

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

福岡(14)第34号

NI-52-10-1

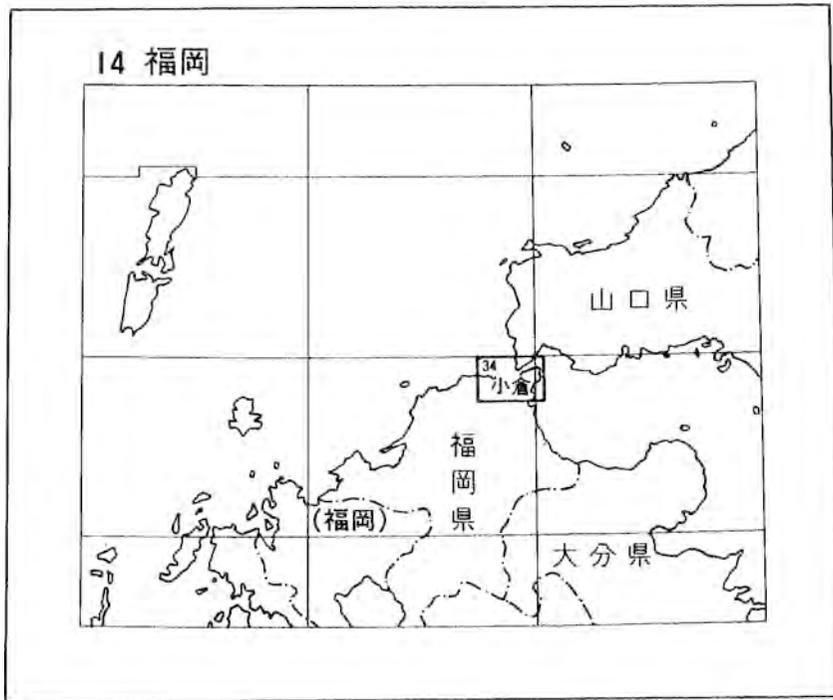
小 倉 地 域 の 地 質

中江 訓・尾崎正紀・太田正道
藪本美孝・松浦浩久・富田宰臣

平成 10 年

地 質 調 査 所

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

小串 Ogushi 1:75,000 (1922)	14-25 安岡 Yasuoka NI-52-9-4 (未刊行, unpublished)	山口 Yamaguchi 1:75,000 (1922) 14-26 厚狭 Asa NI-52-3-16 (未刊行, unpublished)
14-33 折尾 Orio NI-52-9-8,10-5 (1993)	14-34 小倉 Kokura NI-52-10-1 (1998)	14-35 宇部 Ube NI-52-4-13 (1956)
14-43 直方 Nōgata NI-52-10-6 (未刊行, unpublished)	14-44 行橋 Yukuhashi NI-52-10-2 (未刊行, unpublished)	14-45 箕島 Minoshima NI-52-4-14 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	(尾崎正紀)	1
I. 1 概 要		1
I. 2 陸域の地形		3
I. 2. 1 山 地		3
I. 2. 2 丘 陵		4
I. 2. 3 台地・段丘		5
I. 2. 4 低 地		8
I. 3 海域の地形		8
I. 3. 1 関門海峡		8
I. 3. 2 周防灘		9
I. 3. 3 響 灘		9
II. 地質概説	(中江 訓)	10
III. 秋吉帯上部古生界呼野層群	(中江 訓)	14
III. 1 研究史		14
III. 2 概 要		15
III. 3 恒見ユニット(Tls)		18
III. 3. 1 命名・分布		18
III. 3. 2 構造層序・岩相		18
III. 4 大積ユニット(Ogs, Ols, Och, Osi, Oms, Oss)		19
III. 4. 1 命名・分布		19
III. 4. 2 構造層序		19
III. 4. 3 岩 相		21
III. 5 足立山ユニット(Ags, Als, Ach, Asi, Ams, Ass)		25
III. 5. 1 命名・分布		25
III. 5. 2 構造層序		25
III. 5. 3 岩 相		25
III. 6 産出化石と地質年代		26
III. 6. 1 産出化石		27
III. 6. 2 地質年代		29
III. 7 地質構造		31
III. 7. 1 ユニット境界スラスト		31
III. 7. 2 覆瓦構造		31
III. 7. 3 シンフォーム・アンチフォーム構造		31

III. 7. 4 高角断層	32
IV. 下部白亜系関門層群 (太田正道・藪本美孝)	32
IV. 1 研究史	32
IV. 2 概要	34
IV. 3 脇野亜層群	34
IV. 3. 1 道原層 (W ₁)	35
IV. 3. 2 高津尾層 (W ₂)	37
IV. 3. 3 蒲生層 (W ₃)	39
IV. 3. 4 熊谷層 (W ₄)	39
IV. 4 下関亜層群	40
IV. 4. 1 塩浜層 (S ₁)	40
IV. 4. 2 福浦安山岩 (S ₂)	41
IV. 4. 3 老町安山岩 (S ₃)	42
IV. 4. 4 海土郷安山岩 (S ₄)	42
IV. 4. 5 小門安山岩 (S ₅)	42
IV. 4. 6 筋ヶ浜下部層 (S ₆)	43
IV. 4. 7 筋ヶ浜上部層 (S ₇)	43
IV. 4. 8 ひん岩 (Po)	43
IV. 5 地質年代	44
IV. 6 地質構造	44
V. 上部白亜系八幡層 (Ya) (太田正道・藪本美孝)	45
VI. 後期白亜紀深成岩類及び岩脈 (松浦浩久)	46
VI. 1 概要及び研究史	46
VI. 2 香春花崗閃緑岩 (Kgd, Kgf)	47
VI. 3 平尾花崗閃緑岩 (Hgd, Hto)	48
VI. 4 長府花崗岩 (Cgr)	50
VI. 5 岩脈	50
VI. 5. 1 花崗斑岩 (Gp)	50
VI. 5. 2 アプライト及び石英斑岩 (Ap)	51
VI. 5. 3 閃緑斑岩 (Di)	51
VII. 上部始新枕 - 下部漸新統大辻層群 (富田宰臣)	51
VII. 1 出山層 (It, Ik, Is, Ii, Ih, In, Ir)	52
VII. 1. 1 命名・模式地・層厚	52
VII. 1. 2 分布	52
VII. 1. 3 層序	52
VII. 1. 4 部層区分と模式地の出山層との対比	53

VII. 1. 5 岩 相	53
VII. 1. 6 化 石	55
VII. 2 遠賀層 (Oo)	55
VII. 2. 1 命名・模式地・層厚	55
VII. 2. 2 分布及び層序	55
VII. 2. 3 岩 相	57
VII. 2. 4 化 石	57
VIII. 上部始新統 - 下部漸新統幡生層 (尾崎正紀)	59
VIII. 1 研究史及び概要	59
VIII. 2 層 序	59
VIII. 2. 1 上新地泥岩砂岩礫岩部層 (Hk)	60
VIII. 2. 2 武久礫岩部層 (Ht)	61
VIII. 2. 3 山ノ田砂岩礫岩部層 (Hy)	61
VIII. 2. 4 垢田ノ辻泥岩部層 (Ha)	61
VIII. 3 堆積環境	62
VIII. 4 植物化石	62
VIII. 5 地質構造	62
VIII. 5. 1 下関断層	62
VIII. 5. 2 付随断層	63
VIII. 5. 3 向斜構造	63
IX. 下部漸新統芦屋層群 (尾崎正紀)	64
IX. 1 概 要	64
IX. 1. 1 芦屋層群の分布域	64
IX. 1. 2 研究史	64
IX. 1. 3 大辻層群との層序関係	67
IX. 1. 4 層序区分	67
IX. 1. 5 対 比	67
IX. 2 堆積相と堆積環境	67
IX. 2. 1 研究史	67
IX. 2. 2 堆積相区分	68
IX. 2. 3 堆積環境と堆積システム	68
IX. 3 山鹿層 (Ay)	73
IX. 3. 1 命名・定義	73
IX. 3. 2 模式地	73
IX. 3. 3 分 布	73
IX. 3. 4 層 厚	73

IX. 3. 5	堆積相	73
IX. 3. 6	北九州市西部-芦屋町地域と藍島地域の山鹿層の対比	75
IX. 4	則松層 (An)	80
IX. 4. 1	命名・定義	80
IX. 4. 2	模式地	80
IX. 4. 3	分布	80
IX. 4. 4	層厚	80
IX. 4. 5	堆積相	80
IX. 5	陣ノ原層 (Aj)	82
IX. 5. 1	命名・定義	82
IX. 5. 2	模式地	83
IX. 5. 3	分布	83
IX. 5. 4	層厚	83
IX. 5. 5	堆積相	83
IX. 5. 6	北九州市西部-芦屋町地域と馬島-西山・竹ノ子島地域の陣ノ原層の対比	84
IX. 6	本城層 (Ah)	84
IX. 6. 1	命名・定義	84
IX. 6. 2	模式地	86
IX. 6. 3	分布	86
IX. 6. 4	層厚	86
IX. 6. 5	堆積相	86
IX. 7	脇田層 (Aw)	86
IX. 7. 1	命名・定義	86
IX. 7. 2	模式地	86
IX. 7. 3	分布	86
IX. 7. 4	層厚	87
IX. 7. 5	堆積相	87
IX. 8	シーケンス層序	87
IX. 9	化石	87
IX. 10	地質年代	88
IX. 10. 1	海棲微化石年代	88
IX. 10. 2	放射年代	88
IX. 11	地質構造	88
IX. 11. 1	概要	88
IX. 11. 2	小倉断層	89
IX. 11. 3	二島断層	90

X. 鮮新世 - 更新世玄武岩類	(松浦浩久)	91
X. 1 概要		91
X. 2 鮮新世玄武岩類 (B _{1p} , B _{1l})		91
X. 2. 1 妙見山岩体		91
X. 2. 2 城山岩体		92
X. 3 更新世玄武岩類 (B _{2p} , B _{2l})		93
X. 3. 1 貴船岩体		93
X. 3. 2 六連島岩体		95
X. 3. 3 片田岩体		95
XI. 第四系	(尾崎正紀)	97
XI. 1 層序区分		97
XI. 1. 1 区分の定義		97
XI. 1. 2 従来の地形区分との関係		97
XI. 2 中部更新統 (高位段丘堆積物) (th)		99
XI. 3 上部更新統下部 (中位段丘堆積物) (tm)		99
XI. 4 阿蘇4火砕流堆積物 (a4)		100
XI. 5 上部更新統上部 (低位段丘堆積物) (tl, tl ₁ , tl ₂)		100
XI. 6 上部更新統最上部 - 完新統 (沖積層)		101
XI. 6. 1 扇状地堆積物 (f)		101
XI. 6. 2 谷底平野堆積物・後背湿地堆積物・自然堤防堆積物・内湾堆積物 (a)		101
XI. 6. 3 海岸砂丘堆積物・砂州堆積物・砂嘴積物 (S)		101
XI. 7 埋立地及び干拓地 (r)		101
XII. 活断層及びび災害地質	(尾崎正紀)	102
XII. 1 活断層		102
XII. 1. 1 小倉東断層		102
XII. 1. 2 福智山断層		104
XII. 1. 3 頓田断層		105
XII. 2 地震活動		105
XII. 3 山腹崩壊・地すべり		106
XII. 4 炭坑による地盤沈下		106
XII. 5 洪水		106
XIII. 資源地質	(中江 訓・富田宰臣・尾崎正紀)	107
XIII. 1 鉱山		107
XIII. 1. 1 金属鉱床		107
XIII. 1. 2 非金属鉱床		107
XIII. 2 燃料資源		108

XII 2. 1 石炭鈳床	108
XII 3 その他	109
XII 3. 1 地下水	109
XII 3. 2 温泉・鈳泉	109
XII 3. 3 珪砂	110
XII 3. 4 採石	110
文献	110
Abstract	122

図・表目次

第1図 小倉図幅地域の行政区画区分	2
第2図 小倉図幅地域の埋谷図面（陸域）及び海底地形	3
第3図 小倉図幅地域の地形区分	4
第4図 小倉図幅地域の先第四系（基盤岩）分布	5
第5図 小倉図幅地域の地形	6
第6図 小倉図幅地域及び周辺地域の最終氷期の河川系の推定図	9
第7図 小倉図幅地域及びその周辺地域の地質概略図	11
第8図 福岡県-山口県西部における古第三系の分布	12
第9図 呼野層群の地質概略	16
第10図 恒見ユニットの石灰岩露頭	18
第11図 大積ユニットのチャートから砂岩・泥岩までの層序関係	19
第12図 大積ユニットの石灰岩から泥岩までの層序関係	20
第13図 大積ユニットの石灰岩・赤色珪質泥岩・チャートの層序関係	21
第14図 大積ユニットの各岩相の露頭写真（Ⅰ）	22
第15図 大積ユニットの各岩相の露頭写真（Ⅱ）	24
第16図 足立山ユニットの各岩相の露頭写真	26
第17図 各岩相の薄片写真	27
第18図 呼野層群の岩相とその堆積年代の関係	29
第19図 化石の産出地点とルートマップ作成地点	30
第20図 小倉図幅地域及びその周辺地域における関門層群・八幡層の分布	35
第21図 関門層群の総合柱状図	36
第22図 香春花崗閃緑岩の露頭	48
第23図 日本道路公団北九州道路（現 都市高速4号線）調査試錐位置	54
第24図 日本道路公団北九州道路（現 都市高速4号線）沿いの地質断面図	55
第25図 宇佐町断層付近の拡大断面図	56

第26図	出山層地質柱状図	56-57
第27図	遠賀層試錐柱状図	56-57
第28図	小倉-戸畑沖積地地下での古第三系各層の分布	58
第29図	幡生層の地質図及び地質構造図	60
第30図	芦屋層群と古第三系の層序と地質年代	66
第31図	芦屋層群の堆積相 (1)	70
第32図	芦屋層群の堆積相 (2)	71
第33図	芦屋層群の堆積相 (3)	72
第34図	北九州市西部-芦屋地域における芦屋層群の地質図及び断面図	74
第35図	北九州市西部-芦屋地域における芦屋層群の地質柱状図	76
第36図	藍島周辺の芦屋層群の地質図	78
第37図	藍島周辺の芦屋層群の地質柱状図	79
第38図	九州市西部-芦屋地域における則松層の地質柱状図	81
第39図	馬島及び六連島付近の芦屋層群の地質図	82
第40図	馬島及び西山-竹ノ子島地域における陣ノ原層の地質柱状図	82-83
第41図	西山-竹ノ子島付近の芦屋層群の地質図	84
第42図	六連島における芦屋層群の地質柱状図	85
第43図	成層したスコリア堆積物の露頭	94
第44図	降下スコリア堆積物とこれを覆う溶岩	96
第45図	小倉図幅地域及び周辺地域における第四系の層序区分と対比	98
第46図	小倉図幅地域周辺の活断層分布	103
第47図	小倉東断層の分布と段丘面区分	104
第1表	小倉図幅地域及びその周辺地域の地質総括表	13
第2表	小倉図幅地域及びその周辺地域における呼野層群の層序区分対比	17
第3表	ユニットの岩相と構造の特徴	17
第4表	小倉図幅地域の呼野層群から産出した化石	28
第5表	小倉図幅地域及びその周辺における脇野亜層群の層序対比	37
第6表	脇野亜層群から産出した魚類化石	38
第7表	脇野亜層群熊谷層の酸性凝灰岩のフィッシュントラック年代	40
第8表	小倉図幅地域及びその周辺における下関亜層群の層序対比	41
第9表	芦屋層群の層序区分の変遷とそれらの対比	65
第10表	芦屋層群の堆積相と堆積組相区分	69
第11表	芦屋層群に産する軟体動物化石	88-89
第12表	芦屋層群に産する脊椎動物化石	89
第13表	鮮新世-更新世玄武岩類の主成分化学組成とノルム組成	92

第14表 小倉図幅地域における石灰石・軟珪石鉱山と生産量 108

Figure Geologic summary of the Kokura district 123

小倉地域の地質

中江 訓*・尾崎正紀*・太田正道**
藪本美孝**・松浦浩久*・富田宰臣***

小倉図幅地域の調査及び研究は平成4年度から7年度に実施した。野外調査に当たっては、上部古生界を中江が、白亜系を太田と藪本が、古第三系を富田と尾崎が、第四系を尾崎が、深成岩・玄武岩を松浦が担当した。本報告の執筆は以下の通りに分担し、全体の取りまとめは中江が行った。I章：尾崎，II・III章：中江，IV・V章：太田・藪本，VI章：松浦，VII章：富田，VIII・IX章：尾崎，X章：松浦，XI・XII章：尾崎，VIII章：中江・富田・尾崎。

放散虫化石用の岩石処理・抽出作業の一部は、山口大学鎌田祥仁博士（当時筑波大学），ならびに大阪市立大学桑原希世子博士に依頼した。鉱山資料収集には、九州通商産業局環境資源部鉱業課山本武氏にご協力いただいた。以上の方々に記して謝意を表する。また本研究に用いた岩石薄片は、大阪地域地質センター青山秀喜技官及び地質標本館野神貴嗣技官，大和田朗技官の製作によるものである。

I. 地 形

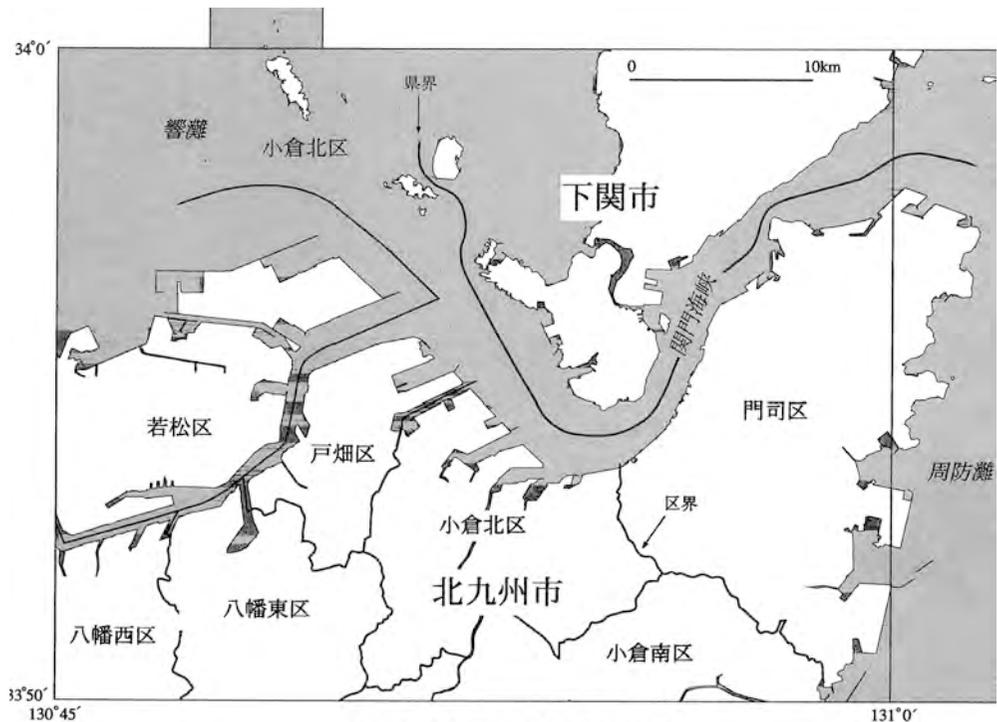
(尾崎正紀)

I. 1 概 要

小倉図幅地域は東経130°45′-131°03′，北緯33°50′-34°0′の範囲を占める。この地域は、国土地理院発行1/5万地形図の「小倉」に加え、「宇部」の西端部と「安岡」の一部を含むが、本報告では小倉図幅地域として扱う。行政区分上、瀬戸内海と日本海を結ぶ関門海峡を境に、南側が福岡県北九州市、

*地質部，**北九州市立自然史博物館，***九州大学

Keywords: geologic map, 1:50,000, Kokura, Kitakyushu, Fukuoka, Shimonoseki, Yamaguchi, Upper Paleozoic, Cretaceous, Paleogene, Eocene, Oligocene, Neogene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Yobuno Group, Kanmon Group, Yahata Formation, granite, Otsuji Group, Hatabu Formation, Ashiya Group, basalt, terrace deposit, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, Chikuho Coal Field, Kokura Coal Field, Futajima Fault, Shimonoseki Fault, Kokura Fault, Kokurahigashi Fault, Fukuchiyama Fault

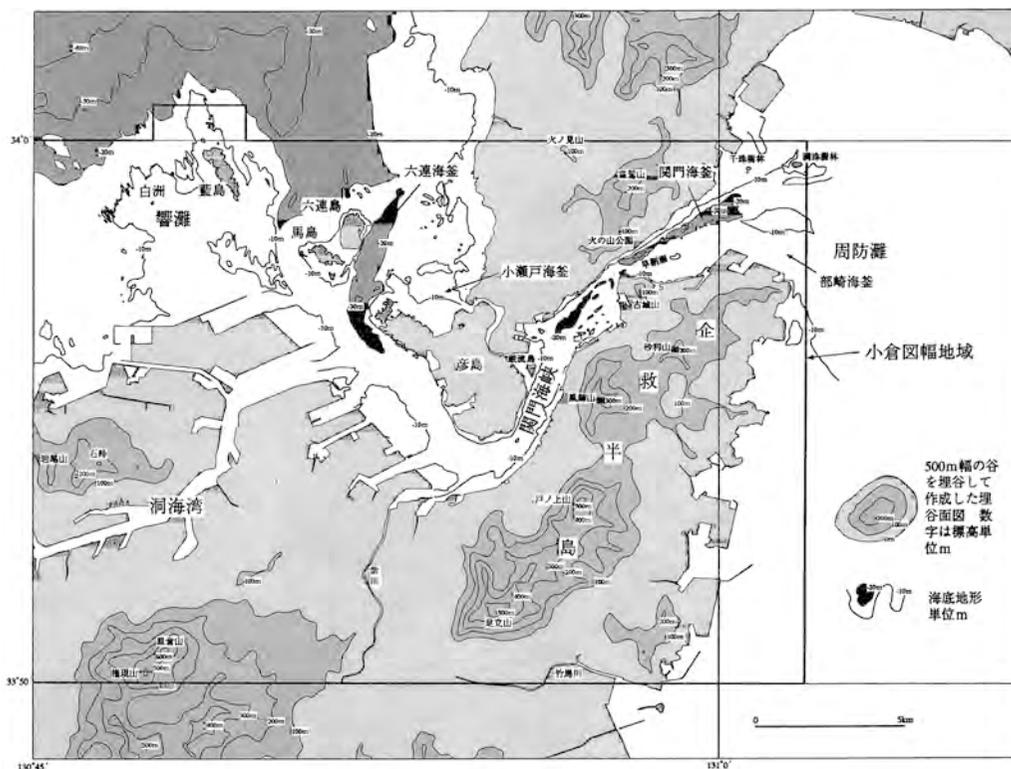


第1図 小倉圏幅地域の行政区画区分
 国土地理院発行1/5万地形図「小倉」及び「宇部」より作成。

北側が山口県下関市にあたる（第1図）。

小倉圏幅地域では地形分類上、陸域は山地（山麓を含む）、丘陵、台地・段丘、低地に区分され（第3図；福岡県編，1971；山口県編，1973），それらの発達 は地質系統とその地質構造（第4図）と密接に関係している。すなわち，山地は主に秋吉帯の上部古生界呼野層群や下部白亜系関門層群からなり，その山麓部には後期白亜紀の深成岩類が分布する。一方，台地・丘陵は主に関門層群と古第三系大辻層群・幡生層・芦屋層群の，段丘は更新統の，低地は完新統の分布域にほぼ一致する。一方海域は，東側の周防灘と西側の響灘，さらに両者を繋ぐ関門海峡とに区分され，それぞれに独特な海底地形が発達する（第2，6図）。

本圏幅地域に見られる地形の大枠は，先第三系の北東-南西方向の褶曲構造に加え，南-北ないし北西-南東走向で西落ちの変位を示す断層群（二島断層，小倉断層，下関断層）によって形成された半地溝構造に支配されている（第2，4図；第IX章参照）。小倉断層などで境される地塊は東ないし北東方向へ傾斜し，断層西側沿いでは急崖となり，全体としてケスタ地形のような形態を示す。なお，第四紀の変動地形としては，活断層である小倉東断層による比高数m程度の段丘崖が，足立山西沿いに認められる（第XII章参照）。



第2図 小倉図幅地域の埋谷面図（陸域）及び海底地形
埋谷面図は国土地理院発行の1/5万地形図「小倉」・「宇部」・「行橋」・「安岡」・「厚狭」を基に500m以下の谷を埋谷して作成。海底地形は海上保安庁水路部（1980, 1983）を簡略化して作成。数字は標高（m）。

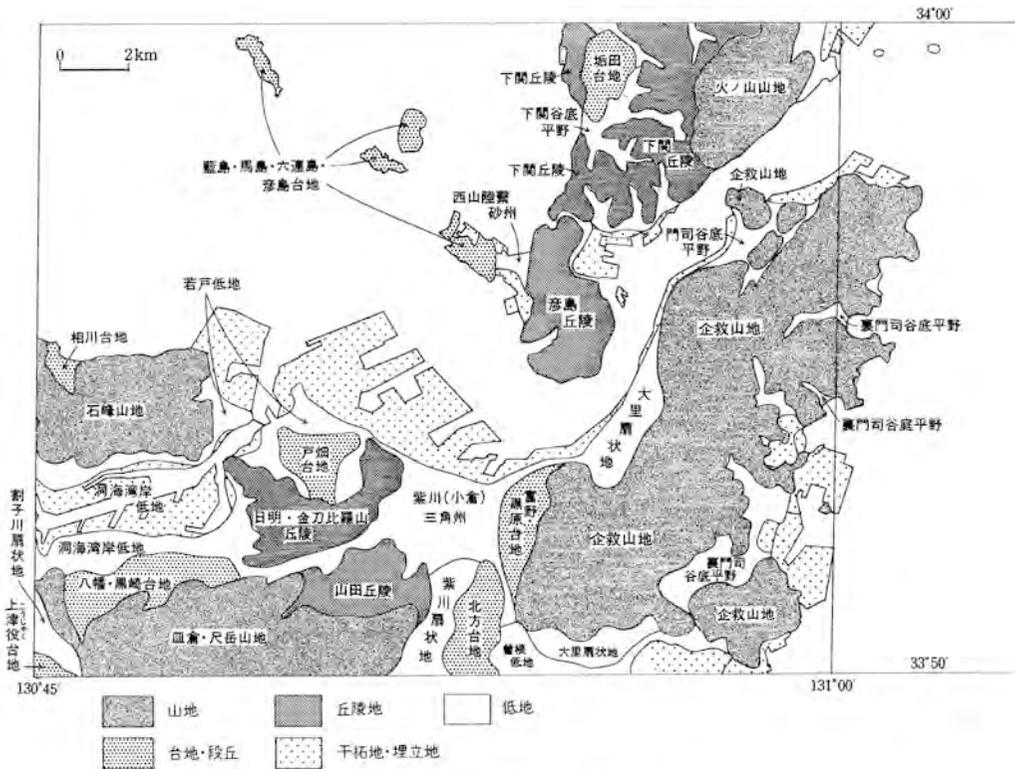
I. 2 陸域の地形

I. 2. 1 山地

山地は、北九州市東部の企救山地、洞海湾の南に広がる皿倉・尺岳山地、洞海湾北側の石峰山地、下関市東部の火ノ山山地に区分される（第3図；福岡県編，1971；山口県編，1973）。なお、本報告では、福岡県編（1971）で区分されている山麓は山地に含めた。

企救山地：呼野層群と関門層群の分布域に一致する（第5図D）。この山地はその中央部（門司区大里-鹿喰峠付近）を境に、南西部と北東部に区分できる。南西部では標高500mに達する急傾斜域が集中するのに対し、北東部では標高は低く300-200m程度である。この違いは、呼野層群の地質構造を反映したものと推定される。つまり南西部での構造方向が企救半島の延びの方向（北東-南西方向）に一致するのに対して、北東部での構造方向（西北西-東南東方向）は企救半島の延びの方向と直交するため、必従谷が形成されたと考えられる。なお、企救山地北東部のうち脇野亜層群の分布する北西側は、標高がやや高い地域となっている。また、山麓部は、後期白亜紀深成岩類の分布域にほぼ一致する。

皿倉・尺岳山地：関門層群の分布する皿倉・尺岳山地では、皿倉山（標高622.2m）と権現山（標高



第3図 小倉圏幅地域の地形区分
福岡県編 (1971) 及び山口県編 (1973) を簡略化

617.2 m) を稜線とする皿倉山周辺 (標高約 600 m) とその東側地域 (標高 130-200 m) とに標高の大きな差がみられる。これは前述のように小倉断層と二島断層で境された地塊の北東側への傾動の影響もあるが、皿倉山周辺では堆積岩主体の脇野亜層群が広く分布しているのに対し、東側地域には火砕岩主体の下関亜層群が分布することから、岩相の違いによる差別浸食の結果であると推定できる。

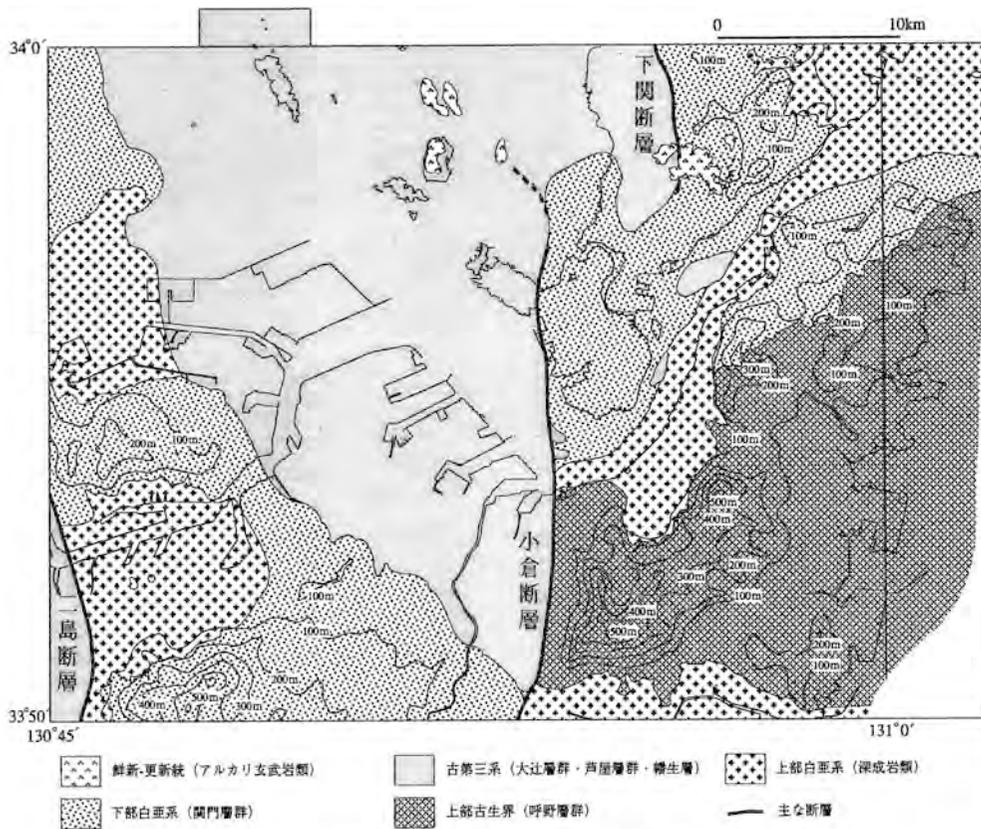
石峰山地：下関亜層群が分布する石峰山地は、200 m以下の標高を示す (第5図A)。他の山地に比べ、地すべり地形が多く発達している (九州活断層研究会編, 1989)。これは風化すると粘土鉱物になりやすい下関亜層群の火砕岩に起因するものと考えられる。

火ノ山山地：火ノ山山地には脇野亜層群と深成岩類が分布し、標高は250-360 m程度である (第5図Cの火の山公園、霊鷲山付近)。下関亜層群が分布する彦島が、丘陵に分類される程度の標高しか持たないのに比べ対照的である。このことは、下関亜層群に比較して脇野亜層群が風化・浸食に強いことを示している。

1. 2. 2 丘陵

下関丘陵、彦島丘陵、山田丘陵、^{ひあがり きんびらやま}日明・金刀比羅山丘陵に区分される (福岡県編, 1971)。

下関丘陵：標高 140-100 m以下で、幡生層、下関亜層群、脇野亜層群、深成岩類、玄武岩類が分布す



第4図 小倉圏幅地域の先第四系(基盤岩)分布
陸域は本報告を、海域は海上保安庁水路部(1983)の海底地質図を簡略化。

る地域である(第5図Cの下関市街地付近)。分類は丘陵とされているが脇野亜層群からなる山高帽の地形など急傾斜地形が幾つか見られる。

彦島丘陵：ほぼ100 m以下の標高を示し、下関亜層群が広く分布する(第5図Cの彦島)。

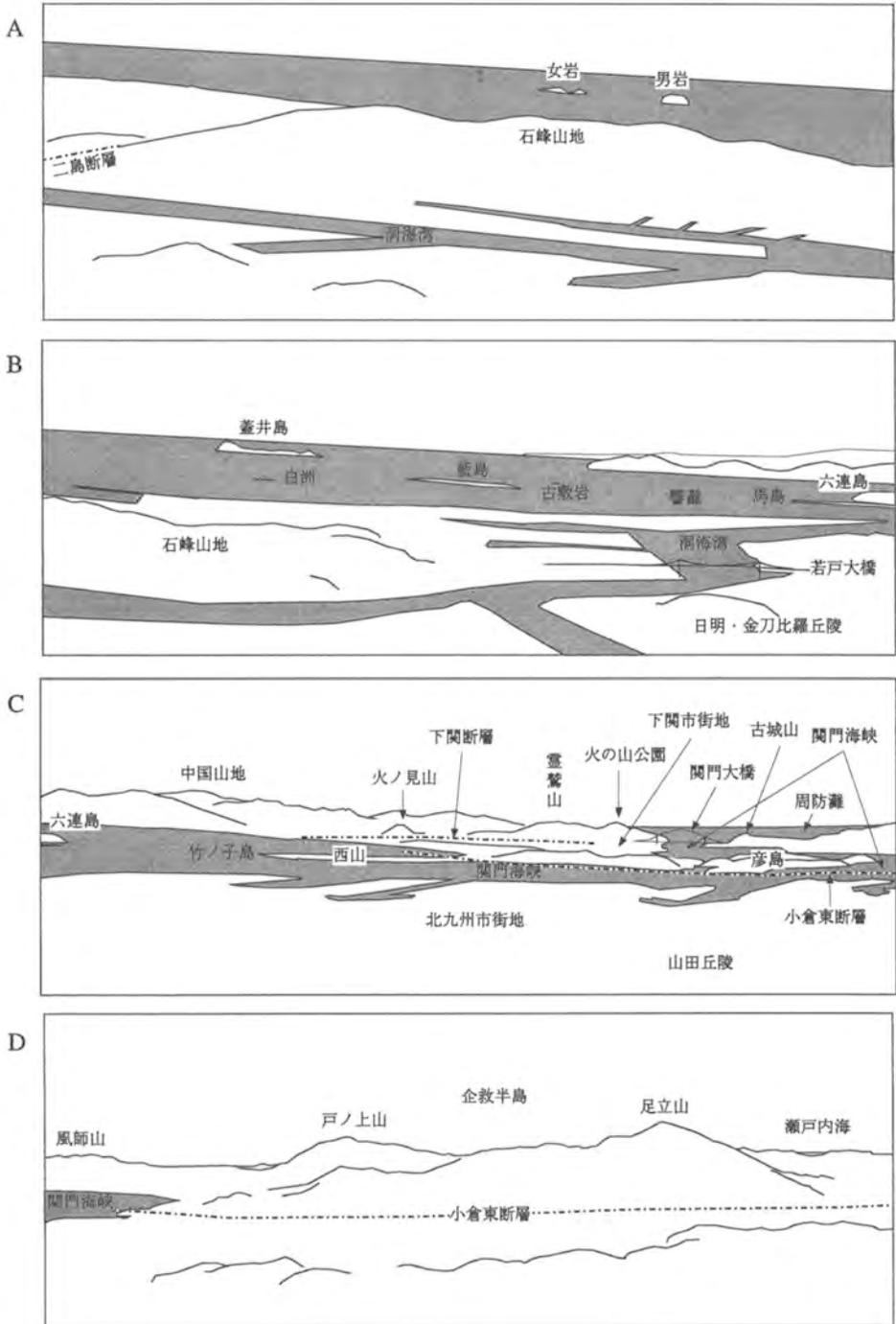
山田丘陵及び日明・金刀比羅山丘陵：両丘陵は皿倉・尺岳山地東部の北側延長部にあたり、下関亜層群や大辻層群の分布域に一致する(第5図Bの若戸大橋手前から第5図C下半分の丘陵)。一般に標高120-100 m以下を示すが、大辻層群分布域は標高50 m前後で、より低い地形をなしている。

1. 2. 3 台地・段丘

台地・段丘は山地と低地の境界部に分布し、扇状地と段丘堆積物からなる平坦面である。特に、皿倉山の北側山麓部から低地にかけての地域と、企救山地南東部山麓部には扇状地性の段丘面がよく発達する。段丘面は高位・中位・低位に区分でき、いずれも更新統を構成堆積物とする(第XI章参照)。いわゆる沖積面との比高は40 m以下である。台地・段丘の多くが最終氷期以前の間氷期の高海水準期に形成されたと考えられる。



第5図 小倉圏輻地域の地形
皿倉山より北-東方を撮影。



I. 2. 4 低地

低地は沖積層からなり、厚さは10-30 m程度と薄い。JR小倉駅付近・洞海湾岸周辺などに発達するが、分布域は狭い。小倉-洞海湾付近では、関門海峡の潮流流によって沖積層の堆積が制限され、大辻層群などからなる基盤上に薄く沖積層が堆積する程度の沖積平野しか形成されていない。河川の発達が悪く、紫川、竹馬川など低地を流れる河川は流域・流量とも小さい。

I. 3 海域の地形

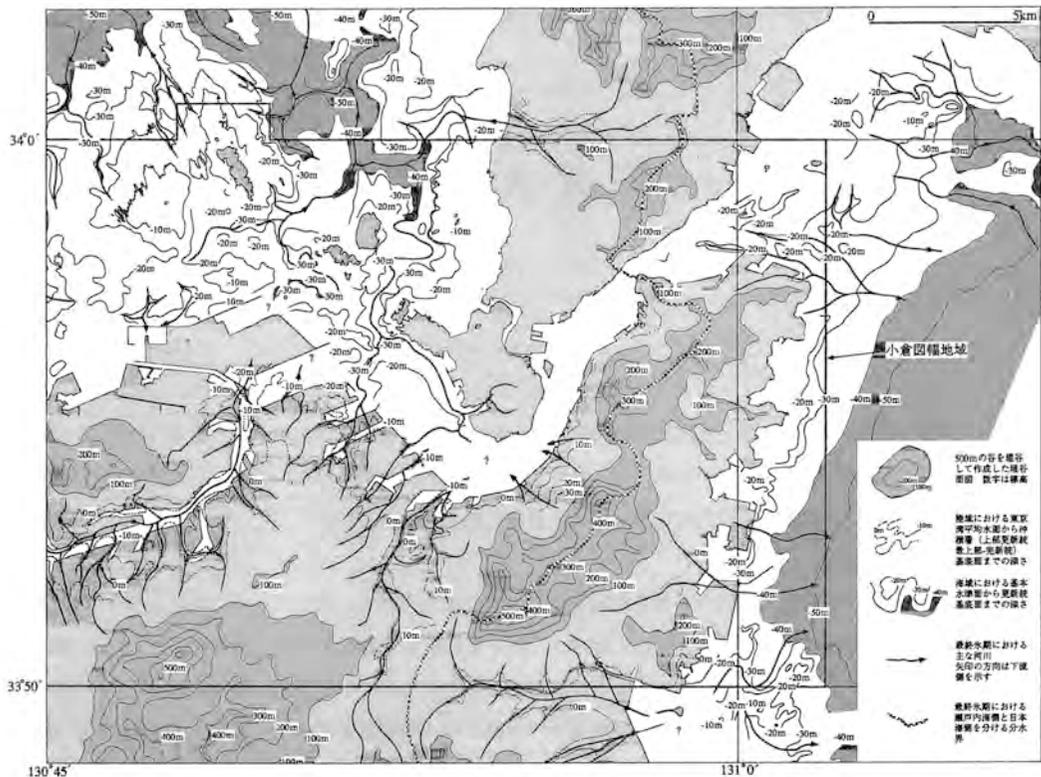
I. 3. 1 関門海峡

関門海峡は、日本海と瀬戸内海を結ぶS字形に屈曲した、幅600 m-4km、長さ約25kmの海峡である(海上保安庁水路部, 1980)。この海峡にはいくつかの海釜(細長い凹地)が発達するが、それらは本州沿いと九州沿いの海釜群列に区分できる。本州寄りの海釜として、関門海釜、小瀬戸海釜(現在埋め立てによって潮流が制限され、埋積が生じている)、六連海釜が、九州寄りの海釜としては部埼海釜がある(第2図)。本州寄りの海釜の水深が20-40 m(最大47 m)に達するのに対して、九州寄りの海釜は水深が20 mよりも浅く、しかも不連続に分岐している(第2図の10 m間隔の等深線では、九州寄りの海釜は表現できない。詳細な海底地形については地質図(等深線は海上保安庁水路部(1988)に基づく)を参照のこと)。

海釜中には、基盤が直接露出する部分と砂礫の堆積により小さな凹凸が発達する部分がある。関門海峡の潮流の最大流速は、東流が8.5ノット(時速約16km)、西流が6.5ノット(時速約12km)であり、この潮流による浸食によって海釜が形成されたと考えられている(八島, 1994)。

関門海峡の形成について、吉川(1953)は、関門海峡を最終氷期(約7万年前から1万年前)の河川の埋め残しと考えた。また海峡周辺の堆積層基底の深度(陸域:東京湾平均水面から沖積層基底面までの深さ、海域:海底面下の音速度を1,500 m/秒と仮定して計算された基本水準面から洪積層(更新統)基底面までの深さ)が、水深20 m前後であるのに対し、鞍部の大瀬戸付近の海峡の最小水深は13-14 mである(海上保安庁水路部, 1988)。このことから八島(1994)は、海水準が現在より10 m程度低かった時期、すなわち約7,000年前に、関門海峡が成立したと推定している。

海底面下の谷地形から推定できる最終氷期頃の河川系は、現在の関門海峡を分断して霊鷲山から足立山などに連なる北北東-南南東方向の地形的な高まりを分水界としている。分水界の東側では周防灘(瀬戸内海)に東流し、西側では響灘へ北流ないし西流していたことが推定できる(第6図)。しかし、関門海峡沿いには更新世に形成されたと考えられる段丘面が不連続であるが標高30-40 mに散在しており、最終間氷期にも関門海峡が存在した可能性は否定できない。なお、先第三系の中で比較的風化・浸食に弱いと考えられる後期白亜紀深成岩類の分布域と海峡の位置がほぼ一致している(第4図)ことから、差別浸食による谷地形を利用して、S字形をなす関門海峡の特異な形態が形成されたとみなされる。



第6図 小倉図幅地域及び周辺地域の最終氷期の河川系の推定図

海域における沖積層基底面までの深さ及び更新統基底面までの深さは、海上保安庁水路部（1980，1983）に基づき作成。埋谷面図は第2図と同じ。最終氷期における主な河川及び瀬戸内海と日本海を分ける分水界はこの図から推定した。

I. 3. 2 周防灘

本図幅地域内の周防灘の水深は10m以浅で、その極めて緩やかで平坦な海底地形は、関門海峡や響灘と対照的である。この平坦な地形は、最終氷期の河谷地形をその後の海水準上昇に伴う堆積物（いわゆる沖積層）が埋積することによって形成されたものである。更新統-完新統は響灘に比べると厚く堆積し、数10m以上に達する（第6図）。なお、第四系の基盤としては宇部層群が分布していると考えられている（海上保安庁水路部，1980）。

I. 3. 3 響灘

響灘には岩礁などの複雑な凹凸地形が多く存在する。潮流などの影響により海底の凹凸地形は更新統及び完新統に埋積されることなく、しばしば関門層群、深成岩類、古第三系が露出している（海上保安庁水路部，1980，1983）。

下関市彦島西部の西山町から響灘の馬島・藍島などの島々（第5図B，C）は、芦屋層群のうち風化・浸食に強い砂岩を主体とする山鹿層・陣ノ原層から構成されている。これに対し、六連島は風化・浸食に弱い砂岩泥岩互層を主体とする芦屋層群の本城層と脇田層からなるが、芦屋層群の上位に載る玄

武岩類がキャップロックの役割をはたしたために、現在も島として存在している。

II. 地質概説

(中江 訓)

小倉図幅地域は本州最西端と九州北東端に位置し、秋吉帯を構成する古生界とそれを覆う白亜系・古第三系・第四系、ならびに白亜紀深成岩類・鮮新世-更新世玄武岩類が分布している。本図幅地域及び周辺地域に分布する地質系統の概略を第7図に、地質総括表を第1表に示す。

上部古生界呼野層群

呼野層群は、西南日本内帯の秋吉帯を構成する非-弱変成古生界の一部であり、二疊紀末の収束域において、大陸から供給された陸源砕屑岩と海洋プレート上の遠洋性堆積岩・火山岩類が、互いに混合し大陸縁に付加して形成された付加コンプレックスであると考えられている。本層群は砂岩・泥岩・珪質泥岩・凝灰岩・チャート・石灰岩・緑色岩などから構成され、福岡県北東部の平尾台・福智山周辺に広く分布する(第7図)。小倉図幅地域では東部の企救半島に露出し、岩相とその産状・地質構造の特徴に基づいて、見掛け下位より恒見・大積・足立山ユニットに区分した。一般に北東-南西方向の走向をもっているが、シンフォーム構造と断層によって変位・変形を受けている。またこのシンフォームの軸は、企救半島中央部の鹿喰峠断層かじきの北東側では東南東-西北西方向を、南西側では北東-南西方向を示す。

下部白亜系関門層群

関門層群は、朝鮮半島南東部と九州北部から北陸地方までの西南日本内帯に広く点在する、一連の非海成下部白亜系に属する。本層群は福岡県北東部から山口県西部にかけて分布し、岩相・化石相などの違いに基づき下位より、脇野亜層群、下関亜層群に区分されている(第1表)。脇野亜層群は主に砂岩・泥岩・礫岩からなる湖成層であり、下関亜層群は安山岩の溶岩・火砕岩・凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、一部に堆積岩を挟む。

小倉図幅地域では、脇野亜層群の主体は南西部の北九州市八幡西区、八幡東区、及び北東部の北九州市門司区の北西部と下関市に分布し、層厚は約1000 mに達する。下位より、道原層どうばる・高津尾層たかつお・蒲生層がもう・熊谷層くまがいに区分した。これらは北東-南西ないし東北東-西南西方向の一般走向を示し、地層面は40°-70°程度傾斜している。一方下関亜層群は、西部の北九州市若松区、戸畑区、及び中央部東寄りに位置する下関市の彦島・筋ヶ浜に分布し、層厚は2000 m以上である。下位より、塩浜層しおはま・福浦安山岩ふくうら・老町安山岩おいまち・海土郷安山岩あまの郷・小門安山岩おど・筋ヶ浜下部層すじがはま・筋ヶ浜上部層すじがはまに区分した。一般走向は北西-南東または北東-南西方向を示し、40°-60°程度傾斜している。これら脇野・下関両亜層群と

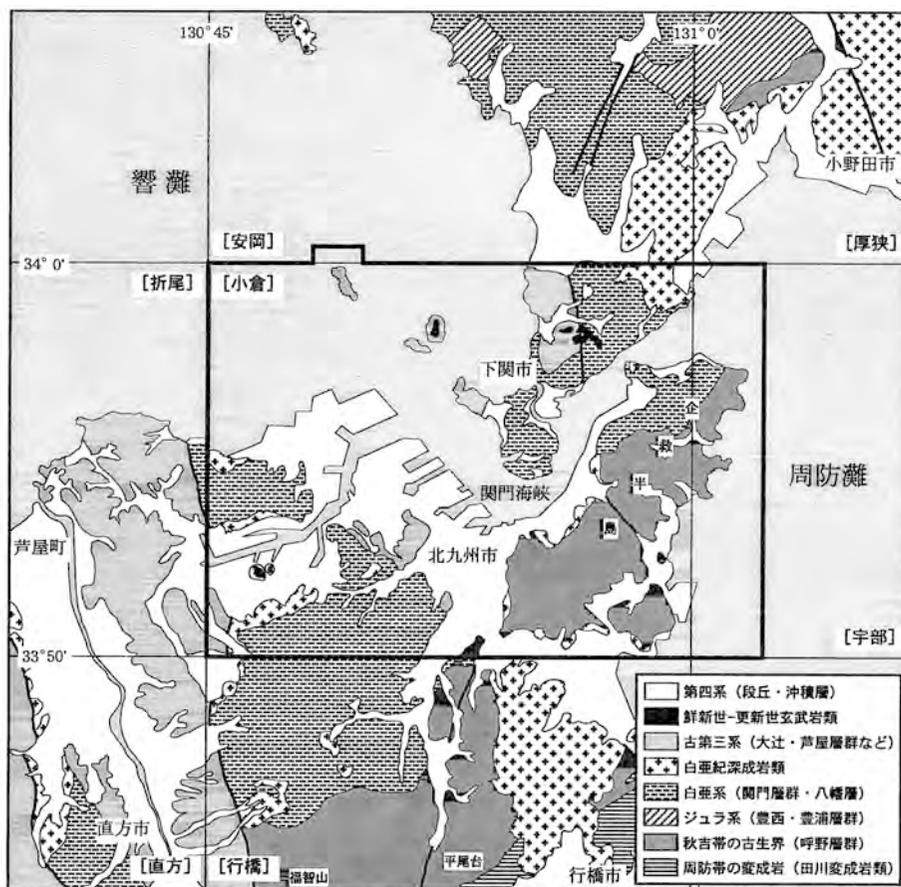
も、波長2-5kmの褶曲構造をなしている。

上部白亜系八幡層

八幡層は、小倉図幅地域では南西部の狭い範囲にわずかに露出するのみである。本層は酸性火山岩起源の堆積岩で、砂岩・凝灰角礫岩などを主体とし、酸性凝灰岩などを伴っている。層厚は約100m。下位の関門層群を不整合で被う。八幡層は、岩相の特徴から中国地方の高田流紋岩類に対比され、その年代は後期白亜紀と推定されている。

後期白亜紀深成岩類

白亜紀に西南日本内帯から朝鮮半島にわたって広域に併入した深成岩類の一部である。小倉図幅地域では香春花崗閃緑岩、平尾花崗閃緑岩、及び長府花崗岩に区分され、それぞれ本図幅地域南西部、南東部、北東部に分布する。香春花崗閃緑岩と平尾花崗閃緑岩は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩からなり、一方長府花崗岩は黒雲母花崗岩からなる。これらの深成岩類は呼野層群と関門層群に貫入している。



