

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

鹿児島 (15) 第 16 号

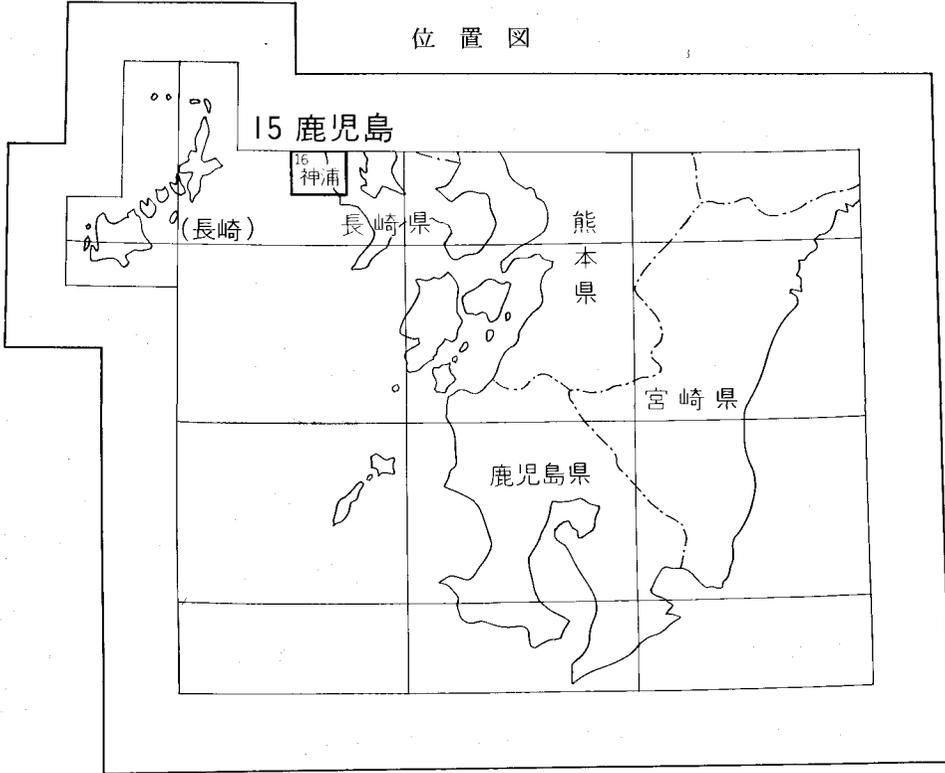
神 浦 地 域 の 地 質

服部 仁・井上英二・松井和典

平成 5 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(服部 仁) 2
II. 地質概説	(服部 仁・井上英二) 5
III. 長崎変成岩類	(服部 仁) 8
III. 1 研究史及び概要	8
III. 2 岩相区分	10
III. 3 地質構造及び変形	13
III. 4 変成鉱物	17
III. 4. 1 変成鉱物の組み合わせ	17
III. 4. 2 変成鉱物の累帯構造(角閃石・緑れん石・電気石)	20
III. 4. 3 曹長石斑状変晶	21
III. 5 岩石記載	22
III. 5. 1 泥質片岩	23
III. 5. 2 砂質片岩	24
III. 5. 3 緑色片岩	24
III. 5. 4 淡緑色石英長石質片岩	25
III. 5. 5 石英片岩及び紅れん石石英片岩	26
III. 6 石英脈	27
IV. 大瀬戸花崗閃緑岩	(服部 仁) 29
V. 古第三系	(井上英二) 32
V. 1 松島層群	35
V. 1. 1 苺島層	36
V. 1. 2 崎戸層	36
V. 2 西彼杵層群	39
V. 2. 1 板浦層	39
V. 2. 2 蛸浦層	42
V. 2. 3 徳万層	45
V. 2. 4 徳万層上位の西彼杵層群	48
V. 3 産出化石	8
V. 3. 1 松島層群	48
V. 3. 2 西彼杵層群	50
VI. 地質構造	(服部 仁・井上英二) 54
VI. 1 褶曲構造	56
VI. 2 断層	57

VI. 2. 1	呼子ノ瀬戸断層系	57
VI. 2. 2	その他の断層	66
VII.	中新世火山岩類 (松井和典)	68
VII. 1	岩脈	69
VII. 2	瀬戸玄武岩類	71
VII. 2. 1	かんらん石ドレライト	71
VII. 2. 2	輝石かんらん石玄武岩及び火砕岩	72
VII. 3	神浦玄武岩	75
VII. 4	大藁島玄武岩	79
VIII. 5	野々岳安山岩類	80
VIII.	第四系 (服部 仁)	84
VIII. 1	海岸段丘堆積物	84
VIII. 2	海底堆積物	85
VIII. 3	崖錐及び崩積堆積物	87
VIII. 4	沖積層 (海浜砂堆積物を含む)	87
IX.	埋立地 (服部 仁)	87
X.	地下資源 (服部 仁・井上英二)	88
X. 1	石炭	88
X. 1. 1	炭層及び炭質	92
X. 1. 2	開発	98
X. 2	珪石	98
X. 3	滑石・石綿・絹雲母	100
X. 4	長石	103
X. 5	蛇紋岩	103
X. 6	鉱泉	103
X. 7	砕石・石材及び砂利	103
X. 8	その他 (金・磁鉄鉱・マンガン鉱・砥石)	104
XI.	環境地質 (服部 仁)	106
XI. 1	ダムサイト及び水路トンネルの地質	107
XI. 2	地すべり	112
XI. 3	その他	112
文 献		112
Abstract		117

図・表・図版目次

第 1 図	西彼杵半島及び周辺地域のバース図	2
第 2 図	西彼杵半島の地形概略図	4
第 3 図	大瀬戸町市街地及び松島火力発電所周辺の地貌	8
第 4 図	泥質・砂質片岩に接する緑色片岩	11
第 5 図	泥質片岩に挟まれた藍閃石石英片岩	12
第 6 図	泥質片岩中の蛇紋岩類内の累帯構造	13
第 7 図	薄互層の泥質片岩と緑色片岩とが織りなす褶曲構造	14
第 8 図	1 m オーダーの褶曲をなす泥質片岩	15
第 9 図	「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の片理, ちりめんじわと褶曲軸の概略図	16
第 10 図	蛇紋岩体内に挟まれた結晶片岩及び塊状蛇紋岩のなかの層状構造	19
第 11 図	「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の角閃石の区分	21
第 12 図	「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の曹長石斑状変晶の最大粒径分布図	22
第 13 図	砂質片岩中の石英片岩	26
第 14 図	泥質片岩の片理に斜交貫入するレンズ状石英脈	27
第 15 図	泥質片岩を貫く石英脈	28
第 16 図	断層面に沿って貫入する石英脈	28
第 17 図	片理に直交して貫入した石英脈と変形	29
第 18 図	大瀬戸花崗閃緑岩内のレンズ状暗色塩基性岩に富む部分及び暗色塩基性岩に乏しく フォリエーションの顕著な部分	31
第 19 図	古第三系層序の総括	33
第 20 図	松島・西彼杵両層群の岩相・層厚の側方変化	37
第 21 図	懸崖を形成する崎戸層上部のアルコース質砂岩	38
第 22 図	崎戸層・板浦層間の不整合及び化石密集層	40
第 23 図	板浦層基底礫岩中の珪岩の大礫	42
第 24 図	ヒウ山西方海岸の大瀬戸花崗閃緑岩と板浦層上部との不整合	43
第 25 図	板浦層下部の斜交層理が発達した粗粒砂岩	44
第 26 図	板浦層最上部砂岩中の環虫類生痕化石	44
第 27 図	蛸浦層基底の <i>Ostaea</i> 化石床を含む細礫岩	45
第 28 図	蛸浦層の <i>Glycymeris</i> 化石密集層 - 蛇ノ目層	46
第 29 図	石灰藻化石と蛇ノ目化石床を挟む蛸浦層上部の波状風化の粗粒砂岩	46
第 30 図	結晶片岩を不整合に被覆する蛸浦層の含礫粗粒砂岩	47
第 31 図	徳万層下部の白色凝灰岩・砂岩互層 - 骨石帯	47
第 32 図	母子島における西彼杵層群最上部付近の細粒砂岩に見られる堆積構造	49
第 33 図	蛸浦層の石灰質砂岩に密集する石灰藻化石	53

第 34 図	西彼杵半島及び西方周辺海域における古第三系の地質構造の概略図	55
第 35 図	西彼杵半島及び周辺地域における呼子ノ瀬戸断層系の位置図	57
第 36 図	大瀬戸花崗閃緑岩及び多以良断層(呼子ノ瀬戸断層系)付近の地質概略図と模式断面図	59
第 37 図	多以良断層北部における断層露頭	60
第 38 図	低角度の多以良断層	62
第 39 図	多以良断層至近における地下水探査用ボーリング柱状図及び模式断面図	63
第 40 図	外海断層南部周辺の地質概略図及び模式断面図	64
第 41 図	外海断層の通るオラビ瀬付近の波食棚	65
第 42 図	赤首における外海断層破碎帯の一部	66
第 43 図	「神浦」図幅及び周辺地域における中新世火山岩類の分布概略図	69
第 44 図	普通輝石かんらん石玄武岩岩脈の露頭写真	70
第 45 図	玉ねぎ状風化の著しい瀬戸玄武岩類のかんらん石ドレライト	72
第 46 図	中新世火山岩類の $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図	74
第 47 図	瀬戸玄武岩類からなる池島南部の海食崖	75
第 48 図	神浦玄武岩基底部に見られる凝灰岩層	77
第 49 図	中新世火山岩類の $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図	78
第 50 図	神浦玄武岩中に挟まれる火砕岩層の露頭スケッチ	78
第 51 図	大墓島玄武岩からなる大蕃島西部の海食崖	79
第 52 図	野々岳安山岩類からなる大角力と母子島	81
第 53 図	野々岳安山岩類からなる大角力と小角力に発達する柱状節理と海食洞	82
第 54 図	「神浦」図幅地域西方海域における海底底質図	85
第 55 図	「神浦」図幅地域西方海域における海底堆積物	86
第 56 図	崎戸松島炭田の炭鉱位置図	89
第 57 図	地域間における崎戸層の炭層対比図	90
第 58 図	各地域の主要稼行炭層炭柱図の一例	91
第 59 図	池島炭鉱の全貌	95
第 60 図	池島炭鉱坑内の模式断面図	96
第 61 図	西彼杵半島の長崎変成岩類内における主な鉱産地	99
第 62 図	海底珪石鉱床を示す模式断面図	100
第 63 図	白檜鉱山の坑口を示す写真	101
第 64 図	神浦ダムサイト南岸におけるダム基底部の受け盤状況を示す泥質片岩の片理	108
第 65 図	神浦導水路の 2 号, 3 号, 4 号及び 5 号トンネルの地質図	109
第 66 図	火山岩類の上における滑動転位した泥質片岩の岩塊	111
第 1 表	「神浦」図幅地域の地質総括表	5
第 2 表	「神浦」図幅地域の長崎変成岩類の化学組成	23

第 3 表	大瀬戸花崗閃緑岩の化学組成と帯磁率	32
第 4 表	松島・西彼杵両層群の地層名対比	34
第 5 表	松島・西彼杵両層群の地質時代に関する諸見解	35
第 6 表	西彼杵層群の大型化石産出表	51
第 7 表	「神浦」 函幅地域内における中新世火山岩類の化学組成	73
第 8 表	主要稼行炭層の石炭工業分析値	93
第 9 表	旧松島炭鉱における各坑の概要	94
第 10 表	西彼杵半島の珪石鉱床における珪石の化学組成	101
第 11 表	「神浦」 函幅地域内において利用されている鉱泉の成分表	104
Table 12	A summary of the Geology of the Kōnoura district	118
第 I 図版	長崎変成岩類の偏光顕微鏡写真, その 1	123
第 II 図版	長崎変成岩類の偏光顕微鏡写真, その 2	124
第 III 図版	中新世火山岩類の偏光顕微鏡写真, その 1	125
第 IV 図版	中新世火山岩類の偏光顕微鏡写真, その 2	126

神浦地域の地質

服部 仁*・井上英二**・松井和典***

「神浦」図幅地域の現地調査は、著者の一人服部が昭和38年に開始した。それ以前は炭田調査に関連して調査研究が別途行われていた。その後、何回かの中断期間を挟んで地質調査は継続され、昭和55年度に古第三紀堆積岩類及び石炭について井上英二が、中新世火山岩類について松井和典がそれぞれ分担研究を行った。最後に平成2年度補備調査を追加し、本地質図及び研究報告書をまとめた。

本研究を進める過程において、長崎大学教育学部地学教室鎌田泰彦教授(現同大学名誉教授)、同教室近藤寛助教授及び同教室卒業生、特に副島猛俊・阪上繁美・前波政昭の3氏、更に同大学教養部松本徭夫教授(現山口大学名誉教授)から未公開資料の提供及び種々の御教示を受けた。また長崎県商工部・土木部・企画部・衛生部(以上当時の各部局名)、長崎市水道局及び長崎県西彼杵郡大瀬戸町・外海町・西彼町・琴海町・時津町・長崎県窯業技術センターからは有形無形の便宜を図っていただいた。更に九州大学理学部山口勝教授(現同大学名誉教授)、西山忠男助教授、宮崎一博(現地質部)、長崎県立長崎北高校教頭西村暉希の各氏から長崎変成岩類について最新の知見を御教示いただいた。地下資源及びトンネル工事に関連して、新エネルギー・産業技術総合開発機構、松島炭鉱(株)八木庄三・柴田義哉、セントラルコンサルタント(株)井上正昭、(株)ダイヤコンサルタント佐藤良昭・出納和基夫、三菱マテリアル(株)南明、電源開発(株)戸高法文、古河機械金属(株)嘉村豊、九州資源開発(株)辺見新の諸氏ならびに、熊谷組(株)、飛鳥建設(株)、前田建設工業(株)及び銭高組(株)の各位から現場調査の便宜及び御教示をいただいた。以上の御援助いただいた各位に対して、ここに明記し、厚く御礼申し上げる。

本研究に用いた岩石薄片及び研磨片は、地質調査所安部正治・佐藤芳治・野上貴嗣・大和田朗の4技官及び退職された元技術部大野正一氏及び故村上正・故宮本昭正の両氏によって作成された。これらの薄片はすべて地質標本館において登録の上、岩石試料とともに研究用に供されるよう保管されている。反射顕微鏡による不透明鉱物の同定は豊遥秋技官、化学分析は元技術部の川野昌樹・大森江い・大森貞子の3氏、岩石の帯磁率測定は金谷弘技官、コンピュータ・グラフィックス鳥瞰図作成は野呂春文技官、及びK-Ar年代測定は柴田賢・内海茂の両技官により行われた。造岩鉱物のEPMA分析については奥村公男・中野俊の両技官の支援を受けた。元所員磯見博・猪木幸男・水野篤行・長浜春夫・尾上亨の5氏並びに地質調査所西村昭・有田正史の両技官から西彼杵郡の地質に関して種々の教示を受けた。本研究の全体の取りまとめ及び総合調整は服部仁が行った。

* 元所員(現鹿島技術研究所)

** 元所員(現電源開発株式会社囃託)

*** 元所員(現三扇コンサルタント株式会社)

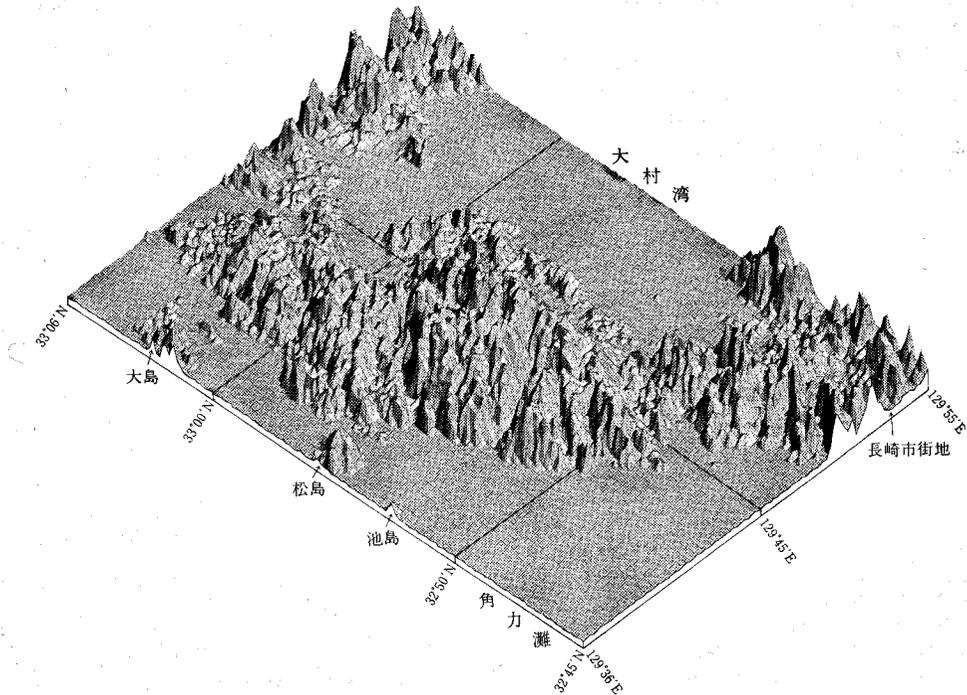
Keywords 1:50,000, geologic map, Kōnoura, Nagasaki Metamorphic Rocks, Ōseto Granodiorite, Paleogene, Matsushima Group, Ichigoshima Formation, Sakito Formation, Nishisonogi Group, Itanoura Formation, Kakinoura Formation, Tokuman Formation, Calcareous algae, Ikeshima Coal Mine, undersea coal mine, bituminous coal, Paleogene fossils, Miocene Basalt, Miocene Andesite, Silica stone, Environmental geology, Offshore geology, Yobikonoseto Faults, coalfield, Cretaceous

I. 地 形

(服部 仁)

本図幅地域は、九州本土の西部に位置し、長崎市から佐世保湾に向かって北北西に延びる西彼杵半島^{にしそのぎ}の中央部を占め、西方海域には北から^{かきのうら}蛸蒲島・^{さきと}崎戸島・松島・池島・大^{ひき}養島・母^{はこ}子島・^{おおすもう}大角力等の大小の島が浮かんでいる。西彼杵半島は東西およそ10数kmの幅を持っており、東は大村湾に、西は角力灘^{かとうなだ}及び五島灘に面している(第1図)。

西彼杵半島はほぼ全域が山地からなり、その分水界は半島の延長方向と同じく北北西-南南東方向にとり、本図幅地域北東部から南へ下って東隣「大村」図幅地域との境界付近へそれている。分水界の海拔



第1図 西彼杵半島及び周辺地域のベース図

長崎市西方海域上空から北東方を望む。国土地理院作成の国土数値情報を利用し、野呂春文技官調製。俯角25°、太陽高度は南東45°、水平：鉛直=1:5。南北及び東西の直線は国土地理院発行5万分の1地形図の区画を示す。

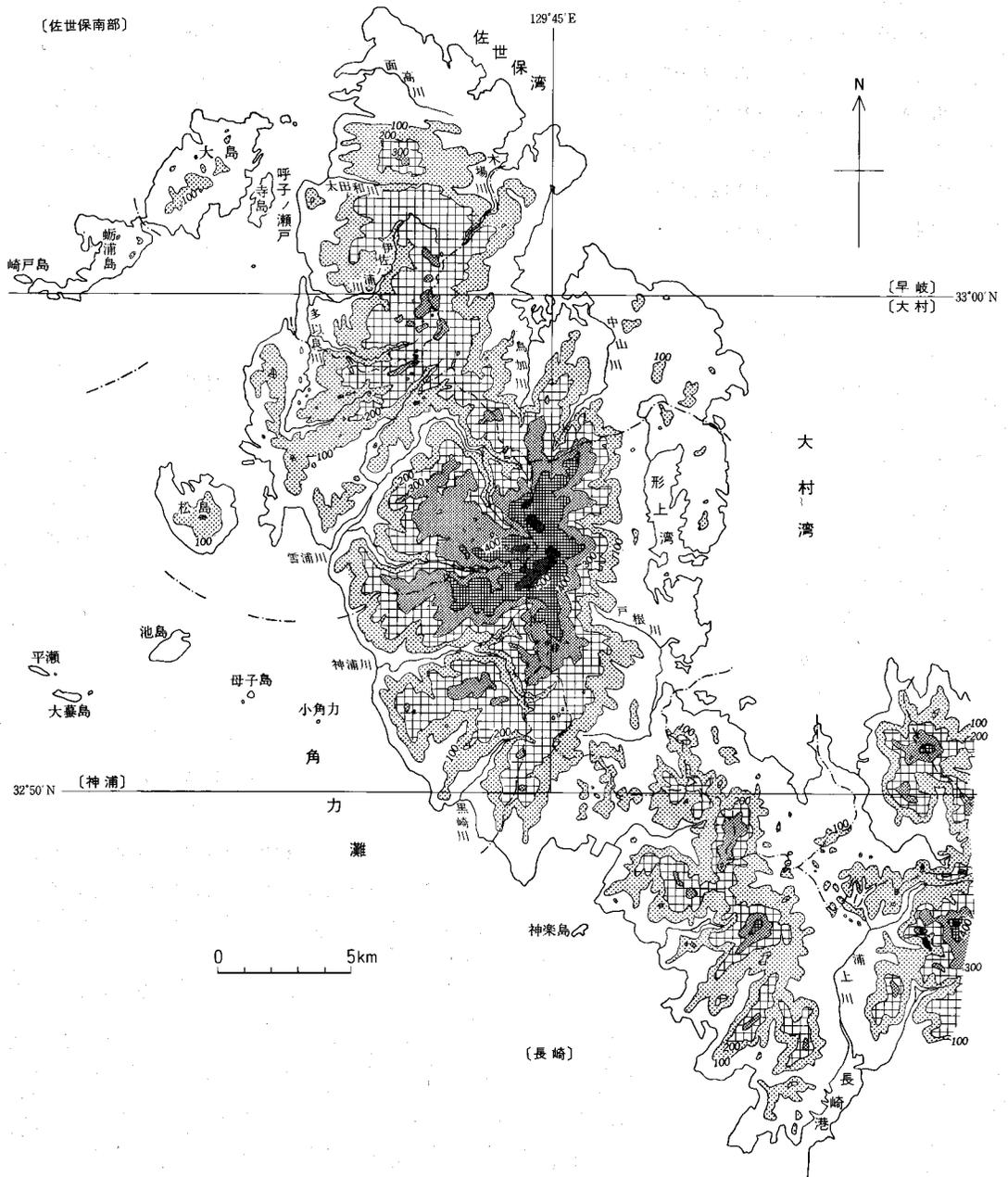
高度は、本地域の北東部では200-300 mであるが、南へ向かって次第に高度を上げ、本地域中東部では550 mを超えるようになり、長浦岳(560.8 m)に続く(第2図)。この高い山地は、長崎変成岩類の構造が全般的に緩傾斜をなすなかで、40°前後の急傾斜地区に位置する。

本図幅地域には、二つの大きな河川、すなわち雪浦川及び神浦川が流れている。雪浦川の源流は長浦岳付近に発し、そこから北西方向に直線距離で約6.5 km 流下し深いV字谷を形成するところでは音無川と呼ばれ、小麦・幸物付近において70度位の急角度で折れ曲がって流路を南西方向に転換して、雪浦川となって約6.5 km 流下し、雪浦で角力灘に注いでいる。流路に沿って単純に直線距離で見積った場合、雪浦川の長さは13 km以上に及び、西彼杵半島の幅に匹敵する長距離に達している。雪浦川の支流である河通川はほぼ東西に伸びる約7 kmの河川であり、雪浦東方1 km付近で雪浦川に合流する。神浦川は本図幅地域の南部を緩くうねりながら、少なくとも7 km 西下する河川である。昭和44年に、神浦川中流域に神浦ダムが建設された。本図幅地域北東隅には、急勾配で北東及び北に流下する延長約4 kmの柚子ノ川及び鳥加川がある。

本図幅地域内の平地は、雪浦川、神浦川、多以良川、柚子ノ川及び鳥加川の河口付近に極くわずかの狭い範囲に認められるほか全く存在しない。全域が海岸地帯から直ちに急斜面の川地に移り、平野部や平坦地を欠如している。このため、西彼杵半島西側の陸路通行は昭和50年代になって幹線道路が整備されるまで難渋を極め、狭い単線道路は断崖絶壁をかすめたり、葛折りの険路になったりして、ひと度大雨があるとしばしば道路は崩壊し長期間不通になっていた。かつて、慶長年間以降のキリシタン受難期に、キリシタンが潜伏したとされる外海町周辺は、このように陸路を阻む峻険な地形に富む場所で、一般社会から隔離して生活するにふさわしい隠れ場所であったに違いない。

本図幅地域の農耕地や柑橘樹林は、谷沿いのやや緩斜面やあるいは急斜面を段々状に開墾して営まれているものである。最近では、分水界周辺の比較的なだらかな丘陵地は放牧場として開発されたり、県民の森等のリゾート関連の施設が建てられている。

雪浦川・神浦川等の河川水は、地域住民への水道用・農林業用、また西方海上の松島・池島等の産炭地や離島への給水等に利用されたものの、大部分は直接角力灘へ流出するにまかされていた。この陸水の有効利用を図るため雪浦ダム及び神浦ダムが建設され、両ダムから延々約27 kmに及ぶ隧道等(内トンネル水路17,406 m)が開さくされ長崎市街地へ多量の給水が行われるようになった。長年水道水に苦慮してきた長崎市民や断水に悩んだ観光客には恵みの水となっている。



第2図 西彼杵半島の地形概略図

等高線100mごとの範囲を区別して示す。〔 〕内は国土地理院発行の5万分の1地形図名。

II. 地 質 概 説

(服部 仁・井上英二)

本図幅地域は主に長崎変成岩類とこれを不整合に覆う古第三紀堆積岩類及び以上の地質を覆ったりあるいは貫く中新世火山岩類からなる。また本図幅地域北西隅の海岸沿い付近に花崗閃緑岩がわずかに露出するほか、北東隅に海岸段丘堆積物が分布する。

本図幅地域の岩石・地層は次のとおり区分される(第1表)。

1. 白亜紀後期の長崎変成岩類
2. 白亜紀後期の大瀬戸花崗閃緑岩
3. 始新世後期-漸新世前期の松島層群(夾炭層)及び西彼杵層群

第1表 「神浦」図幅地域の地質総括表

地質時代		堆積岩類	火成岩類	変成岩類	主な事象	
新 生 代	第四紀	完新世	野々岳安山岩類 大婁島玄武岩 神浦玄武岩 瀬戸玄武岩類	長崎変成岩類	赤色化土壤 塩基性火山活動 呼子ノ瀬戸断層系 石炭 堆積盆の移動 マイロナイト ベグマタイト フォリエーション ? 変成域上昇 埋没変成 メランジ形成 海底火山活動 (野母変斑れい岩) 複合岩体*	
		更新世				海岸段丘堆積物
	新第三紀	鮮新世				西彼杵層群 松島層群
		中新世				
	古第三紀	漸新世				寺島層群*
		始新世				赤崎層群*
中生代	白亜紀	大瀬戸花崗閃緑岩 泥岩・砂岩				
	先白亜紀					
古 生 代		チャート	玄武岩・中性火山岩 蛇紋岩類			
先カンブリア時代						

* 本図幅地域には露出しない

4. 中新世の火山岩類

5. 第四紀海岸段丘堆積物及び沖積層

長崎変成岩類は西彼杵半島全域に広がって分布しており、本図幅地域において陸域の大半の面積を占め、また第三系及び第四系の基盤をなしている。長崎変成岩類はざくろ石を含み、曹長石斑状変晶の目立つ結晶片岩であり、一部の地区で黒雲母が晶出する。主に泥質・砂質片岩からなり、少量の緑色片岩、淡緑色石英長石質片岩、石英片岩及び蛇紋岩類を伴う。長崎変成岩類の源岩は、泥質・砂質の堆積岩のなかに塩基性火山岩起源の緑色岩、中性-酸性火山岩起源の淡緑色ないし優白質岩、チャート、及び蛇紋岩の断片状岩塊が全く不規則に挟まれたものである。結晶片岩化の際著しい変形によって短く寸断された事実はあるにせよ、地層の連続性に乏しいことは三郡帯や三波川帯などの他地域の結晶片岩地帯の状況と違う特異性といえよう。これらの源岩がどのような場所・環境で集積したのか、現在すべて変成岩に移化しているので推定の域を出ないが、特に西南日本内帯の丹波帯や美濃帯などにおいて明らかにされている *chaotically mixed rocks* の様相を想起させる。

蛇紋岩類は長崎変成岩類形成時あるいはその直後の貫入と考えられたこともあるが、貫入関係を示す野外事実はなく、本報告では変成岩類の源岩の堆積岩類が集積する時に、岩塊として取り込まれたものとして扱っている。蛇紋岩類は一定の層準に集中することではなく、大きさは1 km から1 m 位までの岩塊として認められる。緑色片岩と識別したなかには、一部に蛇紋岩類から変成した厚さ1 m 以下の薄層状緑色片岩が含まれているかも知れない。

長崎変成岩類の源岩の形成時代は、微化石も未発見のため手がかりがなくわからない。しかし、変成鉱物の白雲骨と緑泥岩の K-Ar 年代測定値 95-60 Ma 及び黒雲母について 57.5 Ma が得られており、広域変成作用終了及び上昇時期はこの数字の示す時代かあるいはそれ以前と考えて良い。

大瀬戸花崗閃緑岩は、長崎変成岩類分布域に露出することはなく、長崎変成岩類分布域西端の呼子ノ瀬戸断層系(新称)を東縁として地表及び地表下にその存在が確認されている。大瀬戸花崗閃緑岩は、一部斑状花崗岩、ペグマタイトなどに貫かれており、主な岩相は角閃石を含みフォリエーション(N 25°-40° W, 鉛直)の発達する岩石であり、貫入・冷却・定置ののち広域変形を受けている。この変形作用の直後に、フォリエーションの方向と20°-40° 斜交する方向の別の変形が起こりマイロナイトを生じさせた。大瀬戸花崗閃緑岩は西方から東方に向かって長崎変成岩類の上に衝上する形で断層ができ、両者は直接隣り合うようになった。これが呼子ノ瀬戸断層系における第一段階の運動像である。大瀬戸花崗閃緑岩の被貫入岩が見つかっていないので、貫入以前の地質はわからない。長崎変成岩類よりもはやく陸化した大瀬戸花崗閃緑岩は一部削剥され、周辺の沈降域に礫岩層を生ぜしめ不整合を作った。これが北隣「蛸ノ浦」(現「佐世保南部」)図幅地域における白亜紀末期-暁新世の赤崎層群及び始新世前期の寺島層群である。大瀬戸花崗閃緑岩に含まれる黒雲母の K-Ar 年代測定値は 90 Ma であり、不整合に覆う礫岩層の地質時代暁新世後期との間に矛盾はない。

「神浦」図幅地域を含めて西彼杵半島西側海域は、白亜紀末期三ッ瀬層の堆積時には現海岸付近まで海域がせまり、紫赤色岩層の挟在する地層が薄く堆積したが、その堆積範囲は南隣「長崎」図幅地域を除いて明らかでない。引き続き、整合的に暁新世の淡水成赤崎層群が堆積するが、その範囲は隆起域が広がったため、三ッ瀬層の場合より若干狭くなっており、本図幅地域内に赤崎層が堆積したか否か不明で

ある。

始新世前期の淡水成寺島層群は赤崎層群に見掛け上整合に重なり、その堆積域は赤崎層群堆積当時よりも一層狭くなって、局所的に北隣「蛸ノ浦」図幅地域の大島東方に露出が見られるに過ぎない。しかし本図幅地域の海域では、松島層群の最下部の地層が寺島層群に相当する可能性があって、今後の問題として残される。

始新世後期になると、松島層群下部の^{いらごしま}苺島層が寺島層群を傾斜不整合に被覆しながら堆積する。苺島層には海棲動物化石が豊富に産し、堆積盆地に初めて海水の浸入が行われたことが明らかである。堆積盆地の東縁は呼子ノ瀬戸断層系（呼子ノ瀬戸断層 - 多以良断層 - 外海断層）であり、現在の西彼杵半島西海岸線にはほぼ一致する。苺島層に初めて長崎変成岩類の結晶片岩片が礫として多量に含まれることからわかるように、堆積物の供給が東側の同変成岩類地域から行われた。やがて海は埋め立てにより浅化し、堆積盆地は半淡水 - 淡水性環境になって^{さきと}崎戸層が堆積する。同層には数枚 - 10 数枚の炭層が介在し、崎戸松島炭田を構成する。

その後、堆積盆地に再び海進があって、豊富な海棲動物化石を含む西彼杵層群最下部の^{いたのうら}板浦層が堆積した。その当時、漸新世最前期における堆積盆地の広がり、松島層群堆積時とそれほど変化してなく、堆積環境も海灣的である。漸新世前期の西彼杵層群蛸ノ浦層の堆積時には、海進が広範囲に及び、東側の長崎変成岩類を被覆して堆積盆地は東方に拡大し、環境も外洋的となった。

古第三系堆積後、松島・西彼杵両層群はごく緩やかに褶曲し、各地で半ドーム・半盆状構造を形成するが、これは主として基盤の上下動を反映したものと考えられる。断層は褶曲構造を切って多数存在する。このうち最も顕著なのはN-S 性逆断層の呼子ノ瀬戸断層系であり、これにNW-SE 性、E-W 性の正断層群が発達して、古第三系をモザイク状に切断している。

その後、これらの弱線に沿って玄武岩類が噴出して火砕岩層や溶岩流となり、西彼杵層群以下の地層を覆って溶岩台地を作ったり、また一部は岩脈をなして貫いた。火山活動はその後安山岩を主とするように変化する。呼子ノ瀬戸断層系は玄武岩類を切って転位させていないので、中新世後期にはその活動を停止したことになる。

「神浦」図幅地域は、鮮新世以降全く静穏な時期に入り、西彼杵半島は風化・削剥を受ける所となり、河川が刻まれ崖錐ができたり現地形に近い地貌を現わすようになる。段丘堆積物として確認されているのは北東隅の^{おおぐし}大串付近のみで、おそらく海成段丘であろう。沖積層は雪浦川・神浦川・多以良川^{しつ}・出津川・鳥加川の河川沿いに、また大瀬戸町柳、瀬戸、西彼町大串周辺に極めて狭くかつ薄く堆積しているにすぎない。雪浦川河口には海浜砂の堆積物が広がっており、白い砂浜を作っている。

人工改変地は、松島火力発電所周辺（第3図）、池島北東部及び大瀬戸町^{かしのうら}榎浦 - 福島間の海域埋立地、陸域では雪浦ダム、神浦ダムにおいて建設され、地域活性化の一助になっている。

本図幅地域における現在稼行中の地下資源は、池島周辺の海底下で採掘されている石炭のみである。この石炭はわが国を代表する良質の瀝青炭として評価されている。地すべりは呼子ノ瀬戸断層系沿いの地区に頻発しており、中新世火山岩類の分布地区にも生じている。



第3図 大瀬戸町市街地及び松島火力発電所周辺の地貌（大瀬戸町提供，1990年撮影）
運動公園東方上空から西方を望む。

Ⅲ. 長崎変成岩類

（服部 仁）

Ⅲ. 1 研究史及び概要

研究史：本図幅地域の変成岩類は初めて奈佐（1891）によって記載され，同報文巻末付図40万分の1「長崎県管内地質略図」のなかで結晶片岩としてその分布が明示された。結晶片岩は石墨滑雲片岩，緑泥角閃岩，光線片岩（アクチノ閃石片岩のこと）と区分され，地層の走向・傾斜なども記述されている。その後，大日方（1912，1913）が20万分の1地質詳図「長崎」において，本図幅地域の結晶片岩類が黒い点紋と白い点紋を有することなどの記載を行うとともに，西彼杵半島中軸^{にしそのぎ}に並行する背斜構造を示した。引き続き出版された大築（1913，1917）の20万分の1地質詳図「平戸」においても同じ様な記載が見られ

る。 Kobayashi (1941) が三郡変成岩類 (三郡変成帯) と彼杵彎曲 (Sonoki Bending) を提唱する前後から長崎三角地域など地体構造区分上の関心が強まり、西彼杵半島の結晶片岩類は野母半島 (長崎半島) 及び天草下島西端の変成岩類とともにその帰属について多くの研究論説が出された。しかし具体的な野外調査結果の提示や変成岩岩石学的研究に基づいて論説は少なく、放射年代測定値に依存したり、結晶片岩類の構造特性 (野田・牟田, 1957; 内田・牟田, 1957) や、長崎三角地域・呼子ノ瀬戸断層に言及するもの、三郡変成帯あるいは三波川変成帯、さらに新構造帯を提唱するなどその帰属を論ずることが多かった。本図幅地域の結晶片岩類に関する岩相分布・構造等の概要は鎌田 (1975) によって5万分の1表層地質図「神浦」において明らかにされた。

本図幅地域の変成岩類が岩石学的注目を受けるのは、西山 (1978) が本図幅地域南隣の長崎市三重町からひすい輝石産出を報告してからである。また変成岩類が時階解析によって論じられ始めたのは、Hattori and Shibata (1982) 及び服部 (1984) からであり、このなかで、本報告著者の一人服部が、長崎変成岩類は有田帯を介して三郡変成帯に連なるもの、との考えを述べた。一方変成岩成因論から Nishiyama *et al.* (1986) 及び西山 (1989) の業績が特記される。奈佐 (1891) に始まる長崎変成岩類研究の歴史は服部 (1992a) に詳しく紹介されている。

命名: 唐木田ほか (1969) による。橋 (1955) が西彼杵半島と野母半島の結晶片岩を一括して呼んだのが最初。その後、天草の結晶片岩を含めて再定義 (唐木田ほか, 1969)。

分布及び層厚: 長崎変成岩類は、本図幅地域陸域の主要部を占めて広く分布する。その分布の西縁は、本図幅地域中央部を南北から北北西-南南東に走る呼子ノ瀬戸断層系までである。すなわち、大瀬戸町北西部において、長崎変成岩類は多以良断層 (呼子ノ瀬戸断層系) の西側には分布しない。この付近の多以良断層西側には、マイロナイト化した花崩岩類が露出する。大瀬戸町南西部から外海町にかけて、海岸線に沿って呼子ノ瀬戸断層系が延び、蛇紋岩類及びマイロナイト化した花崗岩類が出現する。

本図幅地域の長崎変成岩類は、鍵層となる結晶片岩層を欠如するため源岩である堆積岩類の層厚を見積ることは難しい。地質断面図上において、岩相分布と緩くうねる褶曲構造を考慮して極めて粗い推定を試みると層厚は約4,000 mになる。

層序及び貫入関係: 長崎変成岩類は、多以良断層に至近のところでは漸新世前期^{かきのうら} 礫層に不整合で覆われる。この不整合のできる前に、既に長崎変成岩類は上昇して地表に露出し、削剥されて始新世後期^{いちごしま} 礫層の礫岩中に礫として多量に取り込まれている (井上, 1964)。この礫は大きな曹長石斑状変晶を含む石墨片岩等であり、付近に分布する長崎変成岩類の岩相に類似している。したがって、本「神浦」図幅地域における長崎変成岩類は、変成作用終焉ののち、始新世後期-漸新世最前期までに地表に出現しており、長崎変成岩類の最も若い K-Ar 年代 (黒雲母) 57.5 ± 13.8 Ma と矛盾しない。

さらに新しい地質時代では、中新世火山岩類に不整合で覆われたり、火山岩類から派生する岩脈によって多くの場所で明瞭に貫かれている。

しかし、呼子ノ瀬戸断層系の西側に分布する花崗岩類との貫入関係は発見できていない。長崎変成岩類と花崗岩類との間の関係を示唆する間接的観察事項として、

①. 大瀬戸町^{おどりせ} 踊瀬において、過去にペグマタイト質長石石英脈が採掘されている。しかし長石は斜長石であって、カリ長石は確認されていない。

②. 本図幅地域南部において、玄武岩岩脈(外海町黒崎)及び安山岩中に花崗岩類の岩片が捕獲岩として取り込まれている。これらの花崗岩類の捕獲岩が存在することによって、本図幅地域内の長崎変成岩類分布域の地下に花崗岩類の潜在する可能性がある。しかし残念なことに、はたして長崎変成岩類中に花崗岩類が貫入しているのか否か、もし貫入していたとしてもホルンフェルス化させるようなものであったかどうかなど、まだ確認されていない。

III. 2 岩相区分

長崎変成岩類は、肉眼観察によって識別できる岩相から、①泥質・砂質片岩、②緑色片岩、③淡緑色石英長石質片岩、④石英片岩及び⑤蛇紋岩類に区分される。④石英片岩及び⑤蛇紋岩類を除き、本図幅地域内の長崎変成岩類は、すべて曹長石斑状変晶を含む粒度の大きい結晶片岩からなる。

本図幅地域に最も広い面積を占める岩相は、①泥質・砂質片岩で、普通黒色片岩¹⁾と呼ばれる結晶片岩である。石墨の含有量によって、黒色、暗灰色、淡灰色、淡褐色など多様な色調を持ち、片理に沿って剥離し易い岩石である。

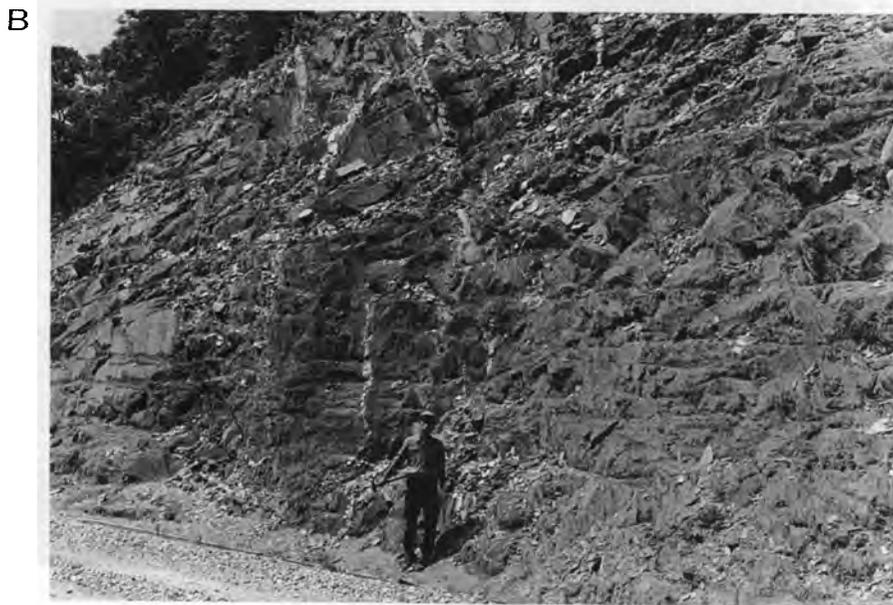
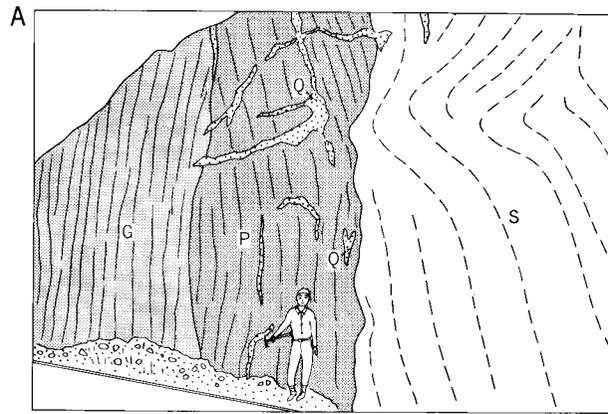
②緑色片岩は緑色ないし暗緑色を呈し、片理・剥離性の発達するものから弱片状ないし塊状などを示す結晶片岩である。レンズ状ないし層状岩体をなして泥質・砂質片岩中に延びて挟在するが、厚さ5 cm位の薄層から最大約300 mまでさまざまで、長さが1.5 kmを超えることはない(第4図)。断続しながら、まとまった形で緑色片岩の多産する带状範囲^{ふじばる}が藤原-神浦ダム周辺及び本図幅地域東南隅の2列が認められる。その広がり、幅約1.0 km、長さ4 km位で、北北東-南南西方向に延びた形状を示す。

③淡緑色石英長石質片岩は、明るい緑色ないし淡緑色を呈する緑泥石が絹光沢を持った白雲母や乳白色曹長石の基質のなかに斑状に点在するのが特徴であり、容易に他から区別できる。類似の岩相として、砂質片岩があるが、この方は褐色を帯びた暗灰色ないし灰色であり、色調が異なる。検鏡結果では、この淡緑色石英長石質片岩は約半数に角閃石を含有しており、砂質片岩がほとんど角閃石を含まない点においても区別できる。淡緑色石英長石質片岩の源岩は、泥質・砂質片岩のような碎屑岩起源ではなく、流紋岩ないしデイサイトの水中火砕岩に由来する可能性がある。

④石英片岩は、その規模が厚さ2 m長さ50 mは上に達することのない位の小レンズ状岩体をなし、通常露頭規模内の連続性が認められる程度で、大きな広がりを持たない。しばしば露頭内で折りたたみ褶曲が観察され、部分的に厚さが整数倍になって膨張することがある(第5図)。石英片岩は直方体に割れる節理を持つので、露頭面はしばしば鋭く割れた突出面が目立っており、この特徴によって、遠方からもその存在が容易にわかる。色調は一般に、乳白色、灰白色、帯青灰色を呈し、鉄鉱やマンガン鉱などにより汚染されている場合には黒色、暗褐色、赤褐色になり、紅れん石を含むと淡紅色、藍閃石を含むと帯青灰ないし帯青黒色を呈する。

⑤蛇紋岩類は、最大径1 kmを超えることはなく、最小径1 m位の大きさまでの単一岩体として泥質・

¹⁾ greenschist, greyschist, silvery schist, white schistは使われているものの、黒色片岩に相当するblack schistの英語は存在しない。



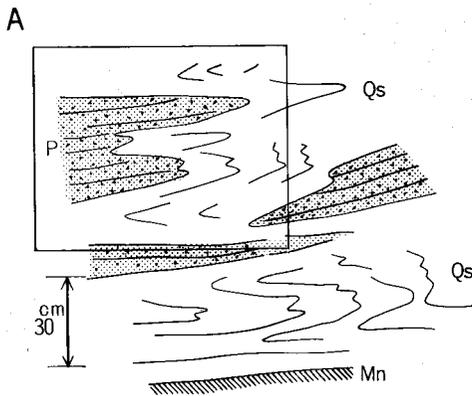
第4図 泥質・砂質片岩に接する緑色片岩

A: スケッチ図; B: 写真.

