

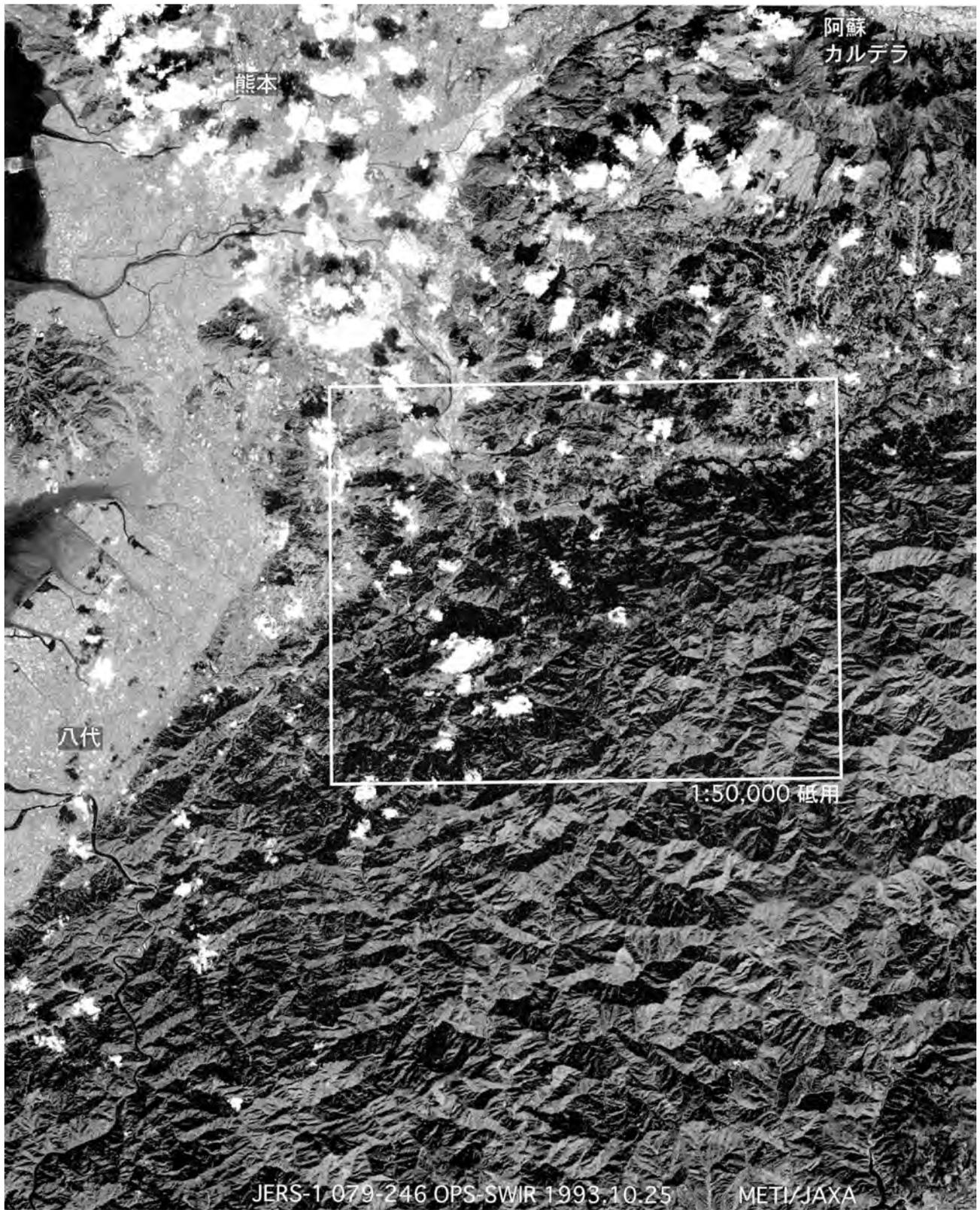
地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
鹿児島(15)第41号
NI-52-12-1

砥用地域の地質

斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫

平成 17 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



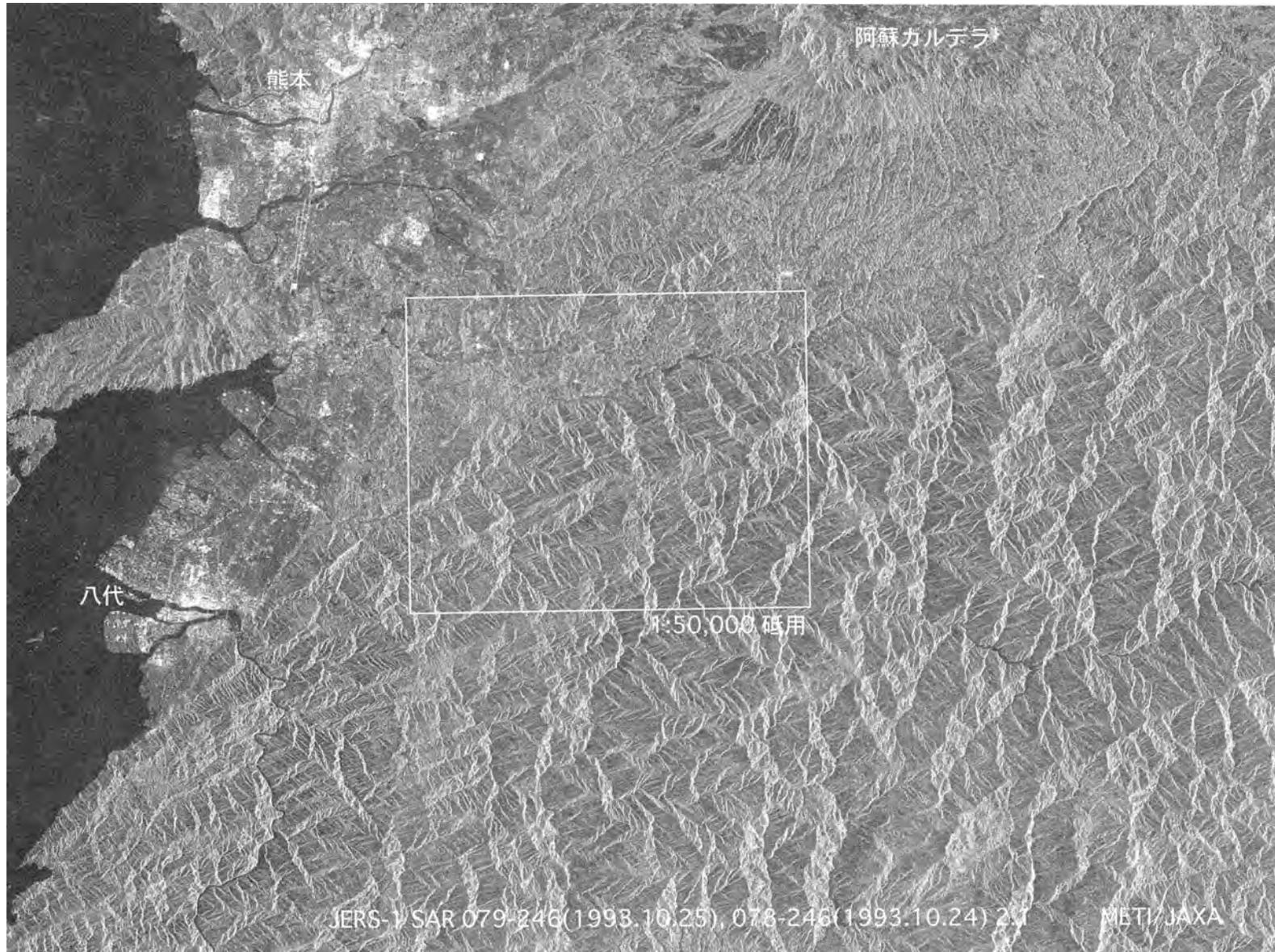
口絵 1 砥用地域及びその周辺地域の JERS-1 (ふよう 1 号) による OPS 画像 (可視光画像)
枠で囲まれた地域が「砥用」地域。

使用画像 撮像年月日: 1993 年 10 月 25 日 PATH079, ROW246

使用バンド 可視光, バンド 1, 2, 3. 中心波長はそれぞれ 1: 0.56 μm , 2: 0.66 μm , 3: 0.81 μm .

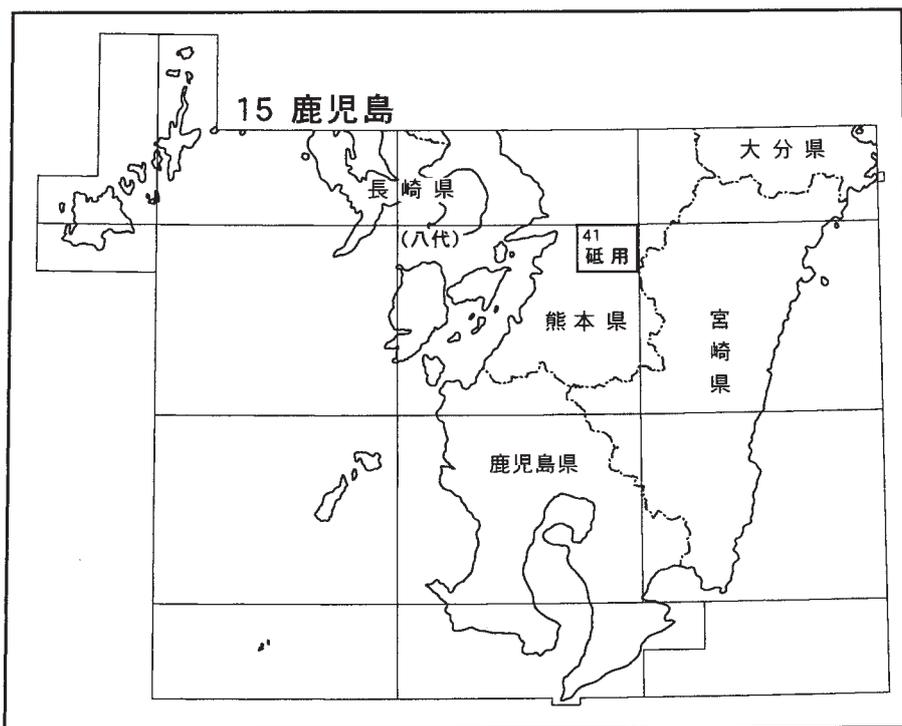
バンド 1 を青, 2 を緑, 3 を赤で表現したものを白黒で印刷。

データ提供 (財) 資源・環境観測解析センター (ERSDAC)



口絵 2 砦地域及びその周辺地域の JERS-1（ふよう 1 号）による SAR 画像（合成開口レーダー画像）
枠で囲まれた地域が「砦用」地域。以下の 2 つのデータのもザイク画像。データ提供（財）資源・環境観測解析センター（ERSDAC）
使用画像（左側）撮像年月日：1993 年 10 月 25 日 PATH 079, ROW 246（右側）撮像年月日：1993 年 10 月 24 日 PATH 078, ROW 246

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

15-30 熊本 Kumamoto NI-52-11-8 (未刊行, unpublished)	15-31 御船 Mifune NI-52-11-4 (未刊行, unpublished)	15-32 高森 Takamori NI-52-5-16 (未刊行, unpublished)
15-40 八代 Yatsushiro NI-52-12-5 (未刊行, unpublished)	15-41 砥用 Tomochi NI-52-12-1 (2005)	15-42 鞍岡 Kuraoka NI-52-6-13 (1958)
15-49 日奈久 Hinagu NI-52-12-6 (1964)	15-50 頭地 Toji NI-52-12-2 (未刊行, unpublished)	15-51 椎葉村 Shiibamura NI-52-6-14 (1996)

砥用地域の地質

斎藤 眞*・宮崎一博*・利光誠一*・星住英夫*

地質調査総合センター（元地質調査所）は1882年の創立以来、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、さまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうち5万分の1地質図幅は自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

「砥用」地域の地質図幅の作成は、平成7～14年度（1995.4～2003.3）に行った野外における調査研究の成果と、これまでの室内研究の成果に基づいている。野外調査に当たっては、主に白杵-八代構造線以南の先白亜系は斎藤が、白杵-八代構造線以北の深成・変成岩類は宮崎が、白亜紀の正常堆積物は利光が、第四系は星住が担当した。全体の調整は斎藤が行った。

熊本大学教育学部の渡辺一徳教授、横山勝三教授、田中 均助教授、河野知治氏（現 富士通システムエンジニアリング(株)）、熊本大学理学部の村田正文名誉教授、MTリサーチの友岡正利氏、高知大学の田代正之名誉教授、肥後地質調査(株)の西 英典氏には、未公表資料を見せていただいた。また、田中助教授及び河野氏には一部野外調査に同行いただき、議論をしていただいた。東京都立大学の浦田健作氏には鍾乳洞に関する資料の提供を受けた。

また、九州大学理学部地質学教室の「砥用」地域における進級論文（昭和58年度）を参考にした。この進級論文は勘米良亀齡教授（現 名誉教授）の指導のもと、飯島康夫氏（現 八千代エンジニアリング(株)）・小形昌徳氏（現 品川白煉瓦(株)）及び宮崎一博によって現地調査が行われたものである。

現地調査の際には、泉村役場からさまざまな情報提供を受けた。また豊野町役場からは、石灰石の採掘についての情報提供を受けた。矢部営林署（現 熊本森林管理署矢部事務所）、八代営林署（熊本南部森林管理署に統合）には国有林内調査の便宜を計っていただいた。

（財）資源・環境観測解析センター（ERSDAC）には、JERS-1（ふよう1号）のデータの使用にあたって便宜を図っていただいた。

（株）ニスイ、温泉施設佐俣の湯、民宿平家の湯及び中央温泉からは温泉についての情報提供を受けた。

以上の方々に深くお礼申し上げる。

JERS-1（ふよう1号）のデータの画像処理は地質情報研究部門の土田 聡、巖谷敏光の両主任研究員に依った。輝岩の鑑定については地質標本館の豊 遙秋元館長、地質情報研究部門の坂野靖行主任研究員、化学分析（EPMA）では深部地質研究センターの塚本 齊主任研究員に、また放散虫化石の抽出と後期ジュラ紀の正常堆積物から産出した放散虫化石の検討については、堀 常東特別研究員の協力を得た。また微化石の抽出に関して、栗原敏之日本学術振興会特別研究員（新潟大学）の協力を得た。

本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館 野神貴嗣（現 環境安全管理部）、大和田 朗、福田和幸の各氏と北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の製作によるものである。

本報告の重力図は地質情報研究部門の名和一成研究員の作成である。

本報告で用いた試料のうち、GSJ R78098等のGSJ R No.の付いている岩石試料、GSJ M36481の鉱物試料、GSJ F16100等の化石試料は地質標本館に登録・保管されている。

（平成16年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Tomochi, Kosa, Mifune, Toyono, Toyo, Yabe, Kumamoto, Gokanosho, Hagi, Hashirimizu, Takadake, Shimodake, Nitao, Momigi, Hikawa, Midorikawa, Manotani, Higo, Kurosegawa, Chichibu, Sangun, Kuma, Kakizako, Ryuhozan, Nishinoiwa, Bisho, Ikenohara, Cambrian, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Aso volcanic rocks, terrace deposits, Radiolaria, K-Ar age, ammonite, metamorphic rock, pyroxenite, *Leptophloeum*

目 次

第1章 地形	1
1.1 地形の概要	1
1.2 地形と地質の関係	2
1.2.1 白杵-八代構造線の北側	2
1.2.2 白杵-八代構造線の南側	4
1.2.3 リニアメントと地質構造の関係	4
第2章 地質概説	5
2.1 白杵-八代構造線以南の中古生界	5
2.2 白杵-八代構造線以北の中古生界	8
2.3 第四系	9
2.4 新生代の地質構造	9
【白杵-八代構造線以南の中古生界】	
第3章 白杵-八代構造線以南の地質体区分と岩相記載方法	10
3.1 地質体区分	10
3.1.1 研究史	10
3.1.2 本報告での区分	10
3.1.3 周辺地域との対比	11
3.2 堆積岩コンプレックスの岩相記載方法	11
3.3 堆積岩コンプレックスからなる地質体の名称	14
第4章 蛇紋岩メランジュと五家荘変成岩	15
4.1 研究史	15
4.2 蛇紋岩メランジュ	15
4.2.1 命名と分布	15
4.2.2 各蛇紋岩ユニットの岩相と構造関係	16
4.2.3 岩相記載	19
4.2.4 K-Ar年代と対比	26
4.3 五家荘変成岩	26
4.3.1 研究史	26
4.3.2 命名と分布	26
4.3.3 岩相	26
4.3.4 年代と対比	27
第5章 シルル紀-ジュラ紀正常堆積物	29
5.1 シルル系-デボン系	29
5.1.1 研究史	29
5.1.2 地層区分	30
5.1.3 祇園山層	30
5.1.4 洞が岳層	33
5.1.5 内大臣層	34
5.1.6 山出層	35
5.1.7 対 比	38
5.2 石炭系	38
5.2.1 柿迫層	38
5.2.2 黒谷層	39
5.3 ペルム系(球磨層)	39
5.3.1 研究史	39

5. 3. 2 球磨層	40
5. 4 三畳系 (深山谷層)	41
5. 4. 1 研究史	41
5. 4. 2 深山谷層	43
5. 5 ジュラ系 (河俣層群)	44
5. 5. 1 研究史	44
5. 5. 2 河俣層群	45
5. 5. 3 西の岩層	45
5. 5. 4 美生層	45
5. 5. 5 池の原層	47
5. 5. 6 対 比	52
第6章 ペルム紀堆積岩コンプレックス	53
6. 1 研究史	53
6. 2 深山ユニット	54
6. 3 広平ユニット	54
6. 4 対 比	57
第7章 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス	58
7. 1 研究史	58
7. 2 小田尾ユニット	59
7. 3 高岳ユニット	63
7. 4 走水ユニット	66
7. 5 与奈久ユニット	72
7. 6 仁田尾ユニット	77
7. 7 樅木ユニット	81
7. 8 復元層序と対比	84
7. 8. 1 復元層序	84
7. 8. 2 対 比	86
7. 9 砂岩組成	87
第8章 前期白亜紀正常堆積物	90
8. 1 研究史と概要	90
8. 2 “先外和泉層群”	91
8. 2. 1 川口層	91
8. 2. 2 八竜山層	96
8. 2. 3 袈裟堂層	97
8. 2. 4 今泉川層	100
8. 3 物部川層群相当層	101
8. 3. 1 砥用層	101
第9章 白杵-八代構造線以南の中古生界の地質構造	115
9. 1 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの地質構造と対比	115
9. 2 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスと構造的上位の地質体との関係	116
9. 3 蛇紋岩メランジュとペルム紀堆積岩コンプレックス, 浅海成正常堆積物の関係	117
【白杵-八代構造線以北の中古生界】	
第10章 氷川トータル岩	120
10. 1 研究史	120
10. 2 概 要	120
10. 3 岩 相	121
第11章 竜峰山層群	123
11. 1 研究史	123

11. 2	概 要	123
11. 3	岩 相	124
11. 3. 1	砂岩及び泥岩（苦鉄質及び珩長質火山碎屑岩を伴う）	124
11. 3. 2	泥 岩	125
11. 3. 3	石灰岩	126
11. 4	変成作用	126
第 12 章	間の谷変成岩類	128
12. 1	研究史	128
12. 2	概 要	128
12. 3	岩 相	129
12. 3. 1	蛇紋岩	129
12. 3. 2	苦鉄質片岩（塊状変成玄武岩を伴う）	129
12. 3. 3	泥質片岩	129
12. 4	地質構造及び変成作用	130
第 13 章	肥後変成岩類	132
13. 1	研究史	132
13. 2	変成年代	133
13. 3	概 要	135
13. 3. 1	原岩岩相分布	135
13. 3. 2	変成分帯	135
13. 4	岩 相	139
13. 4. 1	黒雲母帯（Bt）の肥後変成岩類	139
13. 4. 2	珩線石帯（S）の肥後変成岩類	139
13. 4. 3	ざくろ石堇青石帯（GC）の肥後変成岩類	139
13. 5	地質構造	146
13. 6	肥後変成作用	146
第 14 章	肥後深成岩類	147
14. 1	研究史	147
14. 2	年 代	147
14. 3	概 要	148
14. 4	斑れい岩類	150
14. 5	万坂トータル岩	151
14. 6	宮の原トータル岩	151
14. 7	白石野花崗閃緑岩	154
14. 8	優白質花崗岩	154
14. 9	花崗閃緑斑岩	154
第 15 章	後期白亜紀正常堆積物	157
15. 1	概 要	157
15. 2	御船層群	157
15. 2. 1	御船層群基底部	157
15. 2. 2	御船層群下部	160
15. 2. 3	御船層群上部	162
第 16 章	第四系	165
16. 1	研究史及び概要	165
16. 2	加久藤火砕流堆積物	168
16. 3	阿蘇火山噴出物	168
16. 3. 1	阿蘇-1 火砕流堆積物	168
16. 3. 2	阿蘇-2 火砕流堆積物	169
16. 3. 3	阿蘇-3 火砕流堆積物	170

16. 3. 4 阿蘇-4 火砕流堆積物	171
16. 4 段丘堆積物	173
16. 4. 1 中位段丘堆積物	173
16. 4. 2 低位Ⅰ段丘堆積物	173
16. 4. 3 低位Ⅱ段丘堆積物	173
16. 5 地すべり及び斜面崩壊堆積物	174
16. 6 沖積低地堆積物, 扇状地堆積物	174
16. 7 埋立地	174
第 17 章 新生代の地質構造, 地殻変動と重力異常	175
17. 1 新生代の地質構造	175
17. 1. 1 白杵-八代構造線(緑川断層)	175
17. 1. 2 目丸断層	175
17. 1. 3 白杵-八代構造線以南の先第四系に発達する東北東方向の断層群	177
17. 1. 4 日奈久断層	177
17. 1. 5 白石野断層	178
17. 1. 6 白杵-八代構造線以北のその他の断層	178
17. 2 本地域周辺の地殻変動	178
17. 3 重力	181
第 18 章 地質災害	182
18. 1 概要	182
18. 2 斜面崩壊	182
18. 2. 1 蛇紋岩分布域の斜面崩壊	182
18. 2. 2 ペルム紀, ジュラ紀堆積岩コンプレックスでの斜面崩壊	182
18. 2. 3 その他特筆すべき斜面崩壊	184
18. 3 阿蘇火山噴出物での小規模崩壊	186
18. 4 土砂流出	186
第 19 章 資源地質・土木地質・観光地質	187
19. 1 金属鉱山	187
19. 2 非金属鉱山	188
19. 3 碎石・石材等	188
19. 4 温泉	188
19. 5 ダムサイトの地質	189
19. 6 文化財・観光資源	189
19. 6. 1 鍾乳洞	189
19. 6. 2 石橋	189
19. 6. 3 滝	190
文 献	191
Abstract	203

図・表目次

口絵 1 砥用地域及びその周辺地域の JERS-1 (ふよう 1 号) による OPS 画像 (可視光画像)	
口絵 2 砥用地域及びその周辺地域の JERS-1 (ふよう 1 号) による SAR 画像 (合成開口レーダー画像)	
第 1. 1 図 砥用地域と周辺の地形概略図	1
第 1. 2 図 白杵-八代構造線周辺の地形	3
第 1. 3 図 泉村栗木南方の本地域南端から矢山岳を望む	4
第 2. 1 図 九州中南部の地質概略図	6
第 2. 2 図 砥用地域の地質概略図	7

第 2. 3 図	砥用地域の地質総括図	8
第 3. 1 図	砥用地域と周辺の地質概略図	12
第 3. 2 図	本報告の堆積岩コンプレックスを構成する岩相の記載方法	13
第 4. 1 図	蛇紋岩メランジュと五家荘変成岩の分布と K-Ar 年代測定試料及び 電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析用輝岩試料の採集地点	16
第 4. 2 図	中央町弘川南方のルートマップ	17
第 4. 3 図	砥用町南西部, 茂見山南方のルートマップ	17
第 4. 4 図	蛇紋岩メランジュの岩相と周囲との関係	18
第 4. 5 図	蛇紋岩メランジュ中の深成岩・変成岩類の薄片写真	20
第 4. 6 図	透輝石 (異剥石) の巨晶からなる輝岩試料	21
第 4. 7 図	輝岩の薄片写真	22
第 4. 8 図	単斜輝石の Ca-Mg-Fe 比を示すダイヤグラム	23
第 4. 9 図	蛇紋岩中の苦鉄質片岩類の薄片写真	24
第 4.10 図	蛇紋岩中の花崗岩カタクレサイト, 角礫岩	25
第 4.11 図	五家荘変成岩の模式地付近のルートマップ	27
第 4.12 図	五家荘変成岩の泥質片岩, 苦鉄質片岩の薄片写真	28
第 5. 1 図	正常堆積物と蛇紋岩メランジュの分布	29
第 5. 2 図	上部シルル系-下部デボン系祇園山層と上部デボン系内大臣層 (模式地周辺) のルートマップ	30
第 5. 3 図	上部シルル系-下部デボン系の露頭写真と切片写真	31
第 5. 4 図	シルル系, デボン系の碎屑岩の薄片写真	32
第 5. 5 図	洞が岳層のルートマップ	33
第 5. 6 図	上部デボン系内大臣層の露頭写真	34
第 5. 7 図	上部デボン系山出層の模式地付近の地質図とルートマップ	35
第 5. 8 図	山出層の泥岩の薄片写真	36
第 5. 9 図	山出層から産出した鱗木化石と二枚貝化石	37
第 5.10 図	下部石炭系柿迫層の細礫岩の切片写真と薄片写真	38
第 5.11 図	ペルム系球磨層の層序と産出した紡錘虫化石	40
第 5.12 図	上部ペルム系球磨層の碎屑岩の露頭写真, 切片写真, 薄片写真	42
第 5.13 図	模式地付近の深山谷層の岩相層序と化石層序	43
第 5.14 図	モノチス化石の産出地	43
第 5.15 図	西の岩層の模式地周辺のルートマップ	46
第 5.16 図	ジュラ紀正常堆積物の露頭写真	47
第 5.17 図	ジュラ紀正常堆積物の砂岩, 珩長質凝灰岩の薄片写真	48
第 5.18 図	西の岩層及び美生層の泥岩から産出した放散虫化石	49
第 5.19 図	池の原層の泥岩から産出した放散虫化石	50
第 5.20 図	池の原層の珩長質凝灰岩から産出した放散虫化石	51
第 5.21 図	池の原層の泥岩から産出したアンモナイト化石	52
第 6. 1 図	ペルム系堆積岩コンプレックスと白亜系正常堆積物, 蛇紋岩メランジュの分布	53
第 6. 2 図	広平ユニットの模式地付近のルートマップ	55
第 6. 3 図	広平ユニットを砥用層が不整合で覆う露頭のスケッチと写真	56
第 6. 4 図	放散虫化石を産した岩石試料の顕微鏡写真	56
第 6. 5 図	広平ユニットから産出した放散虫化石	57
第 7. 1 図	小田尾ユニットのルートマップ	59
第 7. 2 図	小田尾ユニットの露頭写真	60
第 7. 3 図	小田尾ユニットに特徴的に産する斜長石及び石英の巨晶を含む珩長質火山碎屑岩	62
第 7. 4 図	小田尾ユニットから産出した放散虫化石	63
第 7. 5 図	下岳ユニットの石灰岩から産出したコノドント化石の破片	63
第 7. 6 図	高岳ユニットの模式地のルートマップ	64
第 7. 7 図	高岳ユニットの層状珩長質凝灰岩	64

第 7. 8 図	高岳ユニットから産出した放散虫化石	65
第 7. 9 図	走水ユニットのルートマップ	66
第 7.10 図	泉村葉木北方で走水ユニットの石灰岩体を覆う高岳ユニットとそのスケッチ	67
第 7.11 図	走水ユニットの主要な岩相と大型化石	69
第 7.12 図	走水ユニットから産出した放散虫化石	70
第 7.13 図	与奈久ユニットのルートマップ	72
第 7.14 図	与奈久ユニットの露頭写真	73
第 7.15 図	滝をなす与奈久ユニットのチャートの岩体	74
第 7.16 図	与奈久ユニットから産出した放散虫化石	75
第 7.17 図	仁田尾ユニットのルートマップ	76
第 7.18 図	仁田尾ユニット北部のルートマップ	77
第 7.19 図	仁田尾ユニットの粘板岩及び粘板岩中の砂岩の薄片写真	78
第 7.20 図	仁田尾ユニット及び樺木ユニットの露頭写真	78
第 7.21 図	仁田尾ユニットから産出した放散虫化石	80
第 7.22 図	樺木ユニットのルートマップ	81
第 7.23 図	樺木ユニットと美濃帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのチャート碎屑岩シーケンスの比較	82
第 7.24 図	樺木ユニットから産出した放散虫化石	83
第 7.25 図	砥用地域周辺の秩父帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスの時代と岩相の関係	85
第 7.26 図	九州の秩父帯のペルム紀、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの対比	86
第 7.27 図	九州東部の秩父帯の堆積岩コンプレックスの砂岩組成	87
第 7.28 図	ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の薄片写真	88
第 7.29 図	ペルム紀、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の特徴	89
第 8. 1 図	“日奈久帯”白亜紀正常堆積物の各ルート柱状図	92
第 8. 2 図	“日奈久帯”白亜紀正常堆積物の柱状図作成ルート	94
第 8. 3 図	川口層の露頭写真	95
第 8. 4 図	川口層の砂岩の薄片写真	95
第 8. 5 図	“日奈久帯”白亜紀正常堆積物から得られた化石の産出地点	96
第 8. 6 図	“日奈久帯”白亜紀正常堆積物から得られた化石の産出地点	96
第 8. 7 図	川口層の泥岩から産出した放散虫化石	98
第 8. 8 図	袈裟堂層の岩相	98
第 8. 9 図	袈裟堂層上部 (Kss) 由来の泥岩の転石から産出したアンモナイト化石	99
第 8.10 図	袈裟堂層の礫から産出した放散虫化石	99
第 8.11 図	今泉川層の砂岩の薄片写真	100
第 8.12 図	砥用層の各ルート柱状図	102
第 8.13 図	砥用層の柱状図作成ルート	103
第 8.14 図	砥用層の柱状図作成ルート	104
第 8.15 図	砥用層の研究史と岩相区分の比較	105
第 8.16 図	砥用層の岩相	106
第 8.17 図	砥用層の砂岩の薄片写真	107
第 8.18 図	砥用層産化石の産出地点	109
第 8.19 図	砥用層中部の泥岩から産出したアンモナイト化石	113
第 8.20 図	砥用層中部の泥岩試料から産出した放散虫化石	113
第 9. 1 図	本地域から「椎葉村」地域にかけての秩父帯の模式的な断面図	115
第 9. 2 図	本地域から「椎葉村」地域にかけての秩父帯を構成する各地質体の累重関係	118
第 10.1 図	模式地周辺の氷川トータル岩及び竜峰山層群のルートマップ	120
第 10.2 図	氷川トータル岩の切片写真	122
第 10.3 図	氷川トータル岩の薄片写真	122
第 11.1 図	小川町石神南東の竜峰山層群及び氷川トータル岩のルートマップ	124
第 11.2 図	竜峰山層群の変成苦鉄質火山碎屑岩、変成珪長質火山碎屑岩及び変成砂岩の切片写真と露頭写真	125

第 11. 3 図	竜峰山層群の角閃岩（苦鉄質火山碎屑岩起源）、 変成珪長質火山碎屑岩及びざくろ石黒雲母片岩（泥岩起源）の薄片写真	126
第 11. 4 図	竜峰山層群の泥岩（粘板岩）及び層状石灰岩の露頭写真	127
第 12. 1 図	間の谷変成岩類の露頭写真	129
第 12. 2 図	間の谷変成岩類の薄片写真	130
第 13. 1 図	肥後変成岩類の放射年代	134
第 13. 2 図	肥後変成岩類の地質図	136
第 13. 3 図	肥後変成岩類の模式柱状図	137
第 13. 4 図	肥後変成岩類の変成分帯	138
第 13. 5 図	肥後変成岩類の模式断面図	138
第 13. 6 図	肥後変成岩類の変成超苦鉄質岩，変成苦鉄質岩，結晶質石灰岩及び変成珪質岩の露頭写真	140
第 13. 7 図	肥後変成岩類の変成泥岩の露頭写真	142
第 13. 8 図	肥後変成岩類の変成超苦鉄質岩及び変成苦鉄質岩の薄片写真	143
第 13. 9 図	肥後変成岩類の変成泥岩の薄片写真	144
第 13.10 図	肥後変成岩類に見られる断層露頭	145
第 14. 1 図	肥後深成岩類の放射年代	148
第 14. 2 図	肥後深成岩類の切片写真	149
第 14. 3 図	肥後深成岩類の宮の原トータル岩-白石野花崗閃緑岩の鉱物モード組成変化と 肥後変成岩との貫入境界からの距離	150
第 14. 4 図	肥後深成岩類の万坂トータル岩，宮の原トータル岩，白石野花崗閃緑岩，極細粒黒雲母花崗岩及び 極細粒黒雲母トータル岩の石英 (Qtz) -斜長石 (Pl) -カリ長石 (Kf) の三角図	151
第 14. 5 図	肥後深成岩類の角閃石斑れい岩の露頭写真と薄片写真	152
第 14. 6 図	肥後深成岩類の万坂トータル岩の露頭写真と薄片写真	152
第 14. 7 図	肥後深成岩類の宮の原トータル岩の露頭写真と薄片写真	153
第 14. 8 図	肥後深成岩類の白石野花崗閃緑岩の露頭写真と薄片写真	155
第 14. 9 図	肥後深成岩類の優白質花崗岩の切片写真と薄片写真	156
第 14.10 図	肥後深成岩類の花崗閃緑斑岩の露頭写真，切片写真及び薄片写真	156
第 15. 1 図	御船層群の各ルート柱状図	158
第 15. 2 図	御船層群の柱状図作成ルート	160
第 15. 3 図	御船層群の露頭写真	161
第 15. 4 図	御船層群産化石の産出地点	163
第 16. 1 図	阿蘇-1, 2, 3, 4 の各火砕流堆積物の分布	166
第 16. 2 図	阿蘇-1 火砕流堆積物の層序	169
第 16. 3 図	砥用地域の阿蘇-3 火砕流堆積物の模式柱状図	170
第 16. 4 図	砥用地域の阿蘇-4A 火砕流堆積物の模式柱状図	172
第 16. 5 図	阿蘇-4A 火砕流堆積物の非溶結部の露頭写真	172
第 16. 6 図	本地域西部の低位 I 段丘堆積物の露頭写真	174
第 17. 1 図	本地域の断層露頭，剪断帯などの分布	176
第 17. 2 図	本地域に見られる白亜紀後期以降の断層露頭	177
第 17. 3 図	白石野断層の露頭	179
第 17. 4 図	本地域の重力図（ブーゲー異常図）	180
第 18. 1 図	本地域の滑落崖，地すべり堆積物の分布	183
第 18. 2 図	本地域の蛇紋岩分布域の地すべり地形	184
第 18. 3 図	本地域の斜面崩壊露頭	185
第 19. 1 図	本地域の地質資源	187
第 19. 2 図	国指定重要文化財， ^{れいだいきょう} 霊台橋	190
第 4. 1 表	輝岩の電子線マイクロプローブ（EPMA）分析結果	23
第 4. 2 表	蛇紋岩メランジュ中の深成岩・変成岩の放射年代値	26

第 4. 3 表	五家荘変成岩の放射年代値	28
第 7. 1 表	走水ユニットの石灰岩から産出した紡錘虫化石	71
第 8. 1 表	“日奈久帯”白亜紀正常堆積物から得られた化石の産地一覧	97
第 8. 2 表	川口層産の二枚貝化石一覧	97
第 8. 3 表	袈裟堂層産の二枚貝化石一覧	99
第 8. 4 表	砥用層産化石の産地一覧	108
第 8. 5 表	砥用層産の軟体動物化石一覧	114
第 15. 1 表	御船層群産化石の産地一覧	162
第 15. 2 表	御船層群下部から産出した二枚貝及び巻貝化石一覧	164
第 16. 1 表	砥用地域の阿蘇火砕流堆積物の特徴とユニット区分	166
第 16. 2 表	砥用地域の阿蘇-4 火砕流堆積物の区分と対比	167
Figure1	Geological map of southern Kyushu Island.	204
Figure2	Summary of the geology in the Tomochi district.	205
Figure3	Tectonic divisions of the Tomochi district.	206
Figure4	Schematic cross section of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line's south side.	207
付表 1	正常堆積物から産出した放散虫化石	211
付表 2	堆積岩コンプレックスから産出した放散虫化石	212
付図 1	微化石及びペルム紀, ジュラ紀軟体動物化石の産出地	214
付図 2	図の位置図	215

- 注 1) 本報告では国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図の地域を指す時に“「砥用」地域”のように「 」をつけて記述することがある。
- 注 2) 本報告で用いた図のうち、ルートマップや地形図などを用いた挿図で位置が示されているもの以外について、付図 2 で位置を示した。
- 注 3) 本報告は、原稿執筆時の 2004 年（平成 16 年）10 月 1 日の市町村区分に基づいて記載されている。
- 注 4) 特にことわりがない限り、緯度・経度の値は日本測地系による。

第1章 地形

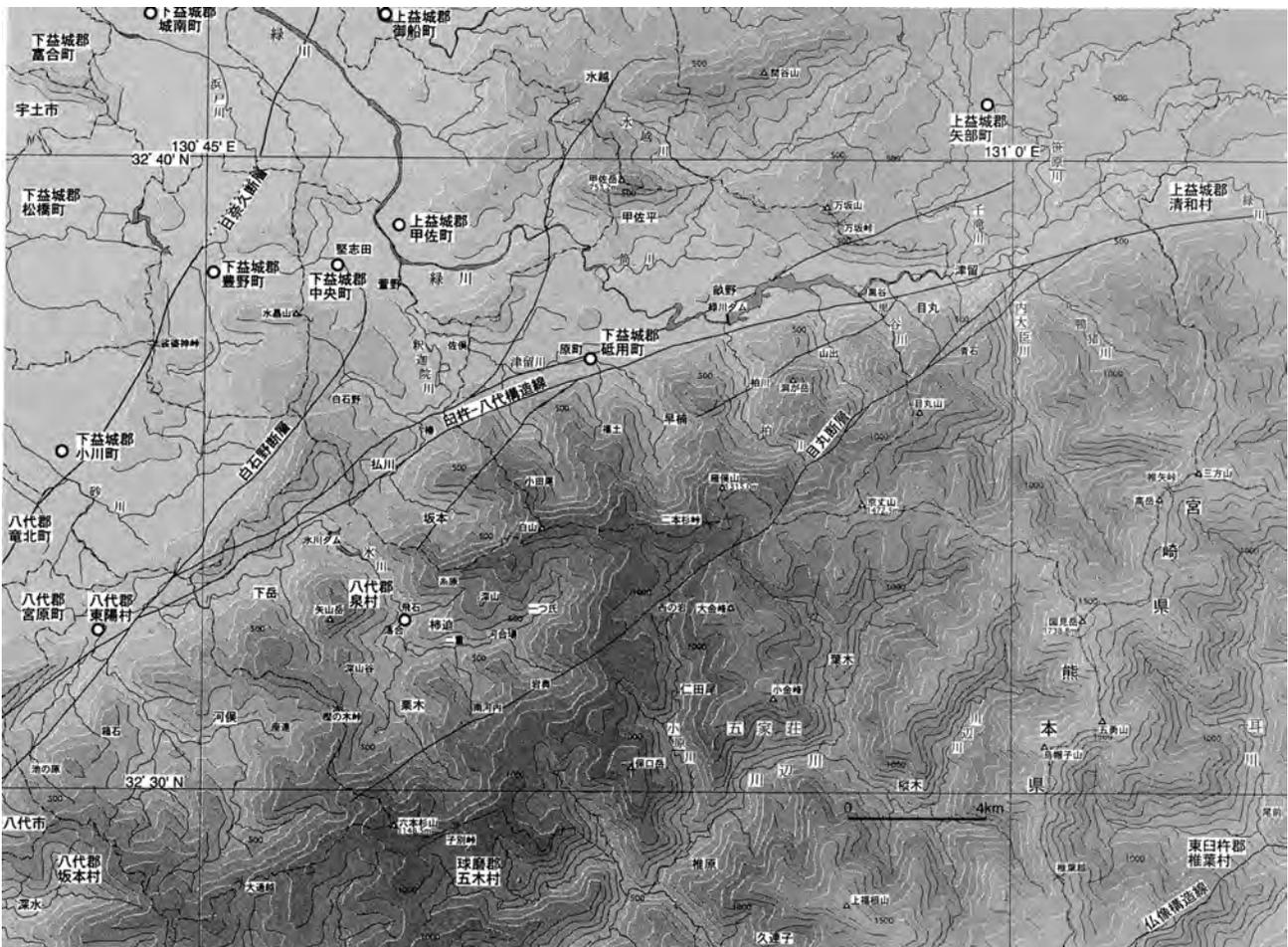
(齋藤 眞)

1.1 地形の概要

「砥用」地域は、北緯 32° 30' - 32° 40'、東経 130° 45' - 131° 00' (日本測地系) の範囲を占め¹⁾、九州の中央山地西部に位置する。本地域は熊本県に属し、南半部の大部分は八代郡泉村に属し、南西端を八代郡東陽村が占める。

北中部は下益城郡に属し、東から砥用町、中央町、豊野町、小川町が占める。北東部から北部は上益城郡に属し、東から矢部町、御船町、甲佐町に属する。また、北西部のわずかな地域を城南町が占める (第 1.1 図)。

本地域東部から南東側の「椎葉村」地域にかけては、九州の中でも最も山深い地域の一つである。本地域で最



第 1.1 図 砥用地域と周辺の地形概略図

基図は国土地理院発行数値地図 250 m メッシュ (標高) を使用して、カシミール 3D (<http://www.kashmir3d.com/>) を用いて作成。コンターは 100 m 間隔。数値地図 250 m メッシュ (標高) はメッシュの中心点の標高の値を用いているので、メッシュの標高の最高点を用いて作成する接峰面図とは異なる。

市町村名は 2004 年 (平成 16 年) 10 月 1 日の行政区分に基づいている。

¹⁾ 本図幅の世界測地系における四隅は次のとおり。

北西隅: 北緯 32° 40' 12" 2, 東経 130° 44' 51" 6 北東隅: 北緯 32° 40' 12" 2, 東経 130° 59' 51" 5

南西隅: 北緯 32° 30' 12" 2, 東経 130° 44' 51" 6 南東隅: 北緯 32° 30' 12" 3, 東経 130° 59' 51" 5

も広い地域を占める泉村のうち、南東部の川辺川の源流域は五家荘と呼ばれ、椎葉村とともに平家の落人伝説の残る秘境として知られている。五家荘はその名の通り、5つの地区から構成され、本地域の南東部の樅木、葉木、仁田尾と、南側の「頭地」地域内の椎原、久連子からなる。

山地 本地域では中央部を東西に横切る白杵-八代構造線の北と南で、山地の標高、山容が大きく異なる。白杵-八代構造線の南側では、急峻な山地からなり、川辺川水系と氷川、緑川水系の分水嶺がほぼ東西に連なる。東に向かって標高は徐々に高くなり、川辺川、緑川、耳川の分水嶺が交わる「鞍岡」地域西部の国見岳は、標高1,738.8 mである。本地域内に限れば、東縁部の尾根で1,560 mほどの標高がある。一方、白杵-八代構造線の北側では、最も高いところで標高753.2 m（甲佐岳）で、最も低いのは本地域北縁の緑川沿いの低地で標高30 m程度である。本地域内に限れば1,500 m以上の高度差がある。

水系 本地域と東に隣接する「鞍岡」地域には、九州山地を源とする河川のうち、熊本県を流下する緑川、川辺川、氷川の上流部が集まる。これらの分水嶺は本地域東端のわずかに東の「鞍岡」地域内にあり、その東側は椎葉村から日向灘に注ぐ耳川の流域である（第1.1図）。本地域北半分は、有明海に流れ下る緑川の流域で、本流の流れる白杵-八代構造線以北では、なだらかな地形の低地を埋めるように堆積した阿蘇火山噴出物を浸食して、流れている。また、白杵-八代構造線以南では、緑川の支流は、南から北に向かって、全体の地質構造にも白杵-八代構造線にも直交するように流れ下る。本地域中西部から南西部にかけての地域は氷川の流域で、八代海北部に流下する。本地域南東部の五家荘地域は人吉盆地で球磨川に合流する川辺川の水系に属している。

本地域の河川で特筆すべきなのは、緑川の支流の津留川が、阿蘇-4火砕流堆積物の堆積直後は、阿蘇-4火砕流堆積物の台地の上を流れ、現在の浜戸川につながっていたが、河川争奪が起きて、現在では中央町菅野で緑川に合流していることである。中央町東部の菅野から中郡にかけての地域で、広い低位I段丘堆積物が存在すること、中央町佐俣付近では低位II段丘堆積物がなく、河川の下刻が進んでいることから、低位I段丘堆積物の堆積後に河川争奪が起きたことがわかる。河川争奪後は、緑川の河床の高さまで流れ下るため浸食量が増大し、津留川とその支流の釈迦院川の合流点付近では河川の下刻が進んでいる。

1.2 地形と地質の関係

本地域は、白杵-八代構造線の北側に氷川トーン岩、竜峰山層群、肥後変成岩類、肥後深成岩類、間の谷変成

岩類、上部白亜系御船層群が分布し、南側には秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスと、蛇紋岩類、ペルム紀堆積岩コンプレックス、シルル系-下部白亜系正常堆積物が分布する。白杵-八代構造線（第1.2図）付近を境に地形が大きく変わるため、2つに分けて述べる。また、人工衛星画像や航空写真で認められるリニアメントについては、別に地質構造との関係を検討する。

1.2.1 白杵-八代構造線の北側

白杵-八代構造線の北側では、肥後深成岩の分布地域が低地になっていて、そこに阿蘇-3、阿蘇-4火砕流堆積物が堆積している。これは花崗岩類が風化浸食に弱いために、阿蘇火山の活動前から低地になっていて、その低地を埋めるように火砕流が堆積したためである。逆に竜峰山層群や肥後変成岩類の分布域は、浸食に対する抵抗性が高いため、山地を形成している。

肥後変成岩類では、大きな石灰岩体はかつ浸食に対する抵抗力が高いため、岩峰を作っているのは石灰岩である。典型的な例が、水晶山、甲佐岳である。

また同様な石灰岩の岩峰は白杵-八代構造線の北側に隣接する竜峰山層群の分布域にも認められ、中央町弘川北方の釈迦院川が竜峰山層群を横切る付近から「八代」地域内まで、石灰岩が明瞭な尾根を形成している。

肥後深成岩類の分布域では、低地や丘陵地帯となっていることが多いが、白石野断層の西側の小川町東海東では、真砂化した花崗岩が浸食を受けて尾根と谷が樹枝状に細かく入り組んだ地形をなしている。この地域では白石野断層の東側の山地から供給されたと考えられる堆積物が段丘を形成している。また、尾根の標高がほぼ同じで、花崗岩類の分布域にできた平坦面が再度浸食を受けてきたと考えられる。

阿蘇火山噴出物のうち、阿蘇-3火砕流堆積物は白杵-八代構造線の北側、阿蘇-4火砕流堆積物は本地域全体にわたって低地を埋めて堆積し、平坦面を形成した。そして河川の浸食を受けて台地となり、その縁は柱状節理のある溶結部の崖になっていることが多い（第1.2図D）。阿蘇-4火砕流堆積物の地形面は阿蘇カルデラから遠ざかるにつれて徐々に高度を下げるが、本地域の場合、万坂山、間の谷山の山塊を境としてその南西側ではその地形面の標高が大きく下がる。特に、本地域では、北東部の矢部町津留付近と万坂山と間の谷山の間の2箇所分布高度が急速に下がることから、阿蘇-4火砕流はこの2箇所を抜けて流下し、堆積したことが地形から読み取れる。また、阿蘇-1、阿蘇-2火砕流堆積物は万坂山から万坂峠に伸びる尾根の北東側にしか分布せず、この尾根がバリアとなってこれら火砕流の流下を妨げたことも理解できる。

また、白杵-八代構造線の北側の低地では段丘が発達する。本地域には、阿蘇-4火砕流堆積物非溶結部が作



A. 砥用町役場東北東 350 m の中位段丘面から西方を撮影。白杵-八代構造線は山地と平地の境界ではなく、左手の山腹を通る（左端白矢印より、中央白矢印、黒矢印へ）。中央右の街は砥用町中心街。



B. 砥用町役場西南西 900 m の低位 II 段丘面から東方を撮影。白杵-八代構造線は山地と平地の境界（黒矢印から中央白矢印）を通り、写真右側山腹（右端白矢印）につながる。中央左の街は砥用町中心街。白矢印 tm : 中位段丘面。白矢印 tl2 間 : 低位 II 段丘面。



C. 砥用町大窪北東側の阿蘇-4 火砕流堆積物の台地より東方を望む。白矢印と黒矢印間が白杵-八代構造線。中央右の街は砥用町中心街。手前の平地は阿蘇-4 火砕流堆積物の台地。黒矢印 H : 洞が岳、洞が岳層の模式地でシルル紀-前期デボン紀の珪長質凝灰岩からなる。浸食に強く急峻な山地を作る。白矢印 tm : 中位段丘面。



D. 矢部町津留の発電所北の阿蘇-4 火砕流堆積物の台地から西方を撮影。中央の橋は緑川に架かる内大臣橋。白杵-八代構造線は内大臣橋の左側の台地の中（ほぼ白矢印と黒矢印間）を通り、阿蘇-4 火砕流堆積物に覆われている。橋の右側の崖は阿蘇-4A 火砕流堆積物の溶結凝灰岩の柱状節理。

第 1.2 図 白杵-八代構造線周辺の地形

る面より低い位置に3段の段丘面が認められる。中位段丘堆積物は、阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部とほぼ同じ高さからやや低い段丘面を構成する(第1.2図C)。それより低い位置に段丘面が2段認められる。段丘形成に関係する河川によって現河床からの高さは異なるが、おおむね現河床から比高10m以内の低い位置にある段丘面を低位Ⅱ段丘面(第1.2図B)とし、それと中位段丘との間にある段丘面を低位Ⅰ段丘面とした。

1.2.2 白杵-八代構造線の南側

白杵-八代構造線以南では、蛇紋岩メランジュ分布域が尾根のくびれ、谷の連続として地形に明瞭に現れている。また蛇紋岩の分布域には地すべりが卓越し、しばしば緩斜面を形成している(第18.1図, 第18.2図)。この両地形的要素によって蛇紋岩メランジュ分布域は特有の地形として認識できる。

一方、上部シルル系-下部デボン系の洞が岳層や祇園山層は大きな崖を伴う明瞭な尾根を形成している。更にこれらの周囲には多くの場合蛇紋岩メランジュが付随し、相対的に低地となっているので地形的差異が更に明瞭となっている。目丸山周辺や洞が岳付近(第1.2図C)はこのよい例で、切り立った尾根が連続する。

同様にジュラ紀堆積岩コンプレックス中のチャートや石灰岩といった浸食に対する抵抗性の高い岩石も稜線を形成している。矢山岳の石灰岩(第1.3図)は典型的な例である。南東部の仁田尾ユニット、樺木ユニットではチャートが帯状に分布するため、それらに沿って稜線、急斜面、滝など急峻な地形が連続する。メランジュからなる地域でもチャートの大きな岩体は急峻な地形を作る。このほかに、本地域中央部の小田尾ユニットでは、風化変質に強い火山礫凝灰岩(第7.3図)、珪長質凝灰岩が分布する白山、雁俣山付近が急峻な地形となっている。

また、走水ユニットの石灰岩のうち西の岩付近から京丈山南方に続く石灰岩は、尾根沿いには構造的上位の高岳ユニットが分布して、露出しないことが多く、谷沿いには露出して崖を作る(第7.10図)。

本地域の南東部の樺木、葉木付近には小規模な阿蘇-4火砕流堆積物の平坦面が谷沿いに存在する。

1.2.3 リニアメントと地質構造の関係

本地域のJERS-1のOPSとSAR画像(口絵1, 2)や、航空写真を用いたリニアメントの検討から、白石野



第1.3図 泉村栗木南方の本地域南端から矢山岳を望む。
矢山岳の石灰岩は日本の中-上部石炭系の栗木統、氷川統の模式地である。

断層、千田(1980)の緑川断層(砥用町中心街より東側は白杵-八代構造線と一致、西側は竜峰山層群の石灰岩体の北縁の断層に一致)、目丸断層、甲佐岳の西側を南北に通る断層(第1.1図)に対応したリニアメントが認められる。日奈久断層については「八代」地域の娑婆神峠より南西側では明瞭なリニアメントが認められるが、本地域内では認識できない。

白石野断層は本図幅の調査で阿蘇-4火砕流堆積物直下の薄い崖錘堆積物を変位させていて、地質的には左横ずれと西落ちの変位がある。「緑川断層」は千田(1980)が「鞍岡」地域北部で活断層として認識しているが、本地域では阿蘇-4火砕流堆積物を変位させていない。ただ、山地の標高の差だけで言えば、「緑川」断層を境に、南側が600m程度上昇している。砥用町中心街以西では、地形の変更点は白杵-八代構造線とは一致せず(第1.2図A)、竜峰山層群の石灰岩体の北縁の断層に一致している。

目丸断層では、断層を境に南東側の標高が高く、北西側の標高が低い(第1.1図)ことと、地質的に左ずれと北落ちの成分があることから、地形的な変位と地質的な変位が調和的である。この結果、北西側の方が構造的上位の地質体が削剥されないで残っている。

甲佐岳の西側を南北に通る断層は、地質的には、左ずれ変位が認められる。この断層は氷川トータル岩と肥後深成岩類との境界断層から派生する。阿蘇-4火砕流堆積物を変位させていない。

第2章 地質概説

(斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫)

「低用」地域は、九州中央山地西部に位置し、中央を東西に通る白杵-八代構造線の南北で構成の異なる多様な地質体が分布する(第2.1図, 第2.2図). 白杵-八代構造線の北側には先後期白亜紀の氷川トータル岩, 竜峰山層群, 間の谷変成岩類, 肥後変成岩類, 肥後深成岩類と, 後期白亜系の御船層群が分布する. 一方, 白杵-八代構造線の南側はジュラ紀堆積岩コンプレックス, ペルム紀堆積岩コンプレックス, シルル紀-前期白亜紀正常堆積物, ジュラ紀変成岩, 蛇紋岩メランジュからなる. これらの地質体を, 主に阿蘇火山噴出物からなる第四系が覆っている. 第四系は白杵-八代構造線以北に広く分布する. 本地域に分布する地質系統をまとめて第2.3図に示す.

2.1 白杵-八代構造線以南の中古生界

白杵-八代構造線以南に分布する地質体は, これまで四国の地体構造区分に従って, 蛇紋岩メランジュや古生代の正常堆積物などの分布を頼りに, それらの分布する地域の地質体(ジュラ紀付加体を含む)を秩父累帯黒瀬川帯, 南側のジュラ紀-前期白亜紀付加体を秩父累帯南帯とし, 四国で見られるような北帯は少なくとも九州東部では欠如していると考えられていた(例えば酒井ほか, 1993).

しかし, 本地域では, ジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体がジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位に位置することが明らかになったため, このような地表面における見かけの帯区分は地質体の区分としての意味をもたない. またジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体は, 帰属の異なるいくつかのグループに分かれる可能性がある. このため, 本地域では, ジュラ紀堆積岩コンプレックスからなる地質体を秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスとし, それ以外の地質体は個々の地質体の特徴に従って区分し記載する. この区分については, 第3章で詳述する. なお, 地理的な区分に限って, 白杵-八代構造線と四万十帯堆積岩コンプレックスの北縁を画する仏像構造線との間の地域を, “秩父帯”と呼ぶことがある.

秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス 本地域の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスは, 前期ジュラ紀-後期ジュラ紀の前期の堆積岩コンプレックスからなる. これらはチャート碎屑岩シーケンスが衝上断層で積み重なる整然相と, 石灰岩, チャート, 玄武岩類などの岩塊を

含むメランジュに区分できる. 南縁部の前期白亜紀メランジュ(いわゆる狭義の三宝山帯)は分布しない(第3.1図).

本地域南東部のジュラ紀の五家荘変成岩の南側では, 構造的な下位から中期ジュラ紀-後期ジュラ紀前期の整然相の樅木ユニット, 前期ジュラ紀後期-中期ジュラ紀前期の整然相の仁田尾ユニット, 前期ジュラ紀メランジュの与奈久ユニットの順に北傾斜の衝上断層で重なる.

五家荘変成岩の北側では, 前期ジュラ紀のメランジュの走水ユニットの上に, 前期ジュラ紀の整然相の高岳ユニットが重なる. また, 前期ジュラ紀メランジュの小田尾ユニットは, 古生代-中生代正常堆積物とペルム紀堆積岩コンプレックスの北側に分布する.

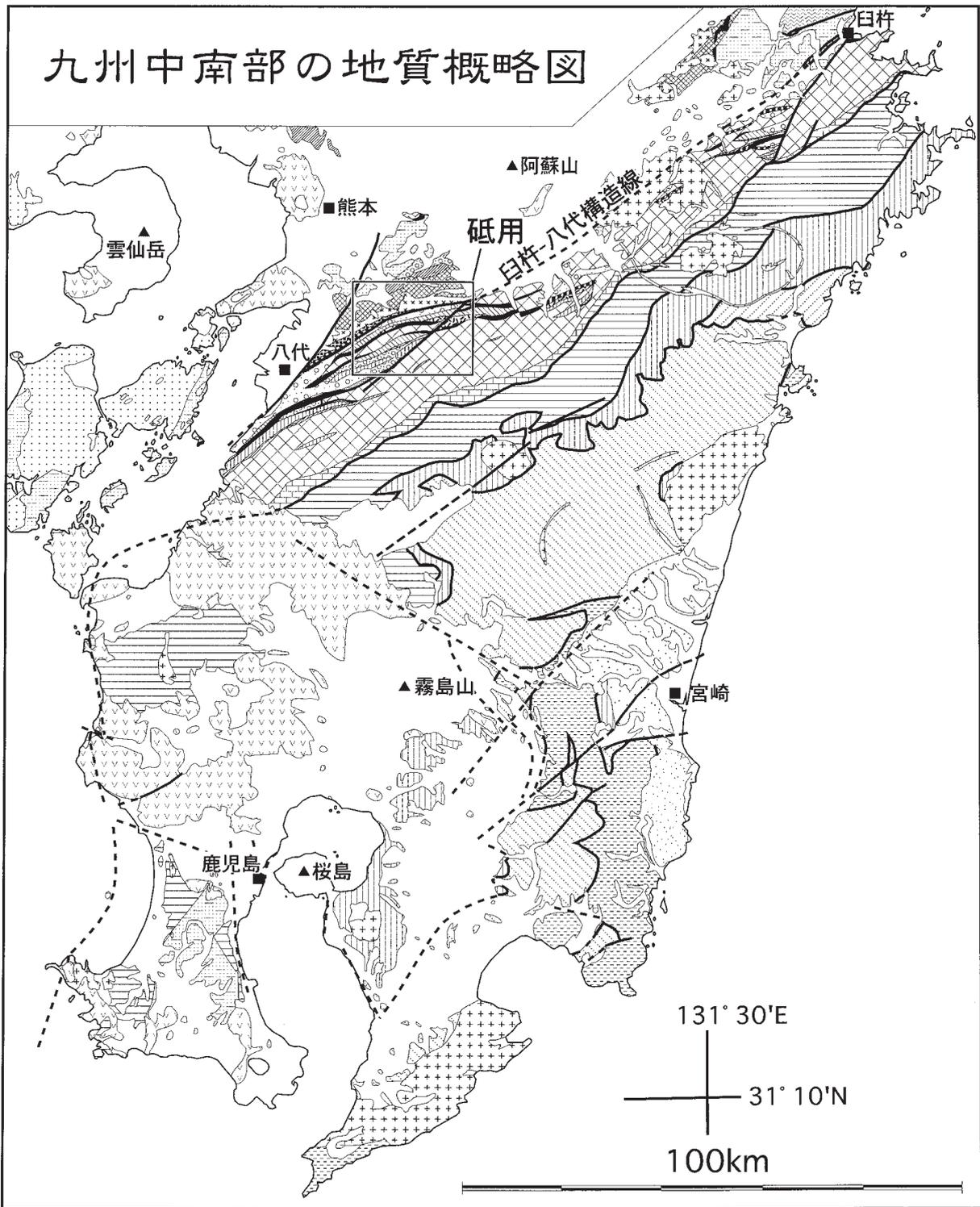
小田尾ユニットと走水ユニットはペルム紀-前期白亜紀正常堆積物中に形成された栗木向斜の両翼に分布するメランジュで, 走水ユニットと与奈久ユニットも初生的には向斜軸に分布したと考えられる五家荘変成岩の両翼のメランジュと考えることができ, この3者は初生的に同一である可能性が高い. これらから構造的な下位より樅木, 仁田尾, 与奈久(走水, 小田尾), 高岳の順に重なっていたと考えられる(第9.2図).

ジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体 ジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体はジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位に分布する. シルル紀-ジュラ紀正常堆積物は, 珪長質凝灰岩に富む後期シルル紀-前期デボン紀の祇園山層, 洞が岳層, 植物化石, サンゴ化石などを含む後期デボン紀の山出層, 内大臣層, 黒色石灰岩を含む前期石炭紀の柿迫層, 黒谷層, 礫岩を多く含む後期ペルム紀の球磨層, モノチスを含む後期三疊紀の深山谷層, ジュラ紀の河俣層群からなる. これらのうちシルル-デボン系は蛇紋岩メランジュとともに分布し, ペルム紀-ジュラ紀の正常堆積物は一体で分布する. それぞれ基本的に向斜構造をなして分布する. 石炭系の分布は狭く, 他の正常堆積物との接触関係ははっきりしないが, ペルム紀堆積岩コンプレックスの構造的な下位にある.

ペルム紀堆積岩コンプレックスは, 前期白亜紀の低用層に不整合で覆われる広平ユニットと, 球磨層・柿迫層の構造的な下位に分布する深山ユニットがある. 珪長質凝灰岩と玄武岩類の岩塊を多く含む. 碎屑岩の年代は後期ペルム紀である.

蛇紋岩メランジュは, 結晶片岩の岩体, 400 Ma 前後の花崗岩類, 斑れい岩, 片麻岩の岩体, また径2 kmに

九州中南部の地質概略図

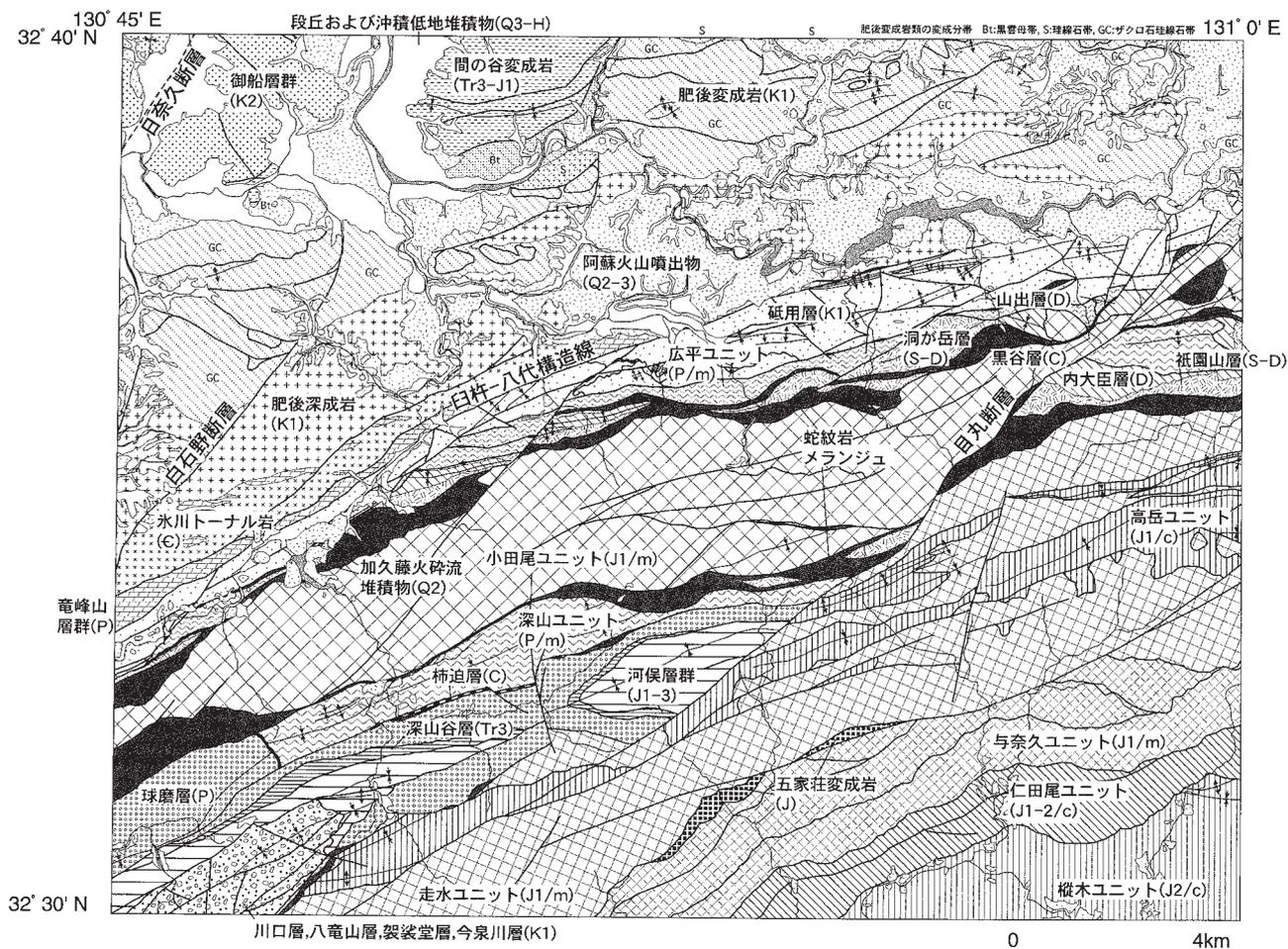


及び単斜輝石岩の岩体を含む。蛇紋岩は正常堆積物とペルム紀堆積岩コンプレックスとの間や断層沿いに薄く挟まれるものもあるが、シルル-デボン系の構造的低位に広く分布する。

五家荘変成岩は 180 ~ 140 Ma (K-Ar) の年代が得られている。与奈久ユニットと走水ユニットに挟まれて分布する。「日奈久」地域の「小崎構造線」, 「破木構造線」に挟まれた蛇紋岩, 変成岩などからなる地質体の東方延

長と考えられる (第 3.1 図)。

下部白亜系はジュラ紀正常堆積物の上位に分布する“先外和泉層群”とペルム紀堆積岩コンプレックスを不整合で覆う物部川層群低用層に区分される。前者は川口層, 八竜山層, 袈裟堂層, 今泉川層に区分され, 本地域内ではオーテリビアン期-アプチアン期の年代を持つ。一方, 物部川層群低用層はアプチアン期-アルビアン期の年代を持つ。



第 2.2 図 低用地域の地質概略図

() 内の J1, C などの記号は時代を示す。第 2.3 図の時代区分記号参照。

また, /m は堆積岩コンプレックスのうちメランジュを, /c は整然相を表す。

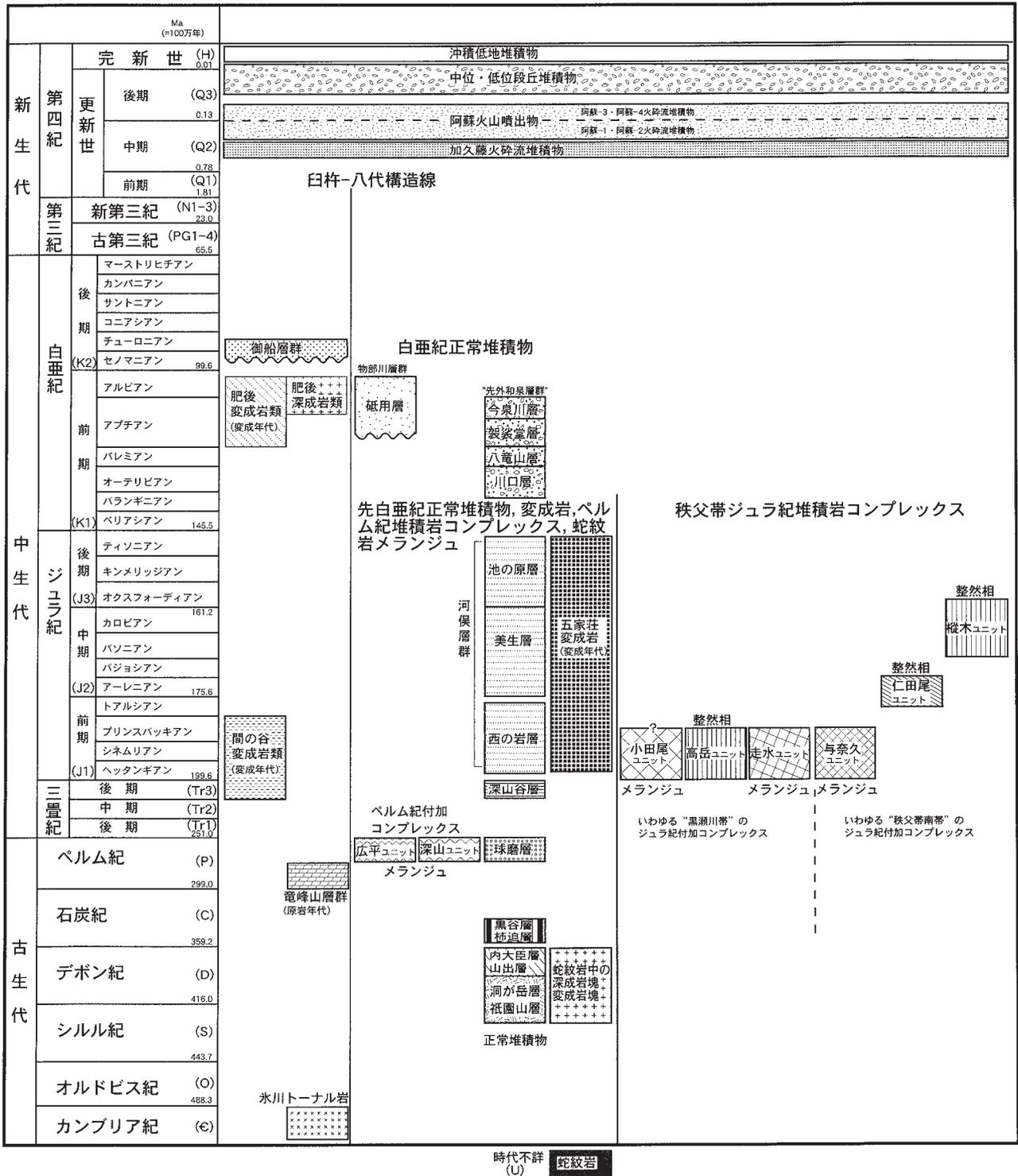
(左) 第 2.1 図 九州中南部の地質概略図

100 万分の 1 日本地質図第 3 版 (地質調査所, 1992) を基に, 本図幅の成果, 5 万分の 1 地質図幅「犬飼」(寺岡ほか, 1992), 「三重町」(酒井ほか, 1993), 「末吉」(斎藤ほか, 1994), 「椎葉村」(斎藤ほか, 1996), 「熊田」(奥村ほか, 1998), 20 万分の 1 地質図幅「宮崎」(斎藤ほか, 1997), 「鹿児島」(宇都ほか, 1997), 「熊本」(星住ほか, 2004), 「開聞岳」(川辺ほか, 2004) の成果, 及び, Miyamoto and Tanimoto (1993), 高木ほか (1997) の知見を参考に, 現地調査 (主に宮崎県内) の成果を加えて作成した。

凡例縦軸: Ac: 付加コンプレックス, Sd: 正常堆積物, Vol: 火山岩類, Plu: 深成岩類, 変成岩類 (L-M.P: 低-中圧型, H.P: 高压型)。

凡例横軸: 第 2.3 図の時代区分記号参照。

U: 超苦鉄質岩類 (時代未詳)。



第 2.3 図 砥用地域の地質総括図

年代値は、Gradstein *et al.* (2004) に従った。ただし第四紀の区分は従来どおり用いた。蛇紋岩は時代不詳だが、シルル紀-デボン紀に形成された可能性がある。

2.2 白杵-八代構造線以北の中古生界

「砥用」地域内の白杵-八代構造線以北に分布する後期白亜紀の地層・岩体は氷川トーナル岩、竜峰山層群、間の谷変成岩類、肥後変成岩類、肥後深成岩類からなる。

これらの地層・岩体は前期白亜紀に起こった一連の変成・変形・火成作用により形成されたもの、あるいはその影響を強く被ったものである。

氷川トーナル岩は後期カンブリア紀に貫入固結したと推定されるトーナル岩-閃緑岩である。この岩体は前期

白亜紀にマイロナイト化作用を被っており、竜峰山層群の変成岩類とはマイロナイト化作用に伴い構造的に接するようになったと考えられる。

竜峰山層群は石灰岩、砂岩、泥岩、珪長質火山砕屑岩及び苦鉄質火山砕屑岩からなる。西隣の「八代」地域内の竜峰山層群の石灰岩からはフズリナ化石が産出しており、前期ペルム紀-中期ペルム紀の堆積年代を示す。ラテライト質堆積物が変成を受けて生じたと考えられる含クロリトイド変成岩を産出し、メランジュがまったく見られないことを特徴とする。本地域の竜峰山層群は前期白亜紀に高温低圧型の肥後変成作用を被っており、緑色片岩相から角閃岩相の変成岩となっている。

間の谷変成岩類は後期三畳紀-前期ジュラ紀の低温高圧型変成作用により生じた変成岩であり、主に泥質片岩と苦鉄質片岩からなる。北隣の「御船」地域内では、パンペリー石+アクチノ閃石の共生、アルカリ角閃石(クロス閃石)やローソン石などの低温高圧型変成作用を特徴づける変成鉱物を生じており、パンペリー石-アクチノ閃石相高圧部の変成作用を被っている。竜峰山層群の堆積岩同様、間の谷変成岩類の一部は肥後変成作用を受けている。

肥後変成岩類は変成泥岩及び砂岩、結晶質石灰岩、変成苦鉄質岩、変成珪質岩及び変成超苦鉄質岩からなる。肥後変成岩類は前期白亜紀の高温低圧型肥後変成作用で生じた変成岩で、泥質変成岩に高温低圧型変成作用を特徴づける紅柱石・珪線石・堇青石が生じている。変成相は角閃岩相からグラニュライト相に及ぶ。泥質変成岩の鉱物組合せをもとに黒雲母帯、珪線石帯、ざくろ石堇青石帯に分帯できる。変成岩としての岩相は変成度の上昇により変化する。変成泥岩は黒雲母帯で片岩、珪線石帯で片岩-片麻岩、ざくろ石堇青石帯で片麻岩である。ざくろ石堇青石帯高温部ではミグマタイトが広く認められる。肥後変成岩類は東西走向の高角断層によるスライス化及び北北東-東北東走向の高角断層によるブロック化が進んでいる。各スライス内の原岩岩相層序と変成度の比較から、見かけの上部から下部へ向かって変成度が上昇する単純な温度構造が推定できる。

肥後深成岩類は、斑れい岩類、万坂トータル岩、宮の原トータル岩、白石野花崗閃緑岩、優白質花崗岩及び花崗閃緑斑岩に区分される。これらの深成岩類は前期白亜

紀に貫入固結したと考えられる。宮の原トータル岩は竜峰山層群の変成岩に貫入し、白石野花崗閃緑岩及び万坂トータル岩は肥後変成岩類に貫入する。宮の原トータル岩と白石野花崗閃緑岩は、一部で後者が前者に貫入すると報告されているが、多くの場合漸移関係と推定される。

御船層群は本地域では北西部に分布し、後期白亜紀セノマニアン期-チューロニアン期の正常堆積物で、間の谷変成岩を不整合で覆う。

2.3 第四系

本地域の第四系は更新世の加久藤火砕流堆積物、阿蘇火山噴出物、段丘堆積物、完新世の沖積低地堆積物、地すべり堆積物などからなる。このうち中期更新世の阿蘇-1, 2火砕流堆積物(25~27万年前及び14~15万年前)は、本地域北東部に分布が限られるのに対し、後期更新世の阿蘇-3火砕流堆積物(13万年前)は、白杵-八代構造線より北側全域の低地に分布し、阿蘇-4火砕流堆積物(9万年前)は白杵-八代構造線沿いの低地を中心に本地域全体に分布する。そして白杵-八代構造線沿いの低地で広い平坦面を、また、白杵-八代構造線以南では、川沿いに小さな平坦面を作っている。これら火砕流堆積物は柱状節理の発達する溶結凝灰岩と非溶結の火山灰、軽石、スコリアなどからなる。

段丘堆積物は多くのところで阿蘇-4火砕流堆積物を覆って西部の浜戸川沿い、津留川沿いに発達する。また、本地域の蛇紋岩分布域では地すべり堆積物が発達する。

2.4 新生代の地質構造

本地域北西部には活断層で現在も地震活動が続いている日奈久断層がある。白杵-八代構造線は本地域では緑川断層と呼ばれ、本地域の中古生界を南北に大きく2分し、その南側が地形的に大きく隆起している。しかし、本地域内で緑川断層が阿蘇-4火砕流堆積物の堆積後に活動した証拠はない。この他に活断層の疑いのあるものとして白石野断層と目丸断層があるが確証はない。目丸断層は、白杵-八代構造線以南の地質体を大きく変位させている。

第3章 白杵-八代構造線以南の地質体区分と岩相記載方法

(齋藤 眞)

本報告では、これまでの“秩父帯”に分布する地質体の区分について検討した上で、本地域の白杵-八代構造線以南の地質体の相互関係に適した区分を行い、それに基づいて記載する。

3.1 地質体区分

3.1.1 研究史

秩父帯は1950年代より、四国を基準に一般に北帯、中帯、南帯の3帯に区分され、北帯と中帯の境は黒瀬川構造帯を伴う釜川衝上、中帯と南帯の境は魚成-神原谷衝上とされてきた(山下ほか, 1954, 石井ほか, 1955など)。この区分は地層の年代(大型化石や紡錘虫による)や層相(浅海成相か否かなど)が、衝上断層を境に異なることに基づいている。すなわち主に秩父地帯(今で言うジュラ紀付加コンプレックス)からなる北帯、南帯と、主に浅海成の地層からなる中帯に区分されたものと判断できる。また、市川(1956)、中川ほか(1959)は、秩父帯中に挟み込まれたシルル-デボン系、珪長質火成岩類(三滝火成岩)、高変成度の変成岩類(寺野変成岩)からなるレンズ状部にあつて、東西に連続する地質体を黒瀬川構造帯と定義した。

Murata(1981, 1982)は九州、四国、紀伊半島で、秩父帯の構成要素を北から秩父地帯(Chichibu terrain)、黒瀬川地帯(Kurosegawa terrain)、三宝山地帯(Sambosan terrain)とし、地帯境界と斜交する北傾斜の衝上断層でいくつかのデッキをなしているとした。

Ichikawa(1990)は、ジュラ紀付加コンプレックスからなる北部秩父帯、先シルル紀基盤とシルル紀-ジュラ紀の正常堆積物及び古生代後期の付加コンプレックスからなる黒瀬川帯、ジュラ紀-前期白亜紀付加コンプレックスからなる南部秩父帯にまとめた。Yoshikura *et al.*(1990)は、黒瀬川地帯(Kurosegawa Terrane)を定義し、黒瀬川構造帯の構成要素と古生代後期のコンプレックス、古生代後期-ジュラ紀の整然相からなる構造層序ユニットとした。これは、ほぼ従来の黒瀬川構造帯と中帯に分布する地質体を指している。磯崎・板谷(1990)はこの黒瀬川地帯の認定基準として、従来の(1)シルル-デボン系、三滝火成岩類、寺野変成岩の産出、(2)地質構造の複雑さ、(3)中生代の浅海成堆積物の産出、に加えて、(4)蛇紋岩の産出、(5)185 Maより古い低温高压変成岩、(6)ペルム系付加コンプレックス、(7)ヒスイ輝石-藍閃石変成相の変成岩の産出を挙げている。そして、

磯崎・板谷(1991)、磯崎ほか(1992)は黒瀬川地帯がジュラ紀付加コンプレックス上のクリッペで、一部は北帯を覆い、内帯の先ジュラ系と同起源であるとした。

一方、山北(1998b)は、地体構造区分の単位としての「地帯」を「共通の特徴を有する現在の分布上のひとまとまりの地質体」として北部秩父帯と黒瀬川帯の区分を行った。山北(1998b)は、ペルム紀コンプレックスや弱変成岩を黒瀬川帯を同定する基準にせず、浅海成白亜系の違い(産出する化石の違いや岩相の違い)や、先白亜系浅海成層と古期岩類(シルル-デボン系、三滝火成岩類、寺野変成岩)の存在が黒瀬川帯を特徴づけた。そして、先白亜系浅海成層と、古期岩類で特徴づけられる黒瀬川帯は、北部秩父帯の構造的低位にあり、クリッペではないとした。

また、松岡(1998)、山北(1998a)、松岡ほか(1998)は、現状では構造的低位から南部秩父帯、黒瀬川帯、北部秩父帯が衝上断層で積み重なり、黒瀬川帯は一部でせん滅するとした。松岡ほか(1998)は、北部秩父帯と南部秩父帯を構成するユニットのうち、斗賀野ユニットと上吉田ユニット、三宝山ユニットと柏木ユニットの構造的な位置、岩相、年代が類似するが同一ではなく、北部秩父帯と南部秩父帯が黒瀬川帯のクリッペの下で連続する同一の地質体とは認められないと述べている。

3.1.2 本報告での区分

本地域では、後述するように400 Ma前後の火成岩・変成岩、超苦鉄質岩、古生代中期から中生代の浅海成堆積物、低温高压変成岩、ペルム系堆積岩コンプレックスからなる東西方向の帯が、3列存在し、その間にはジュラ紀堆積岩コンプレックスが存在する。ジュラ紀堆積岩コンプレックスとその他の地質体は明瞭に分かれて分布し、後者は前者の構造的上位に分布する。

このため、本報告では秩父帯に分布する地質体を、1)輝岩や400 Ma前後の火成岩・変成岩を含む蛇紋岩メランジュと低温高压変成岩、2)古生代中期から中生代の浅海成堆積物、3)ペルム系堆積岩コンプレックスの、3者からなる部分と、秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスに分けて記述する。

前者は四国でYoshikura *et al.*(1990)、磯崎・板谷(1990)などが提唱した黒瀬川地帯(Kurosegawa Terrane)の構成要素と基本的に同じである。しかし、これら雑多な構成要素を一括して黒瀬川地帯と呼ぶのは、それぞれの構成要素の起源や対比を考える上で弊害

になると考えた。すなわち内帯のペルム紀堆積岩コンプレックスや南部北上帯に対比できる地質体があり、今後これらが同様に区分できる可能性が高い。このため本報告では、秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体を、上述のように3つに大きく区分して記載する。

なお、下部白亜系正常堆積物については、粗粒碎屑物の後背地がジュラ紀堆積岩コンプレックスのものと、ペルム紀堆積岩コンプレックスを不整合で覆うものがあり、それぞれの堆積場を検討することによって、前期白亜紀の古地理を解明し、先白亜系まで含めた全体の地質構造発達史に貢献できると考える。しかし、下部白亜系正常堆積物を先白亜系に関連づけて記載するのは不適切であると考え、章を別にして記載した。

3.1.3 周辺地域との対比

地質体の区分の検討のため、周囲の地質との関係、特に南西側の「日奈久」図幅（松本・勘米良，1964）との関係を中心に第3.1図に示した。

白杵-八代構造線の南側では、松本・勘米良（1952）、「日奈久」図幅（松本・勘米良，1964）で地理的な帯区分がなされている。彼らはジュラ紀堆積岩コンプレックスの分布域を小田尾帯、走水帯、与奈久帯、吉尾帯、天月帯、神瀬帯などと呼び、地層に対しては、下岳層、走水層などと呼んだ。一方、正常堆積物の分布域は、宮地帯、日奈久帯、坂本帯・渋利帯と呼ばれた。蛇紋岩、深成岩、変成岩、シルル系などからなる地域は、松本・勘米良（1952，1964）で、猫谷構造線（種山構造線、箱石構造線、落合構造線などに分岐）、深水構造線、小崎構造線、破木構造線、瀬戸石構造線と呼ばれた。

本地域では、「日奈久」図幅で認識された地質体がほぼ連続していて、東隣の「鞍岡」地域まで追跡できることが明らかになった。このため、走水ユニットなどの再定義も含めてこの連続に従った地質体名を用いている。ただし、本報告で与奈久ユニットと仁田尾ユニットとの境界はメランジュか否かで区別しているので、西園（1996）と整合的な区分を採用した。

“構造線”の名称は、これまで“帯”と呼ぶべき幅を持ち、断層群及びそれに伴う火成岩・変成岩帯に用いられてきた（たとえば、松本・勘米良，1964，p.121）。本報告では、蛇紋岩メランジュの分布が、次章に述べるように三次元的に地質体としての広がりを持ち、断層群の意味を持つ構造線とは異なった分布をする。このため本地域の蛇紋岩メランジュを種山蛇紋岩ユニット、箱石蛇紋岩ユニット、深水蛇紋岩ユニット、目丸山蛇紋岩ユニット、青石蛇紋岩ユニットと呼ぶ。種山蛇紋岩ユニットは、ほぼ旧来の種山構造線、箱石蛇紋岩ユニットは箱石構造線・落合構造線、深水蛇紋岩ユニットは深水構造線と、意味は違うものの指している地質体はほぼ同じである。

なお、本地域の白杵-八代構造線の北側に分布する中古生界は5万分の1「八代」、「熊本」、「御船」地域にも連続して分布する。また、水越層（松本・藤本，1939）はYanagida（1963）によって白杵-八代構造線の南側に分布する球磨層に対比された正常堆積物である。

3.2 堆積岩コンプレックスの岩相記載方法

堆積岩コンプレックスの内部を岩相組み合わせの有意な違いに基づいて細分することは、堆積岩コンプレックスの実体を把握するのに不可欠で、ひいては地質構造の解明、形成過程の考察につながる。美濃帯堆積岩コンプレックスでは、Wakita（1988）は6つの構造層序単元に区分し、それぞれをユニットと呼んだ。一方丹波帯（Nakae，1993）や美濃帯東部の木曾地域（Otsuka，1988）では構造層序単元の定義には違いがあるものの、同様のオーダーの単元をコンプレックスと呼んでいる。秩父帯では、松岡ほか（1998）が秩父帯ジュラ紀-白亜紀堆積岩コンプレックスを6つのユニットに区分している。

本報告では本地域の堆積岩コンプレックスを、構成要素（岩相：岩石種、組織、量比）と地質構造、分布域の違いで区分したところ、ペルム系2つ、ジュラ系6つの単元に区分できた。このオーダーの単元に対して、本報告では、「ユニット」の名称を用いる。これらの区分は基本的に斎藤・沢田（2000）（5万分の1「横山」図幅）に従っている。

本地域の堆積岩コンプレックスを構成するユニットのうちペルム系の2つとジュラ系3つをメランジュと呼ばれる岩相が占める。メランジュでは地質図上でも、ルートマップでも、手のひらサイズの岩石としてでも、更に顕微鏡下でもブロックが基質に含まれる構造（block-in-matrix texture）が認められる。基質は泥岩のことが多いが、淡緑色の凝灰岩が含まれることもあり、塑性変形を起こす岩相が基質になっている。

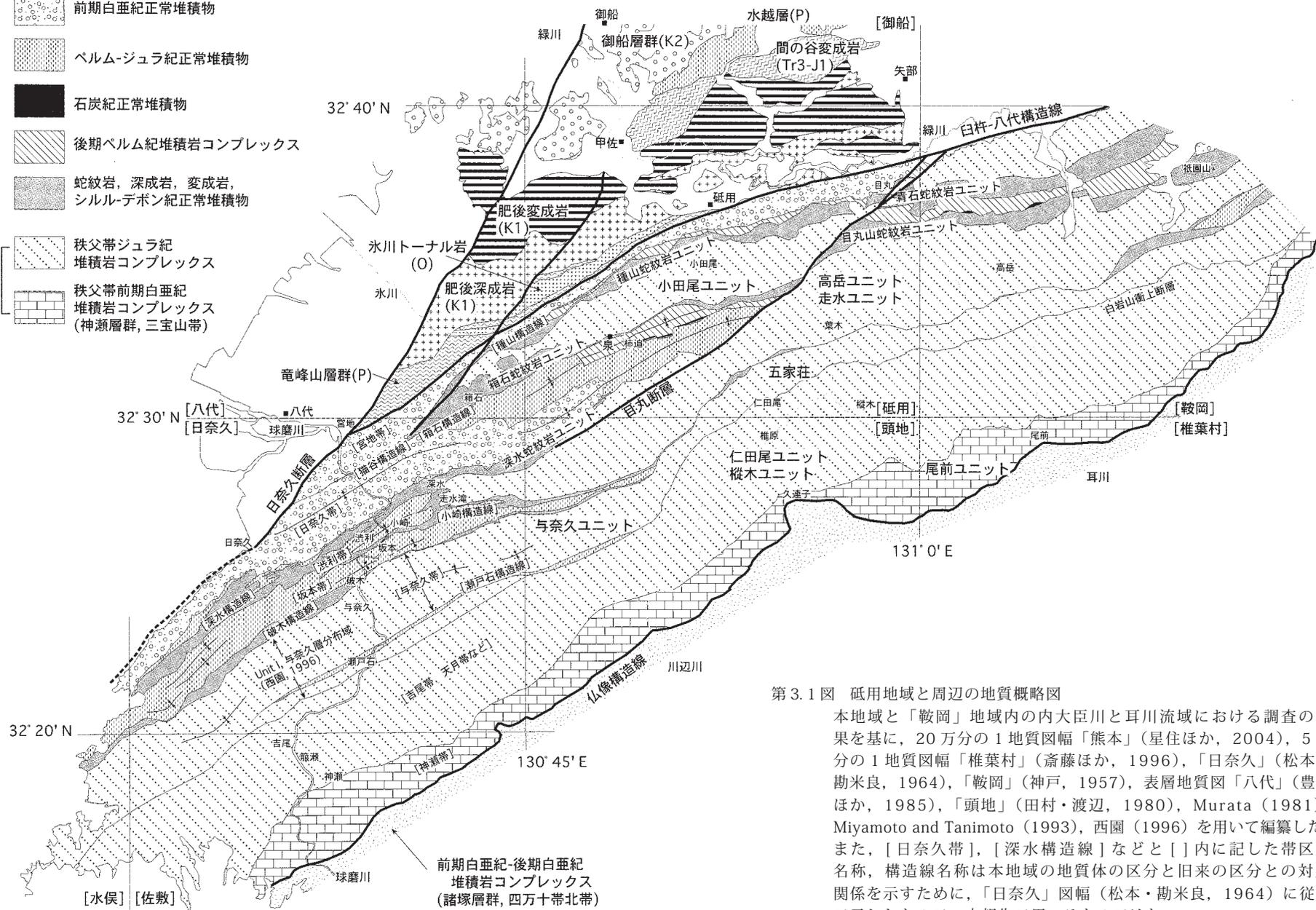
本報告では、メランジュを呈する岩相を記載するために、ユニット以下を第3.2図に示す用語を用いて記載する。第3.2図Aでは、使用する用語を5万分の1地質図幅のオーダー、人間が肉眼で認識できるルートマップからサンプルのオーダーと、顕微鏡下で認識できるオーダーによって便宜的に区別している。

以下に第3.2図Aに従って、本地域の岩相の記載方法を上位のオーダーから順に述べる。

(1) 地質図オーダー（50 m以上のスケール）

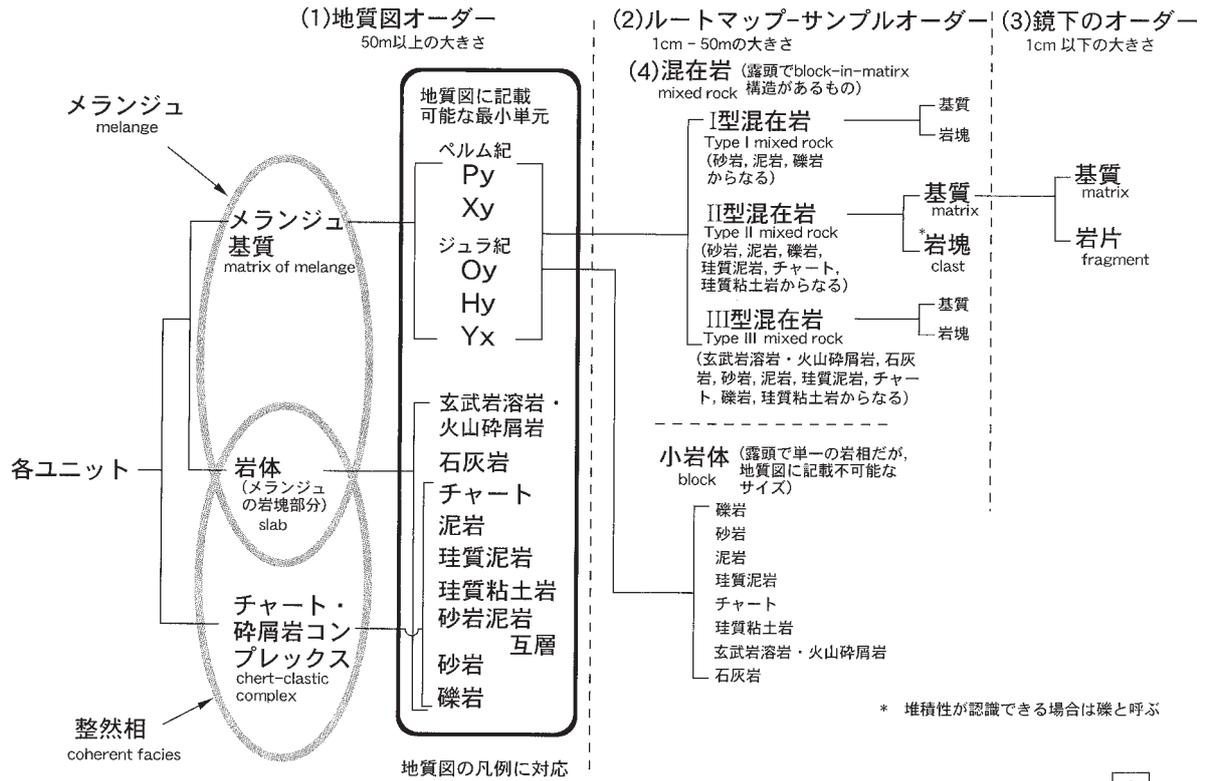
本報告のユニットは、2つのタイプの岩相に分けられる。メランジュと整然相である。メランジュの実体として、地質図上に表現できるオーダーのブロックと基質に対して「岩体」と「メランジュ基質」の用語を与える。整然相は、本地域ではチャート碎屑岩シーケンス（松岡，1989）が衝上断層で積み重なった「チャート碎屑岩

-  前期白亜紀正常堆積物
-  ペルム-ジュラ紀正常堆積物
-  石炭紀正常堆積物
-  後期ペルム紀堆積岩コンプレックス
-  蛇紋岩、深成岩、変成岩、シルル-デボン紀正常堆積物
-  秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス
-  秩父帯前期白亜紀堆積岩コンプレックス (神瀬層群, 三宝山帯)

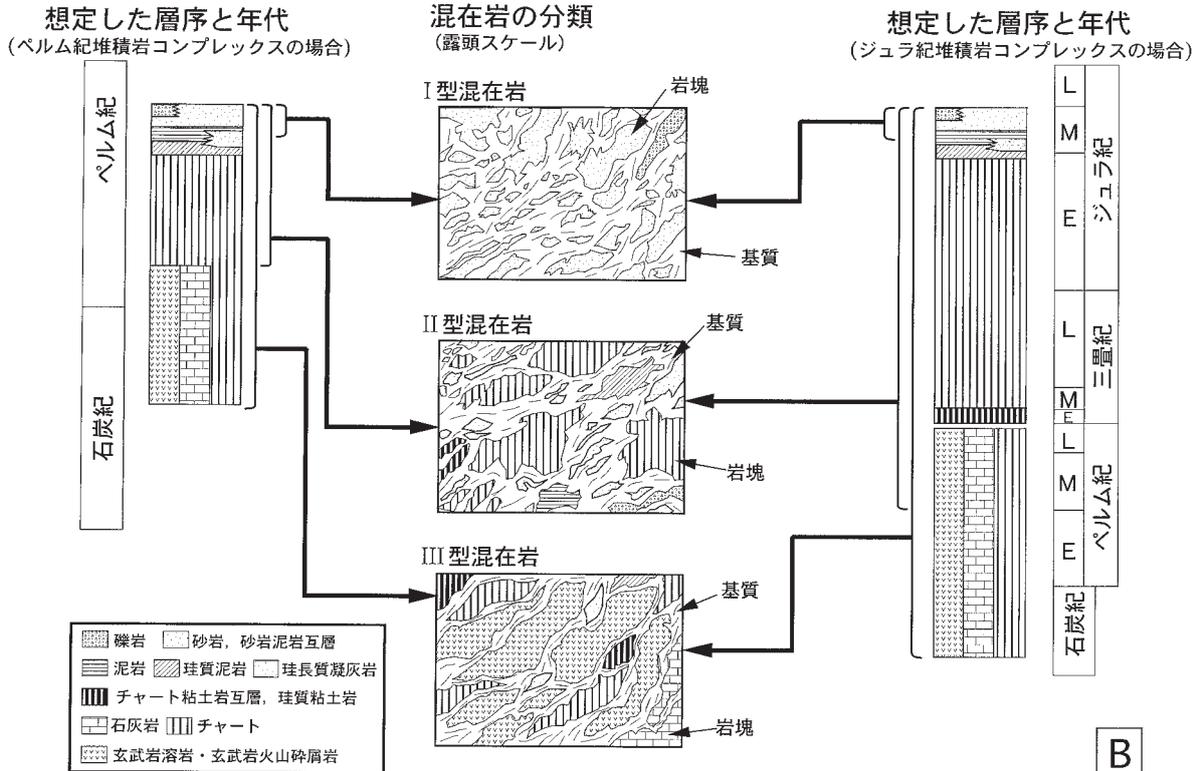


第 3.1 図 砥用地域と周辺の地質概略図

本地域と「鞍岡」地域内の内大臣川と耳川流域における調査の成果を基に、20 万分の 1 地質図幅「熊本」(星住ほか, 2004)、5 万分の 1 地質図幅「椎葉村」(斎藤ほか, 1996)、「日奈久」(松本・勘米良, 1964)、「鞍岡」(神戸, 1957)、表層地質図「八代」(豊原ほか, 1985)、「頭地」(田村・渡辺, 1980), Murata (1981), Miyamoto and Tanimoto (1993), 西園 (1996) を用いて編纂した。また、[日奈久帯], [深水構造線] などと [] 内に記した帯区分名称、構造線名称は本地域の地質体の区分と旧来の区分との対応関係を示すために、「日奈久」図幅 (松本・勘米良, 1964) に従って示したもので、本報告で用いるものではない。



A



第3.2図 本報告の堆積岩コンプレックスを構成する岩相の記載方法 (斎藤・沢田, 2000を基に作成した)

- A. 本報告における秩父帯堆積岩コンプレックスを構成する岩相の記載方法。
B. 混在岩の区分の考え方。本報告ではルートマップの記載で用いた。含まれる岩種の違いによって区分した。海洋プレート層序を念頭に置いて区分している。

コンプレックス」(Kimura and Hori, 1993)である。

メランジュの岩体の内部は整然とした地層・岩体であるので、チャート堆積岩コンプレックスと同じカテゴリーの凡例で表した。このオーダーより小さなオーダーの用語はない。

(2) ルートマップ-サンプルオーダー (1 cm 以上 50 m 以下のスケール)

地質図上でメランジュ基質として表現した地質体(例えばPy, Sy)は、より微視的にルートマップオーダーで見れば、例えばチャートといった単一の岩相からなる露頭と、ブロックが基質に含まれる構造が認められる露頭に分けられる。単一の岩相のものを「小岩体」と呼ぶ。ブロックが基質に含まれる構造(block-in-matrix texture)が認められる地質体を「混在岩」と呼ぶ。「混在岩」は構成する岩石の種類によってI型、II型、III型の混在岩に区分される(第3.2図B, 詳細は(4))。

混在岩の基質とブロックには「基質」と「岩塊」の用語を与える。岩塊は内部では整然としている。基質は更に微視的に顕微鏡で見ればブロックが基質に含まれる構造が認められ、複数の岩石種で構成されている。

(3) 鏡下のオーダー (1 cm 以下のスケール)

基質とブロックに「基質」と「岩片」の用語を与える。

本報告では、地質図オーダーのメランジュ基質(例えば凡例でSy)を記載する場合、小岩体、岩塊、岩片についての記載は、特に断りがない限り岩体(例えば凡例でSc)の記載で代表させる。ほとんどの場合サイズが異なるだけで内部の岩相は同じためである。

また、凡例でメランジュ基質を表現する場合や、本報告の記載で混在岩を記載する場合、特に必要でない限り「(メランジュ)基質は**岩、小岩体(岩塊)は##岩からなる」という表現は用いず、メランジュ基質ないし混在岩を構成する岩石種を挙げて表現する。(メランジュ)基質はより微視的に見ればブロックが基質に含まれる構造を持ち、特定の岩相で代表させることができないためである。

(4) 混在岩の記載方法

斎藤(1989, 1993)の区分を踏襲する(第3.2図B)。

露頭で岩相を記載する際に、一次的には構成物(岩石の種類)の違いによって区別する。これは岩石を区別する際に、例えば石灰岩やチャートというように岩石種によって区分することと同じで、区分が容易なためである。変形の程度などの要素は必要なら次のオーダーの区分のための要素として用いるものである。

混在岩は構成する岩石種によって、I型、II型、III型に区分した。I型は礫岩、砂岩と泥岩からなるもの、II型はI型の要素(礫岩、砂岩、泥岩)と珪質泥岩、チャート、珪質粘土岩からなるもの、III型はII型の要素に石灰岩、玄武岩類を含むものである。この区分方法は、元の層序のどの部分が混在化したかを想定して区分している(第3.2図B)。室内作業で混在岩を構成する岩石の年代を決定し、復元層序を確かなものにすれば、混在岩の形成過程、メランジュの形成過程の解明の重要な手がかりになると考えているためである。

3.3 堆積岩コンプレックスからなる地質体の名称

本報告では、ペルム紀及びジュラ紀堆積岩コンプレックスが、正常堆積物ではなく、砂岩、泥岩、チャート、珪長質凝灰岩、玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(以下玄武岩類と一括する)などからなるメランジュないし衝上断層による層状チャートと砕屑岩の繰り返しからなるチャート砕屑岩コンプレックス(Kimura and Hori, 1993)(ジュラ紀の地質体に限る)である。チャート-砕屑岩コンプレックスでは衝上断層による層状チャートと砕屑岩の繰り返しがあり、またメランジュにおいては岩体、岩塊の連続性に乏しい。これらのような複雑な地質構造を持つ地質体において、堆積層序の存在を前提とした従来の累層ないし部層の定義をあてはめることは困難であり、衝上断層が発達する地質体においても見かけの地層の積み重なりに基づく層序区分を用いることはできない。以上の理由から、本報告ではペルム紀及びジュラ紀堆積岩コンプレックスを構成する地質体に対して岩相と内部構造の特徴、分布域の違いに基づいて区分し、“走水層”といった名称ではなく、“走水ユニット”などと称している。

第4章 蛇紋岩メランジュと五家荘変成岩

(齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一)

4.1 研究史

本地域周辺の蛇紋岩メランジュの研究は古くから行われている。特に蛇紋岩メランジュ中に含まれる花崗岩類や変成岩類に注目が払われてきた。これらには、四国で三滝火成岩類、寺野変成岩類と呼ばれ、“黒瀬川構造帯”の構成要素とされるものと同様の岩体も含まれる。その他に苦鉄質片岩、輝岩、斑れい岩なども蛇紋岩とともに分布することが知られていた(例えば、勘米良, 1952)。

鈴木(1977)によれば、四国では三滝火成岩類は、主に花崗閃緑岩からなり、カタクラスティックな変形を受けているものが多く、寺野変成岩類は雲母片麻岩、グラニュライト相の苦鉄質変成岩、片麻状斑れい岩からなる。花崗閃緑岩、雲母片麻岩はともに400 Ma前後の年代が知られている。大谷(1926a, b)、大町(1938)は、本地域周辺の火成岩類、変成岩類の分布に着目して地質図を作成し、大町(1938)は、四国の三滝火成岩類に相当する岩石を八代火成岩と呼んだ。「鞍岡」図幅(神戸, 1957)では、三滝火成岩類に相当する岩石が鞍岡火成岩として記載された。「日奈久」図幅(松本・勘米良, 1964)では、寺野変成岩類に相当する岩石として、八代片麻岩類が記載された。さらに九州東部の三重町地域では、三国圧砕花崗岩類、本荘変成岩類が記載され、それぞれ三滝火成岩類、寺野変成岩類に相当することが知られている(宮地ほか, 1963)。これらの火成岩類・変成岩類の年代については、梅田ほか(1986)などで、鉱物のK-Ar年代が測られている。唐木田(1992)は、九州地方の“黒瀬川帯”の火成岩類の年代を再計算し、片麻岩、花崗岩類が400 Ma前後のK-Ar 鉱物年代を示すことを紹介している。

勘米良(1952)は本地域の中部-西部の“種山構造線”付近の地質を明らかにし、輝岩の岩体を記載している。この輝岩については、齋藤ほか(2004)が透輝石からなる単斜輝石岩であることを明らかにした。

一方、蛇紋岩にはしばしば結晶片岩も伴われる。植田(1961)は“猫谷構造帯”の変成岩をローソン石を含む部分と含まない部分に分けたが、本報告の地層区分では、前者は蛇紋岩メランジュ中の高圧変成岩、後者は小田尾帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスを指す。大島・宮地(1976)は“猫谷構造帯”、“深水構造帯”の蛇紋岩帯中で藍閃石ローソン石片岩を報告した。宮本ほか(1983)は、“箱石構造線”付近の、本地域の泉村糸原^{いとばる}で、含礫泥岩(本報告ではメランジュとしたもの)の中にローソ

ン石片岩の礫を報告した。しかし、記載された場所は糸原の地すべり地のなかにあり、苦鉄質片岩を伴う蛇紋岩は、この露頭より北側に分布する。

“破木構造線”付近には、蛇紋岩を伴う破木緑色片岩(松本・勘米良, 1964)と、グラニュライトが分布する。唐木田・植田(1983)は“破木構造線”の東方延長(「頭地」地域内)でオンファス輝石、ひすい輝石を含む変成岩を報告した。Matsumoto and Kanmera(1949)は結晶片岩類(紅れん石片岩など)を破木緑色片岩類と呼んだ。松本・勘米良(1964)は藍閃石緑れん石片岩を報告し、破木緑色片岩類が黒瀬川帯最南部に分布する地質体とした。大島(1979)はこれらを破木変成岩類と呼び、厚い岩体の大部分は準片岩で周辺部に片岩があり、薄い岩体は片岩のものが多いこと、“深水構造線”沿いに同様の変成岩があること、グラニュライトとは蛇紋岩を介して接することを示した。大島(1979)はグラニュライトを破木変成岩類に入れていない。西園(1996)はこの泥質片岩類2試料の白雲母のK-Ar年代187.1~182.3 Maと、泥質千枚岩4試料のK-Ar年代170.2~149.2 Maを報告した。また与奈久ユニットの粘板岩4試料の白雲母のK-Ar年代を149.2~130.7 Maと報告している。この東方延長には、本地域では泥質片岩主体の五家荘変成岩が分布し、破木変成岩類と岩相も年代もよく似ている。

4.2 蛇紋岩メランジュ

(gd, gct, gn, gbr, atb, gsc, b, sp, px, ls)

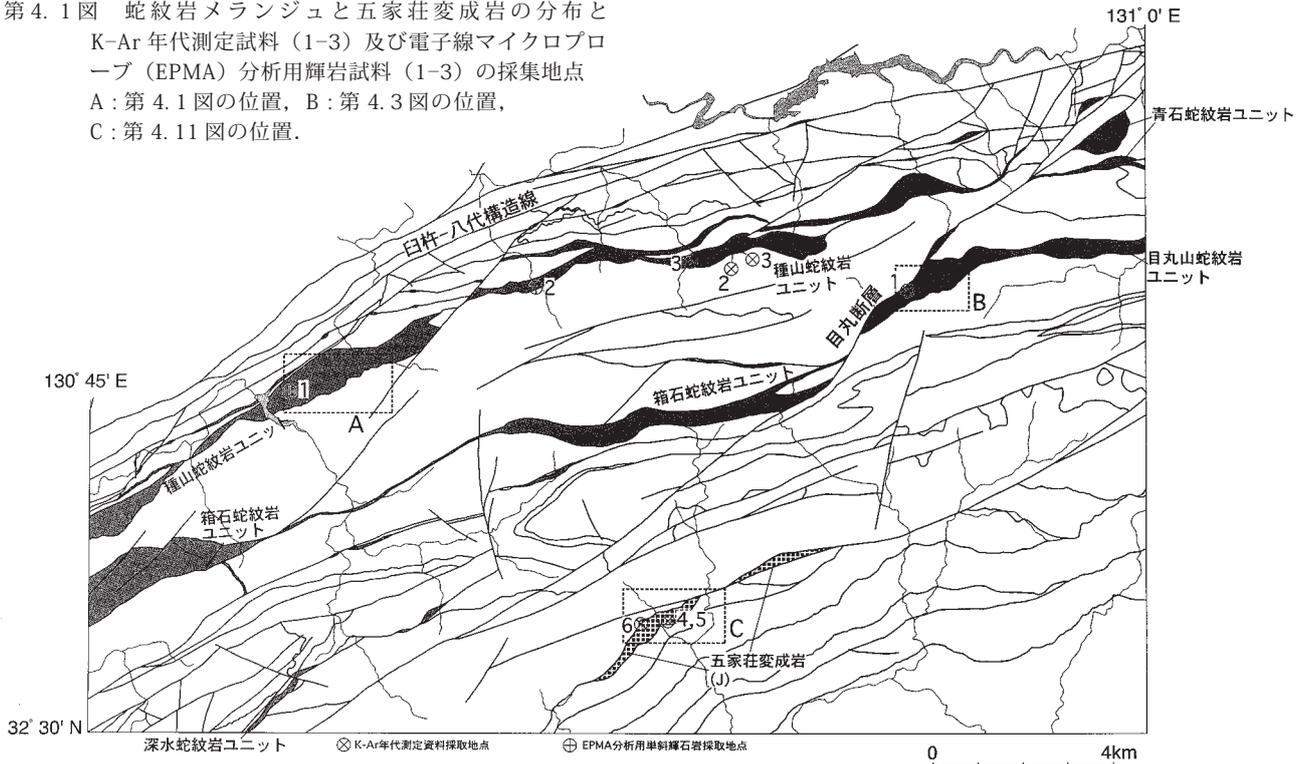
4.2.1 命名と分布

これまで、“構造線”の名称は“帯”と呼ぶべき幅をもち、断層群及びそれに伴う火成岩・変成岩帯に用いられてきた(たとえば、松本・勘米良, 1964, p.121)。しかし、主に蛇紋岩からなる地質体は、必ずしも断層群に沿うわけでなく、三次元的に地質体としての広がりを持ち、蛇紋岩メランジュとして認識できる。このため、主に蛇紋岩からなり、変成岩、深成岩などを含む蛇紋岩メランジュを本報告では種山蛇紋岩ユニット、箱石蛇紋岩ユニットなどと呼ぶ。その他に断層沿いに薄い蛇紋岩が分布する(第3.1図, 第4.1図)。

本地域の目丸断層より西側では、蛇紋岩メランジュを北から種山蛇紋岩ユニット、箱石蛇紋岩ユニット、深水蛇紋岩ユニットと呼ぶ。

種山蛇紋岩ユニットは、松本・勘米良(1952)では宮地・種山構造線、松本・勘米良(1964)では種山構造線

第4.1図 蛇紋岩メランジュと五家荘変成岩の分布と
K-Ar年代測定試料(1-3)及び電子線マイクロプロ
ープ(EPMA)分析用輝岩試料(1-3)の採集地点
A: 第4.1図の位置, B: 第4.3図の位置,
C: 第4.11図の位置.



と呼ばれた。

箱石蛇紋岩ユニットは松本・勘米良(1952)では落合構造線, 松本・勘米良(1964)では箱石構造線と呼ばれた。松本・勘米良(1952)では, 泉村一ツ氏周辺で柿迫層と南側の球磨層との間の小規模な蛇紋岩を今泉・箱石構造線と呼んだ。本図幅内では, 箱石蛇紋岩ユニットは西側の「八代」地域の箱石付近から, 松本・勘米良(1952)の落合構造線の位置を通過して東北東に伸びる。柿迫層と球磨層の間の蛇紋岩メランジュは箱石蛇紋岩ユニットから分岐しているように見える。

深水蛇紋岩ユニットは松本・勘米良(1952)では瀬高・深水・そして本地域の名称(泉村古園)を用いて古園構造線と呼ばれた。その後, 松本・勘米良(1964)は深水構造線と呼んだ。

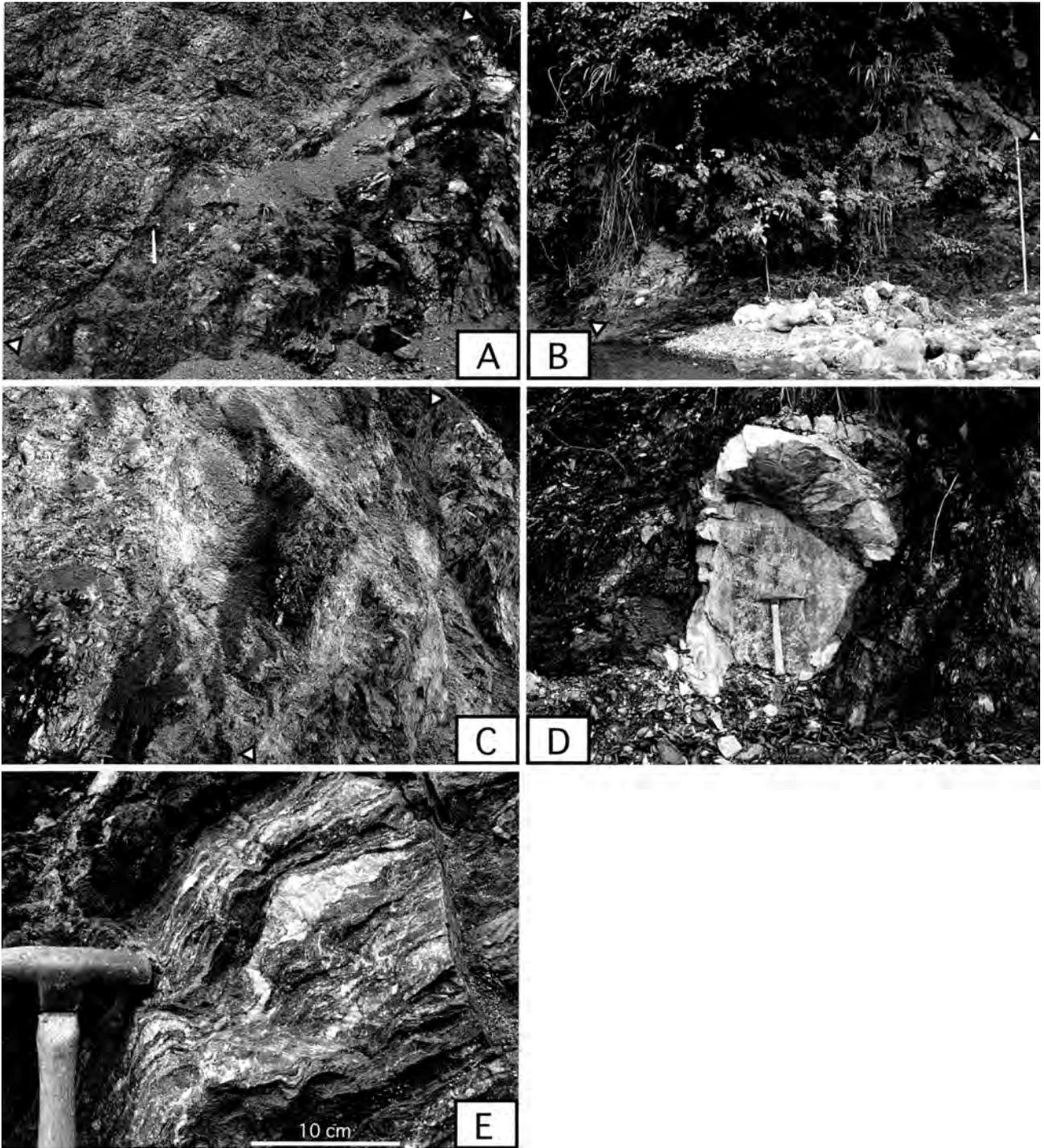
また目丸断層の東側で目丸山の南側に分布するものを目丸山蛇紋岩ユニットと呼ぶ。また目丸集落の南東側で結晶片岩を多く含むいくつかの蛇紋岩メランジュを分布地域の地名を用いて青石蛇紋岩ユニット呼ぶ。左ずれと北西落ち成分のある目丸断層の変位を元に戻すと, 目丸山蛇紋岩ユニットは深水蛇紋岩ユニットの東方延長, 青石蛇紋岩ユニットは箱石蛇紋岩ユニットの東方延長の可能性が高い。種山蛇紋岩ユニット, 箱石蛇紋岩ユニット近くの断層沿いにはしばしば薄い蛇紋岩メランジュが分布する。

4.2.2 各蛇紋岩ユニットの岩相と構造関係

種山蛇紋岩ユニットの分布域にはシルル-デボン系が向斜構造をなして構造的上位に分布する。これについては次章で述べる。本ユニットは東部で目丸断層で分布が限られ, それ以东では分布しない。坂本南方の輝岩, 山出の斑れい岩など大きな超苦鉄質-苦鉄質岩体を含む。北側の上部ペルム系の広平ユニットのメランジュとは高角の断層で接するが, シルル-デボン系の分布する地域では蛇紋岩が断層沿いにわずかしかないところもある。構造的上位には小田尾ユニットのメランジュが衝上している(第4.2図, 第4.4図A, B)。

箱石蛇紋岩ユニットは, 小田尾ユニットとペルム系深山ユニットないし球磨層との間に分布する。泉村西部の柿迫周辺では箱石蛇紋岩ユニットから分岐して, ペルム系正常堆積物の球磨層と構造的下位のペルム系深山ユニットないし柿迫層との間にある蛇紋岩に連続する。本地域南西部では, 小田尾ユニットの上に低角南傾斜の境界で重なるような分布をする。この蛇紋岩ユニットではしばしばローソン石片岩, 藍閃石ひすい輝石変斑れい岩などの高压型の変成岩が認められる。また, しばしば祇園山層の珪長質凝灰岩を含む。当蛇紋岩ユニットから分岐した二本杉峠北側の断層沿いの蛇紋岩メランジュは祇園山層相当と考えられる珪長質凝灰岩とともに分布する。

本地域南西部の浅海成ペルム-白亜系の南側には深水構造線の延長が分布する。本地域内では花崗岩カタクレ-サイトを伴うが, 断片的で大きな岩体はない。浅海成



第 4.4 図 蛇紋岩メランジュの岩相と周囲との関係

- A. 小田尾ユニットの混在岩（左上）が低角の衝上断層で蛇紋岩（種山蛇紋岩ユニット）に重なる．三角印間が断層．ハンマーの長さ 33 cm．位置は第 4.1 図 A，中央町坂本南方．
- B. 小田尾ユニットの混在岩（左上）が低角の衝上断層で蛇紋岩（種山蛇紋岩ユニット）に重なる．三角印間が断層．スケールの長さ 2 m．位置は第 4.1 図 B，中央町坂本南方．
- C. 走水ユニットの混在岩（左）と蛇紋岩（目丸山蛇紋岩ユニット）との断層関係．三角印間が断層．写真左下のハンマーヘッドの長さ 18.5 cm．位置は第 4.3 図 C，砥用町柏川源流域．
- D. 蛇紋岩メランジュ（目丸山蛇紋岩ユニット）に見られるロジン岩の岩塊．ハンマーの長さ 33 cm．位置は第 4.3 図 D，砥用町柏川源流域．
- E. 蛇紋岩中の緑れん石アケチノ閃石片岩の岩相．緑色部の薄片写真が第 4.9 図 C．矢部町目丸．

青石蛇紋岩ユニットはしばしば結晶片岩(第4.4図E)を含み、いくつかに分かれて分布する。苦鉄質片岩を多く含む点で箱石蛇紋岩ユニットと構成物は似る。小田尾ユニットのメランジュを構造的に覆う。

4.2.3 岩相記載

蛇紋岩メランジュの構成要素として、凡例では、黒雲母角閃石花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩(gd)、角閃石斑れい岩(gbr)、角閃石斜長石片麻岩(gn)、単斜輝石岩(px)、苦鉄質片岩及び変斑れい岩(gsc)、玄武岩溶岩及び火山碎屑岩(b)、花崗岩カタクレーサイト(gct)、珪長質凝灰岩角礫岩(atb)、蛇紋岩(sp)、石灰岩(ls)を挙げている。このほかに祇園山層が岩体状に入っている。

第4.5図には黒雲母角閃石花崗閃緑岩(gd)(第4.5図A)、角閃石斑れい岩(gbr)(第4.5図B、C)、角閃石斜長石片麻岩(gn)(第4.5図D)の薄片写真を示した。

花崗岩類は一般にカタクレーサイトになっているもの(gct)(第4.10図A)が多く、花崗岩類(gd)として地質図に描けるのは第4.3図に示したのだけである。第4.3図のD地点周辺では花崗岩類は蛇紋岩メランジュのブロックとしてしばしば存在する。花崗岩類(gd)には普通角閃石を含む黒雲母角閃石花崗閃緑岩と含まない黒雲母花崗岩がある。粒径は1~2mm程度、花崗閃緑岩では有色鉱物は黒雲母より普通角閃石の方が多く、他は石英と斜長石からなる。花崗岩カタクレーサイト(gct)は花崗岩類に伴われる。花崗岩カタクレーサイトにはカリ長石を多く含む優白色の花崗岩起源のものが多い(第4.10図A)。

角閃石斑れい岩(gbr)には、普通角閃石、斜長石からなるものから、普通角閃石、単斜輝石からなるものまで構成鉱物の量比に幅がある。いずれも低温の変成作用を受けており、これにより斜ゆうれん石、アクチノ閃石、緑泥石などを生じている。粒径は粗いもので5mm程度、通常は1~2mmである。第4.5図Bは普通角閃石、単斜輝石からなるものである。第4.5図Cは粗粒で輝石がなく普通角閃石と斜ゆうれん石からなる。普通角閃石の色は薄い。祇園町山出南方の種山蛇紋岩ユニット中に角閃石斑れい岩の大きな岩体がある。

角閃石斜長石片麻岩(gn)は、祇園町早楠でのみ見つかっている。斜長石と普通角閃石からなる。普通角閃石、斜長石が形態定向配列をなし、片麻状構造を有する。普通角閃石が1mm程度の間隔帯状に並んでいる(第4.5図D)ため、肉眼では細かい黒色の平行葉理を持つように見える。

種山蛇紋岩ユニットには、単斜輝石岩(px)の岩体は普遍的に認められる。特に氷川ダム北東側では少なくとも東北東方向2km、北北西方向650mの大きさを持つ輝石の岩体がある(第4.2図)。種山蛇紋岩ユニット中

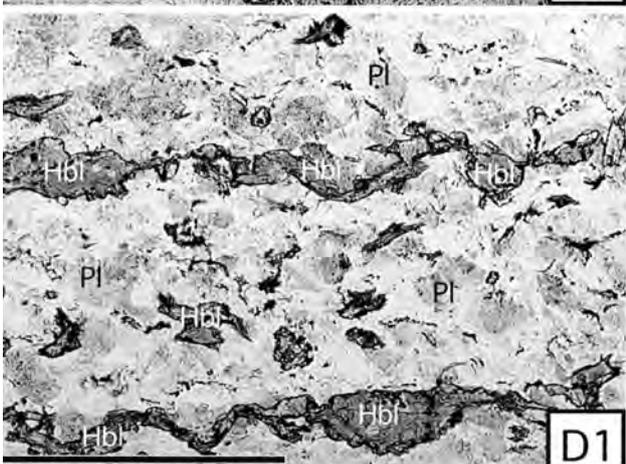
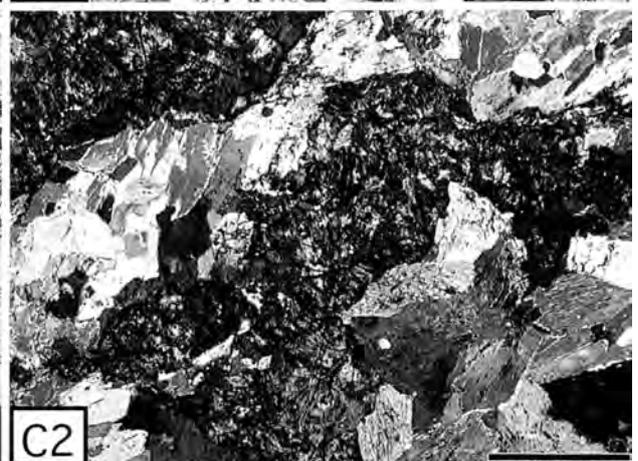
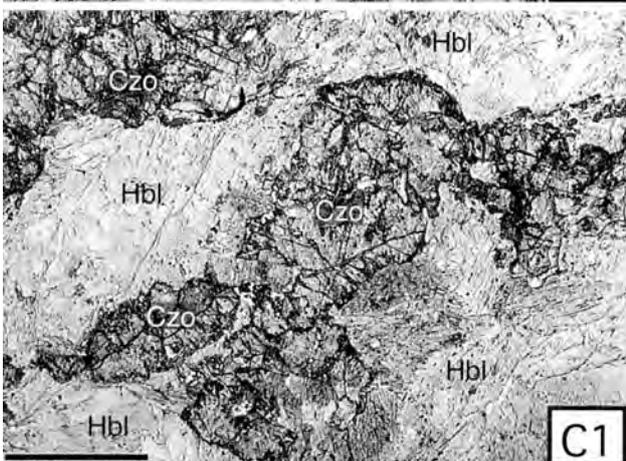
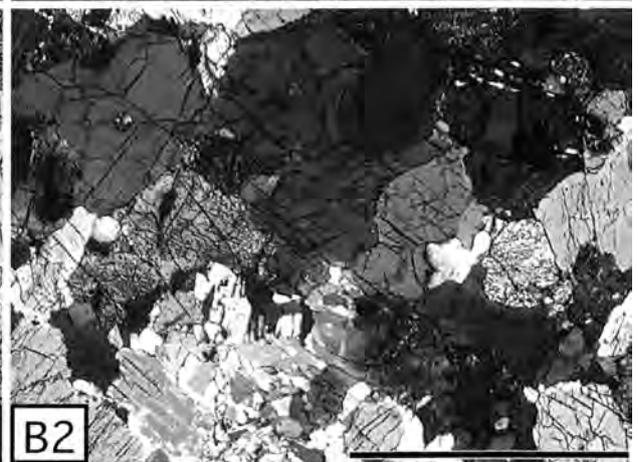
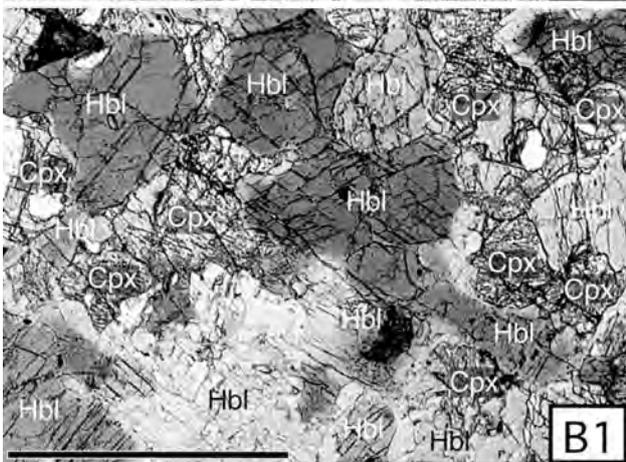
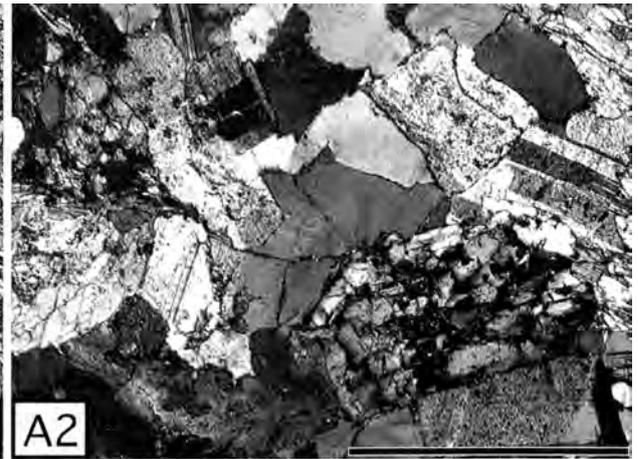
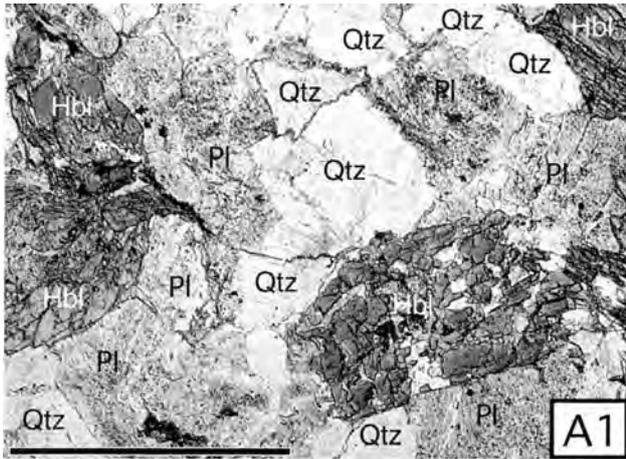
では粒径数mmの透輝石が多いが、第4.2図の範囲では粒径が大きく、GSJ R78098は透輝石の数cm~10cmの大きさの結晶からなる(第4.6図)。この輝石では径1cm以下の黒色の蛇紋石が少量含まれる。透輝石には裂開(parting)が発達し、異剥石となっている。結晶が大きくなるほど、裂開が発達する。鏡下(第4.7図)では、透輝石に細かい割れ目が著しく発達している。透角閃石は透輝石の結晶の間と、割れ目に沿って透輝石を侵食するように存在し、比較的大きな斑状をなすこともある。第4.7図の試料については、電子線マイクロプローブ(EPMA)分析を行った。採集地点は第4.1図、その結果を第4.8図と第4.1表に示した。分析結果から、単斜輝石は透輝石であり、成分のばらつきが少ないことが明らかになった(斎藤ほか、2004)。

玄武岩溶岩及び火山碎屑岩(b)は、蛇紋岩メランジュ中にしばしば認められ、特に本地域南西部の箱石蛇紋岩ユニットには大きな岩体が存在する。露頭での直接的な関係は不明だが、玄武岩の岩体の周囲にしばしば苦鉄質片岩が付随している。玄武岩溶岩、玄武岩火山碎屑岩とも、露頭では緑色で、風化すると褐色を帯びる。変質して色の薄くなっているものも多い。玄武岩溶岩は鏡下で0.2~0.3mm程度の長柱状の斜長石が認められる。片状構造は認められないが、全体に弱変成を受けていて、アクチノ閃石ができているものもある。

苦鉄質片岩及び変斑れい岩(gsc)は苦鉄質岩石を起源とする片岩のほかに、珪質片岩、藍閃石ひすい輝石変斑れい岩からなる。主要な岩相の顕微鏡写真を第4.9図に示した。第4.9図Cは露頭(第4.4図E)で暗色部(緑色)の薄片写真である。アクチノ閃石、緑れん石、パンペリー石があり、苦鉄質岩石(玄武岩溶岩、火砕岩)起源と考えられる。一方第4.9図Aのストルプノメレン片岩は露頭では赤みを帯びたチャート様の岩石、第4.9図Dの石英片岩もチャートの薄層状に見える。第4.9図Eの藍閃石ひすい輝石変斑れい岩は、露頭では暗緑色で、密度の大きいドレライト様の産状である。ローソン石を含む第4.9図Bともに低温高圧型の藍閃石片岩相を特徴づける変成岩である。

これらの他に、蛇紋岩メランジュには珪長質凝灰岩角礫岩(atb)の岩体が含まれる。流紋岩質-安山岩質の礫を主体とし、露頭では非常に硬く珪質である。泉村横手付近のものを第4.10図B、Cに示したが、泉村栗木川沿い(ペルム系深山ユニットと球磨層との境界部)にも産する。

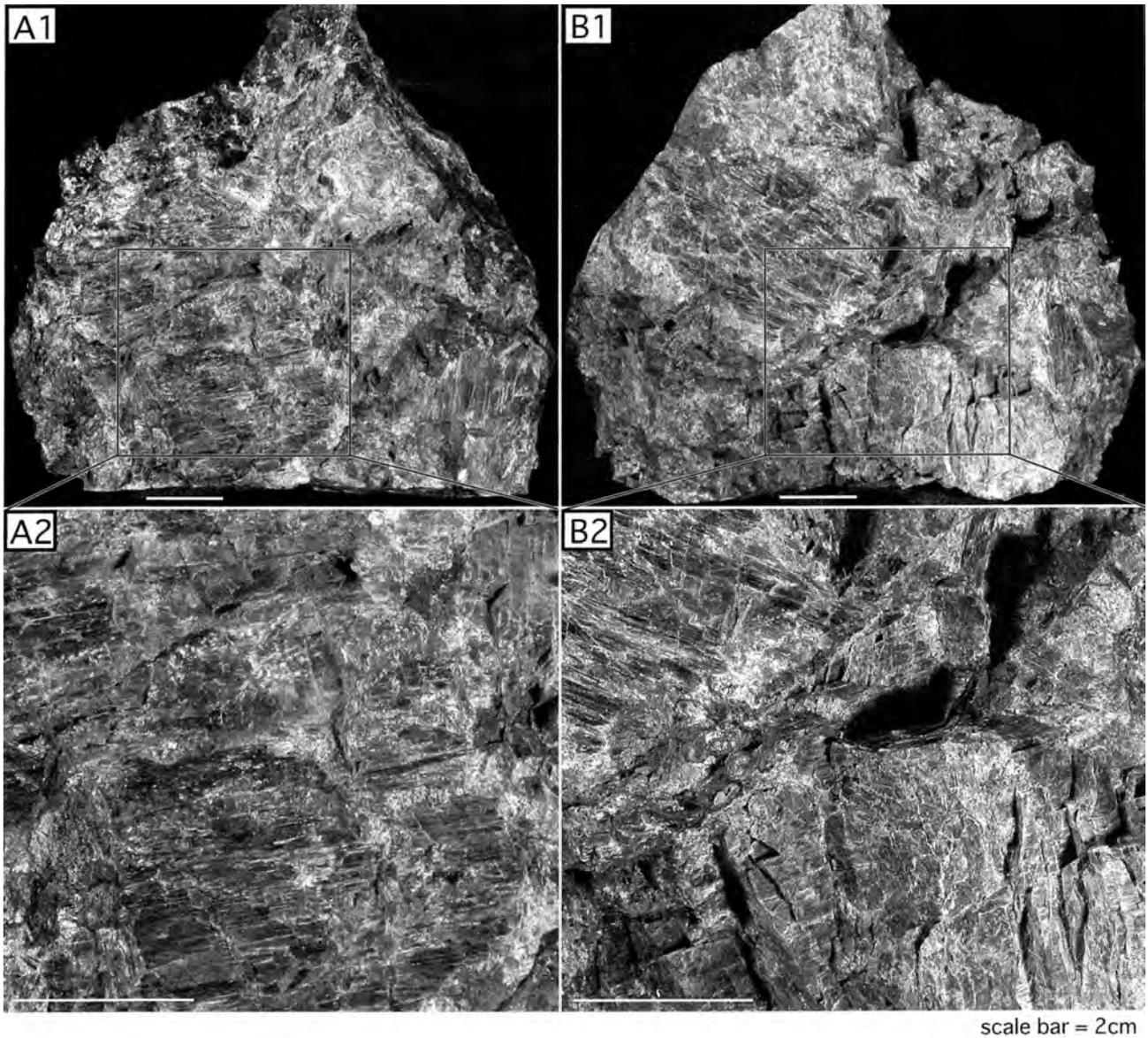
蛇紋岩(sp)は、地質図で表現されるブロックと同岩種の地質図に表現できない数cm~数10mのブロックをしばしば含んでいて、このような小規模なものにはロジン岩も含まれる(第4.4図D)。また、蛇紋岩は断層沿いでは著しい変形を受けていて葉状構造が著しく発達している。断層近傍では変質も進んでいて、青白色を呈す



るものが多いが、更に著しく風化すると淡黄白色になるものもある。

石灰岩 (ls) は種山蛇紋岩ユニットの砥用町早楠にわずかに分布する。灰白色で化石は得られていないが、シ

ルル-デボン系の珪長質凝灰岩がブロック化していることを考えれば、シルル-デボン系の石灰岩がブロック化したものの可能性がある。



第 4.6 図 透輝石 (異剥石) の巨晶からなる輝岩試料 (斎藤ほか, 2004)

A, B は輝岩試料の裏表. この試料は岩石試料登録番号 GSJ R78098, 鉱物標本番号 GSJ M36481 の一部, 電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析試料採集地点 1.

(左) 第 4.5 図 蛇紋岩メランジュ中の深成岩・変成岩類の薄片写真

各図 1 が単ニコル, 2 が直交ニコル. スケールバーは 1 mm.

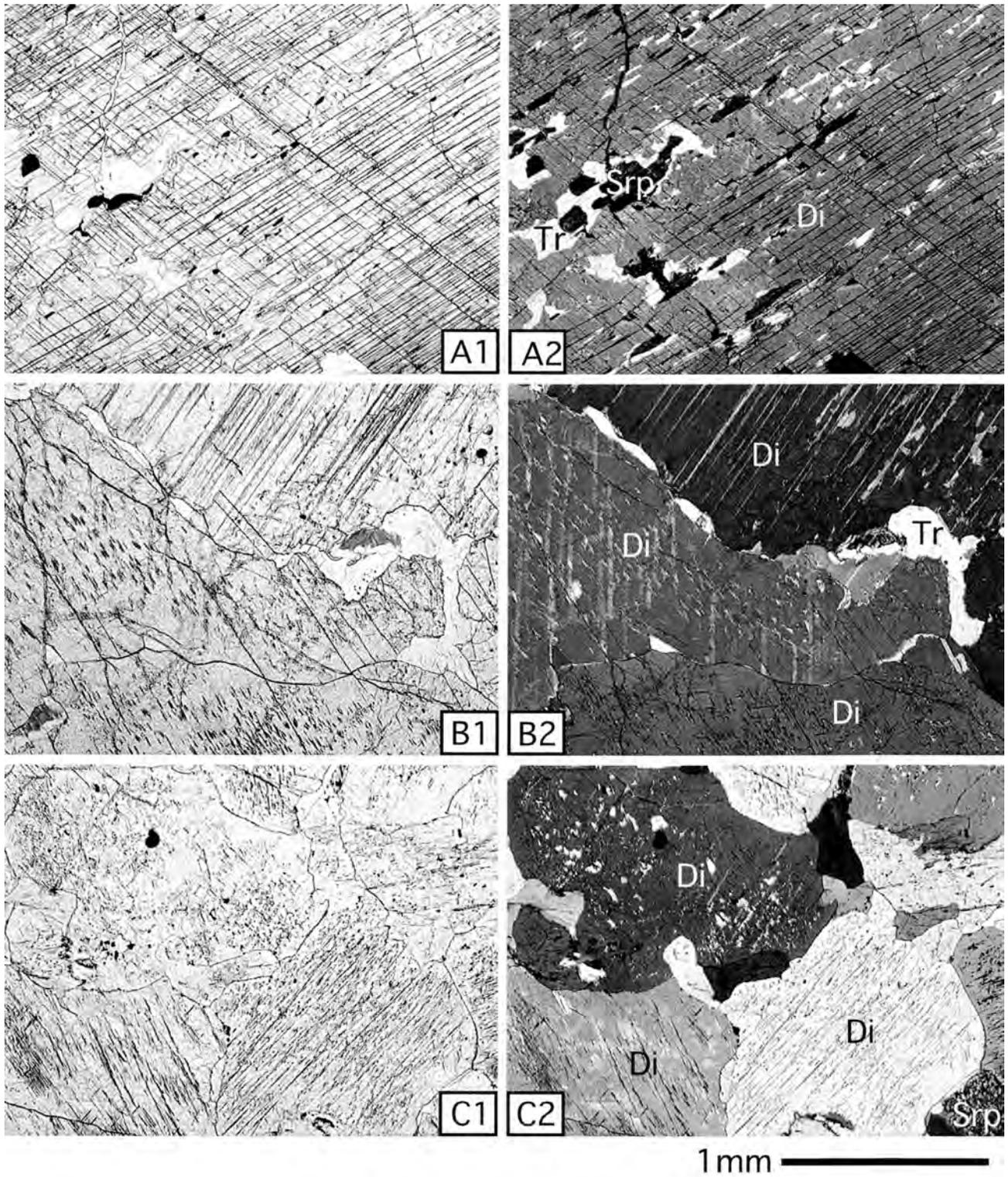
Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Hbl : 普通角閃石, Cpx : 単斜輝石, Czo : 斜ゆうれん石.