第7図 小倉図幅地域及びその周辺地域の地質概略図

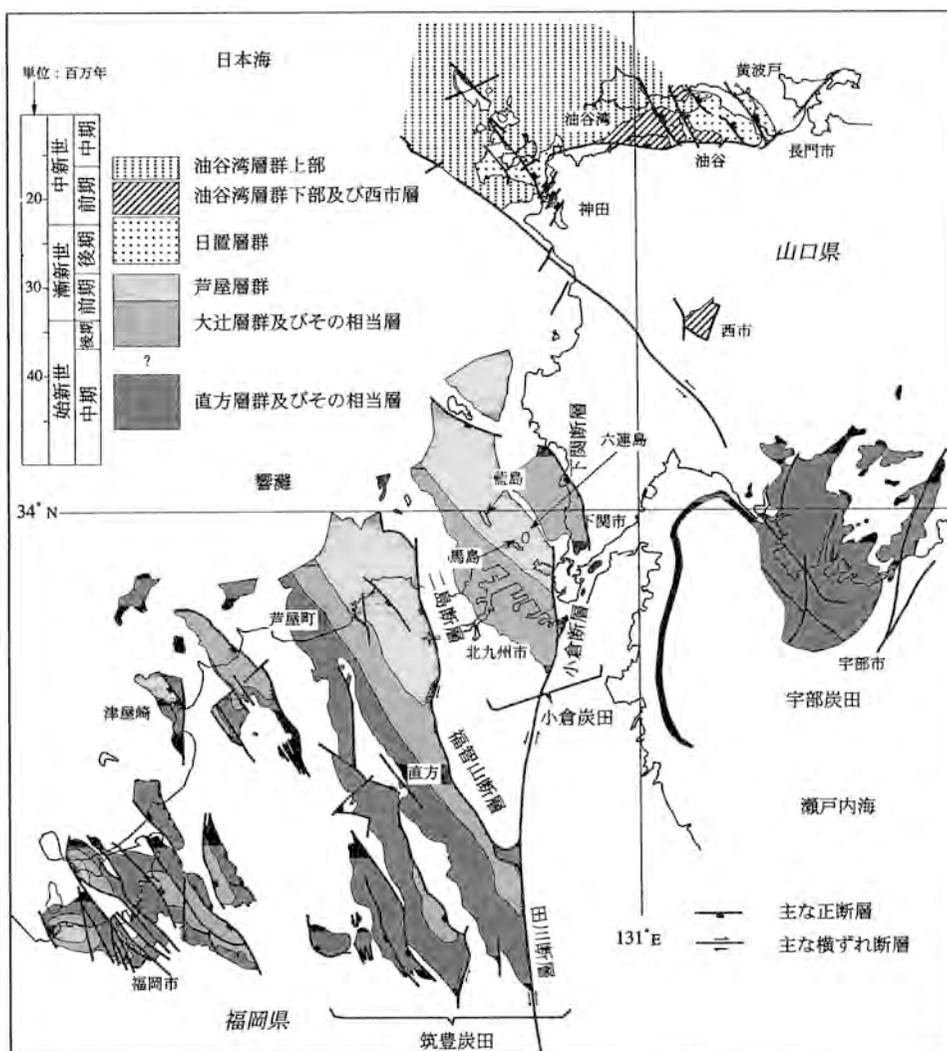
1/20万地質図幅「福岡」(久保ほか, 1993)と1/15万新編山口県地質図(西村ほか, 1995)より作成。

[]は1/5万地形図名を表わす。

古第三系

九州北部から山口県西部における古第三系の分布は、主に北西-南東走向の正断層群に規制され、幾つかの地域に分離している。それぞれの堆積盆地は半地溝（ハーフグラaben）構造を示し、地域ごとに異なった炭田名や地層名が用いられている。小倉幅地域おおつじの古第三系は、下位の大辻層群とその相当層である幡生層はたぶと、上位の芦屋層群あしやに区分され、海成層と挟炭層を伴う陸成層から構成されている（第8図）。

大辻層群（上部始新統 - 下部漸新統） 本層群は主に淡水-汽水性の環境下で堆積した地層であり、礫岩・礫混じり砂岩・シルト岩を主体とし、石炭ないし炭質頁岩を挟む。層厚は約1000 mである。下位か



第8図 福岡県-山口県西部における古第三系の分布
尾崎ほか（1993）を一部修正・加筆。

第1表 小倉圏幅地域及びその周辺地域の地質総括表

地質年代		地質系統	地 史		
新生代	第四紀	完新世	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">沖積層</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">低位段丘堆積物</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">中位段丘堆積物 ← 阿蘇4火砕流堆積物</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">高位段丘堆積物</div>	段丘の形成	
		更新世			後期
					中期
					前期
	第三紀	鮮新世	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> アルカリ玄武岩類 黄砂・六連島・片田岩体 </div>	アルカリ玄武岩類の噴出	
		中新世	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 砂見山・城山岩体 </div>		
	古第三紀	漸新世	後期	海成層の堆積 非海成層の堆積	
			前期		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 芦屋層群 脇田層 本城層 障ノ原層 則松層 山鹿層 </div>
					<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 遠賀層 出山層 </div>
		始新世	後期		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 大辻層群 遠賀層 出山層 </div>
中期			<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 幡生層 </div>		
前期			<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 出山層 </div>		
暁新世	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> ? 岩脈 </div>				
中生代	白亜紀	後期	広域的なバソリスの形成 安山岩質火山岩類の噴出 非海成層の堆積		
		前期		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 香春花崗閃緑岩・平尾花崗閃緑岩・長府花崗岩 </div>	
				<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 八幡層 </div>	
	ジュラ紀	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 関門層群 下関亜層群 脇野亜層群 </div>			
		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 豊西層群 豊浦層群 </div>			
		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 三疊紀 </div>			
古生代	二疊紀	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> 呼野層群 </div>	沈み込みと付加作用		
	石炭紀				

破線枠は本圏幅地域外に分布する地層を、また?印は地層・岩体の上限・下限の年代が不確定なことを表わす。

いでやま おんが
 ら出山層・遠賀層に区分される。小倉圏幅地域では、出山層は小倉北区周辺に分布するのに対し、遠賀層は地表にはほとんど分布せず響灘の白洲にのみ露出する。北西-南東走向・北東傾斜の同斜構造をなす。

幡生層（下部漸新統） 本層は下関市市街地一帯に分布する非海成層であり、礫岩・砂岩・泥岩などからなる。層厚は約500 mである。本層は北北西-南南東走向で東北東に傾斜する。

芦屋層群（下部漸新統） 本層群はほぼ浅海成層のみからなり、砂岩・泥岩を主体とし礫岩・凝灰岩を伴い石炭層を挟む。層厚は1000 m以上である。小倉圏幅地域では南西部の八幡西区、北部の藍島・馬島・六連島、北東部の下関市彦島に分布し、下位から山鹿層、則松層、陣ノ原層、本城層、脇田層に区分される。北西-南東走向・北東傾斜の同斜構造をなす。

鮮新世-更新世玄武岩類

九州北部から中国地方北部にかけての日本海沿岸に噴出した玄武岩類の一部で、年代的に鮮新世のものと更新世のものに区分した（第1表）。鮮新世の玄武岩は、小倉圏幅地域西部の妙見山岩体と城山岩体に、また更新世の玄武岩は、北部及び北東部の貴船岩体・六連島岩体・片田岩体に分かれて分布する（第7図）。いずれもアルカリ玄武岩の溶岩と火砕岩とからなる。

第四系

第四系は中部更新統・上部更新統・上部更新統最上部-完新統に区分できる。中部更新統は高位段丘堆積物に、上部更新統の下部は中位段丘堆積物に、上部更新統の上部は低位段丘堆積物に、そして上部更新統最上部-完新統は沖積層に相当する。また阿蘇4火砕流堆積物は中位段丘面の構成層として分布する。阿蘇4火砕流堆積物はデイサイト質のガラス質火山灰と軽石からなり、噴出年代は約9万年と推定されている。沖積層は扇状地堆積物、谷底平野堆積物・後背湿地堆積物・自然堤防堆積物・内湾堆積物、海岸砂丘堆積物・砂州堆積物・砂嘴堆積物に区分できる。扇状地堆積物は、本圏幅地域南東部の足立山山麓から低地にかけて分布する。谷底平野・後背湿地・自然堤防堆積物は、紫川や竹馬川沿いなどに分布し、また海岸砂丘・砂州・砂嘴堆積物は周防灘と響灘に面した海岸に見られる。

Ⅲ. 秋吉帯上部古生界呼野層群

（中江 訓）

Ⅲ. 1 研究史

小倉圏幅地域東部の企救半島^{きくく}に分布する、非-弱変成の堆積岩類からなる古生界についての研究は、鈴木（1894a）による1/20万福岡圏幅、野田（1908）による1/20万周防洋圏幅にはじまる。これらの圏幅では、この非-弱変成堆積岩類は年代未詳としながらも中生界とみなされた。Koto（1909）は、企救半島のこの非-弱変成堆積岩類を上・下部層に2分し、そのうち上部層は朝鮮半島の慶尚層群^{きょうさん}と同一のものであると考えた。しかし矢部（1920）は、企救半島北東部から産するいわゆる梅花石がへ

テロクリヌス科に属するウミユリの化石であると述べ、また石灰岩転石よりサンゴやフズリナの化石の産出を報告した。これによって彼は、中生界と考えられていた地層の少なくとも一部は古生界であることを指摘した。その後、企救半島の非-弱変成堆積岩類からは、飯坂（1931）、竹原（1937）、藤本ほか（1961）によるフズリナとサンゴの化石、岡本（1958）による直角貝の化石などの産出報告が、また南隣の行橋図幅地域からはフズリナとサンゴの化石の産出が、藤本（1935）と竹原（1935）によって相次いで報告された。これらに基づき、慶尚層群に対比された地層を除く企救半島の非-弱変成堆積岩類を中生界とする根拠はなくなり、1960年代以降は上部石炭系-二疊系であると判断されるようになった。これらの化石は緑色岩と石灰岩から産出したものであったが、最近になって柳瀬・磯崎（1993）がチャートと砕屑岩から中期二疊紀の放射虫化石をはじめ抽出した。この放射虫化石の産出によって、ようやく緑色岩・石灰岩以外の地質年代が明らかにされた。

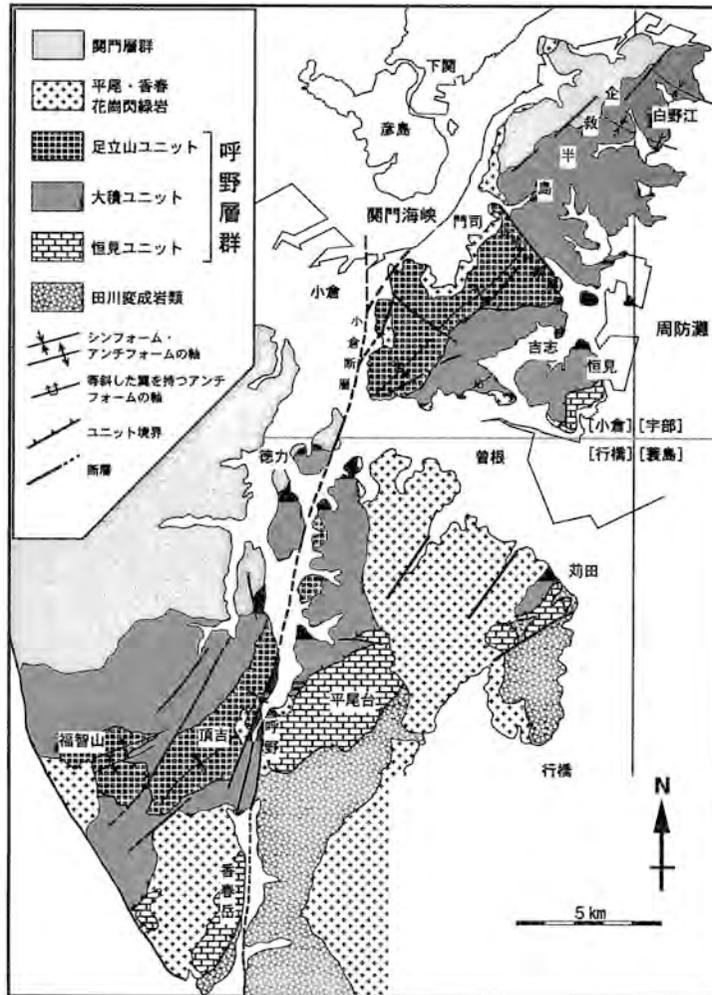
一方これらの地質年代に関する研究とならんで、企救半島での層序・地質構造の研究は、1/20万福岡・周防図幅の後、次の様な研究に引き継がれた。竹原（1937）は企救半島全体の層序・地質構造を記載し、それまで不明だった古生界と中生界（関門層群）の関係が傾斜不整合であることを明らかにした。清原（1956）は東隣の宇部図幅地域の中で、企救半島東部の古生界を秩父古生層として記載した。浦田ほか（1969）は堆積構造の検討から、古生界が広域的に逆転していることを指摘した。また清原（1963, 1968）は、企救半島に分布する石灰岩の地質構造について検討した。松本（1951a）は九州北部-中国地方西部における基盤地質構造の総括を行い、さらに松下（1971a）は九州北部の炭田堆積盆の成因を考察する上で、この地域の地質図を公表した。なお、石灰岩内部に発達するドロマイト鉱床については、井上・五十嵐（1963）と井上ほか（1964）によって研究され、続成作用によってドロマイトが形成されたとした。

企救半島の古生界の南西延長は、行橋図幅地域内の平尾台から福智山にかけて広く分布しており（第9図）、呼野古生層（松下, 1971a）と呼ばれた。松下ほか（1969）はこの古生界を岩相の違いに基づいて、下位より、鱒淵層、頂吉層、平尾台石灰岩層に区分した。企救半島でははじめ藤本ほか（1961）が古生界を分布域によって、青浜層群・柄杓田層群・戸上山層群に3分した。その後太田ほか（1992）は、小倉・行橋両図幅地域の古生界を呼野層群と呼び、松下ほか（1969）の層序区分を企救半島にも適応した（第2表）。

以上の研究により、小倉図幅地域周辺の古生界の地質年代・層序・地質構造が次第に明らかにされてきたが、この古生界が西南日本内帯のいずれの地帯に属するのかは、長らく明確にはされていなかった。しかしながら柳瀬・磯崎（1993）が指摘している様に、二疊系砕屑岩の存在と、化石年代から復元された海洋プレート層序の特徴から、この古生界は秋吉帯に属すると考えられる。

III. 2 概要

一般に秋吉帯の地層群は、中期-後期二疊紀の砂岩・泥岩・珪質泥岩などの陸源性砕屑岩類と、それより年代の古い石炭紀-中期二疊紀の緑色岩・石灰岩・チャートなどの海洋性岩石類から構成されている。さらにこの地層群は、陸源性砕屑岩類と海洋性岩石類とが様々な様式で複雑に混合することと、ス



第9図 呼野層群の地質概略
 [] は 1/5 万地形図名を表わす。

ラストによる覆瓦構造の発達で特徴づけられている。このような特徴は、海洋プレート上の海山がその周辺の遠洋性堆積岩を伴って収束域（海溝）に到達し、そこで大陸から供給された陸源性碎屑岩と混合し、その後変形した結果と考えられている（Kanmera and Nishi, 1983 ; Kanmera *et al.*, 1990 ; 佐野ほか, 1987 ; Sano and Kanmera, 1988 ; Naka, 1995 など）。また各岩相の層序関係と地質年代から、大陸側に付加する直前の海洋プレートとそれを覆う堆積岩の層序を復元することができる。この復元層序は下位より、海洋地殻あるいは海山の構成岩（緑色岩・石灰岩）、遠洋性堆積物（チャート）、半遠洋性堆積物（珪質泥岩）、陸源性碎屑物（泥岩・砂岩）の順に累重している。この層序は、海洋プレートが遠洋域の環境で形成されてから、大陸に向かって水平移動し、海溝に沈み込むまでの堆積環境の変遷を記録している。そのためこのような特徴を示す層序は海洋プレート層序と呼ばれている（Taira *et al.*,

1989; Isozaki *et al.*, 1990). また付加した年代は、陸源性砕屑岩類の堆積年代のうち最も若い年代で近似することができる。

本報告では太田ほか(1992)に従い、企救半島の古生界を「呼野層群」と呼ぶ。小倉図幅地域の呼野層群は、3-8Kmの幅をもって北東-南西方向に約18Kmにわたって分布し、北九州市の企救半島の脊梁を形成している(第9図)。この他、下関市彦島の南端にもごくわずかであるが海岸沿いに露出している。企救半島の北端部及び北西部では、呼野層群は下部白亜系関門層群(脇野亜層群)に不整合で覆われたり、あるいは断層で接している。一方南部と西部では、後期白亜紀の平尾花崗閃緑岩の貫入を受けている。

呼野層群の分布は北東-南西方向に伸びるが、シンフォーム・アンチフォーム構造と高角断層によって変位・変形を受けている。特に企救半島中央部に位置する北西-南東方向の鹿喰峠断層(浦田ほか, 1969)を境に、その南北で異なる地質構造を示している(第9図)。つまり北東側では東西性の軸を持つシンフォームを形成しており、呼野層群はその北翼部で北東-南西の走向を、南翼部で西北西-東南東の走向を示している。また南西側の呼野層群は、北東-南西方向の軸をもつシンフォームを形成している。

企救半島の呼野層群については、太田ほか(1992)によって行橋図幅地域内での層序区分(松下ほか, 1969)が適応され、下部層・中部層・上部層に区分され、それぞれ松下ほか(1969)の鱒淵層・頂吉層・平尾台石灰岩層に対比された(第2表)。しかしながらこの層序区分では、見掛けの上下関係と緑色岩・石灰岩から得られた化石のみを地質年代の基準としているため、現在の知識からみれば問題

第2表 小倉図幅地域及びその周辺地域における呼野層群の層序区分対比

福智山・平尾台周辺		福智山・平尾台・企救半島		企救半島	
松下ほか(1969) 松下(1971a)		太田ほか(1992)		本報告	
呼野古生層	平尾台石灰岩層 (整合)	嵯 野 断 層	上部層 (整合)	足立山ユニット (スラスト)	青浜層群 (断層)
	頂吉層 (整合)		中部層 (整合)	大積ユニット (スラスト)	柄杓田層群 (断層)
	鱒淵層		下部層	恒見ユニット	戸上山層群

第3表 ユニットの岩相と構造の特徴

	岩相的特徴				構造的特徴
	緑色岩	石灰岩	チャート	砕屑岩	
足立山ユニット	玄武岩・ドレライト・玄武岩火山砕屑岩が卓越	灰色-灰白色結晶質	灰色層状チャート	珧質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩・砂岩など	泥岩を基質とし、緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩の岩体を含む混在岩
大積ユニット	玄武岩火山砕屑岩が卓越	灰色-灰白色結晶質 ドロマイトを伴う	灰色-赤色層状チャート	珧質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩・砂岩など	緑色岩・チャート・砕屑岩からなる層序が、スラストによって繰り返す
恒見ユニット	—	灰白色-暗灰色	—	—	石灰岩のみからなる大規模な岩体

点を残したと言える。そこで本報告では、企救半島の呼野層群について構成岩類の岩相と地質構造の特徴を基準にした構造層序区分 (Tectonostratigraphic division) を行った (第3表)。その結果、企救半島の呼野層群は構造的な下位から、恒見ユニット、大積ユニット、足立山ユニットに区分できる (第2, 3表)。これらのユニットは互いにスラストで接すると考えられる (地質断面図H-I-J-K-L参照)。

III. 3 恒見ユニット (新称: Tls)

III. 3. 1 命名・分布

恒見ユニットは企救半島南東端の門司区恒見から井ノ浦海岸に面して分布している (第9図)。藤本ほか (1961) の戸上山層群の一部に、また太田ほか (1992) の呼野層群上部層に、それぞれ相当する (第2表)。このユニットを構成する石灰岩が恒見周辺に分布することから、恒見ユニットとして新たに命名する。

III. 3. 2 構造層序・岩相

恒見ユニットは企救半島で最も大きな石灰岩岩体から構成されている (第3表)。

石灰岩 (Tls): 石灰岩は一般に灰白色-暗灰色を呈し、緻密で塊状である。暗灰色の石灰岩と灰白色の石灰岩が明瞭な互層をなしているところもある (第10図)。石灰岩岩体の南半部は平尾花崗閃緑岩の貫入による接触変成を受け、結晶質になっている。古くから石灰石鉱山として知られ、現在大規模に採石されている (XII章参照)。



第10図 恒見ユニットの石灰岩露頭 (北九州市門司区恒見の採石場)

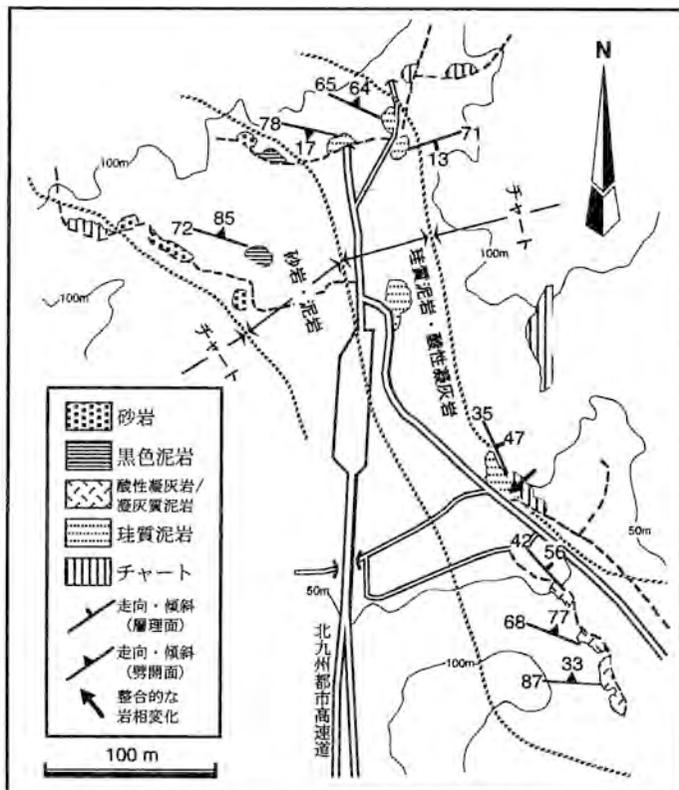
Ⅲ. 4 大積ユニット (新称 : Ogs, Ols, Och, Osi, Oms, Oss)

Ⅲ. 4. 1 命名・分布

門司区大積から黒川周辺に模式的に分布することより、本ユニットの名称を大積^{おおつみ}ユニットとした。このユニットは企救半島の大部分を占め、小倉南区上吉田・吉志^{きし}周辺から、門司区柄杓田^{ひしやくだ}・白野江^{しらのおえ}を経て、企救半島北端まで分布する (第9図)。周防灘に面した海岸沿いでは好露頭が見られるが、内陸部では採石場を除いて露出状況は悪い。藤本ほか (1961) の青浜層群・柄杓田層群と戸上山層群の一部を合わせたものに、また太田ほか (1992) の呼野層群下部層と中部層の一部を合わせたものに、それぞれ相当する。

Ⅲ. 4. 2 構造層序

大積ユニットは砂岩・泥岩などの碎屑岩とチャートを主体とし、酸性凝灰岩・珪質泥岩・緑色岩・石灰岩を伴う (第3表)。半島北部の門司区白野江周辺では緑色岩・石灰岩が厚く分布するのに対し、そ



第11図 大積ユニットのチャートから砂岩・泥岩までの層序関係 (北九州市門司区春日町)
 ここでは西端にチャートが露出し、これより東側に砂岩・泥岩、珪質泥岩・酸性凝灰岩、チャートの順に見掛け上位に向かって分布する。図中の矢印は、チャートから珪質泥岩への整合的な岩相変化を示す。

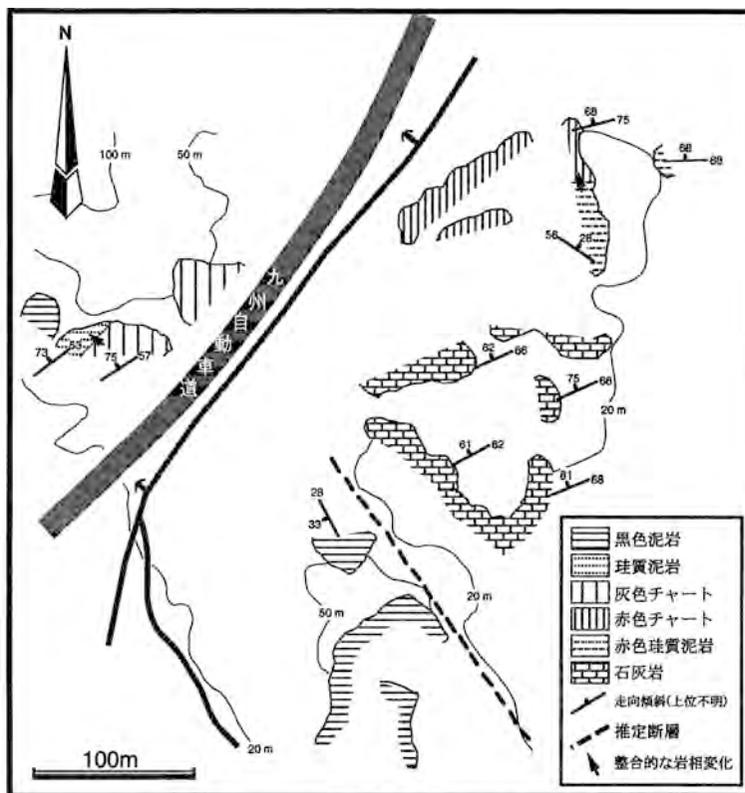
の南西側の黒川・柄杓田・吉志などでは、緑色岩はあまり露出せず、砂岩・泥岩などが広く分布する。また柄杓田南東方の岳ノ鼻周辺の海岸には、緑色岩・石灰岩の岩塊が泥岩中に乱雑に含まれる混在岩が見られる(柳瀬・磯崎, 1993)。各岩相の野外での層序関係を以下に示す。

チャート・碎屑岩の関係：門司区春日町周辺(第11図)では、見掛け下位(西端)にチャートが分布し、その見掛け上位に砂岩・泥岩、珪質泥岩・酸性凝灰岩、チャートの順に露出することが確認できる。このうち矢印で示した様に、チャートと珪質泥岩との間には整合的な岩相の移行が認められる。これに対しチャートと砂岩・泥岩との間には、岩相の漸移関係は見られない。

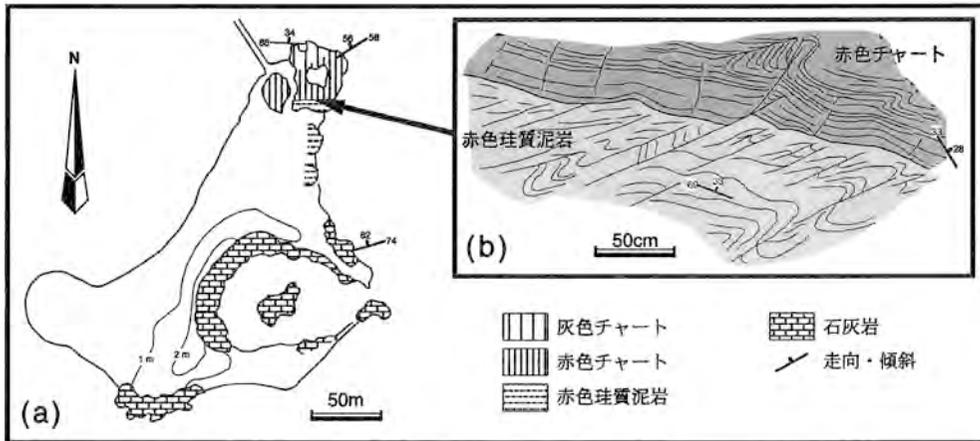
門司区吉志の北方(第12図)では、見掛け下位より石灰岩、赤色珪質泥岩、チャート、珪質泥岩、黒色泥岩の順で露出している。これらのうち、北東部では赤色珪質泥岩と赤色チャートとの、九州自動車道北側の露頭では灰色チャートと珪質泥岩との整合的な岩相移行が、それぞれ観察できる(第15図a)。

緑色岩・石灰岩・チャートの関係：企救半島北東部の門司区白野江周辺では、緑色岩は石灰岩を伴いながらチャートの見掛け上位に分布する傾向があるが、各々の層序関係は不明である(地質図参照)。

石灰岩・チャートの関係：新門司港内の津村島(第13図a)では、南側に石灰岩が露出し、その見掛



第12図 大積ユニットの石灰岩から泥岩までの層序関係(北九州市門司区吉志)
 地層は東北東-西南西走向・北傾斜で、見掛け下位より、石灰岩、赤色珪質泥岩、赤色チャート、灰色チャート、珪質泥岩、黒色泥岩の順に露出している。図中の矢印は、赤色珪質泥岩から赤色チャートへと、灰色チャートから珪質泥岩(第15図a参照)への、整合的な岩相変化を示す。



第13図 大積ユニットの石灰岩・赤色珪質泥岩・チャートの層序関係(北九州市門司区, 新門司港内の津村島)
 a: 地層はおおよそ東西走向・北傾斜で, 見掛け下位より, 石灰岩, 赤色珪質泥岩, 赤色チャート, 灰色チャートの順に露出する。
 b: 赤色珪質泥岩と赤色チャートとは断層で接している。

け上位(北側)に赤色珪質泥岩が露出する。この赤色珪質泥岩は第13図bに示した様に, 明瞭な断層を介して見掛け上位のチャートに接している。断層の下盤側の赤色珪質泥岩中にはしばしば赤色チャートの単層が挟在しているので, 元来赤色珪質泥岩とチャートの間には漸移的な岩相移化があったと推定できる。また断層直上のチャートは白色を呈し結晶質で石英脈の発達が著しいが, その上位では次第に赤色を帯びてくる。島の北端部では逆に赤色が薄れ, 黄褐色-灰色に変化している。

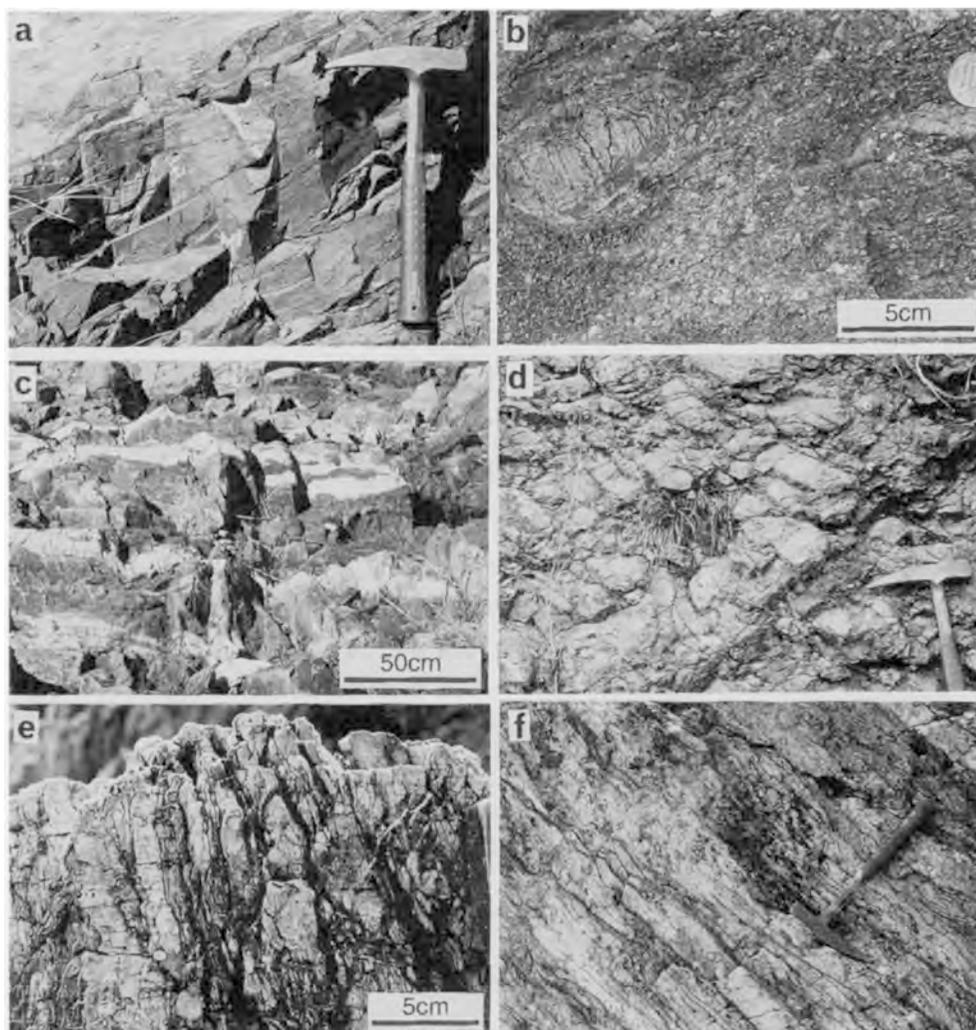
この様に大積ユニットでは, 岩相の明瞭な漸移関係は赤色珪質泥岩-赤色チャート-灰色チャート-珪質泥岩の間で確認でき, 少なくとも赤色珪質泥岩から珪質泥岩までは元来一連整合な層序を構成していたと判断できる。この層序は下位に緑色岩・石灰岩を, 上位に泥岩・砂岩を伴ない, スラストによって繰り返し露出すると考えられる(第3表; III. 7. 2 参照)。

III. 4. 3 岩相

緑色岩 (Ogs): 緑色岩は, 玄武岩起源の細粒-粗粒な粒子からなる不淘汰な火山砕屑岩であり, 赤褐色-緑褐色を呈している(第14図a)。構成粒子として石英・斜長石・変質した輝石や玄武岩岩片を含むが, 陸源性の物質は含まない。また火山砕屑岩には, 長径1-10cm程度の玄武岩や石灰岩の垂角礫を含む不淘汰礫岩が, 50cm-1m程度の層厚で挟まれる(第14図b)。門司区白野江の青浜海岸(楠ノ鼻)に露出する赤褐色で細粒の玄武岩火山砕屑岩からは, 梅花石として有名なウミニリの化石が産出した(矢部, 1920)。

石灰岩 (Ols): 石灰岩は白色-暗灰色で, 一般に緻密・塊状で結晶質である(第14図c)。緑色岩中に長径数10-数100m程度の岩体として含まれたり, あるいは玄武岩とともに数mm-10cm程度の垂角礫として玄武岩火山砕屑岩中に産出する。吉志北方の石灰岩にはドロマイト鉱床が発達している(井上・五十嵐, 1963; 井上ほか, 1964)。

チャート (Och): 地質図でチャートとしたものは大部分がチャートからなるが, 珪質泥岩をごく少



第14図 大積ユニットの各岩相の露頭写真 (I)

- a : 緑色岩の一種である細粒な玄武岩火山砕屑岩 (北九州市門司区白野江櫛ノ鼻)
 - b : 粗粒な玄武岩火山砕屑岩。玄武岩や石灰岩などの大小様々な大きさの岩片を含む (北九州市門司区白野江櫛ノ鼻)
 - c : 石灰岩 (北九州市門司区, 新門司港内の津村島)
 - d : 赤色チャート (北九州市門司区白野江)
 - e, f : 灰色チャート (北九州市門司区, 柄杓田港南西方)
- スケールのハンマーは長さ約30cm。

量伴うこともある。色調は一般に灰白色-黄褐色であるが、灰黄色・灰緑色・赤色を呈することもある。特に打越山南方に露出するチャートは特徴的に赤褐色を呈しているほか、柄杓田漁港東側の岬や津村島などでは、赤色珪質泥岩を伴う赤色チャートが露出する (第13図, 第14図d)。吉志北方 (第12図) や津村島 (第13図) では、見掛け下位のチャートほど赤色を呈し上位になるほど灰白色になるが、これら以外の場所では、一般に見掛け上位のチャートほど赤色-暗赤色を呈し下位になるほど黄褐色-灰白色を呈する傾向がある。この違いは後述する様に、吉志・津村島以外の地域では地層が逆転してい

ることによると考えられる。また緑色岩近傍のチャートは赤色を示すことが多い。

チャートは泥質岩との互層を示すことが一般的である（第14図e, f）が、まれに塊状・無層理のチャートも見られる。前者の場合、チャート単層が2-5cm程度であるのに対し、泥質岩層は薄く一般に5mm以下であるが、殆ど欠如していることも多い。珪質泥岩の近傍に露出するチャートでは泥質あるいは凝灰質になり、ところにより酸性凝灰岩が挟まれる。

鏡下観察（第17図b）により、隠微晶質-微晶質石英から構成されていることが確認できるが、再結晶化が著しく石英脈が多くみられるのが一般的である。赤色チャートには不透明鉱物が多く含まれている。また粘土鉱物の他には、シルト大以上の陸源の碎屑性粒子は全く見られない。わずかに放散虫遺骸や海綿骨針が見られることがある（第17図b）が、一般には著しく再結晶しているため肉眼では認識できない。

珪質泥岩及び酸性凝灰岩（Osi）: 珪質泥岩はチャートの近傍に露出することが多く、チャートと岩相的に漸移する（第15図a）。一方、酸性凝灰岩は珪質泥岩と岩相が漸移するが、泥岩中に挟在されていることもある。

珪質泥岩は細粒-極細粒で、葉理などの内部堆積構造がほとんど見られない均質な泥岩である。また塊状無構造な場合もあるが、一般にスレート劈開が発達する。赤色チャートの近傍に産出する場合は暗赤色であるが、通常暗灰色-灰色を呈している。鏡下では、微晶質石英の基質中に微細な石英の碎屑粒子や不透明鉱物が見られるほか、定向性をもって配列する粘土鉱物も認められる場合もある。また放散虫遺骸も含まれていることがある（第17図c）。

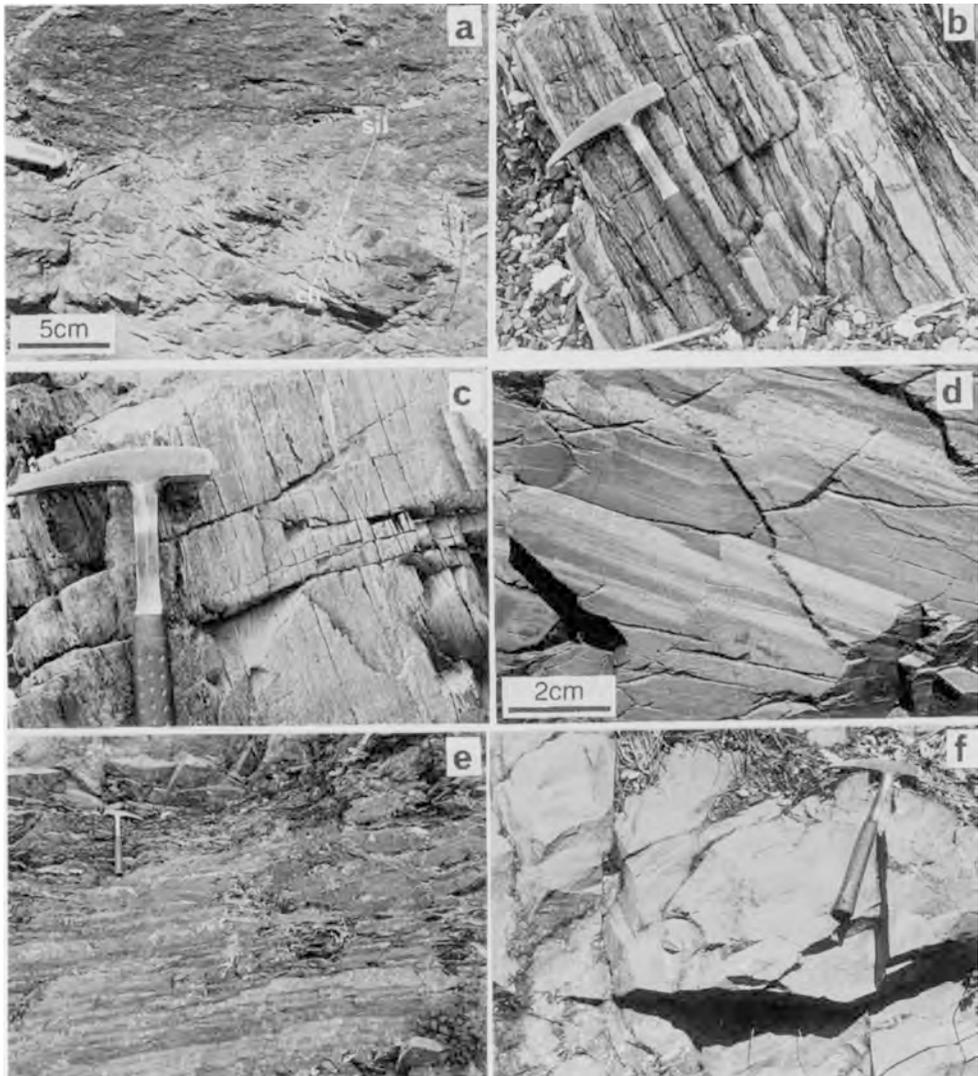
酸性凝灰岩は灰緑色-暗緑色を呈し、細粒・緻密である。層厚数m-数10mの泥岩を挟在したり、あるいは層厚2-3cm程度で泥岩と互層することもある（第15図b）。鏡下では、微晶質石英と粘土鉱物からなる基質中に、石英や長石の細粒で角ばった粒子が多く含まれているのが観察できる（第17図d）。

泥岩（Oms）: 泥岩は色調によって、灰色泥岩と黒色泥岩に識別できるが、地質図上では区別していない。灰色泥岩は均質で細粒な碎屑粒子からなり、しばしば剥離性に富んでいる（第15図c）。鏡下では石英や長石の角ばった粒子がわずかに認められる。黒色泥岩は剥離性に富み、極細粒-細粒な碎屑粒子からなる。またシルト-中粒砂の葉理を含む葉理質泥岩もしばしば認められる（第15図d）。鏡下では石英や長石の粒子が認められる（第17図e）。

なお門司区柄杓田南東方の岳ノ鼻にのみ混在岩が見られるが、分布が極めて狭いため地質図では泥岩に一括した。この混在岩は、泥岩中に長径10cm-数m程度の緑色岩・石灰岩の岩塊を乱雑に含んだ産状を示す。

砂岩及び砂岩泥岩互層（Oss）: 一般に砂岩は、塊状砂岩や泥岩薄層を挟む砂岩泥岩互層として露出する（第15図e, f）。砂岩泥岩互層には砂岩単層が5cm以下程度の薄層理互層と、10-30cm程度の厚層理互層が見られる。薄層理互層の場合、砂岩層が延性的に膨縮したり、あるいはレンズ状に破断されることがある。薄層理互層中の砂岩では、級化層理・斜交葉理・コンポリュート葉理などの堆積構造が認められるが、厚層理互層の砂岩や塊状砂岩では碎屑粒子の淘汰が悪く、級化層理以外には堆積構造の発達が少ない。

砂岩は岩片が多くワッケ質であり、暗灰色-灰色を呈している。構成粒子は一般に中粒-粗粒で、石



第15図 大積ユニットの各岩相の露頭写真(Ⅱ)

- a : 灰色チャートから珪質泥岩への整合的な岩相変化が見られる。ch : チャート, sil : 珪質泥岩 (北九州市門司区吉志, 第12図参照)
- b : 酸性凝灰岩 (白色部) と灰色泥岩の互層 (北九州市門司区, 柄杓田港南西方)
- c : 灰色泥岩 (北九州市門司区, 柄杓田港南西方)
- d : 葉理質泥岩。この泥岩にはしばしばシルト-中粒砂からなる葉理が見られ、級化層理や斜交葉理などの堆積構造を示す (北九州市門司区白野江綱の鼻)
- e : 薄層理の砂岩泥岩互層。黒色部が泥岩 (北九州市門司区大積南方)
- f : 塊状砂岩 (北九州市門司区吉志西方)
- スケールのハンマーは長さ約30cm。

英が最も多く、斜長石・雲母・岩片・不透明鉱物などを含む (第17図f)。泥岩は上記の黒色泥岩に比べ粗粒な粒子が多く含まれるのが特徴である。

またこれらの他に礫岩が、白野江の港から東方の網の鼻に至る海岸沿いと、その北方約500mの内陸

部の狭い範囲にのみ分布している。前者は、黒色泥岩の亜角礫が基質の粗粒砂に支持された礫岩である。基質は無層理・無構造で礫に対してその量が乏しい。礫同士が基質を介さず接しているところもある。一方後者の礫岩では、小礫大の角礫-亜角礫が細粒砂の基質中に含まれている。礫種は砂岩・泥岩・チャート・石灰岩など様々な岩種を含んでいる。これらの礫岩の分布は狭く側方へ連続しないため、地質図上では砂岩に一括した。

Ⅲ. 5 足立山ユニット (新称: Ags, Als, Ach, Asi, Ams, Ass)

Ⅲ. 5. 1 命名・分布

足立山ユニットは、戸ノ上山・足立山を含む地域に分布する (第9図)。本ユニットは藤本ほか(1961)の戸上山層群の一部に、太田ほか(1992)の呼野層群中部層の一部に、それぞれ相当する。

Ⅲ. 5. 2 構造層序

足立山ユニットは主に緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩・泥岩などから構成される。これらのうち緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩は、層厚数100mで走向方向に長さ1km程度の規模の岩体として泥岩中に含まれる(第3表)。これに対し本ユニット基底部付近の緑色岩とチャートは、層厚500m以上で走向方向に長さ3-5km程度の規模を持つ岩体として分布する。これらの岩体は走向方向への連続性がなく、また各岩相間には規則的な層序関係が認められない。チャート・泥岩・砂岩の走向傾斜から判断して、足立山ユニットは北東-南西方向の軸を持つシンフォームをなしていることがわかる。

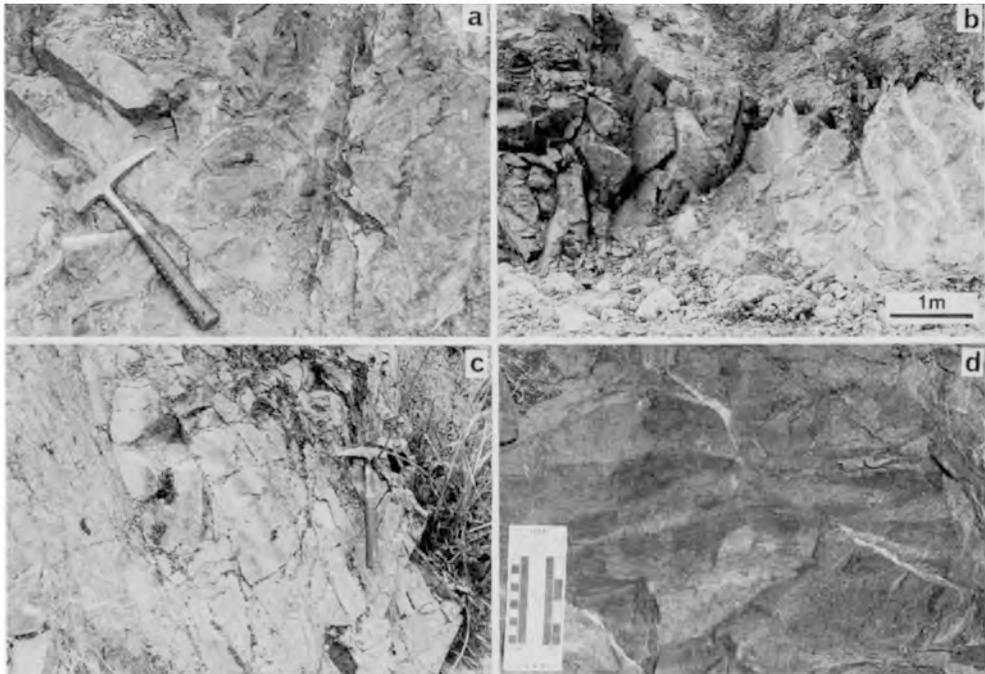
Ⅲ. 5. 3 岩相

緑色岩 (Ags): 緑色岩には塊状の玄武岩・ドレライトと玄武岩火山砕屑岩が含まれる(第16図a)。玄武岩は暗赤色-暗褐色を呈し、顕微鏡下では普通輝石の斑晶が認められる(第17図a)。一方ドレライトは玄武岩に比べ斑晶が大きく、その量も多い。玄武岩・ドレライトとも変質しており、輝石などは方解石に置換されていることが多い。火山砕屑岩は玄武岩起源の細粒-粗粒な砕屑粒子からなり、粗粒部では石英、斜長石と玄武岩岩片を含んでいる。

石灰岩 (Als): 石灰岩は緑色岩中に径数m-数10m程度の大きさの岩塊として含まれる場合(第16図b)や、泥岩中に層厚が100-300m程度で走向方向に延長が300m-1km程度の規模の岩体として含まれる場合がある。一般に灰色-灰白色を呈し、緻密・結晶質で塊状である。

チャート (Ach): チャートは2-5cm程度の層厚で成層する層状チャートであり、一般的に灰白色-灰黄色を呈し、凝灰質なところもある。鏡下観察により、微晶質石英からなり著しく再結晶していることがわかる。またシルト大以上の明瞭な砕屑粒子は全く認められない。

珪質泥岩及び酸性凝灰岩 (Asi): 珪質泥岩は暗灰色-灰白色を呈する細粒-極細粒で均質な泥岩であり、酸性凝灰岩との互層を伴う場合がある(第16図c)。時にはスレート劈開が認められる。鏡下では、微晶質石英の基質中に微細な石英の砕屑粒子や不透明鉱物が見られるほか、放射虫遺骸も含まれることもある。また定向性を持った粘土鉱物も認められる。酸性凝灰岩は灰緑色-暗緑色を呈し、鏡下で



第16図 足立山ユニットの各岩相の露頭写真

- a : 緑色岩の一種である玄武岩（北九州市門司区畑西方）
 - b : 石灰岩の岩塊を含む緑色岩．右側の白色の岩塊が石灰岩（北九州市門司区畑西方）
 - c : 珪質泥岩と酸性凝灰岩の互層．写真は酸性凝灰岩が卓越する露頭（北九州市門司区鹿喰峠南方）
 - d : 砂岩泥岩互層．砂岩層は膨縮し層理面が不明瞭になっている（北九州市門司区鹿喰峠南方）
- スケールのハンマーは長さ約30cm.