西彼町櫻井岳西方(129°44.23' E; 32°57.10' N: GSJ R17933). 互層状の泥質片岩(P)及び砂質片岩(S)に挟まれた緑色片岩(G)の一方の端. 全体が褶曲するなかで, 三つの岩相の境界はそれぞれ転位し平面的でなく源岩の堆積構造を示さない. 石英脈(Q)は岩相境界や褶曲形状に無関係に貫く.

砂質片岩や緑色片岩中に挟まれている. その形状は, 楕円体, レンズ状, 直方体などと不定形をなし, 並列して分布するなどの規則性も認められない.

蛇紋岩類は, 泥質・砂質片岩の中に挟まれている時, 通常次のような累帯構造が発達する. すなわち, 境界部から蛇紋岩類内部に向けて (i) 幅 10-20 cm で, 優白質ないし暗緑色, 絹光沢を示す白雲母-緑泥石片岩, (ii) 幅 20-50 cm で, 巨晶アクチノ閃石と濃緑色緑泥石とからなる帯状緑灰色部で滑石

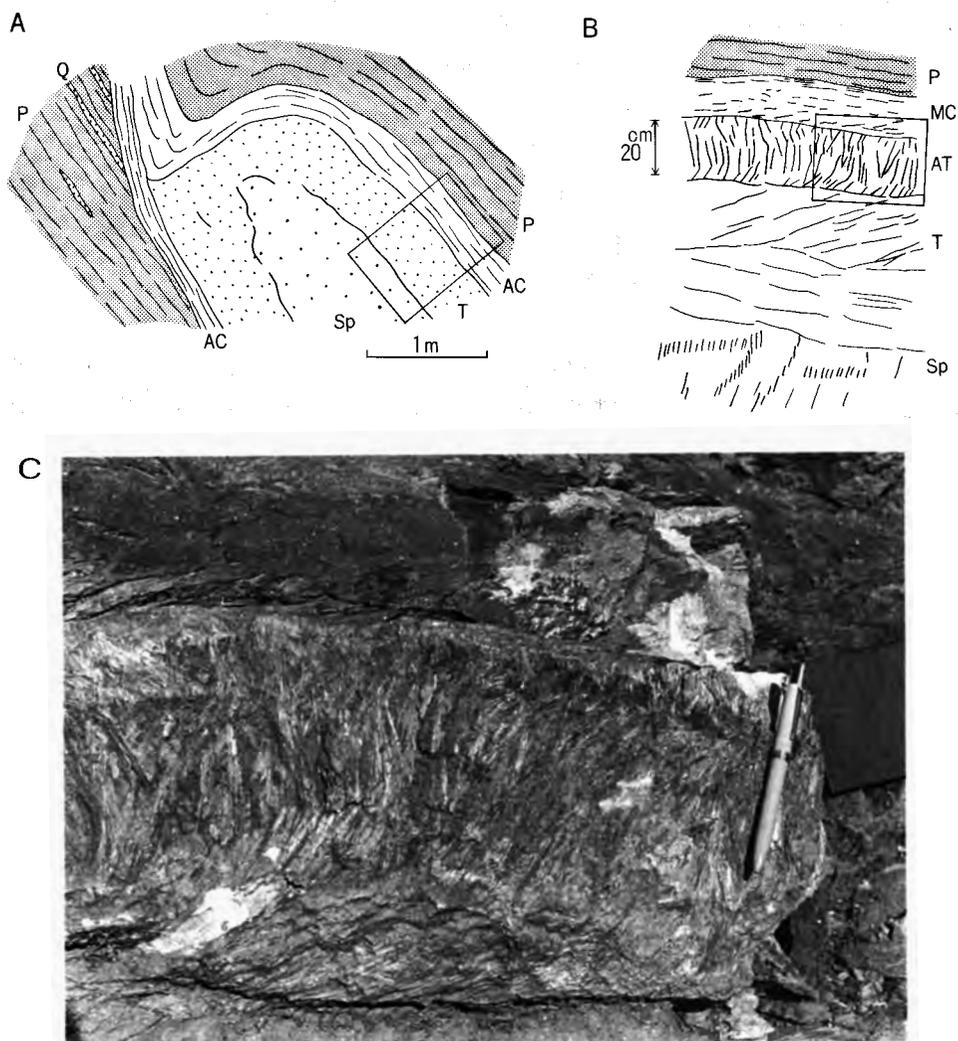


第5図 泥質片岩 (P) に挟まれた藍閃石石英片岩 (Qs)

A: スケッチ図; B: 写真.

三方山東南方700 m (東隣「大村」図幅地域内へ約500 m 入る, 129°45. 32' E; 32°52. 37' N: GSJ R18305-306). 石英片岩層は総層厚2 m を超すが, 折りたたみ褶曲をなすため実際には層厚は約50 cm にすぎない. 下方 (Mn) は黒色, 強剥離性で Mn 鉱に富む部分. スケッチ左上部の四角枠は写真の範囲を示す.

を伴う, (iii) 著しく片状化した灰白色ないし乳白色の滑石片岩, 及び (iv) 塊状蛇紋岩である (第6図). 露頭において, 厚さ0.5-1 m の優白質部及び緑灰色部のみからなる特異な岩相が時折見られることがある. 塊状蛇紋岩の中心部を欠いていて周縁部のみが露出していると解釈すると, この特異な岩相も蛇紋岩類の末端部が現れた露頭ということができる.



第6図 泥質片岩中の厚さ約4mの蛇紋岩類内の累帯構造

A: スケッチ図; B: Aの右端四角枠内のスケッチ図; C: Bの上部四角枠内のクローズアップ写真.

西彼町仁田峠北西500m (129°44.39' E; 32°56.92' N: GSJ R17926, 927, 936-940).

P: 泥質片岩, AC: 白雲母-緑泥石-アークチノ閃石岩 (MC: 白雲母-緑泥石片岩, AT: 巨晶アークチノ閃石密集部, 滑石を含む), T: 著しく滑石化した(片状)蛇紋岩, Sp: 塊状蛇紋岩(網状に滑石細脈が形成), Q: 石英脈. Pの片理はAC(MCとAT)との境界に斜交する.

III. 3 地質構造及び変形

本図幅地域における長崎変成岩類の地質構造は、①源岩の層理と岩相分布の連続性、源岩に加わった変成作用・変形運動によって生じた②結晶片岩の片理及び③褶曲軸 (mmオーダーのいわゆるちりめんじわ状の線構造や波長10 cm以上の褶曲構造) によって示される。しかし本変成岩類は複数の褶曲軸を有することがあり、その上斑状変晶が数 mm 大に成長し粗粒結晶片岩化しているため、変形構造の確

認は必ずしも容易ではない。

一般に源岩の層理は結晶片岩の片理に平行するが、褶曲軸に近いところでは層理は片理と大きく斜交する。また露頭規模のスケールで、源岩の層理はしばしば岩相境界に一致しない(第4図)。ちりめんじわ状の線構造(crenulation)は、同時に波長10cm オーダー以上の褶曲軸が観察されるとき、その軸方向と一致する場合(第7・8図)と一致しない場合とがある。後者の場合、もう一つ別の褶曲軸が斜交し、線構造そのものが細かくうねったり、断ち切られたりする。

地質図上の岩相分布から見ると、源岩の層理及び結晶片岩の片理の一般的走向と傾斜には地区ごとの傾向があり、本図幅地域内全体として南北方向に延びた逆S字形が認められる。すなわち、本図幅地域北部では、南に開いた半円形で緩くうねっていて、北へプランジする背斜軸の軸部が存在するように見える。この構造は、日本の地質用語で“半ドーム構造”である。雪浦ダム周辺では、 $N20^{\circ} E$ 方向の背斜軸(波長: 数 km)が認められる。本図幅地域中央部及び南部では、南北性の背斜軸(波長: 数 km)があり、走向 $N20^{\circ} -40^{\circ} E$ 、傾斜 $20^{\circ} -70^{\circ} E$ が顕著であり、局所的に m オーダー以下の褶曲のため傾斜が



第7図 薄互層の泥質片岩と緑色片岩とが織りなす褶曲構造

外海町沖磯北東海岸(研石ヶ浜: $129^{\circ}41.56' E$; $32^{\circ}50.67' N$; GSJ R18051)

波食のため数10cm 高の小円丘状になった露岩。この折りたたみ褶曲は m オーダーの褶曲のなかの小さな褶曲で約10cm の波長と20cm 位の波高をもち、軸が $N20^{\circ} W \sim 10^{\circ}$ プランジする。地質構造模型のように地形と褶曲との関係が良く観察される。



第8図 1mオーダーの褶曲をなす泥質片岩

大瀬戸町池ノ尾堤南西600m (129°40.15' E; 32°58.10' N; GSJ R18363).

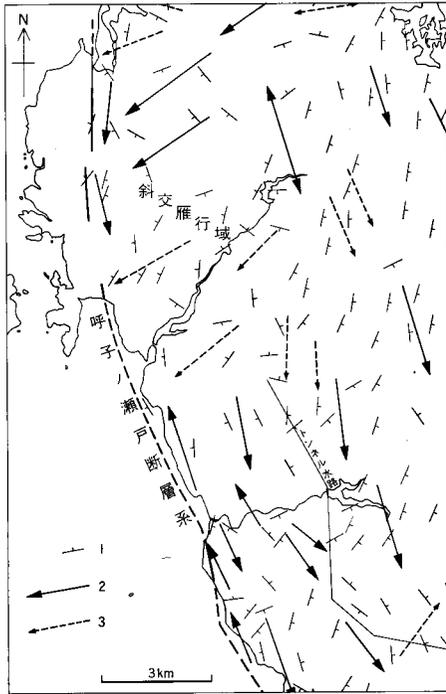
写真左側では片理面は野帳の面に当たり、写真中央では滑らかな面が片理面で左側の片理面にはほぼ直交する。この滑らかな面は緩い曲面をなし、右上から左下がりの褶曲軸 (S70°Wへ35°ブランチ) が見える。

20° - 60° W になることもある。本図幅地域南東端では、結晶片岩は一般的走向の N30° E から N70° W に約 80° - 100° 折れ曲がり北北東に開いた“半ベースン構造”をなし、特に厚層の緑色片岩及び蛇紋岩類が屈曲点付近で膨らんでいる。

以上の岩相分布によって表される km オーダー以上のスケールの地質構造に対し、露頭単位で計測された波長 cm-10 m オーダーの褶曲軸及び結晶片岩のちりめんじわ状の線構造によって示される褶曲構造は地区ごとに異なっており、前者の地質構造に斜交する (第9図)。

以下、図幅地域内の長崎変成岩類分布域を縦割りに二分割し、南北に延びた東側と西側の二つの地区ごとに眺めてみる。

東側半分の細長い地区: 北端部及び南端部を除くと、緑色片岩層の多産する帯状範囲で示されるとおり、N 15° - 20° E 方向の走向にまとまっており、褶曲軸も S 5° - 25° E へ 5° - 30° ブランチする (第9図)。またこの地区北部では、源岩の層理及び片理の東傾斜 50° - 70° を超す急斜域であり、他のほとんどの所では緩傾斜である点から特異といえる。一方、南東端部付近では、N 35° E へ 10° - 20° ブランチする異なる地質構造をもつ結晶片岩が分布するため、層理及び片理が走向 N 40° - 60° W、傾斜 20° NE へ急変し一般的傾向にほぼ直交する。



第9図 「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の片理，ちりめんじわと褶曲軸の概略図
 1：結晶片岩の片理面，2：波長数cm以上の褶曲軸とプランジ，3：ちりめんじわの方位とプランジ。

西側半分のくさび形の地区：連続する特徴的な岩相分布が認められないため大局的構造を捉えにくい
 が，この地区の地質構造には次の特徴がある。

①西端が呼子ノ瀬戸断層系であり，この断層至近のところでは褶曲軸は断層の方向に平行する。その
 褶曲軸のプランジは，北半分においては南及び南南東へ 5° 及び $0-10^{\circ}$ ，南半分においては水平から北
 北西へ $5^{\circ}-10^{\circ}$ と変化する。

②この地区北半分では，東西幅約3km，南北約10km長にわり広い範囲で，本図幅地域における
 一般的地質構造の傾向に直角に近い高角度で斜交する褶曲軸をもつ(便宜的にこの範囲を“斜交雁行域”
 と呼ぶ)。

③この斜交雁行域では， $S 50^{\circ}-60^{\circ} W \sim 0-35^{\circ}$ プランジする背斜軸及び向斜軸による起伏が雁行状
 に並列し，全体としては緩傾斜をなし層理や片理が水平か水平に近い場所がたくさん見られる。

④斜交雁行域の東縁すなわち，東側半分の地区との境では褶曲軸は水平か北へ緩くプランジする。
 本図幅地域北端部から北隣「蛸ノ浦」図幅地域にわたる付近では，斜交雁行域を東，北及び西側から取
 り巻くように“半ドーム構造”が見られる。

以上褶曲構造をまとめると，本図幅地域の長崎変成岩類には，南南東に緩くプランジする褶曲軸によ
 る一般的傾向が卓越し，次の二つの地区でこれに斜交する構造が認められる。

①北西域の広い範囲(斜交雁行域)は西南西に緩くプランジする褶曲軸によって規制され，全体的に水
 平層が多く見られる。

②南東端では北北東へ緩くプランジする褶曲軸によって，一般的傾向が屈曲する。

Ⅲ. 4 変成鉱物

Ⅲ. 4. 1 変成鉱物の組み合わせ

本図幅地域の長崎変成岩類は、ざくろ石を普遍的に含んでおり、主にざくろ石帯の結晶片岩からなる。また、黒雲母と識別困難な鉱物である酸化緑泥石 (oxidized chlorite) が形成されており、岩相の違いに無関係に広範囲に認められる (第I図版-1)。褐色黒雲母は主に“斜交雁行域”に晶出している。

① -a 泥質片岩

泥岩を源岩とする結晶片岩で、石墨+白雲母+曹長石+石英 (±方解石) の組み合わせに加えて、

- (1) 緑泥石±スフェン
- (2) 緑泥石+緑れん石+スフェン
- (3) 緑泥石+ざくろ石±スフェン
- (4) 緑泥石+ざくろ石+緑れん石+スフェン
- (5) 緑泥石+黒雲母+スフェン
- (6) 緑泥石+黒雲母+ざくろ石+スフェン

の組み合わせが認められ、微量の電気石及び鉄鉱が伴う。上記6種類のうち、(4)の組み合わせの出現頻度が最も高い。

① -b 砂質片岩

砂岩を源岩とする結晶片岩で、石墨をほとんど含まず、白雲母+曹長石+石英 (±方解石) の組み合わせに加えて、

- (1) 緑泥石+緑れん石+スフェン
- (2) 緑泥石+ざくろ石±スフェン
- (3) 緑泥石+ざくろ石+緑れん石+スフェン±角閃石
- (4) 緑泥石+黒雲母+緑れん石+スフェン
- (5) 緑泥石+黒雲母+ざくろ石+スフェン

の組み合わせが認められる。上記5種類のうち、(2)及び(3)の組み合わせの結晶片岩が主なものであり、角閃石を含むものはまれである。

② 緑色片岩

石英をほとんど含まない塩基性火山岩を源岩とする結晶片岩で、曹長石+緑泥石±白雲母±方解石の組み合わせに加えて、

- (1) 緑れん石
- (2) 緑れん石+Ca角閃石
- (3) Ca角閃石+スフェン
- (4) 緑れん石+Ca角閃石+スフェン
- (5) 緑れん石+Na-Ca角閃石+スフェン

- (6) 緑れん石+Na角閃石+スフェン
- (7) ざくろ石+緑れん石
- (8) ざくろ石+緑れん石+Ca角閃石
- (9) ざくろ石+緑れん石+Na-Ca角閃石

の組み合わせが認められる。上記9種類のうち、ざくろ石を含まない(4)の組み合わせの結晶片岩が圧倒的多数を占める。少量の黒雲母が晶出しているのは(4)、(5)、(6)、(7)及び(8)の場合であり、どの岩石でも、上記鉱物組み合わせができた後、黒雲母が生じている(第I図版-2,3)。

③淡緑色石英長石質片岩

石英の乏しい岩石では緑色片岩の鉱物組み合わせに近く、また石英に富む岩石では石英片岩に似た岩相を持つ。本淡緑色石英長石質片岩は、鮮緑色の緑泥石に富み、鉄鉱物などの不透明鉱物に乏しいのが特徴である。この結晶片岩は流紋岩質岩石から珪質堆積岩までの多様な岩相の岩石を源岩としている。曹長石+緑泥石+白雲母+石英±方解石の組み合わせに加えて、

- (1) 緑れん石±スフェン
- (2) Ca角閃石±スフェン
- (3) Ca角閃石+緑れん石±スフェン
- (4) ざくろ石+スフェン
- (5) ざくろ石+Na角閃石+スフェン
- (6) ざくろ石+緑れん石±スフェン
- (7) ざくろ石+Ca角閃石+緑れん石
- (8) ざくろ石+Ca角閃石+緑れん石+スフェン
- (9) ざくろ石+Na角閃石+緑れん石+スフェン

の組み合わせが認められる。以上の種類のうち、最も出現頻度の高いのは、(6)でスフェンを含む組み合わせである。黒雲母が生じているのは、(8)の場合のみである。

④石英片岩

石英を主とする結晶片岩で、少量の白雲母及び緑泥石を含み、曹長石をほとんど含まない。石英+白雲母±緑泥石のほかに、特徴的な変成鉱物としてざくろ石、緑れん石(紅れん石を含む)、Na角閃石が組み合わせる。各鉱物組み合わせの代表的な色調は、乳白色ないし灰白色の岩石のなかにそれぞれ、淡紅色、橙色、青緑色ないし暗緑色を呈する薄層が挟まれることによって印象づけられる。

- (1) ±方解石±スフェン
- (2) 緑れん石±スフェン
- (3) 紅れん石±スフェン
- (4) Na角閃石±緑れん石+スフェン
- (5) ざくろ石
- (6) ざくろ石+緑れん石±スフェン
- (7) ざくろ石+紅れん石
- (8) ざくろ石+Ca角閃石+緑れん石

(9) ざくろ石+Na角閃石+緑れん石±スフェン

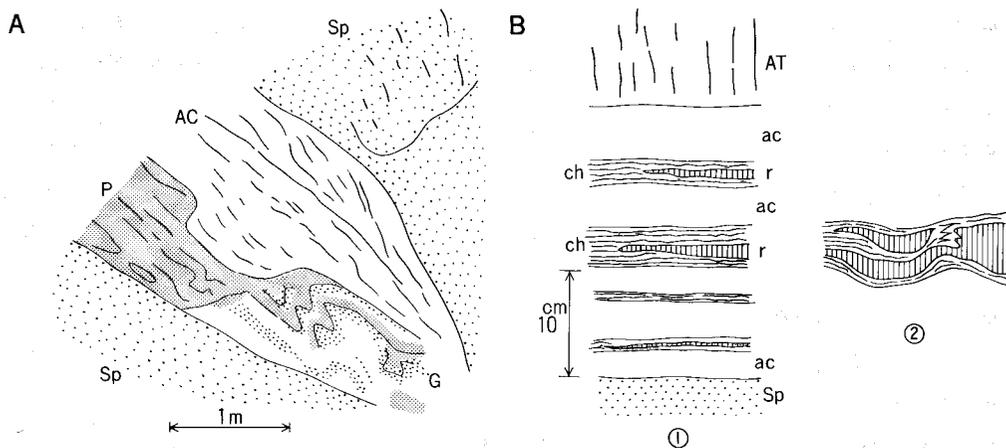
の組み合わせが認められる。以上9種類のうち、(5)及び(6)の組み合わせの結晶片岩が主なものであり、黒雲母の産出するのは(1)、(5)及び(6)の場合である。

⑤蛇紋岩類

蛇紋岩類は本図幅地域において長崎変成岩類内に普遍的に産出する。その産状は特定の場所にまとまって集中したり、一定の形状をもつようなことはなく全く不定形で、大きさも一様でなく、しかもばらばらに散在する。一つの大きな岩体の場合、最大長は700 m位で1 kmを越えることはなく、幅も400 m位までである。蛇紋岩体は泥質・砂質片岩中に挟在する場合の方が圧倒的に多く、緑色片岩に近接して現れる傾向は認められない。

蛇紋岩類は、泥質・砂質片岩中に挟まれているとき、蛇紋岩体の規模が大きくてもまたmオーダーのように小さくても、その岩体の周縁1-2 m幅の範囲において岩相に累帯構造が認められる。すなわち、中心部の塊状蛇紋岩から泥質・砂質片岩側に向かって、片状構造をもち滑石に富む蛇紋岩、滑石片岩、次に泥質・砂質片岩との境界面に直交するような方向に緑色ないし淡緑色を呈する長柱状アクチノ閃石巨晶密集部、更に泥質・砂質片岩と直接する部分には境界面に平行に白雲母-緑泥石-アクチノ閃石からなる緑色ないし暗緑色の強片状岩ができていく(第6図)。蛇紋岩体の中心部は普通塊状であり構造要素を欠くが、まれに層状構造の残存することがあり、なかにロジン岩様の優白質斑れい岩が認められる。(第10図)。

他方、蛇紋岩体は地表近くでクリープを発生し易くするようで、蛇紋岩体の見掛け下盤側の強片状岩



第10図 蛇紋岩体(厚さ約20 m)内に挟まれた結晶片岩及び塊状蛇紋岩のなかの層状構造

A: 露頭のスケッチ; B: Aの右上部塊状蛇紋岩内の層状構造。大瀬戸町久良木集落南東500 m (12°9'43.82" E; 32°54.82' N: GSJ R17989)

G: 緑色片岩; P: 泥質片岩; Sp: 塊状蛇紋岩; AC: 暗緑色、白雲母-緑泥石-アクチノ閃石片岩。

B-①及び②はそれぞれ互いにはほぼ直交する二つの面のスケッチ。厚さ約30 cmの層状構造は、蛇紋岩を取り囲むまわりの泥質片岩の片理(走向N 30° E、傾斜20°-30° E)に斜交する層理面(走向E-W、傾斜50° N)を持つ。ac: アクチノ閃石に富む層; ch: 緑泥石に富む層; r: 優白質斑れい岩ないしロジン岩。AT: 巨晶アクチノ閃石密集部。

が全体の構造配列を乱すような形で断層状になってずれていたり（第6図A）、また規則的の褶曲を示さない結晶片岩が小断層を介して塊状蛇紋岩にのっているのが観察される（第10図）。

塊状蛇紋岩では、まれにかんらん石及びクロムスピネルが残存することがあるが、大抵アンチゴライトを主とする岩石であり、副成分鉱物として滑石、方解石、Ca角閃石及びスフェンを伴う。また多量の電気石を含む蛇紋岩が河通川トンネル内及び大瀬戸町小麦の2か所で見つかっている。塊状蛇紋岩を取り囲む片状岩は、滑石、緑泥石及びアクチノ閃石からなる灰白色ないし緑色片岩で、少量の方解石や曹長石を伴う。

本図幅地域北部の白岳西方付近では、蛇紋岩類中に網目状に幅 cm オーダーの滑石脈が多量にできており、なかには白雲母と見間違えそうな位大きな径数 mm の無色透明の滑石結晶が晶出している。また、松本・小川（1975）によれば、西彼町鳥加片平南方の蛇紋岩からは、クロム雲母やクロム緑泥石が産出する。

Ⅲ. 4. 2 変成鉱物の累帯構造（角閃石・緑れん石・電気石）

本図幅地域の長崎変成岩類には、角閃石、緑れん石及び電気石に累帯構造が認められる。

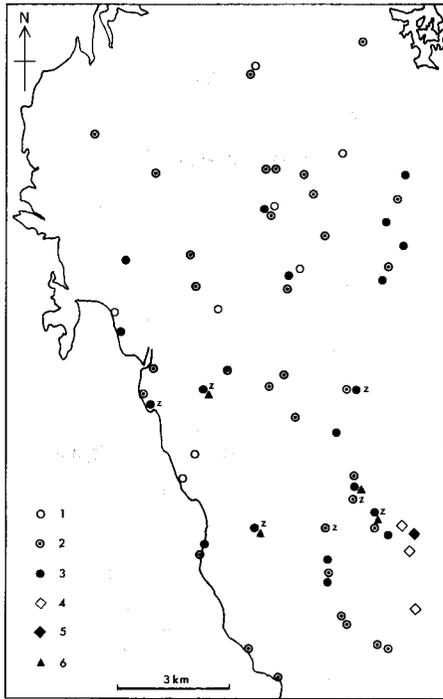
角閃石：本図幅地域南半分において、緑色片岩、淡緑色石英長石質片岩及び石英片岩に含まれる角閃石は累帯構造を示すことがある。角閃石の累帯構造は（1）内核部が無色ないし帯青淡緑色で、周縁部が帯青緑色ないし濃緑色、（2）内核部が濃紫色で、周縁部が帯青緑色ないし濃緑色、及び（3）内核部が濃紫色で、周縁部が淡紫色を示すものの3種類が確認された。そのほか本図幅地域外の東隣「大村」図幅地域内では（4）内核部が淡紫色で、周縁部が濃紫色を呈する Na 角閃石が見つかっている。

（1）の累帯構造の場合、内核部の角閃石はアクチノ閃石であり、周縁部が緑色角閃石あるいはパロア閃石などの Na-Ca 角閃石、（2）の場合、内核部が藍閃石あるいはクロス閃石の Na 角閃石であり、周縁部が緑色角閃石あるいはパロア閃石などの Na-Ca 角閃石である。また、内核部の Na 角閃石がわずかに残存し、角閃石とは全く異なる緑泥石・黒雲母に置換されて、かろうじて角閃石の外形のみをとどめていることがある。（3）の場合、内核部は藍閃石であり、周縁部は藍閃石ないしクロス閃石の Na 角閃石である。

3種類の角閃石累帯構造は、出現範囲がそれぞれ明瞭に区別できる（第11図）。（1）の累帯構造は、本地域南半分に広く認められる。（3）の累帯構造は、Na 角閃石の安定域であり、（2）の累帯構造は Na 角閃石が周縁部の Ca 角閃石ないし Na-Ca 角閃石に置換されるなど、不安定になることを示している。（2）及び（3）の境界は本図幅地域南半分の東縁部で神浦ダム東方付近に位置し、Na 角閃石の安定域はこの境界より東方の極く狭い範囲内に限られる。

緑れん石：緑れん石は、濃紅色-黄色の多色性をもつ紅れん石を除くと、全般に多色性が弱く、強く吸収する場合でも、黄色及び淡褐色を呈する位で緑色になることはない。複屈折も極めて小さく、干渉色第一次の黄色までである。緑れん石の累帯構造は、泥質・砂質片岩、緑色片岩、淡緑色石英長石質片岩及び石英片岩の岩相区分にかかわらず、普遍的に観察される。緑れん石の累帯構造は内核部と周縁部の2層に分かれるが、まれにもう1層加わり3層構造をなすことがある。

複屈折から見て、内核部が小さく、すなわちクリノゾイサイト質、周縁部が大きくてエピドート質で



第11図 「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の角閃石の区分

1 : 無色, 2 : 淡緑色, 3 : 帯青緑色ないし濃緑色, 4 : Na 角閃石, 5 : 累帯構造をもつ Na 角閃石, 6 : 残晶状の Na 角閃石, z : 内核部が無色, 周縁部が緑色の累帯構造を持つ

Fig. 11 Map showing the distribution of classified amphiboles of the Nagasaki Metamorphic Rocks in the Kōnoura District.

1 colourless, 2 pale-green, 3 bluish-green or deep green, 4 Na-amphibole, 5 Na-amphibole with zoning, 6 relic mineral of Na-amphibole, z with zoning.

ある場合(第II図版-2)と, その逆に内核部が大きくて, 周縁部が小さい場合と二通り認められる。

両者のそれぞれの出現範囲は, 明確な線で区切ることができないが, 緑色片岩が広く帯状分布する藤原-神浦ダムを結ぶ線あたりから西方には, 前者の緑れん石内核部の複屈折の小さい累帯構造が, 多く見られる。一方, この線より東方には内核部の複屈折の大きい累帯構造をもつ緑れん石が多産する傾向がある。緑れん石内核部が淡褐色を呈する褐れん石質のものが, 結晶片岩の岩相区分に関係なく出現する。その分布は特定できないが本図幅地域東部に多い。褐れん石質緑れん石は, 緑泥石に接する部分でジルコンの場合に似たハローを作っていることがある。

電気石: 電気石は泥質・砂質片岩及び淡緑色石英長石質片岩には普遍的に晶出している。また緑色片岩及び石英片岩には少量で微粒の電気石が含まれることがあるが, 蛇紋岩類にはほとんど見いだされていない。

電気石は, 粒径, 産出頻度, 容量比や岩相の違いにも影響されなくて一般に累帯構造が発達している。本図幅地域の全域にわたって最も頻繁に見られる累帯構造は, c軸に直角な面を見た時内核部が緑色ないし淡緑色, 周縁部が褐色の場合である。内核部が淡緑色ないし無色で, 周縁部が濃緑色を呈する場合や, 内核部が褐色で周縁部が淡褐色を呈する累帯構造は観察されるものの, 極めて少数例である。電気石の累帯構造には地域的偏在は認められない。

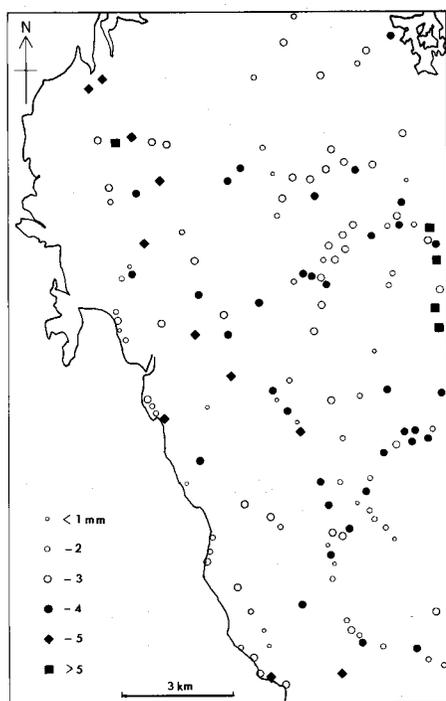
III. 4. 3 曹長石斑状変晶

石英片岩及び蛇紋岩類を除いた, 他の岩相の長崎変成岩類には, すべて肉眼で識別可能な粒径の曹長

石斑状変晶が含まれる。泥質・砂質片岩の場合には暗灰色ないし黒色を呈するが、緑色片岩では乳白色のため緑色の基質から浮き立って見える。肉眼で3-5 mm 大に見えた曹長石斑状変晶が、鏡下で観察すると複数の集合体からなり、それぞれの結晶粒が長径2 mm 以下であることがしばしば認められた。以下に述べる曹長石斑状変晶の粒径は鏡下における計測値である。

曹長石斑状変晶の粒径を岩相別に比較してみると、緑色片岩の場合他の岩相の結晶片岩と比べて小さい方である。すなわち、泥質片岩のなかに互層状緑色片岩が挟在するとき、曹長石斑状変晶は両岩相のなかでそれぞれ同じ位の粒径に成長することもあるが、一般に緑色片岩の方が粒径は小さく、ときどき1/3から1/10程度と大きく差違の認められることがある。これとは逆に、泥質片岩中に、淡緑色石英長石質片岩や砂質片岩が挟有されている時には、泥質片岩中の斑状変晶よりも一般に粒径が大きい傾向がある。曹長石斑状変晶の最大粒径が岩相の差違により若干の偏りの存在することを認めた上で最大粒径分布(第12図)を眺めると、本図幅地域全域において、粒径2 mm を超えることがわかる。

特に、呼子ノ瀬戸断層系の東側に隣接する西部地区と本図幅地域東北端の一部地区に、粒径4 mm 以上の粗粒帯状域の存在が目立っている。



第12図 「神浦」図幅地域における長崎変成岩類の曹長石斑状変晶の最大粒径分布図
(単位: mm)

Fig. 12 Map showing the distribution of maximum grain size of albite porphyroblast of the Nagasaki Metamorphic Rocks in the Kōnoura District.

III. 5 岩石記載

代表的な四つの岩層について化学分析結果を第2表に示す。

第2表 「神浦」 図幅地域の長崎変成岩類の化学組成

No	1	2	3	4	5	6	7
岩相	泥質片岩	緑色片岩		淡緑色石英 長石質片岩	石英片岩		
SiO ₂	65.43	46.86	47.49	87.38	97.28	92.57	96.74
TiO ₂	.56	1.65	.75	.20	.03	.10	.07
Al ₂ O ₃	15.22	15.39	16.46	4.55	.25	2.80	.79
Fe ₂ O ₃	.48	7.91	6.85	2.21	1.07	1.10	.74
FeO	4.41	6.37	5.94	.75	.18	.68	.57
MnO	.17	.18	.16	.06	.04	.03	.01
MgO	2.87	5.54	7.58	2.06	.41	.96	.01
CaO	2.03	10.64	8.22	.33	.10	.16	.43
Na ₂ O	2.02	2.06	2.33	.48	.10	.08	.15
K ₂ O	1.71	.05	.06	.32	.01	.02	.01
P ₂ O ₅	.11	.27	.11	.11	.01	.03	.01
Fe	.17	.00	.01	.00	.00	.00	.00
S	.19	.00	.01	.00	.00	.00	.00
C	.45	.02	.04	.02	.00	.02	.01
CO ₂	.46	.00	.00	.00	.00	.00	.00
H ₂ O(+)	3.12	2.82	3.42	.85	.22	1.10	.17
H ₂ O(-)	.20	.10	.22	.58	.08	.08	.05
Total	99.60	99.86	99.65	99.90	99.78	99.73	99.76

〈分析者：川野昌樹〉

(Wt.%)

No. 1: 方解石-ざくろ石含有石墨片岩 (GSJ R 17954)

産地: 長崎県西彼杵郡琴海町飯盛山南東 [129°44. 80' E ; 32°55.44' N]

No. 2: 緑れん石-アクチノ閃石緑色片岩 (GSJ R 18146)

産地: 西彼杵郡外海町神浦ダム [129°43.44' E ; 32°52.90' N]

No. 3: ざくろ石-藍閃石片岩 (GSJ R 18149)

産地: 外海町三方山西方 [129°44.28' E ; 32°52.36' N]

No. 4: ざくろ石-藍閃石含有淡緑色石英長石質片岩 (GSJ R 18081)

産地: 西彼杵郡琴海町大石 [東隣「大村」図幅地域内, 129°47.52' E ; 32°52.77' N]

No. 5: ざくろ石-藍閃石石英片岩 (GSJ R 17948)

産地: 琴海町長浦岳北東 [129°45.05' E ; 32°54.86' N]

No. 6: 緑れん石-ざくろ石石英片岩 (GSJ R 18067)

産地: 琴海町十井ノ浦 [東隣「大村」図幅地域内, 129°48.27' E ; 32°53.72' N]

No. 7: ざくろ石-藍閃石石英片岩 (GSJ R 18148)

産地: 外海町三方山西方 [129°44.28' E ; 32°52.36' N]

III. 5. 1 泥質片岩

石墨-ざくろ石-緑れん石-緑泥石-白雲母-曹長石-石英片岩 (GSJ R 17882)

産地: 長崎県西彼杵郡西海町白岳南南西方 [129° 41.66' E ; 32° 59.02' N]

泥質片岩に挟まれた厚さ約 10m 緑色片岩層のなかに挟在する厚さ約 3m の泥質片岩。肉眼では石墨に富む泥質片岩に共通する性質, すなわち白い絹光沢をもつ白雲母と暗灰色緑泥石が並行配列する片理面で剥離し易く, 全体は暗灰色を呈し, 手で触れると土壤状石墨が指に着いて薄ねずみ色になる。

鏡下では, 本岩の主要部は石墨に富み, 曹長石斑状変晶の目立つ岩石である。主に石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, 緑れん石, ざくろ石及び石墨からなり, 少量の Ca 角閃石, スフェン, 電気石及び褐鉄鉱を伴う。この主要部のなかに, 優白色で厚さ約 2mm のレンズ状あるいは薄層部があり, 石墨の並びとともに, 片理に並行に延びている。この薄層部は石英からなり, 白雲母と微量の緑泥石, 緑れん石及び石墨が含まれる。石墨は微細粒・粉体状で不規則に並び片理をなすものの, 粒径約 2mm の曹長石斑状変晶のなかに含まれている場合, しばしば S 字形に屈曲し一般の片理面に直交するなど変位してい

る。石英は多角形のグラノプラスチック状をなし、ごく弱い波動消光を示すことがある。ざくろ石は1 mm 大に成長することがあり、結晶内部に曹長石斑状変晶と同様にS字形に屈曲変位を示す細粒鉱物をたくさん含有する。緑泥石は無色に近く、わずかに淡緑色を帯びた灰色を呈する。緑れん石は自形状で、複屈折の小さいクリノゾノサイト質、まれに累帯構造を示す。スフェンは自形で、片状構造を保った状態の石墨などの微細鉱物を包有する。泥質片岩にはまれなCa角閃石は長さ0.2 mm、径0.03 mm位の針状結晶で多量に含まれ、長さ最大0.5 mmに達することがあり片理に並行に延びて点在する。Ca角閃石は無色ないし薄い灰緑色を帯びるもので、アクチノ閃石質である。電気石は帯緑褐色を呈する。そのほかの特徴として、淡褐色の汚染物質が粒界や緑泥石、白雲母の劈開やざくろ石の割れ目に沿って形成されていることである。特に褐鉄鉱隣接部分では、緑泥石は黄褐色ないし橙色を呈し、酸化緑泥石化している。この酸化緑泥石に似るが、粒径約0.1 mmに淡褐色黒雲母がざくろ石の周縁部や独立した単体結晶として散在する。

Ⅲ. 5. 2 砂質片岩

ざくろ石 - 緑泥石 - 白雲母 - 曹長石 - 石英片岩 (GSJ R 17860)

産地：長崎県西彼杵郡大瀬戸町焼山北方 [129° 42.60' E ; 32° 56.20' N]

本図幅地域の長崎変成岩類分布域中心部に典型的な岩相であり、粗粒の曹長石斑状変晶とざくろ石の目立つ、石墨に乏しく灰白色ないし灰色を呈する結晶片岩である。

鏡下では、4 mm 大の曹長石斑状変晶と丸味を帯びた他形のざくろ石（六角形状の自形結晶はまれ）が、少量の微粒石墨、白雲母及び緑泥石のなす弱い片状構造を切って成長している。これらの眼球状の斑状変晶のまわりを取り巻いて白雲母などがうねって並ぶ。そのほか、他形石英が細粒のグラノプラスチック集合体として、厚さ1mm位のレンズ状ないしラミナ状に延びているが、どの石英粒の粒界も変形のため弱いジグソー模様を示し、また波動消光をなす。しかし、ざくろ石や曹長石斑状変晶の両端におけるプレッシャーシャドウでは石英は細粒で多角形のままのグラノプラスチック集合体を保ち、変形を免れている。ざくろ石内には片理方向に並んでいない微粒包有物がたくさん含まれ、特に針状ルチルが目立つ。スフェンは自形のもの少なく、なかにはリュウコキシニ化しているものも見られる。そのほか、微粒の電気石、燐灰石及びジルコンが認められる。電気石は褐色を呈するがごく一部の結晶では内核部が淡緑色を示すものがある。ジルコンは黄色を帯びており、メタミクト状で結晶外形がはっきりしないが緑泥石のなかではそのまわりはハローを形成している。全般に粒界や緑泥石や白雲母の劈開やざくろ石の割れ目に沿って、黄褐色ないし橙色の汚染物質が浸み込んでおり、緑泥石の一部が酸化緑泥石化し、黒雲母に似た多色性と大きな複屈折をもつことがある。

Ⅲ. 5. 3 緑質片岩

(i) Na-Ca角閃石 - 緑れん石 - 緑泥石 - 曹長石片岩 (GSJ R 17916)

産地：長崎県西彼杵郡大瀬戸町藤原 [129° 44.28' E ; 32° 56.58' N]

本岩は、層厚50 mを超す緑色片岩層のうち、塊状粗粒緑色片岩 (GSJ R17917) 中の厚さ10-30 cmの粗粒で強片状部である。粗粒緑色片岩層では、曹長石斑状変晶が2.5 mm大である。一方、この本緑色片岩層の東側に位置し、見掛け上盤側の泥質片岩 (GSJ R17915) はざくろ石に富む典型的な岩相で、曹長石斑状変晶は2.5 mm大である。

本岩は、曹長石斑状変晶を含めて粒径が大体0.5 mmと揃っており、片理は乱れておらず曹長石のほか、Na-Ca角閃石、緑泥石、緑れん石、方解石、磁鉄鉱からなり、微粒のスフェンが広く散在する。Na-Ca角閃石は帯青緑色を呈し、EPMAによればパロア閃石である。緑泥石は斑状変晶状に片理を切って成長していることがある。緑れん石は淡黄色を示すが、複屈折で見ると内核部が大きく、周縁部の方が小さい累帯構造を示す。方解石はレンズ状あるいはラミナ状に片理に沿って晶出している。磁鉄鉱は、四角及び六角形をなし、割れ目に沿って褐鉄鉱化する。以上の構成鉱物の粒間に沿って黄褐色の汚染物質ができていたり、粒径0.1 mm大以下で、黒雲母と全く区別できない濃褐色ないし帯緑橙色の酸化緑泥石が多量に生じている。

(ii) 藍閃石含有, 角閃石-緑れん石-緑泥石-曹長石片岩 (GSJR18145) [第2表No.2参照]

産地: 長崎県西彼杵郡外海町神浦ダム東部, 扇山集落の対岸 [129° 43, 56' E ; 32° 53.02' N]
神浦ダムを南北に横断する形の厚い緑色片岩層のうち, 見掛け上部層 50 m 以上の中央部から採集。本岩は塊状であるが, 付近の剥離性の強い緑色片岩では, 緑れん石に富む細脈が片理に沿って生じていたり, また片理を切ってプチグマチック褶曲をなしながら貫入していることがある。

本岩は暗緑色を呈し, 幅 1-2 mm の緑れん石に富む帯緑灰色のラミナが発達する。肉眼で六角-八角形の 1 mm 大の磁鉄鉱が目立つ。鏡下では, 粗粒部と細粒部とがあり, 数 mm オーダ以内の互層状をなす。粗粒部では四角, 六角, 八角形の約 1 mm 大の自形磁鉄鉱が散在し, 曹長石斑状変晶, 緑泥石, 角閃石, 白雲母のほか, スフェン, 緑れん石, 電気石 (緑色) を伴う。曹長石斑状変晶は 0.5-1.0 mm 大で, 他形を示し, 微粒の緑れん石, スフェン, 角閃石, 緑泥石を包有する。また, 主に方解石からなり少量の石英を伴うモザイク状部分も介在する。角閃石は長柱状のものが多く, 自形状のものは少なく緑色ないし帯青緑色を呈する。結晶の内部が無色ないし帯青淡緑色のものが多い。複屈折は小さく弱い異常干渉色を示すことがある。

細粒部では平均粒径 0.1 mm 以下で, 緑れん石, 赤鉄鉱に富み, そのほか角閃石, 緑泥石, 白雲母, スフェンを伴う。緑れん石は粒径約 0.05 mm のモザイク集合体をなし, 0.2 mm 大に達することはまれである。一般に内部は淡黄色で外側は無色に近く, 複屈折は内部が極めて大きく, 外側が小さい累帯構造を示す。赤鉄鉱は板状ないし鱗片状で, 少量の磁鉄鉱もできている。細粒部のうち, 特に緑れん石の多い部分には, 他形の藍閃石がたくさん残存する。藍閃石は大きいもので長さ 0.3 mm 位, X= 無色, Y= 紫色, Z= 帯青淡紫色の多色性をもち, EPMA によればクロス閃石に近い藍閃石である。

藍閃石のまわりは, 緑泥石や緑色角閃石に置換され, まれに自形状のものが残っていることがある。緑泥石は粗粒部及び細粒部ともに明るい緑色の多色性をもち複屈折は極めて小さく, 異常干渉色があり, 光学的伸長は負で, (+) 2V ≒ 0 を示す。特に粗粒部で磁鉄鉱に富む部分では, 暗褐色ないし暗褐色を帯びた緑色黒雲母が多量に晶出している。粒径は 0.2 mm 以下で緑泥石の 1/5 位の大きさであり, コノスコープ像で (-) 2V ≒ 0 とともに等色線が観察できるほど複屈折が大きい。

そのほか, 緑れん石に富むラミナ細脈部では, 緑れん石とグラノプラスチック石英とからなり, 白雲母, 緑泥石のほか少量の角閃石を含む。なお, 本岩は全体としてグラノプラスチック状であり, 石英の波動消光もほとんどなく, また磁鉄鉱や赤鉄鉱の褐鉄鉱化や赤褐色汚染物質も全くできていない。

Ⅲ. 5. 4 淡緑色石英長石質片岩

ざくろ石-緑れん石-緑泥石-白雲母-石英-曹長石片岩 (GSJ R 18322)

産地: 長崎県西彼杵郡外海町土佐賀山直下, 5号トンネル西側坑口から 825 m
[129° 44.38' E ; 32° 50.70' N]

本岩は, 石墨片岩中に挟有される層厚約 30 cm の淡緑色石英長石質片岩である。径 5 mm に達する緑泥石と白雲母に富む点紋状淡緑色部が片理面に並び, 片麻岩状に見えるほど粗粒である。鏡下では, 主な構成鉱物は曹長石, 石英, 緑泥石及び白雲母であり, 副成分鉱物としてざくろ石, スフェン, 方解石, 緑れん石, 電気石を含む。斑状変晶の平均粒径は 3 mm であり, 曹長石は 5 mm 大に達することがあり, 微粒の緑泥石, 石英, スフェン, 緑れん石, 白雲母などを含む。曹長石斑状変晶のなかの包有物はまわりの片状組織と無関係に不規則に入っており, ヘリサイト状に並んでいない。この斑状変晶は回転など転位しているらしく, まわりが極微粒の珪長質鉱物からなる帯状物質が流紋状に取り巻いていることがある。斑状変晶の間を埋める基質の構成鉱物は, 0.15 mm 大以下である。基質は, 緑泥石と白雲母が並列し片理をなすが, 石英は, 同志の粒間が縫合線模様に組み合ったり, 著しい波動消光を示す。

緑泥石は無色ないし淡黄緑色のもので, 複屈折は小さく異常干渉色を示し, 光学的伸長は負である。電気石は内核部が無色ないし淡緑色で, 外縁部は帯緑褐色である。鉄鉱物は不定形をなすイルメナイトである。赤褐色汚染は見られない。

