

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
東京(8)第69号  
NI-54-31-12

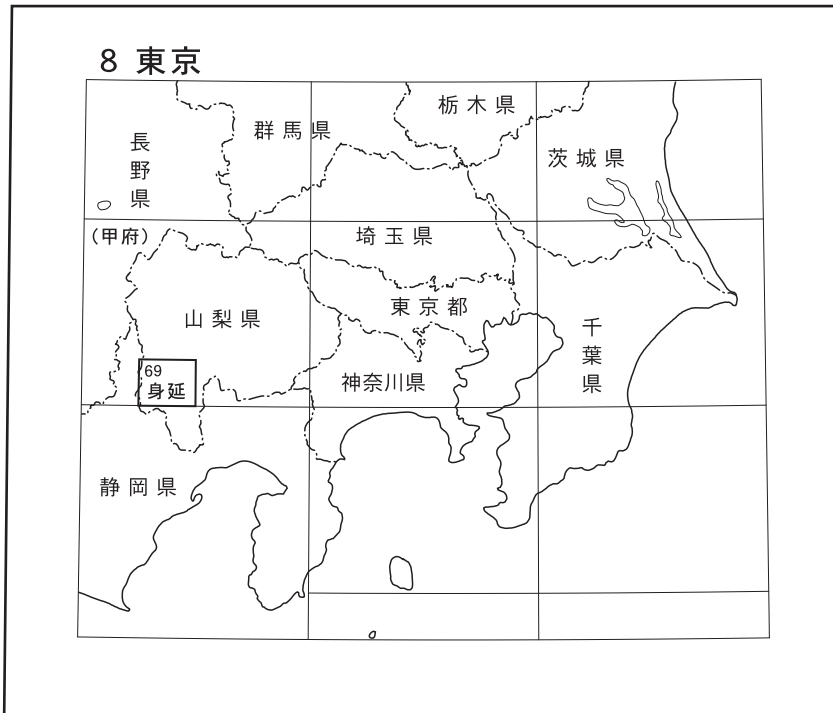
## 身延地域の地質

尾崎正紀・杉山雄一

平成30年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

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

8-57 大河原 Ogawara NI-54-31-15 (未刊行, unpublished)	8-58 鯉沢 Kajikazawa NI-54-31-11 (未刊行, unpublished)	8-59 甲府 Kōfu NI-54-31-7 (1956)
8-68 赤石岳 Akaishi Dake NI-54-31-16 (未刊行, unpublished)	8-69 身延 Minobu NI-54-31-12 (2018)	8-70 富士山 Fuji San NI-54-31-8 (未刊行, unpublished)
8-78 井川 Ikawa NI-54-32-13 (未刊行, unpublished)	8-79 南部 Nanbu NI-54-32-9 (2014)	8-80 富士宮 Fujinomiya NI-54-32-5 (未刊行, unpublished)

沼津 Numazu  
1:75,000 (1953)



## 身延地域の地質

尾崎正紀\*・杉山雄一\*\*

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図類を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく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。「身延」地域の地質図幅の作成は、この地質図作成の一環として行われたもので、昭和62年度(1987年度)から平成3年度(1991年度)の調査と、それ以降の研究の成果に基づいている。

本報告の作成にあたって、糸魚川-静岡構造線以西の四万十帯(四万十主帯及び瀬戸川帯)に分布する地層・岩体の野外調査と執筆は杉山が担当した。また、同構造線以东の南部フォッサマグナ地域に分布する地層・岩体の野外調査は尾崎と杉山が実施し、執筆は尾崎が担当した。全体のとりまとめは尾崎が行った。

杉山による四万十帯の研究に当たっては、石油資源開発株式会社(当時)の井上洋子氏に有孔虫化石の鑑定を、元大阪大学の西村明子氏に放射虫化石の鑑定を行って頂いた。金沢大学の荒井章司教授と産業技術総合研究所地質調査総合センターの地質標本館の下川浩一氏には、四万十主帯及び瀬戸川帯に分布する各種岩石について薄片の顕微鏡観察を行って頂き、構成鉱物、岩石組織、変成相等についてご教示頂いた。また、尾崎の南部フォッサマグナ地域の調査では、ゴルフ場敷地の調査において、富士川カントリークラブ株式会社に便宜を頂いた。更に、杉山及び尾崎が本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の安部正治、佐藤芳治、野上貴嗣(以上、当時)、大和田 朗、佐藤卓見の各氏によって作成された。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

(平成29年度稿)

---

所 属

\* 地質調査総合センター地質情報研究部門

\*\* 地質調査総合センター活断層・火山研究部門(名誉リサーチャー)

Keywords : Geological map of Japan, 1: 50,000, Minobu, Late Cretaceous, Paleocene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto Belt, Setogawa Belt, South Fossa Magna, Shirane Group, Sumatagawa Group, Inui Group, Setogawa Group, Oigawa Group, Ryuso Group, Koma Group, Nishiyatsushiro Group, Fujikawa Group, intrusive rocks, terrace deposits, active fault

## 目 次

第1章 地 形 .....	1
1.1 位置及び行政区分 .....	1
1.2 山 地 .....	1
1.3 段丘及び低地 .....	6
1.4 水 系 .....	6
第2章 地 質 概 説 .....	7
2.1 概 要 .....	7
2.2 四万十主帯に分布する地層・岩体 .....	11
2.3 瀬戸川帯に分布する地層・岩体 .....	11
2.4 南部フォッサマグナに分布する地層・岩体 .....	12
2.5 第四系 .....	15
2.6 地質構造 .....	15
2.7 地 史 .....	15
第3章 四万十主帯に分布する地層・岩体 .....	17
3.1 研究史 .....	17
3.2 概 要 .....	19
3.3 白根層群 .....	20
3.4 寸又川層群 .....	23
3.5 犬居層群 .....	23
第4章 瀬戸川帯に分布する地層・岩体 .....	31
4.1 研究史 .....	31
4.2 概 要 .....	32
4.3 瀬戸川層群 .....	32
4.4 大井川層群 .....	44
4.5 竜爪層群 .....	46
第5章 巨 摩 層 群 .....	48
5.1 研究史及び概要 .....	48
5.2 層序区分 .....	53
5.3 櫛形山亜層群 .....	54
5.3.1 概 要 .....	54
5.3.2 十谷層 .....	54
5.3.3 富士見山層 .....	55
5.3.4 新倉層 .....	56
5.4 桃の木亜層群 .....	58
5.4.1 概 要 .....	58
5.4.2 茂倉層 .....	58
5.4.3 大原野層 .....	59
5.5 巨摩層群の堆積年代 .....	60
5.5.1 浮遊性有孔虫化石分析結果 .....	60
5.5.2 微化石層序に基づく巨摩層群の堆積年代 .....	61

第6章 西八代層群 .....	64
6.1 研究史及び概要 .....	64
6.2 層序区分 .....	70
6.3 古関川層 .....	70
6.4 常葉層 .....	72
6.4.1 概要 .....	72
6.4.2 勝坂泥岩部層 .....	72
6.4.3 和平凝灰岩部層 .....	74
6.4.4 上一色火山角礫岩部層 .....	74
6.4.5 月見橋火山碎屑岩部層 .....	75
6.4.6 出口砂岩泥岩部層 .....	75
6.4.7 屏風岩凝灰岩部層 .....	75
6.5 御殿山層 .....	76
6.5.1 概要 .....	76
6.5.2 榎の木峠玄武岩部層 .....	76
6.5.3 船山泥岩部層 .....	76
6.6 堆積年代 .....	77
第7章 富士川層群 .....	78
7.1 研究史及び概要 .....	78
7.2 層序区分 .....	83
7.3 しもべ層 .....	84
7.3.1 概要 .....	84
7.3.2 竹之島砂岩泥岩互層部層 .....	84
7.3.3 上之平火山碎屑岩礫岩砂岩互層部層 .....	84
7.4 身延層 .....	85
7.4.1 概要 .....	85
7.4.2 八木沢泥岩部層 .....	85
7.4.3 丸滝礫岩部層 .....	90
7.4.4 波木井砂岩泥岩互層部層 .....	91
7.4.5 清子火山碎屑岩部層 .....	92
7.5 原層 .....	92
7.6 久遠寺層 .....	93
7.7 相又層 .....	93
7.7.1 概要 .....	93
7.7.2 鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層 .....	94
7.7.3 烏森山火山碎屑岩部層 .....	95
7.8 曙層 .....	96
7.8.1 概要 .....	96
7.8.2 手打沢角礫岩部層 .....	96
7.8.3 遅沢砂岩部層 .....	97
7.8.4 川平泥岩部層 .....	101
7.8.5 夜子沢礫岩部層 .....	101
7.9 堆積年代 .....	102

7. 10	手打沢不整合	106
第8章	南部フォッサマグナの貫入岩	110
8. 1	概要	110
8. 2	相又岩体	110
8. 3	下部岩体	110
第9章	第四系	114
9. 1	概要	114
9. 2	更新統	114
9. 2. 1	平須層(高位段丘堆積物)	114
9. 2. 2	中位段丘堆積物	115
9. 2. 3	低位段丘堆積物	115
9. 3	完新統	115
9. 3. 1	崩積堆積物	115
9. 3. 2	扇状地堆積物	115
9. 3. 3	網状河川堆積物及び谷底平野堆積物	116
9. 3. 4	現河床堆積物	116
第10章	地質構造	117
10. 1	概要	117
10. 2	断層	117
10. 2. 1	井川 - 大唐松山断層	117
10. 2. 2	笹山構造線	120
10. 2. 3	藤代断層	120
10. 2. 4	糸魚川 - 静岡構造線	120
10. 2. 5	茂倉断層	127
10. 2. 6	曙断層	128
10. 2. 7	樽坪断層	130
10. 2. 8	身延断層	130
10. 2. 9	西乗川断層	132
10. 3	褶曲	133
10. 3. 1	雨畑川向斜	133
10. 3. 2	南部フォッサマグナに発達する東北東 - 西南西方向の褶曲	133
10. 3. 3	南部フォッサマグナに発達する北北西 - 南南東方向の褶曲	135
10. 4	活断層	135
10. 4. 1	曙断層	135
10. 4. 2	身延断層	139
10. 5	重力異常	141
第11章	災害地質	143
11. 1	地震	143
11. 1. 1	歴史地震	143
11. 1. 2	最近の地震活動	143
11. 2	斜面崩壊	143
11. 3	地すべり	146

第12章 資源地質	147
12.1 金属鉱床	147
12.2 非金属鉱床	147
12.3 砂利及び石材	147
12.4 天然ガス	148
12.5 温泉及び鉱泉	149
文献	150
Abstract	163

### 図・表・付図目次

第1.1図 身延図幅及び周辺地域の行政区分	1
第1.2図 身延図幅地域の行政区分名	2
第1.3図 身延図幅及び周辺地域の鳥瞰図	3
第1.4図 身延図幅地域の山地及び河川名	4
第1.5図 身延図幅地域の地形	5
第2.1図 身延図幅地域及び周辺地域の地質概略図	8
第2.2図 身延図幅地域及び周辺地域の地質総括図	9
第2.3図 身延図幅地域の先第四系地質概略図	10
第2.4図 身延図幅地域東部の新第三系地質概略図	13
第2.5図 身延図幅地域に分布する巨摩層群, 西八代層群及び富士川層群の層序区分と年代	14
第3.1図 赤石山地の四万十帯の地質概略図	18
第3.2図 赤石山地の四万十帯の構造区分と模式層序	19
第3.3図 身延図幅地域に分布する四万十帯主部の地質概略図	21
第3.4図 白根層群の頁岩(Si)	22
第3.5図 大井川源流, 西俣川(北西隣大河原図幅地域)沿いの白根層群の地質断面図	22
第3.6図 寸又川層群の非変形砂岩の顕微鏡写真	24
第3.7図 犬居層群の地質柱状図	25
第3.8図 犬居層群の片状砂岩の顕微鏡写真	25
第3.9図 微褶曲した珪質脈が発達する犬居層群の頁岩(I)	26
第3.10図 犬居層群の砂岩頁岩互層(I)中の紡錘形~レンズ状砂岩層	26
第3.11図 破断した犬居層群の砂岩頁岩互層(I)	27
第3.12図 珪質脈と“細互層”する犬居層群の頁岩(I)	27
第3.13図 犬居層群の頁岩中に挟まれる玄武岩ブロック(Ig)	28
第3.14図 犬居層群及び白根層群産玄武岩の元素組成による起源判別ダイアグラム	30
第3.15図 犬居層群及び白根層群産玄武岩のZr-Zr/Y図	30
第4.1図 瀬戸川帯の構造区分と地質の概略	33
第4.2図 瀬戸川帯の構造区分と層序・岩相・年代の概要	34
第4.3図 瀬戸川帯の地質図	36
第4.4図 瀬戸川帯の地質断面図	38
第4.5図 瀬戸川層群の地質柱状図	38

第 4. 6 図	ピクライト玄武岩の顕微鏡写真	39
第 4. 7 図	玄武岩ハイアロクラスタイトの顕微鏡写真	39
第 4. 8 図	スレート劈開が発達する瀬戸川層群の粘板岩層	40
第 4. 9 図	雨畑川向斜西翼部の砂岩優勢層	40
第 4. 10 図	瀬戸川層群の層理面とスレート劈開面の卓越走向	41
第 4. 11 図	粘板岩に見られるキンクバンド	42
第 4. 12 図	斑れい岩の顕微鏡写真	43
第 4. 13 図	ドレライトの顕微鏡写真	44
第 4. 14 図	大井川層群の地質柱状図	45
第 4. 15 図	大井川層群の頁岩	45
第 4. 16 図	竜爪層群の流紋岩の顕微鏡写真	46
第 5. 1 図	巨摩層群の地質概略図	49
第 5. 2 図	巨摩層群の層序区分の変遷	50
第 5. 3 図	身延図幅地域に分布する巨摩層群の層序区分と対比	51
第 5. 4 図	身延図幅地域に分布する巨摩層群の地質図	52
第 5. 5 図	十谷層の岩相	55
第 5. 6 図	富士見山層の火山円礫岩	56
第 5. 7 図	新倉層の岩相	57
第 5. 8 図	茂倉層の岩相	59
第 5. 9 図	大野原層の破碎された泥岩	60
第 6. 1 図	西八代層群の地質概略図	65
第 6. 2 図	身延図幅地域に分布する西八代層群の地質図	66
第 6. 3 図	身延図幅地域及び周辺に分布する西八代層群の層序区分と対比	68
第 6. 4 図	古関川層の岩相	71
第 6. 5 図	常葉層の岩相	73
第 7. 1 図	富士川層群の地質概略図(累層区分)	79
第 7. 2 図	富士川層群の地質概略図(部層区分)	80
第 7. 3 図	身延図幅地域に分布する富士川層群の層序区分と対比	81
第 7. 4 図	身延図幅地域に分布する富士川層群の地質図	86
第 7. 5 図	しもべ層及び身延層の岩相	89
第 7. 6 図	烏森山火山碎屑岩部層の同質安山岩礫からなる凝灰角礫岩	96
第 7. 7 図	曙層の岩相	98
第 7. 8 図	中富地区の相又層及び曙層の分布と化石産地地点	100
第 7. 9 図	手打沢不整合の露頭写真と水平面図	107
第 8. 1 図	身延図幅地域及び周辺の中新世～鮮新世の貫入岩体の分布	111
第 8. 2 図	貫入岩体の岩相	112
第 9. 1 図	身延町平須付近に分布する平須層及び中位段丘堆積物	114
第 10. 1 図	身延図幅地域及び周辺地域の地質構造概略図	118
第 10. 2 図	身延図幅地域の地質構造図	119
第 10. 3 図	早川支流の保川における笹山構造線の露頭	121
第 10. 4 図	早川町長畑南方における笹山構造線の露頭	121
第 10. 5 図	身延町大城西方(南部図幅地域)の藤代断層の露頭	122
第 10. 6 図	大城西方の藤代断層上盤側(西側)の瀬戸川層群(破碎された玄武岩-石灰岩層)に見られる流動変形	122

第10.7図	糸魚川-静岡構造線を横断する身延-早川測線の反射法地震探査断面とその地質学的解釈	123
第10.8図	内河内川と早川の合流地点(早川町新倉)の糸魚川-静岡構造線の露頭	125
第10.9図	早川町塩之上北西の糸魚川-静岡構造線の露頭	126
第10.10図	身延町大城西方(南部図幅地域)の糸魚川-静岡構造線の断層露頭	127
第10.11図	茂倉断層の露頭	128
第10.12図	曙断層の露頭	129
第10.13図	樽坪断層の露頭	131
第10.14図	身延断層の露頭	132
第10.15図	身延図幅地域及び周辺地域の活断層の分布	136
第10.16図	曙断層を挟んだ鯉沢測線(大柳川測線)(Line1)に沿う反射法地震探査断面とその地質学的解釈	138
第10.17図	身延断層中・南部の分布	140
第10.18図	身延断層の活断層露頭	141
第10.19図	身延図幅地域及び周辺地域の重力図(ブーゲー異常)	142
第11.1図	糸魚川-静岡構造線断層帯南部(白州-富士見山)区間の地震活動と発震機構	144
第11.2図	七面山崩れ	145
第12.1図	身延図幅地域の主な鉱床, 石材, 温泉の分布	148
第3.1表	犬居層群及び白根層群の玄武岩の化学組成	29
第4.1表	瀬戸川層群及び大井川層群から産出した放散虫化石	43
第4.2表	竜爪層群から産出した放散虫及び有孔虫化石	47
第5.1表	身延図幅地域(富士見山地区)に分布する巨摩層群の浮遊性有孔虫化石分析	62
第8.1表	相又岩体のK-Ar年代	112
付図1	犬居層群及び白根層群の化学分析用玄武岩試料採取地点	160
付図2	年代測定, 浮遊性有孔虫化石採取及び露頭写真撮影露頭地点	161
Fig. 1	Geological map in the Minobu District and its vicinity	164
Fig. 2	Summary of the geology in the Minobu District and its vicinity	165
Fig. 3	Geological map in the Minobu District	166
Fig. 4	Summary of the stratigraphy and geological history in the Minobu District and its vicinity.	168





# 第1章 地 形

(尾崎正紀)

## 1. 1 位置及び行政区分

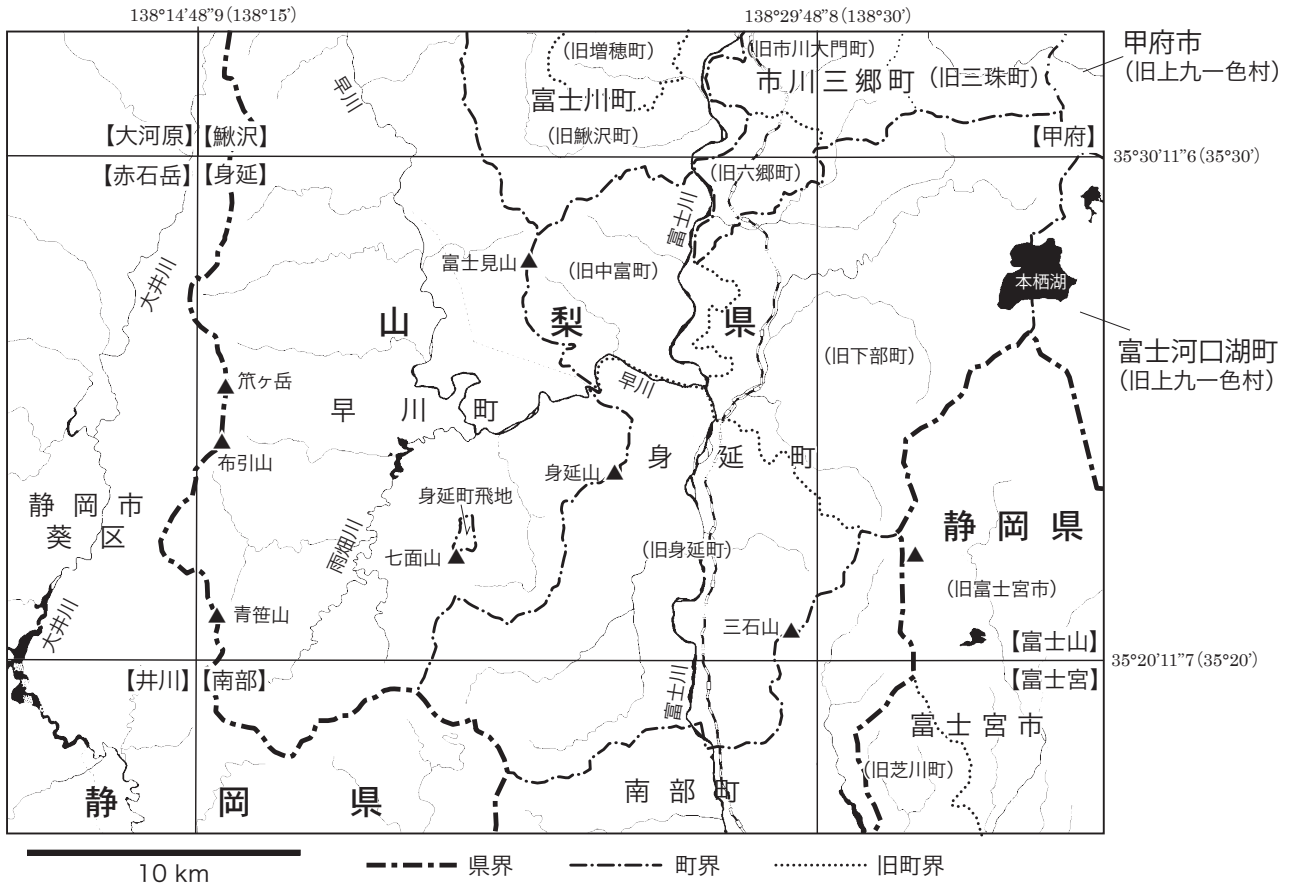
5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)は、国土地理院発行の5万分の1地形図「身延」、世界測地系で東経138°14'48"9～138°29'48"8(日本測地系:138°15'～138°30')、北緯35°20'11"7～35°30'11"6(同:35°20'～35°30')の範囲に位置する(第1.1図)。広さは、南北約18.5km、東西約22.7kmで、面積は約420km<sup>2</sup>に及ぶ。

本地域は、西縁部が静岡県静岡市葵区の北部に属する以外は山梨県に当たり、南巨摩郡早川町の南部、富士川町の南端部、身延町の中・西部、南部町の北縁部、西八代郡市川三郷町の南端部を含む(第1.2図)。なお、

富士川町は2010年に<sup>かしかざわ</sup>鵜沢町と<sup>ますほ</sup>増穂町が、身延町は2004年に旧身延町、<sup>なかとみ</sup>中富町及び<sup>しもべ</sup>下部町が、市川三郷町は2005年に<sup>ろくごう</sup>六郷町、<sup>みたま</sup>三珠町及び市川大門町が、南部町は2003年旧南部町と富沢町が、それぞれ合併した町である。

## 1. 2 山 地

「身延」地域の地形は、町田ほか編(2006)に基づくと、西部は<sup>あかいし</sup>赤石山地に、東部の西部は巨摩山地と<sup>ふじかわたに</sup>富士川谷に、東部の東部は御坂山地と天子山地に区分される(第1.3図・第1.4図)。なお、天子山地は町田ほか編(2006)では<sup>てんしゆ</sup>天守山地と呼んでいるが、本報告では、より一般に使用されている天子山地を使用する。赤石山地と巨摩山



第1.1図 身延図幅及び周辺地域の行政区分

【 】の名称は5万分の1地形図(図幅)名を示す。括弧内の緯度経度は日本測地系。



第 1. 2 図 身延図幅地域の行政区分名

括弧の地名は、行政区分名としては現在使用されていない旧小字。地層名として使用されているものなど必要な地名のみ示す。小字の引き出し線は、どの行政区分名(旧大字)に属するかを示す。背景の地形図は北海道地図株式会社 GISMAP(R) 50000R+ を使用。

地及び富士川谷は、本地域の中央を南北に走る糸魚川－静岡構造線によって境される。巨摩山地と富士川谷は曙断層を境にして区分される。富士川谷と天子山地及び御坂山地との境界は、概ね南流する富士川を境とした。天子山地と御坂山地の境界は明瞭ではないが、本報告では醍醐山付近を境とした。

なお、山梨県農務部農村整備課(1989)では、「身延」地域の赤石山地は雨畑川を境にして笹ヶ岳山地及び七面山山地に、巨摩山地は富士見山山地に、富士川谷は早川以北の平須丘陵性山地及び以南の身延山山地に区分されている。

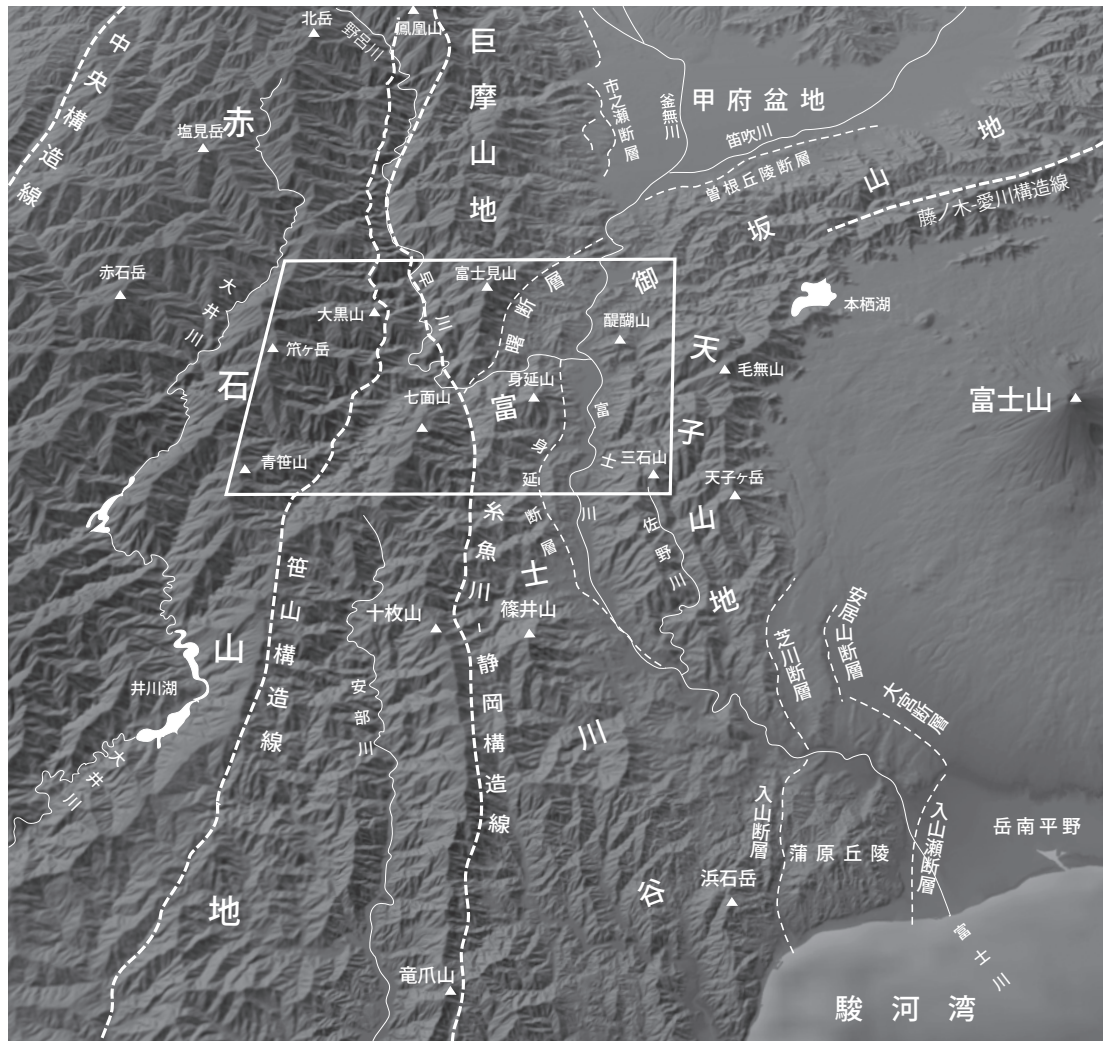
**赤石山地** 本地域は赤石山地の東縁部に位置する。本地域の赤石山地は、更に南北に延びる笹山構造線を境に、西部と東部に区分され、西部に比べ東部の稜線標高が低

くなっている。西部には主に犬居層群(白亜系最上部～暁新統最下部)が、東部には主に瀬戸川層群(始新統～中新統最下部)が分布する。

西部の赤石山地のうち、その西部は本地域で最も標高が高い地域で、本地域の西縁に沿って、笹ヶ岳(標高 2,629 m:「身延」地域の最高点)、布引山(2,583.7 m)、青笹山(2,208.9m)など、2,000～2,600 m 級の稜線が南北方向に発達する(第 1. 5 図 A)。また、その稜線から東西方向に急峻な谷がよく発達し、崩壊地形も多く認められる。

東部の赤石山地は、七面山(1,982.4 m)付近を除くと、西部の赤石山地から連続する東西方向の標高 1,000～1,600 m の稜線が発達する。七面山を含む山地は、標高 1,200～2,000 m の南北方向の稜線が発達し、七面山東側の七面山崩れ(11. 3 節参照)など、稜線沿いに大規模





第 1. 3 図 身延図幅及び周辺地域の鳥瞰図

白線の四角枠は身延図幅地域を示す。背景の地形陰影図は国土地理院 Globe (<http://globe.gsi.go.jp>) での色別標高図に基づき作成。身延図幅地域の範囲は、東西約 22.6 km、南北約 18.4 km。南北に延びる赤石山地と天子山地の間において、相対的に凹地となっている富士川流域の山地は、特に富士川谷と呼ばれる。

崩壊がよく発達する(第 1. 5 図 B)。

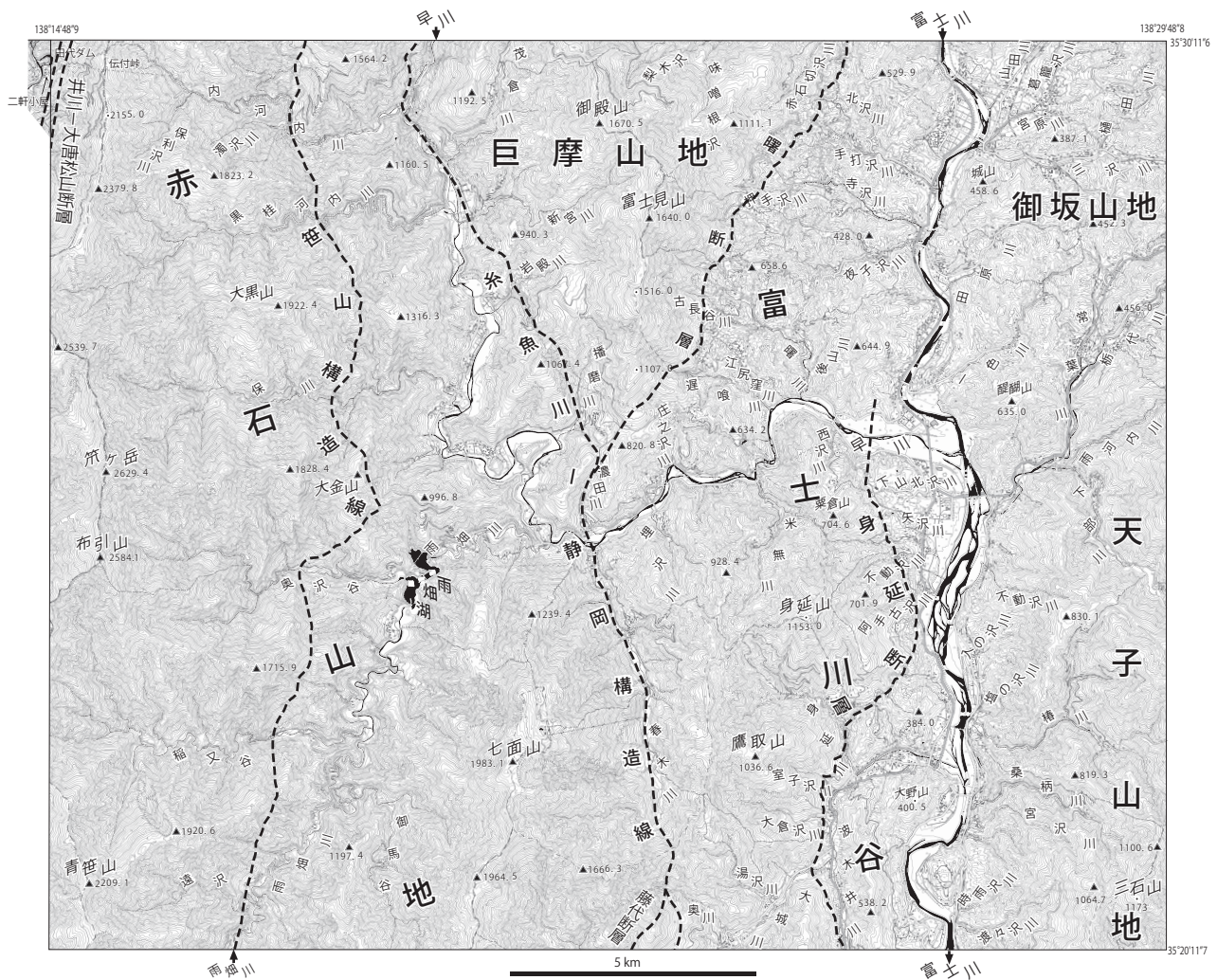
**巨摩山地** 本地域の巨摩山地は巨摩山地の南端部にあたる。西縁を限る糸魚川-静岡構造線と東縁を限る曙断層の間に挟まれた地域で、巨摩層群(下部中新統最上部~中部中新統)が分布する。東部は、富士見山(標高 1,639m)を最高点とし、御殿山(1,669m)など 1,000~1,600 級の稜線の山々からなり、その東縁の曙断層沿いに急崖が形成され、やや定高性のある山地である富士川谷北端部と接する(第 1. 5 図 C)。西部は 900~1,100m 級の稜線からなり、早川の支流として西へ流れ出る河川が発達する。

**富士川谷** 富士川谷は西側の赤石山地と東側の天子山地に挟まれた南北に延びる山地であるが、両山地に挟まれ相対的に凹地を示すため「谷」と呼ばれる。なお、松田

(1961) では、天守山地(本報告の天子山地)も含めて富士川谷と呼んだが、本報告では町田ほか編(2006)に従い富士川谷に天子山地は含めない。「身延」地域には富士川谷の北部が含まれ、主に西八代層群(中部中新統)と富士川層群(下部中新統~鮮新統)が分布する。本地域の富士川谷は、早川を境にして、更に南部と北部に区分される。

南部は身延山(1,153 m)を最高点として、鷹取山(標高 1,036 m)など 1,000 m 級のやや急峻な山地が南北に連なる。ただし、その東部は、南北方向に発達する身延断層を西縁として、西側に比べ稜線の標高が 400~500 m 低い緩やかな山地が形成されている。南部のうち、西部には西八代層群(中部中新統)~富士川層群相又層(上部中新統)が、東部には主に富士川層群身延層(上部中新





第 1. 4 図 身延図幅地域の山地及び河川名

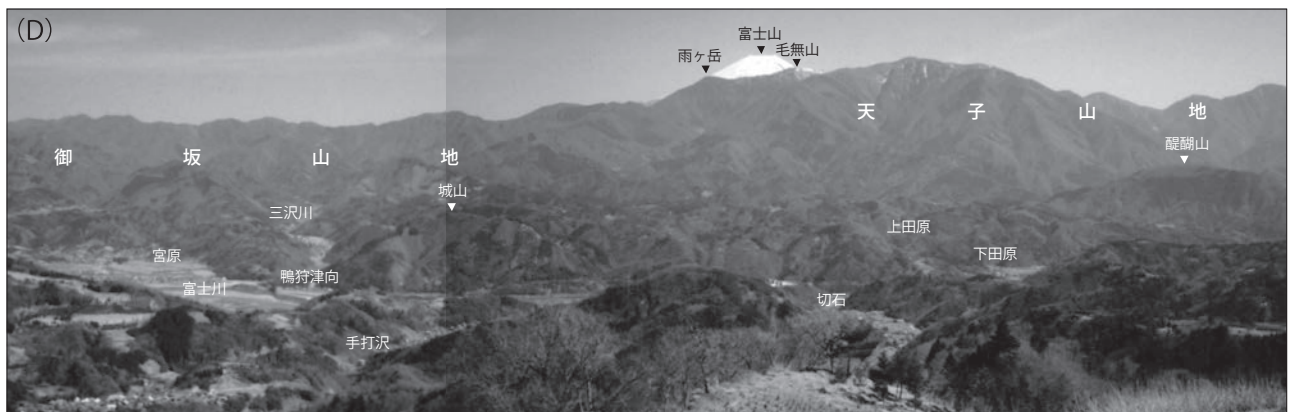
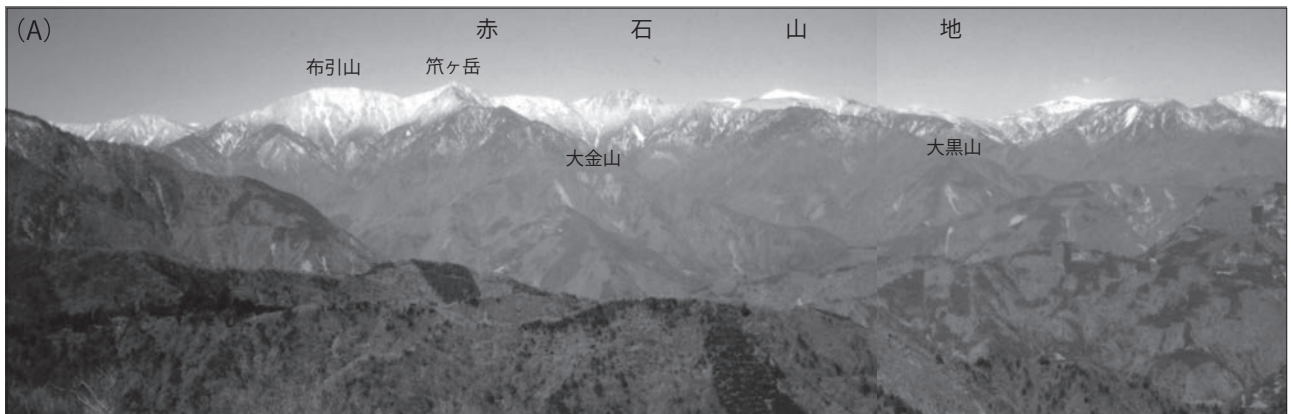
背景の地形図は国土地理院の 5 万分の 1 地形図を使用して作成. ▲は山頂を, 添えてある数字は標高 (m) を示す. 太い破線は構造線と主な断層を示す. 背景の地形図は北海道地図株式会社 GISMAP(R) 50000R+ を使用.

(p. 5 →)

第 1. 5 図 身延図幅地域の地形

- (A) 赤石山地東縁部 (笈ヶ岳, 青笹山の稜線) の南北方向の山並み  
身延山より西北西方を撮影.
- (B) 七面山及び七面山崩れ  
身延山西より南西方を撮影. 写真手前の南北方向の谷 (春木川) に沿って糸魚川-静岡構造線が走る.
- (C) 巨摩山地南部及び富士川谷北端部の丘陵性の山地  
身延山より北方を撮影. 富士見山の北北西-南南東方向の稜線東側 (矢印方向) に曙断層が発達し, その前面に定高性のある丘陵性の山地 (富士川谷) が形成されている.
- (D) 御坂山地及び天子山地  
富士見山の北東約 2 km の稜線より東北東方向を撮影. 御坂山地は, 写真左側から中央手前の, 東西方向の稜線が卓越するなだらかな山地からなる. 天子山地は, 写真右側から中央奥手の, 南北方向の稜線の卓越する標高が高い急峻な山地からなる.
- (E) 屏風岩  
身延町宮木の南, 一色川と富士川が合流する地点を, 対岸の身延町飯富より東方へ撮影. 西八代層群常葉層屏風岩凝灰岩部層からなる. 成層した軽石火山礫凝灰岩, 凝灰岩, 凝灰質砂岩・泥岩の互層が南へ傾斜した地層の横断面の壁 (高さ約 90 m). 同じ層準の地層が醍醐山まで続き, 南側斜層は層理面とはほぼ平行となる.