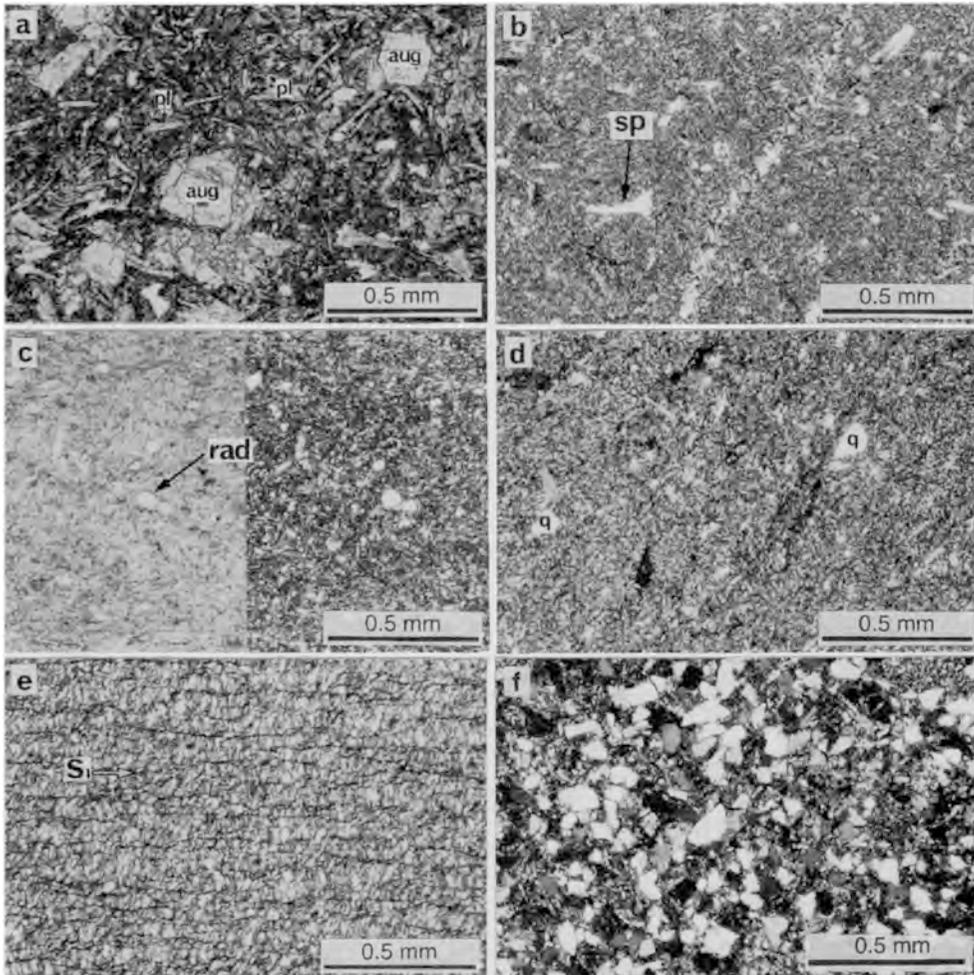
は微晶質石英と粘土鉱物からなる基質中に、石英や長石の細粒で角ばった粒子が多く含まれているのが観察できる。

泥岩 (Ams) : 泥岩は黒色 - 暗灰色を呈し、しばしば剥離性が認められる。泥岩には細粒砂 - 中粒砂からなる葉理が発達した葉理質泥岩も認められる。

砂岩 (Ass) : 多くは層理面が不明瞭な塊状砂岩として露出するが、一部で泥岩と互層する(第16図d)。級化層理以外には堆積構造の発達が乏しい。一般に暗灰色 - 灰色を呈し、中粒 - 粗粒な碎屑粒子からなる。粒子の淘汰は悪く、泥質基質が多いワッケ質な砂岩である。構成粒子は石英が最も多く、次いで斜長石や岩片・不透明鉱物が見られる。また方解石や雲母なども含まれている。

III. 6 産出化石と地質年代

本調査・研究では新たに5地点から放散虫・コノドント化石の産出を得た。以下に、これまでの産出化石報告とあわせて、呼野層群の地質年代を各ユニットごとに整理・検討する。第4表には産出化石のリストを、第19図には産出地点を掲げた。



第17図 各岩相の薄片写真

- a : 玄武岩，単ニコル，斜長石 (pl) などからなる石基中に普通輝石 (aug) の微産品が見られる (足立山ユニット，門司区畑西方)
- b : 灰色チャート，直交ニコル，微晶質石英からなる基質中に海綿骨針 (sp) が含まれる (大積ユニット，門司区柄杓田東方)
- c : 珪質泥岩，微晶質石英からなる基質中に放散虫殻 (rad) が含まれる，左側は単ニコル，右側は直交ニコル (大積ユニット，門司区柄杓田東方)
- d : 凝灰質泥岩，直交ニコル，微細な石英と粘土鉱物からなる基質中に角ばった石英片 (q) が含まれる (足立山ユニット，門司区畑西方)
- e : 黒色泥岩，単ニコル，石英などの細粒の碎屑粒子と粘土鉱物などからなる，劈開面に平行に不透明な筋 (S) が見られる (大積ユニット，門司区柄杓田東方)
- f : 砂岩，直交ニコル，碎屑粒子は石英・斜長石・雲母・岩片などからなる (大積ユニット，小倉南区上吉田)

Ⅲ. 6. 1 産出化石

(1) 恒見ユニット

地点1 : 門司区恒見南方の井ノ浦の石灰岩から，属種不明のサンゴ化石が産出した(竹原，1937)。

第4表 小倉図幅地域の呼野層群から産出した化石

	産出地点	産出化石	岩相	年代	文献	
地見	1. 門司区恒見井ノ浦	属種不明のサンゴ	石灰岩	不明	竹原 (1937)	
	2. 北九州市門司区青浜北方	<i>Petraia</i> 属・ <i>Zaphrentis</i> (?) 属のサンゴ	玄武岩火山砕屑岩	シルル紀-石炭紀	飯坂 (1931)	
	3. 北九州市門司区青浜橋ノ鼻	ヘテロクリヌス科のウミユリ	玄武岩火山砕屑岩	古生代	矢部 (1920)	
		<i>Imitoceras</i> 属・ <i>Merocanites</i> 属のアンモナイト	玄武岩火山砕屑岩	前期石炭紀	西田 (1980)	
	4. 北九州市門司区 白野江西方の打越山	属種不明のフズリナ	石灰岩	後期石炭紀-二疊紀	矢部 (1920)	
		フズリナ				
		<i>Schwagerina krotowi</i> (Schellwien)				
		<i>Schwagerina</i> sp.				
		<i>Pseudofusulina vulgaris</i> (Schellwien)				
	大積ユニット	5. 北九州市門司区 白野江西方の打越山	<i>Pseudofusulina</i> sp.	石灰岩	前期二疊紀	藤本ほか (1961)
			小型有孔虫			
6. 北九州市門司区喜多久瀬島		<i>Cribrogenerina</i> sp.	凝灰質砂岩	前期二疊紀	藤本ほか (1961)	
		<i>Climacammina</i> cf. <i>lagenalis</i> Lange				
7. 北九州市門司区喜多久瀬島		<i>Tetrataxis linea</i> Ozawa	酸性凝灰岩互層	中期二疊紀	榑瀬・磯崎 (1993)	
		<i>Textularia</i> cf. <i>gibbosa</i> d'Orbigny				
8. 北九州市門司区喜多久瀬島		放散虫	チャート	中期二疊紀	榑瀬・磯崎 (1993)	
		<i>Albaillella</i> cf. <i>asymmetrica</i> Ishiga and Imoto				
9. 北九州市門司区津村島		<i>Pseudocalballella</i> cf. <i>konstanensis</i> Sheng and Wang	酸性凝灰岩互層	中期二疊紀	榑瀬・磯崎 (1993)	
		<i>Pseudocalballella</i> aff. <i>longicornis</i> Ishiga and Imoto				
10. 北九州市門司区吉志		<i>Albaillella</i> cf. <i>asymmetrica</i> Ishiga and Imoto	チャート	二疊紀	本報告	
	<i>Pseudocalballella</i> sp.					
11. 門司区恒見	<i>Nazarovella</i> (?) 属の放散虫	石灰岩	二疊紀	本報告		
	放散虫					
尻立山ユニット	12. 北九州市門司区大里南方	アラトコンカ科の二枚貝	灰色泥岩	中期-後期二疊紀	本報告	
		アルバイレラ科の放散虫				
	13. 北九州市門司区大里南方	属種不明のコノドント	酸性凝灰岩互層	中期-後期二疊紀	本報告	
		<i>Follicucullus</i> (?) 属の放散虫				
14. 北九州市小倉南区 瀬川北方	<i>Follicucullus</i> (?) 属の放散虫	石灰岩	二疊紀	本報告		
	<i>Pseudofusulina</i> 属のフズリナ					

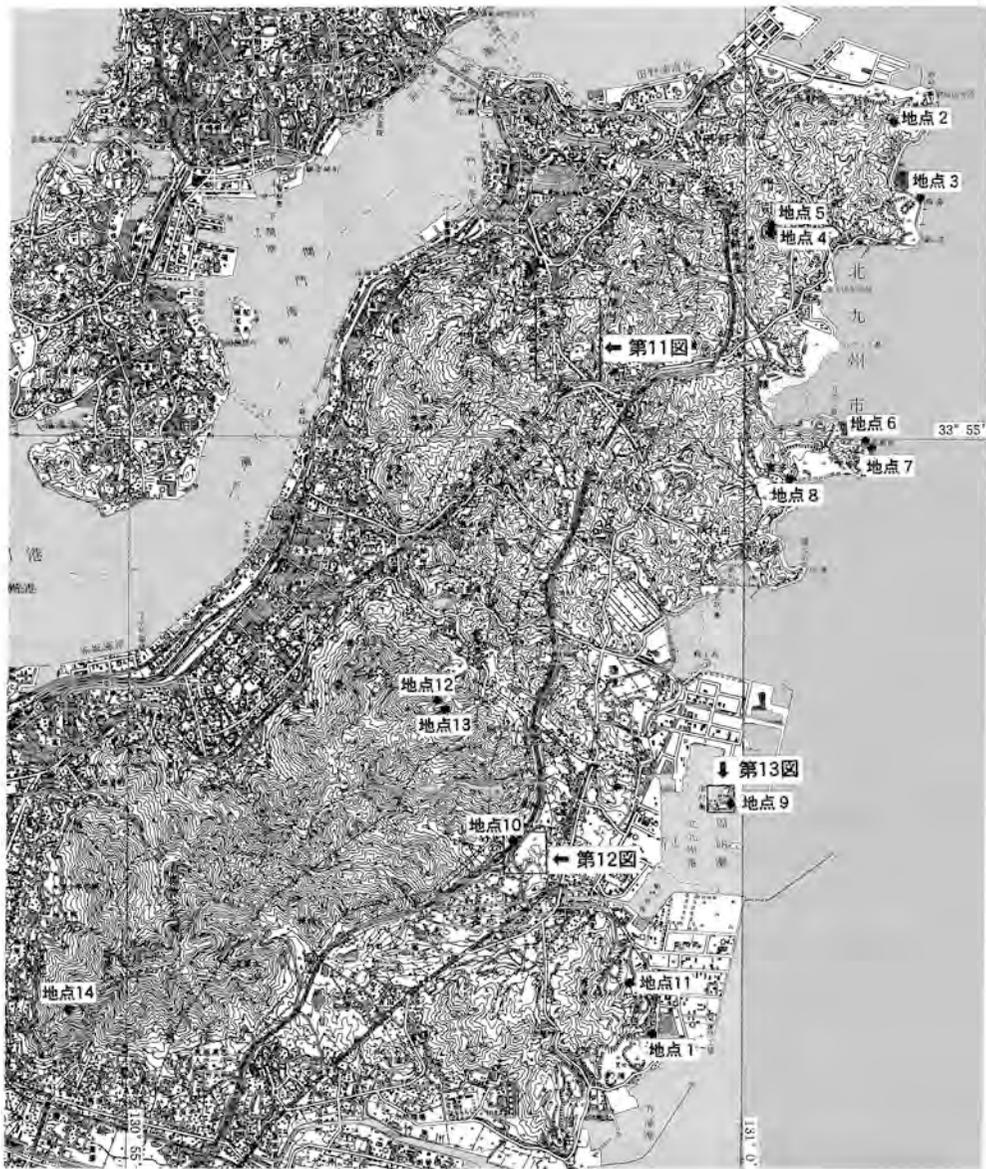
(2) 大積ユニット

地点2：飯坂 (1931) は門司区白野江の青浜海岸に見られた玄武岩火山砕屑岩の転石より、シルル紀-石炭紀を示す *Zaphrentis* (?) 属と *Petraia* 属のサンゴ化石の産出を報告した。この転石は、青浜の集落の北方にかつてあった採石場から運ばれたものと推定されている。

地点3：門司区白野江の青浜海岸に露出する玄武岩火山砕屑岩とこれに付随する石灰岩からは、梅花石として有名なウミユリの化石が産出する。矢部 (1920) によって、このウミユリが古生代のヘテロクリヌス科に属することが明らかにされた。また西田 (1980) は *Imitoceras* 属、*Merocanites* 属などのアンモナイト化石を報告し、前期石炭紀を示すとした。

地点4：門司白野江西方の打越山周辺には、石灰岩岩体を挟在する緑色岩が見られる。この石灰岩から *Schwagerina krotowi* や *Pseudofusulina vulgaris* などのフズリナ化石、*Climacammina* cf. *lagenalis*、*Tetrataxis linea* などの小型有孔虫化石が産出している (藤本ほか, 1961)。これらは前期二疊紀を示す。また矢部 (1920) が報告した属種不明のフズリナ化石を産した石灰岩転石は、この地点から運ばれたものと推定されている。

地点5：地点4の北方の凝灰質砂岩からは藤本ほか (1961) によって、前期二疊紀のサンゴ化石



第19図 化石の産出地点とルートマップ作成地点
 国土地理院発行1/5万地形図「小倉」及び「宇部」の一部を使用。

大積ユニットは砂岩・泥岩などの碎屑岩類とチャートを主体とし、酸性凝灰岩・珪質泥岩・緑色岩・石灰岩を伴っている。これらのうち、緑色岩・石灰岩が石炭紀-前期二畳紀、チャートと酸性凝灰岩泥岩互層が中期二畳紀を示している。

足立山ユニットは緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩・泥岩などから構成される。このうち石灰岩は二畳紀、碎屑岩の一部（酸性凝灰岩泥岩互層と灰色泥岩）は中期-後期二畳紀を示している。

Ⅲ. 7 地質構造

企救半島の呼野層群の主要な地質構造は、大積ユニットで認められる数多くのスラストによって地層が繰り返す覆瓦構造と、これを褶曲させるシンフォーム・アンチフォーム構造である。さらにこれらの初期の基本構造は、高角断層によって変位・変形を受けている。

Ⅲ. 7. 1 ユニット境界スラスト

呼野層群の各ユニットの境界は地層面にほぼ平行なスラストであると推定されるが、その断層露頭は確認されていない。

Ⅲ. 7. 2 覆瓦構造

秋吉帯のうち中国地方に分布する大田層群・錦層群・芳井層群・野旅山層などは、大積ユニットと同様の岩相組合せをもった地層群である。これらの地層群では、チャートは凝灰質珪質泥岩や酸性凝灰岩に漸移し、より上位の珪質泥岩、泥岩、砂岩に移化する層序から構成されることが、岩相層序・放散虫化石層序の両面から確認されている（中ほか、1986；佐野ほか、1987；五島、1988）。また緑色岩とチャートの関係は露頭欠如の場合が多いが、両者の間には塩基性火山砕屑岩・珪質細粒火山砕屑岩・赤色チャートが露出し、元来緑色岩からチャートまで整合的に移化していたと考えられたり、あるいは赤色の火山性砕屑岩から漸移部を経てチャートに移化する層序が記載・報告されている（五島、1988；Uchiyama *et al.*, 1986）。さらにチャートのうち下位のは赤系の色を示しより上位では灰色-暗灰色を呈する特徴も確認されている（佐野ほか、1987；五島、1988）。これに対し大積ユニットでは、確認された岩相の漸移関係から、少なくとも赤色珪質泥岩-赤色チャート-灰色チャート-珪質泥岩までの整合的な層序が存在し、中国地方の秋吉帯の地層群で認められる岩相層序や岩相間の関係と矛盾しない。従って大積ユニットも、下位の緑色岩・石灰岩からチャート・珪質泥岩を経て上位の泥岩・砂岩に移化する層序からなると判断できる。

さらに緑色岩やチャートから直接砂岩に移化する関係は見い出せないこと、地質図上で緑色岩、チャート、泥岩、砂岩が繰り返し分布する傾向が認められることから、上記の層序が緑色岩またはチャートを基底に1つのシートを構成し、それらが累重した覆瓦構造をなしていると考えられる。シート基底部の様子は実際には観察できなかったが、地層面に平行なスラストによって下限が画されていると予想される。

Ⅲ. 7. 3 シンフォーム・アンチフォーム構造

比較的翼の開いたシンフォームの存在が推定される。この構造の姿勢は、^{かじきとうげ}鹿喰峠断層を境に異なる。断層北東側では東にプランジした軸を持つシンフォームであるため、北翼部で北東-南西走向・南東傾斜、南翼部で北西-南東ないし西北西-東南東走向で、北東に傾斜している。一方断層の南西側では、北東方向にややプランジした軸を持つシンフォームであるため、走向は北東-南西方向を示すが、

南翼部では北西方向に、北翼部では南東方向に傾斜している。

これらとは別に鹿喰峠断層南西側の大積ユニットでは、戸ノ上山・足立山南麓部（小倉南区吉志周辺）で、北東-南西走向・北西傾斜を示し、吉志北方（第12図）ではチャートから珪質泥岩への岩相変化からも北西上位であることが示唆される。これに対し吉志南方の鶯ヶ巢山周辺では、おおよそ東西走向・北傾斜にもかかわらず、岩相変化の様子からは南上位であると判断される。このような地層の上位方向の違いから、両地域の間には軸面が北に傾斜した閉じたアンチフォーム（等斜アンチフォーム）が存在すると推定できる。このアンチフォームは上述のシンフォームの姿勢とは明瞭に異なるので、形成時期を異にする構造であると言える。さらに鹿喰峠断層北東側では、チャートから碎屑岩への岩相変化から判断すると、地層の上位方向が上述のシンフォームの翼側に向かう。つまりこの地域では地層が広域的に逆転していると判断される。このことは浦田ほか（1969）による堆積学的検討結果とも一致している。

Ⅲ. 7. 4 高角断層

地層分布の不連続から、何条かの高角断層が推定される。この断層には北西-南東系とこれに直交する北東-南西系の断層がある。

(1) 北西-南東系の断層

このうち顕著なものとして、門司区大里から鹿喰峠を通り今津に至る鹿喰峠断層（浦田ほか、1969）が挙げられる。断層露頭は確認できていないが、上述の様に断層の北東側と南西側とで一般走向が異なることから、その存在が推定される。浦田ほか（1969）はこの断層に沿う変位を左ずれとしているが、その根拠は示されていない。

(2) 北東-南西系の断層

断層露頭は確認できないが、地層分布の不連続と局地的な地層の褶曲より左横ずれ断層であると判断した。またこの断層には花崗斑岩の岩脈が伴われることが多い。この断層の方向は企救半島と関門海峡の伸長方向に一致している。

Ⅳ. 下部白亜系関門層群

（太田正道・藪本美孝）

Ⅳ. 1 研究史

関門層群は中国地方西部から九州地方北部に分布する非海成の下部白亜系である。関門層群について

の初期の研究としては、井上 (1896) による山口県南部地域の報告や、鈴木 (1894a) ならびに巨智部 (1903) による 1/20 万地質図幅「福岡」及び「角島」があげられる。関門層群が古くは硯石統と呼ばれてきたのは、巨智部 (1903) が山口県西部に露出する赤紫色の岩石を「硯石材料様の頁岩」と記したことに由来する。Koto (1909) は韓国の慶尚層群と関門層群との共通性、すなわち両者とも非海成層で赤紫色凝灰質頁岩をしばしば伴い、前期白亜紀の淡水性二枚貝・巻貝を産することを指摘し、両者の堆積盆を対馬盆地と呼んだ。しかし対馬盆地中央に位置する対州層群での古生物学的研究 (Kanno, 1955; Takahashi, 1958; 高橋, 1969; 高橋・西田, 1974; Masuda, 1970) により、この対州層群の堆積年代が古第三紀であることが判明し、その後の研究とあわせて慶尚・関門両層群の堆積盆を対馬盆地と呼ぶのは適当でなくなった。Ozawa (1925, 1928) は、関門層群がジュラ系豊浦層群とそれ以前の地層群を顕著な傾斜不整合で覆うことを示し、それによってジュラ紀末の造山運動を認めた。また関門層群は古第三系に不整合に覆われているので、関門層群の年代は白亜紀に限定されるようになった。

長尾 (1929) は、南西隣の直方図幅地域内に位置する福岡県宮田町脇野から産出した貝化石を初めて報告した。小林・太田 (1936) はこの貝化石を産した地層を脇野層と命名し、貝化石群の類似性から慶尚層群に対比し、その時代を前期白亜紀とした。松本 (1951b) は層序学的混乱を排除するために従来の「硯石統」という名称を廃し、新たに「関門層群」と命名した。長谷 (1958) 及び Hase (1960) は、豊西層群と関門層群から産出した貝化石を記載し、中国地方西部から九州地方北部の白亜系非海成層の層序及び軟体動物古生物群を総括している。

これまで小倉図幅地域周辺の関門層群の層序に関する多くの研究が発表されてきたが、主なものだけでも、太田喜久 (1955, 1957, 1958, 1959), Ota, Y. (1960b), 植田 (1957), 長谷 (1958), Hase (1960), 小野寺ほか (1960), 松下 (1968), 曾塚 (1975), 太田正道ほか (1979), 坂井ほか (1992), 徐ほか (1992a, 1992b), Seo *et al.* (1994) などが報告されている。

まず太田喜久 (1953) は直方図幅地域内の脇野亜層群の模式地を調査し、この亜層群を下位より、千石層・如来田層・若宮下部層・若宮上部層に区分した。また太田喜久 (1955, 1957) は、北九州市の中心部に分布する脇野亜層群を下部層・中部層・上部層・最上部層に区分し、産出化石が少ないにもかかわらず模式地の層序区分に岩相対比した。さらに太田喜久 (1959) は、北九州市門司区に分布する脇野亜層群を下位より風師山層・砂利山層・和布刈層に区分し、模式地の如来田層・若宮下部層・若宮上部層にそれぞれ対比した。また Ota, Y. (1959a, 1959b, 1959c, 1960a) は脇野亜層群から産出する月化石の分類学的研究をおこない、この成果に基づいて九州北部の脇野亜層群を下部と上部に区分し、上部を更に3分した (Ota, Y., 1960b)。その後松下 (1968) は、北九州市に分布する関門層群を調査し、脇野亜層群を下位より、第1層・第2層・第3層・第4層に区分した。これは太田喜久 (1955, 1957) の下部層・中部層・上部層・最上部層にほぼ相当する。太田正道ほか (1979) は、山田弾薬庫跡地 (北九州市小倉北区熊谷) からの魚類化石の発見を契機にこの周辺の地質調査を行ない、関門層群の層序と地質構造を明らかにした。

一方下関亜層群については、植田 (1957) が模式地の下関市周辺を調査し下位から、塩浜層・北彦島火山岩層・筋ヶ浜層の3層に、さらに北彦島火山岩層を、変質角閃石安山岩・変質輝石安山岩・変質輝石角閃石安山岩・変質輝石ひん岩・変質含石英角閃石安山岩・小門安山岩質凝灰岩層に細分し、その

層序を確立した。

関門層群からはこれまで多種にわたる化石の産出報告がなされており、特に近年淡水魚類化石群をはじめとして恐竜化石も発見された。山田弾薬庫跡地（北九州市小倉北区熊谷）の脇野亜層群より産出した魚類化石群中から、Uyeno（1979）が初めて2種のニシン科魚類を記載した。その後Yabumoto（1994）は、脇野亜層群の3層（道原層、蒲生層、熊谷層）から多数の魚類化石を記載し、その化石群集の変遷に基づいた生層序学的研究を進めている。その他、Kusumi（1960）、楠見（1979）、Chen（1996）による熊谷層産カイエビ類化石、Ishijima（1979）によるラン藻類化石の記載、さらにCao（1996）による道原層の貝形類化石についての記載など、多くの化石種の生層序学的検討も行なわれている。

近年、関門層群の堆積学的研究が徐ほか（1992a, 1992b）、Seo *et al.*（1994）によって行われており、特に湖成層を主体とする脇野亜層群の堆積相の記載と堆積環境や堆積システムが解明された。それによると、脇野亜層群が堆積した陸水盆“古脇野湖”は一般に炭酸塩岩や蒸発岩に乏しく、鹹性度の低い陸水盆であったことが考えられている。この陸水盆の主な環境としては、沖積扇状地すなわち河川相、湖沼縁辺相、湖沼沖浜相の3つが認められている。

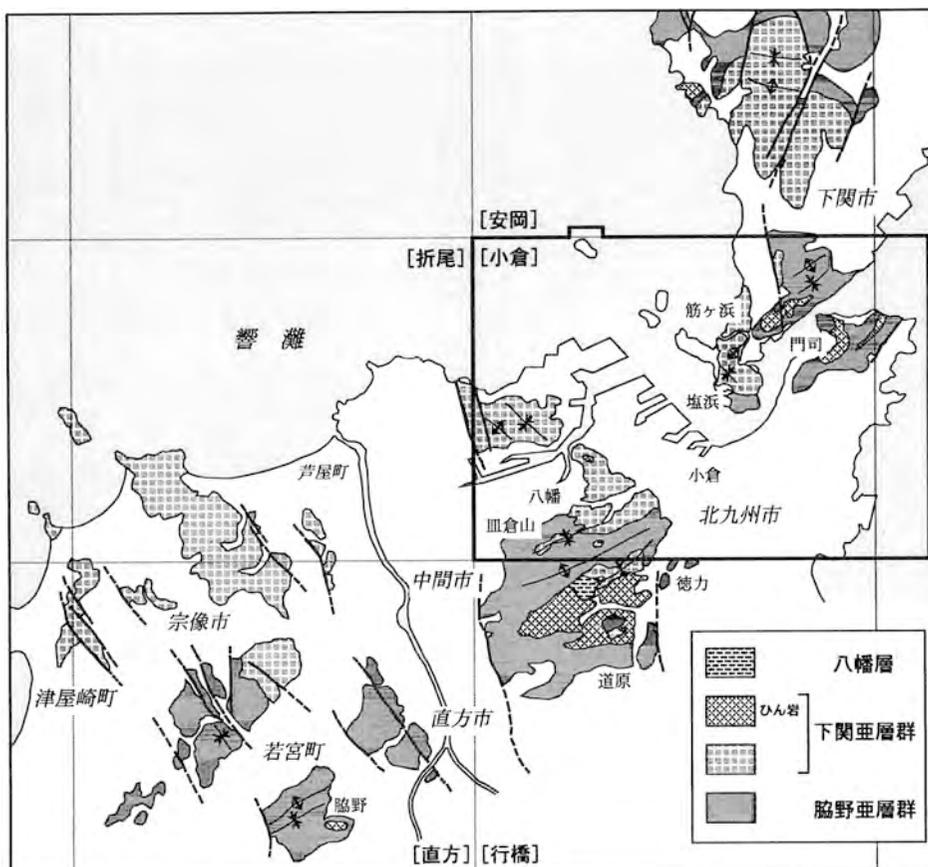
IV. 2 概 要

小倉図幅地域周辺では、関門層群は福岡県北九州市・^{ひなかつ}宗像市・若宮町、及び山口県下関市一帯に広く分布し、下部の脇野亜層群とそれを不整合に覆う上部の下関亜層群に区分されている（第20図；松本，1951b）。脇野亜層群は黒色頁岩を主体とする淡水の湖成層からなり、礫岩・砂岩・赤紫色砂岩・酸性凝灰岩などを伴っている。模式地の福岡県若宮町・宮田町一帯（南西隣直方図幅地域内）では上部古生界呼野層群を傾斜不整合で覆っている。また小倉図幅地域内の北九州市門司区北部でも同様に脇野亜層群は呼野層群を不整合で覆っている。脇野亜層群には、非整合面（disconformity）を基底とし礫岩から始まる堆積輪廻がみられ、これに基づいて累層区分がなされている。一方、上部の下関亜層群は、火山岩類に富んだ陸成層を主体とし、礫岩・砂岩・頁岩・凝灰岩・凝灰質角礫岩・安山岩・デイサイト・流紋岩などで構成されている。模式地は下関市彦島から下関市北西部の海岸一帯（小倉図幅地域内）である。下関亜層群には一般に化石は極めて稀である。この他径2-10kmに達するひん岩の岩株状岩体を伴う。ひん岩は、平尾花崗閃緑岩による接触変成を受けていることと岩相の類似から、下関亜層群の一部として扱う。

なお松本（1951b）は関門層群の英語表記を「Kwanmon Group」としたが、現在では「Kanmon Group」の方が一般的であるので、本報告でも「Kanmon Group」を用いる。

IV. 3 脇野亜層群 (W_1 , W_2 , W_3 , W_4)

小倉図幅地域は従来の模式地より隔たり、湖成層・陸成層の特性から岩相上も模式地の層序とは一致しない点も多い。そこで本報告では、新たに模式地を設定し各累層を定義・記載する。小倉図幅地域の



第20図 小倉図幅地域及びその周辺地域における関門層群・八幡層の分布
 [] は1/5万地形図を表わす。

脇野亜層群を下位より、^{どうばる}道原層・^{たかつお}高津尾層・^{がもう}蒲生層・^{くまがい}熊谷層に区分した(第21図, 第5表)。これらの累層は太田喜久(1953)の層序区分にそれぞれ対比できる。また道原層と高津尾層の岩相・層序記載は、主に北九州市内の模式地周辺と下関市内とに分けて行なう。

IV. 3. 1 ^{どうばる}道原層(新称, W_1)

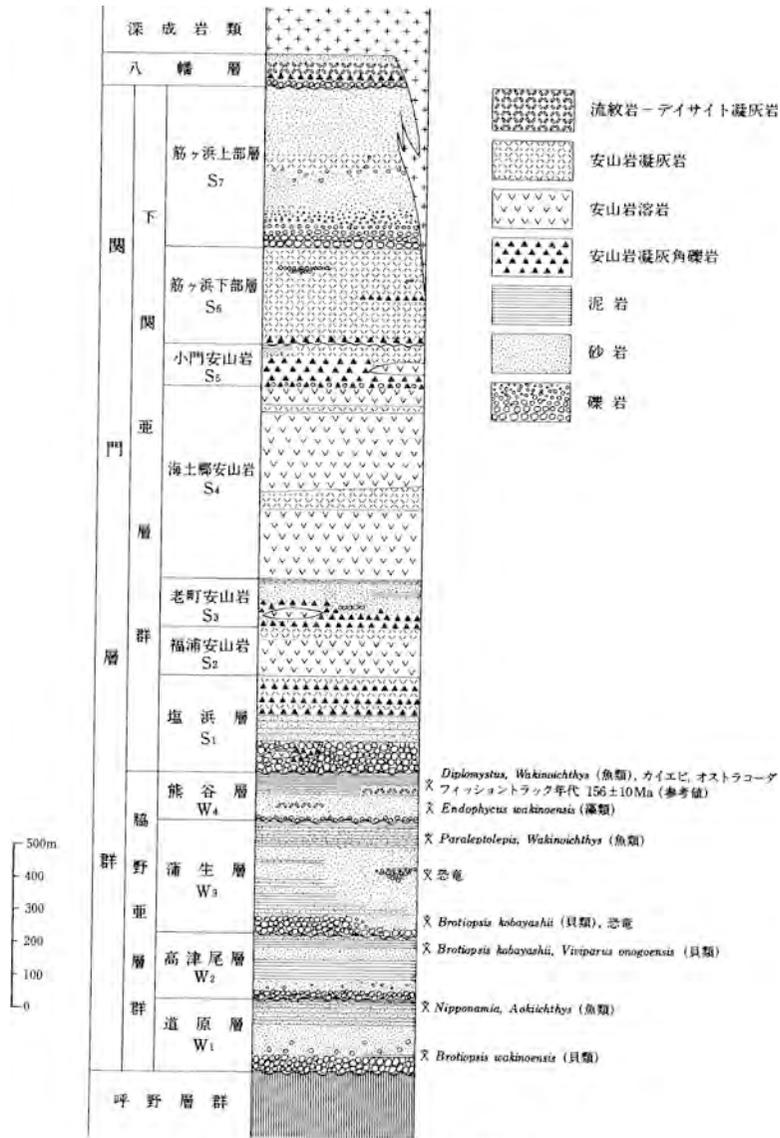
(1) 模式地・分布・対比

南隣の行橋図幅地域内の北九州市小倉南区^{どうばる}道原を模式地とし、小倉南区徳力から八幡東区尺岳南方にかけての地域、及び本図幅地域内の下関市新関門トンネル出口付近より前川・浜浦町一帯に分布する。層厚200-280 m。本層は太田喜久(1953)の千石層に相当する。

(2) 岩相・層序

(i) 北九州市内

道原層は著しい傾斜不整合で呼野層群を覆う。本層は下部の基底礫岩にはじまり、中部の粗粒砂岩、上部の砂岩・頁岩互層からなる。



第21図 関門層群の総合柱状図

下部層：基底礫岩の層厚は、模式地の道原付近では50mを超えるが、小倉南区徳力（行橋図幅地域内）では2-3m程度になる。この礫岩は全体的に淘汰が悪く、緑色の珪質砂岩よりなる基質中に角礫・亜角礫を含む。基底礫岩の上部付近では礫径が小さくなり、局部的に赤紫色砂岩・砂質頁岩の薄層をはさむ。礫種は石灰岩・チャート・砂岩・黒色泥岩であり、礫径は石灰岩礫が最も大きく30-50cmを超えるものが散見される。石灰岩礫には二畳紀の紡錘虫化石が含まれることから、石灰岩礫をはじめとする各種礫は呼野層群から由来したと判断される。

中部層：細礫を多く含む粗粒砂岩からなる。層厚は約100mである。礫種は下部の基底礫とほぼ同様

第5表 小倉図幅地域及びその周辺における脇野亜層群の層序対比

直方図幅地域	小倉図幅地域				
	八幡-小倉地域		門司地域	小倉南部地域	
脇野地域	八幡-小倉地域		門司地域	小倉南部地域	
太田喜久 (1953)	太田喜久 (1955,1957)	松下 (1968)	太田喜久 (1959)	太田正道ほか (1979)	本報告
若宮上部層	最上部層	第4層	和布刈層	第4層	熊谷層
若宮下部層	上部層	第3層	砂利山層	第3層	蒲生層
如来田層	中部層	第2層	風師山層		高津尾層
千石層	下部層	第1層			道原層

で、石灰岩・チャート・砂岩が多い。上位になるに従って淘汰が良くなり、砂岩や黒色頁岩淡緑色凝灰岩などが互いに互層して発達する。

上部層：凝灰質砂岩・黒色頁岩からなり、最上部には薄い凝灰質砂岩と頁岩の互層が発達している。層厚約80mである。

(ii) 下関市内

下関市では下部の基底礫岩を欠き、岩相から判断して中部層・上部層（層厚約300m）が分布すると考えられる。ただし化石が産出していないので、模式地との正確な対比は困難である。

中部層：全体的に緑色凝灰質砂岩と黒色頁岩の互層を主体とし、淘汰の良い円礫（径10-15m）からなる礫岩（層厚1-5m）を数層挟んでいる。礫種としてはチャート・石英脈岩・砂岩が多い。

上部層：粗粒黒色砂岩と黒色頁岩の互層を主体とし、一部に層厚1m前後の薄い礫岩を挟んでいる。

(3) 産出化石

小倉南区道原に分布する中部層では、下部層直上の砂質黒色頁岩・砂岩中に巻貝 *Brotiopsis wakinoensis* (Kobayashi and Suzuki) の密集層が見られ、鍵層として追跡できる。模式地の道原河原橋付近では、黒色頁岩中にレンズ状の淡水成石灰岩を挟み、その直上の細粒砂岩には貝形類化石を産するほか、散点的に巻貝 *Brotiopsis* sp. や魚類化石を産する。小倉南区徳力では、上部層最上部に見られる葉理の発達した凝灰質砂岩・頁岩互層から、*Nipponamia-Aokiichthys* 魚類化石群に属する保存良好の淡水魚類化石が大量に発見されている（第6表；Yabumoto, 1994）。

IV. 3. 2 ^{たかつお}高津尾層（新称, W₂）

(1) 模式地・分布・対比

行構図幅地域内の北九州市小倉南区高津尾を模式地とし、小倉南区^{おうま}春吉、合馬、八幡東区・八幡西区尺岳一帯、八幡西区金剛山、畑貯水池の南方、本図幅地域では八幡西区市瀬、門司区風師山、砂利山の北方、八窪、田野浦、下関市棕野、藤ヶ谷、高畑、彦島田の首町に分布する。層厚200-300m。本層は太田喜久（1953）の如来田層、及び太田喜久（1959）の風師山層に相当する。

(2) 岩相・層序

(i) 北九州市内

第6表 脇野亜層群から産出した魚類化石

化石群名	構成種	産出層準
<i>Nipponamia</i> - <i>Aokiichthys</i> 魚類化石群 (Yabumoto, 1994)	<i>Lepidotes macropterus</i> Yabumoto <i>Nipponamia satoi</i> Yabumoto <i>Chuhsiungichthys yanagidai</i> Yabumoto <i>Aokiichthys toriyamai</i> Yabumoto <i>Aokiichthys changae</i> Yabumoto <i>Aokiichthys otai</i> Yabumoto <i>Aokiichthys uyeno</i> Yabumoto <i>Aokiichthys praedosalis</i> Yabumoto <i>Aokiichthys</i> sp.	脇野亜層群 道原層上部層
<i>Paraleptolepis</i> - <i>Wakinoichthys</i> 魚類化石群 (Yabumoto, 1994)	<i>Chuhsiungichthys</i> sp. <i>Paraleptolepis kikuchii</i> Yabumoto <i>Paraleptolepis elegans</i> Yabumoto <i>Wakinoichthys aokii</i> Yabumoto <i>Wakinoichthys robustus</i> Yabumoto Gonorynchiformes (?) <i>incertae sedis</i>	脇野亜層群 蒲生層上部層
<i>Diplomystus</i> - <i>Wakinoichthys</i> 魚類化石群 (Uyeno, 1979 ; Yabumoto, 1994)	<i>Chuhsiungichthys japonicus</i> Yabumoto <i>Yungkangichthys macrodon</i> Yabumoto <i>Wakinoichthys aokii</i> Yabumoto <i>Diplomystus primitivus</i> Uyeno <i>Diplomystus kokuraensis</i> Uyeno <i>Diplomystus altisomus</i> Yabumoto <i>Diplomystus</i> sp.	脇野亜層群 熊谷層上部層

高津尾層は下位の道原層を覆う基底礫岩からはじまり、その上位に砂岩が累重する。

下部層：基底礫岩の層厚は10-30 mで、礫種は石灰岩が多くチャート・砂岩などが見られる。礫は淘汰が悪く、角礫・亜角礫からなる。石灰岩礫からは*Neoschwagerina* sp. を産し、呼野層群の石灰岩から供給されたと考えられる（曾塚, 1975）。

上部層：粗粒の暗赤紫色砂岩及び緑灰色凝灰質砂岩を主体とする。上部層の下部は凝灰質で色調の変化に富む砂岩と粗い細礫を多く含む砂岩の互層からなり、ところにより層厚3-5 mの礫岩層を挟む。礫種としては石灰岩が多く、石灰岩礫のみからなるところもある。石灰岩礫以外では、チャート礫が多い。上部層の上半部は淡緑色石灰質砂岩・砂岩優勢の砂質頁岩との互層・黒色頁岩よりなる。

(ii) 下関市内

下関市棕野・藤ヶ谷・高畑に分布する高津尾層も、下部層と上部層に区分される。

下部層：中礫大の亜角礫からなる淘汰不良な礫岩を主体とする。礫種はチャートが多く、結晶片岩、砂岩なども含む。層厚約50 m。

上部層：下部部では緑色凝灰質砂岩・黒色砂岩が卓越するのに対し、上部部では細粒砂岩が優勢になり一部で炭質物を挟む頁岩・赤紫色砂質頁岩が見られる。最上部になると、暗青色頁岩と砂質頁岩、細粒-中粒暗緑色塊状砂岩の順に累重する。層厚は約300 m。下関市彦島田の首町に分布する高津尾層は層厚約50 mで、下部に淡緑色砂岩と灰色細粒砂岩の互層・中粒砂岩と粗粒砂岩の互層が見られ、その上部には淡緑色砂岩・黒色頁岩が累重する。

(3) 産出化石

小倉南区高津尾に分布する高津尾層上部層の砂質頁岩から、淡水生巻貝 *Brotiopsis kobayashii*

Suzuki, *Viviparus onogoensis* Kobayashi and Suzuki, *Sphaerium* (?) sp. や貝形類の化石が産する (太田喜久・藪本, 1992). また下関市彦島田の首町に分布する高津尾層上部層の黒色頁岩から, *Viviparus onogoensis* Kobayashi and Suzuki, *Nakamuraia chingshanensis* (Grabau) などの淡水生貝化石の産出が報告されている (植田, 1957).

IV. 3. 3 ^{がもう} 蒲生層 (新称, W₃)

(1) 模式地・分布・対比

北九州市小倉南区蒲生を模式地とし, 小倉北区山田町, 八幡東区河内貯水池南方, 八幡西区畑貯水池北方, 帆柱山・皿倉山一帯, 下関市楠乃, 熊野, 彦島向井町に分布する. 層厚 350-400 m. 本層は太田喜久 (1953) の若宮下部層に相当する.

(2) 岩相・層序

下位の高津尾層との直接の層序関係は不明である. 蒲生層は下位より, 下部層・中部層・上部層に区分され, 全体として粗粒相が卓越する.

下部層は, 模式地周辺では赤色チャートの亜角礫を主体とする礫岩が卓越しているが, 側方への岩相変化が著しく, 礫岩とともに赤紫色砂岩に移化する. また下関市楠乃付近では層厚 50 m 前後の淘汰不良の亜角礫からなる礫岩を主体としている. 礫径は中礫で, チャート・砂岩・結晶片岩などの礫からなり, 石灰岩礫が認められないのが特徴である. 中部層は黒色細粒砂岩・黒色泥岩からなり, 上部層は黒色細粒砂岩と植物片を含む薄層を挟む黒色頁岩からなる.

(3) 産出化石

小倉南区蒲生に分布する下部層には, 淡水生巻貝の *Brotiopsis kobayashii* Suzuki の密集層が数層認められる (太田正道ほか, 1979). この密集層からは小型肉食恐竜の歯の化石が数個発見された (岡崎, 1992). 蒲生採石場に露出する中部層の黒色細粒砂岩からは, 淡水生巻貝の *Viviparus* cf. *keisyoensis* Suzuki が産出する (太田正道ほか, 1979). この中部層を溝状に切って黒色礫質砂岩が見られるが, この礫質砂岩中からは体長約 10 m の大型肉食恐竜の化石が発見された. また恐竜の頭部と考えられる化石も発見された (岡崎, 1997). また小倉北区南丘の採石場では, 上部層の細粒砂岩と頁岩の互層から *Paraleptolepis*-*Wakinoichthys* 魚類化石群に属する淡水魚類化石が産出している (第 6 表; Yabumoto, 1994).

IV. 3. 4 ^{くまがい} 熊谷層 (新称, W₄)

(1) 模式地・分布・対比

北九州市小倉北区熊谷, 山田町を模式地とし, 猪倉町, 猪倉峠一帯, 河内貯水池から皿倉山, 神山町, 花尾町に分布する. 層厚 150-200 m. 本層は太田喜久 (1953) の若宮上部層に相当する.

(2) 岩相・層序

下位の蒲生層を不整合に覆い, 上位は下関亜層群塩浜層の礫岩に傾斜不整合で覆われる. 下部層は石灰岩角礫 (10-20 cm) を多く含む礫岩からなり, 層厚は 5-10 m である. 中部層は赤紫色砂岩・緑色砂岩・黒色砂岩から, 上部層は凝灰質細粒砂岩と黄褐色頁岩の互層ならびに黒色頁岩からなる.

