

55(522.8)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第54・55号

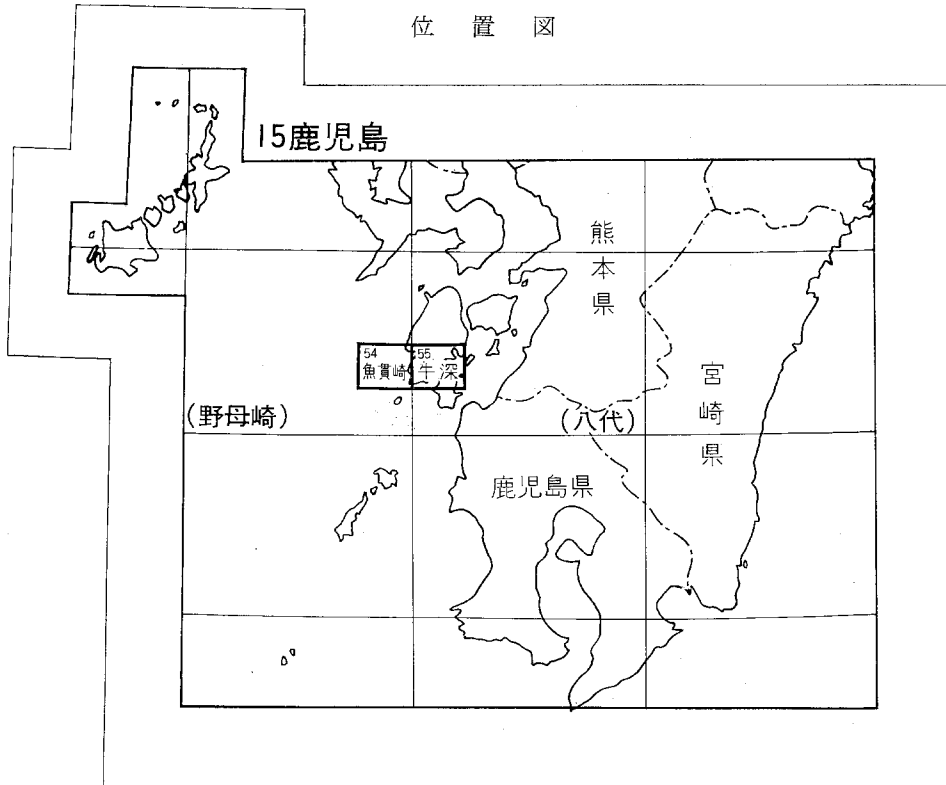
魚貫崎及び牛深地域の地質
(阿久根地域の一部を含む)

高井保明・佐藤博之

昭和57年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 先白亜系	7
III. 1 中瀬変斑れい岩	8
III. 2 長崎変成岩類	13
III. 3 貫入岩類	17
III. 3. 1 花崗岩ペグマタイト	17
III. 3. 2 角閃石斑れい岩	17
IV. 上部白亜系	17
IV. 1 御所浦層群	18
IV. 1. 1 Gb 層	18
IV. 1. 2 Gc 層	19
IV. 1. 3 対比と地質時代	20
IV. 2 姫浦層群	20
IV. 2. 1 H _A 層	21
IV. 2. 2 H _a 層	22
IV. 2. 3 H _b 層	24
IV. 2. 4 H _c 層	25
IV. 2. 5 H _d 層	25
IV. 2. 6 H _e 層	27
IV. 2. 7 H _f 層	28
IV. 2. 8 H _g 層	29
IV. 2. 9 対比と地質時代及び堆積環境	32
V. 古第三系	34
V. 1 赤崎層群	34
V. 1. 1 赤崎層	34
V. 2 下島層群	39
V. 2. 1 福連木層	39
V. 2. 2 志岐山層	45
V. 2. 3 砥石層	47
V. 3 坂瀬川層群	49
V. 3. 1 一町田層	49

V. 3. 2 魚貫層	49
V. 3. 3 二江層	51
V. 3. 4 鬼池層	51
V. 3. 5 対比と地質時代	53
VI. 重鉱物組成	53
VI. 1 上部白亜系	53
VI. 2 古第三系	53
VI. 2. 1 下島層群	53
VI. 2. 2 坂瀬川層群	53
VII. 地質構造	55
VII. 1 概説	55
VII. 2 褶曲構造（前期）	55
VII. 3 北西-南東方向断層群（後期）	57
VII. 4 重力調査の結果と地質構造との関係	57
VIII. 貫入岩類	58
VIII. 1 流紋岩	59
VIII. 2 ひん岩	59
VIII. 3 玄武岩	60
IX. 長島火山岩類	61
IX. 1 溶結凝灰岩	62
IX. 1. 1 牛深溶結凝灰岩	62
IX. 1. 2 鳴瀬鼻溶結凝灰岩	63
IX. 2 茅屋層	65
IX. 3 宮之浦層	67
IX. 4 小浜安山岩	67
IX. 5 行人岳安山岩	69
IX. 6 貫入岩類	70
IX. 7 火山岩の化学組成	70
X. 第四系	73
X. 1 海岸段丘堆積物	73
X. 2 沖積層及び埋立土	73
XI. 応用地質	74
XI. 1 石炭	74
XI. 2 陶石	76
XI. 3 採石	77

文献	78
Abstract	83

図・表・図版目次

(* 写真)

第1図	長島北部の航空写真*	3
第2図	行人岳西方のリニアメント	4
第3図	地質略図	5
第4図	地質総括図	6
第5図	沖の瀬から中瀬を望む*	8
第6図	中瀬変斑れい岩*	12
	a. 岩相 I 中瀬	12
	b. 岩相 II 沖の瀬	12
第7図	天草下島西端地域の地質概念図と断面図	14
第8図	長島北部薄井海岸のH _A 層*	22
第9図	長崎北部薄井海岸のH _A 層泥質細粒砂岩中の <i>Inoceramus</i> の産状*	22
第10図	牛深市久玉町大の浦海岸におけるH _c 層*	25
第11図	牛深市久玉町勝崎におけるH _e 層*	27
第12図	天草町小高浜南東海岸におけるH _f 層*	28
第13図	牛深市東方赤島におけるH _f 層*	28
第14図	上部白亜系柱状図	30
第15図	赤崎層分布図	34
第16図	古第三系基底柱状図	36
第17図	長島北部地質図	37
第18図	長島北部薄井における上部白亜系と古第三系との不整合*	38
第19図	伊唐島北端目吹鼻における上部白亜系と古第三系との不整合*	38
第20図	牛深市久玉町明石岬における上部白亜系と福連木層との不整合*	40
第21図	牛深市久玉町明石岬における福連木層基底礫岩*	40
第22図	牛深市久玉町明石岬北対岸における福連木層下部*	40
第23図	牛深市下須島黒崎南方における福連木層下部の含礫粗粒砂岩*	42
第24図	第23図より上位のシルト岩*	43
第25図	牛深市二浦町坊主瀬における福連木層下部の含礫粗粒砂岩*	43
第26図	<i>Nummulites discocyclina</i> の密集する石灰質団塊*	44
第27図	<i>Nummulites</i> の密集する石灰質団塊*	44
第28図	<i>Colpospira</i> の密集する石灰質細粒砂岩*	45

第29図	牛深市久玉浦西岸における志岐山層*	46
第30図	牛深市辰ヶ越における砥石層最上部の粗粒砂岩*	48
第31図	牛深市辰ヶ越東方100mにおける砥石層中の砂岩頁岩互層*	48
第32図	牛深市辰ヶ越西海岸における魚貫層下部の頁岩層*	50
第33図	古第三系柱状図	52
第34図	ZGTダイヤグラム	51
第35図	層序とZGの関係	54
第36図	地質構造図(その1)	55
第37図	地質構造図(その2)	56
第38図	天草周辺における等重力線図	58
第39図	牛深市下須島下ノ倉における玄武岩*	60
第40図	牛深溶結凝灰岩降下火砕堆積物の柱状図	62
第41図	鳴瀬鼻溶結凝灰岩の降下火砕堆積物*(長島町棧敷瀬)	63
第42図	鳴瀬鼻溶結凝灰岩*(長島町鳴瀬鼻)	64
第43図	東町辰の鼻における長島溶結凝灰岩の斜方輝石の屈折率 γ とEPMAによる100Fe/(Mg+Fe+Ca)	64
第44図	宮之浦層*	66
	a. 牛深溶結凝灰岩を覆う宮之浦層の火山角礫岩(牛深市法ヶ島)	66
	b. 鳴瀬鼻溶結凝灰岩を覆う宮之浦層の火山角礫岩(長島町松ヶ崎)	66
	c. 火山角礫岩と火山礫凝灰岩(長島町蔵之元)	66
	d. 火山角礫岩中の細粒凝灰岩(東町宮之浦南)	66
第45図	小浜安山岩*	68
	a. 小浜川右岸の採石場	68
	b. 板状節理に沿って風化した安山岩溶岩(長島町管原)	68
第46図	長島火山岩類の $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図	72
第47図	長島火山岩類の $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 図	72
第48図	長島火山岩類のノルムAn-Ab-Or図	72
第49図	長島火山岩類のTotal FeO-MgO-($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)図	72
第50図	牛深港付近の変遷図	73
第51図	炭層対比図	75
第52図	主要炭層炭柱図	76
第1表	沖の瀬における中瀬変斑れい岩岩相IVのK-Ar年代	9
第2表	中瀬変斑れい岩の化学組成	10
第3表	中瀬変斑れい岩岩相IIの斜長石の化学組成	10
第4表	中瀬変斑れい岩の角閃石の化学組成	11

第5表	中瀬変斑れい岩のざくろ石の化学組成	13
第6表	中瀬変斑れい岩の白雲母の化学組成	13
第7表	天草下島における長崎変成岩類中の種々の斑状変晶に含まれる微粒鉱物の組合せ	15
第8表	天草下島における長崎変成岩類中に観察された主要地質事象5ステージごとの鉱物組合せ	16
第9表	天草下島地区上部白亜系及び下部古第三系対比表	17
第10表	玄武岩の化学組成	61
第11表	鳴瀬鼻溶結凝灰岩の造岩鉱物の化学組成	65
第12表	長島火山岩類の化学組成	71
第13表	石炭分析表	74
第14表	小迫鉍体の変質岩の鉱物組成	76
第15表	変質岩の化学組成・みかけ比重及び耐火度	77
第I図版	1 中瀬変斑れい岩 岩相I	
	2 中瀬変斑れい岩 岩相II	
第II図版	1 中瀬変斑れい岩 岩相III	
	2 中瀬変斑れい岩 岩相IV	
第III図版	姫補層群産 <i>Inoceramus</i>	
第IV図版	福連木層産巻貝化石	

魚貫崎及び牛深地域の地質 (阿久根地域の一部を含む)

高井保明*・佐藤博之**

本地域地質研究報告は5万分の1「魚貫崎」及び「牛深」の両地域からなる。報告は説明の便宜上両地域を一括した上、南隣「阿久根」図幅地域内の下須島についても記載した。天草地域の白亜系及び古第三系は、高井が昭和24年から38年にわたる石炭調査研究に基づいたものであり、坊城俊厚元技官¹⁾の協力を得た。昭和55年に、佐藤が主に長島地域と中瀬の調査を担当した。

この報告書を取りまとめるに当たって、三菱鉱業セメント株式会社山本信一氏及び東京大学速水格教授は「鹿児島県獅子島の白亜系」(山本・速水, 1971)からの引用を許可され、九州大学浦田英夫教授は未発表図版掲載の御好意をいただいた。三氏に対し、厚く御礼を申し述べる。

九州大学松本達郎名誉教授は上部白亜系の化石について、浦田英夫教授及び燃料部福田理技官は古第三系始新統の有孔虫化石について同定の労を取られ、そのほか九州大学故松下久道名誉教授・鹿児島大学波多江信広名誉教授・九州大学高橋良平教授・同山口勝教授・同小原浄之介教授・同宮地六美助教授及び同三木孝博士には種々有益な討論をいただいた。白亜系の二枚貝化石については高知大学田代正之博士また古第三系貝化石については海洋地質部水野篤行技官に負う所が大きい。

また、変成岩類のとりまとめに当たっては、山口大学猪木幸男教授、地質部服部仁・奥村公男両技官、海洋地質部湯浅真人技官の教示を受けることが多かった。海洋地質部水野篤行技官は、20万分の1地質図幅「野母崎」の調査に際し採取した変成岩と化学分析値を提供された。岩石の化学分析は技術部川野昌樹技官に、石炭の分析は同部永田松三・橋本健臣両技官による。EPMA薄片の製作は、技術部大野正一・宮本昭正両技官によるものであり、EPMA分析に当たっては、当所において研修中であった科学技術庁無機材質研究所小須田幸助技官の協力を得た。斜方輝石の屈折率の測定は、環境地質部遠藤秀典技官によるものであり、地形の項については同部山崎晴雄技官に教示を多く受けた。また、顕微鏡写真は総務部正井義郎技官によった。鹿児島県出水郡東町には調査に際して種々便宜をはかっていただいた。

上記の方々及び当局に対し、厚く謝意を捧げる。

1. 地 形

魚貫崎及び牛深図幅地域は、西半部を占める天草下島^{しもしま}と東半部を占める長島^{ながしま}及び獅子島^{ししじま}諸島からなり、いずれの諸島も大小の湾入に富み海岸線は複雑な地形を呈している。天草下島はそのほぼ中央部を河浦町一^{いっつらうど}町田から牛深市魚貫町にかけて北東から南西に延びる低地帯(海拔100m以下)と、その東西両側にほぼこの低地帯と並行する山体(海拔300-400m)とからなり、更に東海岸沿いの半島部にはもう1列の山体(海拔200-300m)が走っている。これらの北東-南西方向は地層の一般の走向にほぼ一致している。なお中央部の低地帯は主として頁岩層及びシルト岩層からなる古第三系の志岐山層^{しきやま}及び魚貫層から構成されており、山体部は上部白亜系のHg層及び古第三系の砥石層^{といし}の礫岩・砂岩類から

*元九州出張所(昭和57年1月4日死去) **地質部

1) 元燃料部、現在国際協力事業団

構成されている。羊角湾以北の上部白亜系は地層の走向がほぼ南北となり、山体の方向もそれと一致している。

河川としては河浦町を流下して羊角湾に注ぐ一町田川以外には見るべきものがない。この川の下流地域には小範囲の沖積平野が認められる。

なお天草下島西海岸は天草灘に面し、波浪のため浸食され、高さ100m前後の断崖を形成している。

図幅地域東部には長島北部から諸浦島・獅子島にかけて多くの小島嶼が、ほぼ地層の走向と同じく北東—南西に配列し、東隣水俣図幅地域内の御所浦島に至る。これらの島も北東—南西に延びる形状を示しており、獅子島では海拔393mの七郎山が最も高い。

長島はその北半部が本図幅地域に属している。南半部は数個の火山体があり複雑な地形を示すが北半部は比較的単調である。すなわち、全体として南高北低の地形を呈し、行人岳が最高で海拔394mを示す。これは長島北部の最末期の溶岩からなる山体である。それ以外の上部白亜系と古第三系を覆う火山岩類は、下位の火山砕屑岩を主とする部分と、上位の溶岩からなるが、溶岩がほぼ海拔200mの平坦な面を形成している。

西方の天草灘に面する所では、北端の大江付近に長崎変成岩類が分布し、更に海上には白亜系からなる小ヶ瀬・桑島・大島などがある。

大島の南西西方約1-2kmにある中瀬と沖の瀬は堅硬な変斑れい岩からなる場所であり、それぞれ10数個の散在する小島や岩礁からなる。最高点は中瀬で34m、沖の瀬で20mである。この付近から下須島にかけての海底は極めて浅く、“瀬”とつけられた小島嶼が散在している。沖の瀬から更に700m沖合に鯨落があり、これも変斑れい岩からなると思われるが確認出来なかった。

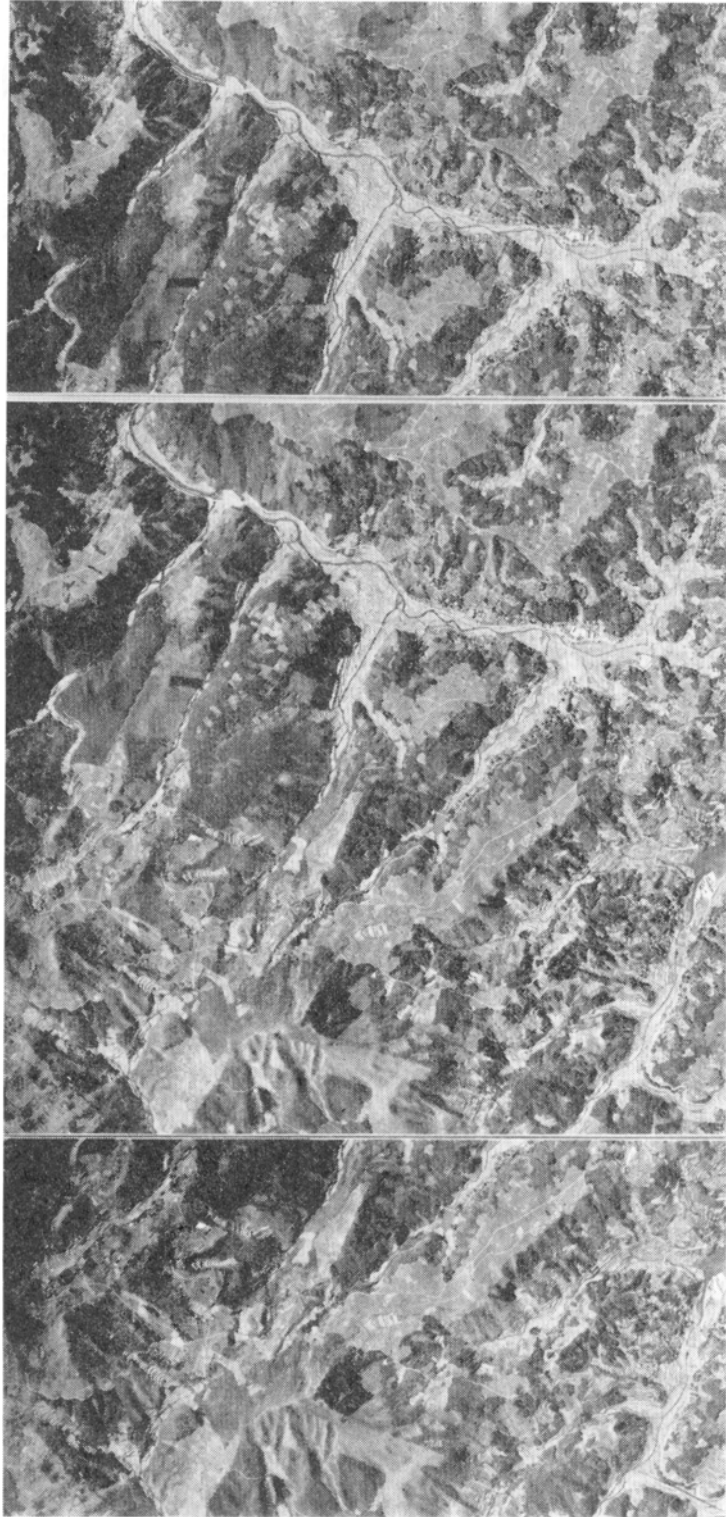
リニアメント 活断層研究会（1980, p. 300・301）は長島に長島西断層と長島断層群とを記載している。

長島西断層はほぼ小浜川に沿って北北東—南南西に走り、その確実度はI、活動度はCと記され、逆断層と推定されている。長島断層群は行人岳から東方に、北東—南西方向に走る4本の断層で、確実度III、活動度の記載なく、直線上谷によって表わされるとされている。

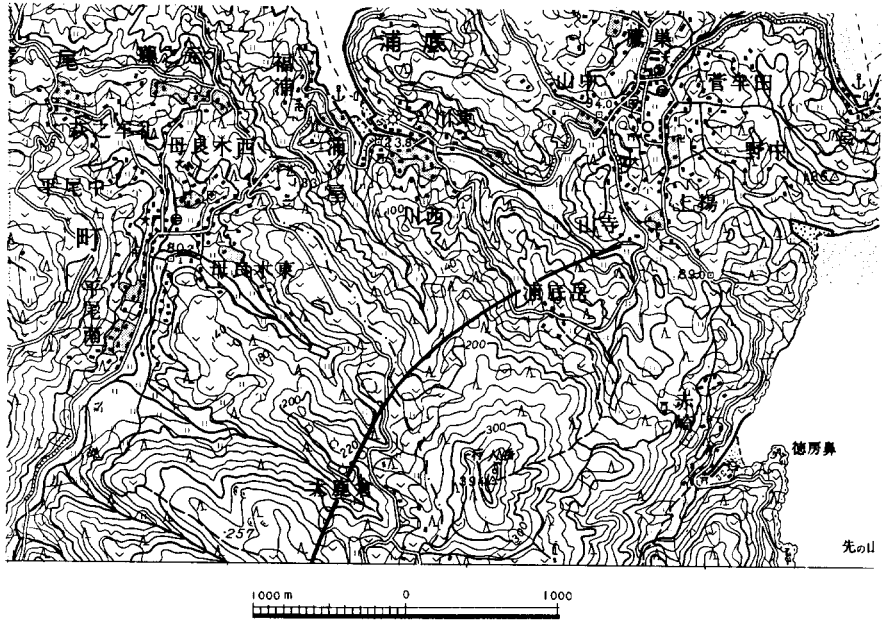
第1図に行人岳を含む地域の航空写真を示した。

低断層崖の形態をなし、山麓扇状地面が切断されていると云う長島西断層は、小浜川の左岸を走るはずであるが判然としなく、この記載は、小浜川西岸の小浜安山岩による地形差として説明出来そうである。南隣阿久根図幅地域で郷式—長畑—平双津へと延びる線では、東西に走る山稜がくびれたり、直線状谷に一致するようであるが、活断層とまで言い切れない。長島断層群は、東側の3本は直線状谷によって示される。図示された最も西側の、行人岳山頂約400-500m西側を走ると言う断層線は、これも判然としない。

リニアメントとしては行人岳西方約1kmの犬倉鹿から北北東へ走り、更に湾曲して浦底岳から山寺に至るものが認められる。これが活断層であるかはまだ分らない。



第1図 長島北部の航空写真 (KU-64-6Y, C-18-6・7・8)



第2図 行人岳西方のリニアメント (国土地理院発行5万分の1地形図「牛深」)

II. 地質概説

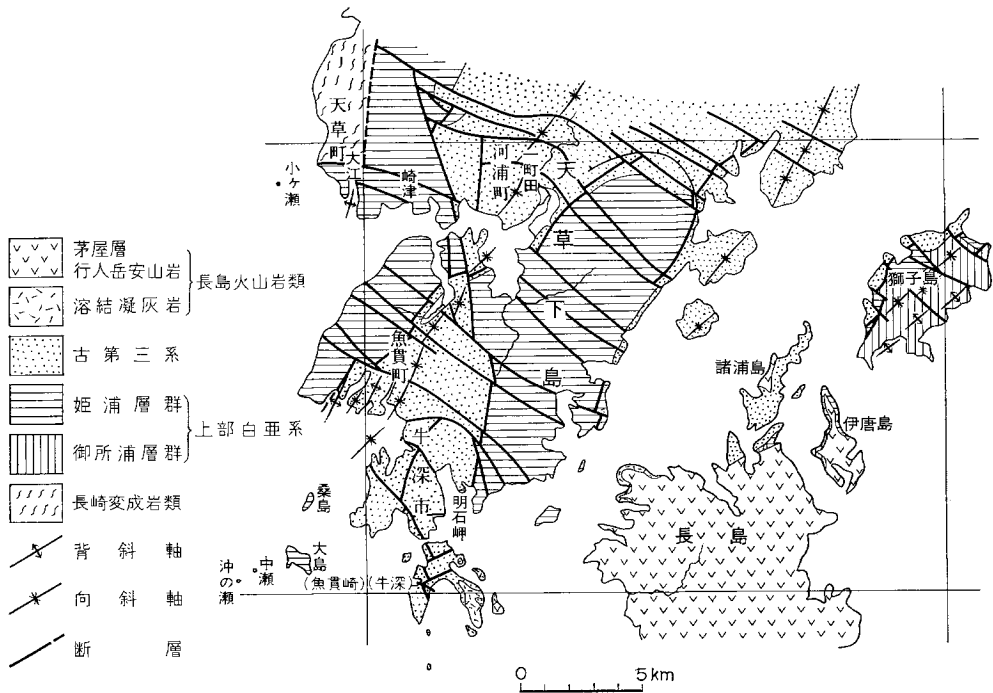
「魚貫崎」及び「牛深」図幅地域は九州中央西端部に位置し、ここに発達する地質系統は、北西端及び南西端に先白亜系の変成岩類が見られる以外は、主として上部白亜系及び古第三系からなる。天草下島南端及び南東部の長崎北部には、上部白亜系及び古第三系を不整合に覆う、鮮新世末期から更新世前期の火山岩類が分布する。上部白亜系及び古第三系を貫いて、流紋岩・ひん岩・玄武岩などの岩脈が見られる。これらの中、流紋岩は中新世中期の活動が放射年代決定で知られているが、玄武岩はあるいは鮮新世末期の活動によるかも知れない。

本図幅地域の地質略図を第3図に、地質総括図を第4図に示す。

先白亜系である変成岩類は、図幅地域北西部に長崎変成岩類が、南西海上に小島嶼をなして中瀬変斑れい岩がある。長崎変成岩類は、西九州において西彼杵半島—野母半島—天草下島と続く西彼杵帯（磯見ほか、1971）に分布する結晶片岩類であり、大部分が黒色片岩で、一部緑色片岩・石英片岩を伴っている。長崎変成岩類には、花崗岩ペグマタイトと角閃石斑れい岩が貫いている。

九州西端地域に散在する変成岩類については、昔から多くの見解が述べられて来たが、近くは広川（1976）が、長崎付近の結晶片岩を三波川帯の延長であるとした。最近 HATTORI and SHIBATA (1982) は西彼杵帯の岩石についての年代測定、構造地質学的考察の結果、西彼杵帯は三郡変成帯と唐津炭田を主とする地帯の下で互に結びついていると解釈した。

長崎変成岩類の研究が進むにつれて、野母半島や天草下島西方海上に変斑れい岩が存在し、その角閃



第3図 地質略図 () 図順名

石の中に4.5億年と言う古い年代を示すもののあることが判明した。この変斑れい岩は猪木ほか (1976, a・b) によって本州地向斜の基盤をなす可能性が指摘され西肥構造帯の提唱がなされた (猪木ほか, 1976a・b; 1979)。

本図幅地域南西部の天草下島南西海上の中瀬変斑れい岩は、緑れん石及び角閃石を主とする岩石である。その角閃石の K-Ar 年代は、 $122 \pm 6\text{Ma}$ であったが、野母半島や下島西方海上の変斑れい岩との関連を重視し、本図幅地域における基盤をなすものとした

上部白亜系は下部の御所浦層群と上部の姫浦層群とからなり、御所浦層群は獅子島から長島北部にかけて分布し、姫浦層群は天草下島に広く分布している。

御所浦層群は砂岩・シルト岩の互層で、下部のG_b層と上部のG_c層とに2区分される。全層厚は約800mで、宮古統最上部—ギリアーク統に対比されるであろう。

姫浦層群は礫岩・砂岩及びシルト岩の互層で、下部からH_A—H_g層に8区分され、全層厚は3,700m以上に達する。浦河統上部—ヘトナイ統下部階 (上部も一部) に対比されるであろう。

古第三系は下部から赤崎層群、下島層群及び坂瀬川層群に3大別される。

赤崎層群は獅子島西部から長島北部にかけて北東—南西方向に分布し、天草下島地域には分布しない。全層厚は120-220mである。

礫岩・粗粒砂岩及び泥岩の互層で、特徴的に紫赤色頁岩が挟在する。

赤崎層群は恐らく晩新世—始新世前期の堆積と考えられ、下位の上部白亜系との関係は不整合である。

時 代		地 層		備 考	
第 四 紀	完新世	沖積層及び埋立土		安山岩岩脈	
	更新世	海岸段丘堆積物			
		長島火山岩類	行人岳安山岩		陶石鉱床 ひん岩・玄武岩・流紋岩 褶曲・断層 13.3±0.6Ma.
			小浜安山岩		
宮之浦層					
新第三紀	鮮新世	茅屋層	陶石鉱床 ひん岩・玄武岩・流紋岩 褶曲・断層 13.3±0.6Ma.		
		牛深溶結凝灰岩 鳴瀬鼻溶結凝灰岩			
古 第 三 紀	始新世	坂瀬川層群	鬼池層	石 炭	
			二江層		
			魚貫層		
			一町田層		
		下島層群	砥石層		
			志岐山層		
			福連木層		
	始新世前期 — 晩新世	赤崎層群	赤崎層	不整合(褶曲・断層)	
後 期 白 亜 紀	ヘトナイ世	姫浦層群	Hg層	断 層	
			Hf層		
			He層		
	Hd層				
	Hc層				
浦河世	Hb層				
	Ha層				
ギリヤーク世	御所浦層群	Gc層			
		Gb層			
先 白 亜 紀	長崎変成岩類		断 層 角閃石斑れい岩 花崗岩ベグマタイト		
	中瀬変斑れい岩				

第4図 地質総括図

下島層群は下部から^{ふくれぎ}福連木層、志岐山層及び砥石層に3大別され、天草下島中央部に広く分布し、一部下島東海岸に分布する。

礫岩・砂岩及びシルト岩等の互層で、福連木層と志岐山層とは公海成堆積層であるが、砥石層は無煙炭層を含み瀬海域ないし三角洲成堆積層である。全層厚は2,000-2,300mである。福連木層は天草下島地域では下位の上部白亜系とは不整合関係で接している。

坂瀬川層群は下部から一町田層、魚貫層、二江層及び^{おにいけ}鬼池層に4大別される。河浦町一町田付近及び牛深市北西部に分布している。二江層を除いて全般的に公海成の堆積層で、全層厚は1,300m以上で

ある。

下島層群及び坂瀬川層群は始新世の堆積層で、最上部はあるいは漸新世前期に及んでいるかも知れない。

上部白亜系及び古第三系は天草下島地域においては、ほぼ中央部を北東から南西に走る一町田向斜軸を中心としてその東西両翼に分布し、東翼部には更に走向断層を含む1背斜・1向斜が認められる。全体的に中程度の褶曲構造が発達し、局部的には地層の転倒が見られる。断層には地層の走向方向のものと、褶曲軸を切って北西—南東方向に並走する多数の断層とが認められる。

長島北部から獅子島にかけての地域も、ほぼ天草下島と同様の褶曲及び断層が認められる。

中新世中期には流紋岩・ひん岩・玄武岩などが、白亜系と古第三系を貫き、流紋岩はその後熱水変質で陶石化された。

長島火山岩類は長島を中心として、その周辺島嶼に分布する。これは熊本県と鹿児島県の県境において、矢筈岳・鬼岳・国見山などを構成する広大な肥薩火山区の火山岩類（山本，1960）の一部をなすもので、鮮新世末期から更新世前期の間に噴出したものと考えられる。長島火山岩類は白亜系と古第三系を不整合に覆っている。本岩類の分布する地域は、仏像線が出水—阿久根付近で屈曲する地点の北側に当たり、仏像線北側の中生層から古生層は全く見られないが、恐らく本岩類の地下は地質構造的にも複雑を極めていものと予想される。

長島火山岩類は下位から溶結凝灰岩（牛深溶結凝灰岩と鳴瀬鼻溶結凝灰岩）・茅屋層・宮之浦層・小浜安山岩・行人岳安山岩からなる。

溶結凝灰岩は、天草下島南端下須島に分布するのを牛深溶結凝灰岩、長島北海岸に分布するのを鳴瀬鼻溶結凝灰岩と呼ばれる。それぞれ下底部に降下火山砕屑物を伴う。

茅屋層は長島茅屋付近に狭少に分布する酸性砕屑物を主とする地層である。

宮之浦層は主に長島・諸浦島・伊唐島に広く分布し、直接上部白亜系や古第三系を覆うこともある。火山角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩からなり、溶岩を伴うことがある。緩やかに南へ傾斜する。長島西海岸において断崖を作ることが多く、よく観察される。

