

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第30号
NI-53-27-8

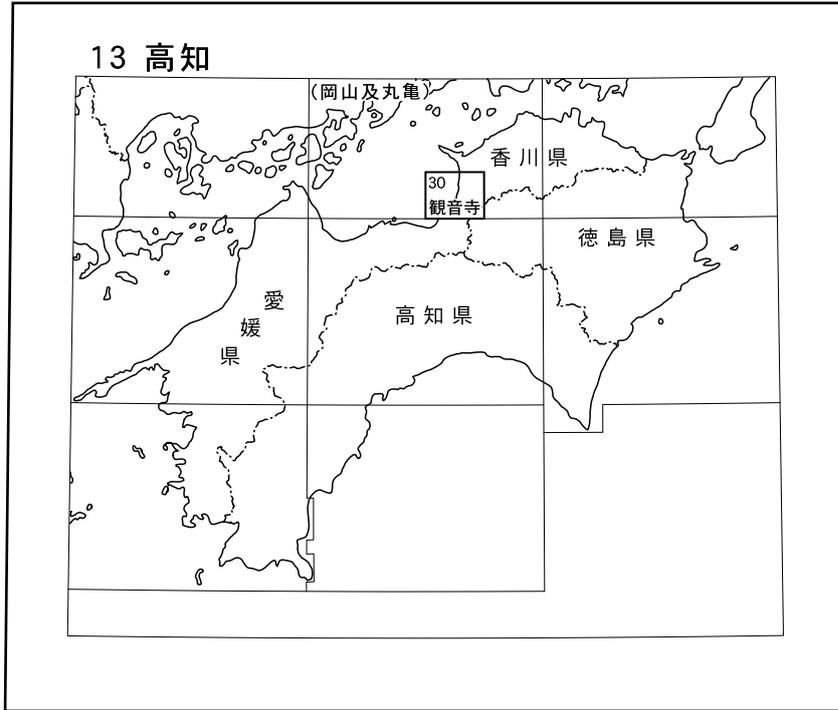
観音寺地域の地質

野田 篤・植木岳雪・川畑 博・松浦浩久・青矢睦月

平成 29 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

尾道 Onomichi 1:75,000 (1931)

丸亀 Marugame 1:75,000 (1936)

今治 Imabari 1:75,000 (1926)	13-17 魚島 Uo Shima NI-53-27-11 (未刊行, unpublished)	13-18 仁尾 Nio NI-53-27-7 (未刊行, unpublished)	13-19 丸亀 Marugame NI-53-27-3 (未刊行, unpublished)
	13-29 股島 Mata Jima NI-53-27-12 (未刊行, unpublished)	13-30 観音寺 Kan-onji NI-53-27-8 (2017)	13-31 池田 Ikeda NI-53-27-4 (未刊行, unpublished)
	13-40 新居浜 Niihama NI-53-27-12, 28-9 (2013)	13-41 三島 Mishima NI-53-28-5 (1964)	13-42 川口 Kawaguchi NI-53-28-1 (1966)

新居浜 Niihama 1:75,000 (1938)

観音寺地域の地質

野田 篤*・植木岳雪**・川畑 博***・松浦浩久*・青矢睦月****

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。観音寺地域の地質図幅の作成は、平成21～25年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。調査研究と報告書執筆について、地形は野田、三波川変成コンプレックスは青矢、観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈は松浦、和泉層群と中新世岩脈は野田、讃岐層群は川畑、三豊層群・段丘堆積物・沖積層は植木、中央構造線と応用地質は野田が主に担当した。研究報告の全体的なとりまとめは野田が行った。

四国森林管理局香川森林管理事務所には国有林内の調査について、観音寺市役所には市が所有する林道の使用について、便宜を図って頂いた。三豊市豊中町の石井利邦氏には粟井ダム付近から産出した化石試料を見せて頂いた。伊吹島の海岸調査では、三好兼光氏に海上タクシーの使用に関して便宜を図って頂いた。以上の関係者及び関係機関の方々に厚く御礼申し上げる。

齋藤文紀氏(地質情報研究部門)には観音寺深成岩類及び中新世岩脈の未公表年代測定データを提供して頂くとともに、三豊層群の火山灰についてご教示頂いた。水野清秀氏(地質情報研究部門)には三豊層群の火山灰の分析データを提供して頂いた。本研究に使用した薄片は、地質標本館の大和田 朗・佐藤卓見・福田和幸・平林恵理の各氏の製作による。本報告で記載した岩石試料のうち、[GSJ No.]を付した試料は地質標本館に登録・保存されている。

(平成28年稿)

所 属

* 地質調査総合センター地質情報研究部門

** 千葉科学大学(地質調査総合センター地質情報研究部門 客員研究員)

*** 高知大学(平成22～平成26年度地質調査総合センター地質情報研究部門 客員研究員)

**** 徳島大学(地質調査総合センター地質情報研究部門 客員研究員)

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Kan-onji, Kagawa, Tokushima, Ehime, Shikoku, Sanbagawa Metamorphic Complex, Kan-onji Plutonic Rocks, Izumi Group, Sanuki Group, Mitoyo Group, Median Tectonic Line (MTL), Cretaceous, Campanian, Neogene, Miocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, metamorphic rocks, plutonic rocks, sedimentary rocks, fission-track age, U-Pb age

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山 地	2
1.1.1 讃岐山脈	2
1.1.2 七宝山地	2
1.1.3 法皇山脈	2
1.2 台地・丘陵・低地	3
1.3 水 系	4
1.3.1 河 川	4
1.3.2 溜池・ダム	4
1.4 島 嶼	5
1.5 海底地形	5
第2章 地 質 概 説	7
2.1 既存の地質図	7
2.2 地質区分	7
2.3 三波川変成コンプレックス	7
2.4 観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈	7
2.5 和泉層群	8
2.6 讃岐層群	9
2.7 中新世岩脈	10
2.8 三豊層群・段丘堆積物・沖積層	10
2.9 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	10
第3章 三波川変成コンプレックス（三波川帯）	11
3.1 概 要	12
3.2 苦鉄質片岩	14
3.3 珪質片岩	14
3.4 泥質片岩	15
3.5 地質構造と変成作用	16
第4章 観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈	20
4.1 観音寺深成岩類	20
4.1.1 概 要	20
4.1.2 岩石記載	20
4.1.3 観音寺深成岩類の普通角閃石 K-Ar 年代	21
4.2 白亜紀岩脈	21
4.2.1 概 要	21
4.2.2 岩石記載	22
第5章 和泉層群	23
5.1 研究史	23
5.2 地層区分	23

5. 3	城山層	27
5. 4	引田層	29
5. 5	滝久保層	29
5. 5. 1	箕浦砂岩泥岩部層	30
5. 5. 2	田野々砂岩部層	36
5. 5. 3	海老濟泥岩部層	37
5. 5. 4	雲辺寺砂岩部層	40
5. 6	古流向	41
5. 7	堆積年代	41
5. 7. 1	放散虫化石分析	42
5. 7. 2	珪長質凝灰岩中のジルコン年代	43
第6章	讃岐層群	45
6. 1	概説	45
6. 2	東奥層	47
6. 2. 1	石堂火山碎屑岩部層	47
6. 3	国分台層	47
6. 3. 1	曾保溶岩部層	47
6. 3. 2	志保山溶岩部層	47
6. 3. 3	稲積山溶岩部層	48
6. 3. 4	北浦火山岩部層	48
6. 3. 5	滝宮火山岩部層	54
6. 3. 6	江甫草山火山岩部層	55
6. 3. 7	丸山火山岩部層	55
6. 4	全岩化学組成	55
6. 5	放射年代	56
第7章	中新世岩脈	59
7. 1	産状	59
7. 2	岩石記載	59
7. 3	全岩化学組成	61
7. 4	放射年代	62
第8章	三豊層群	63
8. 1	概要及び研究史	63
8. 2	財田層	64
8. 3	神田層	68
8. 4	焼尾層	70
8. 5	高瀬層	72
第9章	段丘堆積物及び沖積層	74
9. 1	段丘堆積物	74
9. 1. 1	概要及び研究史	74
9. 1. 2	高位及び中位段丘堆積物	75
9. 1. 3	低位段丘堆積物	75
9. 2	沖積層	75

9. 2. 1	谷底低地堆積物・崖錐及び沖積錐堆積物	75
9. 2. 2	砂礫堆積物・氾濫原堆積物・現河床堆積物	76
9. 2. 3	砂丘・浜堤堆積物・砂浜堆積物	76
9. 3	人工堆積物	76
第 10 章	中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	77
10. 1	概要及び活動史	77
10. 1. 1	第四紀以前の活動	77
10. 1. 2	第四紀以降の活動	78
10. 2	池田断層	78
10. 3	佐野断層	80
10. 4	竹成断層・長野断層	80
第 11 章	応用地質	82
11. 1	地下地質	82
11. 2	温泉・鉱泉	82
11. 3	地すべり及び斜面災害	82
11. 4	地下水・湧水	84
11. 5	採石	84
文 献		85
Abstract		93

図・表目次

第 1. 1 図	観音寺地域とその周辺の地形概略図	1
第 1. 2 図	讃岐山脈の遠景	2
第 1. 3 図	七宝山地の遠景	3
第 1. 4 図	不動の滝	3
第 1. 5 図	傾斜区分図	4
第 1. 6 図	観音寺地域の水系と溜池・ダムの分布	5
第 1. 7 図	伊吹島の遠景	6
第 1. 8 図	観音寺地域の海底地形	6
第 2. 1 図	観音寺地域及びその周辺の地質の概要	8
第 2. 2 図	観音寺地域の地質総括図	9
第 3. 1 図	観音寺地域南東端部三波川帯周辺のルートマップと断面図	11
第 3. 2 図	三波川変成岩類の露頭写真及び研磨面写真	13
第 3. 3 図	三波川変成コンプレックスと四万十帯北帯における変成温度・圧力条件	14
第 3. 4 図	調査地域(第 3. 1 図 a)における変形構造方位を示したステレオ投影図	15
第 3. 5 図	苦鉄質片岩(Sm)の薄片写真	17
第 3. 6 図	珪質片岩(Sq)の薄片写真	17
第 3. 7 図	泥質片岩(Sp)の薄片写真	18
第 4. 1 図	普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩	21
第 4. 2 図	カリ長石斑状黒雲母花崗岩	21

第5.1図	讃岐山脈西部の和泉層群の地層区分	24
第5.2図	本地域における和泉層群の模式柱状図	25
第5.3図	本章の図に用いた地点の位置図	27
第5.4図	城山層の露頭写真	28
第5.5図	引田層の露頭写真	30
第5.6図	箕浦砂岩泥岩部層のルートマップ	31
第5.7図	箕浦砂岩泥岩部層の岩相	32
第5.8図	箕浦砂岩泥岩部層の泥岩優勢砂岩泥岩互層(Tmm)の柱状図	33
第5.9図	箕浦砂岩泥岩部層の砂岩優勢砂岩泥岩互層(Tms)の柱状図	34
第5.10図	箕浦砂岩泥岩部層に見られる変形堆積物	35
第5.11図	層間すべりによる変形構造	35
第5.12図	田野々砂岩部層と海老済泥岩部層との境界付近の柱状図	36
第5.13図	田野々砂岩部層の岩相	37
第5.14図	田野々砂岩部層中の細礫礫岩の薄片写真	38
第5.15図	田野々砂岩部層の化石	38
第5.16図	海老済泥岩部層と引田層との指交関係を示す柱状図	39
第5.17図	海老済泥岩部層の岩相	40
第5.18図	海老済泥岩部層の産出化石	41
第5.19図	海老済泥岩部層と雲辺寺砂岩部層との境界付近のルートマップ	42
第5.20図	雲辺寺砂岩部層の岩相	43
第5.21図	古流向を示唆する厚層理砂岩の底痕	43
第5.22図	砂岩の底痕による古流向分布	44
第5.23図	放散虫化石分析及び碎屑性ジルコンのFT & U-Pb年代測定用の試料採取地点	44
第6.1図	七宝山体のルート柱状図	46
第6.2図	フトレ鼻周辺の見られる北浦火山岩部層の産状	49
第6.3図	北浦火山岩部層を構成する安山岩類の顕微鏡写真	50, 58
第6.4図	安山岩中にとりこまれた火山碎屑岩	51
第6.5図	北浦港北端周辺に露出する火山碎屑岩	52
第6.6図	波切不動尊(滝宮神社とフトレ鼻の中間付近)に露出する火山碎屑岩上部相	53
第6.7図	西浦海岸周辺で見られる北浦火山岩部層の産状	54
第6.8図	瀬戸内火山岩類の全岩主成分化学組成	57
第7.1図	斑状流紋岩岩脈の露頭と標本の写真	59
第7.2図	斑状流紋岩及び流紋岩岩脈の薄片写真	60
第7.3図	斑状流紋岩及び流紋岩の化学組成分析結果	61
第7.4図	斑状流紋岩のフィッシュ・トラック年代測定結果	62
第8.1図	三豊層群の層序区分と既存研究との対比	63
第8.2図	三豊層群の層序と年代	64
第8.3図	三豊層群及び段丘堆積物の各地点の位置	65
第8.4図	三豊層群の古地磁気極性	66
第8.5図	財田層の露頭写真	67
第8.6図	財田層の古地磁気極性と露頭柱状図	68
第8.7図	テフラの近接写真	69

第 8. 8 図	神田層の露頭写真	70
第 8. 9 図	神田層の古地磁気極性と露頭柱状図	71
第 8.10 図	焼尾層の露頭写真	72
第 8.11 図	焼尾層と高瀬層の古地磁気極性と露頭柱状図	73
第 8.12 図	高瀬層の露頭写真	73
第 9. 1 図	段丘堆積物の層序区分と既存研究との対比	74
第 9. 2 図	段丘堆積物の柱状図	75
第 9. 3 図	段丘堆積物の露頭写真	76
第10. 1 図	讃岐山脈南縁の断層群	79
第10. 2 図	池田断層と佐野断層の空中写真	79
第10. 3 図	池田断層の遠景	80
第10. 4 図	竹成断層に関連する断層の写真	80
第11. 1 図	三豊平野における観音寺深成岩類上面の等深線図	83
第 4. 1 表	普通角閃石黒雲母花崗岩の普通角閃石K-Ar年代測定結果	21
第 5. 1 表	本章に用いた地点・写真・試料の一覧	26
第 6. 1 表	伊吹島, 江甫草山, 丸山に産する代表的な火山岩類の全岩化学組成	56
第 7. 1 表	斑状流紋岩及び流紋岩の化学組成分析結果	61
第 7. 2 表	斑状流紋岩のフィッシュン・トラック年代測定結果	62
第 7. 3 表	流紋岩の全岩K-Ar年代測定結果	62
第 8. 1 表	三豊層群のフィッシュン・トラック年代測定結果	66
第 8. 2 表	上河内テフラに含まれる火山ガラスの屈折率と化学組成	71
第11. 1 表	観音寺地域の温泉・鉱泉	84
Figure 1	Generalized geological map around the Kan-onji district	94
Figure 2	Summary of the geology in the Kan-onji district	95

第1章 地 形

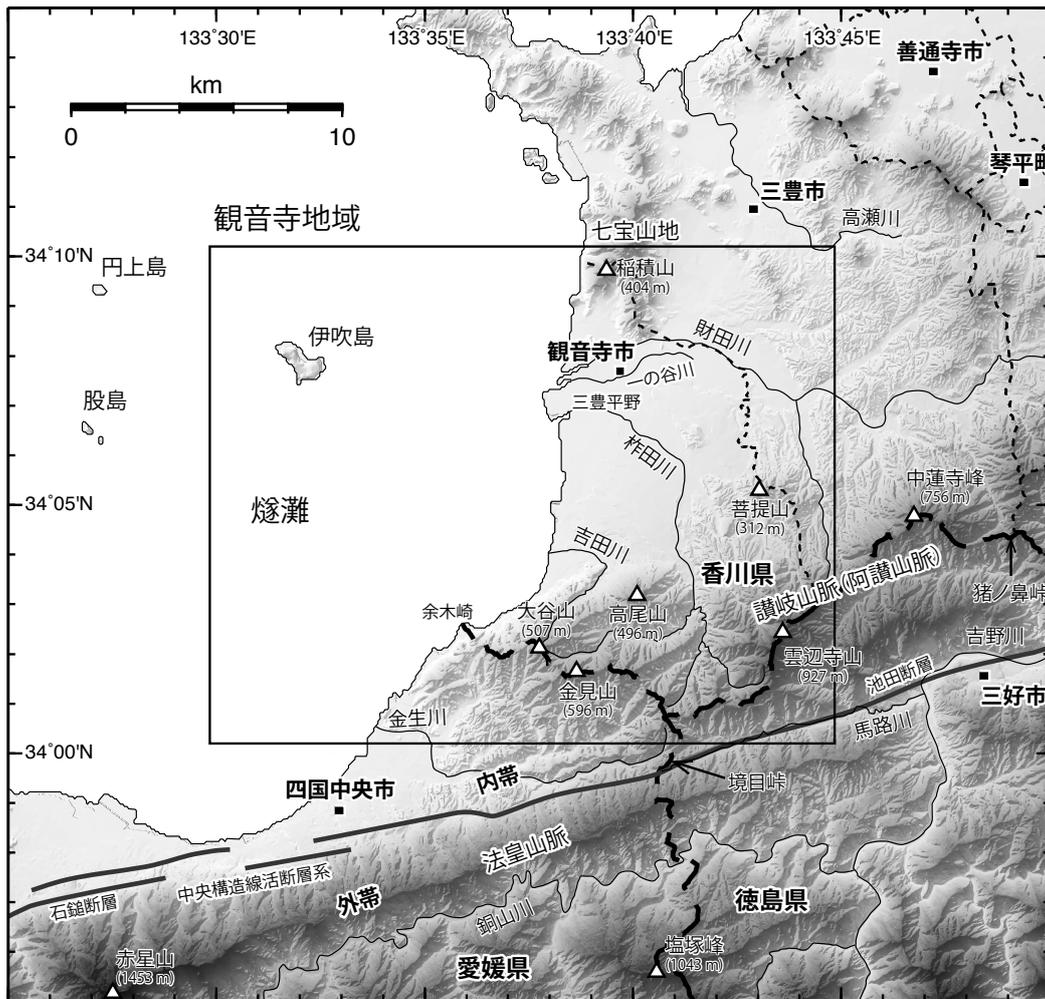
(野田 篤)

観音寺地域(以降、本地域)は四国中央部の瀬戸内海沿岸に位置する(第1.1図)。図郭範囲は、日本測地系では東経 133°30′-133°45′、北緯 34°00′-34°10′、世界測地系では東経 133°29′50″6-133°44′50″5、北緯 34°0′11″9-34°10′11″8 である。行政区分としては、香川県西部の観音寺市を中心とし、香川県三豊市・愛媛県四国中央市・徳島県三好市を含む。

本地域は、海域 212.4 km²、陸域 217.1 km² であり、陸域と海域はほぼ等面積となっている。陸域には、中央部の三豊平野を取り囲むようにして、北に七宝山地(七宝山体)、南に讃岐山脈(阿讃山脈)がある。海域は燧灘の

一部をなし、伊吹島(1.1 km²)がある。

本地域の南東端には、日本列島最大級の地質境界である中央構造線が東北東-西南西方向に走り、北側の西南日本内帯と南側の西南日本外帯を分けている。内帯には、白亜紀深成岩類(観音寺深成岩類)・上部白亜系(和泉層群)・中新世の瀬戸内火山岩類(讃岐層群)からなる基盤岩類が分布し、それを覆う更新統の三豊層群がある。一方の外帯には、三波川変成コンプレックスの低温高圧型変成岩類が分布する。三豊平野の沿岸域には埋め立てや干拓による人工造成地が分布する。



第1.1図 観音寺地域とその周辺の地形概略図

地形陰影図には国土地理院の基盤地図情報(数値標高モデル 10 m メッシュ)を、行政区画界線及び河川の水涯線には基盤地図情報(縮尺レベル 25,000)を使用した。緯度経度は世界測地系。

1. 1 山 地

本地域の山地には、中央構造線の北側に分布する標高600–1,000 m程度の讃岐山脈と南側に分布する標高1,000 m以上に及ぶ法皇山脈、また本地域北部には七宝山地(標高300–500 m程度)がある。

1. 1. 1 讃岐山脈

讃岐山脈は、香川県と徳島県を境する山脈であり、南北に約10 km、東西に約100 kmほどの規模を持つ(第1. 2図)。山脈自体は主に和泉層群の砂岩・泥岩から構成されており、尾根の伸長方向は和泉層群の地質構造を反映して北東–南西方向を示す。山脈は600–1,000 mの定高性の良い尾根を連ねており、東ならびに西ほど標高は低くなる。本地域における最高地点は、雲辺寺山の927 mであり、これより西へ金見山(596 m)・大谷山(507 m)を経て、余木崎へ到る。

讃岐山脈の南側斜面は、中央構造線活断層系の池田断層によって切断され、馬路川を境にして三波川変成コンプレックスと接している。讃岐山脈の北麓は竹成断層(寒川, 1973)や江畑断層(Saito, 1962; 活断層研究会, 1991)を境にして、三豊層群から構成される丘陵と接し

ている。讃岐山脈は、その南北を断層に挟まれていることから、典型的な地塁状山地であると考えられている(今村ほか, 1949; 高桑, 1963)。

1. 1. 2 七宝山地

基盤岩である観音寺深成岩類を不整合で覆う中新世の火山岩類から構成される台地状の山地である(第1. 3図)。山頂部には標高300–400 mの定高性が見られるが、平坦面はあまり発達していない。山地の側面は急傾斜面となっており、岩壁が露出するとともに落差50 mに及ぶ不動の滝が見られる(第1. 4図)。斜面下部には傾斜10°以下の崖錐斜面が広がり、崖錐堆積物が堆積する。また、海岸には安山岩岩頸からなる江甫草山(標高153 m)が円錐状にそびえている。

1. 1. 3 法皇山脈

本地域の南東部には、石鎚山脈の支脈の一つである法皇山脈が分布する(第1. 1図)。法皇山脈は東北東–西南西方向の中央構造線に沿うように延び、山脈西端の赤星山(標高1,453 m)が最高峰である。南に平行する石鎚山脈との間には銅山川が流れる。山脈の北側斜面は急傾斜になっており、山脈の方向にはほぼ直交する方向に直線

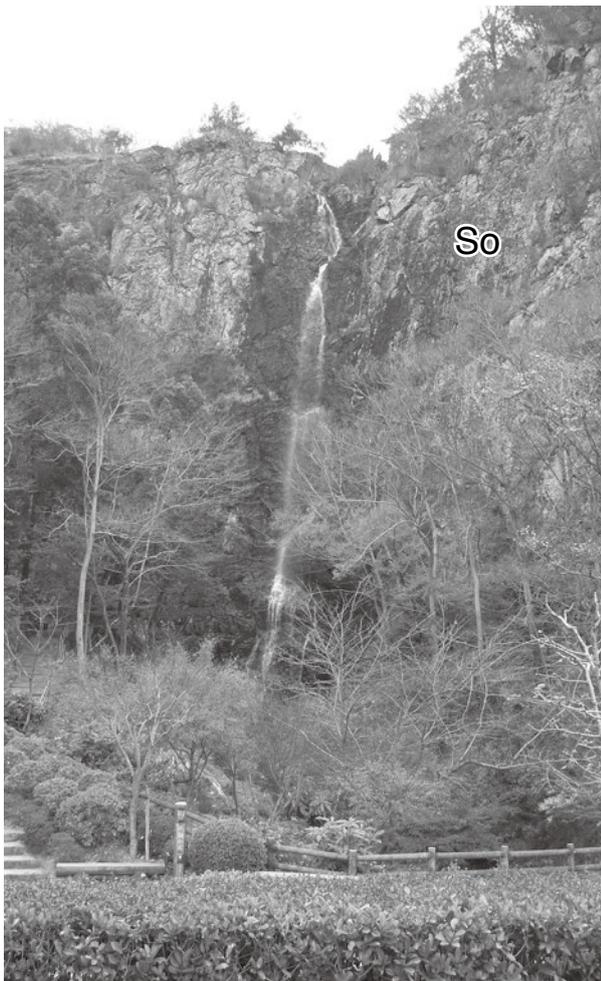


第1. 2図 讃岐山脈の遠景

A: 観音寺市大野原町萩原の大谷池から雲辺寺山・高尾山方面を望む(南向きに撮影)。B: 四国中央市金田町の堀切峠付近から讃岐山脈の西端を望む(北向きに撮影)。



第 1. 3 図 七宝山地の遠景
財田川河口から北北東向きに撮影。



第 1. 4 図 不動の滝
落差は約 50 m. 讃岐層群国分台層曾保溶岩部層 (So) の断崖に位置する。

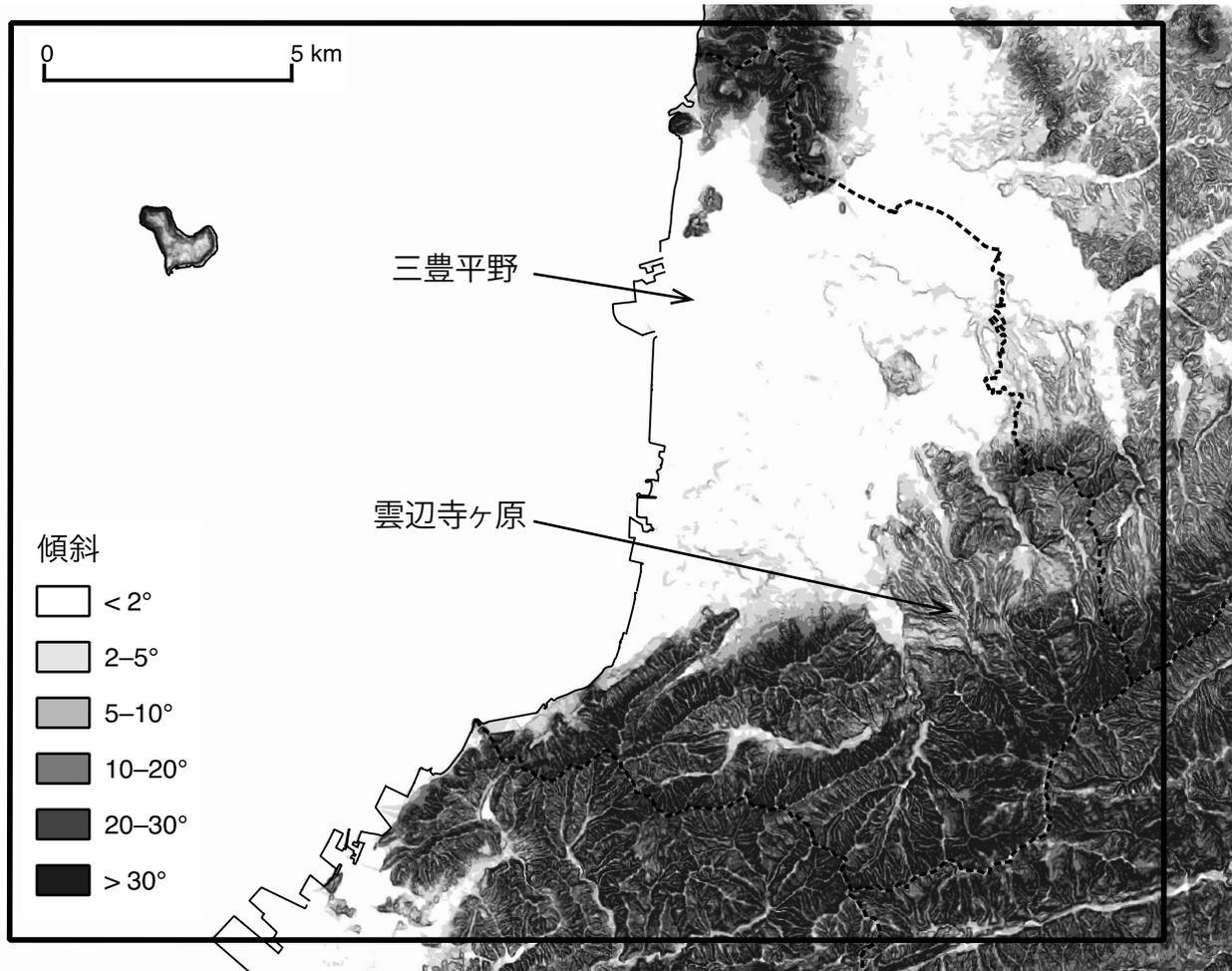
的で短い谷が発達し、山肌を削っている。法皇山脈の北側には、境目峠を境にして2つの河川が山脈と平行に流れており、峠の東側では吉野川の支流である馬路川が東へ、西側では金生川が西へ流れている。本地域には、法皇山脈の北麓の一部のみが分布しており、顕著な山頂は含まれない。

1. 2 台地・丘陵・低地

本地域中央部の雲辺寺山北麓には、緩傾斜の台地状地形(雲辺寺ヶ原)がみられる(第 1. 5 図)。標高は東部では 200–300 m、西部では 100–200 m 程度である。この台地は和泉層群を基盤とし、三豊層群の財田層・神田層・焼尾層に覆われている。本地域北東部の三豊市高瀬町から三豊市豊中町にかけて、標高 200 m 未満の丘陵地が北西–南東方向に発達する。丘陵地の中心部は主に観音寺深成岩類からなり、その周囲を三豊層群が覆っている。

本地域最大の平野である三豊平野(南北約 9 km、東西約 8 km)は、七宝山地と讃岐山脈に挟まれた区域に発達し、讃岐山脈を水源とする財田川と柞田川からの土砂によって形成された。平野は沖積低地及び高位・中位・低位段丘から構成されている。三豊平野の地下は観音寺深成岩類が伏在すると推測され、それを覆う第四系基底の最大深度は 150 m に及ぶ(栗原, 1972; 長谷川・斎藤, 1989)。厚さ 10 m 前後の扇状地礫層が沖積層の基底をなし、財田川と柞田川の間には段丘が広く発達している。讃岐山脈西縁の金生川流域にも沖積平野が発達している。

海岸平野は財田川河口の南北に見られ、北側は七宝山地と琴弾山の間、南側は財田川河口から観音寺市豊浜町



第 1.5 図 傾斜区分図
 国土地理院の基盤地図情報(数値標高モデル 10m メッシュ)を用いて作成。

みのうら
 箕浦の間に発達する。海岸線に沿って幅 100–200 m、頂部の高さ 5 m 以下の浜堤が 1–2 列ほど見られ、その内陸側には後背湿地が形成されている。

観音寺港と三島川之江港周辺の海岸には埋立地が点在する。特に財田川河口の南側にある三豊干拓 (628,000 m^2) は本地域内の最大の埋立地であり、昭和 27 年から昭和 41 年にかけて整備され、米や野菜が作られている。

1.3 水系

1.3.1 河川

本地域の水系は、讃岐山脈北側斜面を源流とし三豊平野を流れる財田川水系、香川県三豊市を北上する高瀬川水系、愛媛県側の金生川水系、讃岐山脈南側斜面と法皇山脈の北側斜面を集水域とする徳島県側の吉野川水系とに大きく分けられる(第 1.6 図)。

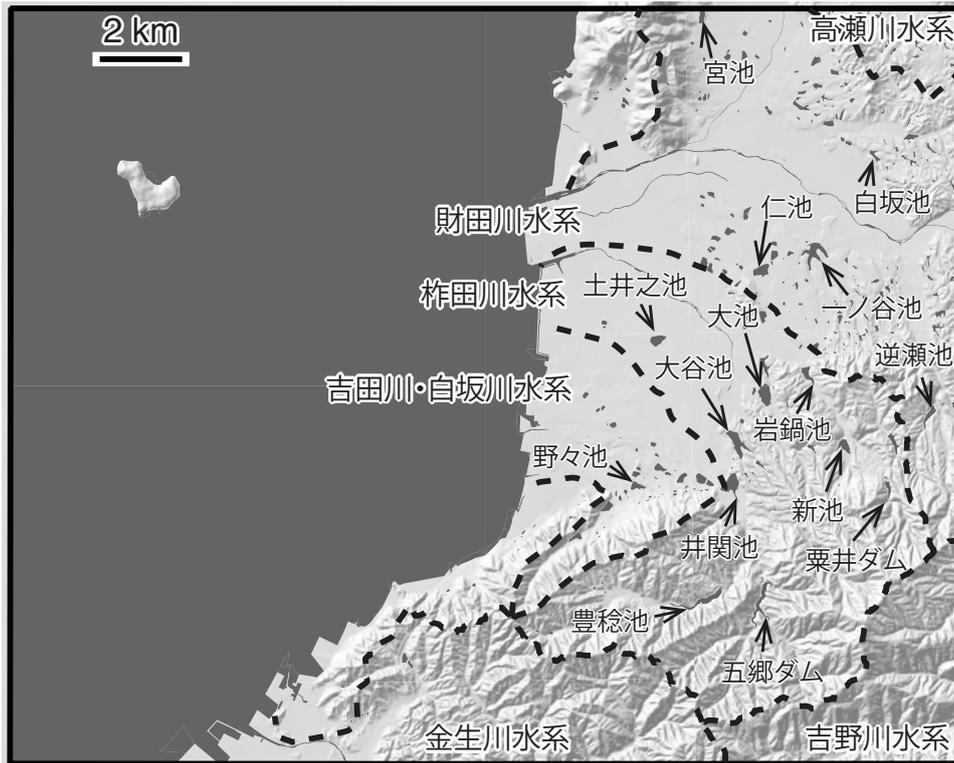
財田川水系は、讃岐山脈東山峠を水源とする財田川(流長 32.5 km、流域面積 155.5 km^2)を中心とし、三豊平野

を流れる。財田川的主要集水域は讃岐山脈北側斜面であるが、七宝山地や三豊市高瀬町の丘陵地帯も含む。雲辺寺山や金見山を水源とする柞田川(全長 16 km、流域面積 61 km^2)や菩提山(ぼだいやま)を水源とする一の谷川も、本水系に含まれる。いずれも讃岐山脈に源を発して狭い流域の水を集め、山間部では急勾配、平野部ではやや緩勾配になる。高瀬川は、その一部が本地域の北東端を流れており、三豊市高瀬町の丘陵地帯からの水を集めている。

讃岐山脈南縁と法皇山脈北縁から集まる水は、境目峠の西側では金生川(流長 13 km、流域面積 59 km^2)、東側では馬路川へ流れる。金生川は愛媛県四国中央市の三島川之江港から燧灘へ注ぎ、馬路川は徳島県三好市池田町で吉野川と合流する。その他、讃岐山脈の北西縁や七宝山地から燧灘へ直接注ぐ小河川が存在する。

1.3.2 溜池・ダム

降雨が少なく、流域面積の大きな河川が存在しない本地域にとって、農業用水を貯水する溜池は非常に重要で



第 1. 6 図 観音寺地域の水系と溜池・ダム分布
讃岐山脈北麓の主に柞田川水系にダムや溜池が数多く存在する。

あった(例えば, 石井, 1938). 水不足の状況は, 吉野川の水を香川県へ供給する香川用水の完成によって改善されたが, 現在でも溜池・ダムが数多く存在している(第 1. 6 図). 代表的なものとして, 五郷ダム(総貯水容量 250 万 m^3 ; 1965 年竣工)・豊稔池(159.3 万 m^3 ; 1930 年竣工, 日本最古の石積式マルチプルアーチダム)・大谷池(100 万 m^3)・一ノ谷池(66.1 万 m^3)・栗井ダム(59 万 m^3 ; 2002 年竣工)・大池(55.2 万 m^3)・井関池(54 万 m^3)・逆瀬池(53.6 万 m^3)などがある(香川県政策部水資源対策課, 2006).

1. 4 島 嶼

本地域には, 観音寺市の西方沖に伊吹島(面積 1.1 km^2 , 周囲 6.5 km)がある(第 1. 1 図, 第 1. 7 図). 急傾斜面の海食崖に囲まれた台地状の地形を示し, 北西部は $60\text{--}122 \text{ m}$, 南東部は $60\text{--}70 \text{ m}$ の標高を持つ. 主に新第三紀中新世の讃岐層群国分台層の玄武岩質安山岩~安山岩溶岩及び火山砕屑岩から構成されている. また, 本地域の西隣の股島地域には, 観音寺深成岩類の花崗岩からなる股島及びノーライトからなる円上島がある(第 1. 7 図).

1. 5 海 底 地 形

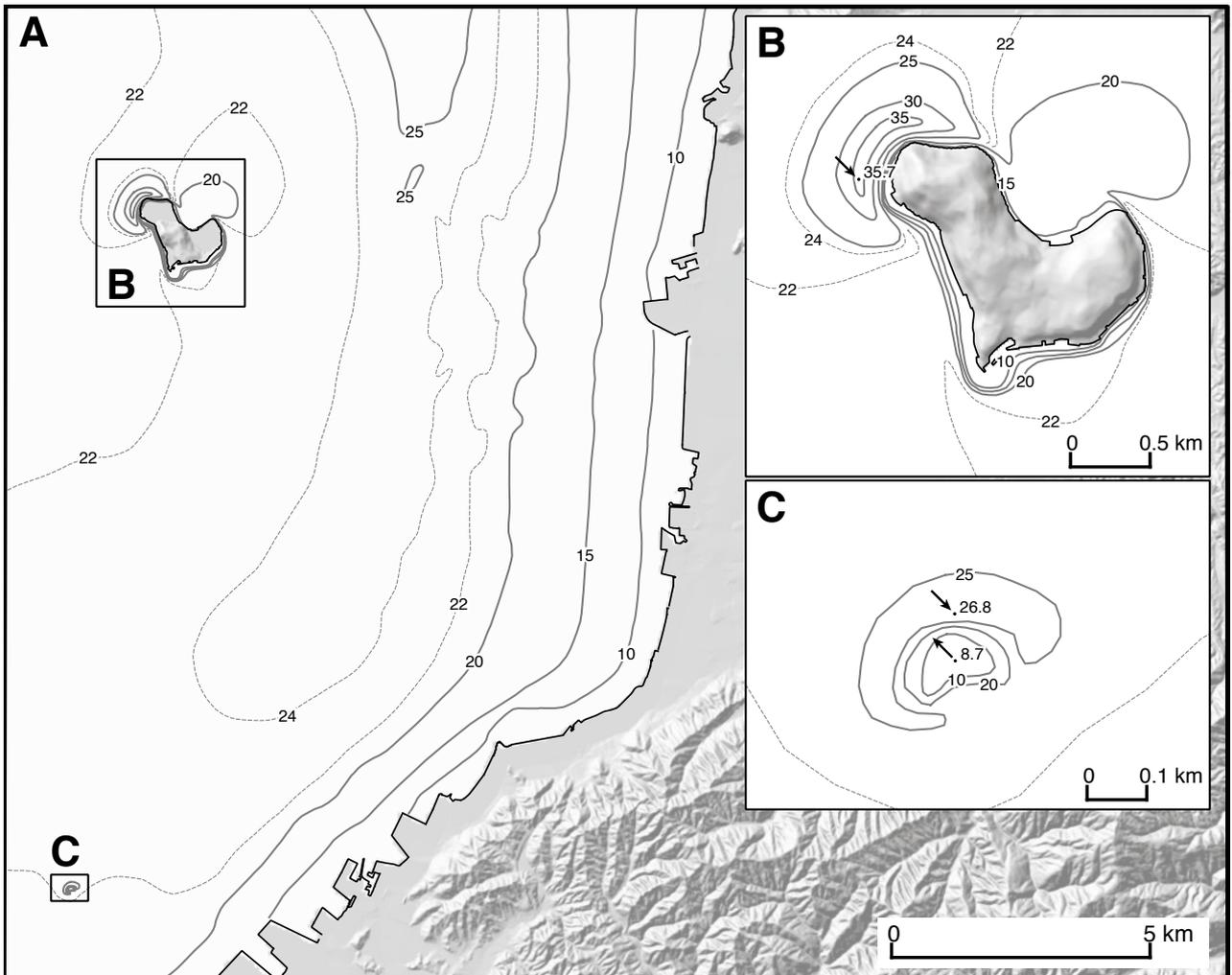
本地域の西半分は瀬戸内海の一部をなす燧灘であり, 本海域の大部分は水深 25 m 以浅の平坦面で占められている(国土地理院, 1983)(第 1. 8 図 A). 沖合では, 観音寺港と伊吹島の間を最深部として, 東側は西に, 西側は東に緩やかに傾斜し, 北に開いたトラフ状の地形を示す. 水深 10 m 以浅には細粒~極細粒砂が, 水深 10 m 以深にはシルトもしくはシルト質砂が分布する(国土地理院, 1983).

伊吹島周辺では, 島の北東沖を除いて, 水深 20 m まで急激に深くなる. 島の北西沖には水深 35.7 m に及ぶ海釜が発達している(第 1. 8 図 B).

本地域南西部の川の江沖には, 水深 22 m の平坦面から水深 8.7 m にまで直立する岩礁がある(第 1. 8 図 C). この岩礁の北西側にも水深 26.8 m に達する海釜が発達している.



第 1. 7 図 伊吹島の遠景
 伊吹島の西方沖に花崗岩からなる股島とノーライトからなる円上島が見える。円上島の球状ノーライトは、国の天然記念物(地質鉱物)となっている。稲積山から西向きに撮影。



第 1. 8 図 観音寺地域の海底地形
 A: 等水深線の間隔は、太線が5または10 m, 細線が2 m. B: 伊吹島周辺の拡大図. C: 川之江沖の拡大図.
 海底地形の基図には国土地理院(1983)を使用した。

第2章 地質概説

(野田 篤・植木岳雪・川畑 博・松浦浩久・青矢睦月)

2.1 既存の地質図

本地域を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては、50万分の1地質図幅「高知」(飯山ほか, 1959)と20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」(松浦ほか, 2002)が発行されている。また、四国の中央構造線を対象とした2.5万分の1ストリップマップ(水野ほか, 1993)及び10万分の1日本水理地質図(村下・野間, 1963, 1964)が本地域の一部を含む。本地域の周辺では、20万分の1地質図幅「高知」(磯見, 1959)、7.5万分の1地質図幅「丸亀」(佐藤, 1936)・「今治」(佐藤, 1926)・「脇町」(平山, 1954)・「新居浜」(佐藤, 1938)、5万分の1地質図幅「新居浜」(青矢ほか, 2013)・「三島」(土居, 1964)・「川口」(小島・光野, 1966)が刊行されている。同センター以外からも様々な地質図が出版されている。四国全体を包括する地質図としては、20万分の1「四国地方土木地質図」(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)がある。土地分類図としては、10万分の1香川県(経済企画庁総合開発局, 1973)、20万分の1愛媛県(経済企画庁総合開発局, 1971)及び徳島県(国土庁土地局, 1971)があり、本地域について5万分の1表層地質図「観音寺」(香川県, 1972)が発行されている。さらに、各県ごとの地質図として、10万分の1香川県地質図(斉藤ほか, 1962)、15万分の1徳島県地質図(中川ほか, 1972)、20万分の1愛媛県地質図(桃井ほか, 1991)がある。その他、10万分の1水理地質図(中国四国農政局資源課, 1977, 1978)や2.5万分の1都市圏活断層図「伊予三島」(堤ほか, 1999)が本地域を含んでいる。

2.2 地質区分

本地域の地質概要を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。本地域及び周辺地域の地質は、三波川変成コンプレックス・白亜紀深成岩類(領家深成岩類)及び領家変成岩類・上部白亜系の和泉層群・中新統の讃岐層群・上部鮮新統～中部更新統の三豊層群・中部～上部更新統の段丘堆積物・中新統から構成される。本地域南東端を東北東-西南西方向に横切る中央構造線によって、本地域の地質区分は北側の西南日本内帯と南側の西南日本外帯とに大きく分けられる。

内帯には、白亜紀深成岩類の観音寺深成岩類と上部白

亜系和泉層群がある。和泉層群は観音寺深成岩類を不整合に覆うため、その堆積盆形成時から白亜紀深成岩類と密接な関係にあると考えられる。瀬戸内火山岩類の讃岐層群及び中新世岩脈・三豊層群に代表される鮮新～更新統は、本地域では内帯側にのみ分布する。本地域の外帯としては三波川変成コンプレックスがある。

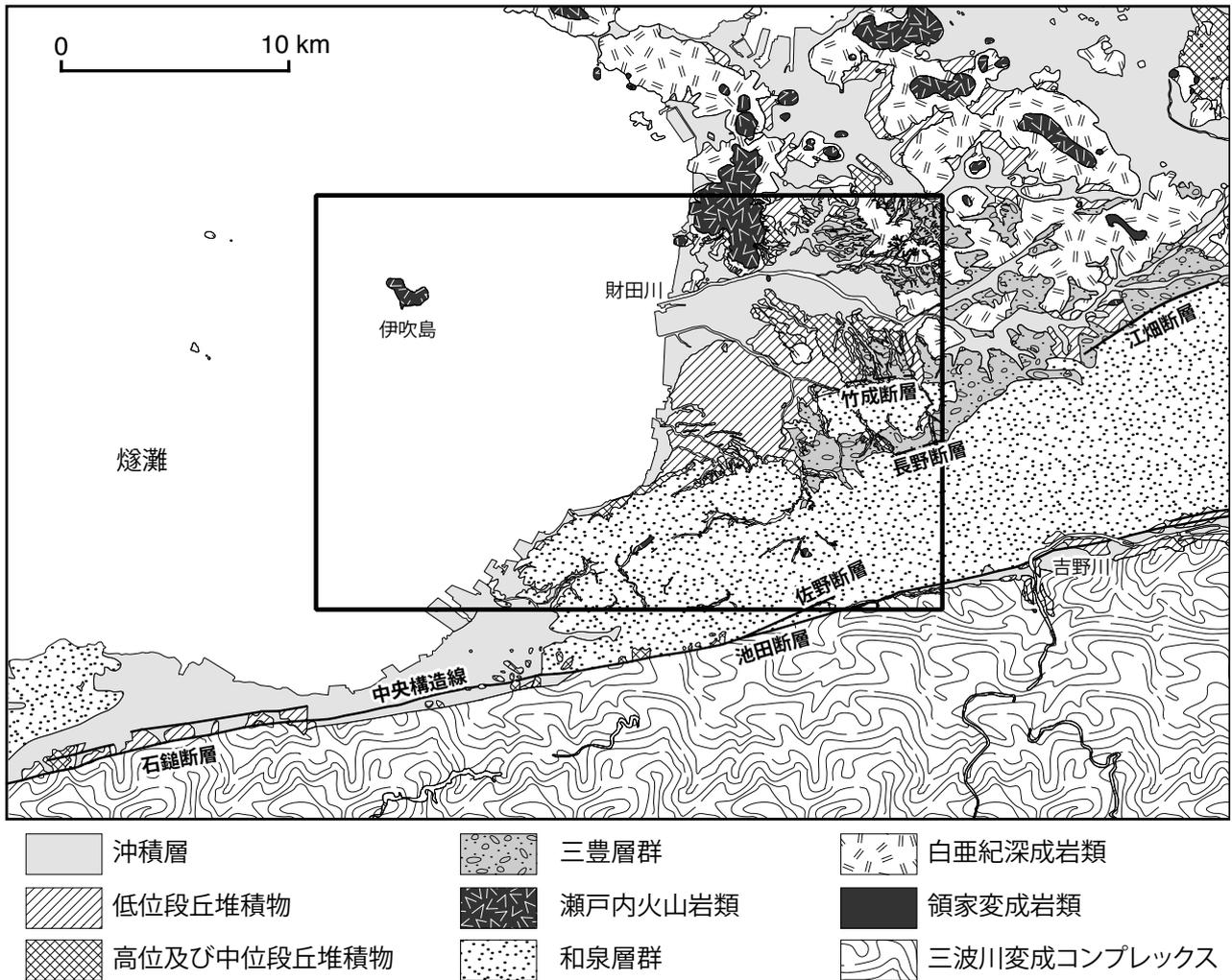
2.3 三波川変成コンプレックス

本地域では、低温高压型の変成作用を被った三波川変成岩類から構成される地質体を三波川変成コンプレックスとして扱う。本地域における三波川変成コンプレックスは、中央構造線の南側に露出し、断層を介して内帯の和泉層群と接している。構成岩相は苦鉄質片岩(Sm)・珪質片岩(Sq)・泥質片岩(Sp)であり、その原岩は主に海溝に沈み込んだ海洋地殻表層物質(玄武岩・チャート・泥岩)と考えられる。本地域では、三波川変成コンプレックスの2つの主要なユニットのうちの上位側の白滝ユニット(または別子ユニット)が露出し、下位側の大歩危ユニットは断面図にのみ見られる。泥質片岩の変成分帯は、分布域の大部分はざくろ石帯に区分され、中央構造線の近傍の一部のみアルバイト黒雲母帯に属する。本地域の三波川コンプレックスについて放射年代の報告はないが、周辺地域からはエクロジャイト中のざくろ石とオンファス輝石を用いたLu-Hf法によるエクロジャイト相変成年代(88.8 ± 0.6 Ma 及び 88.2 ± 0.5 Ma; Wallis *et al.*, 2009)及びK-Ar法による泥質片岩及び砂質片岩中のフェンジャイトの形成年代(89-71 Ma; Itaya and Takasugi, 1988)が得られている。これらのことから、本地域における変成作用の時期は89-71 Ma(後期白亜紀)と推定される。

2.4 観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈

香川県における白亜紀深成岩類は瀬戸内海と讃岐山脈の和泉層群に挟まれて東西方向に細長く分布しており、本地域はその西端部に位置している。本報告では本地域の白亜紀深成岩類を観音寺深成岩類と呼ぶ。

観音寺深成岩類は本地域北東部に北西-南東方向に伸びた小規模な岩体として点在し、上部白亜系和泉層群・中新統讃岐層群・鮮新～更新統三豊層群に不整合に覆われる。観音寺深成岩類は中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗



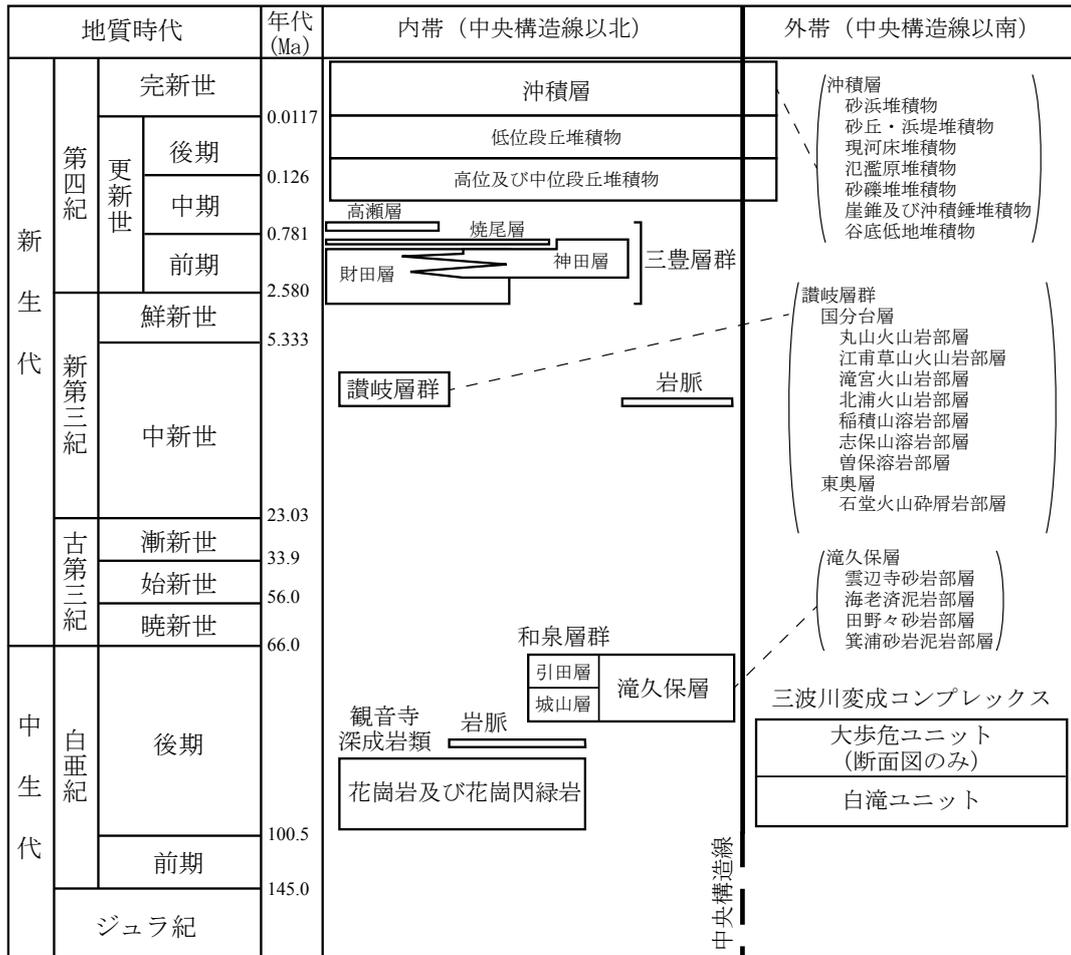
第 2. 1 図 観音寺地域及びその周辺の地質の概要
 本報告の調査結果に加え、松浦ほか(2002)及び四国地方土木地質図編纂委員会(1998)を使用して作成。

閃緑岩 (Gd) と中～粗粒黒雲母花崗岩及び普通角閃石黒雲母花崗岩 (Gr) からなる。いずれも大部分は塊状の産状を示すが、まれに低角度の弱い面構造を示す部分がある。これは南西に隣接する新居浜地域の領家古期花崗岩類(青矢ほか, 2013)が顕著な面構造を示すのと異なり、領家新期花崗岩類ないし山陽地域の白亜紀深成岩類に類似している。本地域の観音寺深成岩類の普通角閃石黒雲母花崗岩の普通角閃石 K-Ar 年代として、後期白亜紀前期に当たる 94.5 ± 4.7 Ma が得られた。この年代は本岩類を覆う和泉層群の凝灰岩や放射虫化石の示す堆積年代(後期白亜紀カンパニアン期)より古く、層序関係に矛盾しない。しかし北隣の仁尾地域における K-Ar 年代 (80.5 ± 1.8 Ma; 柴田, 1979) や U-Pb 年代 (86.0 ± 1.2 Ma; 中島ほか, 2002; Nakajima *et al.*, 2004) よりもやや古い。観音寺深成岩類に貫入する白亜紀岩脈は、細粒斑状花崗岩 (Gp)・球顆流紋岩及びデイサイト (Rd)・細粒斑状閃緑岩 (Dp) に区分できる。細粒斑状花崗岩と球顆

流紋岩及びデイサイトの脈幅は数 10 m から 100 m で東北東-西南西方向に貫入するものが多い。一方、細粒斑状閃緑岩の脈幅は数 m で、東西方向に貫入するものと北東-南西方向に貫入するものがある。

2. 5 和泉層群

上部白亜系和泉層群は四国西部から近畿地方までの東西約 300 km、幅約 10-15 km 程度の規模で中央構造線の北側に沿って細長く分布する海成層である。主に砂岩・泥岩・礫岩・凝灰岩から構成され、その岩相の特徴から北縁相・主部相・南部相に区分されており、本地域には北縁相と主部相が露出する。和泉層群の堆積年代は後期白亜紀カンパニアン期～マーストリヒチアン期である。全体的に東ほど若い堆積年代を示す傾向があるため(須鎗, 1973; 山崎, 1987; Hashimoto *et al.*, 2015)、後期白亜紀の左横ずれ断層運動と堆積盆形成過程の関係が示唆



第 2. 2 図 観音寺地域の地質総括図
 地質時代の年代値は Gradstein *et al.* (2012) による。

されている (宮田, 1990; Noda and Toshimitsu, 2009). 本地域の和泉層群の堆積年代は, 中期~後期カンパニアン期である.

本地域の北縁相は, 観音寺深成岩類と不整合で接し, 基底礫岩に相当する城山層とその上位の厚い砂質泥岩からなる引田層によって構成される. 引田層はしばしば二枚貝やアンモナイトなどの大型化石を含むが, 本地域から化石は産出しなかった. 主部相は, 主に砂岩と泥岩の互層及び珪長質凝灰岩からなり, 北縁相とは指交関係にある. 主部相の砂岩は級化・底痕・スランプ構造などの堆積構造を含み, 主に北東-南西の古流向を示すが, それに直交する北西-南東方向の古流向も見られる. 本地域の主部相は, すべて滝久保層に含められ, 互層を構成する砂岩と泥岩の量比に基づき, 下位より箕浦砂岩泥岩部層・田野々砂岩部層・海老済泥岩部層・雲辺寺砂岩部層に細分した. 主部相の地質構造は, 北部では北東-南西走向の南傾斜, 南部では大規模な向斜・背斜構造に支配され, その南縁は中央構造線によって切断されている.

2. 6 讃岐層群

讃岐層群は, 香川県に分布する瀬戸内火山岩とそれに伴う碎屑岩からなる中部中新統である (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962). 讃岐層群を構成する瀬戸内火山岩類は, 主にカルクアルカリ系列の安山岩~流紋岩からなり, マグネシウムに富む安山岩類や, ザクロ石を含むデイサイト~流紋岩の産出で特徴づけられる (Saito, 1962; Sato, 1982; 巽, 1983; Kawabata and Shuto, 2005; Kawabata and Takafuji, 2005). 瀬戸内火山岩類は, 流紋岩質マグマの噴出にはじまり, 安山岩質マグマの活動へと変化することが多いが (Saito, 1962; Sato, 1982; 巽, 1983; 川畑・周藤, 2000), 両マグマの活動時期は一部で重複していたと考えられる (川畑・周藤, 2000).

