
5 萬分の 1 地質図幅説明書

伊万里

(福岡一第 69 号)

地質調査所

昭和 33 年

5 萬分の1地質図幅説明書

伊 万 里

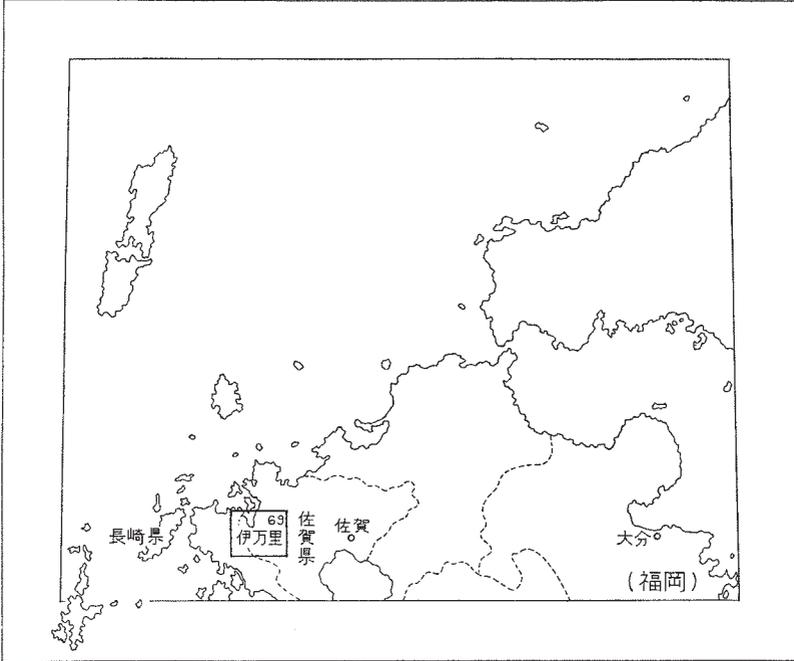
(福岡一第69号)

通商産業技官	今 井	功
通商産業技官	沢 村	孝之助
通商産業技官	吉 田	尚

地 質 調 査 所

昭和33年

位置図



()は1：500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 第三系(鮮新統を除く)	5
II. 2. 1 相知層群	7
II. 2. 2 杵島層群	7
II. 2. 3 佐世保層群	20
II. 2. 4 第三系の地質構造	28
II. 3 鮮新統および第四系	30
II. 3. 1 眉山石英安山岩	31
II. 3. 2 眉山角閃石安山岩	32
II. 3. 3 旧期砂礫層	33
II. 3. 4 西岳玄武岩類	38
II. 3. 5 有田流紋岩類	52
II. 3. 6 伊万里安山岩類	58
II. 3. 7 新期砂礫層	60
II. 3. 8 崖錐堆積物	61
II. 3. 9 沖積層	62
II. 4 地史的総括	62
III. 応用地質	64
III. 1 石 炭	64
III. 1. 1 相知層群中の石炭	64
III. 1. 2 佐世保層群中の石炭	67
III. 2 金 鉱 床	74

Ⅲ. 3 陶石鋳床	74
Ⅲ. 4 耐火粘土鋳床	75
Ⅲ. 5 地汙り	76
文 献	81
Abstract	1

伊 万 里

(福岡—第 69 号)

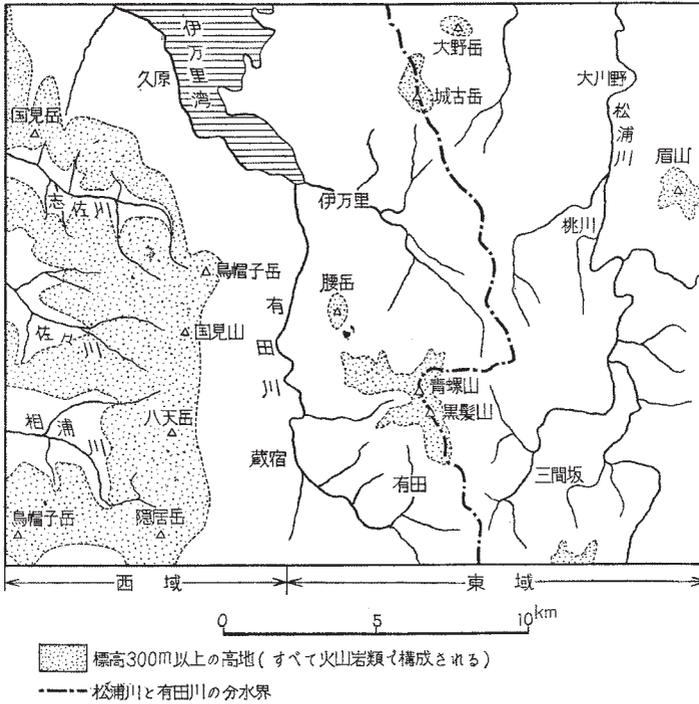
本調査は昭和 28 年度事業として行われたもので、野外調査は第三系に関して吉田・今井が、火山岩類に関して沢村がそれぞれ分担した。なお説明書の作成に当っては、主として沢村・今井が行い、今井がこれを総括した。また貝化石の鑑定は本所水野篤行技官をわずらわした。現地調査に際しては福岡通産局開発課から各種資料の提供をうけ、また地域内各炭鉱からは調査上多くの便宜をうけた。

1. 地 形

本図幅地域は玄海灘に面した九州北西部に位置しており、北方に突出する東松浦半島ひがしまつらおよび西方に突出する北松浦半島の基部をなしている。図幅地域の北西部には、両半島に挟まれて伊万里湾が湾入している。

本図幅地域はその地形的特徴から、図幅地域の中央部を北流する有田川を境としてその西側の西岳と呼ばれる玄武岩の熔岩台地からなる地域と、東側の主として第三系からなる丘陵性地域とに区分される。

西岳の熔岩台地は開析が比較的進んでおり、北隣唐津図幅地域の東松浦半島にみられるようなみごとな平坦面は呈していない。台地は南東方から北西方に向かって徐々に低くなり、もっとも高い所で 700m、もっとも低い所で 300m の高低差をもっている。玄武岩熔岩の基盤をなすものは、おもに第三系の佐世保層群で、玄武岩の基底面は台地面と平行しており、ほぼ平坦である。台地の東縁には烏帽子岳 (597.1m) ・国



第1図 東域と西域との地形対照図

見山(776.7m)・八天岳(707.4m)・^{かくい}隠居岳(670.2m)の諸峰が分水嶺をつくって、東方にはり出した弧状をなして連なり、台地の東縁斜面は著しく急斜面をなしている。熔岩台地を開析する志佐川・佐々川・相浦川などのおもな河川は、基盤の第三系をも穿って、いずれも西方に向かって流れるが、その最上流部では北流する傾向がある。その支流は主流に直交して南流または北流する傾向があり、支流の発達は主流の北岸よりも南岸に顕著である。

有田川の東側の丘陵性地域は、おもに第三系からなるが、第三系を貫ぬくか、それを被覆している流紋岩類・安山岩類および玄武岩類が侵蝕に耐えて、廻りの丘陵性山地より一段と突出した山頂をなしている。その顕著なものは大野岳(424.0m)・城古岳(404.0m)・腰岳(487.7m)・青螺山(599.2m)・黒髪山(518m)・眉山(518.2m)などである。これらの山頂部を占める玄武岩熔岩は有田川西域の西岳玄武岩熔岩と同

時期に生じたものであるが、玄武岩熔岩の基底面の高さは西域の高さに較べて全般に低い。いずれも台地性玄武岩が侵蝕によって小範囲にとり残されたものと思われる。丘陵性地域の第三系は褶曲していて、ドーム・ベーズン状構造が発達しているが、山上部が火山岩類からなる大野岳・城古岳は、ベーズン状構造の中心部に位置しており、また眉山は弧状をなした向斜軸の軸部に位置し、軸に沿って山稜が延びている。

丘陵性地域の河川のおもなものは、図幅地域の東縁を北流して唐津湾にそぐ松浦川と、図幅地域の中央部を北流して伊万里湾にそぐ有田川で、ともに南北性の流路が特徴的である。しかしこれらの河川の支流はほとんど東流ないし西流しており、有田川西域の河川に較べて対照的である。図幅地域の河川はいずれも顕著な河岸段丘を伴わない。有田川および伊万里川は多量の土砂を伊万里湾に運び、このために伊万里湾の湾奥部は次第に埋立てられて干潟となりつゝある。しかし湾口部の海岸線は凹凸が多く、伊万里湾岸がもともと沈降海岸であることを示している。

伊万里市街附近には北西—南東方向の断層が多数発達している。いずれも伊万里湾中に突入するか、湾岸に沿って延びており、断層の方向が湾入方向とほぼ一致していることなどから、伊万里湾の形成は断層と密接に関係しているものと思われる。

伊万里湾東岸の黒川町瀬戸附近および西岸の山代町附近は、古くから大規模な地じりが相次いでおこり、現在もなお山形は急速に変貌しつつある。またその他の地域、とくに玄武岩の分布する地域には、地じりに由来すると考えられる地形を呈しているところが少なくない。

II. 地 質

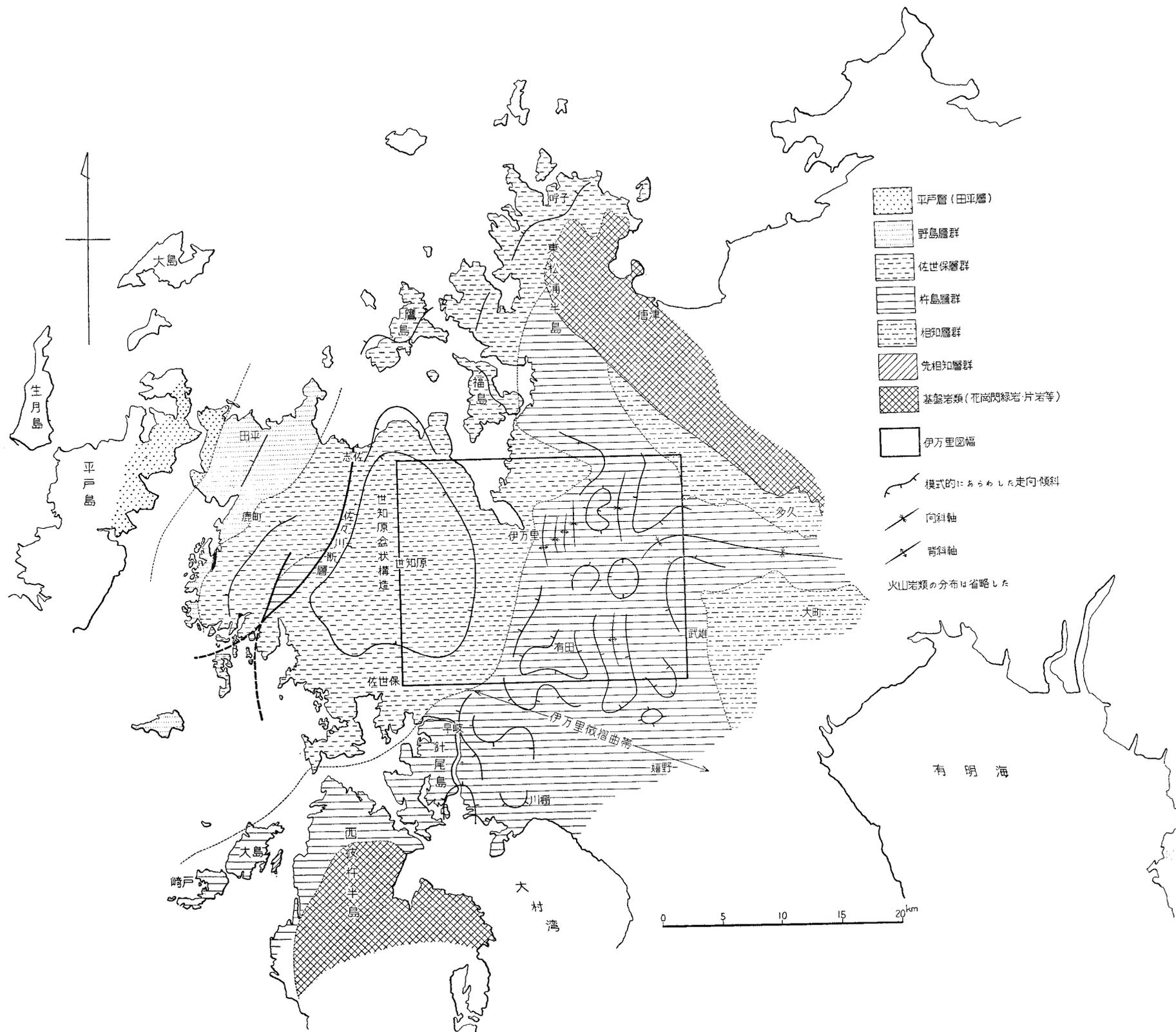
II. 1 概 説

本図幅地域は九州北西部を占める唐津・佐世保炭田地域の中心部に位置している。

唐津・佐世保炭田地域の地質を大観すると、地域の北東方には三郡変成岩類および花崗閃緑岩類が、また南西方には西彼杵半島の結晶片岩類が分布している。これらの

第1表 地質総括表

時代	北西部 (山代地区)	南西部 (有田地区)	南東部 (三間坂地区)	北東部 (伊万里-大川野)	地殻運動および 火山活動	
第四紀	更新世	沖積層	沖積層	沖積層		
	鮮新世		新頭砂礫層 伊万里安山岩類 有田流紋岩類		新頭砂礫層	←安山岩 ←流紋岩
			西ガ岳玄武岩類	西ガ岳玄武岩類	西ガ岳玄武岩類	←玄武岩
	新第三紀	上新世	貝期砂礫層	西ガ岳玄武岩類		
		中新世	加勢層		眉山内閃石安山岩 眉山石英安山岩	←安山岩 ←石英安山岩
			福井層			} 断層運動 褶曲運動 ↑ 準平原化
		佐世知原層	世知原層		←石英安山岩質凝灰岩 ←石英安山岩質凝灰岩	
		中新世	柚木層	柚木層		←石英安山岩質凝灰岩
			中里層	中里層		
		古第三紀	相の浦層	相の浦層	相の浦層	相の浦層
				相の浦層	相の浦層	
古第三紀	新島層群	畑津頁岩層	畑津頁岩層	畑津頁岩層		
		畑津砂岩層	畑津砂岩層	畑津砂岩層		
		行合野砂岩層	行合野砂岩層	行合野砂岩層	駒鳴砂岩層	←流紋岩質凝灰岩
		佛ノ原シルト岩層				
		原明凝灰岩層	原明凝灰岩層	原明凝灰岩層		←流紋岩質凝灰岩
		佐里砂岩層	佐里砂岩層	佐里砂岩層		
相ノ知原層	杵島層	杵島層	杵島層			
		芳ノ谷層	芳ノ谷層			



第2図 九州北西部第三系地質構造概念図

古期岩類を基盤とする第三系は、下位から相知層群・杵島層群・佐世保層群・野島層群および田平層（平戸層）に分けられ^{註1)}、東方から西方に向かって順次上位の地層が露出している。その地質時代は漸新世から中新世に及ぶものと思われる^{註2)}。第三系は、緩い褶曲構造を呈し、さらに多数の断層によって断たれて、錯雑な構造を示している。

この地域はまた“環日本海アルカリ岩石区”の南西部を占めており、流紋岩・石英安山岩・安山岩・玄武岩など多様な火山岩類が、第三系を貫ぬいて分布している。そのおもなものは玄武岩類であるが、これは北九州に広く分布する台地性玄武岩の一部である。これらの火山活動はおそらく鮮新世末から更新世にかけて行われたものであろう。

このうち本図幅地域には第三系の相知・杵島・佐世保の各層群およびこれらを貫ぬく各種火山岩類が分布している。

II. 2 第三系（鮮新統を除く）

本図幅地域における相知層群から佐世保層群までの厚さは約 2,500m に及ぶ。

相知層群は一般に汽水～浅海成の、粗粒物質の多い地層からなり、唐津炭田の主要な炭層を挟有しているが、図幅地域内ではその最上部が僅かに露出しているにすぎない。

杵島層群は九州北部における芦屋層群に対比されているもので、すべて海成層からなっている。図幅地域には、唐津・佐世保炭田のうち、もっとも広く杵島層群が発達している。地域内の岩相は北東から南西に向かって変化し、また下部から上部に向かって次第に深くなる堆積相を示している。

佐世保層群は汽水および浅海成の堆積物からなり、これらが交互にくり返ししながら累積している。また多数の炭層を挟有している。図幅地域は佐世保炭田の東縁部にあ

註1) この層群単位による分けかたは、岩相、層序、古生物学的な面から検討して必ずしも適当でないと思われる。しかし本図幅地域のみ視野から、これを再区分することは困難なために、こゝでは旧来慣用されている基準に従った。

註2) 田平層（平戸層）の時代については現在のところはっきりしないが、野島層群の時代が中新世後期であるといわれていることから類推すれば、鮮新世となる可能性もある。

たっている。

これらの各層群はその堆積物に、基盤から運ばれたと思われる長石や雲母片を多量に含んでいる。

唐津・佐世保炭田における各層群間の層序関係については、古くは整合、漸移と考えられていたが²⁾³⁾⁸⁾、最近はそれぞれについて不整合とする意見も多い。

相知層群と杵島層群との関係については、山崎達雄¹⁵⁾は唐津炭田全体にわたる観察から、両層群の間に軽微な傾斜不整合の存在を推定しており、斉藤林次¹⁴⁾・木原敏夫²⁵⁾³⁵⁾らは唐津炭田北部地域および南部地域に不整合が存在することを認めている。これに対して松下久道³¹⁾・高橋良平³⁷⁾らは整合漸移の関係にあるものとしている。本図幅地域内では顕著な不整合関係は認められず、むしろ岩相上からは、杵島層群最下部の杵島層が両層群の堆積環境の遷移期の特徴を示しているようである。

杵島層群と佐世保層群との関係についても、最近各地から不整合関係が報ぜられているが¹³⁾¹⁹⁾、これらの報告はいずれも堆積盆地の縁辺部についてであって、本図幅地域内、ことに有田付近では整合とする意見も多い²⁴⁾³⁷⁾。筆者らの調査結果では、本図幅地域内では両層群を厳密に境する岩相上の特徴は認められず、杵島層群堆積末期には、すでに佐世保層群初期の堆積環境に近い状態にあったものと思われる。

各層群の地質時代については、長尾巧³⁾が相知層群を後期始新世、芦屋層群(杵島層群を含む)の大部分を前期～中期漸新世、佐世保層群の一部を中期～後期漸新世として以来、幾多の時代論³⁾⁴⁾⁶⁾⁸⁾があった。

最近では長浜春夫¹⁶⁾²⁰⁾・水野篤行³⁴⁾・棚井敏雅³³⁾らによって、佐世保層群が中新世であることが次第に明らかにされてきた。一方、浅野清・村田茂雄³²⁾は有孔虫化石のうえから、杵島層群最下部の杵島層がアキタニアン階に対比される可能性があるとしまた斉藤林次¹⁸⁾³⁰⁾は杵島層をアキタニアン階に相当するものとし、その下位に来る相知層群との間に不整合を認め、こゝに漸新・中新世の境を求めた。しかし松下久道・高橋良平³¹⁾は佐世保層群の時代を漸新世、野島層群以上の時代を中新世と考えている。

このように層序区分とともに時代論もさまざまな意見があつて一定しないが、この説明書においては、長浜春夫²⁰⁾および水野篤行³⁴⁾の時代区分の設定に従って、相知層群および杵島層を漸新世前期、杵島層を除く杵島層群を漸新世新期、佐世保層群を中

新世前期～中期とした。

II. 2. 1 相知層群

本層群は下位から^{きうらぎ}巖木層・芳の谷層に2分され、それぞれ巖木五尺層・杵島五尺層など唐津炭田で重要な稼行炭層を含んでいるが、おもな分布地域は本図幅地域外北東方の相知・巖木地方で、本図幅地域内ではその北東隅および南東部に芳の谷層の最上部が僅かに露出するのみである。相知層群は北隣唐津図幅³⁶⁾地域内で基盤の花崗閃緑岩類と断層で接している。

芳の谷層

図幅地域内に分布するものは、本層最上部約60mの含炭部で、おもに白色あるいは淡黄白色の中粒～粗粒のアルコース砂岩からなり、暗灰色泥岩およびシルト岩を挟む。このなかに炭層が4～5枚認められるが、いずれも夾みが厚く、単一の炭層としては層厚10cm内外にすぎず、稼行の対象とはならない。最上部の炭層は"出来石"とよばれ、立川鉱業所附近では比較的良好に連続するようである。

芳の谷層の上限については、相知・杵島両層群間の関係に関連して、従来いろいろと異なった見解²⁾¹⁴⁾¹⁵⁾をとるむきもあるが、本書では"出来石"がよく連続すること、および"出来石"以上の地層は漸移的に移化し、両層群の地層の境界を厳密に求めることが困難なために、この"出来石"をもってかりに芳の谷層の上限とする。

芳の谷層全体の厚さは、図幅地域外の岩屋・相知附近で約200mである。

II. 2. 2 杵島層群

本層群は全層厚1,000mに及ぶ海成層で、おもに図幅地域の東半部に分布している。これを岩相によって下位から杵島層・佐里砂岩層・^{はるあけ}原明凝灰岩層・仏ノ原シルト岩層・^{ゆきあいの}行合野砂岩層・^{こまなき}駒鳴砂岩層・畑津砂岩層・畑津頁岩層に区分する^{註3)}。本図幅地域の杵島層群の層序区分と、最近の他の研究にかゝる杵島層群の層序区分との関係を第2

註3) この区分は堆積盆地全域にわたって当然予想される岩相変化を考慮した場合、きわめて周地的かつ便宜的な岩相区分であるが、限られた地域であるためやむを得ず用いた。また地層名も必ずしも標式地および岩相の特徴を示していないが、これは繁雑を避けるため、おもに唐津図幅で用いた地層名をそのまま採用し原則的には長尾巧の地層区分に基づいたためである。

表に示す。全層を通じて海棲貝化石を産し、石炭層は含まないが炭質物の微片を含み、また海緑石質鉱物粒を含む特徴がある。一般に北東から南西に向かって次第に粒度を減ずるが、各層の層厚は東から西に向かって厚くなる傾向がある。本層群の下部は砂岩が、中部は砂岩泥岩互層が、上部は泥岩がそれぞれ優勢である。したがって層群を通じて、下部から上部に向かって次第に細粒となり、古生物学的な面を考慮すれば、全体として瀬海相から沖合相への変化を示しているものと思われる。杵島層群の層序を第3図に示す。

杵 島 層

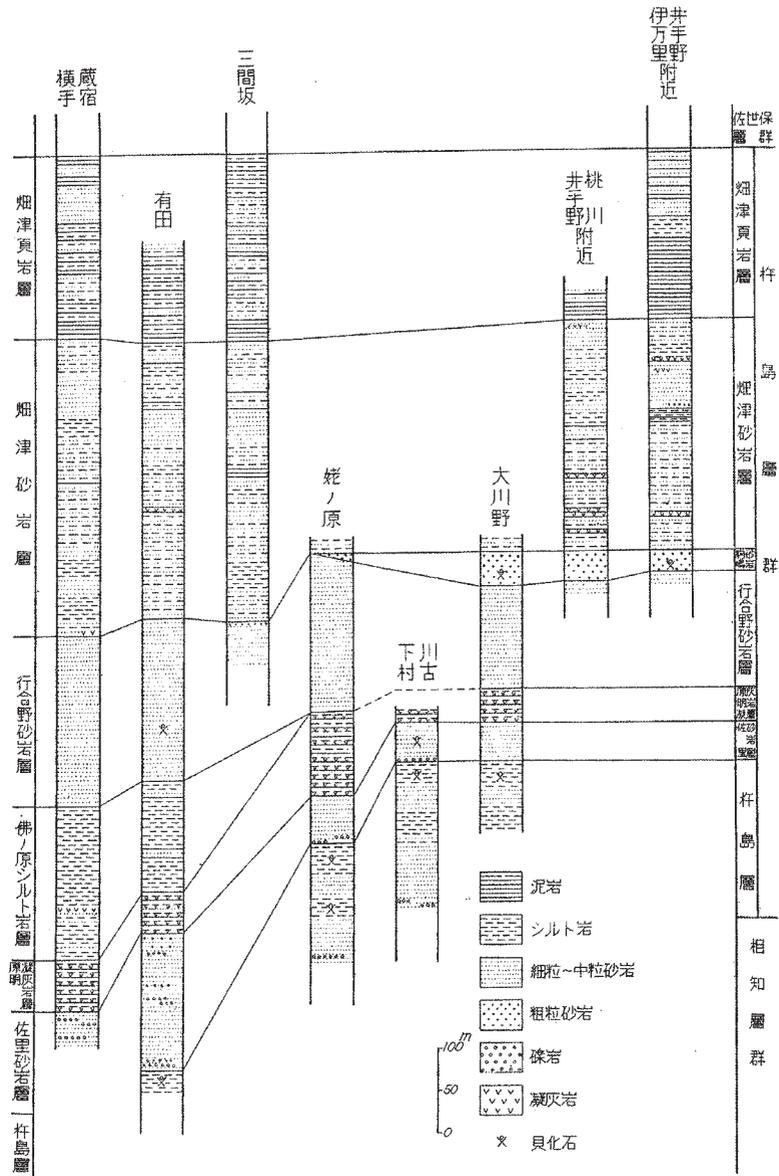
本層は図幅地域の東縁および有田附近に分布する。本層は下位の汽水成層に海成層を混える水域の変動の多い相知層群から、純海成の杵島層群に移行する過渡期の堆積層と思われる。また下位の芳の谷層との関係は、本図幅地域内では整合的である。層厚は170m内外で、地域による厚さの変化は少ない。岩相上本層を下部と上部とに分ける。

下部約90mはおもに灰白色を呈する中～粗粒のアルコース砂岩からなる。この砂岩はむしろ相知層群に普通にみられるもので、一般に淘汰が悪く、粒度不均一で塊状であるが、ところによって斜交層理を呈することがある。化石は少なく、時に砂管(sand pipe)を含む。この砂岩の粗粒部には杵島層群に多くみられる海緑石質緑色斑点が含まれることがある。砂岩のなかには礫層が発達することがあるが、連続せず、その層準は一定しない。礫は直径最大5cm、普通1～2cmでよく円磨されている。礫はチャートに富むが、他に粘板岩・石英斑岩・流紋岩なども含む。

杵島層の上部約80mはおもに砂質シルト岩からなり、下位のアルコース砂岩とは整合である。シルト岩は暗灰色を呈し、大部分は軟弱である。炭質物および雲母片を含み、砂管が多い。このシルト岩中には泥と砂(とくに石英粒)とが不淘汰に混合されて生じた岩相もある。このようなシルト岩は杵島層群に特有なものであって、相知層群には認められない。またシルト岩中には風化して鶯色を呈する厚さ20～30mの灰白色細粒均質の砂岩が含まれる。この砂岩は図幅の東部地域ばかりでなく、有田附近でも試錐資料から認められる。杵島層の上部は長尾巧³⁾の有田化石帯(Upper Pecten sakitoensis zone)に相当するもので、貝化石を多産し、また有孔虫を豊富に含む。

第2表 杵島層群対比表

佐世保・早岐・有田 野田・朱雀 (1955)	針尾島・早岐・有田 高橋・植田岩橋(1955)	伊万里・函 今井・吉田 (1957)	駒鳴南部～伊万里 山崎・森永 (1954)	唐津・函 小林・今井 (1955)
大塔累層 脇崎砂岩頁岩互層 (75±)	大塔累層 脇崎砂岩頁岩互層 (55~80)	畑津頁岩層 (200~220)	畑津頁岩層 原屋敷頁岩層	畑津頁岩層 (300±)
田ノ浦頁岩層 (115±)	田ノ浦頁岩層 (90~100)		上原砂岩層 (60~80)	畑津砂岩層 下平砂質頁岩層 (100±)
脇磯砂岩頁岩互層 (65)	脇磯砂岩頁岩互層 (55~60)	畑津砂岩層 (270~350)	堤川砂岩層 (40~60)	
早岐累層 袖付砂岩層 (70~75)	早岐累層 袖付砂岩層 (50~80)		行合野砂岩層 (50~30)	
生島砂岩層 (40~50)	生島砂岩層 (30~60)		駒鳴砂岩層 (0~40)	駒鳴砂岩層 (10~150)
鳥越凝灰質岩層 (60~100)	鳥越凝灰質岩層 (50~70)	行合野砂岩層 (20~200)	佛ノ原シルト岩層 (130~190)	行合野砂岩層 (120±)
早岐累層 広田砂岩層 (40~80)	早岐累層 広田砂岩層 (30~50)	原明凝灰岩層 (40~60)		佐里砂岩層 (180~90)
有田累層 新定砂質頁岩層 (60~120)	三川間層 新行江砂岩凝灰岩層 (30~70)	佐里砂岩層 (60~160)		杵島層 (170±)
戴宿砂岩層 (170~200)	戴宿砂岩層 (110~120)			
佛ノ原砂質頁岩層 (60~85)	木原砂質頁岩層 (30~40)			
早岐累層 黒牟田砂岩頁岩互層 (60~75)	川層 原明凝灰質岩層 (120~130)			
佐里累層 原明凝灰質岩層 (40~60)	黒川砂岩層 (90~100)			
黒川砂岩層 (45~75)				
杵島累層 杵島砂岩頁岩互層 (180±)	杵島層 未区分			



第3図 杵島層群柱状図

本図幅地域内からは次の貝化石を採取した。

Neverita insignis NAGAO

Turritella karatsuensis NAGAO

Athleta ? sp.

