

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
福岡 (14) 第 82 号
NI-52-11-10

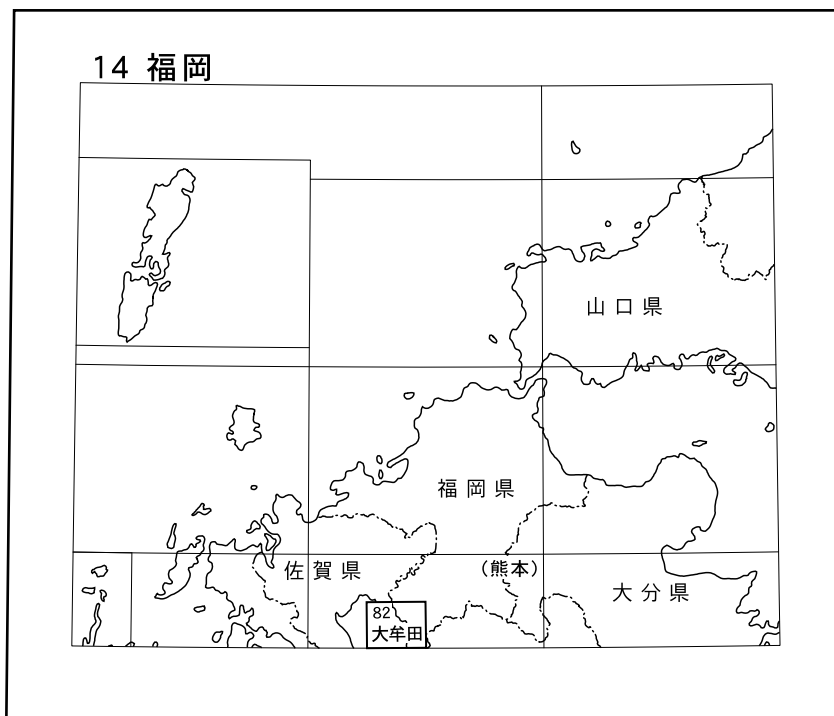
大牟田地域の地質

富田宰臣・下山正一・松浦浩久・宮崎一博・石橋 毅・三木 孝

平成 20 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

小城 Ōgi 1:75,000 (1934)

豆田 Mameda 1:75,000 (1933)

14-70 武雄 Takeo NI-52-11-13 (未刊行, unpublished)	14-71 佐賀 Saga NI-52-11-9 (未刊行, unpublished)	14-72 久留米 Kurume NI-52-11-5 (未刊行, unpublished)
大牟田 Ōmura 1:75,000 (1934)		
14-81 鹿島 Kashima NI-52-11-14 (未刊行, unpublished)	14-82 大牟田 Ōmura NI-52-11-10 (2008)	14-83 山鹿 Yamaga NI-52-11-6 (未刊行, unpublished)
15-18 諫早 Isahaya NI-52-11-15 (未刊行, unpublished)	15-19 荒尾 Arao NI-52-11-11 (未刊行, unpublished)	15-20 玉名 Tamana NI-52-11-7 (未刊行, unpublished)

山鹿 Yamaga
1:75,000 (1933)

島原 Shimabara 1:75,000 (1935)

大牟田地域の地質

富田宰臣*・下山正一**・松浦浩久***・宮崎一博***・石橋 毅*・三木 孝*

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するために調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成してきた。その中で、5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。大牟田地域の地質は、この5万分の1地質図幅シリーズの一環として作成されたもので、5万分の1縮尺の地質図幅と地域地質研究報告(説明書)から構成されている。研究地域は国土地理院発行の5万分の1地形図「大牟田」に図示される範囲で、陸域は福岡県南部の大牟田市、柳川市、みやま市、佐賀県佐賀市、熊本県荒尾市の北部と南関町西部をわずかに含み、海域は有明海の北東部を含む。

現地調査に当たっては、白亜紀高温低圧型重複変成を被った周防変成コンプレックスを宮崎が、白亜紀深成岩類を松浦が、古第三系を富田・三木・石橋が、第四系を下山が担当して平成14～16年度に実施した。地質図と報告書の全体調整は松浦が行った。報告書のとりまとめにあたっては、三井鉱山エンジニアリング株式会社(平成14年当時)の金子宣弑氏、古川和彦氏及び山寄謙一氏には、本地域の有明海海底の地下地質に関する情報を提供していただいた。農林水産省九州農政局、国土交通省九州地方整備局福岡国道事務所、日本鉄道建設公団九州新幹線建設局及び大牟田市にはボーリング資料を見せて頂いた。大牟田市立三池カルタ・歴史資料館には所蔵資料の転載を許可して頂いた。元地質調査所九州出張所長 古川俊太郎氏には、応用地質関係の資料をいただいた。写真の化石試料は特に所蔵機関を明記したもの以外は九州大学理学部に保管されている。産業技術総合研究所内では地質情報研究部門の金谷 弘 客員研究員(元地質調査所)に岩石試料の物理定数を測定して頂いた。地圏資源環境研究部門の奥田義久主任研究員と鈴木祐一郎主任研究員に旧地質調査所燃料資源部の資料を見せて頂いた。以上の方々に心より感謝する。また有明海海域の地質柱状図作成のため新エネルギー・産業技術総合開発機構が公開している石炭資源開発基礎調査の報告書と三井鉱山株式会社資料の一部を参照した。なお本文中で使用する機関名、特殊法人名及び会社名は時期によって変遷があるが、本報告では統一せず文中の時代の名称で記述する。また研究に使用した岩石薄片は産業技術総合研究所 地質標本館の大和田 朗、福田和幸、佐藤卓見によって作成された。

本報告の原稿完成の目処がついた2007年11月19日、本研究を提案し、ほかの著者らを取りまとめてきた富田宰臣が死去した。ここに同氏への哀悼の意を表し、本報告を捧げる。

(平成19年度稿)

所 属

* 元九州大学大学院理学研究院 (産業技術総合研究所外来研究員)

** 九州大学大学院理学研究院 (産業技術総合研究所外来研究員)

*** 地質情報研究部門

Keywords : Geological map of Japan 1:50,000, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Ōmura, Fukuoka, Saga, Kumamoto, Arao, Yanagawa, Suō, Tamana, Akasaki, Ginsui, Komenoyama, Tōka, Nanaura, Manda, Kattachi, Yotsuyama, Kawazoe, Tateishi, Nakabaru, Miike, Aso-3, Takagise, Aso-4, Mitagawa, Ariake, Hasuike, metamorphic complex, high-pressure and low-temperature type metamorphism, low-pressure and high-temperature type metamorphism, granodiorite, sedimentary rocks, coal field, coal seam, pyroclastic flow deposits, terrace deposits, fan and fluvial deposits, reclaimed land, K-Ar dating, fission track dating, *Venericaldia*, *Perotrochus*, *Pseudoliva*

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 概 要	1
1. 2 山 地	1
1. 3 丘陵及び台地	1
1. 4 低 地	3
1. 5 浜 堤	3
1. 6 干拓地及び埋め立て地	3
1. 7 有明海	3
第 2 章 地質概説	6
2. 1 周防変成コンプレックス	6
2. 2 白亜紀高温低圧型重複変成領域	6
2. 3 白亜紀深成岩(玉名花崗閃緑岩)	6
2. 4 古第三系	6
2. 5 新第三系	8
2. 6 第四系	8
第 3 章 周防変成コンプレックス	9
3. 1 研究史及び概要	9
3. 2 岩 相	9
3. 3 地質構造と変成作用	10
第 4 章 白亜紀高温低圧型重複変成領域	11
4. 1 研究史及び概要	11
4. 2 緑泥石黒雲母帯	11
4. 3 白雲母紅柱石帯	11
4. 4 カリ長石珪線石帯	12
4. 5 変成作用と地質構造	13
第 5 章 白亜紀深成岩(玉名花崗閃緑岩)	15
第 6 章 古第三系	18
6. 1 概 要	18
6. 1. 1 地 質	18
6. 1. 2 研究史	18
6. 1. 3 層序区分の問題	22
6. 2 赤崎層群(銀水層)	24
6. 3 大牟田層群	26
6. 3. 1 米ノ山層	26
6. 3. 2 稲荷層	28
6. 3. 3 七浦層	29
6. 4 万田層群	29
6. 4. 1 勝立層	29
6. 4. 2 四ッ山層	32
6. 5 主要な稼行対象石炭層の概要	34
6. 5. 1 第八層	34
6. 5. 2 三池本層及び盤下層	34
6. 5. 3 三池上層	35
6. 5. 4 第二上層	35
6. 6 地質構造	35

第 7 章 新第三系	37
7. 1 貫入岩	37
7. 2 黒木層及び久留米層	38
第 8 章 第四系	39
8. 1 概 要	39
8. 2 中部更新統	41
8. 2. 1 立石層	41
8. 2. 2 川副層	41
8. 2. 3 瀬高テフラ	42
8. 3 上部更新統	43
8. 3. 1 中原層	43
8. 3. 2 阿蘇-3 火砕流堆積物	44
8. 3. 3 高木瀬層	46
8. 3. 4 阿蘇-4 火砕流堆積物	46
8. 3. 5 三田川層	50
8. 4 完新統	51
8. 4. 1 蓮池層	52
8. 4. 2 有明粘土層	52
8. 5 干拓地及び埋め立て地	53
8. 6 筑紫平野の地下地質	54
第 9 章 活断層, リニアメント及び地震活動	56
第 10 章 応用地質	58
10. 1 石 炭	58
10. 2 石 材	58
10. 3 温 泉	61
10. 4 地盤沈下及び有明海海底陥没	61
文 献	62
Abstract	66

図・表目次

第 1. 1 図 大牟田地域の地形の概観	2
第 1. 2 図 有明海北部の海岸線の変化	4
第 1. 3 図 有明海海底地形図	5
第 2. 1 図 大牟田地域の地質総括図	7
第 4. 1 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域の白雲母紅柱石帯の変成泥岩	12
第 4. 2 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域の白雲母紅柱石帯の変成泥岩の薄片写真	12
第 4. 3 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域のカリ長石珪線石帯の変成泥岩のスラブ写真	13
第 4. 4 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域のカリ長石珪線石帯の変成泥岩の薄片写真	14
第 5. 1 図 玉名花崗閃緑岩の露頭	15
第 5. 2 図 玉名花崗閃緑岩と北部九州花崗岩類の乾燥密度と帯磁率の関係	16
第 6. 1 図 大牟田地域古第三系模式柱状図	19
第 6. 2 図 有明海海域の古第三系柱状図	23
第 6. 3 図 古第三紀砂岩の組成	24
第 6. 4 図 銀水層の FeO-Fe ₂ O ₃ 含有量	25
第 6. 5 図 銀水層石英質アレナイトの顕微鏡写真	26
第 6. 6 図 銀水層中の <i>Nucula?</i> の密集層	26
第 6. 7 図 米ノ山層の石炭露頭	26

第 6. 8 図	米の山層に産出する腹足類化石	27
第 6. 9 図	米ノ山層下部層中の <i>Colpospira (Acutospira) okadai</i> (NAGAO) の露頭での産状	27
第 6. 10 図	稲荷層の石炭露頭(三池本層)	29
第 6. 11 図	稲荷層砂岩の顕微鏡写真	29
第 6. 12 図	七浦層砂岩の顕微鏡写真	30
第 6. 13 図	七浦層の貝化石	30
第 6. 14 図	勝立層の貝化石を含む海緑石砂岩	30
第 6. 15 図	勝立層の海緑石砂岩の顕微鏡写真と手標本写真	31
第 6. 16 図	大牟田地域産海緑石の Fe_2O_3 - K_2O 組成	31
第 6. 17 図	勝立層より産出した二枚貝, 腹足類及び魚類化石	33
第 6. 18 図	四ツ山層砂岩の顕微鏡写真	34
第 6. 19 図	四ツ山化石層中の <i>Lima (Acesta) nishiyamai</i> (Yokoyama)	34
第 6. 20 図	米ノ山断層に挟まれて急傾斜する銀水層	35
第 7. 1 図	新第三紀貫入岩分布図	37
第 8. 1 図	筑紫平野と福岡平野の第四系層序対比	39
第 8. 2 図	有明海北部における第四系の基盤深度等高線図	40
第 8. 3 図	立石層の露頭写真	41
第 8. 4 図	大牟田地域及び周辺地域の中部更新統の給源不明のテフラが発見された地点位置図	42
第 8. 5 図	瀬高テフラのポーリング柱状図	43
第 8. 6 図	清里軽石露頭	44
第 8. 7 図	大牟田地域の上部更新統ポーリング柱状図	45
第 8. 8 図	阿蘇-4 火砕流堆積物(溶結凝灰岩)	47
第 8. 9 図	阿蘇-4 火砕流堆積物(非溶結部)	48
第 8. 10 図	阿蘇-4 火砕流堆積物の下限面の等深度線図	50
第 8. 11 図	三田川層の阿蘇-4 ラハール堆積物	51
第 8. 12 図	筑紫平野の有明粘土層の水平分布限界と基底(下限)の等深度線	53
第 8. 13 図	大牟田市深倉より出土した鯨骨	54
第 8. 14 図	有明海沿岸の第四紀層地質断面図	55
第 8. 15 図	第四紀層地質断面線の位置図	55
第 9. 1 図	大牟田市東山に現れた古期崖錐堆積物を切る断層露頭(南東露頭)	56
第 9. 2 図	大牟田市東山に現れた古期崖錐堆積物を切る断層露頭(北露頭)	57
第 10. 1 図	三池炭鉱の坑道別石炭採掘期間	59
第 10. 2 図	三池炭鉱の石炭生産量の推移	59
第 10. 3 図	阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩を石材として使用したアーチ型水道橋(早鐘眼鏡橋)	61
第 4. 1 表	白亜紀高温低圧型重複変成領域の泥質片麻岩の黒雲母 K-Ar 年代	14
第 5. 1 表	玉名花崗閃緑岩の物理的性質	16
第 5. 2 表	玉名花崗閃緑岩の化学組成	16
第 5. 3 表	玉名花崗閃緑岩の角閃石と黒雲母 K-Ar 年代測定結果	17
第 6. 1 表	大牟田地域古第三系の層序区分の比較	20
第 6. 2 表	大牟田層群と万田層群産大型化石一覧	21
第 6. 3 表	銀水層砂岩の物理的性質	25
第 6. 4 表	万田層群勝立層に含まれる海緑石の K-Ar 年代測定結果	32
第 8. 1 表	瀬高テフラのフィッシュン・トラック年代測定結果	43
第 8. 2 表	阿蘇-4 火砕流堆積物(溶結凝灰岩)の物理的性質	48
第 8. 3 表	大牟田地域の更新世テフラの火山ガラスの EPMA 分析値	49
第 10. 1 表	坑道別石炭生産量統計	60

Fig. 1 Summary of the geology of Ōmuta district 67

第1章 地 形

(下山正一)

1.1 概 要

大牟田地域(北緯 33°0'12"-33°10'12"0, 東経 130°14'51"-130°29'51"6)は九州中西部の有明海と筑紫平野が接する場所に位置しており, 有明海に沿って北西部は佐賀県南岸, 筑後川を挟んで東側は福岡県南部になり, 南東端で熊本県と境を接する。河川系から見ると本地域北部には北-北東から有明海に注ぐ筑後川と矢部川の河口域に, また南東部の大牟田市付近は, 東から流下してくる大牟田川・諏訪川など小河川の流域になる(第1.1図)。

筑後川は大分県の久住火山地帯に源を発し, 久留米市付近まで西流するが, それを過ぎると向きを南西に転じて有明海北部に流入している。矢部川は大分県, 熊本県との県境山地である奥耳納山地, 筑肥山地の水を集めて西流し, 筑後市舟小屋付近からは西南に向きを変えて, 有明海に注いでおり, 分流に相当する沖端川, 塩塚川それに筑後川と共に広大な三角州平野(筑紫平野)を形成している。本地域には特に矢部川下流の三角州平野地帯が広がっている。筑紫平野は, 大牟田市の北部に位置する高田丘陵～甘木丘陵によって画され, それより南部には堂面川, 諏訪川等の小河川の流域に属する山地, 丘陵, 台地, 低地が東から西に高度を下げ小規模に分布している。

1.2 山 地

だいま 大間山地 本地域南東端の山地として標高 225.2m の大間山があり, 丘陵地から一段切り立って山地を形成し, 東側に広がっている。東隣の「山鹿」地域西部に上内峠北部の山地から大間山をへて三池山に至る標高 200m 以上の山地群(上内・障子が岳山地と三池山地; 竹下, 1987)がある。主峰は三池山(「山鹿」地域内)で, 標高は 388.1m である。本地域内には大間山を中心にその西端が分布する。これらの山地の頂部には緩斜面が広がっており, 風化抵抗性の大きな古第三紀堆積岩(銀水層)が花崗閃緑岩のキャップロックとなってメサ地形を形成している。

1.3 丘陵及び台地

本地域の丘陵と台地は山地と低地の間に挟まれている。丘陵地には本地域南東部の大間山地の西山麓に付随

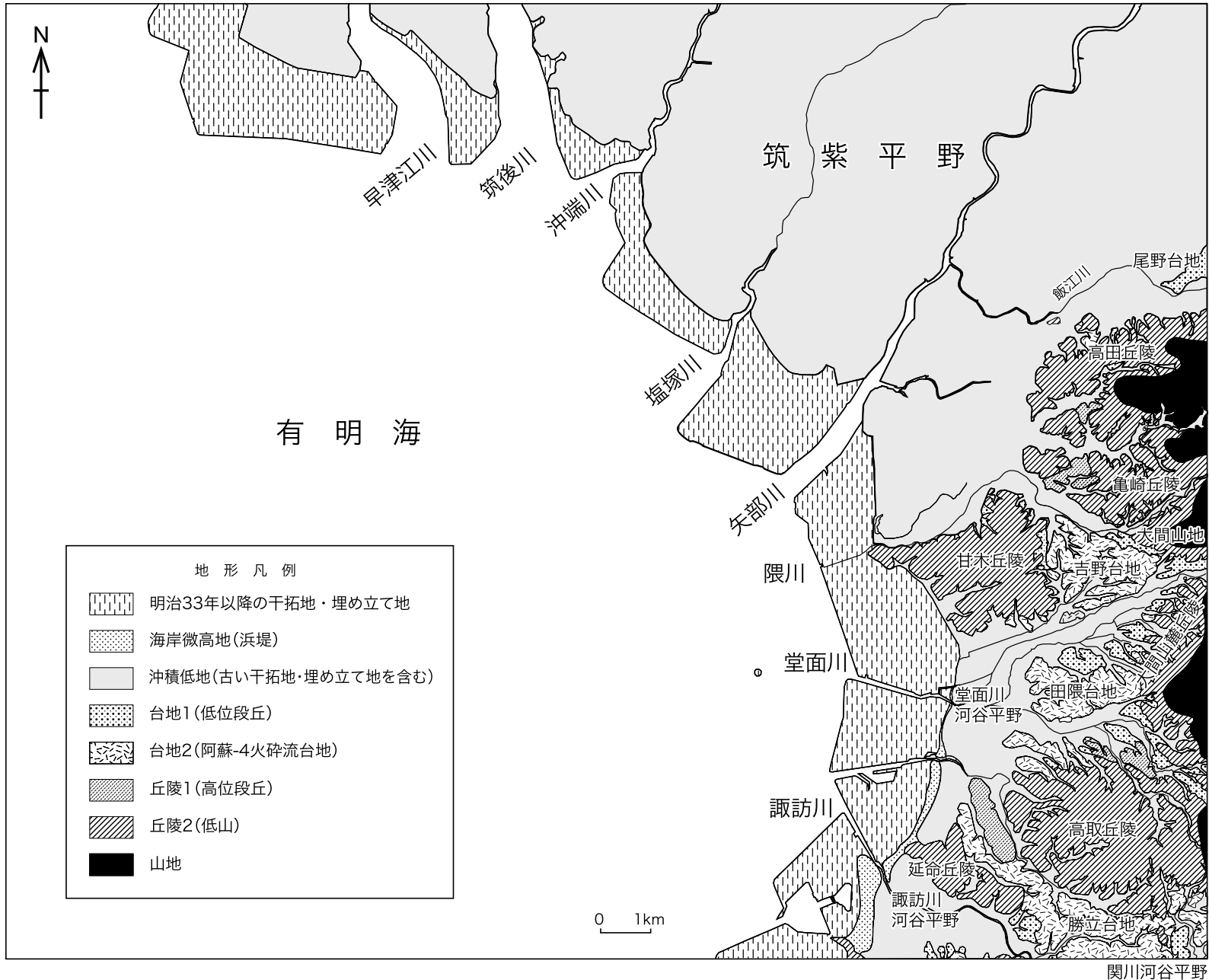
するものと孤立したものがある。段丘について郷原ほか(1964)は八女, 鳥栖それに長洲付近で4つに区分し, 高い方から, 高位段丘面, 中位段丘上位面(長洲面), 中位段丘下位面(阿蘇-4火砕流堆積面), 低位段丘面と呼んだ。これらのうち, 高位段丘面と長洲面は地形が開析されて平坦面がほとんどないので, 本報告では長洲面を中位段丘面ではなく高位段丘面に含め, 第1.1図ではこれらを台地にではなく, 丘陵に含めた。中位段丘面と低位段丘面は明瞭な平坦面をもち, 第1.1図の台地2と1にあたる。台地2には阿蘇-4火砕流台地(火砕流堆積面=郷原ほか(1964)の中位段丘下位面)が含まれる。

下山ほか(1994)は, 郷原ほか(1964)の中位段丘上位面と低位段丘面をそれぞれなかぼろ, みたがわと呼び, これらの面を構成する地層を, 中原層, 三田川層と呼んだ。また中位段丘下位面を阿蘇-4火砕流台地と呼んだ。中原層, 三田川層は郷原ほか(1964)の中位段丘上位面と低位段丘面を構成するほか, 有明海湾奥低地の地下に広く分布している。これらはいわゆる埋没段丘である。

高田丘陵, 亀崎丘陵, 大間山麓丘陵, 高取丘陵 これらは大間山地の西山麓に付随する小起伏地形群で, 高田丘陵(竹下, 1987)と亀崎丘陵は結晶片岩からなる基盤岩の風化物, 大間山麓丘陵と高取丘陵の東部は花崗閃緑岩の風化物からなる。高取丘陵は西側主部が古第三紀堆積岩からなる丘陵で, 米ノ山断層付近でややくびれて東側は三池山麓の緩傾斜地となる。これらの丘陵の一部に古い山麓堆積物や高位段丘堆積物が散点的に存在する。大間山地の西山麓にはかつて古い扇状地や崖錐が存在していたと考えられる。これらの古い山麓堆積物や高位段丘堆積物の元の堆積面は開析が進んで平坦面を失い, 痩せ尾根となっている。

かんま 甘木丘陵, えんめい 延命丘陵 これらは孤立した丘陵群で, 侵食の進んだ基盤岩の残丘地形である。甘木丘陵(竹下, 1987)は結晶片岩類の基盤からなる孤立した丘陵地で, 標高は 50～120m である。延命丘陵は高取丘陵からは勝立台地で隔てられた小丘陵で, 古第三紀堆積岩からなる。標高は 30～50m である。

たぐま 吉野台地, たんげん 田隈台地, かつたち 勝立台地 これらの台地の上面はゆるく有明海方向(西)に傾斜しており, 大部分が阿蘇-4火砕流の堆積面である。吉野台地と田隈台地の周辺と各小河川の谷底平野の間には, やや古い氾濫原あるいは



第 1.1 図 大牟田地域の地形の概観

扇状地である低位段丘が発達している。

吉野台地の一部は中位段丘からなるが、面積が狭く火砕流台地との比高差もごくわずかで、区別しにくい。東隣の「山鹿」地域内には山川台地（竹下，1987）と呼ばれるかなり広い阿蘇-4 火砕流台地が存在し、勝立台地はその西方延長部である。米ノ山断層を横切る場所の勝立台地の平坦面は断層による変位が確認されない。

これらの火砕流台地の沖積面に対する比高は山川台地で40～50m、勝立台地で20～30m、吉野台地と田隈台地で約10mである。低位段丘群の沖積面に対する比高は数mである。

尾野台地 尾野台地（竹下，1987）は矢部川支流の飯江川が開口する位置に形成されたやや古い扇状地が段丘化したもので、大部分は本地域東隣「山鹿」地域内にある。上面は未開析の段丘面で非常に平坦で、ゆるく西に傾く。

1.4 低地

筑紫平野 本地域内には筑後川河口と矢部川下流域の沖積低地が広く分布し、本地域内陸地の約半分の面積を占めている。筑後川、矢部川とその分流である沖端川、塩塚川が広い三角州を形成している。そのほか隈川、矢部川支流の小河川が尾野台地、亀崎丘陵、吉野台地付近の河谷平野を形成している。

本地域の筑紫平野は北隣「佐賀」地域から続く低く平坦な土地（低平地）で、潮汐性の平野である。有明海の潮汐は日本最大で最大潮位差は6mに達し、大潮干潮時には泥質及び砂泥質の干潟が広がる。防潮堤防のすぐ海側には泥質干潟が発達し、砂泥質干潟及び砂質干潟が沖側に位置する。各河川の河口では大潮上げ潮時期に大量の海水が流入するため、河口底の潜掘が生じる。潜掘によって巻き上げられた浮泥は河口から上流方向に逆流し、下流域の河岸に堆積している。人工堤防のない時代には、このあふれた浮泥の堆積物が低平地を形成していったと考えられる（下山ほか，1994）。

堂面川河谷平野、諏訪川谷底平野 堂面川河谷平野及び諏訪川谷底平野（竹下，1987）は甘木丘陵以南の大牟田市中心部に分布する小平野である。堂面川のほか白銀川、大牟田川、諏訪川などの小河川が形成する谷底平野で扇状地-三角州が複合したものである。これらの平地では大部分が市街地化されており、更に海側には広い埋め立て地が形成されている。

関川河谷平野 本地域南東端の^{いちの}櫛野付近の狭い谷底平野は、関川の河谷平野に属する。関川は本地域東隣「山鹿」地域内西南部の阿蘇-4 火砕流台地（山川台地）を流れている。付近には阿蘇-4 火砕流堆積物の強溶結部が多

いため、幅は狭く流路沿いに細長い谷底平野を形成している。

1.5 浜堤

堂面川以南の埋め立て地と沖積低地の境界には幅の狭い微高地（沖積面からの比高1m程度）が1列認められ、表層に砂質堆積物が分布するので浜堤とみられる。明治36年発行の地形図には針葉樹林の記号が見られるので、かつて浜堤と松並木が存在したものと考えられる。

1.6 干拓地及び埋め立て地

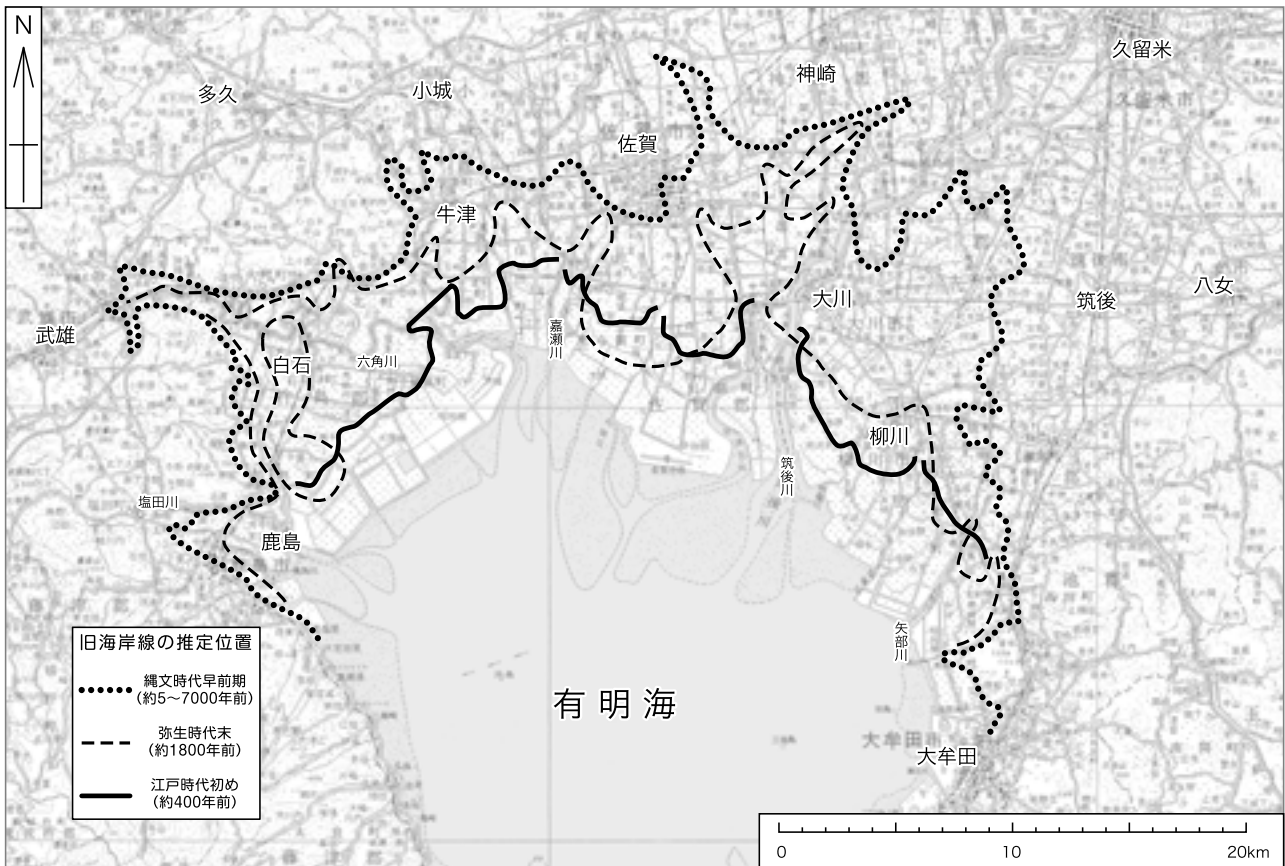
現在の有明海湾の海岸のほとんどが高い堤防をめぐらした人工海岸である。明治時代以降の干拓地の変遷は大日本帝国陸地測量部の明治33年測図5万分1地形図（明治36年刊）とそれ以降に作成された地形図により明らかである。それによると明治時代から昭和時代にかけて干拓され、耕地化した部分は白石、佐賀、筑後で著しく、干拓により前進した海岸線の幅は最大3kmに及ぶ。

野間（1985）、田淵（1999）は明治以降の地形図資料の他、堤防の跡、古地図、歴史記録から有明海北岸低地の人工海岸線の変遷を詳しく研究した。その結果、現在確実にさかのぼることのできる最古の海岸線は江戸時代初期の土墨線（松土居・本土居線）である（第1.2図）。野間（1985）は更に古い歴史記録と、籠こもりや搦からみなど干拓に関係する旧地名から中世の戦国時代や古代の開拓地を推定している。江戸時代初期の土墨線以北で、干潟堆積物（有明粘土層）が直接低地表層をつくっているケースはこのような古い干拓地に当たる。

1.7 有明海

陸上の地形図の標高0mは平均海面の高さであるのに対し、海底地形図は船の安全航行のために最低の潮位を水深0mとして表現される。有明海は干満の差が大きいので、海岸線を示す標高0mと海底地形図が示す水深0mの位置は大きく異なる（第1.3図）。また有明海の中央部には干満の潮流で洗掘された北西-南東方向の谷状地形が認められる。

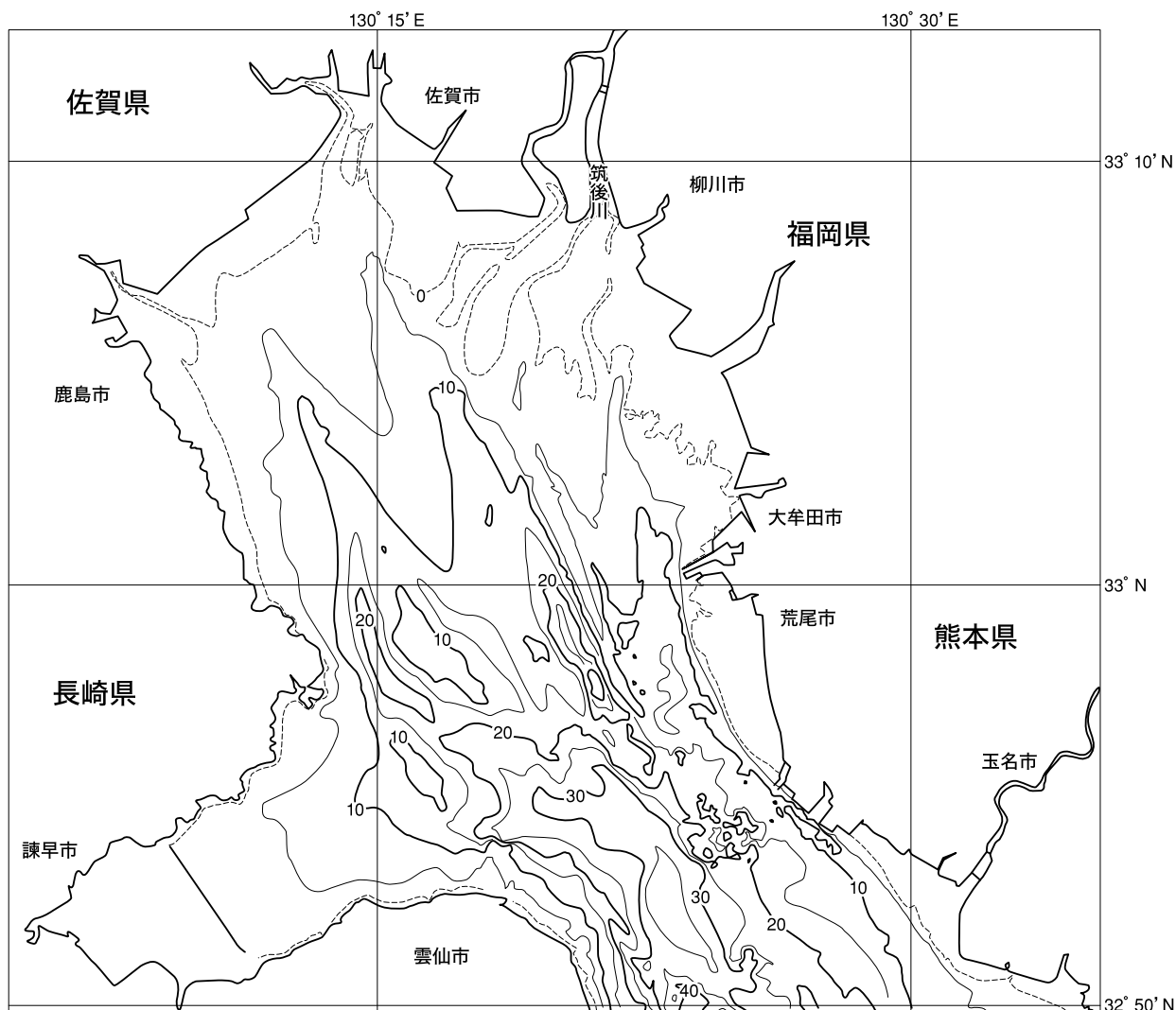
現在の有明海の干満差は最大6mに達し、全国一である。堆積現象は高低差に規制されるため、大きな干満差があると、干潮時と満潮時で堆積基準面が大きく変化する。このため広大な干潟を初めとして、有明海独特の堆積環境が形成される。その特徴は大きな潮位差を反映して強い潮流が引き起こす堆積粒子の運搬・浸食・堆積作用である。大きな干満差は上げ潮時に干潟の前縁部と感潮水路を中心に強い潮流が発生して、海底の土を巻き上げる。その結果懸濁した泥水を発生するとともに、干



第 1.2 図 有明海北部の海岸線の変化 (下山ほか, 1994)

潟前縁部と水路には粗い粒子が濃縮した砂質堆積物が残留する。一方細粒物質が懸濁した泥水は河川から流入した泥とともに、引き潮の潮流によって湾奥に運ばれ、潮流停滞時に堆積して泥の干潟をつくる（海成粘性土の堆積）。その一方で、干潟前縁部や水路跡には砂質堆積物が残置されるため、干潟の堆積物には粘性土だけでなく、砂州やチャンネルボトムなどに砂質堆積物が発達する。このため海成粘性土層はシルトを主体にしているものの、レンズ状断面をもった砂層をしばしば伴っている（下山ほか, 1994）。

一方、有明海の河口部では上げ潮時に大量の海水が狭い河口に集中するため再び底土の潜掘と巻き上げが生じる（二渡ほか, 1992）。水路と側面には砂質堆積物が濃縮・残置される。河口で発生した高密度の泥水は淡水で希釈され、分級されつつ浮泥となって河川を逆流し、河口から数 10km も上流に達し、水流停滞時にマッドドレイプとしてアシ原を埋め立てる。この逆流した浮泥堆積物はほぼ淡水環境で均質な粘性土層をつくる（非海成粘性土の堆積；下山ほか, 1994）。



第 1.3 図 有明海海底地形図

(財)日本水路協会発行 海底地形デジタルデータ M5015「有明海北部」から、等深線を 5 m 間隔にして作成。波線は水深 0 m (干潮時の低潮線)。経緯線は世界測地系。

第2章 地質概説

(富田宰臣・松浦浩久・下山正一・宮崎一博)

本地域の地質の概略を第2.1図に総括して示す。本地域の地表には古い方から周防変成コンプレックス、白亜紀深成岩類、古第三系及び第四系が分布する。周防変成コンプレックスは白亜紀に高温低圧型重複変成作用を受けている。新第三系は地表には露出していない。これらの地層と新第三系は有明海海底の地下にも伏在して分布する。

2.1 周防変成コンプレックス

本報告では北部九州に広く分布し、後期三畳紀-中期ジュラ紀の低温高圧型変成作用により生じた変成岩類を周防変成コンプレックスとした。本地域の周防変成コンプレックスは主に変成泥岩からなる。後述する白亜紀高温低圧型重複変成作用の影響の弱い場所での変成泥岩は泥質片岩である。隣接地域の周防変成コンプレックスはパンペリ-石アクチノ閃石亜相高圧部ないし緑れん石青色片岩相と緑色片岩相漸移帯の変成作用を被っている。

2.2 白亜紀高温低圧型重複変成領域

本地域の白亜紀高温低圧型重複変成領域の変成岩類は周防変成コンプレックスの変成泥岩を原岩とする。重複変成作用を被った変成泥岩の鉱物組み合わせにより緑泥石黒雲母帯、白雲母紅柱石帯及びカリ長石珪線石帯に分帯できる。カリ長石珪線石帯の重複変成泥岩は泥質片麻岩である。泥質片麻岩には花崗岩質脈が発達し、ミグマタイト質になっている。本地域の白亜紀高温低圧型重複変成領域高温部の変成相は角閃岩相に達している。

2.3 白亜紀深成岩（玉名花崗閃緑岩）

本地域を含む福岡県南部-熊本県北部地域には前期白亜紀末-後期白亜紀初のK-Ar年代を示す深成岩類が分布しており、玉名花崗閃緑岩、菊池花崗岩及び筒ヶ岳花崗岩（小岱山花崗岩）に区分されている。このうち玉名花崗閃緑岩の北西部が本地域南東部に露出している。玉名花崗閃緑岩は主に中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。本岩相は径1cmを超える普通角閃石を含むのが特徴で、大部分の地域では塊状であるが、弱い葉理構造を示す地域もある。肉眼的な岩相の特徴は本地域北方に分布する朝倉花崗閃緑岩に類似しているが、本岩体の帯磁率は朝倉花崗閃緑岩よりも低い。本岩体の中-粗粒

花崗閃緑岩から分離した角閃石のK-Ar年代は $106 \pm 2.6\text{Ma}$ 、黒雲母のK-Ar年代は $99.7 \pm 2.5\text{Ma}$ を示し、いずれも前期白亜紀末の値が得られた。