本岩から分離した斑状変晶の白雲母及び緑泥石は, 0.25-0.5 mm の粒径のもので, それぞれ 68.4±

3.4 及び 69.5 ± 15.6 Ma の K-Ar 年代が得られている (Hattori and Shibata, 1982)。

Ⅲ. 5. 5 石英片岩及び紅れん石石英片岩

本岩を産出する露頭は、縦貫道路沿いで約 10 m にわたって緩傾斜する切り面である。風化の進んだ粗粒砂質片岩のなかで見掛け上部に厚さ約 2.5 m の灰白色ないし暗灰色の石英片岩及び淡緑色石英長石質片岩が挟まれ、また下部の 2 m ほどの位置に厚さ 20-30 cm の Mn 鉱に富む塊状石英片岩層が 2 枚挟まれている (第 13 図)。上部 2.5 m のうち、中央部に近い厚さ約 60 cm で側方へ消滅するレンズ状の塊状岩 (図中の G) は Na 角閃石に富み、しかもその上部 (図中の G1) では長さ 3 mm 以上に成長する長柱状結晶を含んでいる。下部の薄い塊状石英片岩層にも Na 角閃石がたくさん含まれる。上部の厚さ約 2 m の石英片岩は全体として淡緑色を帯び、しかも紅れん石が含まれる。このなかには特に白雲母、緑泥石に富み少量の曹長石を含む淡緑色石英長石質片岩の薄層が挟まれている。

ざくろ石-Na 角閃石-石英片岩及びざくろ石-紅れん石-石英長石質片岩 (GSJ R 17948, 49, 50)

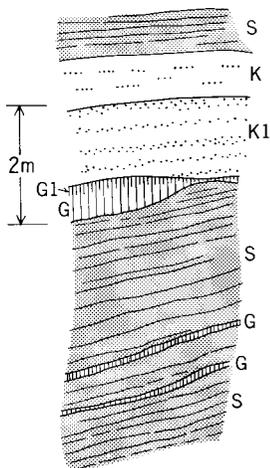
[第 2 表 No. 5 参照]

産地：長崎県西彼杵郡琴海町長浦岳北東 [129° 45.05' E ; 32° 54.86' N]

本石英片岩及び石英長石質片岩は、主に石英からなる結晶片岩であり、石英粒は 0.2-1.5 mm 大、平均 0.5-0.8 mm 大であり、すべての石英は著しい波動消光と粒間の縫合線模様が目立つ。ごく少量の緑泥石のほかに、多量の赤鉄鉱及び Mn 鉱を含む。全般的に 0.3 mm 大以下の黄褐色ないし橙色の酸化緑泥石の晶出によって汚染されている。

Na 角閃石を含む石英片岩は、白雲母のほかに薄層ごとにざくろ石、スフェン、及び紅れん石の存在及び含有量が異なる。Na 角閃石は幅 0.3 mm 長さ 2-3 mm に達する粗粒の場合、特に明瞭な累帯構造を示す。一般に細粒 Na 角閃石及び一部の粗粒 Na 角閃石の内核部は b=Y、光学的伸長 (正) の藍閃石であり、他方粗粒 Na 角閃石及び累帯構造外縁部は b=Z、光学的伸長 (負) のクロス閃石質である。Na 角閃石は複屈折が小さく、なかには異常干渉色を示すものがある。

紅れん石を含む剥離性の帯紅淡緑色石英長石質片岩は、約 3 mm 大の曹長石斑状変晶を含み、ざくろ石、赤鉄鉱及び Mn 鉱に富む。ざくろ石は EPMA によれば MnO 32-33% を含有する、スペサルタイト成分 90% に近い組成を持ち、化学組成の累帯変化は認められない。紅れん石は弱い累帯構造が認め



第13図 砂質片岩中の石英片岩

縦貫道路沿い、長浦岳北東方、東隣「大村」図幅地域に約 30 m 入る (129° 45.02' E ; 32° 54.82' N ; GSJ R 17948-950)

S : 風化した砂質片岩, K : 紅れん石含有石英片岩, K1 : 紅れん石に富む石英片岩 (一部は淡緑色を帯びた淡紅色石英長石質片岩), G : Na 角閃石含有石英片岩, G1 : 粗粒 Na 角閃石に富む石英片岩。

られ、内核部が濃紅色で外縁部が紅色の場合と、内核部が黄色で外縁部が紅色を示す結晶があるなど一様ではない。

黒雲母を主構成鉱物とする石英片岩が雪浦ダムサイト東側に露出する。黒雲母は径0.5 mmに達し、石英は多角形状に再結晶し、ホルンフェルスに似た組織を示す〔第Ⅱ図版-1〕。本石英片岩から分離した黒雲母のK-Ar年代値は 57.5 ± 1.8 Maである< K_2O 8.64% ; ^{40}Ar rad. (10^{-6} ml/g) ; Atm. ^{40}Ar 17.6 (%) ; 試料 YD73-11-21-8 ; 測定 柴田 賢・内海 茂>。この年代値は、最も若い長崎変成岩類の鉱物年代値60 Ma (Hattori and Shibata, 1982) よりも若い数字である。

Ⅲ. 6 石 英 脈

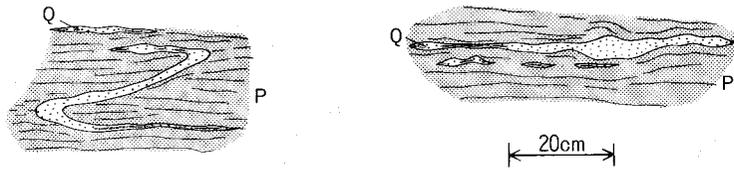
石英脈は、cm オーダーから m オーダーまで多様な脈幅と形状で広く長崎変成岩類中に貫入し、その延びは長くても露頭規模程度で10 mを越えることはない。石英脈は、分泌石英脈として結晶片岩の片理にほぼ平行したレンズ状をなすと記載されることが多い。しかし実際には、片理に平行なレンズ状石英脈はほとんど観察されることはなく(第14図)、平行なレンズ状分泌石英脈に見える場合でも、直交する露頭面を調べると片理を切っとうねっていることが多い(第15図)。そのほか、褶曲軸面に沿って貫入し、片理に平行な節理を示すもの、断層面に沿って貫入し上方へ尖滅する場合(第16図)、更に石英脈形成後変位し著しい変形を受けた場合(第17図)が観察されている。

幅 cm オーダー以下の石英細脈は至る所で見られるものの、幅50 cmを越え、ときには2 mに達するような巨大石英脈は以下のように分布域が限られている。すなわち、本図幅地域北東隅の西彼町^{せいひ}山付近から南端の外海町黒崎を結ぶ北北東-南南西の線を中心に、東西幅が北方では5 km位の広がりから



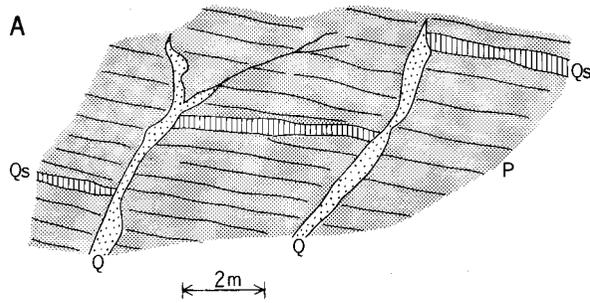
第14図 泥質片岩の片理に斜交貫入するレンズ状石英脈

大瀬戸町藤原集落北($129^{\circ}44' E$; $32^{\circ}56.90' N$)。片理に平行貫入するよう見えるが、 20° - 30° 斜交する幅30 cm位の石英脈。一部の幅5 cm以下の派生細脈のみが片理に平行しているにすぎない。



第15図 泥質片岩を貫く石英脈

(左)：泥質片岩(P)の片理を切る石英脈(Q)，(右)：しかし直交する別の断面ではレンズ状に見える。
大瀬戸町下山(129°40.39' E; 32°56.86' N; GSJ R17837)

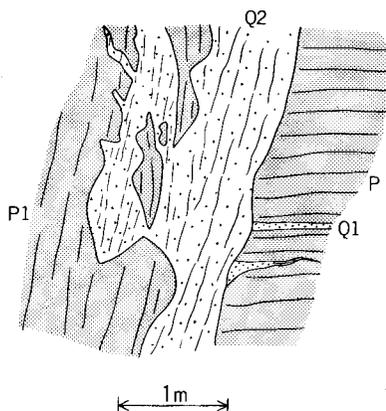


第16図 断層面に沿って貫入する石英脈

A：スケッチ図；B：写真。

大瀬戸町井手ノ尾堤 - 鏡池間(129°42.69' E; 32°56.26' N; GSJ R18276)

泥質片岩(P)中の厚さ約40cmの石英片岩(Qs；走向N20°E，傾斜45°E)が正断層約2m転位している。その断層面(走向N20°W，傾斜鉛直)に沿って石英脈(Q)が貫入。



第17図 片理に直交して貫入した石英脈と変形
西彼町鳥加片平南方(129° 44. 24' E ; 32° 57. 90' N :
GSJ R 18013).

泥質片岩 (P) の片理(走向 N-S, 傾斜 70° E) にはほぼ平行に接する蛇紋岩体の境界付近に貫入した幅 1 m 以上の石英脈 (Q2). この石英脈は、片理面に平行に生じている石英脈 (Q1) を切っており、なかに泥質片岩や蛇紋岩の破片を取り込んでいる。変形は、石英脈 (Q2) の貫入方向(走向 E-W, 傾斜 70° N) に平行に顕著で、左側の泥質片岩 (P1) の片理も引きづられて並行状態になっている。

南下して細くなり 2 km 位の帯状域である。この帯状域は綠色片岩の多産する帯状分布域を挟む範囲に一致する (後出: 第 61 図)。

石英脈は大抵石英のみからなり乳白色を呈するのが普通で、無色透明部分のできていることもある。まれに曹長石を伴ったり、微量の緑泥石、白雲母、電気石、チタン鉄鉱を含む。特に、西彼町鳥加付近では数 cm 長の電気石を多量に含んだり、チタン鉄鉱を伴っている。巨大な石英脈の分布域北東端 (西彼町大串東、オランダ村付近、東隣「大村」図幅地域へ約 200 m 入る) では、自然金のほかに黄鉄鉱及び黄銅鉱を伴う含金石英脈が採掘され多量の金銀が産出したとの記録が残っている (木下, 1926 ; 地質調査所編, 1955 ; 松井・水野, 1966 ; 島, 1972)。しかし本図幅地域内における含金石英脈採掘の史実は、雪ノ浦山 (奈佐, 1891 ; 採掘地点不明) を除き知られていない。

IV. 大瀬戸花崗閃緑岩

(服部 仁)

命名: 新称 (服部ほか, 1993 ; 本報告)

高帆山より西方海域の大立島、更に西方の江ノ島南部まで広がっている花崗岩類は一括して、西彼村花崗岩類と呼ばれた (橘, 1962)。この広い地域は地体構造区分では相の島帯 (礒見ほか, 1971) に当たる。このなかに点在する花崗岩類は、黒雲母の K-Ar 年代測定値で、岩相の差違にかかわらず、 89.2 ± 2.9 - 93.1 ± 3.2 Ma の範囲にある (Hattori and Shibata, 1982)。西方海域の大立島付近の花崗岩類 (片田ほか, 1972) が中粒黒雲母花崗岩、斑状黒雲母花崗岩、斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩であり、浅所貫入相を唆すのに対して、高帆山周辺海岸の花崗岩類は著しいフォリエーションを有する角閃石黒雲母花崗閃緑岩であり、深所貫入後変形作用を受けている点で対照的である。本報告では、高帆山周辺

の花崗岩類を西方海域の花崗岩類と区別するため、新しく命名した。

分布：大瀬戸町北西端において、高帆山周辺の海岸沿い約2 kmにわたり、また多以良断層西側で、柳南方及び下多以良-徳行-井手付近のごく狭い範囲に露出する。大瀬戸花崗閃緑岩は陸上分布域から西へ大きく広がっている状況が知られている(松島炭鉱株式会社, 1991 及び同社資料; 旧三菱鉱業(株)崎戸炭鉱資料)。本岩の海底露岩域を本地質図及び地質断面図並びに後出の第34・56図に示している。

層序・貫入関係：本大瀬戸花崗閃緑岩の被貫入岩は見つかっていない。本岩は、古第三系西彼杵層群板浦層及び蛸浦層の礫岩・砂岩に不整合で覆われる。また本岩は幅10-30 cmのペグマタイト脈や幅40 cm-4 mの安山岩岩脈に貫かれる。本岩の黒雲母K-Ar年代が90 Ma(河野・植田, 1966の原典では88 Ma, これをHattori and Shibata, 1982において新壊変定数により補正)が得られている。

岩相：本岩はごま塩状に黒雲母と角閃石の散在する中粒-粗粒の花崗閃緑岩であり、長さ15 cm前後に延びたレンズ状暗色塩基性岩を含有し(第18図A)、フォリエーションが発達する。全般的に均一な花崗閃緑岩であるが、局部的にカリ長石に乏しい石英閃緑岩質になる部分や逆にカリ長石に富む所もある。フォリエーションは肉眼では有色鉱物の並列、鏡下では変形組織によって示され、走向N10°-40°W、鉛直ないし70°Wあるいは70°Eの傾斜を示す。暗色塩基性岩は細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩で露頭において普通1 m²当り1-2個程度の低い出現頻度で(第18図B)、伸長方向はフォリエーション方向に一致するが、若干斜交するものも観察されている。本岩には、フォリエーションの走向に20°-30°位斜交するNW-SE性の断層が何本も通っており、薄い粘上層を挟む節理系もできていて、変形を受けている部分が少なくない。この場合にはフォリエーションを切る形で、暗色筋状シュリーレンができていて、そのほか本岩には、開いている割れ目に沿って黄褐色化している変質部が認められるが、カリ長石の桃色化は観察されていない。ペグマタイトはフォリエーションを切って貫入している(後出: 第36図)。

多以良断層沿いにおける大瀬戸花崗閃緑岩はマイロナイトないしカタクラサイト化している上に、著しくマサ化している。このため元の岩相識別が困難な場合がある。多以良川上流の井手集落東側の大正橋下から上流の河床には比較的堅固な大瀬戸花崗閃緑岩が約150 mにわたって露出する。その分布の南端は断層を介して蛸浦層砂岩に接する(第36図の地点⑤)。大正橋至近の大瀬戸花崗閃緑岩は、有色鉱物に富む中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩であり、フォリエーション(走向N5°W、鉛直)を有する。ペグマタイトがこのフォリエーションを切って、膨縮しながら走向N35°W方向に貫入する。肉眼でも、この貫入面が5 mm前後転位しているのが観察され、また鏡下でも石英のサブグレイン化と縫合線模様や斜長石の変形が認められる。このペグマタイトはカリ長石が桃色を呈し、白雲母・ざくろ石に富む岩石である(GSJ R 59364)。

岩石記載：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R 17876)

産地：長崎県西彼杵郡大瀬戸町高帆山南西方海岸 [129° 37.78' E ; 32° 58.54' N]

本岩は大瀬戸花崗閃緑岩の典型的な岩相で、肉眼では有色鉱物が明瞭に並びフォリエーションをなす。鏡下では、おもに緑色角閃石、黒雲母、斜長石、石英及びカリ長石からなり、角閃石及び黒雲母を一部交代する緑泥石のほか、少量の緑れん石、スフェン、燐灰石、ジルコン及び鉄鉱が伴う。

角閃石は4-5 mm大の自形をなし、1-4 mm大の褐色黒雲母は劈開に沿って明緑色の緑泥石に置き



第18図 大瀬戸花崗閃緑岩内のレンズ状暗色塩基性岩に富む部分 (A) 及び暗色塩基性岩に乏しくフォリエーションの顕著な部分 (B)
 大瀬戸町高帆山西麓海岸。フォリエーションはクリノメータの方向で、ジュリーレンはフォリエーションを約15°切つてできている。

換えられ、少量の緑れん石、リューコキシン、赤鉄鉱を伴う。角閃石及び黒雲母はフォリエーション方向に並ぶものが多いが、伸長方向が斜交ないし直交するものや黒雲母のなかにはキंक状に折れ曲がるものがある。斜長石は2-5 mm 大の自形で、累帯構造と双晶をなすが、ほとんどの斜長石内には二次鉱物の微粒の粘上鉱物及び方解石が生じている。石英は2-4 mm 大の粒状ないし他形で、以上の鉱物間を埋めており、各石英粒はサブグレイン化するとともに、著しい波動消光と各粒界にはジグソー状縫合線模様が特徴的である。カリ長石は全く他形を示し、微斜長石構造の消光をなすが、パーサイト及びミルメカイト組織はまれにしか観察されない。スフェンは大抵他形の0.3 mm 以下の大きさであり、まれに1 mm 大の自形くさび形を示すものが認められる。鉄鉱は0.1 mm 大の自形四角-六角形状の磁鉄鉱のほか、黒雲母の緑泥石化部周辺に、板状ないし不定形赤鉄鉱などの不透明鉱物が付随する、本岩にはごく少量の方解石が微小な割れ目に沿って晶出している。

本花崗閃緑岩の一部にはフォリエーション形成後、このフォリエーション面に斜交する方向のマイクロナイト化を受けた部分(前述の断層付近)がある。その岩石の化学分析値及び帯磁率(第3表)のデータと検鏡結果に基づく変質の程度と赤鉄鉱の産状からの予想と対照してみると、意外にも、Ig. lossの少ないこと、FeOの多いこと及び帯磁率の高いことが特記できる。

第3表 大瀬戸花崗閃緑岩の化学組成と帯磁率

	No.1	No.2
SiO ₂	64.87	66.83
TiO ₂	.57	.50
Al ₂ O ₃	17.00	15.96
Fe ₂ O ₃	1.54	.85
FeO	2.57	2.34
MnO	.08	.09
MgO	1.80	1.44
CaO	4.05	4.10
Na ₂ O	4.20	4.10
K ₂ O	2.06	2.90
P ₂ O ₅	.16	.06
H ₂ O+	—	.82
H ₂ O+	—	.11
Ig. Loss	1.49	—
Total	100.39 (Wt. %)	100.10 (Wt. %)
x	523-524 (10 ⁻⁶ emu/g)	

No.1 : 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R17879)

産地 : 長崎県西彼杵郡大瀬戸町高帆山北東方海岸 [129°38.44' E ; 32°59.10' N]

分析者 : FeO-大森貞子, 主成分-服部 仁 (蛍光X線分析法など), 帯磁率-金谷 弘

No.2 : 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (橋, 1962)

産地 : 大瀬戸町高帆山西麓

分析者 : 柴田秀賢 (Shibata, 1961)

V. 古 第 三 系

(井上英二)

古第三系は西彼杵半島北西沿岸地域で基盤の長崎変成岩類及び大瀬戸花崗閃緑岩を被覆して分布し、西方の海域では広範囲に厚く海底下に発達する。古第三系分布地域は北隣「^{かきのうら} 蛸ノ浦」^{さきと} 図幅内の崎戸・大島地域と併せて崎戸松島炭田と総称され、古くから盛んに石炭が各地で採掘されてきた。現在もなお、松島炭鉱株式会社池島炭鉱が池島から暮島周辺の海底下で大規模に稼動中である。

岩相区分 : 古第三系は淡水-汽水成層と浅海成層から構成された厚さ1,000 m 以上に達する地層で、下部の炭層を挟有する松島層群と上部の海成の西彼杵層群に大別される (第19図)。

研究史 : 古第三系に関しては、石炭採掘の重要性から明治時代以来現在まで調査研究が多く行われ、その主な公表論文・報告でもこれまでに佐川 (1909), 大築 (1910), 長尾 (1927a, b, c, 1928), 松下 (1949), 通商産業省 (1952), 野田・朱雀 (1955), 長浜・松井 (1958, 1982), 山崎 (1959), 地域調査所編

第5表 松島・西彼杵両層群の地質時代に関する諸見解

地層名	発表者 方法	長尾 (1928)	松下 (1949)	水野 (1962b)	浅野 (1962)	鎌田 (1976)	首藤 (1978)	宮地・ 酒井 (1991)	尾崎・ 浜崎 (1991)	Okada (1992)	水野 (1992)	本報告 (1993)		
		貝化石	貝化石	貝化石	有孔虫 化石	貝化石	貝化石	FT法	FT法	ナン化石	総括	総括		
西 彼 杵 層 群	德万層	漸 新 世 前 期	漸 新 世 前 期	漸 新 世 後 期	中 新 世	中 新 世	新 第 三 紀	漸新世 前期*	漸新世 最前期***	漸 新 世 前 期	漸 新 世 前 期	漸 新 世 前 期		
	蛎浦層												漸新世 最前期	漸新世 最前期
	板浦層													
松島 層 群	崎戸層	始新世 後期	始新世 後期	漸新世 最前期	漸新世 前期	漸新世	古第三紀			始新世 後期	始新世 後期	始新世 後期		
	苺島層									始新世 後期	始新世 後期	始新世 後期		

- * 33.9 ± 3.3Ma (唐津炭田杵島層群骨石帯)
- ** 37.8 ± 4.0—37.9 ± 3.5Ma (崎戸地域板浦層)
- *** 31.7 ± 2.3Ma (筑豊炭田芦屋層群山鹿層最下部)

始新世後期 - 漸新世最前期, 西彼杵層群蛎浦層以上の地層を漸新世前期とした。

V. 1 松島層群

命名：長尾 (1927 b).

分布：本図幅地域内では、松島層群は大部分が海底下に分布し、陸上では松島及び福島と板浦東方の鎌崎のごく狭い範囲並びに周辺の小島嶼・岩礁に露出するに過ぎない。本層群分布の東限は板浦・福島付近であり、そのさらに東側、すなわち多良断層（呼子ノ瀬戸断層系の一部）以東では、上位の西彼杵層群が長崎変成岩類を直接被覆して松島層群は存在しない（第20図）。また、西彼杵半島の高帆山西方沖合の海底には大瀬戸花崗閃緑岩が露出しており、ここでも本層群は分布しない。

地層区分と岩相：松島層群は岩相から下部の苺島層と上部の崎戸層に区分され、前者は海成の礫岩・砂岩・泥岩からなり、貝化石を多産し、後者は炭層を挟有する汽水成ないし淡水成のアルコース質砂岩と泥岩の互層からなる。

下位の地層との関係：「蛎ノ浦」図幅地域では松島層群が寺島層群を傾斜不整合で被覆しているが、本図幅地域では寺島層群の存在が確認されていない。嘉村 (1982) は、本図幅地域外南方の小城鼻沖海底下

の試錐において、松島層群の直下に赤崎層群の存在を認め、寺島層群の欠如を報じるとともに、本図幅地域は寺島層群無堆積域と解釈している。しかし、本図幅地域内の海上試錐資料を検討すると、厚層化した苺島層の下部が寺島層群に相当する可能性も残されている。

層厚：試錐資料によると、松島層群は海域で層厚 300 m 以上、松島では 200 m 以上であるが、西彼杵半島に向かって薄化し、板浦付近で 100 m 以下、それより東側では分布しない。また、本図幅地域内における崎戸では 100 m 程度と推定される。

V. 1. 1. ^{いちごしま} 苺島層

命名：長浜・松井 (1958)。

模式地：西彼杵郡大島町苺島。

分布：松島北岸、東岸及びその付近の小島嶼・岩礁に露出するほか、松島・池島・^{はこ}母子島・^{おおひき}大藁島・平瀬一帯の海底下に広く分布する。

下位層との関係：海上試錐資料によると、本図幅地域西方の隣接海域では、本層の中-上部が大瀬戸花崗閃緑岩を被覆している。寺島層群は本図幅地域では確認されていないが、苺島層の下部が寺島層群の一部に相当する可能性がある。

岩相：下部には層厚 30 m 以上の顕著な礫岩があり、松島北岸に露出して城ノ鼻砂岩礫岩層 (松本・太田, 1948) と呼ばれる。礫岩は淘汰不良の灰色雲母質粗粒砂岩の基質中に、最大長径 150 cm の結晶片岩の巨礫を初め、径 10-20 cm の片岩、石英脈由来の珪石の垂角礫が密にかつ乱雑に含まれる。まれに、圧碎花崗閃緑岩やホルンフェルスの礫が存在する。礫岩は上方に向かって中粒-粗粒砂岩となる。苺島層主部は灰色-緑灰色雲母質中粒-粗粒砂岩からなり、暗灰色泥岩を挟む。砂岩はワッケ質で、石英・雲母・岩片の角ばった碎屑粒と石灰質の基質とからなり、分級度は比較的良好である。砂岩には貝化石の細片、有孔虫化石及び生痕化石が多数含まれ、ところにより *Turritella* を含む化石床が形成されて、著しく石灰質となっている。

苺島層上部は板状の白色-灰白色細粒砂岩と青灰色-暗灰色泥岩の互層で、結晶片岩・珪石からなる礫岩の薄層がところにより介在する。

層厚：松島 110m 以上、池島・大藁島一帯の海底下 290m 以上、崎戸 40m 以上である。西彼杵半島及び高帆山西方沖合の大瀬戸花崗閃緑岩の海底露出地域には、本層は分布しない。本層の層厚は、北隣「蛸ノ浦」図幅地域内の大島における本層の層厚変化から推定して、概して東から西へ増大すると推定される。

V. 1. 2. ^{さきと} 崎戸層

命名：松下 (1949)、長浜・松井 (1958)。

模式地：西彼杵郡大島町旧大島鉱業所付近。

分布：松島の北部及び東・南東海岸に崖を形成して露出するほか、西海岸に本層の最上部が観察され、また松島北西岸付近のツノ瀬・ビン島等の小島嶼・岩礁に露出する。西彼杵半島では福島西海岸及び^{いた}板浦^{のうら}西方の鎌崎にそれぞれ本層の最上部が露出している。海域では本図幅地域南東端の沖磯に露出があり、

海底下では松島・池島・母子島・大墓島・平瀬一帯に広く分布し、海底炭田を形成する。

地層の境界：下位の葎島層を整合に被覆する崎戸層の下限は“四尺層”またはその直下の炭層に置かれる。本層の最上部は、板浦層基底の *Ostrea* 密集層を伴う礫岩（第二標準化石帯）により被覆される。

岩相：塊状の白色アルコース質細粒-粗粒砂岩・暗灰色泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、7-10 数層準に炭層を挟む。アルコース質砂岩はアレナイトで、角-半円磨の石英・長石・岩石片からなり、雲母片は少ない。碎屑粒の分級度は良好である。塊状のアルコース質砂岩は単層の厚さが数 m から数 10 m あり、特に崎戸層の中部及び最上部で発達し、陸上で懸崖を形成して良好な鍵層となっている（第 21 図）。砂岩には斜交葉理、層内横臥褶曲、コンボルト葉理、波状葉理、リップルマーク、チャンネル構造等の堆積構造が普通に観察され、ところにより結晶片岩・珪石の細礫がレンズ状に存在する。また、板浦層基底礫岩直下の灰白色砂岩には、砂管が多数観察される。

暗灰色泥岩は本層の中・下部に発達し、板状灰白色細粒砂岩と細互層することが多い。砂岩泥岩細互層は、しばしば乱堆積構造を呈して泥岩の偽礫を多数含むことがあり、また層準により径 5-15 cm の褐鉄鉍団塊が観察される。

炭層：炭層は厚さ 0.1 m から 4 m を超える弱粘結性瀝青炭及び亜瀝青炭からなり、本層中に 7-10 数枚存在するが、主要な炭層は本層の中・下部に介在する 3-4 枚である。炭層は側方に変化し、炭層の合併、分岐、尖滅、炭厚の膨縮及び炭質の変化が見られる。また、炭層によっては松岩と呼ばれる珪化木が産する。

炭層は松島から池島・大墓島一帯及び崎戸島周辺の海底下でよく発達する一方、西彼杵半島では上位の板浦層の岩相及び蛸浦層の基盤への被覆状況から見て、炭層が存在しても福島・板浦・鎌崎付近まで



第21図 懸崖を形成する崎戸層上部の白色アルコース質砂岩
松島南西岸
写真中央部に平板型・トラフ型斜交葉理、チャンネル等の構造が見える。

であり、かつ発達不良と推定される。

層厚：西彼杵半島から西方の海域に向かって層厚は増大する。すなわち、板浦及び福島付近で 80-90 m、松島で 90 m-100 m、母子島付近で約 130 m、池島及び臺島周辺の海域で約 200 m となる。一方、高帆山沖の大瀬戸花崗閃緑岩海底露出地域北側の崎戸地域では、層厚は南側に比べて一般に薄く、本図幅地域内の崎戸地域で 20-60 m である。

V. 2 ^{にしそのぎ}西彼杵層群

命名：長尾 (1927b)。

分布：西彼杵層群は西彼杵半島北西岸の四釜、南串島、多以良、板浦、^{かしのうら}檜浦、西浜の一带、福島、松島・池島、大臺島、平瀬、母子島及び本図幅地域北西縁の蛸浦島、崎戸島及びこれら周辺の小島嶼・岩礁・瀬に露出するほか、海底下に広く伏在して分布する。

上下層との関係：本層群は松島層群を平行不整合に被覆し、半島部で基盤岩を被覆する。本層群は中新世玄武岩類によって被覆あるいは貫入され、海底で第四紀の砂礫層によって被覆される。

岩相と層厚：西彼杵層群は本図幅地域で層厚最大 900 m 以上に達する海成層で、主としてワッケ質砂岩と泥岩からなり、礫岩及び凝灰質岩の薄層を挟有する。ほとんど全層を通じて海生貝化石が多産し、特に石灰藻化石や貝化石が多産する層準では、砂岩が著しく石灰質となっている。本層群下部の貝化石密集層または化石床は、広範囲にわたってよく連続し、本図幅地域を含む崎戸松島炭田全域における良好な鍵層として、炭層探査上のよい示準層となっている。

地層区分：西彼杵層群の地層区分については、第 4 表のように、主として炭鉍によって使用されてきた地層区分が基礎となっているが、研究者の地層区分基準（堆積サイクル、凝灰質岩の出現層準、貝化石等）の相違によって、区分の仕方が若干異なっている。

本報告では基本的に岩相を主とした炭鉍関係の地層区分に従い、かつこれに貝化石群集と堆積環境の変化及び北東方の唐津炭田との確実な地層対比を考慮して、西彼杵層群を下位から板浦層、蛸浦層、徳万層及び徳万層上位の西彼杵層群に区分した。なお、徳万層上位の地層をこのように一括した理由は、これらの地層が本図幅地域で池島、小臺島、平瀬、母子島等ごく小範囲及び試錐コアに出現するに過ぎず、詳細な岩相記載ができないことによる。また、「蛸ノ浦」図幅の間瀬層については、同層内部に間瀬階と西彼杵階（水野，1962a, b；貝化石に基づいた分帯）の境界が存在するため、あえて同層名の使用を避けた。

V. 2. 1 ^{いたのうら}板浦層

命名：長尾 (1927b)。

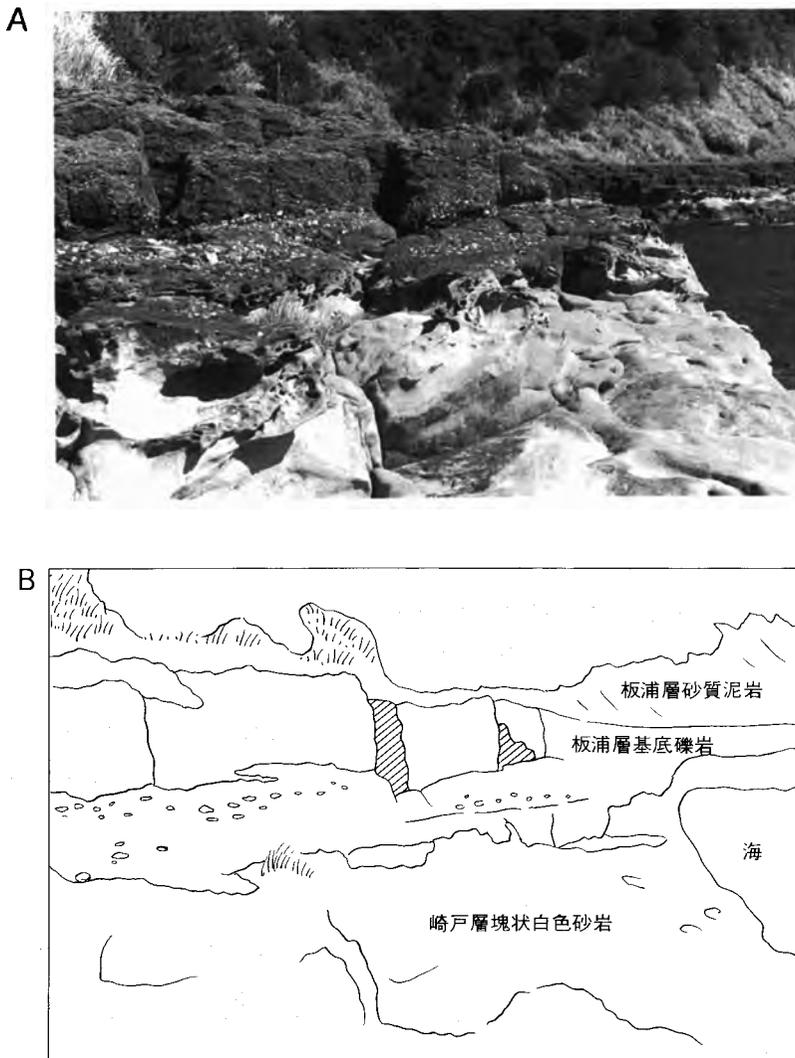
模式地：西彼杵郡大瀬戸町板浦。

分布：西彼杵半島では福島から檜浦・板浦を経て鎌崎・平倉及びヒウ山西海岸に露出するが、多以良断層の東側には分布しない。松島では遠見山を取り巻いて分布し、西海岸に本層の基底層がよく観察される。また本図幅地域南東部の越首付近の海岸と赤首沖合のオラビ瀬には本層が小範囲で露出しており、

崎戸地域では芋島に露出する。一方、海底下では、大瀬戸花崗閃緑岩海底露出地域を除きほとんど全域にわたって、板浦層が広く分布している。

岩相: 下位の崎戸層を平行不整合に被覆し、不整合面を境にして上下の岩質・岩相が急変する。すなわち、本層の基底礫岩の下位は崎戸層の白色アルコース質砂岩であるが、上位の板浦層は雲母片を多く含む青灰色-暗灰色ワッケ質砂岩である。

基底礫岩は厚さ数10 cm-2 mで、*Ostrea*化石密集層を伴うことで特徴づけられる(第22図)。基底面にはチャンネル状の削剝構造が観察される。礫岩は主として西彼杵半島の基盤地域から供給された結晶

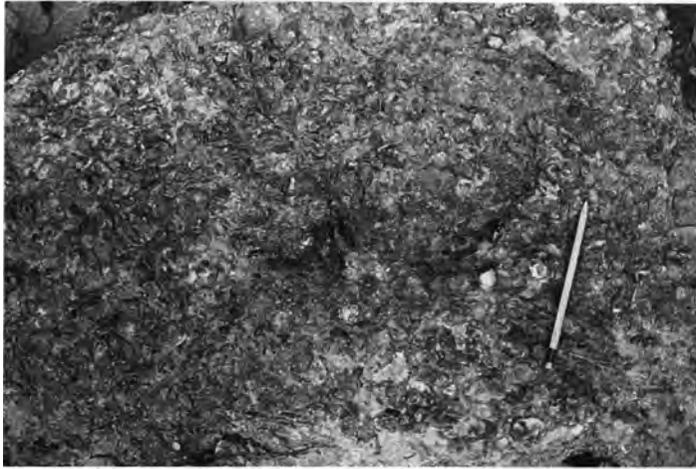


第22図 崎戸層・板浦層間の不整合及び化石密集層

A: 写真; B: Aのスケッチ図; C: 化石の写真

松島西部青山海岸。Cは板浦層基底礫岩に含まれる*Ostrea*化石密集層。

C



第22図 つづき

片岩と珪石の歪角礫ないし歪円礫で構成されるが、まれに花崗岩の小礫が含まれている。礫の大きさは通常径数 cm であるが、西彼杵半島に向かって大きくなり、長径が 50 cm に達する珪石の大礫が含まれることがある（第 23 図）。この *Ostrea* 化石密集層を伴う基底礫岩は、松島において“第二標準化石帯”と称され、当時の探鉱上のよい示準層とされた。一方、高帆山南西方の出口海岸では、基盤の花崗閃緑岩を被覆する層準は本層の上部に当たるが、ここでは基底礫岩が発達せず、わずかに細礫を含む雲母質泥質砂岩が花崗閃緑岩を覆っている（第 24 図）。また高帆山北方の海岸でも不整合が見られるが、ここでは板浦層ではなく蛎浦層の *Chlamys* 化石床をレンズ状に挟む灰色中粒-粗粒砂岩が大瀬戸花崗閃緑岩を被覆している。

海域における本層の基底礫岩に関する資料は乏しいが、母子島試錐コアでは、基底礫岩の発達が貧弱で細礫となり、層厚も 30 cm と薄化している。他の試錐資料から判断しても、海域における基底礫岩の発達は概ね不良と見られる。

板浦層主部は、塊状の著しく雲母片に富む淘汰不良の淡青色-暗灰色中粒-粗粒砂岩と、植物細片を含む暗灰色泥岩及び砂質泥岩で構成される。粗粒砂岩には大型の斜交層理が発達する（第 25 図）。西彼杵半島では砂岩が卓越するが、松島及び海底下では泥岩が発達し厚層化している。本層上部の 10-20 m 間は砂岩が細粒かつ泥質となり、環虫類の生痕化石と見られる砂管が多数存在し、“マカロニ砂管層”の層名の由来となっている（第 26 図）。

本層には砂岩・泥岩の別なく全層を通じて貝化石が多産し、しばしば *Turritella karatsuensis*, *Ostrea sakitoensis*, *Chlamys sakitoensis* の化石密集層が砂岩及び泥岩中に存在して、本層を特徴づけている。

ちなみに、松島炭鉱が使用している“筍貝層”の地層名は *Turritella* の多産に由来している。なお、松島では例外的に基底礫岩上の泥岩中に、厚さ 1 m 前後のデイサイト質白色凝灰岩の薄層が介在する。

層厚：本層は西彼杵半島から海域に向かって、泥岩の増加に従って次第に厚層化し、西彼杵半島で 20-110 m、松島で約 110 m、池島の海底下で約 150 m、母子島付近の海底下で約 180 m となる。また、崎戸地



第23図 板浦層基底礫岩中の珪岩の大礫
大瀬戸町板浦鎌崎南海岸。周囲の細礫は珪石と結晶片岩からなる。

域では約 110-120 m である。

V. 2. 2 ^{かきのうら} 蛎浦層

命名：長尾 (1927b), 松下 (1949)。

模式地：西彼杵郡崎戸町蛎浦。

分布：西彼杵半島では高帆山・ヒウ山の中腹から多以良にかけて広く分布し、板浦、樫浦東部の山腹から福島にかけては帯状に露出する。多以良断層以東では、四釜、多以良東部から樫浦東方の丘陵にかけて、本層が基盤の結晶片岩類を直接被覆しながら点在する。松島では本層は遠見山中腹に分布し、神浦玄武岩によって覆われている。また、本図幅地域北西縁の崎戸島及び蛎浦島に本層が露出する。

海域では池島・大墓島・平瀬・母子島周辺の海底下に広く伏在している。

岩相：本層は下位の板浦層を整合に被覆し、岩相から上下二分される。

本層下部の基底部には厚さ数 10 cm から 2 m 未満の *Ostrea* 化石密集層を伴う細・中礫岩が 1-2 枚存在し、良好な示準層となっている。礫岩は結晶片岩、珪岩の径数 cm 以下の細円礫からなり、大礫を含まない (第 27 図)。本層下部の主体をなす岩石は板浦層上部に類似するが、板浦層の砂岩に比べて雲母片が少なくなる。主として塊状の青灰色細粒-中粒砂岩及び泥質砂岩からなり、砂管を多数含む。

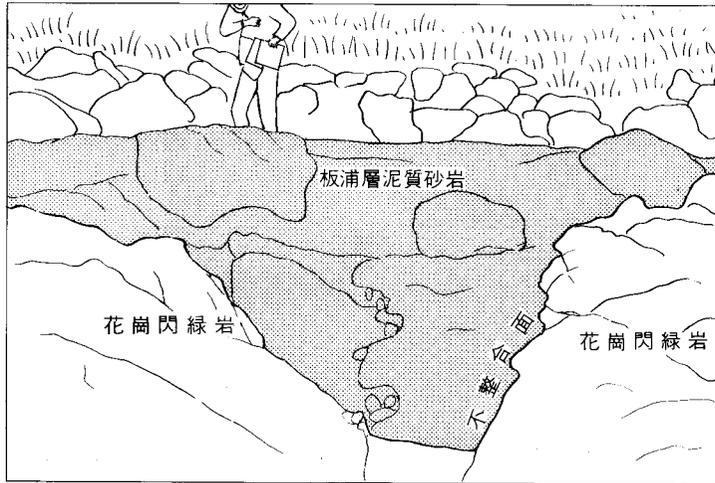
本層上部の下限には、*Glycymeris* を主とする二枚貝化石密集層を伴い、結晶片岩・珪石の歪角-円礫を含む厚さ数 10 cm から 2 m 未満の緑色細礫岩ないし礫質砂岩が通常 2 枚存在する。この堅硬化化石密集層は断面の外観から大島で“蛇ノ目層”，あるいは松島で第一標準化石帯と称されて、きわめて良好な示準層となっている (第 28 図)。

本層上部を構成する岩石は化石に富み、風化して露頭崖の断面が波状を呈する青灰色-暗灰色の石灰質細粒-粗粒砂岩である (第 29 図)。砂岩に含まれる雲母片の量は板浦層の砂岩に比較してずっと少な

A



B



第24図 ヒウ山西方海岸の大瀬戸花崗閃緑岩と板浦層上部との不整合
A：写真；B：Aのスケッチ図。大瀬戸町出口北方の海岸。

い。砂岩はワック質で角ばった石英・長石・火山岩片の砂粒と炭酸塩の基質とからなる。砂岩にはサンゴモ科の石灰藻化石が多産するほか、小貝殻片の密集、層準によっては大型のカキ化石 *Ostrea lunaefor-*
mis が多産する。石灰藻化石は北に向かって著しく増加し、砂岩が藻類石灰岩となる。また、層厚も増大し、北隣「蛎ノ浦」図幅地域内の中浦一帯では、石灰岩体内に鍾乳洞が形成されている。

多以良断層以東の地域に分布する塊状の砂岩は本層の上部に当たる。ここでは顕著な基底礫岩は存在せず、わずかに径数 cm の礫を含む粗粒-極粗粒砂岩が結晶片岩上を覆うに過ぎない(第30図)。多以良東方の丘陵上に孤立してそびえる権現岩は本層の石灰質塊状砂岩であり、その基底付近に“蛇ノ目層”が観察される。



第25図 板浦層下部の斜交層理が発達した粗粒砂岩
大瀬戸町平倉海岸.



第26図 板浦層最上部砂岩中の環虫類生痕化石
大瀬戸町福島南西海岸.

松島では、蛸浦層上部の石灰質砂岩が遠見山西腹の懸崖を形成している。

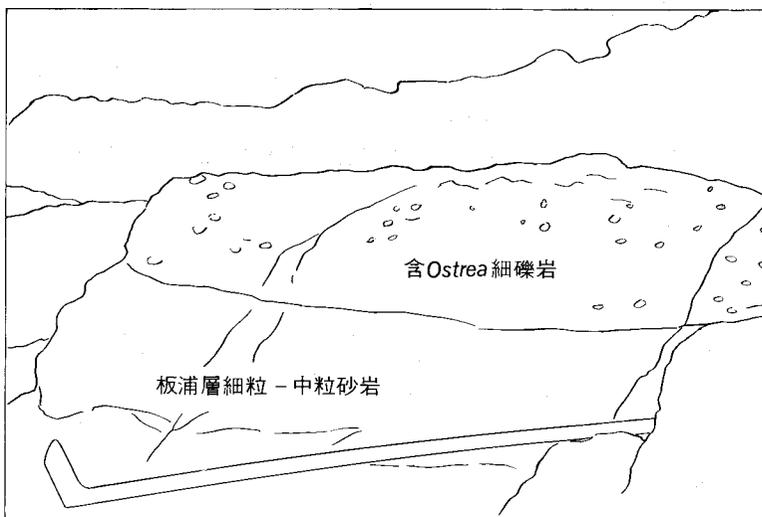
海域では本層は西彼杵半島に比べて細粒化し、貝化石を多産する暗灰色細粒砂岩・泥質砂岩が主体となるが、本層基底の *Ostrea* 化石密集層を伴う細礫岩及び“蛇ノ目層”は海底下でも追跡される。

層厚：西彼杵半島の多以良断層東側で約 130 m、西側で約 130-170 m、松島で約 70-90 m、母子島から大墓島にかけての海域で約 60-90 m。蛸浦層の層厚は、砂岩構成物質の供給源に近接した半島で厚く、供給源から離れた西方の海域に向かって減少する。一方、崎戸地域では約 50-60 m である。

A



B



第27図 板浦層基底の *Ostrea* 化石層を含む細礫岩

A: 写真; B: Aのスケッチ図. 大瀬戸町福島南西海岸.

V. 2. 3 とくまん 徳万層

命名: 長浜・松井 (1958).

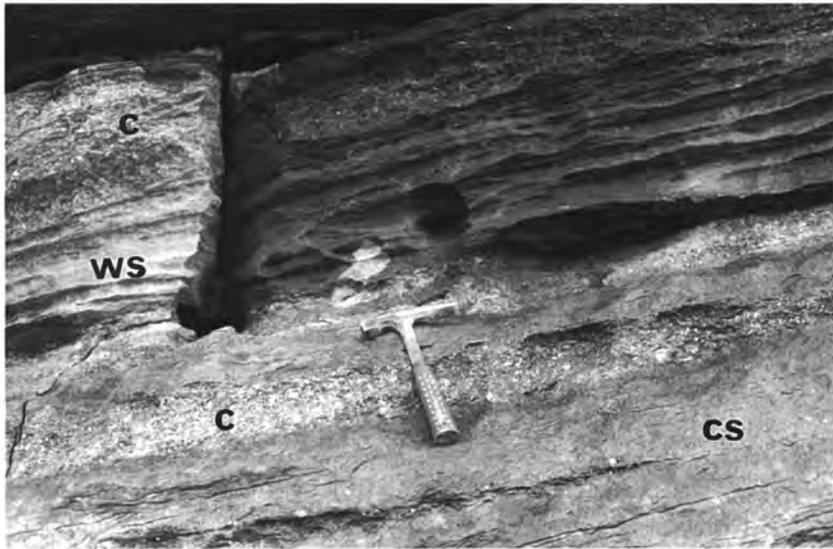
模式地: 西彼杵郡大島町徳万.