Acila nagaoui OYAMA et MIZUNO

Venericardia subnipponica NAGAO

"*Cardium*" *kishimaense* NAGAO

Pitar ashियाensis (NAGAO)

Callista matsuraensis (NAGAO)

なおこのほかに杵島層からは

Turritella sakitoensis NAGAO

Epitonium sorachiense MIZUNO (MS)

Orthorax japonicus NAGAO

Athleta japonica NAGAO

Nucula hizenensis NAGAO

Chlamys sakitoensis NAGAO

Crassatellites matsuraensis NAGAO

Venericardia yoshidai NAGAO

これらの化石種は水野篤行³⁴⁾の *Venericardia yoshidai* 帯を特徴づけるもので、化石層学的に杵島層以上の杵島層群 (*Venericardia vestitoides* 帯) のものとは、はっきり区別される。長浜春夫²³⁾らは有田北方応法附近の杵島層から

Bulimina spp.

Gaudryna sp.

Nonion spp.

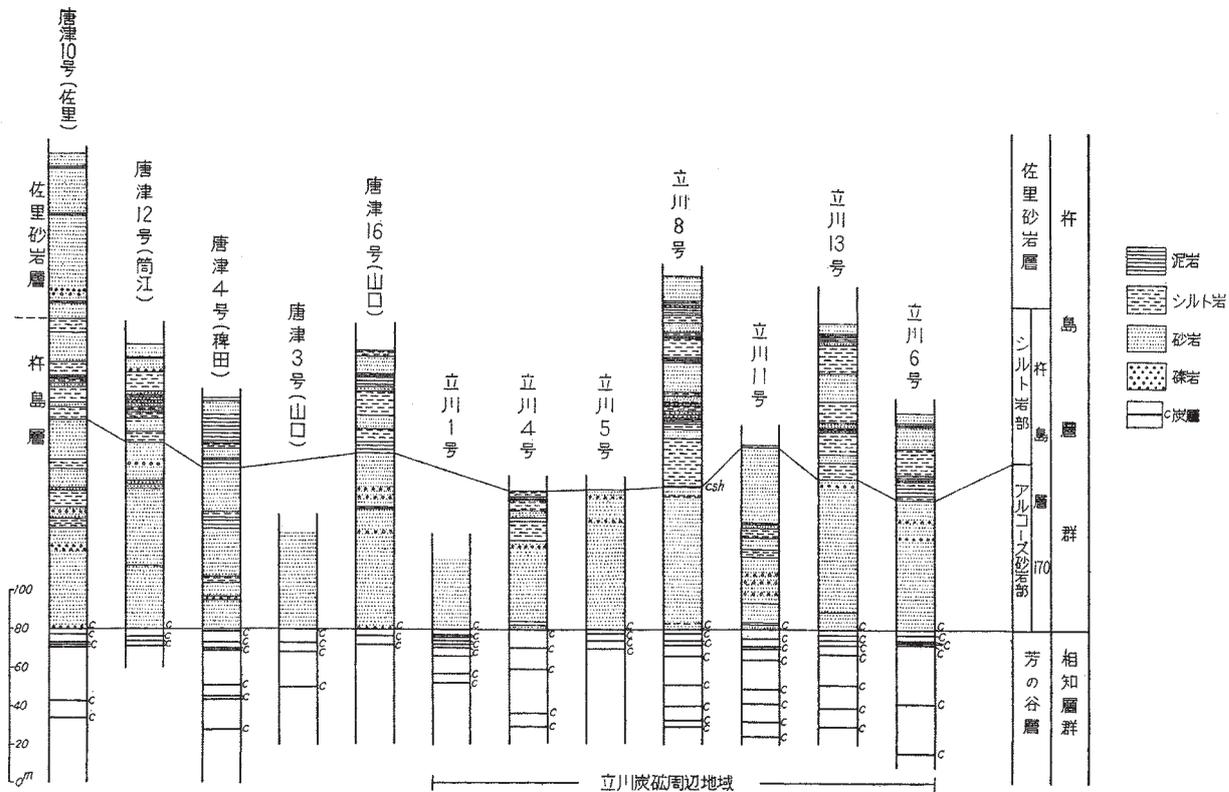
Pseudononion sp.

Quinqueloculina spp.

Robulus spp.

などの有孔虫化石の産出を報告している。

本図幅調査の結果および立川・唐津両炭砦の試錐資料から得られた杵島層と芳の谷



第4図 杵島層と芳の谷層との関係を示す柱状図

層との層序関係を第4図に示す。

佐里砂岩層

本層は図幅地域の東部と有田附近とに分布するが、両地域では岩質および層厚が若干異なる。杵島層との関係は局部的に非整合関係がみられるけれども、全体として整合である。

図幅地域の東部に分布する本層は、淡灰色～暗緑色の中粒～粗粒砂岩からなる。この砂岩は塊状で、全般に炭質物に富み、海緑石質緑色斑点および長石の白色斑点を含む。風化すると黄褐色を示し、あるいはそれが脱色されて白色となり、直径30cm～1m大の玉葱状構造を呈する。均質でしまっている部分は石垣石またはバラスとして採石される。本層の基底部には厚さ30cm内外の礫岩が発達することが多いが、必ずしも全域にわたっては連続しない。礫は直径最大約10cm、普通約2cmでよく円磨されており、チャート・粘板岩・砂岩・流紋岩・緑色変成岩類などからなる。

本層は唐津図幅地域における佐里砂岩層の中部および下部に較べてやや細粒である。本図幅地域東部における本層の厚さは約50mである。

有田附近における本層は主として灰白色を呈する堅硬な中粒砂岩からなり、随所に礫岩および粗粒砂岩が発達し、また粗粒部では緑色斑点を含む。礫の種類および形状は図幅地域の東部に分布するものとはほぼ同じである。当地域では層厚最大160mに達する。

佐里砂岩層中にはしばしば砂管が含まれ、また次のような貝化石を産する。

Turritella karatsuensis NAGAO

Athleta japonica NAGAO

Crassatellites yabei NAGAO

Venericardia yoshidai NAGAO

Venericardia sp.

Pitar matsumotoi (NAGAO)

Callista hanzawai (NAGAO)

はるあけ 原明凝灰岩層

本層はいわゆる骨石層に相当し、暗灰色粗鬆あるいは硬質中～粗粒砂岩・白色アルコース砂岩・白色凝灰岩(骨石)・凝灰質泥岩・暗灰色珪質砂岩(白色～緑色斑点を

もつ)などの互層からなり、各層の厚さは普通 10～30 cm である。有田町附近では本層の最上部に軟質の凝灰質泥岩がみられる。骨石は厚さ 15～30 cm の流紋岩質凝灰岩で、新鮮な部分は緻密、堅硬で暗青色を呈するが、風化すると白色となり、僅かに油脂状光沢を有し、角柱状の節理が発達する。さらに風化すると、風化面は赤褐色を呈する。風化の著しい地域では層理面に沿って小規模の滑落を生ずることが多い。骨石は唐津炭田全域にわたって連続して分布し、重要な鍵層として知られているが、炭田北部(唐津図幅地域内)では砂質凝灰岩となり、その発達は本図幅地域内におけるほど顕著ではない。

泥岩は暗黒色を呈し、凝灰質で、風化すると白色を呈して滑らかになるものがある。

本層からは *Turritella infralirata* NAGAO および *Venericardia* sp. を採取した。本層の厚さは 40～60 m である。本層は、その凝灰質部がよく地層の層理面に沿って滑動するために、しばしば走向傾斜が乱れ、またみかけ上実際の厚さ以上に広く分布することがある。下位の佐里砂岩層との関係は明瞭な境をもたず、凝灰岩を挟み始める互層部以上をもって本層とする。本層は唐津図幅地域³⁶⁾の佐里砂岩層上部に相当する。

仏ノ原シルト岩層

本層は有田附近に顕著に発達する。おもに暗灰色～灰褐色の泥質シルト岩および砂質シルト岩からなり、時に細粒砂岩と細かく互層することもある。下位の原明凝灰岩層から漸移しており、厳密に両層の境界を求めることは困難で、凝灰質岩の存在しなくなる部分から本層とした。唐津図幅地域内では、佐里砂岩層上部(骨石帯)と行合野砂岩層との間に本層に相当する顕著なシルト岩は発達しないが、本図幅地域では大川野附近から次第にこの間にシルト岩を含むようになり、三間坂地区を距てて有田地域で急速に厚くなり、一岩相単位として他地層と区別できるようになる。本層からは化石が認められなかったが、曲川村上南川良山南部の細粒砂岩から *Acer* sp. を産することが報告されている²⁴⁾。本層の厚さは有田附近で 130m、原明南方で 190 m に達する。

砂きあいの 行合野砂岩層

本層は唐津図幅地域内行合野附近を標式地として命名されたものであるが、本図幅

地域内の有田附近およびそれ以南の地域では蔵宿砂岩層²⁴⁾として知られている。本層は主として無層理塊状の堅硬な細粒～中粒砂岩からなる。この砂岩は新鮮な部分では暗青色～淡青色を呈するが、風化すると灰白色～淡黄色、時に特有な淡紫色、または淡緑色を呈する。緻密で均質な部分は石材として採取される。また細粒部は風化すると玉葱状構造を呈することがある。全般に炭質物に富み、まれに海緑石質緑色斑点を含むことがある。大川野附近では本層最下部に厚さ約 20 m の板状砂岩帯が発達する。これは灰白色の中粒板状砂岩と薄いシルト岩との互層からなる。この互層部は下位の原明凝灰岩層との移化部に相当するものと思われる。

本層からは次のような化石を産する。

Leptothyra ? sp.

Turritella infraliata NAGAO

Ancistrolepis ? sp.

Saccella sp.

Crenella subfornicata NAGAO

Palliolum ? sp.

Ostrea sp.

Venericardia sp.

Lucinoma nagaoui OYAMA et MIZUNO

Callista hanzawai (NAGAO)

Callista matsuraensis (NAGAO)

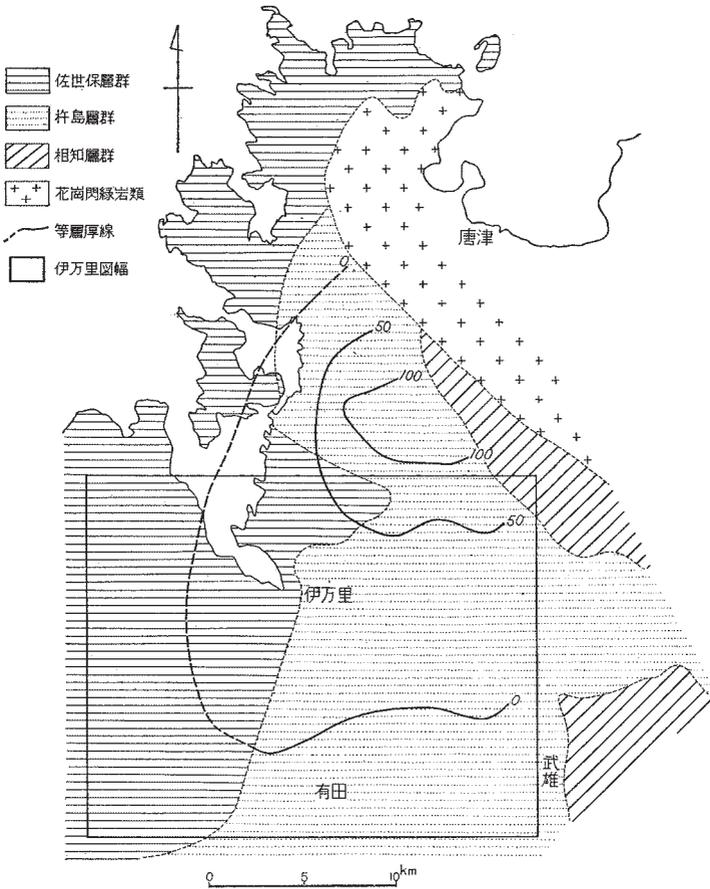
Periploma besshoensis (YOKOYAMA)

Linthia sp.

本層の厚さは唐津図幅地域内から本図幅地域の大川野附近にかけてほぼ一定し、約 120 m であるが、姥ノ原附近から蔵宿附近にかけて次第に厚くなり、横手附近では 200 m に達する。

駒鳴砂岩層

本層は局地的な分布を示す特異な地層である。すなわち本図幅地域では南西方に向かって次第に厚さを減じ、伊万里南方から三間坂^{みまきか}附近で消滅する。その分布範囲と層厚変化の状態を第 5 図に示す。



第5図 駒鳴砂岩層の等層厚線図 (火山岩類の分布は省略してある)

本層は主として暗緑色粗粒砂岩ないし礫質砂岩からなり、海緑石質緑色斑点到富み、長石の白色斑点を含む。礫質砂岩中の礫は直径5 mm以下で、垂角礫状を呈し、大部分粘板岩からなる。一般に造崖性が著しく、侵蝕に耐えてしばしばケスタ地形をつくる。風化すると玉葱状構造を呈し、赤褐色～黒褐色に変化する。また各地で石材として採石される。有田附近では本層は消滅するが、上位の川津砂岩層の基底部に海緑石質緑色斑点到富む粗粒部が処々にみられる。これは本層の特徴のなごりというべきも

のであろう。本層からは *Chlamys ashiyaensis* NAGAO, *Glycymeris cisshuensis* NAGAO, *Venericardia* sp. などの貝化石を産する。

本層の厚さは大川野附近でもっとも厚く、40～50m であるが、東梅野附近では 20 m 以下となり、南西方に向かって薄くなる。本層はおそらく北東から多量の物質の供給を受けて、急激に堆積したものと思われる。

畑津砂岩層

本層は図幅地域内の杵島層群中もっとも広く分布する地層である。主としてシルト岩および細粒砂岩からなり、部分的に中～粗粒砂岩および泥岩を挟む。唐津図幅地域内の畑津砂岩層は砂岩を主とするが、本図幅地域内では南西方に向かって次第に粒度を減ずる傾向がある。

シルト岩は暗灰色～暗青色を呈し、細粒砂岩と薄互層をなすことが多いが、また泥がちで葉片状に剥離するものもある。本層の下部には白色凝灰岩の薄層が発達し、シルト岩と互層するが、ところによっては凝灰質泥岩となり、凝灰岩層としては必ずしも追跡できない。

砂岩は細粒、緻密でしまりがよく、新鮮な部分は暗青～淡青～青白色を呈し、風化すると黄灰色となり、直径 30～50cm のみごとな玉葱状構造をつくる。塊状の部分は石材に適し、各所で採石される。とくに本層最上部にある厚さ 3～5m の砂岩（風化すると玉葱状構造が発達する）は青灰色を呈し堅硬で、伊万里周辺、有田東方で採石され、層準をきめるうえに一つの鍵となる。しかし図幅地域全域にわたっては連続しない。この砂岩は有田東方板ノ川内では急に厚くなり 30～50m に達する。井手野附近では本層中部に暗緑色粗粒砂岩が発達するが、これは海緑石質緑色斑点に富み、岩質上前記の駒鳴砂岩層中の砂岩とまったく同じである。この砂岩は北方唐津図幅地域に向かって次第に厚くなる。この粗粒砂岩部の下位にシルト岩と砂岩との細互層部があるが、こゝからはしばしば植物化石を産し、また伊万里市街の北方には炭質頁岩がある。

本層の砂岩・シルト岩を通じて全般に炭質物の微片が多い。

本層は図幅地域の北東部では整合に駒鳴砂岩層の上に重なる。こゝでは駒鳴砂岩層の暗緑色粗粒砂岩の上に、ある時は細粒砂岩が、またある時には砂岩とシルト岩との互層が、また凝灰岩とシルト岩との薄互層、あるいは緑色斑点をもつ堅い暗灰色砂岩

とシルト岩との互層が重なる。図幅地域の南部では駒鳴砂岩層が消滅するために、本層は行合野砂岩層に直接する。

本層からは次のような化石を産する。

Ancistrolepis chikuzenensis (NAGAO)

Acila ashiyaensis (NAGAO)

Yoldia laudabilis YOKOYAMA

Portlandia thraciaeformis (STORE)

Portlandia scaphoides (NAGAO)

Crenella subfornicata NAGAO

Venericardia cf. *japonica* MIZUNO

Venericardia sp.

Lucinoma cf. *hannibali* (CLARK)

Pododesmus sp.

Cyclina ? sp.

Macoma sp.

Linthia sp.

魚鱗

これらの化石種を唐津図幅地域の畑津砂岩層中に産するものと較べると、基盤に近い唐津図幅地域では *Chlamys ashiyaensis* などの浅海棲種が多いのに対し、本図幅地域では全般的にやゝ深い棲息種が多くなっているようである。このことは先に述べた岩相変化の状況からも類推される。

本層の厚さは井手野・桃ノ川附近で 270m, 三間坂・蔵宿附近では 330～350m である。

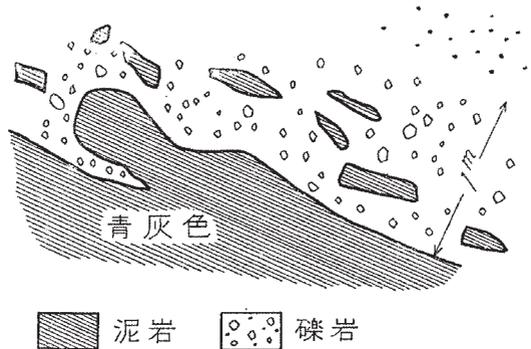
畑津頁岩層

本層は泥岩を主とするが、ところによっては砂岩・シルト岩との細互層からなる。各地域で岩相の変化に富み、全地域を通じての地層の細分は困難である。泥岩のもっとも顕著なところは井手野西方から畑川内にかけての地域で、こゝでは厚さ 80 m に達する。他の地域ではシルト岩と薄板状互層をなすことが多く、またところによっては 50cm～2m ほどの厚さをもつ板状砂岩を挟むことがある。このような砂岩は一般に中・上部に多い。

泥岩は暗灰色～暗青色を呈し、均質で、無層理塊状であるが、風化すると細片に破碎し易くなり、しばしば小さな崖崩れを起している。泥岩中には扁平な褐鉄鉱で汚染された団塊が層状に発達することがある。図幅地域の北部から南部にかけて泥岩は次第にシルトがちとなり、雲母片や炭質物に富むようになる。また砂岩やシルト岩と細互層することも多い。

本層中に含まれる砂岩は細～中粒で灰白色を呈し、雲母片や炭質物を葉理面に平行に、縞状に挟み、板状に割れる特徴がある。この砂岩は佐世保層群の最下部相の浦層の砂岩と構成物が同じであるために、岩質のみからは区別できない。唐津図幅地域内では、このような砂岩は畑津頁岩層の中部に発達するが、本図幅地域内では必ずしもその層準が一定せず、砂岩がち互層あるいは泥岩がち互層となって、とくに図幅地域の南東部では随所に発達する。桃ノ川南方の柚木原附近では砂岩の1枚の厚さが2～3mで、石材として採石される。このように、岩相上、本層上部はすでに佐世保層群の要素を含んでいる。

本層中の互層の層理面、とくにシルト岩の表面はしばしば波状を呈し、生痕を有することがある。また各単層の厚さの変化が激しく、砂岩中には泥岩の同時侵蝕を伴わない、ところによっては乱堆積を示しているために、一見不整合状を呈するところもある(第6図)。



第6図 蔵宿西方小沢中にみられる畑津頁岩層中の砂岩の基底部

本層の下部からは多々良附近で

Ammodiscus sp.

Bathysiphon sp.

B. pupoides D'ORBIGNY

B. sp.

Cassidulina sp.

Cancris sp.

Cibicides yabei ASANO

Dorothia sp.

Eggerella spp.

Gyroidina cf. soldanii D'ORBIGNY

G. sp.

Haplophragmoides spp.

Martinottiella sp.

Nonion cf. soldanii (D'ORBIGNY)

Nodosaria sp.

Plectina cf. poronaiensis ASANO

Robulus sp.

Trochammina ashiyaensis MURATA

などの有孔虫化石を産し²³⁾²⁶⁾, このほか *Portlandia watasei kishimana* MIZUNO (MS), *P. scaphoides* (NAGAO), *Propeamussium sp.*, *Dentalium sp.*, *Linthia sp.* などの比較的深い環境を指示すると思われる貝化石を産するが, 貝化石は一般に少ない。

本層の上限は便宜的に, いわゆる佐世保層群に特有の, 塊状の厚い優白色アルコーズ粗粒砂岩の基底に求めた。したがって, これが層群の境界として適当であるか否かは今後の研究にまたねばならず, 岩相の変化を考慮した場合, 唐津図幅地域内の両層群の境界に正しく一致するか否かも疑問である。このような区分による本層の厚さは 200 ~ 220 m である。

II. 2. 3 佐世保層群

本層群は全層厚 1,500 m に達し, おもに図幅地域の西半部に広く分布する。本層群中の連続性のある主要炭層を地層区分の境界にして, 本層群を下位から相の浦層・中里層・^{ゆのき}柚木層・世知原層・福井層・加勢層に区分する。したがってこれら各層とは無

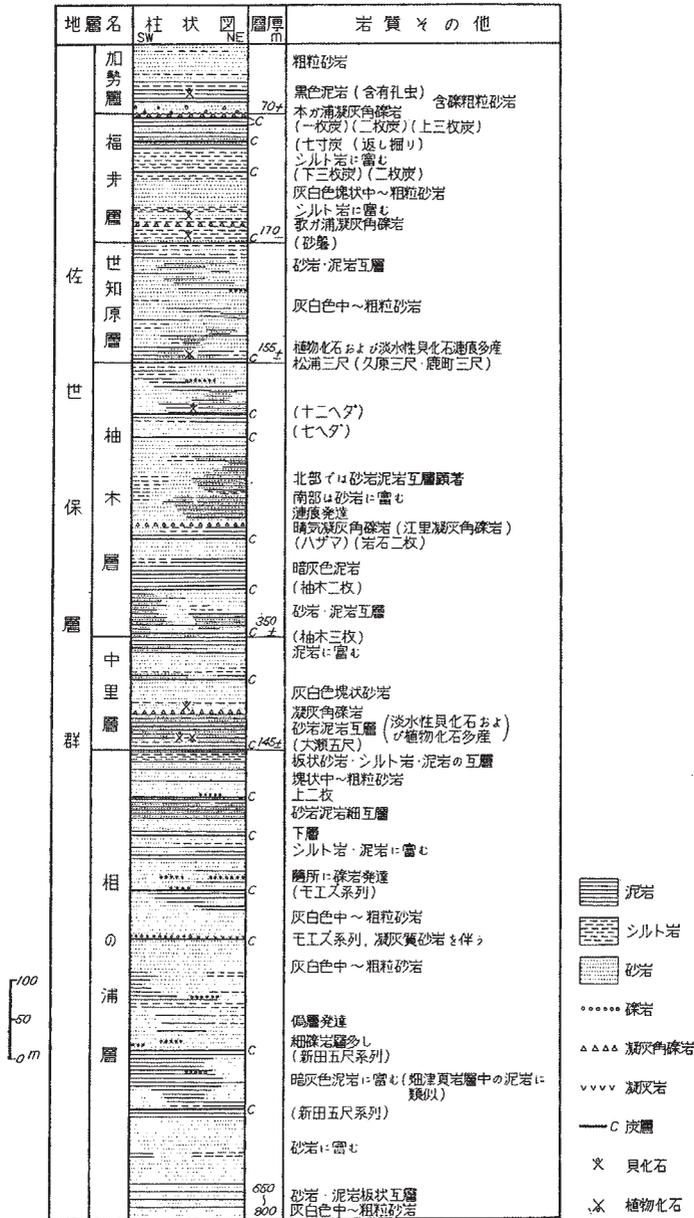
関係に岩相が変化する場合が多い。本層群は大きくみれば漸進的な海進を示す杵島層群の堆積に引続いて、汽水成層と浅海成層とが交互に堆積した環境を示している。おもに厚い砂岩と、泥岩およびシルト岩の厚い互層とからなるが、層群全体を通じては砂岩が量的に優勢である。随所に石炭層および凝灰角礫岩層を挟み、動植物化石を産する。岩相は約 5km を単位として水平的に移り変わり、主要炭層および凝灰角礫岩層は岩相と斜交して発達する。本層群は唐津炭田北部（唐津図幅地域内）では直接基盤をなす花崗閃緑岩類を被覆している。下位の杵島層群との関係は本図幅地域内では整合漸移である。本層群の分布は図幅地域内のかかなり広い部分を占めるが、露出はきわめて悪く、詳細な層序は各炭砦の試錐資料によるところが多い。