本岩体の北には周防変成コンプレックスに貫入する細粒黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩の小岩体が点在している。玉名花崗閃緑岩の北縁部では粒度が細くなり、また角閃石の含有量が減るなどこれらの小岩体の岩相に似てくるので、地下では連続しているものと判断してこれらも玉名花崗閃緑岩に含めた。

2.4 古第三系

本地域の古第三系は本地域南東部大牟田市甘木山から南隣「荒尾」地域内の熊本県荒尾市北部にかけて分布する始新統である。古第三系は東側を大牟田市米ノ山付近から上井出に至る北北西-南南東方向の米ノ山断層で絶たれて基盤の玉名花崗閃緑岩と接するが、その東方の三池山にも断片的に点在している。古第三系の西方延長部は有明海海底の地下に潜在して西端は長崎県島原半島に達し、北側は筑紫平野の地下に広がって佐賀市街以北に達すると推定される。地層の走向は東西~西北西-東南東方向で南-南南西に $3 \sim 10$ 度で緩く傾斜する。大牟田市周辺では北端の甘木山周辺に最下部の赤崎層群が分布し、南に向かって上位の大牟田層群、万田層群の順に露出する。

赤崎層群は陸成層で、本地域内では銀水層のみが分布する。銀水層は本地域東部で周防変成コンプレックスと玉名花崗閃緑岩を不整合に覆い、礫岩・砂岩・泥岩からなる。主に泥岩はしばしば暗赤色、赤褐色など赤色系統の色彩を呈し、本報告では、これらを便宜的に赤色岩と呼ぶことにする。

大牟田層群は下位より米ノ山層・稲荷層・七浦層に区分される。米ノ山層は暗灰色泥岩と白色砂岩からなり、第八層と呼ばれる石炭層などを数枚挟み、中-上部には貝化石を多産する。稲荷層は主に白色中-粗粒砂岩からなる単調な岩相で、上部に2枚の厚い石炭層を挟む。2枚の石炭層のうち上位の石炭層は三池本層と呼ばれ、三池炭田の主要石炭層として稼行された。七浦層はほとんどがアルコース質粗粒砂岩からなる単調な地層で、下部に化石に富む層準がある。三池上層などいくつかの石炭層を挟む。有明海の地下では七浦層中部の下部寄りの層準に石炭層が胚胎するが、地表には露出していない。大牟田層群は全体として数層準で薄い海成層を含むもの

地質時代		層 序			岩 相			
				火山灰, 主な石炭層				
第 四 紀	完 新 世	蓮池層	(上部)	鬼界-アカホヤ (7.3 ka)	淡水-汽水成粘土, シルト, 砂及び礫	海成粘土, シルト, 砂及び貝殻		
			有明粘土層					
	更 新 世	後 期	三田川層		始良-Tn (25 ka)	礫, 砂及び泥 (下部にラハール堆積物を含む)		
			阿蘇-4火砕流堆積物 (90 ka)			斜方輝石角閃石デイサイトの溶結凝灰岩, ガラス火山灰及び軽石		
			中原層	(上部)	阿蘇-3火砕流堆積物* (130 ka)	礫, 砂, シルト及び淡水成粘土	シルト, 海成粘土及び貝殻	
				(下部)				
	中 期	立石層	川副層*	瀬高テフラ*(フィッシュントラック年代 0.6-0.7 Ma)	礫	礫及び砂(海成層と淡水成粘土が混じる)		
			牛屋層**					
	新 第 三 紀	鮮新世	黒木層・久留米層***			砂岩泥岩互層, 泥岩, 凝灰岩及び砂岩		
		中新世	貫入岩***			ドレライト		
古 第 三 紀	漸新世							
	始新世	万田層群	四ッ山層		中-細粒泥質砂岩, 泥岩及び砂岩泥岩互層(凝灰質泥岩を挟む)			
			勝立層	第二上層(石炭層)	中-粗粒海緑石砂岩, 細粒泥質砂岩及び砂岩泥岩互層			
		大牟田層群	七浦層	三池上層(石炭層)	中-粗粒砂岩(泥岩を挟む)			
			稲荷層	三池本層(石炭層)	中-粗粒アルコース質砂岩(泥岩を挟む)			
			米ノ山層	第八層(石炭層)	細粒泥質砂岩, 泥岩及び砂岩泥岩互層			
	赤崎層群	銀水層		礫岩, 石英質砂岩及び赤色泥岩~細粒砂岩				
暁新世								
白 亜 紀	後 期							
	前 期	玉名花崗閃緑岩 (K-Ar年代 106 Ma (角閃石), 99.7 Ma (黒雲母))			中-粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 細-中粒黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩及びざくろ石白雲母黒雲母花崗岩			
		白亜紀高温低圧型重複変成領域 (K-Ar年代 96.4, 96.9 Ma (黒雲母))			泥質片岩-片麻岩(周防変成コンプレックスを原岩として, 白亜紀に角閃岩相に至る高温低圧型の重複変成を受けた)			
中期ジュラ紀 後期三疊紀		周防変成コンプレックス			泥質片岩(パンペリー石アクチノ閃石相高圧部~緑色片岩相と緑れん石青色片岩相漸移部の低温高圧型の変成作用を受けた)			

*地上に露出しない. **本地域に分布しない. ***地上に露出しない. 時代は推定. ka ; 1000年, Ma ; 100万年

第 2.1 図 大牟田地域の地質総括図

の、少なくとも陸上では大部分が陸成層よりなり、厚薄多数の石炭層を挟む。大牟田層群は米ノ山断層に沿って米ノ山層と稲荷層の一部が露出し、また南隣「荒尾」地域内玉名市立願寺地区に米ノ山層が銀水層と共に点在する。大牟田層群の大部分は上位の万田層群勝立層とともに大牟田市街東部の高取山・三塚山より東西に延びる丘陵地を形成し、大牟田市街地内にも露頭が点在している。

万田層群は下位の勝立層と上位の四ッ山層に区分される。勝立層は海緑石を含む帯緑灰色中-粗粒砂岩からなり、下部では化石を多産する。本層中-上部には石炭層(第二上層) 胚胎層準が位置するが、地表には露出しない。四ッ山層は本地域南部の大牟田市四山周辺から南隣「荒尾」地域内の熊本県荒尾市内に露出する。四ッ山層は少量の海緑石を含む細-中粒泥質砂岩からなり、上部では泥岩になる。本層は石炭層を挟まない。四ッ山層は有明海海底では下部の砂岩主体層と上部の泥岩主体層が2回繰り返れ、最も厚い場所では800m近い厚層となる。万田層群は陸域ではほぼ全層準にわたって海成層から成る点で赤崎層群や大牟田層群と区別される。しかし南隣の「荒尾」地域では大牟田層群でも海成層の割合が多くなり(木原, 1960; 菊池, 1963a)、他方有明海海底では万田層群でも海成層と呼べるのは最上位の四ッ山層に限られるなど同一層準でも堆積環境の側方変化が認められる。

2.5 新第三系

本地域内では陸上にも海底にも新第三系の露出はないが、炭鉱坑内や試錐資料によって地下には新第三紀と考えられる貫入岩(ドレライト)と堆積岩類の存在が知られている。

ドレライトは有明海海底の地下で三池港-三池島(人工島)間は北西-南東方向の岩脈として、三池島北西沖では石炭層を置き換えたシル-ラコリスとして分布する(菊池ほか, 1971など)。貫入年代については放射年代の報告が無いので不明であるが、ここでは有明海北西に分布する北松浦玄武岩類に対比して中新世と考えておく。

柳川市大和町塩塚のボーリング調査によって鮮新世と考えられる地層が第四紀層の下に伏在する(菊池, 1963a)。菊池(1963a)によるとこの地層は砂岩泥岩互層、泥岩、凝灰岩及び砂岩からなり、黒木層と久留米層に対比されている。今のところ新第三紀を明確に示す化石や放射年代は得られていない。

地下地質について石炭を含む古第三系の情報は多いが、第四紀層-新第三紀層部分のボーリング試料はスライムであり、第四紀層下部と新第三紀層の区別は難しい。このため本地域の第四系下部から新第三系についての詳細は不明である。また本地域地下の新第三系はその平面的な広がりや潜在深度などについて不明の部分が多いので、地質図と断面図には示していない。

2.6 第四系

本地域第四紀堆積物は大きく中部更新統、上部更新統、完新統に分けられる。地表の第四紀堆積物は地形と対応しており、中部更新統は本地域南東部の丘陵地を、上部更新統は本地域南東部で洪積台地を、完新統は本地域北部から南東部の沖積低地を構成している。有明海沿岸の干拓地・埋め立て地の多くは江戸時代-昭和時代前半に造成された。

地表に露出する更新統は古い方から立石層、中原層、阿蘇-4火砕流堆積物(約9万年)及び三田川層の4つで、立石層のみが中部更新統である。立石層は丘陵の緩傾斜面である高位段丘面の、中原層と阿蘇-4火砕流堆積物は中位段丘面及び阿蘇-4火砕流堆積面の、三田川層は低位段丘面の構成層である。一方地下には中部更新統川副層と上部更新統高木瀬層の2つが潜在している。川副層には約60万年の瀬高テフラを挟む。阿蘇-3火砕流堆積物(約13万年)は北隣「佐賀」地域南部の地下に中原層に挟まれて潜在する。本地域内では今のところ確認されていないが、中原層と高木瀬層の位置づけに必要なので本文中の項目として取り上げる。

完新統は蓮池層及び有明粘土層からなる。蓮池層は汽水域から淡水域で堆積した地層で、有明粘土層は海成粘土で現在も有明海海底で堆積中である。

第3章 周防変成コンプレックス

(宮崎一博)

本報告では、後期三畳紀-中期ジュラ紀に低温高压型変成作用により生じた変成岩類を周防変成コンプレックスとして扱う。本報告の周防変成コンプレックスは筑後変成岩類及び三郡変成帯の変成岩類（三郡変成岩類）もしくは三郡結晶片岩類のうち柴田・西村（1989）の周防帯に属する変成岩類に相当する。筑肥山地南西端に位置する本地域東部に分布する変成泥岩は、岩相と地質構造の類似性及び分布の連続性から周防変成コンプレックスに対比できる。

3.1 研究史及び概要

研究史 本地域東部に分布する変成泥岩は福岡県南部から熊本県北部に連続して分布する周防変成コンプレックスの南西端にあたる。本地域内の周防変成コンプレックスの変成岩類を対象にした研究はなされていない。以下では、本地域から分布が連続する筑肥山地の筑後変成岩類（野田，1962）の岩相，地質構造，変成作用及び変成年代に関する研究史の概略を述べる。

筑後変成岩類は、本報告での周防変成コンプレックスのうち筑肥山地と福岡県朝倉周辺山地に分布する変成岩類に対する名称である。筑後変成岩類は原岩岩相をもとに、下位から上位へA, B, C層群に区分される（松本，1958）。A層群は泥質片岩を主とし、時々珪質片岩を挟み、比較的上部に苦鉄質片岩が若干介在することがある。層厚は2,000m以上である。B層群は砂質片岩の厚い累層とかなり厚いが急激にその厚さを減ずることのある苦鉄質片岩、あまり厚くない砂質片岩・泥質片岩・苦鉄質片岩・珪質片岩の互層からなり、全層厚は約3,000mである。C層群は泥質片岩を主とし、ところによりあまり厚くない苦鉄質片岩・珪質片岩を挟介する。層厚は1,000m前後である。地域を筑肥山地に限定して、主に泥質片岩からなる下部層、下半部が砂質片岩、上半部が苦鉄質片岩からなる中部層、厚い泥質片岩からはじまり、次第に苦鉄質片岩の薄層を伴う砂質及び泥質片岩の互層になる上部層に区分することもできる（井上，1959；柳，1969）。下部層は950m以上、中部層は下部が約1,000m、上部が500～600m、上部層は1,350mの層厚である（柳，1969；井上，1959）。柳（1969）の下部層は松本（1958）のA層群に、中上部層はB層群にほぼ相当する。ただし、熊本県-福岡県県境の主に泥質片岩からなる地層は、松本（1958）ではA層群に、柳（1969）では上部層に区分されている。両者の違いは、

福岡県八女郡立花町上^{へばる}辺春付近に、東西走向で軸面が南に傾斜し、南翼が見かけ逆転層であるようなシンフォーム（松本，1958）が実在するかどうかによる。

福岡県久留米地域から熊本県山鹿地域の筑後変成岩類は変成鉱物の出現消滅によりA, B, C帯に変成分帯される（柳，1969）。このうちC帯は同地域北部に貫入する白亜紀花崗岩類の接触変成域である。A帯では変成苦鉄質岩にパンペリ-石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せとアルカリ角閃石が出現する。B帯では緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せとアルカリ角閃石が出現する（柳，1969）。熊本県山鹿周辺に分布する柳（1969）のA帯に相当する地域の泥質片岩からはローソン石の出現が報告されている（榊原・山本，1967）。また、福岡県八女地域のB帯に相当する地域の苦鉄質片岩からはアルカリ角閃石とアクチノ閃石の中間的組成を持つウィッチ閃石の出現が報告されている（唐木田，1987）。

筑後変成岩類は東西走向の軸面を持つシンフォーム・アンチフォームが数kmから10km間隔で繰り返す地質構造を有する（松本，1958；井上，1959；井上，1960；柳，1969）。

筑後変成岩類の放射年代は砂質片岩中の白雲母 Rb-Sr 年代が 260 ± 130 , 270 ± 80 Ma（柳，1967）、泥質片岩中の白雲母 Rb-Sr 年代が 207-214Ma（柴田・西村，1989）、泥質・砂質片岩中の白雲母の K-Ar 年代が 163-218Ma（柴田・西村，1989）である。放射年代と変成作用の特徴より、筑後変成岩類は“三郡変成岩”の周防地帯（本報告の周防変成コンプレックス）の南西延長と位置づけられた（柴田・西村，1989）。

概要 本地域東部の周防変成コンプレックスは筑肥山地南西端に当たるみやま市高田町岩津から大牟田市隈及び大牟田市甘木山周辺に分布する。主に変成泥岩からなり、少量の変成苦鉄質岩、変成珪質岩、変成砂岩を伴う。原岩岩相と分布の連続性から筑後変成岩類の下部層（柳，1969；井上，1959）及びA層群（松本，1958）に対比できる。後述するように本地域の周防変成コンプレックスは白亜紀に高温低圧型変成作用を重複して受けている。重複変成作用による岩相の変化は白亜紀高温低圧型重複変成領域の章で述べる。

3.2 岩相

変成泥岩 (Sp) みやま市高田町岩津から唐川にかけての標高 100～200mの山地には白亜紀の高温低圧型重

複変成作用の影響が弱い変成泥岩が分布する。この付近の変成泥岩は、緑泥石と白色雲母（フェンジャイトないし白雲母）の形態定向配列による片理の発達した銀灰色ないし黒色を呈する泥質片岩である。片理に平行な石英細脈が発達し、重複変成を受けていない周防変成コンプレックスの泥質片岩と同じ外見を呈する。部分的に片理の発達が弱く灰色を呈する砂質な部分や、石英粒子が多く灰白色を呈する珪質な部分もある。また、暗緑色の苦鉄質片岩や灰色の砂質片岩及び灰白色の珪質片岩の薄層をまれに挟む。岩相境界は片理に平行である。

3.3 地質構造と変成作用

白亜紀の高温低圧型重複変成作用の影響の弱いみやま

市高田町岩津から唐川にかけての泥質片岩の片理の走向はほぼ東西ないし西北西-東南東である。この付近では西北西-東南東走向の軸面を持つアンチフォームとシンフォームが約1 kmの波長で繰り返す。唐川から大牟田市隈にかけても重複変成作用を受ける以前から存在していた白色雲母の定向配列による片理が残存しており、片理は東西走向で北へ45～70度傾斜する。

低温高圧型の変成作用を特徴づける変成鉱物は本地域から発見されていない。前述した隣接する地域に分布する苦鉄質片岩及び泥質片岩の鉱物共生より、本地域の変成岩類はパンペリ石-アクチノ閃石亜相の高圧部ないし緑色片岩相と緑れん石青色片岩相漸移部の低温高圧型の変成作用を被っていたと推定される。

第4章 白亜紀高温低圧型重複変成領域

(宮崎一博)

4.1 研究史及び概要

研究史 本地域の高温低圧型変成作用についてはこれまで報告がない。周辺地域では、南関地域及び玉名東方地域で高温低圧型重複変成作用の報告があるので、以下ではその概略を述べる。

南関地域の周防変成コンプレックスは白亜紀玉名花崗閃緑岩との接触部から約3～5 kmの範囲に黒雲母が生じている。また、玉名花崗閃緑岩から500 m以内の接触部付近ではカリ長石・紅柱石・堇青石を生じている(井上, 1963; 渡辺・藤本, 1993)。熊本県玉名東方の木の葉変成岩類(藤本・橋本, 1960)は、筑後変成岩類(本報告での周防変成コンプレックス)が高温低圧型重複変成作用を被って生じた岩石であると考えられている(唐木田・古田, 1994)。木の葉変成岩類は全域で高温低圧型の変成作用を被っており、泥質変成岩に黒雲母・紅柱石を生じている(Hashimoto and Fujimoto, 1962)。玉名花崗閃緑岩との接触部付近では泥質片麻岩にカリ長石+堇青石+珪線石が生じている(唐木田・古田, 1994)。木の葉変成岩類の泥質片岩の黒雲母 K-Ar 年代は 103 ± 8 , 95 ± 6 , 102 ± 8 Ma (Miller *et al.*, 1963) である。

概要 本地域の白亜紀高温低圧型重複変成領域では、全域で周防変成コンプレックスの変成泥岩に黒雲母を生じている。本報告では重複変成作用により変成泥岩に生じた鉱物組合せにより緑泥石黒雲母帯、白雲母紅柱石帯、カリ長石珪線石帯の3帯に分帯した。この順に変成度は北から南へ高くなり、変成泥岩の岩相も変化する。本報告では、各鉱物帯ごとに高温低圧型重複変成岩の岩相を記載する。

4.2 緑泥石黒雲母帯 (CB)

緑泥石+黒雲母+白雲母の鉱物共生を有する変成泥岩の分布する領域を緑泥石黒雲母帯とした。本帯はみやま市高田町岩津から唐川にかけて分布する。重複変成を受けた泥質片岩を主とし、少量の砂質片岩と苦鉄質片岩を伴う。岩相境界と片理は平行である。

変成泥岩 (Sp+CB) 本帯の変成泥岩は黒色-銀灰色を呈し、片理が発達する泥質片岩である。波長数 cm の微褶曲が発達する。本帯の泥質片岩は緑泥石含有斜長石石英黒雲母白雲母片岩である。ただし、主要構成鉱物の相対的量比は試料により変化し、IUGS の変成岩命名法 (Schmid *et al.*, 2007) に従うと記載岩石学的な名称も異

なってくる。これらの泥質片岩はいずれも少量の石墨、スフェン、ジルコン、燐灰石、電気石、不透明鉱物を含む。また、径 1 mm 以下のざくろ石の斑状変晶を含み、ざくろ石緑泥石含有斜長石石英黒雲母白雲母片岩の部分もある。いずれの泥質片岩も白雲母と緑泥石の形態定向配列による片理の発達が発達している。黒雲母は白雲母や緑泥石と片理を形成するものと、片理を切って成長するものの両方がある。

4.3 白雲母紅柱石帯 (MA)

紅柱石+白雲母+黒雲母の鉱物共生を有する変成泥岩の分布する領域を白雲母紅柱石帯とした。本帯はみやま市高田町唐川から大牟田市隈付近にかけて分布する。重複変成により生じた紅柱石斑状変晶を含む泥質片岩を主とし、少量の砂質片岩を伴う。岩相境界と片理は平行である。

変成泥岩 (Sp+MA) 野外で黒色-銀灰色を呈し、片理が発達する泥質片岩である。波長数 cm の微褶曲が発達する(第 4.1 図)。本帯の泥質片岩は、しばしば径 1 cm ほどの紅柱石斑状変晶を含み、紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩となっている。ただし、主要構成鉱物の相対的量比は試料により異なり、また、紅柱石を含まない場合もある。緑泥石は少量含まれる場合と全く含まない場合がある。これらの泥質片岩はいずれも少量の石墨、スフェン、ジルコン、燐灰石、電気石、不透明鉱物を含む。

岩石記載

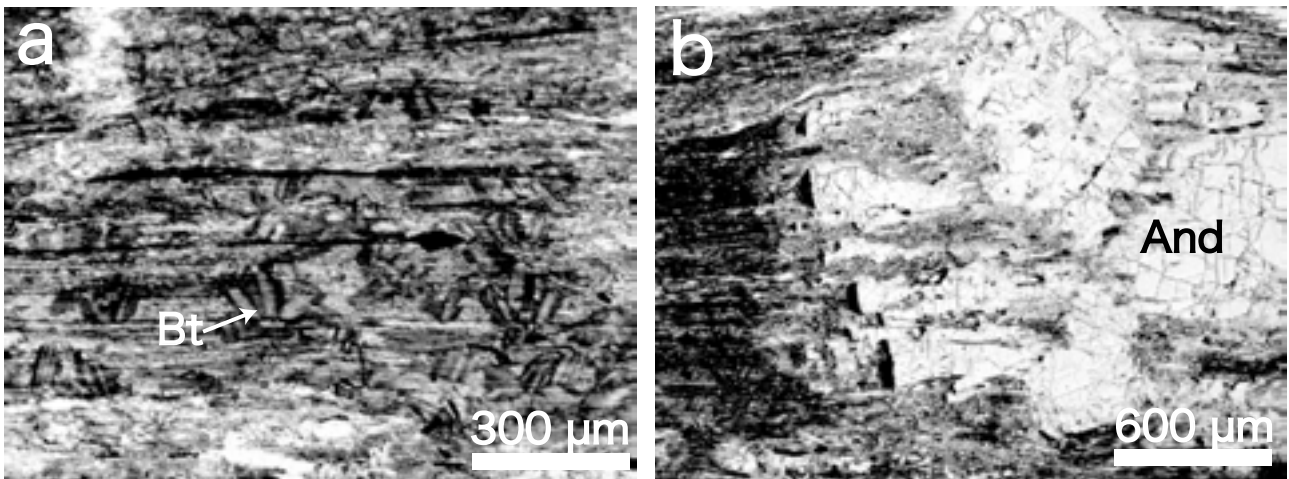
紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩

試料採取地；みやま市高田町唐川付近

主要構成鉱物は石英、斜長石、白雲母、黒雲母、紅柱石で、少量の緑泥石、石墨・不透明鉱物・アパタイト・電気石・ジルコンを伴う。細粒の緑泥石、白雲母、黒雲母の形態定向配列による片理が発達する。一方、粗粒な黒雲母斑状変晶(第 4.2 図 (a))と紅柱石斑状変晶(第 4.2 図 (b))は片理を切って成長する。いずれの斑状変晶も、白雲母・黒雲母と伴って片理を形成していた石墨及び不透明鉱物の微細粒子を包有物として含む。紅柱石の周囲には微細な白雲母が生じている。



第 4.1 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域の白雲母紅柱石帯の変成泥岩
 (大牟田市釈迦堂の北約 1 km) 周防変成コンプレックスの泥質片岩を原岩とする。微褶曲が発達する。クリノメータの長さは約 10cm.



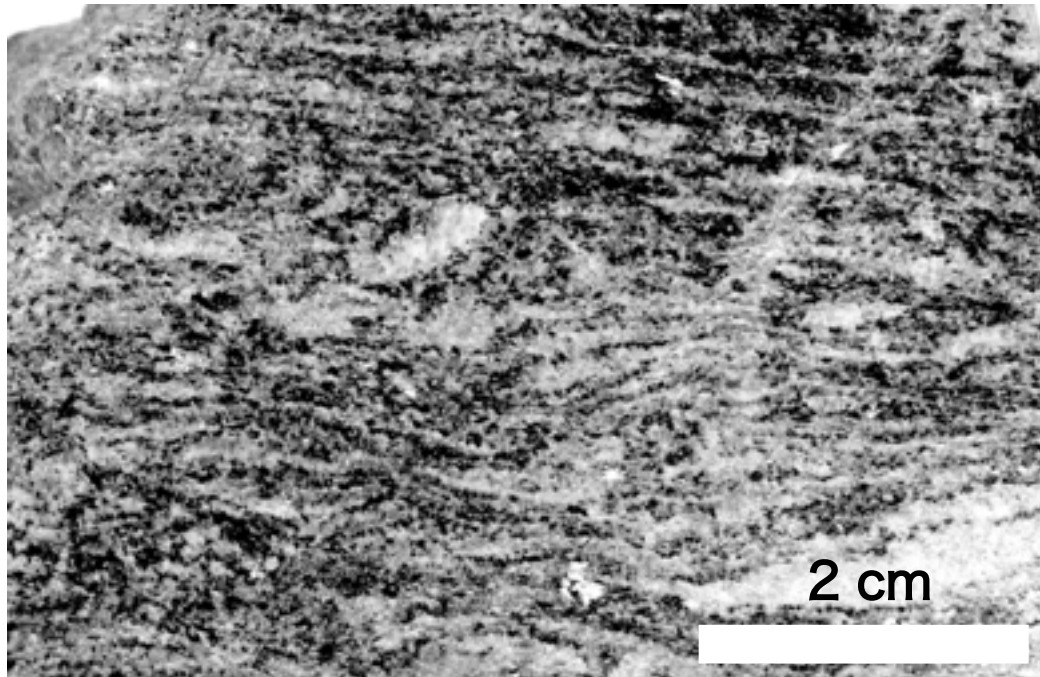
第 4.2 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域の白雲母紅柱石帯の変成泥岩の薄片写真 (単ニコル)
 (a) 紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩. Bt: 黒雲母. (みやま市高田町唐川付近).
 (b) 紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩. And: 紅柱石. (みやま市高田町唐川付近).

4.4 カリ長石珪線石帯 (KS)

カリ長石 + 珪線石 + 黒雲母の鉱物共生を有する変成泥岩の分布する領域をカリ長石珪線石帯とした。本帯は大牟田市隈付近と甘木山周辺に分布する。本地域でも

とも重複変成が進行しており、変成泥岩は泥質片麻岩に、少量分布する変成苦鉄質岩と変成珪質岩はそれぞれ角閃岩及び珪質片麻岩となっている。岩相境界と片理は平行である。

変成泥岩 (Sp+KS) 野外で黒色-暗灰色を呈し、片麻



第 4.3 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域のカリ長石珪線石帯の変成泥岩のスラブ写真
(大牟田市黒崎) ミグマタイト質泥質片麻岩。

状構造が発達する泥質片麻岩である。本帯の泥質片麻岩には、花崗岩質の細脈が発達し、ミグマタイト質になっている部分もある(第 4.3 図)。本帯の泥質片麻岩は珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩からなる。ただし、主要構成鉱物であるカリ長石、斜長石、石英、黒雲母の相対的量は試料により異なり、記載岩石学的な名称はこれに応じて変わる。大牟田市隈付近の白雲母紅柱石帯との境界付近では紅柱石や比較的多量の白雲母を含む場合がある。甘木山周辺に分布する泥質片麻岩はざくろ石の斑状変晶を含む場合が多い。また、これらの泥質片麻岩はいずれも少量の石墨、白雲母、スフェン、ジルコン、燐灰石、電気石、不透明鉱物を含む。

岩石記載

ざくろ石含有珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩
試料採取地：大牟田市黒崎

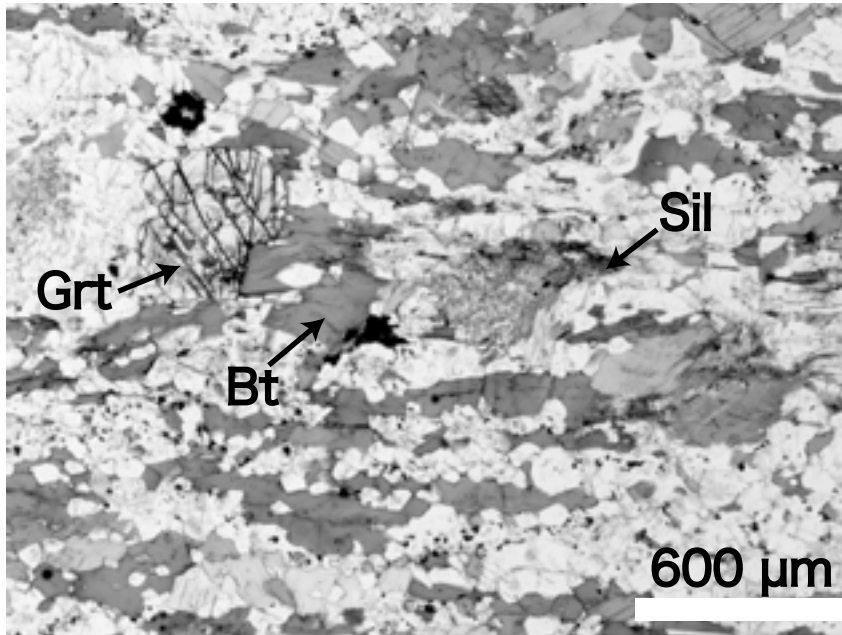
主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、珪線石で、少量のざくろ石、白雲母、石墨、不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。黒雲母の形態定向配列による片理が発達する。珪線石は針状のフィプロライトである。ざくろ石斑状変晶(第 4.4 図)は径 0.5 ~ 1 mm 程の半自形結晶として産する。

4.5 変成作用と地質構造

緑泥石黒雲母帯と白雲母紅柱石帯の間には、緑泥石 + 白雲母 = 黒雲母 + 紅柱石 + 水の脱水反応が、白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の間には、白雲母 + 石英 =

カリ長石 + 珪線石 + 水の脱水反応がそれぞれ定義できる。したがってこの順に重複変成作用の変成度は高くなる。紅柱石が形成されていることより、重複変成作用は高温低圧型であることがわかる。カリ長石珪線石帯の変成苦鉄質岩は角閃岩であることより、高温部は角閃岩相に達している。甘木山周辺の大牟田市黒崎に産出する泥質片麻岩及びざくろ石単斜輝石石英片麻岩の構成鉱物を使った変成温度圧力見積もりでは $P = 4-6 \text{ kbar}$ 、 $T = 700^\circ\text{C}$ 前後(宮崎・松浦, 2005)が見積もられている。甘木山周辺の泥質片麻岩中の黒雲母 K-Ar 年代は $96.4 \pm 2.4 \text{ Ma}$ と $96.0 \pm 2.4 \text{ Ma}$ である(第 4.1 表)。

白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の境界面と地表面との交線であるカリ長石珪線石アイソグラッドは大牟田市隈付近において、西北西-東南東の走向である。アイソグラッド周辺の変成泥岩の片理の走向も西北西-東南東である。大牟田市釈迦堂から倉永にかけて走る東西走向の高角断層以北の白雲母紅柱石帯高温部及びカリ長石珪線石帯の泥質片岩及び泥質片麻岩の片理は北へ $40^\circ - 70^\circ$ 傾斜する。また、泥質変成岩の変成鉱物の粒度は南側へ行くほど粗くなる。本地域の岩相境界は片理に平行なので、南側ほど見かけ下位の地層が露出することになり、変成泥岩の変成鉱物の粒度は見かけ下位ほど粗くなる。本地域のような標高差がなく限られた分布面積しかない条件で白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の境界面と地質構造との関係を確定することは困難であるが、上述のような変成岩岩相変化と地質構造との関係から、本報告では白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の境界面



第 4.4 図 白亜紀高温低圧型重複変成領域のカリ長石珪線石帯の変成泥岩の薄片写真(単ニコル)(大牟田市黒崎)ざくろ石含有珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩.

第 4.1 表 白亜紀高温低圧型重複変成領域の泥質片麻岩の黒雲母 K-Ar 年代

試料番号	産地	測年鉱物	K-Ar年代値	⁴⁰ Ar rad (scc/g × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
GSJ R87284 (O-12)	大牟田市大字岬深浦	黒雲母	96.4±2.4 (平均)			
			(96.1±2.4)	2.57	98.9	6.70
			(96.8±2.4)	2.59	96.7	6.70
GSJ R87285 (O-23d)	大牟田市大字岬黒崎公園	黒雲母	96.9±2.4(平均)			
			(97.1±2.4)	2.82	98.5	7.28
			(96.7±2.4)	2.81	98.2	7.27

測年: Mass Spec Service, Division of Geonuclear Inc.
 鉱物分離: (株)京都フィッション・トラック

と片理は平行であり、地層の見かけ下位ほど変成度が高くなると推定した。大牟田市釈迦堂から倉永にかけて走る東西走向の高角断層以南に当たる甘木山周辺の泥質片麻岩の片理は東西走向の軸面を持つアンチフォーム・シンフォームで緩く褶曲しており、ほぼ同一層準の地層が分布している。

緑泥石黒雲母帯と白雲母紅柱石帯の境界面と地表面との交線である紅柱石アイソグラッドはみやま市高田町唐川付近において東西走向であり、カリ長石珪線石アイソグラッドと平行である。一方、紅柱石アイソグラッドと周囲の変成泥岩の片理の走向は明らかに斜交する。また、唐川から岩津にかけては複数の東西走向の軸面を持つアンチフォーム・シンフォームでほぼ同一層準の変成岩が繰り返し露出するが、唐川以北において白雲母紅柱石帯が繰り返し出現することはない。即ち、緑泥石黒雲母帯と白雲母紅柱石帯の境界面と片理は大きく斜交することが明らかである。白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の

境界の場合と同様、緑泥石黒雲母帯と白雲母紅柱石帯の境界の確定も困難である。前述のアンチフォーム・シンフォームは白亜紀高温低圧型重複変成作用を被る以前に形成された片理を褶曲させている。したがって、アンチフォーム・シンフォーム形成後に現在見られる緑泥石黒雲母帯、白雲母紅柱石帯及びカリ長石珪線石帯の各鉱物帯の境界は温度依存性の高い脱水反応により規定され、ほぼ等温面を表していると考えられる。各鉱物帯の境界面が同一の熱源により生じた等温面と考えるなら、各鉱物帯の境界面が互いに平行であると考えるのは合理的である。したがって、本報告では、緑泥石黒雲母帯と白雲母紅柱石帯の境界面は白雲母紅柱石帯とカリ長石珪線石帯の境界面と平行であると推定して、地質断面図に図示した。

第5章 白亜紀深成岩 (玉名花崗閃緑岩；Gd, Gdf)

(松浦浩久)

岩体名 本地域南東部に露出する白亜紀深成岩体は玉名花崗閃緑岩と呼ばれる(山本, 1955).