分布: 西彼杵半島のヒウ山の山頂から中腹一帯にかけての向斜軸部に分布するほか, ヒウ山北方の柳海岸にその最下部が分布する. また多良良-板浦間の峠付近及び板浦上越東方の道路沿い, 並びに檜浦東部の山腹から西浜にかけて露出する.

松島では遠見山山頂付近に狭い範囲で分布する. 海域では, 池島・母子島周辺・大墓島周辺の海底下



第28図 蛎浦層の *Glycymeris* 化石密集層-蛇ノ目層 大瀬戸町福島南西海岸



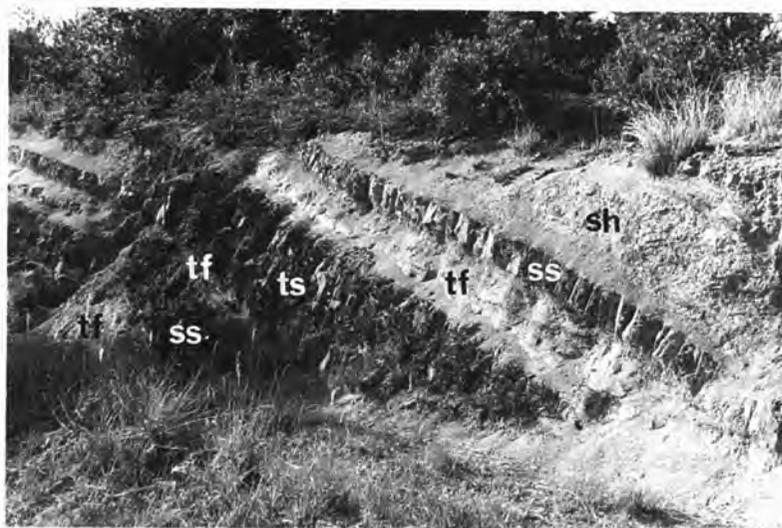
第29図 石灰藻化石と蛇ノ目化石床を挟む蛎浦層上部の波状風化の粗粒砂岩
 c: 石灰藻化石・蛇ノ目密集層 ws: 波状風化石灰砂岩 cs: 石灰質砂岩
 大瀬戸町多良, 権現岩.

に分布している。

岩相: 本層下部は白色または黄色に風化する凝灰質岩石と砂岩の互層 (第31図), 上部は細粒砂岩泥岩細互層からなるが, 陸域では, 本層上部は檜浦東部, 西浜付近を除いてほとんど露出しない。下部の互層は“骨石”と称される厚さ数 10 cm から 2 m 程度の著しく珪化した石英安山岩質凝灰岩または層灰岩



第30図 結晶片岩 (sch) を不整合に被覆する蛎浦層の含礫粗粒砂岩 (s)
西海町久保里



第31図 徳万層下部の白色凝灰岩・砂岩互層-骨石帯
sh: 泥岩, ss: 中粒-粗粒砂岩, tf: 凝灰岩, ts: 凝灰質砂岩,
大瀬戸町ヒウ山頂付近

(山崎ほか, 1959; 酒井, 1992) をひんぱんに挟む青灰色の細粒-粗粒砂岩であり, 粗粒部は緑泥石, 海緑石等の緑色鉱物に富む。互層部には, しばしば乱堆積構造が認められる。これらの特徴は, 唐津炭田の骨石帯に共通している。

海域では, 海上試錐資料の岩相判読が時として困難であるが, 母子島試錐コアでは数枚の凝灰質岩石

の薄層と炭化植物片や緑色鉱物を含む泥質微細粒砂岩ないし砂質泥岩があって、徳万層の存在が認められる。同様に大墓島と小墓島の試錐資料にも上記に類似した岩相の記載がある。

層厚：ヒウ山一帯で 80-90 m と計算される。海域では確実ではないが、40-70 m 程度と推定される。

V. 2. 4 徳万層上位の西彼杵層群

分布：平瀬及び中新世火山岩類に覆われて池島、母子島、小墓島の一部でわずかに露出するほか、これらの周辺海底下に広く伏在する。

岩相：主として塊状、淡青灰色-灰色の細粒砂岩と暗灰色砂質泥岩で構成され、2-3 層準に凝灰質岩石の薄層を挟むほか、本層の中・下部に緑色鉱物を多量に含む礫質粗粒砂岩が存在する。全層にわたって貝化石を産するが、特に本層下部に *Lima nagaoui* を多産する塊状の青灰色微細粒砂岩があり、この層準は塩田砂岩層または蓑貝砂岩層に相当する。

母子島では、層厚約 30 m の青灰色細粒砂岩が露出している。砂岩にはリップルマーク、掃流チャネル (scoured channel)、コンボルト葉理 (convolute bedding)、フレーサー葉理 (flaser lamination)、トラフ型斜交葉理等さまざまな堆積構造が観察される (第 32 図)。また、ところにより褐鉄鉱の小団塊が含まれている。母子島の試錐資料によれば、この砂岩は大島層最上部の黒瀬層と推定される。

一方、平瀬では暗青灰色細粒砂岩と暗灰色泥岩の互層からなり、スランプ構造が見られ、大島の日切層の岩相に類似している。

層厚：母子島付近の海底下で約 620-740 m、大墓島付近で約 160 m。本層の上限は削剥されて中新世火山岩類あるいは第四紀の海底砂泥層に被覆される。

V. 3 産出化石

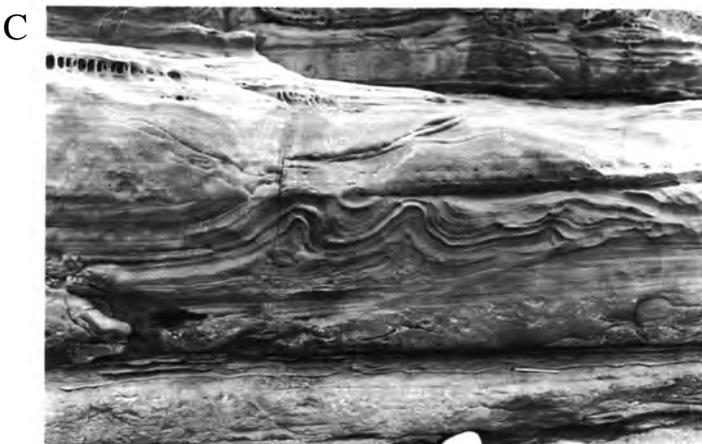
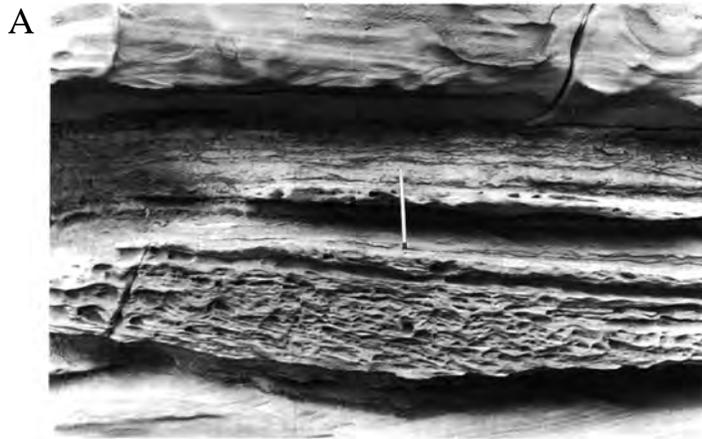
古第三系には、淡水成の崎戸層を除いて、ほとんど全層から貝化石が多産するほか、底生有孔虫化石及び石灰藻化石が地層によって多産する。崎戸層には炭層に伴って植物化石が産する。

貝化石種の産出順序に基づいた長尾 (1928) 及び水野 (1962b)、Mizuno (1964) の化石分帯に従うと、松島層群の貝化石は前者の *Lower Pecten sakitoensis Zone*、後者の船津階の構成化石種からなり、西彼杵層群最下部の板浦層の貝化石は長尾 (1928) の *Upper Pecten sakitoensis Zone* あるいは水野 (1962b) の間瀬階に、同層群蛎浦層以上の地層から産する貝化石は *Crassatellites yabei Zone* あるいは西彼杵階の構成化石種からなっている。

V. 3. 1 松島層群

1) 蓑島層

貝化石：本図幅地域内における本層の露出は極めて限られ、かつ化石の保存状態が不良であるので、上記の化石帯構成種のごく一部しか同定できない。本層が比較的露出している松島北及び東海岸とその付近の小島嶼・岩礁では、緑灰色雲母質中粒-粗粒砂岩中に保存不良の貝殻が産出し、ところによって厚さ 20-40 cm の化石床が形成されている。化石は一般に破片となった貝殻が多いが、*Turritella cf.*



第 32 図 母子島における西彼杵層群最上部付近の細粒砂岩に見られる堆積構造
A: チャンネル構造とフレージャー葉理, B: トラフ型斜交葉理, C: コンボルト葉理とチャンネル構造

sakitoensis. *Ostrea sakitoensis* 等が識別される。ところにより、貝化石に混じって *Linthia* と見られるウニ化石が産する。一方、松島炭鉱株式会社の試錐資料によると、本層から *Dentalium* sp., *Chlamys* sp., *Venericardia* sp. その他 2, 3 の産出が記録されている。

有孔虫化石：新エネルギー総合開発機構の海上試錐調査報告書（1985, 1986, 1987）に基づく、苺島層下部は有孔虫化石の産出が極めて少なく、*Trochammina* spp., *Plectina poronaiensis* Asano, *Lenticulina* spp., *Elphidium saitoi* Asano & Murata など、浅海沿岸域の種が産する。

苺層上部は、下部に比べてやや産出が多く、*Bathysiphon* sp., *Trochammina* spp., *Plectina poronaiensis* Asano, *Lenticulina* spp., *Gyroidina* sp., *Elphidium saitoi* Asano & Murata, *Hemicristellaria okinoshimaensis* A. & M., *Nodosaria* sp., *Baggina* sp., *Robulus* sp., *R. cf. holcombensis* Ran, *Nonion anitaense* A. & M., *Bulimina* sp., *Haplophragmoides* sp. などが産出している。これらの底生有孔虫化石から示される苺島層の堆積環境は、淡水と海水が混合する汀線付近から浅海にかけての場と推定されている。

2) 崎戸層

貝化石：*Corbicula* sp., *Ostrea* sp. が局部的に産するほかは、ほとんど産しない。

有孔虫化石：上記の海上試錐調査報告書によると、本層からの有孔虫化石の産出はまれであるが、*Cyclammina* sp., *Elphidium saitoi* Asano & Murata, *Quinqueloculina karatsuensis* Asano & Murata, *Hanzawaia* sp., *Lenticulina* spp., *Bulimina* sp. 等が産し、これらは一部海水性、一部汽水性の環境を示すとされる。

植物化石：池島の十八尺層、崎戸の十五尺層付近の泥岩から多数の植物化石とともに *Nelumbo nipponica* Endo が産し、地域間の炭層対比により示準となっている。

Matsuo (1970) は旧崎戸炭鉱及び旧大島炭鉱坑内から以下の植物化石の産出を報告し、温帯から亜熱帯の環境を示すと結論している。

Salvinia natans (Linne), *Sequoia* sp. *Metasequoia disticha* (Heer), cfr. *Alnus kefersteinii* (Goppert) Unger, *Ulmus pavifolia* Jacquin, *Zelkova serrata* Makino, *Nelumbo nipponica* Endo, *Hydrangea macrophylla* var. *serrata* Makino, *Liquidambar formosana* Hance, *Parrotia* sp. ?, *Prunus miobranchypoda* Hu et Chaney, *Lequinosites obligocenicus* Matsuo, *Pterocarpus?* sp., *Mallotus* sp., *Rhus palaeojavanica* Matsuo, *Pistacia miochinensis* Hu et Chaney, *Eucommia serrata* (Newberry) Brown, *Koelreuteria oligocenicus* Matsuo, *Terminalia* sp., *Aralia longifolia* Matsuo, *Fraxinus* sp..

V. 3. 2 西彼杵層群

1) 板浦層

貝化石 (第6表)：本層の貝化石群集は種構成と産状から、以下の化石群が識別されるが、これらは唐津炭田の杵島層に産する化石群集 (井上, 1972) の構成及び産状とほとんど変わらない。

- a) *Ostrea-Chlamys* 群：板浦層基底礫岩 (“第二標準化石帯”) に伴って産する。ほとんど *Ostrea sakitoensis* と *Chlamys sakitoensis* から構成される。礫を含む淘汰不良の泥質含雲母中粒 - 粗粒砂岩に密集して産する。オラビ瀬では、この群集に *Pitar* や *Glycymeris* が含まれる。

- b) *Ostrea* 群：板浦層下部に産し、*Ostrea sakitoensis* から構成される。貝殻は破片が多く、含礫雲母質中粒-粗粒砂岩に掃き寄せ産状で密集して産する。崎戸では、この群集に *Glycymeris*, *Chlamys*, *Crassatellites*, *Venericardia* が少数ながら伴っている。
- c) *Turritella* 群：この群集には2種類がある。一つは *Turritella sakitoensis* のみで構成される群集で、オラビ瀬で *Ostrea-Chlamys* 群の上位5mの淘汰不良の含雲母泥質細粒-中粒砂岩に密集して産する。他の *Turritella* 群は *T. karatsuensis* が卓越し、*Dentalium*, “*Cardium*”, *Pitar* など10数種を伴う群集で、松島北西海岸の本層基底礫岩の上位の砂質泥岩中に産する。
- d) “*Cardium*”-*Pitar* 群：松島北西海岸の基底礫岩の約3-4m上の暗灰色砂質泥岩に産する群集で、“*Cardium*”, *Pitar* の多産と随伴種の多さで特徴づけられる。これらに伴って普通に産する化石は *Turritella*, *Dentalium*, *Nucula*, *Saccella*, *Crassatellites*, *Cyclina*, *Angulus* 等で、貝殻の保存状態は良好である。これと同様の化石群は板浦-多良間の峠道でも観察される。
- e) *Nucula* 群：松島北西海岸の露頭において、*Turritella* 多産層の上位の石灰質小団球を含む暗灰色泥岩中に産する。*Nucula* が多産し、*Saccella*, *Cardium*, *Pitar* 等を伴う。この群集は半島の板浦層には発見できない。

以上のa)-e)の群集から堆積環境を考えると、a), b) 及びc)の *T. sakitoensis* 群は水流の影響が大きい沿岸の潮間帯から上浅海帯、c)の *T. karatsuensis* 群とd)はやや沖合で平穏な環境、e)は水深が大きい中・下浅海帯と推定される。

生痕化石：板浦層上部から蛎浦層下部にかけて、塊状の泥質暗灰色細粒-中粒砂岩に環虫類のおびただしい生痕化石が産する。

有孔虫化石：海上試錐調査 (NEDO, 1985, 1986, 1987) により、以下の底生有孔虫化石の産出が報告され、これらはほとんど石灰質有孔虫化石で、堆積環境は潮間帯-浅海帯と推定されている。*Nonion* spp., *Elphidium saitoi* Asano, *E. sumitomo* Asano & Murata, *E. iojimaense* Asano & Murata, *Bulimina yabei* Asano, *Hanzawaia* aff. *sumitomo* Asano & Murata, *Pseudononion kishimaensis* Asano & Murata, *Quinquelocullina* spp., *Gaudryina kishimaensis* Asano & Murata, *Robulus* sp., *Guttulina* sp.

2) 蛎浦層

貝化石 (第6表)：半島各地の本層から多数の化石が産するが、種の構成とその産状から、以下の化石群が認められる。

- a) *Ostrea* 群：ほとんど *Ostrea* sp. で構成され、蛎浦層基底の含礫雲母質中粒-粗粒砂岩に密集して産する。この密集層は大島で“牡蠣蛮岩”と称される。
- b) *Glycymeris* 群：本層中部の“蛇の目層”を形成する群集で、炭田全域に広く追跡される。この化石群は緑色鉱物を含む堅硬な含礫石灰質中粒-粗粒砂岩中に密集して産する。ほとんど *Glycymeris* sp. から構成され、まれに *Turritella*, *Ostrea*, *Crassatellites* が含まれる。
- c) *Ostrea lunaiformis* 群：本図幅地域北部の柳-四釜付近から北隣「蛎ノ浦」図幅地域の中浦付近にかけて本層の上部に産し、一般に円形大型の *Ostrea lunaiformis* で構成される。貝化石は石灰藻化石とともに石灰質中粒-粗粒砂岩中に密集して産する。
- d) *Venericardia* 群：福島及び板浦-多良間の峠付近で本層下部の植物片に富む泥質砂岩ないし砂

質泥岩中に産する。 *Venericardia vest itoides* を主とし、 *Turritella*, *Acila*, *Callista* その他数種を伴い、散在型産状を呈する。

化石種と岩相・産状から見て、a), b) 及びc) は江線付近からごく浅い海域での群集、d) はそれより沖合の静穏な海域での群集と推定される。

石灰藻化石：多以良以北の蛸浦層上部の砂岩中に、白斑を散らしたように石灰藻化石が密集して産する(第33図)。この化石を含む砂岩は中浦-七釜で最もよく発達して砂質石灰岩となり、その内部に七釜鍾乳洞(鎌田, 1986)が形成されている。

Ishijima (1956) により報告された石灰藻の化石種は次のとおりである。 *Archeolithothamnium lugeoni* Pfender, *Lithothamnium nodai* Ishijima, *Mesophyllum tokumanensis* Ishijima, *Peyssonelia antiqua* Johnson. *Lithoporella melobesioides* (Fosile) Fosile, *Corallina* sp.

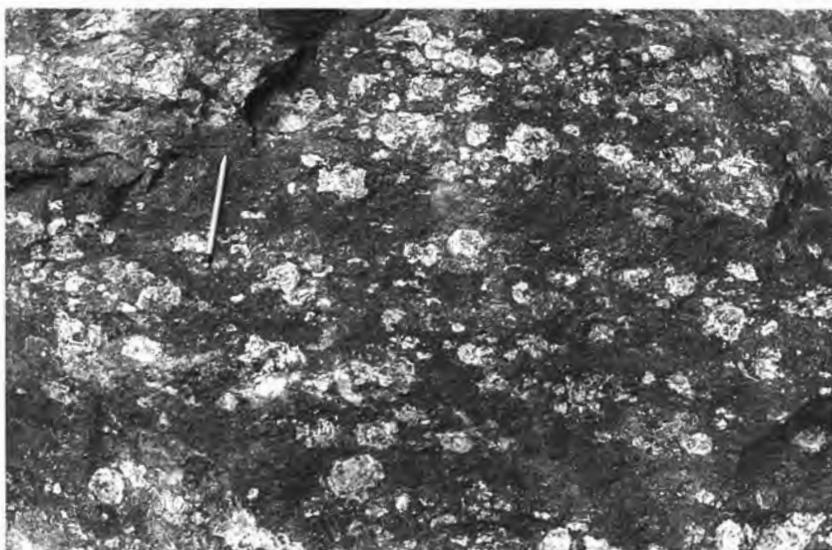
石島(1979)によれば、これらは温帯から亜熱帯の、陸水の影響が全くない水深40-60 m以浅の海底環境を指示するとされている。

有孔虫化石：先述の海上試錐調査によると、産出有孔虫化石種は板浦層のものとはほぼ同じで、 *Nonion-Elphidium* 帯に属し、堆積環境は外洋の潮間帯から浅海底と推定されている。

3) 徳万層

貝化石(第6表)：産出化石種は蛸浦層産の化石種と共通であるが、化石種の組み合わせが蛸浦層とは異なった群集が見られる。

- a) *Ostrea lunaiformis* 群：四釜, 柳北方の海岸及び檜浦で観察される。産状は蛸浦層の場合とほぼ同様であるが、檜浦では若干の *Dentalium*, *Septier*, *Solamen*, *Venericardia* 等を伴っている。
- b) *Lima* 群：檜浦, 西浜及びヒウ山頂付近に見られ、塊状の暗灰色細粒砂岩に *Lima nagaoui* が多産



第33図 蛸浦層の石灰質砂岩に密集する石灰藻化石
北隣「蛸ノ浦」図幅地域内、西海町中浦七釜鍾乳洞付近

する。

- c) *Acila-Saccella* 群：板浦上越東方の玄武岩被覆地帯の東側の露頭で、植物片を含む泥岩中に保存不良の貝殻が散在する。*Acila*, *Saccella*が多産するほか、*Turritella*, *Dentalium*, *Crassatellites*, *Venericardia*, *Pitar*等が随伴する。

化石種構成と岩相から見て、a) は沿岸付近の浅海、c) は沖合の水深が大きい海底、b) は両者の中間的環境と推定される。

腕足類化石：柳，南串島北端の徳万層下部の灰色中粒-粗粒砂岩中に散在して産する。*Terebratalia*属の2, 3種が識別され、そのなかの1種は唐津炭田佐里砂岩層産の*T. karatsuensis* (Inoue, 1962) に類似するが、他は殻表に放射肋が存在するなど、新種の可能性がある。

4) 徳万層上位の西彼杵層群

貝化石：母子島試錐コアでは本層から22属25種が同定され、これらの大部分が徳万層及び蛎浦層産の化石種と共通している。普通に産するのは*Orectospira*, *Dentalium*, *Saccella*, *Yoldia*, *Portlandai*, *Acila*, *Lima*, *Ostrea*, *Venericardia*等で、主に泥質堆積岩中に多く産する。これらのなかで、*Lima nagaoui*を多産する層準が本層の中下部に存在し、この層準は崎戸大島地域の塩田砂岩層(リマ砂岩層)に対比される。

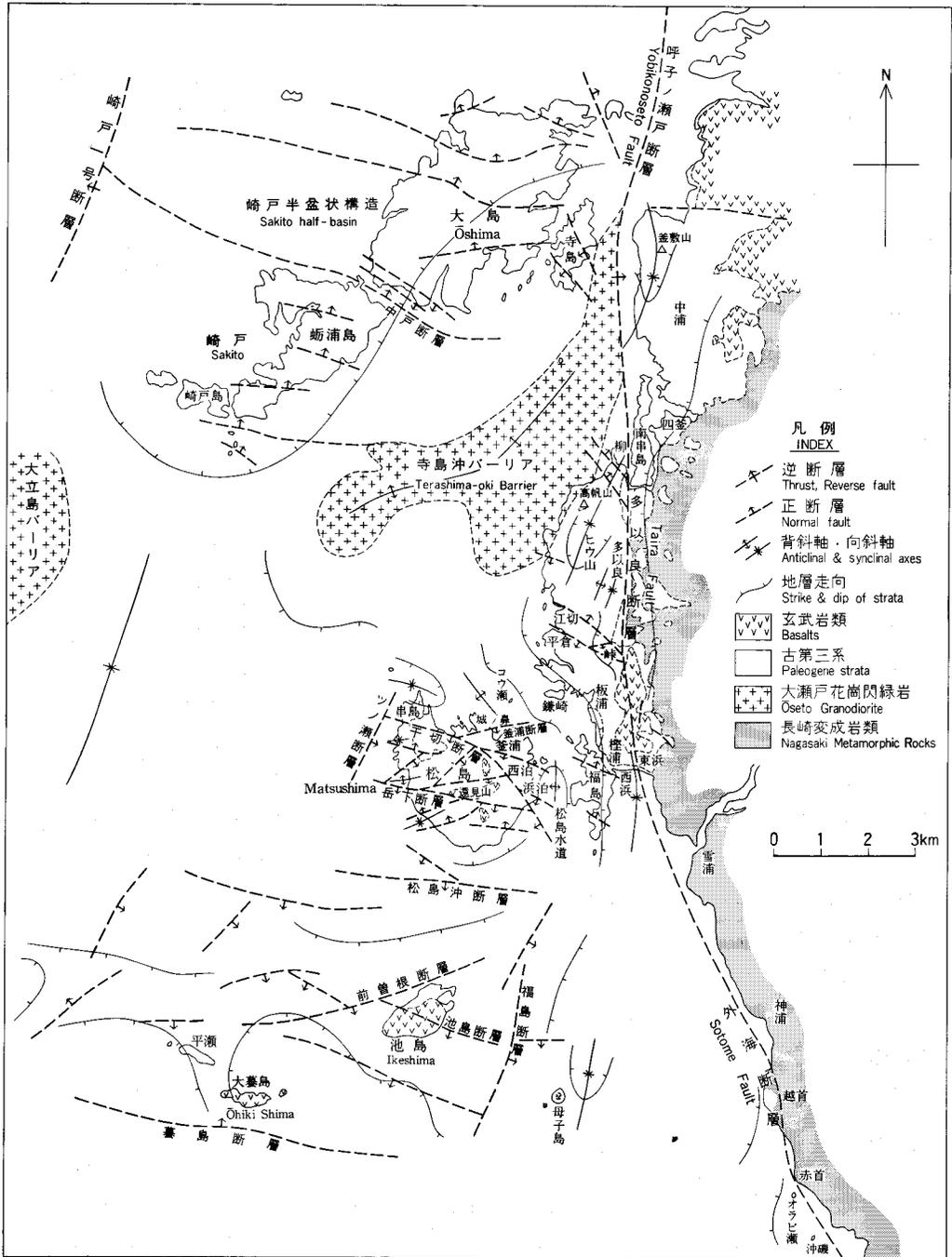
本試錐コアの上部に*Acila ashiyaensis*, *Yoldia* sp., *Portlandia watasei*を主とし、*Periploma iesakai*を伴う群集が産する。この群集は、これまで述べた群集よりも水深が大きい下浅海帯の環境を示すと推定される。また、この層準は日切互層付近の層準と考えられる。

VI. 地 質 構 造

(服部 仁・井上英二)

本図幅地域及び周辺地域における地質構造は、古第三系の基盤岩についてⅢ. 3長崎変成岩類の地質構造及び変形とⅣ. 大瀬戸花崗閃緑岩において記載済みであり、本章では古第三系の地質構造を中心に記述する。

古第三系の地質構造は、ごく緩やかな傾斜の褶曲構造と、これを切る多数の正断層によって構成されている。この地質構造は、基本的に寺島沖バーリア(長浜, 1965; 嘉村, 1982)及びバーリアの東縁を画する呼子ノ瀬戸断層系によって規制されている。寺島沖バーリアは古第三系を南北両翼に分ける背斜構造の軸部をなし、その北側は崎戸半盆状構造(長浜・松井, 1958)、南側はいくつかの緩やかな向斜と半盆状・半ドーム構造を形成する(第34図)。また同バーリアを境にして、おおよそ北側では北落ち、南側では南落ちの正断層が多い。



第34図 西彼杵半島及び西方周辺海域における古第三系の地質構造の概略図

松島及び海域については松島炭鉱綱(1962), 嘉村(1982), NEDO(1990)及び旧三菱鉱業株式会社炭鉱資料を参考にして井上編集。

Fig. 34 A map showing simplified geological structures of the Paleogene in the coast of Nishisonogi Peninsula and its western sea area.

VI. 1 褶曲構造

褶曲構造は寺島沖バーリアの南側と北側の2区域に分けられる。以下、主な褶曲構造について述べる。

1) 寺島沖バーリア南側

ヒウ山の向斜構造：多良断層西側において、ヒウ山と高帆山間をNNE-SSWに走り北に沈む向斜軸を有し、南に閉じて翼部に小規模な背斜・向斜構造を伴う。軸部付近の地層の傾斜は 8° - 10° で徳万層及び蛸浦層が分布するが、両側の基盤岩地域に向かって 15° - 20° 前後に傾斜が増し、呼子ノ瀬戸断層系の一部である多良断層から200-300 m以内の地帯では、断層の影響により傾斜が 30° - 40° となっている。一方、同断層東側の基盤岩からなる丘陵上の古第三系は、ヒウ山の向斜構造の東翼を構成する蛸浦層であり、北または西に数度の緩傾斜で基盤の結晶片岩類を被覆している。ここでは、多良断層による古第三系の地質構造上の擾乱は、断層の西側に比較して少ない。

大瀬戸の向斜構造：板浦から壱浦及び福島にかけて板浦層及び蛸浦層はほぼN-Sに走り、東に 10° - 15° 前後で傾斜しているが、東に向かうにつれて傾斜が増大して 40° となる。さらに東の玄武岩被覆地帯を越えた地域では蛸浦層と徳万層が分布し、逆に北西へ 10° - 30° 傾斜する。すなわち、玄武岩被覆地帯を軸部とする南北性の向斜構造が推定される。同向斜構造の南延長をNEDO (1990) の総合解析資料から推定すると、向斜軸は母子島東側を通過する可能性がある。

ヒウ山と大瀬戸の両向斜構造と北隣「蛸ノ浦」かましき図幅内の釜敷山の向斜構造は、位置関係から見て、南北に雁行状に配列していて、成因的に一連の向斜構造と考えられる。

松島付近の緩褶曲構造：松島・西彼杵両層群の分布と走向・傾斜から判断して、松島北岸の城ノ鼻と沖合のコウ瀬付近に緩やかな背斜構造が推定され、軸部には葎島層が露出している。また、松島東岸と福島間の松島水道にもN-Sに走る背斜軸があって、半ドーム構造が推定される。松島の内部では、崎戸層以上の地層はきわめて緩やかな背斜・向斜を形成しているが、全体として見るとほとんど平坦に近い。むしろ松島の地質構造は、断層による小規模な地溝・地壘構造の方が顕著である。

池島・大墓島周辺の褶曲構造：池島付近で古第三系は 7° 以下の傾斜で南に傾き、池島と大墓島間でほとんど平坦になり、その西側で地層はわずかに南東に傾斜し比較的安定した地質構造を呈している。大きく見ると、大墓島・平瀬付近は、墓島断層で南部を切断されたごく緩やかな半盆状構造を形成している。NEDO (1990) の総合解析資料によると、この構造の西方延長海域に盆状構造の中心部が存在しているように見える。

また、池島と松島の地質構造を通して観ると、両島間の海域にE-W性の1背斜構造が推定され、背斜軸は松島沖断層のすぐ南側を通るのではないかと考えられる。

2) 寺島沖バーリア北側

大きく見て古第三系は本バーリアと崎戸西方の大立島バーリア (嘉村, 1982) との間で崎戸半盆状構造 (長浜・松井, 1958) を形成し、本図幅地域内の崎戸地域の古第三系はその南東翼部に当たる。古第三系は寺島沖バーリアの輪郭に沿ってNE-SWないしE-Wに走り、NWないしNに 10° 下の緩傾斜で分布

する。

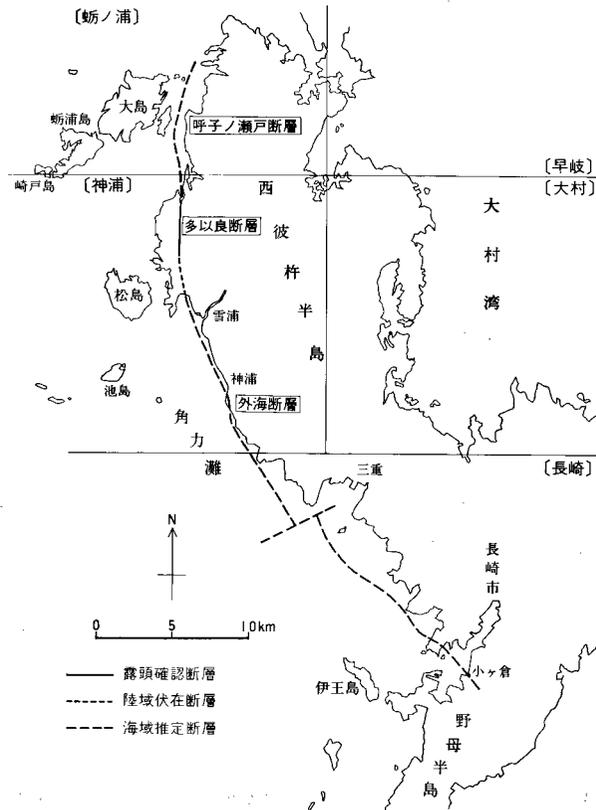
寺島沖バリア北側の崎戸半盆状構造と南側の池島・大墓島付近の半盆状構造とは、大立島・寺島沖両バリア間をN-Sに走る1向斜によって連絡すると推定されている(嘉村, 1982)。

VI. 2 断層

VI. 2. 1 呼子の瀬戸断層系

命名：新称(服部ほか, 1993: 本報告)

定義：北隣「蛸ノ浦」図幅地域の釜敷山-寺島間の呼子ノ瀬戸から、本図幅地域南方の長崎湾-小ヶ倉付近まで、約50 kmにわたって緩く湾曲あるいは屈折・転位しながら連続し、基盤の長崎変成岩類と古第三系の境界を画する長大な断層系である(第35図)。本断層系は並行する複数の断層からなり、その



第35図 西彼杵半島及び周辺地域における呼子ノ瀬戸断層系の位置図
南東部海域における断層の位置は嘉村(1982)による。

Fig. 35 A simplified map showing locations of the Yobikonoseto Faults (Yobikonoseto Fault, Taira Fault and Sotome Fault).

幅は東西方向 250 m 以上に広がっている。

分布：本断層系は、北端では呼子ノ瀬戸断層（長浜・松井，1958）と称される海域における推定断層であり、順次南下し、陸域（本図幅地域）に入って、多以良断層（改称）、再び海域に入って、雪浦^{ゆきのうら}-神浦間沖合では推定断層、赤首及びオラビ瀬間では潮間帯に現れる外海断層（新称）から構成される。さらに本断層系は、南東方海域における推定断層として追跡され、長崎湾に達する（嘉村，1982）。

断層系の性格：本断層系は、大局的には見掛け上西落ちの長大な断層帯である。本断層系の西側では古第三系が広く分布するのに対して、東側では古第三系の分布はごく狭少な範囲にとどまっている。落差を詳細に見ると、呼子ノ瀬戸断層では東側（長崎変成岩類）が数 100 m 落ちの推定逆断層、多以良断層ではその北部の柳付近で東側落ちの高角度逆断層、多以良ではわずかに西側（古第三系）落ち、西浜・東浜付近で西側落ち、外海断層では西側落ちで東からの衝上断層になっている。すなわち本断層系は一本の断層としてとらえると、ヒンジ断層的な性格を有している。

また、古第三系堆積盆地形成の視点から見て、ほぼ現在の本断層系の位置付近に沿って堆積盆地の東縁があり、古第三系の堆積に影響を与えた断層の存在が暗示されること（長浜，1962，1965；井上，1964；嘉村，1982）、古第三系堆積後の西から東への衝上運動と構造帯との関係（服部・儀見，1976；服部，1992a）など、本断層系は古第三紀初頭以来、幾度も活動したと推定され、西九州の重要な地質構造の一つと考えられる。

1) 多以良断層

命名：井上（1964）の多以良-瀬戸断層を再定義

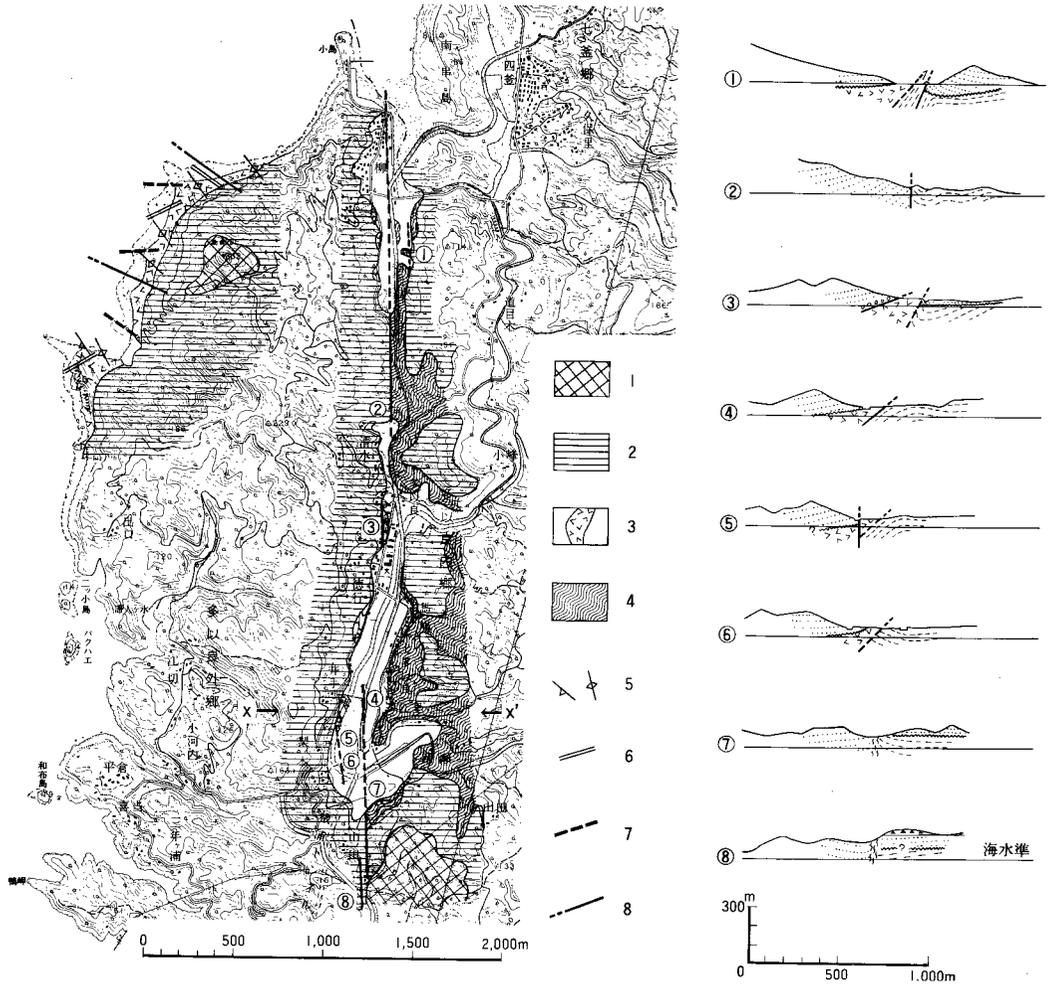
分布：南串島西岸から大瀬戸町柳，清水，多以良の谷に沿って南下し、峠集落付近から玄武岩被覆下を通過して、大瀬戸町中心地の西浜・東浜付近に達する。この断層は平行する複数の断層からなり、下述の約 8 か所において断層露頭が観察される（第 36 図）。

地点①：柳南部において、国道 202 号沿いに高さ 1 m 内外の露頭が南北に 100 m 以上連続し長崎変成岩類の泥質片岩が見られる。この露頭は、かつて田畑の中に突出していたドーム状数 m 高のケルンバット（分離丘陵）が削り取られたもので、同じような分離丘陵が直ぐ南南東にもう一つ突出している（第 37 図 A, B）。ここでは古第三系蛸浦層の砂岩と基盤の泥質片岩が断層で接し、片岩側には幅 10 数 m にわたって、数条の断層破碎帯が観察される（第 37 図 C）。砂岩と片岩の境界の断層面（第 37 図 D, E）は走向 N-S、傾斜 60°-85° W を示す。鏡肌に見られる条線はほとんど垂直である。この断層に接した蛸浦層の砂岩は、走向 N-S で直立し、断層から東へ数 m 離れたところでは、砂岩・礫岩が 55° E に傾斜しているが、さらに約 20 m も断層から離れると、砂岩は元来の傾斜である 10° 以下に復している。

以上の観察から、本断層は西から東へ長崎変成岩類が古第三系に衝上した高角度逆断層と解釈される。

上述の国道沿い泥質片岩の露頭 100 m 西方の旧道沿い 3 か所において、圧碎されマサ化した大瀬戸花崗閃緑岩が露出する。この大瀬戸花崗閃緑岩は、泥質片岩に接触変成作用を与えておらず、両者はともに破碎されていることから、両者の間にも大きな断層が存在すると想定される。

地点②：国道に面して泥質片岩が露出し、小さな谷を隔ててその西側に蛸浦層の砂岩が分布する。断層はこの谷を通過しており、至近の泥質片岩の片理は断層と同じ南北性の走向を示す。



第36図 大瀬戸花崗閃緑岩及び多以良断層(呼子ノ瀬戸断層系)付近の地質概略図と模式断面図

1: かんらん石玄武岩, 2: 古第三系, 3: 大瀬戸花崗閃緑岩, 4: 長崎変成岩類, 5: 花崗岩類内のフォリエーション(走向・傾斜及び鉛直), 6: ベグマタイト脈, 7: 安山岩岩脈, 8: 断層側(西方)

国土地理院発行の2万5千分の1地形図「板浦」を使用。①-⑧は露頭記載の地点番号。

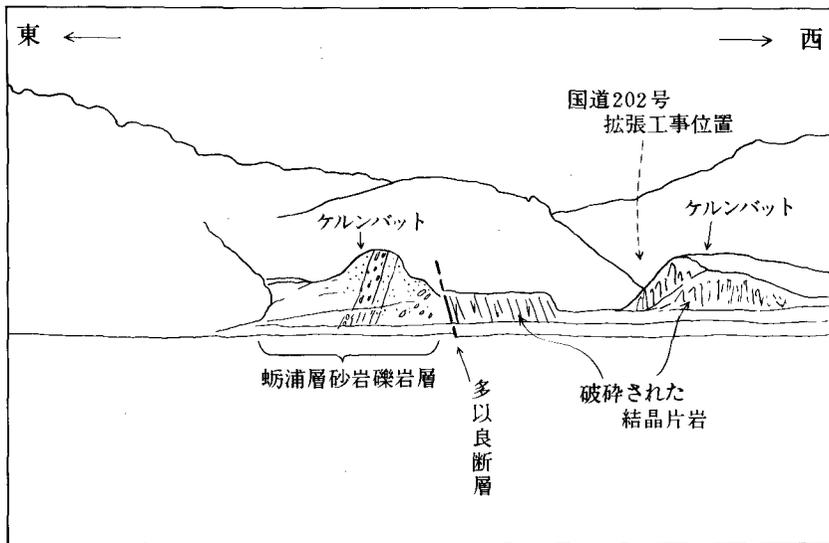
Fig. 36 A simplified geological map around the Taira Fault and the Ōseto Granodiorite, and schematic cross-sections at eight observation points.

- 中新世火山岩類 (含岩脈)
- 古第三系
- 大瀬戸花崗閃緑岩
- 長崎変成岩類
- 不整合
- 破砕帯
- 確認断層
- 推定断層

A



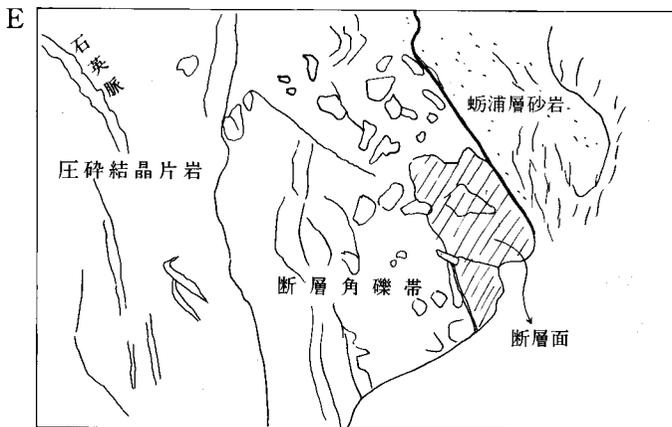
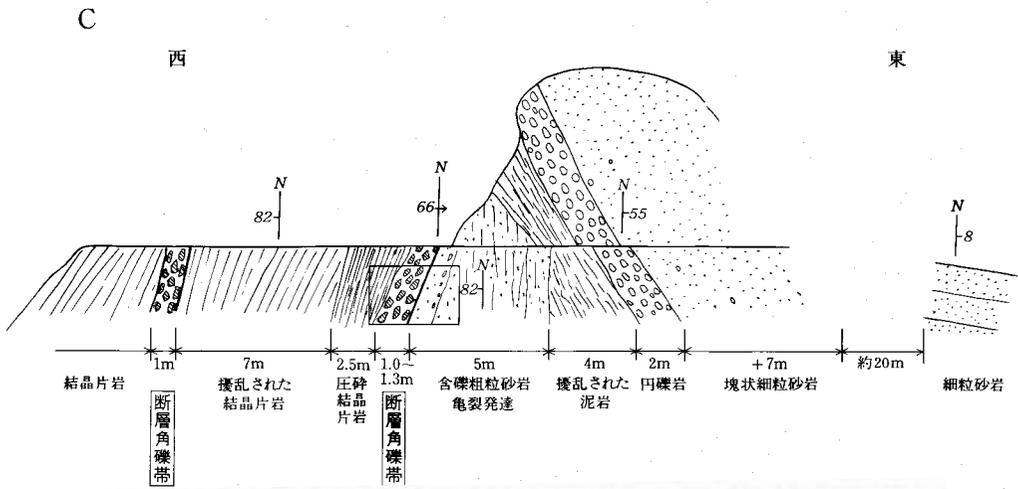
B



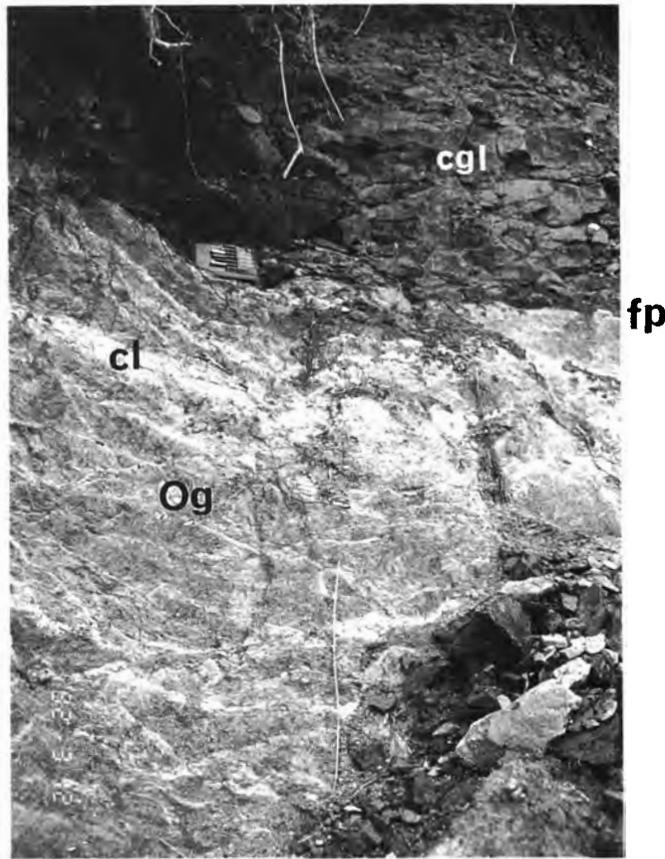
第37図 多良断層北部における断層露頭

A: 断層付近の写真; B: Aのスケッチ図; C: 断層露頭の見取図(枠はDの位置を示す); D: 断層のクローズアップ写真; E: Dのスケッチ図. 大瀬戸町柳, 第36図地点①

Aは北方からケルンバットを見たもので, 工事のため削り取られて低くなったが, 断層露頭が現れた(1981年3月, 井上撮影). 右側(西方)のケルンバットは国道202号開削のため平坦化され(工事中), 現在では舗装道路脇に高さ1m足らずの堤防状に結晶片岩が露出する. Cは断層露頭を南方からスケッチしたもの. 二つの断層角礫帯が認められた.