本地域の讃岐層群は, 東奥層とそれを整合に覆う国分台層とに区分できる (Sato, 1982; 川畑・周藤, 2000). 東奥層は主に流紋岩質の火山碎屑岩 (石堂火山碎屑岩部層) からなり, 七宝山地に分布する. 一方, 国分台層は

七宝山地・伊吹島・江甫草山・丸山に分布しており、玄武岩質安山岩～デイサイト質の溶岩・貫入岩と火山碎屑岩からなる。国分台層は分布や岩相、岩質の違いから7つの部層(曾保溶岩部層・志保山溶岩部層・稲積山溶岩部層・北浦火山岩部層・滝宮火山岩部層・江甫草山火山岩部層・丸山火山岩部層)に細分できる。本地域の讃岐層群は、部層ごとに岩相や岩質が異なる上、鍵層となる特徴的な地層が存在しないため、部層間の層序関係は不明である。火山岩の噴出時期に関しては、七宝山地南西斜面に露出する無斑晶状安山岩から、 $13.0 \pm 0.4 \text{ Ma}$ の全岩 K-Ar 年代が得られている(角井・新正, 2000; 新正・角井, 2001)。

2.7 中新世岩脈

和泉層群分布域内の数カ所に小規模な珪長質火山岩脈が存在する。貫入の形態は和泉層群の走向とほぼ平行または円柱状であり、その規模は長さ最大2 km、幅500–800 mである。岩質は斑状流紋岩及び流紋岩である。斑状流紋岩岩脈中のジルコンのフィッシュン・トラック年代は $14.5 \pm 0.7 \text{ Ma}$ 、流紋岩岩脈の全岩 K-Ar 年代は $15.0 \pm 0.7 \text{ Ma}$ の中期中新世の年代を示す。これらの年代値は、四国中西部の中央構造線沿いの貫入岩(青矢ほか, 2013)や小豆島の珪長質火山岩(巽ほか, 2010)及び石鎚層群(竹下ほか, 2000)の年代値とほぼ一致する。

2.8 三豊層群・段丘堆積物・沖積層

本地域の第四系は、三豊層群・段丘堆積物・沖積層に大別される。三豊層群は讃岐山脈の北麓と財田川北方の丘陵に分布する。上部鮮新統～下部更新統の財田層、下部更新統の神田層と焼尾層、中部更新統の高瀬層の4層に区分され、それらは全て河成層である。財田層は砂礫層、神田層と高瀬層は砂・シルト層、焼尾層は礫層から

なる。

段丘堆積物は、財田川や杵田川が流れる三豊平野に広く分布し、讃岐山脈南縁の馬路川沿いにも分布する。中部～上部更新統の高位及び中位段丘堆積物と上部更新統及び完新統の低位段丘堆積物に大別される。それらは全て河成層であり、礫層からなる。

沖積層としては、山地・丘陵の内部及び基部に谷底低地堆積物、崖錐・沖積錐堆積物、河川沿いに砂礫堆積物、氾濫原堆積物及び現河床堆積物、海岸沿いは砂丘・浜堤堆積物及び砂浜堆積物が分布する。それらは上部更新統から完新統である。また、山間の河川沿いや海岸沿いには、人工堆積物が分布する。

2.9 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層

中央構造線は長さ1,000 kmに及ぶ日本屈指の地質境界であり、本地域の南東端において内帯(和泉層群)と外帯(三波川変成コンプレックス)とを境している。中央構造線は複数の活動時階を持ち、本地域では和泉層群の堆積盆の形成と変形に関与した和泉時階(青矢ほか, 2013)の変動が認識できる。

活断層として現在の地形面に変位を与えている断層群は上記の地質境界としての中央構造線とは異なり、中央構造線活断層系と呼ばれる右横ずれ変位を示す横ずれ断層である(岡田, 1970)。本地域には四国の活断層系のセグメントとしては最も長い池田断層とその派生断層と推測される佐野断層がある(活断層研究会, 1991; 水野ほか, 1993; 堤ほか, 1999; 後藤・中田, 2000)。

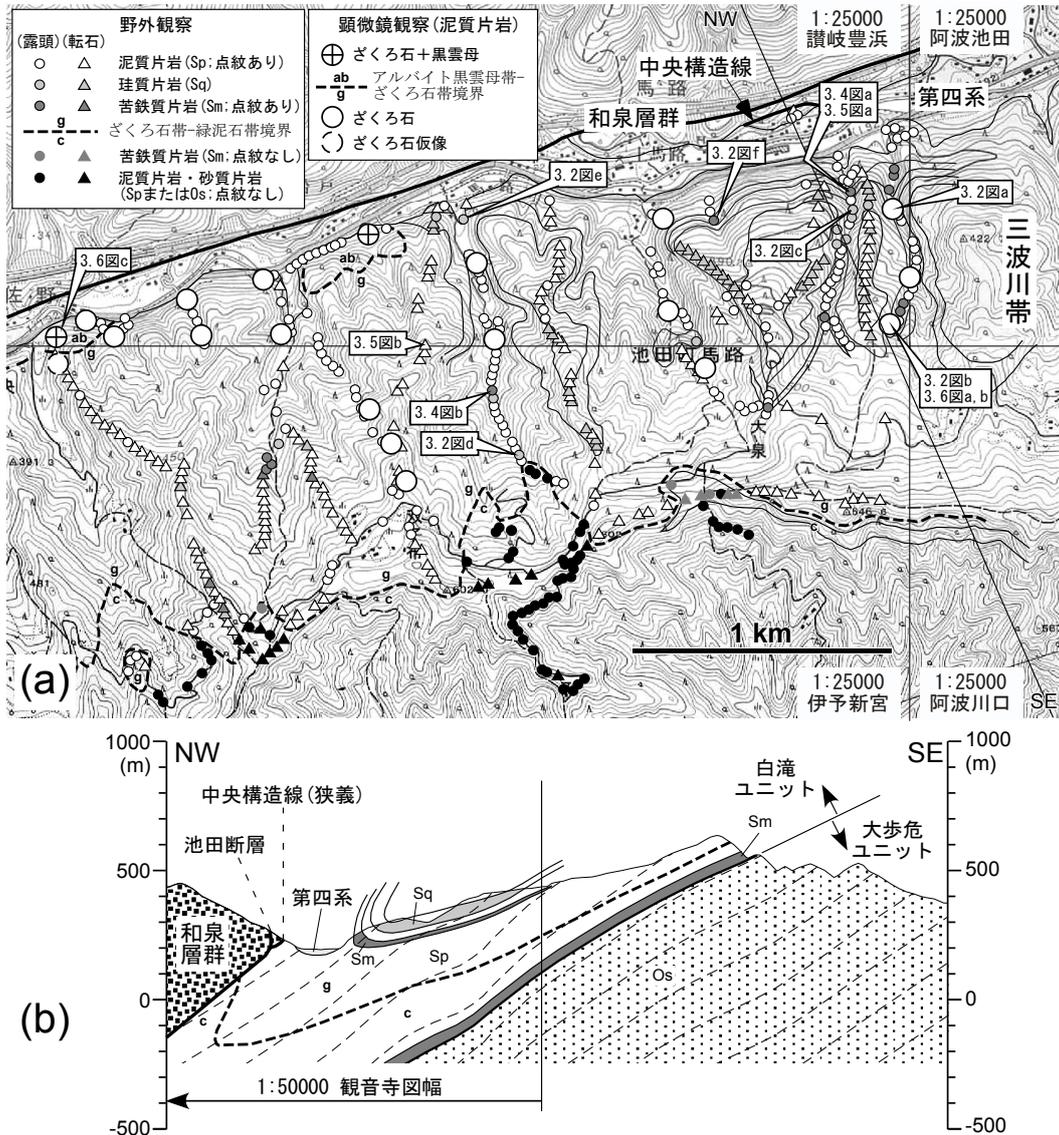
讃岐山脈北麓では、前期～中期更新世にかけての隆起運動に関連して、複数の南傾斜の衝上断層が活動した(Saito, 1962; Sangawa, 1978; 植木・満塩, 1998)。香川県仲多度郡まんのう町江畑で見られる江畑断層はその断層の一つであり、本地域においても、その西方延長の一部と考えられる竹成断層や長野断層が存在する。

第3章 三波川変成コンプレックス (三波川帯)

(青矢睦月)

本報告では中央構造線の南側に露出する低温高压型(以下、高压型)変成作用を被った地質体を三波川変成コンプレックスとして扱い、必要に応じてその巨視的な分布域を三波川帯、構成する岩石を三波川変成岩類と呼

ぶ。本地域以南の三波川帯の分布は少なくとも南隣「三島」図幅(土居, 1964)の南端部に達しているため、本報告の取り扱う範囲(第3.1図a)では三波川帯の南限問題を考慮する必要はない。



第3.1図 観音寺地域南東端部三波川帯周辺のルートマップと断面図

(a)の基図として国土地理院発行2万5千分の1地形図「讃岐豊浜」「阿波池田」「伊予新宮」「阿波川口」を用いた。(a)ルートマップ。本地域(2万5千分の1地形図「讃岐豊浜」)周辺部では岩相境界を細い実線で示した。ざくろ石帯と緑泥石帯の境界は、肉眼で認識可能なアルバイト斑状変晶(点紋)の消滅線とほぼ一致することが経験的に知られているため(秀, 1961など), この消滅線を用いた。検鏡に用いた泥質片岩試料:[GSJ R102078-102088, R102090-102092, R102094-102099]。(b)断面図。断面線(NW-SE)は(a)に示した。また白滝ユニットと大歩危ユニットへの区分とその境界を示した。

3. 1 概 要

分布・構成岩相 本地域の三波川変成岩類は、徳島県三好市池田町馬路周辺のごく狭い範囲にのみ分布する(第3.1図a)。巨視的に見ると、この三波川変成岩類は四国東部三波川帯の北端部に当たり、より北に位置する和泉層群と中央構造線を介して接している(第3.1図b)。また中央構造線近傍に分布する第四系によって不整合に覆われる(第3.1図a,b;水野ほか,1993)。

本地域三波川帯の構成岩相は苦鉄質片岩(Sm)、珪質片岩(Sq)、及び泥質片岩(Sp)である(第3.2図)。これらはそれぞれ主に玄武岩質岩、チャート、泥岩を原岩とする変成・変形岩であり、この原岩組み合わせは海溝付近における海洋地殻の表層部分(海洋底層序)に相当する。高压型の変成条件も併せると、本地域の三波川変成岩類は沈み込んだ海洋地殻表層物質と捉えられる。

ユニット区分 三波川変成コンプレックスは一般に別子ユニットと大歩危ユニットという2つの構造ユニットに区分されてきたが(Takasu *et al.*, 1994; Wallis, 1998)、青矢ほか(2013)による四国中央部の5万分の1地質図幅新居浜地域は、より高压の変成条件、すなわちエクロジヤイト相に達していた岩石の分布域を新たな構造ユニットと認識し、旧来の別子ユニットをさらに別子エクロジヤイト相ユニット(命名:青矢ほか,2013)、及び白滝ユニット(命名:青矢・横山,2009)に区分した。本報告では混乱を避けるため、青矢ほか(2013)の別子エクロジヤイト相ユニットを単にエクロジヤイトユニットと呼び、旧来の別子ユニットを白滝ユニットと呼ぶ。巨視的に見れば、最上位のエクロジヤイトユニットの分布はごく狭い範囲に限られるため、三波川変成コンプレックスの大部分は上位の白滝ユニットと下位の大歩危ユニットに区分できる。本地域の三波川変成岩類は白滝ユニットに属する(第3.1図b)。

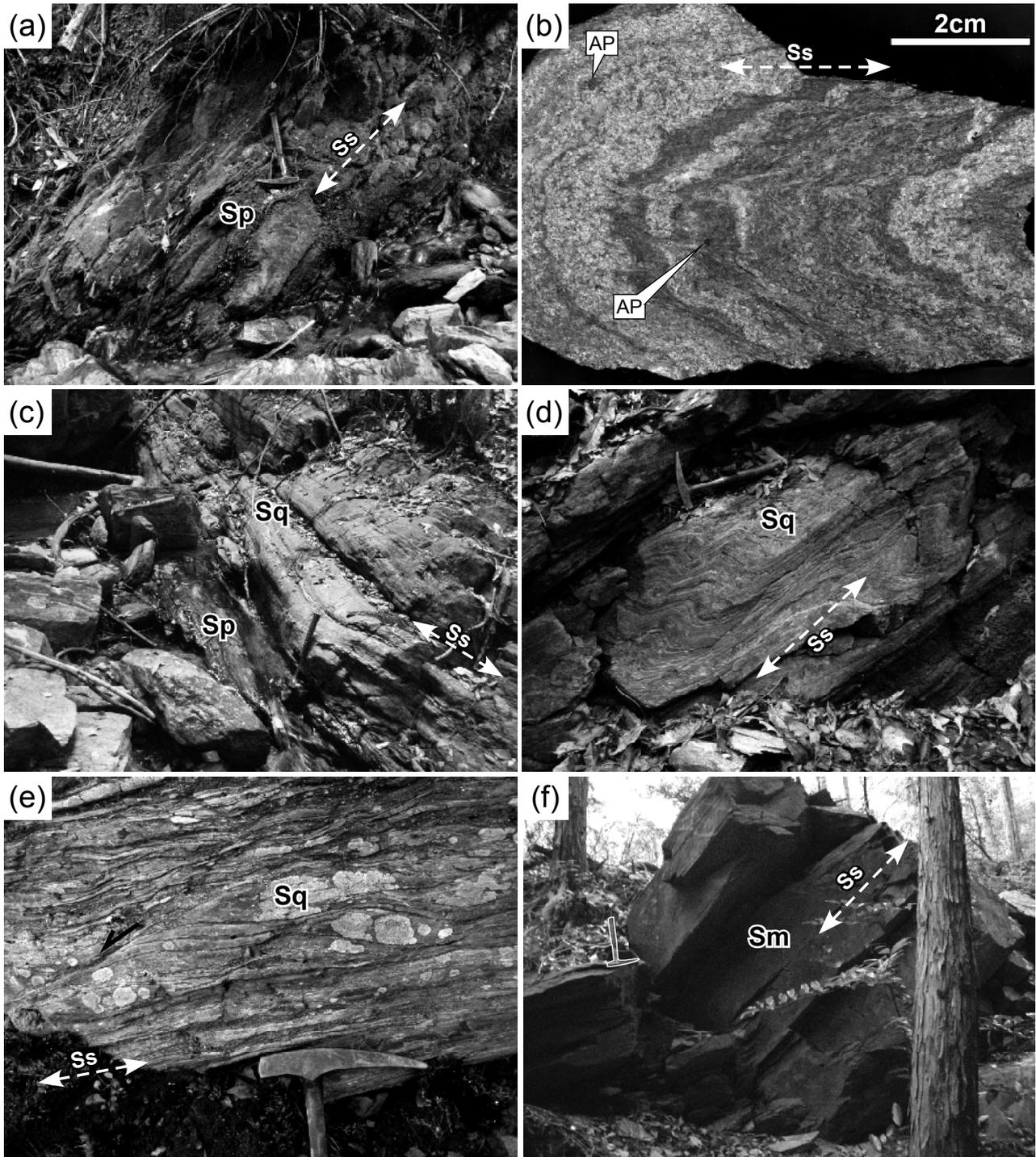
近年、砂質片岩中の碎屑性ジルコンの年代論、すなわち原岩年代の観点から大歩危ユニットを四万十累帯北帯の一部とみなす考えが提案されているが(Aoki *et al.*, 2007, 2008; 大藤ほか,2010)、変成条件に着目すると、大歩危ユニットは高压型、四万十累帯北帯は高温型であり(Sakaguchi, 1999; 原・木村, 2001; Miyazaki and Okumura, 2002)、変成作用のタイプが異なるため、両者を同一視すべきではない(第3.3図;青矢ほか,2013)。つまり、仮に従来の三波川帯の原岩年代が四万累帯北帯の一部と一致するとしても、両者の形成環境(深度や地温勾配)は異なっていたはずであり、成因上区別されるべきである。本報告ではこの変成作用の観点から、高压型変成作用を記録している大歩危ユニット(第3.1図b;第3.3図)を三波川変成コンプレックスの一部とみなす。

変成分帯 三波川変成コンプレックスの泥質片岩は一般

に緑泥石を含む。また変成度の上昇に伴い、ざくろ石、黒雲母、オリゴクレスがこの順序で出現する(例えば、Matsumoto *et al.*, 2005)。こういった泥質片岩の鉱物組み合わせの変化に基づき、三波川変成コンプレックスでは変成度の低い方から緑泥石帯、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯、及びオリゴクレス黒雲母帯という4帯への変成分帯が一般に行われている(秀,1961;Banno,1964;東野,1990)。本地域三波川帯の泥質片岩(明らかな砂質部分を除く)は一般にざくろ石を含み(第3.1図a)、その全体がざくろ石帯以上の高変成度部に属する。一方、黒雲母を含む泥質片岩が認められたのは中央構造線付近の2箇所のみであるため、本地域三波川帯の大部分はざくろ石帯に属し、アルバイト黒雲母帯の分布は中央構造線近傍のごく狭い地域に限られるものとした(第3.1図a)。

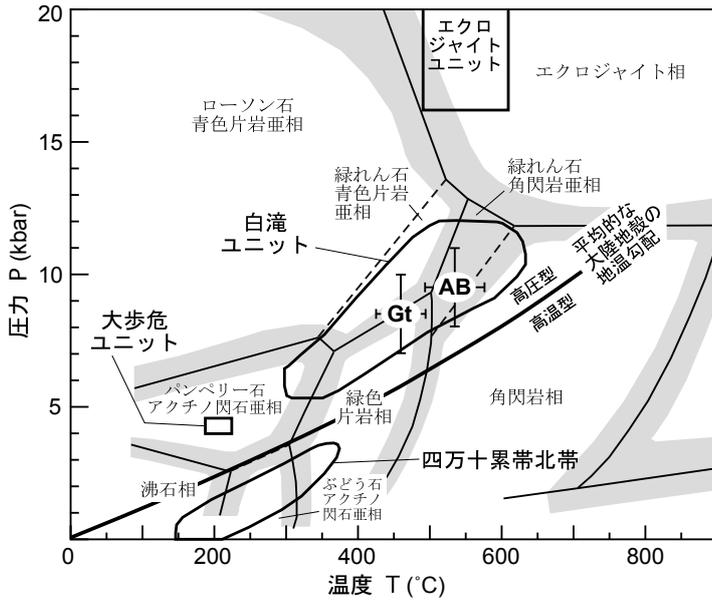
年代論 本地域の三波川変成岩類について放射年代の報告はない。また、一般に三波川変成岩の変成年代が直接的に求められた例はごく少ないが、本地域の西方と東方の2箇所から、エクロジヤイト中のざくろ石とオンファス輝石を用いたLu-Hf法によってエクロジヤイト相変成作用の年代が求められている。すなわち、愛媛県新居浜市別子地域のエクロジヤイト、及び徳島県吉野川市高越地域のエクロジヤイトについて、それぞれ 88.8 ± 0.6 Ma 及び 88.2 ± 0.5 Ma というほぼ同様の変成年代が得られている(Wallis *et al.*, 2009)。エクロジヤイトユニットにおけるエクロジヤイト相変成作用は主変成作用、つまり三波川帯全域の変成分帯が記録されたステージに先立つものであるため(榎並,1982;Aoya,2001)、本地域三波川帯における主変成作用の変成年代は約 89 Ma よりも後だと考えられる。一方、南隣「三島」地域内の三波川変成岩類のうち本地域三波川帯の西方延長に当たる部分(ざくろ石帯、及びアルバイト黒雲母帯)からは、泥質片岩及び砂質片岩中のフェンジヤイトについて 89–71 Ma という K-Ar 年代が報告されている(Itaya and Takasugi, 1988)。ざくろ石帯及びアルバイト黒雲母帯の最高変成温度は 425°C 以上であり(Enami *et al.*, 1994)、白雲母類鉱物における K-Ar 系の閉鎖温度、約 400°C (Hodges, 1991; Hames and Bowring, 1994)を上回る。つまり、K-Ar 法によって得られた 89–71 Ma という年代は冷却年代であり、変成年代はこれらの年代値よりも古い。合わせると、本地域三波川帯における変成作用は 89–71 Ma の時期、すなわち後期白亜紀に起こったものと考えられる。

三波川変成コンプレックスの高変成度部では一般に同定可能な化石は産出せず、また現時点では本地域で碎屑性ジルコンの年代測定も行われていないため、原岩年代は不明である。変成作用以前という意味で、凡例では原岩は後期白亜紀以前とした。



第3.2図 三波川変成岩類の露頭写真及び研磨面写真

ハンマーの長さは33 cm, ハンマーヘッドの長さは18 cm. Ss; 主変形Dsによる片理面ないし褶曲軸面. 各露頭, 試料の野外での位置は第3.1図に示した. (a) 泥質片岩(Sp)の露頭. 東北東を向いて撮影. (b) Ds褶曲が発達した泥質片岩試料(KO18 [GSJ R102083])の研磨面. AP; アルバイト斑状変晶. (c) 珪質片岩(Sq)と泥質片岩(Sp)が接する露頭. 西を向いて撮影. (d) 南フェルゲンツのDs褶曲が発達した珪質片岩(Sq)の露頭. 東北東を向いて撮影. (e) シアーバンドの発達した珪質片岩(Sq)の露頭. 北向きに立ち, 下を向いて撮影. シアーバンドは上盤側(北側)が西へ動くセンスのズレ(黒矢印)を示す. (f) 苦鉄質片岩(Sm)の露頭. 東を向いて撮影.



第 3.3 図 三波川変成コンプレックスと四万十累帯北帯における変成温度・圧力条件
 変成相図は坂野ほか(2000), 平均的な大陸地殻の地温勾配は Spear (1993) の一次元単層モデルによる。三波川帯白濁ユニットにおける最高圧力時の変成温度・圧力条件の範囲は青矢ほか(2013)の総括に基づく。また本地域相当のざくろ石帯(Gt)及びアルバイト黒雲母帯(AB)について最高温度時の温度・圧力条件(Enami *et al.*, 1994)を示した。エクロジャイト相ユニットの温度・圧力条件は Ko *et al.* (2005), Kouketsu *et al.* (2010), Ota *et al.* (2004), Endo (2010) に, また大歩危ユニット(緑泥石帯)の温度・圧力条件は Aoki *et al.* (2008) に基づく。また四万十累帯北帯の温度・圧力条件は Sakaguchi (1999), 原・木村(2001)のデータをまとめた。

3.2 苦鉄質片岩 (Sm)

分布 地質図に表現可能なものは本地域三波川帯の東端部に限られ, 泥質片岩 (Sp) に挟まれる形で厚さ 30 m 以内の層状に産出する(第 3.1 図 a, b)。泥質片岩との境界部には厚さ 50 cm 程度の珪質片岩が挟まれることが多い。また厚さ 1 m 以内の薄層として泥質片岩中に挟まれていることがある。

産状 露頭では角張った外見を示すことが多く, 一般に北傾斜 40° 程度の片理面が発達する(第 3.2 図 f; 第 3.4 図 a)。また試料規模では一般に白色のアルバイト斑状変晶(径 0.5 mm 以上)が肉眼で確認できる。ただし, アルバイト斑状変晶は厚さ 1 m 以下の特定の層に集中的に見られるか, もしくは層ごとにその量比・粒径が異なる場合が多い。基質は肉眼で淡黄緑色から淡青緑色を呈し, 片理とはほぼ平行な 0.5–5 mm 程度の色調の異なる層の繰り返し一般在に認められる。

岩石記載 主に緑泥石, 緑れん石, アクチノ閃石, アルバイト, 石英からなり(第 3.5 図 a, b), その他に少量のチタン石, 不透明鉱物を伴う。またフェンジャイト, ルチル, アルカリ角閃石を含む場合がある。アルバイトは一般に斑状変晶として産する(第 3.5 図 a, b)。またアルカリ角閃石は一般にアクチノ閃石に取り囲まれた産状を示す(第 3.5 図 b)。アクチノ閃石や緑れん石(ないし緑れん石集合体)は片理面上で概ね一定方向に配列し, 引き伸ばし線構造を規定することが多い。引き伸ばし線構造の方位は概ね東西方向の緩傾斜である(第 3.2 図 a)。

3.3 珪質片岩 (Sq)

分布 地質図に表現可能なものは本地域三波川帯の東半

部に分布し, 泥質片岩 (Sp) に挟まれる形で概ね厚さ 50 m 程度の層状に産出する(第 3.1 図 a, b)。この珪質片岩中には厚さ 1 m 以内の泥質片岩層が挟まれていることがある(第 3.2 図 c)。また厚さ 1 m 以内の珪質片岩の薄層が泥質片岩中, もしくは泥質片岩と苦鉄質片岩の境界にしばしば挟まれる。

産状 露頭では一般に北傾斜 40° 程度の強い片理面が発達するほか(第 3.2 図 c; 第 3.4 図 a), こういった片理面とはほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状の褶曲がしばしば観察される(第 3.2 図 d; 第 3.4 図)。また片理面上では石英のレンズ状ないしリボン状集合体やフェンジャイトの配列によって規定される引き伸ばし線構造がしばしば観察される。引き伸ばし線構造の方位は概ね東西方向の緩傾斜である(第 3.4 図 a)。片理面に垂直かつ引き伸ばし線構造に平行な露出面には露頭規模ないし試料規模で発達したシアーバンドが観察されることがあり, これらはほぼ一貫して上盤側(北側)が西へ動くセンスのズレを示す(第 3.2 図 e)。肉眼では概ね厚さ 1 cm 以内の規模の白色層と有色層の互層が観察される。有色層が構成鉱物によって灰色, 淡緑色, ないし赤色を示すため, 白色層と互層した岩石全体の見た目は灰白色, 灰緑色ないし淡紅色となる。

岩石記載 珪質片岩には基質の大部分をなす石英に加えてフェンジャイト, アルバイトが普遍的に含まれ(第 3.6 図 a, b), これらが基調である白色部をなす。また有色層には一般に緑れん石ないし紅れん石が認められ, 紅れん石を含むもの(第 3.6 図 b)では有色層が赤色を示すことから, 岩石は全体として淡紅色の見た目となる。一方, 緑れん石を伴うものうち有色層に炭質物や粒状不透明鉱物を含むものは全体として灰白色を呈し, 緑泥石やアクチノ閃石を伴うものは灰白色ないし灰緑色

を呈する。また、こういった色調の違いとはほぼ無関係な微量鉱物として、ざくろ石、炭酸塩鉱物、チタン石、ルチル、アパタイトを含むことがある。アルバイトは多くの場合、斑状変晶状に産する(第3.6図a)。また石英は一般に波動消光を示し、径数ミクロン程度の亜結晶集合体をなすことが多い(第3.6図)。

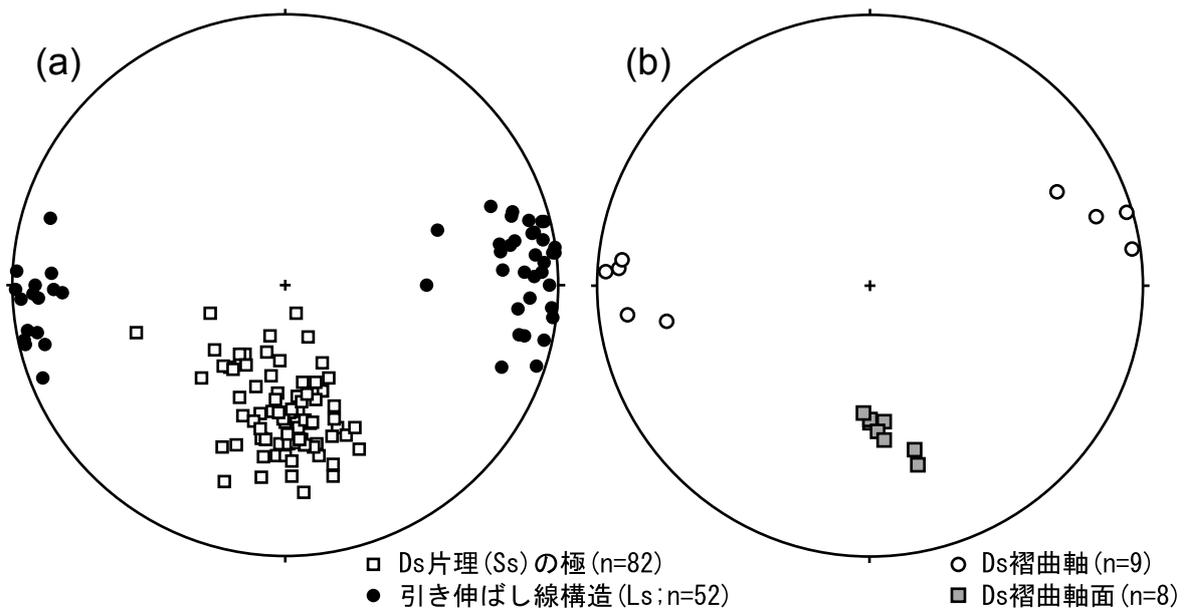
3.4 泥質片岩 (Sp)

分布 本地域三波川帯の大部分を占める。下底面は白滝ユニット最下部(大歩危ユニット直上)に分布する苦鉄質片岩卓越層との境界である(第3.1図b)。また概ね厚さ50m程度の層状珪質片岩(Sq)を挟み、この珪質片岩を境に下部泥質片岩と上部泥質片岩に分けられる(第3.1図b)。本地域三波川帯には数100m規模の巨視的転倒シンフォームが発達するため(第3.5節参照)層厚には地域差があるが、下部泥質片岩の厚さは褶曲の翼部で少なくとも200m以上ある(第3.2図b)。上部泥質片岩の層厚は上限が見えていないため不明である。本地域三波川帯の東部では谷底部分に下部泥質片岩、尾根部分に上部泥質片岩が分布する一方、西部には上部泥質片岩のみが分布する。黒雲母を含む泥質片岩試料の産出、すなわちアルバイト黒雲母帯の分布は本地域三波川帯西部の上部泥質片岩に限られる(第3.1図a)。

産状 一般に北傾斜40°程度の強い片理面が発達し(第3.4図a)、苦鉄質片岩や珪質片岩に比べて片理に沿って割れやすい(第3.2図a)。また、こういった片理面

とはほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状の褶曲がしばしば観察される(第3.2図b;第3.4図)。片理面上には石英のレンズ状ないしリボン状集合体の形状、フェンジャイトの配列、またアルバイト斑状変晶の周囲に発達した圧影などによって規定される引き伸ばし線構造がしばしば観察され、方位としては東西方向の緩傾斜を示す(第3.4図a)。肉眼では暗灰色から銀灰色を呈し、もとの砂泥互層に由来すると思われる炭質物に富む層と比較的乏しい層による数mm~数10cm規模の縞状構造がしばしば観察される(第3.2図b)。一般に径0.5mm以上のアルバイト斑状変晶が肉眼で確認でき、この場合、アルバイト斑状変晶は含有物である炭質物に由来して黒色ないし暗灰色の粒として観察されることが多い(第3.2図b)。

岩石記載 主に石英、フェンジャイト、アルバイト、炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、緑れん石、チタン石を伴う(第3.7図)。また緑泥石、ざくろ石、黒雲母、褐れん石、電気石、ルチル、スティルプノメレン、炭酸塩鉱物を含むことがある。本地域の泥質片岩(Sp)の多くは緑泥石と径0.5mm以下の細粒ざくろ石を含む(第3.1図a;第3.7図b)。ただし、砂質の原岩を示唆する炭質物に乏しい白色部分には緑泥石が鏡下で確認できないことがあり、こういった試料の一部はざくろ石も含まない。一方、黒雲母が含まれる場合には長径0.4mm以下の細粒結晶として産する(第3.7図c)。緑泥石、フェンジャイト、炭質物、及び黒雲母は概ね基質の片理に沿った定向配列を示す。またアルバイトは主に



第3.4図 調査地域(第3.1図a)における変形構造方位を示したステレオ投影図
(a)、(b)ともに等面積下半球投影。(a) Ds片理(Ss)の極、及びDs片理面上の引き伸ばし線構造(Ls)。(b) Ds褶曲の褶曲軸、及び褶曲軸面。

斑状変晶として産する。アルバイト斑状変晶の内部には主に炭質物によって規定される内部片理が観察され、こういった内部片理は基質の片理としばしば斜交する(第3.7図c)。

3.5 地質構造と変成作用

地質構造 Wallis (1990, 1998)は南隣「三島」地域とさらに南の「本山」地域にまたがる汗見川周辺での研究を通じ、アルファベット順の添字を用い、古い方から順にDr, Ds, Dt, Duという4つの塑性変形段階を区分した。本報告ではこれらを本地域三波川帯(白滝ユニット)での変形段階の呼称として用いる。Ds, Dt, DuはKojima and Suzuki (1958)やFaure (1983)でS1, S2, S3と呼ばれた面構造の形成段階にかなりの部分で一致する。

本地域三波川帯を構成する苦鉄質片岩、珪質片岩、及び泥質片岩には一般に北傾斜40°程度の片理が発達する(第3.2図a, c, f)。これらの片理はその面上に東西方向の引き伸ばし線構造を伴うことから(第3.4図a)、三波川変成コンプレックスの大部分で普遍的に発達する主片理, Ssとみなすことができる(Wallis *et al.*, 2009など)。Ssを形成した変形段階を主変形Dsとする。一方、アルバイト斑状変晶の内部片理はしばしば主片理Ssと斜交することから(第3.5図a; 第3.7図c)、Dsよりも一段階古いDr期に生じた片理, Srとみなすことができる(例えば, Aoya *et al.*, 2002; 青矢 *ほか*, 2013)。また本地域三波川帯ではSsとほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状の褶曲が広範囲で観察され(第3.2図b, d)、これらはSsの形成と同時期、つまりDs期の褶曲と考えられる。実際、こういったDs褶曲によって曲げられている片理がアルバイト斑状変晶の内部片理とほぼ平行に発達し、Ssより古いSrとみなせることも確認した(第3.7図a)。つまり、本地域三波川帯の巨視的な岩相分布はこういったDs褶曲の影響を受けている可能性がある。

一方、本地域三波川帯東端部の谷底部分に観察された珪質片岩(第3.2図c。露頭位置は第3.1図参照)の分布は、この露頭の南方では北傾斜20°程度の平滑層として説明されるものの(第3.1図b)、この露頭北方の谷底には連続せず、東岸の尾根上に続いている(第3.1図a)。前述した小規模Ds褶曲の広域分布を踏まえ、この珪質片岩の分布を説明するため、当該地域には巨視的なDs期の転倒シンフォームが存在するものと解釈した(第3.1図b)。すなわち、谷底の珪質片岩層はタイトなDs褶曲によって上方に折りたたまれているために東岸の尾根上にその延長が露出しているものと考えた。Ds褶曲の軸面が一貫して北傾斜、つまり東西走向を持つことから(第3.4図b)、この巨視的Ds褶曲の軸面トレースは東西方向に延長し、西方では中央構造線に達する部分で

消滅する。

微細構造観察によれば、苦鉄質片岩中の角閃石類や緑れん石は主片理Ssとほぼ平行に産する(第3.5図)。泥質片岩中のフェンジャイト、緑泥石、黒雲母も大部分は主片理Ssとほぼ平行に配列し、Ssはざくろ石やアルバイト斑状変晶を迂回する(第3.7図)。また、アルバイト斑状変晶は外縁部でSsを包有することがあるものの、大部分はDsより前の変形段階、Dr期の片理を包有している(第3.5図a; 第3.7図c)。つまり、変成鉱物成長の大部分はDs期変形の開始以前に起こっており、変成鉱物は一般にDs期変形を被っている。このことから、変成鉱物の産出によって規定される変成分帯の境界もDs期変形の影響を受けているものと判断し、第3.1図bの断面図ではざくろ石帯-緑泥石帯境界を巨視的Ds褶曲によって曲げられるように描いた。

変成作用 以下の記述では坂野 *ほか* (2000)に従った変成相の名称を用いる(第3.3図)。本報告の顕微鏡観察に用いた苦鉄質片岩5試料は全てざくろ石帯から得られたものである。これらは一般にパンペリー石を含まず、緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石+アルバイトという鉱物組み合わせを持つことから(第3.5図)、緑色片岩相での変成作用を被ったものと考えられる。また5試料中2試料からはアルカリ角閃石が認められ、この場合、アルカリ角閃石をアクチノ閃石が取り囲んでいることから(第3.5図)、緑れん石青色片岩亜相での変成作用の後に緑色片岩相に至ったことが示唆される。一方、南隣「三島」地域とさらに南の「本山」地域にまたがる猿田川、汗見川周辺における主変成作用の温度・圧力条件はEnami *et al.* (1994)によってまとめられている。これに

(p. 17 上段ノ)

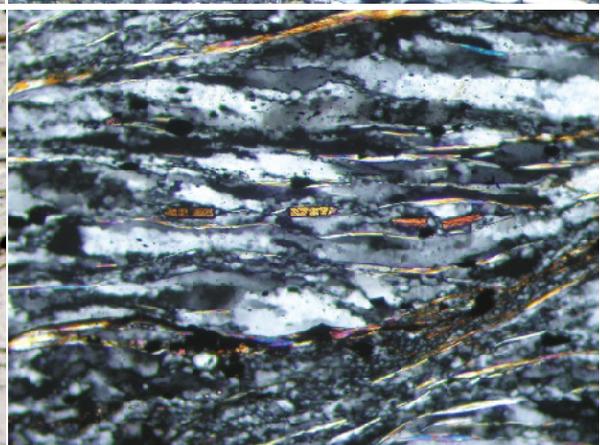
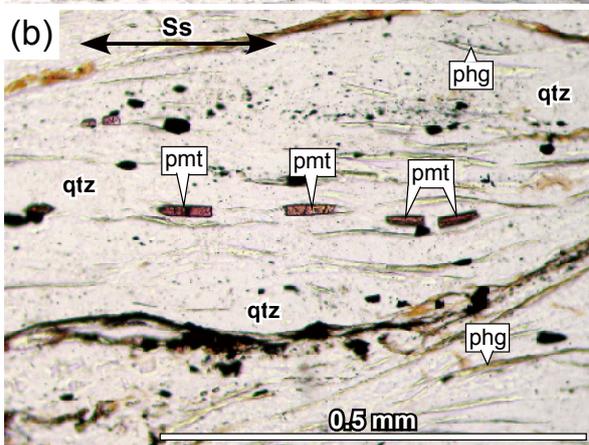
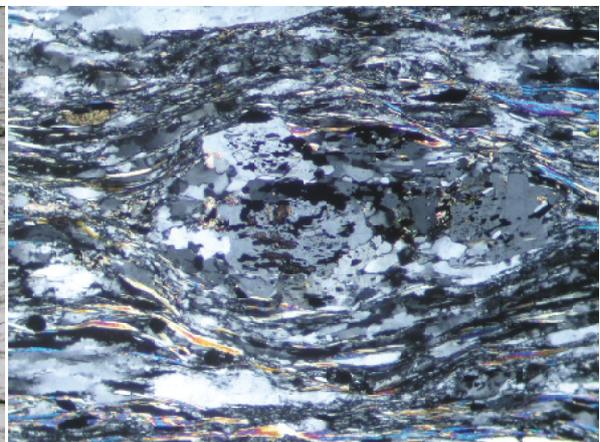
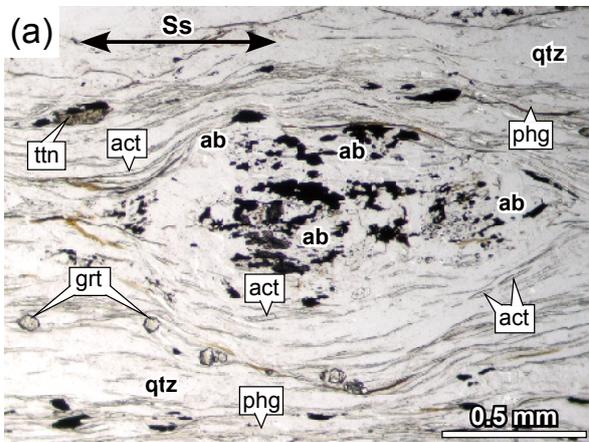
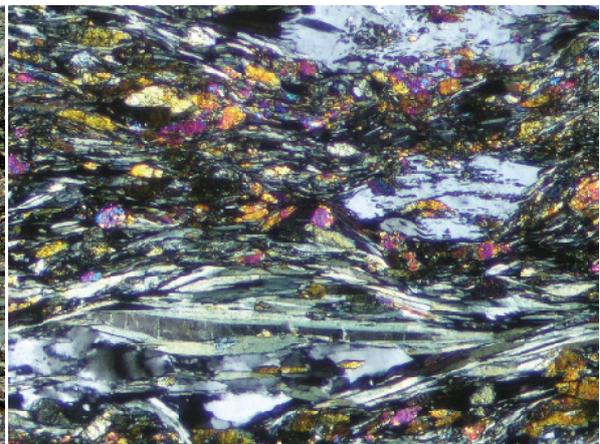
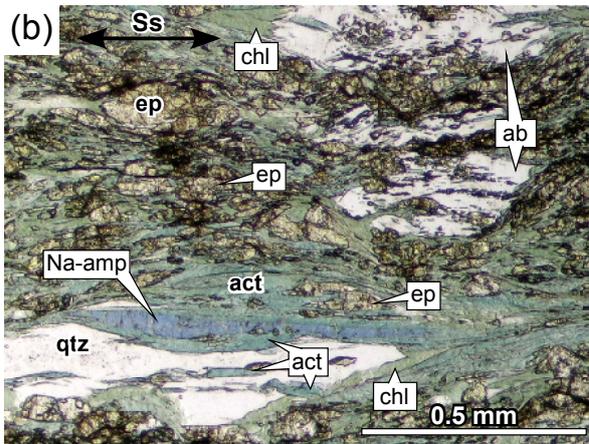
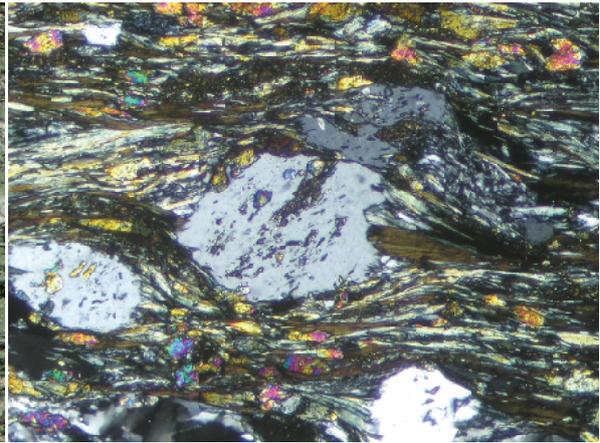
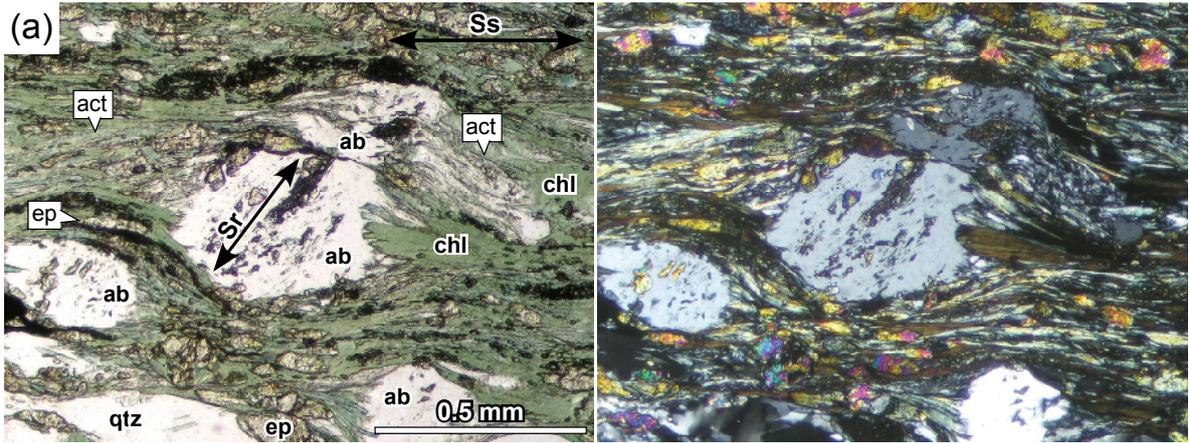
第3.5図 苦鉄質片岩(Sm)の薄片写真

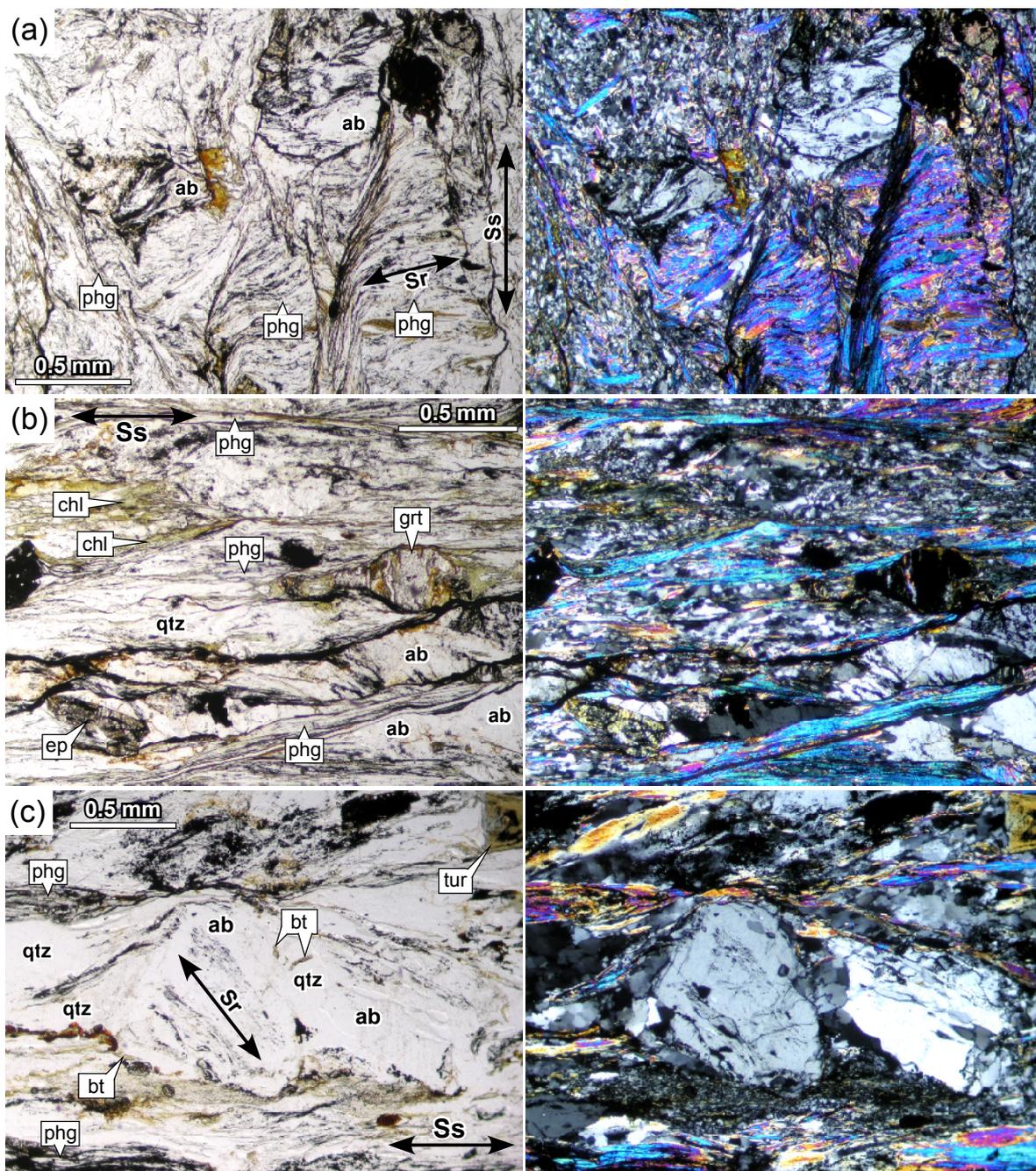
左がオープンニコル、右がクロスニコル。試料の採取位置は第3.1図aに示した。Ss; Ds片理, Sr; Dr片理, ab; アルバイト, chl; 緑泥石, act; アクチノ閃石, ep; 緑れん石, qtz; 石英, Na-amp; アルカリ角閃石。(a) KO4 [GSJ R102077]。アルバイト斑状変晶の内部片理(Sr)と斜交することから、基質の片理はSsと判断できる。(b) KO30 [GSJ R102093]。アルカリ角閃石を含む。アルカリ角閃石はその周囲をアクチノ閃石に取り囲まれる。

(p. 17 下段→)

第3.6図 珪質片岩(Sq)の薄片写真

左がオープンニコル、右がクロスニコル。試料の採取位置は第3.1図aに示した。Ss; Ds片理, qtz; 石英, ab; アルバイト, act; アクチノ閃石, grt; ざくろ石, ttn; チタン石, phg; フェンジャイト, pmt; 紅れん石。(a) ざくろ石とアクチノ閃石を含むもの(KO3 [GSJ R102076])。 (b) 紅れん石を含むもの(KO26 [GSJ R102089])。





第3.7図 泥質片岩 (Sp) の薄片写真

左がオープンニコル，右がクロスニコル。試料の採取位置は第3.1図aに示した。Ss；Ds片理，Sr；Dr片理，ab；アルバイト，phg；フェンジャイト，chl；緑泥石，qtz；石英，grt；ざくろ石，ep；緑れん石，bt；黒雲母，tur；電気石。(a) Ds褶曲(第3.2図b)のヒンジ部分。薄片は褶曲軸に垂直な切断面で作成した。褶曲によって曲げられている片理はアルバイト斑状変晶の内部片理とほぼ平行であり，Ssよりも一段階古いSrであることがわかる。Ssは軸面片理をなし，Srと斜交する。(b) (a)と同一試料。薄片は褶曲軸に平行かつSsに垂直な切断面で作成した。(c) Ssが強く発達した試料(KO40 [GSJ R102095])。黒雲母を含む。アルバイト斑状変晶の内部片理は基質の片理Ssと斜交し，一段階古いSrと判断できる。

よれば、ざくろ石帯における最高温度時の変成温度・圧力は 425–495°C, 7.0–10.0 kbar, またアルバイト黒雲母帯では 495–575°C, 8.0–11.0 kbar である。ただし、温度見積もりはざくろ石緑泥石の Fe-Mg 交換温度計によるものを示した。Enami *et al.* (1994) によるざくろ石帯の

圧力・温度条件は青色片岩相と緑色片岩相の境界部付近に相当し、本地域における苦鉄質片岩の鉱物組み合わせと整合的である(第 3. 3 図)。またアルバイト黒雲母帯の圧力・温度条件は緑れん石角閃岩亜相にほぼ相当する(第 3. 3 図)。

第4章 観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈

(松浦浩久)

4.1 観音寺深成岩類 (Gd, Gr)

命名 本報告では本地域に分布する白亜紀深成岩類を
観音寺深成岩類と呼ぶ。
模式地 観音寺市琴弾山

4.1.1 概要

分布 観音寺深成岩類は本地域北東部の観音寺市北部から三豊市財田町周辺の丘陵に小規模な岩体として点在する。

層序・貫入関係 本地域の観音寺深成岩類は領家変成岩類とは接触せず、その捕獲岩も含まない。また同時性苦鉄質岩脈も伴わない。本岩類よりも新期の地層との関係は、観音寺市粟井町岩鍋池の堤下で後期白亜紀カンパニアン期の和泉層群に不整合に覆われるのが観察できる(第5.4図A参照)。

中新世の瀬戸内火山岩類との関係では、観音寺市と三豊市境の七宝山地では讃岐層群に不整合に覆われて、主に山麓部に露出している。不整合面の高度は場所によって違い、七宝山西側の三豊市仁尾町仁尾小曾では標高約10mであるが、東側の同市豊中町比地大では標高約200m、南側の観音寺市高屋町北では標高約140mまで観音寺深成岩類が露出している。江甫草山の北と南の海岸では、讃岐層群の火砕岩中に観音寺深成岩類の岩片が多数含まれているのが観察される。すぐ東の稲積山南の不整合面との高度差(約140m)及び観音寺深成岩類と讃岐層群との境界が高角と推定されることから、江甫草山東では観音寺深成岩類は讃岐層群の火口の壁岩になっていたと推定される。

鮮新世～更新世の三豊層群との関係では、三豊市高瀬町佐股から同市山本町財田西、観音寺市大野原町丸井において、観音寺深成岩類が三豊層群に不整合に覆われている。ここでも不整合面の高度は場所によって異なり、三豊層群は観音寺深成岩類に対してアバットしている。

岩相 本地域の観音寺深成岩類の構成岩相は、中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gd)と中～粗粒黒雲母花崗岩及び普通角閃石黒雲母花崗岩(Gr)である。花崗閃緑岩は花崗岩に囲まれて孤立した小岩体が捕獲岩体状に点々と散在するが、露頭の風化が著しく両者の境界は不明瞭である。花崗閃緑岩と花崗岩はいずれも大部分は塊状の産状を示すが、まれに弱い面構造を示す部分がある。

面構造を観察できる場所は少ないが、概ね北東-南西方向で、北西又は南東に緩く(10-20°)傾斜する。

花崗閃緑岩は、有色鉱物として普通角閃石と黒雲母を含み、しばしば径1-3cmのカリ長石の斑状結晶を含む。まれに径2-5cmの細粒トータル岩～石英閃緑岩の岩片を含むことがある(第4.1図)。

花崗岩は、有色鉱物として黒雲母のみを含む部分と黒雲母に角閃石を伴う部分がある。また場所によって径1-3cmのカリ長石斑状結晶を含むことがある(第4.2図 矢印)。黒雲母花崗岩の分布地域では、外側が細粒花崗岩で内側が径2-3cmの石英と長石を含むペグマタイトになった複合岩脈が、幅約50cm、延長10mほどの規模で貫入しているのが観察されることがある。

4.1.2 岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gd) 三豊市豊中町比地大西方[GJSJ R106200]

肉眼では塊状中粒の粒状組織を示し、長径1.5-2cmのカリ長石自形斑晶が見える。顕微鏡観察では主成分鉱物として、多い順に斜長石(径0.5-5mm自形～半自形)、石英(径1-7mm他形、波動消光を示す)、カリ長石(斑晶以外は径1-4mm他形)、普通角閃石(径0.5-2mm半自形Z:帯褐緑色)及び黒雲母(径0.5-3mm他形YZ:茶褐色)を含む。黒雲母は劈開面がわずかに湾曲しており、石英の波動消光とともに固結後に応力を被ったことを示す。副成分鉱物として褐れん石(径0.2-0.8mm)、燐灰石・ジルコン・モナズ石・不透明鉱物(以上長径0.2mm以下)を含む。褐れん石は内部の大部分が赤褐色で殻部が淡黄色の累帯を示す。副成分鉱物の褐れん石・燐灰石・鉄鉱は黒雲母の結晶中に含まれるものが多い。

粗粒角閃石黒雲母花崗岩(Gr) 三豊市高瀬町羽方[GJSJ R106213]

肉眼では塊状粗粒の粒状組織を示す。径1-2mmの有色鉱物が集合した径1cm前後の暗色包有物(clot)を少量含む。顕微鏡観察では主成分鉱物として多い順に、石英(径1-10mm他形)、カリ長石(径1-10mm他形)、斜長石(径0.5-4mm自形～半自形)、黒雲母(径0.5-2.5mm半自形YZ:暗褐色)、普通角閃石(径0.5-3mm自形Z:帯褐緑色)を含む。石英はわずかに波動消光を示し、斜長石は殻部に弱い累帯構造が見られる。黒雲母と普通角閃石は部分的に緑泥石化している。副成分鉱物として褐れん石(径0.05-1.6mm)、燐灰石・ジルコン・モナズ石(以上長径0.05-0.2mm)を含む。褐

れん石は内部の大部分が赤褐色を示し、淡黄色の殻部が薄く取り囲む累帯を示す。副成分鉱物の褐れん石・燐灰石・ジルコン・モナズ石は黒雲母の結晶中に含まれることが多い。

4. 1. 3 観音寺深成岩類の普通角閃石 K-Ar 年代

観音寺深成岩類の放射年代として、三豊市山本町財田西の普通角閃石黒雲母花崗岩の普通角閃石 K-Ar 年代がある(第 4. 1 表)。測定された年代値は後期白亜紀の 94.5 ± 4.7 Ma であり、本深成岩類を不整合に覆う和泉層群の珪長質凝灰岩や化石が示す堆積年代(後期白亜紀カンパニアン期)よりも古く、層序関係には矛盾していない。しかし、仁尾地域における普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代 (80.5 ± 1.8 Ma; 柴田, 1979) や U-Pb 年代 (86.0 ± 1.2 Ma; 中島ほか, 2002; Nakajima *et al.*, 2004) よりもやや古い。また、本試料では普通角閃石のカリウム含有量としては異常に大きな値を示すため、分離角閃石への黒雲母の混入が疑われるが、放射起源アルゴン量とカリウム含有量についての 2 回の

測定値はよく揃っているため、ある程度意味がある年代値であると判断して採録した。

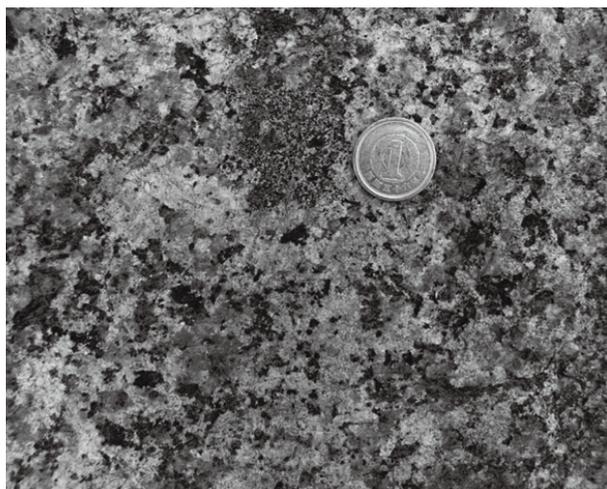
4. 2 白亜紀岩脈 (Gp, Rd, Dp)

4. 2. 1 概要

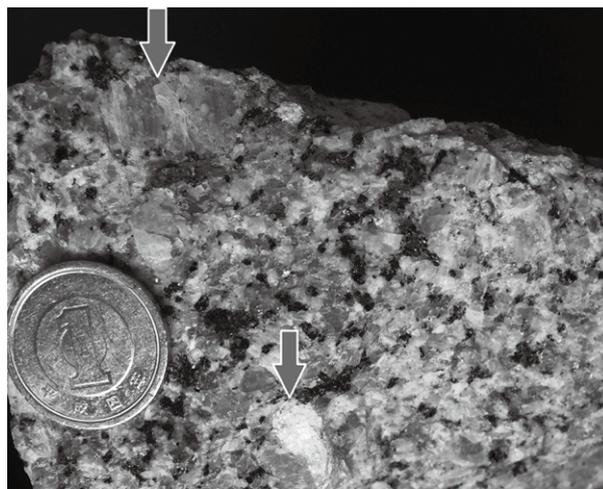
観音寺深成岩類に貫入する白亜紀岩脈は、細粒斑状花崗岩 (Gp)、球顆流紋岩及びデイサイト (Rd) 及び細粒斑状閃緑岩 (Dp) の 3 種類に区分できる。

細粒斑状花崗岩は肌色細粒石基中に径数 mm の石英・長石・黒雲母・角閃石の斑晶が含まれる。細粒斑状花崗岩の石基は粒状組織を示すものと微文象組織を示すものがある。三豊市豊中町笠田笠岡の眉山から高瀬町羽方周辺に分布し、脈幅数 10 m から 100 m で、東北東-西南西方向に貫入するものが多い。

球顆流紋岩及びデイサイトは、灰色~黄褐色の緻密な石基を主とする岩脈である。分布はまれで、それぞれ 1 カ所のみ見られる。球顆流紋岩は観音寺市池之尻町で粗



第 4. 1 図 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩
(三豊市山本町財田西の南東)



第 4. 2 図 カリ長石斑状黒雲母花崗岩 (三豊市高瀬町羽方)
矢印はカリ長石斑晶。

第 4. 1 表 普通角閃石黒雲母花崗岩の普通角閃石 K-Ar 年代測定結果

試料番号	測年岩石	試料採取地	測年鉱物	Rad ⁴⁰ Ar (mlSTP/gx10 ⁻⁵)	Rad ⁴⁰ Ar (%)	K (%)	放射年代 (Ma)	平均値 (Ma)
K-Taka-1	普通角閃石黒 雲母花崗岩	香川県三豊市 山本町財田西	普通角閃石	0.422	40.8	1.12	94.8 ± 4.7	94.5 ± 4.7
				0.419	43.6	1.11	94.2 ± 4.7	

試料採集者：齋藤文紀

鉱物分離・年代測定：Teledyne Isotopes (T.I. Sample No., KA87-1874)

測定年月日：1988年2月8日

$\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10}/y$

$^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$, $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphere = 295.5 (Steiger and Jager, 1977)

粒黒雲母花崗岩に幅約 30 m で南北方向に貫入している。デイサイトは分布が小さく地質図には示していないが、三豊市仁尾町清水の海岸において脈幅 2 m の岩脈 2 枚が粗粒黒雲母花崗岩に貫入している。径 1 mm くらいの斜長石斑晶を含み、貫入方向は東北東-西南西方向である。

細粒斑状閃緑岩は一般に変質を被って粘土化しており、新鮮な岩石が残っている場所はまれである。新鮮な部分では、肉眼で暗緑色細粒緻密な石基中に斜長石と角閃石の径 1-2 mm 斑晶が見える。岩脈の脈幅は 1-6 m で、東西方向に貫入するものと北東-南西方向に貫入するものがある。

4. 2. 2 岩石記載

細粒斑状花崗岩 (Gp) 三豊市高瀬町羽方北東
[GSJ R106207]

灰緑色細粒緻密な石基中に、径 2-8 mm の斑晶として白色の斜長石と暗緑色の黒雲母及び角閃石が見える。長径 0.5-5 mm の斑晶斜長石は、集斑状になって径 8 mm に達する。黒雲母(径 0.5-4 mm)と角閃石(径 0.5-2.5 mm)の大部分は緑泥石になっているが、角閃石の一部は Z: 褐緑色を示す新鮮な部分が残る。石基は径 0.1 mm 前後の石英、斜長石、カリ長石の粒状組織を主とするが、石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母が放射状になることもある。このほか副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・不透明鉱物(以上長径 0.1 mm 以下)を含み、変質鉱物として緑泥石・緑れん石・方解石・水酸化鉄を生じている。

球顆流紋岩 (Rd) 観音寺市粟井町千尋神社南東
[GSJ R106216]

記載試料として変質した部分しか採取できなかった。肉眼では黄褐色を呈し、1-2 mm の球顆がまだら模様に見える。顕微鏡下では斑晶として緑泥石化した黒雲母(径 1.5 mm)がまれに観察される。石基は微細な珪長質鉱物の集合からなり、それらの径 1-2 mm 放射状の集合が肉眼で見える球顆を作っている。変質鉱物として緑泥石や白雲母などが石基に生じている。

デイサイト (Rd) 三豊市仁尾町清水南海岸
[GSJ R106196]

肉眼で灰色の基質中に径 1 mm 前後の白い斜長石斑晶が見える。顕微鏡観察によっても斑晶鉱物は斜長石のみである。石基は主成分鉱物として径 0.1 mm 以下の石英、斜長石、黒雲母、角閃石、カリ長石結晶からなる。黒雲母は薄い板状で、軸色は YZ: 褐色を示す。角閃石は針状で、軸色は Z: 灰緑色~緑色を示す。このほかまれに針状燐灰石と板状の不透明鉱物を含む。

細粒斑状閃緑岩 (Dp) 三豊市高瀬町佐股
[GSJ R106212]

肉眼で暗緑色細粒緻密な石基中に径 1-2 mm の白色斜長石斑晶が見える。斑晶としてまれに斜長石を含む。石基は主成分として斜長石(長径 0.1-0.3 mm 短冊状自形)と緑泥石化角閃石(長径 0.1-0.2 mm 半自形)がマイクロオフィチック組織を作り、その隙間に副成分鉱物として不透明鉱物(長径 0.03 mm 以下)をわずかに含む。また変質鉱物として方解石と緑泥石が多く生じており、ほかに石英と緑れん石(長径 0.02-0.1 mm)も含む。

第5章 和泉層群

(野田 篤)

5.1 研究史

和泉層群 (Izumi Group) の名称は, Harada (1890) が紀伊半島の和泉山脈や淡路島の上部白亜系を和泉砂岩層 (Izumi Sandstone) と呼んだものを松本・前田 (1951) や Matsumoto (1954) が和泉層群として以降, 広く用いられるようになった。和泉層群に関する研究は多岐にわたり, 文献の数も多いため, ここでは四国東部の讃岐山脈 (阿讃山脈) に分布する和泉層群の研究史について要約する。

四国東部における和泉層群の研究は, 1960年代前半までは層序学的なものが主であった (江原, 1920; Yehara, 1936; 中野, 1951; 平山, 1953; 中野, 1953; 中川, 1955; 平山・田中, 1955; 中川, 1960; Nakagawa, 1961; Saito, 1962)。中野 (1953) は讃岐山脈中部の和泉層群中に東へプランジする複向斜構造を初めて報告したが, 西から東へみかけ上位の地層が見られることは南北断層による繰り返しであるとした。須鎗の一連の研究 (須鎗, 1966; 須鎗ほか, 1968; 須鎗, 1973) は, 讃岐山脈の和泉層群は, (1) 東方ほど上位の層準が分布すること, (2) 東から西への古流向, (3) 北縁の泥岩相と主部の砂岩泥岩相とは指交関係にあり, 同時異層であること, などの特徴を持つことを指摘した。

1970年代後半以降はプレートテクトニクスに関する研究の進展を受けて, 平ほか (1979) や平 (1979) が, 和泉層群が堆積した堆積盆をプレートの沈み込みによって形成された弧内海盆であったと解釈した。彼らは, 西から東へとプレートの沈み込みが開始する (もしくは西の方ほど速く沈み込む) につれて, 海盆の形成が西から東へと進行するとともに, 堆積物が東から西へ供給されるモデルを提案した。さらに, 平ほか (1981) や Taira *et al.* (1983), 市川ほか (1981), 宮田 (1990) などは, プレートの斜め沈み込みと前弧スリバーとの関連から, 和泉層群は当時の中央構造線 (火山弧と非火山性外弧の境界) の左横ずれ運動に関連して形成された横ずれ堆積盆の堆積物であると解釈した。このモデルはアナログ実験や数値実験によって検証されている (岩本・宮田, 1994; 宮田・岩本, 1994; 宮田, 1996; 山北・伊藤, 1999; Noda and Toshimitsu, 2009)。

1980年代以降の化石に関する研究には, アンモナイトや二枚貝などの軟体動物化石 (坂東・橋本, 1984; 両角, 1991; Morozumi, 2001; 辻野, 2004; 吉川ほか, 2011), 放散虫などの微化石 (須鎗・橋本, 1985; 山崎,

1987; 橋本・石田, 1997; Hollis and Kimura, 2001; 吉野・松岡, 2010; Hashimoto *et al.*, 2015), モササウルス (Tanimoto, 2005) やウミガメ (谷本ほか, 2006; 平山ほか, 2006; Sato *et al.*, 2012) などの爬虫類化石, 魚類化石 (谷本・金沢, 2000), 生痕化石 (高橋, 1987) などがある。植物化石についての報告は比較的少なく, コダイアマモに関するもの (郡場・三木, 1931; Koriba and Miki, 1958 など) を除けば, 徳島県 (木村・大花, 1995) や淡路島 (Terada and Handa, 2014) などの例があるに過ぎない。讃岐山脈における和泉層群の砂岩は石英長石質または岩片質であり, その組成の地域的な変動は小さいことから, 碎屑物のほとんどは北方及び北東方に分布していた珪長質火山岩類及び白亜紀深成岩類分布域から供給されたと考えられている (Nishimura, 1976)。重鉱物の化学組成からも同様な後背地が推定されている (Yokoyama and Goto, 2000)。いずれの研究においても, 三波川変成コンプレックスに由来する変成岩起源の粒子は報告されていない。埋没続成作用による沸石続成帯は, 松山から讃岐山脈西部までがⅣ帯 (曹長石～石英帯), 讃岐山脈東部から淡路島までがⅢ帯 (方沸石～石英帯) に区分され, このⅢ帯からⅣ帯への転移は 120℃に相当する (西村ほか, 1980)。また, 讃岐山脈におけるビトリナイトの平均最大反射率 \bar{R}_{\max} は 1.12–1.63 であり, 石炭化度では低揮発分瀝青炭帯 (讃岐山脈西部) と中揮発分瀝青炭帯 (讃岐山脈中部～和泉山脈西部) に相当する (鈴木, 1996)。また, 北縁相では側方流, 主部相では軸流が卓越する狭長な堆積盆が復元され (森永・奥村, 1988; 西浦ほか, 1993), 主部相の砂岩泥岩互層は海底扇状地の前進にもなって堆積したタービダイトが主体である (菊地・小竹, 2013)。

和泉層群の古地磁気の研究から, 松山東方から讃岐山脈東端までの和泉層群の堆積年代は前期～後期カンパニアン期の逆磁極期 33r から正磁極期 32n に対応するとされている (Kodama, 1986, 1987, 1989, 2003; 小玉・進司, 1989; 小玉, 1990)。また, 讃岐山脈の中央構造線に接した地域では古地磁気偏角の異常が指摘されており, 断層の左横ずれ運動に起因すると考えられている (Kodama, 1986; 小玉・進司, 1989)。