A. 黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩. GSJ R76500. 砥用町柏川上流, 第 4.3 図参照. 年代測定試料採集地点 1.

B. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩. GSJ R76501. 砥用町山出南方.

C. 斜ゆうれん石普通角閃石斑れい岩. GSJ R76502. 年代測定試料採集地点 2.

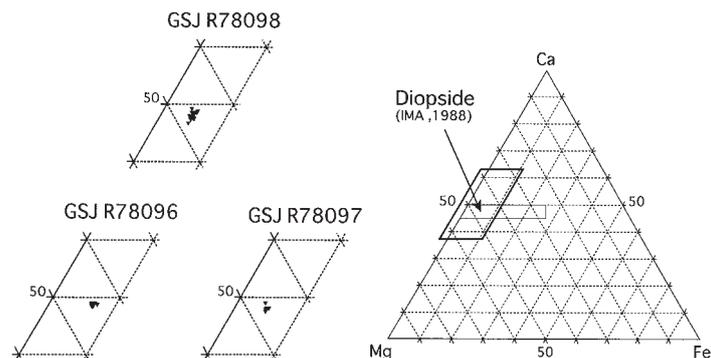
D. 普通角閃石斜長石片麻岩. GSJ R76503. 砥用町早楠. 年代測定試料採集地点 3.



第 4.7 図 輝岩の薄片写真 (斎藤ほか, 2004)

各図 1 が単ニコル, 2 が直交ニコル. Di: 透輝石, Tr: 透角閃石, Srp: 蛇紋石.

- A. GSJ R78098 (電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析試料採集地点 1, 泉村氷川ダム東)
- B. GSJ R78097 (電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析試料採集地点 2, 砥用町小田尾北方)
- C. GSJ R78096 (電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析試料採集地点 3, 砥用町早楠)



第 4.8 図 単斜輝石の Ca-Mg-Fe 比を示すダイアグラム (斎藤ほか, 2004)
透輝石 (Diopside) の範囲は, IMA (1988) の区分による。

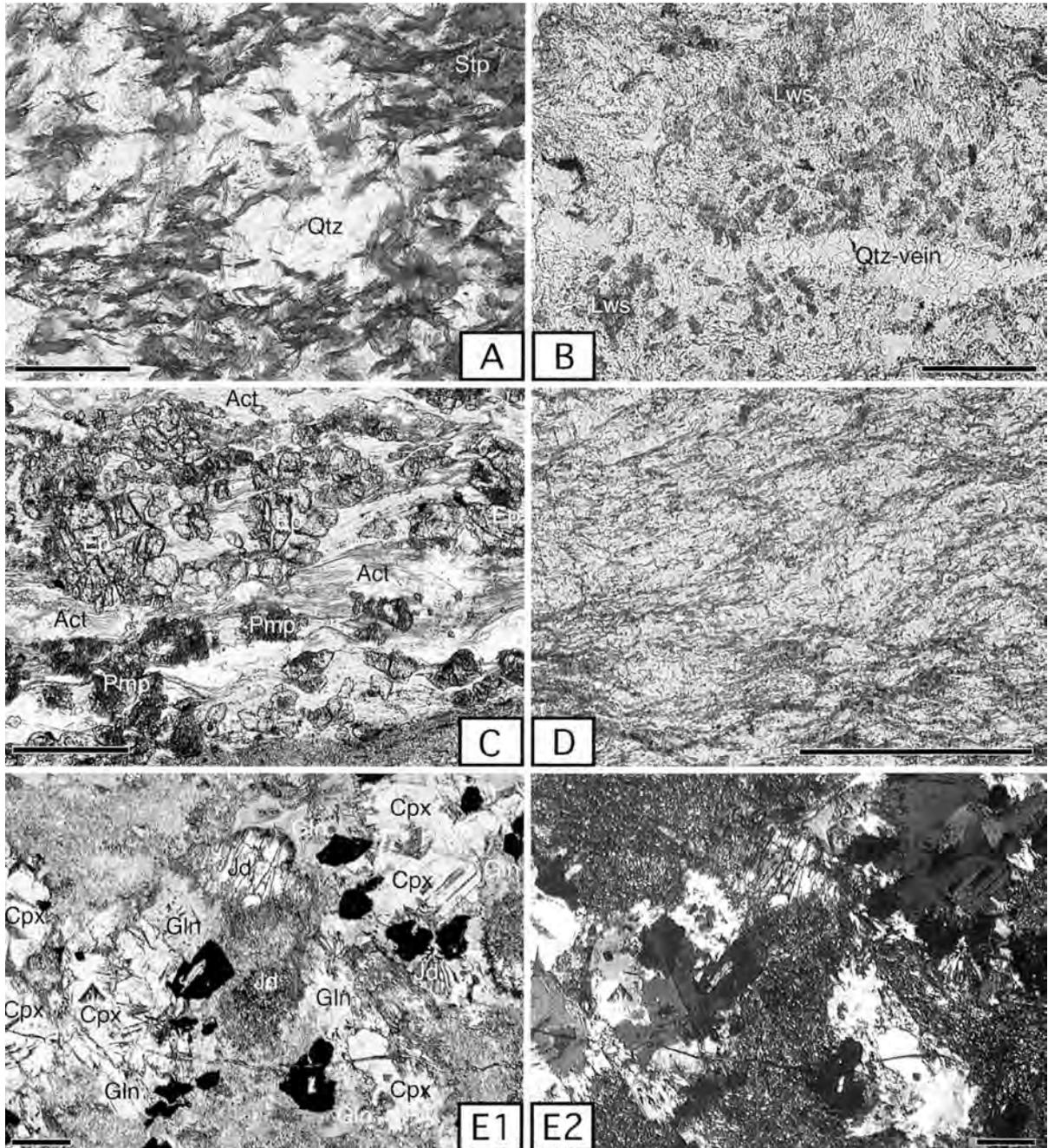
第 4.1 表 輝岩の電子線マイクロプローブ (EPMA) 分析結果 (斎藤ほか, 2004)
分析者 GSJ R78096 (EPMA 分析試料地点 3), GSJ R78097 (EPMA 分析試料地点 2) : 宮崎一博, GSJ R78098 (EPMA 分析試料地点 1) : 塚本 齊. 分析試料採集地点は第 4.1 図.

Representative analyses of pyroxene (O=6)

Sample No.	GSJ R78098															
Point No.	4	6	7*	9	10	12	13	14	15	17*	18*	19	20	23	24	31
SiO2	53.7	53.7	53.6	54.2	54.0	54.1	53.9	53.4	53.7	53.6	53.5	53.5	54.2	54.1	53.7	53.9
TiO2	0.09	0.08	0.04	0.01	0.07	0.06	0.05	0.08	0.04	0.04	0.00	0.11	0.06	0.07	0.08	0.03
Al2O3	1.01	0.99	0.80	0.56	0.64	0.69	0.74	1.18	0.86	0.76	0.75	1.06	0.66	0.94	0.91	1.05
Cr2O3	0.43	0.31	0.22	0.24	0.27	0.46	0.38	0.36	0.39	0.44	0.39	0.38	0.18	0.43	0.45	0.43
FeO*	3.24	3.28	3.21	2.91	2.95	3.30	3.47	3.41	3.08	3.07	3.26	3.34	2.73	3.34	3.18	3.40
MnO	0.13	0.13	0.13	0.09	0.12	0.14	0.12	0.14	0.07	0.15	0.11	0.14	0.13	0.15	0.06	0.11
MgO	16.9	17.1	17.3	17.2	17.2	16.8	17.0	17.0	17.4	17.3	17.2	16.9	17.2	17.2	17.1	16.6
CaO	24.3	24.3	23.9	24.2	24.8	24.4	23.8	23.8	23.4	24.1	24.2	24.6	25.2	23.9	24.6	24.4
Na2O	0.12	0.09	0.11	0.09	0.09	0.13	0.15	0.14	0.12	0.12	0.16	0.08	0.07	0.12	0.10	0.14
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	100.0	99.9	99.2	99.5	100.1	100.1	99.6	99.5	99.0	99.5	99.6	100.1	100.5	100.3	100.2	100.1
Si	1.96	1.96	1.97	1.98	1.97	1.98	1.98	1.96	1.97	1.97	1.97	1.96	1.97	1.97	1.96	1.97
Al	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe+2	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.92	0.93	0.95	0.94	0.93	0.91	0.93	0.93	0.95	0.95	0.94	0.92	0.93	0.93	0.93	0.91
Ca	0.95	0.95	0.94	0.95	0.97	0.96	0.94	0.94	0.92	0.95	0.95	0.97	0.98	0.93	0.96	0.96
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.01	4.01	4.01	4.00	4.01	4.00	4.01	4.01	4.00	4.01	4.02	4.01	4.01	4.01	4.02	4.01

Sample No.	GSJ R78097						GSJ R78096						
Point No.	16	17	18	19	21	28	1	2	3	4	5	6	12
SiO2	53.4	53.2	53.2	53.2	53.3	54.0	51.8	51.4	52.1	51.4	52.0	52.8	52.6
TiO2	0.11	0.12	0.09	0.12	0.10	0.09	0.20	0.27	0.23	0.26	0.20	0.16	0.20
Al2O3	1.14	1.23	0.85	0.94	1.12	0.96	2.32	2.62	2.18	2.24	2.00	1.71	1.69
Cr2O3	0.22	0.21	0.16	0.15	0.16	0.14	0.16	0.17	0.15	0.14	0.10	0.14	0.10
FeO*	3.22	3.39	2.80	3.27	3.11	3.30	4.33	4.73	4.12	4.27	4.45	4.15	4.03
MnO	0.10	0.14	0.14	0.15	0.06	0.04	0.09	0.11	0.16	0.22	0.11	0.17	0.10
MgO	17.1	17.0	17.0	17.0	17.3	17.5	15.9	15.7	16.1	15.7	16.2	16.3	16.3
CaO	24.3	24.3	24.9	24.3	24.4	24.3	24.0	24.3	24.1	24.2	24.3	24.7	24.9
Na2O	0.14	0.13	0.10	0.14	0.09	0.16	0.10	0.10	0.08	0.11	0.08	0.07	0.08
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.7	99.7	99.2	99.3	99.6	100.4	98.9	99.3	99.2	98.6	99.5	100.2	100.0
Si	1.96	1.95	1.96	1.96	1.95	1.96	1.92	1.91	1.93	1.92	1.93	1.94	1.93
Al	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.07	0.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.93	0.93	0.93	0.94	0.95	0.95	0.88	0.87	0.89	0.88	0.90	0.89	0.90
Ca	0.95	0.96	0.98	0.96	0.96	0.95	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.98
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.02	4.02	4.02	4.02	4.02	4.02	4.02	4.03	4.02	4.02	4.03	4.02	4.02

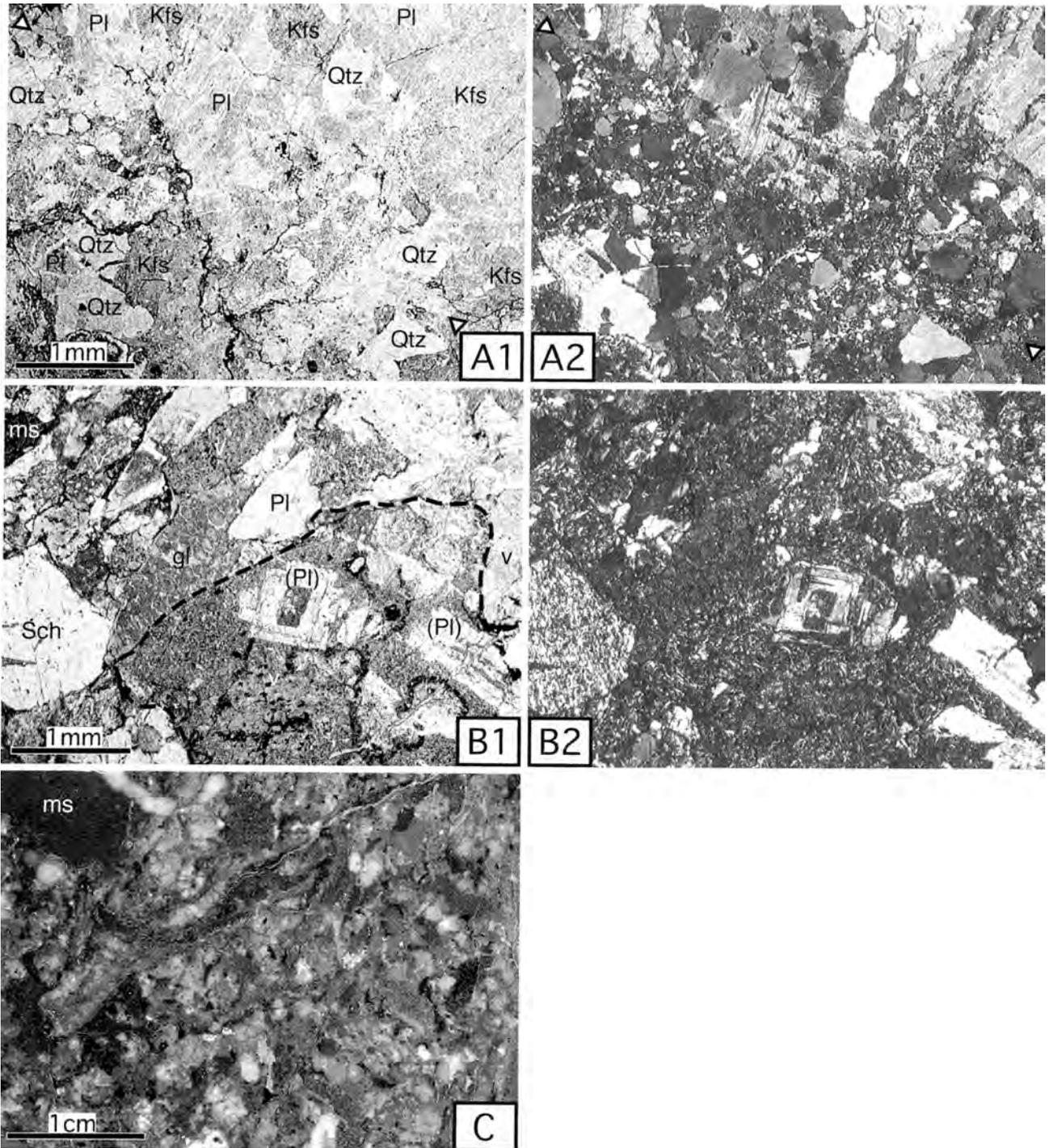
* close to cleavage



第 4.9 図 蛇紋岩中の苦鉄質片岩類の薄片写真

A, B, C, D, E1 が単ニコル, E2 が直交ニコル. スケールバーは 0.25 mm.

- A. スチルプノメレン片岩. 露頭では赤みを帯びたチャート様の岩石. 透明部分は微細な石英 (Qtz). 針状結晶はスチルプノメレン (Stp). 砥用町飛石. GSJ R80097.
- B. ローソン石片岩. 0.05 mm 程度の短柱状の結晶がローソン石 (Lws), 中央下に石英脈 (Qtz-vein). 透明な基質は微細な石英. 泉村谷内. GSJ R76507.
- C. 緑れん石アクチノ閃石片岩. 基質をなす繊維状の結晶がアクチノ閃石 (Act), 屈折率の高い斑状変晶は緑れん石 (Ep), 細粒の集合体がパンペリー石 (Pmp). 矢部町目丸. 第 4.4 図 E の赤褐色部. GSJ R80098.
- D. 石英片岩. 2 ~ 3 mm の白色の葉理状の構造を持ち. 白色葉理の間には薄い褐色の挟みがある. この写真下部が挟みの部分で, 上半分が白色部. 微細な石英と長さ 0.05 mm 以下の黒雲母からなる. 泉村西縁部 (泉村塩平南方) の谷沿い. GSJ R80099.
- E. ひすい輝石普通輝石藍閃石変斑れい岩. 露頭では, 片状構造のないドレライトに見える. 鏡下でも片状構造はなく, 等粒状組織を残している. ひすい輝石 (Jd), 単斜輝石 (Cpx), 藍閃石 (Gln). ひすい輝石は複屈折が低く, 屈折率は高い. 藍閃石は単ニコルで鮮やかな青紫色. 汚れた基質状の部分は斜長石の跡. 泉村西縁部 (泉村塩平南方) の尾根沿い. 「八代」地域に続く高圧低温型変成岩の一部. GSJ R80100.



第4.10図 蛇紋岩中の花崗岩カタクレーサイト，角礫岩

石英 (Qtz)，カリ長石 (Kfs)，斜長石 (Pl)，結晶片岩 (Sch)，火山岩 (v)，ガラス (gl)，泥岩 (ms)。A1, B1 が単ニコル，A2, B2 が直交ニコル。

A. 花崗岩カタクレーサイトの薄片写真。2つの△印間より左下が特に破碎されている。砥用町柏川。GSJ R80101。

B. 珩長質凝灰岩角礫岩の薄片写真。流紋岩-安山岩の礫が多いが，変成岩，堆積岩（泥岩，砂岩）礫も含まれる。礫支持である。（Pl）は写真中央から下部右半を占める火山岩（点線内）中の斑晶。泉村横手。GSJ R80102。

C. Bの切片写真。大部分を占める火山岩片は白色-緑色。色の白い部分ほど珩長質，黒色は泥岩片。

4. 2. 4 K-Ar 年代と対比

第 4.5 図の 4 試料から普通角閃石を抽出し K-Ar 年代の測定を行った。しかし、GSJ R76501 (第 4.5 図 B) の単斜輝石普通角閃石斑れい岩の普通角閃石は、K の濃度が 0.04 % で測定に耐えなかったので除外した。これらの年代については、齋藤ほか (2004) に報告した。

花崗閃緑岩 (GSJ R76500, 第 4.5 図 A), 斜ゆうれん石普通角閃石斑れい岩 (GSJ R76502, 第 4.5 図 C), 普通角閃石斜長石片麻岩 (GSJ R76503, 第 4.5 図 D) とともに 400 Ma 前後の値を示し、誤差を考慮しても後期シルル紀-デボン紀の年代をもつ (第 4.2 表)。

この結果と上述の岩相から、花崗閃緑岩 (GSJ R76500) は八代火成岩類、鞍岡火成岩、三国庄砕花崗岩類、四国の三滝火成岩類に対比できる。また岩相から、花崗岩カタレーサイトもこれらに対比できるものと考えられる。また、普通角閃石斜長石片麻岩 (GSJ R76503) は、八代片麻岩類、本匠変成岩類、四国の寺野変成岩類に対比される。

斑れい岩の年代の報告はこれまでほとんどない。GSJ R76502 (斜ゆうれん石普通角閃石斑れい岩) の普通角閃石も苦鉄質岩のためか K の濃度がやや低く、また岩石としてはやや変質しているが、371 Ma の年代が得られた。このことは、本地域の斑れい岩の年代は、花崗岩類、片麻岩とほぼ同じ 400 Ma 前後の年代であることを示す。斑れい岩が単斜輝石岩や蛇紋岩と同じ形成場でできた可能性があることから、これらの超苦鉄質岩の年代も 400 Ma 前後の可能性もある。

藍閃石片岩相を示す苦鉄質片岩の年代は不明であるが、破木変成岩類 (破木緑色片岩類) にも同様の藍閃石片岩相を示す苦鉄質片岩が存在し、猫谷、深水蛇紋岩ユニットでも破木変成岩類に対比できる藍閃石片岩が知られている (大島・宮地, 1976)。破木変成岩類の片岩の年代は 187.1 ~ 182.3 Ma である (西園, 1996)。次項の五家荘変成岩も含めてこれらに対比される可能性がある。

4. 3 五家荘変成岩 (新称) (gph, pph)

4. 3. 1 研究史

五家荘変成岩についての記載はこれまでない。「日奈久」地域では五家荘変成岩と同様、与奈久ユニットの北側に破木変成岩類がある。この研究史については、前項で述べた。

4. 3. 2 命名と分布

五家荘地域に大きな分布があることから命名した。模式地は、第 4.11 図に示した梅檀轟瀑北西方のルートである。五家荘変成岩の厚さは最大で 300 m、北西に中角度で傾斜する。五家荘変成岩は、梅檀轟瀑北西方 (第 4.11 図)、大金峰と小金峰の間の仁田尾の攻集落の尾根沿い、本地域東側の「鞍岡」地域の耳川源流域 (第 7.9 図) に分布する。この 3 箇所はともに尾根に近い部分で、逆に保口岳西方の沢、小原川、葉木の谷内川において、野外で十分な検討を行ったが、五家荘変成岩は存在しない。周囲のジュラ紀堆積岩コンプレックスの走水ユニットと与奈久ユニットの境界断層に沿って存在し、「日奈久」地域から本地域南側の「頭地」地域に連続する蛇紋岩と破木変成岩類 (松本・勘米良, 1952 の破木構造線) と構造的な位置は同じである。しかし、直接連続していない。五家荘変成岩の北側の走水ユニット南部では、メランジュにスレート劈開の発達する部分があるが、変形が強いだけで再結晶度は低く、五家荘変成岩とは大きく異なる。

4. 3. 3 岩相

主に泥質片岩 (準片岩) (pph) からなる部分と苦鉄質片岩 (gph) からなる部分がある。泥質片岩は砂質片岩を伴う。露頭では、色の明るい砂質部と色の暗い泥質部の細互層として認識できる。鏡下では泥質部は微細な白雲母が縞状の構造を作り、微褶曲をしている。ちりめんじわ劈開も認められる (第 4.12 図 A, B)。砂質部には

第 4.2 表 蛇紋岩メランジュ中の深成岩・変成岩の放射年代値 (齋藤ほか, 2004)

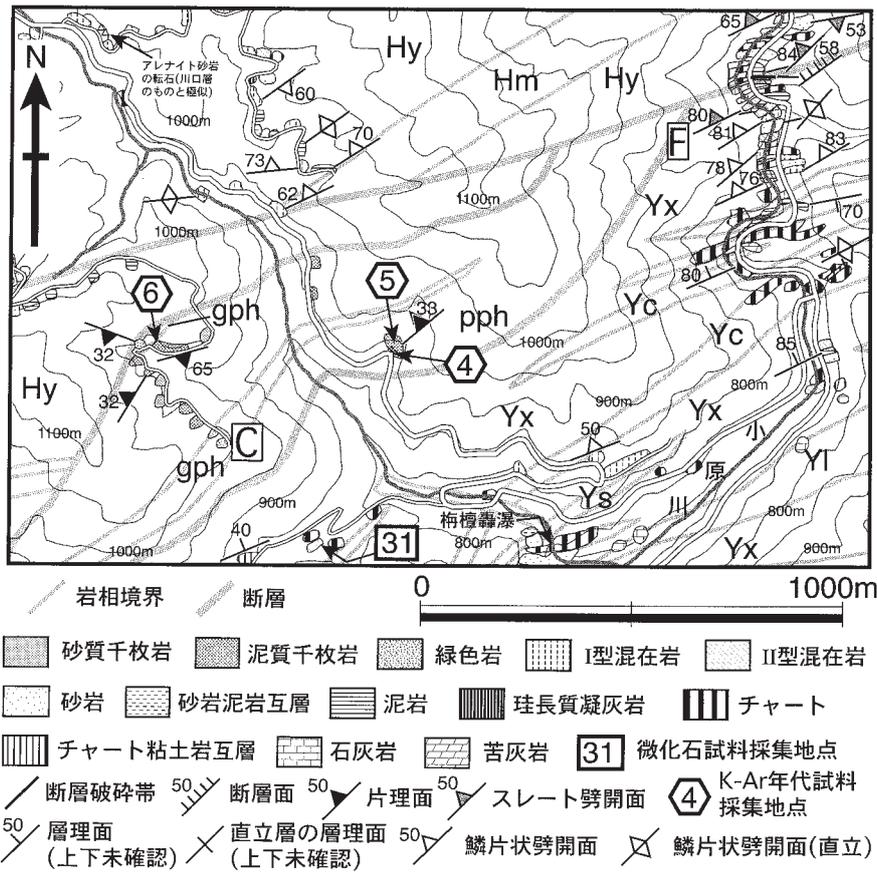
分析試料採集地点は第 4.1 図。各数値は 2 回測定 of 平均値。

濃集方法: 鉱物粒径に応じて粉碎後、ハリモンド電磁分離器、アイソダイナミックセパレーター

で分離後、SPT を用いて重液分離を行い、最後に実体鏡下で手作業で分離。

測定: アレゲニー・テクノロジー・ジャパン (株)

Loc. No.	岩体名ないし 岩石名	凡例	GSJ R No.	産地	岩石	測定対象鉱物	K (%)	Rad.40Ar (in scc/gm $\times 10^{-5}$)	Non. rad. 40Ar(%)	年代 (Ma)
1	花崗閃緑岩	gr	76500	砥用町茂見山 南東方	黒雲母普通角閃石 花崗閃緑岩	普通角閃石	0.36	0.642	93.5	408±20
2	はんれい岩	gb	76502	砥用町早楠	斜ゆうれん石普通 角閃石はんれい岩	普通角閃石	0.18	0.289	87.6	371±19
3	片麻岩	gn	76503	砥用町早楠	普通角閃石斜長石 片麻岩	普通角閃石	0.32	0.46	72.8	405±20



第 4.11 図 五家荘変成岩の模式地付近のルートマップ
 泉村 梅檀轟瀑^{せんだんとどろくぼく}周辺. C : 第 4.12 図 C.
 年代測定試料 4, 6 の薄片写真はそれぞれ第 4.2 図 A, B.

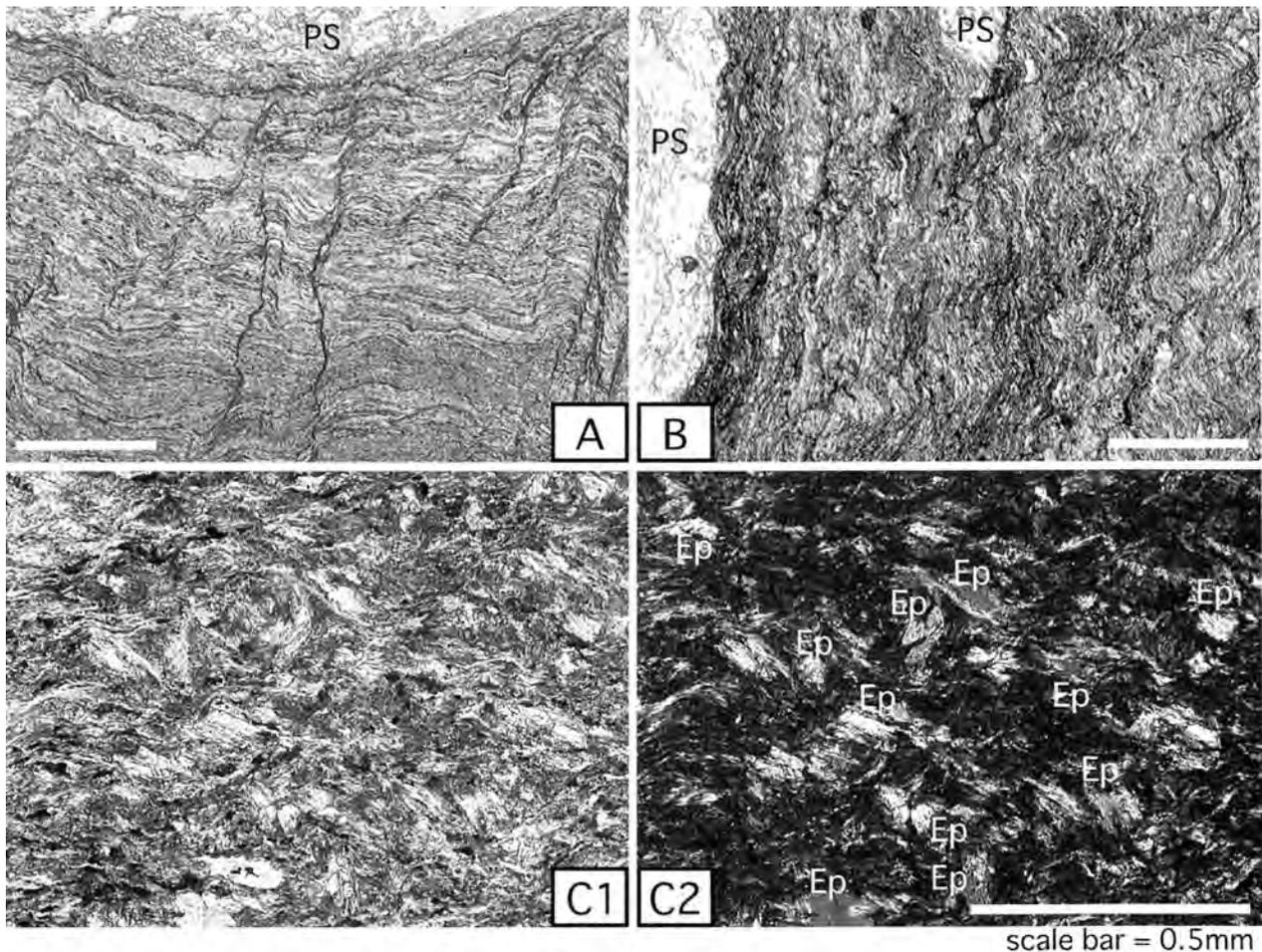
石英の碎屑粒子らしい部分が残っているが、再結晶している (第 4.12 図 B)。苦鉄質片岩は露頭では緑色で塊状の岩石であるが、鏡下では微細な針状のアクチノ閃石とスポット状の緑れん石からなり、弱い片状構造が認められる (第 4.12 図 C)。蛇紋岩に伴われる第 4.9 図 C のアクチノ閃石緑れん石片岩と比べると結晶度は低い。

4.3.4 年代と対比

梅檀轟瀑北西方の泥質千枚岩の年代を測定した (第 4.3 表)。試料採集地点は第 4.1 図, 第 4.12 図に示した。試料は野外で泥質部の多い部分を採取した上で、破碎し更に泥質部を集めてから粉碎し、濃集させた。GSJ R76504 と GSJ R76505 はほぼ同じ露頭から採取した試料だが、182 Ma と 144 Ma と年代が大きく異なる。また、GSJ R76504 と GSJ R76506 は誤差の範囲で同じ年代である。

これらの結果は、西園 (1996) が破木変成岩類で報告した泥質片岩、泥質千枚岩の年代とよく似ている。西園 (1996) は泥質片岩 2 試料の白雲母の K-Ar 年代を 187.1 ~ 182.3 Ma、泥質千枚岩 4 試料の K-Ar 年代を 170.2 ~ 149.2 Ma と報告した。また与奈久ユニットの粘板岩 4 試料の白雲母、149.2 ~ 130.7 Ma の年代を報告している。第 3.1 図に示すように、五家荘変成岩は破木変成岩類の東方延長に当たることから、両者は対比できるものと考えられる。しかし、泥質千枚岩の年代が 180 ~ 140 Ma で収束しない理由は不明である。

また五家荘変成岩は、本地域内では蛇紋岩を伴わないが、破木変成岩類は蛇紋岩と共に分布する。そして蛇紋岩メランジュ中の苦鉄質片岩類は、岩相の面から見れば五家荘変成岩中の苦鉄質片岩によく似ている。蛇紋岩中の苦鉄質片岩の年代が不明のため、五家荘変成岩との対比不可能だが、検討の対象に入れる必要がある。



第 4.12 図 五家荘変成岩の泥質片岩，苦鉄質片岩の薄片写真
スケールバーは 0.5 mm.

- A. 泥質片岩．白雲母は左右方向の細かい葉理状の構造を示す．ちりめんじわ劈開（上下方向）ができています．PS：砂質部．単ニコル．第 4.1 図 K-Ar 年代試料 4，第 4.11 図の地点 4．GSJ R76505.
- B. 泥質片岩．白雲母は上下方向の細かい葉理状の構造を示す．ちりめんじわ劈開（右上-左下方向）ができています．PS：砂質部．単ニコル．第 4.1 図 K-Ar 年代試料 6，第 4.11 図の地点 6．GSJ R76506.
- C. 苦鉄質片岩．斑状変晶 Ep は緑れん石．基質の微細な針状の鉱物がアクチノ閃石．C1：単ニコル，C2：直交ニコル．第 4.11 図の地点 C．GSJ R80103.

第 4.3 表 五家荘変成岩の放射年代値

分析試料採集地点は第 4.1 図，第 4.11 図．各数値は 2 回測定の平均値．

濃集方法：150-200 メッシュに粉碎後，水洗，乾燥（80℃）．試料をピーカーに入れて転がし，静電気で壁面に付いたものだけを回収し塩酸で 80℃で湯煎．脱イオン水で超音波洗浄，乾燥を経て得られた粒子を，樹脂封入して鏡下で白雲母であることを確認して，年代測定試料とした．
測定：アレゲニー・テクノロジーズ・ジャパン（株）

Loc. No.	岩体名ないし 岩石名	凡例	GSJ R No.	産地	岩石	測定対象鉱物	K (%)	Rad.40Ar (in scc/gm $\times 10^{-5}$)	Non. rad. 40Ar(%)	年代 (Ma)
4	五家荘変成岩	pph	76504	泉村梅檀轟瀑北西方 (道路沿い砂防ダム脇)	泥質千枚岩	白雲母	3.43	1.99	98.1	144±7
5	五家荘変成岩	pph	76505	泉村梅檀轟瀑北西方 (砂防ダム上の北からの 小沢)	泥質千枚岩	白雲母	5.27	3.92	96.2	182±9
6	五家荘変成岩	pph	76506	泉村梅檀轟瀑北西方 (林道沿い)	泥質千枚岩	白雲母	4.04	2.44	94.5	149±7

第5章 シルル紀-ジュラ紀正常堆積物

(齋藤 眞・利光誠一・宮崎一博)

5.1 シルル系-デボン系

5.1.1 研究史

本地域内ではこれまでシルル-デボン系の報告はなかった。本地域の東縁部の内大臣川の右岸(「鞍岡」地域内)で、上部デボン系内大臣層(谷本・宮本, 1986, Miyamoto and Tanimoto, 1993)が知られていただけである。

近隣の地質図幅では、いくつかシルル-デボン系が知られていた。これらは深水蛇紋岩ユニット-目丸山蛇紋岩ユニット(第3.1図)とともに分布するものである。上部シルル系-下部デボン系では、齋藤・神戸(1954)が「鞍岡」地域内で祇園山層を報告した。Hamada(1958), 濱田(1959)は祇園山層の石灰岩から珪長質凝灰岩に至る詳しい層序(G1からG4)を明らかにした。これによるとG1層は砂岩主体で緑色珪長質凝灰岩(原記載は緻密凝灰岩)を挟み、G2層は石灰岩、砂岩、頁岩、凝灰岩からなり、化石に富む。G3層は化石に富む礁性石灰岩からなり、G4層は花崗岩質砂岩に7~8枚の緑色珪長質凝灰岩と流紋岩、流紋岩集塊岩を挟むとされている。また、濱田(1959)は祇園山層の珪長質凝灰

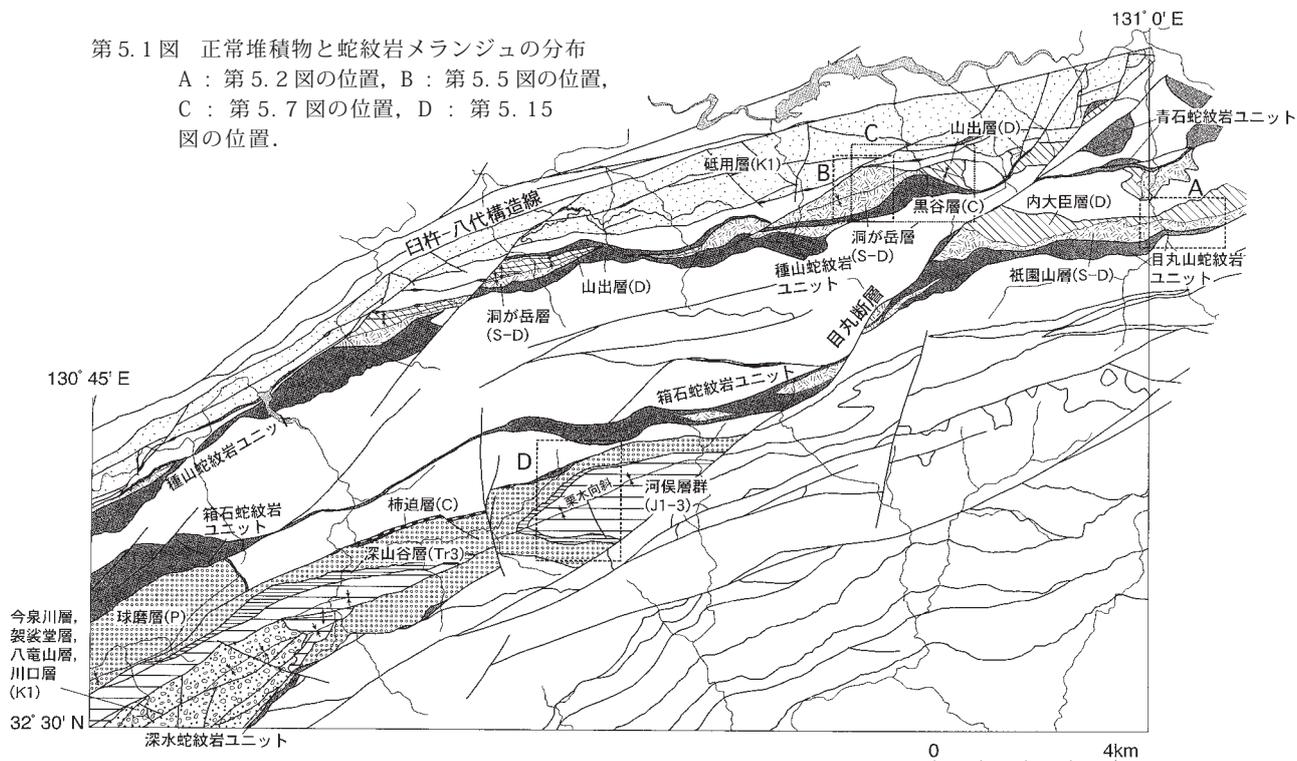
岩に放散虫化石が含まれることを明らかにした。その後、Wakamatsu *et al.* (1990) や梅田(1997)によって放散虫化石が検討されている。同様の地層は、「日奈久」地域でも松本・勘米良(1952)により小規模な分布が報告され、その後「日奈久」図幅(松本・勘米良, 1964)で深水層として記載された。

本地域周辺の上部デボン系は、これまで内大臣層が報告されていたのみである。谷本・宮本(1986)によって下部石炭系湯鶴葉層(神戸, 1957)中から、上部デボン系についての予察的な報告がされ、Kimura *et al.* (1986)が *Leptophloeum* などの後期デボン紀の植物化石を報告し、柳田ほか(1987)が後期デボン紀の腕足類の化石を報告したことにより、Miyamoto and Tanimoto(1993)は正式に湯鶴葉層からデボン系を分離し、内大臣層として記載した。その後、村田ほか(1997)は内大臣層からサンゴ、三葉虫を報告し、前期デボン紀後期-中期デボン紀の年代の可能性を指摘した。

一方、本図幅の調査の過程で、種山蛇紋岩ユニットとともに上部シルル系-デボン系が分布することが明らかになってきた(第5.1図)。齋藤ほか(2003)は、*Leptophloeum* を産し、内大臣層に相当する地層の分布を

第5.1図 正常堆積物と蛇紋岩メランジュの分布

A : 第5.2図の位置, B : 第5.5図の位置,
C : 第5.7図の位置, D : 第5.15
図の位置。



明らかにし、下位に珩長質凝灰岩があることを示した。栗原(2004)は斎藤ほか(2003)の地質の報告を基に、洞が岳の珩長質凝灰岩から後期シルル期-前期デボン紀の放散虫化石を報告した。

5.1.2 地層区分

本地域のシルル-デボン系は目丸山蛇紋岩ユニット(一部は青石蛇紋岩ユニットとも断層関係)とともに分布する上部シルル系-下部デボン系の祇園山層(斎藤・神戸, 1954), 上部デボン系の内大臣層(Miyamoto and Tanimoto, 1993), 種石蛇紋岩ユニットとともに分布する上部シルル系-下部デボン系の洞が岳層(新称), 上部デボン系の山出層(新称)が分布する。前章で示したように目丸山蛇紋岩ユニットと青石蛇紋岩ユニットは, それぞれ深水蛇紋岩ユニットと箱石蛇紋岩ユニットの東方延長と考えられる(第3.1図, 第5.1図)。このため, 箱石岩体中の分布域の長さが1 kmを超える層状珩長質凝灰岩も祇園山層とした。

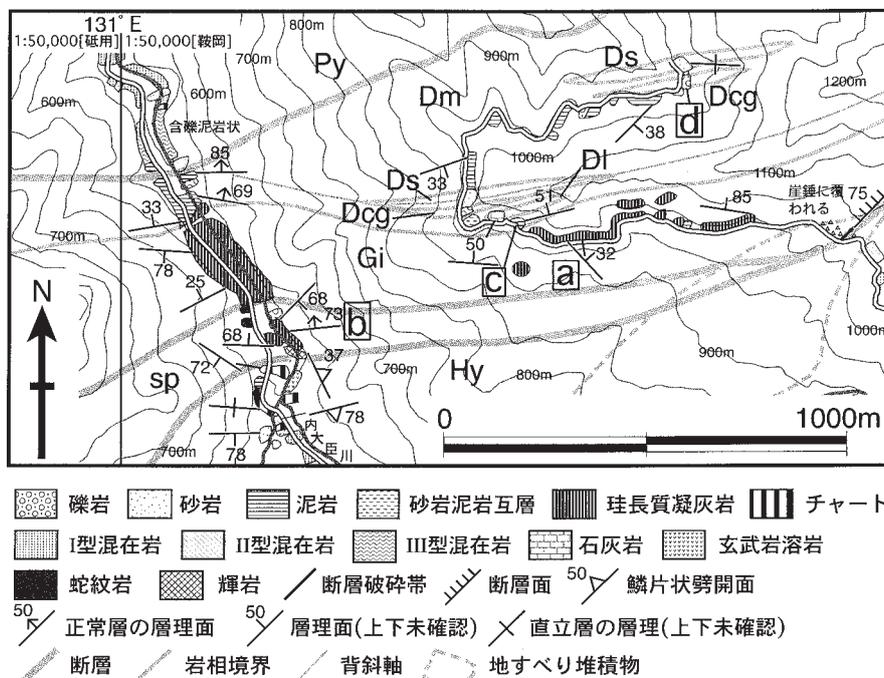
5.1.3 祇園山層(Gcg, Gi)

命名と定義 斎藤・神戸(1954)によって記載された。本地域では第5.2図に示すように珩長質凝灰岩を祇園山層(G4層に相当)とし, 上位の泥岩を内大臣層とした。
分布・層序関係 目丸断層の東側の, 千間山, 目丸山の

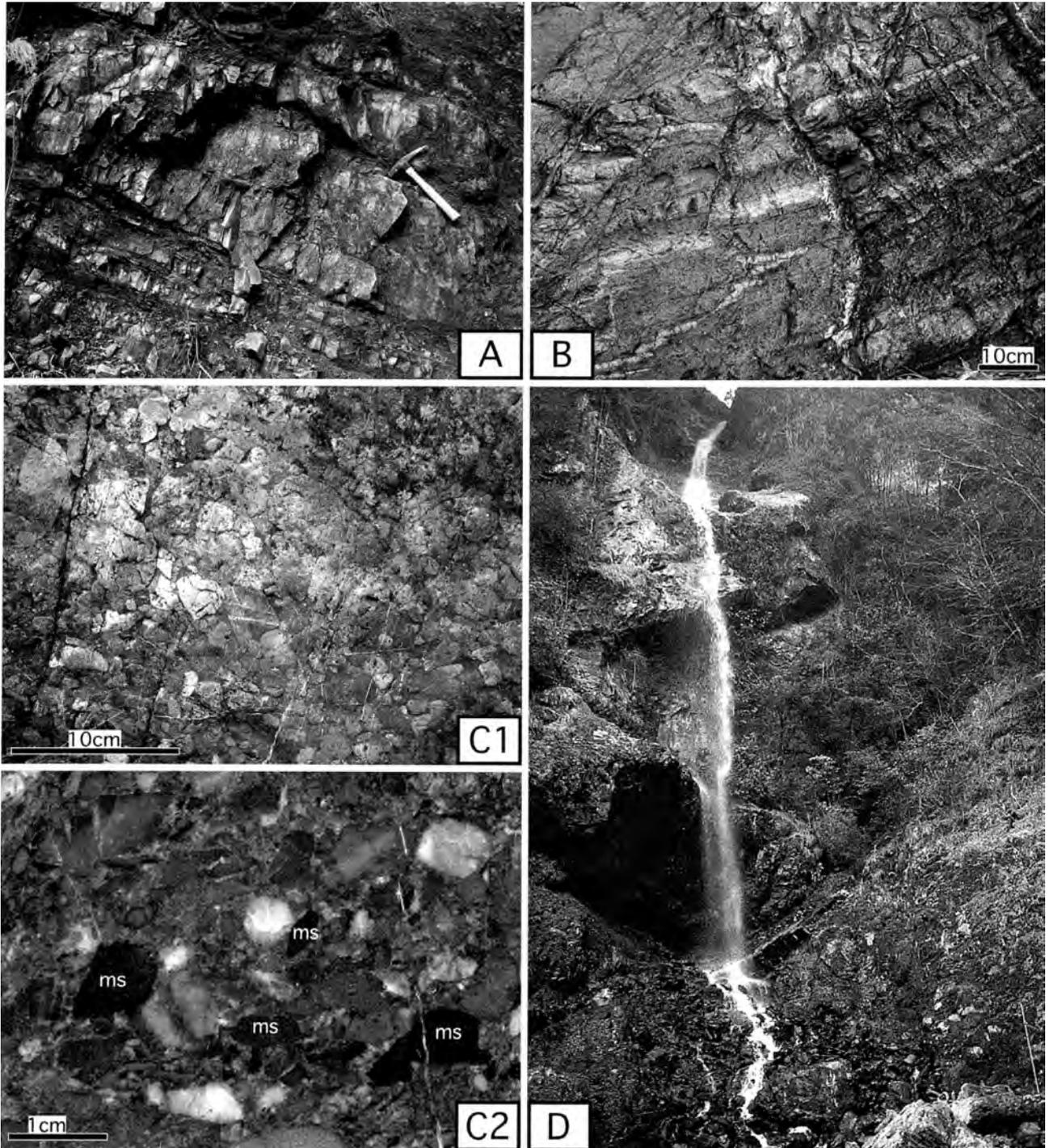
南斜面に分布し, 目丸山から東に延びる急な尾根を構成する。目丸山北東側ではペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニット(Miyamoto and Tanimoto, 1993の鴨猪川層)の構造的下位にもデボン系内大臣層とともに分布する。目丸山南斜面のものは中角度で北傾斜の層理面を持ち, 本地域内では南斜面に最大で200~250 m程度の厚さがある。下底面が断層で画されて蛇紋岩メランジュと接し, 珩長質凝灰岩より下位は存在しない。

目丸山北東側の角上付近では, 祇園山層の層厚は, 内大臣川の河床から見えている限りで200 m程度あり, 中-低角度で北に傾斜するため, 実際はそれ以上の厚さがある。本地域の祇園山層は模式地の祇園山の祇園山層とは連続してないが, 「鞍岡」地域西部におけるMiyamoto and Tanimoto(1993)の報告でも本報告の目丸山蛇紋岩ユニットの北側に祇園山層が確認されている。本地域内から目丸山蛇紋岩ユニットに沿って分布していること, デボン系の層序的下位にあること, 岩相が祇園山層(G4層)に対比できることなどから, 目丸山周辺の上部デボン系の下位の珩長質凝灰岩層を祇園山層とした。また, 青石蛇紋岩ユニットの西方延長と考えられる箱石蛇紋岩ユニット(及びその支脈)に伴って層状珩長質凝灰岩が含まれる(二本杉峠周辺)。これらも祇園山層とした。

岩相 上位の内大臣層との関係が明白な「鞍岡」地域西

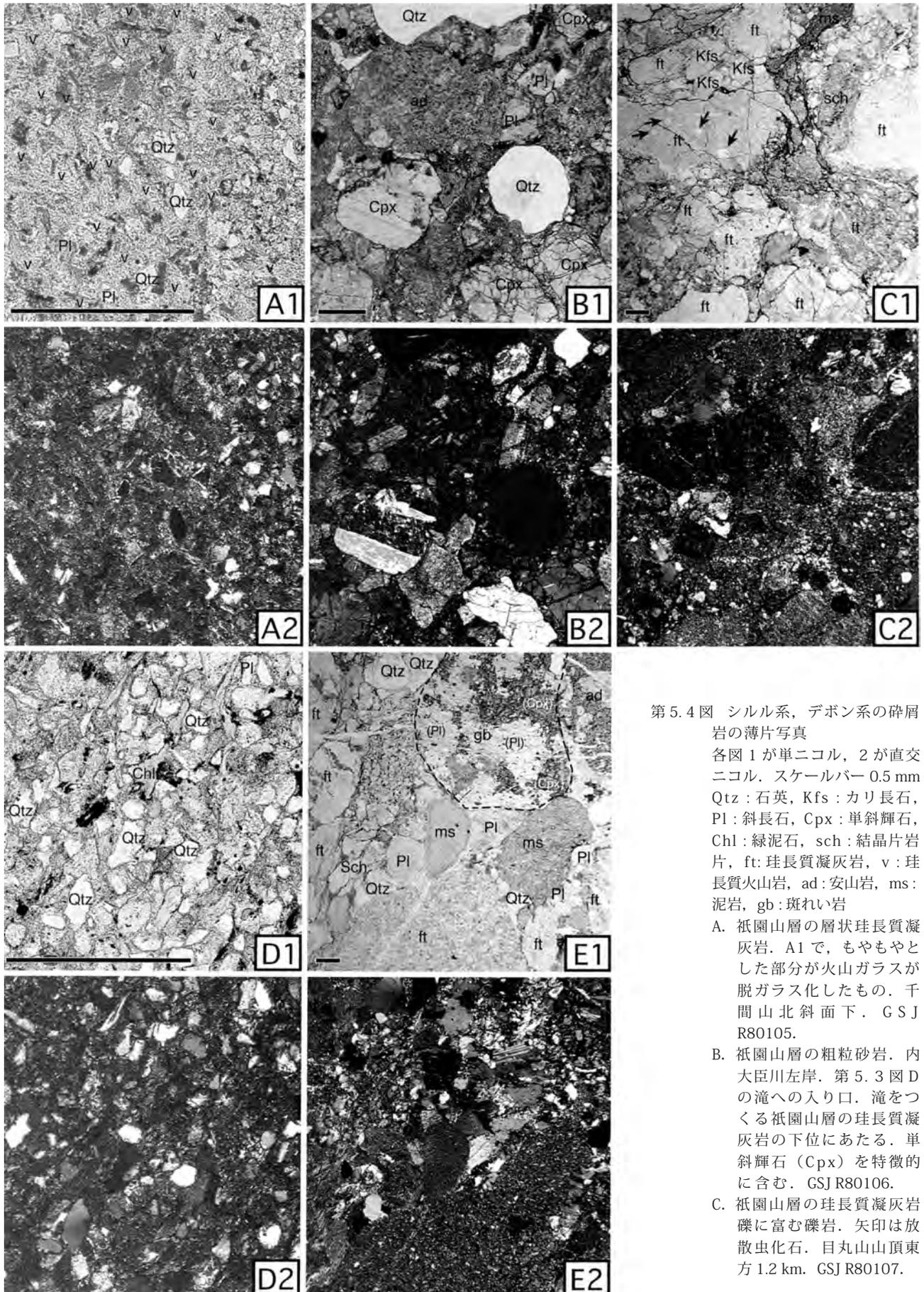


第5.2図 上部シルル系-下部デボン系祇園山層と上部デボン系内大臣層(模式地周辺)のルートマップ
Dm, Gi等の記号は地質図の凡例記号を用いた。
矢部町内大臣川, 「鞍岡」地域との境界付近。位置は第5.1図A。
a-dは次の図に詳細を示す。a: 第5.3図A, b: 第5.3図B, c: 第5.6図A, d: 第5.4図E。



第 5.3 図 上部シルル系-下部デボン系の露頭写真と切片写真

- A. 祇園山層の層状珪長質凝灰岩。「鞍岡」地域内，矢部町内大臣川右岸，東俣谷林道沿い。位置は第 5.2 図 a. ハンマーの長さ 33 cm.
- B. 蛇紋岩メランジュに取り込まれた祇園山層の珪長質凝灰岩。級化層理が認められる。「鞍岡」地域内，矢部町内大臣川河床。位置は第 5.2 図 b.
- C1. 洞が岳層の礫岩。ほとんど珪長質凝灰岩の径数 cm の亜円礫-亜角礫からなる。露頭が磨かれていないと塊状の珪長質凝灰岩に見える。泉村麻生野南方。
- C2. C1 の切片写真。ほとんどが珪長質凝灰岩の礫。泥岩礫のみ ms で示した。GSJ R80104.
- D. 滝をつくる祇園山層の層状珪長質凝灰岩。矢部町角上の内大臣川左岸。位置は第 19.1 図。写真右下のスケールが 2 m.



第 5.4 図 シルル系、デボン系の碎屑岩の薄片写真

各図 1 が単ニコル、2 が直交ニコル。スケールバー 0.5 mm

Qtz : 石英, Kfs : カリ長石, Pl : 斜長石, Cpx : 単斜輝石, Chl : 緑泥石, sch : 結晶片岩片, ft : 珩長質凝灰岩, v : 珩長質火山岩, ad : 安山岩, ms : 泥岩, gb : 斑れい岩

A. 祇園山層の層状珩長質凝灰岩。A1 で、もやもやとした部分が火山ガラスが脱ガラス化したもの。千間山北斜面下。GSJ R80105。

B. 祇園山層の粗粒砂岩。内大臣川左岸。第 5.3 図 D の滝への入り口。滝をつくる祇園山層の珩長質凝灰岩の下位にあたる。単斜輝石 (Cpx) を特徴的に含む。GSJ R80106。

C. 祇園山層の珩長質凝灰岩礫に富む礫岩。矢印は放散虫化石。目丸山山頂東方 1.2 km。GSJ R80107。

縁部の内大臣川河床と右岸（第 5.2 図）では、南からジュラ紀堆積岩コンプレックスの走水ユニット、目丸山蛇紋岩ユニットの蛇紋岩メランジュ、祇園山層、内大臣層、ペルム系堆積岩コンプレックスの深山ユニットが重なる。珪長質凝灰岩と上位の内大臣層は整合関係である。一部の珪長質凝灰岩は蛇紋岩メランジュの中の岩体にもブロックとして存在する（第 5.2 図 b 付近）。

祇園山層の珪長質凝灰岩（Gi）は、層状で淡緑色を呈し、単層は数 cm から 50 cm まで様々で、泥岩の挟みがある（第 5.3 図 A）。しかし層状チャート様でほとんど珪長質凝灰岩の部分もある（第 5.3 図 B）。珪長質凝灰岩は鏡下では脱ガラス化した火山ガラスが多く、石英、斜長石が含まれる（第 5.4 図 A）。周囲の岩石より硬いため、滝（第 5.3 図 D）や切り立った崖をつくる。目丸山東方では、珪長質凝灰岩に珪長質凝灰岩の角礫からなる礫岩（Gcg）（第 5.4 図 C）も挟まれる。

また、内大臣川沿いの目丸山北東側の祇園山層では、滝を作る珪長質凝灰岩（第 5.3 図 D）の下部に単斜輝石や安山岩片などを多く含む粗粒砂岩を挟む（第 5.4 図 B）。

時代 本地域では時代決定に有効な化石は見つからないが、祇園山層との対比から後期シルル紀-前期デボン紀と考えられる。

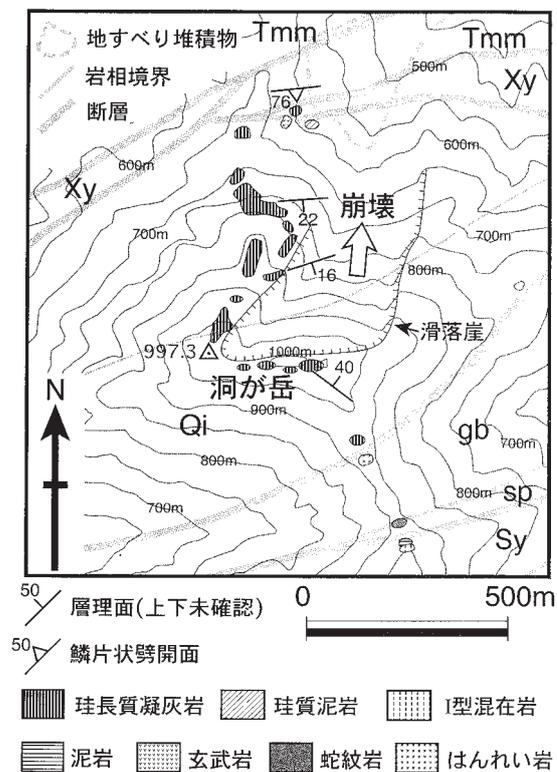
5.1.4 洞が岳層（新称）（Qcg, Qi, Ql）

命名と定義 主たる分布域の砥用町東部の洞が岳の名称を用い命名した。洞が岳から東側の地域では斎藤ほか（2003）で報告されたように、後期デボン紀の示準化石の *Leptophloeum* を産した泥質岩優勢の山出層（新称）の層序的下位に主に珪長質凝灰岩からなる地層が存在する（第 5.7 図 B）。この珪長質凝灰岩層を洞が岳層とした。模式地は洞が岳周辺である（第 5.5 図）

分布 洞が岳層は種山蛇紋岩ユニットとともに分布する。本地域内ではいずれも上位の山出層（新称）を伴っており、多くの場合、蛇紋岩ユニットの中で山出層まで含めて東西方向の軸を持った向斜構造をなす。模式地とした洞が岳周辺（第 5.5 図）でも同様に珪長質凝灰岩層が向斜構造をなす。目丸断層の西側から、少なくとも本地域西縁まで、とぎれながらも連続する。目丸断層以東では、目丸断層が左ずれ成分を持つことと、白杵-八代構造線以北には分布しないことから、洞が岳層の分布はない。洞が岳周辺で最も層厚が大きく、向斜の両翼でそれぞれ 400 m ほどの層厚がある。

岩相 洞が岳層は、前出の本地域の祇園山層とほとんど岩相は同じで、大部分は淡緑色で層状の珪長質凝灰岩（Qi）からなる。層状チャート様でほとんど珪長質凝灰岩の部分もある。本地域の祇園山層と同様に周囲の岩石より硬いため、滝や切り立った崖をつくる。洞が岳がその典型的な例である（第 1.2 図 C の矢印 H）。柏川沿いでは破断した珪長質凝灰岩-泥岩互層にブロック状の灰白色石灰岩（Ql）を含む。泉村西部間麻生野南方では、洞が岳層上部に珪長質凝灰岩の垂角礫と少量の泥岩の角礫からなる極めて硬い礫岩（Qcg）が存在する。珪長質凝灰岩礫同様、基質も珪質なため、川底で磨かれていない限り礫岩と認定するのは困難である（第 5.3 図 C）。

時代 栗原（2004）は、斎藤ほか（2003）の地質の報告を基に、洞が岳の珪長質凝灰岩から後期シルル期-前期デボン紀の放散虫化石を報告した。



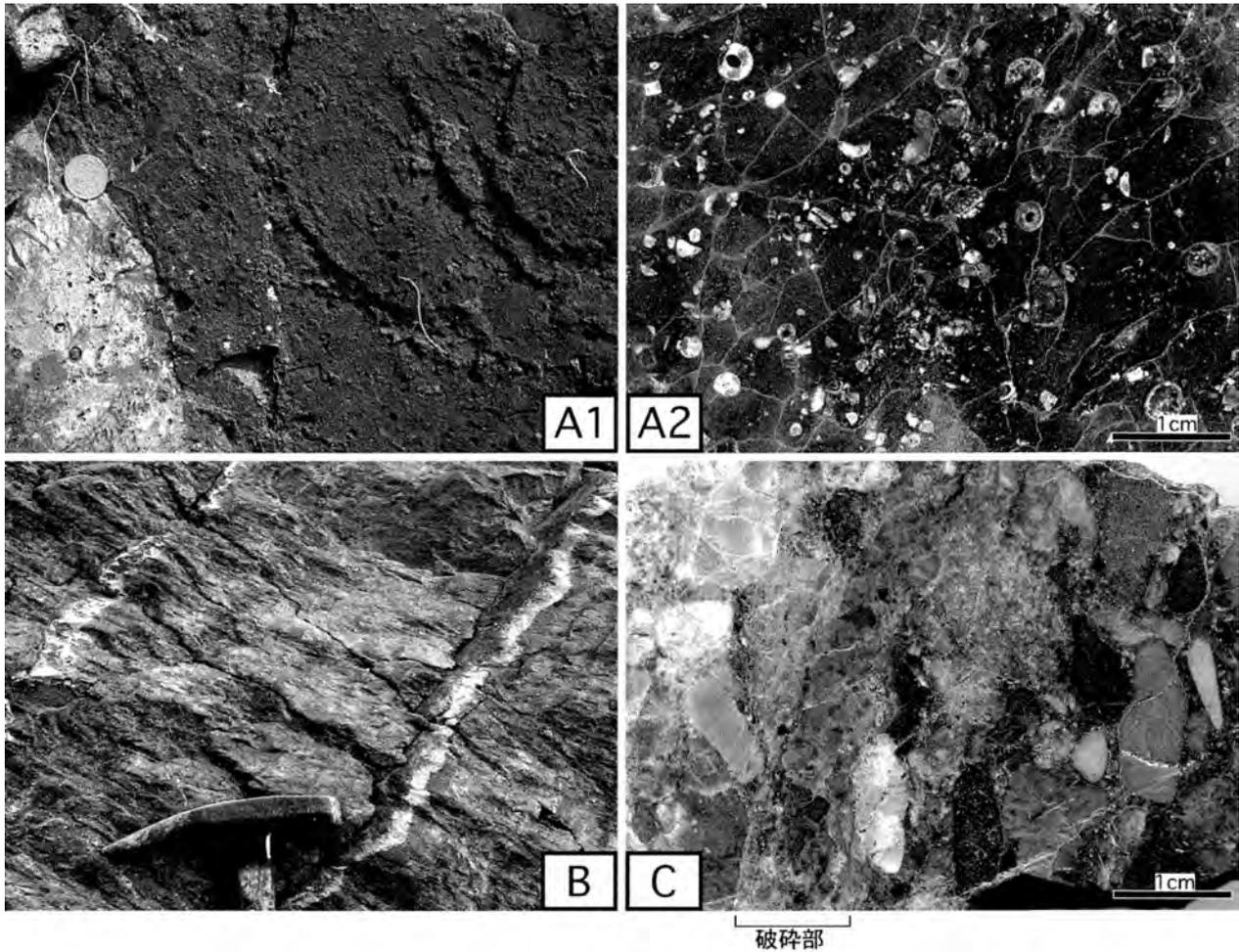
第 5.5 図 洞が岳層のルートマップ

砥用町洞が岳付近。位置は第 5.1 図 B。珪長質凝灰岩が向斜構造をなしている。

Qi, Xy 等の記号は地質図の凡例記号を用いた。

（第 5.4 図のつづき）

- D. 山出層の砂岩。この薄片の多くを占め、単ニコルで汚れた粒子で直交ニコルで微細な粒子からなるものが珪長質火山岩。試料採取地は第 5.7 図の *Leptophloeum* 産出地と同じ。GSJ R80108。
- E. 内大臣層の細礫岩。破線で囲まれた部分は斑れい岩（gb）。矢部町内大臣川右岸、東俣谷林道沿い。第 5.2 図 d。GSJ R80109。



第 5.6 図 上部デボン系内大臣層の露頭写真

本地域と東側の「鞍岡」地域との境界付近。

A. 内大臣層の泥岩. ウミユリ, サングオを含む. 位置は第 5.2 図 c. GSJ R80110.

A1 露頭写真. 500 円硬貨の直径は 26.5 mm.

A2 切片の写真. 白い同心円状のものは, ウミユリの茎の破片の断面.

B. 内大臣層の泥岩. 綫化構造のある白色珪長質凝灰岩の薄層を挟む. 目丸山西北西 1.2 km. ハンマーの頭の長さは 19.7 cm.

C. 目丸山北斜面の内大臣層の礫岩. ほとんど珪長質凝灰岩の垂角礫からなる. 露頭では基質を含めて全体に珪長質である. 泥岩の垂角礫も含まれるが, この写真にはほとんどない. この礫岩には破砕部も認められる. GSJ R80111.

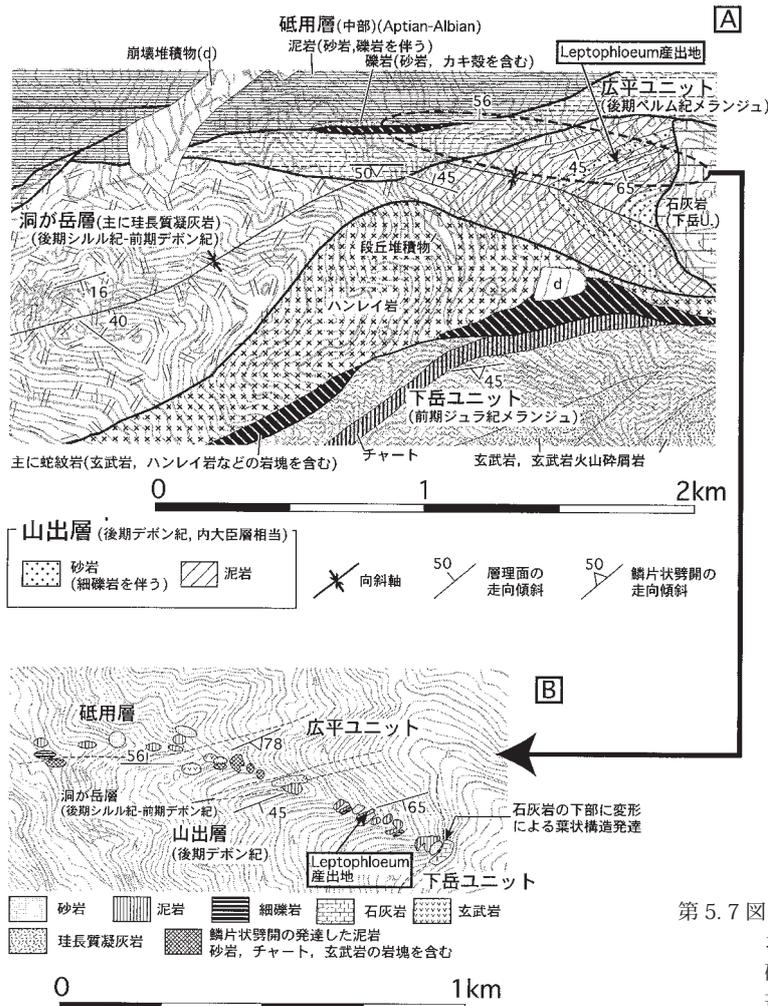
5. 1. 5 内大臣層 (Dcg, Dl, Dm, Ds)

命名と定義 「鞍岡」地域西部で, Miyamoto and Tanimoto (1993) は, 内大臣層を正式に湯鶴葉層から分離し, 泥岩に砂岩, 礫岩を伴うデボン系として記載した. その際, 第 5.2 図の地域を含む長さ 2 km の地域と, 東側の幅 0.5 km, 長さ 3 km の分布域を示し, 前者は軸面が南に傾いた向斜をなすことを示した. そして北側は後期ペルム紀の鴨猪川層 (ペルム紀堆積岩コンプレックス) ないし前期石炭紀の湯鶴葉層と断層で接し, 南側は揺岳層 (ジュラ紀堆積岩コンプレックス) ないし蛇紋岩と断層で接することを示した. Miyamoto and Tanimoto (1993) は模式地を設定していないので, 内大臣川右岸の標高 950 m 付近の林道沿い (第 5.2 図) を模

式地とする.

分布・層序関係 目丸断層の東側の目丸山周辺に最も広い分布があり, 内大臣川を超えて東側の「鞍岡」地域内に連続する. 内大臣川沿いの分布幅は狭い. 目丸山付近で 300 m 程度の層厚がある. 下位の祇園山層の層状珪長質凝灰岩とは整合関係である.

岩相 内大臣層は主に泥岩 (Dm) からなり, 砂岩 (Ds), 礫岩 (Dcg), 石灰岩 (Dl) を挟む. 模式地では, 祇園山層の上位にサング, ウミユリなどの化石を多く含む泥岩 (第 5.6 図 A) が重なり, その上位に灰白色石灰岩, 粗粒碎屑岩が重なる. 内大臣層の主要な岩相は, 泥岩と砂岩で, 全体的には泥岩優勢である. 泥岩は塊状で, まれに薄い珪長質凝灰岩を挟む. 砂岩は層状で, しばしば



第 5.7 図 上部デボン系山出層の模式地付近の地質図 (A) とルートマップ (B) 砥用町山出南方。位置は第 5.1 図 C。斎藤ほか (2003) を再編集。

細礫から中礫の礫岩を挟む) 礫は珪長質凝灰岩が多いが、斑れい岩もあり (第 5.4 図 E), 一緒に分布する蛇紋岩ユニットの一部が後背地にあったことをうかがわせる。一方、洞が岳層の礫岩のように基質まで珪質な礫岩も目丸山北斜面に分布する (第 5.6 図 C)。石灰岩は内大臣層の下部に特徴的にあり, 第 5.2 図同様, 千間山の北側にも分布し, サング等の化石を多く含む。

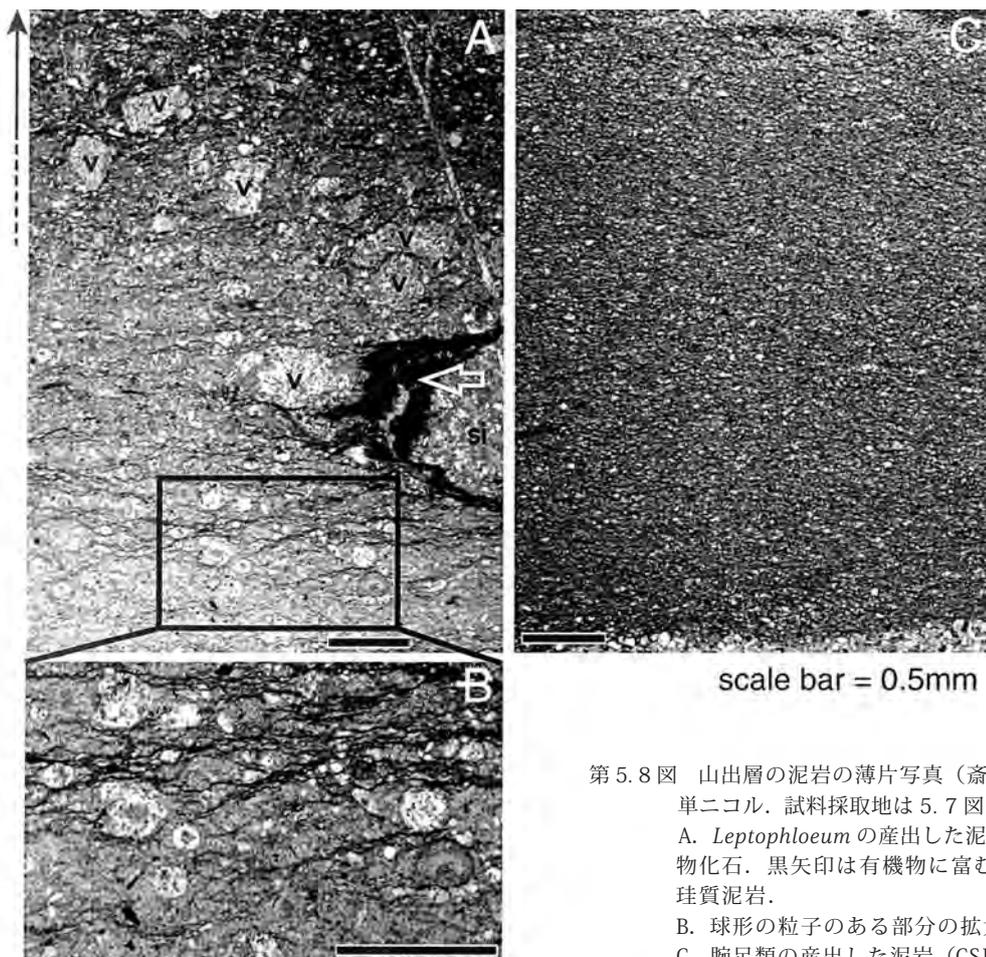
時代 Kimura *et al.* (1986) によって *Leptophloeum* (鱗木) などの後期デボン紀の植物化石が報告されている。また, 柳田ほか (1987) が後期デボン紀の腕足類の化石を報告した。その後, 村田ほか (1997) は彼らの言う内大臣層中部の石灰岩 (本報告の内大臣層下部の石灰岩) からサング, 三葉虫を報告し, それらが下部デボン系上部-中部デボン系に対比される可能性を指摘した。これらから内大臣層は後期デボン紀の年代を持ち, 一部中期デボン紀の可能性がある。

5.1.6 山出層 (新称) (Bcg, Bl, Bm, Bs)

命名と定義 主たる分布域の砥用町東部の山出集落の名

称を用いて命名した。山出層は泥岩に砂岩, 礫岩を伴い, 洞が岳層 (新称) の珪長質凝灰岩層に整合的に重なる。模式地は, 山出南東方で, 第 5.7 図 B のルートである。
分布と層序関係 山出層は洞が岳層とともに, 種山蛇紋岩ユニットの分布域中で東西方向の軸を持った向斜構造をなして分布する。模式地とした山出南東方 (第 5.7 図) でも同様に主に泥岩からなる地層が東にプランジした向斜構造をなす。洞が岳層同様, 目丸断層の西側から, 少なくとも本地域西縁まで, とぎれながらも連続する。目丸断層以東では, 目丸断層が左ずれ成分を持つことと, 白杵-八代構造線以北にはシルル-デボン系が分布しないことから, 洞が岳層同様, 山出層の分布もない。下位の珪質凝灰岩からなる上部シルル系-下部デボン系の洞が岳層とは整合関係である。層厚は最も厚い模式地付近で 350 m 程度。模式地の沢の源頭部で, 小田尾ユニットに属すると考えられる石灰岩がほぼ水平な断層で上部デボン系に重なる (第 5.7 図 B)。衝上断層直上の石灰岩には葉状の面構造が発達する。

岩相 本層は, 主に泥岩 (Bm) からなり, 少量の砂岩



第 5.8 図 山出層の泥岩の薄片写真 (斎藤ほか, 2003)

単ニコル. 試料採取地は 5.7 図の *Leptophloeum* 産出地と同じ.
 A. *Leptophloeum* の産出した泥岩 (GSJ R78099). 白矢印は植物化石. 黒矢印は有機物に富む部分. V: 安山岩, si: 凝灰質珪質泥岩.
 B. 球形の粒子のある部分の拡大 (A の囲み部分).
 C. 腕足類の産出した泥岩 (GSJ R78100).

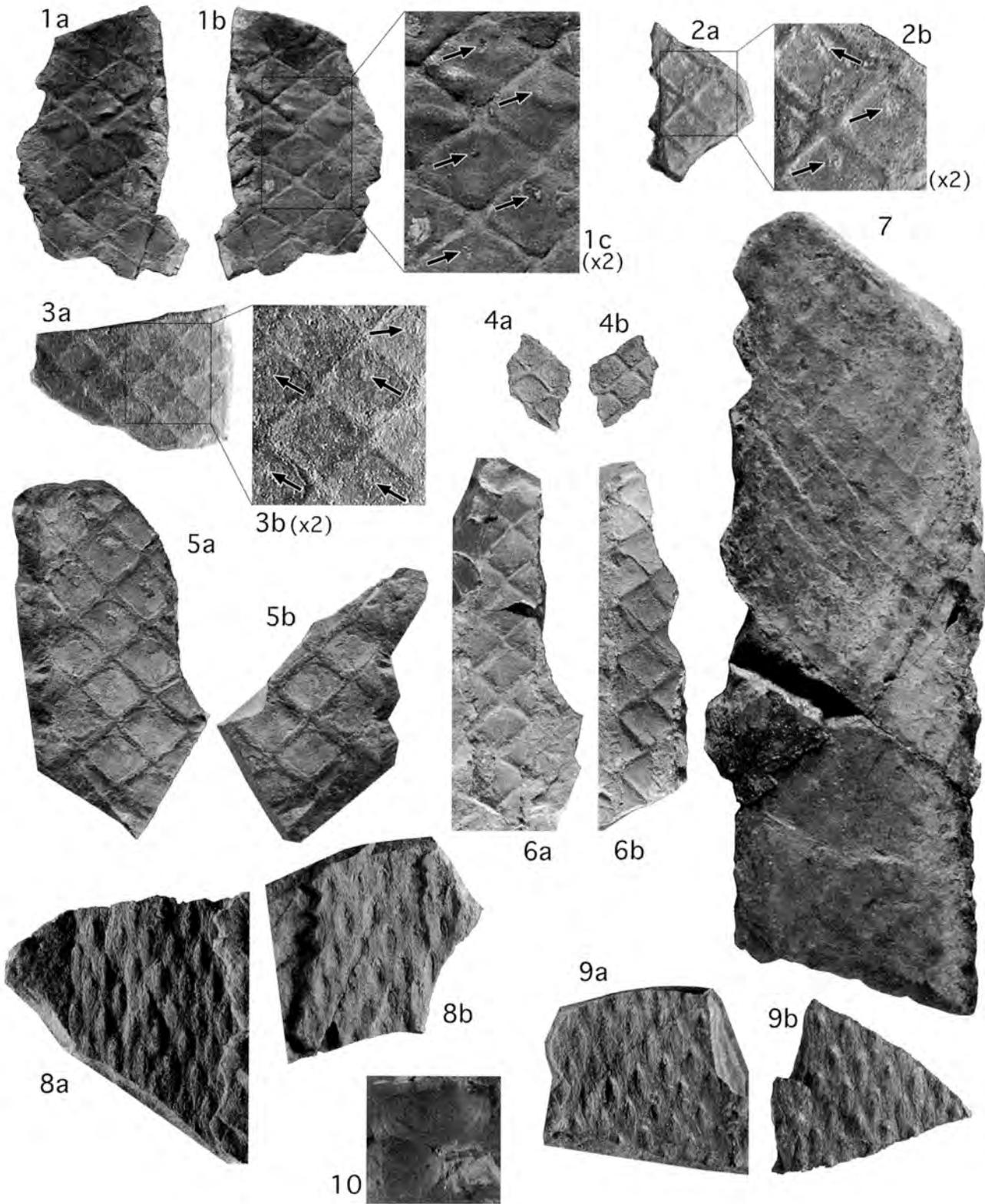
(Bs) と細礫から中礫の礫岩 (Bcg) を挟む. 泥岩には, 砂岩の葉理をしばしば含み, 植物化石に富む比較的柔らかいものと, 砂岩の葉理が少なく, 固いものがある. 後者からは腕足類, 二枚貝の化石を産する. 植物化石に富む泥岩は淘汰が悪く, 植物片の周囲は特に粗い碎屑物がある (第 5.8 図 A). 断面径 0.05 ~ 0.2 mm の球形の化石と思われる粒子 (孢子?) をしばしば含む (第 5.8 図 B). 腕足類を産する固い泥岩は砂岩の葉理も泥岩も淘汰が良く, 鱗片状劈開に乏しく, 緻密である (第 5.8 図 C). 砂岩は, 主に石英, 斜長石, 流紋岩-安山岩の火山岩片, 緑泥石化した鉱物粒子からできていて, 火山岩片に富む (第 5.4 図 D). 泥岩, 砂岩の葉理ともに層理面に平行に細かい鱗片状劈開ができています.

泥岩中に挟まれる砂岩はしばしば粗くなり, 泥岩に細礫礫岩が挟在される部分もある. 中央町坂本北方では洞が岳層と山出層の境界付近に厚さ数 m の石灰岩 (BI) が存在する.

化石と時代 本層から斎藤ほか (2003) が後期デボン紀の鱗木 *Leptophloeum* の産出を報告した (位置は第 5.7 図, 化石は第 5.9 図). この他に, 所属不明の“細枝型

(右) 第 5.9 図 山出層から産出した鱗木化石と二枚貝化石 (斎藤ほか, 2003)

- 1C, 3B 以外原寸大. 試料採集地は第 5.7 図.
 1-3, 5. *Leptophloeum rhombicum* Dawson
 4, 6, 7. *Leptophloeum* cf. *rhombicum* Dawson
 8, 9. *Leptophloeum* cf. *rhombicum* Dawson (内部組織)
 1. GSJ F16107. a: 雌型 (mold), b: 雄型 (cast), c: 1b の 2 倍拡大. 矢印は葉痕 (leaf scar) を示す. (岩石試料 GSJ R78099 から得られた)
 2. GSJ F16105. a: 雌型 (mold), b: 2a の 2 倍拡大. 矢印は葉痕 (leaf scar) を示す. (岩石試料 GSJ R78099 から得られた)
 3. GSJ F16098. a: 雌型 (mold), b: 3a の 2 倍拡大. 矢印は葉痕 (leaf scar) を示す.
 4. GSJ F16099. a: 雄型 (cast), b: 雌型 (mold)
 5. GSJ F16110. a: 雄型 (cast), b: 雌型 (mold)
 6. GSJ F16102. a: 雌型 (mold), b: 雄型 (cast)
 7. GSJ F16100. 雌型 (mold)
 8. GSJ F16111. a: 雄型 (cast), b: 雌型 (mold)
 9. GSJ F16112. a: 雌型 (mold), b: 雄型 (cast)
 10. 二枚貝化石 (属種不明) GSJ F16115



の植物”の破片がしばしば含まれている。これらを含む転石は化石産出地点の南岸直上にある同様の岩相を示す露頭に由来したと考えられる。また、より上位の泥岩の転石は、葉理に乏しい。斎藤ほか(2003)は、それらの転石から保存の悪い二枚貝化石(第5.9図10)と3mm程度の腕足類の化石を報告している。

斎藤ほか(2003)は *Leptophloeum* 属の標本を検討し、*Leptophloeum rhombicum* Dawson の特徴(Sze, 1952, Li et al., 1986)と一致することから同種と同定した。また、第5.9図8, 9の突起状の化石を *Leptophloeum* の皮層が剥がれた状態の化石であると考えている。

Leptophloeum 属はこれまで、中国、南アフリカ、オーストラリア、北アメリカ、シベリアなどの上部デボン系からの産出が知られている(木村, 1985; 田沢ほか, 2000)。生存期間については Chaloner and Sheerin (1979) は後期デボン紀のフラスニアン紀(Frasnian)–ファメニアン期(Famennian)とし、Edwards and Berry (1991) は後期デボン紀としている。

5.1.7 対比

本地域内のシルル–デボン系は種山蛇紋岩ユニットとともに分布する洞が岳層・山出層と、目丸山蛇紋岩ユニットとともに分布する祇園山層・内大臣層がある。後期シルル紀–前期デボン紀の放散虫化石の産する洞が岳層と本地域の祇園山層は岩相がきわめてよく似ていて、洞が岳層は時代と岩相から、本地域の祇園山層は岩相から、ともに模式地の祇園山層のG4層に対比できる。また、ともに泥岩優勢の山出層、内大臣層に整合的に覆われる。山出層、内大臣層とも後期デボン紀の植物化石を産し、下部に石灰岩を挟む層準があり、両者は対比できる。洞

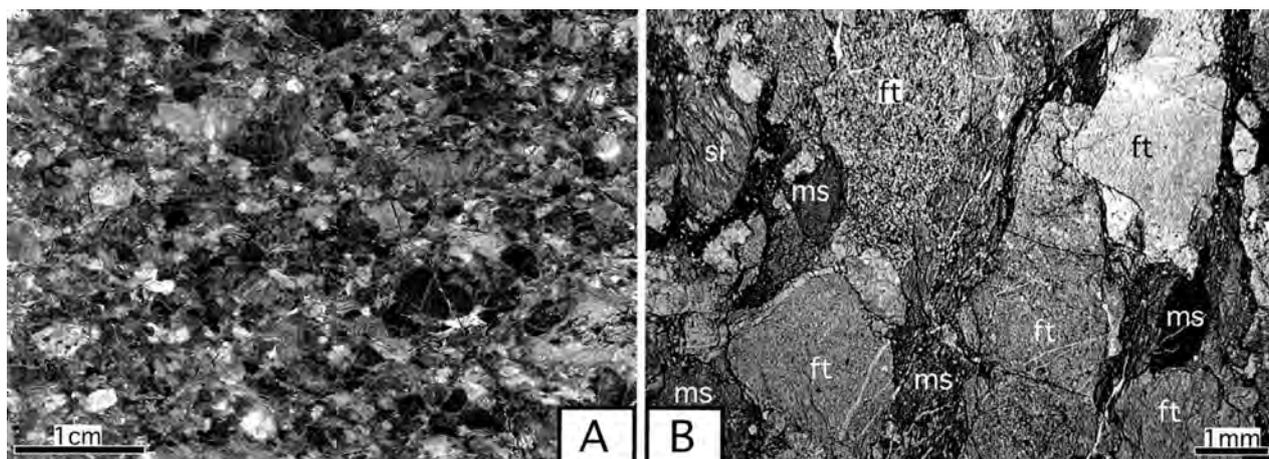
が岳層・山出層と祇園山層・内大臣層の2組の地層は、ほぼ同じ層序を持ち、更に両者とも蛇紋岩ユニットの構造的上位に向斜構造をなして分布し、地質構造の観点からも極めてよく似ている。両者は、初生的には連続していた可能性が高い。

5.2 石炭系

本地域の石炭系は、本地域南西部に細長い分布をなす柿迫層と、北東部にわずかに分布する黒谷層がある(第5.1図)。

5.2.1 柿迫層(Cl, Cm, Cs)

研究史と命名・定義 Kanmera (1952) は本報告の深山ユニット、柿迫層を合わせた部分を石炭系柿迫層とし、地層の連続に平行な向斜軸を持つとした。そして南翼の最下部にある石灰岩は、最下部が白色から灰色で珪質部があり、主部は黒色–暗灰色で oolitic の特徴があることを示し、サンゴ、有孔虫の化石を報告した。そしてこの石灰岩を下部石炭系の上部ビゼー階に対比し、北上山地の鬼丸統に対比した。宮本ほか(1985b)は Kanmera (1952) の柿迫層のうち、前期石炭紀の化石を産する南縁の石灰岩、シルト質泥岩、礫岩の部分だけを柿迫層として再定義し、北側の大部分を占めるペルム紀の含礫泥岩からなる深山層(本報告の深山ユニット)と区別した。また、石灰岩の北側のシルト質泥岩から、*Prospira* 属の腕足類化石が産出することを示し、石灰岩の年代(前期石炭紀後期のビゼアン紀(Visean); Kanmera, 1952)と矛盾しないことを示した。本報告の柿迫層は宮本ほか(1985b)の定義に従っている。



第5.10図 下部石炭系柿迫層の細礫礫岩の切片写真と薄片写真
泉村一ツ氏。位置は第5.15図a。GSJ R80112。

- A. 切片写真。礫支持。大部分の礫は珪長質凝灰岩。
- B. 薄片写真。礫は主に珪長質凝灰岩(ft)からなる。変形を受け泥岩(ms)は変形し伸張している。放散虫化石を含む珪質泥岩(si)も含まれる。

分布と構造 北側の上部ペルム系堆積岩コンプレックスの深山ユニットは閉じたシンフォームをなしており、本層は南翼の構造的低位にあたる。深山ユニットとの関係を示す露頭は見つかっていない。ペルム系正常堆積物の球磨層との間には蛇紋岩を挟む。深山ユニットと球磨層の間にとぎれながら約5 kmにわたって分布し、層厚は100 m程度である。

岩相 石灰岩以外の部分では露頭に乏しい。石灰岩とその北側にある泥岩(Cm)や、砂岩と細礫礫岩(Cs)からなる。石灰岩は鍵層として柿迫層の認定に有効である。一つ氏では珪長質火山岩礫に富む細礫礫岩がある(第5.10図, 第5.15図a)。

時代・対比 Kanmera (1952) が報告した柿迫層の石灰岩の化石や宮本ほか(1985b) が報告した腕足類化石から下部石炭系の上部ビゼー階に対比される。同様の地層は「鞍岡」地域西部に分布する湯鶴葉層(神戸, 1957 定義; 谷本・宮本, 1986; Miyamoto and Tanimoto, 1993 再定義) が知られている。

5.2.2 黒谷層(K)

研究史と命名・定義 村田(1992b) 命名。村田(1992b) は砥用町と矢部町の境界を流れる黒谷川上流域において、黒谷層を記載した。村田(1992b) の記載によれば、黒瀬川構造帯のレンズ状部の東端の北側に分布し、下部はそれぞれ層厚15m以下の粘板岩・石灰岩・砂岩からなり、上部は層厚150mの塩基性凝灰岩からなるとした。そして、石灰岩には紡錘虫 *Millerella japonica*, 小型有孔虫 *Palaeotextularia* sp., *Endothyra* sp., 四放サンゴ, 石灰藻を含み、柿迫層に対比できるとした。

岩相と分布 本地質図幅の調査では、石灰岩は見つからなかったものの、村田(1992b) が黒瀬川構造帯レンズ状部東端としたものと考えられる単斜輝石アクトノ閃石斑れい岩と、その北側の村田(1992b) の塩基性凝灰岩と考えられる緑色の珪長質凝灰岩の分布を確認した。しかし、この付近では、西側に広く分布する小田尾ユニットの石灰岩(淡灰色)の転石が多く、露頭は見つからなかった。北側の緑色珪長質凝灰岩は、この北側に広がる上部ペルム系堆積岩コンプレックスの広平ユニットの珪長質凝灰岩とよく似ている。宮本ほか(1985b) は Kanmera (1952) の柿迫層のうちの堆積岩類に限定して柿迫層と再定義した。本報告では、村田(1992b) の黒谷層上部の塩基性凝灰岩を広平ユニットの構成要素とし、黒谷層は村田(1992b) の堆積岩部分とした。

黒谷層の分布は極めて狭く、谷底に限られ、構造的上位に小田尾ユニットの淡灰色の石灰岩がほぼ水平な断層で重なるため、連続は不明である。西側の山出川流域ではシルル系洞が岳層、デボン系山出層が広く分布することから、下部石炭系の黒谷層はデボン系の上位にあって谷底にわずかに顔を出している可能性がある。一方、ペ

ルム系堆積岩コンプレックスの構造的低位に位置することも柿迫層と同じである。柿迫層と似て上部ペルム系堆積岩コンプレックスに接触して存在することは分布を考える上で考慮する必要がある。

時代・対比 村田(1992b) により、柿迫層相当で、前期石炭紀と考えられる。

5.3 ペルム系(球磨層)

本地域に分布するペルム系正常堆積物は、本地域南西部に分布する球磨層だけである(第5.1図)。本地域南西部の馬石峠の南東側の「頭地」地域内で下部ペルム系鶴の木場層(宮本ほか, 1997a) が報告されているが、本地域との境界付近で消滅し、本地域内には分布しない。「日奈久」地域の中中部ペルム系小崎層に相当する地層はない。

5.3.1 研究史

大谷(1926a) は、本地域の東陽村河俣地域に分布し、礫岩を特徴的に含む正常堆積物(本報告の上部ペルム系球磨層, 上部三畳系深山谷層, ジュラ系河俣層群)を詳細に記載し、河俣層と仮称し、一部から植物化石、軟体動物化石が産出することや、モノチスを産する地層が伴われている(泉村深山谷のこと)ことを理由に四国の物部川層群に対比した。その後、大谷(1927) が河俣層を定義した。松本・勘米良(1952) は、この地域で、礫岩の礫とは認められないレンズ状の黒色の石灰岩から紡錘虫化石を得て、大谷(1926a) が河俣層を特徴づけたとした礫岩を上部ペルム系とし、このペルム系を球磨層と呼んで北上山地の上部ペルム系登米統に対比した。そして、大谷(1926a) が河俣層とした部分は、ペルム系球磨層と白亜系の川口層, 八竜山層, 日奈久層, 八代層に分けられるとした。勘米良(1953) は球磨層を正式に定義し、本地域に分布する球磨層のほぼ全容を明らかにした。Kanmera (1954a) は、球磨層から産出する紡錘虫化石を詳細に報告し、北上南部の上部ペルム系と共通種があることを報告した。

宮本ほか(1985b) は、球磨層の泥質岩から *Follicucullus* cf. *ventricosus* などの放散虫化石を記載し、Ishiga and Miyamoto (1986) は、球磨層から、*Fo. charveti*, *Fo. bipartitus* を報告した。

Kobayashi (2001) は球磨層の石灰岩礫岩(本報告の石灰角礫岩)から前期ペルム紀後期から後期ペルム紀前期の紡錘虫群集を報告し、後期ペルム紀より古いことを明らかにした。

一方、宮本ほか(1992), Miyamoto and Kuwazuru (1993) は本地域南西部の地質を明らかにし、球磨層のほか、三畳系, ジュラ系が分布することを明らかにした。そして、球磨層などのペルム系正常堆積物の碎屑性ザク

口石がCaに富み、スカルンのような石灰質変成岩を起源とする可能性を指摘した。

5. 3. 2 球磨層 (P2a, P2c, P2l, P2m, P2s)

命名と定義 松本・勘米良 (1952) 命名. 詳細な分布と定義は勘米良 (1953).

分布と構造 本地域内での球磨層の分布の概略は、勘米良 (1953) に示されている。球磨層は柿迫層との間の蛇紋岩を伴う断層の南西延長 (泉村深山河谷付近では、球磨層と上部ペルム系堆積岩コンプレックスの深山ユニットとの境界断層の南西延長) で南東側の本体と北西部に分布域が大きく分かれる。

この断層より北西側では、球磨層は東陽村河俣の久木野付近で緩く西にプランジした向斜軸をもち、主に礫岩と砂岩からなる。深山ユニットとは蛇紋岩を伴う緩い南-南西傾斜の断層で接する。この向斜軸の北翼では層厚は 1,300 m 程度ある。

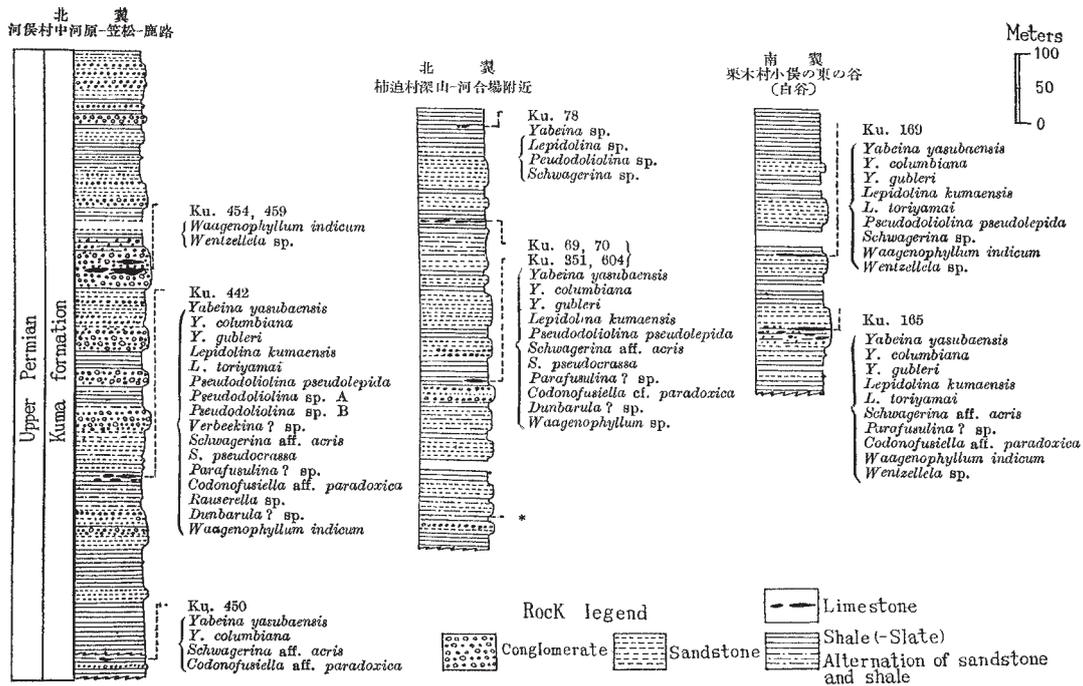
南東側の球磨層本体では、泉村河合場付近の南北の断層で少し変位しているものの、三畳系、ジュラ系、白亜系まで含んだ大きな向斜をなしている。これを栗木向斜と呼ぶ。本層は砂岩優勢で、泥岩、砂岩泥岩互層を伴う。

東縁は目丸断層で画され、それより東側には分布しない。北側は蛇紋岩を伴う断層で石炭系正常堆積物の柿迫層ないし上部ペルム系堆積岩コンプレックスの深山ユニットと接する。南側は蛇紋岩を伴う断層で、ジュラ紀堆積岩コンプレックスと接する。

河合場付近の南北方向の断層の東では、栗木向斜の向斜軸は東にプランジする。この断層の西では、向斜軸部に相当する部分が、軸面とほぼ平行な断層になっていて、この断層の南側では三畳系、下部ジュラ系は分布せず、球磨層が広く分布する。層厚は、地表での露出の広いところで検討すると、泉村河合場周辺の栗木向斜の北翼と、泉村古園東方の栗木向斜の南翼で、それぞれ少なくとも 800 m 以上ある。しかし、下限はどこでも蛇紋岩を伴う断層か、蛇紋岩メランジュと断層で接し、上限も確認されている限りでは上位の上部三畳系深山谷層と断層関係である (東陽村座連付近, 第 17.1 図)。

岩相 球磨層の岩相は褶曲、断層による変形のほかは、ほとんど変形を受けていない。岩相については勘米良 (1953) が詳しく記載し、詳細な柱状図が描かれている (第 5.11 図)。

礫岩 (P2c) は一般に円礫-垂円礫からなり、花崗岩



第 5.11 図 ペルム系球磨層の層序と産出した紡錘虫化石 (勘米良, 1953)

「北翼 河俣村中河原-笠松-鹿路」とされているのは、北側の箱石蛇紋岩ユニットとの境界から、南側の上部三畳系深山谷層との境界までの層序。本文で久木野地区とした部分。礫岩優勢部の層序である。

「北翼 柿迫村深山-河合場」は上位の中生層とともに向斜を作る球磨層本体の北翼。泉村深山から河合場のルート。

「南翼 栗木村小俣の東の谷」は球磨層本体の南翼。泉村栗木の小俣から東南東に延びる沢沿いと思われる。

Upper Permian : 上部ペルム系, Kuma formation : 球磨層, Conglomerate : 礫岩, Sandstone : 砂岩, Limestone : 石灰岩, Shale (-Slate), Alternation of sandstone and shale : 頁岩 (-粘板岩), 砂岩頁岩互層。

本報告では頁岩の名称を使わず、泥岩の名称を用いている。

類の礫が多い。特に久木野付近では、しばしば大きな石灰岩礫を含む。勘米良(1953)は礫種構成について、「火成岩礫が断然多く、そのうち花崗岩類・閃緑岩類、石英斑岩・ヒン岩、輝緑岩を主とする。片岩・片麻岩及び千枚岩等の変成岩類等は全く見出だしていない。」と述べている。この他に「松本達郎の研究によれば」として、蛇紋岩や輝岩、また角張った砂岩等の碎屑岩も含まれることを紹介している。また、層状ないしレンズ状の黒色ないし黒褐色で砂質ないし泥質の石灰岩が礫岩や頁岩の中に挟まれ、その中に紡錘虫化石が含まれることを報告した。栗木向斜の南翼の礫岩の産状(露頭では珪長質の礫がきわめて多い)を第5.12図Bに、栗木向斜北翼の河合場-深山館の礫岩(比較的堆積岩が多い)の切片を第5.12図C(位置は第5.15図b)に示した。

石灰角礫岩(P21)は球磨層本体の4箇所を確認している(第5.12図D)。白色でほとんど石灰岩の角礫からなるものと、しばしば石英、カリ長石などの粒子を含むものまで、石灰岩粒子の量比にはばらつきがある。第5.12図Dの試料は比較的他の粒子の多いもので、石灰岩の角礫の他に、石英、カリ長石、安山岩からなる。基質はほとんどなく、岩屑流堆積物と考えられる。

これら礫岩(P2c)、石灰角礫岩(P21)は本地域の正常堆積物では球磨層にだけ認められるもので、地層同定のための重要な岩相である。

砂岩(P2s)は層状砂岩(第5.12図A)が多い。鏡下ではワッケで、石英、斜長石片が多い。カリ長石も若干含まれる。まれに球形の石英も含まれる(第5.12図E)。

砂岩の量に比べて、砂岩泥岩互層(P2a)、泥岩(P2m)の量は少ない。特に律動的な砂岩泥岩互層は少なく、泥岩優勢の互層が少量あるだけである。

化石と時代 今回の調査では、柿迫-栗木間の地点43から、*Uberintetna cf. virgipinosum*などの保存の悪い放散虫化石が得られたが、詳細な年代決定には至っていない。

宮本ほか(1985b)は、球磨層の泥質岩から *Follicucullus cf. ventricosus* と、彼らは同定していないが *Fo. bipartitus* とと思われる放散虫化石を記載し、Ishiga and Miyamoto(1986)は二重南方の球磨層の7地点の泥岩から放散虫化石を報告し、このうち4試料から *Follicucullus charveti* を報告した。これらの放散虫化石は Kuwahara et al.(1998)の *Follicucullus charveti-Albaillella* sp. F 群集帯に対比され、後期ペルム紀の前期のウチャピンジャン期(Wuchiapingian)を示す。

一方、本地域南東部で、Kobayashi(2001)は、球磨層の石灰角礫岩の紡錘虫を検討し、下部ペルム系上部のボロリアン階(Bolorian)、中部ペルム系上部のミディアン階(Midian)、上部ペルム系下部のズルフィアン階(Dzhulfian)に対比される紡錘虫群集を認識し、再堆積

のため放散虫化石が示す堆積年代より古くなっていることを示した。下部ペルム系上部のボロリアン階(Bolorian)、中部ペルム系上部のミディアン階(Midian)、上部ペルム系下部のズルフィアン階(Dzhulfian)は、Jin et al.(1997)によれば、これらはそれぞれ前期ペルム紀後期のクングリアン期(Kungurian)、中期ペルム紀後期のキャピタニアン期(Capitanian)、後期ペルム紀前期のウチャピンジャン期(Wuchiapingian)に相当する。本報告でもKobayashi(2001)と同様に、泉村栗木の石灰角礫岩GSJ R76509(地点70)から、中部ペルム系上部(Midian)に対比されると考えられる *Lepidolina* sp.、*Chusenella* (?) sp. が得られ、放散虫化石の示す年代より古いことが示された。この石灰角礫岩は勘米良(1953)が *Yabeina* 属、*Lepidolina* 属の紡錘虫化石を報告した「Ku.165」と同じ層準の石灰岩と思われる。

対比 球磨層は白杵-八代構造線の北側の「御船」地域に分布する水越層(松本・藤本, 1939)(第2.4図)と、球磨層と岩相、時代ともよく似ているとされている。勘米良(1953)は松本・藤本(1939)の紡錘虫化石を再検討した結果、球磨層と水越層の紡錘虫化石に共通種が多いと述べている。Yanagida(1963)は腕足類と紡錘虫化石を報告し、水越層を球磨層に対比した。白杵-八代構造線の南北の近接した地域で、岩相、時代ともよく似た浅海成の上部ペルム系が存在することは、西南日本の地質構造発達史を考える上で重要である。

5.4 三畳系(深山谷層)

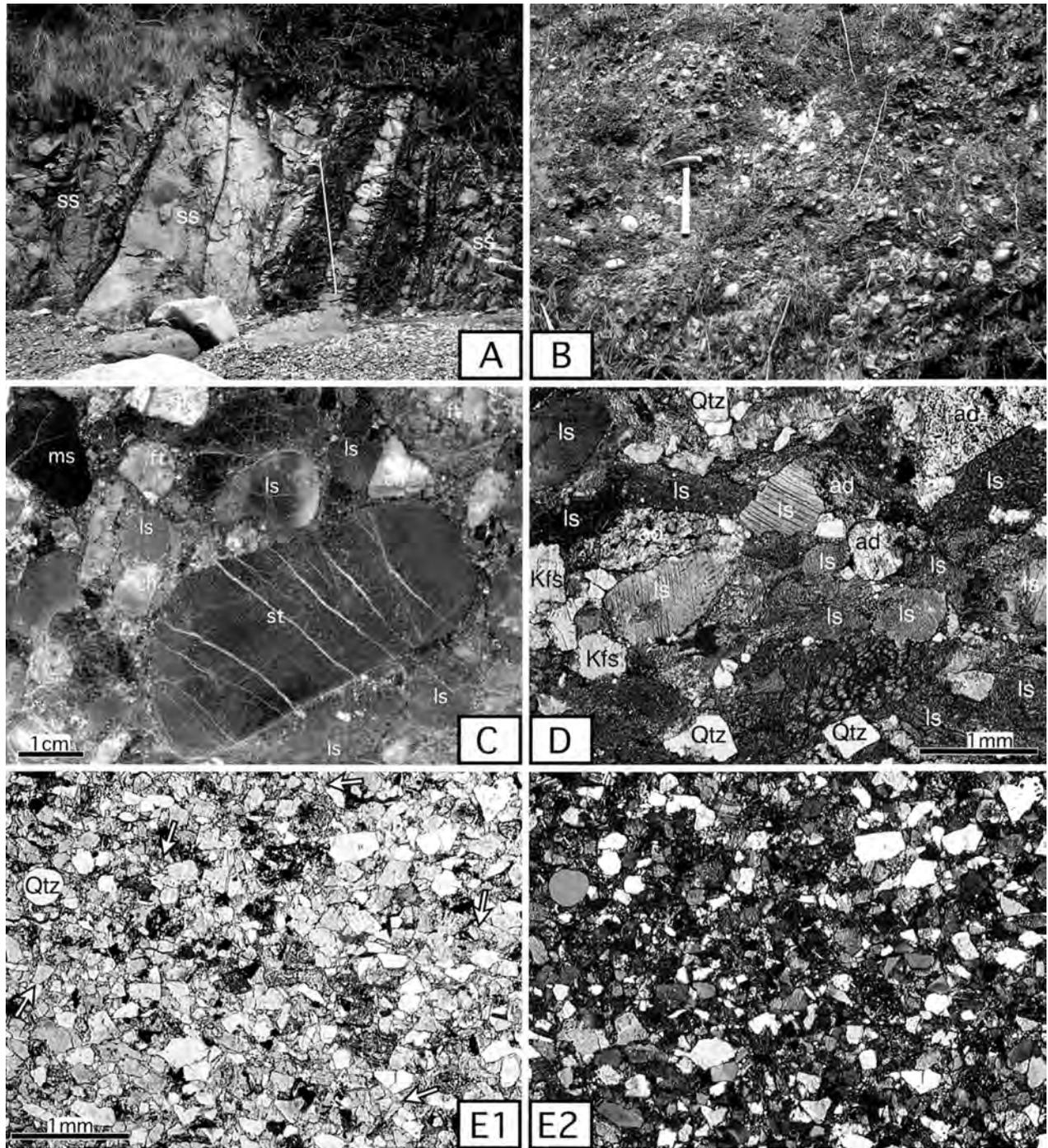
本地域に分布する三畳系正常堆積物は、本地域南西部の栗木向斜付近に分布する上部三畳系深山谷層のみである(第5.1図)。

5.4.1 研究史

本地域にモノチスを含む三畳系が分布することが初めて記載されたのは、旧20万分の1地質図幅「熊本」(山下, 1896)である。その後、大谷(1926a, 1927)は、八代中生層のうち、三畳系(深山谷付近)と、白亜系河俣層が本地域に分布するとした。大谷(1926a, 1927)の河俣層は本報告の上部ペルム系球磨層、上部三畳系深山谷層、ジュラ系河俣層群、下部白亜系を含む。

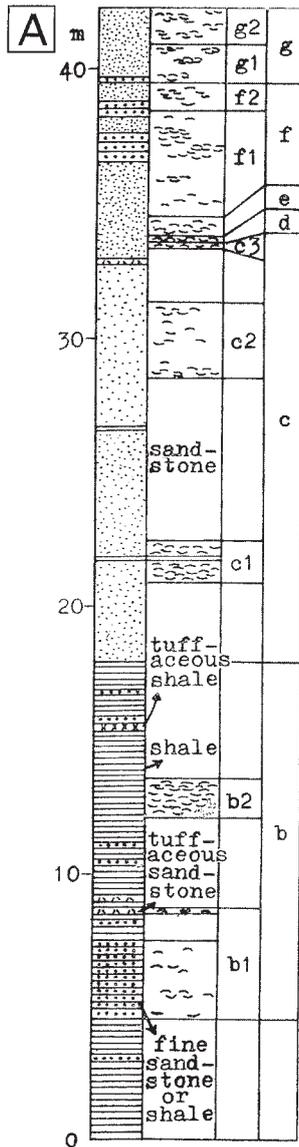
勘米良(1951)は泉村深山谷の砂岩泥岩互層中の暗灰色細粒砂岩からモノチスが産出することを明らかにし、その他に泉村二重南方、泉村一つ氏東方の砂岩の薄層を含む泥岩からもモノチスが産出することを示した(第5.14図)。また、深山谷から東陽村側に上部三畳系が連続することを示した。

その後、Tamura(1965)は勘米良(1951)が示したモノチス産地の他に、深山谷の南西方の東陽村側で新たにモノチスの産地を明らかにするとともに、深山谷の詳細



第 5.12 図 上部ペルム系球磨層の碎屑岩の露頭写真，切片写真，薄片写真

- A. 球磨層の層状砂岩。泥岩を挟む。Ss は砂岩。黒色部分は泥岩。泉村栗木の栗木川左岸。スケールは 2 m。
- B. 球磨層の礫岩。円礫-亜円礫からなる。径 5 cm 以上の礫のほとんどが珩長質凝灰岩。泉村岩奥北方。詳細な位置は第 5.15 図 b。ハンマーの長さは 33 cm。
- C. 球磨層の礫岩の切片写真。泉村河合場。珩長質凝灰岩 (ft)，シルト岩 (st)，石灰岩 (ls)，花崗岩 (gr)，チャート (ch)。GSJ R80113。
- D. 球磨層の石灰角礫岩。石灰岩 (ls) のほかに，石英 (Qtz)，カリ長石 (Kfs)，珩長質凝灰岩 (ft)，安山岩 (ad) を含む。泥岩，砂岩の礫はほとんどない。石灰岩の礫にはしばしば紡錘虫化石が含まれる。泉村二重-河合場間氷川河床。GSJ R80114。
- E. 球磨層の砂岩。主な構成粒子は，石英，カリ長石 (矢印の先)，斜長石，珩長質凝灰岩である。鉱物粒子のうち，透明度の高いものは石英，単ニコルで汚れて見えるのが長石。長石のうちカリ長石は矢印の先。球形の石英粒子 (Qtz) も含まれる。泉村小俣東方。GSJ R80115。
E1 が単ニコル，E2 が直交ニコル。

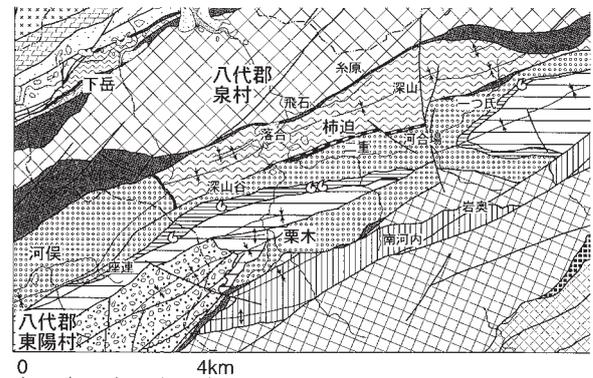


Monotis zone	b		c			d	e	f		g	
	b1	b2	c1	c2	c3			f1	f2	g1	g2
<i>Monotis (E.) ochotica densistriata</i>	○	⊙	×								
<i>Monotis (E.) ochotica ochotica</i>			⊙	⊙							
<i>Monotis (E.) ochotica sparsicosta</i>			×								
<i>Monotis (E.) ochotica eurachis</i>			×	○	×			×			
<i>Monotis (E.) zabaikalica</i>						⊙					×
<i>Monotis (E.) pachypleura</i>							⊙				
<i>Monotis (E.) ambigua</i>							○				
<i>Monotis (E.) multistriata</i>								⊙	⊙		
<i>Monotis (E.) yakutica</i>									×		
<i>Monotis (E.) tenuicostata</i>									×	⊙	⊙
<i>Monotis (E.) tenuicostata with weak radial ribs</i>											○

⊙: abundant ○: common ×: rare
 b: densistriata zone c: ochotica zone d: zabaikalica zone e: pachypleura zone
 f: multistriata zone g: tenuicostata zone

第 5.13 図 模式地付近の深山谷層の岩相層序と化石層序 (Tamura, 1965)

- A. 深山谷における岩相層序と化石層序. Tamura (1965) の Fig.3.
 sandstone: 砂岩, shale: 頁岩, tuffaceous shale: 凝灰質頁岩, tuffaceous sandstone: 凝灰質砂岩, fine sandstone or shale: 細粒砂岩ないし頁岩. 本報告では頁岩の名称を使わず, 泥岩の名称を用いている. b, b1 等は, *Monotis* の化石帯区分 (B の各 *Monotis zone* に対応).
- B. 深山谷におけるモノチス化石帯. Tamura (1965) の Table 2.
 abundant: 多い, common: 普通, rare: 少ない



第 5.14 図 モノチス化石の産出地
 勘米良 (1951) で報告されたもの.
 基図は第 2.2 図 (南西部).

細な柱状図 (第 5.13 図) を示した. また Ando (1987) は, 日本の三畳紀の二枚貝化石産地をまとめ, 本地域のモノチス産地のルートマップを示している.

桑水流ほか (1990) は深山谷のモノチスを含む地層から, 放散虫化石が産出したと述べている. そして宮本ほか (1992), Miyamoto and Kuwazuru (1993) は本地域の南西部のペルム-ジュラ系正常堆積物の詳細な地質図を示すとともに, 碎屑性ザクロ石の起源を検討し, 一部グラニュライトを含む高変成度の変成岩からもたらされたと考えた. その後, 宮本ほか (1992) の地質図に基づいて, 中村ほか (1998)² はモノチスなどの二枚貝化石を産出する上部三畳系の地層に対して, 深山谷層, ジュラ系に対して河俣層群と命名した².

5.4.2 深山谷層 (T3a, T3m, T3s)

命名と定義 本地域に三畳系が分布することは, 山下 (1896) により古くから知られていたが, 正式な名称は与えられてこなかった. 中村ほか (1998)² は深山谷を中心に本地域中部-南西部に分布する上部三畳系正常堆積物を深山谷層とした.

分布 本地域中部から南西部のペルム-ジュラ系正常堆

² 著者が重複している宮本ほか (2001) では, 中村ほか (1998) に触れないで記載している. 記載内容も同じである.

積物からなる栗木向斜の構成メンバーである。層厚は最も厚い泉村-東陽村境の檜の木峠北方で250～300 m程度で、分布域東部の泉村一つ氏南東方では層厚は100 m程度である。しかし、どちらも上限、下限とも時代の隔たった地層と断層で接している。このため、東陽村内では不連続な分布となる。座連付近では上限、下限とも断層関係が認められる(第17.1図)。

岩相 砂岩(T3s)、泥岩(T3m)、砂岩泥岩互層(T3a)からなる。これらの岩相と近隣の球磨層、河俣層群の砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層とは、岩相だけでは区別が付きにくい。ただ、泥岩については、砂質で淘汰の悪いものがしばしば認められる。また、岩相の構成から見た場合、律動的な砂岩泥岩互層が他2者に比べて相対的に多い。Tamura(1965)は深山谷の柱状図を示し、上方粗粒化のシーケンスがあることを明らかにした(第5.13図A)。深山谷の西方の泉村-東陽村境の檜の木峠北方でも上方粗粒化の傾向が見られる。

化石と時代 モノチス化石が多産する。これらによって本層の年代は後期三畳紀のノーリアン期である。Tamura(1965)は、深山谷でモノチス化石11種を同定し、モノチス化石帯を設定した(第5.13図B)。

対比 深山谷層と対比される地層は、「日奈久」図幅内で2層知られている。勘米良(1951)が化石を報告し、松本・勘米良(1952)が破木構造線の北側に分布すると記載した荒瀬のエントモノチス層と、大町(1937)が化石を報告し、勘米良(1951)が三坂のエントモノチス層とし、松本・勘米良(1952)が瀬戸石構造線に沿って分布するとしたものである(第3.1図)。

5.5 ジュラ系(河俣層群)

本地域に分布するジュラ系正常堆積物は、本地域南西部の栗木向斜付近に分布する河俣層群のみである(第5.1図)。河俣層群は、下部ジュラ系西の岩層(新称)、中部ジュラ系美生層、上部ジュラ系池の原層からなる。

5.5.1 研究史

大谷(1926a)は、本地域の東陽村河俣地域に分布する礫岩を特徴的に含む正常堆積物(本報告の上部ペルム系球磨層、上部三畳系深山谷層、ジュラ系河俣層群)を詳細に記載し、河俣層と仮称し、一部から植物化石、軟体動物化石が産出することや、モノチスを産する地層が伴われている(泉村深山谷のこと)ことを理由に四国の物部川層群に対比した。大谷(1927)は大谷(1926a)の地域の東側の本地域中央部から頭地図幅地域にかけての地質を報告し、河俣層を中生層として定義した。松本・勘米良(1952)は、大谷(1926a, 1927)が河俣層を特徴づけたとした礫岩層が上部ペルム系であることを明らかにし、このペルム系を球磨層と呼んだ。そして、

大谷(1927)の河俣層は、ペルム系球磨層と白亜系の川口層、八竜山層、日奈久層、八代層に分けられるとした。

その後、松本(1962)は本地域の西側に隣接する東陽村美生地域でジュラ紀と考えられるアンモナイトが採集されていたことを記載した。佐野(1977)、Hirano and Sano(1977)は美生地域で中部ジュラ系の分布を明らかにするとともに、アンモナイトの産出した中-上部層の年代がハジヨシアン期(Bajocian)-バソニアン期(Bathonian)であることを示した。Hirano and Sano(1977)はこれを美生層と命名し、分布、岩相を記載した。佐野(1977)は美生東方の沢において中部ジュラ系が模式的に発達するとしてルートマップを示し、層厚は露出する限りで330 m、砂岩、頁岩及び若干のシルト岩からなるとした。更に、横田・佐野(1986)は、アンモナイトの産出した層準より下の層準からMatsuoka(1995)のJR4帯(第7.25図)を特徴づける放散虫化石を報告し、JR4帯の時代対比に貢献した。

また、横田・佐野(1984)は、東陽村南西部の池の原(現在の地形図にはない。詳細は後述)付近に分布する上部ジュラ系を、池原層いけのはらと呼んだ。

本地域内でジュラ系の報告は、1990年代になるまでなかった。宮本ほか(1992)、Miyamoto and Kuwazuru(1993)は本地域の南西部のペルム-ジュラ系正常堆積物の詳細な地質図を示し、ジュラ系の分布を明らかにした。そして、Miyamoto and Kuwazuru(1994)は、Miyamoto and Kuwazuru(1993)の東に隣接する地域の地質を明らかにし、下部ジュラ系を西の岩層(仮称)と呼んだ。Miyamoto and Kuwazuru(1994)は本層から前期-中期ジュラ紀の放散虫化石が産出したと述べているが、詳細な記述はない。また、宮本ほか(1992)、Miyamoto and Kuwazuru(1993, 1994)は本地域の中部から南西部のペルム-ジュラ系正常堆積物の詳細な地質図を示すとともに、碎屑性ザクロ石の起源を検討し、ジュラ系が上部三畳系と同様に一部グラニユライトを含む高変成度の変成岩からもたらされたと考えた。

その後、宮本ほか(1997b)、中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)は、放散虫化石を用いて本地域の中-上部ジュラ系の層序を明らかにし、横田・佐野(1984)の池原層いけのはらの上部を池原層として再定義し、中、下部層を美生層とした。これによって池原層は上部ジュラ系、美生層は中部ジュラ系で両者は整合関係であることが示された。そして中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)は、本地域と「八代」南東部、「日奈久」北東部のジュラ系をまとめて河俣層群と呼んだ。

本報告のための研究の一環として、Hori *et al.*(2002)は、池の原層の後期ジュラ紀の放散虫化石群集の検討を行い、同時代の八溝帯の堆積岩コンプレックスで産する群集と大きく異なり、堆積場が異なる可能性を指摘し

た。

なお、中村ほか(1998)と宮本ほか(2001)は、著者が重複し記載事項、内容がほぼ同じで、両者で定義、記載が行われている。本報告では命名の先取権は中村ほか(1998)にあると認めるが、中村ほか(1998)は少数の研究グループの連絡誌で部数が少ないため、参考のため宮本ほか(2001)も併記する。

5.5.2 河俣層群

大谷(1926a)は本地域南西部の下部白亜系、ジュラ系、上部三畳系、上部ペルム系球磨層の部分を中生層とし、仮称として河俣層の名称を与え、模式地を本報告の上部ペルム系球磨層の分布する久木野においた。そして、大谷(1927)は正式に河俣層を定義した。勘米良(1953)はこの河俣層とされた地層のうち、本報告の下部白亜系を下部白亜系八代層、ジュラ系を下部白亜系日奈久層、上部三畳系深山谷層を上部三畳系、そして河俣層の模式地を含む地層を上部ペルム系球磨層とし、河俣層を用いなかった。

一方、中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)は本地域中部から南西部、及び「八代」、「日奈久」地域のジュラ紀正常堆積物に対して河俣層群を設定した。しかし、この際中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)は、上述の経緯について触れていない。

本来、既に別な地質単元(大谷, 1927の物部川層群相当の中生層; 現在の知識でペルム系-白亜系正常堆積物)に使用された名称を別な単元(ジュラ系正常堆積物)に用いるのは好ましくないが、この河俣層群が大谷(1927)の河俣層の一部であること、大谷(1927)の河俣層の模式地はペルム系で、松本・勘米良(1952)で球磨層とされたこと、大谷(1927)が想定した中生代の地層に対して用いられていること、すでに河俣層群の名称が流布していることを考慮して、河俣層群を使用する。

本報告では、これらの経緯をふまえ、西の岩層(新称)、美生層、池の原層からなるジュラ紀正常堆積物を河俣層群と再定義する。

5.5.3 西の岩層(新称)(J1i, J1m, J1s)

命名と定義 Miyamoto and Kuwazuru(1994)は、本地域中部の泉村一つ氏(第5.15図)-西の岩に分布する下部-中部ジュラ系正常堆積物に対して、仮称として、西の岩層の名称を与えた。本報告では、この名称を尊重し、本地域中部の泉村一つ氏南東方から東方の泉村西の岩にかけて分布する下部ジュラ系を西の岩層と呼ぶ。模式地は、泉村一つ氏南東方の林道沿い(岩奥-内桑間)とする(第5.15図)。

分布 本地域中南部から南西部にかけて、栗木向斜付近にペルム系-白亜系が分布するが、そのうち河合場付近の南北方向の断層の東側の向斜軸部付近に広く分布す

る。また、この断層の西側では、檜の木峠断層(第17.1図)の北側で、いずれも三畳系の上位に分布する。東陽村座連付近では下位の深山谷層とは断層関係である。上位の中部ジュラ系美生層との関係は不明だが、断層露頭や地層の斜交関係は見つかっていないので、地質図では整合関係として表現した。

層厚は模式地の一つ氏南東方で700m程度、栗木周辺では、層厚200m程度である。

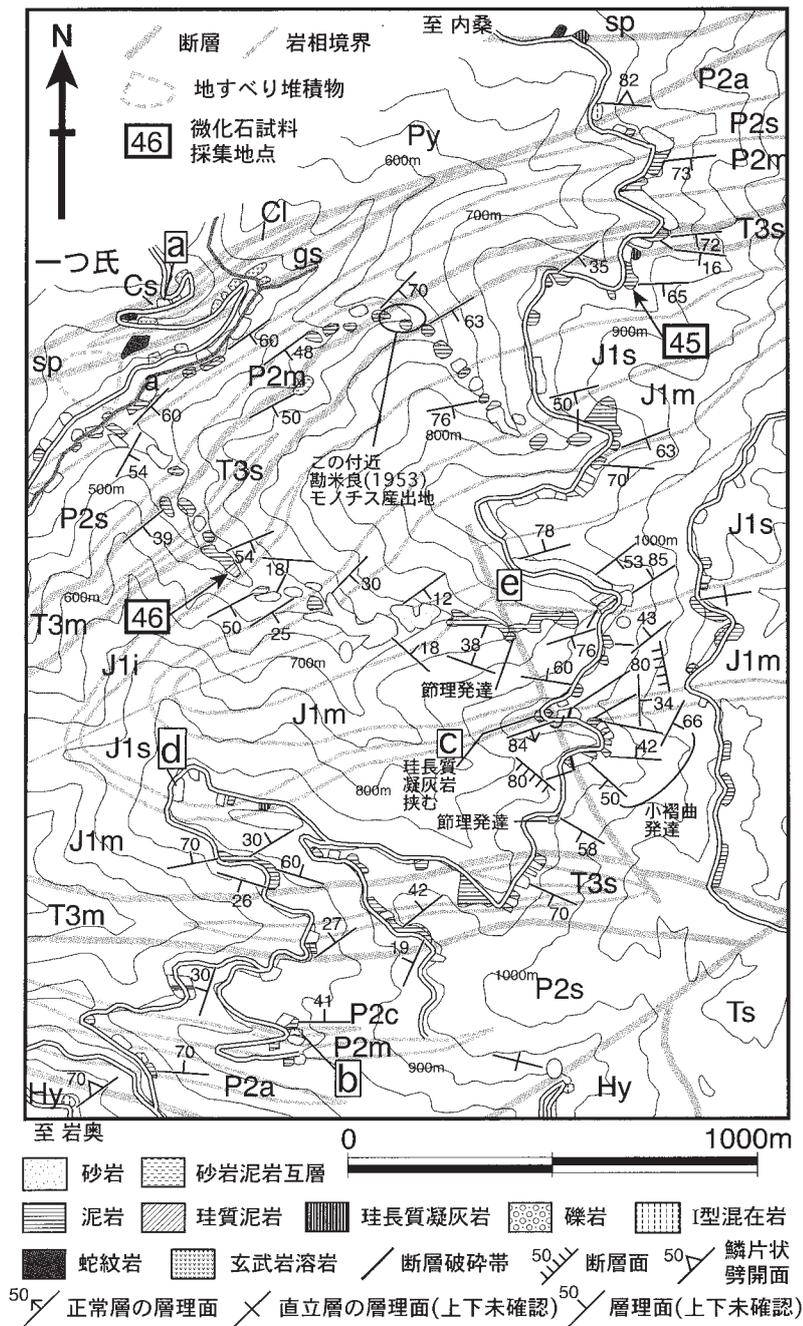
岩相 砂岩(J1s)及び泥岩(J1m)からなり、明瞭な珪長質凝灰岩層(J1i)を1層挟む。全体では泥岩優勢である。律動的な砂岩泥岩互層はほとんどない。砂岩は、塊状ないし層状(第5.16図B)で、主にアレナイトからなり、鏡下では石英、カリ長石、斜長石からを含む(第5.17図D)。一方泥岩(J1m)も塊状ないし層状で、砂岩を伴う(第5.16図A)。珪長質凝灰岩(J1i)は泉村一つ氏南東方(第5.15図)で追跡できるほか、東陽村座連でも認められる。風化面では葉理が認められ、鏡下では微細な石英(ガラス起源)にシルトサイズの石英、斜長石などの粒子を含み、やや泥質である。この珪長質凝灰岩層は本層を追跡する上での重要な鍵層である。

化石と時代 3試料から放散虫化石が得られた。泉村栗木の地点44の泥岩からは、*Gorgansium morganense*, *Nobota minuta*, *Charlotta cf. harbridgensis*, *Canoptum sp.*などが得られ、下部ジュラ系に対比される。また、泉村一つ氏南東方の地点45の泥岩、一つ氏南東方の地点46のよく連続する珪長質凝灰岩からも前期ジュラ紀型の放散虫化石が得られている(第5.15図, 第5.18図, 付図1, 付表1)。

5.5.4 美生層(J2a, J2m, J2s)

命名と定義 Hirano and Sano(1977)が命名。また、佐野(1977)は模式的に発達する美生東方の沢のルートマップを示し、この地層が砂岩、頁岩及び若干のシルト岩からなっていて、層厚は露出する限りで330mであることを示した。中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)は、美生層と池の原層の関係を明らかにし、中部ジュラ系に相当する部分について、美生層と再定義した。本報告では中村ほか(1998)、宮本ほか(2001)に従う。

分布 美生層は、栗木向斜の北翼と、檜の木峠断層(第17.1図)の南側の栗木向斜の軸部周辺から南翼にかけて分布する。泉村河合場付近の南北性の断層の東側には分布しない。層厚は最も厚い本地域南西端付近で650m程度ある。泉村栗木付近の檜の木峠断層(第17.1図)の北側では小さな向斜軸があり、分布している限りでの層厚は200m程度である。美生層上部や上位の池の原層が欠けているものと考えられる。また、泉村栗木付近の檜の木峠断層の南側では下限が断層でペルム系球磨層と接する。また、上位の池の原層との間に断層や断層を推定させる地層の斜交関係はないことから、両者は整合関



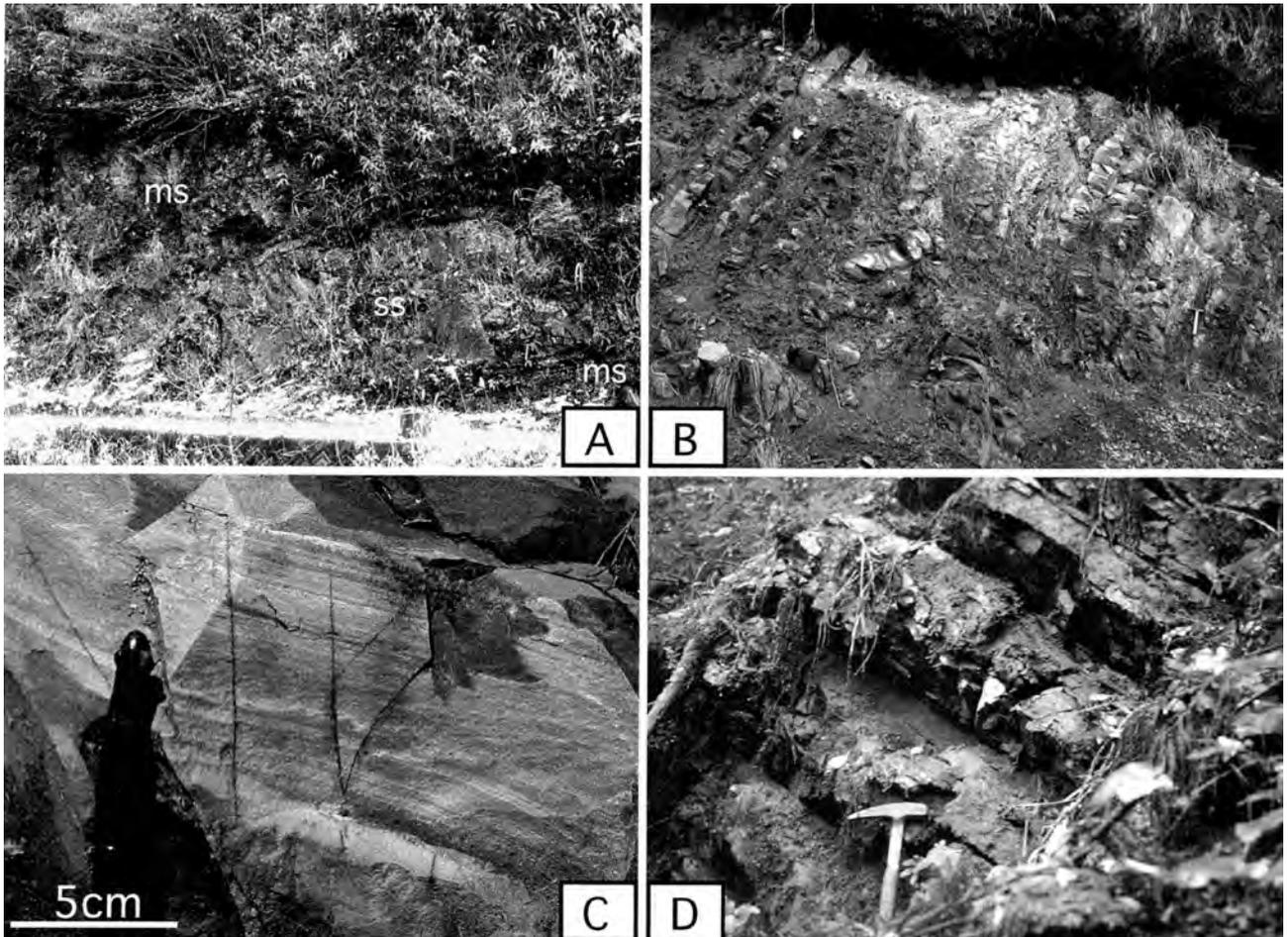
第 5.15 図 西の岩層の模式地周辺のルートマップ
 球磨層, 深山谷層, 西の岩層が向斜(栗木向斜)をなして分布する。泉村一つ氏東方。位置は第 5.1 図 D。
 a-e は以下の図に詳細を示す。
 a : 第 5.10 図
 b : 第 5.12 図 B
 c : 第 5.16 図 C
 d : 第 5.17 図 D
 e : 第 5.16 図 B
 P2s, J1m 等の記号は地質図の凡例記号を用いた。

係と考えられる。

岩相 本層は、泥岩 (J2m) と砂岩 (J2s) からなる。美生層全体では泥岩優勢である。砂岩泥岩互層 (J2a) はわずかである。砂岩 (J2s) は、塊状ないし層状で主にアレナイトからなる。鏡下では石英, カリ長石, 斜長石からなる (第 5.17 図 C)。泥岩 (J2m) も塊状ないし層状 (第 5.16 図 D) で、砂岩を伴う。砂岩泥岩互層 (J2a) は砂岩と泥岩が律動的な互層をなす。美生層の岩相は下位の西の岩層, 上位の池の原層とほぼ同じで、露頭の岩相だけでは、両者との区別はほとんどできない。檜の木峠東方の池の原層の下位に主に泥岩からなる地層が分布

する。この地層は美生層の上部に対比されるので、上部も泥岩優勢である。これは、中村ほか (1998), 宮本ほか (2001) の報告した美生層の層序と整合的である。

化石と時代 泥岩 11 試料から放散虫化石が得られた (第 5.18 図, 付図 1, 付表 1)。このうち地点 50 (小俣南西方), 51 (檜の木峠西方) の泥岩は *Tricolocapsa tetragona* を産し, Matsuoka (1995) の JR5 帯に対比され, 中期ジュラ紀後期の年代を持つ。また, 地点 47, 49 の泥岩は, *T. conexa*, *T. plicarum* を産し, これらは Matsuoka (1995) の JR5-JR6 帯に対比され, 中期ジュラ紀の後期から後期ジュラ紀の前期の年代を示す。この他



第 5.16 図 ジュラ紀正常堆積物の露頭写真

- A 西の岩層の泥岩。泥岩 (ms) に層厚約 2 m の砂岩 (ss) を含む。泉村西の岩。写真右下ハンマーの長さ 33 cm.
- B 西の岩層の層状砂岩。泉村一つ氏南東方。位置は第 5.15 図 e。写真右のハンマーの長さ 33 cm.
- C 西の岩層の珪長質凝灰岩。細かい葉理が発達する。泉村一つ氏南東方。詳細な位置は第 5.15 図 d.
- D 美生層の層状泥岩。泉村榎の木峠東方 750 m。ハンマーのヘッドの長さ 17.5 cm.