相の浦層

本層は主として伊万里湾の両岸および有田川の西岸にほゞ南北に分布する。佐世保層群に特有の厚い塊状白色アルコース粗粒砂岩の下底をもって本層の基底とする。本層中には 2 層準に連続性のよくない炭層群が存在するので、これをもってかりに本層を、下部・中部・上部に 3 区分する。

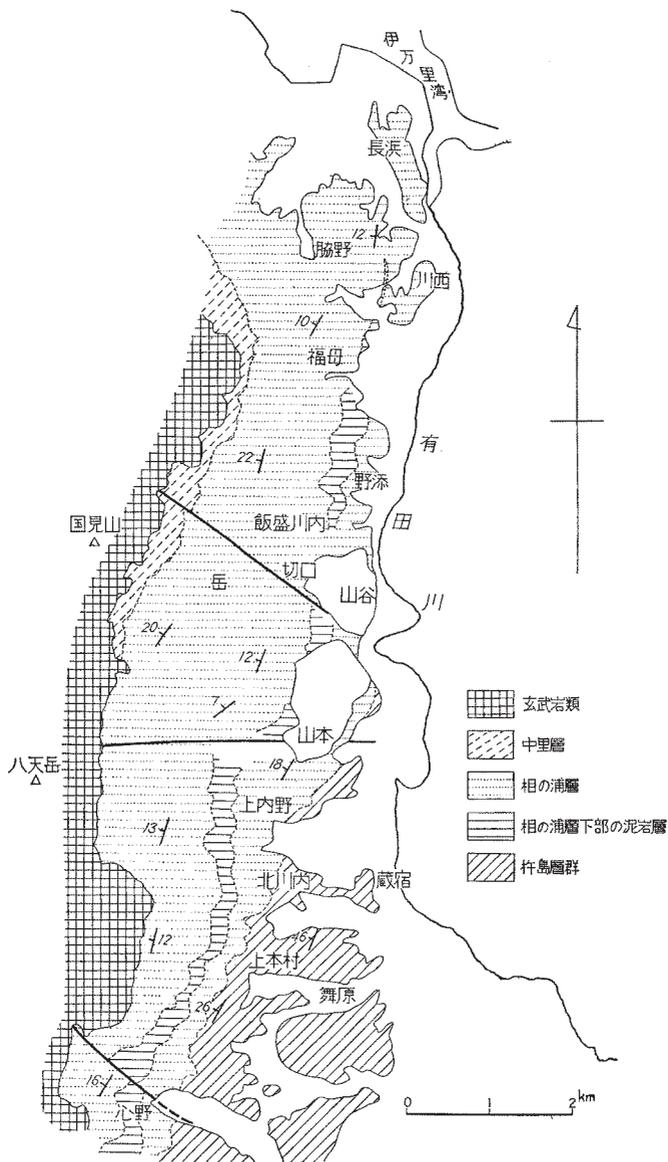
下部 主として砂岩および泥岩からなる。砂岩には塊状をなすものと、板状を呈するものがある。塊状砂岩は灰白色を呈し、中～粗粒でアルコースである。風化すると鉄質物がしみ出して赤褐色の縞模様があらわれることがある。板状砂岩は灰白色を呈し、細～中粒で、雲母片に富み、炭質物を葉理面に平行に挟む。しばしばシルト岩と互層し、基盤大に割れることがある。この砂岩は下位の畑津頁岩層中にみられる砂岩と岩質的には同一である。板状砂岩には漣痕が発達することがある。

下部の上部には泥岩が発達する。この泥岩は暗灰色～暗青色を呈し、時にシルト岩と薄互層をなす。その特徴は畑津頁岩層中の泥岩に非常によく類似し、岩質のみからは区別し難い。泥岩の厚さはもっとも厚いところ（野添附近）で約 180m であるが、これより北方に向かって次第に薄くなり、東山代一川西間では消滅する。また南方心の野附近では 100～150m である。第 8 図にその発達状況を示す。この泥岩を挟んでその上下に炭層が発達する。これらの炭層を一括した炭層群は伊万里湾岸で長浜三尺とよばれる炭層系列に相当し、ほゞ新田五尺炭層の層準に対比されるものである。これらの炭層は伊万里市街の南西、川西附近では小規模に稼行されている。またかつて稼行



第7図 佐世保群模式柱状図

松浦・向山・久原炭礦の試錐資料を参照した



第 8 図 相の浦層下部の泥岩の発達状況

されたことのある伊万里市街北方の本瀬戸・岩立・屋敷野・楠立および黒川附近の炭層もほゞこの層準のものと思われる。炭層を挟む粗粒アルコース砂岩中には礫を散在することが多い。礫はおもに黒色粘板岩・チャートからなり、まれに流紋岩を含む。大豆大または小豆大でよく円磨されている。

中部 主として厚いアルコース砂岩からなる。この砂岩は灰白色を呈し中粒、塊状で、風化部は酸化鉄で汚染され赤褐色となる。この砂岩の下部にはしばしば偽層が発達する。中部の上限にある炭層群は伊万里湾岸で脇野上、下層とよばれ、モエズ炭層に対比されるものと思われる。この炭層群は脇野附近で小規模に稼行されており、また伊万里湾東岸の瀬戸附近の炭層もほゞこれと同層準のものと思われる。この炭層群中には凝灰質砂岩・泥岩を伴う。時に凝灰質物が混在されることがあるが、この凝灰質岩は一定した層準を示すもののようなのである^{註4)}。凝灰質砂岩は風化すると薄桃色あるいは淡赤色を呈し、径約2cmの浮石の白色斑点を含む。このような浮石斑点は炭層の上盤に亜角礫または角礫状をなして含まれることがある。

上部 主としてアルコース塊状砂岩および板状砂岩・シルト岩・泥岩の互層からなる。上限は大瀬五尺炭層である。上部層は主として図幅地域西部の熔岩台地の周縁斜面の高所に分布するために露出が悪く、詳細な層序はほとんど判明しない。大瀬五尺炭層は佐世保層群の堆積が始まって以来初めての連続性のある炭層であって、図幅地域内では地域南部の佐世保炭砦および夫婦石西方の国見炭砦で稼行されている。また大久保附近には旧坑が多い。海棲貝化石が多産する真中化石帯はモエズ炭層から大瀬五尺炭層までの間に含まれるが、図幅地域内ではこれを確認し得なかった。脇野南西方の板状砂岩泥岩互層中部からは植物化石が多産する。棚井敏雅・尾上亨³³⁾によれば、主として佐世保図幅地域内の相の浦層中部および下部から産する植物化石は比較的温暖な気候を指示し、時代的には中新世初期と考えられている。

相の浦層の厚さは650～800mである。

中 里 層

本層は伊万里湾の南岸、楠久・大久保附近および柚木附近に僅かに分布する。本層の上限は柚木三枚炭層の上限である。本層の下部は中粒砂岩と暗灰色泥岩の互層からなり、中部は灰白色の塊状または縞状砂岩が顕著で、上部は泥岩に富む。

註4) この事実は本所古川俊太郎技官によって、さらに広い区域にわたって認められている。

大瀬五尺炭層上約 40m のところに凝灰角礫岩が発達することが、唐津図幅地域内の試錐資料および本図幅地域内の向山・松浦・久原くぼらの各炭礫の試錐資料で認められ、層準決定に有効な鍵層となるが、露頭ではほとんど認められない。たゞ粟木峠東方のほゞこの層準と思われるところに淡緑灰色の凝灰角礫岩がみられる。この凝灰角礫岩は、厚さ約 1m のやゝ板状な泥岩を挟んで 2 枚あり、その上下の厚さはそれぞれ 10 cm および 20 cm である。いずれの凝灰角礫岩にも貝化石が密集して産し、上位の凝灰角礫岩には *Ostrea* sp. が、下位のものには *Corbicula matusitai* SUZUKI が特徴的に多産し、その他両層から *Lamprotula nojimensis* UENI を産する。柚木三枚炭層はバンド山層ともよばれ、柚木炭礫で稼行されている。柚木の西方池野炭礫（西隣佐世保図幅地域内）では柚木三枚炭 *Brachyodus japonicus* MATSUMOTO の産出が知られている。

本層の厚さは各地域ではゞ一一定し、約 145 m である。

柚木層

本層は久原・世知原・柚木附近に分布する。本層の上限は松浦三尺^{註5)}（久原三尺）炭層である。主として砂岩・泥岩および砂岩と泥岩との互層からなる。砂岩には灰白色中粒で塊状のものと、細粒で縞状を呈するものがあり、前者には時に偽層が発達し、また鉄質物が滲み出して赤褐色の縞模様を生ずることがある。後者は時に炭質物を葉理面に平行に挟み、植物化石の破片に富むことがある。泥岩は全般にやゝ砂質で、細粒砂岩と互層することが多い。砂岩は本層全体を通じて発達するが、互層部は本層中部および下部に多い。

本層の下部、柚木三枚炭層から約 60m 上位に厚さ約 40m の顕著な泥岩層が発達する。この泥岩帯は野外および試錐資料の結果から、本図幅地域内ばかりでなく、唐津図幅地域内にも連続して発達し、対比の重要な基準となる。この泥岩帯の直下に柚木二枚炭層があり、新柚木炭礫で稼行されている。本図幅地域内では露出が悪いために野外で正確にこの泥岩帯を追跡することは困難であるが、久原・向山・松浦の各炭礫の試錐で認められる。

この泥岩帯の上約 40m のところに凝灰角礫岩層がある。石英安山岩質で 1.5～5m

註5) 本炭層は佐世保炭田鹿町地区で鹿町三尺とよばれる。

の厚さを有する。新鮮な部分では暗灰色，風化部では褐色を呈する。この凝灰角礫岩は唐津図幅地域における晴気凝灰角礫岩，長浜春夫の江里凝灰角礫岩層に対比される。この凝灰角礫岩の下約 20m には泥岩が顕著で，これは唐津図幅地域で駄竹泥岩帯と称するものに相当する。この泥岩帯の下限にハザマ炭層がある。本炭層は岩石二枚炭層にほぼ相当するものと思われる。凝灰角礫岩の上約 80m の間は砂岩と泥岩との互層が発達するが，南西方に向かって砂岩に富むようになり，岩相の変化はかなり著しい。この互層部の砂岩の上面には，しばしば漣痕が発達する。

本層上限の松浦三尺（久原三尺）炭層の下には砂岩が比較的顕著で，松浦三尺炭層の下約 65m のところに十二ヘダ炭層が，また約 95m 下位に七ヘダ炭層がある。十二ヘダ炭層の上盤からは *Ostrea* sp. を産する。松浦三尺炭層は本地域で重要な稼行炭層で，久原・松浦・新松浦の各炭砦で稼行されている。棚井敏雅・尾上亨³³⁾によれば，佐世保炭田鹿町地区（西隣佐世保図幅地域内）の鹿町三尺層（松浦三尺）に伴う植物化石群の組成は，いわゆる阿仁合型植物群の組成の特徴に一致しており，その大半が温帯性落葉樹からなっている。

本層の厚さは約 350m である。

世知原層

本層は主として浦之崎南方および世知原附近に分布する。本層の上限は砂磔炭層である。本層は砂岩・泥岩・シルト岩およびこれらの細互層からなるが，全般には灰白色中～粗粒砂岩が優勢である。砂岩は無層理，塊状で崖をなすことが多い。松浦三尺炭層の上位には暗灰色シルト岩を主とする互層部が発達し，砂磔炭層の下位にはシルト岩が多い。松浦三尺炭層直上の雲母片を含むシルト岩中から，久原地域で *Sequoia* sp., *Quercus* sp., *Platanus* sp. などの植物化石を産し，松浦炭砦における同層準からは *Corbicula matusitai* SUZUKI, *Corbicula hizenensis* UJII, *Semisulcospria* (*Melania*) sp. を産することが知られている。

本層中には数枚の炭層があるが，いずれも薄く，かつ連続性に乏しくて稼行に耐えない。砂磔炭層は佐世保炭田における主要炭層で，炭層の下盤に厚さ約 30cm の白色中粒～粗粒砂岩を伴ない，炭層中には 2～3 枚の薄い夾みを有することが特徴的で，佐世保炭田のほとんど全域にわたって分布するために，層準を決定する鍵層としても有効である。

本層の厚さは各地でほとんど変化がなく、約 155m である。

福井層

本層は向山炭礫附近および志佐川上流に僅かに分布する。本層の下部は黒色のシルト岩ないし泥岩、中部は砂岩、上部はシルト岩・泥岩および砂岩に富む。

砂磐炭層の上位はシルト岩に富み、このなかから *Ostrea* sp., *Corbicula hizenensis* UJH, "*Phaxas*" sp. などを産する。

試錐資料によれば砂磐炭層の上約 25～30m のところに、厚さ 5m 内外の石英安山岩質凝灰角礫岩層が発達する。この凝灰角礫岩は暗灰色を呈し、風化すると黄灰色に変化する。これは長浜春夫²⁰⁾の歌ヶ浦凝灰角礫岩層に相当し、佐世保炭田全域にわたって分布し、砂磐炭層の層準を決定するうえで重要な鍵層となる。西隣佐世保図幅地域内域の焼島・餓鬼島附近では、この凝灰角礫岩層の上位から、"*Cerithium*" sp., *Ostrea* sp., *Cyclina japonica* KAMADA, *Septifer* sp., *Venerupis (Amigdala)* sp., *Melanatria* sp., *Bulanus* sp., "*Potamides*" sp. を産することが知られている。

本層中部に発達する砂岩は灰白色塊状中粒～粗粒砂岩で、ところによって厚さが変化する。本層上部には数枚の炭層が発達するが、稼行されているものは下三枚炭層および福井一枚炭層で、他の炭層はいずれも連続性に乏しい。福井一枚炭層の約 10～20 m 上位に厚さ 1～2m の石英安山岩質凝灰岩が存在することが、平戸図幅地域内前浜附近および唐津図幅地域内今福西方で認められるが、加勢層堆積前の削剝のために、欠除するところがある。本図幅地域内ではこの凝灰角礫岩層の存否は露出の関係で判明し難い。

認められる限りの本層の厚さは 170m である。

加勢層

本層は図幅地域北西隅および志佐川上流に僅かに分布する。下位の福井層との関係は不整合である。この関係は平戸図幅地域内、佐世保図幅地域内で追跡することができる。

本図幅地域北西隅では玄武岩の岩屑に覆われて露出が悪く、また志佐川上流でも露出が限られるため、本層の詳細な層序は明らかでない。本層の最下部は含礫粗粒砂岩からなり、緑色岩片および炭質物を含む。この砂岩中からは保存の悪い海棲貝化石を産する。これより上位は厚さ約 25m の暗灰色～黒色泥岩からなり、この泥岩は

Cyclammina tani ISHIZAKI の有孔虫のほか、*Yoldia* sp., *Nucula* sp. などの貝化石を含む。泥岩の上位は *Ostrea* を含む粗粒砂岩からなる。したがって本層は汽水性の福井層の堆積後の一時的海進によって形成されたものと思われる。本層の露出する限りの厚さは 60～70m と思われる。

II. 2. 4 第三系の地質構造

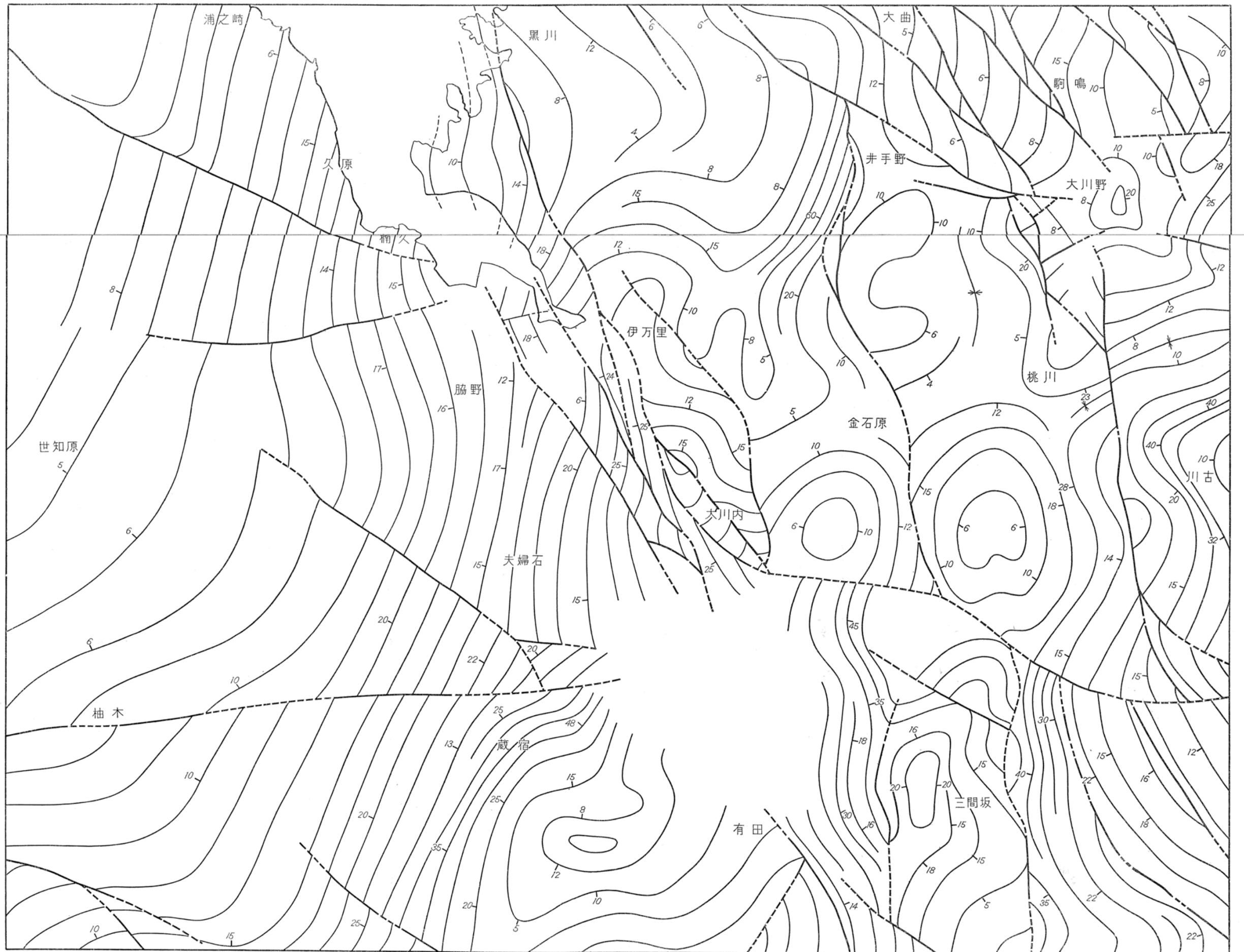
唐津・佐世保両炭田を含む九州北西部の第三系は、その北東方の花崗閃緑岩類と、南西方の結晶片岩類との間に分布し、第 2 図にみられるように 4 つの構造区に区分される。すなわち 1) 大町附近を中心とする東西または北西—南東方向の軸をもつ波長の大きな褶曲帯、2) 伊万里・武雄・有田附近にみられる南北性の軸をもつ微褶曲帯(伊万里褶曲帯)、3) 世知原を中心とし、佐々川断層を西限とする盆状構造(世知原盆状構造)区、4) 鹿町附近から平戸島にかけて、北東—南西方向の走向で北西方に傾斜する単斜構造区である^{註6)}。

本図幅地域は有田川に沿う南北線を境界として、地質構造上伊万里褶曲帯の主部をなす東域と、世知原盆状構造の東半部を占める西域とに区分することができる。

東域には玄武岩熔岩の分布区域は少なく、直接第三系が露出するところが多い。これらの第三系は多くのドーム・ベーズン状構造の組み合わせた複雑な微褶曲構造を呈する。ドーム・ベーズン状構造はそれぞれ南北方向あるいは北東—南西方向の長軸を有する。したがって地層の走向・傾斜は目まぐるしく変転する。また東域には各種火山岩類が岩脈・岩床・熔岩流の形で分布する。これらの火山岩類の分布はドーム・ベーズン状構造の配列とは無関係であるので、このような褶曲構造を形成した主要原因を火山岩類の進入に帰することはできない。

ドーム・ベーズン状構造を示す褶曲構造はさらに多数の北西—南東方向の断層によって断たれて、いっそう複雑な構造となっている。これらの断層は成因的に褶曲運動に伴って生じたものと、褶曲運動の後に生じたものとに区分することができる。前者は褶曲の軸部あるいは相隣るドームとベーズンの間に生ずるものが多く、むしろ南北で北西—南東方向の断層に断たれている。そのおもなものは府招断層、宮野野から北

註6) このような構造区分の大綱についてはすでに沢田秀穂²⁹⁾が明らかにしている。



断層

15 模式的にあらわした走向線
(数字は傾斜)

走向線の間隔は傾斜度によって案配してある

第9図 地質構造図

山の西を通る断層，西梅野から三間坂を経て津々良に至る断層などである。これに対して褶曲運動の後に生じた断層は，大川野附近および伊万里市内の南方に見られるように，大部分北西—南東方向の高角度の断層で，いずれも構造をきっている。これらの断層のうちには，小さな不連続の断層が密集して，みかけ上 1 本の断層を形成しているものもあり，また単一の断層が数 km も連続しているものもある。断層の落差および落ちの方向は一定しないが，ほとんど正断層である。有田川の東域には火山岩類を切る断層はない。

有田川西域の地質構造は，東域に較べてきわめて単純である。この地域には東域と対照的に玄武岩類が広く分布している。地質構造の特徴は，世知原附近を中心とする雄大な世知原盆状構造の東半部を占めていることで，有田川沿岸附近から西方に向かって地層の傾斜が次第に緩くなり，中心部をなす世知原附近では 3～5°である。すなわちこの盆状構造は底が浅くて広い形をしている。このように地層が全体として緩やかで平坦に近いことは，佐世保炭田地域の炭田開発に大いに役立っている。

有田川西域は東域に較べて断層が少ない。断層はむしろ東西性に近い方向をとるものが多く，地層の走向に斜交し，その多くは玄武岩類をも切っている。これらの断層は有田川東域にみられる褶曲構造をきる断層と同性質のものである。断層のおもな生成時期は玄武岩流出以前であって，流出以後にもこれらの断層がふたたび運動したものであると思われる。

以上東西両域を通じて明らかなのは，このような褶曲構造をもたらした運動と，主要な断層をもたらした構造運動とが時期的にはっきりと区別されることである。すなわち褶曲構造をもたらした運動が杵島層群の堆積に引続くものか，佐世保層群あるいは野島層群堆積後に行われたものかは明らかではないが，このような運動とは別に，その後著しい断層運動が行われている。この種の断層は北西—南東または東西性のものが多く，北東方の基盤と第三系の境界線にほぼ平行した高角度の階段状の断層である。火山岩類の噴出後にも地域的な小断層あるいは 2 次的な断層が生じているが，いずれも現在みられる地質構造を左右するほど大規模なものではない。

Ⅱ . 3 鮮新統および第四系

図幅地域には杵島層群と佐世保層群とを覆って多種多様の火山岩類がみられる。そのうちでもっとも多量に分布するものは西岳玄武岩類である。この玄武岩類の活動以前には眉山石英安山岩と眉山角閃石安山岩とが、以後には有田流紋岩類と伊万里安山岩類とがそれぞれ噴出している。これらの火山岩類の噴出時期は明確でなく、従来漠然と第四紀と考えられているが、玄武岩の侵蝕程度などから、鮮新世末ないし更新世初めに生じた可能性もある。したがって、本図幅では不確実ではあるが、玄武岩類以前に生じた火山岩類は鮮新世、以後のものは更新世に属し、玄武岩類は両者にまたがるものとする。

以上の火山岩類を除くと、堆積岩類はきわめて僅かに分布するにすぎない。すなわち西岳玄武岩類に伴なわれる古期砂礫層と、有田流紋岩類・伊万里安山岩類に伴なわれる砂礫層、あるいは火山岩類の活動後に堆積した新期砂礫層・崖錐・地送り堆積物・沖積層である。

眉山石英安山岩と眉山角閃石安山岩とは東隣武雄図幅地域内に広く分布するものの一部で、前者は主として岩床あるいは円頂丘としてみられ、後者はそれを覆う熔岩流であり、その一部は西岳・黒岳にもみられ、玄武岩に覆われる。

西岳玄武岩類は本図幅地域を中心として、九州北西部に広い熔岩台地をつくる。本図幅地域西部の西岳地域にもっとも標式的にあらわれ、こゝでは多種多様の粗面玄武岩および珪質玄武岩が、火山砕屑岩を伴って約 300m の厚さに累重する。その分布、構造をみると、伊万里市と有田町の間を中心とした一大盾状火山を構成したもので、その頂部は陥没して、残片が黒岳およびその周辺にみられるものと思われる。なお佐世保図幅地域には、西岳玄武岩類の先駆と考えられるガラス質玄武岩の小岩体が見られる。

西岳玄武岩類は斑状および無斑晶の玄武岩が繰返して噴出したもので、本図幅地域では、その成層関係および岩質をもとにしてこれを 5 区分した。

西岳玄武岩類の基底部には**旧期砂礫層**が挟在する。本図幅地域では、そのうちの中間の砂礫層から“はまぐり”と“うみたけ”の化石を得、その一部に海成層があることがわかったが、時代を決定するまでには至らない。

有田流紋岩類は、西岳玄武岩類が侵蝕された後に、その陥没の中心部に生じたものと思われる。火山碎屑岩・柘榴石流紋岩・黒雲母流紋岩・無斑晶流紋岩・角閃石流紋岩などからなり、その下部には砂礫層あるいは水底に堆積した凝灰岩がみられる。

伊万里安山岩類は有田流紋岩の北隣に、それを覆って生じ、その初期には火山角礫岩を多量に噴出し、続いて種々の中性～酸性安山岩を流出した。安山岩中には玄武岩の細片を含有している。本岩類もまた、僅かではあるがその基底部に砂礫層を伴う。

新期砂礫層は玄武岩および流紋岩の礫を含み、主として伊万里湾の沿岸地域に散在するが、その分布範囲はきわめて狭い。

玄武岩の分布する地域の山麓部には崖錐が厚く発達する。その一部には山崩れまたは地這りによって生じたものがあり、現在もなお伊万里湾の両岸ではこの種の災害が頻発している。

II. 3. 1 眉山石英安山岩

図幅地域の東縁に、おもに小規模な貫入岩体として多数みられる。いずれも黒雲母角閃石石英安山岩で、大型の斜長石と黒雲母の斑晶を含有し、石基のガラス質の場合には石英斑岩様の外観を呈する特徴をもつ。石英の斑晶はまれで、存在しても小型(径0.5mm以下)である。通常や変質しており、ときには緑泥石化作用も蒙っている。

本岩の分布区域の北端にみられる眉山の岩体は、直径約1.5kmの不規則な形を呈する円頂丘で、その一部では明らかに第三系を貫ぬいているが、その分布からみて熔岩流と考えられる部分(とくに西端部)もある。第三系との接触部は眉山南麓の小部落西端の橋下にみられる。こゝでも、その直接部約1mは露出していないが、N35°W、NE35°の境界面を境として、その南西側の第三系は破碎されて角礫岩化し、北東側の石英安山岩は著しく細かな片理を呈している。