小浜安山岩は宮之浦層を覆い、比較的平坦な台地を形成することが多い。西海岸の明神から南では海岸に崖を作る。

行人岳安山岩は下位の火山角礫岩と上位の溶岩とからなり、溶岩には角閃石斑晶が含まれる。

安山岩岩脈が数ヶ所に認められる。

第四系の海岸段丘堆積物は天草下島の乗田^{のりた}付近に狭少に分布するのみで、その高さは約30mである。

沖積層は各河川沿いにわずかに認められ、一町田川・亀浦・牛深付近には埋立地があり、前二者は少なくとも大正時代以前にさか上る。

Ⅲ. 先 白 亜 系

本図幅地域の西北部に黒色片岩を主とする変成岩類が露出している。これは天草下島中部西海岸に南北約7.5km、東西約2kmにわたって露出する変成岩類の南半約4分の1に当たるものである。

北九州西端においては西彼杵半島—野母半島—天草下島に分布し、結晶片岩で特徴づけられる西彼杵帯と、西に接して花崗岩—接触変成岩で特徴づけられる相の島帯とに区分される（礧見ほか、1971）。本図幅地域の結晶片岩は納富（1930）によって詳しく記載されたが、名称としては橘（1955）が西彼杵半島と野母半島の結晶片岩を一括して長崎変成岩類と呼んだ後に、唐木田ほか（1969）が本図幅地域の天草下島の結晶片岩もそれに加えることとした。

本図幅地域の長崎変成岩類については、服部・礧見（1976）によって詳しく報告され、それによって西方海上約1kmの沖合²⁾大ヶ瀬に斑れい岩複合岩体があることが判明し、「大ヶ瀬はんれい岩複合岩体」と名付けられた。

ほぼ同時に猪木ほか（1976a, b）は、野母半島の変斑れい岩の角閃石が4.5億年の古い年令を示すこと、この変斑れい岩が変成岩片をとり込み、幾つかの岩相の異なる岩石を含む複合岩体であることを記述して、これに「野母変はんれい岩複合岩体」の名を与えると共に、これが本州地向斜の基盤をなす可能性を指摘し、前述の大ヶ瀬はんれい岩複合岩体を含めた西肥構造帯の存在を予想した。このことは猪木ほか（1979）によって更に詳しく考究されている。

1977年、水野ほかは、天草下島の南西端にある中瀬^{なかんせ}と沖の瀬に変斑れい岩のあることを報告した。今回の調査によって、この変斑れい岩の詳しい資料が得られたために、中瀬変斑れい岩と名付けて記載すると共に、長崎変成岩類とそれに伴う貫入岩類については、大部分を服部・礧見（1976）に従って記述することとする。

III. 1 中瀬変斑れい岩

中瀬は、天草下島の南西にある大島（姫浦層群のHa・Hb層からなる）の西方約1km、約300mの



第5図 沖の瀬から中瀬を望む

2) 北隣高浜図幅地域内にある。

範囲に散在する大小10数個の瀬であり、最高点は海拔34mである。沖の瀬は更に西南西約1kmにある瀬で、その最高点は海拔20mであり、共に変斑れい岩からなる。水野ほか（1977）は大島の白亜系との間を断層で示しており、大江付近の長崎変成岩類との間の様に、本岩も白亜系とは断層関係にあるものと考えられる。

変斑れい岩には片理が発達するが、中瀬と沖の瀬の間には片理の走向傾斜において地質図に示された様な大きな差があるので、両者の間にも相当の構造差があるろう。

本岩は以下の岩相からなる。

岩相Ⅰ 角閃石・緑れん石・斜長石・ざくろ石、少量の白雲母・金紅石・石英・針鉄鉱を伴う。

中瀬及び沖の瀬に見られる。片理は弱く、全体に青緑色を示し、白色の石英—曹長石の脈やプールの多く見られる。鏡下では虫喰い状の斜長石が存在し、斑れい岩の組織をもっとも良く残している。

角閃石は径0.2-0.5mmの大きさのものと、1.5-2.0mmの斑状変晶を示すものがあり、斑状変晶は緑れん石及び金紅石を包有する。Zは淡青緑色を示す。緑れん石は0.2-0.4mmで、まれに1.0mmに達する。ざくろ石は直径0.2-2.0mmでグロシュラー成分を20%前後含むパイラースパイトであり、緑泥石化することが多い。斜長石は石英—曹長石脈をなす清澄なものと、4.0mmに達する汚濁したものがある。汚濁したものは絹雲母を包有し、樹枝状に微細な鉱物（緑れん石？）が生成している。アルバイト双晶がうかがわれるが、その双晶面はしばしば湾曲する。An成分は通常20-45で曹長石の部分も同一結晶内に認められる。清澄な斜長石はAn2-10である。緑れん石の量比において多少の変動はあるが、それ以下の鉱物は岩相Ⅱと大きな変わりはない。

各岩相の角閃石・ざくろ石・白雲母の化学組成を第3表以下に示す。

岩相Ⅱ 角閃石・緑れん石・斜長石・ざくろ石、少量の白雲母・金紅石・針鉄鉱を伴う。

この岩相は中瀬変斑れい岩の大部分を占める。一般に黄緑色を示し、片理が顕著で、風化面では白雲母の反射光が目立つ。

角閃石は0.1-0.5mmの大きさで、X=淡黄色、Y=淡黄青色、Z=淡青緑色の多色性を示す。緑れん石は0.1-0.4mmの大きさで、斜長石はモザイク構造を示し、清澄で、そのAn成分は2-15である。ざくろ石は最大2.0mmに達し、周縁部が緑泥石化することがある。多少累帯構造を示し、グラндаイトを17-25%含むパイラースパイトである。白雲母は鱗片状で、0.5mm程度である。金紅石は他形で黄褐色を示す。針鉄鉱は赤黒色、0.4mm程度で方形を示すことが多い。

岩相Ⅲ 角閃石・緑れん石、少量の金紅石・針鉄鉱を伴う。

片理の弱い濃青黒色の岩石で、斜長石を含まない。直径4.0-8.0mmに及ぶ角閃石や緑れん石の斑

第1表 沖の瀬における中瀬変斑れい岩岩相ⅣのK-Ar年代

Isotopes Sample	Isotopic Age (Ma)	⁴⁰ Rad		% K
		scc Ar	/gm×10 ⁻⁵	
KA81-42	122±6	.211	57.4	.43
		.213		

The constants for the age calculation $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$,
 $\lambda = 0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $K^0 = 1.167 \times 10^{-4}$ atom per atom of natural potassium.

第2表 中瀬変斑れい岩の化学組成

SAMPLE NO.	1)	2)
SiO ₂	50.15	49.81
TiO ₂	0.88	0.87
Al ₂ O ₃	19.07	18.98
Fe ₂ O ₃	2.87	3.58
FeO	6.25	5.21
MnO	0.19	0.17
MgO	5.27	5.51
CaO	8.74	9.68
Na ₂ O	3.70	3.37
K ₂ O	0.51	0.20
P ₂ O ₅	0.11	0.12
H ₂ O+	1.95	2.31
H ₂ O-	0.10	0.02
TOTAL	99.79	99.83
CIPW Norm		
Q	0.0	0.74
C	0.0	0.0
or	3.01	1.18
ab	31.31	28.52
an	33.92	36.07
wo-di	3.64	4.66
en-di	2.15	3.09
fs-di	1.31	1.24
en-hy	7.87	10.63
fs-hy	4.80	4.25
fo-ol	2.18	0.0
fa-ol	1.46	0.0
mt	4.16	5.19
hm	0.0	0.0
il	1.67	1.65
ap	0.25	0.28
Sal	68.24	66.50
Fem	29.50	31.00
Di	34.32	30.43
Tot FeO	48.23	48.15
MgO	28.78	31.47
Na ₂ O+K ₂ O	22.99	20.39

1): 中瀬, 岩相 I 2): 沖の瀬, 岩相 I
(採取: 水野篤行, 1976年, 分析: 東京石炭鉱物研究所)

第3表 中瀬変斑れい岩岩相IIの斜長石の化学組成

	68.21	66.91	65.27	64.13	
SiO ₂	68.21	66.91	65.27	64.13	
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.09	
Al ₂ O ₃	19.48	21.11	22.07	22.23	
Fe ₂ O ₃ *	0.15	0.18	0.05	0.07	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.04	0.02	0.01	0.00	
CaO	0.46	1.63	2.74	3.12	
Na ₂ O	11.38	10.53	10.28	10.02	
K ₂ O	0.05	0.02	0.02	0.04	
Total	99.77	100.40	100.49	99.70	
O = 8					
Si	2.988	2.920	2.859	2.837	
Al	1.006	1.086	1.140	1.159	
Ti	0.000	0.000	0.002	0.003	
Fe ^{3+*}	0.005	0.006	0.002	0.003	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.003	0.001	0.001	0.000	
Ca	0.022	0.076	0.129	0.148	
Na	0.966	0.891	0.873	0.860	
K	0.003	0.001	0.001	0.002	
Z	3.999	4.012	4.003	4.002	
X	0.992	0.969	1.004	1.010	
Mol.%	{ An	2.2	7.9	12.8	14.7
	{ Ab	97.6	92.0	87.1	85.1
	{ Or	0.2	0.1	0.1	0.2

* 全鉄を Fe₂O₃ として計算

状変晶が認められる。角閃石と緑れん石の量比はほぼ等量から角閃石の多くなる方への変動がある。主に中瀬に認められる。角閃石は0.2-0.5mmのものと、8.0mmに達する斑状変晶の二種類がある。斑状変晶は緑れん石や金紅石を包有する。角閃石のZは淡緑色の軸色を示し、他の岩相の角閃石と異なる。緑れん石の多い場合には4.0mmに及ぶ斑状変晶が認められるが、少なくなると共に0.2-0.5mm前後のものが多くなる。白雲母は緑泥石化することが多い。

岩相IV 角閃石、極めて少量の金紅石・斜長石・白雲母・緑れん石を含む。

岩相Ⅲの鉱物組合せから緑れん石を欠いたもので、沖の瀬において岩相Ⅰの中に層厚15-20cmで挟在する。大部分が粗粒の角閃石であり、石英脈も見られる。角閃石は0.5mmから最大8.0mmに達し、粗粒のものが多い。Z'は淡青緑色を示し、金紅石・斜長石(An2-9)。白雲母・緑れん石を包有する。

本岩について行われた年代測定の結果は、 $122 \pm 6 \text{Ma}$ であった(第1表)。

岩石の化学組成

岩石の化学組成を第2表に示す。

いずれも K_2O 、 TiO_2 が乏しく、 Na_2O に富み、 Al_2O_3 に極めて富む特性を有する。

鉱物の化学組成³⁾

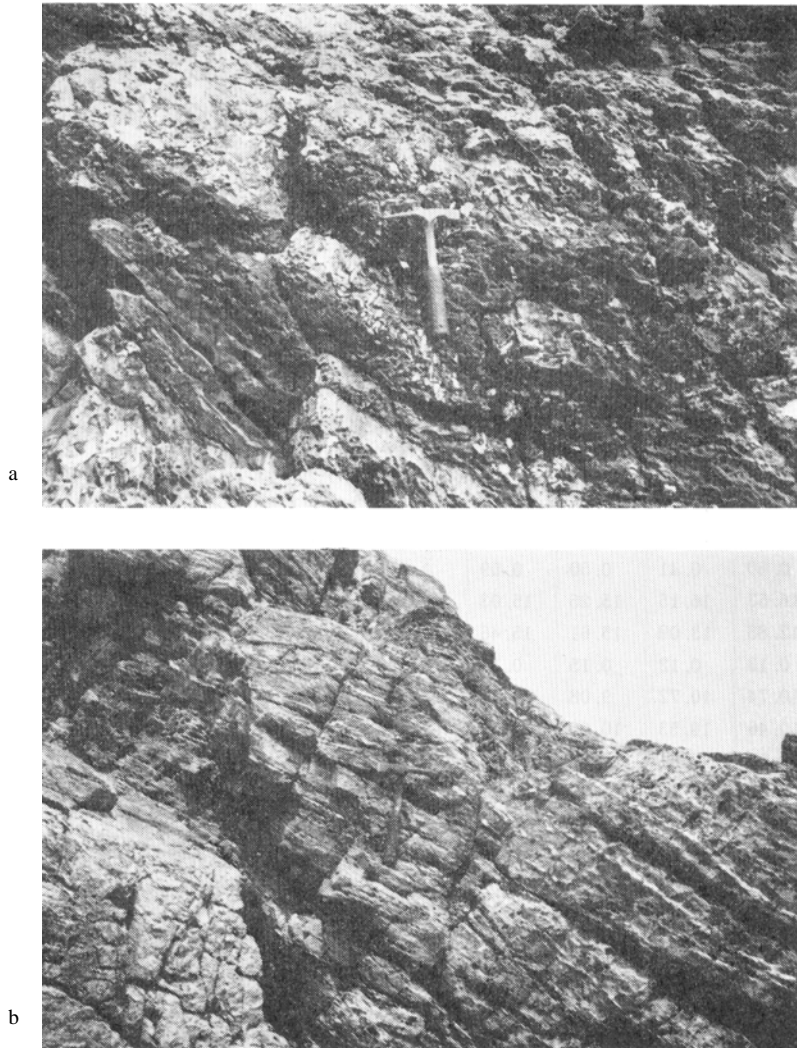
斜長石は岩相Ⅰの変斑れい岩の残晶がAn20-45、清澄なものでAn2-10である岩相ⅡではAn

第4表 中瀬変斑れい岩の角閃石の化学組成

岩相	I		II		III				IV	
					斑状変晶		基質			
SiO ₂	43.51	42.72	42.69	42.28	51.61	50.59	47.90	49.09	42.92	43.88
TiO ₂	0.60	0.41	0.50	0.59	0.23	0.29	0.32	0.24	0.59	0.47
Al ₂ O ₃	16.53	16.15	15.25	15.03	7.20	8.07	11.33	10.34	16.37	15.77
FeO*	12.88	13.09	15.61	15.46	6.97	7.64	8.45	7.92	12.43	11.20
MnO	0.13	0.12	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16
MgO	10.74	10.72	9.08	9.75	17.65	16.79	15.41	15.93	11.07	11.77
CaO	10.46	10.53	10.00	10.19	12.20	11.88	11.62	11.71	10.63	10.56
Na ₂ O	2.55	2.61	2.92	2.94	1.30	1.60	2.00	1.82	2.68	2.87
K ₂ O	0.41	0.40	0.49	0.48	0.12	0.09	0.20	0.13	0.41	0.31
H ₂ O**	2.06	2.03	2.00	2.00	2.13	2.11	2.10	2.11	2.05	2.06
Total	99.87	98.78	98.69	98.88	99.56	99.22	99.49	99.44	99.30	99.05
O, OH=24										
Si	6.336	6.311	6.389	6.327	7.285	7.192	6.843	6.983	6.289	6.401
Al ^N	1.665	1.689	1.611	1.673	0.716	0.808	1.157	1.017	1.711	1.599
Al ^M	1.173	1.123	1.080	0.978	0.482	0.545	0.752	0.716	1.118	1.113
Ti	0.066	0.045	0.057	0.067	0.025	0.031	0.035	0.025	0.066	0.051
Fe	1.568	1.617	1.955	1.935	0.823	0.909	1.010	0.942	1.524	1.366
Mn	0.016	0.015	0.019	0.020	0.018	0.020	0.019	0.018	0.019	0.019
Mg	2.329	2.360	2.026	2.176	3.712	3.558	3.280	3.378	2.418	2.559
Ca	1.631	1.667	1.603	1.634	1.845	1.809	1.778	1.784	1.669	1.650
Na	0.720	0.747	0.849	0.854	0.354	0.441	0.553	0.501	0.762	0.811
K	0.076	0.075	0.093	0.091	0.022	0.016	0.036	0.024	0.076	0.058
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.151	5.160	5.136	5.175	5.059	5.063	5.095	5.079	5.143	5.108
X	2.427	2.489	2.544	2.579	2.221	2.266	2.367	2.309	2.507	2.519
mg	0.60	0.59	0.51	0.53	0.81	0.79	0.76	0.78	0.61	0.65

* 全鉄をFeOに換算 ** 分子式から逆算した量

3) EMPA (日本電子製 JXA-5A 型, 取り出し角 40°) による。測定条件は加速電圧 15kV, 試料電流はペリクレーン上で 0.02-0.03 μA , ビーム径 1-3 μm である。補正計算は BENCE and ALBEE (1968) の方法で行い, NAKAMURA and KUSHIRO (1970) の γ 値を用い, 1回 10 秒の測定を3回繰り返した。



第6図 中瀬変斑れい岩 a. 岩相Ⅰ 中瀬 b. 岩相Ⅱ 沖の瀬

2-15であり、ENAMI (1981) の示した別子地方三波川変成帯の緑れん石角閃岩の斜長石がAn最大28に達するのとはほぼ対応する。

角閃石はCa=1.6-1.9のカルシウム角閃石で、岩相Ⅲを除きSiが6.4以下、Ca+Na+Kが2.5前後であるが、岩相によりmgに差異が多少ある。岩相Ⅲの角閃石は他の岩相のものよりSiが高く、特に斑状変晶で高い。また、基質も斑状変晶も、部分的にアクチノ閃石となっていることが認められる。

ざくろ石の化学組成を第5表に示す。

岩相ⅠとⅡにおいて、多少の差異がある。両者とも弱い累帯構造が認められるが、いずれもアルマンダイン成分を主とするパイラロスパイトで、17-25%のグロシュラー成分を含む。

白雲母の化学組成は第6表の通りである。

第5表 中瀬変斑れい岩のざくろ石の化学組成

岩相	I		II	
SiO ₂	38.98	38.93	37.48	37.49
TiO ₂	0.09	0.09	0.00	0.07
Al ₂ O ₃	21.45	21.39	21.41	21.31
FeO*	25.01	25.60	25.49	27.55
MnO	2.46	1.89	4.26	3.92
MgO	5.47	5.47	2.29	3.25
CaO	6.86	6.46	8.75	6.09
Na ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.36	99.88	99.71	99.71
O=24				
Si	6.053	6.069	5.975	5.978
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.025	0.022
Al ^{VI}	3.926	3.930	3.998	3.984
Ti	0.011	0.011	0.000	0.009
Fe	3.248	3.338	3.398	3.674
Mn	0.324	0.249	0.575	0.529
Mg	1.266	1.271	0.544	0.772
Ca	1.140	1.080	1.494	1.040
Na	0.011	0.013	0.010	0.008
K	0.000	0.001	0.000	0.001
Total	15.979	15.962	16.019	16.017
端成分の%				
Sp	5.4	4.2	9.5	8.8
Pyr	21.2	21.4	9.0	12.9
Alm	54.3	56.2	56.4	60.1
Gl	19.1	18.2	25.0**	17.3**
Sp	6.7	5.1	12.7	10.7
Pyr	26.0	26.2	12.0	15.6
Alm	67.3	68.7	75.2	73.8

* 全鉄を FeO に換算

** 約 0.2% のアンドラダイト成分を含む

第6表 中瀬変斑れい岩の白雲母の化学組成

岩相	I		II	
SiO ₂	45.56		47.79	
TiO ₂	0.58		0.64	
Al ₂ O ₃	34.29		32.20	
FeO*	1.99		2.75	
MnO	0.00		0.00	
MgO	1.29		1.61	
CaO	0.13		0.02	
Na ₂ O	1.92		1.65	
K ₂ O	7.84		8.79	
H ₂ O**	4.45		4.51	
Total	98.05		99.96	
O, OH=24				
Si	6.141	8.000	6.357	8.000
Al ^{IV}	1.860		1.644	
Al ^{VI}	3.590	4.131	3.406	4.094
Ti	0.059		0.064	
Fe	0.224		0.306	
Mn	0.000		0.000	
Mg	0.258	1.869	0.318	1.919
Ca	0.019		0.003	
Na	0.503		0.425	
K	1.348		1.491	
OH	4.000		4.000	

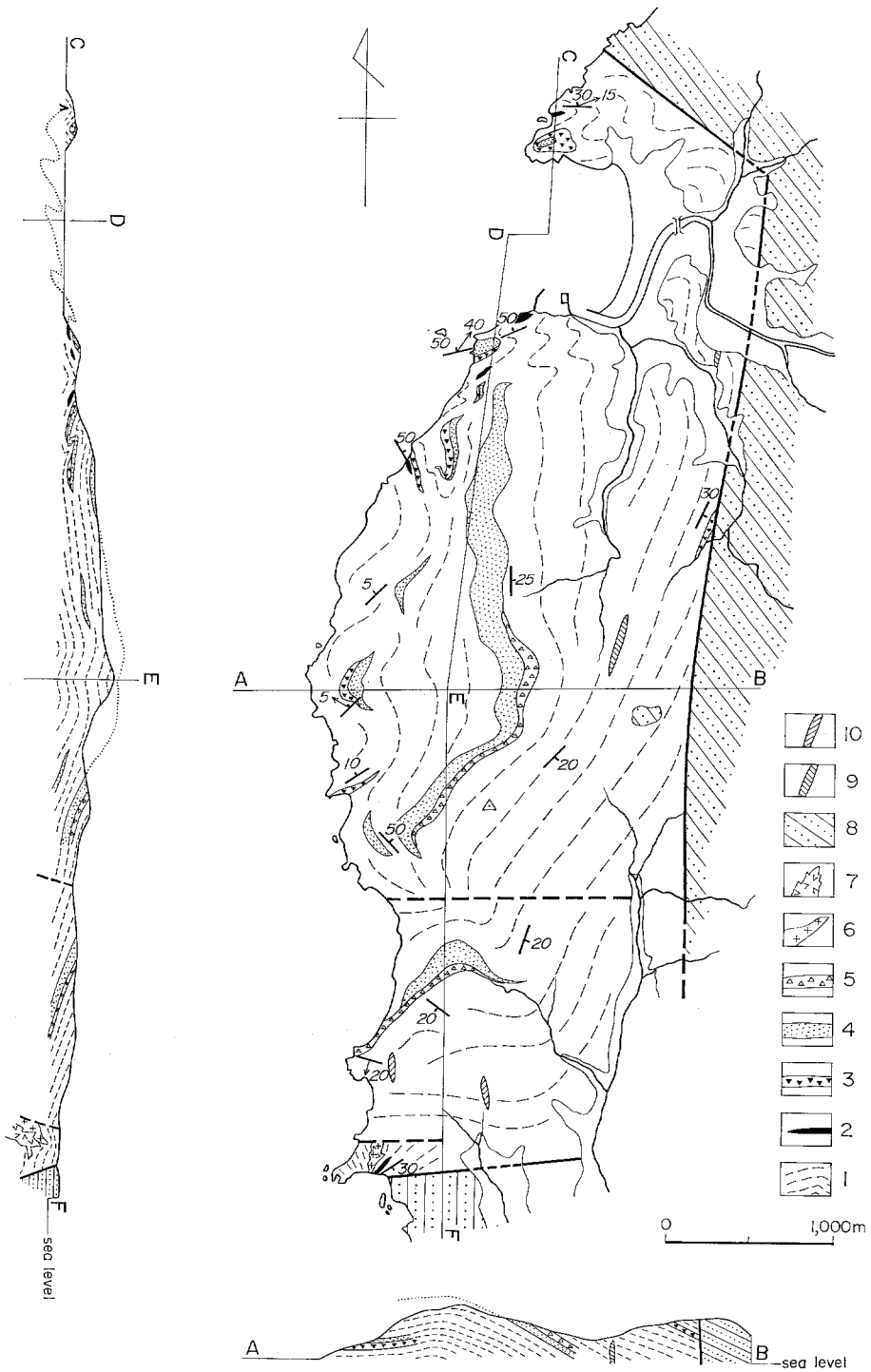
* 全鉄を FeO に換算

** 分子式から逆算した量

III. 2 長崎変成岩類

長崎変成岩類は、本図幅北西部の天草町大江付近に露出する。南北7.5km、東西約2kmの分布を示し、周辺の姫浦層群とは東西及び南北方向の断層で接している。本図幅地域にはその南端部、南北約2kmの部分が含まれている。主に黒色片岩からなり、花崗岩ペグマタイト及び角閃石斑れい岩の貫入を受け、更に新規の玄武岩岩脈によって貫かれる。

天草下島の長崎変成岩類は大局的に見て、ほぼ中央部を頂点として地層が20-30° 東へ傾き、西へは水



第7図 天草下島西端地域の地質概念図と断面図 服部・磯見(1976) 1: 石墨を含む黒色片岩 2: 石灰岩起源の石灰質片岩
 3: 緑色片岩 4: 石英片岩 5: 淡緑色片岩 6: 角閃石斑れい岩 7: 花崗岩質ペグマタイト 8: 上部白面系姫浦層群
 9: 流紋岩岩脈 10: 玄武岩岩脈

平がいくらか5°位，北へは数度位，南へは20°傾くあたかも2枚貝の貝殻を伏せた形状に例えられるような構造を有している。南部では花崗岩ペグマタイトや斑れい岩の貫入で示されるように，構造的乱れがあり，貝殻の端が裾をめくり上げるように相対的に隆起しているが，局部的なものであろう。全層厚は約600mに及ぶものと推定される。

主な岩相は以下の通りである。

1) 黒色片岩：曹長石—石英—白雲母—緑泥石—石墨—ざくろ石—スチルブノメリン土（方解石—チタン石—緑れん石—燐灰石—電気石）

もつとも広く露出し，肉眼で識別可能な斑状変晶を有している。

2) 緑色片岩：曹長石—緑泥石—カルシウム角閃石—サブカルシウム角閃石—緑れん石—チタン石土（方解石—石英—白雲母—滑石）

下位の石英片岩と合わせて層厚数10mと見なされる。

3) 石英片岩：石英—白雲母—緑泥石—スチルブノメリン—ざくろ石—方解石土（緑れん石—チタン石—曹長石—カルシウム角閃石—サブカルシウム角閃石）

緑色片岩と共に層状に分布する。

ビシャゴ岩東方約400mにおける花崗岩ペグマタイトと角閃石斑れい岩周辺の結晶片岩は極めて粗粒となり，ざくろ石粗粒斑状変晶は直径6mmをこすほどである。

第7表 天草下島における長崎変成岩類中の種々の斑状変晶に含まれる微粒鉱物の組合せ

服部・磯見 (1976)

Host Mineral	Inclusion	Rock Type
Albite*1	sphene, stilpnomelane, alkali amphibole	B
	sphene, alkali amphibole, epidote, chlorite	G
	graphite, chlorite	B
	sphene, quartz, epidote	Q
Calcic amphibole	alkali amphibole	G
Calcite	muscovite, chlorite, calcic amphibole	C*2
Epidote	garnet, biotite, quartz, albite	Q
Garnet	quartz, albite, biotite, sphene, muscovite	Q
	sphene	Q
Muscovite		Q
	stilpnomelane	Q
		Q
		B
Quartz	dusty core and fresh clear margin	
Stilpnomelane	sphene	Q

(Rock type) B: graphite-bearing black schist; G: green schist; Q: quartzose schist; C: calcareous schist.

*1 Albite porphyroblasts are often embedded in the matrix with mosaic texture, but do not always include minute grains. Epidote is clinozoisite.

*2 Limestone-derived schist in which calcite recrystallized in the latest stage of quartz-calcite vein formation too.

第8表 天草下島における長崎変成岩類中に観察された主要地質事象 5 ステージごとの鉱物組合せ
服部・磯見 (1976)

Stage	1	2	3	4	5
Quartz					
Albite					
Muscovite					
Chlorite					
Garnet					
Stilpnomelane					
Alkali amphibole					
Calcic amphibole					
Subcalcic amphibole					
Biotite					
Microcline					
Calcite					
Events	Recrystallization	Segregated vein, Porphyroblast	Granite pegma- tite, Gabbro Local heating	Granulation	Vein
Metamorphic facies	Lower	Upper			
	Greenschist facies				
	Progressive			Retrograde	
				Deformation	

斑状変晶の中には多種類の包有鉱物が残存し、しばしばヘリサイト状組織も認められる。これら斑状変晶に含まれる鉱物の組合せは第7表の通りである。

服部・磯見 (1976) は第1表から天草下島における長崎変成岩類の変成・変形の過程を第8表のようにとりまとめた。ステージ1は斑状変晶内に含まれる包有鉱物の組合せから推定したもので、その変成作用の条件は藍閃石片岩相に近い緑色片岩相に相当するものと推定される。ステージ2は第7表のホスト鉱物とした斑状変晶とマトリックスの鉱物組合せに基づいた1), 2), 3)に示されたものであり、その変成作用の条件は、ステージ1よりも幾分温度が高く、緑色片岩相の高温部に相当し、緑れん石角閃岩相に近いものと推定される。

ステージ3は次項の花崗岩ペグマタイト貫入によって生じた鉱物組成からなり、木地域における長崎変成岩類の受けた変成作用の最高部を示すものである⁴⁾。

西彼杵帯は1)長崎変成岩類、2)長崎変成岩類中に貫入する花崗岩の小岩体、3)先シルル紀の基盤(西肥構造帯を構成する野母変はんれい岩複合岩体及び野母崎片状岩)に細分され、長崎変成岩類の鉱物年令は60-92Maであり、その中でも天草下島におけるそれは83-89Maである(MILLER *et al.*, 1963; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968; 橘, 1976; SHIBATA *et al.*, 1977; HATTORI and SHIBATA, 1982)。HATTORI and SHIBATA (1982)は長崎変成岩類が西彼杵半島・野母半島・天草下島においてそれぞれ変成作用終了後、上昇・削剝・沈降・不整合の形成が異った時期に進行したことを述べ、更に唐津炭田地帯で三郡変成帯との直接の関係は分らないが、有田流紋岩中に斑状変晶を含む結晶片岩の捕獲岩が発見されていること、杵島層群中の礫岩に粘板岩の礫が含まれていることを挙げ、この地帯を新たに“有田帯”と呼ぶことを提唱し、西彼杵帯と三郡変成帯とが有田帯の地下で互に結びついていると解釈している。

4) 長崎変成岩類についてのこまごまの記述は服部・磯見 (1976) の要約である。

III. 3 貫入岩類⁵⁾

長崎変成岩類には花崗岩ペグマタイトと角閃石斑れい岩が貫入している。

III. 3. 1 花崗岩ペグマタイト

本岩はビシャゴ岩東方約400mの海岸で橘（1967a）によって記載された。直径10mm以上の白雲母巨晶（容量比20-30%）が目立ち、石英・曹長石及び少量の微斜長石（ミルメカイトを伴う）からなる。斑状変晶と基質の区別なく、どの鉱物粒も粒状化作用を受けている。この変形組織は、本岩の周辺の結晶片岩全体に共通して見られる組織である。

III. 3. 2 角閃石斑れい岩

本岩は花崗岩ペグマタイトに近接して、粗粒結晶片岩に貫入するが、接触部では細粒で玄武岩質であり、流理構造を有している。しかし、この縞状構造はあたかも緑色片岩のように見える。斑晶と石基は主に緑色角閃石・斜長石・緑れん石からなる。

接触部から離れた粗粒の斑れい岩体は、暗灰—黒色・塊状で、径10mmの褐色角閃石の斑晶を含むこともあるが、平均1-2mmの粒径を持ち、更に褐色角閃石が濃集する角閃石岩と言える岩質も見受けられる。

IV. 上部白亜系

本図幅の白亜系は上部白亜系に属し、下部の御所浦層群と上部の姫浦層群とに2大別される。

御所浦層群は図幅東半部の長島北部から伊唐島^{いから}を経て獅子島にわたって分布し、層厚は約800mであ

第9表 天草下島地区上部白亜系及び下部古第三系対比表

	長尾 (1924)	波多江 (1960b)	MIKI (1975)	田代・大塚 (1978)	高井・佐藤 (本報告)			
古第三紀			Fukuregi F.	白岳層 明石岬層	福連木層 赤崎層			
後 期 白 亜 紀	弥靱層群 (深海砂岩)	明石岬層	H	U-IVc a	Hg層			
			H ₆			G		
	? 姫浦層群	H ₅	H ₄	F	U-IIIb	He層		
				E		U-IIb	Hd層	
					D		U-IIa	Hc層
					H _{1,2,3}			U-I
				未区分	C+B	Ha層		

本表にはH_A層は示されていない

5) 服部・磯見（1976）による。

る。

姫浦層群は天草下島の東西両翼に分布している。東翼部は河浦町東部から牛深市久玉町に至る間、西翼部は天草町崎津から牛深市魚貫町西部に至る間及び牛深市北西海上の大島・桑島に分布し、層厚は約3,700mに達する。

天草下島白亜系については、江原 (1922)、長尾 (1922, 1924)、NAGANO (1925) をはじめとして波多江 (1956, 1959, 1960a, 1960b)、三木・植松 (1973)、松下ほか (1959)、天野 (1960)、高井・坊城 (1963)、MIKI (1972, 1975)、TASHIRO (1976)、田代・大塚 (1976, 1978) 及び TASHIRO and OTSUKA (1980) により、それぞれ独自の詳細な層序区分がなされている。これらの層序区分と筆者らの層序区分とは、地域によってはかなり異なり、全般的な対比は困難であるが、一応の対比を示せば第9表のようになる。

IV. 1 御所浦層群

御所浦層群は長尾 (1924) によって命名された。本図幅地域の御所浦層群は、獅子島において山本・速水 (1971) によって研究された。それによれば、下部から Ia, b, IIa, b, c, d, e 及び III の各部層に細分されている。

本報告はこれら部層を Ga 層⁶⁾ (Ia, b, IIa)・Gb 層 (IIb, c, d, e) 及び Gc 層 (III) に三分して記載する。

Gb 層は獅子島の中央部を北東—南西に走る向斜軸の東西両翼に分布する。Gc 層は獅子島の中央部・前島・伊唐島及び長島北部等に分布する。

IV. 1. 1 Gb 層

獅子島の南東に背斜軸に沿って、また北東側では断層に沿って北東—南西方向に狭少に分布する。

下部約200mは緻密な暗灰色細粒ワック質砂岩及びシルト岩が優勢な地層で、時に青灰色のラミナが発達する粗—中粒砂岩を挟有する。

獅子島南部の柏栗南西500m付近から、山本・速水 (1971) は次の化石を報告している。

Cucullaea ezoensis amaxensis MATSUMOTO

Glycymeris amakusensis NAGAO

Pterotrigonia (*Pterotrigonia*) *hokkaidoana* (YEHARA)

P. (*Acanthotrigonia*) *dilapsa* (YEHARA)

Gervillaria sp. cf. *G. haradai* (YOKOYAMA)

Tendagurium (?) *seikaianum* (AMANO)

Turritella sp.