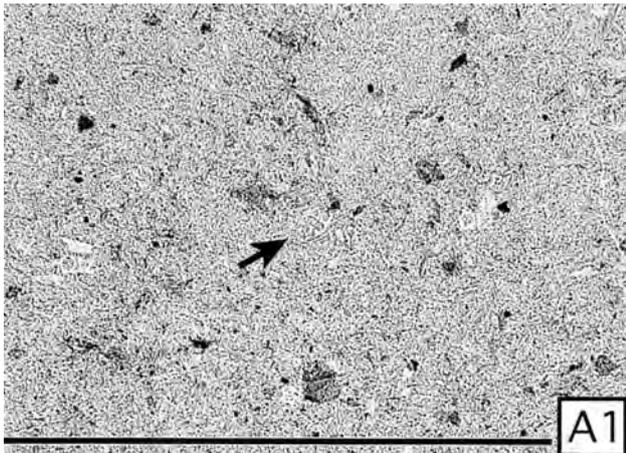
の試料から得られた放散虫化石も、JR5 の化石帯と矛盾しない。JR5 の示す年代は Matsuoka (1995) ではバソニアン期 (Bathonian) - カロビアン期 (Callovian) とされており、中期ジュラ紀の後期である。

中村ほか (1998)、宮本ほか (2001) は、美生層から Matsuoka (1995) の Lj 帯 (JR3) から Tc 帯 (JR5) に対比される放散虫化石を報告し、美生層の年代を中期ジュラ紀全般とした。本報告の結果はそれと整合的である。

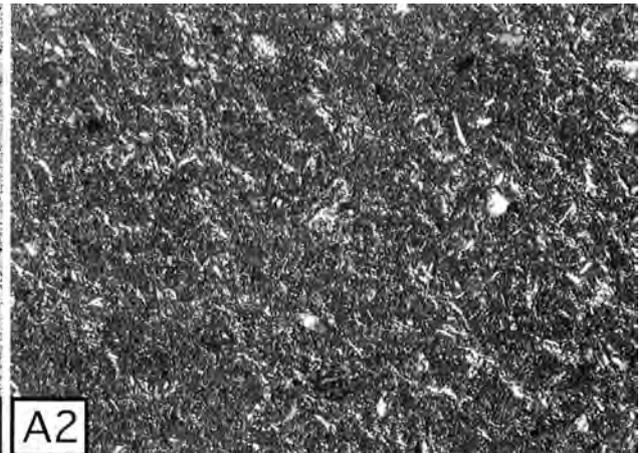
5.5.5 池の原層 (J3m, J3i) (日本語表記のみ再定義)
命名と定義 横田・佐野 (1984, 演旨) で“池原層”として命名された。昭和 47 年 (1972 年) 5 月 30 日国土地理院発行 1:25,000 地形図「鏡」には、池の原の名称があるが現在はない。中村ほか (1998)、宮本ほか (2001) は、本地域の中-上部ジュラ系の層序を明らか

にし、横田・佐野 (1984) が後期ジュラ紀の放散虫化石を報告するとともに、珪質泥岩、凝灰岩を含む“池原層”上部層を池原層と再定義し、中部層、下部層を美生層とした。本報告は中村ほか (1998)、宮本ほか (2001) に従うが、東陽村役場によれば、当地は昭和 47 年の 1:25,000 地形図「鏡」に示されるように池の原と表記するか、池ノ原と表記し、読みは「いけのはら」であることから、日本語表記のみ池の原層とする。

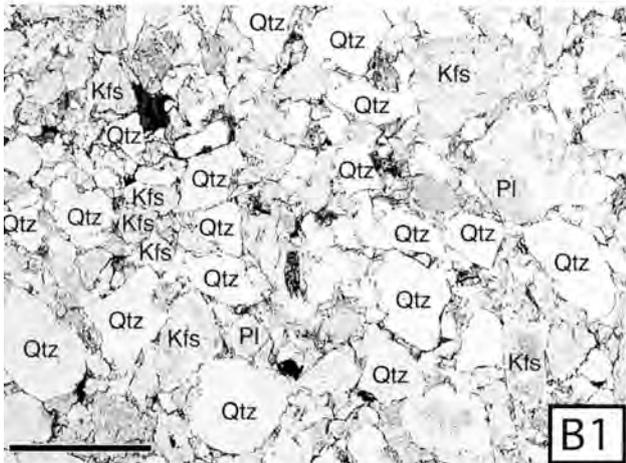
分布 池の原層は栗木向斜の北翼では本地域南西端の榎の木峠断層 (第 17.1 図) の南側にわずかに分布する、榎の木峠の東側の向斜軸部から南翼では、下位の美生層と整合関係である。榎の木峠の東側で池の原層を覆う川口層との関係を明らかにする露頭は見つかっていないが、川口層の下部に礫岩はなく、時代間隔が開いていて、やや構造も斜交することから断層関係とした。下位の美生層と整合関係と考えられる榎の木峠周辺では、層厚



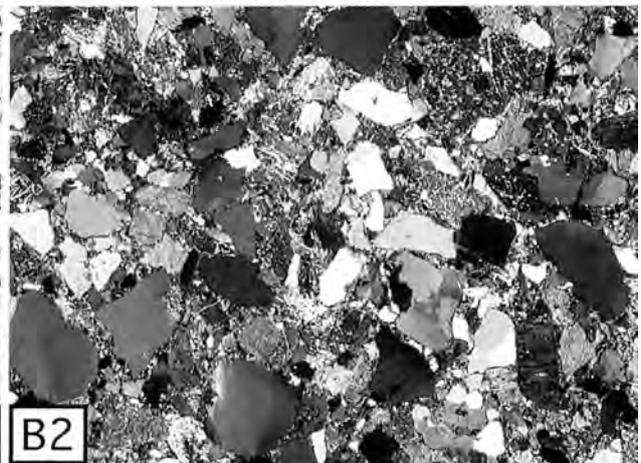
A1



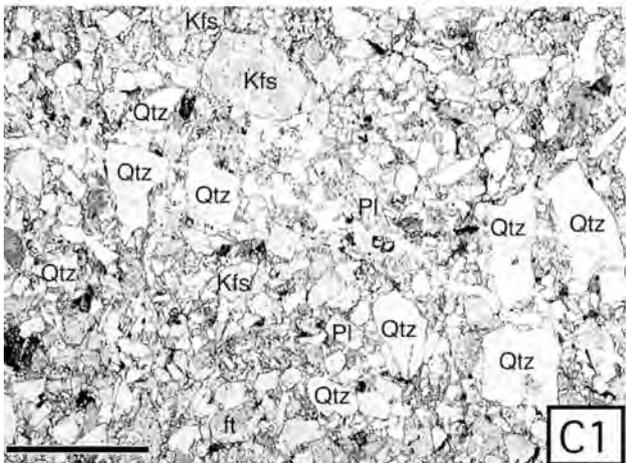
A2



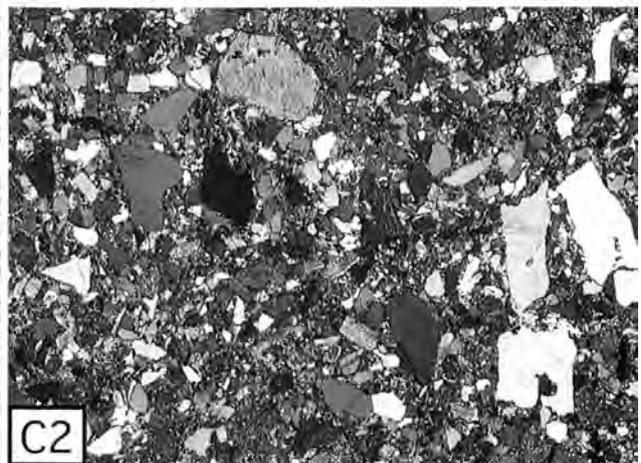
B1



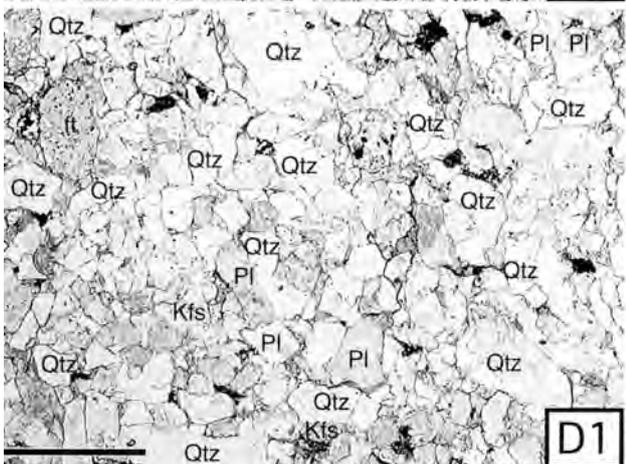
B2



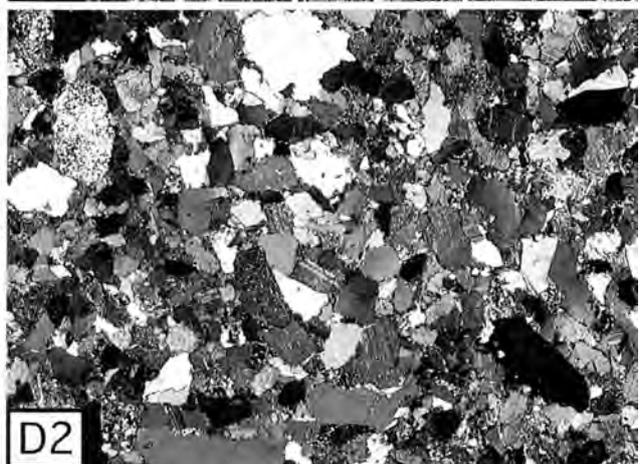
C1



C2



D1



D2

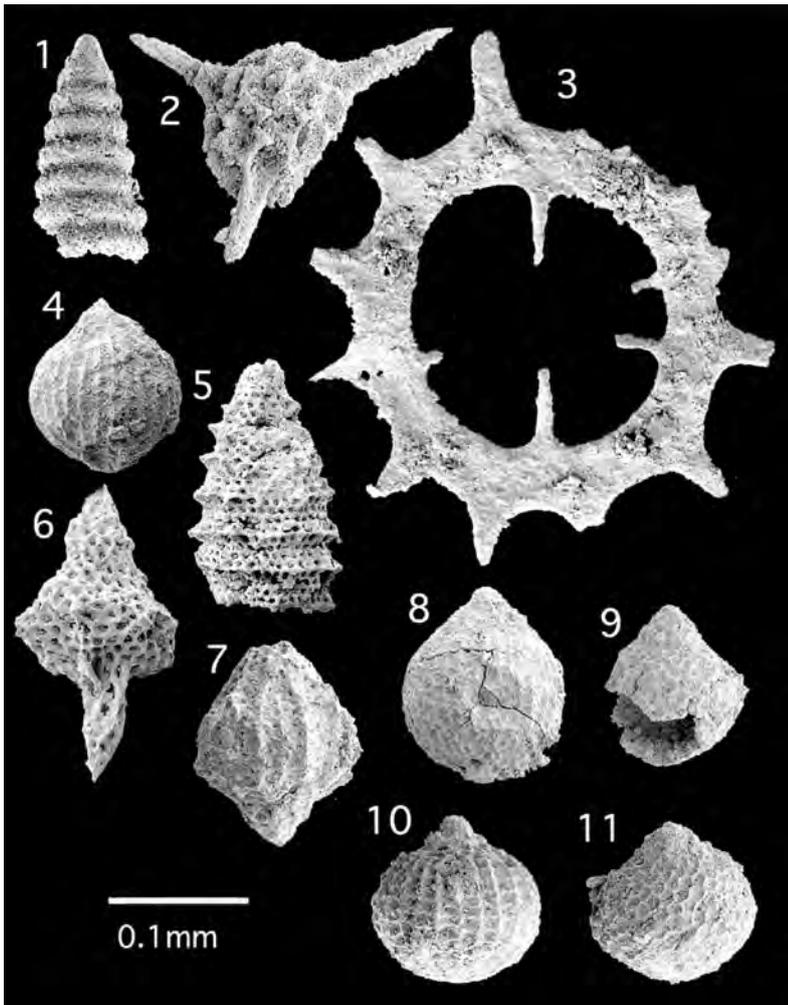
100 m 程度である。

岩相 本地域の池の原層は、主に泥岩 (J3m) からなり、上部に珩長質凝灰岩 (J3i) (第 5. 17 図 A) を伴う。本地域南西端と檜の木峠東方では、ともにこの層序である。この層序は中村ほか (1998)、宮本ほか (2001) でも確認されている。珩長質凝灰岩は、西の岩層のものに比べて珩質で、碎屑粒子は少ない (第 5. 17 図 A)。ガラス起源の微細な石英が基質を埋めていて、放散虫化石も含まれる。泥岩は層状で、美生層の層状泥岩 (第 5. 16 図 D) とよく似ている。砂岩は地質図に表せるほど厚いものは

ないが、泥岩中に挟まれる。砂岩は、塊状ないし層状で主にアレナイトからなる。鏡下では石英、カリ長石、斜長石からなる (第 5. 17 図 B)。律動的な砂岩泥岩互層はない。

化石と時代

[放散虫化石] 檜の木峠東方の池の原層の泥岩 6 試料と珩長質凝灰岩 1 試料から放散虫化石が得られた (第 5. 19 図, 第 5. 20 図, 付図 1, 付表 1)。なお、試料番号は GSJ R76489 は R76489 のように省略した。このうち地点 60, 61 (試料 R76489, 76490) の泥岩から、



第 5. 18 図 西の岩層 (1-3) 及び美生層 (4-11) の泥岩から産出した放散虫化石

(試料番号, 位置)

1. *Canoptum* sp. (GSJ R76473, 44)
2. *Gorgansium morganense* Pessagno and Blome (GSJ R76473, 44)
3. *Pseudoheliodiscus* sp. (GSJ R76473, 44)
4. *Tricolocapsa plicarum* Yao (GSJ R76483, 54)
5. *Parvicingula dhimenaensis* Baumgartner (GSJ R76483, 54)
6. *Katroma* sp. (GSJ R76483, 54)
7. *Unuma latusicostatus* (Aita) (GSJ R76483, 54)
8. *Tricolocapsa conexa* Matsuoka (GSJ R76476, 47)
9. *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (GSJ R76476, 47)
10. *Tricolocapsa tetragona* Matsuoka (GSJ R76480, 51)
11. *Tricolocapsa rüsti* Tan (GSJ R76484, 55)

(左) 第 5. 17 図 ジュラ紀正常堆積物の砂岩, 珩長質凝灰岩の薄片写真

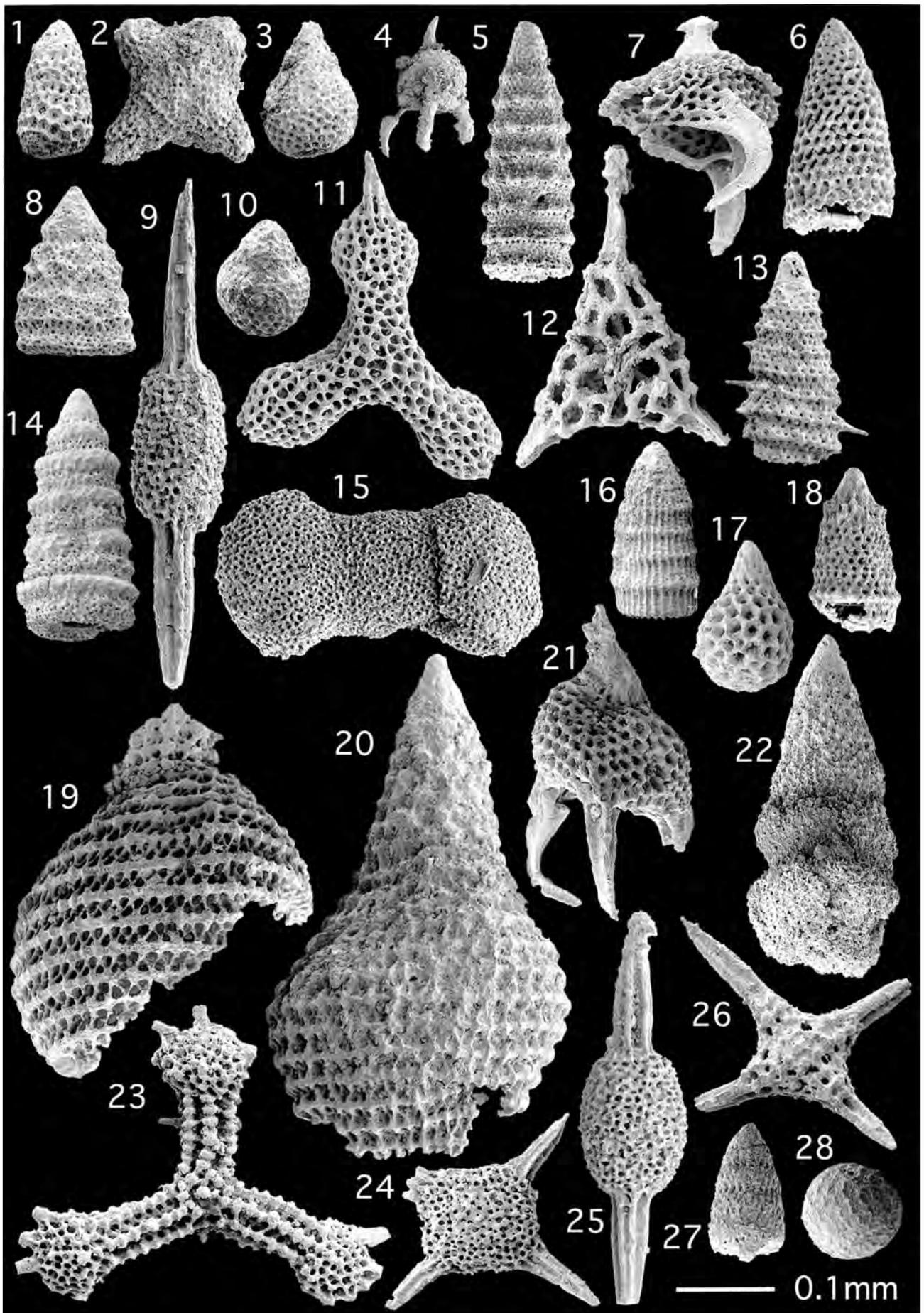
石英 (Qtz), カリ長石 (Kfs), 斜長石 (Pl), 黒雲母 (Bt), 珩長質凝灰岩片 (ft). 各図 1 が単ニコル, 2 が直交ニコル. スケールバーは 1 mm.

A 池の原層の珩長質凝灰岩. 中央部に放散虫化石 (矢印). 細かい針状の火山ガラス (脱ガラス化して, 微細な石英になっている) が薄片全体にわたって基質となっている. 泉村檜の木峠東南東方 600 m. GSJ R76493.

B 池の原層の砂岩. 石英長石質アレナイト. 泥岩中に挟まれる. カリ長石が多い. 泉村檜の木峠東方 600 m. GSJ R80116.

C 美生層の砂岩. 石英長石質アレナイト. 淘汰は悪い. 東陽村^{ざれ}座連. GSJ R80117.

D 西の岩層の砂岩. 石英長石質アレナイト. 泉村岩奥北方. 位置は第 5. 15 図 c. GSJ R80118.



Matsuoka (1995) の JR6 に対比される極めて保存良好な放散虫化石が得られ、既に Hori *et al.* (2002) で報告した。これらの示す年代は後期ジュラ紀前期の Oxfordian である。また、Hori *et al.* (2002) は、これらの試料が極めて多くの Spumellaria を含み、日本のジュラ紀付加体から得られる放散虫化石群集とは大きく異なっており、池の原層の堆積環境がジュラ紀付加体とは大

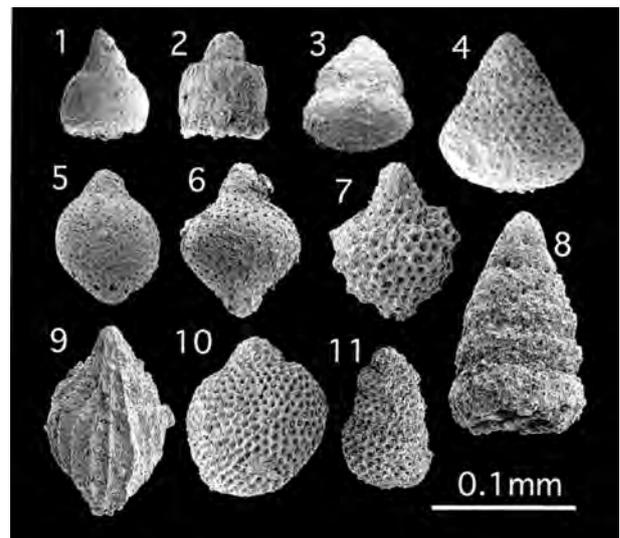
きく異なって、海溝陸側斜面の堆積物の可能性を示唆した。

また、地点 60 の R78489 の泥岩より岩相層序的上位の珪長質凝灰岩 R76493 (地点 64) が Matsuoka (1995) の JR5-JR7 と考えられる放散虫を産するのに対し、この 600m ほど南方の美生層と川口層の間に断層で挟まれた泥岩 R76487 (地点 58) は、*Stichocapsa praepulchella*, *Crucella theokaftensis*, *Stichocapsa horokanaiensis*, Matsuoka and Yao (1985) の *Stichocapsa* sp.A を産し、Matsuoka (1995) の JR8 に対比される。これらから、R76493 を含む珪長質凝灰岩の上に R76487 を含む泥岩があるものと考えられ、この珪長質凝灰岩は泥岩中に挟まれるものと考えられる。

中村ほか (1998), 宮本ほか (2001) は、池の原層から Matsuoka (1995) の JR6 から JR8 に相当する放散虫化石を報告し、池の原層の年代を後期ジュラ紀とした。本報告の結果はそれとほぼ整合的である。

【大型化石】 泉村栗木の南西方の谷の中に露出する風化した泥岩から今回アンモナイト化石の密集部を発見した (産地番号: ML5, 付図 1)。もともと破片状のものが多く、また地層の圧密による変型を被っているの

- (左) 第 5.19 図 池の原層の泥岩から産出した放散虫化石 (試料番号, 位置)
1. *Stichocapsa praepulchella* Hori (GSJ R76487, 58)
 2. *Crucella theokaftensis* Baumgartner (GSJ R76487, 58)
 3. *Stichocapsa horokanaiensis* Kawabata (GSJ R76487, 58)
 4. *Saitoum elegans* DeWever (GSJ R76488, 59)
 5. *Parvicingula* sp.A (GSJ R76489, 60)
 6. *Stichomitra* sp.A (GSJ R76489, 60)
 7. *Napora* sp.A (GSJ R76489, 60)
 8. *Xitus* sp. (GSJ R76489, 60)
 9. *Archaeospongoprimum* aff. *praelongum* Pessagno (GSJ R76489, 60)
 10. *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (GSJ R76489, 60)
 11. *Paronaella mulleri* Pessagno (GSJ R76489, 60)
 12. *Perispyridium ordinarium* (Pessagno) (GSJ R76489, 60)
 13. *Parvicingula dhimenaensis* Baumgartner (GSJ R76489, 60)
 14. *Cinguloturris carpatica* Dumitrica (GSJ R76489, 60)
 15. *Bistarkum* sp.A (GSJ R76489, 60)
 16. *Archaeodictyomitra* sp.A (GSJ R76489, 60)
 17. *Stichocapsa* sp.A sensu Matsuoka and Yao, 1985 (GSJ R76490, 61)
 18. *Stichomitra* sp.B (GSJ R76490, 61)
 19. *Mirifusus diana diana* (Karrer) (GSJ R76490, 61)
 20. *Mirifusus diana* cf. *baileyi* Pessagno (GSJ R76490, 61)
 21. *Napora deweveri* Baumgartner (GSJ R76490, 61)
 22. *Spongocapsula palmerae* Pessagno (GSJ R76490, 61)
 23. *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner (GSJ R76490, 61)
 24. *Haliodictya* (?) *hojnosi* Riedel and Sanfilippo (GSJ R76490, 61)
 25. *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno (GSJ R76490, 61)
 26. *Emiluvia premyogii* Baumgartner (GSJ R76490, 61)
 27. *Loopus* aff. *primitives* (Matsuoka) (GSJ R76492, 63)
 28. *Gongylorhax favosus* Dumitrica (GSJ R76492, 63)

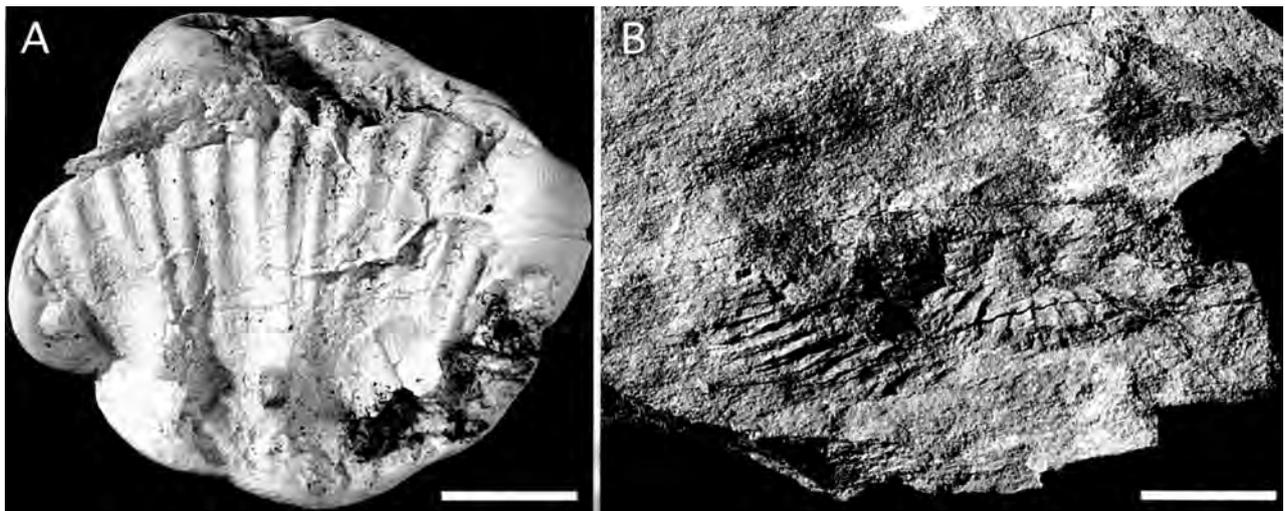


- 第 5.20 図 池の原層の珪長質凝灰岩 (GSJ R76493, 位置 64) から産出した放散虫化石
1. *Eucyrtidiellum unumaense* (Yao)
 2. *Eucyrtidiellum pustulatum* Baumgartner
 3. *Stichocapsa japonica* Yao
 4. *Stichocapsa* sp. B
 5. *Tricolocapsa* (?) aff. *fusiformis* Yao sensu Matsuoka, 1983
 6. *Stichocapsa* sp. C
 7. *Sethocapsa funatoensis* Aita
 8. *Spongocapsula palmerae* Pessagno
 9. *Protunuma fusiformis* Ichikawa and Yao
 10. *Williriedellum carpathicum* Dumitrica
 11. *Stichomitra* sp.

化石の保存はよくないが、これまで *Pavlovia* (*Epipallasiceras*) (?) sp. 及び *Himalayites* (?) sp. と同定される標本を得た (第 5. 21 図). とともに保存状態の制約があり、確定はできないが、それぞれの比較される属 *Pavlovia* (*Epipallasiceras*) 及び *Himalayites* の生存期間は、Arkell *et al.* (1957) に従うと、共にティソニアン期 (Tithonian) である. この化石年代は、近傍の地点 58 (GSJ R76487) から得られた放散虫化石の示す年代と整合的である.

5. 5. 6 対比

本地域の河俣層群のうち、下部ジュラ系西の岩層に対比される地層は九州では見つかっていない. 中部ジュラ系美生層に相当する地層は「日奈久」地域内の鶴喰層 (田村, 1960a) が知られている. また、上部ジュラ系池の原層に相当する地層は、「日奈久」地域内の坂本層 (田村, 1960a, 大町, 1938 の坂本層群), 「鞍岡」地域内の大石層 (斎藤・神戸, 1954, 年代は松本・平田, 1970 による), 「三重町」地域の新開層 (藤井, 1954, 年代は田村, 1960b) が知られている.



第 5. 21 図 池の原層の泥岩から産出したアンモナイト化石
産地は泉村榎の木峠南東方 900 m (地点 ML5). スケールバーは 1 cm.
A: *Himalayites* (?) sp. 雌型からとったビニルシリコン模型, GSJ F16698.
B: *Pavlovia* (*Epipallasiceras*) (?) sp. 左側側面, GSJ F16699.

第6章 ペルム紀堆積岩コンプレックス

(斎藤 真・利光誠一)

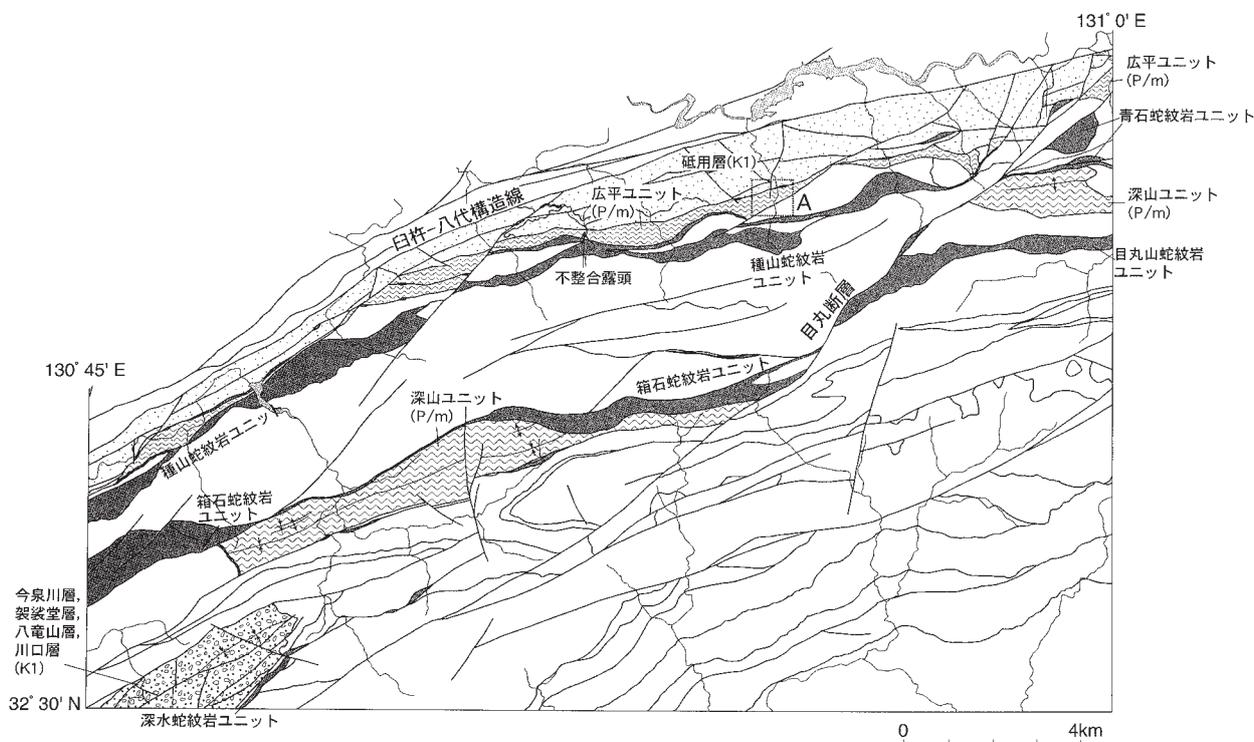
6.1 研究史

本章で述べるペルム紀堆積岩コンプレックスは深山ユニットと広平ユニットからなる(第6.1図)。深山ユニットは、最初、Kanmera (1952) によって、下部石炭系柿迫層の一部として記載された。その後、宮本ほか(1983)は、“柿迫層”のうち深山ユニットに相当する部分は含礫泥岩(本報告のメランジュ)からなりチャートからペルム紀型コノドントが産出することを示した。そして宮本ほか(1985b)はチャートから産出したペルム紀コノドント化石を記載するとともに、泥岩から後期ペルム紀の放散虫化石を報告し、柿迫層とされていた部分のうち、大部分を占める含礫泥岩の部分を深山層(仮称)として柿迫層から独立させた。その後、Miyamoto and Kuwazuru (1993)はこの地質体を正式に深山層として記載した。

一方、広平ユニットは、勘米良(1952)が時代未確定古生層として廣平層の名称を与えた地質体である。田

中・谷村(1976)は、下部白亜系正常堆積物の砥用層が“古生界”(本報告の広平ユニット)を不整合で覆うことを報告した。斎藤・利光(2003)は、不整合直下の広平ユニットの泥岩と珪長質凝灰岩からペルム紀放散虫化石を報告し、本ユニットが後期ペルム紀の年代を持つことを明らかにした。

本地域東部から、「鞍岡」地域内にかけての地域にも、上部ペルム系堆積岩コンプレックスに相当する地層の報告がある。宮本・谷本(1985a)は、神戸(1957)が石炭系湯鶴葉層とした含礫泥岩中の珪質泥岩から後期ペルム紀の放散虫化石を報告し、Kanmera (1952)の“柿迫層”を石炭系の柿迫層と深山層(仮称)に区分したのと同様の関係を考えて、宮本・谷本(1985b)は、「鞍岡」地域西部では神戸(1957)の湯鶴葉層が北から上部ペルム系含礫泥岩、下部石炭系石灰岩、上部デボン系に区分され、南傾斜の衝上断層で境されることを示し、谷本・宮本(1986)はこれらをそれぞれ鴨猪川層(新称)、湯鶴葉層(再定義)、内大臣層(新称)とした。宮本・谷



第6.1図 ペルム系堆積岩コンプレックスと白亜系正常堆積物、蛇紋岩メランジュの分布
A : 第6.2図の位置.

本(1986)は更に上部ペルム系含礫泥岩から放散虫化石を報告した。最終的に Miyamoto and Tanimoto (1993) が鴨猪川層, 湯鶴葉層, 内大臣層の記載を行った。

なお, 5万分の1「鞍岡」図幅(神戸, 1957)が湯鶴葉層として説明書で記載を行った岩相は, 宮本・谷本(1985a)などでいう“含礫泥岩”で, 谷本・宮本(1986)の鴨猪川層にあたる。神戸(1957)は柿迫層に対比される下部石炭系石灰岩については, ほとんど岩相記載を行っていない。

6.2 深山ユニット (Pc, Pg, Ps, Py) (再定義)

命名と定義 宮本ほか(1985b)が, 深山層(仮称)としたのを受けて, Miyamoto and Kuwazuru (1993)は, 深山層として記載した。本報告では, この地質体が正常堆積物ではなく, 砂岩, 泥岩, チャート, 珪長質凝灰岩, 玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(以下玄武岩類と一括する)からなるメラングジュからなることから, 深山ユニットと再定義する。本ユニットの名称は, 本ユニットが広く分布する泉村深山の名称に由来する。Miyamoto and Kuwazuru (1993)で模式地が設定されておらず, 深山付近は露頭状況があまりよくないので新たに泉村柿迫の栗木川との合流点付近の氷川河床を模式地とする。

また, 本地域東部から「鞍岡」地域にかけて分布する鴨猪川層は, 目丸断層の変位(左横ずれ成分と北西落ち成分)を元に戻した場合, 本ユニットと連続することから, 本報告では深山ユニットと一括する。

分布と構造 本ユニットは目丸断層の西側では, 泉村矢山岳南方の水無谷上流部から泉村西の岩北方まで分布する。水無谷上流部では, 蛇紋岩を伴う緩い南傾斜の断層で, 上部ペルム系正常堆積物の球磨層が重なり, それ以西に本ユニットは分布しない。北側は箱石蛇紋岩ユニットと断層関係で接し, 南側は上部石炭系正常堆積物の柿迫層ないし上部ペルム系正常堆積物の球磨層とほぼ直立した断層関係にある。

鱗片状劈開の向きから, 柿迫付近の本ユニットの中央部に, 本ユニットの分布方向にほぼ平行な軸を持ち両翼の閉じたシンフォームが存在する。これは Kanmera (1952)でも報告されている。

層厚(ユニット全体の厚さ)は, 中央部にシンフォームがあり, 両翼の傾斜は高角なため, 分布幅のほぼ半分である。最も厚い泉村深山付近で850 m程度である。東へ行くと徐々に薄くなる。一般に鱗片状劈開の走向はユニットの走向方向に平行で東北東方向を向き, 傾斜は高角度である。

目丸断層の東側では, 目丸山の北側に分布する。南側の目丸山の山頂部に分布する内大臣層とは断層関係で接し, 分布から断層面は高角南傾斜と考えられる。一方, 本ユニットは, 内大臣川沿いに分布する祇園山層, 内大

臣層の構造的上位に断層関係で重なる。両者の境界は南部は高角南傾斜で北側の青石蛇紋岩ユニットとの断層に近づくと, 傾斜は緩くなる。目丸断層の東側の本ユニットの内部の鱗片状劈開面から東西方向の軸を持つアンチフォームが認定できるが, 構造的下位のシルルーデボン系はこのアンチフォームに参加していない。

岩相 本ユニットはメラングジュからなり, 地質図に表現できる岩体は少ない。目丸断層以東では, 地質図に表現できるほどの岩体はなく, 目丸断層の西側でも, 混在岩(Py)が主体である。泉村深山付近では, 地質図に表現できる大きさのチャート岩体(Pc), 玄武岩体(Pg)がある。地質図に表現できる砂岩の岩体(Ps)は泉村落合付近にわずかに分布するだけである。

本ユニットの岩相の特徴として, メラングジュ基質に露頭として表現できるサイズ以下の珪長質凝灰岩の小岩体, 岩塊を多く含むことが挙げられる。メラングジュ基質は, 混在岩(Py)と露頭サイズの小岩体, 岩塊からなる。混在岩は鱗片状劈開の乏しいところでは含礫泥岩状を呈する。鱗片状劈開が発達するところでは, 初生的に含礫泥岩であったか否かの認識は困難である。混在岩は, 泥岩に砂岩の岩塊だけを含むI型混在岩と砂岩, 泥岩, 珪長質凝灰岩, 玄武岩類の岩塊を含むIII型混在岩が主体である。III型混在岩では砂岩の岩塊が最も多く, 次に多いのが玄武岩類と珪長質凝灰岩の岩塊で, チャートの岩塊は少ない。混在岩中の岩塊は径50 cm以下, 多くは20 cm以下で, 砂岩は一般に小さい。砂岩, 珪長質凝灰岩, チャート, 玄武岩の角張った岩塊が泥岩の基質に含まれる。砂岩は, ワッケでカリ長石を含まない(第7.29図)。

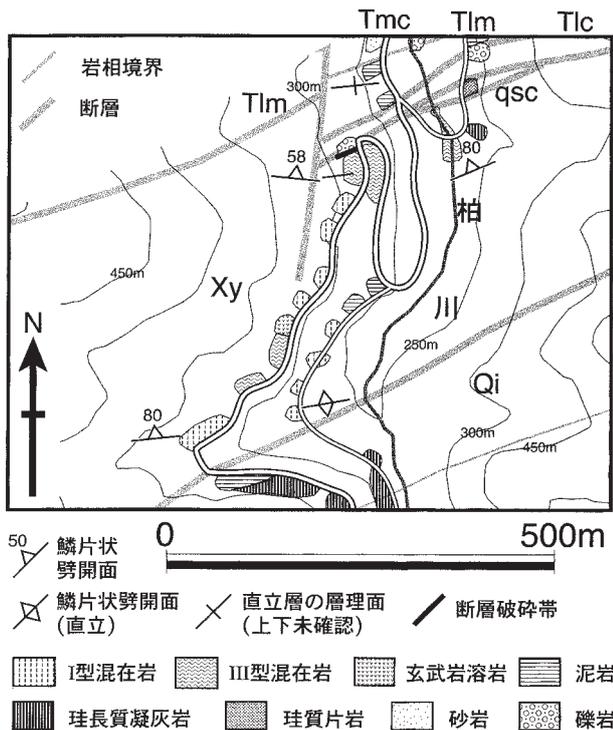
Miyamoto and Tanimoto (1993)では鴨猪川層(本ユニットの目丸断層より東側)に石灰岩も含まれると記載されているが, これまでの調査では見つかっていない。

化石と時代 目丸断層以西では, 宮本ほか(1985b)が泉村落合から糸原への道路沿いの黒色泥質岩から *Albaillella levis*, *Follicucullus scholasticus* を報告した。これらは Kuwahara *et al.* (1998) の *Neoalbaillella ornithoformis* 群集帯に対比され, 後期ペルム紀である。

また, 目丸断層以東では, 本地域内で化石の産出報告はないが, 宮本・谷本(1985a), 宮本・谷本(1986), Miyamoto and Tanimoto (1993)が「鞍岡」地域内で後期ペルム紀の放散虫化石を報告している。

6.3 広平ユニット (Xc, Xg, Xs, Xy) (再定義)

命名と定義 広平ユニットは最初, 勘米良(1952)によって廣平層の名称が与えられた。本報告では, この地質体が正常堆積物ではなく, 砂岩, 泥岩, チャート, 珪長質凝灰岩, 玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(以下玄武岩類と一括する)からなるメラングジュであることから, 広平ユ



第 6.2 図 広平ユニットの模式地付近のルートマップ
 砥用町柏川。位置は第 6.1 図 A。Xy, Tlm 等の記号は地質図の凡例記号を用いた。

ユニットと再定義する。本ユニットの名称は主な分布地の一つである泉村広平の名称に由来する。また、模式地が設定されていないことと、広平付近の露出が氷川河床に限られることから、典型的な露出地の一つである砥用町柏川の林道沿いを模式地とする（第 6.2 図）。

分布と構造 本ユニットは本地域西部の泉村塩平付近から目丸付近の目丸断層まで 21 km あまりにわたって分布する。目丸断層以東では分布しない。本ユニットと北側に分布する砥用層との間は、ほとんどの地域で東西から東北東-西南西の高角の断層で、わずかに砥用町の南部の福土付近（第 6.1 図）で田中・谷村（1976）が報告した不整合関係が認められる。この露頭は、本図幅調査中の 1996 年の道路改修で、露頭条件が格段に良くなり、砥用層と基盤の広平ユニットとの不整合関係、基盤の岩相、不整合直上の断層などが明瞭に観察できるようになった（第 6.3 図）。広平ユニットは南側の大部分では、種山蛇紋岩ユニットの蛇紋岩メランジュと断層で接するか、シルル-デボン系と断層で接する。砥用町東部の黒谷川上流では広平ユニットの一部はほぼ水平な断層で前期ジュラ紀のメランジュの小田尾ユニットに属する石灰岩体に覆われる。広平ユニット、砥用層ともに多くの断層で分断されていて、その断層沿いにはしばしば蛇紋岩が挟まれている。層厚（ユニット全体の厚さ）は蛇紋岩

を伴う断層に挟まれたり、北側の下部白亜系砥用層に不整合で覆われたりして膨縮するが、厚いところでは、泉村下岳で 500 m 程度、砥用町早桶、砥用町-矢部町境界の黒谷川で 600 m 程度である。

岩相 本ユニットも深山ユニットと同様、メランジュからなり、露頭での岩相の特徴では両ユニットは区別できない。地質図に表現できる岩体は少なく、砂岩の岩体（Xs）、チャート岩体（Xc）、玄武岩体（Xg）は黒谷川沿いなどに少量分布するだけである。

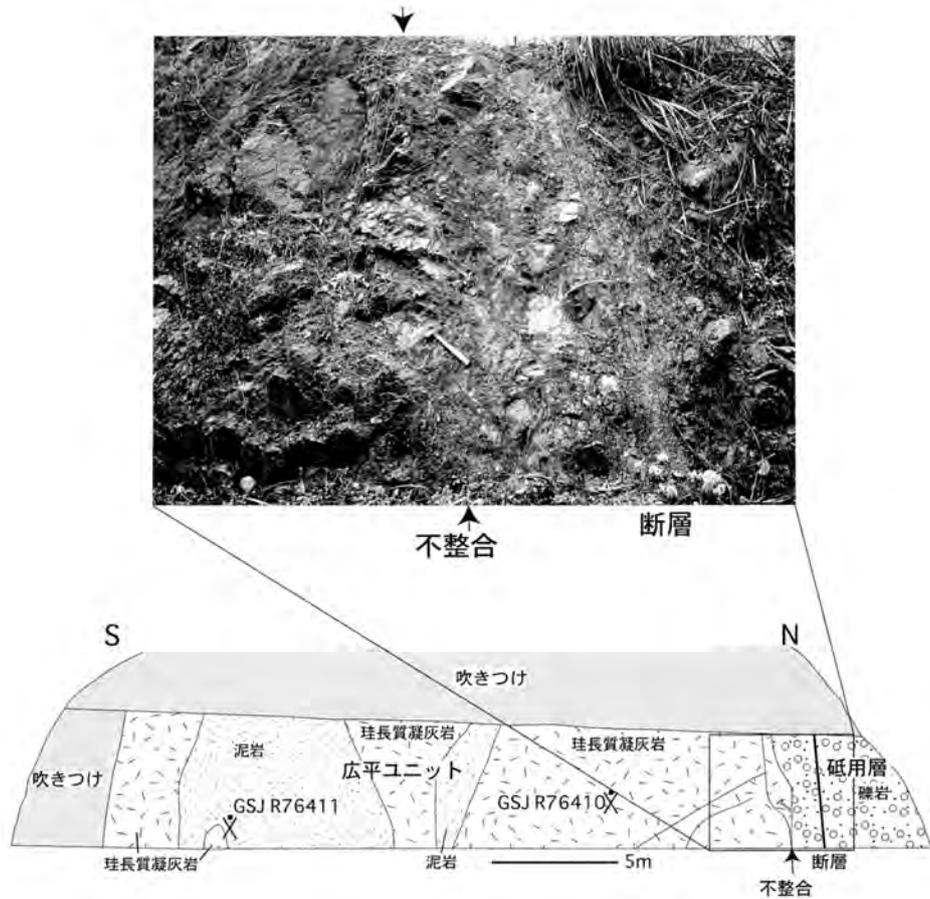
本ユニットの岩相の特徴として、深山ユニット同様、露頭として表現できるサイズ以下の珪長質凝灰岩の小岩体、岩塊を多く含むことが挙げられる。メランジュ基質は、混在岩（Xy）と露頭サイズの小岩体からなる。混在岩は鱗片状劈開の乏しいところでは含礫泥岩状を呈する。鱗片状劈開が発達するところでは、初生的に含礫泥岩であったか否かの認識は困難である。混在岩は、泥岩に砂岩の岩塊だけを含む I 型混在岩と砂岩、泥岩、珪長質凝灰岩、玄武岩類の岩塊を含む III 型混在岩が主体である。III 型混在岩では砂岩の岩塊が最も多く、次に多いのが玄武岩類と珪長質凝灰岩の岩塊で、チャートの岩塊は少ない。混在岩中の岩塊は径 50 cm 以下、多くは 20 cm 以下で、砂岩は一般に小さい。珪長質凝灰岩、チャート、玄武岩の角張った岩塊が泥岩の基質に含まれる。砂岩は、ワッケでカリ長石を含まない。

化石と時代 化石については、斎藤・利光（2003）の報告がある。斎藤・利光（2003）は、本地域西部の広平周辺から東部の洞岳周辺までの地域の広平ユニットで、泥岩を中心に 40 個の試料から放散虫化石の抽出を試みて、2 試料からペルム紀を示す放散虫化石が得た（第 6.5 図）。このほかにも、複数の試料から放散虫化石と思われる個体が見つかるが、保存が悪く、同定には至っていない。

放散虫化石を含む試料の採取地点は、不整合露頭の不整合面の直下で、白色から淡い茶色の酸性凝灰岩（GSJ R76410）のブロックと、鱗片状劈開のある基質の暗灰色泥岩（GSJ R76411）から得られた（第 6.3 図）。

鏡下では、珪長質凝灰岩（GSJ R76410）は、隠微晶質の石英と微細な雲母からなる基質に、径 0.05 mm 程度の角張った石英と斜長石片が含まれている。斜長石の量は石英と比べてずっと少ない。Albaillella 科の放散虫化石の断面が数多く認められる（第 6.4 図 A 矢印）。一方、泥岩（GSJ R76411）は、基質に点々と径 0.05 ~ 0.1 mm の石英、斜長石片が含まれ、淘汰は悪い。Albaillella 科の放散虫化石の断面がしばしば認められる。放散虫化石と基質とのコントラストが明瞭であるため、放散虫化石の認識は容易である（第 6.4 図 B 矢印）。

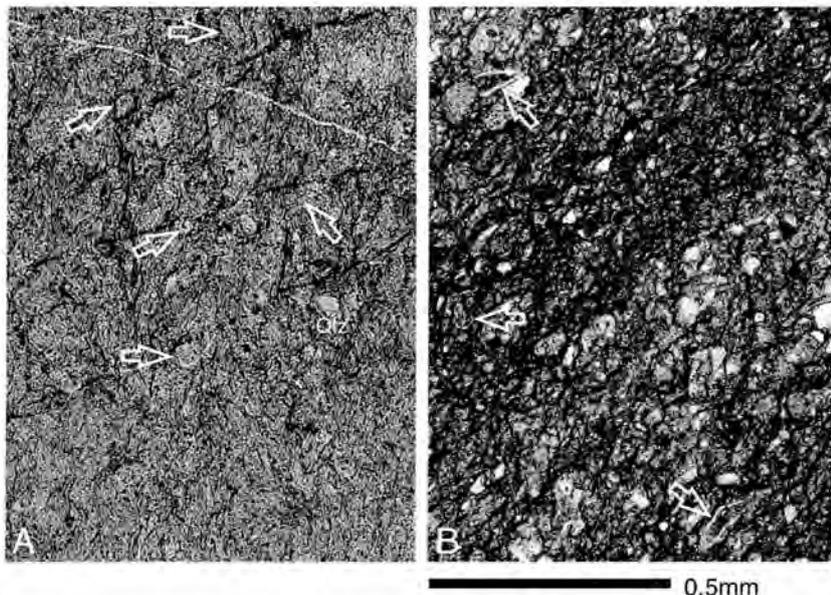
珪長質凝灰岩（GSJ R76410）からは、*Follicucullus* cf. *bipartitus*, *Pseudoalbaillella* sp. が得られた（第 6.5 図）。*Follicucullus bipartitus* は Ishiga (1991) の *Follicucullus*



第 6.3 図 広平ユニットを砥用層が不整合で覆う露頭のスケッチと写真

ペルム紀堆積岩コンプレックスの広平ユニットのメランジュを径 40 cm 超の花崗岩や中性-苦鉄質火山岩類の円-亜円礫を主とする砥用層の基底礫岩が不整合 (矢印間) で覆う。不整合の 70 cm 程上位には断層が見られる。この露頭は田中・谷村 (1976, pl. 1, fig.2) で図示された露頭と同じ地点 (砥用町福土付近) であるが、1996 年の道路改修で開削され (写真は開削直後)、不整合や断層の観察が容易になった。砥用町福土。

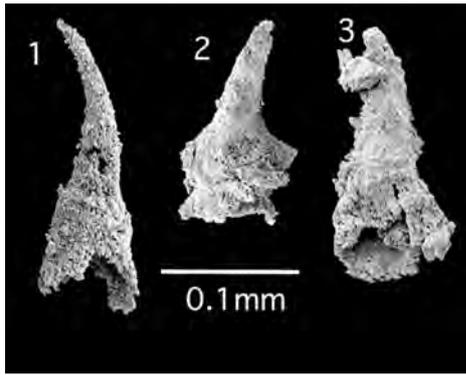
広平ユニットの放散虫化石 (第 6.4 図, 第 6.5 図) はこの露頭から産出した。斎藤・利光 (2003) を改変。



第 6.4 図 放散虫化石を産した岩石試料の顕微鏡写真

単ニコル。矢印は放散虫化石。Qtz は石英。露頭での試料採取場所は第 6.3 図に示した。斎藤・利光 (2003) を一部修正。

A: 珪長質凝灰岩, GSJR76410.
B: 泥岩, GSJR76411.



第 6.5 図 広平ユニットから産出した放散虫化石 (斎藤・利光, 2003)

露頭での試料採取場所は第 6.3 図に示した。

1. *Follicucullus* cf. *bipartitus* Caridroit and DeWever
(珪長質凝灰岩, GSJ R76410)
2. *Pseudoalbaillella* sp.
(珪長質凝灰岩, GSJ R76410)
3. *Follicucullus* sp.
(泥岩, GSJ R76411)

charveti 帯を特徴づける放散虫化石で、上部ペルム系に対比される。泥岩 (GSJ R76411) からは、保存は良くないが、*Follicucullus* sp. が得られ、これは中-上部ペルム系に対比される。基質の泥岩の年代は珪長質凝灰岩のブロックの年代とほぼ同じである。

これら陸源碎屑物を含む岩石の年代がほぼペルム紀後期であることから、広平ユニットのメラングジュ形成年代は後期ペルム紀と考えられる。

6.4 対 比

上述のように、珪長質凝灰岩に富む深山ユニット、広平ユニットは後期ペルム紀の付加コンプレックスと考えることができる。同様の地質体は、九州東部の 5 万分の

1「三重町」地域の上鷲谷層 (酒井ほか, 1993) がある (第 7.26 図)。また、四国中央部の領石付近では須鎗ほか (1983), 磯崎 (1986) が、四国東部では石田 (1985a, b) が同様のペルム紀付加体の存在を明らかにしている。これらは岩相、産出する放散虫化石の示す年代の点から、本地域の広平ユニットと対比される。

西南日本外帯の下部白亜系は、テチス北方型動物群で特徴づけられる物部川層群とテチス型動物群で特徴づけられる南海層群、“先外和泉層群”に分けられており (田代, 1994), 南海層群は鳥の巣層群の上に重なるとされている (田代, 1993 など)。本地域では物部川層群に属する砥用層が上部ペルム系堆積岩コンプレックスの広平ユニットを不整合で覆う。同様の露頭は、四国中央部の領石付近で昔から知られており、小林・井尻 (1935) は“秩父古生層” (須鎗ほか, 1983, 磯崎, 1986 のペルム系) を物部川層群 (田代, 1985b 再定義) に属する領石層が数箇所平行不整合で覆うことを記載した。また、九州東部の 5 万分の 1「三重町」図幅 (酒井ほか, 1993) 地域で、物部川層群相当の佩楯山層がペルム紀の上鷲谷層を不整合で覆うことが知られている (藤井, 1954)。四国東部では、鈴木ほか (1990) が古生代の付加体起源と考えられる弱変成岩が物部川層群の外座層で不整合に覆われることを詳細なルートマップから示した。このように九州、四国では、明らかにペルム紀堆積岩コンプレックスは物部川層群に不整合で覆われる。しかし、酒井ほか (1993) は上鷲谷層分布域より北側でジュラ紀付加体 (時代根拠に乏しい) とされる内山層を物部川層群相当の佩楯山層が不整合で覆うことを示した。また紀伊半島西部では、下部白亜系が結晶片岩類とトリアス紀層 (現ジュラ紀付加体) の両方を不整合で覆うとした (前島, 1978)。今後、ペルム紀堆積岩コンプレックスと、下部白亜系正常堆積物 (物部川層群、“先外和泉層群”, 南海層群) との関係について、検討が必要である。

第7章 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス

(齋藤 眞)

7.1 研究史

本地域の秩父帯に分布する地質体について最初に報告したのは、旧20万分の1地質図幅「熊本」(山下, 1896)である。その後、吉田(1900, 1901a, 1901b)は、砥用図幅西部から「日奈久」図幅にかけて、おおよそ地層の分布と、分布する岩石の種類の報告を行った。そして、伊木(1901)は九州山地の中部から東部の概略の地質図を発表した。吉田(1900, 1901a, b)と伊木(1901)によって九州山地(特に秩父帯を中心に)ほぼ全域の地質の概略が示された。

その後、大谷(1926a, b)は本地域南西部から「日奈久」地域にかけての地質図を公表した。ここで行われた地質体の帯区分が、それ以降の球磨川流域での地質の区分でも踏襲されている。大谷(1927)は、本地域南西部から南側の「頭地」地域の地質図を公表した。これらの地質図、地層区分、地質記載は、本地域内については、本報告で得られた知見と大筋で比較可能であり、目丸断層などもとらえられている。古生層(本報告のジュラ紀堆積岩コンプレックス)は小田尾帯、深水帯、與奈久帯とされ、本報告の小田尾ユニット、走水ユニット、与奈久ユニットに対応する。

1950年頃からは、大谷(1926a, b)が報告した地域とほぼ同じ球磨川流域から本地域西部にかけての地域で、Matsumoto and Kanmera(1949)が概略の地質構造を示し、松本・勘米良(1952)、松本・勘米良(1964, 5万分の1「日奈久」図幅)、勘米良・古川(1964)が、詳細な地質の報告を行った。彼らは、本報告のジュラ紀堆積岩コンプレックスの分布域を小田尾帯、走水帯、与奈久帯、吉尾帯、天月帯、神瀬帯などと呼び、地層に対しては、下岳層、走水層などと呼んだ。これらの研究は、本報告も含めて、九州西部の秩父帯に分布する地質体の区分の基礎になった。また、勘米良(1952)は本地域中西部(本報告の小田尾ユニット分布域周辺)の地質を明らかにし、飛石層群と下岳層群を設定した。そして飛石層群中の矢山岳の石灰岩において紡錘虫化石生層序の設定を行い、氷川統、栗木統を設定した。そしてKanmera(1954b, 1955, 1958)は紡錘虫化石の詳細な検討を行い、更にKanmera(1961)はサンゴ化石(一部は現在の*Chaetetes*に区分される)の検討を公表した。これらの成果により、矢山岳の石灰岩は日本の中-上部石炭系紡錘虫化石生層序の模式地となった。その後、Watanabe(1991)は勘米良(1952)がペルム系とした群

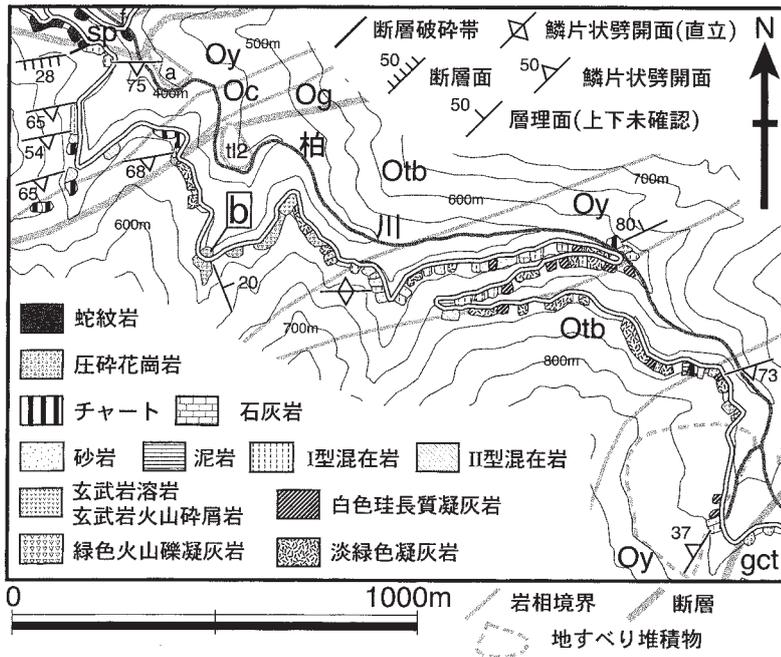
集が石炭系最上部であることを明らかにし、矢山岳石灰岩の堆積年代が中期石炭紀から石炭紀末であることを明らかにした。

東側の「鞍岡」地域では、齋藤・神戸(1954)が秩父帯に分布する地質体の大まかな区分を行い、神戸(1957)はそれにほぼ従って記載した。彼らは、祇園山より北側に位置する二畳系(本報告のジュラ紀堆積岩コンプレックス)を鏡山層と呼び、それ以南を一括して揺岳層と呼んだ。その後、村田(1981)、Murata(1981)は、「鞍岡」地域から「諸塚山」地域にかけての地域で、コノドント化石を多数報告するとともに、秩父帯の詳細な地質図を示し、「黒瀬川地帯」の中に三畳紀のチャートを含む“海底地すべり堆積物”(本報告のメラングジュ)があり、“黒瀬川地帯”の南側の“三宝山帯”は北部のメラングジュの分布する地帯、南部の層状チャートと碎屑岩が衝上断層で繰り返し現れる地質体(チャート-碎屑岩コンプレックス)からなる地帯、南縁部の三畳紀の石灰岩、塩基性火山岩類に富むメラングジュからなる地帯に区分した。そして“三宝山帯”の中でメラングジュと構造的下位のチャート碎屑岩コンプレックスとの境界断層を白岩山衝上断層と呼んだ。

放散虫化石が付加コンプレックスの研究に用いられるようになった1980年代以降の本地域でのジュラ紀堆積岩コンプレックスの研究は、宮本ほか(1985a)、宮本(1990)に限られる。宮本ほか(1985a)は走水層(本報告の走水ユニット)の泥質岩から前期ジュラ紀の放散虫化石を報告し、宮本(1990)は下岳層(勘米良, 1952, の下岳層群、本報告の小田尾ユニット北半部)のチャートから三畳紀、泥質岩からジュラ紀の放散虫化石を報告した。

本地域周辺では、「日奈久」、「佐敷」地域での西園ほか(1982)、村田ほか(1982)、西園・村田(1983)の放散虫化石を用いた研究がある。これらはいわゆる“黒瀬川帯”の南側(“秩父帯南帯”)についての研究で、これらを基にして、西園(1996)は旧来(たとえば、松本・勘米良, 1952)の帯区分を詳細にしたテクトニックユニットと、それを構成する復元層序(吉尾層など)で地質を区分し、その形成史について論じている。また、5万分の1「椎葉村」図幅(齋藤ほか, 1996)では、秩父帯南部のジュラ紀-前期白亜紀堆積岩コンプレックスの詳細な地質図を報告している。

一方、九州東部では、佐藤ほか(1982)、吉田・村田(1985)や、「佐伯」図幅(寺岡ほか, 1990)、「犬飼」図



第7.1図 小田尾ユニットのルートマップ
 砥用町柏川上流部。Bは第7.3図
 Bに岩石試料写真を示す。
 Otb, Oy等の記号は地質図の凡例
 記号を用いた。

幅(寺岡ほか, 1992), 「三重町」図幅(酒井ほか, 1993)などで, 放散虫生層序の検討や放散虫化石を用いた各岩相の堆積年代の検討を行っている。このうち, 「三重町」図幅(酒井ほか, 1993)には, いわゆる“秩父累帯黒瀬川帯”と“秩父累帯南帯”にジュラ紀堆積岩コンプレックスが分布し, 本地域と状況は, よく似ている。これらの放散虫化石のデータから, 酒井ほか(1993)は, “秩父累帯黒瀬川帯”には前期ジュラ紀のメランジュが分布し, “秩父累帯南帯”では, 北から南に向かって前期ジュラ紀から前期白亜紀の地質体が分布することを示した。この状況は, 本図幅と「椎葉村」図幅のジュラ紀堆積岩コンプレックスの状況と同じである。

なお, 本地域と周辺地域の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスを含む地域の5万分の1表層地質図の作成は, 「頭地」(田村・渡辺, 1980), 「砥用」(渡辺ほか, 1984), 「八代」(豊原ほか, 1985), 「日奈久」(豊原・村田, 1986), 「佐敷・大口」(豊原ほか, 1990), 「鞍岡・椎葉村」(豊原, 2002)と進められた。しかし, 「砥用」, 「八代」では中生界が平行な数多くの推定断層で切られており, 中生界の地質図としては問題が多い。

なお, 本図幅の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの検討結果については, 一部を齋藤ほか(2001), 齋藤・利光(2002a, b, 2003), 齋藤ほか(2003)で報告した。

7.2 小田尾ユニット

(Os, Oa, Oc, Oi, Ol, Og, Otb, Oy) (新称)

命名と定義 本ユニットを構成する地質体は大谷

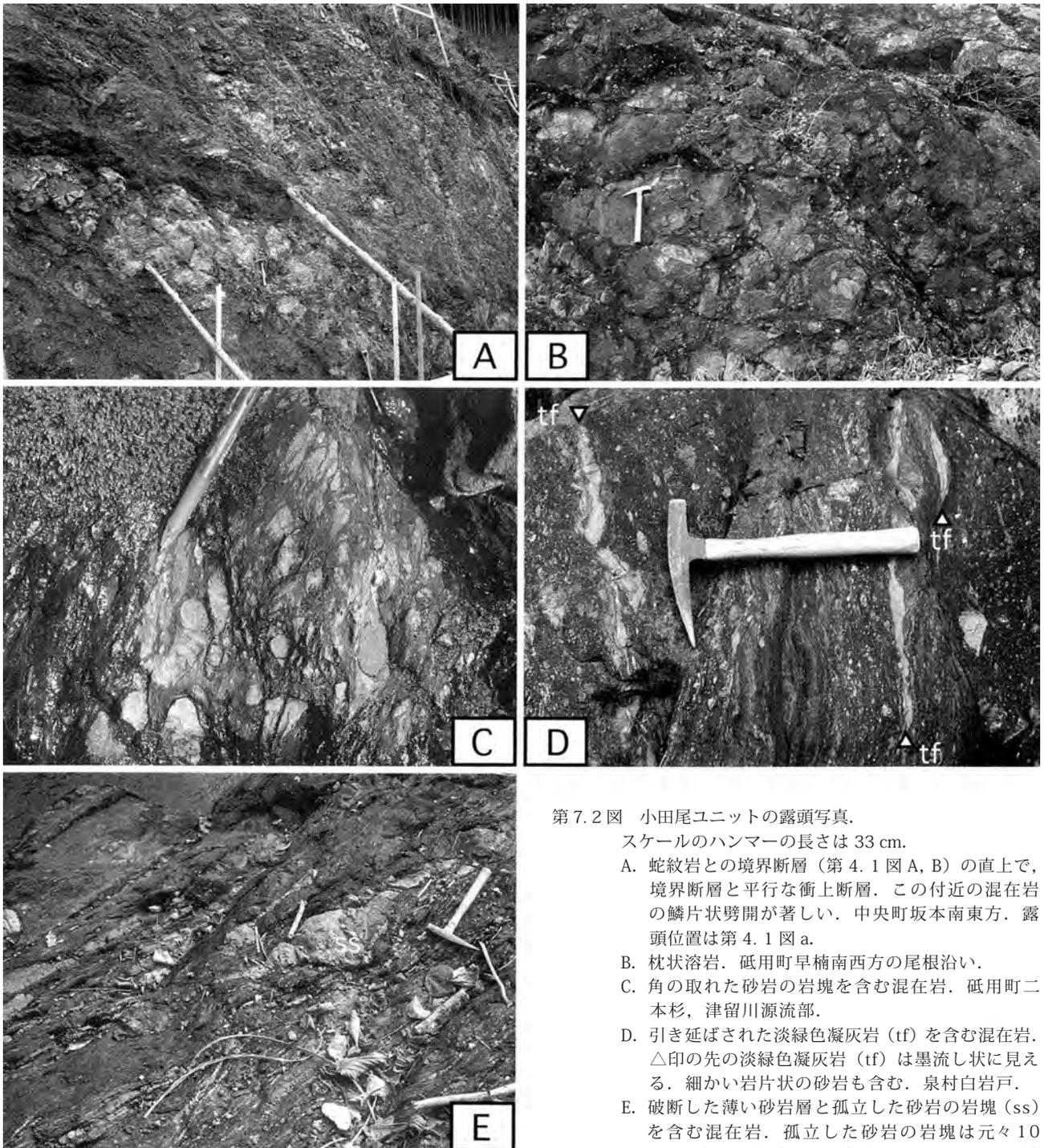
(1926b)によって, 小田尾帯(仮称)として命名された。大谷(1926b)は本ユニット中部の矢山岳から砥用町南西部の小田尾にかけて分布する石灰岩が, 保存のよい石炭紀後期の紡錘虫化石を産することから, この地質体の名称に小田尾を用いた。その後, 勘米良(1952)は, 構造帯としての小田尾帯の意義を認めたが, その中の“古生層”を北側の下岳層群(小田尾帯の北半分)と南側の矢山岳の石灰岩と玄武岩類からなる飛石層群に区分した。両者の間は急激な岩相変化をもって境とし, 構造的な間隙は見つかっていないとした。飛石層群中の矢山岳の石灰岩(第1.3図)は矢山岳石灰岩亜層群と呼んだ。

勘米良(1952)が下岳層群としたのは, 泥岩にチャート, 玄武岩類を含むメランジュで, 飛石層群としたのは, 玄武岩類や斜長石の巨晶を含む珪長質凝灰岩に富むメランジュである。勘米良(1952)の述べているように両者に明瞭な境界はなく, 矢山岳石灰岩も東方では薄くなり, メランジュ基質中に消滅する。

このため, 下岳層群, 飛石層群に相当する区分は用いず, 一つのメランジュユニットの中での岩相の偏りと認識し, 両者を一括する。齋藤ほか(2003)などでは, この地質体を下岳ユニット(仮称)として用いてきたが, 大谷(1926b)に従って小田尾の名称を用い, 小田尾ユニットとする。

大谷(1926b)の小田尾帯(仮称), 勘米良(1952)の下岳層群, 飛石層群とも模式地は設定されていないので, 砥用町南東部の柏川上流部の林道沿いを模式地とする(第7.1図)。

なお, 本章でも玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(Og)を玄武岩類と呼ぶ。



第7.2図 小田尾ユニットの露頭写真.

スケールのハンマーの長さは33 cm.

- A. 蛇紋岩との境界断層（第4.1図A, B）の直上で、境界断層と平行な衝上断層。この付近の混在岩の鱗片状劈開が著しい。中央町坂本南東方。露頭位置は第4.1図a.
- B. 枕状溶岩。砥用町早楠南西方の尾根沿い。
- C. 角の取れた砂岩の岩塊を含む混在岩。砥用町二本杉、津留川源流部。
- D. 引き延ばされた淡緑色凝灰岩 (tf) を含む混在岩。△印の先の淡緑色凝灰岩 (tf) は墨流し状に見える。細かい岩片状の砂岩も含む。泉村白岩戸。
- E. 破断した薄い砂岩層と孤立した砂岩の岩塊 (ss) を含む混在岩。孤立した砂岩の岩塊は元々10 cm以上の層厚だったと考えられる。ここでは砂岩の岩塊に左ずれセンスの非対称変形がある。中央町坂本。

分布と構造 本ユニットは本地域の秩父帯の北部に分布する。目丸断層より西側では、北側の種山蛇紋岩ユニット（一部シルル-デボン系正常堆積物やペルム系堆積岩コンプレックス）に、低角南傾斜の衝上断層で重なり（第4.2図、第4.4図A, B）、南の箱石蛇紋岩ユニットとは高角断層で接する。二本杉峠北方では、小田尾ユニット中に箱石蛇紋岩ユニットから派生した蛇紋岩メラン

ジュが、シルル系祇園山層とともに断層に沿って分布する。西方の「八代」、「日奈久」地域では種山蛇紋岩ユニット、箱石蛇紋岩ユニットは1つに収れんするため、本ユニットは蛇紋岩ユニットの構造的低位に消滅する。目丸断層の東側では、箱石蛇紋岩ユニットの東方延長と考えられる青石蛇紋岩ユニットが低角な断層で本ユニットと重なり、本ユニットとともに背斜構造をなしている。

層厚（ユニット厚）の最も厚い部分は砥用町小田尾から泉村横手付近までの間で、南傾斜で3,700 m程度の厚さがある。このうち南半部の玄武岩類、斜長石の巨晶を含む珪長質凝灰岩、矢山岳の石灰岩を主体とする部分（勘米良，1952，の飛石層群）の厚さは2,200 m程度である。

本ユニットの鱗片状劈開は、ユニットの分布方向と平行に東北東方向の走向を持ち、一般に南傾斜である。栗木向斜に分布するペルム-白亜系の南側に分布する走水ユニットが北傾斜をもつのと対照的である。伊木（1901）は本地域の断面図で二本杉峠（当時の赤石峠）の北側に大きな向斜構造があったとした。これは、本地域でも二本杉峠の北側の本ユニット内の向斜として認識される。しかし、これはペルム-白亜系の向斜軸には連続せず、伊木（1901）の考えた大局的な向斜の位置に誤りがある。

本ユニットの北限を画する低角南傾斜の衝上断層（第4.2図，第4.4図A，B）の近傍の本ユニット下部には、この衝上断層に平行な低角南傾斜の断層が発達し、鱗片状劈開も著しい（第4.2図，第7.2図A）。構造的上位（南側）に行くにつれて、変形度は小さくなる。特に冰川ダム南東方の白岩戸周辺では砂岩、珪質泥岩及び珪長質凝灰岩、チャートの岩体が分布しそれらの変形は弱い。また、二本杉峠周辺にも、含礫泥岩状の部分が認められ、混在岩内部の変形はやや弱い（第7.2図C）。

岩相 本ユニットはメランジュからなり、北半部（勘米良，1952，の下岳層群に相当）は、大きな岩体は比較的少ない。南半部（勘米良，1952，の飛石層群に相当）は、石灰岩（O1）、玄武岩類（Og）、斜長石及び石英の巨晶を含む珪長質火山碎屑岩（Otb）の大きな岩体が多く、メランジュ基質は少ない。

メランジュ基質（Oy）は、混在岩と露頭サイズの小岩体からなる。混在岩は鱗片状劈開の少ないところでは含礫泥岩状を呈するもの（第7.2図C）や、破断した砂岩泥岩互層（第7.2図E）がある。逆に鱗片状劈開が発達するところ（例えば上述の本ユニットの北限を画する衝上断層付近）では、初生的に含礫泥岩であったか否かの認識は困難である。破断した砂岩泥岩互層では、非対称変形が認められることがある。混在岩は、ルートマップ（第4.2図，第7.1図）では、構成する岩相の組み合わせによって第3.2図の区分に従ってI型、II型、III型混在岩に区分できる。一般には泥岩がblock-in-matrix構造の基質となっているが、III型混在岩では細粒砂岩や淡緑色の凝灰岩が引き延ばされて墨流し状になったり（第7.2図D）、指交関係になっていて、必ずしも泥岩がblock-in-matrix構造の基質とは言い切れないものもある。変形の強いものでは混在岩の構成要素の岩相のうち塑性変形を起こすものが基質になっている。混在岩中の岩塊の径はさまざまであるが、砂岩は径20 cm以下のものが多い。砂岩は中-細粒のワッケで、カリ長石を含ま

ない（第7.28図F）。メランジュ基質の小岩塊の岩相は、基本的に以下に述べる岩体と同じである。

砂岩（Os）、砂岩泥岩互層（Oa）、珪質泥岩及び珪長質凝灰岩（Oi）の岩体は冰川ダム南東方の白岩戸周辺にのみ分布する。この付近は、砂岩（Os）は混在岩の岩塊よりはやや粗粒である。砂岩泥岩互層（Oa）は律動的な互層で、砂岩優勢なものが多い。珪質泥岩、珪長質凝灰岩の岩体（Oi）の大部分は層状の珪長質凝灰岩からなる。珪長質凝灰岩は白色で単層数cmのきれいな層状をなし、破断面が層状チャートとは異なって光沢がない。

層状チャート（Oc）は、単層が5～10 cmで淡緑色のものが多く、赤色のものは少ない。破断面はガラス光沢があって透明感があり、層状の珪長質凝灰岩とは区別できる。白岩戸から矢山岳北方に比較的大きなシート状の岩体があり、6.5 km程度追跡できるものがある。

石灰岩（O1）の岩体は、矢山岳と砥用町東部の山出集落の東南東方の山頂部に大きな分布があり、二本杉峠周辺に小さな岩体がある。矢山岳の石灰岩（第1.3図）は矢山岳南西方の泉村水無谷付近から、砥用町小田尾付近まで、約8.5 km追跡できる。南西方は玄武岩類（Og）と共に、蛇紋岩メランジュの箱石蛇紋岩ユニットに覆われて消滅する。北東側は徐々に薄くなり、メランジュ基質の中に消える。矢山岳では、地質図に示した岩体の他に、玄武岩類に挟まれて分布するものがある。逆に石灰岩中に玄武岩凝灰岩が挟まれることもある。水無谷の道路沿いでは露頭状況がよく、鍾乳洞と思われる洞窟の入り口もある。矢山岳の石灰岩は一般に白色-灰白色で、塊状である。しばしば紡錘虫化石が含まれる。一部に紡錘虫化石を含まない珪質ないしドロマイト質の部分があることが知られている（勘米良，1952）。山出集落の東南東方の尾根を占める石灰岩は一般に白色-灰白色で、一般に塊状である。一部に層状でウミユリの破片を多く含む部分や、玄武岩火山碎屑岩（礫質）を含む部分がある。全体的に層理面の傾斜は緩い。構造的最低部には下位のデボン系山出層との間の水平な断層と平行な葉状構造が発達する。二本杉峠付近の石灰岩は白色で、ドロストーンや玄武岩凝灰岩を伴っている。

玄武岩類（Og）は前述のように石灰岩（O1）と一体となって分布すると共に、斜長石及び石英の巨晶を含む珪長質火山碎屑岩（Otb）とも一体となって分布する。一部に淡緑色の安山岩を伴うこともある。玄武岩類（Og）は玄武岩溶岩及び火山碎屑岩（凝灰岩、凝灰角礫岩）からなる。玄武岩溶岩は新鮮な部分では暗緑色を呈し、風化すると暗褐色を呈する。一部に枕状溶岩（第7.2図B）がある。玄武岩凝灰岩には風化して、暗褐色を呈するものも多く、しばしば鱗片状劈開が発達する。玄武岩溶岩は鏡下では0.3～0.5 mm程度の長柱状の斜長石と不透明鉱物が卓越し、0.2～0.3 mm程度の単斜輝石を含むものもある。しばしば発泡している。安山岩溶

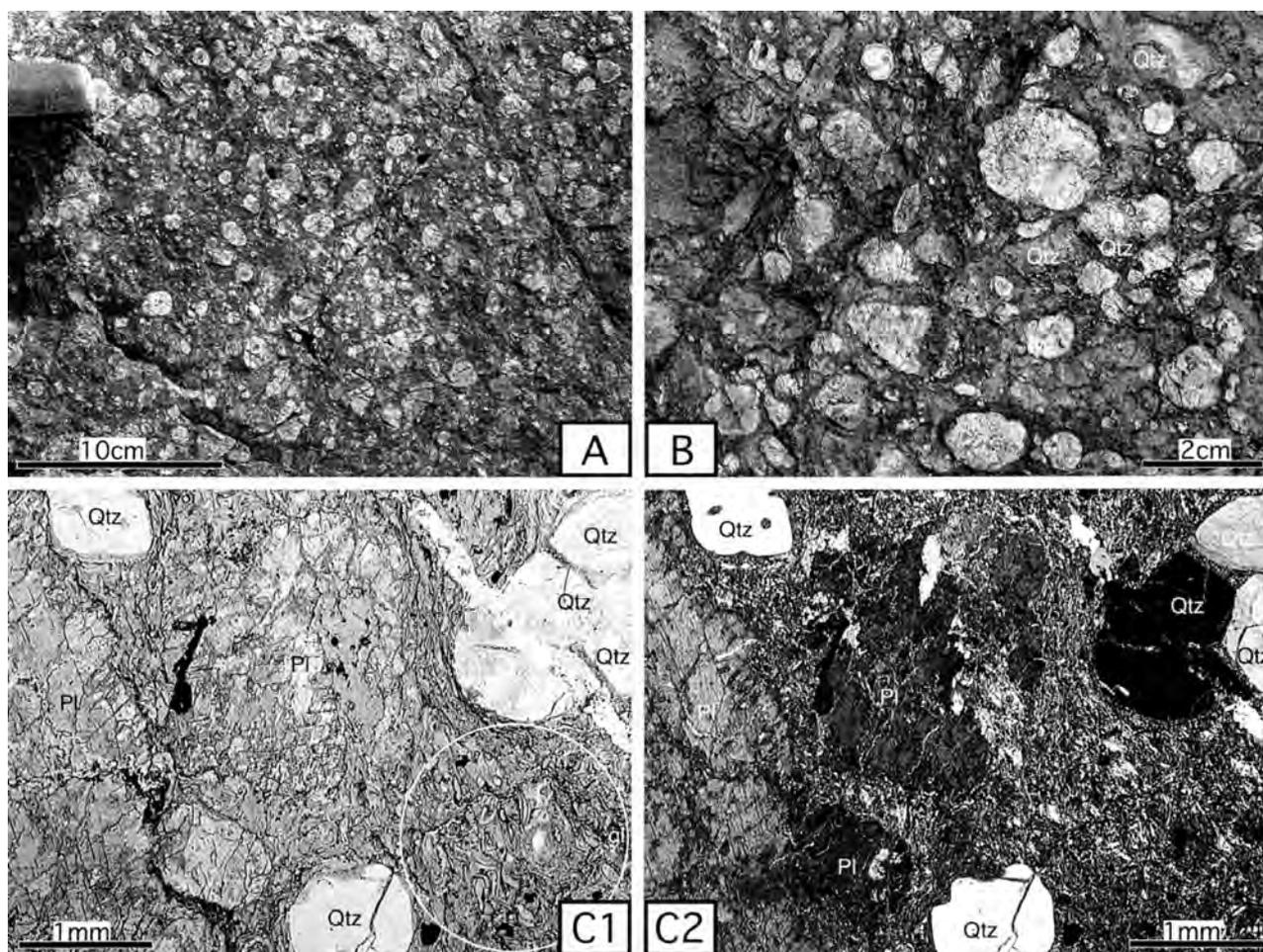
岩は、0.2 mm 程度の針状-長柱状の斜長石ばかりからなる。

斜長石及び石英の巨晶を含む珩長質火山碎屑岩 (Otb) (第 7.3 図) は本ユニットに特徴的に認められる岩相で、玄武岩類と一体となって分布し、地質図上では両者は指交状の分布をなす。この珩長質火山碎屑岩は、一般に淡緑色で、特に風化面で斜長石、石英の巨晶が明瞭に認識できる (第 7.3 図 A, B)。釈迦院西側の尾根沿いの歩道では長径 30 cm 程度のチャートのレンズ状岩塊を含む。層理面は認識しにくい、早楠南方の津留川河床では細粒部と粗粒部が層状をなして南西傾斜の層理面が認識できた。巨晶の大きさは斜長石では径 1 ~ 2 cm のものが多いが、径 1 ~ 2 mm の斜長石の結晶からなり露頭では塊状に見るものから、こぶし大程度の大きさの斜長石からなるものまである。特に釈迦院西側の尾根沿い

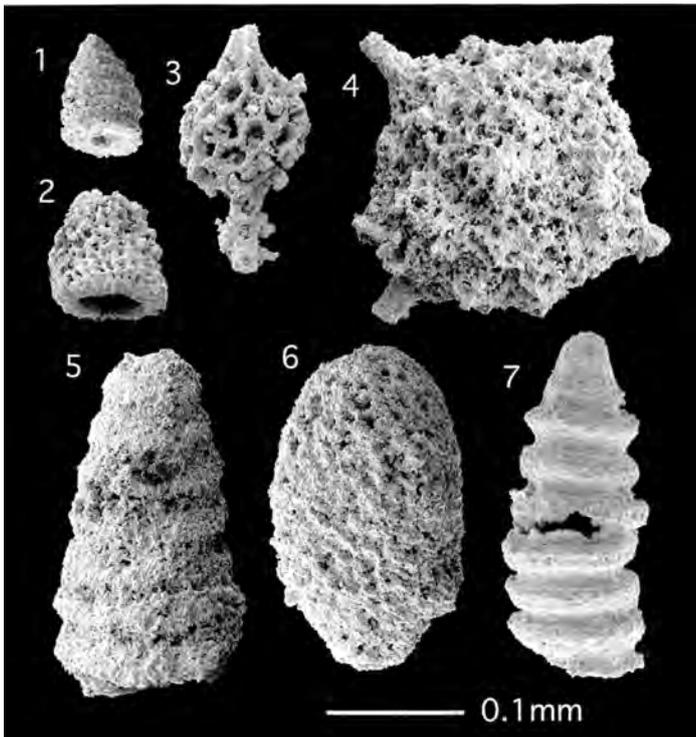
の歩道で粒径が大きく、あたかも円礫岩状の産状を呈するものがある。石英は径数 mm ものが多く、斜長石に比べて粒子の大きさが小さい。鏡下では融食形を示すのが特徴である (第 7.3 図 C)。

化石と時代

[放散虫化石] 本ユニットからはこれまで放散虫化石の報告は少ない。宮本 (1990) は広島大学の卒業論文、修士論文のデータを報告し、小田尾東方の“緑色岩中の酸性凝灰岩” (本地域の Otb と考えられる) から、後期ペルム紀の放散虫化石を報告し、その他に後期三畳紀の放散虫化石を産するチャート 2 試料、前期ジュラ紀の放散虫化石を産するチャート 1 試料、前期ジュラ紀の放散虫化石を産するチャート 1 試料、前期ジュラ紀の放散虫化石を産する泥岩 1 試料を報告している。しかし産出位置の記載はない。



第 7.3 図 小田尾ユニットに特徴的に産する斜長石及び石英の巨晶を含む珩長質火山碎屑岩 (Otb)。
 A. 砥用町早楠下津留の津留川上流部。GSJ R80120。
 B. 砥用町雁俣山北東の柏川沿い。白色礫状の部分は斜長石。少量の灰色に見える石英 (Qtz) を含む。GSJ R80119。第 7.1 図の b 地点。
 C. A の薄片写真。石英 (Qtz) は融食形を示すものが多い。斜長石 (Pl) は変質が進んでいる。火山ガラスは形状が残っている (gl の円内で特に明瞭)。C1: 単ニコル, C2: 直交ニコル。



第7.4図 小田尾ユニットから産出した放散虫化石
(岩相, 試料番号, 位置)

岩相 (ch:チャート, at:珪長質凝灰岩, ms:泥岩).

位置 (数字のみ:「砥用」地域, K:「鞍岡」地域)

1. *Parvicingula* sp. (ms, GSJ R78272, 7)
2. *Parahsuum* sp. (at, GSJ R76415, 6)
3. *Pantanellium* sp. (at, GSJ R76415, 6)
4. *Praeconocaryomma* sp.D sensu Yeh, 1987
(ch, GSJ R76414, 5)
5. *Canoptum* sp. (ch, GSJ R76416, K1)
6. *Bagotum* sp. (ch, GSJ R76416, K1)
7. *Canoptum* sp. (ch, GSJ R76413, 4)

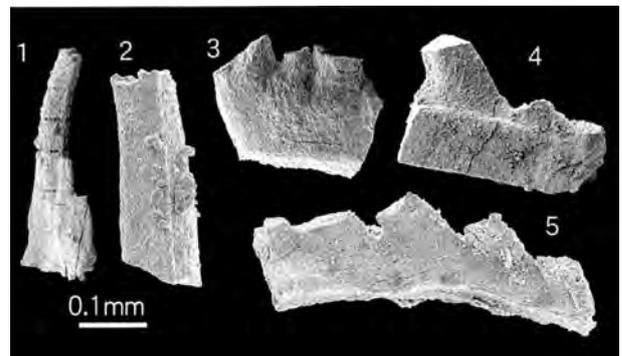
今回, 泥岩 1 試料, 珪質泥岩 1 試料, 珪長質凝灰岩 1 試料, チャート 3 試料の計 6 試料 (うち 1 試料 (GSJ R76416) は「鞍岡」地域内) から同定可能な放散虫化石を得た。それらの産出地点を付図 1 に, 産出した放散虫化石の一覧を付表 2 に示す。また代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第 7.4 図に示す。詳細な年代決定が可能な試料はないが, 宮本 (1990) の泥岩, チャートの年代と矛盾はない。

[紡錘虫化石] 勘米良 (1952) は本地域中西部の矢山岳 (第 1.3 図) において, *Fusurina* 帯 (栗木統: 上部石炭系), *Triticites* 帯 (氷川統: 上部石炭系), *Pseudoschwagerina* 帯 (坂本沢統: ペルム系) の 3 つの化石帯を認識した。Watanabe (1991) は上記 3 帯が順に中部石炭系 (モスコビアン階 (Moscovian) 以下), 上部石炭系氷川統下部 (カシモビアン階 (Kasimovian)), 上部石炭系氷川統上部 (グゼリアン階 (Gzelian)) であることを明らかにし, 矢山岳石灰岩の堆積年代が中期石炭紀から石炭紀末であることを示した。この矢山岳石灰岩は, 日本の中-上部石炭系紡錘虫化石生層序の模式地となっていて, 氷川, 栗木の名称は矢山岳周辺の河川名, 地名からつけられたものである。また, Kanmera (1954b, 1955, 1958) は矢山岳の石灰岩体の紡錘虫化石の詳細な検討を行っている。

[コノドント化石など] 山出集落の東南東方でデボン系山出層をほぼ水平な断層で覆う灰白色の石灰岩のうち, ウミユリの破片に富む石灰岩からコノドント化石の破片が産出した (第 7.5 図)。しかし, 時代決定には至

っていない。また, この石灰岩体の転石に硬骨海綿 (*Chaetetes*) を含むものが見つかった。

また, Kanmera (1961) は矢山岳の石灰岩から石炭紀のサンゴ化石や *Chaetetes* (当時はサンゴに分類) を報告した。

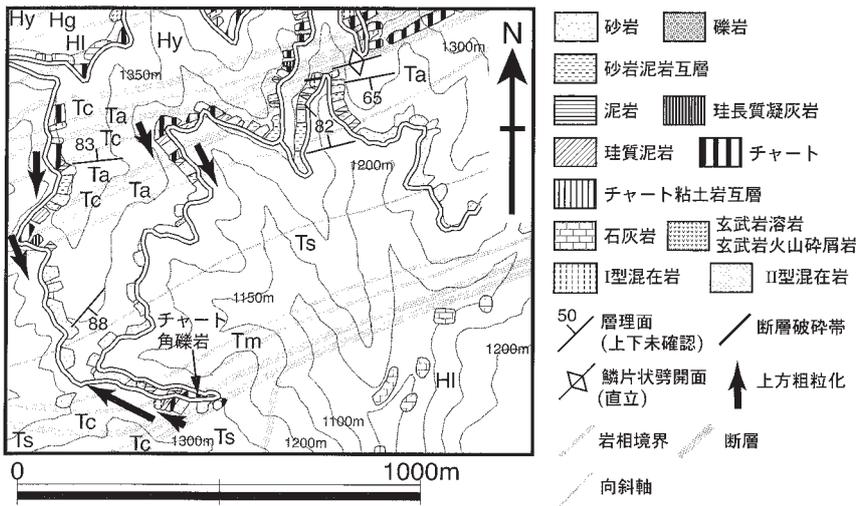


第7.5図 下岳ユニットの石灰岩 (GSJ R76499, 位置番号 69) から産出したコノドント化石の破片 (同定不能)

7.3 高岳ユニット

(Ts, Tcg, Ta, Tm, Ti, Tc) (新称)

命名と定義 本地域南西部から中東部にかけて分布するチャート碎屑岩シーケンス (松岡, 1989) が衝上断層で積み重なったチャート碎屑岩コンプレックス



第7.6図 高岳ユニットの模式地のルートマップ

Ts, Tc等の記号は地質図の凡例記号を用いた。泉村京丈山南方。

(Kimura and Hori, 1993) からなる地質体を高岳ユニットと命名する。模式地は、チャート碎屑岩コンプレックスが明瞭に認められる本地域東部の京丈山南方の林道沿い(第7.6図)とする。模式地付近に地名が全くないので、名称は本ユニットが広く分布する「鞍岡」地域西部の宮崎県-熊本県境の高岳の名称を用いた(第1.1図参照, 椎矢峠近傍, 第7.9図の北西端)。

分布と構造 栗木南方から大金峰北方, 京丈山南方を経て「鞍岡」地域の高岳-椎矢峠にほぼ連続する。しかし, 谷沿いには本ユニットは分布せず, 走水ユニットが分布する。この状況は, 大金峰北方, 京丈山南方(第7.10図)で明確に認識される。これらの部分では, 走水ユニットが石灰岩のため, 本ユニット(とりわけ粗粒砂岩)とのコントラストが明確で認識しやすい。

本ユニットはチャート碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)がスラストで積み重なったチャート碎屑岩コンプレックスからなる。その状況は第7.6図で, 上方粗粒化のシーケンスが繰り返すこと, 向斜の両翼で上方粗粒化の向きが逆で, 向斜と整合的であることから認識できる。

本ユニットより構造的上位にあるジュラ紀堆積岩コンプレックスがないので, 層厚(ユニット厚)が自体は不明だが, 本ユニットの分布幅は褶曲しているために広がっている。本地域東部の断面図(N-O間)付近で500m程度の厚さがある。珪質粘土岩から始まり, 砂岩などの粗粒碎屑岩で終わる1枚のチャート碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)では, 京丈山南東方で, 少なくとも350m程度の厚さが推定できる。

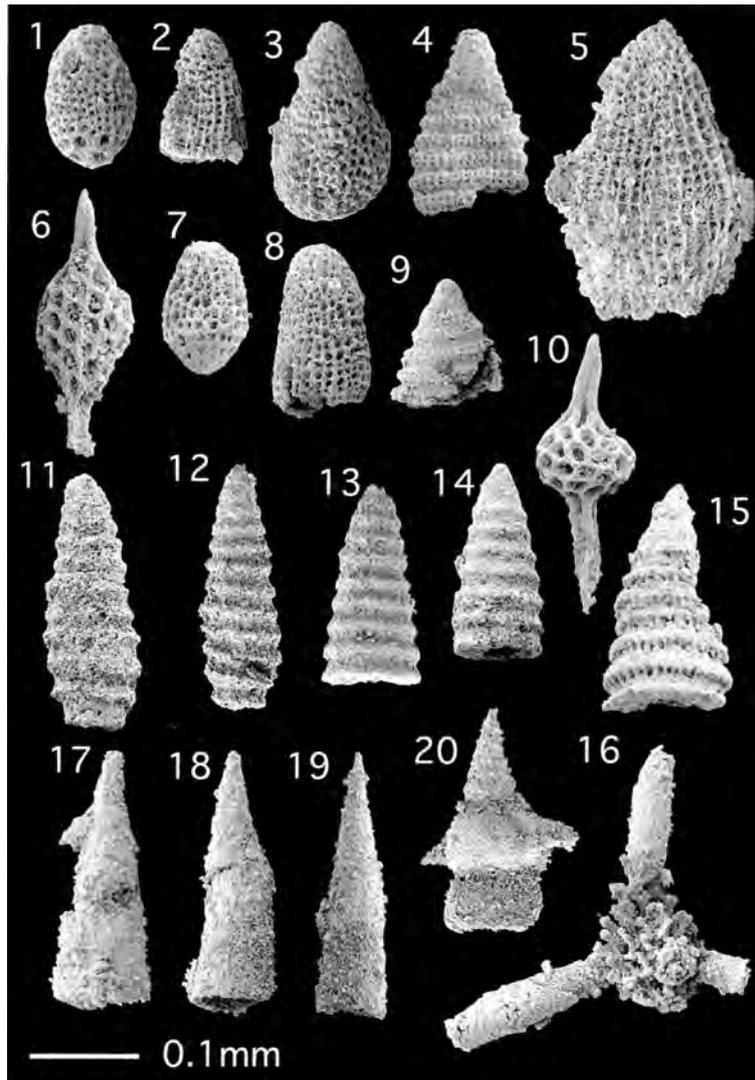
本ユニット内の褶曲は, 東北東方向の軸部を持ち, 構造的低位の走水ユニットの褶曲構造と一連で波長500~1,000mである。この褶曲構造は栗木向斜と比較して, 波長がかなり短い。また京丈山南方で構造的上位の本ユニットが分布して京丈山北側では低位の走水ユニットが分布し, その構造的上位に目丸山蛇紋岩ユニット,

シルル-デボン系が分布する。構造的上位の本ユニットの上に平行して目丸蛇紋岩ユニット(深水蛇紋岩ユニット)が重なるわけではない。蛇紋岩ユニットの分布はジュラ紀堆積岩コンプレックスの内部構造と斜交していると考えられる。

岩相 粗粒砂岩(Ts)は, 主に厚層理ないし塊状の産状を示す。鏡下ではカリ長石を多く含むアレナイト-ワッケである(第7.28図C)。礫岩(Tcg)は, 岩奥東方の尾根沿いにもみ分布する。細礫-中礫サイズの円礫からなるが, 露頭は小さく礫種構成などははっきりしない。砂岩泥岩互層(Ta)は, 律動的な砂岩と泥岩の互層で, 大金峰周辺に比較的多く分布する。泥岩(Tm)はシルトサイズの粒子からなり暗灰色である。河川沿いに分布しないため, 砂岩の薄層をどのくらい含むかは明らかでない。層状珪質泥岩及び層状凝灰質泥岩(Ti)は, チャート碎屑岩コンプレックスからなる仁田尾・樺木ユニットと比較して, 本ユニットに多く認められる。このうち層状凝灰質泥岩は単層の厚さなど, 露頭での見かけは層状チャートに似ている(第7.7図)が, 破断面が層状チ

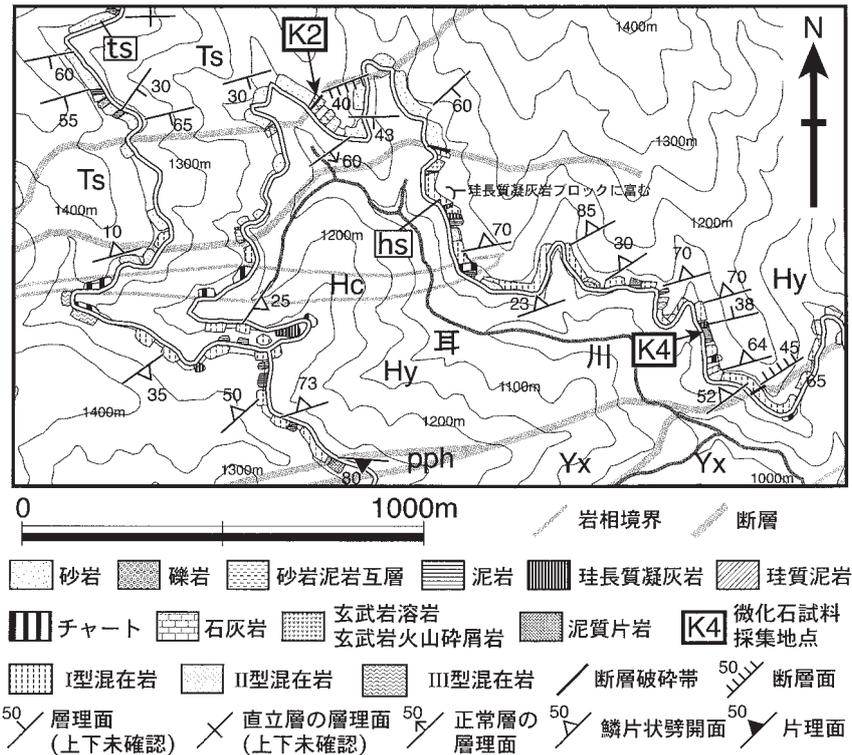


第7.7図 高岳ユニットの層状珪長質凝灰岩。泉村谷内東北東方。GSJ R76417はハンマーの頭の部分から採取した。ハンマーの長さは33cm。



第 7.8 図 高岳ユニットから産出した放散虫化石 (岩相, 試料番号, 位置)
 岩相 (ms : 泥岩, si : 珪質泥岩, ch : チャート, as : 珪質泥岩層中の珪長質凝灰岩層)
 位置 (数字のみ : 「砥用」地域, K : 「鞍岡」地域).

- | | |
|--|----------------------|
| 1. <i>Bagotum erraticum</i> Pessagno and Whalen | (ms, GSJ R76421, 12) |
| 2. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76421, 12) |
| 3. <i>Lantus</i> sp. | (ms, GSJ R76421, 12) |
| 4. <i>Wrangellium</i> sp.A sensu Kishida and Hisada, 1985 | (ms, GSJ R76430, K2) |
| 5. <i>Parahsuum</i> sp.Y | (ms, GSJ R76429, 20) |
| 6. <i>Pantanellium kluense</i> Pessagno and Blome | (si, GSJ R76426, 17) |
| 7. <i>Bagotum pseudoerraticum</i> Kishida and Hisada | (as, GSJ R76417, 8) |
| 8. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (as, GSJ R76417, 8) |
| 9. <i>Canoptum</i> sp. β | (as, GSJ R76418, 9) |
| 10. <i>Pantanellium inornatum</i> Pessagno and Poisson | (as, GSJ R76418, 9) |
| 11. <i>Canoptum praeannulatum</i> Pessagno and Whalen | (ch, GSJ R76422, 13) |
| 12. <i>Canoptum praeannulatum</i> Pessagno and Whalen | (ch, GSJ R76422, 13) |
| 13. <i>Canoptum columbianaense</i> Whalen and Carter | (ch, GSJ R76422, 13) |
| 14. <i>Canoptum merum</i> Pessagno and Whalen | (ch, GSJ R76422, 13) |
| 15. <i>Japonocampe nova</i> (Yao) | (ch, GSJ R76419, 10) |
| 16. <i>Capnodose</i> sp. | (ch, GSJ R76419, 10) |
| 17. <i>Follicucullus monacanthus</i> Ishiga and Imoto | (si, GSJ 876425, 16) |
| 18. <i>Follicucullus porrectus</i> Rudenko | (si, GSJ R76425, 16) |
| 19. <i>Follicucullus scholasticus</i> Ormiston and Babcock | (si, GSJ R76425, 16) |
| 20. <i>Pseudoabaillella</i> aff. <i>longicornis</i> sensu Ishiga and Imoto, 1982 | (si, GSJ R76425, 16) |



第 7.9 図 走水ユニットのルートマップ

Hy, Hc 等の記号は地質図の凡例記号を用いた。「鞍岡」地域内、宮崎県東臼杵郡椎葉村耳川源流域。ts, hs は第 7.28 図参照。

チャートとは異なって光沢がなく、粗く見えるので容易に区別ができる。珪質泥岩は、暗灰色で層状である。層状チャート (Tc) は、一般に淡緑色で単層が 5~10cm で、珪長質凝灰岩、珪質泥岩、珪質粘土岩 (“砥石”型頁岩)、チャート粘土岩互層を少量伴う。

放散虫化石と時代 本ユニットの、泥岩 6 試料 (うち 1 試料は泥岩に挟まれる珪長質凝灰岩)、珪質泥岩 6 試料 (うち 2 試料は珪質泥岩に挟まれる珪長質凝灰岩)、チャート 3 試料の 15 試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。それらの産出地点を付図 1 に、産出した放散虫化石の一覧を付表 2 に示す。また代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第 7.8 図に示す。なお、試料番号は GSJ R76419 は R76419 のように省略した。

このうち、チャートの R76419 (地点 10) は *Japonocampe nova*, *Capnodose* sp. を産し、Sugiyama (1997) の TR5B-TR7 に対比され、Carnian-Norian の時代を示す。また、同じくチャートの R76422 (地点 13) は *Canoptum praeannulatum*, *C. columbiaense*, *C. merum* を含み、JR1 の下部に対比され、前期ジュラ紀の初頭の時代を示す。

R76425 (地点 16) は、砕屑粒子をほとんど含まない珪質泥岩で、*Follicucullus monacanthus*, *Fo. porrectus*, *Fo. Scholasticus* を含み、Ishiga (1990) の *Fo. Scholasticus* 帯に対比され、後期ペルム紀の前期の年代を示す。

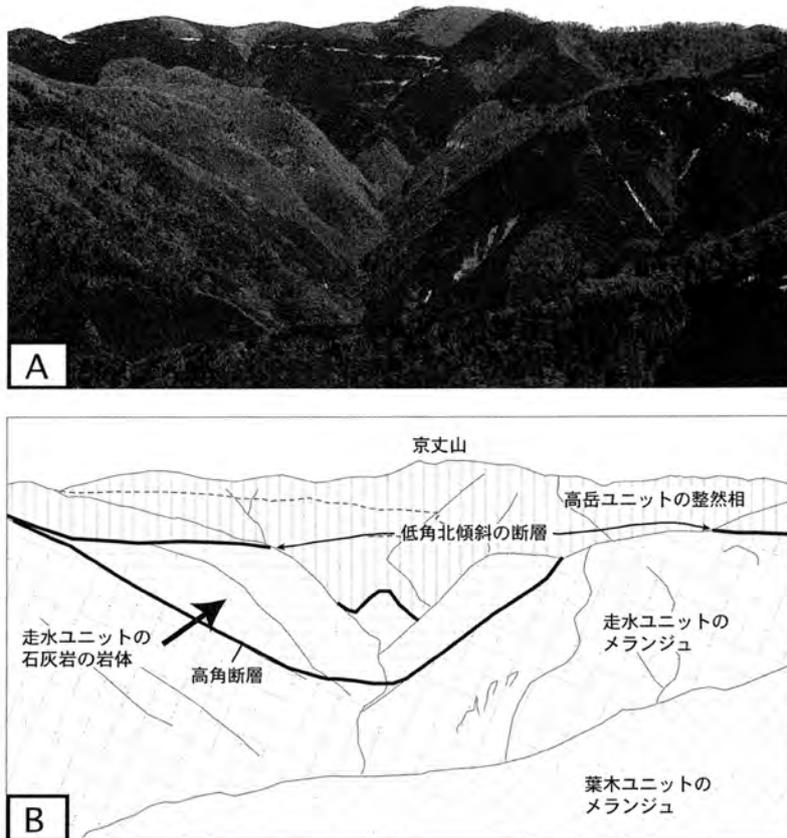
R76425 以外の珪質泥岩と泥岩は、化石帯の対比に利用できる放散虫化石の産出したものでは、*Parahsuum* 属、*Bagotum* 属の放散虫化石をしばしば産し、Hori (1990) の *Parahsuum simplum* II-IV 帯 (Matsuoka (1995) の JR1 ないし JR2) に対比され、前期ジュラ紀の前期-中期の年代を持つと考えられる。

宮本ほか (1985a) の Loc.1 の泥岩は、チャートに挟まれた泥岩の露頭で高岳ユニットに区分され、*Parahsuum simplum* や、*Bagotum* 属、*Canoptum* 属などの放散虫化石を産し、JR1-JR2 に対比され、本報告で新たに報告した泥質岩からの放散虫化石の示す年代と整合的である。

7.4 走水ユニット

(Hs, Ha, Hm, Hi, Hc, Hto, Hl, Hg, Hy) (再定義)

命名と定義 本ユニットを構成する地質体は大谷 (1926b) によって、深水帯 (仮称) として命名され、石灰岩は紡錘虫化石 *Verbeekina*, *Neoschwagerina* を含むとした。これを松本・勘米良 (1952) は、走水帯と呼び、松本・勘米良 (1964) は走水層と呼んだ。松本・勘米良 (1964) は「日奈久」図幅内の「上深水-走水滝間・岳南方の沢において岩相の概要が見られる」と述べている。宮本ほか (1988, 演旨) は走水層を再定義し、模式地を



第7.10図 泉村葉木北方で走水ユニットの石灰岩体を覆う高岳ユニット (A) とそのスケッチ (B)
石灰岩は谷間にのみ分布する。葉木下屋敷東方尾根から北方を望む。
ほぼ第7.6図付近。

坂本村深水南部の走水滝周辺とした。本報告では、この地質体がメランジュからなることから、走水ユニットと再定義する。本ユニットの名称は、「日奈久」図幅北東部の走水滝に由来する。また、これまで模式地のルートマップ等が示されていないので、新たに「鞍岡」地域内の耳川源流域のルートマップを示し、ここを模式地とする (第7.9図)。

分布と構造 本ユニットは栗木向斜をなすペルム-白亜系正常堆積物の南側に分布する。構造的上位には高岳ユニットがあり、本ユニットは谷沿いに分布し、尾根筋に高岳ユニットが分布する産状が大金峰北方、京丈山南方 (第7.10図) で認識される。

分布域北限は構造的上位の深水蛇紋岩ユニット、目丸山蛇紋岩ユニット、ないしペルム-ジュラ系正常堆積物と断層で接する。目丸山蛇紋岩ユニットとの境界は、千間山南西方の目丸断層近く (第4.3図、第4.4図C) では高角南傾斜の断層だが、目丸山の南斜面では明らかに中-高角北傾斜で、それ以東でも北傾斜である。目丸断層より西側では、深水蛇紋岩ユニットの延長部がレンズ

状に挟まっている断層を境にペルム紀-白亜紀正常堆積物と接している。宮本ほか (1985a) は、本ユニット北部では、岩体として花崗岩マイロナイトが含まれるとしている。本調査によって境界部に存在するのは花崗岩カタクレサイトであることが判明したが、尾根沿いでクリープの可能性もあり、メランジュの岩体かどうかは認識できなかった。本報告では断層中に花崗岩カタクレサイトと本ユニットの一部が挟まれているとした。

分布域南限は、五家荘変成岩を伴う中角-低角北傾斜の断層で画される (第7.9図、第7.14図A)。また、「日奈久」図幅 (松本・勘米良, 1964) によれば、本ユニットは「日奈久」地域北東部の深水南方でせん滅し、それより南西側には露出しない。

京丈山の南側には構造的上位の高岳ユニットが分布し、京丈山から北側には下位の本ユニットが分布する。また、京丈山の北側では本ユニットの構造的上位に目丸山蛇紋岩ユニット、シルル-デボン系が分布する。このようにジュラ紀堆積岩コンプレックス (走水ユニット、高岳ユニット) と目丸山蛇紋岩ユニットとの間には構造

的な斜交関係があり、ジュラ紀堆積岩コンプレックス中の地質構造と目丸山蛇紋岩ユニット（深水蛇紋岩ユニット）やペルム-ジュラ系正常堆積物の地質構造とは一致しない。

メランジュ基質の鱗片状劈開は一般に東北東方向の走向を持ち、高角北傾斜だが、アンチフォーム・シンフォーム付近では、それに応じて傾斜方向が変わる。本ユニット内の褶曲軸面は、東北東方向の走向を持ち、構造的上位の高岳ユニットの褶曲構造と一連で波長 500～1,000 m である。

本ユニットの層厚（ユニット厚さ）は高角断層の影響が少ない南川内南方で目丸断層の南東側に限れば、ユニット全体の厚さは 2,800 m 程度である。高岳ユニットの分布域に近い部分に石灰岩の岩体が多く分布し、玄武岩類も多く、逆に構造的下部の与奈久ユニットに近い部分は玄武岩類の量は少ない。

本ユニット下部（五家荘変成岩の上盤）の変形は強い。特に第 4. 11 図北東部から泉村仁田尾の攻から泉村葉木の平を通り、川辺川の源流域から「鞍岡地域の国見岳北面（内大臣川上流部を椎葉村-矢部町間の林道が横切る付近から南側の部分）の部分」は、鱗片状劈開が著しく、部分的にはスレート劈開が発達する。また、葉木北方の大きな石灰岩体の下盤（南側）の変形も著しい（第 7. 11 図 D）。

【京丈山南方の走水ユニットと高岳ユニットの分布】 京丈山南方では走水ユニットの石灰岩に高岳ユニットの整然相（チャート碎屑岩コンプレックス）が低角北傾斜-水平の断層で重なる。この状況が地形によく現れている。石灰岩の部分は、谷間で急斜面を作り、谷に向かって出っ張っていて、遠方からでもよく認識できるのに対し、構造的上位の高岳ユニットが分布している部分では、なだらかな地形となっている。この状況は第 7. 10 図に示した部分の東側でも見られ、遠望すると、浸食に強い石灰岩体が山腹に水平に突き刺さっているように見える。逆に葉木西部の二合の北側では、石灰岩の上位に高岳ユニットが分布しないため、尾根まで急峻な地形となっている。

岩相 本ユニットはメランジュからなり、大きな石灰岩体（H1）を含むことが特徴である。

メランジュ基質（Hy）は、混在岩と露頭サイズの小

岩体からなる。混在岩は鱗片状劈開の少ないところでは含礫泥岩状を呈するもの（第 7. 11 図 B）や、破断した砂岩泥岩互層がある。逆に鱗片状劈開が発達するところ、例えば上述の本ユニットの南限を画する衝上断層付近や石灰岩近傍（第 7. 11 図 D）では、初生的な岩相の認識は困難である。混在岩は、ルートマップ（第 7. 9 図）では、構成する岩相の組み合わせによって第 3. 2 図の区分に従って I 型、II 型、III 型混在岩に区分できる。一般には泥岩が block-in-matrix 構造の基質となっているが、III 型混在岩では淡緑色の凝灰岩や細粒砂岩が引き延ばされて墨流し状になったり、指交関係（第 7. 11 図 A）になっていて、必ずしも泥岩が block-in-matrix 構造の基質とは言い切れないものもある。

混在岩中の岩塊の径は同じ岩相でもさまざま（第 7. 11 図 C）であるが、砂岩は径 20 cm 以下のものが多い。砂岩は中-細粒のワッケで、カリ長石を含まない（第 7. 28 図 E）。メランジュ基質の小岩体、混在岩の岩塊の岩相は、基本的に以下に述べる岩体と同じである。

砂岩（Hs）の岩体は層状ないし塊状で、節理が発達する。砂岩泥岩互層（Ha）の岩体は律動的な互層で、砂岩優勢なものが多い。部分的には破断した砂岩泥岩互層に近いものがある。

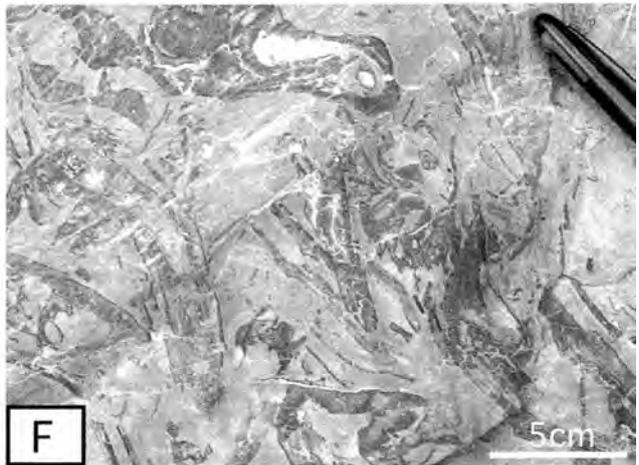
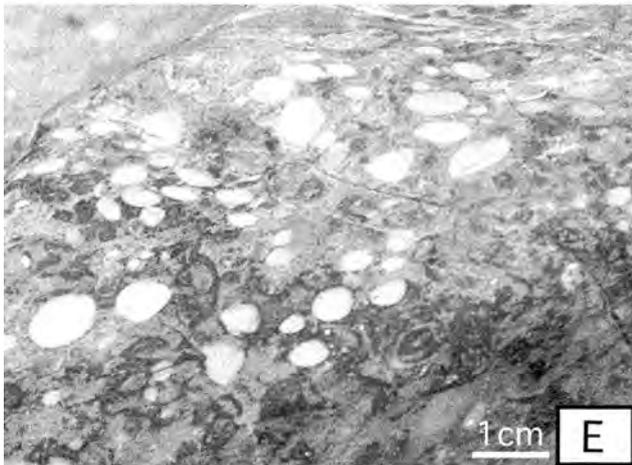
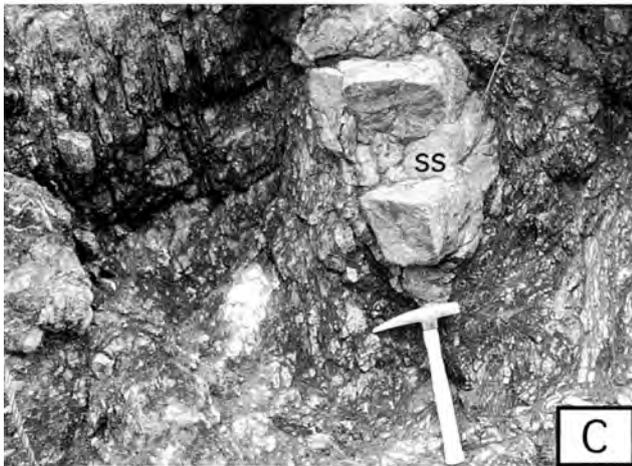
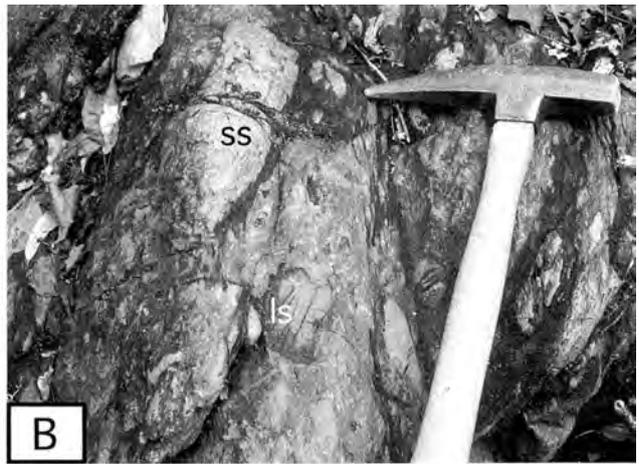
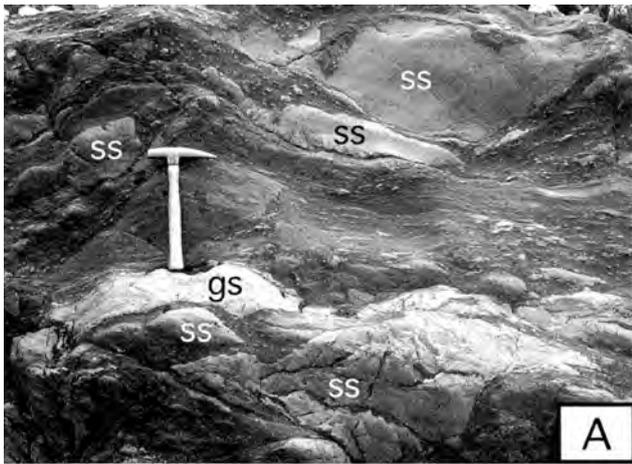
層状チャート（Hc）の岩体は、単層が 5～10 cm で淡緑色のものが多く、破断面はガラス光沢があって透明感があり、層状の珪長質凝灰岩とは区別できる。チャートは玄武岩類とともにシート状の産状を示し、本地域南縁部では、薄いシート状（厚さ数 10 m）で、小さな尾根の連続として認識できる。珪質粘土岩（いわゆる“砥石”型頁岩）（Hto）の岩体は南河内南東方の道路沿いにだけ分布し、チャートの岩体に伴なわれる。灰白色の珪質粘土岩が厚く、黒色部は少ない。

珪質泥岩及び珪長質凝灰岩（Hi）の岩体は川辺川源流部に分布し、周囲のメランジュ基質も泥岩に珪長質凝灰岩、珪質泥岩が含まれる混在岩が多い。珪質泥岩及び珪長質凝灰岩には、白色層状の珪長質凝灰岩、暗灰色の珪質泥岩、白色珪長質凝灰岩と珪質泥岩の互層がある。白色珪長質凝灰岩は単層数 cm の層状をなし、破断面は光沢がないことでチャートと区別できる。

泥岩（Hm）には鱗片状劈開は発達するが、岩塊は含まれない。泉村攻付近の泥岩の岩体には鱗片状劈開（一

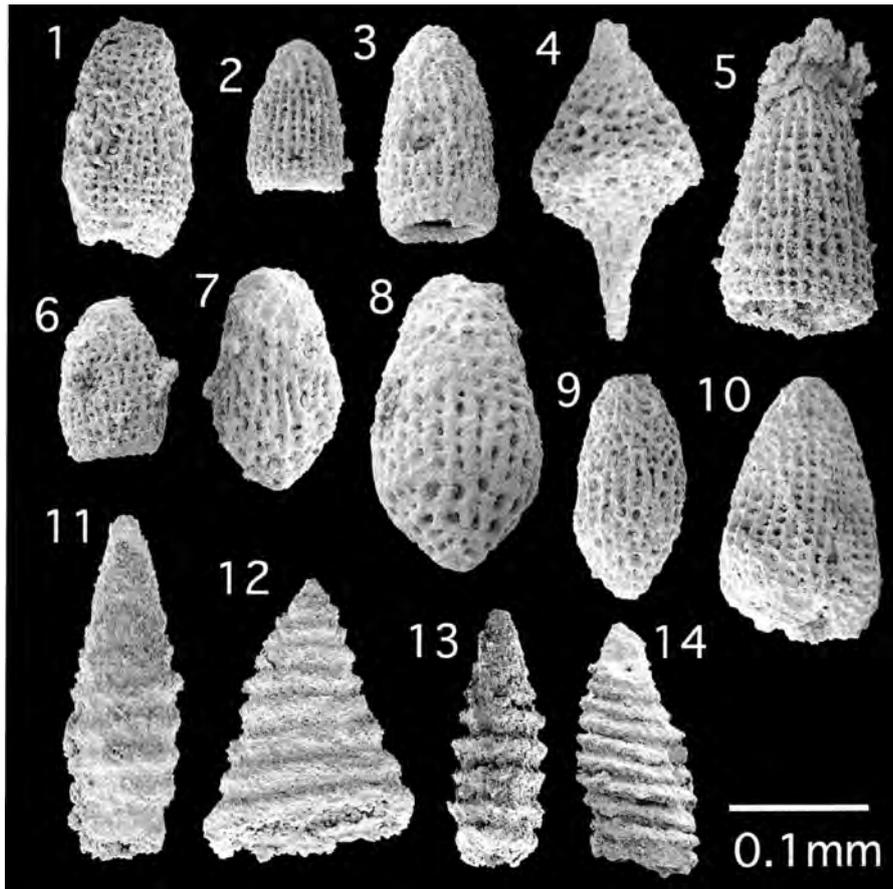
（右）第 7. 11 図 走水ユニットの主要な岩相と大型化石

- 砂岩（ss）、玄武岩類（gs）の岩塊を含む混在岩。玄武岩類の色は薄い。岩塊の縁は泥岩が注入し、指交関係のところがある。「鞍岡」地域内、内大臣川と西内谷の合流から 800 m 上流の内大臣川河床。矢部町。ハンマーの長さ 33 cm。
- 砂岩（ss）、石灰礫岩（ls）などの岩塊を含む混在岩。石灰礫岩の岩塊は引き延ばされておらず、初生的に固結しており、含礫泥岩状であったと考えられる。場所は A と同じ。ハンマーヘッドの長さ 18.5 cm。
- 砂岩の岩塊ばかりの混在岩。写真内では砂岩（ss）の岩塊ばかりだが、周囲には径 2 m 程度の玄武岩類の岩塊も存在する。泉村葉木、大小屋谷河床。ハンマーの長さ 33 cm。



(第 7.11 図のつづき)

- D. 巨大な石灰岩体 (第 7.10 図の石灰岩体) の周縁の混在岩。玄武岩溶岩 (gs) の岩塊を含む。鱗片状劈開が極めて発達している。泉村葉木、谷内川河床。ハンマーの長さ 33 cm.
- E. 紡錘虫化石に富む石灰岩。葉木北東方。第 7.10 図の石灰岩の東方延長。地点 ML-3.
- F. 厚歯二枚貝 *Shikamaia* 化石に富む石灰岩。葉木北東方。第 7.10 図の石灰岩の東方延長。地点 ML-3.
- G. 巻貝化石に富む石灰岩。葉木北東方。第 7.10 図の石灰岩の東方延長。地点 ML-1。500 円玉の直径は 26.5 mm.



第7.12図 走水ユニットから産出した放散虫化石 (岩相, 試料・番号, 位置)
 岩相 (ms: 泥岩, am: 泥岩の小岩体中の珪長質凝灰岩層).

位置 (数字のみ: 「砥用」地域, K: 「鞍岡」地域, T: 「頭地」地域).

- | | |
|---|----------------------|
| 1. <i>Bagotum modestum</i> Pessagno and Whalen | (ms, GSJ R76434, 19) |
| 2. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76435, 21) |
| 3. <i>Parahsuum cf. ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76436, 22) |
| 4. <i>Syringocapsa coliforme</i> Hori | (ms, GSJ R76436, 22) |
| 5. <i>Parahsuum simplum</i> Yao | (ms, GSJ R76436, 22) |
| 6. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76437, 26) |
| 7. <i>Bagotum erraticum</i> Pessagno and Whalen | (ms, GSJ R76437, 26) |
| 8. <i>Bagotum erraticum</i> Pessagno and Whalen | (ms, GSJ R76443, T1) |
| 9. <i>Bagotum maudense</i> Pessagno and Whalen | (ms, GSJ R76443, T1) |
| 10. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76443, T1) |
| 11. <i>Canoptum praeannulatum</i> Pessagno and Whalen | (am, GSJ R76433, 22) |
| 12. <i>Canoptum</i> sp. β | (am, GSJ R76433, 22) |
| 13. <i>Triassocampe</i> sp. | (ms, GSJ R76440, K4) |
| 14. <i>Canoptum</i> sp. α | (ms, GSJ R76440, K4) |

部にスレート劈開)が発達するが,川辺川源流域(「鞍岡」地域西縁部)の泥岩の岩体では,やや粗粒なシルト質の部分と泥質な部分のコントラストで層理面が認識できるものがある。

本ユニットを特徴づける石灰岩(HI)の岩体は,上述のように,目丸断層の東側で大金峰付近から京丈山南方を経て「鞍岡」地域内まで,複数列認められる。小田尾ユニットの矢山岳の石灰岩のように玄武岩類に挟まれて

分布するわけではないが,石灰岩は玄武岩類を伴う。特に京丈山の山頂周辺,とりわけ南斜面では,石灰岩と玄武岩類が接して分布する。しかし,両者の明瞭な境界は見つかっていない。石灰岩は,一般に塊状で灰白色-白色を呈する,大金峰の南東方では白色層状のものが認められる。後述のように本ユニットの石灰岩は,紡錘虫化石,軟体動物化石に富む。とりわけ大金峰の東側から東北東に延びる石灰岩体(第7.10図)は化石に富んでい

る(第7.11図E, F, G)。

玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(Hg)は前述のように、しばしば石灰岩(HI)と一体となって分布するが、メランジュ基質の中にシート状の岩体としてしばしば分布する。また葉木周辺では、メランジュ基質中に地質図に表現できない程度の小岩体としてしばしば分布する。玄武岩溶岩は新鮮な部分では暗緑色を呈し、風化すると暗褐色を呈する。しばしば発泡している。玄武岩火山砕屑岩には、凝灰岩や凝灰角礫岩がある。玄武岩凝灰岩は風化して、暗褐色を呈するものが多く、しばしば鱗片状劈開が発達する。玄武岩溶岩は鏡下では0.3~0.5 mm程度の長柱状の斜長石からなり、不透明鉱物を含む。岩体として認識できる大きさのものはないが、色の薄い安山岩も、小岩体としてわずかに存在し、斜長石の0.3~0.5 mm程度の針状結晶に径0.5~0.8 mmの斜長石の斑晶を含み、発泡している。小田尾ユニットのように斜長石及び石英の巨晶を含む珪長質火山砕屑岩に相当するものは認められない。

化石と時代

[放散虫化石] 本ユニットの、泥岩7試料、珪質泥岩1試料、珪長質凝灰岩2試料、チャート2試料の計12試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。それらの産出地点を付図1に、産出した放散虫化石の一覧を付表2に示す。また代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第7.12図に示す。なお、試料番号はGSJ R76432はR76432のように省略した。

このうち、R76432(チャート, 地点21), R76441(チャート, 地点K5), R76400(泥岩, 地点K4)からは三疊紀型の放散虫化石が産出した。このうち、R76400は、砂岩、珪長質凝灰岩を伴うものの、新鮮なシルト質で均質な泥岩で混在岩ではなく、モノチスを含むような浅海成の堆積物の可能性も否定できない。

R76433(珪長質凝灰岩, 地点22)は、Pessagno and Whalen(1982)によって、レーチアン期-ヘッタンギアン期(Rhaetian-Hettangian)の時代のものとして記載された*Canoptum praeannulatum*を含む*Canoptum*属の放散虫を多く産する。これらの放散虫群集は三疊系-ジュラ系境界付近に対比されるものと考えられる。

泥岩試料R76435(地点24), R76436(地点25), R76437(地点26)は、*Parahsuum ovale*, *Syringocapsa coliforme*, *Bagotum erraticum*を産し、Hori(1990)の*Parahsuum simplum* II帯(Matsuoka, 1995のJR1の中

部)に対比され、シネムリアン期(Sinemurian)の年代を持つと考えられる。R76434(地点24), R76438(地点24), R76443(地点24)も同様に*Bagotum*属の放散虫化石に富み、JR1-JR2に対比されると考えられる。

宮本ほか(1985a)のLoc.2の泥岩は、走水ユニットに区分され、R76436(地点25)の泥岩と同じ泥岩と考えられる。泥質岩から、*Pantanelium cf. browni*, *Bagotum*属、*Canoptum*属などの放散虫化石を産し前期ジュラ紀とされている。新たに報告した泥岩の放散虫化石の示す年代と整合的である。

[紡錘虫化石と軟体動物化石] 本地域東部の京丈山北東方から「鞍岡」地域内に続く最大幅400 mの石灰岩体は、「鞍岡」図幅内の天主山の石灰岩に連続する。この天主山の石灰岩体から前期ペルム紀の*Pseudofusulina* sp., *Paraschwagerina* sp.が報告されている(「鞍岡」図幅(神戸, 1957), Loc.1)。

本図幅の研究では、大金峰西南西方の西の岩川沿いから京丈山南方を東北東方向に延び、高岳ユニットに構造的に覆われる石灰岩から、紡錘虫化石と厚歯二枚貝化石が見つかった(第7.1表, 付図1)。京丈山南東方の地点71のR78094からは*Neoschwagerina* sp., 地点72のR78095からは*Yabeina* sp.が得られ、それぞれ中部ペルム系(R78094; ムルガビアン階(Murgabian), R78095; ミディアン階(Midian))に対比される。Jin et al.(1997)によれば、それぞれグアダルピーアン世(Guadalupean; 中期ペルム紀)中期のワーディアン期(Wordian)と後期のキャピタニアン期(Capitanian)に相当する。またこの近傍の地点ML1, ML2には*Shikamaia* sp.(第7.11図F)のほか、巻貝の化石が見つまっている(第7.11図G)。大金峰東方のML3でも*Shikamaia* sp.が見つまっている。この石灰岩体は同定していないものしばしば紡錘虫化石が含まれている(第7.11図E)。更に東北東延長の「鞍岡」地域内の内大臣川沿いのK20地点(R76508)では、*Parafusulina cf. edoensis*が産出し、中部ペルム系ムルガビアン階(Murgabian)に対比される。なおほぼ同一の露頭から、神戸(1957)は*Pseudofusulina cf. krafftii*を報告している。

走水ユニットの石灰岩からは、大谷(1926b)、松本・勘米良(1964)が*Neoschwagerina*属、*Verbeekina*属の紡錘虫化石を報告している。これらは中期ペルム紀を示し、本報告の結果は、これらと整合的である。

第7.1表 走水ユニットの石灰岩から産出した紡錘虫化石

地点番号	GSJ R No.	場所	産出種	時代
K20	76508	鞍岡地域内, 内大臣川	<i>Parafusulina cf. edoensis</i>	Murgabian, Middle Permian
71	78094	葉木北東方	<i>Neoschwagerina</i> sp.	Murgabian, Middle Permian
72	78095	葉木北東方	<i>Yabeina</i> sp.	Midian, Middle Permian

7.5 与奈久ユニット

(Ys, Yb, Yc, Yt, Yl, Yg, Yx) (再定義)

命名と定義 本ユニットを構成する地質体は大谷(1926b)によって、興奈久帯(仮称)として命名され、石灰岩から得られる紡錘虫化石は深水帯と同じとした。これを松本・勘米良(1964)は与奈久帯に分布する与奈久層と呼んだ。そして「日奈久」地域内の「坂本村日田地-責間に模式的露出が見られる」と述べている。

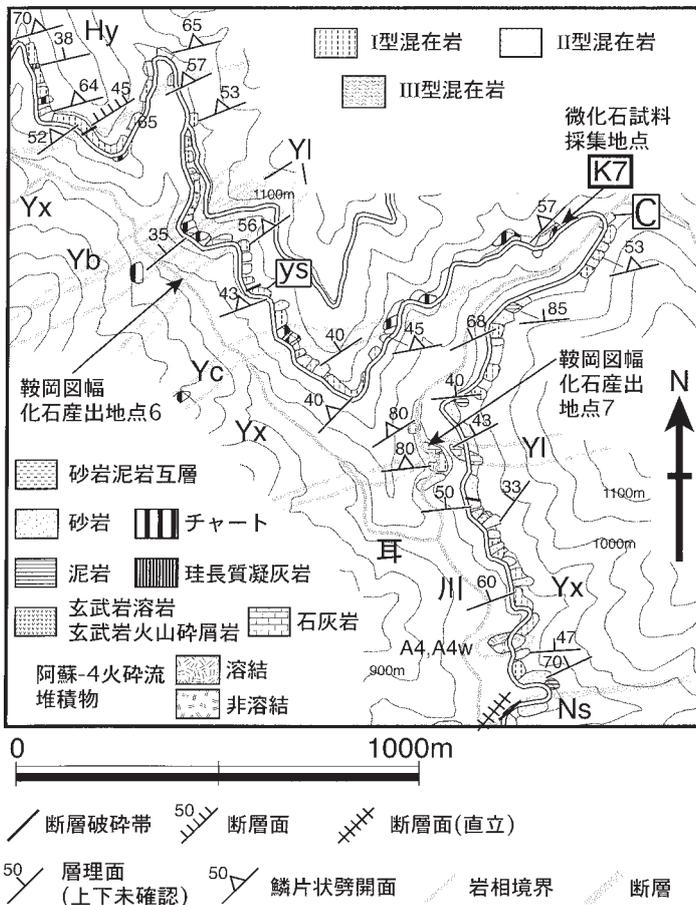
西園(1996)は松本・勘米良(1964)の与奈久帯、三坂のエントモノチス層及び吉尾帯北縁部の地域(Unit I)に分布する下部ジュラ系海底地すべり堆積物(本報告ではメラングジュ)を与奈久層と再定義した。そして八代郡坂本村葉木東方の道路沿い(荒瀬林道)と芦北郡芦北町海路から上原に至る道路沿いを柱状図を示した上で模式的に設定した。本図幅の調査によって、西園(1996)の与奈久層からの東方延長としてのメラングジュは「鞍岡」地域まで追跡できることが明らかになった。本報告では、この地質体がメラングジュからなることから、与奈久ユニットと名称変更する。また、これまで斎藤ほか(2001)、斎藤・利光(2002a, b)で本地域内だけで葉木ユニット(仮称)として取り扱ってきたが、上述の理由で与奈久

ユニットに統一する。

分布と構造 本ユニットは本地域南部の五家荘変成岩の南側に分布し、構造的上位(北側)の走水ユニットないし五家荘変成岩とは中角北傾斜の断層関係である(第7.13図左上部, 第7.14図A)。分布域南限は、「鞍岡」地域の耳川上流部では、高角の断層関係で、仁田尾ユニットの砂岩と接する(第7.13図南端)が、本地域内の泉村葉木の谷内川沿いや、葉木下屋敷東方では、中角北傾斜の断層で構造的下位の仁田尾ユニットと接する。この断層は、村田(1981)が「鞍岡」地域内で記載した白岩山衝上断層に連続する可能性が高い。また、内部にも中角-低角北傾斜の断層が存在し(第7.14図B)、複数のスラストシートからなる。

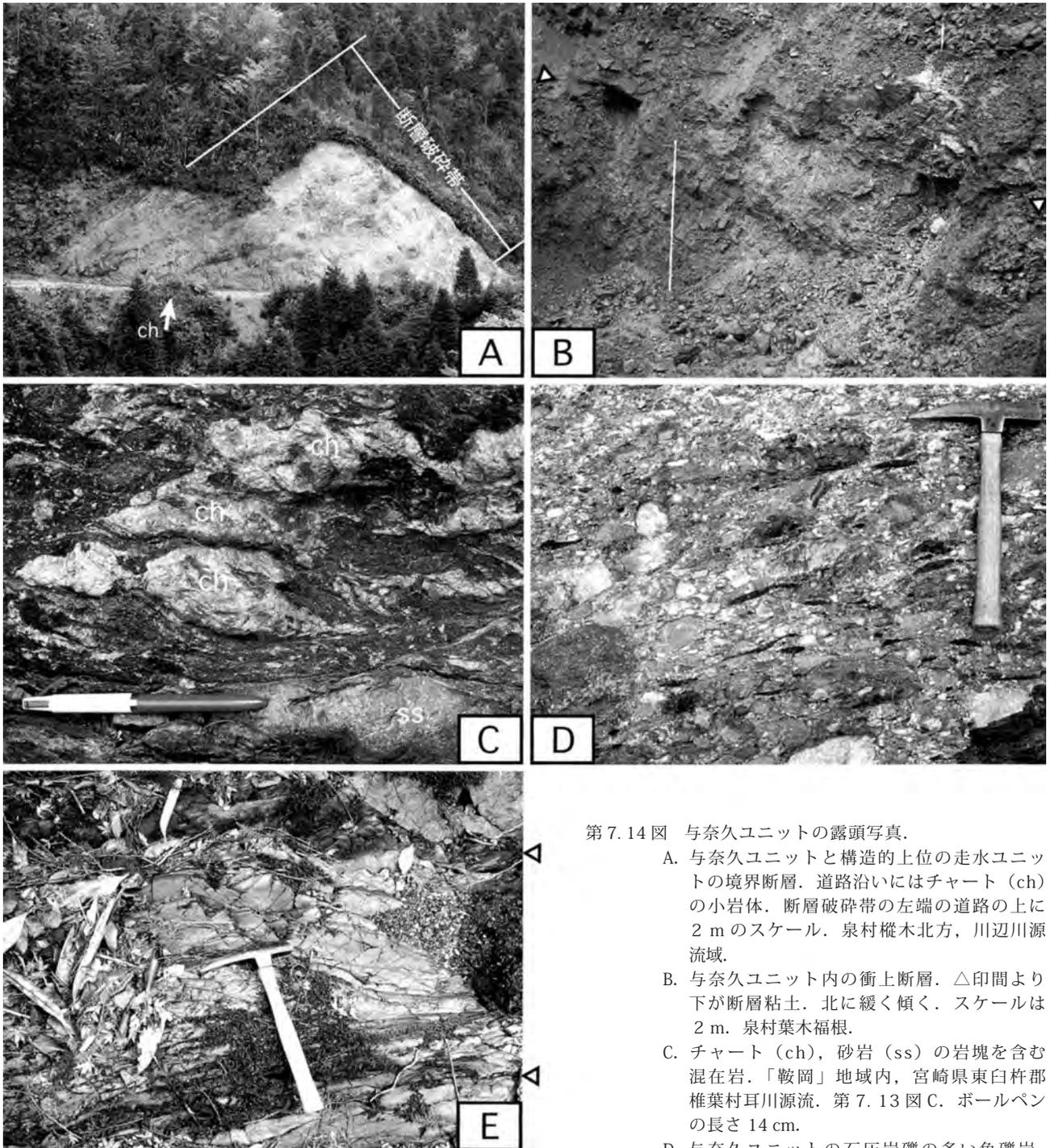
本ユニットのメラングジュ基質の鱗片状劈開は一般に東北東方向の走向を持ち、高角北傾斜である。五家荘変成岩付近、本地域での与奈久ユニットの上部、内部の衝上断層沿いの変形度は高く、鱗片状劈開が著しい。

層厚(ユニット厚)は、梅檀轟瀑の東側で2,000 m程度あり、東側の「鞍岡」地域西部の耳川源流域では1,800 mほどある。逆に本地域東縁部では走水ユニットが大きく南に張り出しているため、本ユニットは1,300 m程度の厚さしかない。「日奈久」図幅(松本・勘



第7.13図 与奈久ユニットのルートマップ

Yx, Yc等の記号は地質図の凡例記号を用いた。第7.9図の南側に連続。「鞍岡」地域内。宮崎県東臼杵郡椎葉村耳川源流域。C: 第7.14図Cの露頭。ysは第7.28図参照。

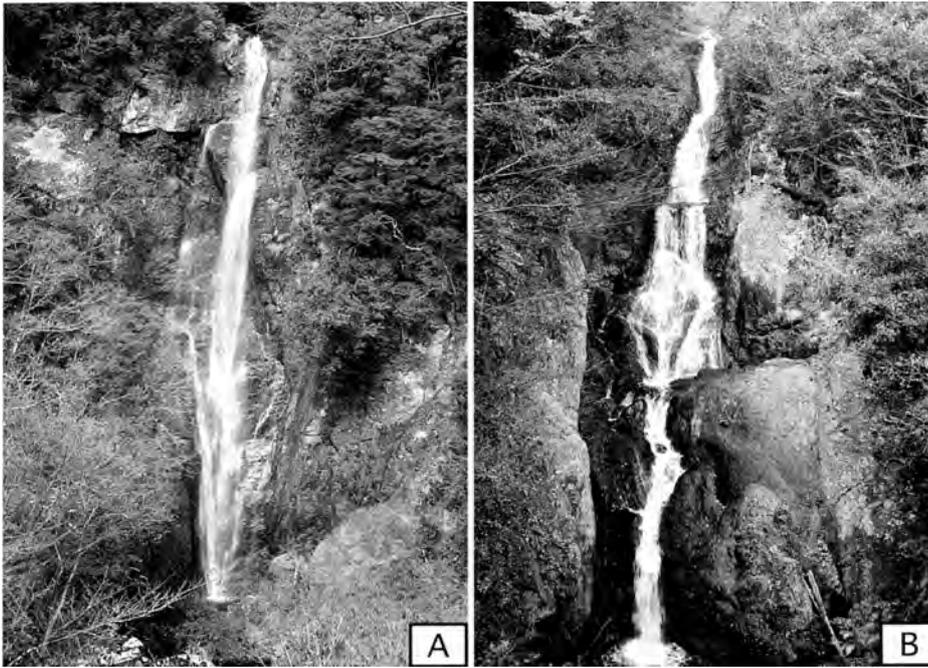


第7.14図 与奈久ユニットの露頭写真。

- A. 与奈久ユニットと構造的上位の走水ユニットの境界断層。道路沿いにはチャート (ch) の小岩体。断層破砕帯の左端の道路の上に2 mのスケール。泉村縦木北方、川辺川流域。
- B. 与奈久ユニット内の衝上断層。△印間より下が断層粘土。北に緩く傾く。スケールは2 m。泉村葉木福根。
- C. チャート (ch)、砂岩 (ss) の岩塊を含む混在岩。「鞍岡」地域内、宮崎県東臼杵郡椎葉村耳川源流。第7.13図C。ボールペンの長さ14 cm。
- D. 与奈久ユニットの石灰岩礫の多い角礫岩。礫には発泡した玄武岩、砂岩、泥岩、チャートがある。泉村葉木、谷内川河床。ハンマーの長さ33 cm。
- E. 珪質粘土岩 (縞状)。△印の黒いバンドは有機物の多い部分。泉村保口岳西方2 km。ハンマーの長さ33 cm。

米良, 1964) では、与奈久層 (与奈久ユニット) は中央部に向斜軸を持つ大きな同斜褶曲が認められていて (第3.1図)、断面図で見ると片翼の厚さは2,000 m 余りある。本地域の与奈久ユニットはこのシンフォームの南翼の東方延長と考えられる。このことは「日奈久」図幅の与奈久層の片翼と本地域の与奈久ユニットの厚さがほぼ等しいことも整合的である。

岩相 本ユニットはメラングジュからなり、シート状のチャート岩体 (Yc) を多く含み、石灰岩 (Yl)、玄武岩類



第7.15図

滝をなす与奈久ユニットのチャートの岩体

A. 梅檀轟. 泉村保口岳北東方. 位置は第4.11図参照.

B. 梅の木轟. 泉村葉木福根の下流.

泉村の名所となっている滝、梅檀轟、梅の木轟は、どちらも与奈久ユニットのチャート岩体が周囲の混在岩に比べて浸食に対する抵抗性が高いために形成された。

(Yg) が小田尾、走水両ユニットより少ないことが特徴である。小田尾ユニットの北半分と似たメランジュである。

メランジュ基質 (Yx) は、混在岩と露頭サイズの小岩体からなる。混在岩は鱗片状劈開の少ないところでは破断した砂岩泥岩互層や含礫泥岩状の部分がある。逆に鱗片状劈開が発達するところ、例えば上述の本ユニットの北限を画する衝上断層付近や南部の衝上断層付近では、初生的な岩相の認識は困難である。混在岩は、ルートマップ (第7.1図) では、構成する岩相の組み合わせによって第3.2図の区分に従ってI型、III型、III型混在岩に区分できる。本ユニットではI型、II型混在岩の割合が、小田尾、走水両ユニットに比べて多い。本ユニットのI型、II型混在岩の場合、一般には泥岩が block-in-matrix 構造の基質となっている (第7.14図C)。

混在岩中の岩塊の径は同じ岩相でもさまざまであるが、砂岩は径20 cm以下のものが多い。砂岩は中-細粒のワッケで、カリ長石を含まない (第7.28図C)。メランジュ基質の小岩体、混在岩の岩塊の岩相は、基本的に以下に述べる岩体と同じである。ただし地質図に表現できる珪質泥岩、珪長質泥岩の岩体は存在しない。

砂岩 (Ys) の岩体は層状ないし塊状で、節理が発達する。チャート岩体とセットで分布することがある。

礫岩 (Yb) は谷内川の河床にのみ露頭がある。石灰岩礫を主体とする礫支持の角礫岩で、礫径は5 cm以下で淘汰は悪い (第7.14図D)。礫種は石灰岩のほか、玄武岩、砂岩、チャート、泥岩、碎屑粒子を含まない粘土岩からなる。基質はほとんどない。弱い変形を受けて、泥岩礫が変形している。石灰岩礫は白色-灰白色で、化

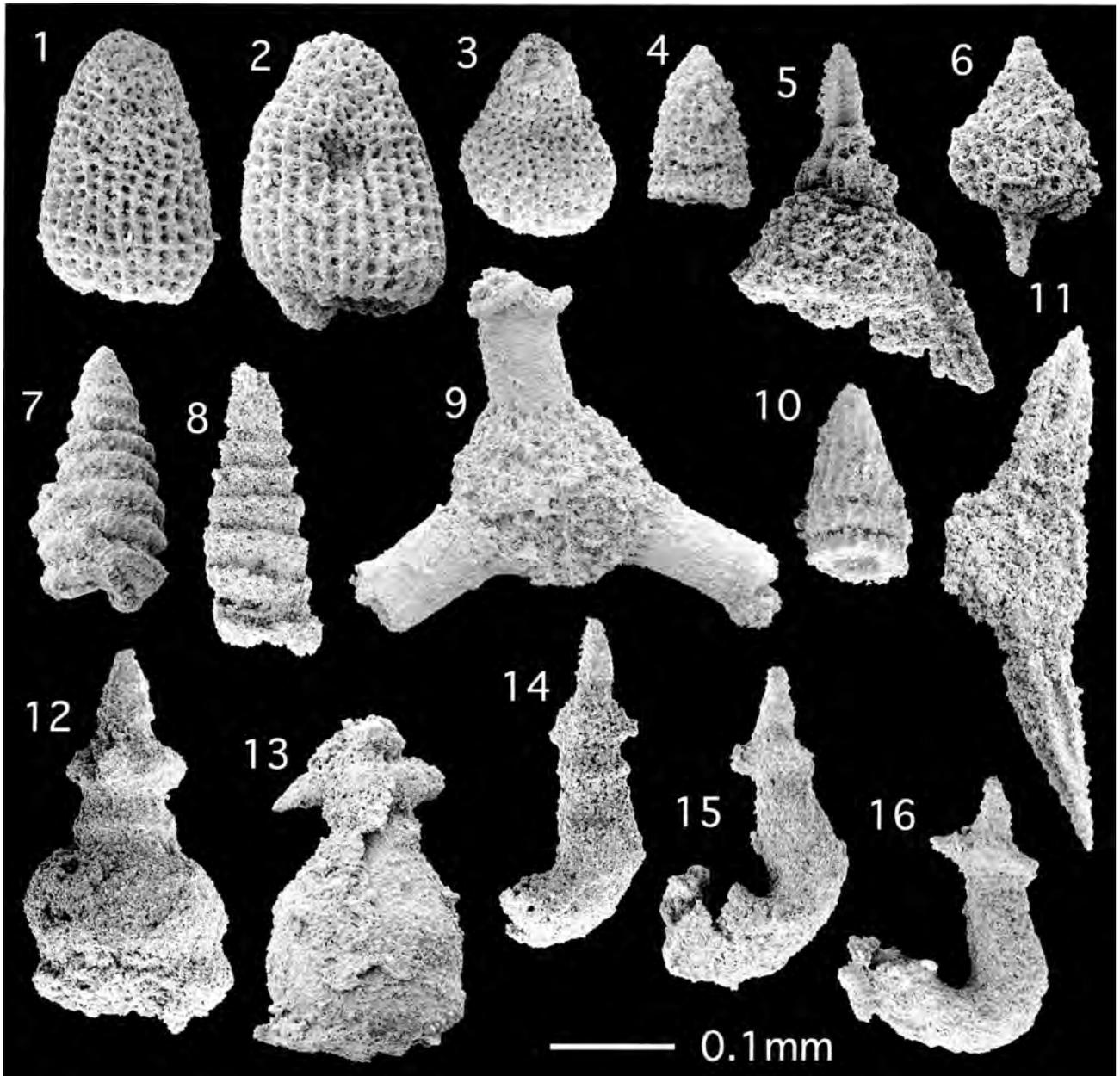
石を含むもの (同定はできていない) や、ドロマイト質のものもある。本ユニットないし小田尾、走水ユニットと同様な海山起源物質を含む付加コンプレックスが後背地となった岩屑流堆積物である可能性が高い。

層状チャート (Yc) の岩体は、シート状で混在岩の鱗片状劈開面に平行によく連続する。しばしば、急峻な地形の連続として認識でき、尾根や谷の狭窄部、滝を形成する。梅檀轟、梅の木轟も谷がチャートのシート状岩体を横切る部分にできた滝で、泉村の景勝地となっている (第7.15図)。単層は5~10 cmで淡緑色のものが多い。

珪質粘土岩 (いわゆる“砥石”型頁岩) (Yt) の岩体は保口岳西方の走水ユニットとの境界部にだけ分布する。灰白色の珪質粘土岩が厚く、黒色部は少ない (第7.14図E)。

石灰岩 (Yl) の岩体は、保口岳の尾根を形成するものをはじめとして、シート状で混在岩の鱗片状劈開面に平行によく連続する。急峻な地形の連続として認識でき、尾根や谷の狭窄部を形成する。小金峰-保口岳間では玄武岩類が付随する。石灰岩は、一般に塊状で白色-灰白色を呈する。

玄武岩類 (Yg) は前述のように石灰岩 (Yl) と一体となって分布する場合と、メランジュ基質の中のシート状の岩体として分布する場合がある。葉木南東方の石灰岩のシート状岩体の多い部分や保口岳北西斜面では、メランジュ基質にIII型混在岩、玄武岩類の小岩体が多く含まれる。玄武岩類の岩体や小岩体の玄武岩溶岩は新鮮な部分では暗緑色を呈し、風化すると暗褐色を呈する。しばしば発泡している。玄武岩凝灰岩には風化して、暗褐色を呈するものが多く、しばしば鱗片状劈開が発達する。



第 7.16 図 与奈久ユニットから産出した放散虫化石

(岩相, 試料番号, 位置)

岩相 (ms: 泥岩, ch: チャート). 位置 (数字のみ: 「砥用」地域, K: 「鞍岡」地域).