統)が分布する。

北部は主に富士川層群の曙層(鮮新統)が分布し、その上位を平須層(中部更新統)が部分的に覆う地域である。標高400～600m級の緩斜面及びやや定高性を持つ山地からなり、富士見山の稜線と比較して、標高が500～1,000m低い(第1.5図C)。身延町の平須、大塩、矢細工、夜子沢、久成の河川沿いには曙層の礫岩層及び平須層が削られた比高50～100mの急崖地形が特徴的に認められる。

**御坂山地** 御坂山地は甲府盆地の南側に東西に連なる山地で、本地域北東端部は、その西端部にあたる。標高400～600m、比高200～400mのなだらかな山地からなり、主に西八代層群が分布する。西八代層群に認められる東北東-西南西方向の褶曲に規制された東西方向の稜線がよく発達する。また、西八代層群常葉層の泥岩や凝灰岩の分布域には、多くの地すべり地形が認められる(第1.5図D)。

**天子山地** 天子山地は、富士火山の西側に位置する南北に連なる山地で、本地域南東部はその北西部にあたり、西八代層群と富士川層群しもべ層～身延層(中部～上部中新統)が分布する。三石山(標高1,173m)など800～1,100m級の稜線が南北方向に発達し、河川からの比高は500～900mで、南部ほど標高とともに比高が大きくなり、急峻な地形を示す。富士川の流路を規制する硬質な屏風岩凝灰岩部層が作るケスタ状の地形からなる醍醐山(第1.5図D)や、富士川に削られた屏風岩凝灰岩部層の横断面である屏風岩などの特徴的な地形が認められる(第1.5図E)。

### 1.3 段丘及び低地

「身延」地域の段丘は、富士川沿い(身延町下山、和田、宮木など)や、早川沿い(早川町千須和、早川など)、雨畑川沿い(早川町雨畑の雨畑湖周辺など)に狭小に分布する。段丘の多くが中期～後期更新世の扇状地及び河川沿いの低地が段丘化したものである。

本低地は、河谷平野として富士川及び早川支流沿いに狭小に発達し、市川三郷町の岩間、身延町の西嶋、下山の富士川沿いに、氾濫原として比較的広く発達する。なお、本地域の富士川沿いに発達する河谷平野は富士見河谷平野、富士川の東側に分布する富士川支流沿いの低地は天子山地河谷平野、早川流域沿いの低地は早川河谷平野とも呼ばれる(山梨県農務部農村整備課、1989)。これら低地には、網状河川堆積物、谷底平野堆積物及び扇状地堆積物が分布する。

### 1.4 水系

「身延」地域の河川系は、主に富士川水系とその最大

の支流である早川水系で特徴づけられる(第1.3図・第1.4図)。ほかに、本地域西縁の策ヶ岳など南北に連なる稜線西側は大井川水系に、本地域南東端にある三石山の南東側は富士川の支流である佐野川水系に属する。以下、富士川水系と早川水系の概要を述べる。

**富士川水系** 富士川は、「身延」地域の北方の甲府盆地南西端部で釜無川と笛吹川が合流し、富士川谷、蒲原丘陵を南流して、駿河湾に至る一級河川である。支流として、本地域では、後述の早川のほか、西八代層群及び富士川層群が広く分布する地域には手打沢川・三沢川・常葉川・下部川・波木井川などが発達する。富士川の幅は、早川との合流地付近より上流側では最大150～300mであるが、下流側(身延町下川、帯金付近)では200～600mと急激に広がる。富士川の各支流の川幅は200m以下である。

現在、富士川は上流のダムによって水位は低下しているが、江戸時代から、富士見鉄道(現在のJR身延線)建設の明治36年頃までは、富士川河口付近の岩淵から鯉沢付近(鯉沢、青柳、黒沢の富士川三河岸:「鯉沢」地域)まで水運(富士川舟運)が発達し、300年ほど重要な交通路となっていた(国土交通省甲府河川国道事務所、2003)。

**早川水系** 早川は、北方の仙丈ヶ岳を源流として、赤石山地と巨摩山地の境界である糸魚川-静岡構造線に沿って南流し、本地域中央で糸魚川-静岡構造線から離れ東流して富士川へ合流する一級河川である。なお、早川の最上流は野呂川と呼ばれる。

本地域の早川支流としては、策ヶ岳など本地域西縁の南北方向の稜線から東流する内河内川・黒桂河内川・保川・雨畑川、糸魚川-静岡構造線沿いの春木川、富士川谷北端の曙川などが認められる。更に雨畑川は、本地域南西部を概ね北北東方向に流れ、布引山に至る奥沢谷、稲又山に至る稲又谷、青笹山に至る遠沢などの東西方向の支流を伴う。

本地域内の早川は、概ね川幅が200m以下で、富士川との合流付近のみ500～600mと広がる。上流ダムにより、河川の水位は下がり、特に富士川と合流付近では巨～大礫サイズの礫と砂からなる広い河川敷(現河床堆積物)が認められる。また、河川改修により、これら河川敷の一部は工場などに利用されている。同様に、雨畑川の下流域にも雨畑湖(日本軽金属株式会社所有自家発電用ダム)が建設され、その下流と上流域の河川内を広く砂堆が埋めている。

上流にダムが建設される以前は、早川の水量が豊富で、明治28年頃から大正10年頃まで、富士川と合流地点の高住から飯富への早川水運として木材の運搬が行われていた(早川町教育委員会編、1980)。

## 第2章 地質概説

(尾崎正紀・杉山雄一)

### 2.1 概要

5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)は、地体構造区分上、中央を南北に縦走する糸魚川-静岡構造線を境として、西側の西南日本外帯の四万十帯と東側の南部フォッサマグナと呼ばれる地域に区分される(第2.1図・第2.2図)。なお、糸魚川-静岡構造線は糸魚川から静岡に達する総延長約250kmの大規模な断層で、地域により異なる活動史が認められるが、「身延」地域を含む山梨県北杜市小淵沢町以南に発達する糸魚川-静岡構造線は、瀬戸川帯と南部フォッサマグナ地域との境界をなす、伊豆-小笠原弧の衝突時に形成された西傾斜の逆断層である(松田, 1961; 小山, 1984; 杉山・下川(1990)など; 10.2.4項参照)。

ジュラ紀~中期中新世初期に形成された西南日本の地層・岩体は、中央構造線を境として、大陸側の西南日本内帯と太平洋側の西南日本外帯に分布する地層・岩体に区分される。これらの地層・岩体は、南部フォッサマグナ地域を取り囲むように北北西へ凸に屈曲し、その東側延長部は南部フォッサマグナ以北の関東山地や以東の関東平野の地下に分布する。また、西南日本外帯の地層・岩体は、中央構造線から太平洋側へ向かって、三波川帯に分布する白亜紀の高圧低温型変成作用を受けた白亜紀付加コンプレックス(三波川変成岩類)、秩父帯に分布する前期白亜紀前弧海盆堆積物を含む後期ジュラ紀付加コンプレックス(秩父累帯付加コンプレックス)、四万十帯に分布する白亜紀~前期中新世付加コンプレックスや前弧堆積盆~海溝充填堆積物に区分される。更に、赤石山地の四万十帯に分布する地層・岩体は、笹山構造線を境として、四万十主帯と瀬戸川帯に分布する地層・岩体に区分される(日本の地質『中部地方I』編集委員会, 1988)。

赤石山地の四万十主帯には、北西から南東へ向かって、白亜系~古第三系の赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群、三倉層群が帯状に分布する(第2.1図)。これらのうち、「身延」地域には、その北西端に白根層群と寸又川層群が、西縁部に犬居層群が分布する(第2.3図)。

瀬戸川帯は、笹山構造線と糸魚川-静岡構造線に挟まれた地域で、前期中新世~中期中新世初期に形成された付加体が分布する(杉山, 1995)。これらの地層・岩体は、更に糸魚川-静岡構造線から分岐する藤代断層と十枚山

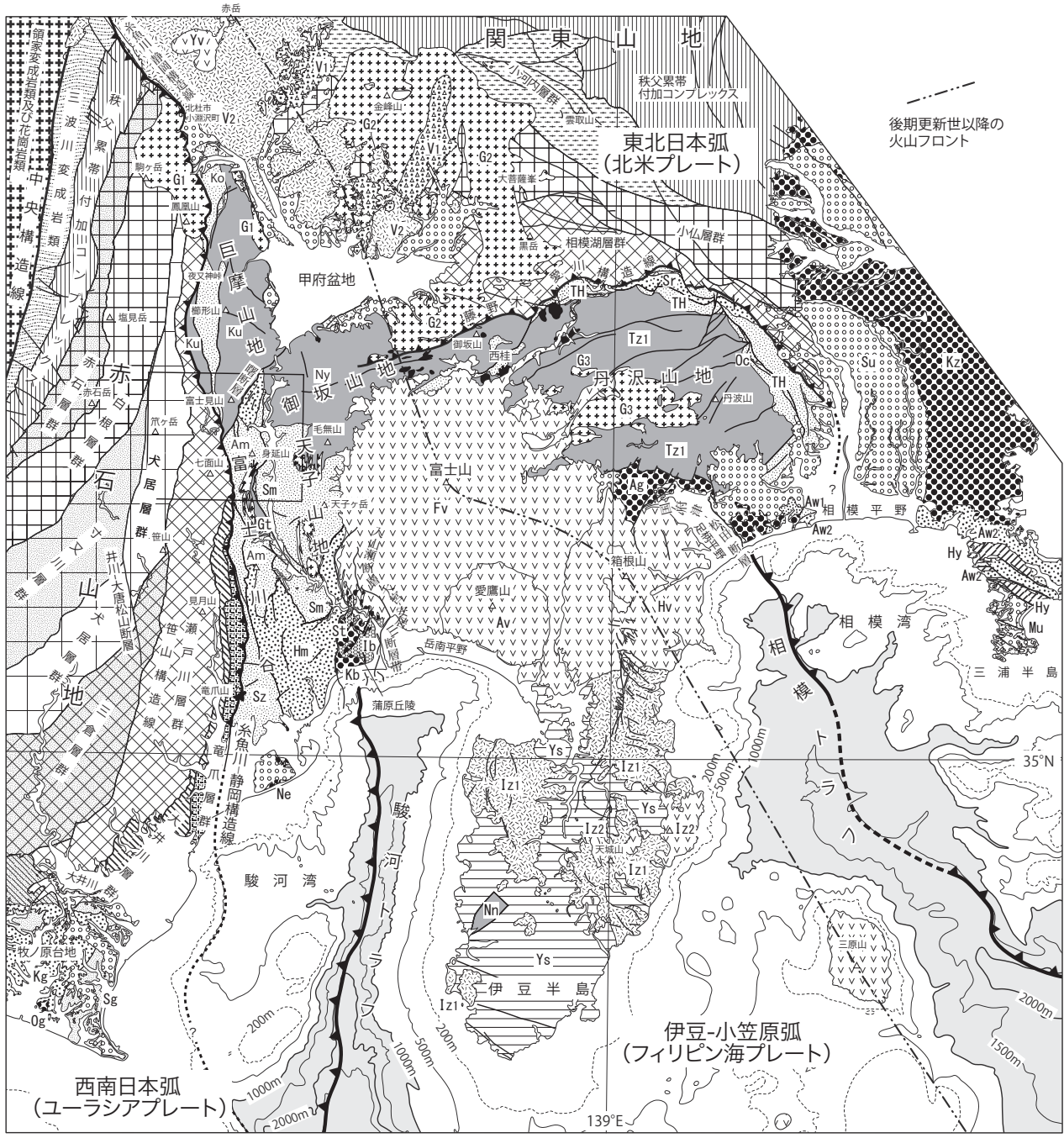
断層を境として、西から瀬戸川層群、大井川層群及び竜爪層群に区分される(杉山, 1995; 第2.2図・第3.1図・第4.1図)。これらのうち、「身延」地域には瀬戸川層群が広く分布し、大井川層群と竜爪層群は本地域南部中央の糸魚川-静岡構造線沿いに狭小に分布する(第2.3図)。





南部フォッサマグナ地域(Matsuda, 1962など)は、フィリピン海プレート東縁部の伊豆-小笠原弧が本州弧に沈み込む衝突帯で、西縁を糸魚川-静岡構造線(松田, 1961の小淵沢-静岡衝上)、北縁~東縁を藤ノ木-愛川構造線、南縁を駿河トラフ~伊豆半島北縁(入山瀬-大宮-安居山断層や国府津-松田断層など)~相模トラフに限られた地域である(第2.1図)。この地域に分布する地層・岩体は、主に前期中新世以降に付加した伊豆-小笠原弧の海底火山及び周辺の深海堆積物と、それらが付加される際のスラスト前面に形成された中期中新世~第四紀の火山岩類を含むトラフ充填堆積物からなり、深成岩類を伴っている。なお、青池(1999)は、フォッサマグナは地溝(リフト)の意味を示し誤解を生むとして、赤石、関東山地、伊豆周辺地域も含め、伊豆-小笠原弧と本州弧が衝突して地形・地質が大きく変形する島弧-島弧衝突帯を「伊豆衝突帯」(Taira *et al.*, 1998)と呼ぶことを推奨している。そして、南部フォッサマグナ地域は「伊豆衝突帯」の一部として「島弧付加体区」と呼称している。

「身延」地域の東部は、この南部フォッサマグナ西縁部に位置する(第2.1図)。南部フォッサマグナ西部の巨摩山地には巨摩層群(下部中新統最上部~中部中新統)、御坂山地には西八代層群(中部中新統)、富士川谷~天子山地には西八代層群及び富士川層群(中部中新統~鮮新統)が分布する(第1.3図・第2.1図)。「身延」地域は、巨摩山地の南端部、富士川谷の北部、御坂山地の西端部、天子山地の北西部が含まれ、巨摩層群、西八代層群、富士川層群の一部が分布する(第2.3図)。これら南部フォッサマグナ西縁部に分布する地層・岩体には、後期中新世~鮮新世の貫入岩の併入が認められ、「身延」地域では相又岩体と下部岩体が分布する(第2.3図)。また、「身延」地域の第四系は主に東部に認められるが、中部更新統の崖錐性堆積物である平須層以外は、主に富士川と早川の河川沿いに河成堆積物である上部更新統~完新統が狭小に分布するのみである。

「身延」地域を含む広域地質図としては、山梨県の10

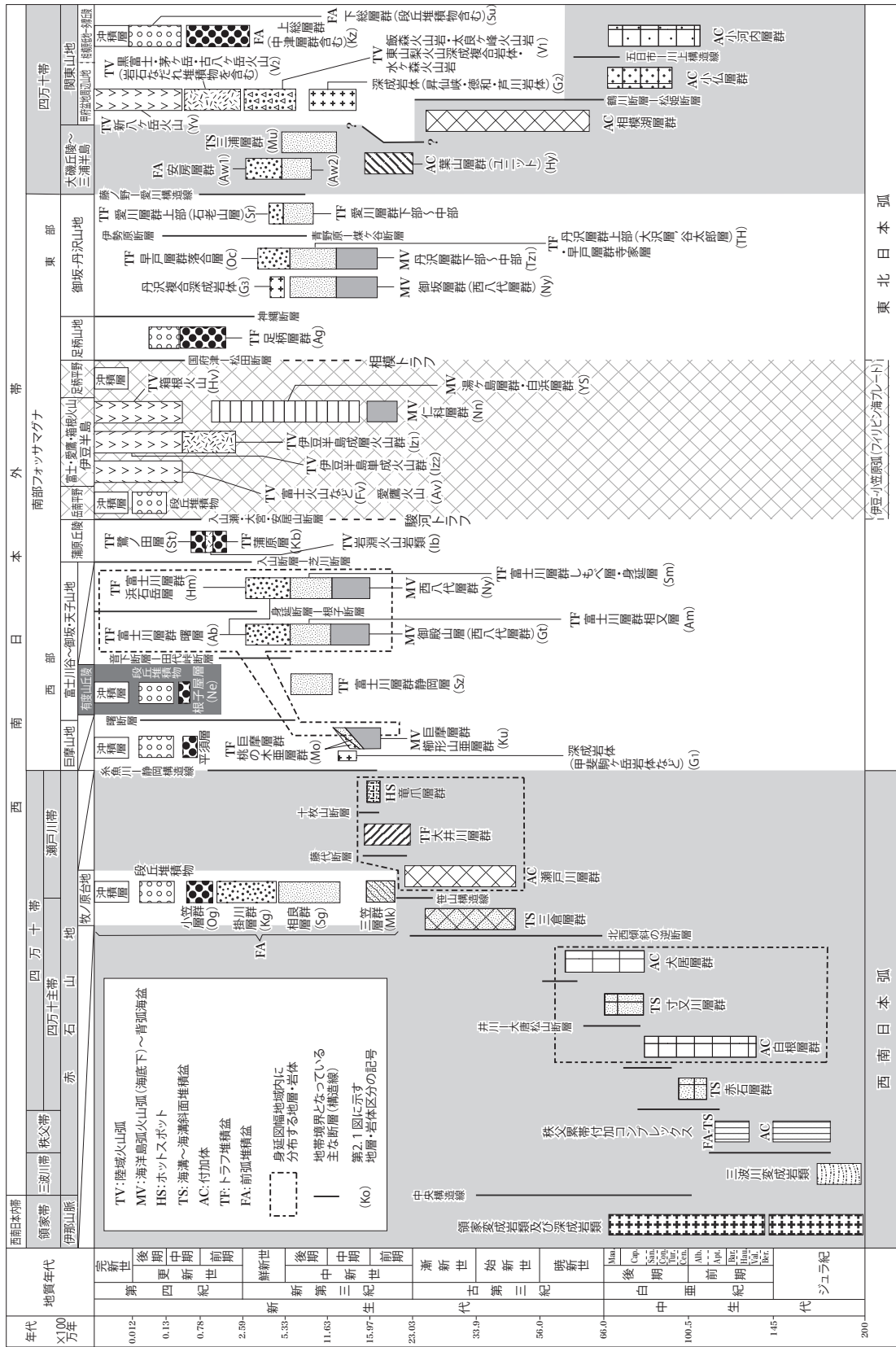




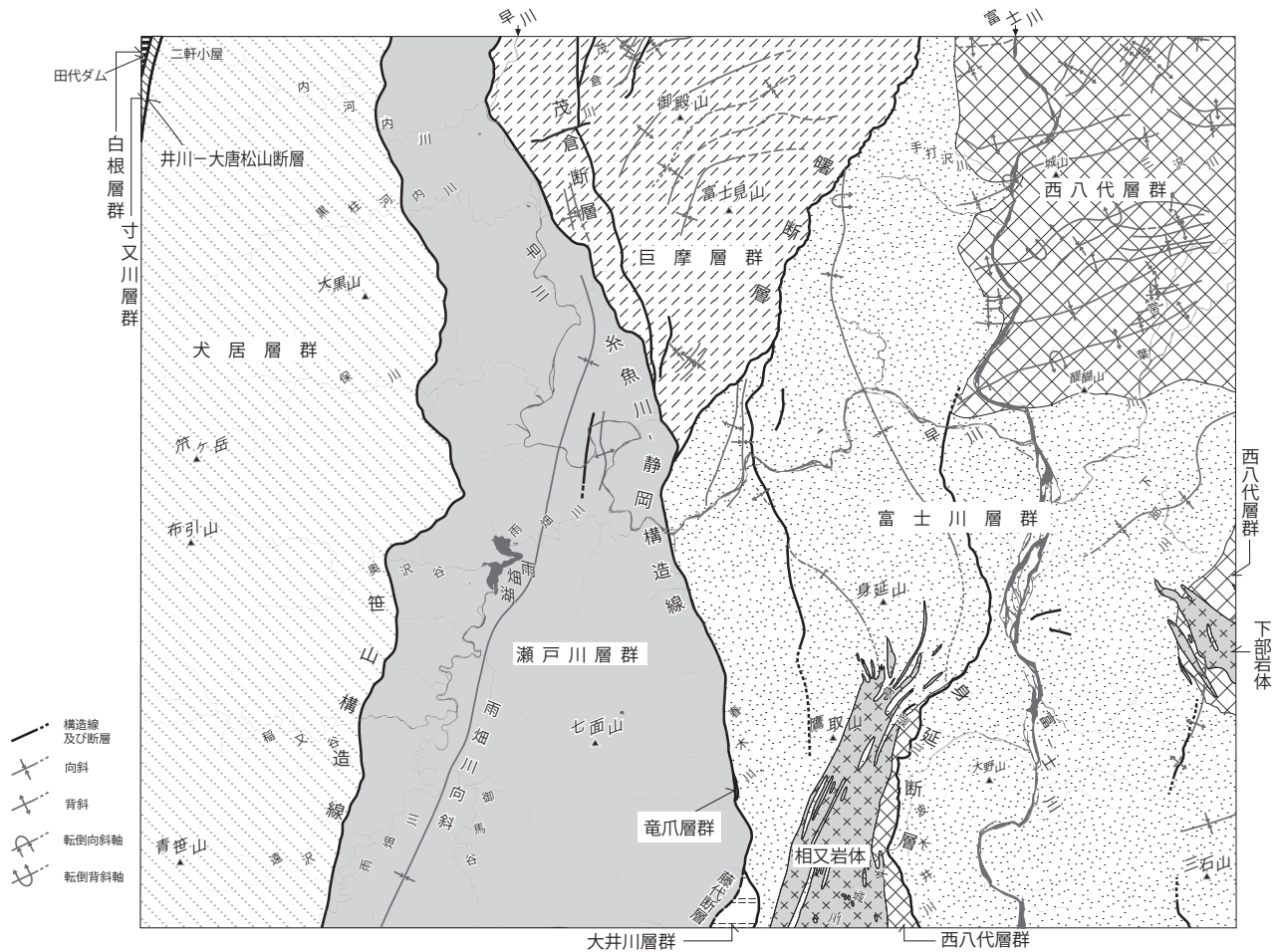
- 
 相模トラフ及び駿河トラフにおけるプレート境界の分岐断層(スラスト)と海底との交線
- 
 糸魚川-静岡構造線及び藤野木-愛川構造線(南部フォッサマグナの西縁及び北縁~東縁を限る構造線)
- 
 主な構造線及び断層(群)
- 
 身延図幅地域

第 2. 1 図 身延図幅地域及び周辺地域の地質概略図  
 地質単元区分の名称や形成時代などは、第 2. 2 図に示す。坂本ほか(1987)、尾崎ほか(2002, 2016)、日本地質学会編(2006, 2008)、杉山ほか(2010)、原ほか(2010)、植木ほか(2013)、杉山・松田(2014)、竹内ほか(2015)に基づき編纂。





第 2 図 身延図幅地域及び周辺地域の地質総括図  
 地層・岩体の分布は第 2.1 図に示す。地質年代区分は Gradstein *et al.* (2012) に基づく。坂本ほか (1987), 尾崎ほか (2002, 2006, 2008), 杉山ほか (2010), 原ほか (2010), 植木ほか (2013), 杉山・松田 (2014), 竹内ほか (2015) に基づき編集。



第 2.3 図 身延図幅地域の先第四系地質概略図  
 第四系の分布は省略。太線は構造線及び断層を示す。

万分の 1 地質図 (山梨県・山梨県地質図編纂委員会編, 1970), 20 万分の 1 山梨県防災地質図 (西宮・木下, 1991), 20 万分の 1 中部地方土木地質図 (中部地方土木地質図編纂委員会編, 1992), 産業技術総合研究所地質調査総合センターの 20 万分の 1 地質図幅「甲府」(尾崎ほか, 2002) が出版されている。また, 本地域内の土地分類基本調査による 5 万分の 1 の表層地質図としては, 「身延・赤石岳」(山梨県農務部農村整備課, 1989) と「赤石岳・身延・大河原・鯉沢」(静岡県, 1994) がある。ほかに, 「身延」地域西端部のみ含まれるが, 静岡県側では静岡県の 20 万分の 1 静岡県地質図 (望月編, 1956; 土ほか, 1973, 1986, 2001) や, 中央自動車道に関連した地質調査報告書として「身延」地域北部を含む 5 万分の 1 地質図 (建設省土木研究所, 1962) が公表されている。更に, 本地域の記述を含む中部地方地質誌としては, 横山 (1950, 1961), 横山ほか (1975), 日本の地質『中部地方 I』編集委員会 (1988), 日本地質学会編 (2006) が刊行されている。

本報告の地質時代区分は Gradstein *et al.* (2012) に基づいており, 例えば新第三紀と第四紀の境界の年代は, 従来の 1.8 Ma 頃でなく 2.6 Ma 頃に置いている。この変更により, 既存文献の示す地質年代区分に修正が必要な際は, 特に説明を行わずに新たな地質年代区分で示している。また, 既存報告 (文献) は公表されたものを原則としたが, 一部, 卒論等も引用した。更に, 口頭発表後に公表された査読論文がある場合はそれを優先して引用した。

本報告では, 地層区分の基本単位である層 (Formation) の表記については, 「地名+累層」ではなく「地名+層」と呼称する。また, 部層は「地名+岩相+層」ではなく「地名+岩相+部層」と呼称する。ただし, 文献で使用された地層名を引用する際は, 文献で示された表記のまま記述する。また, 糸魚川-静岡構造線以東に分布する中新統の部層名として, 従来「火砕岩」が使用されているが, 噴出時に移動したものの, 噴出後に再堆積した火山砕屑物も多く含むため, 本報告では, 火山起源の砕

屑岩の総称としての火山砕屑岩 (volcaniclastic rock) を使用した。

文献で模式地などの記述で使用された地名が、その後、自治体の合併や区画整理に伴い変更・消滅したものに關しては、最新の行政区分名に置き換えて記述する(例えば、下部町常葉→身延町常葉)。また、一般的に既存文献で使用される地名は大字と小字が区別されず使用されているが、行政区分名として小字に相当する地名は廃止されているため、本報告では基本として大字を用いる。ただし、小字が地層名として使用されていることも多いため、必要と思われる小字については地質図に示した(第1.2図及び地質図参照)。

## 2.2 四万十主帯に分布する地層・岩体

四万十主帯に分布する地層・岩体の分布と年代の概要を第2.1図と第2.2図に、それらの詳細を第3.1図及び第3.2図に示す。また、「身延」地域における地層・岩体の分布を第2.3図に示す。

白根層群は、赤石山地の北岳北方から、荒川岳、聖岳を経て、光岳西方にかけて幅6～10kmにわたって帯状に分布し(第3.1図)、その北端部が「身延」地域の北西端に分布する(第2.3図)。本層群は、主として砂岩頁岩互層や頁岩からなり、珪長質凝灰岩を挟み、玄武岩、チャート、石灰岩などのブロックを含む擾乱堆積物を伴い、構造的メランジュと考えられる(Kano *et al.*, 1991)。

「身延」地域の本層群は頁岩からなり、珪長質凝灰岩を挟むが、玄武岩類は含まれていない。本層群の一般走向傾斜はNE-SW、45～70°NWで逆転層も認められるが、本地域北西端及び西接「赤石岳」地域北東端に位置する田代ダム付近では、走向傾斜はN10～20°E、50～60°Eで東側上位である。

赤石山地中～南部に分布する本層群のうち、チャートからはジュラ紀末～後期白亜紀初期、砕屑岩からは前期白亜紀末～後期白亜紀(後期アルビアン期～カンパニアン期)と推定される放散虫化石群集が報告されている。

寸又川層群は、黒法師岳、大無間山などからなる赤石山地の前衛山地(「身延」地域の南西側の「井川」地域)などに、幅約15kmで北東-南西方向に帯状に分布し、東縁を南北方向の井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)に切られる(第3.1図)。「身延」地域には、北西端で幅約200mの南北に延びる狭い地域に寸又川層群が分布する(第2.3図)。

本層群は、主としてタービダイト起源の砂岩頁岩互層からなり、厚い砂岩層及び頁岩層を伴う海溝～海溝陸棚斜面上に堆積した整然層からなる。本層群には白色ないし淡緑色の凝灰岩層が挟まれるが、玄武岩やチャートはほとんど含まれていない。「身延」地域に分布する本層群の岩相は砂岩頁岩互層からなり、一般的な走向傾斜は概

ね南北走向で65～80°東傾斜を示す。

南西隣の「井川」及び西隣「赤石岳」の寸又川層群の頁岩から、後期白亜紀(カンパニアン期～マーストリヒチアン期)と推定される放散虫化石群集が報告されている。

犬居層群は、南西端の浜松市天竜区北東部(旧犬居町)から、静岡市葵区の大井川中流域(旧井川村など)、策ヶ山を通り、北端は鳳凰山の南まで分布する(第3.1図)。「身延」地域には、井川-大唐松山断層と笹山構造線に挟まれた、策ヶ山や布引山などを含む早川及び雨畑川西岸の山地に犬居層群が分布する(第2.3図)。

犬居層群は、主としてスレート劈開が発達する頁岩と様々な程度に破断・擾乱された砂岩頁岩互層からなる。頁岩や砂岩頁岩互層の一部は強く変形及び破断し、砂岩、玄武岩などのブロックを含み、本層群はメランジュ相を示している(Kano *et al.*, 1991)。本地域の本層群の一般走向傾斜は、南北走向で西傾斜60～80°が卓越するが、逆転層を含む波長数十～数百m程度の褶曲構造や覆瓦構造が発達する可能性がある。

南西隣「井川」地域とその南側の「千頭」地域に分布する本層群からは、白亜紀最後期(カンパニアン期)～暁新世(?)と推定される放散虫化石群集が得られている。

## 2.3 瀬戸川帯に分布する地層・岩体

瀬戸川帯に分布する地層・岩体の分布と年代を、第2.1図、第2.2図、第3.1図、第3.2図、第4.1図及び第4.2図に示す。また、「身延」地域の分布を第2.3図に示す。

瀬戸川層群は、笹山構造線を西縁として、大井川下流域から安部川中・上流域、早川流域まで南北に広く分布する(第3.1図・第4.1図)。「身延」地域では、西部の東半部に分布し、西縁は笹山構造線で犬居層群と、東縁は糸魚川-静岡構造線で巨摩層群及び富士川層群と接する(第2.3図)。

瀬戸川層群の復元された層序は、下位より玄武岩、石灰岩、チャート、頁岩、砂岩頁岩互層及び砂岩からなる。また、笹山構造線に隣接する地域には、緑色～赤紫色凝灰質頁岩、玄武岩ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩などが分布し、南北に延びる蛇紋岩の貫入岩体が存在する。玄武岩を伴う石灰岩-チャート層は上位の砕屑岩層とともに、西に傾斜する覆瓦構造を形成し、走向と直交する方向に繰り返し出現する。

「身延」地域の瀬戸川層群は、南部は南北から北北東-南南西方向、北部は南北から北北西-南南東方向の一般走向を示し、傾斜は60～90°(逆転層も含む)を示す。また、大構造(地質図スケールの地質構造)として、笹山構造線の1.2～3km東方に平行して雨畑川向斜(杉山, 1995)が発達する。雨畑川向斜東翼部(「南部」地域の梅ヶ



島衝上体の北方延長部)は、主に砂岩、砂岩頁岩互層及び粘板岩からなり、ブロック状の玄武岩を伴うが、石灰岩及びチャートの分布は確認されていない。雨畑川向斜西翼部の瀬戸川層群は粘板岩ないし千枚岩を主体とし、笹山構造線沿い(層序的には最下部にあたる)には、上述のように、玄武岩の溶岩及びハイアロクラスタイトが分布する。また、南北に延びる蛇紋岩、斑れい岩、ドレライト及び玄武岩、花崗閃緑岩及び細粒閃緑岩の貫入岩体が存在する。

「身延」地域以南の瀬戸川層群の石灰岩からは中期始新世～前期漸新世、チャートからは漸新世～最初期中新世、碎屑岩層の時代からは前期中新世の前期を示す微化石群集が産出する。

大井川層群は、十枚山山地など藤代断層と十枚山断層に挟まれた南北に延びる狭い地域に分布する(第3.1図・第4.1図)。ただし、その北端部では十枚山断層が糸魚川-静岡構造線に収束するため、北端にあたる「身延」地域では、本層群は藤代断層と糸魚川-静岡構造線に挟まれて分布する(第2.3図)。

大井川層群は、主として砂岩頁岩互層と頁岩からなり、中～上部に礫岩、含礫泥岩及び砂岩を伴う。また、瀬戸川層群由来の石灰岩、チャート及び玄武岩のほか、礁性石灰岩のブロックが含まれ、ドレライトやアルカリドレライトの貫入も認められる。「身延」地域では、一部凝灰質の頁岩、砂岩頁岩互層及び砂岩からなり、珪長質凝灰岩を挟む。また、本地域では地質構造は不明であるが、南接「南部」地域における一般走向はほぼ南北走向で、東又は西へ70～90°傾斜する。

大井川層群の堆積年代は、「南部」地域の頁岩から前期中新世初期の可能性が高い放射虫化石群集、「清水」地域以南の大井川層群の碎屑岩から前期中新世から前期中新世初期の放射虫及び浮遊性有孔虫化石群集が報告されるなど、下部中新統～中部中新統下部と推定される。

竜爪層群は、大井川層群の東側、糸魚川-静岡構造線との間に南北に細長く分布する(第3.1図・第4.1図)。「身延」地域では、春木川上流西岸の糸魚川-静岡構造線沿いに僅かに孤立した狭長な分布が認められるだけで、地質構造は不明である(第2.3図)。本層群は、主として流紋岩とデイサイトの溶岩及び火砕岩からなり、デイサイトやドレライトなどの貫入岩を伴うが、「身延」地域のは流紋岩の溶岩及び火砕岩からなる。

南隣「南部」地域の流紋岩に挟在する泥岩からは、前期中新世末～前期中新世初期の浮遊性有孔虫及び放射虫の化石群集が産出する。

## 2.4 南部フォッサマグナに分布する地層・岩体

「身延」地域東部に分布する巨摩層群、西八代層群、富士川層群及び貫入岩体の地質概略図を第2.4図に、

層序区分、年代及び地史を第2.5図に示す。

巨摩層群は、巨摩山地に分布し、下部の主に深海の火山噴出物からなる櫛形山亜層群と、上部の主に陸源の粗粒な碎屑性堆積物を含む深海堆積物からなる桃の木亜層群に区分される。「身延」地域は、巨摩山地の南端部(富士見山地区)にあたる。

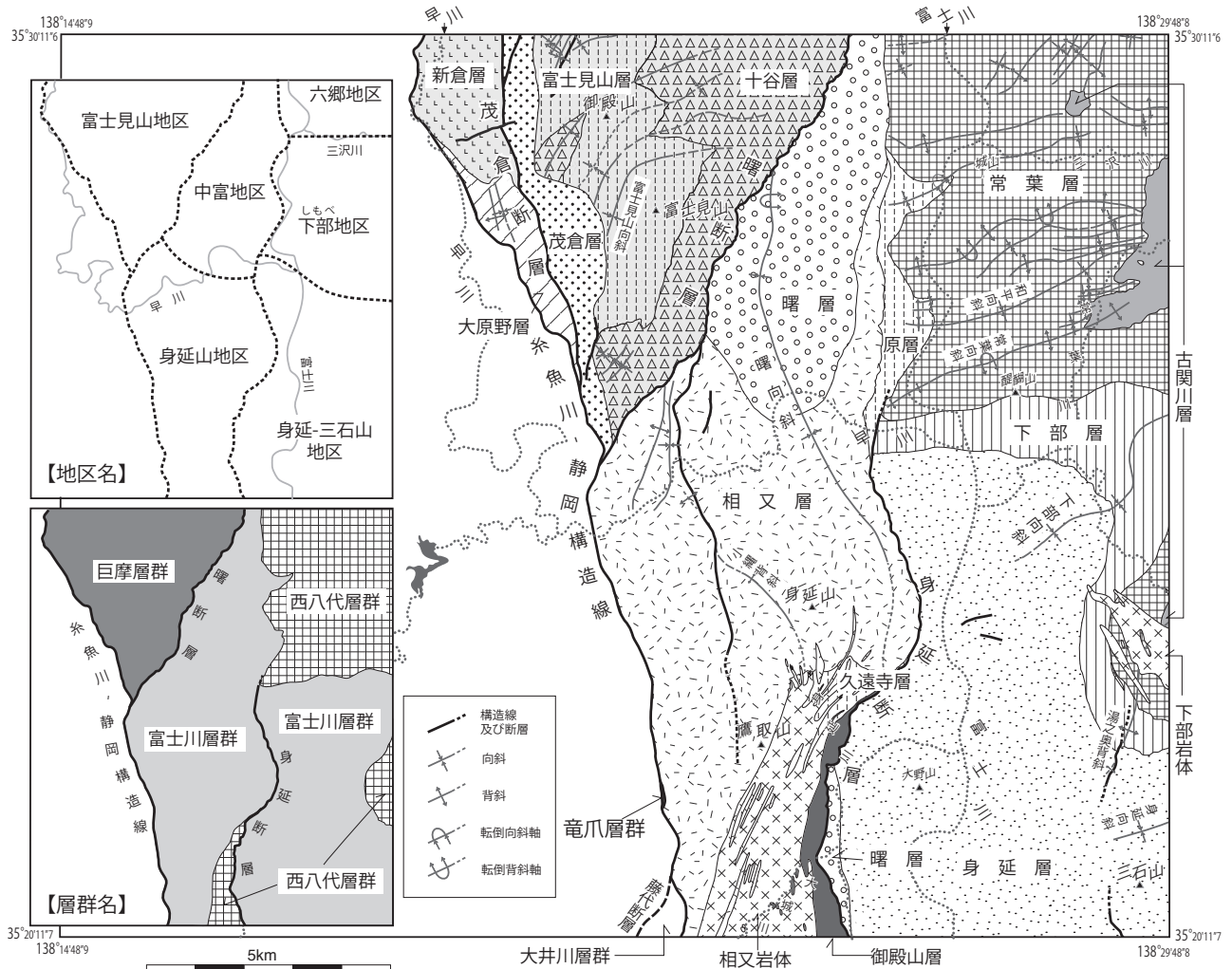
富士見山地区の巨摩層群は、曙断層を東縁として富士川層群と接し(「鯨沢」地域では西八代層群とも接する；第7.1図)、糸魚川-静岡構造線を西縁として瀬戸川層群と接する。富士見山地区の巨摩層群は、更に南北方向の茂倉断層により、東西に二分される(第2.4図)。櫛形山亜層群は、茂倉断層東側では下部の十谷層と上部の富士見山層に、西側では新倉層に区分される。桃の木亜層群は、茂倉断層東側では茂倉層に、西側では大原野層に区分される(第2.5図)。十谷層及び富士見山層と茂倉層とは傾斜不整合の関係を示す。一方、新倉層の地質構造は不明であるが、見かけ上、新倉層と大原野層とは整合的な関係を示す。

十谷層と新倉層は主に安山岩～玄武岩の火山碎屑岩と溶岩からなり、火山碎屑岩は本質及び再堆積性を含む。富士見山層は主に再堆積性の火山碎屑岩と砂岩泥岩互層、砂岩、礫岩からなる。茂倉層及び大原野層は、主に泥岩、砂岩泥岩互層、礫岩からなり、安山岩～玄武岩の本質及び再堆積性の火山碎屑岩を伴う。

微化石群集や貫入岩体の放射年代から、巨摩層群は下部中新統最上部～中部中新統中部(17～13 Ma)と考えられている(青池, 1999)。ただし、富士見山地区の浮遊性有孔虫化石群集からは、巨摩層群の上限は中部中新統上部に及ぶ可能性がある(第2.5図；5.5節参照)。

西八代層群は、海底下の火山噴出物と深海堆積物からなり、主に御坂山地に広く分布する。本層群の下限は不明である。北接「鯨沢」地域では、曙断層を介して巨摩層群と接する。「身延」地域の西八代層群は、北東部(六郷、下部及び身延-三石山地区東部)のほか、身延断層西側沿い(身延山地区南東部)にも部分的に分布する(第2.4図)。

本地域の北東部に分布する西八代層群は、下部の古関川層と上部の常葉層に区分される。古関川層は、海底噴火の玄武岩(一部安山岩)溶岩及び火山碎屑岩からなる。常葉層は、海底火山噴出物及び深海底堆積物からなり、下位より、勝坂泥岩部層、和平凝灰岩部層、上一色火山角礫岩部層～月見橋火山碎屑岩部層、出口砂岩泥岩部層、屏風岩凝灰岩部層に細分される。勝坂泥岩部層は主に泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層、和平凝灰岩部層及び屏風岩凝灰岩部層は主にデイサイトの火砕流堆積物、上一色火山角礫岩部層は主に玄武岩火砕岩及び溶岩、月見橋火山碎屑岩部層は主に安山岩～玄武岩火砕岩及び溶岩、出口砂岩泥岩部層は凝灰質砂岩と泥岩からなる。



第 2. 4 図 身延図幅地域東部の新第三系地質概略図

太線は構造線及び断層を示す。身延図幅地域の東部は合併により既存報告で使用されている旧町の地名が消失している。このため、便宜上、巨摩層群、西八代層群及び富士川層群の分布域の主な地域名を指すため、左図上のように中富、六郷、下部、身延山、身延-三石山、富士見山地区に区分して示す。富士見山地区は巨摩山地南端部にあたり、東縁は曙断層、西縁は糸魚川-静岡構造線で挟まれた地域である。中富地区は、西側を曙断層、東側を概ね富士川で境された地域で、主に旧中富町にあたる。六郷地区は、概ね三沢川以北で、主に市川三郷町の南西部(旧六郷町の南部)を含む地域にあたる。下部地区は、身延町の中中部(旧下部町の西部)を指し、北限は三沢川、西限は概ね富士川沿い、南は常葉川下流~下部川周辺地域を含む地域である。身延山地区は、身延山や鷹取山を含む山地で、西端を糸魚川-静岡構造線、東端を身延断層付近で限られる。身延-三石山地区は、身延断層以東の身延町南部(旧身延町東部)にあたり、三石山周辺の山地を含む。

身延断層西側沿いに分布する西八代層群は、<sup>こてんやま</sup>御殿山層<sup>かや</sup>と呼ばれ、更に下部の<sup>ふなやま</sup>榎の木峠玄武岩部層と上部の船山泥岩部層に細分される。榎の木峠玄武岩部層は古関川層に、船山泥岩部層は常葉層に対比される。