6) 最下位のGa層は、本図幅地域外の獅子島東端部に分布している。下部には特徴的な赤色ないし淡青色のシルト岩と、粗粒長石質アレナイトの互層があり、ときには両者は指交している。中部は粗粒長石質アレナイトを主体とし、ときに礫質部を含み、斜層理が発達する。上部はワック質砂岩と泥岩との互層で、*Ostrea* sp. “*Cerithium*” *pyramidaeforme* NAGAO, *Nipponotrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pterotrigonia* (*Pterotrigonia*) *sakakurai* (YEHARA) 等を産する。層厚は220m以上である。

Desmoceras kassmati MATSUMOTO

Neophylloceras sp.

cf. *Paracymatoceras tunghaicum* MATSUMOTO and AMANO

中部180mは主として砂質頁岩と砂岩の互層からなり、ときに長石質粗粒アレナイトが認められる。
獅子島南部の立石鼻（東隣水俣図幅地域内）から

Anthonya apicalis shishijimensis (AMANO)

Dreissena cf. *lanceolata* (SOWERBY) 等の化石を産する。

上部150mは暗灰色シルト岩ないし細粒ワッケ質砂岩が優勢で、一般に塊状であるが風化すると板状に割れたり、玉ねぎ状構造が発達したりする。

山本・速水（1971）は次の化石を報告している。

幣串北東400mから

Cucullaea ezoensis amaxensis (MATSUMOTO)

Glycymeris amakusensis (NAGAO)

Pachythaerus nagaoui (MATSUMOTO)

“*Pseudamiantis*” *crenulatus* MATSUMOTO

幣串西方500mの海岸からは

Gervillia sp. cf. *G. forbesiana* (d'ORBIGNY)

Anthonya apicalis shishijimaensis (AMANO)

Desmoceras sp.

Mariella cf. *oehlerti* (PERVINQUIÈRE)

平野西方約1kmからは

Pterotriconia (*Acanthotriconia*) *dilapsa* (YEHARA)

P. (A.) *ogawai* (YEHARA)

なお MATSUMOTO (1960) は幣串南西1kmの海岸から

Graysonites cf. *fountaini* YOUNG

G. spp. の産出を報じている。

IV. 1. 2 Gc層

獅子島中央部の向斜軸に沿って広く分布し、串崎・前島・伊唐島（天野，1963）及び長島北部にも露出している。層厚は350-450mである。

主として塊状の灰緑色中粒ワッケ質砂岩からなり、しばしば細礫を含むレンズ状の部分が認められる。長島北部の本層は砂岩中に赤色ないし紫赤色の不規則な頁岩を数枚挟んでいる。

山本・速水（1971）は次の化石を報告している。

獅子島の幣串西方1kmから

Limatula sp.

Eomiodon sp.

Corbula (?) sp.

Panopea sp.

Turritella sp.

前島の東海岸から

Matsumotoa unisulcata (AMANO)

Eomiodon sp.

前島の南西海岸から

Limatula sp.

Eomiodon sp.

“*Cerithium*” *pyramidaeforme* NAGANO

前島の東海岸南部から，本調査に際して次の化石が産出した．

Pterotrigonionia pustulosa (NAGANO)

“*Cerithium*” *pyramidaeforme* NAGANO

Corbula (*Caryocorbula*) *higoensis* (MATSUMOTO)

“*Callista*” (*Pseudamiantis*) sp.

Astarte sp.

長島北部三船浦東岸から TAKAI and MATSUMOTO (1961) は次の化石を報告した．

Anomia sp.

Astarte sp.

Corbula (*Caryocorbula*) *higoensis* (MATSUMOTO)

Corbula sp.

“*Cerithium*” *pyramidaeforme* NAGANO

IV. 1. 3 対比と地質時代

御所浦層群の時代決定に有効な化石は，主として獅子島のGb層から産している．

Desmoceras kossmati 及び *Graysonites* cf. *fountaini* はいずれも *Cenomanian* 最初期を示し，MATSUMOTO (1953) のK3 γ (宮古統最上部) に相当する．

本層群に産する二枚貝・腹足類化石の構成は層相に応じて変化しているが，全体的に堆積環境は大きな変化は認められず，公海浅海成の環境を示している．上述した本層群の化石群は宮古層群や外帯の宮古統 (日奈久層・八代層など) の化石群とは構成が著しく異なり，明らかにそれ以後のものでむしろ北海道のギリアーク統の化石群に近い．

IV. 2 姫浦層群

下部よりH_A層及びH_a - H_g層に8区分される．天草下島の東西両翼部及び離島の桑島・大島及び戸島等に分布するほか，長島北部・竹島・伊唐島及び獅子島の一部にも露出している．

IV. 2. 1 HA層

姫浦層群の最下部層で、長島北部、伊唐島沿岸部及び獅子島西部に分布している。

長島北部においては、下部約50mは粗粒ないし中粒砂岩からなり、化石に乏しいが、上部約100mは暗灰色シルト岩及び泥質細粒砂岩からなり、ときに扁平な石灰質団塊を含んでいる。

薄井海岸から TAKAI and MATSUMOTO (1961) は次の化石を得た。

Inoceramus cf. *uwajimensis* YEHARA

Gaudryceras denseplicatum (JIMEO)

Kingena (?) sp.

同じ海岸から TASHIRO (1976) は次の化石を報告している。

Inoceramus ezoensis YOKOYAMA

I. sp. aff. *uwajimensis* YEHARA

Parvamusium cowperi yubarensis (YABE and NAGANO)

Nucula amanoi TASHIRO

Myrtea angularis TASHIRO

Gaudryceras denseplicatum (JIMEO)

Polyptychoceras sp.

Hemiaster ? sp.

伊唐島においては、東西両海岸に狭長に露出し、下部は粗粒砂岩を主とし、上部は主として黒色頁岩からなっている。

TASHIRO (1976) は北西部の黒色頁岩から次の化石を報告している。

Inoceramus cf. *ezoensis* YOKOYAMA

Nucula amanoi TASHIRO

Myrtea angularis TASHIRO

獅子島における本層は、山本・速水 (1971) の姫浦層群と同じ地層を指すが、本層は多くの断層で切られ、はっきりした層序をたてにくいので、便宜上HA層として一括した。西海岸の平野付近及び長瀬南方にブロック状に、または断層に挟み込まれて露出している。

シルト岩及び砂岩頁岩互層を主とし、下部は礫質砂岩からなっている。

山本・速水 (1971) は次の化石を報告している。

平野付近から

Inoceramus orientalis nagaoui MATSUMOTO and UEDA

I. *balticus toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO

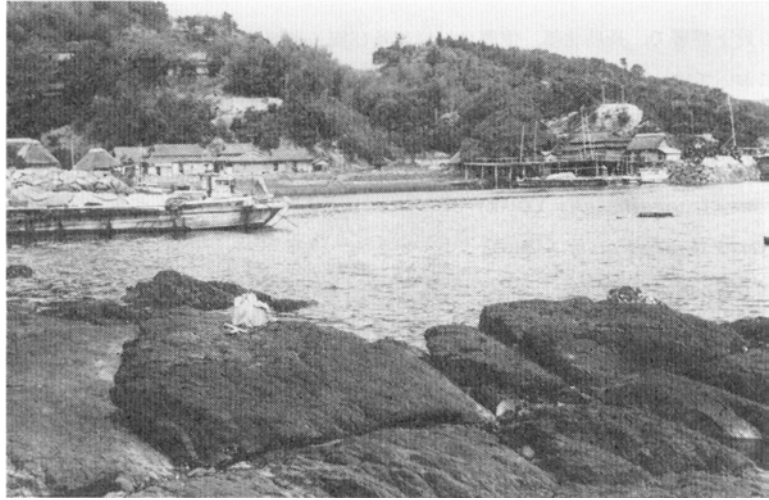
平野の西に延びる半島の西端から

Inoceramus balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

I. *japonicus* NAGAO and MATSUMOTO

上記化石から本層は浦河統下部階—最上部亜階 (Coniacian—Lower Campanian) である。

長島北部の薄井海岸におけるHA層を第8図及び第9図に示す。



第8図 長崎北部薄井海岸のHA層（泥質細粒砂岩）



第9図 長崎北部薄井海岸のHA層泥質細粒砂岩中の *Inoceramus* の産状

IV. 2. 2 Ha層

図幅南西部の大島及び竹島に分布している。

大島では下半部は砂岩と黒色頁岩の互層であるが、上半部は無層理の黒色シルト岩である。中部及び上部に貝化石を多産する。

層厚は100m以上である。

大島西海岸中央部から波多江（1960b）は次の化石を報告している。

Ostrea sp.

Mytilus ? sp.

Inoceramus balticus BÖHM

I. balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

大島の西海岸中央部及び同東海岸北部から, TASHIRO (1976) は次の化石を報告している.

Acila (Truncacila) hokkaidoesis (NAGANO)

Portlandia obliquistriata (AMANO)

Nanonavis sachalinensis (SCHMIDT) 多産

Glycymeris amakusensis NAGAO

Electroma shiranuiensis TASHIRO

Lycettea sp.

Inoceramus ezoensis YOKOYAMA

I. balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

I. balticus kunimiensis NAGAO and MATSUMOTO

I. patootensiformis (SEITZ)

I. (Endocostea) sp.

I. orientalis orientalis SOKOLOW

I. orientalis nagaoui MATSUMOTO and UEDA 多産

I. ? sp. B

Microtrigonia imutensis TASHIRO 多産

Cymbophora cf. *hetonaiensis* (NAGAO and OTATUME)

Protocardium koskijimensis AMAND 多産

Aphrodina ? sp.

Hemiaster ? sp. 多産

長島北東の南竹島及び北竹島における本層は, 黒色頁岩を主とし, 時に薄い細粒砂岩を挟み, 上部の黒色頁岩中には石灰質団塊を含んでいる. 層厚は250m以上である.

TAKAI and MATSUMOTO (1961) は南竹島の西海岸から次の化石を報告している.

Inoceramus sp. (cf. *I. inconstans* WOODS or *I. balticus balticus* BÖHM)

Gastropod indet.

同じく北竹島からは

Inoceramus elegans pseudosulcatus NAGAO and MATSUMOTO

I. sp. indet. cf. I. orientalis orientalis SOKOLOW

I. cf. balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

TASHIRO (1976) は竹島 (南か北か不詳) から次の化石を報告している

Inoceramus balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

I. orientalis nagaoui MATSUMOTO and UEDA

IV. 2. 3 Hb層

大島の南半部，天草町大江湾の東西両海岸に分布している。

大島においては礫岩及び粗粒砂岩を主としてシルト岩を挟み，数層準に貝化石が密集する。層厚は80 m以上である。

大島西海岸中央部及び西南端から波多江（1960b）は次の化石を報告している。

Glycymeris amakusensis NAGAO

G. spp.

Callistina japonica AMANO

Steinmanella (Yeharella) japonica (YEHARA)

大島西海岸中央部からTASHIRO（1976）は次の化石を報告している。

Ezonuculana sp. indet.

Nanonavis brevis ICHIKAWA and MAEDA

Inoceramus balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO

Loxo japonica (AMANO)

天草町大江付近の本層は，下半部は粗一中粒の長石質アレナイト砂岩を主とし，上半部は黒色頁岩を主とし薄い砂岩を挟んでいる。下部の砂岩中には数層準に貝化石特に *Glycymeris* の密集帯が認められる。

層厚は200m以上である。

大江湾の東岸北部の砂岩から波多江（1960b）は次の化石を報告している。

Glycymeris sp.

Callistina cf. *japonica* AMANO

Apiotrigonia cf. *postonodosa* NAKANO

Steinnanella (Yeharella) japonica (YEHARA)

また，大江南西半島西岸の頁岩から次の化石を報告している。

Inoceramus balticus BÖHM *toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO

Grammatodon sachalinensis (SCHMIDT)

Heterotrigonia subovalis JIMBO *minor* YABE and NAGAO

大江湾西岸の砂岩から TASHIRO（1976）は次の化石を報告している。

Nucula (Leinocula) sp.

Nanonavis brevis ICHIKAWA and MAEDA

Glycymeris amakusensis NAGAO

Brachiodontes cf. *nankoi* ICHIKAWA and MAEDA

Apiotrigonia crassoradiata NAKANO

Microtrigonia amanoi NAKANO

M. *imutensis* TASHIRO

Steinmanella (Yeharella) japonica (YEHARA)

Lox japonica (AMANO)

大江南西半島西岸の頁岩からは

Inoceramus ezoensis YOKOYAMA

I. sachalinensis SOKOLOV

I. balticus toyajoanus NAGAO and MATSUMOTO を報告している。

IV. 2. 4 Hc層

天草町大江南東部の半島，牛深市北東大の浦付近及び牛深市深^{なかみ}海灣を挟む南北両地区に分布している。

砂岩頁岩互層を主とし，暗緑色頁岩及び緑灰色礫岩を挟み，ときに斜層理を呈する部分が認められる。中部の砂岩中に“*Ostrea*”の密集帯がある。砂岩は主として石質アレナイトに属する。

層厚は大江南東部では210m，大の浦付近では320mである。

本層からは化石は乏しいが牛深市大の浦東方300mの砂岩から“*Ostrea*” sp. を得た。

牛深市北東大の浦東方海岸におけるHc層を第10図に示す。



第10図 牛深市久王町大の浦海岸におけるHc層（砂岩頁岩互層）

IV. 2. 5 Hd層

天草町軍ヶ浦^{いくさ}，牛深市大の浦，山の浦^{あさみ}から北東南郷に至る間，戸島，長島北部の竹島及び伊唐島等に分布している。

天草下島東部ではシルト岩を主とし頁岩砂岩互層を伴うが，天草町軍ヶ浦付近では礫岩や粗粒砂岩を伴い，時に凝灰質シルト岩を挟み，上部は*Crassostrea*の密集する砂岩が認められる。砂岩は主として石質アレナイトに属する。長島北部の竹島では石灰質団塊を含む黒色頁岩を主とし，時に細粒砂岩の薄

層を縞状に挟み、数層準に *Inoceramus* を産する。層厚は軍ヶ浦付近では250m、牛深市深海及び竹島では300mである。

軍ヶ浦の南南西1kmの海岸のシルト岩及び礫岩から TASHIRO (1976) は次の化石を報告している。

Glycymeris (Glycymerita) japonica TASHIRO

Brachiodontes cf. *nankoi* ICHIKAWA and MAEDA

Apiotrigonia postonodosa NAKANO

Leptosolen japonica ICHIKAWA and MAEDA

Mesochione trigonalis TASHIRO

Lopha ? sp.

“*Ostrea*” sp.

“*Crassostrea*” sp.

南竹島及び北竹島の西海岸の黒色頁岩から TAKAI and MATSUMOTO (1961) は次の化石を報告した。

Inoceramus balticus balticus BÖHM

I. cf. *orientalis orientalis* SOKOLOV

I. cf. *balticus toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO

Gastropod indet.

軍ヶ浦南南東400mの海岸の砂岩からは

Mesochione trigonalis TASHIRO を得た。

深海町北東乗田西方400mの細粒砂岩から TAKAI and MATSUMOTO (1961) は次の化石を得た。

Apiotrigonia postonodosa NAKANO

Glycymeris amakusensis NAGAO

Inoceramus cf. *ezoensis* YOKOYAMA

Acila (Truncacila) hokkaidoensis (NAGAO)

Yoldia sp.

Propeamussium cooperi yubarensis NAGAO

波多江 (1960b) はほぼ同じ層準から次の化石を報告している。

Acila sp.

Nuculana sp.

Callista sp.

Tellina sp.

Pinna cf. *saitoi* NAGAO

Inoceramus cf. *balticus balticus* BÖHM

本郷南の西方500mの砂岩頁岩互層から TASHIRO (1976) は次の化石を報告している。

Achila (Truncacila) shimojimensis TASHIRO

Ezonucula dubia TASHIRO

Limopsis kogata (ISHIKAWA and MAEDA)

Inoceramus balticus balticus BÖHM

I. Sp.

Pinna sp.

Anomia hataei TASHIRO

Apiotrigonia postonodosa NAKANO

Leptosolen japonica ICHIKAWA and MAEDA

Eriphyla japonica ICHIKAWA and MAEDA

Granocardium nipponense TASHIRO

Agnomyax elegans TASHIRO

Cymbophora sp.

Loxo japonica (AMANO)

Corbula (*Caryocorbula* ?) sp.

Periploma ambigua TASHIRO

“*Crassostrea*” sp.

“*Ostrea*” sp.

Natica ? sp.

IV. 2. 6 He層

天草町軍ヶ浦東方，牛深市勝崎半島，同山浦から浅海西方を経て北東本郷北に至る間，山の浦東方早崎半島及び兜鼻半島等に分布している。

暗灰色又は緑灰色の粗一中粒砂岩を主とし，同色の礫岩及び頁岩を挟んでいる。砂岩は長石質アレナイトに属する。本層中には数層準にスランプ構造が認められる。頁岩中には *Corbula* を含む数層の化



第11図 牛深市久玉町勝崎におけるHe層（砂岩頁岩互層）

石帯があり、また上部の砂岩中には“*Crassostrea*”の密集帯が認められる。

層厚は軍ヶ浦東方では350m、兜鼻^{かぶとばな}半島では450mである。

天草町軍ヶ浦東600mの海岸の頁岩から TASHIRO (1976) は次の化石を報告している。

Corbula (*Caryocorbula* ?) sp.

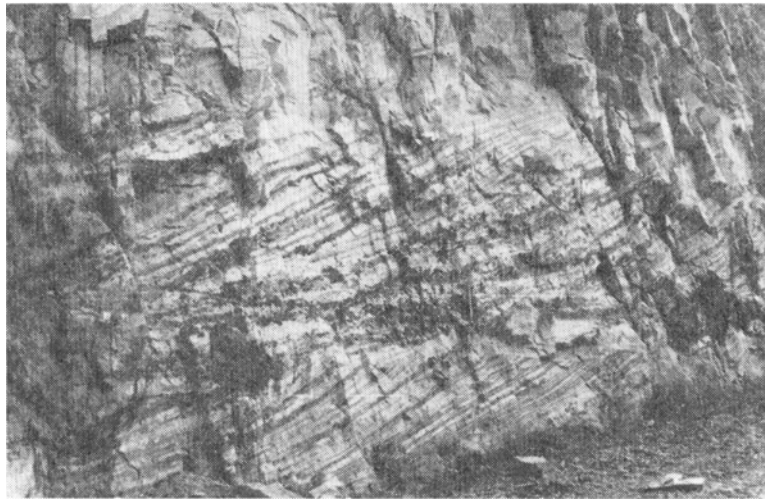
Mesochione trigonalis TASHIRO

天草町小高浜の西南100mの砂岩中には“*Crassostrea*”の密集帯がある。

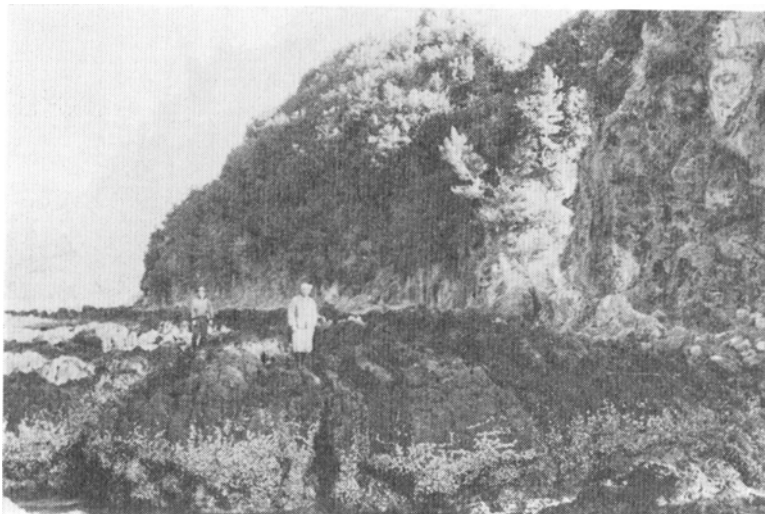
牛深市勝崎における本層の砂岩頁岩互層を第11図に示す。

IV. 2. 7 Hf層

天草町小高浜から北方西川内、牛深市東方^{あかし}明石岬の東方、同山の浦西方から北西へ延びて水道・菅^{みどろすげ}を



第12図 天草町小高浜南東海岸におけるHf層（砂岩中に発達する斜交層理）



第13図 牛深市東方赤島におけるHf層（砂岩頁岩互層ほとんど直立）

経て船津に至る間、深海湾南方半島の東側及び赤島等に分布している。

灰白ないし淡黄色粗粒砂岩を主とし、灰黒色頁岩との互層帯を挟んでいる。砂岩は時に礫質となり斜層理を示す部分がある。本層中部及び下部には植物片を多く含む炭質頁岩や灰白色凝灰岩を含み、また、上部の砂岩には斜層理が発達している。

天草町小高浜東南海岸の砂岩に発達する斜層理を第12図に示す。

牛深市東方赤島における砂岩頁岩互層を第13図に示す。

層厚は天草町小高浜では220m、牛深市深海町北方水道付近では270mである。

本層は化石に乏しいが、オテガ崎北端から田代・大塚（1978）は *Glycymeris (Glycymerita) japonica* TASHIRO を報告している。

IV. 2. 8 Hg層

河浦町崎津付近から南西魚貫崎にかけて広く分布するほか、河浦町東部から牛深市北東早浦にかけて広範囲に分布している。

本層下半部は緑青色礫岩を主とし、同色の細礫質粗粒砂岩・粗粒砂岩・緑灰色シルト岩との互層を挟む。礫岩中の礫は通常1-5cmの珪質岩と火山岩類であり、亜角礫又は亜円礫状である。基質中にも火山岩類の微片を含むことが特徴である。礫岩の基底はしばしば不規則な凹凸を呈している。砂岩は長石質アレナイト又は石質アレナイトである。この本層下半部は長尾（1926）によって深海砂岩層と呼ばれたものに相当する。

本層の上半部は灰黒色シルト岩を主とし、薄い砂質頁岩ないし微細粒砂岩と黒灰色頁岩との密互層を挟み、数層準にスランプ構造が認められる。頁岩中には植物化石の微片をしばしば含み、塊状シルト岩中には直径1-5cmの珪質岩・火山岩類の亜円礫等を散点的に含むことがある。また数m以下の緑青灰色礫岩が塊状シルト岩中に発達することがある。

全層厚は河浦町崎津付近では1,500m以上（上限は断層）、その南方亀浦付近では1,400m、牛深市北東早浦―深海間では1,700m、河浦町白木河内～菅間では1,300mである。

牛深市亀浦湾の西岸椎場南方300mの暗灰色シルト岩から次の化石を得た。

Pleurogrammatodon splendus ICHIKAWA and MAEDA

Nanonavis sachialinensis brevis ICHIKAWA and MAEDA

牛深市北西唐干団^{をばしだ}の暗黒色微細粒砂岩からは上記のほか次の化石を得た。

Nuculid indet.

Dentalium sp.

牛深市北西増野の北西500mの細粒砂岩から田代・大塚（1978）は次の化石を報告している。

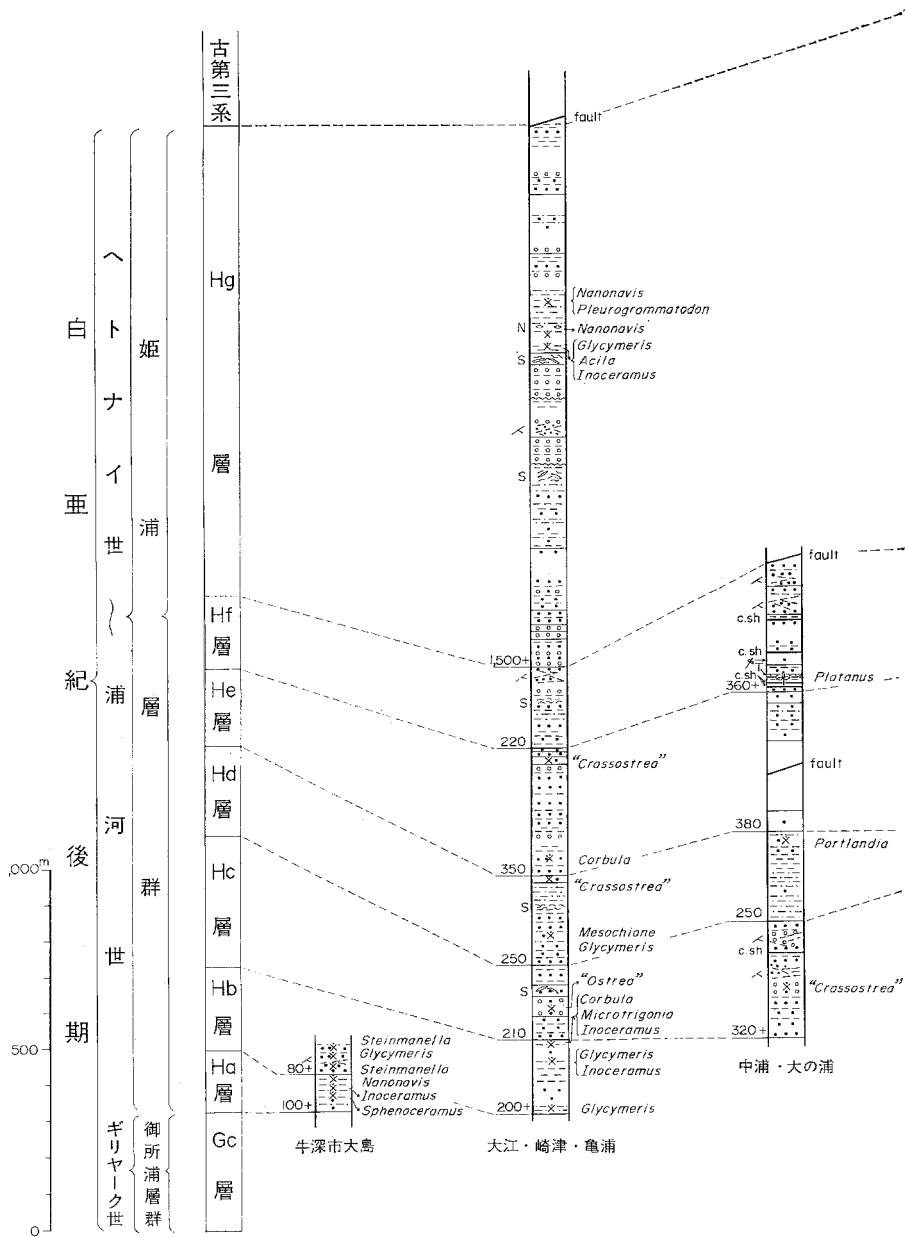
Acila (Truncacila) shimojimensis TASHIRO

A. (T.) sp.

Portlandia cuneistriata ICHIKAWA and MAEDA

Nanonavis turgida TASHIRO

Glycymeris (Glycymeris) japonica TASHIRO



第 14 図 上部

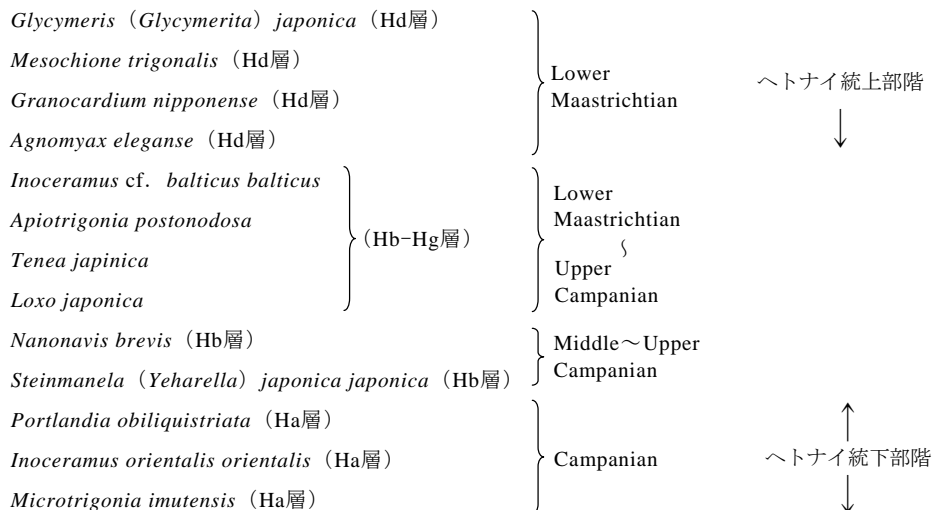
- Ostrea* sp.
Inoceramus cf. *balticus balticus* BÖHM
Parvamussium sp.
Apiotrigonia n. sp.
Leptosolen japonica ICHIKAWA and MAEDA
Clisocolus n. sp.
“*Lucina*” sp.
“*Astarte*” n. sp.
Tenea japonica ICHIKAWA and MAEDA
Eriphyla cf. *japonica* ICHIKAWA and MAEDA
Agnomyax elegans TASHIRO
Loxo japonica (AMANO)
“*Tapes*” n. gen. et n. sp.
Mesochione trigonalis TASHIRO
Corbula n. sp.