第7表 脇野亜層群熊谷層の酸性凝灰岩のフィッシュントラック年代

試料名	測定鉱物	結晶数 (個)	(1)		Z ² 検定 P (χ ²) (%)	(3,4)		(5) 相関係数 r	(6,7,8,9) ウラン濃度 年代値 (Ma) Age ± 1σ	(10) 測定方法
			自発核分裂片飛跡 ρs (Ns) (cm ⁻²)	誘発核分裂片飛跡 ρi (Ni) (cm ⁻²)		熱中性子線量 ρd (Nd) (×10 ⁴ cm ⁻²)	相関係数 r			
KD-34	Zr	30	6.40×10 ⁶ (1779)	1.25×10 ⁶ (346)	75	8.23 (1267)	0.676	120	156±10	ED2

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコニウム
 (2) P(χ²): χ²値の自由度 n-1 の χ²分布における
 上側確率 (Galbraith, 1981)
 (3) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
 (4) 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚
 (5) r: ρs と ρi の相関係数
 (6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$
 (7) 誤差: $\sigma_t = T * [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$
 (8) ²³⁸U の全衰変定数: $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$
 (9) ζ ED2 = 372 ± 5 (Danbara et al., 1991)
 (10) 測定方法: 外部ディテクター法 (外面面: ED2)

試料採取: 太田正道・飯本美孝, 測定: 京都フィッシュントラック社

(3) 産出化石及びフィッシュントラック年代

小倉北区熊谷に分布する中部層より、淡水性藻類の *Endophycus wakinoensis* Ishijima が報告されている (Ishijima, 1979)。同じく熊谷に分布する上部層からは、*Diplomystus-Wakinoichthys* 魚類化石群に属する魚類化石 (Uyeno, 1979; Yabumoto, 1994) やカイエビ類、貝形類の化石 (Chen, 1996; Cao, 1996) が産出している。

今回、熊谷層の酸性凝灰岩 (小倉地区熊谷南西方) についてフィッシュントラック年代測定を行い、156 ± 10Ma の値が得られた (第7表)。しかしこの年代値はジュラ紀末に相当し、化石及び地質から判断される年代とは一致しない。本報告では参考値と考えておく。

IV. 4 下関亜層群 (S₁, S₂, S₃, S₄, S₅, S₆, S₇, Po)

植田 (1957) は下関市彦島から下関市の西海岸を模式地として、下関亜層群の層序区分を確立した。北九州市に分布する下関亜層群の層序区分に関しては、植田 (1957) の模式地とは間に関門海峡を挟むが、基本的には植田 (1957) の3区分で良い。ただ北彦島火山岩層については、植田 (1957) も主たる火山岩の岩相に基づいて更に6つに細分しており、松下 (1968) も植田 (1957) の区分を基準にして下関亜層群を下位より、a, b, c, d, e, f, g の7層に区分している。本報告では、基本的には植田 (1957) の層序区分に従うが、北彦島火山岩層相当層については新たに模式地を設定し名称を改めた。その結果下位より、^{しおはま}塩浜層・^{ふくうら}福浦安山岩・^{おいまち}老町安山岩・^{あまのどう}海士郷安山岩・^{おど}小門安山岩・^{すじがはま}筋ヶ浜下部層・筋ヶ浜上部層に区分する (第21図, 第8表)。また関門層群に貫入するひん岩も、下関亜層群に含めて扱う。

IV. 4. 1 ^{しおはま}塩浜層 (植田, 1957 命名, S₁)

(1) 模式地・分布・対比

下関市彦島塩浜石切場、福浦北方海岸及び荒田を模式地とする。江の浦西方、北九州市八幡東区皿倉山一帯、大蔵、高槻、山路、小倉北区清水、篠崎、熊谷、小倉南区に分布する。層厚は下関市彦島で300-350 m、北九州市で400-600 m。本層は植田 (1957) の塩浜層、及び松下 (1968) の下関亜層群 a

第8表 小倉圏幅地域及びその周辺における下関亜層群の層序対比

植田 (1957)		松下 (1968)	本報告
筋ヶ浜層		g層	筋ヶ浜上部層
		f層	筋ヶ浜下部層
北彦島火山岩層	小門安山岩質凝灰岩層	e層	小門安山岩
	変質輝石角閃石安山岩	d層	海士郷安山岩
	変質輝石安山岩 (変質含石英角閃石安山岩を含む)	c層	老町安山岩
	変質角閃石安山岩 (変質輝石ひん岩を含む)	b層	福浦安山岩
塩浜層		a層	塩浜層

層に相当する。

(2) 岩相・層序

塩浜層は脇野亜層群を傾斜不整合に覆い、下部の基底礫岩にはじまり、中部の凝灰岩・頁岩層、上部の安山岩凝灰岩・安山岩角礫岩層に区分される。

下部層：層厚約100mの礫岩からなる。礫は巨礫大-大礫大の安山岩類、砂岩、結晶片岩、石灰岩、チャートなどからなる。基質は赤紫色または緑色の凝灰質よりなる。一部には安山岩溶岩をはさむこともある。側方への岩相の変化は著しく、西部（皿倉山頂一帯）では凝灰角礫岩が発達している。

中部層：赤紫色凝灰岩質砂岩・頁岩、緑色凝灰質砂岩との互層からなり、層厚は約80mである。

上部層：安山岩凝灰岩、及び安山岩凝灰角礫岩からなり、緑色-赤紫色を示す。この安山岩凝灰岩には結晶質及び石質凝灰岩の2種があり、両者は漸移する。肉眼では赤紫色及び緑色を呈するが、赤紫色の部分は安山岩片を多く含み安山岩凝灰角礫岩と考えられる。緑色の部分はガラス質の粒子が多く、有色鉱物が緑泥石に変わったものと考えられる。有色鉱物から緑泥石に変質した原鉱物は外形から角閃石及び輝石と考えられる。

(3) 産出化石

八幡東区山路及びその南方に分布する中部層の黒色頁岩層から、巻貝化石 *Viviparus aff. keisyoensis* Suzuki が産出している（太田喜久，1957；長谷，1958）。

IV. 4. 2 福浦安山岩（新称，S₂）

(1) 模式地・分布・対比

下関市彦島福浦を模式地とし、緑町、江の浦町、本村東方、迫町、北九州市小倉北区、新高田、泉台、八幡東区祝町、大蔵、戸畑区金毘羅に分布する。層厚150-200m。本層は植田（1957）の北彦島火山岩層の変質角閃石安山岩に変質輝石ひん岩を含めたもの、及び松下（1968）の下関亜層群b層に相当する。

(2) 岩相・層序

下部層：基底部は角閃石安山岩溶岩からなる。この角閃石安山岩溶岩の上位には緑色凝灰質砂岩、暗

灰色凝灰質頁岩，円礫-亜円礫礫岩が発達する。また，赤紫色凝灰質砂岩も一部存在する。福浦付近に分布する安山岩溶岩は変質が著しく，おもに緑色を呈し，節理は少なく塊状である。風化すると黄褐色粘土状となる。このため植田（1957）は変質角閃石安山岩として記載している。北九州市内に分布する角閃石安山岩の部分は角閃石の斑晶がよく発達しており，松下（1968）ではひん岩として取り扱われている。

上部層：安山岩凝灰岩からなる。

IV. 4. 3 老町安山岩（新称，S₃）

(1) 模式地・分布・対比

下関市彦島老町から老山公園にかけての地域を模式地とし，北九州市八幡東区中央3丁目，高見，川淵町，枝光本町，戸畑区西鞘ヶ谷町，東大谷，福柳木に分布する。層厚150-200 m。本層は植田（1957）の北彦島火山岩層の変質輝石安山岩に変質含石英角閃石安山岩を合わせたもの，及び松下（1968）の下関亜層群c層に相当する。

(2) 岩相・層序

福浦安山岩に整合に重なる。下部層は暗灰色凝灰質砂岩，凝灰角礫岩を主とし，礫岩，安山岩溶岩，稀に泥岩を挟んでいる。上部層は青灰色頁岩，凝灰質砂岩よりなる。

IV. 4. 4 海士郷安山岩（新称，S₄）

(1) 模式地・分布・対比

下関市彦島海士郷町を模式地とし，彦島大橋の南側，下関市伊崎町，北九州市戸畑区枝光，若松区中畑町，小石，石峰，二島，岩尾山，用勺町，童子丸，弥勒山に分布する。層厚約600 m。本層は植田（1957）の変質輝石角閃石安山岩，及び松下（1968）の下関亜層群d層に相当する。

(2) 岩相・層序

下部層は著しく変質したやや粗粒の緑色塊状の普通輝石角閃石安山岩溶岩及び凝灰岩を主体とするが，発泡した黒色の安山岩溶岩も観察される。風化土は玄武岩の風化土と良く似ているので，小野寺ほか（1960）では玄武岩質安山岩と記載されている。上部層は凝灰角礫岩と凝灰岩との互層からなる。

IV. 4. 5 小門安山岩（新称，S₅）

(1) 模式地・分布・対比

下関市小門から筋ヶ浜海岸一帯を模式地とし，北九州市戸畑区牧山，荒手，若松区修多羅（高塔山），藤木から小竹にかけて分布する。層厚は130-400 m。本層は植田（1957）の小門安山岩質凝灰岩層，及び松下（1968）の下関亜層群e層に相当する。

(2) 岩相・層序

下部層：基底部には層厚約10 mの黒色火山角礫岩が見られる。礫は輝石安山岩，角閃石安山岩，デイサイトの岩片が多く，堆積岩源の礫を含まない。基質は同種の火山灰と推定される。北九州市若松区では下部層は緑灰色細粒安山岩よりなり，しばしば軽石質捕獲岩を含む。北九州市戸畑区牧山においては

閃緑岩質安山岩、やや酸性の安山岩、黒灰色細粒の安山岩からなり、これらは互いに漸移する。これは模式地の基底部の火山角礫岩にあたるものである。

中部層：安山岩火山角礫岩、火山礫凝灰岩、普通輝石安山岩溶岩からなる。

上部層：一般に暗緑色から緑色安山岩凝灰岩が優勢で、北九州市若松区では凝灰角礫岩、酸性凝灰岩、暗灰色凝灰岩などの互層よりなる。風化すると赤色を呈する。北九州市戸畑区牧山付近の同層上部も同様に暗緑色凝灰質砂岩、凝灰質頁岩、やや酸性の細粒凝灰質砂岩の互層よりなる。

IV. 4. 6 ^{すじがはま}筋ヶ浜下部層（新称, S₆）

(1) 模式地・分布・対比

下関市筋ヶ浜より牛洗浜にかけての地域を模式地とし、北九州市若松区西園町、原町に分布する。層厚は300-350 m。本層は植田（1957）の筋ヶ浜層の下半部、及び松下（1968）の下関亜層群 f 層に相当する。

(2) 岩相・層序

下部層：模式地においては比較的塊状の暗緑色細粒凝灰岩よりなり、しばしば赤紫色凝灰岩及び火山角礫岩の薄層を挟む。暗緑色凝灰岩は安山岩、デイサイトの岩片や石英、長石が認められ、基質は緑泥石に変質している。北九州市若松区では、暗灰色細粒の輝石安山岩からなる本岩は風化すると赤色を呈する。より上位には極細粒凝灰岩と細粒凝灰岩の互層が認められ、一部に凝灰角礫岩をともなう。

中部層：小礫-中礫大の礫岩と、暗緑色凝灰質砂岩との互層よりなる。礫岩の礫は円礫で、礫種は安山岩、デイサイトよりなる。

上部層：暗緑色の凝灰質砂岩を主とし、安山岩の角礫を含む。

IV. 4. 7 ^{すじがはま}筋ヶ浜上部層（新称, S₇）

(1) 模式地・分布・対比

下関市筋川町から金毘羅町にかけての海岸を模式地とし、北九州市若松区深町にも分布する。層厚は約500 m。本層は植田（1957）の筋ヶ浜層の上半部、及び松下（1968）の下関亜層群 g 層に相当する。

(2) 岩相・層序

下部層：火山岩の円礫岩からなる。下部は巨礫よりなり、上部に向かって礫径が小さくなる。また下部層の上部では火山礫岩、凝灰質砂岩の互層となる。礫種はデイサイト-デレナイトよりなり基質は凝灰岩または凝灰質砂岩よりなる。

上部層：凝灰質粗粒砂岩、凝灰質細粒砂岩を主体とする。これらの地層には斜交葉理が発達している。

IV. 4. 8 ひん岩（P₀）

(1) 分布

本図幅地域内では、下関市丸山町-火の山西方と北九州市門司区大久保-丸山、田野浦及び風師山周辺に分布する。いずれも北東-南西方向に伸長している。ひん岩という岩石名にしては大規模な岩株状

の岩体をなし、下関市に分布する岩体は幅1km、延長4kmにも及ぶ。また南隣の行橋図幅地域内の北九州市小倉南区合馬周辺に分布する岩体は、幅4km、延長8kmに達する。

ひん岩の岩体は一般に脇野亜層群中に貫入しており、下関亜層群中には稀に小規模な岩脈として見られることがある。しかし、八幡層や花崗岩・花崗閃緑岩中にはひん岩は認められない。

(2) 岩相

肉眼で斜長石と角閃石の斑晶が認められる、灰緑色-暗緑色の岩石である。鏡下観察では、接触変成による再結晶組織が認められる。

(3) 年代

貫入年代を直接示す資料はない。脇野亜層群に貫入することから、これよりは若い。一方、八幡層や深成岩類には貫入せず接触変成作用を被っていることから、少なくとも深成岩よりも古いと言える。ひん岩は岩相的に下関亜層群の安山岩溶岩に類似しているため、下関亜層群とほぼ同時代に貫入した可能性が高いと考えられる。

岩石記載

単斜輝石含有角閃石ひん岩 (GSJ R64007)

産地：北九州市門司区^{めかり}和布刈公園東部

斑晶：斜長石（長径0.5-4mm）、角閃石（長径1-2mm、Z = 帯褐緑色）、単斜輝石（長径0.5mm）

石基：接触変成による再結晶化のため元の鉱物組成は不明

変成鉱物：黒雲母、角閃石（Z = 淡緑色）、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、燐灰石（以上長径0.02-0.1mm）

斜長石斑晶はしばしば集斑状になる。斑晶角閃石は再結晶作用で生じた黒雲母に殆ど置換されており、中心部に元の結晶がわずかに残っている。石基の単斜輝石は他形を示す。

IV. 5 地質年代

太田喜久（1981）は、脇野亜層群が下部白亜系のオーテリブ階からバーレム階であると推定している。また松本ほか（1982）も脇野亜層群を上部ネオコーム統としている。これらの地層からは淡水生動物化石しか産しないので、正確な年代を特定するのは困難である。

Shibata *et al.*（1978）は下関亜層群に貫入している花崗岩類の放射年代を約80-95Maとし、下関亜層群の磁化方向が正帯磁であることから、下関亜層群の年代を前期白亜紀のアルプ階と推定している。また唐木田ほか（1995）は、平尾花崗閃緑岩のK-Ar年代を100-120Maであると報告しているため、下関亜層群の年代はアプツ階以前である可能性がある。

IV. 6 地質構造

関門層群は、九州北部から中国地方西部にかけておおそ北東-南西方向に伸びた分布域をもち、走向も大局的にはこの方向に一致する。また一般に、下位の脇野亜層群は分布域の南東側、下関亜層群は北西側に露出する傾向が認められる（第20図）。ひん岩は東北東-西南西方向にやや伸長した岩株状の

岩体として分布し、一般に脇野亜層群中に貫入している。岩相的には下関亜層群の安山岩に類似していることから、下関亜層群として噴出した溶岩に対するマグマ溜まりとして露出している可能性がある。

小倉幅地域に分布する関門層群は、波長 2-5km 程度の褶曲構造をなしている。しかし脇野亜層群と下関亜層群とでは、褶曲軸の方向が明瞭に異なっている。また関門層群を切る北北西-南南東走向の高角断層が、本図幅南西部に多く認められる。

本図幅地域南西部では、南側の皿倉山-蒲生周辺の関門層群は北東-南西ないし東北東-西南西方向の軸を持つ褶曲構造をなし、背斜軸付近には脇野亜層群蒲生層が、向斜軸付近には下関亜層群塩浜層が露出する。これより北側（金比羅山周辺）では、北傾斜の同斜構造となり、下関亜層群の塩浜層から小門安山岩までが順次露出する。さらに北側の若松区一帯では、下関亜層群の海土郷安山岩より上位層が分布するが、褶曲軸が北西-南東方向を示す。一方本図幅北東部でも同様に、脇野亜層群は北東-南西方向の軸を持つ褶曲構造をなすのに対し、下関亜層群は北西-南東方向の軸をもつ褶曲構造をなしている。このような軸の方向の違いの原因については不明である。

V. 上部白亜系八幡層 (Ya)

(太田正道・藪本美孝)

研究史及び概要

八幡層は脇野・下関亜層群を不整合に覆う地層であり、松本（1953）により命名された。その後、太田喜久（1957）、長谷（1958）、松下（1968）により調査・記載された。

模式地・分布

模式地は八幡東区猪倉南東部の小区域であり、模式地以外の北九州市域では小倉南区大字辻三^{つじみつ}の三岳梅林付近に分布する。

岩相・層序

酸性火山岩源の堆積岩で火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩凝灰岩、砂岩よりなり、関門層群を不整合に覆う。層厚は約 100 m である。火山礫凝灰岩は青灰色、堅硬、塊状である。凝灰角礫岩では流紋岩のほか、安山岩、砂岩、泥岩、チャート、石灰岩、結晶片岩など呼野層群由来と推定される礫を含む。流紋岩凝灰岩は灰白色でしばしば赤色ざくろ石を含有するのが特色である。砂岩中には斜交葉理が発達する。

地質年代

八幡層は接触変成作用を受けているので、深成岩類よりも古い。また岩相の特徴から、韓国の仏国寺統に対比された（太田喜久，1957）。国内では岩相的特徴から中国地方の高田流紋岩類に対比され、そ

の年代は後期白亜紀と推定されている (松本, 1967).

VI. 後期白亜紀深成岩類及び岩脈

(松浦浩久)

VI. 1 概要及び研究史

小倉図幅地域には後期白亜紀深成岩体として、香春花崗閃緑岩^{かわら}、平尾花崗閃緑岩^{ひらお}、及び長府花崗岩^{ちやうふ}の3岩体が分布する。このうち香春花崗閃緑岩と平尾花崗閃緑岩は、いずれも長径1 cm内外の角閃石が目立つ中-粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩からなるので、最近まで1つの岩体(平尾花崗閃緑岩)として扱われてきた(富田ほか, 1957; 松本ほか, 1962; 唐木田ほか, 1962, 1983; 松下, 1968など)。石原ほか(1979)は、本図幅地域東部の深成岩体は山陽地方の深成岩体と同じく帯磁率が低いのに対し、図幅地域西部の岩体は帯磁率が高く、両者が帯磁率で識別されることを初めて示した。その後、主成分化学組成の違い(高橋・井沢, 1982)、ストロンチウム含有量の違い(唐木田ほか, 1984; Izawa *et al.*, 1989; 井沢ほか, 1994)、さらに副成分鉱物であるジルコンの晶癖の違い(全ほか, 1991)などが次々に明らかにされ、香春花崗閃緑岩が平尾花崗閃緑岩から識別されるようになった(唐木田, 1985)。香春・平尾の両花崗閃緑岩の間の差異は、単にこの2つの岩体間の差異にとどまらず、広域的な花崗岩岩石区(segment)の境界に当たるという考えもある(高橋, 1983; Takahashi *et al.*, 1984)。

小倉図幅地域の香春花崗閃緑岩と平尾花崗閃緑岩はいずれも多様な岩相からなり、また模式地の岩体に連続しない孤立した小岩体群である。放射年代値は香春花崗閃緑岩で89-113Ma、平尾花崗閃緑岩で91-120Maに及ぶ長い年代幅を持っている。従って両岩体はさらに細分される可能性を含んでいるが、本報告では唐木田(1985)と久保ほか(1993)による岩体区分を用いる。

一方長府花崗岩は、山口県下関市長府から北東に分布する細粒及び中-粗粒黒雲母花崗岩である。

本章では上述の深成岩体より後に貫入したと考えられる白亜紀の岩脈についても記述する。岩脈は岩相から、花崗斑岩、アプライト-石英斑岩、及び閃緑斑岩の3種類に区分される。このうち花崗斑岩は、下関市彦島南西部に、アプライト-石英斑岩と閃緑斑岩は主に長府花崗岩の周辺地域に分布している。

VI. 2 香春花崗閃緑岩 (Kgd, Kgf)

命名: 唐木田 (1985) による。岩体名の初出は唐木田ほか (1984) であるが、唐木田 (1985) が初めて定義、地質図に分布を示した。佐々木・村上 (1986) の牛斬山花崗閃緑岩は香春花崗閃緑岩に含まれる。

模式地: 模式地は福岡県田川郡香春町牛斬山付近 (南隣の行橋図幅地域内)。

分布: 模式地の岩体は東西約 3km, 南北約 6km の岩株状に露出する。しかし、唐木田 (1985) が香春花崗閃緑岩に含めた岩体は、北九州市小倉南区平尾台の西部、直方市尺岳 - 安入寺周辺 (行橋図幅地域内)、小倉図幅地域南西部の北九州市八幡西区河頭山周辺、城山 (1/2.5 万地形図では道伯山と表記)・妙見山の山裾部、若松区童子丸 - 大池町の山裾部及び脇之浦海岸部にも点々と露出している。模式地周辺では上部古生界の呼野層群に貫入し、尺岳付近から本図幅地域にかけては関門層群に貫入している。母岩との接触面は一般に 30° 以下の低角で、本国幅地域内では水平に近いルーフ接触をしている (松下, 1968)。

岩相: 石英閃緑岩から花崗岩まで多様であるが、小倉図幅地域内では主に粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。このほか八幡西区の河頭山には単斜輝石角閃石黒雲母トーンル岩が、同じく八幡西区道伯山と妙見山麓には細粒黒雲母花崗岩が分布する。若松区の脇之浦や河頭山北東の石切場跡などでは、径 5cm-1m 位の細粒石英閃緑岩を暗色包有物として含む。また径 1cm 内外の粗粒角閃石や黒雲母結晶の平行配列による弱いフォリエーションが認められる (第 22 図)。フォリエーションは脇之浦では北北西-南南東方向、河東山北東では西北西-東南東方向で、いずれも北東方向に 70° -80° 傾斜している。

放射年代: 河頭山と脇之浦 (小倉図幅地域内) の試料について、黒雲母の K-Ar 法でそれぞれ 92Ma と 89Ma (河野・植田, 1966 : 年代値は原著による。以下同様) の値が得られ、後期白亜紀の初頭を示している。一方尺岳西方 (行橋図幅地域内) の試料からは、106.3 ± 5.3Ma (村上, 1989)、模式地の牛斬山南方 (行橋図幅地域内) の試料からは、113 ± 3Ma (村上, 1985) の値が得られ、前期白亜紀の末頃を示す。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R64017)

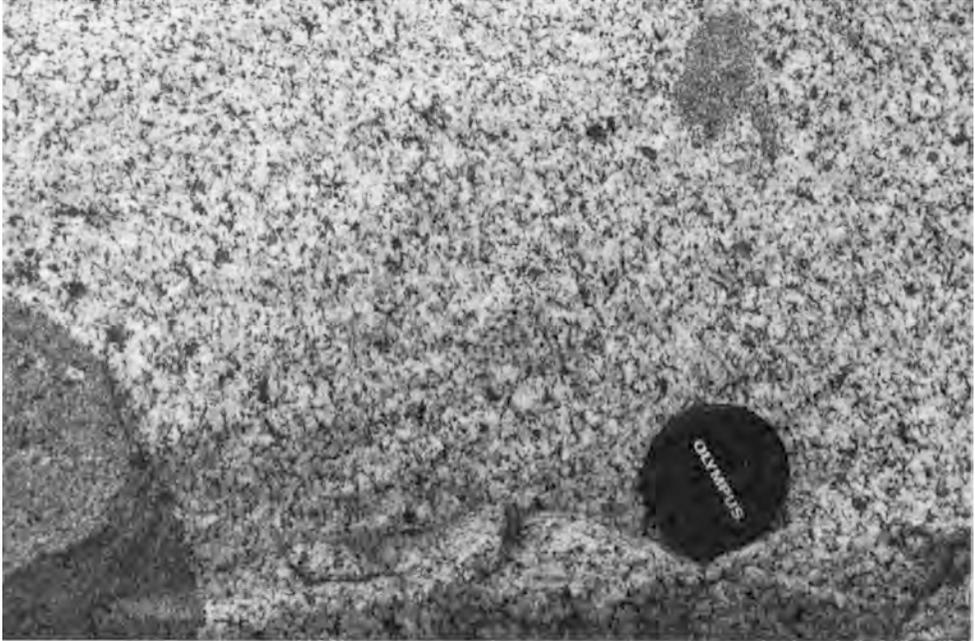
産地: 北九州市若松区脇之浦海岸

主成分鉱物: 斜長石 (長径 0.5-7mm), 石英 (径 0.5-3mm), 黒雲母 (長径 0.5-3mm), 角閃石 (長径 0.2-10mm, Z = 緑色)

副成分鉱物: 不透明鉱物 (粒径径 0.05-0.3mm), スフェン (径 0.1-0.3mm), 燐灰石・ジルコン (径 0.02-0.1mm), 褐れん石 (径 0.3-0.5mm)

変質鉱物: 緑泥石, 方解石, クリノゾイサイト

斜長石の大きな結晶は卓状自形で累帯構造を示す。小型の斜長石は短冊状自形でほとんど累帯構造がない。一方、石英とカリ長石はいずれも他形を示す。角閃石と黒雲母は自形を示す。黒雲母は一部が変質して緑泥石化している。副成分鉱物の中では磁鉄鉱と思われる不透明鉱物が平尾花崗閃緑岩や長府花崗岩に比べると目立って多く含まれている。



第22図 香春花崗閃緑岩の露頭（北九州市若松区脇之浦）

中粒単斜輝石角閃石黒雲母トーナラル岩（GSJ R64025）

産地：北九州市八幡西区河頭山

主成分鉱物：斜長石（長径0.2-4mm），黒雲母（長径0.2-3.5mm， $Y \approx Z$ = 茶褐色），石英（径0.2-1mm），角閃石（長径0.2-3mm， Z = 緑色），単斜輝石（径0.1-0.5mm）

副成分鉱物：不透明鉱物（径0.02-0.5mm），スフェン（長径0.1-0.3mm），燐灰石・ジルコン（径0.03-0.1mm）

変質鉱物：緑派石，緑れん石

本岩では主成分鉱物では斜長石の一部が半自形を示すほかは他形を示す。単斜輝石は角閃石と斜長石に包有される。黒雲母は結晶によって変質の度合いが異なり，新鮮なものからほとんど全部が緑泥石＋緑れん石＋スフェンに置換されたものまでである。本試料でも副成分鉱物は磁鉄鉱と思われる不透明鉱物が最も多く含まれている。

VI. 3 平尾花崗閃緑岩（Hgd, Hto）

命名：唐木田（1954）によって命名されたが，後に香春花崗閃緑岩として区分された部分を除く。また本報告では，下関市熊野付近の小岩体も平尾花崗閃緑岩に含める。

模式地：福岡県北九州市小倉南区の平尾台南方（行橋図幅地域内）を模式地とする。

分布：模式地を含む岩体は，京都郡勝山町から行橋市，北九州市小倉南区湯山 - 吉田（小倉図幅地域南東部）に達し，南北約19km，東西3-6kmの範囲に広がる。この岩体に連続していないが，平尾花

崗閃緑岩に含まれる小岩体は、小倉北区妙見、門司区藤松-大里、和布刈及び下関市熊野付近まで点在している。また関門海峡の海底にも本花崗閃緑岩が分布することが知られている（小野寺ほか、1960；吉川、1975など）。平尾花崗閃緑岩は南北に長く分布するので、南部の模式地周辺では田川変成岩中に貫入しているが、北側の平尾台から小倉幅地域^{みやこ かんぞう}の門司付近までは上部古生界呼野層群に対して、また門司港から下関市熊野にかけての地域では下部白亜系関門層群に対して貫入し、被貫入岩は北に向かって順に上位層準になる。

岩相：模式地から小倉幅地域南東部にかけての岩相は、中-粗粒の塊状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、長径1 cm内外の柱状角閃石の斑状結晶が特徴的である。石英閃緑岩-トータル岩質の暗色包有物を含むが、一般に直径10cm以下の小型のものが多く、量的にも少ない。一方、妙見から熊野に点在する小岩体は半深成岩的な斑状細粒岩相を示すトータル岩で石英閃緑岩を含む。熊野では風化と人工的な開発が進んでおりほとんど露頭がないが、宅地開発中の地域では単斜輝石斜方輝石角閃石石英閃緑岩が転石として見られた。

放射年代値：小倉幅地域内の試料について測年されたものはないが、行橋幅地域内の小倉南区長野南方に露出する平尾花崗閃緑岩の角閃石と黒雲母のK-Ar年代として $103 \pm 5\text{Ma}$ と $96.6 \pm 4.8\text{Ma}$ 、同じく小倉南区水晶山の角閃石と黒雲母について $120 \pm 6\text{Ma}$ と $119 \pm 6\text{Ma}$ の4個の値が、唐木田ほか（1995）により報告されている。また京都郡苅田町の本岩体から黒雲母のK-Ar年代として $91.7 \pm 4.6\text{Ma}$ （村上、1989）と、行橋市椿市幸山の試料について黒雲母K-Ar年代として 94Ma （河野・植田、1966）の値が報告されている。これらの年代値は全て模式地から連続している岩体の試料であり、妙見-熊野に点在する小岩体（Hto）の年代値はない。久保ほか（1993）では当時知られていた北部九州の深成岩類のK-Ar年代値から、これらの貫入・冷却の年代を後期白亜紀の初め頃と考えた。しかし、唐木田ほか（1995）が前期白亜紀に達するK-Ar年代を報告したので、北部九州の深成岩類の貫入・冷却の時代は白亜紀の中頃、即ち前期白亜紀末から後期白亜紀初めにかけて、かなりの幅を持つらしいことが知られるようになった。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（FUK20A）

産地：北九州市小倉南区貫山北西斜面

主成分鉱物：斜長石（長径0.5-4mm）、石英（径0.3-2mm）、黒雲母（径0.1-2mm、Y≒Z=赤みがかった茶褐色）、カリ長石（径0.5-3mm）、角閃石（長径0.5-12mm、Z=楯線-緑色）

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・不透明鉱物（以上0.05-0.1mm）

変質鉱物：緑泥岩、スフェン、方解石

鉱物は斜長石・角閃石及び副成分鉱物が自形-半自形を示し、それ以外は他形である。角閃石は内部に黒雲母の径0.1-0.3mmの小結晶を多量に包有している。斜長石には累帯構造が見られ、外側でカリ長石と接する部分には石英と細い連晶（ミルメカイト）になっている。副成分鉱物の不透明鉱物は主に黒雲母と角閃石に少量包有されている。

斑状細粒角閃石黒雲母トータル岩（GSJ R64006）

産地：北九州市門司区和布刈公園

斑状鉱物：斜長石（長径1-4mm）、角閃石（長径1-3mm、Z=緑褐色）、黒雲母（径1-2mm、Y≒Z=暗褐色）

石基鉱物：斜長石・石英・黒雲母（以上径0.1-0.6mm）、カリ長石（径0.5-1mm）、不透明鉱物（径0.05-0.3mm）、ジルコン・燐灰石（以上径0.02-0.1mm）

斑晶斜長石には強い累帯構造が認められる。斑晶角閃石は黄褐色の黒雲母小結晶を多量に包有している。不透明鉱物は模式地の花崗閃緑岩に比べると粒径が大きく、かつ量が多い。

VI. 4 長府花崗岩 (Cgr)

命名：小野寺ほか（1960）による。

分布：下関市東部の長府から北東方向に広がり、その延長部は山口県美祿市小杉に達する。本岩体は下関市長府浜浦町から高畑付近で関門層群に接触変成作用を与えているので、これに貫入していると考えられる。

岩相：長府付近では淡紅色カリ長石を含む粗粒黒雲母花崗岩であるが、岩体西部では細粒岩相が卓越している。また周防灘の干珠島と満珠島には、中-細粒の角閃石黒雲母花崗岩が分布している（清原，1956）。暗色包有物は少ないが、長府宮崎町の海岸では長径20-70cm、短径8-30cmのレンズ状細粒トータル岩ないし石英閃緑岩を含むのが見られる。また岩体全体に径数mmのミアロリティツタな空隙を生じている。

放射年代：本岩体の北東の延長に当たる、山口県厚狭郡山陽町松原の試料について、黒雲母のK-Ar年代として92Maという値が1つだけ報告されている（河野・植田，1966）。これは後期白亜紀に相当する。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩 (GSJ R64012)

産地：下関市長府宮崎町海岸

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石（以上径1-7mm）、黒雲母（径0.2-2mm、Y≒Z=暗褐色）

副成分鉱物：不透明鉱物（径0.1-0.5mm）、燐灰石・ジルコン・褐れん石（以上径0.02-0.1mm）

変質鉱物：緑泥岩、スフェン、方解石

斜長石は半自形を示すが、石英とカリ長石は複雑に入り組んだ境界で接している。カリ長石にはパーサイトが発達している。カリ長石同士が接する部分には自形斜長石の粒間結晶が壁のように発達している。黒雲母は大部分が緑泥石化している。

VI. 5 岩脈

VI. 5. 1 花崗斑岩 (Gp)

地表では下関市彦島南西部の福浦港周辺の径1kmの範囲と、下関市西部の筋ヶ浜周辺に分布しているが、海底にも広く分布することが知られている（小野寺ほか，1960）。福浦港南方の採石場では関門層群に貫入し、部分的にこれをルーフペンダントとして残している。筋ヶ浜周辺においても関門層群に貫入している。

岩石記載

黒雲母花崗斑岩 (FUK12)

産地：下関市彦島塩浜南方

斑晶鉱物：斜長石 (長径 1-4mm), 黒雲母 (径 0.3-2mm)

石基鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母 (以上径 0.1-0.2mm), 不透明鉱物・ジルコン・燐灰石 (以上径 0.03-0.1mm)

変質鉱物：緑泥石・緑れん石・スフェン・方解石

黒雲母は斑晶・石基ともに緑泥石化しており, 新鮮な部分は残っていない。斜長石斑晶は一般に集斑状をなす。

VI. 5. 2 アプライト及び石英斑岩 (Ap)

アプライト及び石英斑岩は下関市長府野久留米町一ノ宮, 北九州市門司区和布刈-古城山, 大里などに点在している。岩石は淡紅色を帯びて斑晶があまり目立たないアプライトと, 石英・カリ長石の斑晶が微細な石基とはっきり区別される石英斑岩, 及び両者の中間的な文象斑岩からなる。野久留米町周辺では関門層群に貫入している。

岩石記載

黒雲母アプライト (GSJ R64014)

産地：下関市長府野久留米町

斑晶：石英・斜長石・カリ長石 (以上径 1-3mm)

石基：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母 (以上径 0.2-1mm), 燐灰石・ジルコン・褐れん石 (以上径 0.03-0.1mm), 不透明鉱物 (径 0.05mm 土)

黒雲母は他形で Y ≒ Z = 帯緑褐色を示す。

VI. 5. 3 閃緑斑岩 (Di)

閃緑斑岩は下関市満珠島の長府花崗岩中に貫入している。満珠島の閃緑斑岩は斜長石と帯緑褐色角閃石斑晶が, 斜長石・角閃石・黒雲母からなる石基中に含まれている (清原, 1956)。閃緑斑岩は野外では関門層群のひん岩に酷似しており, 肉眼では区別が困難である。しかし関門層群のひん岩は白亜紀深成岩類の接触変成作用を被っているため, 鏡下で観察すると再結晶組織を持つ点で区別される。

VII. 上部始新統 - 下部漸新統大辻層群

(富田宰臣)

福岡県北部に分布する古第三系の標準層序は下位から, 直方層群, ^{のおがた}大辻層群, ^{おおつじ}大辻層群, ^{あしや}芦屋層群に区分され

ている。しかし小倉図幅地域内、すなわち小倉炭田地域内に分布する古第三系では、直方層群が欠如し大辻層群とその相当層が先第三系を不整合で覆っている。大辻層群は、模式地である筑豊炭田地域の調査から、下部の^{いでやま}出山層と上部の^{おんが}遠賀層に区分されている（長尾，1925）。

VII. 1 出山層 (It, Ik, Is, Ii, Ih, In, Ir)

VII. 1. 1 命名・模式地・層厚

松下（1949）が命名。北九州市小倉北区日明 - 到津一帯を模式とする。層厚は約700m。

VII. 1. 2 分布

出山層は、本図幅地域中央部南西寄りの到津 - 日明丘陵（地形区分では日明・金刀比羅山丘陵と呼ぶ；第I章参照）と戸畑区浅生 - 夜宮の台地に広く露出するほか、小倉南区若園 - 若松区小石に下位層準の地層が散点的に見られる。これらの分布域と離れて旧延命寺地区（現在の小倉北区赤坂1-3丁目一帯）の狭い範囲に、古第三系が分布する。ここでの本層は桜丘小学校より北に延びる小丘陵の北半部を占め、丘陵を取り巻くように北に半円形を描く半盆状構造をなしている。南側の先第三系とは延命寺断層（小倉断層より北東方向、関門海峡方面に至る断層；岩橋・小原，1959）で境されている。またかつては丘陵西縁の延命寺川の河床にも露頭が見られた。

本層の最上部は沖積地下にあって地表で見ることはいできない。この他、関門海峡のほぼ中央部にも古第三系に類似する地層が存在する（日本国有鉄道編，1975）が、詳細は不明。

出山層は不整合で下位の先古第三系を覆うが、各所で著しい彎凹部や突出した丘陵状の境界面が見られることから、基盤岩の原地形は極めて起伏に富んでいたと推定される。特に顕著なのは小倉北区到津遊園付近一帯の湾入 - 突出地形で、この周辺の下部の各部層は小断層を伴う著しい走向・傾斜・岩相・層厚等の変化や地層の局地的なオーバーラップ現象を示す（岩橋・小原，1959）と共に、小規模な関門層群の地窓も見出される。同様の湾入は小倉北区篠崎付近や戸畑区天籟寺南方、若松区小石地区等で観察できるほか、若戸大橋周辺の洞海湾口一帯もそのような古地形であったことが試錐等で確認されている（松下ほか，1957；富田，1974a）。また南東方に向かって下位の部層は基盤岩にアバットする傾向が見られ、分布域最南部の小倉南区若園では、下到津部層の最上部にあたる炭質頁岩の薄層を伴う厚さ数mの砂質シルト岩層が基盤の花崗閃緑岩などに直接している。

VII. 1. 3 層序

出山層は本来の模式地域である筑豊炭田地域（福岡県直方市・田川市・飯塚市周辺）では、5部層に区分されている。また直方市以北では中部を除く各部層の境界は不明瞭で、全層厚も薄くなる傾向が見られる（Tomita，1972）。これに対し小倉図幅地域に分布する出山層は、試錐記録から見る限り下部層を除き層厚の大きな変化は認められない。

VII. 1. 4 部層区分と模式地の出山層との対比

松下ほか（1957）は洞海湾口の若戸大橋架橋に先立つ予備調査で、戸畑・若松両区内に筑豊炭田地域の太辻層群出山層に相当する古第三系が分布することを明らかにした。岩橋・小原（1959）は、小倉北区到津-日明丘陵と旧小倉市街地周辺丘陵の野外調査、小倉北区東部に立地していた炭鉱の坑内資料や探炭試錐の記録、さらに若戸大橋の工事に関する調査（日本道路公団編、1963、1964）などから、これらの地域に見られる地層が、遠賀層の下位に位置する厚い粗粒岩主体の堆積岩層と岩相上一連であることを確認した。

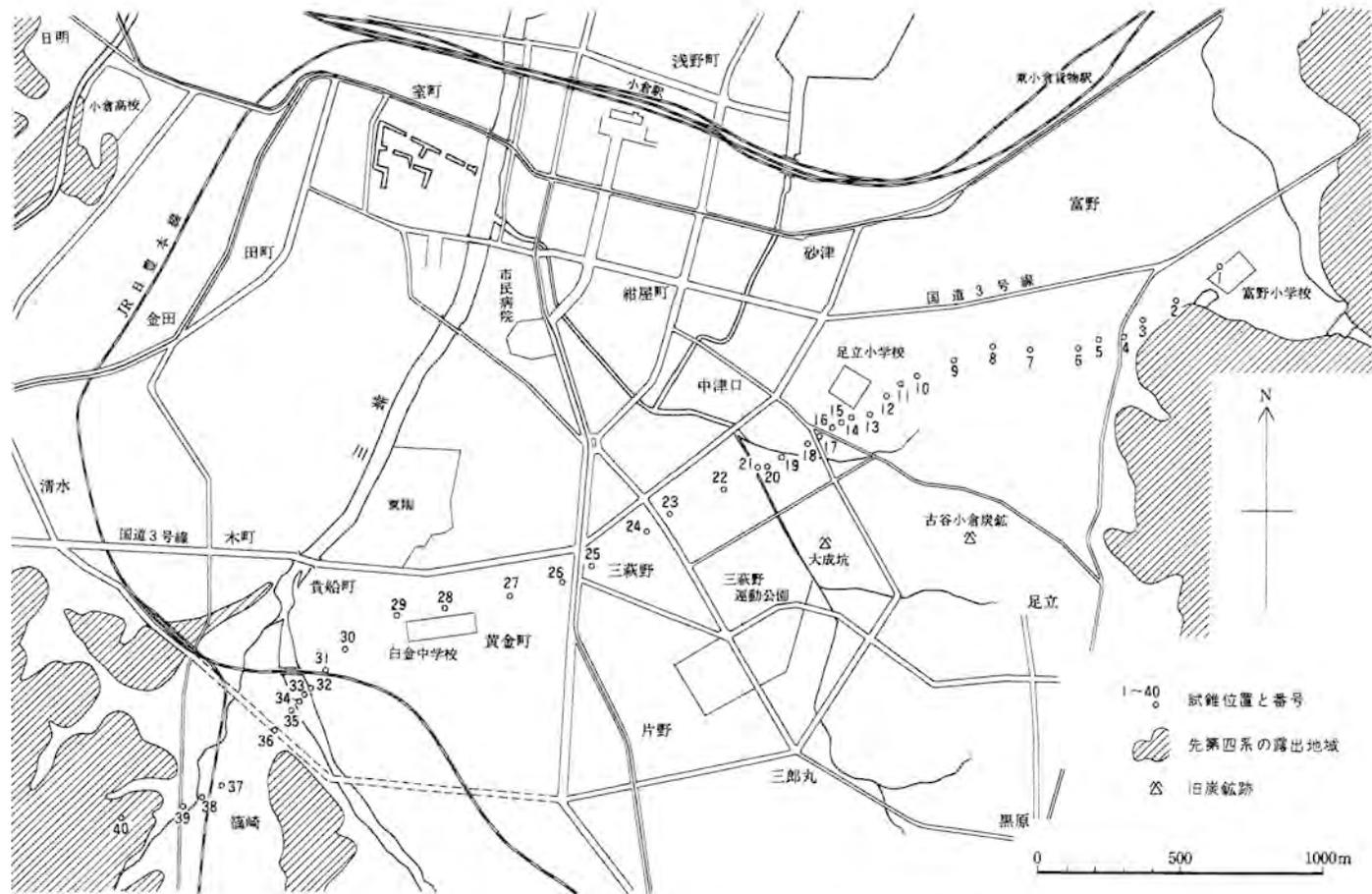
岩橋・小原（1959）は、含炭細粒層部分の上限を堆積サイクルの境界と見なして、出山層を下位より、**天籟寺部層**（It；層厚0-120 m、以下同）・**上到津部層**（Ik；0-75 m）・**下到津部層**（Is；120 m）・**入口部層**（Ii；65 m）・**日明部層**（Ih；35-40 m）・**中原部層**（In；100 m）に6分した。またこの上位の遠賀層との間には、地表では見られない層厚約210 mの地層が賦存するとした（岩橋・小原、1959）。

Tomita（1970）は、北九州自動車道（現、都市高速道路4号線）基盤調査（日本道路公団により1965年から実施）の試錐コア等を検討し、これらの各部層が小倉北区内の沖積地地下にも連続し、一部で上位の遠賀層と断層（宇佐町断層と仮称）で接していることを確認した（第23、24、25図）。また富田（1974a）は、北九州市内平野部の各種試錐記録（建設省計画局・北九州市編、1968）と市街地での新たな地表調査から、小倉北・戸畑・若松の各区にまたがる地域の各部層の分布状況と地質構造を検討した（第26、28図）。それによると、戸畑区内から洞海湾口にかけて天籟寺部層の下位に一部層設定可能な堆積サイクルを示す地層が存在することが示唆された（天籟寺下部層と仮称）。さらに富田（1974a）は、小倉北区黒原（現、霧ヶ丘1丁目、旧国鉄添田線廃線跡付近）で採炭が試みられた粗粒岩を主とする含炭層を**黒原部層**（Ir；推定層厚190-250 m）として新たに設定し、遠賀層の下位に位置するとした。これは岩橋・小原（1959）が未区分のままにした約200 mの地層に繋がるものとして一括された（富田、1974a）。

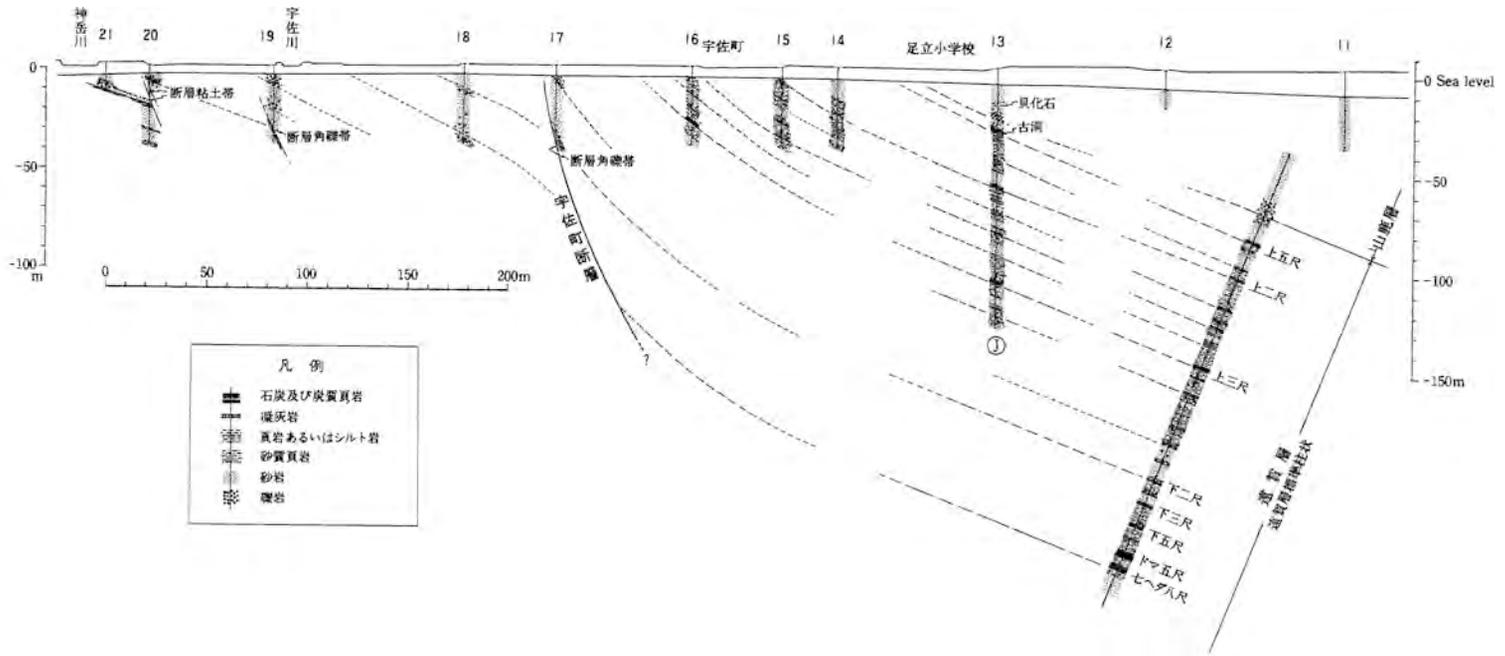
なお、旧延命寺地区では本層の下限は不明だが、延命寺川の西岸側（上富野4丁目）では出山型砂岩の、さらにその西方の台地（上富野3丁目）ではひん岩の露頭があることから、この間に不整合を想定した。赤坂3丁目の国道3号沿いの露頭では、下位より凝灰質砂岩・礫岩・砂質シルト岩頁岩互層・礫混じり砂岩層の順に累重した層序が見られる。従って最上位の礫混じり砂岩層基底部に境に、下部を天籟寺部層、上部を上到津部層とする。

VII. 1. 5 岩相

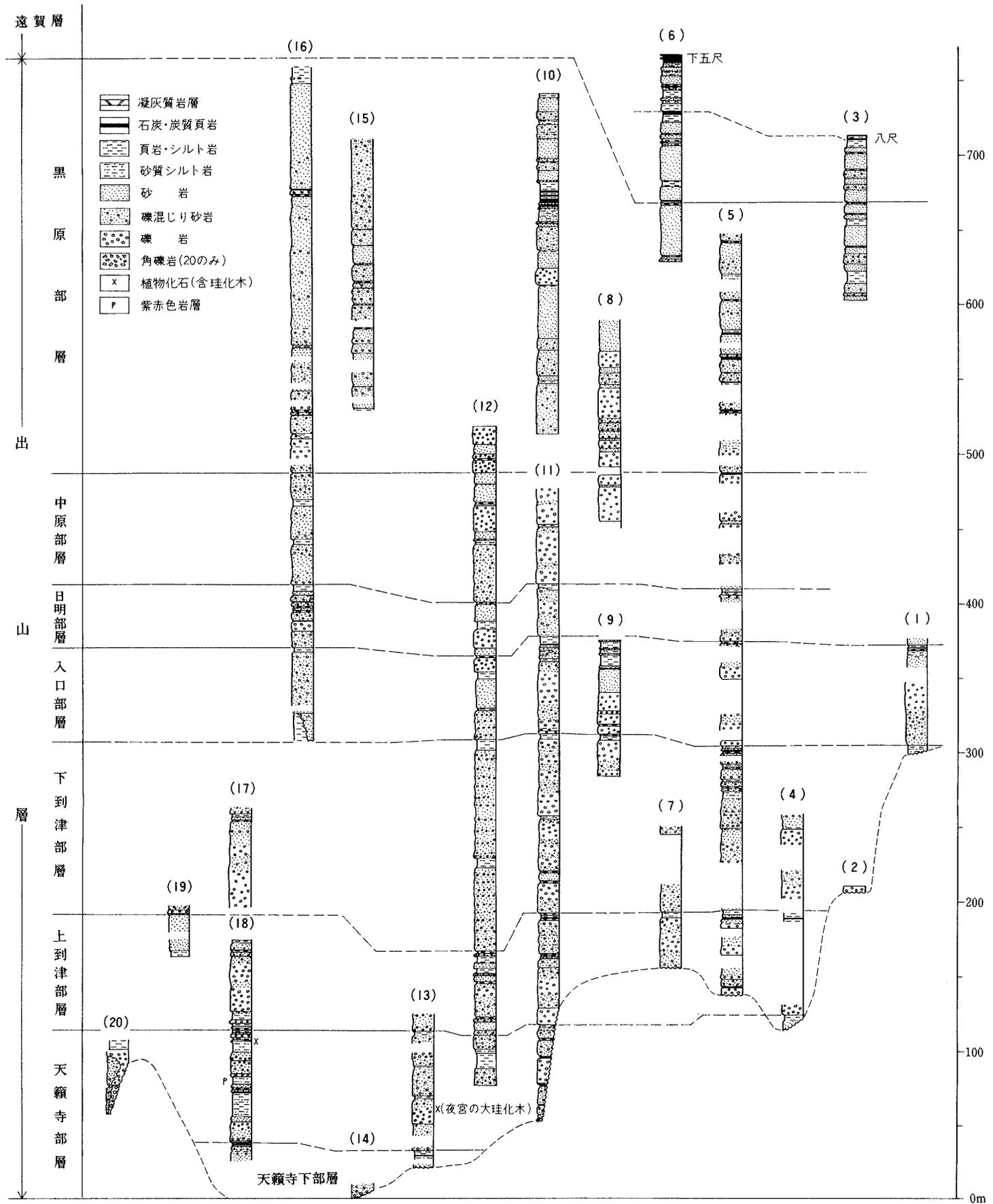
全体として、礫岩ないし礫混じり砂岩を主とする粗粒岩相が卓越した地層で、いくつかの層準で側方への連続性が良い砂岩層・シルト岩層を伴い、まれに薄炭層や炭質頁岩層を挟む。粗粒相から細粒相に急激に移行する上方細粒化を示す。このような岩相層序はほぼすべての露頭で観察され、いわゆる出山型堆積相（Tomita、1972）の一類型を示している。また筑豊炭田地域の出山層より粗粒の岩相が卓越し、礫岩は少ないものの礫混じり砂岩の占める比率が大きく、礫も比較的大型のもの（中礫程度以上）が多く含まれる。



第23図 日本道路公団北九州道路（現 都市高速4号線）調査試錐位置
Tomita (1970) による。No. 13のみ1967年実施，その他は1965年。（付，1960年代の旧炭鉱位置）



第25図 宇佐町断層付近の拡大断面図
Tomita (1970) による。地層の勾配は試錐コアの層理面の傾斜より推定。



第26図 出山層地質柱状図

試錐位置は地質図参照。(1)小倉南区若園(旧、蜷田地区),(2)小倉南区城野天疫神社,(3)試錐(L)(小倉炭鉱三郎丸2号),(4)小倉北区篠崎八幡宮-今町2丁目(篠崎丘陵),(5)日本道路公団北九州道路試錐総合(富田,1974a原図),(6)試錐(I)(小倉炭鉱長浜),(7)JR南小倉駅周辺,(8)試錐(E)(住友金属小倉工場),(9)試錐(F)(小倉北区菜園場),(10)試錐(B)(炭発小倉海上1号。通商産業省編,1952原図),(11)到津-日明丘陵(小倉北区到津遊園-中井浜),(12)試錐(D)(小倉第一炭鉱板櫃川旧河口),(13)戸畑区浅生-夜宮,(14)戸畑区牧山小学校付近,(15)新日鐵戸畑構内東部試錐総合(富田,1974a原図),(16)新日鐵戸畑構内西部試錐総合(富田,1974a原図),(17)洞海湾口試錐総合(富田,1974a原図),(18)若戸大橋調査試錐(岩橋・小原,1959原図),(19)若松区安瀬地区試錐総合(富田,1974a原図),(20)若松区小石。試錐(B),(C),(E),(F),(I),(L)位置は地質図参照。

で、その他の地域では地表に全く分布しない。しかしかつての炭鉱坑内や各地の探炭試錐等では、小倉北区の市街地の沖積地地下から戸畑区北方海域、響灘に浮かぶ小倉北区藍島の西方海域にかけてほぼ連続した分布が確認されている（第27図；通商産業省編，1952；岩橋・小原，1959）。坑内資料では海棲貝化石を含む厚い砂岩層（芦屋層群に属する）の下位に層厚数mの礫岩層があり、さらに下位に石炭・炭質頁岩を頻繁に挟む砂岩頁岩優勢層が認められた。これらの関係は、筑豊炭田地域の芦屋・大辻両層群の境界と同様であることから、この夾炭層は大辻層群遠賀層と呼ばれた（波多江ほか，1947；松下，1949；村越，1949）。

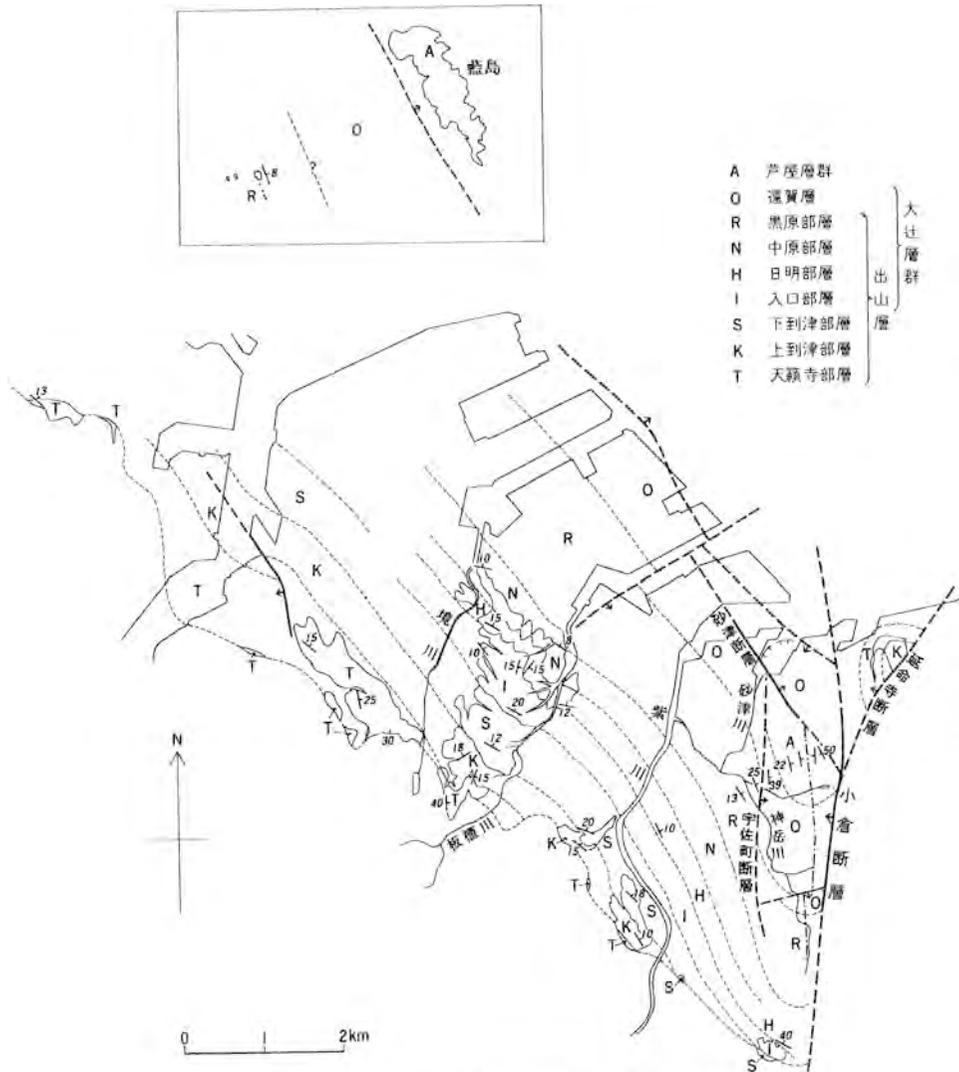
下位の出山層との境界は、最下部の稼行炭層であった「八尺層」の下方50-60mの下底部付近に礫を伴う厚い砂岩層と、その下位の厚い礫混じり砂岩層の上端の薄い粗悪炭を挟む約1mの砂岩シルト岩層との間である（岩橋・小原，1959；Tomita，1970）。