模式地 山本(1955)は東隣「山鹿」地域内の熊本県玉名郡南関町小原-和水町岩地区に露出する本岩体北部を研究対象としたが、模式地を設定していない。本地域内では南東部の大牟田市今山周辺に模式的な岩相が露出している。

分布 本岩体は本地域南東部の大牟田市岩本-櫛野から熊本県玉名市、玉名郡南関町-和水町にかけて東西約16km、南北約16kmの広がりを持つ。大牟田市宮崎-黒崎の周防変成コンプレックス中には細粒黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩の径数100mの小岩体がいくつか貫入している。小岩体は岩本-櫛野の岩体とは岩相が違っているが、本報告ではこれも玉名花崗閃緑岩に含めた。唐木田(1992)は、本岩体北東方の熊本県菊池市北部に離れて分布し菊池花崗岩に伴う本岩体類似岩相部分も、玉名花崗閃緑岩に含めた。また大牟田港沖の有明海海底には古第三系の基盤として花崗閃緑岩の分布が知られており(近藤, 1972)、本岩体に対比できると考えられる。

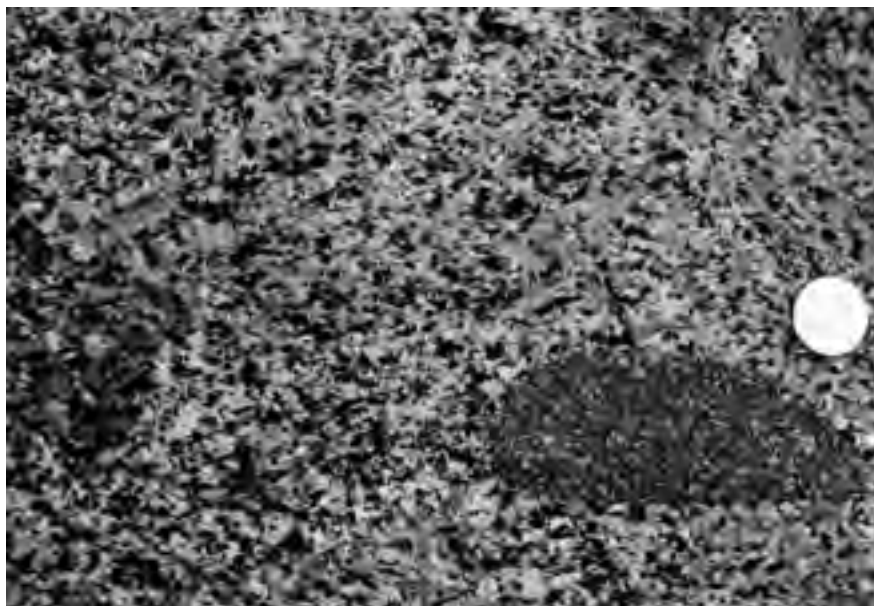
層序・貫入関係 本岩体は大牟田市釈迦堂付近で周防変成コンプレックスに貫入し、坂井南方では同変成岩を捕獲している。大牟田市上内稲荷山と三池東方大間山では古第三紀赤崎層群銀水層に不整合に覆われる。また本地

域南東部の大牟田市櫛野から「山鹿」地域内では本岩体の大部分が第四紀阿蘇-4火砕流堆積物に覆われている。南東隣「玉名」地域内では中-細粒黒雲母花崗岩からなる筒ヶ岳花崗岩(小岱山花崗岩)と接するが、貫入関係は明らかではない(唐木田, 1992)。

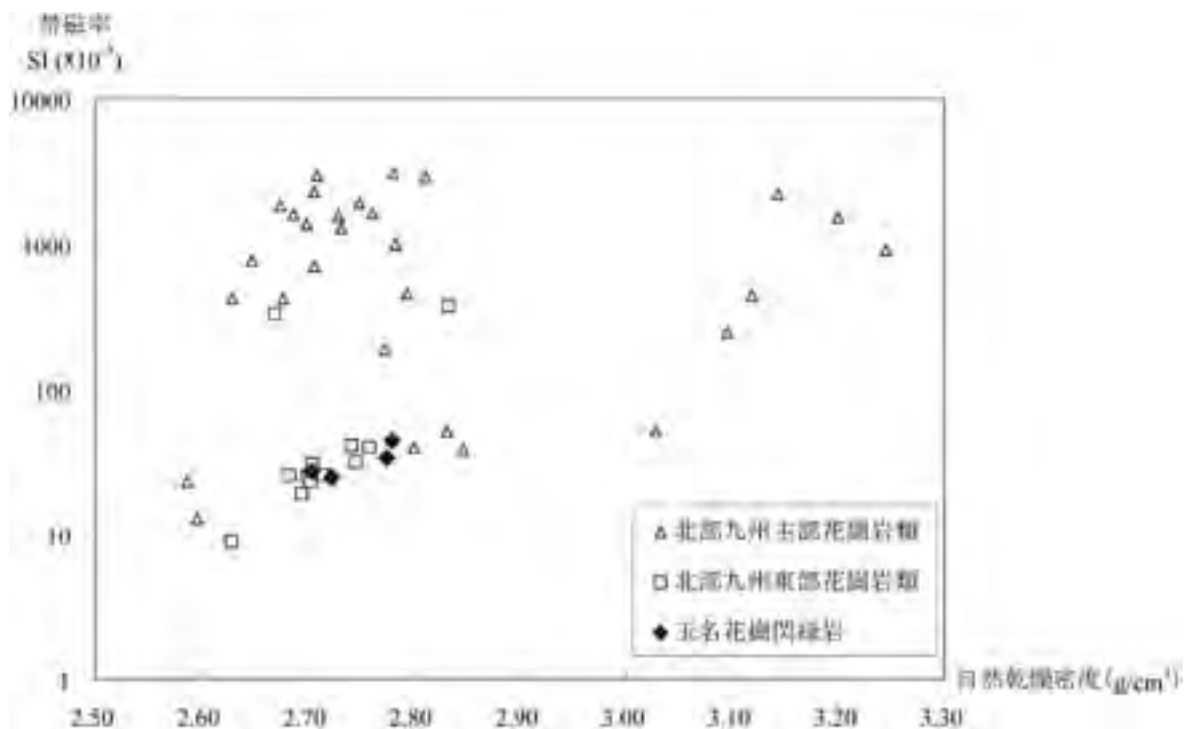
岩相 長径1cm以上に達する普通角閃石を含む中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩が岩体の大部分を占める(主岩相Gd)。ほとんどの地域では塊状であるが、大牟田市櫛野日明北方では北東-南西方向の弱い葉理構造(フォリエイション)が認められる。この葉理構造はレンズ状捕獲岩の長軸と平行であり、流理を示すと考えられる(第5.1図)。レンズ状捕獲岩は細粒-中粒の石英閃緑岩ないしトータル岩からなり、母岩の粗粒花崗閃緑岩に比べて暗色に見える。主岩相は風化し易いため「山鹿」地域内の熊本県南関町では本花崗閃緑岩が浸食されて低平な盆地を形成している。

本岩体北縁に当たる大牟田市岩本周辺では主岩相の普通角閃石の含有量が減少して中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩に漸移する。普通角閃石が少ない岩相では顕微鏡下で白雲母がわずかに認められることがある。また岩体北縁部にはペグマタイトやアプライトが貫入することがある。

大牟田市宮崎-黒崎に点在する小岩体は細-中粒黒雲母



第5.1図 玉名花崗閃緑岩の露頭
(大牟田市櫛野日明北)



第 5.2 図 玉名花崗閃緑岩と北部九州花崗岩類の乾燥密度と帯磁率の関係

第 5.1 表 玉名花崗閃緑岩の物理的性質

試料登録番号	緯度 (北緯)	経度 (東経)	自然乾燥密度 (g/cm ³)	強制湿潤密度 (g/cm ³)	孔隙率 (%)	帯磁率 SI (x10 ⁻⁵)	残留磁化 (SI)
GSJ R78876	33.01658	130.49550	2.780	2.787	0.76	44	3.04E-04
GSJ R78877	33.02075	130.49847	2.775	2.779	0.43	33	4.21E-04
GSJ R78880	33.08075	130.49875	2.723	2.726	0.28	24	3.11E-04
GSJ R78881	33.06648	130.49600	2.704	2.719	1.52	27	2.13E-04

測定：金谷 弘

第 5.2 表 玉名花崗閃緑岩の化学組成

主成分	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
wt%	66.34	0.58	15.44	4.70	0.09	1.44	3.76	3.11	3.31	0.09	98.86
微量成分	Ba	Cr	Nb	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	
ppm	457	6	14	6	108	307	62	30	71	117	

分析値はKamei (2002) による蛍光X線分析による4個の平均値で、Fe₂O₃*は全鉄をFe₂O₃とした値を示す。

第 5.3 表 玉名花崗閃緑岩の角閃石と黒雲母 K-Ar 年代測定結果

試料番号	産地	岩体名	測年鉱物	K-Ar年代値 (Ma)	⁴⁰ Ar rad (scc/g × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
GSJ R78877 (OMT-4)	大牟田市今山乙宮	玉名花崗 閃緑岩	角閃石	106. ± 2.6 (平均)			
				(105. ± 2.6)	0.290	86.8	0.69
				(106. ± 2.7)	0.293	93.5	0.69
GSJ R78877 (OMT-4)	大牟田市今山乙宮	玉名花崗 閃緑岩	黒雲母	99.7 ± 2.5 (平均)			
				(99.9 ± 2.5)	2.83	97.3	7.08
				(99.5 ± 2.5)	2.82	96.4	7.10

測年: Mass Spec Service, Division of Geonuclear Inc.
 鉱物分離: (株) 京都フィッション・トラック

花崗閃緑岩-花崗岩からなり、ざくろ石白雲母黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩を伴う(小岩体岩相 Gdf)。本岩相は玉名花崗閃緑岩主岩相の南に接して分布する筒ヶ岳花崗岩の岩相に類似しているが、本地域内の本岩相とは約 8 km 離れている。小岩体岩相は地表では主岩相に連続しない孤立小岩体ではあるが、主岩相の北縁部にも普通角閃石の含有量が少なく、斜長石中に白雲母を含むなど小岩体岩相の岩相に近い部分がある。このことは両者が地下で連続していることを示唆すると考えられるので、本報告では小岩体相を筒ヶ岳花崗岩に対比せず、玉名花崗閃緑岩に含めた。

本岩体の自然乾燥密度、強制湿潤密度、孔隙率などの物理的性質はすべての岩相で花崗閃緑岩として平均的な値を示す(第 5.1 表)。一方帯磁率は SI 単位で $24\text{-}44 \times 10^{-5}$ (CGS 単位系では $19\text{-}35 \times 10^{-6}$ emu/g) を示し、深成岩類の中では最も低いグループに属する。北部九州の花崗岩類と比較すると玉名花崗閃緑岩は帯磁率が低い岩体群に相当し、どちらかというとな部九州東部花崗岩類に近似しているように見える(第 5.2 図)。中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の全岩化学組成について、Kamei (2002) による主成分と微量成分の分析値を第 5.2 表に示す。

放射年代 本地域の玉名花崗閃緑岩を対象とした放射年代測定は行われていないので、中-粗粒花崗閃緑岩から普通角閃石と黒雲母を分離して K-Ar 年代測定を行った。その結果普通角閃石は 106 ± 2.6 Ma を、黒雲母は 99.7 ± 2.5 Ma を示し、いずれも前期白亜紀末の年代が得られた(第 5.3 表)。普通角閃石の年代が黒雲母の年代よりも古い理由は、普通角閃石中のカリウムから放射壊変で生じた娘元素のアルゴンの逸失が止まって蓄積が始まる温度(閉鎖温度)が黒雲母のそれよりも高いので、普通角閃石の閉鎖温度から黒雲母の閉鎖温度まで岩体が冷却する期間が年代差として現れているものと考えられる。今回得られた K-Ar 年代は北部九州-中部九州の白亜紀深成岩類の K-Ar 年代としては平均的な値である。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(主岩相 Gd)

試料登録番号; GSJ R78877 K-Ar 年代測定試料
 試料採取地; 大牟田市今山乙宮南方
 主成分鉱物; 斜長石, 石英, 黒雲母, 普通角閃石, カリ長石
 副成分鉱物; チタン石, 燐灰石, ジルコン, モナズ石, クリノゾイサイト, 方解石, 緑泥石
 斜長石は径 0.5 ~ 6 mm の半自形結晶で弱い累帯構造を示す。対称消光角から An40 前後の組成が推定される。石英は径 0.5 ~ 5 mm の他形結晶で波動消光を示す。黒雲母は径 0.2 ~ 3 mm の半自形結晶で Y, Z 軸色がやや赤みがかった茶褐色を呈する。黒雲母はまれに緑泥石化した部分を含むことがあるが、ほとんどの結晶は新鮮である。普通角閃石は長径 0.5 ~ 13 mm, 短径 0.1 ~ 5 mm の自形-半自形結晶で Z 軸色が緑色を示す。カリ長石は径 0.2 ~ 3 mm の他形を示す。カリ長石と斜長石の量比は花崗閃緑岩とトータル岩の境界くらいである。

細-中粒ざくろ石白雲母黒雲母花崗閃緑岩(小岩体岩相 Gdf)

試料登録番号; GSJ R78880

試料採取地; 大牟田市釈迦堂

主成分鉱物; 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母

副成分鉱物; ざくろ石, 燐灰石, ジルコン, モナズ石, 鉄鉱, 方解石, 緑泥石

石英は径 0.3 ~ 4 mm の他形結晶で波動消光を示す。斜長石は径 0.3 ~ 4 mm の半自形結晶でカリ長石との接触部にミルメカイトを含む。カリ長石は径 0.3 ~ 2 mm の他形を示す。カリ長石と斜長石は花崗閃緑岩とトータル岩の境界の量比を示す。黒雲母は径 0.1 ~ 2 mm の半自形結晶で Y, Z 軸色がやや赤みがかった茶褐色を呈する。白雲母は径 0.2 ~ 1 mm の他形結晶で斜長石結晶内部や黒雲母と長石の粒界に含まれる。ざくろ石は径 0.2 ~ 2 mm の自形結晶を示す。手標本では白雲母は肉眼で目立たないが、ざくろ石は赤褐色の斑点として確認できる。

第 6 章 古第三系

(富田宰臣・石橋 毅・三木 孝・松浦浩久)

6.1 概要

6.1.1 地質

本地域周辺の古第三系は福岡県大牟田市^{くぬぎ}歴木周辺から熊本県荒尾市^{まんだ}万田周辺(「荒尾」地域内)に比較的まとまって分布するほか、大牟田市^{あまぎ}甘木山周辺、釈迦堂^{だいま}周辺、大間山～一本松山(「山鹿」地域内)周辺、荒尾市府本付近(「荒尾」地域内)及び荒尾市金山付近(「玉名」地域内)にも点々と分布している。地層の走向は東西-西北西-東南東方向で、南-南南西に3～10度で緩く傾くため、北から南に向かって順に上位層準が露出している。古第三系が比較的広く分布する歴木周辺から万田周辺に至る地域では、東側を大牟田市米ノ山付近から熊本県玉名市立願寺地区に至る北北西-南南東方向の米ノ山断層で絶たれて基盤の玉名花崗閃緑岩と接しているが、その東方の三池山^{みいけ}の稜線(「山鹿」地域内)にも小規模な地層が点在している。

本地域の古第三系は下位から^{あかさき}赤崎層群、^{おおむた}大牟田層群、^{まんだ}万田層群に区分される(第6.1図)。赤崎層群は銀水層(陸域での層厚30～70m;以下同様)のみからなり、本地域東部の周防変成コンプレックスと玉名花崗閃緑岩を不整合に覆い、礫岩・砂岩・泥岩からなる。銀水層の泥岩-細粒砂岩はしばしば特徴的な著しい暗赤色・赤褐色を呈する。

大牟田層群は下位より^{こめのやま}米ノ山層・^{とうか}稲荷層・^{ななうら}七浦層に区分される。米ノ山層(60～70m)の下部は暗灰色泥岩と白色砂岩からなり、数枚の薄い石炭層を挟む。中部にやや厚い石炭層(第八層)を挟み、石炭層の上位の砂岩下部に化石を多産する。上部は灰色細粒砂岩が優勢となる。石炭層の呼び方は厚さや上又は下からの順番などいくつかあって紛らわしいので、本報告では主要な稼行対象石炭層については下位から第八層、^{だいはっそう}盤下層、^{ばんしたそう}三池本層、^{みいけほんそう}三池上層、^{みいけじょうそう}第二上層という三池炭鉱での呼称を用いる(第6.1図)。稲荷層(70～100m)は白色中-粗粒砂岩が優勢で、上部に2枚の石炭層(下から盤下層及び三池本層)を挟む。石炭層の近傍では部分的に薄い砂岩泥岩互層を挟む。稲荷層は化石をあまり含まない。七浦層(100～130m)はほとんどがアルコース質粗粒砂岩からなる単調な地層で、下部に化石に富む層準がある。本層の中部の下部寄りの層準に石炭層(三池上層)の胚胎層準があるが、地表には露出しない。大牟田層群は全体として数層準で薄い海成層を含むものの、少なくとも陸上では大部分が陸成層より成り厚薄多数の石

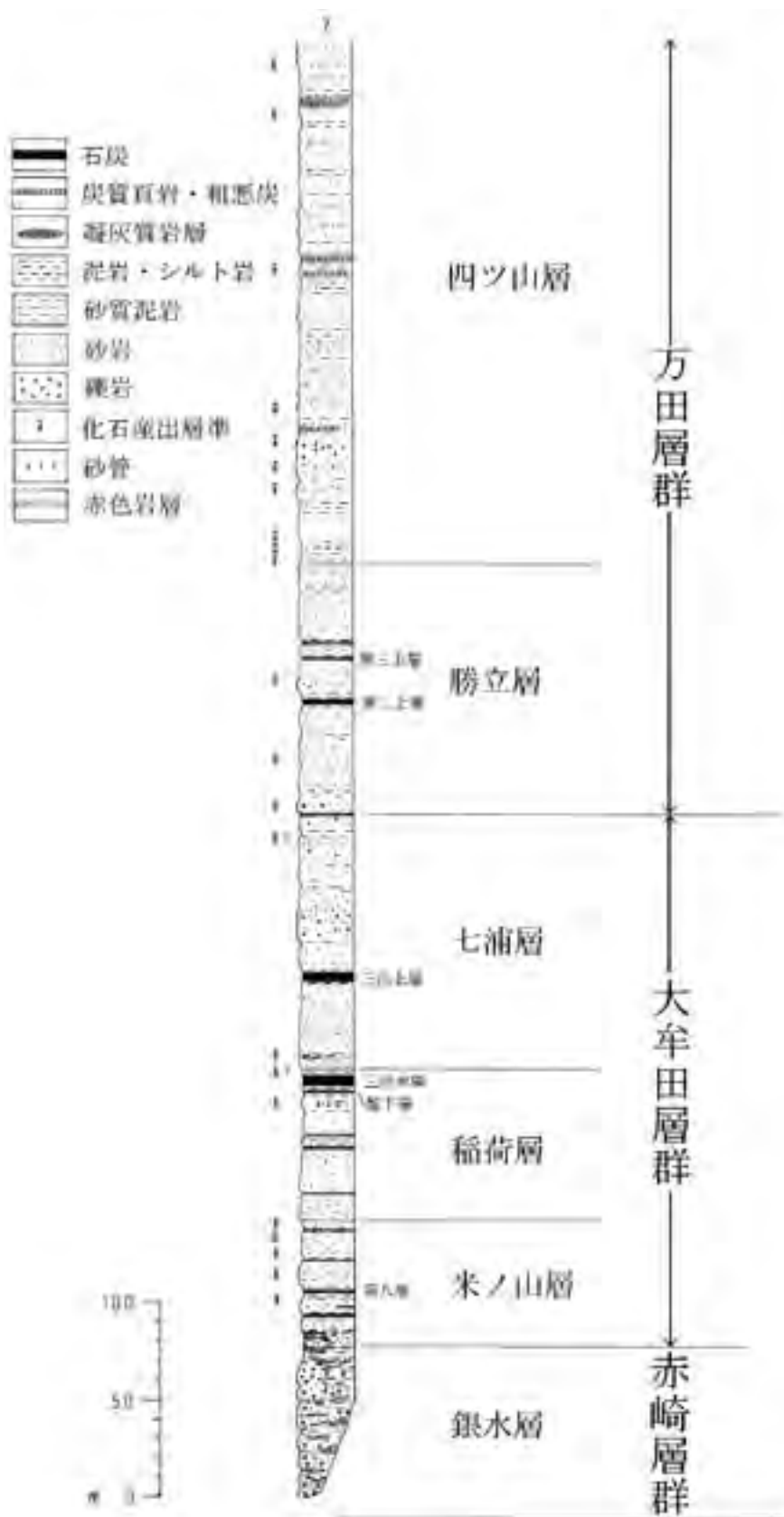
炭層を挟む。大牟田層群の大部分は上位の万田層群勝立層とともに大牟田市街東部の高取山・三塚山より東西に延びる丘陵地を形成し、大牟田市街地内にも露頭が点在している。また米ノ山断層に沿って米ノ山層と稲荷層の一部が露出し、南隣「荒尾」地域内玉名市立願寺地区にも米ノ山層が銀水層と共に点在する。

万田層群は下位の^{かつたち}勝立層と上位の^{よつやま}四ッ山層に区分される。勝立層(100～130m)は海緑石を含む帯緑灰色中-粗粒砂岩からなり、最下部には化石が多産する。本層中-上部には石炭層(第二上層)胚胎層準が位置するが、地表には露出しない。四ッ山層(200m以上)は本地域南部の大牟田市四山周辺から南隣「荒尾」地域内の熊本県荒尾市内に露出する。陸上に露出する四ッ山層は少量の海緑石を含む細-中粒泥質砂岩からなり、上部では泥岩になる。本層は石炭層を挟まない。四ッ山層は有明海海底では下部(I層)と上部(II層)に2分され、それぞれが更に下位の砂岩主体層(a)と上位の泥岩主体層(b)からなり、本地域陸上の四ッ山層は最下部のI-aにほぼ相当する(第6.1表)。四ッ山層は有明海西部の最も厚い場所では800m近い層厚となる。陸域の万田層群は石炭層の近傍を除くほぼ全層準が海成層からなる点で赤崎層群や大牟田層群と区別される。しかし南隣の「荒尾」地域内では大牟田層群でも海成層の割合が多くなり(木原, 1960; 菊池, 1963a)、他方有明海海底では万田層群でも海成層と呼べるのは最上位の四ッ山層に限られるなど同一層準でも堆積環境の側方変化が認められる。

本地域の石炭層は地表では大牟田市黒崎-甘木山以南(大牟田地区)の地域に露出しており、地質図には現在も地上で見られる石炭層として高取山北斜面の三池本層と米ノ山断層に挟まれた第八層の石炭露頭位置を記入した。地下の稼行対象石炭層は大牟田市黒崎以北の筑紫平野(山門地区)と有明海の海底にも潜在しており、下位から上位に向かってその肥厚する場所が炭田南東部から北部に移り、更に上位層準では有明海海底の北西部に移ることが知られている(山崎・井口, 1989)。一方本地域南端から「荒尾」地域の有明海の地下の古第三系は石炭層をほとんど挟んでいない(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992)。

6.1.2 研究史

本地域周辺の古第三系の地質調査は石炭資源探査として早くから三池炭鉱の地質家の手で行われていたと



第 6.1 図 大牟田地域古第三系模式柱状図 (富田ほか, 1992)
三井三池鋳業所の原図に富田が加筆したもの。

第 6.1 表 大牟田地域古第三系の層序区分の比較

大塚 (1901)	長尾 (1926a, b, c, d)		赤木 (1935)		松下 (1949) 富田ほか (1992) 本報告 (2008)		山崎・井口 (1989) NEDO (1992)	
							四ツ山層	II-b
								II-a
								I-b
三池挟炭層	万田層群	四ツ山砂岩	万田層	四ツ山層	万田層群	四ツ山層	三池挟炭層	
		勝立砂岩		勝立層		勝立層		
	大牟田層群	七浦砂岩	大牟田層	七浦層	大牟田層群	七浦層		
		稲荷砂岩		稲荷層		稲荷層		
		米ノ山層		米ノ山層		米ノ山層		
	赤崎層		赤崎層	赤崎層群	銀水層	赤崎層群	銀水層	

考えられるが、公刊されたものでは明治後期に地質調査所から発行された 20 万分の 1 地質図幅「熊本」(山下, 1895) と、「佐賀」(大塚, 1901) が初期の資料といえる。大正末には長尾 (1926a, b, c, d) が堆積岩の岩相と貝化石の研究から、ほぼ現在に引き継がれる地層名での層序を確立した (第 6.1 表)。昭和の前期には赤木 (1935) が 7 万 5 千分の 1 地質図「大牟田」を作成し、長尾 (1926a, b, c, d) の層序によって古第三系の分布を示した。第二次世界大戦前後には九州大学の松下 (1944, 1947, 1949) が岩相層序と産出化石群による他炭田との対比の再検討を行った。戦後は東北大学の木原 (1960) らの研究や、山口ほか (1987) による表層地質図の調査などが行われた。一方石炭を採掘する立場から、三井鉱山と日鉄鉱業では多数のボーリング調査を実施して、地下における古第三系の分布が有明海域と筑紫平野にかけての広大な地域に及ぶことを明らかにした (菊池, 1963a など)。地質構造のうち断層については炭鉱坑内への湧水対策の必要から、古第三紀層を切る断層のほか亀裂や貫入岩の分布についても、古くから炭鉱の地質担当者によって詳しく調べられている (菊池ほか, 1971; 近藤, 1972 など)。有明海海底の古第三系については三井鉱山-三井石炭鉱業による調査の他、新エネルギー総合開発機構-新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) による石炭資源開発基礎調査が行われた (新エネルギー総合開発機構, 1983a; 1983b; 1985; 1986; 1987a; 1987b; 1988; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991; 1992; 1993)。

古生物学的研究は大塚 (1901) の時代には第三紀と判

断する以上の化石を得られなかった。その後 Yokoyama (1911) は大牟田市戸田の堅坑より採集された動植物化石標本 15 種のうち 10 種を新種として古生物学的記載を行い、二枚貝、オウムガイ化石よりその地質時代を古第三紀暁新世-始新世とした。この時記載された *Venericardia nipponica* はその後始新世の化石帯名に使用されて、天草や長崎県高島を含む九州北西部の古第三系の層序・古生物の研究の端緒となった。長尾 (1923) は天草より *Nummulites* を発見し、対比される九州北西部の地層を始新世とした。その後長尾 (1924; 1925a; 1926a, b, c, d; 1928) と Nagao (1928a, b, c) の九州古第三紀層の層序の一連の研究があり、その一部として大牟田周辺の軟体動物化石も記載報告された。松下 (1949) は北部九州の古第三系の報文の中で長尾の記載・報告以外の化石について若干の種類を挙げている。以後 Kuroda and Urata (1964) による新種 *Perotrochus eocenicus* の記載、鎌田 (1980) による *Orthaulax japonicus* を現生の *Pseudoliva* 属に帰属すべきとする研究がある。このほか地元の化石採集家によってコケ虫、底生有孔虫化石 (野田, 1989) や、鯨の椎骨などが発見されている。本報告では富田ほか (1992) の軟体動物化石を再検討し、若干の種については種名の変更を行い、そのリストを第 6.2 表に示す。この表は古生物の分類を概ね Oyama *et al.* (1960) のそれに準じている。微化石については陸域の露頭ではほとんど微化石を産しないため研究例が少ない。木原 (1960) は主に小型有孔虫化石を検出し、海成の勝立層・四ツ山層は挟炭層たる稲荷層・七浦層と同時異相の堆積物と考えたが、ほかに

第 6.2 表 大牟田層群と万田層群産大型化石一覧

産出大型動植物化石種名	大牟田層群		万田層群		産出大型動植物化石種名	大牟田層群		万田層群		
	米ノ山層	稲荷層	七浦層	勝立層		四ツ山層	米ノ山層	稲荷層	七浦層	勝立層
GASTROPODA (腹足類)					CEPHALOPODA (頭足類)					
<i>Petrochus eocenicus</i> KURODA et URATA				*	<i>Aturia yokoyamai</i> NAGAO				*	
<i>Lischkeia</i> sp.				*	<i>Aturia matsushitai</i> KOBAYASHI				*	
<i>Lischkeia</i> sp. nov.?				*	<i>Aturta nagaoi</i> KOBAYASHI				*	*
<i>Turbo</i> sp.				*	BRACHIOPODA (腕足類)					
<i>Nerita subgranulosa</i> NAGAO	*				<i>Terebratalia</i> sp.				*	
<i>Colpospira (Acutospira) okadai</i> (NAGAO)	*				<i>Dallina miikensis</i> (YOKOYAMA)				*	*
<i>Colpospira</i> sp.	*			*	<i>Rhynchonella</i> sp. nov.?				*	
<i>Faunus? laevigatus</i> (NAGAO)	*	*			ANTHOZOA (サンゴ類)					
<i>Melanatria? kahoensis</i> (NAGAO)	*			*	<i>Caryophyllia</i> sp.				*	
<i>Lunatia? sp.</i>				*	<i>Flabellum</i> sp.				*	*
<i>Polinices (Glossaulax) eocenica</i> NAGAO	*	*	*	*	ECHINOIDEA (棘皮類)					
<i>Streptobathyrus? sp.</i>				*	<i>Palmerstey</i> sp.				*	*
<i>Pseudoliva japonica</i> (NAGAO)	*		*	*	<i>Pentacrinus ariakensis</i> YOKOYAMA				*	
<i>Ancistrolepis? sp.</i>				*	CRUSTACEA (甲殻類)					
<i>Neptunea altispirata</i> (NAGAO)	*			*	<i>Branchioplax pentagonalis</i> (YOKOYAMA)					*
<i>Siphonalia asakurensis</i> (NAGAO)	*			*	<i>Prohomola japonicus</i> (YOKOYAMA)					*
<i>Kelletia? sp.</i>	*			*	<i>Eucalliix yoshihiro</i> KARASAWA				*	*
<i>Mazzalina? miikensis</i> (NAGAO)				*	<i>Raninoides nodai</i> KARASAWA				*	
<i>Mazzalina</i> sp.				*	<i>Portunites kattachiensis</i> KARASAWA				*	
<i>Pseudoperissolax yokoyamai</i> SUZUKI et ITO	*			*	CHONDRICHTHYES (魚類)					
<i>Pseudoperissolax</i> sp.		*		*	<i>Carcarius cf. cuspidatus</i> (AGASSIZ)					*
<i>Volutospina japonica</i> (NAGAO)				*	<i>Odontaspis</i> sp.				*	
<i>Volutospina</i> sp.				*	<i>Carcharodon nodai</i> YABUMOTO				*	
<i>Fulgoraria (Psephaea) sp.</i>				*	BIRD (鳥類)					
<i>Volutilithes? sp.</i>				*	<i>Pelecaniformes? sp. ind.</i>				*	
<i>Ovulacteon</i> sp.				*	PLANTS (植物化石)					
SCAPHOPODA (掘足類)					<i>Cycas fujitana</i> YOKOYAMA				*	
<i>Dentalium</i> sp.				*	<i>Cedroxylon</i> sp.				*	
BIVALVIA (二枚貝類)					<i>Fagus</i> sp.		*			
<i>Yoldia</i> sp.		*			<i>Carpinus</i> sp.		*			
<i>Acila</i> sp.		*			<i>Zelkova</i> sp.		*			
<i>Glycymeris</i> sp.				*	<i>Taxodium</i> sp.		*			
<i>Solamen subformicatum</i> (NAGAO)				*	<i>Cordia</i> sp.				*	
<i>Modiolus</i> sp.	*	*		*	<i>Quercus</i> sp.				*	
<i>Pinna</i> sp.				*						
<i>Lima (Acesta) nishiyamai</i> (YOKOYAMA)				*						
<i>Lima (Acesta) kumasoana</i> NAGAO				*						
<i>Pycnodonte cassis</i> (NAGAO)				*						
<i>Neopycnodonte? sp.</i>				*						
<i>Crassostrea sakitoensis</i> (NAGAO)				*						
<i>Crassatella (Eucrassatella) nipponensis</i> YOKOYAMA				*						
<i>Venericardia (Venericor) nipponica</i> YOKOYAMA	*			*						
<i>Venericardia (Venericor) mandaica</i> (YOKOYAMA)	*			*						
<i>Venericardia omutaensis</i> sp. nov. (MS)				*						
<i>Corbicula (Cyrenobatissa)? sp.</i>				*						
<i>Vepricardium miikense</i> (NAGAO)	*		*	*						
<i>Loxocardium? sp.</i>				*						
<i>Pitar takashimaensis</i> (NAGAO)	*			*						
<i>Callista ariakensis</i> (NAGAO)	*			*						
<i>Callista mituiana</i> (YOKOYAMA)				*						
<i>Callista? sp.</i>				*						
<i>Cultellus</i> sp.	*	*	*	*						
<i>Cultellus? sp.</i>				*						
<i>Tapes? sp.</i>				*						
<i>Macoma yamadai</i> NAGAO	*			*						
<i>Tellina</i> sp.		*		*						
<i>Phaxas</i> sp.				*						
<i>Pholadomya takashimensis</i> NAGAO				*						
<i>Pholadomya margaritacea</i> (SOWERBY)				*						
<i>Pholadomya</i> sp.				*						
<i>Corbula subtumida</i> NAGAO	*			*						
<i>Corbula (Cunaeorbula) kyushuensis</i> NAGAO	*	*		*						
<i>Teredo</i> sp.				*						
<i>Angulus? sp.</i>				*						

本リストは長尾 (1926a, b, c), Nagao (1928a), 松下 (1949), Yabumoto (1989), 富田ほか (1992), Karasawa (1992), 岡崎 (1998) から編集して作成した。

これを支持する有力な証拠は見出されていない(富田ほか, 1992). Okada (1992) は有明海の試錐試料によって石灰質微化石群集を検討し, 四ツ山層を古第三紀微化石帯の CP14b ~ CP15b (中期始新世末-後期始新世末) 相当として天草炭田の二江層上部から鬼池層に対比した.

また地質構造発達史と古第三紀古地理の復元については松下 (1949, 1971), Matsushita (1949), 菊池 (1963a, b), 高橋 (1978, 1980), 三木 (1998, 2000) などが考察し, 堆積盆の形成過程や北部九州堆積盆形成と琉球弧との構造運動の関係などを論じた.

堆積物の岩石学的研究としては砂岩・石炭中の重鉱物組成の研究(小原, 1961; 1962; 佐藤, 1963; Miki and Matsueda, 1985 など), 銀水層の赤色岩についての研究(長尾, 1925b; Miki and Matsueda, 1985) や海成層の海緑石についての研究(三木・福岡, 1983; 三木, 1986) が行われた. また続成作用-埋没変成作用の研究としては, 下山・飯島(1977) 及び Shimoyama and Iijima (1978) が地層の沸石鉱物と石炭化度についての研究を行っている. 三池炭田の石炭の特徴については大塚(1901) がすでに石炭工業分析値, 硫黄分, 発熱量, 粘結性を報告しており, 三池炭田の石炭の炭質についての報告は非常に多数にのぼる. また石炭の輝炭反射率を用いた有機変成作用の研究(相原, 1980; 1981; 相原ほか 1987 など) も行われた. 松下・小原(1960) は九州の古第三系層序と石炭化度の関係を検討し, 層序対比された地層の石炭でも地域的に南や西であるほど石炭化度が高くなることを指摘した. 本地域石炭の石炭化度は瀝青炭(B2; JIS M 1002) で物理・化学的特徴は高硫黄分, 高流動性及び高液化性である(相原, 1981).

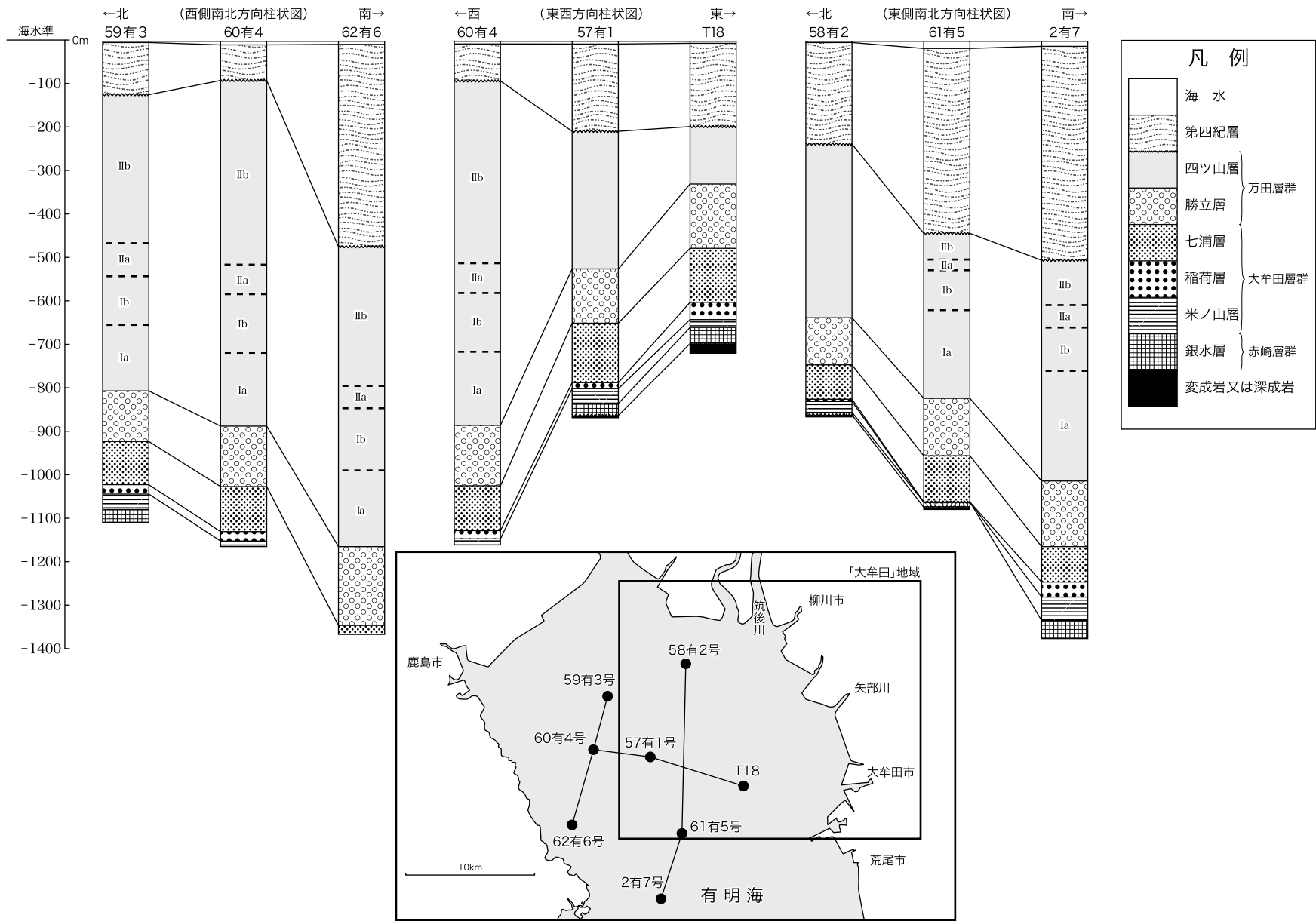
このほか石炭中の微量化学組成(竹田, 1981), 石炭中の硫黄含有量(Shimoyama, 1984), 硫黄同位体(Shimoyama *et al.*, 1990) などの報告もある.

6. 1. 3 層序区分の問題

本地域の古第三系の層序区分は長尾(1926a, b, c) から松下(1949) に至るまで, 下位から上位へ陸成層からなる赤崎層又は赤崎層群(海生動物化石も石炭も含まない), 陸成層と海成層が入り交じる大牟田層群(海生動物化石と石炭層を含む), 主に海成層からなる万田層群(非挟炭層と考えられた)に区分されてきた. その後万田層群下部層である勝立層にも地下の坑内とその西方海域での石炭探査試錐や大牟田市甘木山以北の筑紫平野での試錐によって, 地下では石炭層が数層準に挟在しており, 勝立層も陸成層と海成層が入り交じる層準であることが明らかになってきた. 既に木原(1960)も指摘しているように, 三池炭田の堆積盆地では南から北に向かって次第に海域が拡大して行ったとされている. 大牟田地域においても, 陸上の露頭ではあまり明瞭といえ

なかつた七浦・勝立両層中の炭質岩層が大牟田市市街地-有明海域地下で肥厚・発達し, それぞれ三池上層・第二上層として炭田中部-北部での稼行対象となっている. またこれに伴い, 勝立層最下部の顕著な化石産出層である含海緑石粗粒砂岩は海域では北に向って次第に不明瞭となっている. このため米ノ山層から勝立層までの地層境界が堆積環境の見地から不都合として, 炭鉱会社の地質家らは大牟田層群米ノ山層から万田層群勝立層までを“三池挟炭層”として一括し, 古第三系を銀水層, 三池挟炭層, 及び四ツ山層に3分する層序を提案した(第6.1表, 山崎・井口, 1989; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992 など). 確かに古第三系の3分法は石炭を中心とした堆積環境の変化を適切に表しており, かつシンプルである. また有明海海底では最上部の四ツ山層が肥厚して古第三系全層厚の最大70%を占めており(第6.2図), 残りの部分を3層群5層に区分するのは不釣り合いの観を否めない.

しかし少なくとも陸域で得られる大型化石の動物群には古くから大牟田層群と万田層群の間に相違が認められてきた. 松下(1949)は大牟田層群と万田層群の化石構成の間に変化を認め, それぞれ同氏の有明階・直方階に区分されるものとし, 水野(1963)も大牟田層群と万田層群の産出化石を水野(1962a, b)が西九州炭田で設定した高島階と沖ノ島階にそれぞれ対比できるとしており, いずれも両層群の区別に意義を認めている. 富田ほか(1992, 1997)は堆積環境の変化を考慮しても, なお大牟田・万田両層群間の産出化石種にはっきりした差を認めた(第6.2表). 地下では勝立層は数枚の石炭層を挟んでいるので, 陸上植物が繁茂した環境もあったことは確かではあるが, 依然として海成層が占める割合が大きく, しかもそれらが万田層群海成層の内湾的環境からより外海に開かれた環境に移りつつある点を評価すれば, 勝立層を四ツ山層と合わせて万田層群を立てる意義は十分にある. このように大牟田層群と万田層群の間には陸成層勝ちか海成層勝ちかという堆積環境の差異のほかに, 古生物学的な動物群集に差異が認められることは他地域との層序対比の上で重要な点と考えられる. 勝立層の石炭を含むいわゆる非海成層分布域でも, 様々の層準に海棲-汽水棲貝化石がみられることは, 頻繁な海水の侵入があったことを示している. 三池炭田の石炭の硫黄含有量が高いことはむしろ石炭層形成時においても, ある程度海水の影響を蒙っていたであろうこと, またその影響は南部ほど大きかったであろうことが推察できる. 本報告は以上の点から, 本地域古第三系の層序区分を松下(1949)による3層群6層で記述する.