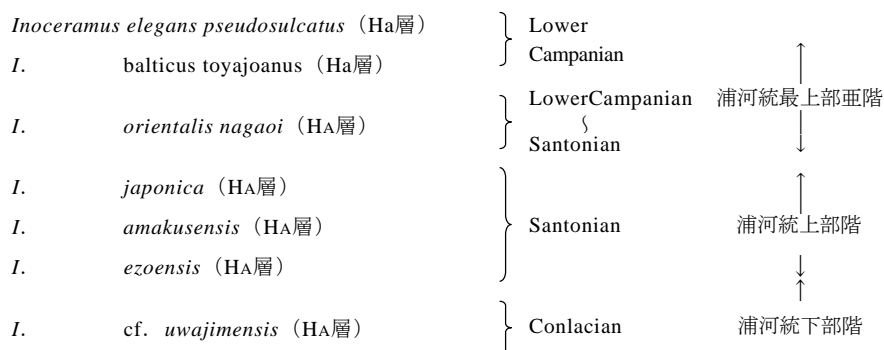
本図幅の上部白亜系の柱状図を第11図に示す。

IV. 2. 9 対比と地質時代及び堆積環境

本図幅地域の姫浦層群を他地域のものと比較すれば、南南西約10kmの甌島の同層群（田中・寺岡，1973；田中ほか，1981）に類似する。また模式地の天草上島東部及びその他の諸地域（AMANO，1960；天野，1960；植田・古川，1960）に較べて、はるかに厚く露出している。

姫浦層群から産出した主な化石と産出層準とを併記すれば、下記の通りである。





なお姫浦層群に普通に産する化石としては *Glycymeris amakusensis*, *Acila (Trncacila) hokkaidoensis* などがよく知られている。

TASHIRO *et al.* (1980) は天草下島における白亜系と第三系との境界の化石層序及び堆積相を研究し、田代・野田 (1973) の姫浦層群上部亜層群 (本報告の姫浦層群) は、下部から順に Cycle 1-4 に 4 区分されるとした。

各 Cycle はそれぞれ下部から順に

- (A) 細粒化相
- (B) 泥相
- (C) 粗粒化相
- (D) 粗粒相

の 4 相に区分した。

Cycle 1 からは *Inoceramus orientalis orientalis* や *I. cf. patootensiformis* (SEITZ) を産し、Lower Campanian とした。本図幅での Ha 層 + Hb 層に相当するものと思われる。

Cycle 2 の下部からは *Glyptoxoceras* sp., *I. (Endocostea) balticus balticus* BÖHM, *I. (S.) sachalinensis* SCHMIDT, *Yaadia japonica* (YEHARA) [= *Steinnarella (Yeharella) japonica* (YEHARA)] を産し、Middle Campanian とした。Cycle 2 の上部からは *Agnomyax*, *Clisocolus*, *Granocardium*, *Loxo*, *Glycymerita* などを産し、Campanian—Maastrichtian とした。Cycle 2 は本図幅での Hc-d 層に相当すると、思われる。

Cycle 3 からは時代決定に有効な化石は産しないが、恐らく本図幅での He-f 層に相当するであろう。

Cycle 4 は *Baculites rex* (ANDERSON), *I. (Endocostea) goldfussianus* (d'ORBIGNY) のほか、*Tenea*, *Glycymerita*, *Clisocolus*, *Agnomyax*, *Fleiastrate*, *Cyclolisma*, 大型 *Nanonavis*, *Crassatella* (?) などを産する。Cycle 4 の A, B 及び C 相からはアンモナイト・イノセラムス・三角貝をほとんど産しない点は注意を要することで、D 相からは *Septifer* sp., *Paraplacuna* sp., “*Pycnodonte*” sp., *Lingula* sp. などを産し、その時代は暁新世? に及んでいるかも知れないと述べている。Cycle 4 は本図幅での Hg 層に相当するであろう。

V. 古 第 三 系

本図幅地域の古第三系は暁新統及び始新統に属し、下部より赤崎層群・下島層群及び坂瀬川層群に3大別される。

赤崎層群は暁新世—始新世前期に属し、図幅東部の獅子島から長島北部にかけて分布し、天草下島地域には分布しない。全層序は120-220mである。

下島層群及び坂瀬川層群は始新統に属し、天草下島のほぼ中央部に北東—南西方向に向斜構造を示して分布し、更に下島層群は下島東部及び諸浦島^{しよら}から長島北部にかけて背斜・向斜を繰り返しつつ、北東—南西方向に分布している。全層厚は下島層群は約2,300m、坂瀬川層群は1,300m以上である。

V. 1 赤崎層群

赤崎層群は赤崎層一層のみからなるが、その層相の特異性及び地質時代などから層群として取り扱った。

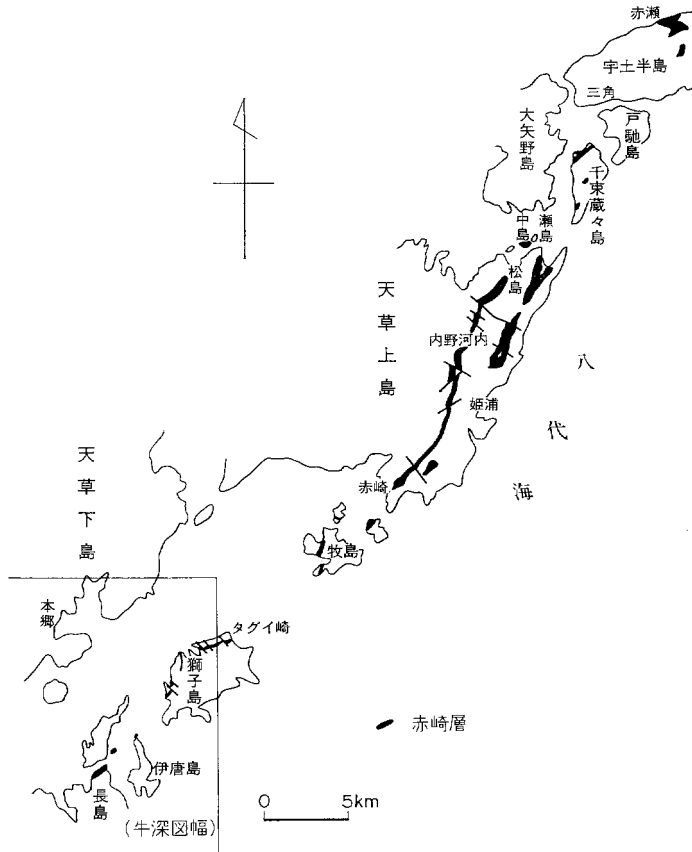
V. 1. 1 赤崎層

分布は第15図に示すように、本図幅外北東の三角半島^{みすみ}赤瀬付近からほぼ南南西に延び、千束蔵^{せんぞくぞう}蔵島・中島・天草上島東部の松島・同内野河内・同赤崎・牧島を経て本図幅内では獅子島西部・伊唐島^{いから}北端及び長島北部にわたって分布している。天草下島には分布していない。

層厚は120-220mで、南西部の長島北部が最も厚い。

赤崎層は古第三系の最下底層で、長尾（1926）により最初に提昌された地層名である。天草上島地域（三角半島・千束蔵蔵島・牧島・獅子島及び長島を含む）では下位の上部白亜系上に不整合に乗ることが、その後の各研究者、例えば松下（1949）、波多江（1959）、井上（1962）、UEDA（1962）、山本・速水（1971）等により確認されている。しかし天草下島地域では本層独特の紫赤色岩層⁷⁾を欠くことなどにより、松下（1949）は *Turritella okadai* NAGAO, *Venericardia nipponica* YOKOYAMA などを含む砂岩層^{ふくれぎ}を福連木層とし、それ以下の深海砂岩層（長尾、1926）をもって赤崎層相当層とし、天草下島地域における古第三系の最下底層とした。その後波多江（1959）は明石岬層^{あかしみさき}をもって天草下島地域の古第三系の最下底層とし、天草上島地域の赤崎層とは指交すると考えた。その後波多江（1959）の明石岬層分布区域から、高井・坊城（1963）により上部白亜系化石が報告され、明石岬層の時代については新たな疑問が生じた。MIKI（1972）、三木・植松（1973）は天草下島地域における古第三系の最下底層を福連木層としたが、赤崎層との関係については特に述べていない。田代・大塚（1978）は天草下島^{しらすだけ}地域の古第三系の最下底層を新たに赤崎相当層と呼び高井・坊城（1963）の福連木層は赤崎相当層+白岳砂岩

7) 紫赤色岩層は長尾（1926）以来一般に九州では purple shale と呼ばれ、厳密にはこの語は適当ではないと考えられるが、慣習上これに従う。



第15図 赤崎層分布図

相当層であるとした。

従来天草下島地域では紫赤色岩層は認められていなかったが、田代・大塚 (1978) は紫赤色岩に富む泥岩層がかなり広範囲に分布しているとし、この地層を赤崎相当層とした。紫赤色岩の厚さは牛深市北東部の内の原付近では50m以上であるとし、明石岬付近では数mとしている。また、牛深市魚貫町北西の向田付付近では紫赤色泥岩は認められないが、天草上島地域での赤崎層に普通に見られる淡青色泥岩があり、更に上位には植物片に富む泥岩層があると述べている。この泥岩層の基底部に礫岩層 (*Turritella okadai* 等を含む粗粒砂岩・泥岩の互層を含む) があり両者を合わせて赤崎相当層とした。

筆者らの福連木層中にチョコレート色ないし赤褐色の泥岩がときに含まれることはあるが、これは本来の赤崎層中の紫赤色岩層とは異なるものであろう。

本地域の古第三系の基底部の柱状図を第16図に示す。

福連木層と赤崎層との関係は上下関係にあり、赤崎層は天草上島地域にのみ堆積し、天草下島地域には堆積していないと解される。福連木層は天草上島地域の白岳砂岩層 (長尾, 1926) と同じものである。

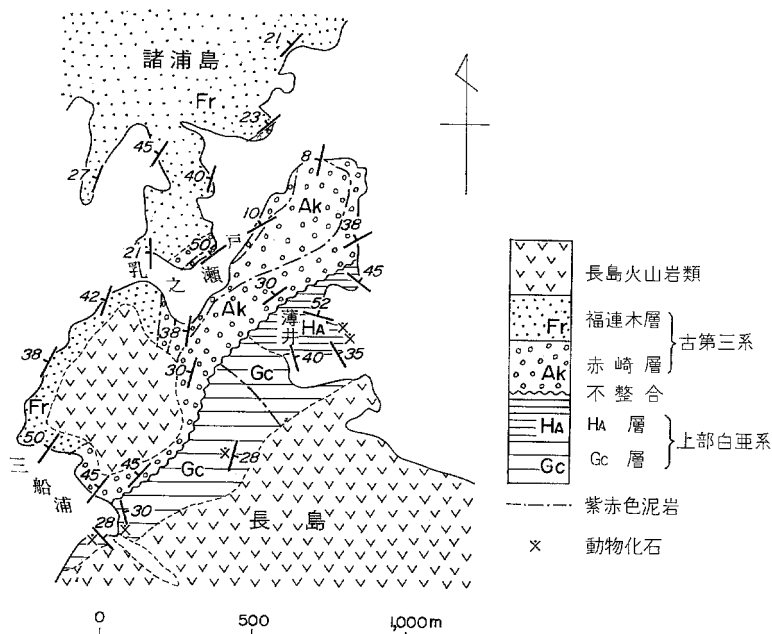
この赤崎層の堆積区の南南西延長上約40kmの^{かみこしきじま}上甕島には、赤崎層と同じく紫赤色泥岩層を特徴とする礫岩との互層帯が、上部白亜系上に不整合をもって厚く発達し、この地層を井上ほか（1979）は中甕層と呼び、層厚は780mに及んでいる。この地層の上に小島層と呼ぶ280mの砂岩を主とした泥岩との互層帯があり、恐らく白岳砂岩層（福連木層）に相当するものであろう。中甕層は恐らく天草上島地域での赤崎層に対比されるもので、紫赤色泥岩には黒赤色、灰赤色、暗緑色及びそれらの雑色等種々の色調を示すものがあり、1枚の厚さも2-8mで少なくとも20数層が認められる。

大観すれば赤崎層は三角半島から北北東—南南西に延びて上甕島に及び、北に薄く南に厚い。東西方向には堆積区が狭く、天草下島地域には堆積していない。

長島北部の赤崎層は走向北東—南西、傾斜北西に30-50°で、下位の上部白亜系姫浦層群とは著しい傾斜不整合をもって接している。この付近の地質図を第17図に示す。

長島北部では基底部50mは礫岩及び細礫を含む粗粒砂岩を主として泥岩を挟む地層があり、その上位170mは礫岩—金礫粗粒砂岩と泥岩との互層帯があり、紫赤色ないし緑灰色泥岩を3-4層挟んでいる。紫赤色泥岩は厚さ3-4mで、その上下面は不規則な凹凸を示している。礫岩は緑灰色塊状で斜交層理に富み、礫は中粒砂岩、暗色頁岩の亜円礫が多く、ほかに安山岩類やチャートを含み、淘汰は余り良くなし。

三船浦南東部では下底より約20m上位に約10cmの薄炭層を挟んでいる。



第17図 長島北部地質図

長島北部^{うすい}薄井における上部白亜系姫浦層群と古第三系赤崎層との不整合を第18図に示す。

伊唐島北端目吹鼻にも上部白亜系姫浦層群のHA層上に不整合をもって古第三系赤崎層の基底礫岩が接している。ここの写真を第19図に示す。

赤崎層からはいまだ化石の産出は知られていない。

三木・松枝（1974）によれば、天草上島地域の赤崎層基底礫岩の礫のうち、変成岩類（特に緑色片岩が多い）が90%以上にも及び、恐らくこれらは木山変成岩及び間の谷・肥後変成岩帯（YAMAMOTO, 1962；唐木田ほか, 1969）から由来したものであろうと述べている。また砂岩は石英量8-23%、長石量4-18%で片岩片やチャート片が著しく増加しているという特徴がある。このことは下位の上部白亜系砂岩が石英量26%以下で、砂岩・頁岩・火成岩片を多く含むこととは非常に異なっている。更に砂岩の組成成分



第18図 長島北部薄井における上部白亜系と古第三系との不整合



第19図 伊唐島北端目吹鼻における上部白亜系と古第三系との不整合

析、重鉄物分析及び化学分析等の結果から、赤崎層は多量のFeを含有する含赤鉄鉱片岩類と通常の結晶片岩類を主要原岩とする地層で、紫赤色岩の原因としては極めて微粒の赤鉄鉱と一部は褐鉄鉱が考えられるとした。微粒赤鉄鉱の起源には褐鉄鉱とともに地下水から添加されたものもあるとした。

西九州の古第三系紫赤色泥岩の成因については、そのほか伊木（1902）の輝緑凝灰質岩説、松下（1949）の雲母片岩・緑色片岩風化碎屑物の再堆積説がある。最近では三木・松枝（1978）は後背地からFeイオンが供給されて褐鉄鉱として沈殿し、それらが後に脱水作用を受けることによって生じた微粒赤鉄鉱が紫赤色岩の成因であるとし、また、井上ほか（1979）は、氾濫原における堆積中絶期の酸化環境下における多量の鉄鉱物を含む泥質物の酸化生成物であるとした。

対比と地質時代

既に前項で述べたように赤崎層は天草上島地域及び三角半島の赤崎層に対比され、更に南西方の甌島の中甌層に対比されるであろう。

赤崎層からはいまだ化石の産出が知られていないので、時代を決定することは困難である。しかし上位の福連木層からは *Nummulites amakusensis* YABE and HANZAWA, *N. ushibukensis* HANZAWA and URATA, *N. hangoensis* HANZAWA, *Discocyclina (Astero-cyclina) sp.* 等の有孔虫化石や *Colpospira (Acutoepira) okadai* (NAGAO) 等を産することから、YABE and HANZAWA (1925) により福連木層は始新世前期の Ypresian であろうとされてきた。最近田代ほか（1980）及び TASHIRO *et al.* (1980) は牛深市明石岬の筆者らの福連木層から *Discoaster lodoensis* (BRAMLETTE and RIEDEL), *Discoasteroides kuepperi* (STRADNER), *Reticulofenestra samodurovii* (HAY, MOHLER and WADE) 等のナンノ化石を報じ、始新世中期であるとした。

従って赤崎層は、上位の福連木層の時代が始新世早一中期であり、上部白亜系姫浦層群上を不整合で覆うことなどから、本報告においては晩新世—始新世前期であろうと考える。

V. 2 下島層群

長尾（1926）の本渡層群^{ほんど}、松下（1949）の上島層群と同じもので、下部より福連木層、志岐山層及び砥石層に3大別される。

全層厚は2,000m-2,300mである。

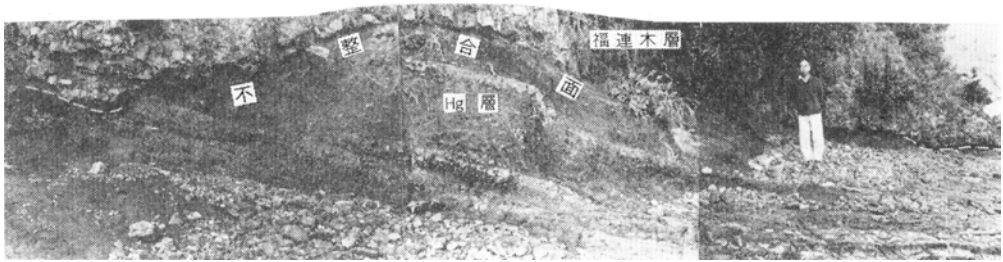
V. 2. 1 福連木層

天草下島においては河浦町新合付近を北端として大きく逆U字型を示して分布し、南部は牛深市明石岬、同下須島東部にも分布している。また、長島北部や諸浦島にも露出している。

層厚は牛深市明石岬では220m、深海町東部では280m、河浦町新合では120m、二浦町亀浦^{ふたうら}では100mである。しかし長島北部では最も厚く650mに達する。

天草下島地域においては福連木層は下位の上部白亜系姫浦層群とは不整合関係で接し、大きく東（長島北部）から西へ向かってオーバーラップしている（第16図参照）。

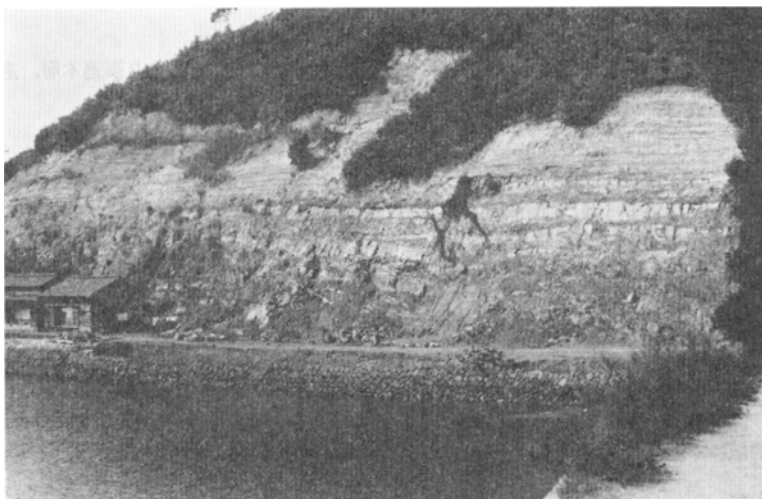
三木・松枝（1974）によれば天草上島地域の白岳層^{しらたけ}（一福連木層）の砂岩は、50%以上の石英と20%



第20図 牛深市久玉町明石岬における上部白亜系と福連木層との不整合



第21図 牛深市久玉町明石岬における福連木層基底礫岩



第22図 牛深市久玉町明石岬北対岸における福連木層下部（含礫粗粒砂岩とシルト岩の互層）

以上の長石を含み、少量のチャート及び砂岩・頁岩片が見られる。このことは姫浦層群の砂岩が石英20%以下で特に火山岩片が多いということと著しい対照を示している。

明石岬における福連木層の層序は次の通りである。

下底約20mは基底礫岩で姫浦層群のHg層上に不整合をもって接している。(下底面の一部には滑動した形跡が認められる)。最下底2-3mは1-8cm(まれに30cm)の角礫ないし亜角礫からなる礫岩で淘汰は悪く、礫は珪質岩・結晶片岩類・粗一中粒砂岩及び黒色頁岩等からなっている。礫の砂岩及び頁岩は白亜系中のものと思われる。

明石岬における不整合の写真を第20図に、基底礫岩を第21図に示す。

明石岬の基底礫岩の上部からは *Colpospira (Acutospira) tashiroi* KOTAKA を産し、北方対岸の礫質砂岩からは *C. (A.) cf. yabei* KOTAKA を産する。この基底礫岩上部は斜層理に富み、礫も径1-5cmの亜円礫が多くなる。その上10mは斜層理を示す含細礫粗粒砂岩とシルト岩との互層、その上20mは粗粒砂岩と泥岩との互層でスランブ構造を示す。その上30mは暗灰色泥岩で下部3mは石灰質団塊を含み、この中に *Nummulites*, *Discocyclina*, *Flabellum* 等の化石を産する。その上30-40mは含細礫粗粒砂岩を主とし暗灰色シルト岩との互層で、大規模な斜層理を示し、砂岩中には時に珪化石を含む。その上20mは暗緑灰色シルト岩で *Nummulites*, *Nodosaria* 等の化石を産する。その上80mはシルト岩で時に紡錘形の石灰質団塊を含み、この中に *Nummulites*, *Discocyclina*, *Colpospira* 等を多産する。

長島北部から諸浦島南部にかけての福連木層は、下部150mは細礫質ないし粗粒砂岩を主とし泥質細粒砂岩ないし頁岩を挟み、斜層理が発達する。中部250mは灰黒色頁岩を主とし細粒砂岩の薄層を挟み、下部から約100m上位に *Nummulites* を含む石灰質団塊を含み、更に90m上位のシルト岩中にも *Nummulites*, *Orthaulax*, *Colpospira*, *Athleta*, *Venericardia*, 等の化石を産する。上部200mは灰白色ないし帯黄褐色の礫質ないし粗粒砂岩を主とし、薄い頁岩を挟み、最上部50mは細粒砂岩と頁岩との互層帯である。

牛深市下須島東部の黒崎海岸のシルト岩から次の化石を得た。

Colpospira (Acutospira) tashiroi KOTAKA

Orthaulax sp.

Balanus sp.

同じく石灰質団塊から

Nummulites ushibukensis HANZAWA and URATAを得た。

下須島南東部正平海岸のシルト岩から

Colpospira (Acutospira) tashiroi KOTAKA

Nummulites ushibukensis HANZAWA and URATA

下須島南東部上ノ倉海岸の細粒砂岩から

Colpospira sp.

Nummulites sp.

牛深市南東牛島北海岸のシルト岩から

Colpospira (Acutospira) okadai (NAGAO)

Cymatium ? sp.

同石灰質団塊から

Nummulites ushibukensis HANZAWA and URATA

深海町キヨタノ鼻北500mのシルト岩から

Colpospira (A.) *okadai* (NAGAO)

C. (A.) *tashiroi* KOTAKA

河浦町本郷南のシルト岩中の石灰質団塊から

Nummulites amakusensis YABE and HANZAWA

N. *hongoensis* HANZAWA

Discocyclina fukamiensis HANZAWA

河浦町本郷北のシルト岩中の石灰質団塊から

Nummulites amakusensis YABE and HANZAWA

河浦町西高根^{にしこうね}の細粒砂岩から

Nummulites amakusensis YABE and HANZAWA

N. *hongoensis* HANZAWA

Discocyclina fukamiensis HANZAWA

二浦町坊主瀬のシルト岩中の石灰質団塊から

Nummulites ushibukensis HANZAWA and URATA

N. *hongoensis* HANZAWA

Asterocyclina sp.

河浦町十^{じゅう}の原^{はる}の粗粒砂岩中の石灰質団塊から

Nummulites sp.



第23図 牛深市下須島黒崎南方における福連木層下部の含礫粗粒砂岩

Discocyclina sp.

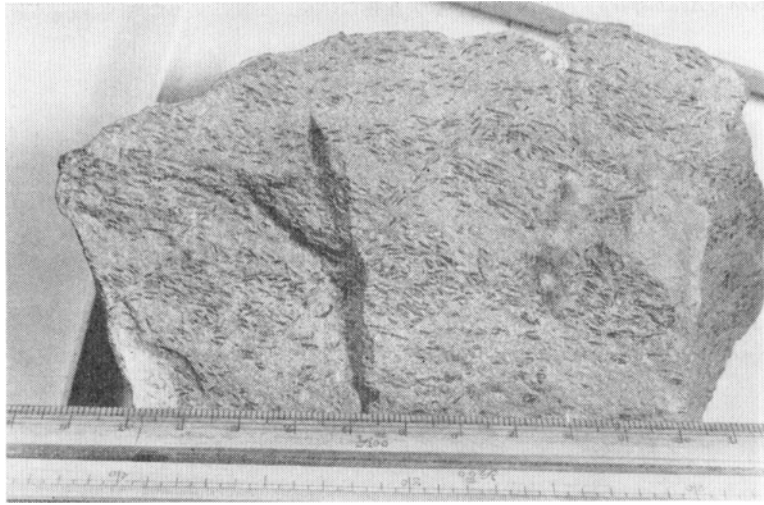
河浦町水の浦南方500m・同久留^{くる}北西500m・同白木河内・同十の原・同新合の細粒砂岩から
Colpospira (Acutospira) okadai (NAGAO) を得た。



第24図 第23図より上位のシルト岩（石灰質団塊中に *Nummulites* を産する）牛深市下須島黒崎



第25図 牛深市二浦町坊主瀬における福連木層下部の含礫粗粒砂岩 人物足元のシルト岩中の石灰質砂岩より *Nummulites* を産する



第26図 *Nummulites discoeyclina* の密集する石灰質団塊（牛深市下須島黒崎産）目盛は1cm



第27図 *Nummulites* の密集する石灰質団塊（産地，第26図に同じ）目盛は1mm

牛深市下須島黒崎及び二浦町坊主瀬における福連木層下部を第23図・第24図・第25図に示す。
Nummulites 及び *Colpospira* の産状を第26図・第27図・第28図に示す。



第28図 *colospira* の密集する石灰質細粒砂岩（牛深市下須島上ノ倉産）折尺は約35cm

対比と地質時代

福連木層は長尾（1926）の白岳砂岩層，松下（1949）及びMIKI（1972）の福連木層，波多江（1959）の明石岬層（ただし明石岬に露出するものについてのみ）並びに田代・大塚（1978）の赤崎相当層＋白岳砂岩相当層に対比される。

その地質時代は *Nummulites amakusensis* YABE and HANZAWA, *N. hongoensis* HANZAWA, *N. ushibukensis* HANZAWA and URATA 等の有孔虫化石を産することから，始新世前期の Ypresian に相当するものであろう。最近田代ほか（1980）及び TASHIRO *et al.*（1980）は明石岬北部から *Discoaster lodoensis* (BRAMLETTE and RIEDEL), *Discoasteroides kupperi* (STRANDNER), *Reticulofenestra samodurovii* (HAY, MOHLER and WADE) 等のナンノ化石を報じ，始新世中期であるとしたのは前述した通りである。

V. 2. 2 志岐山層

松下（1949）の命名で，志岐山は天草下島北西部にある。

天草下島においては一町田向斜軸の東西両翼に分布し，東翼部は河浦町白木河内付近・二浦町から牛深市久玉町下須島に，西翼部は河浦町小島付近から二浦町亀浦，同福津付近にかけて分布する。また中田背斜及び宮地向斜により河浦町北部新谷付近から本郷半島，深海町北東海岸及び産島西部に分布し，更に長島海峡を隔てて獅子島西海岸から諸浦島及び長島北部にかけても分布している。

層厚は河浦町白木河内付近では750mであるが，南に向かって次第に厚くなり，牛深市久玉町付近では1,200mに達する。

志岐山層は全般的に泥岩などの微細粒岩にとむことが特徴である。本層は下，中及び上部に区分される。

下部は灰黒色泥岩を主とし，微細粒—細粒砂岩とシルト岩との数cm毎の細密互層が発達し，時に著



第29図 牛深市久玉浦西岸における志岐山層（微細粒砂岩とシルト岩との細密互層）

しい層間褶曲が認められる。

牛深市久玉浦西岸における砂岩とシルト岩との細密互層を第29図に示す。

中部も泥岩を主とし薄い砂岩を挟む互層であるが、時に3-5mの青灰色中粒砂岩を挟み、またスランブ構造を示す部分が認められる。

上部は灰黒色頁岩を主とし微細粒砂岩との密互層で、最上部100mにはほとんど砂岩が見られず、灰黒色の頁岩が優勢である。最上部20mは貝化石や有孔虫化石に富む暗灰色泥岩で、風化して特徴的にややオレンジ色を呈し、時に1m内外の暗緑色中粒砂岩を挟んでいる。この砂岩は後述する一町田砂岩に類似し、海緑石様緑色鉱物粒が散点し貝化石を多産する。高井⁸⁾はこの砂岩を似町田砂岩と称し、広く天草下島全域に追跡した。波多江（1960b）はこの化石帯を遠見山化石帯と名づけた。

本調査においてこの化石帯から次の化石を得た。

牛深市下須島砂月浦西岸及び遠見山東山腹

Venericardia mandaica (YOKOYAMA) 多産

V. *uvasana* (CONRAD)

Crassatellites nipponensis YOKOYAMA

Flabellum sp.

牛深市魚貫町里浦南西700m

Venericardia mandaica (YOKOYAMA)

V. (*Venericor*) *nipponica* YOKOYAMA

Flabellum sp.

Fulgoraria sp.

本層上部の牛深市辰ヶ越^{まつ こそ}東方400mの泥岩から *Cyclammina* sp. を得た。

8) 未発表.

