cristobalite, alkali feldspar and zeolite. The biotite rhyolite belongs to the Arita Rhyolites in Pleiocene age.

Olivine-augite basalt and olivine basalt cover rhyolite tuff and the Tertiary sediments. Thickness of the lava attains few to 10m. The lava is accompanied with tuff and scoria in the

lower part. These basalts belong to Hypersthenic Rock Series.

Dike and sheet

Augite-olivine basalt are intruded into the Tertiary sediments as dike or sheet. Also biotite rhyolite occurs as a dike, and is intruded in the Tertiary sediments.

These dikes are rather small in width or size in this district. Several ten meters-thick augite-olivine basalt sheet is parallel intruded along the bedding plane of the Upper Miocene sediments.

Biotite rhyolite dike is intruded into the Tertiary sediments in the northern part of the Kokuzosan Volcano. Almost of all the dikes are suffered from hydrothermal alteration and kaoline is formed. Some of these kaoline is dug out at the quarries for pottery stone.

Economic geology

Biotite rhyolite distributed in the north of the Kokuzosan Volcano is dug out for pottery stone, and used for the "Hasami Earthenware" in the area.

Hot spring

The Ureshino Hot Spring is distributed in the eastern part of this district. The hot water is weakly alkaline with bicarbonate and attains 60°-90°C in temperature.

Coal

Coal seams are intercalated in the Ainoura Formation of the Sasebo Group, at Inuo, Hiu and Yaosa of Sasebo City. But they are thin and almost unworkable.

Building stone

Sandstone of the upper part of the Magarikawa Formation is quarried for building stone at the several places in Arita-machi.

※文献引用例

長浜春夫・松井和典(1982) 早岐地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 55p.

NAGAHAMA, H. and MATSUI, K. (1982) *Geology of the Haiki District*. Quadrangle Series, Scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 55p.(in Japanese with English Abstract, 5p.)

昭和57年8月26日印刷

昭和57年8月30日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

〒162 東京都新宿区天神町78

©1982 Geological Survey of Japan