産出する浮遊性有孔虫化石から、本層群は中部中新統に対比される。

富士川層群は、<sup>ふじかわたに</sup>富士川谷及び天子山地などに分布する。西八代層群を整合及び一部傾斜不整合(中富地区北東部:手打沢不整合)で覆い、中部更新統の平須層に傾斜不整合で覆われる。本層群は、伊豆-小笠原弧と西南

日本弧~東北日本弧との衝突境界に形成されたトラフ堆積盆の堆積盆で、陸側から供給された粗粒堆積物を含む厚く堆積した碎屑岩(徐, 1985 など)からなり、当時の伊豆-小笠原弧北端部背弧域の火成活動による安山岩を主体とする火山碎屑岩及び溶岩(青池, 1999; 山本, 2000 など)を伴う。

「身延」地域は富士川層群分布域の北部にあたり、本層群の西縁は早川以南で糸魚川-静岡構造線を境に瀬戸川層群と、北縁は曙断層を境に巨摩層群と接する。富士川層群の中~下部は、身延断層を境に東西で大きく岩相





が変化するため、西側は下位より原層・久遠寺層、相又層に、東側はしもべ層、身延層に区分される(第2.5図)。一方、富士川層群の上部は、両地域とも曙層に区分される。

原層及び久遠寺層は主に泥岩からなり、両層は対比される。相又層は、安山岩火山砕屑岩及び溶岩、火山砕屑物を多く含む砂岩及び泥岩からなる下部(鷹取火山砕屑岩砂岩礫岩部層)と、安山岩火山砕屑岩及び溶岩からなる上部(烏森山火山砕屑岩部層)に区分される。

しもべ層は、砂岩泥岩互層からなる下部(竹之島砂岩泥岩互層)と、再堆積性の火山砕屑岩、砂岩及び礫岩からなる上部(上之平火山砕屑岩礫岩砂岩互層部層)に区分される。身延層は、主に泥岩及び砂岩泥岩互層主体(八木沢泥岩部層及び波木井砂岩泥岩互層部層)からなり、下部に巨礫岩層(丸滝礫岩部層)、上部に安山岩火山砕屑岩(清子火山砕屑岩部層)を伴う。

曙層は、主に礫岩(夜子沢礫岩部層)からなり、曙層下部に、身延断層の西側(正確には北西側)では角礫岩(手打沢角礫岩部層)、軟体動物化石が多産する砂岩(遅沢砂岩部層)、泥岩(川平泥岩部層)を伴う。一方、身延断層東側では、川平泥岩部層のみ伴う。

産出する浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナンノ化石から、本層群は上部中新統～鮮新統に対比される。

後期中新世の貫入岩類は、「身延」地域では、中央部南部に相又岩体が、東端部南部に下部岩体が分布する。いずれも主に細粒閃緑岩、細粒石英閃緑岩及び安山岩からなり、西八代層群～富士川層群下部に南北方向で貫入している。放射年代は、相又岩体は後期中新世中頃、下部岩体は後期中新世末を示す。

## 2.5 第四系

本地域の第四系は、中部更新統平須層(高位段丘堆積物)、上部更新統の中位及び低位段丘堆積物、上部更新統～完新統の崩積堆積物、完新統の扇状地堆積物、網状河川及び谷底平野堆積物、現河床堆積物に区分される。平須層は曙断層東側の丘陵性山地(富士川谷北端部)にのみ分布する。また、崩積堆積物は広範囲に分布する。ほかの第四系は富士川及び早川沿いなど、現河川沿いやその周辺山麓に狭小に分布する。

## 2.6 地質構造

「身延」地域には、西から、笹山構造線、藤代断層、糸魚川-静岡構造線、曙断層、身延断層など、変位量の大きな南北方向の断層が発達する(第2.3図)。これらの断層は、いずれも断層西側が相対的に隆起して、断層面が西に傾斜する逆断層である。このうち、身延断層は<sup>おおじろがわ</sup>大城川の河成礫を切っており、少なくともその一部は後

期更新世以降に活動している活断層である。なお、曙断層(富士見山断層)も活断層と推定されている(久保田ほか、1989)が、活断層である確実なデータは確認できていない。

上記の断層群のほか、巨摩層群には中期中新世中頃に形成された東北東-西南西～北東-南西方向の褶曲構造(富士見山向斜、御殿山背斜など)が発達する。また、西八代層群及び富士川層群には、中期中新世末から後期中新世前半に形成された東北東-西南西～北東-南西方向の褶曲構造(常葉背斜、しもべ向斜など)と、後期中新世末から前期更新世にかけて形成された北北西-南南東方向の褶曲構造(曙向斜及び小縄背斜)が発達する。

## 2.7 地史

「身延」地域の地層・岩体形成を中心とした地史は以下のように要約される。なお、この節での文献引用は省略しているため、各章を参照されたい。

### 前期白亜紀末～後期白亜紀前半：白根層群の形成

当時のアジア大陸(ユーラシアプレート)東縁において、前期白亜紀から後期白亜紀前半にかけて海溝域に堆積したタービダイトや泥が、海洋プレートの沈み込みにより、後期白亜紀のホットスポット起源の玄武岩や大洋底チャートとともに陸側に付加され、メランジュ相からなる白根層群が形成された。

### 後期白亜紀後半：寸又川層群の形成

当時のアジア大陸(ユーラシアプレート)東縁において、後期白亜紀に主にタービダイト起源の砂泥互層や泥が海溝～海溝陸側斜面上に堆積し、付加体形成の際に付加体浅部ではぎ取られ(あるいは底付け付加され褶曲-スラスト構造を被り)寸又川層群が形成された。

### 白亜紀末～古第三紀初頭：犬居層群の形成

当時のアジア大陸(ユーラシアプレート)東縁の海溝域に堆積したタービダイトや泥が海洋プレートの沈み込みに伴って陸側に付加され、玄武岩を伴うメランジュ相からなる犬居層群が形成された。Kano *et al.* (1991)及び狩野ほか(1991)は、「犬居層群は、その非対称変形組織から、海溝軸に沿う左横ずれ成分を伴う斜め沈み込みによるデコルマンに沿って形成された」としている。なお、犬居層群に含まれる玄武岩は、海洋プレートに起源を持ち、付加の過程で構造的に砕屑岩中に取り込まれたものである。

### 始新世～前期中新世初頭：瀬戸川層群の形成

フィリピン海盆とその北方にあったと推定される縁海性のプレート上では、中期始新世の48 Ma頃に、縁海の拡大に伴って中央海嶺玄武岩が噴出し、同時にホットスポットの活動が起きた(坂本ほか、1993; 杉山, 1995)。ホットスポットの活動により形成された海山の上には礁

性石灰岩が形成され、その周囲の縁海底玄武岩の上位にはミクライト質石灰岩が堆積した。漸新世には、石灰岩の上位にチャートが堆積した。これらの遠洋性堆積物は、四国海盆の拡大期にあたる漸新世後期～前期中新世初期にアジア大陸東縁に接近し、海溝域で深海泥、タービダイト、陸源砂に順次覆われた。また、海溝付近では、プレート内ソレアイトの噴出と縁海の最上部マントルに由来する超苦鉄質岩の固体貫入？及び二次的な堆積が起きた。これらの堆積物は、アジア大陸から離れて南へ移動を始めた西南日本に20 Ma 頃に付加され、瀬戸川層群が形成された。

#### 前期中新世～中期中新世初頭：大井川層群及び竜爪層群の形成

瀬戸川層群は付加後、急速に隆起し、19～18 Ma 頃には前弧海盆の堆積物(三笠層群)に傾斜不整合で覆われた。一方、瀬戸川層群からなる外縁隆起帯の外側斜面～海溝域には、礁性石灰岩を含む陸源碎屑物が瀬戸川層群起源の異地性岩塊とともに堆積し、大井川層群が形成された。

前期中新世末の17～16 Ma には、海溝域でホットスポットの活動が生じ、アルカリ玄武岩を主とする<sup>たかくさやま</sup>高草山火山岩類が形成された。また、海溝に隣接する海洋プレート上(おそらく四国海盆北東端)でも、ホットスポットの活動(及び島弧性火山活動?)が起り、アルカリ玄武岩、デイサイト、流紋岩などからなる竜爪層群が形成された。

#### 中期中新世前半：四万十帯に分布する地層・岩体の反時計回り回転と南北性左横ずれ剪断帯の形成

中期中新世前葉の15 Ma 頃には、糸魚川～静岡構造線と藤木野～愛川構造線を衝突境界として、日本海の拡大に伴って島弧となった西南日本(弧)と伊豆～小笠原弧との衝突により、「身延」地域を含む現在の赤石山地に分布する四万十帯に分布する地層群は反時計回りに回転した(松田, 1989; 青池, 1999 など)。この回転とほぼ同時期に、大井川層群と竜爪層群が付加された。また、四万十帯に分布する地層・岩体内部では、赤石裂線、笹山構造線などの南北性の左横ずれ断層が活動し、初源的な糸魚川～静岡構造線も形成された。更に笹山構造線に隣接する瀬戸川帯西縁の地層・岩体に、南北に延びる左横ずれ剪断帯が形成され、これに沿って、沈み込んだ縁海性の海洋プレートに由来する蛇紋岩が再び貫入した。

#### 中期中新世前半～後期中新世：巨摩層群下部及び西八代層群の付加と、巨摩層群上部及び富士川層群中～下部(しもべ～身延層、原層・久遠寺層～相又層)の堆積

15 Ma 頃、当時の伊豆～小笠原弧北端部であった巨摩、御坂、丹沢山地の地塊が北上して、現在の西南日本弧～東北日本弧の会合部付近に付加し、衝突帯が形成され始めた(松田, 1989; 松田, 2007b など)。西八代層群古関川層は海洋島弧の火山弧、巨摩層群櫛形山亜層群及び西

八代層群常葉層は背弧海盆での海底火山活動によって形成されたと推定されている(青池, 1999 など)。

巨摩山地中～北部にあたる部分では15 Ma 頃、巨摩山地南端部(「身延」地域)にあたる部分では13～12 Ma 頃になると、巨摩山地の糸魚川～静岡構造線西側の南北方向にトラフが形成され、深海の細粒堆積物と陸源の粗粒碎屑物からなる桃の木亜層群が堆積した。桃の木亜層群は概ね櫛形山亜層群を整合で覆ったが、「身延」地域では傾斜不整合で覆った。

一方、富士川谷や天子山地地域では12～7 Ma 頃、南北方向のトラフ堆積盆が形成され(同時に東北東～西南西方向の褶曲も発達)、富士川層群しもべ層及び身延層などが堆積し、当時の関東山地から大量の粗粒堆積物(丸滝礫岩部層)が供給された(Soh, 1986 など)。ただし、10～6 Ma 頃、このトラフ堆積盆の西側(現在の身延断層の西側)は、火山活動を伴う伊豆～小笠原弧の背弧域にあたり、カルクアルカリ質安山岩マグマの活動により相又層など安山岩の火山碎屑岩・溶岩を主体とする地層が、相又岩体(細粒閃緑岩など)の貫入を伴って堆積した(遠藤ほか, 1995; 青池, 1999; 山本, 2000 など)。

#### 後期中新世末～鮮新世：富士川層群上部(曙層)の形成

富士川谷は、後期中新世末(6 Ma 頃)以降、伊豆～小笠原弧の北北西から北西方向への沈み込みの変化に伴い東西短縮域となった(松田, 2007b など)。この時期に入ると富士川谷地域の海底火山活動は終息し、同時に「身延」地域などでは、北北西～南南東方向の褶曲構造(曙向斜・小縄背斜など)が形成され、曙向斜地域はトラフ堆積盆となり、急激に隆起した北東方の赤石山地(山地)北部から大量の粗粒堆積物が運び込まれ曙層が堆積した。このトラフ堆積盆の形成に伴い、「身延」地域北東部では、西八代層群及び富士川層群下部～中部が、曙層に傾斜不整合(手打沢不整合)で覆われた。

この時期の同様な礫岩主体層は、富士川谷南部にも堆積した(浜石岳層：第7.1図)。ただし、富士川谷南部に分布する浜石岳層の礫岩は赤石山地起源ではなく、南部フォッサマグナ地域北東部(富士山の北北東)の西桂地域(第2.2図参照)から富士川谷南部へ大量の礫が供給されており、曙層の礫をもたらしした赤石山地南部の隆起は限られていた(松田, 2007a)。

#### 前期更新世～完新世：陸化と強い東西圧縮

更新世前期に入ると、現在の伊豆半島を先端とする伊豆～小笠原弧のブロックが衝突し、伊豆半島北縁沿いの富士川下流域の<sup>かんぼら</sup>蒲原丘陵や足柄地域の海域を残して、南部フォッサマグナ地域は広域に陸化した(Yamazaki, 1992; 青池, 1999; 松田, 2007b など)。曙層の堆積後、富士川谷でも陸化し、著しい西北西～東南東～東西方向の圧縮が生じ、「身延」地域では曙向斜などの褶曲構造を切って、北北東～南南西方向～南北方向で西傾斜の逆断層群(身延断層や曙断層など)が形成された。



### 第3章 四万十主帯に分布する地層・岩体

(杉山雄一)

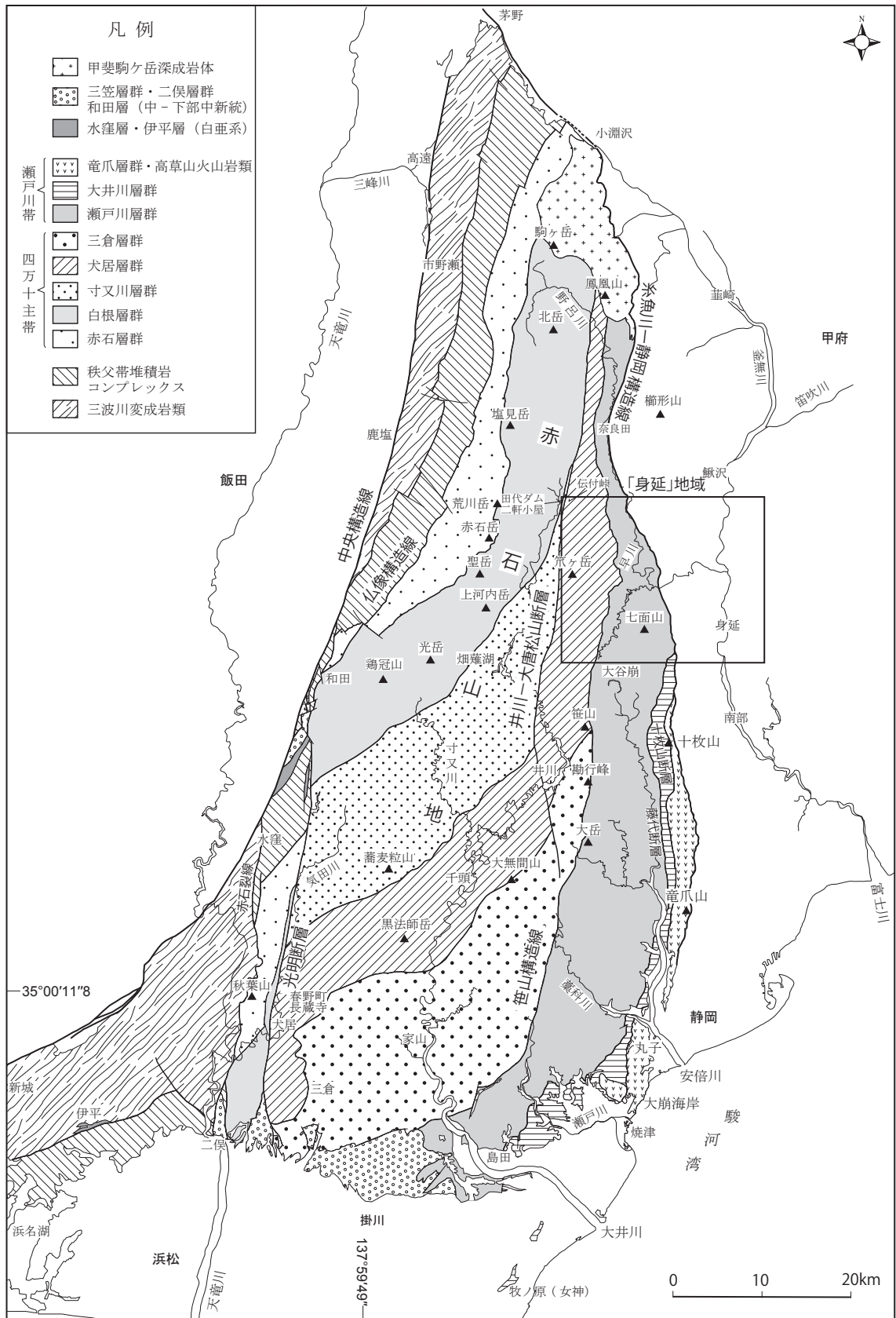
#### 3.1 研究史

赤石山地の四万十帯に分布する地層・岩体のうち、大井川下流域の同帯南部については、1920年代に千谷好之助により詳しい研究が始められた。千谷(1931)は、大井川下流域に分布する四万十帯に分布する地層を三倉層群(本報告の四万十主帯の構成層に相当)と瀬戸川層群(本報告の瀬戸川帯構成層に相当)に区分し、両層群の岩相分布の概要を明らかにした。その後、斎藤・磯見(1954)は、大井川下流の西岸山地に分布する四万十主帯に分布する地層を犬居層群と三倉層群に区分した。また、光明断層と赤石裂線(第3.1図)に挟まれて分布する四万十帯の地層を光明層群と呼び、同層群中の石灰岩から鳥巢動物群を報告した。赤石山地北部の四万十主帯に地層については、南部における斎藤・磯見の研究とほぼ同時期に、石井ほか(1953)、斎藤・木野(1953)らの先駆的研究が行われた。松島ほか(1956)及び赤石グループ(1958)は、赤石山地の四万十帯(瀬戸川帯を含む)を北西側から、赤石帯、白根帯、大井川帯、三倉帯に区分し、赤石グループは各帯に分布する地層(赤石層群、白根層群など)の特徴についてかなり詳細な記載を行っている。望月編(1956)は、これらの研究と大井川源流域の踏査結果に基づいて、静岡県内の四万十帯(四万十主帯と瀬戸川帯)全域をカバーする地質図を刊行した。一木ほか(1958)は赤石山地北部～早川流域の四万十帯に分布する地層と地質構造とについて報告し、関東山地の小仏層などとの対比について論じた。また、大久保ほか(1958)と大久保・松島(1959)は、長野県内の四万十帯北部に分布する地層に含まれる石灰岩から、六射サンゴと厚歯二枚貝化石の産出を報告した。

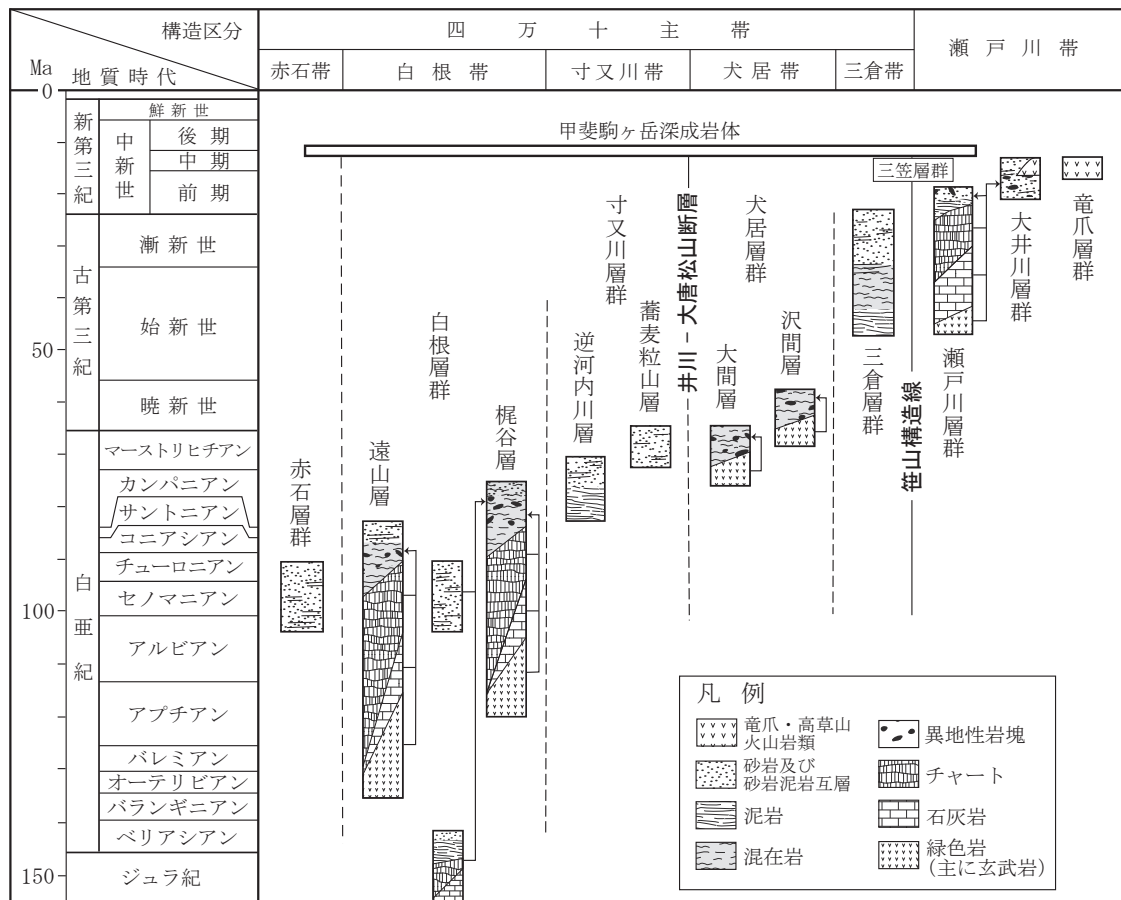
赤石山地の四万十帯に分布する地層・岩体に帯状構造が発達することは、斎藤・磯見(1954)や赤石グループ(1958)などが既に指摘していたが、全域にわたる詳細な帯状構造区分は、赤石山地地質研究グループ(1961)によって行われた。同グループは、赤石山地の四万十帯を北西側から、赤石、白根、大井川、三倉及び瀬戸川の5つの構造帯に区分した。また、これらの各構造帯は順次南東側の帯へ衡上し、南東側の構造帯ほど若い地層からなると推定した。その後、1980年代初頭まで、赤石山地の四万十主帯に分布する地層の地質構造については、2つの大きく異なる見解が公表されてきた。一方の説は、赤石山地地質研究グループ(1961)による帯状構

造区分を踏襲し、南東側の構造帯ほど若い地層からなるとするものである(山田ほか, 1972; 広川ほか, 1976など)。もう一つの説は、大規模な褶曲によって、四万十主帯の全域にわたって、同一層準が繰り返し出現するという考え方である(例えば Kimura and Tokuyama, 1971; 徳山, 1972b, 1974)。また、このような四万十主帯に分布する地層の広域にわたる大構造の研究と並行して、各地域の詳細な地質構造、層序、堆積過程などの研究も精力的に進められた(Kimura, 1966a; Matsumoto, 1966; 木村, 1967; 山田ほか, 1969; 下伊那地質誌編集委員会編, 1972; 松島, 1978; 小川, 1978; 山田ほか, 1983, 建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所, 1984など)。

1980年代に入ると、四万十主帯に分布する各層から放散虫化石群集が次々と報告され(伊藤, 1981; 狩野・村松, 1982; 川端, 1984; 村松, 1986など)、南東側の構造帯ほど新しい時代の地層からなることが確かめられた。この結果、大構造に関する論争は決着した。Kano and Matsushima (1988)は、放散虫の生層序データに基づいて、瀬戸川帯を含む四万十帯全域に分布する地層の地質構造と層序の再検討を行い、新たな層序-構造区分を提唱した(第3.2図: この図は、この層序-構造区分に基づき作成されている)。土ほか(1986)は、この新しい層序-構造区分に基づく地質図を刊行した。また、日本の地質『中部地方I』編集委員会(1988)は、赤石山地の四万十帯を四万十主帯と瀬戸川帯に分布する地層に区分し、両帯に分布する地層の岩相、層序、年代、地質構造について概説した。Kano and Matsushima (1988)による総括以降、四万十主帯に分布する地層に関する研究報告はあまり多くはないが、堆積環境、堆積年代、地質構造及び構造環境などに関する詳細な情報が蓄積されつつある(例えば、杉山・下川, 1990; Kano *et al.*, 1991; 加藤ほか, 1991; 狩野ほか, 1991; 村松, 1990, 1995, 2001, 2008など)。これらの研究結果は、四万十主帯に分布する地層が付加体そのものであることを強く示唆している。ただし、三倉層群の上部は礫岩や炭質層を挟み、西日本の炭田地域の古第三系に多産する貝化石を産する(Matsumoto, 1966など)ことから、前弧海盆～浅海域の堆積物が含まれる可能性がある。これらの最近の研究成果は、20万分の1地質図幅「甲府」(尾崎ほか, 2002)、同「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)、同「静岡及び御前崎(第2版)」(杉山ほか, 2010)、及び5万



第3.1図 赤石山地の四万十帯の地質概略図  
 狩野(1984), Kano and Matsushima (1988), 山田ほか(1990), 牧本ほか(2004), 尾崎ほか(2002)及び杉山  
 ほか(2010)に基づいて編纂. 杉山・松田(2014)の第3.1図を転載, 一部加筆.



第3.2図 赤石山地の四万十帯の構造区分と模式層序

村松(2001)に加筆。地質時代の年代(Ma)は、Gradstein et al. (2012)による。杉山・松田(2014)の第3.2図を転載。

分の1地質図幅「南部」(杉山・松田, 2014), 及び日本地方地質誌4中部地方(日本地質学会編, 2006)に取り入れられている。

### 3.2 概要

ここでは、Kano and Matsushima (1988)の層序-構造区分に従って、赤石山地の四万十主帯に分布する地層・岩体の概要を述べる。赤石山地の四万十主帯(光明断層と笹山構造線間の四万十帯; Kano and Matsushima, 1988)に分布する地層は、北西側から赤石、白根、寸又川、犬居、三倉の5つの層群に区分される(第3.1図・第3.2図)。これらの各層群は北部ではほぼ南北、南部では北東-南西の一般走向をもち、走向とはほぼ平行な断層を境界として接している。砕屑岩の堆積年代は、一部重複しつつ、南東側の層群ほど若く、赤石層群では前期白亜紀末~後期白亜紀の初期(後期アルビアン期~セノマニアン期)、白根層群では前期白亜紀末~後期白亜紀(後期アルビアン期~カンパニアン期)、寸又川層群では最後期白亜紀(カンパニアン期~マーストリヒチアン

期)、犬居層群では白亜紀最後期(カンパニアン期)~暁新世(?)である(村松, 2001, 2008)。三倉層群は始新統~漸新統が主体と考えられるが、前期中新世の放散虫も報告されている(渡部, 1988)。

最も北西側に分布する赤石層群は、赤石山地の北岳、塩見岳、荒川岳、上河内岳、光岳、鶏冠山などの主稜線からその西側(長野県側)の山腹上部に最大幅約6 kmにわたって分布する。西側に分布する秩父帯の先白亜系とは仏像構造線を介して接する。本層群は、主としてタービダイト起源の砂岩優勢砂岩頁岩互層からなる。本層群には、まれに玄武岩、チャート及び石灰岩の岩塊が含まれている。白根層群は赤石山地の北岳北方から、荒川岳、聖岳を経て、光岳西方にかけて幅6~10 kmにわたって帯状に分布する。本層群は主として砂岩頁岩互層や頁岩からなり、玄武岩、チャート、石灰岩などのブロックを含むメラングジュ又はオリストストロームと考えられる擾乱堆積物を伴う。赤石山地の四万十主帯を構成する5層群中では、白根層群が玄武岩に最も富んでいる。寸又川層群は白根層群分布域の南東側にあたる黒法師岳、大無間山などからなる赤石山地の前衛山地に、15

km 前後の幅で帯状に分布する。静岡市葵区井川以北では、南北に延びる井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)が分布の東限を画している。本層群は主としてタービダイト起源の砂岩頁岩互層からなり、厚い砂岩層及び頁岩層を伴う。本層群には白色ないし淡緑色の凝灰岩層が挟まれるが、玄武岩やチャートはほとんど含まれていない。犬居層群は天竜川東岸の浜松市天竜区春野町堀之内付近から、大井川流域の榛原郡川根本町千頭を経て静岡市葵区井川付近まで、南西-北東方向に幅8~10 km にわたって分布する。井川以北では、井川-大唐松山断層と笹山構造線に挟まれた南北方向の地域に分布する(第3.1図)。犬居層群は、主として、様々な程度に破断・擾乱された砂岩頁岩互層とスレート劈開が発達する頁岩からなる。頁岩や砂岩頁岩互層の一部は強く変形及び破断し、砂岩、玄武岩などのブロックを含むメランジュ様を呈する。最も南東側に分布する三倉層群は、大井川西岸の周智郡森町三倉付近から島田市川根町家山を経て、「南部」地域の笹山南方にかけて分布する。大井川本流沿いでの分布幅は16 km 程度である。東側に分布する瀬戸川層群とは笹山構造線を介して接し、三倉南方では中~下部中新統の三笠層群に傾斜不整合に覆われる。本層群は主としてタービダイト起源の砂岩頁岩互層、同互層が擾乱されて形成された頁岩基質の乱雑層及び緑灰色及び黒色の葉理頁岩から構成され、砂岩及び礫岩を伴う。本層群には玄武岩、石灰岩及びチャートは認められない。大井川本流沿いの三倉層群には、波長5 km 程度の大規模な褶曲構造が発達し、同層群南端部は逆転して北に傾斜する(Kimura, 1966b; 木村, 1967)。「身延」地域には、以上の5層群のうち、本地域北西端の田代ダム東岸に白根層群と寸又川層群がごく小規模に、また、犬居層群が早川及び雨畑川西岸の赤石山地東支稜沿いに広く分布する(第3.1図・第3.3図)。なお、「身延」地域の調査では、これら層群の細分は出来なかったため、地層名は層群のみとした。

### 3.3 白根層群 (Si)

**地層名** 松島ほか(1956)及び赤石グループ(1958)の「白根層群」による。松島ほか(1956)及び赤石グループ(1958)は、赤石山地の四万十帯を北西側から、赤石帯、白根帯、大井川帯及び三倉帯に区分し、白根帯の主要構成層を白根層群と呼んだ。

赤石山地地質研究グループ(1961)、山田ほか(1972)、広川ほか(1976)、Kano and Matsushima (1988)などは、松島ほか(1956)及び赤石グループ(1958)の「白根帯」もしくは「白根層群」を踏襲している。一方、山田ほか(1969)は赤石山地の主稜線に沿って大規模な複背斜構造が存在するとし、また、山田ほか(1983)は背斜構造に加えて、南北性の断層などによって赤石山地の四万十

帯はブロック化されているとし、白根帯、赤石帯などの帯状区分及び白根層群、赤石層群等の地層名を用いていない。

1990年以降の赤石山地の四万十帯に関する調査・研究報告の多くは、白根層群の名称を用いている。

**分布** 白根層群は、駒ヶ岳南方の野呂川流域(早川源流域)から、北岳、塩見岳、荒川岳、上河内岳、光岳、鶏冠山などの赤石山地主稜線に沿って、天竜川支流の水窪川上流域まで、6~10 km の幅で帯状に分布する(第3.1図)。帯状分布の伸びの方向は、北岳~塩見岳付近ではほぼ南北であるが、赤石岳付近で南東に凸に弓なりに屈曲し、上河内岳以西では北東-南西となる。本層群は、その分布北端の駒ヶ岳付近において甲斐駒ヶ岳深成岩体に貫入されている。北西側に分布する赤石層群及び南東側に分布する寸又川層群とは断層で接する。また、二軒小屋付近以北では、ほぼ南北に延びる井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)によって、犬居層群と接する(第3.1図)。

「身延」地域では、図郭北西隅付近の田代ダム~二軒小屋周辺(第3.1図・第3.3図)に、白根層群分布域の東端が僅かにかかっている。

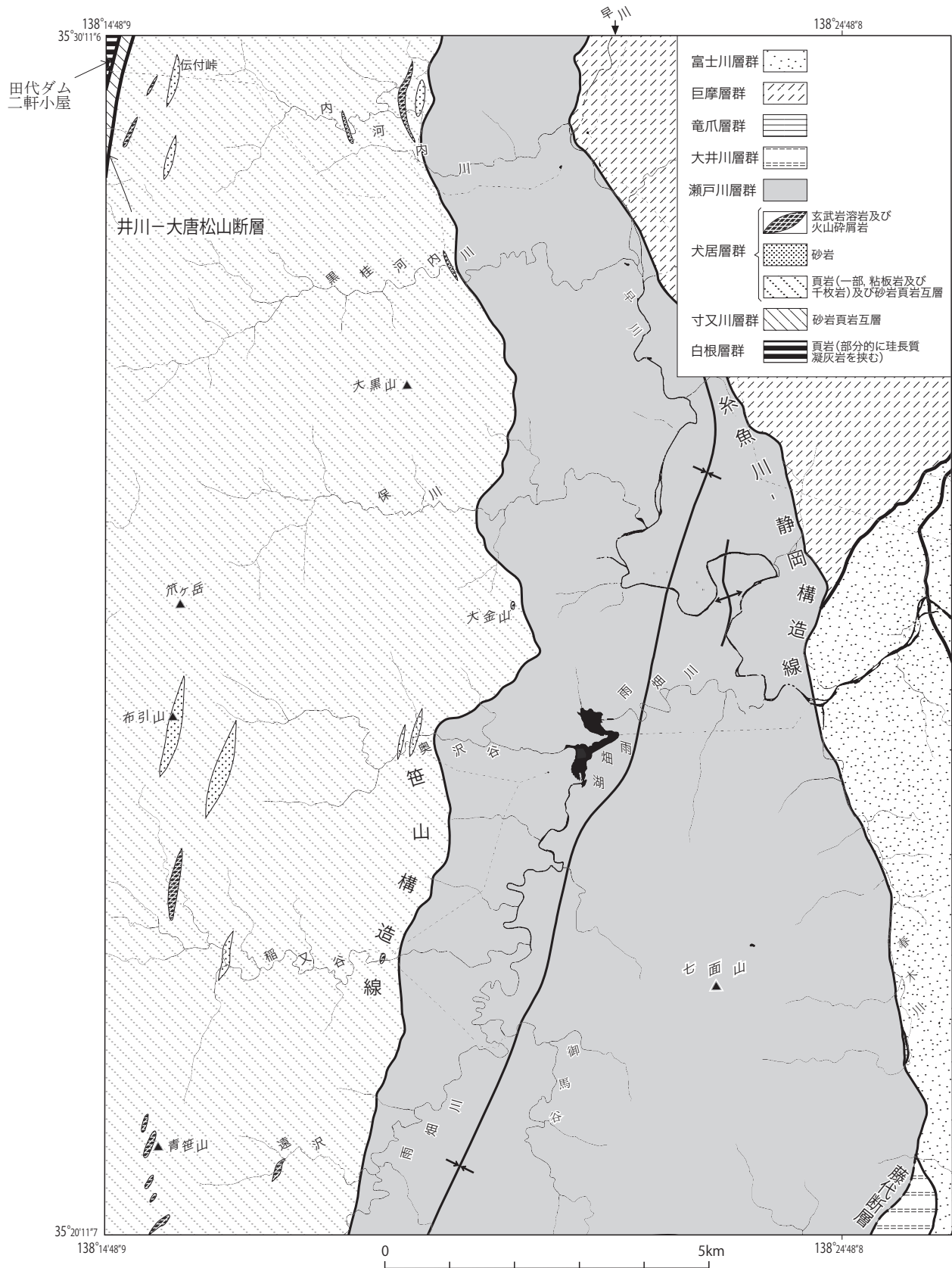
**岩相** 「身延」地域北西隅の田代ダム東岸から西隣「赤石岳」地域の二軒小屋付近に分布する白根層群は、山田ほか(1983)の西俣層に相当し、主として、層理面にほぼ平行な劈開が発達する頁岩からなる(第3.4図)。頁岩には、厚さ数 cm ~ 数十 cm (最大約3 m)の白色ないし淡緑色のシルト~細粒砂サイズの凝灰岩がしばしば挟まれている。また、頁岩と凝灰質の細粒砂岩とが互層状を呈するところもある。田代ダム~二軒小屋付近に分布する白根層群には、玄武岩類は含まれていない。

**地質構造** 田代ダム~二軒小屋付近に分布する白根層群は、N10~20°Eの走向をもち、東に50~60°傾斜する。凝灰岩層及び砂岩層の級化層理によると、東上位と判断される。

山田ほか(1983)によると、田代ダム北西方の西俣川沿いに分布する白根層群には、波長200 m ~ 1 km 程度の褶曲が発達する(第3.5図)。第3.5図の地質断面図によると、二軒小屋付近の東上位・東傾斜の構造は、東俣川との合流点の西側に認められる複背斜構造の東翼にあたると思われる。

**産出化石と地質年代** 「身延」地域の白根層群からは時代決定に有効な化石は産出しなかった。赤石山地中~南部に分布する白根層群からは、伊藤(1981)、狩野(1984)、川端(1984)、村松(1986, 1995, 1997, 1998, 1999, 2002など)らによって、時代決定に有効な放散虫化石が報告されている。これらの研究によると、頁岩及び凝灰岩からは前期白亜紀末~後期白亜紀(後期アルビアン期~カンパニアン期)の放散虫群集が産出することから、白根層群の碎屑岩層は下部白亜系の最上部~上部白亜系

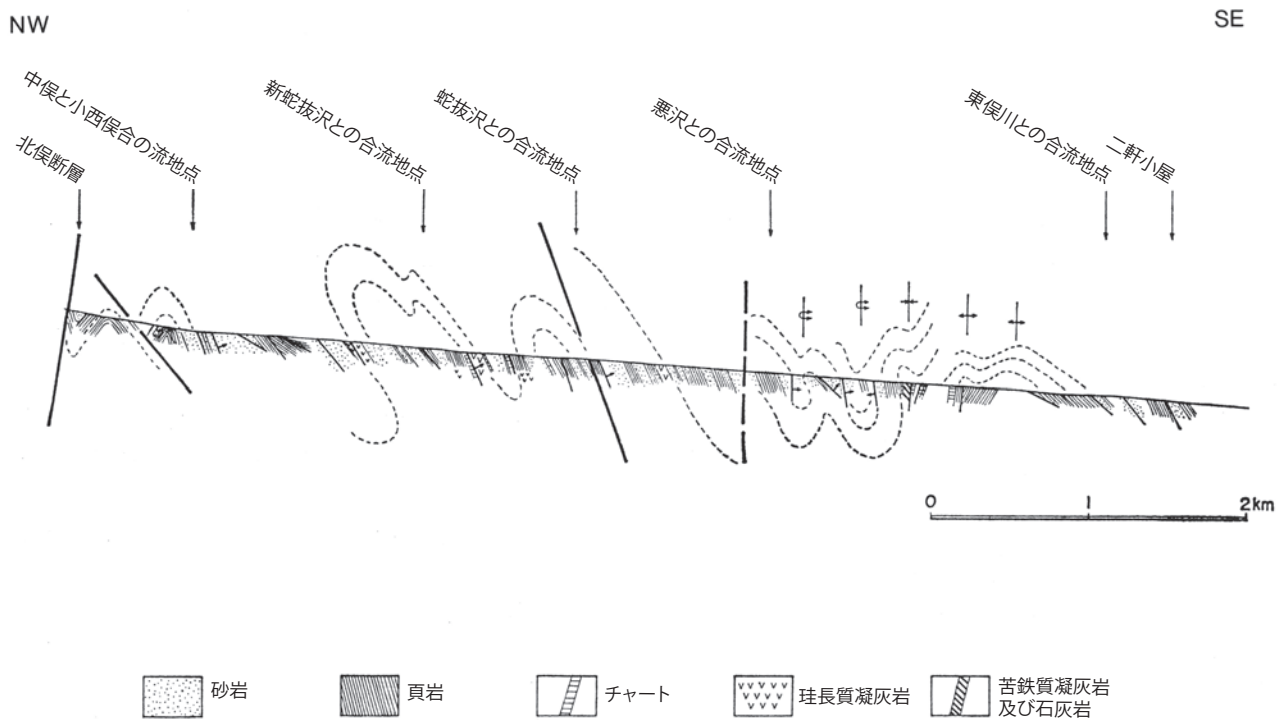




第 3. 3 図 身延図幅地域に分布する四万十帯主部の地質概略図



第 3. 4 図 白根層群の頁岩 (Si)  
西隣赤石岳図幅地域北東端部の大井川源流域，二軒小屋北方。



第 3. 5 図 大井川源流，西俣川（北西隣大河原図幅地域）沿いの白根層群の地質断面図  
山田ほか (1983) による。英語表記は日本語表記に修正。

と考えられる (村松, 2008 など)。また, 村松 (1995, 2002) によると, 上河内岳以西 (遠山川～同支流の池口川流域) に分布する白根層群は, 5つのユニットに区分され, 南東側のユニットほど時代が若くなっている。岩

塊状の産状を示すチャートはジュラ紀末～後期白亜紀初期の群集を産する。また, 白根層群中の石灰岩の岩塊からは, 後期ジュラ紀～白亜紀の六射サンゴと厚歯二枚貝の化石の産出が報告されている (大久保ほか, 1958; 大

久保・松島, 1959).