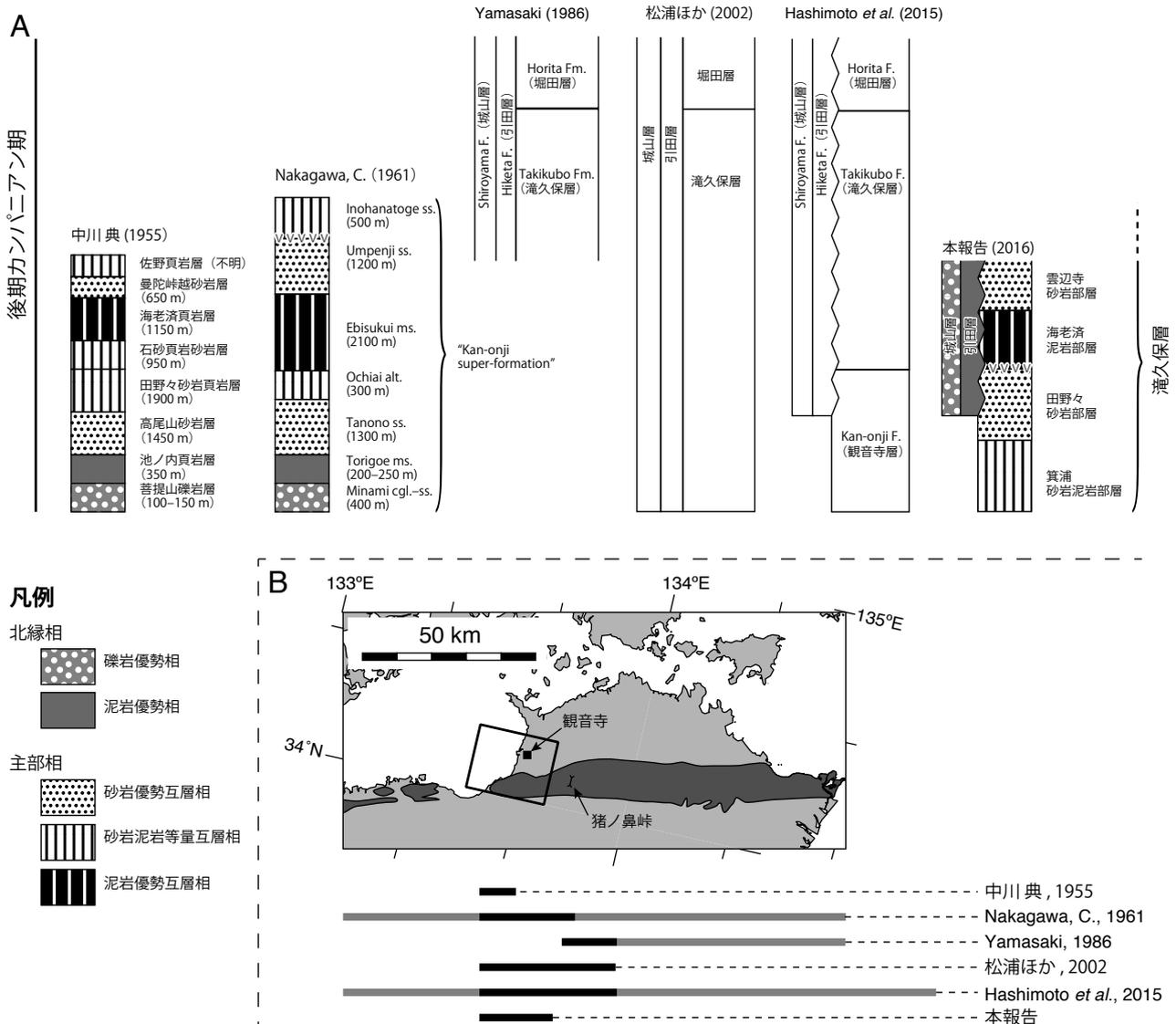
5.2 地層区分

古くは Yehara (1936) が, 四国東部の和泉砂岩を下部

から Basal conglomerate, Hiketa shale, Fucooid sandstone, Hashikawa shale の4つに区分した。その後、Matsumoto (1954) は和泉層群全体を4つの「堆積輪廻」(sedimentary cycle) に区分した。第一輪廻は白亜紀深成岩類を不整合に覆う基底礫岩, 第二輪廻は基底礫岩に重なる厚い泥岩優勢層, 第三輪廻と第四輪廻は主軸部を占める砂岩泥岩互層に対応する。その後、市川ほか(1979) は、和泉山脈の北縁に分布する基底礫岩と厚層泥岩を北縁相, その南の砂岩泥岩互層を主部相として区分した。

本地域を含む讃岐山脈西部において、これまでに提案されてきた岩相層序区分を第5. 1図に示す。中川(1955)

や Nakagawa (1961) は、讃岐山脈西部(特に猪ノ鼻峠以西) について岩相をもとに地層名を定義し、特に Nakagawa (1961) はこれらの地層をまとめて“Kan-onji super-formation” と呼んだ。一方、Yamasaki (1986) は、猪ノ鼻峠以東の讃岐山脈全域について地層区分を行い、縁辺相(Marginal facies)として城山層・引田層, 砂岩泥岩互層相(Alternating beds of sandstone and shale)として滝久保層・堀田層・日開谷層・板東谷層を定義した。ただし、滝久保層の下限は範囲外のために未定義となっていた。松浦ほか(2002) は滝久保層を讃岐山脈西縁にまで延長して主部相の要素にすると同時に、城山層・引田



第5. 1図 讃岐山脈西部の和泉層群の地層区分

A: 既存研究と本報告における地層層序区分。B: 四国東部における和泉層群の分布域(地図上の濃灰色)とAの既存研究の調査範囲(灰色線)。黒色線の範囲はAで示した層序区分の分布域を表す。

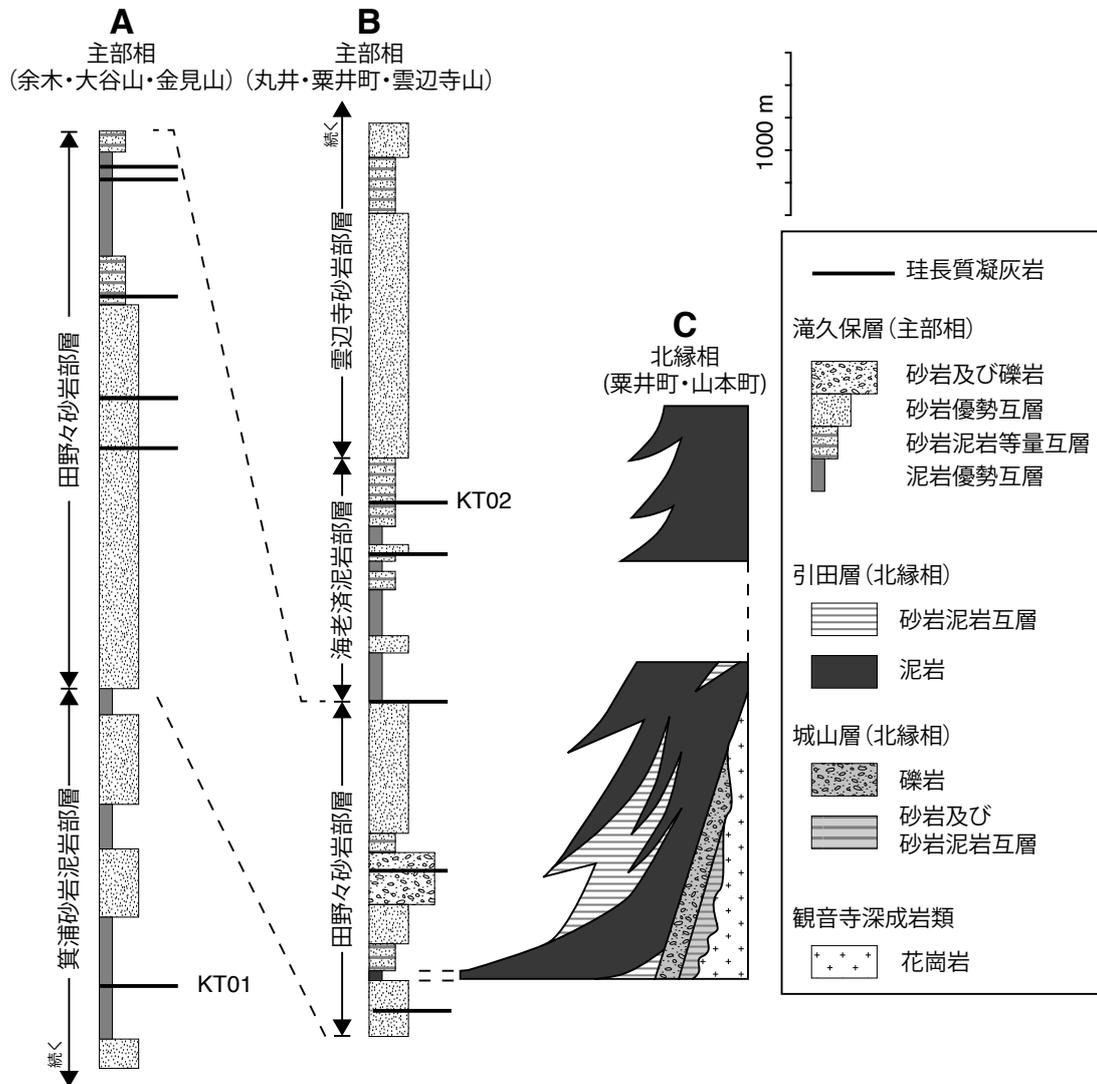
層を北縁相として本地域に適用した。最近, Hashimoto *et al.* (2015) は, Nakagawa (1961) をもとに讃岐山脈の西端域を Kan-onji Formation としたが, 地層名の詳しい定義はなされていない。

なお, 本地域を含む讃岐山脈西部の和泉層群の生層序区分は, 須 鎗 (1973) の B 帯 (*Inoceramus balticus* var. *toyajoanus* を含み, *Didymoceras awajiense* を含まない), 坂東・橋本 (1984) の A 帯 (*Metaplacenticerus subtilistriatum* 帯) に相当する。放散虫化石では山崎 (1987) の *Amphipyndax tylotus* 群集帯及び Hashimoto *et al.* (2015) の *Archaeodictyomitra lamellicostata* 帯に属する。

本報告では, 基本的に松浦ほか (2002) に従い, 和泉層群の北縁に分布する礫岩・泥岩主体の地層を北縁相の城山層と引田層, その南に分布する砂岩泥岩互層主体の

地層を主部相の滝久保層として扱う。その上で, 支配的な岩相に基づき, 滝久保層を箕浦砂岩泥岩部層・田野々砂岩部層・海老済泥岩部層・雲辺寺砂岩部層に細分する。本地域の和泉層群全体の模式柱状図を第 5. 2 図に示す。

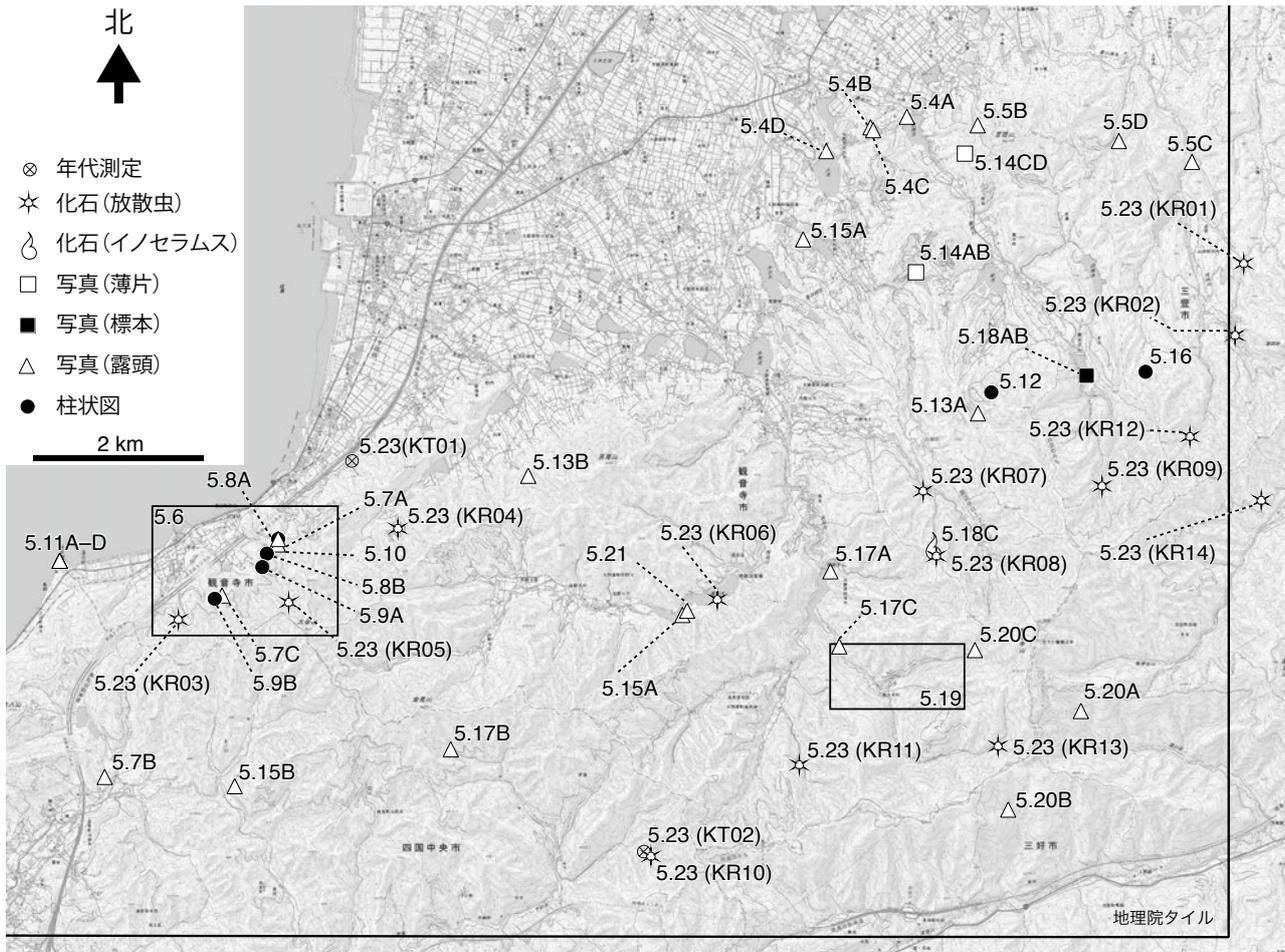
本報告の岩相区分では, 砂岩泥岩互層のうち砂岩の割合が 70% を越えるものを砂岩優勢砂岩泥岩互層, 泥岩の割合が 70% を越えるものを泥岩優勢砂岩泥岩互層とし, その中間的なものを砂岩泥岩等量互層として扱った。単層の層厚についての記述は Ingram (1954) に従い, 薄層理 (<10cm 厚), 中層理 (10–30 cm 厚), 厚層理 (30–100 cm 厚), 極厚層理 (>100 cm 厚) とした。また, 本章に用いた地点の一覧を第 5. 1 表と第 5. 3 図にまとめている。



第 5. 2 図 本地域における和泉層群の模式柱状図
KT01 と KT02 は年代測定を実施した珪長質凝灰岩層の層準。

第 5. 1 表 本章に用いた地点・写真・試料の一覧

ID	東経 (WGS)	北緯 (WGS)	日付	地点番号	図番号	種別	写真番号	GSJ登録番号	地層名	部層	備考
467	133.706252	34.090996	2009-12-18	32	5.4A	写真 (露頭)	021		城山層		
488	133.701608	34.089859	2009-12-19	09	5.4B	写真 (露頭)	007		城山層		
486	133.701952	34.089556	2009-12-19	07	5.4C	写真 (露頭)	004		城山層		
500	133.695972	34.087312	2009-12-19	12	5.4D	写真 (露頭)	013		城山層		
511	133.693029	34.077867	2009-12-19	16	5.5A	写真 (露頭)	016		引田層		
6	133.715269	34.090089	2009-12-08	03	5.5B	写真 (露頭)	006	R108413	引田層		
613	133.742616	34.086186	2010-02-23	26	5.5C	写真 (露頭)	006		引田層		
590	133.733297	34.088413	2010-02-23	13	5.5D	写真 (露頭)	002		引田層		
110	133.626138	34.045742	2009-12-12	04	5.7A	写真 (露頭)	006		滝久保層	箕浦	
					5.8A	柱状図			滝久保層	箕浦	
117	133.624698	34.044183	2009-12-12	08	5.8	柱状図			滝久保層	箕浦	
2024	133.604073	34.020266	2010-11-02	03	5.7B	写真 (露頭)	007		滝久保層	箕浦	
152	133.618992	34.039689	2009-12-12	22	5.7C	写真 (露頭)	030		滝久保層	箕浦	
121	133.624124	34.042743	2009-12-12	10	5.9A	柱状図			滝久保層	箕浦	
154	133.618060	34.039342	2009-12-12	23	5.9B	柱状図			滝久保層	箕浦	
112	133.626106	34.045168	2009-12-12	06	5.1	写真 (露頭)	021-022		滝久保層	箕浦	
558	133.598288	34.043373	2009-12-20	01	5.11A	写真 (露頭)	002		滝久保層	箕浦	
					5.11B	写真 (露頭)	004		滝久保層	箕浦	
					5.11C	写真 (露頭)	006		滝久保層	箕浦	
					5.11D	写真 (露頭)	009		滝久保層	箕浦	
907	133.717042	34.061527	2010-02-28	05	5.12	柱状図			滝久保層	田野々/海老済	
928	133.715348	34.059276	2010-02-28	12	5.13A	写真 (露頭)	005		滝久保層	田野々	
1244	133.658002	34.052550	2010-03-16	15	5.13B	写真 (露頭)	011		滝久保層	田野々	
434	133.707432	34.074360	2009-12-18	14	5.13C	写真 (露頭)	010		滝久保層	田野々	
					5.14AB	写真 (薄片)		R108414	滝久保層	田野々	
1117	133.713656	34.087057	2010-03-03	05	5.14CD	写真 (薄片)		R108415	滝久保層	田野々	
256	133.677693	34.037683	2009-12-14	10	5.15A	写真 (露頭)	024		滝久保層	田野々	
2000	133.620646	34.019302	2010-03-29	31	5.15B	写真 (露頭)	003	R108416	滝久保層	田野々	
3820	133.736724	34.063738	2012-12-06	05	5.16	柱状図			滝久保層	海老済	
2964	133.696553	34.042367	2010-12-09	09	5.17A	写真 (露頭)	002		滝久保層	海老済	
1896	133.648183	34.023276	2010-03-28	46	5.17B	写真 (露頭)	007		滝久保層	海老済	
3158	133.697680	34.034343	2011-03-04	02	5.17C	写真 (露頭)	001		滝久保層	海老済	
4004	133.729203	34.063317	2012-12-12	06	5.18AB	写真 (標本)	023, 026	R108417	滝久保層	海老済	
53	133.709690	34.045102	2009-12-09	13	5.18C	化石 (大型)	011	F18301	滝久保層	海老済	
3608	133.728504	34.027452	2012-05-08	26	5.20A	写真 (露頭)	007		滝久保層	雲辺寺	
2917	133.719240	34.016901	2010-12-08	26	5.20B	写真 (露頭)	003		滝久保層	雲辺寺	
3869	133.714978	34.033961	2012-12-07	10	5.20C	写真 (露頭)	007		滝久保層	雲辺寺	
254	133.678296	34.038141	2009-12-14	08	5.21	写真 (露頭)	016		滝久保層	雲辺寺	
754	133.749231	34.075320	2010-02-25	03	5.23	化石 (放散虫)		R109138	引田層		KR01
3077	133.748132	34.067638	2011-03-02	23	5.23	化石 (放散虫)		R109139	引田層		KR02
178	133.613436	34.037101	2009-12-12	30	5.23	化石 (放散虫)		R109140	滝久保層	箕浦	KR03
193	133.641402	34.046890	2009-12-13	02	5.23	化石 (放散虫)		R109141	滝久保層	箕浦	KR04
285	133.627495	34.038969	2009-12-14	25	5.23	化石 (放散虫)		R109142	滝久保層	田野々	KR05
251	133.682140	34.039334	2009-12-14	06	5.23	化石 (放散虫)		R109143	滝久保層	田野々	KR06
26	133.708366	34.050961	2009-12-09	02	5.23	化石 (放散虫)		R109144	滝久保層	海老済	KR07
60	133.710055	34.044009	2009-12-09	15	5.23	化石 (放散虫)		R109145	滝久保層	海老済	KR08
3105	133.731179	34.051515	2011-03-03	13	5.23	化石 (放散虫)		R109146	滝久保層	海老済	KR09
3286	133.673718	34.011864	2011-03-06	10	5.23	化石 (放散虫)		R109147	滝久保層	海老済	KR10
3342	133.692615	34.021660	2011-03-09	03	5.23	化石 (放散虫)		R109148	滝久保層	海老済	KR11
3039	133.742381	34.056806	2011-03-02	08	5.23	化石 (放散虫)		R109149	滝久保層	雲辺寺	KR12
3313	133.717941	34.023697	2011-03-08	06	5.23	化石 (放散虫)		R109150	滝久保層	雲辺寺	KR13
3385	133.751483	34.049986	2011-03-10	02	5.23	化石 (放散虫)		R109151	滝久保層	雲辺寺	KR14
3499	133.636006	34.053750	2011-03-11	12	5.23	年代測定		R108418	滝久保層	箕浦	KT01
3287	133.673826	34.011643	2011-03-06	11	5.23	年代測定		R108419	滝久保層	海老済	KT02



第 5. 3 図 本章の図に用いた地点の位置図
 国土地理院の電子地形図(タイル)に地点を追記して掲載。地点の緯度経度は第 5. 1 表を参照。

5. 3 城山層 (INc, INs)

地層名 中川(1960)は、讃岐山脈北縁に分布し、白亜紀深成岩類を不整合に覆う“Basal conglomerate”(Yehara, 1936)を城山礫岩及び翼山砂岩に細分して命名した。その後、Nakagawa(1961)は、讃岐山脈西部から愛媛県東部の新居浜地域に分布する基底礫岩を Minami conglomerate and sandstone (模式地：^{つばさやま}観音寺市大野原町丸井南付近)と定義した。讃岐山脈中部では、同様の礫岩層について^{ころびいし}転石礫岩砂岩層(模式地：香川県仲多度郡まんのう町造田転石)が定義されている(中野, 1953)。その後、Yamasaki(1986)及び松浦ほか(2002)は、和泉層群北縁沿って連続する礫岩砂岩層を一括して城山層とした。

模式地 香川県東かがわ市引田町城山。

層厚 本地域においては、200 m 以下。

層序関係・対比 観音寺深成岩類を不整合に覆う。観音寺市栗井町竹成の岩鍋池北やその西にある標高 136 m の

ピーク付近では観音寺深成岩類との不整合が観察できる。前者は巨礫礫岩(第 5. 4 図 A)が、後者は砂岩泥岩互層(第 5. 4 図 B)が観音寺深成岩類を覆っている。本部層と上位の引田層との直接の関係は観察できていないが、岩鍋池周辺では竹成断層を介して接していると推測される。本層は、三豊層群神田層や焼尾層によって不整合に覆われる。

本地域の城山層は中川(1955)の^{ぼだいやま}菩提山礫岩層に対応する。Nakagawa(1961)は愛媛県中部の新居浜地域(本地域の南西方)から讃岐山脈西部にかけて分布する基底部の礫岩砂岩を南礫岩砂岩と定義したが、本地域の城山層はそのうちの讃岐山脈に分布する礫岩砂岩のみを含む。本層は、讃岐山脈中部の^{ころびいし}転石礫岩砂岩層(中野, 1953)に対比される。

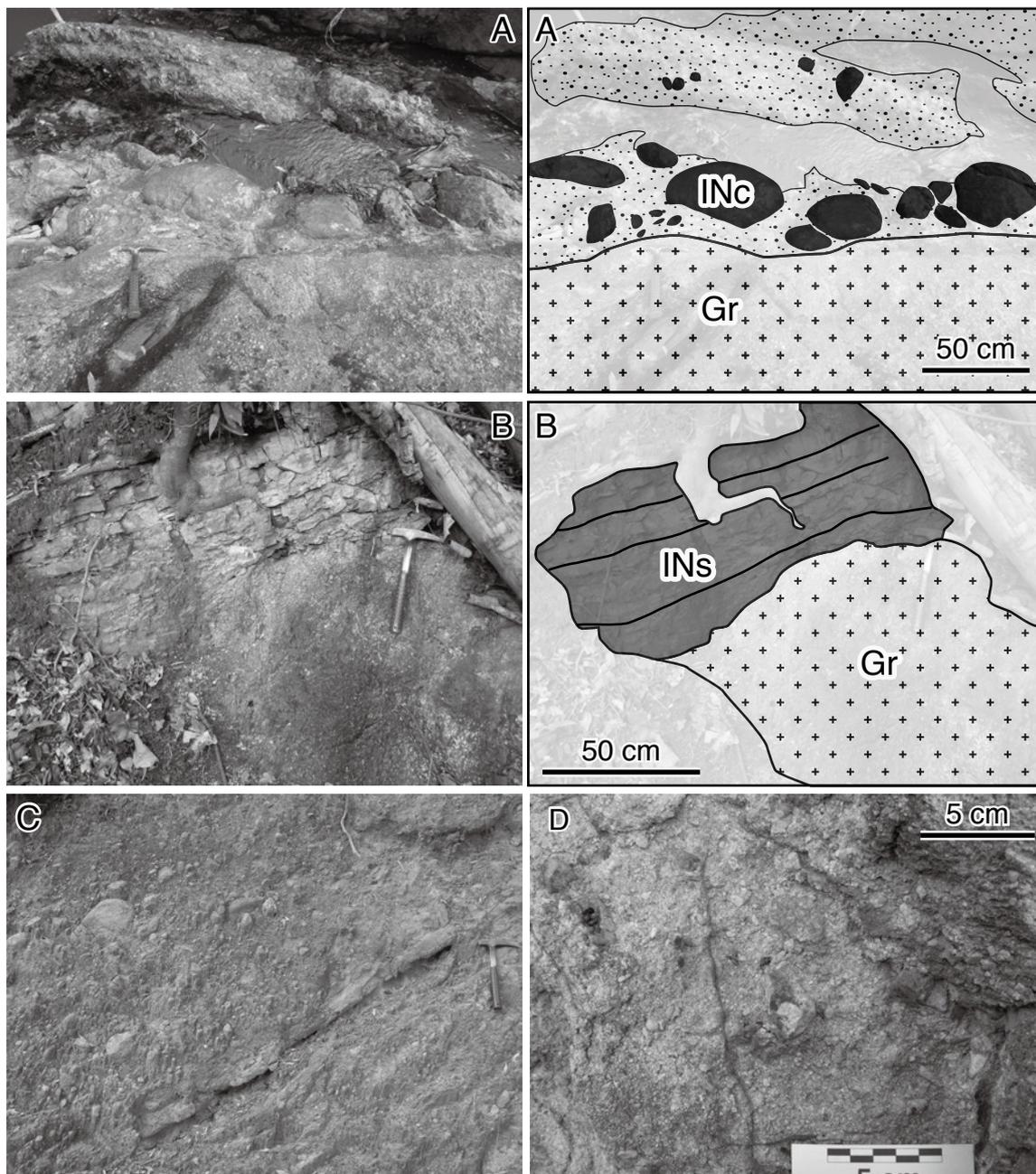
分布・構造 本地域における城山層は、観音寺市大野原町丸井・栗井町竹成、三豊市山本町辻・山本町河内などに点在する。最も広い分布域は、観音寺市栗井町竹成の岩鍋池から大野原町丸井にかけて見られる。三豊市山本

町辻の菩提山北方や三豊市山本町河内では、三豊層群に囲まれるように、小規模に分布する。地層の走向は東北東-西南西方向で、南に25-45°程度で傾斜する。

岩相 円摩された中礫~巨礫を含む礫岩 (INc) と薄層理泥岩と互層する砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (INs) から構成される。礫岩層は極厚層理のものが多く、しばしばの中

層理の砂岩層が挟在する(第5.4図C)。礫岩の基質は花崗岩質の砂であり、礫種としては良く円摩された花崗岩類を主体とし、流紋岩やデイサイトなどの珩長質火山岩類の亜円礫を多く含む(第5.4図D)。

化石・堆積年代 本地域の城山層から化石の報告はない。本地域の東隣の池田地域では、転石礫岩砂岩層から二枚



第5.4図 城山層の露頭写真

A: 观音寺深成岩類 (Gr) と城山層の巨礫礫岩 (INc) との不整合露頭。观音寺市栗井町竹成の岩鍋池北方。北向きに撮影。
 B: 观音寺深成岩類 (Gr) と城山層の砂岩泥岩互層 (INs: 中層理砂岩と薄層理泥岩の互層) との不整合露頭。观音寺市栗井町竹成の岩鍋池西方。西向きに撮影。ハンマーの長さは約33 cm。
 C: 薄い砂岩層が挟在する礫岩。观音寺市栗井町の岩鍋池西。
 D: 礫支持の中礫礫岩。淘汰が悪く、珩長質火山岩の亜円礫~亜角礫から構成される。观音寺市大野原町丸井。露頭の位置は第5.1表及び第5.3図を参照。

貝化石の *Yaardia japonica*, *Pitaria* sp., *Ostrea* sp. などの報告がある(中野, 1953). 同じく池田地域のまんのう町中^{なかつ}通付近の土器川^{どき}沿いの城山層上部には, カキ化石を多産する化石密集層の存在が知られている(吉川ほか, 2011). 産出化石として, マガキ類(*Crassostrea* sp.)に加え, 保存の良い合弁の *Brachidontes nankoi*, 離弁の *Eriphyla* sp., *Loxo* sp., *Placunopsis?* sp. などの二枚貝化石が報告されている(吉川ほか, 2011).

本地域の城山層の堆積年代は, 本地域における引田層(第5.4節)の堆積以前であると考えられることから, 後期カンパニアン期の前期またはそれ以前と推測される.

5.4 引田層(Hm, Ha)

地層名 Yehara(1936)の引田頁岩(Hiketa Shale)に基づく. 中川(1960)は, この引田頁岩を引田泥岩(狭義)・砂岩優勢の千足互層・坂元泥岩・宮川内谷互層に細分した. Yamasaki(1986)及び松浦ほか(2002)は, 讃岐山脈北麓に沿って連続する泥岩主体の地層を一括して引田層とした.

模式地 香川県東かがわ市引田町引田.

層厚 300–2,000 m. 場所によって変化が大きく, 本地域では東ほど厚くなる.

層序関係・対比 城山層の粗粒堆積物を整合に覆うと推測されるが, 本地域では両者の関係は観察できていない. 本層は主部相である滝久保層の砂岩泥岩互層と指交関係にあり, 田野々砂岩部層とは菩提山周辺で, 海老済泥岩部層や雲辺寺砂岩部層とは三豊市山本町河内の南方で両者が交互に露出する(第5.2図C). 本層は三豊層群財田層及び神田層に不整合に覆われる.

本地域の引田層は, Nakagawa(1961)の Torigoe mudstone のうち, 菩提山北側に分布するものを含む. また, 中川(1955)の池の内頁岩層に相当する.

本層は, 讃岐山脈東部における広義の引田互層(中川, 1960), 讃岐山脈中部の中通頁岩層(中野, 1953)及び皆野層(西浦ほか, 1993)に対比される.

分布・構造 観音寺市大野原町丸井から三豊市山本町河内にかけての讃岐山脈北縁に分布する. 特に, 観音寺市栗井町の菩提山周辺及び三豊市山本町河内の逆瀬池と薬師峠へ至る県道6号沿いにまとまって露出する. 本層中の砂岩泥岩互層が滝久保層の砂岩泥岩互層と指交する部分では, 両者の区別はしばしば困難になる. 城山層と同様, 本層の地質構造は同斜構造をなし, 主に北東–南西方向の走向, 20–40°の南傾斜を示す.

岩相 全体的にシルト質~砂質泥岩を主体とするが, 少量の砂岩が挟在する厚層の泥岩(Hm)と泥岩優勢~等量の砂岩泥岩互層(Ha)に分けられる. 厚層泥岩(Hm)はしばしば層理不明瞭となり, ところによっては層厚が

10 mを越えるように見える(第5.5図A). 泥岩はシルト~細粒砂粒子を含んで淘汰が悪く, 一部では植物片を多く含み, 黒灰色を呈する(第5.5図B). 挟在する砂岩層は薄~中層理のものが多く, 一方, 砂岩泥岩互層(Ha)は基本的には泥岩優勢の砂岩泥岩互層である. 薄~厚層理の泥岩層が薄~中層理の砂岩層と互層する(第5.5図C)とともに, しばしばレンズ状の砂岩や数m以下の厚さのスランプ堆積物を含む(第5.5図D).

化石・堆積年代 引田層は大型化石の産出する地層ではあるが, 本地域からの報告は少ない. 観音寺市栗井町の菩提山より *Inoceramus* sp. の産出報告(Nakagawa, 1961)があるのみで, それ以上の詳細は不明である. 坂東・橋本(1984)は, 東隣の池田地域の香川県仲多度郡まんのう町塩入(野口ダム南)や山脇(多治川上流)の引田層相当層から, *Metaplacentceras subtiliastum* や *Baculites* sp. などのアンモナイトや *Leionucula* sp., *Inoceramus* aff. *hetonianus*, *Nanonavis elongatus amakusensis*, *Acila* sp. などの二枚貝化石の産出を報告している.

本報告における放散虫化石分析では, 本地域及び隣接する池田地域の引田層分布域から放散虫化石分析のために3試料の処理を行い, そのうち2試料(KR01とKR02)から放散虫化石を得た(野田・栗原, 2016; 第5.7.1節). その結果, *Alievium gallowayi*, *Amphipyndax pseudoconulus*, *Amphipyndax tylotus*, *Amphipyndax* sp., *Amphipternis stocki*, *Archaeodictyomitra* spp., *Archaeospongoprimum hueyi* Group, *Dictyomitra koslovae*, *Dictyomitra multicostata*, *Lithomelissa heros*, *Stichomitra asymbatos*, *Stichomitra* spp. を得た. このことから, 本地域の引田層は, Hashimoto et al.(2015)の *Archaeodictyomitra lamellicostata* Zone (A1 帯: *Amphipyndax pseudoconulus*, *Amphipyndax tylotus*, *Pseudothecampe abschnitta* を含み, *Clathrocyclas tintinnaeformis* や *Cryptamphorella conara* を含まない)に相当する. 須鎗(1973)及び坂東・橋本(1984)は, 讃岐山脈の北麓に連続して露出する引田層相当の泥岩層から産出するアンモナイト化石の示す堆積年代が西から東へ若くなっていることを示している. 東隣の池田地域の猪ノ鼻峠以西の引田層相当層は, *Metaplacentceras subtilistriatum* Zone (Matsumoto, 1982; Morozumi, 1985)とされていること, また後期カンパニアン期前期の堆積年代を示す滝久保層田野々砂岩部層(第5.5.2節)及び海老済泥岩部層(第5.5.3節)と指交関係にあることから, 本地域の引田層の堆積年代は後期カンパニアン期の前期と推測される.

5.5 滝久保層

滝久保層は, 讃岐山脈に分布する和泉層群の主部相を構成する4つの層(滝久保層・堀田層・日開谷層・板東谷層)のうち, 最も下位に位置する(Yamasaki, 1986;

松浦ほか, 2002). 徳島県三好郡東みよし町東山滝久保を模式地とし, 層厚は5,000 m以上に及ぶ(Yamasaki, 1986). 東へプランジする東西性の向斜軸によって東へ開いた地質構造を示し, その北翼は北縁相の厚い砂質泥岩と指交関係にある(Yamasaki, 1986; 石田ほか, 1993; 西浦ほか, 1993). 滝久保層からの大型化石の報告は乏しいが, 放射虫化石群集から後期カンパニアン期の前期頃の堆積年代が示唆されている(山崎, 1987; 石田ほか, 1993; Hashimoto *et al.*, 2015). 本報告では, 本地域に分布する滝久保層を下位より箕浦砂岩泥岩部層・田野々砂岩部層・海老済泥岩部層・雲辺寺砂岩部層に細分した.

5. 5. 1 箕浦砂岩泥岩部層 (Tmm, Tma, Tms, Tmg)

地層名 新称. Nakagawa (1961) は, 愛媛県四国中央市川之江町から香川県観音寺市豊浜町和田及び愛媛県四国中央市土居町池の谷から仏崎(新居浜地域)に分布する泥岩優勢相を Torigoe mudstone と定義した. しかし, 新

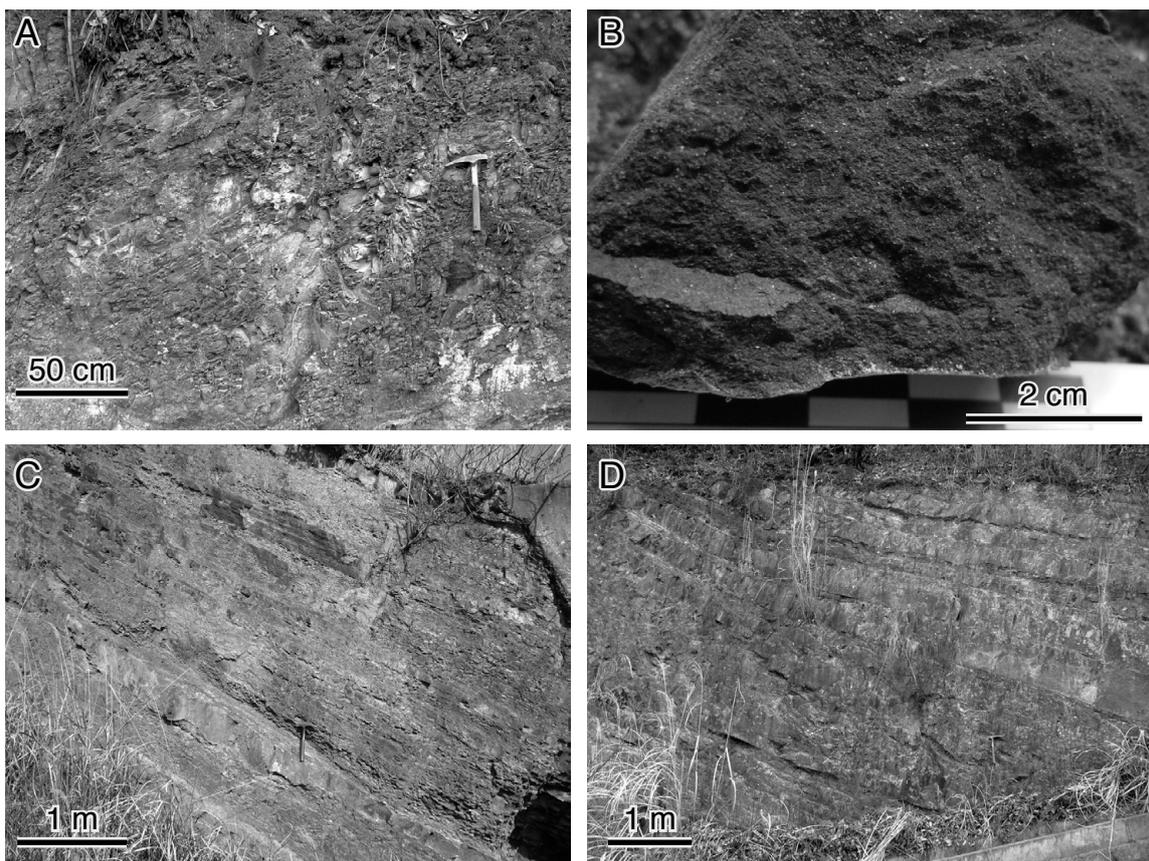
居浜地域の泥岩優勢相(野田ほか, 2010 の楠崎層^{くつき})とは分布が連続しておらず, 両者の層序関係は不明である. さらに, 本地域の Torigoe mudstone には砂岩優勢な砂岩泥岩互層が挟在することから, 主部相としての性格を持つと判断し, 川之江町から豊浜町にかけての讃岐山脈西縁に分布する地層を箕浦砂岩泥岩部層として定義し, 滝久保層に含めた.

模式地 香川県観音寺市豊浜町箕浦南方の林道.

層厚 2,000 m 以上.

層序関係 下限は不明. 四国中央市川之江町余木の余木崎や四国中央市川之江町城山付近が本地域における露出の下限である. 上位の田野々砂岩部層へは整合的に漸移する(第5. 2図A). 本部層は, Nakagawa (1961) の Torigoe mudstone のうち, 愛媛県四国中央市川之江町から香川県観音寺市豊浜町和田に分布するものと Tanono sandstone の一部を含む.

分布・構造 香川県観音寺市豊浜町和田から愛媛県四国



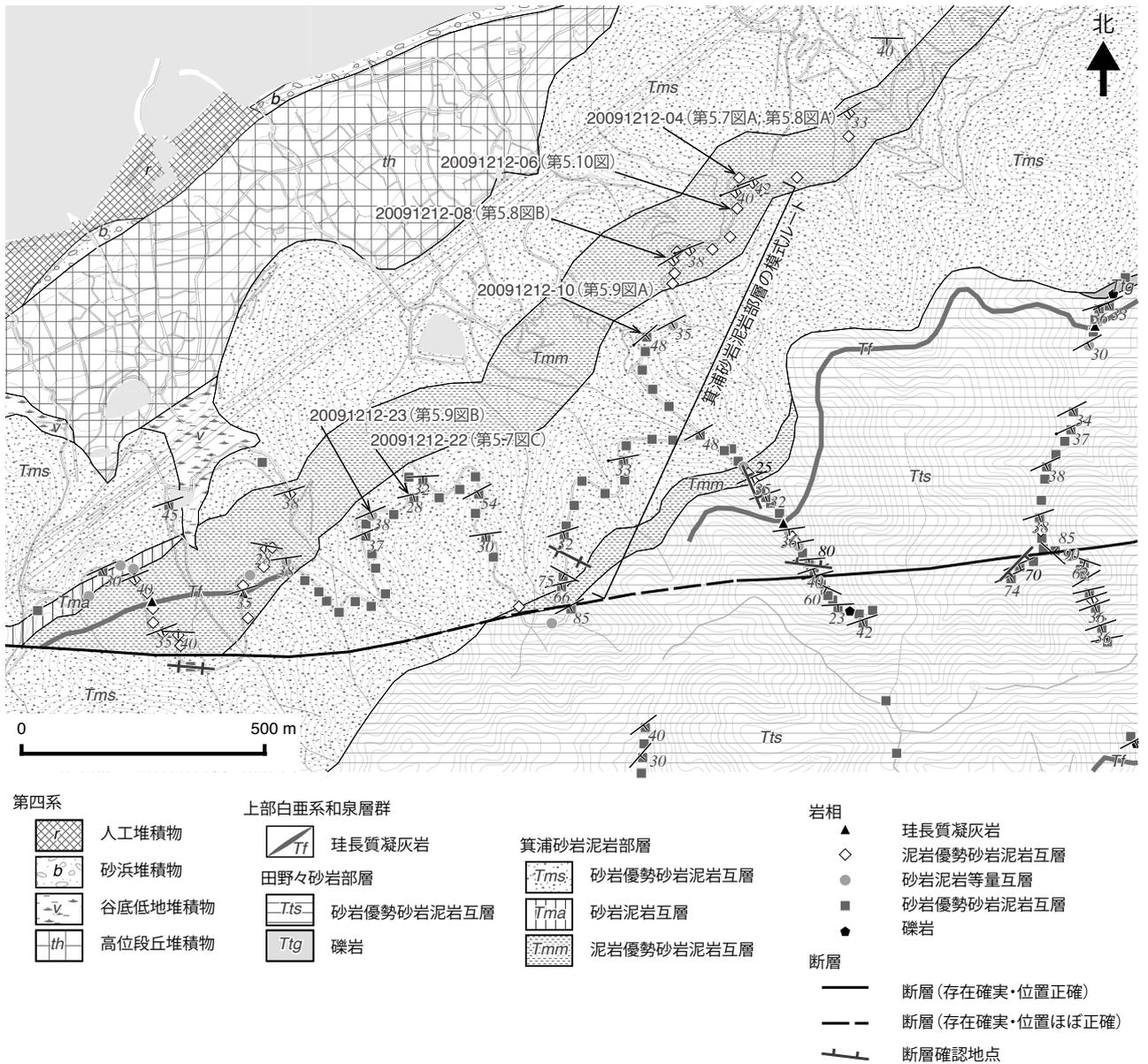
第5. 5 図 引田層の露頭写真

A: 厚層砂質泥岩. 観音寺市大野原町福田原. B: 引田層の泥質砂岩. 植物片などの有機物を多く含み, 灰黒色を呈する. 観音寺市粟井町菩提山西面. C: 泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Ha). 中～厚層理の泥岩層が薄～中層理の砂岩層と互層する. 三豊市山本町河内の逆瀬池北方. D: 砂岩泥岩互層 (Ha). 中～厚層理の砂岩層と泥岩層とが互層する. 中央部には1.5 m厚のスランプ堆積物を含む. 砂岩はまれに極粗粒砂を含む. 三豊市山本町河内. 露頭の位置は第5. 1表及び第5. 3図を参照.

中央市川之江町城山にかけての讃岐山脈の西縁に沿って分布する。分布の方向と地層の走向は北東-南西方向ではほぼ一致し、30-50°で南傾斜する同斜構造を示す。本部層は、観音寺市大野原町田野々から余木崎の南へ連続する東西方向の断層によって切られている。

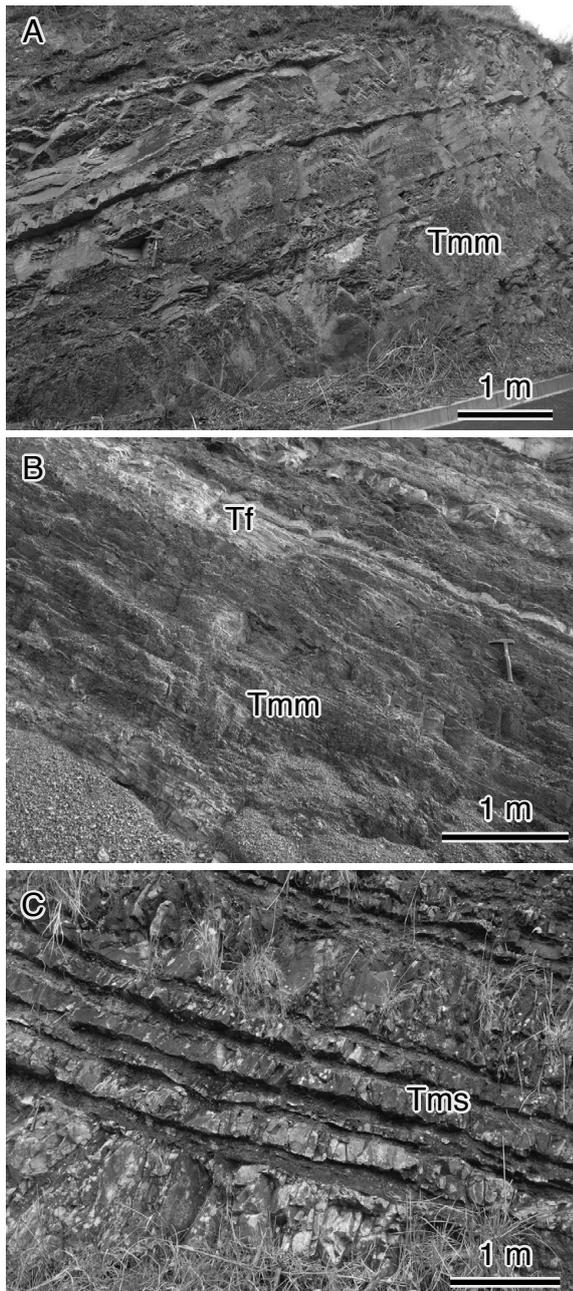
岩相 主に泥岩優勢砂岩泥岩互層(Tmm)・砂岩泥岩等量互層(Tma)・砂岩優勢砂岩泥岩互層(Tms)から構成され、厚層(>1m厚)の珪長質凝灰岩(Tf)を含む。川之江町城山には、中礫サイズの円礫~亜円礫を含む2-3m厚の基質支持礫岩(Tmg)があるが、側方への連続性は乏しく、分布域は狭い。

模式地付近では、泥岩優勢砂岩泥岩互層(Tmm)と砂岩優勢砂岩泥岩互層(Tms)とが交互に分布の様子が確認できる(第5.6図)。泥岩優勢砂岩泥岩互層(Tmm)は厚~極厚層理泥岩と薄層~中層理砂岩との互層であり、引田層の泥岩優勢な砂岩泥岩互層(Ha)と良く似た岩相を示す(第5.7図A、B;第5.8図)。砂岩優勢砂岩泥岩互層(Tms)は、上面下面ともに平坦なテーブル状の中~厚層理の細~中粒砂岩を主体とする砂岩泥岩互層である(第5.7図C;第5.9図)。層厚1mを越える極厚層理砂岩は少ない。砂岩はいわゆるタービダイトであり、級化構造を示す。砂岩層の下部~中部は塊状(無構



第5.6図 箕浦砂岩泥岩部層のルートマップ

箕浦砂岩泥岩部層の模式地周辺のルートマップ。50-100m厚の泥岩優勢互層が200m厚程度の砂岩優勢互層に挟まれている。観音寺市豊浜町箕浦周辺。位置は第5.3図を参照。国土地理院の基盤地図情報基本項目を使用して作成。



第5.7図 箕浦砂岩泥岩部層の岩相

A: 泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tmm)。厚層理泥岩に薄層理細粒砂岩が挟在する。観音寺市豊浜町箕浦。
 B: 泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tmm)。明灰色の薄層理凝灰岩層 (Tf) が挟在する。四国中央市川之江町古城。
 C: 砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tms)。中～厚層理砂岩と薄～中層理泥岩との互層。四国中央市川之江町古城。露頭の位置は第5.1表及び第5.6図を参照。

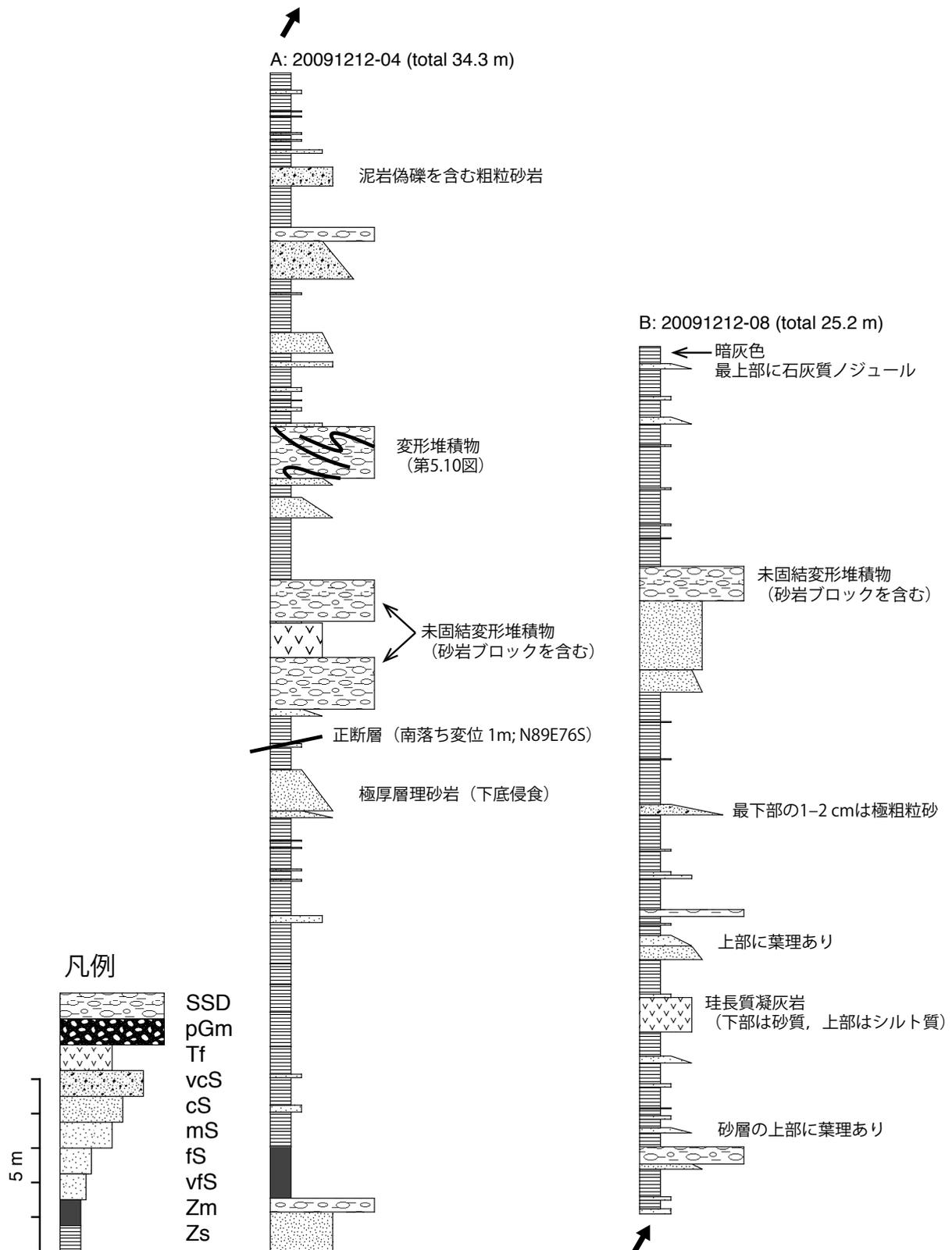
造), 最上部は弱い葉理を含むことがある。古流向を示唆する底痕も観察され, 北東-南西方向の流れを示す(第5.6節)。

砂岩泥岩互層には, しばしば厚さ数 m 以下の未固結変形堆積物(スランプ堆積物)や層間すべりによって変形した堆積物が挟在する(第5.10図, 第5.11図)。例えば, 観音寺市豊浜町箕浦で観察される変形堆積物(第5.10図)の場合, 堆積物内の薄～中層理砂岩層は激しく変形しており, 変形層の下にある砂岩層の上面の起伏は地層の膨縮を示唆する。変形した砂岩層の巻きこみ状褶曲や横臥褶曲の方向はほぼ南から北への変形を示している。変形堆積物の上位の砂岩泥岩互層は, 変形堆積物の上面を切断するとともに, その層理面は起伏や変形が少なく, 変形堆積物からの碎屑岩脈の注入なども見られない。これらのことから, この変形堆積物とその上位の非変形層は, 変形堆積物を剪断帯とし, その上下面をすべり面とした海底スランプ堆積物と推測される。このスランプ堆積物の上限は, 露頭では確認できない。一方, 余木崎で観察される変形堆積物(第5.11図)の場合, 砂岩泥岩互層中に厚さ 30 cm 以下の層間すべりによると考えられる変形構造が見られる。その多くは, 伸長または破断した薄～中層理砂岩層が延性変形した泥岩基質に囲まれている。上述の変形堆積物とは異なり, 変形構造は複数の層準で観察され, 特定の層準のみが変形している訳ではない。これらの変形は, 上盤側が南西へ移動する右横ずれのセンスを示している。

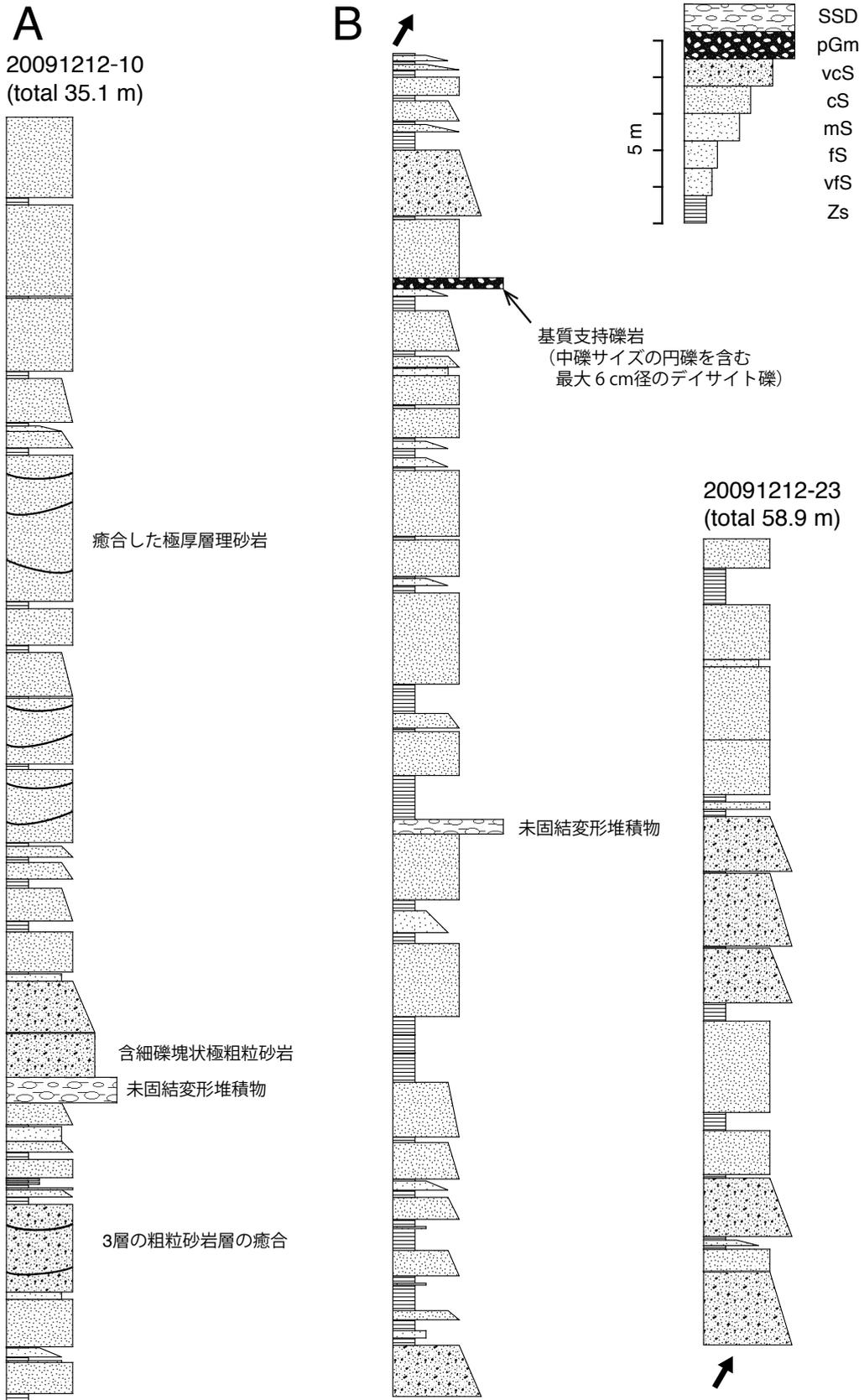
放射年代 本部層に挟在する珪長質凝灰岩(KT01)の碎屑性ジルコンから, LA-ICP-MSによる 79 ± 7 Ma のフィッション・トラック (FT) 年代及び 78.3 ± 0.5 Ma の U-Pb 年代が得られている (Noda *et al.*, 2017)。

化石・堆積年代 本部層から大型化石の産出は報告されていない。山崎(1987)は放散虫化石と有孔虫化石を, Hashimoto *et al.* (2015)は放散虫化石を本地域から報告している。本部層の分布域である四国中央市川之江町城山西及び川之江北中学校東付近(山崎, 1987の Loc. 8と9及び Hashimoto *et al.*, 2015の Loc. R5)から産出した放散虫化石群集は, *Amphipyndax tylotus* と *Amphipyndax pseudoconulus* (= *Amphipyndax enesseffi*)を産出せず, *Dictyomitra koslovae*を産することから *Dictyomitra koslovae* Zone (Dk 帯)に分類されている。Dk 帯はイノセラムス生層序の *Sphenoceramus chmidtii* 帯に対比されることから, その堆積年代は中期カンパニアン期の後期と推定されている (Morozumi, 1985; Hashimoto *et al.*, 2015)。

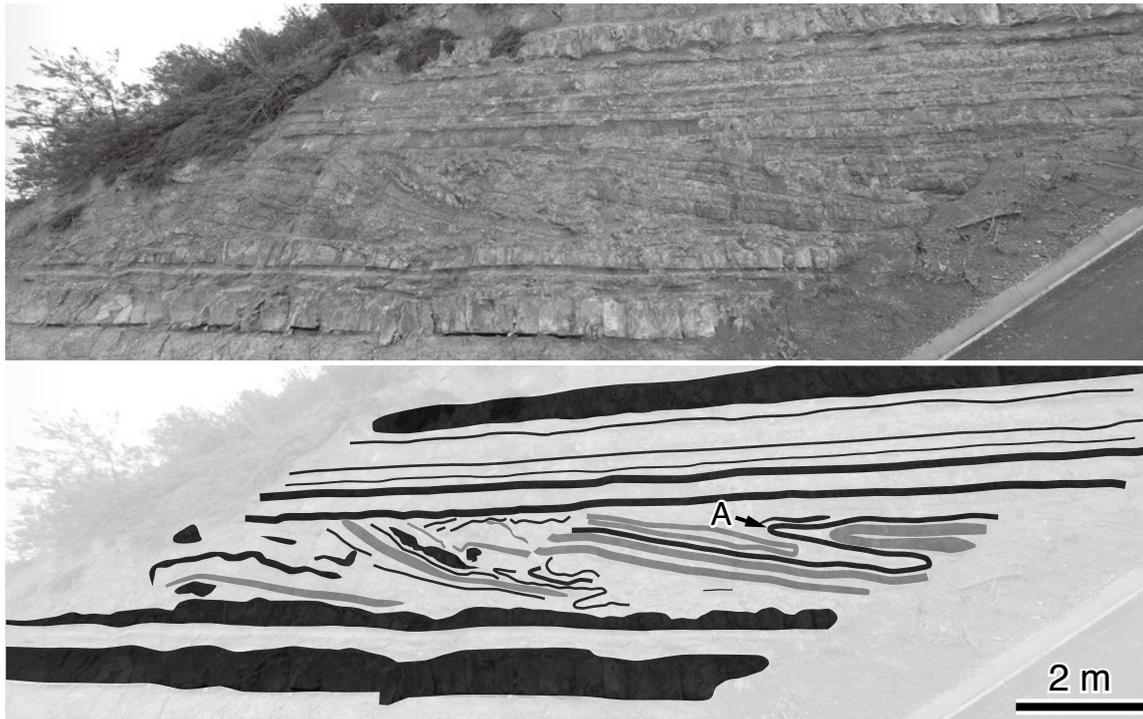
本報告における放散虫化石分析(野田・栗原, 2016)では, 箕浦砂岩泥岩部層の分布域の2試料(KR03とKR04)から放散虫化石を得た(第5.7.1節)。得られた化石種のほとんどは, 上述の引田層(KR01とKR02)の産出種と共通するが, それ以外に *Afens liriodes* 及び *Pseudoaulophacus floresensis* が得られている。このこと



第 5. 8 図 箕浦砂岩泥岩部層の泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tmm) の柱状図
 厚層理泥岩に薄～厚層理砂岩や 3 m 厚の未固結变形堆積物や珩長質凝灰岩層が挟在する。凡例略称：SSD, 未固結变形堆積物；pGm, 基質支持中礫礫岩；Tf, 珩長質凝灰岩；vcS, 極粗粒砂岩；cS, 粗粒砂岩；mS, 中粒砂岩；fS, 細粒砂岩；vfS, 極細粒砂岩；Zm, 厚層理砂質泥岩；Zs；泥岩。観音寺市豊浜町箕浦南方の地点番号 20091212-04 (A) から 20091212-08 (B) にかけての林道沿い。露頭の位置は第 5. 1 表及び第 5. 6 図を参照。

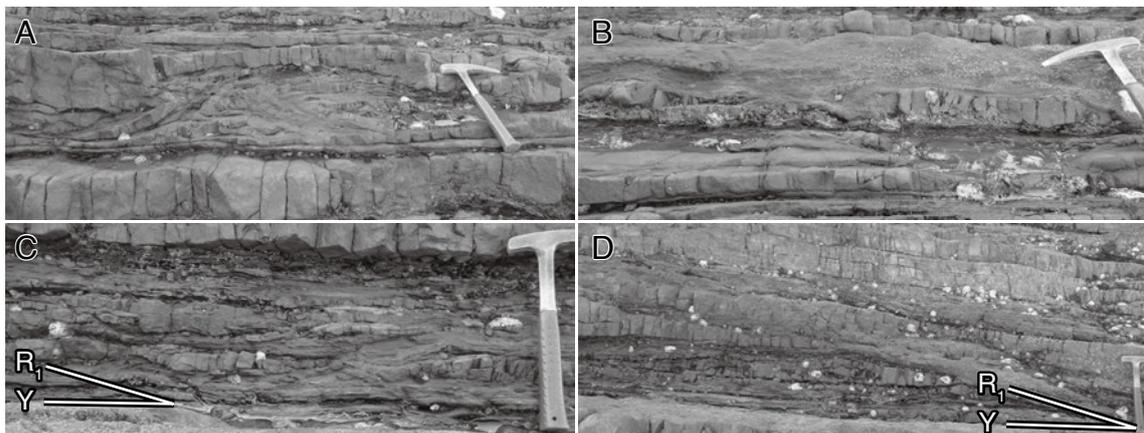


第 5. 9 図 箕浦砂岩泥岩部層の砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tms) の柱状図
厚層理～極厚層理の極粗粒～中粒砂岩に薄～中層理泥岩や礫質砂岩が挟在する。観音寺市豊浜町箕浦南方の林道沿い。
凡例略称は第 5. 8 図に同じ。地点番号:A, 20091212-10:B, 20091212-23。露頭の位置は第 5. 1 表及び第 5. 6 図を参照。



第5.10図 箕浦砂岩泥岩部層に見られる変形堆積物

Aの地点におけるヒンジ軸(N75°E 23°N, 傾斜補正後N85°E 6°N)の方向から, 上盤側(南側)が北へ移動(写真の右から左へ移動)した可能性が示唆される. 柱状図における位置は第5.8図, 露頭の位置は第5.1表及び第5.6図を参照.