Ⅶ. 2. 3 岩相

頁岩ないしシルト岩-砂質頁岩を主とし、細-中粒砂岩を交え、頻繁に石炭や炭質頁岩を伴う細粒相で、しばしば頁岩中にも多量の炭質物を伴うことがある。粗粒砂岩・礫混じり砂岩などの粗粒岩相は、市街地地下ではごく一部の層準に薄層として見られるに過ぎないが、北西方海域、藍島海岸での試錐記録では上部の層準に比較的厚い礫混じり砂岩層が認められる。石炭層は上部から下部までの様々な層準に10数層胚胎している。とくに上半部と下部の層準など計3-4層は良く発達し、稼行可能とされた。この様に中-上部と下部に稼行炭層が集中するのは筑豊炭田地域の遠賀層（坂本，1970）と同じで、これらと対比される福岡地域（福岡市周辺）の早良層群愛宕層^{さわら}でも同様の傾向が見られる（唐木田ほか，1994）。また筑豊炭田地域の遠賀層と同様、一部の炭層の挟みや上・下盤中にペントナイト層の発達が認められる。これらの石炭層は北西海域では次第に劣化する傾向が見られ、藍島試錐では粗悪炭ないし炭質頁岩混じりの薄炭層となる（第27図）。

Ⅶ. 2. 4 化石

小倉図幅地域の遠賀層からは動物化石の産出報告は無い。植物化石は旧小倉炭鉱坑内で上三尺炭層（XIII章参照）の上盤から、*Sabalites* 様の葉化石が得られている（岩橋・小原，1959）。また炭層中に珪化木（松岩）はほとんど見られない。



第28図 小倉-戸畑沖積地地下での古第三系各層の分布

VIII. 上部始新統 - 下部漸新統幡生層

(尾崎正紀)

VIII. 1 研究史及び概要

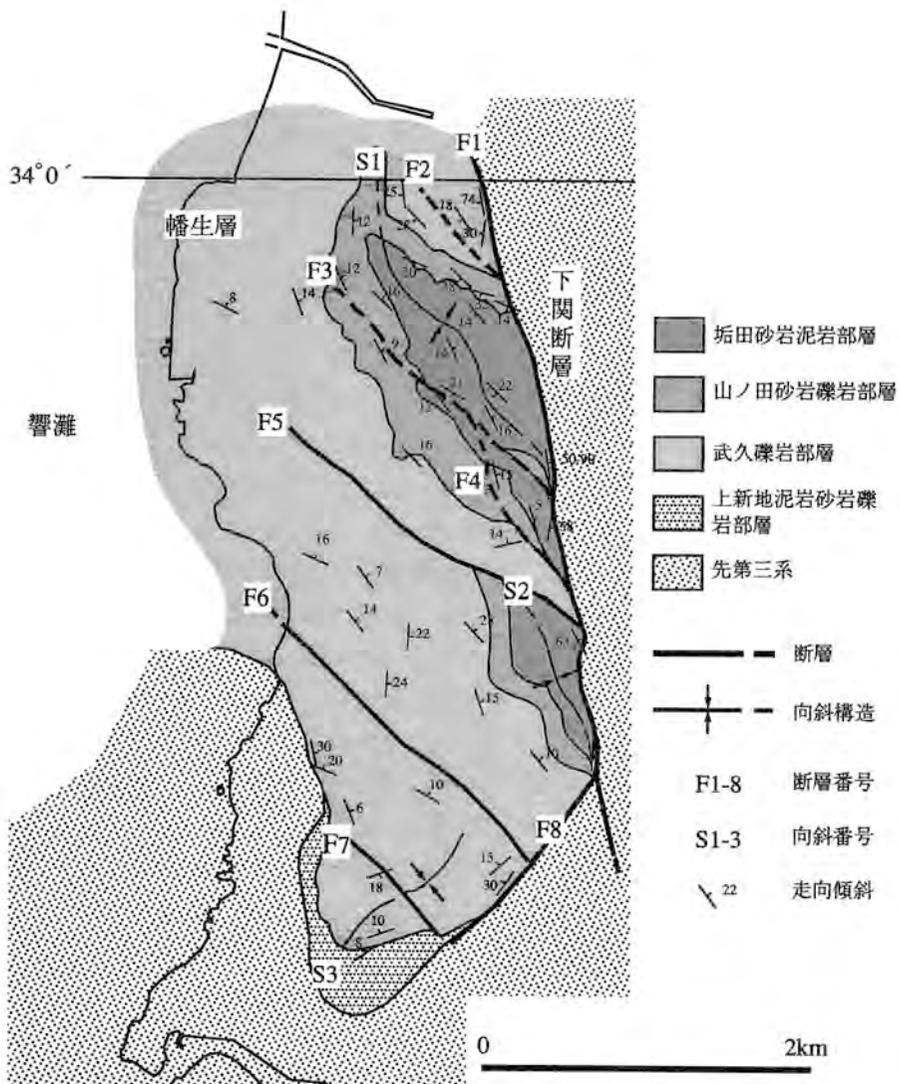
波多江ほか (1947) は、炭田調査の一貫として下関市市街地一帯に分布する第三系非海成堆積物を調査し、初めてその層序の一部を明らかにした。また小原 (1950MS) は、この第三系の岩相層序区分を行った。その後高橋 (1959) は、この下関市市街地に分布する第三系を幡生層と命名した。さらに坊城・尾上 (1966) は幡生層を4部層に区分した (第29図)。一方、岩橋・小原 (1959)、坊城・尾上 (1966)、富田 (1974b)、岡本 (1984) は、幡生層の岩相が大辻層群出山層に類似することを明らかにした。また、Takagi (1979)、Shibata and Takagi (1981)、岡本 (1984) は、幡生層中に珪質片麻岩の礫が含まれることを指摘し、出山層との間に礫種の共通性を見いだした。植物化石については、高橋・内藤 (1952)、坊城・尾上 (1966)、Huzioka and Takahashi (1973) などの報告がある。

幡生層は関門層群を不整合に覆い、更新世玄武岩類に不整合に覆われる。また層厚は最大450m程度で、東方に向かって薄化する (坊城・尾上, 1966)。小倉炭田地域の古第三系と幡生層を岩相の点から比較すると、幡生層の大部分は大辻層群出山層に最も類似し (坊城・尾上, 1966; 富田, 1974b; 岡本, 1984)、また幡生層上部の砂岩泥岩互層部は大辻層群遠賀層に対比可能である (坊城・尾上, 1966)。さらに、大辻層群と幡生層から産する植物化石は互いに類似している (高橋, 1959)。幡生層分布域の西方海域には芦屋層群が分布し、その下位には大辻層群が既存する。この大辻層群の東方延長が、小倉断層 (東上がりの変位を示す) によって上昇し下関市市街地に露出したと見なすのは、地質構造的に説明可能である。

一方幡生層に産出する植物化石群は、中新世の台島型植物群に対比されている (Huzioka and Takahashi, 1973)。また、筆者も1/20万地質図幅「福岡」 (久保ほか, 1993) において Huzioka and Takahashi (1973) に基づき、幡生層を前期中新世に位置づけた。しかし、中新世植物化石群に類似する植物化石群が漸新世に多く認められること (尾崎, 1992) から、幡生層を中新統とすることは現状ではできない。以上のことから、本報告では幡生層を大辻層群出山層及び遠賀層の一部に対比した。

VIII. 2 層 序

幡生層は坊城・尾上 (1966) によって、下位から上新地泥岩砂岩礫岩部層・武久礫岩部層・山ノ田砂岩礫岩部層・^{あかだのつじ} 垢田ノ辻泥岩部層の4部層に区分されている (第29図)。



第29図 幡生層の地質図及び地質構造図
坊城・尾上（1966）の第3図及び第7図に基づき作成。

Ⅷ. 2. 1 ^{かみしんち} 上新地泥岩砂岩礫岩部層 (Hk)

(1) 分布・層準・層厚

幡生層分布域の最南端（下関市山手町，西神田町付近）に分布し，幡生層基底部にあたる．層厚は0-80 m．上新地町付近で最大層厚約 80 mを示す（坊城・尾上，1966）．

(2) 岩相

今回の調査では露頭が確認できなかった．坊城・尾上（1966）は，西神田小学校南の道路工事場で次の様な観察結果を報告している．武久礫岩部層下底の下位には本部層の上部とした泥岩及び極細粒砂

岩（灰白ないし灰褐色，数 cm の堅い細粒砂岩バンドをはさむ）と細粒－中粒砂岩の互層が見られる。この互層には白色酸性凝灰岩（最も厚い凝灰岩で層厚 65cm 程度）・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩のほか炭質物の薄層をはさんでおり，互層の厚さは約 30cm である。これより下位の本部層下部については露出が不十分のため不明の点が多いが，おそらく小礫岩を含む泥岩優勢の互層と推定できる。

VIII. 2. 2 ^{たけひさ} 武久礫岩部層 (Ht)

(1) 分布・層準・層厚

幡生層の主部をなし，武久，垢田，西原町などに広くみられ，武久海岸から北方鼻ゾラにかけての海岸の露頭で観察できる。層厚は東方に薄化する傾向にあり，最も厚い場合で 280 m 程度である（坊城・尾上，1966）。本部層は金比羅（武久南部）附近で基盤の関門層群を不整合で覆う。

(2) 岩相

細礫から巨礫にわたる各種粒度の礫岩を主体とし，しばしば砂岩・泥岩の薄層を挟む。礫種は，関門層群起源の安山岩類，ひん岩類が多く，ほかに頁岩，珪質岩，花崗閃緑岩，砂岩などがみられる。礫の形状は円礫ないし歪円礫で，基質は中粒ないし粗粒砂からなる。著しく風化していない海岸の露頭では，礫岩の固結度がかなり高く全体として緑色を呈する暗灰色である。一方内陸部の露頭では，風化が著しく礫種の判定が困難となる。風化礫岩及びそれから生じた土壌は黄橙ないし赤橙色となる。礫岩中には，しばしば，各種粒度の砂岩と泥岩・凝灰質泥岩が挟まれるが，観察した範囲ではレンズ状であって，その層厚は 6 m 以下であり，植物化石や植物片を含むところがある。武久海岸付近の礫岩中には斜交層理が見られる。

VIII. 2. 3 ^{やまのた} 山ノ田砂岩礫岩部層 (Hy)

(1) 分布・層準・層厚

幡生町・山の田から古屋町にかけて分布する。この部層は岩相上，下位の武久礫岩部層から上位の垢田ノ辻泥岩部層への漸移相である。山の田付近での本部層の厚さは 56 m と推定されている（坊城・尾上，1966）。

(2) 岩相

武久部層の礫岩と同質の小礫岩（厚さ数 m のものが 4 層），淘汰のよい中粒砂岩・礫質砂岩・凝灰質泥岩・凝灰岩からなる。全体としては，砂岩と礫岩の互層からなる。

VIII. 2. 4 ^{あかだのつじ} 垢田ノ辻泥岩部層 (Ha)

(1) 分布・層準・層厚

幡生層最上部に位置し，垢田東部（旧垢田ノ辻）付近を通過する下関向斜軸部に沿って分布する。層厚は約 40 m。

(2) 岩相

本部層は淘汰良好な極細粒ないし中粒砂岩・泥岩（茶褐色，青灰色など）を主体とする砂岩泥岩互層である。また石英質粗粒砂岩・酸性凝灰岩・薄炭層・頁岩などを挟む。凝灰質泥岩など細粒岩中には植

物化石・植物破片が豊富に含まれる。

VIII. 3 堆積環境

幡生層は分布が狭く岩相の顕著な側方変化は認められない。しかし武久礫岩部層が東方に薄化し、その礫は南向きのインプリケーションを示す（垢田西方の海岸）こと、また上新地泥岩砂岩礫岩部層が北部及び東部で欠如することから、幡生層の構成物は、北西ないし北から供給された扇状地及び扇状地前面の河川堆積物であると推定できる。つまり扇状地主部（武久礫岩部層）から扇状地の縁辺部（山ノ田砂岩礫岩部層・垢田ノ辻泥岩部層）へと岩相変化を示すものと考えられる。なお、岩相変化をみる限り、幡生層堆積時に下関断層が存在したとは考えにくい。

VIII. 4 植物化石

植物化石群の研究報告としては、小原（1950MS）、高橋・内藤（1952）、高橋（1959）、棚井（1955）、坊城・尾上（1966）、Huzioka and Takahashi（1973）がある。化石は主に垢田ノ辻泥岩部層と武久礫岩部層から産出する。

Huzioka and Takahashi（1973）は、武久礫岩部層と垢田ノ辻泥岩部層から37種の大型植物化石を記載し、そのうち28種について第三紀植物群と比較した。その結果、7種が阿仁合型植物群、22種が台島型植物群、16種が三徳型植物群に特徴的な属種で、全体として幡生層の植物化石群は台島型植物群に対比できるとした。高橋・内藤（1952）、高橋（1959）、棚井（1955）、坊城・尾上（1966）も同様に、幡生層から産出した植物化石を新第三紀植物群としている。しかし、高橋（1959）によって本植物化石群に対比された大辻層群出山層産植物群（日明植物群）を始め、中新世植物群に類似する組成や属種を示す古第三紀植物群が全国で多く存在する（尾崎，1992）ことから、植物化石のみから幡生層の地質年代を直接求めることはできない。

VIII. 5 地質構造

幡生層は分布域の西部及び南部では不整合、東部では南北走向の断層によって基盤岩類と接している（第29図）。この断層には名称が与えられていないので、本報告では下記のように下関断層と命名する。地質構造は筑豊炭田地域の特徴とよく一致する。

VIII. 5. 1 下関断層（新称）

(1) 命名・定義

坊城・尾上（1966）のF1断層を下関断層として命名・定義する。下関断層は、北北西-南南東走向をもち稗田から後田にかけて4-5kmの間ほぼ直線状に、幡生層東縁を画する断層である（第29図）。

(2) 変位・露頭観察

坊城・尾上（1966）は、下関市立大学校庭，稗田付近，稗田向山分譲地の数地点で断層面を観察した。それによるとこの断層は見かけ正断層であり，断層面は $N10^{\circ}W$ ， $70^{\circ}W$ （ところにより垂直）を示

している（第29図；坊城・尾上，1966）。断層変位は下関断層北部ほど小さくなる。さらに，断層破砕帯は顕著でないが，断層近くの幡生層の傾斜は $60-90^{\circ}$ と急になり，北部では西に，南部では東に傾斜することが多いとしている。しかし，断層による地層の引きずりが著しく一部地層が逆転している可能性もある。

VIII. 5. 2 付随断層

下関断層の西側には，下関断層から派生する北西-南東走向の正断層が発達している（第29図の F2-7）。いずれも，走向 $N30-55^{\circ}W$ で，最南部の断層をのぞき，南西側が相対的に落ちた正断層である。また F2-5 は，下関断層に収れんするように発達する。

一方，F8 は，市営競技場付近（後田町南部）における幡生層の断続状況から推定された断層で，NE-SW 走向を示す特殊なものである（坊城・尾上，1966）。この断層が実際に存在するかどうかは不明であるが，下関断層の南部延長部とも考えられる。

VIII. 5. 3 向斜構造

下関断層沿いには，S1 と S2 とされる東翼の傾斜が急な非対称の向斜構造が不連続ながら発達している（第29図；坊城・尾上，1966）。これらの向斜軸は，下関断層寄りに互いに雁行しながらこの断層にゆるく斜交している。向斜軸の伸張方向は北西-南東系の付随断層の延長方向とより密接するようみえるが，向斜軸はその北端においてこの付随断層に切られるような傾向にあること，さらに両向斜はともに非対称性の構造をもつことから，下関断層の変位に伴う幡生層のドライブ褶曲であると考えられる。

なお，S3 で示した東北方にゆるく沈降した半盆状構造は，幡生層堆積時の基盤岩の形態を反映したものであるとされている（坊城・尾上，1966）。

IX. 下部漸新統芦屋層群

(尾崎正紀)

IX. 1 概要

IX. 1. 1 芦屋層群の分布域

芦屋層群は下位の大辻層群や幡生層とは異なり、主に浅海成層からなる。芦屋層群及びその相当層は、北九州市西部-芦屋地域（北九州市若松区・八幡西区，遠賀郡芦屋町）と下関市西部-北九州市北部地域（下関市の西山・竹ノ子島・六連島，北九州市小倉北区の藍島・馬島），宗像郡津屋崎町北西部及び福岡市北部に分布する（第8図，第30図）。このうち北九州市西部地域が芦屋層群の模式地となっている（長尾，1925）。小倉圏幅地域には，北九州市西部-芦屋地域の一部と下関市西部-北九州市北部地域に芦屋層群が分布する。

IX. 1. 2 研究史

小倉圏幅地域を含め，芦屋層群全体の層序・地質構造を総括したものに，長尾（1925），松下（1949），富田・石橋（1990）の研究がある。以下，地域ごとに研究史を記す。なお，堆積相，化石，地質年代に関しては，それぞれの項で示す。

(1) 北九州市西部-芦屋町地域

松下ほか（1957）は，日本道路公団による洞海湾周辺の地質調査の報告で，洞海湾西方に分布する芦屋層群の層序と岩相について詳細に記載した。岡部・小原（1972）は北九州市西部-芦屋町地域全域の芦屋層群について層序・地質構造などを明らかにし，岡部ほか（1974）は岡部・小原（1972）の定義した大辻層群遠賀層最上部を，産する貝化石などから芦屋層群最下部に位置づけた（第9表）。重鋳物に関する研究としては，Ohara（1961）と岡部・小原（1972）があり，遠賀層から芦屋層群への重鋳物変化は漸移的なものであることを明らかにした。その後，尾崎ほか（1993）は，岩相記載を中心に本地域に分布する芦屋層群の層序と地質構造を総括的にまとめた。

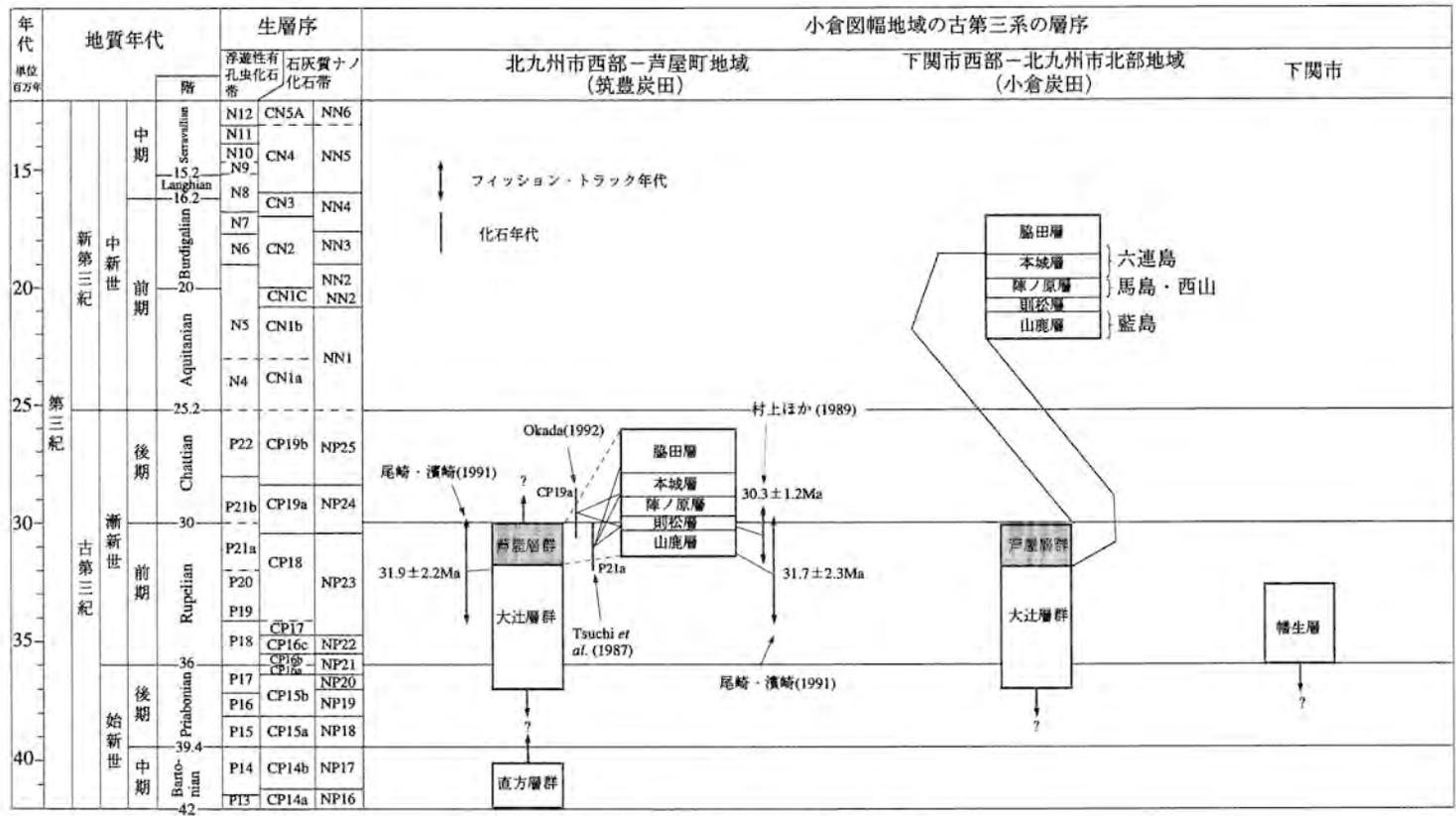
(2) 下関市西部-北九州市北部地域

村越（1949）は小倉炭田地域の概査に伴って，芦屋層群の岩相・化石・地質構造などを報告した。また，松下・小原（1960）は，藍島などでのボーリング調査資料を検討し，小倉炭田地域の層序を設定するとともに石炭の埋蔵量の推定を行った。さらにMurata and Mokudai（1959）及びMurata（1961）は藍島における，また村田・梶原（1960）は馬島・西山-竹ノ子島における層序・地質構造・貝類化石などを報告した。一方，富田（1974a）は，小倉炭田地域の古第三系に発達する地質構造の全容を示した。さらに海上保安庁水路部（1980）は，関門海峡周辺海域の地質・地形などの総合調査に

第9表 芦屋層群の層序区分の変遷とそれらの対比

文献	長尾(1927)	松下ほか(1957)		高橋(1967)	岡部・小原(1972) 岡部ほか(1974)	船津(1980)	Tsuchi et al.(1987)	尾崎ほか(1993)				
調査地域	全域	全域		全域+試錐資料	全域+試錐資料	北部地域	北-中部地域	全域				
全層厚	600	未記載		未記載	1100-1400+	未記載	1100	1100+				
累層及び 部層区分	脇田累層 (150-200)	脇田層 (500+)	頓田砂岩層(140+)	脇田層 (未記載)	脇田層(400+)	脇田層	J層 (160-180+)	脇田層	八幡崎砂岩層(35)	脇田層 (400+)		
			神瀬凝灰岩層(90)				安屋砂岩層(145)					
			新法寺凝灰岩層(65)				トモロ砂岩 頁岩層(135)					
			野田砂岩層(75)									
			島田砂岩・砂質頁岩互層(55)									
	江川砂岩層(75+)											
	坂水累層 (180)	坂水層 (300-340)	二島頁岩層(70)	陣ノ原層	坂水層 (450-570)	坂水層	G層(90-120)	坂水層	相坂頁岩層(135)	本城層 (180-250)		
			二島砂岩層(30-35)				上部(120)		二島砂岩頁岩互層 (150+)		F層(120-200)	本城砂岩頁岩層 (190)
			相坂砂岩・頁岩層(40-50)				中部(120)		本城砂岩頁岩層 (150-170)		E層 (130-230)	
			本城砂岩・砂質頁岩層(55-65)				下部(170)		陣ノ原砂岩層(150-200)		D層(130-170)	陣ノ原砂岩層(135)
	陣ノ原砂岩層(120-160)											
	山鹿累層 (240-300)	山鹿層 (240-160)	則松頁岩層(80-100)	則松層(100)	山鹿層 (300-440)	山鹿層	C層(80-120)	山鹿層	則松頁岩層(125)	則松層(50-190)		
折尾砂岩層(80+)			折尾層(160)	折尾砂岩層(200-300)			B層(170-200)		折尾砂岩層(215)			
						A層(5+)		山鹿層(190-310)				

海岸部では各累層及び部層区分の境界はほぼ一致するが、内陸部では必ずしも一致しない。数字は層厚 (m) を示す。



第30図 芦屋層群と古第三系の層序と地質年代
年代尺度はHaq *et al.* (1987) による。

基づき、同海域における芦屋層群の分布を示した。

IX. 1. 3 大辻層群との層序関係

岡部ほか(1974)は、遠賀層最上部の石炭層(七尺炭)と芦屋層群最下部(頃末泥岩層)基底面との間の層厚変化から、両者は不規則な凹凸面で接し、頃末泥岩層は遠賀層上部の諸層準を切っているとして、不整合の可能性を指摘した。しかし、頃末泥岩層は遠賀層を軽微に削り込む程度で、しかも後述のように遠賀層と折尾砂岩層のフィッシュン・トラック年代にほとんど差がない(尾崎・濱崎, 1990)ことから、海進による浸食は一部存在するものの、両層群の間に時間的間隙はほとんどなかった可能性が高い(尾崎ほか, 1993)。

IX. 1. 4 層序区分

北九州市西部に分布する芦屋層群は、長尾(1925, 1927)によって主に岩相により、下位から山鹿累層、坂水累層、脇田累層に区分された。その後この層序区分が踏襲され、部層でのみ異なった区分が行われてきた(第9表)。これに対し尾崎ほか(1993)は、以下の問題点を指摘した。(i)模式地である北九州市西部地域は都市化に伴い観察可能な露頭はほとんどない、(ii)模式地の柱状図が示されているのは一部のみで、累層区分の定義が明らかでなく、累層境界も報告によって異なる、(iii)部層についても模式地、岩相、柱状図が示されていないものが多い、(iv)芦屋層群は上方粗粒化層の累重で特徴づけられるが、従来の層序区分の境界は層序区分の境界として適当とは言えない。以上の理由から尾崎ほか(1993)は模式ルートを海岸線付近におき、芦屋層群を下位から、山鹿層、^{やまが}則松層、^{のりまつ}陣ノ原層、^{じんのぼる}本城層、^{ほんじょう}脇田層^{わいた}に区分・再定義した。本報告では、尾崎ほか(1993)の層序区分を使用する。

IX. 1. 5 対比

下関市西部-北九州市北部地域と北九州市西部-芦屋町地域においては、貝類化石の記載と生層序学的対比から、藍島に分布する芦屋層群は山鹿層に、馬島及び和合良島、西山・竹ノ子島に分布する芦屋層群は陣ノ原層に、また六連島に分布する芦屋層群は本城層及び脇田層に対比されている(Murata, 1961; 原・首藤, 1983)。後述のように堆積相の変化からも、これらの対比が妥当なものと結論を得たので、この対比に従う。

IX. 2 堆積相と堆積環境

IX. 2. 1 研究史

(1) 北九州市西部-芦屋町地域の芦屋層群

高橋(1967)は芦屋層群の古流向を測定し、脇田層の古流向は西から東への向きを示すことを報告した。溝部(1989)は小倉圏幅域内の調査に基づき、芦屋層群は北東-南西方向の汀線をもつ北西方向へプログラデーションしたデルタシステムと結論づけた。これに対し早坂(1991)は、芦屋層群を10の堆積相に区分し、東方向へのプログラデーションを繰り返す波浪卓越型デルタの堆積システムを提

示した。

(2) 下関市西部 - 北九州市北部町地域

岡本・坂井 (1995) は、西山 - 竹ノ子島地区に分布する芦屋層群を、級化含礫砂岩相、大型斜交層理砂岩相、小型斜交層理砂岩相、平行葉理砂岩相、生物擾乱砂岩相、ハンモック状あるいは波曲状斜交層理砂岩相、砂岩・シルト岩互層の7つの堆積相に区分し、沖浜漸移帯 - 前浜の汀線に至る堆積環境を提示した。

IX. 2. 2 堆積相区分

前述のように芦屋層群の堆積相区分については、早坂 (1991)、岡本・坂井 (1995) によって詳細に行われているが、本報告では、岩相・堆積構造・化石などの観察結果から、両地域の芦屋層群を不淘汰な級化砂礫岩 (堆積相 S1)、塊状及び平行葉理泥岩 (堆積相 S2)、泥岩卓越の砂岩泥岩互層 (堆積相 S3) (第31図A)、ハンモッキー斜交層理砂岩と生物擾乱泥岩の互層 (堆積相 S4) (第31図B)、スウェリー斜交層理砂岩 (堆積相 S5) (第32図A)、生物擾乱極細粒 - 細粒砂岩 (堆積相 S6) (第31図C)、レンズ状化石層が多産する生物擾乱細粒 - 中粒砂岩 (堆積相 S7)、大型 - 中型斜交層理砂岩 (堆積相 S8) (第32図B)、平行層理中粒 - 粗粒砂岩 (堆積相 S9)、泥の薄層を挟むバンドル型層理砂岩 (堆積相 S10)、プラナー型斜交層理中粒砂岩 (堆積相 S11)、基底に貝化石を含むラグ堆積物を伴う級化砂礫岩 (堆積相 S12) (第33図A)、石炭の薄層を伴うフレーザー - レンズ状層理砂岩泥岩互層 (堆積相 S13) (第33図B)、チャンネル状級化礫岩砂岩 (堆積相 S14)、石炭を伴う泥岩優勢の砂岩泥岩互層 (堆積相 S15) の堆積相に区分する (第10表)。

堆積相 S1 は、常に上方浅海化サイクルの境界にある海進ラグ (堆積組相 A)、堆積相 S2 と S3 は暴波の影響を受けたプロデルタ (外側陸棚) (堆積組相 B) の堆積環境が推定できる。また堆積相 S4-S11 はデルタフロントの堆積物 (堆積組相 C) で、堆積相 S4 と S5 は暴波卓越の中下部デルタフロント (暴波時波浪限界より上位の内側陸棚 - 下部外浜)、堆積相 S6 と S7 は暴波時の波浪の影響を受けたデルタフロントの河口州 (内側陸棚 - 下部外浜)、堆積相 S8 と S9 は波浪卓越の上部デルタフロント (静穏波浪限界より浅い外浜上部に相当)、堆積相 S10 と S11 は潮汐の影響を受けたデルタフロントの堆積環境が推定できる。さらに堆積相 S12-S15 はデルタプレインの堆積物で、堆積相 S12 と S13 は潮汐の影響を受けた下部デルタプレイン、堆積相 S14 と S15 は上部デルタプレインの堆積環境を示す。

IX. 2. 3 堆積環境と堆積システム

北九州市西部 - 芦屋町地域では、主に小倉図幅地域の海岸地域の調査から、芦屋層群の堆積環境を北東 - 南西方向の汀線をもつ北西方向へプログラデーションしたデルタシステム (溝部, 1989) とするものと、東方向へのプログラデーションを繰り返す波浪卓越型デルタの堆積システム (早坂, 1991) の、異なった考え方がある。則松層の水平及び垂直方向の堆積相の変化や古流向 (第37図) を見ると、明らかに南東側が沖合側を示しており、前述の堆積相や堆積環境、後述の累層別の記載のように、北九州市西部 - 芦屋町地域の芦屋層群は全体としては、暴波、波浪、潮汐の影響を受けた南東方向へプログラデーションしたデルタシステムが推定される。

第10表 芦屋層群の堆積相と堆積組相区分

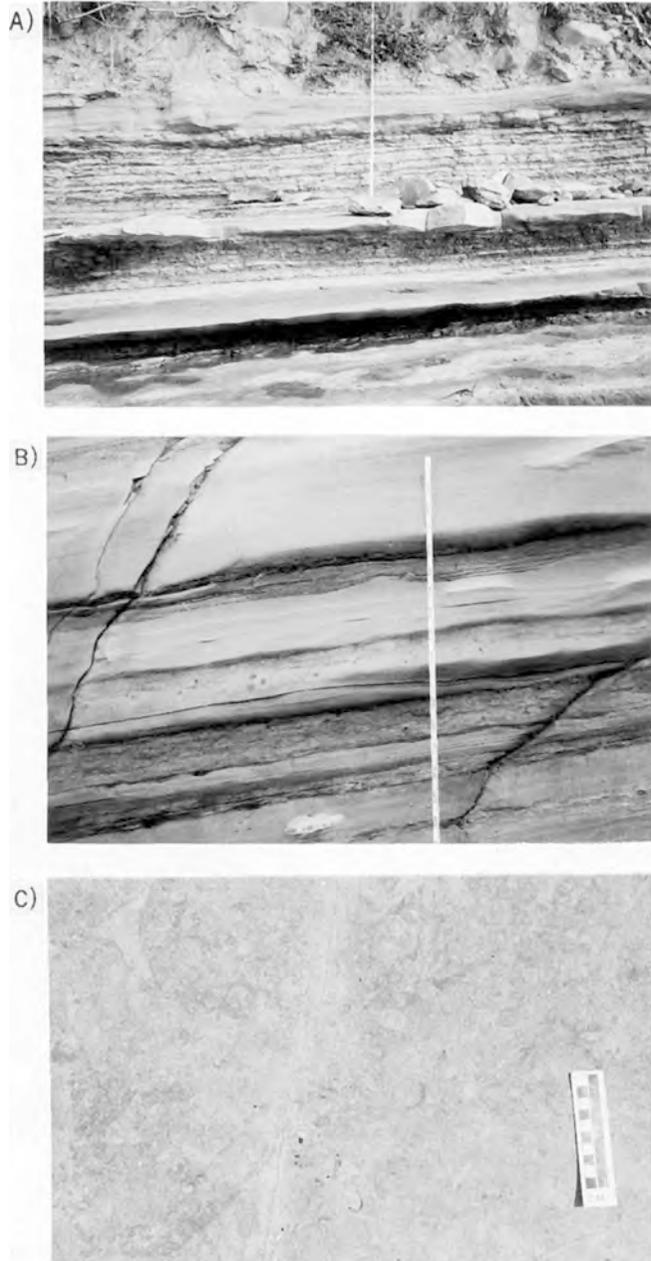
堆積組相	堆積相	岩相・堆積構造	層厚 (m)	軟体・脊椎動物化石	生痕化石	推定される堆積環境
D デルタブレイン	S15	石灰を伴う粘岩優勢の砂岩泥岩互層、植物化石片を多く含む。	0.2-3			泥質塩地
	S14	チャネルの基底部を持つ正酸化礫岩砂岩。斜交層理がよく発達する。基底部には流木化石や泥の偽造が含まれる。	2-4			分枝状チャンネル (扇状～粗粒泥行河川)
	S13	ウェーブ～レンズ状層理の発達する細粒～中粒砂岩と泥岩の互層及び泥岩、石灰質を伴う。植物化石片を含む。	< 2		多産; <i>Thg, Sk</i> (<i>Psilonichus</i> ? 生痕相)	ラグーン 潮沙平底 分流入低地
	S12	基底に貝化石を含む礫岩(主に中礫以下)のラグ堆積物を伴う酸化礫岩～砂岩。斜交層理が発達するが、しばしば生物擾乱作用を受けている。斜交層理から求められる古流向は二方向を示すものもあるが、多くは一方向が卓越する。	< 7	ラグ(化石層); <i>Cr, Os, Ch, Gl, Ac, Eu, Do</i> など <i>Ctenodilans</i> (ワニ) など	多産; <i>Op</i> (下中部) <i>Thg</i> (上部) (<i>Skolithos</i> 生痕相)	潮沙の影響を受けた 礫～砂質分枝チャンネル ～分枝状河口州
C デルタフロント	S11	大型のプラナー(主に平板状)斜交層理がよく発達する礫状のよい細粒～中粒砂岩で、フォアセットの前面に泥のドレイブが認められる。	< 9	極めて希 貝化石片	希; <i>Op</i> (<i>Skolithos</i> 生痕相)	潮沙サンドリッジ
	S10	泥の溝槽を挟むバンドル型層理の発達する細粒～中粒砂岩砂岩層の基底はシャープで、下位層への削り込みはほとんど認められない。	< 13		希～多産; <i>Op, Cy</i> (<i>Skolithos</i> 生痕相)	砂質潮沙平底 潮沙の影響を受けた河口州
	S9	平行～楔状層理の発達する中粒～粗粒砂岩。	< 1.5	極めて希 貝化石の破片	希; <i>Op, Sk</i> (<i>Skolithos</i> 生痕相)	前浜
	S8	大型～中型斜交層理のよく発達する礫状のよい中粒～粗粒砂岩。中礫、貝化石、流木化石、泥の偽造を含む厚さ20cm以下のラグ堆積物を伴う。	< 5	多産 ラグ(化石層); <i>Gl, Do, Cr, Os</i>	少産～多産; 多様性小 ; <i>Op</i> 上部ほどよく発達 (<i>Skolithos</i> 生痕相)	上部外浜
	S7	生物擾乱作用を受けた細粒～中粒砂岩で、細礫や貝化石のラグが基底部に観察される。ノジュールがよく発達する。	< 30	自生; <i>Ac, Sc</i> など ラグ(化石層); <i>Tu, De, Ch, Eu, Ceticans</i> (鱒) <i>Sirenians</i> (海牛)	多産, 多様性大; <i>Op, Cy, Pa, Na, Sk</i> (<i>Cruziana-Skolithos</i> 生痕相)	中部～下部外浜 (分枝状河口州)
	S6	生物擾乱作用を受けた粗粒砂岩。シルト岩と互層することもある。レンズ状の貝化石層を挟む。ノジュールがよく発達する。上方へ粗粒化する傾向がある。よく軽石層がみられる。植物化石破片を多く含む。	10-50	自生; <i>Ac, Ve</i> など ラグ(化石層); <i>Tu, Eu, De, Ch, Ve</i> など	多産, 多様性大; <i>Thi, Sk, Cy, Na, Sc, Pl</i> (<i>Cruziana</i> 生痕相)	下部外浜～内側陸棚 (河口外縁部)
	S5	スウェーリ斜交層理の発達する礫状のよい細粒～中粒砂岩。コンポリユート層理が発達することがある。貝化石を含むラグを伴うことがある。	2-5	希～多産 ラグ(化石層); <i>Tu, De, Ch, Eu, Gl</i>	少産; <i>Op, Cy</i> (<i>Skolithos</i> 生痕相)	下部外浜
S4	ハンモッキー斜交層理の発達する細粒砂岩(5-100cm)とウェーブ～レンズ状層理の発達するシルト～粗粒砂岩(0.5-30cm)の互層。	< 15	希	希から多産; 泥質部; <i>Pl, Te, Cy, Pa</i> 砂岩層; <i>Op</i> (<i>Cruziana-Skolithos</i> 生痕相)	内側陸棚	
B プロデルタ	S3	泥岩卓越の薄～中層砂岩泥岩互層。 <i>Bouma</i> シーケンスのB, BC, C(希にA)に対比可能。 スランプ層(0.5-10m)を挟む。	< 50	希	希～多産; 泥質部; <i>Sc, Thi, Sk, Pl, Ch, An, Te, Cy</i> 砂質部; <i>PLAn</i> (<i>Cruziana</i> 生痕相)	外側陸棚 (暴波によるタービダイト)
	S2	塊状(肉眼)～平行層理の発達する泥岩。シルトやマールの薄層(<3cm)を挟む。微細な植物破片を多く含む。	< 30	少産 自生; <i>Ac, Ye</i> など	希; <i>Pl, Sk</i> (<i>Cruziana</i> 生痕相)	外側陸棚
A サイクル境界 ラグ堆積物	S1	不陶状。硬灰岩質の上方粗粒化礫岩。侵食基底面を持つ。	< 1	ラグ(化石層); <i>Ve, Ch, Gl, Tu, Cr, Ch, Eu</i> など	多産; <i>Thg</i> (<i>Glossifungites</i> 生痕相?)	海進ラグ

主な生痕化石

Thi : *Thalassinides iwayaensis* *Te* : *Teichichnus* sp. *An* : *Anconichus* sp.
Thg : *Thalassinides giganteus* *Sc* : *Scarabittaba* sp. *He* : *Helminthopsis* sp.
Op : *Ophiomorpha ashiiyaensis* *Ch* : *Chondrites* sp. *Sk* : *Skolithos*
Cy : *Cylindrichnus japonicus* *To* : *Tosalorbis* sp. *Pa* : *Planolites* sp.
Na : *Nankaites kochiensis* *Pl* : *Planolites* sp.

主な貝化石

Tu : *Turritella* *Ac* : *Actia* *Ve* : *Venercardia*
Eu : *Euspira* *Sa* : *Saccella* *Cr* : *Crassatellite*
De : *Dentalium* *Yo* : *Yoldia* *So* : *Solen*
Gl : *Glycymeris* *An* : *Angusta*
Ch : *Chlamys* *Ca* : *Callista*
Ox : *Ostrea* *Do* : *Dosinia*



第31図 芦屋層群の堆積相 (1)

A: 泥岩卓越の砂岩泥岩互層 (堆積相S3)。スケールの長さは2 m。撮影地点は六連島に分布する本城層の地点Mu-1-a (第42図参照)。

B: ハンモッキー斜交層理細粒砂岩と生痕が多産する泥岩・極細粒砂岩の互層 (堆積相S4)。スケールの長さは2 m。撮影地点は六連島に分布する臨田層の地点Mu-7-a (第42図参照)。

C: 生物擾乱作用を強く受けた細粒砂岩 (堆積相S6)。スケールの長さは10cm。撮影地点は藍島に分布する山鹿層の地点Ai-7-a (第37図参照)。



第32図 芦屋層群の堆積相(2)

A: スウェリー斜交層理砂岩。ハンマーの長さは28cm。撮影地点は馬島に分布する陣ノ原層の地点Um-3-a (第40図参照)。
B: 大型-中型斜交層理砂岩(堆積相S8)。基底部はラグ堆積物。ハンマーの長さは28cm。撮影地点は西山に分布する陣ノ原層の地点Ni-7-a (第40図参照)。



第33図 芦屋層群の堆積相（3）

A：基底に貝化石を含むラグ堆積物を伴う級化礫岩-砂岩（堆積相S12）。ハンマーの長さは28cm。撮影地点は藍島に分布する山鹿層の地点Ai-11-a（第37図参照）。

B：下半分は砂岩と石炭の薄層を挟むシルト岩（堆積相S13）。生痕化石（*Thalassinoides*）が多産する。上半分は砂礫岩層。ハンマーの長さは28cm。撮影地点は藍島に分布する山鹿層の地点Ai-14-a（第37図参照）。

一方、下関市西部-北九州市北部地域の芦屋層群については、西山及び竹ノ子島での岡本・坂井(1995)の研究があり、沖浜漸移帯から前浜の汀線に至る堆積環境が推定されたが、潮汐の影響を受けたデルタフロントやデルタプレイン上部を示す堆積相は記載されていない。しかしながら後述のように、潮汐の影響を受けた堆積物が藍島の山鹿層で観察されることから、下関市西部-北九州市北部地域の芦屋層群も波浪や暴波の卓越するデルタシステムが推定される。

IX. 3 山鹿層 (Ay)

IX. 3. 1 命名・定義

芦屋層群の最下部累層。尾崎ほか(1993)は、松下ほか(1957)の折尾砂岩層と、岡部ほか(1974)が大辻層群最上部部層から芦屋層群に含めた頃末泥岩層を合わせて、山鹿層と呼んで再定義した。従来の山鹿層から則松層(則松頁岩層)を除いたもの。

IX. 3. 2 模式地

折尾図幅地域内の遠賀郡芦屋町北東部の山鹿付近を模式地とする(尾崎ほか, 1993)。北九州市西部-芦屋町地域では、芦屋町田屋北西部-狩尾岬付近に良好な露頭がある。小倉図幅地域内では藍島に良好な露頭が存在するが、上下層との地層境界は不明。松下ほか(1957)の折尾砂岩層の模式地は遠賀郡水巻町頃末-北九州市八幡西区のJR折尾駅間であるが、現在観察可能な露頭はほとんどない。

IX. 3. 3 分布

北九州市西部-芦屋町地域の山鹿層は、芦屋町山鹿付近から若松区高須、八幡西区の浅川、折尾、永犬丸(以上、折尾図幅地域)、養福寺、別所(以上、小倉図幅地域)にかけてと、若松区岩屋、有毛、蟹住、大鳥居、舟尾山、八幡西区光貞台(以上、折尾図幅地域)に分布する(第34図)。

一方下関市西部-北九州市北部地域は、小倉北区藍島及びその周辺の貝島、姫島、^{こもじ}小藻路、^{おおもじ}大藻路、広岩で観察できる(第36図)。また、小倉東部の小倉断層沿いにも分布する(第28図)。

IX. 3. 4 層厚

北九州市西部-芦屋町地域での山鹿層の層厚は、200-330 m(頃末泥岩層と折尾砂岩層を合わせた層厚)で、南部ほど厚くなる傾向にある(尾崎ほか, 1993)。小倉図幅地域内の養福寺町付近では、山鹿層は下限が断層で断たれるが、層厚は150 m以上である。下関市西部-北九州市北部地域の藍島付近の山鹿層の層厚は、上限が不明であるが約110-120 mと推定できる。

IX. 3. 5 堆積相

(1) 北九州市西部-芦屋町地域

上方浅海化サイクルを基に下位から、Ya-1層、Ya-2層、Ya-3層に区分できる(第35図)。

Ya-1層: 模式地では厚さ30-50 mで、下部と上部に細分できる。Ya-1層の下部は頃末泥岩層に相

当する。下位から基底礫岩堆積相 S1, S2, S3, S4, S12 が累重する。Ya-1 層下部の堆積相 S2 は不淘汰なシルト岩からなり、全体に灰緑色-青灰色の斑模様を呈し、硫黄の析出によって露頭表面が黄色を呈する部分もある。また、*Venericardia* などの貝化石や、炭化植物片が多産することから、この層準はコンデンスセクションの可能性もある。上部は主に堆積相 S8 からなり、上部の基底部にはかなり連続性のよい礫岩層があり、明確な境界面を持つ（第 35 図の As-9）。上部デルタフロント（上部外浜）の堆積環境を示す。この層準には凝灰岩層が挟在し、後述のようにフィッション・トラック年代が得られている（尾崎・濱崎，1990）。

Ya-2 層：模式地での層厚は 40-60 m。大部分は堆積相 S6 と S7 の累重からなり、最上部に堆積相 S12 が載る。

Ya-3 層：模式地での層厚は約 30 m。下部は Ya-2 層の下部と同じように堆積相 S6, S7 からなり、上部は堆積相 S11 の上位に S12, S14, そして最上部は S1 と考えられる砂礫層が薄く載る。この堆積相 S1 の下限は後述のように 4 次オーダーのシーケンス境界と考えられる。

(2) 藍島地域

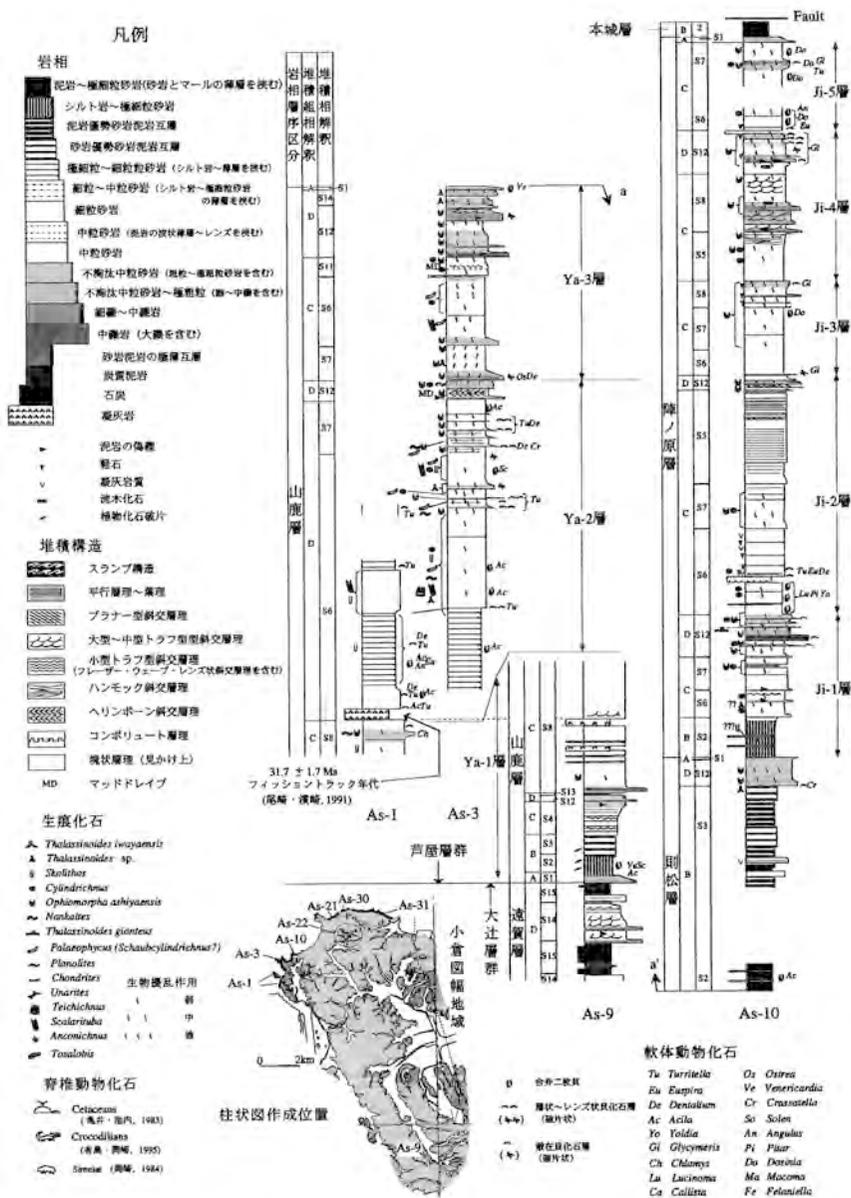
藍島に分布する山鹿層（第 36 図）には、上方浅海化サイクルが 2 回が認められ、下位から Ai-1 層と Ai-2 層に区分できる（第 37 図）。