第 6.2 図 有明海海域の古第三系柱状図

新エネルギー総合開発機構（1983a；1983b；1985；1986；1987a；1988），新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991；1992）等から簡略化して作成．

6.2 ^{あかさき}赤崎層群^{ぎんすい}銀水層 (Ag)

地層名 長尾 (1926a) は熊本県天草地域の赤崎層が本地域にまで連続して分布するものとした。その後松下 (1949) は本層と天草地域の赤崎層は層序的に対比しうるが、赤崎層とは異なる岩相を示す点で本地域独特の地層として銀水層と改称し、両者を含む層群名として赤崎層群を新たに設定した。

模式地 松下 (1949) は大牟田市北部の甘木山周辺 (旧銀水村) を模式地とした。

分布及び層厚 古第三系最下部の銀水層は大牟田市北部の甘木山周辺、岩本下屋山東方^{いなり}の稲荷山頂部、大牟田市東部の大間山-上徳山台地^{だいま}一帯、田隈及び三池山に連なる山頂部 (「山鹿」地域内) などに点在しているほか、米ノ山断層に沿って南北方向に細長く分布する。このほか南隣「荒尾」地域内の荒尾市府本付近にも更新世堆積物に囲まれて小範囲に露出している。本層の層厚は最も厚い甘木山と荒尾市府本でも約 70m、それ以外の地域では 10～50m で、古第三系の中では比較的薄い。しかし有明海海底では上位の層準が欠如する地域でも基盤の上には必ず本層が分布するという (山崎・井口, 1989)。

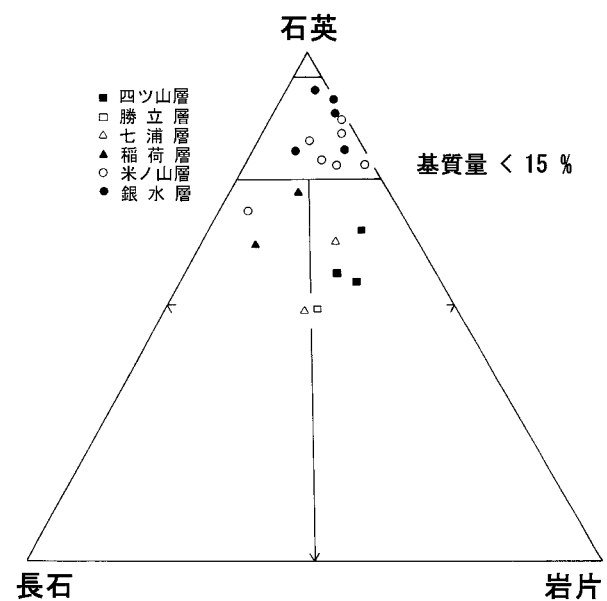
層序関係 甘木山と稲荷山付近では周防変成コンプレックスを、大間山では玉名花崗閃緑岩を不整合に覆ってこれらの礫や砂粒を本層中に含む。大牟田市唐船と大牟田市米ノ山から善徳東方に至る地域、東西 2 本の米ノ山断層の間、及び東隣「山鹿」地域内上内南東の 258.1m 三角点 (一本松山) では、上位層準の大牟田層群米ノ山層に整合に覆われる。有明海中央部では米ノ山層や稲荷層が欠如して、上位の七浦層に直接覆われる (第 6.2 図, 61 有 5 号)。

岩相 銀水層は赤色岩 (泥岩・砂質泥岩・細粒砂岩)、青灰色泥岩、白色砂岩、帯白青灰色珪質礫岩などの互層からなり、局所的に薄い石炭層-炭質泥岩を伴うことがある。これらの岩相は垂直方向にも水平方向にも著しく変化するので、離れた地域の銀水層同士の層序対比はできない。銀水層は天草地域の赤崎層に比べると礫岩など粗粒岩相に富み、また赤色岩相も一部に限られる点で異なっている。本地域古第三系各層の砂岩の主要構成成分 (石英-長石-岩片比) をみると、銀水層とその上位の米ノ山層までは著しく石英に富む石英質アレナイトであるが、稲荷層よりも上位層の砂岩は石英にやや乏しい長石質アレナイト・石質アレナイトで、本地域と同程度の小規模炭田である福岡県朝倉地域の古第三系と似た組成を示す (第 6.3 図; 三木, 2000)。

本地域の古第三系の重鉱物組成については小原 (1961)、佐藤 (1963) の研究がある。古第三系を通して 10 数種類の重鉱物が確認され、小原 (1961) はそれらの組み合わせ・産出頻度・特徴的重鉱物の出現などに

よって MI-1～MI-6 の 6 重鉱物帯を識別した。最下部の銀水層 (MI-1 帯) は露出地域ごとの基盤岩の重鉱物組成を反映し、結晶片岩を不整合に被覆する古第三系分布域北部の甘木山では褐色電気石・ざくろ石が多く、ジルコンは最上部を除くと全般に少ない。また特異な重鉱物として紅れん石を含む。一方玉名花崗閃緑岩を基盤とする大間山の銀水層は褐色電気石、ざくろ石、ジルコン、緑れん石に富む。更に南の小岱山花崗岩を基盤とする南隣「荒尾」地域内の府本ではジルコン・電気石・モナズ石に富み、ざくろ石に乏しく、特に基底部ではモナズ石が 50～60% を占めるモナズ石砂岩と言うべき特異な砂岩が分布する (小原, 1961; Miki and Matsueda, 1985)。このような重鉱物組成は、碎屑物供給源としての近接後背地の影響を受け易い、古第三系堆積開始期の地質状況を反映したものと推定される。銀水層砂岩の物理的性質では帯磁率がきわめて低い点特徴的である (第 6.3 表)。

銀水層には古くから紫焦土・小豆焦土 (長尾, 1925b)・紫赤色頁岩 (松下, 1944) などと呼ばれて来たいわゆる赤色岩層が数層準にわたって含まれる。基底部や上位の礫岩の基質が赤色を呈することもあるが、多くの場合、泥岩・砂質泥岩・細粒砂岩などの細粒岩が選択的に赤色を示す。赤色岩と礫岩・砂岩など非赤色の粗粒岩が接して累重する場合は、それらの境界は比較的明瞭であるが、赤色岩層内にも青灰色・灰白色など非赤色部が不規則な境界をもってまだら状・浸み込み状に含まれることが多い。

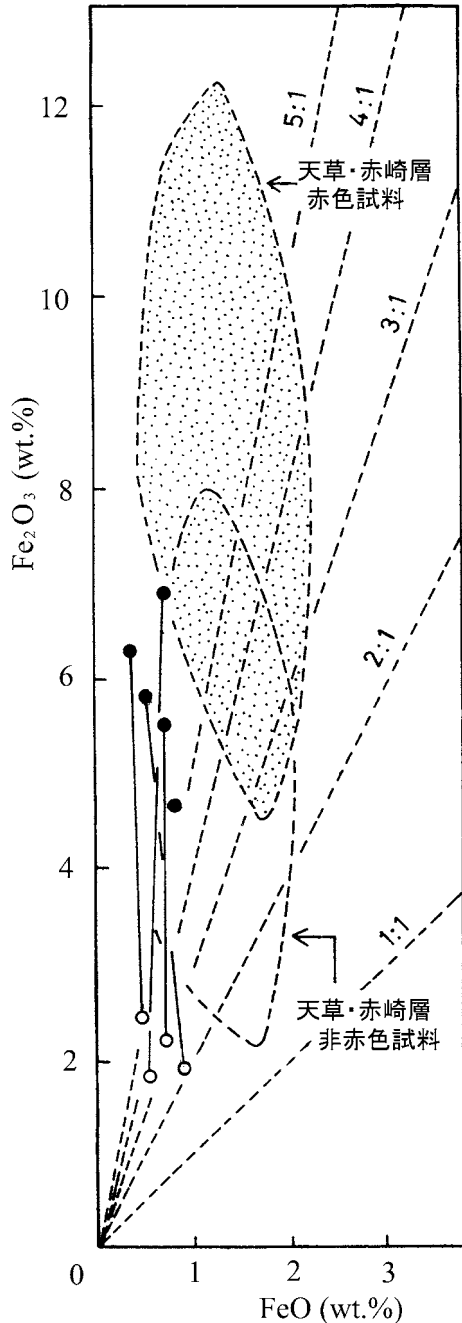


第 6.3 図 古第三紀砂岩の組成 (三木, 2000)

第 6.3 表 銀水層砂岩の物理的性質

試料登録番号	緯度 (北緯)	経度 (東経)	自然乾燥密度 (g/cm^3)	強制湿潤密度 (g/cm^3)	孔隙率 (%)	帯磁率 $\text{SI} (\times 10^{-5})$	残留磁化 (SI)
GSJ R78878	33.04592	130.49384	2.410	2.503	9.35	3	3.64E-04

測定：金谷 弘



第 6.4 図 銀水層の $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 含有量 (Miki and Matsueda, 1985)

●：大牟田地域銀水層の赤色岩層，○：大牟田地域銀水層の非赤色岩層，●と○を結ぶ線は2つの試料が隣り合う赤色岩層と非赤色岩層から採取されたことを示す。

赤色の原因物質は石英・長石などの碎屑粒子間の基質部を充填する微粒の赤鉄鉱で、その存在以外には赤色岩層内で互いに隣接する赤色部と非赤色部との間に鉱物組成・組織上の差異はないことが、透過・反射顕微鏡、X線回析、EPMAによる検討で確かめられている (Miki and Matsueda, 1985)。碎屑性と考えられる赤鉄鉱・磁鉄鉱・いわゆる褐鉄鉱などの比較的粗粒の鉄鉱物粒子は両色彩部に共に存在する。粘土鉱物としてはイライト・緑泥石・イライト/ス멕タイト混合層鉱物・カオリン鉱物が含まれる。銀水層砂岩・泥岩の重鉱物組成は、色彩に関係なく各分布地の基盤岩（北部の結晶片岩・南部の玉名花崗閃緑岩）のそれと類似しており (Miki and Matsueda, 1985；小原, 1961)、かつ赤色岩層を含まない米ノ山層よりも上位の地層とは異なっている (小原, 1961)。これらのことから上述の微粒赤鉄鉱は、近接した後背地に露出する基盤岩類から鉄鉱物・含鉄珪酸塩鉱物として堆積盆地へ供給された鉄分に起源を持つものと推定される。

赤色岩の Fe_2O_3 含有量は赤色部で 4.62 ~ 6.98wt.%, あい旁う非赤色部で 1.80 ~ 2.37wt.%の範囲にあり、銀水層に対比される本地域南方の熊本県天草地域の赤崎層に比べてやや低い値を示す (三木・松枝, 1974；Miki and Matsueda, 1985)。FeO含有量は 0.39 ~ 0.82wt.%で、色彩による顕著な差は認められない (第 6.4 図；Miki and Matsueda, 1985)。 Fe_2O_3 は赤鉄鉱・磁鉄鉱・針鉄鉱-鱗鉄鉱 (いわゆる褐鉄鉱)・緑れん石などに、FeOは磁鉄鉱・緑泥石・黒雲母などの鉱物中に存在するものと考えられる。世界各地に産する赤色岩層の成因については、乾燥気候・高温湿潤気候・熱帯多雨気候下でのラテライト化作用などの関与を考える例が多く、風成層・蒸発岩・古土壌などが赤色岩層に伴って産することも多いことから、古気候の指標としての赤色岩層の意義が主張されている。しかし銀水層の赤色岩層については、色彩境界が少なくとも5万分の1地質図に表現できる程度では地層境界と斜交しておらず、特別の古気候条件を示唆する資料も得られていない。したがって銀水層堆積盆地への後背地からの鉄分の供給と、供給された鉄を3価状態に維持する酸化的な堆積環境とが、赤色岩層形成にとって重要な役割を果たしたものと考えられる。なお三木(1991)は米ノ山断層中の銀水層から炭質物に伴う黄鉄鉱を検出し、*Nucula?*sp.化石の存在とともに、銀水層堆積時に既

に海水の浸入があったことを示唆するものと考えた。

岩石記載

石英質アレナイト (第 6.5 図)

試料登録番号；GSJ R78878

試料採取地；大牟田市大間山

岩石は灰色を呈する。顕微鏡下で見える主要な鉱物粒子は径 0.2～2 mm の石英 (>90%)、黒雲母、白雲母、ざくろ石で、ほかにジルコン、電気石を含む。石英が著しい波動消光を示す点は、基盤の周防変成コンプレックス及び花崗閃緑岩の石英と同じである。また岩石の砂粒として径 0.5～6 mm の珪岩、結晶片岩、安山岩を含む。砂粒の間を満たす基質は少なく、数%程度である。

化石 富田ほか (1992) によれば櫛野北方の米ノ山断層内に銀水層を特徴づける赤色岩層の上位に位置する青灰色泥質砂岩より密集した *Nucula?* sp. とと思われる小型二枚貝化石の産出を報告している (第 6.6 図)。銀水層は全体的には貧化石層で、これ以外にはほとんど化石の産出を見ない。

6.3 大牟田層群

6.3.1 ^{こめのやま}米ノ山層 (Ok, 8)

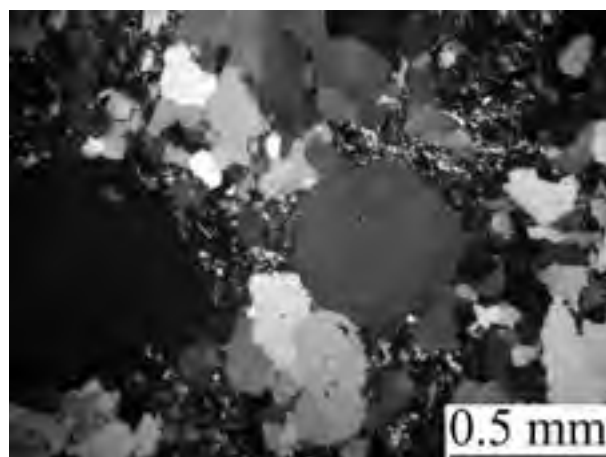
地層名 長尾 (1926b)。

模式地 長尾 (1926b) は模式地としては明確に指定してはいないが、“標式的露出”として、大牟田市上内一本松山南(「山鹿」地域内)と、米ノ山断層に挟まれた米ノ山-茶屋ノ原-金山北(「玉名」地域内)を挙げている。

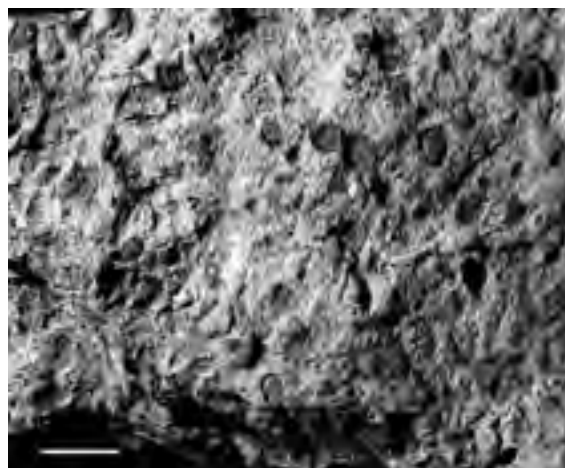
分布及び層厚 大牟田市米ノ山～歴木の小範囲に露出するほか、米ノ山断層に挟まれて米ノ山から南へ荒尾市平山(「荒尾」地域内)まで延長 6 km にわたって幅数 10m で分布する。また大牟田市北の唐船、一本松山南にも小範囲に分布する。層厚は 30～70m。有明海中央の一部の海域では本層は分布していない。

層序関係 陸域の露頭で観察される限り、常に銀水層に整合に重なり、基盤とは接しない。また上位の稲荷層には整合関係で覆われる。大牟田市米ノ山～歴木では北側を宮浦断層に切られている。本地域内有明海中央部以南の海域では米ノ山層から七浦層下部が欠如し、銀水層の上に七浦層中部が重なる (第 6.2 図 61 有 5 試錐；新エネルギー総合開発機構、1987a)。

岩相 米ノ山層下部は薄い砂岩・礫岩を挟むが泥岩勝ちの地層であり、同層上部との境界近くに本層で最も厚い石炭層 (第八層) を挟む。泥岩は暗灰色を呈し、下位の銀水層の赤-青灰色の泥岩と異なっている。本層上部は灰緑色-灰褐色粗粒砂岩を主とし、礫混じり砂岩、暗灰色泥岩、砂質シルト岩を含む。本層には石炭層-炭質泥岩と海生貝化石を含む数層が互層しており (第 6.7 図)、海辺で陸上植物が繁茂した環境と海水に浸される環境が



第 6.5 図 銀水層石英質アレナイトの顕微鏡写真 (クロスニコル)
(大牟田市大間山)



第 6.6 図 銀水層中の *Nucula?* の密集層
(大牟田市勝立櫛野峠) スケールの長さは 1 cm.



第 6.7 図 米ノ山層の石炭露頭
(大牟田市歴木 歴木社宅前バス停南)



第 6.8 図 米ノ山層に産出する腹足類化石
スケールの長さはいずれも 1 cm

- 1 *Pseudoperissolax yokoyamai* SUZUKI et ITO
- 2 *Colpospira (Acutospira) okadai* (NAGAO)
- 3 *Melanatria? kahoensis* (NAGAO)
- 4a,b *Pseudoliva japonica* (NAGAO)



第 6.9 図 米ノ山層下部層中の *Colpospira (Acutospira) okadai* (NAGAO) の露頭での産状
(大牟田市大字歴木米ノ山, 米ノ山堤西岸)

頻繁に入れ替わったことを示している。第八層の 1～3m 上位の中粗粒砂岩には貝化石を多産する。またその直上のやや泥質の中粒砂岩や第八層下位の泥質砂岩層には小型貝化石密集部が見られ、更に上位の石炭層である第七層、第六層のそれぞれ上位にくる同様な砂岩層にもしばしば化石が含まれる。米ノ山層中の石炭は本地域陸域の南部にのみ分布しており、有明海海底には分布していない。

小原(1961)による米ノ山層の砂岩の重鉱物組成(MI-2帯)と稲荷層・七浦層(MI-3帯)のそれは互いに類似しており、銀水層に比べて含有重鉱物の種類が増加すると共に、ジルコン・電気石の産出頻度が高くなる。また米ノ山層中の重鉱物組成の大きな特徴として角閃石・輝石が普遍的に含まれる点が挙げられる。このような重鉱物組成の変化は、供給原岩・堆積状況・火山活動などさまざまな地質環境を反映した結果と考えられる。

化石 米ノ山層より産出する化石は本層中のほぼ中部より上部にかけての砂岩層または泥岩層より産出する。長尾により巻貝, *Colpospira (Acutospira) okadai* (NAGAO) (第 6.8 図) を多産する層準に対して“下部オーソラックス帯”と命名された。この巻貝産出層の下部、及び上部に小型貝化石密集部があるほか、さまざまな層準で

貝化石が見出される。(第 6.2 表)。長尾(1926b)は大牟田層群中に下部オーソラックス帯(米ノ山層)及び上部オーソラックス帯(七浦層)を設定したが、“*Orthaulax*”(現在は属名が *Pseudoliva* に移されたため使用されていない)はその産出がまれであり、かつその露頭が現在見られないことや万田層群四ツ山層中からも産出することが明らかになり、現在では一般のいわゆる“化石層”を意味するものである。この化石帯について、水野(1956)は九州北西部の古第三系の分帯について再定義し、大牟田・万田両層群を集合化石帯 *Venericardia nipponica* 帯に含め、各層準にそれぞれ特徴のある“zonule”の存在を認め、改めて下位の高島階と上位の沖ノ島階に区分している(水野, 1962a, b)。富田ほか(1992)は米ノ山層の下部オーソラックス帯はむしろ *Colpospira (Acutospira) okadai* が密集して産出(第 6.9 図)することを、また七浦層の上部オーソラックス帯は特徴的に *Faunus? laevigatus* が産出することを確認し、それぞれを“zonule”に用いて、*Venericardia* がほとんど産出しない大牟田層群を *V. nipponica* 帯から区別した方がより実用的であると考えている。

本層からは長尾(1926b), Nagao(1928a), 松下(1949)及び富田ほか(1992)により次の種類が報告され、そ

の何種類かは上位の各層からも産出をみる。

腹足類 (Gastropoda)

Nerita subgranulosa NAGAO
Colpospira (Acutospira) okadai (NAGAO)
Colpospira sp.
Faunus? laevigatus (NAGAO)
Polinices (Glossaulax) eocenica (NAGAO)
Pseudoliva japonica (NAGAO)
Melanaturia? kahoensis (NAGAO)
Neptunea altispirata (NAGAO)
Pseudoperissolax yokoyamai SUZUKI et ITO
Kelletia? sp.

二枚貝類 (Bivalvia)

Vepicardium miikense (NAGAO)
Callista ariakensis (NAGAO)
Corbula subtumida NAGAO
Modiolus sp.
Venericardia (Venericor) nipponica YOKOYAMA
Macoma yamadai NAGAO
Cultellus sp.
Pitar takashimaensis (NAGAO)

6. 3. 2 ^{とうか} 稲荷層 (Ot, H)

地層名 長尾 (1926a, b) の稲荷砂岩を赤木 (1935) が稲荷層に改めた。

模式地 模式地の設定は無い。長尾 (1926b) は大牟田市米ノ山西方に最もよく露出するとしたが、場所が漠然としている。本地域内では大牟田市歴木南東部の希望ヶ丘団地と高取団地の間の山で典型的な岩相が観察され、現在でも本層の石炭層を観察することができる (第 6.10 図) ので、ここを模式地とする。地層名の由来となった稲荷山 (本地域東縁部大牟田市上内の稲荷山とは別) は三池炭田の発見場所として有名だが、少なくとも現在の地形図にその名は認められない。明治 36 年刊の 5 万分の 1 地形図には現在の大牟田市平原町付近に稲荷 (「トール」のルビ付き) の地名が見られ、そこから龍湖瀬町にかけての山がそう呼ばれていたのかもしれない。

分布及び層厚 陸域では大牟田市米ノ山-希望ヶ丘団地-平野山-龍湖瀬町-亀谷町にかけて南北約 500m, 東西約 2 km の地域と米ノ山断層に挟まれた地域に主として露出するほか、大牟田市三池西部で白川との境界付近に小分布がある。層厚は 70 ~ 100m. 有明海中央部の海域には本層が分布しない所がある (第 6.2 図)。

層序関係 陸域では米ノ山層を整合に覆い、七浦層に整合に覆われる。海域でもほとんどの場所で陸域と同じ層序を示すが、有明海中央部では銀水層と七浦層上部の間で、米ノ山層、稲荷層及び七浦層下部が欠如している (新エネルギー総合開発機構, 1987a)。

岩相 大部分が灰青色粗粒~中粒のアルコース質砂岩よりなり、上部に薄い泥岩を挟む。三池炭田の最重要稼行石炭層である三池本層 (第 6.10 図) が最上部に賦存するほか、盤下層など数枚の石炭層や炭質泥岩層を挟む。三池本層・盤下層の下方にはしばしば生痕の砂管が発達し、ごくまれに貝化石を含むことがある。石炭層にはしばしば珪化木を含む。

砂岩の主成分の組成は下位の銀水層や米ノ山層に比べると長石に富み石英量が若干減少する (三木, 2000)。砂岩中の重鉱物組成については米ノ山層の特徴だった輝石が含まれなくなる。本層はジルコン、電気石、ざくろ石、白雲母など普通に見られる重鉱物ばかりで、組成がよく似た七浦層を除くほかの層準に比べて単調な組成である (小原, 1961)。一方石炭中の重鉱物は三池本層 (稲荷層) と三池上層 (七浦層) には高頻度の黄鉄鉱とジルコン及び挟炭層砂岩と同種の数種類の重鉱物が低頻度で含まれるほか、角閃石・輝石が特徴的に産出する (小原, 1967)。これらのことから石炭層堆積時の微弱な水流と火山活動の存在が推定されている。このほか三池本層には方沸石 (小原, 1967) が確認されており、埋没変成作用で生じたと考えられる。下山・飯島 (1977) は石炭化度 (揮発成分, ビトリニット反射率) から稲荷層の埋没変成の温度を 80 度、及び 94 度と見積もり、沸石帯と石炭化度から地温勾配を 4.4 度 / 100m と算出した。

岩石記載

アルコース質粗粒砂岩 (第 6.11 図)

試料登録番号; GSJ R78886

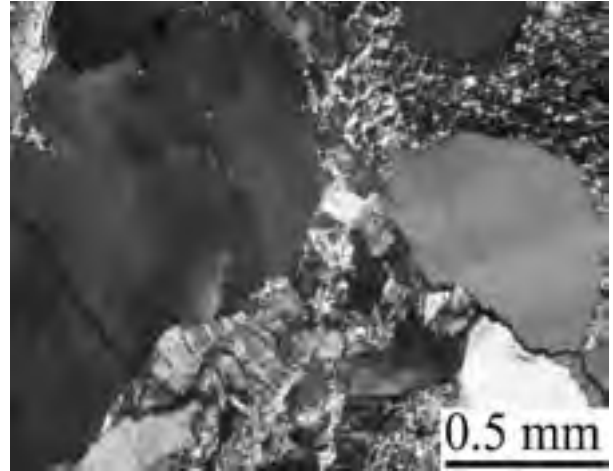
試料採取地; 大牟田市歴木 高取団地西

岩石は灰白色を呈する。顕微鏡下で見える主要な鉱物粒子は径 0.2 ~ 2 mm の石英、カリ長石、斜長石、黒雲母及び白雲母で、ほかにジルコンを含む。鉱物粒子は少し丸みを帯びる程度に円磨されている。石英は波動消光を示し、石英と長石で全体の 90% 以上を占めるアルコース質砂岩である。岩片は径 0.5 ~ 2 mm の結晶片岩をまれに含む。砂粒の間を満たす基質は少なく、数%程度である。

化石 本層からはかつて極まれに貝化石の産出がみられたが、現在では露頭の減少により、その産出の確認は不可能に近い。長尾 (1926b) は僅かに *Tellina* sp., *Modiolus* sp., *Corbula (Cunaecorbula) kyushuensis* NAGAO を記載し、本層から上位の七浦層にかけての層準で *Acila* sp., *Tellina* sp., *Yoldia* sp. を報告している。大塚 (1901) は石炭層にともなう *Fagus* sp., *Carpinus* sp., *Zelkova* sp., *Taxodium* sp. などの植物化石を報告している。石炭露頭では三池本層と盤下層のいずれからも単層中に多量の珪化木を伴い、なかには樹根を張った切株状のものを見ることができる。



第 6.10 図 稲荷層の石炭露頭 (三池本層)
(大牟田市歴木 高取団地南東の山)



第 6.11 図 稲荷層砂岩の顕微鏡写真 (クロスニコル)
(大牟田市歴木 高取団地西)

6. 3. 3 ^{ななうら}七浦層 (On)

地層名 長尾 (1926a, b) の七浦砂岩を赤木 (1935) が七浦層に改めた。

模式地 模式地の設定は無い。本地域内では大牟田市七浦町周辺に典型的な岩相が分布している。

分布及び層厚 本層の主要部分は大牟田市歴木南方の高取山周辺-大浦町-七浦町を経て宝坂町に至る、南北約 1.5km、東西約 3.5km の範囲に分布する。このほか大牟田市鳥塚町付近で阿蘇-4 火砕流堆積物の下にわずかにのぞく砂岩は本層に対比されると考えられる。層厚は 100 ~ 130m。

層序関係 陸域では稲荷層を整合に覆い、万田層群勝立層に整合に覆われる。海域でも大部分の地域で陸域と同じ層序を示すが、有明海中央部では米ノ山層・稲荷層・七浦層下部が欠如して、七浦層中部が銀水層を不整合関係で覆っている (新エネルギー総合開発機構, 1987a)。

岩相 本層の全層準を通じて白色-淡褐色を呈する中-粗粒塊状砂岩で、わずかな砂混じり礫岩を挟むほかは単調な岩相を呈する。本層基底部より 10 ~ 15m 上位に厚さ 2 ~ 3m、延長 3 ~ 10m の塊状ないしレンズ状泥質砂岩がほぼ同層準に点在し、小型の貝化石などが産出する (長尾 (1926b) の“上部オーソラックス帯”)。七浦層は陸域ではわずかに炭質泥岩を挟む程度であるが、海域では本層中下部に石炭層 (三池上層) を挟む。本層砂岩中の重鉱物組成は下位の稲荷層とあまり違いはない (小原, 1961)。本層の砂岩はさきわめて堅硬なため、明治期の大牟田港湾工事のほか市内の石垣などに石材として使用された。

岩石記載

粗粒アレナイト質砂岩 (第 6.12 図)

試料登録番号; GSJ R78885

試料採取地; 大牟田市合成町

肉眼で灰白色を呈する。顕微鏡で観察すると砂粒は角張っており、径 0.2 ~ 2mm の石英、カリ長石、斜長石、白雲母、黒雲母 (緑泥石化)、ざくろ石、ジルコンを含む。また珪質岩と結晶片岩の径 1 ~ 3mm 岩片や炭質物を少量含む。基質は 5% 程度である。

化石 本層から産出する化石は最下部の層準であるが、上部付近からも散点的に産出する。多くは小型で変形が著しい。長尾 (1926b) はこの七浦層の含化石層に対して“上部オーソラックス帯”とした。長尾は次の種類の貝化石を報告している。

腹足類 (Gastropoda)

Polinices (Glossaulax) eocenicus NAGAO

Pseudoliva japonica (NAGAO)

Faunus? laevigatus (NAGAO) (第 6.13 図)

二枚貝類 (Bivalvia)

Vepricardium miikense (NAGAO) (第 6.13 図)

Tapes? sp.

富田ほか (1992) はこの他に二枚貝, *Cultellus sp.* を報告した。

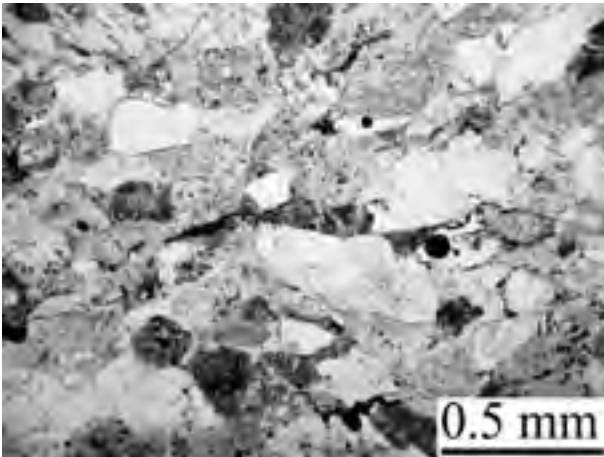
6. 4 ^{まん だ}万田層群

6. 4. 1 ^{かったち}勝立層 (Mk)

地層名 長尾 (1926a, c) の勝立砂岩を赤木 (1935) が勝立層に改めた。

模式地 模式地の設定は無い。本地域内では大牟田市勝立周辺に典型的な岩相が分布している。

分布及び層厚 勝立層は大牟田市櫛野西部-勝立-白金町-万田に至る東西約 5 km、南北約 3 km の地域に主に分布する。このほかに宮浦断層の北側に当たる大牟田市瓦町北にも小範囲の露出が知られている (富田ほか,



第 6.12 図 七浦層砂岩の顕微鏡写真 (単ニコル)
(大牟田市合成町)



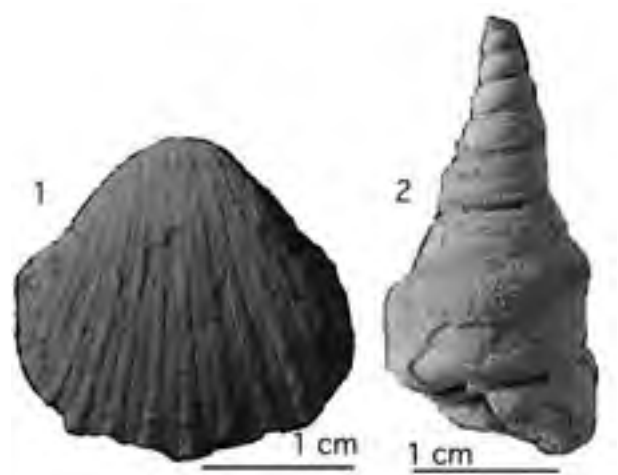
第 6.14 図 勝立層の貝化石を含む海緑石砂岩
(大牟田市新勝立町ひばりが丘団地東) 化石の多くは二枚貝 *Venericardia* 及び *Crassatella*

1992). 層厚は 100 ~ 130m.

層序関係 下位の大牟田層群七浦層を整合に覆い、四ツ山層に整合に覆われる。

岩相 陸域では灰緑色中-粗粒砂岩の厚層にはじまる海成層を主とする地層である。主に砂岩よりなり、少量の砂岩泥岩互層を伴って、しばしば特徴的に海緑石を含む。最下部の含海緑石砂岩は化石が密集し“勝立化石層”と呼ばれている (第 6.14 図)。この化石層はきわめて堅硬で化石採集は容易でない。このほか他の層準でも散点的に化石が見出される。

砂岩中の重鉱物の特徴によって勝立層最下部は MI-4 帯に、勝立層主部は MI-5 帯に区分され、ジルコンが著しく増加し緑簾石の存在が特徴的である (小原, 1961)。また本層上部にはごま塩状の安山岩岩片、自形斜長石鉱物片、火山ガラス質の基質に富む凝灰質砂岩を挟むことがある。また最上部にはいわゆる“骨石”と呼ばれる珪長質凝灰岩を挟み、重鉱物としてジルコンに富み、緑色角閃石、褐色電気石、ざくろ石を含む (小原,

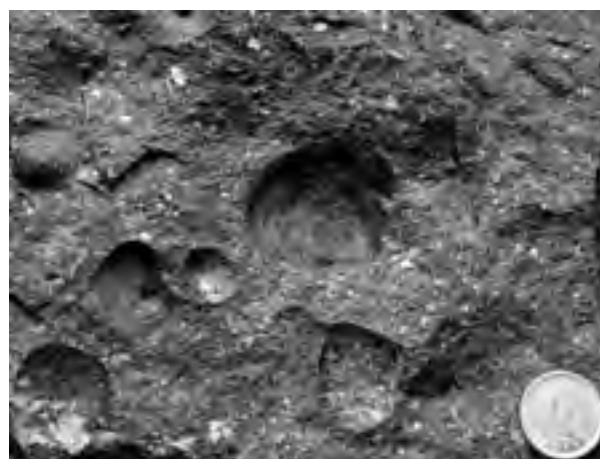
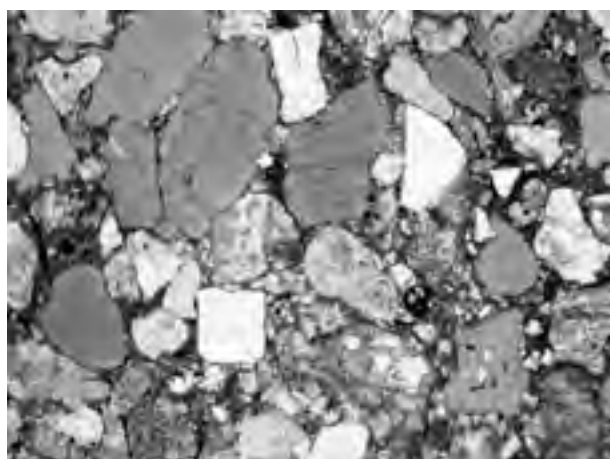


第 6.13 図 七浦層の貝化石

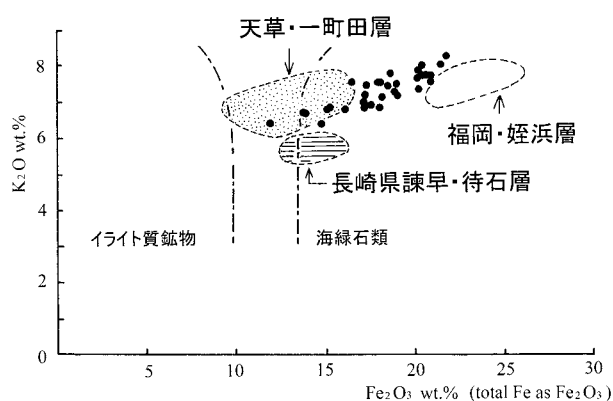
- 1 *Vepricardium miikense* (NAGAO)
- 2 *Faunus? laevigatus* (NAGAO)

1961)。勝立層は陸域では海成層勝ちであるが、海岸以西の有明海の地下では西に向かって急速に非海成層に変わり、貝化石に富む海緑石砂岩は消滅する。これに代わって中部層準に第二上層と呼ばれる石炭層が発達するようになる。

海緑石は長径 0.1 ~ 1 mm 程度の斑点状粒子として肉眼でも容易に認められ、貝化石殻を豊富に伴うことが多い (第 6.15 図)。海緑石は顕微鏡下では鮮緑色を呈するが、同一粒子内での部分的な淡色化や、粒子内への石英・長石など他鉱物の混入が認められる場合がある。海緑石には一般的に鏡下でさまざまな内部構造が識別されており (Triplehorn, 1966)、本地域ではそれらのうちの random microcrystalline が最も多く、その他に oriented microcrystalline, micaceous structures, organic replacement structures に類似した構造が存在する (三木, 1986)。X 線回析の結果から、本鉱物がおおよそ 15% 程度の膨潤層を有する雲母 / スメクタイト混合層鉱物であることが推定される。



第 6.15 図 勝立層の海緑石砂岩の顕微鏡写真（左；単ニコル）と手標本写真（右）
（大牟田市新勝立町ひばりが丘団地東）顕微鏡写真の横幅約 2 mm. 灰色の鉱物が海緑石.