第5.11図 層間すべりによる変形構造

A: 薄層理砂岩層の褶曲をともなう変形構造. 砂岩層の膨縮が見られる. B: 層間すべりによる砂岩泥岩互層の延性変形. 泥岩部分が流動変形し, 弱い片理が発達している. C: 薄層理砂岩層の膨縮構造. 主剪断面(Y)とリーデル剪断面(R₁)の方向から, 上位側の地層が右(南西)方向へ移動したと推定される. D: 厚層理砂岩に挟まれた砂岩泥岩互層の層間すべりによる脆性変形. 砂岩層の膨縮及び流動化した泥岩によるリーデル剪断面開口部(R₁)への注入が見られる. ハンマーの長さは33 cm. 四国中央市川之江町余木の余木崎. 露頭の位置は第5.1表及び第5.3図を参照.

から、箕浦砂岩泥岩部層は Hashimoto *et al.* (2015) の Al 帯に対比され、その堆積年代は後期カンパニアン期の前期と推定される (Morozumi, 1985; Hashimoto *et al.*, 2015)。

上述の凝灰岩中のジルコン年代を考慮に入れると、本部層の堆積年代は中期カンパニアン期の後期～後期カンパニアン期の前期 (Ogg *et al.*, 2012) と推測される。

5. 5. 2 田野々砂岩部層 (Ttm, Tta, Tts, Ttg)

地層名 中川 (1955) の田野々砂岩頁岩層及び Nakagawa (1961) の Tanono sandstone を部層として再定義。

模式地 香川県観音寺市大野原町田野々周辺。

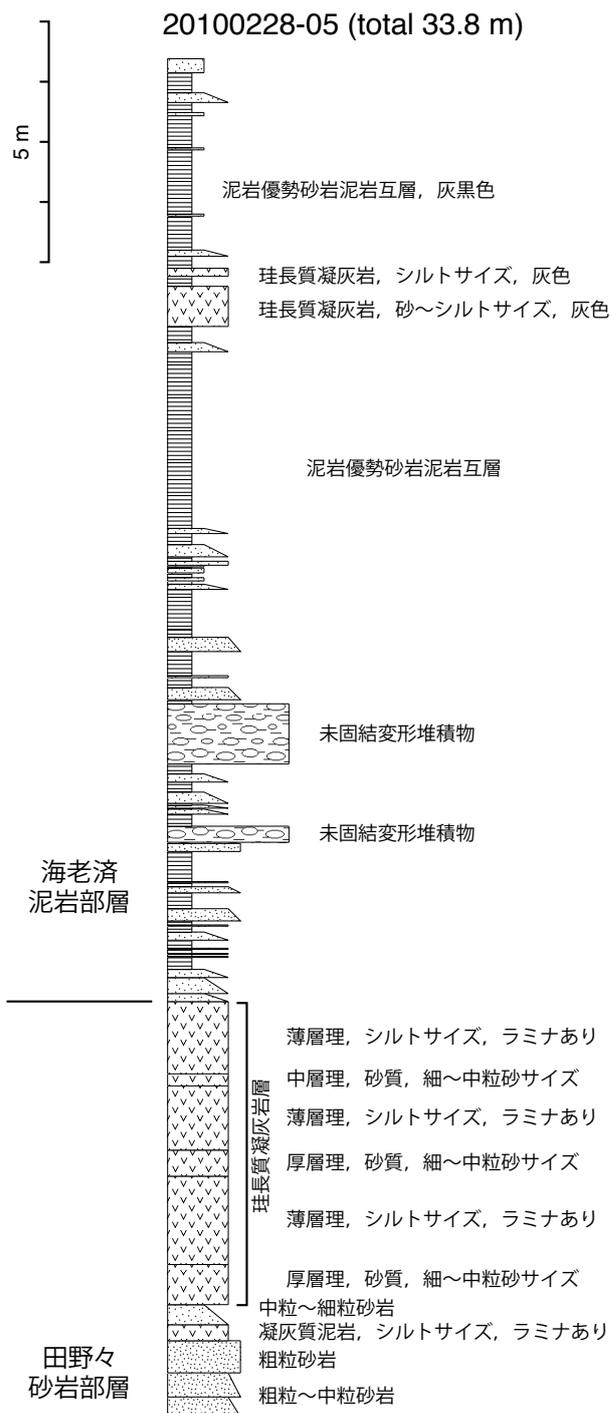
層厚 2,000 m 以上。

層序関係 本部層の下限は、泥岩層をほとんど含まない厚層理～極厚層理の砂岩優勢砂岩泥岩互層が頻りに出現する層準とする。上位へは厚層理泥岩を含む泥岩優勢砂岩泥岩互層からなる海老済泥岩部層へ整合的に移行する (第 5. 12 図)。観音寺市大野原町丸井から栗井町にかけて、本部層の砂岩泥岩互層は引田層と指交関係にある。本部層は、引田層の泥岩 (Hm) で尖滅、または引田層の砂岩泥岩互層 (Ha) へ漸移する。大野原町内野々から栗井町にかけての雲辺寺ヶ原と呼ばれる台地上において、本部層は三豊層群財田層及び焼尾層に不整合に覆われている。また、四国中央市金生町山田井石ノ口では、中新世の珪長質火山岩脈に貫入されている。模式的な層序を第 5. 2 図 A と B に示す。

本部層は、中川 (1955) の田野々砂岩頁岩互層及び Nakagawa (1961) の Ochiai alternation と Tanono sandstone に相当する。

分布・構造 本部層は、観音寺市栗井町の東端から四国中央市金生町と柴生町にかけて分布する。その大部分では北東-南西方向の走向と 30-50° の南傾斜となっているが、四国中央市柴生町から金田町半田にかけては、向斜の南翼に相当し、北西-南東走向の北傾斜となっている。四国中央市金生町では、東西方向の断層によって、向斜軸が左横ずれ変位を被っている。

岩相 本部層はほぼ全域において砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tts) から構成される (第 5. 13 図 A)。砂岩の層厚は箕浦砂岩泥岩部層よりも大きく、2-3 m 厚の極厚層理粗粒砂岩や細礫礫岩の下底侵食による癒合 (amalgamation) がめずらしくない (第 5. 13 図 B)。本部層は最上部では上方細粒化し、特に四国中央市金生町山田井切山の褶曲軸付近において、砂岩の割合が比較的低い砂岩泥岩等量互層 (Tta) や泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Ttm) が分布する (第 5. 2 図 A)。また、細礫～中礫サイズの珪長質火山岩や花崗岩の円礫を含む礫岩のレンズ状岩体 (Ttg) が複数見られる (第 5. 13 図 C)。礫岩の礫としては、流紋岩・デイサイト・花崗岩などの珪長質火成岩起源の礫が 70-90% の割合を占め、それ以外は砂岩や泥岩などの堆積



第 5. 12 図 田野々砂岩部層と海老済泥岩部層との境界付近の柱状図

田野々砂岩部層の砂岩優勢砂岩泥岩互層と海老済泥岩部層の泥岩優勢砂岩泥岩互層との境界部。厚い珪長質凝灰岩層を境に急激に細粒化する。凡例略称は第 5. 8 図と同じ。観音寺市栗井町。露頭的位置は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照。

岩の礫である(第5. 14 図)。苦鉄質火成岩や変成岩起源の礫は見られない。砂岩は石英長石質または岩片質アレナイトが多い。砂岩の岩片としては、礫岩と同様に、流紋岩やデイサイトなどの珪長質火山岩がほとんどを占める。全体を通して、しばしば5–25 m 厚の成層した珪長質凝灰岩が挟在する。

化石・堆積年代 観音寺市大野原町落合より、*Inoceramus balticus* var. *toyajoanus*, *Inoceramus* cf. *ezoensis* などのイノセラムス化石が報告されている(土居, 1964)。また、大型の生痕化石(第5. 15 図A)や植物化石(第5. 15 図B)が本報告のための調査で見つかっている。

微化石については、山崎(1987)による Loc. 10–15 及び Hashimoto *et al.* (2015) による Loc. R6–R7 における放散虫化石群集解析が報告されている。それらによれば、本部層は *Amphipyndax pseudoconulus* (= *Amphipyndax enesseffi*) や *Amphipyndax tylotus* を多産し、*Pseudotheocampe abschnitta* を含むことから、Hashimoto *et al.* (2015) の A1 帯に区分される。

本報告における放散虫化石分析(野田・栗原, 2016)では、KR05 及び KR06 地点から Hashimoto *et al.* (2015) の Dk 帯及び A1 帯を代表する *Amphipyndax tylotus* や *Dictyomitra koslovae* が産出している。さらに、箕浦砂岩泥岩部層までの産出種に加え、*Archaeodictyomitra squinaboli*, *Dictyomitra densicostata*, *Pseudoaulophacus lenticulatus*, *Theocampe altamontensis* が得られている。ただし、*Amphipyndax pseudoconulus* と *Pseudotheocampe abschnitta* は得られていない。以上のことから、本部層は Dk 帯から A1 帯に相当すると考えられ、その堆積年代は前期カンパニアン期の後期から後期カンパニアン期の前期である。

5. 5. 3 海老済泥岩部層 (Tem, Tea, Tes)

地層名 中川(1955)の海老済頁岩層及び Nakagawa (1961)の Ebisukui mudstone を部層として再定義。

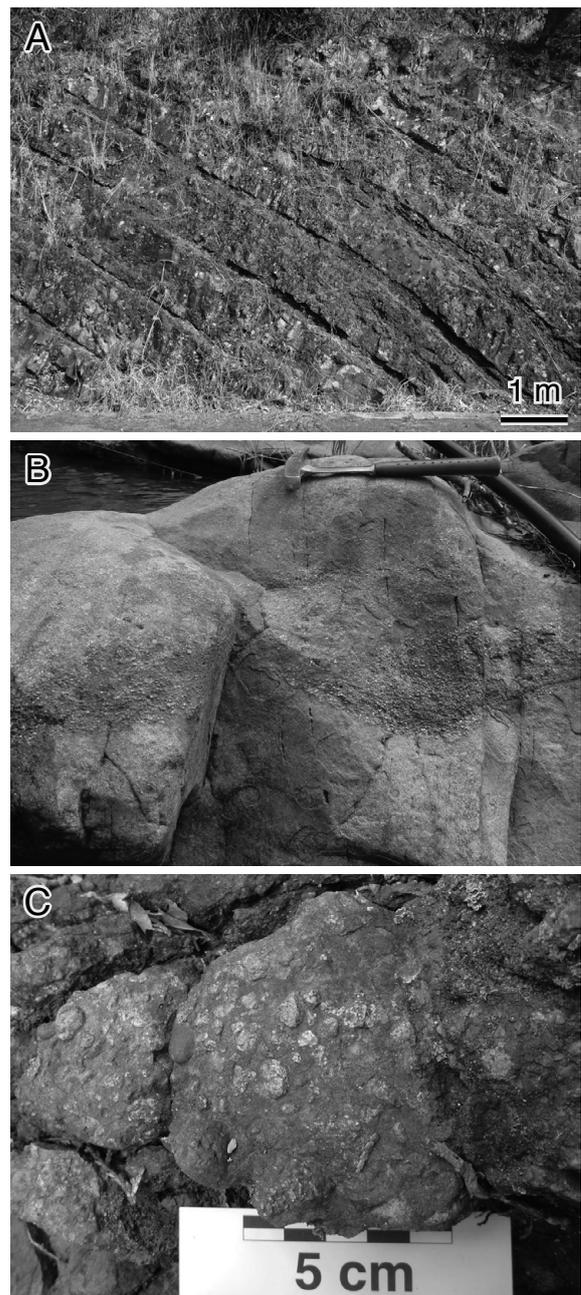
模式地 観音寺市大野原町海老済周辺。

層厚 1,000 m.

層序関係 観音寺市栗井町から大野原町田野々にかけては、下位の田野々砂岩部層と本部層との境界に挟在する厚い珪長質凝灰岩層を田野々層の最上部とする(第5. 12 図)。田野々より西側ではこの凝灰岩層の追跡は困難となり、田野々砂岩部層から本部層への移行は漸移的となる。本部層から上位の雲辺寺砂岩部層へは、漸移的に上方粗粒化する(第5. 2 図B)。

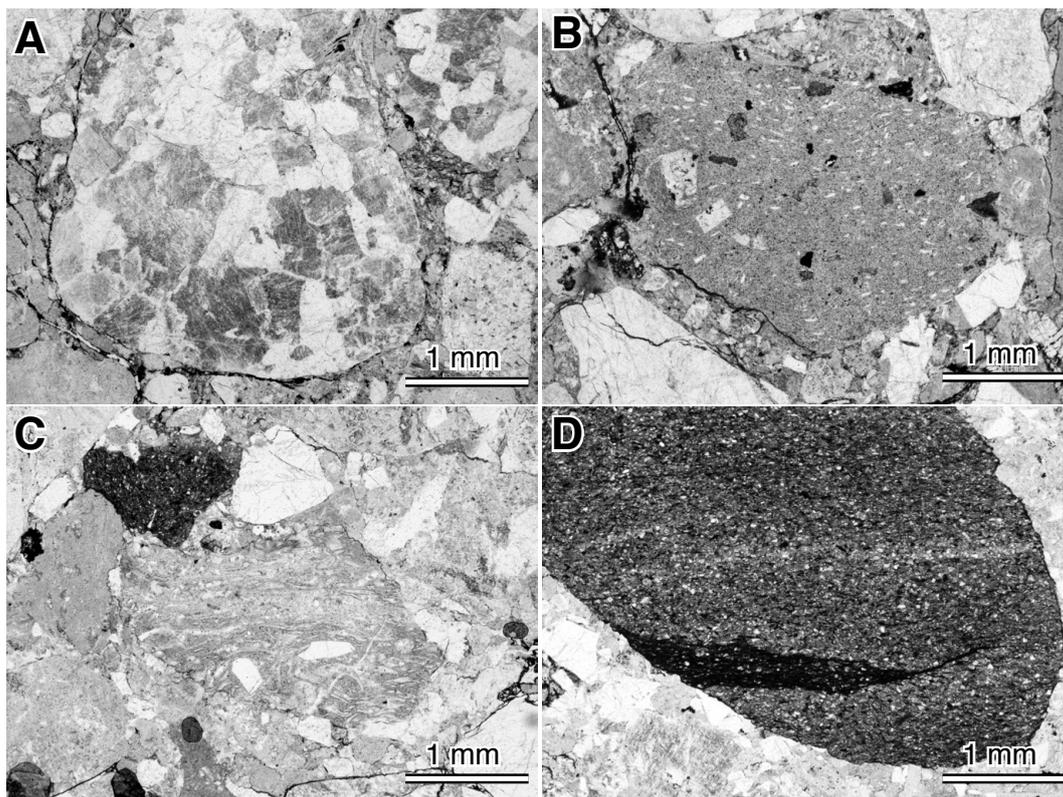
田野々砂岩部層と同様に、本部層も北縁相の引田層とは指交関係にあり、引田層の厚～極厚層理の砂質泥岩と本部層の砂岩泥岩互層とが交互に露出する(第5. 16 図)。引田層の泥岩は、本部層と指交して尖滅する。

観音寺市栗井町の栗井ダムから三豊市山本町河内の逆



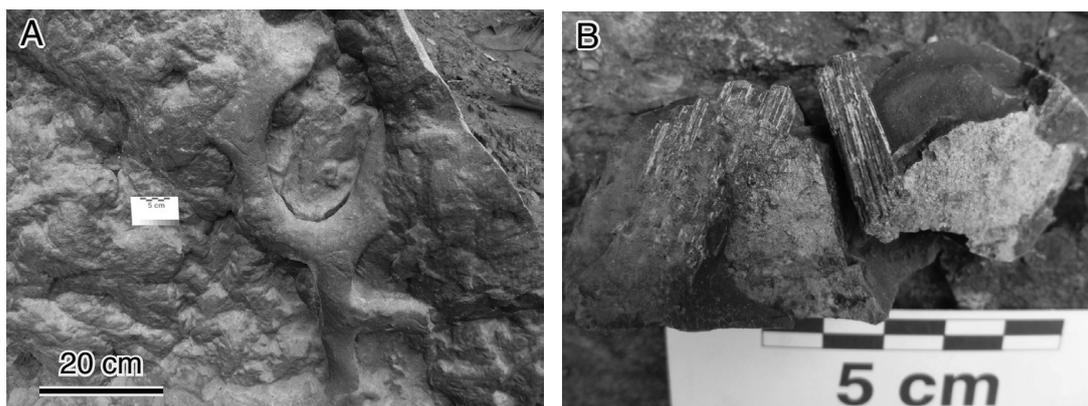
第5. 13 図 田野々砂岩部層の岩相

A: 砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tts) に見られる厚～極厚層理砂岩。単層の厚さはしばしば1 m を越える。観音寺市栗井町。B: 砂岩優勢砂岩泥岩互層の厚層理砂岩をチャネル状に侵食して癒合する細礫を含む粗粒砂岩層。写真上が上位方向。観音寺市豊浜町和田。C: 厚層理砂岩中にレンズ状に産出する中礫礫岩 (Ttg)。観音寺市大野原町丸井。ハンマーの長さは33 cm。露頭の位置は第5. 1 表及び第5. 3 図を参照。



第 5. 14 図 田野々砂岩部層の細礫岩の薄片写真

A：花崗岩礫. 観音寺市大野原町丸井. B：デイサイト礫. 観音寺市大野原町丸井. C：流紋岩礫. 観音寺市粟井町菩提山西. D：泥岩礫. 観音寺市粟井町菩提山西. いずれも、よく円磨された細礫からなる礫支持礫岩. 試料採取位置と試料番号は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照.



第 5. 15 図 田野々砂岩部層の化石

A：厚層砂岩中に発達する管状生痕化石 (*Thalassinoides*). 最大径 5 cm, 長さ 50 cm 以上に及ぶ. 観音寺市大野原町田野々の豊稔池右岸. B：粗粒砂岩に挟在する砂質泥岩から産出した植物片. 四国中央市金生町山田井石ノ口. 露頭の位置は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照.

瀬池にかけては、三豊層群の財田層と焼尾層が本部層を不整合に覆う。また、模式地の大野原町海老済付近では、中新世の珪長質火山岩の岩脈によって貫入されている。

本部層は、Nakagawa (1961) の Ochiai alternation と Ebisukui mudstone 及び中川 (1955) の石砂頁岩砂岩層と海老済頁岩層に相当する。また、中川 (1955) の佐野頁岩砂岩層も本部層の分布域に相当すると考えられる。

分布・構造 本部層は、本地域の中心的位置を占める。田野々砂岩部層と同様に、北部では北東-南西走向、30-50°の南傾斜の単斜構造を示し、南部では模式地周辺から四国中央市金生町へかけて東北東-西南西方向に連続する大規模で緩やかな向斜・背斜を示す。曼陀トンネルから四国中央市下川町牛飼野にかけて見られる向斜軸は、北西-南東方向の断層によって、細かく切断されている。

和泉層群の南縁を境する中央構造線活断層系の池田断層や佐野断層沿い(徳島県三好市池田町佐野から馬路)にかけて分布する讃岐山脈南縁の泥岩優勢相も本部層に含めた。ここでは、断層運動や地すべりによって部分的に変形が激しく、走向傾斜はばらつくが、基本的には北傾斜を示す。

岩相 泥岩優勢砂岩泥岩互層(Tem)と砂岩泥岩等量互層(Tea)の割合が高い(第5.17図A, B)。砂岩優勢砂岩泥岩互層(Tes)の割合は少なく、礫岩も見られない。複数の厚い珪長質凝灰岩層(Tf)が挟在し、特に三豊市山本町河内の河内川上流から大野原町あり木を通過して四国中央市下川町へ続く凝灰岩層は、層厚を3-20mの間で変化させながらも比較的良く追跡できる(第5.17図C)。

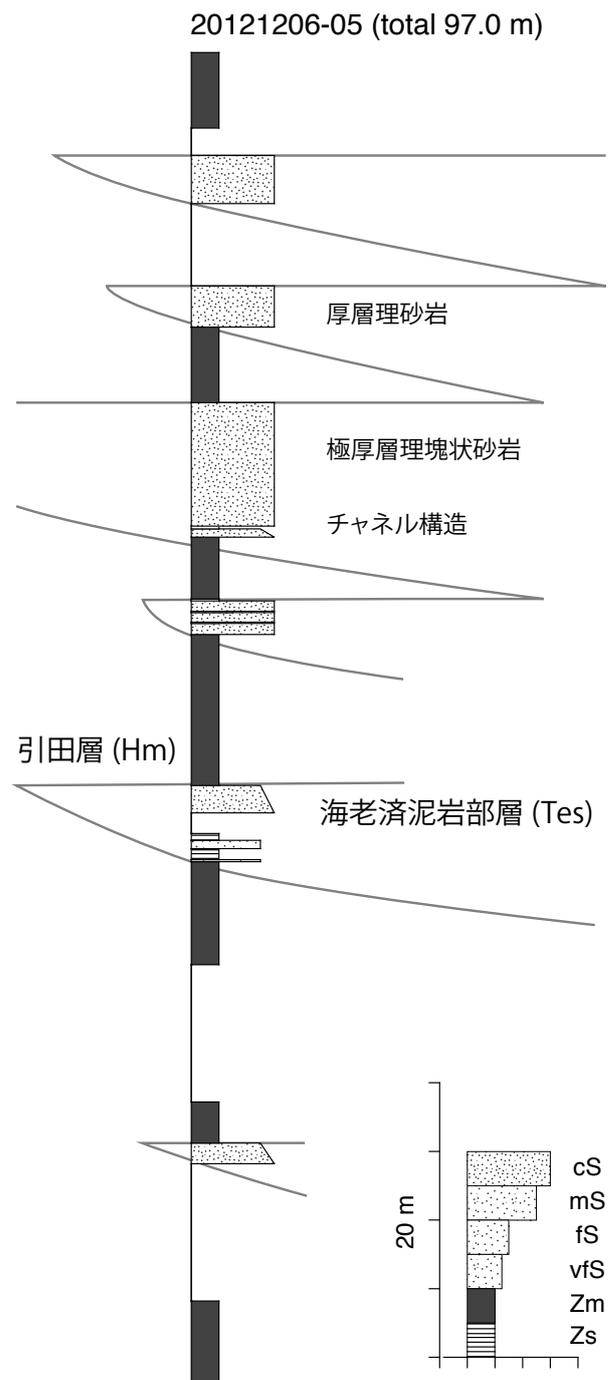
放射年代 本部層に挟在する珪長質凝灰岩(KT02)中の碎屑性ジルコン粒子から、LA-ICP-MSによる 80.8 ± 0.7 MaのU-Pb年代が得られている(Noda et al., 2017)。

化石・堆積年代 中川(1955)とNakagawa(1961)は本部層分布域から、イノセラムス化石の*Inoceramus balticus* var *toyajoanus* やウニ化石 *Hemiaster* sp. の産出を報告している。

栗井ダム右岸に化石密集層が存在したとされるが、現在はダム湖下に水没しており、採取不能である(第5.18図A, B)。また、本報告のための調査において、大野原町内野々から雲辺寺山への登山道脇の沢において*Inoceramus* sp. を得た(第5.18図C)。

本部層からの微化石の既存報告は、山崎(1987)の放散虫化石産出地点 Loc. 16のみであり、*Dictyomitra tiara* を多産し、*Amphipyndax enesseffi*, *Amphipyndax stocki*, *Amphipyndax tylotus* を産すると報告されている。ただし、Hashimoto et al. (2015) は、山崎(1987)の *Dictyomitra tiara* を *Dictyomitra andersoni*, *Amphipyndax enesseffi* を *Amphipyndax pseudoconulus* であるとしている。

本報告における放散虫化石分析(野田・栗原, 2016)では、KR07-KR11の5地点から *Amphipyndax tylotus*,



第5.16図 海老済泥岩部層と引田層との指交関係を示す柱状図

海老済泥岩部層の厚層理砂岩が引田層の厚層理泥岩と交互に堆積している。海老済泥岩部層の砂岩にはチャンネル構造などの侵食構造が見られる。凡例略称は第5.8図に同じ。三豊市山本町河内、露頭の位置は第5.1表及び第5.3図を参照。

Amphipternis stocki (= *Amphipyndax stocki*), *Archaeospongoprunum hueyi* Group, *Dictyomitra koslovae*, *Dictyomitra multicostata*, *Lithomelissa heros*, *Stichomitra asymbatos*, *Afens liriodes*, *Pseudotheocampe abschnitta*, *Theocampe altamontensis* などが産出した(第5.7.1節)。ただし, *Dictyomitra koslovae* の産出及び *Pseudotheocampe abschnitta* の産出は, それぞれ1地点ずつであった。以上のことから, 本部層の放散虫化石群集は Hashimoto *et al.* (2015) の A1 帯に相当する。

上述の凝灰岩中のジルコン年代を考慮に入れると, 本部層の堆積年代は中期カンパニアン期～後期カンパニアン期の前期(Ogg *et al.*, 2012)と推測される。

5.5.4 雲辺寺砂岩部層 (Tum, Tua, Tus, Tug)

地層名 Nakagawa (1961) の Umpenji sandstone を部層として再定義。

模式地 雲辺寺山周辺。

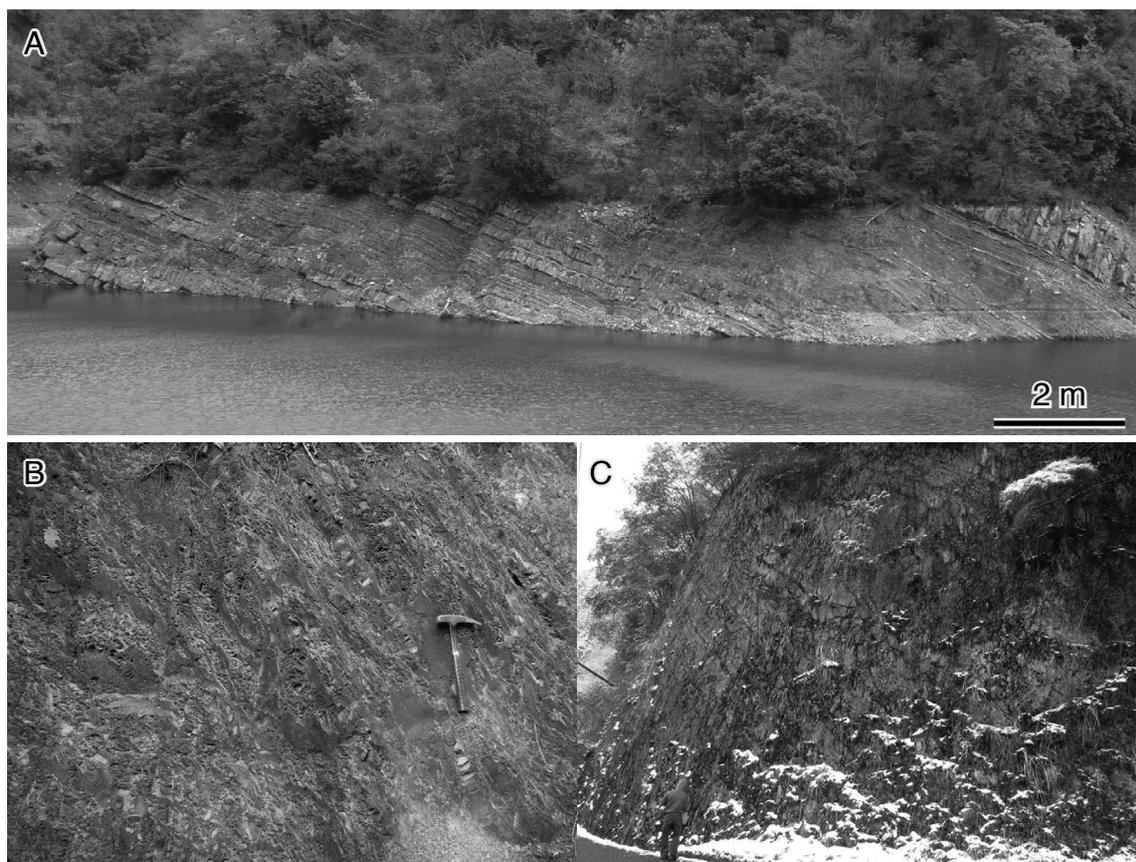
層厚 800 m 以上。

層序関係 下位の海老済泥岩部層から本部層へ上方粗粒化をとめないながら移行する。砂岩泥岩等量互層から砂岩優勢砂岩泥岩互層へ支配的な岩相が変化する付近をもって本部層の下限とする(第5.2図B; 第5.19図)。本部層の上限は本地域では見えておらず, 東隣の池田地域へ連続する。

本部層は, 中川(1955)の曼陀峠越砂岩層及び Nakagawa (1961)の Umpenji sandstone に相当する。

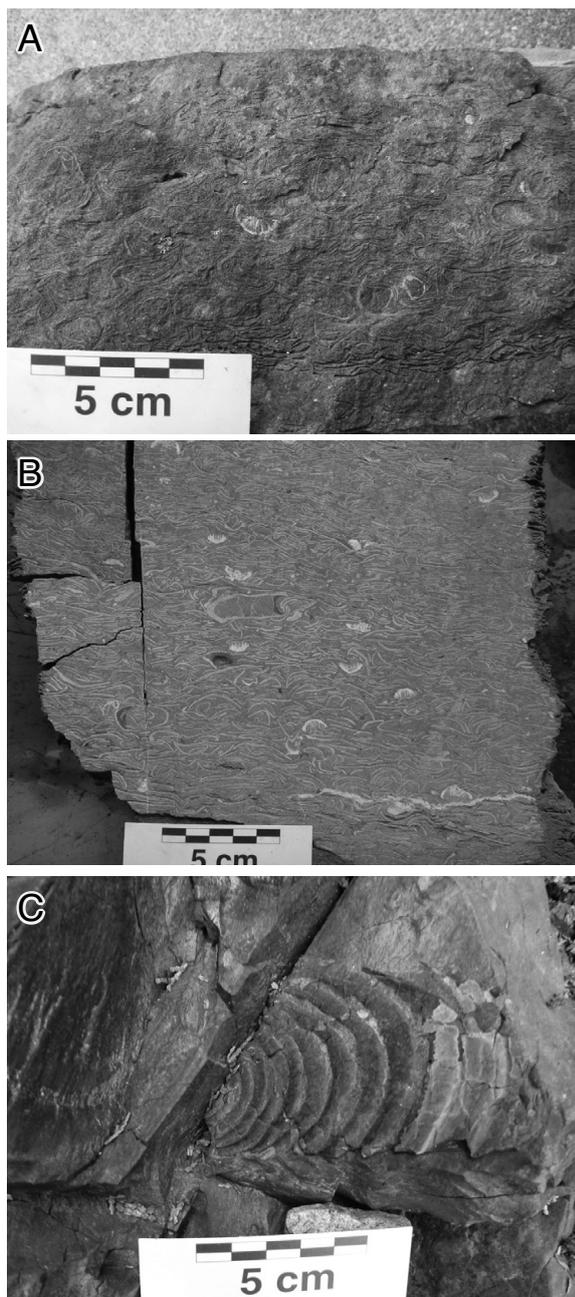
分布・構造 雲辺寺山を中心として, 讃岐山脈の主脈に沿って北東-南西方向に分布する。分布の南縁は中央構造線によって切断されている。

四国中央市金生町から雲辺寺山へかけて発達する向斜・背斜のため, 地層の傾斜は, 基本的には分布域の北部では南東傾斜, 南部では北東傾斜である。向斜・背斜軸は, 本部層内では0.5-1.5 km長の細切れの褶曲軸となっており, 200-500 m間隔で右雁行配列をなす(第5.19図)。岩相の分布及び走向の変化から, 雲辺寺山の南側斜面に北東-南西方向の断層を推定した。



第5.17図 海老済泥岩部層の岩相

A: 砂岩泥岩等量互層 (Tea)。観音寺市大野原町の五郷ダム右岸。B: 泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tem)。ハンマーの長さは33 cm。四国中央市金生町山田井切山。C: 層厚20 m以上に及ぶ珪長質凝灰岩層 (Tf)。薄～極厚層理の凝灰岩層が累積する。細粒部には葉理が発達するが, 粗粒部は塊状であることが多い。観音寺市大野原町有木。露頭の位置は第5.1表及び第5.3図を参照。



第 5. 18 図 海老済泥岩部層の産出化石
 A：化石密集層の転石。観音寺市粟井町粟井ダム右岸（露頭は現在ダム湖に水没しており採取不能）。三豊市豊中町の石井利邦氏所有の試料を撮影。B：A の研磨面。C：泥岩優勢相に含まれる *Inoceramus* sp. の印象。観音寺市大野原町内野々。露頭の位置と試料番号は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照。

讃岐山脈の南麓では、中央構造線と平行な断層によって、左横ずれ変位を被っている。徳島県三好市池田町馬路の馬路川の北側に三波川変成岩が露出しているが、本部層との直接の関係は確認できていない。断層または地

すべりなどによる後生的な接触関係と推定される。

岩相 砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tus) 及び砂岩泥岩等量互層 (Tua) が分布域の大部分を占めている (第 5. 20 図 A, B)。砂岩優勢砂岩泥岩互層の一部に薄い礫岩 (Tug) がレンズ状に挟在するが、その分布は小規模である。泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tum) は讃岐山脈の南側に見られるのみであり、珪長質凝灰岩も他部層と比較して少ない。

化石・堆積年代 本部層から年代決定に有効な大型化石は見つかっていない。本地域内における微化石の既存報告は、山崎 (1987) の放散虫化石産出地点 Loc. 17 のみであるが、東隣の池田地域の Loc. 18-23 も本部層の分布域にあると考えられる。それらの地点から産出した放散虫化石は AT 群集帯 (*Amphipyndax pseudoconulus* 及び *Amphipyndax tylotus* の初産出層準を下限とし、*Dictyomitra koslovae* の最終産出層準を上限とする) に区分されている。

本報告にともなう研究 (野田・栗原, 2016) でも、KR12 や KR13 から *Amphipyndax tylotus*, *Amphipternis stocki*, *Archaeospongoprunum hueyi* Group, *Dictyomitra multicostata*, *Lethomelissa heros*, *Lithomelissa amazon* が産出した。*Pseudotheocampe abschnitta* 及び *Dictyomitra koslovae* は得られていない。したがって、本部層の放散虫化石群集は、下位の海老済泥岩部層や田野々砂岩部層の群集と同様、Hashimoto *et al.* (2015) の AI 帯に分類され、その堆積年代は後期カンパニアン期の前期であると推定される。

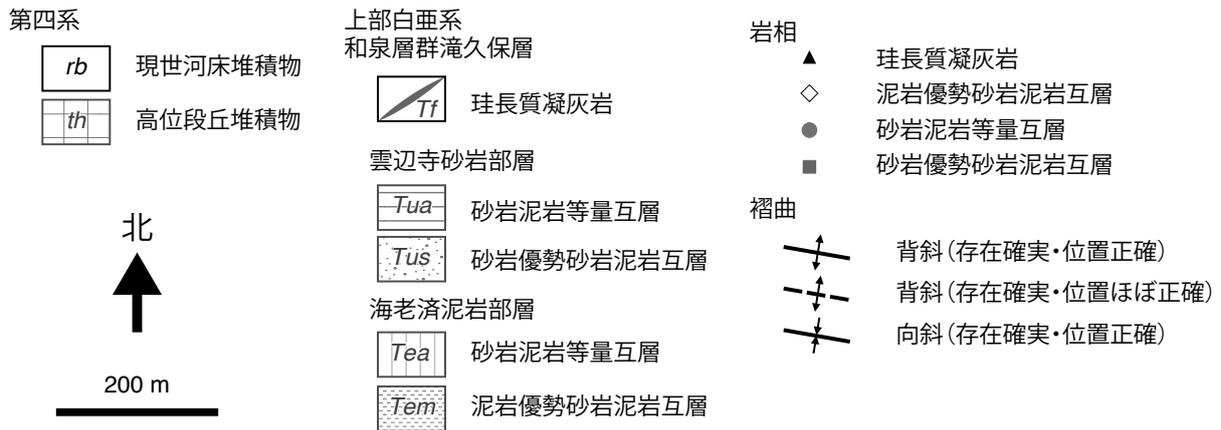
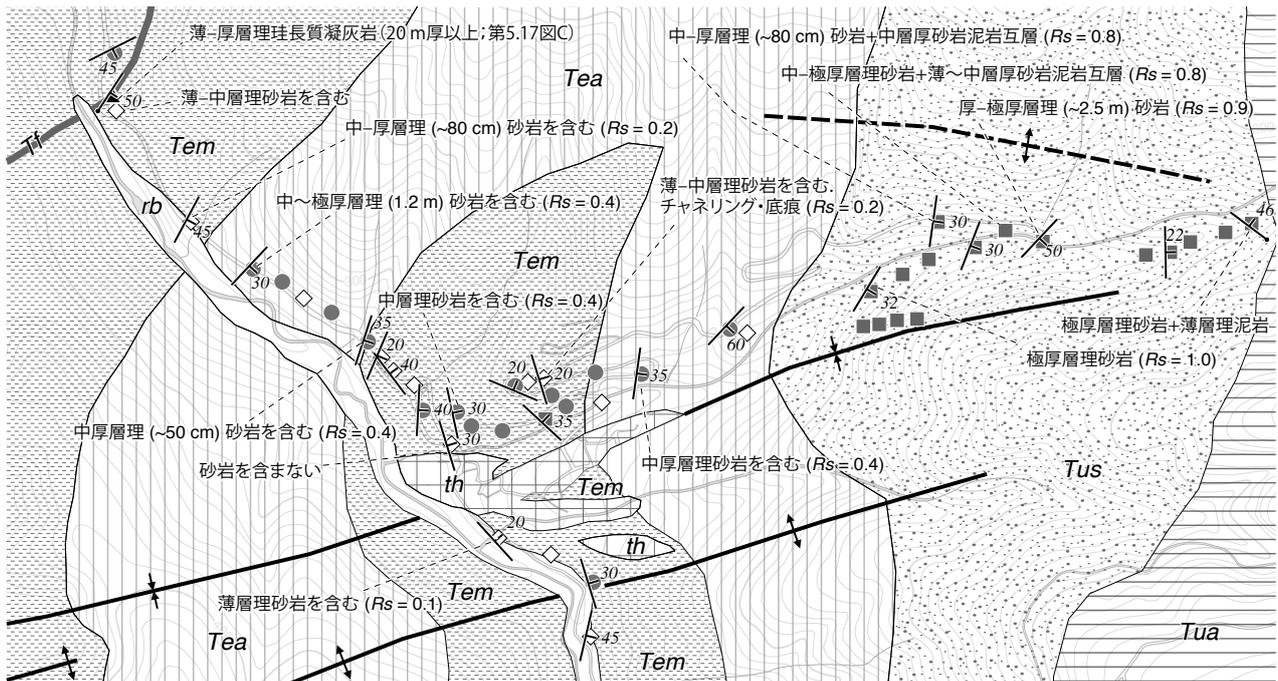
5. 6 古流向

砂岩にはグループキャストやフルートキャスト等の底痕がしばしば発達しており、古流向の指標となっている (第 5. 21 図)。讃岐山脈に分布する和泉層群の既存研究から、北縁相では北または北東から、主部相では東または北東からの古流向が主要であるとされている (須鎗, 1965, 1966; 須鎗ほか, 1968; Nishimura, 1976; Yamasaki, 1986; 森永・奥村, 1988; 西浦ほか, 1993)。また、主部相と北縁相との中間域では北西から南東方向及び南東から北西方向の古流向も報告されており、前者は縁辺斜面からの流入、向斜は堆積盆中心に発達した海底扇状地の側方流の可能性が指摘されている (西浦ほか, 1993)。

本研究でも、複数の地点において、露頭で底痕の線構造を測定した後、地層の傾斜を水平に戻し、堆積時の古流向を推定した (第 5. 22 図)。その結果、滝久保層における古流向は主に北東-南西方向であるが、一部は北西-南東方向の古流向も存在する。このことは、既存研究の結果と調和的である。

5. 7 堆積年代

本地域の和泉層群の堆積年代を推定するため、放散虫



第5. 19図 海老濟泥岩部層と雲辺寺砂岩部層との境界付近のルートマップ
Rsは砂岩泥岩互層における砂岩の占める割合。位置は第5. 3図を参照。国土地理院の基盤地図情報基本項目を使用して作成。

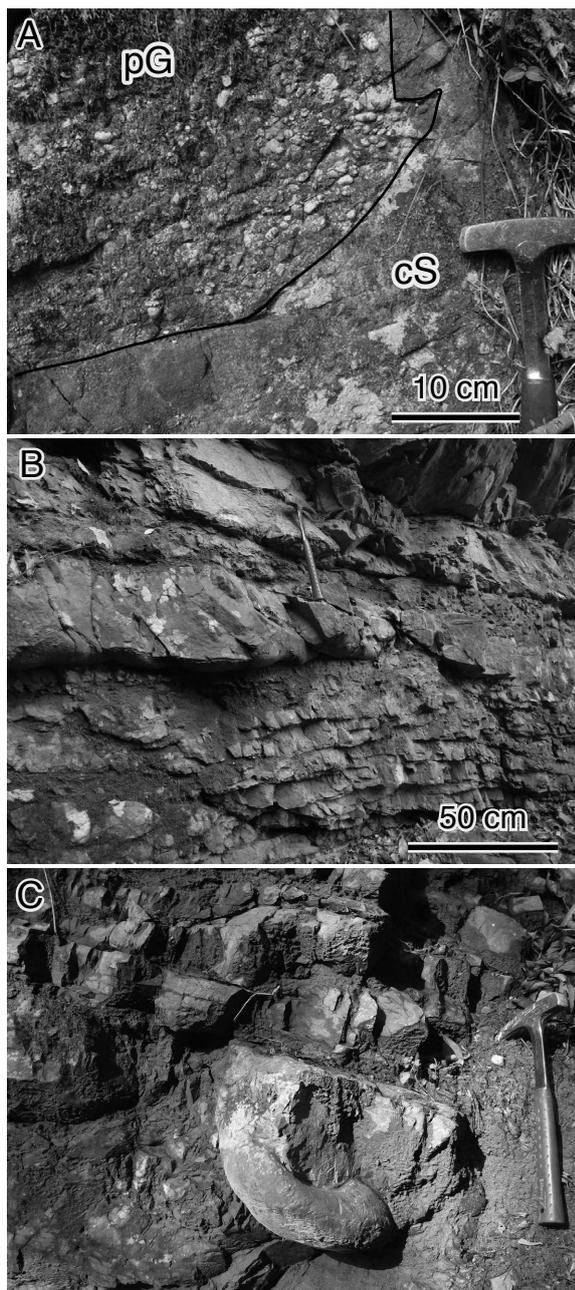
化石分析(野田・栗原, 2016)及び凝灰岩中の碎屑性ジルコンを用いた放射年代測定(LA-ICP-MSによるFT年代及びU-Pb年代; Noda *et al.*, 2017)を実施した。採取地点は第5. 23図及び第5. 1表に示している。

5. 7. 1 放散虫化石分析

本地域は大型化石の産出に乏しいため、堆積年代の決定には放散虫などの微化石分析が有効である。既存研究によれば、本地域の放散虫化石群集は、山崎(1987)のDK群集帯(*Dictyomitra koslovae*や*Dictyomitra duodecimcostata*を多数含み、*Amphipyndax pseudoconulus*や*Amphipyndax tylotus*を含まず、*Artostrobium urna*を特徴的に含む)及びAT群集帯(*Amphipyndax pseudoconulus*及び*Amphipyndax tylotus*の初産出層準を下限とし、*Dictyomitra koslovae*の

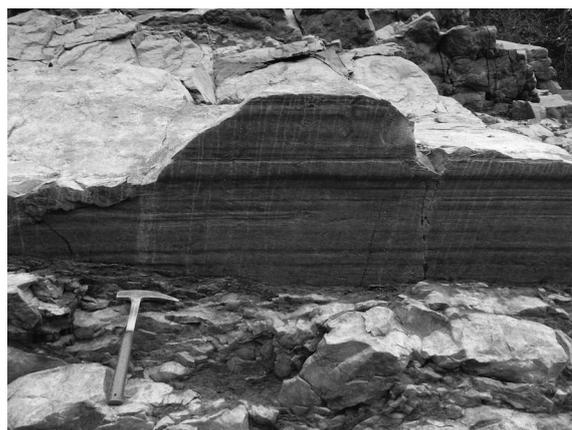
最終産出層準を上限とする)、Hollis and Kimura(2001)のAt間隔帯(*Amphipyndax tylotus*の初産出層準を下限とし、*Dictyomitra koslovae*の最終産出層準を上限とする)、Hashimoto *et al.*(2015)のA1帯(*Amphipyndax pseudoconulus*、*Amphipyndax tylotus*、*Pseudotheocampe abschnitta*の出現層準を下限とし、*Clathrocyclas tintinnaeformis*と*Cryptamphorella conara*の出現層準を上限とする)に区分されている。

本地域の地質図作成にともなう分析結果(野田・栗原, 2016)は、上述の化石帯の指示する時代と整合的な結果を示しており、多くの試料が*Amphipyndax pseudoconulus*、*Amphipyndax tylotus*、*Archaeospongoprimum hueyi* Groupを含むと同時に、*Clathrocyclas tintinnaeformis*や*Cryptamphorella conara*を含まない。本地域からはアン



第 5. 20 図 雲辺寺砂岩部層の岩相

A：砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tus) 中の厚層理粗粒砂岩 (cS) をチャンネル状に侵食する中礫礫岩 (pG)。礫岩は、よく円磨された珪長質火山岩・花崗岩礫を主に含む。三好市池田町の深川谷上流。B：砂岩泥岩互層 (Tua)。薄～中層理の細～中粒砂岩と泥岩の互層。砂岩にはグループキャスト様の底痕が見られる。三好市池田町馬路。C：砂岩泥岩互層相 (Tua) に発達する 30 cm 大のコンクリーション。観音寺市大野原町有木から雲辺寺山山頂への沢。露頭の位置は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照。



第 5. 21 図 古流向を示唆する厚層理砂岩の底痕
層厚 50 cm ほどの厚層理砂岩の底面に発達したグループキャスト。走向とほぼ平行な北東-南西方向の古流向を示す。ハンマーの長さは 33 cm。田野々砂岩部層。観音寺市大野原町田野々の豊稔池右岸。露頭の位置は第 5. 1 表及び第 5. 3 図を参照。

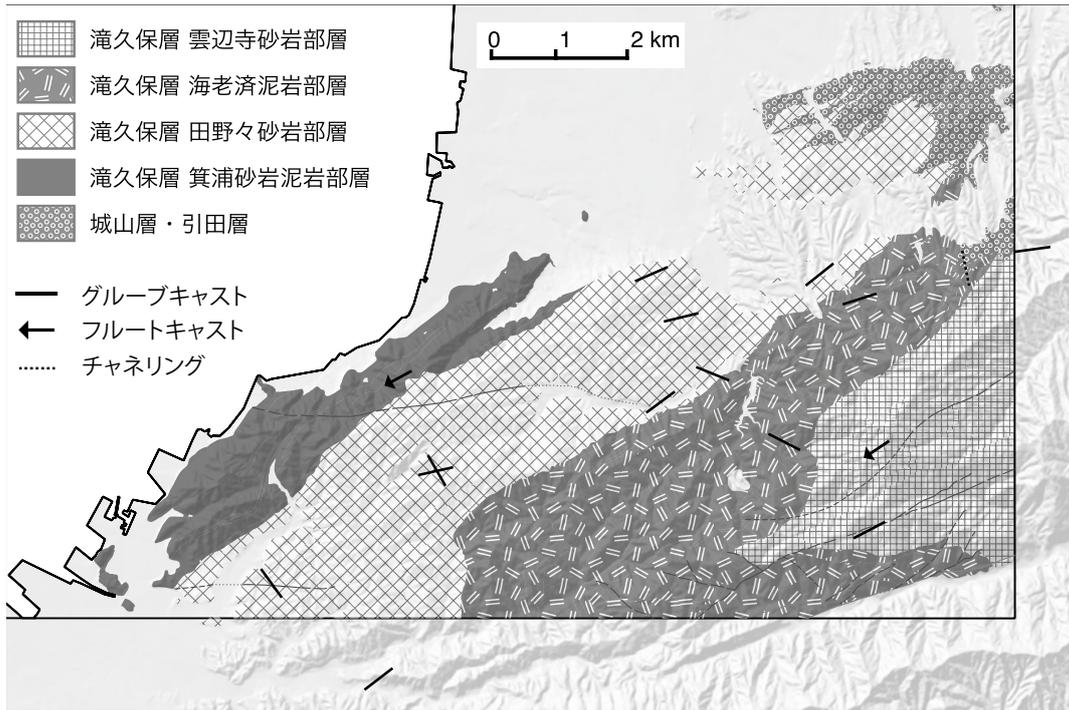
モナイト化石の報告がないためにアンモナイト生層序との対比は不十分であるが、A1 帯下部は後期カンパニアン期の前期を示す *Metaplacenticerias subtilistriatum* Zone (Morozumi, 1985) 相当とされることから (Hashimoto *et al.*, 2015)、本地域の和泉層群の堆積年代は、後期カンパニアン期の前期と推定される。

5. 7. 2 珪長質凝灰岩中のジルコン年代

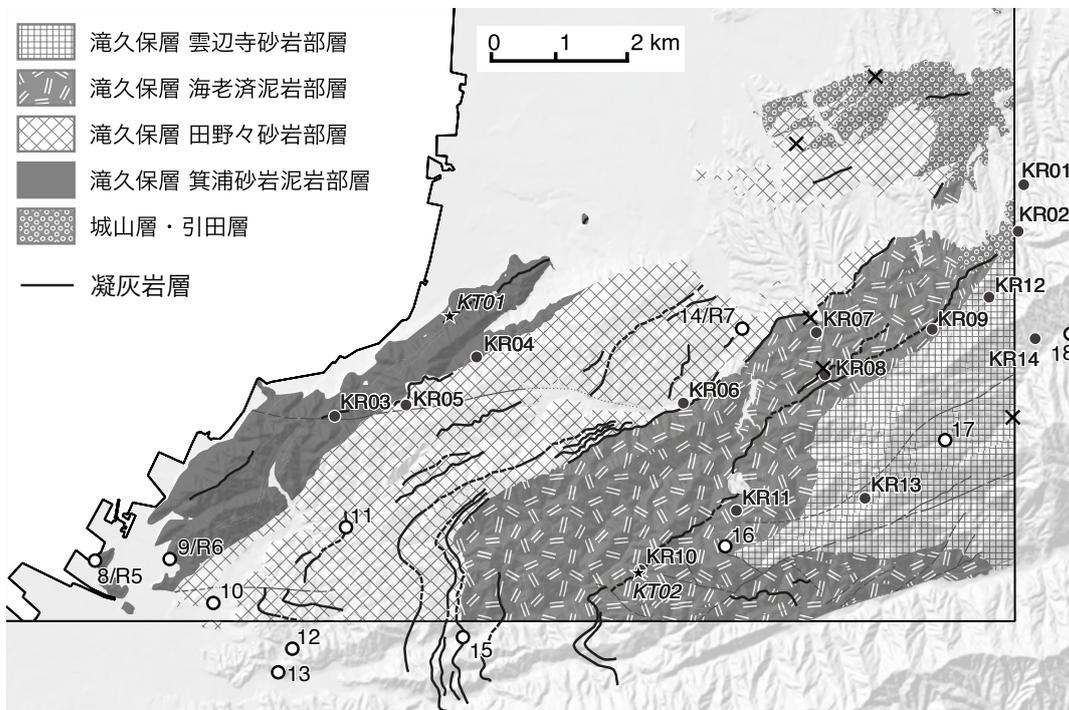
本地域の滝久保層箕浦砂岩泥岩部層 (KT01) と海老濱泥岩部層 (KT02) からそれぞれ 1 試料ずつの珪長質凝灰岩を採取し (第 5. 1 表；第 5. 23 図)、LA-ICP-MS を用いた碎屑性ジルコンの FT 年代及び U-Pb 年代を測定した (Noda *et al.*, 2017)。

KT01 は細粒だが比較的均質と思われる自形～半自形のジルコン粒子を含む。測定の結果、全 30 粒子中の 22 粒子が本質粒子と推定され、その 22 粒子の FT 年代値の加重平均は 79 ± 7 Ma (2σ) であった。KT02 も細粒だが比較的均質と思われる自形～半自形のジルコン粒子を含む。全 30 粒子の FT 年代値のばらつきが大きかったため、後述する各粒子の U-Pb 年代をもとに、比較的若い U-Pb 年代値を示す 8 粒子の FT 年代値のみを用いて、その加重平均 69 ± 10 Ma (2σ) を KT02 の FT 年代とした。

FT 年代測定と同一試料の同一粒子を用いた U-Pb 年代については、KT01 では全 30 粒子中の 23 粒子が比較的まとまりの良い値を示し、 78.3 ± 0.5 Ma (2σ) を得た。一方、KT02 では、全 30 粒子のほとんどの粒子が 90–95 Ma 前後の古い年代値に集中したため、80 Ma 付近を示す 9 粒子の加重平均値 80.8 ± 0.7 Ma (2σ) を KT02 の U-Pb 年代とした。



第5. 22図 砂岩の底痕による古流向分布
 グループキャストやフルートキャストから推測した古流向には、東北東-西南西方向と北西-南東方向の2方向がある。



第5. 23図 放散虫化石分析及び碎屑性ジルコンのFT & U-Pb年代測定用の試料採取地点
 放散虫化石が産出した地点(黒丸)と産出しなかった地点(×印)。数字またはRから始まる数字で示された地点(白丸)は、それぞれ山崎(1987)とHashimoto *et al.* (2015)の試料採取地点を表す。星印は碎屑性ジルコンによるFT & U-Pb年代を測定した凝灰岩の採取地点(第5. 1表を参照)。

第6章 讃岐層群

(川畑 博)

6.1 概 説

瀬戸内火山岩類は、愛知県設楽地域から北部九州にかけて、ほぼ中央構造線に沿って分布する中期中新世の火山岩類である(例えば、巽ほか, 1980; 角井, 2000; 杉原・藤巻, 2002; Tatsumi *et al.*, 2003). これらは主としてカルクアルカリ系列の安山岩～流紋岩からなり、マグネシウムに富む安山岩類や、ザクロ石を含むデイサイト・流紋岩の産出で特徴づけられる(Saito, 1962; Sato, 1982; 巽, 1983; Kawabata and Shuto, 2005; Kawabata and Takafuji, 2005). 讃岐層群は、香川県に分布する瀬戸内火山岩類とそれに伴う砕屑岩で構成される中期中新統をさす(Saito, 1962; 齊藤ほか, 1962). ただし、小豆島に分布する讃岐層群については、のちに小豆島層群として再定義され、内海層とそれを整合に覆う寒霞溪層とに細分された(巽, 1983).

Sato (1982) は、高松市五色台周辺に分布する讃岐層群を、東奥層とそれを整合に覆う国分台層とに区分した。ここでは、流紋岩質凝灰角礫岩層と角閃石デイサイトの凝灰角礫岩～火山角礫岩層が東奥層を構成し、より上位の国分台層は4層のサヌキトイド質安山岩溶岩流(溶岩流 I - IV) からなる(Sato, 1982). この層序が示すように、瀬戸内火山岩類は流紋岩質マグマの活動にはじまり、安山岩質マグマの活動へと変化することが多い(Saito, 1962; Sato, 1982; 巽, 1983; 川畑・周藤, 2000). 例えば小豆島では、14.4-14.3 Ma に流紋岩～デイサイトが噴出し、1 m.y. 前後の時間間隙を経て、13.4-13.1 Ma に安山岩質～玄武岩質岩が噴出したことが知られている(巽ほか, 2010). その一方で、香川県善通寺市天霧山南方では、安山岩溶岩を貫く流紋岩岩脈が観察される(川畑・周藤, 2000). こうした層序関係や放射年代にもとづくと、瀬戸内火山岩類の活動は、珪長質マグマからより苦鉄質なマグマへと変化したものの、両マグマの活動時期は一部で重なっていたと考えられる(川畑・周藤, 2000).