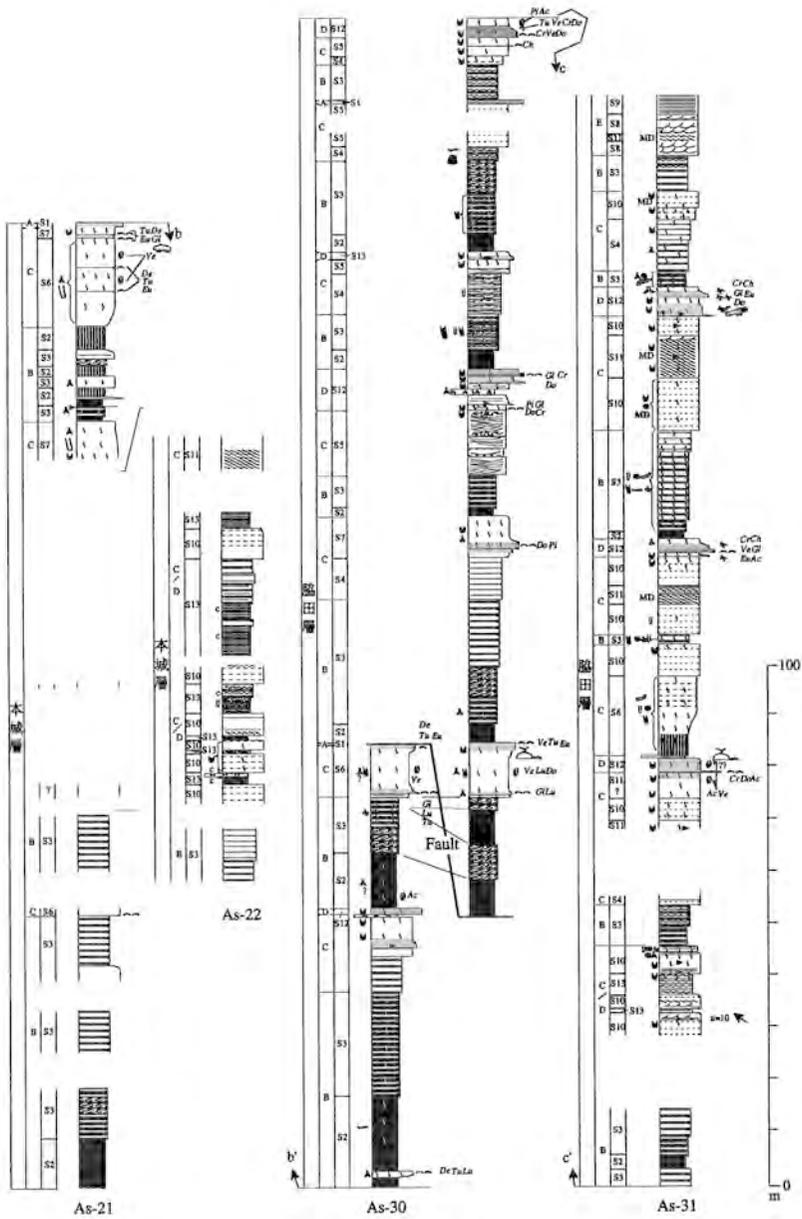
Ai-1 層：藍島西部，貝島，広岩に分布する。層厚は下限が不明で 50 m 以上。堆積相 S12, S13 と堆積相 S5, S8 からなる。波浪及び潮汐の影響を受けているデルタプレーン-デルタフロント上部の堆積物からなる。

Ai-2 層：下部と上部に区分できる。下部は藍島中軸部，姫島の東部に分布し、層厚は約 40 m。下部は堆積相 S6 を主体とする地層で、一部堆積相 S7 が観察される。波浪の影響を受けたデルタフロント中部-下部の堆積物と推定できる。下部には *Ophiomorpha* が一部観察される粗粒砂岩が挟まれ、小さな海進に伴うラグ堆積物として、この地層を境界としてさらに 2 分できる可能性もある。一方、上部は藍島東部海岸と姫島，小藻路，大藻路に分布し、厚さは 25 m 以上主に堆積相 S5, S8, S9 からなる。ラグ堆積物を全く含まない特徴を持ち、貝化石も最下部にまれに *Ostrea* の破片が散在するにすぎず、Ai-1 層や Ai-2 層下部とは異なる。生痕化石は *Ophiomorpha* が観察される。

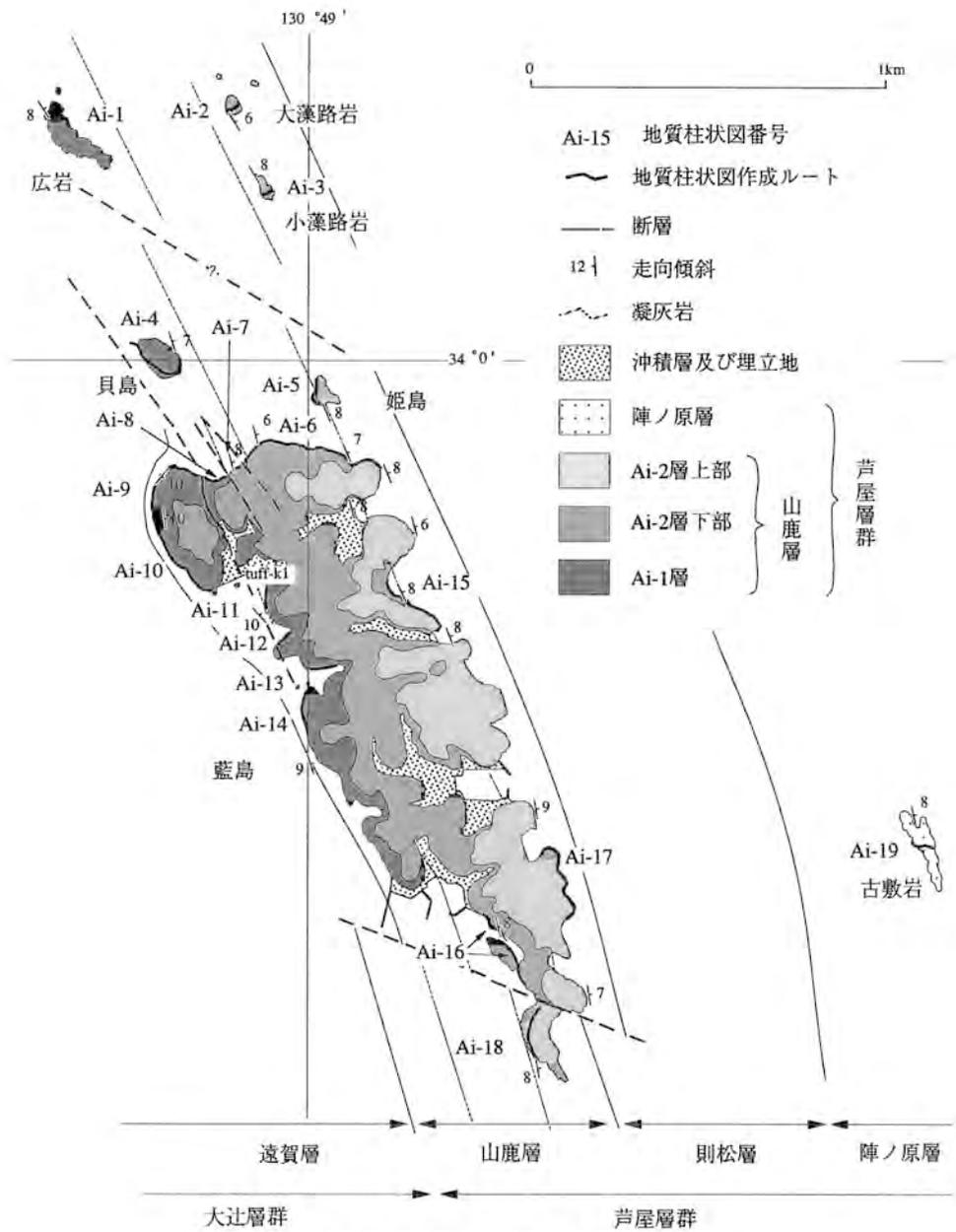
IX. 3. 6 北九州市西部-芦屋町地域と藍島地域の山鹿層の対比

上方浅海化サイクルや化石堆積相変化やその累重関係から、Ya-1 層は Ai-1 層に、Ya-2 層は Ai-2 層に対比される。Ya-2 層下部と Ai-2 層下部は *Chlamys* の産出で特徴づけられ、Ya-2 層上部と Ai-2 層上部は貝化石をほとんど産しない特徴がある。Ya-3 層に相当する地層は藍島では浸食されてしまっているものと考えられる。一方、模式地の芦屋層群の Ya-2 層最下部中に挟まれる凝灰岩層が藍島では認められないことから、時間面と斜交する可能性もある。堆積相からみると、全体として藍島の方がやや浅い堆積環境であったと推定される。

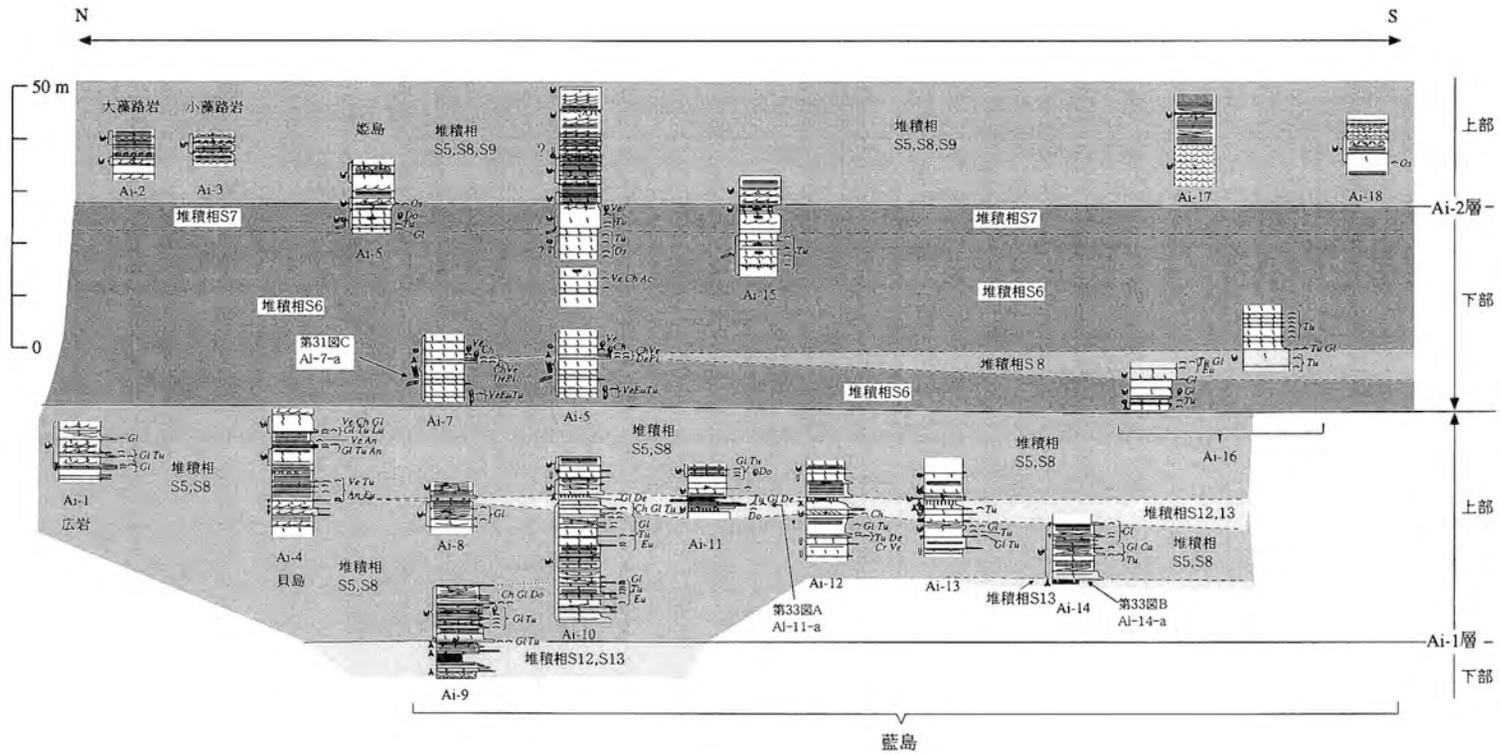




第35図つづき



第36図 藍島周辺の芦屋層群の地質図



第37図 藍島周辺の芦屋層群の地質柱状図
柱状図作成地点は第36図を、凡例は第35図を参照。

IX. 4 則松層 (An)

IX. 4. 1 命名・定義

松下ほか(1957)によって命名された則松頁岩層を、尾崎ほか(1993)が累層として改称・再定義した。高橋(1966)の則松層にほぼ一致する。尾崎ほか(1993)は岡部・小原(1972)の定義に従い、山鹿層直上の泥岩層から、陣ノ原層下部の火砕岩質の礫岩の下限より下位を則松層とした。しかし本報告では、上方粗粒化サイクルに基づき、この礫岩を則松層の上限と定義する(第35図)。

IX. 4. 2 模式地

岡部・小原(1972)によって、北九州市八幡西区則松が模式地とされている。しかし現在この地域には良好な露頭はなく、芦屋町北東端の夏井ヶ浜付近に比較的良好な露頭が一部観察できる。

IX. 4. 3 分布

北九州市西部-芦屋町地域は、遠賀郡芦屋町山鹿付近と夏井ヶ浜、はまゆう付近から、若松区高須、八幡西区浅川日の峯、折尾、永犬丸(以上、折尾^{えいのまる}図幅地域内)、養福寺、別所(以上、小倉^{こくら}図幅地域内)にかけてと、若松区大鳥居、小敷、八幡西区千代ヶ崎(以上、折尾^{えいのまる}図幅地域内)に分布する(第34図)。

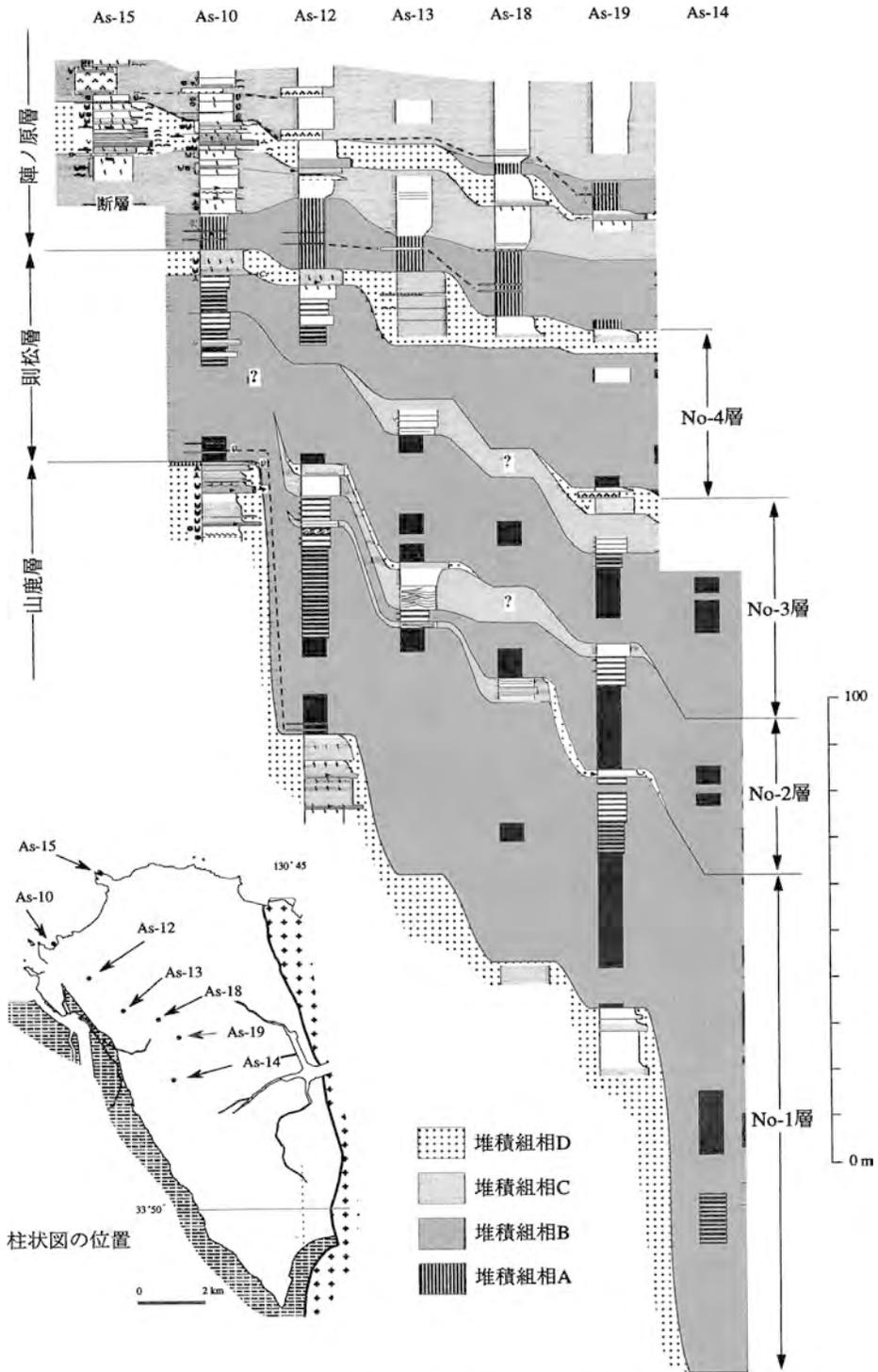
一方下関市西部-北九州市北部地域では、山鹿層に相当する藍島と陣ノ原層に対比される馬島と彦島との間の海域に分布すると考えられる。

IX. 4. 4 層厚

北九州市西部-芦屋町地域では、層厚は50-190 mと大きく変化する。芦屋町北東端の夏井ヶ浜で50 m、北九州市八幡西区浅川付近で110-190 m、さらに小倉^{こくら}図幅地域最南西部の養福音寺で120 m、別所町付近で80 mになる。このように北西と南東方向に層厚が薄くなる傾向がある(尾崎ほか, 1993)。下関市西部-北九州市北部地域は、上下の累層との境界が明確ではないが、層厚約100 mと推定される。

IX. 4. 5 堆積相

北九州市西部-芦屋町地域は、泥岩及び泥岩砂岩互層が卓越する(尾崎ほか, 1993)。下位から上位に向かって、堆積相S2, S3, S4, S12を示す地層の累重からなるサイクルが、少なくとも4回認められ、No-1層, No-2層, No-3層, No-4層に区分できる(第38図)。芦屋町北東部の則松層基底部中には、厚さ数cm-数10 cmの凝灰岩が2層、0.6-2 m間隔で挟在する。舟尾(第38図, As-19)の本層上部の層準にも厚さ1 mの凝灰岩が挟在する。下関市西部-北九州市北部地域では、露頭やボーリングデータがなく、詳細については不明である。

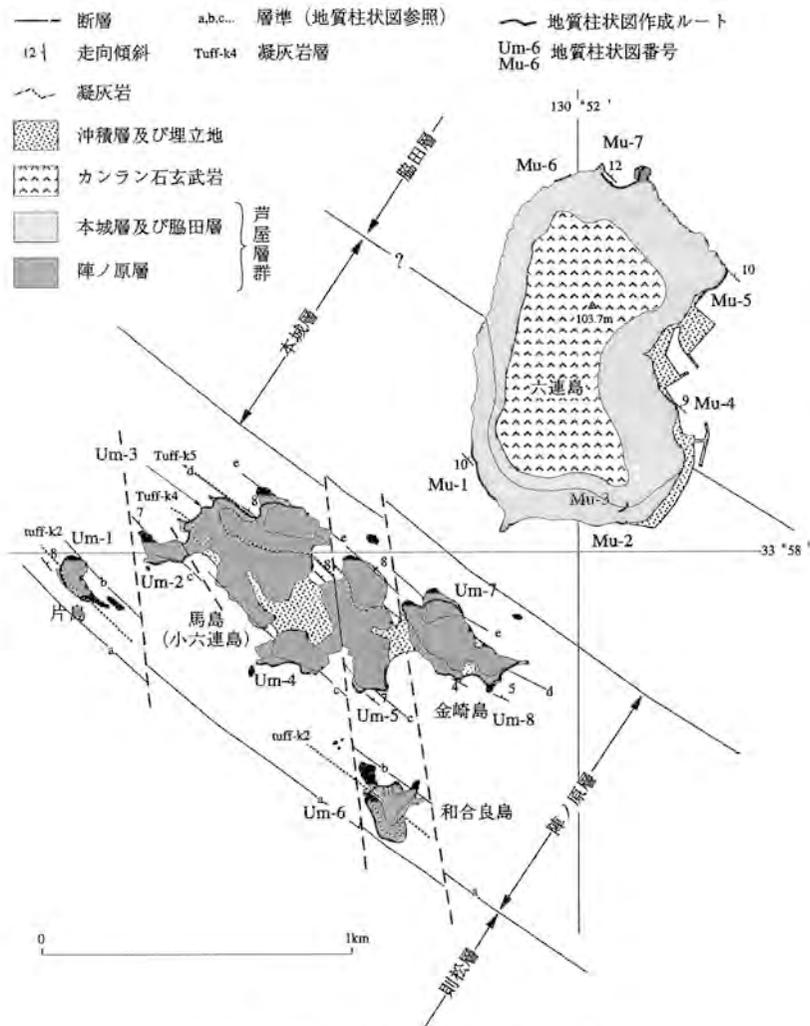


第38図 北九州市西部-芦屋地域における則松層の地質柱状図
凡例は第35図を参照.

IX. 5 陣ノ原層 (Aj)

IX. 5. 1 命名・定義

松下ほか (1957) によって命名された坂水層最下部の陣ノ原砂岩層を、尾崎ほか (1993) が累層として定義したもの. 本報告では、陣ノ原層の上限は本城層基底部の塊状泥岩ないし泥岩卓越の砂岩泥岩互層の下限とする (第35図).



第39図 馬島及び六連島付近の芦屋層群の地質図

Ⅷ. 5. 2 模式地

模式地は北九州市八幡西区陣原であるが、現在良好な露頭はない。芦屋町北部の夏井ヶ浜北東部付近や北九州市若松区岩屋で、ほぼ全層準の良好な露頭が観察できる。下関市西部-北九州市北部地域では、馬島、竹ノ子島・西山に分布し、良好な露頭が観察できる。

Ⅷ. 5. 3 分布

北九州市西部-芦屋町地域では、芦屋町山鹿北東付近から若松区高須西部、岩屋、有毛、蟹住、大島居東部、舟尾山、八幡西区光貞台、友田、瀬板貯水池（以上、折尾図幅地域内）、八幡西区養福寺町、鉄王町、及び若松区二島付近（以上、小倉図幅地域内）に分布する。下関市西部-北九州市北部地域では、下関市の西山・竹ノ子島、北九州市の馬島、和合良当、片島、古敷に分布する（第36、39、40、41図）。

Ⅷ. 5. 4 層厚

北九州市西部-芦屋町地域で130-240 m。北北西及び南南東方向に層厚が薄くなる傾向が認められる。下関市西部-北九州市北部地域は、馬島付近で100 m以上、西山・竹ノ子島付近で120 m以上の層厚が認められる。

Ⅷ. 5. 5 堆積相

(1) 北九州市西部-芦屋町地域

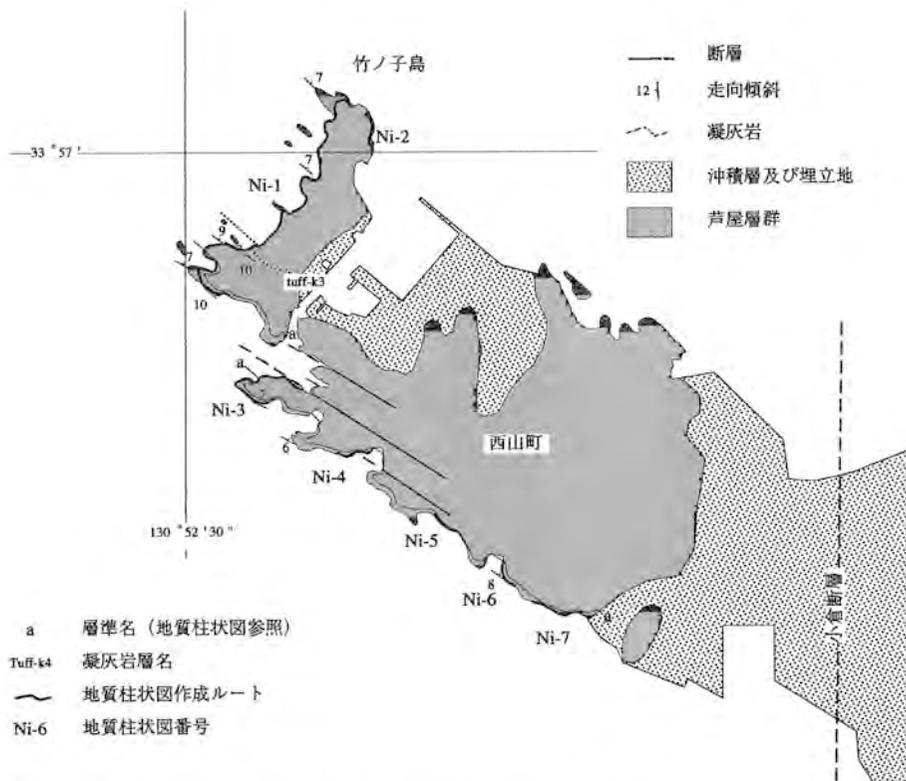
模式地の陣ノ原層は、下位よりJi-1層、Ji-2層、Ji-3層、Ji-4層、Ji-5層に細分できる。これらは上方浅海化層からなり、ほぼパラシーケンスに相当する。小倉図幅地域内にある北九州市西部の芦屋層群は、露頭が悪く、記載が十分できなかったため、北九州市西部-芦屋町地域の海岸部（模式地；第35図のAs-10）の記載で代表させた。

Ji-1層は下位より、堆積相S2、S6、S7、S12を示す地層の累重からなり、堆積相S2中には薄い凝灰岩層が2層挟まれる。上部の堆積相S12を示す地層は安山岩火砕岩質の角礫岩を含む。Ji-2層は生痕化石を多産しないが、堆積相S6に類似した地層から始まり、S7及びS5を主体とし、最上部はS12を示す地層の累重からなる。下部には厚さ数mの細粒凝灰岩層が挟まれる。Ji-3層は堆積相S6、S7から構成され、最上部にS8が載る。Ji-4層は、堆積相S5から始まり、S8が主体をなし、最上部はS12からなる。Ji-5層は、堆積相S6、7からなり、上位には堆積相S1と推定される粗粒砂岩-礫岩層が覆う。堆積相S1の基底はシーケンス境界に相当すると考えられる。

(2) 下関市西部-北九州市北部地域（馬島周辺及び西山・竹ノ子島地域）

馬島と西山・竹ノ子島の両地域で岩相・化石の産出は微妙に変化するが、大きな相違はない。本層は上方浅海化の地層の累重を基本に、下位より層厚20-30 mのJun-1層、Jun-2層、Jun-3層、Jun-4層、Jun-5層、Jun-6層に区分できる（第40図）。

個々の上方浅海化層は、堆積相S5・S8とS12・S13の累重からなる。凝灰岩層は6層準に認められ、主にデイサイト質細粒凝灰岩からなる。そのうち最も厚いものは、下位より2層目のTuff-k2



第41図 西山-竹ノ子島付近の芦屋層群の地質図

で、約1mの層厚を持つ。Tuff-k2以外の凝灰岩の層厚は薄く、連続性は良くない。

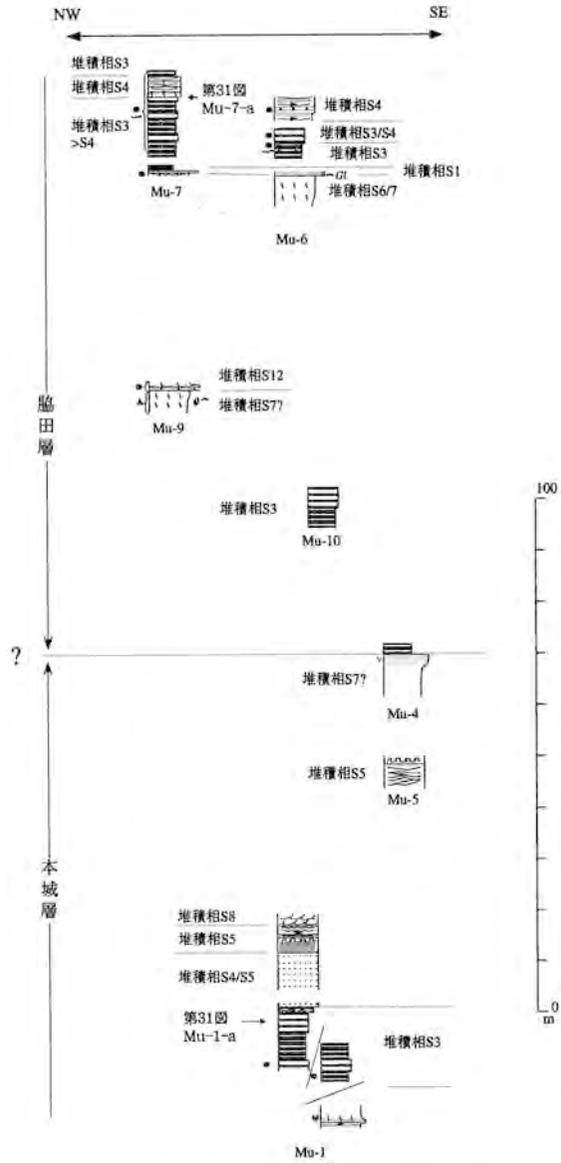
IX. 5. 6 北九州市西部-芦屋町地域と馬島-西山・竹ノ子島地域の陣ノ原層の対比

模式地の Ji-1 層, Ji-2 層, Ji-3 層, Ji-4 層, Ji-5 層は、それぞれ馬島-西山・竹ノ子島地域の Jun-2 層, Jun-3 層, Jun-4 層, Jun-5 層, Jun-6 層に対比できる。なお, Jun-1 層は、模式地の則松層の No-4 層の上部に対比できる。全体として、下関市西部-北九州市北部地域の陣ノ原層の方がやや粗粒な岩相を示す。

IX. 6 本城層 (Ah)

IX. 6. 1 命名・定義

岡部・小原 (1972) の本城砂岩頁岩層と二島砂岩頁岩互層の下部を併せたものを、尾崎ほか (1993) が本城層として命名・定義した。松下ほか (1957) の坂水層中上部、高橋 (1966) の陣ノ原層中部に相当する。



第42図 六連島における芦屋層群の地質柱状図
柱状図作成地点は第39図参照、凡例は第35図を参照。

IX. 6. 2 模式地

八幡西区の本城北西部付近を模式地とする。良好な露頭は模式地を含め、少ない。

IX. 6. 3 分布

北九州市西部-芦屋町地域では、若松区乙丸、岩屋東部から払川、塩谷東部、八幡西区本城、穴生、鷹の巣、若葉、鉄王、青山（以上、折尾図幅地域内）、若松区二島、畠田、頓田貯水池東部、頓田付近（以上、小倉図幅地域内）にかけて分布する（第34図）。下関市西部-北九州市北部地域では、六連島の南西部に分布する（第39図）。

IX. 6. 4 層厚

北九州市西部-芦屋町地域では180-250 m、下関市西部-北九州市北部町地域では120-140 mと推定される。

IX. 6. 5 堆積相

(1) 北九州市西部-芦屋町地域

本城層は、厚さ15-90 mの上方浅海化層からなる。典型的には堆積相S1（陣ノ原層最上部）から始まり、下位より上位へ、堆積相S2, S3, S4, S10, S13の順に累重する。堆積相S8, S9が欠如して、潮汐の影響を受けた地層が多く認められる（第35図As-21）。上部には堆積相S6も見られる。

(2) 下関市西部-北九州市北部地域（六連島地域）

北九州市西部-芦屋町地域と同様に、厚さ数10 mの上方浅海化層からなるが、北九州市西部-芦屋町地域の本城層に比較し、堆積相S4, S5がよく認められる（第42図）。露頭が限られているため脇田層との境界は明確ではないが、六連島のほぼ中央部あたりとした。

IX. 7 脇田層（Aw）

IX. 7. 1 命名・定義

岡部・小原（1972）の二島砂岩頁岩互層上部と脇田層（後述のW2部層の上部から脇田層に当たる）を併せて再定義したもの。高橋（1966）の陣ノ原層上部と脇田層に相当する（第9表）。

IX. 7. 2 模式地

北九州市若松区逆水池から脇田に至る海岸地域。

IX. 7. 3 分布

北九州市西部-芦屋町地域では、北九州市若松区逆水池・安屋・脇田・竹並・頓田-八幡西区本城、さらに若松区乙丸に分布する（第34図）。下関市西部-北九州市北部地域では六連島北東部に分布する（第42図）。

IX. 7. 4 層厚

模式地では400 m以上（上限不明）、六連島北部で110 m以上（上限不明）。

IX. 7. 5 堆積相

北九州市西部地域の脇田層は、海岸部で13以上の明確な上方浅海化層（1サイクルの厚さ10数m-50数m、平均層厚は約32 m）の累重からなる（尾崎ほか、1993；第35図As-30, 31）。各サイクルは、ほぼパラシーケンスに一致する。

典型的には下位から上位へ、堆積相S2, S3, S4, S5, S8, S10, S11, S12の上方浅海化層の累重からなる。また脇田層下部のように堆積相S6, S7が観察される場合は、下位から上位へ堆積相S2, S3, (S4), S6, S7の累重からなる。この場合、堆積相S6とS7は浸食面を持って、堆積相S2, S3に載るという特徴を示す。

IX. 8 シーケンス層序

芦屋層群の上限は不明であるが、後述のようにフィッショントラック年代や微化石から、前期漸新世の後半の約200-300万年間に堆積したと考えられる（第30図）。従って、芦屋層群はHaq *et al.* (1987)のTA4.5の高海水準期に対応する堆積物と考えられる。

北九州市西部-芦屋町地域の芦屋層群は、堆積相の水平及び垂直変化などから、少なくとも3つの4次オーダーの堆積シーケンス、すなわち下位からDS1, DS2, DS3に区分できる。DS1は山鹿層にほぼ一致し、上方浅海化及び粗粒化サイクルに従い、3つのパラシーケンス（Ya-1層, Ya-2層, Ya-3層）に区分できる（第32図）。DS2は則松層-陣ノ原層への一連の上方浅海化層の累重からなり、全体としては前進性パラシーケンスセットであるが、陣ノ原層のJi-1層-Ji-5層は累積性パラシーケンスセットを示し、厚い砂岩層を形成している。DS3は本城層と脇田層から構成され、厚さ20-60 mの19以上のパラシーケンスからなり、全体としては累積性のパラシーケンスセットを示す。特に脇田層は累積性のパラシーケンスセットが明確である。

下関市西部-北九州市北部地域の芦屋層群は、断片的であるが北九州市西部-芦屋町地域と同様なシーケンス層序を示すと考えられる。

IX. 9 化石

芦屋層群からは軟体動物化石、哺乳類（クジラなど）、鳥類、爬虫類、板鰐類（サメ、エイの仲間）などの脊椎動物化石が多産する（第11, 12表）。特に若松区西部や芦屋町東部、藍島、馬島、六連島、西山・竹ノ子島などの海岸露頭には保存のよい化石が観察できる。

北九州市西部-芦屋町地域の芦屋層群の貝類化石は、長尾（1927）、松下（1949）、Murata（1953）、水野（1963）、首藤・白石（1971）、岡部ほか（1974）、首藤ほか（1979）などで記載されている。一方下関市西部-北九州市北部地域の芦屋層群の貝類化石については、藍島、馬島及び和合良島、西山・

竹ノ子島では岩崎・小原（1959）と岡本・坂井（1995）、西山地域では鎌田（1967）、藍島、馬島、六連島では原（1983MS）と原・首藤（1983）の報告がある。ほかに村越（1949）、Murata and Mokudai（1959）、村田・梶原（1960）、Murata（1961）、富田（1974a）も貝類化石を記載している。第11表では、首藤ほか（1979）、原（1983MS）、原・首藤（1983）、岡本・坂井（1995）で記載された貝類化石を示した。さらに Suzuki *et al.*（1993）は、竹ノ子島の貝類化石の珪化などの続成作用についての研究を、Nishiyama（1966, 1968）は西山におけるウニ化石について報告している。

脊椎動物化石については、長谷川ほか（1979）が西山・竹ノ子島において鳥類化石を、Okazaki（1982, 1987, 1994）がクジラの化石を記載している。特に海牛類、鯨類、海鳥などは日本で報告されている最古の脊椎動物化石群として極めて重要である（上野ほか, 1984）。

Shuto and Shiraishi（1979）は北九州市西部-芦屋町地域の岩屋において、陣ノ原層に見られる生痕化石について詳細な記載を報告している。早坂（1991）、尾崎ほか（1993）、岡本・坂井（1995）にも一部報告されている。なお、堆積相と生痕化石の関係は第10表に示す。

IX. 10 地質年代

1980年代前半までは貝化石群を主体にした年代論が中心で、芦屋層群の年代は漸新世あるいは前期中新世と考えられてきた。その後、微化石年代と放射年代が得られ（第30図）、芦屋層群の地質年代は前期漸新世の後半と考えられている。

IX. 10. 1 海棲微化石年代

則松層からは浮遊性有孔虫化石（斎藤・岡田, 1984; Tsuchi *et al.*, 1987）が、則松層と本城層からは石灰質ナノ化石（斎藤・岡田, 1984; Okada, 1992）が得られ、それぞれP21とCP19a（後期漸新世の前半で30-28Ma頃）に対比されている。

IX. 10. 2 放射年代

山鹿層下部に挟まれる凝灰岩から $31.7 \pm 2.3\text{Ma}$ （尾崎・濱崎, 1990）、則松層に挟まれる凝灰岩から $30.3 \pm 1.2\text{Ma}$ （村上ほか, 1989）のフィッション・トラック年代が得られている。尾崎・濱崎（1990）は、大辻層群遠賀層上部に挟まれる凝灰岩のフィッション・トラック年代が $31.9 \pm 2.2\text{Ma}$ であることから、芦屋層群と大辻層群の境界を32Ma頃であると結論づけている。これらの他に、折尾砂岩層の海縁石から $14.0 \pm 1.9\text{Ma}$ 、 $13.1 \pm 0.4\text{Ma}$ のK-Ar年代（Kaneoka and Hasegawa, 1971）が得られているが、上記の年代と大きく異なる。

IX. 11 地質構造

IX. 11. 1 概要

小倉図幅地域には古第三系を切る変位の大きな断層として、小倉断層（この断層沿いの活断層は、小

第11表 芦屋層群に産する軟体動物化石

Mollusca 軟体動物 属 種	山鹿層		則松層	陣ノ原層			本城層		脇田層
	北九州市西部 ～芦屋町地域	豊島		北九州市西部 ～芦屋町地域	西山・馬島	西山	北九州市西部 主に逆水池西方	六連島	主に逆水-脇田 に至る海岸
	首藤ほか(1979) 阿南(1977MS)	原(1983MS)	首藤ほか(1979) 阿南(1977MS)	首藤ほか(1979) 阿南(1977MS)	原(1983MS)	阿本・坂井(1995)	首藤ほか(1979) 阿南(1977MS)	原(1983MS)	首藤ほか(1979) 阿南(1977MS)
Gastropoda 腹足綱 (巻貝類)									
<i>Isanda</i> sp.		○							○
" <i>Diloma</i> "(<i>Oxyste</i>) sp.			○	○					○
<i>Turritella poronaiensis</i> Takeda			○						○
<i>Turritella karatsuensis</i> Nagao	○			○	○		○		○
<i>Turritella (Hataiella)</i> n. sp.	○						○		○
<i>Turritella (H.) infralirata</i> Nagao	○	○		○			○	○	
<i>Turritella</i> sp.	○		○	○			○	○	
<i>Baillaria</i> sp.		○			○				
<i>Calyptraea imadomariensis</i> Hatai et Nishiyama		○							
<i>Cirsotrema (Cirsotremopsis?) nagaoui</i> Oyama et Mizuno								○	○
<i>Cirsotrema</i> sp.								○	
<i>Euspira ashियाensis</i> (Nagao)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Euspira</i> sp.						○			
<i>Colus fujimotoi</i> Hirayama			○	○					
<i>Phyllonotus ashियाensis</i> (Nagao)									○
<i>Siphoralia shojii</i> Hirayama						○			
<i>Siphonaria ? sp. aff. S. ? supragranulata</i> Nagao		○							
<i>Siphoralia ? supragranulata</i> Nagao				○					
" <i>Siphoralia</i> " sp. A		○							
" <i>Siphoralia</i> " sp. B		○							
<i>Trominina japonica</i> (Takeda)		○							
<i>Ancistrolepis chikuzenensis</i> (Nagao)	○						○		
<i>Antillophos fusiforme</i> (Hirayama)				○	○	○			
<i>Nassa denselineata</i> Nagao									
" <i>Nassarius</i> " <i>shojii</i> (Hirayama)	○	○							
" <i>Nassarius</i> " sp.		○	○	○	○			○	
" <i>Nassarius</i> " sp. A							○		
" <i>Nassarius</i> " sp. B							○		
<i>Molopophorus denselineatus</i> (Nagao)				○			○		
<i>Molopophorus watanabei</i> (Nagao)				○			○		
<i>Molopophorus</i> sp. aff. <i>M. watanabei</i> (Nagao)					○				
<i>Fulgoraria shutoi</i> Otsuka							○		○
<i>Fulgoraria</i> sp.		○						○	
Scaphopoda 掘足綱 (ソノガイ類)									
<i>Dentalium ashियाensis</i> (Nagao)	○	○		○	○		○	○	
" <i>Dentalium</i> " <i>ashियाensis</i> (Nagao)						○			
<i>Dentalium</i> sp.	○						○		
Pelecypoda 斧足綱 (二枚貝類)									
<i>Acila (Truncacila) nagaoui</i> Oyama et Mizuno	○				○				
<i>Acila (A.) ashियाensis</i> (Nagao)	○	○		○	○			○	○
<i>Acila</i> sp. A. cf. <i>ashियाensis</i> (Nagao)						○			
<i>Acila</i> sp.					○	○			
<i>Tindaria</i> sp.								○	
<i>Saccula nagaoui</i> (Takeda)		○						○	
<i>Saccula pseudoscissurata</i> (Takeda)		○						○	
<i>Saccula</i> sp.	○			○		○			
<i>Nucula (Ennucula) yotsukurensis</i> Hirayama	○								
<i>Yoldia (Y.) laudabilis</i> Yokoyama	○			○			○		○
<i>Yoldia</i> sp.	○			○					
<i>Portlandia (Portlandella) watasei</i> (Kanehara)	○							○	
<i>Portlandia scaphoides</i> (Nagao)				○			○		
<i>Glycymeris cishuensis</i> Makiyama	○	○		○	○		○	○	○
<i>Glycymeris (Veleuteta) cishuensis</i> Makiyama						○			
<i>Mytilus</i> sp.									○
<i>Solamen</i> sp.								○	
<i>Chlamys (C.) ashियाensis</i> (Nagao)	○	○		○			○	○	○
<i>Chlamys</i> sp.	○						○		
Pectinidae gen. et sp. undet.									○
<i>Ostrea</i> sp.		○			○	○			○
<i>Monia</i> sp. Kagao									○
<i>Lucinoma nagaoui</i> Oyama et Mizuno	○	○		○	○	○	○	○	○
<i>Lucinoma</i> sp.			○						
<i>Vasticardium</i> sp.				○					
<i>Thyasira</i> sp.					○				
" <i>Felaniella</i> " <i>confusa</i> (Nagao)					○			○	
<i>Felaniella confusa</i> (Nagao)						○			
<i>Venericardia (Cyclocardia?) vestitoides</i> Mizuno	○			○					
<i>Venericardia (Venericor?) hizenensis</i> (Nagao)	○								
<i>Venericardia (Venericor?) subnipponica</i> Nagao	○			○			○		○
<i>Venericardia</i> sp.				○	○		○	○	○
<i>Venericor</i> n. sp.									○
<i>Venericardia</i> sp. aff. <i>V. subnipponica</i> Nagao		○						○	
<i>Diplodonta confusa</i> Nagao				○					○
<i>Crassatella (Eucrassatella) yabei</i> (Nagao)					○	○		○	○
<i>Crassatella</i> sp.		○							
" <i>Cardium</i> " sp.									○
<i>Clinocardium ? sp.</i>									○
<i>Spisula</i> sp.				○	○	○			○
<i>Solen connectens</i> Oyama	○	○	○	○	○	○		○	○
<i>Solen intermedius</i> Nagao									○
<i>Solen ? sp.</i>		○							○
<i>Solen</i> sp.									
<i>Cultellus izumoensis</i> (Yokoyama)									○
<i>Cultellus</i> sp.		○							
<i>Angulus (Tellinides) maximus</i> (Nagao)	○		○	○		○	○	○	○
<i>Angulus</i> sp.					○				
<i>Cadella</i> sp.									○
<i>Macoma sejugata</i> (Yokoyama)				○					
<i>Macoma optiva</i> (Yokoyama)				○					
<i>Macoma</i> sp.		○						○	
<i>Trapezium</i> sp.					○				
<i>Meretrix hikosimensis</i> Okamoto et Sakai, n. sp.						○			
<i>Meretrix</i> sp.						○			
<i>Pitar kyushuensis</i> (Nagao)	○								
<i>Pitar ashियाensis</i> (Nagao)				○	○	○		○	
<i>Pitar matsumotoi</i> (Nagao)	○	○		○	○	○		○	○
<i>Pitar</i> sp.	○		○			○		○	○
<i>Callista hanzawai</i> (Nagao)	○	○		○	○	○		○	
<i>Callista matsuraensis</i> Nagao	○			○	○	○		○	
<i>Callista</i> sp.									○
<i>Phacosoma chikuzenensis</i> Nagao					○	○	○	○	○
<i>Dosinia</i> sp.							○		
<i>Cyclina japonica</i> Kamada									○
<i>Corbula</i> sp.		○							
<i>Thracia ? sp.</i>									○
<i>Periploma besshoense</i> (Yokoyama)	○			○			○		
Bivalva gen et sp. indet.							○		

岡部ほか (1974), 首藤ほか (1979) による。

第12表 芦屋層群に産する脊椎動物化石

分類	属種	文献	産地	産出層
Mammals (ホニュー類)	<i>Patriocetus</i> ? sp.	Matsumoto(1923)など	北九州市若松区逆水, 下関市彦島	臨田層, 山鹿層
	<i>Metasqualodon symmetricus</i> Okazaki	Okazaki(1982, 1987), 岡崎(1985)	下関市彦島, 北九州市馬島	陣ノ原層
	Squalodontidae, gen. et spp. indet.	Okazaki(1982, 1987)に掲載	ともろビーチ, 藍島, 馬島, 彦島	山鹿層, 臨田層
	<i>Squalodon</i> sp.	Okazaki(1988)	北九州市若松区ともろビーチ, 弘川	臨田層
	<i>Mauicetus</i> ? sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	北九州市八幡西区若菜	陣ノ原層
Aves (鳥類)	<i>Amynodon</i> ? sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	北九州市小倉北区馬島	陣ノ原層
	Dugongidae, gen. et sp. indet.	岡崎(1984)	北九州市若松区有毛千登敷海岸	本城層
	Protoperidae gen. et sp. indet. Odontopterygiformes, gen. et sp. indet.	長谷川ほか(1979) Okazaki(1989)	遠賀郡水巻町宮尾, 馬島, 藍島, 彦島 遠賀郡水巻町宮尾	山鹿層, 陣ノ原層 山鹿層
Reptiles (ハチュウ類)	Chelonia, gen. et spp. indet.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	馬島, 藍島, 彦島	山鹿層, 陣ノ原層
	<i>Trionyx</i> sp.	未報告, Okazaki(1988)に掲載	藍島	山鹿層
	<i>Geoemyda takasago</i> Matumoto	Matsumoto(1923)	不明	
	<i>Carcharodon angustidens</i>	上野ほか(1984); Yabuoto(1987)	北九州市小倉北区藍島, 貝島, 姫島	山鹿層
Fishes (魚類)	<i>Heterodontus</i> sp. A	上野ほか(1984)	北九州市小倉北区藍島及び貝島	山鹿層
	<i>Odontaspis</i> sp.	上野ほか(1984); Yabuoto(1987)	藍島, 貝島など, 逆水, ともろビーチ	山鹿層, 臨田層
	<i>Eugomphodus acutissima</i> (Agasiz)	久家(1985)	北九州市小倉北区藍島及び貝島	山鹿層
	<i>Cetorhinus</i> sp.	上野ほか(1984)	同上	同上
	<i>Cetorhinus parvus</i> Leriche	久家(1985)	同上	同上
	<i>Procarcharodon angustidens</i> (Agasiz)	上野ほか(1984)	同上	同上
	<i>Carcharodon acutissima</i> (Agasiz)	久家(1985)	同上	同上
	<i>Iurus desori</i> (Agasiz)	上野ほか(1984)	同上	同上
	<i>Galeocerdo</i> sp.	同上	同上	同上
	<i>Carcharhinus</i> spp.	同上	同上	同上
	<i>Hexanchus</i> sp. A	同上	同上	同上
	<i>Hexanchus</i> sp. B	同上	同上	同上
	<i>Squalus</i> sp. A	同上	同上	同上
	<i>Squatina</i> sp. A	同上	同上	同上
	<i>Myliobatis</i> sp. A	同上	同上	同上
	<i>Galeorhinus</i> sp.	同上	同上	同上
	<i>Negaprion</i> sp.	同上	同上	同上
Batoid の仲間の鱗	同上	同上	同上	

倉東断層と呼ばれる), 二島断層 (この断層に沿う方向には活断層として福智山断層が存在する), 下関断層 (第VIII章を参照)が発達する。これらの断層間の地塊は, 東ないし北東方向へ傾動し, 古第三系の地質構造は見かけ上, 半地溝構造の形態を示す (第8図)。さらに, これら断層に付随して向斜構造や中規模の断層が発達する。

小断層は, 藍島, 馬島, 六連島において観察でき, おもに西北西-東南東ないし北西-南東走向と東北東-西南西走向の2方向の正断層群が発達する。両者の関係は今回の調査では確認できなかった。六連島の西北西-東南東ないし北西-南東走向の正断層群は, いわゆる面なし断層として特徴づけられる。他に北北西-南南東走向の高角逆断層, 東西走向の逆断層がわずかに認められる。