本岩体の主要部にはやゝ不規則な柱状節理が発達し、僅かながら緑泥石化作用を蒙り、淡緑色を呈している。本岩は斜長石・赤褐色黒雲母・炭酸塩化した角閃石を斑晶として含有するが、石英は認められない。その石基は石英(またはクリストバル石)・斜長石・アルカリ長石・黒雲母・鉄鉱・炭酸塩鉱物および緑泥石からなり、完晶質である。なお、本岩は眉山の南西山腹で西岳玄武岩類に属する斑状玄武岩の岩脈に貫

ぬかれている。

眉山の南西方には多数の岩床がみられる。その多くはほぼ南北の走向をもち、西方に緩く傾斜し、10～20mの厚さをもつ。岩床の上盤側の第三紀の砂岩・泥岩は常に著しく固化しており、ときには微細な黒雲母も生じている。眉山南西麓の百堂原にみられる岩床は石英斑晶を欠くが、その他の斑晶は著しく粗粒である。一般のものは小型の石英斑晶と、長径5mmの卓状斜長石、1～2mmの暗褐色黒雲母および角閃石(その多くは分解し赤鉄鉱となっている)の斑晶を含有する。石基は細粒である。

図幅地域南東縁の福和部落の東方に分布するものの一部は熔岩流と考えられ、とくに稜線を構成するものはガラス質で、孔隙に富み、流理構造を呈し、その一部には真珠岩構造も発達している。

II. 3. 2 眉山角閃石安山岩

眉山の頂部に厚さ約140mの熔岩流として存在し、またその附近に小規模な岩脈として第三系を貫ぬいている。さらに図幅地域中央の黒岳西部および南西部の隠居岳の東および北にも西岳玄武岩類に覆われて存在するが、その規模はきわめて小さい。眉山において、石英安山岩を覆うものと考えられるが、直接する部分の露頭がみられないために、眉山石英安山岩に貫ぬかれている可能性もある。

眉山には、おのおの厚さ約40mの3枚の熔岩がみられる。下の2枚はやゝ変質した輝石含有黒雲母角閃石安山岩で、そのうちの上位の熔岩はときに著しく変質しており、変朽安山岩様を呈する。これらは斜長石・角閃石・黒雲母および普通輝石・紫蘇輝石を斑晶として、石基は斜長石・アルカリ長石・石英・炭酸塩鉱物(輝石仮像?)・鉄鉱・燐灰石からなる。眉山の山頂は斑晶に乏しい輝石含有角閃石安山岩^{註7)}からなる。その外観は西岳玄武岩類の一部にみられるさぬき岩質安山岩に似ている。これは新鮮で、下底に発達する破碎岩塊状の部分もほとんど変質しておらず、この点からみると、前2者とは時期を異にした熔岩とも考えられる。これは小型の斜長石・角閃石(大部分オパサイト化)と大型でまれな普通輝石・紫蘇輝石を斑晶として、石基は斜長石・アルカリ長石・クリストバル石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母などからなる。

註7) 松浦炭礦北西方の椋呂路峠西(佐世保図幅内)には本岩に酷似した角閃石安山岩の礫を含む礫層が白色凝灰岩を伴ない、西岳玄武岩類に覆われて存在する。

なお、優白質の部分が石基に斑紋状に発達しており、こゝに主としてアルカリ長石・クリストバル石および黒雲母が存在する。また普通輝石の細粒からなる集合体があるが、これは橄欖石の変化したもののようである。

黒岳の西部の岩谷部落に面する丘には普通輝石角閃石安山岩が存在するが、露出不良のため他との関係は明らかではない。これはまれに長径 1cm に達する角閃石を含み、通常は 1～2mm の斜長石・角閃石・普通輝石を斑晶として、石基は斜長石・橄欖石(微斑晶として多量に存する)、まったくオパサイトに変った角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹および多量のガラスからなる。

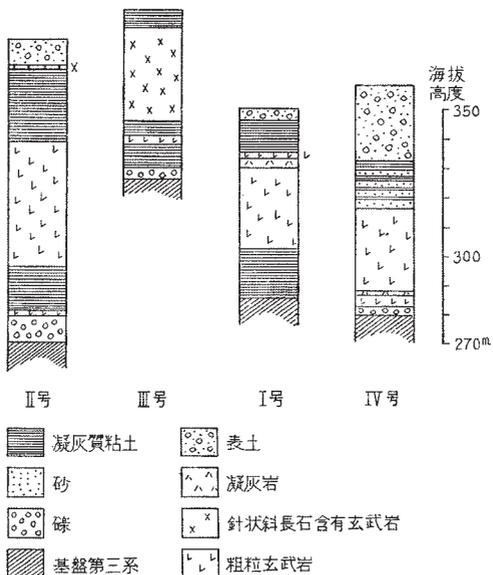
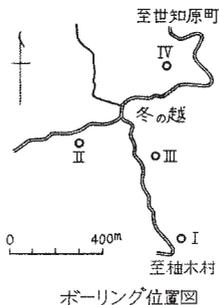
西岳の西半部にもまた本岩の一部がみられる。すなわち八天岳の南のヲサエ越南東、海拔 360m には黒雲母含有角閃石輝石安山岩が、基盤の第三系との間に約 20m の厚さの火山角礫岩を挟んで覆われている。その上位にも厚く火山角礫岩が存在し、その上に無斑晶玄武岩がのっている。この安山岩は径 3mm 以下の斑晶を多量に含有する。斑晶のうち、角閃石は厚い鉄鈹からなる反応縁に包まれ、紫蘇輝石は炭酸塩化し、普通輝石は累帯構造が激しい。なお黒雲母は小型(径 0.3mm)である。石基はガラス質で、斜長石・普通輝石および少量の紫蘇輝石・鉄鈹を含有する。また隠居岳の東麓の海拔 380m 附近にも、斑状玄武岩の下位に輝石橄欖石安山岩がみられる。これは岩質は異なるが、その層位的位置より、こゝに一括した。斑晶に富み、斜長石・変質した橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石が存在し、石基には斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・クリストバル石およびガラスがみられる。

II. 3. 3 旧期 砂 礫 層

分布が狭いので地質図には表わしてないが第三系と西岳玄武岩類との間に^{註8)}、または玄武岩類の間に挟まれて軟弱な砂礫層がしばしばみられる(第 10 図および第 3 表)。淡青色～暗青色の粘土・シルト、灰色細粒～中粒の砂、または細礫～巨礫礫層で、その厚さは所によって著しく異なる。近接地点における砂礫層の厚さと玄武岩に対する層序関係を第 10 図に例示した。

この砂礫層は西岳玄武岩類の初期無斑晶玄武岩類に覆われる下位の砂礫層と、それ

註8) この最下位の砂礫層にも斑晶に乏しい玄武岩の、径 20cm あるいはそれ以上の並円礫が含まれていることがある。これは西岳玄武岩類の先駆として生じた玄武岩に由来するものであろう。



第10図 冬の越峠附近の試錐柱状図 (新松浦炭鉱の資料による)

に伴う上位の砂礫層と、それ以上の最上位の砂礫層との3つに区分できる。

これらの砂礫層は図幅地域南西の西岳地域のみが存在するが、いずれもきわめて限られた範囲を占めて各所に点在するものである^{註9)}。下位の砂礫層の分布を大観すると、本図幅地域における最高峯である国見山より北西に向かって、幅約3kmの地帯

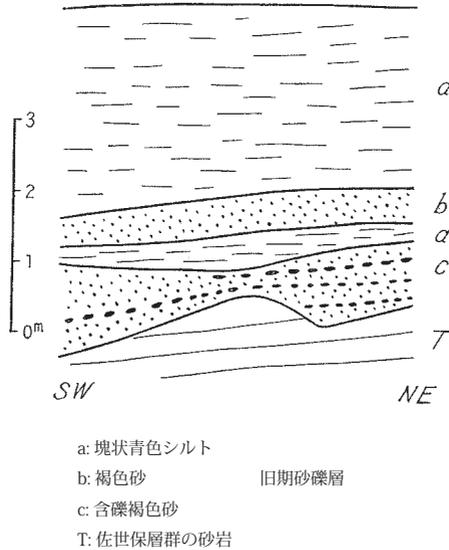
註9) 西隣佐世保図幅地域ではやゝ広範囲に分布し、連続した露頭がみられることがある。

第3表 旧期砂礫層の諸性質

	分布地点	分布高度 m	露出する 厚さ m	構成物質				随伴する火山礫屑岩			備 考
				礫	砂	シルト	粘土	火山角 礫岩	凝灰角 礫岩	凝灰岩	
下 位 の 砂 礫 層	人形石山西方 国見山北東	200 400	4 1			×			×	×	礫の径 5~10 cm 上部は礫層でその厚さ 1 m { 走向 N35° E { 傾斜 15° W { 走向 N30° E { 傾斜 5° NW 上部は粘土で N30° W 3° SW 下部は砂で N65° E 3° N { 走向 N15° E { 傾斜 10° W
	“ ” 南東	460	6	×		×					
	開 作	330	5		×	×					
	“ ” 南方	330	10			×	×				
	松浦炭碓北方	300	2		×		×				
	柚木河内	210	30		×		×				
	徳道南方	200	3			×	×				
	西下岳 冬の越南東 “ (試錐)	290 320 280	7 7 40	×	×		×	×	×	×	
上 位 の 砂 礫 層	八天岳東方 栗木峠北方 宇戸越南方 大山山口越 “ ” 西方	470 400 450 290 390	7 6 5 5 5	×	×		×		×	×	礫の径 30 cm以下 礫の径 7 cm以下 はまぐり・うみたけの 化石を産する 礫の径 50 cm以下 { 走向 N70° E { 傾斜 3° S
	満場越	280	10	×		×	×				
	栗木峠南西	460		×							
	冬の越北西	320	3		×		×				
	“調川粘土” 辻堂峠北側	320 310	40 50?	×		×	×		×		
	国見山西方	690	2	×	×				×		
最砂 上位 礫 層											礫の径 3 cm以下

によく発達し、一部はこの地帯の南方および北方の玄海灘に沿う地域にみられる。これに対して上位の砂礫層は国見山の北西に向かう前述の地帯の南にのみ分布している傾向が認められる(第13図)。

下位の砂礫層は細粒の物質に富み、上位の砂礫層は礫に富むが、両者の性質はよく似ている。しかし下位の砂礫層には、しばしば珪岩を主とする古期の岩石の、よく円



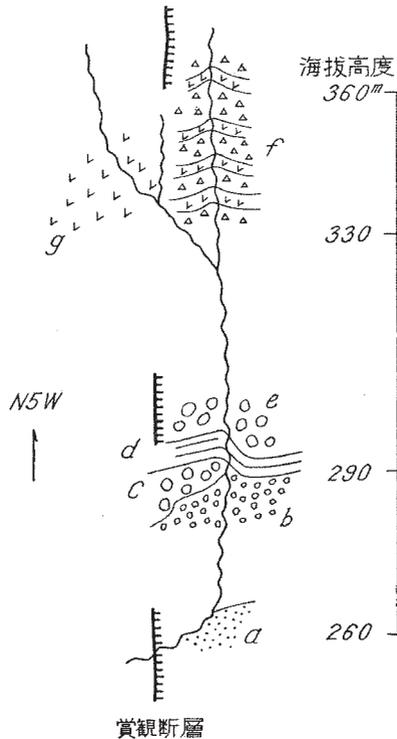
第11図: 開作の旧期砂礫層

国見山の西方開作部落東300mにみられる下位の旧期砂礫層(露頭スケッチ)

磨された径7cm以下のものがみられるが、上位の砂礫層には玄武岩礫が主となっている。最上位の砂礫層はその分布もきわめて小さいが、その性質が前者とやゝ異なる。すなわち最上位の砂礫層中には耐火粘土として採掘された“^{つきのかわ}調川粘土”があり、その上部には亜炭層が挟まれ、凝灰質の頁岩が発達する(第28図)。辻堂峠の砂礫層は火山円礫岩からなり、凝灰角礫岩に移化する。国見山のものは砂鉄を含んで硬く凝固した砂礫層で、細礫層と砂層とが細かに成層しており、唯一の不透水層として、湿地を形成している。

柚木・世知原地域では、松浦三尺の採炭坑道を掘進の際、これらの砂礫層にあると、地層が軟弱なために天盤が崩れて掘進不能となることがある。

砂礫層中には貝化石はほとんど存在せず、有孔虫も含まれない。僅かに上位の砂礫層より図幅地域南西端の満場越南西側の谷の、海拔 270m の地点 (第 12 図) で、次



賞観断層

- a: 佐世保層群 白色塊状砂岩
- b: 礫層 厚さ 3m 以上, よく淘汰され泥質の基質
- c: 淘汰不良巨礫層 針状斜長石含有玄武岩礫からなる
- d: 泥岩とシルト岩互層 6m 以上, 貝化石を産する
- e: 礫層
- f: 岩滓部のよく発達した玄武岩熔岩
- g: 塊状玄武岩 chabazite を孔隙に生じている

第 12 図 図幅地域南西端満場越南西方の谷にみられる旧期砂礫層 (路線図)

のような海棲貝化石を得たのみである。

Meretrix lusoria (RÖDING)

Cyrtopleura japonica (YOKOYAMA)

したがって直接にはその時代をきめることができない^{註10)}。

II. 3. 4 西岳玄武岩類

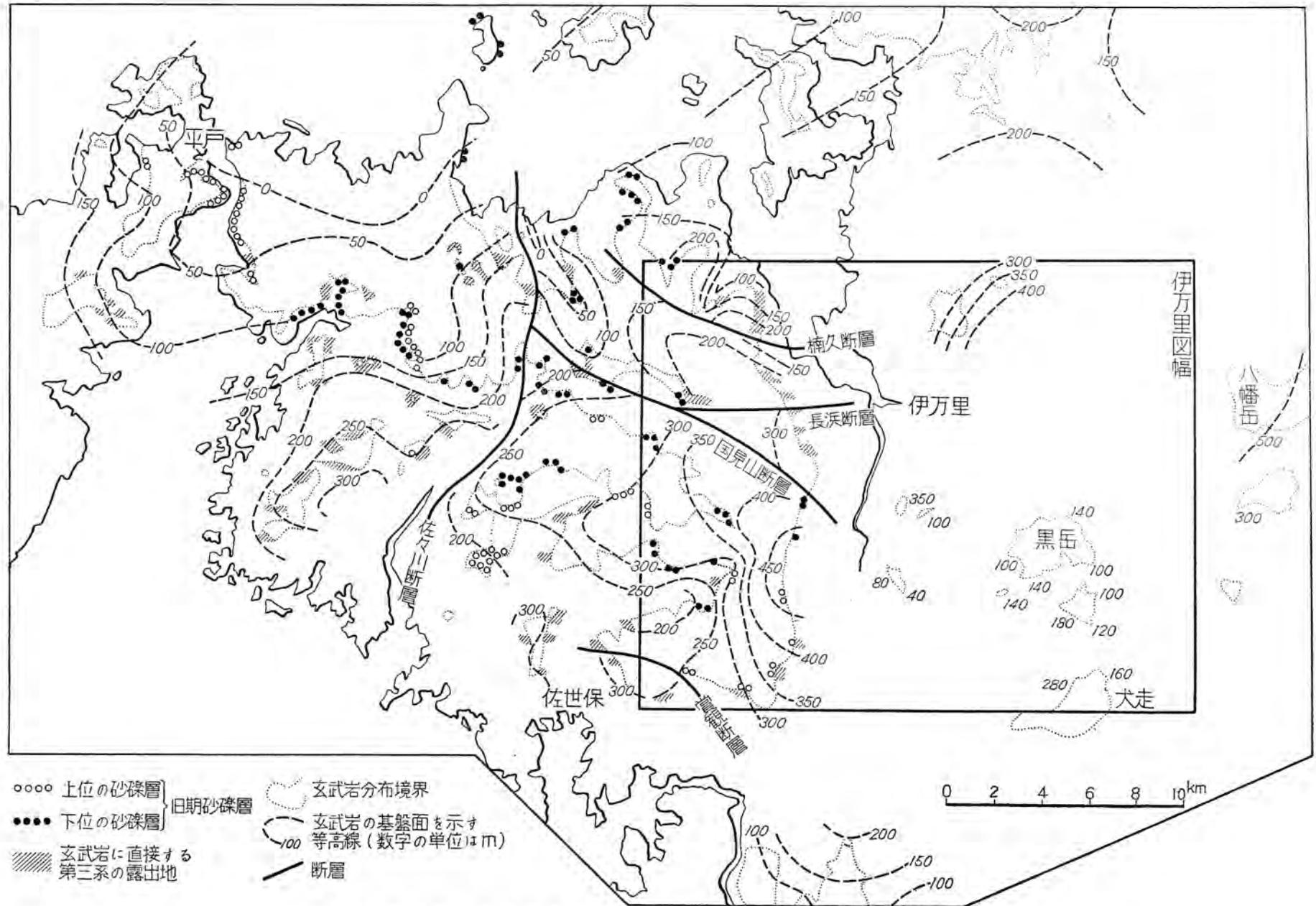
図幅地域西半部の西岳地域より西隣佐世保図幅地域内に広く分布し、一部は図幅地域北縁の城古岳・大野岳、南東縁の犬走附近にも分布しており、さらにこれらに包まれて、図幅地域中央の黒岳・腰岳の周辺にみられる。その基盤の露出高度は西岳では500mに達し(第13図)、城古岳では380m、大野岳では360m、東隣武雄図幅地域内の八幡岳では500m、犬走附近では280mとなっている。これに対し、黒岳では180m以下であり、腰岳で350mとなっており、概して図幅地域周辺部で高く、中央部で低くなっている。おそらく中央部は陥没したものであろう。すなわち、西岳玄武岩類は伊万里市と有田町の間にある青螺山附近を中心とした、一大盾状火山であったと考えられる。

西岳玄武岩類の厚さは、そのもっとも厚い国見山附近で約300mに達し、それより西方に順次厚さを減じ(第14図)、佐世保図幅地域内では100m以下、ときには50mとなっている。北方の唐津図幅地域でも約100m、その北の呼子図幅地域では50m前後となる。南隣の早岐図幅地域内では100～200mの厚さを持ち、玄武岩類の厚さも中心より周辺に向かい減少している。

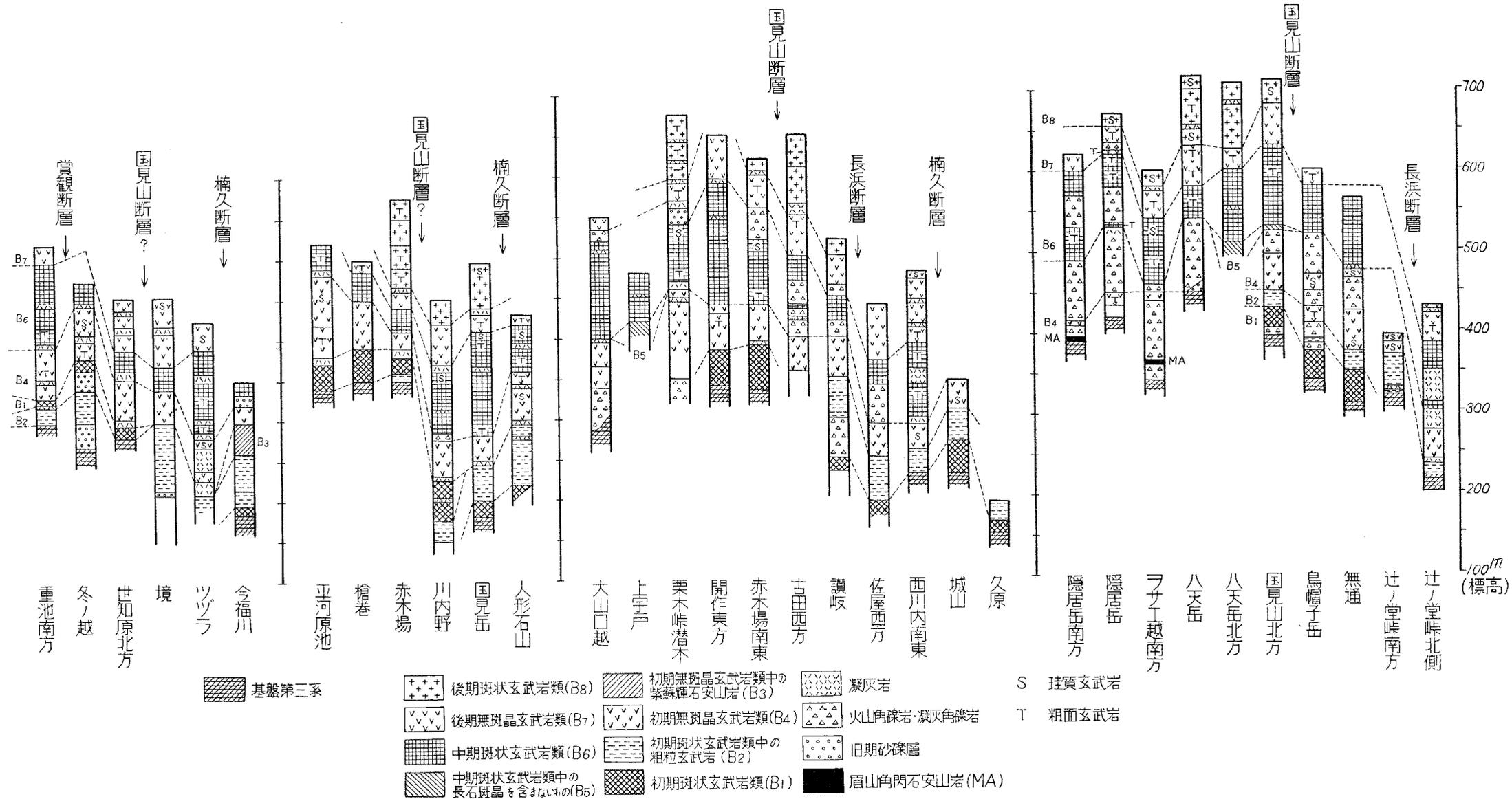
熔岩の種類あるいは枚数および挟在する火山砕屑物の量とともに、国見山を中心とする西岳東縁の地域でもっとも多く、それより西方に次第に減少している。

熔岩はその岩質により5区分され、下位より初期斑状玄武岩類・初期無斑晶玄武岩類・中期斑状玄武岩類・後期無斑晶玄武岩類・後期斑状玄武岩類の順に累重する。この区分を平戸・唐津・呼子図幅の区分に較べると第4表のようである。なお、初期斑状玄武岩類の中部には粗粒玄武岩が広く挟まれており、初期無斑晶玄武岩類の下部には局部的にさぬき岩質安山岩が発達している。また中期斑状玄武岩類の下部に斜長石斑晶を含まない輝石橄欖石玄武岩が存在することがある。なお地質図には省略したが、石英玄武岩が中期斑状玄武岩類およびそれ以後に生じた玄武岩類中にしばしばみられる。

註10) 最近では各方面からこの砂礫層の時代が研究されており、近い将来には層序関係とともに明らかにされるものと思われる。

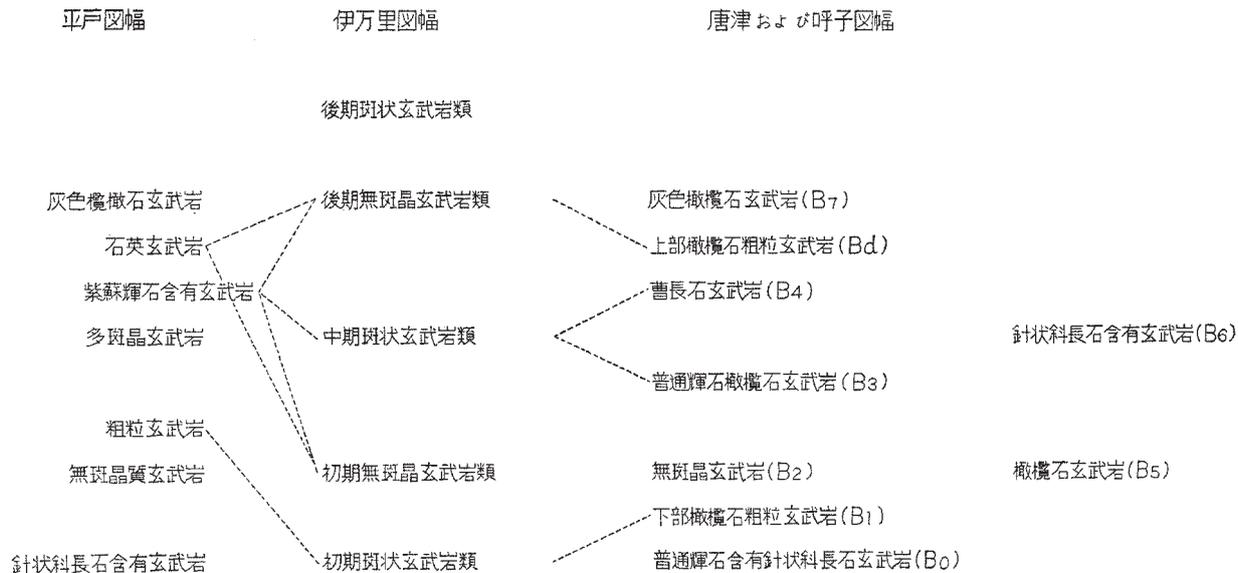


第13図 西岳玄武岩類の基盤の高さと旧期砂礫層の分布



第14図 西岳地域における玄武岩柱状図

註 柱状図にみられる横線は熔岩流の表面(あるいは底面)を示す



第 4 表 九州北西部の玄武岩類区分対照表

西岳玄武岩類には、石基に多量のアルカリ長石を含有する粗面玄武岩と、石基に珪酸鋁物あるいは紫蘇輝石を含有する珪質玄武岩との2種の玄武岩がみられるが、これらは上述の各岩類とほとんど混在し(第12図)、その間に規則性は認められない。なお、石基にガラスの多い場合には両者のいずれとも判定できないことがある。

なお、本地域の玄武岩は、平戸図幅地域などに較べると一般に斑晶の量が多く、無斑晶玄武岩にも少量の大型斑晶が散在する傾向が著しい。

西岳玄武岩類には多数の岩床・岩脈が伴なわれる。岩床は粗粒玄武岩からなり、図幅地域北東部の大陣岳を中心として、それより西および南に、一つの帯をつくって分布する。厚いものも多く、40mにも達する。岩脈には各種の玄武岩がみられるが、多くは幅数m以下の規模の小さなものである。その分布が狭く、岩頸と考えられるものもあり、伊万里市の東方の今岳では、これに凝灰角礫岩が伴なわれる。

なお、伊万里市の北西には、石英安山岩の岩脈が存する。これは多量の基盤岩片を包有し、その石英・斜長石斑晶も捕獲されたものようである。唐津および佐世保図幅地域にも、これに似た無斑晶玄武岩岩脈が存在するので、こゝでも西岳玄武岩類の一員とした。