### 3. 4 寸又川層群 (Su)

**地層名** 狩野ほか(1986)の「寸又川層群」及び Kano and Matsushima (1988) の Sumatagawa Group による。狩野ほか(1986)による寸又川層群の提唱以前は、犬居層群(斎藤・磯見, 1954)の一部とされていた(地質部編図課, 1956; 山田ほか, 1972; 広川ほか, 1976; 狩野, 1984 など)。1990年以降に公表された寸又川層群相当層やその周辺の地質に関する調査・研究報告(村松, 1991, 1996, 1998; Kano *et al.*, 1991; 狩野ほか, 1993 など)や同層分布域を含む広域地質図(牧本ほか, 2004; 杉山ほか, 2010 など)では、寸又川層群の名称が用いられている。

**分布** 寸又川層群は、「身延」地域の図郭北西隅付近(田代ダム～二軒小屋付近)(第3.1図・第3.3図)をほぼ南北方向にかすめる井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)を分布の東限とし、田代ダムの北約5 km 付近から、大井川本流の畑薙湖周辺、寸又川流域、蕎麦粒山<sup>そばつぶおやま</sup>周辺及びその北方地域を経て、気田川(天竜川支流)流域付近まで分布する(第3.1図)。分布の西縁は光明断層(斎藤・磯見, 1954)によって限られる。本層群は全体として北東-南西に延びた分布を示し、分布幅は約15 km に達する(第3.1図)。

「身延」地域では、本図郭北西隅の二軒小屋から伝付峠に至る登山道や林道沿いに、幅200～300 m にわたって、南北に分布する。

**岩相** 「身延」地域に分布する寸又川層群は、山田ほか(1983)の広河内層(分布上は、その南端部)に相当し、主として、砂岩・頁岩等量ないし頁岩優勢の砂岩頁岩互層からなる。砂岩の厚さは5～20 cm 程度である。砂岩は細粒～中粒の石英質ワッケであり、頁岩の岩片が目立つ(第3.6図)。砂岩には粒子の再配列構造や片理構造はほとんど認められず、後述する犬居層群中の砂岩よりも変形が弱い。

**地質構造** 「身延」地域に分布する寸又川層群は、N10°W～N15°Eの走向をもち、東へ65～80°程度傾斜する。級化層理や底痕により上下が判定できた砂岩層の大部分は東上位を示す。

狩野ほか(1986)によると、寸又川層群には波長が数mから1 km 以上にわたるフレクシュラルスリップ褶曲(flexural-slip fold)が発達する。この見解を考慮すると、「身延」地域に分布する寸又川層群の東上位・東傾斜の構造は、背斜構造の東翼にあたる可能性がある。

**産出化石と地質年代** 「身延」地域の寸又川層群からは時代決定に有効な化石は産出しなかった。村松(1986)は、南西隣の「井川」地域以南の約20地点で採取した寸又川層群の頁岩から、後期白亜紀(主にカンパニアン

期～マーストリヒチアン期)の放散虫化石群集を報告している。また、村松(1998)は、西隣「赤石岳」地域南部の畑薙湖西方(茶臼岳登山道入口付近)で採取した泥岩から、後期白亜紀(カンパニアン期～マーストリヒチアン期)の放散虫化石群集を報告している。これらから、寸又川層群の碎屑岩層は上部白亜系と考えられる(村松, 2008)。このほか、寸又川層群中の泥ダイアビル起源とされたメラングジュ層(村松, 1991)に含まれるチャートからは、前期白亜紀のオーテビリアン期の放散虫化石群集が報告されている(村松, 1996)。

### 3. 5 犬居層群 (I, Is, Ig)

**地層名** 斎藤・磯見(1954)による。斎藤・磯見(1954)は、気田川(天竜川支流)流域の浜松市天竜区春野町堀之内(1954年当時の周智郡犬居町犬居, 第3.1図)から浜松市天竜区春野町長蔵寺にかけて分布する主に粘板岩からなる地層を犬居層群と呼んだ。地質部編図課(1956)、山田ほか(1972)及び広川ほか(1976)は、斎藤・磯見(1954)に従い、三倉層群(千谷, 1931)の北側、白根層群(赤石山地地質研究グループ, 1961など)の南側に分布する四万十帯に分布する地層を犬居層群と呼んだ。

狩野ほか(1986)及び Kano and Matsushima (1988) は、山田ほか(1972)や広川ほか(1976)の犬居層群を犬居層群と寸又川層群(新称)に区分し、犬居層群を再定義した。なお、土ほか(1986)は、当時印刷中であった Kano and Matsushima (1988) の研究成果を引用し、再定義された犬居層群の分布を示している。

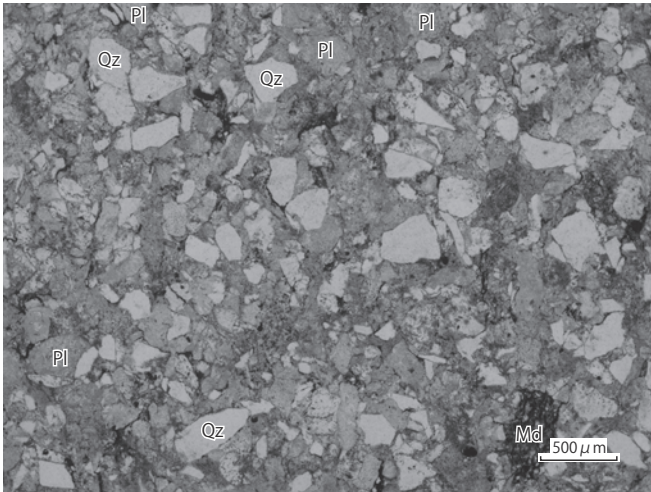
**分布** 犬居層群は、天竜川東岸の浜松市天竜区春野町堀之内(犬居)付近から、静岡市葵区井川付近までは、南西-北東方向に分布する。井川付近以北では、笹山構造線と井川-大唐松山断層に東・西両側を挟まれて、分布の方向をほぼ真北に変え、鳳凰山<sup>ほうおうざん</sup>の南で甲斐駒ヶ岳深成岩体に貫かれる(第3.1図)。

「身延」地域では、犬居層群は本地域の西端を南北に走る赤石山地東支稜から、その前山にあたる大黒山などの早川及び雨畑川西岸の山地に広く分布する(第3.3図)。

**岩相** 本報告では、「身延」地域に分布する犬居層群を、様々な程度に破断・変形した頁岩及び砂岩頁岩互層を主体とする犬居層群主部(I)と、同層に挟まれる砂岩(Is)及び玄武岩(Ig)の3つの岩相に区分し、地質図に示した。このうち、Iは、南隣「南部」地域(杉山, 2014a)のIb(主として砂岩頁岩互層)にあたる。また、IsとIgは、それぞれ、「南部」地域のIc(厚い砂岩)とIg(ブロック状の玄武岩)に対応する。

Isは50 m以上の分布幅を持つ砂岩卓越層であり、「身延」地域北部の伝付峠付近の稜線沿い、同中部の布引山<sup>ぬのびきやま</sup>の山頂付近とその東側山腹、更にその南側の稲又谷上流





第 3. 6 図 寸又川層群の非変形砂岩の顕微鏡写真  
大井川源流域，二軒小屋東方。

Md:泥岩の岩片, Pl:斜長石, Qz:石英. 下方ポーラー.

域などに分布する。I<sub>g</sub> は破断・擾乱された砂岩頁岩互層や頁岩中に挟まれるブロック状の玄武岩であり，本地域北部の内河内川流域と二軒小屋東方の林道沿い，南部の稲又谷の上流域，及び青笹山付近の稜線沿いなどに分布する。

「身延」地域の犬居層群分布域は，急峻な地形のため，踏査ルートは内河内川や稲又谷などの 2～4 km 間隔で東流する大きな河川沿いと登山道に限られ，本地域全体を通じての層序を明らかにすることはできなかった。以下に，主な踏査ルートにおける見かけの層序と岩相について記載する。第 3. 7 図に主な踏査ルートの見かけの柱状図を示す。

#### (1) 内河内川～二軒小屋東方ルート

「身延」地域北部の本ルートでは，笹山構造線に隣接する見かけの最下部(犬居層群分布域の最も東側)に，スレート劈開の発達する黒色粘板岩が分布する(第 3. 7 図)。この粘板岩には，部分的に厚さ数 mm～数 cm 程度の珪質脈が密集して発達する。また，地質図に示すように，厚さ 50 m 以上の砂岩卓越部(I<sub>s</sub>)と玄武岩(I<sub>g</sub>)を挟む。玄武岩は主にハイアロクラスタイトと凝灰岩からなる。粘板岩は，見かけの上位(西)に向かってレンズ状の砂岩を挟む頁岩に漸移する。この頁岩中にも，玄武岩の凝灰岩が挟まれる。レンズ状の砂岩を挟む頁岩の見かけの上位(西)には，厚さ数 mm 程度のほぼ平行な珪質脈を挟む頁岩が見かけの層厚 2,000 m 以上にわたって分布する。この頁岩中には，厚さ数 mm の頁岩薄層と珪質脈とが“細互層”し，微褶曲している部分が頻繁に認められる。このような“細互層”では，頁岩と珪質脈の境界に沿う波状ないし鱗片状の劈開が発達する。伝付峠付近では，上記岩相の頁岩中に片状化した砂岩(第 3. 8 図)が挟まれている。また，その見かけ上位の二軒小屋東方では，頁岩中に玄武岩の溶岩及び凝灰岩が挟まれている。

#### (2) 黒桂河内川ルート

黒桂河内川沿いでも，犬居層群の見かけ最下部は厚さ 500～600 m 程度の粘板岩からなる。その見かけ上位には，レンズ状に破断した砂岩を含む頁岩層と砂岩の挟みをほとんど伴わない頁岩層が順次重なる。これらの頁岩にはシート状及びブロック状の玄武岩が挟まれている。また，厚さ数 mm～2 cm 程度の珪質脈が層理面にほぼ平行に密に形成され，微褶曲構造が発達する部分が頻繁に認められる(第 3. 9 図)。

#### (3) 保川ルート

保川沿いでは，粘板岩は見かけの最下部に約 100 m の厚さで認められるだけとなる。その見かけ上位には，様々な程度に破断・変形した砂岩頁岩互層及び頁岩が厚さ約 1,500 m にわたって分布する。互層中の砂岩は細長く引き伸ばされ，厚さ 2～3 cm 以上のものは紡錘形やレンズ状の形態を示す(第 3. 10 図)。また，頁岩中には砂岩の薄層や石英の細脈が頻繁に挟まれている。

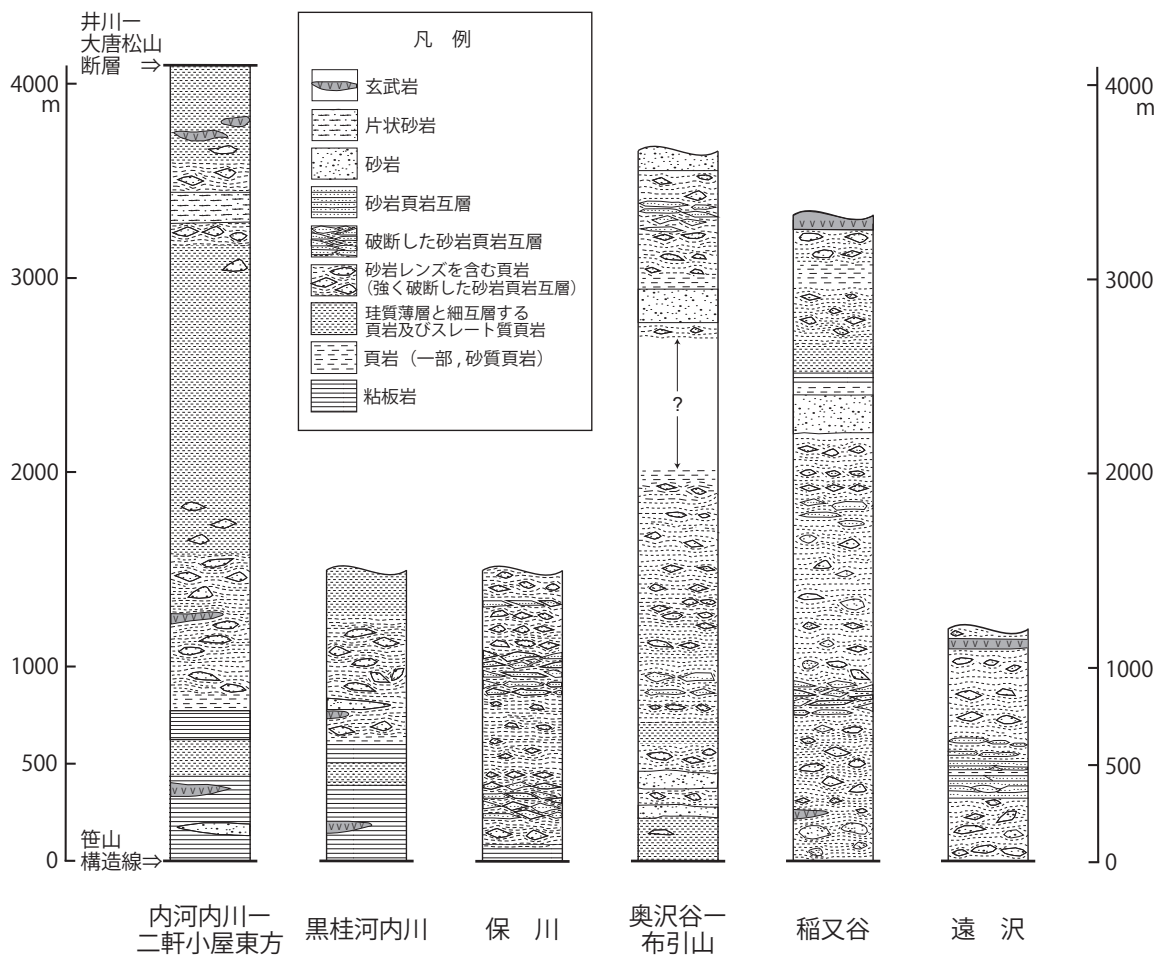
#### (4) 奥沢谷～布引山ルート

奥沢谷から布引山に至る登山ルート沿いに露出する犬居層群は，主として，様々な程度に破断・変形した砂岩頁岩互層と 1～5 mm 程度の厚さの珪質脈と細互層する頁岩からなる。砂岩頁岩互層中の砂岩層の多くはレンズ状に破断し，更に紡錘形に引き伸ばされているものもある。本ルートでは，見かけ層序の最下部付近と上部(布引山の山頂及び上部山腹)に，厚さ 50 m 以上の砂岩卓越部(I<sub>s</sub>)が認められる。砂岩は細～中粒のワッケであり，変形は比較的弱く，伝付峠付近の砂岩のような片状構造は認められない。

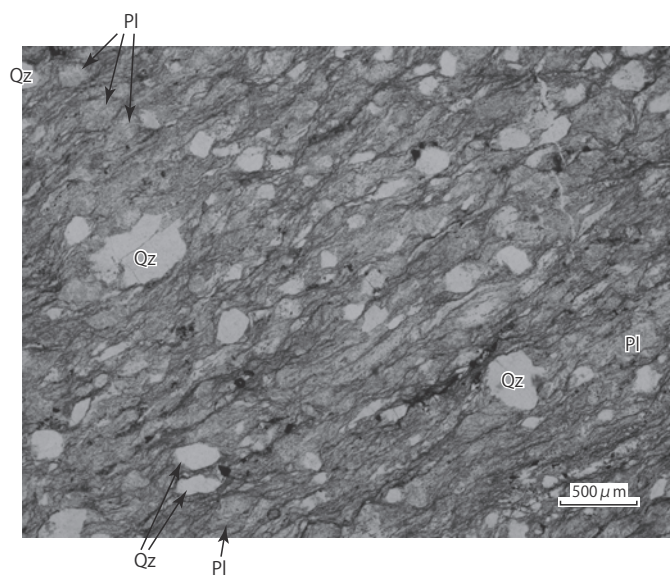
#### (5) 稲又谷ルート

稲又谷に分布する犬居層群は，主として，砂岩層がレンズ状に破断した砂岩頁岩互層(第 3. 11 図)からなる。互層中には，厚さが 50 cm を超え，中～粗粒の石英と頁岩岩片に富むワッケからなる砂岩層がしばしば挟まれて





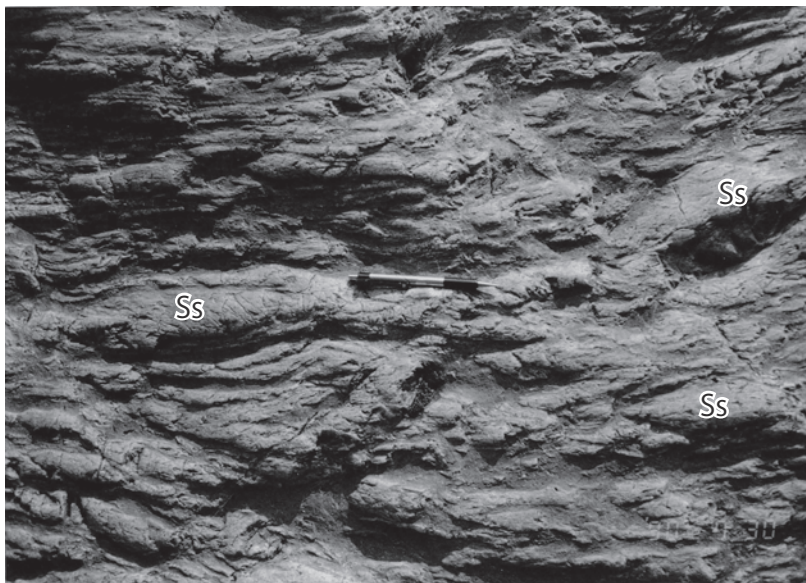
第 3. 7 図 犬居層群の地質柱状図  
見かけの層序を示す。地質柱状図の位置は第 3. 3 図を参照。



第 3. 8 図 犬居層群の片状砂岩の顕微鏡写真  
伝付峠。Pl：斜長石，Qz：石英。下方ポーラー。



第 3. 9 図 微褶曲した珪質脈が発達する犬居層群の頁岩 (I)  
早川支流, 黒桂河内川. ハンマーの長さは約 28 cm.



第 3. 10 図 犬居層群の砂岩頁岩互層 (I) 中の紡錘形～レンズ状砂岩層  
早川支流, 保川. Ss: 紡錘形～レンズ状の砂岩層. シャープペンシルの長さは約 14 cm.

いる。また、見かけ層序の上部には、200 m 程度の厚さの砂岩層 (Is) が存在する。この砂岩層の見かけ上位には、厚さ数 mm の珪質脈と“細互層”する頁岩が分布する (第 3. 12 図)。頁岩中に挟まれる砂岩層は破断し、扁平なレンズに引き伸ばされている。見かけ層序の最上部 (踏査ルート<sup>えんさ</sup>の西端) には、主に溶岩からなる玄武岩 (Ig) が存在する。

#### (6) 遠沢ルート<sup>えんざわ</sup>

本ルート<sup>えんさ</sup>の犬居層群は、上述の稲又谷ルートと同様

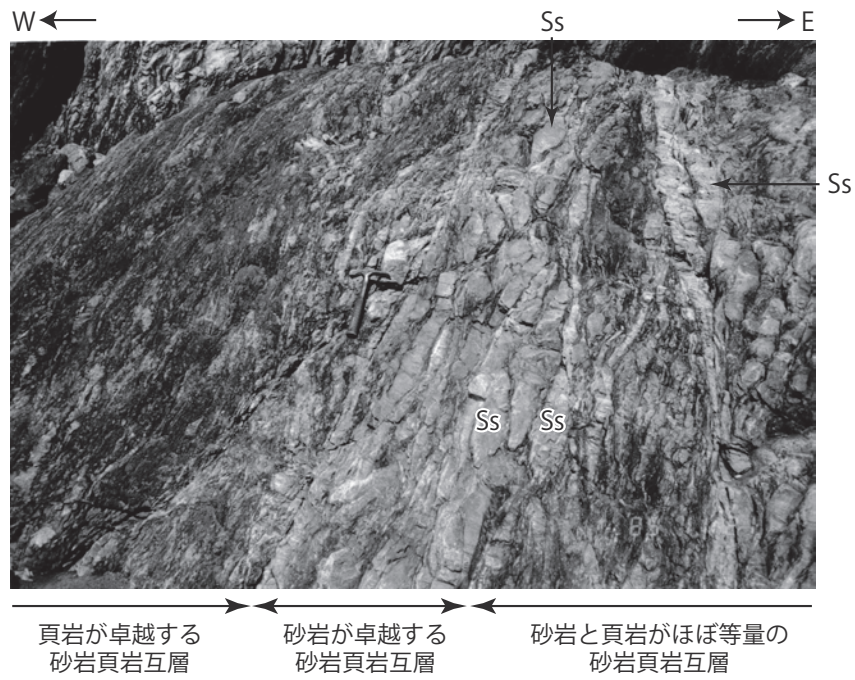
に、主に様々な程度に破断した砂岩頁岩互層からなる。見かけ層序の最上部 (踏査ルート<sup>えんさ</sup>の西端) には、レンズ状砂岩を含む頁岩中に玄武岩の溶岩が挟まれている。

#### 玄武岩の産状及び岩石学的特徴と化学組成

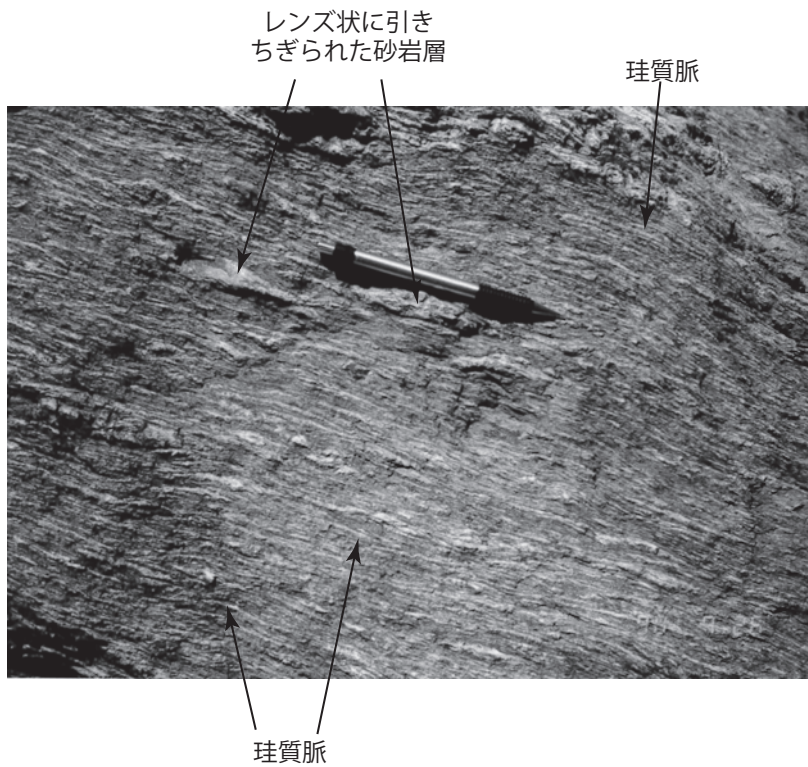
##### (1) 玄武岩の産状及び岩石学的特徴

「身延」地域及び南隣「南部」地域に分布する玄武岩については、これらがその周囲の頁岩や破断した砂岩頁岩互層に対して、現地性の地層・岩体として噴出・堆積したことを明確に示すデータは得られなかった。玄武岩





第 3. 11 図 破断した犬居層群の砂岩頁岩互層 (I)  
 雨畑川支流, 稲又谷. ハンマーの長さは約 28 cm. Ss : レンズ状に破断した砂岩層.



第 3. 12 図 珪質脈と“細互層”する犬居層群の頁岩 (I)  
 雨畑川支流, 稲又谷. 細長いレンズ状に引きちぎられた砂岩層を挟む.  
 シャープペンシルの長さは約 14 cm.

と頁岩との接触部が観察された露頭では、いずれも断層あるいはシャープな境界面を境として、両者が接している(第3.13図)。断層面沿いの玄武岩は、幅数mm～数cmにわたって、シルト～粘土サイズに破碎されていることが多い。また、玄武岩の破碎物が脈状に周囲の頁岩に注入したり、頁岩と指交状に交じり合ったりしている露頭も認められる。これらの観察結果から、「身延」地域周辺に分布する犬居層群中の玄武岩は構造的異地性岩塊(ブロック)と考えられる。

「身延」地域及び南隣「南部」地域に分布する玄武岩は、主に溶岩、ハイアロクラスタイト及び凝灰岩からなり、「南部」地域では斑れい岩及びドレライトを伴う。玄武岩溶岩及びハイアロクラスタイトは、まれにチャート、珪質頁岩、葉理頁岩などを伴う。玄武岩には斑晶鉱物として普通輝石及び斜長石が含まれ、変成鉱物として緑泥石、ぶどう石、パンペリー石、緑れん石、アクチノ閃石、炭酸塩鉱物、スフェーンなどが生じている。瀬戸川層群と同様、松田・栗谷川(1965)のゾーンⅢにあたり、アクチノ閃石の出現で特徴づけられる緑色片岩相の変成作用が及んだ地域に相当する。

## (2) 玄武岩の化学組成

犬居層群の玄武岩溶岩3試料及び白根層群の玄武岩溶岩3試料の全岩化学分析を第3.1表(杉山, 2014a)に示す。犬居層群の玄武岩溶岩3試料のうち、2試料は「身延」地域で、1試料は南隣「南部」地域で採取した。また、白根層群の玄武岩溶岩3試料は、いずれも西隣「赤石岳」地域で採取した。試料採取地点を付図1に示す。

犬居層群の玄武岩は白根層群の玄武岩に比べて、 $TiO_2$ 、 $K_2O$ 、 $P_2O_5$ 、 $Zr$ 及び $Nb$ に乏しく、 $FeO+Fe_2O_3$ 、 $MnO$ 、 $MgO$ に富んでいる。両層群の玄武岩を元素組成に基づく各種の起源判別ダイアグラムにプロットしたものを第3.14図と第3.15図に示す。これらによると、犬居層群の玄武岩は中央海嶺起源の玄武岩(大洋底玄武岩)の領域にプロットされるのに対して、白根層群の玄武岩はホットスポット起源の玄武岩(大洋島の(アルカリ)玄武岩)の領域にプロットされる。これらの結果は、犬居層群の玄武岩が石灰岩を伴わず、まれにチャートや珪質頁岩を伴うこと、白根層群の玄武岩は石灰岩を伴い、一部に礁性の石灰岩が存在すること(大久保ほか, 1958; 大久保・松島, 1959)と調和的である。

**地質構造** 「身延」地域に分布する犬居層群は、本地域の南部から中部(遠沢流域～保川流域)では北北東-南南西の一般走向を示す。北部の黒桂河内川及び内河内川流域では南北から北北西-南南東の一般走向を有し、本地域全体としては東(瀬戸川層群側)へ張り出した弧状の走向分布パターンを示す。本地域の犬居層群は、西へ $60\sim 80^\circ$ 程度傾斜する。

砂岩層の級化層理などによって地層の上下判定ができた露頭では、その多くが西上位を示した。南部の遠沢に分布する砂岩頁岩互層の一部は東上位を示し、波長数十～数百m程度の褶曲構造が発達する可能性がある。また、北部の内河内川～二軒小屋東方ルートでは、全体として、見かけ上位の層準(西側の地層)の方が下位の層準(東側の地層)よりも変形が強く、片状化の程度が高



第3.13図 犬居層群の頁岩中に挟まれる玄武岩ブロック (Ig)

南隣南部図幅地域、大井川支流、小河内川沿い952m標高点の東約200mの林道法面。杉山・松田(2014)の第3.5図を転載。ハンマーの長さは約28cm。

第3.1表 犬居層群及び白根層群の玄武岩の化学組成

主要元素の分析は、試料 In1 ~ In3 については大手開発株式会社に依頼し、湿式分析による。試料 Sh1 ~ Sh3 については蛍光X線分析(分析者: 下川浩一氏)による。Zr, Y, Nb, Sr の4微量元素の分析は三菱マテリアル株式会社に依頼し、ICP-AES法(分析精度2-10%)による。これらの分析は平成4-6年度に実施。分析試料採取地点については付図1参照。南部図幅地域内で採取された試料 In3 については、地質図にも採取地点を示した。緯度・経度は世界測地系による。杉山・松田(2014)の第3.1表を転載。

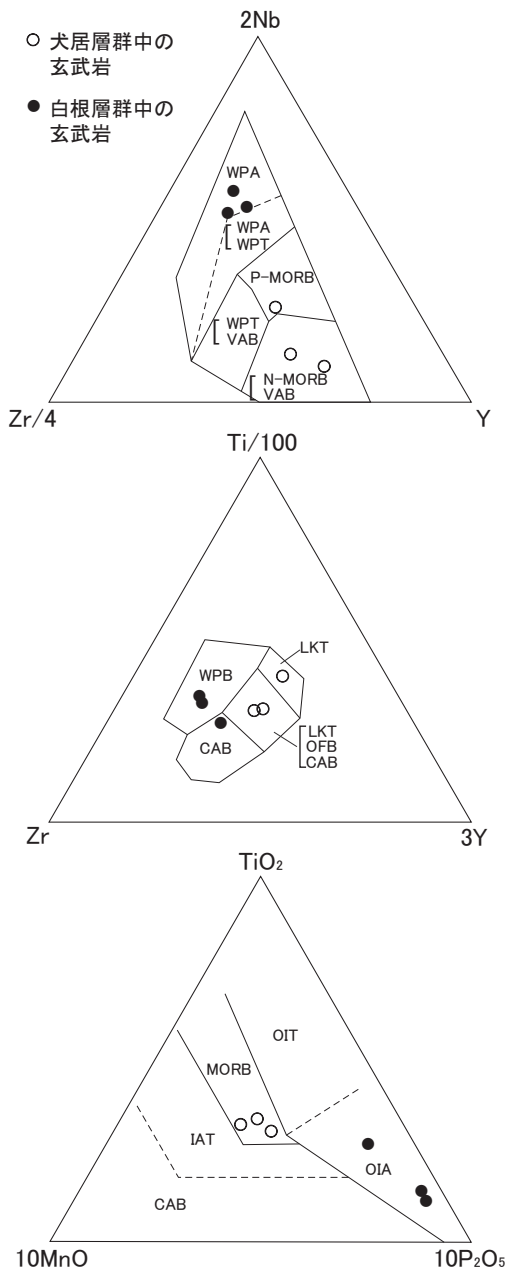
No.	犬居層群			白根層群		
	In1	In2	In3	Sh1	Sh2	Sh3
試料番号	880804	900803	891120	20887	20888	20889
産地	二軒小屋	遠沢	小河内	荒川東	千枚岳	赤石
緯度	35°29'24"	35°20'46"	35°17'05"	35°29'59"	35°29'53"	35°27'12"
経度	138°15'04"	138°16'35"	138°15'34"	138°11'13"	138°11'38"	138°11'12"
(wt%)						
SiO <sub>2</sub>	47.26	48.39	47.95	48.01	46.84	46.82
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.98	2.01	2.40	2.73	2.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.81	15.06	13.65	15.93	15.49	20.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.79	2.19	3.43	6.17	4.40	6.65
FeO	8.27	9.88	8.57	2.24	1.62	2.44
MnO	0.18	0.21	0.24	0.09	0.11	0.12
MgO	7.62	6.90	7.36	3.81	1.84	2.49
CaO	8.72	7.46	9.14	7.60	10.82	6.24
Na <sub>2</sub> O	3.76	4.10	3.17	2.73	5.37	3.04
K <sub>2</sub> O	0.18	0.12	0.16	2.68	1.43	3.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.24	0.18	1.35	0.62	1.89
H <sub>2</sub> O+	3.08	2.81	2.79	5.07	8.31	3.73
H <sub>2</sub> O-	0.10	0.17	0.57	0.15	0.22	0.22
CO <sub>2</sub>	1.84	----	0.57	----	----	----
Total	99.58	99.51	99.79	98.23	99.8	100.17
(ppm)						
Zr	116	136	72	197	238	260
Y	40.3	42.2	37.0	25.8	33.2	52.7
Nb	5.4	13.8	3.0	41.1	64.5	68.1
Sr	183	364	230	222	479	535

い。このことから、詳細は不明であるが、犬居層群中に覆瓦構造が発達する可能性がある。

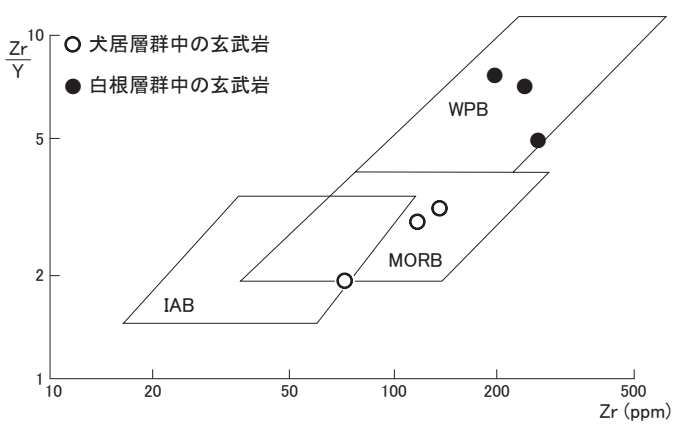
犬居層群の頁岩にはスレート劈開が発達し、既述のように砂岩の一部も片状化している。狩野ほか(1986)によると、犬居層群及び寸又川層群の分布域全体を見ると、井川-大唐松山断層と笹山構造線に隣接する東部~北東部ほど、スレート劈開の発達が顕著になっている。また、スレート劈開面は、頁岩の層理面に対して反時計回りに最大30°程度斜交した方向に形成されている。

産出化石と地質年代 「身延」地域の犬居層群からは、時代決定に有効な化石が産出していない。村松(1986)は、南西隣「井川」地域とその南側の「千頭」地域に分布する犬居層群の泥質岩や砂岩泥岩互層から、*Lophophaena* (?) sp., *Buryella* (?) sp. などの後期マーストリヒチアン期~暁新世(?)を指示する放散虫化石を報告している。この報告によると、犬居層群の地質年代は白亜紀末期から暁新世(?)と推定される。





第 3. 14 図 犬居層群及び白根層群産玄武岩の元素組成による起源判別ダイアグラム  
 上段：Meschede (1986) による 2Nb-Zr/4-Y 図。WPA：プレート内アルカリ玄武岩，WPT：プレート内ソレイト，VAB：島弧玄武岩，P-MORB：ホットスポットが重なった中央海嶺の玄武岩，N-MORB：通常の中央海嶺玄武岩。中段：Pearce and Cann (1973) による Ti/100-Zr-3Y 図。WPB：プレート内玄武岩，CAB：島弧のカルクアルカリ玄武岩，LKT：島弧の低カリウムソレイト，OFB：大洋底玄武岩(=MORB)。下段：Mullen (1983) による TiO<sub>2</sub>-10MnO-10P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 図。IAT：島弧のソレイト，CAB：島弧のカルクアルカリ玄武岩，OIT：大洋島のソレイト(=WPT)，OIA：大洋島のアルカリ玄武岩(=WPA)。杉山・松田 (2014) の第 3. 6 図を転載。



第 3. 15 図 犬居層群及び白根層群産玄武岩の Zr-Zr/Y 図  
 Pearce and Norry (1979) による Zr-Zr/Y ダイアグラム。IAB：島弧玄武岩，MORB：中央海嶺玄武岩，WPB：プレート内玄武岩。杉山・松田 (2014) の第 3. 7 図を転載。

## 第4章 瀬戸川帯に分布する地層・岩体

(杉山雄一)

### 4.1 研究史

瀬戸川帯に分布する地層・岩体の詳細な研究は、7万5千分の1「静岡」図幅(千谷, 1931)により始められた。この研究により、瀬戸川帯南部に分布する地層の岩相分布が明らかにされ、玄武岩や石灰岩が地層の走向と直交する方向に繰り返し出現することが判明した。その後、大井川下流域から安倍川中流域にかけての瀬戸川帯南部に分布する地層については、横山(1939, 1963)、斎藤(1960)、徳岡(1964)、Matsumoto(1964, 1966)、和田(1976)、杉山(1980)らをはじめとする数多くの研究が行われた。また、瀬戸川帯の東縁に分布する竜爪層群(竜爪火山岩類)及び高草山火山岩類の層序及び岩石学的な研究は、小池(1957)、Tiba(1966)、石川(1976)、池田(1978)、高草山団研(1979)、杉山ほか(1982)などにより行われた。1980年代前半には、北里(1980)、Iijima *et al.*(1981)、Ibaraki and Tsuchi(1982)、Watanabe and Iijima(1983)らによって、瀬戸川帯に分布する地層の微化石層序が明らかにされ、層序と地質構造の再検討が行われた。その結果、覆瓦構造の解明(遅沢, 1986; Osozawa, 1988; 杉山・下川, 1989など)及び化学組成に基づく玄武岩類の起源の推定(小川・谷口, 1989; Ogawa and Taniguchi, 1989; 坂本ほか, 1993など)が進展し、瀬戸川帯を前~中中新世の付加体と見なす考え方が支配的となった。一方、「身延」地域を含む、安倍川上流域から早川流域にかけての瀬戸川帯北部は険峻な地形のため、分布する地層・岩体の公表された研究報告は瀬戸川帯南部に比べて少ない。しかし1950年代の後半には、鮫島輝彦を指導者とする静岡大学の学生らによって、安倍川上流域の瀬戸川帯に分布する地層・岩体の研究が精力的に行われ、岩相分布の詳細が明らかにされた(例えば、笠原ほか, 1957; 兼高ほか, 1958; 工藤, 1960)。また、赤石グループ(1958)は、早川流域の瀬戸川層群相当層を奈良田層群と呼び、岩相と構造を概報した。一木ほか(1958)は、「身延」地域以北(早川~野呂川流域及び雨畑川流域)の瀬戸川層群相当層を西山粘板岩層及び角瀬砂岩層に区分し、赤石山地の四万十帯に分布する地層と合わせて、それらの岩相及び地質構造について報告した。赤石山地地質研究グループ(1961)は、静岡県地質図(望月編, 1956)に示された笹山構造線の北方延長を早川流域で確認し、その東側に分布する瀬戸川帯に分布する地層の岩相について概報した。松田・栗

谷川(1965)は、瀬戸川帯北部及び南部フォッサマグナを含む赤石山地東部に分布する地層・岩体の変成分帯を行った。これらの研究を承けて、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)は、同県域の瀬戸川帯に分布する地層を雨畑川、角瀬、春気川の3層群に区分し、それらの分布を10万分の1地質図に表示し、岩相や地質構造について詳しい報告を行っている。その後、Ono(1973)と徳山(1974)は、瀬戸川帯に分布する地層に発達するスレート劈開に関する研究を進め、瀬戸川帯全域にわたる層序と地質構造の総括を初めて行った。また、笹山構造線沿いに分布する蛇紋岩とこれに随伴する苦鉄質岩については、Takasawa and Kuroda(1974)や大橋・白木(1981)などが研究を行った。山田ほか(1983)は、赤石山地北部の四万十帯に分布する地層に関する総括的な研究報告の中で、瀬戸川帯北部に分布する地層の地質構造と岩相層序に言及した。また、Sato and Sato(1984)は雨畑川及び早川流域の瀬戸川層群に見られるキンクバンドの性状と応力場の変遷について議論した。

1980年代の半ばになると、瀬戸川帯北部に分布する地層・岩体においても、同帯の形成をプレートテクトニクスの枠組みにおいて捉えようとする研究が始められた。Naka(1985, 1988)は、安倍川上流域に分布する緑色岩(主に玄武岩溶岩と中性火山碎屑岩類からなる)の産状と化学組成を詳細に研究し、これらの岩石の起源を海溝に沈み込む海山の重力性崩壊に求めるモデルを提示した。また石田ほか(1990)は、早川流域に分布する玄武岩の産状、岩石学的特徴、化学組成などを検討し、これらがハワイなどのプレート内ソレアイトに類似することを示し、母マグマの分化と複数回の噴出の可能性について言及した。更に唐沢・狩野(1992)は、早川流域の瀬戸川帯に分布する地層の地質構造を再検討し、スレート劈開の形成や笹山構造線の左横ずれ断層運動を含む同帯の構造発達史を、日本海の拡大に伴う西南日本の時計回り回転と関連づけて議論した。杉山(1995)は、「南部」及び「身延」地域における5万分の1地質図幅の研究の一環として、瀬戸川帯北部の調査を行い、同帯南部の研究データと合わせて、同帯全域にわたる地層の層序と地質構造の総括を行い、瀬戸川付加体の形成過程を論じた。また、山本・島津(1994)、山本・坂本(1999)及び山本ほか(1999, 2003)は、竜爪層群(竜爪火山岩類)及び高草山火山岩類の岩石学的研究を行い、これらの火山岩類を生成したマグマの起源及び噴出場(テクトニックな