第 6.16 図 大牟田地域産海緑石の $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ 組成（三木・福岡, 1983）
大牟田地域の海緑石の組成を黒丸で示す。波線で囲んだ部分は北部-中部九州の古第三紀層の海緑石の組成の領域を、一点鎖線は Odin and Matter (1981) によるイライト質鉱物と海緑石類の組成領域を示す。

新勝立町ひばりが丘団地東側の崖から採取した粗粒砂岩中の海緑石は、EPMA 分析によればかなりのばらつきはあるものの、概ね 15 ~ 22wt.% 程度の ΣFe と 7 ~ 8 wt.% 程度の K_2O を含み（三木・福岡, 1983）、Odin and Matter (1981) による glauconitic minerals の組成領域に入る（第 6.16 図）。このような化学組成、特に鉄含有量には、天草炭田一町田層（天草炭田地質図内）、福岡炭田姪浜層（「福岡」地域内）、諫早炭田待石層など他地域産の海緑石との間に差異が認められる（三木・福岡, 1983）。

海緑石は一般的には、粘土鉱物や火山ガラスなどの起源物質が、海水との反応時間が長く保たれるのに適した堆積速度の遅い浅海で、有機物の存在によって生じた局部的還元環境下で鉄成分を継続的に取り込むことによって形成されたと考えられている（Burst, 1958；Hower, 1961；McRae, 1972 など）。従って海緑石はしばしば不整合近くの地層中に密集して産することがある。本地域の海緑石が濃集する勝立層は、陸成層勝ちの七浦層から完全な海成層である四ッ山層への水域拡大開始期の地

層で、しかも既述のように海緑石粒子に化石殻（有機物）が豊富に随伴することは、このような成因説と調和的な形成過程を示唆する。

岩石記載

海緑石貝化石砂岩（第 6.15 図）

試料登録番号；GSJ R78874

試料採取地；大牟田市新勝立町ひばりが丘団地東

灰緑色の基質に径 1 ~ 5 cm の黒色の貝化石と鮮緑色の砂粒として海緑石が肉眼で見える。顕微鏡で観察すると砂粒は角張って見える。鉱物の砂粒は径 0.2 ~ 4 mm の石英、斜長石、カリ長石、白雲母、黒雲母、ジルコンを含み、自生鉱物として径 0.5 ~ 4 mm の海緑石と膠結物質としての炭酸塩を生じている。海緑石には微細で無構造な塊状のものや、雲母に似た層状のものなど多様である。岩石の砂粒としては珪質岩、安山岩、流紋岩溶結凝灰岩、結晶片岩などが認められる。このほか生物由来の物質としては貝化石のほか、有孔虫殻、炭質物を含む。基質の泥分は 10 数% でアレナイトからワッケの境界付近の容量を示す。

第 6.4 表 万田層群勝立層に含まれる海緑石の K-Ar 年代測定結果

試料番号	産地	地層	測年鉱物	K-Ar年代値 (Ma)	⁴⁰ Ar rad (scc/g × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
GSJ R78874 (OMT-1)	大牟田市新勝立町 ひばりヶ丘団地	万田層群 勝立層	海緑石	5.6 ± 0.1 (平均) (5.5 ± 0.1) (5.7 ± 0.1)	0.116 0.121	73.5 49.9	5.41 5.41

測年: Mass Spec Service, Division of Geonuclear Inc.
 鉱物分離: (株) 京都フィッション・トラック

放射年代 海緑石は海成層中の自生鉱物であり、カリウムに富むので K-Ar 法による年代測定に使われることがある。本研究では勝立層の砂岩から海緑石を分離して、K-Ar 年代測定を行った。測定結果は中新世末に相当する 5.6Ma を示し (第 6.4 表)、化石資料が示す始新世よりも大幅に若い年代が得られた。海緑石はこれまでの研究で地層の堆積後長期間かけて成長するらしいこと、また放射生アルゴンを比較的逸失しやすく、しばしば地層の堆積年代よりも若い年代が得られることが知られている。大牟田地域の古第三系は層厚が薄いにもかかわらず石炭が瀝青炭に達していることから比較的熱流量が高い地域に位置しており、古第三紀の地層は埋没後かなりの高温 (90 ~ 110°C) になったと推定されている (下山・飯島, 1977)。また古第三紀層中は方沸石を生ずる程度の埋没変成作用を被っていることが知られている (小原, 1967; 下山・飯島, 1977)。このため石炭化が進行中の地下深部では高温のために海緑石は放射壊変で生成したアルゴンを失って、K-Ar 年代が堆積年代よりも大幅に若い値を示したと考えられる。今回得られた海緑石の K-Ar 年代は地層が堆積した年代ではなく、埋没変成後に隆起上昇して地層の温度が下がった年代を示すのかもしれない。

化石 最下部の含海緑石砂岩は化石が密集し “勝立化石層” と呼ばれている。他の層準でも散点的に化石が見出される。勝立化石層は特に二枚貝類 *Venericardia* (*Venericor*) *nipponica*, *V. (V.) mandaica* 及び *Crassatella* (*Eucrassatella*) *nipponensis* YOKOYAMA の密集層を形成する。Yokoyama (1911) で記載された標本は三池炭鉱万田堅坑開削の際に採集された化石を長尾 (1926c) が指摘したように最下部(七浦層)の *Venericardia* (*Venericor*) *nipponica* YOKOYAMA 以外は勝立層中の標本である。標本の採集された万田堅坑の坑口は勝立層の最上部に位置する。Kuroda and Urata (1964) は本邦の古第三紀始新世から初めての腹足類オキナエビスガイ科 *Petrochus eocenicus* KURODA et URATA (第 6.17 図 7a, b) を新種として記載した。富田ほか (1992) により本層から最も多くの種類・個体数が報告されている。また、本邦の始新世より初めて鳥類の化石 (ペリカン目) が岡崎

(1998) により報告された。本層より多産し、示準化石として著名な上記の二種類の *Venericardia* について富田ほか (1992) により指摘された同一種の可能性について、三本木ほか (1998) は統計学的に計測を行い、同一種の可能性が高いと結論付けた。比較的産出の多い甲殻類化石については Yokoyama (1911) のほかに Karasawa (1992) により新種 3 種が記載されている。これまでに産出の確認された化石は化石リスト (第 6.2 表) を参照。

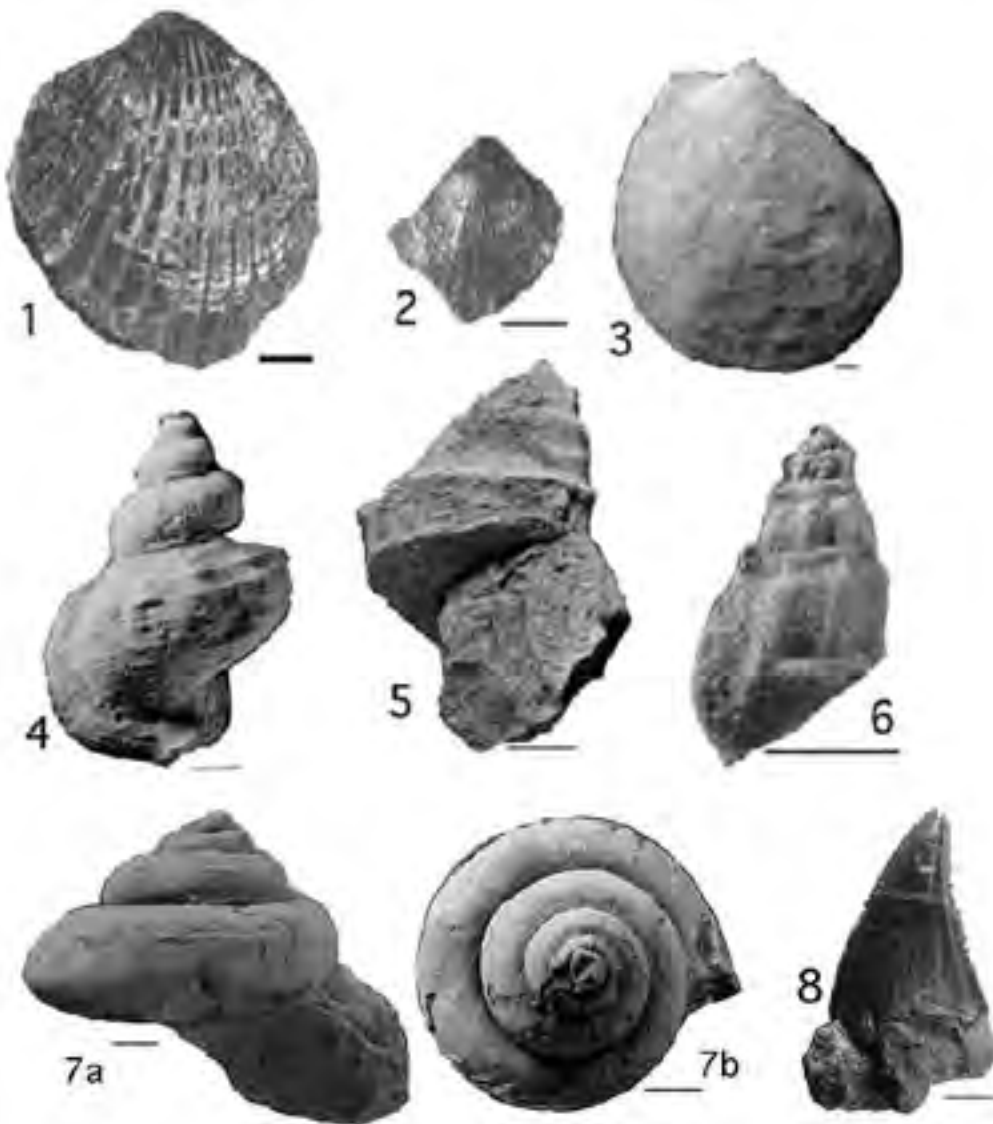
本地域古第三系下部層群の大牟田層群からは腹足類、二枚貝類と若干の植物化石が知られているが、上部の万田層群からは腹足類、二枚貝類のほか大牟田層群からは産出が知られていない頭足類、サンゴ類、棘皮類、甲殻類、及び魚類化石を産出し、その堆積環境が大牟田層群の内湾性から外海に開かれた環境が多くなったものと推測される。

6. 4. 2 四ッ山層 (My)

地層名 長尾 (1926a, c) の報告書では四ッ山砂岩と四山砂岩の混用が見られるが、四山砂岩の「四」には「ヨツ」のルビを添えている。赤木 (1935) は四ッ山砂岩を四ッ山層とした。それ以降の研究では四ッ山層と四山層の両方が使われており、表記が統一されていない。国土地理院の 2 万 5 千分の 1 地形図「大牟田」(平成 13 年版) では大牟田市側の町名として四山町、荒尾市側の町名を四ッ山町と記入している。富田ほか (1992) は地元での地名の読みが「よつやま」であることから、読み間違えがない四ッ山層に表記を統一するよう提唱しており、本報告もこれに従う。

模式地 長尾 (1926c) は大牟田市と荒尾市の境界をなす四ッ山周辺に好露出があるとしており、ここを模式地と認める。

分布及び層厚 大牟田市四山のほかは、すべて荒尾市内に露出し、同市袴岳 (通称、万田山) 丘陵の大部分を占め、また同市東南部硯川地区にも小露出地がある。層厚は陸域では 200m 以上と見積られるが、有明海海底では西に向かって陸域に露出する層準よりも上位の堆積物が重なって層厚を増し、最も厚い所では 800m 近くに達する (第 6.2 図)。



第 6.17 図 勝立層より産出した二枚貝，腹足類及び魚類化石

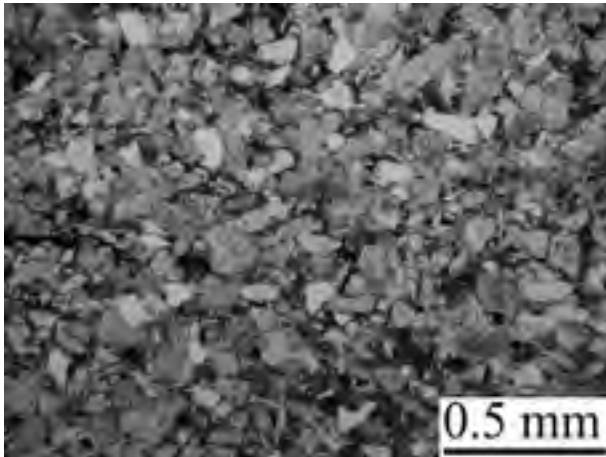
スケールの長さは 1 cm. 1 と 2 は東京大学資料館所蔵標本. 3～8 は九州大学所蔵標本.

- 1 *Venericardia (Venericor) nipponica* YOKOYAMA, Yokoyama (1911) により記載された模式標本 (GTCM20016, 東京大学資料館所蔵)
- 2 *Venericardia (Venericor) mandaica* YOKOYAMA, Yokoyama (1911) により *Cardita mandaica* として記載された総模式標本の一標本 (GTCM20019, 東京大学資料館所蔵)
- 3 *Lima (Acesta) nishiyamai* (YOKOYAMA)
- 4 *Lischkeia* sp. nov.?
- 5 *Pseudoperisosolax yokoyamai* SUZUKI et ITO
- 6 *Melanatria kahoensis* (NAGAO)
- 7a, b *Perotrochus eocenicus* KURODA et URATA
- 8 *Carcharodon nodai* YABUMOTO

層序関係 勝立層に整合関係で重なり，第四系に不整合に覆われる。

岩相 陸域では細-中粒塊状灰白色砂岩，砂岩泥岩互層などからなる。砂岩としては勝立層に比べると細粒で，やや泥質な砂岩が多い。下部の層準には化石を多産する砂岩層を挟む。有明海の試錐では凝灰質岩層（いわゆる

“骨石”様岩層）認められ，有力な鍵層となっている（菊池，1963a）。凝灰岩の層準は陸上では削剥されて失われている。海域では下から I-a（下部砂岩優勢層），I-b（下部泥岩優勢層），II-a（上部砂岩優勢層），II-b（上部泥岩優勢層）の 4 部層に細分される（新エネルギー総合開発機構，1985）。本地域内陸域の四ツ山層



第 6.18 図 四ツ山層砂岩の顕微鏡写真（単ニコル）
（大牟田市四山町）

は 4 部層の最下部の I-a にほぼ相当すると考えられる。本層は三池地域古第三系の中では陸域・海域とも全層準で海成層からなる唯一の地層である。

四ツ山層の砂岩は本地域古第三系の中では最も岩片に富む（第 6.3 図）。また重鉱物組成は小原（1961）の MI-6 帯に区分され、緑れん石に富む点の特徴である。緑れん石は本層のほかには下位の勝立層下部、七浦層上部と白亜紀深成岩類上の銀水層にも少量含まれるが、七浦層中部以下の大牟田層群の各層にはほとんど含まれない。一方本層には電気石の含有量が少ない。埋没による変成鉱物として四ツ山層の珪長質凝灰岩から斜プチロル沸石・モルデン沸石・方沸石が報告されている（下山・飯島，1977）。

岩石記載

細粒砂岩（第 6.18 図）

試料登録番号；GSJ R78884

試料採取地；大牟田市四山町

わずかに緑色味を帯びた灰色塊状の細粒砂岩である。顕微鏡で観察すると角張った砂粒の間を埋める基質は 15% 以上でワッケ質の容量を示す。砂粒は径 0.1 ～ 0.2mm のものが多く、鉱物粒子として石英、カリ長石、斜長石、白雲母、黒雲母（緑泥石化）、緑れん石、ジルコンが認められる。岩片としてはガラス質デイスイト、溶結凝灰岩及び、発泡したマグマ破砕物である湾曲したり y 字型をした火山ガラス破片が多数認められる。自生鉱物として海緑石も少量含まれる。このほかフィルム状の炭質物や褐色の有機物の塊を少量含む。

化石 大型化石は陸域の様々の層準より産出するが、露頭では下位の層準に近い、いわゆる“四ツ山化石帯”である砂岩層（第 6.19 図）から多産する。特に二枚貝 Lima の長さ 20cm をこえる大型が多数産出している。二枚貝、巻貝のほか掘足類やウニ類、甲殻類、魚類、



第 6.19 図 四ツ山化石層中の *Lima (Acesta) nishiyamai*
（YOKOYAMA）

底生有孔虫、コケ虫、亀化石が産出している。このうち底生有孔虫について、Okada（1992）は有明海の試錐試料中の四ツ山層の全層準を検討して、四ツ山層を古第三紀微化石帯の CP14b ～ CP15b（中期始新世末～後期始新世末）相当として天草炭田の二江層上部から鬼池層に対比した。

6.5 主要な稼行対象石炭層の概要

本地域で採掘対象とされた主要な石炭層について下位から順に概要を述べる。

6.5.1 第八層

米ノ山層の石炭層は 4 枚あって、上位の稲荷層中の主要稼行炭層である三池本層（又は三池八尺、ないしは単に“本層”とも呼ばれる）から数えて 6 ～ 9 枚目に当たることから第六層-第九層と呼ばれている。このうち第八層は長尾（1926a, b）により米ノ山炭と呼ばれ、小規模な採掘の対象となっていた。第八層は米ノ山層中位層準に位置し、地表では本地域南東部の茶屋ノ原以南の地域に米ノ山断層に挟まれて厚さ 10 ～ 30cm の石炭層が露出している。荒尾市内に点在露出する米ノ山断層に随伴する第八層は大牟田市内でよりも肥厚し、小規模な採炭が 1950 年代後半まで行われた。稼行された第八層の山丈（主に石炭からなる層の厚さ）は 1 ～ 3 m であるが、第八層の石炭は品質があまり良くない。米ノ山層中の石炭層は本地域陸域・沿岸部の南部にのみ分布しており、黒崎以北の筑紫平野地下や有明海沖合の海底には分布していない。

6.5.2 三池本層及び盤下層

三池本層は稲荷層最上部に挟まれ、陸上では平均 2.4m



第 6.20 図 米ノ山断層に挟まれて急傾斜する銀水層
(大牟田市櫛野焼石山公園南方)

の厚さがあることから三池八尺層とも呼ばれる。三池本層は有明海海底では厚さ 6 m に達する。盤下層（山丈 1 ~ 1.5 m）は三池本層の下位に位置しているの、そう呼ばれる。三池本層の露頭（第 6.10 図）は希望ヶ丘団地西から龍湖瀬町にあるが、地下では宮浦断層北側の大牟田市歴木以西の地下に広く潜在していた。炭田南部について荒尾市以南では主要稼行炭層である稲荷層最上部の三池本層は南に向って劣化・尖滅し、玉名市西方付近では銀水・米ノ山両層を除き地層はすべて海成相を示す（木原、1960；菊池、1963a）。この海成層は含有化石種から大牟田地域の稲荷-四ツ山の各層に相当する層準が確認されており、層厚も北方のそれらと大きな変化はみられないので、これら海成第三紀層はさらに南方（ないし南西方）へ延長分布しているのであろう。三池本層は有明海海底では先古第三紀基盤の深度が大きく変化するので、陸上から西に向かって必ずしも連続しておらず、基盤の高まりになっている場所では分布が途切れることがある（新エネルギー・産業技術総合開発機構、1992 など）。

6. 5. 3 三池上層

地下では稼行できる石炭層として七浦層中に挟在しているが、地表では三池上層の層準は炭質泥岩程度である。三池上層の肥厚部は下位の三池本層よりも北側に発達（山丈 1.9 ~ 5.6 m）するが、三池本層と同じく有明海西方に向かって薄化・分裂する（新エネルギー・産業技術総合開発機構、1992）。

三池上層の微量化学成分は国内の石炭の平均に比べるとリチウム、バリウム、ストロンチウム、硼素に富む特徴がある。特にリチウム含有量は 30 ~ 1,080 ppm（平均 247 ppm）の高濃度であり、ほかの炭田の石炭のリチウム含有量が数 10 ppm にとどまるのに比べて突出し

て高い値を示す（竹田、1981）。

6. 5. 4 第二上層

第二上層は地下の勝立層に挟在するが、地表には分布していない。第二上層は有明海の北西に向かって肥厚（山丈 1.3 ~ 4.7 m）する。

以上のほか第二上層の更に上位にも石炭層（“第一層”）が存在し、有明海西部太良町亀崎沖の試錐では厚さ 4.2 m に達していることが知られているが、稼行されたことはない（新エネルギー・産業技術総合開発機構、1992）。

6. 6 地質構造

古第三紀層は陸域では大牟田市北部の周防変成コンプレックスより成る甘木丘陵で不整合に基盤岩を覆って露出し、ゆるやかに南または南西に傾斜する単調な地質構造を示している。その東縁は大牟田市米ノ山付近より南に走る米ノ山断層で区切られる。米ノ山断層は 150 ~ 350 m 隔ててほぼ並行する 2 本の断層よりなり、その間に銀水層、米ノ山層及び稲荷層下部までの地層が挟まれ、直立ないし西に急傾斜（第 6.20 図）して細長く露出分布している。近藤（1972）によると米ノ山断層の西側の断層は東傾斜の逆断層で、東側の断層は西傾斜の正断層からなり、いずれも西側の地塊が落ちる方向の変位をしている。東側の断層は場所によっては玉名花崗閃緑岩中を走り、断層内で銀水層と玉名花崗閃緑岩との不整合（50° ~ 75° W）が観察されることもある。急傾斜層は荒尾市金山付近まで延びるのが観察されるが、荒尾市内では東側の断層は不明瞭になる。大牟田市内では断層東側の風化花崗閃緑岩と西側の断層破砕部周辺の古第三紀層はいずれも浸食されやすいが、断層に挟まれた部

分の地層は堅硬な砂質岩を主体とするため、断層に挟まれた古第三紀層が南北に細長い丘陵を形成している。この丘陵は大牟田市櫛野以南では阿蘇-4 火砕流堆積物ほか第四紀層に覆われる。断層露頭は大牟田市茶屋ノ原とその南方、櫛野のほぼ中間の櫛野峠北側で丘陵を東西に横断する道路が開削されたおりに観察された（富田ほか、1992）。ここでは第三紀層中にも数条の層面ないし層理面ときわめて低角度の断層も認められ、また米ノ山層中の石炭層（第八層）も圧砕されている。また、勝立-櫛野間の道路切割（櫛野トンネル跡）でも急傾斜の米ノ山層が厚さを著しく減じて泥質岩中の圧砕岩と滑動して光沢を示す面などが、今でも観察できるように保存されている。これらのことから米ノ山断層の東西2本の断層間の急傾斜した地層は著しい破碎や擾乱は認められないものの一種の断層帯とみなすことができる。松下ほか（1965）も指摘するように、断層以東の基盤岩地域では、三池山頂（標高 387.5m）はじめ 250～350m の高度に銀水層がきわめて緩傾斜で点在分布していることから、東側地塊の上昇に伴う引きずりによって断層間の急傾斜部が形成されたものであろう。米ノ山断層は米ノ山以北では第四紀層に覆われて明らかでないが、菊池（1963a）によると延長部は北西-西方に湾曲し有明海に延びて消滅するという。

米ノ山断層の東側の山地の高所の銀水・米ノ山両層と米ノ山断層に挟まれた部分の稲荷・七浦・勝立各層は、岩層・炭層発達状況が断層西側に分布するものと大きな違いが認められないことから、原初の炭田堆積盆地はさらに東方への拡がりを持っていたものと考えられる。古川・浦田（1960）は熊本県菊池市東端部の鉾ノ甲地区に分布する地層を下位より鉾ノ甲・観音岳の2層に分ち、岩相と産出化石により三池炭田の銀水・米ノ山両層にそれぞれ対比し、熊本市北方一帯に炭田伏在の可能性を論じている。鉾ノ甲地区は大牟田市の東方約 40km に位置し、銀水層分布地の最東部である大牟田市上内地区や玉名市立願寺地区からも 35km の距離にあるので、三池炭田から連続した堆積盆地を形成していたのかは判断しかねるが、今後、九州縦貫道以東の山陵部で銀水層または米ノ山層が見出せれば、その可能性はより高いと言えよう。

米ノ山断層にほぼ直交する東西ないし東北東-西南西系の顕著な断層は大牟田市北部でみられる。このうち宮浦断層（松下、1949、の八角目断層）は米ノ山北方より西南西に高取山丘陵の北側を通り、JR 大牟田駅付近を経て三池港北方に達するもので、大半は第四系に覆わ

れるものの、龍湖瀬町北部と八本町南東部では断層北側で勝立層最下部とみられる貝化石を産する含海緑石粗粒砂岩の小露頭が確認されているので、この付近での断層の落差は北落ち約 140m と推定できる（富田ほか、1992）。しかし、これより東方と西方に向かって断層落差は縮まり、大間山南側の八角目峠では、周辺の銀水層賦存高度による推計で 50～70m、大牟田駅以西でも 20～30m 以下となるようである。その他のものは基盤岩中の銀水層分布地で確認できるが、大牟田市最北部、稲荷山北方台地の北縁を通る吉ヶ池断層（菊池、1963a）が南落ち約 110m の落差を示すほかは落差はおおむね 20～70m である。これらの断層は西方、第三系の潜在分布域では落差 40m 以下となっている（松下ほか、1965）。

このほか甘木丘陵と宮浦断層の間の地下にも坑内で確認されている断層があるが、第四系に被われているため地表には露われていない。

上記以外の東西系の断層は米ノ山断層を数ヶ所で切っているが、いずれも水平変位は小さい。また、緩傾斜部の古第三系もそれら東西系断層の西方延長部では図示し得るような垂直変位は、少なくとも米ノ山以南では認められない。また三池山より北に連なる稜線上に点在分布する銀水層は米ノ山東方の鞍状部に境に、北側の賦存高度が約 100m 低下しているので、この鞍部に断層を通る可能性は考えられるが、それでも西方の古第三系主分布域まで変位は及んでいないようである。

陸域地表における古第三紀層は大牟田市北部の甘木丘陵で周防変成コンプレックスを覆う銀水層が北限であるが、甘木丘陵北側の筑紫平野の地下には試錐や弾性波探査によって厚い新期堆積物の下に古第三紀層の潜在が明らかになっている。菊池（1963a）は南部の大牟田地域（大牟田盆地）に匹敵する古第三系堆積盆としてこれを「山門盆地」と呼び、有明海海底では大牟田市黒崎から西に延びる基盤岩の高まりの北側に広がり、甘木丘陵以南の大牟田盆地に比べて基盤が起伏に富むため下部層準の地層は著しく膨縮することを明らかにした。

有明海海底の古第三紀層は有明海中央付近を南々東に連なる「峯ノ洲バリエー」によって挟炭層の西縁を画すものと考えられていたが、新エネルギー総合開発機構（NEDO）による調査の結果、古第三紀層は“峯ノ洲バリエー”の西方にも発達しており、“峯ノ洲バリエー”は単なる基盤の高まりで炭田西縁を区切るものでないことが分かっている（新エネルギー総合開発機構、1983a）。

第7章 新 第 三 系

(松浦浩久)

本地域内では陸上にも海底にも新第三系の露出はないが、炭鉱坑内や試錐資料によって地下には新第三紀と考えられる貫入岩（ドレライト）と堆積岩（黒木層及び久留米層）の存在が知られている。本地域地下の新第三系はその平面的な広がりや潜在深度などについて不明の部分が多いので、地質図と断面図には示していない。

7.1 貫入岩

本地域内の地表には新生代火山岩は分布しないが、大牟田市の海岸から沖合にかけての有明海海底の地下では、多数の貫入岩（ドレライト）が石炭採掘の坑内と試錐資料によって確認されている（菊池ほか、1971 など）。ドレライトは三池港～三池島（人工島）間では北西-南

東方向の岩脈として、三池島北西沖ではドレライトが石炭層に沿って石炭層を置き換えたようなシル～ラコリスとして貫入している（第7.1図）。岩脈は北西-南東方向に走り、5 km以上連続するものもある。岩脈の幅は2 m以下のところが多いが、部分的には6 mに達する（菊池ほか、1971）。

石炭層を置き換えたようにシル～ラコリスが貫入する理由として、三池炭田の石炭が揮発性物質に富み強粘結性があるため、350度以上に熱せられると軟化して流動化する性質が考えられる。地下の石炭層が火成岩の貫入によって流動化する現象は筑豊炭田でも観察されており（Takahasi and Tomita, 1985）、溶融した貫入岩の高熱によって、地層中の石炭層が流動化して周辺の割れ目を通じて逸失したために石炭層を置換して上下の地層中に胚



第7.1図 新第三紀貫入岩分布図
菊池ほか（1971）及び三井鉱山資料から作成。

胎したと推定される。

貫入年代については放射年代の報告が無いので不明であるが、ここでは有明海北西に分布する北松浦玄武岩類に対比して中新世と考えておく。

水理地質的には炭鉱の坑内の岩脈は、地下水を遮断する防水壁の役割と、貫入面に沿った地層の割れ目によって地下水路の役割の2つの側面がある(菊池ほか, 1971)。

7.2 黒木層及び久留米層

菊池(1963a)は柳川市大和町塩塚のボーリング調査によって筑紫平野の第四紀層の下に新第三系の伏在を報告した。それによると新第三系は上下に二分され、浦田(1958)による「久留米」地域内での層序との比較から下位層は黒木層に、上位層は久留米層に対比された。菊池(1963a)は更に黒木層を泥岩を主とする下部(45m)と凝灰岩-凝灰質砂岩を主とする上部(39m)に区分し、久留米層を泥岩を主体とする下部(73m)と砂岩泥岩互層を主とする上部(90m)に区分した。その後浦田(1985)は「久留米」地域内の地層を再検討した結果、黒木層と久留米層は上下関係の地層ではなく、異なる盆地に堆積した対比可能な地層とした。したがって本地域地下の新第三系についての菊池(1963a)の対比も再検討が必要であるが、本研究ではボーリングコアの実物に当たっていないので、ここでは黒木層及び久留米層として記述する。

今のところ本地域地下の黒木層及び久留米層相当層からは新第三紀を明確に示す化石や放射年代は得られてい

ない。「久留米」地域内の黒木層下部層からは *Stegodon* cf. *bombifrons* を産し、その上位の凝灰岩のフィッシュオントラック年代は $4.0 \pm 0.3\text{Ma}$ (松田ほか, 1981) を、また「久留米」地域内の久留米層下部層の凝灰岩のフィッシュオントラック年代は $4.5 \pm 0.3\text{Ma}$ (澤村ほか, 1983) を示し、いずれも前期鮮新世の年代が得られている。本地域地下の黒木層及び久留米層相当層の時代も鮮新世と考える。

筑紫平野の黒木層及び久留米層は有明海沿岸の柳川市吉富町村山以南で急に尖滅する(菊池, 1963a)。しかし三池地区北部の地下にも厚さ16m以下の新第三系が断片的には伏在している(近藤, 1972)。有明海での試錐と弾性波調査では、古第三系と第四系の上に新第三系の存在を表現していない(第6.2図;新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1992など)。一方新第三系の分布の北限は露出が見られる久留米市南部-黒木盆地と試錐資料がある久留米以東の筑後川沿いの地下に伏在が知られている(浦田, 1985)。後述の第四系の記載ではボーリングと重力の資料などから柳川市地下の古第三系の上位層の厚さを500m以上と見積もっているが、その下部には新第三系を含んでいる可能性がある。菊池(1963a)の新第三系は、砂岩、砂岩泥岩互層、凝灰岩など固結した岩石名で記載されている。このことは未固結の第四系とは明らかに違う地層と判断したものと考えられるので、本地域の地質の項目として採り上げた。ただこれらの地層は本地域では全く露出せず、後述する第四紀層序区分の最下位層よりも深部に潜在するため、地質図と断面図には表現していない。

第 8 章 第 四 系

(下山正一)

8.1 概 要

本地域の第四紀堆積物は筑紫平野を構成しているほか、隈川以南の本地域南東部に分布している。本地域南東部の第四紀堆積物は中期更新統が丘陵地に存在し、後期更新統が洪積台地を、完新統が沖積低地を構成している。有明海沿岸は人工の干拓地及び埋め立て地からなり、その多くは港湾施設や農地として明治時代以降昭和時代前半までに造成された。

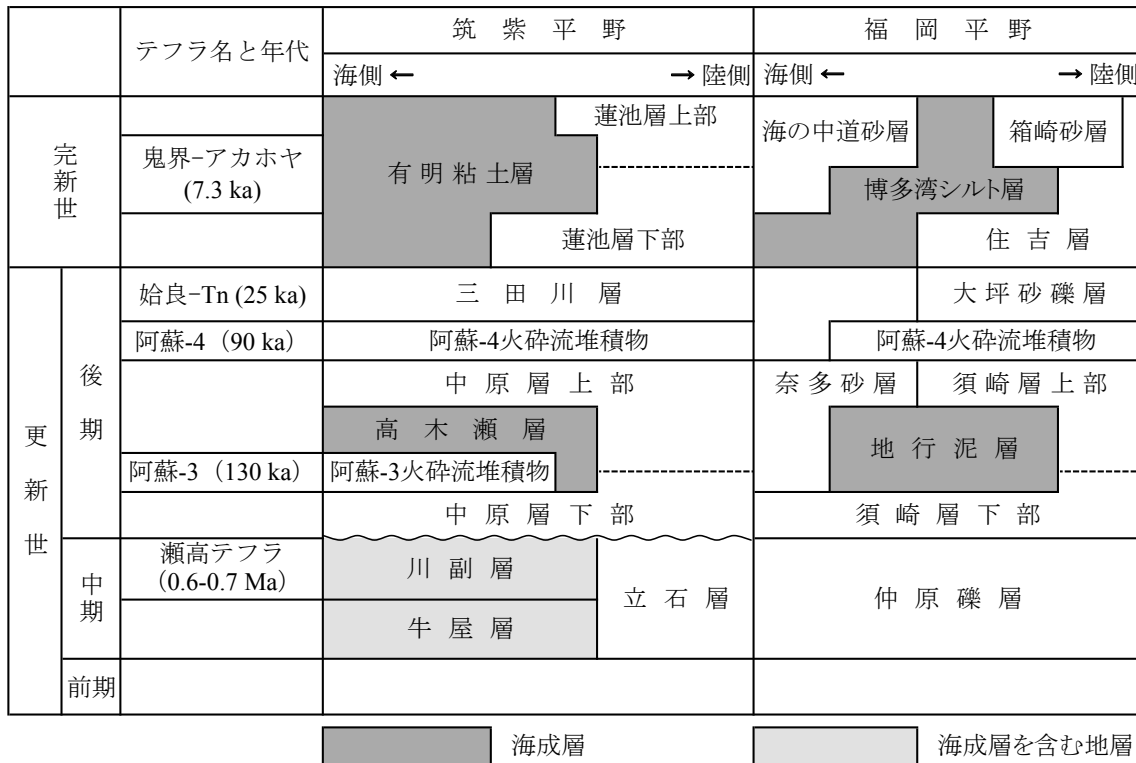
筑紫平野の第四系は下山ほか（1994）によって第 8.1 図のように区分されている。本報告でもこの区分を用いる。第四紀堆積物を中部更新統、上部更新統、完新統に分けて記述する。地表部分には台地と丘陵の一部を構成する第四紀堆積物がみられる。しかし、そのまとまった分布は本地域の東部及び南東部に偏っている。地表の更新統は古い方から立石層、中原層、阿蘇-4 火砕流堆積物 (Aso-4) 及び三田川層の 4 つである。立石層は丘陵の緩傾斜面である高位段丘面の、中原層と阿蘇-4 火砕

流堆積物は台地 2 の中位段丘面及び阿蘇-4 火砕流堆積面の、三田川層は台地 1 の低位段丘面をそれぞれ構成する地層である。

一方、筑紫平野の地下にのみ分布する更新統は川副層と高木瀬層の 2 つである。下山ほか（1994）の牛屋層に相当する地層は見あたらない。阿蘇-3 火砕流堆積物は北隣佐賀地域南部の地下に潜在するが、本地域内では確認されていない。しかし時代の指標として重要なので本文中の項目として取り挙げておく。

本地域の第四紀層の基盤岩類は周防変成コンプレックス、玉名花崗閃緑岩及び古第三紀堆積岩類で、これらは山地と丘陵の一部に露出している以外は第四紀堆積物に不整合に覆われている。基盤岩類は山地の急峻な部分でこそ硬い岩石が露出しているが、中腹以下では強風化状態にある。特に深成岩類からなる山地の山麓では深層風化が進んでおり、第四紀堆積物と区別が紛らわしいことがあるので注意が必要である。

筑紫平野の地下から有明海北岸の海底には東北東



第 8.1 図 筑紫平野と福岡平野の第四系層序対比
下山ほか（1994）及び下山（1989）を一部修正。

-西南西方向の負の重力異常が認められ（森尻ほか、2001）、厚い第四紀層の存在を示唆している。大島（1984）は地下水などの深井戸のボーリング資料に基づいて第四紀層基盤の上限深度と基盤岩の種類を明らかにしている。それによれば第四紀層は本地域北部の柳川市付近で500m以上に達する。一方、有明海では三池炭田の石炭探査ボーリング記録で第三紀層の上限深度が判明している。しかし、第四紀層部分はノンコアボーリングであったためその詳細は不明である。これらを編集し

て第四紀層基盤の上限深度図を描くと第8.2図のようになる。有明海北岸から筑紫平野南部にかけて第四紀層基盤の大きな窪みがあり、重力異常と調和的で、第四紀層が厚く堆積している。この堆積盆地は大牟田港北から西北西方向に伸びる尾根状の基盤岩の高まり（基盤の屋根）によって有明海中部で南北に分離されている。北側の堆積盆地の基盤岩最深部は福岡県柳川市付近、南側の堆積盆地の基盤岩最深部は佐賀県藤津郡太良町竹崎沖にそれぞれ存在し、後者は600m以上に達する。



第8.2図 有明海北部における第四系の基盤深度等高線図
基盤等深度線の単位はm。大島（1984）及び新エネルギー・産業技術総合開発機構（1992）の資料から簡略化して作図した。

8.2 中部更新統

中期更新世の地層は地表と地下に存在する。地表の中部更新統は大間山麓丘陵や丘陵先端の緩傾斜地頂部を構成している。古い山麓堆積物及び扇状地の砂礫質堆積物で、高位段丘を構成する。高位段丘は著しく開析されて面がなく、高さのそろった痩せ尾根状の分布からかつての面が復元できるにすぎない。

8.2.1 立石層 (Ta)

定義・模式地 下山ほか (1994) は、筑紫平野の低い丘陵の痩せ尾根 (高位段丘面) を構成する地層を立石層と呼んだ。模式地は佐賀県鳥栖市立石町付近 (「佐賀」地域内) である。本地域では大牟田市街地の一本町付近に模式的に分布している。

分布・層厚 散点的かつ小規模に分布する。左古町付近と歴木^{くぬぎ}付近の高位段丘を構成するほか、下内から東山にかけての大間山西麓の小丘陵群の頂部を構成している。層厚は左古町付近で 15 ~ 20m であるが、歴木や大間山西麓では数 m である。

層序関係 立石層は孤立丘陵の末端を構成しており、古第三紀層と花崗岩類を不整合で覆っている。側方に連続せず、ほかの第四系との上下関係が観察されない。また地下への延長部分も明らかではないが、くさり礫の時代から考えて、層序的にはおそらく川副層~牛屋層に相当するとみられる。筑後地域では郷原ほか (1964) の吉田礫層に対比される。阿蘇-4 火砕流堆積物に不整合で覆われる。

岩相 大牟田市左古町付近では安山岩礫からなる礫層であるが、歴木や大間山西麓では玉名花崗閃緑岩礫と砂岩

礫からなる礫層である。前者は扇状地性堆積物、後者は崖錐性堆積物である。地表面に近い部分の砂礫層は層全体が強く風化して赤色土壌化し、礫は郷原ほか (1964) の言う、「クサリ礫」となっている (第 8.3 図)。大間山西麓の切り通しではやや新鮮な部分が見られる。砂岩や花崗閃緑岩の巨大ブロックも含まれている。

年代 古い山麓扇状地や岩屑なだれ堆積物と考えられるが、著しく開析されて平坦面を失って尾根状地形となっていることから第四紀層の中では古い時代のものと推定される。松井・加藤 (1962) によれば、赤色土化は温暖期を経験したことを示唆するとしており、本層は少なくとも後期更新世の最終間氷期より以前の、更新世中期に形成されたと考えられる。

8.2.2 川副層 (Ka)

定義・模式地 下山ほか (1994) によって、筑紫平野の地下第四紀層のうち、最終間氷期 (下末吉期) を含む海進海退サイクルより 1 つ古い地層 (群) と定義された。模式地は佐賀市川副町犬井道の地下 80 ~ 170m 付近である。本層は福田 (1969) の E 層にあたる。

分布・層厚 筑紫平野の地下に広く分布するが地表に露出していない。佐賀市川副町犬井道の地下では厚さ約 100m である。

層序関係 下位の牛屋層 (下山ほか, 1994) を非整合で覆う。地表に露出する地層とボーリングコアによる本層との正確な対比は困難であるが、層序の関係から牛屋層とともに立石層に対比可能と判断できる。

岩相 全体に砂礫質で、最上部は連続性の良い固結粘土が占める。岩相の側方変化に富み、典型的な岩相は暗緑灰 - 緑黒色の強固結粘土と礫混じり砂との互層である。



第 8.3 図 立石層の露頭写真

左：(大牟田市佐古町円福寺) 安山岩の径 2 ~ 5 cm 角礫を主体とする高位段丘堆積物が風化によってくさり礫化している。

右：(大牟田市大間山西山麓) 礫・マトリックスとも基盤の玉名花崗閃緑岩 (径 5 ~ 30 cm) と銀水層の砂岩を主体とし、安山岩その他の亜角礫を少量含む崖錐性砂礫層で、風化のためくさり礫化している。

本層は「佐賀」地域で現在最も主要な帯水層である。岩相の側方変化に富み、粘土には植物の根の跡がみられることから本層の大部分は河成で三角州から氾濫原の堆積物と推定されるが、福田(1969)の珪藻化石のデータ、下山ほか(1996)の渦鞭毛藻シスト化石及び珪藻化石のデータによれば、一部に海成層を挟んでいる。