なお本図幅に北接する志岐山層から FUKUTA (1962) は次の有孔虫化石を報告している。

Haplophragmoides amakusaensis ASANO and MURATA

H. subamakusaensis FUKUTA

Cyclammina formosensis YABE and HANZAWA

C. cf. pacifica BECK

Robulus cf. weaveri BECK

Globigerina cf. linaperta FINLAY

Globorotalia cf. perclana LOEBLICH and TAPPAN など

本層の泥岩・砂岩は一般に雲母片に富み、また炭化植物の微片を含む事がある。砂岩は石英粒に富むアレナイトである。

本層は全般的に公海成一部瀕海成堆積物である。

本層は後述する坂瀬川層に類似しているが、全般的に泥質で、坂瀬川層がやや砂質頁岩を主とする点で異なっている。

対比と地質時代

志岐山層は長尾 (1926)、波多江 (1959) 及び田代・大塚 (1978) の教良木層、松下 (1949) 及び MIKI (1972) の志岐山層に対比される。

Haplophragmoides amakusaensis ASANO and MURATA, *Cyclammina formosensis* YABE and HANZAWA ほか前記有孔虫化石等から見て、志岐山層は始新世前期の Ypresian 後期から始新世中期の Lutetian にわたるものと思われる。

V. 2. 3 砥石層

一町田向斜軸の東西両翼及び宮地向斜軸上に分布し、河浦町今富東部から水越・釜・一町田東部にかけて半盆状に露出している。南部では牛深市魚貫町の東西両翼及び観現山東部から牛深市下須島にかけて分布している。また新和町小宮地から本郷半島を経て産島東半部にも分布している。

砥石層は砂岩を主とする関係で浸食に対する抵抗性が比較的強く、地域内の山稜を形成している。例えば牛深市北部の高取山341m、遠見山217m、新和町の西身野山332m、本郷半島の梶木岳254m及産島262mなどである。

層厚は南部の牛深市魚貫町付近で最も厚く850mであるが、北に向かって次第に薄くなり、河浦町一町田付近では650mである。

本層は灰白色細粒ないし中粒砂岩を主とし、暗灰色の微細粒砂岩、シルト岩及び頁岩を挟んでいるが、下位の志岐山層及び上位の坂瀬川層に比べてより粗粒の岩相を示している。

本層上半部は砂岩が優勢で、下半部は砂岩・頁岩（シルト岩）の互層が発達する。

砂岩は新鮮なものは青味を帯びた灰白色で、風化面では黄褐色ないし灰褐色となり、風化土壌は時に鮮やかなオレンジ色を呈する。粗粒砂岩は本層の上部に限って見られ、時に細礫質となる。葉理面などに雲母（白雲母）片をししばし含み、炭化植物片が見られることがある。本層中の頁岩及びシルト岩は灰褐色ないし灰黒色で砂岩と互層し、風化すれば玉ねぎ状構造を示すものがある。本層の下半部は灰黒

色シルト岩・頁岩と砂岩との互層で、ときに志岐山層と類似するものがある。

本層の上部3分の1に主要炭層（無煙炭）を5－6枚挟み、かつて数炭鉱において稼行されたが、現在ではすべて閉山している。

砥石層上部の砂岩層及び砂岩・頁岩互層を第30図及び第31図に示す。

牛深市魚貫町の魚貫及び権現山両炭鉱坑内の「3尺層」上盤の頁岩から次の化石を得た。

Corbicula (Cyrenobatissa) nagaoui SUZUKI

C. (C.) mirabilis (NAGAO)

Nelumbo nipponica ENDO

本層の砂岩は石英粒に富むアレナイトである。



第30図 牛深市辰ヶ越における砥石層最上部の粗粒砂岩



第31図 牛深市辰ヶ越東方100mにおける砥石層中の砂岩頁岩互層

本層は下位の志岐山層の海進に引き続く海退期の堆積物で、特に上半部は瀬侮成ないし三角洲成の環境下の堆積層と思われる。

対比

砥石層は長尾（1926）、松下（1949）、波多江（1959）及びMIKI（1972）の砥石層に対比され、更に夾炭層の特徴から三池炭田の七浦層及び高島炭田の端島層に対比されるであろう。

V. 3 坂瀬川層群

長尾（1926）、松下（1949）の坂瀬川層群と同じものであるが、岩相から新たに下部より、一町田層・魚貫層・二江層及び鬼池層⁹⁾に4大別した。

全層厚は1,300m以上である。

V. 3. 1 一町田層

砥石層最上位の灰白色粗粒砂岩の上位に来る暗緑色細粒砂岩で、海縁石粒に富み海生貝化石を多産する。

層厚は6-10mであるが天草下島及び上島の全域にわたって追跡され、非常に良い鍵層となるところから一つの層序区分単位として取り扱った。

図幅地域北部の一町田付近の一町田向斜軸の東西両翼に分布し、南部では牛深市魚貫町から牛深市西部を経て下須島西方の黒島にまで分布している。

基底部1.5-2mには海生貝化石が密集し、その上位5-8mは海縁石粒に富む暗緑色微細粒ないし細粒の砂岩で、貝化石を産する。それより上位は灰色の頁岩及びシルト岩の厚層の坂瀬川層へ漸移する。

一般に一町田層は塊状を呈し、風化すれば玉ねぎ状構造を示すことが多い。

牛深市北方辰ヶ越海岸・同茂串東方及び同黒島から次の化石を得た。

Pholadomya sp.

Crassatellites nipponensis YOKOYAMA

Venericardia sp.

V. cf. *nipponica* YOKOYAMA

Pseudoperissolax yokoyamai SUZUKI and ITO

Brachiopoda gen. et sp. indet.

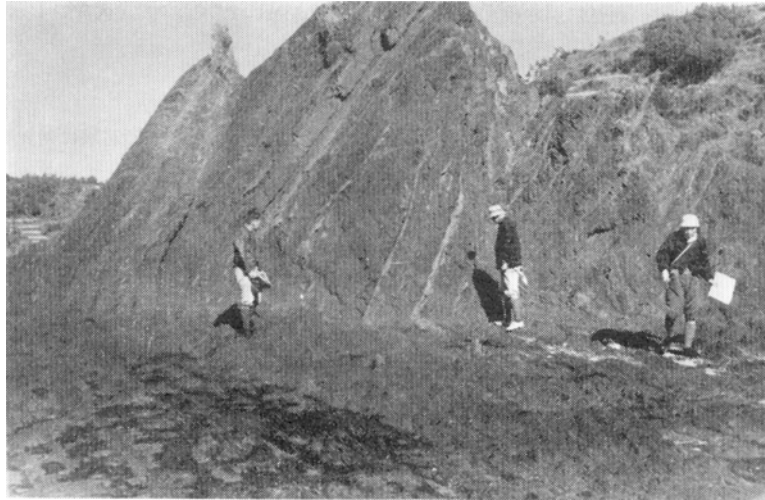
河浦町一町田西方の本層からも同様の化石を産する。

本層からは各地で化石を産するので、地質図にはその代表的産地のみを記入した。

V. 3. 2 魚貫層

長尾（1926）及び松下（1949）の坂瀬川層のうち、その下部約3分の1の地層で、河浦町及び牛深市

9) 天草下島、河浦町一町田・牛深市魚貫・五和町二江・五和町鬼池の地名から採った。二江及び鬼池は天草下島北部で、本図幅地域外。



第32図 牛深市辰ヶ越西海岸における魚貫層下部の頁岩層（灰白色部は微細粒砂岩の薄層）

魚貫町の一町田向斜軸上に分布し、また魚貫湾北西部にも小背斜・向斜をくり返して小範囲に分布している。

層厚は牛深市茂串西方で700m、河浦町一町田付近では400m以上（上限は露出していない）である。

前述した一町田層から漸移し、灰色ないし灰黒色頁岩、シルト岩が大部分を占めるが、一部では1-5 cmのより硬い砂質頁岩ないし微細粒砂岩を数cm-1m毎に頻繁に挟んでいる。またまれに数cmの凝灰質砂岩又は凝灰岩を挟むことがある。

第32図に本層下部を示す。

本層の塊状シルト岩は風化するとしばしば玉ねぎ状構造を呈し、また小短冊状に崩れることが多い。

最下部の暗灰色シルト岩中から次の化石を得た。

牛深市魚貫町向江南海岸及び牛深市北方辰ヶ越海岸から

Crassatellites nipponensis YOKOYAMA

Teredo sp.

本層上部の牛深市北西前崎海岸の暗灰色シルト岩から

Ctenamusium amakusensis OMORI

同層準の牛深市西方須口の南方海岸からは

Ctenamusium inouei OMORI

本図幅に北接する河浦町今田からは、下底より70m上位の暗灰色シルト岩から

Lima eocenica NAGAO

L. amaxensis YOKOYAMA を得た。

浅野・村田（1957）は一町田付近の本層から次の有孔虫化石を報告している。

Sigmoilina sakasegawaensis ASANO and MURATA (MS)

Plectina poronaiensis ASANO

Cyclammina pacifica BECK

Bathysiphon eocenica CUSHMAN and HANNA

Haplophragmoides amakusaensis ASANO and MURATA (MS)

Spiroplectammina itchodaensis (ASANO and MURATA (MS)

Hemicristellaria sandersi (HANNA and HANNA)

Robulus amakusaensis ASANO and MURATA (MS)

Globigerina eocenica TERQUEM

G. ouachitaensis senilis BANDY

G. cf. dissimilis CUSHMAN and BERMUDEZ

G. sp.

対比

本層は長尾 (1926), 松下 (1949), 波多江 (1960b) 及び MIKI (1972) の坂瀬川層のうち, 下部500-700mの地層に相当する.

V. 3. 3 二江層

従来の坂瀬川層を新たに下・中及び上部に3区分したうちの, 中部に相当する地層で, 牛深市北西の鶴崎半島の前崎から剣崎にわたって南北に狭長な分布を示している.

層厚は約300mである.

淡灰色細粒砂岩と灰黒色砂質頁岩ないし頁岩との細密互層で, やや砂質頁岩が優勢である.

本層は下位の魚貫層及び上位の鬼池層に比べて, 細粒砂岩が多い点で区別される. なお本層は天草下島北部では砂相となり, 6-10mの砂岩を多く挟むようになる.

化石はあまり産出せずわずかに剣崎西方で, 保存不良の植物化石片を認めたにすぎない.

本層は坂瀬川海進の中間期におけるやや海退期の瀬海成堆積物と思われる.

V. 3. 4 鬼池層

従来の坂瀬川層のうち最上部を指すものである.

牛深市北西鶴崎半島の西端部にほぼ南北に分布している.

層厚は300m以上である. (上限海中)

灰黒色塊状シルト岩ないし砂質頁岩を主とし, 灰黒色頁岩やごく薄い細粒砂岩を挟んでいる. 頁岩中にはしばしば石灰質団塊を含んでいる.

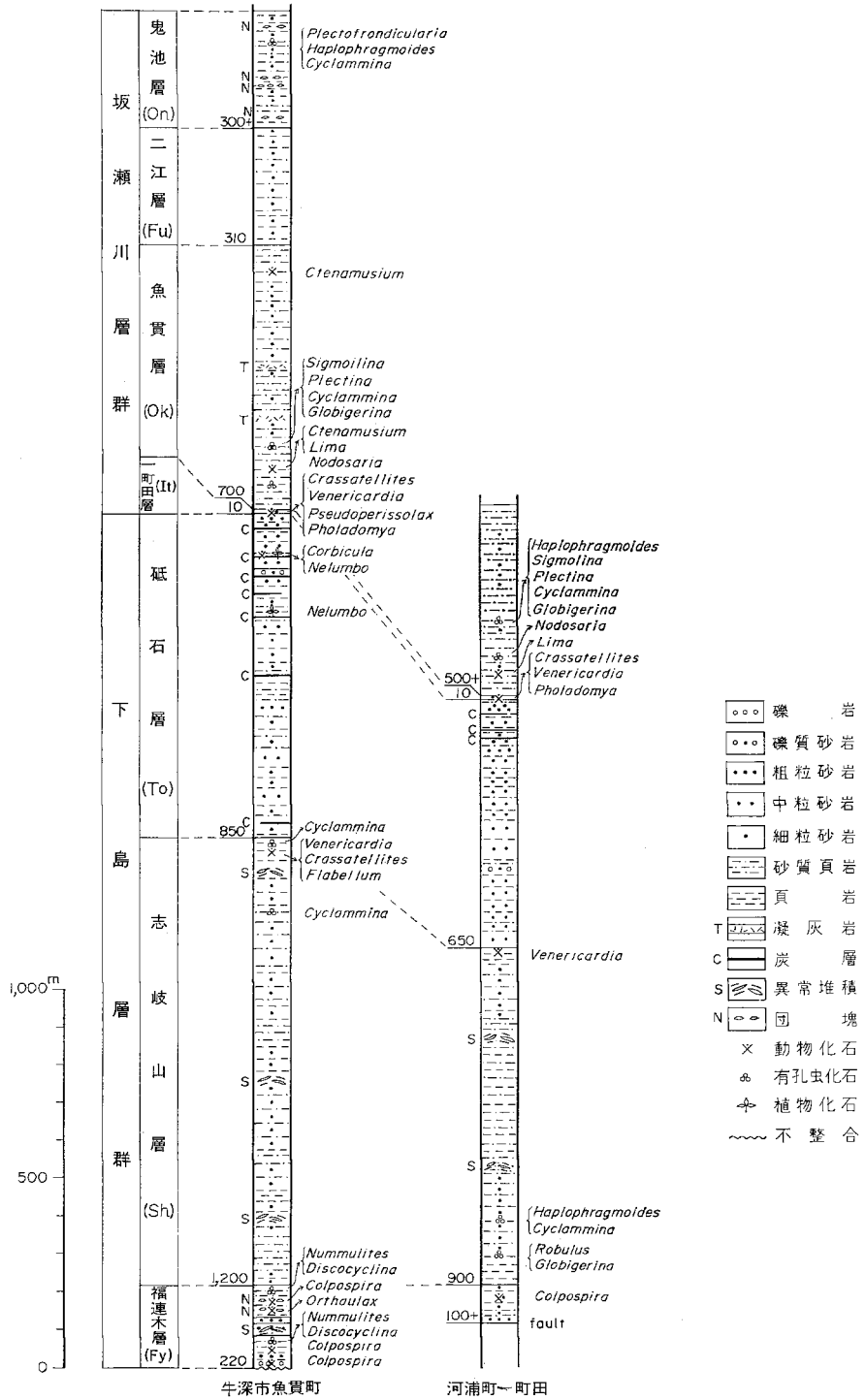
MURATA (1960) は天草下島北部の鬼池付近から次の有孔虫化石を報告している.

Plectofrondicularia packardi CUSHMAN and SCHENCK

Dentalina dusenburgi BECK

Haplophragmoides amakusaensis ASANO and MURATA

Cyclammina cf. incisa (STACHE) ほか



第33圖 古第三系柱狀圖

V. 3. 5 対比と地質時代

坂瀬川層群は長尾（1926）、松下（1949）、波多江（1959）及びMiki（1972）の坂瀬川層群に相当する。また、三池炭田の万田層群、高島炭田の伊王島層に対比されるであろう。

産出化石及び有孔虫化石から見て、始新世後期の公海成一部瀬海成の堆積物と思われ、その上位は漸新世の初期に及んでいるかも知れない。

天草下島地域の古第三系の柱状図を第33図に示す。

VI. 重 鉍 物 組 成

この項の記述は佐藤（1961）及びSato（1969）から引用した。

VI. 1 上部白亜系

御所浦層群

緑れん石と黝れん石で90%以上に達し、ごくわずかのジルコン・ざくろ石が存在する。

姫浦層群

ざくろ石30%以上、ジルコン60%以下、電気石30%以下で112510を除き金紅石は見当たらない。

4個を除き緑れん石が40%以上もあり、褐れん石も特徴的である。

8120802及び8120804では普通角閃石・普通輝石が10%以上も含まれる。

牛深市明石岬の112505はジルコンが67%と多く、他のものと異なっている。

VI. 2 古 第 三 系

VI. 2. 1 下島層群

牛深市明石岬の福連木層はざくろ石58-83%で非常に多く、紫色ジルコンはほとんど含まれていない。

志岐山層は後述Z-G-Tダイヤグラムのジルコン—電気石線上の電気石30%以下の所にあり、ざくろ石が非常に少ない。金紅石は2-9%でその他の重鉍物はほとんど見当たらない。

砥石層はジルコン47-70%で、ざくろ石が非常に少ないことが特徴である。

VI. 2. 2 坂瀬川層群

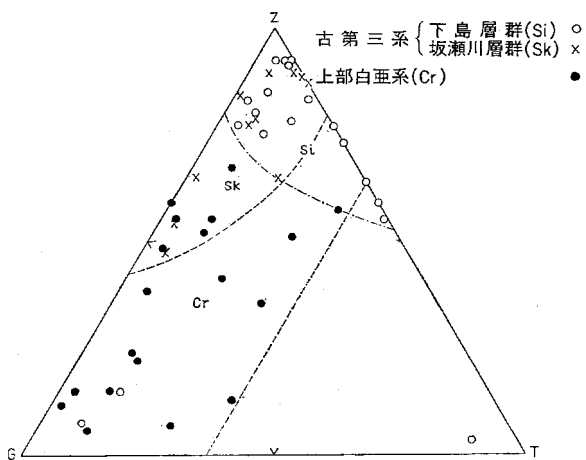
天草下島北部の試料によれば、一町田層はジルコン80%以上で、ざくろ石は1-12%と少なく、金紅石は5%前後含まれている。

魚貫層はざくろ石30-50%、電気石10%以下で、一町田層に比べてざくろ石が増加する。金紅石は1%以下である。

二江層はジルコン70%以上、ざくろ石17%以下で、ジルコン頂点の方に分布する。

鬼池層は二江層に似るがジルコンの量がやや少なく（65%）、その他多量の黒雲母を含有している。

以上の結果から総括的に見れば、上部白亜系は緑れん石・褐れん石などの存在で特徴づけられるが、



第34図 ZGT ダイアグラム(天草下島地域) SATO (1969) 原図

OHARA (1961)・小原 (1962) は牛深市北東3kmの乗田付近のものには緑れん石が余り著しくないか、あるいは全く認められないと述べている。緑れん石の含有が層準の差を示しているのか、それとも地域差によるものかは現在の段階では速断し難い。

重鉍物の大部分を占めるジルコン、電気石及びざくろ石3成分間の百分率をダイアグラムで表わすと、各地層の特徴が一層はっきりしてくる。第34図にZ—G—Tダイアグラムを示す。

牛深市明石岬の古第三系福連木層はG域のしかもざくろ石頂点よりに位置し、上部白亜系と区別し難いが、天草下島北部の福連木層がすべてZ域に属するのと、著しく対照的である。この意味の解明も今後の課題の一つであろう。

志岐山層と砥石層はすべてZ域に分布し、天草下島北部の福連木層と変わらないが、ただやや電気石が多く、金紅石を増し、再び紫色ジルコンが出現する点で、やや異なっている。

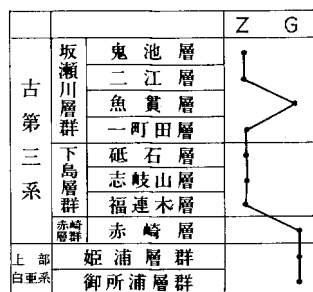
一町田層もZ区域に入り下位と変わらず、下島層群との境界は重鉍物組成からはつかめない。しかし魚貫層に入るとG域に移動し、従って下島層群との境界は、一町田層の上位辺りに存在すると思われる。

二江層、鬼池層はZ域に分布し、魚貫層とは区別することができる。

以上のことをZ、Gに関してのみまとめると、第35図のようなG→Z→G→Zのサイクルが認められる。

重鉍物の起源すなわち原岩は、上部白亜系は緑れん石を多量に含むことから、結晶片岩からの供給が重要であったと推定される。

古第三系中の電気石・ざくろ石及び金紅石は一般に酸性火成岩にも結晶片岩にも含まれるものであ



第35図 層序とZGの関係
佐藤(1961)地層名改変

て、試料中の上記鉍物がどちらの起源であるかは区別し難い。しかし電気石の柱状のものは野母半島の結晶片岩中に多量に含まれているようであり、この点から見ると結晶片岩からの供給を無視できない。ジルコン(無色)のうち、ほとんど磨耗していない自形のものや、細長い形のは酸性火成岩源と推定される。紫色ジルコンは円磨度が良好であり、古い堆積岩や砂岩源の変成岩から再堆積したものと思われる。普通角閃石、輝石類は火山岩源であろう。

全体として見ると結晶片岩からの供給が主であり、酸性火成岩、古い堆積岩の影響も無視できず、ときに火山岩類の影響が見られる。

VII. 地 質 構 造

VII. 1 概 説

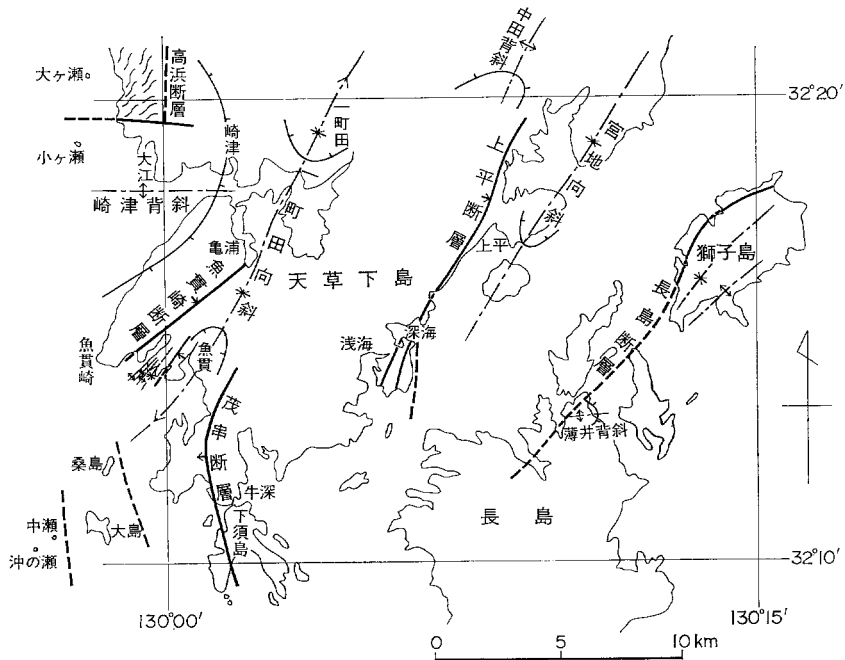
本図幅地域は西南日本内帯に属し、いわゆる長崎三角地帯に位置している。図幅地域の北西部及び南西端の海中島嶼に、わずかに先白亜系が分布し、周辺の上白亜系とは断層によって境されている。一方、地域南部の長島は、大部分が鮮新世以降の火山岩類によって覆われるが、北薩の屈曲（橋本，1962）と呼ばれる地質構造上の要点をなしている。

地帯構造上天草諸島の占める位置については、YABE（1928）、江原（1949）などの研究が公にされている。すなわち本州西南弧と琉球弧との会合地域に当たり、主要な地質構造線特に北北東—南南西性の褶曲軸を持つ褶曲構造が著しく、この褶曲を起した運動を大塚（1942）は天草褶曲運動と呼んだ。また松下（1951）は褶曲構造を主とし、これを切る後成の北西—南東方向の断層を伴う地質構造を、天草型構造と呼んだ。

筆者らはこの天草型構造を、前期の褶曲構造と、後期の断層構造とに区分し、この両者の複合されたものが現在見られる地質構造であろうと結論した。

VIII. 2 褶曲構造（前期）

主要褶曲軸及びこれと関連のある主要断層を第36図に示す。



第36図 地質構造図（その1）

第36図は、更に後成の北西-南東方向の断層群生成以前の大体の地質構造を示している。これらの褶曲軸のうち、ほぼ東西性の褶曲軸（長島北部の薄井背斜及び下島崎津南方の崎津背斜）は、上部白亜系にのみ褶曲を与えていると思われ、恐らく上部白亜系堆積後—古第三系堆積前の褶曲構造と思われる。

植田・古川（1960）はこの運動を姫浦褶曲運動と名付けた。

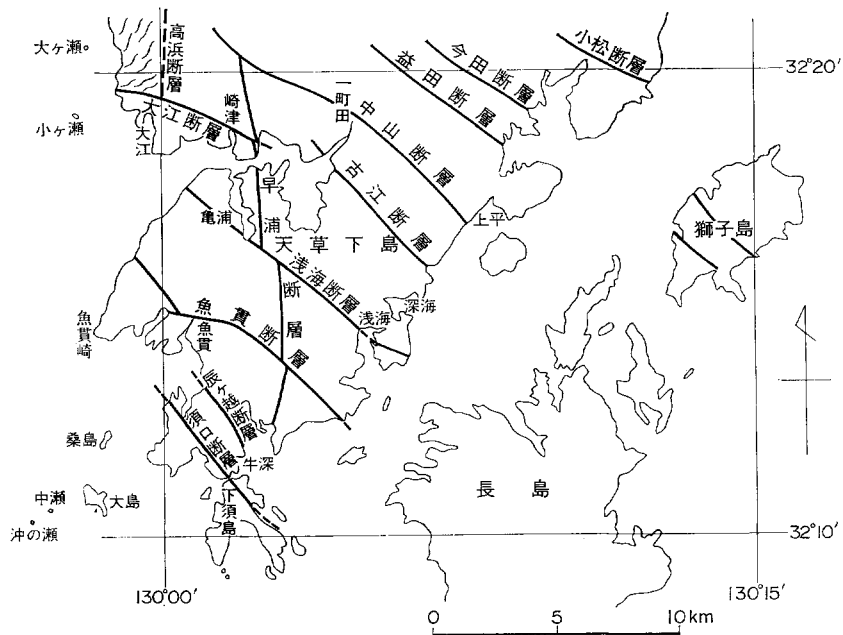
姫浦褶曲運動は断層を伴い、特に天草下島地域と長島・獅子島地域とを境する北東—南西方向のもの（長島断層）が潜在し、その東側は陸化し、西側はその後の古第三系堆積盆を形成したと思われる。この姫浦褶曲運動による地質構造の最もよく表現されているのは長島北部で、これについては第17図に示した。

天草下島では中央部を北北東—南南西に延びる一町田向斜軸を中心とし、東側には中田背斜及び宮地向斜があり、更に獅子島では一對の向斜・背斜がある。

一町田向斜軸は亀浦—浅海を結ぶ線を境に、北側は北に、南側は南に緩くピッチ・ダウンしている。そのため一町田向斜は一町田南方ではいったん閉鎖された形を示し、再び南方の魚貫町付近では南に開いている。

これらの褶曲構造が発達するにつれて、走向方向の断層の生成が行われ、それと相前後して流紋岩類やひん岩類の小岩脈の貫入が行われたものと思われる。

更に褶曲が激しくなるにつれて逆断層を生じ、特に天草下島東海岸沿いの上平断層は、中田背斜の東翼部が次第に逆断層となって断裂を起こしたものと思われ、南部の深海付近では数本の副断層を伴い、見掛け上の層間落差は約3,000mにも達している。この上平断層沿いの地層の傾斜は70-80° ときには逆転し、高角度帯を示している。



第37図 地質構造図(その2)

一般に褶曲構造による地層の傾斜は30-50°である。

VIII. 3 北西—南東方向断層群（後期）

前述した褶曲構造及びそれに伴う断層を切って、北西—南東方向の断層群が発達している。これらは明らかに褶曲運動以後の生成にかかるもので、この系統の主要断層を第37図に示す。

第37図のうち、早浦断層は北西系統の断層によって断たれ前述した褶曲構造は切っているの、両者の中間の生成かと思われる。

北西—南東方向の断層は地質図にも示すようにほぼ等間隔に並走し、どちらかという横ずれ式の断層が多く、褶曲構造を切るの見掛け上の落差は同一断層でも場所によって正逆まちまちである。また断層面に沿ってひん岩やまれに玄武岩が進入している。

前述の褶曲構造及びその後の断層群の生成時期は、長島溶結凝灰岩以降の地層は前述の褶曲構造や断層構造には参加していないので、坂瀬川層群堆積後—長島溶結凝灰岩噴出前すなわち始新世後期（あるいは漸新世前期）以後から鮮新世末期—更新世初期以前となり、恐らく中新世中期と思われる。

VII. 4 重力調査の結果と地質構造との関係

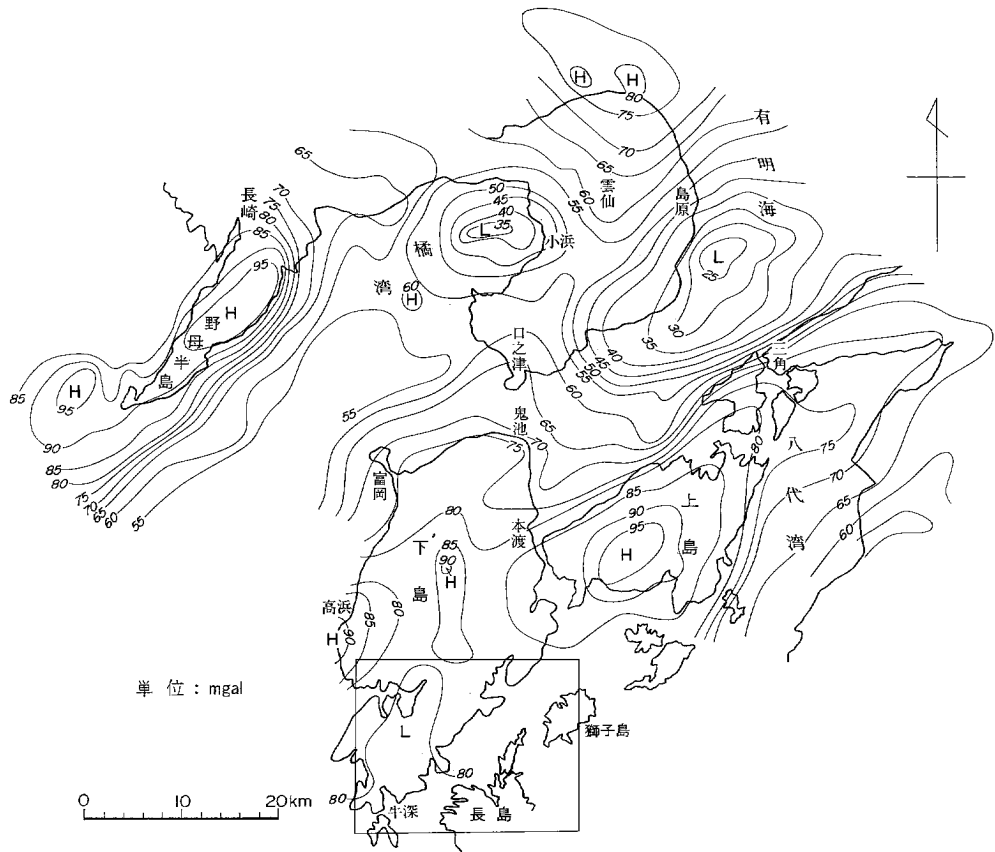
地質調査所において実施した天草周辺地域の重力調査（蜷川・松田，1961，1962；中条，1961）の結果を第38図に示す。

天草下島西部の高浜付近に露出する長崎変成岩類の所に高重力域が現れ、北西対岸の野母半島の同様変成岩類の場所にも高重力域が現れている。野母半島のもは現在の半島の伸び方向と一致して北東—南西方向に延びた等重力線が描かれ、その南東側は急激に低重力域に移っている。すなわち同じ変成岩類と思われる高浜地域とは直接つながらないようで、少なくとも野母半島南東側に北東—南西方向に走る構造線が予想される。

この高浜の高重力域からほぼ北北東ないし北東に延びて富岡から天草下島北東端鬼池に至る一つの湾曲があり、これは古第三系の背斜構造とほぼ一致している。

天草下島南部の80mgalの低重力線は一町田向斜の南半部の構造にほぼ格好が似ている。中央部の85・90mgalで示されるほぼ南北に延びた高重力域は、構造的に何を反映しているかよくは分らない。ただはなはだ興味あることは、下島北部においてかつて稼行されていた主要炭層が、丁度この高重力域付近から南にかけて約6kmの間急激に薄化して全く稼行に耐えないという事実である。またこの高重力域を境として、東側の夾炭層（砥石層）はほとんど炭層らしい炭層を含んでいないという事実である。このことは炭層堆積当時何らかの基盤の異常（ある種のバリエーション？）がほぼ南北方向にあったことを物語り、それがこの高重力域として表現されているのではなからうかと思われる。

天草上島のほぼ中央部から三角半島南側に延びる一つの高重力域の延長があり、このSW方向の延長は恐らく下島—長島間を通るものと思われる。この線は前項において延べた長島断層又はその副断層の方向とほぼ一致し、上部白亜系堆積後—古第三系赤崎層堆積前に形成された一つの重要な構造線と一致



第38図 天草周辺における等重力線図 (5 mgal 間隔) 滝川・松田(1961, 1962), 中條(1961) の資料による
四角枠は牛深図幅地域

する。上島におけるこの高重力域の中心付近は、中新世の流紋岩類の大きな岩体があり、また、この線の北西側にはほぼ平行して下島東岸沿いに約3,000mの層間落差を示す上平断層（逆断層）がある。

また、下島北対岸の島原半島南部口之津付近にNEに延びる一つの出っ張りがあるが、この付近に古第三系坂瀬川層群の分布が知られていることは、天草下島の古第三系堆積盆がこの方向に延びていることを暗示している。

この等重力線図には、北西—南東方向の断層群の影響を暗示するものは読み取り難い。ただわずかに南部の牛深北西方に見られる80mgalの線の湾曲は、現在の辰ヶ越断層及び須口断層によるものかと、思われる程度である。

VIII. 貫入岩類

天草下島には上部白亜系及び古第三系中に小規模な岩脈・岩床をなして種々の火成岩類が見られる。これらを大別すると流紋岩、ひん岩及び玄武岩である。これらの火成岩類は上部白亜系及び古第三系を