- | | |
|--|----------------------|
| 1. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76445, 30) |
| 2. <i>Parahsuum ovale</i> Hori and Yao | (ms, GSJ R76445, 30) |
| 3. <i>Lantus</i> sp.A | (ms, GSJ R76445, 30) |
| 4. <i>Parahsuum</i> sp. | (ch, GSJ R76448, K7) |
| 5. <i>Napora</i> sp. | (ch, GSJ R76448, K7) |
| 6. <i>Katroma</i> cf. <i>elliptica</i> Kishida and Hisada | (ch, GSJ R76448, K7) |
| 7. <i>Canoptum</i> cf. <i>macoyense</i> Blome | (ch, GSJ R76447, 32) |
| 8. <i>Triassocampe postdeweveri</i> Kozur and Mostler | (ch, GSJ R76447, 32) |
| 9. <i>Capnuchosphaera triassica</i> DeWever | (ch, GSJ R76447, 32) |
| 10. <i>Corum</i> sp. | (ch, GSJ R76447, 32) |
| 11. <i>Pseudostylosphaera</i> cf. <i>magnispinosa</i> Yeh | (ch, GSJ R76444, 29) |
| 12. <i>Pseudoalbaillella fusiformis</i> (Holdsworth and Jones) | (ch, GSJ R76449, K8) |
| 13. <i>Pseudoalbaillella fusiformis</i> (Holdsworth and Jones) | (ch, GSJ R76449, K8) |
| 14. <i>Pseudoalbaillella u-forma</i> morphotype I Holdsworth and Jones | (ch, GSJ R76446, 31) |
| 15. <i>Pseudoalbaillella u-forma</i> morphotype I Holdsworth and Jones | (ch, GSJ R76446, 31) |
| 16. <i>Pseudoalbaillella u-forma</i> morphotype I Holdsworth and Jones | (ch, GSJ R76446, 31) |

玄武岩溶岩は鏡下では0.3～0.5 mm程度の長柱状の斜長石とその隙間を埋める単斜輝石，不透明鉱物からなる。一部にドレライトも存在する。

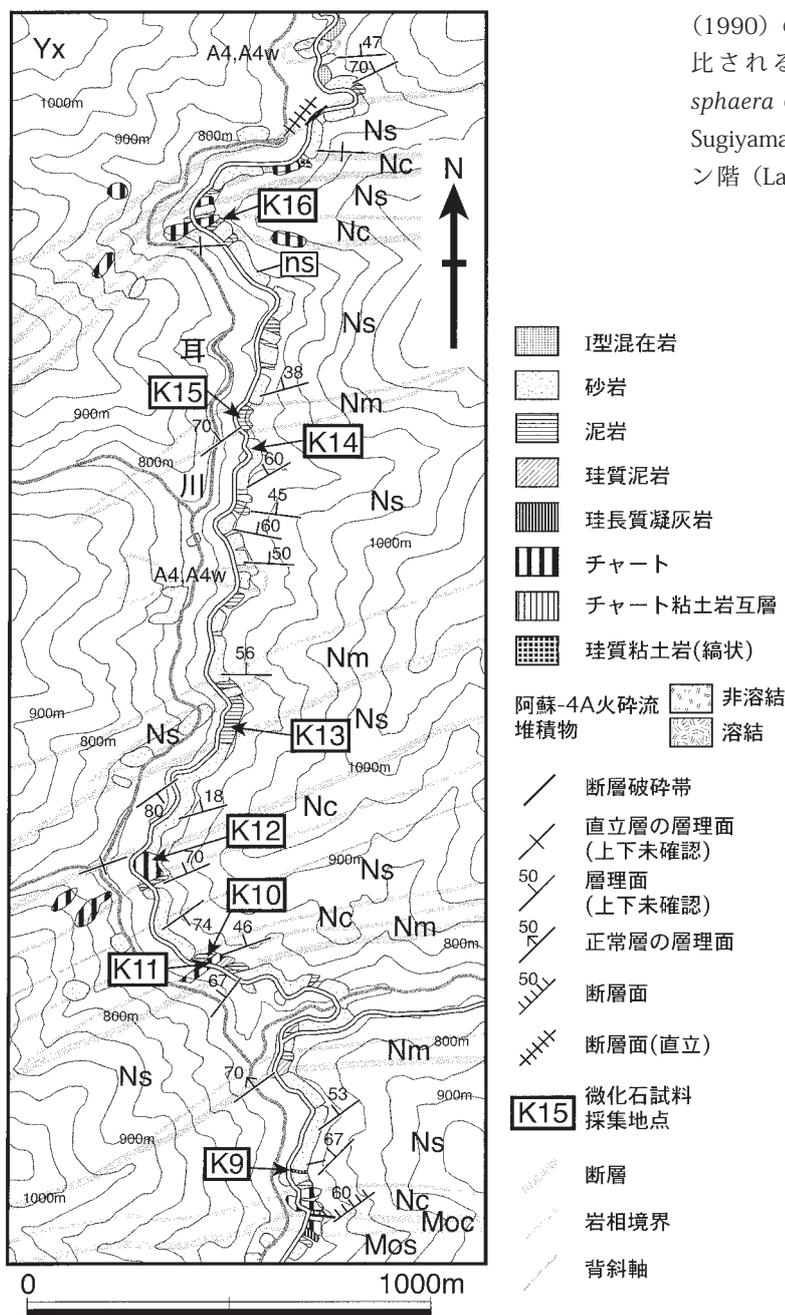
化石と時代

[放散虫化石] 本ユニットの泥岩1試料，チャート5試料の計6試料（うちチャート2試料（R76448，R76449）は「鞍岡」地域内）から年代決定に有効な放散虫化石を得た。それらの産出地点を付図1に，産出した放散虫化石の一覧を付表2に示す。また，代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第7.16図に示す。なお，試料番号はGSJ R76455はR76455のように省略

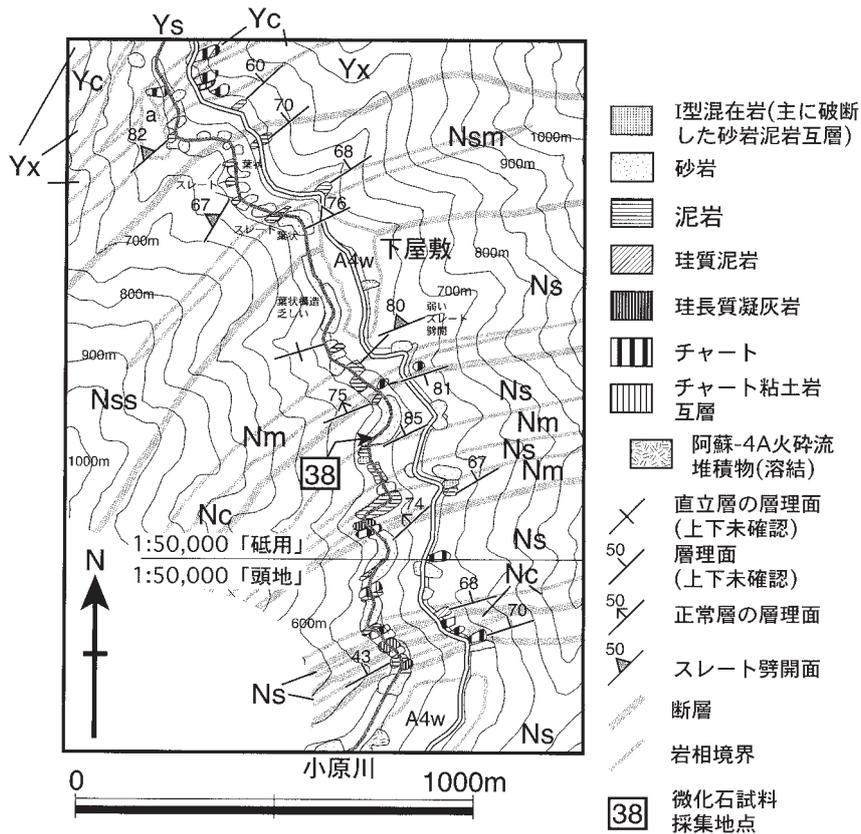
した。

泥岩試料R76445（地点30）は，*Parahsuum ovale*を産する。この種はHori（1990）の*Parahsuum simplum* II帯-IV帯のレンジを持つことから，Matsuoka（1995）の帯区分ではJR1-JR2に対比される。

一方，チャートから得られた放散虫化石は前期ペルム紀から前期ジュラ紀までの幅広い年代を持つ。R76448（地点K7）は，*Parahsuum cf. ovale*，*Katroma cf. elliptica*を産し，Hori（1990）の*Parahsuum simplum* II帯-IV帯（Matsuoka，1995のJR1）に対比されると考えられる。泥岩試料R76445より若干古い可能性が高い。R76446（地点31）は，*Pseudoalbaillella u-forma morphotype I*を産し，Ishiga（1990）の*Ps. u-forma m.I*帯（下部ペルム系）に，R76449（地点K8）は，*Ps. fusiformis*を産し，Ishiga（1990）の*Ps. globosa*帯（中部ペルム系）にそれぞれ対比される。また，R76444（地点29）は，*Pseudostylosphaera cf. magnispinosa*，*Triassocampe sp.*を産し，Sugiyama（1997）のTR3B-5B（中部三畳系ラディニアン階（Ladinian）-上部三畳系カーニアン階（Carnian））



第7.17図 仁田尾ユニットのルートマップ
Ns, Nc等の記号は地質図の凡例記号を用いた。
第7.13図の南側に連続。
「鞍岡」地域内，宮崎県東臼杵郡椎葉村耳川源流域。
nsは第7.28図参照。



第 7.18 図 仁田尾ユニット北部のルートマップ
Ns, Nc 等の記号は地質図の凡例記号を用いた。
本地域南端部から「頭地」地域、泉村仁田尾。

に対比される可能性が高く、R76447（地点 32）は、*Capnuchosphaera triassica*, *Triassocampe postdeweveri* を産し、Sugiyama (1997) の TR5A-6A の下部（上部三畳系カーニアン階）に対比される。

【紡錘虫化石】 本地域内の石灰岩からは、時代決定に有効な紡錘虫化石は得られていないが、第 7.13 図に示した「鞍岡」図幅（神戸，1957）の Loc.7（耳川源流域）では、*Neoschwagerina* sp., *Cancellina* sp. などの紡錘虫化石が報告され、これらは中部ペルム系に対比される。また、第 7.13 図に示した「鞍岡」図幅の Loc.6 では、小型の有孔虫化石が報告されている。

また、本地域東縁の川辺川源流域の石灰岩の岩体では、「鞍岡」図幅西縁部でサンゴ化石が報告されている（「鞍岡」図幅の Loc.12, 13）が、時代決定には至っていない。

7.6 仁田尾ユニット

(Nss, Nsm, Nsc, Ns, Nm, Ni, Nc) (新称)

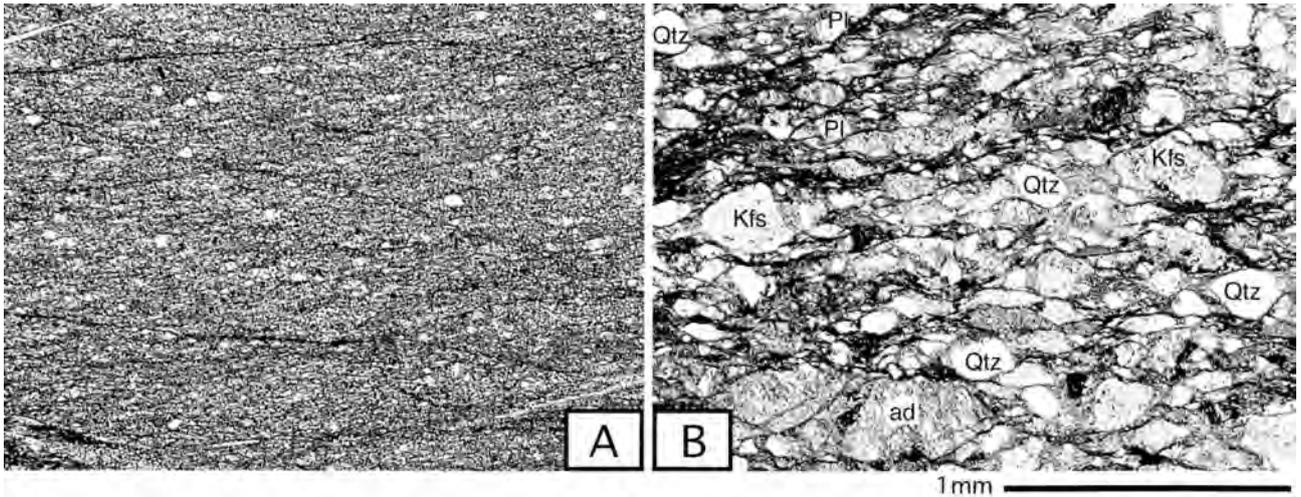
命名と定義 与奈久ユニットの南側で、三畳紀の石灰岩を含む白亜紀前期のメランジュ（球磨川沿いの神瀬層群、椎葉村地域の尾前ユニット）の北側に、本地域では、チャート碎屑岩コンプレックスが分布し、本報告では岩相

と地質構造の違いから北側の仁田尾ユニットと南側の椋木ユニット（斎藤ほか，1996）に分けた。仁田尾ユニットは本報告で示すように椋木ユニットより形成年代が古い。

仁田尾ユニットは、「鞍岡」地域の揺岳層（斎藤・神戸，1954）の一部で、椋木ユニットとともに村田（1981）の南部三宝山帯の西方延長にあたる。

西園（1996）によれば、「日奈久」地域から「佐敷」地域にわたる球磨川沿いでは、チャート碎屑岩コンプレックスが分布するのは Unit II と Unit IV A 北半部である。碎屑岩の堆積年代から見て、仁田尾ユニットは Unit II に、椋木ユニットは Unit IV A 北半に相当し、Unit III に相当する地質体は本地域には分布しない可能性が高い。松本・勘米良（1964）との比較でも、仁田尾ユニットに相当する地質体は、吉尾層の中央部、椋木ユニット相当は吉尾層の南部と四蔵層の大部分と考えられ、本報告のユニット区分と直接対応する地質体はない。

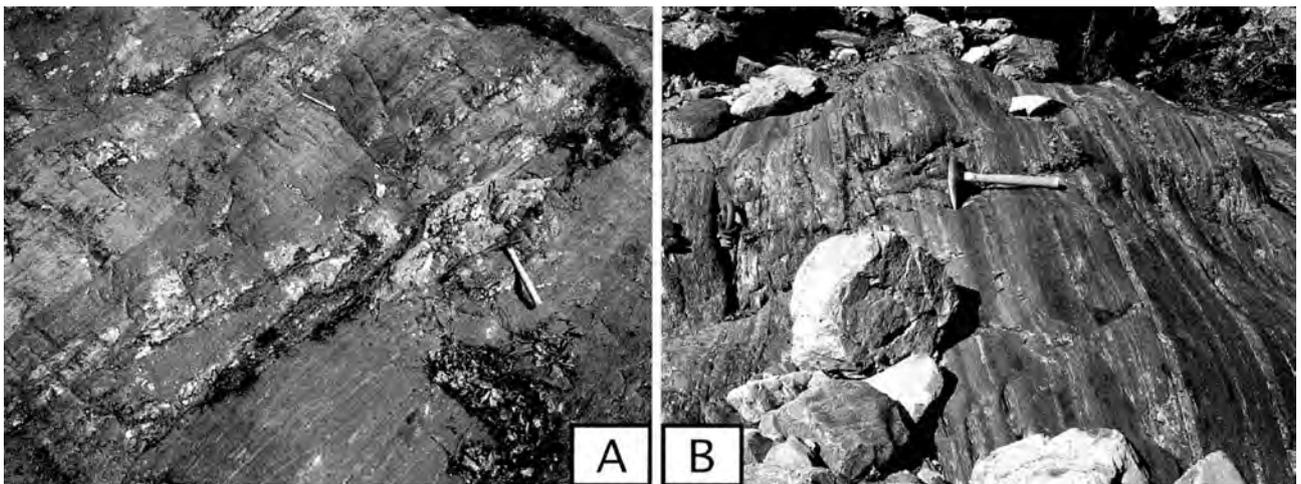
これらのことを考慮して、本地域の南東部に分布するチャート碎屑岩コンプレックスのうち、北部を新たに仁田尾ユニットと定義する。模式地は「鞍岡」地域内の耳川上流部（宮崎県椎葉村）の林道沿い（第 7.17 図）と



第 7.19 図 仁田尾ユニットの粘板岩及び粘板岩中の砂岩の薄片写真

Qtz:石英, Kfs:カリ長石, Pl:斜長石, ad:安山岩.

- A. 粘板岩. 泉村葉木, 小金峰東方の谷内川河床. 第 7.20 図 A の近傍. スレート劈開はこの薄片写真に対して緩い右上がり, みかけ右ずれセンスである. 左上がりの剪断面も見られる. GSJ R76452.
- B. 葉片状砂岩. 「頭地」地域内, 泉村保口. 保口岳南南東方 1.3 km. スレート劈開はほぼ水平. 各粒子には非対称のプレッシャーシャドーができている. 写真左端のカリ長石はみかけ左ずれセンスの非対称変形を示す. GSJ R80121.



第 7.20 図 仁田尾ユニット及び樺木ユニットの露頭写真

ハンマーの長さ 33 cm.

- A. 仁田尾ユニットの粘板岩. 砂岩の薄層が引き延ばされ, 破断している. 色の濃い部分ほど細粒. 泉村葉木, 小金峰東方の谷内川河床. 第 7.19 図 A の近傍.
- B. 樺木ユニットの泥岩. 砂岩の薄層を含む. 「鞍岡地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村尾前の耳川河床. 位置は第 7.22 図 B.

し, 副模式地を泉村仁田尾下屋敷付近の小原川河床 (第 7.18 図) とする. 名称の由来は仁田尾からとった.

分布と構造 本ユニットは本地域南東部にのみ分布する. 構造的上位 (北側) の与奈久ユニットとは, 「鞍岡」地域の耳川沿いでは, 高角の断層関係 (第 7.17 図北端) だが, 本地域内の泉村葉木の谷内川沿いや, 葉木下屋敷東方では中角北傾斜の断層で構造的上位の与奈久ユニッ

トと接する. これらは村田 (1981) 白岩山衝上断層の西方延長の可能性が高い.

「鞍岡」地域内の耳川沿いや五勇岳北東方では, 中角北傾斜の断層で樺木ユニットと接する. 両者の間には岩相の違いは認識できないが, 断層による両者の斜交関係は認識できる.

本ユニットは整然相 (チャート碎屑岩コンプレックス)

からなり、内部はチャート碎屑岩シーケンスが衝上断層で積み重なっている。本ユニットの構造的上部はスレート劈開の発達した粘板岩、スレート劈開と同様の変形を受けたと思われる葉状構造の発達した砂岩、チャートからなる。これらの岩相の存在が本ユニットと樅木ユニットとの構成要素の違いである。東方に行くと粘板岩、葉状砂岩の分布が徐々に乏しくなる。一般に東北東方向の走向を持ち、高角北傾斜である。

本ユニットの内部には、チャート碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)の積み重なりを形成した衝上断層のほか、それらをいくつかのセットに分けるような衝上断層があり、その断層沿いで岩相はユニット境界ほどでないが斜交する。

層厚(ユニット厚)は、最も層厚の厚い本地域南端部の小原川沿いで、1,500 m程度ある。耳川沿いでは、全体で4,000 m弱の分布幅があるが、内部で褶曲構造があり、それによって見かけの厚さが厚くなっている可能性がある。

岩相 本ユニットを構成する岩石種は初生的にチャート碎屑岩シーケンスを構成していたものであるが、本ユニットの構造的上部は強い変形を受けていてスレート劈開が発達する。このため、スレート劈開の発達する岩相(Nss, Nsm, Nsc)と発達しない岩相(Ns, Nm, Ni, Nc)に分けた。後者の岩相は後述の樅木ユニットと同じである。

葉片状砂岩(Nss)は、葉片状構造(スレート劈開)の発達した砂岩で、厚層理砂岩が多く、粘板岩を伴う。砂岩中の泥岩片が引き延ばされていることが特徴である。鏡下では、各粒子にプレッシャーシャドウが認められ、しばしば非対称変形の特徴を示す(第7.19図B)。粘板岩(Nsm)はシルトサイズの粒子からなり、葉片状砂岩を不規則に挟んでいる。また、河床などの露頭条件のよいところでは、引き延ばされた砂岩の細かい葉理がしばしば認められる(第7.20図A)。鏡下では、シルトサイズの粒子にスレート劈開と平行にプレッシャーシャドウができていて、それと30°程度斜交する剪断面が認められる(第7.19図A)。葉片状の層状チャート(Nsc)は、葉片状構造(スレート劈開)の発達したチャートで、割れ口がチャートほどきれいに貝殻状に割れず、劈開面に従って粗い割れ口を示す。

砂岩(Ns)は主に厚層理ないし塊状の砂岩からなり、砂岩泥岩互層、泥岩が少量挟まれる。砂岩は基本的に鏡下ではカリ長石を多く含むアレナイトである(第7.28図B)。泥岩(Nm)は、シルトサイズの粒子からなり、しばしば砂岩の薄層を含む。珩質泥岩及び珩長質凝灰岩(Ni)は泥岩に伴って分布する。このうち珩長質凝灰岩は、層状チャートと同様の層厚数cmの層状を示す。層状チャートと異なるのは、珩質泥岩を挟むことと、破断面が層状チャートとは異なって光沢がなく粗く見えるこ

とである。珩質泥岩は、暗灰色で層状である。層状チャート(Nc)は、単層が5~10 cmで、淡緑色のものが多い。珩長質凝灰岩、珩質泥岩、チャート粘土岩互層(厚さ数cmのチャートの単層と粘土岩が互層をなす)、珩質粘土岩(いわゆる“砥石”型頁岩)を少量伴う。地質図に描けるほどの大きさの珩質粘土岩はない。

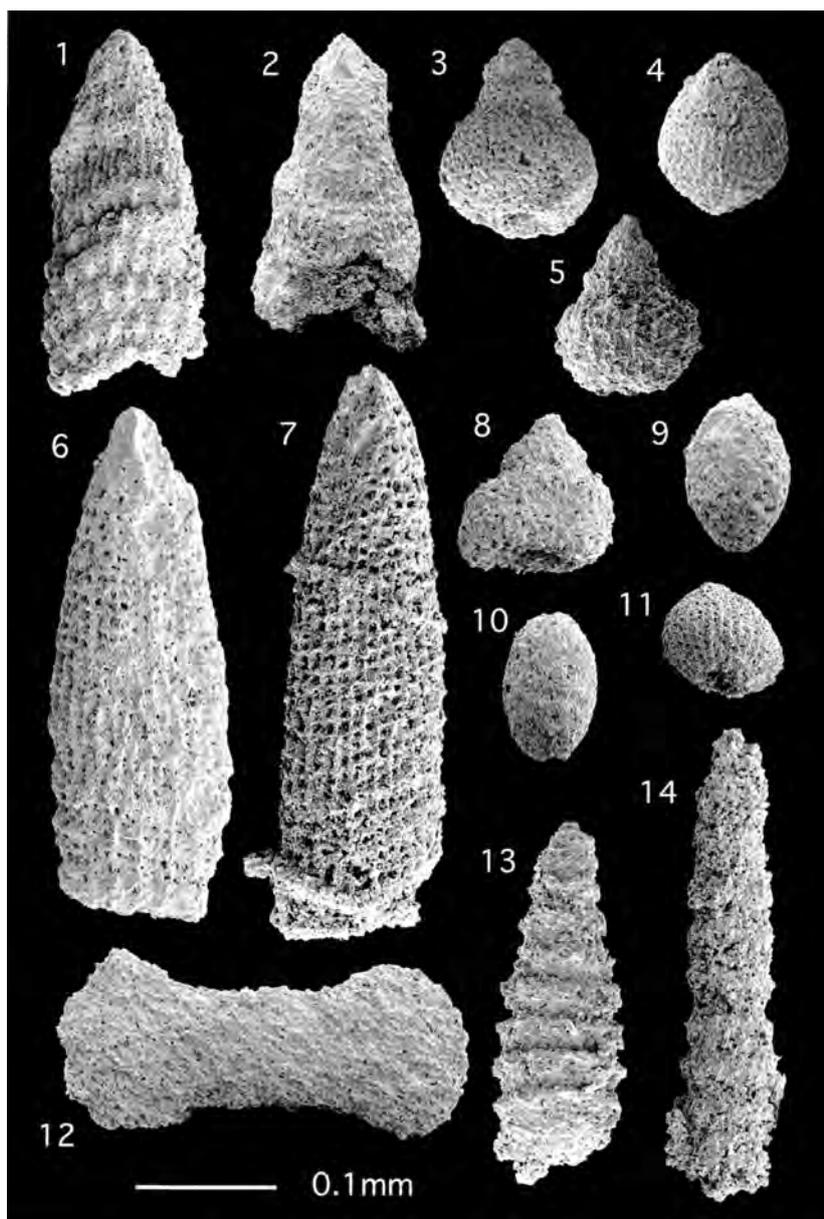
放散虫化石と時代 本ユニットの、泥岩9試料、珩長質凝灰岩(砂岩と整合関係)1試料、チャート4試料の計15試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。このうちK9-16は第7.17図に詳細な位置を示した。砂岩に挟まれる珩長質凝灰岩(R76456, 地点K9)は年代論としては泥岩と同じ陸源碎屑物として取り扱う。代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第7.21図に示す。なお、試料番号はGSJ R76456はR76456のように省略した。

チャート試料R76450(地点33)はSugiyama(1997)がTR3B-5Bのレンジを持つとした*Triassocampe post-deweveri*を産する。また、チャート試料R76453(地点36)は*Bistarkum cf. saginatum*を産し、この種はYeh(1987)では下部トアルシアン階(Toarcian)で報告されている。チャートの年代は三畳紀から前期ジュラ紀までと考えられる。

泥岩試料では、R76451(地点34)は、*Tranhsuum cf. hisuikyoense*, *Laxtorum* (?) *cf. hichisoense*を産し、Matsuoka(1995)のJR3に対比される。*Eucyrtidiellum disparile*のレンジが、Nagai and Mizutani(1990)でほぼLj帯(JR3)とされているのと整合的である。R76457(地点K10)は、Hori(1990)の*Parahsuum* (?) *grande*群集帯(JR2上部)の特徴種とした*Tranhsuum grande*と、*E. disparile*を産し、JR2-JR3境界付近に対比されると考えられる。R76463(地点K16)は*T. cf. grande*, *Hsuum cf. altile*を産し、Hori(1990)の*Parahsuum* (?) *grande*群集帯(JR2上部)にほぼ対比される。R76460(地点K13)は*Archicapsa cf. pachyderma*を産しJR2-JR4のいずれかに対比されるであろう。

R76452(地点35)は、*Stichocapsa japonica*, *Archicapsa cf. pachyderma*を産する。JR2-JR4に対比されると考えられる。

*Stichocapsa plicata plicata*はMatsuoka(1991)の*Archicapsa pachyderma*帯(Ap帯; JR2に相当)から報告されている。砂岩に挟まれる珩長質凝灰岩R76456(地点K9)は*T. cf. hisuikyoense*, *A. pachyderma*, *S. plicata plicata*を産し、ほぼJR3に対比される。R76464(地点T2)はMatsuoka(1991)がAp帯で報告した*Tricolocapsa minoensis*, *Eucyrtidiellum cf. unumaense*, *A. cf. pachyderma*を産することから、JR2-JR3に対比されると考えられる。このほか、R76454(地点37), R76455(地点38), R76462(地点K15)の泥岩試料から得られた放散虫化石もJR2-JR3の示す化石帯と矛盾しない。仁



第7.21図 仁田尾ユニットから産出した放散虫化石 (岩相, 試料番号, 位置)

岩相 (ms : 泥岩, ch : チャート, am : 泥岩層中の珪長質凝灰岩層).

位置 (数字のみ : 「砥用」地域, K : 「鞍岡」地域).

- | | |
|---|-----------------------|
| 1. <i>Tranhsuum</i> cf. <i>hisuikyense</i> (Isozaki and Matsuda) | (ms, GSJ R76451, 34) |
| 2. <i>Laxtorum</i> (?) cf. <i>hichisoense</i> Isozaki and Matsuda | (ms, GSJ R76451, 34) |
| 3. <i>Lantus</i> sp.A | (ms, GSJ R76451, 34) |
| 4. <i>Stichocapsa plicata plicata</i> Matsuoka | (ms, GSJ R76455, 38) |
| 5. <i>Sethocapsa</i> sp. | (ms, GSJ R76455, 38) |
| 6. <i>Tranhsuum grange</i> (Hori and Yao) | (ms, GSJ R76457, K10) |
| 7. <i>Parahsuum</i> sp. | (ms, GSJ R76457, K10) |
| 8. <i>Eucyrtidiellum disparile</i> Nagai and Mizutani | (ms, GSJ R76457, K10) |
| 9. <i>Archicapsa</i> cf. <i>pachyderma</i> (Tan Sin Hok) | (ms, GSJ R76460, K13) |
| 10. <i>Archicapsa</i> cf. <i>pachyderma</i> (Tan Sin Hok) | (am, GSJ R76462, K15) |
| 11. <i>Stichocapsa plicata</i> cf. <i>plicata</i> Matsuoka | (am, GSJ R76462, K15) |
| 12. <i>Bistarkum</i> cf. <i>saginatium</i> Yeh | (ch, GSJ R76453, 36) |
| 13. <i>Triassocampe postdeweveri</i> Kozur and Mostler | (ch, GSJ R76450, 33) |
| 14. <i>Triassocampe</i> sp. A | (ch, GSJ R76450, 33) |

田尾ユニットの泥岩から多くの放散虫化石が得られているものの、JR4帯に普遍的に含まれる *Tricolocapsa plicarum* が全く産出しないことから、仁田尾ユニットの泥岩の年代は、JR2-JR3に相当する前期ジュラ紀後期のトアルシアン期-中期ジュラ紀前期のアーレニアン期 (Aalenian) と考えられる。

7.7 樅木ユニット

(Mos, Mom, Moi, Moc, Mot) (模式地設定)

命名と定義 与奈久ユニットの南側で、三畳紀の石灰岩を含む白亜紀前期のメランジュ (球磨川沿いの神瀬層群、椎葉村地域の尾前ユニット) との間に、本地域では、チャート碎屑岩コンプレックスが分布し、本報告では岩相と地質構造の違いから仁田尾ユニットと樅木ユニット (斎藤ほか, 1996) に分けた。樅木ユニットは本報告で

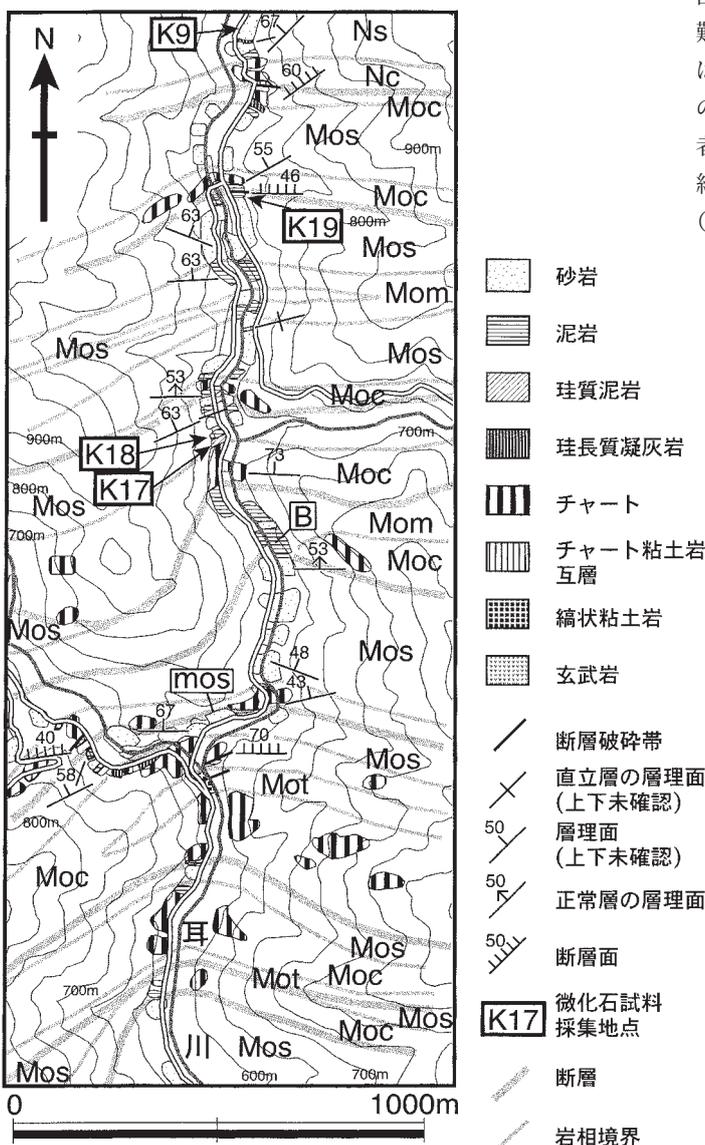
示すように仁田尾ユニットより形成年代が新しい。

樅木ユニットは、「椎葉村」図幅 (斎藤ほか, 1996) で命名された。「鞍岡」地域の揺岳層 (斎藤・神戸, 1954) の一部で、仁田尾ユニットとともに村田 (1981) の南部三宝山地帯の西方延長にあたる。

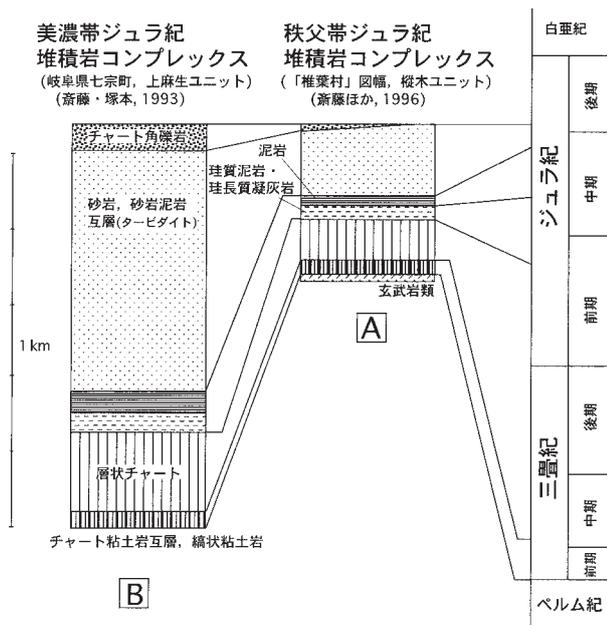
西園 (1996) によれば、「日奈久」地域から「佐敷」地域にわたる球磨川沿いでは、チャート碎屑岩コンプレックスが分布するのは Unit II と Unit IV A 北半部である。樅木ユニットは Unit IV A 北半に相当する可能性が高い。松本・勘米良 (1964) との比較では、樅木ユニット相当は吉尾層の南部と四蔵層の大部分と考えられ、本報告のユニット区分に直接対応する地質体はない。

「椎葉村」図幅 (斎藤ほか, 1996) では、模式地が設定されていないので「鞍岡」地域内の耳川上流部 (宮崎県椎葉村) の道路沿い (第7.22図) とする。名称の由来は本地域南東部の樅木である。

分布と構造 本ユニットは本地域では南東部にのみ分布し、「椎葉村」地域にかけて分布する。構造的上位の仁田尾ユニットとの境界は岩相の変化で推定することは困難である。「鞍岡」地域内の耳川沿いや五勇山北東方では、中角北傾斜の断層で仁田尾ユニットと接する。両者の間には岩相の違いは認識できないが、断層によって両者の岩相分布は斜交する。南限は構造的下位の前期白亜紀メランジュとの境界断層 (尾手納衝上断層) である (斎藤ほか, 1996)。



第7.22図 樅木ユニットのルートマップ
Moc, Mos等の記号は地質図の凡例記号を用いた。第7.17図南側に連続。「鞍岡」地域内。宮崎県東臼杵郡椎葉村耳川源流域。B: 第7.20図B。mosは第7.28図参照。



第7.23図 樺木ユニット (A) と美濃帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス (上麻生ユニット) (B) のチャート碎屑岩シーケンスの比較
A. 「椎葉村」図幅 (斎藤ほか, 1996) による。
B. 斎藤・塚本 (1993) による。

本ユニットは整然相 (チャート碎屑岩コンプレックス) からなり、内部はチャート碎屑岩シーケンス (松岡, 1989) が繰り返し衝上断層で積み重なっている。一般に東北東方向の走向を持ち、中-高角北傾斜である。碎屑岩中には一部に地質図に表現できる程度 (波長 500 m 程度) の褶曲がある。

本地域周辺では、本地域南東部から南東側の椎葉村地域北西部にかけて 4,700 m 程度の厚さがあり、最も厚い耳川流域では、2,300 m 程度である。

第7.23図に本地域から「椎葉村」地域にかけての樺木ユニット (チャート碎屑岩コンプレックス) を構成するチャートや碎屑岩の一般的な厚さを示し、比較のために西南日本内帯の美濃帯に分布するチャート碎屑岩コンプレックスの例 (美濃帯上麻生ユニット) を示した。本地域南縁部で、砂岩、泥岩、チャートそれぞれの岩相の厚さが大きい部分があるものの、本地域から椎葉村にかけての地域では、原層序 (チャート碎屑岩シーケンス, 松岡, 1989) の厚さが 200 ~ 400 m で、チャートの厚さはばらつきはあるものの 100 ~ 150 m、薄い部分では 50 m 以下、厚いところで 300 m 程度である。

岩相 仁田尾ユニットのスレート劈開の発達しない岩相と基本的に同じである。砂岩 (Mos) は主に厚層理ないし塊状の砂岩からなり、砂岩泥岩互層、泥岩が少量挟まれる。砂岩は鏡下ではカリ長石を多く含むアレナイトが多い (第7.28図A)。砂岩頁岩互層は砂岩及び泥岩の単

層が数 cm ~ 10 cm の律動的な互層である。「椎葉村」地域内の、本ユニットの最も南のスラストシートでは、砂岩をチャート角礫岩が覆うことが明らかになっている (斎藤ほか, 1996)。しかし、本地域内の砂岩にはチャート角礫岩は伴われていない。

泥岩 (Mom) は、シルトサイズの粒子からなり、しばしば砂岩の薄層を含む (第7.20図B)。しかし、河床等で磨かれていないとわかりにくい。珪質泥岩及び珪長質凝灰岩 (Moi) は泥岩に伴って分布する。このうち珪長質凝灰岩は、仁田尾ユニットの層状珪長質凝灰岩と同じ岩相で、破断面が層状チャートとは異なって光沢がなく粗いので、チャートと容易に区別ができる。珪質泥岩は、暗灰色で層状である。層状チャート (Moc) は、単層が 5 ~ 10 cm で、珪長質凝灰岩、珪質泥岩、チャート粘土岩互層 (厚さ数 cm のチャートの単層と粘土岩が互層をなす) を少量伴う。珪質粘土岩 (“砥石”型頁岩) (Mot) は厚さ数 cm 黑色の有機物に富む粘土岩と数 cm ~ 10 数 cm の灰白色の珪質粘土岩が縞状に互層をなす。チャートを含んでチャート粘土岩互層になる部分、黄鉄鉱のノジュールを伴う部分がある。小田尾ユニットの例 (第7.14図E) によく似る。シルトサイズの粒子をほとんど含まないのが特徴である。「椎葉村」図幅 (斎藤ほか, 1996) のように玄武岩類を伴うものは本地域内では見つかっていない。

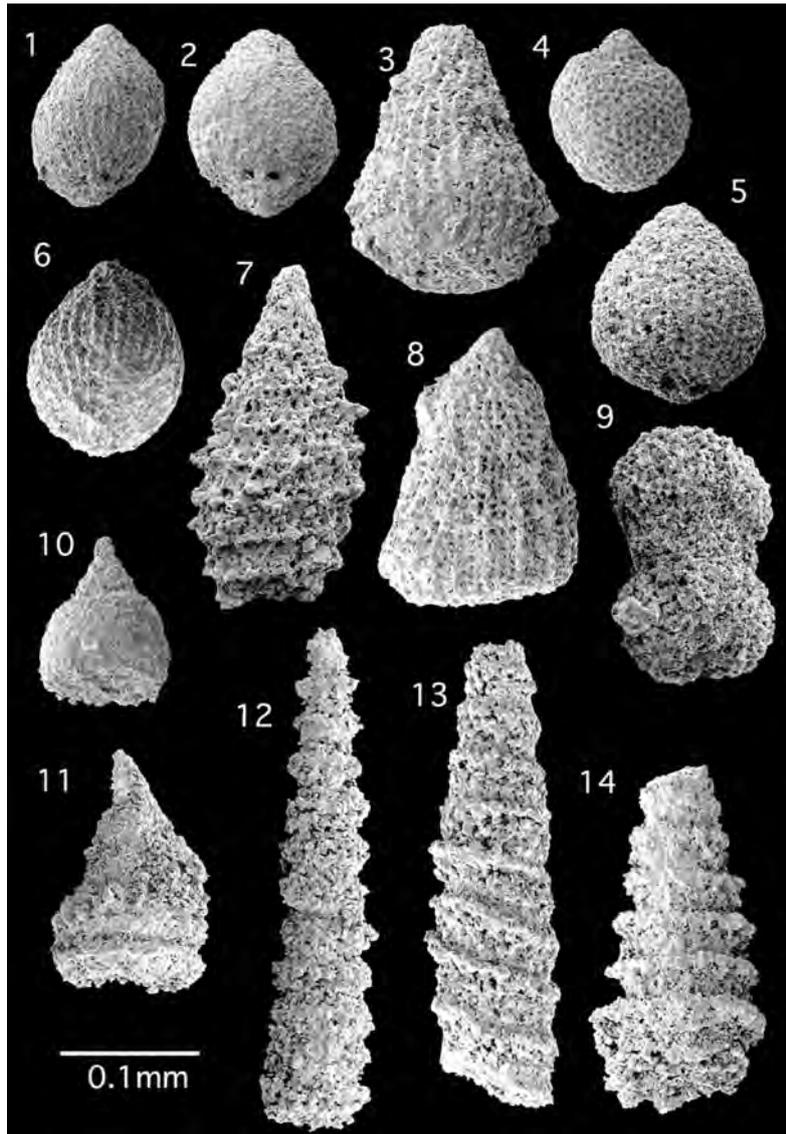
放散虫化石と地質時代 本ユニットの、泥岩 5 試料 (泥岩中の珪長質凝灰岩 1 試料を含む)、珪質泥岩 1 試料、チャート 1 試料の計 7 試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。このうち K17-19 は第7.22図に詳細な位置を示した。産出した放散虫化石の一覧を付表2に示す。また代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第7.24図に示す。なお、試料番号は CSJ R76466 は R76466 のように省略した。

チャート試料 R76466 (地点 40) は、*Triassocampe cf. coronata*, *T. postdeweveri* を産し、Sugiyama (1997) の TR3B-5B に対比される。

珪質泥岩試料 R76469 (地点 K17) は *Tricolocapsa plicarum*, *Eucyrtidiellum unumaense* を産し、JR4-JR6 に対比される。

泥岩試料 R76465 (地点 39) は、*T. plicarum*, *T. (?) fusiformis* を産し、JR76471 (地点 K19) は *T. plicarum*, *Parvincingula dhimenaensis*, *Hsuum cf. matsuoikai* を産し、ほぼ JR4-JR5 に対比される。また、R76470 (地点 K18) は、*T. cf. conexa*, *T. plicarum*, *Willriedellum cf. carpathicum* を産し JR5-JR6 に対比される。

「椎葉村」図幅 (斎藤ほか, 1996) では、樺木ユニットの珪質頁岩 (本報告の珪質泥岩)、珪長質凝灰岩から得られた放散虫化石は、JR4-JR5 に対比され、泥岩 (R63229) から得られた放散虫化石は JR6 に対比される。泥岩の年代は「砥用」地域の方がやや古い。また、



第 7.24 図 縦木ユニットから産出した放散虫化石 (岩相, 試料番号, 位置)

岩相 (ms: 泥岩, si: 珪質泥岩, ch: チャート).

位置 (数字のみ: 「砥用」地域, K 「鞍岡」地域).

- | | |
|--|-----------------------|
| 1. <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao | (ms, GSJ R76465, 39) |
| 2. <i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Yao | (ms, GSJ R76465, 39) |
| 3. <i>Stichocapsa</i> sp. | (ms, GSJ R76465, 39) |
| 4. <i>Williriedellum</i> cf. <i>carpathicum</i> Dumitrica | (ms, GSJ R76470, K18) |
| 5. <i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka | (ms, GSJ R76470, K18) |
| 6. <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao | (ms, GSJ R76471, K19) |
| 7. <i>Parvingula dhimenaensis</i> Baumgartner | (ms, GSJ R76471, K19) |
| 8. <i>Hsuum</i> cf. <i>matsuokai</i> (Isozaki and Matsuda) | (ms, GSJ R76471, K19) |
| 9. <i>Bistarkum</i> sp.A | (ms, GSJ R76471, K19) |
| 10. <i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao) | (si, GSJ R76469, K17) |
| 11. <i>Yeharaia</i> sp. | (ch, GSJ R76466, 40) |
| 12. <i>Triassocampe</i> sp. A | (ch, GSJ R76466, 40) |
| 13. <i>Triassocampe</i> cf. <i>coronata</i> Bragin | (ch, GSJ R76466, 40) |
| 14. <i>Triassocampe postdeweveri</i> Kozur and Mostler | (ch, GSJ R76466, 40) |

椎葉村図幅の樅木ユニットではペルム紀-三畳紀境界の砥石型珪質粘土岩から始まる層序が復元されている。

7.8 復元層序と対比

7.8.1 復元層序

上述のように、本図幅と「鞍岡」地域南西部では新たに各ユニットから放散虫化石が多数産出し、これまで報告されてきた紡錘虫化石、放散虫化石などの成果や、南東側の「椎葉村」図幅（斎藤ほか，1996）の成果も用いて、各ユニットの層序を復元した（第7.25図）。これによると尾前ユニット以外の各ユニットは上方粗粒化の海洋プレート層序（Taira *et al.*, 1988）を示し、かつ付加コンプレックスを特徴づけるチャート碎屑岩コンプレックスかメランジュである。

泥岩が粗粒碎屑岩の直下ないし粗粒碎屑岩中に挟まれる堆積物の場合、その年代が付加年代に近似できる。メランジュからなる小田尾、走水、与奈久の各ユニットと、整然相からなる高岳ユニットの泥質岩の年代は前期ジュラ紀で、形成年代がほぼ同じである。また、いわゆる“黒瀬川帯”の地域において、チャート碎屑岩シーケンス（松岡，1989）が衝上断層で積み重なったチャート碎屑岩コンプレックス（Kimura and Hori, 1993）はこれまで西南日本外帯では知られておらず、本地域内の高岳ユニットが初めての発見である。

また、いわゆる“黒瀬川帯”の地域に分布するメランジュの小田尾、走水の両ユニットと、いわゆる“秩父帯南帯”にされてきた与奈久ユニット（メランジュ）の形成年代が前期ジュラ紀で同じであることも重要である。これらのメランジュ間では、古生代の岩体の年代・岩相に違いがある。小田尾ユニットは後期石炭紀の矢山岳の石灰岩を伴う玄武岩類が特徴で、玄武岩類は巨晶を含む珪長質凝灰岩とも大きな岩体をなしている。一方、走水ユニットも少量の玄武岩類を伴う大きな石灰岩の岩体を含むが、中期ペルム紀の年代を示す。巨晶を含む珪長質凝灰岩は認められない。与奈久ユニットの石灰岩体の年代は「日奈久」図幅（松本・勘米良，1964）などで報告されてきた石灰岩の年代と整合的で、本図幅内の岩体が最も大きい。しかし、これら古生代の岩体の年代だけでは海洋プレートの形成年代を限定することは困難で、それぞれの海洋プレートの年代に違いがあるのかは不明で

ある。小田尾ユニットは中期石炭紀以前、走水ユニット、与奈久ユニットは前期ペルム紀以前の海洋プレートを持つとしか言えない。

走水ユニットでは、三畳系に対比される泥岩がある（第7.9図，K4）。新鮮なシルト質で均質な泥岩で混在岩ではないことから、モノチスを含むような浅海成の堆積物の可能性も否定できない。「日奈久」図幅（松本・勘米良，1964）の言う与奈久層と吉尾層の境界部に分布するモノチスを含む三畳系正常堆積物は、分布域としてはメランジュの中に帯状に分布することから、同様の関係を念頭において今後メランジュとの関係を検討する必要がある。

チャート碎屑岩コンプレックスからなる仁田尾ユニット、樅木ユニットでは、構造的下位にある樅木ユニットの方が形成年代が明らかに若く、付加コンプレックスの特徴を示す。南縁部（最下部）のチャート碎屑岩シーケンスの最上部にチャート角礫岩が存在する特徴がある（斎藤ほか，1996）。

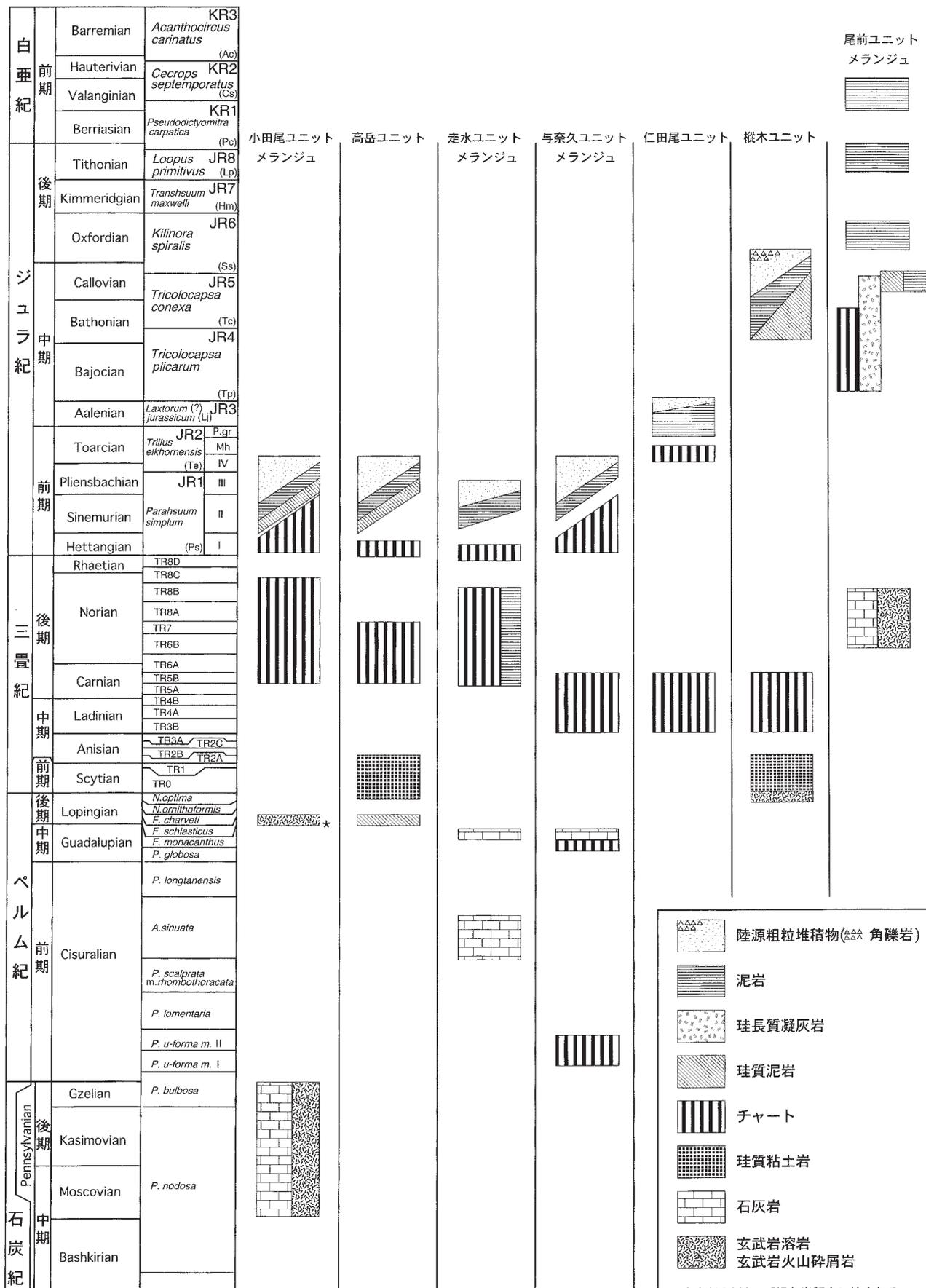
仁田尾、樅木両ユニットのチャート碎屑岩シーケンスの層厚について検討すると、第7.23図で樅木ユニットの例を示したように、仁田尾、樅木両ユニットを構成する各岩相の厚さは、西南日本内帯の美濃帯上麻生ユニットと比べて薄い。九州東部の「佐伯」地域東部、四浦半島の尺間山層の復元層序でも、チャートの厚さは100 m程度とされており（松岡，1986）、本地域の仁田尾、樅木両ユニットと大差ない。比較のために示した美濃帯上麻生地域の場合（第7.23図B）、チャートの厚さが200 m前後でチャート碎屑岩シーケンス全体の層厚が1,000 m前後である。更に「岐阜」図幅（吉田・脇田，1999）の各務ヶ原市周辺では、チャート内の繰り返しを考慮し珪質粘土岩の分布を基に復元しても、上麻生地域より更に厚く、九州のチャート碎屑岩コンプレックスに比べて著しく厚い。九州の秩父帯のチャート碎屑岩コンプレックスの場合、美濃帯チャート碎屑岩コンプレックスに比べて、各岩相の層厚が小さいか、各岩相内での断層、褶曲による繰り返しが乏しいことを意味している可能性がある。

尾前ユニットは「椎葉村」図幅（斎藤ほか，1996）で考察しているように、三畳紀の海山と樅木ユニットの構成要素と後期ジュラ紀-前期白亜紀の泥質岩が混在化してメランジュとなったものである。後期ジュラ紀以降の

(右) 第7.25図 砥石地域周辺の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの時代と岩相の関係

化石の根拠のあるものを中心にしてまとめた。尾前ユニットは本地域に分布しないので「椎葉村」図幅（斎藤ほか，1996）の結果を用いた。

放散虫化石生層序については、ジュラ系は Matsuoka (1995)、特に下部ジュラ系については Hori (1990)、三畳系は Sugiyama (1997)、石炭系-ペルム系は Ishiga (1990, 1991)、上部ペルム系は Kuwahara *et al.* (1998) を用いた。また、化石帯のコードのうち JR1, JR2 などのジュラ系のコードは Matsuoka (1995) に、三畳系のコードは Sugiyama (1997) に従った。



- 陸源粗粒堆積物(角礫岩)
- 泥岩
- 珪長質凝灰岩
- 珪質泥岩
- チャート
- 珪質粘土岩
- 石灰岩
- 玄武岩溶岩
玄武岩火山砕屑岩

* 宮本(1989)の「緑色岩類中に挟まれる酸性凝灰岩」による。

松本・勸米良 (1964)	西園(1996)	勸米良(1952)	本研究, 斎藤ほか(1996)	村田(1981)	酒井ほか(1993), 寺岡ほか(1992)		
「日奈久」図幅	球磨川流域 (「日奈久」, 「佐敷」地域 内)	日奈久図幅北東 部-砥用図幅地域	「砥用」, 「椎葉村」図幅	ほぼ「鞍岡」図幅内	「三重町」, 「犬飼」図幅		
		広平層	P2 広平ユニット				
		柿迫層*の一部	P2 深山ユニット		上鷲谷層		秩父累帯 黒瀬川帯
		下岳層群 飛石層群**	J1[JR1] 小田尾ユニット		内田層, 内山層?, 蕨野層?		
飛石層群		*石灰系正常堆積物を 含んで柿迫層とした	J1[JR1] 高岳ユニット				
		** 石灰岩を矢山岳石 灰岩層群とした	J1[JR1] 走水ユニット		片内層, 犬鳴層		
走水層			J1[JR1] 与奈久ユニット	北部三宝山帯	奥川内層, 小園層, 彦ノ内層***, 鎮南山層		
与奈久層	Unit I		J1-2 [JR2- JR3]	南部三宝山帯	尺間山層		秩父累帯 南帯
吉尾層	Unit II		J2-3 [JR4- JR6]				
	Unit IVA		J3-K1 [JR6- KR2]	南縁部三宝山帯	床木層		
神瀬層群	Unit IVB-V						
						メランジュ melange	
						整然相 coherent	

***彦ノ内層は中期ジュラ紀

第 7. 26 図 九州の秩父帯のペルム紀, ジュラ紀堆積岩コンプレックスの対比
 []内の JR1, KR2 などは, Matsuoka (1995) の放散虫化石帯 (第 7. 25). P2, J1, J2, J3 は
 それぞれの化石帯に対比される時代を表す (第 2. 3 図の時代区分).

泥質岩が海溝充填堆積物の一部なのか, 付加コンプレックスを覆っていたものがメランジュとなったものかは不明である. チャート角礫岩を多く含むことも特筆すべきである.

7. 8. 2 対比

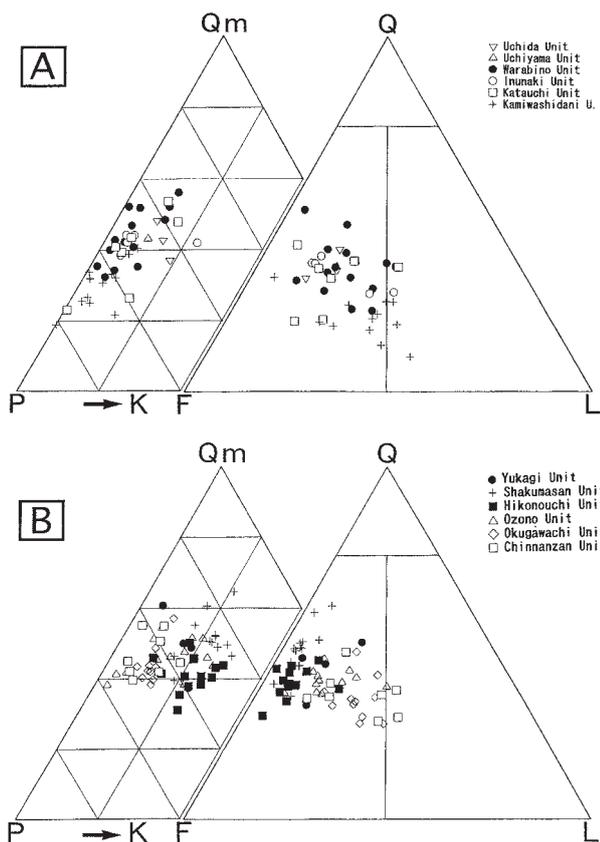
上述の結果を基に, 本地域と椎葉村地域にかけて分布するジュラ紀堆積岩コンプレックスと九州の他の地域との対比を第 7. 26 図に示した. 高岳ユニットに相当する地質体はこれまで見つかっていないが, 本地域の他の地質体は, 九州の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスが帯状に露出することから, 九州全体にわたって対比できる地質体が存在する.

構造的低位の尾前ユニットは, 秩父帯南縁部として九州から関東山地まで追跡できる前期白亜紀の年代を持ち, 三畳紀の海山起源の岩体を含むメランジュである.

その北側には本地域の樅木ユニット, 仁田尾ユニットに相当する整然相 (チャート碎屑岩コンプレックス) が基本的にどこでも認められ, 九州東部では尺間山層と呼ばれている. また, 「日奈久」-「佐敷」地域では, 本

地域の樅木ユニットと仁田尾ユニットの南西延長部の間にメランジュと考えられる地質体が分布する. 九州東部の「佐伯」図幅 (寺岡ほか, 1990) では, 尺間山層中に網代石灰岩・塩基性火山岩類と呼ばれる, 石灰岩と玄武岩溶岩・火山碎屑岩からなる薄い地層が挟まれる. また, 関東山地の「五日市」図幅 (酒井, 1987) は, チャート碎屑岩コンプレックスからなる梅沢層の中央部に石炭紀-ペルム紀の紡錘虫化石を含む石灰岩と玄武岩類が存在することを示している. これらから本地域のチャート碎屑岩コンプレックスにおける樅木ユニット, 仁田尾ユニットの区分は, 両者の間に石灰岩, 玄武岩類を含むメランジュを挟んで, 他地域にも応用できる可能性が高い.

その北側には, メランジュが九州の秩父帯全域に分布する. 本地域以西では与奈久ユニットと呼ばれ, 前期ジュラ紀の付加年代を持つ. 九州東部では断層でいくつかのブロックが区分され, 「三重町」図幅 (酒井ほか, 1993) では, 北から鎮南山, 奥川内, 小園, 彦ノ内の各層のメランジュが分布する. このうち, 南部の彦ノ内は, メランジュながら, 中期ジュラ紀の年代を持つ. 九州東部の方がメランジュの形成年代が遅くまで続いた可能性



第7.27図 九州東部の秩父帯の堆積岩コンプレックスの砂岩組成 (酒井, 1997)

- A. “黒瀬川帯”の砂岩のQFL図とQmPK図。酒井ほか(1993)によれば、上鷲谷ユニットは後期ペルム紀のメラングジュ、内田、片内、犬鳴の各ユニットは前期ジュラ紀のメラングジュである。また内山、蕨野の両ユニットはジュラ紀のメラングジュとされているが時代根拠に乏しい。
- B. “南帯”の砂岩のQFL図とQmPK図。酒井ほか(1993)によれば鎮南山、奥川内、小園、彦ノ内の各ユニットは前期-後期ジュラ紀のメラングジュ、尺間山ユニットは中期-後期ジュラ紀の整然相、床木ユニットは前期白亜紀のメラングジュである。

がある。

本地域の与奈久ユニットと走水ユニットの間には五家荘変成岩が分布し、九州全域にわたっていわゆる“黒瀬川帯”を特徴づけるとされる浅海成正常堆積物、変成岩、蛇紋岩メラングジュなどが分布する地域の南限となっている。本地域の走水ユニットと小田尾ユニットは、栗木向斜の両翼に分布する。九州西部ではこれらの分布域が正常堆積物と蛇紋岩メラングジュの分布ばかりとなって、これらに相当する構造的な下のジュラ紀堆積岩コンプレックスは分布しない。

九州東部では、いわゆる“黒瀬川帯”の中に前期ジュラ紀メラングジュが分布し、複数列の中生代浅海成正常堆

積物や蛇紋岩メラングジュに挟まれて分布する。第7.26図には分布域から、南側の片内層、犬鳴層と北側の内田層などに分けて表示したが、高岳ユニットに対応する地質体がないため、北側と南側に分けて表示しただけで、走水ユニットないし小田尾ユニットに対比できる地質体が片内、犬鳴、内田、内山、蕨野の各層という程度の意味である。なお、「三重町」図幅(酒井ほか, 1993)によれば内山、蕨野の両層は、年代根拠に乏しいため、対比は充分でない。

7.9 砂岩組成

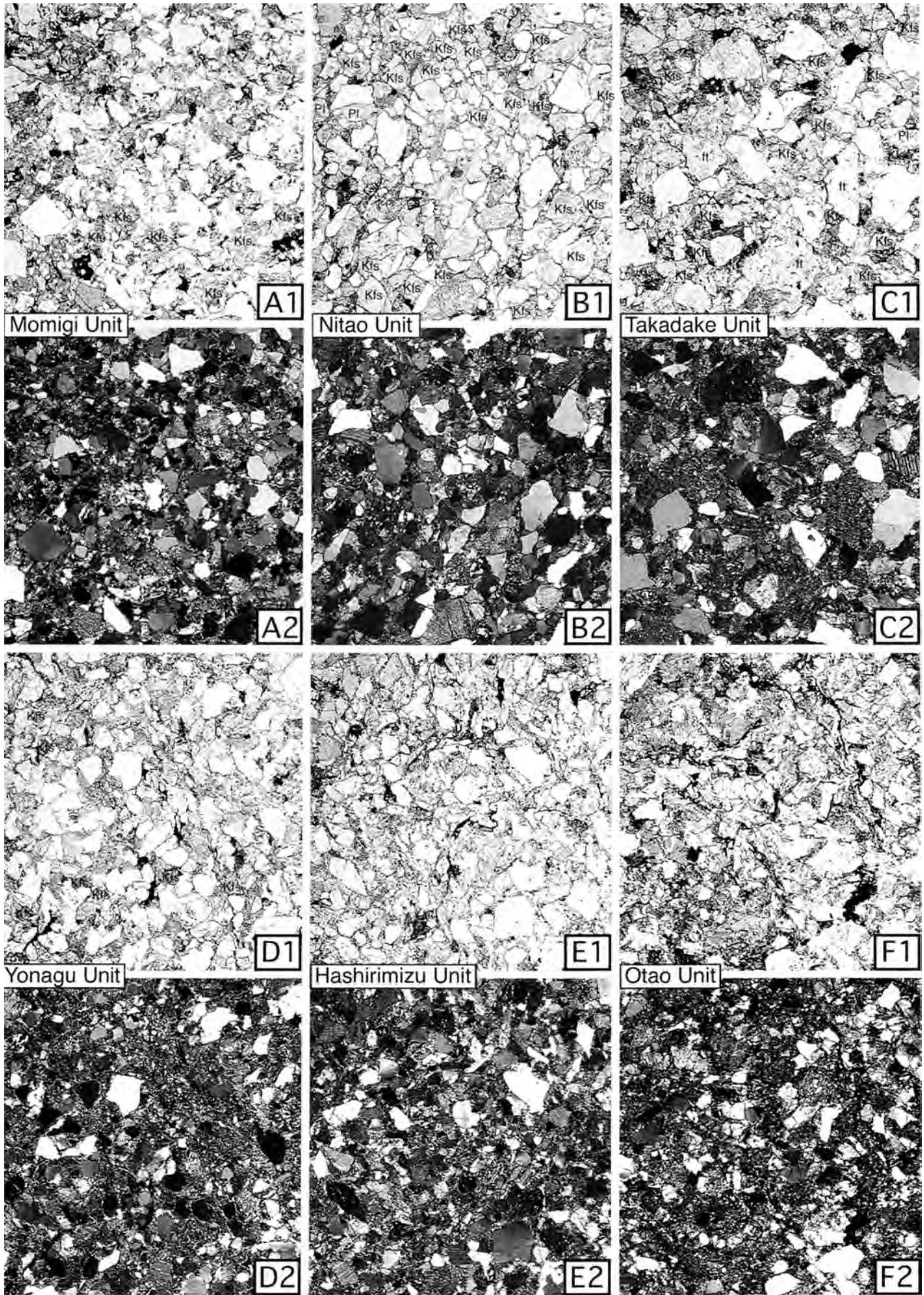
酒井(1997)は“黒瀬川帯”と“南帯”の砂岩組成を検討し、“黒瀬川帯”のジュラ紀堆積岩コンプレックスのメラングジュの砂岩組成は“南帯”の前期ジュラ紀メラングジュ(鎮南山ユニット)とよく似ていて、珪長質火山岩片を含む長石質ワッケ-アレナイトでカリ長石が少ないことを示した。そして南帯の尺間山ユニットを構成するチャート碎屑岩シーケンスの砂岩は長石質アレナイトで、カリ長石が多いことを示した(第7.27図)。そしてこの傾向は九州中・西部でも同様と述べた。

本図幅では、酒井(1997)の“黒瀬川帯”に相当する地域で、前期ジュラ紀のメラングジュの構造的な上位にチャート碎屑岩コンプレックスからなる高岳ユニットが存在することが明らかになった。このため、酒井(1997)との比較のため、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の特徴を定性的にまとめた。砂岩の典型的な薄片写真を第7.28図に、砂岩組成の比較を第7.29図に示した。ポイントカウントを行っていないので、定量的な結果ではないが、基質の量、砂岩組成にユニット間で大きな違いが認められた。

中期ジュラ紀の整然相(チャート碎屑岩コンプレックス)からなる樺木ユニット(JR4-6)と仁田尾ユニット(JR2-3)の砂岩はよく似ていて、主にアレナイトで、石英、長石片が多い。長石は、量としては斜長石の方がカリ長石より多いが、カリ長石も多く認められる。前期ジュラ紀(JR1-2)の整然相の高岳ユニットの砂岩は主にアレナイトで、前2者に比べて珪長質凝灰岩片が多い。カリ長石はしばしば含まれる。

一方前期ジュラ紀(JR1-2)のメラングジュは、整然相に比べてやや基質が多く、ワッケからアレナイト程度である。特徴的なのは、整然相に比べて圧倒的にカリ長石が少ないことである。そして、高岳ユニット同様、比較的珪長質凝灰岩片に富んでいて、樺木、仁田尾ユニットのような石英-長石質ではない。また、与奈久ユニットの砂岩はカリ長石を含むものと含まないものがある。

これらの結果のうち高岳ユニットについては、酒井(1997)が砂岩を検討した地質体の中に対応するものがないが、他の地質体については、本地域に対応するユニ



ペルム紀、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の特徴

	ユニット区分	岩相	カリ長石の有無	特徴	試料数
J2-3	樫木	整然相	◎	アレナイト	5
J1-2	仁田尾	整然相	◎	アレナイト	7
J1	与奈久	メランジュ	△	ワッケ	3
	走水	メランジュ	×	ワッケ	8
	小田尾	メランジュ	×	ワッケ	20
	高岳	整然相	◎	アレナイト	13
P2	広平	メランジュ	×	ワッケ	4
	深山	メランジュ	×	ワッケ	2

◎:大変多い, ○:多い, △:少ない, ×:ほとんどない

参考

正常堆積物の砂岩の特徴

	地層名		カリ長石の有無	特徴	試料数
K1	物部川層群	砥用層	◎		3
K1	"先外泉層群"	今泉川層	—		—
K1	"先外泉層群"	袈裟堂層	×		2
K1	"先外泉層群"	八童山層	—		—
K1	"先外泉層群"	川口層	△	石英アレナイト	4
J3	河俣層群	池原層	◎		1
J2	河俣層群	美生層	◎		5
J1	河俣層群	西の岩層	◎		2
T3		深山谷層	—		—
P2		球磨層	○		11

第 7.29 図 ペルム紀、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の特徴。

カリ長石の量:◎:多い, ○:普通, △:少ない, ×:ほとんどない。

ットがある(第 7.28 図)。酒井(1997)は九州東部の地質体区分については、「三重町」図幅(酒井ほか, 1993)、「臼杵」図幅(神戸・寺岡, 1968)に従っている。本地域の樫木, 仁田尾ユニットは, 尺間山層に対比され, 砂岩組成も極めて似ている。また, 小田尾, 走水ユニットは, 酒井(1997)の“黒瀬川帯”の砂岩組成と極めて似ている。与奈久ユニットは, 鎮南山, 奥川内, 小園, 彦ノ内の各層に対比されると考えられ, 与奈久ユニットの砂岩がカリ長石を含むもの, 含まないものがあるのは, 酒井(1997)が, 鎮南山ユニットから尺間山ユニットに向かって徐々に砂岩組成が変化するとしたことに対応している可能性がある。

これらから, 酒井(1997)が砂岩組成の傾向が九州中・西部でも同様としたことが裏付けられた。ただ, 高岳ユニットの砂岩が珪長質凝灰岩に富むことは, 酒井(1997)が“黒瀬川帯”及び“南帯”北縁の鎮南山ユニットの砂岩の特徴としたことと類似するが, カリ長石を多く含むことは, 他の中期ジュラ紀の整然相(チャート碎屑岩コンプレックス), たとえば“南帯”の尺間山ユニットや本地域の樫木, 仁田尾ユニットと類似する。このことは, 砂岩組成に時代とともに後背地が変遷していくことと, チャート碎屑岩コンプレックスの砂岩とメランジュの砂岩の後背地が異なることの両方の影響があることが予想される。後者は堆積場が異なることが後背地の違いとなっている可能性もある。

(左) 第 7.28 図 ジュラ紀堆積岩コンプレックスの砂岩の薄片写真

Kfs:カリ長石, Pl:斜長石, ft:珪長質凝灰岩。各図 1 が単ニコル, 2 が直交ニコル。スケールは共通。

- 樫木ユニット。「鞍岡」地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村, 耳川源流域。採取位置は第 7.22 図 mos. GSJ R80122.
- 仁田尾ユニット。「鞍岡」地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村, 耳川源流域。採取位置は第 7.17 図 ns. GSJ R80123.
- 高岳ユニット。「鞍岡」地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村, 耳川源流域。採取位置は第 7.9 図 ts. GSJ R80124.
- 与奈久ユニット。「鞍岡」地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村, 耳川源流域。採取位置は第 7.13 図 ys. GSJ R80125.
- 走水ユニット。「鞍岡」地域内, 宮崎県東臼杵郡椎葉村, 耳川源流域。採取位置は第 7.9 図 hs. GSJ R80126.
- 小田尾ユニット。砥用町早桶下津留の国道 446 号線沿いで採取。GSJ R80127.

第8章 前期白亜紀正常堆積物

(利光誠一・斎藤 眞・宮崎一博)

8.1 研究史と概要

「砥用」地域内の白杵-八代構造線以南には白亜紀正常堆積物として、川口層、八竜山層、袈裟堂層、砥用層が知られている (Matsumoto and Kanmera, 1949; 田中ほか, 1997 など)。この内, “日奈久帯” (第3.1 図) の延長に位置する川口層, 八竜山層および袈裟堂層は, 本地域の南西部のみに分布し, それぞれ整合的に重なる。一方, “宮地帯” (第3.1 図) の延長に位置する砥用層は地理的に離れて, 「砥用」地域のほぼ中央を, 白杵-八代構造線に沿って, 西北西-東北東に狭長に分布している。なお, この“日奈久帯”の白亜系については, すでに大谷 (1927) が河俣層と命名している。しかしながら, これは現在の知見からすると, 白亜系のみでなく, 隣接するジュラ系及びペルム系正常堆積物をも含むものである上に, 模式的な露出地と考えた久木野はペルム系の分布地である。したがって, 地層命名規約上, 当地の白亜系の名称としては無効である。

従来, “日奈久帯”に分布する白亜紀正常堆積物は, 南西隣に接する「日奈久」図幅 (松本・勘米良, 1964) では, 下位より, 川口層, 八竜山層, 日奈久層, 八代層とされ, それぞれが整合あるいは非整合に重なると考えられていた。この内, 八代層は“宮地帯”と“日奈久帯”の両方に分布するとされていたが, 田代・池田 (1987) の再検討により, 両者は層序の重なりもなく, 時代のやや異なる地層であることが明らかにされ, “日奈久帯”に分布する地層は八代層から分離され, 新たに袈裟堂層と命名された。また, この袈裟堂層から産出する二枚貝化石群は, 四国に分布する白亜系の研究で明らかにされた物部川層群 (田代, 1985b 再定義) の動物群 (テチス北方型動物群: 田代, 1994) と南海層群 (田代, 1985b) の動物群 (テチス型動物群: 田代, 1993) のうち, 後者に近いとされた。袈裟堂層及び田代・池田 (1987) により再定義された八代層は, 四国の南海層群と多少岩相上の違いがあることから, “先外和泉層群”と命名された (田代・池田, 1987)。その後, この辺りを含む地域の白亜系の地質について, 坂井ほか (1990), 村上 (1996), Sakai and Okada (1997), 田中ほか (1997, 1998a, b, 2002), 柏木ほか (2002) などの研究がなされ, 宮本ほか (2000) による砂岩の岩石学的研究もある。田代・池田 (1987) では, 上記の袈裟堂層と八代層 (再定義) のみが“先外和泉層群”とされたが, その後の田代及び田中を中心とした精力的な調査・研究により, 二枚貝化石

群集などの観点から川口層・八竜山層も“先外和泉層群”に編入された。その後, 田中ほか (2002) は, “先外和泉層群”として, 層序的に袈裟堂層と八代層の間に位置する今泉川層を新たに設立した。同時に, 層群名について命名規約上の的確性を持たせるため, 中九州層群 (定義については田中ほか, 1999 による口頭発表のみ) を仮称している。なお, 村上 (1996) は袈裟堂層を認めておらず, 坂井ほか (1990) や Sakai and Okada (1997) は上述した田代や田中の一連の研究とは異なった層序の解釈をしている。田代・池田 (1987) 以前の研究としては, 太田 (1977) による川口層の地質・層序, 藤井 (1956) による白亜系砂岩の岩石学的研究等がある。また, これらの地質体についての古生物学的研究としては, Hayami (1965a, b, 1966), Ohta (1981), Matsumoto *et al.* (1980), Tamura (1973), Tamura and Nishida (1989), Tashiro (1990) などがある。

“宮地帯”の白亜系としては砥用層のみが分布し, 上記の“日奈久帯”の白亜系とは地理的にも離れて分布している。砥用層は松本・勘米良 (1952) により, 八代層の上に不整合に重なる地層として設立され, 上部白亜系下部に対比された。その後, 砥用町南部の砥用層から遠越・元島 (1967), Matsumoto *et al.* (1968) により前期白亜紀のアンモナイトの産出が報告され, 以降, アプチアン期 (Aptian) -アルビアン期 (Albian) の地層と考えられている。なお, 八代市宮地地域に分布する砥用層とされていた地層は八代層との層序関係から砥用層とは異なると判断され, 宮地層として分離された (松本, 1967)。砥用層は, その岩相から, 四国の物部川層群の日比原層上部層に対比され, 産出する二枚貝化石群はテチス北方型動物群に位置づけられている (田代, 1993; 河野ほか, 2002)。「砥用」地域における砥用層に関しては, Matsumoto (1954), 遠越・元島 (1967), Matsumoto *et al.* (1968), 田中・谷村 (1976), 渡辺ほか (1984), 河野ほか (2002) により地質図が公表されてきた。しかし, ほとんどが概略図であり, 河野ほか (2002) により初めてその複雑な地質構造を反映した地質図が示された。なお, 河野ほか (2002), 斎藤・利光 (2003) などでは, 砥用層の分布域の中に白亜紀以降の珪長質貫入岩類が分布するとされたが, その後の調査・検討ではこの貫入岩の存在について検証できなかった。

上述したように, 近年の四国の白亜系の研究の進展に伴い, 堆積場の大きく離れた2つの地層群 (物部川層群と南海層群) が認識され (田代, 1985a), そこから産出

する二枚貝化石群が大きく2つのフォーナ（テチス北方型動物群とテチス型動物群）に分けられることが明らかとなった（田代，1985b，1993，1994，1995など）。そして，この2つのフォーナの古生物地理的考察を通して，堆積時には地理的に大きく離れていた物部川層群と南海層群が，黒瀬川構造帯の大規模な横ずれ運動により，現在隣接して位置するという解釈がなされた（田代，1985a，2000など）。テチス型動物群を含む“先外和泉層群”は，南海層群に近い堆積場の地層群と考えられている。一方，この2つの動物群の古生物地理や九州中南部の浅海成白亜系の堆積盆の形成過程に関する異なった見解も出されている（坂井ほか，1990；松川・恒岡，1993など）。いろいろな解釈がなされている中で，調査地域内に両者の関係を論じうる露出部分がないことや，最近の研究からこれまで対立的にとらえられていた上記の2つの動物群の混在型のあることが報告され（近藤ほか，1999；香西・石田，2003など），二枚貝化石群に基づく古生物地理を再考する必要性が指摘されていること，更に南海層群・“先外和泉層群”の特徴を有する地層を非整合的に物部川層群が覆う場所があること（例えば，大分県津久見市無垢島地域：高橋ほか，2003）から，本報告では地体構造的な解釈には触れずに，“白杵-八代構造線以南の白亜系正常堆積物”として一括して扱う。ただし，便宜的に田代（1993）などの二枚貝化石群に基づいて，“先外和泉層群”（四国の南海層群相当層）と物部川層群相当層の2つに区分に従って記述する。この白亜系正常堆積物のルート柱状図とその位置図を第8.1図，第8.2図，第8.12図，第8.13図，第8.14図に示し，以下に各々の地層について記す。

8.2 “先外和泉層群”

地層名 田代・池田（1987）により，先外和泉層群と命名され，田中ほか（1999）は中九州層群と仮称したが，本報告では地層命名規約上の観点から，“先外和泉層群”と表記する。

模式地 「日奈久」地域内の坂本村袈裟堂-下深水北方地域（袈裟堂層）と八代市南東部の上宮山付近（八代層）。田代・池田（1987）の研究以降，いくつかの層（formation）が断片的に“先外和泉層群”に加えられてきたが，正規に本層群の再定義や新たな模式地の指定がなされないままとなっている。

層序関係 四国の南海層群はジュラ紀-白亜紀初期の鳥巢層群に整合あるいは非整合で重なる（田代，1985b；田代・川村，1995など）とされ，同様に“先外和泉層群”は鳥巢層群相当層（「日奈久」地域の坂本層・黒崎層など）に整合あるいは非整合に重なりとされる（田代ほか，1994など）。しかし，これらは断層関係にあるとする見解（坂井，1998など）もあり，検討を要する。

層序区分 熊本県では，下位から，川口層，八竜山層，袈裟堂層，今泉川層，八代層が“先外和泉層群”に含まれるとされるが（高橋ほか，2003など），「砥用」地域では，八代層を除く4層が分布する。

年代・対比 高橋ほか（2003）によれば，川口層から八代層にかけてはバランギニアン期（Valanginian）-中期アルビアン期の堆積年代が考えられており，岩相上，及び産出する二枚貝化石群から四国の南海層群に対比される。

8.2.1 川口層（Kwm, Kwa）

命名 松本・勘米良（1952）による。

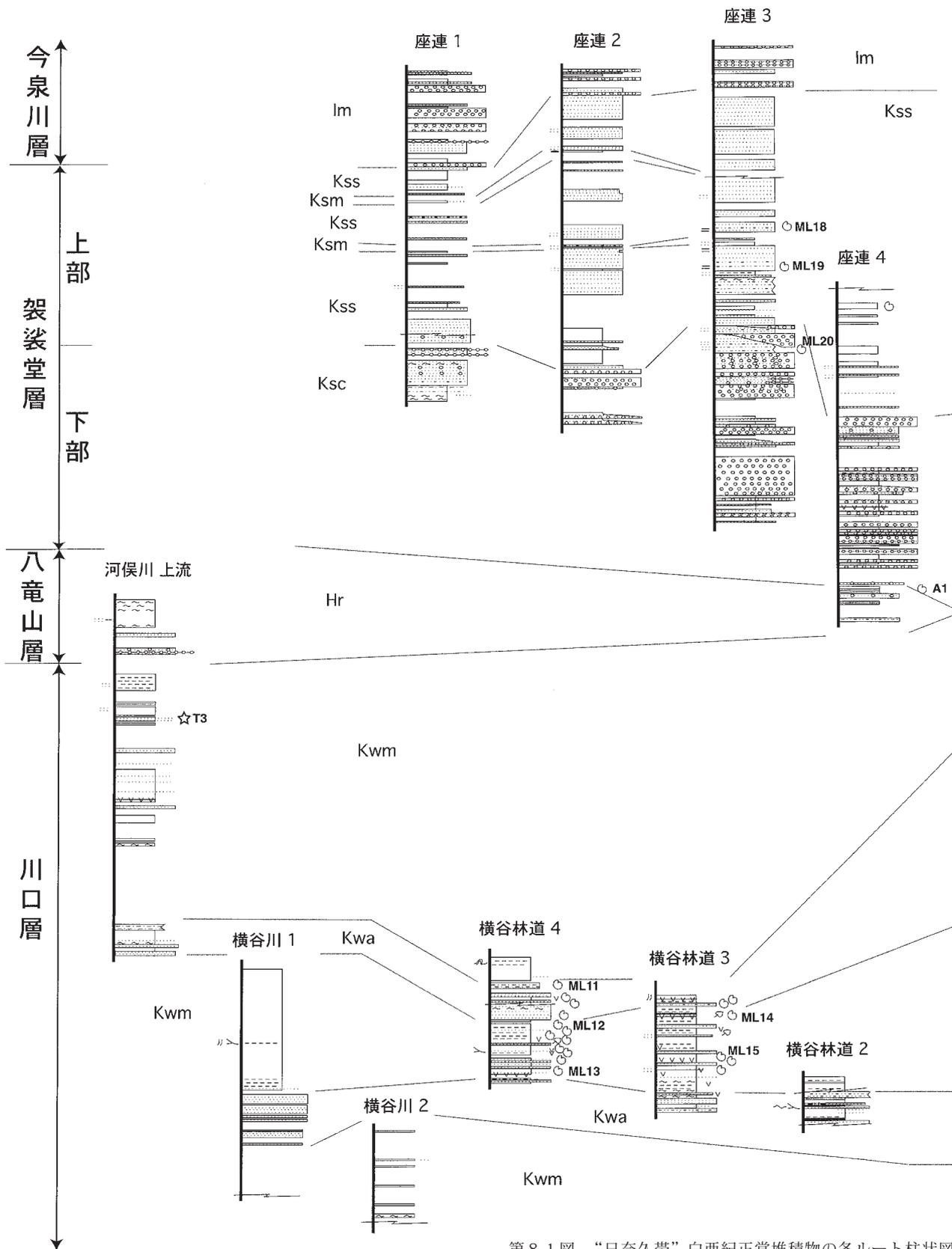
模式地 南西隣の「日奈久」地域内の球磨川と深水川の合流点の八代郡坂本村川口付近とその対岸（松本・勘米良，1952）。ただし，基底部に関しては，松本・勘米良（1964）により^{しよろ}溢利北西の谷が提示されている。

層序関係 「砥用」地域では，本層はペルム紀の球磨層やジュラ紀後期の池の原層と断層で接するので，層序的な関係については不明である。熊本県葦北郡田浦町海浦地区（「日奈久」地域内）では川口層の下位にジュラ紀の海成層（黒崎層：Tamura and Murakami，1986）が見られ，この両層の関係は不整合（Tamura and Murakami，1986），あるいは整合とする考えがある（田代ほか，1994）。

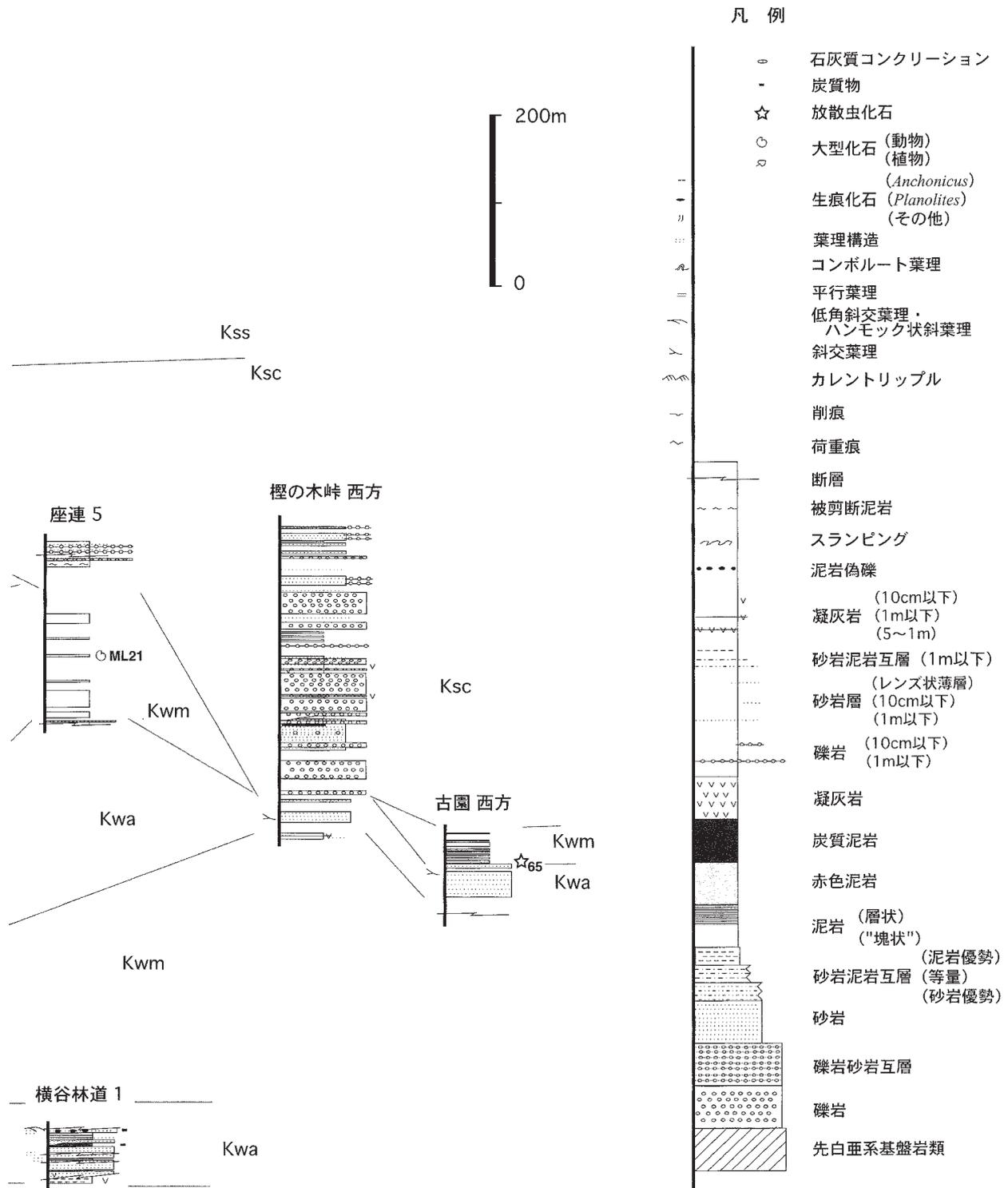
分布・構造 「砥用」地域では，本層の分布は南西部（東陽村河俣-泉村栗木）のみに限られる。ここでは檜の木峠-馬石峠間にあるENE-WSW方向の向斜軸を中心にして馬蹄形に分布している。ただし，この馬蹄形の北翼は檜の木峠断層で切れ，一部しか分布していない。なお，泉村仁田尾の小原川の西側支流の上流域では道路際に，川口層の砂岩と類似する白色アレナイトの転石が見られるが，露頭としては確認できていない（第4.11図）。これが川口層のものかどうかについても現時点では判断できない。

岩相 模式地などでは，礫岩あるいは砂岩から，砂岩泥岩互層・泥岩にいたる，数回の小堆積サイクルからなりとされるが，本地域内では，砂岩，泥岩，及び砂岩泥岩互層が主で，わずかに礫岩層も見られる。下位層と断層で境されるため，本地域では中部から上部が露出しているものと思われる。本層には特徴的な白色アルコース質あるいは石英質アレナイト砂岩の卓越する部分が2層準に見られる。

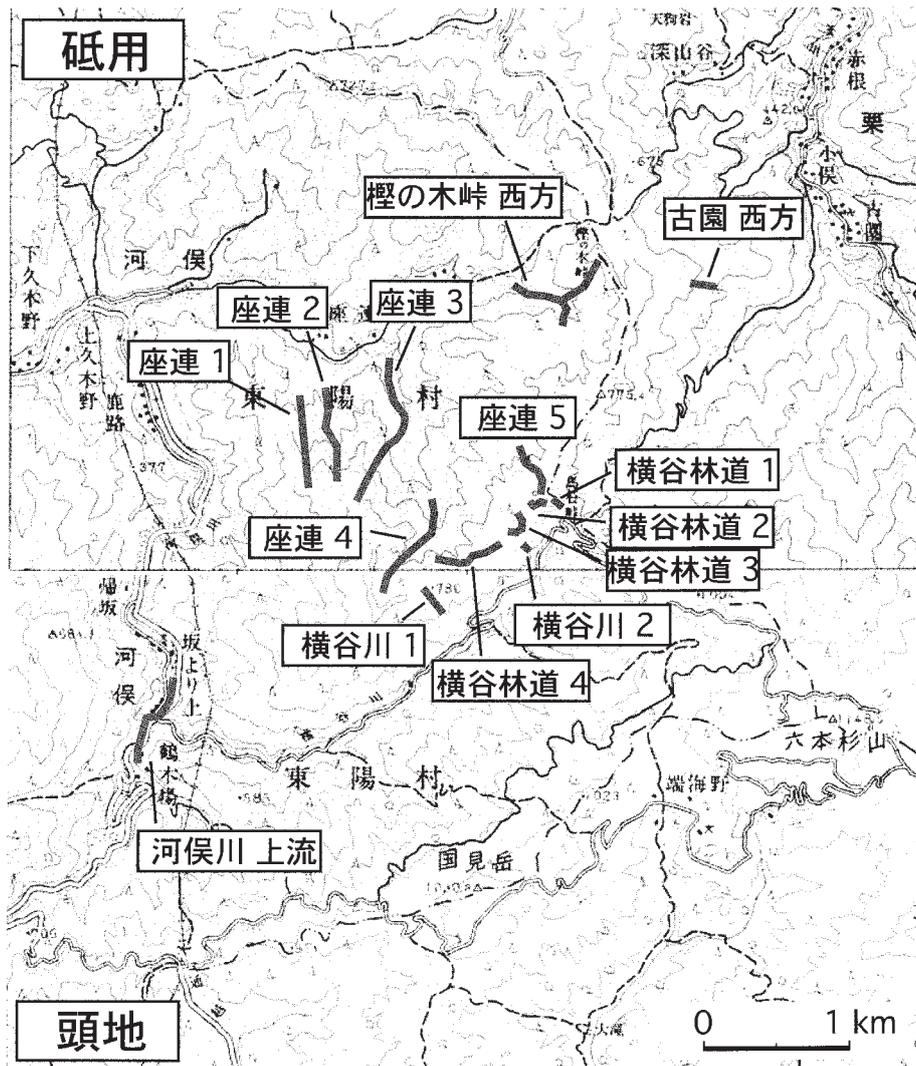
分布している部分での下部は，南接する「頭地」地域内の横谷川北側斜面沿い（馬石峠の南西方）で見られ，ここでは露出不良ながら100 m以上の厚さの，やや緑色を帯びた凝灰質泥岩が分布する（第8.1図，第8.2図）。馬石峠の北側の谷では，泥岩の露出の間に，直径数mm～2 cm程の珪長質凝灰岩やチャートの角礫からなる厚さ数10 cm程度の礫岩層が見られることがある。馬



第 8.1 図 “日奈久帯” 白亜紀正常堆積物の各ルート柱状図
柱状図を作成した調査ルートは第 8.2 図に示す。



大型化石及び放散虫化石の産出層準の主要なものに番号を付した。化石の産出地点は第 8.5 図, 第 8.6 図参照。



第 8.2 図 “日奈久帯” 白亜紀正常堆積物の柱状図作成ルート
 基図は国土地理院発行，5 万分の 1 地形図「低用」及び「頭地」の一部を使用。

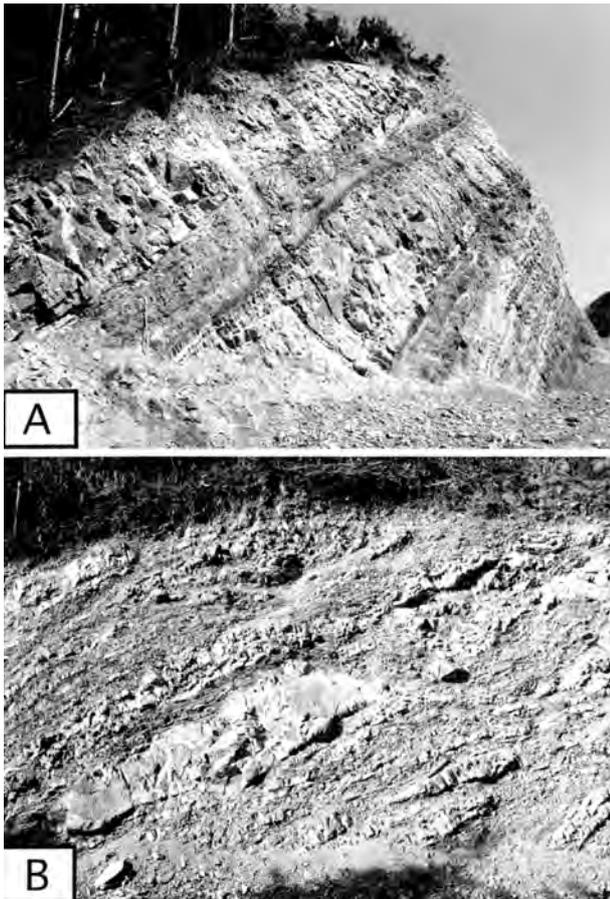
石峠付近から始まる横谷林道沿いではこの上位に厚さ約 100 m にわたり，単層の厚さ数 m 程の白色アルコース砂岩層が卓越する。この砂岩の粒径は中粒-極粗粒で，時折，細礫サイズの石英粒を含み，泥岩の岩片を含むこともある。葉理構造の見られることもあり，低角の斜交葉理も観察された。砂岩層の間には凝灰質泥岩が挟まり，細粒の部分（粘土岩質）と粗粒の部分（シルト岩）がそれぞれ数 cm ~ 10 数 cm の層状をなしていることもある。また，時折，炭質泥岩も挟まれる（第 8.3 図 A）。

この上位には 70 ~ 100 m 程の厚さの泥岩優勢層が重なる。凝灰質泥岩もよく見られ，数 cm ~ 1 m 程の厚さの珪長質凝灰岩層も時折挟まれる。まれに炭質泥岩薄層も挟まれる。泥岩には厚さ数 cm ~ 1 m の細粒-極細粒砂岩層も比較的良好に挟まれ，時に，互層状を呈する。砂岩には葉理構造が見られることが多い。この泥岩優勢部

分では二枚貝や巻貝化石，植物の破片の密集層の見られることが多い。なお，林道横谷線の北端部では，上位の袈裟堂層と断層で接する部分があり，この付近では砂岩が著しくレンズ化し，泥岩もひどく剪断を被っており，幅 60 ~ 70 m の剪断帯がある（第 8.3 図 B）。

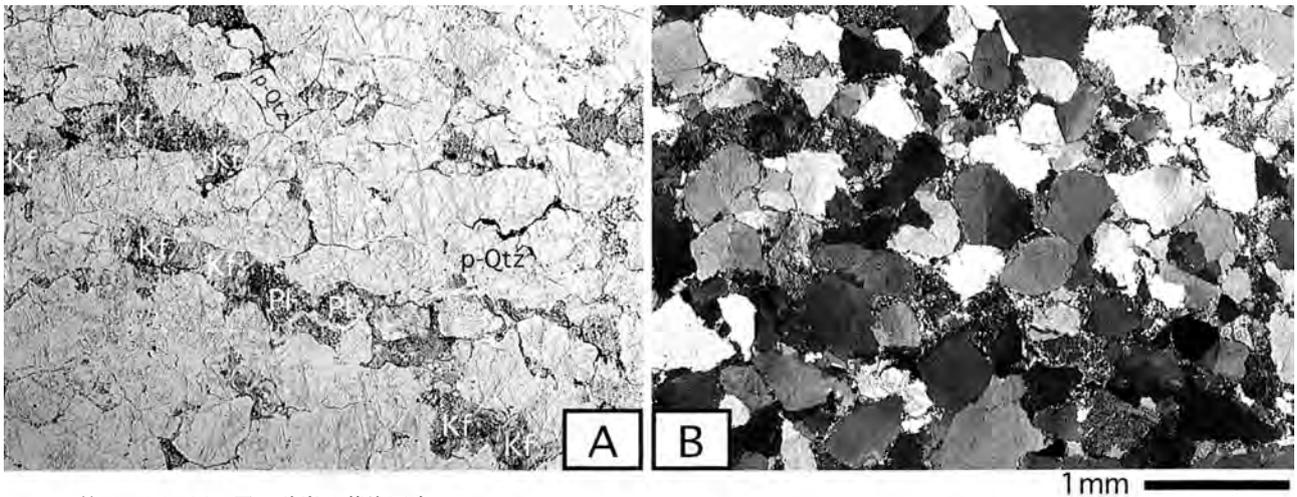
この上位では，約 50 m の厚さにわたって，白色アルコース細粒-粗粒砂岩層が優勢となる。ここでは，厚さ 3 m 以上の厚層細粒砂岩層や 20 ~ 30 cm の層状砂岩層からなる。この砂岩層や，砂岩層に挟まれる泥岩にも二枚貝化石の密集層が時折観察される。

この上位には再び泥岩優勢層が重なる。「頭地」地域内の河侯川上流では泥岩中に時折，細粒-極細粒砂岩層や珪長質凝灰岩層が挟まる。砂岩層はアルコース質のものが多く，凝灰質砂岩も時折挟まれる。この泥岩優勢層は，河侯川上流では 350 m 以上の層厚があるが，栗木付



第 8.3 図 川口層の露頭写真

- A. 川口層に特有の白色アルコース質砂岩と凝灰質泥岩（一部炭質泥岩）の互層が発達する（林道横谷線沿い，馬石峠付近）。スケール（中央左）は 1 m.
- B. 近くに断層があるため砂岩はレンズ化し，泥岩は著しく剪断を被る（林道横谷線沿い，馬石峠付近）。ハンマー（中央右寄り）の長さ約 33 cm.



第 8.4 図 川口層の砂岩の薄片写真

石英粒子が極めて多いアレナイト。粒径が 0.5 mm 程度で，分級度が高い。記号を入れていない透明粒子は石英である。東陽村-泉村境界の檜の木峠付近。PI：斜長石，Kfs：カリ長石，p-Qtz：多結晶石英。
A：単ニコル，B：直交ニコル。

近や檜の木峠西方では上位層による削剥を受けて薄化・せん滅している。

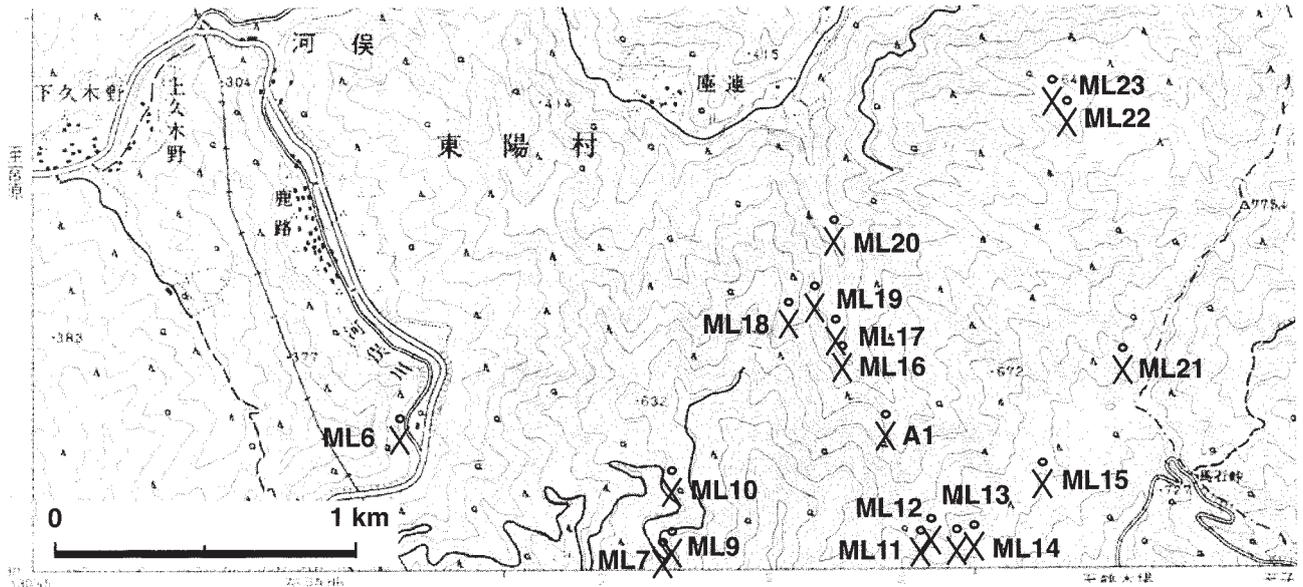
檜の木峠付近の砂岩は，石英粒子がきわめて多く，斜長石・カリ長石を含むアレナイトであった（第 8.4 図）。これから，碎屑物の供給源（後背地）が花崗岩質岩であることが示唆される。

層厚 「砥用」地域においては，本層は下限を断層で境され，上限の少なくとも一部は削剥されているので詳細は不明であるが，露出する限りでは 600 m 以上。

化石・対比 本層には，多くの大型化石産出層準があり（第 8.1 図，第 8.5 図，第 8.6 図，第 8.1 表），ほぼ中部付近に集中する。ここから二枚貝や巻貝類が産出し，破片化した植物化石の密集部も見られる。二枚貝は汽水生のものが数多く知られ，隣接する「頭地」及び「日奈久」地域の産地からの標本も含めて，田中ほか（1998a, b）によって第 8.2 表の種類が報告されている。

第 8.2 表に示した二枚貝類の内，*Pterotrigonina* (s.l.) *kawaguchiensis* は徳島県の南海層群狸谷層（Tashiro and Hashimoto, 1994）から報告されているが，物部川層群からは見つからない種類である（田中ほか，1998a, b）。残念ながら，年代を指示する種類は産出していない。本層の上位層である八竜山層がアンモナイトによりバレミアン階（Barremian）に対比されること（村上，1996），また，川口層の下位にあたる田浦地区の黒崎層がジュラ紀と考えられ（Tamura and Murakami, 1986），更に九州・四国の相当層（山部層・美良布層）との対比から川口層の年代はオーテリビアン期（Hauterivian）と推定されている（田代ほか，1994；田中ほか，1998a, b）。

また，本層の上部にあたる 2 つの地点（地点 T3，65）の泥岩から，ジュラ紀の放散虫化石を得た（第 8.1 図，



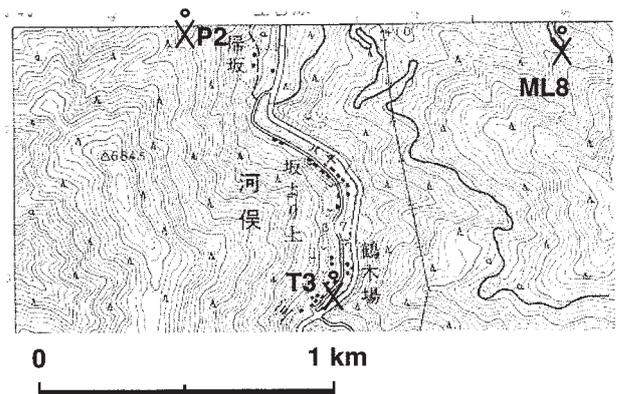
第 8.5 図 “日奈久帯” 白亜紀正常堆積物から得られた化石の産出地点
 既存の文献からプロットした産出地点に本報告の調査で得た化石産出地点を加えて示した。ML は軟体動物化石，A は軟体動物化石以外の動物化石を示す。各地点に関するデータは第 8.1 表参照。基図は国土地理院発行，2 万 5 千分の 1 地形図「柿迫」の一部を使用。

第 8.6 図，第 8.7 図，付図 1，付表 1)。GSJ R76495 (地点 65；付図 1，付表 1) からは，*Archaeodictyomitra* sp., *Loopus* aff. *primitives*, *Tricolocapsa plicarum* が産出した。これらは Matsuoka (1995) の *Tricolocapsa plicarum*-*Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯 (中-後期ジュラ紀) に対比されると考えられる。また，GSJ R76494 (地点 T3，「頭地」地域内；第 8.6 図，付図 1，付表 1) からは，Matsuoka (1983) の *Williriedellum* sp.A が得られた。Matsuoka (1983) の *Williriedellum* sp.A の層序的分布は *Tricolocapsa conexa*-*Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯 (またはそれ以上) とされている。しかし，川口層の年代は上・下位の地層から産する大型化石や柏木ほか (2002) の放散虫化石の示す年代によって前期白亜紀のバラングニアン期-オーテリビアン期であることが知られている。加えて，柏木ほか (2002) は，球磨川東方の下深水付近の川口層とされる地層から後期ジュラ紀の放散虫も報告し，1 つの可能性として再堆積化石種を考えている。GSJ R76494，R76495 も同様の再堆積化石種の可能性が考えられるが，断定はできない。この問題に関しては，川口層の堆積年代の範囲も含めて今後検討を要する。

年代 上述したように，隣接地域の化石情報から本層の堆積年代はバラングニアン期-オーテリビアン期と考えられる。

8.2.2 八竜山層 (Hr)

命名 松本・勘米良 (1952) による。もともと八龍山層と記されたが，松本・勘米良 (1964) では八竜山層とい



第 8.6 図 “日奈久帯” 白亜紀正常堆積物から得られた化石の産出地点
 記号 ML は軟体動物化石，P は植物化石，T は放散虫化石。基図は国土地理院発行，2 万 5 千分の 1 地形図「宮園」の一部を使用。

う表記もなされている。

模式地 「日奈久」地域内の八代郡坂本村八竜山の頂上付近。

層序関係 下位の川口層に整合に重なると思われるが (太田，1977；田中ほか，1998a, b)，残念ながら両者の関係を直接観察できる露頭は見出せなかった。しかし，坂井ほか (1990)，坂井 (1998) は堆積相解析から非整合の可能性を示唆している。上位の袈裟堂層により局地的に大きく削剝を受けており，本層を欠いて下位の川口層の上に，上位の袈裟堂層が不整合に重なる部分がある。

第8.1表 “日奈久帯”白亜紀正常堆積物から得られた化石の産地一覧
引用文献の表記のないものは本報告の調査で採集した地点を示す。

産地番号	概要	原番号	引用文献	層準
ML6	二枚貝	TST-19	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML7	二枚貝	TST-15	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML8	アンモナイト (転石)			袈裟堂層 (上部)
ML9	巻貝、二枚貝			袈裟堂層 (上部)
ML10	二枚貝	TST-14	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML11	巻貝、二枚貝	TSH-08	田中ほか(1998b)	川口層
ML12	巻貝、二枚貝			川口層
ML13	巻貝、二枚貝	TSH-07	田中ほか(1998b)	川口層
ML14	二枚貝			川口層
ML15	二枚貝	TSH-06	田中ほか(1998b)	川口層
ML16	二枚貝	TSA-09	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML17	二枚貝	TSA-08	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML18	二枚貝	TST-06	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML19	不明	TST-18	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML20	二枚貝	TST-04	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML21	二枚貝	TSH-05	田中ほか(1998b)	川口層
ML22	二枚貝	TST-09	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
ML23	二枚貝	TST-08	田中ほか(1998b)	袈裟堂層 (上部)
A1	ウニ	TSA-10	田中ほか(1998b)	八竜山層
P2	シダ植物			袈裟堂層 (上部)

第8.2表 川口層産の二枚貝化石一覧

Isodomella matsumotoi Ohta
Aguilerella (Yoshimopsis) nagatoensis (Ohta)
Eomiodon matsumotoi Ohta
Tetoria yoshimoensis Ohta
Hayamina carinata Tashiro and Ohnishi
Hayamina sp.
Crassostra ryosekiensis (Kobayashi and Suzuki)
Ostrea sp.
Pterotrigonia (s.s.) kawaguchiensis Tamura and Nishida
Yabea sp.

田中ほか(1998a, b)による

分布・構造 「砥用」地域南西部の東陽村座連付近の白亜系分布域中の栗木向斜の南翼の中にある小さな複雑曲の軸部に分布する。このあたりでは、南接する「頭地」地域内の鶴木場付近の河俣川上流に沿って、現在は露出状況が良くないものの、川口層から連続すると思われる分布が見られる(第8.1図, 第8.2図)。しかし、すぐ北側で幅10m以上ある剪断帯を伴う断層により切られる。このため、この付近の八竜山層に関しては下部と上部の断片的な情報しか得られない。

岩相 基底部分は露出しないので不明であるが、この地域を含めて広汎に調査した田中ほか(1998a, b)によれば、灰白色の塊状ないし厚く成層した粗粒砂岩から始まり、部分的に淘汰の良いチャートの細礫からなる礫岩を伴い、その上位には石灰質泥岩や暗灰色-黒色の泥岩が

厚く堆積するという。当地域では、下部にあたる部分に淘汰の良い細粒砂岩があり、礫質の中粒-粗粒砂岩や細礫礫岩層の薄層も見られる。上部には厚い層状泥岩があり、単層の厚さが15~20cmの砂岩層からなる砂岩優勢砂岩泥岩互層や数m程の厚さの含細礫中粒砂岩層を挟む。

堆積・造構の見地から、坂井ほか(1990)は、一般的に八竜山層をタービダイト海盆堆積物と位置づけている。

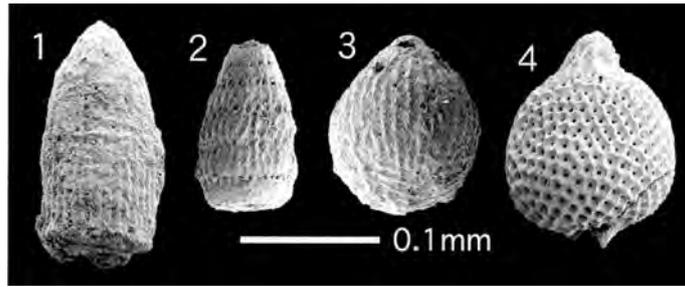
層厚 本地域では完全な層序を確認できていないので、層厚は不明であるが、露出する限りでは、河俣川沿い鶴木場付近で川口層の上位に層厚約70m、座連の南方の沢では袈裟堂層の下位に層厚約50mが認められる。一方、田中ほか(1998a, b)は全層厚約190mと見積もっている。

化石・対比 「砥用」地域内では、本層から属種同定不能のウニ化石の産出があるのみである(田中ほか, 1998b; 地点A1: 第8.5図)。村上(1996)は、南西方に隣接する「日奈久」地域内の下深水地区や原女木地区の八竜山層(村上, 1996の地点1251, 5245及び5211)から *Pulchellia (Heinzia) cf. provincialis* (d'Orbigny) 及び *P. compressissima* (d'Orbigny) を得ており、パレミアン階に対比している。

8.2.3 袈裟堂層 (Ksc, Kss, Ksm)

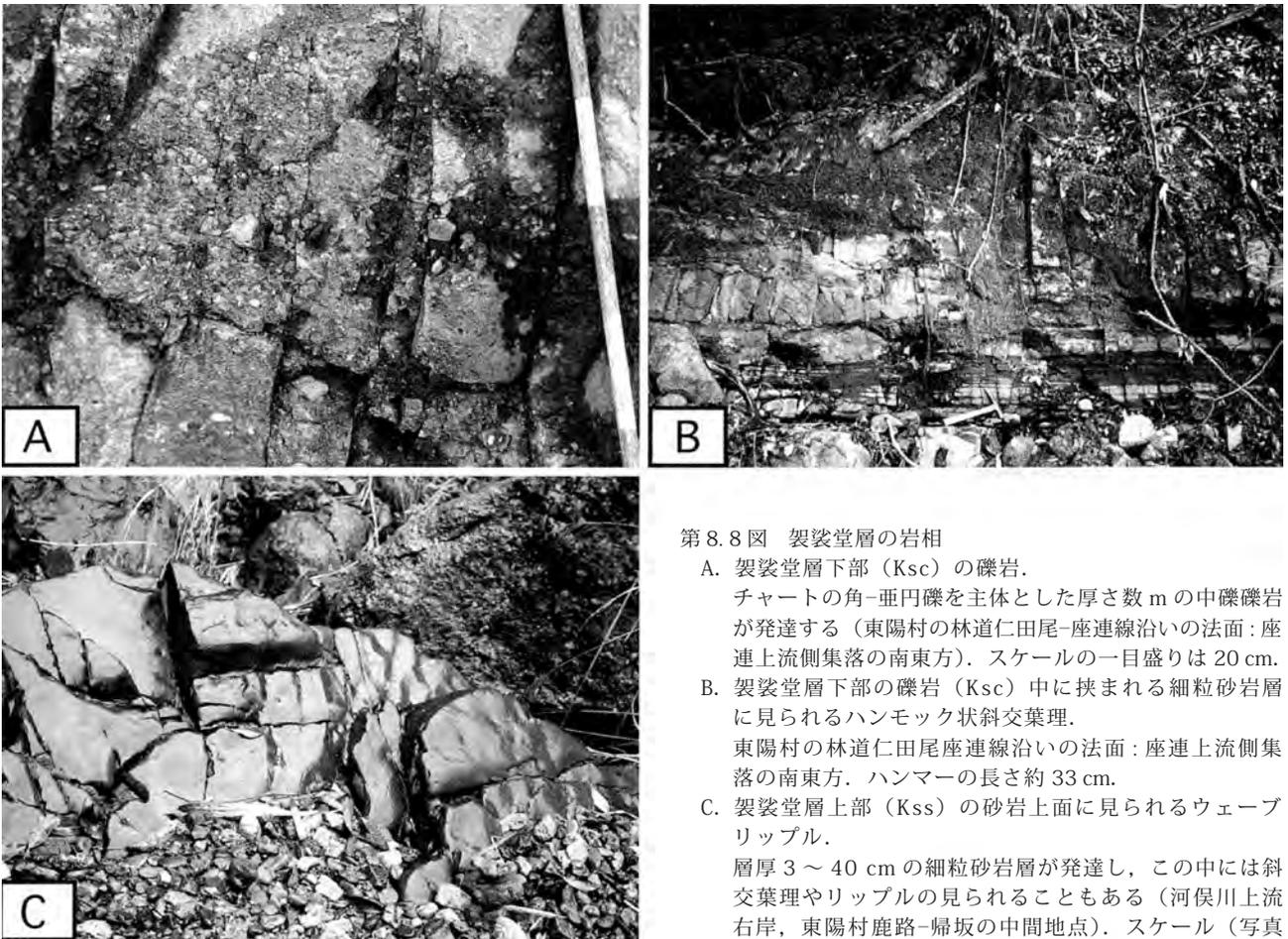
命名 田代・池田(1987)による。

模式地 「日奈久」地域内の八代郡坂本村袈裟堂付近(下深水の北方)。なお、田代・池田(1987)による袈裟



第 8.7 図 川口層の泥岩から産出した放射虫化石 (試料番号, 位置)

1. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	(GSJ R76495, 65)
2. <i>Loopus</i> aff. <i>primitivus</i> (Matsuoka)	(GSJ R76495, 65)
3. <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao	(GSJ R76495, 65)
4. <i>Williriedellum</i> sp.A sensu Matsuoka, 1983	(GSJ R76494, T3)



第 8.8 図 袈裟堂層の岩相

- A. 袈裟堂層下部 (Ksc) の礫岩。
チャートの角-亜円礫を主体とした厚さ数 m の中礫礫岩が発達する (東陽村の林道仁田尾-座連線沿いの法面: 座連上流側集落の南東方)。スケールの一目盛りは 20 cm。
- B. 袈裟堂層下部の礫岩 (Ksc) 中に挟まれる細粒砂岩層に見られるハンモック状斜交葉理。
東陽村の林道仁田尾座連線沿いの法面: 座連上流側集落の南東方。ハンマーの長さ約 33 cm。
- C. 袈裟堂層上部 (Kss) の砂岩上面に見られるウェーブリップル。
層厚 3 ~ 40 cm の細粒砂岩層が発達し、この中には斜交葉理やリップルの見られることもある (河俣川上流右岸, 東陽村鹿路-帰坂の中間地点)。スケール (写真中央下側の油性ペン) は長さ約 14 cm。

堂層の新設以降, 田代正之及び田中 均を中心とした調査・研究により, 模式地における本層の分布などが大きく修正されてきた (宮本ほか, 2000; 柏木ほか, 2002 など)。「砥用」地域では, 田中ほか (1998a, b) により詳細に調査・研究されており, 本報告では基本的にこれの定義に従って, 以下の記述を進める。

層序関係 下位の八竜山層を整合に覆うとされるが (田中ほか, 1998a, b), 一部大きく剝削しながら, その下位にある川口層を直接不整合に覆う部分もある (檜の木峠西方の沢, 馬石峠付近, 栗木付近など)。

分布・構造 「砥用」地域南西部の東陽村座連付近にゆるやかな向斜構造をもって分布する。

第 8.3 表 袈裟堂層産の二枚貝化石一覧

<i>Cosmetodon nipponicus</i> (Nagao)
<i>Nemodon kesadoensis</i> Tashiro
<i>Cucullaea (Idonearca) acuticarinata</i> Nagao
<i>Brachidontes igenokiensis</i> Tashiro and Kozai
<i>Gervillaria</i> cf. <i>alaeformis</i> (Sowerby)
<i>Neithea</i> cf. <i>kochiensis</i> Hayami
<i>Isognomon ichikawai</i> Hayami
<i>Entolium ikedai</i> Tashiro
<i>Rastellum (Arctostrea)</i> cf. <i>carinatum</i> (Lamarck)
<i>Nipponitrigonia plicata</i> Kobayashi and Nakano
<i>Rutitrigonia yeharai</i> Kobayashi
<i>Pterotrigonia</i> aff. <i>pocilliformis</i> (Yokoyama)
<i>Astarte (Astarte) yatsushiroensis</i> Tashiro
<i>Astarte (Trautscholdia) minor</i> Nagao
<i>Yabea akatsui</i> (Hayami)
<i>Rezatrix bungoensis</i> Tashiro and Tanaka
<i>Granocardium</i> (?) aff. <i>corpulentum</i> (Amano)
<i>Venericardia</i> sp.
<i>Pseudophisidium inflata</i> Tashiro and Kozai
<i>Miltha japonica</i> Tashiro
<i>Plectomiya amabeana</i> Tashiro and Matsuda
<i>Platymyoidea</i> cf. <i>nipponica</i> Tashiro and Matsuda
<i>Periploma (Offadesma) altissimum</i> (Hayami)

田中ほか(1998a, b)による



第 8.9 図 袈裟堂層上部 (Kss) 由来の泥岩の転石から産出したアンモナイト化石

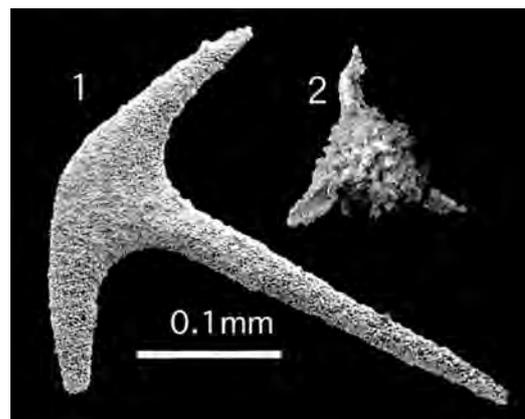
Eotetragonites (Eotetragonites) sp.
雌型からとったビニルシリコン模型 (登録番号 GSJ F16700). 東陽村河俣 (林道仁田尾-座連線) の産地 ML8 における転石から産出 (第 8.6 図). スケールは 1 cm.

岩相 礫岩, 砂岩, 泥岩よりなり, 礫岩の優勢な下部 (Ksc), 砂岩を主体とする上部 (Kss, Ksm) に分けられる (第 8.1 図). 粗粒砂岩には, 石英質アレナイトも見られる (田中ほか, 1998a, b; 宮本ほか, 2000).

袈裟堂層下部 (Ksc) 座連南方の沢では, 下位の八竜山層の上位に袈裟堂層下部 (Ksc) の数 m ほどの厚さの中-細礫礫岩ないし礫質極粗粒砂岩が重なり, その上位には 1~数 m 程の厚さの礫岩と砂岩あるいは泥岩が互層しながら重なる. 時折, 珩長質凝灰岩層を挟む. まれに炭質泥岩も挟まれる (檜の木峠西方). 礫は直径数 mm~2, 3 cm 程のチャートの角-垂円礫が大部分を占め (第 8.8 図 A), 砂岩や泥岩, 石英斑岩, 珩長質凝灰岩の円-垂円礫も含む. 袈裟堂層下部 (Ksc) の礫岩優勢層の上部では砂岩層がやや多く挟まれるようになり, 袈裟堂層上部 (Kss) へと移化する. 林道仁田尾-座連線沿い (座連の上流側集落の南東方) では礫岩中に挟在する砂岩の中にハンモック状斜交葉理が見られる (第 8.8 図 B).

袈裟堂層上部 (Kss, Ksm) 細粒-中粒砂岩層及び砂岩優勢の砂岩泥岩互層が卓越し (Kss), 数 m 程の厚さの泥岩層を挟む (Ksm). この泥岩層は連続性がよく, 本層の分布地域内で広く追跡できる. 本層においては生痕化石をほとんど観察することができなかったが, 座連の西方において, 泥岩の中にわずかに *Planolites* 様の生痕を観察した. 砂岩層には葉理構造がよく観察される. 河俣川上流の川沿いや林道仁田尾-座連線沿いの露頭では, ウェーブリップルが観察されることもある (第 8.8 図 C).

層厚 袈裟堂層下部の礫岩卓越層は約 200 m, 袈裟堂層



第 8.10 図 袈裟堂層の礫から産出した放射虫化石

1. *Falcispongus* cf. *curvispinosus* (Dumitrica) (ch*, GSJ R76497, 67)
 2. *Charlotta* cf. *harbridgensis* Whalen and Carter (at*, GSJ R76496, 66)
- () の中は礫種, 試料番号, 位置の順.
ch*: チャート礫, at*: 珩長質凝灰岩礫.

上部の砂岩優勢層は約 300 m.

化石及び対比 袈裟堂層上部からは多くの地点で化石が産出する(第 8.5 図, 第 8.6 図). 田中ほか(1998a, b)によれば第 8.3 表の汽水-浅海生二枚貝化石が本地域の袈裟堂層上部から産出している.

第 8.3 表に示した化石群は袈裟堂層の模式地(下深水北方)から記載された化石群(Tashiro, 1990)と共通種が多く, “先外和泉層群”・南海層群の動物群, すなわちテチス型動物群(田代, 1993)に比較される.

今回の調査では, 南接する「頭地」地域内の地点 ML8(第 8.6 図)において, 上部の Ksm, あるいは Kss 中の泥岩由来と考えられる転石からアンモナイト *Eotetragonites* (*Eotetragonites*) sp. を得た(第 8.9 図). *Eotetragonite* (*E.*) 属の生存期間は後期アプチアン期-中期アルビアン期とされている(Wright *et al.*, 1996). 本層の模式地である下深水北方からは *Chelonicerias* (*Epichelonicerias*) sp. の産出が知られており(田代・池田, 1987の地点 11), 後期アプチアン期が指示される.

放散虫の検出を試みたが, 泥岩からは結果が出なかった. 一方, 袈裟堂層の礫はチャート, 泥岩等, 付加コンプレックス起源の礫がほとんどである. このため, 座連集落の林道沿いの風化した露頭を選んで, 礫を取り出し, 放散虫化石の抽出を試みた. この結果, チャート礫(GS JR76497, 地点 67) から *Falcispongus* cf. *curvispinosus*, 珪長質凝灰岩礫(GSJ R76496, 地点 66) から, *Charlotta* cf. *harbridgensis* が得られた(第 8.10 図). *Falcispongus curvispinosus* は, Sugiyama(1997)でその生存期間が中期三畳紀とされている. また, *Charlotta*

harbridgensis は, Carter *et al.*(1988)ではその生存期間が前期ジュラ紀のシネムリアン期(Sinemurian)とされている. このことから, これらの礫がジュラ紀堆積岩コンプレックス起源であることは明白である. しかし, 本地域のジュラ紀堆積岩コンプレックス起源である証拠にはならない.

年代 袈裟堂層上部から得られたアンモナイトや, 隣接地域における本層の延長部から産出するアンモナイト(田代・池田, 1987)や上位層(田中ほか, 2002の今泉川層など)のアンモナイト・放散虫・有孔虫化石により得られた堆積年代などから, 本層の堆積した年代はアプチアン期と考えられる.

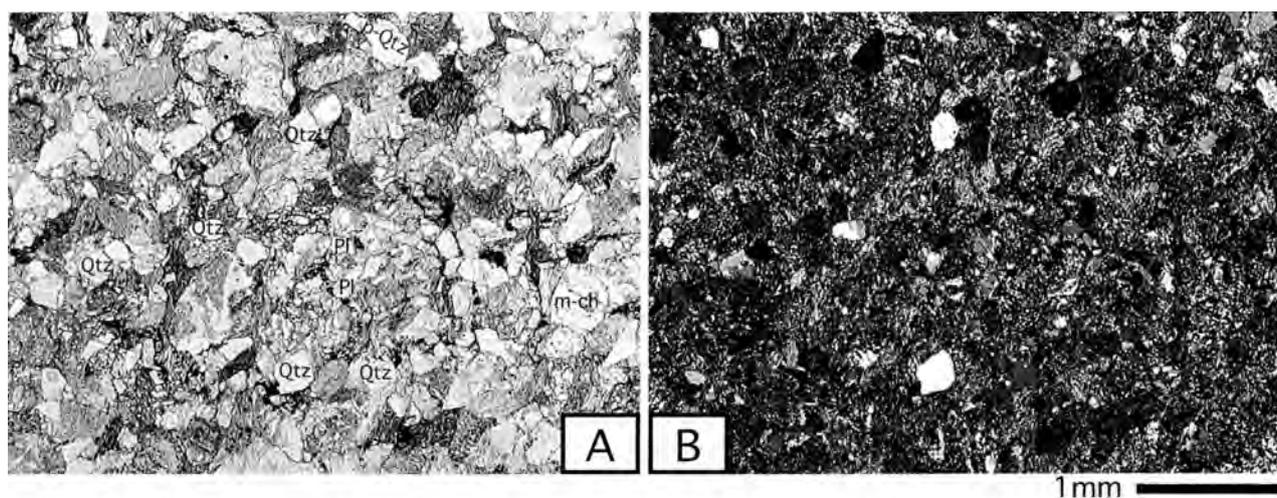
8.2.4 今泉川層(Im)

命名 田中ほか(2002)は, 田中ほか(1998a, b)により袈裟堂層の上部とされていた部分を分離・独立させ, 礫岩層を最下部(基底部)に持つ新しい層(formation)として今泉川層を定義した.

模式地 「日奈久」地域内の球磨川西方の八代郡坂本村今泉付近及び今泉川上流域.

層序関係 本層は袈裟堂層(従来, 袈裟堂層下部とされていた部分)に整合的に重なるが, 袈裟堂層の模式地(下深水)より東側では, 下位に袈裟堂層はなく, 八竜山層に不整合に重なりとされている(田中ほか, 2002; 柏木ほか, 2002).

分布・構造 「砥用」地域では, 南西部の東陽村座連の南方の山頂部付近から河俣の帰坂(「頭地」地域内)にかけて, ゆるやかな向斜構造(軸部に断層を伴う)をも



第 8.11 図 今泉川層の砂岩の薄片写真

A: 単ニコル, B: 直交ニコル.

Qtz: 石英, Pl: 斜長石, m-ch: 変成したチャート, p-Qtz: 多結晶石英.

石英, 斜長石の粒子に比べて, 泥岩, チャート, 珪質泥岩の粒子が圧倒的に多い. 写真では, 泥質岩片が多いのでワッケ状に見えるが, 基質は少なくアレナイトである. 鉱物記号等を入れていない粒子は, ほとんどが泥岩, チャート, 珪質泥岩の粒子である. 「頭地」地域内, 東陽村河俣の河俣川沿い.