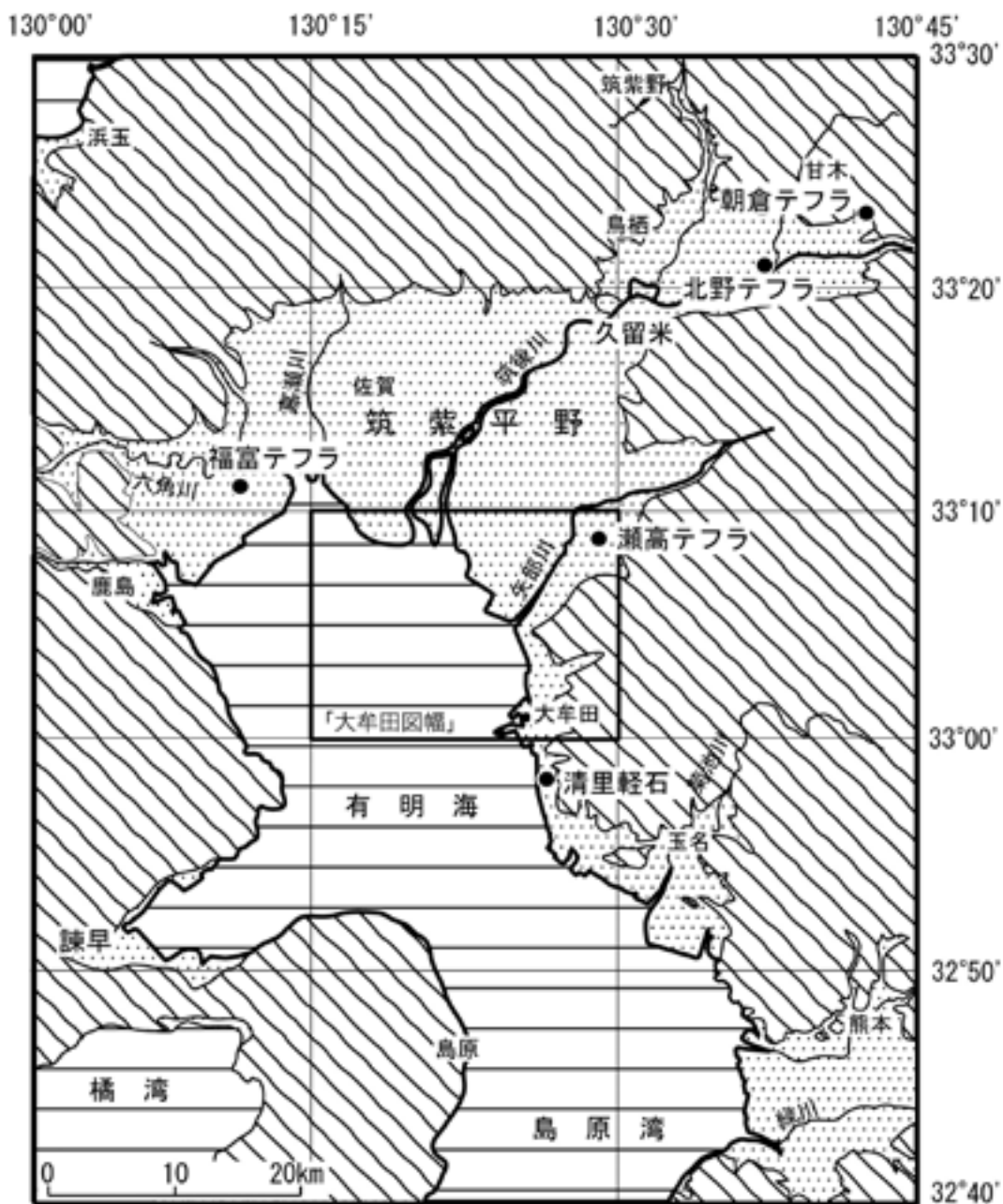
年代 本層は高海面期堆積体海成層を含むことからMIS19付近の間氷期の堆積物と考えられる。本層は後述する瀬高テフラを挟んでおり、そのフィッシュトラック年代(以下FT年代と記述する)は中期更新世に当たる約0.68Maである。筑紫平野西部では本層の上半分が安山岩質玄武岩礫優勢な礫層にとって代わられてい

る。この礫層は地上の多良岳火山扇状地堆積物に連続するとみられる(下山ほか, 1994)。K-Ar法による小形・高岡(1991)の多良岳火山の溶岩の年代測定結果は100万～40万年前を示している。以上から本層の年代は約0.6-0.7Maと考えられる。

8. 2. 3 瀬高テフラ

定義・模式地 下山ほか(2005)は福岡県みやま市瀬高町下坂田から北広田までの区間の9本のボーリングコアの深度48～53m付近の川副層中に検出された軽石質白色火山灰を瀬高テフラと呼んだ(第8.4図)。

層厚 瀬高テフラは瀬高町下坂田では厚さ4.8mで、下



第 8.4 図 大牟田地域及び周辺地域の中部更新統の給源不明のテフラが発見された地点位置図

限の標高は -45m 付近にそろっている (第 8.5 図)。瀬高テフラの層厚は 9 本のボーリングコアで 1 ~ 5 m の間で変化し、レンズ状に含まれると考えられる。

岩相 本テフラは川副層中部に含まれる軽石質白色火山灰で、細粒な火山灰質砂を基質とし、直径 5 mm 程度の軽石を多数混入し、下ほど硬く締まっている。火山ガラスのほか有色鉱物として黒雲母が多く、緑色角閃石のほか微量の斜方輝石を含む。

年代・対比 瀬高テフラの FT 年代は $0.68 \pm 0.14\text{Ma}$ である (第 8.1 表)。

筑紫平野のボーリングコアからは瀬高テフラに類似した白色の厚い火山灰層が、各地で見つっている (第 8.4 図)。現在までに筑紫平野西部の佐賀県白石町福富 (福富テフラ; 「武雄」地域内)、福岡県朝倉市北野町金島の

コアの深度 105m (北野テフラ) と朝倉町乙王丸のコア深度 76m (朝倉テフラ) からも瀬高テフラ類似の火山灰層が検出されている。地表に露出するテフラとしては熊本県荒尾市清里 (「荒尾」地域内) に分布する長洲層のシルト層中に、瀬高テフラ中の軽石に類似した軽石層 (清里軽石) が含まれている (第 8.6 図)。これらの筑紫平野地下のテフラはほぼ同じ岩相であり、FT 年代は約 0.6-0.7Ma にまとまっているので相互に対比可能と考えられる。

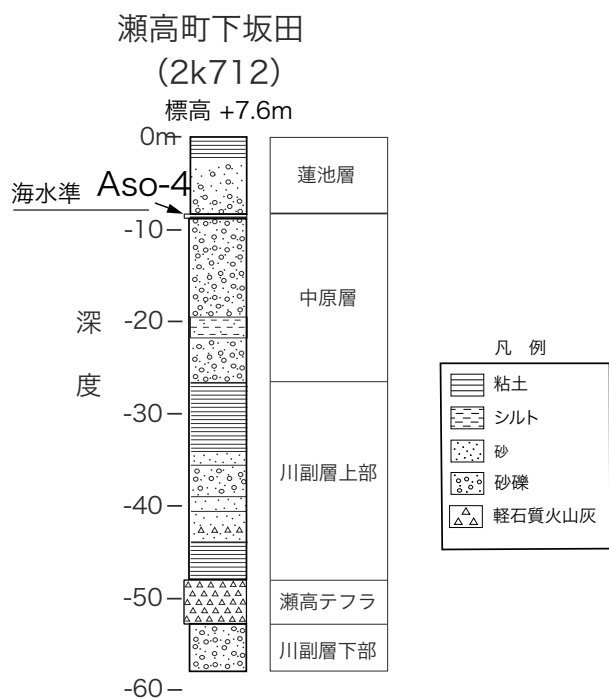
ところで、大分県由布市周辺から大分市~国東半島にかけて広く分布する由布川火砕流堆積物は、大分県速見郡日出町糸ヶ浜の試料で FT 年代 $0.60 \pm 0.14\text{Ma}$ (峯元ほか, 2000)、由布市挾間町由布川溪谷の試料で FT 年代 $0.60 \pm 0.10\text{Ma}$ (竹村・檀原, 1993) と $0.68 \pm 0.14\text{Ma}$ (竹村ほか, 1995) のいずれも中期更新世初め頃の値が報告されている。大分県由布・九重地域では由布川火砕流堆積物の上下にも 0.6 ~ 0.7Ma の火山噴出物が多数分布している。したがって瀬高テフラなど筑紫平野地下の中部更新統のテフラ群の年代は、由布川火砕流堆積物など中部九州の中期更新世に相次いで噴出・堆積したテフラ群とほぼ同時代といえる (下山ほか, 2005)。

8.3 上部更新統

8.3.1 中原層 (N)

定義・模式地 下山ほか (1994) は「佐賀」地域の中段段丘 (上位) 面を構成する碎屑性の地層を中原層と呼んだ。模式地は佐賀県三養基郡みやき町 (旧中原町) 箕原香田である。本地域内では白銀付近に小分布がある。

分布・層厚 本層は地表部に露出する部分の分布は狭いが、筑紫平野の地下には広く潜在する。地表部分は吉野台地の大牟田市白銀と豊持の小範囲に分布し、層厚は 3 ~ 5 m である。筑紫平野の地下では阿蘇-4 火砕流堆積物直下に広く分布しており、層厚は約 30m である。



第 8.5 図 瀬高テフラのボーリング柱状図

第 8.1 表 瀬高テフラのフィッション・トラック年代測定結果

試料名	結晶数	ρ_s	ρ_i	ρ_d	相関係数	χ^2 検定 (%)	年代値 (Ma)	ウラン濃度 (ppm)	原子炉	測定法	測定者
		N_s	N_i	N_d							ζ値
瀬高テフラ (St-Tf-1)	61	4.64×10^4 23	2.10×10^6 1040	8.835×10^4 4523	0.074	76	0.68 ± 0.14	200	1	ED2	檀原 徹 350 ± 3

ρ_s : 自発核分裂飛跡密度 N_s : 自発核分裂飛跡数
 ρ_i : 誘発核分裂飛跡密度 N_i : 誘発核分裂飛跡数
 ρ_d : 熱中性子線量 N_d : 標準ガラスの総飛跡数
 中性子照射原子炉; 1. 日本原子力研究所 JRR4
 標準ガラス: SRM 612

年代測定: (株) 京都フィッション・トラック



第 8.6 図 清里軽石露頭
(熊本県荒尾市清里) 長洲層 (川副層相当) のシルト層に軽石が並ぶ層準がある。

層序関係 阿蘇-4 火砕流堆積物の直下に位置し (第 8.7 図), 川副層を不整合で覆う。本層中部には海成層の高木瀬層と阿蘇-3 火砕流堆積物を挟む。海成層の高木瀬層とは一部同時異相で, 阿蘇-3 火砕流堆積物を境に上下に 2 分できる。

岩相 粘土, シルト, 砂礫からなり, 最終間氷期の三角州, 氾濫原, 扇状地を構成した非海成の地層である。主部は網状河川堆積物からなり, 側方への連続性に乏しい数多くのレンズ状の単層が集合し鱗状に重なっている。中位段丘面は阿蘇-4 火砕流堆積物に覆われる場合と砂礫層のみで構成される場合がある。地表付近の礫はハンマーで切ると岩芯が僅かに残る“半クサリ礫”状になっている。しかし, 「佐賀」地域の地下での礫は硬く, 未風化で, 中程度の固結度である。

年代・対比 本層は阿蘇-4 火砕流堆積物 (約 9 万年前) の直下にあり, MIS5e の海成層 (約 12.5 万年前) の高木瀬層と同時異相にあり, 更に本層中部に阿蘇-3 火砕流堆積物 (約 13 万年前) を挟んでいるので, 形成時期は約 14 ~ 12 万年前であると推定される。

8. 3. 2 阿蘇-3 火砕流堆積物

定義・模式地 小野ほか (1977) による阿蘇カルデラ

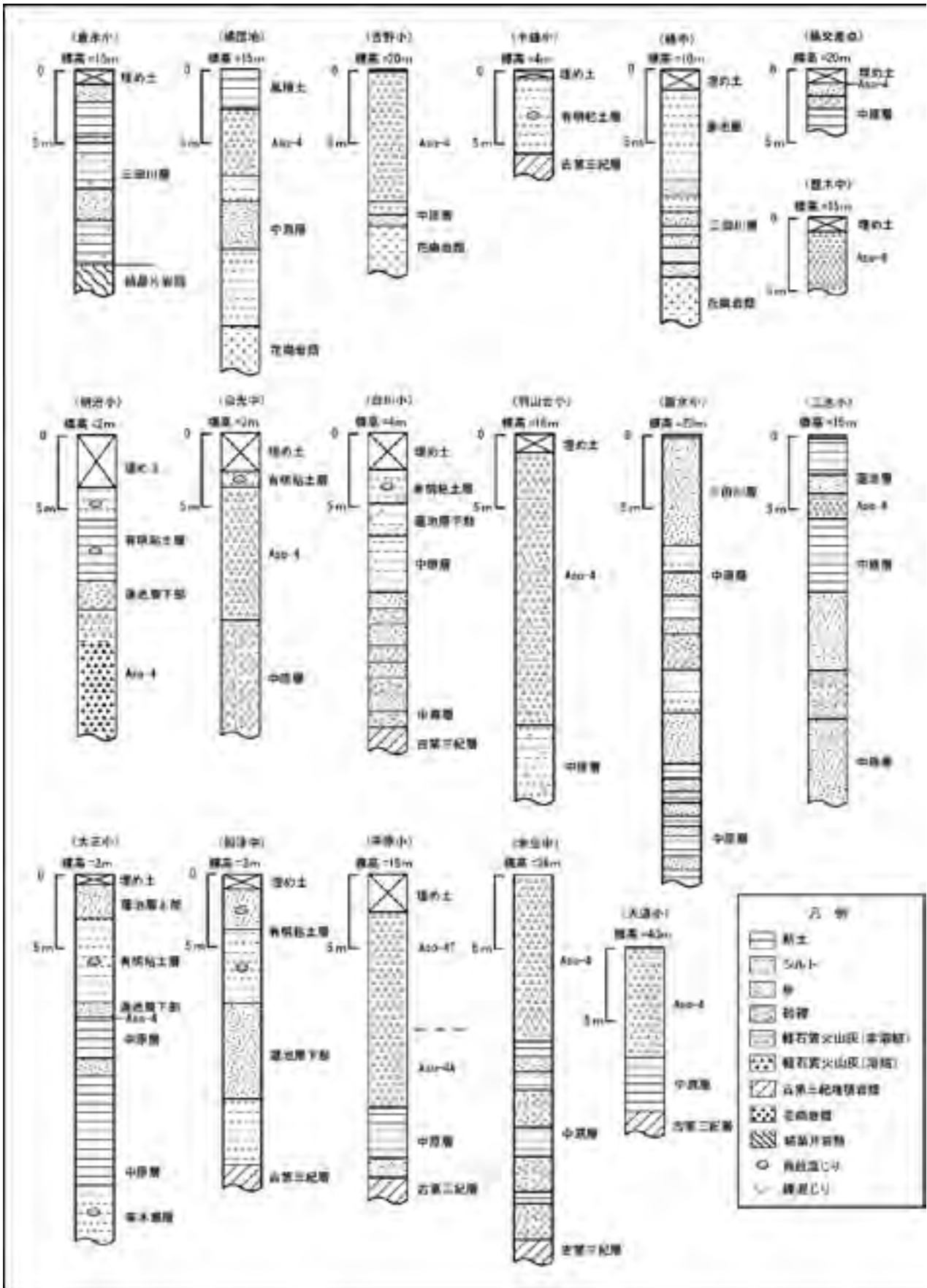
形成期の噴火による 4 大火砕流堆積物の 3 番目のもので, 大分県竹田市北部の火砕流台地を模式地としている。

分布・層厚 筑紫平野の地下に散点的に分布し, 地表には露出していない。層厚は数 m ~ 10m である。

層序関係 阿蘇-3 火砕流堆積物は高木瀬層の直下にあり, 中原層下部層の上位に非整合で重なる。

岩相 輝石デイサイト質-輝石安山岩質の軽石質火山灰である。阿蘇-4 火砕流堆積物に比べると, 全体に黒っぽく, 火山礫を多く含む。顕微鏡下では軽石の発泡が悪く, 火山ガラスは繊維状で, 黒色である。阿蘇カルデラ周辺の阿蘇-3 火砕流堆積物には 3 ~ 4 つのユニットが知られている。筑紫平野にはこのうち少なくとも 1 つのユニット (Aso-3B または Aso-3C) が存在する。

年代 阿蘇-3 火砕流の噴出時代は, 町田・新井 (1992) により, 12.3 万年前とされている。しかし, 九州各地では, 阿蘇-3 火砕流堆積物が MIS5e の汎世界的高海面期 (約 12.5 万年) の海成堆積物である高木瀬層の直下にあることが知られている (下山, 2001)。更に阿蘇-3 火砕流堆積物の表面がやや土壌化していることから, 阿蘇-3 火砕流の噴出後高木瀬層堆積前の時間間隙が認められる。これらのことから, 阿蘇-3 火砕流の噴出時代として, 約 13 万年前という値が見積もられる。



第 8.7 図 大牟田地域の上部更新統ボーリング柱状図
a ボーリング柱状図



第 8.7 図 大牟田地域の上部更新統ボーリング柱状図(続き)
b ボーリング位置図

8. 3. 3 高木瀬層 (Tg)

定義・模式地 下山ほか(1994)は筑紫平野の阿蘇-3と阿蘇-4火砕流堆積物の間にある貝殻破片を含む地層を高木瀬層と呼んだ。本層は最終間氷期(MIS5e)の高海面期に対応する海成更新統である。模式地は佐賀市高木瀬の地下である。

分布・層厚 海岸地域の筑紫平野の地下に分布しており、層厚は数m～10mである。

層序関係 本層と中原層の一部とは同時異相関係にある。中原層下部を非整合で重なるほか、川副層を不整合で覆う場合がある。テフラとの層序関係では本層が阿蘇-3火砕流堆積物(Aso-3)の上位かつ阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4)の下位に位置する(下山ほか, 1999; 下山, 2001)。

岩相 シルト及び粘土を主体とし、貝殻片を含む。筑後地域では貝殻質砂が優勢である。本層中の貝殻は密集状に産するヒラタマコダキガイでほとんどが占められ、少量のマガキを混在する。ヒラタマコダキガイは現在の有明海湾奥のカキ礁周辺の潮間帯泥底に群棲しているので、高木瀬層の堆積環境は海域である。

年代 高木瀬層は北部九州の後期更新世の地層では最も優勢な海成更新統である。このことから本層は最終間氷期の最大海進期(約12.5万年前)、すなわちMIS5eの高海面期に対応する海成層と判断できる(下山ほか, 1999)。

8. 3. 4 阿蘇-4火砕流堆積物 (A_{4w}, A₄)

定義・模式地 小野ほか(1977)による阿蘇カルデラ



第 8.8 図 阿蘇-4 火砕流堆積物（溶結凝灰岩）
（大牟田市櫟野土穴）



第 8.9 図 阿蘇-4 火砕流堆積物（非溶結部）
（大牟田市東萩尾町）

第 8.2 表 阿蘇-4 火砕流堆積物（溶結凝灰岩）の物理的性質

試料登録番号	緯度 (北緯)	経度 (東経)	自然乾燥密度 (g/cm ³)	強制湿潤密度 (g/cm ³)	孔隙率 (%)	帯磁率 SI (x10 ⁻⁵)	残留磁化 (SI)
GSJ R78882	33.00905	130.49365	1.678	1.997	31.94	721	4.80E-01
GSJ R78875	33.00317	130.49762	1.483	1.884	40.08	778	7.42E-01

測定：金谷 弘

形成期の噴火による 4 大火砕流堆積物の 4 回目のもので、大分県竹田市南部の火砕流台地を模式地としている。

分布・層厚 吉野台地・田隈台地・勝立台地は阿蘇-4 火砕流堆積物の火砕流台地である。また、阿蘇-4 火砕流堆積物は沖積面の下にも埋没しており、筑紫平野の地下と有明海の下に広く分布する。層厚は数 m ～ 10m である。

層序関係 基盤岩と中原層のつくる緩斜面を不整合に覆う。このような場所では基盤岩をくむような形で基盤の起伏に平行な表面になる。また中原層の上に重なる場合は土壌層をはさんで整合的に覆う。このような場所では上面が平坦な段丘面を持つ。

岩相 阿蘇カルデラ起源の火砕流堆積物で、非溶結-弱溶結部分と強溶結部分がある。阿蘇-4 火砕流堆積物は斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石凝灰岩-軽石質火山灰で、部分的に黒雲母を含むことがある。筑紫平野表層に露出している阿蘇-4 火砕流堆積物の非溶結-弱溶結部はしばしば風化している。風化程度により色調が異なり、新鮮な場合は暗灰色ガラス質火山灰、風化が著しい場合は白色凝灰質粘土やオレンジ色の“おがくず状ローム”を呈する。強溶結部分は本地域南東部の^{いちの}櫛野から東隣の「山鹿」地域内の熊本県南関町にみられる。このような部分は火砕流堆積物が厚く堆積した部分であり、溶結によって一見溶岩状となり、柱状節理が発達している（第 8.8 図）。非溶結-弱溶結部分は本地域阿蘇-4 火砕流堆積物分布域の大部分を占め、灰色の火山灰中に扁平化していない軽石を多量に含んでいる（第 8.9 図）。非溶結部では火山灰や軽石を露頭から手で取り出すことが出来る。郷原ほか（1964）は、阿蘇-4 火砕流堆積物の風化物のうち、白色粘土質火山灰土を八女粘土層、オレンジ色の火山灰土である“おがくず状ローム”を鳥栖ローム層と呼んだ。筑紫平野の地表で見られる阿蘇-4 火砕流堆積物には両方が認められるが、その多くは八女粘土層の特徴に一致する。本報告では阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結部（A_{4w}）と非溶結部（A₄）を地質図上に分

けて示したが、八女粘土と鳥栖ロームの区別はしていない。

本地域の阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩の物性値を第 8.2 表に、火山ガラスの EPMA 分析値を第 8.3 表に示す。阿蘇-4 火砕流堆積物の全岩組成はデイサイト質であるが、火山ガラスの SiO₂ 組成は 72 ～ 74wt% を示す。物理的性質の特徴は大牟田市櫛野付近から採取された試料は強溶結部でも孔隙率が 32 ～ 40% に達し、密度は 1.48 ～ 1.68g/cm³ と軽い。阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩は密度が小さいので、軽い石材として本地域周辺では江戸時代の石橋の材料などに利用されている。

年代 阿蘇-4 火砕流堆積物は福田（1969）の C 層にあたり、筑紫平野での最も明瞭な鍵層である。阿蘇-4 火砕流の噴出時代は町田・新井（1992）により、7 ～ 9 万年前とされているが、松本ほか（1991）の K-Ar 年代測定の結果、約 9 万年前の値が得られている。

阿蘇-4 火砕流堆積物の筑紫平野での土木工事における意義 阿蘇-4 火砕流は約 9 万年前に、筑紫平野に來襲して窪地や緩傾斜面を中心に堆積して、地表面を覆いつくしたとみられる。阿蘇-4 火砕流堆積物はちょうど海進海退サイクルの境界に位置しているため、阿蘇-4 火砕流堆積物を境に下位層準の地層の圧縮強度が高くなる。この理由は阿蘇-4 火砕流の堆積後に海面が急速に低下して、約 2 万年前には現在の海面よりも約 150m 低くなるのに伴って地下水位が大幅に低下し、高含水堆積物だった下位層が脱水・圧密して固結化が進行したと考えられている。このため、阿蘇-4 火砕流堆積物は筑紫平野の土木建設工事において支持層を探す際のよい目安とされている。

阿蘇-4 火砕流堆積物の空白域 筑紫平野地下の阿蘇-4 火砕流堆積物の分布図を描くと、現在の平野の縁辺部では、山地との間に阿蘇-4 火砕流堆積物が分布しない空白域がある（第 8.10 図）。この空白域は、本来阿蘇-4 火砕流堆積物の占めるべき空間を三田川層（下部）が占

第 8.3 表 大牟田地域の更新世テフラの火山ガラスの EPMA 分析値

テフラ名	阿蘇-4火砕流堆積物					
試料名	Ic-Tf-1	Ic-Tf-2	Ic-Tf-3	Ic-Tf-4	Sm-Tf-1	
分析数	n=24	n=20	n=21	n=25	n=16	n=9
SiO ₂	73.96 ± 0.32	73.65 ± 0.35	73.75 ± 0.68	73.65 ± 0.34	73.11 ± 0.38	71.92 ± 0.43
TiO ₂	0.39 ± 0.03	0.38 ± 0.03	0.42 ± 0.05	0.40 ± 0.02	0.40 ± 0.03	0.44 ± 0.09
Al ₂ O ₃	14.60 ± 0.20	14.79 ± 0.24	14.85 ± 0.31	14.61 ± 0.19	14.64 ± 0.15	15.20 ± 0.23
FeO	1.52 ± 0.09	1.59 ± 0.09	1.64 ± 0.12	1.58 ± 0.05	1.58 ± 0.11	1.96 ± 0.40
MnO	0.11 ± 0.04	0.10 ± 0.04	0.11 ± 0.04	0.11 ± 0.03	0.08 ± 0.03	0.12 ± 0.02
MgO	0.34 ± 0.02	0.37 ± 0.03	0.40 ± 0.07	0.37 ± 0.03	0.37 ± 0.02	0.54 ± 0.11
CaO	1.10 ± 0.03	1.11 ± 0.07	1.22 ± 0.20	1.10 ± 0.05	1.11 ± 0.07	1.63 ± 0.23
Na ₂ O	3.91 ± 0.15	3.87 ± 0.15	3.66 ± 0.17	3.80 ± 0.21	4.14 ± 0.14	3.94 ± 1.19
K ₂ O	4.02 ± 0.13	4.07 ± 0.10	3.83 ± 0.13	4.32 ± 0.13	4.51 ± 0.17	4.16 ± 0.20
P ₂ O ₅	0.00 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.07 ± 0.02	0.06 ± 0.03	0.06 ± 0.03	0.08 ± 0.04

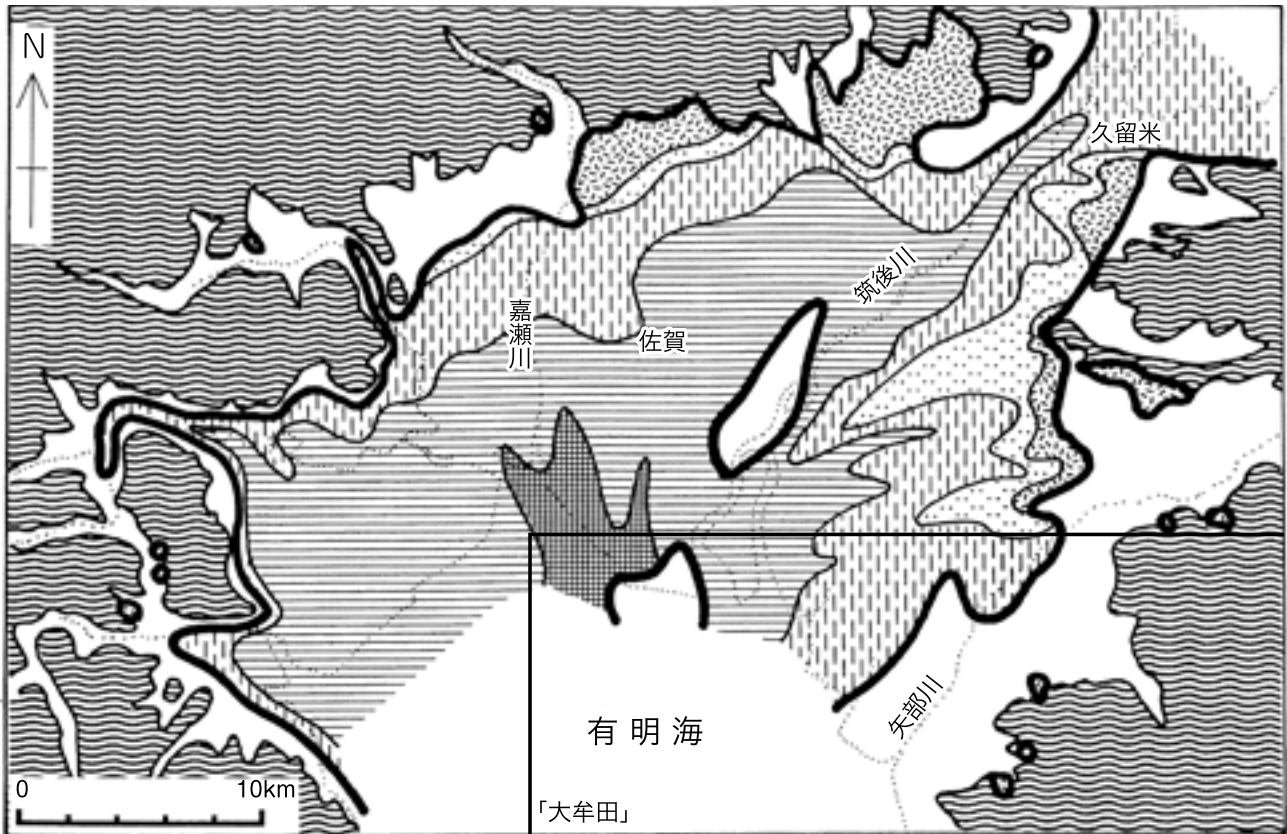
テフラ名	阿蘇-4火砕流堆積物			阿蘇-3火砕流堆積物	瀬高テフラ
試料名	Su-Tf-1	Te-Tf-1	Hh-Tf-1	Ok-Tf-1	St-Tf-1
分析数	n=15	n=22	n=19	n=15	n=25
SiO ₂	72.51 ± 0.79	73.66 ± 0.37	73.38 ± 0.40	64.34 ± 1.26	77.75 ± 0.60
TiO ₂	0.41 ± 0.04	0.38 ± 0.03	0.39 ± 0.03	0.90 ± 0.06	0.14 ± 0.03
Al ₂ O ₃	15.62 ± 0.36	14.41 ± 0.25	14.86 ± 0.14	15.67 ± 0.23	13.03 ± 0.27
FeO	1.71 ± 0.14	1.51 ± 0.08	1.54 ± 0.14	5.19 ± 0.60	0.85 ± 0.12
MnO	0.11 ± 0.04	0.08 ± 0.05	0.11 ± 0.04	0.16 ± 0.04	0.08 ± 0.04
MgO	0.47 ± 0.07	0.35 ± 0.02	0.36 ± 0.02	1.80 ± 0.26	0.16 ± 0.03
CaO	1.42 ± 0.23	1.12 ± 0.04	1.13 ± 0.04	4.21 ± 0.43	0.92 ± 0.10
Na ₂ O	3.57 ± 0.16	3.57 ± 0.14	3.85 ± 0.19	3.64 ± 0.23	3.36 ± 0.12
K ₂ O	4.10 ± 0.12	4.85 ± 0.13	4.32 ± 0.11	3.63 ± 0.23	3.66 ± 0.14
P ₂ O ₅	0.07 ± 0.03	0.06 ± 0.03	0.06 ± 0.04	0.46 ± 0.06	0.03 ± 0.02

分析
(株)古澤地質

めていることから、阿蘇-4火砕流堆積後三田川層（下部）堆積終了までの間に生じた浸食域とみなせる。阿蘇-4火砕流堆積物の空白域は筑後地域の矢部川流域で特に著しく、三田川層下部堆積時の矢部川流域での浸食と、その後の堆積の大きさを示唆している。このような阿蘇-4火砕流堆積物の空白域では地表水が地下深部に達し易いため、地盤の2次変化に留意する必要がある。

三田川層下部の地層の花粉分析の結果、阿蘇-4火砕流直後の大規模な植生破壊が確認された（下山ほか、1995）。このことから約9万年前の阿蘇-4火砕流の来襲と大量の火山灰の堆積による植生破壊の影響が深刻で

あったことが伺える。三田川層下部の地層形成は、植生破壊による保水力の低下で、上流での表土の流出や土石流の頻発と、谷の出口での土石流堆積物の形成を誘ったためと考えられる。山が荒れた時期は、阿蘇-4火砕流の来襲直後で、すでに最終氷期の最寒冷期に入っており、おそらく海面低下時期にあたる。海面低下によって、河川勾配が急になり浸食が促進された時期でもある。このような現象は北部九州一円に見られ、阿蘇-4火砕流堆積物の分布と調和的であることから、阿蘇-4火砕流の来襲をきっかけに、北部九州の緩斜面や平坦面の地表面が激しく浸食されたと考えられる。



筑紫平野の阿蘇-4火砕流堆積物の分布（太線内）と基底面深度分布

標高0m以上及び地表露出部
 標高0~-10m
 標高-10~-20m
 標高-20~-30m
 標高-30m以深
 後の浸食による阿蘇-4火砕流堆積物空白域
 阿蘇-4火砕流来襲以前の地質

第 8.10 図 阿蘇-4 火砕流堆積物の下限面の等深度線図（下山ほか，1995）

太い線は阿蘇-4 火砕流堆積物の分布限界線，太線に囲まれた空白部分と太線と基盤との間の空白部分は阿蘇-4 火砕流堆積物の堆積後，浸食によって生じた空白域。

8. 3. 5 三田川層 (m)

定義・模式地 下山ほか (1994) は，筑紫平野の低位段丘面を構成している主に砂礫質の地層で，阿蘇-4 火砕流堆積物の上位かつ有明粘土層や蓮池層の下位にある地層を三田川層と呼んだ。模式地は佐賀県吉野ヶ里町目多原である。本地域では尾野台地に模式的に発達している。

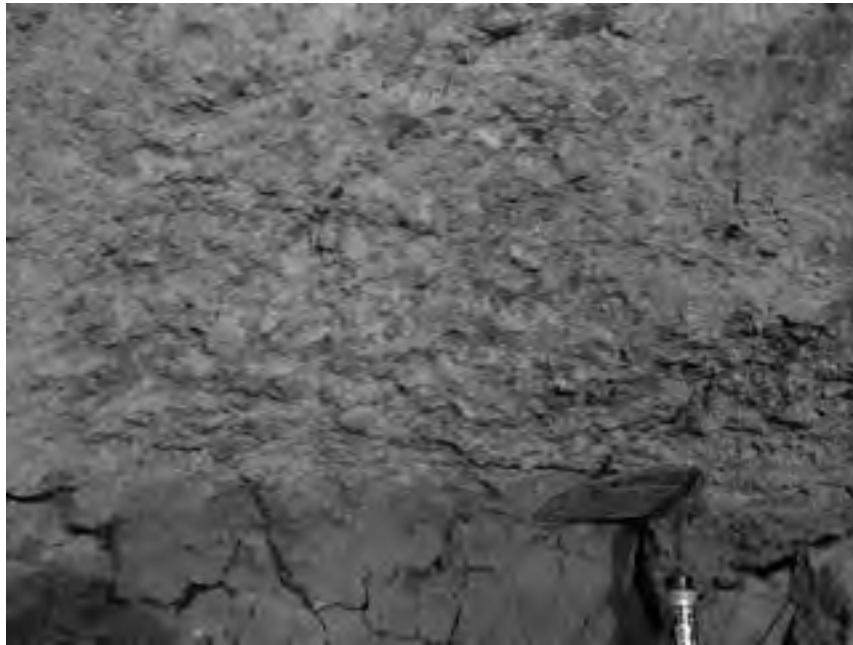
分布・層厚 本地域の南東部に分布して沖積面より明瞭に 1 段高い台地をつくるほか，筑紫平野の沖積面下に埋没低位段丘層として広く分布している。前者の層厚は数 m，後者の層厚は約 15～20m である。

層序関係 本層は阿蘇-4 火砕流堆積物を不整合に覆い，蓮池層下部に覆われる。

岩相 その大部分は比較的締まった弱風化砂礫層で構成

されている。礫は主に花崗岩礫，石英礫，結晶片岩礫や安山岩礫からなる。二次的に洗い出された軽石（浮石）を含む下部層と含まない上部層に 2 分できる。前者は阿蘇-4 火砕流堆積物直後のラハール堆積物とみられ，低位段丘上位面（阿蘇-4 火砕流台地より 1 段低い段丘面）を構成する。通常の碎屑物を混入するので火砕流堆積物本体と三田川層との区別は容易である（第 8.11 図）。

年代 ラハール堆積物の存在により，三田川層の形成開始は阿蘇-4 火砕流襲来（9 万年前）の直後とみられる。一方，低位段丘面上には，しばしば 1～2 m の厚さの黄褐色細粒土が本層の砂礫層の上に重なっている。郷原ほか（1964）はこれを褐色ローム層と呼んでいる。溝田ほか（1992）によれば，同土層の主体は大陸起源のレスの風積物，つまり風成層である。黄褐色細粒土層の



第 8.11 図 三田川層の阿蘇-4 ラハール堆積物
 上：(大牟田市黒尾) 阿蘇-4 火砕流堆積物を覆っている。
 下：上の図の左上部分拡大

中位にはしばしば始良-Tn 火山灰 (AT) 起源の火山ガラス含有量の明瞭なピークが認められる。町田・新井 (2003) によれば、AT 火山灰の噴出年代は約 25,000 年前である。AT 火山灰とレスは明らかに離水後安定した平坦面 (低位段丘面) 上に降下・堆積したものである。したがって、三田川層の形成時期は阿蘇-4 火砕流後から AT 降灰以前の、約 9～3 万年前と推定される。

8.4 完新統

筑紫平野と各小河川の谷底平野の沖積低地を構成する地層群である。下山ほか (1994) は蓮池層と有明粘土層に区分した。蓮池層は非海成層、有明粘土層は同時代の海成層である。両層を合わせたものは福田 (1969) の A 層に相当する。

8. 4. 1 蓮池層 (h, b)

定義・模式地 下山ほか(1994)によって、筑紫平野の完新統のうち、汽水域から淡水域で形成された非海成完新統を総称すると定義された。模式地は佐賀市蓮池町及び兵庫町である。

分布・層厚 筑紫平野と小河川の谷底平野の沖積低地の表層に広く分布している (h)。層厚は通常6～10mで、最大で20mである。また堂面川以南の埋め立て地と沖積低地の境界には幅の狭い微高地(沖積面からの比高1m程度)を形成する海浜堆積物 (b) が分布する。

層序関係 有明粘土層とは同時異相関係にあるが、有明粘土層を間に挟む場合、本層は上部と下部の2つに区分される。本層上部は薄い砂層を挟んで有明粘土層の上に整合に重なり、下部は三田川層の上に不整合に重なる。

岩相 本層は粘土、シルト、砂、礫からなり、全体的に含水率が高く軟弱である。臨海低地中央では軟弱な粘性堆積物を主体としている。これらはアシの地下茎を主体とした植物繊維を含むので、潟湖、塩性湿地など河口域に発達する、感潮域-淡水域の浮泥堆積物とみられる。一方、各河川の中流-上流域では本層は谷底低地を構成する河川性堆積物となり、砂礫を主体とし、シルトや粘土のレンズを挟む。

蓮池層は海域の完新世堆積物である有明粘土層に対応する同時期の陸域堆積物である。蓮池層には間に有明粘土層を挟む場合があり、これを境に下部と上部に区分可能である。下部は海進期に堆積した氾濫原性堆積物で、シルト層と粗粒砂層の互層からなる。上部は海進ピーク時期以後に堆積した河口性堆積物で、シルト・粘土優勢層からなる。

有明粘土層と本層の粘土層の相違点は、本層では均質な粘土層を主体とし、アシ(ヨシ)の地下茎や植物繊維を特徴的に含み、貝殻片を含まないことが挙げられる。また下位の三田川層との区別は三田川層の砂礫層は中位に締まっており、礫の表面がやや風化しているのに対し、本層の砂礫層は新鮮で緩い。

海浜堆積物は淘汰の良い砂質堆積物からなる。

年代 蓮池層上部の形成時期は完新世(約1万年前～現在)であるが、有明海の海底部には海進初期の堆積物があり、下部の少なくとも一部(AT火山灰を含む最下部)は更新世後期末まで及ぶ可能性がある。しかし、筑紫平野の陸上部では大部分最下部を欠き、下部層が三田川層の上に直接不整合で重なっている。

8. 4. 2 有明粘土層 (ar)

定義・模式地 有明海研究グループ(1965)により、有明・不知火海域の干潟と海岸地域の大部分を構成する粘性土と定義された。しかし有明海湾奥低地では粘性土層は一樣ではなく、真性の海成層である粘性土層と非海成層の粘性土層に2分できる。両者は土質工学的な性質も異なる

ため、下山ほか(1994)は両者を分離して、前者を有明粘土層、後者を蓮池層と呼んだ。これに伴い、有明粘土層を、「干潟と海岸低地の大部分を構成する海成完新統」として再定義した。本層は極めて軟弱な地層で、海棲貝類の貝殻片を混入するのが特徴である。旧感潮水路堆積物と考えられる貝殻片を混入する粗粒砂層も有明粘土層に加える。模式地は有明海海底及び干潟である。