西岳玄武岩類中、初期無斑晶玄武岩類には水を包蔵する孔隙を有する玄武岩がある。その著しいものは、有田町北西広瀬山・黒髪山東方小路・隠居岳東麓・城山南側などに、また隠居岳北西方徳道の砂礫層中の玄武岩礫としてもみられる。

西岳玄武岩類の基底部に砂礫層の挟まれることはすでに述べた。この旧期砂礫層は鮮新世末の可能性もあり、したがって、西岳玄武岩類は鮮新世後期ないし更新世にかけて噴出したものと考えられる。なお、濟州島には玄武岩火山の現世における活動記録があり、五島列島南端の福江島には美しい玄武岩質火山碎屑丘の存在が知られており、壱岐島・蜷ノ浦図幅地域内にも同様の火山碎屑丘があることが、松井和典³⁹⁾⁴⁰⁾によって明らかにされた。これらは現世における玄武岩の活動を示すものと思われる。また平戸図幅²⁷⁾地域内では、大島・度島および平戸島の南端などに、西岳玄武岩からなる台地上に小規模な火山体が形成されている。このように九州北西部とその周辺に分布する玄武岩類の活動は、鮮新世後期～更新世初期に西岳玄武岩類を生ずる大規模な活動があり、その後も小規模な活動が現世まで継続して行われたものと思われる。

西岳玄武岩類と基盤の第三系との接触面を遠望すると、ほぼ平坦面をなして、緩や

かに傾いている。これは西岳玄武岩類の噴出前に、杵島層群・佐世保層群が著しく侵蝕されて平坦化し、とくに佐世保図幅地域では準平原に近い形状を呈するまでに至ったものと考えられる。この平坦面の等高線図を第 13 図に示す。この図からわかるように、平坦面は断層によってブロック化している。各ブロック内での平坦面は概して 1.5° の緩傾斜を示すが、所によっては約 4° の傾斜を示す。急傾斜の部分は西岳東縁の標高の高い部分にみられ、平坦化がなお不十分であったことを示している。すでに述べたように、下位の旧期砂礫層の分布には NW - SE の方向性が著しくみられるが、これは玄武岩類の活動初めにこの方向の凹地が発達していたものであろう。現在志佐川の上流部が深く南に入り込んでいること、相の浦川の上流部が不規則な流路をもつことなども、平坦面上に存した凹地のなごりとも考えられる。

西岳玄武岩類の基盤にみられる平坦面はブロック化しており、各ブロックの境は断層となっている。この断層のあるものは玄武岩類を切っているが、他の大部分は玄武岩類の活動に先立って生じたものと考えられる。また佐世保図幅地域内では明らかに断層に沿って岩滓の噴出を伴う小規模の玄武岩の活動もみられる。このような断層には次のものがある。

賞観断層は図幅地域の南西端をほぼ東西に走るもので、佐世保図幅地域内では玄武岩を切り、破碎帯を生じており、ここでは玄武岩の基底の高低差から、約 70m 北落ちの断層と算定される。本図幅内では不明瞭であるが、第 12 図のように玄武岩の分布は不連続的で、少なくとも 40m の落差が考えられる。

国見山断層は国見山の北を NW - SE に走る断層で、玄武岩の基底面をみると約 40 m 北落ちの断層と考えられるが、玄武岩を切っていない。すなわち、玄武岩の活動前の断層で、基盤面の喰違いは侵蝕が不十分であったためのものである。佐世保図幅地域内で高法師岳の下を通り、そこで“長浜断層”と呼ばれている断層も断層崖をつくり、玄武岩はこの崖を南から北に流れ下っている。おそらくこれが国見山断層に連続するものであろう。

長浜断層は伊万里市の西の辻堂峠附近にみられる東西性の断層で、玄武岩の分布からみると約 100m 北落ちのものと考えられる。

楠久断層は人形石山の南麓を WNW - ESE に走り、玄武岩を切り約 60m 南落ちと推定される。田代池の南西には、これと並走する小断層が中期斑状玄武岩類中にみら

れる。

これらいずれの断層においても、下位の第三系の層間落差と、玄武岩の落差とが必ずしも一致しない。

西岳における玄武岩類

火山砕屑岩 火山角礫岩ないし凝灰岩の細粗さまさまな火山砕屑岩類がみられるが、いずれも赤色の土壌に変わっており、角礫も軟弱となっている。初期無斑晶玄武岩類および中期斑状玄武岩類に伴なうものが多いが、いずれも基盤岩片などを含んでいない。昔から有名な西岳の普通輝石⁵⁾も斑状玄武岩に伴なう凝灰角礫岩中に含有されるものである。

西岳の東縁沿いにもっとも厚く、それより西方では急激に厚さを減じ、図幅地域の西端では 10 m を超すことはほとんどない。局部的には著しく厚く、辻堂峠附近・烏帽子岳・八天岳では 100 m に達する火山角礫岩がみられ、隠居岳では熔岩薄層を挟むが、130m に達しており、30～50 m の厚さのものは各所にみられる。なお、熔岩の間には薄い凝灰岩が挟まっており、とくに薄いものは 30 cm(国見山の北西約 3 km で無斑晶玄武岩の下にみられる)、5 cm(烏帽子岳の北 1.5 km の東山代駅に面する崖崩れの頂部)という例がある。

初期斑状玄武岩類 西岳玄武岩類の最下部を占め、肉眼でも明らかな針状の斜長石を含有する斑状玄武岩と粗粒玄武岩とからなる。前者は主として下位を占めるが、図幅地域の西縁では粗粒玄武岩を間に挟んで、上下にみられるために、一括したものである。

斑状玄武岩は長径 2 mm の針状斜長石斑晶を多量に有する。平戸図幅地域のものに較べて斑晶が大型であって、斜長石斑晶は径 7mm、橄欖石および輝石は 3～8 mm に及んでいる。紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩・紫蘇輝石橄欖石玄武岩・橄欖石玄武岩などがみられる。石基には通常橄欖石が常に存在し、ときには磁鉄鉱に変質している。褐色ガラスに富み、単斜輝石を含有し、アルカリ長石の量は僅かである。一部はオフィティック組織を呈し、粗粒玄武岩に似ている。また図幅地域南西部には石基がきわめて細粒で、一見ガラス質のようにみられるものが多い。これにはアルカリ長石の量が多くまた黒雲母もみられる。

粗粒玄武岩は石基が粗粒でオフィティック組織を呈し、斑晶として径 5 mm に達す

る斜長石・橄欖石および径 3 mm の輝石を少量含む。これには橄欖石玄武岩・紫蘇輝石橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石玄武岩などがみられる。石基は斑状玄武岩のものと同じであるが、ガラスの量が少ない。

初期無斑晶玄武岩類 初期斑状玄武岩類の上位に発達し、細粒、緻密の黒色岩で、まれに 5 mm 以下の斜長石・橄欖石の斑晶が散点する。図幅地域北西端の人形石山の西には紫蘇輝石安山岩(さぬき岩質安山岩)が、本岩類の下部に存在する。これはまれに径 3 mm の紫蘇輝石斑晶を含むガラス質の岩石で、その石基には斜長石・紫蘇輝石・普通輝石およびときにはクリストバル石がみられる。

また本岩類には珪質玄武岩として、紫蘇輝石普通輝石玄武岩・橄欖石普通輝石玄武岩および橄欖石玄武岩がある。前 2 者は下部に多く、まれに径 2.5 mm に達する斜長石・紫蘇輝石の散点する岩石である。その石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石・鱗珪石およびガラスからなるものと、斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石からなり、ときにはアルカリ長石に富み黒雲母を含む優白質部の散点するものがあり、またときにはクリストバル石に富みガラス質のことがある。橄欖石玄武岩は主として上部にみられる。これにはまれに径 5 mm に達する斜長石と橄欖石とが散点する。通常 1 mm 程度の斜長石と橄欖石とを斑晶として含むが、これらを欠く場合も少なくない。石基はいずれも斜長石・単斜輝石・ガラスおよび少量のクリストバル石からなり、ときに橄欖石を認めるが、アルカリ長石および紫蘇輝石は認められない。

粗面玄武岩は主として本岩類の中位に存在し、ほとんどが橄欖石玄武岩で、まれに普通輝石を含む。斑晶の径は 1 mm 前後で、その石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石、およびときには多量の自形短冊形を呈するアルカリ長石からなる。

中期斑状玄武岩類 一般に大型の斑晶に富み、多量の火山砕屑岩を伴う。ところによっては最下位および最上位に大型斑晶が乏しく、無斑晶玄武岩類と漸移的で識別の困難なものがある。最下位にみられる粗面玄武岩質のもの、および最上位にみられる珪質玄武岩質のものを本岩類に含めた。

本岩類の主部は、地域によって欠けてはいるが、概して下部に、鉄苦土鉱物斑晶に富むが、斜長石斑晶を含まぬ粗面玄武岩、中部に斜長石斑晶にも富む粗面玄武岩、上部に、前者に似るが珪質玄武岩質のものがみられる。

最下位の粗面玄武岩は小型(径 2 mm)の斜長石・橄欖石斑晶を多量に含み、とき

には普通輝石を伴なう。石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石および少量のアルカリ長石・ガラスからなり、間粒状組織ないしオフィティック組織に近い間粒状組織を呈する。本岩は、唐津・呼子両図幅地域の針状斜長石含有玄武岩と同期のものであろう。

下位の粗面玄武岩は主として西岳の西部に厚く発達する。ときには10 mmに達するが、通常4 mm以下の橄欖石・普通輝石、ときには紫蘇輝石を斑晶とし、まれに斜長石あるいは石英も含むことがある。石基は完晶質で、斜長石・橄欖石・普通輝石・黒雲母およびアルカリ長石からなるが、アルカリ長石の量は多くない。

なお、西岳の中部区域には、本岩と同層準に径5 mmの卓状斜長石、径1 mm以下の橄欖石・普通輝石を斑晶として、石基はオフィティック組織を呈し、呼子図幅地域における曹長石玄武岩と同種と考えられるものがみられる。

中位の粗面玄武岩は径7 mm以下の斜長石、5 mm以下の橄欖石、4 mm以下の輝石を斑晶として、ときに径0.2 mmの石英斑晶を含む。輝石斑晶としては普通輝石、あるいはそれと紫蘇輝石がみられる。石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鉱およびガラスあるいは黒雲母からなり、アルカリ長石の量は一般に多い。

上位の珪質玄武岩は径3 mmの斜長石、径2 mmの橄欖石・普通輝石を斑晶として、ときには紫蘇輝石をも含む。石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鉱・アルカリ長石・クリストバル石・ガラスからなる。アルカリ長石・クリストバル石の量は少なく、また橄欖石が存在しないことがある。なお、ヲサエ越の南東500 mで海拔520 mにみられる紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩は、石英捕獲斑晶・微閃緑岩片とともに、微細な緑色スピネルの散点する斜長石・紫蘇輝石の細粒集合体を含む。

最上位の珪質玄武岩質の橄欖石玄武岩はまれに長径4～5 mmの斜長石・橄欖石斑晶を含むが、その量はきわめて少ない。また小型の普通輝石斑晶の存することがある。石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱および多量のアルカリ長石とクリストバル石とからなることが普通であるが、まれに(栗木峠の南西、海拔560 m) 塊間状によく発達する紫蘇輝石が黒雲母とともに多量に存在し、クリストバル石およびアルカリ長石が乏しいものもみられる。

後期無斑晶玄武岩類 灰色を呈し、径1～2 mmの小型橄欖石斑晶を多量に含む玄武岩を主として、その下位にはやゝ斑晶に富み、中期斑状玄武岩の最上位のものと識別し難い粗面玄武岩質のものごとがみられる。

下位の粗面玄武岩には、橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石玄武岩があり、いずれも径 2～3mm の斜長石および 1mm 以下の鉄苦土鈹物斑晶を含み、石基は斜長石・単斜輝石・鉄鈹および多量の褐色ガラスを含む。なおアルカリ長石は僅かに斜長石縁に附着するのみであり、単斜輝石にはときに紫蘇輝石の核がみられる。なお、八天岳の東腹 600m 附近には、唐津図幅地域の上部粗粒玄武岩としたものに似る橄欖石粗粒玄武岩が存在する。石基が粗粒でほぼ完晶質であり、斜長石・橄欖石・普通輝石・チタン鉄鈹・アルカリ長石からなる。

上位の玄武岩にも粗面玄武岩質のものと珪質玄武岩質のものがある。

粗面玄武岩質のものには橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石玄武岩がみられる。きわめてまれに径 5 mm に達する大型斑晶を含むが、通常径 1～2 mm の主として橄欖石の、ときには斜長石あるいは普通輝石の斑晶を有する。なお石英捕獲斑晶も存在することがある。石基は完晶質で、斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鈹および多量のアルカリ長石からなり、黒雲母もときに認められる。

珪質玄武岩質のものは普通輝石橄欖石玄武岩・紫蘇輝石橄欖石玄武岩で、まれに径 3 mm の石英捕獲斑晶あるいは 5 mm の大型斑晶を散点するが、通常の斑晶は径 1.5 mm 以下である。普通輝石橄欖石玄武岩の石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鈹および少量のアルカリ長石・クリストバル石・ガラスからなり、その橄欖石は微斑晶を呈し、単斜輝石粒に包まれている。なお、橄欖石は欠けていることがある。

紫蘇輝石橄欖石玄武岩の石基は紫蘇輝石・普通輝石(紫蘇輝石と平行連晶をする)・鉄鈹・アルカリ長石および多量のクリストバル石からなる。なお、人形石山の南西方にみられる本岩では橄欖石斑晶の多くは紫蘇輝石斑晶の核として存する。

後期斑状玄武岩類 西岳玄武岩類の最後に噴出した玄武岩で、本図幅地域内に主として分布する。通常灰白色を呈し、斑晶がめだたないために、肉眼的には後期無斑晶玄武岩類との識別が困難な場合が多い。主として粗面玄武岩質のものが存在するが、上位と下位とに珪質玄武岩がみられることもある。

粗面玄武岩としては、橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石玄武岩があり、いずれも多量の斜長石斑晶を有し、その径はときには 6 mm にも及ぶ。通常、斜長石は 2～3 mm、鉄苦土鈹物は 1～1.5 mm 大である。石基は斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鈹およびアルカリ長石からなり、ときには黒雲母が発達している。

下位の珪質玄武岩は径 5 mm の斜長石，径 2 ～ 3 mm の橄欖石，普通輝石およびときに紫蘇輝石を斑晶として，石英捕獲斑晶を含むこともある。石基は斜長石・橄欖石・ピジオン輝石，やゝ多量のアルカリ長石，少量のクリストバル石などからなる。なお普通輝石斑晶の縁に，または微斑晶として角閃石が少量存在することがある。この石基は優白質で，斜長石・普通輝石・少量の紫蘇輝石・黒雲母・多量のアルカリ長石およびクリストバル石が存在する。

上位の珪質玄武岩は橄欖石玄武岩・普通輝石玄武岩で，粗面玄武岩とほぼ同様の外観を呈するが，ときには径 4 ～ 6 mm の石英捕獲斑晶が存在する。石基は斜長石・橄欖石・普通輝石・鉄鉱・少量のアルカリ長石およびクリストバル石からなるものと，橄欖石を欠き，紫蘇輝石を含み，やゝ多量のアルカリ長石およびクリストバル石を伴うものとがみられる。なお微斑晶状を呈する紫蘇輝石には，その核部に橄欖石が存在する。

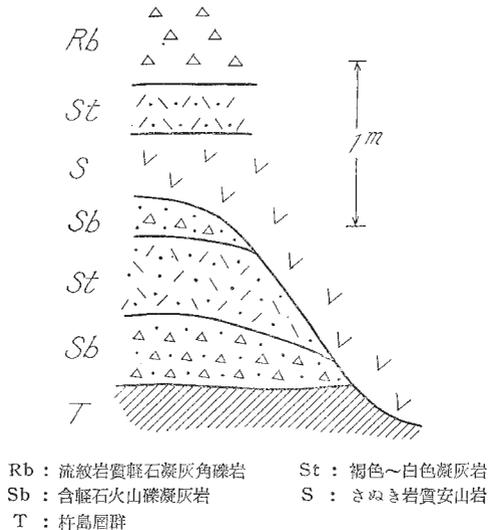
黒岳周辺の玄武岩類

有田町の北東方の黒岳，その南の 248m 峯，北西の腰岳およびその南方には，流紋岩類に覆われて玄武岩類が存在する。腰岳とその南の地域には無斑晶玄武岩がさぬき岩質安山岩を伴って，小区域を占めて散在するのみであるが，黒岳とその南には無斑晶玄武岩が，斑状玄武岩および多量の火山碎屑岩類を伴って露われ，黒岳では約 200 m の厚さをもっている。玄武岩類は，その岩質，噴出順序からみて，初期斑状および初期無斑晶玄武岩類に相当し，それより後の噴出物は当地域には存在しないものようである。

火山碎屑岩類の層理および熔岩の分布からみると，それらはほとんど水平に分布する模様で，黒岳頂上の火山角礫岩に挟まれる，粗粒の凝灰岩薄層も僅かに北西方に傾斜するにすぎない。しかし，黒岳の周辺部では急傾斜を示しており，北東端では火山礫凝灰岩の細かな層理が南西方に 30° の傾斜を，南麓の 260 m 峯北側では，凝灰岩と火山礫凝灰岩との互層が北東方に，また西端では凝灰岩が北西方に急な傾斜を示している。

火山碎屑岩類のうち，もっとも広く分布するものは火山角礫岩で，凝灰角礫岩がこれに次いでいる。火山角礫岩は黒岳頂部とその周辺によく発達し，無層理で硬く凝結し，赤色または黒色を呈し，その一部には碎塊熔岩も含まれるものようである。な

お、黒岳頂上にみられる比高約 70 m の小尖峯も、ほとんどこの種の火山角礫岩からなり、その最上部は凝灰岩を挟んで層理を示す。凝灰角礫岩は黒岳の周辺部に凝灰岩と互層し、また黒岳南の 248 m 峯にもみられ、その多くは変質して黄色または赤色の土状を呈する。角礫は主として無斑晶玄武岩で、斑状玄武岩および粗粒玄武岩が含まれることもある。なお、有田町西方広瀬山および丸尾 (第 15 図) には、さぬき岩質安山岩塊を含む凝灰岩が無斑晶玄武岩を覆っている。



第 15 図 有田町丸尾北方 500m の工場南側の崖における“さぬき岩質安山岩”(露頭スケッチ)

斑状玄武岩には紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石玄武岩と、紫蘇輝石普通輝石玄武岩とがみられる。西岳地域の初期斑状玄武岩類に較べてやゝ優白質であり、針状斜長石にも乏しい。斑晶は 2～5mm 大で、多量に存在する。石基には微斑晶状の橄欖石がときには多量に含まれ、石基の輝石としては単斜輝石のみが存在しており、一般にガラスに富んでいる。なお、大型の普通輝石斑晶には、外縁部は均一であるが、核部は細粒の輝石集合体で、橄欖石粒を包有し、あるいは緑色スピネル(黒岳南方の 260m 峯の東林麓に存在する)がみられるものもある。また紫蘇輝石は普通輝石の核として不規則な形状を呈することが多い。

無斑晶玄武岩は通常長径 1 mm 以下の斜長石・橄欖石・普通輝石斑晶を少量含む粗面玄武岩質のもので、まれに紫蘇輝石斑晶をも散点し、珪質玄武岩に属するものも存在する。このうち、もっとも広くみられるものは橄欖石玄武岩で、石基に橄欖石を有するものと、橄欖石を欠き単斜輝石などからなるものがあるが、岩質に大差はない。なお、大川内山の西では黒雲母の発達著しく、径 0.3 mm に達する厚板状を呈する。また黒岳西縁の岩谷部落に面する所には紫蘇輝石の捕獲斑晶が含まれており、これは橄欖石と普通輝石とからなる粒状集合体に包まれている。普通輝石橄欖石玄武岩は主として腰岳とその南に分布する。普通輝石斑晶のうち、とくに大型のものでは核部が粒状集合体となっていることが多い。紫蘇輝石橄欖石玄武岩は有田町北西の広瀬山、260m 峯の南腹などにみられ、前者の玄武岩は粗面玄武岩質で、紫蘇輝石は反応縁に包まれ、石基は橄欖石・ペジオン輝石などからなるが、後者にみられる玄武岩は珪質玄武岩に属し、橄欖石には反応縁がみられるが、紫蘇輝石にはなく、石基はガラス質で単斜輝石・クリストバル石などからなる。普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩は有田町南西の外尾宿にみられ、0.3 mm 前後の細かな斑晶とガラスに富み、斜長石・単斜輝石・鉄鉱の散点する石基からなる。

さぬき岩質安山岩は有田町の西に散在し、無斑晶玄武岩を覆い、ときにはその間に凝灰角礫岩を伴っている。石基はガラス質であることが多く、常に普通輝石と紫蘇輝石とを含む。広瀬山にみられるものは紫蘇輝石およびときに石英を斑晶として、石基には輝石とともにクリストバル石・黒雲母が存在する。この南の黒牟田では橄欖石のみを斑晶として、石基はガラス質で輝石と斜長石とのみを散点する。

城古岳・大野岳の玄武岩類

伊万里市の北の海拔 404 m の城古岳とその北西に広がる台地、海拔 424m の大野岳とに玄武岩がある。前者には粗粒玄武岩と針状斜長石を含む斑状玄武岩とが約 60 m の厚さでみられ、後者には灰色を呈する橄欖石玄武岩が約 140 m の厚さで存在する。ただし、後者では、露出不良のために認められないが、下部にはより下位の玄武岩が存在する疑いがある。両地域とも火山砕屑岩を伴わず、粗面玄武岩質の熔岩のみからなる。

犬走附近の玄武岩類

有田町の南東方に標高 380 m の台地をつくる。約 200 m の厚さをもち、下部に約 20

mの厚さの初期無斑晶玄武岩類に属する熔岩があり、上部に約100mの厚さの後期無斑晶玄武岩類に属し、灰色を呈する橄欖石玄武岩があつて、その間は斑状玄武岩の熔岩を挟む火山角礫岩からなっている。その熔岩の種類からみると、西岳の玄武岩と一連のもので、城古岳・大野岳とともに黒岳周辺の陥没地を取巻くと考えられるが、基盤の露出高度が低く、疑問が残されている。

岩床および岩脈

粗粒玄武岩 伊万里市の北西の牧島・釘島・大平山、また東方の大陣岳、図幅地域南東端の福和附近などに大規模な岩床として存在し、有田町の東方その他には岩脈、岩頸としてもみられる。岩床の大部分はNW-SEの走向をもって、SWに緩斜し、大陣岳などでは、きわめて緩く第三系を切っている。著しく粗粒で、長径5mm程度の斑晶から石基まで、種々の粒度の結晶からなり、オフィティック組織を呈し、その岩質は熔岩とやゝ異なり、初期の斑状玄武岩との中間型のようなものである。

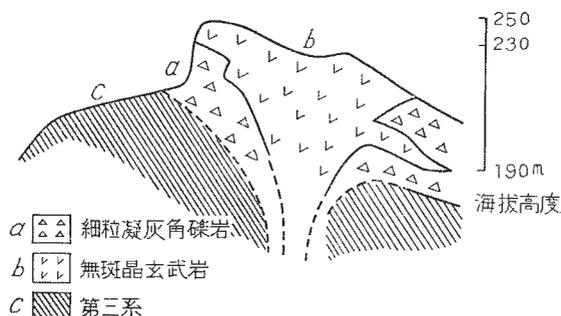
大陣岳にみられる岩床は規模が大きく、地表でみられる限りでも延長1.5km、幅1.2km、厚さ約40mに達する。岩床の上盤側の第三系に対する熱的影響は軽微であるが、局部的には(三角点西の山頂附近などでは)著しく固化している。

いずれも普通輝石橄欖石玄武岩で、風化すると黄褐色砂岩様を呈するが、新鮮な面は青灰色を呈し、著しい脂肪光沢を有する。粒度には変化はあるが、ほとんどすべて近似の岩質を示し、斜長石・橄欖石・普通輝石・チタン鉄鉱・ガラスおよび炭酸塩鉱物からなる。大陣岳の岩床の鉱物容量比は、上記の順で46:10:12:1:11:20である。福和の南東、図幅地域の端の川底には石英を含む優白質の部分がみられる。これは表面は暗緑色を呈し、ほかと区別されないが、破面は白色を呈する。その容量比は斜長石(54)・橄欖石(8)・普通輝石(20)・石英(3)・ガラス(2)・炭酸塩鉱物(3)である。なお、アルカリ長石は斜長石の周縁に狭く附着しているのみである。

岩脈あるいは小規模な岩床は斑状で、径1~5mmの斜長石、0.5~2mmの橄欖石、径1mmの普通輝石を斑晶として、石基は斜長石・橄欖石・普通輝石・鉄鉱・燐灰石・ガラスなどからなり、少量のアルカリ長石・石英を伴なう。なお、砂岩源と考えられるレンズ状の岩片が含まれるが、これは変質して斜長石・黒雲母・普通輝石・緑泥石などからなる。

無斑晶玄武岩 図幅地域の中央から西にかけて散在し、その多くは数m以下の幅の

岩脈であるが、ときには岩頸としても存する。西岳地域では WNW-ESE に走るものが多く、70～80°の傾斜をもっている。炭砒の坑内には地表に現われない岩脈も存在するが、その影響は少ない^{註11)}。多くの岩脈は新鮮で黒色を呈し細粒であるが、ときには変質して緑色粘土となっていることもある。径 1mm 程度の斜長石・橄欖石あるいは普通輝石斑晶をときに含み、石基は斜長石・橄欖石（欠くこともある）・単斜輝石・鉄鉱・黒雲母・ガラスからなり、アルカリ長石に乏しいが、珪酸鉱物はほとんど含まれないようである。なお、石英の捕獲結晶、ガラス化した砂岩・斜長石と普通輝石粒との集合体が含まれることがある。岩頸も各所に散在するが、そのもっとも規模の大きなものは今岳（第16図）にみられる。これは一般に微斑晶状の斜長石と橄欖



第16図 今岳岩頸の図

今岳神社から今岳北面の崩壊部を望む

石および細粒の斜長石・橄欖石・単斜輝石・黒雲母・鉄鉱および多量のアルカリ長石とからなっているが、柱状普通輝石とガラスとからなり、石英周辺のコロナのような形のものもみられる。

斑状玄武岩 これはまれに岩脈として存在するもので、図幅地域北西部の野々頭、南西部の栗木峠南西などに熔岩を貫ぬいており、また楠久断層に沿って第三系を貫ぬいている。図幅地域北東部では眉山の南西山腹で眉山石英安山岩を貫ぬき、南西部でも第三系を貫ぬいている。眉山にみられるものは斜長石・橄欖石・普通輝石あるいは紫蘇輝石を斑晶としており、石基は斜長石・橄欖石・普通輝石・アルカリ長石などか