本地域では、三豊市加嶺峠から観音寺市稲積橋周辺までのびる南北約8 km の山体を七宝山体と定義する。本地域の讃岐層群は、七宝山体と伊吹島にまよって分布するほか、江甫草山と丸山にも小規模に分布する。それらは、流紋岩質火山砕屑岩や、玄武岩質安山岩～デイサイト質の溶岩・貫入岩と火山砕屑岩から構成される。これらの岩相や岩質は山体によって異なる上、鍵層となる

特徴的な地層が存在しないため、山体間の層序関係は不明である。以下では、七宝山体・伊吹島・江甫草山・丸山に分布する瀬戸内火山岩類について、地形と地質の概要を記す。

川畑・周藤(2000)は地質の記載上、便宜的に三豊市吉津峠を境にして、七宝山体を北部と南部に分けた。本地域には、南部七宝山体(南北約6 km)の南半分が含まれており、そこでは稲積山(標高404 m)をはじめとして標高400 m 前後の峰が連なる。川畑・周藤(2000)は、五色台周辺における層序区分(Sato, 1982)を踏襲し、七宝山体に分布する讃岐層群を、主として流紋岩質の火山噴出物から構成される東奥層と、安山岩～デイサイト溶岩・火砕岩からなる国分台層とに区分した。七宝山体の東奥層は深成岩類を覆う石堂火山砕屑岩部層とそれに挟まれる吉津峠溶岩部層の2部層に、国分台層は曾保溶岩部層・志保山溶岩部層・稲積山溶岩部層・石ヶ谷溶岩部層・峠火山角礫岩部層の5部層に区分された。第6.1図に七宝山体のルート柱状図を示す。北部七宝山体では、石堂火山砕屑岩部層の上位に志保山溶岩部層が整合に重なる(第6.1図, ルート番号1-2)。また、吉津峠の西方では、石堂火山砕屑岩部層の上位に石ヶ谷溶岩部層、峠火山角礫岩部層が順に整合に重なる(第6.1図, ルート番号22)。本地域に含まれる南部七宝山体では、石堂火山砕屑岩部層が観音寺深成岩類を不整合に覆い、さらに曾保溶岩部層、志保山溶岩部層、稲積山溶岩部層が順に整合に重なる(例えば、第6.1図, ルート番号8-17)。

伊吹島は観音寺港の西、約10 km の沖合に位置し、周囲5.4 km のL字型の外形をなす。最高標高は島の北西部で121.5 m である。比較的平坦な頂部をもつこともあり、海岸線を除けば地層の露出状態は良くない。伊吹島には瀬戸内火山岩類が分布しており、深成岩類は露出しない。伊吹島の瀬戸内火山岩類は、玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・貫入岩と、安山岩や花崗岩類の角礫を含む火山砕屑岩からなる。岩質が玄武岩質安山岩～安山岩であることや、流紋岩質の噴出物が見られないことを理由に、これらの地層を国分台層とした。伊吹島の国分台層は、北浦火山岩部層とそれを整合に覆う滝宮火山岩部層とに細分できる。北浦火山岩部層中の玄武岩質安山岩～安山岩は、本地域に分布する安山岩類の中で最もマグネシウムに富む(MgO = 7-11 wt%) 全岩化学組成を示す。

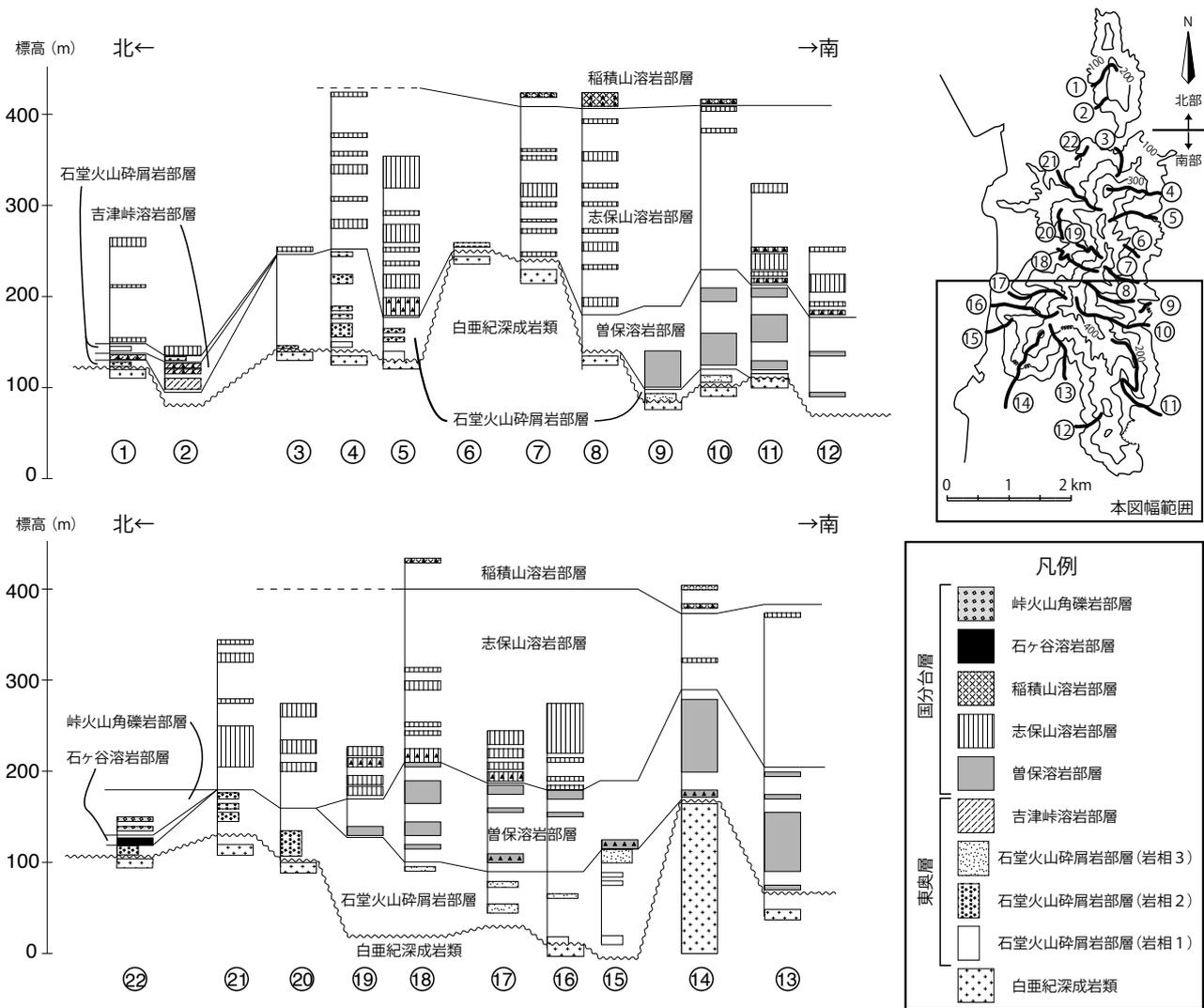
江甫草山は、室本港の南に位置する標高153.1 m の小規模な山体である。この山体は安山岩岩類であり、そこ

では安山岩質角礫岩を安山岩～デイサイトが貫く。本
 地域では、これらを江甫草山火山岩部層と定義し、岩質が
 安山岩～デイサイトであることを理由に、国分台層に含
 めた。

丸山は^{さいた}財田川の南、観音寺市流岡町内に位置し、標高
 35 m の小規模な地形的高まりをなす。そこに露出する
 無斑晶状安山岩を丸山火山岩部層と定義し、岩質が安山
 岩であることを理由に、本部層を国分台層に含めた。

次節では、上記に挙げたそれぞれの地層の特徴を記
 す。特に七宝山体については先行研究（川畑・周藤、

2000；Kawabata and Shuto, 2005）で報告された内容をも
 とにまとめる。なお、川畑・周藤（2000）は七宝山体に
 おいて「曾保」の地名を部層名に用い、その呼称を「そう」
 とした。この呼称は、平成7年7月1日発行の2万5千
 分の1国土地理院地形図に記載された仮名表記に従った
 ものだが、最新の同地形図では「曾保」の仮名表記が、
 「そほ」に変更されている。このため、「曾保」に関する
 呼称が、部層名と地名とで異なっていることに注意され
 たい。



第 6. 1 図 七宝山体のルート柱状図

石堂火山碎屑岩部層や曾保溶岩部層の分布は基盤高度に強く規制されている。地質柱状図は基盤の高
 度の変化を表すために、露頭の高度に応じて配置してある。なお、溶岩中の三角印は溶岩の角礫化部
 を表す。南部七宝山体の南側（ルート番号 7-17）が本図幅範囲に該当する。川畑・周藤（2000）を改変。

6.2 東奥層

6.2.1 石堂火山碎屑岩部層 (Id)

地層名 川畑・周藤(2000)による。

模式地 香川県三豊市高瀬町比地石堂地域西方、標高150 m 周辺(図幅範囲外)を模式地とする。

分布・層厚 南部七宝山体では、三豊市仁尾町清水周辺と豊中町下高野の西方に比較的厚く分布する。本部層は基盤高度の低い清水周辺で最大層厚(約110 m)を示すが、基盤の高度が230 m と高い七宝山体東側の宮池周辺には分布しない(第6.1図)。

岩相・層序関係 観音寺深成岩類を不整合に覆い、3つの岩相(岩相1, 岩相2, 岩相3)に大きく区分できる。

岩相1は、主に北部七宝山体及び南部七宝山体の志保山から清水周辺に分布する。成層した流紋岩質凝灰角礫岩を主体とし、スランプ構造を示す場合もある。層理面は、石堂の西方でNE走向、西に約10°の傾斜を示す。構成礫種は主に軽石・黒色ガラス質～灰色流紋岩・花崗岩である。礫径は軽石や流紋岩で最大で5 cm, 花崗岩礫では最大で50 cm に達する。これらの礫はしばしば弱いインプリケーションを示す。基質は、主に構成礫種の細粒物と石英・長石・黒雲母・角閃石などの結晶からなる。

岩相2は、主に北部七宝山体及び志保山周辺に分布し、塊状無層理の軽石質凝灰角礫岩及び同質凝灰岩からなる。本岩相は、志保山周辺において岩相1の上位に重なる(第6.1図)。構成礫種は岩相1と同じだが、軽石の割合がより多い。礫径は本質礫で最大5 cm, 花崗岩礫では最大10 cm である。基質は主に軽石と同質の細粒物から構成され、花崗岩類に由来すると考えられる石英や長石をわずかに含む。

岩相3は、本地域では清水周辺と豊中町下高野西方に分布する。多源礫種からなる凝灰角礫岩であり、一部で凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層が挟在する。主な礫種は、黒色ガラス質～灰色流紋岩・軽石・凝灰角礫岩・デイサイト～安山岩質礫・花崗岩・変成岩である。このうち、デイサイト～安山岩質礫は無斑晶状のことが多いが、角閃石や斜長石の斑晶を含む場合もあり、斑晶量や斑晶鉱物組み合わせの異なるものが存在する。こうした礫の特徴は、石堂火山碎屑岩部層に挟まれる吉津峠溶岩部層の安山岩(斜方輝石単斜輝石カンラン石安山岩)と異なっている。礫の最大径は40 cm, 平均径5 cm で、岩相1や岩相2に比べて淘汰が悪いのが特徴である。基質は流紋岩や花崗岩類の岩片と石英、長石、黒雲母、角閃石などの結晶から主に構成される。無層理で基質支持を示すが、しばしば基質量の違いから基質支持礫岩と礫支持礫岩とが互層し、これらは大まかな成層構造を示すことがある。こうした成層構造は側方で無層理部分に移化することが多い。かつて、県道21号沿いの大滝洞門脇で行

われた法面工事の際には、本岩相が岩相1の凝灰角礫岩をチャンネル状に削って重なる様子が観察できた。

川畑・周藤(2000)は、岩相1と2が志保山周辺を中心として噴出した火砕流堆積物によってもたらされたと考え、岩相の違いは堆積環境の違いを反映しているとした。水成の再堆積相が岩相1に相当し、陸域で堆積した火砕流堆積物が岩相2に相当する。志保山周辺では、岩相1の上位に岩相2が見られる。岩相3は多様な礫から構成されており、再堆積性の火山碎屑岩であると考えられる。本部層は基盤高度の低い、志保山東方の石堂から曾保にかけて厚く堆積しており、曾保周辺では上部ほど層理面の傾斜が緩くなる傾向が認められる。これらのことから、本部層の主体は、石堂から曾保地域にかけて北東-南西方向にのびた、盆状地形を埋めて堆積した可能性がある。

6.3 国分台層

6.3.1 曾保溶岩部層 (So)

命名 川畑・周藤(2000)。

模式地 香川県三豊市仁尾町曾保地域東方。

分布・層厚 南部七宝山体の中央部から南側にかけて分布する。最大で110 m の層厚をもち、北方に向かうほど層厚が減少する(第6.1図)。

岩相・層序関係 普通角閃石斑晶の目立つ、灰色の安山岩～デイサイト溶岩からなる。下部ではフローフトブレッチャーが認められ、最上部では柱状節理が発達するとともに多孔質となる。深成岩～変成岩の捕獲岩及び石英ゼノクリストが比較的良好に認められ、花崗岩由来のゼノクリストが溶岩の流理に沿って配列する場合もある。

本部層は石堂火山碎屑岩部層を整合に覆っており、その直接の関係は川畑・周藤(2000)で示した地点MUR-6において観察できる(第6.1図のルート番号15)。ここでは、安山岩角礫に放射状の節理や数mm幅の急冷縁が発達するとともに、安山岩角礫の間に下位の凝灰質砂岩が充填されることから、本溶岩は水域に流れ、未固結の水成堆積物の上位に定置したと考えられる。瀬戸内火山岩類の類似した産状は、高松市屋島東斜面の道路脇でも観察される(巽, 1983)。

本部層を構成する溶岩は安山岩～デイサイト組成であり、斑晶鉱物として単斜輝石・普通角閃石・斜方輝石・斜長石を含む。総斑晶量は約3-9 vol.% である。安山岩はマグマ混合を経て形成されたことが指摘されており、マグマ混合に関与した端成分マグマの鉱物組み合わせや、斑晶鉱物組成が推定されている(Kawabata and Shuto, 2005)。

6.3.2 志保山溶岩部層 (Sh)

命名 川畑・周藤(2000)。

模式地 香川県三豊市豊中町七宝山林道沿いの標高 380 m 地点を模式地とする。

分布・層厚 本部層は北部及び南部七宝山体に広く分布する。最大層厚は 250 m である。

岩相・層序関係 板状節理の明瞭な暗灰色の安山岩～デイサイト溶岩からなる。少なくとも 2 枚のフローユニットから構成され(第 6. 1 図 ルート番号 11)、下位のフローユニットの厚さは 35 m 程度と推定される。各フローユニットは、層厚 10 m 以下のフローフトブレッチャーを伴い、これは径 30 cm 以下の無斑晶状安山岩の角礫とそれと同質の基質からなる。本部層が約 5 m の露頭欠如を伴って、曾保溶岩部層の上位に重なる様子が、七宝山林道沿いでかつて見られたが、現在では法面工事によってモルタルに覆われている。

本部層を構成する安山岩～デイサイトは斑晶に乏しく、斜長石の微斑晶をごく少量(1 vol.% 以下)含む。フローユニットによる岩質や岩相の違いは認められない。石基斜長石の定向配列が発達し、ピロタキシティック組織を示すことが多い。時には、石基斜長石の配向方位が異なる領域が認識でき、それらが変形岩に見られる S-C 構造に類似したドメイン組織を示す場合もある(例えば、Picard *et al.*, 2011; Arbaret *et al.*, 2007)。この石基組織は、マグマの流動に伴う剪断歪によって生じた可能性がある。

6. 3. 3 稲積山溶岩部層 (In)

地層名 川畑・周藤(2000)による。

模式地 香川県三豊市七宝山山頂周辺を模式地とする。

分布・層厚 七宝山山頂から稲積山山頂にかけての狭い地域に分布する。最大層厚 35 m 以上である。

岩相・層序関係 安山岩火山角礫岩及び溶岩から構成される本部層は、露頭欠如を伴って志保山溶岩部層の上位に位置する(第 6. 1 図 ルート番号 7, 8, 10, 14, 18)。火山角礫岩は塊状で、やや発泡した径 60 cm 以下の角礫とそれと同質な淡赤紫色の基質からなる。異質礫はみいだされない。火山角礫岩の上位には、塊状の安山岩溶岩が分布する(第 6. 1 図 ルート番号 14)。溶岩や角礫の岩質は、普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石安山岩であり、普通角閃石はオパサイト化していることが多い。斑晶に富み、総斑晶量は最大で 51 vol.% に達する。斑晶量比(特に輝石と斜長石の割合)にバリエーションがあり、斜長石斑晶を多く含むほど、斑晶サイズが大きい傾向が認められる。

6. 3. 4 北浦火山岩部層 (Ktl, Kti, Ktv)

命名 新称。

模式地 伊吹島北端のフトレ鼻から北浦港にかけての海岸線。

分布・層厚 本部層は、玄武岩質安山岩～安山岩の火山

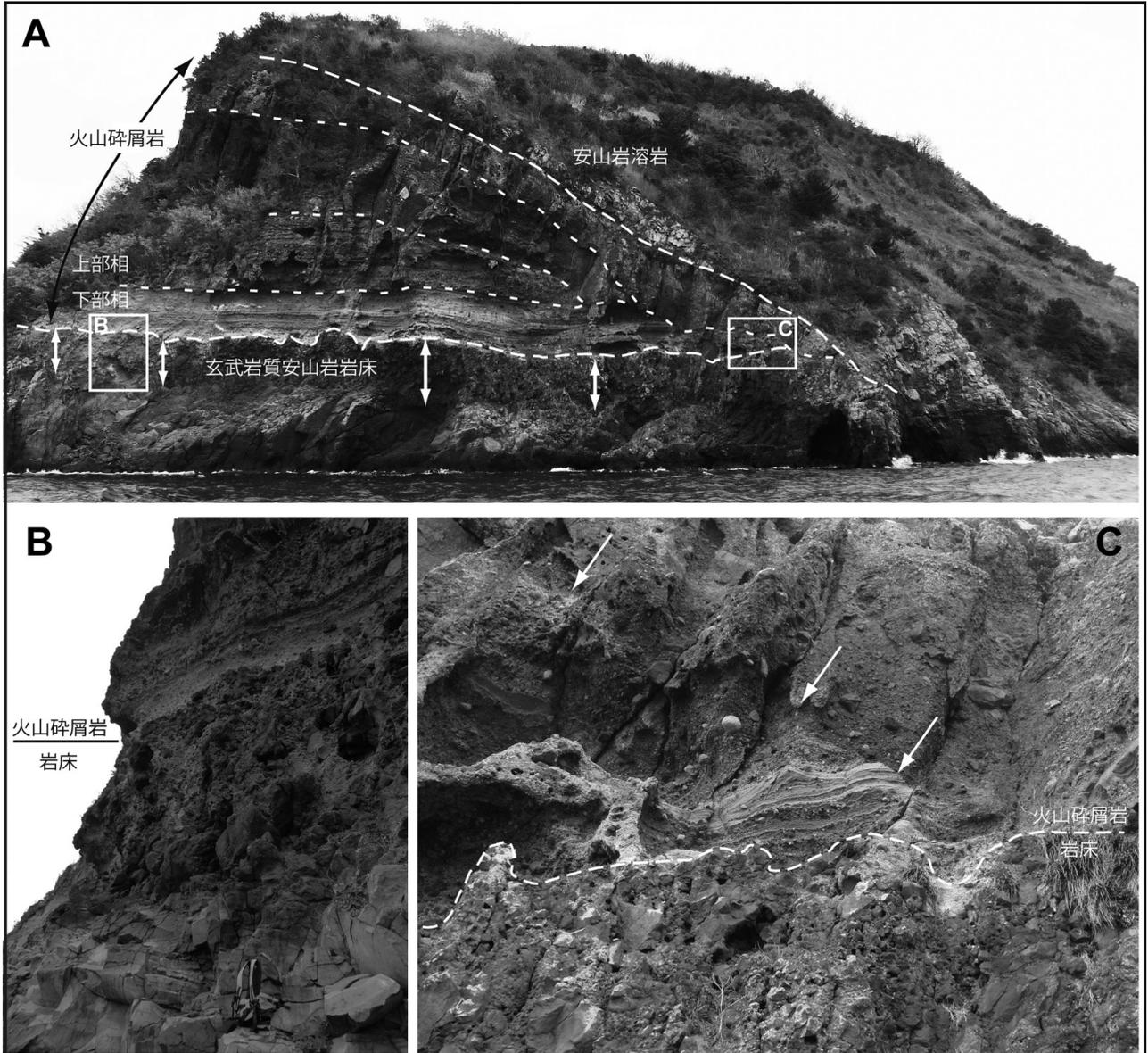
碎屑岩(Ktv)・貫入岩(Kti)・溶岩(Ktl)からなり、伊吹島の標高 0-90 m にかけて広く分布する。北浦港からフトレ鼻や西浦海岸を通り、真浦港へ至る海岸線で露出がよい。なかでも、火山碎屑岩は伊吹島北岸のフトレ鼻から北浦港に至る海食崖と、真浦港西側の西浦海岸周辺に好露出がある。全層厚は約 90 m に達し、このうち火山碎屑岩の最大層厚は約 30 m である。

岩相・層序関係 ここでは、露出状態が良く、層序関係が観察できるフトレ鼻～北浦港と西浦海岸周辺についてまとめる。なお、両地域に見られる火山碎屑岩は、岩相が異なるものの、ともに安山岩類の溶岩に覆われることや、火山碎屑岩の主要な構成礫種(カンラン石斑晶を含む安山岩と花崗岩類)が類似することから、同時異相である可能性がある。また、火山碎屑岩を覆う溶岩は、伊吹島北部では安山岩組成、南部では玄武岩質安山岩組成と異なっているが、両溶岩の噴出順序は不明である。

(1) フトレ鼻～北浦港 フトレ鼻周辺の海食崖では、下位から順に玄武岩質安山岩岩床、火山碎屑岩、安山岩溶岩が露出する(第 6. 2 図)。主な産状を以下にまとめる。

火山碎屑岩を貫く岩床は、斜長石斑晶を含む単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩からなる(第 6. 3 図 A)。その層厚は 10 m 以上で、岩床の下部は海面下にあるため観察できない。中心部は塊状を示すが、上部の厚さ約 2-4 m の部分はやや発泡するとともに角礫化する(第 6. 2 図 A-B)。岩床はしばしば火山碎屑岩を取り込んでおり、最大のものでは長さ 3 m に渡って、葉理の発達した含礫凝灰質砂岩(最大厚 70 cm)をポケット状に取り込む(第 6. 4 図 A-C)。そこでは、最大長 1 m、幅 1-5 cm のクラックが、両岩相の境界部から玄武岩質安山岩内部に向かって伸び、クラック内部は岩床に取り込まれた碎屑岩と同質の物質で充填される(第 6. 4 図 C)。また、両岩相の境界部では玄武岩質安山岩が角礫化するとともに、碎屑岩と混合相を作ってブロック状ペペライトの産状を示す部分も認められる(第 6. 4 図 A-B)。こうした産状は、マグマが未固結の火山碎屑物を貫いたことを示唆する。火山碎屑岩との境界部で角礫化する玄武岩質安山岩～安山岩貫入岩は、フトレ鼻周辺だけでなく、北浦港北端周辺や後述する西浦海岸などでも観察できる。こうした場所では、角礫化した玄武岩質安山岩～安山岩が選択的に浸食されてきた小規模な海食崖・海食洞・海食洞門(いずれも幅、高さともに数 m 大)が発達することが多い。

フトレ鼻～北浦港の海食崖に露出する火山碎屑岩は、約 30 m の最大層厚を示す。岩相上の特徴から、下部相と上部相とに区分できる(第 6. 2 図 A)。下部相は黄灰色を呈し、主に凝灰角礫岩と含礫凝灰質砂岩の互層からなる(第 6. 2 図 A, 第 6. 5 図)。層理面の構造は、フトレ鼻周辺で NE～EW 走向、10-15° 南もしくは北傾斜を示すことが多い。一方、北浦港北側の海岸線では、層

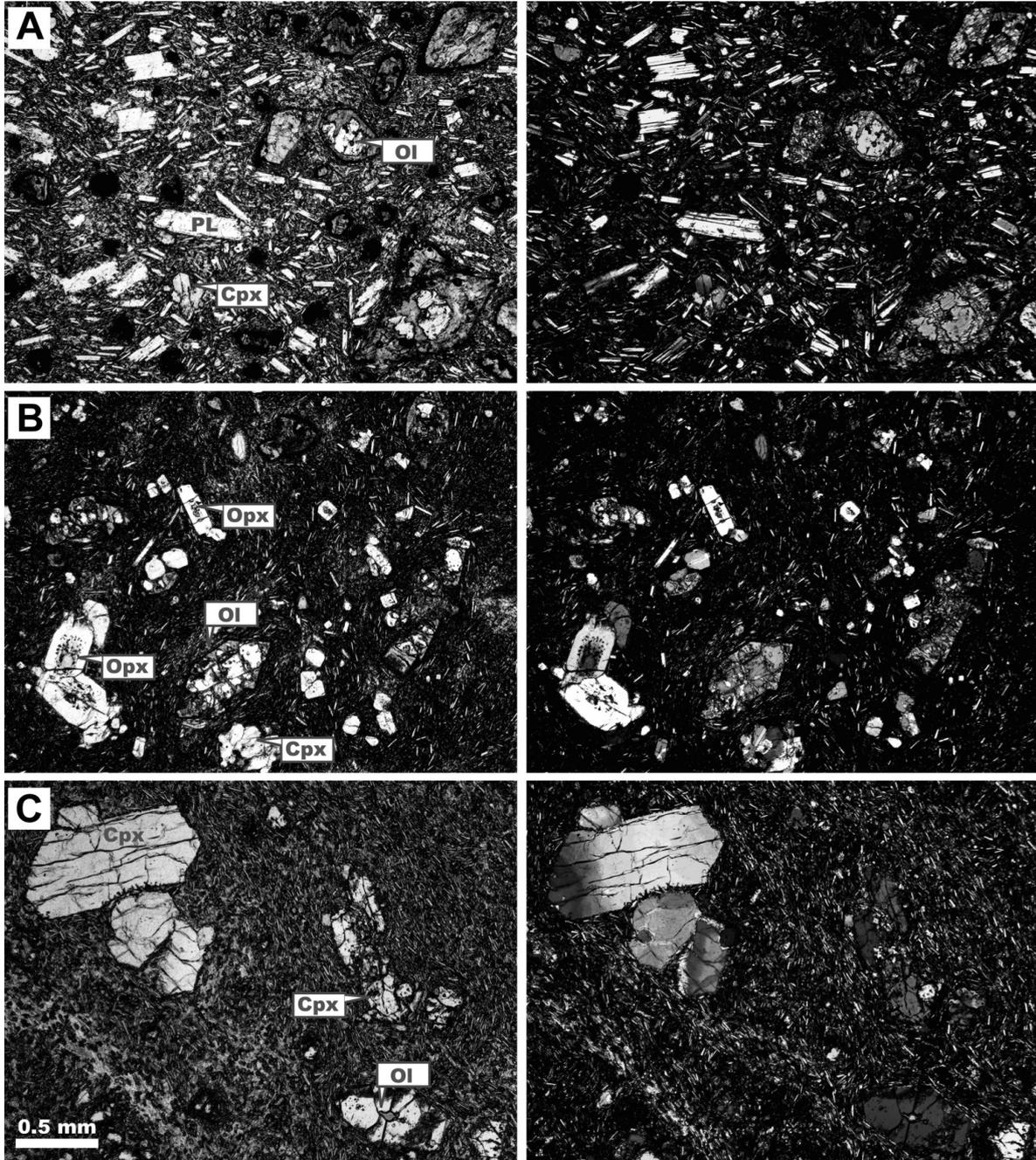


第 6. 2 図 フトレ鼻周辺の海食崖で見られる北浦火山岩部層の産状

A:島の北端，フトレ鼻周辺の海食崖。下位より玄武岩質安山岩岩床，火山碎屑岩，安山岩溶岩が順に露出する。長破線は，岩床と火山碎屑岩もしくは火山碎屑岩と溶岩との境界を示す。火山碎屑岩中の短い破線は，地層の割り込み面を表す。岩床は中心部で塊状を示すが，厚さ2-4 mの上部(矢印の範囲)は角礫化する。火山碎屑岩は，岩相の違いから下部相と上部相に区分できる。B:岩床と火山碎屑岩の境界部。スケールのザックは70 cm長。C:平行葉理の発達したユニットを上位の塊状凝灰角礫岩が割りこんでいる(矢印)。

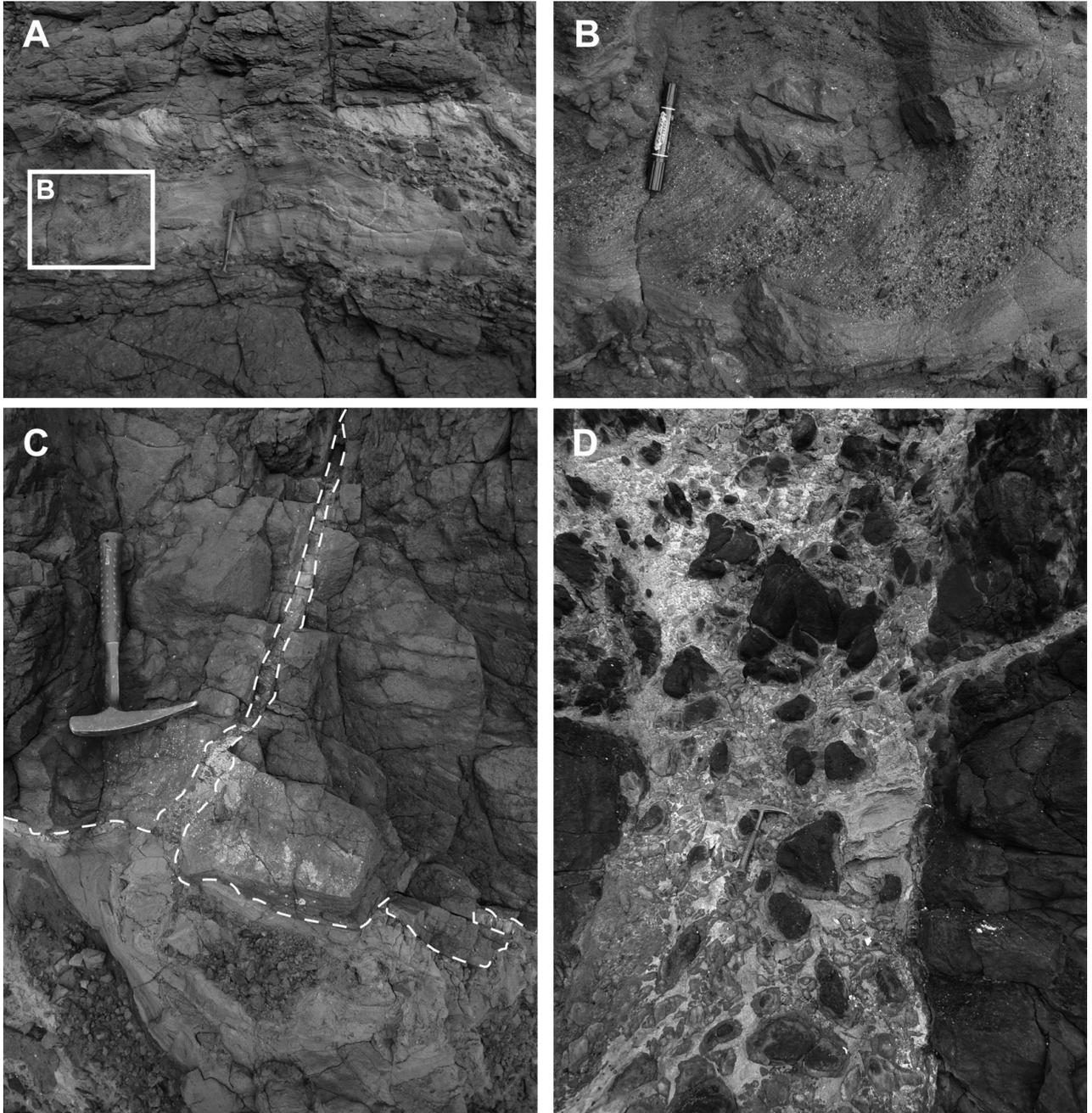
理面が概ね 15° 以下の傾斜を示すものの，走向や傾斜の方向は一定しない。下部相には安山岩と花崗岩類の角礫が含まれ，最大径は30 cm前後である。このうち，安山岩角礫はカンラン石・単斜輝石・斜方輝石の斑晶を含み，やや発泡していることが多い。凝灰角礫岩の基質は角張った，淘汰のよい径0.1-0.2 mmの結晶(斜長石・黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・アルカリ長石・石英など)のほか，安山岩や花崗岩類の岩片から主に構成される。凝灰角礫岩と互層する含礫凝灰質砂岩には，平行葉理や

低角度の斜交葉理が発達することがある(第6.5図A-B)。含礫凝灰質砂岩を構成する物質は，凝灰角礫岩の基質に類似するが，岩片の割合がより少ない。北浦港北側の堤防から，さらに100 mほど北へ進んだ海岸線では，含礫凝灰質砂岩とそれを覆う火山礫凝灰岩との境界部に火炎状構造が観察されるほか(第6.5図C)，跳ね上がり状のスランプ構造も見られる(第6.5図D)。こうした岩相から，本部層が水成の火山碎屑岩であることが示唆される。



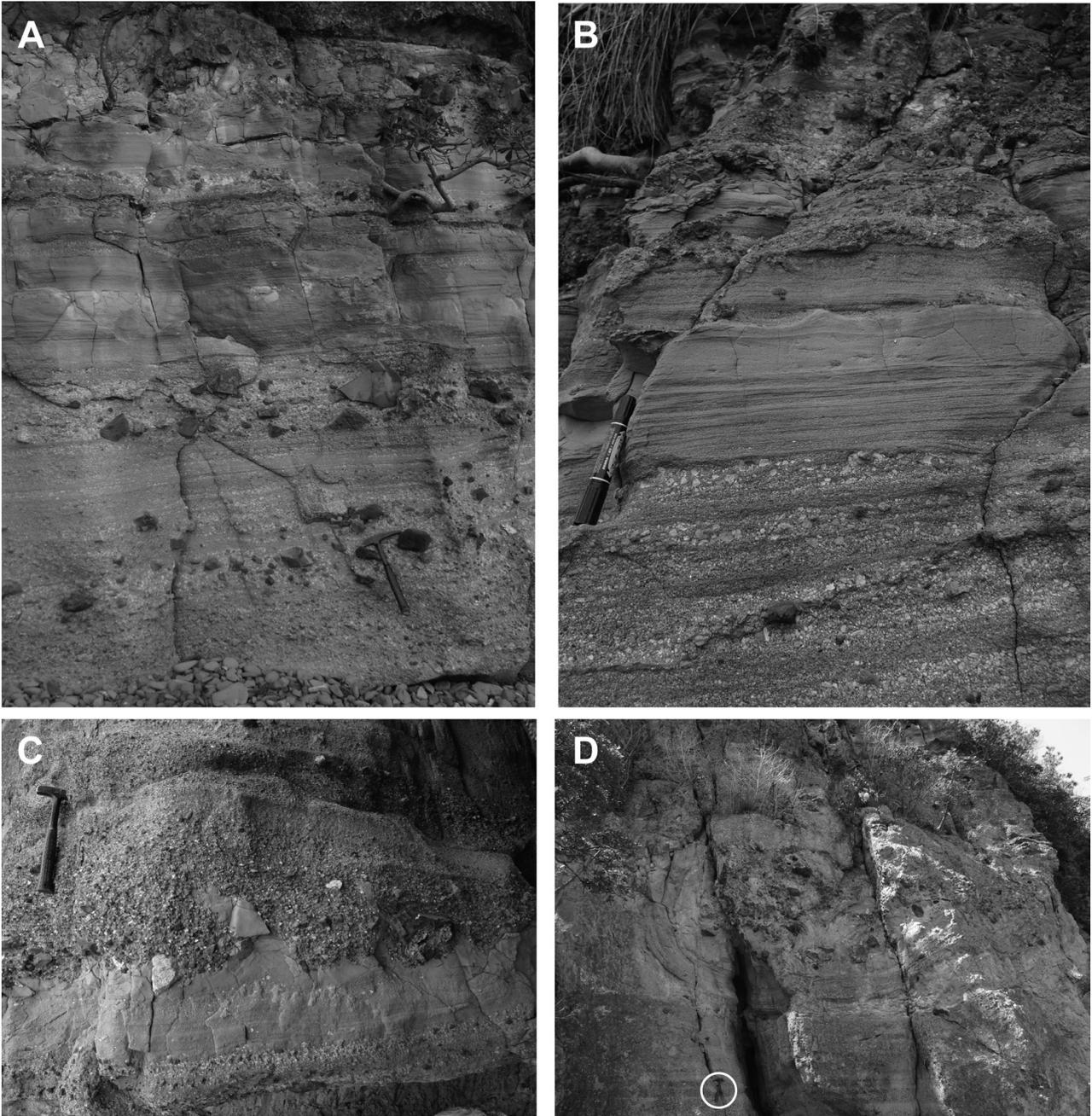
第 6. 3 図 北浦火山岩部層を構成する安山岩類の顕微鏡写真 (カラー図版を p. 58 に示す.)

左側は平行ニコル, 右側は直交ニコル. Ol, カンラン石; Cpx, 単斜輝石; Opx, 斜方輝石; PL, 斜長石. A: フトレ鼻周辺で火山碎屑岩を貫く, 斜長石斑晶を含む単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩. カンラン石斑晶は周囲から変質が進んでいることが多い. 試料 (IB-3) の採取位置は第 6. 1 表を参照. B: 西浦海岸で火山碎屑岩を貫く単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩. 斜方輝石斑晶のなかには色の濃いコアをもち, Mg# において逆累帯構造を示すものが認められる. 試料 (IB-31) の採取位置は第 6. 1 表を参照. C: 伊吹島南部で火山碎屑岩を覆う単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩. 単斜輝石斑晶には砂時計構造が見られることがある. 試料 (IB-26) の採取位置は第 6. 1 表を参照.



第6.4図 安山岩中にとりこまれた火山碎屑岩

A：フトレ鼻周辺でみられる，塊状玄武岩質安山岩内にとりこまれた碎屑岩．囲み部分を拡大したものをBに示す．B：Aの碎屑岩部分の拡大．葉理が保存されている．マジックの長さは14 cm．C：玄武岩質安山岩と碎屑岩との境界部分．境界から玄武岩質安山岩内部に向かって碎屑岩脈が形成されている．破線は玄武岩質安山岩と碎屑岩との境界を示す．フトレ鼻周辺．ハンマーの長さは33 cm．D：西浦海岸で見られる“碎屑岩脈”．碎屑岩はやや発泡した安山岩角礫と凝灰質砂の基質からなる．また，安山岩との境界面から安山岩内部へ向かって，碎屑岩で充填されたクラックが発達する．ハンマーの長さは33 cm．



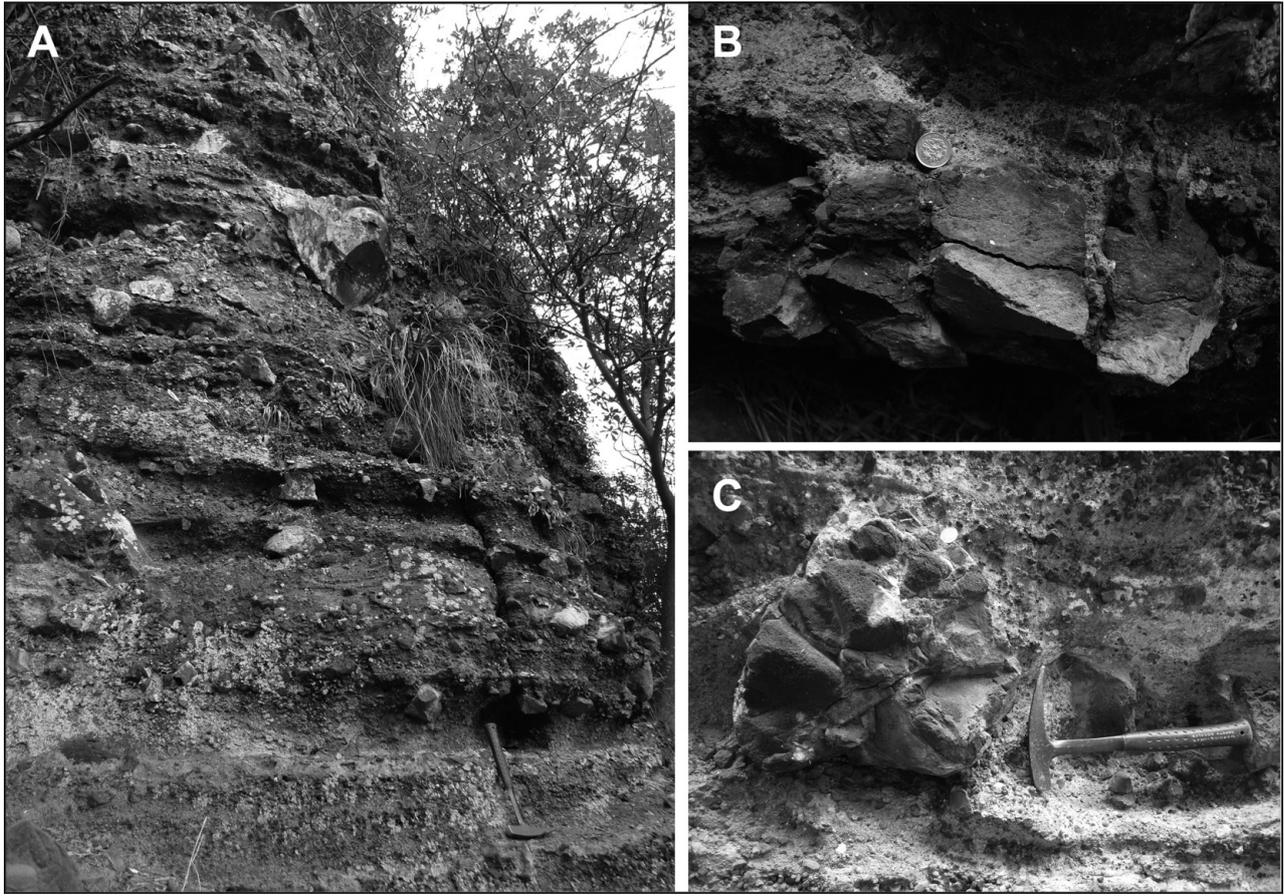
第 6. 5 図 北浦港北端周辺に露出する火山碎屑岩 (Ktv)

A : 含礫凝灰質砂岩と凝灰角礫岩の互層. ハンマーの長さは 33 cm. B : 葉理の発達する含礫凝灰質砂岩 (写真中央部). この含礫凝灰質砂岩は, 逆級化構造を示す厚さ約 7 cm の単層群からなる火山礫凝灰岩を覆う. マジックの長さは 14 cm. C : 含礫凝灰質砂岩と火山礫凝灰岩との境界に発達する火炎状構造. ハンマーの長さは 33 cm. D : 跳ね上がり状のスランプ構造. 円内は長さ 33 cm のハンマー.

火山碎屑岩の上部相は全体的に灰色～暗灰色を呈し, 下部相に比べて礫径が大きく, 礫の含有量も多い. この上部相は, 最大径 150 cm, 平均径 10 cm 程度の角礫を含む, 淘汰の悪い凝灰角礫岩～火山碎屑角礫岩からなり, 弱い成層構造もしくは塊状を示す (第 6. 2 図 A, 第 6. 6 図 A). 礫種は下部相と同じだが, 安山岩礫により

富み, 花崗岩礫の割合は少ない. なお, 安山岩角礫には, 放射状節理やジグソー割れ目がしばしば認められる (第 6. 6 図 B-C). 基質は淘汰の悪い極粗粒～細粒のカンラン石安山岩や花崗岩の岩片と, それらを構成する結晶から主に構成される.

フトレ鼻周辺の海食崖では, 火山碎屑岩を覆って西に



第 6. 6 図 波切不動尊（滝宮神社とフトレ鼻の中間付近）周辺に露出する火山碎屑岩上部相

A：成層した凝灰角礫岩。安山岩角礫は最大 150 cm に達し，淘汰が非常に悪い。ハンマーの長さは 33 cm。B：ジグゾー割れ目を示す安山岩角礫。角礫は 30 cm 長。スケールは 100 円玉。C：放射状節理を伴う安山岩角礫。ハンマーの長さは 33 cm。

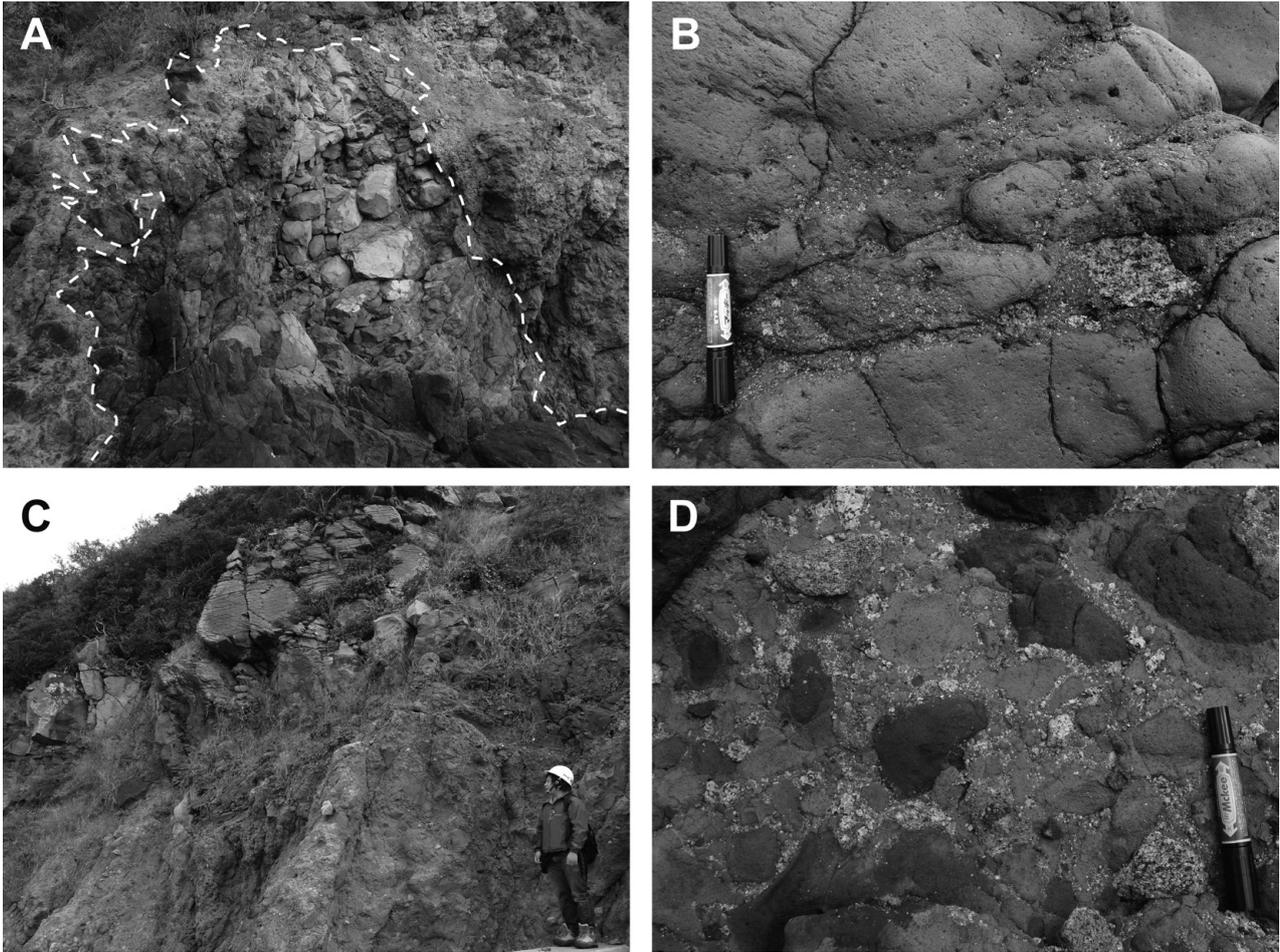
傾斜する，厚さ 3 m 以上の塊状安山岩溶岩が観察できる（第 6. 2 図 A）。この安山岩溶岩は，単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩からなる。本溶岩と下位の火山碎屑岩との境界は，波切不動尊（滝宮神社とフトレ鼻の中間付近）から約 100 m 西，標高約 45 m の地点でも観察できる。

(2) 西浦海岸周辺 西浦海岸周辺の海食崖では，下位より安山岩貫入岩，火山碎屑岩，玄武岩質安山岩溶岩が観察できる（第 6. 7 図）。この層序関係はフトレ鼻周辺の海食崖でみられるものと類似するが，以下に述べるように，貫入岩及び溶岩の岩質や火山碎屑岩の岩相は異なっている。

西浦海岸では，火山碎屑岩を貫く安山岩岩脈を，幅 200 m にわたって断続的に観察できる。安山岩岩脈は，単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩からなり（第 6. 3 図 B），火山碎屑岩との境界部では角礫化することが多い（第 6. 7 図 A）。岩脈には，径数 cm の花崗岩ゼノリスや花崗岩由来ゼノクリストの濃集帯（厚さ 5–20 cm）が少

なくとも 3 カ所で認められる（第 6. 7 図 B）。この濃集帯が示す北東–南西走向，46–87° 南傾斜の構造は，安山岩質マグマの流動方向を表すと考えられる。また，火山碎屑岩と岩脈との境界周辺では，碎屑岩脈様の産状（以下では便宜的に“碎屑岩脈”とする）が少なくとも 17 本認められる。“碎屑岩脈”と安山岩の境界面は，安山岩の流理構造と斜交することが多い。“碎屑岩脈”の最大幅は約 1 m，最大長は 3 m である（第 6. 4 図 D）。この“碎屑岩脈”には，安山岩角礫のほか，角閃石斑晶をもつ火山岩や花崗岩類の岩片，それらの岩石に由来する結晶が含まれる。こうした碎屑岩脈様の産状は，未固結の火山碎屑物中に安山岩質マグマが指状に貫入することで生じたか，もしくはマグマの貫入後に周囲の未固結な火山碎屑物が脈状に貫入した，またはその両方によって形成された可能性が考えられる。

火山碎屑岩は，塊状もしくは弱く成層した凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とする（第 6. 7 図 C–D）。層厚は 5 m 以上である。安山岩と花崗岩類の角礫を含み，礫径



第 6. 7 図 西浦海岸周辺で見られる北浦火山岩部層の産状

A：火山砕屑岩を貫く安山岩岩脈。周辺部で角礫化する。破線は、安山岩岩脈と火山砕屑岩の境界を示す。ハンマーの長さは 33 cm。 B：安山岩岩脈に見られる花崗岩ゼノリス及びゼノクリストの濃集層。マジックの長さは 14 cm。 C：火山砕屑岩を覆う塊状の玄武岩質安山岩溶岩。 D：塊状の火山砕屑岩。安山岩礫及び基質が酸化し、淡赤色を呈する。マジックの長さは 14 cm。

は多くの場合 10– 数 10 cm 程度であるが、最大で約 100 cm に達する場合もある。基質は、細粒砂～極粗粒砂で、礫と同質の岩片や花崗岩類に由来する粗粒な石英・斜長石・アルカリ長石・黒雲母のほか、火山岩由来と考えられる角閃石・輝石・変質したカンラン石・斜長石を含む。火山岩礫には、斑晶組み合わせ・斑晶量・石基組織・発泡度がそれぞれ異なる多様な岩質が認められる。それらは、カンラン石・単斜輝石・斜方輝石の斑晶組み合わせからなる安山岩、斜長石に富み、斜方輝石と単斜輝石斑晶を含む斑状安山岩、やや発泡し角閃石斑晶の存在で特徴づけられる安山岩もしくはデイサイトなどである。一方、花崗岩類の礫は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩や角閃石黒雲母花崗岩を主体とし、まれにトータル岩も認められる。西浦海岸周辺の火山砕屑岩は、安山岩礫や基質が酸化して全体的に淡赤色を呈することや(第 6. 7 図 D)、カンラン石斑晶を含む安山岩礫に加えて、角閃石斑晶を

含む安山岩もしくはデイサイトの岩片を含む点で、フトレ鼻から北浦港にかけて露出する火山砕屑岩と特徴が異なる。火山砕屑岩を整合に覆う塊状の玄武岩質安山岩溶岩は(第 6. 7 図 C)、板状節理を伴うことがあるほか、部分的に角礫化する場合もある。岩質は単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩である。同様の玄武岩質安山岩溶岩(第 6. 3 図 C)は、西浦海岸～真浦港～北浦港で囲まれる伊吹島南部に広く分布しており、全体として 70 m 程度の厚さをもつと推定される。本溶岩は、後述するように本地域に分布する安山岩類の中で最も MgO に富む全岩化学組成を示す。

6. 3. 5 滝宮火山岩部層 (Tm)

地層名 新称。

模式地 伊吹島の最高標高点周辺及び滝宮神社周辺。

分布・層厚 島の北西部、標高 90 m から 120 m までの

狭い範囲に分布する。最大層厚は 30 m 以上である。

岩相・層序関係 本部層は、下位の北浦火山岩部層を整合に覆うと判断される。例えば、最高標高点の西側斜面（標高 100 m 周辺）では、北浦火山岩部層を構成する単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩溶岩の上位に、約 10 m 厚の露欠をともなって本部層の溶岩岩塊が点在する。こうした径 2 m 以上の岩塊は、斜長石斑晶に富む、斜方輝石単斜輝石安山岩である。一方、最高標高点の南方や東方（例えば滝宮神社周辺）にはデイサイト質凝灰角礫岩の岩塊や露頭が点在する。角礫は最大径 60 cm、平均径 7 cm であり、岩質は斜長石斑晶に富む単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイトである。基質は礫と同質の岩片や結晶から主に構成される。これらの安山岩やデイサイトに含まれる斑晶は最大長 3 mm に達し、しばしば集斑状をなす。総斑晶は 50 vol.% 程度である。

6. 3. 6 江甫草山火山岩部層 (Tsv, Tsi)

地層名 新称。

模式地 江甫草山南側の採石場跡及び西側の海岸線。

分布 江甫草山に分布し、岩頭は約 450 m の長径をもつ。

岩相・層序関係 本部層は、塊状の角礫岩を主体とする安山岩質角礫岩 (Tsv) とそれを貫く安山岩～デイサイト (Tsi) からなる。貫入岩の岩質は不均質で、場所によって斑晶量や全岩化学組成が変化する。下位層との直接の境界は見いだせないが、分布や周辺地域の層序を考慮すると、安山岩質角礫岩が観音寺深成岩類を不整合に覆うと判断できる。

山体の東側に分布する塊状の安山岩質角礫岩は、最大径 60 cm、平均径 4 cm でやや発泡した無斑晶状安山岩の角礫からなる。基質は安山岩礫と同質の岩片・花崗岩岩片・花崗岩に由来する石英・アルカリ長石・斜長石結晶から構成される。安山岩質角礫岩とそれを貫く安山岩～デイサイトとの境界は、山体北西側の海岸線で見られ、境界面は N 34° W 走向、74° 西傾斜を示す。

安山岩～デイサイトには、石基斜長石の定向配列で特徴づけられる面構造がしばしば発達する。この面構造は山体中央部では NE 走向、北もしくは南へ 60–83° 傾斜しており、山体西部では NW 走向、北もしくは南へ 77–85° の急傾斜を示す。この構造はマグマの流動方向を示すと判断できる。なお、山体南側の採石場跡や山体西側の海食崖では柱状節理が発達している。安山岩とデイサイトでは岩質がやや異なり、安山岩は無斑晶状であることが多いが、デイサイトでは斜長石・斜方輝石・オパサイト化した角閃石の斑晶を含む。これらの安山岩～デイサイトには、最大径約 70 cm に達する捕獲岩が含まれ、緑色片岩、珪質片岩・片麻岩、花崗岩類、斜長石斑晶の目立つ斑状安山岩の 4 種類に大別できる。そのうち、珪質片岩・片麻岩や花崗岩は部分熔融組織を示すことが多い。なお、採石場跡では、花崗岩由来のゼノクリスト

を多数含む安山岩と無斑晶状安山岩が不均質に混ざりあう、マグマ混交 (magma mingling) の産状も認められる。

6. 3. 7 丸山火山岩部層 (Mr)

地層名 新称。

模式地 丸山の南側斜面。

分布・層厚 最大標高 35 m の丸山に分布する。最大層厚は約 30 m と推定される。

岩相・層序関係 下位層との直接の境界は見いだせないが、分布や周辺地域の讃岐層群の層序関係を考慮すると、観音寺深成岩類を不整合に覆うと考えられる。

山体南側の斜面では淡灰色の安山岩溶岩が露出しており、板状節理が 10 cm 程度の間隔で発達することもある。節理面は NE 走向を示し、北または南に緩く (10° 以下) 傾斜する。岩質は、無斑晶状安山岩であり、わずかに斜方輝石の微斑晶を含む。加麻良神社の鳥居周辺 (丸山の南側斜面) では塊状安山岩が側方へ向かって角礫岩へと漸移し、そこでは最大径 20 cm、平均径 5 cm の角礫が認められる。角礫とそれを埋める基質の岩質が、溶岩と同質であることから、角礫岩は溶岩の自破碎部分に相当すると考えられる。

6. 4 全岩化学組成

本地域に分布する瀬戸内火山岩類の全岩主要化学組成を第 6. 1 表に示す。また、無水 100 wt% に規格化した組成を第 6. 8 図に示す。伊吹島・江甫草山・丸山から採取した火山岩については、今回あらたに全岩化学組成分析を行った。分析には海洋研究開発機構に設置してある波長分散型蛍光 X 線装置を使用し、分析手法は Tani *et al.* (2006) に従った。一方、七宝山体の火山岩組成については、Kawabata and Shuto (2005) の分析値を用いた。なお、岩石の分類は、国際地質科学連合 (IUGS) 推奨の区分 Le Maitre (2002) に基づく。

本地域の瀬戸内火山岩類は、玄武岩質安山岩から流紋岩までの幅広い組成を示すものの、SiO₂ 量 67 wt% から 72 wt% の間で組成ギャップが認められる。これらの火山岩は、全て中カリウム系列 (Gill, 1981) に分類される。玄武岩質安山岩からデイサイトは、TiO₂ を除けば、酸化物量の変化図において直線的なトレンドを描く。そのトレンドは、Al₂O₃、Na₂O、K₂O に関して SiO₂ と正の相関を示し、CaO や MgO では負の相関を示す。一方、流紋岩は Al₂O₃、MgO、Na₂O の組成変化図において、玄武岩質安山岩からデイサイトの作るトレンドの延長上から外れてプロットされる。

流紋岩は、東奥層を構成する石堂火山碎屑岩部層の本質礫のみに含まれる。一方、本地域の国分台層を構成する火山噴出物は、玄武岩質安山岩～デイサイト組成を示す。例えば、稲積山溶岩部層・丸山火山岩部層は安山岩

第 6. 1 表 伊吹島, 江甫草山, 丸山に産する代表的な火山岩類の全岩化学組成

試料名	IB-3	IB-56	IB-31	IB-30	IB-26	IB-45A	IB-21	IB-38	TUK4	TUK23	KAN7
部層名	Kti	Ktl	Kti	Ktl	Ktl	Ktv	Tm	Tm	Tsi	Tsi	Mr
岩相	貫入岩	溶岩	貫入岩	溶岩	溶岩	角礫	溶岩	角礫	貫入岩	貫入岩	溶岩
wt%											
SiO ₂	54.38	57.72	58.22	55.37	55.45	57.26	58.12	63.81	59.66	65.90	61.66
TiO ₂	0.79	0.60	0.59	0.58	0.58	0.61	0.71	0.54	0.58	0.37	0.55
Al ₂ O ₃	15.42	15.88	15.80	14.96	14.88	15.93	16.84	17.72	17.78	17.78	17.81
Fe ₂ O ₃ *	8.15	6.62	6.31	7.04	7.20	6.64	6.93	4.72	5.57	3.62	5.55
MnO	0.14	0.13	0.10	0.12	0.12	0.12	0.13	0.07	0.10	0.08	0.10
MgO	9.01	7.73	7.53	9.70	10.46	7.81	4.95	2.15	3.20	1.24	2.93
CaO	7.87	6.90	6.57	7.22	7.35	7.22	7.04	5.56	6.11	4.32	5.67
Na ₂ O	3.10	3.11	3.33	2.99	2.83	2.97	3.28	4.00	3.64	4.12	3.62
K ₂ O	0.79	1.18	1.28	1.07	1.05	1.23	1.30	1.36	1.52	2.17	1.57
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.14	0.14	0.16	0.16	0.17
Total	99.79	99.99	99.85	99.15	100.01	99.92	99.43	100.08	98.32	99.75	99.63
LOI	0.94	2.32	0.18	1.58	0.04	1.12	1.68	0.20	1.70	2.40	1.34
経度 (°)	133.52708	133.52872	133.53118	133.53137	133.53273	133.52953	133.52815	133.53155	133.64260	133.64033	133.67813
緯度 (°)	34.13658	34.13570	34.12543	34.12465	34.13167	34.13628	34.13445	34.13307	34.15085	34.15093	34.13551

アスタリスクは全鉄を表す。

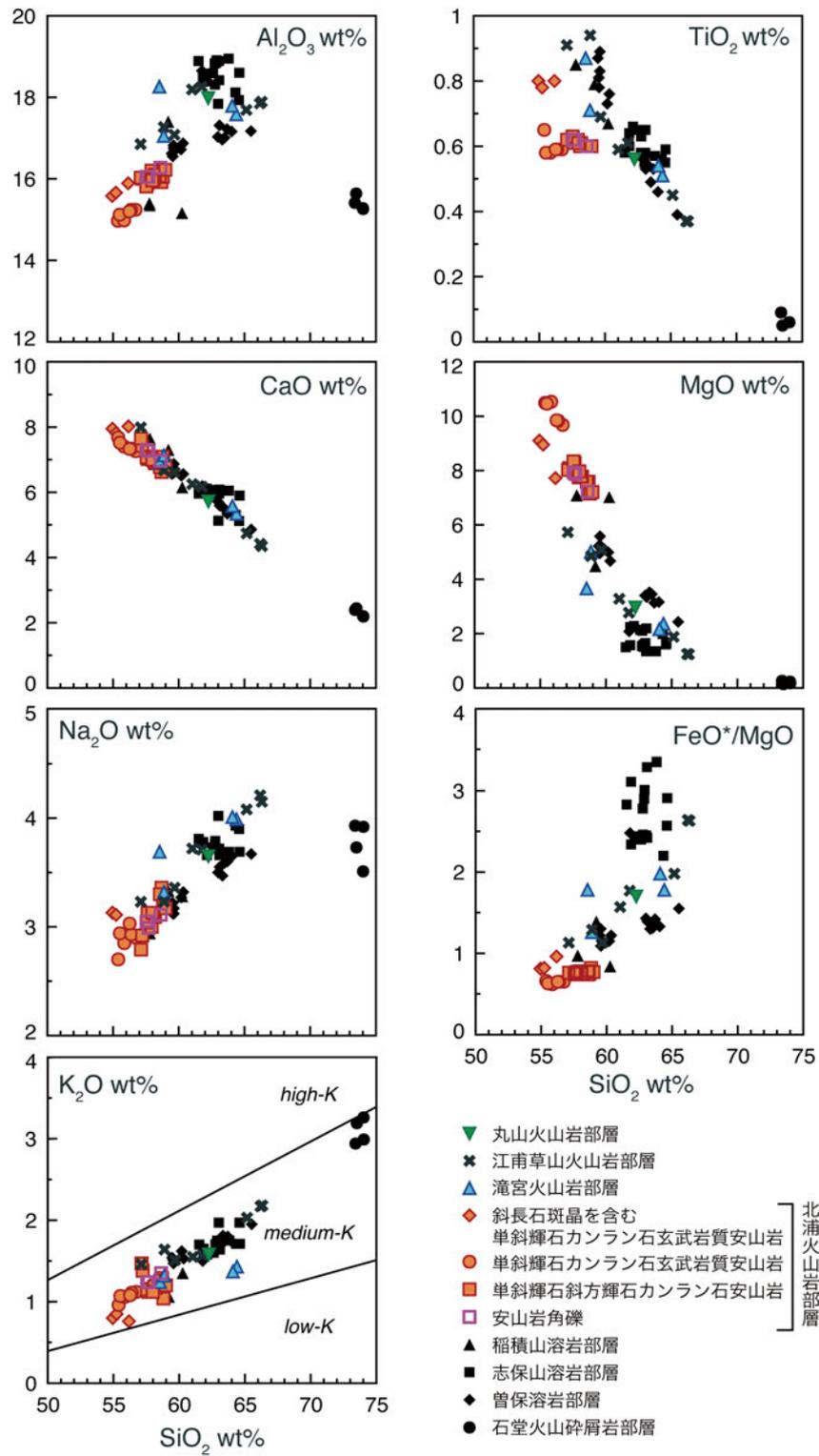
北浦火山岩部層 (Ktl, Kti, Ktv), 滝宮火山岩部層 (Tm), 江甫草山火山岩部層 (Tsi), 丸山溶岩部層 (Mr)

組成であり, 志保山溶岩部層・曾保溶岩部層・江甫草山火山岩部層は安山岩及びデイサイト組成を示す。北浦火山岩部層を構成する溶岩・貫入岩と火山砕屑岩中の角礫は, 玄武岩質安山岩から安山岩組成を示す。滝宮火山岩部層を構成する溶岩は安山岩組成であるが, 火山砕屑岩中の角礫はデイサイト組成である。

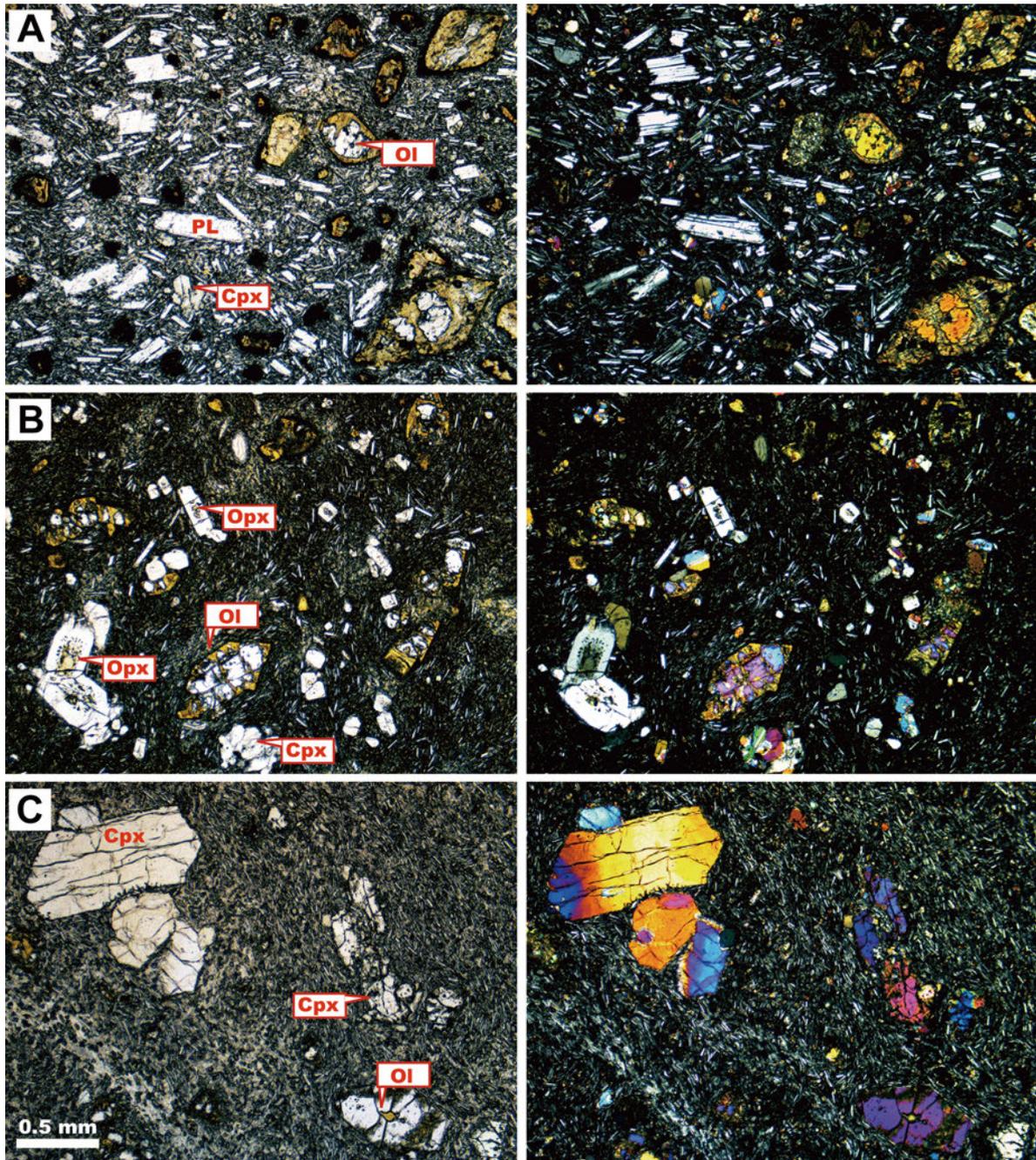
北浦火山岩部層を構成する玄武岩質安山岩～安山岩は, 本地域に分布する火山岩類の中で最も苦鉄質な組成を示し, MgO 量は 7–11 wt%, FeO*/MgO は 1 以下である。これは, 白木 (1993) や Tatsumi (1981) によって定義された高 Mg 安山岩の条件を満たす。また, 北浦火山岩部層の安山岩類は, 同じ TiO₂ 量で比較した場合, 本地域に分布するその他の安山岩類に比べて SiO₂ 量に乏しい特徴をもつ。北浦火山岩部層を構成する安山岩類は, 斑晶鉱物組み合わせによって全岩化学組成が異なる。例えば, 溶岩や貫入岩を構成する斜長石斑晶を含む単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩・単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩・単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩は, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO において明瞭な組成差を示す (第 6. 8 図)。

6. 5 放射年代

火山岩の噴出時期に関しては, 七宝山体南西斜面に露出する無斑晶状安山岩から, 13.0 ± 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている (角井・新正, 2000; 新正・角井, 2001)。この年代は, 高松市周辺 (屋島, 石清尾山, 五色台, 城山, 青ノ山など) に分布する安山岩類から得られた K-Ar 年代 (13–14 Ma; Sato, 1982; 角井・新正, 2000) と調和的である。