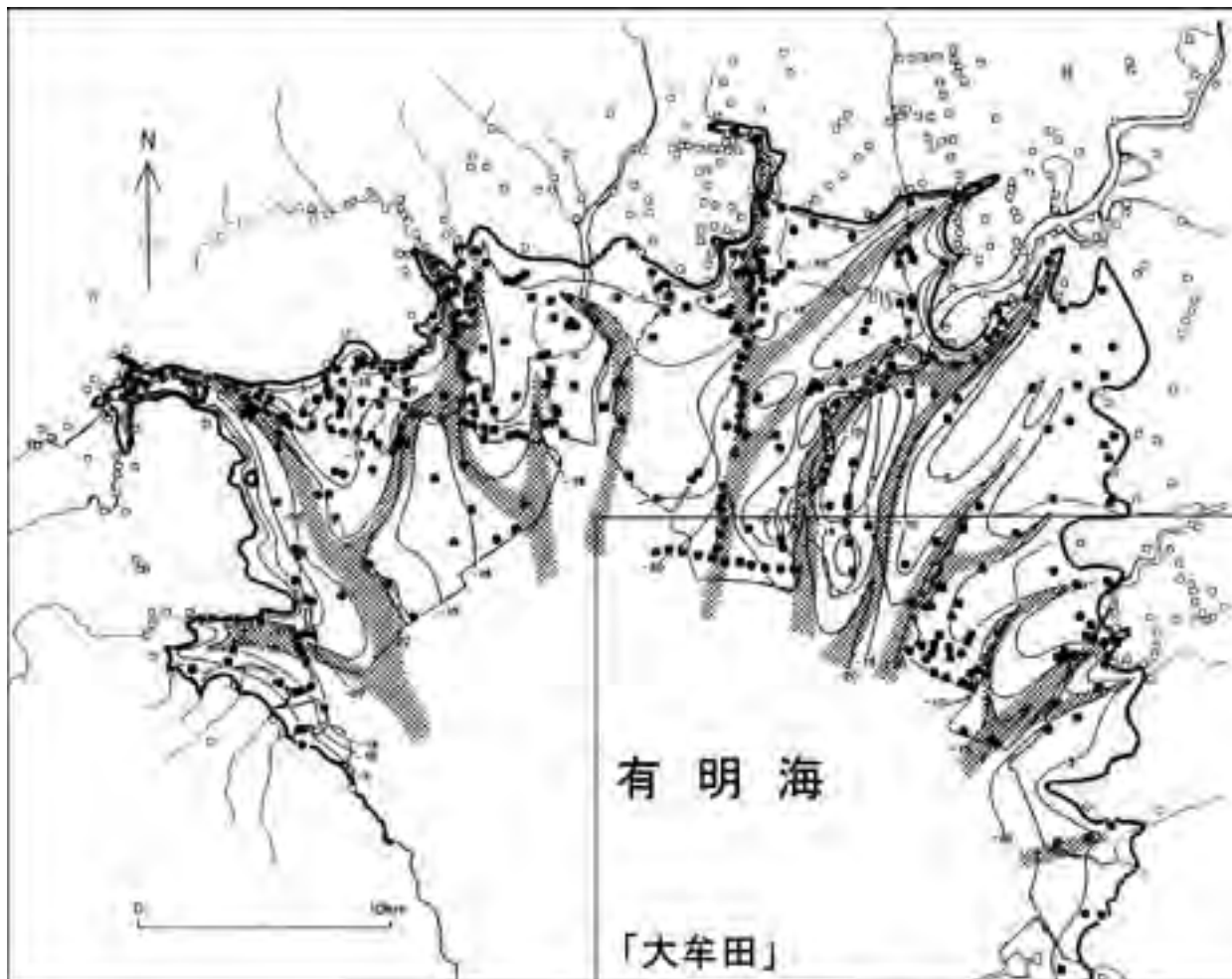
分布・層厚 有明海海底及び周辺の海岸低地の地下に広く分布している。層厚は10～15mで、最大30mである。

層序関係 蓮池層とは全体として、同時異相であるが、部分的には本層の海進期堆積物が蓮池層下部に対してアバットしており、蓮池層下部の上にはしばしば非整合で重なる。蓮池層下部を欠き、三田川層を直接覆う場合もある。

岩相・堆積環境 本層は貝殻片を混入する暗灰色-暗青灰色の粘土や砂混じりシルトよりなる、極めて軟弱な粘性土層である。有明粘土層の大部分は泥質干潟の堆積物なので粘性土である。しかし、旧感潮水路で形成された残留性の粗粒砂層がしばしばレンズ状断面で発達する。また、旧沖側前縁部に発達した貝殻質砂が連続性のよい薄層を作っている。これらは地層断面ではレンズ状砂層である。堆積環境は真性海水が平均的に支配する範囲である。その識別は地層中での貝殻片の存在である。ボーリングコアの有明粘土層部分を1mm目のふるいでふるうと、肉眼で認められるよりも広範囲に貝殻片が含まれている(下山ほか, 1994)。本層に含まれている貝化石の多くは破片状態である。これらの貝は現在の有明海の潮間帯中部までの潮間帯、潮下帯、上部浅海帯に生息しており、貝殻を使った古水深復元が可能である。古水深復元の結果、本層は海面上昇期の堆積体(TST)と高海面期の堆積体(HST)からなり両者の境界付近に鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)の薄層を挟む。有明海干潟や海底部分では現在も有明粘土層の形成が続いている。

第8.12図は筑紫平野の有明粘土層の水平分布限界と基底(下限)の等深度線を図示している。海成層の水平分布(最大海域)の北限が筑後地域では三潞郡城島町付近、「佐賀」地域では国道34号線付近、白石地域(「武雄」及び「鹿島」地域内)では武雄市二俣付近に達している。等深度線で表された凸凹は海成層下限の示す地形である。凹地の中心を網点でつないでみると、凹地の延長部はしばしば連結して網状を呈しており、急速な谷埋め地形というより干潟の水路そのものの形をしている。また有明粘土層基底部の凹地の堆積物は非常に粗く、貝殻は残留的に堆積している。このためこれらの凹地は有明粘土層堆積直前の旧河谷地形ではなく、海進期に生じた潮汐浸食の痕跡と考えられる。

年代 本層の形成時期は1万年前～現在までと考えられる。その中心は縄文時代早期～前期(8000～3000年前)である。



第 8.12 図 筑紫平野の有明粘土層の水平分布限界と基底（下限）の等深度線（下山ほか，1994）

●：地下に海成層の存在が確認された場所

○：地下に海成層が欠如する場所

細い実線：有明粘土層の基底（下限）の等深度線（単位は m）

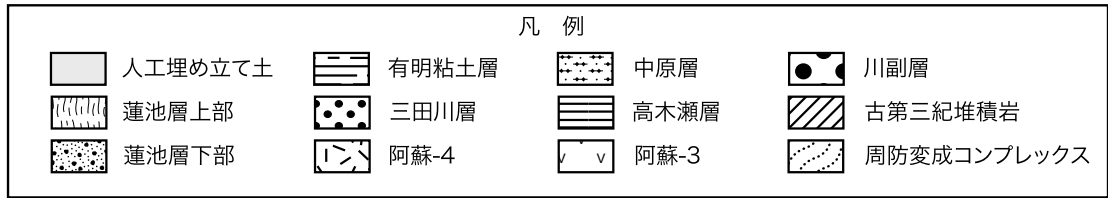
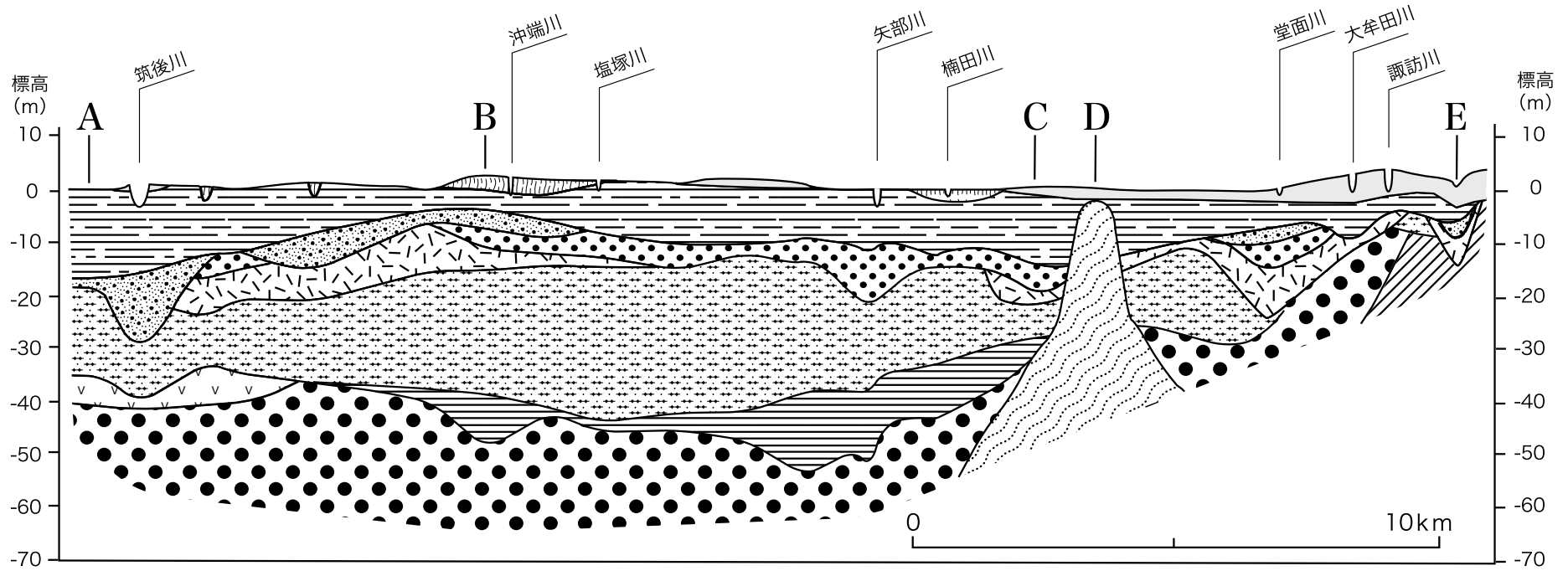
太い実線：有明粘土層の陸側分布限界



第 8.13 図 大牟田市深倉より出土した鯨骨（大牟田市立三池カルタ・歴史資料館提供）

左 化石発見当時の産状の写真（内野健男氏撮影）

右 鯨の脊椎骨（大牟田市立三池カルタ・歴史資料館提供蔵，下山撮影）大きさは横 55cm，高さ 19cm.



第 8.14 図 有明海沿岸の第四紀層地質断面図

化石 本地域内では有明粘土層の化石はボーリングコアに「貝殻片混じり」と表現されるだけであるが、昭和13年（1938年）に大牟田市手鎌、深倉での三井金属工場造成の掘削工事に際してクジラの化石が出土した（第8.13図左）（原，1995）。添えられた記録では写真は内野健男氏が撮影，中村則光氏が大牟田市歴史資料館（現在の大牟田市立三池カルタ・歴史資料館）に提供したものである。鯨骨は深さ2～4mの有明粘土層中より採集された。全長は18m余りであった。北九州市立博物館によれば、この化石はナガスクジラ（*Balaenoptera physalus*）のほぼ完全な骨格である。この標本は採集後しばらくの間、手鎌小学校に展示されていたがその後散逸してしまい、現在は椎骨1個だけが大牟田市立三池カルタ・歴史資料館に保管されている（第8.13図右）。

8.5 干拓地及び埋め立て地 (r_1 , r_2)

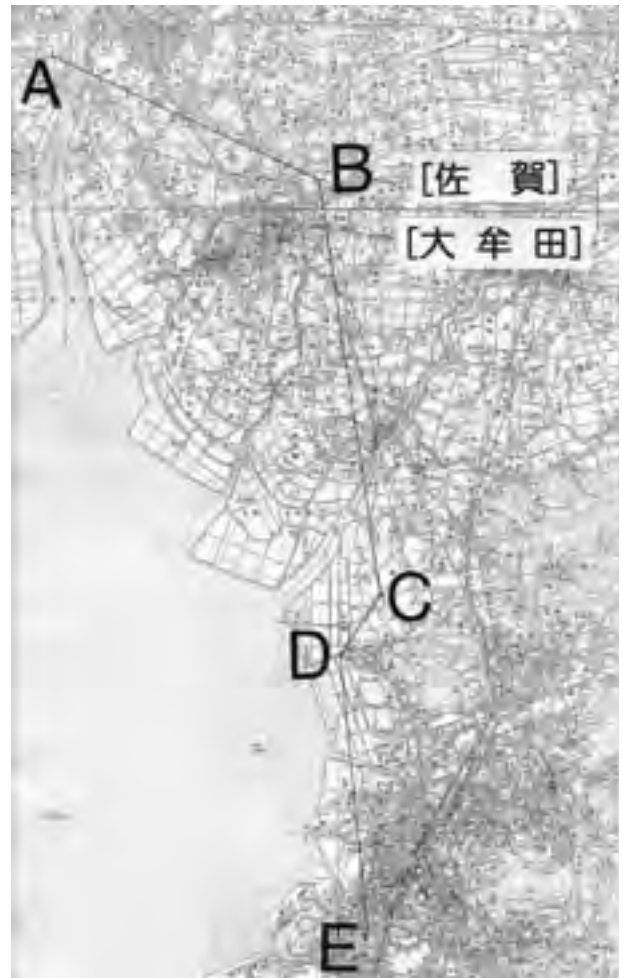
本地域の有明海沿岸の人工陸地はほとんどが干拓地で、港湾や工場敷地を除くと盛り土による埋め立て部分は少ないと考えられる。干拓地は地質的には有明海の旧海底が露出したもので、地層となる新たな堆積物はほとんどない。

8.6 筑紫平野の地下地質

第8.14図は大牟田市から大川市までの、有明海にそった地域の地質断面図である（位置は第8.15図に示す）。表土・盛り土とされた部分のうち、大牟田市域からみやま市高田町の矢部川以南は粘性土混じり砂礫による埋め立て土である。柳川市大和町豊原付近から筑後川までの区間は粘性土混じり砂礫による埋め立て土が点在するほか、一部に文化層と見られるシルト質表土がみられる。蓮池層上部粘土は全般に薄く、沖端川と楠田川付近にややまとまって分布している。有明粘土層は全区間に連続している。層厚はおおよそ10mであるが、筑後川・早津江川で17m程度に厚くなる。大川市域区間では貝殻を含むレンズ状断面の砂質土を頻繁に挟むほか、柳川市矢加部～みやま市高田町黒崎開区間では50cm程度の厚さのシルト質砂が連続する。

柳川市大和町-大牟田市の区間では、有明粘土層の直上を埋め立て土が覆っているので、旧干拓地や埋立て地である。蓮池層下部の粘性土は連続性に乏しく沖の端川と筑後川付近にみられる。筑後川の地下では特に厚い。蓮池層下部の砂質土は沖端川以北では連続的で、大川市坂井付近で特に厚くなる。ここまでの、完新世/更新世境界（H/P境界）より上位の地層で、極めて緩い軟弱地盤である。

三田川層は中位の締めりを持つ連続性に富む砂質土である。粘性土はほとんどないが、矢部川付近に河跡充填



第8.15図 第四紀層地質断面線の位置図

物と見られる小規模な堆積物が存在する。阿蘇-4火砕流堆積物はみやま市高田町黒崎開-大牟田市新開町の区間と、塩塚川-筑後川の区間によく発達するが柳川市大和町豊原-高田町黒崎開の区間と早津江川や大牟田川の地下には存在しない。これらの場所はいわゆる「阿蘇-4火砕流堆積物空白域」である（第8.8図）。

中原層はみやま市高田町黒崎開以北の区間にみられ、よく締まっていて、厚く、塩塚川の地下では60m以上に達する。中原層は氾濫原堆積物を主体とし、砂質土と粘性土が錯綜している。中原層の中部と下部の境界付近には高木瀬層と阿蘇-3火砕流堆積物を挟む。この断面図では両者の層序関係が明らかではないが、他の断面図では高木瀬層の下位に阿蘇-3火砕流堆積物が位置する（下山，2001）。高木瀬層は矢部川周辺と沖の端川の地下にのみ存在する。川副層は非常に締まっており、矢部川以南に分布し、北に傾動している。基盤岩類は中生代の結晶片岩と古第三紀層の2種類があり、この断面での基盤を構成している。結晶片岩は黒崎の基盤突出部に近い部分に、古第三紀層は大牟田市街地地下に存在する。

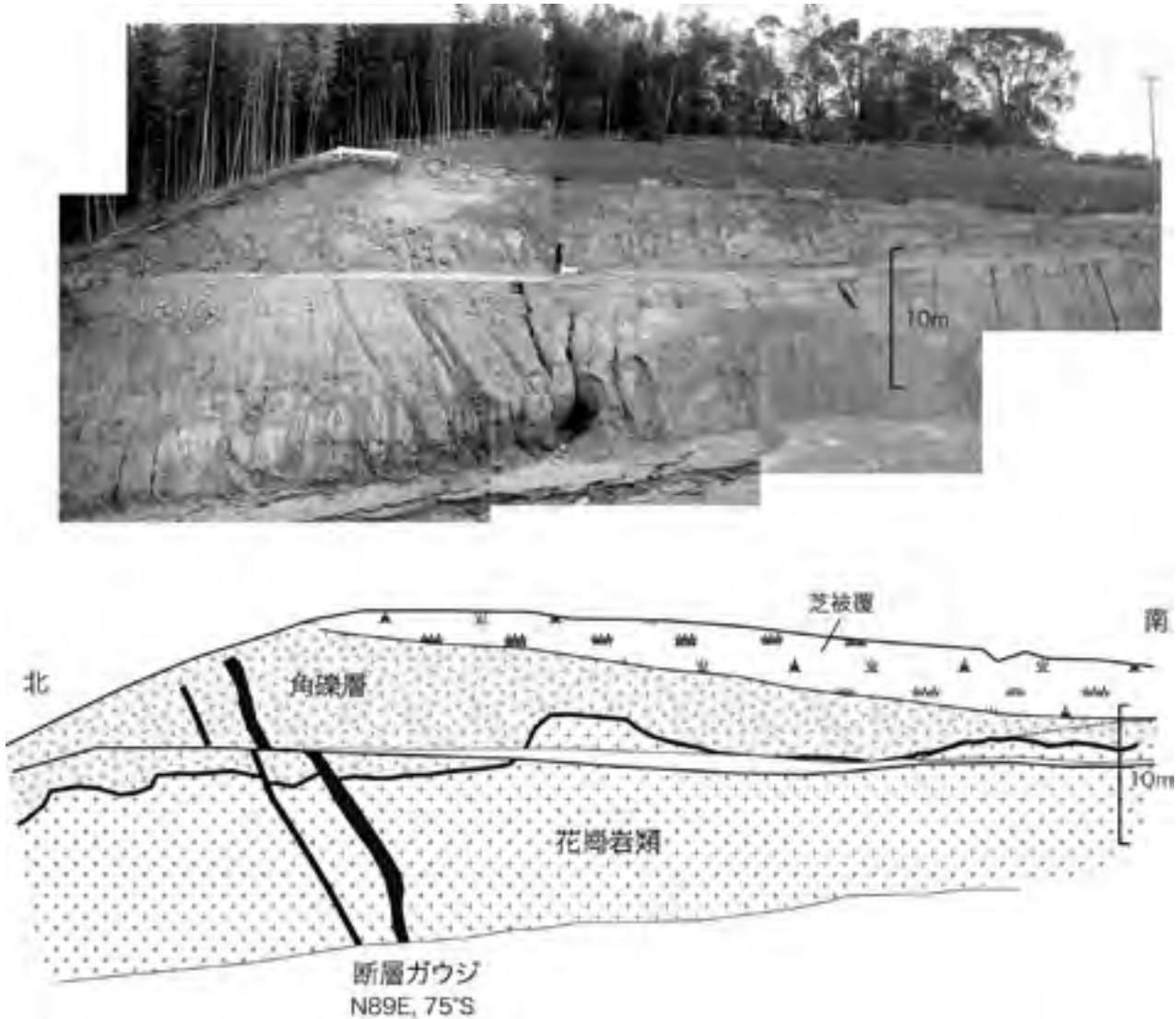
第9章 活断層、リニアメント及び地震活動

(下山正一)

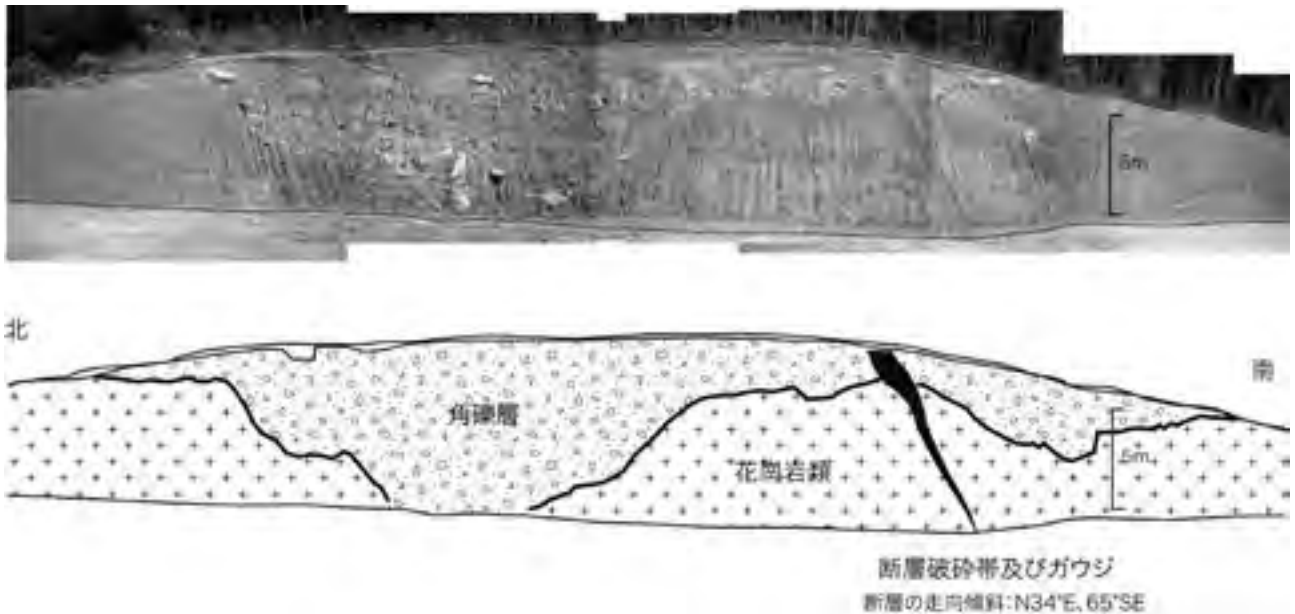
有明海湾奥低地付近の活断層は、确实度 I の水縄断層系の西端が久留米市まで達していることが知られている(九州活構造研究会, 1989)。福岡県による詳細調査によれば、水縄断層系はマグニチュード7クラスの地震を発生しうるが、断層活動間隔が約12,000年であり、最新活動時期が約1,300年前の筑紫地震と推定されているので、水縄断層系全体の活動によるマグニチュード7ク

ラスの地震の差し迫った発生の可能性は小さいとされた(福岡県, 1996)。

本地域には顕著な活断層は知られていない。第9.1図と第9.2図は調査中に大牟田市東山で観察された活断層露頭である。古い第四紀砂礫層(立石層)は切られているが、変位量は乏しく地形的な連続性もみられないので、最近の断層活動はないものと考えられる。



第9.1図 大牟田市東山に現れた古期崖錐堆積物を切る断層露頭(南東露頭)



第 9.2 図 大牟田市東山大牟田市東山に現れた古期崖錐堆積物を切る断層露頭（北露頭）

米ノ山断層は古第三紀層と花崗岩類の境界断層である。この断層に沿って直線的な谷地形として明瞭なりニアメントが見られる。このため、しばしば活断層（櫛野断層）の可能性が指摘されている（九州構造層研究会，1989 など）。しかしこの部分の米ノ山断層は後期更新世の阿蘇 - 4 火砕流堆積物で覆われており、これを切っている証拠がないことから本報告では活断層とは見なさなかった。本リニアメントは風化抵抗性が大きい古第三紀砂岩が米ノ山断層に沿って露出しているの、その地質構造が反映された結果と考えられる。

本地域内北西部の柳川市から佐賀空港付近での第四紀層の厚さは約 500m に達すると推定される（第 8.2 図）。第四紀層が厚く発達する場所では規模の小さな地震や遠く地震であっても強い揺れが増幅する傾向があるの

で、構造物の設計にあたって地震対策が望まれる。宇佐見（2003）によると本地域内で災害を起こした地震が発生した例はないが、周辺地域で発生した地震による被害例は、1831（天保 2）年と 1848（弘化 4）年の「佐賀」地域南部の地震で、本地域内の家屋などに被害があった。また 1889（明治 22）年には熊本市で発生した地震によって柳川市で家屋が倒壊し、大牟田市では三池炭鉱の湧水量が増えて勝立坑が水没したことがあった。

このほか地震に関連した災害として 1792 年の長崎県島原市の眉山崩壊を引き起こした地震による有明海沿岸地域での津波の被害がある。本地域内の南に隣接する「荒尾」地域での有明海の干潟調査では、このときの津波堆積物が確認されている（市原ほか，2005 など）。

第10章 応用地質

(富田宰臣・下山正一・三木 孝・松浦浩久)

10.1 石炭

開発史と生産量の推移

本地域の石炭が燃料として認識されたのは、室町時代の文明元年（1469）、焚火の火が稲荷山に露出していた石炭露頭に燃え移ったことに農夫伝治左衛門が気がついたのが最初とされる。江戸時代の享保6年（1721）より平野山に坑口が開かれ、小規模な採炭が三池藩立花家の家臣等によりなされていたが、安政3年（1856）藩の直轄となる。明治6年（1873）に官営となり大牟田、荒尾地域の産業の根幹として大規模に採掘されるようになった。明治22年（1889）三井財閥に経営が譲渡され、平成9年（1997）3月30日の閉山まで三井鉱山～三井石炭鉱業の三池炭鉱として経営されてきた。その間矢部川河口で日鉄鉱業が開発した有明鉱（後に三井鉱山に譲渡）と南の荒尾市東部で小規模な個人経営の小炭鉱が存在した以外は、ほとんど一企業によって採掘されてきた。大牟田、荒尾地区では地上でも多くの石炭層、炭質岩層が知られている。石炭層は地上から浅い順に一番層から十番層までである。このうち七番層は三池本層、五番層は三池上層、三番層は第二上層と言い、石炭層の厚さはそれぞれ2～6mあった。石炭層の厚い所では、石炭を上下2段に分けて採炭したと言う。また一番層も、ところによって石炭層が厚くなり採炭の対象になった。三池炭鉱では一部で大牟田層群米ノ山層の第八層、稲荷層の盤下層、万田層群勝立層の第三上層等でも小規模に採炭されたが、全域での大規模稼行対象としての主要な石炭層は大牟田層群稲荷層の三池本層、七浦層の三池上層、勝立層の第二上層であった（第6.1図、古第三系模式柱状図）。このうち三池本層は最初期から重要な採炭対象となっていた。三池本層は西方に向かって層厚を増し、有明海海底では炭層の厚さが5mを越えるため、国内の石炭層（厚さ1～2m）を対象とした一般的な採炭法では対処しきれないため、1枚の石炭層を上下二段に分けた分層払い（スライシング採炭）を行ってきた。これは炭層の規模が一般に小さい国内では珍しい採炭法であった。

石炭の採掘場所は当初は陸上部の地下にのみ坑道があったが、採炭場所が次第に西に移動して海底で採掘されるようになり、最終的には有明海の沖合海底に至った。海底部の坑内の換気のため昭和20年代と30年代とに初島、三池島といった人工島を建設している。この間、多くの立坑や斜坑の坑口が坑内との連絡のため開か

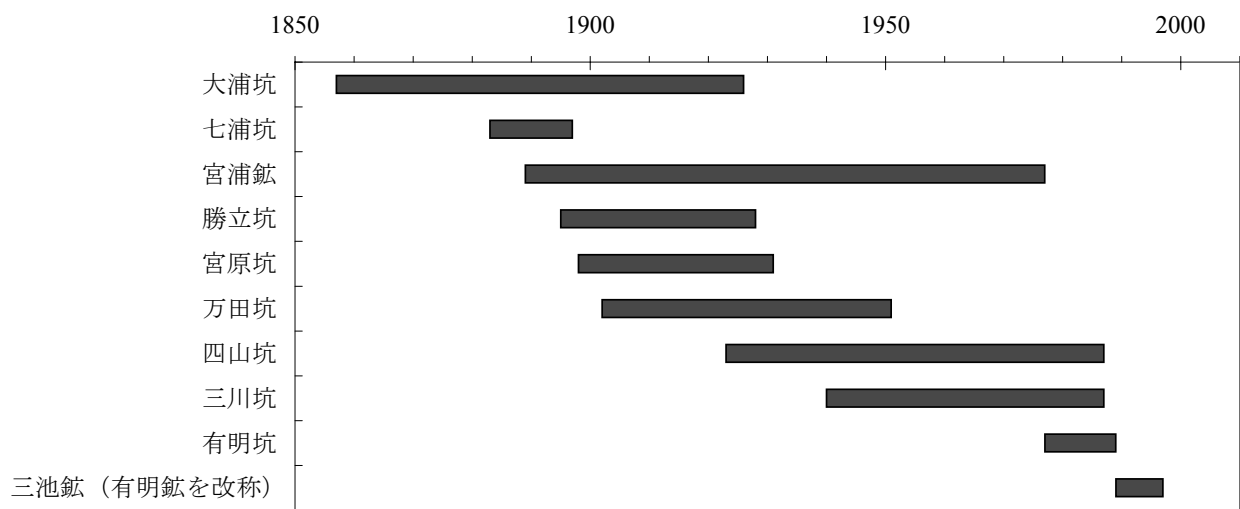
れた（第10.1図）。昭和30年代、北部のみやま市高田町矢部川河口域に旧日鉄鉱業により立坑が建設され有明炭鉱として有明海海底下の石炭採掘がされるようになったが、昭和48年（1973）三池炭鉱に鉱業権が譲渡され、昭和52年（1977）から南の三池炭鉱の海底坑道と接続して一連の採掘が行われるようになった。その後有明海に面した有明坑、三川坑、四山坑などに坑口が集中され、平成元年からは最終的に三池鉱（有明坑）にまとめられた。内陸部の荒尾市最北部の万田立坑（産業遺産として保存されている）は坑内保安検査の基地として最後まで利用されていた。三池炭鉱における石炭生産量の推移を第10.2図と第10.1表に示す。

三池炭の使用用途

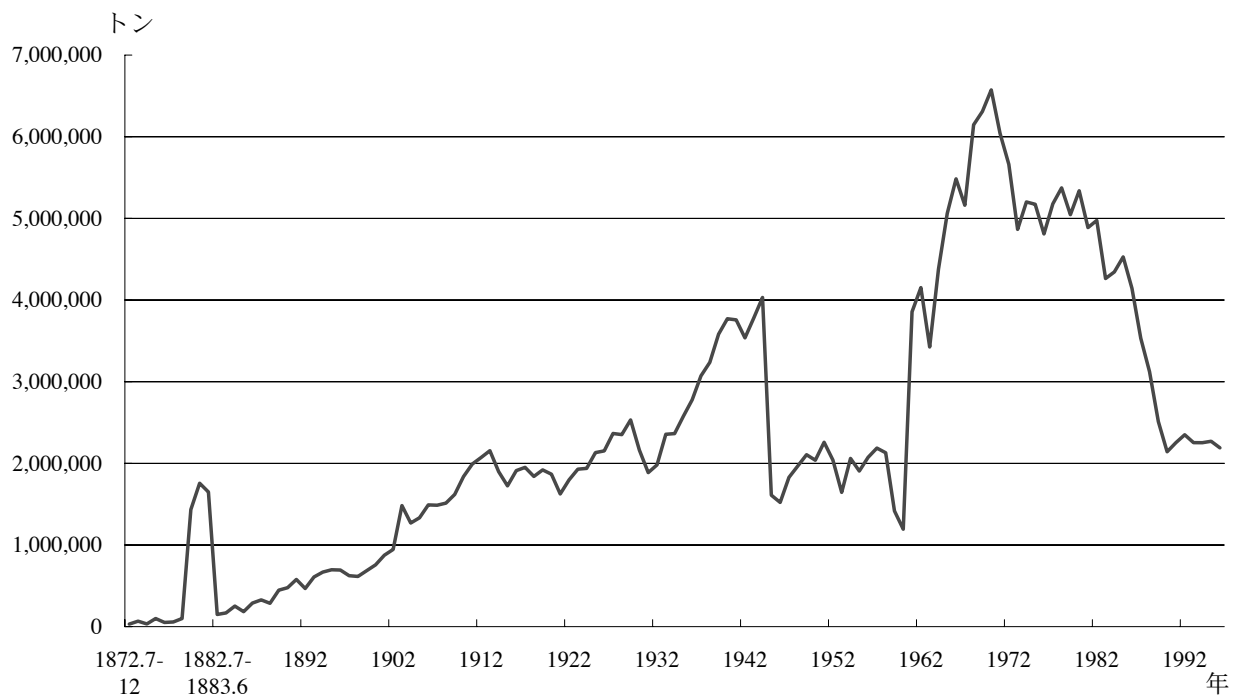
三池の石炭は主に海外炭と成分調整して製鉄コークス用原料炭として使われていた。このとき副産物としてできる石炭ガスは都市ガスや化学工業原料となっていたが、製鉄会社が原料炭を輸入石炭でまかなうようになった1990年以降は主として石炭火力発電用燃料として使用された。

10.2 石材

本地域内では古第三紀層の砂岩と阿蘇-4火砕流堆積物の溶結凝灰岩が採掘され、主に土木建築材として使用された。古第三紀層の大牟田層群七浦層の塊状砂岩は堅硬で風化しにくいので、大牟田港の築港用や堤防などに石材として使用された。阿蘇-4火砕流堆積物の溶結凝灰岩は大牟田市南東部の櫛野周辺で採掘されて櫛野石と呼ばれ、大牟田市から荒尾市周辺の江戸時代から明治初期にかけて作られたアーチ型石橋の材料として使用された。大牟田市早鐘町には江戸時代前期に当たる1647年に作られた水道橋が早鐘眼鏡橋として現在も残っている（第10.3図）。櫛野石の溶結凝灰岩の密度は1.48～1.68g/cm³（第8.2表）と小さいので、一般的な石材である花崗岩（2.65g/cm³前後）よりも4割ほど軽い。溶結凝灰岩は軽く加工が容易な石材として石橋の材料に適しており、溶結凝灰岩を多産する熊本県、大分県、福岡県南部及び鹿児島県にはこれを使用した石橋が多い。また溶結凝灰岩は灯籠など工芸品の素材としても使用されていたが、20～30年ほど前に採掘・稼行を休止した。今では採掘場の正確な位置は分からなくなっているため、地質図には記入していない。



第 10.1 図 三池炭鉦の坑道別石炭採掘期間



第 10.2 図 三池炭鉦の石炭生産量の推移

第 10.1 表 坑道別石炭生産量統計

年	西暦	合計	宮浦鉱	四山鉱	三川鉱	有明鉱	万田鉱	大浦鉱	七浦鉱	勝立鉱	宮原鉱	露頭	
明	6.7-6.12	1873.7-1873.12	30,882.906										
	7.1-7.12	1847.1-1874.12	66,751.200										
	8.1-8.6	1875.1-1875.6	33,089.400										
	8.7-9.6	1875.7-1876.6	99,374.420										
	9.7-10.6	1876.7-1877.6	51,307.998										
	10.7-11.6	1877.7-1878.6	56,848.842										
	11.7-12.6	1878.7-1879.6	98,922.618										
	12.7-13.6	1879.7-1880.6	1,433,730.294										
	13.7-14.6	1880.7-1881.6	1,755,797.856										
	14.7-15.6	1881.7-1882.6	1,649,214.366										
	15.7-16.6	1882.7-1883.6	149,247.388										
	16.7-17.6	1883.7-1884.6	167,939.360										
	17.7-18.6	1884.7-1885.6	251,612.724										
	18.7-19.3	1885.7-1886.3	183,495.480										
	19.4-20.3	1886.4-1887.3	288,737.432										
	20.4-21.3	1887.4-1888.3	327,377.458										
	21.4-22.3	1888.4-1889.3	286,264.348										
	治	22	1889	446,753.00	120,229.00				105,256.00	221,268.00			
		23	1890	476,317.00	124,657.00				113,254.00	238,406.00			
		24	1891	578,018.00	169,469.00				133,937.00	274,612.00			
		25	1892	466,912.00	160,619.00				104,026.00	202,267.00			
26		1893	608,074.00	178,229.00				131,578.00	298,267.00				
27		1894	667,911.00	162,572.00				175,139.00	330,200.00				
28		1895	696,620.00	168,759.00				152,975.00	323,927.00	50,959.00			
29		1896	692,905.00	155,867.00				167,403.00	217,287.00	152,348.00			
30		1897	623,875.00	129,427.00				162,624.00	198,551.00	133,273.00			
31		1898	614,423.00	150,055.00				149,835.00	148,471.00	166,062.00			
32		1899	685,958.00	121,690.00				157,456.00		157,941.00	248,871.00		
33		1900	756,862.00	123,373.00				171,177.00		143,894.00	318,418.00		
34		1901	875,048.00	161,600.00				176,261.00		191,079.00	346,108.00		
35		1902	945,663.00	165,374.00				687.00	196,026.00	205,997.00	377,579.00		
36		1903	1,482,463.00	320,205.00				89,175.00	243,278.00	313,114.00	516,691.00		
37		1904	1,269,045.00	263,593.00				137,094.00	201,269.00	250,337.00	416,752.00		
38		1905	1,333,523.00	271,662.00				209,885.00	192,903.00	233,776.00	425,297.00		
39		1906	1,490,670.00	252,526.00				281,955.00	179,345.00	323,950.00	452,894.00		
40		1907	1,487,129.00	244,992.00				337,953.00	173,407.00	301,339.00	429,438.00		
41		1908	1,512,633.00	270,561.00				375,558.00	157,516.00	293,246.00	415,752.00		
42		1909	1,619,301.00	312,994.00				496,065.00	152,472.00	253,370.00	404,400.00		
43	1910	1,837,638.00	339,725.00				621,700.00	165,922.00	274,233.00	436,058.00			
44	1911	1,991,669.82	389,824.38				727,990.36	170,622.00	285,836.89	417,396.19			
45	1912	2,071,266.86	407,245.53				794,146.49	164,684.26	295,900.88	409,289.70			
大	2	1913	2,154,608.44	421,831.23			848,801.92	147,602.33	285,897.90	450,475.06			
	3	1914	1,897,933.96	388,467.67			719,438.69	136,113.27	247,359.84	406,554.49			
	4	1915	1,724,504.71	324,100.45			681,402.88	120,390.97	208,426.81	390,183.60			
	5	1916	1,910,694.91	375,677.57			696,061.88	128,983.23	245,708.33	464,263.90			
	6	1917	1,950,850.39	403,601.47			716,846.09	124,363.31	209,591.18	496,448.34			
	7	1918	1,839,718.55	375,553.22			663,554.57	102,856.04	216,899.79	480,854.93			
	8	1919	1,919,650.86	436,009.15			679,390.63	123,631.17	250,603.54	430,016.37			
	9	1920	1,866,680.91	412,661.97			666,772.81	115,283.99	221,753.09	450,209.05			
	10	1921	1,625,335.16	352,339.51			563,572.42	101,369.14	222,877.00	385,177.09			
	11	1922	1,796,711.82	408,879.71	6,701.45		590,542.46	110,649.40	252,163.73	427,775.07			
	12	1923	1,928,390.87	474,830.36	185,505.12		591,256.04	103,985.25	203,788.94	369,025.16			
	13	1924	1,938,452.15	498,532.90	254,650.91		588,014.89	100,071.11	166,672.24	330,510.10			
	14	1925	2,131,157.79	661,642.21	300,054.20		617,262.74	83,342.59	156,706.53	312,149.52			
	15	1926	2,152,312.97	695,331.58	329,460.54		685,422.39		128,939.25	313,159.21			
	2	1927	2,365,843.17	800,302.19	412,188.63		704,898.17		120,425.35	328,028.83			
	3	1928	2,352,225.16	957,879.16	382,384.41		671,981.07		19,994.08	319,986.44			
	4	1929	2,531,225.34	1,027,021.76	449,592.87		740,737.52			313,873.19			
	5	1930	2,162,220.24	844,999.51	401,416.06		648,399.93			266,608.95	795.79		
	6	1931	1,886,272.44	716,197.96	420,144.72		729,432.33			20,497.43			
	7	1932	1,981,226.52	788,345.66	469,706.32		723,174.54						
	8	1933	2,355,666.40	955,874.82	564,928.65		834,862.93						
9	1934	2,364,197.53	1,007,120.12	505,781.09		851,296.32							
10	1935	2,576,625.81	1,166,194.34	562,159.26		848,272.21							
11	1936	2,777,858.13	1,241,412.80	608,230.74		928,214.59							
12	1937	3,071,049.58	1,374,397.41	771,566.08		925,086.09							
13	1938	3,236,274.96	1,414,456.34	941,254.66		874,394.28					6,169.68		
14	1939	3,581,963.04	1,472,310.95	1,026,181.82		1,049,062.55					34,407.72		
15	1940	3,771,036.56	1,564,884.59	903,744.79	93,232.30	1,133,527.27					75,647.61		
16	1941	3,757,300.43	1,451,034.75	805,596.89	323,668.59	1,081,132.80					95,867.40		
17	1942	3,536,861.16	1,269,963.33	738,690.10	419,215.51	1,032,155.44					76,836.78		
18	1943	3,779,350.12	1,242,300.33	717,799.01	614,460.08	1,097,853.78					106,936.92		
19	1944	4,031,652.39	1,202,560.00	848,414.83	758,934.84	1,124,781.87					96,960.85		
20	1945	1,609,890.37	506,591.88	344,528.63	293,373.86	430,862.54	429.07				34,104.39		
21	1946	1,521,309.22	479,679.83	332,465.20	328,328.81	347,046.03	11,388.50				22,400.85		
22	1947	1,827,958.49	577,461.99	367,739.98	459,902.04	386,998.89	33,705.09				2,150.50		
23	1948	1,966,700.00	593,800.00	401,900.00	587,700.00	319,700.00	61,300.00				2,300.00		
24	1949	2,105,600.00	602,600.00	448,300.00	612,900.00	351,500.00	90,300.00						
25	1950	2,037,900.00	482,300.00	516,600.00	650,300.00	310,000.00	78,700.00						
26	1951	2,257,600.00	559,200.00	608,600.00	944,000.00	143,200.00					2,600.00		
27	1952	2,039,940.00	566,400.00	495,500.00	976,000.00						2,040.00		
28	1953	1,644,379.00	495,700.00	310,400.00	838,279.00								
29	1954	2,059,800.00	615,600.00	465,200.00	979,000.00								
30	1955	1,906,100.00	565,600.00	414,000.00	926,500.00								
31	1956	2,073,700.00	591,300.00	478,200.00	1,004,200.00								
32	1957	2,186,600.00	608,000.00	542,200.00	1,036,400.00								
33	1958	2,129,600.00	551,600.00	591,000.00	987,000.00								