切り、鮮新統以降の地層には関係がないので、その貫入時期は始新世後期（あるいは漸新世前期）以後—鮮新世以前で、恐らく中新世中期であろう。本図幅地域内の酸性火成岩と密接な関係にある天草下島北西部の酸性火成岩類（北隣本渡図幅地域内）の K-Ar 年代は、花崗閃緑岩は $19.0 \pm 0.9\text{Ma}$ 、変質流紋岩は $13.3 \pm 0.6\text{Ma}$ 、（柴田・富樫，1975）で、いずれも中新世を示している。

VIII. 1 流紋岩

牛深市深海町西方 2.2km 及び西南西 3.5km 付近の上部白亜系中に、ほぼ北東—南西方向に幅 8-15m の岩脈が認められる。傾斜は $20-40^\circ$ 北西である。本岩は陶石化作用を受けて陶石に変化しているものが多く、天草陶石として採掘中である（XI. 応用地質参照）。その他深海町東方に断層に沿って進入した小岩脈が見られる。

鏡下では斑晶はカリ長石・曹長石・石英・白雲母からなり、石基は石英・カオリナイト・絹雲母及び粘土鉱物からなり、完晶質である。カリ長石は正長石あるいは高温サニディンで、Or=70-75 である（富樫，1974）。

VIII. 2 ひん岩

図幅北東部に多く見られる。

通常厚さ数 m 以下の貫入岩体で、まれに 20-30m に達するが、その露出を長く追跡しうるものはほとんどない。

海岸などの好露出で観察すると、特に志岐山層中に貫入したものは同一岩体がわずかの間にその方向を転じ、地層面に平行なものがそれを切るようになり、あるいは分岐・尖滅するなど極めて不規則な形態を示している。岩体にはときに柱状節理が発達する。

岩体と接触するシルト岩などは接触面から 2-3cm 程度の幅で硬化していることがあるが、その他の変質は肉眼的には認められない。

大部分のひん岩は肉眼では青灰色で、ほとんど斑晶は認められず、地域内の砂岩に類似の外観をしているものが多い。しかし、本図幅地域北東部の宮野河内湾西岸の志岐山層中に貫入するひん岩のように、黒雲母及び輝石類の斑晶を識別しうるものもある。

砂岩様ものは鏡下においても一般に無斑晶で、石基は短柱状の斜長石が主体で、微量の黒雲母・石英が認められ、組織はピロタキシチックないし粗面岩質である。通常炭酸塩化が著しい。

肉眼的に黒雲母などの斑晶が見られるものは、鏡下において黒雲母・輝石類及び角閃石類が斑晶及び石基に存在し、石基は主として短柱状の斜長石及び少量の石英から成る。無斑晶（砂岩様）のものに比べて有色鉱物に富み、炭酸塩化はあまり著しくない。

これらのひん岩はいずれも変質を受け、有色鉱物の多くは分解し、ときに微量の硫化鉱物の鉱染が見られる。

VIII. 3 玄武岩

本図幅地域の特に下島において、玄武岩岩脈が各所に見られる。北西部の越崎西方においては長崎変成岩類を貫いて福荷神社への道路に2本の岩脈が認められ、そのほか上平・亀浦・鶴崎・下須島砂月浦東岸などにおいて岩脈があり、いずれも古第三系を貫いている。権現山山頂を構成する玄武岩も粒度組成からみて岩脈と考えられる。

牛深市下須島の砂月浦東岸の志岐山層中に貫入するものは普通輝石かんらん石玄武岩で、特にその南部のものは表面を削剝されて、その上にはほぼ水平に長島溶結凝灰岩類の下底の礫層が乗っている。ここでは岩脈の幅は約10mで延長は約50mである。この玄武岩を第39図に示す。外観は灰黒色緻密でドレライトとも言うべき岩石である。

鏡下の性質

斑晶：かんらん石・普通輝石

かんらん石は最大径2.0mmに達し、大部分が蛇紋石又は方解石化し、中心部にわずかに新鮮な部分を残すものがある。普通輝石は0.7mm程度である。

石基：斜長石・普通輝石・鉄鉱・緑泥石様鉱物

オフィチック組織を示す。斜長石は最大0.3mmに及ぶ粗粒のものである。緑泥石様鉱物は他の鉱物の間隙を埋め、放射状を示すことが多い。

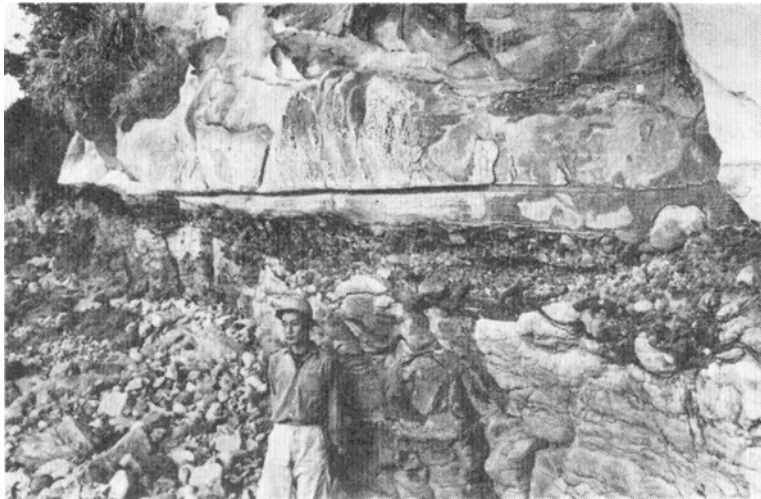
鶴崎海岸で二江層を貫く岩脈は幅5mで100m以上連続し、東西40°南の方向を示す。流理構造が認められ、細粒である。

牛深北方権現山山頂に乗るものは普通輝石かんらん石玄武岩である。

鏡下の性質

斑晶：かんらん石・普通輝石

かんらん石は平均2.0mm前後、半自形ないし他形を示し、多少融食された形を示す。大形の結晶にはひずみによる波動消光を示すものが多い。2Vは(-)85°前後である。普通輝石は平均1.0mm前後、数個



第39図 牛深市下須島下ノ倉における玄武岩（下半部）（玄武岩の削剝面上に水平に長島溶結凝灰岩下底の礫層が乗っている）

の集合体として産する場合が多い。ひずみによる波動消光を示すものが多く、結晶周辺にはしばしば融食された形を示す。

石基：斜長石・普通輝石・鉄鈦

流理に沿って配列しピロタキシチック組織を示す。

権現山山頂の玄武岩の化学組成は次の通りである

第10表 玄武岩の化学組成

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	計
51.70	1.04	15.61	1.88	7.75	0.14	8.42	9.26	2.57	0.74	0.23	0.30	0.38	100.02

分析：前田憲二郎 河田学夫編（1962） p.105 所載
普通輝石かんらん石玄武岩，権現山

玄武岩の貫入時期は鮮新世末期かも知れない。

IX. 長島火山岩類

本図幅地域南部にある長島は、白亜系及び古第三系がその北岸にわずかに分布し、これらを不整合に覆ってほとんど全島が火山岩類からなる。下島の南方にある下須島及び法ヶ島にも溶結凝灰岩・火山角礫岩が古第三系を不整合に覆っている。この両方の火山岩類についてかつて波多江（1960b）がわずかに言及したことがあり、また金谷¹⁰⁾によって長島における火山岩類の基底に近い凝灰岩中から、*Fagus ferruginea* が採取され、茂木フローラに対比されて鮮新統に属するものとされた（波多江，1960；松本ほか，1962，p. 178）。

下須島の古第三系を直接不整合に覆うものは溶結凝灰岩であり、長島においても火山岩類の最下位にあつて、白亜系及び古第三系を直接覆うのは溶結凝灰岩である。この周辺地域の溶結凝灰岩をみると、更新世末期の阿蘇カルデラや始良カルデラ起源のものを別として、前期更新世とされているものが多い（西村・宮地，1973）。その上位の安山岩火山岩類は、大局的にみると熊本県から鹿児島県境にかけて、ほぼ東西に広く分布する肥薩火山区火山岩類（山本，1960）の一部であり、その西の端に当たるものと考えられる。

肥薩火山区火山岩類は山本（1960）により鮮新世末期—更新世前期とされており、前記金谷の資料とも合わせ、本報告においてもまた長島を中心として分布する火山岩類を鮮新世末期—更新世前期の長島火山岩類とする。長島火山岩類は下位から溶結凝灰岩（牛深溶結凝灰岩と鳴瀬鼻溶結凝灰岩）・茅屋層（酸性の凝灰質岩）・宮之浦層（安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・凝灰質砂岩）・小浜安山岩・行人岳安山岩及びこれらに伴う岩脈に区分される。

10) 金谷太郎（1948）鹿児島県天草島長島の地質。東北大理地古卒論（未見）。

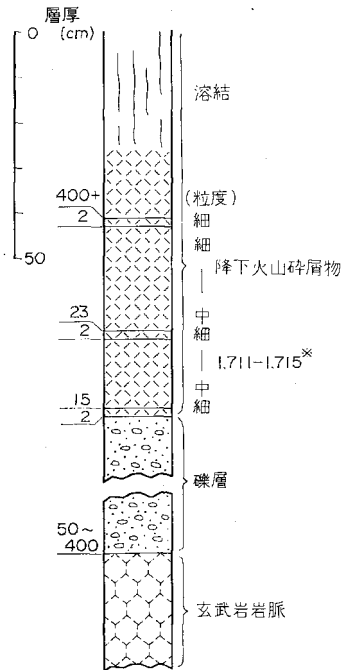
IX. 1 溶結凝灰岩

南九州の火砕流堆積物の研究は MATSUMOTO (1943) によって開始され、鹿児島県出水市付近において始良カルテラ起源の溶結凝灰岩が分布することが報告された。その後この地方を調査した神戸・大沢 (1963) は分布する溶結凝灰岩が高城安山岩類を被覆することを明らかにし、阿久根溶結凝灰岩と命名した。宮地 (1972) は出水市付近において火砕流堆積物を分類し、出水層中に下位から火砕流A・B・Cの3層、更に矢筈岳火山岩類を隔てて上位に火砕流Dの4つを識別し、Dは神戸・大沢 (1963) の阿久根溶結凝灰岩の1部とし、時代はいずれも鮮新世とした。しかし西村・宮地 (1973) は出水層中の火砕流堆積物についてフィッシュン・トラック年代を測定し、120万年及び130万年前の値を求めた。宮地 (1980) は神戸・大沢 (1963) の阿久根溶結凝灰岩を阿久根火砕流(1)及び(2)に区分し、前者を宮地 (1972) の火砕流Aに対比し、後者を火砕流Dに対比している。下位にある高城安山岩類を鮮新世とした。

一方、本図幅地域において溶結凝灰岩は天草先端の下須島と法ヶ島において従来から認められ、松本唯一 (1962) により始良溶結火山砕屑岩と記載され、熊本地学会 (1968) もこれにほぼ従って始良火山起源の溶結凝灰岩とした。溶結凝灰岩は長島北岸の松ヶ崎から辰の鼻に至る間にも分布し、法ヶ島と長島北岸において、肥薩火山区火山岩類 (山本, 1960) の延長とみられる火山岩類に覆われる。

ここでは両島に分布する溶結凝灰岩を牛深溶結凝灰岩と鳴瀬鼻溶結凝灰岩に区分して記載するとともに、

山本 (1960) によって鮮新世とされた肥薩火山区火山岩類が鮮新世一更新世前期と考えられている (今井ほか, 1980) ので、本図幅地域溶結凝灰岩の年代についても、ほぼ同様の年代のものとする。



第40図 牛深溶結凝灰岩降下火砕堆積物の柱状図 ※斜方輝石の屈折率 γ

IX. 1. 1 牛深溶結凝灰岩

牛深溶結凝灰岩は先駆的降下火山砕屑物と、二つのクーリングユニットをなす溶結凝灰岩A及びBからなる。

降下火山砕屑物は下須島砂月浦東岸において良く観察される。古第三系を貫く玄武岩の上に、層厚50-400cmの礫層を隔てて、層厚約60cmの非溶結降下火山砕屑物が認められる。降下火山砕屑物は層厚2-20cmの細一中粒で、幾つかのフォールユニットからなる (第40図)。その上に弱溶結部が続くが、これも降下火山砕屑物の疑いがある。

降下火山砕屑物は直径2.0mm以下の軽石火山灰からなり、一般に鉄鉱に富み、斜長石及び紫蘇輝石と少量の緑色角閃石からなる。

溶結凝灰岩Aは下須島最南端で溶結凝灰岩Bの下位に認められる。ここでは全体に黄褐色に変質し、本質レンズのほとんど

認められないデイサイト溶結凝灰岩である。一方上ノ倉と下ノ倉の中間の海岸においては層厚50cm(+)の化石土壤の上に本質レンズに富む溶結凝灰岩があり、法ヶ島において火山角礫岩に覆われる溶結凝灰岩は直径0.5cm以下の白色の岩片と輝石が散在する外観を有する。構成鉱物は斜長石・鉄鉱と極めて少量の紫蘇輝石と普通輝石からなる。ただし法ヶ島の溶結凝灰岩は輝石の量が多く、極めて少量の緑色角閃石を含む。斜方輝石の屈折率¹¹⁾ γ は1.699-1.704の間にある。

溶結凝灰岩Bは下須島最南端で溶結凝灰岩AにV字状に覆っている。黒色本質レンズが多く含まれ、基質は黄灰色となっている。構成鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石と少量の鉄鉱からなる。斜方輝石の屈折率 γ は1.711-1.715を示す。

牛深溶結凝灰岩の化学組成を第10表に示す。

IX. 1. 2 鳴瀬鼻溶結凝灰岩

本岩は長島の北海岸において、古第三系を覆い、火山岩類に覆われて、狭少に露出する。本溶結凝灰岩には降下火砕堆積物が前駆的活動の産物として認められる。

降下火砕堆積物は古第三系の志岐山層の泥岩を覆い、層厚約40cmで栈敷瀬に見られる。それは約40°西の傾斜を示し、軽石は粘土化してほとんどつぶれ、白色の部分と有色鉱物の多い部分とが縞状をなしている。下位の泥岩との間には層厚20-40cmの砂岩礫を含む崖錐堆積物があり、上位は溶結凝灰岩により覆われる。降下火砕堆積物は鉄鉱と少量の緑色角閃石、極めて少量の黒雲母を含む。

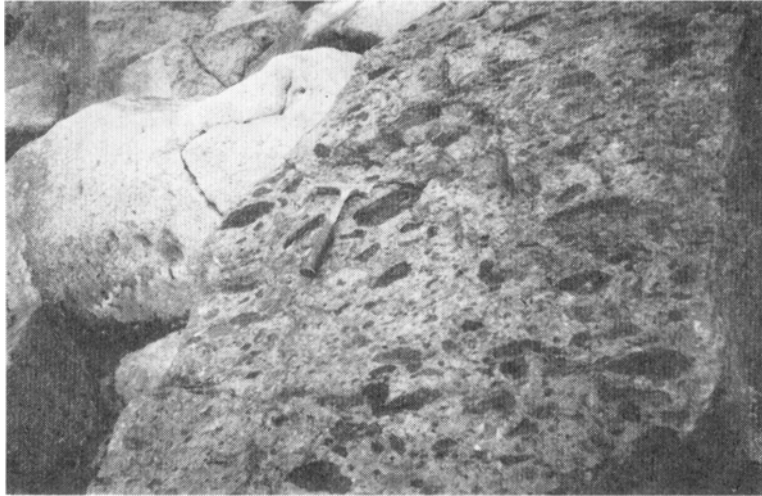
溶結凝灰岩は松ヶ崎から鳴瀬鼻にかけて、茅屋から栈敷瀬及び小島にかけて海岸、更に辰の鼻に分布する。茅屋層以下に覆われるため、見掛けの厚さは50m前後である。

鳴瀬鼻東方における本岩は志岐山層を覆うが、前駆的降下火砕堆積物の存在は不明である。黒曜石本質レンズが多く認められるが、鳴瀬鼻に近づくに従い、溶結度が弱くなる。北方岬海岸では溶結度はや



第41図 鳴瀬鼻溶結凝灰岩の降下火砕堆積物 (長島町栈敷瀬)

11) 環境地質部遠藤秀典技官による。以下同じ。



第42図 鳴瀬鼻溶結凝灰岩 (長島町鳴瀬鼻)

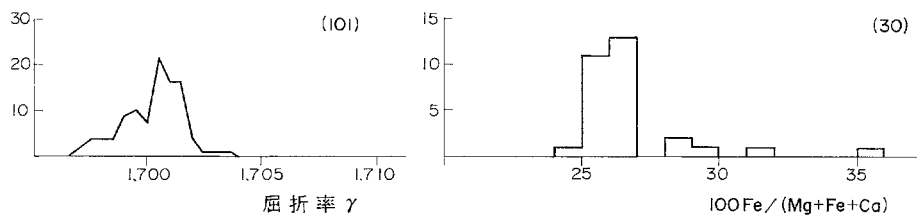
や高く、脱ガラス作用を受けている。

茅屋の湾奥から棧敷瀬・小島にかけて分布する本岩は、湾奥に見られるものももっとも強溶結である。小島付近では所によって黒曜石本質レンズが認められ、上位の火山角礫岩に覆われ、海岸で断続して露出する。

辰の鼻では赤色中溶結のものが成層した凝灰角礫岩によって覆われる。

溶結凝灰岩の構成鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり、少量の褐色角閃石・鉄鉱・ジルコンを伴う。斜方輝石の紫蘇輝石の屈折率 γ は1.699-1.703を示す。ただし鳴瀬鼻東方における本岩の斜方輝石 γ は測定量が少ないが測定値のばらつきが大きく、1.701-1.703、1708以上に極大値があって、別種のものと考えられる。

辰の鼻における本岩の斜方輝石の γ 値と部分分析値及び輝石と鉄鉱の分析値は第43図と第11表のとおりである。



第43図 東町辰の鼻における長島溶結凝灰岩の斜方輝石の屈折率 γ とEPMAによる100Fe/(Mg+Fe+Ca)
 r は0.001, 100Fe/(Mg+Fe+Ca)は1間隔 ()は測定結晶数 縦軸は個数 r の測定は遠藤秀典技官による

第11表 鳴瀬鼻溶結凝灰岩の造岩鉱物の化学組成

	普通輝石		紫蘇輝石		チタン磁鉄鈦
SiO ₂	51.68	52.52	53.84	53.61	0.08
TiO ₂	0.55	0.38	0.28	0.24	11.22
Al ₂ O ₃	1.87	1.48	1.41	0.94	3.10
FeO*	8.56	8.33	16.36	16.29	78.32
MnO	0.36	0.29	0.38	0.45	0.49
MgO	15.03	15.04	25.95	26.27	1.30
CaO	21.00	21.21	1.42	1.37	0.03
Na ₂ O	0.34	0.32	0.01	0.00	0.03
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.40	99.57	99.65	99.17	94.57
Si	1.936	1.959	1.960	1.963	Fe ₂ O ₃ 43.43
Al ^{IV}	0.065	0.042	0.040	0.037	FeO 39.24
Al ^{VI}	0.018	0.024	0.021	0.004	Total 98.92
Ti	0.016	0.011	0.008	0.007	Mol % usf** 31.92
Fe	0.268	0.260	0.498	0.499	
Mn	0.011	0.009	0.012	0.014	
Mg	0.839	0.836	1.408	1.434	
Ca	0.843	0.848	0.056	0.054	
Na	0.025	0.023	0.001	0.000	
K	0.001	0.000	0.000	0.000	
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	
WXY	2.020	2.010	2.002	2.010	
Ca	43.22	43.62	2.83	2.70	
Mg	43.03	43.01	71.77	72.18	
Fe	13.76	13.37	25.40	25.13	

* FeO換算の全鉄 ** ウルボスピネルの分子比 産地：辰の鼻

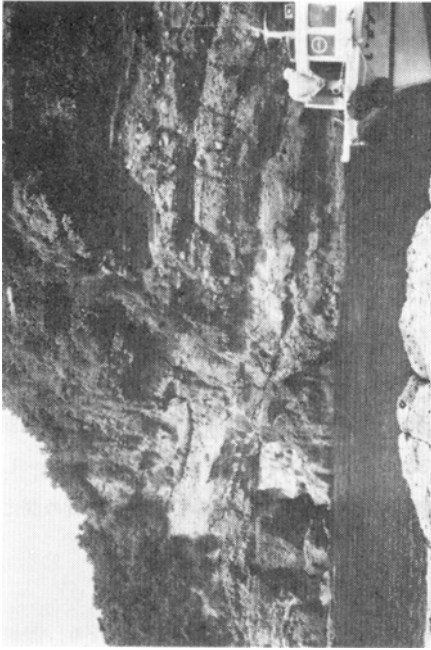
IX. 2 茅屋層

本層は茅屋付近において鳴瀬鼻溶結凝灰岩を覆い狭くに分布する。その岩質が酸性の凝灰質砂岩・軽石凝灰岩などからなり、上位の宮之浦層の岩質が安山岩質であるのと対照的のために区分した。

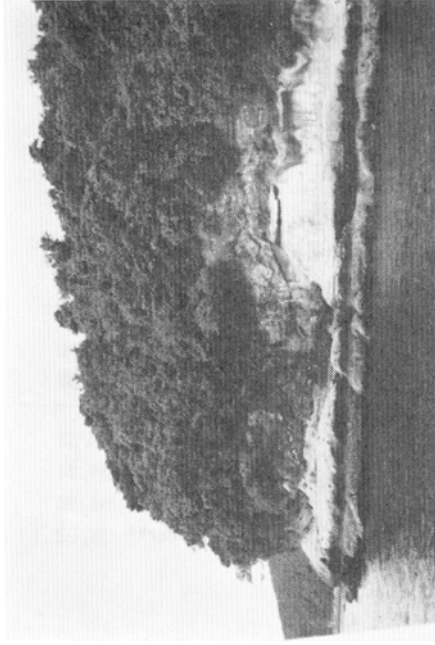
本層と上位の宮之浦層との関係は直接観察することは出来ないが茅野から南へ山稜へ向う道路切り割りでは、海拔60m付近に境界があり、茅屋の東では海拔30mに本層の軽石凝灰岩が認められる。しかし、すぐ近くの海岸では宮之浦層の凝灰角礫岩が、鳴瀬鼻溶結凝灰岩を直接覆っており、両者の間には不整合関係があると推測される。

本層は岩質的・構造的にみて、下位の鳴瀬鼻溶結凝灰岩と近縁の堆積物である。

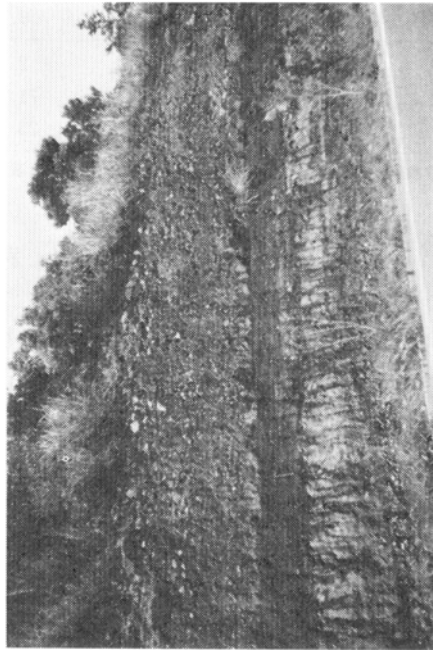
本層は全体に4-12°とわずかに南へ傾斜する凝灰質砂岩・凝灰角礫岩及び軽石凝灰岩からなり、泥岩を挟有することがある。下位の溶結凝灰岩とは茅屋の東で化石土壌で接することにより、初期は陸成一



a. 牛深溶結凝灰岩を覆う宮之浦層の火山角礫岩 (牛深市法々島)



b. 鳴瀬鼻溶結凝灰岩を覆う宮之浦層の火山角礫岩 (長島町松ヶ崎)



c. 火山角礫岩と火山礫凝灰岩 (長島町蔵之元)



d. 火山角礫岩中の細粒凝灰岩 (東町宮之浦南)

第44図 宮之浦層

頻海性、後期は頻海性の堆積物であると考えられる。

無層理の軽石凝灰岩の上位には薄い泥岩を挟む凝灰質砂岩や火山礫岩が茅野部落で見られ、南へ12°傾斜する。茅屋から平尾による道路においては、海拔60m前後まで軽石がつぶれているが、成層した軽石凝灰岩が認められる。

本層の本質物質である軽石は通常はつぶれて粘土化しているが、その有色鉱物は緑色普通角閃石・鉄鉱・酸化角閃石・黒雲母及び紫蘇輝石である。

本層の厚さは30-50mと推定される。

IX. 3 宮之浦層

本層は下位の白亜系・古第三系・溶結凝灰岩・茅屋層を不整合に覆って、長島・諸浦島・伊唐島及び法ヶ島に分布する。諸浦島・伊唐島及び長島の北岸においては白亜系及び古第三系を不整合に覆う凝灰角礫岩からなる。法ヶ島及び長島北岸においては、溶結凝灰岩を本層の凝灰角礫岩や火山角礫岩が覆い、法ヶ島では、底部に礫岩が見られる。

本層は上記の地層を覆い、一般的に南へ緩く傾斜する火山角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩からなり、小浜安山岩に覆われる。全般に不明瞭ではあるが層理を有することが多い。分布は諸浦島・伊唐島・長島の全域に及び、獅子島の南の達の崎にも認められる。

不整合の観察される所では、火山角礫岩―凝灰角礫岩が直接古期岩層に接することが多く、前述の法ヶ島に礫岩が認められ、また口之福浦神社の南に福連木層の露頭に近接して頁岩の細礫を含む、わずかに成層した細粒凝灰質泥岩が認められたにすぎない。

火山角礫岩と凝灰角礫岩は本層の大部分を占めて広く分布する。一般に層理を示すことが多い。角礫の直径が1m以上に達し、量も多い場合には層理を示さない。風化が進んで、角礫が基質と同じ様に柔らかくなっている場合もある。宮之浦から矢堂にかけて、火山角礫岩中に層厚40-50cmのオレンジ色の細粒凝灰岩が挟在している。露頭における連続性は非常によく、これによって火山角礫岩中に小断層が多く存在することが分る。鉱物はかんらん石と普通輝石である。

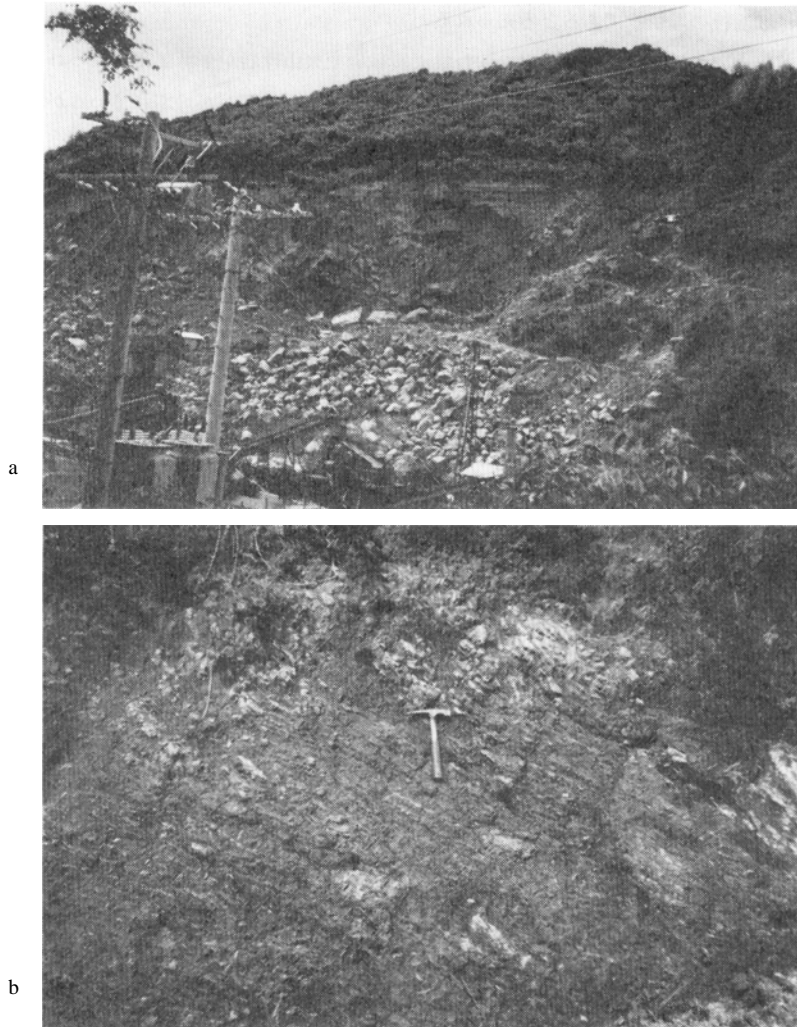
本層に溶岩が含まれている場合がある。宮之浦の東の海岸に露出するのは本層中の溶岩である。南東海中の七尾島は安山岩からなり、小島は火山角礫岩と安山岩からなるが、いずれも本層中の溶岩であろう。

砂岩は凝灰角礫岩や火山礫岩を伴うが、全体に少ない。泥岩の薄層を挟むことが多い。地質図上に走向傾斜の示してあるのは、ほとんどが砂岩・泥岩の部分である。

本層は長島においてわずかに南落ちの構造を示し、層厚は200m前後に達する。

IX. 4 小浜安山岩

宮之浦層を覆って長島と伊唐島とに広く、安山岩溶岩が分布する。長島においては、北部の針尾及び平尾において40-60mの層厚を示し、平坦な台地となっている。南へ向って次第に厚くなると共に基底



第45図 小浜安山岩 a. 小浜川右岸の採石場 b. 板状節理に沿って風化した安山岩溶岩
(長島町菅原)

部の高度を減じ、小浜下の明神で海岸は安山岩となる。南隣の阿久根図幅地域内ではより複雑な岩相を示すものと考えられる。小浜部落の東、小浜川の右岸（阿久根図幅地域との境界から約200m南）において砕石場があるが、2層の溶岩流が認められる。溶岩流の上位には層厚約7mの良く成層した細礫岩・粗粒砂岩及び泥岩の互層がある。安山岩溶岩の表面は一般に風化が激しい。主に節理に沿って風化が進行し、板状節理の場合には薄板状の安山岩が散在するにすぎない。針尾・平尾・菅原など地形の平坦な場合には、ほとんどが農地として利用され、薄板状の安山岩が人工的に積み上げられている。明神から小浜崎にかけての海岸には良く露出している。

岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩と角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩とからなるが、前者の方が圧倒的に多い。

紫蘇輝石普通輝石安山岩

ほぼ全域にわたり、海岸及び道路傍に良好に露出している。平坦な地形上では風化が激しく、石垣として積まれることが多いのは前述の通りである。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は最大径3.0mmに達し、大型のもの程汚濁したり帯状構造を示し、輝石を包有する。輝石は1.0mm前後に及ぶことがあり、自形、時に破片状を示す。鉄鈹と共に集斑状を示すこともある。

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鈹・ガラスまれに鱗珪石

ガラス基流晶質一填間組織—ピロタキシチック組織を示す。鉄鈹は時に0.5mmに及び、微斑晶をなす。まれに鱗珪石のプールが認められる。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩

本岩は大島北部矢堂の東にある八兵衛岩と赤崎の南方で見られるのみであり、紫蘇輝石普通輝石安山岩との関係は明白でない。八兵衛岩においては

鏡下の性質

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は径0.5-2.5mmに及び、比較的清澈であるが帯状構造を示し、内部に汚濁帯を有するものが多い。普通輝石はまれに2.0mmに達し、鉄鈹を包有する。紫蘇輝石は最大1.5mmである。角閃石は0.2-0.5mmと細粒であり、鉄オパサイトとなり、輝石オパサイト縁を有している。