第37図 つづき



第38図 低角度の多以良断層

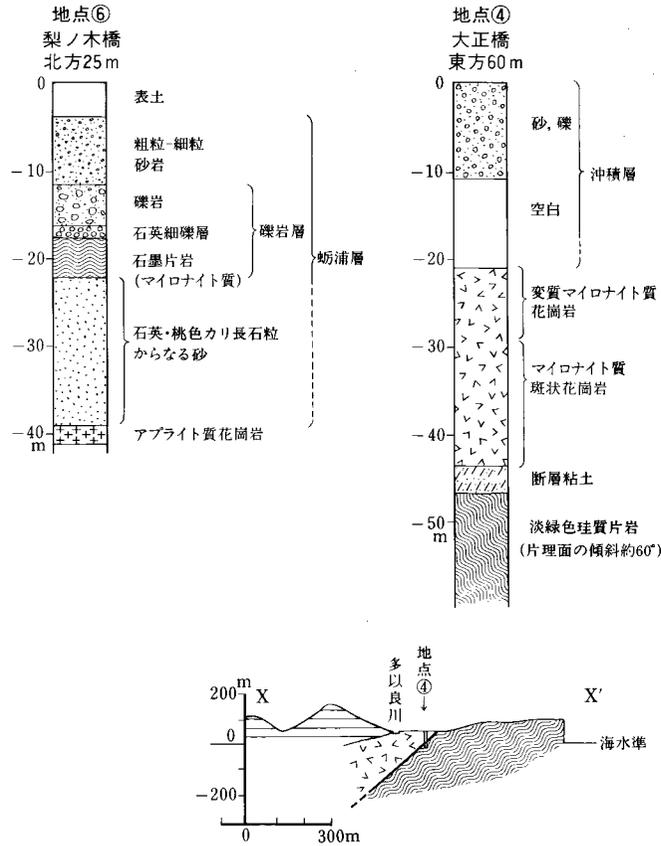
fp: 断層面, cgl: 破碎された古第三系礫岩, Og: 大瀬戸花崗閃緑岩, cl: 著しく粘土化した破碎部.
 大瀬戸町多以良郷1694奥(129°38.81' E; 32°58.02' N: GSJ R59362)
 礫岩層(cgl)が断層面(fp)を介して, 大瀬戸花崗閃緑岩(Og)と接する.

地点③: 多以良集落の簡易郵便局南方, 小公園と公民館から道を隔てた南側の家の裏山. この露頭は台風時の大雨による崖崩れが起り数 m にわたり出現したもので, そこではマサ化した大瀬戸花崗閃緑岩とその上位で結晶片岩の巨礫を含む古第三系礫岩層, 及び両者の境界をなす低角度の断層(走向N20°W, 傾斜25°W)が観察された. 花崗岩類も礫岩層も著しく破碎されている(第38図).

地点④: 大正橋東方60 m における約60 m 深のボーリングコア(第39図)では, 厚さ約4 m の断層粘土を挟んで上盤側にマイロナイト質斑状花崗岩, 下盤側に淡緑色珪質片岩(片理面は約60°傾斜)が得られた. ここでは多以良断層の位置が確認されたことになる.

地点⑤: 梨ノ木集落北東方の多以良川河床. この断層(走向N10°W, 鉛直)は大瀬戸花崗閃緑岩の分布南端を限るもので, 断層の西側は蛸浦層の中粒砂岩からなり走向N-S, 15-20°Wの傾斜を示す. 断層粘土帯は幅約10 cm で, まわりの両岩は約1 m にわたり破碎されている.

地点⑥: 多以良川が大きく屈曲する南西隅で梨ノ木橋25 m 北方における約40 m 深のボーリングコアで



第39図 多良断層至近における地下水探査用ボーリング柱状図及び模式断面図
 大瀬戸町水道課保管の資料を解析(地点①及び⑥並びに断面線X-X'の位置は第36図に示す)。

は、風化してマサ化した花崗岩類を不整合で覆う礫岩層及び砂岩層が捉えられている。厚さ数 m の石墨片岩は礫岩層基底部付近の巨礫である(第39図)。

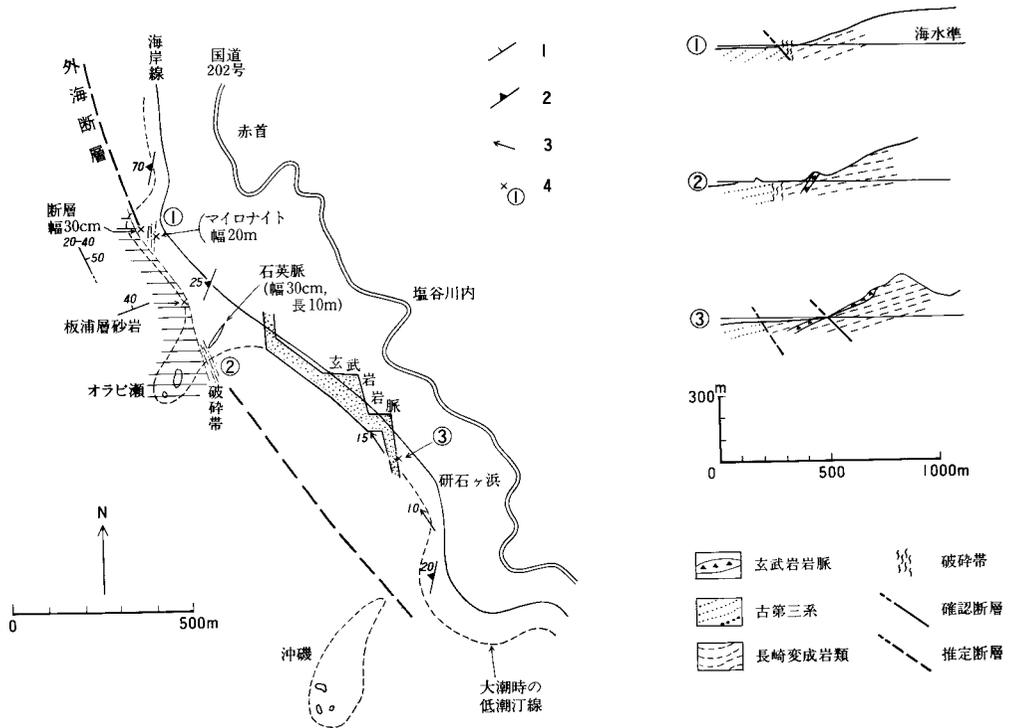
地点⑦：現在、露頭は消失しているが、道路拡幅工事の際、東西幅 30 m 以上の断層破砕帯が確認された。この破砕帯はN-S 方向で、主に角礫化した泥質片岩からなり、少量の占第三系砂岩岩片が含まれる。

地点⑧：峠集落南方の尾根に分布する蛸浦層最上部ないし徳万層最下部の地層中にN-S 性の破砕帯が観察され、これは多良断層の一部に相当する。注目されるのは、破砕帯に平行に幅 1 m の玄武岩の岩脈が貫入しているのが観察され、玄武岩が断層に沿って噴出した可能性が示される。この露頭より南では玄武岩や崖錐堆積物によって被覆されるため、断層の行方が不明になる。

2) 外海断層

命名：新称(服部ほか, 1993: 本報告)

分布：神浦夏井南方からN-S 方向に越首を通過して、約 1 km 沿岸陸域を走り、若干湾曲して海域に入



第40図 外海断層南部周辺の地質概略図及び模式断面図

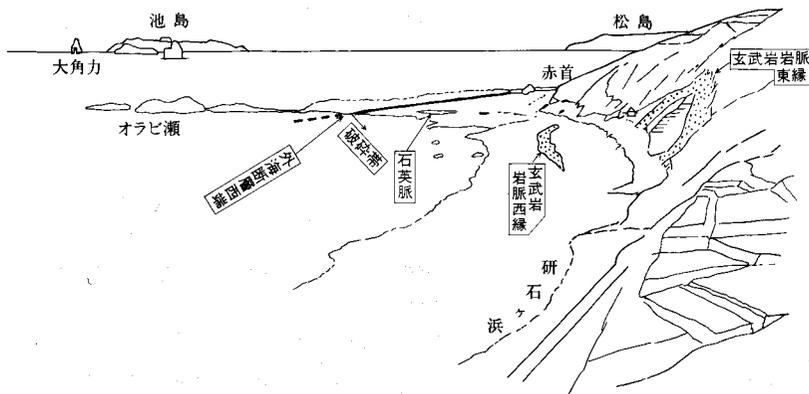
1: 古第三系地層の走向・傾斜, 2: 長崎変成岩類の片理の走向・傾斜, 3: 長崎変成岩類の褶曲軸とそのプランジ, 4: 記載地点及び番号

り、赤首海岸から NNW-SSE 方向でオラビ瀬に至る約 2.7 km 連続する。本断層は板浦層分布の東限を限るもので、本断層北部 2 か所において国道拡幅工事中に破砕帯として確認され、また南部では潮間帯に断層及び破砕帯が露出する。

北部の陸域：越首集落付近では蛇紋岩が圧砕され、また西側の板浦層泥岩も攪乱を受けて 30° 以上の傾斜で露出する。両者の分布域斜面にかけて少量のからん石玄武岩が露出する。しかし、この玄武岩が岩脈か被覆層をなすのか産状は不明である。蛇紋岩帯至近の所から鉱泉が得られている。

南部の潮間帯：赤首からオラビ瀬の間 500 m は大潮の際露頭が現れ (第 40・41 図)、板浦層分布の東限の断層、さらに南東方 700 m 研石ヶ浜にかけて断層とこれに沿って貫入する幅約 20 m の玄武岩岩脈が観察される (第 41 図)。

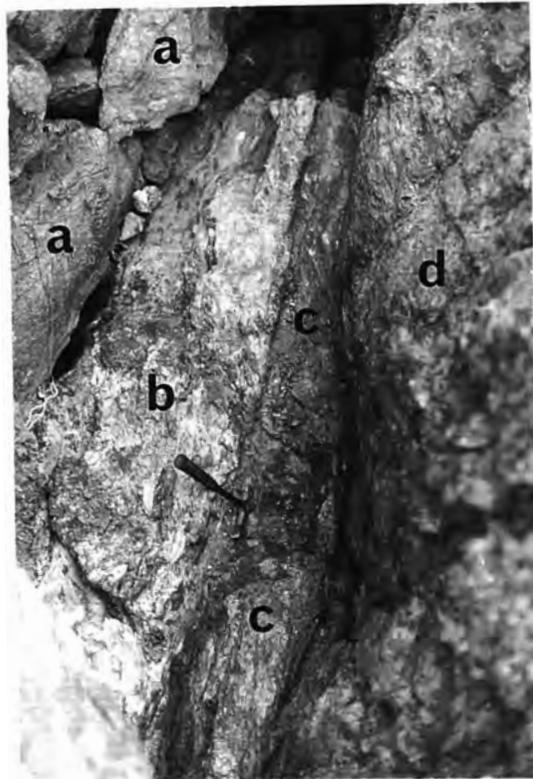
地点①：赤首海岸西方の東西幅約 100 m は断層破砕帯である。海岸堤防から約 10 m 西側では幅 20 m 以上 N-S 方向の破砕帯 (一部マイロナイト、大部分カタクラサイト) で、その角礫岩は主に泥質片岩の角礫からなり、花崗岩質岩片やカリ長石片を含む。その西側には数 m-10 m 高の数個の巨大岩塊が突出しており、そのうちで最大の岩塊は泥質片岩及び蛇紋岩からなり、幅 30 m の断層角礫岩ができており、走向 N20°-40° W、傾斜 50° NE をなす。角礫岩は多角系に割れた種々大きさの蛇紋岩・泥質片岩のほか、カリ長石を含む花崗岩類が入っている。西端の破砕帯は、上記断層に平行する断層で、上盤側が



第41図 外海断層の通るオラビ瀬付近の波食棚
研石ヶ浜南方から西北西海域を望む。(1969年3月, 服部撮影)

泥質片岩, 下盤側が粗粒石灰質砂岩であり, 両者の間の角礫岩は幅 60 cm に広がり石灰質岩石のほか泥質片岩片を含む (第 42 図). このすぐ西側は粗粒砂岩で走向 $N40^{\circ}E$, 傾斜 $30^{\circ}NW$ の層理を示す. この破砕帯西端の断層は東から西への衝上断層であり, 破砕帯は長崎変成岩類のほか普遍的に花崗岩類の岩片及びその鉱物片の含まれることが特記される.

地点②: オラビ瀬は板浦層の含化石砂岩からなり, そこから海岸までの中間地点に幅約 20 m で走向 $N30^{\circ}W$ の破砕帯が通り, すぐ東隣には泥質・砂質片岩が露出し, そのなかに石英脈 (幅 30 cm 長さ 10 m 位: 走向 $N35^{\circ}E$, 傾斜 $60^{\circ}NW$) が貫入している. その付近では波食によって石英脈から壊され円磨された数 10 cm- 数 mm 大の白い玉石がたくさん転がっている. 同様の白い玉石海岸は研石ヶ浜南方にもある.



第42図 赤首における外海断層破砕帯の一部

a: 破砕された角礫岩塊 b: 珪化した断層角礫帯 c: 主として片岩材料からなる固結した黒色の断層粘土帯 d: 破砕された片岩体. 撮影地点は第40図①

地点③: 玄武岩岩脈の南端付近の岩脈東縁では、貫入面から1m以上離れた所で被貫入岩の砂質片岩中にマイロナイトができています。断層の方向は貫入面の走向と同じく $N35^{\circ}-45^{\circ}W$ であるが、傾斜は反対の $45^{\circ}NE$ と貫入面にほぼ直交する(第40図)。この断層は、外海断層であり、地点②から南東進し、西方沖合300mを通ると推定されている主断層に平行する幾つかの断層の一つに相当する。

VI. 2. 2 その他の断層

褶曲構造を切る断層は方向性からN-S系統、NW-SE系統及びE-W系統に分けられる。

N-S系統の断層は数少ないが、呼子ノ瀬戸断層系に関連して重要である。そのほか、本系統の断層を見ると、**福島断層**(嘉村, 1982)は池島炭鉱の資料によると、池島東方の海底をN-S方向に走り、東側落ちで落差約70m、落ちた側の地層は西側よりも傾斜が増大している。この断層の北方延長は松島水道の半ドーム構造の背斜軸に当たっていて、落差は不明瞭となっている。**ツノ瀬断層**(松島炭鉱株式会社, 1962)は、松島北西岸とツノ瀬間の水道をNNE-SSWに走る東落ち落差約60mの断層である。**崎戸1号断層**(嘉村, 1982)は、北隣「蛎ノ浦」図幅地域においてNNE-SSW方向に走る西側落ち落差200

mの逆断層である。この断層は大立島バーリアの東縁を画する基盤断層とも考えられ、呼子ノ瀬戸断層と対をなす可能性はある。

NW-SE系統の断層は西彼杵半島において柳付近、及び多以良・板浦間の峠から同半島西海岸の平倉・江切にかけて数条観察されるほか、板浦・樫浦間、福島等に存在し、松島では干切断層をはじめとする数条の落差が比較的大きい断層が発達する。海域では、本系統の断層は池島を横切る池島断層以外に顕著な断層は少ない。西彼杵半島のNW-SE系統の断層群はいずれも落差40 m以下の正断層で、ヒウ山の向斜構造を胴切りにして発達し、位置関係から見て、多以良断層の分岐あるいは派生断層ではないかと考えられる。

松島では大築(1910)、松本・太田(1948)及び松島炭鉱株式会社(1962)に基づくと、島内には多数のNW-SE及びWNW-ESE系正断層がモザイク状に発達して、古第三系を寸断している。しかし現在の地表で、これらの断層を直接観察出来る機会は少ない。松島に発達する断層中最も顕著に現れる干切断層は松島北西部の串島南端から釜浦南部を通り、東海岸の浜泊南に至る南・南西側落ちの正断層である。本断層により、松島の地質は表面上二分され、その北及び東側は葎島層と崎戸層、南及び西側には西彼杵層群がそれぞれ 8° 以下の傾斜で露出する。見かけの落差は北西方で大きく串島付近で60-70 m、南東に向かって減少し浜泊付近で約20数 mとなる。松島にはこのほか数条の本系統の断層があり、南落ちの落差20-30 m程度の正断層が多いが、そのうち遠見山南側をWNW-ESEに走る岳下断層は落差40-50 mあって、浜泊南方で干切断層と合流する。また、釜浦南部で干切断層から分岐して東方の西泊へ走る南落ちの1断層がある。

池島周辺海域では、本系統の断層として池島断層がある。本断層は、池島炭鉱坑内で確認される南落ち落差約80 mの正断層で、池島をNW-SEないしWNW-ESE方向に横断している。本断層は東方でN-S系統の福島断層に遭遇するが、両者の関係は不明瞭である。本図幅地域外の崎戸大島地域では、崎戸と大島間の水道に沿ってNW-SE方向に走る北落ち落差240 mに達する中戸断層(長浜・松井, 1958)がある。同地域にはこのほか、呼子ノ瀬戸断層系に近い大島東部及び寺島に数条のNW-SF系統の断層がある。

E-W及びENE-WSW系統の断層は崎戸大島地区で顕著であり、また松島から池島・葎島海域一帯でも優勢であるが、西彼杵半島では顕著でない。半島において、板浦の玄武岩被覆地帯の東側には本系統の断層があり、徳万層の凝灰岩・泥岩の擾乱帯が観察されるが、これは多以良断層から派生した断層と解釈される。

松島では、干切断層の北側に釜浦断層があり、落差数10 m南落ちの比較的大きな断層である。干切断層の南側には、北落ちの落差10-30 mの正断層群が発達しており、これら北落ち断層群は先述の南落ち正断層群とともに松島の緩褶曲構造をモザイク状に寸断し、各地に小地塁・地溝を形成している。海域では、E-W系統の断層が発達し、松島と池島間に南落ちの落差約50 mの松島沖断層(嘉村, 1982)、池島北端をかすめて走る南落ちの落差60 mの^{まえそね}前曾根断層及び大葎島の南を走る北落ちの^{ひきしま}葎島断層等がある。葎島断層は池島炭鉱の坑内でその落差が150 mと確認されている。

E-W及びENE-WSW系統の断層の落ちの方向を概観すると、寺島沖バーリアの南側では南落ちの正断層、北側では北落ちの正断層がそれぞれ卓越していて、あたかもバーリアを頂点にして北と南へ地

層がそれぞれ階段状に落ちているように見える。

以上述べてきた諸系統の断層の前後関係については、今後の詳細な構造解析が必要であるが、多以良断層は、呼子ノ瀬戸断層系の一部として、古第三系堆積当時すでに存在し、古第三系の褶曲構造が生じた後もいくどか活動を繰り返し、西彼杵半島のNW-SE系断層群を派生したと考えられる。また、断層の分布と相互関係から見て、松島及び海域に発達するNW-SE系統の正断層群とE-W及びENE-WSW系統の正断層群の形成はほぼ同時期であり、多以良断層形成より後の時期と推定される。

VII. 中新世火山岩類

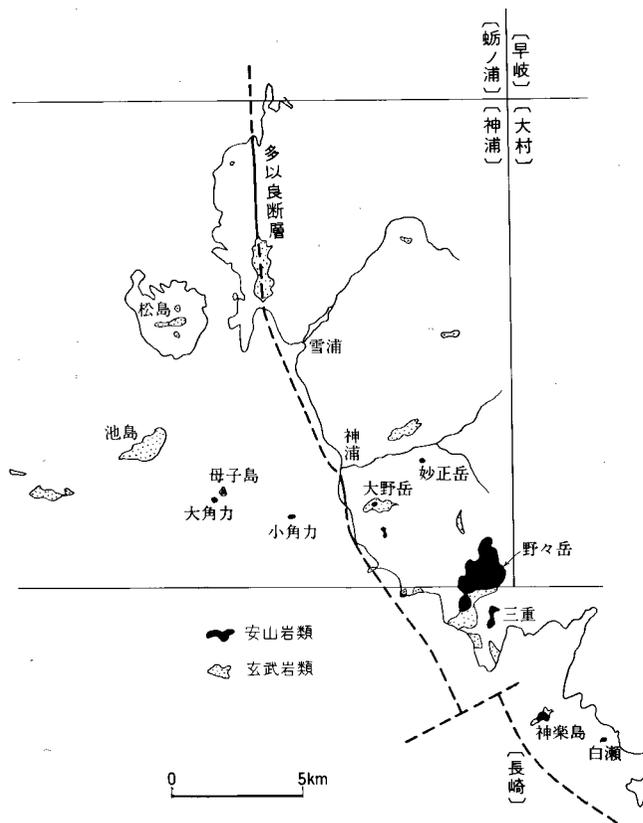
(松井和典)

本図幅地域の火山岩類は主に玄武岩と安山岩からなり、西彼杵半島では小規模な溶岩流や岩脈として、海域では池島や大臺島などの小島を形成する溶岩流として分布する(第43図:松井,1989)。一般に西部より東部の方が分布は小規模で、溶岩流の厚さも全体で10-40 m程度である。これらの火山岩類の噴出は陸上であったと考えられ、岩質・岩相及び層序関係から瀬戸玄武岩類、神浦玄武岩、大臺島玄武岩、野々岳安山岩類、及び玄武岩-安山岩岩脈に分けられる。その噴出時代は、これらの火山岩類が長崎変成岩類あるいは漸新世西彼杵層群を不整合に覆うこと、神浦玄武岩の放射年代が 8.4 ± 1.4 Maを、大臺島玄武岩の放射年代が 7.3 ± 0.8 Maを(松井,1987)示すことから、中新世と推定できる。

瀬戸玄武岩類としたものは、大瀬戸町のドレイイトとそれを整合に覆う普通輝石かんらん石玄武岩、そしてこれと同質玄武岩からなる高帆山・池島の火山岩である。神浦玄武岩として一括したものは、各地に孤立し小範囲に分布しているが、いずれも同質のかんらん石玄武岩溶岩からなり、下位に火砕岩層を伴って長崎変成岩類を覆う。大臺島玄武岩は、神浦玄武岩と活動様式が異なって同質の溶岩流が短期に多数回流出しており、年代測定値も神浦玄武岩と異なることから区別した。大野岳では神浦玄武岩に属するかんらん石玄武岩をかんらん石安山岩が被覆しており、妙正岳・大角力なども同質安山岩で構成されているので、これらを野々岳安山岩類と一括して、本報告の中新世火山岩類の最上位に位置づけた。なお、同質安山岩は南隣「長崎」図幅地域にも分布し、玄武岩を覆っている。

玄武岩は主に高アルカリソレアイト岩系で、西彼杵半島西岸に点在する。安山岩も高アルカリソレアイト岩系に属し、本図幅地域南東部の野々岳付近やその西方海域の小島に分布する普通角閃石かんらん石輝石安山岩がこれに含まれる。ほかには、カルクアルカリ岩系の輝石かんらん石玄武岩があり、小規模の火砕岩を伴う。

大瀬戸町板浦東方に分布する瀬戸玄武岩類は、西彼杵層群と長崎変成岩類の境界部を南北方向に伸びる多以良断層に沿って噴出している。また大野岳及び野々岳付近の安山岩や玄武岩の溶岩・岩脈も、



第43図 「神浦」図幅及び周辺地域における中新世火山岩類の分布概略図

外海断層のすぐ東に形成されている。さらに大角力・小角力の輝石安山岩は、「長崎」図幅地域の神楽島と白瀬にも分布している(第43図)。このように中新世火山岩類の活動が、ほとんどが呼子ノ瀬戸断層系付近で起っていることは、これらの火山活動が同断層系の運動に関係がある可能性を示唆している。

VII. 1 岩脈

岩脈は主にカルクアルカリ岩系の普通輝石かんらん石玄武岩で、いずれも長崎変成岩類中の片理と斜交して貫入している。北部地区では西海町伊佐ノ浦東方、大瀬戸町池ノ尾堤近くと雪浦ダム北側に、南部地区では大野岳南方周辺及び黒崎川上流に分布している。南部地区の黒崎川上流とオラビ瀬-沖磯間海岸の岩脈のほかは、いずれの岩体も幅2-3mで、貫入方向は主には北西-南東である。

大瀬戸町北部池ノ尾堤南方林道において石墨片岩中に玄武岩質凝灰角礫岩の岩脈がある。この岩脈は幅約35mで、長崎変成岩類の片理面に斜交して貫入している。凝灰角礫岩中には異質礫として変成

岩・花崗質岩礫が多く含まれており、これは割れ目噴出の火道角礫岩と考えられる（後出：第66図）。

黒崎川上流の黒色泥質片岩中に貫入する岩脈は人型で数10 mの幅を持ち、走向 $N20^{\circ}W$ 、傾斜 $30^{\circ}N$ を示すが、その北方延長部の出津川支流付近において貫入方向は走向 $N20^{\circ}E$ に変化する。この玄武岩岩脈と泥質片岩の接触部では数10 cm幅で泥質片岩の片理が乱れ、粘土化し褐白色を呈している。岩脈中には径2-10 cm大の花崗質岩の外來岩片が多く見られるが、結晶片岩の岩片は含まれていない。花崗質岩の外來岩片は、南東方の野々岳周辺に分布する角閃石輝石安山岩中にも多く含まれている。この事実は、長崎変成岩類の下位に花崗岩類が潜在していることを暗示する。

外海町オラビ瀬^{そとめ}-沖磯間の海岸には結晶片岩中に走向NW-SE、傾斜 $40^{\circ}W$ 、厚さ約18 mのかんらん石玄武岩の複合岩脈が露出している。この付近の海岸地形は西方に急傾斜を呈しており、岩脈もこの傾斜面にほぼ平行な西傾斜で貫入する。結晶片岩との接触部には厚さ2-4 mの緻密な急冷周縁相が形成され、そこには柱状節理が発達している（第44図）。岩脈の中部相（厚さ10-13 m）は粗粒で変質・風化を著しく受けて軟弱になっており、数cm大の石墨片岩の外來岩片が、貫入方向にほぼ平行に並んで多量に含まれている。中部相は周縁相に比較して結晶粒が大きく、斑晶かんらん石は10 vol. %と倍増している。また斑晶輝石は径約2 mmで、普通輝石と紫蘇輝石が平行連晶し、含有量も周縁相より多い。沸石の細脈や径2-3 cmの霰石球が多数含有されている。

そのほか、高帆山北西から南西海岸では、大瀬戸花崗閃緑岩中に幅数 m、NW-SE及びE-W方向の岩脈が3本分布している。北側のE-W方向の2本は普通輝石安山岩であり、南側の岩脈はかんらん石玄武岩である。

紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩（GSJ R 26806）

産地及び産状：黒崎川上流。岩脈。



第44図 普通輝石かんらん石玄武岩岩脈の露頭写真
外海町オラビ瀬南東方海岸。長崎変成岩類に接する付近は柱状節理が発達し、その内部は著しく変質している。

斑晶：かんらん石・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石。

斜長石は0.4 mmの短柱状で、虫食い状を呈して少量含まれる。かんらん石は径0.5-1 mmで、大部分が蛇紋石化し、周辺部では輝石粒の反応縁が生成しており、単斜輝石より斜方輝石粒が多い。普通輝石は0.5-0.7 mmで、紫蘇輝石は柱状約1 mmであり、ともに少量である。

外来結晶：石英。

径0.3-1.5 mmで、周縁部に普通輝石の微粒の反応縁が生成している。また、輝石粒の集合からなる部分もある。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・磁鉄鉱・イルメナイト。

少量のトリディマイトを含有している。輝石は斜方輝石の方が多し。間粒状組織。

かんらん石玄武岩 (GSJ R 26807) [第III図版-1]

産地及び産状：オラビ瀬-沖磯間海岸。岩脈(斑晶5.7vol.%, 石基94vol.%)。

斑晶：かんらん石。

かんらん石は径0.5-1.5 mmで、ほとんどが蛇紋石化され、周縁は輝石粒で囲まれている。普通輝石は約0.5 mmでわずかに含まれ、径1.5-2 mmの普通輝石と紫蘇輝石とが平行連晶をなす斑晶が周縁相に少量含まれている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱。

間隙に沸石(モルデナイト)が生じ、また緑泥石・モンモリロナイトが含まれている。オフィテック組織を示す。

以上のほか、北部地区の伊佐ノ浦東方で白岳西方1,500 mの林道横における滑石採掘跡に幅約4 mの角閃石普通輝石かんらん石玄武岩岩脈がある。この岩脈の斑晶の角閃石は大部分がオバサイト化している。また、雪浦ダムの周りで小麦西方には、石墨片岩の片理面に斜交して貫入する幅約4m、E-W及びNW-SE方向を示す二つの岩脈がある。これらの岩脈は、斑晶に僅少の斜方輝石・外来結晶の石英を含有するかんらん石普通輝石玄武岩であり、全体が著しく風化作用を受けて変質しているため、暗灰色の軟質岩となっている。

南部地区の^{あかくび}赤首・^{よかぶ}四株の県道横における石墨片岩中に幅数 mでNE-SW方向、及び幅約2 mで走向N20°W、傾斜70°Sの二つの岩脈が分布する。両者とも普通輝石かんらん石玄武岩で、斑晶のかんらん石は多く、著しく蛇紋石化されているが、微粒のスピネル(褐色)を含む。赤首の岩脈は斑晶に少量の斜方輝石を含んでいる。四株の岩脈は石英の外来結晶を含み、それらは微粒の単斜輝石反応縁で囲まれている。

VII. 2 瀬戸玄武岩類

VII. 2. 1 かんらん石ドレライト

板浦地区

大瀬戸町板浦付近の溶岩は西彼杵層群を直接覆い、輝石かんらん石玄武岩溶岩に覆われる。厚さ約30 mで、一般に著しい玉葱状風化を呈し、土壌化している(第45図)。

かんらん石ドレライト (GSJ R 26824 : 第7表のNo. 6)

産地及び産状：大瀬戸町上越。溶岩流。

構成鉱物：斜長石・かんらん石・普通輝石・磁鉄鉱・イルメナイト・燐灰石・ガラス。オフィテック組



第45図 玉ねぎ状風化の著しい瀬戸玄武岩類のかんらん石ドレライト
大瀬戸町琴平神社北上越の県道沿い。

織を示す。かんらん石は微粒の磁鉄鉱及び褐色のスピネルを包有するが、割れ目や周縁部から変質し蛇紋石化し、ガラスは褐色の粘土鉱物に変質している。

Ⅶ. 2. 2 輝石かんらん石玄武岩及び火砕岩

本玄武岩は大瀬戸町板浦 - 琴平神社地区、同町高帆山と福島北部及び外海町池島に分布する。

板浦 - 琴平神社地区

本玄武岩溶岩はかんらん石ドレライトの上位に厚さ1 m 弱の赤褐色の玄武岩凝灰岩層を挟んで重なる。溶岩は暗黒色緻密で数 mm 大の普通輝石粒が散在して含まれ、まれに淡緑色の反応縁を有する2-3 mm 大の石英外来結晶も含んでいる。溶岩は琴平神社付近では厚さ30-40 m で北北東側へ緩傾斜し、北方の標高点208.6 m 付近ではかんらん石の斑晶が日立つ。本溶岩の化学組成を第7表のNo. 7に示す。第46図から明らかなように、本玄武岩はアルカリ岩系に属する。

普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R 26825) [第Ⅲ図版-2]

産地及び産状：大瀬戸町踊瀬南。溶岩流。

斑晶：かんらん石・普通輝石・斜長石。

斜長石は径0.5 mm 以下の柱状を呈し清澄である。かんらん石は径0.5-1.5 mm で自形又は半自形を呈し、周縁部はイデイングサイト化している。普通輝石は径0.3-0.6 mm で、まれに3 mm 位の結晶を含むことがあり、微粒の鉄鉱を含有している。

外来結晶：石英。

径0.5-1.5 mm で微粒の単斜輝石の反応縁で囲まれている。石英が消え単斜輝石の集合だけの場合もある。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・黒雲母・アルカリ長石。

鏡下ではアルカリ長石及び黒雲母が多く含有されている。間粒状組織。

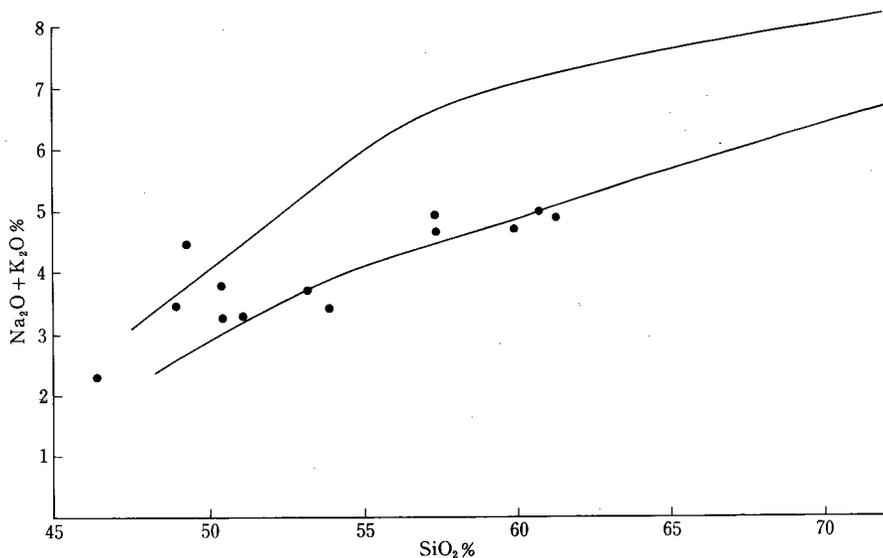
第7表 「神浦」 図幅地域内における中新世火山岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	57.19	57.11	58.31	60.46	61.13	46.05	48.89	48.79	50.19	50.92	50.13	53.45	50.60
TiO ₂	1.11	0.97	0.85	0.72	0.65	1.17	1.77	1.31	1.26	1.25	1.47	1.03	0.75
Al ₂ O ₃	16.30	16.65	14.97	15.24	14.36	14.54	15.06	14.60	14.80	14.21	15.21	15.67	13.95
Fe ₂ O ₃	2.08	0.29	2.79	1.81	1.23	3.37	3.60	3.72	3.69	2.06	3.13	2.14	2.32
F ₂ O	5.77	6.40	3.61	3.69	4.69	8.36	6.35	7.54	6.56	8.27	8.26	5.53	4.40
MnO	0.14	0.14	0.09	0.11	0.13	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.16	0.14	0.11
MgO	4.46	3.99	4.03	5.00	5.87	8.71	7.66	8.74	7.92	9.02	7.55	7.49	8.19
CaO	6.84	6.46	6.33	6.14	5.97	9.21	8.76	9.63	9.63	8.84	8.35	7.74	7.31
Na ₂ O	3.45	3.42	3.40	3.59	3.35	2.22	2.90	2.79	2.47	2.64	3.02	3.06	2.69
K ₂ O	1.15	1.47	1.25	1.35	1.47	0.14	1.51	0.62	0.73	0.64	0.63	0.81	0.87
P ₂ O ₅	0.24	0.43	0.13	0.14	0.12	0.14	0.46	0.19	0.24	0.15	0.24	0.21	0.14
Ig. Loss	1.78	2.53	4.23	1.86	0.93	6.70	2.24	1.36	1.73	1.43	1.90	2.15	7.52
Total	100.51	99.86	99.99	100.11	99.90	100.78	99.36	99.46	99.38	99.58	100.05	99.42	98.85
C. I. P. W. norms													
Q	10.39	9.41	15.67	14.26	13.84	—	—	—	2.15	—	—	4.59	4.78
or	6.85	8.92	7.74	8.10	8.80	0.89	9.16	3.72	4.43	3.84	3.78	4.90	5.61
ab	29.53	29.70	30.04	30.89	28.60	19.97	25.30	24.03	21.41	22.76	26.06	26.65	24.96
an	25.96	26.47	22.84	21.89	20.02	31.12	24.32	25.99	27.79	25.52	26.58	27.37	25.62
ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di { wo	2.86	1.50	3.77	3.42	3.80	6.88	7.25	8.97	8.14	7.60	5.88	4.46	5.47
en	1.65	0.73	2.64	2.34	2.43	4.29	5.04	5.91	5.50	4.70	3.57	3.00	3.96
fs	1.08	0.75	0.81	0.81	1.12	2.17	1.60	2.42	2.01	2.45	1.98	1.12	1.00
hy { en	9.61	9.48	7.84	10.34	12.34	15.24	9.66	9.94	14.70	17.38	15.29	16.17	18.38
fs	6.31	9.70	2.41	3.57	5.71	7.70	3.06	4.07	5.37	9.05	8.50	6.02	4.62
ol { fo	—	—	—	—	—	2.47	3.47	4.45	—	0.57	0.21	—	—
fa	—	—	—	—	—	1.38	1.21	2.01	—	0.33	0.13	—	—
mt	3.06	0.43	4.22	2.67	1.80	5.19	5.38	5.50	5.48	3.04	4.63	3.19	3.68
il	2.13	1.90	1.69	1.39	1.25	2.36	3.46	2.54	2.45	2.41	2.85	2.01	1.56
ap	0.56	1.02	0.32	0.32	0.28	0.35	1.09	0.44	0.58	0.35	0.56	0.51	0.35
{ tot, FeO	45.77	42.89	41.33	34.88	35.16	50.71	44.28	47.27	47.05	45.16	49.74	39.64	35.57
MgO	26.73	25.67	27.23	32.78	35.60	38.78	35.37	37.95	37.70	40.22	33.88	39.79	44.90
Na ₂ O+K ₂ O	27.50	31.43	31.44	32.33	29.24	10.51	20.35	14.78	15.25	14.62	16.39	20.57	19.52

分析者：松井和典，蛍光X線分析法及びFeOは滴定法による

- No.1：紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩(GSJ R26813) 産地：長崎県西彼杵郡外海町大野岳山頂
 No.2：かんらん石紫蘇輝石安山岩(GSJ R26827) 産地：外海町小角力
 No.3：普通輝石紫蘇輝石安山岩(GSJ R26828) 産地：外海町大角力
 No.4：角閃石含有紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩(GSJ R26810) 産地：長崎市三重町野々岳山頂部
 No.5：石英含有普通輝石かんらん石安山岩(GSJ R26805) 産地：外海町妙正岳南腹
 No.6：かんらん石ドレライト(GSJ R26824) 産地：大瀬戸町上越

- No.7：普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26825) 産地：大瀬戸町踊瀬南
 No.8：かんらん石玄武岩(GSJ R26835) 産地：大瀬戸町松島遠見山
 No.9：かんらん石玄武岩(GSJ R26814) 産地：外海町大野岳南東腹
 No.10：普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26820) 産地：外海町神浦ダム北西採石場
 No.11：かんらん石玄武岩(GSJ R26829) 産地：外海町大饗島南西岸
 No.12：普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26830) 産地：外海町池島東岸
 No.13：普通輝石含有紫蘇輝石かんらん石玄武岩(GSJ R26807) 産地：外海町塩谷河内オラビ瀬南東海岸



第46図 中新世火山岩類のSiO₂-(Na₂O+K₂O)図(重量比)

高帆山地区

本図幅地域北部の高帆山(標高232 m)の山頂部は本玄武岩溶岩によって構成される。ここでは下位の西彼杵層群との間には厚さ数 m以上の火砕岩層(t)が存在している。溶岩は厚さ約50 mで、北及び西側では急崖を形成しており、ほぼ垂直の六角柱状節理が発達している。本溶岩は一般に黒灰色緻密の無斑晶質岩であるが、下部はガラス質・多孔質である。溶岩流は板状をなし、西彼杵層群上をNW方向に緩く傾斜しつつ覆っている。下部は石英粒や砂岩片を捕獲し、捕獲岩片には斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱及び緑色スピネル粒の集合と石英・斜長石及びガラスの集合物とがある。石基のかんらん石を取り囲んだ輝石との間には磁鉄鉱が晶出し、その多くは蠕状を呈している。このような組織は、高帆山南麓の溶岩下部に特徴的である。

下位の火砕岩層は溶岩と同質の火山礫凝灰岩及び集塊岩で、発泡した大小の火山弾及びスパター、基盤岩由来の泥質片岩・砂質片岩及び黒色緻密のガラス質玄武岩の異質岩片が散在している。

紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩(GSJ R 26826)

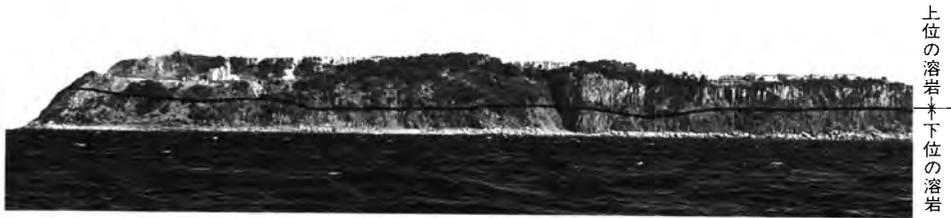
産地及び産状：大瀬戸町西北部高帆山。溶岩流。

斑晶：かんらん石・普通輝石・紫蘇輝石・斜長石。

かんらん石は円味を帯び小形(0.3-0.4 mm)で、周縁部には微粒の磁鉄鉱が晶出し、さらに単斜輝石粒で囲まれていることが多く、また、割れ目などからイデイングス石化している。普通輝石は大半が微斑晶として含まれている。斜長石は小形(0.3-0.4 mm)で少量、清澄で多くはアルバイト双晶を示す。紫蘇輝石は0.7-1.2 mmの長柱状で、わずかに含まれる。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・斜方輝石・磁鉄鉱・ガラス。

間粒状組織を呈し、孔隙にはクリストバライトが晶出している。かんらん石は単斜輝石で取り囲まれ、その間に蠕状を呈する磁鉄鉱が特徴的に晶出している。ガラスは孔隙及び結晶間を充填している。捕獲結晶：石英・斜長石。



第47図 瀬戸玄武岩類からなる池島南部の海食崖
上下2枚の玄武岩溶岩流の間に火砕岩層が挟まれる。

石英は径 0.5-1 mm で融食形を呈し、周縁はガラスと単斜輝石の反応縁で取り囲まれている。
また孔壁にはクリストパライトが晶出している。斜長石は約 0.6 mm で、結晶全体が虫食い状となっている。

池島地区

本島は東西 2 km 弱、南北 800 m の長楕円形の小島で、全島が普通輝石かんらん石玄武岩で覆われている。本島東部の玄武岩溶岩の下位に、西彼杵層群が小規模に露出するだけである。溶岩は本島の南部から西部にかけて比高 60-80 m の海食崖を形成しており、ここでは火山礫凝灰岩及び集塊岩層の間に挟む 2 枚の溶岩流から構成されている (第 47 図)。上部及び下部の溶岩とも暗灰色緻密で径 1 mm 位のかんらん石斑晶を多く含んだ普通輝石かんらん石玄武岩からなり、直立した規則的な柱状節理が発達している。

鏡下での斑晶含有量は、下部溶岩で普通輝石が 1.8 vol. %、かんらん石が 6.8 vol. %、斜長石が 3 vol. %、上部溶岩では普通輝石が 4.7 vol. %、かんらん石が 5 vol. %、斜長石が 1 vol. % である。上部溶岩中の斑晶かんらん石の周縁部には、磁鉄鉱が結晶を取り囲んで蠕状を呈して晶出している。

両溶岩流の間に挟在する火山礫凝灰岩及び集塊岩層は厚さ数 m 以上に達するが、本島西部の方が厚い傾向がある。本島西端の道路横の崖では、同層の中に種々の形状の火山弾が混在している。

普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R 26830 : 第 7 表の No. 12)

産地及び産状：外海町池島東海岸。溶岩流。

斑晶：かんらん石・斜長石・普通輝石。

かんらん石は径 0.5-1 mm で半自形、結晶の外側や割れ目から著しく蛇紋石化して多量に含まれている。斜長石は約 0.4 mm、柱状で清澄である。普通輝石は、長さ 0.5-1.2 mm の柱状あるいは約 0.5 mm の結晶が集斑状を呈して含まれる。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・磁鉄鉱・ガラス及びクリストパル石。

単斜輝石中には晶出している磁鉄鉱の多くは蠕状を呈していることが多い。間粒状組織。

Ⅶ. 3 神浦玄武岩

本岩は松島及び西彼杵半島に小範囲に点在する溶岩で、同半島では西彼町大串、大瀬戸町幸物、久良木から外海町神浦ダム付近、外海断層近くの越首及び大野岳付近に分布する。

松島地区

遠見山（標高 218.2 m）周辺の西彼杵層群を覆って小範囲に分布する。一枚の溶岩流からなり、板状節理が発達する。露出状況は良好でないが、厚さは約 40 m と推定され、表面は一般に風化して褐・灰色で土壌化していることが多い。肉眼的には緻密で灰色を呈し、径 1-2 mm の黒色-茶色のかんらん石斑晶を約 10 vol.% 含むかんらん石玄武岩である。径 1-1.5 cm の石英粒の集合した包有物が認められることがある。

かんらん石玄武岩（GSJ R 26835：第 7 表の No. 8）

産地及び産状：大瀬戸町松島の遠見山西方。溶岩流。

斑晶：かんらん石。

かんらん石は半自形あるいは骨格状を呈し、径 0.7-2 mm で、結晶の中には約 0.1 mm 径の磁鉄鉱粒が多く生成している。普通輝石・斜長石は長さ約 0.4 mm 径がまれに含まれている。溶岩下部のかんらん石斑晶は周縁部がイデイングス石化しているが、上部では蛇紋石化が著しく、微粒の褐色スピネルを含有していることが多い。

石基：斜長石・普通輝石・かんらん石・磁鉄鉱・トリディマイト・スピネル（褐色）。充填状組織。

幸物地区

厚さ約 10 m、径 300 m の小範囲に長崎変成岩類を不整合に覆っており、溶岩の下部は走向 N50° W、傾斜 40° SW で、暗黒色緻密な岩石からなる。長崎変成岩類との境界には火砕岩層の存在は見いだせない。

久良木地区

ながうら

長浦岳北西方から大瀬戸町に至る道路沿いの久良木集落周辺に南北約 200 m、東西 800 m の区域に分布する。長崎変成岩類を直接被覆する厚さ約 10 数 m の一枚の溶岩流で、両者間には薄い赤褐色を呈する凝灰岩層（第 48 図）を挟む。溶岩の一部には柱状節理が発達するが、全体的に風化作用を受け、表面及び節理面などは褐色土壌化している。

神浦ダム北西部地区

南北 500 m、北東-南西方向約 1,300 m の範囲に分布し、厚さ 40 m 以上に達する。径 1 mm 位のかんらん石斑晶を多量に含む暗黒色緻密な岩石であり、一部に柱状節理が発達する。神浦ダム建設当時にはダム用骨材資源として大量に採掘されたが、この採石場の溶岩下部には、大小の火山弾を多く含んだ火山礫凝灰岩及び集塊岩層が存在する。玄武岩の一部は火山礫凝灰岩及び集塊岩層中に岩脈状をなしており、これはこの付近が火道部に相当する場所であることを示唆する。本溶岩の化学組成は第 7 表、第 46 図と 49 図に示した。本溶岩の北及び西端では、かんらん石は微晶の磁鉄鉱及び褐色スピネルを含み、周縁部は微粒の磁鉄鉱か単斜輝石が生成していることが多い。

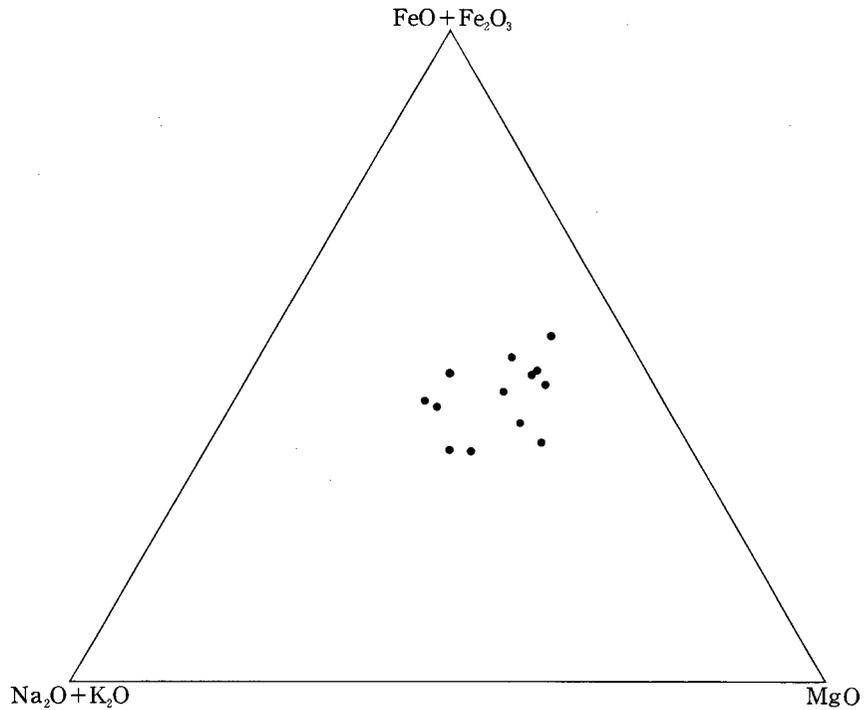
大野岳地区

大野岳（標高 352.3m）を中心とした小規模（南北 500m、東西 1,200m）な地区で、長崎変成岩類を覆って分布している。溶岩は黒色緻密な岩石からなり、厚さ約 30 m、その上位には野々岳安山岩類の一部を構成するかんらん石輝石安山岩が重なる。溶岩下部は厚さ 10 数 m の赤褐色火砕岩層を挟有している（第 50 図）。火砕岩層の走向は N20° W、傾斜は 50° E であり、溶岩流・集塊岩や火山礫凝灰岩など

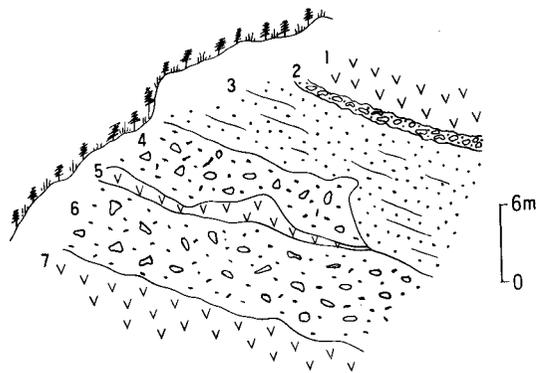


第48図 神浦玄武岩基底部に見られる凝灰岩層
大瀬戸町久良木の道路横。

A: 厚さ約3mの凝灰岩層, B: 厚さ15-20cmの級化層理を示す赤褐色凝灰岩層の間には黑色腐食上が挟まっている(ボールペンの部分)。



第49図 中新世火山岩類のMgO-(FeO+Fe₂O₃)-(Na₂O+K₂O)図



第50図 神浦玄武岩中に挟まれる火砕岩層の露頭スケッチ
 大野岳南西下方モ付近の道路沿い。1, 7: 溶岩流。2: 凝灰集塊岩・スコリア・火山弾、
 3: 火山礫凝灰岩, 4, 6: 凝灰角礫岩, 5: スパター

から構成されている。同層は西側山腹では下モ集落近くまで薄く連続するが、長崎変成岩類との直接的関係は観察できなかった。溶岩流西端のかんらん石はイディングス石化し、褐色スピネルを含んでいる。

かんらん石玄武岩 (GSJ R 26820 : 第7表のNo. 10)

産地及び産状 : 外海町神浦ダム北西 600 m の旧採石場。溶岩流。

K-Ar年代：8.4 ± 1.4 Ma (松井, 1987).