環境)について論じた。

## 4.2 概要

瀬戸川層群及びその分布域の地体構造上の名称である瀬戸川帯の定義については様々な見解があるが、本研究では杉山(1995)に従って、瀬戸川帯を前期中新世～中期中新世初期に形成された付加体からなる区域と捉え、笹山構造線と糸魚川-静岡構造線(小淵沢-静岡衝上)に挟まれた地域を瀬戸川帯と呼ぶ。瀬戸川帯は藤代断層及び十枚山断層を境として、西側から瀬戸川亜帯、大井川亜帯及び竜爪亜帯に区分される(第4.1図)。5万分の1地質図幅「清水」(杉山・下川, 1990)では、これら3亜帯に分布する地層全体を瀬戸川層群として扱ったが、本報告では、杉山(1995)及び杉山(2014b)に従って、これら3亜帯の構成層をそれぞれ瀬戸川層群、大井川層群、竜爪層群と呼ぶ(第4.2図)。瀬戸川層群は大井川下流域から早川流域まで南北約100 kmにわたって分布する。南端は中～下部中新統の三笠層群(倉真層群)及び上部中新統～鮮新統の相良層群に傾斜不整合に覆われ、北端は甲斐駒ヶ岳深成岩体(佐藤ほか, 1989など)に貫かれる。瀬戸川層群の初生層序は、下位より玄武岩、石灰岩、チャート、頁岩、砂岩頁岩互層及び砂岩からなる。また、笹山構造線に隣接する地域には、緑色凝灰質頁岩、玄武岩ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩などが分布し、南北に延びる蛇紋岩の貫入岩体が存在する。玄武岩を伴う石灰岩-チャート層は上位の碎屑岩層とともに、西に傾斜する覆瓦構造を形成し、走向と直交する方向に繰り返し出現する。杉山(1995)は瀬戸川帯中に6つの覆瓦衝上体を識別している(第4.1図)。また、玄武岩や石灰岩-チャート層は碎屑岩中の構造的及び堆積性のブロックとしても産し、構造的ブロックは「南部」地域の仙俣川流域から安倍川上流域に特に高密度に分布する。瀬戸川帯西部に存在する大岳衝上体は、「南部」地域の中中部以北では大規模な向斜構造(「身延」地域では雨畑川向斜(杉山, 1995), 「南部」地域では逢沢向斜(杉山・松田, 2014)と呼称)の西翼部へ移行している。

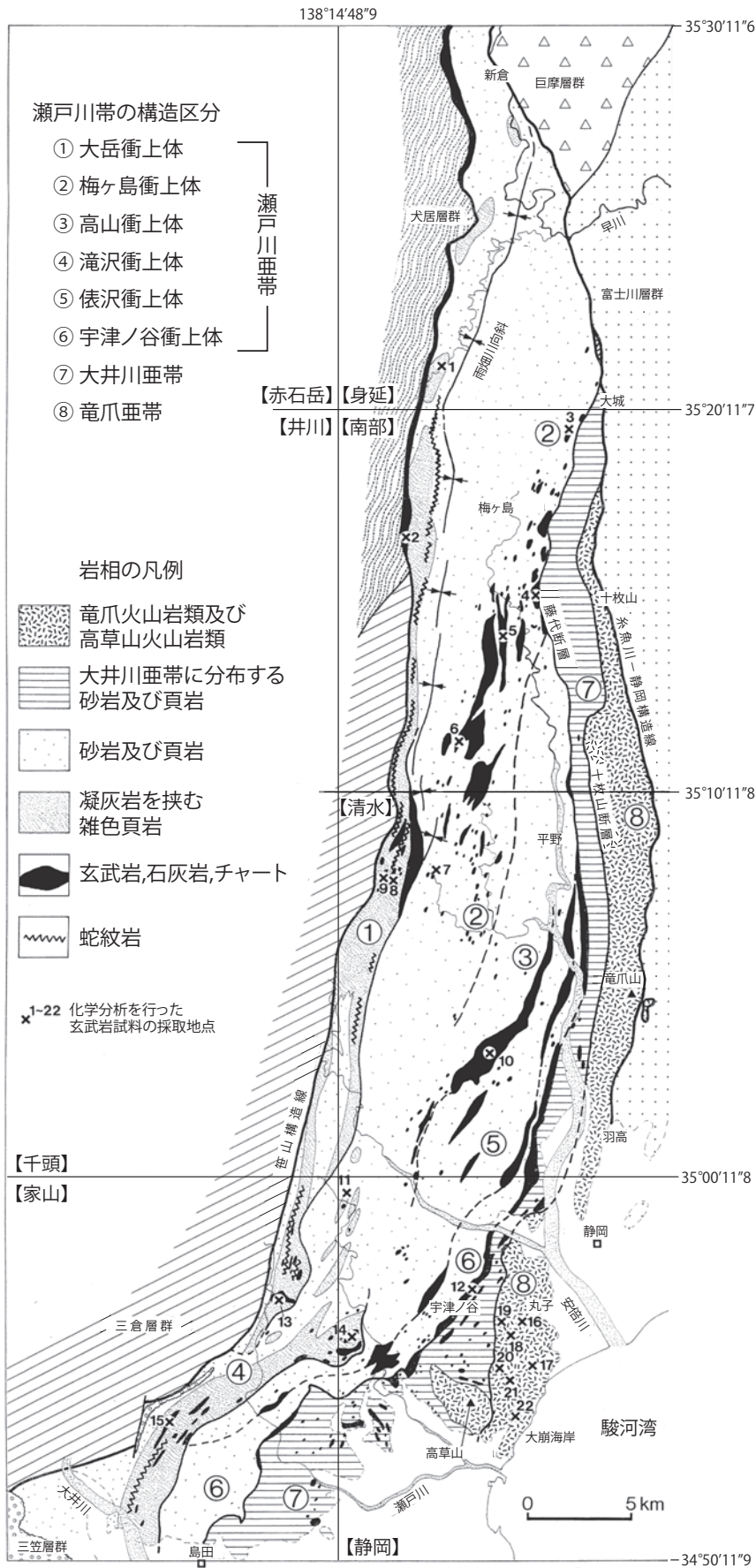
「身延」地域の瀬戸川層群の大構造(地質図スケールの地質構造)は、この雨畑川向斜に支配されている。雨畑川向斜東翼部(「南部」地域の梅ヶ島衝上体の北方延長部)は、主に砂岩、砂岩頁岩互層及び粘板岩からなり、ブロック状の玄武岩を伴うが、石灰岩及びチャートの分布は確認されていない。雨畑川向斜西翼部の瀬戸川層群は粘板岩ないし千枚岩を主体とし、笹山構造線沿い(層序的には最下部にあたる)には、上述のように、玄武岩の溶岩及びハイアロクラスタイトが分布する。

大井川層群は大井川南岸の牧ノ原市(旧相良町及び榛原町)付近から「身延」地域の南端にかけて、南北約70

kmにわたって分布する(第3.1図)。大井川南岸地域では相良層群に不整合に覆われ、牧ノ原市女神付近に発達する女神背斜の軸部にのみ分布する。大井川層群は主として砂岩頁岩互層と頁岩からなり、模式地の大井川下流域では中～上部に礫岩、含礫泥岩及び砂岩を伴う。また、本層群には瀬戸川層群に由来する石灰岩、チャート及び玄武岩のブロックが含まれ、大井川南岸地域ではこのほかに礁性石灰岩の巨大ブロック(女神石灰岩など)が含まれる。「静岡」地域の高草山付近には主としてアルカリ玄武岩の溶岩からなる高草山火山岩類が碎屑岩層を整合に覆って分布し(Iijima *et al.*, 1981; Watanabe and Iijima, 1983), 「清水」地域及び「南部」地域の大井川層群には、ドレライトやアルカリドレライトが貫入する。竜爪層群は、安倍川東岸の十枚山-竜爪山地(「南部」及び「清水」地域)とその南方延長の丸子-大崩海岸地域(「静岡」地域)に南北約50 kmにわたって分布する。「身延」地域では春木川上流の糸魚川-静岡構造線沿いに、南北約500 mにわたる孤立した分布が認められる(第3.3図・第4.1図)。本層群は主として流紋岩、デイサイト及びアルカリ玄武岩の溶岩と火砕岩からなり、斑れい岩、ドレライト、石英閃緑岩、粗面岩などの貫入岩を伴う。流紋岩は主に北部の十枚山山地(「南部」地域)に分布し、竜爪層群の下部を占める。デイサイトは主に中部の竜爪山地(「清水」地域)と南部の丸子-大崩海岸地域(「静岡」地域)に分布し、後者の地域でアルカリ玄武岩に覆われる。これらの瀬戸川帯に分布する地層からは、時代決定に有効な放散虫、浮遊性有孔虫及び石灰質ナノ化石などが産出し、杉山・下川(1990), Osozawa *et al.* (1990), 加藤ほか(1992), 杉山(1995)らにより既存データの総括が行われている。これらに基づく、瀬戸川層群の石灰岩とチャートの時代はそれぞれ中期始新世～前期漸新世、漸新世～中新世最初期であり、碎屑岩層の時代は前期中新世の前期である(第4.2図)。また、大井川層群と竜爪層群の時代は前期中新世から中期中新世にわたる。

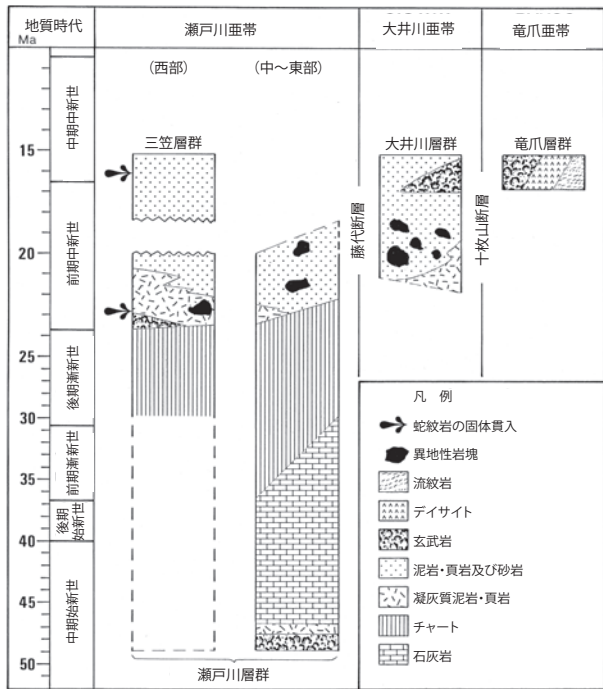
## 4.3 瀬戸川層群(Sg, Sb, St, Sm, Ss, Sp, Gb, Dl, Gd)

**地層名** 千谷(1931)の「瀬戸川統」による。本報告の瀬戸川層群は、杉山(1995)の再定義に基づく。「身延」地域の瀬戸川層群については、4.1で述べたように、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)が瀬戸川層群を雨畑川累層(スレートと千枚岩を主とし、「輝緑凝灰岩」を伴う)、角瀬累層(主に砂岩)、春気川累層(スレート、千枚岩及び頁岩)に区分し、各累層の分布を縮尺10万分の1の地質図に示した。その後、Ono(1973), 徳山(1974), 唐沢・狩野(1992)は、早川及び雨畑川流域に分布するスレート卓越層を「瀬戸川層群」と呼び、山田ほか(1983)は「奈良田層」、Kano and Matsushima(1988)



第 4. 1 図 瀬戸川帯の構造区分と地質の概略  
 杉山(1995)に基づく、杉山・松田(2014)の第 4. 1 図を転載、一部加筆。【 】の名称は 5 万分の 1 地形図(図幅)名を示す。





第4.2図 瀬戸川帯の構造区分と層序・岩相・年代の概要  
 杉山(1995)に基づく、杉山・松田(2014)の第4.2図を転載。異地性岩塊は、主として瀬戸川層群下部に由来する玄武岩、石灰岩、チャートからなる。

は「雨畑川層群 (Amehatagawa Group)」と呼んでいる。分布「身延」地域では、瀬戸川層群は早川町角瀬以西の早川本流沿い(主にその西岸山地)と春木川西岸から雨畑川流域にかけて南北に分布する。笹山構造線と糸魚川-静岡構造線に挟まれた瀬戸川層群の分布域は、「身延」地域南端では約8kmの幅があるが、北に向かって狭くなり、北端の早川町新倉付近では2km余となる。

**岩相** (「身延」～「南部」地域) 「身延」地域及び南隣「南部」地域の瀬戸川層群には、地層の走向にほぼ平行な頁岩卓越層と砂岩卓越層の帯状分布が認められる(第4.3図)。これらは西側から、1) 笹山構造線沿いの頁岩卓越部、2) 早川流域の早川町高住(字角瀬)付近(第4.3a図の中央東の糸魚川-静岡構造線沿い)から静岡市葵区口坂本東方(第4.3b図の南西部)へ至る砂岩卓越部、3) 安倍峠北方(第4.3b図の北部中央)から静岡市葵区口仙俣南方(第4.3b図の南部中央)へ至る頁岩卓越部、4) 静岡市葵区有東木西方から中平にかけての砂岩卓越部である(第4.3b図の南東部)。本報告では、杉山(1995)に従って、これらの帯状の頁岩卓越部と砂岩卓越部を西側から、それぞれ、岩相ゾーン1), 2), 3), 4)と呼ぶ。岩相ゾーン1)は玄武岩・ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩、及び蛇紋岩の岩体を伴う。また、岩相ゾーン3)は多量のブロック状及びスラブ状の玄武岩及び石灰岩-チャート層を伴う。瀬戸川層群の分布の東限をなす藤代

断層と糸魚川-静岡構造線(早川流域)は、このような帯状の岩相分布を緩く斜めに切っており、南から北へ、東側の岩相ゾーンから順次消失する。

4つの岩相ゾーンのうち「身延」地域には岩相ゾーン1), 2), 3)が認められ、それぞれ概ね山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)の雨畑川累層、角瀬累層、春気川累層に相当する。また、南隣「南部」地域の岩相ゾーン1)は、Naka(1988)のKuchisakamoto unit(口坂本ユニット)に相当し、岩相ゾーン2), 3), 4)はKamiochiai unit(上落合ユニット)にほぼ対応する。

地質構造との対応では、岩相ゾーン1)は、「身延」地域の雨畑川向斜(第4.3図・第4.4図)及びその南方延長である「南部」地域の蓬沢向斜(第4.4図)の西翼にほぼ当たり、更にその南方の大岳衝上体(杉山・下川, 1989)に対応する。また、「身延」地域の岩相ゾーン2)及び3)は雨畑川向斜の東翼にほぼ対応する。

**層序及び岩相記載** 本報告では、雨畑川向斜の西翼部と東翼部に分けて、両翼部の層序と岩相を述べる。西翼部は上記の岩相ゾーン1)に、東翼部は岩相ゾーン2)及び3)にあたる。

#### (1) 雨畑川向斜西翼部

「身延」地域北部の早川町新倉付近から雨畑川流域にかけて南北に延びる雨畑川向斜西翼部では、笹山構造線寄りの西側により下位の地層が分布する。南隣「南部」地域の牛首峠以北では最下部に玄武岩が存在し、凝灰岩や砂岩を挟む頁岩層が一部指交しながら、玄武岩を整合に覆う(第4.3a図・第4.5図)。

玄武岩(Sb)は、主として溶岩とハイアロクラスタイトから構成され、見かけの最大層厚は約400mに達する。本地域北部の早川流域では溶岩が優勢であるが、南部の雨畑川流域から「南部」地域の牛首峠にかけての地域では、ハイアロクラスタイトが卓越する。早川流域の玄武岩溶岩は、かんらん石をほとんど含まない玄武岩とかんらん石玄武岩～ピクライト玄武岩(第4.6図)からなる(石田ほか, 1990)。ハイアロクラスタイトは緑泥石化したガラスのほか、かんらん石玄武岩～ピクライト玄武岩、ドレライト、玄武岩などの岩片とかんらん石、スピネルなどの鉱物片を含む(第4.7図)。玄武岩溶岩及びハイアロクラスタイトは、全岩の主要及び微量元素組成や残留クロムスピネルの化学組成から、プレート内ソレライトと考えられている(石田ほか, 1990; 杉山, 1995)。これらの玄武岩は一般に片状を呈するが、新倉西方の内河内川流域には、非変形のピクライト玄武岩が存在し、周囲の片状玄武岩とは断層で接する(石田ほか, 1990)。玄武岩は非変形のものも含めて、緑色片岩相の変成作用を被り、緑泥石、アクチノ閃石、緑簾石、スフェーンなどが生じている。

頁岩(Sm)は主として黒色ないし黒灰色の粘板岩(第4.8図)からなり、緑色や赤色～赤紫色を呈する凝灰質

頁岩 (St) を伴う。これらの凝灰質頁岩は厚さ数 cm ~ 20 cm 程度の白色の珪質凝灰岩と厚さ数十 cm ~ 2 m 程度の緑色凝灰岩を挟み、雨畑川上流域では厚さ 1 ~ 2 m の玄武岩ハイアロクラスタイトを伴う。また、頁岩には、後述する蛇紋岩、斑れい岩、花崗閃緑岩などが貫入している。

内河内川流域から保川流域にかけての早川西岸域には、南北 6 km 以上にわたって、厚さ約 1,000 m の砂岩卓越層 (Ss) が分布する。また、雨畑川流域の稲又集落付近にも、2 km 以上にわたって追跡される最大層厚約 200 m の砂岩卓越層が頁岩中に挟まれている (第 4. 3a 図)。これらの砂岩卓越層は、砂岩単層の厚さが 5 ~ 40 cm 程度の砂岩優勢な砂岩頁岩互層と 0.5 ~ 2 m 間隔に頁岩層を挟む成層砂岩を主体とし (第 4. 9 図)、砂岩は主に、石英に富む中~細粒の灰白色アレナイトからなる。西翼に分布する地層の玄武岩を覆う砕屑岩層の見かけの最大層厚は約 2,800 m である。

## (2) 雨畑川向斜東翼部

七面山周辺の急峻な山地を占める雨畑川向斜東翼部の初生層序は、南隣「南部」地域の安倍川西岸域に南北の長さ 7 km にわたって分布するスラブ状岩体 (二王山スラブ; 第 4. 3b 図の中央) の玄武岩-石灰岩-チャート層とこれを整合に覆う砕屑岩シーケンス (第 4. 5 図の三郷川の柱状図参照) によって代表される。

最下位の玄武岩 (Sg) は見かけの最大層厚が約 300 m に達し、主として枕状及び塊状の溶岩と火山砕屑岩からなり、岩脈状及びシル状のドレイトと斑れい岩を伴う (Naka, 1985, 1988)。これらの苦鉄質岩には、パンペリー石、緑簾石、ぶどう石、アクチノ閃石などの変成鉱物が生じている。玄武岩層の上位には、石灰岩及びチャート層が整合に重なる。玄武岩の直上には、玄武岩の破片を多量に含む石灰質の凝灰質頁岩~砂岩 (厚さ 2 ~ 10 m) が存在し、上位の成層構造が明瞭なミクライト質石灰岩に移化する。石灰岩の厚さは 20 ~ 80 m 程度であり、その上位に見かけの最大層厚が 400 m に達する暗灰色の成層チャートが発達する。石灰岩及びチャートの単層の厚さは 5 ~ 10 cm 程度である。「南部」地域以南の瀬戸川層群には、コケ虫、石灰藻などの礁性生物の化石片と玄武岩の岩片を含む粗粒石灰岩 (バイオスパーライト; 杉山・下川, 1981, 1990; 杉山ほか, 1982) も分布する。

チャート層の上位には、珪質頁岩、頁岩 (粘板岩)、レンズ状の砂岩を挟む頁岩、頁岩優勢の砂岩頁岩互層 (以上、Sm) が順次重なり、岩相ゾーン 2) の砂岩卓越層 (Ss) に整合に覆われる。珪質頁岩から砂岩卓越層基底までの見かけの層厚は 1,200 ~ 1,500 m 程度である。岩相ゾーン 2) の砂岩卓越層は砂岩と砂岩頁岩互層を主体とし、見かけの最大層厚は 4,000 m に達する (第 4. 5 図の御馬谷~大城川上流の柱状図参照)。

「身延」地域には、連続性の良い玄武岩-石灰岩-チャー

ト層は分布せず、本地域南部の春木川源流域及び身延町大城西方の粘板岩 (Sm) 中に、ブロック状の玄武岩 (Sg) が認められるに過ぎない。また、七面山南方では、砂岩卓越層 (Ss) 直下の頁岩 (Sm) 中に、給源は異なると考えられるが淡緑色及び白色の凝灰岩 (St) が挟まれる。

七面山周辺に広く分布する砂岩卓越層 (Ss) は、塊状又は成層した砂岩と砂岩優勢の砂岩頁岩互層を主体とし、頁岩を伴う。砂岩の大部分は石英に富む細~中粒のアレナイトであり、中~粗粒の砂岩は頁岩の岩片 (パッチ) を特徴的に含む。また、七面山西方、雨畑川支流の御馬谷流域では含礫泥岩を伴う。

## 地質構造

### (1) 大構造 (地質図スケールの地質構造)

「身延」地域の瀬戸川層群は、北部の早川町新倉付近や黒桂河内川流域では北北西-南南東の走向を有するが、同町保付近より南では北北東-南南西走向となり、全体として、東へ張り出した、緩い逆“く”の字形の走向変化を示す。このような走向変化は、犬居層群及び笹山構造線の走向変化と調和的である。

本地域の瀬戸川層群の大構造は、向斜軸が早川町早川付近から京ヶ島付近を経て、雨畑川の東岸沿いにはほぼ S20° W 方向に追跡される雨畑川向斜に支配されている。この向斜構造は、早川町早川の北方で、糸魚川-静岡構造線に切られると推定される。

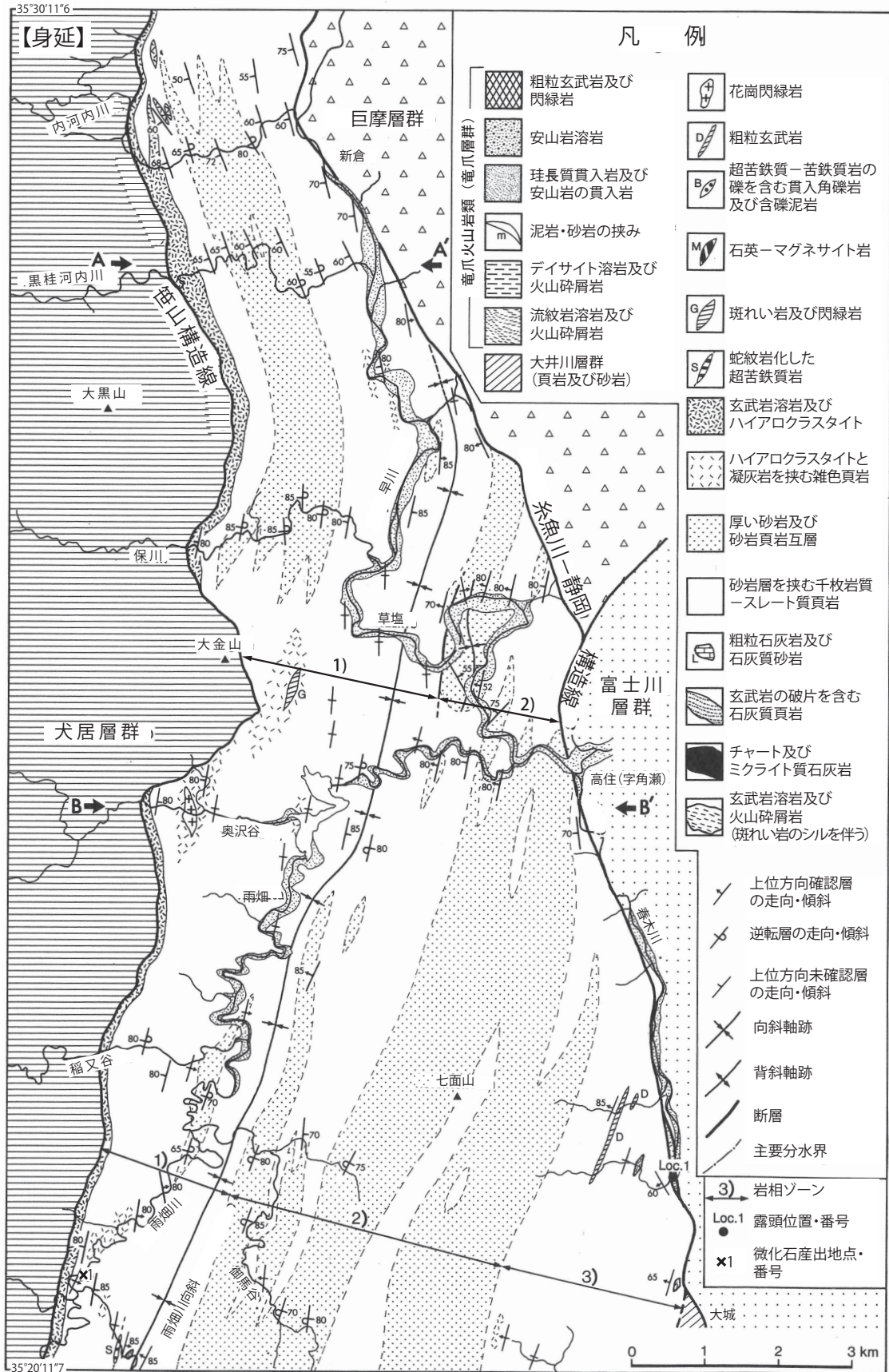
本地域北部の早川本流沿いでは、向斜西翼部の地層は逆転して西へ 60 ~ 80° 程度傾斜するところが多い。これに対して、本地域南部の雨畑川流域の向斜西翼部に分布する地層の多くは、西又は東へ 80° 以上、急傾斜している。一方、向斜東翼の地層は西へ 60 ~ 80° 程度傾斜するところが多いが、御馬谷流域などの向斜軸に近接した地域では、逆転して東へ 70 ~ 85° 傾斜する部分が認められる。

雨畑川向斜の軸部付近には、小規模な褶曲構造が発達する。このうち、最も顕著なものは、早川町古屋西方に位置する早川の大蛇行部付近に認められる翼の開いた向斜構造であり、地質図にも明示した。この向斜の西翼は最大約 500 m の幅がある。このほか、地質図には示していないが、早川町北方の早川本流沿いと雨畑川流域の向斜西翼及び御馬谷流域の向斜東翼に、それぞれ半波長 100 m 以下の褶曲構造が認められる。

### (2) スレート劈開

南隣「南部」地域以北に分布する瀬戸川層群には、スレート劈開が発達する (Ono, 1973)。スレート劈開が発達する地域は、概ねアクチノ閃石が出現する緑色片岩相の変成作用が及んだ地域 (松田・栗谷川 (1965) のゾーン III) に対応する。唐沢・狩野 (1992) によると、スレート劈開面は、層理面に対して数度反時計回りに斜交する方向に形成されている (第 4. 10 図)。このようなスレート劈開面と層理面との関係は、四万十主帯に分布する犬居

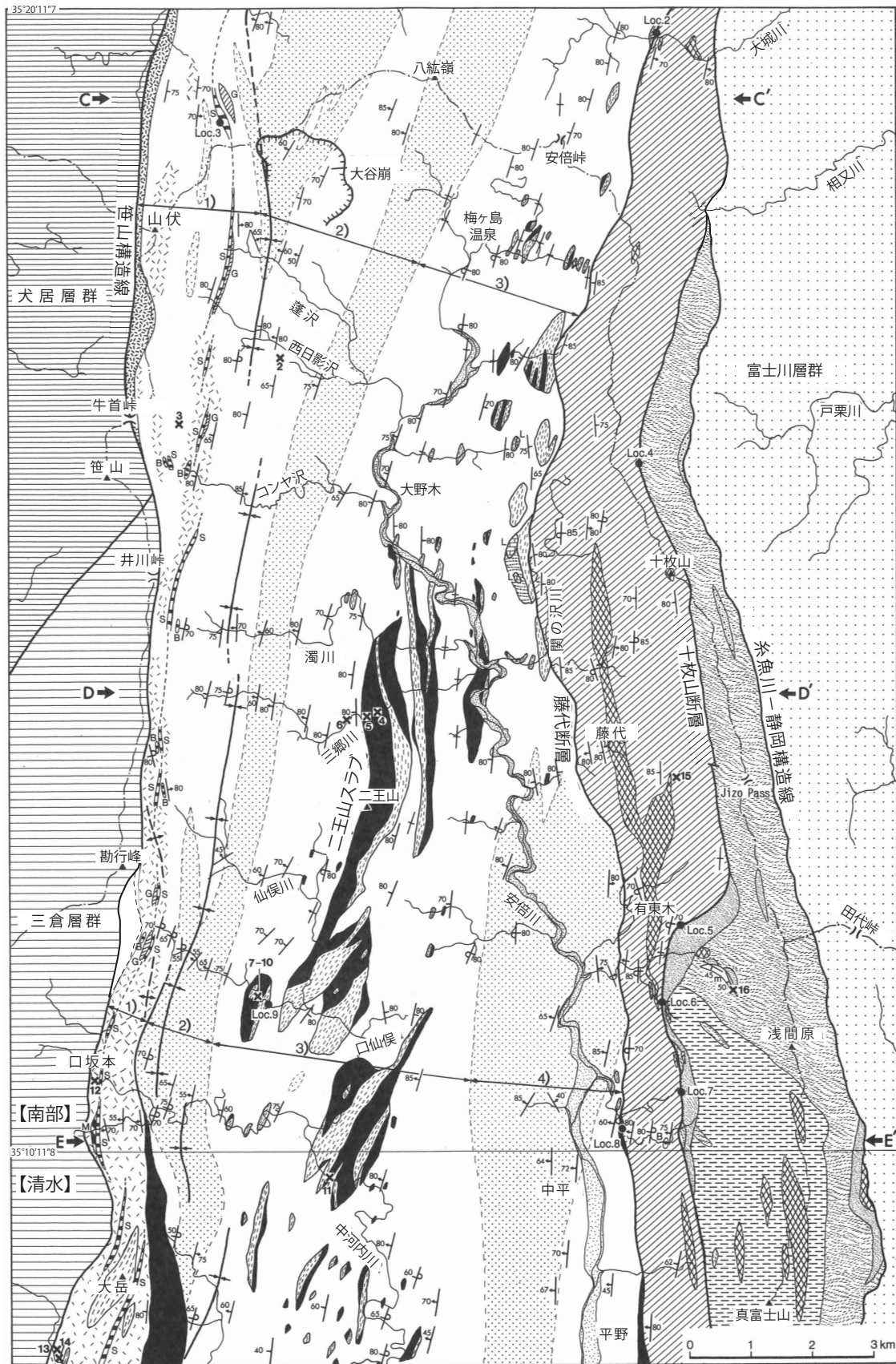




第4. 3a 図 瀬戸川帯の地質図(身延図幅地域: 早川下流域~雨畑川流域)

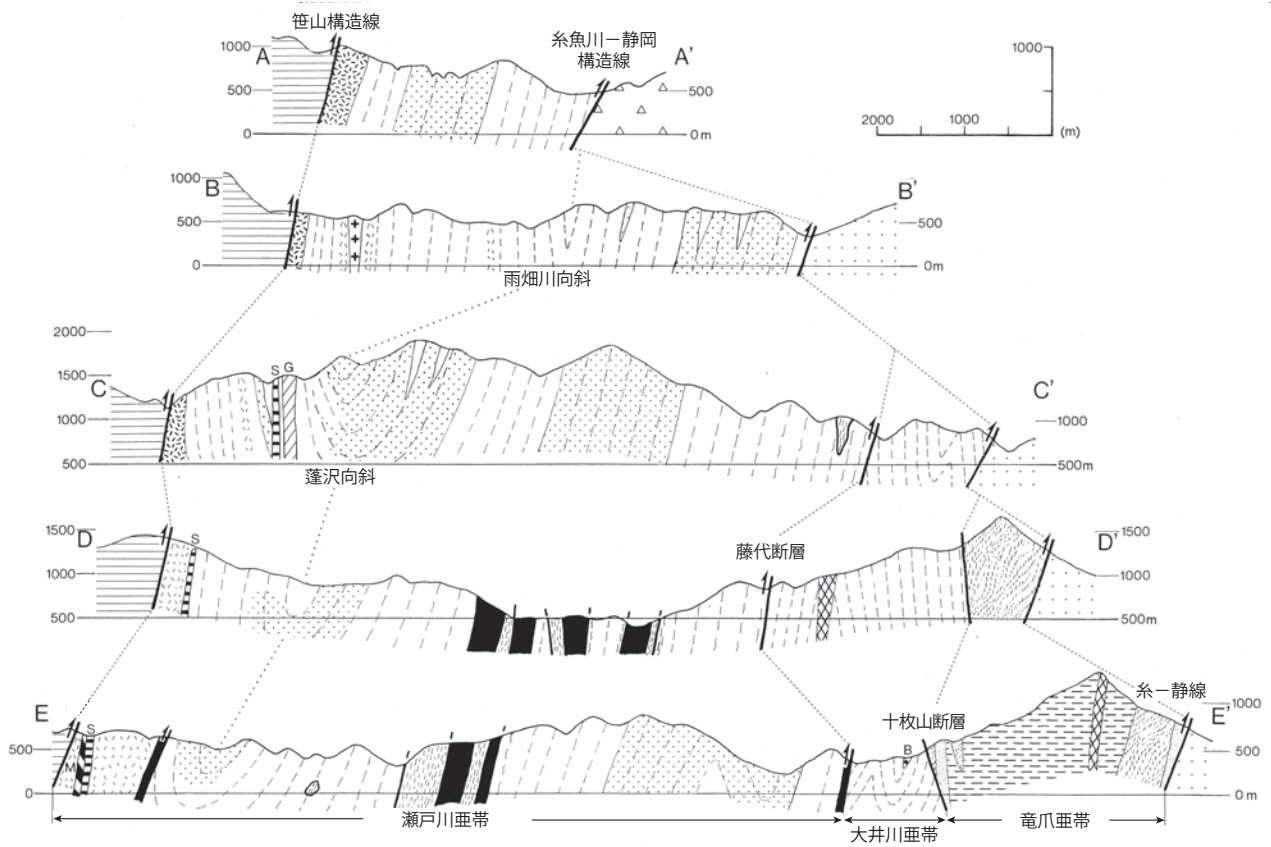
杉山(1995)を一部改変した杉山・松田(2014)の第4. 3a 図を転載し、一部修正及び加筆。





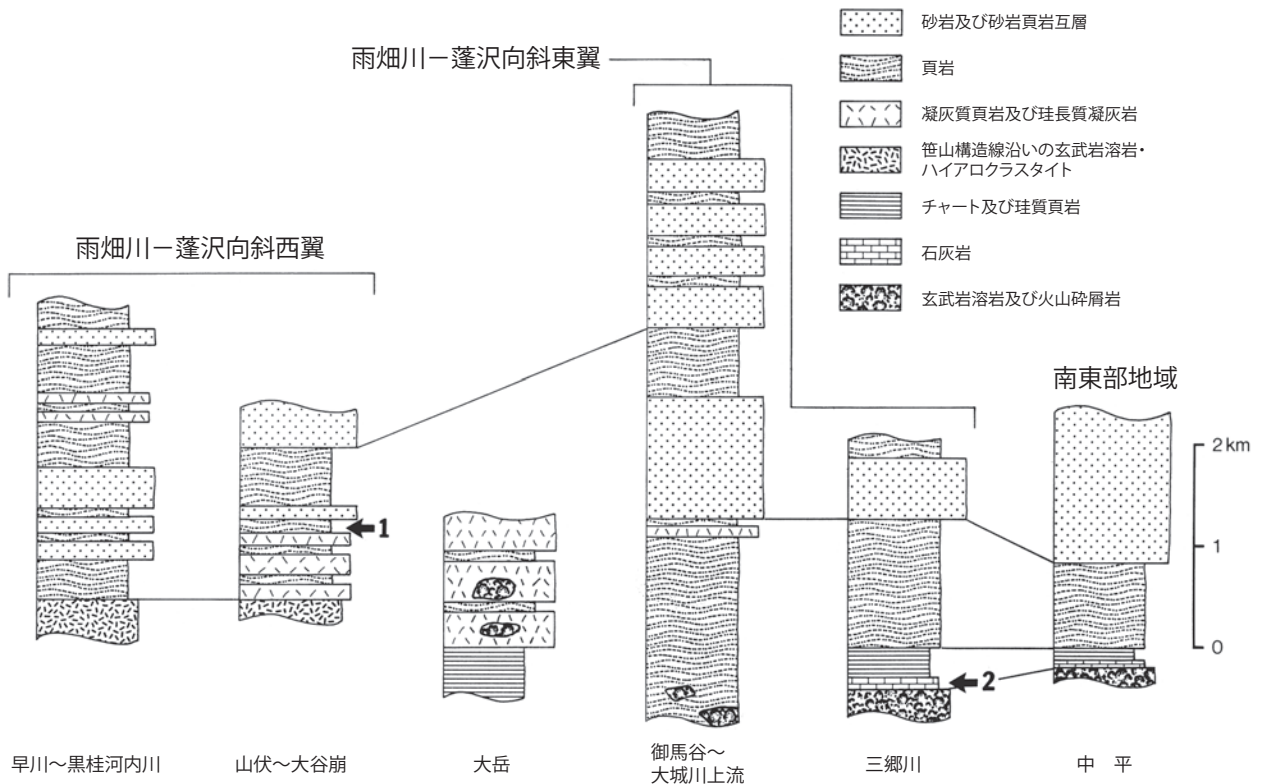
第4. 3b 図 瀬戸川帯の地質図（南部及び清水図幅地域北端部：安倍川上流域）  
 杉山 (1995) を一部改変した杉山・松田 (2014) の第4. 3b 図を転載し、一部修正及び加筆。

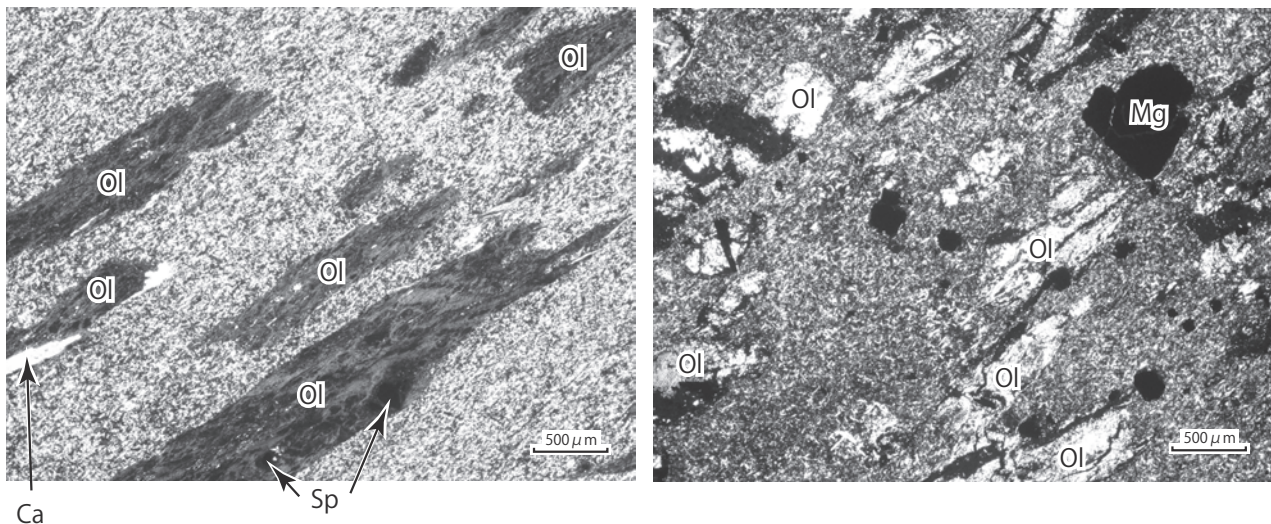




第 4. 4 図 瀬戸川帯の地質断面図

杉山(1995)に基づく, 杉山・松田(2014)の第 4. 4 図を転載。地質凡例と断面の位置については第 4. 3 図を参照。

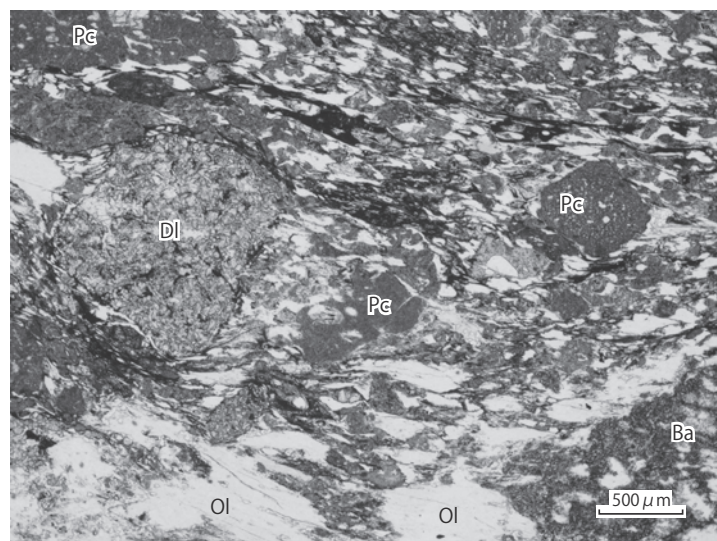




第 4. 6 図 ピクライト玄武岩の顕微鏡写真

試料採取地点：早川町新倉西方の広河原（内河内川沿い）。

左：強く片状化したピクライト玄武岩（Ol：緑泥石化したかんらん石，Sp：スピネル，Ca：炭酸塩鉱物），右：やや片状化したピクライト玄武岩（Ol：滑石，アクチノ閃石および炭酸塩鉱物に置き換えられたかんらん石，Mg：磁鉄鉱）。直交ポラーラ。