第 6. 8 図 瀬戸内火山岩類の全岩主成分化学組成
カリウム系列の区分は Gill (1981) による。 SiO_2 vs FeO^*/MgO に関しては、流紋岩を除き、玄武岩質安山岩からデイサイト組成のサンプルのみをプロットした。



第 6. 3 図 北浦火山岩部層を構成する安山岩類の顕微鏡写真

左側は平行ニコル，右側は直交ニコル。Ol，カンラン石；Cpx，単斜輝石；Opx，斜方輝石；PL，斜長石。A：フトレ鼻周辺で火山碎屑岩を貫く，斜長石斑晶を含む単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩。カンラン石斑晶は周囲から変質が進んでいることが多い。試料 (IB-3) の採取位置は第 6. 1 表を参照。B：西浦海岸で火山碎屑岩を貫く単斜輝石斜方輝石カンラン石安山岩。斜方輝石斑晶のなかには色の濃いコアをもち，Mg# において逆累帯構造を示すものが認められる。試料 (IB-31) の採取位置は第 6. 1 表を参照。C：伊吹島南部で火山碎屑岩を覆う単斜輝石カンラン石玄武岩質安山岩。単斜輝石斑晶には砂時計構造が見られることがある。試料 (IB-26) の採取位置は第 6. 1 表を参照。

第7章 中新世岩脈

(野田 篤・松浦浩久・川畑 博)

7.1 産 状

中新世岩脈は、主に愛媛県四国中央市金生町山田井石のくち及び観音寺市大野原町海老濟の2箇所に見られる。石ノ口の貫入岩は、和泉層群の砂岩優勢な砂岩泥岩互層中に走向とはほぼ平行またはわずかに斜交して、2列ほど貫入している。貫入岩体の規模は、最大で長さ1 km、幅200 mである。貫入岩の岩相は、直径1 cmを越える大きさの石英やアルカリ長石の斑晶を含む斑状流紋岩である。露頭では長石の斑晶が選択的に変質・侵食されて、表面に凹凸ができています(第7.1図A)。

海老濟の貫入岩は和泉層群の向斜背斜軸が集中する部分に存在し、その分布域から円柱状に貫入していると推測される。貫入岩体の幅は500–800 mである。貫入岩の岩相は、細粒な自形斜長石の斑晶が定向配列を示す流紋岩である。

7.2 岩石記載

斑状流紋岩 愛媛県四国中央市金生町山田井石ノ口 [GSJ R108420]

標本の肉眼観察では、風化変質で白くなった石基中に径1–10 mmの斑晶として灰色高温型自形の石英・変質白濁した斜長石・カリ長石が見える。流理構造は見られない(第7.1図)。薄片の顕微鏡観察では、斑晶は石英と外形のみを残す

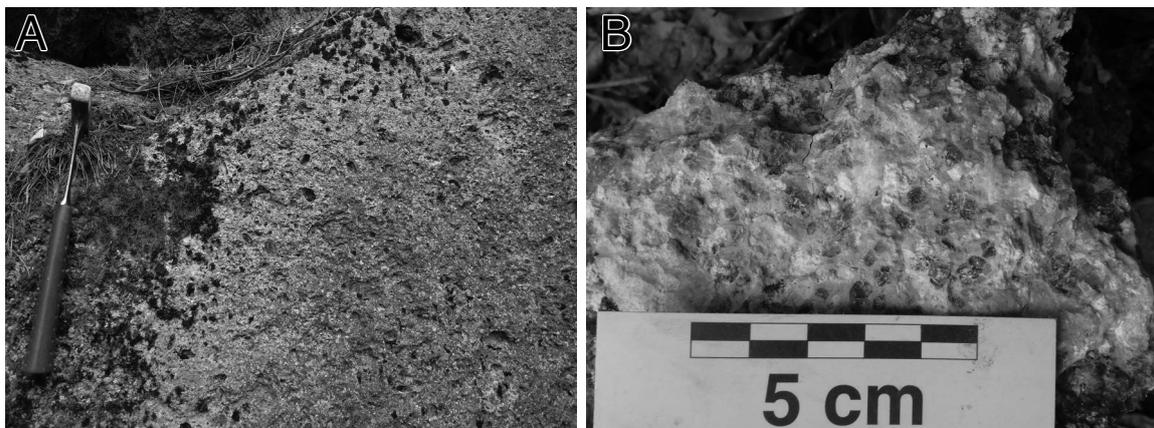
変質した長石からなる(第7.2図A, B)。石英は融食による凹入と結晶内の穴が見える。石基は径0.03 mm前後の珪長質鉱物の粒状集合で、まれにジルコンと緑泥石を含む。

流紋岩 観音寺市大野原町海老濟 [GSJ R108421]

肉眼観察では、灰白色の石基に径1 mm前後の白色斑晶がまれに見える。風化による淡褐色鉄分汚染が内部まで進行している。薄片の顕微鏡観察では、斑晶として径1 mm前後の自形斜長石をわずかに含む。石基には短冊状斜長石(長径0.1–0.3 mm, 短径0.02 mm前後)と薄板状の褐色黒雲母(径0.2 mm, 厚さ0.01 mm前後)が、その長辺を流理と平行にして並んでいる。また、径0.02 mm前後の粒状珪長質鉱物集合と赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)が斜長石と黒雲母の粒間を埋めている。このほか径1 mm前後の破片状の石英とカリ長石を含む。これらは基盤岩由来の捕獲結晶と考えられる。

流紋岩 観音寺市大野原町海老濟 [GSJ R108422]

肉眼では、わずかに緑色味を帯びた灰白色の石基に褐色味を帯びた筋が見える流理構造を示す。鏡下では、斑晶として径0.5 mm前後の自形斜長石とざくろ石をわずかに含んでおり、斜長石の一部には方解石が生じている(第7.2図C, D)。石基には、短冊状斜長石(長径0.1–0.2 mm, 短径0.01 mm前後)と薄板状の暗褐色黒雲母(径0.1 mm, 厚さ0.01 mm前後)が流理構造と平行に並んでいる。また斜長石と黒



第7.1図 斑状流紋岩岩脈の露頭と標本の写真

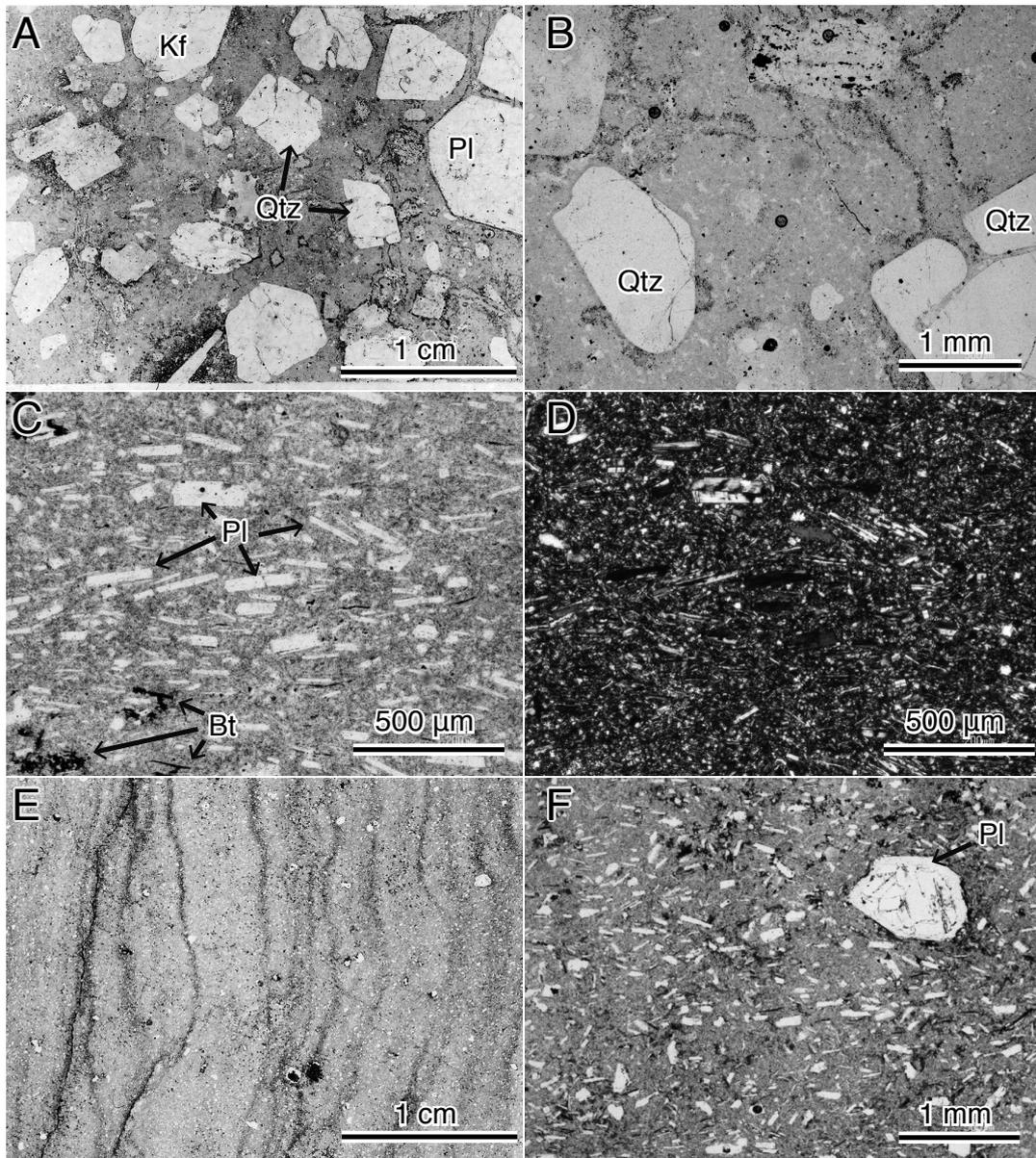
A: 斑状流紋岩岩脈の露頭。四国中央市金生町山田井石ノ口。地点番号 20120507-20(北緯 34° 1' 40.18", 東経 133° 37' 33.07"), 写真番号 20120507-012。 B: 標本。四国中央市金生町山田井石ノ口。地点番号 20120507-10(北緯 34° 1' 33.45", 東経 133° 37' 28.88"), 写真番号 20120507-003。

雲母の粒間を径 0.02 mm 前後の粒状珪長質鉱物集合が埋め、流理に沿って赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)を多く含む層を挟んでいる。まれに六角形の断面を持つ不透明鉱物(径 0.03 mm, 磁鉄鉱?)を含む。

流紋岩 観音寺市大野原町海老済 [GSJ R108423]

径 1 mm 前後の空隙を含む淡褐色の石基中に、茶褐色の幅約 1 mm の縞模様が数 mm 間隔で染みているのが肉眼で見える(第 7. 2 図 E)。顕微鏡で観察すると斑晶として長径 0.4-1.2

mm 長短の六角形自形斜長石と径 1-2 mm の板状黒雲母を含む(第 7. 2 図 F)。斑晶の大部分は変質しており、石基中に外形を残して空洞化しているか、微細な赤褐色鉱物(水酸化鉄?)に置換されている。石基の大部分は微細な珪長質鉱物の集合と長径 0.1 mm 前後の短冊状斜長石からなり、ほかに薄板状黒雲母・ざくろ石・燐灰石をわずかに含む。茶褐色の縞状部には、赤褐色ないし暗褐色の微細二次鉱物(水酸化鉄?)が石基中の流理の構造の境界などに沿って生じている。また破片状の石英をまれに含む。



第 7. 2 図 斑状流紋岩及び流紋岩岩脈の薄片写真

AB: 斑状流紋岩岩脈の薄片写真。四国中央市金生町山田井ノ口 [GSJ R108420]。CD: 流紋岩岩脈の薄片写真。観音寺市大野原町海老済 [GSJ R108422]。EF: 流紋岩岩脈の薄片写真。観音寺市大野原町海老済 [GSJ R108423]。Dのみ直交ニコル、それ以外はオープンニコル。鉱物名略称: Qtz, 石英; Pl, 斜長石; Kf, カリ長石; Bt, 黒雲母。

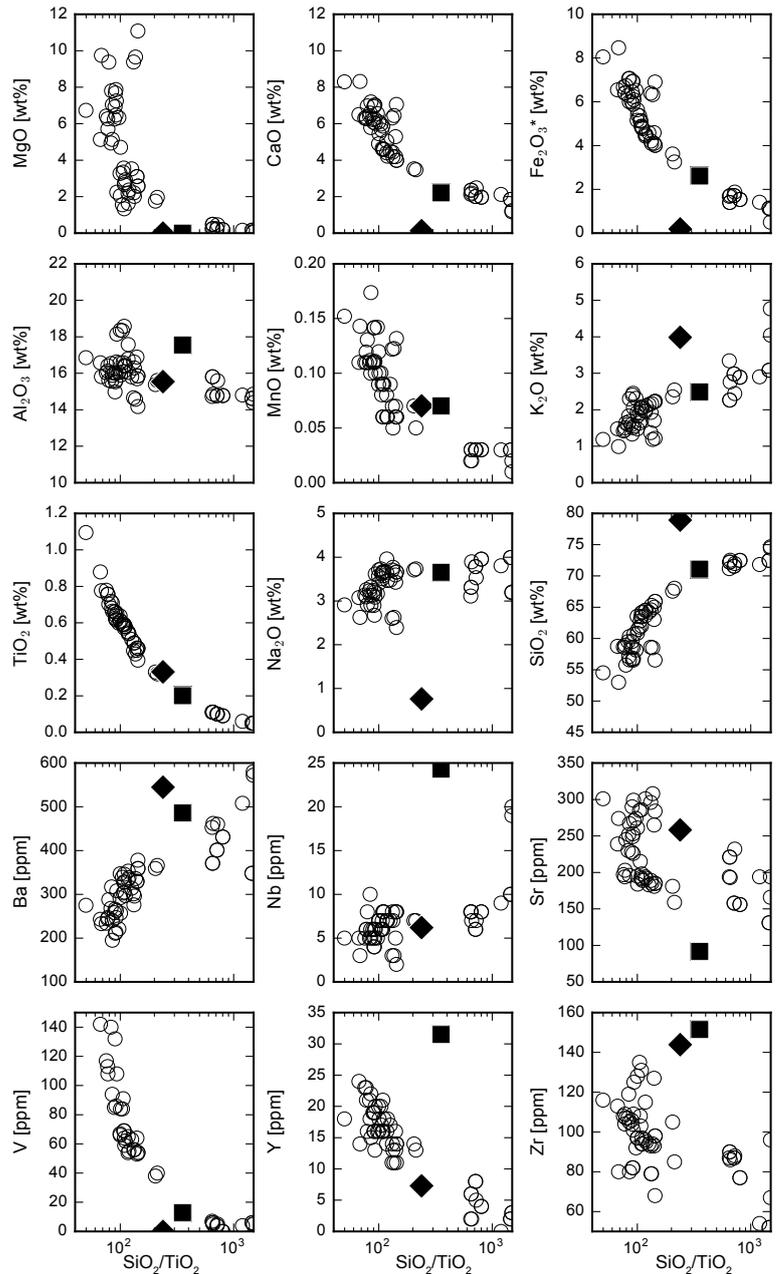
7.3 全岩化学組成

斑状流紋岩 [GSJ R108420] と流紋岩 [GSJ R108423] の化学組成を分析した。いずれの試料も変質を受けているため、LOI 値が大きくなっている (第 7.1 表)。石ノ口の斑状流紋岩試料については、瀬戸内火山岩類の組成ト

レンドと比較して、 Na_2O 、 CaO などが低く、 SiO_2 が高い。変質の影響を強く受けている可能性が示唆される。一方、海老済の流紋岩試料では、主要元素組成は瀬戸内火山岩類の組成トレンドに沿っているように見えるが、Nb、Y、Zr などの微量元素はやや高い値を示す (第 7.3 図)。

第 7.1 表 斑状流紋岩及び流紋岩の化学組成分析結果

GSJ No.	R108420	R108423
Lithology	Porphyritic rhyolite	Rhyolite
Longitude (°E)	133.62469	133.6921
Latitude (°N)	34.025959	34.02461
<hr/>		
wt%		
SiO_2	78.61	70.80
TiO_2	0.33	0.20
Al_2O_3	15.48	17.48
Fe_2O_3	0.19	2.60
MnO	0.07	0.07
MgO	0.00	0.00
CaO	0.13	2.20
Na_2O	0.76	3.64
K_2O	3.97	2.48
P_2O_5	0.05	0.12
Total	99.59	99.59
LOI	4.44	2.69
<hr/>		
ppm		
Ba	545	486
Nb	6	24
Rb	104	166
Sr	258	92
V		13
Y	7	32
Zr	144	152
Pb	19	35
Th	8	20
Zn	54	19
Cu		2
<hr/>		
LOI: Loss on Ignition		



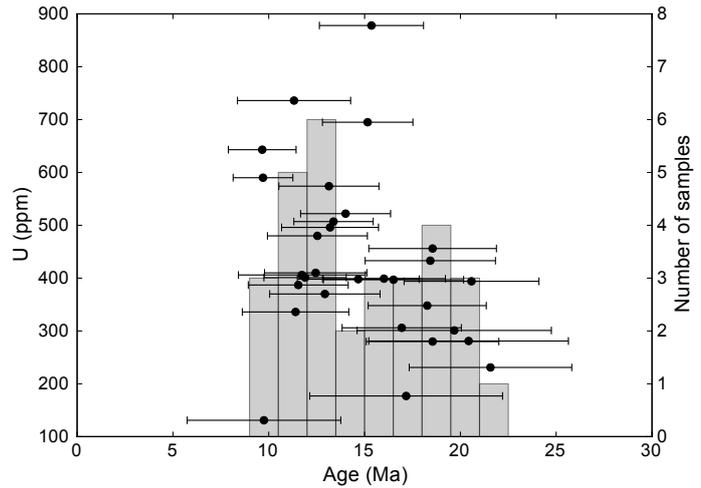
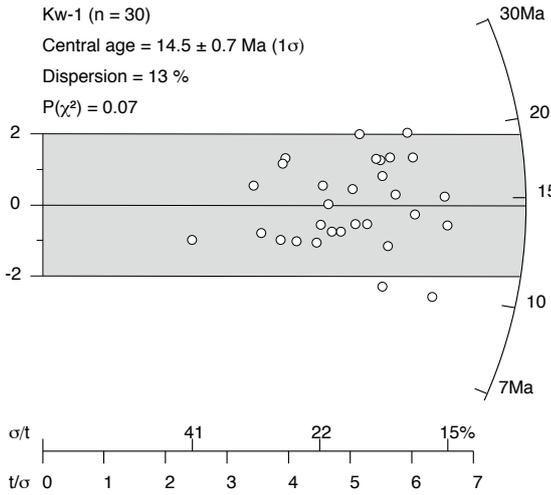
第 7.3 図 斑状流紋岩及び流紋岩の化学組成分析結果
無水合計 100% に再計算してプロットしている。記号：黒菱形、斑状流紋岩 [GSJ R108420]; 黒四角、流紋岩 [GSJ R108423]; 白丸, Shimoda *et al.* (1998)・Kawabata and Shuto (2005)・Kawabata and Takafuji (2005) による四国の瀬戸内火山岩類の化学組成値。

7.4 放射年代

石ノ口の斑状流紋岩の放射年代として、ジルコンのフィッション・トラック年代がある（第7.4図、第7.2表）。本試料は自形性の良い極めて純度の高いジルコン結晶を多量に含む。測定データの統計処理結果から各粒子データのまとまりは良く、岩質から考えても本試料中への異種年代粒子混入の可能性は無視できるため、全測

定粒子30個から測定年代値を $14.5 \pm 0.7 \text{ Ma}$ と算出した。また、海老済の流紋岩の放射年代として、 $15.0 \pm 0.7 \text{ Ma}$ （平均値）の全岩 K-Ar 年代が得られている（第7.3表）。

上記の年代値は、5万分の1「新居浜」図幅範囲内から報告された貫入岩（安山岩）の全岩 K-Ar 年代値 ($14.5 \pm 0.4 \text{ Ma}$ ；青矢ほか，2013) や巽ほか (2010) が報告した瀬戸内火山岩類の珪長質火山岩の年代値 (14.3–14.4 Ma) とほぼ一致する。



第7.4図 斑状流紋岩のフィッション・トラック年代測定結果

A：ラジアルプロット。B：ヒストグラムとウラン濃度分布。四国中央市金生町山田井石ノ口。試料番号：Kw-1。

第7.2表 斑状流紋岩のフィッション・トラック年代測定結果

試料名	測年岩石	試料採取地	測年鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡		誘発核分裂飛跡		熱中性子線量		相関係数 r	χ^2 検定 $\text{Pr}(\chi^2)$	ウラン濃度 (ppm)	FT年代値 $\text{Age} \pm 1\sigma$ (Ma)
					q_s ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	N_s	q_i ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	N_i	q_d ($\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$)	N_d				
Kw-1	斑状流紋岩	愛媛県四国中央市 金生町山田井石ノ口	ジルコン	30	2.067	1197	3.984	2307	7.56	1119	0.816	7	420	14.5 ± 0.7

試料採取者：齋藤文紀
 鉱物分離・年代測定：(株) 京都フィッション・トラック 檀原 徹 (KFT 87216-0857)
 測定年月日：1988年3月1日
 年代測定法：外部ディテクター法（外部面 ED2） $\zeta_{\text{ED2}} = 371 \pm 5$
 エッチング条件：KOH:NaOH = 1:1 (mol) etchant, 227°C 24 hours
 熱中性子線量測定法：NBS-SRM 612 glass + Mica
 照射場所：武蔵野工業大学炉（現：東京都市大学）
 相関係数： q_s と q_d との相関係数
 $\text{Pr}(\chi^2)$: χ^2 値の自由度 $n-1$ の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
 FT年代値: $T = (1/\lambda_0) \ln(1 + \lambda_0 \zeta (q_s/q_d))$
 FT年代誤差: $\sigma_T = T [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_i + 1/\Sigma N_d + (\alpha_s/\zeta)^2]^{1/2}$
 ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_0 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

第7.3表 流紋岩の全岩 K-Ar 年代測定結果

試料番号	測年岩石	試料採取地	測年鉱物	Rad ^{40}Ar (mlSTP/g $\times 10^{-5}$)	Rad ^{40}Ar (%)	K (%)	放射年代 (Ma)	平均値 (Ma)
K-Ebisu-1	流紋岩	香川県観音寺市 大野原町海老済	全岩	0.108	74.8	1.86	14.8 ± 0.7	15.0 ± 0.7
				0.110	70.7	1.87	15.1 ± 0.8	

試料採取者：齋藤文紀
 年代測定：Teledyne Isotopes (T.I. Sample No., KA87-1875)
 測定年月日：1988年2月8日
 $\lambda_{\text{B}} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ y}$, $\lambda_{\text{C}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ y}$
 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphere = 295.5 (Steiger and Jager, 1977)

第8章 三豊層群

(植木岳雪)

8. 1 概要及び研究史

讃岐山脈北麓に分布する陸成の上部鮮新統～中部更新統は三豊層群(齊藤・中山, 1954)あるいは三豊層(古市・坂東, 1974; 古市ほか, 1977)と呼ばれる。三豊層群については、1960年代から各地で記載が行われ、香川県の平野の地下や瀬戸内海の海底からも見出されている(長谷川・斎藤, 1989など)。三豊層群の堆積場の成因や三豊層群を形成した古水系については諸説があり、三豊層群からは陸生の植物化石や動物化石が多産する。これらについては、三豊層群全体をまとめた植木・満塩(1998)と植木(2001)を参照されたい。

観音寺地域の三豊層群については、高桑(1953, 1956, 1963), 齊藤・中山(1954), Saito(1962), 齊藤ほか(1962), 香川県(1972), 寒川(1973), Sangawa(1978, 1986), 古市(1981, 1982, 1986), 齋藤(1982, 1984),

阿子島・須鎗(1989), 須鎗・阿子島(1990), 植木・満塩(1998), 松浦ほか(2002)の記載があり、さまざまな層序区分が行われてきた(第8.1図)。三豊層群は全体に北から北西方向に数度で傾斜するため、三豊平野の地下にも分布しており、地下地質として記載されている(蔵田, 1948; 高桑, 1956; 村下・野間, 1961, 1963; Saito, 1962; 齊藤ほか, 1962, 1968, 1972; 栗原, 1972など)。三豊層群の年代は、1950年ごろまでの地質図では第四紀洪積世とされたが、甲藤・中村(1954), 齊藤・中山(1954)以降は、花粉化石や大型植物化石から鮮新世あるいは鮮新世後期とされた。その後、古市・坂東(1974)や古市(1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1986)による花粉化石の再検討及び齋藤(1982)による古地磁気測定により、前期更新世とされた。また、齋藤(1984), 須鎗・阿子島(1990)により、2.5-1.0 Maのテフラのフィッシュン・トラック(FT)年代が報告された。これ

齊藤・中山 (1954)		Saito (1962)	齊藤ほか (1962)	香川県 (1972)	Sangawa (1978)	古市 (1981)		古市 (1982)	
		Yakeotoge Gravels	上段堆積物 (焼尾峠礫層)	半 固 結 堆 積 物	砂礫及び粘土 (高位堆積物)	Yakeotoge gravel			焼尾峠礫層 (高位段丘堆積物)
三 豊 層 群	河内累層 財田累層	Kawauchi formation	三豊層群		アルコーズ砂岩 及び泥岩 (三豊層群)	Saida gravel	三 豊 層 群	菅谷礫層	砂卓越層 粘土・シルト卓越層 砂卓越層
									大谷池礫層 財田礫層

齋藤 (1982)		阿子島・須鎗 (1989)		須鎗・阿子島 (1990)		植木・満塩(1998)				松浦ほか (2002)		本図幅					
												高瀬層					
三 豊 層 群	高額累層		焼尾峠礫層 (高位段丘堆積物)		三 豊 層 群	大谷池礫層		焼尾層				三 豊 層 群	大谷池層		三 豊 層 群	焼尾層	
	小松尾累層	内野々累層 財田累層	三 豊 層 群	大谷池礫層 山本粘土・砂層 財田礫層		三 豊 層 群	山本粘土・砂層 財田礫層	福田原層	財田層	神田層	入樋層		河内層	財田層		財田層	神田層
	山本累層							山本層									
入樋累層																	

第8.1図 三豊層群の層序区分と既存研究との対比

らの年代資料を総合して、阿子島・須鎗(1989)、植木・満塩(1998)、松浦ほか(2002)は、三豊層群の年代を後期鮮新世から前期更新世とした。

本図幅では、観音寺地域の三豊層群の層序区分を植木・満塩(1998)と松浦ほか(2002)に基づいて再定義し、財田層・神田層・焼尾層・高瀬層の4層に区分する。神田層は植木・満塩(1998)の福田原層・山本層・神田層・入樋層を一括したものであり、高瀬層は松浦ほか(2002)により新称された地層である。三豊層群の4層のうち、財田層と神田層は指交関係にあり、同時異相である。焼尾層は、財田層と神田層の一部を不整合に覆い、神田層の一部と同時異相である。高瀬層は財田層と神田層を不整合に覆う。テフラのFT年代と古地磁気極性に基づくと、財田層の年代は後期鮮新世の後期(ピアセンジアン期)から前期更新世の中頃(カラブリアン期)、神田層の年代は前期更新世の中頃から後期(カラブリアン期)、焼尾層の年代は前期更新世の後期(カラブリアン期)、高瀬層の年代は中期更新世の前期である。三豊層群の層

序と年代は、第8.2図のようにまとめられる。また、三豊層群の各地点の位置を第8.3図、古地磁気極性を第8.4図、テフラの放射年代を第8.1表に示す。

8.2 財田層 (St)

地層名及び定義 齊藤・中山(1954)は、三豊市財田町から三豊市山本町にかけての丘陵上に分布する礫層を財田累層(Saida Formation)とした。Sangawa(1978)は、同様の堆積物を Saida gravel と呼んだ。その後、古市(1982)は、Sangawa(1978)の Saida gravel 及び古市(1981)の菅谷礫層を財田礫層(Saita Gravel bed)として再定義した(模式地: 観音寺市栗井町の坂瀬池南岸)。本図幅では植木・満塩(1998)に従って、観音寺深成岩類と和泉層群を不整合に覆い、和泉層群の堆積岩の礫他に結晶片岩・花こう岩・安山岩・石英の礫を含む砂礫層を財田層とする。

本層は、讃岐山脈北麓では、齊藤・中山(1954)の河内累層(Kochi Formation)の一部と財田累層の一部、Saito(1962)のKawauchi formationの一部とYakeotoge Gravelsの一部、齊藤ほか(1962)の三豊層群の一部と旧期扇状地堆積物(下段堆積層・中段堆積層・上段堆積層)の一部、香川県(1972)のアルコーズ砂岩及び泥岩(三豊層群)の一部と砂礫及び粘土(高位堆積物)の一部、寒川(1973)のH面堆積物の一部、Sangawa(1978)のSaida gravel、古市(1981)の菅谷礫層と砂卓越層の一部、古市(1982)と阿子島・須鎗(1989)の財田礫層と大谷池礫層、齋藤(1982, 1984)の財田累層に相当する(第8.1図、第9.1図)。

菩提丘陵北麓では、Sangawa(1978)のSaida gravel、古市(1981)の砂卓越層の一部、阿子島・須鎗(1989)の大谷池礫層と高位段丘礫層、須鎗・阿子島(1990)の大谷池礫層に相当する(第8.1図、第9.1図)。

模式地 池田地域の三豊市財田町財田中の南方(植木・満塩, 1998)。

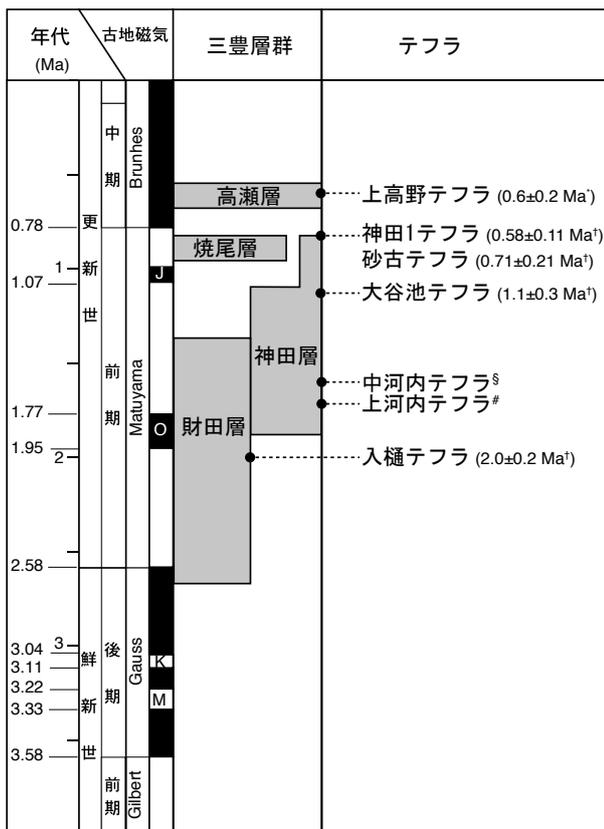
分布 讃岐山脈北麓では、観音寺市大野原町内野々及び大野原町福田原の南方から三豊市財田町財田中にかけて分布する。財田川北方の丘陵では、三豊市山本町大野・豊中町上高野・高瀬町羽方に分布する。地質図には示していないが、三豊市山本町辻や山本町河内にも小規模な分布がある。

層序関 観音寺深成岩類と和泉層群を不整合に覆い、焼尾層・高瀬層・段丘堆積物に不整合に覆われる。また、神田層と指交する。

層厚 70 m.

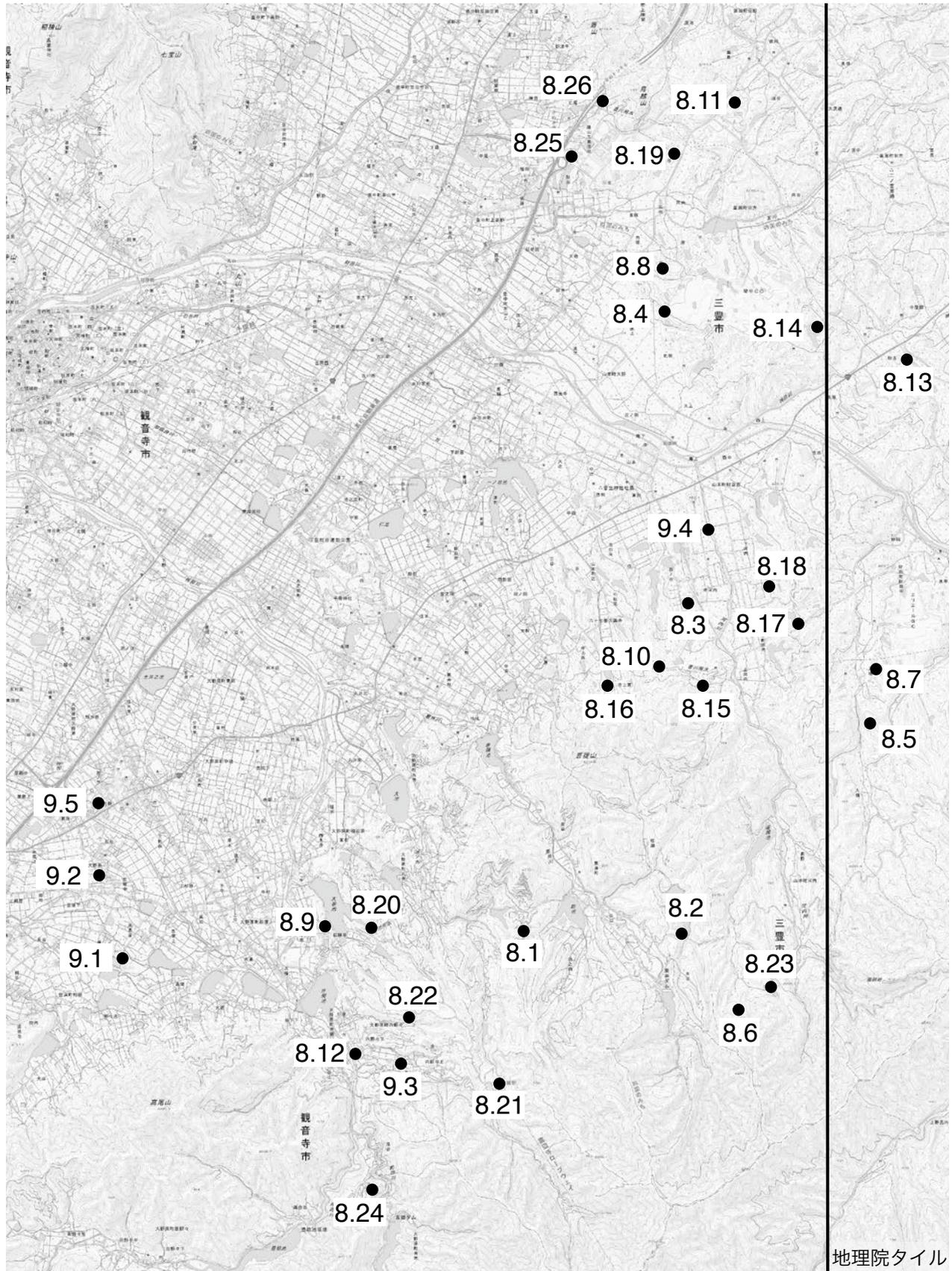
地質構造 東または北北西に2-3°(古市, 1982)、北に5°程度(植木・満塩, 1998)で傾斜する。

層相 中礫から大礫サイズの亜円礫~亜角礫を含む礫層からなる。一般に、未固結であるが、山地にごく近い地

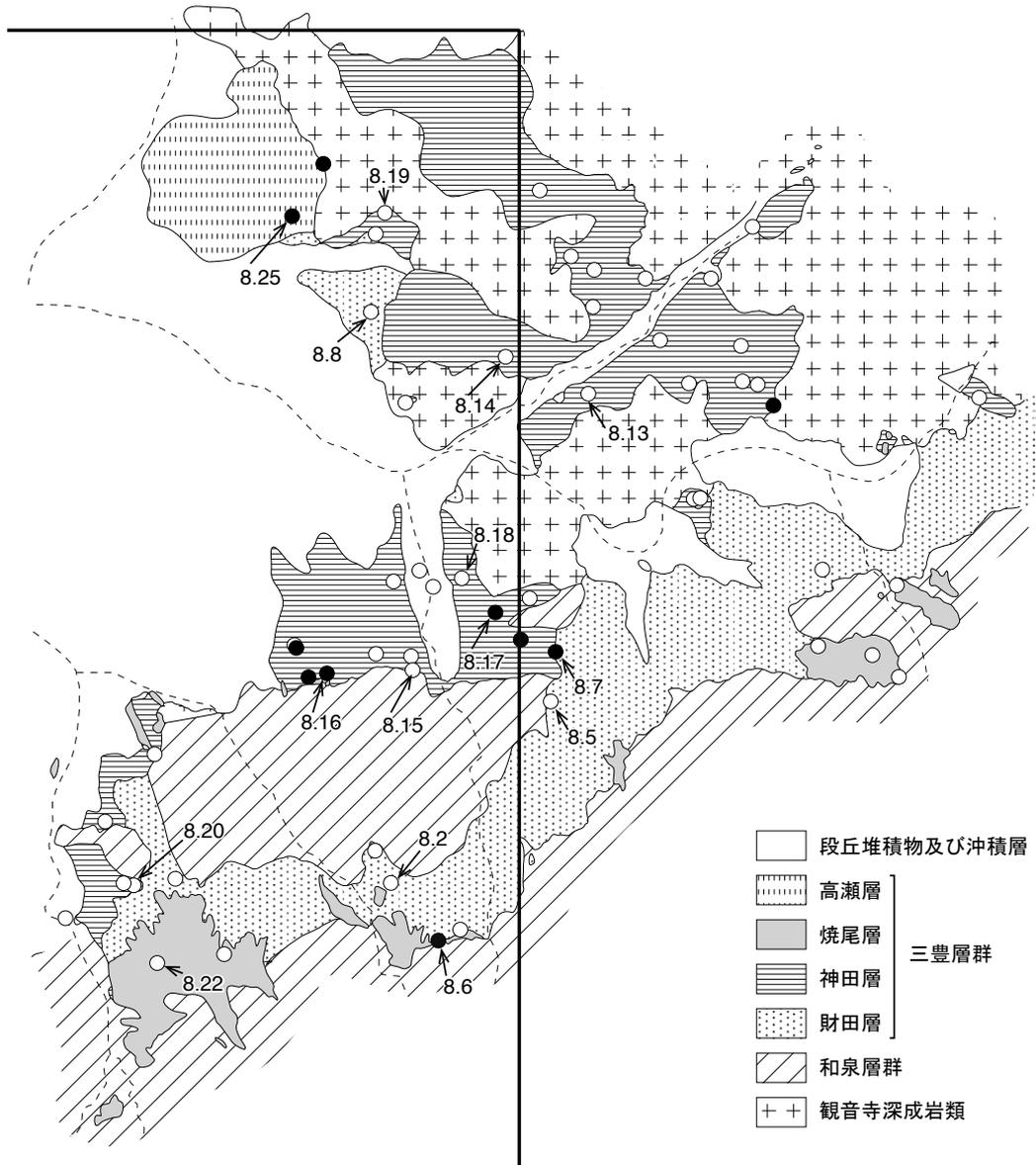


第8.2図 三豊層群の層序と年代

テフラの層序位置はフィッシュン・トラック年代に基づく。*水野(2001)。†第8.1表を参照。§上総層群のKd23Bテフラ(約1.6 Ma)に対比(水野ほか, 2016)。#恵比寿峠-福田テフラに対比(約1.75 Ma)。第8.2表を参照。



第 8. 3 図 三豊層群及び段丘堆積物の各地点の位置
 国土地理院の電子地形図(タイル)に地点を追記して掲載.



第 8. 4 図 三豊層群の古地磁気極性
 太線は本図幅の範囲を示す。地点番号を示した地点は第 8. 6 図，第 8. 9 図，第 8. 11 図に柱状図を示している。

第 8. 1 表 三豊層群のフィッション・トラック年代測定結果
 地点の位置は第 8. 3 図を参照。

地層名	地点	テフラ	測定粒子数	自発核分裂飛跡		誘発核分裂飛跡		熱中性子線量		χ^2 検定 Pr(χ^2)	相関計数 r	ウラン濃度 U (ppm)	FT年代値 (Ma \pm 1 σ)
				q_s ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	N_s	q_i ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	N_i	q_d ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	N_d				
財田層	8.5	入樋	29	10.7	113	1.32	1398	7.02	3596	16	0.849	160	2.0 \pm 0.2
神田層	8.9	大谷池	36	2.52	16	1.24	785	14.6	4379	5	-0.114	70	1.1 \pm 0.3

地層名	地点	テフラ	測定粒子数 n (FT/U-Pb)	自発核分裂飛跡		U総計数		Uスタンダード計数		χ^2 検定 Pr(χ^2)	相関計数 r	ウラン濃度 (ppm)	FT年代値 (Ma \pm 1 σ)	U-Pb年代値 (Ma \pm 2 σ)
				q_s ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	N_s	q_u ($\times 10^8$ cm $^{-2}$)	N_u	q_{ustd} ($\times 10^4$ cm $^{-2}$)	N_{ustd}					
神田層	8.13	神田1	30/3	3.68	35	3.37	320157	1354	664	14	0.834	230	0.58 \pm 0.11	1.93 \pm 0.16
神田層	8.14	砂古	28/6	1.91	13	1.51	102538	1444	708	44	0.410	100	0.71 \pm 0.21	1.46 \pm 0.08

点では弱く固結している。礫支持でチャネル構造が発達するが、山地から離れるにつれて基質支持となる。三豊市山本町大野・豊中町上高野・高瀬町羽方では、淘汰の悪い砂礫層からなる。

財田層の典型的な層相は、観音寺市粟井町から三豊市山本町河内の南方にかけて見られる。観音寺市粟井町(地点8.1)では、最大径20 cmの礫層からなる(第8.3図, 第8.5図A)。ここでは、最大径5 cmの結晶片岩の礫を含む。観音寺市粟井町の坂瀬池南岸(地点8.2)では最大径20 cmの礫層からなり、層厚1.3 mの腐植質なシルト質砂層が挟在する(第8.5図B)。

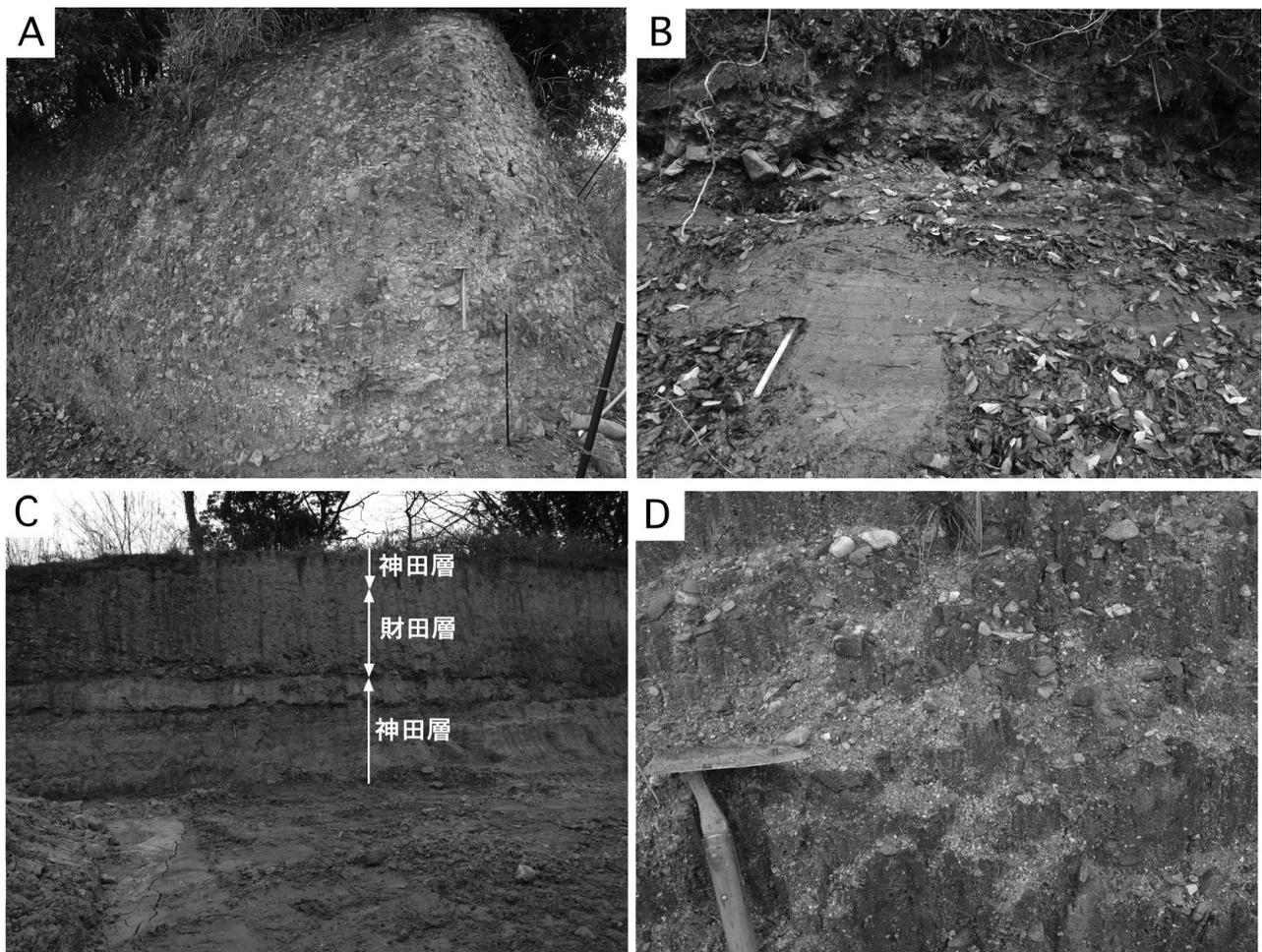
植木・満塩(1998)は、菩提丘陵北麓の三豊市山本町辻から山本町河内では、丘陵頂部に財田層があり、丘陵主部を構成する神田層を覆うとした。しかし、三豊市山本町河内(地点8.3)では、結晶片岩礫を含む層厚2.5 mで最大径20 cmの財田層の礫層を神田層のシルト層と砂層が挟む(第8.5図C)。このように、ここでは財田層

が神田層に挟まれており、財田層と神田層は指交することが明らかになった。ただし、三豊市山本町山本町辻、山本町河内では神田層が卓越するので、本図幅の地質図では神田層が分布するように表現する。財田層と神田層の指交関係は、観音寺市大野原町福田原でも確認できる。

三豊市山本町大野(地点8.4)では、トラフ型斜交葉理が発達する砂礫層からなる(第8.5図D)。ここでは、最大径3 cmの結晶片岩の礫を含む。

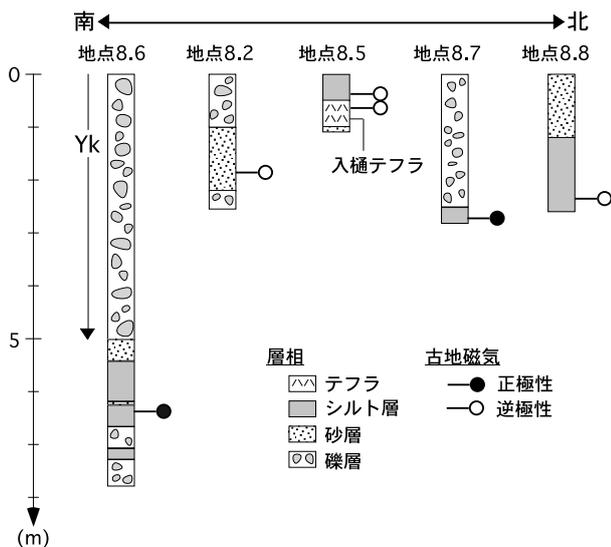
化石 ヒメバラモミ・メタセコイア・ミツガシワなどの花粉化石や大型植物化石を産出する(古市, 1982)。

テフラ 池田地域の三豊市財田町財田中(地点8.5: 北緯34°5'32.65", 東経133°45'8.67")では、中礫サイズの垂円礫層、アルコーズ質砂層の上に、層厚40 cmの白色の粘土化した細粒テフラが見られる(第8.6図, 第8.7図A)。このテフラは、齋藤(1984)によってST1とされた火山灰層で、 2.5 ± 0.3 Maのゼータ法以前のFT年代を示すテフラが報告されている。ここでは入樋テフ



第8.5図 財田層の露頭写真

A: 観音寺市粟井町(地点8.1)。B: 観音寺市粟井町の坂瀬池南岸(地点8.2)。C: 三豊市山本町河内(地点8.3)。D: 三豊市山本町大野(地点8.4)。スケールのねじり鎌の長さは35 cm。地点の位置は第8.3図を参照。



第 8. 6 図 財田層の古地磁気極性と露頭柱状図
Yk は焼尾層。柱状図の位置は第 8. 3 図と第 8. 4 図を参照。

ラと呼び、その FT 年代は 2.0 ± 0.2 Ma である (第 8. 1 表)。

古地磁気 全体として、北に向かって正→逆→正→逆の極性変化を示す。観音寺市大野原町内野々及び大野原町福田原の南方から三豊市財田町財田中にかけては、上位に向かって逆→正の極性変化を示す。例えば、観音寺市粟井町南方 (地点 8.6) では正、観音寺市粟井町南方 (地点 8.2)・三豊市財田町財田中 (地点 8.5) では逆、三豊市財田町財田中 (地点 8.7: 北緯 $34^{\circ} 5' 52.61''$, 東経 $133^{\circ} 45' 10.75''$) では正、三豊市高瀬町羽方 (地点 8.8) では逆の極性である (第 8. 4 図, 第 8. 6 図)。また、観音寺市大野原町福田原・三豊市山本町辻・山本町河内では、指交する神田層と同様に逆の極性と判断される。

年代 テフラの FT 年代から、古地磁気の正→逆→正→逆の極性変化は、Gauss Chron 後期→Matuyama Chron 前期→Olduvai Subchron→Matuyama Chron 中期に対応する。財田層の年代は後期鮮新世 (ピアセンジアン期) から前期更新世の中頃 (カラブリアン期) である。

8. 3 神田層 (Kd)

地層名及び定義 地層名は植木・満塩 (1998) による。本図幅では、結晶片岩の礫を含まないアルコーズ質の砂礫層と、粘土層・シルト層・砂層を一括して神田層とする。

本層は、斉藤・中山 (1954) の河内累層の一部と財田累層の一部、Saito (1962) の Kawauchi formation の一部・Higher terrace gravel の一部・Lower terrace gravel の一部、

斉藤ほか (1962) の三豊層群の一部・旧期扇状地堆積物 (下段堆積層・中段堆積層) の一部、香川県 (1972) のアルコーズ砂岩及び泥岩 (三豊層群) の一部と粘土及び砂礫 (低位堆積物) の一部、寒川 (1973) の H 面堆積物の一部、古市 (1981, 1986) の砂卓越層の一部と粘土・シルト層、古市 (1982) の大谷池礫層、阿子島・須鎗 (1989) と須鎗・阿子島 (1990) の大谷池礫層と山本粘土・砂層、齋藤 (1982) の入樋累層・山本累層・小松尾累層、植木・満塩 (1998) の福田原層・山本層・神田層・入樋層、松浦ほか (2002) の河内層・大谷池層の一部に相当する (第 8. 1 図, 第 9. 1 図)。

模式地 池田地域の三豊市山本町神田 (植木・満塩, 1998)。

分布 讃岐山脈北麓の観音寺市大野原町萩原及び大野原町福田原に分布する。また、菩提丘陵北麓の三豊市山本町辻・山本町河内・三豊市財田町財田中に分布する。財田川北方の丘陵の三豊市高瀬町羽方や高瀬町佐股さまたに分布する。

層序関係 観音寺深成岩類と和泉層群を不整合に覆い、焼尾層・高瀬層・段丘堆積物に不整合に覆われる。また、財田層と指交する。

層厚 60 m。

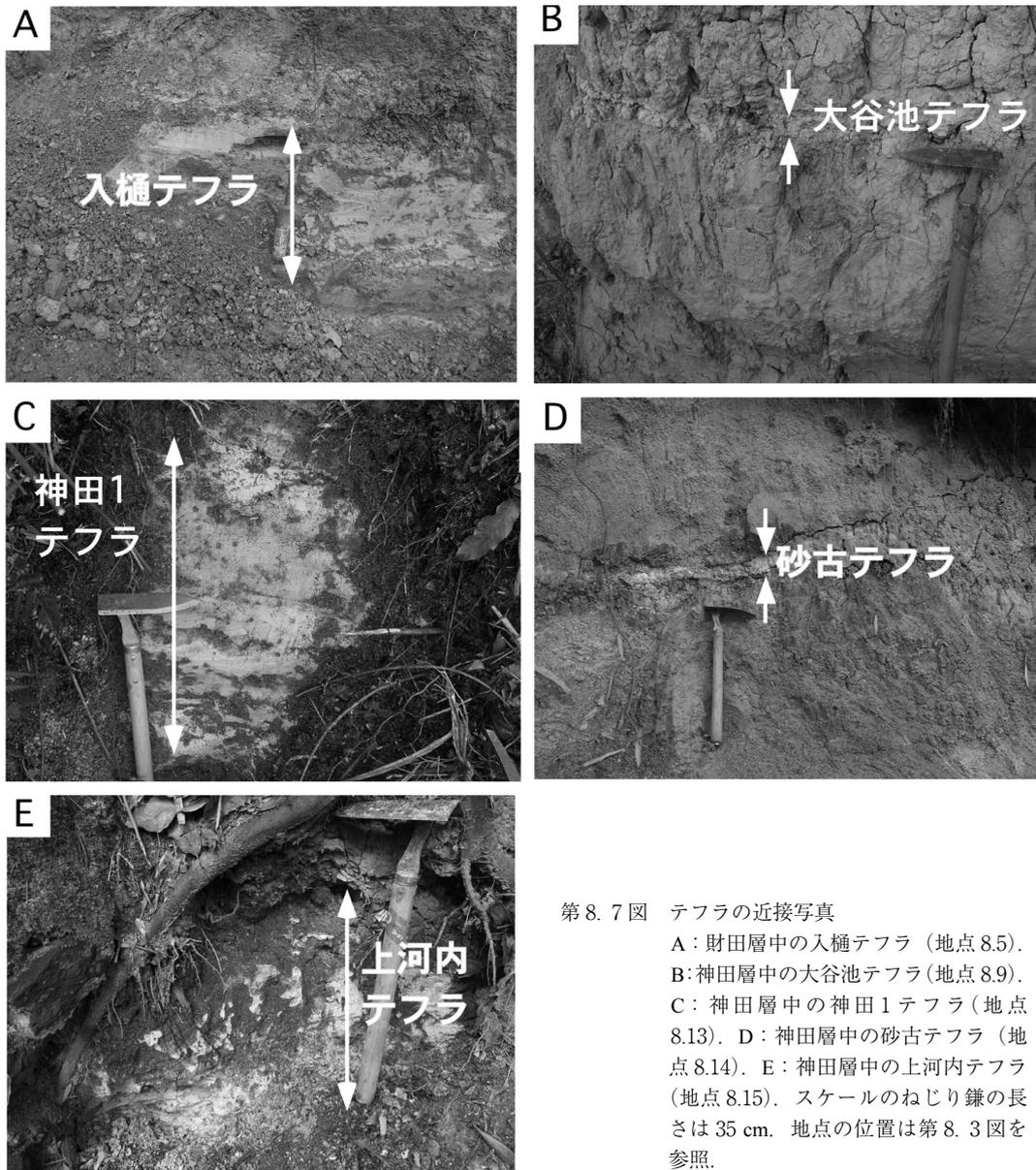
地質構造 北または北西に $1-3^{\circ}$ 傾斜する (古市, 1982)。

層相 観音寺市大野原町萩原及び大野原町福田原では、主にシルト層と砂層からなり、和泉層群の堆積岩起源の礫を含む礫層を挟む。三豊市山本町辻では粘土層・シルト層・砂層、三豊市山本町河内・高瀬町羽方・高瀬町佐股ではアルコーズ質の砂礫層からなる。一般に、粘土層・シルト層・砂層は弱く固結しているが、砂礫層は未固結である。

神田層の典型的な層相は、以下の地点で見られる。観音寺市大野原町萩原の大谷池西岸 (地点 8.9) ではシルト層からなり、層厚数 10 cm から数 m の最大径 15 cm のチャンネル状の礫層を多数挟む (第 8. 8 図 A)。三豊市山本町辻 (地点 8.10) では粘土層・シルト層・砂層からなり、瓦の原料として採掘されている (第 8. 8 図 B)。三豊市高瀬町佐股 (地点 8.11) では、淘汰の悪いアルコーズ質の砂層からなる (第 8. 8 図 C)。

観音寺市大野原町五郷井関 (地点 8.12) の周辺では、最大径 40 cm の砂岩礫を含むシルト基質の角礫層がある (第 8. 8 図 D)。本図幅では、この礫層を山地にごく近い部分の神田層とみなす。

化石 ヒメバラモミ・メタセコイア・ミツガシワなどの花粉化石や大型植物化石 (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962; 古市, 1981, 1982; 坂井, 1991) 及び淡水性の珪藻化石 (Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962) を産出する。また、旧象化石 (アケボノゾウ) *Stegodon sugiyamai*, *Parategodon sugiyamai* (Tokunaga, 1935; 古市ほか, 1977; 古市, 1981, 1986) や二枚貝・巻貝の化石 (古市, 1981) を産出



第 8. 7 図 テフラの近接写真

A: 財田層中の入樋テフラ (地点 8.5).
 B: 神田層中の大谷池テフラ (地点 8.9).
 C: 神田層中の神田 1 テフラ (地点 8.13). D: 神田層中の砂古テフラ (地点 8.14). E: 神田層中の上河内テフラ (地点 8.15). スケールのねじり鎌の長さは 35 cm. 地点の位置は第 8. 3 図を参照.

する.

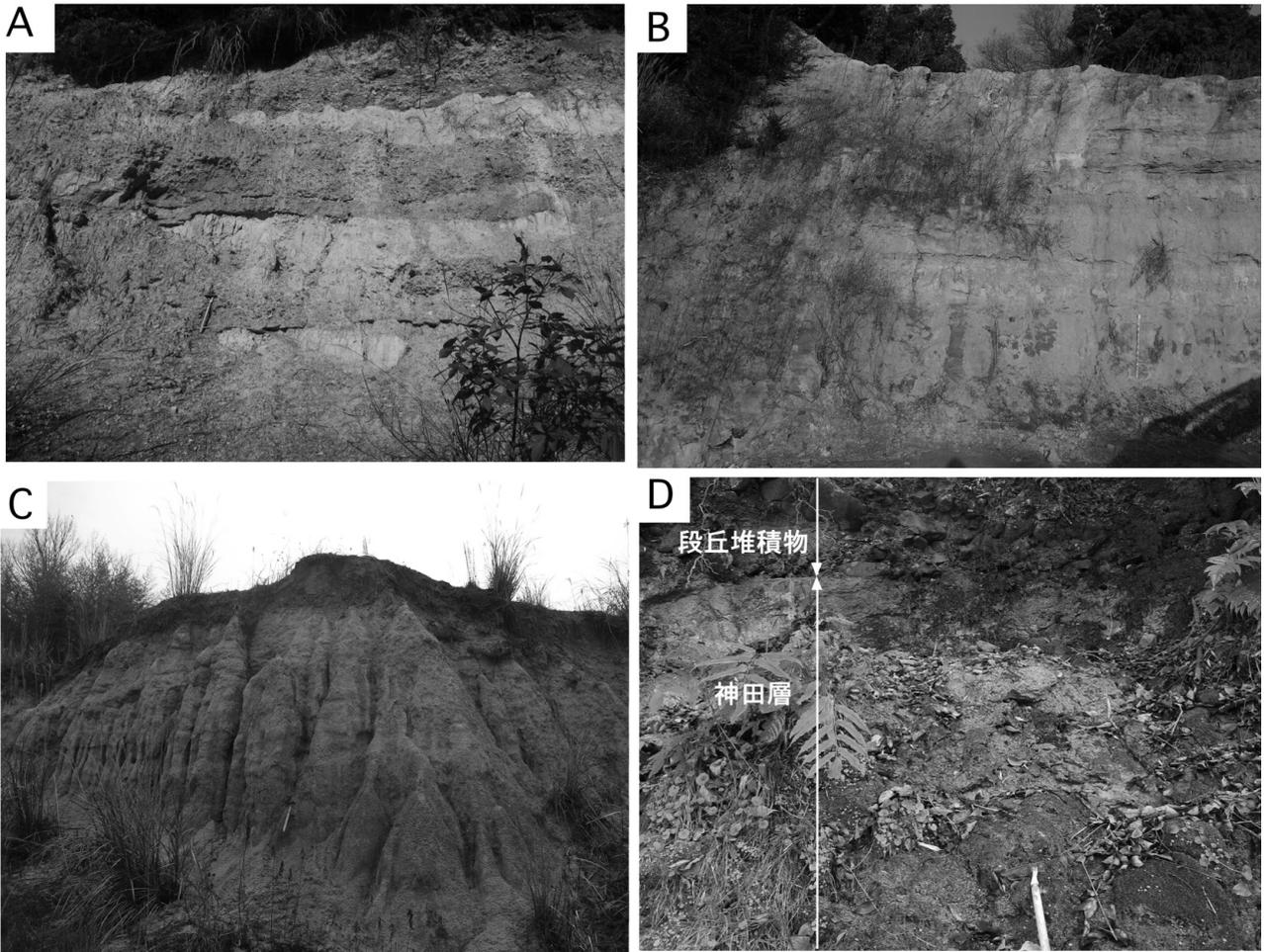
テフラ 観音寺市大野原町萩原の大谷池西岸 (地点 8.9) では, シルト層中に層厚 5 cm の白色の粘土化した細粒テフラが見られる (第 8. 7 図 B, 第 8. 9 図). このテフラは植木・満塩 (1998) で報告されており, 大谷池テフラと呼ぶ. その FT 年代は 1.1 ± 0.3 Ma である (第 8. 1 表).

池田地域の三豊市山本町神田 (地点 8.13: 北緯 $34^{\circ} 7' 40.82''$, 東経 $133^{\circ} 45' 26.63''$) では, 層厚 50 cm の細粒なガラス質テフラがシルト層に挟在する (第 8. 7 図 C, 第 8. 9 図). このテフラは植木・満塩 (1998) で報告されており, 神田 1 テフラと呼ぶ. その FT 年代は 0.58 ± 0.11 Ma である (第 8. 1 表).

三豊市山本町神田 (地点 8.14) では, シルト層中に層

厚 5 cm の白色の粘土化した細粒テフラが見られる (第 8. 7 図 D, 第 8. 9 図). このテフラを砂古テフラと呼ぶ. その FT 年代は 0.71 ± 0.21 Ma である (第 8. 1 表). 三豊市山本町河内 (地点 8.15) では, 層厚 40 cm の細粒なガラス質テフラがシルト層と砂層に挟在する (第 8. 7 図 E, 第 8. 9 図). このテフラは植木・満塩 (1998) で報告されており, 上河内テフラと呼ぶ. 火山ガラスの化学組成から, 上河内テフラは約 1.75 Ma の恵比寿峠 - 福田テフラ (長橋ほか, 2000) に対比される (第 8. 2 表).

なお, 観音寺市大野原町福田原・三豊市山本町辻・山本町河内では, 今までに多数のテフラが見出されている (古市, 1981, 1986; 齋藤, 1982, 1984; 中井・吉川, 2000; 水野ほか, 2016). その中で, 三豊市山本町河内で見出された中河内テフラ (齋藤, 1982) は, 約 1.6 Ma



第 8. 8 図 神田層の露頭写真

A: 観音寺市大野原町萩原の大谷池西岸 (地点 8.9). B: 三豊市山本町辻 (地点 8.10). C: 三豊市高瀬町佐股 (地点 8.11).
D: 観音寺市大野原町五郷井関 (地点 8.12). スケールのねじり鎌の長さは 35 cm. 地点の位置は第 8. 3 図を参照.