註11) 松浦炭砒坑内でも、炭層を焼いてコークス化する幅は1m以内であり、岩脈の両側の地層のいずれも通常10cm程度で、まれに2mに及ぶ。

らなる。

石英玄武岩 伊万里市の北西、戸の須附近のみにみられる幅の広い岩脈で、脂肪光沢が強く、破面は青色を呈するが、速かに変色して黄褐色となる。径6mm以下の不規則な形の砂岩・頁岩・酸性安山岩などの破片をきわめて多数含み、これらはいずれもガラス化している。斑晶として大型の石英、汚濁した斜長石片を含むが、これも捕

第5表 玄武岩類の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.35	50.62	48.22	49.30	50.26	47.00	51.96	52.08
TiO ₂	1.50	1.98	2.17	2.18	2.09	2.54	1.52	1.59
Al ₂ O ₃	16.73	16.81	16.60	16.84	15.50	14.64	17.31	17.54
Fe ₂ O ₃	4.62	2.08	4.78	3.26	3.21	4.94	2.13	2.35
FeO	7.08	7.94	6.30	6.80	6.80	7.36	6.72	6.30
MnO	0.21	0.16	0.17	0.21	0.19	0.16	0.18	0.17
MgO	7.00	6.43	6.38	7.42	7.08	8.20	7.73	6.40
CaO	9.12	7.81	9.74	7.74	7.48	9.08	7.60	8.31
Na ₂ O	2.67	2.93	3.12	3.58	3.95	3.23	2.66	2.92
K ₂ O	0.50	1.94	0.99	1.88	2.03	1.46	0.98	1.27
P ₂ O ₅	0.85	0.69	0.84	0.87	0.82	0.85	0.47	0.79
H ₂ O+	0.84	0.55	0.37	0.19	0.56	0.19	0.40	0.52
H ₂ O---	0.70	0.93	0.73	0.60	0.40	0.80	0.43	0.23
Total	100.17	100.87	100.41	100.87	100.37	100.45	100.09	100.47

(分析：地質調査所 高橋清)

1. Hypersthene-olivine basalt
初期斑状玄武岩類 (伊万里図幅説明書の) 人形石山東麓
2. Hypersthene-augite-olivine basalt
初期斑状玄武岩類 八天岳北西方の平河原池
3. Augite basalt
初期無斑晶玄武岩類 人形石山北腹
4. Hypersthene-olivine-augite basalt
中期斑状玄武岩類 人形石山南西葛籠
5. Hypersthene-augite basalt
後期斑状玄武岩類 栗木峠北西方
6. Nonporphyritic basalt
後期斑状玄武岩類 栗木峠北西方
7. Hypersthene-olivine basalt
後期無斑晶玄武岩類 人形石山南西の牟田池
8. Augite-olivine basalt
後期斑状玄武岩類 八天岳頂上

第6表 玄武岩の分光分析(単位 ρm)

	1	2	3	4	5	6	7	8
V	190	70	200	170	160	220	200	140
Ni	120	85	110	75	75	130	130	15
Co	70	40	25	25	27	35	45	35
Cr	150	90	130	64	10	40	130	35
Sr	190	270	500	380	450	420	270	250
Ba	110	200	250	260	350	300	200	200
Li	5	9	5	7	7	7	7	9

(分析:地質調査所 高橋清)

獲結晶の疑いが濃い。第三系を貫ぬくのみで、他岩との関係は不明であるが、その分布は北西-南東方向を示し、粗粒玄武岩岩床と一致し、類縁関係を暗示しているようであるので、こゝに記した。

II. 3. 5 有田流紋岩類⁹⁾

図幅地域の南部、有田町の周辺に、各種の流紋岩が熔岩流または円頂丘として、多量の火山碎屑物を伴って露われている。これは西岳玄武岩類、少なくともその初期斑状玄武岩類および初期無斑晶玄武岩類を覆い、明らかに眉山石英安山岩より後期のものである。また岩質的にも本岩類は小型の斑晶を少量含む点で容易に区別される。

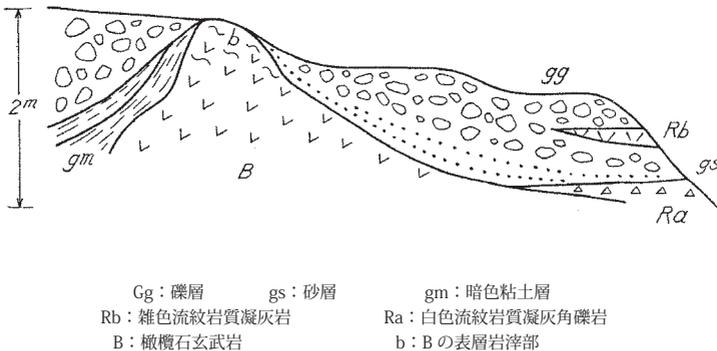
有田流紋岩類の構成する山体は著しく侵蝕されているが、明らかに2部分からなっている。その1は海拔200～250mの台地で、他はこの台地のほゞ中央に海拔518mに達して、南西方に凹面を向ける半円形の稜線をもっている黒髪山である。すなわち、基盤岩の岩片を多量に包有する火山碎屑岩と柘榴石流紋岩とが、それぞれ厚く堆積し、また黒雲母流紋岩が縁辺部に円頂丘として生成して台地が溝成され、その上に、無斑晶流紋岩の熔岩と火山碎屑岩との互層からなる黒髪山がつくられ、最後に角閃石流紋岩類が円頂丘または岩脈として生じたものと考えられる。なお、各熔岩の急冷部またはそれに接する火山碎屑岩は黒曜岩となっている。

以上を噴出した地点はしばしば移動したもののようで、初期の火山碎屑岩は南方に粗粒である点からみて、有田町から南方に噴出点が考えられ、柘榴石流紋岩はその分

布高度と基盤に対する熱的影響からみて有田町の北方、あるいは黒髪山下に噴出点が存在するものと思われ、黒髪山の成層火山体は、その稜線に包まれる凹地に陶石化作用が、強いことからみて、その凹地が火口と推察される。なお陶石化作用は、これを通る南北の線に沿い行われ、附近の岩石はことごとく変質している。しかし、有名な泉山陶石はこの線の東に存在する。

本岩類の基底部をみると、細かな起伏に富む基盤を覆い、一部には砂礫層を挟み、侵蝕の進行していた地域が火山活動の開始とともに漸次沈降し、広く水底となった傾向が認められる。流紋岩類はこの地域の川底（すなわち海拔 100m 前後）にも分布するが、下記のように基盤が著しく高くまでみられることもある。

すなわち、腰岳^{註12)}では海拔 420m、その南の越峠で 280m、東の大川内山で 300m、黒岳では 180m、南の金山岳では 240m という例があげられ、基盤の起伏の著しいことを示している。地質図上でも金山岳と黒牟田附近で小規模な、しかし著しい起伏が読みとられる。玄武岩もまた第 17 図のように小丘状を呈して流紋岩類に覆われている



第 17 図 有田町南東小路にみられる玄武岩・流紋岩・砂礫層の関係

る。概して基盤の高く現われている所では、その風化面が流紋岩類に直接覆われている。すなわち、大川内山部落の南端の海拔 130m の地点では、第三系上層には泥岩塊が角礫状に残存する部分、さらに約 2m の厚さのまったく暗色の粘土のみとなった表層

註 12) 腰岳で、流紋岩の下に存在する無斑晶玄武岩も、附近よりは高く、西岳地域よりは低い位置を占める。こうなった理由は明らかでない。

部があり、その表面約 30 cm は石英粒のみの含まれる白色粘土となっている。これを直接に覆って基盤岩片に富む粗粒凝灰岩、細層理を呈する凝灰岩、無層理塊状の凝灰岩がこの順に発達している。なお、この地点では、第三系の層理面、凝灰岩の層理面、両者の境界面がまったく一致して、いずれも走向 N60° W、傾斜 25° SW を示している。この北東で、鼓部落に面する沢頭の海拔 220m の地点では、赤色を呈する細片に分解した泥岩表層部を凝灰岩が直接に覆っており、黒岳では海拔 180 m で粘土化した玄武岩質凝灰角礫岩を流紋岩質凝灰岩が覆っている。また、腰岳では岩滓状を呈する玄武岩表層部を、赤色凝灰岩の薄層を間にして無斑晶流紋岩^{註 13)}が覆っている。これに反して、流紋岩の低くまで現われているところには、例は少ないが砂礫層が存在する。すなわち、西の広瀬山部落西側の沢口には砂質礫層あるいは含礫ローム層が白色凝灰岩に覆われている。その礫としてはさぬき岩質安山岩とともに流紋岩もまた含まれている。大川内山の西方では玄武岩の上ときに礫層があり、流紋岩に覆われる。以上のように、砂礫層は基盤岩上にまれに存在するが、流紋岩類の下部にはしばしば挟まれている。有田町南東 (第 17 図) また大川内山東方 390 m 峰北東側の、谷底の粗粒凝灰岩上には、粘土層を伴わない偽層理を呈する凝灰岩が存在するなどの例があり、偽層理を呈する凝灰岩に至っては有田町の東の三間坂附近、北東の赤田附近、北西の牧山西麓などに、広く分布しており、有田流紋岩類の北東～北西の縁辺部には、一般に水底に堆積した凝灰岩が発達するものと考えられるほどである。

火山碎屑岩 (R₁)

有田流紋岩類の活動の初めに大量に生じている。南端の金山岳では約 150m の厚さをもち、著しく粗粒であるが、通常は約 100m の厚さをもち、黒髪山より北では急激に細粒となり、よく成層し、一部は偽層理を呈する。黒髪山より南には、多孔質で、青灰色～白色を呈して、多数の軽石塊とともに径 30 cm 以下の無斑晶流紋岩・黒曜岩・玄武岩類、第三系の砂岩・頁岩などの礫を含み、その基質は軽石砂である。有田町西方の丸尾附近では基盤の第三系に熱的影響を与えている点からみて、少なくともその一部は軽石流として生じたものと考えられる。黒髪山より北には、南にみられるものと同質であるが、より細粒の凝灰角礫岩から、流紋岩のガラスからなる凝灰岩に

註 13) この流紋岩下底の急冷部が古来有名な腰岳の黒曜石で、腰岳の西腹に広く散乱している。

至るまで、種々の岩相がみられる。

黒曜岩 (Ro)

黒曜岩は熔岩流または円頂丘周縁の急冷された部分であるが、こゝでは火山碎屑岩が熔岩の接触により再熔融したもの、あるいはガラス質凝灰岩の凝結したものも含めてある。

伊万里南方の腰岳の黒曜石は、腰岳の頂部を構成する無斑晶流紋岩下底の急冷部である。西腹の小沢にみられる露頭では、玄武岩質と思われる凝灰岩(この表層は僅か1cmの厚さが影響をうけて褐色を呈する)上に約2mの厚さの黒曜岩があり、これが柱状節理の美しい白色流紋岩に移化している。黒曜岩もその心部厚さ約1mは径20cm大の純黒色の塊の集合であり、その上下は、径2cmの白色ガラス粒と黒色ガラス粒との集合である。

柘榴石流紋岩の下底部は、その接する火山碎屑岩表層とともに黒曜岩となっており、両者併せると厚い所では20～30mに達する。前者は通常黒色を呈するガラス中に種々の細礫を散点しているが、火山碎屑岩のガラス化した部分は白色のガラスからなり、レンズ状ないし不規則な形態を示す黒色ガラスを含み、全体として著しい流理を呈し、粗い節理をもつ。この両者は急変し、融合していることがないために、その境は明瞭である。なお、流紋岩の主体とはやゝ明瞭な境をもつが、火山碎屑岩とは漸移し、境はまったく不明瞭である。また柘榴石流紋岩と軽石凝灰角礫岩とは、陶石化作用を蒙った場合には識別が困難となるが、両者の境にある黒曜岩は変質しても黄褐色を呈し、樹脂光沢をもち、その存在が容易に知られ、これで両者を区分することができる。

無斑晶流紋岩・黒雲母流紋岩も柘榴石流紋岩と同様に黒曜岩を伴うが、火山碎屑岩に対する熱的影響は弱い。角閃石流紋岩ではさらに他のものに較べて黒曜岩の部分が少ない。

ガラス質凝灰岩の凝結したものと考えられるものは、東の古場部落附近に広くみられる。無色の軟弱な岩石で、やゝ層理を呈している。

柘榴石流紋岩 (R₂)

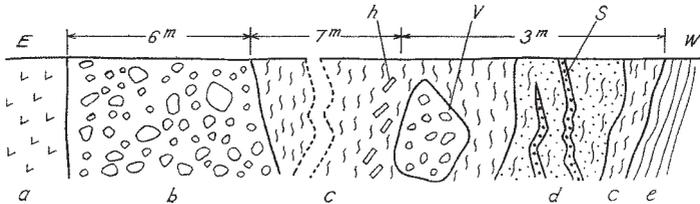
有田町の周辺に分布し、約100mの厚さをもつ。第三系の砂岩・泥岩の細礫を多量に含み軽石凝灰角礫岩と酷似するが(とくに有田町の北で陶石化作用を蒙った場合)、

熔岩には細かな垂直の板状節理がよく発達し、泥岩片は脱色されて灰色を呈するのに対し、軽石凝灰角礫岩では節理が不明瞭で、泥岩片は黒色を呈する点で識別される。熔岩の下底部には黒曜岩が発達しているが、これは北方に著しく、南方では不明瞭で、有田町西方の外尾東隣の谷では流紋岩に黒曜岩部がなく、流理構造がやゝ著しいのみであるが、軽石凝灰角礫岩は黒曜岩化しており、外尾の神社西の崖では凝灰角礫岩も僅かに固化し、流理を呈するのみとなり、桑古場の東では流理構造も不明瞭となり、両者の境を決定し難いまでに至っている。

柘榴石流紋岩の斑晶は小型でその量も少ない。斜長石・黒雲母・柘榴石およびまれに青緑色電気石と石英を含む。斜長石には自形を呈し清澄のものと、汚濁し累帯構造の著しいものがある。黒雲母は淡黄～緑褐色の多色性を呈する。柘榴石はときに長径0.8mmに達するが、いずれもきわめて不規則な他形を呈する。石基は常に汚濁し、不明瞭である。捕獲岩片の量はきわめて多いが、泥岩が脱色されている程度でほとんど未変質である。

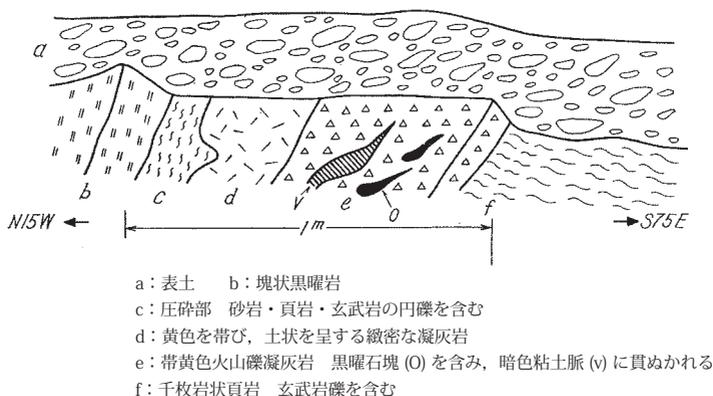
黒雲母流紋岩 (R₃)

有田流紋岩類の分布区域の東縁および北縁に近く分布し、やゝ規模の大きな円頂丘を構成する。その形態、分布からみて、その一部は熔岩流を伴っているようである。その周辺部には黒曜岩がみられるが、その量は柘榴石流紋岩に較べて少ない。しかし、岩体の周辺には圧砕部が複雑、かつ大規模に発達している。通常、流紋岩体と第三系とに圧砕部が発達し、その間に凝灰角礫岩あるいは凝灰岩がまきこまれたように存在する。その例を第18、19図に示す。



- a: 黒雲母流紋岩 破碎している
- b: 凝灰角礫岩 礫は流紋岩・黒曜岩・砂岩、基質は白色シルト
- c: 千枚岩質頁岩 骨石片 (h)・凝灰角礫岩塊 (v) を含有する
- d: 砂岩シルト岩互層 粗粒砂岩脈 (s) がある
- e: 頁岩

第18図 有田町北西牧部落南の黒雲母流紋岩 円頂丘と第三系の接触部 (露頭スケッチ)



第 19 図 有田町東方小路にみられる黒雲母流紋岩と第三系の接触部（露頭スケッチ）

岩質はやゝ変化に富み、第三系の岩片を含むものから、無斑晶流紋岩に近いものまでみられるが、いずれも斑晶の量は多くはない。

斑晶は斜長石と黒雲母（黄褐～暗緑褐色の多色性を示す）からなり、ときに他形の石英をも含み、石基は斜長石・石英・鱗珪石・黒雲母などからなる。

無斑晶流紋岩 (R₄)

黒髪山では厚さ約 30m の熔岩と、厚さ不定の凝灰角礫岩ないし凝灰岩との互層をなして現われ、全体の厚さは約 300m である。そのほか、腰岳・黒岳を熔岩流として、また周辺の地域に幅の狭い岩脈として散在する。

ほとんど無色のガラスのみからなり、僅かの斜長石・黒雲母を散点する。黒雲母は淡黄～緑褐色の多色性を示す。ときには流理が発達し、とくに腰岳で著しい。これは鱗珪石を斑晶として含み、やゝ変質して磁鉄鉱を析出している黒雲母に富む部分と、アルカリ長石と晶子とからなる部分とが不規則に縞をつかったものである。

角閃石流紋岩 (R₅)

流紋岩類の分布地域の北端に、短かい、しかし幅の厚い岩脈ないし円頂丘として現われ、また黒岳地域などに小規模の岩脈としてもみられる。第三系との接触部に黒曜岩はほとんど発達せず、また圧砕部も僅かにみられるに過ぎない。

北東の岩谷部落北方にみられる 4 個の円頂丘は、角閃石を欠く黒雲母流紋岩で、その西端の円頂丘には石英および褐礫石が少量含まれる。黒雲母は径 1mm 程度の大き

さで、暗褐色を呈する。なお、ときには角閃石が置換えられたような形の方解石もみられる。西端の褐簾石を含む円頂丘には、黒曜岩が僅かに発達しており、また泥岩片などを捕獲している。この東隣の円頂丘では、その接触部で第三系は垂直となり、また破碎されて泥岩の一部は千枚岩質を呈し、砂岩はやゝガラス化される。東端の円頂丘では、その凹入部に接する砂岩泥岩互層は破碎されて角礫岩状を呈し、そのなかに緑色のガラス質岩をも含んでいる。なお、この角礫岩に接して流紋岩は白色のガラス質岩となっている。

西の牧部落附近に散在する短小な岩脈は、黒雲母角閃石流紋岩で、緑褐～暗褐色の多色性を呈する黒雲母・緑色角閃石と斜長石とを斑晶とする。なお、北西端の唐船山と称される岩脈には少量の普通輝石斑晶も存在する。接触部には黒曜岩も、破碎部もほとんど発達しないが、唐船山の南東に、これと並走する岩脈は、その周縁がきわめて出入に富み、これには数 cm の黒曜岩が存在し、第三系もきわめて幅狭く千枚岩化する。

東の西梅野部落の岩脈および黒岳にみられる岩脈は、いずれも黒雲母を僅かに含む角閃石流紋岩ないし石英安山岩である。新鮮な面は青灰色を呈するが通常白色で、軟弱である。斑晶は小型（径 0.5mm 以下）で、清澄な斜長石・緑褐色角閃石・燐灰石・クリストバル石などが存在し、石基はいわゆる粗面岩構造を呈し、ほとんど長柱状の斜長石のみからなり、少量の黒雲母・鉄鉱・緑泥石および斑紋状を呈するクリストバル石を伴う。

なお、黒髪山の北の竜門の西には、橄欖石紫蘇輝石流紋岩が、おそらく岩脈として存在する。これは石英・斜長石および褐簾石をも斑晶としており、石基はほとんどガラスのみからなる。

II. 3. 6 伊万里安山岩類

伊万里市の南に、周囲は断崖に限られた急峻な小山地をつくっており、最高峯青螺山（海拔 599m）とその西の牧山（海拔 555m）とを結ぶ稜線は、侵蝕されて拡大された火口の北縁をなすものようで、その内部には火山角礫岩が著しく発達し、またこの稜線から北方に熔岩は流れ下っている。なお、本岩類の西半は、当時すでに存在した有田流紋岩類にさえぎられて発達しなかったものである。

本岩類は通常直接に有田流紋岩類を覆うが、ときには砂礫層が介在することがある。そのもっとも著しい例は大川内山南東の神社附近、海拔 200m 前後にみられ、ここでは厚さ 20m 以上に達する。径約 5cm の円礫ないし亜円礫からなり、かすかに層理を示す礫層で、礫には砂岩・流紋岩・黒曜岩および少量の玄武岩がみられる。西方の越峠の南にも、海拔 260m 附近に流紋岩の礫からなる礫層が安山岩の熔岩下にみられるが、その厚さは不明である。青螺山と古場部落との中間、海拔 300m 附近にも白色粘土層が火山角礫岩下に存在し、また大川内山南方で、角閃石輝石安山岩を覆い、僅かに 20cm の厚さであるが白色粘土層がみられる。なお、この角閃石輝石安山岩は流紋岩質凝灰角礫岩を直接に覆い、これを強くガラス化しており、上述の粘土層はきわめて局部的なものと考えられる。

上述の角閃石輝石安山岩はもっとも早く流れ出した熔岩で、約 100m の厚さをもつが、その分布は狭く、大川内山附近に限られている。これを覆う紫蘇輝石橄欖石安山岩と無斑晶安山岩とはともに広く分布し、その厚さもそれぞれ約 100m に達する厚い熔岩流である。この上位には紫蘇輝石角閃石安山岩・黒雲母石英安山岩・輝石石英安山岩などが薄い熔岩流として露われる。

紫蘇輝石橄欖石安山岩は薄板状節理のよく発達した緻密な熔岩であるが、岩滓状を呈する部分もその上下に厚く存在している。他の熔岩は概して軟弱で、不規則な節理がみられる。

以上の各熔岩全般の特徴としては、1) 種々の玄武岩類の細かな岩片を常に含む。2) 石基には輝石として紫蘇輝石のみが存在する。たゞ、無斑晶安山岩には石基にピジオン輝石 ($2V \approx 0$) が存在し、紫蘇輝石を欠く。3) 石基には常に黒雲母および鱗珪石の晶出している優白質部が斑紋状に散点する。4) 一般にガラス質で斑晶斜長石もほとんど融蝕を受けている。5) 斑晶の大きさは斜長石で 0.5 ~ 1.5mm で、他の斑晶は 0.5mm 前後である。第 7 表にその鉱物組合せを示す。なお、石英安山岩は石基が著しく優白質で、ガラスも無色のものであるが、石英斑晶を含まない。

熔岩に包有される玄武岩片は粗粒玄武岩・橄欖石玄武岩・輝石玄武岩などで、一般にほとんど熱的影響を受けていないが、黒雲母石英安山岩に含まれる岩片のうち、鉄苦土鉱物が黒雲母化していることがある。

以上の各熔岩の間には常に凝灰岩の薄層が挟まれており、最下部には火山角礫岩が

第7表 伊万里安山岩類の鉱物組合せ

	斑 晶				微斑晶			石						基			
	斜 長 石	橄 欖 輝 石	普 通 輝 石	紫 蘇 輝 石	角 閃 雲 母	斜 長 石	橄 欖 輝 石	紫 蘇 輝 石	斜 長 石	普 通 輝 石	ピ ジ オン 輝 石	紫 蘇 輝 石	鉄 鋳 石		アル カリ 長 石	鱗 珪 石	黒 雲 母
角閃石輝石安山岩	×		×	×			×	×	×		×	×	×	×	×	×	×
紫蘇輝石橄欖石安山岩	×	×		×		×	×	×	×			×	×	×	×	×	×
無斑晶安山岩	×		×			×	×	×	×	×			×	×	×	×	×
紫蘇輝石角閃石安山岩	×		×	×	×			×				×	×	×	×	×	×
黒雲母石英安山岩	×		×	×	×				×			×			×	×	×
輝石石英安山岩	×		×	×					×			×	×		×	×	×

厚く発達する。後者は角閃石輝石安山岩に遅れて生じたものようで、紫蘇輝石橄欖石安山岩の径5～15cmの角礫のみからなり、凝灰質物質は竜門近傍の最下部に伴なわれるのみで、ほかにはほとんど存在しない。また層理を示さず、やゝ凝結している。

なお、本岩類に属すると考えられる岩脈が有田町の北東で流紋岩を貫ぬき、腰岳の南方で流紋岩類と第三系との境に存在し、ともにほぼ南北の方向をもっている。腰岳南方のものはやゝ変質するが、斑晶に乏しく、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・ガラスなどからなり、斜長石・クリストバル石からなる優白質の斑紋を散点する。前者はまったく変質し、変朽安山岩様を呈する。

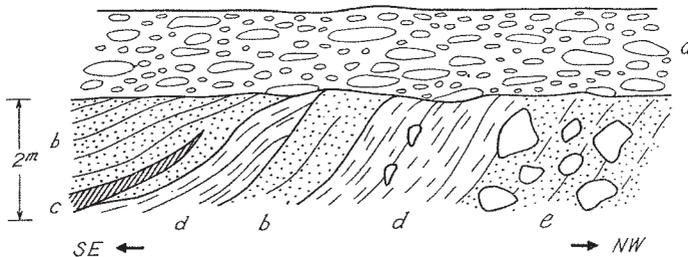
II. 3. 7 新期砂礫層

有田流紋岩類の下底部に偽層理を呈する凝灰岩類があり、これに伴って砂礫層・粘土層の発達すること、また伊万里安山岩類の基底にも礫層の存在することはすでにそれぞれの項で述べた。これらの砂礫層よりおそらく後に堆積したと考えられる砂礫層が、主として福岡地域北西部に、直接第三系を覆ってあらわれている。しかし、その分布はきわめて狭く、その厚さも数m以下であるので、地質図には省略した。

この新期砂礫層は概して2部からなり、下部は砂岩・玄武岩・流紋岩などからなる礫層で、上部は白色粘土層または赤褐色ローム層である。なお、通常玄武岩礫は風化

して軟弱となっている。

腰岳南西方の唐船山附近には約2mの厚さの礫層がみられ、礫はほとんど流紋岩である。伊万里市街南方の平尾附近、海拔約40mのバス道路には、流紋岩と第三系の岩石とからなる礫層が粘土層を伴って存在する。伊万里市街の南東方、川東部落との間の小丘には、海拔5m前後の位置に主として玄武岩の扁平な、しかし円磨された礫からなる礫層が粘土層・ローム層とともにみられる。この北西方山代駅南東の鉄道切割には、海拔約20mの位置に約2mの厚さの玄武岩円礫からなる礫層が粘土層の下に存在する。また、腰岳北側の海拔300mの台地上には厚さ約3mの砂礫層が存在する。これは、よく成層し、砂岩・玄武岩・流紋岩などの径5cmの礫を多量に含む礫層、流紋岩礫のみを含み黄色粘土に富む礫層、下部は均質であるが上部は流紋岩礫を含み不均質なローム層と、この順に下位から、それぞれ1mの厚さをもって累重している。図幅地域北西端に近い野々頭部落東側の川岸には、海拔130～140mの間に第20図のような新旧2つの砂礫層がみられる。下位の、急傾斜を示す砂礫層は、