IX. 11. 2 小倉断層

(1) 命名・定義

岩橋・小原 (1959) が命名。山口県下関西部から北九州市小倉南区に延びる断層で, さらに南方の福岡県田川郡の田川断層 (高橋ほか, 1971) に連続し, 両者合わせて南北約 50 km の地質断層として発達する。小倉断層の北方延長は, 六連島東部で消滅する (海上保安庁水路部, 1980)。

(2) 断層変位

宮久・毛利 (1959) は, 上部古生界 (呼野層群) の分布から左横ずれ約 6 km の変位を求めている。また石原ほか (1979) は, 磁鉄鉱系花崗岩類とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布から, 左横ずれ約 100 km を算定している。さらに酒井・渡辺 (1986) は田川郡大任町付近で, 大辻層群と深成岩類を境する田川断層の露頭 (断層面の走向傾斜は N 10° E, 80-90° E で, 幅 80 cm の破碎帯が発達) を報告している。

また小倉南区の金辺峠では、この断層が呼野層群の平尾台石灰岩体と碎屑岩層との境界をなすことを報告しており、後者の片状砂岩及び千枚岩中に幅 30 m に及ぶ破碎帯を記載している。一方、小原・富田 (1978) は、香春岳において深成岩類が古第三系に衝上している可能性を示しているが、露頭条件が悪く明確な構造は明らかでない。以上のことと本断層と古第三系の関係から、小倉断層は西落ち成分の卓越した横ずれ断層と考えられる。

(3) 付随向斜構造

小倉断層の西沿いの古第三系には向斜構造が発達する。後述の宇佐町断層との間に発達し、向斜軸は小倉断層から 200-500 m ほど離れた位置にある。軸は北へランジし、より北側に上位の地層が分布し、向斜軸と小倉断層との距離も離れていく。この向斜構造は、小倉断層の運動に伴うドレイブ褶曲と考えられる。

(4) 付随断層

小倉断層に付随して、延命寺断層、砂津断層 (岩橋・小原, 1959)、宇佐町断層 (Tomita, 1970) などの断層群が発達する (第 28 図)。延命寺断層は、小倉断層から派生し北東-南西方向に延びる北西落ちの正断層である。その延長部は関門海峡に達するが、詳細は不明である。砂津断層は、小倉断層西側に発達する北西-南東走向の正断層群の 1 つである。小倉断層の走向方向とは斜交するが、小倉断層に収束する形態を示す。宇佐町断層は、小倉断層の西側約 1 km に平行して走る東落ちの断層である。

馬島には、小倉断層に平行な走向を持つ、左ずれ、あるいは西落ちの変位を示す南北方向の断層群が発達する (第 39 図)。

Ⅷ. 11. 3 二島断層

(1) 命名・定義

小倉図幅地域西端において、芦屋層群と関門層群、あるいは深成岩類を境する北北西-南南東走向の断層である。筑豊炭田地域東縁を走る断層群の一つで、形態的には北九州市八幡西区上津役付近で走向が屈曲しており、この地域を境に南側を福智山断層、北側を二島断層と異なる名称が与えられている (富田, 1967, 1968)。二島断層は、洞海断層 (岡部・小原, 1972) とも呼ばれる。福智山断層は、南部において上述の小倉断層 (あるいは小倉-田川断層) に切られる (第 8 図)。

(2) 断層変位

この断層活動によって形成された半地溝を堆積盆地として、古第三系が堆積したと仮定した場合、垂直変位は 2.8 km 以上、古第三系堆積後に断層活動があったと仮定した場合、約 4 km に達する (尾崎ほか, 1993)。横ずれ成分については不明であるが、小倉断層のように横ずれ断層として再活動した可能性はある。なお本図幅地域を含め、二島断層の断層露頭は確認されていない。

(3) 付随向斜構造

二島断層沿いには向斜構造が発達し、脇田向斜と呼ばれている (第 34 図; 尾崎ほか, 1993)。向斜軸は若松区脇田から頓田、鴨生田、二島を通過して、八幡西区萩原、若葉、下上津役、船越に至る (さらに南部にまで連続する)。全体として北にランジする。このため地層は向斜軸部あるいは北部ほどより上位の地層が地表に露出する。向斜軸は二島断層の西方 600-1000 m の範囲にあり、福智山断層沿いの

それに比較し向斜東翼部の範囲が広い。向斜西翼部の芦屋層群の傾斜は15-30°，東翼部は20-60°に達する。向斜構造は、断層運動に伴うドレイブ褶曲と考えらる。

(4) 付随断層

山鹿断層・浅川断層・蟹住断層・塩屋断層・梅木断層・南北断層（岡部・小原，1972）などが付随断層群として、芦屋層群内に発達する。山鹿断層は南北走向の横ずれ断層と推定されている（尾崎ほか，1993）が、これ以外は北西-南東走向の断層である（岡部・小原，1972；尾崎ほか，1993）。

X. 鮮新世-更新世玄武岩類

（松浦浩久）

X. 1 概要

小倉圏地域の新世代玄武岩類は、北九州市八幡西区の妙見山・城山（1/2.5万地形図では道伯山と表記）地域と、下関市貴船・六連島・片田^{むつれ}地域に分かれて分布している。いずれもアルカリ玄武岩の火砕岩と溶岩（岩頸）からなる。貴船と六連島の玄武岩は溶岩の空隙に金雲母などの晶洞鉱物を含み、六連島では天然記念物に指定されている。全岩K-Ar年代測定値から、北九州市の妙見山と城山の溶岩は後期鮮新世、下関市の貴船付近と六連島の溶岩は前期更新世の噴出物であることが分かっている（松本ほか，1992；宇都ほか，1993）。岩石学的にはいずれもアルカリ玄武岩類とされるが、化学組成はいずれもノルムにネフェリンを含まない。更新世玄武岩類は鮮新世玄武岩類に比べるとSiO₂と全鉄に富み、分化が進んでいる（松本ほか，1992；第13表）。なお下関市片田の玄武岩には測年資料及び化学分析値がないが、本報告では貴船や六連島と同じ前期更新世玄武岩類に区分する。

X. 2 鮮新世玄武岩類 (B_{1p}, B_{1l})

X. 2. 1 妙見山岩体

北九州市八幡西区東浜町の黒崎窯業(株)工場敷地内の妙見山上部に、径約150m、厚さ約25mほどの規模で分布する。妙見山岩体は採石のために中央部が失われて、馬蹄形の周辺部のみが残っている。妙見山の北西麓では香春花崗閃緑岩の細粒花崗岩が露出しているが、玄武岩と接する部分は見えない。東側の工場の建物が立っている面には玄武岩のスコリア層と岩頸-溶岩が現れているので、玄武岩類の基底は東-南東に少し傾いて香春花崗閃緑岩を覆っていると推定される。全岩K-Ar年代は2.49±0.07Ma（松本ほか，1992）。

第13表 鮮新世-更新世玄武岩類の主成分化学組成とノルム組成

岩体	妙見山		貴船					六連島	
	妙見山	城山							
SiO ₂	46.92	47.12	50.59	51.25	51.19	51.04	51.40	51.34	51.72
TiO ₂	2.98	2.99	2.77	2.53	2.53	2.56	2.44	2.17	2.26
Al ₂ O ₃	14.90	14.70	16.75	16.63	16.72	16.55	16.53	16.98	17.32
Fe ₂ O ₃	3.77	3.67	2.89	3.59	3.85	3.40	*	4.19	2.11
FeO	9.87	9.87	8.36	7.17	6.89	7.42	10.00	6.76	8.40
MnO	0.20	0.20	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14
MgO	6.54	6.83	4.42	4.88	4.93	4.99	4.90	4.72	4.20
CaO	9.68	9.75	8.36	8.21	8.28	8.35	8.16	8.48	8.53
Na ₂ O	2.55	2.33	2.61	2.74	2.73	2.74	4.08	2.82	2.82
K ₂ O	1.55	1.51	1.98	1.90	1.82	1.88	1.60	1.59	1.70
P ₂ O ₅	1.04	1.04	1.12	0.97	0.92	0.93	0.77	0.80	0.79
Total	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	99.99	100.01	100.00	99.99
Q	-	-	3.83	4.55	4.85	3.82		5.03	3.49
or	9.16	8.92	11.70	11.23	10.76	11.11		9.40	10.05
ab	21.58	19.72	22.09	23.19	23.10	23.19		23.86	23.86
an	24.63	25.19	28.14	27.47	27.99	27.31		28.98	29.58
wo	6.93	6.84	2.52	2.9	2.96	3.36		3.29	3.17
en	10.50	13.36	11.01	12.16	12.28	12.43		11.76	10.46
fs	6.73	8.27	8.68	6.27	5.54	6.83		5.65	10.21
fo	4.06	2.56	-	-	-	-		-	-
fa	2.88	1.75	-	-	-	-		-	-
mt	5.47	5.32	4.19	5.21	5.58	4.93		6.08	3.06
il	5.66	5.68	5.26	4.81	4.81	4.81		4.12	4.29
ap	2.46	2.46	2.65	2.30	2.18	2.20		1.89	1.87
文献	1	1	1	1	1	1	2	1	1

文献1：松本ほか（1992）， 文献2：宇都ほか（1993）， *：全鉄をFeOに含む

スコリア層は径2-20mmのスコリアがかすかに成層し、マトリックスを白色の沸石(?)が膠結している。スコリア層の層厚は約10m。岩頭は東側のスコリア層に南北方向で、ほぼ垂直に貫入している。採石場の丁場内には上下方向の柱状節理が発達した岩頭-溶岩が露出しており、火砕岩は見られない。全岩化学組成はSiO₂=46.9%に対して全アルカリ(Na₂O+K₂O)=4.1%に達するが、ノルムネフェリンは算出されない(松本ほか, 1992)。

岩石記載

単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R64010); 岩頭

産地：北九州市八幡西区東浜町妙見山

斑晶：かんらん石 (径0.3-1.5mm), 単斜輝石 (径0.1-0.5mm)

石基：斜長石 (長径0.05-0.2mm), 不透明鉱物 (0.02-0.1mm), 単斜輝石 (径0.01-0.05mm), かんらん石 (径0.05-0.2mm), アルカリ長石, 燐灰石

斑晶は集斑状になるものが多い。かんらん石は部分的に内部が赤褐色のイデイングス石化しているが、新鮮な部分が多い。かんらん石は斑晶から石基まで晶出しており、輝石の反応縁は認められない。石基の短冊状斜長石は流理を示す。

X. 2. 2 城山岩体

北九州市八幡西区屋敷の城山 (1/2.5万地形図では道伯山と表記) 上部に、長径約350m・短径約200mの北北西-南南東方向に少し伸びた分布を示す。厚さ約25m。

道伯山北東の神社の社殿付近には基盤の香春花崗閃緑岩が、また社殿脇から道伯山に登る階段には風

化した降下スコリア堆積物が露出している。しかし両者の直接の関係は見られない。道伯山山頂南には黒崎城の石垣があり、その下に水平方向の流理を持つ溶岩が露出している。溶岩の下は宅地化されているのでスコリア堆積物及び香春花崗閃緑岩との接触部は不明であるが、これらに重なっていると推定される。全岩 K-Ar 年代値は $2.63 \pm 0.16\text{Ma}$ (松本ほか, 1992) である。スコリア堆積物は風化しているが成層した径 1-20 mm のスコリアが認められる。露出不良のため層厚を求められないが、下位の花崗岩と上位の溶岩の間は 5 m 程度なので、これよりも薄いといえる。道伯山山頂の溶岩は灰色緻密でほとんど発泡していない。溶岩には水平に近い流理と流理に平行な板状節理が認められる。全岩化学組成は $\text{SiO}_2=47.1\%$ に対し、全アルカリは 3.8% でノルムネフェリンは算出されない (松本ほか, 1992)。

岩石記載

単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R64009); 溶岩

産地: 北九州市八幡西区屋敷道伯山

斑晶: かんらん (径 0.3-1.5mm), 単斜輝石 (径 0.3-1.2mm)

石基: 斜長石 (長径 0.1-0.4mm), 不透明鉱物 (径 0.01-0.1mm), 単斜輝石 (長径 0.02-0.2mm), かんらん石 (径 0.1-0.3mm), 金雲母 (長径 0.05-0.1mm), アルカリ長石・燐灰石・ガラス (粘土鉱物化)

かんらん石は割目に沿って変質するものもあるが、新鮮な部分が多い。かんらん石は斑晶-石基に晶出しており、輝石反応線は認められない。

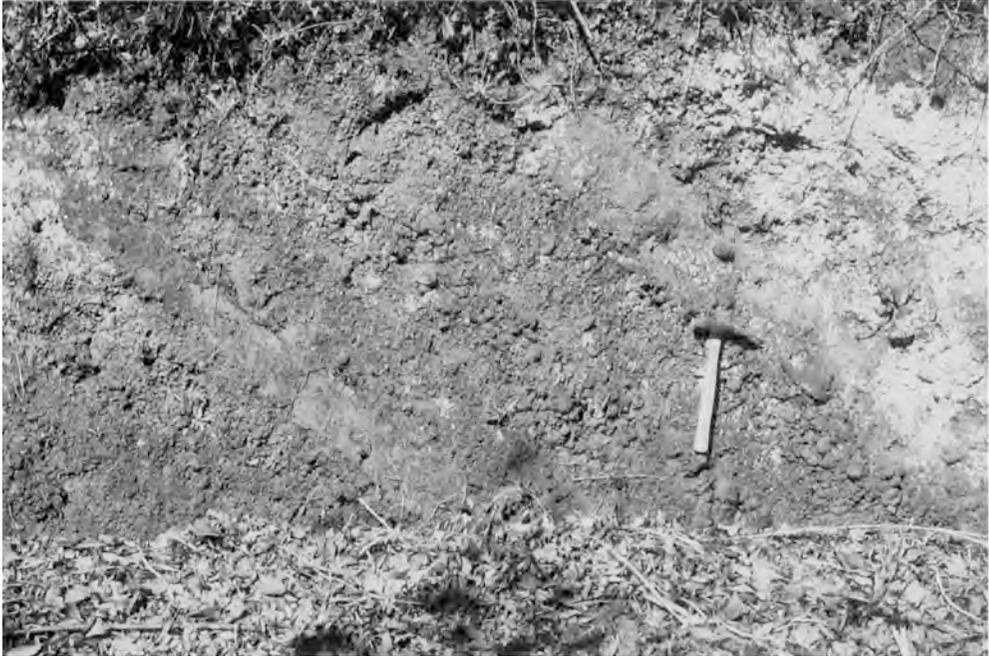
X. 3 更新世玄武岩類 (B_2p , B_2l)

X. 3. 1 貴船岩体

下関市幡生町・後田町・貴船町・^{はたぶ}棕野町にまたがって、北西-南東方向に約 2 km、幅約 0.5-1 km のやや伸びた分布をする。貴船岩体中央部に当たる棕野町一里山から円陵寺にかけては、溶岩流を挟んでスコリアと火山弾からなる火砕丘が厚く堆積し (第 43 図)、層厚は約 60-70 m に達する。北西部の幡生-後田町ではスコリア層とこれに重なる溶岩からなり、層厚は約 25 m である。このほかに、上田中町、一里山西方、及び中国縦貫自動車道路の東側、唐戸付近には玄武岩岩脈及び岩頸が貫入している。貴船岩体の東半部は下部白亜系関門層群を覆い、西半部は古第三系幡生層に重なっている。全岩 K-Ar 年代値は、松本ほか (1992) によって $1.26 \pm 0.05\text{Ma}$, $1.27 \pm 0.05\text{Ma}$ という値が、宇都ほか (1993) によって $1.62 \pm 0.08\text{Ma}$ という値が報告されている。

貴船岩体の岩石は、かんらん石玄武岩、単斜輝石かんらん石玄武岩、及び角閃石単斜輝石かんらん石玄武岩の 3 種類を鏡下で識別することができる。このうちかんらん石玄武岩は貴船から東部墓地にかけて、単斜輝石かんらん石玄武岩は後田から幡生にかけて、また角閃石単斜輝石かんらん石玄武岩は一里山西方の岩頸と一里山周辺のスコリア層及び火山弾として分布している。しかし肉眼で 3 者の識別ができないことと、市街地に分布するためにそれぞれの間の関係が不明なので、地質図ではこれらを区別していない。

角閃石の一部は板状節理に沿って開いた晶洞にも生じているが、晶洞でない部分で単斜輝石斑晶の一部が包有される結晶もあるので、少なくとも一部は斑晶として晶出したと考えられる。溶岩-岩頸はあ



第43図 成層したスコリア堆積物の露頭（下関市一里山）

まり発泡したものは無いが、流理と平行な板状節理に沿って薄いレンズ状の間隙を生じていることがある。この間隙から太田良平（1958b）はパーガス閃石・金雲母・紫蘇輝石及びチタン鉄鉱の4種類の晶洞鉱物を報告した。

全岩化学組成は $\text{SiO}_2=50.6-51.4\%$ で、全アルカリは松本ほか（1992）による4個の分析値は4.5-4.6%で均質であるが、宇都ほか（1993）は全アルカリ=5.7%と、高い値を示している。松本ほか（1992）の分析値からはノルム石英が算出されている（第13表）。小倉図幅地域の玄武岩は、かんらん石が石基まで晶出を続けており、輝石との反応関係が認められないこと、また SiO_2 -全アルカリ図上でアルカリ岩の領域に入ることからアルカリ玄武岩と判断できる。

岩石記載

かんらん石玄武岩（GSJ R64034）；溶岩

産地：下関市棕野1丁目

斑晶：かんらん石（長径0.3-2mm）

石基：斜長石（長径0.05-0.2mm）、単斜輝石（径0.02-0.1mm）、不透明鉱物（径0.01-0.1mm）、かんらん石（径0.05-0.1mm）、アルカリ長石・金雲母・燐灰石（以上径0.02mm±）

斑晶・石基鉱物は顕著な流理を示す。かんらん石は部分的に変質しているが、新鮮な結晶が斑晶から石基まで晶出していることが確認でき、斑晶に反応関係は認められない。

単斜輝石かんらん石玄武岩（GSJ R64036）；溶岩

産地：下関市幡生本町戦場ヶ原西

斑晶：かんらん石（径0.3-1mm）、単斜輝石（長径0.2-1mm）
石基：斜長石（長径0.05-0.3mm）、単斜輝石（長径0.03-0.2mm）、不透明鉱物（径0.01-0.1mm）、かんらん石（径0.05-0.1mm）、アルカリ長石・金雲母（以上径0.02mm±）、燐灰石（長径0.01-0.06mm）
単斜輝石の斑晶は淡緑褐色を示し、クロスニコルで砂時計構造が見える。そのほかの特徴はかんらん石玄武岩と同じ。

角閃石単斜輝石かんらん石玄武岩（GSJ R64035）；火山弾

産地：下関市幡生1丁目
斑晶：かんらん石（径0.2-0.6mm）、単斜輝石（径0.2-1mm）、角閃石（径0.1-0.5mm、Z=黄褐色）
石基：斜長石（長径0.02-0.3mm）、単斜輝石（径0.01-0.1mm）、不透明鉱物（径0.01-0.1mm）、かんらん石（径0.02-0.1mm）、燐灰石、ガラス
石基のかんらん石を除くと構成鉱物はほとんど変質していない。角閃石は表面がオパサイト化しているが、結晶の一端を単斜輝石に包有された部分はオパサイト化していない。

X. 3. 2 六連島岩体

本岩体は下関市街の西方の六連島上部に南北約900m、東西約400m、厚さ約50mの規模で分布する。また六連島の北西方向の海底には、音響探査によって六連島岩体と同じものと考えられる玄武岩の分布が点在している（海上保安庁水路部，1980）。

六連島では標高約50mで基盤の芦屋層群を不整合に覆い、玄武岩火砕岩（10m）、溶岩（25m）、火砕岩（15m）の順に重なる。全岩 K-Ar 年代は $1.18 \pm 0.05\text{Ma}$ 及び $1.30 \pm 0.10\text{Ma}$ の値が報告されている（松本ほか，1992）。

本岩体の溶岩はかんらん石玄武岩で、クリンカーを挟んで上下2枚あり、島の高所に急崖を作っている。溶岩には部分的に大きな空隙を生じて、内部に金雲母などの結晶を含むことが古くから注目され（鈴木，1894a；神津・吉木，1929；太田良平，1958a など）、天然記念物にも指定されている。晶洞には金雲母のほかにパーガス閃石・紫蘇輝石及びチタン鉄鉱を含む（太田良平，1958a）。火砕岩はスコリア堆積物ないし火山灰層からなり、強く風化して粘土化している。全岩化学組成は $\text{SiO}_2=51.3-51.7\%$ 、全アルカリが $4.4-4.5\%$ で、ノルム石英を含む点は貴船岩体と同じである。

岩石記載

かんらん石玄武岩（GSJ R64029）；溶岩

産地：下関市六連島西岸の崖
斑晶：かんらん石（長径0.3-1.2mm）
石基：斜長石（長径0.1-0.2mm）、単斜輝石（径0.03-0.1mm）、不透明鉱物（径0.01-0.1mm）、かんらん石（径0.05-0.1mm）、アルカリ長石・金雲母（以上径0.05mm±）
かんらん石は石基と斑晶の縁部が変質して赤褐色のイディングス石化している。斑晶かんらん石はしばしば骸晶をなしているが、輝石の反応縁は認められない。

X. 3. 3 片田岩体

片田岩体は下関市片田の国道2号線長府トンネル西口近くにある。直径わずか100mほどの岩体である。下位の長府花崗岩を不整合に覆う降下スコリア堆積物と、これに重なるかんらん石玄武岩溶岩から

なる（第44図）、層厚は約30 m、年代測定や化学分析値はないが、ここでは最も近い貴船岩体に対比して更新世玄武岩類に含める、

岩石記載

かんらん石玄武岩（GSJ R64019）；溶岩

産地：下関市片田国道2号線脇の採石場

斑晶：かんらん石（長径0.3-1.2 mm）

石基：斜長石（長径0.1-0.4 mm）、単斜輝石（径0.05-0.2 mm）、不透明鉱物（径0.02-0.1 mm）、かんらん石（径0.05-0.1 mm）、金雲母（径0.02-0.05 mm）

かんらん石斑晶は割れ目に沿って、石基かんらん石は全体が灰緑色の鉱物に変質している。かんらん石斑晶に輝石の反応縁は認められない、



第44図 降下スコリア堆積物（左下）とこれを覆う溶岩（右上）（下関市片田）

XI. 第四系

(尾崎正紀)

XI. 1 層序区分

XI. 1. 1 区分の定義

小倉圏幅地域の第四系は、中部更新統、上部更新統の下部及び上部、上部更新統最上部-完新統に区分できる(第45図)。これら更新-完新統の離水堆積面は完全には開析されず地形的に平坦面として保存されているため、中部-上部更新統は段丘堆積物、上部更新統最上部-完新統は沖積層と呼ばれることが多い。段丘堆積物の区分は地域や研究者によって様々であるが、本報告では中部更新統は高位段丘堆積物、上部更新統の下部は中位段丘堆積物、上部更新統の上部は低位段丘堆積物と呼称する。

なお、洪積世と洪積層の用語が一部引用文献の中で使用されているが、国際地質学会連合で規定されているように、これらは更新世及び更新統に置き換えて使用するのが望ましい。

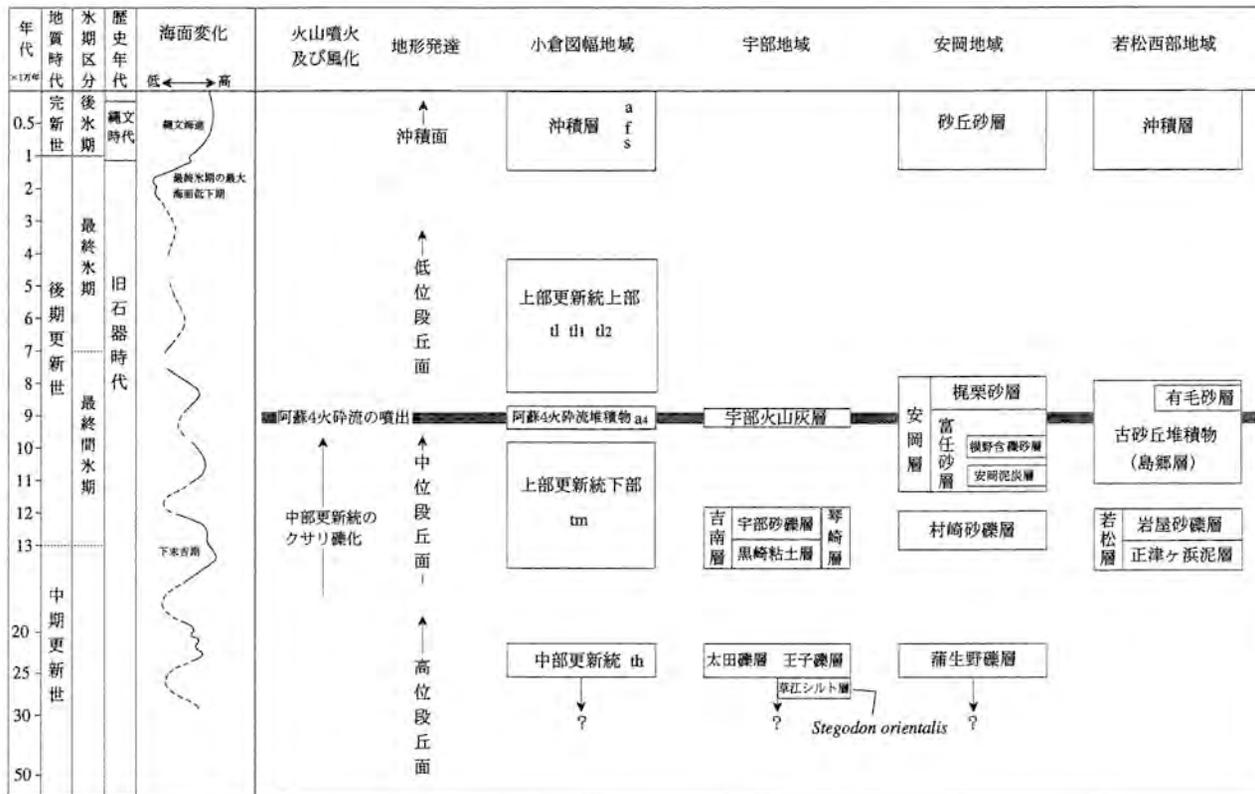
XI. 1. 2 従来の地形区分との関係

小倉圏幅地域の第四系について全域を扱ったものとしては、土地分類基本調査「小倉」(福岡県編, 1971), 1/2.5万都市圏活断層図「小倉地区」(国土地理院編, 1996), 九州活断層研究会編(1989)がある。また渡辺(1989), 高津(1996)は、活断層である小倉東断層の研究に際して、断層沿いの第四系を区分している。以上は、いずれも地形区分を基本としている。一方、地下の第四系については建設省計画局・北九州市編(1968)や山口ほか(1988)が、沿岸域の第四系については海上保安庁水路部(1980)の調査報告がある。以下、既存の主な文献の地形区分と本報告の区分との関係を示す。

土地分類基本調査「小倉」(福岡県編, 1971):更新統を構成層とする段丘面は一括して砂礫台地(段丘)として扱われている。一方、上部更新統最上部-完新統が作る低地は、谷底平野、扇状地・崖錐、三角州、河原・浜礫に細分されている。福岡県編(1971)の谷底平野と三角州は、本報告での谷底平野・後背湿地・自然堤防・内湾堆積物と一括したものに相当する。

九州活断層研究会編(1989):地形面区分が行われ、中部更新統は高位段丘面、上部更新統は中位段丘面と低位段丘面、完新統は沖積面と区分された。これらの区分は名称が異なるものの、本報告の区分とほぼ一致する。

1/2.5万都市圏活断層図「小倉地区」(国土地理院編, 1996):活断層の活動度などを知るため、第四系は地形学的に、上位段丘面、中位段丘面、下位段丘面、沖積低地、扇状地、埋立地・干拓地に区分されている。上位段丘面は海または河川的作用で形成された平坦地が数10万年前に陸化した台地面で、い



注) 高位段丘面, 中位段丘面, 低位段丘面は, 中部更新統~上部更新統を構成層とする段丘面を便宜上区分した名称。

第45図 小倉圏幅地域及び周辺地域における第四系の層序区分と対比

層序区分は, 宇部地域及び安岡地域が河野ほか (1965) と亀山 (1968), 若松西部地域が尾崎ほか (1993) と亀山 (1968) に基づく。 *Stegodon orientalis* の産出は徳永・飯塚 (1930) による。海面変化はMachida (1991) を引用。

いわゆる中部更新統の堆積面が段丘化したものとしている。同様に中位段丘面は10万年-数万年、低位段丘面は数万年-数千年前、沖積低地は数千年-歴史時代に陸化し形成された地形面とした。従って、国土地理院編（1996）の上位段丘面、中位段丘面、下位段丘面、沖積低地は、本報告での高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、沖積層が離水して形成された地形面にほぼ一致する。なお、国土地理院編（1996）の扇状地は、本報告での完新世の扇状地と扇状地状に発達した更新統を含む。

高津（1996）：活断層である小倉東断層の調査研究のため、断層沿いの段丘面を古期段丘面と新时期段丘面に区分している。本報告との関係では、古期段丘面が本報告の中位段丘堆積物に、新时期段丘面が低位段丘堆積物の分布にほぼ一致する。しかし、高津（1996）は古期段丘面の下位には、いわゆるクサリ礫（decayed gravel bed）と呼ばれる礫層が観察されることと、クサリ礫層が阿蘇4火砕流堆積物（約9万年に噴出）に覆われていることから、古期段丘面の構成層は下末吉期以前、おそらく中期更新世の堆積物の可能性が高いとした。

XI. 2 中部更新統（高位段丘堆積物）(th)

小倉圏幅地域の周辺において中部更新統に相当すると考えられる地層は、宇部圏幅地域の太田礫層（大子礫層）及び草江シルト層、安岡圏幅地域の蒲江野礫層などがある（第45図；亀山，1968；河野ほか，1965）。草江シルト層からは、中期更新世の哺乳類動物相（亀井ほか，1987）を特徴づける *Stegodon orientalis* が産出する（徳永・飯塚，1930）。これらの地層がつくる段丘面の保存は極めて悪い（亀山，1968）。本圏幅地域内では、小倉南区沼付近、門司区清見付近、下関市前田付近に点在して分布するのみである。しかし、足立山西沿い付近には厚さ数mの阿蘇4火砕流堆積物に覆われるクサリ礫層の存在が知られており（高津，1996）、中位段丘堆積物-沖積層の下位に高位段丘堆積物が存在する可能性は否定できない。

XI. 3 上部更新統下部（中位段丘堆積物）(tm)

上部更新統の下部に相当する中位段丘堆積物は、阿蘇4火砕流堆積物に覆われている。皿倉山北部-西部の山麓沿いから低地に至る地域（八幡東区桃園，八幡西区平尾町，曲里町南部，養福寺町），足立山山麓の周辺地域（小倉南区沼^{ぬまみどり}緑町・葛原本町-葛原高松・葛原-湯川，小倉北区西水-高坊・大島・下富野，赤坂など），戸上山東方（門司区畑^{まし}・吉志^{おおつみ}・大積・伊川）に広く分布する。ほかに、門司区清見北部，若松区今光・小竹，下関市の野久留米町・藤ヶ谷，火ノ見山北方，片田などにも散在する。小倉市街地の沖積層の下位には、下位から若松層に対比されている貝殻混じりのシルト-粘土層と砂-砂礫層，島郷層に対比されているシルト-砂層が知られている（山口ほか，1988）。中位段丘堆積物はこの若松層相当層に対比できる。

阿蘇4火砕流堆積物の直上には段丘面が存在し、沖積面からの比高は15-35 m、低位段丘との比高は5-15 mに達する。これら段丘面は、下流側で沖積面と斜交し沖積面下へと埋没することもある。皿倉山北部や足立山南部では、中位段丘面は2°強の傾斜を示し扇状地状の分布形態を示す。門司区清見付

近の中位段丘面も扇状地状に分布し、その標高は100 mから10 mへと低下する。

山麓周辺から低地にかけて分布する扇状地性の中位段丘堆積物の層厚は数m-10 mであるが、沖積層下のものについては数mから数10 m程度と考えられる。

中位段丘堆積物は主に淘汰の悪い、亜円礫主体の中礫から大礫からなり、一部砂やシルトを挟む。礫種は基盤を反映して、皿倉山周辺では関門層群起源の砂岩・泥岩・安山岩・凝灰岩などからなり、足立山周辺では呼野層群起源のチャート・砂岩を主体とする。中位段丘堆積物の上部がクサリ礫となっている部分が観察されることがある。

小倉圏幅地域周辺において中位段丘堆積物に対比される地層としては、宇部圏幅地域内の吉南層（琴崎層）、安岡圏幅地域内の村崎砂礫層、折尾圏幅地域内の若松層がある（第45図）。吉南層や若松層の下部は泥-シルト層を伴っている。

XI. 4 阿蘇4火砕流堆積物 (a4)

日本全国に分布する広域テフラの1つである阿蘇4火砕流堆積物が、小倉圏幅地域にも広く分布する。噴出年代は7-9万年前と推定されている（玉生，1978；町田ほか，1985；大村ほか，1988，松本ほか，1991）が、本報告では約9万年とした。小倉圏幅周辺地域では、安岡圏幅地域の安岡層や若松区西部の島郷層などの、上部更新統下部の段丘堆積物や古砂丘に挟在する。

本圏幅地域及び周辺地域の阿蘇4火砕流堆積物は下部と上部に区分される（亀山，1968；尾崎ほか，1993）。下部と上部は、阿蘇カルデラ西側では八女軽石流と鳥栖オレンジ軽石流（Watanabe，1978，1979）、大分東部地域では4Aと4T（小野ほか，1977など）に相当する。層厚は数mで、阿蘇付近に比べ薄い。下部と上部はいずれも非溶結である。

下部は厚さ数10 cm、白色-灰白色を呈し軽石を多く含む中粒火山灰からなる。斜長石・角閃石・斜方輝石などの斑晶鉱物が多く含まれる。上部は厚さ数10 cm-数mで、灰黄色-黄褐色（オレンジ色）を呈する発砲した軽石を含む細粒火山灰からなる（亀山，1968；尾崎ほか，1993）。下部と上部の境界はしばしば不規則で、下部が上部の堆積時に引きずられたり取り込まれたりしたような構造が認められる（尾崎ほか，1993）。

XI. 5 上部更新統上部（低位段丘堆積物）(tl, tl₁, tl₂)

阿蘇4火砕流堆積物を伴わない上部更新統を指し、その直上の段丘面は低位段丘面と呼ぶ。主な分布域は、皿倉山北部-西部の山麓沿いから低地に至る地域（八幡東区祇園・前田及び中央付近、八幡西区東鳴水-黒崎及び曲里町）、足立山周辺（小倉南区守恒-城野・湯川、小倉北区上富野・熊本・大手町・中井・日明、戸畑区中原・千防）、戸上山西部（門司区社ノ木、柳町）などである。

これらの段丘面の沖積面との比高は5-10 mである。皿倉山北部では、2°弱の傾斜で標高が60-10 mへと変化し、扇状地状に発達するものもある。層厚は数-10 mで、主に淘汰の悪い亜円礫主体の中礫からなり、砂やシルトを挟むこともある。礫種は皿倉山北部や西部では関門層群起源の砂岩、泥岩、安山

岩、凝灰岩などから、また足立山周辺では呼野層群起源のチャートが多くなる。なお、本段丘を2面に区分できる所では、上位面を tl_1 、下位面を tl_2 とした。

XI. 6 上部更新統最上部 - 完新統 (沖積層) (f, a, s)

沖積層は、後期更新世の末期 (約1万8千年前、海水準が現在よりも約80-140 m低かったと考えられている) 以前に形成されていた谷や海などを埋積した後期更新世末期 - 現世の堆積物からなり、現在の河岸及び海岸平野を最終的な堆積面とする堆積物である。

XI. 6. 1 扇状地堆積物 (f)

扇頂から扇端までの距離は400-800 mの規模の扇状地が足立山周辺の山麓にかけて分布する。また、各地には規模の小さい扇状地面の傾斜が大きな扇状地 (沖積錐) が点在する。層厚は数 - 数10 mで、淘汰不良の礫と砂からなり、いずれも礫種は基盤を反映している。

XI. 6. 2 谷底平野堆積物・後背湿地堆積物・自然堤防堆積物・内湾堆積物 (a)

紫川や竹馬川など沿いに分布する沖積層は、谷底平野堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、内湾堆積物からなる。それぞれの分布の境界を示せないで、地質図では一括して示した。これらの沖積層は、主に最終氷期に形成された河谷などの地形を堆積物が埋めたもので、陸域での沖積層の層厚は10-30 mと薄い。これらは砂・礫・泥から構成され岩相変化も著しく、臨海部にはしばしば内湾環境を示す貝化石を含む海成粘土層や砂層が存在する。

北九州市市街地の完新統は、下部・中部・上部に区分されている (建設省計画課・北九州市編、1968)。下部は貝化石を含むN値0-4の軟弱な粘土 - シルト層 (主に層厚は5 m以下) からなる。中部はN値5-20の砂層 (北九州市市街地の旧河道で層厚は5 m) で、海岸付近では一部貝化石を含み上流では礫混じりで河成となる。上部はN値5程度の軟弱なシルト、シルト混じりの砂、砂などからなり、臨海部ではしばしば貝殻が混じる。上部の層厚は数m程度で、河川下流書附近で5-10 mと厚くなる。

XI. 6. 3 海岸砂丘堆積物・砂州堆積物・砂嘴堆積物 (s)

淘汰の良い中粒の砂層からなる海岸砂丘・砂州・砂嘴堆積物が周防灘と響灘に向かって凹のアーチ状に発達し、海岸砂丘・砂州の陸側には後背湿地が形成されている。これらの堆積物の規模は幅50-500 mで、海水面からの比高は5 m以下である。迫町と西山町をつなぐ地域 (下関市の彦島西部) には、陸繋砂州がある。多くが最終氷期以降に形成されたと考えられる。現在、多くの砂州・砂丘・海浜堆積物は干拓及び埋立地によって海と隔絶されている。

XI. 7 埋立地及び干拓地 (r)

洞海湾及び響灘に面した地域、関門海峡沿い、彦島周辺などに、明治以降広大な埋立地が作られ、主

に新日鉄八幡製作所などの工場用地となっている。また近年は、門司区の今津や恒見など周防灘沿いに大規模な埋立地が港湾整備と共に造成されている。竹馬川沿いには干拓地が多い。埋立土は砂やシルトが大部分で、厚さは時代の古い埋立地で5 mほど、新しい埋立地では10 mを越える場合もある（山口ほか, 1988）。

XII. 活断層及び災害地質

(尾崎正紀)

XII. 1 活断層

小倉図幅地域の活断層としては、本図幅地域中央部東よりの足立山西側山麓沿いに小倉東断層、南西端に隣接する北九州道路小嶺インターチェンジ付近（行橋図幅地域内）に福智山断層、本図幅地域に西接する若松区の関門層群と芦屋層群の境界（折尾図幅地域内）に頓田断層が報告されている（第46図）。

XII. 1. 1 小倉東断層

(1) 定義・位置

北九州市小倉北区赤坂から小倉南区市丸まで、17 kmに及ぶ北北東-南南東方向の活断層である（活断層研究会編, 1991）。JR志井駅付近から新道寺付近まで続く断層崖（西側が7-15 m隆起）が新道寺断層として命名された（活断層研究会編, 1980）が、後に北方の赤坂まで長さ11.5 kmほど連続するとして、小倉東断層と改名された（渡辺, 1989；九州活断層研究会編, 1989）。さらに活断層研究会編（1991）では、南方の市丸まで延ばし、総延長17 kmの活断層とされた。

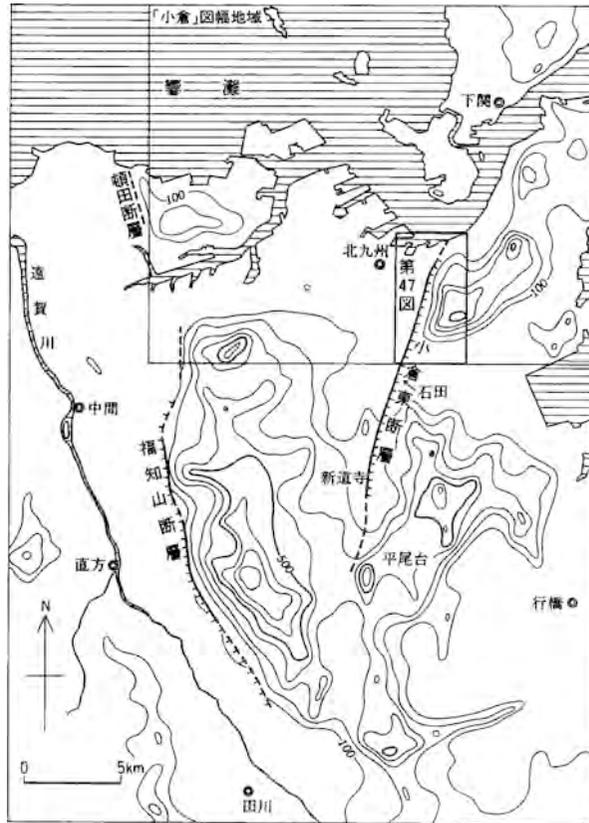
(2) 確実度・活動度

確実度 I, 活動度 C と推定されている（渡辺, 1989；九州活断層研究会編, 1989；活断層研究会編, 1991；高津, 1996）。

(3) 漸層形態・変位

北北東-南南西走向で西側隆起の低断層崖が小倉市街地と足立山の境界付近にあり、段丘面に変位を及ぼしている。第47図に、本報告での小倉東断層の位置及び段丘面の区分を示す。

渡辺（1989）は、小倉断層付近の段丘面を、最終間氷期の下末吉海進期前後-最終氷期までに形成された段丘面（fM面）と、最終氷期の最寒冷時期以降の段丘面（fL面；立川面群より若い地形面）とに2分した。そして小倉東断層によって6 mの変位を受けているfM面の地質年代を、5-6万年前と推定



第46図 小倉図幅地域周辺の活断層分布
活断層研究会編（1991）に加筆。

して活動度 B を求めた。しかし、渡辺が担当した九州活断層研究会編（1989）では、変位量を 2 m、宿動度は C に修正された。

一方高津（1996）は、小倉東断層によって変位を受けている段丘面を古期段丘面とし、その段丘構成層がクサリ礫からなることなどから古期段丘面を 13 万年、あるいはそれ以前に形成された段丘であるとした。その変位量は、小倉図幅地域内の大島で約 4 m、足原で約 3 m、若園で約 4 m、石田で約 10 m、行橋図幅地域内の母原では約 11 m、新道寺では約 6 m と求められている。以上の変位から、小倉東断層の変位を受けた古期段丘面が 13 万年前のものとして推定した場合、垂直変位は $0.1 \text{ m} / 1,000 \text{ 年}$ 以下で、活動度は C 級 ($0.01 - 0.1 \text{ m} / 1,000 \text{ 年}$) と結論づけた（高津，1996）。高津（1996）は、阿蘇 4 火砕流堆積物は小倉東断層によって変位を受けていないとしたが、高津（1996）の観察した断層露頭は 1 カ所で、しかもその露頭断面には阿蘇 4 火砕流堆積物が露出してないなど不明な点もある。

なお千田（1990）は、明治 30-31 年測量の地形図を用い、ストリップマップを作成し、断層崖を利用した池が多く存在したことを指摘している。



第47図 小倉東断層の分布と段丘面区分
 地形図は、国土地理院発行1/2.5万地形図「小倉」を簡略化して作成。

(4) 地質断層との関係

小倉東断層は地質断層である小倉断層 (IX. 11. 2 参照; 第28図) の北部に一致する。地質断層としての変位は、西落ちで左横ずれの変位を示し、小倉東断層の変位とは異なる。

XII. 1. 2 福智山断層

(1) 定義・位置

南隣の行橋図幅地域内の福智山山地西方沿いに見られる、古第三系と先第三系の間を走る長さ約16

kmの断層である（活断層研究会編，1991）．古第三系と先第三系を境する地質断層としての福智山断層にはほぼ一致する（第8図）．浦田ほか（1977），活断層研究会編（1980），小原ほか（1989），九州活断層研究会編（1989）に記述がある．

(2) 確実度・活動度

本断層中部では確実度Ⅰ，活動度Ⅱ（活断層研究会編，1991）とされているが，福智山断層北端（小倉図幅地域南西部）では，高度不連続によって確実度Ⅲ（九州活断層研究会編，1989）とされている．

(3) 断層形態・変位

花崗閃緑岩と中位段丘堆積物（炭素同位体法では 3 ± 1 万年の年代が得られている）とが接する断層露頭が八幡西区小峰において見られる．田川郡赤池町上野北方でも，同様な露頭が観察されている（浦田ほか，1977）．観察される活断層の変位は，東側が約2m低下する逆断層で，主断層が走ると考えられている山麓部付近の地形（断層崖と推定されている）とは，変位が逆向きである．これらの露頭は山麓部から数100m離れていることから，副次的な断層と考えられている（活断層研究会編，1991）．

(4) 地質断層との関係

活断層とされる福智山断層北端部（小倉図幅地域内）は，地質断層である福智山断層の位置とは一致せず，その東側，約1.2kmに位置する．この位置は，深成岩類と関門層群の分布境界に一致することから，風化浸食の違いによる組織地形の可能性がある．

XII. 1. 3 頓田断層

(1) 定義・位置

西隣の折尾図幅地域の若松区における，関門層群からなる山地と芦屋層群からなる丘陵の境界の急崖に当たる（九州活断層研究会編，1989）．

(2) 確実度・変位

変位の基準となる段丘面などがいないため確実度Ⅲで，西側隆起10-20mと推定されている（九州活断層研究会編，1989）．芦屋層群と関門層群の風化浸食の違いによる組織地形の可能性がある．

(3) 地質断層との関係

頓田断層の位置は，地質断層である二島断層（第8図）にはほぼ一致する．

XII. 2 地震活動

小倉図幅地域内を震源地とする地震で，大きな被害をもたらしたものはこれまで知られていない．近隣地域のものとしては，福岡県糸島半島付近を震源とするマグニチュード5-6程度の地震がいくつか知られている（活断層研究会編，1991）．活断層である小倉東断層や福智山断層が市街地に分布するため，これらの断層が再活動し地震が発生した場合，かなりの被害が生ずることが予想される．

XII. 3 山腹崩壊・地すべり

企救半島の脊梁部の北西側と皿倉山・権現山周辺には急斜面（特に勾配が 30° 以上の区域）が多く（福岡県編，1971），山腹崩壊，土砂崩れなどの危険地帯となっている。昭和28年の豪雨の際には，多大な被害が発生している。これらの被害は，関門層群や呼野層群の崩壊や滑落，崖錐堆積物の移動（特に地すべり）によって引き起こされ，下流では土石流が発生している。崖錐堆積物は，上記両地域の主に標高150-100m以下の山麓部に，透水性や崩壊性の高い直径数mの岩塊と砂や泥からなる崩土が，厚さ数-10数mで堆積している。崖錐堆積物の分布域は，山麓部の花崗岩分布域にほぼ一致し，基盤である花崗岩類を広く覆う。これら危険地域では土砂流出防備保安林の指定，砂防堰堤・治山堰堤・流路工などの設置，傾斜地崩壊危険区域，宅地造成工事規制区域に指定によって，被害を最小限にすべく施策が施されているものの，現在都市化によって住宅が密集しており，厳重な注意が必要である。

上記地域以外では，北九州市若松区の小竹や石峰山・岩尾山周辺山麓部や八幡東区皿倉山北東部山麓に，地すべり地形が多く認められる（九州活断層研究会編，1989）。いずれも安山岩の溶岩・火砕岩を主体とする下関亜層群からなる低い山地に発達する。これらの地域は宅地造成工事規制区域に指定されている。

XII. 4 炭坑による地盤沈下

小倉北区東部の太田町，熊本，大島，神岳，黒住町周辺地域の地下では大辻層群中の石炭層が採掘されていた。その影響で昭和30年代まで地盤沈下・陥没があった（福岡県編，1971）が，現在では認められない。

XII. 5 洪水

紫川と竹馬川以外は，いずれも山地・山麓から台地・平地へと流れる急で短い（10km以下）河川である。普段は流量も少ない河川であるが，豪雨時は短時間に下流へ大量の水が流れ込みやすい。都市化と共に河川の堤防建設，排水施設の整備も進んでいるが，依然集中豪雨の際には，崩壊・地すべり・土石流などとともに洪水の被害が起こる可能性は極めて高い。昭和28年の集中豪雨の際には，小倉圏幅地域全ての低地（沖積層分布域）が浸水区域となった（福岡県，1954）。

XII. 資 源 地 質

(中江 訓・富田幸臣・尾崎正紀)

XII. 1 鉱 山

XII. 1. 1 金属鉱床

(1) スカルン型鉱床

小倉図幅地域内の企救半島から行橋図幅地域内の平尾台・香春岳に小規模に分布する。母岩はすべて呼野層群の緑色岩類・石灰岩・泥岩で、後期白亜紀の花崗閃緑岩の貫入により形成された。

門司鉱山 柳浦・藤松・大谷の3鉱床と旧砲台鉱床群が知られている。いずれも磁鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱などの鉱石を産した（木下・牟田，1955；小村，1965）。

XII. 1. 2 非金属鉱床

小倉図幅地域内の非金属鉱床としては、石灰石・ドロマイト・軟珪石がある。

(1) 石灰石鉱床

小倉図幅地域で稼行対象となっている石灰石鉱床は、企救半島に露出する呼野層群の石灰岩である。その多くは恒見ユニットの石灰岩であるが、大積ユニットの緑色岩に伴われる石灰岩も、かつては港湾埋立用の捨石として採掘されていた。そのほか小規模な採掘跡が幾つか残されている。

北九州市門司区恒見・井ノ浦・小倉南区吉田にかけて分布する鉱床は、呼野層群恒見ユニットの石灰岩岩体である。主に塊状緻密で灰白色-暗灰色であるが、暗灰色な部分との明瞭な互層をなすところもある。本岩体の南部は花崗閃緑岩の貫入による接触変成を受け、結晶質になっている。石灰石の品位は、CaOが53.5-55.5%で、主にセメント用、鉄鋼用に供している。最近まで宇部恒見鉱山・小野田吉田鉱山・梅崎恒見鉱山・末広赤石鉱山・梅崎遠郷鉱山・遠郷共同鉱山・共同浦中鉱山などで採掘されていたが（土田，1983）、現在では北九州吉田鉱山・遠郷共同鉱山が稼行中である（第14表）。

採掘跡

- (1) 門司区白野江青浜の北北西約1km（飯坂，1931参照）
- (2) 門司区白野江北西約3kmの打越山（藤本ほか，1961参照）
- (3) 新門司港内の津村島（清原，1963参照）：島の中央部に採掘跡が残されているが、現在は海水が流入し水没している。石灰岩は灰色-灰白色で緻密である。層厚2-3mの緑色を呈する玄武岩起源の凝灰岩層が数層準に挟在している。

(2) ドロマイト鉱床

ドロマイト鉱床は石灰石鉱床に比べて規模が小さく、分布も限られている。小倉図幅地域で稼行対象

第14表 小倉圏地域における石灰石・軟珪石鉱山と生産量

鉱山名	所在地	平成8年度生産量(t)		
		軟珪石	石灰石	
白野江	北九州市門司区大字白野江	228	0	
丸新白野江	北九州市門司区大字白野江	3	0	
新門司	北九州市門司区大字吉志	1		H.9.3.31.閉山
宇部興産戸板ヶ鼻	北九州市門司区大字恒見	177	0	
葉無	北九州市門司区大字恒見	45	0	
上げ	北九州市門司区大字恒見	138	0	
恒見	北九州市門司区大字恒見	0		H.7.4.から埋立処分場
遠郷共同	北九州市門司区大字恒見	0	335	
新鷹ヶ巣	北九州市門司区大字恒見	337	0	
江洲	北九州市門司区大字恒見			H.7.8.から休止。 H.9.8.から埋立処分場
北九州吉田	北九州小倉南区大字吉田	15	591	

九州通商産業局環境資源部鉱業課調べ（1997年10月現在）。

となったのは、小倉南区吉志周辺に露出する呼野層群大積ユニットの石灰岩岩体である。この地域では、日鉄吉志鉱山・末松鉱山・局^{つばね}鉱山・四ツ高鉱山で採掘が行われていたが、現在は四ツ高鉱山のみで坑内採掘が行われている。

四ツ高鉱山 石灰岩は灰色-灰白色、ドロマイトは灰黒色を呈しており、どちらも塊状で緻密である。かつては露天掘りで採掘されていたが、その後鉱床の位置が深くなり斜坑が開削され、坑内掘で稼行されている（清原，1963）。高品位で（MnOが17%以上，SiO₂が1%以下）、製鋼用・ガラス用・肥料用に出荷されている（井上・五十嵐，1963；井上ほか，1964；河田ほか，1963）。

(3) 軟珪石鉱床

軟珪石はチャート、珪質泥岩、泥岩などが特殊な変成作用を受けて軟質、脆弱質となり、セメントの副原料として好適とされているものの名称で、岩石学的に特定の岩石に付けられたものではない（清原，1963）。小倉圏地域では、門司区白野江、恒見に多くの鉱山が見られ、大積ユニットのチャート、珪質泥岩を採掘している。現在、宇部興産戸板ヶ鼻鉱山・北九州吉田鉱山・小野田葉無鉱山・小野田上げ鉱山・白野江・新鷹ヶ巣^{つばね}鉱山・丸新白野江鉱山が稼行中である（第14表；木下，1961；坪内ほか，1967）。

XIII. 2 燃料資源

XIII. 2. 1 石炭鉱床

小倉圏地域で稼行対象となった石炭はいずれも大辻層群遠賀層に属するもので、圏幅地域西縁のいわゆる筑豊炭田地域のもので、小倉炭田地域とに分かれる。このほか大辻層群出山層や下関市内の幡生層にも石炭が胚胎するが、稼行対象とされていない。

筑豊炭田地域

JR筑豊線二島駅南西側に日本炭鉱二島鉱がかつて立地し、駅南側の本圏幅地域内にも鉱業所の施設

や搬出岸壁などの敷地が広がっていた。また松下（1971b）は八幡西区割子川地区や京良城付近でも採炭されたことを報じている。

小倉炭田地域

明治期から企救炭田として知られていた。旧小倉市街地の南東方の足原付近で足立炭鉱として操業していたことが、鈴木（1894b, 1895）によって報じられている。その後、当地域が要塞地帯に指定され、採鉱・採掘とも大幅に制約された。第2次大戦後、当地域は石炭開発促進のため、主に海域から島嶼部にかけて海上試錐・弾性波探査を含む大がかりな探査が行われた（通商産業省編, 1952）。この地域での主要炭層は下位から、八尺（七ヘダを含む、炭丈/山丈：1.31/3.02, 以下同）・ドマ五尺（0.85/3.51）・下五尺（1.34/1.95）・下三尺（0.79/1.14）・下二尺（1.06/1.06）・上三尺（1.50/1.61）・上二尺（0.60/0.77）・上五尺（1.74/1.99）があり、いずれも発熱量4,800-5,500kcalで、炭質は非粘結亜瀝青炭（JIS-E）に属する。

採掘は、主に小倉断層と宇佐町断層（第28図参照）に挟まれた小倉北区三萩野-足立地区の地下で展開された。小倉北区内の古谷鉱業小倉炭鉱と九州鉱業小倉大成坑が1960年代まで操業を続けたが、1962年と1965年に相次いで閉山した。これとは別に足立小学校付近の比較的浅所に、古い時期のものと思われる上五尺炭層の採掘跡（古洞）が日本道路公団試錐によって発見された（Tomita, 1970）。なお、これらの採掘に伴う地盤沈下（鉱害）は足立山麓一帯で発生し、1950年代後半には最大2.0m/年の地盤沈下を見た（松下, 1971b）。この他に、小倉港周辺（長浜-板櫃川河口一帯）や篠崎丘陵でも採掘が試みられたが、いずれも試掘程度ないし小規模なもので終わっている。また小倉北区到津遊園付近でも、第2次大戦前後に到津炭鉱が立地していた（松下・小原, 1960）。しかし地元の古老に聴取した結果（富田宰臣による1968年頃の現地調査）からは、実際に出炭を見たのかは疑問である。篠崎・到津両地区とも出山層下部の局地的に発達する炭層で、炭質・埋蔵量とも期待できるものではない。

下関地域

下関市内では、幡生層上新地部層及び垢田ノ辻部層に石炭の薄層が挟在する。しかし、採掘の採算性は認められない。

XIII. 3 その他

XIII. 3. 1 地下水

小倉幅地域には、東京や名古屋などの様に厚い更新統-完新統からなる平野がなく、地下水の利用は限られている。また大きな河川も存在しないため、都市部への上水や工業用水の供給は、遠賀川からだけでなく、福智山周辺の畑ダム、鱒淵ダム、南方の英彦山山地の油木ダムなどからの供給も余儀なくされている。

XIII. 3. 2 温泉・鉱泉

北九州市小倉南区葛原きよまろの清麿、下関市大和町の日の出、椋野の火の山、楠乃などで湧出する（金

原, 1992). 日の出を除き, 水温 25 度未満の鉱泉である. 泉質は清麿と日の出は単純温泉・アルカリ性単純温泉, 火の山と楠乃は単純弱放射線泉である.