って分布する。なお、本地域には礫岩優勢の基底部のみが分布する。

岩相 礫岩が優勢で、砂岩、泥岩を伴う。礫岩は下位の袈裟堂層下部の礫岩とよく似ており、チャートの角-亜角礫に富み、珪長質凝灰岩、砂岩、頁岩などの亜円-亜角礫を含む。袈裟堂層下部の礫岩優勢層に似るが、本層では、砂岩・泥岩の割合がやや大きく、厚さ数mの礫岩と厚さ1-数mの砂岩あるいは泥岩の互層からなる。

河俣川沿いの帰坂の礫岩層中に挟在する砂岩は、礫岩の礫種構成と良く似た砂粒子からなるアレナイトであった(第8.11図)が、下位にある川口層の花崗岩質岩を起源とするアレナイト砂岩とは異なる。

座連南方の沢(第8.2図の“座連1”)では、礫岩優勢層の露出部分で節理に沿って石英脈の著しく発達した部分がある。

層厚 本地域では上限は分布しないため不明であるが、露出する限りでは層厚130m以上。

化石及び対比 本層からは化石が産出していない。

模式地の今泉川付近では、礫岩層の上位の砂岩や泥岩から、二枚貝 *Pterotrigonia* n. sp. (田中ほか, 2002) やアンモナイト *Chelonicerias* (*Epicheloniceras*) aff. *sellindgensis* var. *audax* Casey, *Gargasiceras* sp., *Eotetragonites* cf. *gainesi* (Anderson) などの大型化石(村上, 1996; 田中ほか, 2002) のほか、放散虫(田中ほか, 2002) や有孔虫(Nishi et al., 1989) などの微化石が報告されている。二枚貝化石の *Pterotrigonia* n. sp. (田中ほか, 2002) は下位の袈裟堂層及び上位層とされる八代層から産する *Pterotrigonia* の種の中間の特徴を有し、両者に関連が深いと考えられている。

年代 上述した「日奈久」地域内の化石から本層の堆積年代は、後期アプチアン期-前期アルビアン期(有孔虫からは中期アルビアン期まで及ぶ)とされる。

8.3 物部川層群相当層

物部川層群は、Yehara (1923) により、四国の物部川地域に分布する *Puzosia* を含む厚い頁岩と *Trigonia* 砂岩を合わせて、“Monobegawa Series” と提唱された。その後、田代(1985b) は上述のように2つの二枚貝化石群の違いから南海層群を提唱したことに関連して、物部川層群を再定義した。九州中部の浅海成白亜系にもこの相当層が知られているが、田中ほか(1998a) は「日奈久」地域内の美生川流域に分布する物部川層群相当層を三峰山層群と新称した。しかし、これを構成する層(formation)の一つとして三峰山層も新設しており、地層命名規約上、不適格であるので、ここでは物部川層群相当層とする。

8.3.1 砥用層 (Tlc, Tlm, Tmc, Tmm, Tsh, Tus)

命名 松本・勘米良(1952)による。

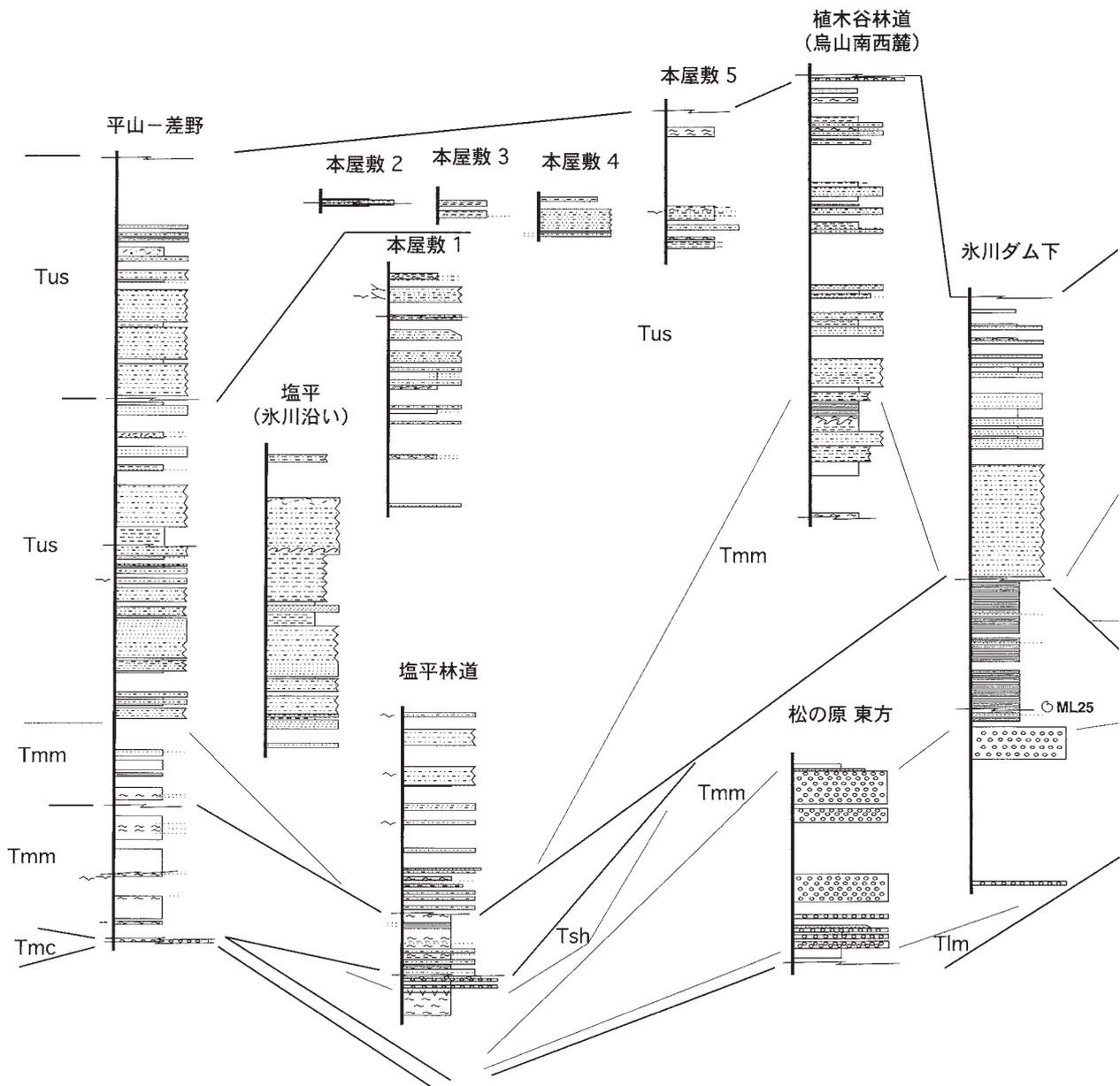
模式地 下益城郡砥用町南部地域。

層序関係 砥用町福土付近の道路の切り割りでは、基盤岩であるペルム紀堆積岩コンプレックスの広平ユニットを不整合に覆っているのが観察される(第6.3図)。一方、上限は断層(白杵-八代構造線)で切られるため不明。

分布・構造 “宮地帯”の中にある砥用層は、「砥用」地域のほぼ中央部を泉村下岳-砥用町目丸にかけて、幅数百m~1.5km程の狭長な分布を示す。白杵-八代構造線に沿ってその南側に分布するが、東に隣接する「鞍岡」地域にわずかに入ったところで、白杵-八代構造線と目丸断層の取れんに伴ってせん滅する。砥用層は、褶曲や断層により地質構造が複雑になっているものの、白杵-八代構造線にほぼ平行な走向を示し、大局的には南側から北側に向かって上位の地層が分布する。地層の逆転が頻繁に見られる。

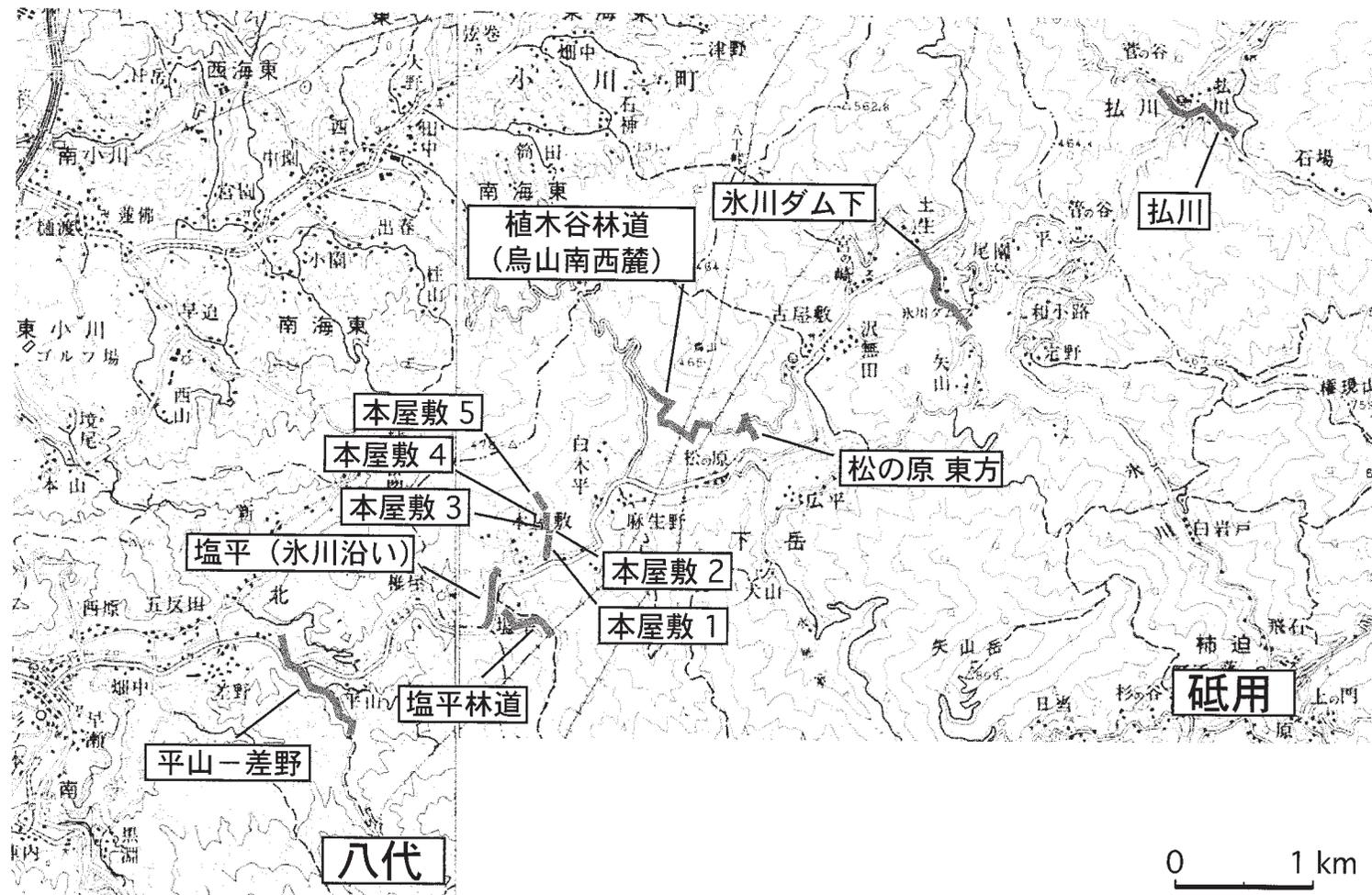
岩相 主として、礫岩、砂岩、泥岩からなるが、断層や褶曲による地層の欠落や繰り返しが多く、地層の全体を把握できる調査ルートを得ることができない。このため、断片的な層序を組み合わせると、巨礫を主体とする基底礫岩及び砂岩を経て泥岩優勢の岩相からなる砥用層下部(Tlc及びTlm)、大-中礫岩に始まり、泥岩を主とする岩相からなる砥用層中部(Tmc及びTmm)、砂岩泥岩互層-砂岩優勢相からなる砥用層上部(Tus)に分けられる(第8.12図、第8.13図、第8.14図)。なお、砥用層の岩相層序区分は、これまでの各研究者により異なっているので、その大まかな対応を第8.15図に示す。

砥用層下部 (Tlc, Tlm) 「砥用」図幅地域の砥用層と基盤岩類との不整合露頭が、田中・谷村(1976, pl. 1, fig.2)により示された。この露頭は、「砥用」図幅の調査期間中に、道路の改修工事により開削されて両者の関係が以前より鮮明に観察できるようになり(第6.3図)、あわせて、この基盤岩類がペルム紀堆積岩コンプレックスであることが明らかになった(斎藤・利光, 2003)。この他の場所では、砥用層と先白亜系とはすべて断層で接している。砥用層は礫径数10cmを超える巨礫を含む基底礫岩(Tlc)に始まる。礫は円礫で、花崗岩類が多く、下位層に由来すると思われる珪長質岩・珪長質凝灰岩、チャート、砂岩、頁岩なども見られる。基質は極粗粒-中粒砂岩からなる。この礫岩層の上部では大-中礫岩が主体となるが、数10cm大の巨礫も時折含まれる。砥用町川原畑の南方の谷では、礫岩から礫質砂岩を経て砂岩、泥岩(Tlm)へと移化していくが、そのすぐ東方の林道大窪線(黒仁田付近)では礫岩と泥岩が指交関係を呈して上位の泥岩(Tlm)へと移化していく。この泥岩には層状を呈する部分もあり、一の谷川上流では *Anchonicus* 様の生痕化石も観察され、ここからはアンモナイト化石が多く得られる(地点ML36; 第8.

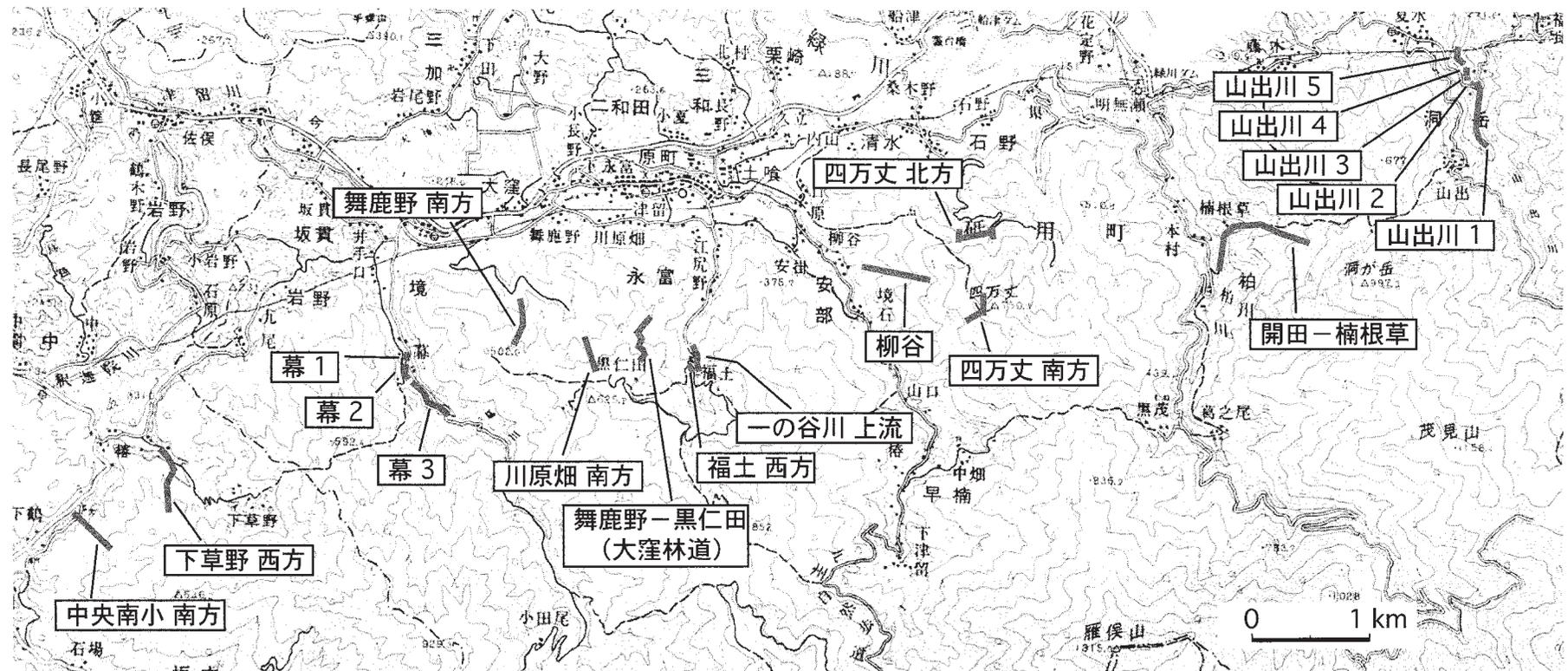


第 8.12 図 砥用層の各ルート柱状図

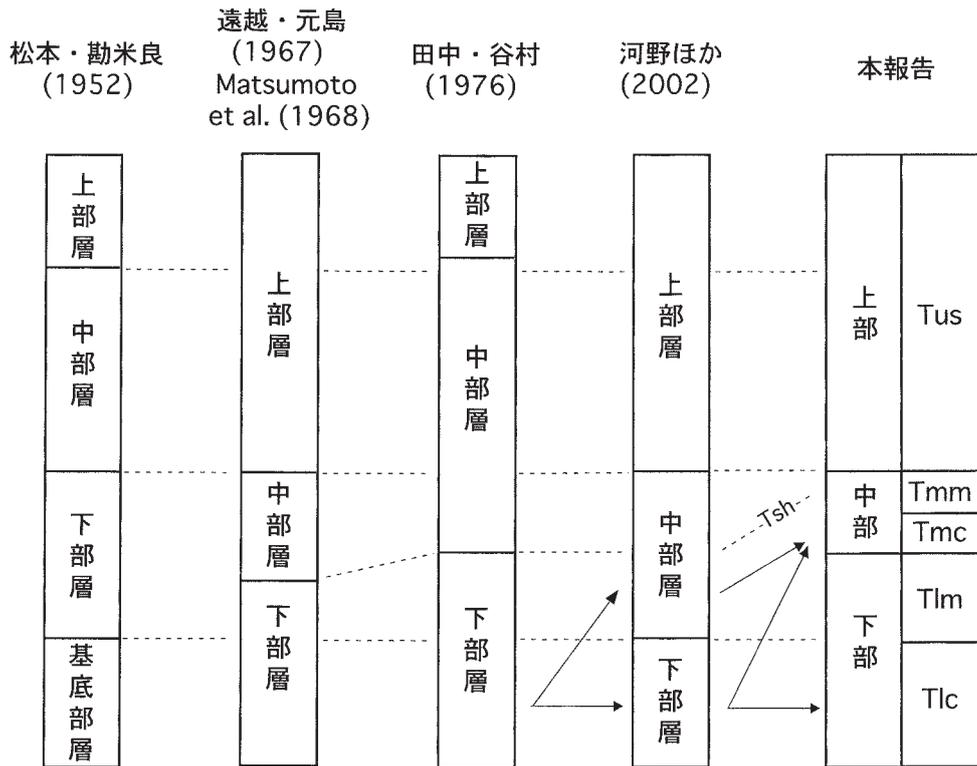
Tlc 及び Tlm : 砥用層下部, Tmc 及び Tmm : 砥用層中部, Tus : 砥用層上部. 柱状図を作成した調査ルートは第 8.13 図, 第 8.14 図に示す. 化石の産出地点は第 8.18 図参照. 凡例は第 8.1 図参照.



第 8.13 図 砥用層の柱状図作成ルート (東陽村差野-中央町弘川間)
基図は国上地理院発行、5 万分の 1 地形図「砥用」及び「八代」の一部を使用。



第 8.14 図 砥用層の柱状図作成ルート（中央町下鶴-砥用町山出間）
基図は国土地理院発行，5 万分の 1 地形図「砥用」の一部を使用。



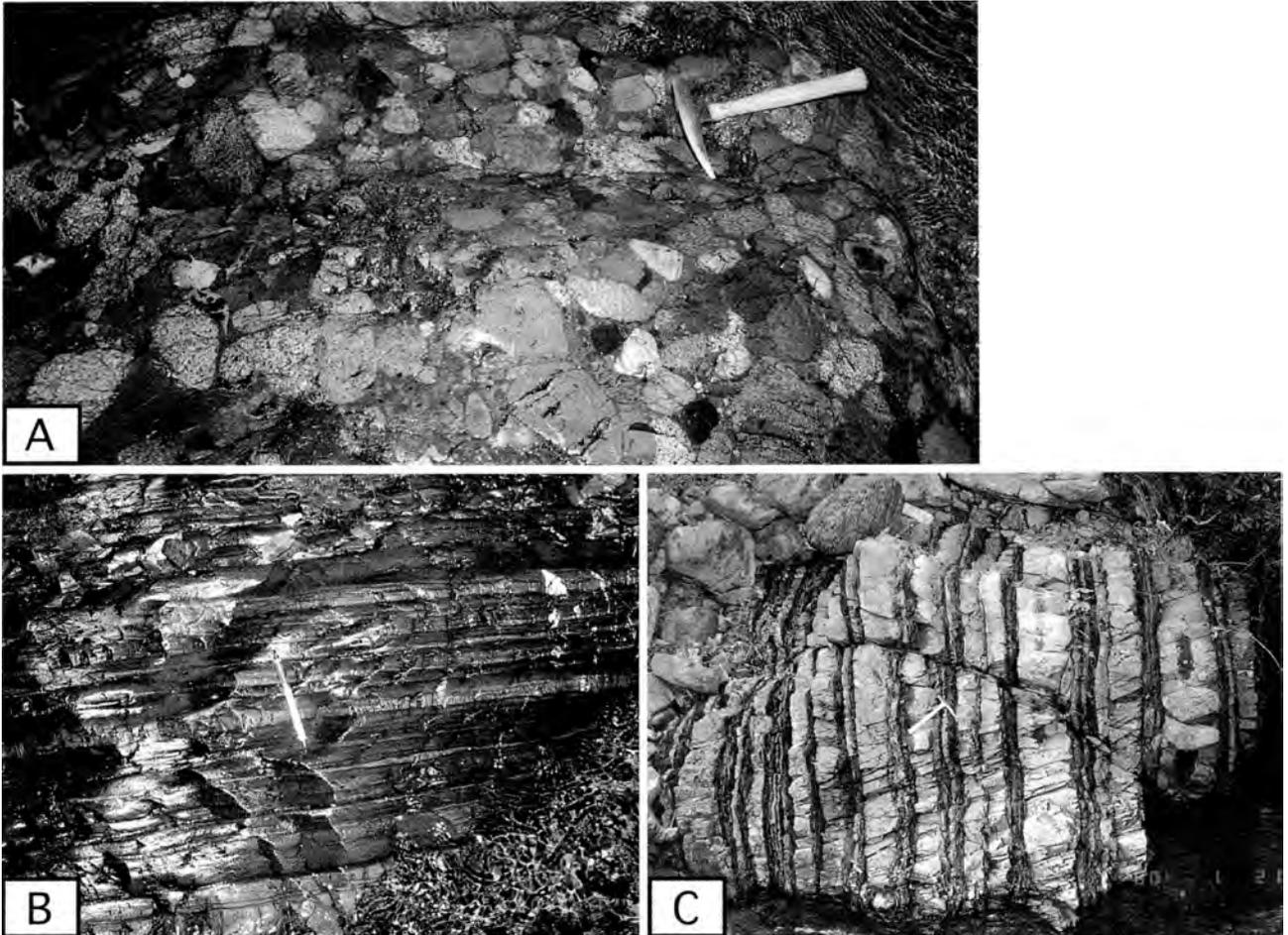
第 8.15 図 砥用層の研究史と岩相区分の比較

これまでの砥用層の主な研究報告における岩相層序区分の比較図。破線は岩相区分のおおよその対応関係を示す。矢印は従前研究で基底礫岩層とされたものの対応関係を示す。河野ほか（2002）及び本報告では、従来基底礫岩層と考えられていたものには異なる 2 層準の礫岩層が含まれることを明らかにした。ただし、河野ほか（2002）と本報告との間でも、その解釈は異なる。Tsh は Tmm 中のカキ殻を含む特異な礫岩層に対して本報告で付した記号であるが、既に遠越・元島（1967）以来、この礫岩層については注意が払われ、局地的な鍵層として利用されていた。Tsh, Tmm などの記号は地質図の凡例記号を用いた。

18 図 B)。四万丈の南方では層状泥岩中に *Planolites* 様の生痕化石も見られる。Tlc の礫岩の層厚は川原畑南方の谷で 240 m 以上が見込まれるが、ここでは断層で下限が切られて不明である。Tlm の泥岩の層厚は四万丈の南方で 150～200 m 程が見込まれるが、露出状況も悪く正確には見積もれない。

砥用層中部 (Tmc, Tmm) 砥用層下部の泥岩 (Tlm) の上位には再び径 30 cm 超の巨礫を含む大-中礫礫岩 (Tmc) が重なる。従来、この礫岩層の大部分が砥用層の基底礫岩と考えられていたもので、見かけ上も下位の基底礫岩 (Tlc) とよく似ている (第 8.16 図 A)。礫種もよく似ているが、石灰岩の礫を含むことがある (河野ほか, 2002)。下位の泥岩 (Tlm) からこの礫岩 (Tmc) への連続は砥用町の開田-楠根草間の道路沿いで確認できる。この礫岩層 (Tmc) の上位の泥岩優勢相 (Tmm) はいろいろな場所で観察できるが、多くの場合、層厚 2～3 cm から 20～30 cm 程度の層状泥岩であり、この中に砂岩薄層を挟むことがある (第 8.16 図 B)。ところが、四万丈の周辺ではむしろ砂岩層が卓越することが多

く、厚さ 1～10 m 超の中-大礫礫岩層も何層か観察される。泥岩偽礫の多い砂岩層もあり、この砂岩層は土石流として下位にあった泥岩層を削り込みながら堆積したものと思われる。この層準以外の砥用層の礫岩層についてもほとんどがスランプ層あるいは土石流堆積物と解釈されている (坂井ほか, 1990; 河野ほか, 2002)。この砥用層中部の泥岩 (Tmm) の中部付近に、カキ殻を特徴的に含む礫岩層があり、「砥用」地域内全域で同様に見出される。このことから、局地的ではあるが、この地域内の鍵層となるので、Tsh の記号を付して表示した。地質図及び柱状図では示していないが、砥用町永富の林道大窪線沿いの露頭で層厚 90 cm 程の珪長質凝灰岩層が砥用層中部 (Tmm) の層状泥岩中に挟在する。砥用層全体を通して凝灰岩層の挟在は稀であり、この凝灰岩の延長部は確認できなかった。泥岩中には、まれに、直径 2 cm 程の泥管や *Planolites* 様の生痕化石が観察された。砥用層中部の最下部の礫岩 (Tmc) の層厚は、林道柳谷線沿いでは 10 m 程度と考えられるが、場所による変化が大きく、泉村松の原付近では 180 m を超える。主部の



第 8.16 図 砥用層の岩相

A. 砥用層中部の礫岩 (Tmc).

従来、砥用層の基底礫岩と考えられていたが、砥用層中部の最下部に位置する礫岩層であることが明らかとなった。見かけは基底礫岩 (Tlc) とよく似ており、花崗岩、珪長質凝灰岩、苦鉄質火山岩類などの円礫からなる。柏川上流の開田付近の河床。巨大な転石だが、川に洗われて、観察に適している。中央右側のハンマーの長さは約 33 cm。

B. 砥用層中部の泥岩 (Tmm)。

砥用層の泥岩には厚さ 1, 2 cm あるいは 10 ~ 30 cm 程の層状を呈すものが見られる。また砂岩の薄層や葉理を頻繁に挟むものも見られる。砥用町開田付近の柏川河床。

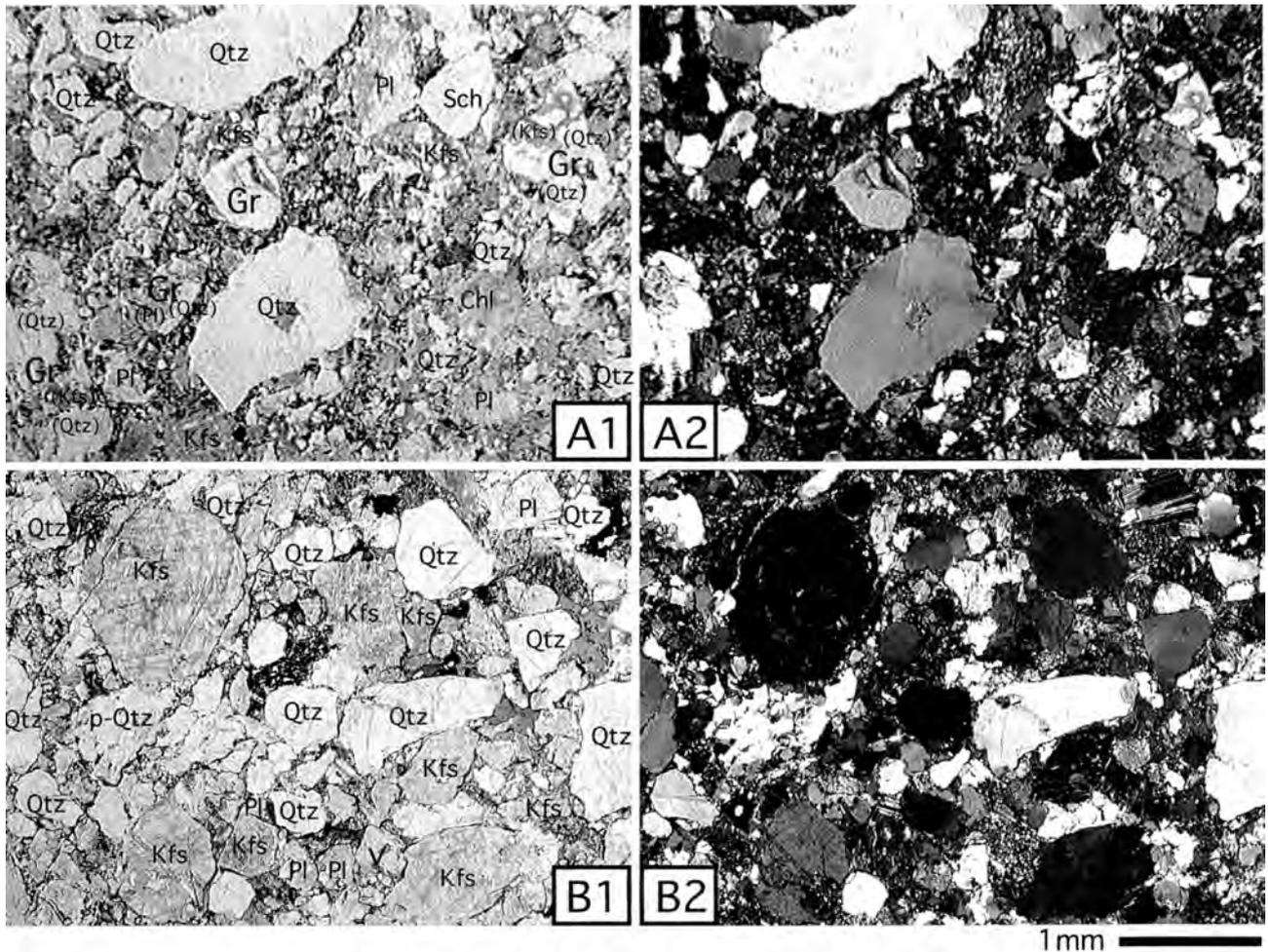
C. 砥用層上部 (Tus) の砂岩泥岩互層。

砥用層上部にはタービダイト性の砂岩泥岩互層が発達する。砂岩の優勢な部分と泥岩の優勢な部分が見られるが全体としては砂岩優勢。この露頭では砂岩層に洗い掘り構造や級化などが観察され、北側 (写真では右側) 上位を示す。ハンマー (中央) の長さ約 33 cm。砥用町明無瀬の柏川左岸。

泥岩優勢相に関しては、砥用層中部全体の層厚の見積もれる部分は少なく、中央町下草野^{げその}の西方の小沢で 250 m 程である。しかし、砥用層中部の中でも砂岩卓越相の見られる四万丈周辺では、下半部のみでも 220 m 以上が見積もられ、場所による厚さの変化のあることが示唆される。

砥用層上部 (Tus) さまざまな厚さのタービダイト性の砂岩泥岩互層や比較的厚層理の塊状砂岩からなり、全体として砂岩の優勢な岩相である (第 8.16 図 C)。時折、泥岩優勢部分も挟むが、中部付近に 75 m 程の厚さ

の泥岩優勢相があり、これ以上の部分は松本・勘米良 (1952) で、上部層とされた部分に相当すると考えられる。砥用層上部には、砂岩泥岩互層の層内褶曲 (スランプ層) も時折観察される。砂岩層の下底には洗掘り構造や荷重痕などの見えることがある。また砂岩層の内部には級化構造、斜交葉理なども見られることがある。中央町以東の砥用層で、白杵-八代構造線に沿った部分に泥岩優勢相が分布することが多い。この内、柏川や山出川の下流部に分布するこれらの泥岩優勢相は砥用層中部のものである可能性も考えられるが、強い剪断を被っている



第 8.17 図 砥用層の砂岩の薄片写真

A : 砥用層上部 (Tus) の粗粒砂岩。染色のためカリ長石にまだらの色が付いている。分級度は低い。カリ長石が多く、花崗岩片もしばしば見られる。中央町弘川、釈迦院川河床。

B : 砥用層中部 (Tmm) 中の粗粒砂岩 (Tsh の一部)。分級度は低い。石英とカリ長石の粒子が多い。砥用町山出。

A1・B1: 単ニコル, A2・B2: 直交ニコル。

Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, p-Qtz : 多結晶石英, Chl : 緑泥石, Sch : 石英片岩, Gr : 花崗岩, V : 珪長質火山岩。() 付きの鉱物記号は花崗岩礫の構成要素。

るため判断が難しいので本報告では砥用層上部の一部とした。一方、泉村の烏山南西麓の白杵-八代構造線に近接する部分で、礫岩とやや赤色を帯びた泥岩が分布する。坂井ほか (1990) は、八代市坂谷に分布する赤色泥岩を主体とする地層を宮地層 (松本, 1967) から坂谷層として分離させており、上記の礫岩と泥岩をこれに比較できるかもしれないが、現状では坂谷層そのものについて詳細が明らかにされていないので、本報告では砥用層の一部として扱う。砥用層上部全体の層序を連続して観察できる調査ルートがないので、層厚の見積もりは難しいが、最も厚く分布していると考えられる泉村の塩平-本屋敷地域では、600 m 以上はあるものと推定される。

砂岩薄片の鏡下観察では、砥用層中部・上部ともにグレイワッケに分類される (松本, 1962; 第 8.17 図)。

特徴としては花崗岩の粒子が多いことがあげられるが、川口層に比べ、石英が少なく、カリ長石が多くなっている。近傍に花崗岩があったと推定されるが、川口層とは供給源が異なっていた可能性もある。

層厚 上述した砥用層下部、中部及び上部の断片的な層序を統合すると、砥用層全体としては少なくとも 1,250 m 以上の層厚が見積もられる。

化石 本層からは、これまで遠越・元島 (1967), Matsumoto *et al.* (1968), Hayami (*in Matsumoto et al.*, 1968), 田中・谷村 (1976), Matsumoto and Tamura (1982), Matsumoto and Murakami (1991), 河野ほか (2002) などの研究により、多くの軟体動物化石が報告されてきた (第 8.4 表, 第 8.18 図)。本報告での層序区分にそって、これらの化石をまとめると第 8.5 表のよう

第8.4表 砥用層産化石の産地一覧

引用文献の表記のないものは本報告の調査で採集あるいは確認した地点を示す。

産地番号	概要	原番号	引用文献	他の引用文献等	層準
ML24	二枚貝	Tok-32	河野ほか(2002)		中部(Tmm)
ML25	アンモナイト				中部(Tmm)
ML26	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML27	アンモナイト				中部(Tmm)
ML28	二枚貝, アンモナイト	Tok-10	河野ほか(2002)		中部(Tmm)
ML29	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML30	二枚貝	13	田中・谷村(1976)		中部(Tsh)
ML31	アンモナイト	1	田中・谷村(1976)		上部(Tus)
ML32	アンモナイト	19		Tok-(19) : 河野ほか(2002)	上部(Tus)
ML33	アンモナイト	8	田中・谷村(1976)		下部(Tlc?)
ML34	アンモナイト	Tok-16	河野ほか(2002)		中部(Tmm)
ML35	二枚貝	Tok-29	河野ほか(2002)		下部(Tlm)
ML36	二枚貝, アンモナイト	Tok-03	河野ほか(2002)	Matsumoto <i>et al.</i> (1968)	下部(Tlm)
ML37	アンモナイト (転石)				下部(Tlm)
ML38	アンモナイト	12	田中・谷村(1976)		下部(Tlm) ?
ML39	アンモナイト (転石)				下部(Tlm)
ML40	アンモナイト		Matsumoto <i>et al.</i> (1968)		下部(Tlm)
ML41	二枚貝	2	田中・谷村(1976)	Tok-(24) : 河野ほか(2002)	下部(Tlm)
ML42	アンモナイト	Tok-08	河野ほか(2002)		下部(Tlm)
ML43	不明	Tok-11	河野ほか(2002)		下部(Tlm)
ML44	二枚貝, アンモナイト	Tok-06	河野ほか(2002)		下部(Tlm)
ML45	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML46	二枚貝	14	田中・谷村(1976)		中部(Tsh)
ML47	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML48	二枚貝	11	田中・谷村(1976)	Tok-(22) : 河野ほか(2002)	上部(Tus)
ML49	二枚貝	21	田中・谷村(1976)	Tok-(21) : 河野ほか(2002)	下部(Tlm)
ML50	二枚貝	18	田中・谷村(1976)		中部(Tmm)
ML51	二枚貝	19	田中・谷村(1976)	Tok-(18) : 河野ほか(2002)	中部(Tmm)
ML52	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML53	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML54	二枚貝	17	田中・谷村(1976)		中部(Tmm)
ML55	二枚貝	9	田中・谷村(1976)	Tok-(20) : 河野ほか(2002)	上部(Tus)
ML56	二枚貝, アンモナイト	10	田中・谷村(1976)	Tok-15 : 河野ほか(2002)	上部(Tus)
ML57	二枚貝	16	田中・谷村(1976)	Tok-(23) : 河野ほか(2002)	上部(Tus)
ML58	二枚貝	15	田中・谷村(1976)		上部(Tus)
ML59	二枚貝	7	田中・谷村(1976)		中部(Tsh)
ML60	不明	6	田中・谷村(1976)		中部(Tmm)
ML61	二枚貝	Tok-04	河野ほか(2002)		中部(Tmm)
ML62	不明	5	田中・谷村(1976)		中部(Tmm)
ML63	二枚貝	Tok-33	河野ほか(2002)		中部(Tmm)
ML64	二枚貝 (カキ殻)				中部(Tsh)
ML65	二枚貝	Tok-(17)	河野ほか(2002)		中部(Tmm)

になる。

第8.5表に示した二枚貝化石のうち、*Nuculopsis* (*Palaeonucula*) *isidoensis*, *Portlandia* (*Portlandia*?) *cf. sanchuensis*, *Cosmetodon tomochiensis*, *Neithea* (*Neithea*) *ficalhoi*, *Parvamussium tosaense*, *Limatula nagaoui*, *Myrtea* (?) *monobeana*, *Astarte* (*Trautsholdia*) *kochiensis* は、田代 (1993) に照らし合わせると、いずれも四国の物部川層群から産出する種、あるいはその比較種とされるものであり (河野ほか, 2002), テチス北方型動物群 (田代, 1994) に比較される。

アンモナイトに関しては、砥用層下部から産出する種は、*Marshallites cf. miyakoensis* を除くと、いずれも後期アプチアン期を指示するものである。*M. cf. miyakoensis* の比較種は前期アルピアン期まで生存期間が知られており (Obata and Futakami, 1991), 砥用層では中部からも産出する (地点 ML25, 27 ; 第8.18A 図)。砥用層中部及び上部から産出する *Dufrenoyia* (?) *sp.* (地点 ML29, 57 ; 第8.18B・C 図) としているものは、保存状態から属の同定にやや疑問が残るが、*Dufrenoyia* 属の生存期間は前期アプチアン期-後期アプチアン期及び?前期ア

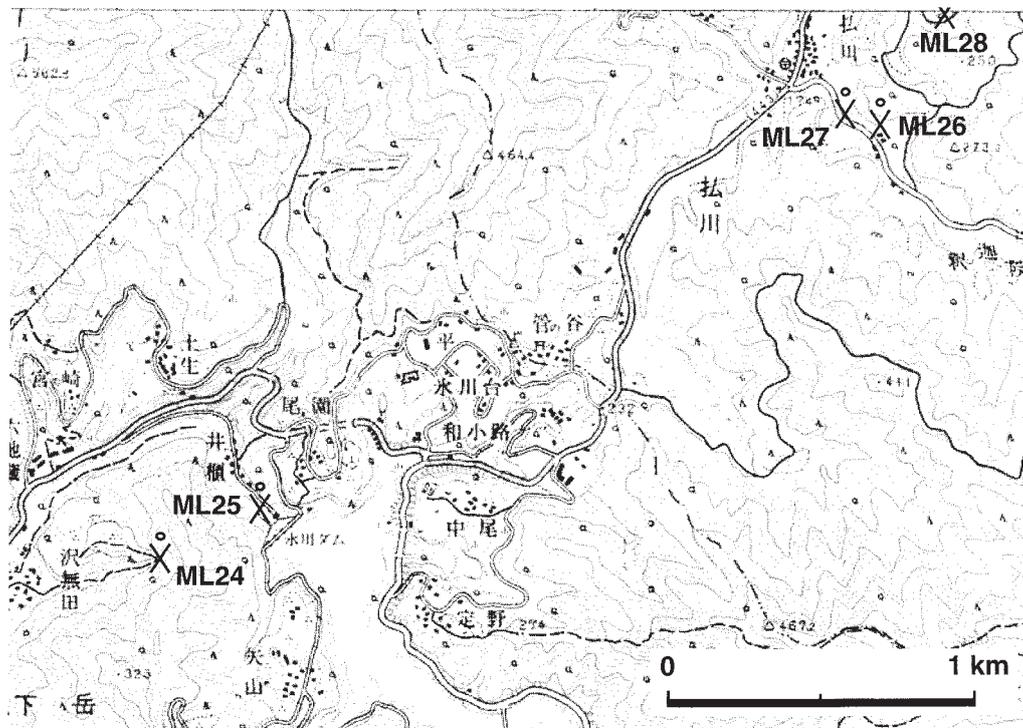
ルビアン期とされている (Wright *et al.*, 1996). なお, 砥用層上部の地点 ML57 のアンモナイトについて, 河野ほか (2002, p.18-19, pl 1, fig. 23) では *Dufrenoyia* sp. (*D. cf. lurensis*) としているが, 本報告ではこれを *Dufrenoyia* (?) sp. と訂正しておく. また, 河野ほか (2002, p.19) でリストにあげられている *Bhimaites* (?) sp. (地点 ML32; 第 8.18B 図) についても保存状態から確定できないが, *Bhimaites* 属の生存期間は後期アルビアン期-後期チュロニアン期 (Turonian) とされている (Wright *et al.*, 1996). 仮に, *Bhimaites* 属に同定されるとすれば, 砥用層の堆積した年代は, 従来の見解と同様に, 後期アプチアン期から前期アルビアン期に及ぶか, あるいは上限はそれより若い可能性もあると考えられる. これは, 上述した二枚貝化石群から推定される時代とも調和的である.

放散虫化石の検出を行ったところ, 本地域東部の目丸付近の砥用層中部 (Tmm) から採取した試料 GSJ R76498 (地点 68; 付図 1) から, *Holocryptocanium barbui barbui* が得られた (第 8.20 図, 付表 1). Sanfilippo and Riedel (1985) によれば *Holocryptocanium barbui* はアルビアン階-セノマニアン階 (Cenomanian) に対比され, 寺岡・栗本 (1986) ではセノマニアン期を示す *Holocryptocanium barbui* 群集の特徴種としている.

しかし, 寺岡・栗本 (1986) では *H. cf. barbui* と *H. barbui* をあわせれば, *Archaeodictyomitra brouweri* 群集 (バレミアン階-バラングニアン階) から *Holocryptocanium barbui* 群集 (セノマニアン階) の間で産出する. また, 「椎葉村」地域の四万十帯の佐伯亜層群の 3 ユニット (アプチアン期-セノマニアン期) のどれからも産出する. これらから, 当種の生存期間は, 前期白亜紀-後期白亜紀初頭を示すと考えられ, アンモナイトから示される砥用層の堆積年代と整合的としか言えない.

年代と対比 上述したアンモナイトに基づけば, 砥用層下部は後期アプチアン期, 砥用層中部は後期アプチアン期 (-? 前期アルビアン期), 砥用層上部は (後期アプチアン期?-) 前期アルビアン期と考えられる.

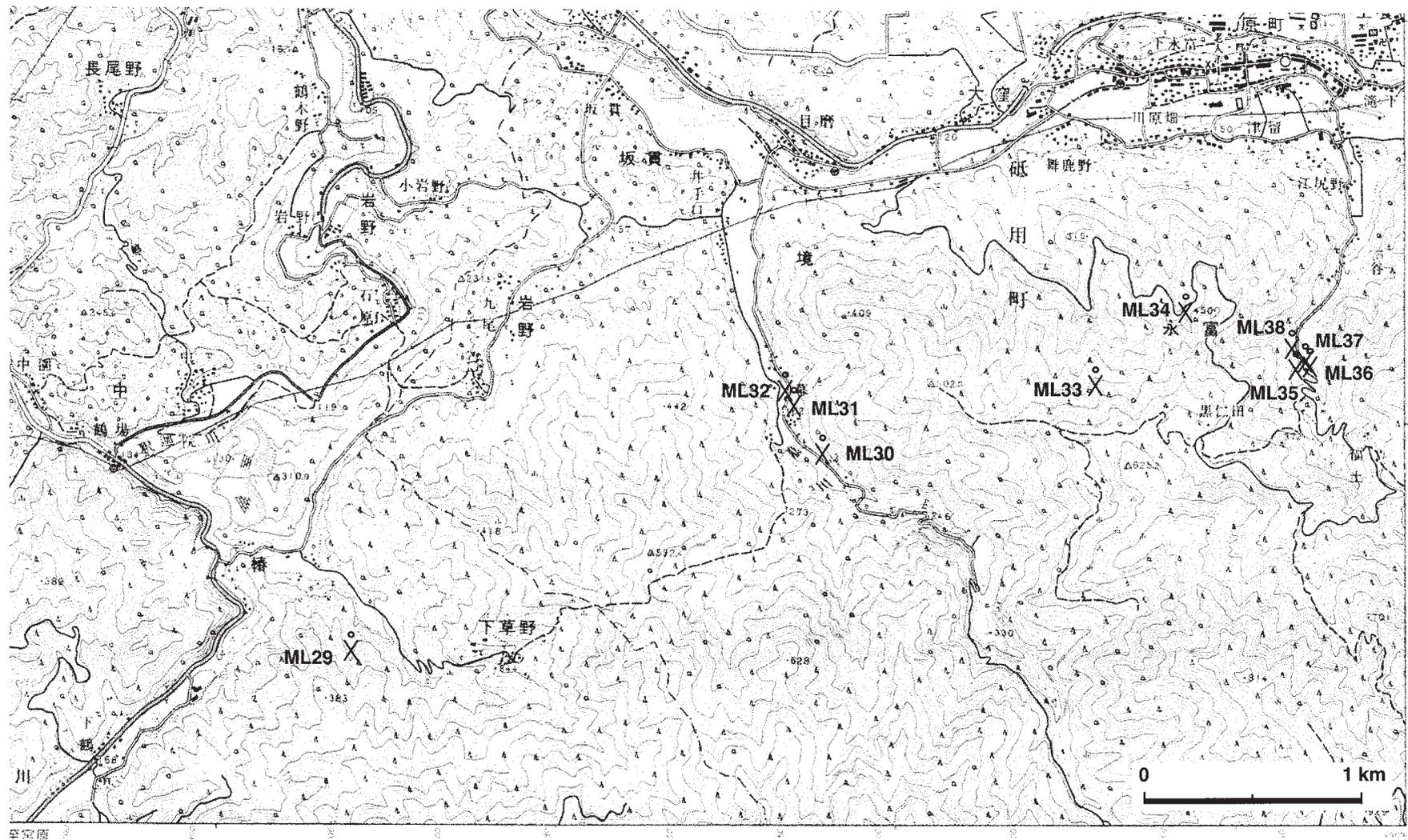
砥用層では, 松本・勘米良 (1952) の設立以来, 特に基底部に花崗岩礫主体の大-巨礫礫岩が発達することが知られている. 二枚貝化石群から砥用層が帰属するとされる物部川層群に関して, 四国においてはバレミアン期の柚ノ木層までは礫岩中においてチャートが主体を占め, 柚ノ木層 (相当層) の上部あたりから花崗岩類が徐々に多くなることが報告されている (宮本, 1980; 香西ほか, 1991 など). そしてアプチアン期-アルビアン期の日比原層基底部付近から花崗岩礫を多量に伴うようになることが報告されている (田代, 1993 など). 同



第 8.18 図 砥用層産化石の産出地点

A. 泉村下岳-中央町弘川.

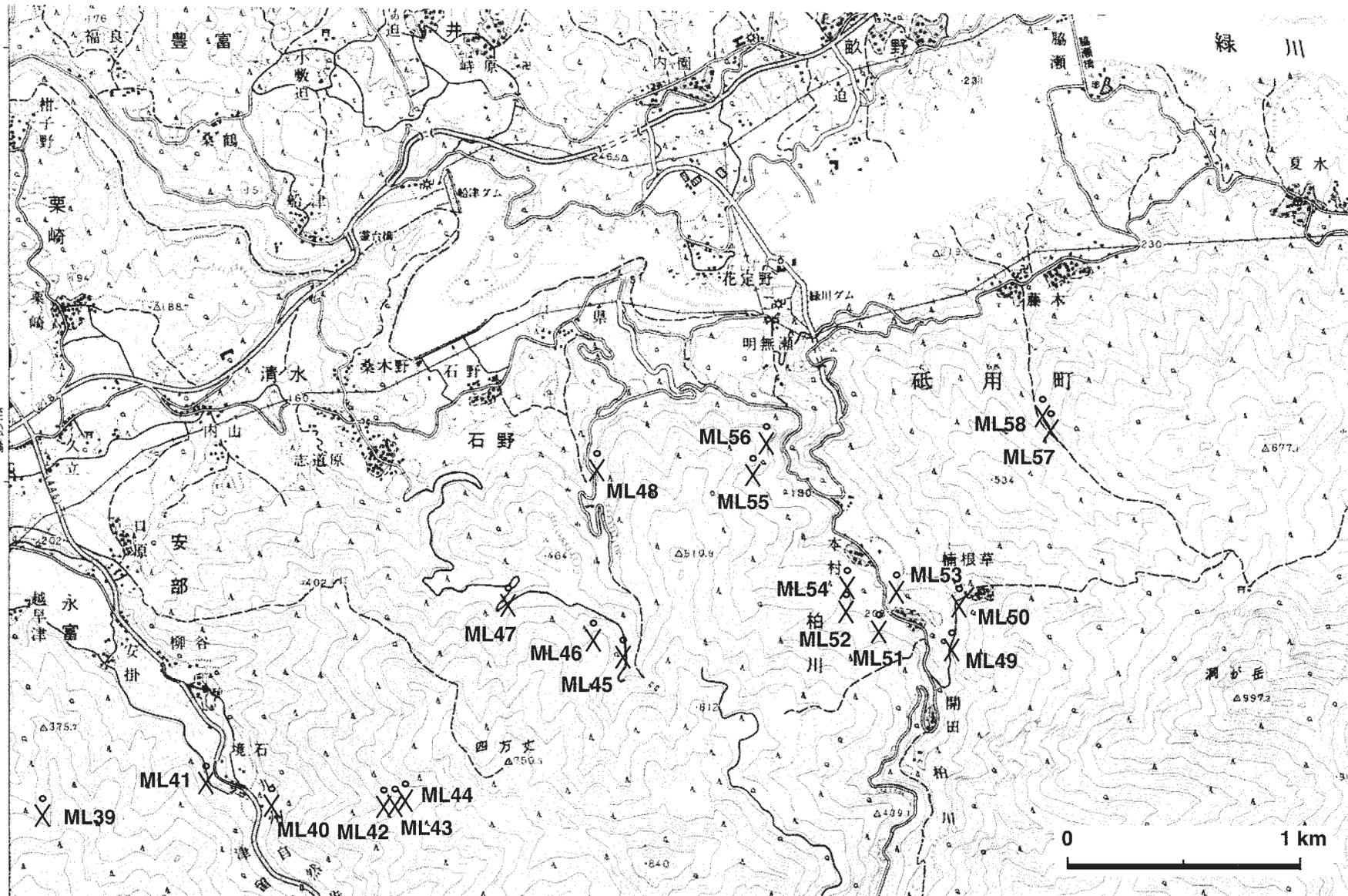
既存の文献からプロットした産出地点に本報告の調査で得た化石産出地点を追加した. 各地点に関するデータは第 8.4 表参照. 基図は国土地理院発行, 2 万 5 千分の 1 地形図「柿迫」の一部を使用.



第 8.18 図 砥用層産化石の産出地点 (続く)

B. 中央町下鶴-砥用町永富,

既存の文献からプロットした産出地点に本報告の調査で得た化石産出地点を追加。各地点に関するデータは第 8.4 表参照。基図は国土地理院発行、2 万 5 千分の 1 地形図「甲佐」の一部を使用。



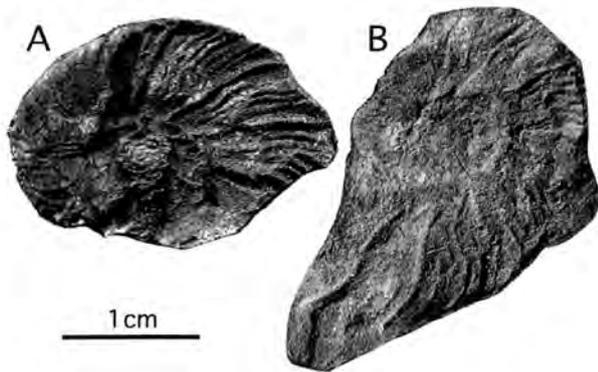
第 8. 18 図 砥用層産化石の産出地点（続く）

C. 砥用町永富-砥用町藤木.

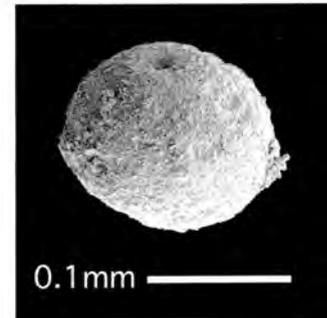
既存の文献からプロットした産出地点に本報告の調査で得た化石産出地点を追加. 各地点に関するデータは第 8. 4 表参照. 基図は国土地理院発行, 2 万 5 千分の 1 地形図「畝野」の一部を使用.

様のことが九州八代地域東方の物部川層群相当層（田代・池田，1987で日奈久層とされていたもの）でも報告されている（曾我部ほか，1995など）．砥用層の礫種構成はこれらに調和的である．そして石田・橋本（1997）は，四国の物部川層群相当層（立川層，下部羽ノ浦層：オーテリビアン期-パレミアン期（松川・恒岡，1993））のチャートや泥岩などの礫から放散虫化石を検出し，こ

れらの礫がジュラ紀付加体起源であることを明らかにした．一方，四国東部の南海層群の菖蒲層及び狸谷層（オーテリビアン期-アプチアン期）では流紋岩や圧碎花崗岩の礫を特徴とする礫岩が報告されている（松川・恒岡，1993）が，あくまでも主体はチャート礫であり（平山ほか，1956），砥用層や物部川層群の同時代層の礫岩とは異なるようである．



第 8.19 図 砥用層中部の泥岩（Tmm）から産出したアンモナイト化石
Marshallites cf. miyakoensis Obata and Futakami
A, B ともに中央町弘川（産地 ML27）の砥用層中部の泥岩（Tmm）から産出（第 18.8 図 A）．この標本は，1983 年の九州大学理学部地質学教室の地質学実習（進級論文）において，著者の一人，宮崎が飯島康夫氏・小形昌徳氏とともに採集したものであるが，残念ながら現在は標本の所在は不明となっている．



第 8.20 図 砥用層中部の泥岩試料（GSJ R76498）（Tmm）から産出した放散虫化石
Holocryptocanium barbui barbui Dumitrica
本地域東部の目丸付近（地点番号 68）から採取した．

第 8.5 表 砥用層産の軟体動物化石一覧

砥用層下部	砥用層中部	砥用層上部
<p>二枚貝</p> <p><i>Nucula</i> sp.</p> <p><i>Nuculopsis (Palaeonucula) isidoensis</i> (Yabe and Nagao)</p> <p><i>Nuculopsis</i> sp.</p> <p><i>Mesosaccella</i> (?) cf. <i>choshiensis</i> Hayami</p> <p><i>Mesosaccella</i> sp.</p> <p><i>Cosmetodon tomochiensis</i> Tashiro and Matsuda</p> <p><i>Neithea (Neithea) ficalhoi</i> (Choffat)</p> <p><i>Chlamys</i> aff. <i>shikokuensis</i> Amano</p> <p><i>Parvamussium tosaense</i> Tashiro and Matsuda</p> <p><i>Parvamussium</i> sp.</p> <p><i>Plicatula</i> cf. <i>kiiensis</i> Hayami</p> <p><i>Plicatula</i> sp.</p> <p><i>Ctenoides</i> ? sp.</p> <p><i>Limatula nagaoui</i> Hayami</p> <p><i>Pterotrignia</i> sp.</p> <p><i>Myrtea</i> (?) <i>monobeana</i> Tashiro and Kozai</p> <p><i>Myrtea</i> (?) sp.</p> <p><i>Lucinoma</i> sp.</p> <p><i>Astarte (Trautsholdia) kochiensis</i> Tashiro and Kozai</p> <p><i>Eriphyla (Eriphyla)</i> sp.</p> <p><i>Panopea</i> sp.</p> <p><i>Platymyoidea</i> sp.</p> <p><i>Acila</i> (?) sp.</p>	<p>二枚貝</p> <p><i>Nucula</i> sp.</p> <p><i>Nuculopsis (Palaeonucula) isidoensis</i> (Yabe and Nagao)</p> <p><i>Portlandia (Portlandia?)</i> cf. <i>sanchuensis</i> (Yabe and Nagao)</p> <p><i>Mesosaccella</i> sp.</p> <p><i>Nanonavis yokoyamai</i> (Yabe and Nagao)</p> <p><i>Nanonavis</i> sp.</p> <p><i>Cosmetodon tomochiensis</i> Tashiro and Matsuda</p> <p><i>Parvamussium</i> cf. <i>hinagense</i> Tamura</p> <p><i>Parvamussium</i> cf. <i>tosaense</i> Tashiro and Matsuda</p> <p><i>Parvamussium</i> sp.</p> <p><i>Plicatula</i> cf. <i>kiiensis</i> Hayami</p> <p><i>Plicatula</i> sp.</p> <p><i>Limatula nagaoui</i> Hayami</p> <p><i>Astarte (Trautsholdia) kochiensis</i> Tashiro and Kozai</p> <p><i>Eriphyla (Eriphyla)</i> sp.</p> <p><i>Pterotrignia yokoyamai</i> (Yehara)</p> <p><i>Anomia</i> sp.</p> <p><i>Crassostrea</i> sp.</p>	<p>二枚貝</p> <p><i>Parvamussium tosaense</i> Tashiro and Matsuda</p> <p><i>Parvamussium</i> sp.</p> <p><i>Panopea</i> sp.</p> <p><i>Mesosaccella</i> sp.</p>
<p>アンモナイト</p> <p><i>Acanthohoplites</i> sp.</p> <p><i>Chelonicerias (Epicheloniceras)</i> sp.</p> <p><i>Diadochoceras nodosocostatiforme</i> (Shimizu)</p> <p><i>Diadochoceras</i> sp.</p> <p><i>Eodouvilicerias kummaense</i> Matsumoto and Tamura</p> <p><i>Marshallites</i> cf. <i>miyakoensis</i> Obata and Futakami</p>	<p>アンモナイト</p> <p><i>Dufrenoyia</i> (?) sp.*</p> <p><i>Marshallites</i> cf. <i>miyakoensis</i> Obata and Futakami *</p>	<p>アンモナイト</p> <p><i>Bhimaites</i> (?) sp.</p> <p><i>Dufrenoyia</i> (?) sp.</p> <p><i>Hypophyllocers</i> sp.</p>

遠越・元島 (1967), Matsumoto *et al.* (1968), Hayami (*in* Matsumoto *et al.*, 1968), 田中・谷村 (1976), Matsumoto and Tamura (1982), Matsumoto and Murakami (1991), 河野ほか (2002) による。* は今回の調査で追加されたもの。

第9章 白杵-八代構造線以南の中古生界の地質構造

(斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一)

九州中南部は、新生代の後期に中新世の市房山花崗岩類をはじめとする中期中新世の花崗岩類が貫入し、その後それらを変位させる正断層系を例とするような南北伸張の地質構造が形成される(例えば、斎藤ほか、1996)。このため、本地域の中古生界の基本的な地質構造は花崗岩類が貫入する中期中新世までに形成されたと考えられる。本章では、白杵-八代構造線以南の中古生界に認められる地質構造のうち、形成時から新第三紀中新世までに形成された地質構造についてまとめ、この地域の基本的な地質構造について述べる。

9.1 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの地質構造と対比

仏像構造線(BTL; 四万十帯白亜紀堆積岩コンプレックス-秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス境界)は、本地域南東側の椎葉村地域から本地域東側の「鞍岡」地域にかけては高角北傾斜である。本地域南側の「頭地」地域(田村・渡辺、1980)や、球磨川沿いでも高角北傾斜である(たとえば西園、1996)。

秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス中の境界では、尾前ユニットと樺木ユニットの境界は「椎葉村」図幅

(斎藤ほか、1996)では、尾手納衝上断層と呼ばれ、中-低角北傾斜の断層である。

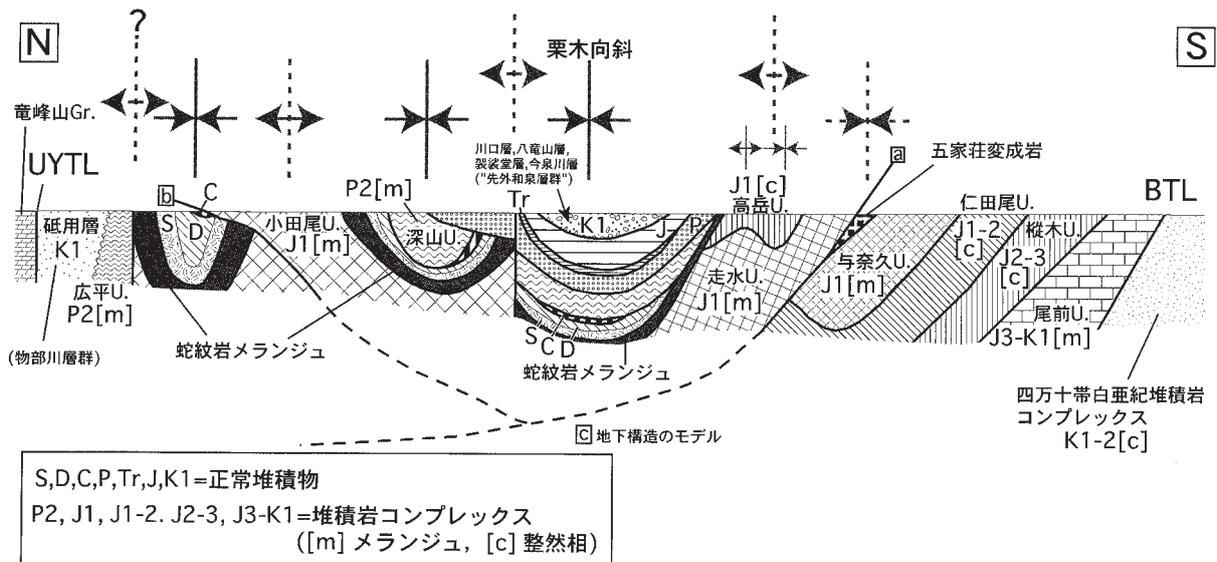
樺木ユニットと仁田尾ユニットとの境界は中角北傾斜の断層だが、共に整然相(チャート碎屑岩コンプレックス)で岩相は類似し、構造的上位の仁田尾ユニットの方が時代が古い。

仁田尾ユニットと与奈久ユニットの間は、整然相(チャート碎屑岩コンプレックス)とメランジュ間の断層である。仁田尾ユニット上部にスレートが分布していることから、仁田尾ユニットの上部から与奈久ユニットにかけて変形が強いことが理解できる。また、この断層は「鞍岡」地域内の白岩山衝上断層(村田、1981)の西方延長の可能性が高い。

与奈久ユニットと構造的上位(北側)の走水ユニットないし五家荘変成岩との間には中角北傾斜の断層関係である。与奈久ユニットと走水ユニット間に断層関係が認められるところでは、著しい断層破砕帯が発達する。

高岳ユニットは、現在では波長1 km程度の褶曲のシンフォーム軸付近にのみ分布し、走水ユニットの構造的上位にあることは明らかである。

走水ユニットは、高岳ユニット分布域では褶曲構造が発達するが、基本的には内部の鱗片状劈開は北傾斜であ



第9.1図 本地域から「椎葉村」地域にかけての秩父帯の模式的な断面図

S, P2, J3などの記号は、指示された地層の時代を示す(第2.3図参照)。破線の褶曲は推定。

a, bの断層は本文参照。破線cで示した地下構造は、本地域の事実から検討したモデルである。

る。

逆にペルム-白亜紀正常堆積物の分布する栗木向斜周辺部とペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニットの北側に分布する小田尾ユニットの鱗片状劈開は南傾斜が卓越する。また構造的下部は変形が強く、低角南傾斜の断層で蛇紋岩メラングジュやシルル-デボン系などに重なる。

以上述べてきたことを模式的な断面図（第9.1図）に示した。

走水ユニットと与奈久ユニットは、

- 1) 両ユニットの形成年代が同じこと、
- 2) 五家荘変成岩は尾根沿いにしか分布せず、谷沿いでは与奈久、走水の両ユニットが断層関係で接すること、
- 3) 「日奈久」図幅（松本・勘米良，1964）との比較から、本地域の与奈久ユニットはシンフォームの南翼だけが露出していると考えられること（第3.1図）、
- 4) 五家荘変成岩の南西方延長がいわゆる“破木構造線”，“小崎構造線”に挟まれた蛇紋岩メラングジュや正常堆積物の分布に連続すること（第3.1図）、

から、前期ジュラ紀のメラングジュ（与奈久、走水の両ユニットの起源）がシンフォームの両翼で、構造的上位に五家荘変成岩が分布していたと考えられる。そして、走水ユニットの下限を画する北傾斜の衝上断層（初生的にはメラングジュと整然相（チャート碎屑岩コンプレックス）の境界断層；第9.1図a）が再活動して、北側の前期ジュラ紀のメラングジュ（走水ユニット）が五家荘変成岩と南側の前期ジュラ紀のメラングジュ（与奈久ユニット）に衝上したと考えられる。

また、栗木向斜周辺部を挟んで、小田尾ユニットと走水ユニットは、両翼の関係にあり、どちらも前期ジュラ紀の形成年代を持つメラングジュである。小田尾ユニットは石炭紀の矢山岳石灰岩体を含むのに対し、走水ユニットは中期ペルム紀の大きな石灰岩体を含み、メラングジュを構成する岩体の年代や岩相の量比が異なる。両者の違いを明らかにするためには、それぞれのユニットの復元層序、特に海洋プレートの形成年代と、異なっているように見える石炭紀-ペルム紀の層序を明らかにしなければならないが、復元層序は断片的である。このため、形成年代を基準にして考え、メラングジュ中の岩体の分布には偏りがあると考えれば、小田尾ユニットと走水ユニットは栗木向斜の両翼で連続している可能性が考えられる。

これらから、3つの前期ジュラ紀のメラングジュは現状では分布が分かれているものの、初生的に同じである可能性がある。本地域-椎葉村地域のジュラ紀-前期白亜紀堆積岩コンプレックスでは構造的低位から、メラングジュ（泥岩から産出する放散虫化石の対比される化石帯：JR6-KR2，対応する時代：J3-K1，以下同じ）、整然相

（チャート碎屑岩コンプレックス）（JR2-JR6，J1-J2）、メラングジュ（JR1，J1）、整然相（JR1，J1）の順に積み重なっていると考えられる（第7.26図，第9.2図）。

本地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスは九州東部の「三重町」地域とおおむね対比できる（第7.26図）。九州以外の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス（いわゆる秩父帯の“南帯”，“黒瀬川帯”，“北帯”のジュラ紀堆積岩コンプレックス）との対比では、松岡ほか（1998）とは、地質構造の面からは大きく見解が異なる。しかし、形成年代・岩相の面だけで言えば、小田尾、走水、与奈久の各ユニット（前期ジュラ紀のメラングジュ）は、遊子側、住居附、大平山ユニットと対比される。また、形成年代、構造的位置の点で、仁田尾、縦木の両ユニット（中期ジュラ紀前後の整然相）は斗賀野ユニットに対比され、尾前ユニット（後期ジュラ紀-前期白亜紀のメラングジュ）は三宝山ユニットに対比される。

西南日本内帯の美濃帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスとは、形成年代は異なるものの、岩相の積み重なりは極めてよく似ている。美濃帯では、構造的低位より、白亜紀初頭のメラングジュ（金山ユニット）、中期ジュラ紀の整然相（上麻生ユニットなど）、中期ジュラ紀のメラングジュ（舟伏山ユニット、久瀬ユニット）、中期ジュラ紀の整然相（左門岳ユニット）の順に衝上断層で積み重なっている（Wakita, 1988；斎藤・沢田，2000）。付加体形成の始まりは美濃帯の方が遅いものの、岩相の積み重なる順番、付加体形成の終了時はよく似ており、現在西南日本内帯、外帯に分かれて分布するジュラ紀付加体の形成場を考える上で、重要である。

9.2 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスと構造的上位の地質体との関係

本地域では秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスとそれ以外の地質体（蛇紋岩メラングジュ、正常堆積物、ペルム紀堆積岩コンプレックスなど）の分布域が明確に分かれている。そして、前者が後者に構造的に覆われる。この考え方は、松本・勘米良（1952）で既に示されている。松本・勘米良（1952, p.64）は、「地質図で見ると、中生層で占められる3構造帯とも、東北東に漸次幅を減じ、代わりに古生層の分布する地帯がはさまってきている。前述の小田尾帯や走水帯がそれである。このような部分の上の方では、中生層は幅広い背斜をなしていたのかもしれないけれども、今は浸食されてしまっていて見ることができない。」と述べている。本地域の地質構造は、松本・勘米良（1952）の考え方と整合的である。

このことが典型的に理解できるのは、栗木向斜周辺で、向斜軸付近に正常堆積物、ペルム紀堆積岩コンプレックス、蛇紋岩メラングジュなどが分布し、その外側にジュラ紀堆積岩コンプレックス（南側は北傾斜の構造を持つ走

水ユニット、北側は南傾斜の構造を持つ小田尾ユニット)が分布する。全体としては栗木向斜付近は大きなシンフォームをなしている。目丸南東方の青石付近でも、蛇紋岩、結晶片岩が尾根沿いに分布するのに対して、東側の内大臣川沿いはジュラ紀堆積岩コンプレックスの小田尾ユニットが露出する。

また、五家荘変成岩は、前節で述べたように、初生的には、前期ジュラ紀のメランジュ(与奈久、走水の両ユニットの起源)の構造的上位に分布していたと考えられる。その後、本地域が南北圧縮の応力場におかれた際に、走水ユニットの下限を画する北傾斜の衝上断層(初生的にはメランジュと整然相(チャート碎屑岩コンプレックス)の境界断層;第9.1図a)が活動して、前期ジュラ紀のメランジュが五家荘変成岩に衝上し、五家荘変成岩を走水ユニットと与奈久ユニットの間に挟み込んだと考えられる。

一方、小田尾ユニットと種山蛇紋岩ユニットとの境界をなす低角南傾斜の断層(第9.1図b)は、ジュラ紀堆積岩コンプレックスのメランジュの構造的上位に、正常堆積物、蛇紋岩メランジュ等の地質体が重なる構造ができた後、形成された。運動方向にはジュラ紀メランジュ(小田尾ユニット)と構造的上位の正常堆積物、蛇紋岩メランジュ等が北に衝上したとするモデルと、ジュラ紀堆積岩コンプレックスのうちの小田尾ユニットだけとそれより構造的上位の正常堆積物、蛇紋岩メランジュ等が全体として北から滑動したあと、褶曲してできたとするモデルが考えられる。下部白亜系低用層の中には、小田尾ユニットの下限の断層(第9.1図b)と同様の低角南傾斜で蛇紋岩を伴う衝上断層が発達する。これらが、小田尾ユニットの下限の断層(第9.1図b)と同時に形成されたものであれば、小田尾ユニットは、構造的上位の蛇紋岩メランジュ、五家荘変成岩、栗木向斜付近の正常堆積物、ペルム紀堆積岩コンプレックスとともに、北側に衝上したものと考えられる。

これに従って、白杵-八代構造線以南が全体に南北圧縮を被って、初生的にメランジュ-チャート碎屑岩コンプレックスの境界断層(第9.1図c)が再活動することによって、五家荘変成岩に走水ユニットが衝上(第9.1図a)し、副次的に小田尾ユニットが蛇紋岩メランジュなど衝上(第9.1図b)したモデルを考える。

このモデルを基に、第9.1図a、bの断層を元に戻してやると、栗木向斜などの褶曲は、もともとジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位を、それ以外の地質体が低角な断層で覆った後、波長2~5 kmの正立したアンチフォーム、シンフォームの繰り返しができたと考えられる(第9.1図、断面図上方の褶曲軸)。

これらの正立褶曲は下部白亜系“先外和泉層群”がペルム-ジュラ紀正常堆積物に比べて、褶曲構造がやや緩いことから、白亜紀前期の段階で正立褶曲はある程度で

きていて、“先外和泉層群”堆積後も変形は続いたと考えられる。

また、第9.1図a、bの形成時期としては、

1) ジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位に、それ以外の前期白亜紀までの正常堆積物、蛇紋岩メランジュ等の地質体が重なる構造ができて、栗木向斜などの正立褶曲ができた少なくとも後期白亜紀以降、

2) 中期中新世の花崗岩類には正断層系が発達することから中期中新世より前、

が考えられる。

走水ユニットの下限の断層と小田尾ユニットの下限の断層が連続していて、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位に正常堆積物、蛇紋岩メランジュ等の地質体が重なったまま、全体として北側(?)から移動してきたモデルを完全に否定できるわけではないが、上述のモデルの方が本地域の実態と矛盾が少ない。

9.3 蛇紋岩メランジュとペルム紀堆積岩コンプレックス、浅海成正常堆積物の関係

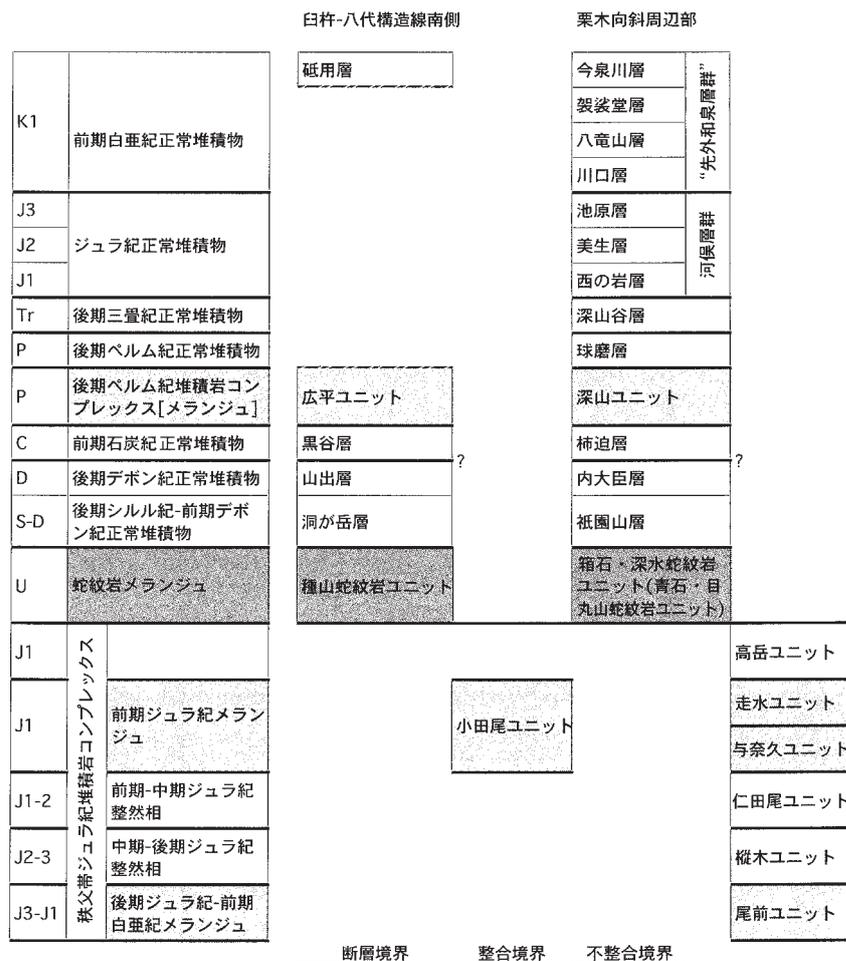
上述のように、秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位にそれ以外のペルム紀堆積岩コンプレックス、蛇紋岩メランジュ、浅海成正常堆積物などの地質体が重なる。これらの秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス以外の地質体の相互関係を明らかにするため、現在認識できる構造的、層序的上下関係を制約する条件を以下に示す。

- 1) 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的上位には蛇紋岩メランジュがあり、その構造的上位にはシルル-デボン紀正常堆積物が存在する(矢山岳西方、目丸青石から内大臣川、目丸山南斜面、栗木向斜南翼の馬石峠周辺)。
- 2) シルル系に斑れい岩を起源とする砂岩がある。
- 3) シルル-デボン系は整合関係にある。
- 4) シルル-デボン系は蛇紋岩メランジュの構造的上位で向斜をなしている。
- 5) 五家荘変成岩(180~140 Ma)は蛇紋岩メランジュに含まれる結晶片岩類の一部と同じものの可能性が高い。
- 6) ペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニットは目丸山東北東方の内大臣川沿いではシルル-デボン系の構造的上位にある。
- 7) 下部石炭系柿迫層はペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニットの構造的下位にある。黒谷層もペルム紀堆積岩コンプレックスの広平ユニットの構造的な下位の位置にある。
- 8) 下部石炭系(柿迫層、黒谷層)とシルル-デボン系の構造的な関係は不明である。

- 9) ペルム紀堆積岩コンプレックス（深山ユニット）は栗木向斜付近ではペルム-白亜系正常堆積物の構造的な下位にある（矢山岳南西方の水無谷上流部）。
- 10) ペルム紀、三疊紀、ジュラ紀正常堆積物と下部白亜系“先外和泉層群”はそれぞれの間は断層関係であるものの、古いものから順に累重する（栗木向斜部）。
- 11) ペルム紀堆積岩コンプレックスの広平ユニットは物部川層群低用層に不整合で覆われる。
- 12) 上部石炭系，下部-中部三疊紀正常堆積物は本地域及び周辺地域で存在しない。
- 13) “先外和泉層群”の礫にはジュラ紀堆積岩コンプレックスからもたらされたものが多い。
- 14) “先外和泉層群”は栗木向斜による変形を受けているが，ペルム-ジュラ紀正常堆積物と比較して，層理面の傾きが緩い。
- これらを基に各地質体の上下関係を第9.2図に関係を示す。シルル-デボン紀正常堆積物は蛇紋岩メランジュの近傍かそれを不整合で覆って堆積したと考えられる。

石炭紀正常堆積物は構造的にはシルル-デボン系の構造的な上位にあり，ペルム紀堆積岩コンプレックスの構造的な下位である。ここまでの岩相は白杵-八代構造線の南側も栗木向斜周辺部もほぼ同じである。ペルム紀堆積岩コンプレックスより上位の堆積物については2系統の層序がある。白杵-八代構造線の南側では下部白亜系物部川層群低用層が不整合でペルム紀堆積岩コンプレックスを覆い，九州東部，四国でも同様の関係がある。栗木向斜周辺部では，構造的な上位にペルム-ジュラ紀正常堆積物と下部白亜系“先外和泉層群”が重なるもので，ペルム-ジュラ系と下部白亜系“先外和泉層群”はジュラ系と下部白亜系の中を除いて本地域ではそれぞれが断層関係である。

本地域で認められるこれらの関係は，必ずしも同様の地質体から構成される他の地域（北上山地，近畿地方など）の地質体間の関係とは一致しないように見える。たとえば近畿地方では丹波帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造的な上位に超丹波帯のペルム紀堆積岩コンプレックスが分布する（たとえば篠山図幅（栗本ほか，1993））。



第9.2図 本地域から「椎葉村」地域にかけての秩父帯を構成する各地質体の累重関係
S, P2, J3などの記号は，指示された地層の時代を示す（第2.3図参照）。Uは時代不詳。

また北上山地ではペルム紀堆積岩コンプレックスに対比されている根田茂帯のコンプレックス（川村ほか，1999；永広・鈴木，2003）は，早池峰構造帯と北部北上帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスとの間にある．今後，これらとの対応関係を検討していく必要がある．

また，下部白亜系物部川層群低用層はペルム紀堆積岩コンプレックスを不整合で覆うが，下部白亜系“先外和泉層群”はペルム-ジュラ紀正常堆積物を層序的に覆うかはっきりしない．本報告では，層理面の傾斜がペルム-ジュラ紀正常堆積物と比較して緩いことから断層関係とした．また，“先外和泉層群”の袈裟堂層にはジュラ紀堆積岩コンプレックス起源の礫が含まれ，少なくとも

も前期白亜紀のアルビアン期には周囲にジュラ紀堆積岩コンプレックスが露出していたことは明らかである．チャート礫は川口層（バラングニアン期-オーテリビアン期）から含まれていることから，白亜紀の初め頃からジュラ紀堆積岩コンプレックスが露出していた可能性がある．このジュラ紀堆積岩コンプレックスが，近傍の秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスであるかについては別に検討が必要であるが，2つの下部白亜系がどのような堆積場で堆積したのかが秩父帯に分布する地質体の構造発達史に大きな影響を与えるので，下部白亜系の堆積場は重要な検討課題である．

第 10 章 氷川トータル岩 (Ht)

(宮崎一博)

10.1 研究史

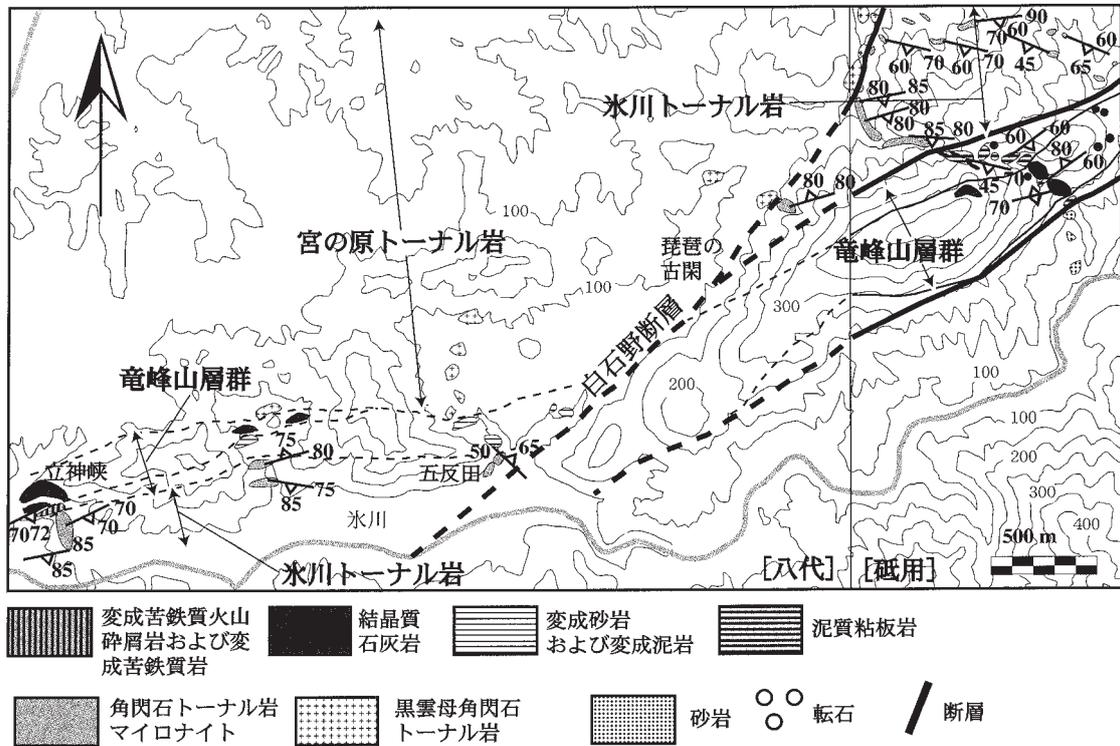
竜峰山層群の地層にシート状に挟まり著しいマイロナイト化作用を受けたトータル岩-閃緑岩に対し、坂島ほか(1999)は氷川トータル岩の名称を与えた。模式地は西隣「八代」地域内の氷川沿いの宮原町立神峡である(第 10.1 図)。同様のマイロナイト化作用を被ったトータル岩-閃緑岩は模式地以外にも分布する。Yamamoto(1962)及び端山ほか(1982)では、上述の竜峰山層群に挟まるマイロナイト化作用を被ったトータル岩を宮の原トータル岩起源のマイロナイトとして竜峰山変成帯を構成する岩石に区分している。

氷川トータル岩のジルコン SHRIMP 年代は 502.5 ± 9.6 Ma (Sakashima *et al.*, 2003) を示し、岩体の貫入固結時期は後期カンブリア紀と推定される。氷川トータル岩は貫入固結後に強い変形作用を被っており、プロトマイロナイト-マイロナイトとなっている(坂島ほか, 1999)。マイロナイト化作用に伴う動的再結晶により生

じた細粒マグネシオホルンブレンドの K-Ar 年代は 112.7 ± 5.6 Ma と 79.0 ± 4.0 Ma であり、前期白亜紀と後期白亜紀初め(約 80 Ma)にマイロナイト化作用が進行したと考えられる(坂島ほか, 1999)。

10.2 概要

本報告では、「砥用」地域に分布するマイロナイト化作用を被った角閃石トータル岩-閃緑岩を氷川トータル岩として一括する。模式地の氷川トータル岩からの分布の連続性に加え、竜峰山層群中での産出層準、マイロナイト化の程度及び高い帯磁率を有する特徴が本地域と模式地の氷川トータル岩で共通する。ただし、竜峰山層群の地層には前期白亜紀の宮の原トータル岩や角閃石斑れい岩(西隣「八代」地域内)が貫入しており、これらの岩石の一部も弱いマイロナイト化作用を被っている。したがって、氷川トータル岩と一括した本地域の岩石の中に貫入固結年代の異なる角閃石トータル岩-閃緑岩が含



第 10.1 図 模式地周辺の氷川トータル岩及び竜峰山層群のルートマップ

まれている可能性も完全には否定できない。

模式地の宮原町立神峽の氷川トータル岩はマイロナイト面構造の走向方向と平行に東方の東陽村五反田まで追跡できる。五反田より東方では、「砥用」地域内から連続する白石野断層により分布が北東に変位し、白石野断層北東延長の小川町琵琶の古閑より再びマイロナイト面構造の走向方向と平行に東へ連続する（第 10.1 図）。

「砥用」地域内の氷川トータル岩は本地域西端の小川町新道峠付近から砥用町岩野付近にかけて分布する。模式地では氷川トータル岩の北側に竜峰山層群の変成した石灰岩、砂岩、泥岩、苦鉄質火山碎屑岩が分布する。「砥用」地域内においても氷川トータル岩の北側に竜峰山層群の変成した石灰岩、砂岩、泥岩、苦鉄質火山碎屑岩が分布する（第 11.1 図）。地質図では竜峰山層群の変成岩の分布が途切れ、氷川トータル岩と宮の原トータル岩が直接接する場所がある。この場所では氷川トータル岩に対して宮の原トータル岩が貫入すると推定した。ただし、両者の直接の貫入関係は確認できていない。中央町菅の谷より東方では、氷川トータル岩は東北東走向の高角断層により、北側に分布する宮の原トータル岩と接する。断層露頭は中央町椿北方の採石場で確認できる。椿北方の採石場では、カタクレサイト化作用を被った宮の原トータル岩が著しくマイロナイト化作用を被った氷川トータル岩と断層で接する。本地域の氷川トータル岩は北東走向の高角断層により、南側に分布する竜峰山層群の弱変成石灰岩及び泥岩と接する。

氷川トータル岩分布域内部においてもレンズ状の形態で竜峰山層群の変成岩類が挟まる。確認できた範囲では著しいマイロナイト化作用を被った氷川トータル岩と竜峰山層群の変成岩とが構造的に接する。マイロナイト化作用により形成された面構造はほぼ東西の走向を示し、南もしくは北へ急傾斜する。

氷川トータル岩分布域には、地質図に示せない小規模な珪長質火成岩類（花崗斑岩-花崗閃緑斑岩）が貫入している。これらの貫入岩は氷川トータル岩のマイロナイト面構造と斜交して貫入するが、貫入岩自体も一部で弱いマイロナイト化作用もしくはカタクレサイト化作用を受けている。氷川トータル岩のマイロナイト化作用の時期は前期白亜紀と後期白亜紀初めが推定されるので、小規模な珪長質火成岩類は前期白亜紀の肥後深成岩類と同時期のものと考えられる。

氷川トータル岩はマイロナイト化作用の進行の程度に関係なく高い帯磁率を示す。野外での測定では、帯磁率は $10 \times 10^{-3} \sim 20 \times 10^{-3}$ (SI 単位系) を示す。なお、反射顕微鏡による不透明鉱物の同定も行った。氷川トータル岩に多く含まれる不透明鉱物の大部分は磁鉄鉱である。磁鉄鉱には少量のイルメナイト離溶が認められる。

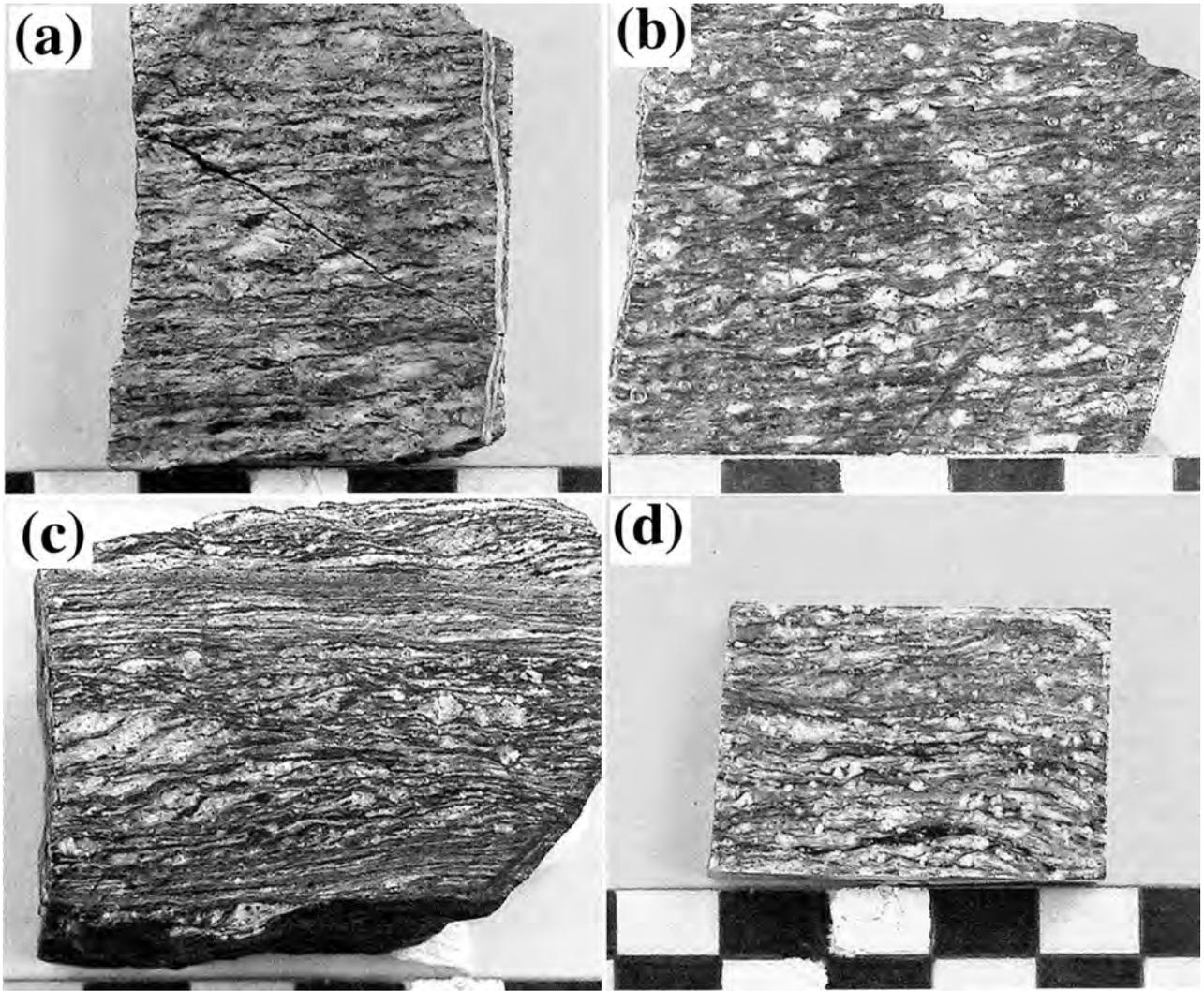
10.3 岩 相

本地域の氷川トータル岩も模式地の氷川トータル岩と同様、変形を受けマイロナイトとなっている（第 10.2 図）。マイロナイト化作用の進行は不均一であり、剪断変形集中域に沿って著しくマイロナイト化作用が進行し、部分的にウルトラマイロナイトとなっている（第 10.2c 図）。マイロナイト化作用の進行が弱いところでは、本岩は中粒の角閃石を含む角閃石トータル岩-閃緑岩である。マイロナイト化作用が進行すると灰緑-緑黒色を呈し、斜長石の白色のポーフィロクラストが目立つようになる。最もマイロナイト化作用の進行が著しいところでは見かけ緑黒色の片岩様の外見を呈す。

岩石記載

角閃石トータル岩マイロナイト（第 10.3 図，泉村宮の崎の北東約 1 km の沢沿い）

主要構成鉱物は、普通角閃石、斜長石、石英である。これに少量の磁鉄鉱、緑泥石、緑れん石、スフェン、白色雲母、ぶどう石が加わる。粒径 1 mm 前後の緑褐色普通角閃石と斜長石のポーフィロクラストを含み、細粒針状の青緑色普通角閃石の形態定向配列によるマイロナイト面構造が顕著に発達する。石英はポーフィロクラストとしては存在せず、ほぼ石英のみからなる薄層がマイロナイト面構造と平行に発達する。同一薄片内においても、ポーフィロクラストの多いマイロナイト質の部分と、これをほとんど含まず細粒針状普通角閃石、細粒斜長石、細粒石英からなるウルトラマイロナイト質の部分が層状に繰り返す。緑泥石は普通角閃石の一部を交代して生じている。緑れん石は細粒斜長石と細粒白色雲母、磁鉄鉱と共にマイロナイト面構造と僅かに斜交しこれを切る脈を形成している。また、マイロナイト面構造を切り、これと大きく斜交してぶどう石脈が発達する。

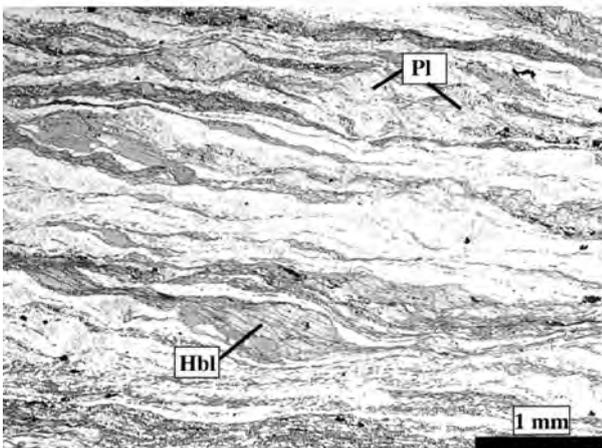


第 10.2 図 氷川トータル岩の切片写真

スケールの白黒それぞれが幅 1 cm.

(a) (b) 模式地、宮原町立神峡（西隣「八代」地域内）の氷川トータル岩. a：マイロナイト化作用を被った氷川トータル岩, b：マイロナイト化作用により生じた斜長石ポーフィロクラストが目立つ試料.

(c) (d) 「砥用」地域内の氷川トータル岩. c：不均一にマイロナイト化作用を被った氷川トータル岩, 泉村宮の崎の北東約 1 km の沢沿いより採取. d：マイロナイト化作用により生じた斜長石ポーフィロクラストが目立つ試料, 小川町新道峠の西約 500 m の道路沿いより採取.



第 10.3 図 氷川トータル岩の薄片写真（第 10.2 図 (c) と同一試料）

Pl：斜長石, Hbl：普通角閃石

第 11 章 竜峰山層群

(宮崎一博)

白杵-八代構造線の北側に細長く分布する地層と変成岩は竜峰山層群あるいは竜峰山変成岩類(野田, 1962)と呼ばれる。本報告では竜峰山層群及び竜峰山変成岩類のうち、堆積岩及び火山岩とこれらを原岩とする変成岩のみを竜峰山層群として扱う。従来、竜峰山変成岩類として扱われていたトータル岩を原岩とするマイロナイト(Yamamoto, 1962; 端山ほか, 1982)は本報告では氷川トータル岩に含めた。

11.1 研究史

竜峰山層群の名称は野田(1962)で使用されており、Yamamoto(1962)の竜峰山変成帯と非変成帯に相当する。竜峰山層群は全体に変成作用を被っている。Yamamoto(1962)は変成度の違いにより、竜峰山変成帯を断層で境される高変成度のⅡ帯と低変成度のⅠ帯に区分している。坂島ほか(1999)は地域全体の見かけの岩相層序を立て、岩相変化並びに変形様式から、竜峰山変成帯のⅠ帯とⅡ帯及び非変成帯は元来整合に堆積した一連の地層であるとの見解を示した。また、坂島ほか(1995)はクロリトイドを含む変成岩を報告しており、この原岩をラテライト質岩であると推定している。竜峰山層群の構成岩石はこの他に石灰岩、砂岩、泥岩、苦鉄質火山砕屑岩、珪長質火山砕屑岩からなる。メランジェやオリストストローム堆積物の発達認められず、海溝付加体に特徴的な玄武岩溶岩、礁性石灰岩及び層状チャートなど海洋プレートで形成されたと考えられる異地性岩塊を欠く(坂島ほか, 1999)。

竜峰山層群の石灰岩からフズリナ化石である *Verbeekina* sp. (松本・戸次, 1949) や *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp. (村田ほか, 1981) の産出が報告されている。これらの化石から石灰岩の堆積年代は前期ペルム紀-中期ペルム紀と推定される。Sakashima *et al.* (2003) は化石年代及び堆積岩としての岩相の類似性から、竜峰山層群を日立古生層や南部北上帯の古生層に対比させている。

竜峰山層群の受けた変成作用については、Ⅰ帯で緑色片岩相、Ⅱ帯で緑色片岩相-角閃岩相の変成相とされている(Yamamoto, 1962)。植田(1961)及び坂島ほか(1999)も、竜峰山層群の地層は緑色片岩相-角閃岩相の高温低圧型の変成作用を受けているとしている。竜峰山層群の変成泥岩からは、高温低圧型変成作用を特徴づける堇青石の産出が報告されている(Yamamoto,

1962; 坂島ほか, 1999)。

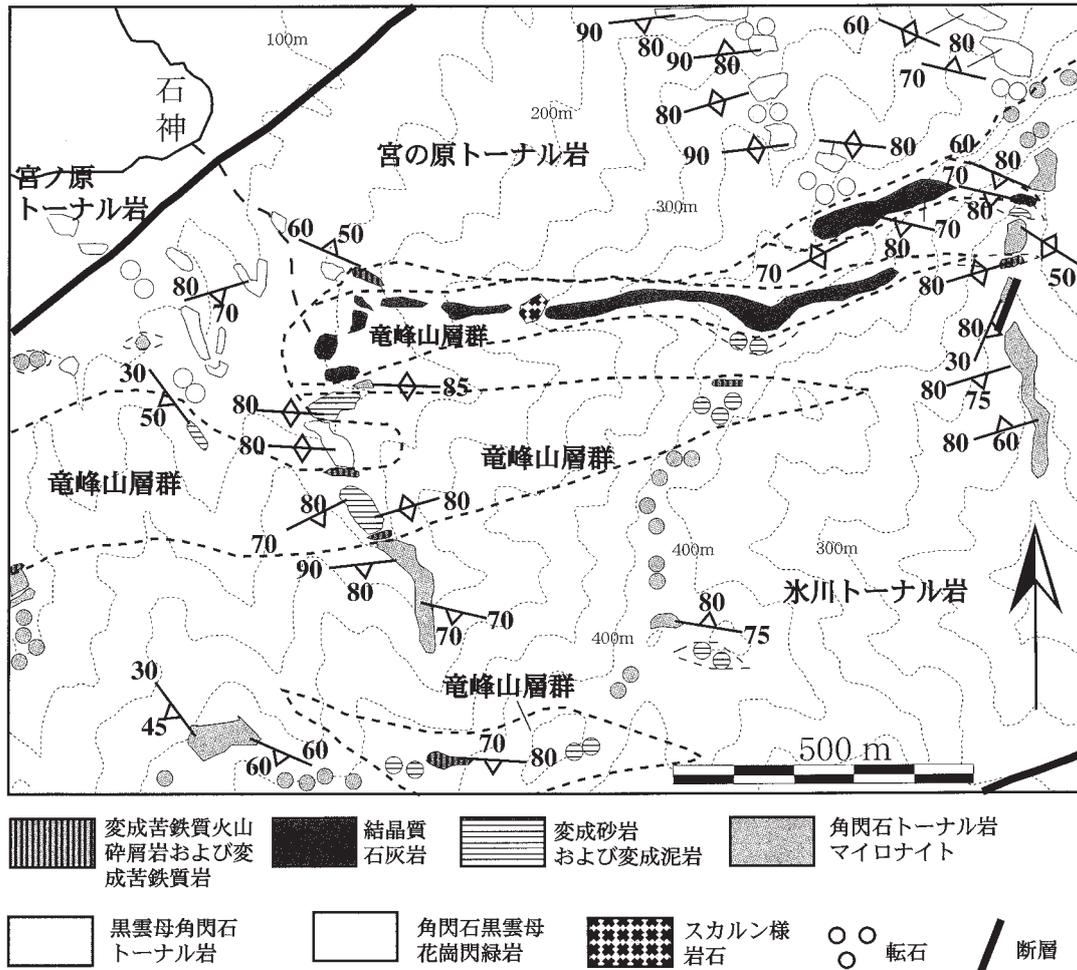
竜峰山層群の変成作用の年代は、角閃石片岩中の普通角閃石、砂質片岩中の黒雲母及び含クロリトイド片岩中の白雲母の K-Ar 放射年代より前期白亜紀(100 Ma 前後)と推定されている(坂島ほか, 1999)。

坂島ほか(1999)は石英、方解石のファブリックを解析し、竜峰山層群の変成岩の変形作用は緑色片岩相-角閃岩相で進行したことを明らかにしている。また、変成岩中のシアバンド及び結晶質石灰岩の形態ファブリックから左横ずれのシアーセンスを推定している。

11.2 概要

竜峰山層群の見かけの岩相層序は西隣「八代」地域内で立てられている。岩相にもとづき見かけの下位から上位へ、ユニット A からユニット F の 6 ユニットに区分される(坂島ほか, 1999)。竜峰山層群は全域において変成・変形作用を被っている。加えて、本地域では、竜峰山層群の地層に氷川トータル岩マイロナイトが構造的に挟まり、東北東走向の高角断層も発達する。本報告では、本地域内の竜峰山層群の地層の分布が断片的であるため、ユニット区分は行わず、原岩岩相ごとにその分布を地質図上に表した。本地域の竜峰山層群は白杵-八代構造線北側に分布する厚い石灰岩と薄い泥岩を原岩とする低変成度の変成岩、更にその北側に分布する苦鉄質火山砕屑岩、砂岩、泥岩、珪長質火山砕屑岩及び石灰岩を原岩とする変成岩からなる。両者は白杵-八代構造線に平行な断層により隔てられる。北側に分布する地層は坂島ほか(1999)のユニット A (苦鉄質-珪長質火山砕屑岩と砂岩泥岩卓越層)に、南側に分布する地層はユニット D (層状石灰岩と泥岩互層)、E (塊状石灰岩卓越層)及び F (泥岩卓越層)にほぼ相当する。

白杵-八代構造線に沿って平行に分布する厚い石灰岩北縁の高角断層より北側の地層はマイロナイト化作用を被ったトータル岩を伴っている。小川町石神の南東ではマイロナイト化作用を受けたトータル岩に伴って竜峰山層群の変成岩が東西に細長く伸びた形態で分布する(第 11.1 図)。これらの岩体の伸びの方向は変成岩の片理の走向方向及び周囲のトータル岩マイロナイトの面構造の走向方向に平行である。砂岩及び泥岩起源変成岩には広く黒雲母が生じている。変成度は北に向かい高くなり、小川町石神南東の砂岩及び泥岩と苦鉄質火山砕屑岩を原岩とする変成岩は北縁部でざくろ石カリ長石黒雲母



第 11.1 図 小川町石神南東の竜峰山層群及び氷川トールナル岩のルートマップ

片麻岩と縞状角閃岩になっている。竜峰山層群分布域北縁部では宮ノ原トールナル岩が貫入し、竜峰山層群の変成岩ゼノリスが宮ノ原トールナル岩中に捕獲される。

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い石灰岩と薄い泥岩からなる地層のうち、泥岩は低度の変成作用を被っており、黒色の泥質粘板岩となっている。泥質粘板岩の片理の走向は東北東で白杵-八代構造線の走向にほぼ平行である。

11.3 岩相

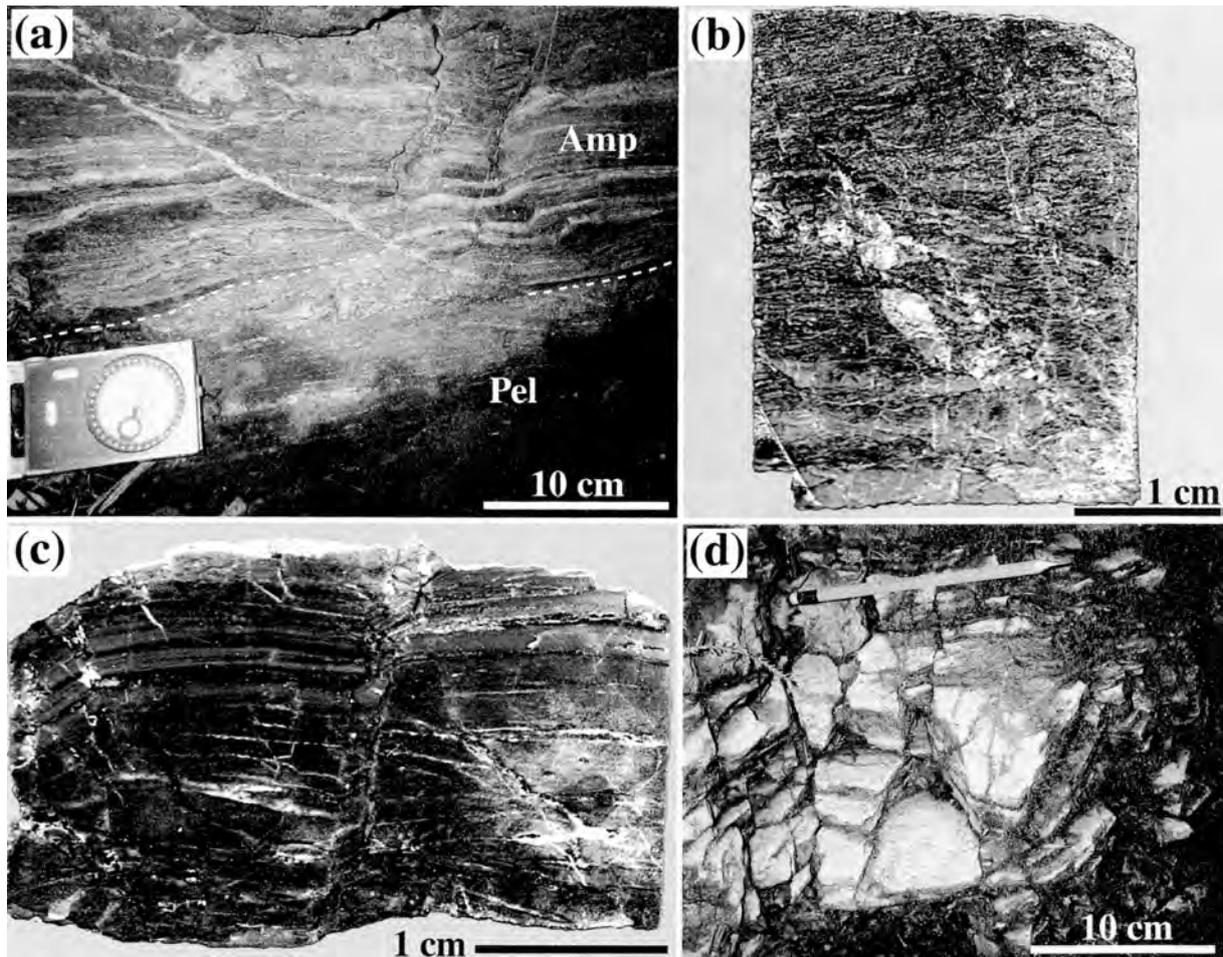
11.3.1 砂岩及び泥岩（苦鉄質及び珩長質火山砕屑岩を伴う）(Rc + Bt, Rc)

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い石灰岩北縁の高角断層より北側に主に分布するが、同断層南側の厚い石灰岩の北側にも局所的に分布する。砂岩及び泥岩を主体とするが、場所により苦鉄質火山砕屑岩及び珩長質火山砕屑岩を伴う。

本地域に分布する竜峰山層群の苦鉄質火山砕屑岩は変成作用により普通角閃石を生じており、緑黒色-黒色で

片理の発達した角閃石片岩ないし縞状構造が発達する角閃岩となっている（第 11.2 図 (a)）。珩長質火山砕屑岩は砕屑粒子をほとんど含まず極細粒石英基質よりなる細粒珩長質凝灰岩（第 11.2 図 (c)）と、中性ないし珩長質火山岩砕屑粒子と斜長石の砕屑粒子を多く含む粗粒珩長質凝灰岩（第 11.2 図 (b)；第 11.3 図 (b)）とからなる。細粒珩長質凝灰岩は極細粒石英の他に少量の細粒緑泥石を含み灰緑色を呈する。部分的に黒色泥岩の薄層が挟まる場合がある。粗粒珩長質凝灰岩は灰緑色ないし淡緑色を呈し、肉眼で斜長石の砕屑粒子を見ることができる。基質は極細粒石英と少量の緑泥石からなる。緑泥石の (001) 面の定向配列が見られ、弱い片理が発達する。粗粒珩長質凝灰岩には極細粒石英からなる灰白色細粒珩長質凝灰岩の薄層が挟まる場合がある。

砂岩は弱い片理が発達する砂質片岩となっている（第 11.2 図 (d)）。変成作用により多量の黒雲母を生じ、赤褐色を呈する。灰緑色-暗緑色塊状の苦鉄質ないし中性凝灰岩質砂岩の部分もある。泥岩は褐色ないし灰白色を呈し片理が発達する白雲母黒雲母片岩になっている。場所により、自形のざくろ石斑状変晶を含むざくろ石黒雲



第 11.2 図 竜峰山層群の変成苦鉄質火山碎屑岩，変成珩長質火山碎屑岩及び変成砂岩の切片写真と露頭写真
 (a) 泥岩起源の黒雲母片麻岩 (Pel) と互層する苦鉄質火山碎屑岩起源の角閃岩 (Amp)．小川町石神の南方約 500 m の沢沿い．
 (b) 珩長質火山碎屑岩の切片写真．砥用町岩野の南西方約 500 m の砂防ダム付近．
 (c) 珩長質火山碎屑岩の切片写真．(b) に比べ細粒．黒色部分は泥岩の薄層．中央町宮の崎の西南西約 700 m の沢沿い．
 (d) 砂質片岩 (変成砂岩) の露頭写真．小川町石神の南方約 700 m の沢沿い．

母片岩が産する．

岩石記載

角閃岩 (苦鉄質火山岩起源) (第 11.3 図 (a)，小川町石神の南方約 500 m の沢沿い)

緑褐色普通角閃石と斜長石を主要構成鉱物として含む．普通角閃石は形態定向配列を示し，片理を形成している．普通角閃石の粒径はほぼそろっており長径約 0.5 mm，短径 0.2 mm である．斜長石の粒径も約 0.2 mm でそろっている．副成分鉱物として少量の石英，黒雲母，不透明鉱物，スフェン，緑泥石，緑れん石を含む．緑泥石，緑れん石は，片理を切る脈中に生じている．

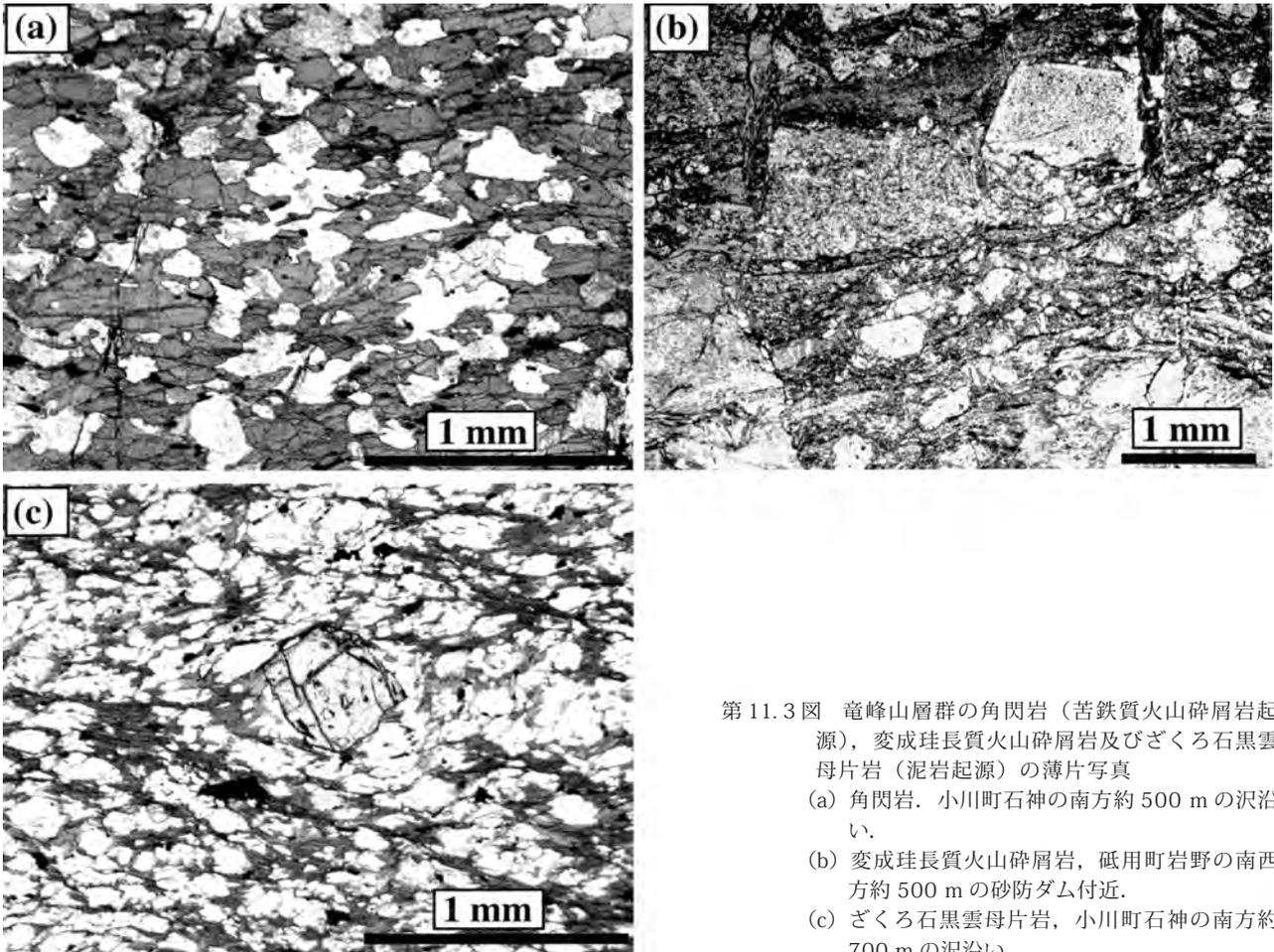
ざくろ石黒雲母片岩 (泥岩起源) (第 11.3 図 (c)，小川町石神の南方約 700 m の沢沿い)

主要構成鉱物として石英，斜長石，黒雲母，ざくろ石を

含む，このほかに少量の不透明鉱物，スフェン，アパタイトを含む．ざくろ石は粒径約 0.5 mm の斑状変晶をなし，粒径が大きい場合は極度に外形が入り組んだ形態をなす．基質を構成する鉱物のうち，黒雲母の (001) 面は定向配列を示し，片理を形成している．斜長石，石英は粒径約 0.1mm である．

11.3.2 泥岩 (Rm)

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い塊状石灰岩の北側と南側に薄く分布する泥岩は，炭質物を含み黒色でスレートへき開の発達する白雲母緑泥石粘板岩となっている (第 11.4 図 (a))．石灰岩と接するところでは方解石を含む黒灰色の石灰質泥岩である．鏡下では，細粒の白色雲母及び緑泥石の (001) 面の定向配列が見られ，これらが片理を形成している．



第 11.3 図 竜峰山層群の角閃岩（苦鉄質火山碎屑岩起源）、変成珩長質火山碎屑岩及びざくろ石黒雲母片岩（泥岩起源）の薄片写真
 (a) 角閃岩. 小川町石神の南方約 500 m の沢沿い.
 (b) 変成珩長質火山碎屑岩, 砥用町岩野の南西方約 500 m の砂防ダム付近.
 (c) ざくろ石黒雲母片岩, 小川町石神の南方約 700 m の沢沿い.

11. 3. 3 石灰岩 (Rl, Rl + Bt)

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い石灰岩は白色塊状を呈する。泥岩との境界近くでは、黒色石灰質泥岩を挟む層状石灰岩となる（第 11.4 図 (b)）。

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い石灰岩北縁の高角断層より北側にも連続性が良い石灰岩が分布する。これらの石灰岩は再結晶作用が進行して結晶質石灰岩となっている。苦鉄質火山碎屑岩と接する場合はその間に単斜輝石、Ca ざくろ石、緑レン石などの Ca ケイ酸塩鉱物からなる緑色または赤褐色スカレン様反応帯が形成されている。

11.4 変成作用

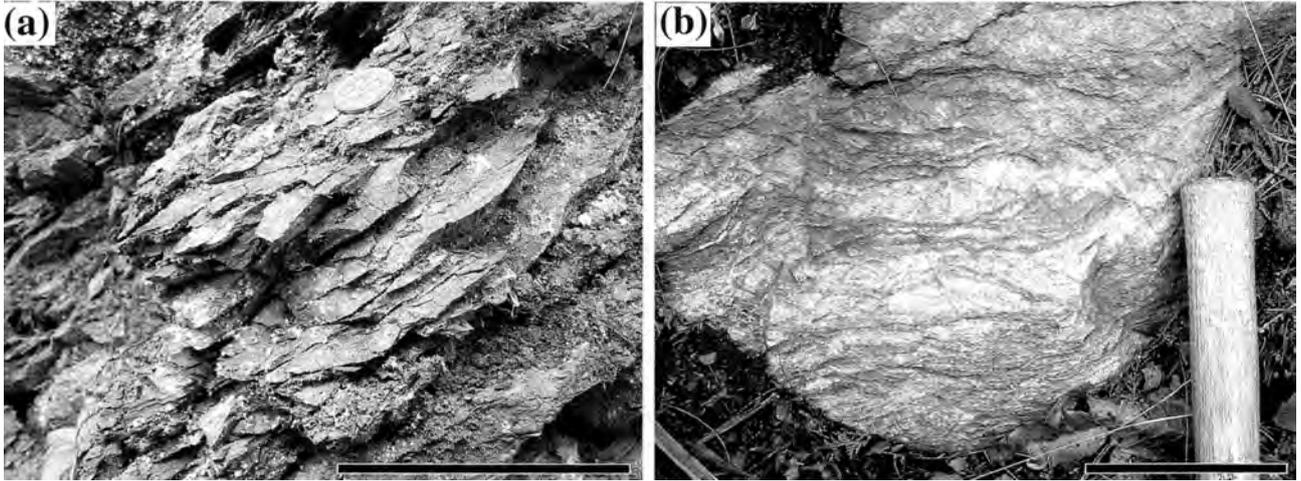
竜峰山層群の地層は前期白亜紀に片理形成を伴う高温低圧型の変成作用を被っている（坂島ほか、1999）。竜峰山層群の地層が受けた変成作用は、変成作用の温度圧力型及び変成時期から、肥後変成岩類を生じた肥後変成作用と共通点が多い。肥後変成岩類と竜峰山層群の変成岩の原岩岩相は異なるが、本報告では竜峰山層群が受けた変成作用を前期白亜期高温低圧型変成作用である肥後

変成作用として一括する。

白杵-八代構造線に沿って分布する厚い石灰岩に伴う泥岩は緑泥石白雲母粘板岩となっている。変成作用により緑泥石+白雲母の鉱物組合せを生じており、肥後変成作用の黒雲母帯より低温の条件を示す。

上述の厚い石灰岩層の北縁断層北側に分布する泥岩は白雲母黒雲母片岩であり黒雲母+白雲母の鉱物組合せが安定である。変成苦鉄質火山碎屑岩では、南部に緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石の組合せが、北部に普通角閃石+斜長石の組合せが認められる。これらの鉱物共生関係から、肥後変成岩類の黒雲母帯に相当する変成条件が推定される。北縁部のごく狭い範囲にはカリ長石+黒雲母+ざくろ石の組合せを持つ黒雲母片麻岩及び縞状角閃岩が産し、一部の岩石は肥後変成岩類の珩線石帯以上の変成条件が推定される。ただし、北縁部では宮の原トータル岩が貫入しており、宮の原トータル岩マグマ貫入による局所的な温度上昇により北縁部の高変成度変成岩が生じた可能性もある。

北縁部の高変成度変成岩を除くと、竜峰山層群の変成岩は肥後変成岩類の黒雲母帯相当の変成度に至る変成作用を受けており、緑色片岩相-角閃岩相低温部の変成条件が推定される。



第 11.4 図 竜峰山層群の泥岩（粘板岩）及び層状石灰岩の露頭写真
スケールは 10 cm.

- (a) 粘板岩の露頭写真. 泉村宮の崎の南西約 1.5 km の道路沿い.
- (b) 層状石灰岩の露頭写真. 泉村宮の崎の南西約 1.5 km の道路沿い.