- a: 玄武岩礫からなる新期の礫層 b: 赤褐色砂層 c: 砂 鉄
 d: 草炭の入った褐色泥岩 e: 玄武岩礫を含む褐色砂層

第20図 山代町野々頭部落東方の川岸露頭にみられる新期砂礫層(露頭スケッチ)

おそらく地汭りによりせき止められて生じた湖に堆積したものであろう。

II. 3. 8 崖錐堆積物

有田川以西の玄武岩熔岩台地の地域では、台地の縁辺斜面に岩屑・崖錐がいたるところにみられ、第三系の露頭は谷の部分、新道などに僅かに見られる。有田川以东の

地域でも、眉山・大野岳・城古岳・腰岳・青螺山・黒髪山・黒岳などの山麓部に顕著である。本図幅地域では繁雑を避けるため、岩屑・崖錐の塗色はなるべく省略した。

また山代・黒川両地域は古くから何回となく地じりを生じた地域で、地形図上にもその形跡が認められる。これらの地域には地じりによる崩壊堆積物が多く、これらのあるものは現在もおお徐々に滑動を続けており、またあるものは新しい地じりごとに、他の堆積物と混交してその位置を移動している。

このように本図幅地域はきわめて地形変化が著しい。

II. 3. 9 沖 積 層

沖積層としては各河川の流域および伊万里湾の沿岸の堆積物がある。これらのうち、伊万里湾の沿岸および大川野附近はその発達が顕著である。いずれも砂・礫・粘土からなる。

II. 4 地 史 的 総 括

唐津・佐世保炭田地域の基盤岩類は三郡変成岩類および花崗閃緑岩類と、西彼杵の変成岩類である。前者はENE-WSWの方向を、後者はN-Sに近い配列方向を示し、この方向をそのまま延長すると、両者は炭田地域内で直交する。このような基盤岩類の分布状態は、直接には明らかでないが、第三系の堆積およびそれに関連する構造運動に影響を与えているものと思われる。

相知層群は基盤の動揺の比較的少ない、浅海～汽水成の堆積相を示し、後の杵島層群堆積期の海進の先駆をなしたものと思われる。杵島層群は大局的には漸次海進が進んで形成されたものと思われるが、その末期には、基盤は徐々に上昇のきざしをみせ、ふたたび浅海～汽水成の佐世保層群の堆積に移行したものと思われる。

炭田全域を通じてみると、東から西に順次相知・杵島・佐世保・野島の各層群が露出し、これらの間に著しい不整合がないこと、一連の玄武岩熔岩と、下位の第三系との時代的間隙が西方ほど小さくなることなどから大きくみて、堆積盆地の中心は逐次西に移行したことが予想される。また炭田の北東域では相知層群から順次上位の地層が基盤を被覆しているので、北東方の基盤は第三系の堆積の進行につれて徐々に北西方

に傾動したものと思われる。

図幅地域にみられるような褶曲構造が形成された時期は明らかでないが、佐世保図幅地域にみられる佐々川断層（第2図）が、西方からの衝上性逆断層であることから、第三系堆積後の側圧による影響があったことも考えられる。

褶曲構造がほぼ完成した後に著しい断層（地塊）運動が生じている。この種の断層の特徴は、主として高角度の正断層で、NW-SEまたはE-Wの方向を示し、北東方の基盤と第三系との境界線にはほぼ平行している^{註14}。断層の間隔は基盤から遠ざかるに従って広くなる傾向がある。したがってこれらの断層は基盤の隆起に関連して生じた階段状の断層と思われる。

玄武岩の基底面が平坦に近いことは、炭田地域全体にわたって明らかであるが、このことは玄武岩流出前の地形が平坦で、準平原化作用が行われたことがわかる。しかしながら、準平原化作用はまったく第三系の堆積後に行われたと考えるよりは、堆積盆地が西に移動したであろうことから類推して、第三系の堆積後にはすでにほとんど準平原化作用が完了していたものと思われる。したがって断層運動は準平原化作用の過程ないしはその末期に行われたものであろう。

本図幅地域にみられる多様の火山岩類の噴出には、この断層運動による第三系の地塊化が影響しているものと思われる。

本図幅地域から佐世保図幅地域にかけて、玄武岩類の活動の初期には海成砂礫層が各地に生じている。このことは準平原化された低平な地域の各地に海水の進入があったことを示し、玄武岩類が流出するにつれて、全域が徐々に沈降を始めたものであろう。

本図幅地域における火山活動の変遷を地史的にみると、第三系中には著しい火山活動の跡はみられず、第三紀末から第四紀にかけて急激に活潑となる。

すなわち、相知層群から杵島層群にかけては流紋岩質凝灰岩がみられ、佐世保層群には石英安山岩質凝灰角礫岩がやゝ多くなる。おそらく第三紀末と思われる頃には眉山を構成する石英安山岩と安山岩とが相前後して噴出している。そしてその後に、準

註14) 佐世保図幅地域の佐々川断層以西の地域では、むしろN-S方向に近い断層が多く、この方向性は西彼杵半島の変成岩類の方向性と調和的であり、本図幅地域の断層とともに基盤に影響されていると考えられる。

平原化された平坦な地域に、広範に台地性玄武岩の流出がみられる。

玄武岩類が局地的に侵蝕をうけた後に、ふたたび流紋岩類と安山岩類の活動があって、図幅地域内では火山活動は終わっている。

このように火山活動には酸性のものから基性のものへと移行する輪廻が認められるが、地質図からみても明らかなように、流紋岩・石英安山岩・安山岩・玄武岩など多様な岩石が、有田川以東の伊万里褶曲帯にとくに顕著にあらわれているのに対し、西域の世知原盆状構造地区には玄武岩類のみが熔岩台地をなして広く分布していることから、火山活動には構造運動に関連した地域的な特性があることが注目される。

III. 応用地質

III. 1 石炭^{註15)}

本図幅地域に分布する相知層群および佐世保層群中には、多数の炭層が賦存している。唐津炭田は、相知層群中の石炭を稼行の対象としている区域で、主として唐津図幅地域の南東部および7万5千分の1小城図幅地域の南西部、同大牟田図幅地域の北東部を占めている。本図幅地域内では相知層群がほとんど露出せず、したがって炭砒が少なく、深部採炭もはかどっていない。佐世保炭田は佐世保層群中の石炭を稼行の対象とする区域で、東松浦・西松浦・北松浦の3郡にまたがり、なかでも北松浦地域は古くから主要開発区域で、別名^{ほくしやう}“北松”炭田ともよばれている。本図幅地域内には中小の炭砒が多く、またいたるところに旧坑がみられる。炭層の炭丈は一般に薄いが、地層の傾斜が全般に緩く、交通が便利なのが採掘を可能ならしめている。

III. 1. 1 相知層群中の石炭

相知層群中には巖木五尺・岩屋三尺・七ヘダ・杵島五尺など主要稼行炭層があるが、本図幅地域内では芳の谷層最上部の“出来石”およびそれ以下の2、3の炭層が地表で認められるにすぎない。

註15) 以下石炭の概況については昭和29年度現在の資料に基づいている。

芳の谷層最上部約 6 m の間は黒色泥岩からなり、その上限に“出来石”が存在する。“出来石”は層厚 12～15 cm で、厚さ 2, 3 cm の夾みを有することがある。稼行の対象とはならず、芳の谷層最上部の炭層であることからむしろ鍵層として有効である。唐津鉱業所および立川鉱業所の試錐資料によれば、本炭層は唐津炭田北部では比較的よく連続して発達している。

“出来石”より約 2.5 m 下位に山丈 84 cm、炭丈 48 cm の炭層がある。普通泥岩の夾みによって 3 枚に分れている。ところによっては本炭層を“出来石”と称し、上述の“出来石”を“眉毛”と称することもある。本炭層もほとんど稼行されない。第 21 図にこれらの炭層の柱状図を示す。

図幅地域北東隅の立川鉱業所で採掘中の石炭は五尺・下五尺・下三尺の各炭層で、いずれも芳の谷層の下部に属しており、図幅地域内では地表に露出しない。

大日鉱業株式会社立川鉱業所 (伊万里市大川町立川)

本炭層は昭和 11 年 12 月本坑を開鑿し、同 12 年に五尺層に着炭、昭和 19 年 5 月杵島炭鉱株式会社と合併会社となり、現在に至っている。

主要稼行炭層は五尺層で、下五尺・下三尺の各炭層も併せて採掘している。五尺層採炭は、すでに 1 卸・2 卸坑道でその大半を終り、現在 3 卸によって深部に向かって採掘を進めている。

各炭層の柱状図を第 22 図に示す。

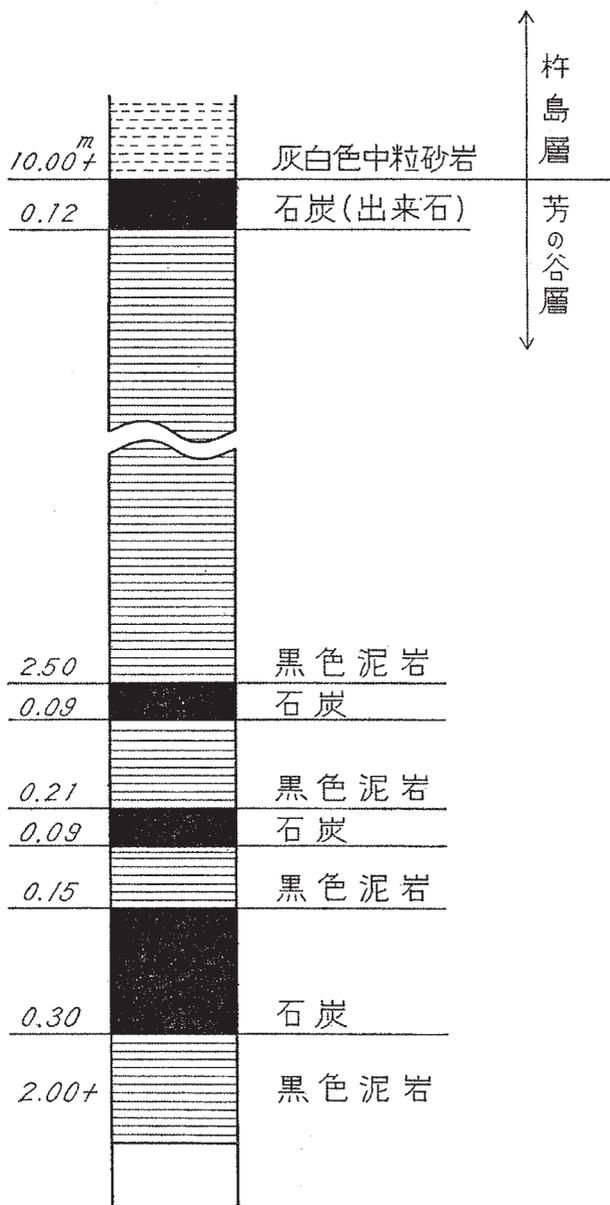
各炭層の炭質は第 8 表の通りである。

産額は昭和 28 年初頭で 7,500t/月である。

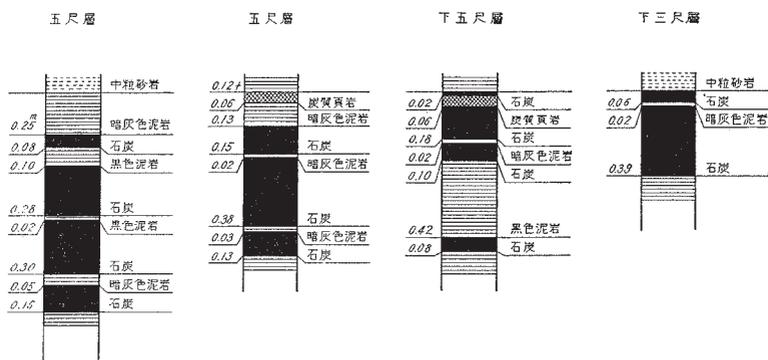
第 8 表 立川鉱業所石炭分析表

炭層名	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	硫黄 %	発熱量 Cal.	備考
五尺	2.16	15.48	38.25	44.11	1.68	6,861	弱粘結
〃	5.53	12.04	36.96	45.47	0.78	6,866	〃
〃	2.56	10.94	41.49	45.01	2.32	7,043	〃
〃	2.63	28.91	35.52	28.94	1.55	5,648	〃
下三尺	2.58	21.38	39.63	36.41	1.66	6,188	〃
下五尺	2.09	14.96	38.14	44.81	1.65	6,728	〃

(分析:九大)



第 21 図 芳の谷層最上部の炭層



第 22 図 立川鉱業所稼行炭層柱状図

石炭の搬出は筑肥線大川野駅まで索道によって行われる。

III. 1. 2 佐世保層群中の石炭

本層群中の主要炭層は 10 数枚あり、炭田内とくに本図幅地域内ではとくに消長するようなことはなく、いずれも一様に連続して発達している。また主要炭層の層間距離はそれぞれ全域にわたって変化なく、鍵層となる凝灰角礫岩層と平行しているので、連続する炭層はほぼ同時面を示しているものと思われる。しかし岩相の側方変化はむしろこれと斜交して発達しているので、岩相の上下関係のみから炭層を追跡することは困難な場合がある。本図幅地域における佐世保炭田の主要炭層とその稼行状況とを第 23 図および第 24 図に示す。

新田五尺

本図幅地域では連続性に乏しく、かつ露出も不良で、これを単一の炭層として扱うことが困難なため、ほぼ同層準内に含まれる炭層を一括して新田五尺系列として扱う。新田五尺は相の浦層最下部の炭層で、有田川西岸の心野・野添・川西附近、伊万里北方の本瀬戸・岩立・屋敷野・楠立・黒川附近および三間坂北方の岩谷・宮野、同じく南方の津々良附近の炭層はいずれも新田五尺系列に属する。各地で小規模に採掘され、また採掘跡も多数ある。新田五尺系列に属する各炭層はいずれも厚さ 30～50 cm、ときに山丈 100 cm に及ぶが、夾みが多く、炭層は数枚に分れている。有田川西岸およ

び伊万里北方では本系列に畑津頁岩層中の泥岩によく似た厚い暗灰色泥岩を伴う。また炭層を挟む層準附近に薄い礫岩層が発達することもある。

新田五尺は伊万里湾西岸地域で長浜三尺、黒川附近で七ヘダともよばれる。

モエズ

本炭層も単一の炭層として追跡することが困難であるために、ほぼ同一の層準の炭層群を一括してモエズ系列として扱かう。主として有田川西岸の山腹に露出している。本系列は伊万里西方地域で、脇野上層および脇野下層とよばれる。脇野上層は炭丈 40～60 cm で、1～2 枚の薄い夾みを有する。脇野下層は炭丈 20～30 cm で、夾みが厚く、2、3 枚に分れる。これらの炭層は脇野附近で小規模に採掘されており、各地に旧坑がある。

大瀬五尺

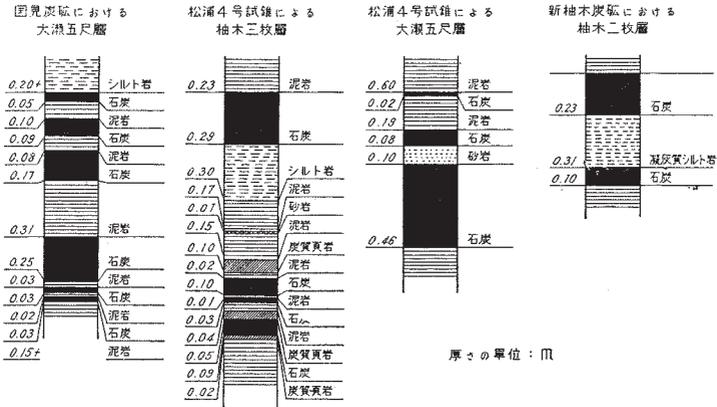
本炭層は福岡地域南西隅の小保志儀附近、および伊万里西方の楠久・大久保・炭山附近に露出する。小保志儀附近では佐世保炭砦で、炭山附近では国見炭砦で本炭層を稼行し、また大久保附近には旧坑が多い。本炭層の上約 65 m に凝灰角礫岩があることが、多くの試錐資料から知られている。この凝灰角礫岩は広く唐津福岡地域にも発達しており、本炭層を追跡する基準となるが、地表ではたやすく確認し難い。本炭層の下約 50 m には上二枚炭層が、また約 100 m 下には下層炭がある。本炭層の上盤には汽水性貝化石および多数の植物化石を含む。国見炭砦における本炭層の厚さは山丈 126 cm、炭丈 72 cm であるが、層厚は全体として炭田の南西方で厚く、北東方で薄くなる傾向がある。本炭層は唐津福岡地域内で福島二尺あるいは大鶴二尺とよばれる。

柚木三枚

本炭層は楠久・大久保・柚木附近に露出し、柚木炭砦・国見炭砦で稼行されており、久原附近ではかつて採掘されたことがある。各地に旧坑が多い。本炭層は 30～80 cm のシルト岩ないし泥岩を挟んで、上下 2 層に分れている。そのいずれも厚さ 20～30 cm であるが、下位の炭層中には普通 2、3 枚の薄い夾みがある。しかしこのような炭層の状態は必ずしも特徴的でなく、しばしば上位の柚木二枚炭層と混同される。柚木三枚炭層は国見炭砦附近で大瀬三枚、唐津福岡地域で鍋串二枚、柚木附近でハシ木山層とよばれることがある。

地層名	炭層	層間距離m	稼行状況		
佐世保層群	加被層				
	福井層		本ガ浦凝灰角礫岩 福井一枚 七寸炭返し掘り		
			25	下三枚炭・二尺炭(向山炭砒マ稼行)	
			35		
	世知原層		30	歌ガ浦凝灰角礫岩	
			73	砂礫(向山炭砒・松浦炭砒マ稼行)	
	世木保層	抽木		155	松浦三尺(久原三尺)(久原炭砒・松浦炭砒) (新松浦炭砒マ稼行)
				65	十二ヘダ
		木		30	セヘダ(久原炭砒マ稼行)
				110	晴氣凝灰角礫岩
中里層	属		20	ハザマ(久原炭砒マ稼行, 向山炭砒マ採掘予定)	
			65	柚木二枚(新柚木炭砒マ稼行) (ナハ山)	
	中里層	属		65	390
			55	(大瀬三尺)ハシ木山	
群	梶浦層		65	凝灰角礫岩	
			45	大瀬五尺(佐世保炭砒・国見炭砒マ稼行) 大久保附近 に旧坑山代炭砒マ稼行	
	の浦層		60	上二枚	
			50	下層	
			70	モエズ系列 (山代炭砒マ稼行, 腰野マ小規模に採掘)	
		新田五尺系列 (川西・岩立・永山北方・黒川・瀬戸三間坂北方マ 小規模に採掘)			
		670			
		690			

第 24 図 佐世保層群炭層状況図 一 は主要稼行炭層



第25図 大瀬五尺・柚木三枚・柚木二枚炭柱図

柚木二枚

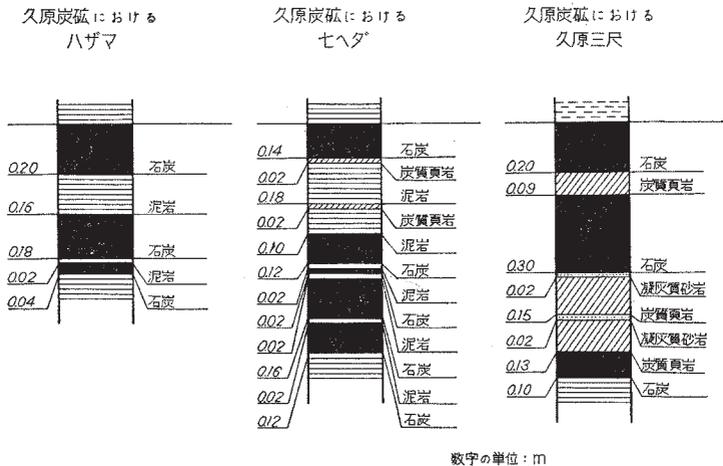
本炭層は楠久の北西、鳴石附近および柚木附近に露出する。柚木三枚炭層から約65m 上位にある。本炭層は柚木層中下部に顕著に発達する厚さ30～40mの泥岩帯の下限である。この泥岩帯は佐世保炭田において広く発達しており、探炭上よい鍵層となる。唐津図幅地域内の白岩八寸炭層あるいは鷹島三尺炭層はこの泥岩帯中に発達するが、本図幅地域では顕著でない。本炭層は第25図に示すように約30cmの凝灰質シルト岩を挟んで上下2枚に分れる。現在新柚木炭砒で稼行中のほか、各地に旧坑がある。柚木二枚炭層は所によって"ナバ山"とよばれることがある。

ハザマ (波佐間)

本炭層は久原から楠久に至る山裾部に、鉄道線路にほぼ平行して露出している。本炭層はしばしば柚木二枚炭層と混同されるが、明らかに層準を異にする。すなわち本炭層は常に前述の柚木二枚炭層上の顕著な泥岩帯よりさらに上位に位するもので、本炭層から約20m 上には特徴的な凝灰角礫岩がある。この凝灰角礫岩は晴気凝灰角礫岩(江里凝灰角礫岩)とよばれ、佐世保炭田全域にわたって連続して分布している。本炭層の状況を第25図に示す。現在久原炭砒で稼行されており、向山炭砒で採掘予定炭層となっている。

七ヘダ

久原・世知原地域でよく連続して発達している。松浦三尺炭層より約100m 下位



第26図 ハザマ・セヘダ・久原三尺炭柱図

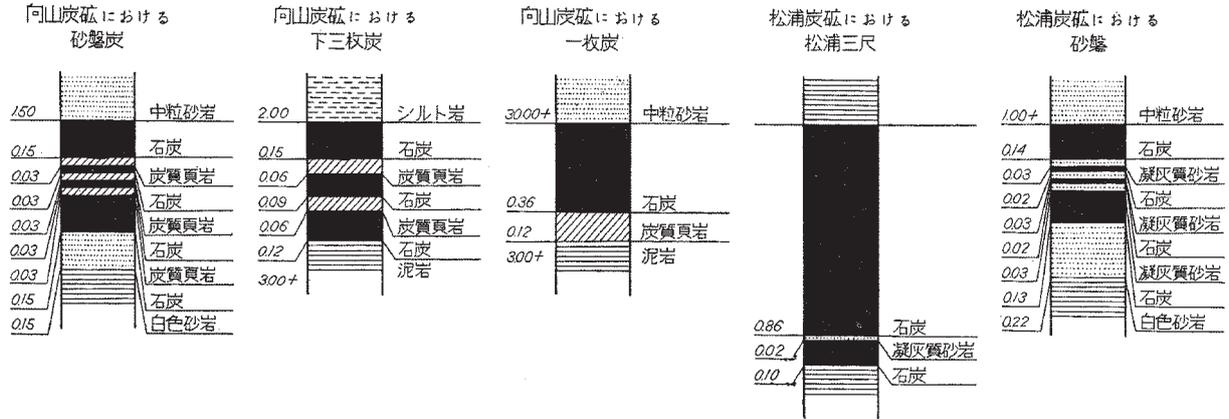
にあり、また本炭層より約30m上位に十二ヘダ炭層がある。炭丈約45cmであるが、3、4枚の薄い夾みによって分れており、稼行条件はよくない。久原炭砒でかつて稼行されたことがあり、向山炭砒では採掘を予定している。

松浦三尺(久原三尺)

本炭層は柚木・世知原・久原附近に露出する。本炭層附近の層準の砂岩中にはしばしば漣痕がみられる。また炭層の天盤から多数の植物化石を産する。本炭層は松浦炭砒附近でもっともその発達が良いで、山丈98cm、炭丈96cmあり、地層の傾斜が3～4°のために採掘条件もよい。久原地域では次第に夾みの厚さを増すが、なお1m近い炭丈を有する。しかし向山炭砒附近から唐津図幅地域内にかけて次第に炭質頁岩が多くなる。久原・松浦・新松浦の各炭砒で稼行されている。本炭層は佐世保図幅地域内の鹿町附近で"鹿町三尺"ともよばれる。

砂 磧

向山炭砒附近および世知原附近に露出する。本炭層から約25m上位に凝灰角礫岩層がある。この凝灰角礫岩はほとんど佐世保炭田全域にわたって連続して発達しているために、本炭層を決定するよい鍵層となる。本炭層の上位のシルト岩からは *Ostrea*、*Corbicula* などの貝化石を産することがある。炭層は炭丈約45cmで、2、3枚の薄



数字の単位：m

第 27 図 松浦三尺・砂盤・下三枚炭・一枚炭炭柱図

い夾みを有し、下盤に約 30 cm の白色中～粗粒砂岩を伴う特徴がある。この特徴は炭田全域にわたってほとんど変わらない。向山炭砒・松浦炭砒でかつて稼行されたことがある。

下三枚炭

本炭層は向山炭砒附近に露出する。山丈 48 cm, 炭丈 36 cm で 2 枚の夾みを有する。ゴマ石あるいは二尺炭ともよばれ、平戸図幅地域南東隅の前浜附近で稼行され、向山炭砒で稼行中である。本層の天盤から植物化石を産することがある。

福井一枚

向山炭砒附近および志佐川上流附近に露出する。炭丈 36 cm 内外で夾みを伴わない。唐津図幅地域内の今福西域では炭丈約 25 cm となる。天盤は砂岩・シルト岩・泥岩と、場所によって変化が著しい。天盤に植物化石を産することがある。本炭層より 15～20 m 上位に凝灰角礫岩（本ヶ浦凝灰角礫岩層）があるが、これは上位の加勢層が

第9表 主要炭砒概況

炭砒名	鉱業権者	所在地	稼行炭層	月産額 t
向山炭砒	向山鉱業株式会社	佐賀県伊万里市山代町西分	下三枚・福井一枚	5,500
久原炭砒	麻生鉱業株式会社	佐賀県伊万里市山代町久原	久原三尺・波佐間	5,000
楠久炭砒	久恒鉱業株式会社	佐賀県伊万里市山代町楠久	砂磐・波佐間	4,100
山代炭砒	児玉鉱業株式会社	佐賀県伊万里市山代町里	脇野上下層・大瀬 五尺・柚木三枚	5,900
国見炭砒	日満鉱業株式会社	佐賀県伊万里市二里町	大瀬五尺	3,000
松浦炭砒	飯野炭砒株式会社	長崎県北松浦郡世知原町	松浦三尺	25,000
柚木炭砒	日鉄鉱業株式会社	長崎県北松浦郡柚木町	柚木三枚	—

第10表 主要炭層分析表

炭層名	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	硫黄 %	発熱量 Cal	備考	産地
福井一枚	4.42	18.31	30.52	46.15	1.41	6,160	不粘結	向山炭砒
下三枚	4.15	20.45	28.66	46.74	1.86	5,950	〃	〃
砂磐	3.09	8.71	43.07	45.15	—	7,063	〃	〃
松浦三尺	4.01	34.50	29.8	30.68	1.00	4,700	〃	久原炭砒
柚木三枚	—	21.7	—	—	—	5,842	〃	国見炭砒
大瀬五尺	—	21.26	—	—	—	5,827	〃	〃