第 4. 7 図 玄武岩ハイアロクラスタイトの顕微鏡写真

試料採取地点：早川町雨畑の室草里南方（雨畑川沿い）。

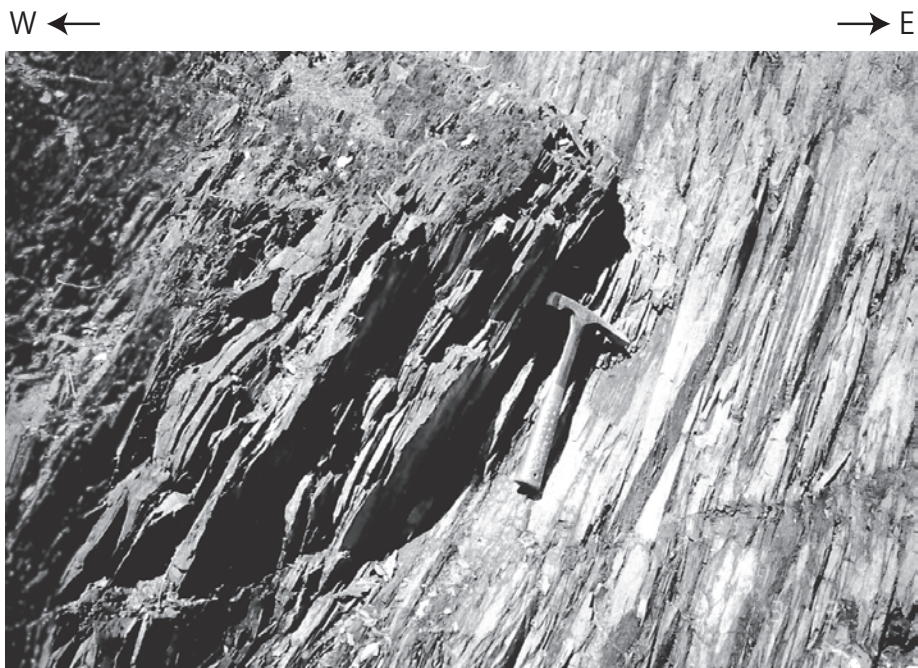
Pc：ピクライト玄武岩の岩片，Di：粗粒玄武岩の岩片，Ba：玄武岩の岩片，Ol：かんらん石の岩片（緑泥石化している）。下方ポラーラ。

(← p. 38)

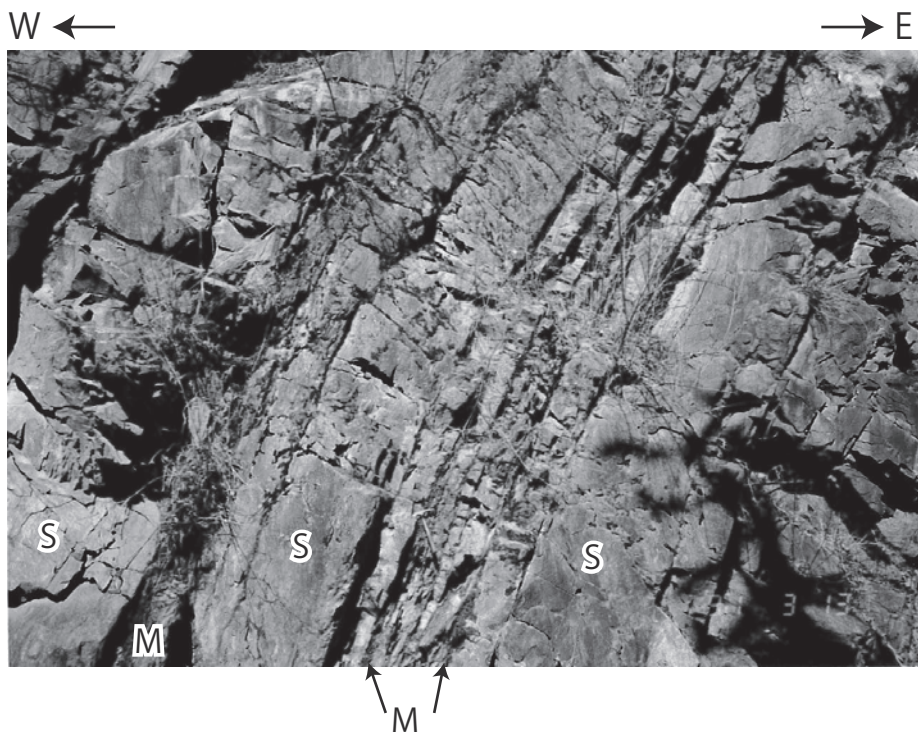
第 4. 5 図 瀬戸川層群の地質柱状図

杉山(1995)に基づく，杉山・松田(2014)の第 4. 6 図を転載し，一部修正。矢印 1 は前期中新世の放射虫化石産出層準，矢印 2 は始新世の放射虫及び有孔虫化石産出層準。地質柱状図の位置については，早川～黒柱河内川は第 4. 3a 図の北部，山伏～大谷崩は第 4. 3b 図の北西部，大岳は第 4. 3b 図の南西端部，御馬谷～大城川は第 4. 3a 図の南端部～第 4. 3b 図の北東端部，三郷川は第 4. 3b 図の中央部，中平は第 4. 3b 図の南東部を参照。

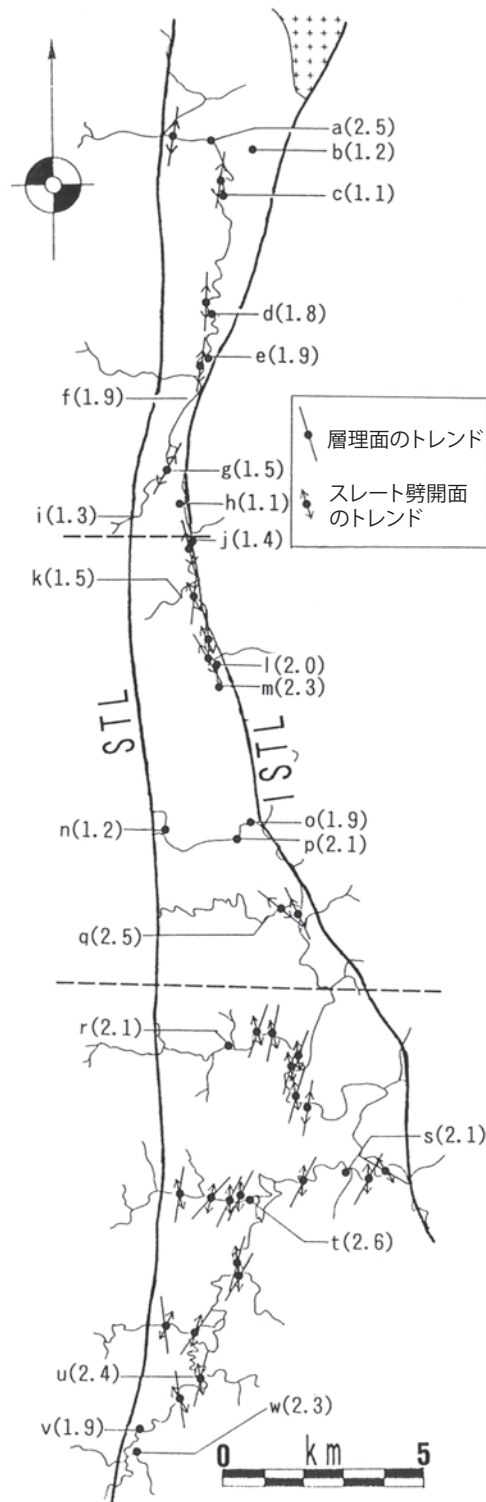




第 4. 8 図 スレート劈開が発達する瀬戸川層群の粘板岩層  
早川町雨畑字稲又. ハンマーの長さは約 28 cm.



第 4. 9 図 雨畑川向斜西翼部の砂岩優勢層  
早川町雨畑字室草里北東方. S : 砂岩, M : 頁岩. ハンマーの長さは約 28 cm.



第4.10図 瀬戸川層群の層理面とスレート劈開面の卓越走向  
唐沢・狩野 (1992) による。英語表記を日本語表記に修正。スレート劈開は、層理面に対して、数度反時計回りの方向に発達するところが多い。図中の括弧内の数値はスレート劈開面の走向の標準偏差。図中の2つの東西方向の破線は、地層の走向が大きく変化するところを示す。ISTL：糸魚川-静岡構造線、STL：笹山構造線。

層群や寸又川層群中のスレート劈開にも認められ、西南日本弧と伊豆-小笠原弧との衝突に伴う、強い水平圧縮応力と高い温度条件により形成されたと推定される(唐沢・狩野, 1992)。

### (3) キンクバンド

「身延」地域に分布する瀬戸川層群の粘板岩にはキンクバンド(第4.11図)が発達する(Sato and Sato, 1984)。キンクバンドの多くは、その鉛直上位側の岩盤が谷の方向に移動する向きに屈曲し、開口性の割れ目やこれを充填する表層風化生成物を伴っていることから、地表付近における重力性の成因を持つと推定される。しかし、唐沢・狩野(1992)によると、石英により充填された顕微鏡サイズの開口割れ目を伴い、地下深部で形成されたと考えられるキンクバンドも存在する。この種のキンクバンドの中には、共役系をなすキンクバンドも存在し、キンクバンド形成時の古応力場は $\sigma_1$ : 中~高角,  $\sigma_2$ : ほぼ南北方向で中~低角,  $\sigma_3$ : ほぼ東西方向で低角, と還元されている(唐沢・狩野, 1992)。

産出化石と地質年代 「身延」地域の瀬戸川層群からは、同地域南端近くの早川町長畑付近(第4.3a図の南東部の微化石産出地点1)の頁岩より、*Spongurus* 属などの放射虫化石が産出したが(第4.1表)、時代決定に有効な化石の産出は知られていない。

「南部」地域及び「清水」地域北部の瀬戸川層群からは、第4.1表に示すような放射虫化石が産出した。石灰岩及びチャートは、両図幅地域の境界にあたる静岡市葵区上落合付近の巨大ブロック中の石灰岩を除いて、時代決定に有効な種を産出しなかった。上落合南方(第4.3b図の南西部、中河内川沿いの微化石産地11)の石灰岩は、*Podocyrtilis helena* 及び *Podocyrtilis* sp. cf. *P. sinuosa*などを産し、中部始新統と考えられる(杉山・下川, 1990)。また、Ibaraki (1984) は、同一ブロックの石灰岩から *Subbotina pseudoeocaena* などを含む Blow (1969) の P12 ~ P13 帯(中期始新世)に対比される浮遊性有孔虫化石を報告している。

砕屑岩では、「南部」地域西部の山伏北東方の蓬沢向斜西翼(第4.3b図の北西部の微化石産地3)に分布する黒色頁岩から *Cyrtocapsella* sp. cf. *C. tetrapera* が産出した。また、「南部」地域南端部の静岡市葵区口坂本(同図の微化石産地12)の黒色頁岩からは *Cyrtocapsella cornuta* が産出した。両地点の放射虫群集は前期中新世を指示する。このほか、蓬沢向斜東翼の西日影沢(同図の微化石産地2)の珪質頁岩からは *Spireuma* (?) sp. などが産出したが、時代決定に有効な属・種は得られなかった。

「清水」地域以南の瀬戸川層群の石灰岩、チャート及び砕屑岩からは、それぞれ中期始新世~漸新世、漸新世~前期中新世初期、前期中新世を指示する放射虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石などが得られている(Honjo and Minoura, 1968; 北里, 1980; Iijima et al., 1981;



NW ←

→ SE



第 4. 11 図 粘板岩に見られるキンクバンド

早川町雨畑字細野. 写真右側(南東側)が谷の方向. ハンマーの長さは約 28 cm.

Ibaraki, 1984; Osozawa *et al.*, 1990 など).

南隣地域で産出するこれらの化石から、「身延」地域に分布する碎屑岩の年代は前期中新世と考えられる。また、笹山構造線沿いに分布する玄武岩(第 4. 3a 図の南西部)の年代は、周囲に分布する緑色凝灰岩が黒色頁岩と整合的な関係にあることから、前期中新世と推定される。一方、春木川上流域と身延町大城川上流域にブロックとして産する玄武岩(第 4. 3b 図の北東部)は、始新世と推定される。

#### 貫入岩類

##### (1) 蛇紋岩 (Sp)

瀬戸川帯の西縁には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩が分布する。これらは南北ないし N20°E 方向へ伸びる長さ数百 m ~ 数 km, 幅 5 ~ 100 m 程度の細長い岩体として産出し、これらの岩体は全体として左雁行分布を示す(第 4. 3b 図)。

「身延」地域南端の早川町長畑南東方の雨畑川支流には、超苦鉄質岩の分布の北端にあたる蛇紋岩体が露出する。この岩体は約 20 m の幅があり、西傾斜約 80° の断層により、東西両側の頁岩と接している。断層両側の蛇紋岩と頁岩は、それぞれ幅約 20 cm 及び約 10 cm の範囲が剪断されている。

このような剪断ゾーンを伴う蛇紋岩と頁岩との断層接触関係は、南隣「南部」地域でも確認されており(杉山, 1995), これらの蛇紋岩が貫入岩体であることを示唆している。一方、「南部」地域以南では、頁岩中の岩片や礫・砂などとして産する碎屑性の蛇紋岩の存在が知られてい

る(荒井ほか, 1978; 杉山, 1995 など)。したがって、蛇紋岩は、瀬戸川層群の碎屑岩の堆積中(前期中新世)~堆積後(15 Ma 頃)の複数の時期に貫入したと推定される。

「身延」地域及び「南部」地域に分布する蛇紋岩の大部分は、著しい変質のため原岩の推定が困難であるが、「南部」地域南端の静岡市葵区口坂本付近には、変質の程度がやや弱く、原岩を判定できるものが分布する。それらは主としてハルツバージャイトからなり、ダナイトとウェールライトを伴う。

##### (2) 斑れい岩 (Gb)

斑れい岩は雨畑湖北方の<sup>おおがねやま</sup>大金山から東に伸びる尾根上に分布する。斑れい岩体の東西両側には緑色及び赤色の凝灰岩と凝灰質頁岩が分布するが、両者の接触部は観察できなかった。顕微鏡観察によると、この斑れい岩体は、単斜輝石、角閃石及び斜長石からなる斑れい岩と単斜輝石に富む単斜輝石斑れい岩からなり、やや破碎されている(第 4. 12 図)。そのほかに、変成鉱物としてブドウ石、緑簾石、スフェーンなどが生じている。

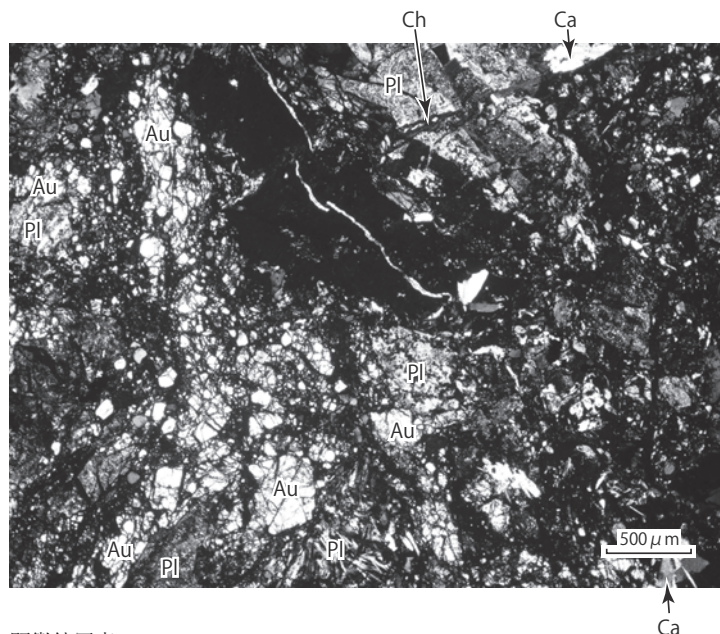
##### (3) ドレライト及び玄武岩 (DI)

ドレライト(粗粒玄武岩)及び玄武岩は七面山東方の春木川源流部に分布し、粘板岩の層理面にほぼ平行に貫入するシル状の岩体をなす。ドレライト及び玄武岩は、斑晶として単斜輝石、直方(斜方)輝石(仮像)、斜長石、かんらん石(仮像)を含み(第 4. 13 図)、変成鉱物として緑泥石、アクチノ閃石、スフェーン、絹雲母などが生じている。また、玄武岩は方解石により充填されたアミ

第4. 1表 瀬戸川層群及び大井川層群から産出した放散虫化石  
 杉山(1995)に基づく、杉山・松田(2014)の第4. 2表を転載。

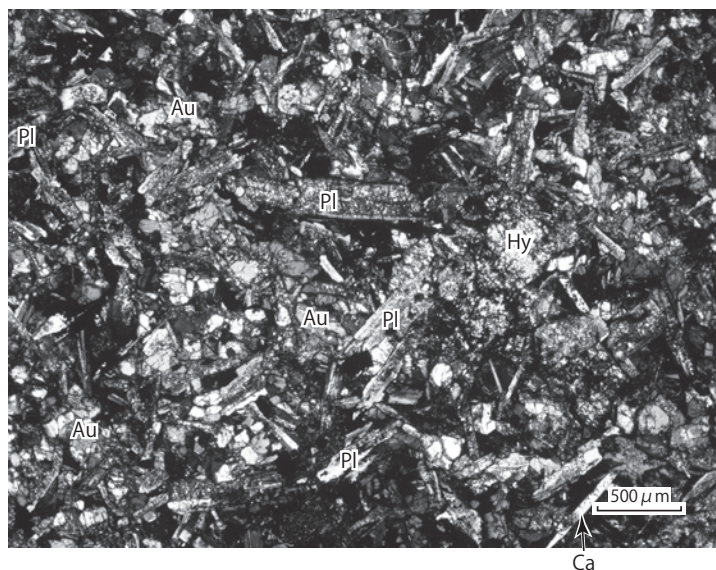
種名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
岩相	sh	sh	sh	ch	ch	ch	lm	sh	ch	ch	lm	sh	sh	sh	sh
<i>Actinomma</i> (?) sp.															•
Actinommiidae gen. et sp. indet.	•	•			•	•	•	•	•		•	•			•
<i>Amphisphaera</i> (?) sp.								•	•						
<i>Artophormis</i> cf. <i>gracilis</i> Riedel															•
<i>Calocyclus</i> (?) sp.														•	•
<i>Calocyclus</i> (?) sp.													•	•	•
<i>Carpocanistrum</i> sp.												•	•		
<i>Carpocanopsis</i> (?) sp.															•
<i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel)												•			
<i>C. sp. cf. C. tetrapera</i> (Haeckel)														•	
<i>Dendrospyris</i> sp.													•		
<i>D. (?) sp.</i>												•			
<i>Didymocyrtis</i> (?) sp.	•							•							
<i>Dorcadospyrus</i> (?) sp.															•
<i>Eucyrtidium</i> sp.														•	
<i>E. (?) sp.</i>															
<i>Larcopyle</i> (?) spp.	•														
<i>Liriospyris</i> (?) sp.												•		•	•
<i>Lithelius</i> (?) spp.													•		
<i>Lychnocanoma</i> sp.														•	•
Nassellaria gen. et sp. indet.	•												•		•
<i>Periphaena</i> (?) sp.															•
<i>Podocyrtis helenae</i> Nigrini													•		
<i>P. sp. cf. P. sinuosa</i> (Ehrenberg)													•		
<i>P. (?) sp.</i>															•
<i>Prunopyle</i> (?) spp.															
<i>Sethocyrtis</i> (?) sp.														•	
<i>Spireuma</i> (?) sp.															
<i>Spongodiscus</i> spp.															
<i>S. (?) spp.</i>															
<i>Spongurus</i> spp.															
<i>S. (?) spp.</i>															
Spumellaria gen. et sp. indet.	•														•
<i>Stichocorys</i> (?) sp.															
<i>Stylatractus</i> (?) spp.														•	
<i>Stylochlamidium</i> (?) sp.															
<i>Stylosphaera</i> (?) spp.														•	
Theoperidae gen. et sp. indet.															
<i>Thyrsocyrtis</i> (?) sp.															

放散虫の鑑定は西村明子氏による。産出地点1～15の位置については第4. 3図を参照。  
 sh：頁岩，ch：チャート，lm：石灰岩。



第4. 12図 斑れい岩の顕微鏡写真  
 試料採取地点：雨畑湖北方の、大金山から東に伸びる尾根上。  
 Au：単斜輝石，Pl：斜長石，Ca：炭酸塩鉱物。Ch：緑泥石。全体に強く破碎されている。直交ポーラー。





第 4. 13 図 ドレライトの顕微鏡写真

試料採取地点：七面山の東南東約 2 km, 早川町の春木川源流部。

Pl: 斜長石, Hy: 直方(斜方)輝石, Au: 単斜輝石, Ca: 炭酸塩鉱物. 直交ポーラー.

ゲダル (Amygdale) に富んでいる。

#### (4) 花崗閃緑岩及び細粒閃緑岩 (Gd)

花崗閃緑岩は、雨畑川支流の奥沢川流域に、雨畑川向斜西翼の粘板岩を貫く岩体として分布する。この岩体は、唐沢・狩野 (1992) によって雨畑花崗岩と呼ばれている。この貫入岩体は角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、岩体周辺の頁岩に接触変成作用を及ぼしている。接触変成作用によって頁岩中には黒雲母と緑泥石が生じ、頁岩層は剥離性を失っている (唐沢・狩野, 1992)。

この岩体の南西方に位置する雨畑集落付近の粘板岩には、厚さ 1 m 程度の細粒閃緑岩の岩脈が頻繁に観察される。

#### 4. 4 大井川層群 (O)

**地層名** 横山 (1939) の「大井川層」による。なお、これより早く、中島 (1886) と千谷 (1931) は、それぞれ、「大井川第三紀下部」, 「大井川層」の地層名を用いている。これらは、大井川層群と掛川市北部に分布する三笠層群 (氏家, 1958; 斎藤, 1960) を合わせたものにほぼ相当する。杉山・下川 (1989, 1990) は、瀬戸川帯 (徳山, 1974) の東端部に「大井川衝上体」を設定し、大井川層群相当層の分布が模式地の大井川下流北岸域 (「家山」及び「静岡」地域) から、「清水」地域の安倍川本流沿い地域にまで広がるとした。杉山 (1995) は「大井川衝上体」の北方延長が「南部」地域を経て「身延」地域南端部にまで達するとし、この地帯を「大井川亜帯」と呼び、大井川亜帯に分布する地層を大井川層群と再定義した。

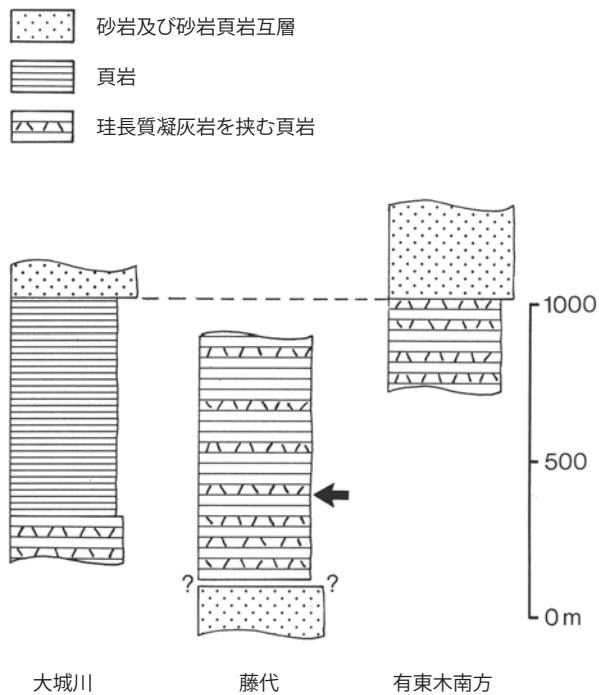
分布 「身延」地域南端の身延町大城西方の糸魚川 - 静岡構造線の西側に、最大東西幅約 1 km, 南北約 1 km にわたって小規模に分布する。この地域が大井川層群の分布の北限にあたる。

**岩相** 「身延」地域南端部から南隣「南部」地域北端部の大城川流域に分布する本層群は、見かけ上の下位 (西) から、緑色及び白色の珪長質凝灰岩を挟む暗灰色頁岩 (層厚約 150 m), 黒色頁岩 (約 700 m), 砂岩層を挟む黒色頁岩と砂岩頁岩互層 (約 100 m) からなる (第 4. 14 図の大城川柱状図)。下部の凝灰岩を挟む頁岩は藤代断層沿いに分布し、砂岩頁岩互層と緑色凝灰質頁岩を伴う。中部の黒色頁岩 (第 4. 15 図) には砂岩、細礫礫岩、砂岩頁岩互層などが部分的に挟まれており、細粒で均質な頁岩にはスレート劈開が発達する。また、上部の砂岩を挟む頁岩と砂岩頁岩互層は糸魚川 - 静岡構造線沿いに分布する。南隣「南部」地域の大城川沿いの本層群には、ドレライトが貫入している。

大井川層群の砂岩及び砂岩頁岩互層は、瀬戸川層群のものに比べて固結度が低く、軟質である。また、凝灰岩を挟む頁岩は蓬沢向斜西翼部 (岩相ゾーン 1) や大岳衝上体に分布する凝灰質頁岩 (St) に類似する。

**地質構造** 「身延」地域の大井川層群は急峻な山地に分布するため、地質構造の詳細は不明であるが、南隣「南部」地域の大城川流域に分布する大井川層群は南北ないし N25°E 走向で、西又は東へ 60 ~ 90° 傾斜する。級化構造などによる地層の上下判定では、東上位を示す部分が卓越するが、西上位を示すところも部分的に認められることから、半波長数百 m 以下の褶曲構造が発達する可能性がある。「南部」地域中部の十枚山付近に分布す

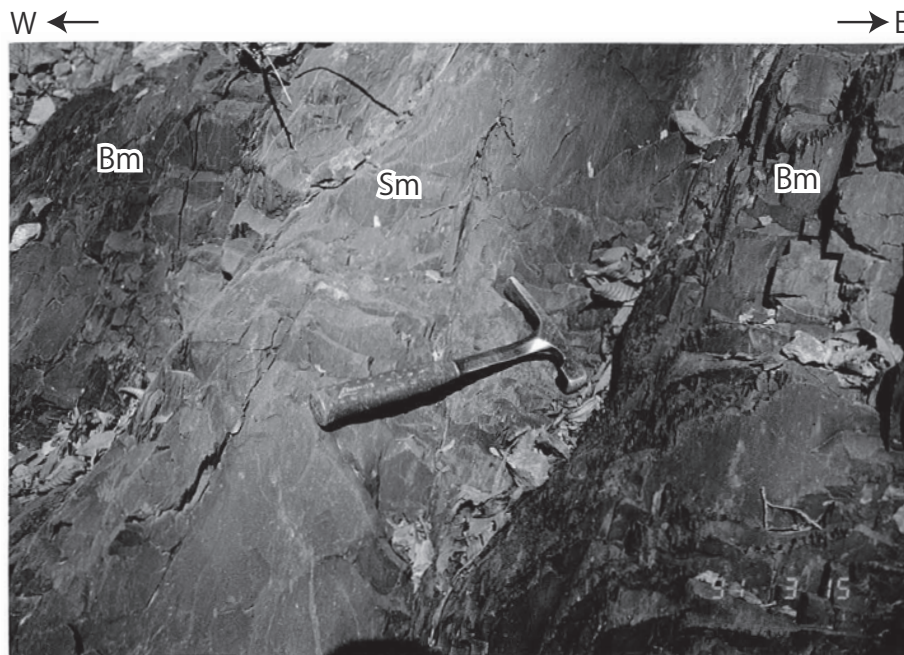




第 4. 14 図 大井川層群の地質柱状図  
 矢印は *Artophormis cf. gracilis* 等の放散虫化石産出層準。杉山・松田 (2014) の第 4. 11 図を転載。

大井川層群には、北北西-南南東に延びる背斜の存在が想定され、大城川流域の東上位が卓越する地質構造は、この背斜の東翼にあたる可能性がある(杉山, 1995)。

産出化石と地質年代 「身延」 地域の大井川層群からは化石を産出しなかった。南隣「南部」地域の頁岩(第 4. 3b 図の微化石産地 15) からは、*Artophormis cf. gracilis*, *Lychnocanoma sp.* などを含む放散虫化石群集が産出した(第 4. 1 表)。Sanfilippo *et al.* (1985) によると、*Artophormis gracilis* は漸新世の *Theocorys tuberosa* 帯から前期中新世初期の *Lychnocanoma elongata* 帯に産出が限られる。また、*Lychnocanoma sp.* としたものは *Lychnocanoma elongata* に類似する。したがって、この群集の地質年代は前期中新世初期の可能性が高い。「清水」地域以南の大井川層群の碎屑岩は、前期中新世から中期中新世初期にわたる時代を指示する放散虫及び浮遊性有孔虫化石を産する(Ujiié, 1975; Iijima *et al.*, 1981; Ibaraki and Tsuchi, 1982; Watanabe and Iijima, 1983; Osozawa *et al.*, 1990; 杉山・下川, 1990 など)。また、相良付近に分布する礁性石灰岩からは、横山(1939)により *Lepidocyclina nipponica* などの大型有孔虫化石が、中森ほか(1991)により前期中新世末期~中期中新世初期の石灰質ナンノ化石が報告されている。このほか、大井川層群の碎屑岩からは、前期漸新世の浮遊性有孔虫化石が産出する(斎藤, 1960 など)が、これは瀬戸川層群に由来する二次化石と推定されている(杉山・下川, 1990; 加藤ほか, 1992)。



第 4. 15 図 大井川層群の頁岩  
 身延町大城西方(南部図幅地域北端部)。Bm: 黒色頁岩, Sm: 砂混じりの黒色頁岩。ハンマーの長さは約 28 cm。

更に加藤ほか(1998)は、大井川下流域の大井川層群から Okada and Bukry (1980) の CN1 ~ CN2 帯(前期中新世前葉)に対比される可能性が高い石灰質ナノ化石群集を検出するとともに、石灰質底生有孔虫化石から 22.5 Ma (前期中新世初期)の Sr 年代を得ている。

以上のデータから、「身延」地域に分布する大井川層群も前期中新世~中期中新世前半と推定される。

#### 4.5 竜爪層群 (Ry)

**地層名** 小池(1957)による、鮫島(1970)及び池田(1978)も十枚山-竜爪山地に分布する火成岩類を竜爪層群と呼び、杉山・下川(1990)は「竜爪火山岩類」と呼んでいる。南方の「静岡」地域の大崩海岸から高草山周辺に分布する火成岩類は、大崩層群(鮫島・伊藤, 1972; 高草山団研, 1979), 高草山累層(石川, 1976), 高草山層群(杉山ほか, 1982)などと呼ばれている。柴(1987)及び山本・島津(1994)は、これらの火成岩類を竜爪層群に含めた。杉山(1995)は、十枚山断層と糸魚川-静岡構造線に挟まれた南北に細長い地域(徳山, 1972a の竜爪山帯)を瀬戸川帯竜爪亜帯と呼び、貫入岩を含む、分布する地層を竜爪層群と再定義した。

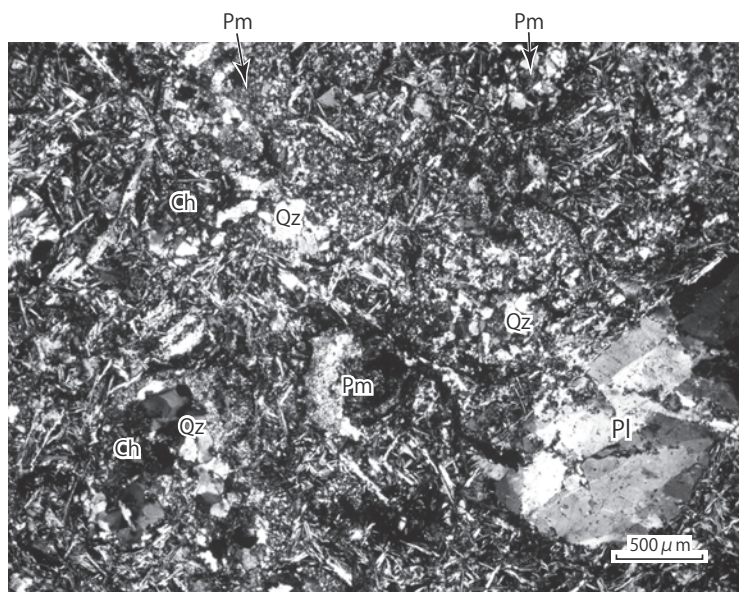
**分布** 七面山東方の春木川上流西岸に、南北約 500 m, 幅数十 m の範囲に孤立して分布する。南隣「南部」地域の竜爪層群の分布域北端(相又川南岸)から、約 6 km 北に離れている。

**岩相及び対比** 春木川上流西岸に分布する本層は、鮮やかな淡緑色を呈するやや破碎された流紋岩溶岩及び火砕岩からなる。溶岩は長径 1 ~ 2 mm 程度の斜長石と石英の斑晶を含み、斑状を呈する(第 4. 16 図)。火砕岩は主にラピリストーンからなり、凝灰岩を伴う。これらの流紋岩溶岩及び火砕岩には、緑泥石、ブドウ石のほかに、多量のパンペリー石が生じている。

このような岩相は「南部」地域の十枚山山地に分布する竜爪層群の流紋岩の岩相に酷似する。また、春木川東岸域の身延山地に分布する富士川層群には流紋岩は含まれず、パンペリー石も生じていないことから、春木川上流に分布する流紋岩は竜爪層群に対比される(杉山, 1995)。

**地質構造** 「身延」地域に分布する竜爪層群の地質構造は不明であるが、やや破碎された岩相を考慮すると、孤立した狭長な分布は、糸魚川-静岡構造線に沿う断層運動と関連があるものと推定される。

**産出化石と地質年代** 「身延」地域に分布する流紋岩は化石を産しない。南隣「南部」地域の流紋岩に挟在する泥岩(Rm)からは、第 4. 2 表に示すような前期中新世の末期から中期中新世の初期を指示する放射虫及び有孔虫化石が報告されている(杉山, 1995)。これらの微化石データから、本地域の流紋岩は前期中新世末~中期中新世初頭に噴出・堆積したと推定される。



第 4. 16 図 竜爪層群の流紋岩の顕微鏡写真

試料採取地点：早川町羽衣の南約 2 km の春木川西岸。  
Pl: 斜長石, Qz: 石英, Pm: パンペリー石, Ch: 緑泥石。  
直交ポーラー。

第 4. 2 表 竜爪層群から産出した放散虫及び有孔虫化石 (杉山, 1995)  
杉山 (1995) に基づく, 杉山・松田 (2014) の第 4. 4 表を転載.

<p>放散虫</p> <p><i>Calocyclus</i> cf. <i>virginis</i> (Haeckel) C. sp. <i>Carpocanopsis</i> (?) sp. <i>Cyclampterium</i> (?) sp. <i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel) C. <i>tetrapera</i> (Haeckel) <i>Didymocyrtis</i> cf. <i>violina</i> (Haeckel) <i>Eucyrtidium</i> cf. <i>cienkowskii</i> Haeckel <i>Spongurus</i> (?) spp. <i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell &amp; Clark) S. <i>wolffii</i> Haeckel <i>Stylodictya</i> (?) sp. <i>Theocyrtis</i> (?) sp. <i>Tholospyrus</i> (?) sp.</p>
<p>浮遊性有孔虫</p> <p><i>Globigerina angustiumbilitata</i> Bolli G. <i>praebulloides</i> Blow G. <i>venezuelana</i> Hedberg G. sp. indet. <i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss) G. sp. indet. <i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow &amp; Banner G. <i>siakensis</i> LeRoy G. <i>quinifalcata</i> Saito &amp; Maiya <i>Praeorbulina glomerata curva</i> (Blow) P. sp. indet. <i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman &amp; Jarvis) <i>Sphaeroidinellopsis disjunctus</i> (Finlay)</p>
<p>底生有孔虫</p> <p>(膠着質種)</p> <p><i>Spirosigmoilinella compressa</i> Matsunaga <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri) <i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny) <i>Eggerella bradyi</i> (Cushman) <i>Hormosina</i> sp. <i>Cribristomoides</i> sp. indet. <i>Bathysiphon</i> sp. indet. <i>Dorothia</i> sp. indet.</p> <p>(石灰質種)</p> <p><i>Ammonia</i> sp. indet. <i>Elphidium</i> sp. indet. <i>Stilostomella</i> spp. <i>Nodosaria</i> sp. indet. <i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel &amp; Moll)</p>

放散虫の鑑定は西村明子氏, 浮遊性及び底生有孔虫の鑑定は井上洋子氏による. 産出地点は第 4. 3b 図の微化石産出地点 16.