斑晶：かんらん石・斜長石・普通輝石.

かんらん石は径0.5-2 mmで、6vol.%含まれ、磁鉄鉱の微晶を含み、一部は割れ目に沿って蛇紋石化されている。斜長石は微斑晶として少量含まれる。普通輝石は径0.4 mmで僅少である。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・ガラス.

少量の方解石を含む。間粒状組織。

外来結晶：石英。

径1cm。周縁には微粒の単斜輝石反応縁とガラスが生じている。

かんらん石玄武岩 (GSJ R 26814 : 第7表のNo. 9)

産地及び産状：外海町大野岳南東腹 (標高300 m)。溶岩流。

斑晶：かんらん石・普通輝石.

かんらん石は径0.5-1.5 mmで、割れ目から変質し淡緑色の蛇紋石化している。普通輝石は約0.4 mm径で僅少である。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・ガラス.

少量の斜方輝石と燐灰石を含む。填間状組織。

外来結晶：石英。

径3 cm程の石英粒に単斜輝石の反応縁を有し、さらに外側を沸石、方解石が囲んでいる。

VII. 4 ^{おおひき}大墓島玄武岩

大墓島と小墓島 (いずれも無人島) 及びその周辺の小島を含め、東西約2 km、南北約500 mにわたって分布している。10枚以上の溶岩と火砕岩の累重からなる (第51図)。一枚の溶岩流の厚さの平均は3-4 mであるが、下部と最上部の溶岩がやや厚い。側方に広く連続しない溶岩も多く、全体的に北東方向



第51図 大墓島玄武岩からなる大墓島南西部の海食崖
厚さ3m前後の薄い玄武岩溶岩と赤褐色の火砕岩層が10枚以上互層している。

に 5° - 6° で傾斜している。それぞれの溶岩流の岩質の差はほとんどなく、溶岩は微晶のかんらん石斑晶の多い緻密な岩石からなり、石英粒や珪質凝灰岩片の異質結晶及び岩片を含んでいる。珪質凝灰岩片には $5\text{ cm} \times 15\text{ cm}$ 位の大きさに達するものがあり、その周縁部には、径 0.5 - 0.7 mm の斜方輝石の反応縁が多く生成している。また、斑晶かんらん石の周辺にも斜方輝石ができており、斜長石は虫食い状組織を呈し溶融されている。

かんらん石玄武岩 (GSJ R 26829 : 第7表のNo. 11) [第Ⅲ図版-3]

産地及び産状: 大藁島南西海岸。溶岩流。

K-Ar年代: $7.3 \pm 0.8\text{ Ma}$ (松井, 1987)。

斑晶: かんらん石。

径 0.5 - 1.5 mm で多量に含有され、周縁から変質して黄褐色のイディングス石化されているか蛇紋石化している。周縁部には磁鉄鉱粒が多く生成している。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・磁鉄鉱・イルメナイト。少量のガラス。

ガラスは淡緑色の粘土鉱物に変質している。間粒状組織。

Ⅶ. 5 ののだけ 野々岳安山岩類

野々岳安山岩類は、普通角閃石輝石かんらん石安山岩類と同質火砕岩 (s) からなる。

普通角閃石輝石かんらん石安山岩類は、分布と岩石中の斑晶鉱物組合せによって Ah, Ap, Ao に区分できる。Ah は本図幅地域南東端の野々岳を構成し、紫蘇輝石・かんらん石・普通角閃石を含む安山岩である。Ap は海域の大角力と小角力こすもうに分布し、かんらん石と紫蘇輝石を含み、普通輝石あるいは普通角閃石を含んでいる。Ao は妙正岳付近に露出しており、紫蘇輝石、かんらん石及び普通角閃石を含有している。大野岳山頂部、妙正岳及び南隣「長崎」図幅地域内のかんらん石安山岩には、普通角閃石斑晶は含有されていないが、大角力・小角力及び野々岳の普通角閃石含有かんらん石輝石安山岩と同系の火山岩と考えてよい。

本安山岩類の分布は、南隣「長崎」図幅地域の長崎市三重地区まで続く。

野々岳地区 (Ah)

野々岳南部でかんらん石玄武岩を覆い、下部にかんらん石安山岩質の厚い火砕岩層を伴う。一般に灰色の斑状岩からなり、斜長石・かんらん石・普通輝石・普通角閃石の斑晶と石英の捕獲結晶及び捕獲岩などを含んでいる。最大層厚は 100 m 程と推定され、野々岳北部及び南部では約 40 m と薄くなる。斑晶の量は溶岩下部では少ないが、上部になると斑晶のサイズと量が増し、特に石英が目立って多く含まれるようになる。溶岩基底部の数 m は黒色の急冷相である。

火砕岩層は厚さ 5 - 10 数 m であり、走向 E-W、傾斜 10° N である。この火砕岩層は野々岳の南側の山腹斜面（「長崎」図幅地域内）で良く観察でき、そこでは上部は凝灰角礫岩、中部は黒色の砂・礫、下部は火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩から構成されている。本図幅地域には、野々岳東の山腹に位置する日田尾付近において凝灰角礫岩層のみが観察できる。その角礫は一般に径数 10 cm で、いずれも風化して粘土質である。

紫蘇輝石かんらん石普通角閃石安山岩 (GSJ R 26811 : 第7表のNo.4) [第IV図版-1]

産地及び産状：長崎市三重町野々岳北側. 溶岩流.

斑晶：普通角閃石 (2.8 vol.%)・かんらん石 (1.7 vol.%)・紫蘇輝石 (1 vol.%) .

普通角閃石は長さ1-5 mmで長柱状を呈し、ほとんどオパサイト化されているか、あるいは輝石に交替されている。かんらん石は径0.5-1.7 mmで、細長く骸晶状を呈することもあり、常に周縁部は輝石粒で取り囲まれている。結晶自体の中に微粒の磁鉄鉱及び褐色スピネルを含有していることが多い。紫蘇輝石には2種類の産状があり、長柱状で約0.6 mm、外縁部に単斜輝石が生成している場合と角閃石を置換した結晶がある。角閃石を置換した結晶は、長柱状で1-1.5 mm、細長い結晶の集合体であり、一部に単斜輝石が平行連晶していることがあり、常に外側は不透明鉱物で囲まれている。また、僅少のオパサイト化した黒雲母も含まれている。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱・クリストバル石. 少量のガラス. 間粒状組織.

捕獲結晶：斜長石 (3.5 vol.%)・石英 (2.6 vol.%) .

斜長石は円味を帯び、外側の部分が虫食い状になっており、累帯構造を呈するものが多い。石英は融食形を呈し、径0.3-3 mmで周縁は微粒の単斜輝石の反応縁で取り囲まれている。また、孔壁にはトリディマイトが晶出している。

大角力・小角力地区 (Ap)

角力灘すもうに点在する大角力・小角力及び母子島はこに野々岳安山岩類が分布している。母子島 (標高52.4 m) は、大部分が西彼杵層群から構成されているが、その頂部には少量の溶岩が覆っている (第52図)。大角力 (標高76.5 m, 径70 m × 110 m) 及び小角力 (標高52.8 m, 径50 m × 100 m) を構成する安山岩には、柱状節理が著しく発達している (第53図)。この両者は溶岩頸であろう。両者の溶岩中には石英粒の集合物、珪質凝灰岩、砂岩及び閃緑岩質岩などの外来岩片が多く含まれている。また、かんらん石の斑晶は、大角力・母子島の溶岩中にはほとんど含有されていないが、小角力では径1-2 mmの斑晶が約1.9 vol.%含まれている。

大角力・母子島の溶岩は、灰色細粒で、淡褐色の反応縁で包まれた径2-3 mmの石英の捕獲結晶が含まれているのが特徴である。また、孔隙にはクリストバル石が多く晶出している。小角力の溶岩は、灰黒色緻密のガラス質岩で、約3 mmの孔隙に富む多孔質部が局部的にある。また、肉眼的には径1-2 mmのイディングス石化した斑晶かんらん石が多く見られる。



第52図 野々岳安山岩類からなる大角力(左)と母子島(右)

角力灘上に突出する大角力は野々岳安山岩類からなり、母子島では安山岩類が西彼杵層群を覆っている。

A



B



第53図 野々岳安山岩類からなる大角力と小角力に発達する柱状節理と海食洞
A：大角力；B：小角力

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石安山岩 (GSJ R 26827：第7表のNo.2) [第IV図版-2]

産地及び産状：外海町小角力南壁。火山岩類。

斑晶：かんらん石 (1.9 vol.%)・紫蘇輝石 (0.4 vol.%)。

かんらん石は径0.7-1.4 mm，半自形で周縁部は褐色を帯びイデイングス石化し，割れ目に沿って淡黄色の粘土鉱物に変質している。また，結晶自体の中に微粒の磁鉄鉱及び褐色スピネルを含有し，結

晶の周りは、細かい輝石粒と磁鉄鉱粒に取り囲まれていることが多い。紫蘇輝石は0.4-0.7 mmである。普通輝石は微斑晶として少量含まれる。斜長石は柱状・清澄で少量含有されている。角閃石は径0.5-0.7 mmの仮像で、微細な輝石・磁鉄鉱の集合体である。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱・ガラス・クリストパル石。

斜長石は針状又は柱状の微晶で、輝石には斜方輝石と単斜輝石が平行連晶している。ガラスは褐色で多量に含まれ、孔隙壁にはクリストパル石が晶出している。填間状組織。

捕獲結晶：斜長石。

長さ1-2 mmの柱状で、累帯構造を示すが外側の部分が史食い状となっており、石基斜長石と同じ組成の清澄な斜長石の薄い殻に囲まれている。

かんらん石含有普通角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R 26828 : 第7表のNo.3)

産地及び産状：外海町大角力南壁。火山岩類。

斑晶：紫蘇輝石・普通輝石・普通角閃石・かんらん石。

紫蘇輝石は長柱状で長さ0.5-1.5 mmである。普通輝石は約0.5 mmで、紫蘇輝石と平行連晶していることもあり紫蘇輝石とともに微斑晶として多く含有される。角閃石は約0.5 mmで周縁は黒色不透明のオパサイト縁に囲まれている。かんらん石は円味を帯び約0.4 mmで、蛇紋石などの仮像のみで外側は微細な輝石の反応縁を持つ。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱。少量のガラス。

孔隙には多量のクリストパル石が晶出している。填間状組織。

捕獲結晶：石英・斜長石。

石英は融食形をなし、径0.5-3 mmで、周縁は微粒の単斜輝石反応縁で取り囲まれている。斜長石は長さ0.7 mmで、外側の部分が虫食い状となっており、含有量は少ない。

捕獲岩：砂岩及び閃緑岩質の岩片を含む。砂岩は約0.3 mm径の石英・斜長石・カリ長石の集合体で、これら鉱物間を微細な不透明鉱物や輝石粒などが埋めている。閃緑岩岩片は、斜長石・輝石・角閃石及び磁鉄鉱の集合体で、磁鉄鉱は輝石・角閃石の間を埋めるように晶出している。

妙正岳地区 (Ao)

妙正岳 (標高304.9 m) の山頂部に長崎変成岩類を覆ってカルクアルカリ岩系のかんらん石安山岩がわずかに分布する。安山岩溶岩の厚さは約30 m、上部と下部の岩相に差異がある。下部の安山岩は、貝殻状断口を呈する黒色緻密な光沢のある非顕晶質岩石からなり、径1-3 mmの新鮮なかんらん石斑晶が目立っている。上部の安山岩は、かんらん石斑晶を多く含む灰色の岩石で、石英の外來結晶も多く含有する。山頂部では柱状節理が発達している。溶岩の基底部と長崎変成岩類の間に火砕岩が堆積しているかは確認できなかった。

かんらん石安山岩 (GSJ R 26805 : 第7表のNo.5)

産地及び産状：外海町妙正岳南腹280 m地点。溶岩流。

斑晶：かんらん石 (4 vol.%)。

かんらん石は、自形-半自形で、径1-3 mm、微粒のピコタイトを包有し新鮮である。結晶の周縁部は単斜輝石粒で取り囲まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・ガラス。間粒状組織。

外來結晶：石英。

径0.7-1.3 mmで、円味を帯び外側に単斜輝石の反応縁が生成している。

大野岳・四株東方地区 (Ao)

大野岳山頂部（標高 352.3 m）では厚さ 20-30 m，下位の神浦玄武岩を覆う安山岩溶岩である。肉眼的には灰色で，微晶のかんらん石が少量含まれる無斑晶質・緻密な岩石からなり，石英の外来結晶を多く含み，淡緑色の輝石反応縁が形成されている。山頂部では板状節理が観察される。山頂部溶岩の化学組成は小角力に近似しているが，捕獲岩片はほとんど含有されていない。

大野岳南方の四株東方の溶岩は，厚さ数 10 m，北のへん岳，南の小へん岳と呼ばれる小さな高地を形成している。溶岩は長崎変成岩類を直接覆っており，岩質は大野岳山頂部と類似している。肉眼的には上部と下部でやや岩相が異なっており，上部はやや灰色で微晶のかんらん石を含む緻密な岩石から，下部は無斑晶質黒色緻密な岩石からなる。

かんらん石含有紫蘇輝石安山岩（GSJ R 26813：第 7 表の No.1）

産地及び産状：外海町大野岳山頂。溶岩流。

斑晶：斜長石・かんらん石・紫蘇輝石・普通輝石。

斜長石は長柱状清澄で少量，約 0.6 mm 径である。かんらん石は少量で径 0.5-1.5 mm，周縁はイデイングサイト化し，微粒のスピネル・鉄鉱を包有している。紫蘇輝石は，径 0.5-0.7mm，長柱状で普通輝石と平行連晶している。普通輝石は僅少で微斑晶として含まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・角閃石・磁鉄鉱・燐灰石・クリストパライト。微量の黒雲母。

間隙には淡緑色の粘土鉱物が生成している。間粒状組織。

VIII. 第四系

（服部 仁）

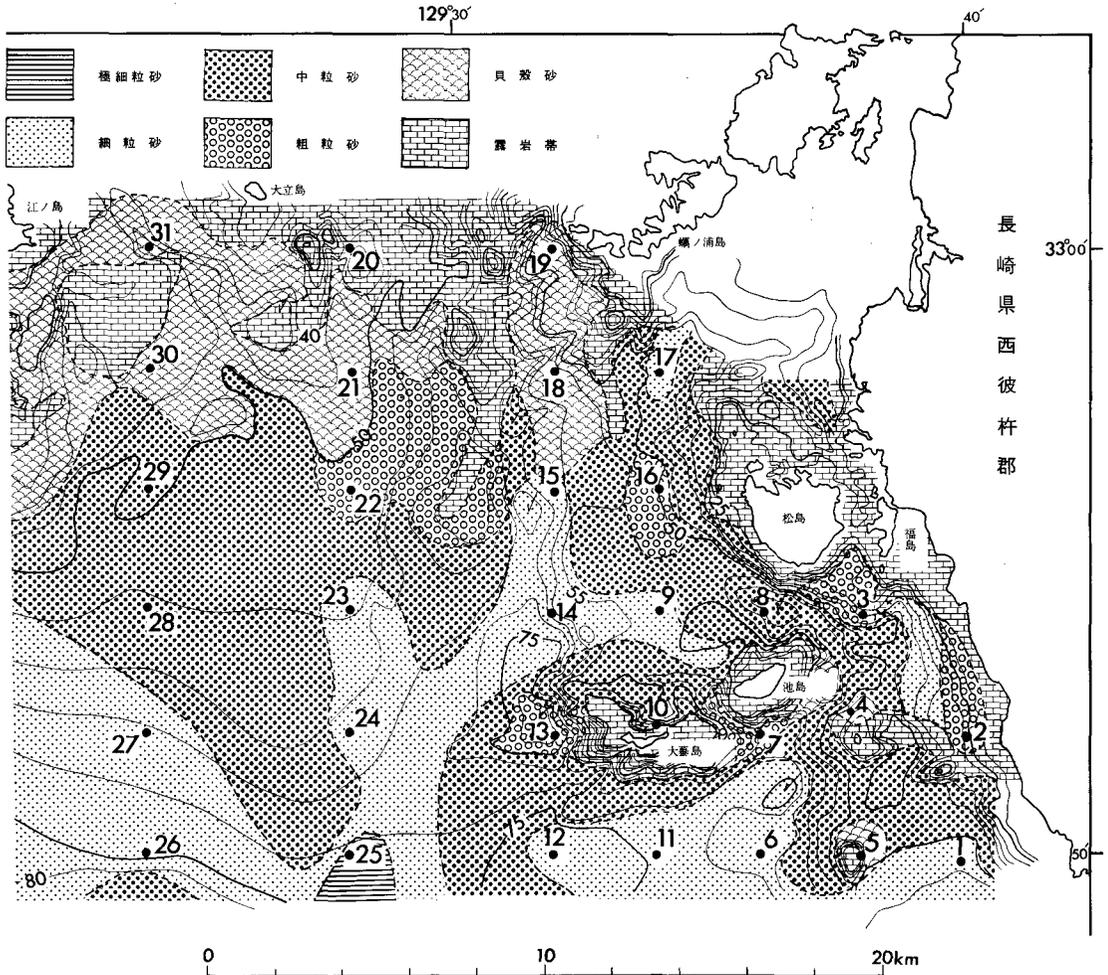
本図幅地域の陸域では平野や平坦地は全くなく，極めて小範囲に段丘堆積物，崖錐堆積物及び沖積層が薄く形成されているに過ぎない。これに対して海域では広い範囲に海底堆積物が分布する（地質図では省略）。

VII. 1 海岸段丘堆積物

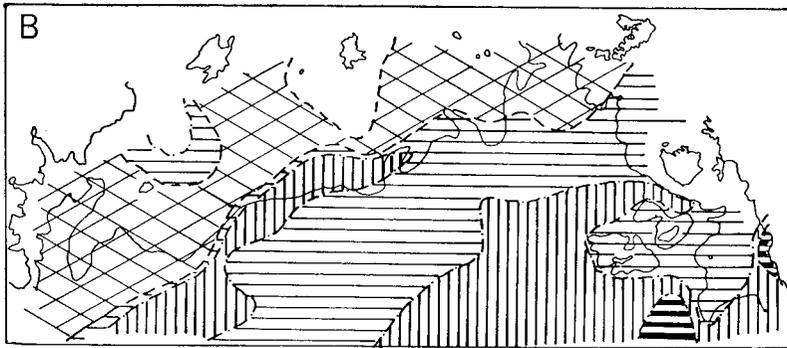
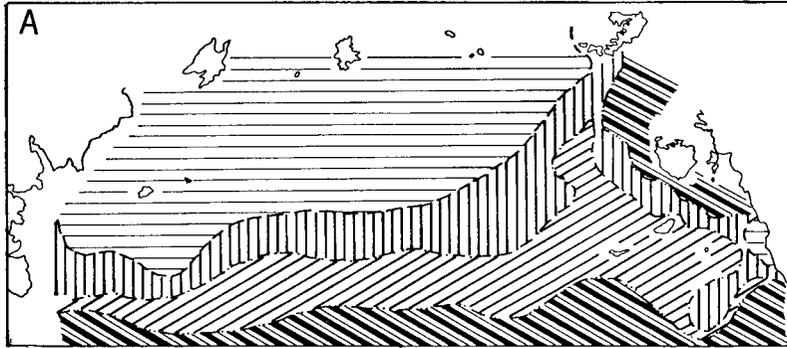
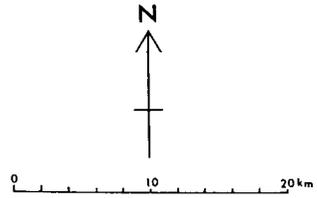
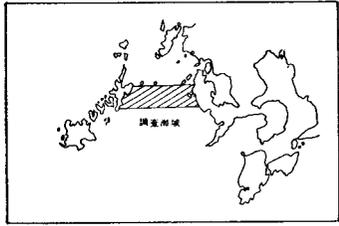
本堆積物は本図幅地域北東端の西彼町大串の戸の尾^{せいび}-網代付近に分布する。そのあたりでは標高 10 m 余りの台地状段丘面ができており，海岸沿いの崖では砂礫層が観察される。砂礫層は，赤褐色化した砂・泥・礫からなり，礫は淘汰の良くない亜角礫ないし円礫である。礫の種類はほとんど結晶片岩からなり，まれに石英脈起源の白い玉石とかんらん石玄武岩が含まれる。この白い玉石は，昭和 40 年代において，珪石鉱床として採掘されたことがある。また砂層の一部には砂鉄などの重鉱物の集積する所があり，そのなかから砂金が見つかった。

VIII. 2 海底堆積物

本図幅地域西部沿岸地域西方における海底堆積物の状況が、海底細骨材調査によって明らかにされた(第54図; 有田ほか, 1981)。同沿岸から松島・池島などの島嶼喫付近の海底露岩帯では粗粒砂・中粒砂に富んでいる。堆積物中の含泥率は、松島周辺を例外として北方から南方に水深の増大に伴い増加する傾向にある。また、石灰質生物遺骸含有率は全域において著しく高い値を示している(第55図)。神浦川河口付近(採泥点2の砂粒のみが結晶片岩片からなり、他の50か所の採泥地点の砂粒は褐色に着色された石英粒と花崗岩片より構成されている(有田ほか1977, 1981)。この調査結果から当海域の底質はほとんど大立島を中心とする花崗岩の露出帯に影響されていること、あるいは海底の広範囲に花崗岩



第54図 「神浦」図幅地域西方海域における海底底質図(有田ほか, 1981; 第2図の東半分)



第55図 「神浦」図幅地域西方海域における海底堆積物 (有田ほか, 1977)

A: 含泥率分布. 1: 1%以下, 2: 1-5%, 3: 5-10%, 4: 10%以上.

B: 石灰質生物遺骸含有率. 1: 80%以上, 2: 80-50%, 3: 50-20%, 4: 20%以下, 5: 露岩.

の露岩が分布することを意味している. さらに, 石英粒の褐色化に見られるように普遍的に風化岩石の赤色化の起こったことを示唆している. この点, 土地保全図 (国土庁土地局, 1987) に示された福岡県下第四系中に普遍的に見られる古赤色土壌の分布とも関連して, 古環境解析研究の一助になりそうである.

VIII. 3 崖錐及び崩積堆積物

本堆積物は地すべりによってできた角礫及び砂からなる堆積物であり、大瀬戸町東浜及び西浜付近の緩傾斜地に広がって分布する。そのほか、特に石墨片岩からなる強剥離性結晶片岩地区では、地質図上に表せない位小規模の地すべり地塊や崖錐堆積物が至る所で散見される。

VIII. 4 沖積層（海浜砂堆積物を含む）

本層は未発達で、現河川下流部で薄い砂礫層として堆積しているに過ぎない。最も広く堆積している雪浦川河口付近でも、河床においてところどころ長崎変成岩類の露岩が存在しており、本層の厚さはmオーダーしかない。

ボーリングによって確認された沖積層は、多以良川沿いの大瀬戸町井手-江里において、約20m余りの砂礫層である（第39図）。

海浜砂堆積物は灰白色の砂からなり、雪浦川河口では角力灘に面し北西-南東方向に約500m延びて分布する。一般に、本図幅地域の海岸砂は貧弱であり、結晶片岩に由来する褐色を帯びた灰色を呈し、白色系の砂はまれである。雪浦川河口では花崗岩類物質が混入している可能性がある。また池島北東部には砂嘴状に海浜砂堆積物が広がっている（後出：第59図）。そのほかビーチロックが大瀬戸町西浜及び外海町研石ヶ浜の海岸に極く小規模にできているが、地質図上に表現できる大きさでないので省略されている。

IX. 埋立地

（服部 仁）

本図幅地域西部、特に松島、福島及び池島の海岸地区で大規模な埋め立てが行われ、石炭産業後の産炭地振興策として諸工業立地が進められた。埋め立て用土砂は周辺の丘陵地を削り取ったもので、その跡地は住宅地に造成されている（第3図）。

そのほか、本図幅地域北部の西海町南串島^{さいかい}周辺で小規模な沿岸埋め立てが行われている。

X. 地 下 資 源

(服部 仁・井上英二)

本図幅地域において、現在採掘されている地下資源は石炭のみである。1970年(昭和40年代半ば)頃までは、珪石、滑石、蛇紋岩が開発及び採掘対象となっていたが、間もなく操業されなくなった(後出：第61図：鎌田・島田，1967；鎌田，1968)。

X. 1 石 炭

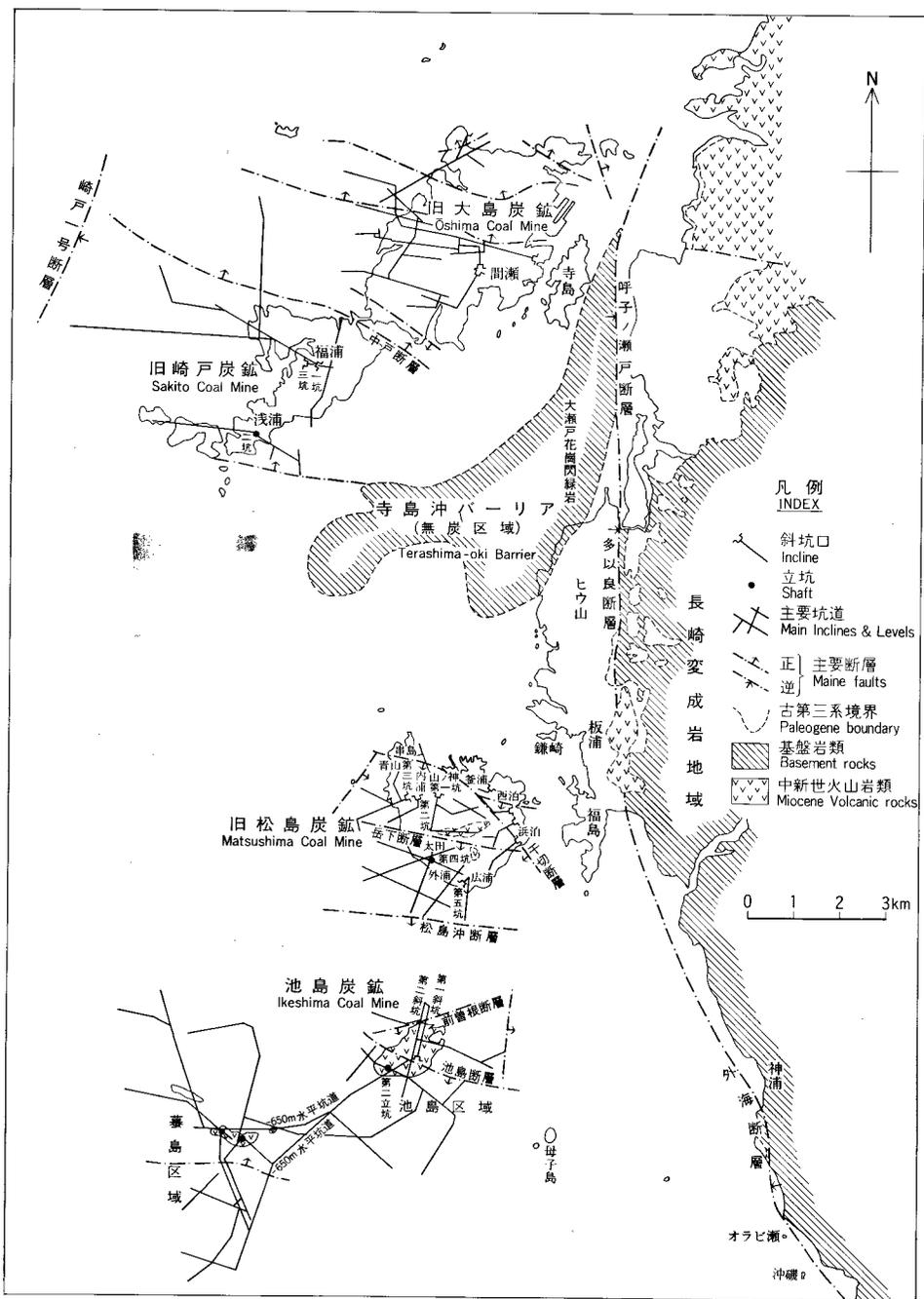
本図幅の古第三系分布地域は^{さきと}崎戸松島炭田の南部を占め、良好な品質の瀝青炭を産する世界有数の海底炭田である(第56図)。かつて松島を中心として盛んに採炭が行われたが、現在池島・^{ひき}藁島周辺の海底で、松島炭鉱株式会社^の池島炭鉱が稼動しており、将来的にも十分な資源量が存在する。なお、現在、松島ではかつての炭鉱はすべて水没し、地表における炭層の露頭も埋没して、炭層を観察する機会が少なくて少ない。松島における以下の記述は、主として大築(1910)、松本・太田(1948)及び松島炭鉱株式会社(1962)を参考にしている。

X. 1. 1 炭層及び炭質

層準と炭厚：炭層は地域によって異なるが崎戸層中に7-10数枚存在し、各炭層の厚さは0.1-0.2 mから最大4 mを越え、そのうち3-4枚の厚い炭層が稼行されてきた。各地域間の炭層の対比を第57図に示す。

1) **松島地域：**上位からハチマケ層、八寸亀層、二尺層、磐高層、磐砥山層、筋石層(五尺層)、亀層及び四尺層と称される8炭層がある。このほか、局地的に低石層と呼ばれる厚さ0.1-0.2 mの薄炭層が筋石層と亀層間に存在する。崎戸層上部に介在する磐高層以上の炭層はいずれも厚さ0.3 m以下の薄炭層でほとんど採掘されなかったが、わずかに二尺層が岳下と南東海岸で採掘されたと言われる。二尺層は山丈0.45-1.7 mで、山ノ神、内浦及び南東海岸に露出している。

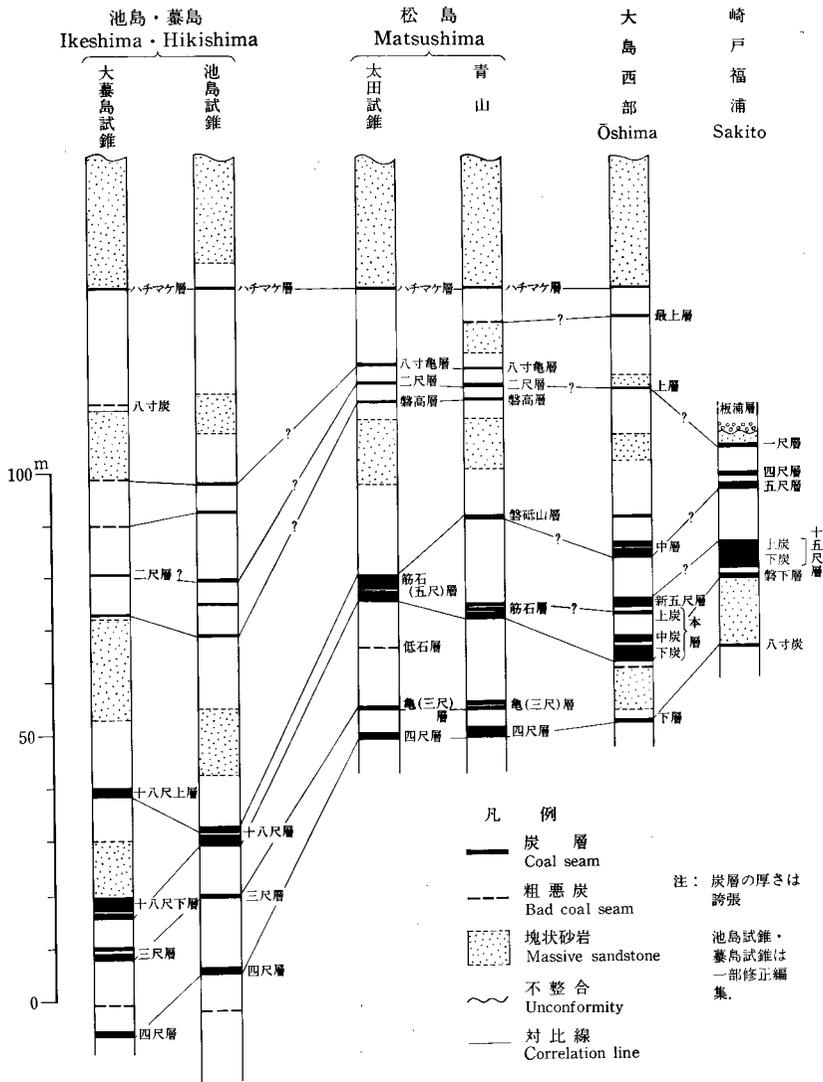
主要稼行炭層(第58図)は、磐高層下位の厚層の塊状砂岩を隔てて崎戸層中-下部に存在し、松島西部・南部で発達する磐砥山層、筋石層(五尺層)及び四尺層の3炭層である。磐砥山層は内浦東海岸に露頭があり、山丈1 m弱である。筋石層は串島及び釜浦付近に露頭があり、山丈2-3 m強でハサミが多い。筋石層と磐砥山層との層間隔は膨縮が激しく、松島西部で両炭層は合体して厚い1炭層となり、旧松島炭鉱ではとれを五尺層(松島南方の海底下では十八尺層と呼ばれた)と称して、最大の稼行炭層とし



第56図 崎戸松島炭田の炭鉱位置図

松島炭鉱(1962)及び同社資料, 嘉村(1982)並びに旧三菱鉱業崎戸炭鉱資料に基づいて井上編集作成。

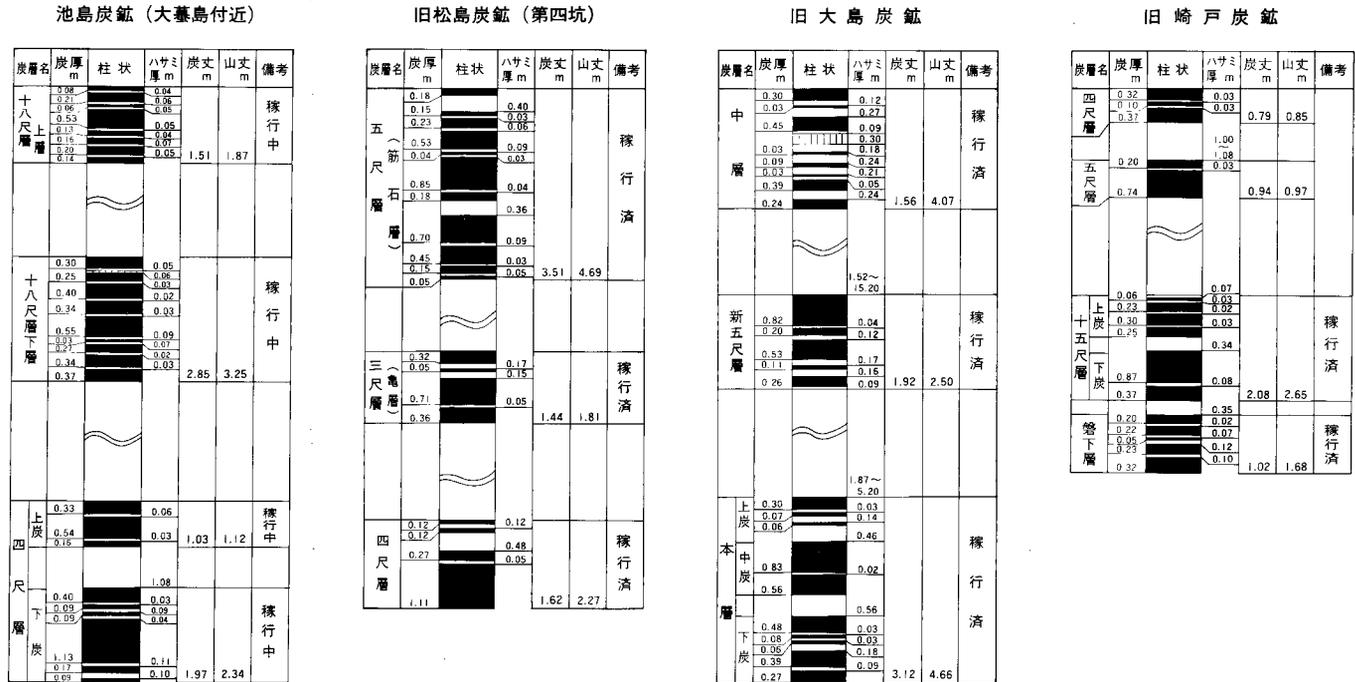
Fig. 56 Map showing the locations of coal mines in the Sakito-Matsushima Coalfield.



第57図 地域間における崎戸層の炭層対比図
Fig. 57 Columnar sections showing stratigraphic correlations of the coal seams in the Sakito-Matsushima Coalfield.

て採掘した。五尺層は太田付近で最も厚く発達して山丈4 m以上、炭丈3 m以上となり、6枚のハサミを有すると報告されている。四尺層は吉原の北東部、釜浦から西泊にかけて露出し、地表近くで盛んに採掘された。四尺層は山丈1.0-2.5 m、炭丈1 m強で1-4枚のハサミを有し、内浦坑内で最も厚い。炭層には採炭上の障害である松岩と呼ばれる大きな珪化木が産している。

上記の主要稼行炭層以外で、部分的に採掘されたものに亀層がある。亀層は五尺層と四尺層の間にあって、旧松島炭鉱で三尺層と呼ばれ、山丈1-2 m、炭丈約1-1.7 m、2、3枚のハサミを有する炭層で、



第58図 各地域の主要稼行炭層炭柱図の一例

資料出所：池島炭鉱及び旧大島炭鉱は松島炭鉱(株)提供資料，旧松島炭鉱は松島炭鉱(株) (1962)，旧崎戸炭鉱は長浜・松井 (1958) 及び旧三菱炭業崎戸炭鉱資料に基づく。

Fig. 58 Representative columnar sections showing the major working coal seams in Ikeshima, Matsushima (closed), Ōshima (closed) and Sakito (closed) coal mines.