第12章 間の谷変成岩類

(宮崎一博)

12.1 研究史

本地域北部から北隣の「御船」地域内にかけて広く分布し、主に苦鉄質片岩及び泥質片岩からなる変成岩類は間の谷変成岩類(Yamamoto, 1962)と呼ばれる。間の谷変成岩類の原岩は苦鉄質岩と泥質岩のほかに、少量のチャート起源珪質岩、超苦鉄質岩及び砂質岩を伴い、石灰岩を伴わないことを特徴とする(Yamamoto, 1962)。苦鉄質岩は泥岩と互層し、溶岩の組織が見られないことより、その大部分は火山砕屑岩起源と推定される(Yamamoto, 1962)。なお、苦鉄質岩の一部には、輝緑岩及び閃緑岩起源のものが報告されている(Yamamoto, 1962)。

間の谷変成岩類は肥後変成岩類の北側に広く分布する。「砥用」地域内において、間の谷変成岩類は肥後変成岩類と蛇紋岩を伴う断層で接する(山本, 1953)。ただし、「砥用」地域内においても間の谷変成岩類と肥後変成岩類の間にYamamoto(1962)が示唆した断層は認められず、両者は原岩構成の上からも一連であるとする見解(岡本ほか, 1989)もある。北隣の「御船」地域内では、苦鉄質変成岩が卓越する間の谷変成岩類と泥質変成岩が卓越する肥後変成岩類に断層関係が認められず、両者の関係は整合的であると考えられている(Yamamoto, 1962)。また、本地域の間の谷変成岩は豊野町峰尾原で御船層群に不整合で覆われることが知られている(田村, 1990a)。

北隣の「御船」地域からは、苦鉄質片岩中のアルカリ角閃石(クロス閃石)やパンペリー石+アクチノ閃石共生(佐藤・井上, 1968; 唐木田ほか, 1989)、泥質片岩中のローソン石(唐木田ほか, 1989)が報告されている。これらの変成鉱物の出現は間の谷変成岩類が低温高压型変成作用により生じたことを示しており、変成相はパンペリー石アクチノ閃石相高压部に相当する。

間の谷変成岩類は苦鉄質片岩の鉱物共生により3帯に分帯される(佐藤・井上, 1968)。3帯のうち最も低温の鉱物帯以外では泥質片岩に黒雲母、苦鉄質片岩に普通角閃石が生じている(佐藤・井上, 1968; 唐木田ほか, 1989; 岡本ほか, 1989)。これらの変成鉱物を生じた変成作用の特徴より、低温高压型間の谷変成岩類はその分布域南部において高温低压型肥後変成作用を重複して受けたと考えられている(佐藤・井上, 1968; 唐木田ほか, 1989; 岡本ほか, 1989)。

「御船」地域内では、肥後変成作用の熱的影響が少な

いと考えられる場所から214~176 Maの白雲母K-Ar年代が、肥後変成作用の熱的影響が及んだ可能性のある場所から112 Maの白雲母K-Ar年代が報告されている(永川ほか, 1997)。原岩岩相、後期三畳紀-前期ジュラ紀の変成年代、変成作用温度圧力型の類似性から、間の谷変成岩類は西南日本内帯の“三郡変成岩”の周防変成岩(Nishimura, 1998)に対比される(唐木田ほか, 1969, 1989; 岡本ほか, 1989; 永川ほか, 1997)。

12.2 概要

研究史で述べたように、間の谷変成岩類は低温高压型の変成作用で形成され、その後高温低压型肥後変成作用を重複して受けている。一方、原岩岩相と地層の見かけの累重関係から、苦鉄質岩が卓越する間の谷変成岩類と泥質岩が卓越する肥後変成岩類は元来一連整合の地層であった可能性が指摘されている。このように現状では、野外調査によってどの範囲までが間の谷変成岩類かを決定することが非常に困難になっている。間の谷変成岩類の本来の定義は、北隣「御船」地域内の間の谷山周辺に分布する主に苦鉄質片岩と泥質片岩からなる変成岩類である(Yamamoto, 1962)。本報告ではこの本来の定義に従い、「砥用」地域北部から北隣の「御船」地域南部にかけて分布し、緑泥石及びアクチノ閃石の形態定向配列が顕著な苦鉄質片岩と白雲母及び緑泥石の形態定向配列が顕著で剥離性に富む泥質片岩から主に構成される変成岩類を間の谷変成岩類とした。間の谷変成岩は本地域では御船層群に不整合で覆われる(第15.3図A)。

「砥用」地域北部から北隣の「御船」地域南部にかけて広く分布する間の谷変成岩類は苦鉄質片岩と泥質片岩に加えて少量の珪質片岩(チャート起源の石英片岩)や蛇紋岩・滑石緑泥石片岩・アクチノ閃石緑泥石片岩などの超苦鉄質変成岩を伴う。「砥用」地域内の間の谷変成岩類は苦鉄質片岩が多く、泥質片岩がこれに次ぐ。超苦鉄質変成岩のうち蛇紋岩は中央町中小路に地質図に表現できる程度の大きさの岩体が分布する。このほかにも、珪質片岩やアクチノ閃石緑泥石片岩、滑石緑泥石片岩などの超苦鉄質変成岩が小規模に分布するが地質図には示していない。

「砥用」地域の間の谷変成岩類は甲佐町小麓-豊内を通る東西走向の高角断層により南側に分布する肥後変成岩類と接する。境界部に剥離性に富む超苦鉄質片岩(滑石緑泥石片岩、アクチノ閃石緑泥石片岩)が挟まる場合

がある。

北隣「御船」地域内の予察的調査を行ったが、同地域でも間の谷変成岩類と肥後変成岩類は東西走向の高角断層で接する場合が多い。ただし、一部で、間の谷変成岩類の厚い苦鉄質片岩の下底に剥離性に富むアクチノ閃石緑泥石片岩あるいは片状蛇紋岩を伴った北傾斜の剪断帯が認められる。この剪断帯の走向傾斜は、上位の苦鉄質片岩及び下位の泥質片岩の片理の走向傾斜とほぼ同じである。下位の泥質片岩は緑泥石を欠き黒雲母+白雲母の共生で特徴づけられる。両者の関係は、間の谷変成岩類と肥後変成岩類とが東西走向の高角断層で接する以前の関係を表していると考えられる。すなわち、初生的には本報告で間の谷変成岩類とした地層は北傾斜の剪断帯を伴う断層により、肥後変成岩類の構造的上位に接していたと推定される。

12.3 岩相

12.3.1 蛇紋岩 (mu)

「砥用」地域内では中央町中小路付近の阿蘇火砕流堆積物からなる丘の北端に蛇紋岩が分布している。野外で暗緑色-緑黒色を呈し、鱗片状へき開が発達した蛇紋岩である。これ以外にも地質図上では示していないが小規模なものが甲佐町小鹿付近の苦鉄質片岩に伴われて分布する。

12.3.2 苦鉄質片岩 (塊状変成玄武岩を伴う)

(mms 及び mms + Bt)

本地域の苦鉄質片岩は野外で緑色ないし青緑色を呈し、片理が発達している(第12.1図(a), 第12.2図(b))。苦鉄質片岩と泥質片岩が互層する場合、両者の岩相境界は片理に平行である。本地域の苦鉄質片岩の原岩として、玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩、ドレライト、細粒な斑れい岩が想定されるが、原岩組織がまったく保存されておらず特定は困難である。中央町中小路北の国道北側の崖には暗緑色で片理がほとんど発達しない塊状変成玄武岩が分布する。微細な変成鉱物しか生じていないにもかかわらず、残留鉱物及び残留鉱物の仮像が全く認められないこと、変成鉱物の鉱物組成から判断して組成が玄武岩質であることより、原岩は斑晶をほとんど含まない玄武岩溶岩ないしは細粒塊状の玄武岩火山砕屑岩であると推定される。肥後変成岩類との境界に近い苦鉄質片岩は少量の黒雲母を生じている。

岩石記載

パンペリー石緑れん石アクチノ閃石変成玄武岩(第12.2図(a), 中央町中小路北北西約700mの国道沿い)

主要構成鉱物はパンペリー石、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトである。少量の石英、方解石、不透明鉱物を含む。アクチノ閃石、緑泥石などの針状、板状鉱物

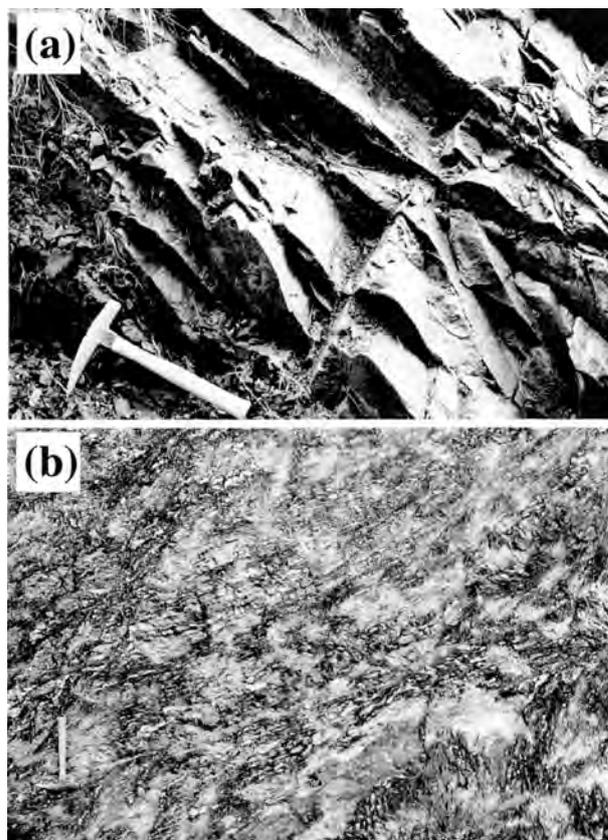
の形態定向配列はほとんど見られない。パンペリー石は極微細結晶集合体を形成し、青緑色-淡黄色の特微的多色性を示す。アクチノ閃石は淡青緑色-無色の弱い多色性を示す針状結晶で、これらが集まり放射状集合体を形成しているところがある。残晶鉱物はまったく認められない。

緑れん石アクチノ閃石片岩(第12.2図(b), 甲佐町豊内の北東約1.0kmの林道沿い)

主要構成鉱物はアクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトである。これに少量の石英、不透明鉱物加わる。アクチノ閃石、緑泥石の形態定向配列による片理の発達が目立つ。アクチノ閃石は淡青緑色-無色の多色性を示す。変成作用による再結晶作用が完全に進行し、残晶鉱物はまったく認められない。

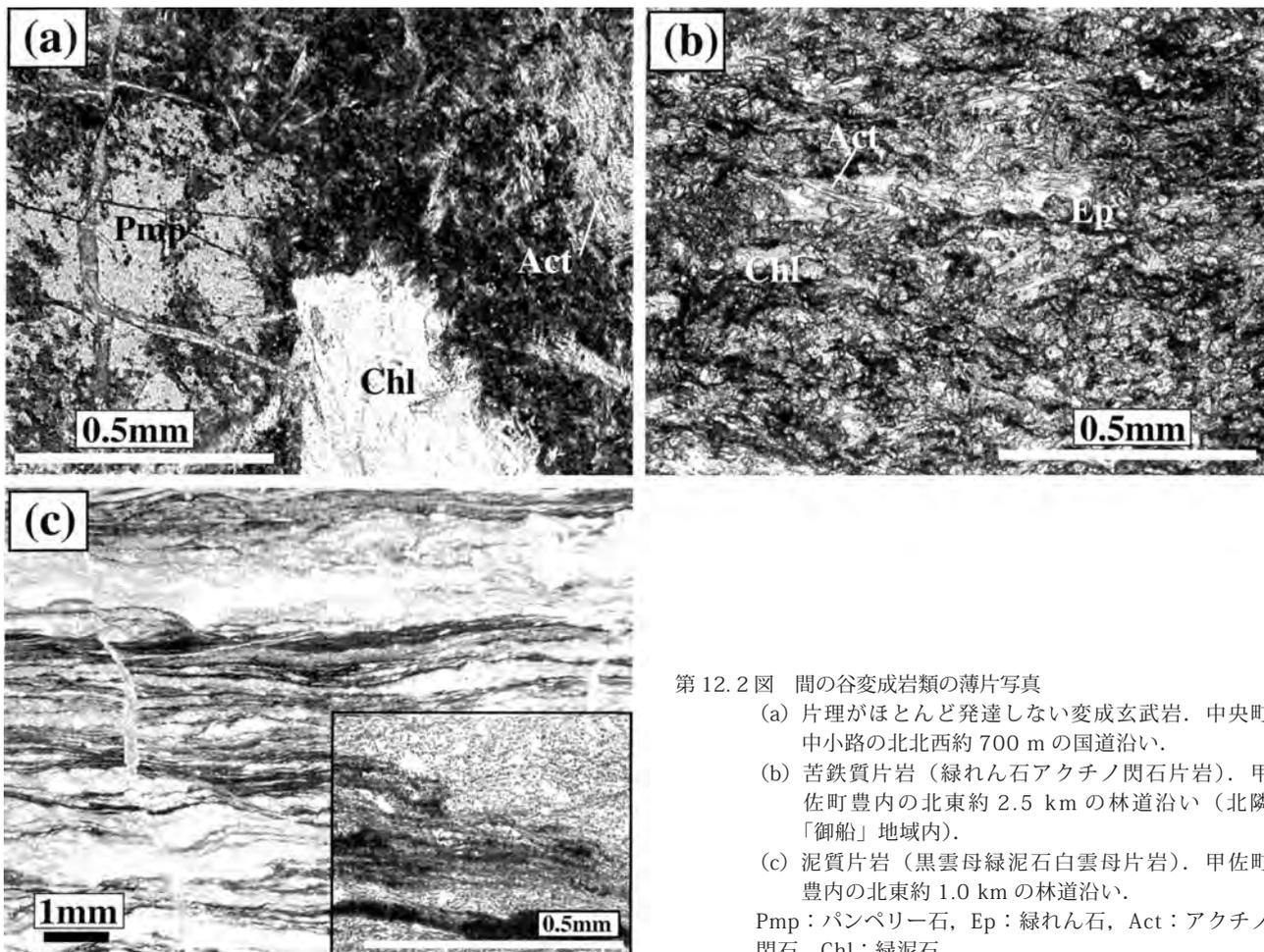
12.3.3 泥質片岩 (mps 及び mps + Bt)

本地域の泥質片岩は炭質物を含み黒色ないし黒灰色を呈する緑泥石白雲母片岩である。後述する肥後変成岩類の変成泥岩にくらべ片理の発達が著しい(第12.1図



第12.1図 間の谷変成岩類の露頭写真
ハンマーの長さ33cm。

(a) 苦鉄質片岩。甲佐町豊内の北東約1.0kmの林道沿い。
(b) 泥質片岩。甲佐町豊内の北東約1.0kmの林道沿い。



第 12.2 図 間の谷変成岩類の薄片写真

- (a) 片理がほとんど発達しない変成玄武岩。中央町中小路の北北西約 700 m の国道沿い。
 - (b) 苦鉄質片岩（緑れん石アクチノ閃石片岩）。甲佐町豊内の北東約 2.5 km の林道沿い（北隣「御船」地域内）。
 - (c) 泥質片岩（黒雲母緑泥石白雲母片岩）。甲佐町豊内の北東約 1.0 km の林道沿い。
- Pmp：パンペリー石，Ep：緑れん石，Act：アクチノ閃石，Chl：緑泥石。

(b)). 部分的に石英を多く含み珪質な部分や片理の発達が弱い砂質な部分がある。肥後変成岩類に近い南部に分布するものでは黒雲母を含み黒雲母緑泥石白雲母片岩になっている。

岩石記載

黒雲母緑泥石白雲母片岩（第 12.2 図 (c)，甲佐町豊内の北東約 1.0 km の林道沿い）

主要構成鉱物は石英，斜長石，黒雲母，緑泥石，白雲母である。少量の方解石，不透明鉱物（炭質物）を含む。緑泥石，白雲母の (001) 面の定向配列による片理の発達が顕著である。黒雲母は片理を形成する緑泥石・白雲母に密接に伴っており，その (001) 面は白雲母，緑泥石の (001) 面に平行である。また，白雲母，黒雲母，緑泥石からなる薄層と石英・斜長石からなる薄層が繰り返す縞状構造が発達する。片理に大きく斜交する方解石脈が発達する。

12.4 地質構造及び変成作用

「砥用」地域内の間の谷変成岩類は東西走向の高角断層により幾つかのスライスに分割される。スライス内の

変成岩の片理は南または北傾斜であり，走向はほぼ東西である。スライス内では東西走向の軸面を持つシンフォームが形成されている。これらスライスを描する東西走向の高角断層は東に行くに従って走向を北北東に変え，甲佐町堂ノ原付近で北北東走向の一本の高角断層に収れんする。スライス内の変成岩類の走向も東に向かい走向が北北東に連続的に変化する。

本地域内の間の谷変成岩類にはパンペリー石 + アクチノ閃石の共生が認められる。この鉱物共生より，「御船」地域内と同様，本地域の間の谷変成岩類も低温高压型のパンペリー石アクチノ閃石相高压部に相当する変成作用を受けていると考えて矛盾はない。

本地域では，肥後変成岩類との境界に近い間の谷変成岩類の泥質片岩及び苦鉄質片岩に黒雲母が生じている。黒雲母は白雲母・緑泥石とともに片理を形成しているが，西南日本に分布する他の低温高压型変成岩類では，普遍的な黒雲母の形成はざくろ石の形成より高温で起きる。一方，高温低压型変成岩類ではざくろ石が生じるより低温で黒雲母の形成が普遍的に起きる。丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスの粘板岩が高温低压型の領家変

成作用を受けた場合には、間の谷変成岩類の泥質片岩に観察されたのと同様、(001)面が定向配列をする緑泥石及び白雲母と接して黒雲母が生じており、黒雲母の(001)面も片理に平行である(宮崎, 2000)。丹波帯の

ジュラ紀堆積岩コンプレックスの粘板岩と同様、間の谷変成岩類の泥質片岩に生じた黒雲母も、白雲母、緑泥石からなる片理を利用して形成されたと推定される。

第13章 肥後変成岩類

(宮崎一博)

13.1 研究史

肥後変成岩類は隣接する「八代」,「御船」地域内を含めると東西に約21 km 南北に約5 km の狭長な分布を示す白亜紀の高温低圧型変成岩である。

山本(1953)は,本地域に分布する地質体を白杵-八代構造線より北へ向かって(1)竜峰山片岩体(本報告の氷川トータル岩と竜峰山層群を合わせたものにほぼ相当), (2)宮の原花崗岩帯(本報告の肥後深成岩類), (3)肥後片麻岩帯(本報告の肥後変成岩類にほぼ相当), (4)間の谷片岩帯(本報告の間の谷変成岩類にほぼ相当)に分帯した。肥後片麻岩帯の岩石は南部において宮の原花崗岩帯の花崗岩類に貫入される。また,肥後片麻岩帯と間の谷片岩帯とは断層関係にあるとしている。

Yamamoto(1962)は上述の肥後片麻岩帯の変成岩類に対し,肥後変成岩類の名称を用いている。清原(1963, 1965, 1968)は結晶質石灰岩を主体とした肥後変成岩類の地質調査を行い,肥後変成岩類の地質構造について述べている。それによると,結晶質石灰岩体は変成岩類中に無秩序に分布するように見えるが,地質構造上,元来一層準のもの(レンズ状石灰岩層は除く)であったと推定される。すなわち,結晶質石灰岩の分布は,アンチフォーム・シンフォームによる重複露出,断層による転位などにより複雑化されたもので,シンフォームにある石灰岩層が山頂部として残り,現在見られるような断片化した露出を示すに至ったと推定されている。岡本ほか(1989)は本地域甲佐町鎌倉山周辺の詳細な地質調査を行い,低角の断層で結晶質石灰岩及び片麻岩からなる鎌倉山ナップが主に苦鉄質変成岩と泥質変成岩からなる間の谷-肥後変成岩類(本報告の間の谷変成岩類と肥後変成岩類の一部を合わせたものに相当)の構造的上位に重なる地質構造を提唱している。

肥後変成岩類は,日本の多くの高温低圧型変成岩類が主に泥岩ないし砂岩を原岩とするのと異なり,相当量の石灰岩,苦鉄質岩及び超苦鉄質岩を原岩として含む。日本の通常の高圧型の変成岩では産出が珍しいこれらの岩石については,多くの研究がなされている。本地域の西隣の「八代」地域の肥後変成岩類から,変成超苦鉄質岩に伴う特異な化学組成と鉱物組成を持つ岩石として,コランダム-スピネル-堇青石-黒雲母-斜長石岩及びそれに含まれるスピネルについての報告がなされている(山本,1957a;山本,1958)。この岩石は蛇紋岩化したかんらん岩と黒雲母片麻岩との接触部に産する(山

本,1959)。山本(1959)及び水田(1977)は,肥後変成岩類の超苦鉄質岩の鉱物組合せ・産状及び成因について記している。肥後変成岩類中の超苦鉄質岩は変成作用を受け,その変成度に応じて,鉱物組合せ及び鉱物化学組成が変化して生じたと考えられている(水田,1977)。本地域西隣の「八代」地域内には小規模な閃緑斑れい岩(角閃石閃緑岩-斑れい岩)が産出し,この岩石は苦鉄質碎屑岩(比較的Caに富み,Mgに乏しい)を原岩としてミグマタイト化作用により生じたと推定されている(山本,1957b)。また,Yamamoto(1960)は肥後変成岩類中の角閃石斑れい岩に密接に伴われるカミングトン閃石斜長石岩について記載し,その成因を論じている。

肥後変成岩類の各種岩石の鉱物組合せを用いた変成分帯も盛んに行われている。Yamamoto(1962)は変成苦鉄質岩の鉱物組合せをもとに肥後変成岩類の変成分帯を行い,青緑色角閃石で特徴づけられるI帯,緑色-褐色角閃石の出現で特徴づけられるII帯,斜方輝石の出現で特徴づけられるIII帯に分帯している。III帯での斜方輝石の出現は肥後変成岩類がグラニュライト相に及ぶ高温の変成作用を受けたことを意味する。Tsuji(1967)は,泥質岩,砂質岩の鉱物組合せをもとにして変成分帯を行っている。黒雲母の出現しないI帯,黒雲母の出現するII帯,ざくろ石の出現するIII帯に分帯した。ただし,この分帯は肥後変成岩類だけでなく北側に分布する間の谷変成岩類並びに水越層も含められている。泥質変成岩の鉱物組合せと変成反応とをもとにした変成分帯はObata *et al.*(1994)で行われており,黒雲母が出現しないA帯,白雲母+石英が安定なB帯,カリ長石+珪線石が安定なC帯,ざくろ石+堇青石が安定なD帯,斜方輝石が安定なE帯の5帯に分帯されている。ただし,A帯は間の谷変成岩類にのみ見られる。

高変成度の肥後変成岩類には,ミグマタイトが広く認められる。山本(1955)は肥後変成岩類中の優白質脈について記載しており,Obata *et al.*(1994)は肥後変成岩類に広く発達するミグマタイト,優白質脈及びダイヤテクサイトの成因的關係を下部地殻の部分溶融とメルトの移動の観点から考察している。

肥後変成岩類の変成条件についても盛んに研究されている。水田(1977)は超苦鉄質岩の鉱物組合せ及びかんらん石とクロム鉄鉱のFe-Mg分配から変成超苦鉄質岩の生成条件を $P=3\sim 4\text{kbar}$, $T=700^\circ\text{C}$ と見積もっている。唐木田・山本(1982)は,肥後変成岩類中のざくろ石角閃岩について報告し,低圧タイプの変成帯では産出がま

れなざくろ石角閃岩の成因について議論している。肥後変成岩類の高温部に斜方輝石が出現することは Yamamoto (1962) で報告されていたが、山本 (1983) はざくろ石-黒雲母温度計及びざくろ石-堇青石温度圧力計、単斜輝石-斜方輝石温度計を用いて、最高変成度の変成岩に対して $T=730 \sim 760^\circ\text{C}$, $P=6.2 \sim 7.3 \text{ kbar}$ を見積もっている。山口・南新 (1986) は、角閃岩中の反応帯の形成条件、紅柱石-珪線石転移、珪線石と堇青石の包有関係、白雲母の分解反応から、 $P=3.5 \text{ kbar}$, $T=570^\circ\text{C}$ から $P=4 \text{ kbar}$, $T=700^\circ\text{C}$ を見積もっている。Obata *et al.* (1994) は彼らの D 帯の変成条件として $P=4.5 \sim 6.5 \text{ kbar}$, $T=720 \sim 840^\circ\text{C}$, E 帯で $P=6 \sim 7.5 \text{ kbar}$, $T=820 \sim 920^\circ\text{C}$ を見積もっている。Osanai *et al.* (1998) は、超苦鉄質岩中のテクトニックブロックからサフィリン (Sapphirine) を含む岩石の産出を報告し、その生成条件として $P=8.0 \text{ kbar}$, $T > 950^\circ\text{C}$ を推定している。

ほかにも以下のような研究が行われている。吉村 (1995) は泥質変成岩中のざくろ石の組成累帯構造の系統的变化から、変成作用の継続時間を推定した。Yoshimura and Obata (1995) は泥質変成岩中のセクター構造を持つざくろ石の記載を行った。小山内ほか (1996) は肥後変成岩類中のざくろ石に包有される十字石の産出について報告しており、Maki *et al.* (2004) は泥質変成岩の基質に十字石が生じていることを報告している。

13.2 変成年代

肥後変成岩類に関する年代学的研究は数多くなされている。これまで報告されている年代値を各手法ごとに以下に述べる。

Nd-Sm 法による全岩アイソクロン年代、鉱物-全岩年代及び鉱物-鉱物包有物年代、Rb-Sr 法による全岩アイソクロン年代は他の放射年代値に比べ特に古い年代値が得られている。山口・南新 (1986) は角閃岩中に生じた反応帯と考えられる鉱物組成の異なる層の Rb-Sr 法全岩アイソクロン年代として $235 \pm 20 \text{ Ma}$ を報告している。更に、Osanai *et al.* (1998) はサフィリングラニュライトの Nd-Sm 法全岩アイソクロン年代として $250.0 \pm 30.7 \text{ Ma}$, ざくろ石堇青石トータル岩 (ダイヤテクサイト) の Nd-Sm 法ざくろ石核部-全岩アイソクロン年代として $239 \pm 23.7 \text{ Ma}$, Rb-Sr 法全岩アイソクロン年代として $229 \pm 26.3 \text{ Ma}$ をそれぞれ報告している。Hamamoto *et al.* (1999) はざくろ石黒雲母片麻岩の Nd-Sm 法ざくろ石-全岩年代として $227.1 \pm 4.9 \text{ Ma}$ を、ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩中のざくろ石核部-包有物年代として $278.8 \pm 4.9 \text{ Ma}$, ざくろ石縁部-包有物年代では $226.1 \pm 28.4 \text{ Ma}$ を、それぞれ報告している。

ジルコンの SHRIMP 年代は、核部と縁部で年代が異なる。Osanai *et al.* (1998) は部分溶融により生じた考え

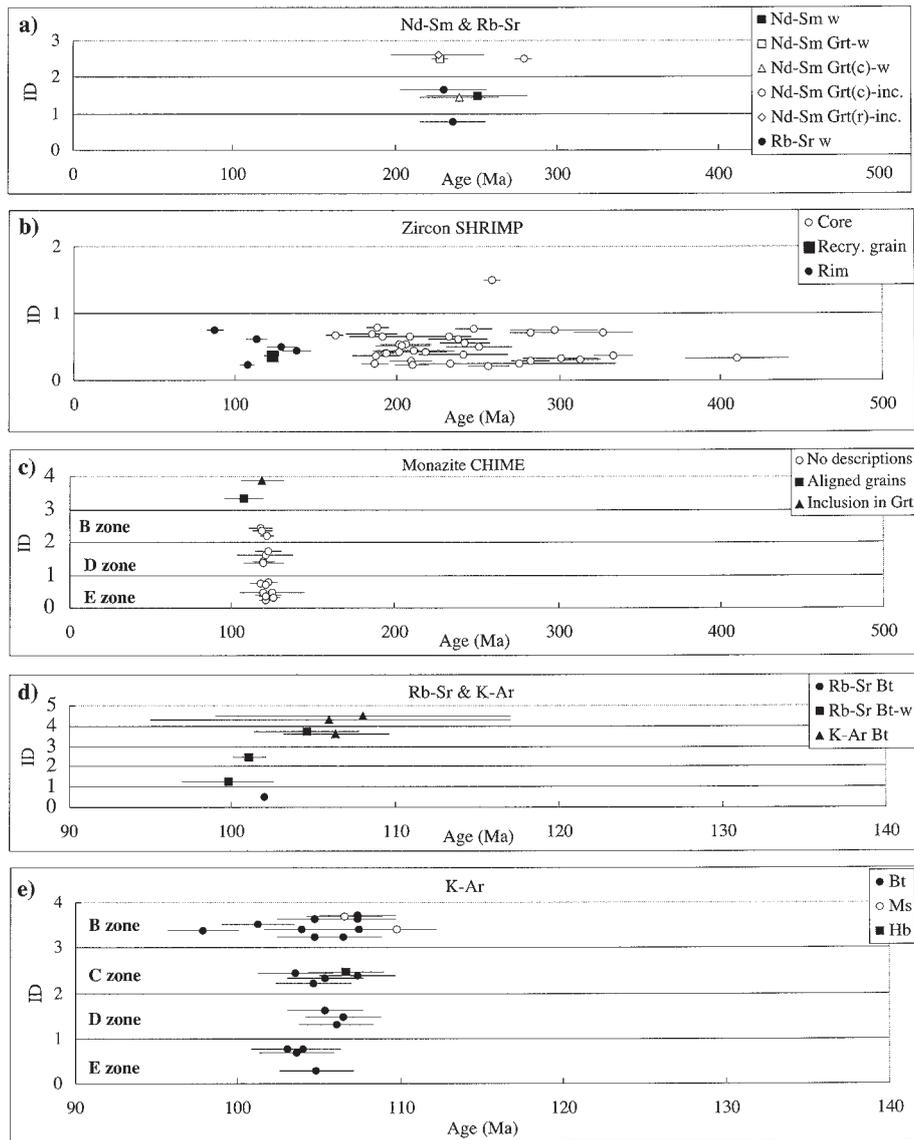
られるざくろ石堇青石黒雲母トータル岩 (ダイヤテクサイト) のジルコン核部の SHRIMP 年代として $257.8 \pm 4.7 \text{ Ma}$ を報告している。Sakashima *et al.* (2003) はざくろ石堇青石黒雲母片麻岩中のジルコンの SHRIMP 年代を測定し、縁部の再結晶ジルコン年代として $116.5 \pm 18.7 \text{ Ma}$, 核部の碎屑性ジルコンの年代として $2,155 \sim 184 \text{ Ma}$ (最頻値は $330 \sim 184 \text{ Ma}$) を報告している。

泥質片麻岩中のモナザイトの CHIME 年代はジルコン縁部の年代と調和的で、 $118 \pm 7 \text{ Ma} \sim 126 \pm 4 \text{ Ma}$ の年代が得られている (鈴木ほか, 1998)。また、Dunkley & Suzuki (2001) はスピネル珪線石ざくろ石黒雲母片麻岩 (泥質片麻岩) 中の片理に平行に配列したモナザイトの CHIME 年代として $108 \pm 12 \text{ Ma}$ を、ざくろ石に包有されるモナザイトの CHIME 年代として $119 \pm 13 \text{ Ma}$ を報告している。

Rb-Sr 法鉱物-全岩年代と黒雲母 Rb-Sr 年代はすべて前期白亜紀を示す。早瀬・石坂 (1967) は、黒雲母片麻岩中の黒雲母 Rb-Sr 年代として 102 Ma を報告している。山口・南新 (1986) は前述の角閃岩中の反応帯の Rb-Sr 法黒雲母-全岩年代として $99.8 \pm 2.8 \text{ Ma}$ を報告している。Hamamoto *et al.* (1999) はざくろ石黒雲母片麻岩の Rb-Sr 法黒雲母-全岩アイソクロン年代として $101.0 \pm 1.0 \text{ Ma}$ を、中島ほか (1995) は泥質片麻岩の Rb-Sr 法黒雲母-全岩年代として $104.6 \pm 3.2 \text{ Ma}$ を報告している。

K-Ar 年代は、一部の例外を除いて $100 \sim 110 \text{ Ma}$ の年代範囲におさまり、前述の Rb-Sr 法鉱物-全岩年代と非常に良い一致を示す。前期白亜紀の年代から外れる K-Ar 年代値としては 70 Ma (黒雲母) と 377 Ma (金雲母) (Ueda and Onuki, 1969) がある。Shibata and Yamamoto (1965) は黒雲母 K-Ar 年代として $106 \pm 11 \text{ Ma}$ と $108 \pm 9 \text{ Ma}$ を、中島ほか (1995) は同じく黒雲母 K-Ar 年代として $106.4 \pm 3.2 \text{ Ma}$ を得ている。永川ほか (1997) は、肥後変成岩類より多数の黒雲母 K-Ar 年代を測定し、これらが変成度に関係なく $103 \sim 108 \text{ Ma}$ であることを報告している。また、ざくろ石角閃岩中の黒雲母 K-Ar 年代が 104 Ma , 角閃石 K-Ar 年代が 107 Ma であり、肥後変成岩類の冷却速度が非常に速いことを指摘している。

上述の放射年代値を第 13.1 図にまとめた。広範囲に分布する肥後変成岩類から得られた鉱物 K-Ar 年代の大部分と Rb-Sr 法鉱物-全岩アイソクロン年代は大変良い一致を示す。また、モナザイト CHIME 年代とジルコン縁部再結晶年代は K-Ar 年代及び Rb-Sr 法鉱物-全岩年代より 10 Ma ほど古い年代を示すが、各鉱物の同位体拡散の閉止温度を考慮すれば年代値に矛盾は生じない。Dunkley & Suzuki (2001) はざくろ石に包有されるモナザイトも片理が発達するマトリックス中のモナザイトと同様の CHIME 年代を示すことより、前期白亜紀が肥後変成作用のピークの年代だと考えている。更に、



第 13.1 図 肥後変成岩類の放射年代

縦軸の ID は個々の放射年代値の識別番号。放射年代値の出典文献ごとに決まった範囲の値をランダムに割り振った。

- (a) Nd-Sm 法及び Rb-Sr 法全岩アイソクロンによる放射年代。0 < ID < 1 : 山口・南新 (1986), 1 < ID < 2 : Osanai *et al.* (1998), 2 < ID < 3 : Hamamoto *et al.* (1999).
- (b) ジルコン SHRIMP 年代。0 < ID < 1 : Sakashima *et al.* (2003), 1 < ID < 2 : Osanai *et al.* (1998), Sakashima *et al.* (2003) にあるジルコン SHRIMP 年代 $2,155.2 \pm 248.6$ Ma と $1,353.2 \pm 100.8$ Ma は図の年代軸の範囲外なので示されていない。
- (c) モナザイト CHIME 年代。0 < ID < 3 : 鈴木ほか (1998), 3 < ID < 4 : Dunkley and Suzuki (2001)。
- (d) Rb-Sr 法黒雲母-全岩年代, 黒雲母年代及び黒雲母 K-Ar 年代。0 < ID < 1 : 早瀬・石坂 (1967), 1 < ID < 2 : 山口・南新 (1986), 2 < ID < 3 : Hamamoto *et al.* (1999), 3 < ID < 4 : 中島ほか (1995), 4 < ID < 5 : Shibata and Yamamoto (1965)。Ueda and Onuki (1969) の黒雲母 K-Ar 年代 (70 Ma) と金雲母 K-Ar 年代 (377 Ma) は図の年代軸の範囲外なので表示していない。
- (e) 永川ほか (1997) の K-Ar 年代。

図中の B zone (本報告の黒雲母帯及び珪線石帯低温部にほぼ相当), C zone (本報告の珪線石帯高温部にほぼ相当), D zone (本報告のざくろ石堇青石帯にほぼ相当) 及び E zone (本報告のざくろ石堇青石帯高温部の一部及び西隣「八代」地域内に分布するより高変成度の鉱物帯) は Obata *et al.* (1994) による変成分帯の鉱物帯。w : 全岩アイソクロン年代, Grt-w : ざくろ石-全岩-珪長質フラクション年代, Grt (c) -w : ざくろ石核部-全岩-珪長質フラクション年代, Grt (c) -inc. : ざくろ石核部-ざくろ石核部包有物年代, Grt (r) -inc. : ざくろ石縁部-ざくろ石縁部包有物年代, Recry.grain : 再結晶粒子, Bt : 黒雲母年代, Bt-w : 黒雲母-全岩年代。

Sakashima *et al.* (2003) は古い年代を示すジルコン核部は碎屑性粒子であると考えており、前期白亜期を示す緑部の年代が肥後変成作用のピークの変成作用の年代だと考えている。彼らは、184 Ma の碎屑性ジルコンが含まれることより、肥後変成岩類の原岩の年代をジュラ紀-前期白亜紀と推定している。この解釈に立つと、より古い年代を与える Rb-Sr 法全岩アイソクロン年代及び Nd-Sm 法放射年代は、その意味づけが困難になる。小山内ほか (2001) は、ペルム紀-三畳紀の年代が肥後変成作用の本来の変成年代であり、前期白亜紀の放射年代はすべて白石野花崗閃緑岩の貫入に伴う若返りの年代であるとしている。この解釈に立つと、肥後変成岩類は 250 Ma 前後と 100 Ma 前後に 2 回の高温低圧型変成作用を重複して受けたことになる。このように肥後変成岩類の変成年代には異なる 2 つの解釈があり、決着がつかない。後述するように肥後変成岩類の温度構造を岩相層序と共に復元すると、見かけの岩相層序下位に向かって単調に変成度が上昇する温度構造の存在が推定される。このような単調な温度構造が推定される肥後変成岩類で放射年代を広域的にリセットするような二次的再加熱が起こったとは考えにくい。したがって、本報告では、現在見られるような温度構造を生じた主要な変成作用は、多くの放射年代値が集中する前期白亜紀であるとした。ただし、肥後変成岩類の原岩としてより古い時代 (250 Ma 前後) の変成岩が一部に存在した可能性は残る。

13.3 概要

本地域の肥後変成岩類は泥岩・砂岩・珪質岩・石灰岩・苦鉄質岩・超苦鉄質岩を原岩とする。地質図では原岩の岩相を表し、泥質変成岩の鉱物組合せにより決定した変成分帯の各鉱物帯を記号で重ね書きした。肥後変成岩類の岩相は原岩が同じであっても変成度が高くなるにつれその見かけは大きく変化する。岩相記載は次節において変成分帯の各鉱物帯ごとに記述した。この概要では、本地域及び北隣の「御船」地域での肥後変成岩類の大局的な岩相分布と変成分帯について述べる。

13.3.1 原岩岩相分布

肥後変成岩類の原岩は、泥岩、砂岩、珪質岩、石灰岩、苦鉄質岩、超苦鉄質岩である。これらのうち泥岩がもっとも広く分布する。泥岩とその他の岩石の岩相境界は多くの場合片理に平行である。石灰岩は走向方向への連続性が良い。珪質岩、苦鉄質岩、超苦鉄質岩は走向方向への連続性は石灰岩に比べると悪く、レンズ状の形態で泥岩中に挟まれていると考えられる (第 13.2 図)。

本地域に分布する肥後変成岩類の見かけの岩相層序の全体像を把握するため、岩相境界と平行な片理を基準面とした模式柱状図を作成した (第 13.3 図)。肥後変成岩

類は、東西走向の高角断層によりスライス化しており、更に北北東-東北東走向の高角断層によってブロック化している。北隣の「御船」地域も含めて、東西走向の高角断層で画される各スライス内の主要ルート沿いに模式柱状図を作成した。

北隣の「御船」地域を含めた本地域の中央部に分布する肥後変成岩類と豊野町田の平周辺に分布する肥後変成岩類から全部で 6 つのスライスを識別した (第 13.2 図)。ただし、スライス IV とスライス V の境界断層は一部で低角になっている。各スライスの地質平面図上での幅は 2 ~ 3 km で一定している。原岩岩相は北部に分布するスライスでは間ほとんど苦鉄質岩を挟まないが、南部のスライスでは頻りに苦鉄質岩及び石灰岩を挟む。また、中間部分部に分布するスライスは厚層の石灰岩から構成される。

13.3.2 変成分帯

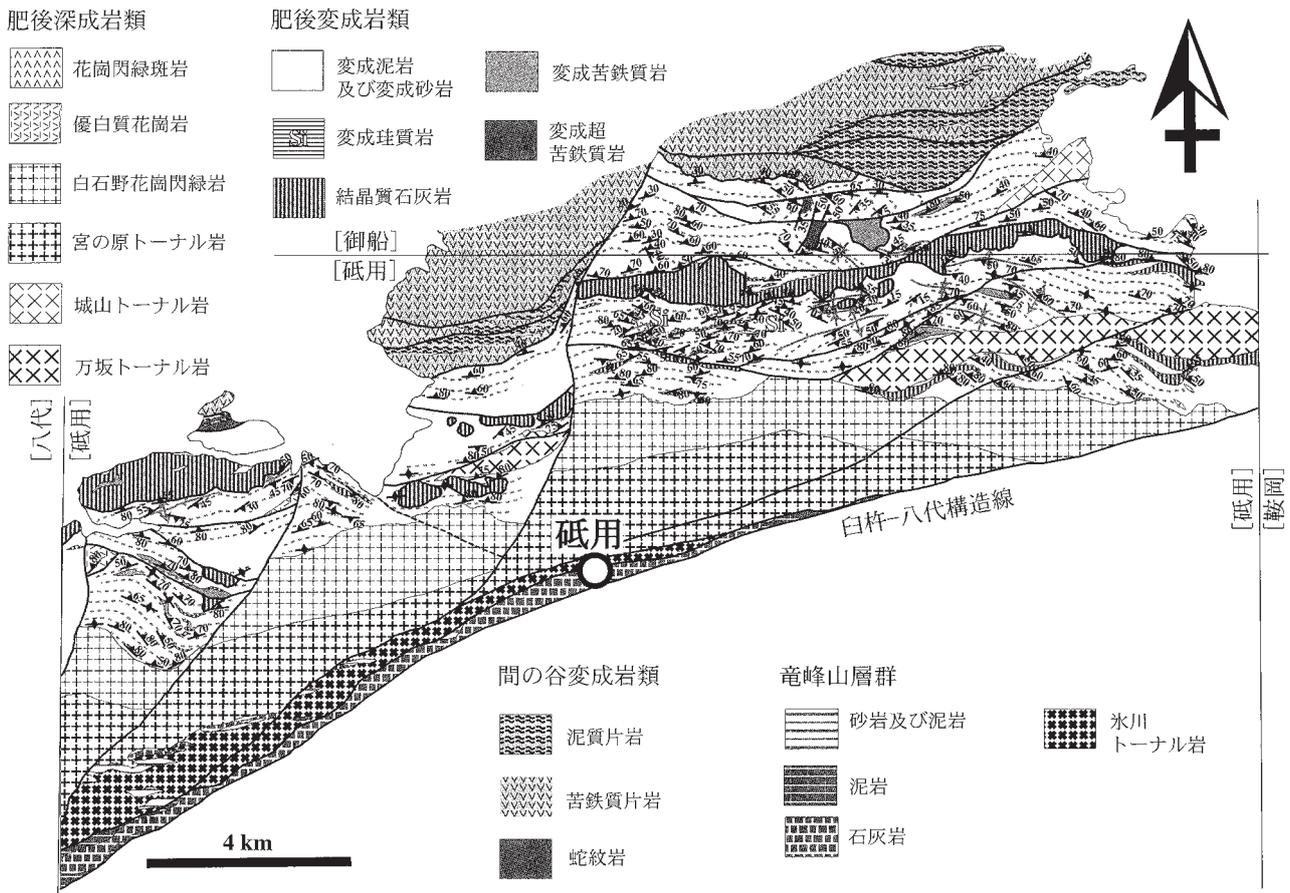
肥後変成岩類は紅柱石、珪線石及び堇青石の出現で特徴づけられる高温低圧型の変成作用を受けている。原岩が同一であっても、変成度の上昇に伴い変成岩としての岩相は大きく変化する。肥後変成岩類の変成作用の概略をつかむため、肥後変成岩類を変成泥岩の鉱物組合せをもとに変成分帯を行った (第 13.4 図)。白雲母+黒雲母の組合せで特徴づけられる黒雲母帯、カリ長石+珪線石の組合せで特徴づけられる珪線石帯、ざくろ石+堇青石の共生で特徴づけられるざくろ石堇青石帯の 3 帯に分帯した。変成度はこの順に高くなる。Obata *et al.* (1994) では肥後変成岩類の最高変成度の部分に斜方輝石の出現で特徴づけられる鉱物帯を識別している。本報告でも、ざくろ石堇青石帯の見かけ最下部の層準に斜方輝石を含む泥質ないし砂質変成岩を見出した。ただし、本組合せを有する岩石の出現頻度は小さく、分布範囲も極限られているため、斜方輝石帯を地質図上で区分することは行わなかった。肥後変成作用は竜峰山層群及び間の谷変成岩類の一部にも及んでいる。地質図では、竜峰山層群及び間の谷変成岩類に肥後変成作用の黒雲母帯を識別して重ね書きした。竜峰山層群の黒雲母帯では肥後変成岩類と同様、泥質岩に白雲母+黒雲母の組合せが普遍的に認められるが、間の谷変成岩類の黒雲母帯には緑泥石+白雲母+黒雲母の組合せが普遍的に認められる。

肥後変成岩類の変成分帯の結果を模式柱状図 (第 13.3 図) と模式断面図 (第 13.5 図) で整理してみると同一スライス内では、各鉱物帯の境界は片理にほぼ平行であり、見かけ下位ほど変成度が高くなる。また、隣接するスライス間では、南側に分布するスライスほど変成度が高くなる。各スライス間で地層の重複あるいは欠落の可能性があるので、肥後変成岩類の初生的な温度構造を完全に復元できたとは言えないが、第 13.3 図より、原

岩岩相層序の下位に向かって単調に変成度が上昇する温度構造の存在が示唆される。

変成岩としての岩相は、変成度の上昇により変化する。変成泥岩を例にあげると、黒雲母帯で片岩、珪線石帯で片岩-片麻岩、ざくろ石堇青石帯で片麻岩となる。ざくろ石堇青石帯高温部ではミグマタイトが広く認められる。ミグマタイトは深成岩の外見を呈する部分と変成岩的外見を呈する部分の混合物である。本地域のミグマタ

イトには、はっきり区別されるリュウコゾーム、メソゾーム及びメラノゾームより構成されるメタテクサイトから、より層状構造が不明瞭でシュリーレン-ネビュライト構造をなす暗色部と明色部から構成されるダイアテクサイトまで存在する。なお、本報告におけるメタテクサイト及びダイアテクサイトの用語の定義は Wimmenauer and Bryhni (2002) に従った。



第 13.2 図 肥後変成岩類の地質図

北隣「御船」地域内に分布する肥後変成岩類も含む。阿蘇火山噴出物は省略。破線は片理の走向線。

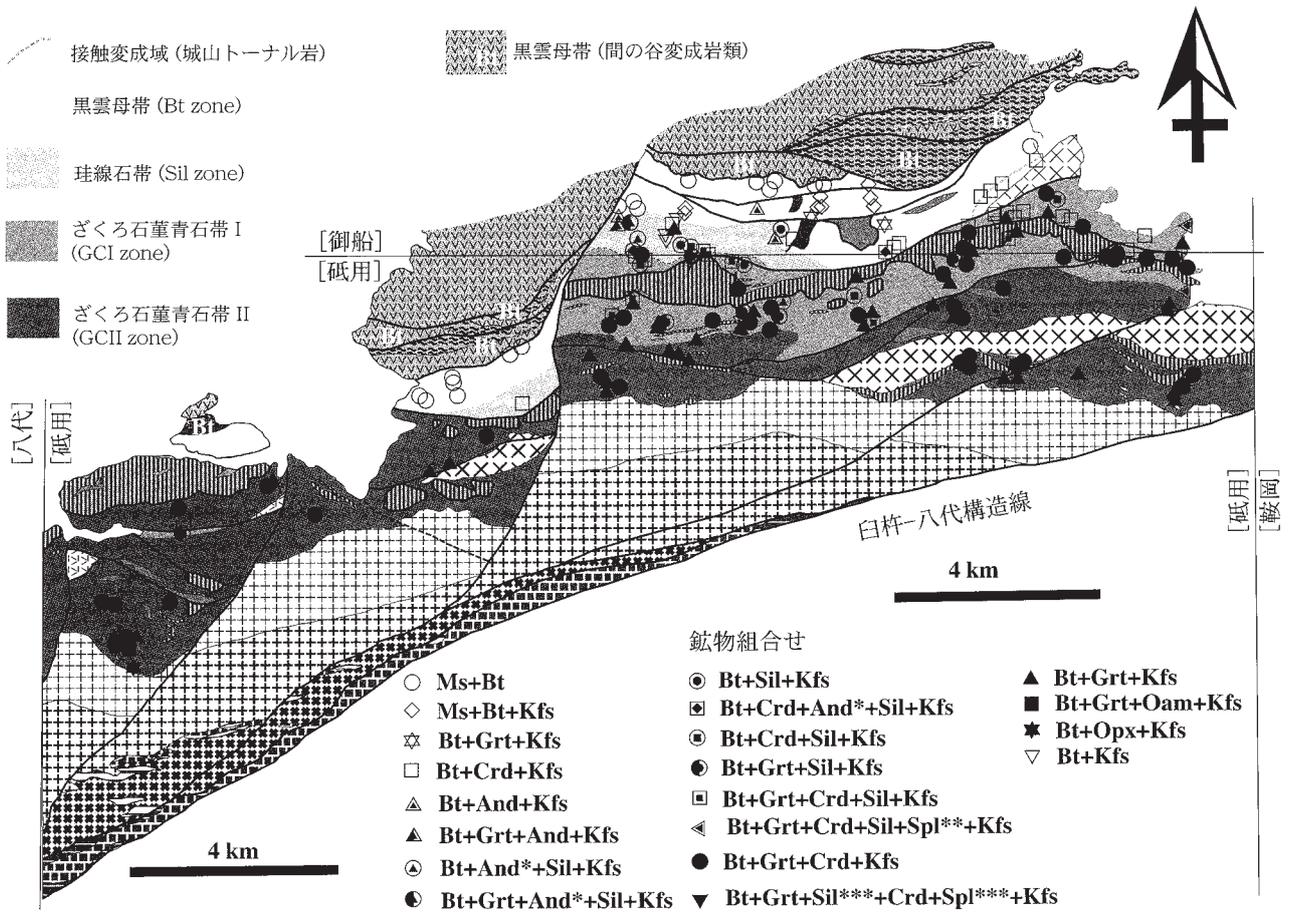
(右) 第 13.3 図 肥後変成岩類の模式柱状図

北隣「御船」地域内に分布する肥後変成岩類も含む。

- (a) 柱状図を作成したルート位置図。
- (b) 各ルートにおける柱状図をスライスごとにまとめた図。
- (c) 総合柱状図。東西走向の高角断層で境される各スライスの柱状図をまとめた。スライス I (北側に分布) - スライス VI (南側に分布) を上-下に配列。
- (d) 各スライス内の変成泥岩の鉱物組合せの出現頻度。
- (e) 変成分帯の各鉱物帯を総合柱状図に対応させた図。

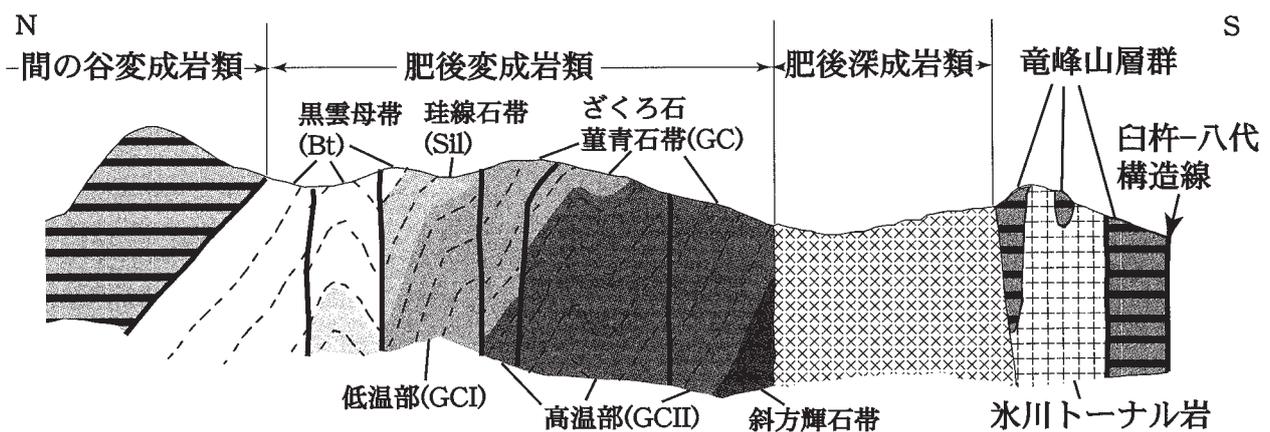
Bt: 黒雲母帯, Sil: 珪線石帯, GCI: ざくろ石堇青石帯低温部, GCII: ざくろ石堇青石帯高温部。ざくろ石堇青石帯 (GC) を低温部のざくろ石堇青石帯 I (GCI) と高温部のざくろ石堇青石帯 II (GCII) に細分。GCII ではマトリックスの珪線石が不安定。

鉱物組合せ (Mineral Assemblage) に使用した略記号, Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Kfs: カリ長石, Grt: ざくろ石, And: 紅柱石, Sil: 珪線石, Crd: 堇青石, Spl: スピネル, Oam: 斜方角閃石, Opx: 斜方輝石。*: 珪線石に取り囲まれた紅柱石, **: 堇青石に包有されるスピネル, ***: 堇青石に包有されるスピネルと珪線石。



第 13.4 図 肥後変成岩類の変成分帯

変成泥岩の鉱物組合せをもとにした変成分帯。北隣「御船」地域内に分布する肥後変成岩類も含む。鉱物の略記号は第 13.3 図と同じ。



第 13.5 図 肥後変成岩類の模式断面図

第 13.4 図と同様に、ざくろ石堇青石帯 (GC) を低温部 (GCI) と高温部 (GCII) に細分。

13.4 岩相

13.4.1 黒雲母帯 (Bt) の肥後変成岩類 (hgp, hgm)

分布 黒雲母帯は肥後変成岩類の北部に分布する。北隣の「御船」地域内では比較的広く分布するが、本地域では甲佐町緑川北岸の一部と中央町中小路付近に阿蘇火砕流堆積物に囲まれて小規模に分布する。

岩相

変成苦鉄質岩 (地質図には表現していない) 黒雲母帯の変成苦鉄質火山岩は地質図に表現できない小規模なものが存在する。この帯の変成苦鉄質岩は黒緑色で片理の発達した緑泥石緑れん石角閃石片岩である。変成泥岩との岩相境界は片理と平行である。両者の間に珪質な変成泥岩が挟まる場合がある。見かけ下位に向かって変成度が高くなるに従い、変成苦鉄質岩の片理を構成する緑泥石の量が減じ片理の発達が弱くなる。含まれる角閃石の色調も濃くなり、粒度も粗くなる。後述の珪線石帯の境界付近では見かけ上、黒色細粒の角閃岩の外見を呈するようになる。

変成泥岩及び変成砂岩 (hgp + Bt) 黒雲母帯の泥質変成岩は黒色-黒灰色で片理の発達した白雲母黒雲母片岩である。砂質な部分では灰色で雲母類の量が泥質部に比べ少なく片理の発達が弱い。量的には泥質な部分が圧倒的に多い。灰白色で石英を多く含む珪質な泥岩や、斜長石及び角閃石を多く含む淡緑-緑色の凝灰岩質薄層を頻りに挟む泥岩も量的には少ないが分布する。地質図ではこれらすべてを変成泥岩及び変成砂岩として表した。

岩石記載

白雲母黒雲母片岩 (第 13.9 図 (a), 甲佐町小鹿^{おが}の西約 500 m)

主要構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、白雲母であり、少量の炭質物、不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを含む。黒雲母及び白雲母の (001) 面の定向配列が顕著であり、片理が発達する。白雲母、黒雲母の濃集した薄層と石英、斜長石の濃集した薄層の繰り返しからなる縞状構造が発達する。

13.4.2 珪線石帯 (S) の肥後変成岩類 (hgp, hgm)

分布 カリ長石+珪線石の組合せが認められる変成泥岩の分布領域を珪線石帯とした。この帯に入ると同時にカリ長石+紅柱石及びカリ長石+堇青石の組合せも出現する。カリ長石+珪線石の鉱物組合せは白雲母+石英の脱水反応により生じる。黒雲母帯と珪線石帯の境界は珪線石アイソグラッドで定義でき、北隣の「御船」地域内の甲佐岳北方にこのアイソグラッドが引ける。本地域内においては、甲佐町小鹿南の緑川南岸付近に珪線石アイソグラッドを引いた。甲佐町鎌倉山から小鹿にかけて、鉱物組合せを決定するための試料数が少なかったため、珪線石アイソグラッドの位置は岡本ほか (1989) の

珪線石帯の分布も参考にして推定した。本地域内では、珪線石帯の岩石は甲佐岳北西と甲佐町鎌倉山北に分布する。甲佐町鎌倉山北の珪線石帯の南限には東西走向の高角断層が通っている。このためこの部分での珪線石帯の分布は狭い。

岩相

変成苦鉄質岩 (地質図中には小規模なので表現されていない) この帯の変成苦鉄質岩も黒雲母帯と同様、小規模なものが変成泥岩に挟まって見られるのみである。黒雲母帯高温部のものと同様、暗黒色細粒の角閃岩である。

変成泥岩及び変成砂岩 (hgp + S) 珪線石帯の変成泥岩は片理と縞状構造が発達する珪線石黒雲母片岩ないし片麻岩、珪線石堇青石黒雲母片岩ないし片麻岩、堇青石黒雲母片岩ないし片麻岩、黒雲母片岩ないし片麻岩である (第 13.7 図 (a))。これらの変成岩は場所によりざくろ石を含む場合がある。量的には少ないが珪質及び砂質の部分もある。

反射顕微鏡で不透明鉱物を観察した結果、本帯の変成泥岩に含まれる不透明鉱物は、石墨、イルメナイト、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱であった。黄鉄鉱は磁硫鉄鉱に包有される。

岩石記載

珪線石黒雲母片岩 (第 13.9 図 (b), 甲佐岳北西約 1 km の林道沿い)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、珪線石で、少量の不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。黒雲母の (001) 面の定向配列による片理の発達が顕著である。針状珪線石 (フィプロライト) は黒雲母の縁から成長している。部分的に針状珪線石が柱状の珪線石に置き換わっている場合がある。

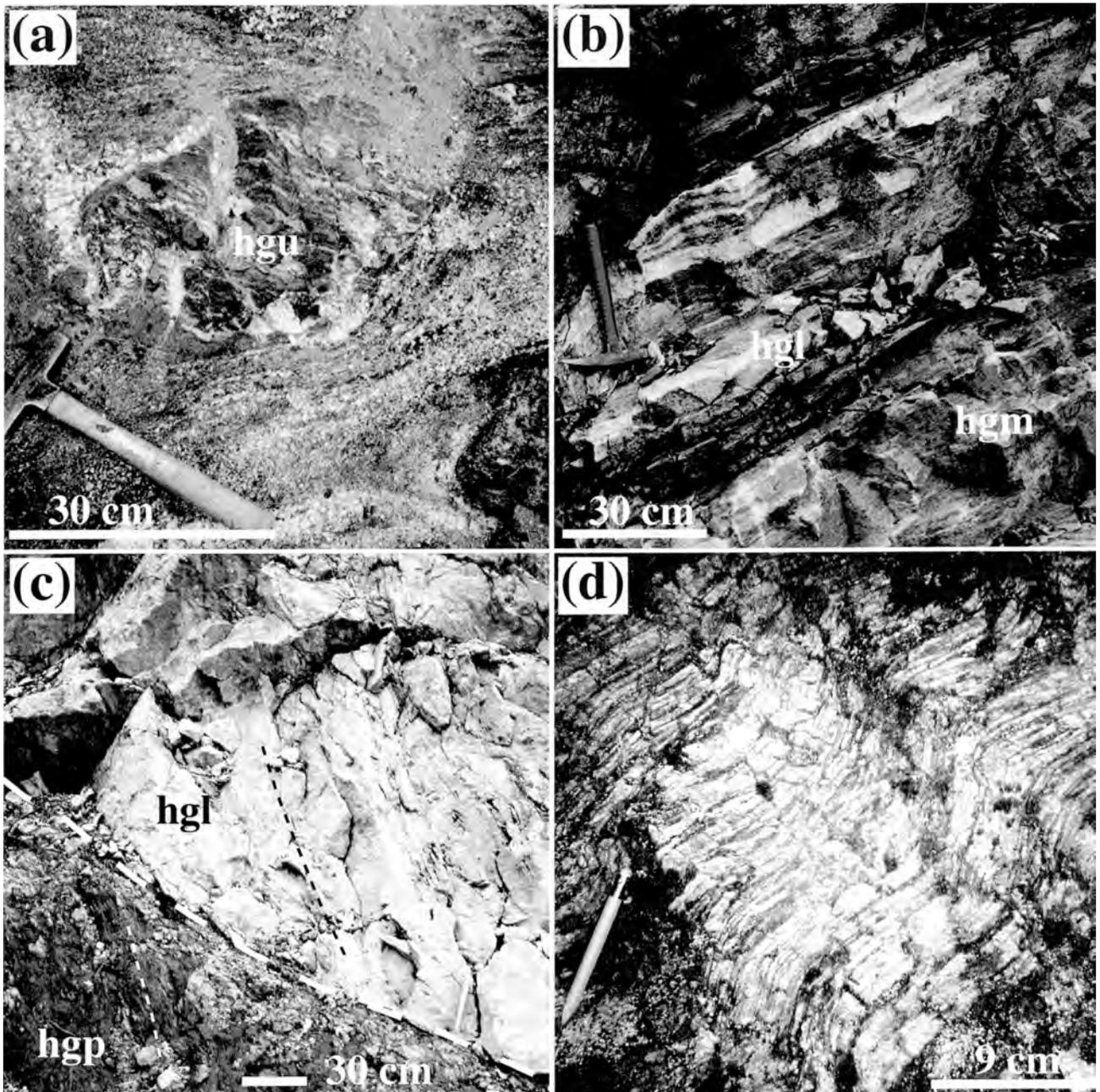
紅柱石珪線石黒雲母片麻岩 (第 13.9 図 (d), 甲佐岳北西約 1 km の林道沿い, 「御船」地域内)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、珪線石、紅柱石で、少量の白雲母、電気石、ジルコン、アパタイト、不透明鉱物を含む。黒雲母の (001) 面は定向配列を示す。黒雲母が濃集した層と石英、長石が濃集した層が数 mm ~ 数 10 mm で繰り返す縞状構造が顕著に発達する。紅柱石は長軸の方向が縞状構造の面に平行である。紅柱石は周囲あるいはへき開に沿って柱状の珪線石に置換される。紅柱石の周囲には針状珪線石 (フィプロライト) が生じている。紅柱石及び珪線石を周囲から交代して少量の白雲母が生じている場合がある。

13.4.3 ざくろ石堇青石帯 (GC) の肥後変成岩類

(hgp, hgm, hgl, hgs, hgu)

分布 ざくろ石堇青石帯は本地域の肥後変成岩類で最も広い面積を占める。変成度は見かけ下位に向かって上昇する。甲佐岳北西において、前述の珪線石帯との間にざ



第 13.6 図 肥後変成岩類の変成超苦鉄質岩，変成苦鉄質岩，結晶質石灰岩及び変成珪質岩の露头写真

- (a) [ざくろ石堇青石帯]ミグマタイト中の変成超苦鉄質岩(直閃石トレモラ閃石岩)(hgu)のレンズ。小川町蕨野の北約 500 m の農道沿い。
- (b) [ざくろ石堇青石帯]変成苦鉄質岩(hgm)と結晶質石灰岩(hgl)の互層。矢部町柚木。
- (c) [ざくろ石堇青石帯]変成泥岩(hgp)の上位に低角断層(白太破線)で接する結晶質石灰岩(hgl)。白細破線と黒細破線は、変成泥岩及び結晶質石灰岩の片理を示す。中央町白石野の東約 1 km。
- (d) [ざくろ石堇青石帯]変成珪質岩。主に石英からなる白色層とほぼ黒雲母からなる黒色薄層が律動的に繰り返す、チャート様の見かけを呈す。砥用町貫平の西約 500 m の林道沿い。

くろ石堇青石アイソグラッドが引ける。

岩相

変成超苦鉄質岩 本帯には小規模ながら変成超苦鉄質岩が分布している。超苦鉄質岩は北隣「御船」地域内の黒雲母帯にも小規模ながら分布し、トレモラ閃石+滑

石+かんらん石の組合せを有する。一方、本帯(ざくろ石堇青石帯)ではトレモラ閃石+斜方輝石+かんらん石の組合せを有する。超苦鉄質岩は変成度に応じてその鉱物組合せが変わることから、肥後変成作用を被っていると考えられる。本地域では、砥用町貫平かんだいらの南西約

1 km 付近の東西走向高角断層沿いにトレモラ閃石斜方輝石變成かんらん岩及び直閃石トレモラ閃石岩が小規模な岩体として分布している。本地域西部の豊野町^{わらびの}野付近にもミグマタイト中に長径 20 cm ほどのレンズ状形態をした直閃石トレモラ閃石岩が産する（第 13.6 図 (a)）。矢部町万坂から万坂山へ至る稜線に緑黒色を呈する角閃石岩の幅 50 m ほどの小規模な岩体が分布する。周囲の變成泥岩（ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩）との境界部は確認できていない。地質図上には示していないが尾根の南側にも變成泥岩中に幅 1～2 m で長さが 3 m のレンズ状の形態をした滑石トレモラ閃石岩のレンズが挟まっている。

岩石記載

トレモラ閃石斜方輝石變成かんらん岩（第 13.8 図 (a)、砥用町貫平の南西約 1 km の林道沿い）

主要構成鉱物はかんらん石、斜方輝石、トレモラ閃石で、少量の滑石、蛇紋石、不透明鉱物を伴う。かんらん石は長径約 1 cm、短径約 2～3 mm の一方向に伸びた長柱状結晶で、網目状の割れ目が発達し、この割れ目及び周囲から蛇紋石に交代される。斜方輝石は粒径は約 1～2 mm の他形結晶で、かんらん石と接していることが多い。斜方輝石の一部を交代して微細な滑石が生じている。トレモラ閃石は長径約 5 mm × 短径約 1 mm の長柱状の形態をなす。

直閃石トレモラ閃石岩（第 13.8 図 (b)、小川町蕨野の北約 1 km の農道沿い）

主要構成鉱物はトレモラ閃石・直閃石で、少量の滑石、石英、不透明鉱物を伴う。トレモラ閃石は多色性をほとんど示さず長径約 5 mm × 短径約 0.5 mm の長柱状である。直閃石は淡緑色-無色の弱い多色性がある。直閃石が石英と接するところでは直閃石を交代して少量の微細な滑石が生じている。

變成苦鉄質岩 (hgm + GC) 本帯には比較的まとまった變成苦鉄質岩が分布する。野外で緑黒色あるいは黒褐色を呈する角閃岩である。結晶質石灰岩とは互層する場合がある（第 13.6 図 (b)）。原岩はおそらく苦鉄質凝灰岩であろうと推定される。變成泥岩との境界に、珪質な變成泥岩や、通常の変成泥岩と異なり角閃石を含み緑灰色を呈する凝灰岩質の變成泥岩を挟む場合がある。また、通常の変成砂岩の構成鉱物に加え珪灰石や方解石を含み原岩が石灰質な砂岩と思われる變成岩を伴う場合がある。

本帯の變成苦鉄質岩の構成鉱物の粒度も岩相層序の見かけ下位に向かって粗粒化する。部分的に単斜輝石を含む場合がある。加えて、見かけの岩相層序の下部に当たるざくろ石堇青石帯高温部では斜方輝石を含む變成苦鉄質岩が産出する。

岩石記載

角閃岩（第 13.8 図 (c)、砥用町白岩の北東約 250 m の

沢沿い）

主要構成鉱物は普通角閃石、斜長石で、少量のスフェン、不透明鉱物を伴う。角閃石は褐色-緑褐色の多色性を示す。斜長石はグラノプラスチックな組織を示す。

斜方輝石斜長石片麻岩（第 13.8 図 (d)、甲佐町広瀬の南約 500 m の緑川河床）

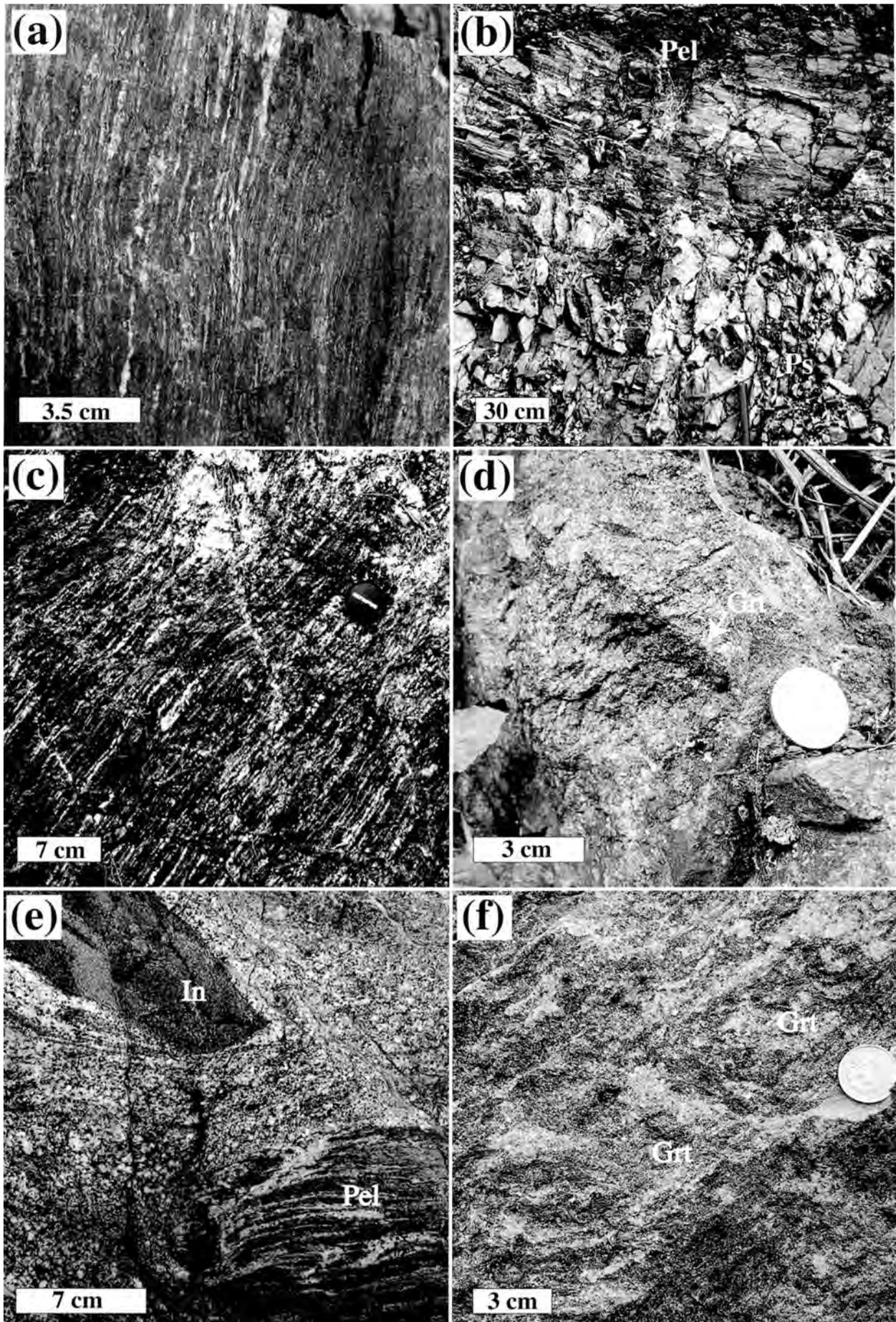
主要構成鉱物は斜方輝石、斜長石で、少量の単斜輝石、普通角閃石、カミングトン閃石、黒雲母、スフェン、不透明鉱物を伴う。斜長石と斜方輝石はグラノプラスチックな組織をなす。斜方輝石は淡緑色-淡赤色の弱い多色性を示す。少量存在する普通角閃石は淡褐色-無色の弱い多色性を示す。カミングトン閃石は斜方輝石を交代して生じている。

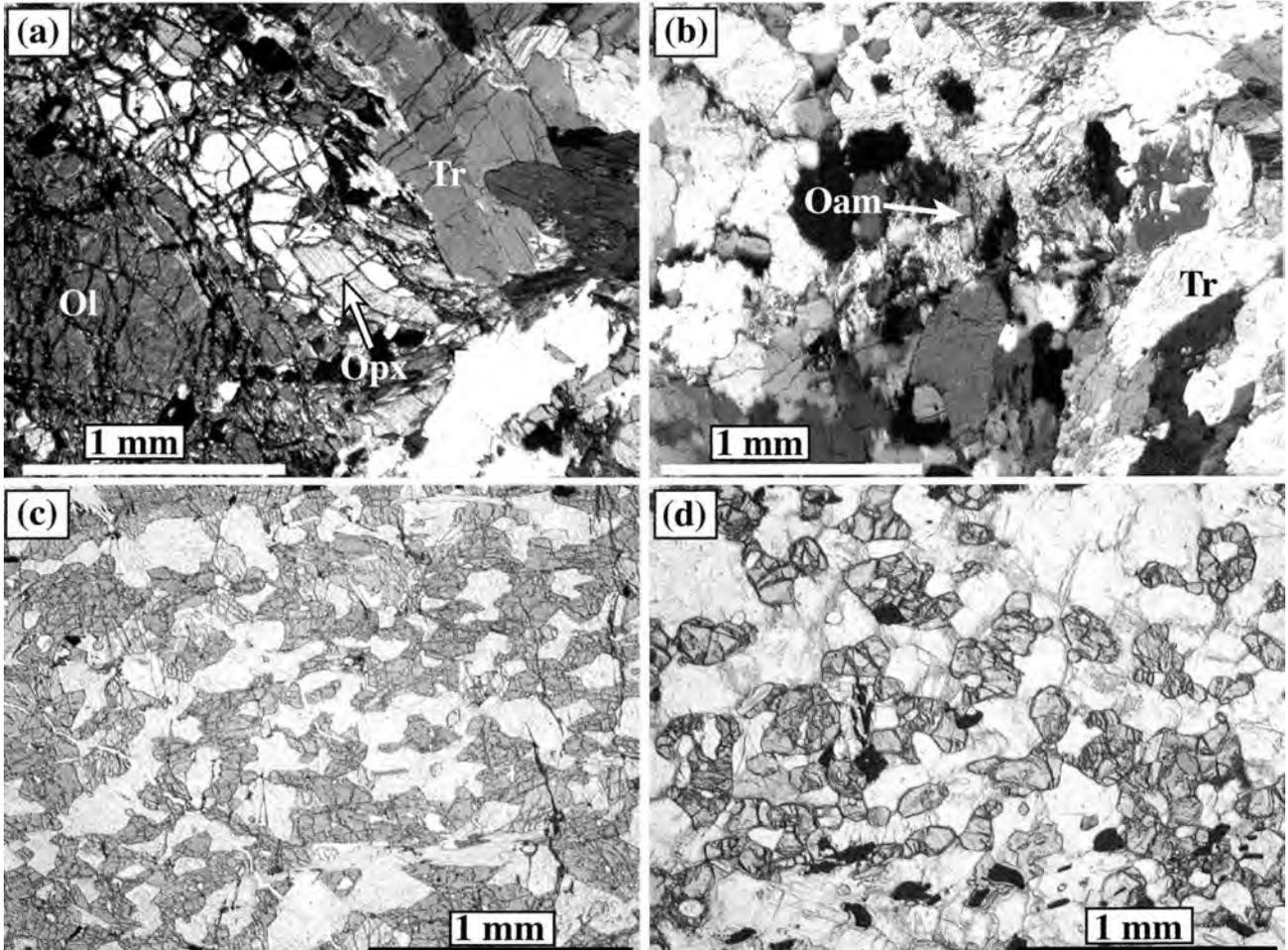
結晶質石灰岩 (hgl + GC) 本帯には厚層な結晶質石灰岩が分布する。甲佐岳付近に分布するスライスでは、最下部の變成苦鉄質岩の上位に塊状粗粒な結晶質石灰岩が重なり、両者の境界部では變成苦鉄質岩と結晶質石灰岩の互層が見られる。結晶質石灰岩には、變成泥岩中に挟まる数 m の層厚の變成苦鉄質岩に伴い、数 10 cm 程度の層厚で變成苦鉄質岩と互層するものがある（第 13.6 図 (b)）。また、結晶質石灰岩と接する變成苦鉄質火山岩は部分的に灰緑色を呈する部分があり、そこでは普通角閃石に変わり単斜輝石が多量に生じている。

肥後變成岩類中の結晶質石灰岩と周囲の變成泥岩あるいは變成苦鉄質岩との岩相境界は片理と平行である。しかし一部で低角度の断層により周囲の變成泥岩ないし變成苦鉄質岩と接する場合がある（第 13.6 図 (c)）。

變成珪質岩 (hgs + GC) 本帯には白色ないし灰白色を呈する變成珪質岩が分布する。その層厚は 50 m を超えない。周囲の變成泥岩との間には石英の量が通常より多い灰色の珪質な變成泥岩を伴う場合がある。變成珪質岩の原岩は不明であるが、黒雲母に富む泥質な薄層とほとんど石英からなる白色の珪質部が律動的な互層を繰り返し層状チャート様の外見を呈す。（第 13.6 図 (d)）。

變成泥岩及び變成砂岩 (hgp + GC) 本帯の變成泥岩は見かけの上位から下位へ、岩相が著しく変化する。見かけ上位では黒褐色を呈し、片理と縞状構造の発達する黒雲母片麻岩、堇青石黒雲母片麻岩、珪線石堇青石黒雲母片麻岩、ざくろ石黒雲母片麻岩、ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩、ざくろ石珪線石堇青石黒雲母片麻岩である（第 13.7 図 (c)）。變成度の低い部分では、砂質な部分と泥質な部分の識別が可能で、砂岩泥岩互層が變成を受けたのがわかる場合がある（第 13.7 図 (b)）。この場合、砂岩泥岩互層の層理面は片理に平行である。變成砂岩の部分では、泥岩に比べ斜長石、石英の量が多く黒雲母の量が少ない、このため片理の発達が變成泥岩に比べ弱く、灰白色に見える。また、變成泥岩にざくろ石、堇青石の肉眼で確認できる斑状変晶が形成されている場合にも互



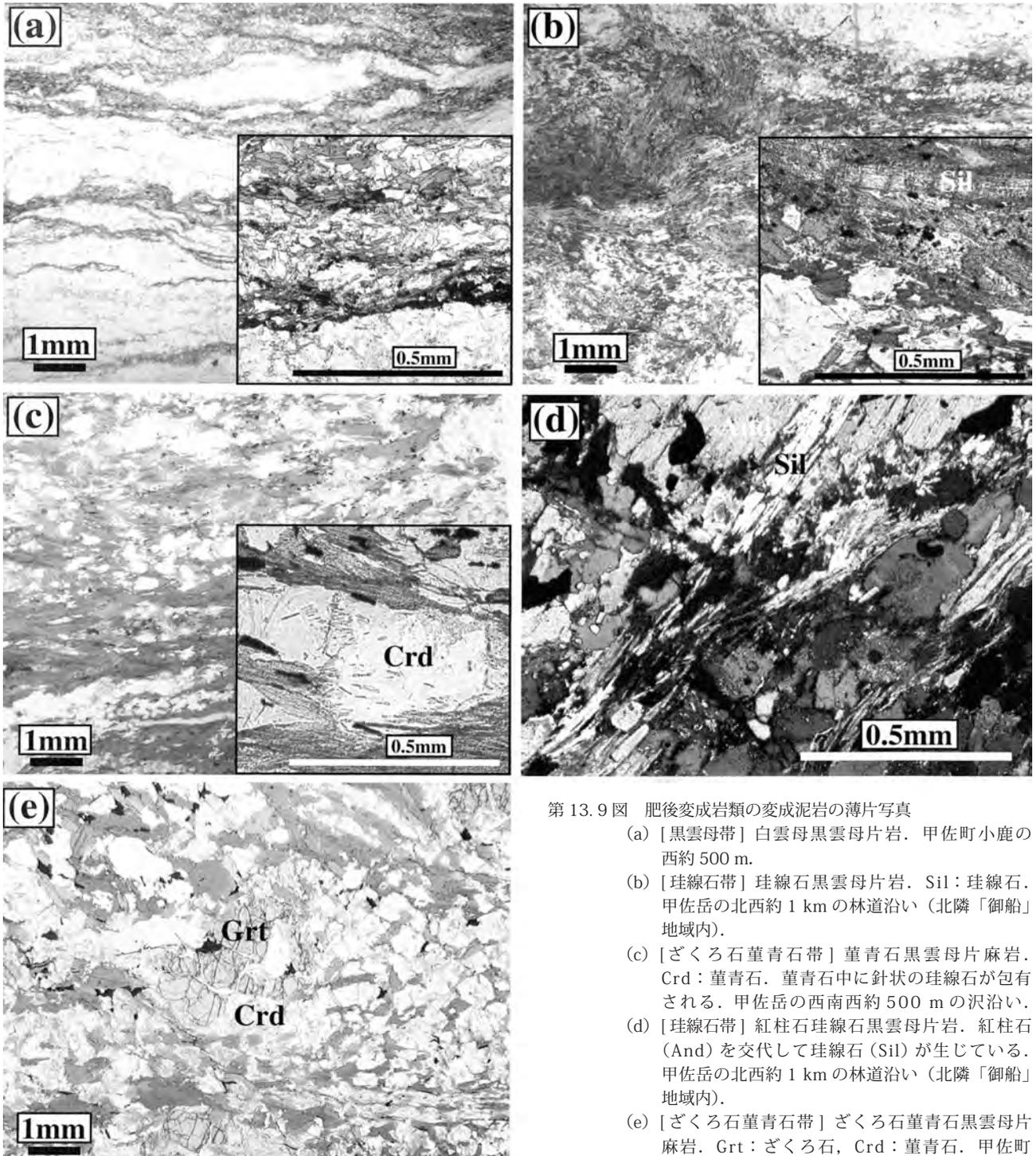


第 13.8 図 肥後変成岩類の変成超苦鉄質岩及び変成苦鉄質岩の薄片写真

- (a) [ざくろ石堇青石帯] 変成超苦鉄質岩 (トレモラ閃石斜方輝石変成かんらん岩). Ol: かんらん石, Opx: 斜方輝石, Tr: トレモラ閃石. 砥用町貫平の南東約 1 km の林道沿い.
- (b) [ざくろ石堇青石帯] 変成超苦鉄質岩 (直閃石トレモラ閃石岩). Oam: 直閃石, Tr: トレモラ閃石. 小川町蕨野の北約 500 m の農道沿い. 第 13.6 図 (a) と同一試料.
- (c) [ざくろ石堇青石帯] 変成苦鉄質岩 (角閃岩). 暗色部は普通角閃石, 白色部は斜長石. 砥用町貫平の北東約 250 m の沢沿い.
- (d) [ざくろ石堇青石帯] 変成苦鉄質岩 (斜方輝石斜長石片麻岩). 暗色粒子は斜方輝石, 白色部は斜長石. 甲佐町広瀬の南約 500 m の緑川河床.

(左) 第 13.7 図 肥後変成岩類の変成泥岩の露頭写真

- (a) [珪線石帯] 変成泥岩 (珪線石黒雲母片岩). 甲佐町坂谷の北東約 500 m の林道沿い (北隣「御船」地域内).
- (b) [ざくろ石堇青石帯低温部] 変成泥岩 (ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩) (Pel) と変成砂岩 (黒雲母片麻岩) (Ps). 両者の境界は片理に平行. 矢部町柚木.
- (c) [ざくろ石堇青石帯中温部] 変成泥岩 (ザクロ石堇青石黒雲母片麻岩). 石英, 長石からなる優白質層と黒雲母に富む優黒質層の繰り返しからなる縞状構造が発達. 砥用町貫平の西約 500 m の林道沿い.
- (d) [ざくろ石堇青石帯高温部] ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩ないしメタテクサイト. ざくろ石 (Grt) の斑状変晶が肉眼で確認できる. 優白質花崗岩質領域が認められる. 生じているざくろ石の量及び組成から部分溶融が進行していると推定される. 従って, この岩石はメタテクサイトとも呼べる. 砥用町貫平の南東約 500 m 筒川沿い.
- (e) [ざくろ石堇青石帯高温部] ミグマタイト. 変成中性岩 (In) と変成泥岩 (黒雲母片麻岩) (Pel) のレンズを含む. 変成岩レンズと不均一な花崗岩が混在したミグマタイト. 甲佐町広瀬の南緑川河床.
- (f) [ざくろ石堇青石帯高温部] ダイヤテクサイト. 花崗岩質の領域が発達し, 変成岩の特徴である縞状構造が不明瞭. 粗粒なざくろ石 (Grt) と堇青石が生じている. 豊野町田の平の東方の農道沿い.



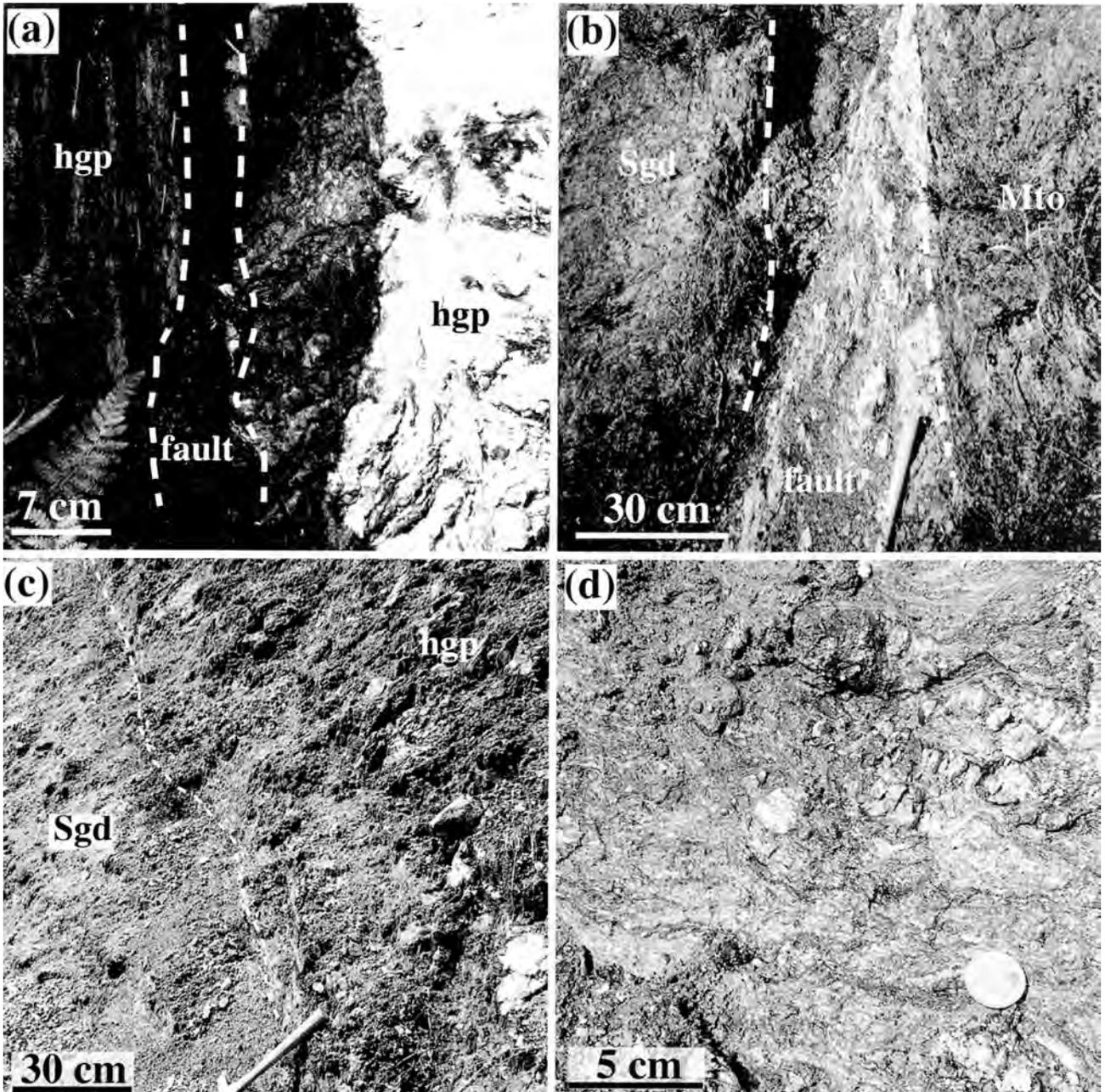
第 13.9 図 肥後変成岩類の変成泥岩の薄片写真

- (a) [黒雲母帯] 白雲母黒雲母片岩. 甲佐町小鹿の西約 500 m.
- (b) [珪線石帯] 珪線石黒雲母片岩. Sil: 珪線石. 甲佐岳の北西約 1 km の林道沿い (北隣「御船」地域内).
- (c) [ざくろ石堇青石帯] 堇青石黒雲母片麻岩. Crd: 堇青石. 堇青石中に針状の珪線石が包有される. 甲佐岳の西南西約 500 m の沢沿い.
- (d) [珪線石帯] 紅柱石珪線石黒雲母片岩. 紅柱石 (And) を交代して珪線石 (Sil) が生じている. 甲佐岳の北西約 1 km の林道沿い (北隣「御船」地域内).
- (e) [ざくろ石堇青石帯] ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩. Grt: ざくろ石, Crd: 堇青石. 甲佐町広瀬の南約 500 m の緑川河床.

層する変成砂岩にはこれらの斑状変晶が確認できない。本帯の変成泥岩の中にも量は少ないが灰白色で珪質な泥岩や、中性-苦鉄質で緑黒色の凝灰岩質薄層を挟むものが認められる。

見かけ下位に向かうにつれ変成度が高くなり、泥質片麻岩中のざくろ石斑状変晶の量が多くなり、そのサイズも大きくなる。また、ざくろ石堇青石帯下部ではミグマタイト (第 13.7 図 (e)) が多く見られるようになる。

ミグマタイトには変成岩の特徴を残しながらも優白質で花崗岩質な部分が認められるメタテクサイト (第 13.7 図 (d)) から、縞状構造のような変成岩的構造の連続性が失われ火成岩的ではあるが不均一な黒雲母の分布が見られダイヤテクサイトと呼べるもの (第 13.7 図 (f)) までである。本報告で使用するメタテクサイトの用語の定義は Wimmenauer and Bryhni (2002) による。本地域最南部に位置するスライス内では特にミ



第 13.10 図 肥後変成岩類に見られる断層露頭

- (a) 東西走向の高角断層。断層右側の黒雲母片麻岩 (hgp) はカタクレーサイト化作用を被っている。砥用町由来の北約 500 m の筒川沿い。
- (b) 北北東走向の高角断層の一つ、白石野断層 (第 17 章参照) の露頭。Sgd : 白石野花崗閃緑岩, Mto : 宮の原トータル岩。小川町葎野。
- (c) 白石野断層の (b) の露頭の北方延長。北北東走向で高角である。hgp : 肥後変成岩類の変成泥岩, Sgd : 白石野花崗閃緑岩。肥後変成岩類と白石野花崗閃緑岩はともに著しく破碎され、肥後変成岩類は粘土化している。中央町白石野。第 17.3 図 A1 に撮影位置を記載。
- (d) (c) の断層破碎帯の拡大写真 (第 17.3 図 A1 のわずかに右側)。

グマタイトの発達が顕著になる。甲佐町広瀬の緑川河床及び矢部町千滝川上流並びに砥用町津留東方の緑川河床にミグマタイトの見事な露頭がある。豊野町田の平や小川町葎野付近の農道の切り割りでは粗粒なざくろ石を多

く含む風化したミグマタイト (メタテクサイトあるいはダイヤテクサイト) が認められる。この付近ではざくろ石の直径が最大 1 cm を超える。

本帯の不透明鉱物を反射顕微鏡で観察した結果、不透明

鉱物の大部分は、石墨、イルメナイト、磁硫鉄鉱である。

岩石記載

堇青石黒雲母片麻岩（第 13.9 図 (c), 甲佐岳西南西約 500 m の沢沿い）

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石で、少量の針状珪線石（フィプロライト）、電気石、ジルコン、アパタイト、不透明鉱物を伴う。黒雲母の (001) 面は定向配列をしめす。黒雲母が濃集した層と石英・長石が濃集した層が数 mm～数 10 mm で繰り返す縞状構造が顕著に発達する。堇青石は楕円形をした断面で、長軸が縞状構造の面に平行である。堇青石の内部には少量の針状珪線石が包有される。

ざくろ石堇青石黒雲母片麻岩（あるいはメタテクサイト）（第 13.9 図 (e), 甲佐町広瀬の南約 500 m の緑川河床）

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、ざくろ石、堇青石で、少量の緑泥石、ジルコン、不透明鉱物、アパタイトを伴う。黒雲母の (001) 面は定向配列を示す。黒雲母が濃集した層と石英・長石が濃集した層が数 10 mm で繰り返す縞状構造が顕著に発達する。ざくろ石は粒径 1～2 mm の他形をした斑状変晶で、周囲あるいは割れ目に沿って黒雲母あるいは緑泥石に置換される。堇青石は粒径 0.5～1 mm ほどの他形結晶で大部分ピナイト化している。

13.5 地質構造

概要で述べたように肥後変成岩類は東西走向の高角断層によるスライス化及び北北東-東北東走向の高角断層によりブロック化が顕著である。東西性の高角断層の露頭は何箇所かで確認でき（第 13.10 図 (a)）、断層近傍では岩石がカタクレサイト化している。甲佐岳付近に分布する厚層の結晶質石灰岩を含むスライスの南限を画する東西走向の断層は矢部町^{ゆのき}柚木以東において傾斜がゆるくなり北傾斜の低角断層となる。柚木付近では見かけ下位の変成泥岩の地層に東西方向の軸面を持つ波長 500 m～1 km の複アンチフォーム・シンフォームが発達する。本地域西部に多く見られる厚層の石灰岩下底の低角断層も恐らく柚木付近で見られるような高角断層の一部が低角になった部分を見ている可能性がある。ただし、本地域西部において、柚木付近で見られると同様な複アンチフォーム・シンフォームの存在を下位の変成泥岩に確認できていない。

北北東走向の高角断層は、南部で走向を北東-東北東に変え、白杵-八代構造線の走向にほぼ平行になる。本地域では全部で 4 本の北北東-東北東走向の高角断層を識別した（第 13.10 図 (b) (c) (d)）。これらの断層により肥後変成岩類に貫入する肥後深成岩類の貫入面は明らかに左ずれしており、過去に左横ずれの成分を持った断層活動が行われたことを示唆している。

本地域の中央部から東部にかけての肥後変成岩類は東

西走向の軸面を持つ波長 500 m～1 km の複アンチフォーム・シンフォームが発達する（第 13.2 図のスライス V とスライス VI）。複アンチフォーム・シンフォームが発達する一部のスライスを除いて、肥後変成岩類の片理は東西走向で北傾斜を示すものが多い（第 13.2 図）。したがって、多くの場合、同一ブロック及びスライス内では南側ほどより下位の変成岩が露出していることになる。このため、肥後変成岩類においては大局的に、南側ほど変成度が高い変成岩が分布している。

13.6 肥後変成作用

本地域の肥後変成岩類は紅柱石、珪線石、堇青石の出現で特徴づけられる高温低圧型の変成作用を受けている。カリ長石+堇青石とカリ長石+珪線石の鉱物組合せが広く見られることより、宮崎（1999）及び宮崎ほか（1992）の結果を使うと、変成条件は珪線石帯で $T=600\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=3\sim 4\text{ kbar}$ と推定できる。また、ざくろ石-黒雲母地質温度計、ざくろ石-斜長石地質圧力計により黒雲母帯高温部で $T=600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=2.9\text{ kbar}$ 、珪線石帯で $T=620\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=3.0\sim 3.4\text{ kbar}$ 、ざくろ石堇青石帯低温部で $T=690\sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=3.3\sim 5.0\text{ kbar}$ （Miyazaki, 2003）、ざくろ石堇青石帯高温部で $T=850\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=6\text{ kbar}$ （Miyazaki, 2003；宮崎, 2003；Miyazaki, 2004）が見積もられる。

肥後変成岩類は断層活動によるスライス化及びブロック化が顕著であるが、原岩岩相柱状図を作成することにより、肥後変成岩類の初生的温度構造を復元することが可能である（第 13.3 図）。スライス間で地層の欠落あるいは重複の可能性があるので変成帯の初生的温度構造が完全に復元されたとは主張できないが、見かけ下位に向かって温度が上昇する変成帯の初生的温度構造が予想できる。肥後変成岩類では、変成苦鉄質岩の鉱物組合せより、見かけ上部では角閃岩相の変成作用を、見かけ最下部では斜方輝石が出現することによりグラニューライト相に達する変成作用を受けている。

前述したように前期白亜紀に起こった高温低圧型変成作用は、肥後変成岩類の北側に分布する間の谷変成岩類にも及んでいる。また、竜峰山層群の堆積岩類も片理の形成を伴う高温低圧型の変成作用を肥後変成岩類とほぼ同時期に被っている。現在、竜峰山層群の変成岩類と肥後変成岩類とは直接接することは無く、間に肥後深成岩類が貫入している。肥後深成岩類の貫入時期は高温低圧型変成作用のピーク後であり、肥後深成岩類貫入前は竜峰山層群の変成岩類と肥後変成岩類は同じ高温低圧型変成作用の場におかれていた可能性がある。本報告では、前期白亜紀の高温低圧型肥後変成作用を肥後変成岩類だけに限定せず、間の谷変成岩類と竜峰山層群の岩石が受けた前期白亜紀の高温低圧型変成作用を含めた。

第14章 肥後深成岩類

(宮崎一博)

14.1 研究史

研究史のうち、年代学的研究に関するものは量が多く、次節で述べる。

山本(1953)は、本地域の花崗岩類を宮の原花崗岩類として一括し、宮の原花崗岩を砥用型と白石野型に区分した。前者が本地域に分布する花崗岩類の大部分の岩相に対して、後者が前者の北側に狭い範囲で分布する優白質の岩相に対して命名されている。また、両者は多くの場合漸移関係であるとしている。Yamamoto(1962)では肥後深成岩類に関して詳しい岩石記載がなされている。ここでは、これ以降良く使われるようになる宮の原トータル岩と白石野花崗閃緑岩という区分が使われている。また、肥後深成岩類に万坂トータル岩と城山トータル岩を新たに加えている。これらは東部に分布し、宮の原トータル岩とは直接接しない独立した岩体である。

肥後深成岩類に関する地球化学的研究には、Kamei(2002)及びKamei(2003)がある。Kamei(2002)は万坂トータル岩、白石野花崗閃緑岩及び北部九州に分布する白亜紀の花崗岩類の主要元素及び微量元素の化学分析を行い、北部九州に分布する花崗岩質岩のマグマの起源について議論している。Kamei(2003)は白石野花崗閃緑岩の主要元素、微量元素及び鉱物化学組成から、白石野花崗閃緑岩の形成過程を論じている。

14.2 年代

肥後深成岩類についても肥後変成岩類と同様、年代学的研究が盛んに行われている。以下に各岩体ごとにこれまでに報告されている放射年代値を述べる。第14.1図に、肥後深成岩類の放射年代をまとめた。

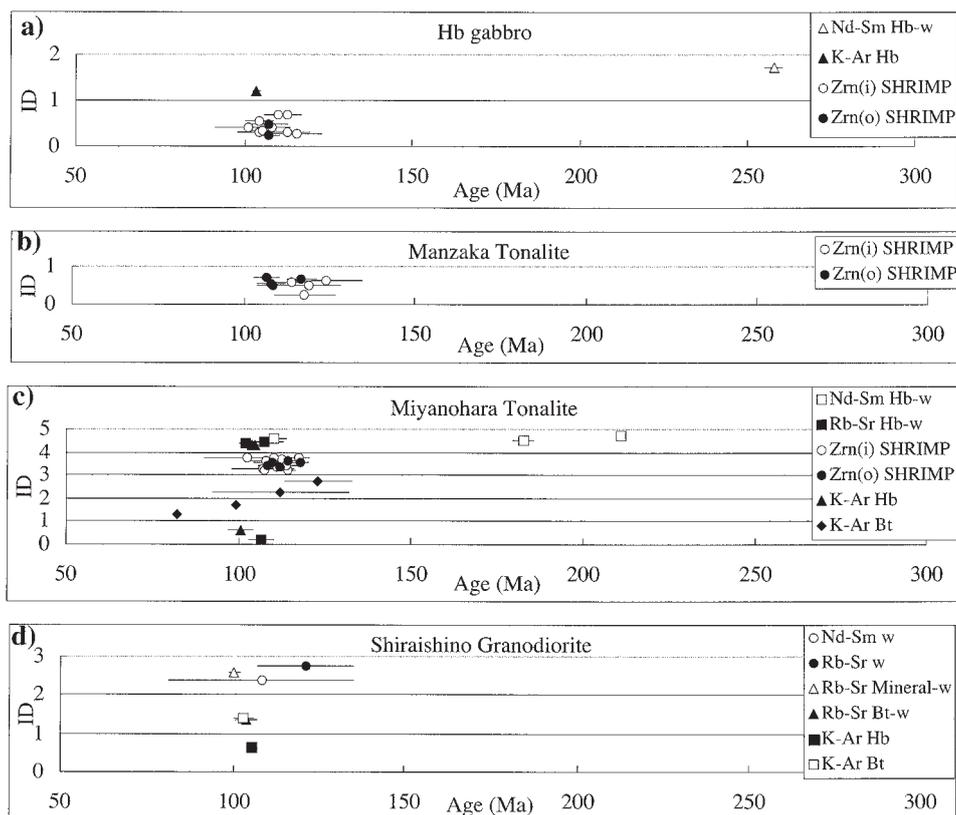
斑れい岩はごく小規模なものが肥後変成岩類分布域、宮の原トータル岩分布域、竜峰山層群分布域に認められる。肥後変成岩類分布域の角閃石斑れい岩はNd-Sm法角閃石-全岩年代として 257.9 ± 2.5 Maが、角閃石K-Ar年代として 103.4 ± 1.1 Maが報告されている(Hamamoto *et al.*, 1999)。一方、竜峰山層群の変成岩に貫入する角閃石斑れい岩のジルコンSHRIMP年代は 107.7 ± 2.9 Maを示す(Sakashima *et al.*, 2003)。年代測定が行われている角閃石斑れい岩はいずれも西隣「八代」地域内に分布する。「砥用」地域内では、竜峰山層群に貫入する宮の原トータル岩中に小規模な角閃石斑れい岩が認められる。上述の前期白亜紀の放射年代を示す角閃石斑れい岩

が貫入する竜峰山層群は、そのごく近傍で宮の原トータル岩に貫入される。このように前期白亜紀の角閃石斑れい岩と宮の原トータル岩の貫入がほぼ同じ場所で見られることより、本報告では宮の原トータル岩に貫入される角閃石斑れい岩の貫入時期を前期白亜紀とした。

万坂トータル岩の放射年代に関しては、Sakashima *et al.*(2003)によりジルコンSHRIMP年代として 112.7 ± 4.9 Maが得られている。

宮の原トータル岩は肥後深成岩類の中で最も多くの年代測定が行われている。Yamamoto(1962)は、宮の原トータル岩の黒雲母K-Ar年代として 112 ± 20 Maと 123 ± 10 Maを報告し、河野・植田(1967)は、黒雲母K-Ar年代として82 Maと99 Maを報告している。更に、中島ほか(1995)は、黒雲母K-Ar年代として 99.8 ± 3.1 Maを、角閃石K-Ar年代として 100.3 ± 3.8 Maを、Rb-Sr法黒雲母-全岩年代として 106.0 ± 3.5 Maを報告している。以上の放射年代は前期白亜紀に集中する。一方、Kamei *et al.*(2000)は、Rb-Sr法角閃石-全岩-珪長質フラクション年代として 101.8 ± 2.1 Maと 107.3 ± 5.4 Maを、角閃石K-Ar年代として 104.2 ± 1.1 Maと 103.5 ± 1.0 Maを、Nd-Sm法角閃石-全岩-珪長質フラクション年代として 110.1 ± 3.5 Ma、 182.7 ± 3.1 Ma、 210.8 ± 1.2 Maを報告している。彼らは、これらの放射年代のうち最も古い210 Maが宮の原トータル岩の貫入年代であると推定し、これより若い年代値は白石野花崗閃緑岩マグマの貫入による再加熱により起きた若返りであるとしている。宮の原トータル岩の貫入時期が三畳紀であるとする説に対して、Sakashima *et al.*(2003)はジルコンSHRIMP年代として 111.4 ± 2.7 Maと 110.4 ± 4.1 Maを得ている。本報告では、後述する宮の原トータル岩と白石野花崗閃緑岩の漸移関係より、宮の原トータル岩と白石野花崗閃緑岩の貫入時期に1億年近い大きな時間間隙は存在しないと考えて、両者の貫入時期をほぼ同時期の前期白亜紀とした。

中島ほか(1995)は白石野花崗閃緑岩の黒雲母K-Ar年代として 102.9 ± 3.1 Maを、Rb-Sr法黒雲母-全岩年代として 103.5 ± 3.2 Maを報告している。亀井ほか(1997)は白石野花崗閃緑岩のRb-Sr法全岩アイソクロン年代として 121 ± 14 Maを、Nd-Sm法全岩アイソクロン年代として 108 ± 27 Maを、Rb-Sr法鉱物-全岩年代として 100.0 ± 2.5 Maと 100.0 ± 1.7 Maを報告している。更に、Kamei *et al.*(2000)は角閃石K-Ar年代として、 105.1 ± 1.1 Maを報告している。したがって、白



第 14.1 図 肥後深成岩類の放射年代

縦軸の ID は放射年代値の識別番号 (説明は第 13.1 図参照)。

(a) 角閃石斑れい岩の放射年代, $0 < ID < 1$: Sakashima *et al.* (2003), $1 < ID < 2$: Hamamoto *et al.* (1999)。

(b) 万坂トータル岩の放射年代, $0 < ID < 1$: Sakashima *et al.* (2003)。

(c) 宮の原トータル岩の放射年代, $0 < ID < 1$: 中島ほか (1995), $1 < ID < 2$: 河野・植田 (1967), $2 < ID < 3$: Yamamoto (1962), $3 < ID < 4$: Sakashima *et al.* (2003), $3 < ID < 4$: Kamei *et al.* (2000)。

(d) 石野花崗閃緑岩の放射年代, $0 < ID < 1$: Kamei *et al.* (2000), $1 < ID < 2$: 中島ほか (1995), $2 < ID < 3$: 亀井ほか (1997)。

Nd-Sm: Nd-Sm 法, Rb-Sr: Rb-Sr 法, Zrn (i): ジルコン核部, Zrn (o): ジルコン縁部, w: 全岩アイソクロン年代, Hbl-w: 普通角閃石-全岩-珪長質フラクション年代もしくは普通角閃石-全岩年代, Bt-w: 黒雲母-全岩年代, Mineral-w: カリ長石-全岩-普通角閃石-斜長石年代, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母。

石野花崗閃緑岩の貫入固結時期を前期白亜期と考えると矛盾はない。

北隣「御船」地域内に分布する城山トータル岩は、永川ほか (1997) により黒雲母 K-Ar 年代として、 107.8 ± 2.4 Ma が得られている。そのほか、小規模に分布するランプロファイアー (「御船」地域内) の角閃石 K-Ar 年代として 107.2 ± 4.4 Ma が、ポーフィリーの黒雲母 K-Ar 年代として 106.8 ± 4.4 Ma と 106.8 ± 2.3 Ma がそれぞれ報告されている (永川ほか, 1997)。以上の放射年代は肥後深成岩類の火成活動が前期白亜紀に集中したことを示唆している。

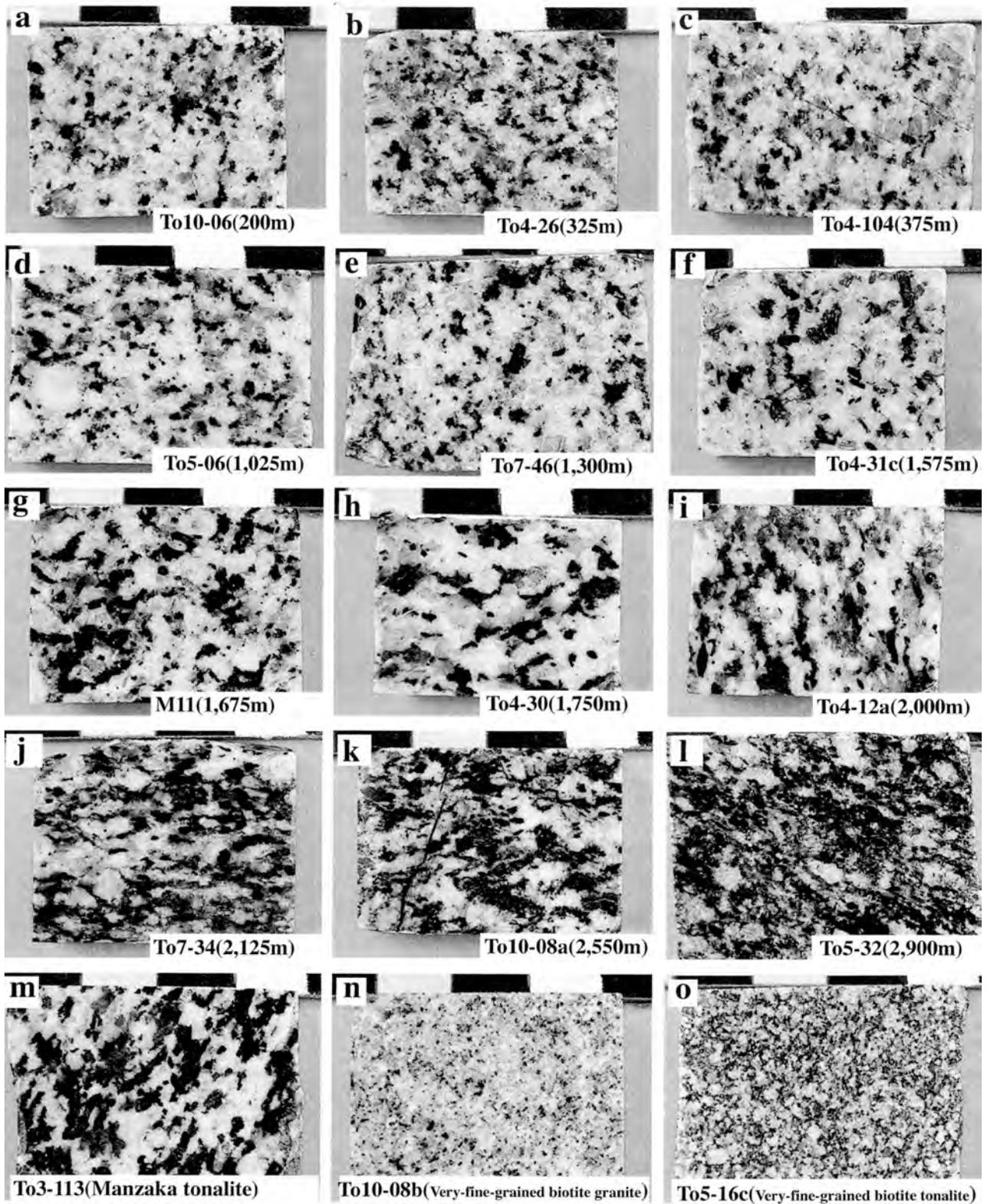
14.3 概要

本地域に分布する肥後深成岩類は斑れい岩類、万坂トータル岩、宮の原トータル岩、白石野花崗閃緑岩、優白

質花崗岩、花崗閃緑斑岩からなる。宮の原トータル岩に捕獲される斑れい岩があることより、斑れい岩類の一部は、その形成が花崗岩類の形成に先行していたと推定される。万坂トータル岩と白石野花崗閃緑岩は肥後変成類に貫入しており、宮の原トータル岩は竜峰山層群の変成岩に貫入している。

Yamamoto (1962) によると宮の原トータル岩は白石野花崗閃緑岩の一部で貫入されているのが観察されるものの、両者は多くの場合漸移関係にあると推定している。本報告の調査では白石野花崗閃緑岩が宮の原トータル岩に貫入する露頭は確認できなかった。一方で、宮の原トータル岩からその北側に分布する白石野花崗閃緑岩へ連続的に岩相が変化するのが観察された (第 14.2 図 (a) - (1))。

肥後深成岩類の肥後変成岩類との貫入境界からの水平距離とその地点での構成鉱物モード組成を第 14.3 図に示す。石英、カリ長石は水平距離が長くなるほどそのモ



第 14.2 図 肥後深成岩類の切片写真

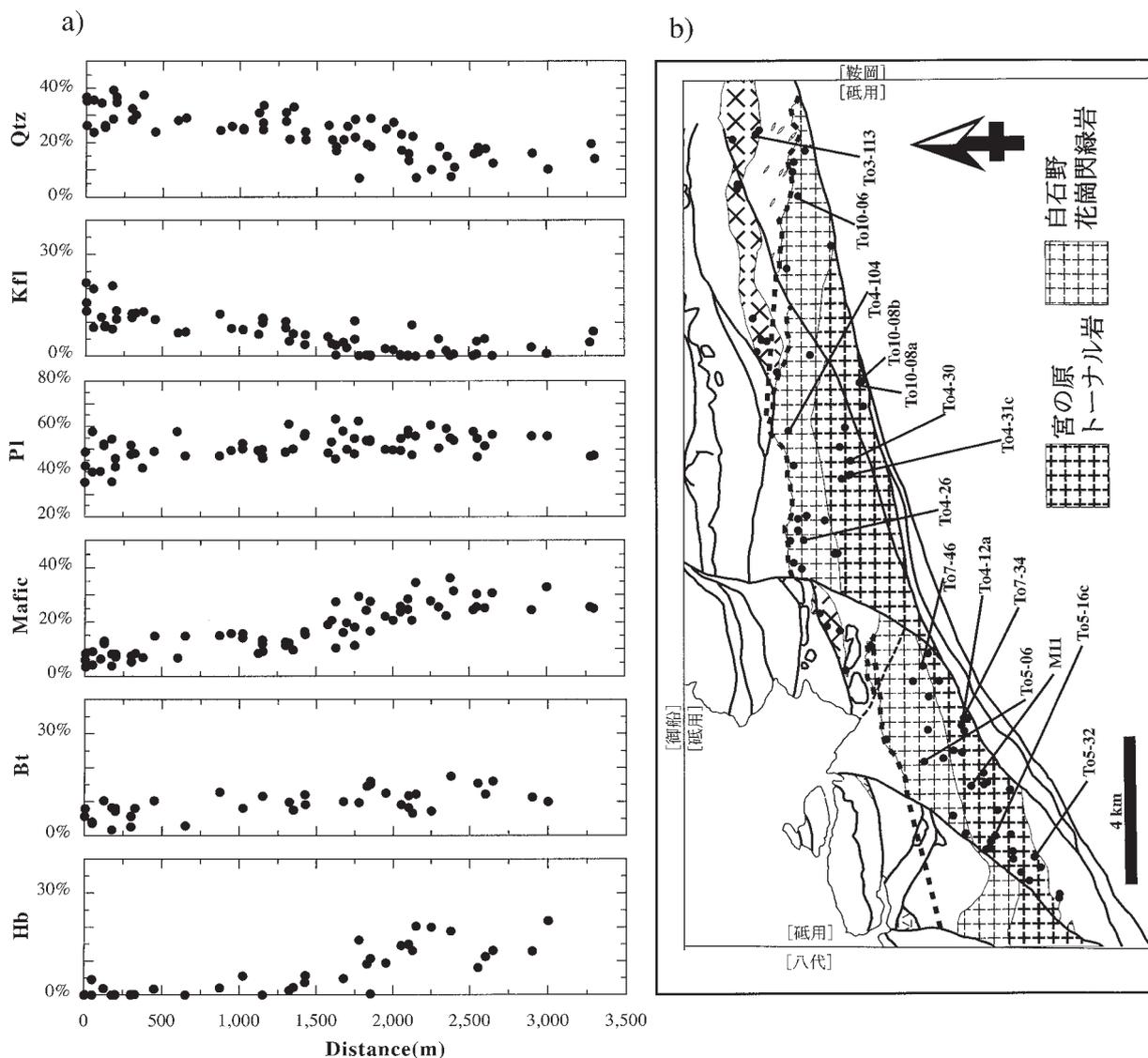
(a)–(e) が白石野花崗閃緑岩, (f)–(l) が宮の原トータル岩. 両者の境界は肉眼で粗粒な角閃石が認められるところで引いた. 試料番号に加えて肥後変成岩類との貫入境界からの距離を示した. (m) 万坂トータル岩. (n) 宮の原トータル岩に貫入する極細粒黒雲母花崗岩. (o) 宮の原トータル岩に貫入する極細粒黒雲母トータル岩. 各切片の試料採取位置は第 14.3 図に示した. スケールの白黒それぞれが 1 cm.

ード組成は単調に減少する。一方、斜長石及び苦鉄質鉍物（普通角閃石、黒雲母、二次的に生じた緑泥石）のモード組成は水平距離が長くなるほど単調に増加する。苦鉄質鉍物を普通角閃石と黒雲母に分けて見ると、黒雲母では水平距離が長くなるにつれわずかにモードが増加し、普通角閃石では水平距離が長くなるにつれ単調にモードが増加する。このようなモード組成変化は両岩体が漸移関係であることを示唆している。本報告では宮の原トータル岩と白石野花崗閃緑岩の境界は肉眼で容易に確認できるほどの頻度で粗粒な普通角閃石が入り始めるところで引いた。万坂トータル岩、宮の原トータル岩、白石野花崗閃緑岩、及び地質図上では小規模であるため省略した極細粒黒雲母花崗岩及び極細粒黒雲母トータル岩の石英-斜長石-カリ長石三角図を第 14.4 図に示した。

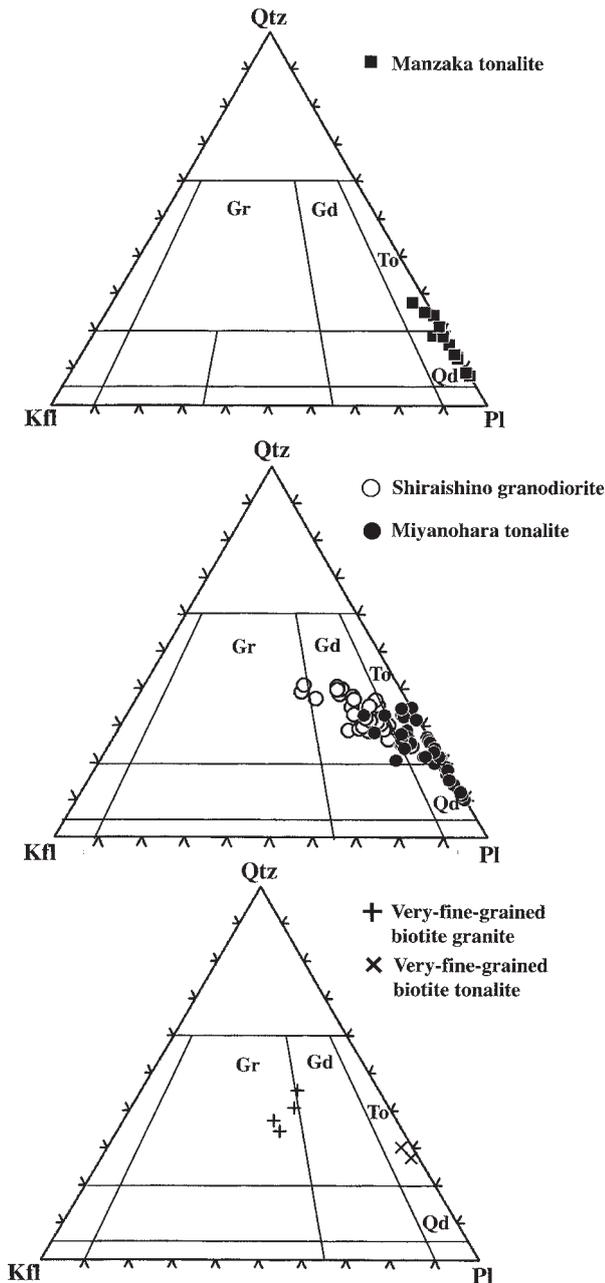
このほかに、花崗岩類には小規模な岩体として優白質花崗岩と花崗閃緑斑岩がある。なお、肥後変成岩類の高変成度部に分布するミグマタイトは岩石の分類からすると深成岩に区分されるが、その形成は肥後変成作用の進行と密接に関係しており、肥後変成岩類の形成と成因的に切り離せないことから肥後変成岩類の章で述べた。

14.4 斑れい岩類 (Gb)

本地域の斑れい岩類はおもに角閃石斑れい岩である。斑れい岩類は宮の原トータル岩及び万坂トータル岩中にゼノリスとして包有される。このうち地質図上に表現できる程度の数 10 m の大きさの岩体は中央町菅の谷北西約 1 km の林道沿いで見ることができる (第 14.5 図 (a))。



第 14.3 図 肥後深成岩類の宮の原トータル岩-白石野花崗閃緑岩の鉍物モード組成変化と肥後変成岩との貫入境界からの距離
 (a) 鉍物モード組成変化と肥後変成岩との貫入境界からの距離。Qtz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Mafic: 苦鉄質鉍物 (= 角閃石 + 黒雲母 + 2 次的に生じた緑泥石), Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石。
 (b) 鉍物モード組成を測定した試料の採集位置。試料番号は第 14.1 図に対応。



第 14.4 図 肥後深成岩類の万坂トータル岩、宮の原トータル岩、白石野花崗閃緑岩、極細粒黒雲母花崗岩及び極細粒黒雲母トータル岩の石英 (Qtz)-斜長石 (Pl)-カリ長石 (Kfpl) の三角図

ここでは暗黒色を呈する角閃石斑れい岩が幅 50 m ほど連続して露出している。角閃石斑れい岩体の周辺部では、宮の原トータル岩から連続する優白質花崗岩質細脈が角閃石斑れい岩に貫入している。また、多角形に割れた角閃石斑れい岩のブロックが宮の原トータル岩に包有されるのが観察できる。

岩石記載

角閃石斑れい岩 (第 14.5 図 (b), 中央町菅の谷の北西約 1 km の林道沿い)

主成分鉱物は普通角閃石、斜長石で、副成分鉱物として石英、スフェン、単斜輝石、黒雲母を、二次鉱物として緑泥石、アクチノ閃石、ぶどう石を含む。普通角閃石、斜長石は粒径 2 ~ 5 mm の他形結晶である。普通角閃石は褐色-淡褐色の多色性を示し、周囲から淡緑色-無色のアクチノ閃石に交代されている。黒雲母は少量存在するが、大部分が緑泥石化している。石英は普通角閃石、斜長石の粒間に少量存在する。単斜輝石は普通角閃石に包有され極少量含まれる。普通角閃石・斜長石の結晶を切ってぶどう石脈が発達する。

14.5 万坂トータル岩 (Mat)

万坂トータル岩は本地域東部において南北幅約 1 km、東西延長約 10 km の細長い岩体として分布している。万坂トータル岩は肥後変成岩類の片理を切って貫入している (第 14.6 図 (b))。岩体西部では後述する白石野花崗閃緑岩に貫入される (第 14.8 図 (c))。万坂トータル岩は粗粒な角閃石を含む黒雲母角閃石トータル岩-角閃石石英閃緑岩である。岩体周縁部では角閃石の配列によるフォーリエーションが発達する (第 14.2 図 (m))。また、斑れい岩類のゼノリスを包有する場合がある (第 14.6 図 (a))。

野外で測定した万坂トータル岩の帯磁率は、SI 単位系で $4 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3}$ であった。反射顕微鏡で観察した結果では、万坂トータル岩に含まれる不透明鉱物の大部分は磁鉄鉱である。帯磁率の大きい岩石ほど含まれる磁鉄鉱の量は多い傾向にある。また、磁鉄鉱には少量のイルメナイト離溶が認められる。

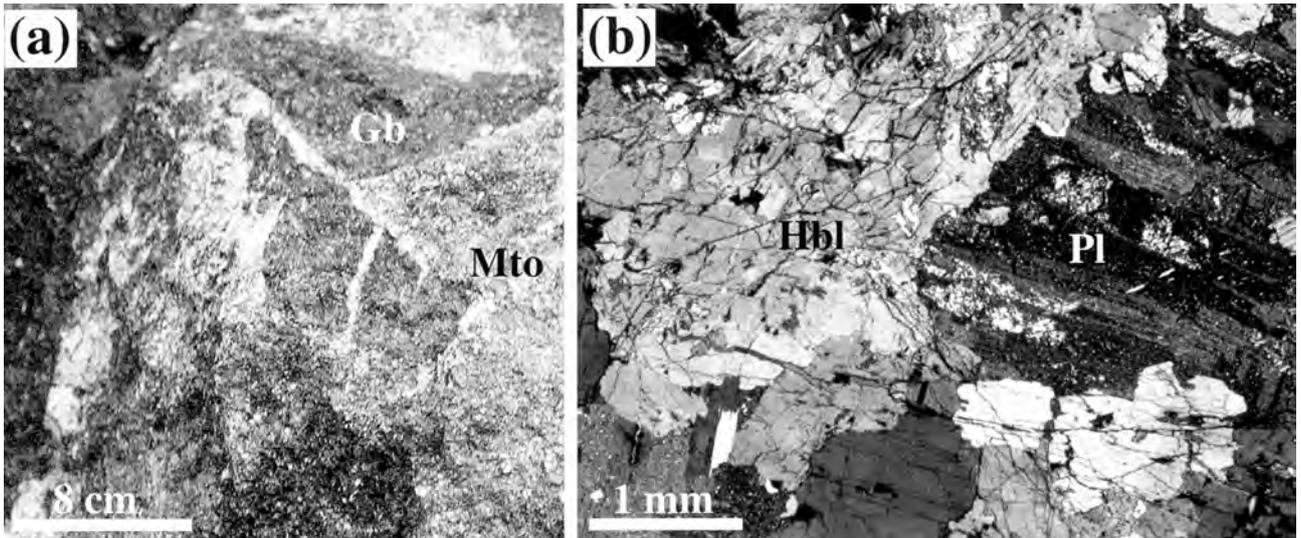
岩石記載

黒雲母角閃石石英閃緑岩 (第 14.6 図 (c), 矢部町相藤寺の西約 650m の千滝川沿い)

主成分鉱物は普通角閃石、斜長石、黒雲母、石英で、副成分鉱物として磁鉄鉱、ジルコン、スフェンを、二次鉱物として緑泥石、白雲母を含む。普通角閃石は粒径約 2 ~ 5 mm の自形ないし半自形結晶で、緑褐色-淡褐色の多色性を示す。斜長石は約 2 ~ 5 mm の自形ないし半自形結晶である。普通角閃石、斜長石は弱い形態定向配列を示す。黒雲母は粒径約 1 ~ 2 mm で、部分的に緑泥石、白雲母に置換される。石英は普通角閃石、斜長石の粒間を埋める他形結晶として見られる。

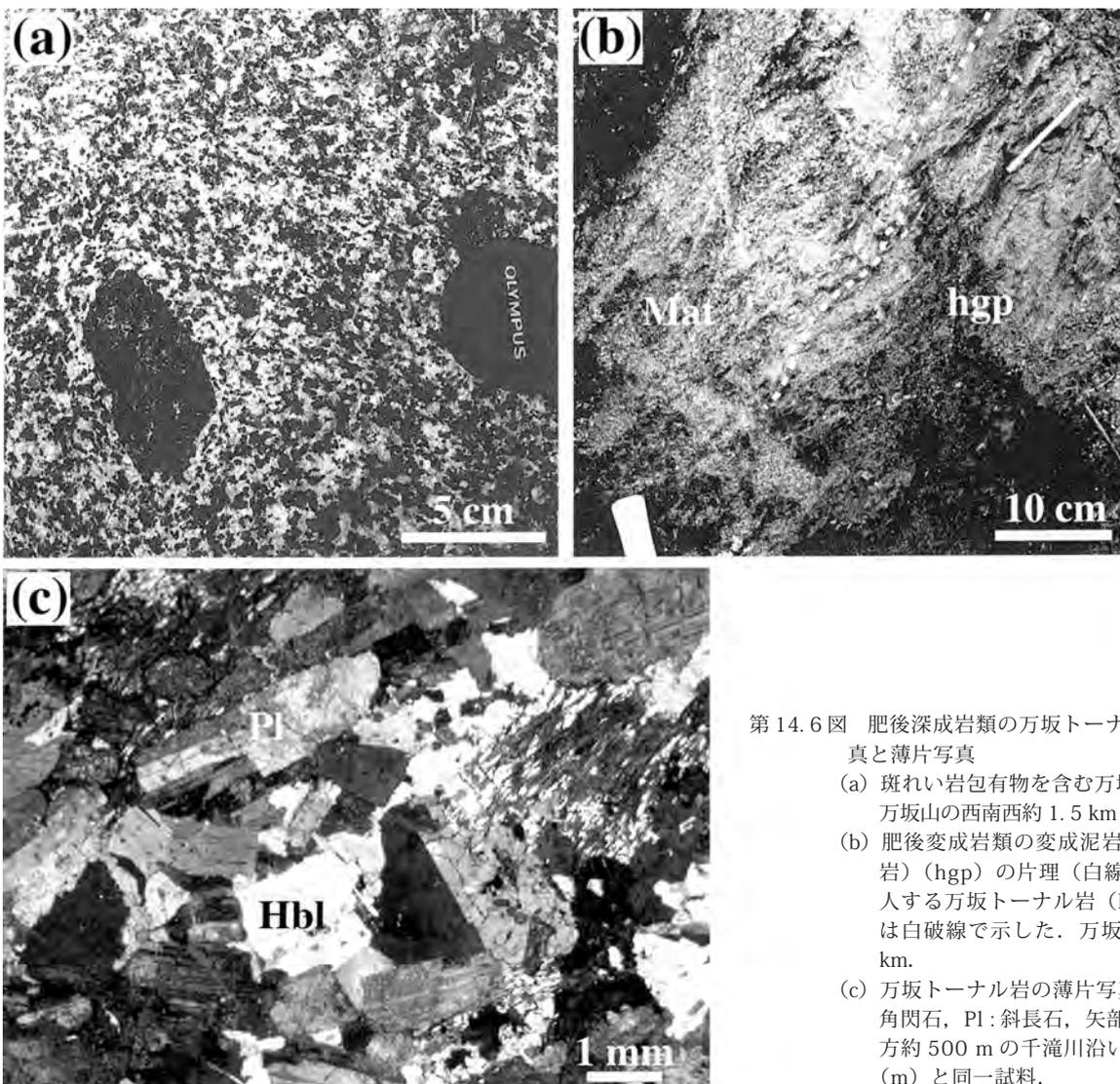
14.6 宮の原トータル岩 (Mto)

宮の原トータル岩は竜峰山層群の変成岩の北側に東西に細長く分布する。後述する白石野花崗閃緑岩とは漸移関係にある。南側に分布する竜峰山層群の変成岩とは明らかな貫入関係を示す。また、豊野町蕨野南方では宮の原トータル岩中に竜峰山層群の変成岩のゼノリスが包有



第 14.5 図 肥後深成岩類の角閃石斑れい岩の露頭写真と薄片写真

- (a) 宮の原トータル岩 (Mto) に包有される角閃石斑れい岩. 中央町菅の谷の北西約 1 km の林道沿い.
 (b) 角閃石斑れい岩の薄片写真. Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石. (a) の露頭からの試料.



第 14.6 図 肥後深成岩類の万坂トータル岩の露頭写真と薄片写真

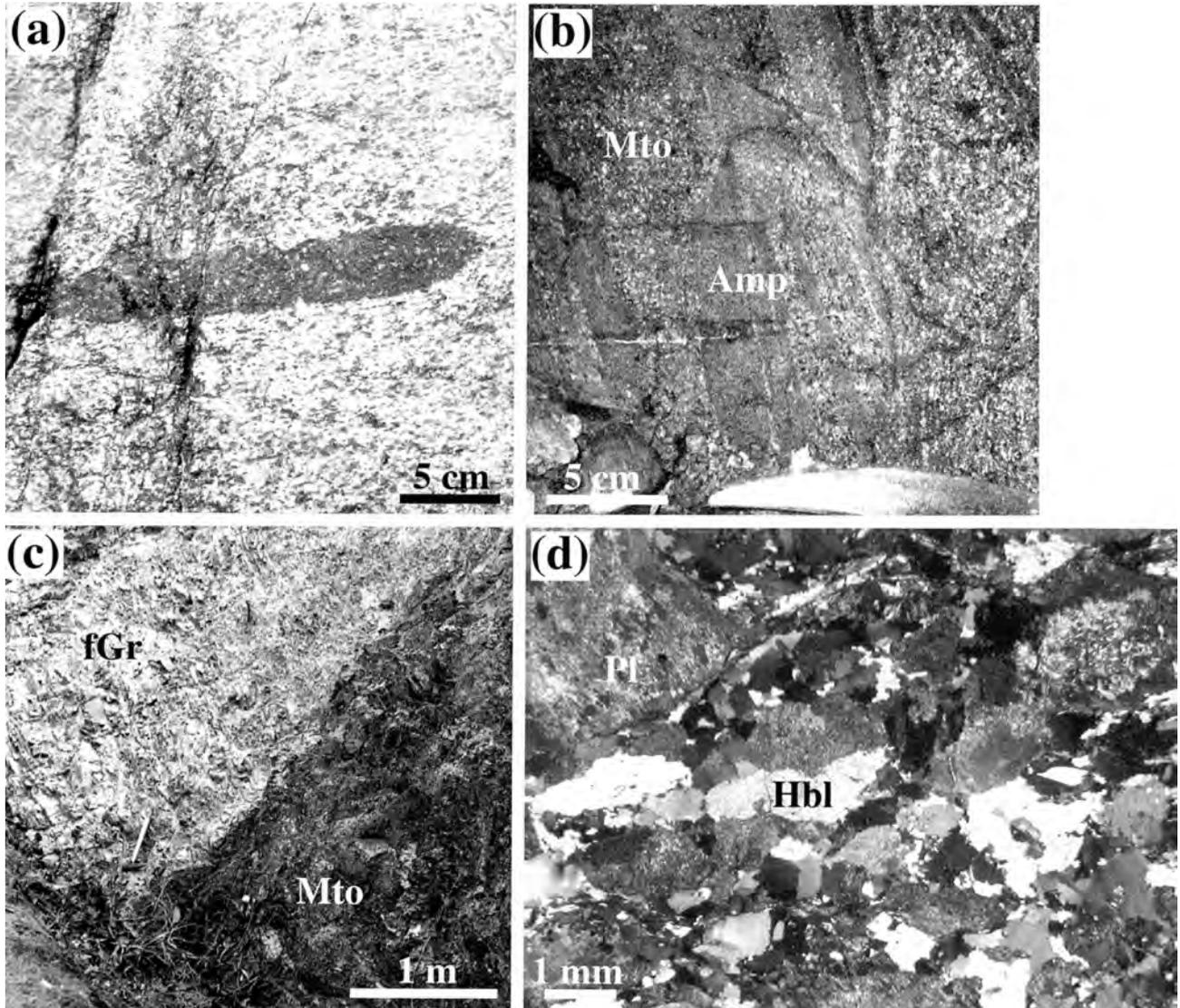
- (a) 斑れい岩包有物を含む万坂トータル岩. 万坂山の西南西約 1.5 km の道路沿い.
 (b) 肥後変成岩類の変成泥岩 (黒雲母片麻岩) (hgp) の片理 (白線) を切って貫入する万坂トータル岩 (Mat), 貫入面は白破線で示した. 万坂山の南西約 2 km.
 (c) 万坂トータル岩の薄片写真. Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, 矢部町相藤寺の西方約 500 m の千滝川沿い. 第 14.2 図 (m) と同一試料.

される(第14.7図(b)).

宮の原トータル岩は粗粒の角閃石を含む黒雲母角閃石花崗閃緑岩-黒雲母角閃石トータル岩である. 北半分では塊状であるが, 南部に分布する岩石ほど有色鉱物の量が多くなり, 黒雲母や角閃石の形態定向配列によるフォリエーションが発達する(第14.2図(f)-(1)). また, 南部ほど暗色包有物(第14.7図(a))や斑れい岩のブロックを多く含むようになる(第14.7図(a)). 岩体南部では宮の原トータル岩のフォリエーションを切って極細粒黒雲母花崗岩が貫入する(第14.7図(c)). この花

崗岩は岩石組織(第14.2図(n))からも鉱物モード組成(第14.4図)からも白石野花崗閃緑岩と異なる. 宮の原トータル岩に貫入する細粒優白質岩にはこのほかに極細粒黒雲母トータル岩がある(第14.2図(o);第14.4図). こちらも宮の原トータル岩のフォリエーションを切って貫入するが, 極細粒黒雲母トータル岩自体も貫入後に弱い変形作用を被っている.

野外で測定した宮の原トータル岩の帯磁率は, $0.1 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3}$ (SI単位系)であった. 竜峰山層群との貫入境界から離れるほど帯磁率は高くなる傾向が



第14.7図 肥後深成岩類の宮の原トータル岩の露頭写真と薄片写真

- (a) 暗色包有物を含む宮の原トータル岩. 角閃石の形態定向配列による弱いフォリエーションが発達. 中央町椿の北西約750 mの釈迦院川沿い.
- (b) 竜峰山層群の変成苦鉄質岩(角閃岩:Amp)のゼノリスを含む宮の原トータル岩(Mto). 小川町石神の南西約1 kmの沢沿い.
- (c) 宮の原トータル岩(Mto)に貫入する極細粒黒雲母花崗岩(fGr). 砥用町緑川ダムサイト南岸. 第14.2図(n)と同一試料.
- (d) 宮の原トータル岩の薄片写真. Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石. 中央町椿の北西約750 mの釈迦院川沿い. 第14.2図(j)と同一試料.

ある。反射顕微鏡による観察では、宮の原トータル岩に含まれる不透明鉱物の多くは磁鉄鉱である。帯磁率の小さい試料では含まれる磁鉄鉱の量が少ない。

岩石記載

黒雲母角閃石トータル岩（第 14.7 図 (d)、中央町椿の北西約 750 m の釈迦院川沿い）

主成分鉱物は普通角閃石、黒雲母、斜長石、石英、カリ長石で、副成分鉱物として磁鉄鉱、スフェン、アパタイト、ジルコンを、二次鉱物として緑れん石、緑泥石、白雲母を伴う。普通角閃石は粒径約 2～5 mm の自形ないし半自形結晶で、青緑色-緑褐色-淡黄褐色の多色性を示す。斜長石は粒径約 2～5 mm の自形ないし半自形結晶で弱い累帯構造がある。普通角閃石、斜長石は弱い形態定向配列を示す。石英、カリ長石は他形で、普通角閃石、斜長石の粒間を埋めている。カリ長石と接する斜長石には稀にミルメカイトが見られる。磁鉄鉱は普通角閃石に包有される場合が多い。黒雲母は約 1～2 mm の大きさで、緑泥石・白雲母に交代される。

14.7 白石野花崗閃緑岩 (Sgd)

白石野花崗閃緑岩は宮ノ原トータル岩の北側に分布する東西に帯状に広がる岩体で、黒雲母花崗閃緑岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし角閃石黒雲母トータル岩からなる。東西に細長く伸びた岩体で南北方向に岩相変化がある。白石野花崗閃緑岩は肥後変成岩類の片理を切って貫入し（第 14.8 図 (d)）、万坂トータル岩のフォリエーションを切って貫入している（第 14.8 図 (c)）。

肥後変成岩類との貫入境界に近い場所での白石野花崗閃緑岩は優白質な細粒黒雲母花崗閃緑岩（第 14.8 図 (a)）であるが、南へ向かうに従い有色鉱物の量が多くなり宮ノ原トータル岩との境界付近では少量の粗粒な角閃石を含む角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩となる（第 14.8 図 (b)）。

白石野花崗閃緑岩の帯磁率を野外で測定した。帯磁率は $0.1 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-3}$ (SI 単位系) であり、肥後変成岩類との貫入境界近くで低く、南部の宮の原トータル岩との境界へ向けて連続的に増加する。鉱物モード組成の変化と同じく、帯磁率の変化においても白石野花崗閃緑岩と宮の原トータル岩の間で不連続な変化は見られなかった。反射顕微鏡による観察では、不透明鉱物の大部分は磁鉄鉱である。帯磁率が高い岩石ほど、含まれる磁鉄鉱の量が多くなる。

岩石記載

角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第 14.8 図 (e)、中央町松野原）

主成分鉱物は黒雲母、普通角閃石、斜長石、カリ長石、石英で、副成分鉱物としてアパタイト、ジルコン、褐れん石、スフェンを含む。普通角閃石は約 1～3 mm の自形な

いし半自形結晶で、青緑色-緑褐色-淡黄褐色の多色性を示す。斜長石は約 2～5 mm の自形ないし半自形結晶で、振動累帯構造を示す。黒雲母は約 1～2 mm の大きさである。カリ長石、石英は普通角閃石、斜長石、黒雲母の粒間を埋める他形結晶である。カリ長石と接する斜長石にはしばしばミルメカイトが発達する。

14.8 優白質花崗岩 (Gr)

小規模な岩体として本地域西部の豊野町星原及び中央町熊取に分布する。いずれの場合も分布の南限は東北東走向ないし北東走向の高角断層で肥後変成岩類と境される。肥後変成岩類との直接の貫入関係は確認できていないが、肥後変成岩類中のミグマタイトと異なり、露頭スケールで変成岩類を密接に伴っていない。また、本岩は貫入後に高温低圧型変成作用を受けた痕跡が無い。本岩は含ざくろ石黒雲母花崗岩ないし黒雲母花崗岩で、場所により貫入後に強いカタクレーサイト化作用を受けている（第 14.9 図 (a) (b)）。本地域では火成活動が前期白亜紀に集中することから肥後深成岩類と同時期の形成時期が推定されるが、他の肥後深成岩類との貫入関係はわかっていない。

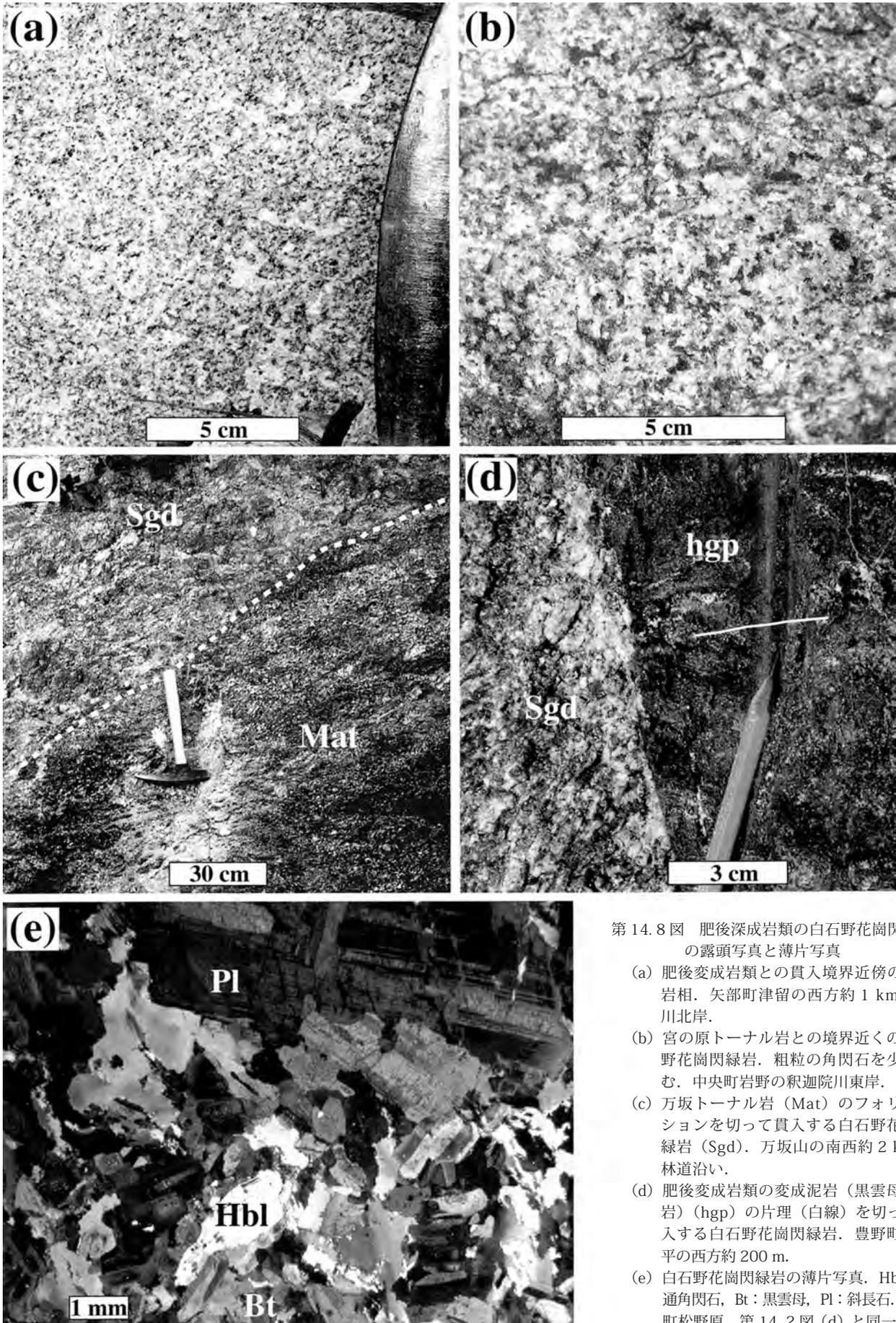
14.9 花崗閃緑斑岩 (Gdp)

本岩は肥後変成岩類に貫入する小規模な岩脈である。本地域東部の矢部町津留北方の肥後変成岩類中に幅数 10 m の花崗閃緑斑岩の岩脈が貫入している。地質図上には示していないが、本地域中央部甲佐町広瀬南方の緑川河床においても小規模な花崗閃緑斑岩岩脈が肥後変成岩類のミグマタイトに貫入する。ミグマタイトには有色鉱物の形態定向配列によるフォリエーションが発達するが、花崗閃緑斑岩はこのフォリエーションを切って貫入している（第 14.10 図 (a)）。地質図上では表していないが、竜峰山層群の変成岩類にも小規模な花崗閃緑斑岩岩脈が貫入している。

岩石記載

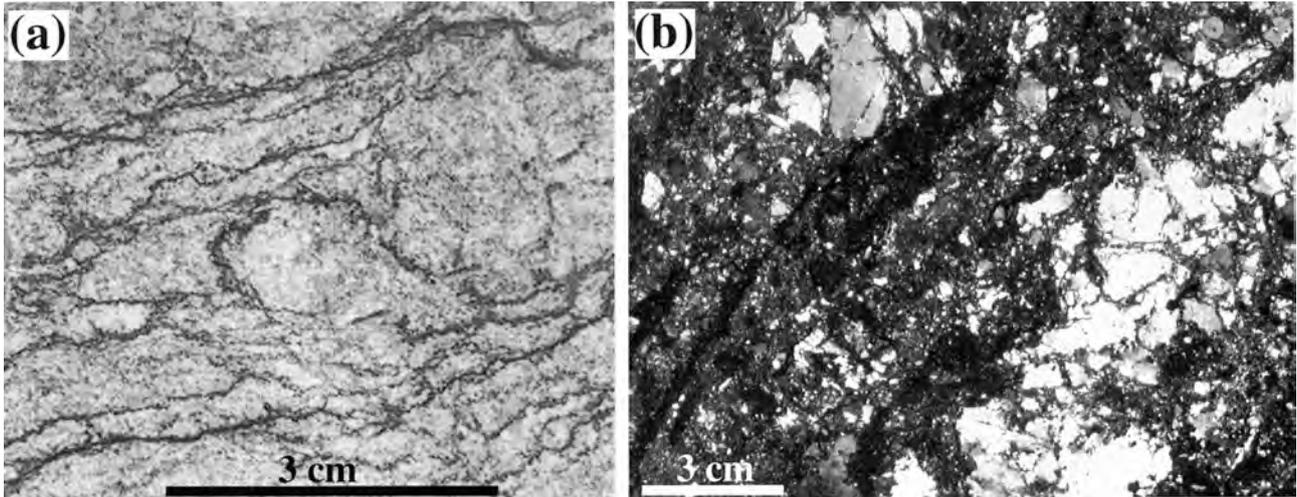
花崗閃緑斑岩（第 14.10 図 (b) (c)、矢部町相藤寺南西約 500 m の千滝川沿い）

斑晶として褐色普通角閃石・斜長石を含み、石基は黒雲母、褐色角閃石、斜長石、石英、カリ長石、単斜輝石からなる。このほかに副成分鉱物としてアパタイト・ジルコン・スフェン・不透明鉱物を含む。斑晶の普通角閃石は粒径約 1～3 mm の自形結晶である。斑晶の斜長石は粒径約 1～4 mm の自形結晶で、振動累帯構造を示す。石基を構成する鉱物の粒径は約 0.1 mm である。石基の褐色角閃石、斜長石は自形ないし半自形であるが、石英、カリ長石、黒雲母は他形結晶である。石基の単斜輝石は極少量存在するにすぎない。



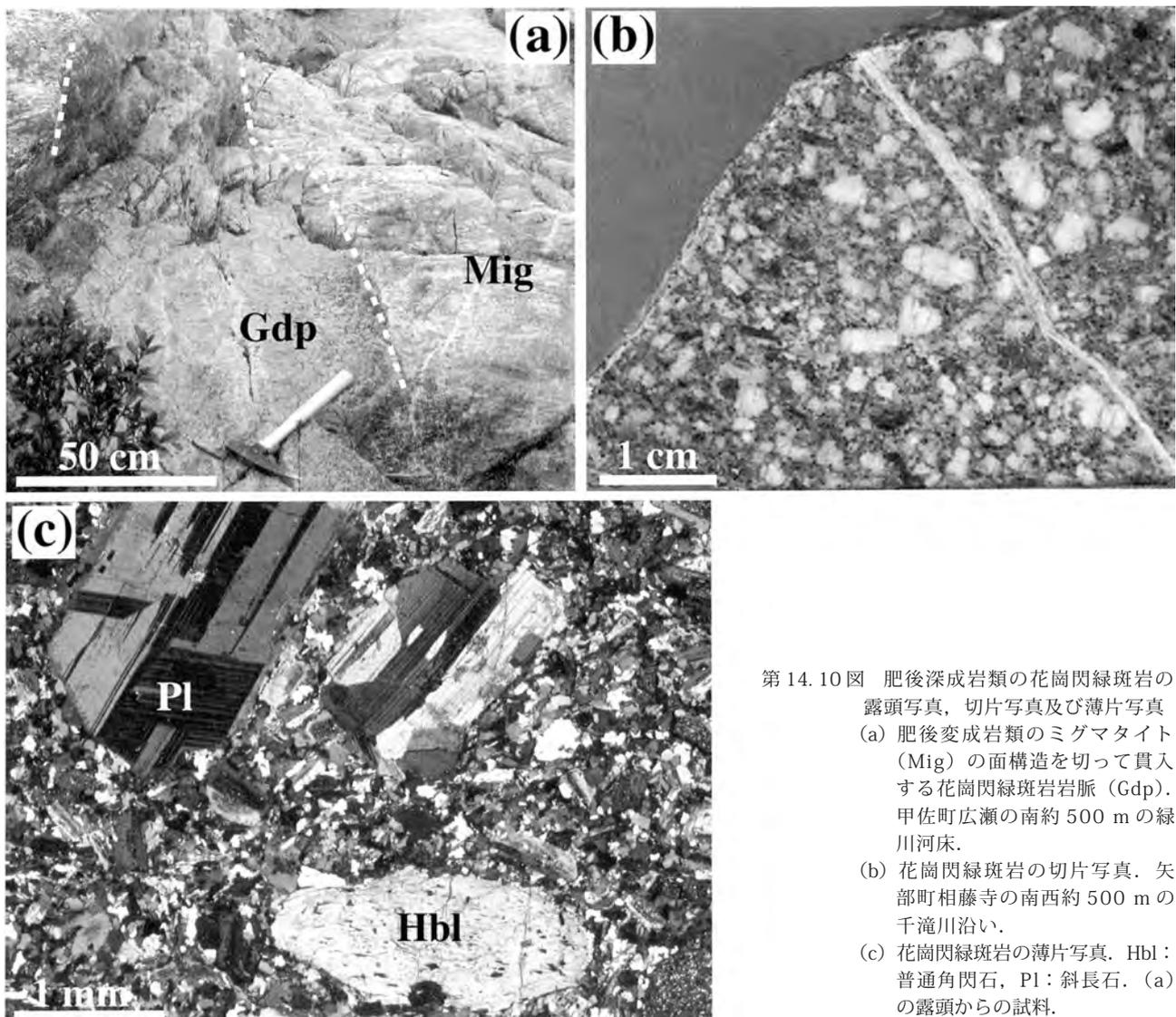
第 14.8 図 肥後深成岩類の白石野花崗閃緑岩の露頭写真と薄片写真

- (a) 肥後変成岩類との貫入境界近傍の細粒岩相。矢部町津留の西方約 1 km の緑川北岸。
- (b) 宮の原トータル岩との境界近くの白石野花崗閃緑岩。粗粒の角閃石を少量含む。中央町岩野の釈迦院川東岸。
- (c) 万坂トータル岩 (Mat) のフォリエーションを切って貫入する白石野花崗閃緑岩 (Sgd)。万坂山の南西約 2 km の林道沿い。
- (d) 肥後変成岩類の変成泥岩 (黒雲母片麻岩) (hgp) の片理 (白線) を切って貫入する白石野花崗閃緑岩。豊野町田の平の西方約 200 m。
- (e) 白石野花崗閃緑岩の薄片写真。Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石。中央町松野原。第 14.2 図 (d) と同一試料。



第 14.9 図 肥後深成岩類の優白質花崗岩の切片写真と薄片写真

- (a) カタクレースイト化作用を被った優白質花崗岩の切片写真. 豊野町星原.
 (b) カタクレースイト化作用を被った優白質花崗岩の薄片写真. (a) と同一試料.



第 14.10 図 肥後深成岩類の花崗閃緑斑岩の露頭写真, 切片写真及び薄片写真

- (a) 肥後変成岩類のミグマタイト (Mig) の面構造を切って貫入する花崗閃緑斑岩岩脈 (Gdp). 甲佐町広瀬の南約 500 m の緑川河床.
 (b) 花崗閃緑斑岩の切片写真. 矢部町相藤寺の南西約 500 m の千滝川沿い.
 (c) 花崗閃緑斑岩の薄片写真. Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石. (a) の露頭からの試料.