## 第5章 巨摩層群

(尾崎正紀)

### 5.1 研究史及び概要

巨摩層群は、巨摩山地に分布する前期中新世末～中期中新世の火山岩及び堆積岩からなる地層で、後述のように下部の櫛形山亜層群と桃の木亜層群に区分される(第5.1図)。5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)の巨摩層群は、巨摩山地の南端部にあたる富士見山及びその周辺地域に分布し、東縁を曙断層、西縁を糸魚川-静岡構造線で限られている。本報告では、便宜上、この地域を富士見山地区と呼ぶ(第2.4図)。富士見山地区は、南北に走る茂倉断層によって、東側の曙断層～茂倉断層間と、西側の茂倉断層～糸魚川-静岡構造線間に二分され、後述のように異なる層序区分が行われている。

巨摩層群の層序区分と地質構造に関する主な研究報告としては、鈴木(1888)、田中(1930)、大塚(1941)、柴田・小林(1965)、小坂・角田(1969)、樋口(1969)、角田(1971a,b,1988)、Tsunoda(1973)、小山(1984,1993)、田村ほか(1984)、島津・石丸(1987)、Koyama(1990,1991)、Martin and Amano(1999)などがある。ほかに、巨摩層群の地質図を示したのものとして、山梨県の10万分の1地質図(山梨県・山梨県地質図編集委員会編,1970)、5万分の1表層地質図「身延・赤石岳」(山梨県農務部農村整備課,1989)及び「大河原・鰍沢」(山梨県農務部農村整備課,1993)がある。

ただし、富士見山地区に限ると、その層序や地質構造に関して詳細に報告されたものは、小山(1984)と田村ほか(1984)のみである。柴田・小林(1965)、角田(1988)は富士見山地区の地質図を示しているが小縮尺で、また、小坂・角田(1969)、島津・石丸(1987)、天野ほか(2003)では富士見山地区の北端が調査地域に含まれているすぎない。また、5万分の1表層地質図「身延・赤石岳」(山梨県農務部農村整備課,1989)は、「身延」地域の本地区全体を含む地質図が描かれているものの、ほかの報告とは層序・構造の解釈が全く異なっている。

以下、巨摩層群の研究史を全体概要も含めて述べる。なお、本地域において新たに設定した層序区分については5.2節で、櫛形山亜層群と桃の木亜層群の概要については5.3節と5.4節で述べる。

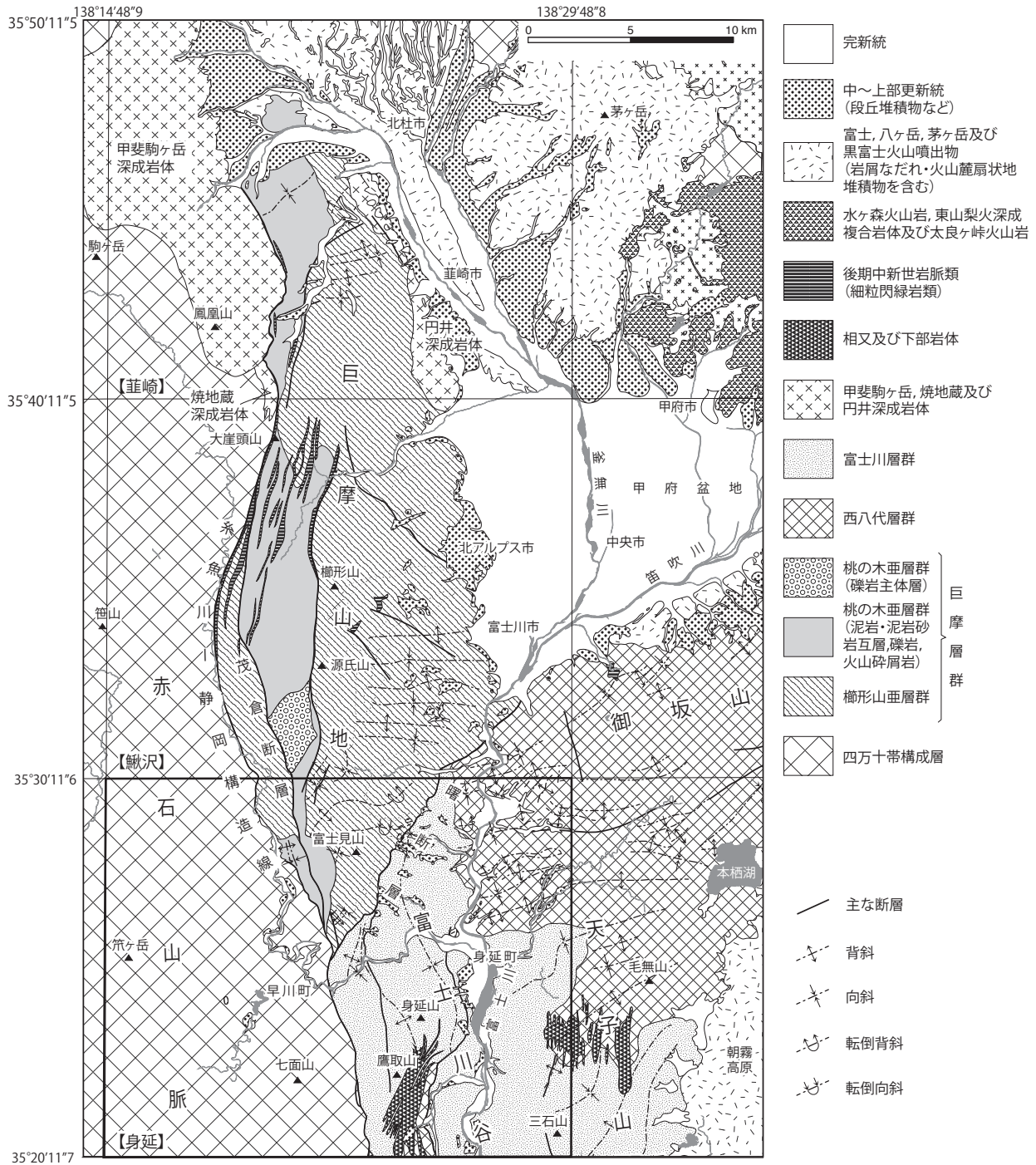
**地層名・定義について** 巨摩層群は、その北部と南端部を除く巨摩山地を調査した小坂・角田(1969)により命名されたもので、更に櫛形山亜層群と桃の木亜層群に区

分されている(第5.2図)。亜層群の「櫛形山」と「桃の木」の名称は、巨摩山地北西部を調査した大塚(1941)の櫛形山層と桃の木層に由来する。後述のように、櫛形山亜層群は、主に安山岩(～玄武岩)火山碎屑岩及び溶岩からなり、再堆積性火山碎屑岩の縁辺相である火山円礫岩及び凝灰質砂岩や泥岩及び砂岩泥岩互層を含む。桃の木亜層群は、主に泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、安山岩(一部、玄武岩)火山碎屑岩及び溶岩を含む下部と、礫岩卓越層の上部からなる。

両亜層群の地層名は、角田(1971a,b,1988)、Tsunoda(1973)、小山(1984,1993)、Koyama(1990,1991)、島津・石丸(1987)などで踏襲されている。一方、柴田・小林(1965)、山梨県・山梨県地質図編集委員会編(1970)では大塚(1941)の櫛形山層と桃の木層が、Martin and Amano(1999)では櫛形山層群と桃の木層群が使用され、小坂・角田(1969)とは階層の異なる定義が行われている(第5.2図)。

**累層区分について** 本来、地層区分の基本単位は累層であるが、「櫛形山」と「桃の木」を使用した区分以外は、既存報告間で多くの相違が存在する(第5.2図)。このため、「櫛形山」と「桃の木」を使った階層以下の層序区分の対比は、大まかな対比を示すにしかすぎない。富士見山地区においても同様で、以下のように小山(1984)及び田村ほか(1984)の層序区分の概要を示すが、両者は大きく異なる。なお、今回の調査結果からは、小山(1984)及び田村ほか(1984)の亜層群以下の細分を適用できなかったため、本報告では新たな層序区分を行っている(第5.3図・第5.4図;5.2節参照)。

小山(1984)は、巨摩山地南部の巨摩層群の調査を実施し、櫛形山亜層群を下位よりK<sub>1</sub>層、K<sub>2</sub>層、K<sub>3</sub>層、K<sub>4</sub>層、K<sub>5</sub>層、桃の木亜層群を下位よりM<sub>1</sub>層、M<sub>2</sub>層、M<sub>3</sub>層に区分している。また、早川町大原野以北の西縁の茂倉断層～糸魚川-静岡構造線間の地域に分布する櫛形山亜層群を仙城層と区分している。その後、Koyama(1991)及び小山(1993)では、櫛形山亜層群と桃の木亜層群は、それぞれ下部と上部に二分され、小山(1984)の櫛形山亜層群のK<sub>1</sub>層、K<sub>2</sub>層及び仙城層が櫛形山亜層群下部に、K<sub>3</sub>層～K<sub>5</sub>層が櫛形山亜層群上部に、桃の木亜層群のM<sub>1</sub>層とM<sub>3</sub>層が桃の木亜層群下部に、M<sub>2</sub>層が桃の木亜層群上部に位置づけられ、巨摩山地全体の地質図が示されている。なお、小山(1984)ではM<sub>3</sub>層はM<sub>2</sub>層の上位とされたが、小山(1993)ではM<sub>3</sub>層はM<sub>2</sub>層の



第 5.1 図 巨摩層群の地質概略図

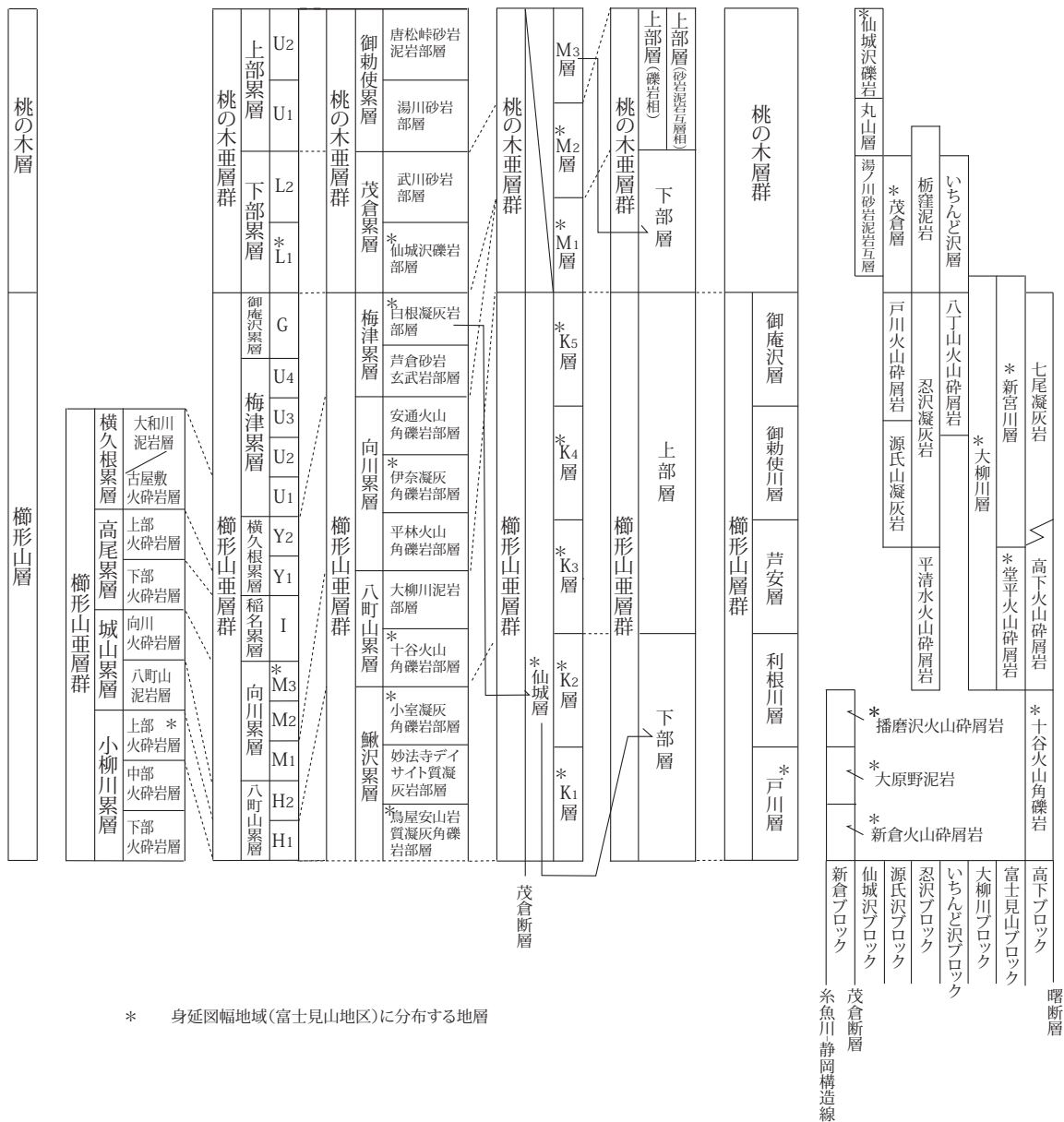
尾崎ほか(2002), 杉山ほか(2010)を簡略化, 一部, 杉山・松田(2014), 尾崎ほか(2016)に基づき修正。【 】の名称は 5 万分の 1 地形図(図幅)名を示す。

下位とされ, 後述の田村ほか(1984)の層序関係と一致させている。また, 桃の木亜層群上部は南部と北部に分けられ, 南部は小山(1984)の M2 層の礫岩主体層であるが, 北部は砂岩泥岩互層からなり同時異相の関係にあるとしている。

田村ほか(1984)は, 巨摩山地南部を調査し, 断層で

境される多くのブロックに区分された地質図を描いている。そのうち, 富士見山地区の曙断層～茂倉断層間は, 大部分は檜形山亜層群で, 茂倉断層東側沿いにのみ桃の木亜層群が狭い範囲で分布し, 両亜層群は南北方向の断層で接するとされている。この大部分を占める檜形山亜層群は, 更に富士見山北東方の高下ブロックの十谷火山

大塚 (1941) 巨摩山地 北部 西縁部  
 島津・石丸 (1987) 巨摩山地 北端部、南端部を除く【櫛形山亜層群のみ】  
 小坂・角田 (1969) 巨摩山地 中・南部 (南端部を除く)  
 Tsunoda (1973) 角田(1988) 巨摩山地  
 小山 (1984) 巨摩山地 南部  
 小山 (1993) 巨摩山地  
 Martin and Amano (1999) 巨摩山地 中部  
 田村ほか(1984) 巨摩山地 中・南部



第 5. 2 図 巨摩層群の層序区分の変遷

報告によって層序区分及び地質構造の解釈が大きく異なるため、対比は目安にすぎない。

角礫岩(安山岩質), 富士見山周辺の富士見山ブロックの堂平火山碎屑岩(安山岩質)及び新宮川層(凝灰岩・泥岩層), その富士見山北西方の大柳川ブロックの大柳層(下部の安山岩質火山碎屑岩と上部の泥岩層で特徴づけられる)のブロックに分断されている。一方, 茂倉断層~糸魚川-静岡構造線間のは新倉ブロックと呼ばれ, 下位より, 新倉火山碎屑岩, 大原野泥岩, 播磨沢火

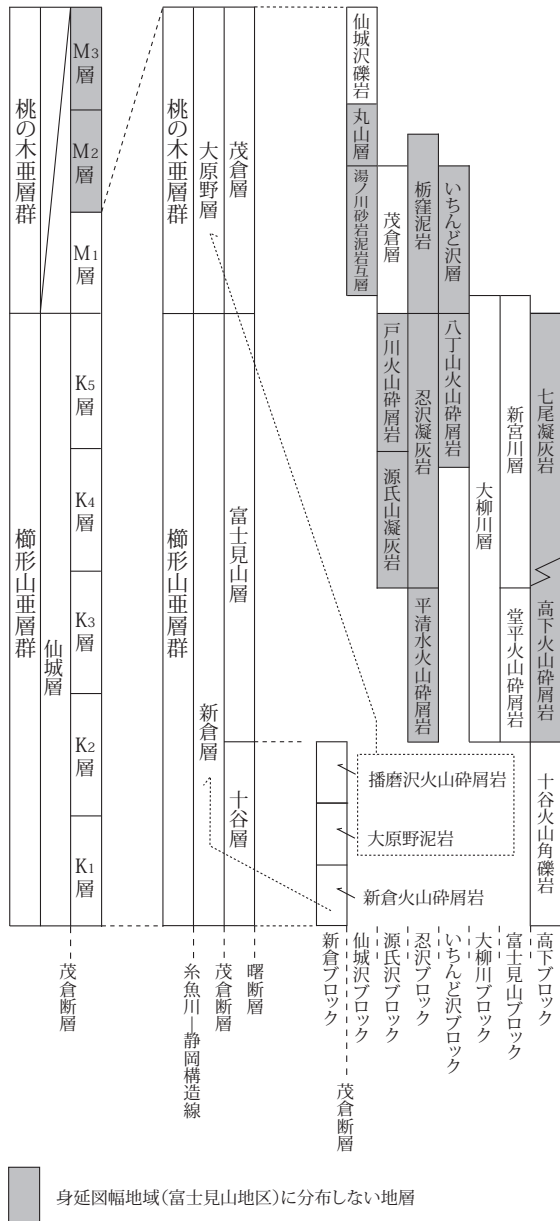
山碎屑岩に区分され, いずれも櫛形山亜層群に位置づけられている。

層厚について 巨摩層群の層厚は, 小坂・角田(1969)で 6,300 m 以上(櫛形山亜層群 5,000 m 以上, 桃の木層群 1,300 m 以上), 小山(1984)で 6,000m 以上(櫛形山亜層群 4,000 m 以上, 桃の木層群は 2,000 m 以上)と見積もられている。また, Martin and Amano (1999)では,



小山(1984) 本報告 田村ほか(1984)

巨摩山地 中部～南部 「身延」地域 巨摩山地南部 (富士見山地区) 巨摩山地 中部～南部



第 5. 3 図 「身延」地域に分布する巨摩層群の層序区分と対比  
 本報告の層序区分と小山(1984)及び田村ほか(1984)との対比を示す。茂倉断層に関して、本報告及び田村ほか(1984)と小山(1984)とは解釈が一部異なるので注意(5. 2 節参照)。

榊山亜層群の層厚を 11,500 m と推定している。  
 地質構造について 地質構造や構造発達史に関する主な報告として、小坂・角田(1969)、角田(1971a,b)、Tsunoda(1973)、田村ほか(1984)、小山(1984, 1988, 1989, 1993)、Koyama(1990, 1991) などがある。

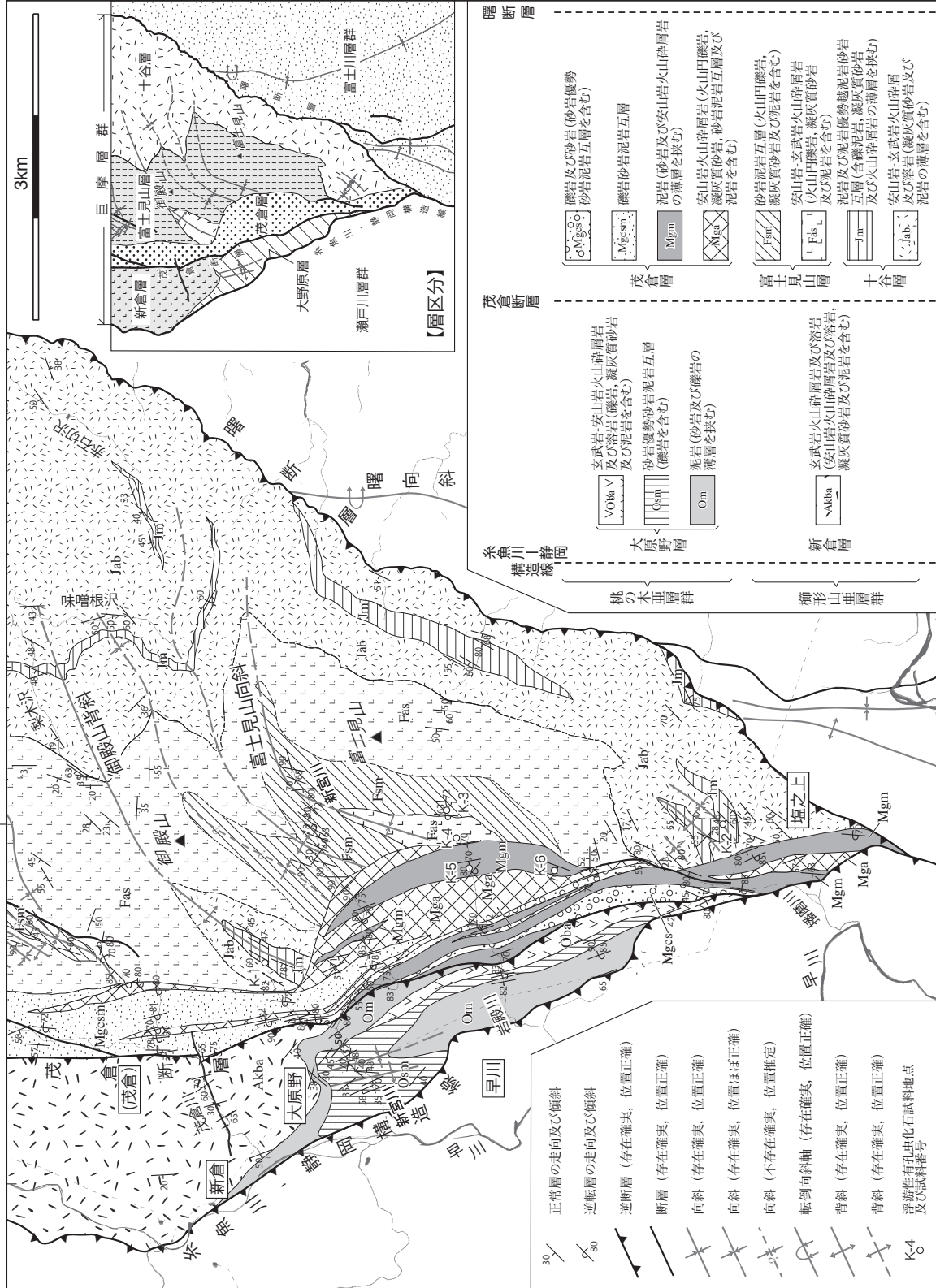
小坂・角田(1969)による巨摩層群の基本的な地質構造報告の後、角田(1971a,b)及びTsunoda(1973)は、桃の木亜層群に発達する北北東-南南西~北東-南西方向の褶曲構造は、褶曲軸面が60°以上で高角な平行褶曲~相似褶曲であること、巨摩山地南部ほど短縮率が高いことから、巨摩山地南部の榊山亜層群方面からの押しよる水平圧縮応力によると推定している。

田村ほか(1984)は、巨摩山地南部の巨摩層群の複雑な地質構造を断層に区切られたブロックと解釈し、古地磁気の偏角の測定などからブロック群の回転運動が行われたと推定している。

小山(1984, 1988)は、巨摩山地南部の糸魚川-静岡構造線沿いの地質構造の解析とその運動像、小山(1989)は巨摩山地北部の巨摩層群の分布東縁に発達する活断層について報告している。更に、Koyama(1990, 1991)、小山(1993)は、前期中新世末~中期中新世前期の伊豆-マリアナ弧の本州弧への衝突による巨摩山地北部の巨摩層群に発達する糸魚川-静岡構造線沿いの地質構造の形成などを述べている。小山(1993)は、巨摩層群に発達する褶曲構造は、褶曲配列が杉型を示し、周辺では南北性断層が発達し、田村ほか(1984)の古地磁気測定からも断層による右ずれ変位が認められることから、右横ずれ運動によって形成されたと推定している。

火成活動について 巨摩層群の火成活動に関しては、島津・石丸(1987)が、大部分ソレイアイト系列に属し、丹波・御坂山地の火山岩と同じ島弧ソレイアイトであると報告している。青池(1999)でも、同様の結果が得られている。また、Martin and Amano(1999)は、巨摩山地中部の東側に分布する榊山亜層群の堆積相解析を行い、榊山亜層群は主にタービダイト、デブライトからなる玄武岩~安山岩の再堆積火山砕屑岩とデイサイトの水中火砕流堆積物からなり、溶岩・貫入岩とそれに付随するハイアトクラスタイト・ペペライトが認められることを明らかにしている。

貫入岩体について 巨摩層群は、「身延」地域北方の巨摩山地北部の東側沿いで丹井岩体(石英閃緑岩、花崗閃緑岩~黒雲母花崗岩)に、西側沿いで甲斐駒ヶ岳深成岩体(主に花崗閃緑岩)及び焼地蔵岩体(花崗岩)に貫入されている(大塚, 1941; 藤本ほか, 1965; 柴田・小林, 1965; 山梨県・山梨県地質図編纂委員会編, 1970; 佐藤ほか, 1989 など; 第 5. 1 図)。ほかに、糸魚川-静岡構造線沿いなど、巨摩層群中には、多くの南北方向の細粒石英閃緑岩~安山岩類(従来、ひん岩と呼ばれたもの)の岩脈が貫入している(大塚, 1941; 小坂・角田, 1969



第5.4図 身延図幅地域に分布する巨摩層群の地質図  
巨摩層群を覆う第四系の分布は省略。

など). 以下, 巨摩層群の堆積年代に関連するため, これら岩体の年代論について簡単に述べる.

円井岩体は, その西側に分布する櫛形山亜層群に熱変成を与え, FT年代として  $15 \pm 0.6 \text{ Ma}$  (Ito *et al.*, 1989), K-Ar年代(角閃石)として  $17.9 \pm 2.8 \text{ Ma}$  が得られている(佐藤ほか, 2015). ただし, 佐藤ほか(2015)は, この  $17.9 \pm 2.8 \text{ Ma}$  の値は誤差が大きく信頼度は低い値としている.

甲斐駒ヶ岳深成岩体(甲斐駒・鳳凰花崗岩体)は, 東側を糸魚川-静岡構造線によって限られているが, 桃の木亜層群に接触変成作用を与えている(佐藤ほか, 1989など).  $13.7 \text{ Ma}$  の K-Ar 角閃石年代,  $11.7 \text{ Ma}$  の K-Ar 黒雲母年代,  $10.3 \text{ Ma}$  の K-Ar カリ長石年代が得られ, その冷却史から, この岩体は  $15 \text{ Ma}$  頃に貫入したと推定されている(佐藤ほか, 1989; Sato, 1991).

焼地蔵岩体は甲斐駒ヶ岳深成岩体に貫入(藤本ほか, 1965; 柴田・小林, 1965),あるいは甲斐駒ヶ岳岩体と同時期からそれ以前の貫入(佐藤ほか, 1989)と異なる見解がある. 佐藤ほか(1989)は, 焼地蔵岩体からは K-Ar 角閃石年代は  $13.7 \text{ Ma}$  が得られ, 甲斐駒ヶ岳深成岩体の K-Ar 角閃石年代とよく一致するとしている. 一方, 竹下・伊勢(1994)は, 巨摩層群と焼地蔵岩体の境界はマイロナイト化しているものの, 断層関係で接しているわけではなく, 糸魚川-静岡構造線に伴う桃の木亜層群中に認められる左横ずれ運動を示す変形は, 接触変成作用後に認められていないとしている.

小山(1993)は, 桃の木亜層群の構造を切って貫入するひん岩(石英閃緑岩~安山岩類)と同質の岩脈が, 上述のように FT 年代  $15 \text{ Ma}$  を示す円井岩体から接触変成を受けているとしている.

**堆積年代について** 巨摩層群の堆積年代の詳細については 5.5.2 項で述べるが, 主なものに佐藤ほか(1989), 秋元ほか(1990b), 小山(1993)及び青池(1999)の報告がある(第 2.5 図).

小山(1993)は, 浮遊性有孔虫化石分析(秋元ほか, 1990b)や巨摩層群に熱変成を与えている深成岩の放射年代(佐藤ほか, 1989など)などから, 櫛形山亜層群の堆積年代を  $\sim 16 \text{ Ma}$  頃, 桃の木亜層群の堆積年代を  $16 \sim 15 \text{ Ma}$  頃と推定している. 一方, 青池(1999)は, 秋元ほか(1990b)の浮遊性有孔虫化石分析, 青池(1998)及び未公表石灰質ナノ化石層序から, 櫛形山亜層群の堆積年代を  $17 \sim 15 \text{ Ma}$ , 桃の木亜層群の堆積年代を  $15 \sim 13 \text{ Ma}$  と推定している.

ほかに, Amano (1991)は桃の木亜層群の年代を櫛形山地塊の衝突のタイミングと関連づけて  $12.5 \sim 11.5 \text{ Ma}$  頃に, 同様に天野ほか(2003)は  $13.2 \sim 12 \text{ Ma}$  頃に位置づけている.

**堆積環境について** 樋口(1969)は, 大柳川上流の石灰質頁岩から軟体動物化石と植物化石を報告し, 櫛形山亜

層群の古水深を  $200 \sim 800 \text{ m}$  と推定している. 一方, 秋元ほか(1990b)は底生有孔虫化石から, 小山(1984)の層序区分による櫛形山亜層群の K<sub>2</sub> 層と K<sub>4</sub> 層は下部漸深海帯~深海帯, 桃の木亜層群上部(層準的には中部と思われる)は深海帯に堆積したと推定している.

**変質作用について** 杉山(1971)は, 小坂・角田(1969)の層序に基づき, 巨摩山地北端部と南端部を除く巨摩層群について, 変質鉱物組み合わせから I~III 帯に区分し, 熱水変質作用と埋没変質作用が重複した変質作用を被っていると報告している.

## 5.2 層序区分

前述 5.1 のように, 櫛形山亜層群と桃の木亜層群の区分を除くと, 本来, 層序区分の基本単位であるべき層(Formation)区分が報告によって大きく異なっている(第 5.2 図). 「身延」地域(富士見山地区)において, 詳細な地質図を作成している小山(1984)と田村ほか(1984)の関係においても同様である. また, 今回の富士見山地区の調査結果からも, 小山(1984)及び田村ほか(1984)の亜層群以下の層序区分を踏襲する地質図は作成できなかった. このため, 本報告では, 以下のような層序区分を行った.

東縁を曙断層, 西縁を糸魚川-静岡構造線で限られる富士見山地区を, 更に南北に延びる茂倉断層によって東西に二分し, 茂倉断層東側の巨摩層群を十谷層, 富士見山層及び茂倉層に, 西側のものを新倉層及び大原野層に区分した(第 5.3 図・第 5.4 図). 十谷層, 富士見山層及び新倉層は櫛形山亜層群に, 茂倉層及び大原野層は桃の木亜層群に位置づけられる. 以下, その概要と, 小山(1984)及び田村ほか(1984)の層序区分との関係を示す. なお, 本報告の茂倉断層は, 小山(1984)の示した早川町新倉の大原野付近を南端とする断層ではなく, 田村ほか(1984)の茂倉断層と同様に, 南方の早川町の大原野から塩之上北西に延びて, 糸魚川-静岡構造線に収束する断層とした.

**曙断層~茂倉断層間の層序区分** 曙断層~茂倉断層間のうち, 曙断層から茂倉断層の東側  $0.5 \sim 1 \text{ km}$  までは櫛形山亜層群の十谷層と富士見山層が分布し, 茂倉断層沿いの南北に延びる地域には桃の木亜層群の茂倉層が分布する. 十谷層及び富士見山層は全体として北北東-南南西~東西方向の褶曲構造が発達する(10.3.2 項参照). 一方, 茂倉層は南北から北北西-南南東方向の西側上位の急傾斜構造で特徴づけられ, 富士見山層とは著しい傾斜不整合関係で接する.

小山(1984)は, 曙断層~茂倉断層間の櫛形山亜層群を K<sub>1</sub> 層~K<sub>5</sub> 層に細分し, 西への同斜構造が認められるとしていたが, 今回の調査からは, 北東-南西方向の向斜・背斜構造が発達すると判断され, 富士見山地区で



は K<sub>1</sub> 層～ K<sub>5</sub> 層の区分は適用できなかった。

また、田村ほか(1984)は、曙断層～茂倉断層間の巨摩層群を、高下ブロックの十谷火山角礫岩、富士見山ブロックの堂平火山碎屑岩・新宮川層、大柳ブロックの大柳川層に細分したが、今回の調査からは、北東-南西方向の褶曲構造によって3ブロック地域の地層は連続して分布しており、特にブロック境界を設定する必要はないと判断した。すなわち、十谷層は、田村ほか(1984)の十谷火山角礫岩と曙断層西縁沿いに分布する堂平火山碎屑岩層及び新宮川層に一致する。また、富士見山層は、田村ほか(1984)の富士見山ブロックの曙断層沿いに東縁部を除く堂平火山碎屑岩層～新宮川層と大柳川ブロックの大柳川層にほぼ一致する。一方、茂倉層は、概ね富士見地区における田村ほか(1984)の茂倉層及び仙城沢礫岩に相当する。

**茂倉断層～糸魚川-静岡構造線間の層序区分** 富士見地区の茂倉断層～糸魚川-静岡構造線間(東西幅0.5～2 km)に分布する巨摩層群は、早川町大原野付近より北側に分布する下部の新倉層と、南側に分布する上部の大原野層に区分される。両者は、新倉層の地質構造の詳細が不明なため正確には分らないが、分布は整合的な層序関係を示す。

新倉層は、小山(1984)の仙城層、田村ほか(1984)の新倉火山碎屑岩に一致する。また、大原野層は、小山(1984)の M<sub>1</sub> 層のうち本報告の茂倉断層より西側に分布するもの、田村ほか(1984)の大原野泥岩及び播磨沢火山碎屑岩に概ね一致する。なお、田村ほか(1984)は茂倉断層～糸魚川-静岡構造線間の巨摩層群を櫛形山亜層群に位置づけているが、本報告では、大原野層を茂倉層と岩相が似ることから、小山(1984)の M<sub>1</sub> 層と同様に、桃の木亜層群に位置づけた。

## 5. 3 櫛形山亜層群

### 5. 3. 1 概要

**命名・定義** 小坂・角田(1969)。

**分布** 巨摩山地に広く分布する(第5.1図)。

**層厚** 5,000 m 以上(小坂・角田, 1969)。

**層序関係** 瀬戸川層群とは糸魚川-静岡構造線、西八代層群及び富士川層群とは曙断層を介して接する。

**累層区分** 本地域では、櫛形山亜層群を、茂倉断層を境に、その東側に分布する十谷層及び富士見山層と、西側に分布する新倉層に区分した(5.2節参照; 第5.3図・第5.4図)。

### 5. 3. 2 十谷層(Jab, Jm)

**地層名・定義** 名称は田村ほか(1984)の十谷火山角礫岩に基づくが、新たに定義。「身延」地域では、小山(1984)の K<sub>1</sub> 層と K<sub>2</sub> 層の一部、田村ほか(1984)の十谷

火山角礫岩と堂平火山碎屑岩の一部、島津・石丸(1987)の大柳累層の下部火砕岩層、角田(1988)の鳥屋安山岩質凝灰角礫部層、Martin and Amano(1999)の戸川層の下部に相当する。なお、田村ほか(1984)の地層名は、金子(1983MS)の命名に基づいているが、未公表文献のため、本報告では、便宜上、田村ほか(1984)の引用として示す。また、田村ほか(1984)では十谷を Jukkoku と表示しているが、地名の読み方に従い、本報告では Jikkoku とした。

**模式地** 田村ほか(1984)の十谷火山角礫岩の模式地である富士川町(旧鰍沢町)十谷東方の大柳川支流。

**分布** 御殿山及び富士見山の東側沿いから、富士川町十谷の東部付近(北接「鰍沢」地域)にかけて分布する。本層は北東-南西方向の褶曲構造(10.2.3項参照)によって分布が支配され、御殿山南西側の御殿山背斜軸部西部にも内座層として分布が推定される。

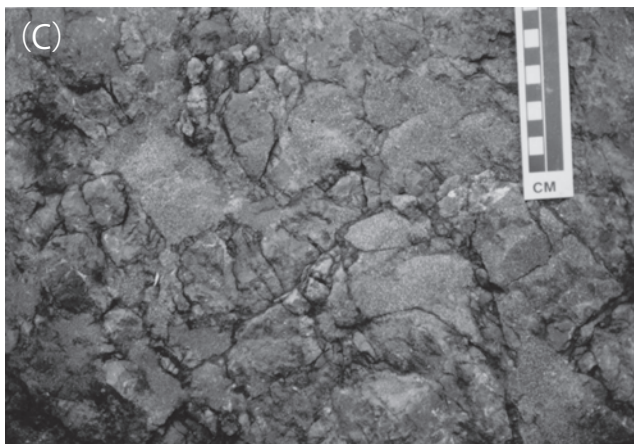
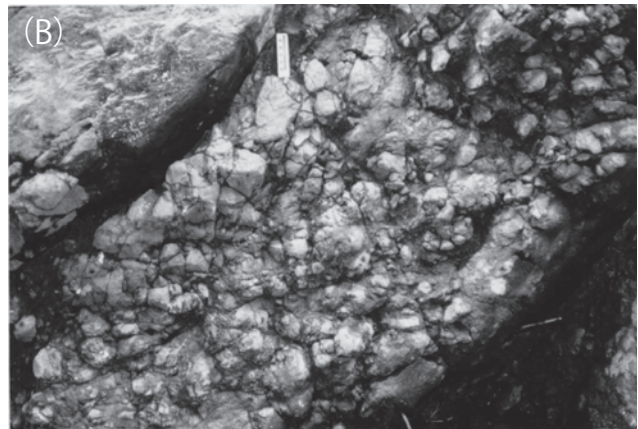
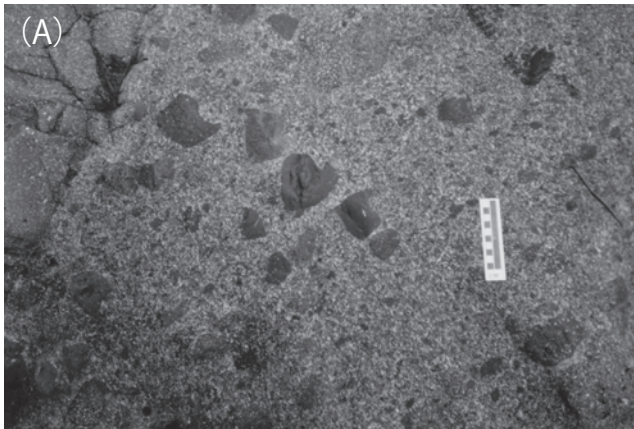
**層序関係** 下限は不明で、西縁を糸魚川-静岡構造線で切れ瀬戸川層群と接する。また、東縁は曙断層に切れ富士川層群と、更に北接「鰍沢」地域では西八代層群と接する。

**層厚** 富士見山東側沿いで1,500 m 以上。

**岩相** 主に安山岩-玄武岩火山碎屑岩及び溶岩(Jab)からなり、泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層(Jm)を挟む。

安山岩-玄武岩火山碎屑岩及び溶岩(Jab)は、主に安山岩で一部玄武岩を含む火山碎屑岩(再堆積性及び本質)と溶岩からなり、凝灰質砂岩及び泥岩の薄層を挟む。

再堆積性の火山碎屑岩は、火山角礫岩及び凝灰角礫岩(第5.5図A)、火山礫凝灰岩、凝灰岩を含む厚さ数 m～数十 m の地層からなり、更にそれらの上位や側方に級化し、平行葉理の発達する凝灰質砂岩(厚さ数十 cm～数十 m)、泥岩(厚さ数十 cm～数 m)の薄層を挟むことが多い。火山礫は巨礫サイズを含む中礫～巨礫サイズ(最大径約3 m)で、異なる種類の安山岩あるいは玄武岩の礫が共存することが多く、一部泥岩礫を含む。火山角礫岩～凝灰角礫岩の基質は、主に斜長石や輝石の破片を多く含む粗粒凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる。味噌根沢上流には、中礫～大礫サイズの凝灰質粗粒砂岩を基質とする基質支持の火山礫岩も認められる。富士見山以東や梨木川中流域では一部、スランプ構造も認められ、泥岩中に火山角礫や火山角礫岩のブロックが含まれることもある。安山岩礫は、輝石斑晶(径約5 mm)の目立つ緑灰色や暗灰色を呈するもの、斜長石の斑晶(径2～6 mm)の目立ち輝石斑晶がほとんど認められない暗灰色あるいは赤褐色を呈するものがある。また、1 cm 以下の火山豆石を含む安山岩も認められる。玄武岩の礫は、暗灰色で斑晶が目立たないものが多い。これら再堆積火山碎屑岩は、「鰍沢」地域の同層準でも認められ、Martin and Amano(1999)によって火山岩体の崩壊による再堆積した火山碎屑物からなるデブライトと解釈されて



第 5. 5 図 十谷層の岩相

(A) 凝灰角礫岩

地点：富士川町柳川の梨木川下流（付図 2B 参照）。やや現地性に近い再堆積火山碎屑岩で、異質の安山岩の角礫岩を含み、輝石、斜長石の斑晶破片を多く含む粗粒凝灰岩からなる。

(B) 角礫状破碎した安山岩溶岩

地点：富士川町柳川字山王（付図 2B 参照）。

(C) 玄武岩の火山角礫岩

地点：富士川町柳川赤石切沢（付図 2B 参照）。玄武岩角礫を緑灰色のガラス質凝灰岩が埋めておりハイアロクラスタイトの可能性が高いが、異質角礫も含まれており、再堆積性の可能性もある。

スケールは 10 cm。

いる。

安山岩溶岩及び本質の火山碎屑岩は、梨木沢下流域などで、再堆積火山碎屑岩に挟まれて認められる（第 5. 5 図 B）。安山岩溶岩は再堆積火山角礫岩～凝灰角礫岩（火山円礫岩も含む）の礫と同質である。

玄武岩溶岩や本質の玄武岩火山角礫岩～凝灰角礫岩の角礫は、赤石切沢中流沿いに認められる。また、ハイアロクラスタイトの可能性のある火山角礫岩も確認される（第 5. 5 図 C）。溶岩や角礫は塊状で、斜長石の斑晶を含むものや、ほとんど斑晶が認められない暗灰色や赤褐色の玄武岩からなり、径 1 cm 以下の杏仁状組織が含まれることがある。まれに、角閃石の斑晶を含む灰白色から緑灰色を呈するの中粒～粗粒凝灰岩（厚さ数 m 以内）が玄武岩溶岩に取り込まれている（赤石切沢下流域など）。

以上のほか、緑灰色角閃石の斑晶が認められる凝灰岩や灰色を呈するガラス質凝灰岩が（厚さ数 m 以内）が赤石切沢下流域などで認められる。

泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層（Jm）は、地質図では層厚 20～200 m の連続性の良いもののみ示した。上述のように泥岩や砂岩泥岩の薄層は Jab に伴って多くの層準で認められ、凝灰角礫岩にブロックとして取り込まれていることもある。泥岩は黒色を呈する塊状のシルト岩

～粘土岩で、塊状～平行葉理の発達する淘汰の良い凝灰質砂岩の薄層（厚さ数 cm～数 m）を挟む。泥岩優勢砂岩泥岩互層は、主に厚さ数 cm～50 cm の泥岩と厚さ数 cm～30 cm の砂岩の互層からなり、黄灰色に風化しやすい凝灰岩の薄層（厚さ数 cm）を挟む。砂岩泥岩互層にはスランプ構造が発達しており、梨木沢の中流域や味噌根沢上流などでは、泥岩中に中礫～巨礫サイズの火山岩の角礫～垂角礫が多く取り込まれている。

### 5. 3. 3 富士見山層 (Fas, Fsm)

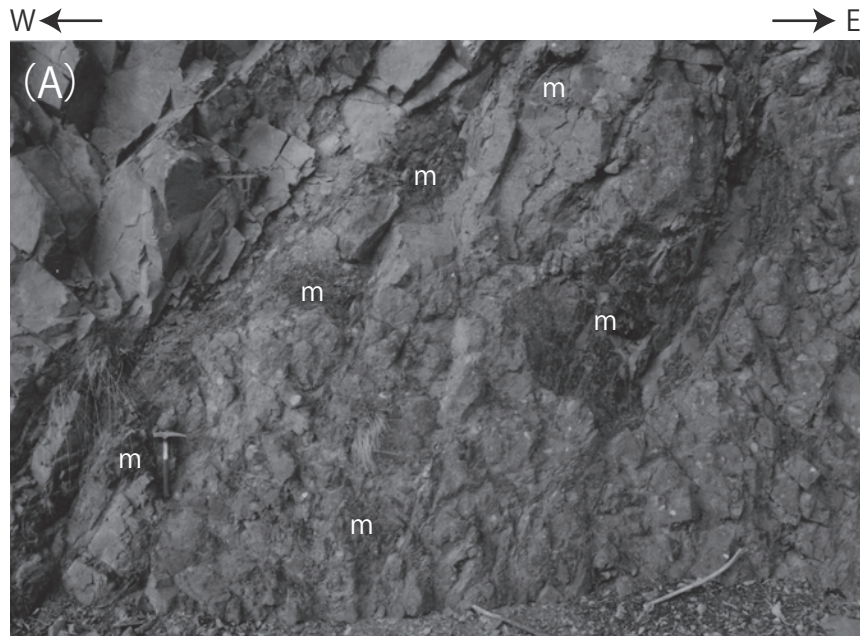
地層名・定義 新称。「身延」地域内では、田村ほか（1984）の堂平火山碎屑岩と新宮川層の一部、大柳層の大部分、小山（1984）の K<sub>2</sub> 層～K<sub>5</sub> 層の一部にあたる。