(三井石炭鉱業株式会社 三池鉱業所の資料による)

年	西暦	合計	宮浦鉱	四山鉱	三川鉱	有明鉱	万田鉱	大浦鉱	七浦鉱	勝立鉱	宮原鉱	露頭
昭	34	1959	1,416,900.00	383,900.00	427,600.00	605,400.00						
	35	1960	1,193,300.00	329,700.00	317,500.00	546,100.00						
	36	1961	3,856,100.00	1,221,300.00	844,500.00	1,790,300.00						
	37	1962	4,152,200.00	1,329,700.00	950,700.00	1,871,800.00						
	38	1963	3,424,900.00	1,149,400.00	883,100.00	1,392,400.00						
	39	1964	4,377,000.00	1,566,000.00	1,029,900.00	1,781,100.00						
	40	1965	5,061,200.00	1,800,400.00	1,287,200.00	1,973,600.00						
	41	1966	5,484,100.00	1,683,900.00	1,775,200.00	2,025,000.00						
	42	1967	5,161,000.00	1,455,100.00	1,694,900.00	2,011,000.00						
	43	1968	6,146,000.00	1,398,500.00	2,246,800.00	2,500,700.00						
	44	1969	6,309,484.00	1,550,219.00	1,978,102.00	2,781,163.00						
	45	1970	6,573,382.00	1,776,879.00	2,364,032.00	2,432,471.00						
	46	1971	6,040,955.00	1,890,503.00	2,108,465.00	2,041,987.00						
	47	1972	5,661,322.00	1,709,051.00	1,937,114.00	2,015,157.00						
	48	1973	4,865,207.00	1,231,010.00	1,873,255.00	1,760,942.00	(日鉄鉱業から譲渡)					
	49	1974	5,201,334.00	1,226,727.00	2,028,287.00	1,946,320.00						
	50	1975	5,172,910.00	1,209,871.00	1,953,876.00	2,009,163.00						
	51	1976	4,809,233.00	798,617.00	1,868,850.00	2,141,766.00						
	52	1977	5,177,547.00	237,497.00	1,879,624.00	2,505,858.00	554,568.00					
	和	53	1978	5,373,415.00		1,784,666.00	2,467,892.00	1,120,857.00				
54		1979	5,045,712.00		1,767,128.00	2,164,020.00	1,114,564.00					
55		1980	5,338,193.00		1,828,582.00	2,067,199.00	1,442,412.00					
56		1981	4,887,573.00		1,867,004.00	1,644,655.00	1,375,914.00					
57		1982	4,975,039.00		1,961,309.00	1,624,565.00	1,389,165.00					
58		1983	4,263,561.00		1,727,171.00	1,318,068.00	1,218,322.00					
59		1984	4,344,177.00		1,524,659.00	1,460,430.00	1,359,088.00					
60		1985	4,527,892.00		1,696,967.00	1,346,152.00	1,484,773.00					
61		1986	4,142,080.00		1,415,471.00	1,341,617.00	1,384,992.00					
62		1987	3,532,108.00		921,159.00	1,239,144.00	1,371,805.00					
平	63	1988	3,121,619.00			1,610,969.00	1,510,650.00					
	1	1989	2,511,241.00				517,266.00	1,993,975.00				
	2	1990	2,141,642.00					2,141,642.00				
	3	1991	2,253,490.00					2,253,490.00				
	4	1992	2,349,970.00					2,349,970.00				
	5	1993	2,253,168.00					2,253,168.00				
	6	1994	2,252,854.00					2,252,854.00				
	7	1995	2,270,509.00					2,270,509.00				
8	1996	2,189,843.00					2,189,843.00					
総生産量		296,342,361.320	63,636,070.63	64,865,907.96	67,767,599.03	33,032,561.00	31,669,120.41	5,672,829.72	2,453,256.00	7,184,463.37	12,570,740.62	559,218.49



第 10.3 図 阿蘇-4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩を石材として使用したアーチ型水道橋（早鐘眼鏡橋）
（大牟田市早鐘町）

10.3 温泉

本地域北西部に柳川温泉がある。柳川温泉は福岡県柳川市弥四郎町にあり、昭和 40 年に発掘された。源泉の温度は 50.1 度。泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素塩高温泉（低張性弱アルカリ高温泉）で、無色・無味・無臭である。

10.4 地盤沈下及び有明海海底陥没

地盤沈下 有明海沿岸の筑紫平野では地下水の過剰揚水に起因して地盤沈下が起きていた（大島，1977 など）。しかし近年では本地域内の地盤沈下はかなり落ち着いてきており、部分的には隆起する地域もある（環境省 全国地盤環境情報ディレクトリ平成 17 年度版 福岡県筑後・佐賀平野；http://www.env.go.jp/water/jiban/dir_h17/40fukuoka/chikugo/index.html）。

有明海海底陥没 有明海海底部地下の石炭採掘跡では天盤の落下によって、採掘後 1～2 年で海底が陥没することがある。これについては海底陥没部分を埋め戻す対策が昭和 56 年から平成 11 年度まで実施された。

文 献

- 相原安津夫 (1980) 九州内帯夾炭新生界有機変成の予察的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol.13, p.295-305.
- 相原安津夫 (1981) 九州炭. 石炭資源開発・液化技術総合資料集, p.94-100. サイエンスフォーラム.
- 相原安津夫・立石 勝・前田純二・古賀義人・吉村辰朗・笠山浩昭・鮎沢 潤・鶴田勝也・山田琢哉・森 昭宏 (1987) 北部九州第三紀炭田の続成・埋没被熱の石炭化度調査による解析. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol.15, p.103-118.
- 赤木 健 (1935) 7万5千分の1地質図幅「大牟田」, 同説明書, 50p.
- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系. 地団研専報, no.11, 86p.
- Burst, J.F. (1958) "Glauconite" pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol.42, p.310-327.
- 藤本雅太郎・橋本光男 (1960) 熊本県木葉山および国見山を中心とする地域の深成岩および変成岩 (予報). 地質雑, vol.66, p.27-35.
- 福田 理 (1969) 佐賀平野の地下地質と形成過程. 地質学会第76年学術大会シンポジウム「海岸平野」一, 講演要旨, p.39-43.
- 福岡県 (1996) 西山断層系. 水縄断層系及び警固断層系に関する調査委託報告書, II 水縄断層系について. 福岡県総務部消防防災課, 140p.
- 二渡 了・楠田哲也・大石京子 (1992) 強混合河川六角川感潮部における懸濁物質濃度の変動特性. 土木学会論文集, no.452/II-20, p.71-79.
- 古川和代・浦田英夫 (1960) 熊本県下新炭田伏在の可能性についての1傍証. 鉱山地質, vol.10, (42), p.240-243.
- 郷原保真・新堀知行・鈴木康司・野村 哲・小森長生 (1964) 北九州の第四紀層に関する諸問題. 資源研報, no.62, p.83-108.
- 原 真澄 (1995) 深倉出土の鯨骨. ふるさと発見シリーズV, 甘木山の文化財, p.9-10, 大牟田市教育委員会.
- Hashimoto, M. and Fujimoto, M. (1962) The Konoha Metamorphic Rocks, Kyushu. *Bull. Natl. Sci. Mus. Tokyo, ser. C.*, no.6, p.17-36.
- Hower, J. (1961) Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *American Mineralogist*, vol.46, p.313-334.
- 市原季彦・松田博貴・秋元和實・下山正一 (2005) 1792年の島原大変によって生じた荒尾干潟 (有明海) における津波堆積物. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), Q061-004.
- 井上 保 (1959) 筑後変成岩類の構造. 地質雑, vol.65, p.639-651.
- 井上 保 (1960) 八女郡変成岩地域の構造地質. 福岡学芸大学紀要, 第3分冊, no.8, p.39-46.
- 井上 保 (1963) 南関地域における玉名花崗閃緑岩の接触変成帯について. 広島大学地学研究報告, no.12, p.183-194.
- 鎌田泰彦 (1980) 九州炭田地域の第三紀貝化石. 日本化石集, no.56, p.331-336. 築地書館, 東京.
- Kamei, A. (2002) Petrogenesis of Cretaceous peraluminous granite suites with low initial Sr isotopic ratios, Kyushu island, southwest Japan arc. *Gondwana Research*, vol.5, p.813-822.
- 唐木田芳文 (1987) 福岡県八女地域における三郡変成岩の角閃石. 西南学院大学児童教育論集, vol.14, p.55-75.
- 唐木田芳文 (1992) 2.9. (3). 1 白亜紀深成岩類 中部九州 三郡帯. 日本の地質 9, 九州地方, p.90, 共立出版.
- 唐木田芳文・古田直樹 (1994) 熊本県木葉接触変成帯におけるマグネシウムスカルンの斜ヒューム石. 西南学院大学児童教育学論集, vol.20, p.1-19.
- Karasawa, H. (1992) Fossil Decapod Crustaceans from the Manda Group (Middle Eocene), Kyushu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.167, p.1247-1258.
- 木原敏夫 (1960) 九州有明海東岸の古第三紀層における來炭層と海成層の関係について. 東北大学理科報告, 特別号 no.4, p.515-525.
- 菊池秀夫 (1963a) 三池炭田の層序と堆積環境に関する研究. 鉱山地質, vol.13, p.8-19.
- 菊池秀夫 (1963b) 三池炭田の造構造運動に関する研究. 鉱山地質, vol.13, p.20-29.
- 菊池秀夫・近藤 寿・黒田秀隆 (1971) 三池炭田の坑内水. 松下久道教授記念論文集 第二部, p.217-231.
- 九州活構造研究会 (1989) 九州の活構造. 553p, 東京大学出版会.
- 近藤 寿 (1972) 三池炭田の地質と坑内水. 九州大学理学部博士論文.
- Kuroda, H. and Urata, H. (1964) Discovery of a fossil *Peretrochus* in the Miike coal-field, Kyushu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.55, p.263-270.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 276p, 東京大学出版会.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 336p, 東京大学出版会.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二, 三の考察. 第四紀研究, vol.2,

- p.161-179.
- 松田高明・竹村恵二・岡崎美彦 (1981) 黒木層軽石凝灰岩のフィッシュ・トラック年代-旧象化石産出層準に関連して一. 北九州市立自然史博物館報告, no.3, p.85-92.
- 松本達郎 (1958) 筑紫山地変成岩地域の地質. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p.141-161.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応一. 日本火山学会 1991 年秋季大会講演要旨集, p.73.
- 松下久道 (1944) 九州古第三紀諸炭田に発達せる「紫赤色岩層」. 九州鉱山学会誌, vol.19, p.67-72.
- 松下久道 (1947) 三池炭田の地質構造に就て. 九州炭鉱技術連盟誌, vol.1, p.18-19.
- 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), vol.3, p.1-57.
- Matsushita, H. (1949) A summary of the Palaeogene stratigraphy of Northern Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D*, vol.3, p.91-107.
- 松下久道 (1971) 九州炭田堆積盆地生成の一考察. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol.11, p.1-16.
- 松下久道・菊池秀夫・黒田秀隆 (1965) 地質見学案内「三池炭田」. 日本地学教育学会, 25p.
- 松下久道・小原浄之介 (1960) 九州. 日本鉱産誌 V-a 主として燃料となる鉱石, p.545-668, 地質調査所.
- McRae, S. G. (1972) Glauconite. *Earth-Science Reviews*, vol.8, p.397-440.
- 三木 孝 (1986) 地質学的にみた海緑石-九州夾炭第三系の例一. 鉱物学雑誌, vol.17, 特別号, p.1-8.
- 三木 孝 (1991) 福岡県三池炭田の古第三系赤色岩層中に産する黄鉄鉱を伴う石炭葉層. 地質雑, vol.97, p.179-182.
- 三木 孝 (1998) 福岡県南部-熊本県北部の点在夾炭古第三系. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol.20, p.17-23.
- 三木 孝 (2000) 中部九州・三池炭田の形成過程-砂岩組成と石炭化度による 2, 3 の考察一. 鹿島愛彦教授退官記念論文集, p.73-78.
- 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.27-40.
- 三木 孝・福岡正人 (1983) 北部九州の第三紀層に含まれる“海緑石”. 石油技術協会誌, vol.48, p.217-226.
- Miki, T. and Matsueda, H. (1985) Genesis of the Paleogene purple-red beds in western Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D*, vol.25, p.399-415.
- 三本木友香・石橋 毅・富田宰臣・原 真澄 (1998) 始新世二枚貝化石 *Venericardia* の分類に関する一考察. 九州大学理学部研究報告, 地球惑星科学, vol.20, p.47-62.
- Miller, J. A., Banno, S., Hashimoto, M. and Iwasaki, M. (1963) K-Ar ages of micas from the Sonogi, Konoha and Kiyama metamorphic terrains in Kyushu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.34, p.197-203.
- 峯元 愛・竹村恵二・檀原 徹 (2000) 大分県日出地域に露出する敷戸および由布川火砕流堆積物のフィッシュ・トラック年代. 火山, vol.45, p.289-293.
- 宮崎一博・松浦浩久 (2005) 九州北部福岡県大牟田周辺に産出するざくろ石カカリ長石珪線石黒雲母片麻岩と単斜輝石ざくろ石石英片麻岩. 日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, p.295.
- 溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯 望・小林 茂 (1992) 北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒土層. 第四紀研究, vol.31, p.101-111.
- 水野篤行 (1956) 貝化石による九州北西部古第三系の分帯 (予報) 一本邦古第三系の対比論のために一. 地質調査所月報, vol.7, p.261-270.
- 水野篤行 (1962a) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究 (第 1 報, 西彼杵半島周辺の古第三系の層序と貝類化石群について). 地質雑, vol.68, p.640-648.
- 水野篤行 (1962b) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究 (第 2 報, 西彼杵半島周辺の古第三系の対比と古生物年代学的区分について). 地質雑, vol.68, p.687-693.
- 水野篤行 (1963) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究 (第 3 報, 貝類化石群の層位的・地理的分布). 地質雑, vol.69, p.38-50.
- 森尻理恵・広島俊男・駒澤正夫・牧野雅彦・村田泰章・名和一成・西島 潤・茂木 透 (2001) 福岡地域重力図. (ブーゲー異常) 重力図, no.18, 地質調査総合センター.
- 長尾 巧 (1923) 天草島に於ける *Nummulites* 層の新発見. 地学雑, vol.30, p.51-55.
- 長尾 巧 (1924) 九州第三紀夾炭層の時代と其重要化石. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol.20, p.1079-1084.
- 長尾 巧 (1925a) 九州第三紀夾炭層の時代と其重要化石 (承前). 筑豊石炭鉱業組合月報, vol.21, p.216-222.
- 長尾 巧 (1925b) 所謂「紫焦土」(紫赤色頁岩)に就て. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol.22, p.676-684.
- 長尾 巧 (1926a) 九州古第三紀層層序 (其 6). 地学雑誌, vol.38, p.596-603.
- 長尾 巧 (1926b) 九州古第三紀層層序 (其 7). 地学雑誌, vol.38, p.663-671.
- 長尾 巧 (1926c) 九州古第三紀層層序 (其 8). 地学雑誌, vol.38, p.706-712.
- 長尾 巧 (1926d) 九州第三紀層. 学術協会報告, vol.2, p.168-178.
- 長尾 巧 (1928) 九州古第三紀層の層序 (其 23) 地史. 地学雑, vol.40, p.344-353.
- Nagao, T. (1928a) Paleogene fossils of the Island of Kyushu, Japan, I. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., ser. 2*, vol.9, p.97-128.
- Nagao, T. (1928b) A summary of the paleogene stratigraphy of

- Kyushu, Japan, with some accounts on the fossiliferous zones. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., ser.2*, vol.12, p.1-10.
- Nagao, T. (1928c) Palaeogene fossils of the Island of Kyushu, Japan, Part II. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., ser.2*, vol.12, p.11-140.
- 野田光雄 (1962) III. A 中部九州の地質 (古生界). p.99-112. 日本地方地質誌, 九州地方, 朝倉書店.
- 野田 栄 (1989) 石からのメッセージ・勝立の化石. 26p. 増永印刷, 大牟田.
- 野間晴雄 (1985) 有明海の干拓. 藤岡謙二郎編「講座考古地理学, 第4巻, 村落と開発」, p.286-302. 学生社.
- Odin, G. S. and Matter, A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, vol.28, p.611-641.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Geol. Soc. Japan*, vol.98, p.509-528.
- 小原浄之介 (1961) 三池炭田の重鉱物. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol.5, p.62-79.
- 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), vol.6, p.33-76.
- 小原浄之介 (1967) 三池炭の重鉱物一炭層堆積環境の一考察. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol.8, p.157-170.
- 小形昌徳・高岡宣雄 (1991) 多良岳地域の火山岩類の K-Ar 年代. 火山, vol.36, p.187-191.
- 岡崎美彦 (1998) 大牟田市の勝立層から産した始新世の鳥類化石. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.17, p.107-110.
- 小野晃司・松本徭夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 145p., 地質調査所.
- 大島恒彦 (1977) 佐賀平野の地盤沈下. 土と基礎, vol.25, no.6, p.69-74.
- 大島恒彦 (1984) 佐賀平野の軟弱地盤. 月刊地球, vol.6, p.687-691. 海洋出版.
- 大塚専一 (1901) 20 万分の 1 地質図幅「佐賀」, 同説明書 103p. 地質調査所.
- Oyama, K., Mizuno, A. and Sakamoto, T. (1960) Illustrated Handbook of Japanese Paleogene Molluscs. *Geol. Surv. Japan*, 244p.
- 榎 昌宏・山本博達 (1967) 熊本県山鹿地域の変斑れい岩. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p.175-179.
- 佐藤良昭 (1963) ZTG (ジルコンー電気石ー柘榴石) 図からみた三池炭田古第三系の特徴. 地調月報, vol.14, p.843-849.
- 澤村昌俊・田中豊俊・千足恭平・鹿田昭男 (1983) 久留米層最下部層中の凝灰岩に含まれるジルコンのフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol.89, p.129-131.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. and Desmons, J. A. (2007) Systematic nomenclature for metamorphic rocks : 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01. 02. 2007.
- 柴田 賢・西村祐二郎 (1989) 三郡結晶片岩の同位体年代. 「西南日本内帯高压変成帯とテクトニクス」, 地質学論集, no.33, p.317-341.
- 下山正一 (1989) 福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol.16, p.37-58.
- 下山正一 (2001) 低平地地下における阿蘇 3 火砕流堆積物 (Aso-3) の年代について. 低平地研究, no.10, p.32-38.
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・竹村恵二・岩尾雄四郎・三浦哲彦・陶野郁雄 (1994) 有明海北岸低地の第四系. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol.18, p.103-129.
- 下山正一・松本直久・黒田登美雄・竹村恵二・浜本礼子・溝田智俊・ケビン フォーレ・西田民雄 (1995) 筑紫平野における後期更新世の古環境. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol.19, p.53-79.
- 下山正一・松浦浩久・窪田正和・日野剛徳・檀原 徹 (2005) 有明海周辺から 0.6Ma を示す指標テフラの発見とその意義. 日本地質学会西日本支部会報, no.126, p.4.
- 下山正一・西田民雄 (1994) 佐賀県上峰町周辺の地形と地質. 上峰町文化財調査報告書第 11 号一佐賀平野の阿蘇 4 火砕流と埋没林一, p.23-29. 上峰町教育委員会.
- 下山正一・小杉正人・松岡数充・片岡久子・佐藤直弘・遠藤邦彦・野井英明・竹村恵二・市原季彦・三浦哲彦・陶野郁雄 (1996) 有明海奥部低地の古環境統合解析. 関東平野, no.4, p.53-76.
- Shimoyama, T. (1984) Sulphur concentration in the Japanese Paleogene coal. In Rahmani R. A. and Flores R. M. eds : *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. p.316-372. Blackwell Sci., Publ., Oxford.
- 下山俊夫・飯島 東 (1977) 埋没続成における有機物と無機物との関係. 藤岡一男教授退官記念論文集, p.131-149.
- Shimoyama, T. and Iijima, A. (1978) Influence of temperature on coalification of Tertiary coal in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.15, p.205-222.
- Shimoyama, T., Yamazaki, K. and Iizima, A. (1990) Sulphur isotopic composition in the Palaeogene coal of Japan. *Int. Coal Geology*, vol.15, p.191-217.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983a) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域 57 有 1 号海上試錐調査報告書. 15p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983b) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域 58 有 2 号海上試錐調査報告書. 21p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1985) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域 59 有 3 号海上試錐調査報告書. 16p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1986) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域試錐工事 60 有 4 号調査報告書. 15p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987a) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐 61 有 5 号調査報告書. 18p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987b) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域物理探査再解析報告書. 15p.

- 新エネルギー総合開発機構 (1988) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐 62 有 6 号調査報告書. 18p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐 2 有 7 号調査報告書. 21p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1992) 石炭資源開発基礎調査. 有明海地域総合解析報告書. 64p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) 石炭資源開発基礎調査 国内採掘可能炭量等調査 有明海地域海上試錐調査報告書. 17p.
- 田淵義樹 (1999) 絵図で見る柳川藩の干拓. 柳川市史編集委員会: 地図の中の柳川—柳川市史 地図編一, 柳川市, p.181-196.
- 高橋良平 (1978) 二, 三の北九州炭田のバリヤル・ヒストリー. 地質学論集, no.15, p.223-232.
- 高橋良平 (1980) 九州第三紀炭田の生成・発展にかゝる地質学的諸問題. 岩石鉱物鉱床学会誌, 特別号, 2, p.189-200.
- Takahasi, R. and Tomita, S. (1985) Solid bitumen dyke in granite and schist. *Abst. Internat. Conf. Sci.*, 1985 (Sydney), p.612-615.
- 竹田栄蔵 (1981) 本邦における石炭中の微量成分に関する研究. 地調月報, vol.32, p.583-682.
- 竹村恵二・檀原 徹 (1993) 由布川火砕流のフィッシュ・トラック年代. 火山, vol.38, p.63-66.
- 竹村恵二・由佐悠紀・北岡豪一 (1995) 庄内町大分川河床にみられる火砕流の研究. 大分温泉調査研究会報告, no.46, p.15-18.
- 竹下敬司 (1987) 福岡県筑後広域生活圏土地分類基本調査 5 万分の 1 地形分類「大牟田・山鹿・荒尾」および同説明書. 福岡県, p.21-26.
- 富田宰臣・石橋 毅・原 真澄 (1992) 九州中部大牟田市地域の三池炭田古第三紀層と産出化石. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星科学), vol.17, p.25-43.
- 富田宰臣・千々和一豊・石橋 毅・原 真澄 (1997) 北部九州・山口の炭田. 日本地質学会第 104 年学術大会見学旅行案内書, 第 1 班, p.1-41.
- Triplehorn, D. M. (1966) Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. *Sedimentology*, vol.6, p.247-266.
- 浦田英夫 (1958) 福岡県久留米市南方の新第三系について. 九州大学教養地学研究報告, no.5, p.25-37.
- 浦田英夫 (1985) 福岡県久留米—黒木地域新第三系再論. 九州大学教養地学研究報告, no.24, p.13-30.
- 宇佐見龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 605p.
- 渡辺一徳・藤本雅太郎 (1993) 土地分類基本調査「山鹿・荒尾・大牟田・久留米」. 5 万分の 1 表層地質図及び同説明書. 熊本県, p.17-25.
- Yabumoto, Y. (1989) A new Eocene Lamnoid shark, *Carchrodon nodai*, from Omuta in Northern Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.9, p.111-116.
- 山口 勝・富田宰臣・野井英明 (1987) 福岡県筑後広域生活圏土地分類基本調査 5 万分の 1 表層地質図「大牟田・山鹿・荒尾」および同説明書 II 「表層地質」. 福岡県, p.27-35.
- 山本博達 (1955) 筑後變成岩・玉名花崗閃緑岩接触部におけるジルコンの行動. 福岡学芸大学紀要, 第 2 部理科系統, no.5, p.59-67.
- 山崎謙一・井口 隆 (1989) 三池炭田の地質層序. 地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p.176.
- 山下伝吉 (1895) 20 万分の 1 地質図幅「熊本」, 同説明書. 地質調査所.
- 柳 哮 (1967) 筑後變成岩類について (講演要旨). 地質学雑誌, vol.73, p.113.
- 柳 哮 (1969) 筑後變成岩の岩石学的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol.9, p.89-98.
- Yokoyama, M. (1911) Some Tertiary fossils from the Miike coal-field. *Jour. Coll., Imp. Univ. Tokyo*, vol.27, p.1-16.

Geology of the Ōmuta District

By

Suzuomi TOMITA*, Shoichi SHIMOYAMA**, Hirohisa MATSUURA ***, Kazuhiro MIYAZAKI ***,
Takeshi ISHIBASHI* and Takashi MIKI*

(Written in 2007)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Ōmuta district (a quadrangle of lat. 33°0'12"1–33°10'12"0 N, and long. 130°14'51"7–130°29'51"6 E) is located in Kyushu, southwest Japan. The mapped district consists of Late Triassic to Middle Jurassic Suō Metamorphic Complex, Cretaceous low-pressure and high-temperature polymetamorphosed area, Cretaceous plutonic rocks, Paleogene sedimentary rocks, and Neogene and Quaternary deposits. The geology of the Ōmuta district is summarized in Fig. 1.

LATE TRIASSIC TO MIDDLE JURASSIC SUŌ METAMORPHIC COMPLEX

The Late Triassic to Middle Jurassic high-pressure and low-temperature Suō Metamorphic Complex is distributed in the Chikuh Mountains in this district. The Suō Metamorphic Complex is composed mainly of pelitic schist. These metamorphic rocks have suffered high-pressure pumpellyite-actinolite subfacies metamorphism or transition zone metamorphism between the epidote blueschist facies and greenschist facies

CRETACEOUS HIGH-TEMPERATURE AND LOW-PRESSURE POLYMETAMORPHOSED AREA

The Cretaceous low-pressure and high-temperature metamorphism has overprinted over the Suō Metamorphic Complex in this district. The polymetamorphosed area is composed mainly of metamudstone. Using mineral assemblage of the metamudstone, the polymetamorphosed area can be divided into the chlorite-biotite, muscovite-andalusite and K-feldspar-sillimanite zones. Pelitic schist of the Suō Metamorphic Complex gradually changes to migmatitic pelitic gneiss with increasing degree of the polymetamorphism. The highest-grade part of the polymetamorphosed area has suffered amphibolite facies metamorphism.

CRETACEOUS PLUTONIC ROCKS

Cretaceous plutonic rocks are the Tamana Granodiorite and allied small intrusives exposed in the southeastern margin of the district. The Tamana Granodiorite is a medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite partly foliated. The granodiorite is dated at 106 Ma by the hornblende K-Ar method and at 99.7 Ma by the biotite K-Ar method. Small intrusives are scattered on the Tamana Granodiorite's north margin, and include fine- to medium-grained biotite granodiorite to granite with garnet-muscovite-biotite granodiorite to granite.

* Faculty of Sciences, Kyushu University, ret.

** Faculty of Sciences, Kyushu University

*** Institute of Geology and Geoinformation

Geologic Age		Stratigraphy			Lithology							
				Tephra or Coal Seam								
Quaternary	Holocene	Hasuike Formation	(Upper)	Kikai-akahoya (7.3 Ka)	Fresh- to brackish-water clay, silt, sand and gravel							
			Ariake Clay Member			Marine clay, silt, sand and shell						
	Pleistocene	Late	(Lower)		Aira-Tn Tephra (25 Ka)		Gravel, sand and mud (with basal lahar deposits)					
			Mitagawa Formation			Dacite welded tuff and non-welded vitric ash and pumice						
			Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits (90 Ka)				Gravel, sand, silt and fresh-water clay	Silt, marine clay and shell				
			Nakabaru Formation	(Upper)	Aso-3 Pyroclastic* Flow Deposits (130)							
	Takagise * Formation	(Lower)										
	Middle	Middle	Tateishi Formation	Kawazoe* Formation	Setaka Tephra* (FT Age 0.6-0.7 Ma)	Gravel	Gravel and sand with fresh-water clay and volcanic ash layer					
								Early				Alternation of sandstone and mudstone, mudstone, tuff and sandstone
									Kurume and Kuroki Formations **			
Neogene	Pliocene	Kurume and Kuroki Formations **			Dolerite sill							
	Miocene	Intrusive rocks**										
Paleogene	Oligocene					Medium- to fine-grained muddy sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone (with tuffaceous mudstone) Medium- to coarse-grained glauconite sandstone, fine-grained muddy sandstone and alternation of sandstone and mudstone Medium- to coarse-grained sandstone with thin mudstone Medium- to coarse-grained arkosic sandstone with thin mudstone Fine-grained muddy sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone Conglomerate, quartzose sandstone and red beds of mudstone and fine-sandstone						
	Eocene	Manda Group	Yotsuyama Formation	Second Upper Seam								
			Kattachi Formation									
		Ômuta Group	Nanaura Formation	Miike Upper Seam								
			Tôka Formation	Miike Main Seam								
			Komenoyama Formation	Eighth Lower Seam								
		Akasaki Group	Ginsui Formation									
	Paleocene											
	Cretaceous	Late										
			Early	Tamana Granodiorite (Hb K-Ar Age 106 Ma, Bt K-Ar Age 99.7 Ma)			Medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite with biotite granodiorite to granite					
Cretaceous high-temperature and low-pressure polymetamorphosed area (Bt K-Ar Age 96.4, 96.9 Ma)		Pelitic schist to gneiss suffered high- <i>T</i> and low- <i>P</i> metamorphism up to amphibolite facies										
Late Triassic to Middle Jurassic		Suô Metamorphic Complex			Pelitic schist suffered high-pressure pumpellyite-actinolite subfacies metamorphism or transition zone metamorphism between epidote-blueschist facies and greenschist							

*underground strata **under ground strata shown by estimated ages
 FT; fission track method, K-Ar; potassium-argon method, Hb; Hornblende, Bt; Biotite

Figure 1. Summary of the geology of the Ômuta district.

PALEOGENE

The Paleogene strata occur in the southeastern portion of the district along the east coast of the Ariake Kai (Bay). Their sediments are mainly sandstone with small amounts of mudstone, conglomerate and coal seam. The Paleogene strata of the district are famous not only for the Miike Coal-field, but also for their Eocene molluscan fossils. The Paleogene of the district are divided into three groups, the Akasaki, Ōmuta and Manda Groups in ascending order.

The Akasaki Group is only composed of the Ginsui Formation (30-70 meters in thickness) and characterized by the presence of reddish beds. Similar beds are known as the basal member of the Paleogene formations in the west to northwest Kyushu.

The Ōmuta Group includes the coal-bearing formations and is divided into three formations, the Komenoyama, Tōka and Nanaura Formations in ascending order. The Komenoyama Formation (60-70m) is fine-grained muddy sandstone, mudstone, and alternation of sandstone and mudstone, and yields abundant molluscan fossils. The Tōka (70-100m) and Nanaura (100-130m) Formations are medium- to coarse-grained arkosic sandstone with thin mudstone. A few molluscan fossils are also collected from these two formations. The Ōmuta Group is mainly characterized by occurrence of *Pseudoliva japonica* and *Colpospira (Acutospira) okadai*.

The Manda Group is composed of mostly marine deposits and divided into two formations, the Kattachi and Yotsuyama Formations in ascending order. The Kattachi Formation (100-130m) consists of medium- to coarse-grained glauconite sandstone, fine-grained muddy sandstone and alternation of sandstone and mudstone. This formation yields abundant gastropod and bivalve fossils accompanied by some accessory elements including cephalopods, brachiopods, echinoids, decapods, bird and plants. The Yotsuyama Formation (200-800m) consists of medium- to fine-grained muddy sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone with tuffaceous mudstone. The molluscan fauna of the Manda Group is characterized by *Venericardia (Venericor) nipponica* and *V. (V.) mandaica* is clearly different from that of the Ōmuta Group. The latter is correlated with the Lower Eocene of the Amakusa-kamishima, slightly south of the Ariake Kai. The former is correlated with the Middle Eocene of the Nagasaki Prefecture in west and northwest Kyushu. The Upper part of the Yotsuyama Formation is correlated with the Upper Eocene by nanofossils from drilled samples under the Ariake Kai.

NEOGENE

Intrusive rocks and subconsolidated sandstone and mudstone formation, which occur underground, are estimated as the Neogene of the district. The intrusive rocks are thought to be dolerite sill intruding into the Paleogene strata under the Ariake Kai. The age of the dolerite sill is not known, but probably corresponds to the Miocene Kitamatsuura Basalts.

The subconsolidated sandstone and mudstone formation is unconformably covered by the Quaternary, and these subconsolidated rocks may be correlative with the Pliocene Kurume and Kuroki Formations. But details of their ages and distribution are not known.

QUATERNARY

The Quaternary of the district mainly spread in the northern portion of the district along the north and east coast of the Ariake Kai. The Quaternary of the district is divided into the Middle Pleistocene, Late Pleistocene and Holocene.

The Middle Pleistocene is subdivided into the Tateishi and Kawazoe Formations. The Tateishi Formation includes higher terrace deposits and older talus deposits. The Kawazoe Formation only exists beneath the surface in the district. The formation intercalates 0.6 Ma Setaka Tephra.

The Late Pleistocene includes the Nakabaru Formation, Aso-3 Pyroclastic Flow Deposits, Takagise Formation, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits and Mitagawa Formation in ascending order, but the Aso-3 Pyroclastic Flow Deposits and Takagise Formation are not exposed in the district. The Nakabaru Formation consists of gravel, sand, silt and fresh-water clay. It intercalates the Aso-3 Pyroclastic Flow Deposits and Takagise Formation. The Aso-3 Pyroclastic Flow Deposits (130 ka) is a wide spread tephra in central Kyusyu. The Takagise Formation consists of silt, marine clay and shell, and was formed during the last interglacial stage (MIS 5e). The Aso-4 tephra (90 ka) is one of the most areal standard tephtras in Japan. The Aso-4 tephra occurs in this district as a pyroclastic flow deposit (Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits) with welded pumice lapilli tuff. The Mitagawa Formation is composed of gravel, sand and mud, with basal lahar deposits derived from the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits. The Mitagawa Formation is covered by yellowish loess including glass shards of the Aira-Tn tephra (25 ka).

The Holocene consists of the Hasuike and Ariake Clay Formations. The Hasuike Formation consists of fresh- to brackish-water clay, silt, sand and gravel. The Ariake Clay Formation is composed of marine clay, silt, sand and shell, and its sedimentation continues on the sea floor of the Ariake Kai.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal

Miike Colliery was the largest colliery in Japan and produced 6.6 million tons of clean coal in 1970. The Komenoyama, Tōka, Nanaura and Kattachi Formations of the Paleogene strata intercalate coal seams called the Eighth Seam (1 m± in thickness), Miike Main Seam (2.4-6.0 m), Miike Upper Seam (1.9-5.6 m) and Second Upper Seam (1.3-4.7 m), respectively. The coal quality of the Miike Colliery is a high volatile bituminous coking coal. The colliery was closed in 1997.

Building stones

The Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits and Paleogene sandstone were quarried for building stone in the district. The welded part of the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits was used for stone bridges. Paleogene sandstone of the Nanaura Formation was used as building material of the Miike port and stone wall.

Hot spring

A hot spring (50.1 degrees centigrade temperature) used for bathing is in Yanagawa city, northwest of the district.

執筆分担

第 1 章 地形	下山正一
第 2 章 地質概説	富田宰臣・松浦浩久・下山正一・宮崎一博
第 3 章 周防変成コンプレックス	宮崎一博
第 4 章 白亜紀高温低圧型重複変成領域	宮崎一博
第 5 章 白亜紀深成岩（玉名花崗閃緑岩）	松浦浩久
第 6 章 古第三系	富田宰臣・石橋 毅・三木 孝・松浦浩久
第 7 章 新第三系	松浦浩久
第 8 章 第四系	下山正一
第 9 章 活断層，リニアメント及び地震活動	下山正一
第 10 章 応用地質	富田宰臣・三木 孝・松浦浩久

文献引用例

富田宰臣・下山正一・松浦浩久・宮崎一博・石橋 毅・三木 孝（2008）大牟田地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産総研地質調査総合センター，69p.

章単位での引用例

下山正一（2008）大牟田地域の地質，第 1 章 地形，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産総研地質調査総合センター，p.1-5.

Bibliographic reference

Tomita, S., Shimoyama, S., Matsuura, H., Miyazaki, K., Ishibashi, K. and Miki, T. (2008) Geology of the Ōmuta district. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 69p. (in Japanese with English abstract, 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Shimoyama, S. (2008) Geology of the Ōmuta district. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-5. (in Japanese).

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）大牟田地域の地質
平成 20 年 7 月 31 日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 松枝印刷株式会社