第 15 章 後期白亜紀正常堆積物

(利光誠一)

15.1 概要

本地域周辺において白杵-八代構造線以北には白亜紀正常堆積物として、後期白亜紀前期の御船層群（松本, 1939）及びその相当層（見獄山層：田村・沢村, 1964）やその上位の地層にあたる熊本層群（天野・今西, 1958；姫浦層群（Nagao, 1930）の相当層）が分布する。この内、「砥用」地域には、御船層群が本地域北西端の、甲佐町, 中央町, 城南町, 豊野町の行政境界会合部付近にまとまって分布する。御船層群はペルム紀正常堆積物の水越層, 間の谷変成岩, 木山変成岩及び蛇紋岩, 肥後変成岩類を不整合で覆い（田村, 1990a；村田, 1992a）, 本地域内では間の谷変成岩を不整合で覆う。御船層群は北西-南東方向の断層で多少右横ずれを示すものの, ほぼ北東-南西走向, 北西 50 ~ 25° 傾斜で北西側へと順次若い地層が分布していく。「砥用」地域北西端の日奈久断層を境に地質構造が変わり, その西側では向斜及び背斜構造が見られる。

15.2 御船層群

御船層群は, 本地域に北接する「御船」地域の熊本県上益城郡御船町の東方の山地に広く分布する後期白亜紀前期の浅海成-陸成の地層である。松本（1939）はこの山地一体を模式地として, ここに分布する白亜系を御船層群と命名した。礫岩, 砂岩, 泥岩からなり, 岩相上, 下位から, 赤色の基質を持つ基底礫岩の基底層, 砂岩, 泥岩からなる下部層, 主に赤色泥岩からなり, 砂岩及び珪長質凝灰岩を伴う上部層に分けられる（松本, 1939）。砂岩は基質に富むグレイワック砂岩であることが知られている（Okada, 1960）。御船層群の全層厚は 2,000 m 以上に達する。下部層から汽水-浅海生の軟体動物化石が多く産出し（松本, 1939；Tamura, 1976, 1977, 1979 など）, イノセラムスやアンモナイトなどの公海生の種類も一部に見られる（Tamura *et al.*, 1974 など）。上部層からは化石の産出は稀であるが, 淡水生の貝類, 植物化石のほか, 最近では, 恐竜を含む爬虫類, 原始的哺乳類などの脊椎動物化石も数多く産出している（御船町恐竜化石調査委員会編, 1998 など）。御船層群は大局的に北東-南西方向の軸をもつ向斜構造を形成している（松本, 1939 など）。本層群の堆積相解析をした黒木ほか（1995）によれば, この向斜構造の南翼（御船層群分布域の南-東半部）の堆積環境は, 基底層で扇状地末端,

下部層では砂質干潟→沖浜→外浜と移り変わり, 上部層になると湖沼の外浜・沖浜へと遷移したと推定されている。下部層から多く産出する貝類化石や上部層に発達する赤色岩層などから, 古くから, 天草地域の御所浦層群との類似性が考えられてきた（松本, 1939；田村・田代, 1966 など）。

御船層群については, 松本（1939）の先駆的研究で分布域主要部の地質の大枠が確立し, 残された分布域西部の地質が田村・田代（1966）により報告された。以降はこれらの基本層序に基づいた, Okada（1958）, Tamura *et al.*（1968, 1974）, Tamura and Tashiro（1967）, Tamura（1970, 1976, 1977, 1979）, 田代（1970）, 田村（1990b, 1992）, 田村ほか（1991）, Okazaki and Kitamura（1996）, 御船町恐竜化石調査委員会編（1998）, Setoguchi *et al.*（1999）, Ikegami *et al.*（2000）の古生物学的研究, 鏑本（2001）の地質年代学的研究, Okada（1960）の堆積岩岩石学的研究, 黒木ほか（1995）の堆積学的研究などがある。

上述したように, 御船層群は岩相上, 基底層, 下部層, 上部層に3分される。この3つの層序区分は, 松本（1939）以来, その後の研究者に受け継がれ, 固有の層名（formation name）がつけられないまま今日に至っている。御船層群の主体は北接する「御船」地域内にあり, 「砥用」地域内には一部が分布するにすぎない。このため層レベルの命名・定義は今後の「御船」地域の調査研究に譲り, ここでは松本（1939）以来の地層名にならない, 基底層, 下部層及び上部層をそれぞれ, 御船層群基底層, 下部及び上部として以下に詳述し, ルート柱状図及びその位置図を第 15.1 図, 第 15.2 図に示す。

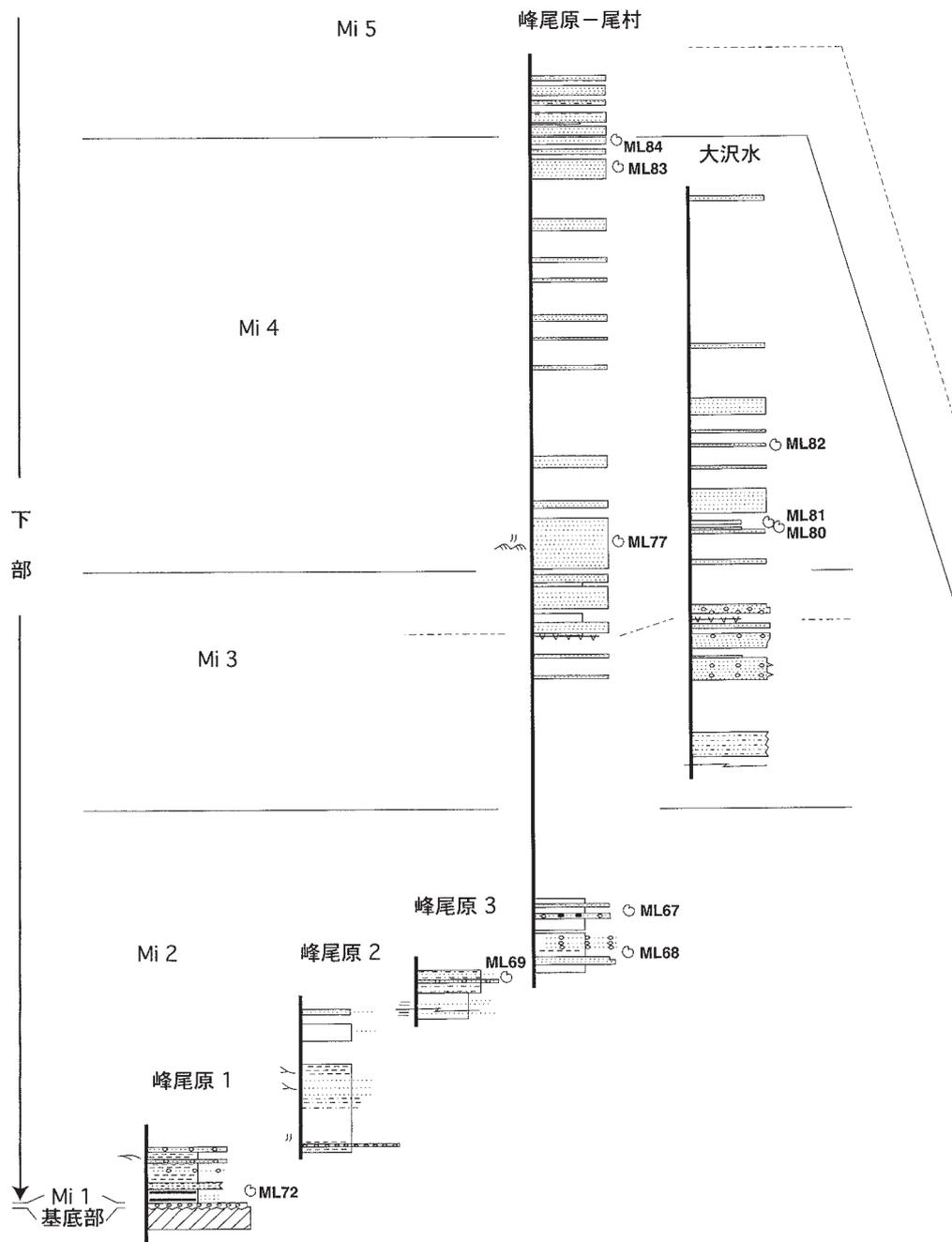
15.2.1 御船層群基底層（Mil）

命名 松本（1939）による。

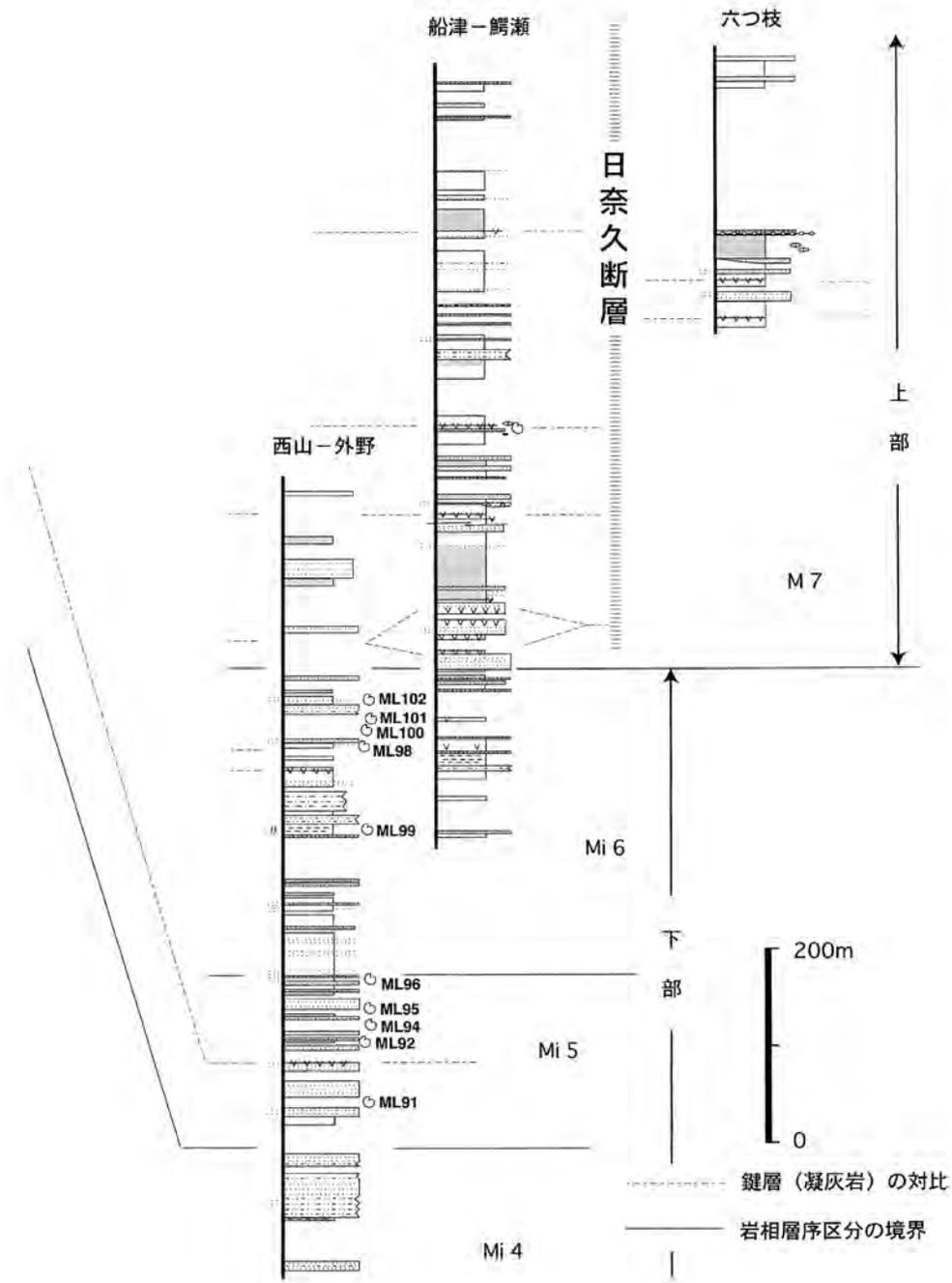
模式地 松本（1939）は, 御船層群基底層については阿蘇郡西原村猿俣付近を模式的露出地として示している。

層序関係 御船層群は, いろいろな地質体と接しているため, 地域により, 基盤となる地質体が異なるが, 「砥用」地域では, 間の谷変成岩に不整合で重なる（田村, 1990a）。一部は間の谷変成岩と断層で接する。

分布・構造 「砥用」地域北西部の, 豊野町峰尾原地区にわずかに分布する。不整合面（第 15.3 図 A）は走向は北東-南西方向, 傾斜は北西へ 90 ~ 55° で, 傾斜の角度は変化するが, 一般に不整合面から離れるに従い, 傾斜は緩くなる。急傾斜部では滑り面を伴い, 基盤岩,



第 15.1 図 御船層群の各ルート柱状図
柱状図を作成した調査ルートは第 15.2 図に示す。



化石の産出ポイントは第 15.4 図参照。凡例は第 8.1 図参照。



第 15.2 図 御船層群の柱状図作成ルート
基図は国土地理院発行、5 万分の 1 地形図「低用」の一部を使用。

礫岩基質ともに剪断を被る部分もある。

岩相 中-細礫を主とする礫岩層であるが、数 10 cm 程度の厚さの赤色泥岩層をしばしば挟み、むしろ礫岩泥岩等量互層と呼ぶべき産状を呈する。礫岩の礫種は、峰尾原地区の基盤岩である間の谷変成岩類（緑色片岩など）の角礫が多いが、花崗岩質岩も含む（田村，1990a）。基質は赤色化した砂質泥岩-泥質砂岩である。

黒木ほか（1995）によれば、「低用」地域を含む御船層群分布域の南-南東部の本層群基底部の堆積環境は扇状地末端を示す。

層厚 豊野町峰尾原では約 5 m。

化石 田村（1990a）は不整合面から約 2 m 上位で汽水生の二枚貝 *Nipponicorbula mashikensis* Tamura の産出を報告している。

対比及び年代 時代決定に有効な化石はないが、上位層から報告されている公海生化石の年代から、御船層群基底部はセノマニアン期の前期-中期の地層と考えられる。

15. 2. 2 御船層群下部 (Mi2, Mi3, Mi4, Mi5, Mi6)

命名 松本（1939）による。

模式地 松本（1939）は、御船層群基底部についてのみ模式的露出地を指定しており、御船層群下部については指定がない。

層序関係 御船層群基底部に整合に重なる。

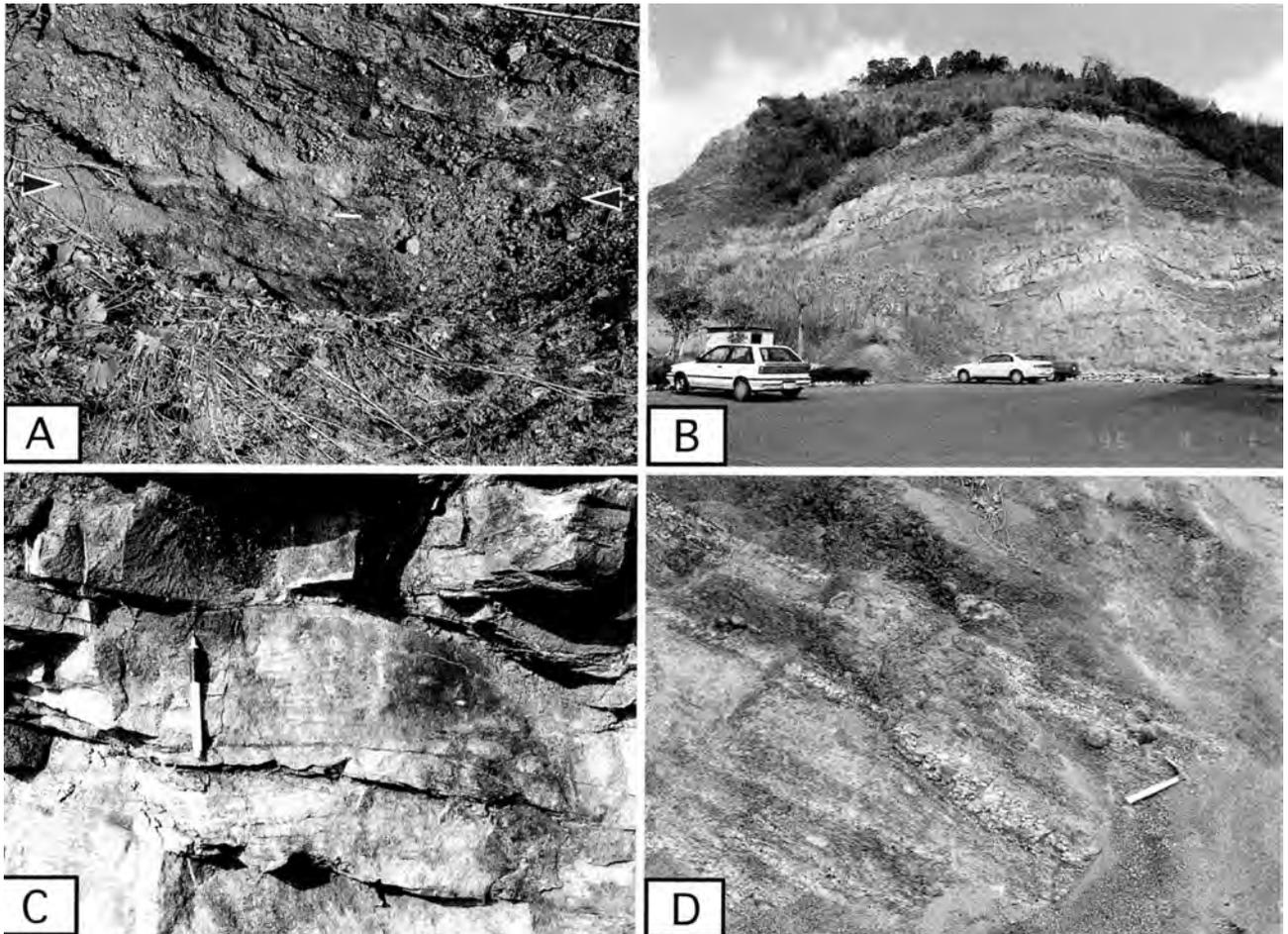
分布・構造 「低用」地域では、豊野町大字巢林，安見，大沢水，甲佐町大字船津などに分布する。一般に北東-南西の走向で北西へ 40 ~ 30° 傾斜する。

岩相 砂岩及び泥岩からなるが、岩相から、泥岩優勢の砂岩泥岩互層相 (Mi2；層厚 300m 以上)，砂岩泥岩互層相 (Mi3；層厚 200 m 以上)，砂岩あるいは砂岩卓越相 (Mi4；層厚約 450m)，砂岩優勢砂岩泥岩互層相 (Mi5；約 175m)，泥岩優勢の砂岩泥岩互層相 (Mi6；層厚約 300 m) の 5 つに細分することができる。Mi2（第 15.3 図 B）には砂岩，泥岩の他に，下部に層厚約 3.5 m の中礫礫岩層があり，その他の層準でも，砂岩中に時折，含礫極粗粒砂岩薄層を挟む。礫岩は，花崗岩質岩，チャート，珪長質凝灰岩及び泥岩などの円礫からなる。最下部付近には炭質泥岩層があり，この中に植物破片や貝類化石の密集部が見られる。Mi3 にも含中礫極粗粒砂岩が見られる。泥岩中に挟在する砂岩薄層には斜交葉理が観察される。Mi4 の下部の砂岩層にはカレントリップルが見られ，Mi5 の下部の砂岩にもカレントリップルやハンモック状斜交葉理が観察される部分がある（第 15.3 図 C）。Mi3, Mi5, Mi6 には厚さ 60 cm ~ 2.5 m の珪長質凝灰岩層を挟み，鍵層として追跡できる。

黒木ほか（1995）によれば、「低用」地域を含む御船層群分布域の南-東半部の本層群下部の堆積環境は，砂質干潟→沖浜→外浜と移り変わっていくと推定されている。

層厚 Mi2-Mi6 の全層厚は 1,350 m 以上に達する。

化石及び対比 御船層群の化石に関しては多くの研究がある。貝類化石については，Tamura（1976, 1977, 1979）によって体系的にまとめられ，主として御船層群下部から産出する汽水-浅海生（一部公海生も含む）の種群からなる。「低用」地域からも多くの地点から産出



第 15.3 図 御船層群の露頭写真

- A. 御船層群基底の不整合露頭。
間の谷変成岩（写真下側）に御船層群の基底礫岩（写真上側）が不整合で載る（廃棄された作業道路上の露頭面を上方から撮影）。不整合面（矢印間）の傾斜は北西へ 55～90°と場所により変化する。基底礫岩には基盤由来の変成岩角礫（直径数 mm～数 cm）が多い。豊野町峰尾原。
- B. 御船層群下部の Mi2 の岩相。
御船層群下部層は砂岩及び泥岩からなり、その量比により Mi2-Mi6 に細分される。このうち、Mi2 は泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。豊野町峰尾原。
- C. 御船層群下部の Mi5 の砂岩に見られるハンモック状斜交葉理。
Mi5 の下部には 30～40 cm 厚の砂岩層が多く見られ、この中には図のようなハンモック状斜交葉理やカレントリップル葉理などの見られることがある。甲佐町坊分（甲佐町古閑の北方：「御船」地域内）。
- D. 御船層群上部（Mi7）の岩相。
上部層には赤色泥岩が発達し、石灰質コンクリーションも含まれる。城南町宮之原の南方（豊野町との境界付近）。

が知られ（第 15.1 表，第 15.4 図），第 15.2 表に示す種が報告されている（Tamura, 1976, 1977, 1979）。

第 15.2 表の化石群等から，古くから天草地域の御所浦層群と関連性の強いことが考えられており，御船層群下部の下半部が御所浦層群の上部層の上部に対比されている（松本, 1939；Tamura *et al.*, 1968 など）。また，御船層群と共通する化石群が四国の外和泉層群にも知られている（Tashiro and Kozai, 1982；Tashiro and Matsuda, 1982；田代, 1993）。

「御船」地域内の御船町上梅木の御船層群下部から，1979 年に早田幸作・展生父子により，肉食恐竜の歯が発見されて話題になった（Hasegawa *et al.*, 1992）。

年代 「砥用」地域で産出した年代決定に重要な化石として，*Actinoceramus tamurai* (Tamura *et al.*, 1974；Tamura, 1977；Matsumoto and Noda, 1986) がある（地点 ML79, 80；第 15.4 図）。アンモナイトに関しては「砥用」地域にはなく，*Eucalycoceras cf. spathi* (Collignon) が「八代」地域の松橋地区からのみ産出し

第 15.1 表 御船層群産化石の産地一覧

引用文献の表記のないものは本調査で採集あるいは確認した地点を示す。

産地番号	概要	原番号	引用文献	層準
ML66	二枚貝	M-101	野田ほか(1996)	下部 (Mi2)
ML67	二枚貝	Ni5	Tamura (1979)	下部 (Mi2)
ML68	二枚貝	Ni4	Tamura (1979)	下部 (Mi2)
ML69	二枚貝	Ni3	Tamura (1979)	下部 (Mi2)
ML70	二枚貝	Ni1	Tamura (1979)	下部 (Mi2)
ML71	二枚貝	Ni2	Tamura (1979)	下部 (Mi2)
ML72	二枚貝		田村(1990a)	下部 (Mi2)
ML73	二枚貝	Ni6	Tamura (1979)	下部 (Mi2?)
ML74	二枚貝	Ni7	Tamura (1979)	下部 (Mi3?)
ML75	二枚貝	Ni8	Tamura (1979)	下部 (Mi3)
ML76	二枚貝	36	Tamura (1976)	下部 (Mi4)
ML77	巻貝, 二枚貝			下部 (Mi4)
ML78	二枚貝	39	Tamura (1976)	下部 (Mi5)
ML79	二枚貝	37	Tamura (1976)	下部 (Mi4)
ML80	巻貝			下部 (Mi4)
ML81	巻貝			下部 (Mi4)
ML82	巻貝, 二枚貝			下部 (Mi4)
ML83	巻貝			下部 (Mi4?)
ML84	巻貝			下部 (Mi5)
ML85	二枚貝	Ni16	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML86	二枚貝	Ni9~13	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML87	二枚貝	Ni14	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML88	二枚貝	Ni17	Tamura (1979)	下部 (Mi5?)
ML89	二枚貝	38	Tamura (1976)	下部 (Mi6)
ML90	二枚貝	35	Tamura (1976)	下部 (Mi5)
ML91	二枚貝	Ni21	Tamura (1979)	下部 (Mi5)
ML92	二枚貝			下部 (Mi5)
ML93	二枚貝			下部 (Mi5)
ML94	二枚貝	Ni22	Tamura (1979)	下部 (Mi5)
ML95	二枚貝	Ni23	Tamura (1979)	下部 (Mi5)
ML96	二枚貝	Ni24	Tamura (1979)	下部 (Mi5)
ML97	巻貝			下部 (Mi6)
ML98	巻貝			下部 (Mi6)
ML99	二枚貝	Ni25	Tamura (1979)	下部 (Mi6)
ML100	二枚貝	Ni26	Tamura (1979)	下部 (Mi6)
ML101	二枚貝	Ni27	Tamura (1979)	下部 (Mi6)
ML102	二枚貝	Ni28	Tamura (1979)	下部 (Mi6)
ML103	二枚貝	Ni20	Tamura (1979)	下部 (Mi5)
ML104	二枚貝	Ni15	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML105	巻貝, 二枚貝			下部 (Mi4)
ML106	二枚貝	Ni18	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML107	二枚貝	Ni19	Tamura (1979)	下部 (Mi4)
ML108	巻貝, 二枚貝	33	Tamura (1976)	下部 (Mi4)

ている (Tamura *et al.*, 1974). これらは御船層群下部の中部-上部の層準にあたり, 中期セノマニアン期 (Cenomanian) の堆積年代を示す。

15.2.3 御船層群上部 (Mi7)

命名 松本 (1939) による。

模式地 松本 (1939) は, 御船層群基底部についてのみ模式的露出地を指定しており, 御船層群上部については指定がない。

層序関係 御船層群下部に整合に重なる。甲佐町-豊野町境界の西山峠付近において, 厚さ 10 m 以上の葉理の

発達した細粒砂岩を境にその上位で赤色泥岩が頻繁に見られるようになる。ただし, 「砥用」地域内の他の調査ルートでは御船層群下部との関係の見えるところを見出せなかった。

分布・構造 「砥用」地域では, 豊野町大字安見, 城南町大字鰐瀬, 甲佐町大字世持などに分布する。一般に北東-南西走向で北西へ 30 ~ 50° 傾斜する。

岩相 城南町鰐瀬-甲佐町世持においては, 灰色泥岩に加え, 赤色泥岩が多くなり, 時折, 細-極細粒砂岩薄層を挟む。砂岩層には葉理構造の見られることが多い。御船層群上部にも珪長質凝灰岩が複数の層準に見られ, 鍵層として有効である。豊野町安見の六つ枝地区にも同様に Mi7 が分布するが, 数 10 cm の層厚の中礫礫岩層を挟む。また, ここでは石灰質コンクリーションを多く含む部分もあり (第 15.3 図 D), 前述の鰐瀬地区の Mi7 とはやや様子が異なる。また, 六つ枝地区ではドーム状の地質構造も見られ, 日奈久断層の東西で地質構造が異なる。

黒木ほか (1995) によれば, 「砥用」地域を含む御船層群分布域の南-東半部の本層群上部の堆積環境は, 湖沼の外浜・沖浜と推定されている。

層厚 城南町鰐瀬地区で約 600 m, 豊野町六つ枝地区では約 300 m である。

化石 「砥用」地域では御船層群上部から化石は報告されていない。「御船」地域では, 1979 年の御船層群下部からの肉食恐竜の歯の発見の後, 1990 年に天君ダム付近の御船層群上部から肉食恐竜の中足骨が発見され, 以降, 恐竜類や他の爬虫類, 哺乳類化石の発見が相次いでいる (田村ほか, 1991; 御船町恐竜化石調査委員会編, 1998 など)。この他に, 汽水生の貝類化石の産出も知られている。

年代及び対比 御船層群上部は陸成層となるので, アンモナイトなどの対比に有効な海生軟体動物が産出しないが, その中部付近から産出する汽水生貝類群の比較や大分県の大野川層群との赤色岩類の岩相上の類似から, 上部セノマニアン階-下部チューロニアン階 (Turonian) に対比されている (Tamura, 1979; 田村, 1981; 松本ほか, 1982 など)。最近, 「御船」地域内の天君ダムの上流側, 北西 700 m 程の地点から採取された御船層群上部の凝灰岩のフィッション・トラック年代値が測定され (鏗本, 2001), その年代値 (86.4 ± 7.8 Ma) は, 後期セノマニアン期-中期カンパニアン期 (Campanian) に相当する。

第 15.2 表 御船層群下部から産出した二枚貝及び巻貝化石一覧

二枚貝	巻貝
<p><i>Mesosacella mifuensis</i> Tamura <i>Matsumotoa japonica</i> Okada <i>Matsumotoa unisulcata</i> (Amano) <i>Matsumotoa? inflata</i> Tamura <i>Brachidontes mashikensis</i> Tamura <i>Septifer mifunensis</i> Tamura <i>Eopinctada matsumotoi</i> Tamura <i>Anomia foldia</i> Tamura <i>Ceratostreon japonica</i> Tamura <i>Crassostrea kawauchidensis</i> Tamura <i>Trigonioides (Kumamotoa) mifunesis</i> Tamura <i>Pterotrignia (Acanthotrignia) higoensis</i> Tamura and Tashiro <i>Pterotrignia (A.) mashikensis</i> Tamura and Tashiro <i>Cymbophora ezoensis</i> (Yabe and Nagao) <i>Leptosolen japonica</i> Ichikawa and Maeda <i>Linearia (Linearia) cancellata</i> Tamura <i>Linearia (Oene) postradiata</i> Tamura <i>Lineaia (Liothyris) ovaloida</i> Tamura <i>Eomiodon matsubasensis</i> Tamura <i>Pseudosaphis japonicus</i> Matsumoto <i>Dentonia japonica</i> Tamura <i>Tetoria asanoyabensis</i> Tamura <i>Tetoria mifunesis</i> Tamura <i>Tetoria inflata</i> Tamura <i>Goshoraia crenulata</i> (Matsumoto) <i>Pulsides okadai</i> Ohta <i>Pulsides higoensis</i> (Matsumoto) <i>Nipponicorbula mashikensis</i> Tamura <i>Anthonia mifunensis</i> Tamura <i>Dosinia japonica</i> Tamura <i>Veloritina matsumotoi</i> Tamura <i>Periploma mifunensis</i> Tamur <i>Glycymeris (Pseudveletuceta) mifunensis</i> Tashiro <i>Actinoceramus tamurai</i> (Matsumoto and Noda)</p>	<p><i>Turitella</i> sp. <i>Conorbis</i> sp. <i>Siragimelania tateiwai acuticostata</i> (Suzuki)</p>

Tamura (1976, 1977, 1979) による

第16章 第四系

(星住英夫・齋藤 眞・宮崎一博)

16.1 研究史及び概要

本地域内の第四系は加久藤火砕流堆積物^{かくとう}、阿蘇火山噴出物、段丘堆積物、地すべり及び斜面崩壊堆積物、扇状地堆積物及び沖積低地堆積物からなる。

加久藤火砕流堆積物は、南九州の加久藤カルデラ（有田，1957）から噴出した大規模火砕流堆積物である（荒牧，1968）。荒牧（1969）は、加久藤火砕流堆積物を斑晶鉱物組合せの違いから上部層と下部層に区分した。下部層は鹿児島県国分市付近にのみあり、その下半部が非溶結で上半部が溶結する。上部層は、広範囲に分布し全体に強く溶結する。斑晶として下部が石英、普通角閃石、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石を含むのに対して、上部は石英と普通角閃石をほとんど含まない。このうち下部層は、加久藤火砕流堆積物とは別のより古い、樋脇火砕流堆積物（荒牧・宇井，1976）に対比される（町田・新井，1992）。渡辺・横山（1986）は、本地域の南側で分水嶺を越えた川辺川流域の宮園付近（「頭地」地域）に加久藤火砕流堆積物を認め、斑晶組合せなどから上部層に対比した。本堆積物は、給源から約50 kmの範囲では溶結することが多いが、それよりも遠い地域では一般に非溶結である（町田・新井，1992）。

阿蘇火山は、九州中央部に位置する南北約25 km、東西約18 kmの大型カルデラと中央火口丘群からなる複成火山である。Matumoto（1943）は、阿蘇カルデラ周辺に広がる“Aso lava”が、溶岩（“pure lava”）、ユータキシティック構造を示す溶結凝灰岩、非溶結の軽石凝灰岩からなることを示し、これらが噴出するときに阿蘇カルデラが生成したとした。ただし、“pure lava”の部分は、大峰火山の高遊原溶岩（渡辺・小野，1969）に相当し、カルデラ生成とは直接の関係はない。

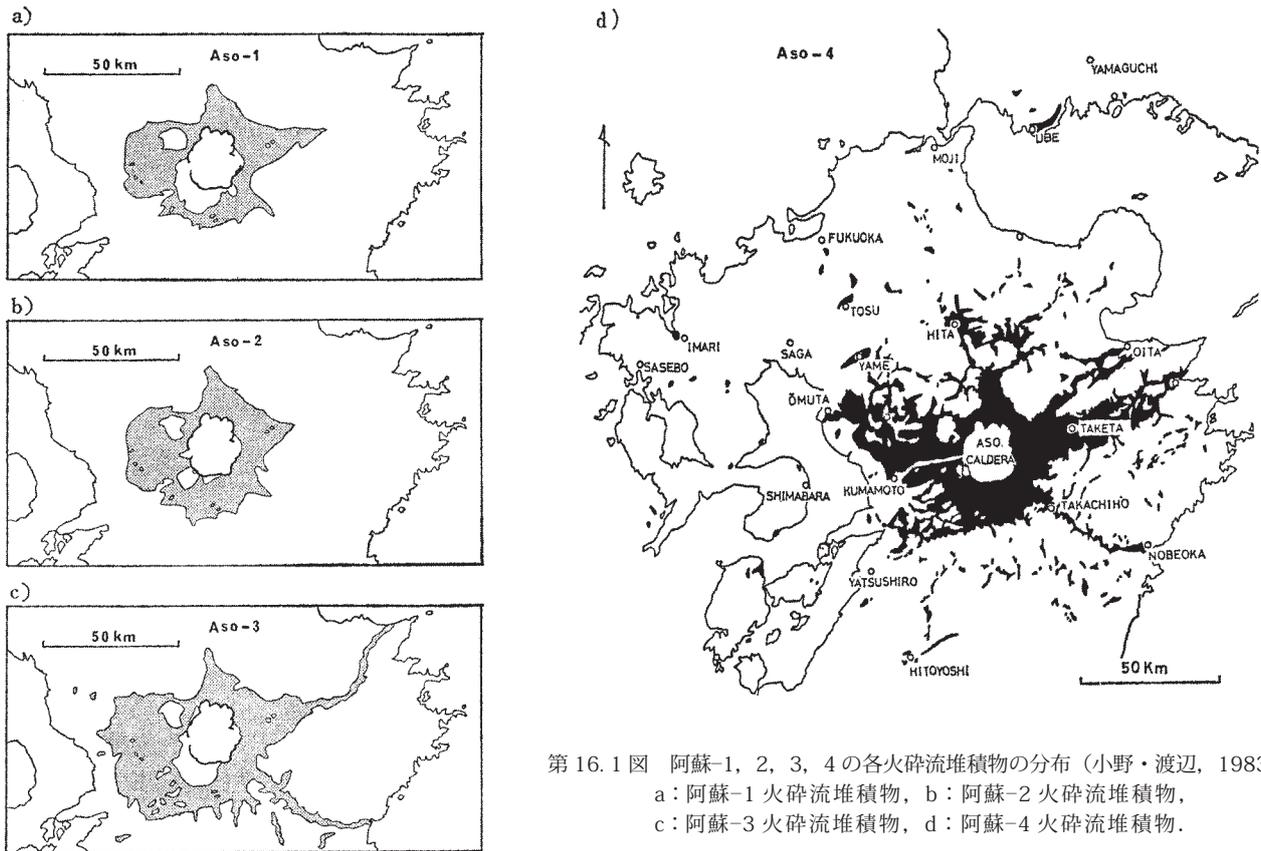
阿蘇火砕流堆積物のユニット区分について、松本（1952）は大きく3回の噴出があったとした。小野（1965）は、松本（1952）とは異なる区分を行い、カルデラ東側で、間に時間間隔のある3回の大規模な火砕流の流出があったことを示し、下位から“Aso- I火砕流”、“Aso- II火砕流”、“Aso- III火砕流”と呼んだ。小野・曾屋（1968）は、“Aso- II火砕流”が時間間隔のある2回の火砕流であるとして、阿蘇カルデラ起源の大規模火砕流を下位から、“Aso-1”、“Aso-2”、“Aso-3”、“Aso-4”と再定義し、カルデラ全周に適応できる区分にした。また、“Aso-3”をA, B, C, “Aso-4”をA, Bのサブユニットに区分した。渡辺・小野（1969）は、阿蘇カルデラ

西側の大峰火山付近の阿蘇火砕流堆積物を詳細に調査し、“Aso-1, 2, 3, 4”の各火砕流堆積物の特徴を記載し、更に“Aso-2”をA, Bのサブユニットに区分した（第16.1表）。小野ほか（1977）は、「竹田」地域に分布する阿蘇火砕流堆積物とその間に挟まれる降下火砕物群について詳細に記載し、それぞれの火砕流堆積物とそのサブユニットの特徴について明らかにした。小野・渡辺（1983）は、各火砕流堆積物の全体の分布を示し、“Aso-1, 2火砕流堆積物”がカルデラから主に20～30 kmにまでしか到達していないのに対して、“Aso-3火砕流堆積物”が九州東岸にまで、“Aso-4火砕流堆積物”が海を越えて、島原半島や宇部にまで到達したことを示した（第16.1図）。また、小野・渡辺（1985）は、阿蘇中央火口丘とカルデラ縁の火砕流堆積物の詳細な分布を阿蘇火山地質図として作成した。

阿蘇火砕流堆積物の岩石学的研究として、Lipman（1967）は、“Aso- III sheet”（阿蘇-4A及び4B火砕流堆積物に相当する）の全岩化学組成を調べ、基底層が珪長質で上部が苦鉄質を示す累帯構造であることを見だし、累帯マグマ溜りからの噴火を考えた。小屋口・松浦（1986, 1987）は、阿蘇-1, 2がソレアイト系列、阿蘇-3, 4がカルクアルカリ系列の特徴を持ち、阿蘇-2から阿蘇-3, 4に向かって、同じSiO₂量でのK₂O量が減少することなどを指摘した。Hunter（1998）も、4回の火砕流噴火のマグマが、阿蘇-1, 2のソレアイト主体から阿蘇-3, 4のカルクアルカリ主体へと変化したことを示した。

阿蘇-1サイクルの噴出物について、田島・小屋口（1994）は、阿蘇-1噴火末期の小規模で溶結度の低いスコリア流堆積物を阿蘇カルデラ北西域で確認した。その上で、全体のサブユニット区分を基底の降下軽石層“Aso-1P”、デイサイト質の大規模火砕流堆積物“Aso-1A”、安山岩質のスコリア流堆積物“Aso-1B”に区分したが、詳細については記述していない。また、これ以外にも阿蘇-1火砕流堆積物の最上部にも降下軽石層が、阿蘇カルデラ東縁の一の宮町北坂梨やカルデラ東方の大分県荻町陽目で認められる（星住，未公表）。

阿蘇-2サイクルの噴火では、下位から阿蘇-2R火砕流堆積物（“Aso-2R”；小野・渡辺，1974）、阿蘇-2A火砕流堆積物、阿蘇-2B火砕流堆積物（渡辺・小野，1969）、阿蘇-2T降下スコリア層（小野ほか，1977）の順に堆積した。このほか、阿蘇-2A火砕流堆積物の下位に阿蘇-2TL降下軽石層、阿蘇-2V降下スコリア層



第 16.1 図 阿蘇-1, 2, 3, 4 の各火砕流堆積物の分布 (小野・渡辺, 1983)
 a: 阿蘇-1 火砕流堆積物, b: 阿蘇-2 火砕流堆積物,
 c: 阿蘇-3 火砕流堆積物, d: 阿蘇-4 火砕流堆積物.

第 16.1 表 砥用地域の阿蘇火砕流堆積物の特徴とユニット区分

括弧内の噴火サイクル及びサブユニットは、本地域に分布しない。化学分析値は、小野ほか (1977), 小野・渡辺 (1985), 田島・小屋口 (1994), 鎌田 (1997) による。

噴火サイクル	年代	サブユニット	本質物	化学組成(SiO ₂)
(阿蘇中央火口丘)	<90 ka	(溶岩及び降下火砕物)	溶岩, スコリア	>軽石 50~72 wt%
阿蘇-4	90 ka	(阿蘇-4B火砕流堆積物)	軽石	64~70 wt%
		(阿蘇-4九ノ峰スコリア流堆積物)	スコリア	50~52 wt%
		阿蘇-4T火砕流堆積物	軽石	
		(阿蘇-4 弁利スコリア流堆積物)	スコリア(>軽石)	51 wt%
(阿蘇-4A火砕流堆積物)	軽石	68 wt%		
(阿蘇-4/3)		(降下火砕物)	軽石>>スコリア	
阿蘇-3	130 ka	阿蘇-3C火砕流堆積物	スコリア	55~56 wt%
		阿蘇-3B火砕流堆積物	スコリア>軽石	63 wt%
		阿蘇-3A火砕流堆積物	軽石>>スコリア	63~69 wt%
		阿蘇-3W降下軽石層	軽石	
(阿蘇-3/2)		(降下火砕物)	軽石	
阿蘇-2	140~150 ka	阿蘇-2T降下スコリア層	スコリア	57 wt%
		阿蘇-2B火砕流堆積物	スコリア	56~60 wt%
		阿蘇-2A火砕流堆積物	スコリア>軽石	66 wt%
		(阿蘇-2TL降下軽石層)	軽石	66 wt%
		(阿蘇-2R火砕流堆積物)	軽石(?)	61 wt%
(阿蘇-2V降下スコリア層)	スコリア	61 wt%		
(阿蘇-2/1)		(溶岩及び降下火砕物)	溶岩, スコリア	
阿蘇-1	250~270 ka	阿蘇-1火砕流堆積物	軽石>>スコリア	66~68, 55 wt%
		阿蘇-1降下軽石層	軽石	

(小野ほか, 1977) が堆積しているが, 層序関係がはっきりしない部分が残る. 阿蘇-2A 火砕流堆積物は無斑晶質の溶結凝灰岩, 阿蘇-2B 火砕流堆積物は無斑晶質のスコリア流堆積物である(渡辺・小野, 1969). 小塚口・井上(1994)は, 阿蘇-2 噴火のマグマを全岩化学組成と斑晶のモードから安山岩からデイサイト ($\text{SiO}_2 = 56 \sim 67 \text{ wt}\%$) の6種類に分類し, 複数の累帯マグマ溜りを考えた.

阿蘇-3 サイクルの噴出物は, 下位から阿蘇-3W 降下軽石層, 阿蘇-3A 火砕流堆積物, 阿蘇-3B 火砕流堆積物, 阿蘇-3C 火砕流堆積物の4つのサブユニットから構成される. これらのユニットの間に風化や浸食を示すような大きな時間間隙はない(小野ほか, 1977). 阿蘇-3A 火砕流堆積物は斑晶の少ない輝石デイサイトの軽石流堆積物で, カルデラ南側では「高森」地域及び本地域北東部に, カルデラ東側では「竹田」地域(小野ほか, 1977)に, また, カルデラ北側の「宮原」地域(鎌田, 1997)に到達する. 阿蘇-3B 火砕流堆積物は阿蘇-3 サイクル中で最も規模が大きく(小野ほか, 1977), カルデラ東側では大野川を流下し別府湾南岸の大分市丹生^{にゅう}まで(吉岡ほか, 1997), また大分県北部の安心院^{あんしん}盆地に達する(星住・森下, 1993). また, カルデラ南西側でも緑川に沿って本地域を経て御船町付近まで流下しているほか, 本地域西部を流れる氷川の下流域(「八代」地域)に到達する(豊原ほか, 1985). 阿蘇-3C 火砕流堆積物は, 多斑晶で発泡度の低いスコリアを本質物とする安山岩質の火砕流堆積物である(小野ほか, 1977). 分布は, 主にカルデラに比較的近い「竹田」地域(小野ほか, 1977), 「高森」地域(渡辺・藤本, 1991; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994)や「宮原」地域(鎌田, 1997)などにあり, 本地域北東部にも到達している.

阿蘇-4 火砕流堆積物は, 岩相及び岩質の違いや冷却間隙の存在などにより, いくつかのサブユニットに区分

できる. ただし, 阿蘇カルデラの東側と西側では岩相などの変化の様相が異なる.

小野ほか(1977)は, 阿蘇カルデラのすぐ東側の「竹田」地域での阿蘇-4 火砕流堆積物を“Aso-4A 火砕流”及び“Aso-4B 火砕流”に区分した. 阿蘇-4A 火砕流堆積物は, 阿蘇-4 火砕流堆積物の大半を占める厚いサブユニットで, 下半部が強く溶結し, 上部へ向かって非溶結部へと漸移する. 阿蘇-4B 火砕流堆積物はカルデラの東側近傍にのみ分布するサブユニットで, 阿蘇-4A 火砕流堆積物の上部非溶結部を覆って強溶結の火砕流台地を形成する. 星住ほか(1988)は, 「別府」地域での阿蘇-4 火砕流堆積物を阿蘇-4A 火砕流堆積物とその上位の阿蘇-4T 火砕流堆積物に区分した. 阿蘇-4T 火砕流堆積物は, カルデラ西側の鳥栖^{とす}オレンジ軽石流堆積物(Watanabe, 1978)に相当する. 鎌田(1997)は, カルデラ北側の「宮原」地域での阿蘇-4 火砕流堆積物を下位から, 阿蘇-4A 火砕流堆積物, 阿蘇-4T 火砕流堆積物, 阿蘇-4B 火砕流堆積物に区分した. 吉岡ほか(1997)は, 「大分」地域の阿蘇-4A 火砕流堆積物の基底部に冷却間隙を挟んで, 普通角閃石斑晶に乏しい強溶結の火山灰流堆積物を認め, カルデラ西側の肥猪^{こえい}火山灰流堆積物(Watanabe, 1978)に対比した. カルデラの東側では, 阿蘇-4 火砕流堆積物のサブユニットはいずれもデイサイト質の軽石流堆積物であり, 西側にあるような玄武岩質のスコリア流堆積物は認められない.

Watanabe(1978)は, 阿蘇カルデラ西側の阿蘇-4 火砕流堆積物を岩相や岩質の違いによって以下の8つのサブユニットに区分した. 下位から, Oyatsu white pumice-flow deposit(小谷白色軽石流堆積物), Koei ash-flow deposit(肥猪火山灰流堆積物), Hatobira pumice-flow deposit(鳩平^{はとびら}軽石流堆積物), Yame pumice-flow deposit(八女^{やめ}軽石流堆積物), Motoigi gray pumice-flow deposit(用木^{もといぎ}灰色軽石流堆積物), Benri scoria-flow deposit(弁利スコリア流堆積物), Tosu orange pumice-

第 16.2 表 砥用地域の阿蘇-4 火砕流堆積物の区分と対比
括弧内のサブユニットは, 本地域に分布しない.

本報告	Watanabe (1978)	本質物 (Watanabe, 1979)
-	(Kunomine scoria-flow deposit)	玄武岩スコリア
阿蘇-4T火砕流堆積物	Tosu orange pumice-flow deposit	デイサイト軽石
-	(Benri scoria-flow deposit)	玄武岩スコリア+デイサイト軽石
	Motoigi gray pumice-flow deposit	デイサイト軽石
	Yame pumice-flow deposit	デイサイト軽石
阿蘇-4A火砕流堆積物	Hatobira pumice-flow deposit	デイサイト軽石
	Koei ash-flow deposit	デイサイト火山灰
	(Oyatsu white pumice-flow deposit)	デイサイト軽石

flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物), Kunomine scoria-flow deposit (九ノ峰スコリア流堆積物) である。これらのサブユニットは、化学組成がデイサイト質から玄武岩質へ変化する2つのサブサイクル(小谷から弁利、及び鳥栖から九ノ峰)から構成される(Watanabe, 1979)。このうちYame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物)は、阿蘇-4火砕流堆積物のサブユニットの中で最大かつ大部分を占める大規模な噴出物である(Watanabe, 1978)。

この他、Tosu orange pumice-flow deposit について、Watanabe (1984)、渡辺 (1986) は、薄く広く流走する広域拡散型火砕流 (low aspect-ratio ignimbrite) であるとした。Suzuki-Kamata and Kamata (1990) は、Tosu orange pumice-flow deposit を Tosu pyroclastic flow deposit と呼び、その近傍で細粒物が乏しく異質角礫に富む ground layer を記載し、成因について論じた。

本地域の段丘堆積物は河成であり、その層位により中位段丘堆積物、低位I段丘堆積物及び低位II段丘堆積物に区分した。地すべり及び斜面崩壊堆積物は、主に蛇紋岩地域の急傾斜地に発達する。扇状地堆積物及び沖積低地堆積物は、河川沿いに分布する。

16.2 加久藤火砕流堆積物 (Kp)

地層名 有田 (1957)、荒牧 (1968, 1969)

模式地 指定されていない。本地域内では泉村氷川ダムの東側に比較的良好な露頭がある。

層序・年代 本堆積物は阿蘇-4A火砕流堆積物に覆われるのが、氷川ダム東側で観察できる。

本堆積物の年代測定値として、町田・新井 (2003) は、熊本県南部の人吉市血ヶ峰 (本地域外) の溶結部から 340 ± 10 ka の K-Ar 年代を報告し、328 ka にピークがある酸素同位体ステージ9の海進期に噴出したと考え 33 ~ 34 万年前とした。また、吉川・加 (2001) は、琵琶湖の湖底堆積物中のテフラの編年を行い、加久藤 (Kkt) 火山灰を酸素同位体ステージ10.0の334 kaと考えている。以上から加久藤火砕流堆積物の噴出年代は、およそ33 ~ 34 万年前であろう。

分布・層厚 全体の分布は、鹿児島県北部から宮崎県西部、熊本県南部に広がり、最大で給源から50 kmにまで達する(横山, 1987)。本地域内では南西部泉村の氷川ダム付近に小さな分布が認められる(横山, 私信)。これらは、これまでに確認された加久藤火砕流堆積物の分布域の中でもっとも北側に位置する。本地域内での層厚は、露出するのは5 m程度であるが、分布から見て全体で20 m程度と見られる。

岩相 本地域での堆積物は、下部は、弱ないし強溶結し径2 cm程度の扁平化した白色の軽石レンズを少量含む。上部は、灰白色の非溶結の火山灰流堆積物で径数 cm 以

下の灰白色軽石を少量含む。いずれも径2 cm以下の灰黒色火山岩片をごく少量含む。全体に無層理でフローユニットや級化構造は認められない。

岩質・化学組成 斑晶鉱物として、大きさ1 mm以下の斜長石及び斜方輝石を少量含む。本質物の化学組成は、 $\text{SiO}_2=52 \sim 59$ wt% (新エネルギー総合開発機構, 1987)の安山岩質である。

16.3 阿蘇火山噴出物

本地域は、阿蘇カルデラ南西縁から南西へ約15 ~ 40 kmの位置にあり、阿蘇-1, 2, 3, 4の各火砕流の他、阿蘇-1火砕流基底の降下軽石、阿蘇-2T降下スコリア、阿蘇-3W降下軽石が本地域内に到達する。これらの特徴とユニット区分を第16.1表に示す。阿蘇-4火砕流噴火以降の中央火口丘の噴出物は本地域に到達していない。

16.3.1 阿蘇-1火砕流堆積物 (A1)

阿蘇-1火砕流は、阿蘇カルデラ起源の最初の大規模火砕流である。本地域では、基底の降下軽石(+降下火山灰)層とその上位の火砕流堆積物からなる。前述のように田島・小屋口 (1994) は阿蘇-1噴火の堆積物のサブユニット区分を行ったが、詳細が不明であるため、本報告では従来通り阿蘇-1火砕流堆積物と呼ぶことにする。

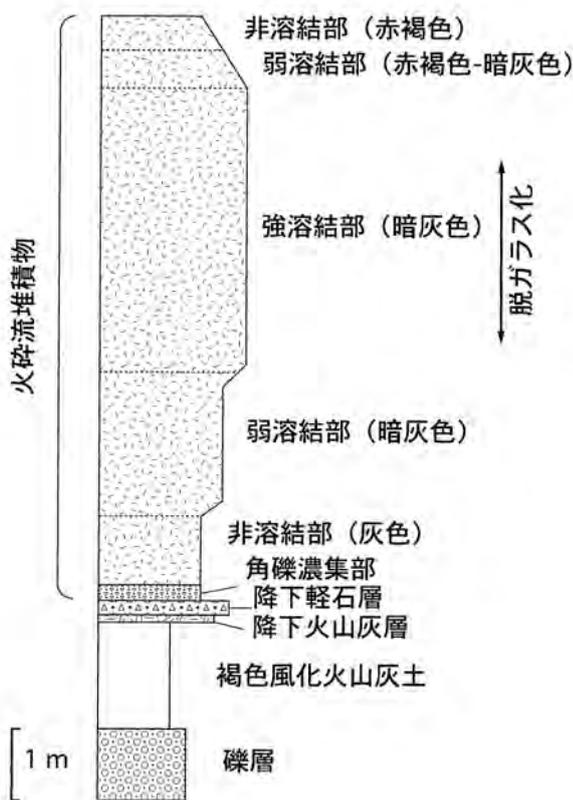
地層名 小野・曾屋 (1968) の“Aso-1火砕流”による。

模式地 指定されていない。本地域内では矢部町新藤の西や牧野に良好な露出があるほか、本地域北東隅の東600 mの矢部町新小(「鞍岡」地域)に降下軽石から火砕流堆積物本体にいたる模式的な露頭がある(第16.2図)。

層序・年代 阿蘇カルデラ縁で、前-中期更新世の先阿蘇火山岩類(小野, 1965; 小野・渡辺, 1983)を覆う。

本堆積物の噴出年代として、松本ほか (1991) は、強溶結部の本質レンズから 266 ± 14 ka の K-Ar 年代値を得た。一方、阿蘇-1火砕流の広域火山灰が各地で確認されており、白井ほか (1997) は、日本海海底ボーリングコア中の阿蘇-1火山灰を酸素同位体ステージ8.2の255 kaに対比した。吉川・加 (2001) は、琵琶湖のボーリングコア中の阿蘇-1火山灰をやはり酸素同位体ステージ8.2に対比し249 kaとしている。以上から、阿蘇-1火砕流は約25 ~ 27 万年前に噴出したであろう。

分布・層厚 阿蘇カルデラの周囲に分布し、最大到達距離は約20 ~ 30 kmである(小野・渡辺, 1985)。阿蘇-2火砕流堆積物とともに分布がカルデラに比較的近い地域に限られるのは、浸食により失われただけでなく、カルデラ周辺の基盤の凹地を埋めて堆積したためである(小野・渡辺, 1985)。層厚はカルデラ西方で厚く70 m



第 16.2 図 阿蘇-1 火砕流堆積物の層序
矢部町新小（「鞍岡」地域）

あるいはそれ以上である（小野ほか，1977）。本地域の阿蘇-1 火砕流堆積物は，北東隅の矢部町の千滝川周辺に分布する。厚さは 10～50 m 程度である。

岩相 本地域での阿蘇-1 火砕流堆積物は，大部分が強溶結の火砕流堆積物からなる。基底部は，厚さ 1 m～数 m 程度の非溶結部から始まり厚さ数 m 以下の弱溶結部をへて強溶結部へと漸移する。最上部は，厚さ 1 m～2 m 程度の弱（非）溶結部が認められる。強溶結部は，長さ 5 cm 以下の扁平化した黒色の本質ガラスレンズと暗灰色の火山灰基質からなる。強溶結部のうち基底部付近はガラス質だが，中上部では脱ガラス化が進行している場合が多い。脱ガラス化が進行した部分では，結晶化によって，本質レンズは脆くなりしばしば抜け落ち，基質は灰白色で堅固である。非溶結部は，灰白色の火山灰・基質中に径 20 cm 以下のよく発泡した軽石を含むほか，最大 50 cm × 10 cm の発泡の悪いやや緻密な軽石を含む場合がある。弱溶結部は，基質が固くしまり軽石が扁平化している。堆積物の最上部 1 m～2 m 程度は最上部の弱-非溶結部が赤色化することが特徴的である。軽石は，細かく長孔状に発泡し，灰-灰黒色である。本地域には異質角礫が濃集する部分は特に認められないが，基底部数 cm が結晶片に富むことがある。

本堆積物基底の火砕流堆積物直下には，降下軽石層及

び降下火山灰層を伴う。本地域北東隅の東 600 m の矢部町新小（「鞍岡」地域）では，阿蘇-1 火砕流堆積物の基底に下位から厚さ 6 cm の降下火山灰層と厚さ 16 cm の 1 枚の降下軽石層が認められる（第 16.2 図）。本地域内では，新藤の西において，阿蘇-1 火砕流堆積物基底に降下軽石層が認められるが，急斜面上に堆積したためか堆積構造が乱れており正確な厚さや内部構造は不明である。

岩質・化学組成 軽石中には，径数 mm 以下の斜長石，単斜輝石，斜方輝石の斑晶を含む。本質物の化学組成は， $\text{SiO}_2=66.1 \text{ wt}\%$ （小野ほか，1977）であり，デイサイト組成である。

16.3.2 阿蘇-2 火砕流堆積物 (A₂)

本地域内北東隅に，阿蘇-2 サイクルの噴出物として，阿蘇-2B 火砕流堆積物とその直上の阿蘇-2T 降下スコリア層が到達している。阿蘇-2T 降下スコリア層は，地質図には表記していない。本地域の北東隅のすぐ北側の五老ヶ滝（「御船」地域）では，阿蘇-2 火砕流堆積物の下部に強溶結のスコリア流堆積物（阿蘇-2A 火砕流堆積物）が分布する（田口・渡辺，2002）が，本地域には分布しない。また，この他のサブユニットも本地域には到達していない。

阿蘇-2B 火砕流堆積物 (A₂)

地層名 渡辺・小野（1969）の“Aso-2B 火砕流”による。

模式地 指定されていない。阿蘇-2 火砕流堆積物の良好な露出は，阿蘇カルデラ西部地域（渡辺，1972）から大峰付近（渡辺・小野，1969）や「宮原」地域（鎌田，1997）などにある。本地域内では矢部町新藤の道路沿いで観察できる。

層序・年代 本地域では，分布から阿蘇-1 火砕流堆積物を覆っているとみられる。阿蘇-2B 火砕流噴出物の年代測定値は報告されていないが，松本ほか（1991）は，阿蘇-2R 火砕流堆積物から， $141 \pm 5 \text{ ka}$ の K-Ar 年代値を得ている。一方，阿蘇-2 火砕流の広域火山灰についても各地で報告がある。長橋ほか（2004）は，琵琶湖のボーリングコア試料中の火山灰 BT43 を火山ガラスの化学組成の特徴から阿蘇-2 サイクルの噴出物に対比し，上下の火山灰の酸素同位体ステージとその年代とコア試料の堆積速度から，阿蘇-2 火砕流の噴火を 146 ka であると推定した。以上から，阿蘇-2 火砕流の噴火はおおよそ 14～15 万年前であろう。

分布・層厚 阿蘇カルデラの周囲に分布し，最大到達距離は約 20～30 km である（小野・渡辺，1985）。カルデラの東側の縁では，阿蘇-2A 火砕流堆積物とあわせて，最大 80 m の厚さがある（小野ほか，1977）。本地域の阿蘇-2B 火砕流堆積物は，北東隅の矢部町犬飼周辺

に分布する。厚さは数 m から 20 m 以下である。

岩相 本地域での阿蘇-2B 火砕流堆積物は非溶結のスコリア流堆積物である。塊状無構造でフローユニット境界は認められない。堆積物は、径 10 cm 以下のスコリアと火山灰基質からなる。スコリアは黒色（ないし褐色）で、気泡は主に径 0.1 mm 程度の球状で、時に数 mm 大の大きいものも含まれる。また、スコリア中に少量の白色の捕獲岩片（変質火山岩）を含む場合がある。

岩質・化学組成 斑晶として径 2 mm 以下の斜長石を少量と微量の径 1 mm 以下の単斜輝石及び斜方輝石を含む。全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2=58 \sim 60 \text{ wt\%}$ （小野ほか，1977）の安山岩質である。

阿蘇-2T 降下スコリア層

地層名 小野ほか（1977）の“Aso-2T 降下スコリア層”による。

模式地 指定されていない。本地域内では、北東部の矢部町犬飼の 1 地点でのみ確認された。

層序 阿蘇-2B 火砕流堆積物の直上に重なり、間に時間間隙は認められない。

分布・層厚 カルデラから東へ分布軸があり、カルデラ東縁で最大 10 m の層厚がある（小野ほか，1977）。本地域では、北東部の矢部町犬飼で分布が確認された。この地点での層厚は 85cm である。ただし、一部の淘汰が悪い部分があるため、再堆積部分を挟む可能性がある。

岩相 本地域での構成物は、径 4 mm 以下の褐色スコリアと粗粒の火山灰からなる。弱く数 cm ごとに成層して、多数の降下ユニットからなる。

岩質・化学組成 スコリアは、少量の径 1 mm 以下の斜長石、単斜輝石、斜方輝石を斑晶として含む。全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2=57 \text{ wt\%}$ （小野ほか，1977）の安山岩質である。

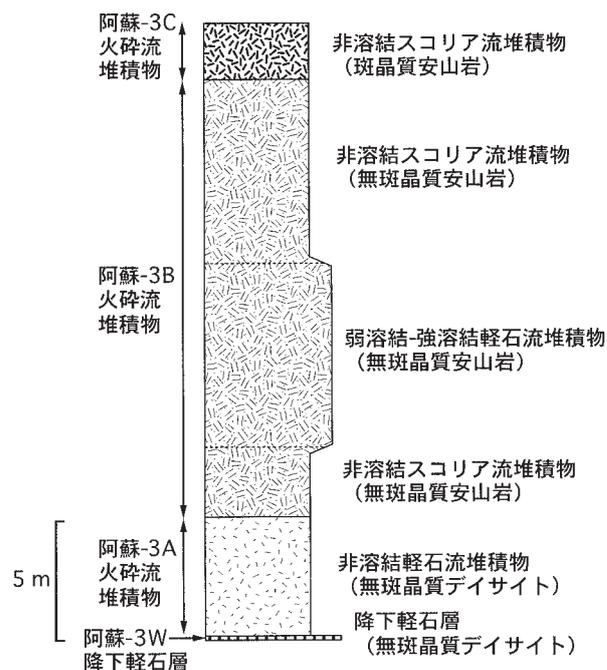
16. 3. 3 阿蘇-3 火砕流堆積物 (A_{3A}, A₃, A_{3C})

阿蘇-3 サイクルの噴出物は、下位から阿蘇-3W 降下軽石層、阿蘇-3A 火砕流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物、阿蘇-3C 火砕流堆積物の 4 つのサブユニットから構成される。これらのユニットの間に風化や浸食を示すような大きな時間間隙はない（小野ほか，1977）。本地域では、下位から阿蘇-3W 降下軽石層、阿蘇-3A 火砕流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物の順に重なり、最上部に一部地域で阿蘇-3C 火砕流堆積物を伴う（第 16. 3 図）。阿蘇-3W 降下軽石層は地質図には表記していない。

阿蘇-3W 降下軽石層

地層名 小野ほか（1977）の“Aso-3W 降下軽石層”による。

模式地 指定されていない。本地域では、矢部町白小野に良好な露出がある。



第 16. 3 図 砥用地域の阿蘇-3 火砕流堆積物の模式柱状図

層序 本地域では、下位層との直接の関係は不明だが、阿蘇カルデラ東方では土壌や降下火砕物を挟んで阿蘇-2 サイクルの噴出物を覆う（小野ほか，1977）。

分布・層厚 阿蘇カルデラ東側から南東側で厚く堆積する。カルデラ縁の南東側のすぐ外側の地点では、厚さが 3.5 m に達する（小野ほか，1977）。本地域北東部での層厚は 20 cm 程度である。

岩相 本地域では、淘汰のよい白-灰白色軽石層からなる。軽石は、径 1 cm 以下で白-灰白色でスポンジ状に発泡する。

岩質・化学組成 軽石中には、径 1 mm 以下の斜長石、斜方輝石、単斜輝石の斑晶をごく少量含む。岩質はデイサイトである。

阿蘇-3A 火砕流堆積物 (A_{3A})

地層名 小野・曾屋（1968）の“Aso-3A 火砕流堆積物”による。

模式地 指定されていない。本地域内では、矢部町白小野付近に良好な露出がある。

層序・年代 阿蘇-3W 降下軽石層を覆う。間に風化浸食間隙は認められない。阿蘇-3 火砕流堆積物の噴出年代として松本ほか（1991）は、阿蘇-3A 火砕流堆積物の本質レンズから、 $123 \pm 6 \text{ ka}$ の K-Ar 年代値を得た。長橋ほか（2004）は、琵琶湖のボーリングコア試料中の火山灰 Ky-I を火山ガラスの化学組成の特徴から、阿蘇-3 サイクルの噴出物と対比し、上下の火山灰の酸素同位体ステージとその年代とコア試料の堆積速度から、

Aso-3 噴火を 133 ka であると推定した。以上から本火砕流は、およそ 13 万年前に噴出したであろう。

分布・層厚 カルデラ北西側の菊池市周辺（藤本，1996），「宮原」地域（鎌田ほか，1997），南東側の蘇陽峡（藤本，2001）などカルデラの周囲の比較的近い地域に確認されている。層厚は菊池市で 30 m 程度である（藤本，1996）。本地域での厚さは、数 m ～ 10 m 程度である。

岩相 非溶結の灰白色軽石及びガラス質細粒火山灰基質からなる。塊状で成層構造などは認められない。軽石は、径 10 cm 以下で長孔状-スポンジ状に発泡する。またごく少量の径 10 cm 以下の無斑晶質黒色スコリアを含む。スコリアの特徴は上位の阿蘇-3B 火砕流堆積物中の本質岩塊と酷似する。

岩質・化学組成 軽石は斑晶として、ごく少量の斜長石、斜方輝石及び単斜輝石を含む。岩質は、全岩化学組成が $\text{SiO}_2=68 \sim 69 \text{ wt\%}$ のデイサイト質である（小野ほか，1977）。

阿蘇-3B 火砕流堆積物 (A₃)

地層名 小野・曾屋（1968）の“Aso-3B 火砕流堆積物”による。

模式地 指定されていない。本地域内では、矢部町牧野周辺に良好に露出する。

層序 矢部町小白野で阿蘇-3A 火砕流堆積物を覆うのが観察される。間に風化浸食間隙は認められない。

分布・層厚 本堆積物は本地域北東隅から西へ流れる緑川に沿った地域及び本地域西部の氷川ダム付近に分布する。本地域内での層厚は、最大 50 ～ 80 m 程度である。

岩相 本地域では、大部分が非溶結で大きさ 10 cm 以下の黒色スコリアと灰褐色ガラス質細粒火山灰基質からなる。一部は弱溶結し、暗灰色基質中にやや扁平となったスコリアを含む。スコリアは、不均質なスポンジ状に発泡する。

岩質・化学組成 スコリア中の斑晶はごく少量の径 1 mm 以下の斜長石、斜方輝石及び単斜輝石を含むのみで、無斑晶に近い。スコリアの全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2=63 \text{ wt\%}$ の安山岩質-デイサイト質である。

阿蘇-3C 火砕流堆積物 (A_{3c})

地層名 小野・曾屋（1968）の“Aso-3C 火砕流堆積物”による。

模式地 指定されていない。本地域内では、矢部町牧野から東側に断片的に分布する。

層序 矢部町牧野で阿蘇-3B 火砕流堆積物を覆う。

分布・層厚 本堆積物は本地域北東隅に分布する。本地域内での層厚は、5 ～ 10 m 程度である。

岩相 本地域では、非溶結で大きさ 10 cm 以下の発泡のよくない黒色スコリアと灰褐色ガラス質細粒火山灰基質からなる。スコリアは黒-暗灰色で不均質なスポンジ状

に発泡する。

岩質・化学組成 スコリア中の斑晶は微量の主に径 2 mm 以下、時に径 4 mm 程度の斜長石、斜方輝石、単斜輝石を数 % ～ 10 % 程度含む。全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2=63 \text{ wt\%}$ の安山岩質である（小野ほか，1977）。

16. 3. 4 阿蘇-4 火砕流堆積物 (A₄, A_{4w}, A_{4T})

阿蘇-4 サイクルの噴出物は、火砕流堆積物のみが知られている。阿蘇-4 火砕流堆積物は、阿蘇火山の噴出物中で最も規模が大きく、最も遠方まで流走する。阿蘇-1, 2, 3 火砕流堆積物と異なり普通角閃石斑晶を含むことが特徴である。本地域での阿蘇-4 火砕流堆積物は、下位から阿蘇-4A 火砕流堆積物と阿蘇-4T 火砕流堆積物からなる。

阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A₄, A_{4w})

地層名 小野・曾屋（1968）により“Aso-4A 火砕流”と命名され、詳しい定義や記載は渡辺・小野（1969）及び小野ほか（1977）でなされている。

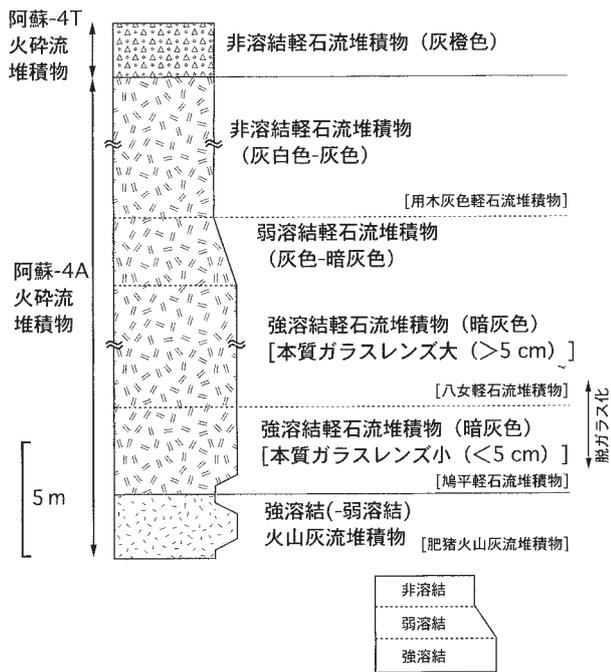
模式地 設定されていない。本地域内では、砥用町大福橋の東の道路沿いに良好な露出がある。下位から強溶結の火山灰流堆積物、強溶結で本質レンズが小さく (< 5 cm) 少ない軽石流堆積物、強溶結で本質レンズが大きく多い軽石流堆積物が累重するのが道路沿いに観察できる（Watanabe, 1978 の TOM-13 地点）。

層序・年代 阿蘇カルデラ東部で降下火砕物層や土壌を挟んで阿蘇-3 火砕流堆積物を覆う（小野ほか，1977）。本地域では阿蘇-3B 火砕流堆積物を土壌を挟んで覆うのが、砥用町大福橋付近など各地で観察できる。

阿蘇-4 火砕流堆積物の噴出年代について、松本ほか（1991）は、気相再結晶部から $89 \pm 7 \text{ ka}$ の K-Ar 年代値を報告している。吉川・加（2001）は、琵琶湖の湖底堆積物中のテフラ編年を行い、Aso-4 火山灰を酸素同位体ステージ 5.2 の 87 ka と考えている。以上から阿蘇-4 火砕流の噴出はおよそ 9 万年前と考えられる。

分布・層厚 本堆積物は、中部九州の広い範囲で厚く谷埋めし強溶結する（第 16. 1 図）。本地域内では、緑川及びその支流の筒川などに沿って厚く分布するほか、本地域西部の、浜戸川、小熊野川や氷川沿いに分布し、本地域南部の河川沿いに点在する。層厚は谷埋めした部分で厚く、最大で 100 m 程度である。緑川沿いでの堆積原面（上部非溶結部の上面）の川底からの高さは、川幅の狭い矢部町津留付近で 200 m、川幅の広い中央町岩下付近で 70 m である。阿蘇-4 火砕流噴火時と現在の河床の高さが同じだとすると、それぞれ厚さ 200 m 以上、70 m 以上の厚さで谷埋めしながら流走していたことになる。

岩相 本地域での、標準的な阿蘇-4A 火砕流堆積物の層序は以下のとおりである（第 16. 4 図）。最下部は厚さ数 m 以下の強（-弱）溶結の火山灰流堆積物から始まる。



第 16.4 図 砥用地域の阿蘇-4A 火砕流堆積物の模式柱状図

これを覆って本質レンズの小さい厚さ 10 m 以下の強溶結部があり、大きな本質レンズを含む厚い (<数 10 m) 強溶結部から弱溶結部を経て非溶結の軽石流堆積物 (厚さ < 30 m) へと漸移する。溶結部の厚さが全体で最大 70 m 程度、上部の非溶結部が最大で 30 m 程度である。上部の非溶結部は削剥されて失われている場合がある。

この岩相変化は、Watanabe (1978) のそれぞれ下位から Koei ash-flow deposit (肥猪火山灰流堆積物)、Hatobira pumice-flow deposit (鳩平軽石流堆積物)、Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物)、Motoigi gray pumice-flow deposit (用木灰色軽石流堆積物) の 4 つのサブユニットに相当する。Koei pumice-flow deposit (肥猪火山灰流堆積物) に相当する最下部の薄い火山灰流堆積物は認識が比較的容易であるが、Hatobira pumice-flow deposit (鳩平軽石流堆積物) と上位の Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物) との識別が困難なことが多いこと、Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物) の部分と Motoigi gray pumice-flow deposit (用木灰色軽石流堆積物) の部分が弱溶結部を経て漸移し明瞭な境界がないことから、本報告では、これらを一括して阿蘇-4A 火砕流堆積物として扱う (第 16.2 表)。

最下部の火山灰流堆積物は、大部分が灰白色の細粒火山灰からなり、径 1 cm 以下の軽石をわずかに含む。厚さは最大で数 m 以下である。上下数 10 cm が非溶結で中央部は強-弱溶結している。この部分は、Watanabe (1978) の Koei ash flow deposit (肥猪火山灰流堆積物) に相当する。小川町鳩平の西のほか、甲佐町安平、砥用

町桑野、大福橋の東、矢部町津留の南東など主に緑川とその支流沿いの低い地点で認められる。同様の岩相は、阿蘇カルデラ西側の各地 (Watanabe, 1978) のほか、大分地域 (吉岡, 1997) などで確認できる。後述のように普通角閃石の斑晶をほとんど含まない特徴がある。

その上位の強溶結部の最下部数 m ~ 10 m 程度がその上位よりもガラスレンズが小さく (< 5 cm) かつ、やや脱ガラス化が進んでいる場合がある。この岩相は、Watanabe (1978) の Hatobira pumice-flow deposit (鳩平軽石流堆積物) に相当する。この岩相は小川町と豊野町の境界付近に模式的に露出し、下位の火山灰流を覆う。下位の火山灰流との間に非溶結部を挟み、間に若干の冷却間隙があることから、両者の堆積は連続的なものではなく、火山灰流が堆積して少なくとも表面がやや冷却した後、軽石流が堆積したことがわかる。

これらの上位で本堆積物の主体をしめる強溶結部は、暗灰色基質中に径 5 cm 以下の黒色ガラスレンズを含む堅固な岩石である。弱溶結部では灰色-暗灰色基質中に灰白色の扁平化した軽石を含む。溶結部では径 1 ~ 2 m の柱状節理が発達する。この部分は、Watanabe (1978) の Yame pumice-flow deposit (八女軽石流堆積物) に相当する。

その上位にある非溶結部 (A₄) は、灰白色火山灰基質中に多量の大きな軽石を含む (第 16.5 図)。軽石は、灰色-白色で大きさ 2 ~ 20 cm に達し、粗い長孔状の気泡を持つ。基質は、細粒ガラス火山灰と径 1 ~ 4 mm の結晶片からなる。この部分は、Watanabe (1978) の Motoigi gray pumice-flow deposit (用木灰色軽石流堆積物) に相当する。Watanabe (1978, 1979) は、この Motoigi gray pumice-flow deposit が「玉名」地域の菊水町用木付近で、下位の強溶結の Yame pumice-flow deposit を明瞭な境界で覆う例を示している。しかしながら、本地域で



第 16.5 図 阿蘇-4A 火砕流堆積物の非溶結部の露頭写真
中央町岩下。ハンマーの長さは 28 cm。

は、下位の強-弱溶結部との間にははっきりとした境界はなく、漸移的に変化する。

以上の岩相変化以外に、本堆積物の基底には、厚さ1～2 m以下で、径数 cm以下のさまざまな取り込み岩片と白色の軽石が濃集し細粒物に乏しい異質角礫の濃集部が認められる場合がある。厚さは1～2 m程度で、ガラス火山灰に乏しく、斜長石、普通角閃石などの結晶片に富み非溶結である。この岩相は、小野ほか(1977)の“異質角礫火砕流”に相当する。この岩相は断片的にしかなく、ほかの岩相との層位関係は不明である。

岩質・化学組成 軽石中の斑晶鉱物は、長さ1～4 mm程度の短柱-長柱状の斜長石及び普通角閃石であり、少量の斜方輝石を含む。ただし、基底部の火山灰流堆積物(肥猪火山灰流堆積物にあたる)のみは、普通角閃石斑晶をほとんど含まない。岩質は、軽石の全岩化学組成がSiO₂=68 wt%のデイサイトである(小野ほか, 1977)。

阿蘇-4T 火砕流堆積物 (A_{4T})

地層名 Watanabe (1978) の“Tosu orange pumice-flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物)”を星住ほか(1988)が再定義した。

模式地 指定されていない。阿蘇カルデラ北縁「宮原」地域(鎌田, 1997)などに良好に露出している。本地域内では、中央町中小路に比較的よい露出がある。

層序 各地で阿蘇-4A 火砕流堆積物を直接覆う。

分布・層厚 本地域での分布はごくわずかで断片的であり、本地域西部の豊野村六っ枝、小川町弦巻、北東部の矢部町、川井野、新藤などに分布する。層厚は2 m程度と薄い。断片的にしか本火砕流が認められないのは、堆積物が薄いため容易に浸食されて失われやすいためであろう。

岩相 本堆積物は非溶結で、橙灰色の基質に黄橙-赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。基質は橙-灰橙色の細粒火山灰からなり、非溶結で成層構造などの堆積構造はほとんどない。軽石の径は通常数 cm以下であるが、時には20 cm大のものが含まれる場合がある。径1 cm以下の異質岩片を少量含む。

岩質・化学組成 軽石は、斑晶として少量で径2 mm以下の斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石を含む。岩質はデイサイト質である。

16.4 段丘堆積物

本地域には、阿蘇-4 火砕流堆積物の堆積原面(非溶結部が作る面)より低い位置に3段の段丘面が認められる。中位段丘堆積物(tm)は、阿蘇-4 火砕流堆積物の堆積原面とほぼ同じ高さからやや低い段丘面を構成し、おおむね非溶結部を削って堆積している。溶結部はあまり浸食していない。それより低い位置に段丘面が2段認

められ、それらは阿蘇-4 火砕流堆積物溶結部を浸食して堆積した段丘堆積物の作る面である。段丘形成に関係する河川によって現河床からの高さは異なるが、おおむね現河床から比高10 m以内の低い位置にある段丘面を低位II段丘面、それと中位段丘との間にある段丘面を低位I段丘面とし、それぞれ構成する堆積物を低位II段丘堆積物(tl₂)、低位I段丘堆積物(tl₁)とした。

段丘堆積物は礫、砂及び泥からなる。礫種構成は、阿蘇火山噴出物の礫は少なく、後背地の基盤岩の地質を反映した礫が多い。これら阿蘇-4 火砕流堆積物以降に堆積した段丘堆積物の堆積年代に関する情報は無い。

16.4.1 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は、本地域内の河川沿いに点在し、阿蘇-4 火砕流堆積物の非溶結部とほぼ同じ高さからやや低い面に堆積し、おおむね非溶結部を削って堆積している。岩相は細-中礫サイズの円礫を主体として砂及び泥を伴っている。

緑川流域では、上流側から緑川ダム周辺、緑川ダム下流では甲佐町安平周辺、甲佐町中心街の東側、甲佐町中心街北西側の緑川右岸に分布がある。

また、津留川沿いと、津留川が河川争奪で緑川に合流する以前は津留川の下流であったと考えられる浜戸川沿いや、津留川の支流の釈迦院川沿いなどに分布する。本地域北西部の城南町の浜戸川沿いでは、中位段丘堆積物のほか、低位I、低位II段丘堆積物も広く分布している。明瞭な分布域の1つである砥用町中心街の段丘面の写真は(第1.2図C)に示した。

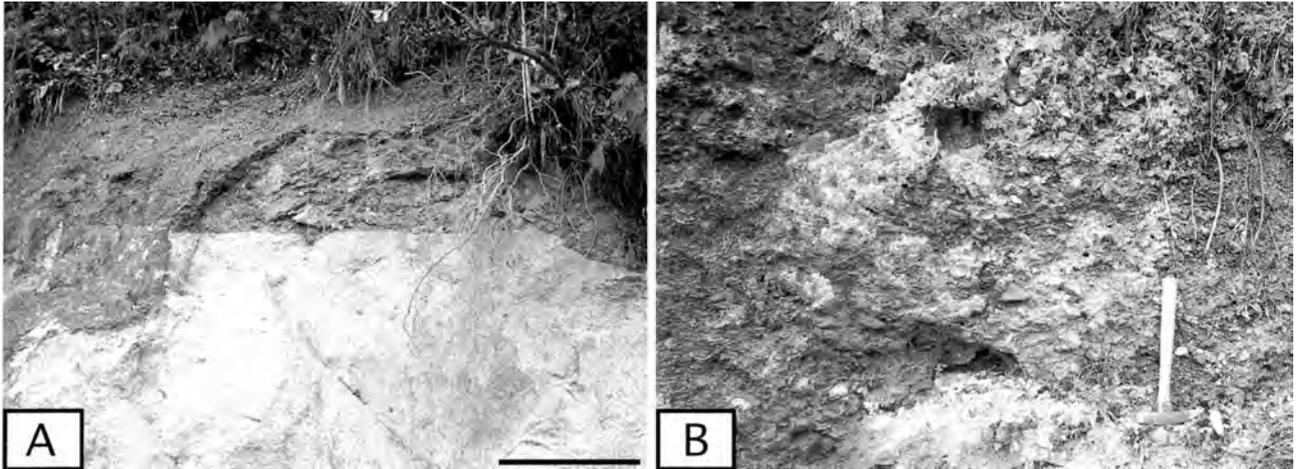
16.4.2 低位I段丘堆積物 (tl₁)

津留川沿いや、津留川が緑川に河川争奪で合流する以前は津留川の下流であった浜戸川沿い、津留川の支流の釈迦院川沿いなどに分布している。一方、緑川流域では、ほとんど分布しない。

また、本地域西部の山間部に点在する礫層は阿蘇-4 火砕流との関係は不明だが、ここでは便宜的に低位段丘堆積物に含めて地質図に表示した。これらのうち、本地域西縁部の小川町東海東^{ひがしかいとう}周辺では、小さな尾根上に平坦面を作る段丘堆積物と、一段低い谷に面した部分に平坦面をなす段丘堆積物があり、前者を低位I段丘堆積物、後者を低位II段丘堆積物とした。供給源の大部分を宮之原トータル岩が占めるため、礫種もほとんど宮之原トータル岩で(第16.6図a)、南部には後背地の影響で竜峰山層群の礫からなるものがある(第16.6図b)。

16.4.3 低位II段丘堆積物 (tl₂)

緑川沿いでは、現河床沿いの低地に少量分布する。緑川ダムから上流に4 km程度の間は、ダム湖の水面下にある。



第 16.6 図 本地域西部の低位 I 段丘堆積物の露頭写真

- A. 花崗岩類円礫からなる低位 I 段丘堆積物が宮の原トナール岩を不整合に覆う。スケールバーは 1 m。
 B. 氷川トナール岩・竜峰山層群の変成岩の扁平な垂円礫を含む低位 I 段丘堆積物。ハンマーの長さは 33 cm。

津留川沿いでは砥用町中心街に広く分布する（第 1.2 図 B）。しかし、下流の佐俣周辺では河川争奪によって津留川が緑川に合流したために河床の下刻が進み、ほとんど分布しない。

また低位 II 段丘堆積物は本地域北西部の浜戸川沿いに広く分布し、段丘面は西側の「八代」地域に広がる。中央町堅志田付近にも広く分布する。

さらに本地域西部の東海東には、低位 I 段丘堆積物とともに低位 II 段丘堆積物も分布する。

白杵-八代構造線以南では、段丘堆積物は低位 II 段丘堆積物しか分布しない。これらは河川沿いに、現河床から数 m 高い位置に段丘面を作っている。構成物は垂円-垂角礫が主体である。しばしば、細かい支流がもたらした扇状地堆積物 (f) に覆われている。

16.5 地すべり及び斜面崩壊堆積物

蛇紋岩メランジュ分布域に地すべりが発達し、滑落崖の下に地すべり堆積物が残っていて、それらがしばしば再滑動をしている。白杵-八代構造線以北に本堆積物はほとんどなく、甲佐岳南斜面に山頂部の石灰岩の崩壊物が堆積したものだけである。地すべり及び大規模崩壊堆積物の詳細については、地質災害の項で詳細に述べる。

砥用町山出南東約 1 km の山出川沿いでは、石灰岩の巨礫が谷沿いに平坦面を形成している。東側の山頂部に分布する石灰岩の崩壊物が谷を埋め、平坦面を形成したものである。

16.6 沖積低地堆積物、扇状地堆積物 (a, f)

扇状地堆積物 (f) は、礫及び砂からなり、これらは

角礫-垂角礫からなるものが多い。万坂山北東側や、東陽村の久木野川流域、氷川流域などに分布する。白杵-八代構造線の南側では、山地内を流れる河川に側方の小谷から供給された堆積物が小さな扇状地を形成している。万坂山北東側では、これとは様子が異なり、沢の上流部沿いの低地が全体に緩斜面を形成しており、山地から供給された堆積物に埋められている。

一方、沖積低地堆積物 (a) は礫、砂及び泥からなり、河川沿いの低地に分布する。大きな分布域として、甲佐町中心部、中央町堅志田付近と下流の城南町巢林の南側が挙げられる。このうち、甲佐町中心街には最も広く分布するが、自然堤防は認められず、極めて平坦な地形をなしている。白杵-八代構造線以南での分布は河川沿いに限られるが、白杵-八代構造線以北では山地の起伏が小さく、谷が比較的広いため、谷沿いにしばしば沖積低地堆積物が分布する。特に白石野花崗閃緑岩、宮の原トナール岩の分布域で顕著である。本地域西部の小川町東海東周辺の白石野花崗閃緑岩、宮の原トナール岩の分布域では、樹枝状の小さな谷が、主な真砂（花崗岩類の風化物）からなる沖積低地堆積物によって埋積されている。

16.7 埋立地 (r)

本地域に大規模な埋立地は少ない。地質図に表現できる大きさのものは、氷川ダムの北東側で、阿蘇-4 火砕流堆積物中の小谷を埋積したものがある。また、緑川ダムの補助ダムが谷を埋めてロックフィルダムで作られているので地質図に示した。林道等の道路工事の際に谷や緩斜面に残土を埋積したところはしばしば認められるが、地質図に表現できる大きさはない。

第 17 章 新生代の地質構造，地殻変動と重力異常

(斎藤 眞・宮崎一博・利光誠一)

17.1 新生代の地質構造

本地域には，中生界の基盤の基本的な累重構造や帯状構造が形成された後，これらを大きく変位させる断層がいくつかある。顕著なものでは，白杵-八代構造線（緑川断層），白石野断層，日奈久断層，目丸断層があり，その他に白石野断層とほぼ平行で，間の谷変成岩類と肥後変成岩類の境界になっているものなどがある。また，白杵-八代構造線以南では中生界の地表での延長方向（東北東方向）に平行な断層（檜の木峠断層など）がしばしば認められるが，目丸断層に切られている。

17.1.1 白杵-八代構造線（緑川断層）

伊木（1901）は九州山地の北縁の断層を緑川断層と呼び，矢部（1925）は緑川断層を含む白杵から八代に至る地形上明瞭な断層を白杵-八代線と呼んだ。

白杵-八代構造線は，地体区分上の観点では，九州東部では秩父帯の先白亜系の北限をなす断層として認識される。本地域周辺では，正常堆積物，蛇紋岩メランジュ，ペルム紀及びジュラ紀堆積岩コンプレックスの分布する秩父帯北限で，北側の竜峰山層群，氷川トータル岩，肥後深成岩，肥後変成岩との明瞭な地質境界として認識できる。西端は日奈久断層で切られる。

白杵-八代構造線を境として，南側が北側に比べて標高が著しく高く，地形概略図（第 1.1 図）や人工衛星写真（口絵），そして実際の地形観察（第 1.2 図）で，白杵-八代構造線は急峻な山地と阿蘇火山噴出物の台地との境界をなすリニアメントとして認識できる。しかし，白杵-八代構造線の中で，活断層とほぼ一致するものは，本地域から「鞍岡」地域までつながる緑川断層だけである（例えば，渡部・池田，1989）。「鞍岡」地域では変位地形を伴っているものの，本地域では不明瞭である（千田，1980）。中田・前空（1989b）は，本地域内の緑川断層を活動度Ⅱの活断層としているが，明瞭な変位地形を伴っていないと述べている。また中田・前空（1989b）は，砥用町市街以西では，竜峰山層群の北側の断層を緑川断層と考えていて，白杵-八代構造線と一致していない。砥用市街より西では，岩相境界としての白杵-八代構造線は山地に入るため地形的には不明瞭になる。活断層研究会編（1991）では，砥用町市街以西でも，白杵-八代構造線を緑川断層と考えている。

白杵-八代構造線の露頭を，第 17.2 図 A（位置：第 17.1 図 A）に示す。この露頭は白杵-八代構造線の露頭

としてよく知られている。1.5 m 程度のガウジを挟み，南側の砥用層と北側の竜峰山層群との境界となっている。低位Ⅱ段丘堆積物は変位していない。田中・谷村（1976）は緑川ダムの上流で，断層露頭を報告している。

本地域内での白杵-八代構造線（緑川断層）が活断層である証拠は見つかっていない。

17.1.2 目丸断層（新称）

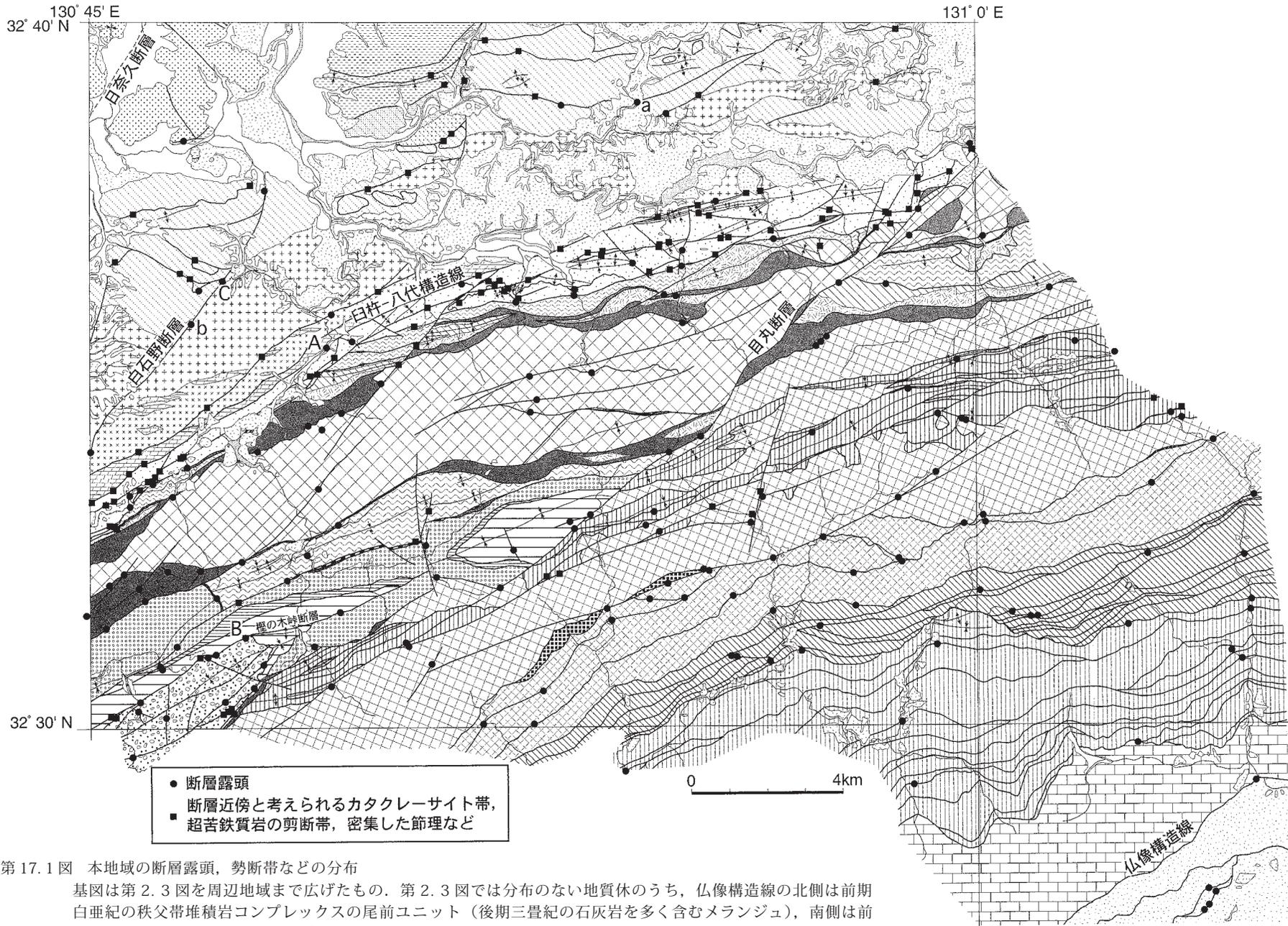
目丸断層は，地形的にも断層露頭の存在の点でも本地域北東部の目丸付近から南東部の泉村栗木南方まで追跡できる（第 17.1 図）。断層面はほぼ鉛直である。断層破碎帯が浸食に対する抵抗力が小さいため，谷や尾根の鞍部を形成し，地形的にリニアメントとして認識される。北東端は「鞍岡」地域内の白杵-八代構造線で終わる。南西端は「頭地」地域内に延びている。本断層が通る矢部町目丸の名称から，目丸断層と命名する。

目丸断層による累積変位は，箱石蛇紋岩ユニット-青石蛇紋岩ユニット，深水蛇紋岩ユニット-目丸山蛇紋岩ユニットのずれから，9 km の左横ずれと南東側の上昇が考えられる。このため目丸断層より東側では砥用層は分布しなくなる。この断層を挟んで，白杵-八代構造線以南の中生界の剝削レベルが異なり，南東側の方が剝削が進んでいることが認識できる（第 3.1 図）。

蛇紋岩ユニットを変位させている部分と，目丸付近のように蛇紋岩の分布に加えて断層が枝分かれしている所では，地すべりが発達している（第 18.1 図）

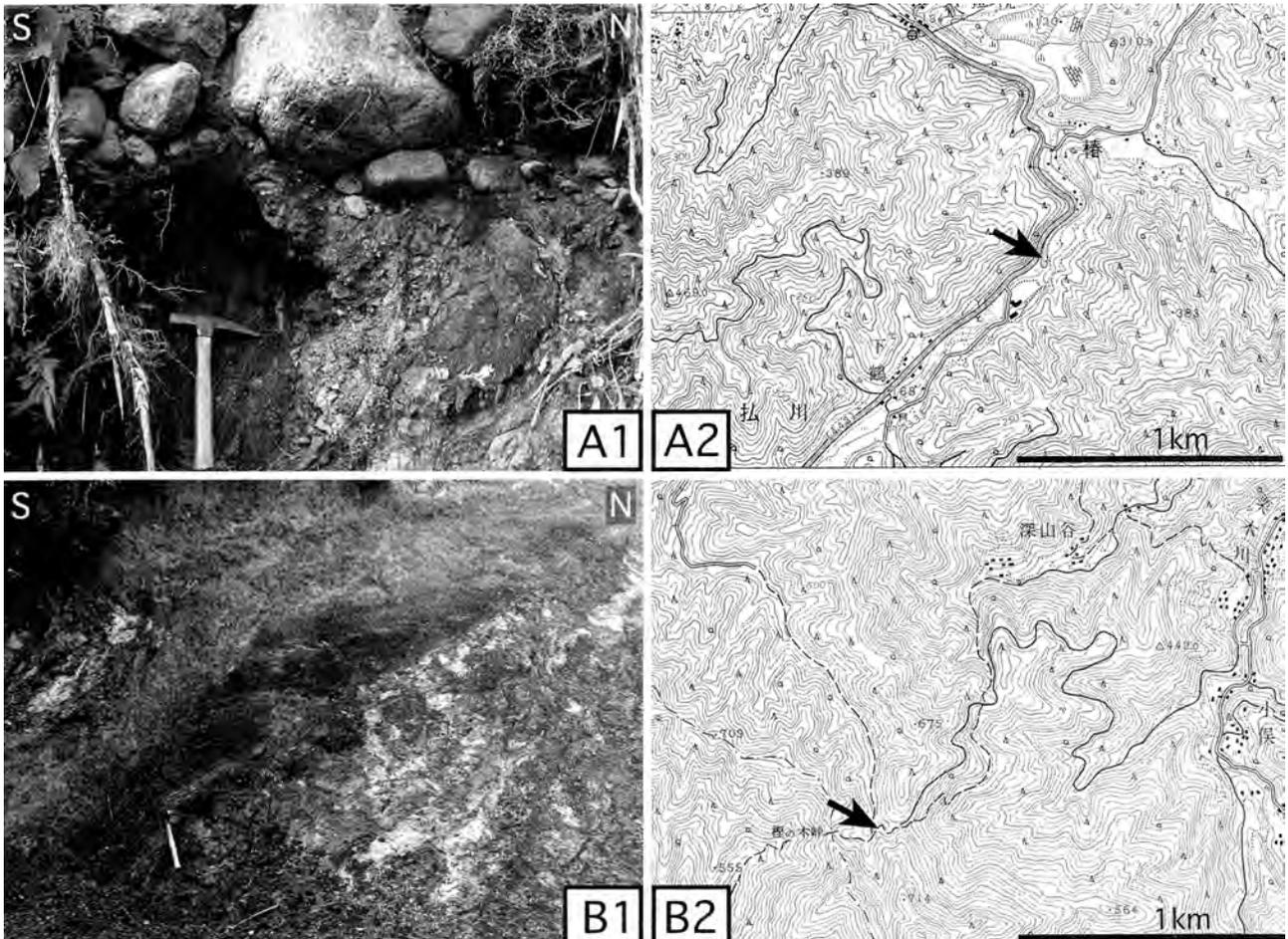
目丸断層は，本地域の白杵-八代構造線以南の中生界や東北東方向の断層を大きく変位させているものの，山中のため，地すべり堆積物以外の第四系の分布域を通過することはない。このため活断層であるか否かの判断はできていない。渡部・池田（1989）は，航空写真判読から「鞍岡」地域西縁部で，緑川断層系木原谷断層が南西方向に曲がっていることを示している。目丸断層はこの南西方向に向いている部分に接続する。活断層研究会編（1991）では活断層の疑いのあるリニアメントとしている。

目丸断層に平行で，左横ずれ成分のある断層は，砥用町市街の南側の白杵-八代構造線から中央町坂本付近に延びる断層があり，目丸断層と同センスの断層の可能性がある。



第 17.1 図 本地域の断層露頭、勢断帯などの分布

基図は第 2.3 図を周辺地域まで広げたもの。第 2.3 図では分布のない地質体のうち、仙像構造線の北側は前期白亜紀の秩父帯堆積岩コンプレックスの尾前ユニット（後期三畳紀の石灰岩を多く含むメランジュ）、南側は前期白亜紀の四万十帯堆積岩コンプレックスである。



第 17.2 図 本地域に見られる白亜紀後期以降の断層露頭

A. 中央町下鶴の釈迦院川沿いの白杵-八代構造線。

A1：露頭写真，A2：位置図（国土地理院発行，2万5千分の1地形図「甲佐」を使用）

B. 榎の木峠の断層露頭。

B1：露頭写真，B2：位置図（国土地理院発行，2万5千分の1地形図「柿迫」を使用）

17. 1. 3 白杵-八代構造線以南の先第四系に発達する 東北東方向の断層群

本地域内の白杵-八代構造線以南には，堆積岩コンプレックスなどを切る，東北東ないし北東方向の高角断層が数多く認められる。泉村柿迫に分布する柿迫層（蛇紋岩を南側に伴う）の南限を画する断層，栗木向斜の中央部にある榎の木峠断層（新称），栗木向斜を構成する正常堆積物の南限を画する断層（中田・前空（1989b）で（鶴木場）とされたもの），などがある。栗木向斜の正常堆積物の南限の断層は中田・前空（1989b）で活断層の疑いのあるリニアメントとされているが，蛇紋岩の差別浸食によるリニアメントとも言うことができ，活断層かどうかは不明である。

榎の木峠断層（新称）は本地域南東部の榎の木峠では，高角南傾斜の断層で，北側のジュラ系河俣層群と南側の下部白亜系“先外和泉層群”川口層が接している。1 m 程度の断層ガウジが存在する（第 17.2 図 B，位置：第 17.1 図 B）。栗木向斜に分布するペルム-白亜系を，栗

木向斜の軸部付近で大きく変位させているが，白亜系を変位させている断層や河合場付近の南北の断層に切られており，活断層ではない。

17. 1. 4 日奈久断層

日奈久断層は，最初，大谷（1926a）で日奈久断層（仮称）として記載された。その後，松本・勘米良（1952，1964）で本地域付近の日奈久断層が記載された。日奈久断層は，北側の「御船」地域から南西側の「日奈久」地域につながる，布田川-日奈久活断層系（中田・前空，1989a），ないし日奈久断層系（下川・衣笠，1999）と呼ばれる断層系の一部である。日奈久断層は，本地域北西部を通過する活断層で，活動度は B 級とされている（中田・前空，1989a，c）。しかし，本地域内では地表に現れていない。千田（1979）は，「御船」地域内の緑川付近から「八代」地域内の小川町の砂川付近まで，日奈久断層は連続していて，右横ずれ変位が認められると述べている。またそれ以南では西落ち変位が認められ

るとした。

日奈久断層では、熊本県（1998）と（財）原子力発電技術機構（1996, 1997, 1998）によりトレンチ調査が行われ、下川・衣笠（1999）、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）によってまとめられている。これらによると、本地域では日奈久断層が地形を変位させている場所はない。また、下川・衣笠（1999）は、本地域北西部付近を境に、日奈久断層（陸上部）を北側と南側のセグメントに分け、北側の最新活動（1,500-1,300 14CyBP）では右横ずれ2.2 m、東落ち0～0.3 m、南側の最新活動（7,400-2,000 14CyBP）では、西落ち約3 mの変位と0.5 m/千年の変位速度を見積もっている。

本研究でも航空写真の検討と、現地調査を行ったが、本地域内で日奈久断層の露頭、変位地形は認められなかった。城南町安見-山崎間で浜戸川の流路が北向きから東向きに変わる屈曲部の河床では、阿蘇-4火砕流堆積物の溶結凝灰岩の層理面が東北東に40度前後傾いていること、河床の溶結凝灰岩に断層は認められないこと、北西側の御船層群上部に日奈久断層に相当する断層露頭はないこと、浜戸川の西側の道路沿いから西側では御船層群が露出している、この道路沿いでは御船層群が著しい褶曲をしていることなどを考慮して、この流路屈曲部の北西側道路付近を日奈久断層が通過すると推定した。

【地震活動】日奈久断層北部では1999年10月下旬からまとまった地震活動があり、2000年6月8日には「御船」地域内を震源とする、深さ10 km、M4.8の地震が発生した。この地震は北西-南東方向の張力軸をもつ横ずれ型であった（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2000a, b）。日奈久断層周辺での地震活動は、南北方向の張力軸をもつ横ずれ型ないし正断層型で、地震発生層の深さの下限は15 kmとされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2002）。

17. 1. 5 白石野断層（新称）

白石野断層は、本地域西縁部の南海東から北東方向に中央町白石野を通り中央町萱野西方に至る断層である。この断層を境に肥後深成岩類と肥後変成岩類の境界が2 km程度左ずれを起こしている。またこの断層を境に、地形的に南東側が上昇しており、東海東、南海東付近で地形に明瞭に現れている。第17.1図に示すように4箇所断層破砕帯が見つかり、このうち、第17.3図（位

置：第17.1図C）に示す大露頭では、白石野花崗閃緑岩と肥後片麻岩類との間に厚さ2 m程度のガウジを挟んでおり、断層面は高角北西傾斜である（第17.3図A, B）。断層面状の条線ははっきりしない。また、このガウジを伴う断層は、この露頭では被覆するものがないため、活動時期を特定する根拠はないが、露頭上部で、ガウジのある断層から派生した断層が、非溶結の阿蘇-4火砕流堆積物の下位にある崖錘状の角礫層と片麻岩のカタクレサイトとの境界をなしている（第17.3図C, D, E）。この露頭から、この断層が第四系を変位させているのはほぼ確実である。しかし、この露頭で阿蘇-4火砕流堆積物との直接の関係がわからないので、活断層か否かは更に検討が必要である。

この断層は、中田・前杵（1989b）で活断層の疑いのあるリニアメントとして表示されたりニアメントの一つと一致し、活断層研究会編（1991）で確実度Ⅱとされた「むらびのでほる」断層に相当するものと考えられる。また、白杵-八代構造線を切って、池の原断層（中田・前杵、1989c；確実度Ⅲ、右横ずれ）につながる可能性も考えられる。

この白石野断層とほぼ平行な断層が、白石野断層の約5 km東と白石野断層の西側（本地域西端）にある。前者は砥用町岩野付近で氷川トータル岩と宮の原トータル岩との境界断層から分岐して、甲佐町小鹿、堂ノ原を通る。阿蘇-4火砕流堆積物は変位していない。後者も含めて肥後深成岩類、肥後変成岩類、間の谷変成岩類はこの断層を境に左ずれ変位を示す。

17. 1. 6 白杵-八代構造線以北のその他の断層

白杵-八代構造線以北では、日奈久断層、白石野断層以外に第四系を変位させる可能性のある断層はない。肥後変成岩類では、石灰岩に関係した低角な断層とは別に東部の万坂山周辺で、地質構造を切る東北東方向の断層がある。これらには左ずれ変位が認められる。また、御船層群中には北西方向の断層があり、右ずれ変位がある。

17. 2 本地域周辺の地殻変動

本地域付近の水平方向の地殻変動のデータ（1883-1985年）（国土地理院、1987）では、熊本平野ほどでは

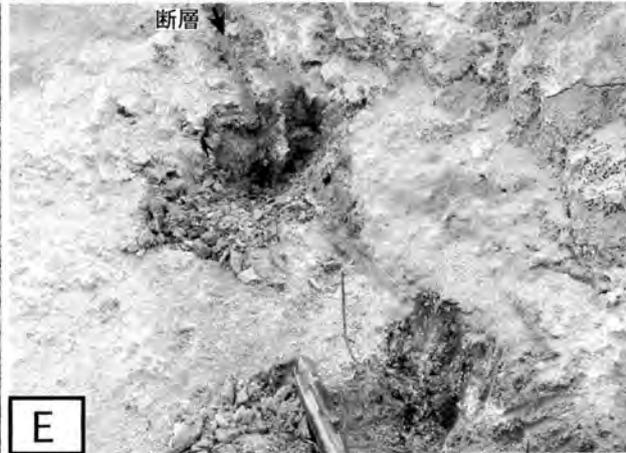
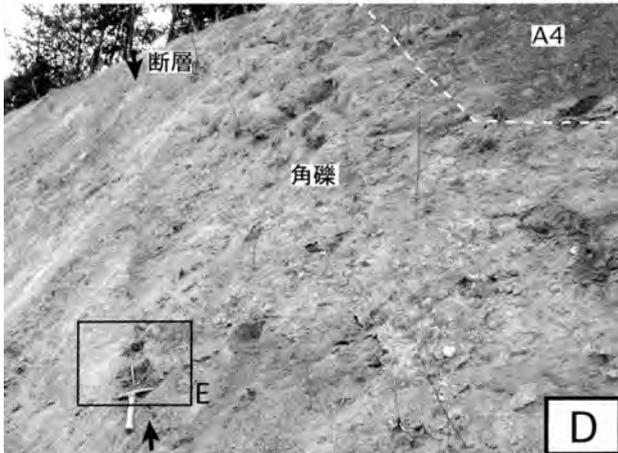
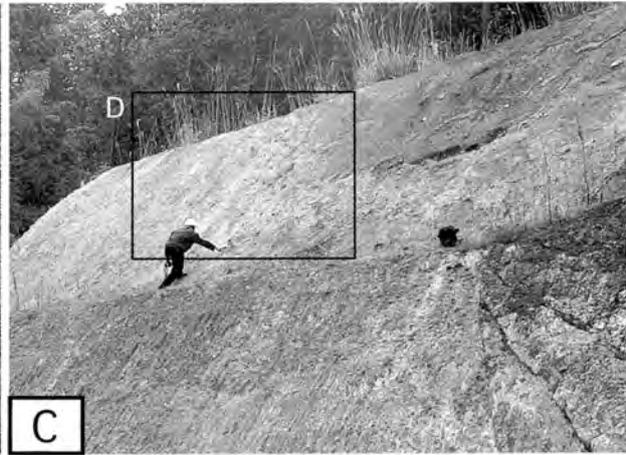
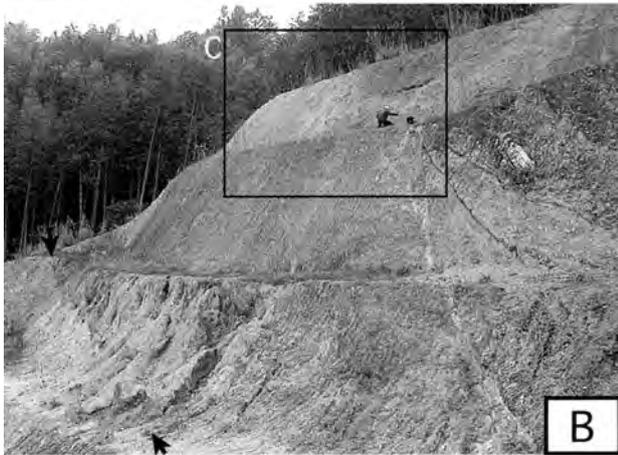
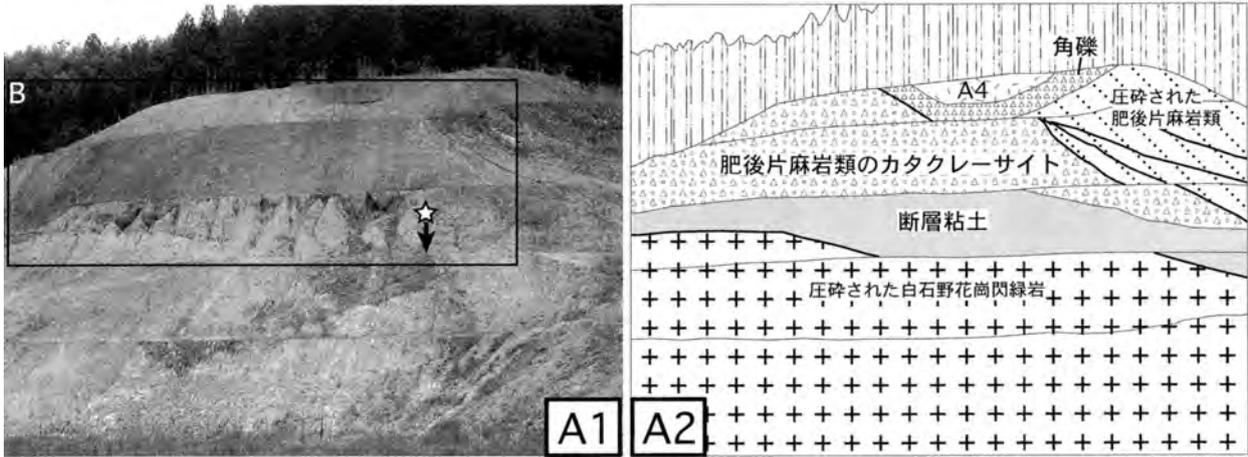
（右）第17.3図 白石野断層の露頭

A. 露頭全景。

A1. 露頭全景写真。星印は第13.10図cの位置。第13.10図dは本写真のわずかに右側である。

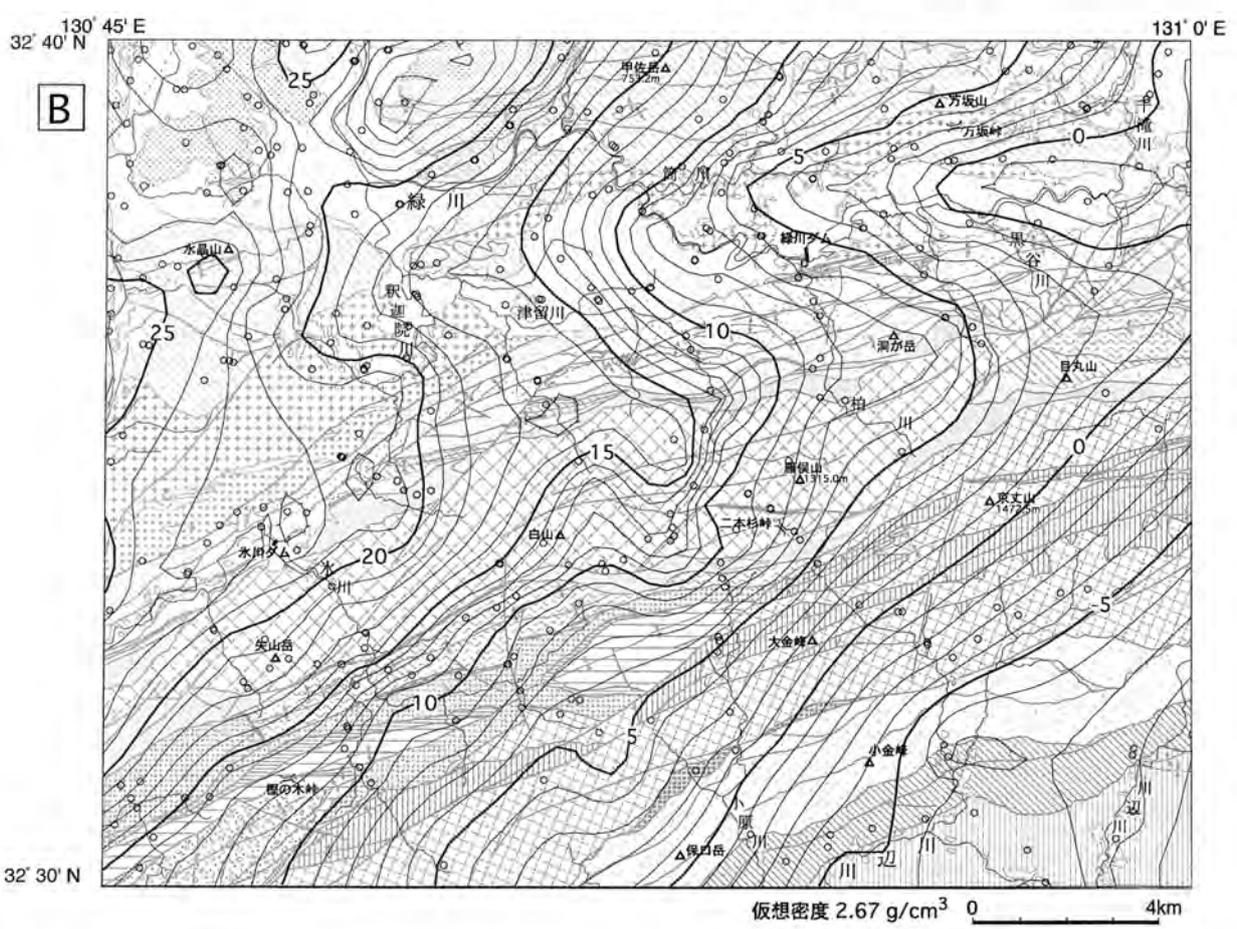
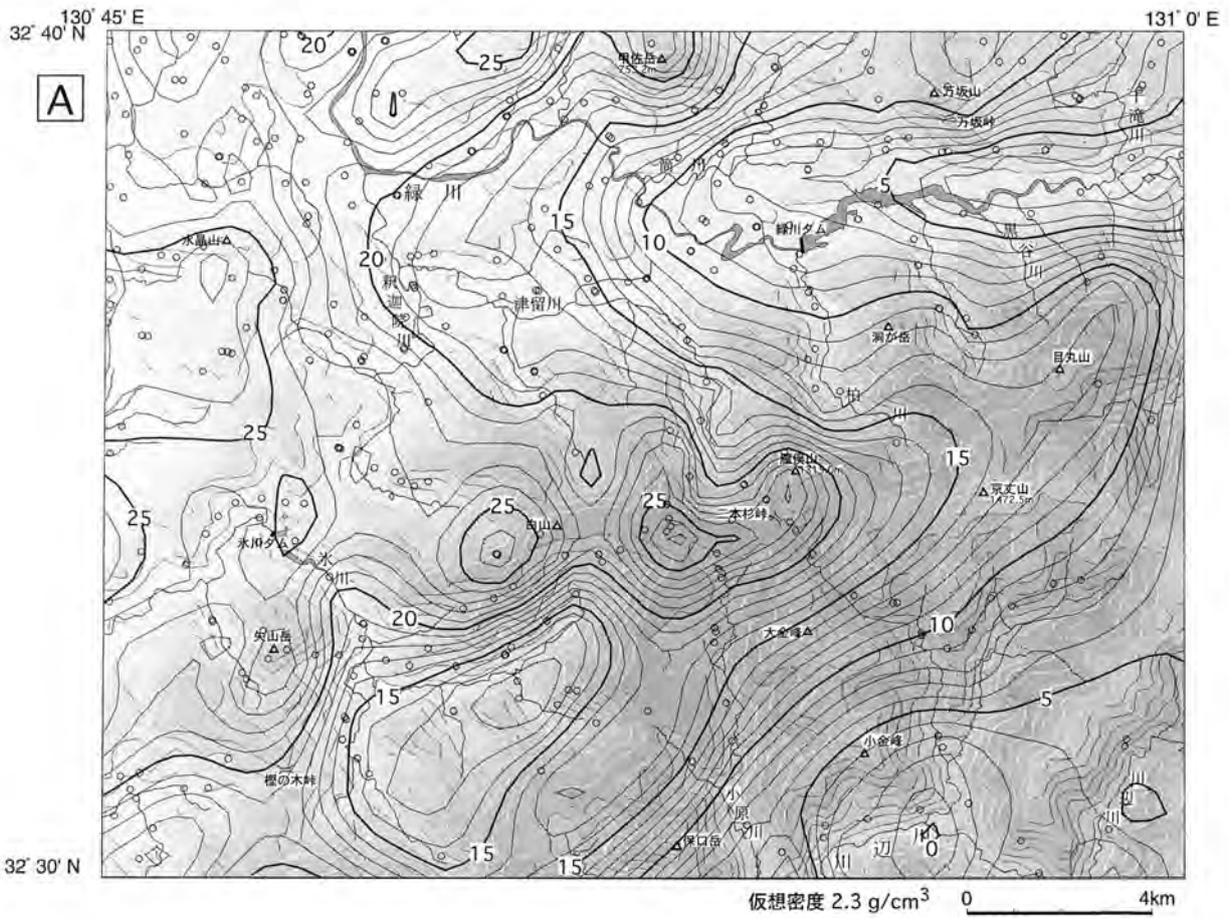
A2. 露頭全景スケッチ。露頭中に4段の段差があることに注意。

B. A1の枠内の写真。矢印間が地質境界としての断層。この露頭で矢印で示した断層と第四系との関係はわからない。断層より左下の下盤側が圧砕された白石野花崗閃緑岩で、上盤側に主に片麻岩起源の約2 mの断層粘土を介して、片麻岩カタクレサイトが重なる。



(第 17.3 図の続き)

- C. B の上部枠内の拡大. 中央上部の色の黒い部分は阿蘇-4A 火砕流堆積物非溶結部 (A4). 写真右下の断層が人の指しているところに連続する.
- D. C の枠内の拡大. 阿蘇-4A 火砕流堆積物非溶結部 (A4) の下に不整合関係で崖錐と考えられる角礫がある. 角礫は写真左端の片麻岩カタクレーサイトと断層関係である.
- E. D の枠内の断層の拡大.
- F. 矢印が露頭位置 (国土地理院発行, 2万5千分の1地形図「甲佐」を使用).



ないが、北北西-南南東方向の伸張の成分が卓越し、本地域より東側では、これに東西圧縮の成分が加わることが報告されている。これは、日奈久断層北部地震活動が北西-南東伸張の応力場で起こったこと（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2000b）と整合的である。

そして、日奈久断層南部や、白石野断層が、地形的に見て北西落ちの変動が想定されていることとも整合的である。しかし北東-南西方向の目丸断層では、累積変位量が左ずれであり、白石野断層も累積変位量は左ずれであり、これらの断層の累積変位量は、現在とは異なる応力場で形成された可能性もある。

17.3 重 力

本地域を含む九州南西部の重力図（ブーゲー異常図）が「鹿児島地域重力図（ブーゲー異常図）」（村田ほか、2004）として出版されており、本地域は北東部にあたる。また九州南東部は、「宮崎地域重力図（ブーゲー異常図）」（名和ほか、2004a）として出版されている（共に仮想密度 2.3 g/cm^3 ）。

これらから本地域周辺を概観すると、白杵-八代構造線の南側では、本地域南端の保口岳付近から東部の目丸山付近を境に、北西側が高重力域となっている。この高重力異常域は東北東方向に向かって延びる。第 3.1 図の周辺域まで含めた地質概略図と比較すると、高重力異常域は本地域内では全体の地質構造（東北東-西南西方向）と斜交していて、地質との関連性が不明瞭だが、「鞍岡」地域では、蛇紋岩分布域とほぼ一致する。また、南西方では、「頭地」地域までは「破木構造線」に沿った蛇紋岩分布域と高重力域の縁がほぼ一致するが、それより南西側では、はっきりとした対応関係はない。また、白杵-八代構造線の北側の阿蘇火山噴出物の分布域では、東西に延びる谷状の低重力域となり（第 17.4 図 A）、「高森」地域の低重力域に向かって徐々に低重力になる傾向がある。白杵-八代構造線を境に北側の地下に相対的に低密度の部分が存在することを示唆する。

しかし、本地域内の個々の重力異常を見たとき、甲佐岳周辺、矢山岳、白山-雁俣山付近の標高の高い部分が局地的に高重力域で、氷川上流域、川辺川流域に低重力域の窪みができていて、仮想密度 2.3 g/cm^3 では地形補正が充分でないと考えられる。名和ほか（2004b）は本地域の地殻表層密度を 2.6 g/cm^3 と考えており、これに

従って仮想密度 2.67 g/cm^3 で、「鹿児島地域重力図（ブーゲー異常図）」（村田ほか、2004）のデータを再計算したものが第 17.4 図 B である。第 17.4 図 A にあった地形の局所的な高まり、窪みがなくなり、より地形の影響が少ないものと考えられる。

地質概略図に重ね合わせると、白杵-八代構造線の北側では、阿蘇火山噴出物の分布域と低重力域の谷の位置がほぼ一致している。特徴的なのは、肥後変成岩類からなる甲佐岳の高重力域が消え、間の谷変成岩類が高重力域として残っている。これは間の谷変成岩類が苦鉄質片岩に富んでいることが影響している可能性がある。

白杵-八代構造線以南でも第 17.4 図 B では、地形の高まり、窪みによる局所的な高重力域、低重力域は認められなくなった。本地域南端の保口岳付近から東部の目丸山付近を境に、北西側が高重力域となっている傾向は、仮想密度 2.3 g/cm^3 の場合と同じだが、傾斜が急なのは本地域南西部では栗木向斜付近で、等重力線の向きは、目丸断層とほぼ平行になっている。また、高重力域となっているのは、二本杉峠北西方の部分が著しく、それを含む尾根状の高重力域が東北東方向に延びる。この尾根状の高重力域は、種山蛇紋岩ユニットの位置とほぼ一致しているように見える。

本地域の白杵-八代構造線以南の概略的な断面図（第 9.1 図）を考慮に入れば、高重力域になる可能性のある部分として、超苦鉄質岩類の分布域、玄武岩類の分布域のうち、地下に広がりを持っている部分（表層だけではない部分）が考えられる。具体的に種山蛇紋岩ユニット付近と、小田尾ユニットの南半部（玄武岩優勢）、栗木向斜部（地下に蛇紋岩ユニットが考えられる）、目丸山付近が候補になる。全体的な傾向として、これらの部分が高重力域であり、地質とおおむね整合的であるが、詳細については明らかでない。

本地域は、白杵-八代構造線を挟んでの地下構造の違いの問題や、「秩父帯」の地域の地質構造の問題など、地下構造に関して興味ある問題が多い。しかし五家荘地域では尾根沿いの測定点が乏しく、5 万分の 1 の精度で検討された地質構造と比較するには問題がある。今後、測定点を増やしたデータが公表されるのを期待すると共に、地質図、断面図から推定される三次元地質構造モデルを作成し、そこから推定される重力異常のモデルと第 17.4 図 B とを対比してみる必要がある。

（左）第 17.4 図 本地域の重力図（ブーゲー異常図）

A, B ともデータ処理は名和一成博士。

A. 仮想密度 2.3 g/cm^3 で計算されたブーゲー異常図。重力図「鹿児島」（村田ほか、2004）のデータから再計算。基図は地形概略図（第 1.1 図の一部）。丸印は重力図「鹿児島」に示されたデータ取得地点。

B. 仮想密度 2.67 g/cm^3 で計算されたブーゲー異常図。名和ほか（2004）の九州中南部の地殻表層密度分布の検討の成果を用いて、本地域付近の仮想密度を 2.67 g/cm^3 と想定した。基図は地質概略図（第 2.3 図）。丸印は重力図「鹿児島」に示されたデータ取得地点。

第18章 地質災害

(齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一)

18.1 概要

白杵-八代構造線以南では、本地域全域が急峻な山地からなり、斜面崩壊がしばしば起きている。特に、蛇紋岩分布域では、滑落崖や地すべり堆積物など斜面崩壊の痕跡が数多く認められる。それに次いで、メランジュ分布域で斜面崩壊が多く認められる。前者は、蛇紋岩に鱗片状劈開が発達すること、蛇紋岩やその崩壊物が水を含むことによって極めて滑動しやすくなること、また蛇紋岩分布域が浸食に対する抵抗性が低く傾斜の緩い地形をなしているために、崩壊物が堆積しやすいことに起因していると考えられる。後者は、メランジュの泥質（一部凝灰質）の基質に鱗片状劈開が発達し、また泥質基質や変質した玄武岩凝灰岩の粘土鉱物が水を含むことによってきわめて滑動しやすくなることに起因していると考えられる。地すべり堆積物の上は、平坦面になっているため、集落、水田が作られており、水抜き等の地すべり対策が行われているところが多い。

一方、白杵-八代構造線以北では、急峻な地形が少なく大規模な斜面崩壊は認められない。これは、白杵-八代構造線以南が、白杵-八代構造線以北に対して大きく上昇していることが影響しているものと考えられる。

また、阿蘇火山噴出物、肥後深成岩類についてはそれぞれ特有の土砂流出の形態がある。堆積岩コンプレックスには、小規模なクリープ性の崩壊もしばしば認められる。

18.2 斜面崩壊

18.2.1 蛇紋岩分布域の斜面崩壊

本地域の白杵-八代構造線以南の蛇紋岩分布域では、地すべりが数多く認められる。蛇紋岩ユニットは目丸断層より西側では、北から種山蛇紋岩ユニット、箱石蛇紋岩ユニット、深水蛇紋岩ユニットの3列が認められる。目丸断層より東側では、箱石蛇紋岩ユニットに対応すると考えられる青石蛇紋岩ユニット、深水蛇紋岩ユニットに対応すると考えられる目丸山蛇紋岩ユニットが分布する。

種山蛇紋岩ユニットに関係した地すべり堆積物では、砥用町の黒仁田（第18.2図C、位置：第18.1図C）と西方の幕川に面した斜面に分布するものの一部、砥用町福土、早楠、黒茂、山出南東方に分布するものがある。このうち、第18.2図Cに示した黒仁田のものと、福土

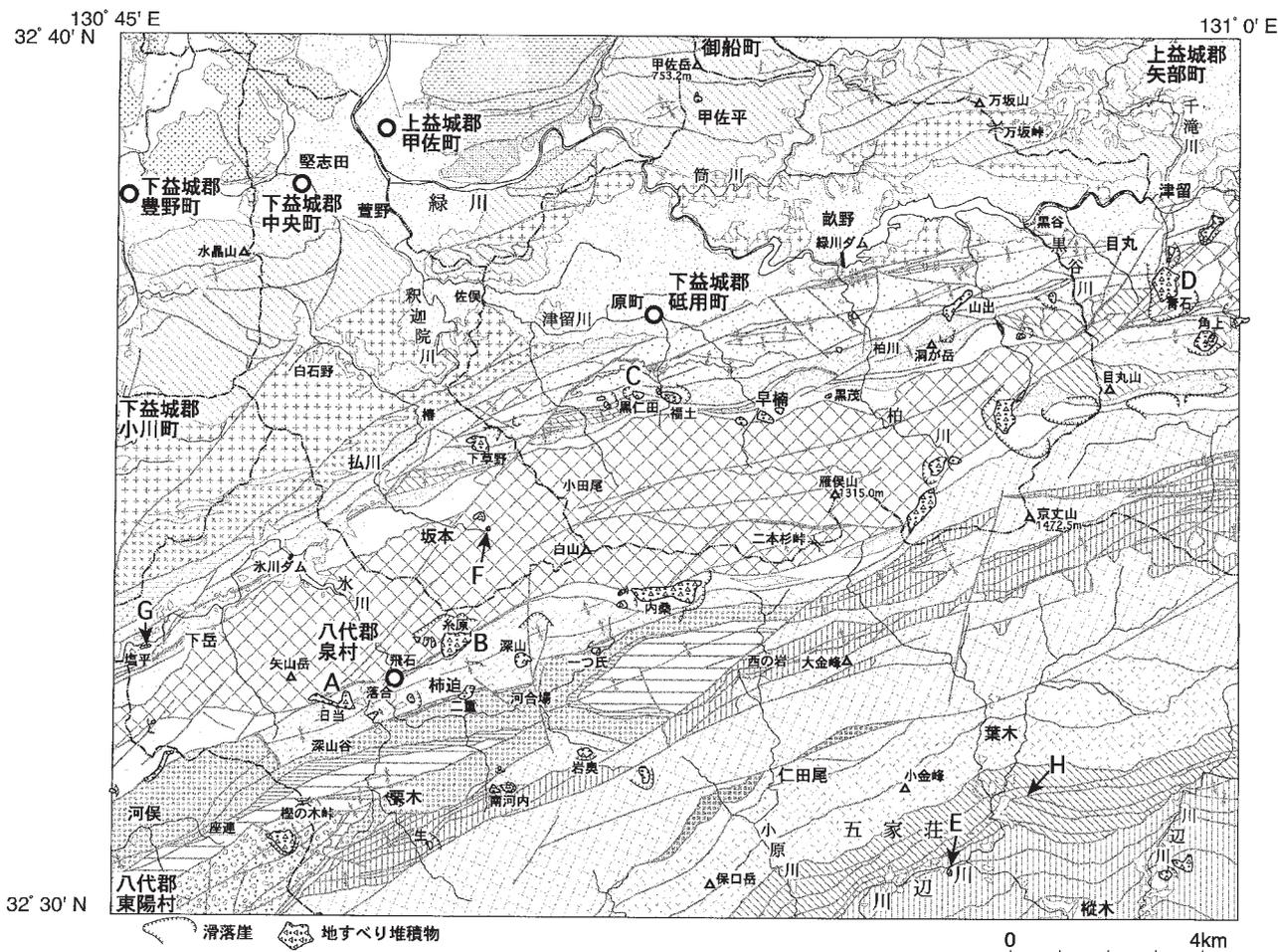
のものは、地すべり堆積物、滑落崖ともに比較的是っきりしている。一方、砥用町早楠の津留川右岸のもの、黒茂、山出南東方のものは、滑落崖がはっきりしない。これは前者の滑落崖がペルム紀堆積岩コンプレックスの広平ユニットにできているのに対し、後者は蛇紋岩内部で発生した地すべりで、滑落崖が保存されにくかったことに起因する考えられる。

箱石蛇紋岩ユニット-青石蛇紋岩ユニットに関係した地すべりには、東陽村河俣の北方、泉村日当、糸原、内桑、雁俣山東方の目丸断層上のもの、目丸付近の大規模なもの、そして本地域東縁部の内大臣川に向かって崩壊したものがある。泉村日当（第18.2図A、位置：第18.1図A）、糸原（第18.2図B、位置：第18.1図B）のものは、蛇紋岩の分布は狭いものの、比較的大規模な地すべり堆積物が存在する。これらでは蛇紋岩だけでなく、ペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニットやジュラ紀堆積岩コンプレックスの小田尾ユニットの崩壊物が、蛇紋岩の差別浸食でできた傾斜の緩い谷間に堆積している。このことは、糸原西方の南向きの斜面で、玄武岩類の崩壊物が斜面上に残存していることから推定できる。矢部町目丸付近には、明瞭な滑落崖を持った大きな地すべり体が存在する（第18.2図D、位置：第18.1図D）。これには青石蛇紋岩ユニットの蛇紋岩の他に、種山蛇紋岩ユニットの東縁部、小田尾ユニットのメランジュ、破碎帯を伴う目丸断層が関係している。特に目丸断層は北東縁部に近く、分岐していて、脆弱な地質の原因となっている。

深水蛇紋岩ユニット-目丸山蛇紋岩ユニットに関係した斜面崩壊は、目丸山南斜面で著しい。深水蛇紋岩ユニットの分布は小さく、本地域内で大きな斜面崩壊は発生していない。目丸山南斜面では、西部の目丸断層付近（千間山西方）に、目丸断層による破碎や小田尾ユニットも関係したと考えられる地すべり堆積物が存在するが、他の目丸山蛇紋岩ユニット付近では、北側の祇園山層の層状珪長質凝灰岩との境界に滑落崖が認められたり、南側のジュラ紀堆積岩コンプレックスの走水ユニット内に滑落崖が存在するものの、地すべり堆積物はほとんど存在せず、蛇紋岩メランジュが露出している。

18.2.2 ペルム紀、ジュラ紀堆積岩コンプレックスでの斜面崩壊

ペルム紀堆積岩コンプレックス上では、前述のように蛇紋岩と関係した地すべりがいくつか認定できる。その



第 18.1 図 本地域の滑落崖，地すべり堆積物の分布
 基図は地質概略図（第 2.3 図）。A, B, C, D は第 18.2 図。E, F, G, H は第 18.3 図。

ほかに蛇紋岩が関係していないと考えられる斜面崩壊は、中央町下草野の広平ユニット上のもの、泉村深山と矢部町角上の深山ユニット上のものがある。また矢部町角上の地すべり堆積物は、地すべり堆積物が再度崩壊しているのが、航空写真で明瞭に認められる。

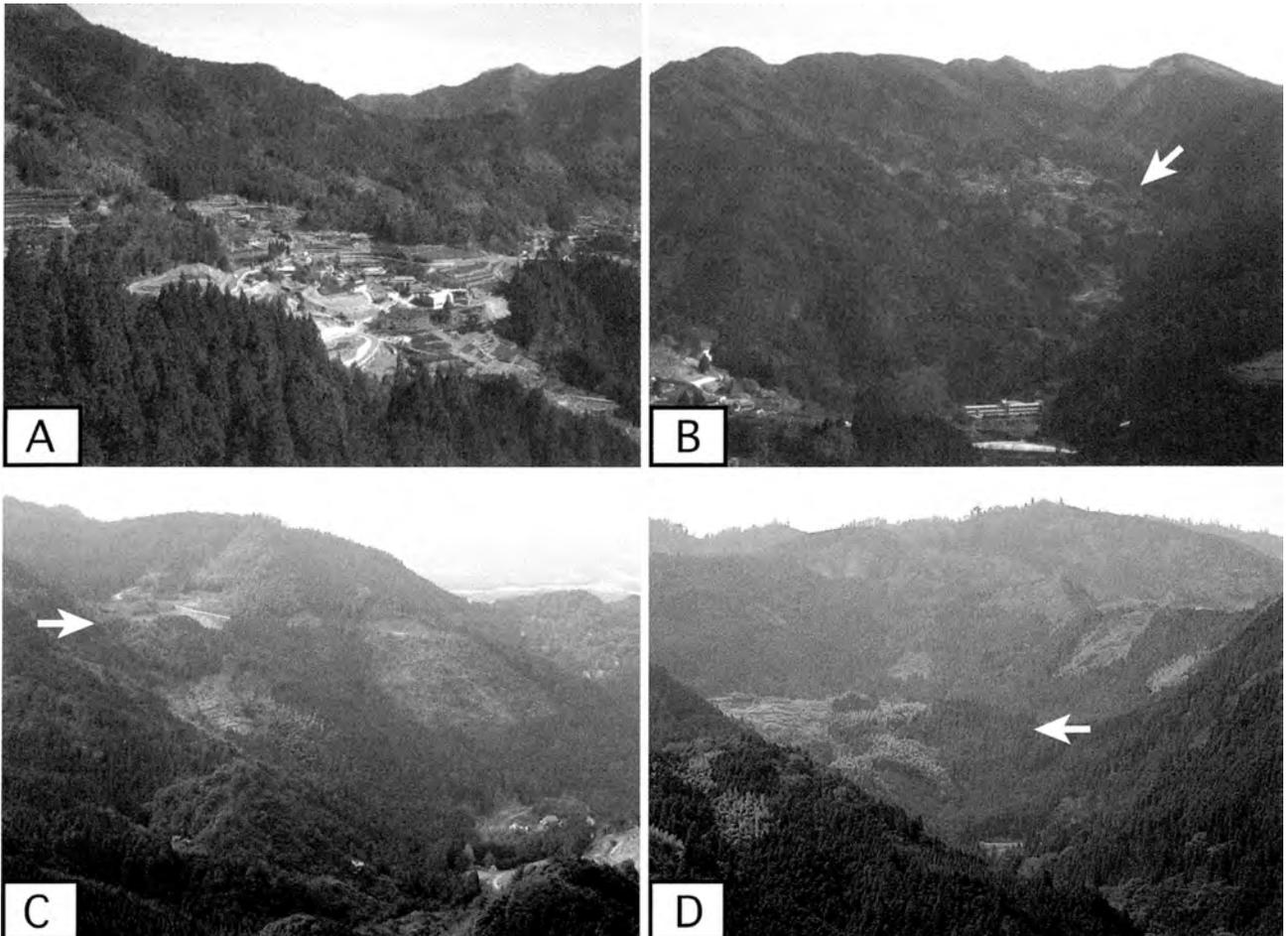
ジュラ紀堆積岩コンプレックスのうちチャート碎屑岩コンプレックスでは、泉村生^{はえ}、南河内の高岳ユニット上での地すべりと、樺木ユニットにおける川辺川沿いの国道 445 号線の斜面崩壊（第 18.2 図 E，位置：第 18.1 図 E），樺木東方の地すべりが挙げられる。泉村生，南河内の地すべりの規模は小さい。国道 445 号線の斜面崩壊（第 18.3 図 E）は、層理面と山腹の傾斜がほぼ平行な上、表面が風化ないしクリーブ等で脆弱になっていたため、山腹の下部を掘削したことによって層面すべりが発生したと考えられる。ここはすでに復旧している。樺木北東方のものは緩斜面上に砂岩を主体とする地すべり堆積物が分布している。

ジュラ紀堆積岩コンプレックスのメランジュでは、前

項のように蛇紋岩と関係した地すべりがいくつか認定できる。その他に、小田尾ユニットのものでは、上述の泉村系原西方の南向きの玄武岩類からなる斜面上のもの（小田尾ユニット）、中央町坂本（第 18.2 図 F，位置：第 18.1 図 F）のもの、砥用町柏川上流部左岸のものがある。走水ユニットでは泉村岩奥周辺の 2 箇所地すべり堆積物が認められる。

中央町坂本（第 18.3 図 F）では、本地域の調査中に地すべりが発生し、対策が行われた。荒牧ほか（1999）によれば、1997 年 7 月 16 日に前兆の亀裂が法面に起こり、1997 年 8 月 9 日に上部の杉林に滑落崖が発見され、8 月 10 日に法面上部が崩壊した。荒牧ほか（1999）は 7 月 10 日前後の 567 mm の降水がすべり面の間隙水圧を上昇させて崩壊がおきたこと、崩壊面が流れ盤であること、通常尾根の発達方向に地すべりが発生するが、尾根の先にあるダムサイトの影響で下流側に斜めに崩壊していることを指摘した。

本図幅の調査では、第 18.2 図 F のように混在岩の鱗



第 18.2 図 本地域の蛇紋岩分布域の地すべり地形

A, B, C, D の位置は第 18.1 図に示した。

A. 泉村落合西方，日当-杉の谷地区（矢山岳南麓）。南側から撮影。B の左下。第 1.3 図の右端。

B. 泉村糸原（いとばる）。谷に沿って蛇紋岩が分布。矢印の平坦面に地すべり堆積物が分布。西から撮影。下部に泉村立泉中学校の校舎とグラウンド。A は左下部。

C. 砥用町福土南方から西側の黒仁田方面を撮影。蛇紋岩は左上（黒仁田）から右下（福土）に向かって連続する。矢印の平坦面に地すべり堆積物が分布。

D. 矢部町目丸。矢印の平坦面に地すべり堆積物が分布。緑川の北側（右岸）から南側を向いて撮影。

片状劈開に平行にすべり面が形成されていることが認められた。そして、露頭上部と北西側の山腹に地すべり堆積物が残存している。これらは鱗片状劈開が南傾斜で、南向きの斜面では流れ盤となることが原因で発生した斜面崩壊と考えられる。同様のメカニズムは、砥用町柏川上流部左岸，泉村岩奥とその東方の地すべりでも考えられる。前者は目丸断層による破碎も関係している可能性もある。後者については北斜面で発生し、当該地域では走水ユニットが高角北傾斜のため流れ盤となっている。

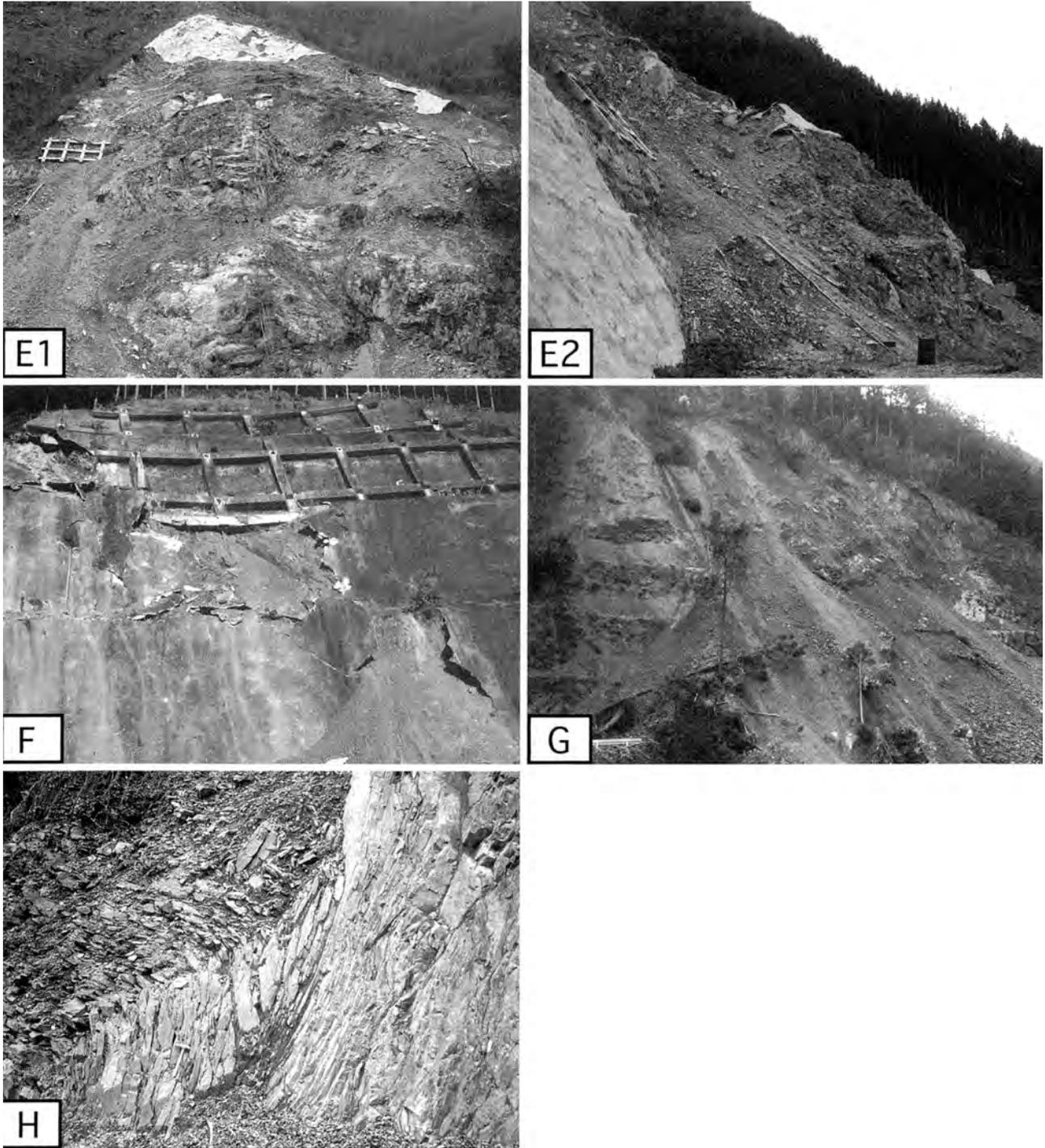
18.2.3 その他特筆すべき斜面崩壊

本地域の中古生界では、上記の他にキャップロック型の斜面崩壊などが認められる。

砥用町天が瀬南方では、小田尾ユニットの石灰岩がほ

ぼ水平な断層でデボン系正常堆積物の山出層（泥岩優勢）に重なっている。天が瀬では石灰岩の崩壊物が緩斜面に堆積している。また、山出川沿いには、石灰岩の巨礫ばかりからなる斜面崩壊堆積物が分布する。これらは、天が瀬南方の石灰岩からもたらされたもので、石灰岩の構造的下位は西側では山出層の泥岩で、北側は広平ユニットのメランジュで、ともに浸食に対する抵抗力が石灰岩に対して劣る。石灰岩の縁は急峻になっていることも考えれば、石灰岩を透過した地下水が、構造的下位の泥質岩類を浸食し、不安定となった石灰岩が崩壊するキャップロック型の斜面崩壊が起こったと推定できる。