炭砒および通産局の資料に基づく

不整合にのる部分では侵蝕されていることがある。本炭層は向山炭砒で一部採掘されている。第9表、第10表に佐世保炭田における主要炭砒の概況を表示した。

III. 2 金 鉱 床¹⁾²¹⁾

古くから知られている鉱山に古木場鉱山がある。東有田町古木場にあり、はじめ有田鉱山と称して稼行したが、後に古木場鉱山と改めたもので、現在はまったく放棄されている。鉱床は変質した流紋岩岩脈中に網目状に発達した石英脈に伴なうもので、上鉱には含金品位 515 g に達するものがあるといわれるが、平均品位は低かったようである。また有田町南方の金山岳には、その名の示すように山頂部に旧坑がみられるが、坑道はすでに崩壊し、鉱化作用の跡を認めることはできない。なお有田町南西方の幕頭に空閑鉱山があったことが記録¹⁾に残っている。

III. 3 陶 石 鉱 床¹⁾²¹⁾⁴²⁾

有田町附近では各地で陶石を産し、これらを原料とする有田焼が広く知られている。

泉山陶石 有田町市街の東端にある泉山は、1916年日本で最初に発見された陶石産地で、その規模は周辺の他地域に較べて最大である。陶石はこの地に露出する黒雲母流紋岩の円頂丘の変質したもので、この岩体の断面は扇形を呈し、地下では急激に狭まる形をとっているものと推測されている。岩体は短径約 200m のほぼ楕円形に近い形を呈し、その周縁部は角礫質で、陶石化が進んでいない。陶石は白色塊状で堅硬であるが、珪質なために磁器原料としては普通他地域の粘土質原料を混合して加工される。

用途および月産額⁴²⁾は次の通りである。

有田焼原料	25 t
化学用磁器	450 t
碍子用	45 t
農薬用	120 t

タイル用 数 t

昭和 32 年 3 月現在

白川陶石 白川土とも呼ばれるもので、有田町の北約 2 km の地から産する。これは無斑晶流紋岩の変質したもので、柱状節理を残存している。昭和 32 年 3 月現在、タイル用として月約 200 t、磁器原料として月 20～30 t 産出されている。

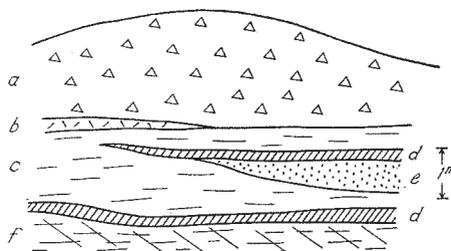
桑古場陶石 かこぼ 有田町南西の桑古場から産するもので、柘榴石流紋岩の変質部の風化したものである。陶石としてはそのうち厚さ約 1m、純白で細粒、緻密の部分が利用されたが、目下休山中である。

大川内山 伊万里市大川内町大川内山にあり、古来陶石産地あるいは窯場として知られている。大川内山部落西方の山腹で、無斑晶流紋岩およびそれに伴う凝灰岩の変質した部分が、陶石および陶土として採取されている。青磁用原石として月 50～60 t 産出される⁴²⁾。

なお陶石産地または窯場として、このほか黒牟田・外尾・応法・上南川良山・広瀬山などが知られている。

III. 4 耐火粘土鉱床⁷⁾

図幅地域の北東隅、調川町白井免(国鉄調川駅の南約 6 km、海拔 300 m の峠附近)には西岳玄武岩類の間に挟まって白色粘土層が発達する。その上部は第 28 図のよう



- a: 中期紋状玄武岩の壤土崩壊
- b: 黄色凝灰岩
- c: 淡紫色凝灰質頁岩
- d: 亜炭(上位のものは厚さ 15 cm, 下位は 30 cm)
- e: 淡緑色軟質凝灰質砂岩
- f: 白色粘土(調川粘土)

第 28 図 調川粘土の上部 国見岳の北々西 2 km の峠の西側の露頭スケッチ

に垂炭・凝灰質泥岩などが発達するが、下部はさぬき岩質安山岩またはその火山碎屑岩が風化したものと思われる粘土層からなる。なおこの一部に、おそらく礫であろうが幅 5 cm のさぬき岩質安山岩⁴⁾が岩脈状を呈して存する。最下部には鉄分が濃集して、葡萄状の褐鉄鉱塊が含まれる。鉱床の分布は広範囲にわたる模様であるが、浜地忠男ら⁷⁾により確認された鉱量は 8,700 t で、耐火度は SK 32 ~ 34、焼締は良好であるが、収縮が多く、粘りは復州粘土の 3 倍に及び、品質はきわめて優秀である。なお本鉱床の沿革は古く、大正 7、8 年頃に約 300 t、昭和 15 年末から 19 年末までに約 900 t、昭和 21 年には 1,000 余 t 産出している。

III. 5 地 迂 り

本図幅地域内には地迂りが多く、各地にその形跡が残っている(第 11 表, 第 29 図)。



第 29 図 地迂り地の分布

第 11 表 本図幅地域内における地汜り地区一覧表

	地 汜 り 地 域	活動開始の 時 期	被 害 そ の 他
1	長崎県北松浦郡今福町今福川上流	明35	} 地形著しく変貌
2	〃 〃 〃 寺上	〃	
3	〃 〃 〃 人形石山北麓	昭26. 2	
4	〃 〃 〃 石倉岳	大11. 8 昭27. 10	昭27. 10 松浦線埋没
5	佐賀県伊万里市東山代町西大久保	昭27. 3	昭32. 7 死者7名
6	〃 〃 〃 平木場	昭26. 2	昭26. 2 死者3名 埋没家屋27戸
7	〃 〃 〃 立岩	大5	} 地形著しく変貌
8	〃 〃 〃 東分	大11. 4	
9	〃 〃 〃 城南麓	明25	
10	〃 〃 〃 峰	昭32. 7	
11	〃 〃 〃 川内野	昭27. 6	
12	〃 〃 〃 辻堂	昭28. 3	
13	〃 〃 〃 大久保	昭26. 8	
14	〃 〃 〃 同南方	?	
15	〃 〃 〃 二里町烏帽子	昭26	
16	長崎県北松浦郡世知原町北川内	?	
17	〃 〃 〃 柚木町相当	?	
18	佐賀県伊万里市黒川町黒塩	明42	現在も徐々に滑動
19	〃 〃 〃 二里町川向	昭25. 6	
20	〃 〃 〃 古子	昭23. 8	
21	〃 〃 〃 萱村	昭23. 8	
22	〃 〃 〃 黒川町花房	大10	
23	〃 〃 〃 南波多町原屋敷	昭31	
24	〃 〃 〃 井手野	昭8	
25	〃 〃 〃 東松浦郡相知町鶴田	昭31. 8	
26	〃 〃 〃 伊万里市南波多町池ノ峠	昭30	
27	〃 〃 〃 松浦町岩野	昭23. 9	
28	〃 〃 〃 北野	昭23	
29	〃 〃 〃 大坪町上古賀	昭28. 6	
30	〃 〃 〃 武雄市武内町上古場	昭28. 6	
31	〃 〃 〃 杵島郡山内村峰巢	昭32. 7	
32	〃 〃 〃 下黒髪	〃	
33	〃 〃 〃 岩口	〃	
34	〃 〃 〃 向七山	昭28	

番号は第 29 図参照

なかでも規模が大きく、古くから滑動している地域として、伊万里湾東岸の黒塩附近および伊万里湾西岸の今福町・山代町附近があげられる。

黒塩の地じりは明治42年頃に滑動が始まっている。最初西方に向かって滑動がおり、西方に開いた半円形の滑落面の外縁線を生じ、その後数回の滑動によってこの滑落面が次第に後退し、現在の地形図に表われるような地じり地形になったものと思われる。地じりの方向は第三紀層の傾斜の方向とほぼ一致している。第三紀層は相の浦層中部の砂岩と泥岩との互層からなり、下部には炭層が存在する。地じりで崩壊した岩塊中には玄武岩塊があるので、地じり以前に第三紀層上あるいは第三紀層中に玄武岩が分布していたものと思われる。地じりによって生じた崩壊土は、その後も随時西方に向かって滑動し、現在の黒塩から伊万里に向かうバス道路は、このために往時の道路よりやや西側に移動している。

この地域は有田川東域のように、第三系上に広大な玄武岩熔岩がのっておらず、地形も低山地である。したがってこの地じりは地質的には第三紀層の地じりであり、形態的には地層自体の運動による継続的な地じりである。

今福町・山代町附近では立岩・東分・城山附近・西大久保・石倉岳附近でしばしば

第12表 山代地じりの被害

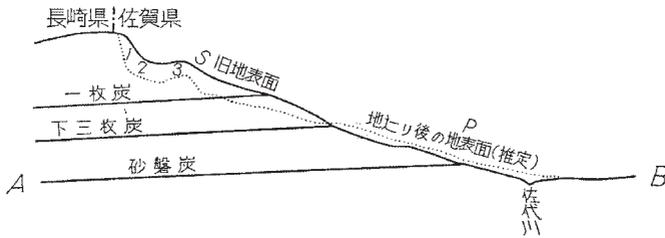
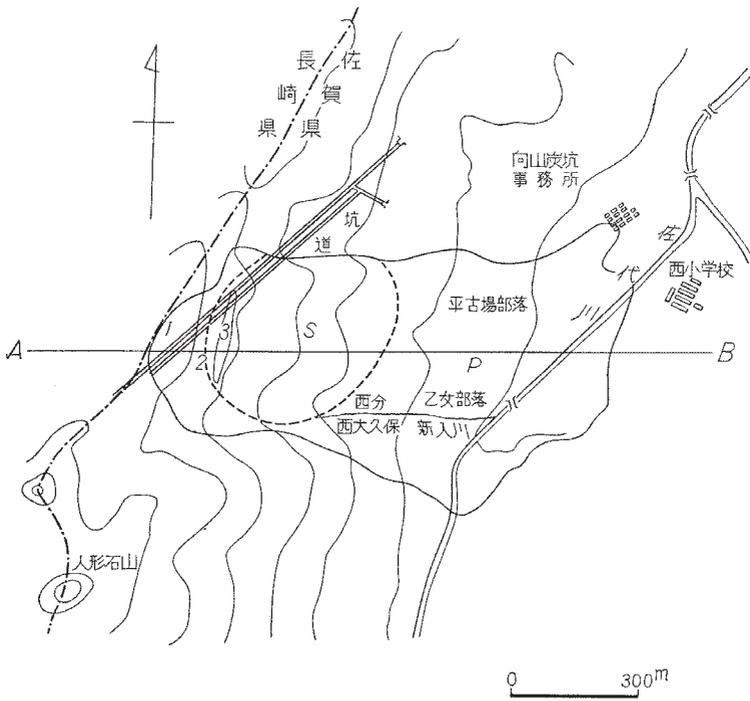
(昭和26年2月)

被害区分	被害面積, 戸数, 人員など
被害面積	53.1 町歩
林 野	14.6 //
水 田	22.0 //
畑	14.4 //
宅 地	2.1 //
家屋その他	
埋没倒壊家屋	27 戸
解体家屋	22 //
罹 災 者	172 人
死 者	3 //
家 畜 被 害	4 頭

(小出博²²⁾による)

地じりが起っている。これらの地域はいずれも玄武岩およびその下位の第三紀層からなり、石炭層を挟むため、現在稼行中であるか、かつて稼行されたところである。

このうちとくに規模の大きいものは、昭和26年2月16日から17日に、人形石山の北東斜面に起ったいわゆる山代地じりで、第12表²²⁾のような被害を生じている。この地じりの前兆は前年の12月7日断層状の崖としてあらわれ、ついで昭和26年2月13日に亀裂が大きくなり16日の大地じりとなった。地じりは山頂部から起り、崩壊した岩塊は土石流となっ



S : 地にり地塊 P : 土石流による荒廢地

第 30 図 山代地にりの平面図と断面図 (小出原図¹⁷⁾)

て乙女部落・平木場部落の大部分を押し流している。この地域は海拔 240m くらいから上は玄武岩熔岩で、その下は第三紀の佐世保層群、おもに福井層の砂岩と泥岩との互層からなっており、ほぼ南北の走向で西方へ 4～5° 傾斜している。地送りによって生じた当時の地形は第 30 図¹⁷⁾ のようであり、地送りは尾根から割れて滑動し、このために地送り地の頭に長さ約 400m、高さ 80m に及ぶ急崖を生じている。この崖にみられる玄武岩と第三系との境からは水が湧出している。崖の東側は地送りによって生じた凹地で、崩壊した玄武岩塊が堆積している。凹地の東は地送りによって傾動した地塊の頭部である。こゝでは樹木が尾根に向かって斜に立ち、地盤が著しく傾動したことを示している。これより下の山腹斜面は崩壊した地塊および土砂の堆積物からなる。滑動した地塊によって押し出された土石流は佐代川を埋めてさらに川に沿って北流し、埋積土砂の厚さは 50m に達したといわれている。地送りの起る前に、とくに著しい降雨もないので、誘因と思われるものははっきりわからない。

昭和 27 年 10 月には、人形石山の北方石倉岳で、北方に向かって滑動した地送りが起きていた。これはさらに昭和 28 年 6 月にも起って大地送りとなっている。地質条件は山代地送り地とほとんど異ならないが、昭和 27、28 年の 2 回にわたりいずれも地送りの前に記録的な大雨があり、これが直接の原因となっているようである。石倉岳附近および人形石山附近は、ともに古くからしばしば地送りのあった地域であり、各地に地割れや陥没が生じている。したがって今後の危険も予想されるので防災対策を講じることが必要であるが、このような大規模な地送りを生ずる本質的な要因がなんであるかを、各地の具体例から調べるのがとくに肝要と思われる。

これらの地送りの原因としては、はっきりしないが、地質的にみれば場合当地域の第三系は側圧による構造運動をうけ、さらに著しい地塊運動をうけていること、有田川流域地域は、伊万里褶曲構造区と世知原盆状構造区との境界にあたっていること、有田川以西の地域の第三系は、莫大な量の玄武岩熔岩の重圧をうけていることなどが考えられる。しかしこのようなことが、直接地送りの発生に結びつくものか否かは今後に残された問題である。

文 献

- 1) 大築洋之助：20 万分の 1 地質図幅「平戸」，同説明書，地質調査所，1917
- 2) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序 (唐津炭田及佐世保炭田の部)，地学雑誌，
Vol, 39, No.463, 464, 1927
- 3) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序 (総括)，地学雑誌，Vol.40, No.468 ~ 472,
1928
- 4) 上治寅次郎：北松浦炭田地質図，同説明書，北松浦南部鉱業会，1938
- 5) 久野 久：肥前西ヶ岳に於ける普通輝石の産状，地質学雑誌，Vol. 45, No.
543, 1938
- 6) Otsuka, Y. : Tertiary Crustal Deformation in Japan (with Short Remarks
on Tertiary Palaeogeography)，矢部教授還暦記念論文集，Vol.
1, 1939
- 7) 浜地忠男・木下章：長崎県日鉄調川鉱業所耐火粘土調査報告，地質調査所速報，
No.22, 1947
- 8) 松下 久道：九州北部に於ける古第三系の層序学的研究，九大理学部研究報告，
地質学之部，Vol. 3, No.1, 1949
- 9) 河野 義礼：本邦産玻璃質岩石の研究，地質調査所報告，No.134, 1950
- 10) 須貝貫二・逆瀬川清丸・古川俊太郎：佐賀炭田三間坂地区調査報告，地質調査
所月報，Vol. 1, No.5, 1950
- 11) Takai, F. : A Summary of the Mammalian Faunae of Eastern Asia and
the Interrelationships of Continents since the Mesozoic, Jap.
Jour. Geol. Geog., Vol. 22, 1952
- 12) 本田 庸夫：地亘及び山崩の形態に就て，九州鉱山学会誌，Vol. 20, No.4, 1952
- 13) Takehara, H. : Stratigraphical Relationship between the Tertiary Sasebo
and Ashiya Groups in Kyūshū, Jour. Earth Science, Nagoya
Univ., Vol. 1, No. 2, 1953
- 14) 斎藤林次・木原敏夫・小玉賢一：唐津炭田北部における芦屋層群と相知層群との
不整合について，地質学雑誌，Vol. 59, No.694, 1953

- 15) 山崎 達雄：唐津炭田の層序，地質学雑誌，Vol. 59, No. 696, 1953
- 16) 長浜 春夫：いわゆる佐世保層群の時代について，地質学雑誌，Vol. 59, No. 695, 1953
- 17) 小出 博：地回り (2)，自然，No.12, 1953
- 18) 斎藤 林次：九州における新第三紀層と古第三紀層との境界について，九州鉱山学会誌，Vol. 22, No. 2, 1954
- 19) 山崎達雄・森永陽一郎：唐津・佐世保両炭田の関係，地質学雑誌，Vol. 60, No. 710, 1954
- 20) 長浜 春夫：佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について，地質調査所月報，Vol. 5, No. 8, 1954
- 21) 佐 賀 県：佐賀県の地質と地下資源，1954
- 22) 小出 博：日本の地回り—その予知と対策—，東洋経済新報社，1955
- 23) 長浜春夫・鈴木泰輔：唐津・佐世保両炭田からの有孔虫化石の産出について，地質調査所月報，Vol. 6, No.1, 1955
- 24) 野田光雄・朱雀智介：芦屋・西彼杵・佐世保3層群の層位関係について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 715, 1955
- 25) 木原 敏夫：唐津炭田の研究 (その 1) —唐津炭田における夾炭層とその海成相について，鉱山地質，Vol. 5, No.18, 1955
- 26) 長浜春夫・鈴木泰輔：唐津炭田杵島地区桃ノ川南部附近地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No.12, 1955
- 27) 沢田秀穂・沢村孝之助・今井功・長浜春夫：5 万分の 1 地質図幅「平戸」，同説明書，地質調査所，1955
- 28) 小林勇・今井功・松井和典：5 万分の 1 地質図幅「呼子」，同説明書，地質調査所，1955
- 29) 沢田 秀穂：佐々川衝動に関する若干の覚書，地質調査所月報，Vol. 7, No. 1, 1956
- 30) 斎藤 林次：本邦諸炭田古第三紀層の諸問題，有孔虫，Vol. 5, 1956
- 31) 松下久道・高橋良平・他 3 名：北九州古第三紀層の地質について，有孔虫，Vol. 5, 1956

- 32) 浅野清・村田茂雄：唐津炭田古第三紀有孔虫 (予報), 有孔虫, Vol. 5, 1956
- 33) 棚井敏雅・尾上亨：佐世保炭田産の化石植物群について (予報), 地質調査所月報, Vol. 7, No. 2, 1956
- 34) 水野 篤行：貝化石による九州北西部古第三系の分帯 (予報), 地質調査所月報, Vol. 7, No. 6, 1956
- 35) 木原 敏夫：唐津炭田の研究 (その 2) 一杵島層と芳谷層 (川古層) との不整合について一, 鉱山地質, Vol. 6, No. 9, 1956
- 36) 小林勇・今井功・松井和典：5 万分の 1 地質図幅「唐津」, 同説明書, 地質調査所, 1956
- 37) 高橋良平・植田芳郎・岩橋徹：杵島層群の研究 (その 2) 一針尾島・早岐・有田周辺の岩相と地質構造について一, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 739, 1957
- 38) 春城清之助・沢村孝之助：5 万分の 1 地質図幅「佐世保」, 同説明書, 地質調査所, 未刊
- 39) 松井 和典：5 万分の 1 地質図幅「勝本・郷ノ浦・芦辺」, 同説明書, 地質調査所, 1958
- 40) 長浜春夫・松井和典：5 万分の 1 地質図幅「蛸ノ浦」, 同説明書, 地質調査所, 1958
- 41) 長浜春夫・松井和典：5 万分の 1 地質図幅「早岐」, 同説明書, 未刊
- 42) 上野三義：佐賀県有田町附近陶石調査報告, 地質調査所月報 (未発表)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

IMARI

Fukuoka, No. 69

By

ISAO IMAI, KŌNOSUKE SAWAMURA

&

TAKASHI YOSHIDA

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

The sheet-map area located in the northwestern end of Kyūshū
comprises the Sasebo and Karatsu coal fields.

The area mapped is composed of Oligocene to Miocene sediments,

Pliocene to Pleistocene volcanic rocks, gravel beds and Alluvium.

The geologic succession is summarized in Table 1.

Tertiary Sediments

Tertiary strata are divided into the Ochi, Kishima and Sasebo groups in ascending order. The Ochi and Kishima groups are considered to be of Oligocene age, and the Sasebo group may assign to Miocene age.

Ochi group

This group composed of brackish and marine deposits, is subdivided into two formations. The lower formation is not exposed in the mapped area, and only the upper formation is distributed in the western part of the area. The latter consists mainly of medium~coarse-grained arkosic sandstone, partially interbedded with thin mudstone or siltstone. Thin coal seam, so-called "Dekiishi", is found in the uppermost part of this formation.

Kishima group

This group is conformable to the underlying Ochi group, and is of marine facies. It is about 1,000 m thick, and subdivided into 8 formations. These formations consist of sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone. On the whole, sandstone is rich in the lower part of the group, but mudstone is predominant in the upper part. These rocks contain many molluscan fossils.

Sasebo group

This group is exposed in the western half of the area mapped, and overlies the Kishima group conformably. It is subdivided into 6 formations comprising marine and brackish sediments. These rocks consist of alternation of thick sandstone and thin siltstone, in which many workable coal seams and several beds of dacitic tuff or tuff-breccia are intercalated. The thickness of this group

Table 1

Area		Northwestern part	Southwestern part	Southeastern part	Northeastern part	Remarks		
Age	Recent							
Quaternary	Pleistocene	Alluvium						
			younger sand & gravel bed		younger sand & gravel bed			
			Imari andesites			←	Andesite	
			Arita rhyolites			←	Rhyolite	
		Nishigatake basalts		Nishigatake basalts		←	Basalt	
		older sand & gravel bed	Nishigatake basalts					
	Neogene	Miocene				Mayuyama hornblende andesite	←	Andesite
						Mayuyama dacite	←	Dacite
			Kase formation				{	Faulting Folding
			Fukui formation				←	Dacitic tuff
Sechibaru formation			Sechibaru formation			←	Dacitic tuff	
Yunoki formation			Yunoki formation			←	Dacitic tuff	
Nakazato formation			Nakazato formation					
Ainoura formation		Ainoura formation						
				Ainoura formation	Ainoura formation			
Paleogene		Oligocene		Hatatsu shale	Hatatsu shale	Hatatsu shale		
			Hatatsu sandstone	Hatatsu sandstone	Hatatsu sandstone			
					Komanaki sandstone	←	Rhyolitic tuff	
			Yukiaino sandstone	Yukiaino sandstone	Yukiaino sandstone			
			Hotokenohara siltstone					
			Haruake tuff	Haruake tuff	Haruake tuff	←	Rhyolitic tuff	
			Sari sandstone	Sari sandstone	Sari sandstone			
			Kishima formation	Kishima formation	Kishima formation			
Ochi g.			Yoshinotani formation	Yoshinotani formation				

↑
Peneplanation

attains to 1.500 m.

Geologic structure of the Tertiary system

In the eastern part of this area, a minor folding structure develops, but in the western half, the eastern wing of a large basin structure develops. The minor folding structure has many domes and basins, the axes of which have a general trend of NNE-SSW. Strata gently dip towards the eastern wing of the large basin structure, and are nearly flat in the central part. These folding structures of this region are cut by many faults. They have the direction of NW-SE or E-W. A few faults of them cut the Nishigatake basalts, but most of them are covered by the basalt flows.

Volcanic rocks from Pliocene to Pleistocene

The first stage of the volcanic activity began with eruptions of the Mayuyama dacite and hornblende andesite. At the next period, the Nishigatake basalts were piled up intercalating the older gravel bed at the lowest part of them, and constructed a shield volcano of a large scale probably over the Mayuyama volcanics. Following this, the central part of the shield volcano caved down and after the deposition of rhyolitic tuff, the Arita rhyolite and Imari andesites erupted out the caved basalts.

Mayuyama dacite is a porphyritic biotite-hornblende dacite. It occurs as intrusive sheets or domes in the Tertiary sediments and rarely covers the sediments as lava flow.

Mayuyama hornblende andesite covers the Mayuyama dacite, and occurs as lava flows with no intercalations of pyroclastic rock. Each of lava flows is 40 m or less in thickness.

Nishigatake basalts are a member of the so-called Circum Japan Sea Alkaline Province, though they are composed of not only trachytic basalts, but also siliceous basalts. There is no regularity in the distribution of both types of basalts. They are the alternation of porphyritic and non-porphyritic facies and are subdivided into 5 members.

The older gravel beds intercalated in the lower part of the Nishigatake basalts contain characteristic fossils lived in the shallow sea.

Arita rhyolites consist of pyroclastics and many lava flows. At first, pumice flow and garnet rhyolite lava flow formed a table land (200-250 m high). Then on the table, alternation of non-porphyrific rhyolite and its pyroclastics formed the semicircular ridge (518 m high).

Finally, many domes and short dikes of hornblende rhyolite were built. On the margin of thick lava or dome, and in contact with the pyroclastics, black- or white-colored obsidians show rapid cooling phenomenon.

Imari andesites cover the Arita rhyolites, and construct of semicircular ridge (559 m high). At the center of the circle, a thick bed of volcanic breccia of hypersthene-olivine andesite well develops. The upper part is composed of thin lava flows of hypersthene dacite. These lavas always contain minor fragments of basalts. At the base of the andesites, gravel bed is found in the restricted area.

Alluvial deposits are composed of sand, gravel and clay developed along rivers and the coast of Imari bay.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal In this area, main coal seams are found in the Sasebo group. Five coal seams in the group are being worked at many places. The states of these coal seams and their names are shown in Table 2.

Besides them, a few coal seams of the Ochi group are being worked at the Tachikawa coal mine in the northeastern corner of this area.

Gold ore It is reported that in old times, net-worked gold-bearing quartz vein was worked near Arita. But now abandoned.

Pottery stone Pottery stone is found in the hydrothermally

altered part of the Arita rhyolites. The scale of the deposits in this area is not so large.

Fire clay Fire clay is found at the northwest end of the sheet-map area. It is the weathered part of basaltic tuff.

Table 2

		Name of mine		Mukai-yama mine	Kubara mine	Matsu-ura mine	Yunoki mine	Kunimi mine
		Name of coal seam						
Sasebo group	Kase f.	←	Fukui-ichimai	0.36				
	Fukui f.							
	Sechi-baru f.	←	Sunaban	0.36		0.33		
	Yunoki f.	←	Matsuura-Sanjaku		0.60	0.96		
	Naka-zato f.	←	Yunoki-Sammai				0.40~ 0.60	
	Aino-ura f.	←	Ose-goshaku					0.72

Numbers mean thickness (m) of the working coal seams.

f : formation

昭和33年12月15日印刷

昭和33年12月20日発行

著作権所有 工業技術院
地質調査所

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

IMARI

(Fukuoka - 69)

By

ISAO IMAI, KŌNOSUKE SAWAMURA

&

TAKASHI YOSHIDA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1958