松岩を多産し、釜浦から浜泊付近に露出する。

2) 池島・墓島周辺の海域：池島炭鉱及び海上試錐資料によると、崎戸層には7-10枚数の炭層があるが、上部に介在する5-6枚の薄炭層と松島の炭層との確実な対比は困難である。一方、崎戸層下部に介在する十八尺層は本地域の主要稼行炭層(第58図)で、松島の五尺層に対比されている。十八尺層は池島から墓島に向かって上層と下層の2炭層に分岐する。十八尺層上層はハサミ3-5枚を含む山丈1.8-2.6m、炭丈1.3-2.2mの炭層で、松岩を産する。十八尺層下層はハサミ数枚を有する山丈2.5-3.5m、炭丈2-3m前後の炭層で、松岩を含む。十八尺層上層・下層は海底下で広く発達しているが、上層と下層との層間距離は1m以下から、ところによって30m近くまで大きく変化する。

三尺層は十八尺層の10数m下に存在し、場所によって山丈2m未満、炭丈0.5mとなるが、連続性に乏しい。さらに三尺層の数m-10数m下に山丈1.8-4.5m、炭丈1.2-3.0mの四尺層があつて稼行されている。海上試錐資料によると、大墓島南方で墓島層中に2枚の山丈数10cmの薄炭層が認められるが、その連続性及び炭層対比については、まだ明らかでない。

3) 崎戸地域：崎戸層内の6層準に炭層があり、上から一尺層、四尺層、五尺層、十五尺層、磐下層及び八寸炭と呼ばれ、崎戸層中部の十五尺層及び磐下層が旧三菱崎戸炭業所で主として採掘された(第58図)。十五尺層は約0.3mのハサミを隔てて上炭と下炭に分かれ、合計山丈約2.7-4m、炭丈2-3mの炭層であり、薄いハサミを数枚挟有している。十五尺層の上盤の泥岩から*Nelumbo*をはじめ多数の植物化石が産する。磐下層は十五尺層の0.3m下位にあつて、山丈1-2m、炭丈0.7-1mである。

崎戸層上部の四尺層及び五尺層はいずれも山丈1m未満の炭層である。

炭質：松島、池島、及び崎戸・大島の各炭鉱における稼行炭層の炭質は発熱量7,000kcal/kg台の弱粘結膨張性瀝青炭で、JIS規格のB2級及びC級に分類され、ガス・コークス用及びボイラー用に適している。炭質の特徴としては、本炭田の石炭は灰分及び固定炭素含有量が北部九州諸炭田と南隣の高島炭田の石炭との中間であることが指摘され、かつ硫黄分が少ないことが挙げられる。第8表に主要炭層の工業分析値を示す。

X. 1. 2 開発

1) 松島地域

松島における石炭採掘の歴史は古く、江戸時代中期にさかのぼる。大築(1910)、地質調査所編(1960)、三菱鉱業セメント(株式会社編纂室(1976)及び松島興産七十年史編集委員会(1983)に基づいて開発の沿革を要約すると、松島の石炭は享保年間(1716-1736)に串島と荒川で発見されたと言われる。天明元年(1781)頃、主として島民によって石炭採掘が行われ、製塩用の燃料として諸藩へ出荷されていたと伝えられる。寛政年間(1789-1801)には内浦青山に、天保年間(1830-1844)には広浦で炭山が開かれていた。安政3年(1856)には売上数量約37,000t(6,178万斤)以上に達したと言う。幕末の文久2年(1862)には西泊、浜泊及び芦原で縦横に採掘が行われていたが、陥没や岩盤の崩落が生じて採掘が困難となり、資金的にも欠乏してきたため、明治維新後しばらくは採掘が途絶えた。

明治18年(1885)三菱社が松島に進出し、試掘として青山で立坑を開削掘進したが、深度74mで多量の海水の湧出にあい、明治22年(1889)事業を撤退した。

第8表 主要稼行炭層の石炭工業分析値

地域 Area	炭層名 Coal seams	工業分析					
		水分 W %	灰分 A %	揮発分 V %	固定炭素 C %	硫黄分 S %	発熱量 kcal/kg
松島 Matsushima	盤砥山層	1.49	19.81	36.08	42.62	2.52	5,940
	五尺層(筋石層)	1.72	7.40	40.90	49.98	0.89	7,370
	亀層(三尺層)	2.44	6.20	37.96	53.40	1.30	7,260
	四尺層	1.82	4.04	40.88	53.26	2.01	7,480
池島・藪島 Ikeshima	十八尺層上層	2.4	9.4	38.2	50.0	0.47	7,410
	十八尺層下層	2.2	6.4	41.7	49.7	0.65	7,660
	三尺層	2.5	6.1	39.1	52.3	0.51	7,600
	四尺層	2.1	6.8	40.6	50.5	1.40	7,640
崎戸 Sakito	四尺層	2.36	9.32	36.34	51.98	2.09	7,509
	五尺層	1.68	10.92	38.36	47.36	1.95	7,355
	十五尺層上炭	1.88	9.58	40.92	47.62	1.55	7,456
	十五尺層下炭	1.84	16.86	34.80	46.50	1.83	6,799
	盤下層	1.76	12.46	35.99	49.79	0.45	7,247
大島 Oshima	本層中炭	1.34	16.42	35.21	47.03	1.82	6,896
	本層下炭	0.98	12.42	36.16	50.72	1.77	7,423

引用資料：松島地域-松島炭鉱(株) (1962), 大築 (1910)

池島地域-松島炭鉱(株)資料

崎戸及び大島地域-地質調査所編 (1960)

明治38年(1905)唐津炭田で炭鉱を経営していた古賀鉱業合資会社が松島の石炭開発に着手、筋石層を稼行していた内浦炭鉱を買収して本格的な採掘に乗り出し、第一坑から第三坑までを開坑して松島西部における岳下断層以北の筋石層、四尺層及び亀層の3炭層を採掘し、大正元年(1912)頃には年間出炭量約36万tに達していた。

旧松島炭鉱：大正2年(1913)三井鉱山株式会社が松島に進出、古賀鉱業(資)の鉱区を買収し、同社と共同で松島炭鉱株式会社を設立した。

坑道と採炭：古賀鉱業時代に開削された第一・第二・第三坑を引き継いで出炭するとともに、大正5年(1916)に岳下断層以南の松島内部及び南西方海底の採掘を目的に外浦に第四坑を開坑した。各坑の概要を第9表に示す。

いずれの坑内においても、炭層の傾斜は $2^{\circ}30'$ - $3^{\circ}30'$ とごく緩やかであったが、多数の断層と砂岩の亀裂からの多量の湧水に悩まされた。各坑の閉鎖の原因は水没である。海底下採掘に関しては、海底下から約30mまでを採掘禁止区域として稼働したが、坑内採掘深度が最深部でも海底下60-70m程度と浅いことから、海水が多数の断層を伝って坑内に侵入した。昭和4年(1929)と昭和9年(1934)には第三・第四坑で大出水があり、それぞれ42名と54名の犠牲者がでた。一方、坑内メタンガスの発生は坑内深度が浅いこともあって少なく、災害もほとんどなかった。

採炭は主としてダイナマイト使用の発破採炭であり、採掘方式は島内地下の坑内では長壁式、海底下の第三・第四坑内では残柱式によった。

第9表 旧松島炭鉱における各坑の概要

坑名	坑口位置	坑道			稼坑炭層	開坑年	閉坑年	備考
		方式	傾斜	坑道長				
第一坑	内浦	斜坑	18°	145m	五尺, 三尺, 四尺 残炭	明治38 昭和5	大正11 昭和12	水没閉山 再開
第二坑	内浦	斜坑	18°	230m	五尺, 三尺, 四尺	明治43	大正12	
第三坑	青山	斜坑	18°	239m	同上	明治45	昭和4	水没閉山
第四坑	外浦	立坑		136m	同上	大正5	昭和9	水没閉山
第五坑	瀬々浦	斜坑	16°	865m	十八尺	昭和7	昭和10	水没中止

松島興産七十年史編集委員会（1983）の記述に基づいて井上作成。

第五坑は松島南方の海底下採掘を目指して開削されたが、昭和9年、隣接する第四坑の水没の影響を直接被って湧水が著しく増大したため、昭和10年（1935）ついに第五坑は出炭に至らないまま廃坑になった。これによって会社は松島における採掘事業の撤収に入り、昭和10年から開発を進めていた大島炭鉱に事業を移すこととして、昭和5年（1930）より残炭採掘のため再開していた第一坑を昭和12年（1937）に閉坑、松島における採炭を終了した。

出炭量：大正12年 - 昭和11年の24年間の累計出炭量は876.6万t、最高年間出炭量は51.5万t、撤収期間の昭和10、11両年を除く22年間の平均年間出炭量は39.6万t、出炭最盛期は大正3年から昭和3年までの15年間であった。

人員と出炭能率：従業員数は最高4,017人（大正9年）、出炭能率は10-27t / 月・人であった。旧松島炭鉱の閉山後、主として松島東部で浅田炭鉱を含む2、3の小規模炭鉱が引き続き稼働していたが、昭和38年（1963）に浅田炭鉱の閉山を最後に、松島における採炭の歴史は終わった（長崎県大瀬戸町、1991）。

2) 池島・墓島海域

池島炭鉱（第59図）：池島は西彼杵半島西岸から約6km西方にあって、周囲4km、面積0.86平方kmの小島で、海拔60-70mの玄武岩台地をなしている。島の北東端には池島港があって、これは同島開発前の鏡ヶ池を開削して築港されたものであり、5,000t級の船舶の接岸が可能である。

沿革：池島周辺海底の石炭調査は昭和2年（1927）から終戦の昭和20年（1945）まで、池島と墓島で6本の探炭試錐が実施されており、第2次大戦中には、すでに海底下に炭層の賦存が確認されていた。池島地域の開発は昭和27年（1952）に開始された。開発は当初、松島と池島間の海底下の炭層採掘を目標として、池島から松島へ向けて北へ15°-17°の傾斜で第一斜坑を掘進したが、落差60m南落ちの前曾根断層に遭遇したのち、海水準下217mで着炭した。しかし、同断層の北側は炭層が浅くなって海底との距離が短縮するため、掘進方向を18°転換して池島直下及びその南方の炭層を採掘することになり、第一斜坑先端から第二斜坑を南に向けて掘進し十八尺層に着炭した。昭和34年（1959）第二坑底において出炭を開始し、翌年より池島東側の区域で長壁式による本格的な採炭に入った。

やがて採掘区域は池島南側の区域に移った後、昭和46年（1971）墓島区域の開発に着手、昭和49年



第59図 池島炭鉱の全貌 (松島炭鉱株式会社提供)
手前は池島, 遠方に大藪島と平瀬.

Fig. 59 A panoramic view of the Ikeshima Coal Mine.
Far beyond are seen Ōhiki Shima and Hirase.

(1974) 同区域の採炭を開始して平成5年現在に至っている。

海底地質調査: 昭和27年の開坑以来, 池島周辺で海底地質調査が継続して実施され, ドレッジ, 潜水調査, 磁力探査, 音波探査, 0屈折法地震探査が繰り返し行われた。さらに昭和44年(1969)から昭和57年(1982)にかけて第一探海号及び第三・第五白竜による計10本の海上試錐が実施された。加えて昭和57年から昭和63年(1988)にかけては, 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)が音波探査及び海上試錐を本海域周辺で実施し, 炭層賦存状況の把握に努めた。

稼行炭層 (第58図) : 十八尺層上層・下層及び区域によって四尺層が主たる稼行炭層である。上層と下層との間隔は膨縮があり、地域によって0.8 mから30 mまで変化する。

坑道と採炭 : 第一・第二斜坑で-540 m レベルに至り、さらに新ベルト斜坑、西一卸斜坑で-650 m レベルに達して、そこから墓島に向かって-650 m 水平坑道が展開する (第60図)。立坑は池島西端の第二立坑、墓島の入気立坑及び排気立坑が-650 m 坑道に連絡している。また池島排気立坑は-540 m の三坑底に連絡する。維持坑道長は岩石坑道 68 km, 沿層坑道 32 km, 計 100 km に達している (松島炭鉱株式会社, 1991)。

採炭は払面長 100-130 m の後退式長壁採炭法を採用し、ドラムカッター (チェーンレス, ダブルレンジング型) で採炭, 支保はシールド型自走支保である。

通気 : 入気坑口は第一・第二斜坑, 第二立坑及び墓島入気立坑で, 排気は池島と墓島の2排気孔の主要扇風機を使用している。

出炭量 : 1991 年度の出炭量は約 120 万 t である (松島炭鉱株式会社, 1991)。

人員 : 約 690 人, 出炭能率は約 150t / 月・人 (松島炭鉱株式会社, 1991)。

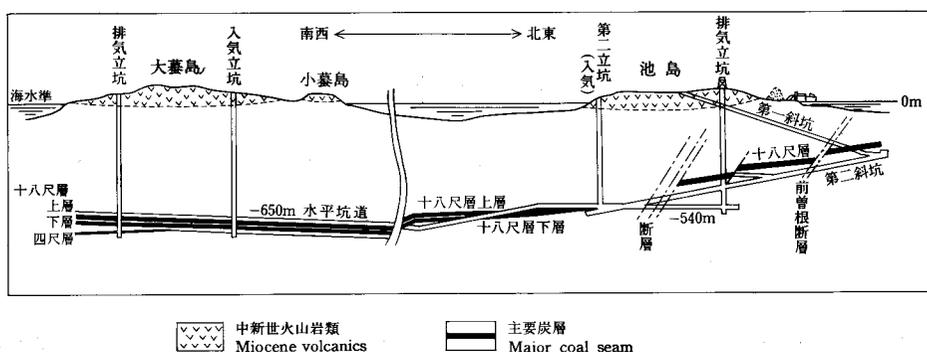
需要先 : 現在, 一般炭を主として電力会社に供給しているが, かつては原料炭も製鉄会社に出荷していた。

鉱区と埋蔵炭量 : 所有鉱区数 70, 面積 3,550 アール。理論可採埋蔵炭量約 17 億 t, 確定実収炭量 約 2 億 1,000 万 t。

3) 崎戸大島地域

旧崎戸炭鉱 : 崎戸炭鉱は佐世保港南方 24 km の崎戸町^{かきのうら}蛸浦島に開発された海底炭鉱である。明治 40 年 (1907) 炭鉱が開かれて以来, 昭和 43 年 (1968) の閉山まで約 60 年間, 有力な炭鉱として栄えた。以下に, 主として三菱鉱業社史 (1976) に従って炭鉱の概略を記述する。

沿革 : 崎戸における石炭は, 明治 19 年 (1886) 崎戸南部の芋島南方約 200-400 m の海底で潜水水夫が炭塊を拾ったことから発見された。翌 20 年芋島で個人が試錐を実施して着炭したが, 炭坑の成立には到らなかった。明治 40 年有志が集い九州炭鉱汽船株式会社を設立, 明治 42 年 (1909) に福浦坑 (のちの三坑) を開鑿し, 明治 44 年 (1911) に三菱合資会社と提携して明治 45 年 (1912) に浅浦坑 (のちの二坑), 大



第60図 池島炭鉱坑内の模式断面図 (松島炭鉱株式会社資料より転写)

Fig. 60 A schematic profile illustrating coal mining at the Ikeshima Coal Mine.

正 13 年 (1924) に蠣浦坑 (のちの一坑) を開鑿して採炭を行った。大正 15 年 (1926) には年間出炭量 50 万 t を超えるに到り、昭和 11 年 (1936) には出炭が 100 万 t を突破した。

昭和 15 年 (1940) 三菱鉱業株式会社が九州炭礦汽船株式会社を吸収、第 2 次大戦下の昭和 18 年 (1943) に本炭鉱最高の年間出炭量約 126 万 t を記録した。当時の従業員数は 6,400 人で出炭能率は 16.4t / 月・人であった。

戦後間もない昭和 22 年 (1947)、鉱区内の海底地質調査に着手、ドレッジに始まって水深測量、地震探査、音波探査、潜水調査等を実施し、最盛期の昭和 30 年代前半には海底試錐を行って、炭層賦存状況の把握に努めた。これにより安全採掘限界及び残炭量が明確となり、合理的な採掘計画を立てることが可能になった。

採炭方法：主要稼行炭層 (第 58 図) である十五尺層は山丈が上炭最大 2.12 m、下炭最大 1.82 m と厚く、地層傾斜は 5°、上下盤は泥岩で堅硬、可燃性ガスの発生もそれほど多くないという好条件であった。坑口は立坑と斜坑で、採炭はジブカッター、のちにホーベルを使用した長壁式で行われた。

メタンガス対策としては、坑道から先進ボーリングにより炭層中のガスを抜く地山ガス抜き法、及び坑道からあらかじめ天盤にボーリングして払跡に集積したガスを抜く払跡ガス抜き法を行って好成績を挙げた。採取ガスは炭鉱の発電所ボイラーの補助燃料として使用された。

出炭量：崎戸炭鉱が三菱鉱業株式会社所有となった昭和 15 年から閉山前年の昭和 42 年 (1967) までの 28 年間における累積出炭量は 1,684 万 t、年間最高出炭量は昭和 18 年の 125.9 万 t、戦後昭和 21 年 (1946) からの年間平均出炭量は約 50 万 t であった。

人員：昭和 19 年 (1944) の 7,195 人をピークとし、昭和 20 年代は 4,000-5,000 人、昭和 30 年代は 3,000 人台から 1,000 人台に漸次減少し、昭和 39 年から激減して閉山前年の昭和 42 年には 420 人になった。

出炭能率は昭和 20 年代後半-30 年代前半は 10 数 t / 月・人であったが、30 年代後半は合理化により 22-39t / 月・人に増加し、昭和 42 年には 51t / 月・人まで向上した。

閉山：政府の第三次石炭対策 (昭和 41 年 7 月) の炭鉱スクラップ・アンド・ビルド政策に基づき、可採炭量及び採掘条件ならびに需給関係を考慮して、崎戸炭鉱は昭和 43 年 (1968) 3 月に閉山した。

旧大島炭鉱：松島炭鉱株式会社の旧大島炭鉱は三菱崎戸炭鉱の東の大島に存在した。大島炭鉱が稼働した期間は、松島炭鉱 (株) が松島における採炭を終り、現在の池島・藁島で採炭が本格化するまでの中間的時期を占め、その存在は崎戸松島炭田の開発に重要な役割を果たした。そのため、本炭鉱は本図幅地域外ではあるが、以下にその概要を略述し、その詳細については、本炭鉱の最盛期に出版された「蛸ノ浦」図幅 (長浜・松井, 1958) の記述にゆずる。

沿革：旧松島炭鉱の昭和 9 年における第四坑の水災害と第五坑の放棄により、同社は昭和 10 年 (1935) 大島町間瀬で第一坑の開削に着手し、翌年から出炭を開始した。さらに昭和 15 年 (1940) 大島町佐司別当に第二坑を開削、昭和 18 年 (1943) に着炭した。稼行炭層 (第 58 図) は当初、本層のみであったが、昭和 19 年から中層、昭和 20 年 (1945) から新五尺層の採掘を始めた。

採炭：採炭方法は最初から長壁式前進採で、昭和 24 年 (1949) までは発破採炭、昭和 25 年 (1950) 頃から約 10 年間はコールピック採炭が主として行われ、昭和 34 年 (1959) にホーベルが導入されて以来、昭和

45年(1970)の閉山までホーベルとドラムカッターによる機械採炭が行われた。採炭が深部に進むにつれてメタンガスの発生が増加したため、昭和29年(1954)よりガス抜きを実施し、このガスを利用して昭和36年(1961)にはガス発電所を設置し、坑内用電力供給の一助とした。

出炭量：昭和11年から昭和45年閉山までの35年間の累計出炭量は1,494.6万t、年間最高出炭量は88.7万t(昭和40年, 1965)、ピック採炭が始まった昭和25年から閉山前年までの20年間の平均年間出炭量は62.4万tであった。

人員と出炭能率：従業員数は最高が昭和28年の3,377人で、以降漸減して昭和44年(1969)には1,175人となった。出炭能率は機械採炭を導入して間もなく、昭和35年(1960)から20t/月・人を超え、昭和43年(1968)には最高の41.2t/月・人となった。

X. 2 珪石

本図幅地域から採掘された珪石は、SiO₂ 97% (重量比) 以上の極めて良質のもので、白珪石に分類されている。採掘対象となった珪石は、主に風化結晶片岩類内に突出した石英脈や至近距離への転塊などで、その産状は大別すると、以下のとおり四つに分類できる(第61図)。

①結晶片岩類中の石英脈：脈幅はcmオーダーまで一様でないが、脈幅50cm以上が稼行対象になった。

②転塊(崖錐内の珪石礫、転石など)：地表近くの表土中に含まれるもの。

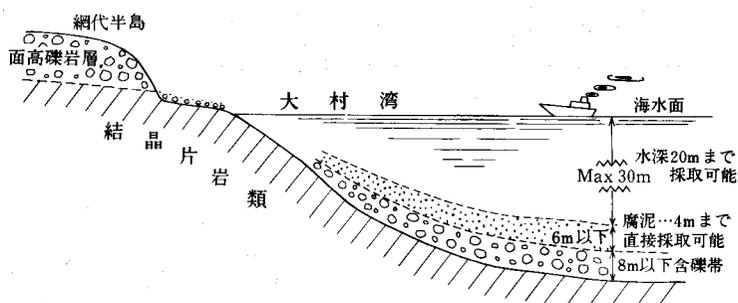
③海岸段丘堆積物中の礫：本図幅地域北東隅の西彼町大串^{せいひ}における産出である。

④海底の砂礫層：大串湾内に局所的に集積した珪石礫。

採掘方法は、①及び②の産状では風化結晶片岩などからなる表土を深さ5m位までブルドーザーなどで削り、白色石英岩塊のみを採り上げる簡単なものである。③の場合、冬の農閑期に畑の下の砂礫層中にブルドーザーなどによって網目状溝を作り、白い玉石採取の直後埋め戻す工法で、結果的にはやせた農耕地は回春するというので歓迎されたい。

④の場合、最も大規模に採掘された。すなわち、昭和39年頃から九州資源開発株式会社大串鉱業所によって砂礫をしゅんせつし珪石礫を採取した。最盛期の昭和42年には、全従業員約70名、大型しゅんせつ船2隻、能力4tのパケットで1日350-400回のドレッジを行い、約2,500t/月の生産量をあげている(鎌田・島田, 1967; 第62図)。珪石礫は、海底における石英脈から直接転落し、波食によって円磨されたものか、あるいは一旦海岸段丘堆積物内に堆積した円礫が浸食によって海底に運ばれて再堆積したものなのかその集積のメカニズムはわからない。しかし珪石礫の起源は結晶片岩類中の石英脈に求めることができる。

大串湾及び周辺海域における珪石鉱床に関して、スパーカーによる物理探査(昭和40年度受託調査)が行われている。しかし、砂礫層の分布は確認されたものの、珪石礫の識別は可能でなく、結果として珪石礫の集積域は把握されなかった。珪石礫の採取可能水深は約20mまでであり、径10-40cmの極めて円磨度の高い円礫が採取されている。珪石礫は、透明度の高い水晶質のものも多く含まれており、そのほかの珪石には鉱石としては不純物になる電気石、イルメナイト、緑泥石などを含むものがある



第62図 海底珪石鉱床を示す模式断面図 (山田・井上, 1968)

(GSJ R 59379).

ドレッジされた珪石礫は、船上で水洗、手選を通して良質の珪石礫のみが取り上げられ、大串湾岸の西彼町大串郷白浜南(本図幅地域北東隅から約1,300 m北方の国道206号沿い)の選鉱場に運ばれる。これらの珪石礫は陸上で採掘されたものとともに小割りされ、不純物の付随鉱物を手選により除去したのち、製品として出荷された(第10表)。一部の珪石はレンズ等の光学用途として合格する高品質といわれたが、大部分は1級品として金属珪素(Metallic silicon)用として昭和電工(株)福島工場や電気化学(株)工場へ海路によって送り出された。その他2級品などは、研磨材(カーボラダム)用として東北電気製鉄(株)などに出荷された(山田・井上, 1968)。

特異な石英脈に「長崎ヒスイ」の原石がある。極めてまれに蛇紋岩中に貫入した石英脈があり、これが美しい緑色を呈するため加工され「長崎ヒスイ」として珍重された(山田・井上, 1968)。その産地の一つに鳥加南方が挙げられている。

X. 3 滑石・石綿・絹雲母

滑石：滑石は蛇紋岩が泥質片岩と接する場合、塊状蛇紋岩体を取り囲むような形でその周縁部に生じている(第6図)。「神浦」図幅上には、確認された大小約100個の蛇紋岩体が記入されているが、未踏査ルートにおける分布を類推すると実際にはこの数字を上回ることが間違いない。これら蛇紋岩体の一部で滑石が白くまた塊状で、しかも滑石濃集部の厚さ・容積が十分の場合採掘されており、その操業跡は昭和40年代には多数残っていた。現在では、鉱山であった所でも全く跡形も見られない。

西彼杵半島における蛇紋岩に伴う滑石鉱床は、西彼杵型滑石鉱床と呼ばれ、花崗岩類貫入の影響を受けた北九州の小城型及び篠栗型から区別された(内田・牟田, 1957, 1958)。西彼杵型滑石鉱床の特徴は蛇紋岩が広域変成作用の際、隣接の結晶片岩との間に物質移動が起こり、次のような反応帯、すなわち結晶片岩から蛇紋岩に向かって、曹長石帯、緑泥石-絹雲母帯、陽起石帯、滑石帯と続く一定の累帯配列が認められた。

白樫鉱山

1970年(昭和45年)の調査中操業していたのは、白樫鉱山のみである(第63図)。本鉱山は、雪浦川中流域北側の大瀬戸町ホゲツウ地区にあり、雪浦ダム西南西約1 kmに位置し、当時タカシ化成(株)によ

第10表 西彼杵半島の珪石鉱床における珪石の化学組成 (山田・井上, 1968)

No	鉱床名	化学成分						備考
		SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO%	MgO%	lg.loss%	
1	川内鉱床	99.76	0.08	0.006	0.03	0.10	0.16	脈石英型 (稼行中)
2	白岳鉱床	99.16	0.35	0.003	0.17	0.04	0.19	現地残留型
3	白山木場鉱床	99.68	0.09	0.010	tr	tr	0.14	脈石英型
4	喰場鉱床	98.92	0.50	0.05	0.17	0.16	0.11	〃
5	平原第一鉱床	99.86	0.02	0.002	0.17	tr	0.18	〃
6	大串海底珪石鉱床	99.50 以上	0.15	0.015	nd	nd	nd	現世堆積型 (稼行中)
7	鶴山鉱床	99.81	0.09	0.005	0.03	0.01	0.01	脈石英型
8	茶屋峠鉱床	99.91	0.05	0.004	tr	0.12	0.08	〃
9	万助山鉱床	99.81	0.06	0.007	0.02	0.01	0.19	〃
10	久良木鉱床	99.81	0.05	0.001	tr	0.03	0.14	〃
11	扇山鉱床	99.88	0.03	0.003	tr	tr	0.11	現地残留型
12	矢戸鉱床	99.86	0.03	0.004	0.03	tr	0.11	〃
13	上黒崎鉱床	99.79	0.02	0.06	0.03	tr	0.19	脈石英型



第63図 白樫鉱山の坑口を示す写真

滑石鉱床は、緩くNWへ傾斜する泥質片岩の下方に広がっており、この鉱床に沿って坑道が伸びている (GSJ R18423) (1970年7月, 服部撮影)。

って操業されていた。採掘対象となった滑石鉱床は、泥質片岩内の南北長約500m、東西幅約300mの楕円体状をなす蛇紋岩体の西縁部に相当する。泥質片岩は曹長石斑状変晶を含む石墨片岩であり、走向N45°E、傾斜30°NWを示し、波長数cmオーダーで緩くうねるS35°Wへ5°プランジする褶曲軸が認められる。

滑石鉱床の厚さは正確に測定できていないが、最大 2.5 m 位であった。鉱床の形状は、滑石鉱石が蛇紋岩体の外形に沿って採掘され、そのまま坑道として開口されていった形跡から推定すると、坑道延長約 50 m 余り、結晶片岩の片理の走向・傾斜にはほぼ一致した NE-SW 方向で NW へ傾斜する。鉱床の上盤側は結晶片岩、下盤側が塊状蛇紋岩である。鉱石は塊状滑石のほか片状滑石も採取された。鉱石は、鉱山から索道によって雪浦川を越えて南岸の奥浦近くの道路に搬出し、雪浦川下流の集落北端にある工場で加工・製品化された。鎌田・島田 (1967) によれば、その頃 (1967 年) までは九州アスベスト (株) によって操業され、月産約 200 t の鉱石が加工工場で 300 メッシュ程度の微粉に粉砕され、農薬、ペイントの増量剤として出荷された。

白樫鉱山のあったホグットウ地区では、平安時代末期に滑石に富む蛇紋岩が石鍋製作のため採掘・加工され、一般庶民の厨房具として使われた。遺跡発掘によって石鍋製作所跡群が確認され、当時としては日本国内最大規模を誇ったという (「角川日本地名大辞典」編纂委員会, 1987 ; 長崎県大瀬戸町, 1991)。

滑石鉱床に関連して、無色透明の滑石結晶が特異な産状で発見された。西海町久保里東方では、かつて蛇紋岩に伴う滑石鉱床を採掘していたが、その塊状蛇紋岩体中に多数の滑石のみからなる細脈ができており、その滑石脈は最大幅 5 cm 位である。直線状に伸びた脈には、脈壁に直角に幾分黄色を帯びた板状滑石結晶が隙間なく密に生長している (GSJ R 17886)。脈からばらした滑石単結晶は無色透明で径 2 cm に達している。

滑石は昭和 10 年代まで尋常小学校・国民学校等において、筆記練習用スレート石盤上に書くための石筆 (太さ 5 mm, 長さ 8-9 cm の四角柱) として常用されていた。現在でも消費量はごく少ないものの、滑石は石筆に成形され造船所等において鉄鋼資材への印字用として使われた。すなわち、チョークでは雨に濡れるとすぐ消失するのに対して永続性があるためという。

石綿 : 石綿は、主に変質して繊維状になったアクチノ閃石であり、ごくまれに採掘対象になった。採掘跡から、本図幅地域北部の西海町白岳西方及び同地域南部の^{そとめ}外海町牧野岳周辺の 2 か所において、蛇紋岩に付随する長柱状アクチノ閃石が採取されたが、生産量や用途などの記録は残っていない。伊原 (1921) によれば、西海町^{とりか}鳥加の数か所、伊佐ノ浦川上流で 5 か所及び外海町牧野の三地区で石綿が採掘された。

絹雲母 : 絹雲母は、本図幅地域北部白岳の東麓において千枚岩状の緑色片岩から採掘され、パルプ工業の原料として少量採掘された。しかし、実際には絹雲母ではなく、緑泥石と滑石からなり、少量のスフェンを含む片状岩が鉱石であった (GSJ R 17880)

X. 4 長石

長石は、大瀬戸町江里東方における泥質片岩中の幅約 1 m の二本の長石脈から、1931-1932 年 (昭和 6-7 年) 頃採掘され、約 40 t が長崎県波佐見へ出荷されたという (大瀬戸町農協長宮本氏談, 昭和 46 年)。この採掘跡は^{たいら}多以良断層の約 500 m 東方に位置し、同集落の村野氏母屋の裏山にある。

長石脈は結晶片岩の片理にはほぼ直交する、走向 N85°W, 傾斜 70°-80°N を示し、北側の長石脈は幅

1.5 m 以上、延長 9 m 以上あり、約 12 m 南側のもう一本の長石脈は幅 1 m 以内であった。結晶片岩の片理は S15°E へ 5° プランジする微褶曲軸でうねっており、北側の長石脈付近では片理は走向 N65°W、傾斜 10°S、南側の場合走向 N15°E、傾斜 10°E であった。長石脈は少量の石英を伴う塊状乳白色の曹長石からなる (GSJ R 18271)。検鏡の結果、ほとんど曹長石からなり変形によって歪んだアルバイト双晶をなす径 3 mm 大 (平均 0.5 mm) の粒間を、モザイク状の径 0.1 mm の細粒曹長石が埋めている。

X. 5 蛇 紋 岩

蛇紋岩は、ほとんどアンチゴライトからなり、少量のクリノゾイサイト、方解石、クロム鉄鉱を含むものである。一部の蛇紋岩にはアクチノ閃石や滑石が認められ、極めてまれにかんらん石と単斜輝石が残存することがある。このような蛇紋岩が一時、溶鉱炉用フラックスとして鉄鉱石処理にテストされたり、農業用溶成燐肥料及びセメントの着色剤の原料として検討された。しかしどちらの場合でも本図幅地域の蛇紋岩は MgO が不足し、FeO が多いため難点となり利用された量は微量であった。

一方、蛇紋岩は研磨面で暗緑色ないし明緑色を呈することがあり、装飾石材として採掘されたことがある。雪浦川中流左岸の奥浦では、径 200-300m の蛇紋岩体が 1963 年より山門興石工業㈱によって (鎌田・島田, 1967)、1971 年当時は栄興石材奥浦作業所によって採掘されていた (GSJ R 59380)。

X. 6 鉱 泉

外海町^{こうのうら}神浦、牧野及び黒崎周辺では、約 10 か所から鉱泉が湧出あるいは汲み上げられている (長崎県外海町, 1977)。現在、実用に供されているのは、神浦南方外海断層沿いの上大野郷垂水にある外海町立「いそしば荘」の 1 か所のみである (第 11 表)。

X. 7 砕石・石材及び砂利

本図幅地域における大型公共土木建設工事には多量の砕石が消費されたが、その大部分は周辺地域の新第三紀玄武岩類や安山岩類の採石場から供給された。しかし神浦ダム建設の際には、膨大な量を必要とするのと昭和 40 年代初期の貧弱な道路事情と輸送距離との関連から近隣に原石山を確保することが急務であった。探査及び骨材試験の結果、神浦ダムサイト西北西約 700 m の至近距離に広く分布する神浦玄武岩が採用された。この玄武岩は極めて細粒緻密な岩石で、密度が 2.8-2.9 位であったため各粒度に分級され骨材や砂利として活用され、通常よりも重量感のある、より安定性の高いダム躯体のコンクリート材料であったといわれる。現在、本図幅地域において採石場は 1 か所もない。

本図幅地域西部沿岸海域における海底細骨材資源は、石灰質生物遺骸含有率、粒度分布、含泥率、水深からみて、神浦川河口西南方のみが条件を満たし、唯一の細骨材分布域である。しかし、砂粒の鉱物組成が結晶片岩起源のもので、雲母片に富むため利用上の検討課題としている (第 54・55 図：有田ほか, 1977, 1981)。

第11表 「神浦」 図幅地域内において利用されている鉱泉の成分表 (長崎県外海町, 1977)

成分	外海町鉱泉センター		黒崎冷泉	
	49. 4. 3	49. 8. 21	(1号) 39. 7. 10	(2号) 39. 7. 10
Na ⁺	20.1	16.7	14.6	
Ca ²⁺	29.4	26.4	22.62	
Mg ²⁺	5.0	7.46	5.07	
Fe ²⁺ + Fe ³⁺	0.75	2.3	0.5	0.9
Cu ²⁺		2.25		
Mn ²⁺	0.02	0.02		
Zn ²⁺		0.62		
Cl	24.5	22.9	9.91	
SO ₄ ²⁻	44.6	4.3	13.99	
HCO ₃	16.7	83.6	101.3	
H ₂ SiO ₃	16.7	13.2	27.3	60.5
HBO ₂	0.12	0.32		
Br	0.20			
K ⁺	3.0		0.98	
CO ₂	61.7		9.69	31
Rn (天然放射能)			3.8 × 10 ⁻¹⁰	6.0 × 10 ⁻¹⁰
pH	7.8	7.2	7.4	6.5
蒸発残留物	26.0	191.6	196	

外海町町営「いそしほ荘」は、現在鉱泉センターと呼ばれる。黒崎冷泉の位置は不明。
(単位: mg/l, 放射線: キュリー)

X. 8 その他 (金・磁鉄鉱・マンガン鉱・砥石)

本図幅地域内で過去採掘された地下資源は、上記のほか金 (砂金を含む)、磁鉄鉱、及び砥石であり、周辺の近隣地域ではマンガン鉱が知られている (第61図)。現在稼行された痕跡を全く留めていないので文献資料によって以下のとおり紹介する。

金: 西彼町大串郷の大串金山及びその周辺や雪浦川上流における金採取は、奈佐 (1891) によって初めて地質学的に記録された。大串金山は1627年 (寛永4年正月15日) から掘り始められたこと、及び雪ノ浦山 (位置は不明) が寛永7年から約1か年稼行され、この間の4か年間に公儀へ納めた金銀高は、金7貫934匁4分1厘3毛、銀70貫480匁7分、更に鳥加周辺の何か所で砂金を掘り出した、と記している。

その後、大日方 (1913)、木下 (1926)、岡本編 (1958)、木下編 (1961) 及び松本・小川編 (1975) によって、本図幅地域北東部における金の産状が明らかになっている。木下 (1926) は、金の産状を①結晶片岩の裂隙を充填する石英脈と②砂金の二種にわけた。①含金石英脈の場合、大串金山では後成の玄武岩岩脈の付近において金に富み、多量の赤鉄鉱を含むことに注目し、玄武岩貫入に伴う熱水の影響と裂隙規制を受けた、と推定した。また、②砂金について (i) 第三紀層、(ii) 洪積層及び (iii) 沖積層中の三つの産状を識別した。これらの砂金は、どれも結晶片岩中の含金石英脈の金粒に根源があると結論している。そのほか岡本 (1958) 編は外海町 (旧外海村) において1630年 (寛永7年) 金山開発計画があり、少量の銀を産出したことや、大瀬戸町雪浦で砂金を産したことがあると述べている。しかしそれらの位置は

示されていない。いずれにしても、江戸時代まで本図幅地域北部において金探査や試掘が盛んに行われたらしい。

磁鉄鉱：本図幅地域北部における磁鉄鉱探査・採掘の記録は少ない。最初の資料は奈佐（1891）によるものであり、大瀬戸町多以良スク山及び草木原、西彼町大串郷白岳谷及び「ドウゼン」平、その他近傍の各所において、石墨滑雲母片岩中に扁豆状の脈をなす、と記されている（現地名と照合のつかない地名やわかりにくい鉱物名が使われている）。多以良スク山及び草木原では結晶片岩の走向・傾斜と同じ方位をなし、 20° 内外の傾斜であり、露出面は30尺平方、長さ50尺、幅20尺位ある（1尺は約30cm）。1890年（明治23年）1月から3月まで試掘したものの、製鉄業を起すのには十分でないとして述べ、優良鉱石の分析試験結果を載せている。

この鉄鉱床は、井上（1911）による当時の日本の鉄鉱調査報告に引用されたほか、大日方（1913）による20万分の1地質詳図「長崎」の説明書において詳述された。すなわち、鉱石は結晶質の磁鉄鉱であり、石墨滑雲母片岩中に石英とともに扁桃状をなして介在し、その走向は地層の走向と一致してほぼ南北に走り、 20° 内外西に傾斜する。1887年（明治20年）から1890年までの間に約80tの鉱石を産出した。

多以良地区は、当時製鉄用資源のための重要地域であったらしく、この鉄鉱床は製鉄事業調査会の依頼により、1892年（明治25年）大塚専一が調査を行っている（井上、1907）。

地質調査所編（1954）の日本鉱産誌では、西彼町大串における結晶片岩中の含チタン磁鉄鉱鉱床が古期砂鉄鉱床?として記載されるとともに、もう一か所大瀬戸町多以良が第三系上の沈澱褐鉄鉱鉱床、厚さ6mとしてまとめられ、その原典は井上（1911）であるとして、文献に挙げられている。多以良の鉄鉱床は奈佐（1891）などに記述されているとおり磁鉄鉱であり、日本鉱産誌による褐鉄鉱とは異なっている。関根・大町（1957）は、おそらく日本鉱産誌の資料に基づいたのであろう、200万分の1日本の鉱床区図（I第四紀鉱化作用）のなかで、西彼半島北西部に層状褐鉄鉱鉱床を明示しており、その地域唯一の鉄資源として目立った存在になっている。しかし原典に挙げられている井上（1911）の報文中には、多以良の褐鉄鉱鉱床は見当たらない。

通商産業省による未利用鉄資源のデータベース終りの方に、西彼半島地区について総括があり、多以良地区（大瀬戸町奉遷）及び八木原・白似田地区（西彼町大串北方）、さらに大瀬戸町^{かしのうら}檜浦から南方の外海町大野付近の海岸における砂鉄資源について触れている。しかし褐鉄鉱鉱床の記事やその可能性すら述べられていない。現在まで、多以良の褐鉄鉱鉱床に関する原文献は発見できていない。岡本編（1958）や松本・小川編（1975）は、本図幅地域北部における磁鉄鉱の自形結晶や黄鉄鉱の周縁部が赤鉄鉱や褐鉄鉱化している武石の産地、特に鳥加を紹介している。

マンガン鉱：本図幅地域南東隅近くにマンガン鉱の三重鉱山があった。吉村（1969, p.908-909）の記載を参考にし、以下に三重鉱山の概要を略記する。三重鉱山は長崎市三重町日田尾集落の南東方200-300mに位置し、マンガン鉱床はレンズ状で $N20^{\circ}E$ 方向に伸びた形で断続する。鉱床付近の母岩は、アクチノ閃石緑泥石石英片岩、緑れん石アクチノ閃石緑泥石石英片岩及び白雲母石英片岩の3種類である。「神浦」図幅上ではこの鉱床は右下隅の緑色片岩の東側に隣接する結晶片岩中にある。

鉱床はブラウン鉱を主とするものであり、紅れん石、alurgiteを含み、そのほか、ざくろ石、ばら輝石、藍閃石を含むことがある。鉱床の規模としては最も小さく（幅延長など不明）、約50tの高品位マン

ガン鉱石を産出したに過ぎない。

三重鉱山の北東方約 3 km (東隣「大村」図幅地域内) には、村松型マンガン鉱床 (吉村, 1952) の標式地である村松鉱山があった。村松型マンガン鉱床は、高圧中温の動力変質を受けてできた結晶片岩に胚胎し、ブラウン鉱、紅れん石及び紅色雲母からなることが特徴とされている。Hirowatari (1957) は村松鉱山産の紅色雲母を *Manganobarian muscovite* と同定し、肉眼で淡紅色 - 桃色を呈する白雲母が Mn と Ba を含む鉱物であることを明らかにしている。本図幅地域内にはマンガン鉱床は三重鉱山が知られているだけであるが、紅れん石を含む石英片岩は長浦岳周辺にも露出しており、この結晶片岩にはしばしば桃色雲母が生じている。鏡下においてもまれに極微弱な多色性が認められる (GSJ R 18080, 18137)。

西彼杵半島におけるマンガン鉱床 (第 61 図) は、琴海町形上湾北東隅 (東隣「大村」図幅内へ約 4.5 km 入る) の猪越鉱山から南南西方の三重鉱山を結ぶ線より西側には存在しない。主要なマンガン鉱床は村松鉱山 (琴海町松迫; 旧村松村)、戸根鉱山及び崎山鉱山に集中していて、「神浦」図幅地域内にはない。この線の方向は N20° E を示し、西彼杵半島東部における長崎変成岩類の岩相の示す一般的走向に一致する。

砥石 : 大日方 (1913) は、松島南部の外平において、明治年間の終わりの頃、西彼杵層群の砂岩が荒砥石として採掘・加工されたことを記している。

XI. 環 境 地 質

(服部 仁)

地下資源開発にかかわって、昭和 40 年代 (1965 年) 頃から大規模土木建設工事が行われるようになった。最大の公共土木建設工事は、多目的 (治水、灌漑、上水道) の神浦ダム建設とその貯水を長崎市へ送水するための導水路トンネル工事及び西彼杵半島の脊梁部を南北方向に縦貫する道路の建設である。さらに大瀬戸町壱浦と福島との間の海峡埋立、松島北西海岸に石炭火力発電所の建設などが相次いで進められ、これらに伴って山間部の自動車道整備や離島への架橋が進み、不便を極めた大瀬戸町や外海町への陸上交通路が飛躍的に改善された。

工事によって生まれた新しい露頭の観察は新知見をもたらし、特に蛇紋岩体の産状が明らかになった。蛇紋岩体は従来細長く伸びる巨大な岩体で結晶片岩類形成の際貫入したと考えられていたが、実際には大部分の蛇紋岩は 1 km 以内の楕円体をなし貫入岩体ではなく、結晶片岩類の源岩の一部をなす巨大礫の岩塊とわかった。

本報告では、過疎の地域社会に構造的変化をもたらした土木建設工事についても土木地質と環境地質の面から記録することにする。

XI. 1 ダムサイト及び水路トンネルの地質

西彼杵半島では多雨地帯でありながら、沖積層など未発達な地域であるため、保水性の地層を欠き、降水量の多くは短時間で海域に流出してしまい水源確保に悩まれた。特に、1970年頃まで長崎市は夏期には厳しい制限給水を実施せねばならなかった。長崎県と長崎市では、本図幅地域を含む西彼杵半島において広い地域の治山治水と周辺の産業開発を促進し、あわせて懸案の上水道用水確保のため、多目的ダムとして雪浦ダム、神浦ダム及び式見ダムを建設し、総延長26,864mの導水路工事を行った(服部, 1969)。

トンネル水路の地質については、別途1万分の1地質図(服部, 1992b)が作成されているので、本報告では本「神浦」図幅地域内におけるトンネル水路及びダムサイトに関する地質の特徴を略記する。また「神浦」図幅上では、トンネル水路(標高85.0m-80.0m)における岩相境界を破線によって記入している。

雪浦ダムサイト：東西性の堰堤をもつこのダムサイトの西岸では泥質片岩が走向N25°W、傾斜20°Wの片理を示し、東岸では黄鉄鉱に富む泥質片岩が走向N15°E、傾斜40°Eの片理面内でN25°Eへ5°ブランチないし水平方向のちりめんじわを持つ。ダムサイトの両岸はともに受け盤になってはいない。ダムサイト東岸近くを層厚30cm内外の石英片岩が延びており至近距離に蛇紋岩体を伴っている。

神浦ダムサイト：南北性の堰堤を持つこのダムサイトは本図幅地域に典型的な泥質片岩からなり、その片理は走向N-S、傾斜20°Eを示し、北岸・南岸ともに受け盤になっている(第64図)。

河通川トンネル：この水路トンネルは約半分の北部1,600mのみが調査できた。トンネル坑口付近には、強固な岩盤からなるつがね落しの滝や目一ツ坊岩がある。トンネル掘進工事において天盤などからの出水や破砕帯などによる難工事をほとんど経験していない。大部分が泥質片岩からなり、見掛けの片理面は30°Eまでの単調な傾斜を示した。蛇紋岩体からなる目一ツ坊岩の直下には蛇紋岩はなく、坑口から約1,100mに至ってわずかに出現したに過ぎない。坑口から約1,200mの緑色片岩から、褐色黒雲母の晶出が確認されている(GSJR 19130)。

2号トンネル：2号トンネル(第65図)は南北性に貫通していて、結晶片岩の一般的片理の走向と約30°斜交する。トンネル坑内に現れる片理の見掛けの傾斜は25°以下である。北側坑口近くの妙正岳にはからん石安山岩が噴出しているが、その周辺直下の坑内において岩脈は確認されていない。地表では牧野岳北西麓に見られる緑色片岩と石英片岩は、トンネル坑内ではその延長部に相当する緑色片岩と石英片岩が緩く褶曲しながら約600mにわたって分布する。しかしその層厚は大きく見積っても100mまでである。

この水路トンネルは、断面図から判断できるように一種のケスタ地形をなす山岳地形の下を通っており、北側斜面の地形面傾斜は、南側斜面と比べて立っている。南側斜面の地形面傾斜は結晶片岩の片理面の傾斜角度に近く、一部では片理面に並行する。また、南側坑口から200mまでにはたくさんの層面断層が通っており、工事中多量の出水があった。

3号トンネル：長さ100m未満の短いトンネルで蛇紋岩からなり、両坑口付近は泥質片岩からなる。断



第64図 神浦ダムサイト南岸におけるダム基底部の受け盤状況を示す泥質片岩の片理
右端よりの建物の右奥坑口は2号トンネル入口（神浦ダム工事中の1969年5月，服部撮影）。

面図（第65図）に表れているように、山斜面は結晶片岩の場合と比べて急であり、堅固な蛇紋岩体からなることと符合する。

4号トンネル：北西－南東方向の水路トンネル坑内の3か所において、幅20-30m破砕帯（多くは層面断層をなす）があり、出水を招いていた（第65図）。南東側坑口から300m位までにおいて、数本の層面断層があり、破砕帯と同様に多量の出水に見舞われた。

5号トンネル：N80°W方向に貫通するこの水路トンネルは、中間あたりの突出小丘陵とその西方の土佐賀山付近にかんらん石安山岩がのっている。それらの周辺直下のトンネル坑内では、傾斜70°位の幅30mから100mに及ぶ破砕帯が見つかるが出水も少なく、またかんらん石安山岩の噴出火道も確認されていない。東隣「大村」図幅地域との境界付近には500mにわたって厚い緑色片岩が現れ、一部において蛇紋岩が含まれている。この緑色片岩の区域は軟弱岩化したり破砕帯になっていたり、さらに出水も伴い、予測されない難工事区域であった。この厚い緑色片岩にはざくろ石に富む石英片岩も挟有されている。この緑色片岩の層厚は約300mである。