甲佐町の甲佐岳南斜面では、甲佐岳集落に甲佐岳の石灰岩の岩屑が堆積している。甲佐岳集落付近では、甲佐岳を中心に東西に広がる石灰岩が比較的粗粒で風化の影



第 18.3 図 本地域の斜面崩壊露頭

E, F, G, H の位置は第 18.1 図に示した。

E. 川辺川左岸の国道 446 号線の崩壊(現在は復旧)。樅木ユニットの砂岩が崩壊。撮影 1998 年 3 月 8 日。

E1. 崩壊地を川辺川から撮影。砂岩の層理面は斜面にほぼ平行。

E2. E1 の下部を川辺川の上流側から撮影。道路上に崩落物が堆積している。

F. 中央町坂本の地すべり。小田尾ユニットの混在岩。鱗片状劈開面にほぼ平行に(写真左上から右下、東西走向、中角-高角南傾斜)、すべり面ができた。撮影 1997 年 10 月 29 日。

G. 砥用層上部の砂岩泥岩互層に発生した斜面崩壊。露頭上部は岩屑状の地すべり堆積物が占める。泉村塩平の上流側の冰川左岸。撮影 2001 年 3 月 7 日。

H. 仁田尾ユニットの泥岩に発生した小規模なクリープ。

響を受けやすい変成泥岩及び変成砂岩の構造的上位に中角北傾斜の断層で重なっている。このため、石灰岩自体が浸食に強いために急峻な地形を作り崩壊するだけでなく、下盤側の粗粒な変成泥岩及び変成砂岩が石灰岩より浸食がすすみ、キャップロック型の崩壊を起こした可能性が高い。

砥用町山出集落は、洞が岳北斜面に分布する珪長質凝灰岩の崩壊物が分布する。山出集落は前期白亜紀正常堆積物の砥用層の泥岩からなり、層状珪長質凝灰岩からなる洞が岳に比べてなだらかな地形である。滑落崖が洞が岳山頂に近い北東斜面に認められ、そこから岩屑が供給されたと考えられる（第 5.5 図）。

泉村塩平東北東方の氷川左岸では、2001 年 3 月 5 日午前 10 時頃、コンクリートで覆われた法面の上部が崩壊した（西 英典氏私信；第 18.2 図 G，位置：第 18.1 図 G）。この露頭は、砥用層上部の泥岩を伴う砂岩（Tus）に挟まれる砂岩泥岩互層からなる。崩壊したのは露頭上部で、岩屑状の脆弱な部分である。この部分は露頭上部に付近の泥岩の優勢な部分がクリープや転倒（トップリング）したもの、あるいは泥岩優勢部の地すべり堆積物と考えられる。砂岩の優勢な部分は崩壊していない。地形的には、この露頭上部から南側に平坦面があり、地すべり堆積物が存在しているものと考えられる。この露頭の足下の氷川河床では層理面は、北東方向の走向を持ち、直立しており、法面では約 72° 南東傾斜、上部の地すべり部分では約 60° 南東傾斜と露頭上部ほどクリープが大きくなっている。法面下の崩落した砂岩、泥岩は著しく風化している。崩壊前 2 週間程度の間に着しい降水はなく、短期的に何が引き金となったか不明である。

東陽村座連東方では、下部白亜系正常堆積物の袈裟堂

層下部の礫岩を主体とした地層と上位の袈裟堂層上部の砂岩が、栗木向斜付近で地すべりを起こしている。露頭は少ないが、地層の走向傾斜は乱れており、地すべり体が緩斜面となって残っている。

このほか、層理面や鱗片状劈開面が急傾斜の場合、しばしば、転倒（トップリング）を起こし、小規模な崩壊を起こしている場合がある（例えば第 18.1, 18.3 図 H）。また、このトップリングによって地層の傾斜が変わっている部分があるので、調査の際には注意が必要である。

18.3 阿蘇火山噴出物での小規模崩壊

阿蘇火山噴出物、とりわけ阿蘇-4A 火砕流堆積物の溶結凝灰岩には柱状節理が発達し崖を作っていることが多い。節理で割れて溶結凝灰岩の塊が崩落し、直下に住宅、道路等がある場合、被害を及ぼすことがある。

18.4 土砂流出

本地域では、阿蘇火山噴出物の開析による土砂流出とともに、肥後深成岩類（宮之原トータル岩、白石野花崗閃緑岩など）の風化、浸食による土砂流出が見られる。肥後深成岩類は、全体に真砂化が進み、肥後変成岩類と比べて斜面の傾斜に対する抵抗性が乏しく、小規模の斜面崩壊が多数認められる。とりわけ、本地域西部では、白石野断層の南東側が北西側に対して相対的に上昇しており、そこから供給された土砂が北西側の^{ひがしかいとう}東海東付近に低位 I 段丘堆積物として平坦面を形成している。

また、肥後変成岩類も変成度が高く粗粒な部分では、花崗岩類と同様な挙動をして、真砂化が進んでいるところもある。

第19章 資源地質・土木地質・観光地質

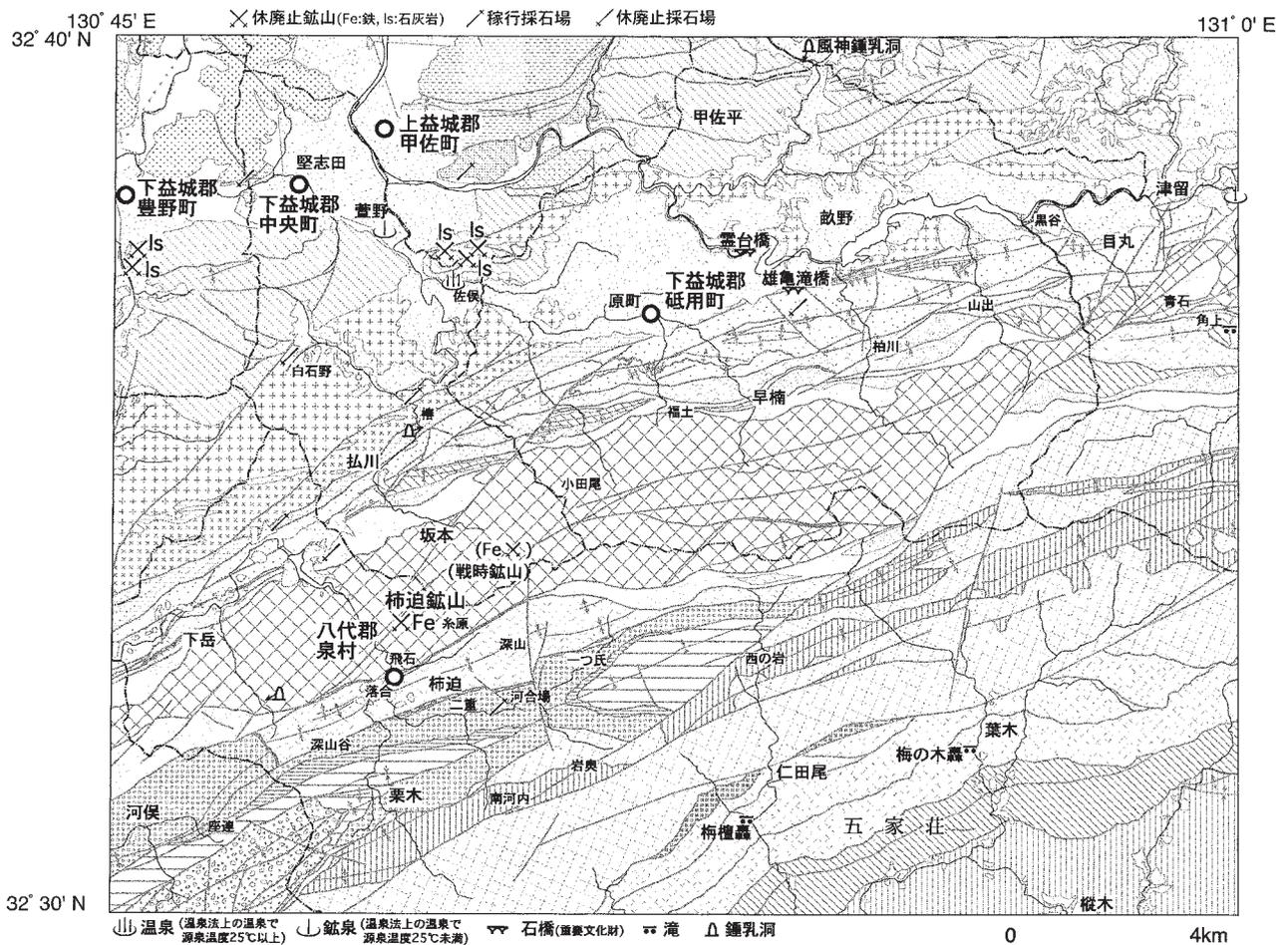
(齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一)

本地域の鉱山、採石、温泉、鍾乳洞等の主要分布を第19.1図に示した。本地域の鉱山は金属鉱山、非金属鉱山(石灰岩)ともすべて休廃止鉱山である。採石では、宮の原トータル岩、氷川トータル岩、竜峰山層群の石灰岩、肥後変成岩類及び球磨層の砂岩が砕石として採掘されている。温泉・鉱泉は3箇所が知られている。この他に地質に関係した文化財(石橋)や景勝地(滝)などの観光資源がいくつか存在する。

19.1 金属 鉱山

本地域の金属鉱山は、前期ジュラ紀の堆積岩コンプレ

ックスである小田尾ユニットの玄武岩類(玄武岩溶岩、玄武岩火山砕屑岩)の岩体に伴われるものだけである。矢山岳の石灰岩が後期石炭紀の年代を持つことから、この玄武岩類の岩体も石炭系の可能性が高いが、宮本(1990)が緑色岩(玄武岩類のこと)に挟まれる酸生凝灰岩(本報告のOtb:珩長質火山砕屑岩と推定される)からペルム紀後期の放射虫化石を報告しており、鉱体の母岩の玄武岩の岩体の詳細な年代は明らかでない。柿迫鉱山は、泉村白岩戸の東の山腹にあり、白岩戸から東に登る林道が矢山岳の石灰岩を通過する付近の尾根から、南の沢に向かってトラバースすると、架線の台座らしいコンクリートの構造物の跡が残っている。高島(1954)、



第19.1図 本地域の地質資源
基図は地質概略図(第2.3図)。

福岡通商産業局鉦山部編（1959）によれば、玄武岩中の交代鉦床で、板状の幅2mの鉦脈があり、主鉦体のほかに2、3の小露頭があったようである。1946年まで稼行し、褐鉄鉦、黄鉄鉦を採掘していた。Feが50～55%であったとされている。また、中央町坂本の南東方の釈迦院川上流部で、戦時鉦山（小川鉦山とも呼ばれる）が第二次世界大戦中のみ稼行していた。現在、詳細な位置は定かでないが、谷沿いで、柿迫鉦山同様、玄武岩類の岩体の北縁に位置している。硫化鉄鉦床の露天化残留鉦床で、幅3mのレンズ状の鉦床とされている。赤鉄鉦、褐鉄鉦を採掘していて、Feが50%であった。吉村（1952）は、Feのほかに、柿迫鉦山のMnの含有量が1～2%、また戦時鉦山（小川鉦山）では1%と報告している。

19.2 非金属鉦山

熊本県経済部商工課（1955）によると豊野町水晶山東山麓と中央町及び甲佐町にまたがるいなり山周辺、甲佐町及び砥用町にまたがる手蝶山周辺に数箇所の石灰石鉦山が報告されている。報告されている石灰石鉦山は、現在すべて稼行されていない。いずれの鉦山も肥後変成岩類中の結晶質石灰岩を採掘していた。推定鉦量は、水晶山地区で約2億6千万トン、いなり山地区で約4千万トン、手蝶山地区で約9千万トンである（熊本県経済部商工課、1955）。採掘の記録はないが甲佐町及び砥用町にまたがる鎌倉山周辺でも約5千万トンの鉦量が推定されている（熊本県経済部商工課、1955）。いずれの産地の石灰石も不純物が少なく良質の石灰石とされる（熊本県経済部商工課、1955）。

白杵-八代構造線以南では、ジュラ紀堆積岩コンプレックスのメラングジュ中に大きな石灰岩体がある。小田尾ユニットの矢山岳の石灰岩と京丈山南方の走水ユニットの石灰岩体がある。しかし、竜峰山層群や肥後変成岩類中の石灰岩に比べて、これまで正確な分布が判明していなかったこと、交通の便の条件が悪いことなどから、採掘の対象にならなかったものと考えられる。熊本県経済部商工課（1955）には示されていない。

19.3 砕石・石材等

白杵-八代構造線以北では、中央町樺の中央砕石(株)の採石場が大きく、宮の原トータル岩及び氷川トータル岩のマイロナイトが砕石として採掘されている。

泉村の氷川ダムの北側では、竜峰山層群の石灰岩が砕石として採掘されている。甲佐町豊内の南東では、肥後変成岩類の変成泥岩及び砂岩が砕石として採掘されている。豊野町菓林の峰尾原では、間の谷変成岩類の苦鉄質片岩を不整合で覆う御船層群の基底部の礫岩、下部の泥

岩優勢砂岩泥岩互層を採掘していた。御船層群の砂岩泥岩互層部に関しては、現在、小規模に採掘が行われている。このほかに白石野の白石の断層の露頭（第17.3図）でも真砂を採掘していたらしい。

白杵-八代構造線以南で稼行しているのは1箇所だけである。泉村二重-河合場間で上部ペルム系球磨層の層状砂岩（一部砂岩優勢砂岩泥岩互層）が砕石として採掘されている。骨材向けのようなものである。球磨層は砂岩が多く、他にも砕石資源として用いることのできる砂岩は多い。また、緑川ダムの南東方の石野では、緑川ダム建設時の採石場跡地がある。ここでは下部白亜系部川層群砥用層の砂岩が採掘された。泉村の氷川ダムの東側では、単斜輝石岩、蛇紋岩を採掘した跡があるが詳細は不明である。

本地域のチャート砕屑岩コンプレックス（高岳、仁田尾、樺木の各ユニット）は、砕石に向けた塊状の砂岩を多く含むが、交通の条件が極めて悪い。

本地域北部に広く分布する阿蘇火山噴出物（主に阿蘇-4A火砕流堆積物）はしばしば小規模に採掘されている。過去には溶結凝灰岩は石材（灰石）として採掘され、橋、塀等の石積みに使われた。非溶結部は土砂として小規模の埋め立て等に使われている。

19.4 温泉

【佐俣の湯】 源泉は中央町佐俣の津留川南岸の低位I段丘堆積物上に位置する。掘削した(株)ニシスイによると泉源では深さ1,000m以深の掘削を行ったようである。低位I段丘堆積物の下位には阿蘇-4A火砕流堆積物の溶結凝灰岩、更にその下位には白石野花崗閃緑岩が分布していると推定される。掘削深度、成分から、白石野花崗閃緑岩の断裂系の水をくみ上げていることが推定される。熊本県薬剤師会医薬品検査センターの分析によると泉温は35.7℃、泉質はアルカリ性単純温泉である。佐俣の温泉は津留川北岸にある温泉施設「佐俣の湯」で利用されているほか、温泉スタンドで販売されている。

【中央温泉】 中央町萱野に鉦泉がある。源泉は低位I段丘堆積物の上に位置するが、下位には阿蘇-4A火砕流堆積物の非溶結のガラス火山灰及び軽石、その下位には阿蘇-4A火砕流堆積物の溶結凝灰岩、更にその下位には肥後変成岩類が分布していると推定される。この鉦泉は旅館の温泉に利用されている。地質学的背景は不明である。

【内大臣温泉（平家の湯温泉）】 緑川と内大臣川の合流点から内大臣川の上流へ約700m遡った地点（矢部町目丸）の左岸側河床付近に温泉が自然湧水している。温泉の湧出地は砥用層中部層（Tmm）の分布域で、砂岩優勢の砂岩泥岩互層部にあたる。この地点はペルム紀堆積岩コンプレックスとの境界断層に近く、泥岩には剪断が

認められる。熊本県衛生公害研究所の温泉（鉱泉）分析書（昭和54年2月1日付）によると、湧出量は毎分11.0リットルで（自噴）、泉温は15.2℃、泉質は含炭酸・食塩-重曹泉（緩和性低張冷鉱泉）である。この温泉は湧出地から1 km程下流の旅館（兼温泉施設）「平家の湯」で利用されている。

19.5 ダムサイトの地質

本地域緑川水系において包蔵水力調査計画の一環として計画された発電用貯水池堰堤地点の地質調査報告（稲井, 1957）がある。この報告書にはダムサイトの候補地となった矢部町津留南西の緑川と千滝川合流点付近（新大井早サイト）、現在の緑川ダムサイト周辺（新緑川サイト）、砥用町と御船町にまたがる水越川と筒川合流点付近（筒川サイト）の地質図が掲載されている。新大井早サイトに関する報告では試錐柱状図も掲載されている。筒川サイトは、基盤に肥後変成岩類の結晶質石灰岩及び変成泥岩（黒雲母片麻岩）が分布し、これを阿蘇-4A火砕流堆積物の溶結凝灰岩が覆う。新緑川サイトでは、部分的に阿蘇-4A火砕流堆積物の溶結凝灰岩に覆われるが、多くの部分は基盤の肥後深成岩類の宮の原トータル岩が露出している。新大井早サイトでは、基盤である肥後深成岩類の白石野花崗閃緑岩が一部露出し、阿蘇-4A火砕流堆積物がこれを覆う。阿蘇-4A火砕流堆積物と白石野花崗閃緑岩の間には砂礫層が挟まる場合がある。こうした砂礫層は滑り面として行動しやすく、かつ地下湧水も見られる（稲井, 1964）。このような脆弱な部分は“境界層”と呼ばれることがある。ダムサイトの選定は地質の条件だけで決まるものではなく、一要素であるが、これらの地質の状況から見て最も基盤岩の露出する新緑川サイト（現緑川ダムサイト）が選定されたのは合理的な結果だと言える。

緑川ダムは緑川の洪水調節を主目的に、灌漑と発電の機能を併せ持つ多目的ダムとして1971年（昭和46年）に完成した。緑川ダムは、本体と補助ダムに分けられ、本体は重力式コンクリートダム、北側の補助ダムはロックフィルダムで造られた、複合式ダムである。本体の重力式コンクリートダムは、堤高76.5 m、堤長295.3 mで、宮の原トータル岩の上に作られているのに対し、補助ダムは堤高35 m、堤長244 mで阿蘇-4A火砕流堆積物の鞍部を埋めるように作られている。補助ダムについては、宮の原トータル岩より脆弱な阿蘇-4A火砕流堆積物の上に作られていること、宮の原トータル岩との間に存在する“境界層”の問題があることから、ロックフィルダムが採用されたことは地質の観点からは、適切な選択と考えられる。このダムの建設のため、ダム南東側の砥用層の砂岩が使われた（第19.1図、雄亀滝橋南側）。

同様の条件で作られたダムとして、熊本県菊池市の竜門ダムがある。竜門ダムは白亜紀中頃の花崗岩類の上には重力式コンクリートダムが、脇の阿蘇-4A火砕流堆積物上のダムには、ロックフィルダムが採用された複合式ダムで、地質とダムの形態、堤の大きさが緑川ダムと極めてよく似ている。

19.6 文化財・観光資源

本地域では地質に関係した文化財・観光資源がいくつかある。このうち最も重要なのは、石橋で、緑川流域に多く分布しており、ほとんどが阿蘇-4A火砕流堆積物の溶結凝灰岩を用いて作られている。溶結凝灰岩には柱状節理が発達して採掘しやすい上、それほど固くないため整形しやすいことから石橋等建造物に多く利用された。また、下に述べる雄亀滝橋のような水道橋が必要になったのも、火砕流台地の水利が悪かったことが理由で、地質の事情が関係している。

また、この他に地質に関する観光資源として、滝、鍾乳洞が挙げられる。緑川流域では、阿蘇火山噴出物の溶結凝灰岩の壁に滝ができてることが多い。しかし、本地域では、景勝地となっているものはなく、白杵-八代構造線以南の地域で既に景勝地となっている滝がある。また、本地域には石灰岩が多く分布し、鍾乳洞がいくつか知られている。

19.6.1 鍾乳洞

本地域北部の甲佐岳の東方約2,250 mに風神鍾乳洞が存在する。この鍾乳洞は甲佐町堂ノ原の南から甲佐岳を経て連続して分布する肥後変成岩類中の厚い結晶質石灰岩中に形成されたものである。駒沢大学ケイビングクラブ（1981）及び近畿大学文化探検部（1993）によると、風神鍾乳洞には甲佐岳北側を流れる水越川の南岸に3つの洞口が知られている。そのうちの一つは水越川の河床より約15 mの高さにある。風神鍾乳洞の総延長は測量されている範囲で1,227 mである（近畿大学文化探検部, 1993）。

中央町椿近くの釈迦院川右岸にも鍾乳洞の存在が知られている（入江, 1997）が詳細は不明である。この鍾乳洞は竜峰山層群の石灰岩中に形成されている。

泉村矢山岳西方の水無谷右岸の林道沿いで、石灰岩の南限から約400 mの地点に、鍾乳洞入り口と思われる穴があるが、詳細は不明である。

19.6.2 石橋

砥用町で大小合わせて30橋程度、中央町でも10数橋が知られている。自動車の通行が可能な橋はコンクリートで補強されているものも多いが、多くの橋が現在も使われている。砥用町、中央町では基本的に阿蘇-4A火砕



第 19.2 図 国指定重要文化財、^{れいだいきょう}霊台橋

砥用町船津、緑川に架かる。全長約 90 m。河床は宮の原トータル岩。橋の材料は阿蘇-4A 火砕流堆積物の溶結凝灰岩。

流堆積物の溶結凝灰岩が使われている。このうち、砥用町の霊台橋は国指定重要文化財、雄亀滝橋は熊本県指定重要文化財である。

^{れいだいきょう}霊台橋（第 19.2 図）国指定重要文化財（昭和 42（1967）年 6 月 15 日指定）。弘化 3 年（1846）着工、弘化 4 年（1847）架橋。橋の長さは約 90 m、日本最大級の単一アーチからなる。アーチの大きさは矢部町にある通潤橋（1854 年、国指定重要文化財）とほぼ同じである。昭和 41（1966）年 5 月まで、国道 218 号線の橋として使われ、大型車も通行していた。

^{おけだまばし}雄亀滝橋 熊本県指定重要文化財。砥用町柏川開田の柏川から取水し、緑川右岸の灌漑のために作られた柏川井出（井出は用水のこと）の水道橋である。文化 15 年（1818 年）架橋。「御船」地域南東端にある矢部町の通潤橋（国指定重要文化財）のモデルになったとされている。

19.6.3 滝

本地域内で景勝地として知られているのは、泉村の梅檀轟、梅の木轟で、ともにチャートからなる。本地域東

縁の内大臣川左岸の滝は層状珪長質凝灰岩である。

^{せんだんとどろ}梅檀轟（第 7.15 図 B） 泉村仁田尾の^{こぼる}小原川に支流が合流するところの支流側にできた滝。国土地理院の地形図では^{せんだんとどろくぼく}梅檀轟瀑と記されている。現地の標識には、高さ 65 m ないし 70 m との表示がある。前期ジュラ紀の堆積岩コンプレックスである与奈久ユニットのメランジュ中のチャート岩体（Yc）にできた滝である。放散虫化石の検討を試みたが、放散虫化石は得られず、チャート岩体の年代は不明である。チャート岩体がメランジュ基質に比べて浸食に対する抵抗力が大きいことと、本流の下刻が大きいことのために、滝になったものと考えられる。

^{とどろ}梅の木轟（第 7.15 図 B） 泉村葉木の谷内川に福根方向からの支流が合流するところの支流側にできた滝。滝の高さは 38 m との表示がされている。少なくとも 4 段になっている。吊り橋から遊歩道がつながっている。ジュラ紀堆積岩コンプレックスの与奈久ユニットのメランジュ中のチャート岩体（Yc）にできている。梅檀轟同様、放散虫化石の検討を試みたが、放散虫化石は得られず、チャート岩体の年代は不明である。地質の条件は梅檀轟と全く同じで、成因も同じと考えられる。

^{かくあげ}矢部町角上の滝（第 5.3 図 D） 矢部町角上と東側の本地域東縁を流れる内大臣川の間にある滝。名称不明。内大臣川の林道からは直接は見えない。地形図の標高差から高さは 50 m 程度はあるものと考えられる。内大臣川沿いでは、内大臣川の下刻が大きく、深く切れ込んだ谷になっていて、特にこの付近はシルル紀-前期デボン紀の祇園山層の層状珪長質凝灰岩（Gi）が分布するために切り立った崖になっている。この滝も祇園山層の層状珪長質凝灰岩からなっていて、滝の上には後期デボン紀の内大臣層の泥岩がある。更に上盤にはペルム紀堆積岩コンプレックスの深山ユニットのメランジュが重なる。内大臣層の泥岩、深山ユニットのメランジュとも浸食に対する抵抗力が比較的弱く、滝の上は比較的なだらかである。

文 献

- 天野昌久・今西 茂 (1958) 熊本市周辺の白亜系について。総合研究 A「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 7, p.149-150.
- Ando, H. (1987) Paleobiological study of the Late Triassic Bivalve *Monotis* from Japan. *Univ. Mus., Univ. Tokyo, Bull.*, no. 30, 110 p.
- 荒牧重雄 (1968) 加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—。地震研究所彙報, vol.46, p.1325-1343.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物。地質雑, vol.75, p.425-442.
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1976) 南九州の火砕堆積物—斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe 比による対比—。地震研究所彙報, vol. 51, p. 151-182.
- 荒牧昭二郎・鈴木敦巳・北園芳人 (1999) 熊本県下益城郡中央町釈迦院川右岸の地すべりについて。西部地区自然災害資料センターニュース, no. 20, p. 23-24.
- 有田忠雄 (1957) 加久藤カルデラの提唱。地質雑, vol. 63, p. 443-444.
- Arkel, W. J., Furnish, W. M., Kummel, B., Miller, A. K., Moor, R. C., Schindewolf, O. H., Sylvester-Bradley, P. C. and Wright, C. W. (1957) *Treatise on invertebrate paleontology, Part L. Mollusca 4: Cephalopoda, Ammonoidea*. Geol. Soc. America, Inc. & Univ. Kansas, 490 p.
- Carter, E. S., Cameron, B. E. B. and Smith, P. L. (1998) Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geol. Surv. Canada Bull.*, no. 386, 109 p.
- Chaloner, W. G. and Sheerin, A. (1979) Devonian macrofloras. In House, M. R., Scrutton, C. T. and Bassett, M. G. eds., *The Devonian System*. Spec. Papers in Palaeontology, no. 23, p. 145-161.
- 千田 昇 (1979) 日奈久断層の第四紀後期における断層運動。東北地理, vol. 31, p. 172-179.
- 千田 昇 (1980) 九州中部地域における新期地殻変動。西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 西村嘉助先生退官記念事業実行委員会, p. 89-93.
- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版。
- Dunkley, D. J. and Suzuki, K. (2001) Petrographically constrained CHIME dating of monazite from the Higo metamorphic terrane, Kyushu, Japan : preliminary results from metapelitic gneiss. *Jour. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.*, vol. 48, p. 1-14.
- Edwards, D. and Berry, C. (1991) 3. Silurian and Devonian. In Christopher, J. C. ed., *Plant fossils in geological investigation : The Palaeozoic*. Ellis Horwood, London, p. 117-153.
- 永広昌之・鈴木紀毅 (2003) 早池峰構造帯とは何か—早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱—。構造地質, no. 47, 13-22.
- 藤井浩二 (1954) 大分県臼杵地域の層序と構造 (1)。地質雑, vol. 60, p.413-427.
- 藤井浩二 (1956) 九州八代地方中生界の砂岩。地質雑, vol. 62, p.193-211.
- 藤本雅太郎 (1996) 菊池市東部地域の Aso-3A 火砕流堆積物について。熊本地学会誌, no. 111, p. 2-5.
- 藤本雅太郎 (2001) 蘇陽峽の地質。熊本地学会誌, no.128, p. 2-11.
- 福岡通商産業局鉱山部編 (1959) 九州の金属鉱業。九州地方鉱山会, 372 p.
- 原子力発電技術機構 (1996) 平成 7 年度原子力発電立地確認調査に関する報告書 (1), 159 p.
- 原子力発電技術機構 (1997) 平成 8 年度原子力発電立地確認調査に関する報告書 (1), 153 p.
- 原子力発電技術機構 (1998) 平成 9 年度原子力発電立地確認調査に関する報告書 (1), 136 p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L., House, M. R., Lourens, L., Luterbacher, H. P., McArthur, J., Melchin, M. J., Robb, L. J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Howarth, R. J., Knoll, A. H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K. A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N. J., Shields, G. A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfschoten, T., Veizer, J. and Wilson, D. (2004) *A geologic time scale 2004*; Geol. Surv. Canada, Miscellaneous Report 86. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 384 p.
- Hamada, T. (1958) Japanese Halysitidae. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 11, Part 2, p. 91-114.
- 濱田隆士 (1959) 西南日本外帯のゴトランド系の層序と分帯。地質雑, vol. 65, p. 688-700.
- Hamamoto, T., Osanai, Y. and Kagami, H. (1999) Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar geochronology of the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Japan. *Island Arc*, vol. 8, p. 323-334.
- Hasegawa, Y., Murata, M., Wasada, K. and Manabe, M. (1992) The first carnosaur (Saurischia ; Theropoda) from Japan : a tooth from the Cenomanian Mifune Group of Kyushu. *Sci. Rept. Yokohama Natl. Univ., Sec. II*, no. 39, p. 41-49.
- 端山好和・山本博達・山田哲雄 (1982) 竜峰山帯における結

- 晶片岩の産状と成因. 地質雑, vol. 88, p. 535-540.
- Hayami, I. (1965a) Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part I. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 15, no. 2, p. 221-349, pls. 27-52.
- Hayami, I. (1965b) Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part II. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 17, no. 2, p. 73-150, pls. 7-21.
- Hayami, I. (1966) Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 17, no. 3, p. 151-249, pls. 22-26.
- 早瀬 一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr による地質年令 (I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- Hirano, H. and Sano, H. (1977) Middle Jurassic ammonites from Bisho, Kumamoto Prefecture, Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 106, p. 100-105.
- 平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三 (1956) 徳島県剣山図幅および同説明書. 徳島県, 52 p.
- Hori, R. (1990) Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 159, p. 562-586.
- Hori, N., Saito, M. and Toshimitsu, S. (2002) Late Jurassic radiolarian fauna from the Ikenohara Formation of the Kurosegawa Belt in the Toyo-Izumi area, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 53, p. 689-724.
- 星住英夫・森下祐一 (1993) 豊岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所. 75p.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎 (1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 131p.
- 星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海 茂・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「熊本」. 産総研地質調査総合センター.
- Hunter, A. G. (1998) Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso volcano, SW Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 39, p. 1255-1284.
- 市川浩一郎 (1956) 黒瀬川構造帯. 地質雑, vol. 62, p. 82-103.
- Ichikawa, K. (1990) Pre-Cretaceous Tectonic History of Japan. In Ichikawa et al. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Pub. IGCP Project No. 224, p. 1-12.
- 伊木常誠 (1901) 九州中部の地質構造. 地質雑, vol. 8, p. 80-93.
- Ikegami, N., Kellner, A. W. A. and Tomida Y. (2000) The presence of an azhdarchid pterosaur in the Cretaceous of Japan. *Paleont. Res.*, vol. 4, p. 165-170.
- IMA, Subcommittee on Pyroxenes (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, vol. 52, p. 535-550.
- 稲井信雄 (1957) 熊本県緑川水系堰堤地点地質調査報告. 地調月報, vol. 8, p. 663-666.
- 稲井信雄 (1964) 九州におけるダムサイト基盤の地質学的研究. 地調報告, no. 206, p. 25-26.
- 入江照雄 (1997) 暗闇に生きる動物たち. 熊本生物研究所, 熊本市. 324 p.
- 石田啓祐 (1985a) 徳島県東部の秩父累帯中帯泥質岩よりペルム紀放射虫の発見. 地質雑, vol. 91, p. 155-156.
- 石田啓祐 (1985b) 徳島県秩父累帯北帯南部の先白亜系. 地質雑, vol. 91, p. 553-567.
- 石田啓祐・橋本寿夫 (1997) 四国東部の領石. 物部川層群チャート礫と細粒碎屑岩から産した中・古生代放射虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 10, p. 217-235.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, et al. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Pub. IGCP Project No. 224, p. 285-295.
- Ishiga, H. (1991) Description of a new *Follicucullus* species from Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, vol. 25, p. 107-118.
- Ishiga, H. and Miyamoto, T. (1986) *Follicucullus* (Radiolaria) from the Upper Permian Kuma Formation, Kyushu, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Japan, N. S.*, no. 141, p. 322-335.
- 石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇・市川浩一郎 (1955) 四国秩父累帯の古生層について. 日本地質学会関西支部報, no. 26 (日本地質学会関西支部報, no. 16), p. 35-36.
- 磯崎行雄 (1986) 秩父累帯北帯新改層とペルム紀末の黒瀬川地塊北縁収束域. 地質雑, vol. 92, p. 497-516.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1990) 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地域北縁の弱変成岩類の K-Ar 年代-西南日本における黒瀬川地帯の広がりについて- . 地質雑, vol. 96, p. 623-639.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1991) 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペー黒瀬川内帯起源説の提唱- . 地質雑, vol. 97, p. 431-450.
- 磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸 (1992) 黒瀬川クリッペの検証. 地質雑, vol. 98, p. 917-941.
- Jin, Y., Bruce, R. W., Brian, F. G. and Galina, V. K. (1997) Permian chronostratigraphic subdivisions. *Episodes*, vol. 20, p. 10-15.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000a) 1999 年 11 月の 3 つの地震の震度・加速度分布. サイスモ, vol. 4, no. 1, p. 6-7.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000b) 6 月 8 日の熊本地方の地震 (M4.8). サイスモ, vol. 4, no. 5, p. 6-7.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) 布田川・日奈久断層帯の評価, サイスモ, vol. 6, no. 6, p. 9-11
- 鎌田浩毅 (1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所. 127p.
- Kamei, A. (2002) Petrogenesis of Cretaceous peraluminous

- granite suites with low initial Sr isotopic ratios, Kyushu Island, southwest Japan arc. *Gondwana Research*, vol. 5, p. 813-822.
- Kamei, A. (2003) An adakaitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc. *Jour. Asian Earth Sci.*, in press.
- 亀井淳志・大和田正明・小山内康人・濱本拓志・加々美寛雄 (1997) 熊本県肥後変成帯に産する深成岩類の形成年代と冷却年代. 岩鉱, vol. 92, p. 316-326.
- Kamei, A., Owada, M., Hamamoto, T., Osanai, Y., Yuhara, M. and Kagami, H. (2000) Isotopic equilibration ages for the Miyanohara tonalite from the Higo metamorphic belt in central Kyushu, Southwest Japan: Implications for the tectonic setting during the Triassic. *Island Arc*, vol. 9, p. 97-112.
- 神戸信和 (1957) 5 萬分の 1 地質図幅「鞍岡」及び同説明書. 地質調査所, 62p.
- 神戸信和・寺岡易司 (1968) 臼杵地域の地質. 地域地質研究報告 (5 萬分の 1 図幅), 地質調査所, 77p.
- 勘米良龜齡 (1951) XVIII 熊本縣八代地方の三疊紀層. 地質調査所編, 日本の三疊系地質 附鳥巢の珊瑚類, 地質調査所報告特別号, p. 110-113.
- 勘米良龜齡 (1952) 熊本県氷川流域における上部石炭系および下部二疊系. 地質雑, vol.58, p.17-32.
- Kanmera, K. (1952) The Lower Carboniferous Kakisako Formation of southern Kyushu, with a description of some corals and fusulinids. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 3, p. 157-177.
- 勘米良龜齡 (1953) 球磨層—特に日本の二疊系上部統に関して (九州南部における古生界の地質学的研究—その 3). 地質雑, vol. 59, p. 449-468.
- Kanmera, K. (1954a) Fusulinids from the Upper Permian Kuma Formation, Southern Kyushu, Japan — with special reference to the fusulinids zone in the Upper Permian of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 4, p. 1-38.
- Kanmera, K. (1954b) The fusulinids from the Yayamadake limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan, Part I - fusulinids of the upper Middle Carboniferous. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 25, p. 117-144.
- Kanmera, K. (1955) The fusulinids from the Yayamadake limestone of the Hikawa valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan, Part II - fusulinids of the Upper Carboniferous. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 26, p. 177-192.
- Kanmera, K. (1958) Fusulinids from the Yayamadake limestone of the Hikawa valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan Part III - fusulinids of the Lower Permian. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 6, p. 153-215.
- Kanmera, K. (1961) Upper Carboniferous corals from the Yayamadake limestone, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 10, p. 202-232.
- 勘米良龜齡・古川博恭 (1964) 上部ペルム系—トリアス系神瀬層群 (三宝山帯の研究). 九州大理研報 (地質), vol. 6, p. 237-258.
- 唐木田芳文 (1992) 2.7- (1) -3 レンズ状部の火成岩類・変成岩類. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質 9, 九州地方, 共立出版, 東京, p. 57-63.
- 唐木田芳文・植田和男 (1983) 熊本県五木地域の黒瀬川構造帯の岩石, 特にアルバイト—ソーダ輝石岩. 日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会・日本鉱山地質学会昭和 58 年秋期連合後援会講演要旨集, p. 21.
- 唐木田芳文・山本博達 (1982) 中九州肥後変成帯のざくろ石角閃岩. 地質論集, no. 21, p. 173-187.
- 唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上 保 (1969) 九州の点在変成岩類と地質構造学的位置. 地質論集, no. 4, p. 3-12.
- 唐木田芳文・山本博達・端山好和 (1989) 熊本県間の谷変成岩とその帰属. 地質論集, no. 33, p. 199-215.
- 柏木健司・田中 均・坂本大輔・高橋 努・一瀬めぐみ (2002) 九州西部八代地域の川口層から産した白亜紀古世放射虫化石. 地球科学, vol. 56, p. 203-208.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層. 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- 川村信人・内野隆之・北上古生層研究グループ (1999) “早池峰帯”の岩相構成と内部構造. 日本地質学会第 106 年学術大会演旨, p. 179.
- 川辺禎久・阪口圭一・斎藤 眞・駒澤正夫・山崎俊嗣 (2004) 20 萬分の 1 地質図幅「開聞岳」. 産総研地質調査総合センター.
- 河野知治・田中 均・高橋 努・利光誠一・森 大輔 (2002) 熊本県秩父帯下部白亜系低用層の層序と構造. 御所浦白亜紀資料館報, no. 3, p. 11-22.
- 河野義礼・植田良夫 (1967) 本邦火成岩の K-Ar dating — 花崗岩類, 総括. 岩鉱, vol. 56, p. 177-188.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145-161.
- 木村達明 (1985) 東アジアの古生代・中生代植物地理区. 科学, vol. 55, p. 717-724.
- Kimura, T., Tanimoto, Y. and Miyamoto, T. (1986) Discovery of Late Devonian plants from the "Yuzuruha" Formation, Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 92, p. 813-816.
- 近畿大学文化探検部 (1993) 風神鍾乳洞調査合宿報告. 倶在野, vol. 19, p. 18-32.
- 清原清人 (1963) 九州地方の古生代石灰岩層の構造地質学的研究. 地調月報, vol. 14, p. 725-750.
- 清原清人 (1965) 肥後片麻岩帯 (甲佐岳—手蝶山地域) の石灰岩層を主体とする地質構造. 地調月報, vol. 16, p. 659-664.

- 清原清人 (1968) 熊本県下益城郡豊野町付近の肥後片麻岩類の地質構造. 地調月報, vol. 19, p. 625-628.
- Kobayashi, F. (2001) Faunal analysis of Permian foraminifers of the Kuma Formation in the Kurosegawa Belt of west Kyushu, Southwest Japan. *News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol.*, no. 12, p. 61-84.
- 小林貞一・井尻正二 (1935) 土佐国高知地方の中生層の層序と構造. 地学雑誌, vol. 48, p. 413-427.
- 国土地理院 (1987) 日本の地殻水平歪 1985年 - 1883年. 国土地理院技術資料 F・1-NO. 6, 133 p.
- 駒沢大学ケイビングクラブ (1981) 風神鍾乳洞予備調査報告書. 12 p.
- 近藤康生・河野由紀子・菊池直樹・田代正之 (1999) 物部川動物群と南海動物群の混在型動物群の発見: 高知市鴻ノ森地域の黒瀬川構造帯下部白亜系から. 日本地質学会第106年学術大会演旨, p. 208.
- 小屋口剛博・井口昭則 (1994) 阿蘇2噴火サイクルのマグマの不均質性とその意義: 複数のマグマ溜まりからの同時噴火. 火山学会講演予稿集, 1994, no. 2, p. 180.
- 小屋口剛博・松浦博文 (1986) 阿蘇火山先カルデラ期のマグマ溜り中の化学組成勾配の時間的变化. 火山学会講演予稿集, 1986, no. 1, p. 50.
- 小屋口剛博・松浦博文 (1987) 阿蘇先カルデラ期のマグマ溜り中の化学組成勾配の時間的变化その2: 火山ガラスの組成. 火山学会講演予稿集, 1987, no. 1, p. 15.
- 香西 武・石田啓祐 (2003) 四国秩父累帯の地帯区分に基づく白亜紀二枚貝フォナーの再検討. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, p. 79.
- 香西 武・田代正之・奥村 清 (1991) 高知県檜原-東津野地域の秩父帯白亜系. 高知大学術研報 (自然科学), vol. 40, p. 221-237.
- 熊本県 (1998) 平成9年度地震調査研究交付金「日奈久断層に関する調査成果報告書」, 177 p.
- 熊本県経済部商工課 (1955) 熊本県石灰石資源調査報告. 80 p.
- 栗原敏之 (2004) 熊本県砥用町の黒瀬川帯から産出した後期シルル紀および前期デボン紀放射虫化石. 日本古生物学会第153回例会講演予稿集, p. 44.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之 (1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p.
- 黒木慎二郎・岡田博有・坂井 卓 (1995) 九州中軸帯上部白亜系御船層群の堆積相と堆積環境. 堆積学研究, no. 41, p. 65-83.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol. 52, p. 391-404.
- 桑水流淳二・宮本隆実・川本英子 (1990) 熊本県氷川流域深山谷周辺の中・古生界. 日本地質学会第97年学術大会演旨, p. 161.
- Li, X., Dou, Y. and Sun, Z. (1986) The genus *Leptophloeum* Dawson based on a recent study of new material from the Junggar Basin, Xinjiang. *Acta Palaeontologica Sinica*, vol. 25, p. 349-379.
- Lipman, P. W. (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, south-western Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 16, p. 300-327.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 276 p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336 p.
- 前島 涉 (1978) 紀伊半島西部湯浅北方地域の秩父累帯北帯における結晶片岩類の構造的産状. 地球科学, vol. 32, p. 175-184.
- Maki, K., Ishizaka, Y. and Nishiyama, T. (2004) Staurolite-bearing gneiss and re-examination of metamorphic zonal mapping of the Higo metamorphic terrane in the Kosa area, central Kyushu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sciences*, vol. 99, p. 1-18.
- 松川正樹・恒岡利治 (1993) 西南日本外帯の下部白亜系の堆積環境と古地理ーアンモナイトなど軟体動物化石と恐竜に基づく古生物地理からのアプローチ. 地質論集, no. 42, p. 151-165.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火砕流のK-Ar年代. 地球化学会講演要旨, p. 111.
- 松本達郎 (1939) 熊本縣御船地方の地質學的研究 (特に白亜系を中心として). 地質雑, vol. 46, p. 1-12.
- Matsumoto, T. (1954, compiled) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci., Tokyo, 324 p.
- 松本達郎 (1962) IV 南部九州の地質, C 秩父地帯の中生界. 松本達郎ほか著, 日本地方地質誌「九州地方」, 朝倉書店, 東京, p. 227-253.
- 松本達郎 (1967) 第12章 白亜紀. 地史学下巻. 朝倉書店, p. 408-477.
- 松本達郎・藤本治義 (1939) 熊本縣上益城郡の秩父系1累層について. 地質雑, vol. 46, p. 189-192.
- 松本達郎・平田茂留 (1970) 九州鞍岡地域産のジュラ紀アンモナイト. 地質雑, vol. 76, p. 223-224.
- Matsumoto, T. and Kanmera, K. (1949) Contributions to the tectonic history in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 3, p. 77-90.
- 松本達郎・勸米良龜齡 (1952) 地質巡検旅行案内書「球磨川下流々域」, 九州大学理学部地質学教室, 71 p. (第59回日本地質学会大会巡検案内書)
- 松本達郎・勸米良龜齡 (1964) 5万分の1地質図幅「日奈久」及び同説明書. 地質調査所, 174 p.
- Matsumoto, T. and Murakami, K. (1991) The mid-Cretaceous ammonites of the family Kossmaticeratidae from Japan. Part

- V. Description of a *Marshallites* species from the Tomochi Formation in Southwest Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 33, p. 129-131.
- Matsumoto, T. and Noda, M. (1986) Some inoceramids (Bivalvia) from the Cenomanian (Cretaceous) of Japan-I. New or little known four species from Hokkaido and Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 143, p. 409-421, pls. 81-85.
- Matsumoto, T. and Tamura, M. (1982) Record of an ammonite from the Shimanto Belt of the Kuma area, Kyushu. *Proc. Japan Acad.*, vol. 58, Ser. B, p. 148-151.
- 松本達郎・戸次哲夫 (1949) 熊本県竜峰山地域の地質学的研究. 地質学会西日本支部会報, no. 2, p. 2-3.
- Matsumoto, T., Kanmera, K. and Sakamoto, H. (1968) Notes on two Cretaceous ammonites from the Tomochi Formation of Kyushu. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 39, nos. 2-4, p. 139-148, pl. 2.
- Matsumoto, T., Kanmera, K. and Ohta, Y. (1980) Cephalopod faunule from the Cretaceous Yatsushiro Formation (Kyushu) and its implication *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 118, p. 325-338, pl. 37.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no. 31, p. 1-26.
- Matsuoka, A. (1983) Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 26, p. 1-48.
- 松岡 篤 (1986) 大分県津久見地域の秩父累帯南帯の中生層. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 219-223.
- 松岡 篤 (1989) ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵-チャート・砕屑岩シーケンス. 構造地質, no. 34, p. 135-144.
- Matsuoka, A. (1991) Early Jurassic radiolarians from the Nanjo Massif in the Mino Terrane, Central Japan. Part 1. *Tricolocapsa*, *Stichocapsa*, and *Minocapsa*, n.gen. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 161, p. 720-738.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *Island Arc*, vol. 2, p. 41-49.
- 松岡 篤 (1998) 四国西端部秩父累帯の地体構造区分. 地質雑, vol. 104, p. 565-577.
- Matsuoka, A. and Yao, A. (1985) Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 28, p. 125-145.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, vol. 104, p. 634-653.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, special number, 57 p. + 33 pls.
- 松本唯一 (1952) 地質巡検旅行案内書「阿蘇火山」. 九州大学理学部地質学教室, 52 p. (第 59 回日本地質学会大会巡検案内書)
- 御船町恐竜化石調査委員会編 (1998) 熊本県重要化石分布確認調査報告 御船層群の恐竜化石. 御船町教育委員会, 99 p.
- 宮地貞憲・富田 達・野田光雄 (1963) 大分県三重町・本匠村の先カンブリア紀岩類. 黒瀬川構造帯の火成岩類と変成岩類. 九州大教養地学研報, vol. 10, p. 21-37.
- 宮本隆実 (1980) 西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究. 広島大地学研報, no. 23, p. 1-138.
- 宮本隆実 (1990) 熊本県八代・球磨地域の秩父累帯, 下岳層の泥質岩から前期ジュラ紀型放散虫化石の発見とその意義. 「鉱床学 Pro Memoria」, 添田 晶先生退官記念論文集, p. 169-174.
- Miyamoto, T. and Kuwazuru, J. (1993) Detrital garnets in Permian to Cretaceous sandstones of the Kurosegawa terrane and its geological significance. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 9, p. 721-733.
- Miyamoto, T. and Kuwazuru, J. (1994) Chemical composition of detrital garnets in Permian to Jurassic sandstones of the Kurosegawa terrane in the Kayaba-Nishinoiwa area, western Kyushu. *Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 10, p. 181-192.
- 宮本隆実・谷本靖典 (1985a) 熊本県上益城郡清和村の湯鶴葉付近で発見された後期ペルム紀型放散虫化石. *MRT Newsletter*, no. 1, p. 47-50.
- 宮本隆実・谷本靖典 (1985b) 熊本県上益城郡矢部町鴨猪川周辺の中・古生界の層序と構造 その(1)湯鶴葉層について. 日本地質学会西日本支部会報, no. 82, p. 6-7.
- 宮本隆実・谷本靖典 (1986) “湯鶴葉層”より後期ペルム紀放散虫化石の発見. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 211-217.
- Miyamoto, T. and Tanimoto, Y. (1993) Late Permian olistostrome Kamoshishigawa Formation in the Chichibu Belt of South Kyushu, Southwest Japan. *News, Osaka Micropaleontologist, Spec. Vol.*, no. 9, p. 19-33.
- 宮本隆実・富永良三・園田研之・長谷 晃 (1983) 熊本県八代郡泉村糸原地域の含礫泥岩層より高圧変成岩礫の産出とその地質学的意義. 地質雑, vol. 89, p. 665-668.
- 宮本隆実・桑水流淳二・日下浩二 (1985a) 熊本県八代郡泉村二重南方の走水層から前期ジュラ紀型放散虫化石の発見. 吉田博直先生退官記念文集, p. 83-92.
- 宮本隆実・桑水流淳二・野元隆明・山田裕之・富永良三・長谷 晃 (1985b) 熊本県八代郡泉村二重地域の“柿迫層”と球磨層から後期ペルム紀型放散虫化石の発見, 地球科学, vol. 39, p. 78-84.
- 宮本隆実・曾我部 淳・谷本靖典 (1988) 西九州の秩父累帯.

- 日本地質学会第95年学術大会演旨, p. 197.
- 宮本隆実・桑水流淳二・川本英子(1992) 西九州, 秩父累帯ペルム系の砂岩中の碎屑性ザクロ石. 地質論集, no. 38, p. 217-226.
- 宮本隆実・桑水流淳二・沖村雄二(1997a) 九州の黒瀬川地帯から見いだされた下部ペルム系. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 10, p. 33-40.
- 宮本隆実・桑水流淳二・松本正樹・中村佐代子・下柿元めぐみ(1997b) 球磨山地ジュラ系の美生層(中部ジュラ系)と池の原層(上部ジュラ系)の関係. 日本地質学会第104年学術大会演旨, p. 156.
- 宮本隆実・安藤秀一・田中 均・高橋 努(2000) 西九州, 黒瀬川地帯の下部白亜系砂岩の組成. 地質論集, no. 57, p. 211-222.
- 宮本隆実・中村佐代子・桑水流淳二(2001) 西九州, 日奈久帯美生地域のジュラ系河俣層群(新称)の放散虫化石層序. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 12, p. 227-251.
- 宮崎一博(1999) 筑波変成岩類の温度圧力見積もり. 地調月報, vol. 50, p. 515-525.
- 宮崎一博(2000) 奈良地域の地質, IV. 領家変成岩類及び新期領家花崗岩類による接触変成岩類. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 16-42.
- 宮崎一博(2003) 肥後変成岩に記録された地温勾配から予想される特異な熱供給システム. 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集(CD-ROM), GO25-006.
- Miyazaki, K. (2003) Abnormal high geothermal gradient recorded in the Higo Metamorphic Rocks and its origin. *Hutton V, abstract*, p. 92.
- Miyazaki, K. (2004) Low-P and high-T conditions and role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 22, p. 793-809.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁(1992) 筑波山塊周辺の変成深度(圧力)の異なる low P/T 変成岩類. 地質雑, vol. 98, p. 713-722.
- 水田敏夫(1977) 熊本県肥後変成帯に産する“コマチアイト様”かんらん岩について. 岩鉱, vol. 73, p. 202-215.
- 村上浩二(1996) 八代-日奈久地域の下部白亜系(八竜山・日奈久層)の再検討-特にアンモナイトに基づく化石層序-. 熊本地学会誌, no. 113, p. 2-9.
- 村田明広(1981) 黒瀬川-三宝山地帯の古地理と大規模衝上断層-九州五ヶ瀬地域を例として-. 地質雑, vol. 87, p. 353-367.
- Murata, A. (1981) Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terrains, in Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 20, p. 277-293.
- Murata, A. (1982) Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 20, p. 383-424.
- 村田正文(1992a) 2.3-(6) 御船層群. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p. 26-27.
- 村田正文(1992b) 2.7-(1)-1-3) 黒谷層. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p. 50.
- 村田正文・西園幸久・糸山 隆(1981) 竜峰山層群の層序と白杵-八代構造線について. 日本地質学会第88年学術大会要旨, p. 184.
- 村田正文・大石 朗・西園幸久・佐藤 徹・竹原哲郎(1982) 九州南西部における神瀬帯南縁部の後期中生代放散虫化石層序. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, p. 327-338.
- 村田正文・友岡正利・金子 篤(1997) デボン系内大臣層中部より前-中期化石群集の産出とその意義(演旨). 日本地質学会第104年学術大会演旨, p. 343.
- 村田泰章・名和一成・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・山崎俊嗣・西村清和・大熊茂雄・志知龍一(2004) 鹿児島地域重力図(ブーゲー異常). 重力図, no. 21, 産総研地質調査総合センター.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎(2004) 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去43万年間の広域テフラの層序と編年. 第四紀研究, vol. 43, p. 15-35.
- Nagai, H. and Mizutani, S. (1990) Jurassic *Eucyrtidiellum* (Radiolaria) in the Mino Terrane. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 159, p. 587-602.
- 永川勝久・小畑正明・板谷徹丸(1997) 肥後変成帯の K-Ar 年代. 地質雑, vol. 103, p. 943-952.
- Nagao, T. (1930) On some Cretaceous fossils from the islands of Amakusa, Kyushu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., ser. 4.*, vol. 1, p. 1-25.
- Nakae, S. (1993) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 36, p. 15-70.
- 中川衷三・須鎗和巳・市川浩一郎・石井健一・山下 昇(1959) 黒瀬川構造帯周辺の地質(四国秩父累帯の研究IV). 徳島大学芸紀要(自然科学), vol. 9, p. 33-58.
- 中島 隆・永川勝久・小畑正明・内海 茂(1995) 肥後変成岩とそれに伴う花崗岩類の Rb-Sr および K-Ar 年代. 地質雑, vol. 101, p. 615-620.
- 中村佐代子・桑水流淳二・宮本隆実(1998) 西九州, 東陽村美生付近に分布する日奈久帯ジュラ系-とくに放散虫化石層序について-. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 3, p. 47-69.
- 中田 高・前李英明(1989a) 御船. 九州活構造研究会編, 九州の活構造. 東京大学出版会, 東京, p. 296-299.

- 中田 高・前李英明 (1989b) 砥用. 九州活構造研究会編, 九州の活構造, 東京大学出版会, 東京, p. 338-339.
- 中田 高・前李英明 (1989c) 八代. 九州活構造研究会編, 九州の活構造, 東京大学出版会, 東京, p. 340-341.
- 名和一成・村田泰章・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・村上文敏・岸本清行・大熊茂雄・志知龍一 (2004a) 宮崎地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 20, 産総研地質調査総合センター.
- 名和一成・村田泰章・志知龍一・山本明彦 (2004b) 重力データから推定した九州中南部地域の地殻表層密度分布. 日本地震学会講演予稿集, p. 36.
- Nishi, H., Yokota, S. and Saito, T. (1989) An Early Cretaceous (early Middle Albian) planktonic foraminiferal fauna from the Hinagu Formation of northern Kyushu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 153, p. 1-11.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 129-140.
- 西園幸久 (1996) 放散虫化石層序に基づく秩父帯南帯の堆積史とその収束過程. 熊本大理紀要 (地球科学), vol. 14, p. 45-226.
- 西園幸久・村田正文 (1983) 球磨山地南部における中・古生代放散虫群集と堆積層の予察的研究. 熊本大理紀要 (地学), vol. 12, no. 2, p. 1-40.
- 西園幸久・大石 朗・佐藤 徹・村田正文 (1982) 球磨川中流域における中・古生代放散虫化石群集について. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, p. 311-326.
- 野田雅之・大塚雅勇・加納 学・利光誠一 (1996) 九州御船層群ならびに姫浦層群より産出する白亜紀イノセラムス. 大分地質学会誌特別号, no. 2, p. 1-63, 15 pls.
- 野田光雄 (1962) III-A. 古生界. 松本達郎ほか著, 日本地方地質誌「九州地方」, 朝倉書店, 東京, p. 99-112.
- Obata, I. and Futakami, M. (1991) The mid-Cretaceous ammonites of the family Kossmaticeratidae from Japan. Part IV. A new *Marshallites* species from the Lower Cretaceous Miyako Group in Northeast Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, no. 33, p. 121-128.
- Obata, M., Yoshimura, Y., Nagakawa, K., Odawara, S. and Osanai, Y. (1994) Crustal anatexis and melt migrations in the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Kumamoto, Japan. *Lithos*, vol. 32, p. 135-147.
- 太田喜久 (1977) 九州八代地域の下部白亜系川口層の層序. 福岡教育大学紀要, pt. 3, vol. 27, p. 45-61.
- Ohta, Y. (1981) Some Lower Cretaceous Corbiculidae and Nemiodontidae (Bivalvia) from Japan. *Bull. Fukuoka Univ. Educ.*, pt. III, vol. 31, p. 103-134, 8 pls.
- 岡本和明・原 郁夫・鈴木盛久 (1989) 九州, 甲佐地域の間の谷変成岩の地質構造 (予報). 地質論集, no. 33, p. 187-198.
- 奥村公男・酒井 彰・高橋正樹・宮崎一博・星住英夫 (1998) 熊本地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 100 p.
- 大町四郎 (1937) 熊本縣八代郡に於ける *Pseudomonotis* の新産地. 地質雑, vol. 44, p. 148.
- 大町四郎 (1938) 八代中生層の層序及び構造. 地質雑, vol. 45, p. 352-362.
- 小野晃司 (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, vol. 71, p. 541-553.
- 小野晃司・曾屋龍典 (1968) 阿蘇カルデラの火砕流の層序 (演旨). 地質雑, vol. 74, p. 101.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1974) Aso-2 火砕流堆積物の二次流動. 火山, 第 2 集, vol. 19, p. 93-110.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1983) 阿蘇カルデラ. 月刊地球, vol. 5, p. 73-82.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図 4, 地質調査所.
- 小野晃司・松本 徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 145 p.
- 小山内康人・濱本拓志・亀井淳志・大和田正明・加々美寛雄 (1996) 九州肥後変成帯の高温変成作用と地殻進化, 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, 東京, p. 113-124.
- Osanai, Y., Hamamoto, T., Maishima, O. and Kagami, H. (1998) Sapphirine-bearing granulites and related high-temperature metamorphic rocks from the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 53-66.
- 小山内康人・亀井淳志・大和田正明・濱本拓志 (2001) 肥後変成帯の岩石構成と変成・火成作用. 九州テクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 5, p. 1-28.
- 大島恒彦 (1979) 6. 破木変成岩類と黒瀬川構造帯. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, p. 397-405.
- 大島恒彦・宮地貞憲 (1976) 破木変成岩類とそれに類似する変成岩類. 日本地質学会第 83 年総会 (松本) 討論会, 日本列島の古生界基盤資料集, (島弧基盤, No. 3), 日本地質学会討論会「古生界基盤」世話人会, p. 65-66.
- Okada, H. (1958) Matsumoto: a new priodont pelecypod genus from the Cretaceous Mifune Group, Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 8, p. 35-48, pls. 10-11.
- Okada, H. (1960) Sandstone of the Cretaceous Mifune Group, Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 10, p. 1-40, pls. 1-5.
- Okazaki, Y. and Kitamura, N. (1996) The first discovery of a pterosaur from the Cretaceous Mifune Group, Kyushu, Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, vol. 15, p. 133-136,

- pl.12.
- 大谷壽雄 (1926a) 熊本縣八代附近球磨紀伊山地の層位と構造 (豫報) (一). 地質雜, vol. 33, p. 403-423.
- 大谷壽雄 (1926b) 熊本縣八代附近球磨紀伊山地の層位と構造 (豫報) (二). 地質雜, vol. 33, p. 451-469.
- 大谷壽雄 (1927) 肥後五家莊附近の地質略報. 地質雜, vol. 34, p. 499-520.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- Pessagno, E. A. and Whalen, P. A. (1982) Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B.C. *Micropaleont.*, vol. 28, p. 111-169.
- 齋藤 眞 (1989) 美濃帯西部岐阜県谷汲村地域のジュラ紀メランジュ. 地質雜, vol. 95, p. 579-594.
- 齋藤 眞 (1993) 美濃帯西部久瀬地域のジュラ紀メランジュの形成と“砥石型”頁岩. 地調月報, vol. 44, p. 571-596.
- 齋藤 眞・沢田順弘 (2000) 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 123p.
- 齋藤 眞・利光誠一 (2002a) 九州中央部, 椎葉村一砥用地域の秩父帯の地質. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, G022-005.
- 齋藤 眞・利光誠一 (2002b) 九州中央部秩父帯の地質構造. 日本地質学会第 108 年学術大会演旨, p. 225.
- 齋藤 眞・利光誠一 (2003) 九州中部に分布する下部白亜系砥用層の基盤から産出したペルム紀放射虫化石. 地質雜, vol. 109, p. 71-74.
- 齋藤 眞・塚本 斉 (1993) チャート角礫岩—美濃帯中部, 七宗—武儀地域における産状と放射虫化石. 地質雜, vol. 99, p. 117-133.
- 齋藤 眞・佐藤喜男・横山勝三 (1994) 末吉地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 111 p.
- 齋藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰 (1996) 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 133 p.
- 齋藤 眞・阪口圭一・駒澤正夫 (1997) 20 万分の 1 地質図幅「宮崎」. 地質調査所.
- 齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫 (2001) 5 万分の 1 地質図幅「砥用」地域の地質. 日本地質学会第 107 年学術大会演旨, p. 229.
- 齋藤 眞・斎木健一・利光誠一 (2003) 九州中部, 熊本県砥用町の黒瀬川帯の整然層から産出した後期デボン紀 *Leptophloeum*. 地質雜, vol. 109, p. 293-298.
- 齋藤 眞・宮崎一博・塚本 斉 (2004) 九州中部, 熊本県泉村一砥用町地域の“黒瀬川帯”蛇紋岩メランジュ中の単斜輝石岩. 地調研報, vol. 55, p. 171-179.
- 齋藤正次・神戸信和 (1954) 宮崎縣西臼杵郡三カ所村・鞍岡村附近の地質—ゴトランド・二疊系ならびに白亜系の新しい分布—. 地調月報, vol. 5, p. 103-109.
- 酒井 彰 (1987) 五日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- 酒井 彰 (1997) 九州東部秩父累帯黒瀬川帯・南帯の層序と砂岩組成. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 1, p. 63-67.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄 (1993) 三重町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 115 p.
- 坂井 卓 (1998) 九州西部黒瀬川構造帯の中生界 (熊本県田浦地域) の堆積相と堆積作用. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 3, p. 1-26.
- Sakai, T. and Okada, H. (1997) Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the axial and Kurosegawa Tectonic zones in Kyushu, SW Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 48, p. 7-28.
- 坂井 卓・横田 論・上田圭一・片山慎一郎 (1990) 九州中軸帯白亜系の堆積過程ならびに堆積・造構環境. 堆積学研究会報, no. 32, p. 97-106.
- 坂島俊彦・山本啓司・岩松 暉・横田修一郎・竹下 徹・早坂康隆 (1995) 熊本県八代市北東部竜峰山帯からのクロリトイドの発見. 地質雜, vol. 101, p. 999-1002.
- 坂島俊彦・竹下 徹・板谷徹丸・早坂康隆 (1999) 九州西部竜峰山変成岩の層序, 構造および K-Ar 年代. 地質雜, vol. 105, p. 161-180.
- Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T. and Sano, T. (2003) Large-scale displacement along the Median Tectonic Line, Japan: evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating of granites and gneisses from the South Kitakami and paleo-Ryoke belts. *Jour. Asian Earth Sciences*, vol. 21, p. 1019-1039.
- Sanfilippo, A. and Riedel, W. R. (1985) Cretaceous Radiolaria. In Bolli, H. M. et al. eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 573-630.
- 佐野弘好 (1977) 球磨山地における中部ジュラ系の層序. 地質雜, vol. 83, p. 135-137.
- 佐藤光男・井上 保 (1968) 熊本県上益城郡矢部町西方の“間の谷変成帯”について. 福岡学芸大紀要, no. 18, p. 155-161.
- 佐藤 徹・西園幸久・村田正文 (1982) 大分県南東部尺間山周辺の中・古生代放射虫化石群集について. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, p. 301-310.
- Setoguchi, T., Tsubamoto, T., Hanamura, H. and Hachiya, K. (1999) An early Late Cretaceous mammal from Japan, with reconsideration of the evolution of tribosphenic molars.

- Paleont. Res.*, vol. 3, p. 18–28.
- Shibata, K. and Yamamoto, H. (1965) Potassium-argon age determination on the Higo metamorphic rock. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 283–284.
- 下川浩一・衣笠善博 (1999) 日奈久断層系の活動履歴及び活動性調査. 地質調査所速報, no. EQ/99/3, p. 253–262.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994) 阿蘇地域. 地熱開発促進調査報告書, no. 38, 1506 p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987) 国分地域. 昭和 61 年度全国地熱資源総合調査 (第 2 次), 地熱調査成果図集, 88 p.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく鹿角半島安田海岸更新世中～後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, vol. 36, p. 183–196.
- 曾我部 淳・田中 均・宮本隆実・高橋 努 (1995) 宮崎県鞍岡地域から産出した後期三畳紀二枚貝化石とその地質学的意義. 地質雑, vol. 101, p. 262–265.
- Sugiyama, K. (1997) Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan. *Bull. Mizunami Fos. Mus.*, no. 24, p. 79–193.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1983) 四国中央部秩父累帯北帯の生層序学的研究. 徳島大教養部紀要 (自然科学), vol. 16, p. 143–167.
- 鈴木寿志・磯崎行雄・板谷徹丸 (1990) 四国東部における三波川変成帯と黒瀬川地帯との構造的累重関係—徳島県上勝町北東部に分布する弱変成岩類の K–Ar 年代—. 地質雑, vol. 96, p. 143–153.
- 鈴木和博・足立 守・高木秀雄・小山内康人 (1998) 肥後変成岩の CHIME モナザイト年代. 日本地質学会第 105 年学術大会演旨, p. 214.
- 鈴木堯士 (1977) 四国における黒瀬川構造帯と秩父帯. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 広島, p. 153–164.
- Suzuki-Kamata, K. and Kamata, H. (1990) The proximal facies of the Tosu pyroclastic-flow deposit erupted from Aso caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 52, p. 325–333.
- Sze, H. C. (1952) Upper Devonian plants from China. *Acta Sci. Sinica*, vol. 1, p. 166–192.
- Tachibana, K. (1950) Devonian plants first discovered in Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 26, p. 54–60.
- Taira A., Katto, J., Tashiro M., Okamura M, and Kodama K. (1988) The Shimanto Belt in Shikoku, Japan—evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geol.*, vol. 12, p. 5–46.
- 田口清行・渡辺一徳 (2002) 繰り返し再現された「溶結凝灰岩にかかる五郎ヶ滝」. 熊本地学会誌, no. 130, p. 2–15.
- 田島靖久・小屋口剛博 (1994) Aso-1 火砕流のマグマ溜り構造と噴火過程. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 1994, p. 389.
- 高木秀雄・柴田 賢・鈴木和博・田中 剛・上田 寛 (1997) 九州東部, 白杵-八代構造線沿いの白杵川石英閃緑岩の同位体年代とその地質学的意義. 地質雑, vol. 103, p. 368–376.
- 高橋 努・田中 均・坂本大輔・永田由希恵・中本絵美 (2003) 大分県津久見市無垢島の下部白亜系と二枚貝群集 (その 1). 御所浦白亜紀資料館報, no. 4, p. 1–10, pl. 1.
- 高島 彰 (1954) 鉄鋼鉱床, 地質調査所編, 日本鉱産誌, B I-c, 主として金属原料となる鉱石—鉄—鉄合金および軽金属—, p. 6–55.
- 田村 実 (1960a) 坂本層群—九州—の層位学的研究. 地質雑, vol. 66, p. 371–383.
- 田村 実 (1960b) 鳥巢層群及び類似層の層位学的研究. 熊本大教育紀要, vol. 8, 特別号, 40 p.
- Tamura, M. (1965) *Monotis (Entomonotis)* from Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 13, p. 42–59.
- Tamura, M. (1970) The hinge structure of *Trigonioides*, with description of *Trigonioides mifunensis*, sp. nov. from Upper Cretaceous Mifune Group, Kumamoto Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 18, *Nat. Sci.*, p. 38–54.
- Tamura, M. (1973) Two species of Lower Cretaceous *Parvamussium* from Kyushu, Japan, and Sarawak, Borneo. *Geology and Palaeontology of Southeast Asia*, vol. 11, p. 119–124, pl. 17.
- Tamura, M. (1976) Cenomanian bivalves from the Mifune Group, Japan. Part 1. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 25, *Nat. Sci.*, p. 45–59, 3 pls.
- Tamura, M. (1977) Cenomanian bivalves from the Mifune Group, Japan. Part 2. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 26, *Nat. Sci.*, p. 107–144, 13 pls.
- Tamura, M. (1979) Cenomanian bivalves from the Mifune Group, Japan. Part 3. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 28, *Nat. Sci.*, p. 59–74, 3 pls.
- 田村 実 (1981) 現時点における日本の非海生白亜紀二枚貝化石研究の総括. 地学雑, vol. 90, p. 369–392.
- 田村 実 (1990a) 御船層群基底の不整合について. 熊本大教育紀要, no. 39, 自然科学, p. 17–20.
- 田村 実 (1990b) 御船からの恐竜発見. 熊本地学会誌, no. 95, p. 2–4.
- 田村 実 (1992) I 御船層群上部層よりの肉食・草食恐竜の化石群. 日本地質学会第 99 年学術大会見学案内書, p. 69–81.
- Tamura, M. and Murakami, K. (1986) Upper Jurassic Kurosaki Formation discovered at Kurosaki, Tanoura Town, Kumamoto Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, no. 35, p. 47–55.

- Tamura, M. and Nishida, N. (1989) Marine bivalves from Lower Cretaceous Kawaguchi Formation. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, no. 38, p. 19-27.
- 田村 実・沢村昌俊 (1964) 上部白垩系見獄山層. 熊本大教育紀要, no. 12, p. 15-22.
- 田村 実・田代正之 (1966) 熊本市南方の上部白垩系. 熊本大教育紀要, no. 14, p. 24-35.
- Tamura, M. and Tashiro, M. (1967) Cretaceous trigonids from the Mifune Group. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 15, *Sec. 1 (Nat. Sci.)*, p. 13-23.
- 田村 実・渡辺一徳 (1980) 5 万分の 1 表層地質図「頭地」及び表層地質図. 土地分類基本調査「頭地」, 熊本県, p. 17-21.
- Tamura, M., Tashiro, M. and Motojima, T. (1968) The correlation of the Mifune Group with the Upper Formation of the Goshoura Group, with description of some important pelecypods from the strata. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 16, *Sec. 1 (Nat. Sci.)*, p. 28-43.
- Tamura, M., Matsumura, M. and Matsumoto, T. (1974) On the age of the Mifune Group, central Kyushu, Japan, with a description of ammonite from the group. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no. 23, *Sec. 1 (Nat. Sci.)*, p. 47-56, 1 pl.
- 田村 実・岡崎美彦・池上直樹 (1991) 御船層群上部層よりの肉食・草食恐竜の化石群の産出について. 熊本大教育紀要, no. 40, 自然科学, p. 31-45.
- 田中 均・田代正之・高橋 努・利光誠一 (1997) 九州秩父帯の特異性—主に前期白垩紀について—. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 1, p. 35-49.
- 田中 均・高橋 努・宮本隆実・一瀬めぐみ・桑水流淳二・安藤秀一 (1998a) 八代山地東域の下部白垩系の層序と二枚貝化石群集. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, 九州から発する東アジア・日本のテクトニクス, no. 3, p. 27-45.
- 田中 均・高橋 努・宮本隆実・利光誠一・一瀬めぐみ・桑水流淳二・安藤秀一 (1998b) 八代山地東域の下部白垩系と二枚貝化石相. 熊本大教育紀要, no. 47, p. 11-40.
- 田中 均・高橋 努・宮本隆実・利光誠一・一瀬めぐみ (1999) 九州中軸帯に分布する白垩系中九州層群 (新称) について. 日本地質学会第 106 年学術大会演旨, p. 23.
- 田中 均・坂本大輔・高橋 努・柏木健司 (2002) 熊本県八代山地の下部白垩系今泉層 (新称) について. 御所浦白垩紀資料館報, no. 3, p. 1-10.
- 田中芳行・谷村洋征 (1976) 下部白垩系砥用層の地質学的研究. 熊本地学会誌, no. 53, p. 2-10.
- 谷本靖典・宮本隆実 (1986) 熊本県上益城郡矢部町・清和村に分布する“湯鶴葉層”について. 日本地質学会第 93 年学術大会演旨, p. 247.
- 田代正之 (1970) 御船地方. 熊本県地質巡検ガイドブック, 熊本県高校地学教育研究会, p. 30-36.
- 田代正之 (1985a) 白垩紀海生二枚貝フオーナと層序. 地質論集, no. 26, p. 43-75.
- 田代正之 (1985b) 四国秩父帯の白垩系—下部白垩系の横ずれ断層について—. 化石, no. 38, p. 23-35.
- Tashiro, M. (1990) Bivalve fauna from the Kesado Formation of Yatsushiro Mountains in Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ., Ser. E, Geol.*, vol. 11, p. 1-22, pls. 1-3.
- 田代正之 (1993) 日本の白垩紀二枚貝相 Part1: 秩父帯・“領家帯”の白垩紀二枚貝相について. 高知大学術研報 (自然科学), vol. 42, p. 105-155.
- 田代正之 (1994) 二枚貝群集から見た西南日本の白垩系テクトニクス. 高知大学術研報 (自然科学), vol. 43, p. 43-54.
- 田代正之 (1995) 中九州白垩紀層の層序とその対比. 高知大学術研報, vol. 44, 自然科学, p. 1-10.
- 田代正之 (2000) 本邦白垩紀動物群の特性とその分布から見た内帯と外帯の構造. 地団研専報, no. 49, p. 23-36.
- Tashiro, M. and Hashimoto, H. (1994) On the occurrence of *Pterotrionia* (s.l.) *kawaguchiensis* Tamura et Nishida (Cretaceous trigonian) from Nakaizu area, Tokushima Prefecture. *Mem. Fac. Sci. Kochi Univ., Ser. E, Geol.*, vol. 15, p. 1-5.
- 田代正之・池田昌久 (1987) 熊本県八代山地の下部白垩系. 高知大学術研報, vol. 36, 自然科学, p. 71-91.
- 田代正之・川村喜一郎 (1995) 秩父帯南帯 (三宝山帯) の解釈. 高知大学術研報, vol. 44, 自然科学, p. 11-25.
- Tashiro, M. and Kozai, T. (1982) Bivalve fossils from the Upper Cretaceous of the Monobe area, Shikoku. *Palaeont. Soc. Japan, Special Paper*, no. 25, p. 69-92, pls. 12-14.
- Tashiro, M. and Matsuda, T. (1982) The bivalve fossils from the Cretaceous Fukigoshi Formation of the Monobe area, Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 127, p. 393-418, pls. 62-65.
- 田代正之・田中 均・坂本伝良・高橋 努 (1994) 九州南西部田浦・日奈久地域の白垩系. 高知大学術研報, vol. 43, 自然科学, p. 69-78.
- 田沢純一・楊 偉平・三宅幸雄 (2000) 飛騨外縁帯のデボン系呂瀬層 (新称) から産出した *Cyrtospirifer* と *Leptophloeum*. 地質雑, vol. 106, p. 727-735.
- 寺岡易司・栗本史雄 (1986) 宇和島地域の四万十帯白垩系層序—大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して—. 地調月報, vol. 37, p. 417-458.
- 寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫 (1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 78 p.
- 寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司 (1992) 犬飼地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 129 p.

- 遠越敬三・元島 威 (1967) 砥用町南部の白亜系. 熊本地学会誌, no. 24, p. 2-4.
- 豊原富士夫 (2002) 5 万分の 1 表層地質図「鞍岡・椎葉村」及び説明書. 土地分類基本調査「鞍岡・椎葉村」, 熊本県, p. 14-27.
- 豊原富士夫・村田正文 (1986) 5 万分の 1 表層地質図「日奈久」及び説明書. 土地分類基本調査「日奈久」, 熊本県, p. 25-42.
- 豊原富士夫・渡辺一徳・岩崎泰頌 (1985) 5 万分の 1 表層地質図「八代」及び説明書. 土地分類基本調査「八代」, 熊本県, p. 25-41.
- 豊原富士夫・村田正文・長谷義隆 (1990) 5 万分の 1 表層地質図「佐敷・大口」及び説明書. 土地分類基本調査「佐敷・大口」, 熊本県, p. 22-36.
- 鏑本武久 (2001) 御船群層“上部層”のフィッシュン・トラック年代. 御船町恐竜博物館年報, no. 1, p. 12-16.
- Tsuji, S. (1967) Petrology of the Higo metamorphic complex in the Kosa-Hamamati area, Kumamoto Prefecture, Kyushu. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 38, p. 13-25.
- 上田 健・堀川治城・宮田陽一・森下吉郎 (1976) 下部白亜系宮地層の地質学的研究. 熊本地学会誌, no. 51, p. 2-14.
- 植田俊朗 (1961) 熊本県八代地方の対照的な 2 つの変成帯. 地質雑, vol. 67, p. 526-539.
- Ueda, Y. and Onuki, H. (1969) K-Ar dating on the metamorphic rocks in Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III*, vol. 10, p. 313-321.
- 梅田真樹 (1997) 宮崎県祇園山地域の黒瀬川帯のシルル系. デボン系放散虫生層序. 日本地質学会第 104 年学術大会演旨, p.380.
- 梅田正子・柴田 賢・猪木幸男 (1986) 九州黒瀬川構造帯一祇園山付近の鞍岡火成岩類 (花崗閃緑岩) 中の角閃石の K-Ar 年代, 地質雑, vol. 92, p. 155-158.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒沢正夫 (1997) 20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- Wakamatsu, H., Sugiyama, K. and Furutani, H. (1990) Silurian and Devonian radiolarians from the Kurosegawa Tectonic Zone, Southwest Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 37, p. 157-192.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 675-757.
- 渡辺一徳 (1972) 阿蘇カルデラ西部の地質. 熊本大教育紀要, no. 21, sec. 1, p. 75-85.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.27, *Nat. Sci.*, p. 97-120.
- Watanabe, K. (1979) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso Caldera, Southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.28, *Nat. Sci.*, p. 75-112.
- Watanabe, K. (1984) An example of "low aspect-ratio ignimbrite", Aso caldera, Japan. *Volcanology of the Koya Ash Flow, A Progress Report of the U.S.-Japan Cooperative Science Program*, p. 18-20.
- 渡辺一徳 (1986) 阿蘇カルデラ起源, 鳥栖オレンジ軽石流の流動・堆積機構. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等) の特質と災害」報告書, p. 115-128.
- 渡辺一徳・藤本雅太郎 (1991) 5 万分の 1 土地分類及び基本調査「高森・三田井」. 表層地質図及び同説明書, 熊本県, p. 15-28.
- 渡辺一徳・小野晃司 (1969) 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質. 地質雑, vol. 75, p. 365-374.
- 渡辺一徳・横山勝三 (1986) 九州山地西部の火砕流堆積物. 熊本大教育紀要, 自然科学, no. 35, p. 57-71.
- 渡辺一徳・谷村洋征・岩崎泰頌・豊原富士夫 (1984) 5 万分の 1 表層地質図「砥用」及び表層地質図. 土地分類基本調査「砥用」, 熊本県, p. 25-36.
- Watanabe, K. (1991) Fusuline biostratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian of Japan, with special reference to the Carboniferous-Permian boundary. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Papers*, no. 32, 150 p.
- 渡部満久・池田安隆 (1989) 鞍岡. 九州活構造研究会編, 九州の活構造, 東京大学出版会, 東京, p. 334-337.
- Wimmenauer, W. and Bryhni, I. (2002) Towards a unified nomenclature of metamorphism: 6 Migmatites and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Provisional recommendations, web version of 31.07.2002, <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>
- Wright, C. W., Callomon, J. H. and Howarth, M. K. (1996) *Treatise on invertebrate paleontology, Part L. Mollusca 4 (revised) . Volume 4: Cretaceous Ammonoidea*. Geol. Soc. America, Inc. & Univ. Kansas, 362 p.
- 矢部長克 (1925) リヒトホーフエン氏の長崎三角地域. 地質雑, vol.25, p.201-208.
- 山口 勝・南新真裕 (1986) 変成作用の過程と変成岩で測定される同位体年代との対応一肥後変成岩の例一. 九州大理研報 (地質), vol. 15, p. 137-151.
- 山北 聡 (1998a) 四国西部北部秩父帯のナップ構造の再検討. 地質雑, vol. 104, p. 578-589.
- 山北 聡 (1998b) 北部秩父帯とはどの範囲か一北部秩父帯と黒瀬川帯をめぐる地体区分上の問題一. 地質雑, vol. 104, p. 623-633.
- 山本博達 (1953) 熊本県肥後片麻岩地域の変成地質一特に,

- 富田氏の“ジルコン法”について. 九州大理研報 (地質), vol. 4, p. 81-95.
- 山本博達 (1955) 熊本県肥後片麻岩中の優白脈に関する 2, 3 の考察. 岩鉱, vol. 39, p. 253-261.
- 山本博達 (1957a) 熊本県松橋町豊福産尖晶石について. 福岡学芸大紀要, 第 3 分冊, vol. 7, p. 99-106.
- 山本博達 (1957b) 肥後片麻岩中のレンズ状閃緑斑糲岩質岩. 地球科学, vol. 35, p. 22-31.
- 山本博達 (1958) 肥後片麻岩中にみられる (董青石) - 銅玉 - 尖晶石 - 金雲母 - 斜長石岩中の尖晶石. 地質雑, vol. 64, p. 264-265.
- 山本博達 (1959) 肥後片麻岩地域の超塩基性岩 - 特に, 蛇紋岩化作用と混成岩帯について -. 福岡学芸大紀要, 第 3 分冊, vol. 9, p. 67-86.
- Yamamoto, H. (1960) Cumingtonite plagioclase rock altered from the hornblende gabbro, in the Higo metamorphic zone, central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ., Pt. III*, vol. 10, p. 101-112.
- Yamamoto, H. (1962) Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ., Pt. III*, vol. 12, p. 93-172.
- 山本博達 (1983) 肥後変成岩帯中のグラニュライト相. 福岡教育大紀要, vol. 33, p. 73-85.
- 山下傳吉 (1896) 20 万分の 1 地質図幅「熊本」及び熊本図幅地質説明書. 農商務省地質調査所, 97p. (地質図は 1895 発行)
- 山下 昇・志井田功・田中啓策・山際延夫・吉田省三・中川衷三・須鎗和巳・石井健一・甲藤次郎・市川浩一郎 (1954) 四国・畿南の外帯中生界. 地質雑, vol. 60, p. 282.
- Yanagida, J. (1963) Brachiopods from the Upper Permian Mizukoshi Formation, Central Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 14, p. 69-78.
- 柳田寿一・谷本靖典・宮本隆実 (1987) 熊本県矢部町の湯鶴葉層より産出したデボン紀新世の腕足類について. 日本地質学会西日本支部会報, no. 87, p. 15.
- Yeh, K.-Y. (1987) *Taxonomic studies of Lower Jurassic Radiolaria from East-Central Oregon*. National Mus. Natural Sci., Spec. Pub. no. 2, Taichung, Taiwan Republic of China, 169 p.
- Yehara, S. (1923) Cretaceous Trigonidae from south-western Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 2, no. 3, p. 59-84, pls. 8-13.
- 横田 諭・佐野弘好 (1984) 球磨川下流日奈久帯東部ジュラ・白亜系の放散虫化石層序. 日本地質学会第 91 年学術大会演旨, p. 179.
- 横田 諭・佐野弘好 (1986) 熊本県八代郡美生の中期ジュラ紀型アンモナイト産出層からの放散虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 53-58.
- 横山勝三 (1987) 九州における大規模火砕流の噴火とその堆積物. 地形, vol. 8, p. 249-267.
- 吉田史郎・脇田浩二 (1999) 岐阜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 吉田英一・村田正文 (1985) 大分県佐伯市北東部における二疊紀放散虫化石生層序. 地質雑, vol. 91, p. 525-533.
- 吉田弟彦 (1900) 肥後國南部地質概要. 地質雑, vol. 7, p. 336-348.
- 吉田弟彦 (1901a) 肥後國南部地質概要. 地質雑, vol. 8, p. 111-121.
- 吉田弟彦 (1901b) 肥後國南部地質概要. 地質雑, vol. 8, p. 205-215.
- 吉川周作・加 三千宣 (2001) 琵琶湖湖底堆積物による過去 40 万年間の高精度火山灰編年. 月刊地球, vol. 23, p. 594-599.
- Yoshikura, S., Hada, S., Iozaki, Y. (1990) Kurosegawa Terrane. In *Iehikawa et al. eds., Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Pub. IGCP Project No. 224, p. 185-202.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会, 福岡市, 567 p.
- 吉村康隆 (1995) 九州中部・肥後変成帯中に産するざくろ石の組成累帯構造. 熊本大理紀要, vol. 14, p. 1-18.
- Yoshimura, Y. and Obata, M. (1995) Sector structure and compositional zoning of garnets from the Higo metamorphic rocks, west-central Kyushu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Economic Geol.*, vol. 90, p. 80-92.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博 (1997) 大分地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 65 p.

Geology of the Tomochi District

By

Makoto SAITO*, Kazuhiro MIYAZAKI*, Seiichi TOSHIMITSU* and Hideo HOSHIZUMI*

(Written in 2004)

(ABSTRACT)

The Tomochi District is located in the central part of Kumamoto Prefecture, central Kyushu Island, occupying the northwest part of the central Kyushu Mountains (Figure 1). The geologic composition of pre-Cenozoic strata and rocks in the Tomochi District are different between the north and south sides of the east-west trending Usuki-Yatsushiro Tectonic Line (UYTL) (Figures 2, 3). The south side of the UYTL is mainly underlain by the Jurassic sedimentary complexes of the Chichibu Terrane, Silurian to Early Cretaceous strata, serpentinite melange with metamorphic and plutonic rocks, Jurassic Gokanoshō Metamorphic Rocks and Late Permian sedimentary complexes. The Jurassic sedimentary complexes are thrust over the other strata and rocks (Figure 4).

The north side of the UYTL is underlain by Early Ordovician Hikawa Tonalite, Early to Middle Permian Ryuhozan Group, Late Triassic to Early Jurassic Manotani Metamorphic Rocks, Early Cretaceous Higo Metamorphic Rocks, Early Cretaceous Higo Plutonic Rocks and Late Cretaceous Mifune Group.

Quaternary deposits are composed of Kakuto Pyroclastic Flow Deposits, Aso Volcanic Products, terrace deposits, landslide deposits, fan deposits and alluvial lowland deposits. The Aso Volcanic Products mostly cover the north side of UYTL.

Figure 1 shows a summary of the tectonic division of southern Kyushu. Figures 2 and 3 show a summary of the geology and simplified geologic map of the Tomochi District, respectively.

1. Pre-Cenozoic in southern side of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line

According to the tectonic division of the Outer Zone of Southwest Japan, which depends on surface distributions of serpentinite melange or Paleozoic strata in Shikoku Island, pre-Cenozoic between the UYTL and Butsuzo Tectonic Line (BTL) in Kyushu Island is divided into the "Kurosegawa Belt" and "Southern Chichibu Belt" from north to south. The former belt is composed of the serpentinite melange, Paleozoic and Mesozoic strata, Permian sedimentary complex and Jurassic sedimentary complex, and the latter belt is composed of the Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complexes (ex. Sakai *et al.*, 1992).

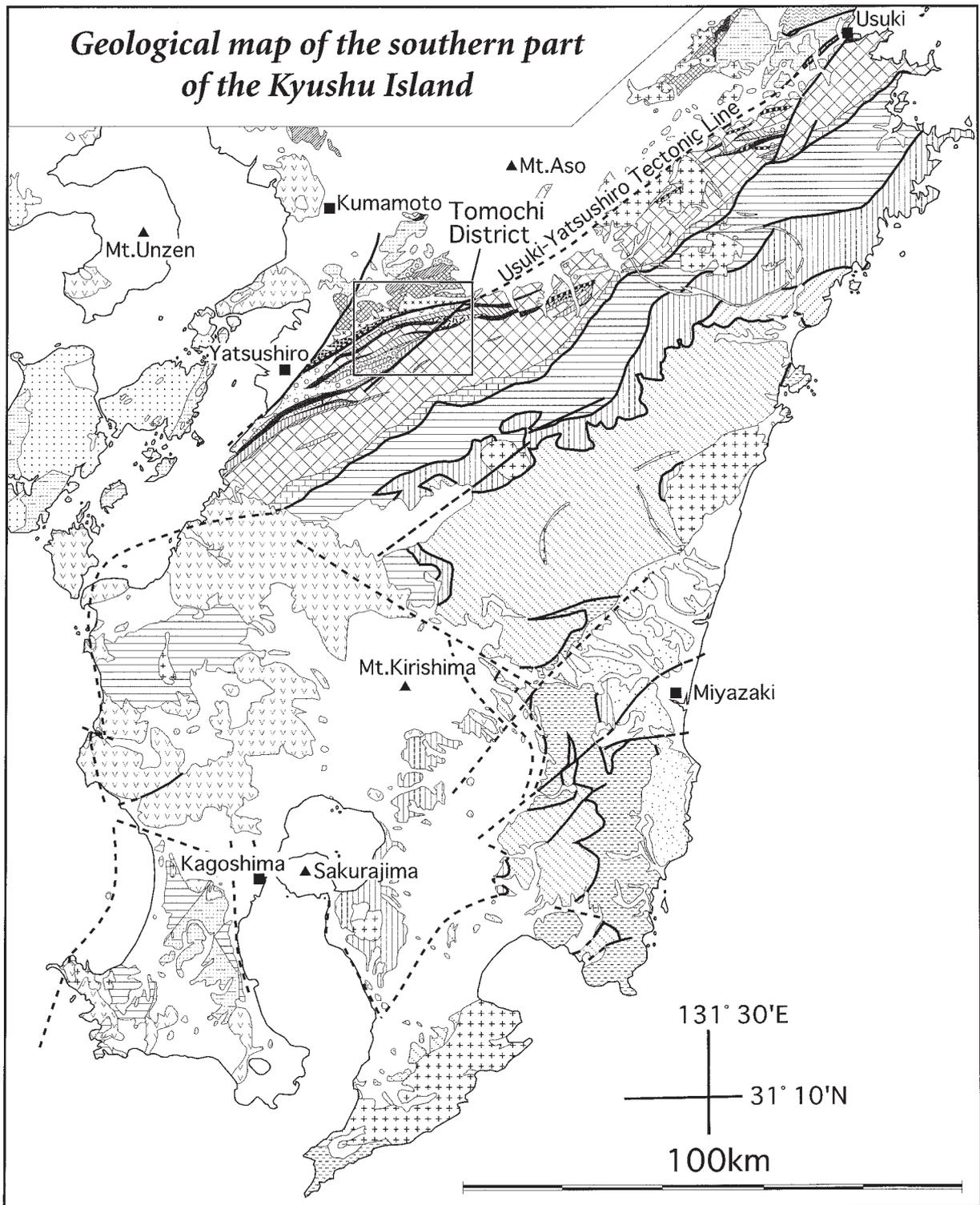
In the Tomochi District, as serpentinite melange, Paleozoic to Cretaceous strata and Late Permian sedimentary complex clearly cover the Jurassic sedimentary complex by thrust faults, the authors abolished the division on the basis of the surface distribution of strata and rocks. The authors primarily divided the pre-Cenozoics into the Jurassic sedimentary complex and other complexes. The Early Cretaceous is divided into the Tomochi Formation correlative of the Monobegawa Group and the Kawaguchi, Hachiryuzan, Kesado, and Imaizumigawa Formations correlative of the "Pre-Sotoizumi" Group. The Tomochi Formation unconformably covers the Permian sedimentary complex.

1.1 Jurassic sedimentary complexes of Chichibu Terrane

The sedimentary complexes of the Chichibu Terrane originated from an accretionary complex in Jurassic to earliest Cretaceous time. The Early Jurassic to early Late Jurassic sedimentary complexes are distributed in this district, and Late Jurassic to Early Cretaceous melange (Omae Unit) has no exposure in this district. The sedimentary complexes in the district are divided into six units: Otao, Takadake, Hashirimizu, Yonagu, Nitao and Momigi Units. The Otao, Hashirimizu, and Yonagu Units are characterized

* Institute of Geology and Geoinformation

Geological map of the southern part of the Kyushu Island



	H-Q2	Q1	N3	N2	PG4	PG3	PG2	K2	K1	J1-3	Tr1-3	P	C	D	S	O-€
Ac	-	-	-	-	[Pattern]											
Sd			[Pattern]	[Pattern]	-	-	[Pattern]									
Vol		[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plu	-	-	-	[Pattern]	-	-	-	[Pattern]								
U	[Pattern]	L-M.P	-	-	-	-	-	[Pattern]								
	[Pattern]	H.P	-	-	-	-	-	[Pattern]								

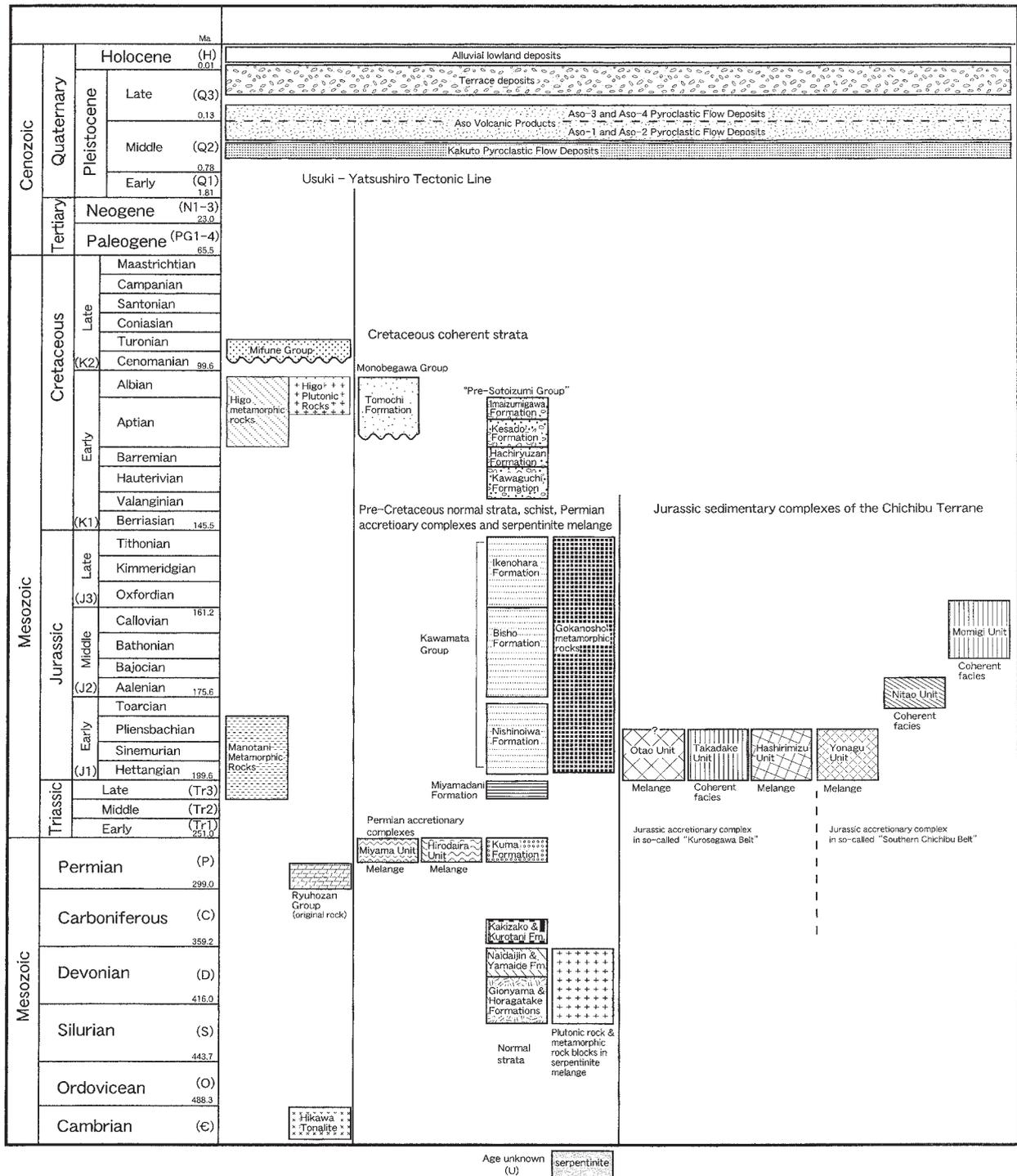


Figure 2 Summary of the geology in the Tomochi District.

The time scale follows Gradstein *et al.* (2004) except the Neogene and Quaternary divisions.

(Left) Figure 1 Geological map of southern Kyushu Island.

This map is drawn mainly after the 1:1,000,000 Geologic Map of Japan (Geol. Surv. Japan, 1992) with the geologic map of the Tomochi District, Teraoka *et al.* (1992), Sakai *et al.* (1993), Saito *et al.* (1994, 1996, 1997), Okumura *et al.* (1998), Hoshizumi *et al.* (2004), Uto *et al.* (1997), Kawanabe *et al.* (2004), Miyamoto and Tanimoto (1993), Takagi *et al.* (1997), and original survey in Miyazaki Prefecture.

Vertical column : Ac:Accretionary complexes, Sd : Forearc, intra-arc or slope basin deposits, Vol : Volcanic rocks, Plu : Plutonic rocks, Metamorphic rock (L-M.P : Low to medium-pressure type, H.P : High-pressure type). U : Ultramafic rocks (age unknown).

Horizontal column : Age division following Figure 3.

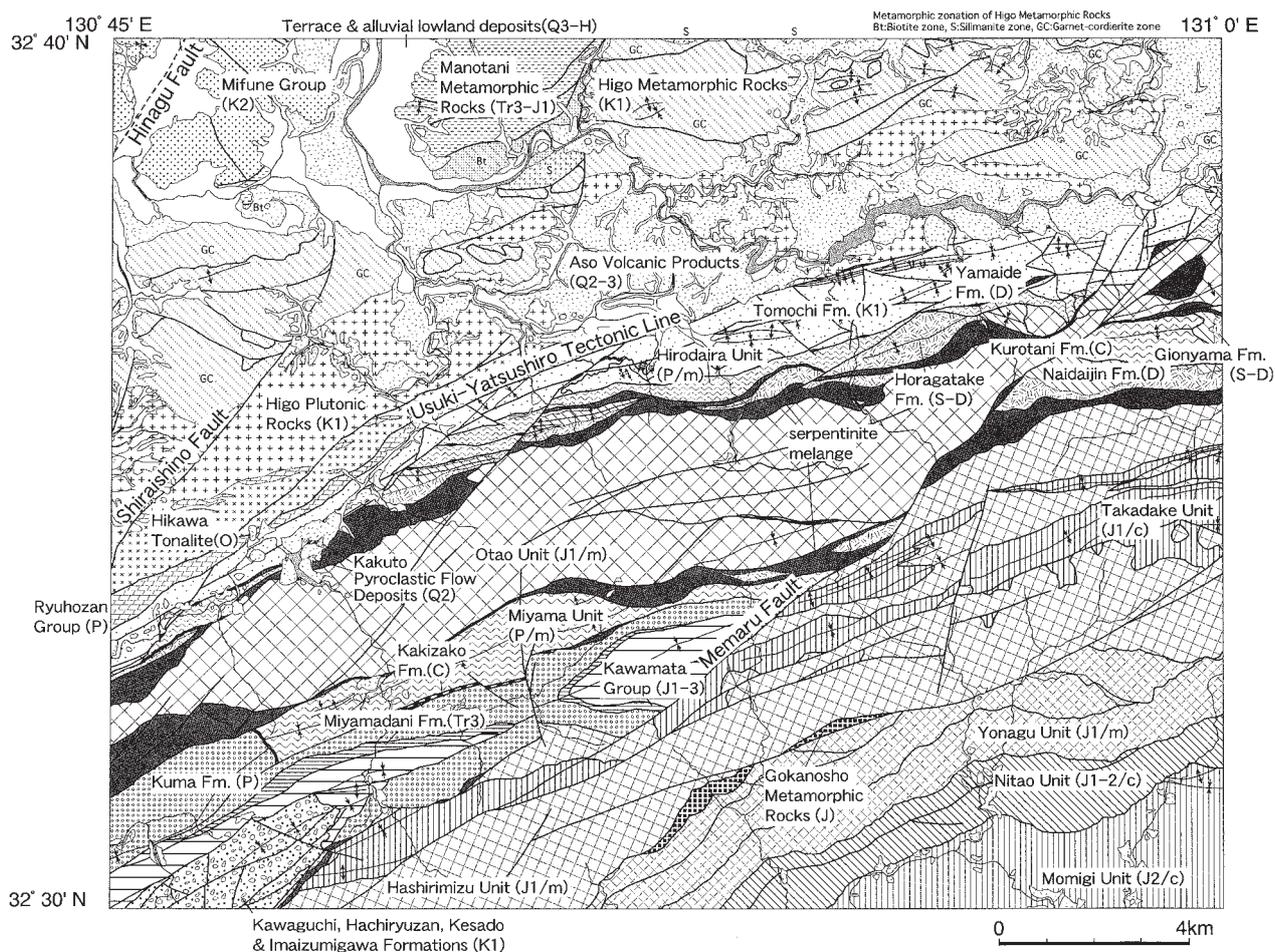


Figure 3 Tectonic divisions of the Tomochi District.

J1, K1, etc. in parenthesis shows the age as shown in Figure 2.

/m and /c in parenthesis show melange and coherent facies of the sedimentary complexes respectively,

by melange, whereas the Takadake, Nitao and Momigi Units are characterized by a coherent facies composed of chert-clastics complex (Kimura and Hori, 1993).

The Jurassic sedimentary complex in this district occupied three areas, which are on the south side of the Gokanosho Metamorphic Rocks, between the Gokanosho Metamorphic Rocks and coherent strata along the Kuriki Syncline, and on the north side of the coherent strata along the Kuriki Syncline.

The Jurassic sedimentary complexes on the south side of the Gokanosho Metamorphic Rocks dip north and are divided into three units by thrust faults dipping north. These are the Middle Jurassic Momigi Unit of coherent facies, late Early to early Middle Jurassic Nitao Unit of coherent facies and Early Jurassic Yonagu Unit of melange in ascending order. The ages of each unit become younger towards the apparent lower structural levels. The chert-clastics complex of the Momigi Unit consists of Early Triassic to early Late Jurassic chert-clastics sequence (Matsuoka, 1989). The Nitao Unit consists of Early Triassic to early Middle Jurassic chert-clastics sequence, and slaty cleavage occurs in the upper structural level. The Yonagu Unit includes Permian to Jurassic slabs or blocks, however, large slabs such as Hashirimizu Unit are poor.

The Jurassic sedimentary complex between the Gokanosho Metamorphic Rocks and the coherent strata along the Kuriki Syncline is divided by thrust faults into the Early Jurassic Hashirimizu Unit of melange and Early Jurassic Takadake Unit of coherent facies. The Takadake Unit is thrust over the Hashirimizu Unit. They generally dip north and are partially folded together. The Hashirimizu Unit includes Permian to Jurassic slabs or blocks, which mostly includes large Middle Permian limestone slabs. The Takadake Unit consists of Early Triassic to early Middle Jurassic chert-clastics sequence with Permian chert.

The Jurassic sedimentary complex on the north side of the coherent strata along the Kuriki Syncline is the Early Jurassic Otao

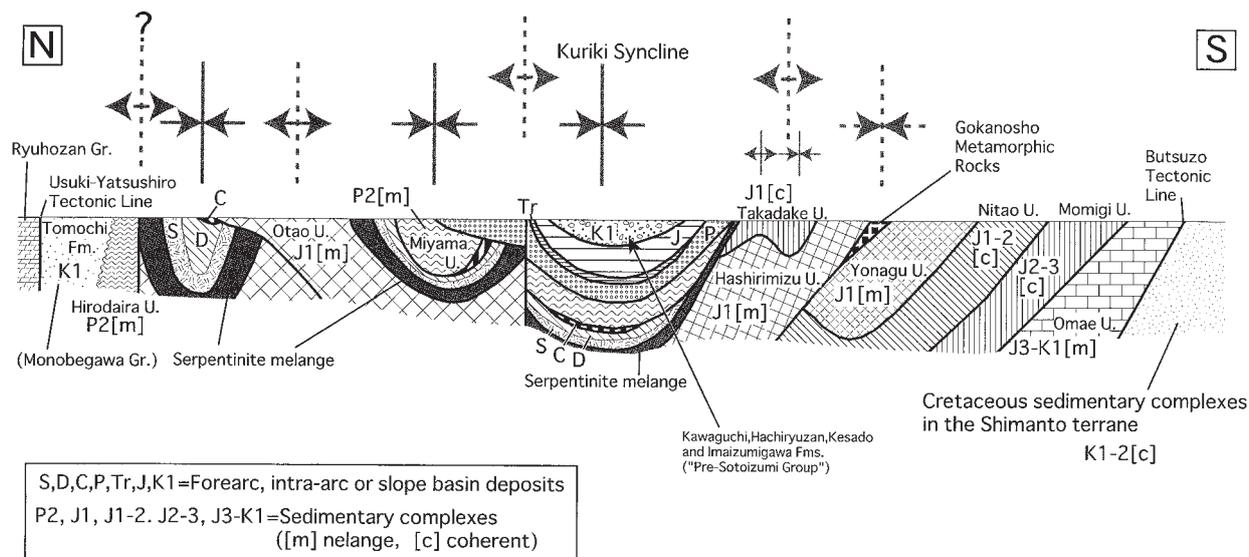


Figure 4 Schematic cross section of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line's south side.

Unit of melange, which almost dips south. The Otao Unit includes Carboniferous to Jurassic slabs or blocks, which slabs are characterized by the Yayamadake Limestone including Upper Carboniferous type localities in Japan, and the large slabs of basaltic rocks and felsic volcanoclastic rocks with plagioclase megacrysts.

The Otao, Hashirimizu and Yonagu Units are composed of Early Jurassic melanges. The Otao and Hashirimizu Units occupy the north and south wings of the Kunki Syncline, and the Hashirimizu and Yonagu Units occupy the north and south sides of the Gokanosho Metamorphic Rocks. A synform is estimated on the Gokanosho Metamorphic Rocks (Figure 4). Although there are some differences among the lithology, age, quantity of the slabs and blocks, these structures show that the three units were originally continuous.

1.2 Pre-Cretaceous strata and rocks except the Jurassic sedimentary complex

The pre-Cretaceous bodies except the Jurassic sedimentary complex occupy the hanging wall of the Jurassic sedimentary complex. These bodies are composed Silurian to Jurassic coherent strata, Permian sedimentary complexes, Gokanosho Metamorphic Rocks and serpentinite melanges.

Upper Silurian to Lower Devonian Gionyama and Horagatake Formations are predominant in felsic tuff. Upper Devonian Yamaide and Naidaijin Formations are composed of sandstone, conglomerate and mudstone with fossiliferous limestone. Lower Carboniferous Kakizako and Kurotani Formations contain black limestone with clastic rocks. The Upper Permian Kuma Formation is characterized by a conglomerate. The Upper Triassic Miyamadani Formation yields bivalve (*Monotis*) fossils. The Jurassic Kawamata Group is composed of sandstone and mudstone and subdivided into Nishinoiwa, Bisho and Ikenohara Formations in ascending order.

Silurian and Devonian formations are distributed on the serpentinite melanges showing a syncline, and the lower part of the Silurian formation contains sandstone rich in clinopyroxene fragments originated from mafic plutonic rocks. Permian to Jurassic formations are distributed together along the Kuriki Syncline. The Carboniferous formations are tectonically overlain by Permian sedimentary complexes.

Permian sedimentary complexes are the Hirodaira and Miyama Units. The former is covered by the Early Cretaceous Tomochi Formation unconformably, and the latter is tectonically overlain by the Permian Kuma Formation. Both complexes are Upper Permian and rich in basalt and felsic tuff blocks.

Serpentinite melanges are composed of serpentinite with schist, gneiss, granitic rocks, granite cataclasite, gabbro and clinopyroxenite. Granodiorite and gneiss blocks have been dated as ca. 400Ma by K-Ar method of hornblende. The serpentinite melanges are usually overlain by Silurian to Devonian formations, and some thin serpentinites exist along the faults near serpentinite melanges. Gokanosho Metamorphic Rocks are mostly composed of pelitic schist with mafic and psammitic schist. The pelitic schists are dated as 180-140Ma by K-Ar method of muscovite. The Gokanosho Metamorphic Rocks are distributed at the northeast

extension of serpentinite melange and high P/T metamorphic rock units between the Kozaki and Haki Tectonic Lines in the Hinagu district, southwestern Tomochi District.

1.3 Early Cretaceous sediments

The Cretaceous sediments, south of the UYTL, consist of the Kawaguchi, Hachiryuzan, Kesado, Imaizumigawa and Tomochi Formations. Among them, the Tomochi Formation is correlated to the equivalent of the Monobegawa Group distributed in Shikoku, Southwest Japan, and the other four formations are correlated to the "Pre-Sotoizumi" Group (the equivalent of the Nankai Group in Shikoku) with respect to the bivalve fossil faunas yielded in the strata (e.g., Tashiro, 1994).

The Kawaguchi Formation is made up mainly of arkose sandstone and mudstone, yielding many brackish mollusks and some radiolarian fossils, correlated to the Valanginian to Hauterivian. This formation is more than 600 m in thickness, in fault contact with the pre-Cretaceous sedimentary rocks, and conformably overlain by the Hachiryuzan Formation and partly disconformably overlain by the Kesado Formation. The Hachiryuzan Formation (more than 70 m in thickness) is composed mainly of dark gray mudstone and well-sorted fine-grained sandstone with a thin bed of well-sorted granule graveled conglomerate and yields marine animal fossils, correlated to the Barremian. This formation is conformably overlain by the Kesado Formation. The Kesado Formation consists of conglomerate, sandstone and mudstone, and is lithostratigraphically divided into two parts: the lower part (conglomeratic facies; about 200 m thick) and upper part (sandstone-predominant facies; about 300 m thick). The coarse sediments of the lower part of the Kesado Formation were supplied from a Jurassic sedimentary complex. The upper part of the Kesado Formation yields many brackish to shallow marine molluscan fossils, correlated to the Aptian, and conformably overlain by the Imaizumigawa Formation. The latter formation (over 130 m in thick) is made up of conglomerate predominant facies with sandstone and mudstone, probably correlated to the Upper Aptian in this area.

The Tomochi Formation, unconformably overlying the Late Permian Hirodaira Unit, is composed mainly of conglomerate, sandstone and mudstone, and divided into three parts: the lower, middle and upper parts. The lower part of the Tomochi Formation is made up of the basal conglomerate (more than 240 m in thickness) and mudstone-predominant facies (about 200 m thick). The middle part of the Tomochi Formation is subdivided into the lower conglomerate (10-180 m in thickness) and upper mudstone-predominant facies (more than 220 m in thickness). The upper part of the Tomochi Formation is composed of thick sandstone and interbeds of sandstone and mudstone (over 600 m thick), and the overlain part is cut by the UYTL. The Tomochi Formation yields many marine molluscan fossils and is correlated to the Upper Aptian to Lower Albian.

2. Pre-Cenozoic in northern side of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line

The north side of the UYTL is underlain by the Late Cambrian Hikawa Tonalite, Early to Middle Permian Ryuhozan Group, Late Triassic to Early Jurassic Manotani Metamorphic Rocks, Early Cretaceous Higo Metamorphic Rocks, Early Cretaceous Higo Plutonic Rocks and Late Cretaceous Mifune Group. The Mifune Group unconformably covers the Manotani Metamorphic Rocks.

2.1 Early Ordovician Hikawa Tonalite

The Hikawa Tonalite are distributed along the UYTL as a NNE-SSW elongated body. The Hikawa Tonalite underwent intense mylonitization in Early Cretaceous time and is in tectonic contact with the Ryuhozan Group.

2.2 Early to Middle Permian Ryuhozan Group

The Ryuhozan Group consists of limestone, sandstone, mudstone, mafic volcanoclastic rock, felsic volcanoclastic rock and their metamorphic equivalents. Melange and chert are not found in the group. The Ryuhozan Group underwent Early Cretaceous low P/T metamorphism (Higo metamorphism).

2.3 Late Triassic to Early Jurassic Manotani Metamorphic Rocks

The Manotani Metamorphic Rocks consist of mafic schist, pelitic schist, siliceous schist, psammitic schist and serpentinite. These rocks were formed by Late Triassic to Early Jurassic high P/T metamorphism. The southern margins are bounded from the Higo Metamorphic Rocks by an E-W trending high angle fault in this district. The southern part of the Manotani Metamorphic Rocks underwent Higo metamorphism in Early Cretaceous time. The Manotani Metamorphic Rocks are unconformably covered by the Mifune Group.

2.4 Early Cretaceous Higo Metamorphic Rocks

The Higo Metamorphic Rocks consist of metamudstone, metasandstone, crystalline limestone, metamorphosed mafic rock, metamorphosed ultramafic rocks and metasiliceous rock. These rocks were formed by Early Cretaceous low P/T metamorphism (Higo Metamorphism). The Higo Metamorphic Rocks can be divided into three metamorphic zones, such as the biotite, sillimanite and garnet-cordierite zones in order of increasing metamorphic grade. Metamorphic lithology changes from schist to gneiss with increasing metamorphic grade. In the garnet-cordierite zone, migmatite, metatexite and diatexite are distributed pervasively. The Higo Metamorphic Rocks initially have a simple thermal structure where metamorphic temperatures and pressures increase towards apparent lower structural levels. However, the original metamorphic structure was collapsed by activities of the E-W and NNE-SSW or NE-SW trending high angle faults.

2.5 Early Cretaceous Higo Plutonic Rocks

The Higo Plutonic Rocks consist of Manzaka Tonalite, Miyanohara Tonalite and Shiraishino Granodiorite with subordinate gabbroic rocks, leucogranite and granodiorite porphyry. The Manzaka Tonalite intruded into the Higo Metamorphic Rocks. The Miyanohara Tonalite intruded into the Ryuhozan Group and Hikawa Tonalite. The Miyanohara Tonalite and Shiraishino Granodiorite are gradational in composition and texture, and probably form a continuous plutonic body. The Shiraishino Granodiorite intruded into both the Higo Metamorphic Rocks and Manzaka Tonalite.

2.6 Late Cretaceous sediments

The Cretaceous sediments north of the UYTL is the Mifune Group, which is lithostratigraphically divided into three parts: the basal, lower and upper parts. The basal part (Mil; 5 m in thickness) of the Mifune Group consists of basal conglomerate with red mudstone, unconformably covering the Manotani Metamorphic rocks. The lower part (over 1,350 m thick) of the Mifune Group is subdivided into five units: Mi2 (mudstone predominant interbeds of mudstone and sandstone), Mi3 (interbeds of sandstone and mudstone), Mi4 (sandstone predominant), Mi5 (sandstone predominant interbeds of sandstone and mudstone) and Mi6 (mudstone predominant interbeds of mudstone and sandstone) with some thin beds of felsic tuff. The upper part (more than 600 m in thickness) of the Mifune Group is composed mainly of red mudstone with thin beds of felsic tuff. The lower part of the Mifune Group bears many brackish and shallow marine molluscan fossils. The upper part of the Mifune Group is lacustrine sediments and yields few fossils in the Tomochi area, but some brackish molluscan fossils and terrestrial animal (reptile and mammal) fossils occur from the upper part of the group in the neighboring Mifune area.

3. Quaternary

Quaternary deposits consist of Pleistocene Kakuto Pyroclastic Flow Deposits, Aso Volcanic Products, terrace deposits, fan deposits, landslide deposits and alluvial lowland deposits. Kakuto Pyroclastic Flow Deposits have small distributions near the Hikawa Dam, and are composed of welded tuff with non-welded deposits of vitric ash and pumice. Aso Volcanic Products are composed of Middle Pleistocene Aso-land 2 Pyroclastic Flow Deposits and Late Pleistocene Aso-3 and 4 Pyroclastic Flow Deposits. These pyroclastic flow deposits are composed of welded tuff, non-welded deposits of vitric ash, scoria and pumice. Although Aso-1 and 2 Pyroclastic Flow Deposits are distributed only in the northeastern part of the Tomochi District, Aso-3 Pyroclastic Flow Deposits are pervasively distributed in the north side of the UYTL. Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits are distributed all over the district. Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits formed a wide plateau in the lowland of the north side of the UYTL and a small plateau along rivers in the south side of the UYTL.

Terrace deposits mainly distribute along the Hamato and Tsuru Rivers in the northwestern part of the Tomochi District. They almost entirely cover the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits. Alluvial lowland deposits mainly occur around Kosa Town along the Midori Kawa.

Landslide deposits are mainly distributed on the serpentinite melanges, and some landslide deposits are distributed on the Jurassic and Permian melanges.

4. Neotectonics

The Hinagu Fault at the northwestern margin of this district is an active fault with a northeast trend, and seismic activity continues. However, no geographic offset is observed in this district.

The Usuki-Yatsushiro Tectonic Line (UYTL) is a major geologic boundary of pre-Cenozoic in Kyushu and also made a large geographic offset between the north and south around the Tomochi District. However, there is no offset on the Aso-4 Pyroclastic

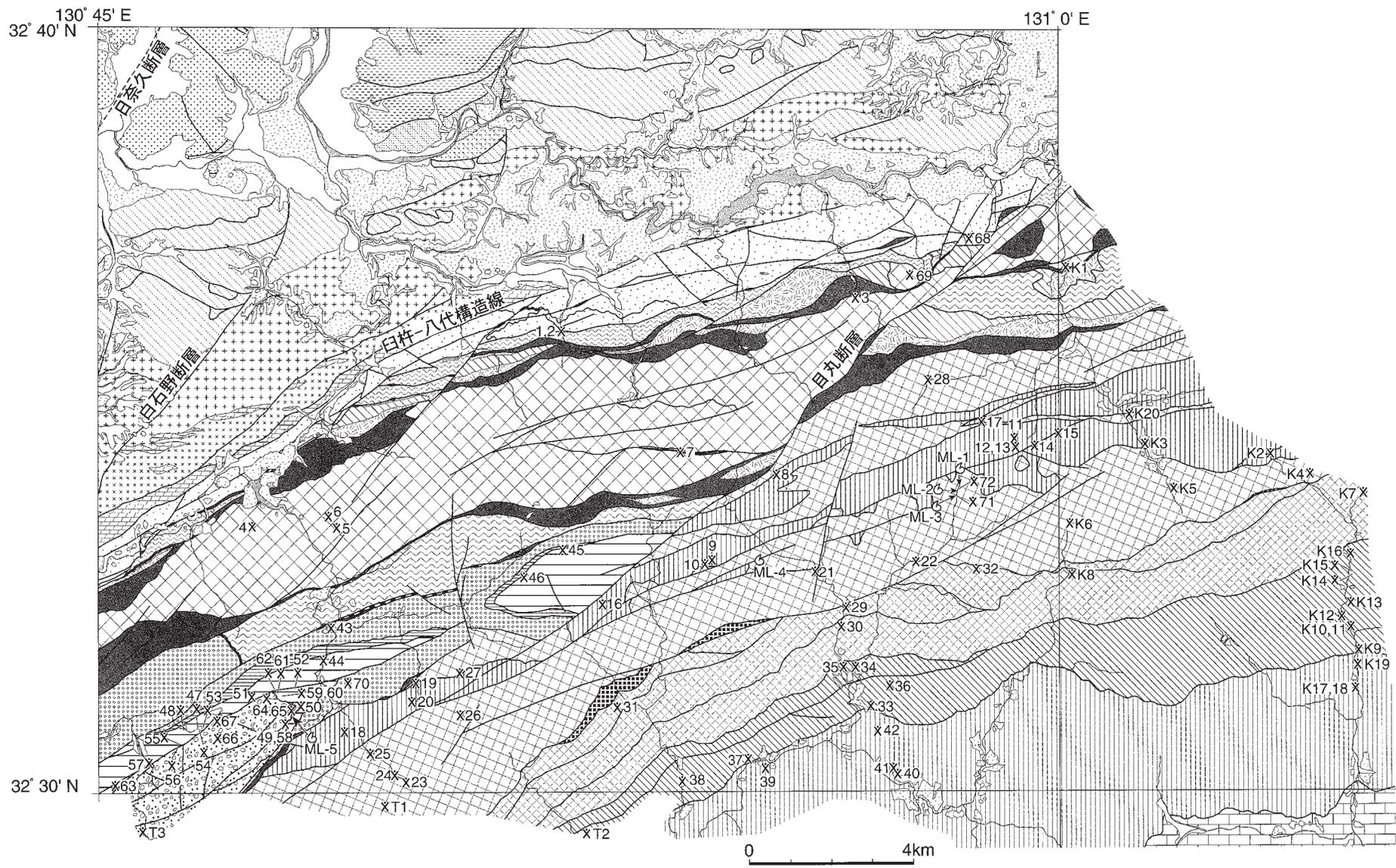
Rocks on the UYTL in this district.

The Shiraishino Fault formed a large offset to the Higo Metamorphic and Plutonic Rocks, and the Memaru Fault also formed a large offset to all pre-Cenozoics in the south side of the UYTL. However, there is some doubt that the two faults are active.

5. Economic and environmental geology

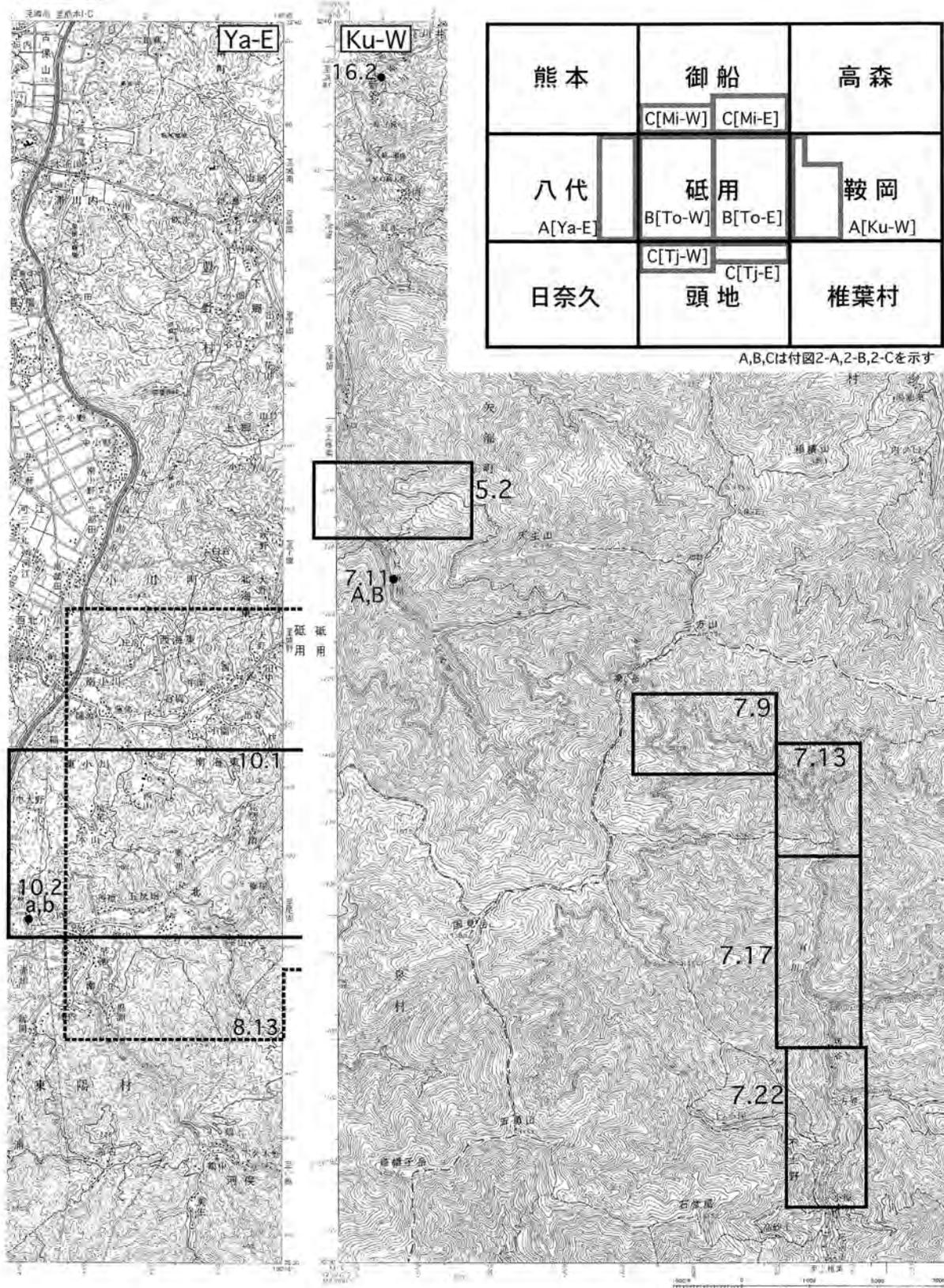
In the Tomochi District, although there were some iron and manganese mines in the basalt slabs in the Otao Unit and limestone mines in the Higo Metamorphic Rocks, there are no working mines. Some quarries distributed on the north side of the UYTL are in operation and produce crushed stones. The Miyanohara Tonalite, Hikawa Tonalite, Higo Metamorphic Rocks, limestone in Ryuhozan Group are quarried. Whereas, on the south side of the UYTL, the sandstone of the Kuma Formation is quarried only to crushed stones.

There is a hot spring and two mineral springs in the Tomochi District.



付図1 微化石及びペルム紀、ジュラ紀軟体動物化石の産出地

付図2-A

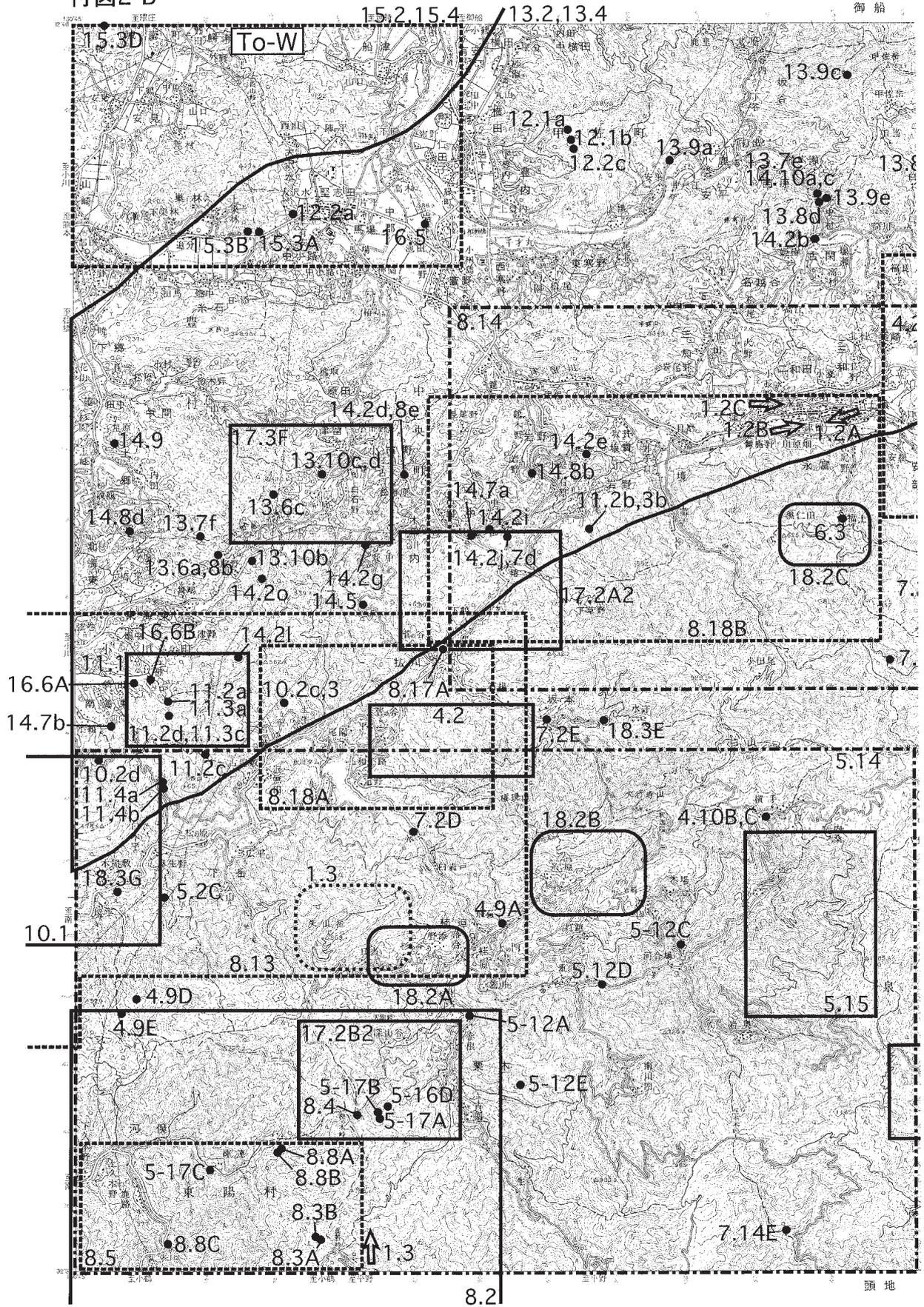


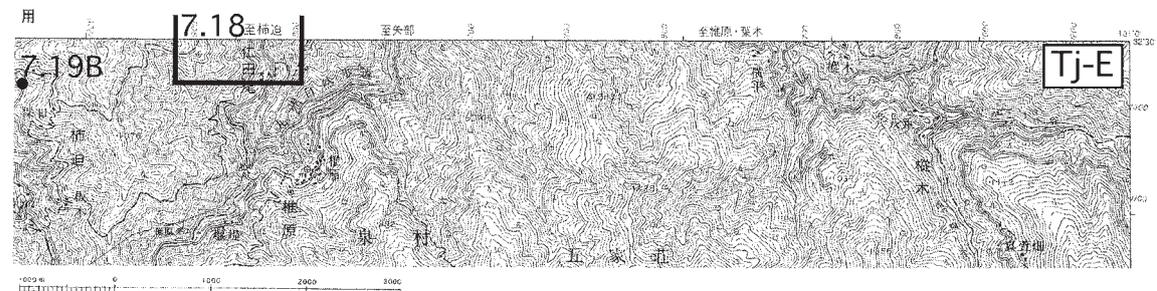
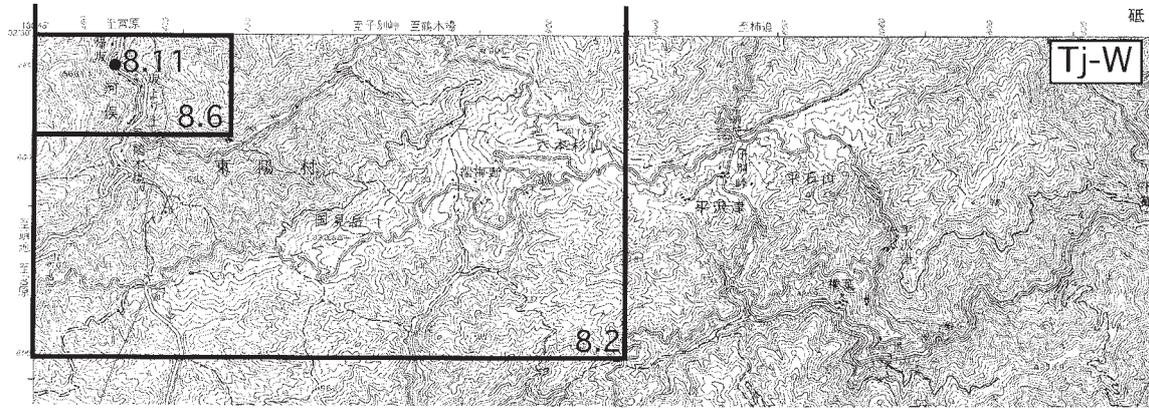
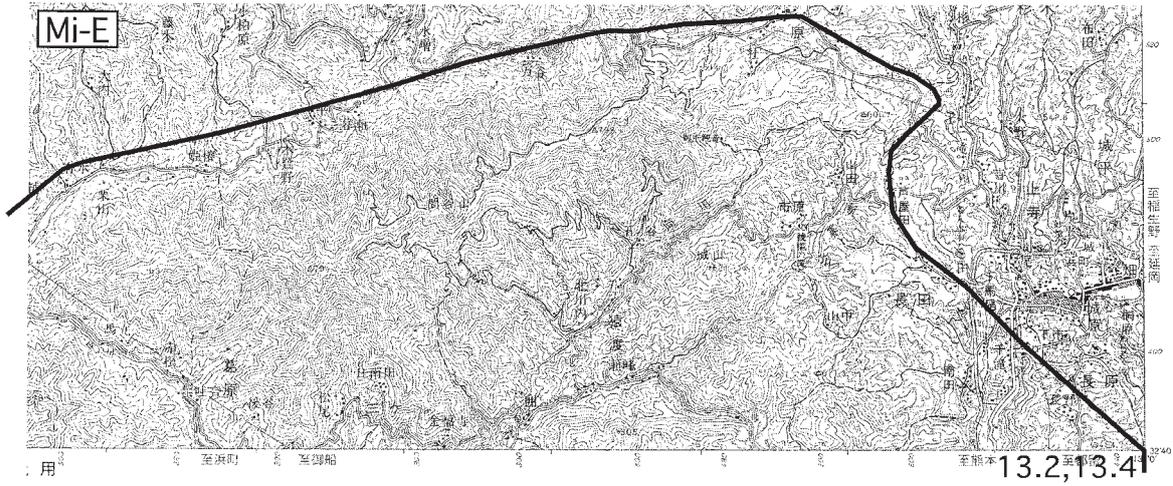
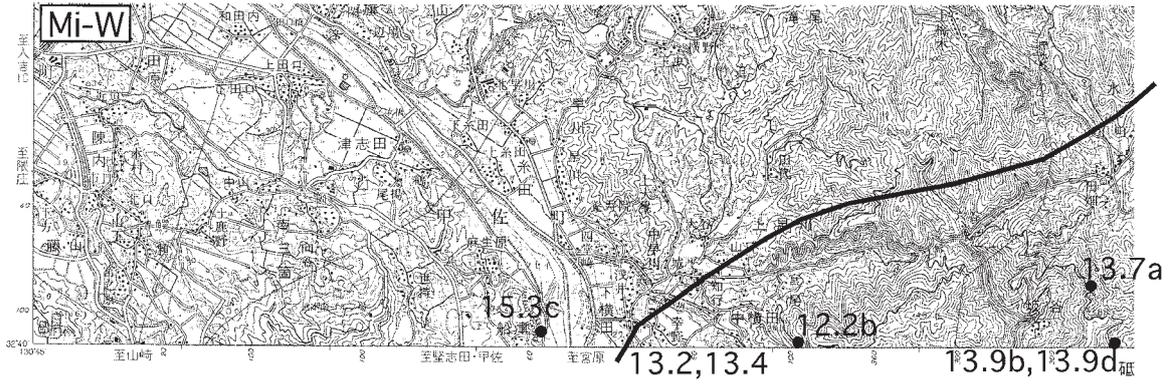
A,B,Cは付図2-A,2-B,2-Cを示す

付図2 図の位置図

地質図幅に位置が示されているもの（化石産出地点、年代測定試料や化学分析試料の採集地点、温泉など）やルートマップに位置が示されているものは除いた。第11.2図aと第11.3図b, 第11.2図dと第11.3図c, 第13.9図bと第13.9図d, は近隣の露頭ではあるが、別露頭から採取した試料である。

付図2-B





執筆分担

第 1 章 地 形	齋藤 眞
第 2 章 地質概説	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫
第 3 章 白杵-八代構造線以南の地質体区分と岩相記載方法	齋藤 眞
第 4 章 蛇紋岩メラングジュと五家荘変成岩	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一
第 5 章 シルル紀-ジュラ紀正常堆積物	齋藤 眞・利光誠一・宮崎一博
第 6 章 ペルム紀堆積岩コンプレックス	齋藤 眞・利光誠一
第 7 章 秩父帯ジュラ紀堆積岩コンプレックス	齋藤 眞
第 8 章 前期白亜紀正常堆積物	利光誠一・齋藤 眞・宮崎一博
第 9 章 白杵-八代構造線以南の中古生界の地質構造	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一
第 10 章 氷川トータル岩	宮崎一博
第 11 章 竜峰山層群	宮崎一博
第 12 章 間の谷変成岩類	宮崎一博
第 13 章 肥後変成岩類	宮崎一博
第 14 章 肥後深成岩類	宮崎一博
第 15 章 後期白亜紀正常堆積物	利光誠一
第 16 章 第四系	星住英夫・齋藤 眞・宮崎一博
第 17 章 新生代の地質構造, 地殻変動と重力異常	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一
第 18 章 地質災害	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一
第 19 章 資源地質・土地地質・観光地質	齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一

文献引用例

齋藤 眞・宮崎一博・利光誠一・星住英夫 (2005) 砥用地域の地質. 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, 218 p.

章単位での引用例

齋藤 眞 (2005) 砥用地域の地質, 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. 1-4.

Bibliographic reference

Saito, M., Miyazaki, K., Toshimitsu, S. and Hoshizumi, H. (2005) Geology of the Tomochi district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 218 p. (in Japanese with English abstract 8 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Saito, M. (2005) Geology of the Tomochi district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 砥用地域の地質
平成 17 年 2 月 28 日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社

裏表紙説明: 砥用地域の地質鳥瞰図.

国土地理院発行, 数値地図 50 m メッシュのデータと地質概略図を重ね合わせてカシミール 3 D (<http://www.kashmir3d.com/>) を用いて表示した. 地質図の色が塗られていない所は本地域外. 調査地域内で色の薄い部分は地すべり堆積物の分布.

- A. 本地域北部の甲佐岳上空から, 南側を俯瞰. 砥用町以東では, 白杵-八代構造線の南北で地形が大きく異なる. また, 目丸断層が地形的な弱線になっている.
- B. 本地域西縁部から東側を俯瞰. 蛇紋岩メランジュの分布と地形的な弱線が一致しているのがわかる. 右隅から中央上部に延びるのが栗木向斜の部分の正常堆積物である.

UYTL : 白杵-八代構造線, SF : 白石野断層, MF : 目丸断層

Yy : 矢山岳, Ks : 甲佐岳

Iz : 泉村, Ko : 甲佐町, To : 砥用町, Md : 緑川ダム, Hd : 氷川ダム

Back cover:

3D-views of geologic map of the Tomochi District.

The generalized geological map of the district is put on the geographic map which is made from the 50 m mesh geographic data of the Geographical Survey Institute, by Kashmir 3D (<http://www.kashmir3d.com/>).

A. Southward view from the air above Mt.Kosa-dake

B. Eastward view from the air above the western margin of the Tomochi District.

UYTL : Usuki-Yatsushiro Tectonic Line, SF : Shiraishino fault, MF : Memaru fault

Yy : Mt. Yayamadake, Ks : Mt. Kosadake

Iz : Izumi, Ko : Kosa, To : Tomochi, Md : Midorikawa Dam, Hd : Hikawa Dam