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鈹・ガラス

ピロタキシチック組織を示す。鉄鈹は径0.2mmの微斑晶となることがある。

赤崎の南方に見られる本岩の角閃石は、径1.0-2.0mmに及び、ほとんどが黒色オパサイトからなるが、まれに内核部に淡黄褐色の角閃石が残っていることがある。

IX. 5 行人岳安山岩

行人岳は海拔394mであり、本図幅地域における大島の最高峰である。本岩は小浜安山岩を覆い、下部の火山角礫岩と上部の溶岩とからなる。

火山角礫岩は行人岳から北西方に延びる尾根に分布し、海拔150から200mに至るやや平坦な面を作っている。母良木東からの登山道路で良く露出する。成層することが多い。行人岳の南の杉の段道路傍では、上部は粘土化した軽石凝灰岩で角礫は少なく、やや傾斜(12°)した成層を示し、溶岩に覆われる。

溶岩は行人岳から北方への分布を示し、海拔的100m付近まで流下したものと考えられる。山頂付近、川西からの登山道路、南東腹の道路傍などに良く露出する。岩質は普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

鏡下の性質

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は最大径3.0mmに達し、大きなものは内部が汚濁したり、融食されている。1.0mm前後は清澈であるが帯状構造が著しい。0.2-0.5mmのは自形を示し、清澈である。角閃石は0.2-1.5mmで、ほとんどが黒色オパサイトで輝石オパサイト縁を有する。内核部の角閃石はX'=淡黄色、Z'=淡黄緑色を示す。輝石は0.2-0.5mm前後である。

石基：斜長石・鉄鈹・斜方輝石・ガラス

ガラス基流晶質を示し、斜長石が一方向に配列する。鉄鈹は0.5mmに達するものがある。

IX. 6 貫入岩類

長島及び周辺島嶼において岩脈は余り多くない。崩崎^{くせんき}と行人岳西腹に見られるものはかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩、鷹の巣グラウンドに見られる幅約7mの岩脈は普通輝石紫蘇輝石安山岩、伊唐島の西岸にはオパサイト含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。他に行人岳東腹、長島西海岸の大崎及び東海岸の先の山鼻にも小規模の岩脈が見られる。崩崎の岩脈は海岸で約200mにわたり、宮之浦層の火山角礫岩を不規則な網目状に貫いている。岩脈の幅は1mから20mと一定しないが、なかには幅30cmのものも認められる。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 崩崎

鏡下の性質

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石

斜長石は最大3.0mmに達し、内部が汚濁するか汚濁縁を有する。輝石は最大2.0mmで集斑晶をなし、鉄鈹を包有することが多い。かんらん石は0.1-1.5mmと一般に小型で、小型のものは全部がイディング石化している。

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鈹

填間組織を示し、鉄鈹は微斑晶をなすことがある。なお行人岳西腹の岩脈には鱗珪石が認められる。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 鷹の巣グラウンド

鏡下の性質

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は最大2.5mmに達し、内部が汚濁し、角閃石や雲母の微晶を含むことがある。また融食も受けている。輝石は0.2-0.6mmで最大2.0mmとなり、鉄鈹とともに集斑晶をなすことがある。

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鈹

填間組織を示す。鉄鈹は微斑晶をなすことがある。

オパサイト含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 伊唐島西岸

鏡下の性質

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・オパサイト

斜長石は0.7-2.0mmに及び、内部が汚濁している。輝石は2.0mmに達し、普通輝石の内部にアミーバ状の鉄鈹が認められる。オパサイトは0.1-0.3mmと小型でほとんどが鉄オパサイトであり、輝石オパサイト縁を有する。

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鈹・鱗珪石

填間組織を示す。

IX. 7 火山岩の化学組成

長島火山岩類の化学組成8個（牛深溶結凝灰岩2個，小浜安山岩4個，行人岳安山岩2個）を第12表に示す。これらは鏡下の性質からみて、すべてカルクアルカリ岩系の岩石である。

長島火山岩類と地域的にも時代的にも最も関連深いのは、山本（1960）による肥薩火山区の火山岩類であり、本図幅地域の東方の鹿児島—熊本県境に広く分布する。山本（1960）は肥薩火山区の火山岩類をソレイアイト質マグマ起源のカルクアルカリマグマによるものとし、その総化学組成について以下の特性を認めた。

- 1) Al_2O_3 は大部分が16-18%台であり、一般に高い。
- 2) アルカリの大部分が3.8-5.3%台であり、一般的にみてアルカリ値は非常に高い。
- 3) 全鉄成分 ($FeO+Fe_2O_3$) は大部分の岩石は3.5-6%の範囲に属し、比較的に低い。
- 4) ノルム石英は全部の岩石に算出され、大部分の岩石は8-23%で高い値を示す。
- 5) ノルム長石 ($Or+Ab+An$) は大部分は60-70%にあり、著しく高い。また、ノルム長石では、ノルムAnに乏しく、ノルムOr及びAbに富む。

第11表の長島火山岩類の化学組成は、以上の肥薩火山区火山岩類の一般的性質と調和している。

更に彼は東部の矢筈岳系岩類11個、大部分を占める鬼岳系岩類（鬼岳・上場・大関・十曾・間根ヶ平・加久藤各火山岩類）28個に分けて、両者の間に以下の様な顕著な差異を認めた。

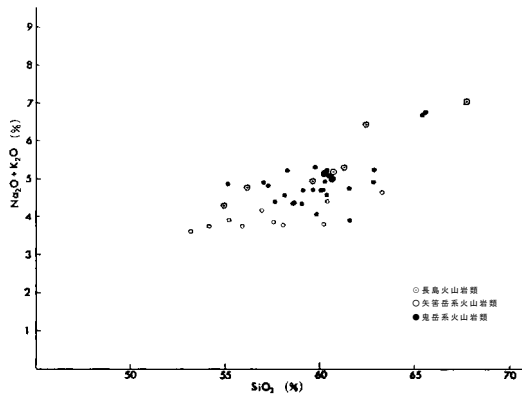
- 1) K_2O の値が矢筈岳系岩類では1%以下、鬼岳系岩類では1.5-3%台であり、後者は前者に比し、著しく大である。
- 2) Na_2O の値は上記と逆で、前者の岩系が後者に比して大である。

第12表 長島火山岩類の化学組成

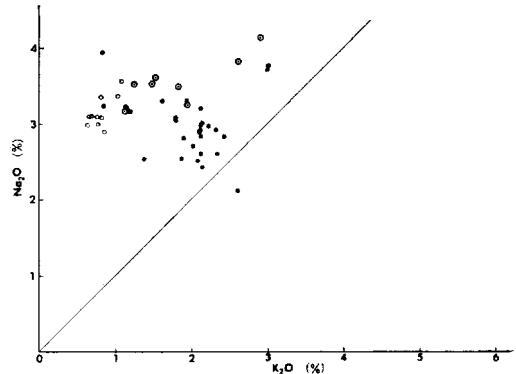
	牛深溶結凝灰岩		小 浜 安 山 岩				行人岳安山岩	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	67.72	62.32	60.18	56.06	59.57	54.88	61.24	60.71
TiO_2	0.48	0.84	0.84	1.05	0.86	1.02	0.63	0.70
Al_2O_3	15.08	15.22	17.32	19.33	16.60	18.01	14.58	15.20
Fe_2O_3	2.61	1.69	2.73	2.35	6.06	2.83	2.27	2.39
FeO	0.44	2.75	3.44	4.30	1.31	4.45	3.37	3.53
MnO	0.13	0.13	0.13	0.13	0.16	0.09	0.13	0.13
MgO	0.35	1.36	2.75	2.84	3.12	4.37	4.34	4.58
CaO	2.69	3.47	6.02	7.51	6.10	7.87	6.71	6.75
Na_2O	4.14	3.82	3.61	3.52	3.51	3.17	3.48	3.25
K_2O	2.92	2.62	1.54	1.27	1.48	1.14	1.84	1.95
P_2O_5	0.15	0.30	0.20	0.24	0.24	0.24	0.17	0.18
H_2O+	1.76	4.25	0.69	0.68	0.59	1.04	0.42	0.32
H_2O-	1.24	1.10	0.28	0.56	0.35	0.62	0.28	0.16
Total	99.71	99.87	99.73	99.84	99.95	99.73	99.46	99.85
※ GEMS-R	22422	22423	22424	22425	22426	22427	22428	22429

1. 牛深溶結凝灰岩 A デイサイト, 下須島南端下ノ倉西側海岸
2. 牛深溶結凝灰岩 B 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 下須島最南端
3. 小浜安山岩 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 八兵衛岩
4. 同 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 小浜川右岸採石場 (南隣阿久根図幅地域内)
5. 同 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 小浜下国道傍
6. 同 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 渡釜東約 1.2 km
7. 行人岳安山岩 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩, 行人岳頂上駐車場南
8. 同 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩, 行人岳南東腹道路傍

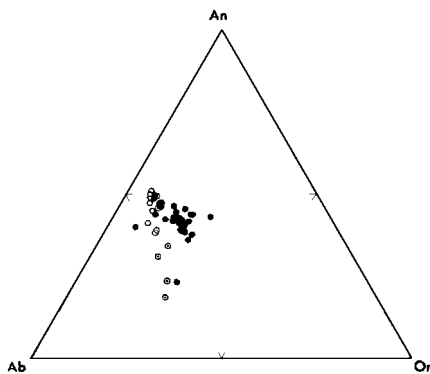
※ 地質調査所 岩石登録番号 分析: 川野昌樹



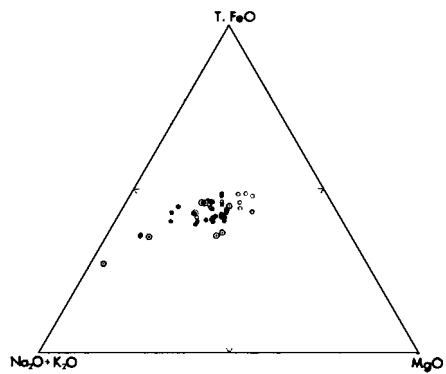
第46図 長島火山岩類の $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図



第47図 長島火山岩類の $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 図 凡例は第46図と同じ



第48図 長島火山岩類のノルム An-Ab-Or 図
凡例は第46図と同じ



第49図 長島火山岩類の Total FeO-MgO-
($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 図 凡例は第46図と同じ

3) 前記の関係から、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 図において、両岩系間の差異は特に顕著であり、矢筈岳系岩類は $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比はほぼ一定で、鬼岳系岩類では SiO_2 が多くなるに従い、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比は急増する。

4) 全鉄成分 ($\text{F}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) は矢筈岳系岩類が鬼岳系岩類に比較してわずかであるが大である。

5) 1) - 3) の性質から、両者はノルム長石においてその差が明瞭に認められる。すなわち、ノルムOr成分は、矢筈岳系岩類は鬼岳系岩類に較べて著しく大である。

以上の原因として彼は、肥薩火山区の本源マグマは、砂岩・粘板岩などの堆積岩類を多量に混成・同化したが、その中で鬼岳系岩類では混成・同化の影響が特に顕著であり、矢筈岳系岩類では比較的以小であるものと考えた (山本, 1960, p. 82・83)。

矢筈岳系岩類・鬼岳系岩類に長島火山岩類を加えて第46図 ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図) に投影すると、長島火山岩類は鬼岳系岩類に比べて $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ の高い方に位置する¹²⁾。これを第47図の $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 図で見ると、長島火山岩は Na_2O において両者より高いが、 K_2O においては矢筈岳系岩類よりはるかに高く、鬼岳系岩類に比べて同じかやや低い。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比では両者の中間である。これは第48図のノルムAn-Ab-Or図についても、長島火山岩類は両者のほぼ中間に位置している。

12) 牛深溶結凝灰岩の2個は、あまり重視しないものとする。

同様の3者を第49図の Total FeO-MgO-Na₂O+K₂O図で比べてみると、長島火山岩類は、矢筈岳系岩類と鬼岳系岩類の重複した位置にあるが、多少全鉄成分 (FeO+Fe₂O₃) の低いものがある。総じて長島火山岩類は肥薩火山区の火山岩類の中で、中間的性質を示していると言えよう。

X. 第四系

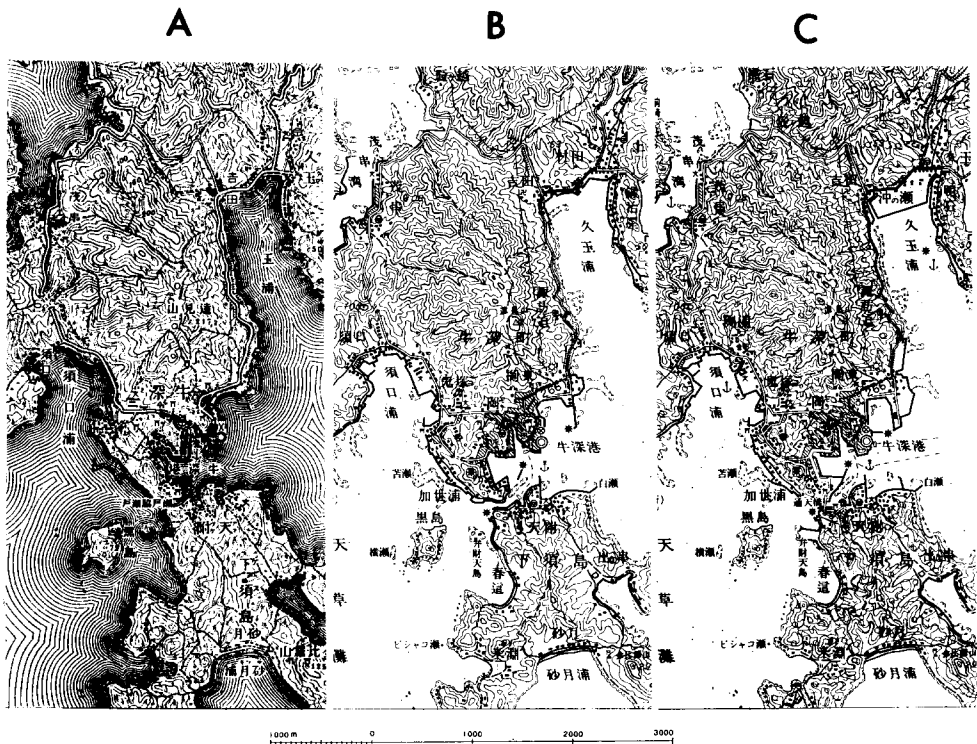
X. 1 海岸段丘堆積物

牛深市北東乗田付近の海岸沿いに分布し、標高30m前後の平坦面を形成している。

主に白亜系及び古第三系の砂岩・シルト岩及び火山岩類などの亜円礫から礫層及び砂利層・粘土層からなり、層厚は20m前後である。

X. 2 沖積層及び埋立土

沖積層は図幅地域内の河川沿いの低地に狭少に分布する。比較的広いものとして、一町田川沿いや亀浦川沿いに分布するものがある。早浦川上流の内の原付近には、周囲を山地に囲まれて孤立した延長約



第50図 牛深港付近の変遷図 (A)昭和26年応急修正 (昭和22年航空写真による) (B)昭和43年発行 (C)昭和49年発行
いずれも国土地理院発行5万分の1地形図

3kmの沖積地が存在する。

沖積層は礫・砂及び粘土からなり、厚さは10m内外と考えられる。

一町田川・亀浦川及び久玉浦などの河口付近には埋立地が比較的広く分布し、農業に利用されている。これらの埋立事業の歴史も古く、詳細は不明であり、沖積層との境界も明確でない。一町田川及び亀浦の埋立地は昭和5年発行の7.5万分の1天草図幅（納富、1930）¹³⁾においても現在の様子とほとんど変わらない。

久玉浦及び牛深港においては昭和22年—昭和43年—昭和49年の変遷をたどることが出来る。

XI. 応用地質

XI. 1 石炭

石炭賦存地域として古くから天草炭田と呼ばれているが、天草上島には、全く炭層が発達していません。稼行炭鉱はすべて天草下島にある。天草無煙炭として明治初年より昭和47年まで100余年にわたり稼行されたが、現在では炭鉱はすべて閉山しているので石炭の生産はない。

図幅内の旧炭鉱としては、北から今富炭鉱・魚貫炭鉱・権現山炭鉱・南天炭鉱及び牛深炭鉱の5鉱があった。最盛期にはこれら5炭鉱で総計月産約2万tを産出した。

夾炭層は古第三系下島層群の砥石層で、約8層準に炭層を挟むが、主要炭層は上部3分の1に含まれ、そのうち稼行炭層は2層である。

各旧炭鉱の炭層対比図を第51図に、炭柱図を第52図に示す。

炭質はJIS M1002¹⁴⁾のA₁（無煙炭）に属し、炭鉱では「キラ」炭と称している。

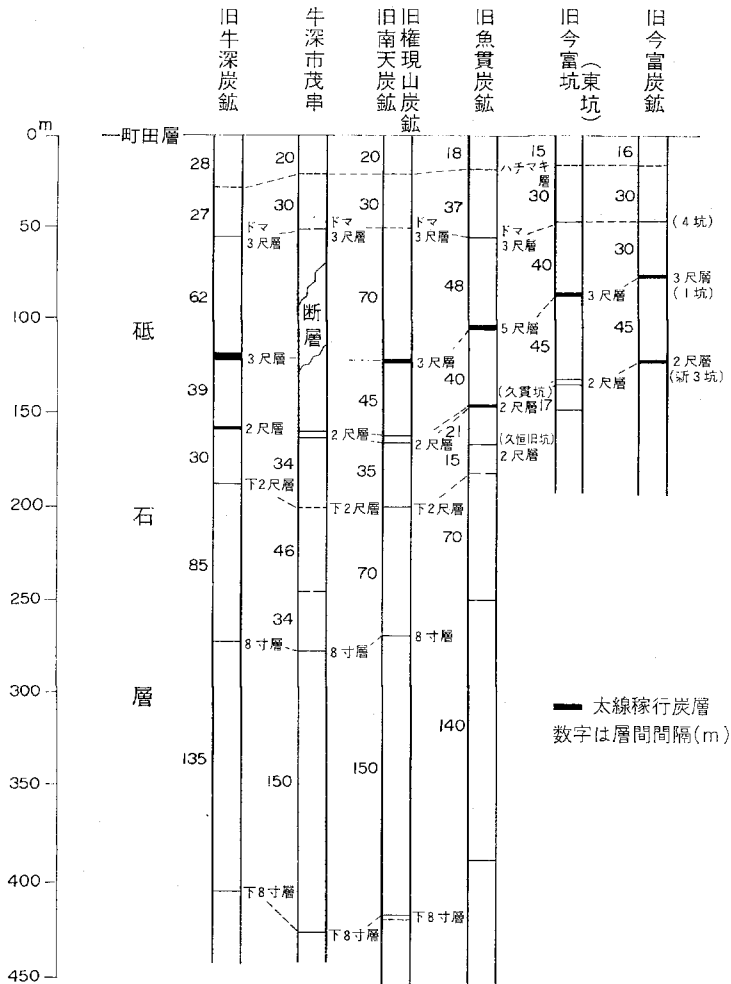
石炭分析表を第13表に示す。

第13表 石炭

炭層名	採取場所	元 素 分 析							純炭に対する		
		灰分%	炭素%	水素%	窒素%	硫黄%	酸素%	炭素%	水素%	窒素%	
3尺層	今富炭鉱本坑左17片	6.60	82.85	4.20	1.56	2.27	2.52	88.70	4.50	1.67	
〃	〃 東坑	27.67	63.45	3.34	1.06	1.19	3.29	87.72	4.62	1.47	
2尺層	久貫坑	6.64	84.65	3.89	1.51	1.64	1.67	90.67	4.17	1.62	
3尺層	魚貫炭鉱2坑	12.61	79.25	3.35	1.67	0.75	2.37	90.68	3.83	1.91	
(5尺層)	〃 権現山炭鉱第3本御右10片	6.66	85.51	3.93	1.77	0.79	1.34	91.61	4.21	1.90	
〃	〃 牛深炭鉱3尺坑左16片	7.67	83.32	4.45	1.51	1.19	1.86	90.24	4.82	1.63	
2尺層	〃 2尺坑右3片	11.90	73.04	3.60	1.69	5.97	3.80	82.91	4.09	1.92	

13) 大正13年(1924)稿。

14) 日本工業規格(1953)炭質炭質基準。

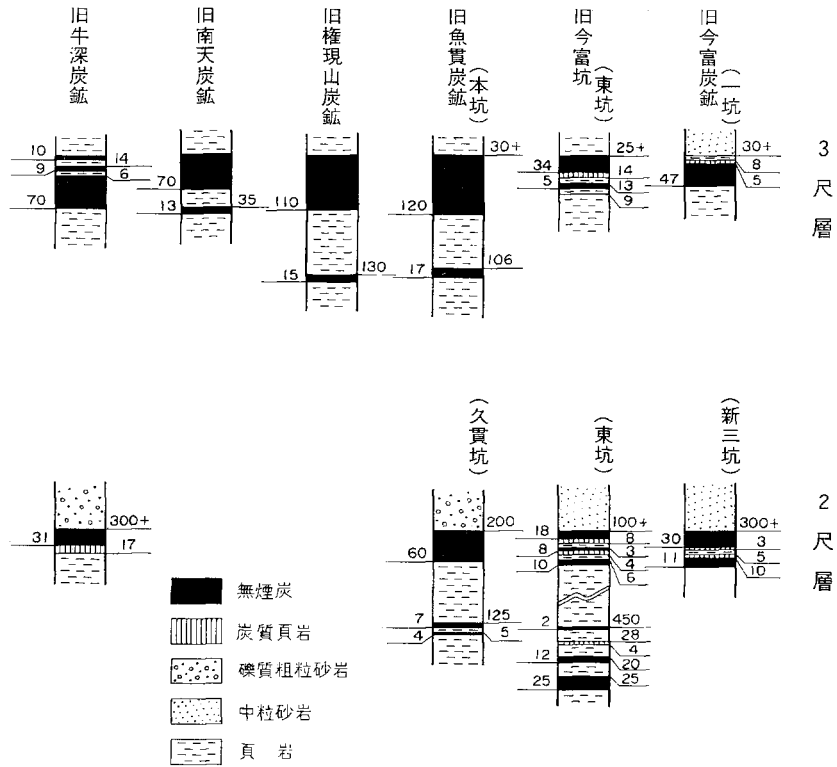


第51図 炭層対比図 高井・原田 (1950) 及び高井・古川 (1952) による

分析表

地質調査所化学課分析 (永田松三・橋本征臣)

		工業分析									
硫黄%	酸素%	水分%	灰分%	揮発分%	固定炭素%	発熱量	全硫黄%	補正純炭に対する		灰の色	粘結性
								固定炭素	発熱量 (Kcal)		
2.43	2.70	2.29	6.45	14.94	76.32	7650	2.22	84.09	8430	赤	弱粘
1.65	4.54	2.69	26.93	12.58	57.80	5830	1.16	84.71	8550	〃	弱粘-非粘
1.76	1.78	1.88	6.52	11.81	79.79	7520	1.61	89.00	8250	赤(褐)	〃
0.86	2.72	1.89	12.37	10.35	75.39	6770	0.74	88.95	7990	〃	〃
0.85	1.43	1.92	6.53	10.55	81.00	7750	0.77	88.98	8510	〃	〃
1.29	2.02	2.14	7.51	15.80	74.55	7710	1.16	83.06	8590	〃	非粘
6.78	4.30	3.88	11.44	9.29	75.39	6640	5.74	89.99	7920	赤	〃



第52図 主要炭層炭柱図 高井・原田(1950)及び高井・古川(1952)による 単位cm

XI. 2 陶石

牛深山深海町中浦西方2.2km地点(鉞落), 浅海北西1.3km及び内の原付近に流紋岩脈が陶石化

第14表 小迫鉞体の変質岩の鉱物組成 (富樫, 1974)

		Q	S	K	Pl	Kf	C	M
小迫 (深海脈)	F-1 弱変質岩	◎	×	△	△	○		
	"-2 弱変質岩の風化部	◎	×	△	○	△		×
	"-3 「シマ」鉞	◎	×	○		△		
	"-4 優白質陶石 (「1等」鉞)	◎	×	○		×		
	"-5 陶石(「2等」鉞)	◎		○				×
	"-6 けい化岩	◎	×	○				

◎非常に多い, ○多い, △少ない, ×非常に少ない
 Q:石英, S:セリサイト, K:カオリナイト, Pl:斜長石
 Kf:カリ長石, C:方解石, M:モンモリロナイト

されたものが採掘中である。これら
 は伊原(1922)及び上野(1952)ほか
 によって研究され, 更に富樫(1974)
 によって深海脈と命名され, 浅海北
 西のものは小迫鉞体として研究され
 た。以下この研究を主にして記載す
 ることとする。

深海脈は牛深市深海から内の原に
 かけて約3kmにわたり断続して分
 布している。岩脈の幅は8-15m, 平
 均約12mで, その方向は北東-南西,

第15表 変質岩の化学組成・みかけ比重及び耐火度

鉍体名 試料番号	小 迫 (深 海 脈)						鉍 落			
	F-1	F-2	F-3	F-4	F-5	F-6	1	2	3	4
	AM2-16C	AM2-29	AM2-20B	AM2-17A	AM2-24	AM2-30				
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %				
SiO ₂	72.50	72.40	73.72	78.45	77.20	79.73	78.92	77.53	78.22	78.70
TiO ₂	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.04	0.07	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	15.93	16.40	16.39	14.88	15.91	14.05	14.64	16.21	15.74	15.17
Fe ₂ O ₃	0.48	0.64	0.64	0.16	0.12	0.24	0.30	0.11	0.09	0.12
FeO	0.57	0.14	0.11	0.11	0.14	0.07				
MnO	0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01				
MgO	0.17	0.09	0.01	0.04	0.01	0.01	0.10	tr	tr	tr
CaO	0.34	0.28	0.17	0.14	0.06	0.11	0.04	0.26	0.25	0.27
Na ₂ O	1.69	2.74	1.17	0.21	0.21	0.32	0.20	0.22	0.21	0.41
K ₂ O	4.60	4.70	3.79	0.57	0.47	0.42	0.36	0.42	0.42	0.42
S	0.08	0.01	0.01	0.04	< 0.01	< 0.01				
CO ₂	0.12	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	0.02				
H ₂ O+	2.71	2.08	3.30	4.90	5.28	4.52	5.32*	5.44*	5.26*	5.07*
H ₂ O-	0.48	0.34	0.34	0.18	0.28	0.20				
Total	99.73	99.86	99.71	99.71	99.75	99.73				
みかけ比重	2.36	2.21	2.37	2.47	2.42	2.60				
耐火度 (SK)	26>	26>	—	30	—	30	29+	28+	28+	28+

小迫鉍体：宮裡（1974）化学分析，東京石炭鉍物研究所。耐火度試験，東京通産局。
 鉍落鉍体：日本の窯業原料（1978，p.497） * 灼熱減量

傾斜は20-40°北西で上部白亜系を貫き，ほぼ調和的である。岩脈を切る断層付近でのみ「陶石化」が進んでおり，稼行の対象とならない部分が多い。小迫（久恒）・内の原・古道など6鉍体が分布し，約7,000 t/年の陶石が生産されている（1973年推定）。

小迫鉍体の変質岩の鉍物組成は第14表に，鉍落鉍体を加えた化学組成・見掛け比重・耐火度を第15表に示す。

小迫鉍体は深海脈に分布する他の鉍体と同様に，原岩にカリ長石が多く含まれることと，変質鉍物としての粘土鉍物が，ほとんどすべてカオリナイトからなることが，天草下島の他の鉍体とは異っている。

鉍石は碍子及び陶磁器用に天草陶石として出荷されている。

XI. 3 採 石

上部白亜系のHf層中の灰白色砂岩を牛深市北東の椎の木崎付近で，また古第三系砥石層中の灰白色砂岩を羊角湾南岸で採取している。また，本図幅地域をわずかに南に外れるが，小浜川右岸において小浜安山岩が採取されている。

いずれも地域の需要を満たすにすぎない。

文 献

- AMANO, M. (1960) Geology of Tobase-jima and Senzokuzozo-jima. Amakusa, Kumamoto Pref. *Kumamoto Jour. Sci.*, ser B, sect1. vol. 4, p. 1-12.
- 天野昌久 (1960) 熊本県天草郡牧島及びその付近の島嶼の地質. 地質学雑誌, vol. 66, p. 767-779.
- (1963) 鹿児島県出水郡伊唐島の地質. 熊本大理地学研究報告, no. 1. p. 12-17.
- 浅野 清・村田茂雄 (1957) 九州天草の始新世有孔虫. 有孔虫, no. 7, p. 23-27.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, vol. 76, p. 382-403.
- 中条純輔 (1961) 熊本地区における重力分布とその考察. 地調月報, vol. 12, p. 343-365.
- ENAMI, M. (1981) On sodic plagioclase in some rocks of the Sambagawa Metamorphic Belt in the Bessi District, Sikoku, Japan. *Pro. Japan Acad.*, vol. 57, p. 188-193.
- FUKUTA, O. (1962) Eocene foraminifera from the Kyoragi Beds in Shimo-shima, Amakusa Islands, Kumamoto Pref., Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, no. 194, 1-31.
- 橋本 勇 (1962) 鹿児島県北薩地方の時代未詳層群の層序と構造. 九州大学教養部研究報告, vol. 8, p. 47-61.
- 波多江信広 (1956) 天草下島南部の地質に関する新発見. 有孔虫, no. 5, p. 64-67.
- (1959) 熊本県天草下島における上部白亜系と古第三系との境界について. 鹿児島大学理科報告, no. 8, p. 101-113.
- (1960a) 天草における *Nummulites* 帯について. 東北大学理科報告 (地質学), ser. 2, sp. vol., no. 4, p. 411-423.
- (1960b) 天草下島南半部の地質と地質構造. 鹿児島大学理科報告, no. 9, p. 61-107.
- 服部 仁・磯見 博 (1976) 天草下島西端の地質および北西九州の変成岩. 地調月報, vol. 27, p. 665-688.
- HATTORI, H. and SHIBATA, K. (1982) Radiometric dating of pre-Neogene granitic rocks in north-west Kyushu, Japan — with emphasis on geotectonic division of the Nagasaki Metamorphic Rocks —. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33, p. 57-84.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr 法による地質年令(1) 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 広川 治 (1976) 北部九州の地質構造—長崎三角地域にまつわる問題. 地調報告, no. 256, 77 p.
- 猪木幸男・服部 仁・柴田 賢 (1979) 野母半島の変はんれい岩複合体および4.5億年基盤岩. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, p. 261-280.
- ・柴田 賢・服部 仁 (1976a) 野母半島の変はんれい岩複合体および4億年基盤岩. 日本地質学会第83年大会講演要旨集, p. 294.
- ・———・——— (1976b) 長崎変成岩中の4億年岩石について. 島弧基盤, no. 3. p.

46.