神浦ダム-手熊浄水場間における地質と水路トンネル坑内湧水との関係：この間の地質はほとんど泥質片岩からなり、少量の緑色片岩、淡緑色石英長石質片岩、石英片岩、ざくろ石に富む赤色石英片岩、蛇紋岩が挟有されている。最も厚い緑色片岩でも300mを越すことはなく、また蛇紋岩も100m前後の大きさで、他の岩相の結晶片岩はmオーダーの厚さで10mを越すことはほとんどない。結晶片岩の片理は一般に走向N-S性からN30°E、傾斜20°-40°Eで5号トンネル内など緩く褶曲するところでは、走

向 N40°-60°W を示したり、あるいは水平に近くなる。結晶片岩の片理は源岩の岩相境界の示す層理と大抵の場合一致する。

2号トンネルの妙正岳、5号トンネルの土佐賀山及び13号トンネルの矢筈山付近では、中新世火山岩類が結晶片岩を覆っていて、両者の不整合面付近は風化を受け、一部では帯水層になっている。トンネル坑内における湧水の原因は、多くの場合、破碎帯と層面断層（片理面に平行）及び地表における沢や小河川の水や帯水層の存在と関連づけられる。トンネル坑内レベル（標高 85.0 m-80.0 m）と地表面までの距離が短い（いわゆる“かぶり”の浅い）場合、湧水はしばしば赤色化物を沈澱させているが、短期間のうちに止水している。

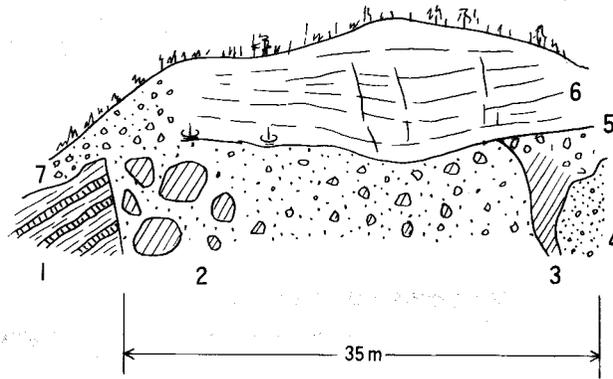
片理面と交わる断層や節理からの湧水は、大抵の場合、掘削後の時間とともに減量している。また、泥質片岩中に頻りに現れる層面断層では、北へ傾斜する地形面の場合と南へ傾斜する場合とで湧水に明瞭な差が見られた。すなわち、北への傾斜地形面では、比較的急な斜面を示し、結晶片岩の風化は弱く一般に堅固であり、その直下のトンネル坑内における層面断層は幅が薄くまた水を含んで膨張することは少なく、したがって湧水量も少ない。これに対して南への傾斜地形面では結晶片岩は著しく風化しており、その付近直下のトンネル坑内では、特に層面断層に沿って多量の水が滲透し、層面断層は膨張しまた粘土化が進み、長期間出水を記録している。（2号トンネル南端部及び4号トンネル南東部）

XI. 2 地すべり

長崎市及び周辺地域は地域異常気象に襲われることが多く、地すべり・土砂崩壊が頻発している。特に1957年（昭和32年）7月25日の諫早大水害では782名の犠牲者を出し、1982年（昭和57年）7月23日の長崎大水害では7時間に500 mm以上の梅雨前線豪雨によって長崎市街地に洪水・地すべりなどの甚大な都市災害をもたらし、本図幅地域でも地すべりが多発した。飯盛山北東方約800 mに設置されているアメダス観測施設では182.5 mm/h、という未曾有の豪雨が記録された（鎌田，1984）。

本図幅地域の長崎変成岩類は、東縁部を除くと石墨に富む泥質片岩が緩傾斜をなし、地表面において、大小様々な形状の岩塊に割れていて、しばしば崖錐に似て原位置から転位したように見える。露頭における結晶片岩の片理の走向・傾斜やちりめんじわなどの線構造の変化から褶曲構造の存在が認められる場合や、反面規則的な変形と認定できず地すべりやクリーブ現象を想定しうることもある（第6及び10図）。しかし結晶片岩のみからなる露頭では、豪雨に伴う斜面崩壊（藤本，1984）の事例を除くと、原位置と変位部分との相互関係や両者の境界が確認できる場合は極めてまれである。

容易に確認できた地すべりは、結晶片岩が中新世火山岩類にのっている露頭である（第66図）。この露頭は東西方向に約40 m広がる南に面した崖であり、この露頭の西端には厚さ20-200 cmの淡緑色石英長石質片岩数枚を挟む石墨片岩があり、これを貫くように玄武岩質凝灰角礫岩の岩脈、さらにこの凝灰角礫岩を貫くドレライト（GSJ R 18364：単斜輝石斜方輝石ドレライト）が見られる。特に西端側の壁岩に近い凝灰角礫岩には1 m大以上の同質で玉葱状割れ目をもつ塊状岩の礫を含む。そのほかに火山礫凝灰岩、古第三系の砂岩及び礫岩の亜角礫や石墨片岩、淡緑色石英長石質片岩及び脈石英の亜角礫を含む。周辺の結晶片岩の片理は走向N-S性、傾斜30°W、mオーダーの褶曲軸（WSW方向へ30°プラン



第66図 火山岩類の上における滑動転位した泥質片岩の岩塊

大瀬戸町池ノ尾堤南西500m (129°40.24' E, 32°58.09' N)

- 1: 淡緑色石英長石質片岩を挟む泥質片岩, 2: 玄武岩質凝灰角礫岩(一部の礫に玉葱状割れ目がある),
3: ドレライト岩脈, 4: 火山質砂, 5: 滑動面, 6: 転移地塊の泥質片岩, 7: 崖堆積物。

ジ)を示し、この付近の一般的片理と一致し、左端の結晶片岩が転位したと想定しなくても良い。凝灰角礫岩岩脈は見掛け幅35m以上に達し、これを貫くドレライト岩脈は上方に開く漏斗型で、上部は角礫岩になっている。これらの火山岩はおそらく火道角礫岩であろう。

この露頭において、火山岩類上位の泥質片岩を地すべりによる滑動岩塊と判定した理由は、①泥質片岩は緩やかに波曲するほぼ走向E-W、水平に近い片理を示し、左端結晶片岩の片理とは関係づけられない不規則な構造をもつこと及び②下位に新しい地質時代の火山岩類があり、その境界にはNWへ5°傾斜する条線の入った鏡肌と、さらに赤茶色化した粘土層と湧水が見られることである。

本図幅地域内の地すべりについて一般的特徴を以下に述べる。大瀬戸町雪浦から外海町出津に至る海岸沿いの幹線道路(国道202)は、その至近距離に外海断層の通る地すべりが頻発する可能性の高い地区である(鎌田, 1969, 1987)。この地区の結晶片岩は片理面の走向が外海断層に並行し、傾斜は水平から45°W、褶曲軸は片理面内でほぼ水平である。したがって陸地西側斜面の崖は、海側へ向かうセンスの流れ盤型の地すべりが発生し易い。特に、雪浦から塚堂間は蛇紋岩の介在やN20°W方向の断層の存在、越首付近では石墨片岩中の断層と蛇紋岩の分布、古第三系砂岩層や玄武岩岩脈の貫入などの付加事象があり、割れ目や弱線に富む地すべりを誘発する地質状況である。道路拡幅工事に伴う大規模法面は、ほとんど結晶片岩が流れ盤になっていて厳しい土木工事が要求された。

昭和40年代初め地すべり対策工事が外海町大野集落のなかで行われた。標高150m位の斜面に広がる住宅地は、結晶片岩の上における火山岩類との不整合面から出る湧水を生活用水に利用していた。ここでは、泥質片岩(微小の蛇紋岩を挟む)の片理面は走向N20°-20°W、傾斜20°-30°Wで山の斜面と同じ向きの流れ盤をなし、また標高120m付近から上方の大野岳北側斜面(標高250m付近)に向けて、不整合面が延びており、かんらん石玄武岩の火砕岩層、溶岩流などがのっている。湧水はその不整合面付近から出ている。地すべり防止のための承水工事は昭和43年頃までに大野集落の中央部標高150m辺りから東方へ口径2m大の広がりトンネルが約100m掘削され、不整合面下位から水抜きが試みられ、地すべりが停止したと当時いわれていた。おそらく滑動地塊は泥質片岩であり、不整合面付近の地下水が地すべりを誘発・加速したのであろう。

XI. 3 その他

平坦地のほとんどない山と海に囲まれた過疎地方には異例な規模の公共土木事業が次々と行われ、自然地形を改変してきている。その契機は、1963年(昭和38年)松島における石炭産業の終息に伴う地域振興策である。

公共事業等は次のとおり1965年から始められた(長崎県大瀬戸町, 1991)。

- ①西彼杵半島脊梁付近を南北に走る山岳縦貫道路開発と周辺道路網の整備(1965年前後-)
- ②檜浦と松島の向島との間の海峡(バイ漣南部)及び松島と焼島間の埋め立て(1968-69年)
- ③雪浦ダム建設(1970-77年)
- ④バイ漣-板浦海岸の臨海工業用地造成(1972-73年)
- ⑤電源開発株式会社松島火力発電所建設(1977-80年)
- ⑥多以良-板浦間の板浦トンネル道路建設(1979-80年)

以上約15か年間における地形変化と交通網整備状況は、国土地理院発行の5万分の1地形図「神浦」が昭和42年5月、44年4月、47年8月、60年12月と頻りに改訂印刷され、また2万5千分の1地形図「板浦」が昭和31年6月、47年8月、59年10月に発行されたことから、本図幅地域を取り巻く産業構造の変化がいかにか大きく急激なものであったか理解される。

②の海峡埋め立てにより、瀬戸の地名由来の場所であった急な海水流の通り抜ける瀬戸港は緩やかな良港に変身するとともに、埋立地には広い道路の通る商業地が生まれた。

⑤松島火力発電所は石炭専焼火力発電所であり、1992年現在出力100万kWの営業運転を行っており、高圧送電鉄塔が聳立する。1950年代の黒ダイヤブームに湧いた産炭地では、石炭の生産管理技術が利用管理技術に移転され、現在オーストラリア、中国等からの輸入炭に頼る巨大消費地に転身している(第3図)。

文 献

有田正史・木下泰正・小野寺公児・井内美郎(1977) 昭和51年度海底砂利賦存状況調査報告書-長崎県五島灘海域-。通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, 17p.

———・———・———・———・村上文敏(1981) 昭和55年度海底砂利賦存状況調査報告書-海底砂利賦存状況図-。通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, 30p.

浅野 清(1962) 有孔虫化石群からみた日本の古第三系。東北大地古教室邦文報告, no. 57, p. 1-32.

地質調査所編(1954) 日本鉱産誌BI-c, 主として金属原料となる鉱石-鉄・鉄合金および軽金属-., 290p. +289p. (表) +27p. (索引)。

———(1955) 日本鉱産誌BI-a, 主として金属原料となる鉱石, p. 94-95.

———(1960) 日本鉱産誌V-a, 主として燃料となる鉱石-石炭-。775p.

藤本 睦(1984) 昭和57年7月豪雨により大瀬戸町塚堂及び東浜において発生した地すべり。長崎県

- 地学会誌, nos. 39・40, p. 46-52.
- 服部 仁(1969) 神浦ダム-長崎市の水資源開発と西彼杵半島総合開発の拠点. 地質ニュース, no. 176, p. 16-18.
- (1984) 長崎変成岩類の放射年代とその帰属. 長崎県地学会誌, no. 41, p. 11-25.
- (1992a) 長崎変成岩類研究の百年史. 地調月報, vol. 43, p. 369-401.
- (1992b) 長崎県西彼杵半島におけるダムサイト及び水路トンネルの地質(5千分の1地質図付). 地質調査所研究資料集, no. 180.
- ・礒見 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, p. 665-682
- Hattori, H. and Shibata, K. (1982) Radiometric Dating of Pre-Neogene Granitic and Metamorphic Rocks in Northwest Kyushu, Japan.-With Emphasis on Geotectonics of the Nishisonogi Zone. *Bull. Geol. Suru. Japan*, vol. 33, p. 57-84.
- Hirowatari, F. (1957) Manganobarian Muscovite from the Manganese Deposit of the Muramatsu Mine, Nagasaki Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D(Geology), vol. 5, no. 4, p. 191-198.
- 伊原敬之助(1921) 長崎県西彼杵郡茂木村石英調査報文. 地質調査所工業原料用鑛物調査報告, no. 4, p. 1-7.
- Inoue, E. (1962) A new species of *Terebratalia* from the Oligocene Sari Sandstone in the Karatsu coalfield of Northwestern Kyushu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, NS. S., no. 46, p. 249-252.
- 井上英二(1964) 西彼杵半島西部の古第三系, ならびに西彼杵層群下部の堆積環境. 地調月報, vol. 15, p. 166-188.
- (1972) 北西九州, 唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境. 地調報告, no. 245, 72 p.
- 井上禧之助(1907) 地質調査所沿革及事業. 地調報告, no. 3, 120 p.
- (1911) 本邦ニ於ケル鐵鑛. 地調報告, no. 24, p. 1-148.
- Ishijima, W. (1956) On some fossil corallime algae from the Tertiary of Japan. *St Paul's Review Art. Sci.*, vol. 1, p. 59-67.
- 石島 渉(1979) 石灰藻化石の分類・生態及び地質学的意義. 長崎県地学会誌, vol. 31, p. 2-10.
- 礒見 博・松井和典・片田正人・河田清雄・長浜春夫・服部 仁・鎌田泰彦(1971) 対馬・五島海域の地質. -シンポジウム資料-九州周辺海域の地質学的諸問題, 日本地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本古生物学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会連合学術大会, p. 27-37.
- 「角川日本地名大辞典」編纂委員会(1987) 角川日本地名大辞典42「長崎県」. 角川書店, 1598p.
- 鎌田泰彦(1968) 長崎県西彼杵・野母半島の珪石鉱床. 九州鉱山学会誌, vol. 36, no. 11, p. 377-386.
- (1969) 外海町大野地区地すべり調査報告. 長崎県農林部耕地課, 3 p.
- (1975) 土地分類基本調査5万分の1表層地質図「神浦」. 長崎県, p. 14-19.

- 鎌田泰彦 (1976) 長崎県の地質系統の概要. 長崎県地学会誌, no. 25, p. 16-21.
- (1984) 昭和 57 年 7 月長崎豪雨災害の概要と地質学的背景. 長崎県地学会誌, nos. 39・40, p. 17-24.
- (1986) 長崎県西彼杵半島の七釜鍾乳洞. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 157-165.
- (1987) 長崎県の地質の特性と地すべり. 長崎の地すべり, 社団法人長崎県林業コンサルタント, p. 9-36.
- ・島田哲夫 (1967) 西彼杵半島地下資源調査報告書. 長崎県商工部企業振興課, 18 p.
- 嘉村 豊 (1982) 西彼杵炭田の生成発達に関する地質学的研究. 鉱山地質, vol. 32, p. 323-338.
- 唐木田芳文・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
- 片田正人・長浜春夫・松井和典・服部 仁・磯見 博 (1972) 肥前江ノ島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 12 p. + 9 pls.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (V). 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 木下亀城 (1926) 肥前大串の金鑛床に就て (其一及び其二). 地学雑, no. 449, p. 400-404 ; no. 450, p. 461-472.
- 編 (1961) 日本地方鉱床誌第 9 卷, 「九州地方」. 朝倉書店, 695 p.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci. Imperial Univ. Tokyo, Ser. II*, vol. 5, p. 219-578.
- 国土庁土地局 (1987) 土地保全図 (自然環境条件図), 1 : 150, 000, 福岡県.
- 松井和典 (1987) 長崎県西彼杵半島のかんらん石玄武岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 38, p. 197-201.
- (1989) 20 万分の 1 地質図幅「長崎」. 地質調査所.
- ・水野篤行 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「大村」及び同説明書. 地質調査所, 47 p.
- 松本隆一・太田良平 (1948) 長崎県西彼杵郡松島炭礦地形及地質図. 地質調査所, 炭田資料.
- 松本徳夫・小川留太郎編 (1975) 鉱物採集の旅, 九州北部編. 築地書館, 169 p.
- Matsuo, H. (1970) Palaeogene Floras of Northwestern Kyushu, Part II : The Sakito Flora. *Ann.Sci. Kanazawa Univ.*, vol. 7, p. 13 -62.
- 松島興産七十年史編集委員会 (1983) 松島興産七十年史. 松島興産株式会社, 399 p.
- 松島炭鉱株式会社 (1962) 五十年史 (概史). 松島炭鉱株式会社, 139 p.
- (1991) 池島炭鉱の概要. 松島炭鉱株式会社, 9 p.
- 松下久道 (1949) 九州北部における古第三系の層序学的研究. 九州大学理学部研究報告, vol. 3, 57 p.
- 三菱鉱業セメント株式会社社史編纂室 (1976) 三菱鉱業社史. 三菱鉱業セメント株式会社, 1061 p.
- 宮地六美・酒井治孝 (1991) 北西部九州第三紀層中の火砕岩類のフィッショントラック年代. 地質雑, vol. 97, p. 671-674.
- 水野篤行 (1962a) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究, 第 1 報. 地質雑, vol. 68, p. 640-648.
- (1962b) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究, 第 2 報.

- 地質雑, vol. 68, p. 687-693.
- Mizuno, A. (1964) Palaeogene and Early Neogene Molluscan Fauna in West Japan. *Geol. Surv. Japan, Rep.*, no. 204, 71 p.
- 水野篤行 (1992) 最近の編年データによる西九州古第三系の生層序区分の再検討. 日本地質学会第99年学術大会演旨, p. 179.
- Murata, S. (1961) Paleogene Microbiostratigraphy of North Kyushu, Japan. *Bull. Kyushu Inst. Tech., Nat., Science*, no. 8, 90 p.
- 長浜春夫 (1962) 長崎県崎戸松島炭田呼子ノ瀬戸断層運動について. 地質雑, vol. 68, p. 199-208.
- (1965) 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積. 地調報告, no. 211, 75 p.
- ・松井和典 (1958) 5万分の1地質図幅「蛸ノ浦」及び同説明書. 地質調査所, 72 p.
- ・——— (1982) 早岐地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 55 p.
- 長尾 巧 (1927a) 九州古第三紀層々序 (其十二). 地学雑, vol. 39, p. 356-360.
- (1927b) 九州古第三紀層々序 (其十三). 地学雑, vol. 39, p. 416-425.
- (1927c) 九州古第三紀層々序 (其十四). 地学雑, vol. 39, p. 456-467.
- (1928) 九州古第三紀層々序 (其二十一). 地学雑, vol. 40, p. 193-215.
- 長崎県大瀬戸町 (1991) 町勢要覧 “Heart to Heart in Oseto.” 大瀬戸町企画室, 64 p.
- 長崎県外海町 (1977) 町勢要覧「そとめ」資料編. 外海町企画課, 40 p.
- 奈佐忠行 (1891) 長崎県管内豫察地質調査報文. 地質要報, no. 1, p. 47-266, 地質調査所.
- 西山忠男 (1978) 西彼杵変成岩類中のヒスイ輝石岩. 地質雑, vol. 84, p. 155-156.
- (1989) 西彼杵半島長崎変成岩類の岩石学的研究—とくに緑色岩複合岩体と反応促進型延性変形について—. 地質学論集, no. 33, p. 237-257.
- Nishiyama, T., Uehara, S. and Shinno, I. (1986) Chromian omphacite from low-grade metamorphic rocks, Nishisonogi, Kyushu, Japan. *J. metamorphic Geol.*, vol. 4, p. 69-77.
- 野田光雄・朱雀智介 (1955) 芦屋・西彼杵・佐世保3層群の層位関係について. 地質雑, vol. 61, p. 150-161.
- ・牟田邦彦 (1957) 長崎県西彼杵半島の地質構造. 九大教養部地学研報, no. 4, p. 17-21.
- 大日方順三 (1912, 1913) 20万分の1地質図幅「長崎」及び同説明書. 農商務省地質調査所, 96 p.
- 岡田尚武 (1990) 石灰質ナノ化石に基づく九州西部古第三系の生層序と対比. 日本地質学会第97年学術大会演旨, p. 205.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 98, p. 509-528.
- 岡本要一郎編 (1958) 長崎県鉱物誌. 岡本要一郎先生御退職記念事業会, 164 p.
- 大築洋之助 (1910) 松島煤田地質調査報文. 地調報告, no. 18, 45 p.
- (1913, 1917) 20万分の1地質図幅「平戸」及び同説明書. 農商務省地質調査所, 139 p.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1991) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッション・トラック年代. 地質雑,

vol. 97, p. 251-254.

- 斎藤常正・岡田尚武(1984) 北九州芦屋層群の漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学理学部, p. 85-87.
- 酒井治孝(1992) 北西九州, 炭田第三系中の火砕流堆積物. 松本まさ夫教授記念論文集, p. 237-246.
- 佐川栄二郎(1909) 長崎県西彼杵郡崎戸炭田地質調査報文. 地調報告, no. 11, 32p.
- 関根良弘・大町北一郎(1957) 200 万分の 1 日本の鉱床区, I. 第四紀鉱化作用. 地質調査所創立七十五周年記念, 地質調査所.
- Shibata, H. (1961) Chemical composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces. Part IX -Normative Minerals-*Sc. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sect. C, vol. 8, no. 71, p. 19-31.
- 島 誠(1972) 元素からみた地球. 講談社ブルーバックス,
- 新エネルギー総合開発機構(NEDO)(1985) 石炭資源開発基礎調査. 西彼杵沖地域59西3号海上試錐調査報告書, 15 p.
- (1986) 石炭資源開発基礎調査. 西彼杵沖地域試錐工事60西4号調査報告書, 18 p.
- (1987) 石炭資源開発基礎調査. 西彼杵沖地域海上試錐61西5号調査報告書, 19 p.
- 新エネルギー産業技術総合開発機構(NEDO)(1990) 石炭資源開発基礎調査. 西彼杵沖地域総合解析報告書, 34 p.
- 首藤次男(1978) 軟体動物化石層序からみた日本における古第三系・新第三系の境界. 池辺展生教授記念論文集, p. 61-72.
- 橘 行一(1955) 長崎市東部茂木町付近の地質(長崎変成岩類の地質学的研究 I). 長崎大学学芸学部自然科学研究報告, no. 4, p. 61-70.
- (1962) 五島列島と西彼杵半島間の第三系基盤岩類, 特に長崎県下の花崗質岩類と関連して. 長崎大学教養部紀要, 自然科学, no. 3, p. 24-43.
- 通商産業省(1952) 炭田開発調査事業総合報告(九州編). 通商産業省, p. 222-231.
- 内田義信・牟田邦彦(1957) 北部九州の滑石鉱床(第1報) -滑石鉱床の分布と型式-. 地質雑, vol. 63, p. 586-597.
- ・———(1958) 北部九州の滑石鉱床(第2報) -西彼杵型滑石鉱床について-. 地質雑, vol. 64, p. 494-515.
- 山田正春・井上秀雄(1968) 注目される大串海底珪石鉱床の開発. 地質ニュース, no. 170, p. 15-23.
- 山崎達雄(1959) 杵島・西彼杵両層群の関係. 九州大学生産科学研究所報告, no. 26, p. 74-83.
- ・松本徭夫・富田 達(1959) いわゆる“骨石”についての新知見. 九州鉱山学会誌, no. 1, p. 21-27.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱床. 前編 マンガン鉱床総説; 後編 日本のマンガン鉱山, マンガン研究会資料, 567 p.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺 -後編, 日本のマンガン鉱山-. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol. 9, 特別号-2, p. 487-1009.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No. 16



GEOLOGY

OF THE

KŌNOURA DISTRICT

By

Hitoshi HATTORI, Eiji INOUE and Kazunori MATSUI

(Written in 1993)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The mapped district lies in the central Nishisonogi Peninsula, north of Nagasaki City. Facing Sumō Nada (sea), the eastern half of this district is onshore and mountainous and hilly, thereby only a limited area is with flat plain lands. The onshore area consists mainly of the Nagasaki Metamorphic Rocks, the Paleogene strata and Miocene volcanic rocks (Table 12). Whereas the offshore area has two large isles of Matsu Shima and Ike Shima, several small isles and the southern tip of Sakito Shima. Undersea bottom area around Matsu Shima and Ike Shima is one of the major actually working coalfields in Japan.

NAGASAKI METAMORPHIC ROCKS

The Nagasaki Metamorphic Rocks are largely composed of pelitic and psammitic schists with abundant porphyroblasts of garnet and albite, and small amounts of greenschist and serpentinites. General lithological trend shows an inclined anticline plunging north in the northern district, an NNE-SSW stretched pattern in the eastern central dis-

Taira Fault, and is overlain by the Paleogene strata. The granodiorite is mainly composed of foliated hornblende-biotite granodiorite and a small amount of pegmatite. The foliation striking in the direction of N10°-40°W, dipping steeply, is cut by the pegmatite. Later deformation took place in diagonal trends from the foliation, and mylonites in the granodiorite were formed in the trends and cataclasite too along the Taira Fault (Fig. 36).

PALEOGENE

The Paleogene strata are distributed on land in western Nishisonogi Peninsula, the isles of Matsu Shima, Ike Shima and Sakito Shima, and other small islets narrowly, whereas the strata are widely developed under the sea bottom. The strata are divided into two groups; the Upper Eocene to Lowermost Oligocene Matsushima Group and the Lower Oligocene Nishisonogi Group as shown in Fig. 19.

The Matsushima Group, more than 500m thick, is divided into the Ichigoshima and Sakito Formations. The Ichigoshima Formation is composed of sandstone and mudstone deposited at shallow sea bottom. Many molluscan fossils occur in the formation, which belongs to the Lower *Pecten sakitoensis* Zone (Nagao, 1928) or the Funatsu Stage (Mizuno, 1962b) in biostratigraphy.

The Sakito Formation comprises arkosic sandstone and shale deposited in fresh and brackish waters, and includes more than ten coal seams, of which two or three seams have been worked.

The Nishisonogi Group, more than 1,000m in thickness, overlies the Matsushima Group unconformably, and directly overlaps the basement rocks of schists and granodiorite west of the peninsula. The group consists of sandstone and mudstone deposited in shallow sea bottom, including thin beds of acid tuff. The group yields abundant fossils of shells, foraminifers and calcareous algae. The occurrences of the shell fossils are shown in Table 6.

GEOLOGICAL STRUCTURE OF PALEOGENE STRATA (Figs.34 and 35)

The distribution of the Paleogene strata is controlled by the Yobikonoseto Faults (Yobikonoseto Fault, Taira Fault and Sotome Fault) and the Terashima-oki Barrier where granodiorite emerges on sea floor. The faults trending north-south run from Yobikonoseto channel to Nagasaki City along the west coast of the peninsula, largely terminating the eastern margin of the Paleogene sedimentary basin, and seems to have reworked during Neogene. In the peninsula the faults are observed as the Taira Fault running from Yanagi to Kashinoura longitudinally, and as the Sotome Fault at Akakubi coast in the southeastern part of the district.

The Taira Fault thrusts from west to east, whereas the Sotome Fault seems to thrust from east to west. Roughly speaking, the Yobikonoseto Faults possess a nature of hinge fault.

The paleogene strata are slightly folded; there are gently inclined synclinal and anticlinal forms, half-domes and half-basins. Inclination angles of the strata are less than 20

degrees except nearby the faults. The folding structures are inferred to have been determined by the configuration of the basements of schists and granodiorite and their differential local subsidences.

The fault system of the strata is grouped into three; N-S, NW-SE and E-W or NE-SW trending fault groups. Almost all the faults of the latter two groups are normal faults, and the E-W trending faulting seems to be younger than the other fault groups.

MIOCENE VOLCANIC ROCKS

The Miocene volcanic rocks in this district are mainly pyroxene-olivine basalt, olivine basalt and hornblende-pyroxene-olivine andesite, and cover unconformably the Nagasaki Metamorphic Rocks and the Paleogene strata. The Seto Basalts are composed of olivine dolerite and pyroxene-olivine basalt in Itanoura, Ōseto Town, whereas at Ike Shima pyroxene-olivine basalt lava flows have an intercalated pyroclastic layer. The Kōnoura Basalt forms larger lava flows of olivine basalt at nearby Kōnoura Damsite, Ōno Dake, Kyuragi and small spots at some areas. The Nonodake Andesites are mainly of hornblende-pyroxene-olivine andesite, and crop out widely around Nono Dake with basal lapilli tuff layers and as tiny spots at Myōshō Dake, Ōno Dake and some islets.

Dikes of basalt and andesite penetrated the Nagasaki Metamorphic Rocks and the Ōseto Granodiorite. Rarely basalt and some lava flows include lithic fragments of quartz vein in the metamorphic rocks and granitic rocks.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

A sole mineral resource in this district is coal at present.

Coal: The area of the Paleogene strata occupies the southern part of the Sakito-Matsushima Coalfield including undersea coal mines (Fig.56). The coalfield has a long history of the exploitation since 1710's. From 1900 to 1970, the exploitation was most active; big four coal mines, namely the Matsushima, the Ōshima, the Sakito and the Ikeshima coal mines have been worked. The former three coal mines were closed by 1970, and had produced bituminous coal of a total of about 41 million tones.

At present only the Ikeshima Coal Mine (Matsushima Coal Mining Co. Ltd.; Figs. 59 and 60) actively works under the sea bottom around Ike Shima and Ōhiki Shima, and produced coal of about 1.2 million tones in 1991.

More than ten coal seams are interbedded within the Sakito Formation, of which two or three coal seams of the thickness of 2-4m are mainly worked (Figs. 57 and 58). The coal is ranked to bituminous coal having more than 7,000 kcal/kg (Table 8).

Other mineral resources: Once varieties of mineral resources such as silica stone (derived from quartz vein in the Nagasaki Metamorphic Rocks), talc and asbestos, serpentinites and crushed stone of basalt and andesite were used. And historical records indicate that there were potentials of placer gold, and magnetite and manganese deposits in the Nagasaki Metamorphic Rocks.

Environment: Modification of land use mainly triggered by the retreat from depending upon natural resources (coal industry) has improved life style of residents beyond recog-

dition. In this remote area where little economic and industrial interest has been directed and also far from industrial and urban regions, however, many large-scale constructions by the government investment were implemented from 1970' s, as such two dams of Kōnoura and Yukinoura, reclaimed lands in the central Ōseto Town, trunk roads along the sea shore and the divide of the Nisbisonogi Peninsula and coal power station in Matsushima.

第Ⅰ図版 長崎変成岩類の偏光顕微鏡写真, その1, (下方ポーラのみ)

1. 酸化緑泥石の産状

白雲母(m)からなる片状構造に直交して伸長する酸化緑泥石(o-c). 黒点部は透過光で赤褐色を呈する褐鉄鉱など.

岩石名: ざくろ石-白雲母-緑泥石-石英長石質片岩(GSJ R18037)

産地: 長崎県西彼杵郡大瀬戸町河通南

2. 褐色黒雲母を産する緑色片岩

0.3 mm 大の褐色黒雲母(b)のまわりには, 0.05 mm 大の微小褐色黒雲母が晶出している.

大きい結晶の一部は淡褐色を示し, K_2O を全く含まない緑泥石(c)で, 複屈折は極めて小さい.

岩石名: 褐色黒雲母含有角閃石-白雲母-緑泥石-緑色片岩(GSJ R19130)

産地: 長崎県西彼杵郡大瀬戸町河通川トンネル北坑口から1,200 m

3. 緑色黒雲母を産する緑色片岩

淡緑色を呈する緑泥石(c)のなかに生じた緑色黒雲母(b; 暗色部)

緑泥石と黒雲母の間の境界面は劈開面に沿って鮮明な直線状を示す.

岩石名: 緑色黒雲母含有白雲母-緑泥石-角閃石-緑色片岩(GSJ R18433)

産地: 長崎県西彼杵郡外海町神浦導水路2号トンネル南坑口から450 m

第Ⅱ図版 長崎変成岩類の偏光顕微鏡写真, その2, (直交ポーラ)

1. 多角形状に再結晶した石英

片状構造をなすのは褐色黒雲母(b). 石英(q)はホルンフェルスのようなグラノプラスチック状をなし, 極めて弱い波動消光が見られる.

岩石名: ざくろ石-黒雲母-石英片岩(GSJ R59340)

産地: 長崎県西彼杵郡大瀬戸町雪浦ダムサイト至近

2. 累帯構造をもつ緑れん石

緑れん石(e)の内核部は複屈折が小さく, 周縁部の方が大きい(第Ⅰ図版-1と同じ岩石).

第Ⅲ図版 中新世火山岩類の偏光顕微鏡写真, その1, (下方ポーラのみ)

1. かんらん石玄武岩岩脈(GSJ R26807): オラビ瀨-沖磯間海岸

2. 普通輝石かんらん石玄武岩溶岩流(GSJ R26825), 第7表, No.7: 大瀬戸町踊瀬南

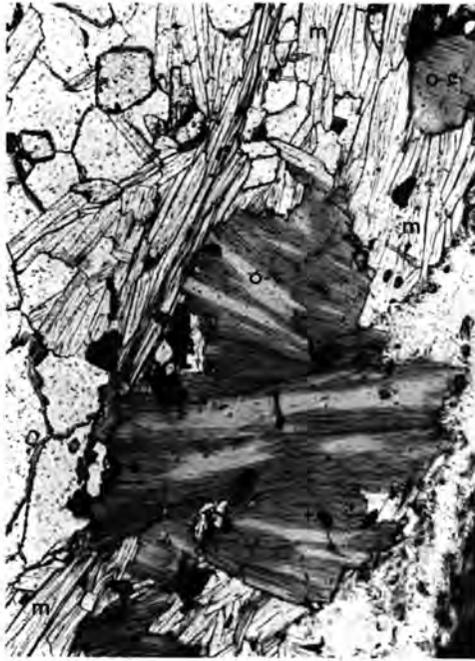
3. かんらん石玄武岩溶岩流(GSJ R26820), 第7表, No.11: 大藪島南西海岸

鉱物略記号 cpx: 普通輝石, ho: 普通角閃石

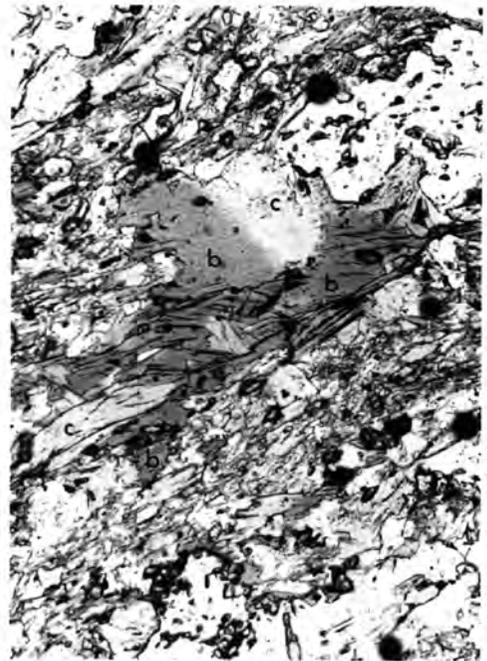
第Ⅳ図版 中新世火山岩類の偏光顕微鏡写真, その2, (下方ポーラのみ)

1. 紫蘇輝石かんらん石普通角閃石安山岩溶岩流(GSJ R26810), 第7表, No.4: 三重町野々岳山頂部

2. かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩岩頸(GSJ R26827), 第7表, No.2: 外海町小角力南壁



1

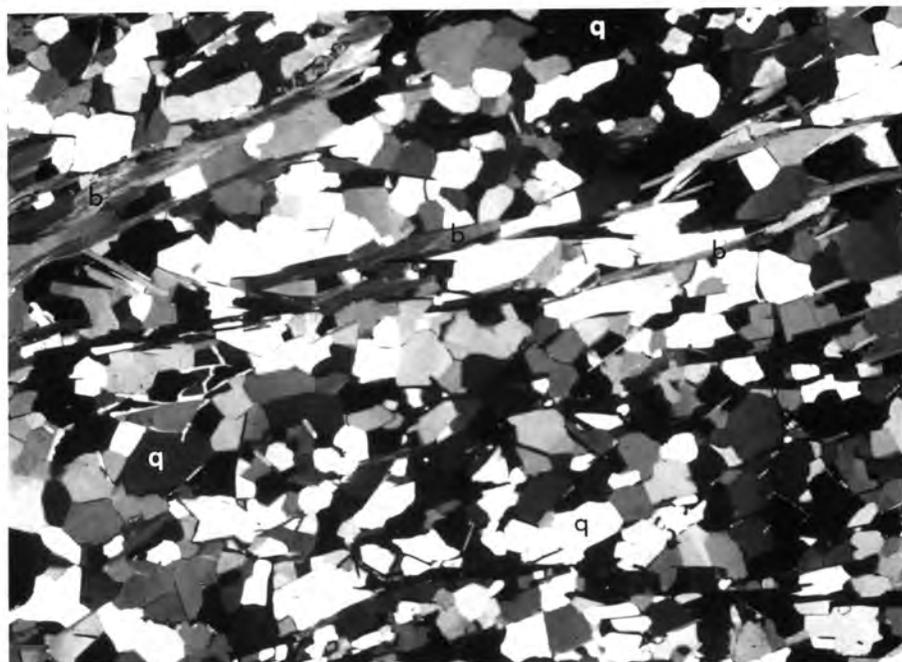


2

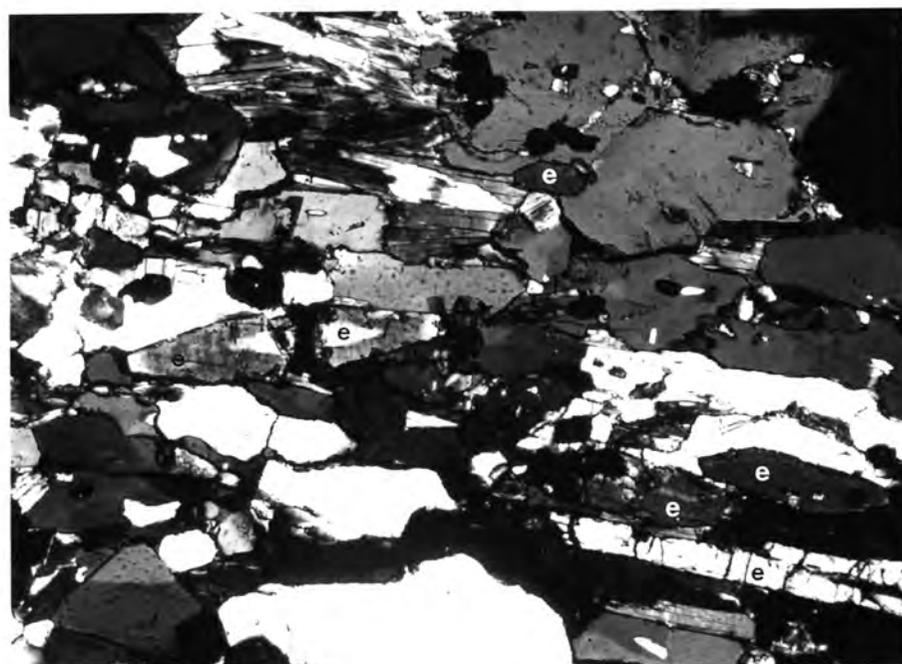


3

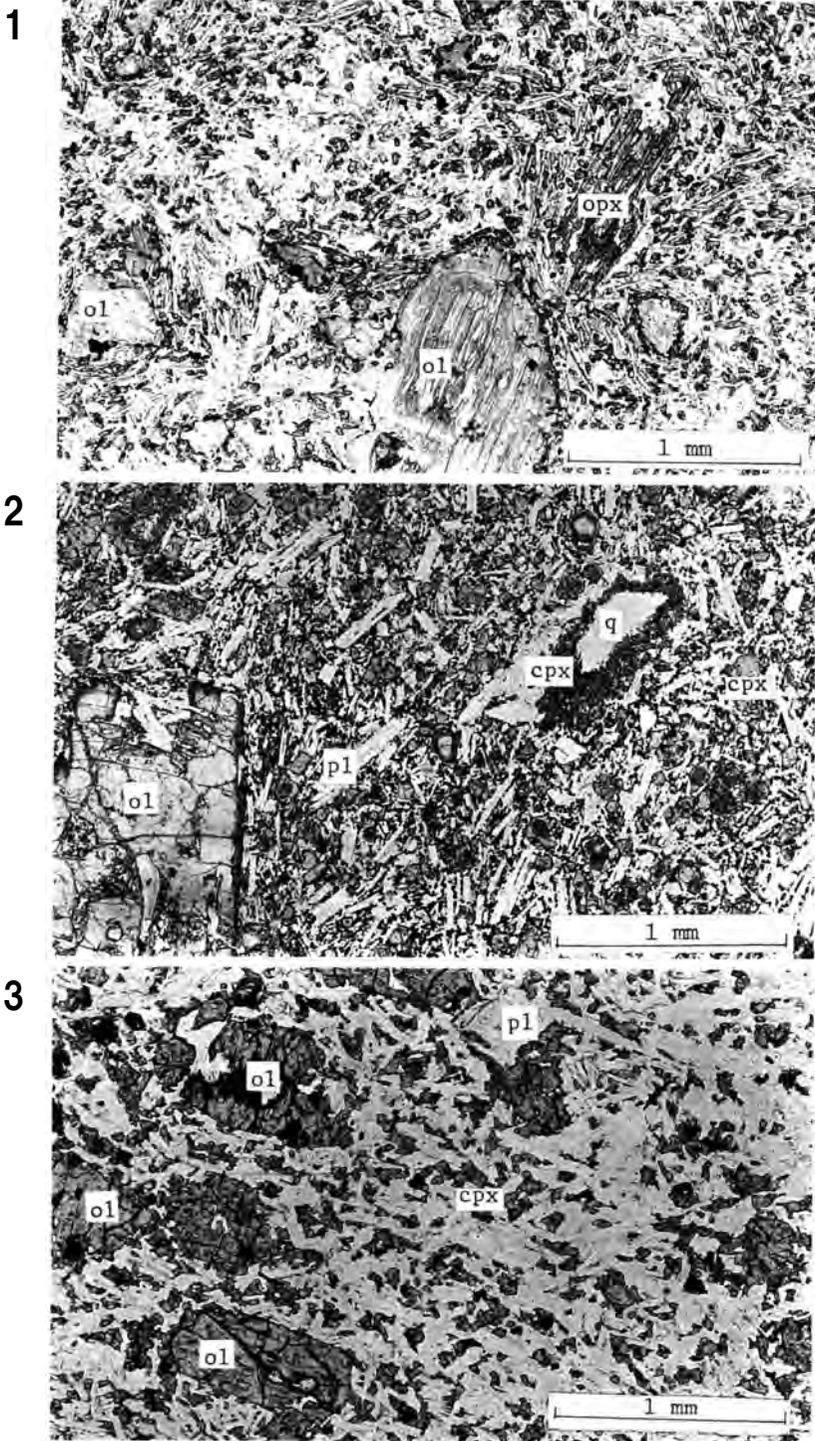
第 圖版



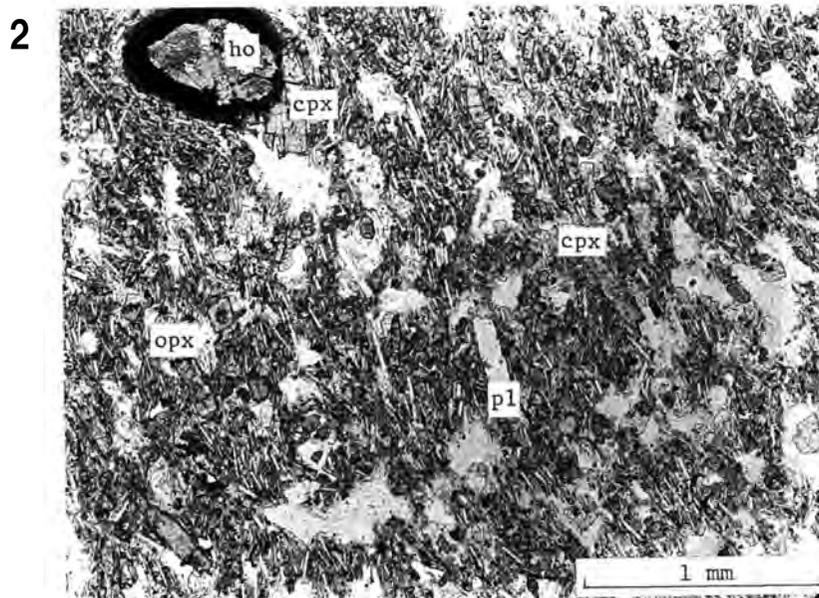
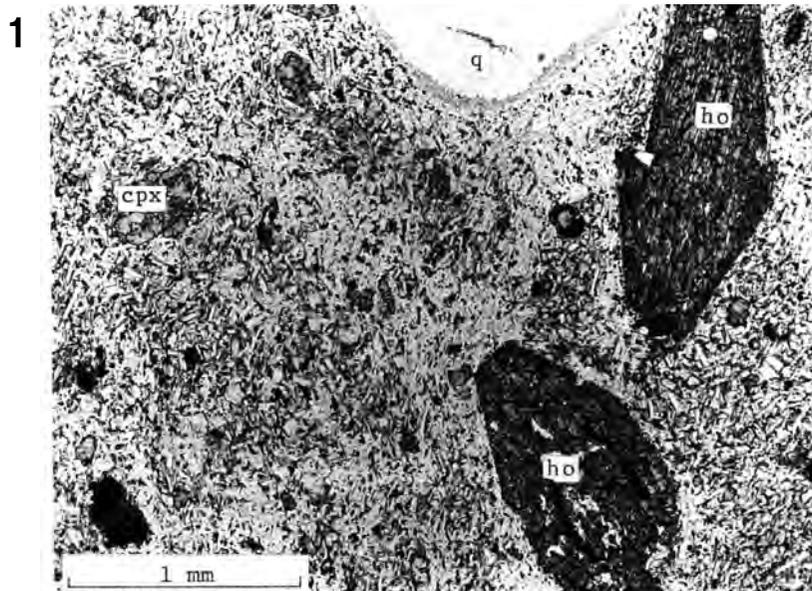
1



2



第 圖版



文献引用例

服部 仁・井上英二・松井和典 (1993) 神浦地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の
1 地質図幅), 地質調査所, 126 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Hattori, H., Inoue, E. and Matsui, K. (1993) *Geology of the Kōnoura district.*
With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 126 p.
(in Japanese with English abstract 5 p.)

平成 5 年 12 月 22 日 印 刷

平成 5 年 12 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印 刷 者 亀 田 修 平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋 2-5-10

© 1993 Geological Survey of Japan