XIII. 3. 3 珪砂

珪砂については下関市の綾羅木川あやらぎの河口 (小倉図幅地域外) に採掘跡がみられる. 資源的観点から, 沖積層の砂丘層及び更新統中の砂層を検討する必要がある (坊城・尾上, 1966).

XIII. 3. 4 採石

小倉図幅地域では企救半島で, 呼野層群の緑色岩類, 砂岩, 関門層群のひん岩などを砕石資源の原石として採掘している. 用途は主に, 港湾埋立用の捨て石, 生コン用, 道路の敷石用である (通産省化学工業局・工業技術院地質調査所, 1972).

文 献

- 阿南祐二 (1977MS) 芦屋層群の層位的・古生物学的研究. 九州大学理学部, 地質卒論, 35p.
- 坊城俊厚・尾上 亨 (1966) 山口県下関市の第三系について. 地調月報, vol. 7, p. 253-268.
- Cao, M. (1996) Nonmarine Cretaceous ostracods from Inner Zone of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 15, p. 13-30.
- Chen, P. J. (1996) Lower Cretaceous conchostracans of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 15, p. 1-12.
- 藤本治義 (1935) 北九州に於ける紡錘虫石灰岩の新産地. 地質雑, vol. 42, p. 36-39.
- 藤本治義・吉中竜之進・田島信弘 (1961) 福岡県企救半島の上部古生界について. 山形大学紀要 (自然科学), vol. 5, p. 419-423.
- 福岡県 (1954) 昭和 28 年 6 月福岡県水害誌.
- 福岡県編 (1971) 土地分類基本調査「小倉」. 38p.
- 船津 宏 (1980) 北九州市北西部の芦屋層群. 広島県立安古市高等学校研究紀要, no. 5, p. 52-61.
- 五島 昇 (1988) 帝釈地域のペルム紀珪質-泥質岩類の層序と粗粒碎屑岩類との構造的関係. 地質雑, vol. 94, p. 501-514.
- Haq, B. U., Harndenbol, J. and Vail, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- 原 尊照 (1983MS) 藍ノ島, 馬島, 彦島, 六連島に分布する芦屋層群の層位的・古生物学的研究. 九州大学理学部, 地質卒論, 41p.
- 原 尊照・首藤次男 (1983) 北九州の芦屋群層の化石層序. 高柳洋一・小笠原憲四郎編, 日本新生代貝類の起源と移動, p. 57-59.
- 長谷 晃 (1958) 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広島大学地学研究報告, no. 6, p. 1-50.
- Hase, A. (1960) The Late Mesozoic formations and their molluscan fossils in West Chugoku

- and North Kyushu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 3, p. 281-342.
- 長谷川善和・磯谷誠一・長井孝一・関 麒一・鈴木 直・大塚裕之・太田正道・小野慶一 (1979) 漸新-中新世のペンギン様鳥類化石 (Parts I-VII). 北九州市立自然史博物館研究報告, no. 1, p. 41-60.
- 波多江信弘・村越英雄・友枝哲夫 (1947) 小倉炭田調査概報 (演旨). 地質雑, vol. 53, p. 99.
- 早坂竜児 (1991) 北九州・芦屋地域に分布する漸新統芦屋層群の堆積相と堆積環境. 地質雑, vol. 97, p. 607-619.
- 久家直之 (1985) 日本の第三紀板鯉類群集について. 地団研専報, no. 30, p. 37-44.
- Huzioka, K. and Takahashi, E. (1973) The Miocene flora of Shimonoseki, Southwest Honshu, Japan. *Bull. National Sci. Mus. Tokyo*, vol. 16, p. 115-148.
- 飯坂五郎 (1931) 梅花石の地質時代に就て. 地質雑, vol. 38, p. 607-608.
- 井上秀雄・五十嵐俊雄 (1963) 四ツ高鉦山のドロマイト鉦床. 石灰石, no. 86, p. 248-254.
- 井上秀雄・五十嵐俊雄・高橋 博 (1964) 北九州市門司区恒見四ツ高鉦山のドロマイト鉦床について. 地調月報, vol. 15, p. 762-768.
- 井上禱之助 (1896) 長門南部の中生層に就いて. 地質雑, vol. 85, p. 47-50.
- 石原舜三・唐木田芳文・佐藤興平 (1979) 北九州-西中国地方の磁鉄鉦系とチタン鉄鉦系花崗岩類の分布一特に小倉-田川断層帯の再評価一. 地質雑, vol. 85, p. 47-50.
- Ishijima, W. (1979) A new chroococcacean algae from Kokura, Kitakyushu City, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 1, p. 25-29.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, vol. 181, p. 179-205.
- 岩橋 徹・小原浄之介 (1959) 小倉炭田の層序と地質構造. 地質雑, vol. 65, p. 528-536.
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M. (1989) High-strontium granites in northern Kyushu, Japan. *DELPA publication no. 28, Structural development of Japanese islands, origin of continental crust (granitic layer)*, p. 62-67.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・高橋正好 (1994) 北部九州花崗岩類の化学組成の特徴. 西南学院大学児童教育学論集, vol. 20, p. 21-54.
- 海上保安庁水路部 (1980) 関門海峡付近調査報告書. 北部九州沿岸域総合整備計画調査, 海上保安庁, 57p.
- 海上保安庁水路部 (1983) 海底地形地質調査報告「白島」. 5万分の1沿岸の海の基本図, 海上保安庁, 37p.
- 海上保安庁水路部 (1988) 海底地形図「周防灘北西部」. 沿岸海の基本図 (5万分の1), 海上保安庁.
- 鎌田泰彦 (1967) 下関市の芦屋層群より *Vicarya* の産出. 早坂先生喜寿記念論文集, p. 175-179.
- 亀井節夫・河村善也・樽野博幸 (1987) 哺乳動物相. 日本第四紀学会編, 日本第四紀地図, p. 86-89.
- 龜山徳彦 (1968) 関門地方の第四系. 地質雑, vol. 74, p. 415-426.
- Kaneoka, I. and Hasegawa, Y. (1971) K-Ar age of glauconite from Orio Sandstone, northern

- Kyushu. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 515-516.
- Kanmera, K. and Nishi, H. (1983) Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, Terra Scientific Publishing Co., p. 195-206.
- Kanmera, K., Sano, H. and Isozaki, Y. (1990) Akiyoshi Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP project No. 224, p. 49-62.
- Kanno, S. (1955) Tertiary mollusca from Taishu mine, Tsushima, Nagasaki Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 18, p. 31-36.
- 唐木田芳文 (1954) 北九州白亜紀の花崗閃緑岩・花崗岩接触部における“ジルコン帯”の存在について. *地質雑*, vol. 60, p. 517-532.
- 唐木田芳文 (1985) 北九州花崗岩類の地質学的分類. *日本応用地質学会九州支部会報*, no. 6, p. 2-12.
- 唐木田芳文・井沢英二・島田允堯・高橋正好 (1984) 北部九州花崗岩類の化学組成一特に高ストロンチウム花崗岩について一. *三鉱学会秋期連合講演会講演要旨集*, p. 154.
- 唐木田芳文・太田正道・藤井厚志・吉村和久 (1995) 長野の岩海地域の平尾花崗閃緑岩. *北九州市文化財調査報告書第67集*, 北九州市教育委員会文化部, p. 2-12.
- 唐木田芳文・島田允堯・井沢英二 (1983) 北九州花崗岩類の特徴. *昭和57年度総合研究(A)研究成果報告書*, 日本花崗岩岩石区と鉱床に関する研究, p. 99-112.
- 唐木田芳文・富田幸臣・下山正一・千々和一豊 (1994) 福岡地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 192p.
- 唐木田芳文・富田 達・松本達郎 (1962) 北九州花崗岩類の2・3の問題. *地質雑*, vol. 68, p. 373-376.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—その分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—その分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 河野通弘・高橋英太郎・小野忠熙 (1965) 本州西端部の洪積層とその層序. *山口大学教育学部研究論叢*, 自然科学, vol. 14, p. 17-34.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. *岩鉱*, vol. 56, p. 191-211.
- 河田茂麿・井上秀雄・高橋 博 (1963) ドロマイト. *地質ニュース*, no. 103, p. 1-24.
- 金原啓司 (1992) 日本の温泉・鉱泉分布及び一覧. *地質調査所*, 437p.
- 木下亀城 (1961) 窯業原料鉱物. 木下亀城編, *日本地方鉱床誌*, 第9巻, 九州地方, 朝倉書店, p. 426-467.
- 木下亀城・牟田邦彦 (1955) 門司鉱山. 未利用鉄資源, 第2輯, p. 392-396.
- 清原清人 (1956) 5万分の1地質図幅「宇部」及び同説明書. *地質調査所*, 22p.
- 清原清人 (1963) 九州地方の古生代石灰岩層の構造地質学的研究. *地調月報*, vol. 14, p. 725-750.
- 清原清人 (1968) 北九州市門司区・恒見・井ノ浦付近に分布する石灰岩体周辺の地質. *地調月報*, vol.

- 19, p. 755-759.
- 建設省計画局・北九州市編 (1968) 北九州市地区の地盤 (都市地盤調査報告書, 18). 大蔵省印刷局, 180p.
- 小林貞一・太田 勇 (1936) 北九州の脇野層に就いて. 地学雑誌, no. 48, p. 298-302.
- 国土地理院編 (1996) 1 : 25, 000 都市圏活断層図 XII 小倉地区. (財)日本地図センター.
- 小村幸二郎 (1965) 福岡県門司市付近の鉱床. 地調月報, vol. 16, p. 653-658.
- Koto, B. (1909) Journeys through Korea. *Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 26, art. 2, p. 1-179.
- 神津俣祐・吉木文平 (1929) 六連島産雲母玄武岩に就きて (概報). 岩鉱, vol. 1, p. 153-161.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎 (1993) 20 万分の1 地質図幅「福岡」. 地質調査所.
- 巨智部忠承 (1903) 20 万分の1 角島図幅地質説明書. 地質調査所, p. 49.
- Kusumi, H. (1960) On the occurrence of Cretaceous estherids in North Kyushu. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., SerC*, vol. 3, p. 15-24.
- 楠見 久 (1979) 北九州市産化石カイエビ類について. 北九州市立自然史博物館研究報告, no. 1, p. 31-39.
- 九州活断層研究会編 (1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- Machida, H. (1991) Recent progress in tefra studies in Japan. *The Quaternary Reserch*, vol. 30, p. 141-149.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇4 火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山第2集, vol. 30, p. 49-70.
- Masuda, K. (1970) Molluscan fauna from the Taishu Group, Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, Japan. *Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, no. 3, p. 25-32.
- Matsumoto, H. (1923) Mammalian horizons of the Japanese Tertiary revised stratigraphically and the interrelation of the terrestrial and marine deposits. *Proc. Pan-Pacific Sci. Congr., Australia*, vol. 1, p. 887-896.
- 松本幡郎・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火砕流の K-Ar 年代. 地球化学会年會講演要旨集, 1991, p. 111.
- 松本達郎 (1951a) 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 3, p. 37-48.
- 松本達郎 (1951b) 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, no. 57, p. 95-98.
- 松本達郎 (1953) 白亜紀. 地史学, 下巻, 朝倉書店, p. 408-477.
- 松本達郎 (1967) 日本の白亜系. 改訂新版地史学, 下巻. 朝倉書店, p. 423-443.
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年 (1962) 日本地方地質誌, 九州地方. 朝倉書店, 423p.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no. 31, p. 1-26.

- 松本徂夫・山縣茂樹・板谷徹丸（1992）北九州および下関市産玄武岩類の K-Ar 年代と主化学成分. 松本徂夫教授記念論文集, p. 247-264.
- 松下久道（1949）九州北部における古第三系の層序学的研究. 九州大学理学部研究報告（地質学）, vol. 3, p. 1-57.
- 松下久道（1968）北九州市内地質調査報告. 北九州市, p. 1-43.
- 松下久道（1971a）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（地質学）, vol. 11, p. 1-16.
- 松下久道（1971b）II. 表層地質図. 福岡県編, 土地分類基本調査「小倉」, p. 18-25.
- 松下久道・永井利明・金子宣式（1969）平尾台およびその周辺の地質構造（九州北部の地質構造の研究—その1）. 九州大学理学部研究報告（地質学）, vol. 9, p. 113-119.
- 松下久道・小原浄之介（1960）九州地方. 地質調査所編, 日本鉱産誌, BV-a（石炭）, 東京地学協会, p. 545-668.
- 松下久道・高橋良平・小原浄之介・岩橋 徹・井上英二（1957）洞海湾周辺地質調査報告. 日本道路公団若戸橋調査事務所, 28p.
- 宮久三千年・毛利元躬（1959）福岡県吉原鉱山の接触交代銅硫化鉄鉱床, とくに本坑鉱床の構造支配について. 鉱山地質, vol. 9, p. 276-286.
- 溝部 晃（1989）福岡県北部, 古第三系芦屋層群の堆積学的研究（演旨）. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 294.
- 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的研究（第3報, 貝類化石の層位的・地理的分布）. 地質雑, vol. 69, p. 38-50.
- 村上允英（1985）中国地方西部における中生代後期-古第三紀火成活動史. 地質雑, vol. 91, p. 723-742.
- 村上允英（1989）北九州地域産白亜紀花崗岩類の放射年代に関する2, 3の新資料. 別府大学紀要, no. 30, p. 10-17.
- 村上允英・今岡照喜・雁沢好博（1989）山陰西部における古第三紀火山性陥没体の分布と時代に関する2, 3の問題. 地団研専報, no. 36, p. 41-47.
- 村越英雄（1949）小倉炭田の地質に就て. 鉱物と地質, no. 10, p. 164-169.
- Murata, S. (1953) Paleogene foraminifera in the Chikuhō Coal Field. *Bull. Kyushu Inst. Technology*, no. 3, p. 56-62.
- Murata, S. (1961) Paleogene microbiostratigraphy of north Kyushu, Japan. *Bull. Kyushu Inst. Technology*, no. 8, p. 1-90.
- 村田茂雄・梶原靖夫（1960）小倉炭田の芦屋層群（其の二）一馬島, 彦島西部地域一. 九州工業大学研究報告（工学）, no. 10, p. 59-67.
- Murata, S. and Mokudai, T. (1959) Paleogene stratigraphy in Ainosima, Kokura City, Kyushu. *Bull. Kyushu Inst. Technology*, no. 5, p. 49-57.
- 長尾 巧（1925）筑豊炭田第三紀層の層序. 筑豊石炭鉱業組合月報, vol. 21, p. 1002-1012.
- 長尾 巧（1927）九州古第三紀層々序（其十七）. 地学雑, vol. 39, p. 655-674.

- 長尾 巧 (1929) 筑豊炭田地質図及び地質図説明書. 筑豊石炭鉱業組合, 40p.
- Naka, T. (1995) Stratigraphy and geologic development of the Carboniferous to Permian strata in the Atetsu region, Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser.C*, vol. 10, p. 199-266.
- 中 孝仁・渡瀬広道・徳岡隆夫 (1986) 三郡-中国帯西部, 島根県六日市町地域のペルム系錦層群. 地球科学, vol. 40, p. 166-176.
- 日本道路公団編 (1963) 若戸橋調査報告書. 日本道路公団福岡支社, 920p.
- 日本道路公団編 (1964) 若戸橋工事報告書. 日本道路公団福岡支社, 1248p.
- 日本国有鉄道編 (1975) 山陽新幹線地質図 (小瀬川-博多間), 付同説明書. 日本国有鉄道下関工務局, 113p.
- 西田民雄 (1980) 古生代のアンモナイト. 動物と自然, vol. 10, p. 14-18.
- 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村 譲・亀谷 敦 (1995) 1:150,000 新編山口県地質図. 山口地学会.
- Nishiyama, S. (1966) The Echinoid fauna from Japan and adjacent regions, Part I. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 11, Palaeont. Soc. Japan, 227p.
- Nishiyama, S. (1968) The Echinoid fauna from Japan and adjacent regions, Part II. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 12, Palaeont. Soc. Japan, 492p.
- 野田勢次郎 (1908) 20 万分の 1 周防洋地質図幅地質説明書. 地質調査所, 31p.
- 小原浄之介 (1950MS) 下関の地質. 九州大学理学部, 地質卒論.
- ohara, J. (1961) Heavy mineral associations in the Paleogene System of some coal fields, North Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser.D, Geol.*, vol. 11, p.381-418.
- 小原浄之介・富田宰臣 (1978) 福岡県香春町香春岳東方の古第三系. 九州大学教養地学研究報告, no. 20, p. 27-34.
- 小原浄之介・富田宰臣・浦田英夫・岡部 実 (1989) 北九州市上津役地域の福智山断層. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 16, p. 27-35.
- 岡部 実・小原浄之介 (1972) 筑豊炭田大辻層群と芦屋層群の境界付近の重鉱物組成変化. 九州大学教養地学研究報告, no. 17, p. 59-71.
- 岡部 実・小原浄之介・浦田英夫 (1974) 筑豊炭田大辻層群と芦屋層群の境界について. 九州大学教養地学研究報告, no. 18, p. 1-8.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 98, p. 509-528.
- 岡本和夫 (1984) 山口県西市累層からオルソコーツァイト礫—山口県古第三系概観—. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学, p. 75-79.
- 岡本和夫・坂井 卓 (1995) 下関市彦島竹ノ子島・西山町地域の漸新世芦屋層群の堆積相と貝類化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 22, p. 19-50.
- 岡本要八郎 (1958) 梅花石の現状と筍石 (直角石) の発見. 地学研究 (日本礦物趣味の会), vol. 10, p. 89-92.

- Okazaki, Y. (1982) A Lower Miocene squalodontid from the Ashiya Group, Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 4, p. 107-112.
- 岡崎美彦 (1984) 芦屋層群からの海牛化石の産出. 北九州市立自然史博物館研究報告, no.5, p.189-195.
- 岡崎美彦 (1985) 北九州芦屋層群 (漸新統) 産の齒鯨類—*Metasqualodon symmetricus* の歯の形態と機能について. 地団研専報, no. 30, p. 119-126.
- Okazaki, Y. (1987) Additional materials of *Metasqualodon symmetricus* (Cetacea: Mammalia) from the Oligocene Ashiya Group, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 7, p. 133-138.
- Okazaki, Y. (1988) Oligocene *squalodont* (Cetacea: Mammalia) from the Ashiya Group, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.8, p.75-80.
- Okazaki, Y. (1989) An occurrence of fossil bony-toothed bird (*Odontopterygiformes*) from the Ashiya Group (Oligocene), Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no.9, p.123-126.
- 岡崎美彦 (1992) 山田緑地の白亜紀カメ化石. 山田緑地の自然, p.29-33.
- Okazaki, Y. (1994) A new type of the primitive baleen whale (Cetacea, Mysticeti) from Kyushu. *The Island Arc*, vol. 3, p. 432-435.
- 岡崎美彦 (1997) 北九州市内から新たに産した恐竜化石 (概報). 日本古生物学会 1997 年年会講演予稿集, p. 33.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988) ^{238}U - ^{230}Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol. 39, p. 559-572.
- 小野晃司・松本徂夫・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 地質図幅), 地質調査所, 145 p.
- 小野寺 透・田島弘信・吉中龍之進 (1960) 関門地域および関門トンネルの地質. 関門トンネル工事誌, 土木学会, p. 41-71.
- 太田正道・西田民雄・藤井厚志 (1992) 企救半島-平尾台周辺地域. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 日本の地質 9 「九州地方」, 共立出版, p. 16-18.
- 太田正道・鳥山隆三・北条凱生・曾塚 孝・西田民雄・藤井厚志・杉村昭弘・配川武彦・長井孝一・杉山哲男 (1979) 北九州市小倉南部の関門層群. 北九州市立自然史博物館研究報告, no. 1, p. 1-10.
- 太田良平 (1958a) 本邦玄武岩および粗面玄武岩の晶洞 (I). 岩鉱, vol. 42, p. 207-215.
- 太田良平 (1958b) 本邦玄武岩および粗面玄武岩の晶洞 (II). 岩鉱, vol. 42, p. 285-295.
- 太田喜久 (1953) 福岡県鞍手郡笠置山附近 (いわゆる脇野地方) の中生界について. 福岡学芸大学紀要, no. 2, p. 206-213.
- 太田喜久 (1955) 小倉市道原一帯の中生界の層序と構造. 福岡学芸大学紀要, no. 5, p. 29-39.
- 太田喜久 (1957) 小倉及び八幡南方の中生界について. 福岡学芸大学紀要, no. 7, p. 63-73.
- 太田喜久 (1958) 福岡県赤間町南方, 天ノ坊-麿山一帯の中生界について. 福岡学芸大学紀要, no.8,

p. 47-53.

- 太田喜久 (1959) 門司港周辺の中生界について. 福岡学芸大学紀要, no. 9, p. 35-42.
- Ota, Y. (1959a) On the “*Nippononaiia*” from the Lower Cretaceous Wakino Subgroup, North Kyushu, Japan. (Studies on the molluscan fauna of the Cretaceous Inkstone Series, Part. 3). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 34, p. 105-110.
- Ota, Y. (1959b) *Trigonioides* and its classification (Studies on the molluscan fauna of the Cretaceous Inkstone Series, Part. 2). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 34, p. 97-104.
- Ota, Y. (1959c) *Plicatounio* of the Wakino Formation (Studies on the molluscan fauna of the Cretaceous Inkstone Series, Part. 1). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 33, p. 15-18.
- Ota, Y. (1960a) Gastropods from the Kwanmon Group (Inkstone Series) (Studies on the molluscan fauna fo the Upper Mesozoic Kwanmon group, Part 4). *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 3, p. 1-13.
- Ota, Y. (1960b) The zonal distribution of the non-marine fauna in the Upper Mesozoic Wakino Subgroup. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser.D, Geol.*, vol. 9, p. 187-209.
- 太田喜久 (1981) 脇野亜層群の地質年代. わたしたちの自然史, no. 8, p. 3-9.
- 太田喜久・藪本美孝 (1992) 中生界. 日本の地質9「九州地方」, 共立出版, p. 19-22.
- 尾崎正紀 (1992) 日本における古第三紀植物群の変遷と古気候変化. 地調月報, vol. 43, p. 69-85.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1990) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 97, p. 251-254.
- 尾崎正紀・濱崎聡志・吉井守正 (1993) 折尾地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- Ozawa, Y. (1925) The post-Paleozoic and Late-Mesozoic earth-movements in the Inner Zone of Japan. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 1, p. 91-104.
- Ozawa, Y. (1928) Geologic history of southwestern Japan during Mesozoic time. *3rd Pan-Pacific Sci. cong.*, Tokyo, 1926, 1, p. 542-565.
- 斎藤常正・岡田尚武 (1984) 北九州芦屋層群漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大学, p. 85-87.
- 坂本陸泰 (1970) 福岡産ベントナイトについて. 粘土科学, vol. 10, p. 39-51.
- 酒井治孝・渡辺正幸 (1986) 小倉-田川断層の断層露頭とカラクラサイト. 活断層研究, no. 2, p. 77-82.
- 坂井 卓・徐 相建・岡田博有 (1992) 北九州市小倉南方山田緑地周辺の下部白亜系脇野脇野亜層群の層序ならびに堆積学的特徴. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol. 17, p. 55-66.
- 佐野弘好・飯島康夫・服部弘通 (1987) 中国山地中央部秋吉帯古生界の層序. 地質雑, vol. 93, p. 865-880.

- Sano, H. and Kanmera, K. (1988) Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, Southwest Japan. *Geology*, vol. 16, p. 600-603.
- 佐々木 浩・村上允英 (1986) 北九州の白亜紀深成岩類牛斬山地域. 山口大学教養部紀要, 村上允英教授記念号, p. 133-152.
- 千田 昇 (1990) 九州における活断層ストリップマップの試作—小倉東断層, 水縄断層系の例—. 活断層研究, no. 8, p. 105-113.
- 徐 相建・坂井 卓・岡田博有 (1992a) 白亜紀湖成相脇野亜層群にみられるリズマイトの産状と起源. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星), vol. 17, p. 45-54.
- 徐 相建・坂井 卓・岡田博有 (1992b) 下部白亜系関門層群砂岩の岩石学的性質と起源. 地質学論集, no. 38, p. 155-169.
- Seo, S. G., Sakai, T. and Okada, H. (1994) Depositional environments of the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group in the Kitakyushu area, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, Earth Planet Sci., vol. 28, p. 41-60.
- Shibata, K. Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. *AAPG Studies in Geology*, no. 6, p. 143-164.
- Shibata, K. and Takagi, H. (1981) Isotopic ages of gneiss clasts from the Tertiary Hatabu Formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 87, p. 259-262.
- 首藤次男・阿南祐二・柴田義哉 (1979) 北九州芦屋地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 104-105.
- 首藤次男・白石成美 (1971) 岩屋地区の芦屋層群の貝化石群集—群集古生態学への試み—. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 10, p. 253-270.
- Shuto, T. and Shiraishi, S. (1979) A Lower Miocene ichnofauna of the middle Ashiya Group, North Kyushu—Ichnological study of the Ashiya Group—I-. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 15, p. 109-134.
- 曾塚 孝 (1975) 福岡県の紫川流域に産する紡錘虫化石と秋吉台の紡錘虫化石の比較検討, 秋吉台科学博物館報告, no. 11, p. 13-24.
- Suzuki, S., Togo, Y. and Hikita, Y. (1993) Original microstructures remaining in the silicified and chloritized shells of fossil molluscs. In Kobayashi, I., Mutvei, H. and Sahni, A., eds., *Structure, Formation and Evolution of Fossil Hard Tissues*, Tokai Univ. Press, Tokyo, p. 65-72.
- 鈴木 敏 (1894a) 20 万分の 1 福岡地質図幅地質説明書. 地質調査所, 157p.
- 鈴木 敏 (1894b) 筑豊煤田地質調査報文 (第 1 部). 地学雑, vol.6, p. 126-135.
- 鈴木 敏 (1895) 筑豊煤田地質調査報文 (第 2 部). 地学雑, vol.7, p. 133-137.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan. In

- Ben-Avraham, Z. ed., *The evolution of the Pacific ocean margins*, Oxford Univ. Press, New York, p. 100-123.
- Takagi, H. (1979) A study on orthoquartzite clasts in the Tertiary Hatabu Formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 26/27, p. 1-16.
- 高橋英太郎 (1959) 西部本州における中生代以降の植物群の変遷. 山口大学理科報告, vol. 10, p. 181-237.
- 高橋英太郎・内藤源太郎 (1952) 下関産第三紀植物群. 地質雑, vol. 58, p. 71-72.
- Takahashi, K. (1958) Sabalites aus den Wakata Schichten von Tsushima, Nordkyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 30, p. 185-188.
- 高橋 清 (1967) 九州北東部の古第三系にみられる斜層理. 長崎大学教養部紀要 (自然科学), vol. 7, p. 33-40.
- 高橋 清 (1969) 対州層群の研究. 長崎大学教養部紀要 (自然科学), no. 10, p. 67-82.
- 高橋 清・西田民雄 (1974) 対馬上県地域の対州層群下部層の軟体動物化石について. 長崎大学教養部紀要 (自然科学), no. 11, p. 1-52.
- 高橋正樹 (1983) 日本列島の白亜紀-古第三紀バソリス群における“segment”構造一特に北九州バソリスの位置づけをめぐって. 昭和56年度給合研究(A)研究成果報告書, 日本の花崗岩岩石区と鉱床に関する研究, p. 37-43.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Tsusue, A. (1984) Segmented structure in the Cretaceous to early Paleogene granitic batholiths of Japanese islands based on statistics of major element chemistry: a reconnaissance study. *Mining geology*, vol. 34, p. 373-384.
- 高橋正好・井沢英二 (1982) 北九州“平尾型”花崗閃緑岩の化学組成と有色鉱物. 三鉱学会秋期連合講演会講演要旨集, p. 91.
- 高橋良平 (1966) 筑後炭田直方地区の地質概要 (地質図説明春). 九州炭磁技術連盟会誌, vol. 19, p. 159-163.
- 高橋良平・浦田英夫・小原浄之介・富田宰臣・太田一也 (1971) 新知見に基づく筑豊炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 11, p. 115-132.
- 高津茂樹 (1996) 小倉東断層とその周辺地形. 活断層研究, no. 14, p. 48-59.
- 竹原平一 (1935) 珊瑚化石新産地. 地球, vol. 24, p. 482.
- 竹原平一 (1937) 九州北部企救半島の地質. 地質雑, vol. 44, p. 1199-1217.
- 玉生志郎 (1978) ガラスによるフィッション・トラック年代測定. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 310.
- 棚井敏雅 (1955) 本邦炭田産の第三紀化石植物図説, I. 初期および中期中新世植物群. 地質調査所報告, no. 163, p. 1-16.
- 徳永重康・飯塚 実 (1930) 宇部炭田の地質学的研究. 早大理工紀要, no. 6, p. 1-151.
- 富田宰臣 (1967) 田川地区の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究-1). 九州大学理学部研究報

- 告 (地質), vol. 8, p. 171-180.
- 富田宰臣 (1968) 直方地区の出山層について (筑豊炭田, 出山層の研究—2). 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 8, p. 237-257.
- Tomita, S. (1970) Geology under the Kokura alluvial plain - with special reference to the Tertiary System of the Kokura Coal-field. *Mem Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 20, p. 1-16.
- Tomita, S. (1972) The Tertiary Ideyama Formation. *Mem Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 21, p. 239-306.
- 富田宰臣 (1974a) 関門地域のいわゆる非海成第三紀層—その1, 北九州市地域の出山層について—九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 20, p. 9-26.
- 富田宰臣 (1974b) 関門地域の出山層相当層について. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 133.
- 富田宰臣・石橋 毅 (1990) 北部九州炭田古第三系の地質と化石 (概説). 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 16, p. 99-142.
- 富田 達・唐木田芳文・桃井 斉 (1957) 北九州新白亜紀花崗岩類の進化とジルコン. 岡山大学温泉研究所報告, no. 19, p. 27-32.
- 坪内和正・児玉 久・新谷隆男・丹羽一誠 (1967) けい石鉱床調査各論, 北九州地区. 国内鉄鋼原料調査報告, 第6報. 通商産業省, p. 322-326.
- Tsuchi, R., Shuto, T. and Ibaraki, M. (1987) Geologic ages of the Ashiya Group, North Kyushu from a viewpoint of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 21, p. 109-119.
- 土田耕造 (1983) 平尾台地区. 日本の石灰岩. XXI, 石灰石鉱業協会, p. 438-444.
- 通商産業省編 (1952) 炭田開発調査事業総合報告 (九州編). 通商産業省福岡通商産業局, 247p.
- 通商産業省化学工業局・工業技術院地質調査所 (1972) 北部九州および福岡市東方地区. 骨材拠点開発モデル調査報告書 (昭和45年度骨材賦存量調査報告), p. 50-60.
- Uchiyama, T., Sano, H. and Kanmera, K. (1986) Depositional and tectonic settings of cherts around the Akiyoshi Limestone group, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 26, p. 51-68.
- 植田芳郎 (1957) 下関市の地質—特に関門層群の層序と構造について—. 地質雑, vol. 63, p. 26-34.
- 浦田英夫・小原浄之介・富田宰臣 (1969) 福岡県企救半島の古生界の構造について (九州北部の地質構造の研究—その2). 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 9, p. 121-128.
- 浦田英夫・小原浄之介・富田宰臣・三木 孝・岡部 実 (1977) 北九州の活断層. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 12, p. 235-242.
- 宇都浩三・平井寿敏・荒井章司 (1993) 福岡県玄界灘黒瀬及び山口県下関市貴船の第四紀アルカリ玄武岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 44, p. 693-698.
- Uyeno, T. (1979) Early Cretaceous freshwater fishes from northern Kyushu, Japan. I.

- Description of two new species of the clupeid genus *Diplomystus*. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 1, p. 11-24
- 上野輝彌・藪本美孝・久家直之 (1984) 芦屋層群の魚類化石. 1, 北九州市藍島, 貝島産出の後期漸新世板鰐魚類相. 北九州市立自然史博物館研究報告, no. 5, p. 135-142.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, I : Geology. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, Nat. Sci., no. 27, p. 97-120.
- Watanabe, K. (1979) Studies on the Aso Pyroclastic Flow Deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, II : Petrology of the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, Nat. Sci., no. 28, p. 75-112.
- 渡辺満久 (1989) 九州北部において新たに見いだされた活断層—小倉東断層—. 活断層研究, no. 7, p. 93-97.
- 矢部長克 (1920) 豊前企救半島の所謂中生層に就て. 地学雑, no. 384, p. 513-519.
- Yabumoto, Y (1987) Oligocene lamnid shark of the genus *Carcharodon* from Kitakyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 6, p. 239-264.
- Yabumoto, Y (1994) Early Cretaceous freshwater fish fauna in Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, no. 13, p. 107-254.
- 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 海上保安庁水路部研究報告, no. 30, p. 237-327.
- 山口 勝・富田宰臣・亀山徳彦・山下正一 (1988) 福岡県表層地質の概要. 福岡県土地分類基本調査総括報告書, 福岡県, p. 59-124.
- 山口県編 (1973) 土地分類基本調査「宇部」. 20p.
- 柳瀬 晶・磯崎行雄 (1993) 九州北部企救半島のペルム紀付加体の岩相・層序および放散虫年代. 地質雑, vol. 99, p. 285-288.
- 吉川恵也 (1975) 新関門トンネルの海底区間地質調査. 応用地質, vol. 16, p. 3-13.
- 吉川虎雄 (1953) 日本周辺の陸棚に関する二三の考察. お茶の水女子大学自然科学報告, vol. 4, p. 138-150.
- 全 亜栄・ラジュ T. ルドララジュ・林 正雄 (1991) 福岡県行橋市及び周辺部に分布する白亜紀花崗岩類中のジルコンの結晶形態. 岩鉱, vol. 86, p. 531-539.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Fukuoka(14)No.34



GEOLOGY OF THE KOKURA DISTRICT

By

Satoshi NAKAE, Masanori OZAKI, Masamichi OTA, Yoshitaka YABUMOTO,
Hirohisa MATSUURA and Suzuomi TOMITA

(Written in 1997)

(Abstract)

The geology of the Kokura district, situated between Yamaguchi and Fukuoka Prefectures, belongs to the Akiyoshi Terrane of the Inner Zone of Southwest Japan. The district includes six major geologic units:(1) Late Paleozoic accretionary complex of the Akiyoshi Terrane; (2) Cretaceous non-marine deposits, pyroclastics and lavas; (3) Late Cretaceous plutonic rocks and dikes;(4) Paleogene non-marine and shallow marine deposits;(5) Pliocene and Pleistocene basaltic rocks, and(6) Quaternary deposits. The Late Paleozoic accretionary complex is intruded by the Late Cretaceous plutonic rocks and dikes, and is covered unconformably by the Cretaceous, Paleogene and Cenozoic deposits. The geology of this district is summarized in the following figure.

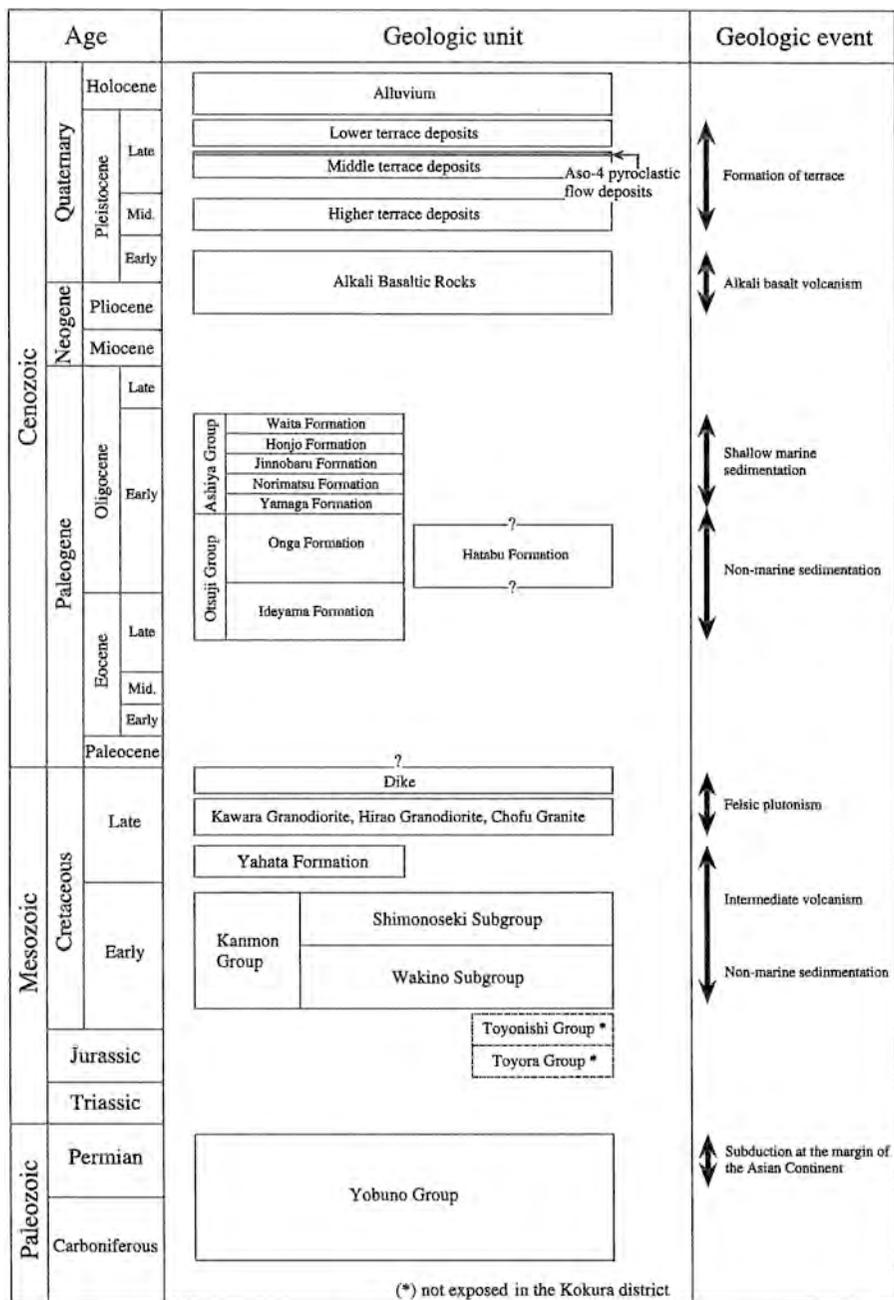


Figure Geologic summary of the Kokura district.

UPPER PALEOZOIC

Yobuno Group

The Yobuno Group of the Akiyoshi Terrane consists of terrigenous clastic rocks, pelagic rocks and volcanic rocks derived from oceanic seamounts. This group was formed through subduction-accretion during the Permian, and is characterized by dismembering and chaotic mixing of the above rocks. These rocks include Carboniferous to Permian basaltic rocks and limestones from oceanic seamounts, Permian cherts formed in the pelagic realm, and younger terrigenous clastic rocks of the Middle to Late Permian. Oceanic plate stratigraphy can be restored on the basis of correlation between the lithology and depositional age of these rocks. The stratigraphy begins with the basaltic rocks and limestones, and is followed by a sequence from cherts to clastic rocks. The accretionary age of the sediments can be inferred from the youngest age of the terrigenous clastic rocks.

The Yobuno Group in the Kokura district is divided into three tectonostratigraphic units ; they are, the Tsunemi, Otsumi and Adachiyama Units, in tectonically ascending order. The Tsunemi Unit consists only of limestones. The Otsumi Unit is composed of cherts and clastic rocks, with subordinate basaltic rocks and limestones. The Adachiyama Unit contains basaltic rocks, limestones, cherts and clastic rocks. These units are separated by thrust faults from each other, and are folded.

CRETACEOUS

Kanmom Group

The Kanmom Group is one of the Lower Cretaceous non-marine deposits distributed in a wide area from South Korea to Southwest Japan. This group in the Kokura district is divided lithologically into two subgroups ; the Wakino and the Shimonoseki Subgroups, in ascending order. The Wakino Subgroup mainly consists of conglomerates, sandstones and mudstones, and is subdivided into the Dobaru, Takatsuo, Gamo and Kumagai Formations in ascending order. On the other hand, the Shimonoseki Subgroup is mainly composed of andesite lavas, pyroclastics, tuffs and breccias with subordinate sedimentary rocks. This subgroup begins with the Shiohama Formation through the Fukuura, Oimachi, Amanogo and Odo Andesites, and is succeeded by the Sujigahama Lower Formation and the Sujigahama Upper Formation.

Yahata Formation

The Upper Cretaceous Yahata Formation is observed in a narrow area in the southwestern part of the district, where it unconformably overlies the Kanmom Group. This formation is mainly composed of sandstones, acid tuffs and tuff breccias which were derived from felsic volcanism.

UPPER CRETACEOUS

Plutonic Rocks and Dikes

Three types of plutonic rocks, called the Kawara and Hirao Granodiorites and the Chofu Granite, have intruded into the Yobuno and Kanmon Groups during the Late Cretaceous. The Kawara Granodiorite is observed in the western part of the district and the Hirao Granodiorite crops out in the eastern part. They consist mainly of granodiorites and tonalites. The Chofu Granite in the northeastern part of the district is composed of biotite granites. The dikes, which have also intruded into the Yobuno and Kanmon Groups, are divided lithologically into granite porphyry, aplite, quartz porphyry and diorite porphyry.

PALEOGENE

Otsuji Group

The Otsuji Group, which is limnetic and shallow marine in origin, is divided into the Ideyama and Onga Formations in ascending order. This group is distributed in the western part of the district, and is composed of conglomerates, sandstones and siltstones with intercalated coal layers.

Hatabu Formation

The Hatabu Formation is also a limnetic and shallow marine deposit, and is correlated to a part of the Otsuji Group. This formation crops out in the northeastern part of the district, and is composed of conglomerates, sandstones and siltstones.

Ashiya Group

The Ashiya Group consists of coarsening-upward sequences of shallow marine deposits, including sandstones and siltstones with a small amount of conglomerates, dacitic tuffs and coals. This group is divided into the Yamaga, Norimatsu, Jinnobaru, Honjo and Waita Formations in ascending order.

PLIOCENE AND PLEISTOCENE

Alkali Basaltic Rocks

The basalts in the Kokura district are divided chronologically into the Pliocene and Pleistocene. The Pliocene basalts are observed as the Myokenyama and Shiroyama Bodies in the western part of the district, and the Pleistocene basalts are observed as the Kifune, Mutsurejima and Katada Bodies. These basalts are composed of alkali basalt lavas and pyroclastic rocks.

QUATERNARY

The Quaternary deposits in the Kokura district are divided into the Middle Pleisto-

cene, Upper Pleistocene, and uppermost Pleistocene to Holocene deposits. They correspond to the Higher terrace deposits, the Middle and Lower terrace deposits, and alluvium, respectively. The terrace deposits are mainly distributed at the foot of mountains and hills, and are composed of gravels, sands and silts. The alluvium is observed along large rivers such as the Murasakigawa River and the Takeumagawa River, around Dokaiwan Bay, and underlying downtown Kokura.

ACTIVE FAULTS

Two active faults are observed in the district. The Kokurahigashi Fault, which occurs in the center of the district, is a normal fault and extends NNE-SSW for about 17 km from the adjacent Yukuhashi district to the south, to Akasaka in the Kokura district. The Fukuchiyama Fault trends in a NNW-SSE direction, and is also observed in the western part of the district.

RESOURCE GEOLOGY

In the Kokura district, limestones, dolomites, siliceous mudstones and cherts of the Yobuno Group are quarried at several locations. There are also many small-scale coal mines, which is intercalated with the Onga Formation of the Otsuji Group. However, none of them are working, as yet. In addition, there is one hot spring and three mineral springs which are situated in the eastern part of the district.

文献引用例

中江 訓・尾崎正紀・太田正道・藪本美孝・松浦浩久・富田幸臣 (1998) 小倉地域の
地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nakae, S., Ozaki, M., Ota, M., Yabumoto, Y., Matsuura, H. and Tomita, S. (1998)
Geology of the Kokura district. With Geological Sheet Map at 1:50,000,
Geol. Surv. Japan, 126p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成10年3月20日 印刷
平成10年3月25日 発行

通商産業省工業技術院 **地質調査所**

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 代表者名 沖 敬 三
印刷所 会社名 勝美印刷株式会社
住 所 東京都文京区小石川1-3-7

©1998 Geological Survey of Japan