の千葉県房総半島の上総層群中の Kd23B テフラ (例えば, 里口, 1995) に対比される (水野ほか, 2016). 観音寺市大野原町福田原では 1.2 ± 0.2 Ma (齋藤, 1984), 1.5 ± 0.4 Ma (須鎗・阿子島, 1990), 三豊市山本町辻では 2.1 ± 0.3 Ma (須鎗・阿子島, 1990) のゼータ法以前の FT 年代が報告されている. 池田地域の三豊市山本町神田のボーリングコアから, 約 1.3 Ma の敷戸-I エロー I テフラ (水野, 2006) に対比されるテフラが見出されている (川村, 2005).

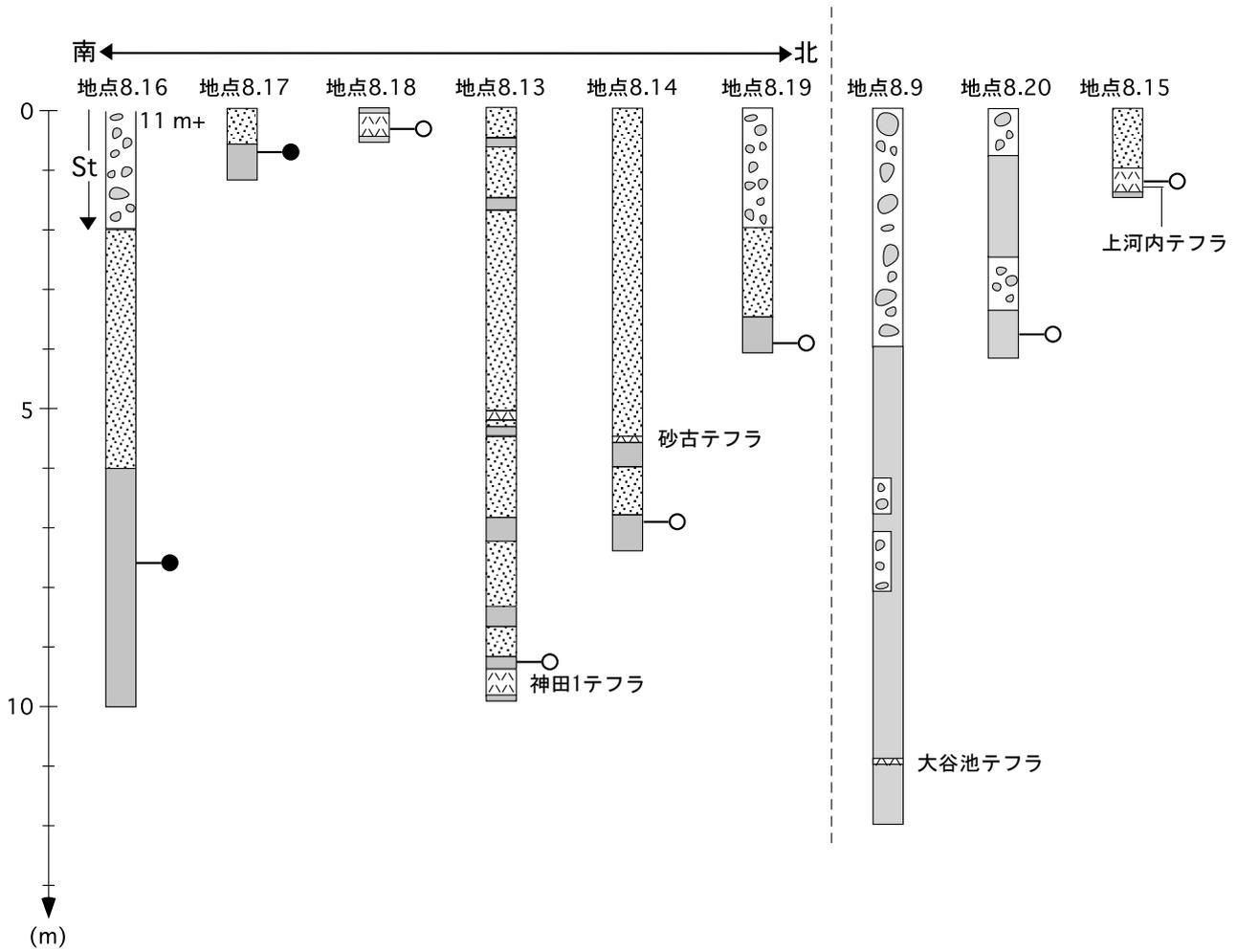
古地磁気 全体として, 北に向かって正→逆の極性変化を示す. 三豊市山本町辻 (地点 8.16) と三豊市財田町財田中 (地点 8.17) では正, 三豊市山本町河内 (地点 8.18) では逆, 三豊市山本町神田 (地点 8.13, 地点 8.14) と三豊市高瀬町羽方 (地点 8.19) では逆の極性を示す (第 8. 9 図). 観音寺市大野原町萩原 (地点 8.20) と大野原町福田原では, 逆の極性を示す (第 8. 9 図). ただし, 三豊市山本町河内の地点 8.15 の周辺では逆の極性を示す. そ

こは^{たけなり}竹成断層の近傍で, 地層が急傾斜で変形している. 地点 8.15 では恵比寿峠-福田テフラが見出されていることから, 局所的な沈降により, 逆の極性を示す上位の層準が分布していると考えられる. なお, 観音寺市大野原町福田原と三豊市山本町辻では, 逆の極性が得られている (齋藤, 1982, 1984).

年代 テフラの FT 年代と広域対比から, 古地磁気 of 正→逆の極性変化は Olduvai Subchron → Matuyama Chron 中期及び後期に対応する. ただし, Jaramillo Subchron との新旧は不明である. 神田層の年代は前期更新世の中頃から後期 (カラブリアン期) である.

8. 4 焼尾層 (Yk)

地層名及び定義 地層名は, Saito (1962) の Yakeotoge Gravels 及び齋藤ほか (1962) の焼尾峠礫層による. 本地域では植木・満塩 (1998) に従い, 観音寺深成岩類・和



第 8. 9 図 神田層の古地磁気極性と露頭柱状図
St は財田層。凡例は第 8. 6 図と同じ。地点の位置は第 8. 3 図及び第 8. 4 図を参照。

第 8. 2 表 上河内テフラに含まれる火山ガラスの屈折率と化学組成
地点の位置は第 8. 3 図を参照。

テフラ名	地点番号	層厚 (cm)	重鉱物組成	屈折率 ガラス(n)	火山ガラスの主成分組成 (重量%)								火山ガラスの微量元素組成 (ppm)						参照文献	
					TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	La	Sc	Sr	V		Y
上河内	8.15	30	Hbl	1.501-1.502	0.10	12.27	1.56	0.06	0.02	0.90	3.57	4.05	0.03	752	34	4	96	<1	25	
福田 (参考)			Opx > Hbl, Bt	1.500-1.502	0.10	12.87	1.81	0.06	0.05	1.05	3.45	4.14	0.02	802	36	5	103	<1	27	吉川ほか (2000)
Kd38 (参考)			Opx > Hbl	1.500-1.502	0.10	12.49	1.79	0.05	0.06	1.06	3.62	4.06	0.04	766	34	5	107	<1	25	水野・納谷 (2011)

火山ガラスの屈折率測定は、RIMS87 (株式会社京都フィッシュントラック製) と MAIOT (株式会社古澤地質製) を用いた。測定者: 水野清秀。
火山ガラスの主成分及び微量元素分析は ICP 発光分析法 (吉川ほか, 2000) による。分析者は三菱マテリアルテクノ株式会社。対比候補テフラ (参考) の分析値は、参照文献から引用した。
Fe₂O₃^T は総 Fe 量を Fe₂O₃ として計算した値。
Hbl: 普通角閃石; Opx: 斜方輝石; Bt: 黒雲母

泉層群・財田層を不整合に覆い、和泉層群起源の堆積岩礫からなる礫層を焼尾層とする。本層は、Saito (1962) の Yakeotoge Gravels と Higher terrace gravel の一部、斉藤ほか (1962) の旧期扇状地堆積物 (上段堆積層) の一部、高桑 (1963) の高位円礫層の一部、香川県 (1972) の高位堆積物 (砂礫及び粘土) の一部、栗原 (1972) の高位段丘堆積層 (焼尾峠礫層) の一部、寒川 (1973) の H 面堆積物

の一部、Sangawa (1978) の Yakeotoge gravel, 古市 (1982) の焼尾峠礫層 (高位段丘堆積物), 齋藤 (1982, 1984) の内野々累層, 阿子島・須鎗 (1989) の高位段丘礫層の一部、松浦ほか (2002) の大谷池層の一部に相当する (第 8. 1 図, 第 9. 1 図)。
模式地 池田地域の仲多度郡まんのう町川東焼尾 (植木・満塩, 1998)。

分布 讃岐山脈北麓の観音寺市大野原町五郷内野々・粟井町・三豊市山本町河内の南方、讃岐山脈内の観音寺市大野原町五郷有木^{ありき}に分布する。また、観音寺市大野原町福田原や菩提丘陵北麓の三豊市山本町辻にも点在する。

層序関係 和泉層群・財田層・神田層を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。

層厚 110 m.

地質構造 神田層と同様に、北または北西に1-3°傾斜すると思われるが、正確には不明である。

層相 中礫から巨礫サイズの亜円礫から角礫を含む礫層からなる。一般に、弱く固結しているが、丘陵の頂部では赤色にくさり礫化し、未固結である。

焼尾層の典型的な層相は、観音寺市大野原町五郷内野々周辺で見られる。地点8.21では、最大径60 cmのくさり礫化した礫層が見られる(第8.10図A)。地点8.22では、最大径40 cmの弱く固結した礫層が見られる(第8.10図B)。三豊市山本町河内の南方(地点8.23)では、

最大径30 cmの赤色にくさり礫化した礫層が財田層を覆う(第8.10図C)。観音寺市大野原町五郷有木(地点8.24)では、最大径50 cmの礫層が和泉層群を覆う(第8.10図D)。

化石 未報告。

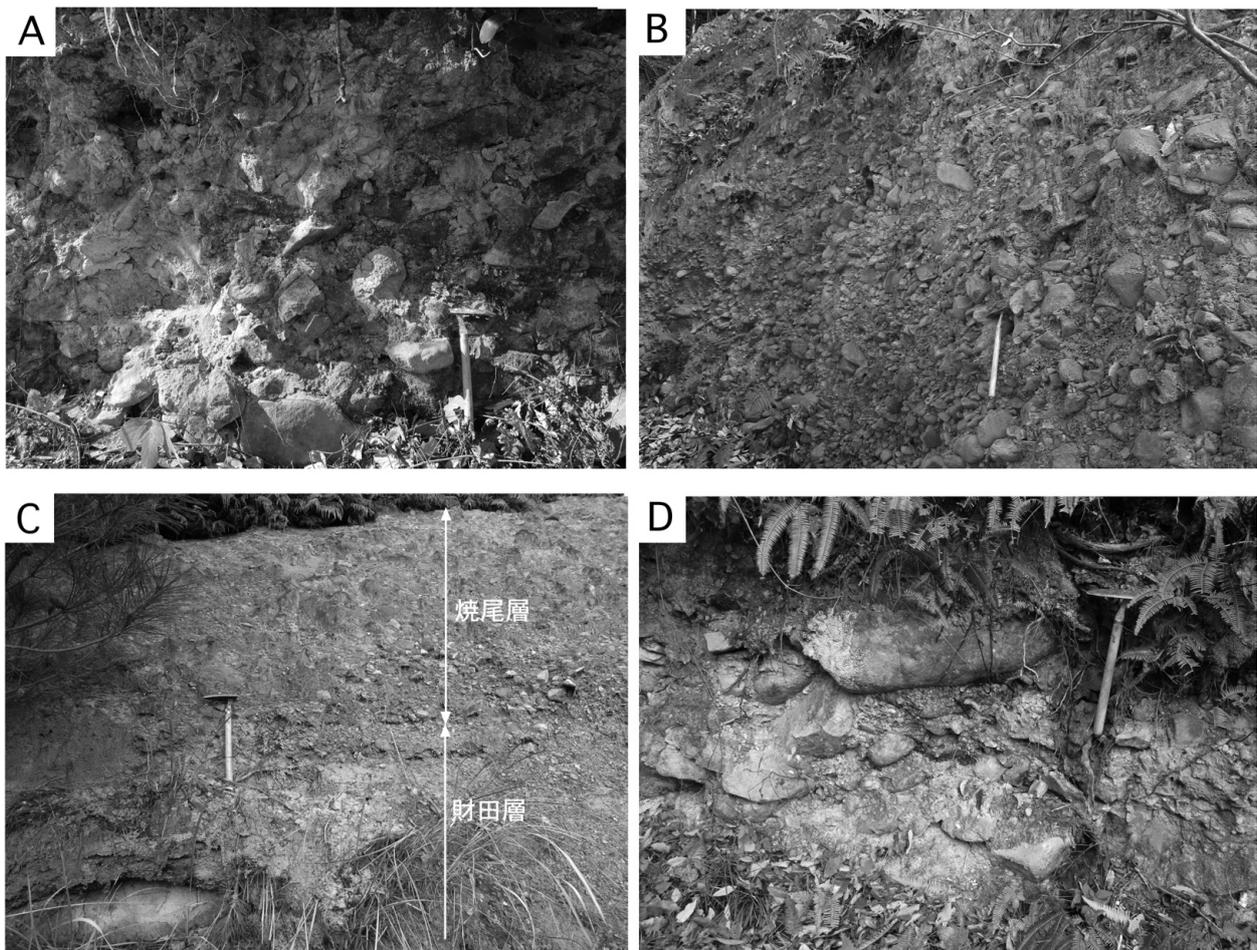
テフラ 未報告。

古地磁気 観音寺市大野原町五郷内野々の地点8.22(第8.11図)のように、逆の極性を示す。

年代 神田層を不整合に覆うことから、古地磁気の逆極性はMatuyama Chron後期に対応する。ただし、Jaramillo Subchronとの新旧は不明である。焼尾層の年代は前期更新世の後期(カラブリアン期)である。

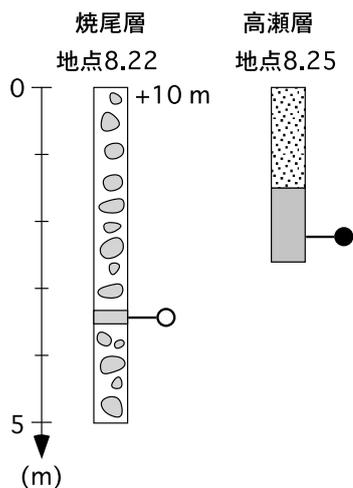
8.5 高瀬層(Tk)

地層名及び定義 松浦ほか(2002)による。三豊市豊中町周辺の丘陵に分布するアルコーズ質の砂礫層を高瀬層



第8.10図 焼尾層の露頭写真

A：観音寺市大野原町内野々(地点8.21)。B：観音寺市大野原町内野々(地点8.22)。C：三豊市山本町河内の南方(地点8.23)。D：観音寺市大野原町五郷有木(地点8.24)。スケールのねじり鎌の長さは35 cm。地点の位置は第8.3図を参照。



第 8. 11 図 焼尾層と高瀬層の古地磁気極性と露頭柱状図
凡例は第 8. 6 図と同じ。地点の位置は第 8. 3 図
及び第 8. 4 図を参照。

とする。

本層は、Saito (1962) の Lower terrace gravel の一部と Holocene の一部、齊藤ほか (1962) の旧期扇状地堆積物 (下段堆積層) の一部と新期扇状地堆積物 (沖積層) の一部、香川県 (1972) のアルコーズ砂岩及び泥岩 (三豊層群) の一部と粘土及び砂礫 (低位堆積物) の一部に相当する (第 8. 1 図, 第 9. 1 図)。

模式地 三豊市豊中町上高野 (松浦ほか, 2002)。

分布 三豊市豊中町比地大から豊中町岡本, 豊中町笠田

笠岡から豊中町本山甲, 豊中町上高野にかけて分布する。
層序関係 観音寺深成岩類・財田層・神田層を不整合に覆い, 段丘堆積物に不整合に覆われる。

層厚 30 m。

地質構造 水平。

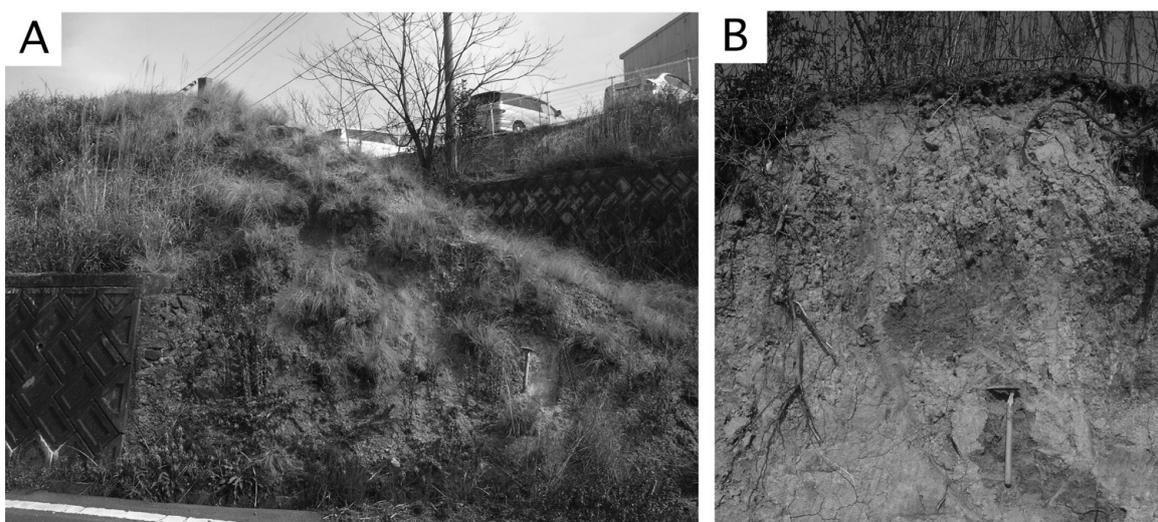
層相 高瀬層の典型的な層相は, 三豊市豊中町上高野で見られる。地点 8.25 では, 最大径 3 cm の花こう岩の角礫を含むアルコーズ質の砂礫層からなる (第 8. 12 図 A)。地点 8.26 では, 花こう岩のマサの上を赤色風化したシルト層及び砂層が覆う (第 8. 12 図 B)。

化石 未報告。

テフラ 三豊市高瀬町上高野で見出された上高野火山灰 (水野, 1987, 1992) は, 約 0.6 Ma の誓願寺-梅テフラ (Itihara *et al.*, 1975; 吉川, 1976) に対比されている (水野, 2001, 2010)。三豊市豊中町本山甲のボーリングコアから, 約 1.0 Ma の猪牟田ピンクテフラ (町田・新井, 2003) に対比されるテフラが見出されているが (川村, 2005), テフラを挟む地層は神田層の可能性がある。三豊市山本町辻のボーリングコア中のテフラは誓願寺-梅テフラに対比されているが (川村, 2005), それは高瀬層が神田層を不整合に覆って小分布しているか, テフラ対比の誤りのいずれかを意味する。

古地磁気 三豊市豊中町上高野の地点 8.25 (第 8. 11 図) のように, 正の極性を示す。

年代 誓願寺-梅テフラを挟むことから, 古地磁気の正の極性は Brunhes Chron に対応する。高瀬層の年代は中期更新世の前期である。



第 8. 12 図 高瀬層の露頭写真

A: 三豊市豊中町上高野 (地点 8.25)。B: 三豊市豊中町上高野 (地点 8.26)。スケールのねじり鎌の長さは 35 cm。地点の位置は第 8. 3 図を参照。

第9章 段丘堆積物及び沖積層

(植木岳雪)

9.1 段丘堆積物

9.1.1 概要及び研究史

本地域の三豊平野には、財田川及び柞田川とその支流の河成段丘が広く分布している。それらの段丘堆積物については、1960年代から断片的な記載が行われ、各地域で区分されている(第9.1図)(高桑, 1953, 1956, 1963, 1971; 村下・野間, 1961, 1963; Saito, 1962; 斉藤ほか, 1962; 渡辺, 1971; 香川県, 1972; 栗原, 1972; 寒川, 1973; Sangawa, 1978; 古市, 1981, 1982; 松浦ほか, 2002)。また、讃岐山脈南縁の馬路川の河成段丘についても、断片的な記載がなされている(中川・中野, 1964b; 岡田, 1968)。日本の一般的な段丘区分と同様に、本地域の段丘堆積物は高位段丘堆積物・中位段

丘堆積物・低位段丘堆積物の3層に大別されている(第9.1図)。しかし、段丘面と現河床の比高が小さく、段丘堆積物がほとんど観察されないこと、段丘堆積物が薄く、砂礫からなり、年代試料が得られないこと、段丘面を覆うローム層が薄く、指標テフラが見出されないことなどにより、本地域の段丘堆積物の編年は現河床との比高による相対的なものにとどまっている。

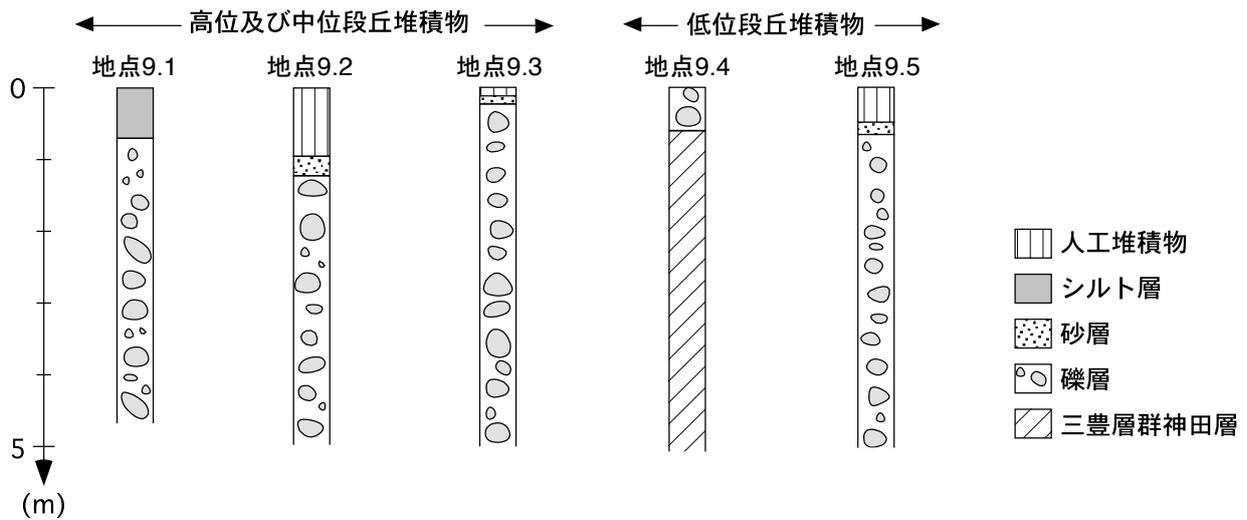
本図幅の調査では、広域テフラなどの段丘堆積物を編年する試料は得られなかった。そこで、従来の研究と同様に、段丘面と現河床との比高・分布の広がりや連続性・堆積物の風化度に基づいて、段丘堆積物を高位及び中位段丘堆積物と低位段丘堆積物とに区分する。段丘堆積物の各地点の位置を第8.3図に、段丘堆積物の柱状図を第9.2図に示す。

Saito (1962)	斉藤ほか (1962)	渡辺 (1971)	香川県 (1972)	栗原 (1972)	寒川 (1973)	Sangawa (1978)
Lower terrace gravel	現世統(沖積層) 新期扇状地堆積物	低位面堆積物	粘土及び砂礫 (低位堆積物)	低位段丘堆積層	L2面堆積物	Naiden S.D. Zoda S.D.
	旧期扇状地堆積物				中段堆積層	
Higher terrace gravel	中段堆積層	中位面堆積物	砂礫及び粘土 (高位堆積物)	中位段丘堆積層	M面堆積物	Sumidokoro S.D.
	上段堆積層 (焼尾峠礫層)	上位面堆積物		高位段丘堆積層 (焼尾峠礫層)	H面堆積物	Yoshino S.D. Yakeotoge G.

D., Deposits; G., Gravels; S. D., Surface Deposits

古市(1981)	古市(1982)	松浦ほか (2002)	本図幅
低位段丘礫層	低位段丘礫層	低位段丘堆積物	低位段丘堆積物
中位段丘礫層	中位段丘礫層	中位段丘堆積物	高位及び中位段丘堆積物
焼尾峠礫層 (高位段丘礫層)	高位段丘礫層	高位段丘堆積物	

第9.1図 段丘堆積物の層序区分と既存研究との対比



第 9.2 図 段丘堆積物の柱状図

9. 1. 2 高位及び中位段丘堆積物 (th)

層序区分 高位及び中位の段丘は、地形的に最大で5面に分けられる可能性があるが、段丘ごとの比高が小さく、流域間での対比も難しいため、ここでは一括する。それらの段丘は、最終間氷期より古い高位段丘に加えて、最終間氷期の中位段丘を含む可能性があるため、その堆積物を高位及び中位段丘堆積物と呼ぶ。

層序関係 観音寺深成岩類・和泉層群・三豊層群を不整合に覆い、低位段丘堆積物に不整合に覆われる。

層厚 侵食段丘の堆積物であり、層厚は数 m である。

層相 観音寺市豊浜町和田(地点 9.1)では、本堆積物が工事露頭で見られた。そこでは、層厚 3 m 以上の巨礫サイズの礫層の上に、層厚 1 m の中礫サイズの礫層、層厚 0.7 m のシルト層が重なる。礫はくさり礫化し、シルト層は赤色でトラ斑状に風化している(第 9.3 図 A)。観音寺市大野原町大野原(地点 9.2)では、本堆積物がボーリング掘削された。そこでは、層厚 4.1 m 以上の礫層の上に、層厚 0.9 m の砂層が重なる。礫はくさり礫化し、砂層は赤色に風化している。観音寺市大野原町内野々(地点 9.3)では、本堆積物がボーリング掘削され、巨礫サイズの礫を含む層厚 5.0 m 以上の未風化の礫層が得られた。

年代 一般に、西南日本における赤色風化した段丘堆積物は最終間氷期以前のものである(松井・加藤, 1962)。本堆積物は高瀬層より新しく、赤色風化していることから、本堆積物の年代を最終間氷期以前の中期更新世の中期から最終間氷期の後期更新世とする。

9. 1. 3 低位段丘堆積物 (tl)

層序区分 三豊平野の財田川・柞田川の段丘のうち、分布が最も広く、現河床と比較して勾配が急であり、河口

付近では沖積低地の下に埋没するものを最終氷期の海面低下期に形成された低位段丘とみなす。また、讃岐山脈南麓の馬路川など、財田川・柞田川の以外の河川の段丘のうち、分布が最も広いものを最終氷期に形成された低位段丘とみなす。低位段丘は地形的に最大で2面に分けられる可能性があるが、段丘ごとの比高が小さく、流域間での対比も難しいため、ここでは一括する。低位段丘の堆積物を低位段丘堆積物と呼ぶ。

層序関係 観音寺深成岩類・和泉層群・三豊層群・高位及び中位段丘堆積物を不整合に覆う。

層厚 侵食段丘の堆積物であり、層厚は数 m である。

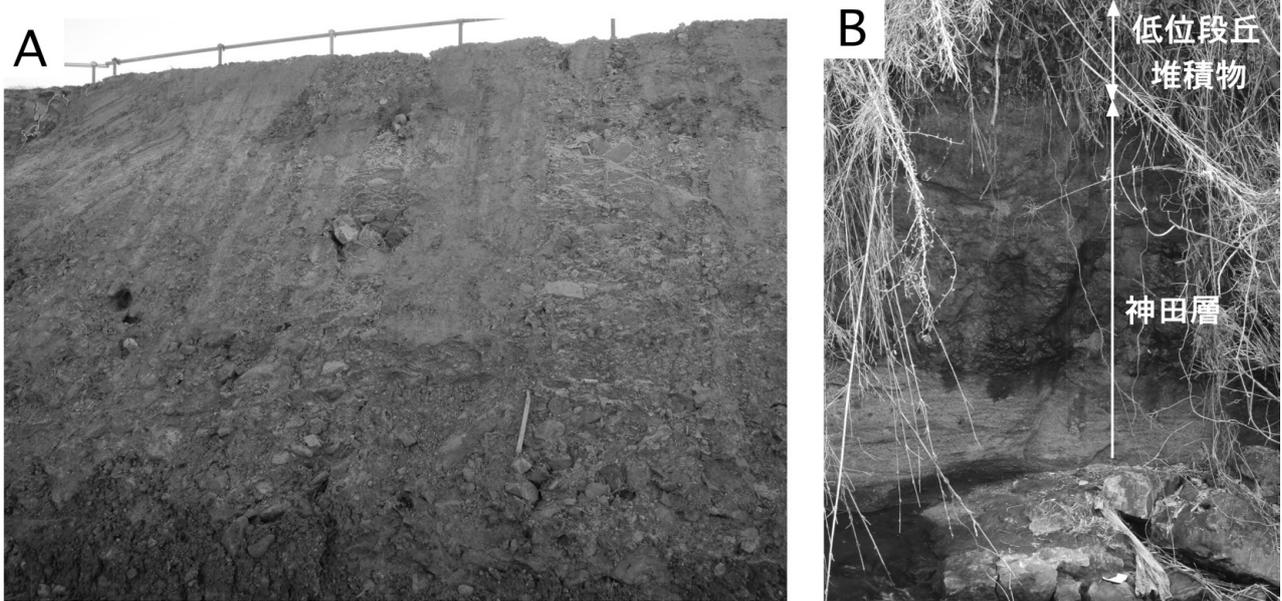
層相 本地域では本堆積物は露出が乏しいため、詳細は不明である。三豊市山本町河内(地点 9.4)では、低位段丘堆積物である層厚 60 cm の礫層が三豊層群神田層を不整合に覆う(第 9.3 図 B)。礫は未風化で、最大径は 20 cm である。観音寺市大野原町大野原(地点 9.5)では、低位段丘堆積物がボーリング掘削され、大礫サイズの礫を含む層厚 4.4 m 以上の未風化の礫層と、それを覆う層厚 0.2 m の砂層が得られた。

年代 本堆積物は赤色風化していないことから、最終間氷期より新しい後期更新世から完新世とする。

9. 2 沖積層

9. 2. 1 谷底低地堆積物 (v)・崖錐及び沖積錐堆積物 (t)

谷底低地堆積物は、讃岐山脈・菩提山丘陵・財田川北方の丘陵を刻む河川の最上流部などに分布する。それらは露出がないために詳細は不明であるが、後期更新世から完新世にかけての砂礫層やシルト層からなり、層厚は数 m から 10 m 程度と推定される。崖錐・沖積錐堆積物は、観音寺市室本町及び観音寺市豊浜町和田に分布し、



第9.3図 段丘堆積物の露頭写真.

A：高位及び中位段丘堆積物. 観音寺市豊浜町和田(地点9.1). スケールのねじり鎌の長さは35 cm.

B：田層に重なる低位段丘堆積物. 三豊市山本町河内(地点9.4). 露頭の高さは約5 m.

礫層からなる.

9.2.2 砂礫堆積物 (g)・氾濫原堆積物 (f)・現河床堆積物 (rb)

砂礫堆積物と氾濫原堆積物は、三豊平野を流れる財田川・杵田川、^{さお}竿川、四国中央市川之江市街地を流れる^{さんせい}金生川の現世の扇状地を構成する。それらは露出がないために詳細は不明であるが、砂礫堆積物は砂礫層、氾濫原堆積物は砂層及びシルト層からなり、層厚は数 m から 10 m 程度と推定される。

現河床堆積物は、河川の堤内地を構成する堆積物であり、河川の上流部では巨礫から大礫サイズの礫層、下流部では中礫サイズの礫を含む砂礫層からなる。層厚は数 m と推定される。財田川の現河床堆積物については、高桑・出石 (1954) の記載がある。

9.2.3 砂丘・浜堤堆積物 (s)・砂浜堆積物 (b)

砂丘・浜堤堆積物は、三豊平野の財田川・杵田川の河口部、吉田川・白坂川の河口部、四国中央市川之江市街地の金生川の河口部で、海岸線に平行な方向に複数分布する。砂浜堆積物は、それらの砂丘・浜堤堆積物の前面に海岸線に沿って分布する。四国中央市川之江町余木及び川之江町^{ながす}長須にも分布する。これらの堆積物は淘汰の良い砂層からなり、層厚は数 m から 10 m 程度と推定される。観音寺市室本町の有明浜では、かつて3列の砂丘堆積物があったとされるが、人工改変により一部しか残されていない (平井, 1993)。

9.3 人工堆積物 (r)

人工堆積物は、ゴルフ場などにおける小規模な谷を埋めた砂礫層や海岸沿いの埋め立て地や干拓地の砂層からなる。層厚は数 m から 10 m 程度であるが、場所によって 20-30 m に達すると思われる。そのほかの人工堆積物として、観音寺市室本町の^{ことひき}琴弾公園内の銭形や観音寺市大野原町大野原の大野原中央公園横の平塚古墳や角塚古墳を構成する盛土があるが、分布が小さいため、地質図には表現していない。

第10章 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層

(野田 篤・植木岳雪)

10.1 概要及び活動史

中央構造線は西南日本の地質区を内帯と外帯とに分断する第一級の構造線であり、中部日本から伊勢湾をとおる、紀伊半島、淡路島、四国西部に至る大断層である。中央構造線はその活動履歴や運動の性質から、地体境界としての狭義の中央構造線と活断層としての中央構造線活断層系とに区別できる。

10.1.1 第四紀以前の活動

狭義の中央構造線は、白亜紀深成岩類と和泉層群を含む内帯と三波川変成コンプレックスを含む外帯とを境する地質境界としての断層を指し、その断層面は低角な北傾斜である(例えば、Ito *et al.*, 1996, 2009)。この中央構造線の第四紀以前の活動履歴については、従来より複数の時階区分が行なわれてきた(Kobayashi, 1941; 中川, 1965; 永井, 1973; 須鎗・阿子島, 1973; 青矢ほか, 2013)。以下、青矢ほか(2013)において提案された5段階の活動時階に基づいて、第四紀以前の中央構造線の活動履歴を整理する。

第1期 a: 鹿塩時階

領家帯のいわゆる鹿塩^{かしお}マイロナイトが形成した運動時階。変形のセンスは、高角な左横ずれ剪断(原・横山, 1974; Hara *et al.*, 1980; Takagi, 1986)または水平な剪断面の上盤側が南西へ移動した(Ohtomo, 1993; 奥平ほか, 1993)とされる。宮本・原(1996)は、後者で示される領家古期花崗岩類のナップ形成に関連した時期を MTL-I 時相と呼んだ。ただ、領家帯のマイロナイト帯は、四国以西から山口県柳井・岩国地域にかけて現在の地体境界として中央構造線とは離れて分布するため、この時期の剪断帯は現在の中央構造線とは一致しないと考えられる(原・宮本, 2003)。領家新期花崗岩類の貫入年代(例えば、Suzuki *et al.*, 1996; Suzuki and Adachi, 1998)を考えると、MTL-I 時相の活動時期は後期白亜紀の前半(90–100 Ma)とされる(高木・柴田, 2000)。

第1期 b: 和泉時階

和泉層群堆積盆の形成時期。後期白亜紀の後期(カンパニアン期～マーストリヒチアン期; 84–66 Ma 頃)には、領家帯南縁の火成岩・変成岩類を不整合で覆う浅海～深海性堆積盆が形成された。本地域では、中期～後期カンパニアン期の和泉層群が白亜紀花崗岩類を不整合に

覆っている。和泉層群は、領家・山陽帯起源の火山岩・花崗岩礫に加え、弱変成泥岩・チャートの礫を含む(西村, 1984; 野田ほか, 2010)。つまり、白亜紀花崗岩類・変成岩類はこの時期までに地表に露出した後、堆積盆の形成に関連して急激な沈降を経験したと推測される。宮本・原(1996)や原・宮本(2003)はこの領家帯の隆起・剪断時期を MTL-II 時相と呼び、その主剪断帯の位置は MTL-I 時相のものとは異なり、物質境界としての現在の中央構造線に一致するか、さらに南にあったとした。東ほど若い年代を示す和泉層群の堆積年代及び本地域の和泉層群中に発達する向斜背斜軸の雁行配列や断層変位を考慮すると、このときの主断層の位置は現在の中央構造線と同じか堆積盆の南縁(切断されていて現在は見えない)に存在し、その変位センスは左横ずれであったと推測される(市川ほか, 1981; 宮田・岩本, 1994; Noda and Toshimitsu, 2009)。

和泉層群と対比可能な上部白亜系は九州にも存在し(御船層群・大野川層群)、それらの堆積年代は和泉層群よりやや古い(チューロニアン期～サントニアン期; 94–84 Ma 頃)。また、中部・関東地方にも中央構造線に沿って白亜系整然層が細切れに分布する(戸台層など)。領家帯南縁に白亜紀堆積盆を形成した断層運動の主要な時期は、後期白亜紀の後半(90–66 Ma)であると推測される。

第2期: 市ノ川時階

三波川変成コンプレックスの隆起時期。正断層をともなう変形運動を主体とし、低温高压型変成岩類が地下深部から減圧しながら地表へ上昇する過程に関連していると考えられている(Fukunari and Wallis, 2007; El-Fakharani and Takeshita, 2008; Kubota and Takeshita, 2008)。上部白亜系の和泉層群は三波川変成岩類起源の碎屑物を全く含まず(例えば、西村, 1984)、また中新統の久万層群は和泉層群・三波川変成コンプレックス・唐崎マイトナイトを不整合に覆う(高橋, 1977; 武田, 1996)ことから、市ノ川時階の活動時期の上限は久万層群の堆積開始時期に制限される。久万層群の下位に始新世の渦鞭毛藻化石を含むひわだ峠層が存在するとされる(越智ほか, 2014)が、ここでは宮崎ほか(2016)に従い、ひわだ峠層を下部中新統として市ノ川時階の上限年代を制約する。久万層群の堆積年代を示唆するデータとして、そこに挟在する凝灰岩から 18.4 ± 1.5 Ma– 16.5 ± 0.7 Ma の FT 年代値が報告されている(鹿島・武智, 1996; 成

田ほか, 1999).

第3期：砥部時階

衝上断層が発達した圧縮期。松山南東部地域における砥部-花山(北谷)衝上断層系では、北側の和泉層群が南側の久万層群に、南側の唐崎マイロナイト・三波川変成岩類とそれを覆う久万層群が北側の和泉層群に、それぞれ左横ずれをともなって衝上している(武田, 1996)。活動時期は久万層群の堆積後から久万層群を不整合で覆う石鎚層群の堆積前までの前期中新世末~中期中新世初頭(15 Ma 頃)の比較的短い時期であったとされる(竹下ほか, 2000)。

また、中川(1965)は、四国中央市川滝町領家の珪長岩脈をともなう南傾斜(40°)の衝上断層に代表される南方からの高角度衝上断層運動を川滝時階(和泉層群堆積後から久万層群堆積以前)と呼んだ(ただし、岡田, 1973aは、この南傾斜の逆断層は本来垂直な断層が後生的に傾動したものとした)。最近、四国中央市川滝町領家に四国縦貫自動車道の法皇トンネルが建設された際、40-60 m 幅の断層破碎帯と断層粘土をともなう南傾斜(47°)の断層が出現した(岸, 1990; 出口, 1990)が、この断層破碎帯からは石鎚時階に見られる火成岩脈は報告されておらず、中央構造線の活動時階との関係はよく分かっていない。

第4期：石鎚時階

中央構造線に沿って火山岩が貫入する時期であり、愛媛県西条市丹原町湯谷口や伊予郡砥部町において北東-北西落ちの正断層が確認されている(須鎗・阿子島, 1973; 高木ほか, 1992)。その断層ガウジのK-Ar年代は 14.7 ± 0.8 Maであり、中期中新世とされる(高木ほか, 1992)。この年代は愛媛県西部の中央構造線沿いに貫入する安山岩のK-Ar年代(21-15 Ma 頃; 田崎ほか, 1990)、和泉層群に貫入するデイサイト岩脈のK-Ar年代(14.5 ± 0.4 Ma; 青矢ほか, 2013)及びFT年代(14.5 ± 0.7 Ma; 本報告)、内帯側の瀬戸内火山岩類の珪長質火成活動の年代(14.3-14.4 Ma; 巽ほか, 2010)、外帯側の石鎚火成岩類のK-Ar年代(14.9 ± 0.4 Ma- 16.9 ± 0.4 Ma; 竹下ほか, 2000)にはほぼ一致するため、このときの中央構造線の活動は瀬戸内の火成活動と密接に関わっている可能性がある。

10.1.2 第四紀以降の活動

第四紀における中央構造線の活動は、紀伊半島において北側の和泉山脈の和泉層群が南側の下部更新統の菖蒲谷層に衝上する菖蒲谷断層の存在から、菖蒲谷時階と呼ばれた(Kobayashi, 1941)。それを受けて、讃岐山脈の南縁でも菖蒲谷時階の断層として芝生衝上(徳島県三好市三野町芝生; 今村ほか, 1949; 中川・中野, 1964a)や荒川衝上(徳島県美馬市美馬町; 須鎗・阿子島, 1978)などの北から南への衝上断層が認識された。しか

し、それらの断層は断層変位地形を伴わず、第四紀中期以降の堆積物に覆われることから、現在では活断層ではないとされている(例えば、岡田, 1973a,b)。ただ、菖蒲谷時階に対応する更新世中期頃までにおける讃岐山脈の隆起(Sangawa, 1978; 長谷川, 1985; 植木・満塩, 1998)には関与した可能性はある。また、それらの低角度衝上断層の一部は、地すべりである可能性も指摘されている(長谷川, 1992)。

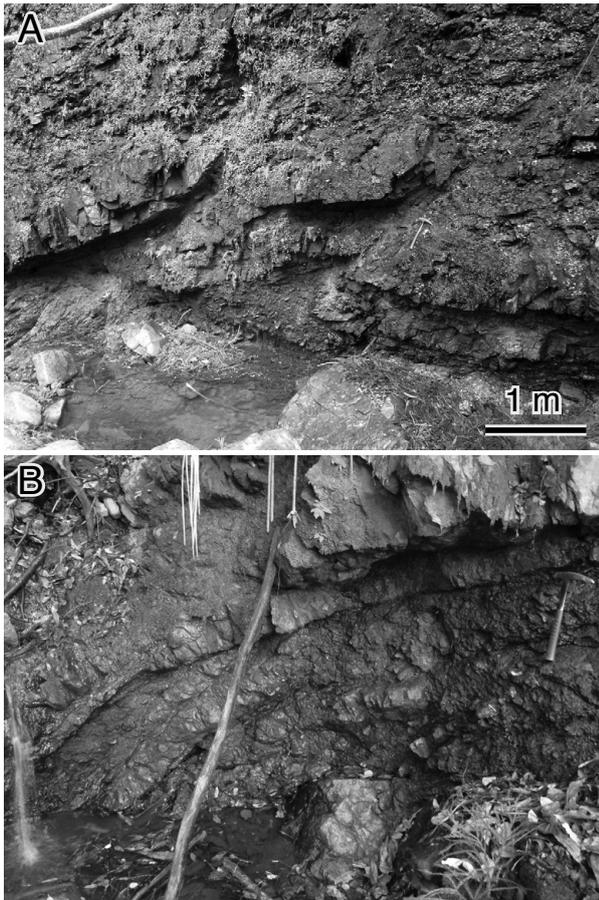
活断層としての中央構造線活断層系は、その地表トレースの直線性・断層面の走向・傾斜及び変位地形から、一般に高角度の断層面を持ち、上下方向のずれを伴う右横ずれ断層と推定されている(例えば、岡田, 1973b; Okada, 1980; 岡田, 2012; Tsutsumi and Okada, 1996; 後藤・中田, 2000)。四国東部での水平変位は6-9 m/千年、鉛直変位はその数分の1で、場所によって正断層的にも逆断層的にもなる(岡田, 1973b; Okada, 1980)。岡田(1973a)は、第四紀後半に見られる右横ずれ断層運動の垂直変位を第四紀を通じて累積すれば、石鎚断層崖のような比高の大きな斜面も充分形成されうるとしている。四国東部では、弥生時代以降に少なくとも2回の活動が認められている(岡田・堤, 1997; 森野ほか, 2001; 後藤ほか, 2001)。

また、永井(1958)は石鎚山脈の原形を形成した運動時階を新居浜時階と呼び、これより以前の砥部時階及び以後の菖蒲谷時階と区別していた。しかし、永井(1973)は石鎚山脈は右横ずれをともなって隆起したとして菖蒲谷時階に相当する時期までを新居浜時階に含め、その活動時期を鮮新世末ないし更新世初期以降としている。

本地域には、中央構造線活断層系としての池田断層及び佐野断層が分布する(後藤・中田, 2000)。また、本地域の和泉層群分布域の南縁には、北東-南西方向の走向で北に傾斜し、その南西端を東北東-西南西方向の池田断層に切断される断層がいくつかある。そのうちのいくつかは構造的断層だと考えられるが、重力性の断層も含まれる可能性がある(第10.1図)。全体的に構造が複雑なために、詳細の解明には至っておらず、今後さらに調査が必要である。

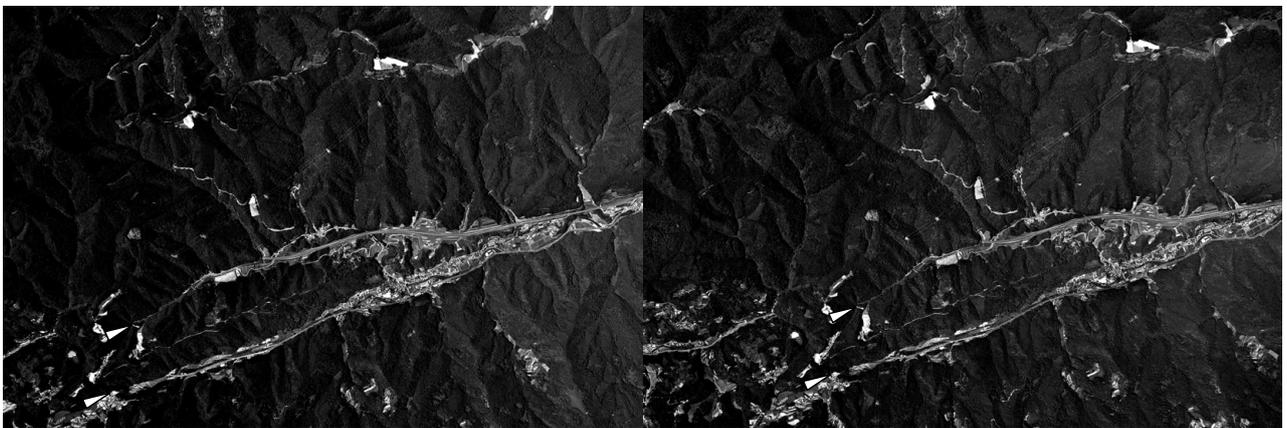
10.2 池田断層

池田断層(岡田, 1968)は、四国中央市の讃岐山脈南西縁から徳島県三好市の法皇山脈北縁にかけて、東北東-西南西方向に直線的に延びる中央構造線のセグメントの一つである(第10.2図, 第10.3図)。池田断層のセグメント区分については、40 km 長の小セグメントと82 km の大セグメントが提案されている(佃, 1996; Tsutsumi and Okada, 1996)。また、中田・後藤(1998)は、縦ずれ変位パターンに注目して、四国中央部の石鎚断層から畑野・寒川・池田・三野断層までを1つのセグメン



第 10. 1 図 讃岐山脈南縁の断層群

A：和泉層群滝久保層雲辺寺砂岩部層中の泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tum) に見られるデュープレックス構造。ほぼ水平なデコルマ面に対し、北東-南西走向で南傾斜 (N 53° E 45° S) のすべり面が発達している。北西から南東方向への衝上運動に関連した構造と推測される。徳島県三好市池田町の深川谷上流。地点番号：20120508-18 (北緯 34° 1' 23.65", 東経 133° 43' 52.64")；写真番号：20120508-003。B：和泉層群分布域南縁の海老沢泥岩部層 (Tem) に見られる 60 cm 幅の剪断帯。写真上部の厚い砂岩層の下の剪断された地層が西から東 (写真の左から右) へ湾曲している。おそらく重力性の変形と考えられる。写真左下での剪断面の方向は N2° W 51° S。地点番号：20121213-02 (北緯 34° 0' 31.71", 東経 133° 43' 33.72")；写真番号：20121213-001。ハンマーの長さは 33 cm。



第 10. 2 図 池田断層と佐野断層の空中写真

徳島県三好市池田町佐野付近の空中写真 (国土地理院 MSI20041X-C1-7 及び MSI20041X-C1-8 の一部)。上の矢印が佐野断層、下の矢印が池田断層。

トを形成しているとした。池田断層の位置は、和泉層群と三波川変成コンプレックスの地質境界にほぼ一致し、河谷を系統的に右横ずれ屈曲させている。平均的な横ずれ変位速度は、7 m/千年以上と推定されている (岡田, 1968, 1970)。

四国中央市^{かなだ}金田町半田地区平山地点におけるトレンチ

調査では、沖積層に変形・変位を与える南傾斜の高角度断層が確認され、少なくとも 2 回の活動履歴が見出された (愛媛県, 2003)。このトレンチ調査にともなう¹⁴C 年代測定から、最新の活動時期は 1120 ± 70 yr B.P. 前後、その前の活動時期は 2930 ± 120 yr B.P.-1120 ± 70 yr B.P. 頃と推測され、池田断層の活動間隔は 500-1,000 年



第 10. 3 図 池田断層の遠景
愛媛県と徳島県の県境の境目峠付近から東北東方向に池田断層を望む。

間とされた。また、地層の流動化跡から、 610 ± 50 yr B.P. -190 ± 40 yr B.P. にも地震動を被った可能性が示唆されている。地震調査委員会 (2011) はこれらの年代に基づいて、池田断層の最新活動時期は 8-14 世紀または 13 世紀以降、その前の活動時期は 3,300 年前以降かつ 10 世紀以前とした。

10. 3 佐野断層

徳島県三好市池田町佐野付近では、池田断層の 300-400 m 北側に、延長約 2.5 km の佐野断層がある (第 10. 2 図)。断層沿いに 70-150 m ほどの河谷の系統的な横ずれが見られることから活断層と考えられている。池田町佐野高毛付近から南傾斜 45° を示す断層露頭の報告がある (後藤・中田, 2000)。

10. 4 竹成断層・長野断層

香川県三豊市山本町河内から仲多度郡まんのう町江畑へ続く断層を Saito (1962) は江畑断層と呼び、菖蒲谷時階の久保衝上 (今村ほか, 1949) に対比した。江畑断層は三豊層群の財田層や焼尾層を変位させており (古市, 1984)、讃岐山脈の隆起に関係していると考えられている (Sangawa, 1978)。

寒川 (1973) は、本地域における江畑断層の西方延長は南の長野断層 (後述) であるとして、香川県三豊市山本町河内から観音寺市大野原町丸井までに通じる断層を竹成断層として江畑断層から区別した。竹成断層は、江



第 10. 4 図 竹成断層に関連する断層の写真

A: 和泉層群の巨礫を含む礫層 (焼尾層?) が不整合で引田層を薄く覆っている。断層面の走向 $N51^\circ E$ 、傾斜 $28^\circ S$ 。菩提山北麓の三豊市山本町辻。地点番号: 20100303-17 (北緯 $34^\circ 5' 35.87''$, 東経 $133^\circ 43' 29.07''$)、写真番号: 20100303-003。B: 和泉層群引田層を切る南傾斜の断層。破碎帯の幅は 10 cm 程度で、周囲は角礫化している。断層面の走向 $N45^\circ E$ 、傾斜 $80^\circ S$ 。三豊市山本町河内の東の丘陵内。地点番号: 20100224-09 (北緯 $34^\circ 5' 39.05''$, 東経 $133^\circ 44' 43.38''$)、写真番号: 20100224-009。ハンマーの長さは 33 cm。

畑断層と同様、南側の和泉層群が北側の三豊層群に衝上する東西走向で南傾斜の断層である(寒川, 1973)。観音寺市栗井町岩鍋池の東の崖に $N80^{\circ}E, 60^{\circ}S$ の断層露頭が報告されており(寒川, 1973)、和泉層群と焼尾層の一部を変位させているとされた(植木・満塩, 1998)が現在は露頭がない。活断層研究会(1991)は、竹成断層を確実度 II, 活動度 D の断層としている。

竹成断層に関連する小規模な断層は、和泉層群分布域の北縁に沿って確認できる(第 10. 4 図 A)。竹成断層と平行して、やや南側の三豊市山本町河内から財田町財田中入樋^{いるひ}にかけての丘陵中にも、和泉層群引田層^{ひけた}を切る北

東 - 南西方向で南に急傾斜する断層が認識されたが、その東西方向への延長は不明である(第 10. 4 図 B)。

長野断層(寒川, 1973)は江畑断層の西方延長とされる断層であり、本地域では植木・満塩(1998)が内野々^{うちのの}断層とした部分に相当する。栗井ダム工事現場では、幅 100 m の破碎帯を伴い、断層面は焼尾層に覆われるとされる(植木・満塩, 1998)が、現在はダム湖下^{うみ}にあり確認できない。長野断層は段丘面を変位させておらず、江畑断層・竹成断層とほぼ同一時期の活動と推定されている(寒川, 1973)。

第11章 応用地質

(野田 篤・植木岳雪・川畑 博)

11.1 地下地質

(野田 篤)

蔵田(1948)は三豊平野の杵田川右岸沿いで地震探査を実施し、観音寺深成岩類からなる基盤岩の深度は表層下 65–140 mであることを示すとともに、地震波伝搬速度の違いにより「旧洪積層」と「新洪積層」を認めた。旧洪積層は北西方向へ1/30程度に傾斜し、北東側ほど厚く、表層下 70 m 付近に平坦面を形成する。一方、新洪積層は北西側ほど厚く、最大 80 m 厚に達している。沖積層は、1–15 m 程度とごく薄い層厚をもって両洪積層を覆うとした。

齊藤ほか(1968)は三豊平野の掘削データから観音寺深成岩類の等深線図を作成し、その上面深度は標高 -150 m 以上であるとした。さらに経済企画庁総合開発局(1973)と中国四国農政局資源課(1977)に報告された掘削データを加えて作成した等深線図(第11.1図)は、基盤岩が露出する丘陵地の間を流れる財田川・杵田川・白坂川に沿うように、埋没谷が存在することを示唆している。

観音寺深成岩類は層厚 60–140 m の三豊層群によって覆われることが、花粉化石及び植物化石の分析により分かっている(齊藤ほか, 1968; 栗原, 1972)。また、観音寺市豊浜町の白坂川河口付近には、表層下 80 m 以深に結晶片岩礫を含む礫層があるとされ(村下・野間, 1963)、財田層に対比される可能性がある。ただし、詳細なデータが不足するため、地質断面図では観音寺深成岩類を三豊層群未区分層が覆うとしている。三豊層群は燧灘の海底下にも広く分布するとされる(国土地理院, 1983)。

段丘堆積物(齊藤ほか, 1968による洪積世最末期沈水性扇状地礫層及び内陸の低位段丘堆積物)は、三豊層群を覆い、主として砂礫層からなり、下部は細礫混りの粗粒～中粒砂、中部は砂質シルト、上部は中礫サイズの礫を含む砂礫からなる。燧灘海底下に見られる D 層に相当すると考えられる(国土地理院, 1983)。

沖積層は、海岸部では上部の砂礫層及び砂層(層厚 5–10 m)、中部のシルト・粘土・礫混り粘土層(層厚 5–15 m)、下部の砂礫層(層厚 5–10 m) からなり、内陸部では上部の砂礫層及び砂層(層厚 7–10 m) と下部の砂礫層(層厚 5 m 程度) からなる(栗原, 1972)。海域の A 層に相当し、A 層は音波探査記録の特徴から A1 層～

A3 層の 3 層に細分されている(国土地理院, 1983)。

最近、川村(2010)は、観音寺市豊浜町関谷の四方堂川(箕浦の北東約 2.5 km)のボーリング試料から、沖積層中部のシルト・粘土・礫混り粘土層中の表層下 4.3 m にガラス質火山灰が挟在することを見出し、豊浜火山灰と呼んだ。火山ガラスは扁平型及び中間型の形態を示し、その屈折率は $n=1.508\text{--}1.514$ であることから、およそ 7.3 ka の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)に対比された。同様の火山灰は、観音寺港の深度 10.5 m 付近にも見られるとしている。

11.2 温泉・鉱泉

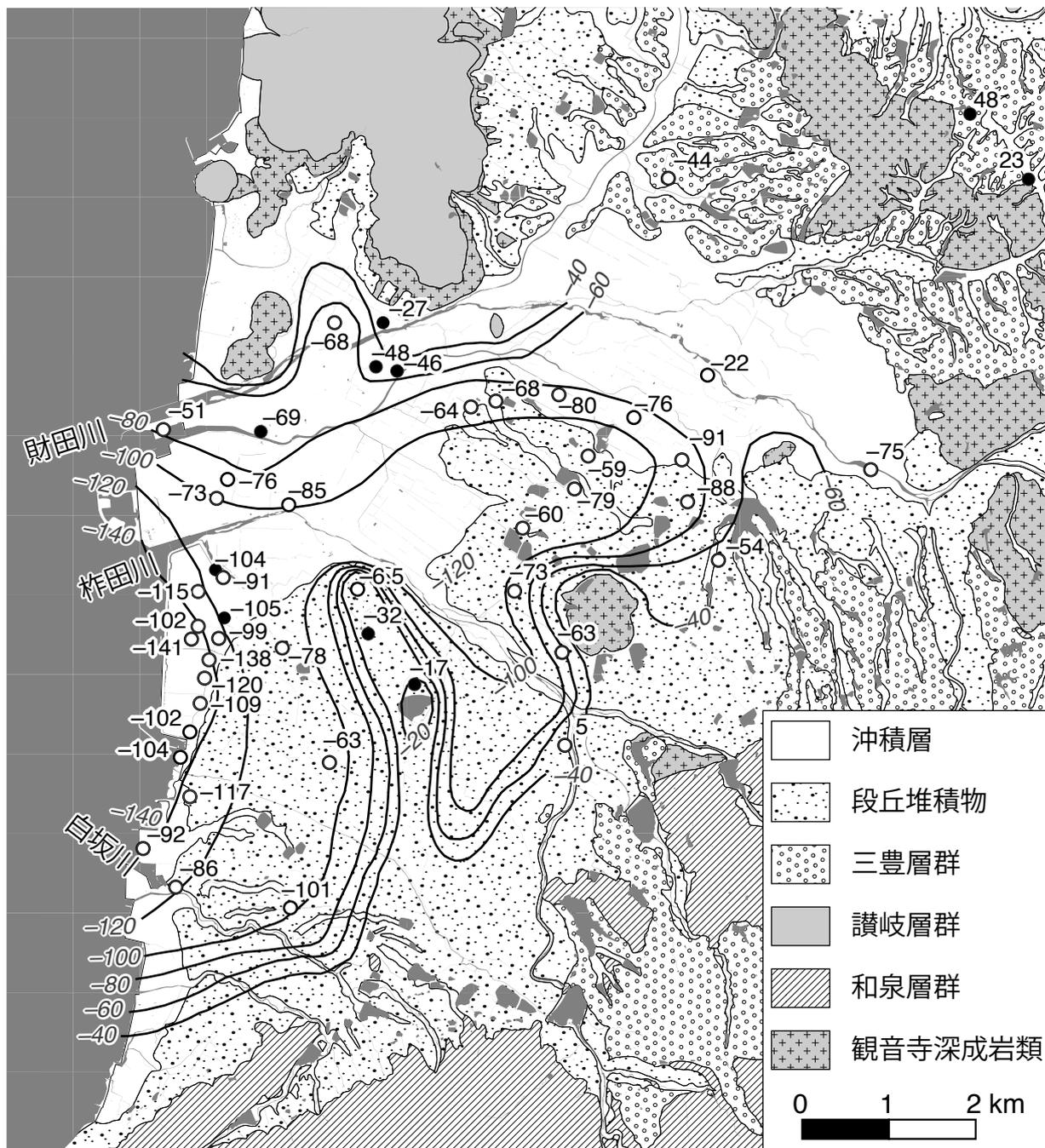
(野田 篤)

本地域には温泉及び冷鉱泉が湧出する。25℃程度より冷たい地下水であっても有効成分を規定量以上含めば温泉法により「温泉」とされ、加熱して入浴や療養に利用される。本地域における温泉及び冷鉱泉は第11.1表の通りであり、いずれも動力による揚水である。いずれの源泉も溶存成分としてナトリウムイオン(Na^+)と炭酸水素イオン(HCO_3^-)に富むが、近隣の中央構造線沿いに湧出する源泉(青矢ほか, 2013)と比較すると、その値ははるかに小さい。琴弾温泉における相対的に高い塩化物イオン(Cl^-)濃度は、源泉が海岸に近いためと考えられる。

11.3 地すべり及び斜面災害

(野田 篤・植木岳雪)

本地域の香川県側は、しばしば渇水が問題になる全国的にも降水量の少ない地域であり、地すべりなどの土砂災害は比較的少ない。しかし中央構造線に沿う讃岐山脈南麓や三波川変成岩分布域では、低頻度ではあるが、急傾斜な地形・変成岩の面構造・断層破碎の影響などにより $10^7\text{--}10^8 \text{ m}^3$ オーダーの大規模な地すべり堆積物が存在する。特に、中央構造線活断層系の池田断層に沿う馬路川の北側に大小多数の地すべり地形が見られる(水野ほか, 1993; 後藤ほか, 1999; 田中ほか, 2000; 清水ほか, 2006)。徳島県三好市池田町佐野には、船戸地すべりと呼ばれる和泉層群を移動体とする地すべりがある(田中ほか, 2000; 三谷ほか, 2009)。移動体による馬路川のせき止め湖堆積物が古くから報告されており(中川・中野, 1964b; 岡田, 1968)、せき止め湖堆積物中の材化石から約 7,100 年前の ^{14}C 年代が得られている(三谷ほか,



第 11. 1 図 三豊平野における観音寺深成岩類上面の等深線図

黒丸は観音寺深成岩類に到達した掘削地点とその深度，白丸は観音寺深成岩類に到達しなかった掘削地点と試料最下部の深度を示す。深度は、いずれも海水準を 0 m としている。既存の掘削データ（経済企画庁総合開発局，1973；中国四国農政局資源課，1977；国土地理院，1983；日本道路公団，1982，1983）を編集して作成。

2009)。しかし、そのせき止め湖堆積物は局所的であり、現在は確認できないので、地質図には表現していない。

三波川変成岩類が分布する法皇山脈の北側斜面は、変成岩の面構造の傾斜方向と斜面の方向とが一致する流れ盤になっており、地質構造が地すべりの発生を規制していると考えられる。一方、和泉層群の分布域である讃岐

山脈南麓では、中央構造線の右横ずれ運動による急傾斜な断層崖が岩盤すべりの発生要因として考えられている（長谷川，1992）。

傾斜が緩やかで、降雨の比較的小さい讃岐山脈の北側斜面でも小規模（ $<10^6 \text{ m}^3$ オーダー）な地すべりは発生しており、厚い風化層・流れ盤斜面・層間すべりによって

第 11. 1 表 観音寺地域の温泉・鉱泉

源泉名	母神温泉	琴弾温泉
泉質	アルカリ性 単純低温泉	-
pH	9.0	7.4
ラドン含有量 (10^{-10} Ci/kg)	28.9	20.4
源泉温度 (°C)	26.1	20.2
湧出地	観音寺市 池之尻町字山越	観音寺市 有明町甲
1 kg 中の成分 (mg/kg)		
Na ⁺	78.9	109.1
K ⁺	0.3	5.3
Mg ²⁺	<0.1	10.8
Ca ²⁺	3.3	135.2
陽イオン計	82.5	262.0
F ⁻	14.0	0.9
Cl ⁻	8.5	384.5
SH ⁻	0.1	<0.1
SO ₄ ²⁻	0.6	11.4
HCO ₃ ⁻	126.8	110.1
CO ₃ ²⁻	22.9	-
陰イオン計	172.9	508.1
H ₂ SiO ₃	23.6	35.1
HBO ₂	4.8	0.7
遊離成分計	28.4	35.8
成分総計 (g/kg)	0.28	0.81
分析年月日	2007年03月09日	2009年06月03日

破碎した泥岩層などが地すべりの発生に影響を与えていると考えられている(上野・田村, 1993; 谷本, 1999; 上野, 2000)。2004 年には 6 つの台風が四国に被害をもたらした。そのうち台風 15 号(8 月 17 日)・台風 21 号(9 月 29 日)・台風 23 号(10 月 20 日)が愛媛・香川両県の瀬戸内の寡雨地域に甚大な土砂災害・浸水被害をもたらした(矢田部ほか, 2005; 長谷川ほか, 2006)。特に台風 15 号及び台風 21 号による被害は、本地域の観音寺市大野原町五郷有木・田野々・豊浜町和田地区に集中した。発生した地すべりと土石流の多くは、地表水が集中する溪谷の谷頭や側壁を起点とした深度 2 m 以下の表層崩壊であり、崩壊の発生深度は強風化帯の深度に規制されている(西山ほか, 2010)。和泉層群の泥岩はスレーキン

グを起しやすい(林田, 1977; 吉田ほか, 2003)ことから、風化による強度低下が生じやすく、風化帯の形成速度が大きいとされる。このように短期間に多数の土砂災害が発生した背景には、本地域は基本的には瀬戸内気候の小雨地域であり、普段は降水に起因する侵食速度よりも、風化による土砂生産速度の方が大きいと考えられている(西山ほか, 2010)。

11. 4 地下水・湧水

(野田 篤)

香川用水の完成以前には、本地域では毎年のように水不足の問題が発生していたが、1974 年に徳島県側の吉野川からの導水路(香川用水)が完成してからは状況が改善した。平成 18 年度(2006 年)では、香川県全域における水供給量 $569 \times 10^6 \text{ m}^3$ のうち、香川用水などの県外水源が 30% ($17,011 \text{ 万 m}^3$) を占め、残りを河川が 13% ($72,456 \text{ 千 m}^3$)、ダム・ため池が 41% ($233,760 \text{ 千 m}^3$)、地下水が 16% ($93,404 \text{ 千 m}^3$) となっている(香川県政策部水資源対策課, 2006)。地下水からの供給可能量は、平成 18 年度において、水道用水では年間 $27,909 \text{ 千 m}^3$ となっており、工業用水及び農業用水では、それぞれ $38,294 \text{ 千 m}^3$ と $27,201 \text{ 千 m}^3$ と推定されている。

三豊平野を流れる財田川や柞田川は伏流するところが多く、上水道用・工業用・農業用ともに古くから地下水利用が盛んであった。三豊平野における主な帯水層は、内陸部では表層下 30–50 m、臨海部では表層下 80–130 m 付近にある(斉藤ほか, 1972)。また、三豊平野では出水と呼ばれる湧水が多く見られる。低位段丘堆積物と沖積層との間に不圧地下水があるため、出水の多くは柞田川などの低位段丘崖に沿って分布する。降雨の少ない本地域においては、香川用水の完成以前には農業用水などの主要な水源であった(竹内, 1941a,b)。ただ、過剰揚水のために、観音寺市内では塩水浸入が発生し、利用できなくなった深井戸もあったとされる(清水・和田, 1965; 和田, 1986; 向井ほか, 1989)。

11. 5 採石

(川畑 博)

本地域では、中期中新世火山岩類の安山岩溶岩を対象に石材の採掘が行われている。江甫草山では 1965 年から 1973 年にかけて安山岩の採掘が行われ、コンクリート二次製品原料に用いられた。また、七宝山地の南、三豊市豊中町岡本に位置する採石場では、1967 年から露天階段掘による安山岩溶岩の採掘が続けられている。最近の採掘量は、年間 18 万トンにのぼる。碎石の用途は、生コンクリート原料やコンクリート二次製品原料、一般土木工業用である。

文 献

- 阿子島 功・須鎗和巳 (1989) 中央構造線吉野川地溝の形成過程. *地球科学*, vol. 43, p. 428–442.
- Aoki, K., Iizuka, T., Maruyama, S., and Terabayashi, M. (2007) Tectonic boundary between the Sanbagawa belt and the Shimanto belt in central Shikoku, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 113, p. 171–183.
- Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T., and Maruyama, S. (2008) The youngest blueschist belt in SW Japan: implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high-*P/T* metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 26, p. 583–602.
- Aoya, M. (2001) P-T-D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 1225–1248.
- 青矢陸月・横山俊治 (2009) 日比原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 75p.
- Aoya, M., Uehara, S., and Wallis, S. R. (2002) Thermal consequences of a subduction boundary jump; a numerical model for generating subduction-related clockwise pressure-temperature paths. *Tectonics*, vol. 21, doi:10.1029/2000TC001276.
- 青矢陸月・野田 篤・水野清秀・水上知行・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青木正博 (2013) 新居浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 181p.
- Arbaret, L., Bystricky, M., and Champallier, R. (2007) Microstructures and rheology of hydrous synthetic magmatic suspensions deformed in torsion at high pressure. *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, doi: 10.1029/2006JB004856.
- 坂東祐司・橋本寿夫 (1984) 阿讃山地における和泉層群産アンモナイトとその生層序. 香川大学教育学部研究報告, II, vol. 34, p. 1–16.
- Banno, S. (1964) Petrologic studies on Sambagawa crystalline schists in the Besshi-Ino district, central Shikoku, Japan. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Sec. II*, vol. 15, p. 203–319.
- 坂野昇平・鳥海光弘・小畑正明・西山忠男 (2000) 岩石形成のダイナミクス. 東京大学出版会, 304p.
- 出口正昭 (1990) 四国横断自動車道法皇トンネル建設工事. 土木施工, vol. 31, p. 17–26.
- 土居正民 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「三島」. 地質調査所, 31p.
- 愛媛県 (2003) 愛媛県活断層調査報告書 (概要版): 中央構造線断層帯 (愛媛県北西部, 石鎚山脈北縁, 讃岐山脈南縁) に関する調査. 愛媛県, 47p.
- El-Fakharani, A.-H. and Takeshita, T. (2008) Brittle normal faulting in the highest-grade Sambagawa metamorphic rocks of central Shikoku, southwest Japan: Indication of the exhumation into the upper crustal level. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 33, p. 303–322.
- 榎並正樹 (1982) 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石–黒雲母帯. 地質学雑誌, vol. 88, p. 887–900.
- Enami, M., Wallis, S. R., and Banno, Y. (1994) Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schist: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 116, p. 182–198.
- Endo, S. (2010) Pressure-temperature history of titanite-bearing eclogite from the Western Iratsu body, Sanbagawa Metamorphic Belt, Japan. *Island Arc*, vol. 19, p. 313–335.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 89, p. 319–329.
- Fukunari, T. and Wallis, S. R. (2007) Structural evidence for large-scale top-to-the-north normal displacement along the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Island Arc*, vol. 16, p. 243–261.
- 古市光信 (1980) 香川県高松・丸亀平野ボーリングコアの花粉分析 (予報): 特に三豊層の再確認とその地質時代について. 香川県自然科学館研究報告, vol. 2, p. 25–32.
- 古市光信 (1981) 香川県山本町付近の三豊層の層序と花粉分析: 四国北部新生代層の研究 (その 1). 香川県自然科学館研究報告, vol. 3, p. 25–32.
- 古市光信 (1982) 香川県西部大野原町付近の三豊層: 四国北部新生代層の研究 (その 2). 香川県自然科学館研究報告, vol. 4, p. 25–34.
- 古市光信 (1983) 香川県三豊産アカシゾウ産出層準の花粉分析: 四国北部新生代層の研究 (その 3). 香川県自然科学館研究報告, vol. 5, p. 25–32.
- 古市光信 (1984) 香川県西部満濃町・琴南町付近の三豊層: 四国北部新生代層の研究 (その 4). 香川県自然科学館研究報告, vol. 6, p. 29–36.
- 古市光信 (1986) 香川県三豊層産スギヤマゾウの産出層準と花粉分析. 香川生物, vol. 14, p. 17–22.
- 古市光信・坂東祐司 (1974) 三豊層 (鮮新–洪積世) の植物化石群について. 香川大学教育学部研究報告. 第 II 部, vol. 23, p. 1–15.
- 古市光信・坂東祐司・石井利邦 (1977) 香川県三豊層から発見された旧象化石について (予報). 香川大学教育学部研究報告. 第 II 部, vol. 27, p. 29–35.
- Gill, J. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Minerals and Rocks, vol. 16, Springer Verlag, 390p.
- 後藤秀昭・中田 高 (2000) 四国の中央構造線活断層系—詳細断層分布図と資料—. 広島大学総合地史研究資料センター研究叢書, no. 35, 広島大学, 144p.

- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切 聡子 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「池田」. 国土地理院技術資料, D1-No. 368, 国土地理院.
- 後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ (2001) 中央構造線活断層系 (四国) の最新活動時期からみた活断層系の活動集中期. 地震第 2 輯, vol. 53, p. 205–219.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M. eds., (2012) *The Geologic Time Scale*, Elsevier, 1144p.
- Hames, W. E. and Bowring, S. A. (1994) An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 124, p. 161–167.
- 原 英俊・木村克己 (2001) 流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴. 月刊地球 (号外), vol. 32, p. 168–173.
- 原 郁夫・宮本隆実 (2003) 古領家帯の研究史に関する若干の考察: (3) 先市之川時階の中央構造線. 構造地質, vol. 47, p. 1–12.
- 原 郁夫・横山俊治 (1974) 中央構造線の発生にともなう領家花崗岩類の変形. 島弧基盤, vol. 1, p. 9–14.
- Hara, I., Shyoji, K., Sakurai, Y., Yokoyama, S., and Hide, K. (1980) Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. In Ichikawa, K. ed., *Median Tectonic Line of Southwest Japan*, Memoirs of the Geological Society of Japan, no. 18, p. 27–49.
- Harada, T. (1890) *Die Japanischen Inseln: Eine Topographisch-Geologische Uebersicht*, Kaiserlich Japanischen Geologischen Reichsanstalt, 126p.
- 長谷川修一 (1985) 東部讃岐山脈北麓における第四紀前期断層. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, 日本地質学会, 山口, p. 472.
- 長谷川修一 (1992) 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動. 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉 (編), 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—, 地質学論集, no. 40, p. 143–170.
- 長谷川修一・斎藤 実 (1989) 讃岐平野の生いたち. アーバンクボタ, vol. 28, p. 52–59.
- 長谷川修一・吉田秀典・山中 稔・野々村敦子 (2006) 平成 16 年台風 15、21、23 号による香川県内の土砂災害の被災要因と対策. 香川大学平成 16 年台風災害調査団 (編), 平成 16 年台風災害調査団報告書, 香川大学, 第 6 章, p. 108–121.
- 橋本寿夫・石田啓祐 (1997) 四国の上部白亜系, 和泉層群, 外和泉層群, 四万十累層群の放散虫群集と対比. 大阪微化石研究会誌, vol. 10, p. 245–257.
- Hashimoto, H., Ishida, K., Yamasaki, T., Tsujino, Y., and Kozai, T. (2015) Revised radiolarian zonation of the Upper Cretaceous Izumi inter-arc basin (SW Japan). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 58, no. 1, p. 29–50.
- 林田精郎 (1977) 和泉層群 (白亜紀) の硅化していない泥岩の風化についての二, 三の研究. 応用地質, vol. 18, p. 125–130.
- 秀 敬 (1961) 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造. 広島大学地学研究報告, vol. 9, p. 1–87.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質学雑誌, vol. 96, p. 703–718.
- 平井幸弘 (1993) 四国の特徴的な海岸景観とその変貌. 愛媛大学教育学部紀要, 第三部, vol. 14, p. 1–29.
- 石井宣一 (1938) 溜池の集水地域に就て: 讃岐三豊平野を中心として. 地理学評論, vol. 14, p. 1006–1021.
- 平山 健 (1953) 脇町図幅地質説明書. 7万5千分の1地質図幅, 地質調査所, 34p.
- 平山 健 (1954) 7万5千分の1地質図幅「脇町」. 地質調査所.
- 平山 健・田中啓策 (1955) 徳島図幅地質説明書. 7万5千分の1地質図幅, 地質調査所, 34p.
- 平山 廉・藤井 明・高橋啓一 (2006) 香川県高松市塩江町の上部白亜系和泉層群より産出したオサガメ科化石. 化石, vol. 80, p. 17–20.
- Hodges, K. V. (1991) Pressure-temperature-time paths. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 19, p. 207–236.
- Hollis, C. J. and Kimura, K. (2001) A unified radiolarian zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan. *Micropaleontology*, vol. 47, p. 235–255.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1979) 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 地質学会関西支部報, no. 85, p. 10–11.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1981) 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動様式. 地質学会関西支部報, no. 89, p. 11–12.
- 飯山敏春・稲井信雄・岩生周一・遠藤六郎・金原均二・河田学夫・神戸信和・斎藤正次・佐藤源郎・鈴木達夫・竹原平一・田中啓策 (1959) 50 万分の 1 地質図幅「高知」(第 2 版). 地質調査所.
- 今村外治・中野光雄・岩本昇海 (1949) 讃岐山脈南北両側に発達する衝上断層に就いて (豫報). 地理学評論, vol. 22, no. 3–5, p. 130.
- Ingram, R. L. (1954) Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 65, p. 937–938.
- 石田啓祐・寺戸恒夫・橋本寿夫・村田明広・森永 宏・中尾賢一・森本誠二 (1993) 阿讃山脈西部の和泉層群と中央構造線: 徳島県三好町地域の地質と地形. 総合学術調査報告三好町, 郷土研究発表会紀要, vol. 39, 阿波学会, p. 1–20.
- 磯見 博 (1959) 20 万分の 1 地質図幅「高知」. 地質調査所.
- Itaya, T. and Takasugi, H. (1988) Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 100, p. 281–290.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M., and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol. 19, p. 1–29.
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S., and Maeda, T. (1996) Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, vol. 264, p. 51–63.

- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T., and Ikawa, T. (2009) Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, vol. 472, p. 124–134.
- 岩本正人・宮田隆夫 (1994) 非対称プルーアパート堆積盆の擬似モデル実験. *構造地質*, vol. 40, p. 131–138.
- 地震調査委員会 (2011) 中央構造線活断層帯 (金剛 – 伊予灘) の長期評価 (一部改訂). *地質調査研究推進本部*, 86p.
- 香川県 (編) (1972) 5 万分の 1 表層地質図「観音寺」. *土地分類基本調査*, 香川県, 33p.
- 香川県政策部水資源対策課 (2006) 香川県の水資源. 香川県, 138p.
- 鹿島愛彦・武智賢樹 (1996) 四国, 石鎚山第三系久万層群の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. *岩鉱*, vol. 91, p. 196–200.
- 活断層研究会 (編) (1991) 新編日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 甲藤次郎・中村 純 (1954) 花粉分析と新生代層 (2) 讃岐財田及び高知市万々附近の新生代層について. *植物生態学会報*, vol. 3, p. 162–166.
- 川畑 博・周藤賢治 (2000) 四国北東部, 観音寺周辺に分布する瀬戸内火山岩類の地質. *地質学雑誌*, vol. 106, p. 670–688.
- Kawabata, H. and Shuto, K. (2005) Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 140, p. 241–271.
- Kawabata, H. and Takafuji, N. (2005) Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine*, vol. 69, p. 951–971.
- 川村教一 (2005) 香川県中部～西部における鮮新 – 更新統三豊層群中の火山灰層の対比. *日本地質学会第 112 会学術大会講演要旨*, p. 227.
- 川村教一 (2010) 三豊平野. 望月秋利・長谷川修一・矢田部龍一・笹原克夫 (編), *四国の地盤 (DVD)*. 四国建設弘済会.
- 経済企画庁総合開発局 (編) (1971) 表層地質図 愛媛県. *土地分類図*, no. 38, 経済企画庁.
- 経済企画庁総合開発局 (編) (1973) 表層地質図 香川県. *土地分類図*, no. 37, 経済企画庁.
- 国土地理院 (1983) 沿岸海域基礎調査報告書 (観音寺地区). 国土地理院技術資料 D3, no. 44, 国土地理院, 111p.
- 菊地一輝・小竹信宏 (2013) 徳島県北部島田島に分布する和泉層群板東谷層の地質と生痕化石 *Archaeozostera* の産出層準の堆積環境. *地質学雑誌*, vol. 119, p. 613–629.
- 木村達明・大花民子 (1995) 上部白亜系和泉層群産植物化石. *日本古生物学会講演予稿集*, p. 51.
- 岸 寛 (1990) 中央構造線を貫く法皇トンネルの施工. *土木技術*, vol. 45, p. 58–67.
- Ko, Z. W., Enami, M., and Aoya, M. (2005) Chloritoid and barroisite-bearing pelitic schists from the eclogite unit in the Besshi district, Sanbagawa metamorphic belt. *Lithos*, vol. 81, p. 79–100.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Island. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo*, Sec. 2, vol. 5, p. 219–578.
- Kodama, K. (1986) Two different paleomagnetic directions from the Izumi Group in Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, vol. 38, p. 279–284.
- Kodama, K. (1987) Paleomagnetic constraint on the evolution of the Upper Cretaceous Izumi Basin in Shikoku, Southwest Japan. In Leitch, E. C. and Scheibner, E. eds., *Terrane Accretion and Orogenic Belts*, Geodynamics Series, vol. 19, American Geophysical Union, p. 291–299.
- Kodama, K. (1989) Paleomagnetic study of the Upper Cretaceous Izumi strike-slip basin along the Median Tectonic Line in Southwest Japan. In Hillhouse, J. W. ed., *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, Geophysical Monograph, vol. 50, American Geophysical Union, p. 239–248.
- 小玉一人 (1990) 四国および淡路島の中央構造線沿いに分布する和泉層群の古地磁気層位. *地質学雑誌*, vol. 96, p. 265–278.
- Kodama, K. (2003) Magnetostratigraphic correlation of the Upper Cretaceous System in the North Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 21, p. 949–956.
- 小玉一人・進司克己 (1989) 中部阿讃山地和泉層群の古地磁気層位. 高知大学学術研究報告. *自然科学*, vol. 38, p. 101–111.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University*, Ser. C, vol. 2, p. 173–193.
- 小島丈児・光野千春 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「川口」. *地質調査所*.
- 国土庁土地局 (編) (1971) 表層地質図 徳島県. *土地分類図*, no. 36, 国土庁.
- 郡場 寛・三木 茂 (1931) 白亜紀和泉砂岩の化石コダイアモ (新称) に関する考察. *地球*, vol. 15, p. 165–204.
- Koriba, K. and Miki, S. (1958) *Archaeozostera*, a new genus from Upper Cretaceous in Japan. *Palaeobotanist*, vol. 7, p. 107–110.
- Kouketsu, Y., Enami, M., and Mizukami, T. (2010) Omphacite-bearing metapelite from the Besshi region, Sambagawa metamorphic belt, Japan: Prograde eclogite facies metamorphism recorded in metasediment. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 105, p. 9–19.
- Kubota, Y. and Takeshita, T. (2008) Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, vol. 17, p. 129–151.
- 蔵田延男 (1948) 三豊平野 (香川県) の地下地質について. *鑛物と地質*, vol. 2, p. 49–51.
- 栗原権四郎 (1972) 瀬戸内南岸沖積平野の地質学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, vol. 73, p.

- 31–65.
- Le Maitre, R. ed., (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, 2nd edition, 236p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス：日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 2, p. 161–179.
- Matsumoto, K., Banno, S., and Hirajima, T. (2005) Pseudosection analysis for the Sanbagawa pelitic schist and its implication to the thermal structure of high-pressure intermediate type of metamorphism. *Proceedings of the Japan Academy. Series B: Physical and Biological Sciences*, vol. 81, p. 273–277.
- Matsumoto, T. (1954) The Izumi Belt along the southern border of the Inner Zone of Southwest Japan. In *The Cretaceous Research Committee (Chairman Matsumoto, Tatsuro) ed., The Cretaceous System in the Japanese Island*, Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Chap. IV, p. 125–137.
- Matsumoto, T. (1982) A stratigraphical restudy at the type locality of *Metaplacenticerias subtilistriatum* (Jimbo) (Cretaceous Ammonite). *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, vol. 58, p. 253–255.
- 松本達郎・前田保夫 (1951) 淡路産菊石パッキディスカス. 鉱物と地質, vol. 4, p. 3–4.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・駒澤正夫・広島俊男 (2002) 岡山及九尾. 20 万分の 1 地質図幅, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 三谷浩二・大寺正宏・細倉撰央・大川義明・長谷川修一・野々村敦子 (2009) 空中電磁法による徳島県馬路川沿いの中央構造線の比抵抗構造. 応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会論文集, p. 39–44.
- 宮本隆実・原 郁夫 (1996) 西南日本の白亜紀構造地質学, 特に領家マグマ・アークの形成・崩壊と三波川高圧型変成帯との接合のテクトニクス. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田国 寛・竹下 徹・横山俊二・大友幸子 (編), テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, p. 87–99.
- 宮田隆夫 (1990) 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. 構造地質, vol. 35, p. 65–70.
- 宮田隆夫 (1996) 中央構造線の断層運動と和泉層群堆積盆形成のモデル化. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田国寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子 (編), 原郁夫先生退官記念論文集 テクトニクスと変成作用, 創文, p. 220–226.
- 宮田隆夫・岩本正人 (1994) 和泉堆積盆の東進メカニズム. 構造地質, vol. 40, p. 139–144.
- Miyazaki, K. and Okumura, K. (2002) Thermal modelling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, no. 4, p. 441–452.
- 宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田篤・利光誠一・角井朝昭・大野哲二・名和一成・宮川歩夢 (2016) 20 万分の 1 地質図幅「松山」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 水野清秀 (1987) 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統について (予報). 地質調査所月報, vol. 38, p. 171–189.
- 水野清秀 (1992) 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷—. 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉 (編), 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—, 地質学論集, no. 40, p. 1–14.
- 水野清秀 (2001) 瀬戸内海周辺地域に分布する下部, 中部更新統と両者間の堆積間隙. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 58–59.
- 水野清秀 (2006) 約 1.3Ma に噴出した中部九州起源の広域火山灰層, 敷戸—イエロー I テフラとその頃のテクトニクスの変化. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, p. 187.
- 水野清秀 (2010) 西南日本における鮮新—更新世内陸盆地発達史の再検討. 第四紀研究, vol. 49, p. 323–329.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ. 構造図, no. 8, 地質調査所, 63p.
- 水野清秀・佐藤善輝・田村糸子 (2016) 南九州から噴出したと推定される前期更新世～中期更新世前半の広域テフラ. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 63.
- 桃井 斎・鹿島愛彦・高橋治郎 (編) (1991) 愛媛県の地質 (第 4 版) 20 万分の 1 地質図説明書. トモエヤ商事, 86p.
- 森永 宏・奥村 清 (1988) 阿讃山脈東部板野—引田地域の和泉層群. 地学雑誌, vol. 97, p. 10–21.
- 森野道夫・岡田篤正・中田 高・松波孝治・日下雅義・村田明広・水野清秀・能見忠歳・谷野宮恵美・池田小織・原 郁夫 (2001) 徳島平野における中央構造線活断層系の活動履歴. 地質学雑誌, vol. 107, p. 681–700.
- Morozumi, Y. (1985) Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, vol. 39, p. 1–58.
- 両角芳郎 (1991) 和泉層群の化石. 徳島県立博物館企画展「和泉層群の化石」解説書, 徳島県立博物館, 30p.
- Morozumi, Y. (2001) Change of repositories of some described and illustrated ammonites and bivalves from the Upper Cretaceous Izumi Group in Southwest Japan. *Bulletin of the Tokushima Prefectural Museum*, vol. 11, p. 123–126.
- 向井久一・西嶋輝之・中山 康・松岡 功 (1989) 農林省における地下水障害対策調査について. 応用地質, vol. 10, p. 152–179.
- 村下敏夫・野間泰二 (1961) 香川県の工業用地下水源について. 地質調査所月報, vol. 12, p. 875–884.
- 村下敏夫・野間泰二 (1963) 香東川・土器川および財田川流域水理地質図及び同説明書. 日本水理地質図, no. 5, 地質調査所, 10p.
- 村下敏夫・野間泰二 (1964) 愛媛県金生川・加茂川・中山川および重信川流域水理地質図. 日本水理地質図, no. 6, 地質

- 調査所, 18p.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, vol. 106, p. 51-69.
- 永井浩三 (1958) 四国の中央構造線. 藤本治義教授還暦記念会 (編), 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 282-288.
- 永井浩三 (1973) 中新世前の中央構造線 (とくに近畿地方). 杉山隆二 (編), 中央構造線, 東海大学出版会, p. 197-207.
- 中川衷三 (1960) 阿讃山脈東部の和泉層群について. 徳島大学学芸学部紀要 (自然科学), vol. 10, p. 53-62.
- Nakagawa, C. (1961) The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Journal of Gakugei, Tokushima University, Natural Science*, vol. 11, p. 77-124.
- 中川衷三・須鎗和巳・阿子島 功・岩崎正夫・寺戸恒夫 (編) (1972) 徳島県地質図 (15 万分の 1) 及び説明書. 徳島県農林水産部農林企画課, 137p.
- 中川 典 (1955) 愛媛県川之江東方の地質について (特に和泉砂岩層の層序と構造). 日本地質学会関西支部報, no. 26, p. 17-19.
- 中川 典 (1965) 讃岐山脈西部の“中央構造線”. 広島大学地学研究報告, vol. 14, p. 239-252.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) 讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”. 地質学雑誌, vol. 70, p. 52-58.
- 中川 典・中野光雄 (1964b) 四国阿波池田町西部の“中央構造線”. 地質学雑誌, vol. 70, p. 580-585.
- 中井聡子・吉川周作 (2000) 三豊層群の火山灰層. 日本地質学会第 107 会学術大会講演要旨, p. 206.
- 中島 隆・Williams, Ian・神山裕幸 (2002) 領家塩基性岩類のジルコンの SHRIMP U-Pb 年代. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), K025-004.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I. S., and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan; implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, vol. 95, p. 249-263.
- 中野光雄 (1951) 讃岐山脈中部の和泉砂岩層, 特に層序と構造について. 地質学雑誌, vol. 57, p. 275-276.
- 中野光雄 (1953) 讃岐山脈中部の地質. 広島大学地学研究報告, vol. 3, p. 1-13.
- 中田 高・後藤秀昭 (1998) 活断層はどこまで割れるのか?. 活断層研究, no. 17, p. 43-53.
- 成田耕一郎・山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡数充 (1999) 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質学雑誌, vol. 105, p. 305-308.
- 日本道路公団 (1982) 四国横断自動車道観音寺 (池之尻) 地区詳細地質調査報告書. 日本道路公団大阪建設局善通寺工事事務所, 180p.
- 日本道路公団 (1983) 四国横断自動車道一の谷川橋他 2 橋基礎地質調査報告書. 日本道路公団大阪建設局善通寺工事事務所, 48p.
- Nishimura, T. (1976) Petrography of the Izumi sandstone in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 82, p. 231-240.
- 西村年晴 (1984) 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 90, p. 157-174.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実 (1980) 四国, 淡路島の和泉層群の沸石統成帯と堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 86, p. 341-351.
- 西浦雅弘・山崎哲司・奥村 清 (1993) 阿讃山脈西部の和泉層群に見られる堆積構造. 堆積学研究会報, vol. 38, p. 33-44.
- 西山賢一・廣田 甫・竹中優太・岡田憲治 (2010) 2004 年台風 21 号豪雨により香川県西讃地域で発生した斜面崩壊の地質・地形的特徴. 徳島大学総合科学部自然科学研究, vol. 24, p. 75-85.
- 野田 篤・栗原敏之 (2016) 四国東部観音寺地域の和泉層群から産出した後期白亜紀放射状化石群集. 地調研報, vol. 67, p. 119-131.
- Noda, A. and Toshimitsu, S. (2009) Backward stacking of submarine channel-fan successions controlled by strike-slip faulting: The Izumi Group (Cretaceous), southwest Japan. *Lithosphere*, vol. 1, p. 41-59.
- 野田 篤・利光誠一・栗原敏之・岩野英樹 (2010) 愛媛県新居浜地域における和泉層群の層序と堆積年代. 地質学雑誌, vol. 116, p. 99-113.
- Noda, A., Danhara, T., Iwano, H., and Hirata, T. (2017) LA-ICPMS U-Pb & fission-track ages of felsic tuff beds of the Takikubo Formation, Izumi Group in the Kan-onji district, eastern Shikoku, southwestern Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 68, p. 119-130.
- 中国四国農政局資源課 (編) (1977) 香川県水理地質図 農業用地下水調査利用基礎調査四国東 部地区 (その 1). 中国四国地方水理地質図, no. 1, 農林水産省.
- 中国四国農政局資源課 (編) (1978) 徳島県水理地質図 農業用地下水調査利用基礎調査四国東 部地区 (その 2). 中国四国地方水理地質図, no. 2, 農林水産省.
- 越智真人・間宮隆裕・楠橋 直 (2014) 四国の中新統久万層群層序の再検討: “下坂場峠層” と “富重層”. 地質学雑誌, vol. 120, p. 165-179.
- Ogg, J. G., Hinnov, L. A., and Huang, C. (2012) Cretaceous. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M. eds., *The Geologic Time Scale*, Elsevier, Chap. 27, p. 793-853.
- Ohtomo, Y. (1993) Origin of the Median Tectonic Line. *Journal of science of the Hiroshima University. Series C, Earth and planetary sciences*, vol. 9, p. 611-669.
- 岡田篤正 (1968) 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 15-26.
- 岡田篤正 (1970) 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. 地理学評論, vol. 43, p. 1-21.
- 岡田篤正 (1973a) 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動. 地理学評論, vol. 46, p. 295-322.
- 岡田篤正 (1973b) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二 (編), 中央構造線, 東海大学出版会, p. 49-86.
- Okada, A. (1980) Quaternary fault along the Median Tectonic Line

- of Southwest Japan. In Ichikawa, K. ed., *Median Tectonic Line of Southwest Japan*, Memoirs of the Geological Society of Japan, no. 18, p. 79–108.
- 岡田篤正 (2012) 中央構造線断層帯の第四紀活動史および地震長期評価の研究. 第四紀研究, vol. 51, p. 131–150.
- 岡田篤正・堤 浩之 (1997) 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動. 地学雑誌, vol. 106, p. 644–659.
- 奥平敬元・原 郁夫・桜井康博・早坂康隆 (1993) 岩国 – 柳井地域領家帯の造構変成過程. 小松正幸・竹下 徹・榊原正幸 (編), 西南日本の地殻形成と変変, 地質学論集, no. 42, p. 91–120.
- Ota, T., Terabayashi, M., and Katayama, I. (2004) Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 73, p. 95–126.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一 (2010) 砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み. 地学雑誌, vol. 119, p. 333–346.
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., and Launeau, P. (2011) Rheology and microstructure of experimentally deformed plagioclase suspensions. *Geology*, vol. 39, p. 747–750.
- Saito, M. (1962) The Geology of Kagawa and northern Ehime prefectures, Shikoku, Japan. *Memoirs of Faculty of Agriculture, Kagawa University*, vol. 10, p. 1–74.
- 斉藤 実・中山一義 (1954) 三豊層群 (メタセコイア層) の層序について (予報). 香川県立農科大学学術報告, vol. 5, p. 32–37.
- 斉藤 実・板東裕司・馬場幸秋・森合重仁 (1962) 香川県地質図説明書. 内場地下工業株式会社, 75p.
- 斉藤 実・栗原権四郎・藤 則雄・西嶋輝之・坂東祐司 (1968) 香川県三豊平野の地質と地下水について. 香川大学農業工学教室研究報告, vol. 2, p. 9–19.
- 斉藤 実・坂東祐司・栗原権四郎・西嶋輝之・寺田道直 (1972) 瀬戸内南岸平野部の水理地質について. 香川大学農学部学術報告, vol. 23, p. 221–232.
- 齋藤文紀 (1982) 香川県西部の三豊層群の層序と地史. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 日本地質学会, 新潟, p. 138.
- 齋藤文紀 (1984) 西南日本における前期更新世構造運動と三豊層群. 日本地理学会予稿集, no. 26, p. 36–37.
- Sakaguchi, A. (1999) Thermal structure and paleo-heat flow in the Shimanto accretionary prism, Southwest Japan. *Island Arc*, vol. 8, p. 359–372.
- 坂井 実 (1991) 三豊層群に産出する大型植物化石の教材化. 香川県自然科学館研究報告, vol. 13, p. 31–38.
- 寒川 旭 (1973) 阿讃山地北麓の断層地形. 東北地理, vol. 25, p. 157–164.
- Sangawa, A. (1978) Geomorphic Development of the Izumi and Sanuki Ranges and relating Crustal Movement. *The Science Reports of the Tohoku University. 7th Series, Geography*, vol. 28, p. 313–338.
- Sangawa, A. (1986) The history of fault movement since late Pliocene in the central part of Southwest Japan. In Reilly, W. I. and Harford, B. E. eds., *Recent Crustal Movements of the Pacific Region*, Bulletins of the Royal Society of New Zealand, vol. 24, p. 75–85.
- 佐藤源郎 (1936) 7万5千分の1地質図幅「丸亀」. 地質調査所.
- Sato, H. (1982) Geology of Goshikidai and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan: Field occurrence and petrography of Sanukitoid and associated volcanic rocks. *Science Reports of Kanazawa University*, vol. 27, p. 13–70.
- 佐藤戈止 (1926) 7万5千分の1地質図幅「今治」. 地質調査所.
- 佐藤戈止 (1938) 7万5千分の1地質図幅「新居浜」. 地質調査所.
- Sato, T., Konishi, T., Hirayama, R., and Caldwell, M. W. (2012) A review of the Upper Cretaceous marine reptiles from Japan. *Cretaceous Research*, vol. 37, p. 319–340.
- 里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, vol. 101, p. 767–782.
- 柴田 賢 (1979) 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 村上允英 (編), 中生代酸性火成作用, 地質学論集, no. 17, p. 69–72.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (編) (1998) 四国地方土木地質図 縮尺 1 : 200,000. 国土開発技術研究センター.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006) 5万分の1地すべり地形分布図 第 29 集「岡山及丸亀」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 291, 防災科学技術研究所.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., and Jahn, B. M. (1998) Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 160, p. 479–492.
- 清水欣一・和田温之 (1965) 香川県三豊平野の地下水～観音寺市街周辺の塩水侵入. 日本地下水学会会誌, vol. 7, p. 1–5.
- 新正裕尚・角井朝昭 (2001) 西南日本前弧の中期中新世火成岩体カタログ (その 2) 中国・四国地方. 東京経済大学人文自然科学論集, no. 112, p. 51–91.
- 白木敬一 (1993) 瀬戸内地域における高マグネシア安山岩の形成. 小松正幸・竹下 徹・榊原正幸 (編), 西南日本の地殻形成と変変, 地質学論集, no. 42, p. 255–266.
- Spear, F. S. (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineralogical Society of America, 799p.
- Steiger, R. H. and Jager, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 359–362.
- 杉原孝充・藤巻宏和 (2002) 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩石鉱物科学, vol. 31, p. 15–24.
- 角井朝昭 (2000) 瀬戸内海西部地域における中新世瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 地質学雑誌, vol. 106, p. 609–619.
- 角井朝昭・新正裕尚 (2000) 瀬戸内火山岩類の活動年代. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, p. 75.
- 須鎗和巳 (1965) 徳島県東部の和泉層群の堆積構造. 地質学雑誌, vol. 71, p. 376–376.

- 須鎗和巳 (1966) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その1). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 1, p. 9-14.
- 須鎗和巳 (1973) 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告 (地質学) 特別号, vol. 6, p. 489-495.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1973) 四国島の中央構造線の新期の活動様式. 杉山隆二 (編), 中央構造線, 東海大学出版会, p. 177-189.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1978) 四国島の中央構造線の諸問題 (その3): 吉野川流域のネオテクトニクスの再検討. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 11, p. 51-69.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1990) 阿讃山地南麓・北麓の鮮新〜更新統. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 23, p. 21-31.
- 須鎗和巳・橋本寿夫 (1985) 四国東部の和泉層群より産した放射虫群集. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 18, p. 103-127.
- 須鎗和巳・大戸井義美・久米喜明・近藤和雄・東明省三・祖父江勝孝・寺戸恒夫・坂東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典 (1968) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その2). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 2, p. 7-16.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 23-37.
- Suzuki, K., Adachi, M., and Nureki, T. (1996) CHIME age dating of monazites from metamorphic rocks and granitic rocks of the Ryoke belt in the Iwakuni area, Southwest Japan. *Island Arc*, vol. 5, p. 43-55.
- 鈴木舜一 (1996) 上部白亜系和泉層群のビトリナイト反射率と熱史. 地質学雑誌, vol. 102, p. 777-786.
- 平 朝彦 (1979) 島弧-海溝系における堆積体の形成と周期的沈み込みモデル. 月刊地球, vol. 1, p. 860-868.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之 (1979) 白亜紀以降西南日本の地史と島弧-海溝系のテクトニズム. 地質ニュース, no. 296, p. 27-40.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス-プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動-. 科学, vol. 51, p. 508-515.
- Taira, A., Saito, Y., and Hashimoto, M. (1983) The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. In Hilde, T. W. C. and Uyeda, S. eds., *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*, Geodynamics Series, vol. 11, American Geophysical Union, p. 303-316.
- Takagi, H. (1986) Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 8, p. 3-14.
- 高木秀雄・柴田 賢 (2000) 古領家帯の構成要素と古領家-黒瀬川地帯の復元. 高木秀雄・武田賢治 (編), 古領家帯と黒瀬川帯の構成要素と改変過程, 地質学論集, no. 56, p. 1-12.
- 高木秀雄・竹下 徹・柴田 賢・内海 茂・井上 良 (1992) 四国西部, 砥部衝上断層における中新世中期の正断層運動. 地質学雑誌, vol. 98, p. 1069-1072.
- 高橋治郎 (1977) 愛媛県松山市南部の地質と中央構造線. 地質学雑誌, vol. 83, p. 325-340.
- 高橋芳樹 (1987) 香川県中・西部における和泉層群中のサンドパイプについて. 香川県自然科学館研究報告, vol. 9, p. 41-48.
- 高桑 紘 (1953) 香川県の地形. 香川大学地理学研究, vol. 2, p. 7-12.
- 高桑 紘 (1956) 財田川附近の地形. 香川大学地理学研究, vol. 5, p. 8-15.
- 高桑 紘 (1963) 阿讃山地の Pitching 的曲隆に関する地形学的研究. 香川大学学芸学部研究報告 第1部, vol. 16, p. 1-49.
- 高桑 紘 (1971) 観音寺市付近の地形地質と水資源. 香川大学教育学部地理学研究, vol. 20, p. 17-23.
- 高桑 紘・出石一雄 (1954) 河川礫の礫質と大きさ: 北四国に於ける侵蝕面の研究第1報. 地理学評論, vol. 27, p. 440-442.
- Takasu, A., Wallis, S. R., Banno, S., and Dallmeyer, R. D. (1994) Tectonics, metamorphism and magmatism in island arcs Evolution of the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Lithos*, vol. 33, p. 119-133.
- 武田賢治 (1996) 松山南東部の中央構造線の始新世-中新世テクトニクス. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子 (編), 原 郁夫先生退官記念論文集 テクトニクスと変成作用, 創文, p. 233-240.
- 竹下 徹・田中秀実・板谷徹丸 (2000) 四国西部 '石鎚山第三系' の K-Ar 年代とその意味. 地質学雑誌, vol. 106, p. 308-311.
- 竹内常行 (1941a) 香川県に於ける灌漑状況の地理学的研究 (1). 地理学評論, vol. 17, p. 891-915.
- 竹内常行 (1941b) 香川県に於ける灌漑状況の地理学的研究 (2). 地理学評論, vol. 17, p. 1003-1027.
- 田中秀実・檜 晋一郎・長谷川修一・原口 強 (2000) 破碎帯埋積地すべり堆積物の特徴ならびにその滑落方向に基づく活断層横ずれ変位量の推定: 四国中部中央構造線船戸地域の例. 地質学雑誌, vol. 106, p. 385-396.
- Tani, K., Kawabata, H., Chang, Q., Sato, K., and Tatsumi, Y. (2006) Quantitative analyses of silicate rock major and trace elements by X-ray fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision and sample preparation. In *IFREE Report for 2003-2004*, Frontier Research on Earth Evolution, vol. 2, Institute for Frontier Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC), p. 1-8.
- 谷本 洋 (1999) 和泉層群の流れ盤における掘削の影響と対策について. 創立40周年記念出版「四十年のあゆみ」, 地盤工学会四国支部, p. 99-108.
- Tanimoto, M. (2005) Mosasaur remains from the Upper Cretaceous Izumi Group of southwest Japan. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 84, p. 373-378.
- 谷本正浩・金沢芳広 (2000) 香川県大川郡長尾町兼割の上部白亜系和泉層群 (上部カンパニアン) から硬骨魚綱エンコドゥス化石の発見. 地学研究, vol. 49, p. 17-21.

- 谷本正浩・金沢芳広・佐藤政裕 (2006) 和泉層群で発見された巨大なウミガメの上腕骨化石. *地学研究*, vol. 55, p. 11-15.
- Tatsumi, Y. (1981) Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 54, p. 357-365.
- 巽 好幸 (1983) 小豆島の火山地質: 瀬戸内火山岩類の噴出環境. *地質学雑誌*, vol. 89, p. 693-706.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について: 瀬戸内火山岩類の年代測定, その5. *火山第2集*, vol. 25, p. 171-179.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Sato, K., Shibata, T., and Yoshikawa, M. (2003) The petrology and geochemistry of high-magnesian andesites at the western tip of the Setouchi Volcanic Belt, SW Japan. *Journal of Petrology*, vol. 44, p. 1561-1578.
- 巽 好幸・谷 健一郎・佐藤佳子・檀原 徹・兵藤博信・川畑博・羽生 毅・Daniel, J. D. (2010) マルチ年代測定による信頼性の高い火山活動年代の推定: 小豆島に分布する瀬戸内火山岩類への適用. *地質学雑誌*, vol. 116, p. 661-679.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレーブス, R. H.・鹿島愛彦 (1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. *岩鉱*, vol. 85, p. 155-160.
- Terada, K. and Handa, K. (2014) First report of fossil wood from the Upper Cretaceous Izumi Group in Awaji Island, Japan. *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum*, vol. 13, p. 17-23.
- Tokunaga, S. (1935) A New Fossil Elephant Found in Shikoku, Japan. *Proceedings of the Imperial Academy*, vol. 11, p. 432-434.
- 辻野泰之 (2004) 香川県さぬき市兼割に分布する上部白亜系和泉層群の岩相と化石動物群. *徳島県立博物館研究報告*, vol. 14, p. 1-13.
- 佃 栄吉 (1996) 中央構造線活断層系のセグメンテーションと周辺の地質構造. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子 (編), 原 郁夫先生退官記念論文集 テクトニクスと変成作用, 創文, p. 250-257.
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996) Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 5855-5871.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」. 国土地理院技術資料, D1-No. 368, 国土地理院.
- 植木岳雪 (2001) 香川県中部, 阿讃山地北麓の三豊層群: その記載と鮮新世以降の古地理の変遷. *地学雑誌*, vol. 110, p. 708-724.
- 植木岳雪・満塩大洸 (1998) 阿讃山地の隆起過程: 鮮新~更新統三豊層群を指標にして. *地質学雑誌*, vol. 104, p. 247-267.
- 上野将司 (2000) 四国における和泉層群の地すべりの特徴. *応用地質*, vol. 41, p. 267-278.
- 上野将司・田村浩行 (1993) 地形解析図に対する地質工学的な考察. 平成5年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集, p. 97-100.
- 和田温之 (1989) 三豊平野. 「日本の地下水」編集委員会 (編), 日本の地下水, 地球社, p. 659-661.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: The Asemigawa region, central Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 96, p. 345-352.
- Wallis, S. R. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 83-95.
- Wallis, S. R., Anczkiewicz, R., Endo, S., Aoya, M., Platt, J. P., Thirlwall, M., and Hirata, T. (2009) Plate movements, ductile deformation and geochronology of the Sanbagawa belt, SW Japan: tectonic significance of 89-88 Ma Lu-Hf eclogite ages. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 27, p. 93-105.
- 渡辺千代子 (1971) 観音寺付近の微地形. 香川大学教育学部地理学研究, vol. 20, p. 1-4.
- 山北 聡・伊藤谷生 (1999) 和泉層群堆積盆形成に関する数値モデル実験. *構造地質*, vol. 43, p. 1-9.
- Yamasaki, T. (1986) Sedimentological study of the Izumi Group in the northern part of Shikoku, Japan. *Science Reports of the Tohoku University, 2nd Series, Geology*, vol. 56, p. 43-70.
- 山崎哲司 (1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. *地質学雑誌*, vol. 93, p. 403-417.
- 矢田部龍一・長谷川修一・ネトラバンダリー・岡村未対 (2005) 平成16年の四国の台風災害の概要と特性 (<特集記事> 平成16年豪雨による土砂災害). *自然災害科学*, vol. 24, p. 139-149.
- 江原真伍 (1920) 四国及淡路の白堊層に就て. *地質学雑誌*, vol. 27, p. 450-456.
- Yehara, S. (1936) On the echelon structure of Shikoku and the origin of Japanese arcs. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 13, p. 1-24.
- Yokoyama, K. and Goto, A. (2000) Petrological study of the Upper Cretaceous sandstones in the Izumi Group, Southwest Japan. *Memoirs of the National Science Museum, Tokyo*, vol. 32, p. 7-17.
- 吉田幸信・高田修三・横田公忠・矢田部龍一 (2003) 和泉層群の頁岩のスレーキング特性とメカニズムに関する一考察. *土木学会論文集*, no. 750/III-65, p. 15-25.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. *地質学雑誌*, vol. 82, p. 497-515.
- 吉川武憲・安藤寿男・香西 武・近藤康生 (2011) 香川県まんのう地域に分布する上部白亜系和泉層群北縁相の自生・他生混在型カキ化石密集層. *地質学雑誌*, vol. 117, p. 523-537.
- 吉野恒平・松岡 篤 (2010) 上部白亜系和泉層群の北縁相と主部相から産出する放散虫群集の比較. 日本地球惑星科学連合大会予稿集 (CD-ROM), BPO021-10.

Geology of the Kan-onji District

By

Atsushi NODA*, Takeyuki UEKI**, Hiroshi KAWABATA***, Hirohisa MATSUURA* and Mutsuki AOYA****

(Written in 2016)

(ABSTRACT)

The geology of the Kan-onji district, which is located in the northeastern part of Shikoku Island, is basically divided into the basement rocks of Late Cretaceous metamorphic, plutonic, and sedimentary rocks and the covering rocks of post-Miocene volcanic rocks and the Quaternary sediments (Figure 1). The basement rocks are classified into the Inner and Outer zones of the Southwestern Japan, bounded by the Median Tectonic Line (MTL); the former is composed of the Kan-onji Plutonic Rocks and the Izumi Group, and the latter is the Sanbagawa Metamorphic Complex in this district (Figure 2). The covering volcanic and volcanoclastic rocks are the Miocene Sanuki Group and dikes. The Quaternary sediments consist of the Pliocene–Pleistocene Mitoyo Group of fluvial deposits, and Pleistocene fluvial terrace deposits, and the Holocene alluvium.

1. Sanbagawa Metamorphic Complex (Sanbagawa belt)

The Late Cretaceous high-*P/T*-type Sanbagawa Metamorphic Complex is distributed in a small area located in the southeasternmost part of the Kan-onji district. The distribution range of the Sanbagawa Metamorphic Complex is generally termed ‘Sanbagawa belt’, which occupies the southern part of the MTL and is in contact with the northerly-located Izumi Group. The constituent lithologies of the Sanbagawa Metamorphic Complex in this district are mafic, siliceous and pelitic schists, which originally deposited at ocean-floor surface and were subsequently subducted to undergo high-*P/T*-type metamorphism. Based on mineral assemblages of meta-pelites, the Sanbagawa Metamorphic Complex can be divided into four metamorphic zones, chlorite, garnet, albite-biotite and oligoclase-biotite zones, in ascending order of metamorphic grade. In this district most of the Sanbagawa Metamorphic Complex belong to the garnet zone, although very limited distributions of the albite-biotite zone are also recognized. The metamorphic conditions of the garnet and albite-biotite zones correspond to those of the blueschist-greenschist facies boundary and the epidote-amphibolite facies, respectively. A north-dipping schistosity associated with E-W stretching lineation on it is commonly developed for the Sanbagawa Metamorphic Complex, and the deformation stage that formed this penetrative schistosity is called the main deformation phase, Ds. A tight recumbent Ds synform on several hundred meter-scale is developed in the Sanbagawa Metamorphic Complex of this district, and folds not only lithological boundaries but also the garnet isograd of the main Sanbagawa metamorphism.

2. Kan-onji Plutonic Rocks and dikes

The Kan-onji Plutonic Rocks and dikes are scattered in the northeastern part of this district. This plutonic rocks are composed of medium- to coarse-grained biotite granite, hornblende-biotite granite, and hornblende- biotite granodiorite. Granodiorite occurs as xenoblock in the granite. They are unconformably covered by the Upper Cretaceous Izumi Group. A radiometric dating of hornblende K-Ar age (94.5 ± 4.7 Ma) indicates that the hornblende-biotite granite emplaced during the Late Cretaceous.

Cretaceous small-scale dikes can be divided into felsic and mafic types. Felsic dikes are classified as fine- grained porphyritic-micrographic granite and spherulitic rhyolite-dacite. Mafic dikes are dominantly composed of fine-grained porphyritic diorite. These dikes intrude into the Kan-onji Plutonic Rocks.

* Research Institute of Geology and Geoinformation

** Chiba Institute of Science (Visiting researcher, Research Institute of Geology and Geoinformation)

*** Kochi University (Visiting researcher, Research Institute of Geology and Geoinformation, 2010–2015)

**** Tokushima University (Visiting researcher, Research Institute of Geology and Geoinformation)

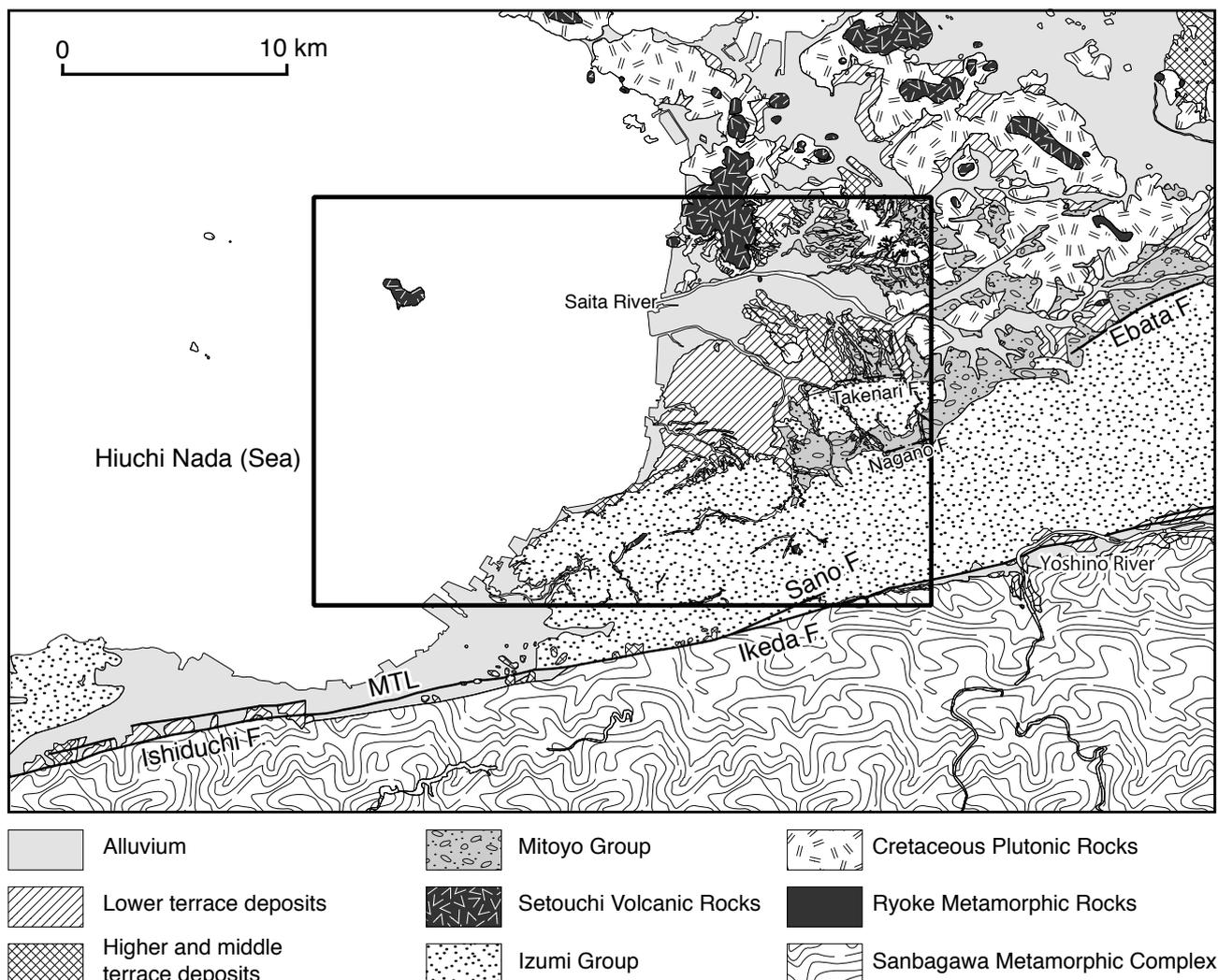


Figure 1 Generalized geological map around the Kan-onji district

3. Izumi Group

The Izumi Group (the Upper Cretaceous) is a main component of the Sanuki Mountains and is widely distributed in the southern part of this district. It unconformably overlies on the Kan-onji Granite at the northern margin of its distributed area and is truncated by the Ikeda and Sano faults of the Median Tectonic Line to the south.

The group in this district is composed of the Shiroyama and Hiketa formations of the Northern marginal facies and the Takikubo Formation of the Main facies. The Shiroyama Formation consists of conglomerate and sandstone beds; the former consists mainly of rounded cobble–boulders of granite, rhyolite and dacite. The Hiketa Formation is characterized by thick- to very thick-bedded sandy–silty mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone. The Takikubo Formation is composed of sandstone and mudstone, and is further divided into Minoura Sandstone and Mudstone, Tanono Sandstone, Ebisukui Mudstone, and Umpenji Sandstone members based on the lithology. Felsic tuff beds are common in the Takikubo Formation. Sandstone beds are quartz–feldspathic or lithic turbidites with flute or groove casts showing northeast–southwest or northwest–southeast paleocurrent directions. Radiolarian fossils suggest that the depositional age is late Middle to early Late Campanian. Fission-track and U–Pb age analyses of the detrital zircon grains extracted from felsic tuff beds also indicate that the deposition occurred after Middle to early Late Campanian.

4. Sanuki Group

The Sanuki Group is Miocene succession composed of the Setouchi volcanic rocks. Recent geochronological studies revealed that their volcanic activity in northeast Shikoku occurred in the short period of 14–13 Ma. The Sanuki Group, which unconformably covers the Cretaceous granitic rocks, is divided into the lower Higashioku Formation and the upper Kokubudai

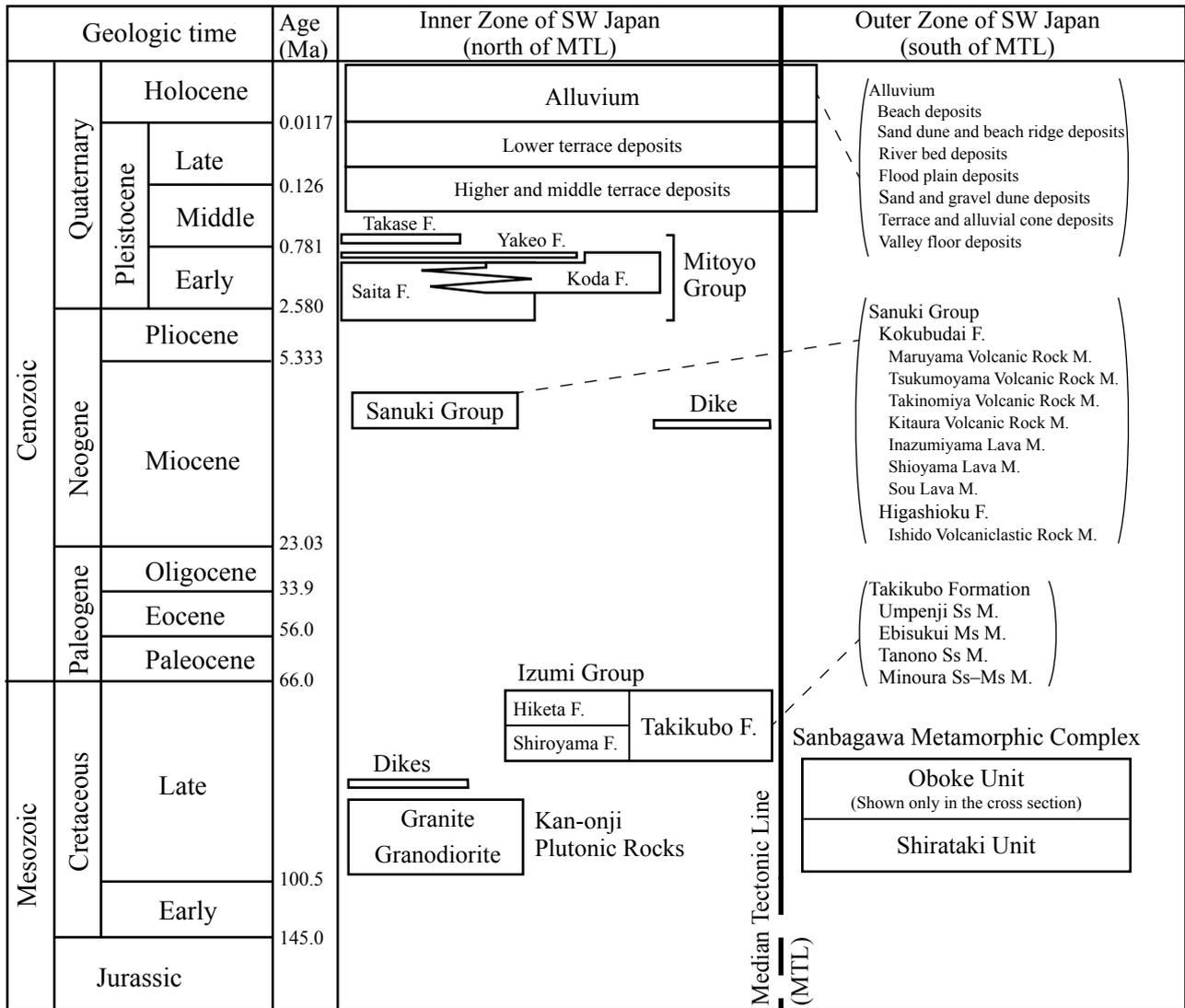


Figure 2 Summary of the geology in the Kan-onji district

Formation. Rhyolitic volcanoclastic rocks in the Shichihosan mass belong to the Higashioku Formation. In contrast, seven members in the Kokubudai Formation are distributed in Shichihosan mass, Ibukijima Island, Tsukumoyama, and Maruyama. These members are composed mainly of lavas and volcanoclastic rocks with basaltic andesite to dacite compositions. Volcanic rocks in each member have different phenocryst assemblages and whole-rock compositions, although they share the common features of medium-K series.

5. Miocene dikes

Felsic dikes of porphyritic rhyolite and rhyolite intruded into the Izumi Group in this district. The distributed area is nearly parallel to the bedding strikes of the Izumi Group or column-shaped. The fission-track age of zircon extracted from the porphyritic rhyolite indicates that the intrusion occurred in the middle Miocene Epoch (14.5–15.0 Ma). This age can be correlated with igneous activities recognized in the western–central Shikoku along the Median Tectonic Line, such as intermediate intrusive rocks in the Izumi Group in the Niihama district and felsic extrusive rocks in the Setouchi volcanic rocks.

6. Quaternary

The Quaternary deposits in the Kan-onji district show a wide distribution to the north of Sanuki Mountains, and small distributions around central Kawano Town, Shikoku-Chuo City, and along the Umajigawa River, Ikeda Town, Miyoshi

City. They comprise the Mitoyo Group and terrace deposits. The Mitoyo Group is divided into the Upper Pliocene–Lower Pleistocene Saita Formation, the Lower Pleistocene Koda and Yakeo formations, and the Middle Pleistocene Takase Formation in ascending sequence; all are composed of fluvial sediments. The terrace deposits are divided into Middle Pleistocene higher and middle terrace deposits and Upper Pleistocene to Holocene lower terrace deposits.

7. Median Tectonic Line and faults along the northern margin of the Sanuki Mountains

The Median Tectonic Line (MTL) is one of the longest strike-slip faults in Southwestern Japan. The MTL has multiple stages of its activity from the Cretaceous: (1) Early to Late Cretaceous left-lateral faulting (Kashio and Izumi phases), (2) Latest Cretaceous to early Miocene normal faulting (Ichinokawa Phase), (3) Early Miocene to middle Miocene thrusting (Tobe Phase), (4) Middle Miocene normal faulting (Ishizuchi Phase), and (5) Quaternary movements including the present right-lateral displacement as an active fault system. In this district, the Izumi Phase may be related to formation and deformation of the Izumi sedimentary basin (Izumi Group) including an *en échelon* alignment of the axes of anticline and syncline.

The Ikeda Fault is considered as a major segment of the MTL active fault system in the eastern Shikoku. Its recurrence interval was estimated to be 500–1000 years based on trenching surveys. The Sano Fault is one of the possible branches of the Ikeda Fault. Takenari and Nagano faults are situated in the northern margin of the Sanuki Mountains, with ENE–WSW strikes and southward dips. They might be associated with uplift of Sanuki Mountains during the early to middle Pleistocene time.

8. Applied geology

Many landslides are recognized in the both sides along the MTL. Relatively large scale landslides occurred in the northern slope of the Ho-oh Mountains, which is underlain by the Sanbagawa Metamorphic Complex with a dip slope. Small scale landslides also occurred in the northern side of the Sanuki Mountains, where weathered layers are thick and annual precipitation is small. In 2004, three large typhoons caused serious disasters including slope failures and debris flows in this district.

Hot and cold mineral springs are commercially operated in this district. Spring water and groundwater had been important water resources for agricultural water utilization, because of a low rainfall climate.

Miocene andesite lavas are extracted at open-pit mines in the Shichihosan mass mainly for raw materials of concrete and engineering products.

執筆分担

第1章	地形	野田 篤
第2章	地質概説	野田 篤・植木岳雪・川畑 博・松浦浩久・青矢睦月
第3章	三波川変成コンプレックス（三波川帯）	青矢睦月
第4章	観音寺深成岩類及び白亜紀岩脈	松浦浩久
第5章	和泉層群	野田 篤
第6章	讃岐層群	川畑 博
第7章	中新世岩脈	野田 篤・松浦浩久・川畑 博
第8章	三豊層群	植木岳雪
第9章	段丘堆積物及び沖積層	植木岳雪
第10章	中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	野田 篤・植木岳雪
第11章	応用地質	野田 篤・植木岳雪・川畑 博

文献引用例

野田 篤・植木岳雪・川畑 博・松浦浩久・青矢睦月(2017) 観音寺地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 96 p.

章単位での引用例

野田 篤(2017) 観音寺地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-6.

Bibliographic reference

Noda, A., Ueki, T., Kawabata, H., Matsuura, H. and Aoya, M. (2017) Geology of the Kan-onji district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 96p. (in Japanese with English abstract, 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Noda, A. (2017) Geology of the Kan-onji district. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-6 (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

観音寺地域の地質

平成29年7月14日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Kan-onji District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on July 14, 2017

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所