- 伊木常誠 (1902) 20万分の1地質図幅「甌島」及び同説明書. 地質調査所.
- 伊原敬之助 (1922) 天草下島の陶石. 地学雑誌, vol. 34, p. 242-261.
- 井上英二 (1962) 熊本県宇土半島三角周辺の古第三系. 地調月報, vol. 13, p. 1053-1067.
- ・佐藤良昭・高井保明・中尾征三 (1979) 鹿児島県上甌島の古第三系. 地調月報, vol. 30, p. 141-176.
- 今井 功・寺岡易司・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 50万分の1地質図幅「鹿児島」, 第2版, 地質調査所.
- 磯見 博・松井和典・片岡正人・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. 5学会連合学術大会, 九州周辺海域の地質学的諸問題, p. 27-37.
- 神戸信和・大沢 穠 (1963) 5万分の1地質図幅「西方」及び同説明書. 地質調査所, 18 p.
- 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.
- 活断層研究会 (編) (1980) 日本の活断層, 分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 河田学夫 (編) (1962) 地質調査所化学分析成果表 I (岩石・鉱物; 1954-1960). 地質調査所報告, no. 195, 176 p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1978) 日本の窯業原料. 879 p.
- 熊本地学会 (1968) 天草の地質. 熊本地学会誌, no. 28, 37 p.
- MATSUMOTO. T. ed. (1953) The Cretaceous System in the Japanese Islands, *Jap Soc. Prom. Sci. Research*, 324 p.
- (1960) *Graysonites* (Cretaceous ammonites) from Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. [D], vol. 10, p. 41-58.
- 松本達郎・野田光雄・宮沢三千年 (1962) 日本地方地質誌, 九州地方. 朝倉書店, 東京, 423 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 (地質学之部), vol. 3, p. 1-57.
- (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), vol. 3, p. 49-54.
- ・高井保明・高橋良平・浦田英夫・岩橋 徹・小原浄之介・富田宰臣・太田一也 (1959) 天草下島における白亜系と古第三系の境界について. 有孔虫, no. 10, p. 30-41.
- MATUMOTO. T. (1943) Four gigantic caldera volcano of kyūsyū. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* vol. 19, sp. number. 57 p.
- 松本唯一 (1962) 熊本県地質図幅説明書. 熊本県, 35 p.
- MIKI, T. (1972) Cretaceous-Tertiary unconformity in the western part of Amakusa-Shimoshima. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. [D], vol. 21, p. 217-237.
- (1975) Formation and development of sedimentary basins during the Paleogene in Amakusa and its adjacent areas, Western Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser.

- [D], vol. 23, p. 165-209.
- 三木 孝・松枝大治 (1974) 西九州天草の赤崎層について. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 12, p. 27-39.
- ・——— (1978) 長崎県高島地域の白亜系-古第三系赤色岩層について. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 13, p. 13-21.
- ・植松幹雄 (1973) 天草炭田下島南部地域の爽炭古第三紀層と上部白亜紀層. 鉱山地質, vol. 23, p. 227-236.
- MILLER, J. A., BANNO, S. HASHIMOTO, M. and IWASAKI, M. (1963) K-Ar ages of micas from Sonogi, Konoha and Kiyama metamorphic terranes in Kyushu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 34, p. 197-203.
- 宮地六美 (1972) 鹿児島県出水市の火砕流堆積物. 九州大学教養部地学研究報告, no. 17, p. 35-41.
- (1980) 鹿児島県阿久根地域の火砕流堆積物. 九州大学教養部地学研究報告, no. 21, p. 1-6.
- 水野篤行・須田芳朗・松田武雄 (1977) 20万分の1地質図幅「野母崎」. 地質調査所.
- MURATA, S. (1960) Foraminifera from the Sakasegawa Group in the north coastal district of the Amakusa-Shimoshima, Kumamoto Pref., Kyushu. *Bull. Kyushu Inst. Tech.*, no. 6, p. 10-15.
- 長尾 巧 (1922) 天草の地質略報 (一). 地質学雑誌, vol. 29, p. 41-56.
- (1924) 九州における白亜紀層と古第三紀層との境界について. 地質学雑誌, vol. 31, p. 277-288.
- NAGAO, T. (1925) Stratigraphical Boundary between the Cretaceous and Tertiary of Kyushu. *Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 4, p. 55-64.
- 長尾 巧 (1926) 九州古第三紀層の層序. 地学雑誌, vol. 38, p. 263-269, p. 317-323, p. 457-460.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO, I. (1970) Compositional relations of co-existing orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 26, p. 265-275.
- 蜷川親治・松田武雄 (1961) 長崎県海陸地帯における重力探査の概要 (予報). 地調月報, vol. 12, p. 723-725.
- ・——— (1962) 橘湾および天草周辺地域の重力探査. 地質調査所 (M. S).
- 西村 進・宮地六美 (1973) 南九州火砕流の Fission-track 年代. 岩鉱, vol. 68, p. 225-229.
- 納富重雄 (1930) 7万5千分の1地質図幅「天草」及び同説明書. 地質調査所, 90 p.
- OHARA, J. (1961) Heavy mineral association in the Paleogene System of some coal fields, North Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. [D], vol. 11, p. 381-418.
- 小原浄之介 (1962) 重鉱物による北九州諸炭田の地質学的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), vol. 6, p. 33-76.
- 大塚弥之助 (1942) 日本の地質構造. 同文書院, 東京, 272 p.
- 佐藤良昭 (1961) 長崎県東長崎町付近および熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成. 地調

- 月報, vol. 12, p. 697-709.
- SATO, Y. (1969) Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 235, 46 p.
- 柴田 賢・富樫幸雄 (1975) 熊本県天草下島に分布する酸性火成岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 26, p. 187-190.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIUMI, S. (1977) K-Ar ages of hornblende from gabbroic rocks in southwest Japan. *Geoch. Jour.*, vol. 11, p. 57-64.
- 高井保明・原田種成 (1950) 天草炭田牛深地区概査. 地調月報, vol. 1, p. 48-52.
- ・古川俊太郎 (1952) 熊本県天草炭田今富炭砒地区調査報告. 地調報告, no. 149, p. 1-28.
- TAKAI, Y. and MATSUMOTO, T. (1961) Cretaceous-Tertiary unconformity in Nagashima, Southwest Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. [D], vol. 11, p. 257-278.
- 高井保明・坊城俊厚 (1963) 天草下島東部の地質. 地調月報, vol. 14, p. 243-256.
- 田中啓策・寺岡易司 (1973) 鹿児島県甌島の上白亜系姫浦層群. 地調月報, vol. 24, p. 157-184.
- TASHIRO, M. (1976) Bivalve faunas of the Cretaceous Himenoura Group in Kyushu. *Paleont. Soc. Japan*, sp. pap., no. 19, p. 1-102.
- 田代正之・野田雅之 (1973) 九州のいわゆる姫浦層群の地質時代. 地質学雑誌, vol. 79, p. 465-480.
- ・岡田尚武・平 朝彦・大塚雅勇 (1980) 天草下島古第三系基底層から始新世中期の石灰質ナンノ化石の発見. 地質学雑誌, vol. 86, p. 139-141.
- ・大塚雅勇 (1976) 牛深市早浦産のイノセラムス. 地質学雑誌, vol. 82, p. 139-141.
- ・——— (1978) 熊本県天草下島の白亜系と古第三系の境界付近の層位的研究. 高知大学学術研究報告, vol. 27, p. 1-22.
- TASHIRO, M. and OTSUKA, M. (1980) Bivalve fossils from the uppermost formation of the Upper Himenoura Subgroup in Amakusa-shimojima Island, Kyushu (Part 1). *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ.*, p. 41-57.
- TAIRA, A. and MATSUMOTO, T. (1980) Biostratigraphy and depositional facies of the Cretaceous and Tertiary boundary strata in Amakusa-Shimojima, Kyushu, western Japan. *Cretaceous Res.*, vol. 1, p. 13-26.
- 橘 行一 (1955) 長崎市東部茂木付近の地質. 長崎大学自然科学研報, no. 4, p. 61-70.
- (1967a) 天草の結晶片岩に見出された片岩化せるペグマタイト脈. 柴田教授退官記念論文集, p. 100-102.
- (1976b) K-Ar 法による天草下島の結晶片岩類の変成の時代について. 岩手大学教育学部研究年報, vol. 27, p. 53-59.
- 富樫幸雄 (1974) 熊本県天草陶石鉱床における変質作用. 地調月報, vol. 25, p. 491-508.
- 植田良夫・大貫 仁 (1968) 本邦変成岩の K-Ar dating (1). 岩鉱, vol. 60, p. 159-166.
- 植田芳郎・古川允凡 (1960) 天草上島の姫浦層群. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 5,

- p. 14-35.
- UEDA, Y. (1962) The type Himenoura Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. [D], vol. 12, p. 129-178.
- 上野三義 (1952) 熊本県天草陶石鉱床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 405-420.
- YABE, H. (1928) The median-line of southwest Japan ; its position on the island of Kyushu. 日本学術研究会議, *Proc. 3rd. Pan-Pac. Sci. Cong. Tokyo*, 1926, vol. 1, p. 533-541.
- · HANZAWA (1925) Nummulitic rocks of the Island of Amakusa (Kyushu, Japan). *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, ser. 2, vol. 7, p. 73-82.
- 山本信一 · 速水 格 (1971) 鹿児島県獅子島の白亜系. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 11, p. 35-14.
- YAMAMOTO, H. (1962) Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. 福岡学芸大学紀要, [III], no. 12, p. 93-172.
- 山本 敬 (1960) 肥薩火山区の火山地質学的並びに岩石学的研究. 九州工業大学地質学研究室, 90 p.
- 江原真伍 (1922) 天草の白亜紀. 地質学雑誌, vol. 29, p. 15-24.
- (1949) 琉球島弧に及ぼす周東海及び太平洋運動について. 鉱物と地質, vol. 3, p. 148-154, p. 190-196.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kagoshima (15) Nos. 54 · 55

GEOLOGY

OF THE

ONIKIZAKI and USHIBUKA DISTRICT

(including a part of the AKUNE DISTRICT)

By

Yasuaki TAKAI and Hiroyuki SATOH

(Written in 1981)

Abstract

The Onikizaki and Ushibuka sheet map area, $129^{\circ}55' - 130^{\circ}15' E$ longitude and $32^{\circ}10' - 32^{\circ}20' N$ latitude, is situated in the southwest Kyushu, and consists mainly of Amakusa-shimoshima, Nagashima and Shishijima Islands and other islets. The area occupied chiefly by the late Mesozoic and early Tertiary groups. Pre-Cretaceous metamorphic rocks and late Pliocene to early Pleistocene volcanic rocks are present in the west part and the south part of the districts, respectively.

GEOLOGY

Geological sequence in the district is shown in Table 1.

PRE-CRETACEOUS

Nakanse Metagabbro composes two small islets, Nakanse and Okinose, southwest off the coast of Amakusa-shimoshima. This is composed of hornblend gabbro, hornblende-epidote-garnet-albite rock, hornblende-epidote rock and hornblende rock. The metagabbro is considered to be related to the Nomo Metagabbro Complex and the Ogase

Table 1 Geological sequences of the Onikizaki and Ushibuka Districts

Age		Stratigraphy		Remarks	
Quaternary	Holocene	Alluvium and reclaimed land		Andesite dike	
	Pleistocene	Coastal terrace deposits			
Neogene		Pliocene	Nagashima Volcanics		Gyōnindake Andesite
	Ohama Andesite				
	Miyanoura Formation				
	Hoya Formation				
	Ushibuka Welded Tuff				Narusehana Welded Tuff
	Miocene				Intrusive rocks
Paleogene	Eocene	Sakasagawa Group	Onike Formation		Kaoline Porphyrite, Basalt, Rhyolite Folding and faulting 13.3±0.6 Ma
			Futae Formation		
			Oniki Formation		
			Irchoda Formation		
	Eocene	Shimoshima Group	Toishi Formation	Coal	
			Shikiyama Formation		
			Fukuregi Formation		
	Early Eocene – Paleocene	Aka- saki Group	Akasaki Formation	Unconformity (folding, faulting)	
Late Cretaceous	Heteranian	Himenoura Group	Hg formation	Fault	
			Hf formation		
			He formation		
			Hd formation		
			Hc formation		
			Hb formation		
	Urakawan		Ha formation		
			HA formation		
	Gyliakian		Gashonoura Group		Gc formation
					Gb formation
Pre – Cretaceous	Nagasaki Metamorphic Rocks		Fault Hornblende gabbro Granite pegmatite		
	Nakanse Metagabbro				

Gabbro Complex which are suggestive as ancient basement rocks.

Nagasaki Metamorphic Rocks, outcropping in the northwest part of the districts, consist of crystalline schists derived from about 600m thick sedimentary sequences. HATTORI and ISOMI (1976) concluded that the metamorphic conditions are the lower greenschist facies (close to glaucophane schist facies) in the first stage and the upper greenschist facies (close to epidote-amphibolite facies) in the second stage. Although geotectonic position of the Nagasaki Metamorphic Rocks is discussed by many investigators since early times, recently HATTORI and SHIBATA (1982) considered that it is possibly

continuous to the Sangun Metamorphic Belt.

Hornblende gabbro and granite pegmatite dikes intrude to the Nagasaki Metamorphic Rocks.

CRETACEOUS

The Cretaceous comprises the Goshonoura Group (Cenomanian–Turonian) below and the Himenoura Group (Coniacian–Maestrichtian) above.

Goshonoura Group

The main part of Shishijima Island is composed of the Goshonoura Group which forms a syncline. It constitutes a large sedimentary cycle in view of the nature of sandstone and fossil mollusks and can be subdivided into three formations in the same manner as the stratigraphy of the type area. Among them, upper two formations are distributed in Shishijima Island of the sheet-map and the north eastern part of Nagashima Island.

The Goshonoura Group yields *Glycymeris amakusensis*, *Pterotriconia hokkaidoana*, *Desmoceras kossmari*, *Graysonites* cf. *fountaini*, *Corbula higoensis*, and “*Cerithium*” *Pyramidaeforme*. This group is correlative with the Miyakoan–Gyliakian Series.

Himenoura Group

The Himenoura Group is distributed in the east and west wings of Amakusa-shimoshima Island which forms a synclinorium. The Himenoura group, more than 3,700m thick, consists of alternating conglomerate, sandstone and siltstone, and can be divided into eight formations which in ascending order are H_A–H_g formations. Several kinds of fossiliferous beds, each of which is characterized by a particular genus (e.g. *Inoceramus* beds, *Glycymeris* beds, *Sreinmanella* beds, *Corbula* beds, *Mesochione* beds, etc.) are found at certain horizons in the Himenoura group. The Himenoura group is correlative with the Urakawan–upper Hetsunaian Series.

PALEOGENE

The Paleogene is divided into the Akasaki, Shimoshima and Sakasegawa Groups (Paleocene–Eocene) in ascending order.

Akasaki Group

This group, 120–220m thick, comprises the Akasaki Formation. The Akasaki Formation is characterized mainly by red to purple colored mudstone. This Formation has the general trend of NE–SW from Shishijima to Nagashima Island gently or moderately inclining northwestward. In the Nagashima Island area, as the unconformity marks a very distinct structural angularity, the base of the Akasaki Formation cuts quite obliquely the beds of the Cretaceous at various horizons. No fossils have been found yet, but this group may be Paleocene to early Eocene in age.

Shimoshima Group

The Shimoshima Group, 2,000–2,300m thick, comprises the Fukuregi, Shikiyama and Toishi Formations, which form a syncline in the middle part of Amakusa-shimoshima area. This Group consists of alternating conglomerate, sandstone and shale.

The Fukuregi Formation yields an Eocene foraminifera such as *Nummulites amakusensis*, *Discocyclina fukamiensis*, *Haplohramoides amakusaensis*, and *Cyclamina formosensis* etc.. In Amakusa-shimoshima area the basal formation of the Paleogene

System is the Fukuregi Formation. The stratigraphic relationship between the Fukuregi Formation and the upper Cretaceous System is an unconformity. The Shikiyama Formation, 750 to 1,200m thick, is mainly mudstone and yields an Eocene foraminifera such as *Haplophragmoides amakusaensis*, *Cyclammina formosensis*, *Globigerina* cf. *linaperta* and *G.* cf. *perclana* etc. The Toishi Formation, 650–850m thick, is composed of sandstone, conglomerate and mudstone. The formation contains several coal seams.

Sakasegawa Group

The Sakasegawa Group, more than 1,300m thick comprises the Itchoda, Oniki, Futae and Oniike Formations. This group consists of siltstone, shale and sandstone. The Itchoda Formation, about 10m thick, yields *Venericardia* cf. *nipponica*, *Crassatellites nipponensis*, *Pholadomya* sp. etc.. The Oniki Formation, 400–700m thick, yields *Ctenamusium amakusaensis*, *Cyclammina pacifica*, *Haplophragmoides amakusaensis*, *Nodosaria* sp. and *Globigerina eocenica*. The Futae Formation, 300m thick, consists of alternating sandy shale and sandstone. The Oniike Formation, more than 300m thick, consists of alternating siltstone and shale. This formation yields *Plectofrondicularia packardi* and *Haplophragmoides amakusaensis*. Geological age of the Sakasegawa Group is assigned as Eocene.

INTRUSIVE ROCKS

Dikes or sheets of various kinds of igneous rocks are intruded into the upper Cretaceous System and Paleogene System. They include rhyolite, porphyrite and basalt. Hydrothermal alteration of rhyolite dikes appears to have formed the pottery stone deposits. As dating on biotite of rhyolite shows as 13.3 ± 0.6 Ma, intrusion of these rocks is probably dated at middle Miocene.

NAGASHIMA VOLCANICS

The Nagashima Volcanics, distributed in the south part of mapped area, are a part of volcanic rocks in the area of the Kumamoto–Kagoshima prefectural border. They are presumed to be Pliocene to Pleistocene in age and overly Cretaceous to Paleogene strata. The Nagashima Volcanics which belong to calc-alkali rock series are composed of the Ushibuka Welded Tuff, Narusehana Welded Tuff, Hoya Formation, Miyanoura Andesite and Gyōnindake Andesite in ascending order. The Ushibuka Welded Tuff, distributed at the extrimity of the Amakusa–Shimoshima area, is dacite and augite–hypersthene andesite, and the Narusehana Welded Tuff, at the northern coast of Nagashima Island, is augite–hypersthene andesite. The Hoya Formation is distributed narrowly in the northern part of Nagashima Island and is composed of acid pumice tuff, tuff breccia and tuffaceous sandstone. The Miyanoura Formation is distributed extensively in Nagashima Island and is composed of volcanic breccia, lapilli tuff, tuff breccia and tuffaceous sandstone accompanied partly with andesite lava. The Ohama Andesite overlies the Miyanoura Formation. This is thick hornblende–bearing augite–hypersthene andesite and hypersthene–augite andesite lava. The Gyōnindake Andesite forming the Gyōnin–dake peak is composed of volcanic breccia below and augite–hypersthene–hornblende andesite lava above. Andesite dikes are seen in several portions of Nagashima Island.

QUATERNARY

The Quaternary comprises the coastal terrace deposits, alluvium and reclaimed land.

Coastal terrace deposits, which are composed of gravel, sand and clay, are distributed narrowly in the vicinity of Norita, 30m above sea level.

Alluvium, consisting of gravel, sand and clay, are distributed along each river. Reclaimed land develops in the mouth of Itchoda-gawa and so on.

ECONOMIC GEOLOGY

COAL

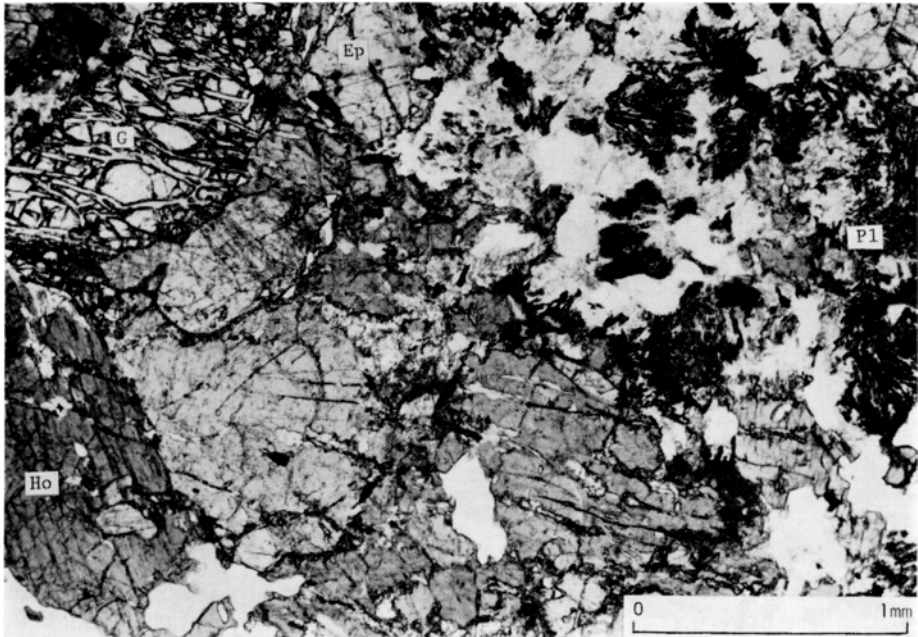
The Toishi Formation of the Paleogene Shimoshima Group contains several coal seams. Among them two coal seams are workable. Every coal seams are 0.30-1.20m in thickness. Coal property is anthracitic rank, having 7,900-8,500 calories in calorific value. Five coal mines have been worked but all mines were closed by 1972.

POTTERY STONE

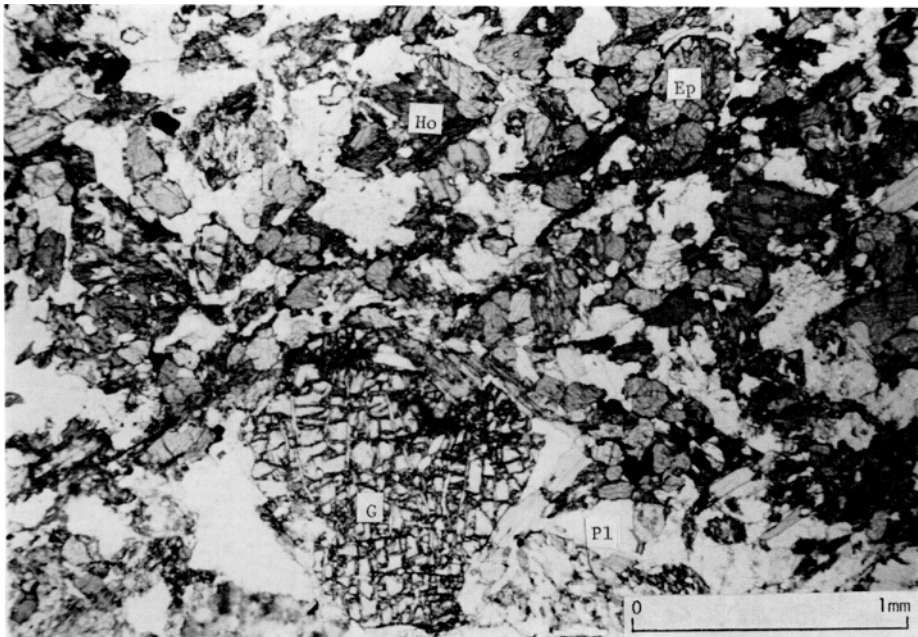
A small dikes and sheets of rhyolite near the east of Fukami are altered to be useful for pottery stone.

BUILDING STONE

Sandstones of the Cretaceous Himenoura Group and the Paleogene Shimoshima Group are locally used for macadam.

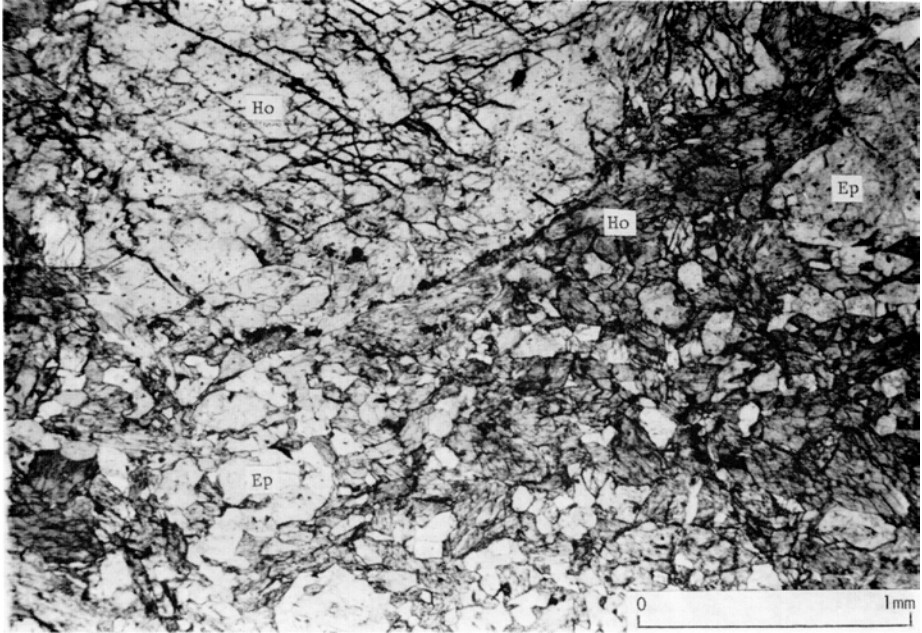


1 中瀬変斑れい岩 岩相 I
Ho: 角閃石 Ep: 緑れん石 Pl: 斜長石 G: ざくろ石

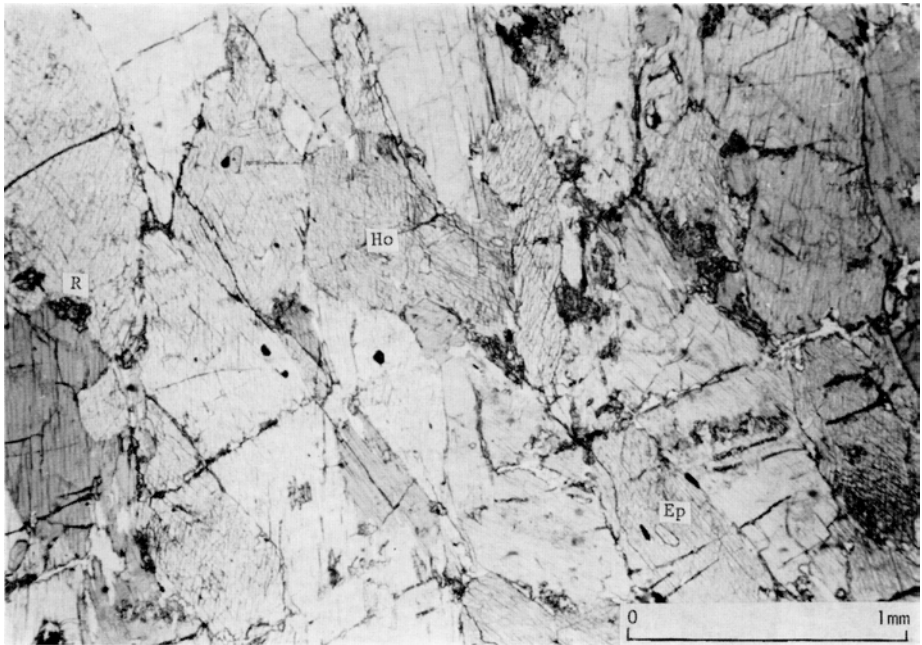


2 中瀬変斑れい岩 岩相 II
記号は 1 に同じ

第II図版



1 中瀬変斑れい岩 岩相III
Ho: 角閃石 Ep: 緑れん石

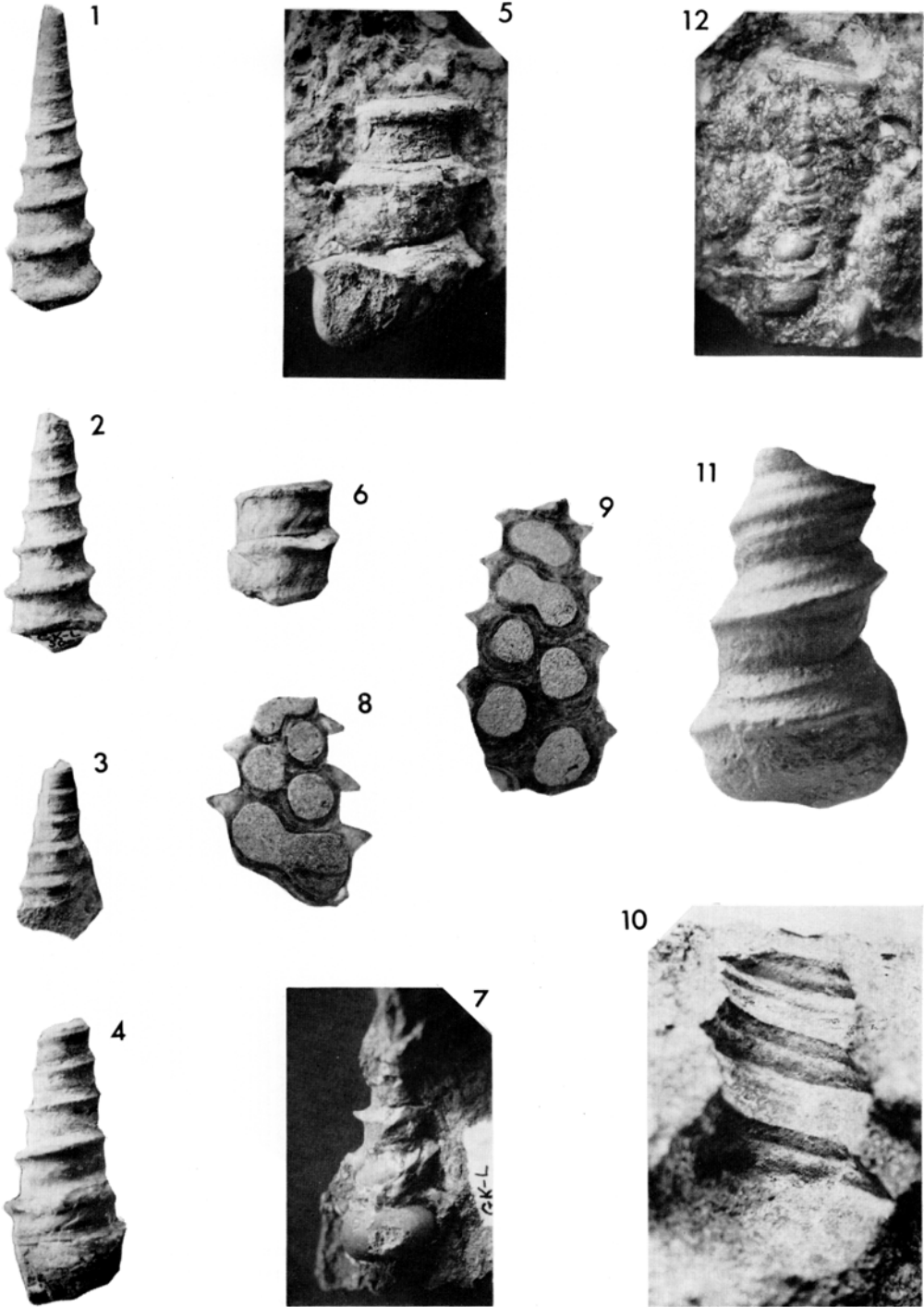


2 中瀬変斑れい岩 岩相IV
Ho: 角閃石 Ep: 緑れん石 R: 金紅石



姫浦層群産 *Inoceramus*
1, 2 *Inoceramus elegans pseudosulcatus* NAGAO and MATSUMOTO × 2
3 *Inoceramus cf. balticus toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO × 4
(鹿児島県出水郡北竹島 姫浦層群 Ha層) TAKAI and MATSUMOTO (1961)

第IV図版



福連木層産巻貝化石

- | | | | | | |
|--------|---|--------|----|-----------|------|
| 1-4 | <i>Colpospira (Acutospira) tashiroi</i> | KOTAKA | ×1 | 牛深市下須島黒崎 | 福連木層 |
| 5-9 | <i>Colpospira (Acutospira) tashiroi</i> | KOTAKA | ×1 | 牛深市明石岬南端 | 福連木層 |
| 10, 11 | <i>C. (A.) cf. yabei</i> | KOTAKA | ×1 | 牛深市明石崎北対岸 | 福連木層 |
| 12 | <i>Turritella</i> sp. | | ×2 | 牛深市下須島正平 | 福連木層 |
- (九州大学 浦田英夫教授提供)

※文献引用例

高井保明・佐藤博之(1982) 魚貫崎及び牛深地域の地質(阿久根地域の一部を含む). 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 87 p.

TAKAI, Y. and SATOH, H. (1982) *Geology of the Onikizaki and Ushibuka District (including a part of the Akune District)*. Quadrangle Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan. 87 p. (in Japanese with English Abstract, 5 p.)

昭和57年7月30日印刷

昭和57年8月3日発行

通商産業省工業技術院地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

墨田区両国3-1-12

© 1982 Geological Survey of Japan