模式地 御殿山北東の梨木川沿い及び十谷峠に至る林道沿い。

分布 富士川町十谷の大柳川が南流する地域より西側付近（「罅沢」地域）から、御殿山、富士見山周辺（「身延」地域）に分布する。本層は北東～南西方向～北北東～南南西方向の褶曲構造（富士見山向斜及び御殿山背斜など）に分布が支配される。

層序関係 下位の十谷層との関係を広域には把握できていないが、少なくとも富士見山地区では、十谷層と本層とは整合関係にあると推定される。





第 5. 6 図 富士見山層の火山円礫岩

地点：早川町新倉字茂倉の北北東約 2 km の林道沿い (付図 2A 参照；鯉沢図幅地域内)。富士見山層中の泥岩 (写真左側) に覆われる火山円礫岩。礫は数種類の安山岩の亜円礫～円礫 (一部亜角礫含む) と泥岩の大礫～巨礫サイズの角礫 (m) を含む。基質支持礫岩で、基質は粗粒の火山砂岩～凝灰質砂岩からなる。走向傾斜は N5° E60° W。ハンマーの長さは約 33 cm。

層厚 1,500 m 以上。

岩相 安山岩－玄武岩火山碎屑岩 (Fas) と砂岩泥岩互層 (Fsm) からなる。

安山岩－玄武岩火山碎屑岩 (Fas) は、主に本層下部と最上部を占める。主に再堆積性の火山角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなり、火山円礫岩 (第 5. 6 図)、凝灰質砂岩及び泥岩を伴う。全体として、下位から火山角礫岩～火山円礫岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩へと累重する上方細粒化層 (厚さ数 m ～十数 m) の累重からなる。礫種は、主に斜長石あるいは輝石斑晶が顕著な暗灰色、緑灰色、茶褐色を呈する安山岩、緑灰色ガラス質凝灰岩、泥岩、斑晶が認められない暗灰色玄武岩などが認められる。一部、細粒ハイアロクラストイト様の礫も認められる。礫径は細礫から巨礫サイズからなり、最大径が 50 cm に達する円礫も確認される。凝灰質砂岩は火山円礫岩と同質の火山碎屑物を多く含み、緑灰色～暗灰色を呈するものが多い。粗粒砂岩から極細粒へと級化し、平行葉理が発達することもある。泥岩は塊状の黒色シルト岩からなる。

砂岩泥岩互層 (Fsm) は、主に本層の中～上部を占める。全体として下部は砂岩優勢の砂岩泥岩互層、上部は泥岩優勢の砂岩泥岩互層が卓越する。また、スランプ構造がよく認められる。ほかに、細礫サイズの火山円礫岩や凝灰質砂岩の薄層 (厚さ数十 cm ～数 m) のほか、泥岩

(厚さ数 m ～数十 m) を伴う。砂岩泥岩互層の砂岩は主に厚さ数 cm ～ 50 m ほどの細粒～粗粒砂岩で、塊状ないし級化し、泥岩の偽礫を含むこともある。互層の泥岩は主に厚さ数 cm ～ 60 m の灰色を呈するシルト岩 (一部極細粒砂岩) からなる。

#### 5. 3. 4 新倉層 (Akba)

地層名・定義 田村ほか (1984) の新倉火山碎屑岩による。小山 (1984) の仙城層、角田 (1988) の梅津累層凝灰岩部層にはほぼ一致する。

模式地 早川町新倉北方の早川沿い (田村ほか, 1984)。  
分布 糸魚川－静岡構造線と茂倉断層に挟まれた、巨摩山地西縁に分布する。「身延」地域内では、早川町新倉付近に分布し、両断層に挟まれ南北走向で西傾斜の構造を示す。

層序関係 東縁は茂倉断層に切られて桃の木亜層群茂倉層と接し、下限は不明。西縁は糸魚川－静岡構造線に切られ瀬戸川層群と接する。茂倉断層以東に分布する巨摩層群との直接の層序関係は不明であるが、岩相からは櫛形山亜層群の十谷層に対比される。

層厚 新倉付近で 1,300 m 以上。本地域では分布の両端を断層で切られ、本層の地質構造も正確には把握できていないため、正確な見積は難しい。なお、田村ほか (1984) は 1,200 m 以上と推定している。





第 5. 7 図 新倉層の岩相

(A) 玄武岩火山角礫岩～凝灰角礫岩  
 地点：早川町新倉茂倉川下流域(付図 2A 参照)。火山角礫は杏仁状組織の発達する無斑晶玄武岩で、基質は緑灰色ガラス質凝灰岩からなる。水平面露頭。スケールは 10 cm。

(B) 破碎された玄武岩凝灰角礫岩  
 地点：早川町新倉茂倉川下流域(付図 2A 参照)。火山角礫は杏仁状組織の発達する無斑晶玄武岩基質で、基質は緑灰色粗粒凝灰岩からなる。ハンマーの長さは約 33 cm。

岩相 主に玄武岩火山碎屑岩及び溶岩からなり、安山岩火山碎屑岩、凝灰質砂岩及び泥岩を含む。玄武岩火山碎屑岩は本質の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を主体として、再堆積性の凝灰岩を含む。

玄武岩火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩に含まれる角礫は、暗灰色、暗緑色、暗赤褐色、赤紫灰色を呈する無斑晶質玄武岩からなり、杏仁状組織がよく発達するものが多い(第 5. 7 図 A)。基質は主に角礫と同質の緑灰色を呈する中～粗粒凝灰岩やガラス質細粒凝灰岩からなる。

玄武岩溶岩は玄武岩火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩の角礫と同質で、火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩に移化することが多い(第 5. 7 図 B)。田村ほか(1984)は、早川町清岡(「鯉沢」地域)において枕状溶岩を認めている。

安山岩火山碎屑岩は、主に火山角礫岩～凝灰角礫岩からなり、緑灰色や青灰色を呈するもの多い。含まれる角

礫は斜長石の斑晶(径 2～5 mm)が認められる安山岩が多く、基質は角礫と同質である。

凝灰岩は、緑灰色を呈する中粒～粗粒凝灰岩からなり、平行葉理が発達するものが多い。新倉集落から茂倉集落南東 1.5 km 付近の茂倉川沿いにおける平行葉理の発達する玄武岩質の再堆積性の粗粒凝灰岩には、西から東への古流向を示すソールマークが認められる(田村ほか, 1984)。

以上のほか、本層には新倉集落の東方約 500 m 付近の斜面などに、暗灰色を呈する安山岩の岩脈が幾つか認められる。本調査ではその厚さや貫入方向の確認が十分にはできなかったため地質図では示していないが、小山(1984)は、まわりの地層の分布などから、北西から南東あるいは南北の走向で、西傾斜 40～90°が考えられるとしている。

## 5. 4 桃の木亜層群

### 5. 4. 1 概要

命名・定義 小坂・角田(1969).

分布 巨摩山地の西部に広く分布する(第5. 1図).

層厚 桃の木亜層群 1,300 m 以上(小坂・角田, 1969).

層序関係 瀬戸川層群とは、本地域の大原野～塩之上において、糸魚川-静岡構造線を挟んで接する。下位の櫛形山亜層群とは、一部整合、一部断層関係(小坂・角田, 1969; Koyama, 1990)、部分的不整合関係(角田, 1988)とされる。一方、「身延」地域内では、5. 2節で述べたように傾斜不整合関係にある。

累層区分 「身延」地域では、桃の木亜層群を、茂倉断層の東側に分布する茂倉層と西側に分布する大原野層に区分した(5. 2節参照; 第5. 3図・第5. 4図)。

### 5. 4. 2 茂倉層 (Mga, Mgm, Mgcs, Mgcs)

地層名・定義 地層名は田村ほか(1984)の茂倉層によるが、以下のように再定義した。田村ほか(1984)は、茂倉北方の林道の砂岩泥岩互層と礫岩に対して砂岩泥岩互層をなす砂岩の粗粒部分は仙城沢礫岩中の砂岩と区別がつかないことから、その北方に広く分布する仙城沢礫岩に位置づけ、その南側延長の茂倉断層東側沿い(幅200 m ほど)の部分に仙城沢礫岩とした。しかし、茂倉北方の林道の岩相は、その走向の南方延長部にあたる田村ほか(1984)が茂倉層とした部分にも広く認められ、本地域内では田村ほか(1984)の茂倉層と仙城沢礫岩とは岩相による区別はできなかった。また、田村ほか(1984)では茂倉層と仙城沢礫岩の境界を破線で示しているもののブロック境界としているが、連続した断層境界は確認できなかった。このため、本報告では、田村ほか(1984)の茂倉層と本地域内の仙城沢礫岩を一括して茂倉層と再定義した。

本報告の茂倉層は、「身延」地域内に分布する田村ほか(1984)の茂倉層と仙城沢礫岩と、大柳川層の南端、新宮川層と堂平層の南西端部を含む。また、角田(1988)の茂倉累層伊奈凝灰角礫岩部層の一部に、小山(1984)の大原野以北に分布する M<sub>1</sub> 層、大原野以南の K<sub>3</sub> 層～K<sub>5</sub> 層の西縁部にあたる。

模式地 早川町新倉字茂倉集落の南東方、茂倉川支流の南沢下流域。

分布 新倉字茂倉、大原野、早川の茂倉断層の東縁沿いに、東西幅 500～1,300 m で南北に分布する。茂倉断層に規制され、地質構造は全体として走向は南北～北北西-南南東で、傾斜は 50～90° 西から 70～90° 東(逆転層)を示す。

層序関係 「身延」地域では、南北方向で西方への急傾斜(逆転層を含む)する本層の地質構造と、富士見山層に発達する北東-南西方向の褶曲構造とは大きく斜交し

ており、本層は富士見山層を傾斜不整合で覆うと判断される。ただし、本層の層理面に沿うような小断層も多く認められることから、一部、断層で接する可能性は否定できない。

層厚 模式地の字茂倉の茂倉沢周辺で 750 m 以上(上限不明)、岩殿川中流域で 1,100 m 以上(上限不明)。

岩相 安山岩火山碎屑岩(Mga)、泥岩(Mgm)、砂岩礫岩泥岩互層(Mgcs), 砂岩及び礫岩(Mgcs)からなる。

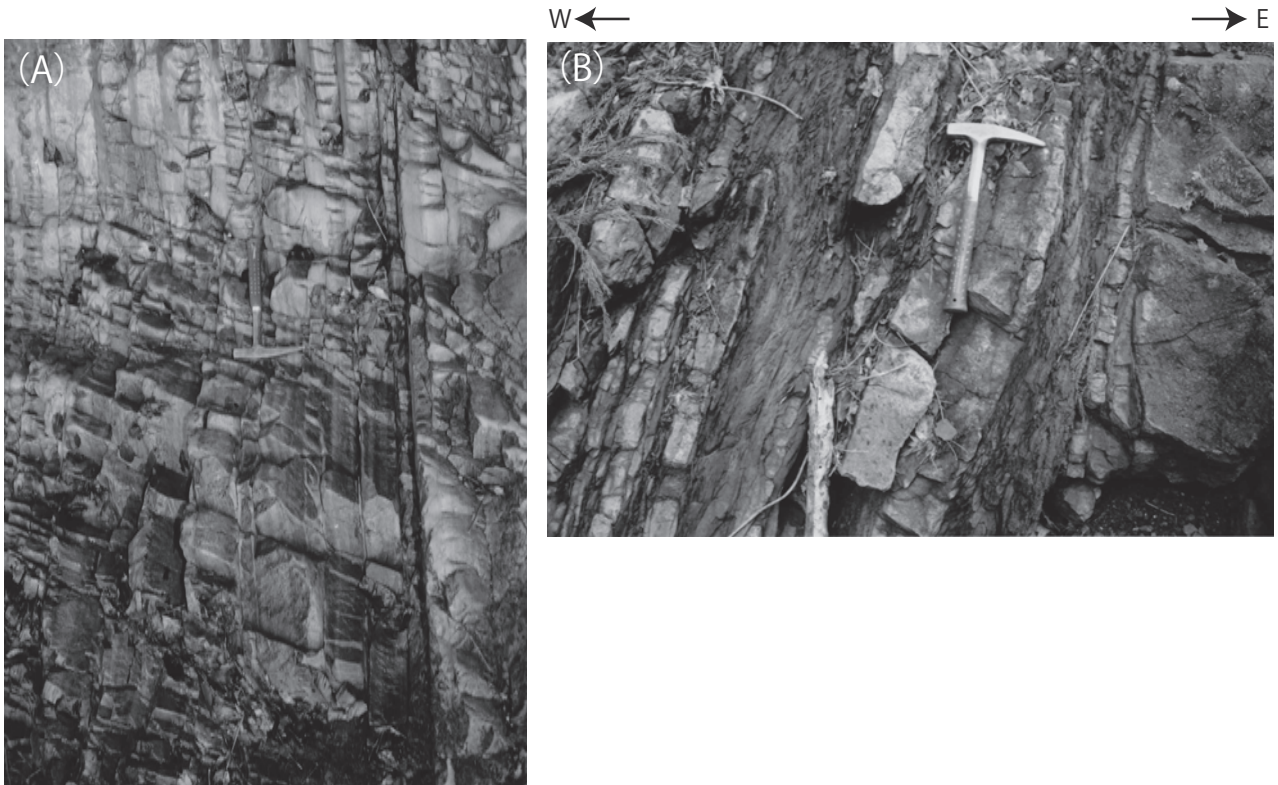
安山岩火山碎屑岩(Mga)は、主に大原野以南に分布する本層の下～中部を占め、Mgm 及び Mgcs と指交する。主に厚さ数 m の再堆積性の凝灰角礫岩(一部火山角礫岩)～凝灰岩の累重からなり、全体として上位や側方に細粒化し、火山円礫岩、礫質砂岩、砂岩泥岩互層及び泥岩を伴う。火山碎屑岩の角礫は、主に暗灰色～暗褐色の輝石の斑晶を含む安山岩のほか、暗灰色の塊状泥岩、緑灰色凝灰岩など異質のものが混在する。

泥岩(Mgm)は、大原野以南に分布する本層の下部と上部の一部を占める。主に塊状の黒色泥岩(一部凝灰質シルト岩を含む)からなるが、厚さ数 cm～数十 cm の細～中粒砂岩、細礫を含む粗粒砂岩及び凝灰質砂岩を多く挟み、一部泥岩優勢の砂岩泥岩互層となることもある。ほかに厚さ数 cm～数 m の Mga と同質の安山岩火山碎屑岩(凝灰角礫岩～凝灰岩)の薄層を挟むこともある。茂倉断層沿いでは層理面に沿う断層がよく発達し、破砕が著しい。

礫岩砂岩泥岩互層(Mgcs)は、大原野付近より北側の本層主部を占める。各々数 cm～数 m の厚さの礫岩砂岩互層、礫岩砂岩泥岩互層、砂岩(中粒砂岩極細粒砂岩の互層)、砂岩泥岩互層からなる。礫岩は主に細～中礫(主に径 3 cm 以下)の垂円礫からなり、基質は主に粗粒凝灰質砂で、礫種は砂岩、頁岩、安山岩、泥岩(含礫泥岩を含む)などを含む。砂岩は、細礫を含む礫質砂岩、粗粒～中粒砂岩、極細～中粒砂岩からなる。礫質砂岩や粗粒砂岩は泥岩細礫を含み、極細～中粒砂岩は平行葉理が発達することが多い(第5. 8図A)。砂岩泥岩互層の砂岩底面にはソールマークが認められることがある。泥岩は、見かけ上、塊状の暗灰色シルト岩からなる。茂倉付近では礫岩や粗粒砂岩に炭化した木片が認められる。上記のほか、まれであるが、厚さ数 m～十数 m の泥岩や厚さ数 m 再堆積性火山碎屑岩に近い泥岩礫を多く含む大礫～巨礫礫岩(南沢で最大径 1 m)が挟まれる。また、茂倉断層沿いでは、特に砂岩泥岩互層の層理面に平行ないし僅かに斜交する断層がよく発達する(第5. 8図B)。

礫岩及び砂岩(Mgcs)は、大原野以南の本層の上部に、厚さ 25～50 m で連続するものが2層準に認められる。礫岩及び砂岩からなり、砂岩優勢砂岩泥岩互層を伴う。礫岩は厚さ数十 cm～4 m で、主に中礫サイズで一部大礫(最大径約 25 cm)を含む礫岩～砂質礫岩からなり、部分的に成層する。垂角礫～円礫が混在し、礫種は、頁岩、





第 5. 8 図 茂倉層の岩相

(A) 礫岩砂岩泥岩互層 (Mgcsm) の成層砂岩。

地点：早川町新倉字茂倉の集落より南東約 750 m の川沿い (付図 2A 参照)。厚さ 5 ~ 20 cm の中粒砂岩から極細粒砂岩へ級化する砂岩の累重が認められる。水平面露頭。走向傾斜は N20° W68° E (逆転層)。層理面に沿って断層がよく発達する。ハンマーの長さは約 33 cm。

(B) 礫岩砂岩泥岩互層 (Mgcsm) 中の層面すべり断層が発達する砂岩泥岩互層

地点：早川町大野原新宮川下流域 (付図 2A 参照)。細礫の礫岩を挟む砂岩泥岩互層は層面すべり断層がよく発達し、特に泥岩が破碎されている。走向傾斜は N15° W80° W。ハンマーの長さは約 33 cm。

安山岩、凝灰岩、チャートなどからなる。砂岩は厚さ数十 cm ~ 2 m で、中~粗粒砂岩から細~中礫を含む礫質砂岩からなり、淘汰はよく、級化と平行葉理が認められる。砂岩泥岩互層の砂岩は主に厚さ数 cm ~ 50 cm の細粒~中粒砂層や細礫を含む礫質砂岩からなる。また、互層の泥岩は主に厚さ数 cm ~ 20 cm で、灰色シルト岩~極細粒砂岩からなる。田村ほか (1984) で報告されているように、細礫礫岩~粗粒砂岩基底部には北東ないし東北東への古流向が推定されるフルートキャストが認められることがある。

#### 5. 4. 3 大原野層 (Om, Osm, Oba)

**地層名・定義** 地層名は田村ほか (1984) の大原野泥岩によるが、田村ほか (1984) の大原野泥岩と播磨沢火山碎屑岩に相当する地層を一括して大原野層と再定義した。本層は小山 (1984) の K3 層から K5 層の西縁部、及び M1 層の一部にあたる。

**模式地** 早川町大原野の新宮川下流域。

**分布** 早川町大原野から早川地域にかけて、茂倉断層と糸魚川-静岡構造線に挟まれた地域に分布する。

**層序関係** 大原野付近で下位の新倉層を整合的に覆うような分布を示す。ただし、大原野の新宮川下流域付近の本層には波長 400 ~ 500 m の北北西-南南東方向のやや閉じた褶曲が発達するが、下位の新倉層の地質構造が不明のため、整合関係なのか不整合関係なのかは厳密には分からない。また、本層の堆積年代は不明であるが、岩相は茂倉断層で接する東側の茂倉層に類似するため、本層は茂倉層に対比した。

**層厚** 早川の岩殿川沿いで厚さ 550 m 以上。田村ほか (1984) では、大原野泥岩が 600 m 以上、播磨沢火山碎屑岩が 200 m 以上と推定されている。

**岩相** 本層の下部と上部に泥岩 (Om)、本層の中部に砂岩泥岩互層 (Osm) と玄武岩-安山岩火山碎屑岩及び溶岩 (Oba) が分布する。Osm と Oba は、一部、同時異相の関係にあると考えられる。

泥岩 (Om) は、主に塊状の暗灰色~黒色泥岩からなり、





第 5. 9 図 大野原層の破碎された泥岩  
 地点：早川町早川 (付図 2A 参照)。層理面に沿って幅約 2 m の断層破碎帯が発達する黒色泥岩 (Om)。断層破碎面全体の走向傾斜は約 N10°, W90°。ハンマーの長さは約 33 cm。

平行葉理の発達する凝灰質の細粒～中粒砂岩や細礫～中礫岩の薄層 (主に厚さ数 cm～数十 cm) を挟む。ほぼ全域、特に糸魚川－静岡構造線東側沿いに、層理面に沿った数 cm～20 cm の断層粘土を伴う断層破碎帯の発達が認められる (第 5. 9 図)。

砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Osm) は、全体としては砂岩優勢の砂岩～礫質砂岩と泥岩の互層からなる。明灰色～淡黄褐色を呈する互層の砂岩は、厚さ数 cm～数十 cm (最大 60 cm) の細～極粗粒砂岩から細～中礫を含む砂質礫岩で、凝灰質の粗粒砂岩となることもある。また、礫岩層 (厚さ数 cm～数 m) を挟むことある。砂岩及び礫質砂岩は級化及び平行葉理が認められるものも多く、底面にフルートキャストも認められる。暗灰色を呈する互層の泥岩は、泥岩は主に数 cm～数十 cm 厚さで、暗灰色を呈する主にシルト岩～極細粒砂岩からなる。一部、泥岩中に中礫サイズの円礫の薄層 (数 cm～十数 cm) が含まれることがある。

玄武岩－安山岩火山碎屑岩及び溶岩 (Oba) は、主に玄武岩火山碎屑岩を主体として、安山岩～玄武岩溶岩のほか、ほぼ火山礫からなる礫岩、凝灰質砂岩、泥岩を挟む。玄武岩火山碎屑岩は暗灰色～緑灰色を呈する凝灰角礫岩と火山角礫岩を主体し、凝灰岩を含む。火山碎屑岩の角礫と溶岩は同質で、安山岩は斜長石、あるいは斜長石及び輝石の斑晶を持つものが、玄武岩は無斑晶質のものが認められ、いずれも杏仁状組織を含む。

## 5. 5 巨摩層群の堆積年代

以下、「身延」地域の巨摩層群から得られた浮遊性有孔虫化石群の分析結果と、既存報告と今回の結果から推定される巨摩層群の堆積年代を述べる。

### 5. 5. 1 浮遊性有孔虫化石分析結果

今回、浮遊性有孔虫化石の同定が可能であった試料は、早川町大原野の 1 試料 (K-1)、塩ノ上の 1 試料 (K-2)、早川の 4 試料 (K-3, K-4, K-5, K-6) の 6 試料である (第 5. 1 表)。ほかに 24 試料の泥岩について同定を試みたが、有孔虫化石は産出するが保存が悪く連続した試料での同定はできなかった。K-1 と K-2 は十谷層の上部、K-3 と K-4 は富士見山層の最上部、K-5 と K-6 は茂倉層下部の層準にあたる (位置は第 5. 4 図及び地質図を参照)。なお、以下の微化石年代尺度は、斎藤 (1999) を参照している。

6 試料の有孔虫化石の含有量は多く、浮遊性有孔虫化石の割合は高く、産出個数の半数以上を占める。しかし、保存状態は悪く、同定不能な個体が大半を占めているため、同定できたものはそのごく一部である。同定は浮遊性種については時代判定に有効な種に注目し、同定される個体がある場合は「+」で示した。底生種については計測個数を示したが、同定できたものは比較的大型のもの、形状に特徴のあるもの、殻の頑丈なものに限ら

れているため、その計測数が底生有孔虫群集の組成を反映しているわけではない。

浮遊性種では *Globorotalia fohsi* のグループ、*Sphaeroidinellopsis* 属、*Orbulina* 属のグループや *Globoquadrina* 属など時代を決定できる種が同定された。底生種では膠着質殻種の *Trochammina* spp., *Cribrostomoides* spp., *Eggrella* spp. と石灰質殻種の *Globobulimina* spp., *Melonis* spp., *Cibicides* spp., *Gyroidina* spp. などが多く同定できた。

試料 K-1 の下限は *Orbulina* 属の同定により Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石 N9 帯と判断される。保存状態はよくなく確実な同定には至っていないが、*Praeorbulina glomerosa* に近似する個体が検出されている。この *Praeorbulina* 属は N8 帯に出現し N9 帯に絶滅したとされることから、その上限は N9 帯にあたる。このほかに、絶滅は N10 帯とされる *Globorotalia peripheroronda* が検出される。以上のことから、試料 K-1 は N9 ~ N10 帯にあると推定される。

試料 K-2 は、*Globorotalia fohsi lobata* に類似する個体が産出しており、化石帯の下限は N12 帯、上限は N13 帯の可能性はあるが、保存状態が不良で確実ではない。確実に同定されたものは N9 帯より出現する *Orbulina* sp. と、N17 帯に絶滅する *Globoquadrina dehiscens* で、N9 帯 ~ N17 帯にあたる。

試料 K-3 は *Globorotalia fohsi lobata* が同定され、化石帯の下限は N12 帯、上限は N13 帯の可能性はあるが、保存が悪いため確実な同定とはいえない。

試料 K-4 は *Globorotalia fohsi lobata* が検出されることから、産出する化石帯の下限は N12 帯と判断される。上限は同じく同種の絶滅時期である N13 帯と判断される。

試料 K-5 は化石帯を限定する有効な種が同定できなかった。*Orbulina* sp. の産出から、化石帯の下限は N9 帯と判断されるが、上限は *Globoquadrina venezuelana* から N19 帯に至る。

試料 K-6 は *Globorotalia fohsi lobata* が産出するため、下限は N12 帯、上限は N13 帯と判断される。なお、確実な同定とはいえないが、初出現が N12 帯の *Globorotalia fohsi robusta* に近似する種も検出される。

以上、必ずしも十分なデータとは言えないが、十谷層上部からは N9 ~ N10 帯 (試料 K-1) 及び N9 ~ N17 帯 (試料 K-2)、富士見山層最上部からは N12 ~ N13 帯 (不確実；試料 K-3) 及び N12 ~ N13 帯 (試料 K-4)、茂倉層下部からは N9 ~ N19 帯 (試料 K-5) 及び N12 ~ N13 帯 (試料 K-6) の浮遊性有孔虫化石帯が推定された。

## 5. 5. 2 微化石層序に基づく巨摩層群の堆積年代

以下をまとめた巨摩層群の微化石層序を第 2. 5 図に示す。

### (1) 櫛形山亜層群

櫛形山亜層群の微化石層序に基づく堆積年代について

は、「鰈沢」地域内であるが秋元ほか (1990b) と青池 (1999) の報告がある。ほかに、小坂・角田 (1969) が、大柳川上流の櫛形山亜層群最下部 (八町山累層) の礫岩中から *Lepidocyclina* sp. などの化石産出を報告している。

秋元ほか (1990b) は、富士見山地区の北方にあたる大柳川の上流域 (「鰈沢」地域) において、小山 (1984) の層序に基づく櫛形山亜層群の K<sub>2</sub> 層から 1 試料、K<sub>4</sub> 層基底部から 2 試料について浮遊性有孔虫化石分析を行い、K<sub>2</sub> 層を Blow (1969) の N8 帯、K<sub>4</sub> 層を N9 帯と結論づけている。

また、青池 (1999) は、櫛形山亜層群下部 (田村ほか (1984) の高下火砕岩) から石灰質ナノ化石 CN3 帯、櫛形山亜層群中 ~ 上部からは CN3 ~ CN4 帯 (田村ほか (1984) の七尾凝灰岩・大柳層、及び小山 (1984) の K<sub>2</sub> 層) の群集が産出するとして、秋元ほか (1990b) の成果などと合わせ、櫛形山亜層群の堆積年代を 17 ~ 15 Ma とした。

なお、青池 (1999) は、「身延」地域内の富士見山北部から十谷に至る地域の櫛形山亜層群の下部 (本報告の十谷層中部) から、再堆積群集として漸新世にあたる CN17 ~ CN 19 帯の石灰質ナノ化石帯を報告している。この産出層準は、田村ほか (1984) の十谷火山角礫岩・堂平火砕岩及び小山 (1984) の M<sub>1</sub> 層にあたる。また、後述のように桃の木亜層群の下部 (田村ほか (1984) のいちんど沢層) からほぼ同じ再堆積群集が産出するとしている。

一方、本報告で得られた十谷層上部の N9 ~ N10 帯 (試料 K-1) 及び N9 ~ N17 帯 (試料 K-2) と富士見山層最上部の N12 ~ N13 帯 (試料 K-4) の浮遊性有孔虫化石帯に基づく、「身延」地域に分布する櫛形山亜層群の年代の下限は 15 Ma より古く、上限は 13 Ma 頃となる。しかし、この結果は、櫛形山亜層群の上限が 15 Ma 頃となる秋元ほか (1990b) と青池 (1999) の結果とは一致しない。今回、「鰈沢」地域の調査は実施しておらず、秋元ほか (1990b) と青池 (1999) の報告は、本報告とは富士見山地区に発達する地質構造の解釈が大きく異なる小川 (1984) の層序区分に基づいているため、秋元ほか (1990b) と青池 (1999) の産出層準と富士見山地区の櫛形山亜層群の十谷層及び富士見山層の産出層準の関係は正確にはわからない。今後、「身延」地域と「鰈沢」地域に分布する櫛形山亜層群の正確な層序関係の把握のほか、櫛形山亜層群と桃の木亜層群の境界が時間軸と斜交する可能性の検討も必要である。

### (2) 桃の木亜層群

桃の木亜層群からは、*Lepidocyclina japonica* などの大型有孔虫化石が産出する (大塚, 1941; 小坂・角田, 1969)。小坂・角田 (1969) は、これら大型有孔虫化石の産出に基づき、桃の木亜層群の堆積年代を中期中新世の後半とした。また、池辺 (1978) は、*Lepidocyclina-Miogypsina*

第 5. 1 表 身延図幅地域 (富士見山地区) に分布する巨摩層群の浮遊性有孔虫化石分析  
有孔虫分析はパリーノ・サーヴェイ株式会社に依頼。試料採取地点 (K-1 ~ K-6) は地質図及び付図 2A に示す。

試料採取地	早川町 大野原	早川町 塩之上	早川町 早川	早川町 早川	早川町 早川	早川町 早川
試料番号	K-1	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6
層 準	櫛形山 亜層群	桃の木 亜層群	桃の木 亜層群	桃の木 亜層群	桃の木 亜層群	桃の木 亜層群
	十谷層 上部	十谷層	富士見山層 上部	富士見山層 上部	茂倉層 下部	茂倉層 下部
含有量 (VA:大変多い, A:大井, C:普通, R:少ない)	VA	C-R	C	C	C-R	C-A
保存状態 (g:良い, m:普通, p:不良, vp:大変不良)	vp	vp	vp	vp	vp	vp
浮遊性種 (VA=大変多い, A=多い, C=普通, R=少ない, VR=稀, N:検出されない)	A	A	A	A	A	A
<b>浮遊性有孔虫</b>						
<i>Globigerinoides immaturus</i> LeRoy	+			+	+	
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (d'Orbigny)	+	+	+	+		+
<i>Globigerinoides</i> spp.						+
<i>Praeorbulina glomerosa</i> (Blow)	cf. +					
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny	+	+	+	+	+	+
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny)				?+		
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner	+					
<i>Globorotalia fohsi lobata</i> Bermudez		?+	cf. +	+		+
<i>Globorotalia fohsi robusta</i> Bolli						?+
<i>Globorotalia archeomenardii</i> Bolli	+		?+	+		+
<i>Globorotalia siakensis</i> LeRoy				aff. +		cf. +
<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman & Ellis	+					
<i>Globoquadrina venezuelana</i> (Hedberg)	+	+	+		+	
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (Capman, Parr & Collins)		+	+	+		+
<i>Sphaeroidinellopsis disjuncta</i> (Finlay)		+	+	+		+
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i> (Blow)	?+	?+				
<b>底生有孔虫</b>						
<b>膠着質殻種</b>						
<i>Bathysiphon</i> spp.		2破片	1破片	1破片	2破片	1破片
<i>Cribrostomoides</i> spp.	1		1	8	1	1
<i>Cribrostomoides subglobosum</i> (Sars)		3	1			5
<i>Cyclammina</i> spp.	1	1		+		1
<i>Discammina</i> ? sp.						1
<i>Eggerella</i> spp.	4		1	2	2	1
<i>Karreriella aff. baccata</i> (Schwager)	1	+				
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)						2
<i>Textularia conica</i> (d'Orbigny)				1		
<i>Textularia lythostrota</i> (Schwager)		1				
<i>Trochammina asagaiensis</i> Asano		1				5
<i>Trochammina</i> spp.	1	3	3	13	3	1
<b>石灰質磁器質殻種</b>						
<i>Pyrgo cf. murrhina</i> (Schwager)	4					
<b>石灰質ガラス質殻種</b>						
<i>Anomalina</i> ? sp.			1			
<i>Bolivina hanzawai</i> Asano						1
<i>Bolivina</i> sp.						1
<i>Bulimina</i> spp.	4			1	1	
<i>Chilostomella oolina</i> Schwager	1					
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'Orbigny)		1			1	3
<i>Cibicides refulgens</i> Montfort						2
<i>Cibicides</i> spp.	4	1	1		1	3
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i> (Cushman)	1		1	1		
<i>Cibicoides aff. robertsonianus</i> (Brady)						
<i>Cibicoides</i> spp.	3					
<i>Dentalina</i> sp.			1			



<i>Elphidium cf. crispum</i> (Linne)			1			
<i>Elphidium</i> sp.			1			
<i>Epistominella aff. levicula</i> Resig			1			
<i>Epistominella pulchella</i> Husezima & Maruhasi			5		?1	1
<i>Eponides</i> spp.	1	1				
<i>Glabratella cf. patelliformis</i> (Brady)						1
<i>Glabratella</i> sp.	1					
<i>Globobulimina</i> spp.	27			2	4	4
<i>Gyroidina orbicularis</i> d'Orbigny			1			8
<i>Gyroidina soldanii</i> d'Orbigny		2	4			3
<i>Gyroidina</i> spp.	1	1	2	2	1	3
<i>Lagena</i> sp.				1		
<i>Melonis cf. barleeaanum</i> (Williamson)	aff.10		4	5	1	
<i>Melonis cf. pompilioides</i> (Fichtel & Moll)				2	4	
<i>Melonis</i> spp.	39	1	1			
<i>Nodosaria</i> spp.		1				2
<i>Oolina</i> sp.			1			
<i>Oridosalis umbonatus</i> (Reuss)			1			
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (Schwager)	+	1		1		
<i>Stilostomella</i> spp.	1		2			1
膠着質殻種 合計	8	9	6	24	6	17
石灰質磁器質殻種 合計	4	0	0	0	0	0
石灰質ガラス質殻種 合計	93	9	28	17	14	33
底生種 合計	105	18	34	41	20	50

化石帯の産出年代を、浮遊性有孔虫化石 N8 ~ N10 帯の産出層準として、前期中新世末から中期中新世前半までと推定している。

これに対し、小山(1993)は、大柳川上流の櫛形山亜層群最下部(八町山累層)の礫岩中からも *Lepidocyclina* sp. などの化石が産出する(小坂・角田, 1969)ことから、*Lepidocyclina japonica* の産出は櫛形山亜層群から由来した異地性の可能性があり、桃の木亜層群の年代を示すかは不明であるとしている。また、青池(1999)も、桃の木亜層群の下部(田村ほか(1984)のいちんど沢層で、本報告のほぼ茂倉層にあたる)から、櫛形山亜層群と同様に、再堆積群集として CN17 ~ 19 帯(漸新世)の石灰質ナノ化石帯(青池, 1999)を報告している。以上のことから、*Lepidocyclina japonica* の産出は、桃の木亜層群の堆積年代上限を規制しているとは言えない。

青池(1998)は、桃の木亜層群中~下部にあたる田村ほか(1984)のいちんど沢層と丸山層から、石灰質ナノ化石 CN3 ~ 4 帯を報告している。そして、この産出層準は、秋元ほか(1990b)が N9 帯を産出した上位の地層であることから、この CN3 ~ 4 帯は CN4 帯に限定されるとしている。また、桃の木亜層群上部の礫岩層(田村ほか(1984)の仙城沢礫岩)からは石灰質ナノ化石帯を推定できなかったが、桃の木亜層群上部は CN5a に及ぶ可能性があるとして、その上限を 13 Ma としている。なお、桃の木亜層群の下部(田村ほか(1984)のいちんど

沢層)からは、漸新世の石灰質ナノ化石群集も再堆積群集として産出する(青池, 1999)。

5. 1 節の「貫入岩体について」で述べたように、佐藤ほか(1989)及び小山(1993)は、櫛形山亜層群に接触変成を与えている円井岩体、桃の木亜層群に熱変成を与えている甲斐駒ヶ岳深成岩体の年代はいずれも 15 Ma 頃であるため、桃の木亜層群の堆積年代を 16 ~ 15 Ma と結論づけている。青池(1999)は、桃の木亜層群の上限が 13 Ma に及ぶとの結論との矛盾に対して、甲斐駒ヶ岳深成岩体貫入時期に桃の木亜層群を始め、大半が堆積後変形を被りながら高い地温勾配の下で桃の木亜層群が四万十帯にアンダーラストして、スラストを介してまだ熱い甲斐駒ヶ岳深成岩体の接触を受けた可能性を述べている。

一方、今回、「身延」地域に分布する茂倉層下部から産出する浮遊性有孔虫化石から N12 ~ N13 帯(試料 K-6)が推定され、富士見山地区に分布する桃の木亜層群の下限は 13 Ma 頃となり、上限は 12 Ma 頃に及ぶ可能性がある。これは、青池(1998)が桃の木亜層群中~下部を CN4 帯とする結果とは矛盾する。今後、櫛形山亜層群と桃の木亜層群の層序関係は上下関係ではなく同時異相関係である可能性の検討も含めて、「鰐沢」地域に分布するいちんど沢層及び丸山層と「身延」地域の本報告の茂倉層との層序関係を明確にする必要がある。

## 第6章 西八代層群

(尾崎正紀)

### 6.1 研究史及び概要

西八代層群は、海底で噴出した玄武岩(一部安山岩)溶岩及び火山砕屑岩、デイサイト火山砕屑岩(主に水中火砕流堆積物)、泥岩を主体とする深海堆積物からなる中部中新統で、主に御坂山地に分布する(第6.1図)。5万分の1身延幅地域(以降、「身延」地域と記述)は、その分布域の西部にあたり、本層群は本地域北東部(六郷~下部地区)から東縁部(身延-三石山地区の東部)のほか、本地域中央南部(身延山地区東南部)にも狭小に分布する(第2.4図・第6.2図)。

後述6.2節で述べるように、六郷地区~下部地区と身延-三石山地区東端部に分布する西八代層群は、下部の古関川層と上部の常葉層に区分される。また、常葉層は、下位より勝坂泥岩部層、和平凝灰岩部層、上一色火山角礫岩部層、月見橋火山砕屑岩部層、出口砂岩泥岩部層、屏風岩凝灰岩部層に細分される(第6.2図)。一方、身延山地区南東部に分布する西八代層群は御殿山層に区分され、下部の榎の木峠玄武岩部層と上部の船山泥岩部層に細分される。古関川層は榎の木峠玄武岩部層に、常葉層は船山泥岩部層に対比される。

以下、西八代層群の研究史を中心に述べる。なお、古関川層、常葉層及び御殿山層の概要については、それぞれ6.3節、6.4節及び6.5節で述べる。

地層名及び層序区分について 西八代層群の名称は、本地域内の富士川上流域の調査報告で示した大塚(1938a)の西八代統、富士川流域の大塚(1952)の西八代層群に基づく。西八代層群の定義や層序区分に関しては、松田・水野(1955)、秋山(1957)、水野・片田(1958)、松田(1958)、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)、西宮・植田(1976)、島津ほか(1976)、徳山ほか(1979)、Ujiié and Muraki (1976)、角田・富士川団体研究グループ(1976)、島津ほか(1983)、田村ほか(1984)、尾田ほか(1987)、天野ほか(1995)、松田(2014a, b)で試みられている(第6.3図)。このうち、本報告では6.2節で述べるように、松田(1958, 1961, 2014a, b)を基本に層序区分を行った。

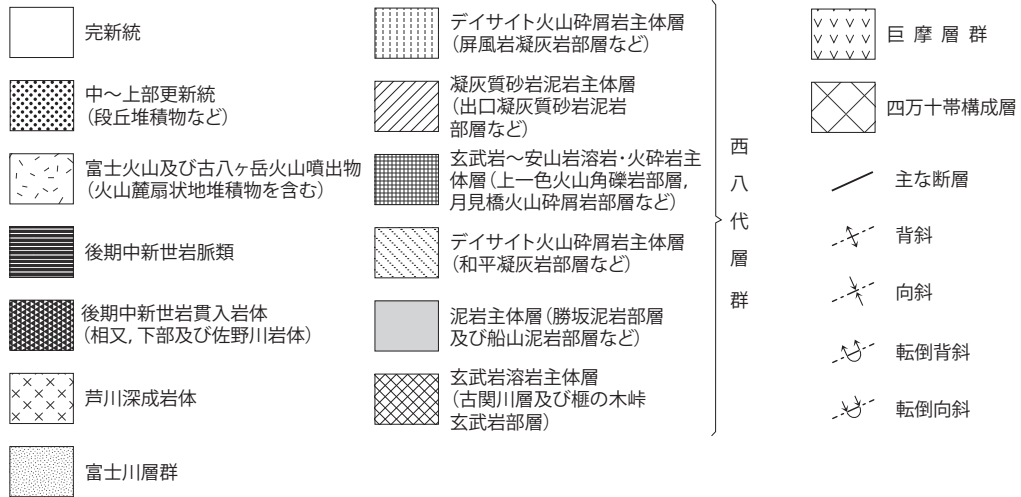
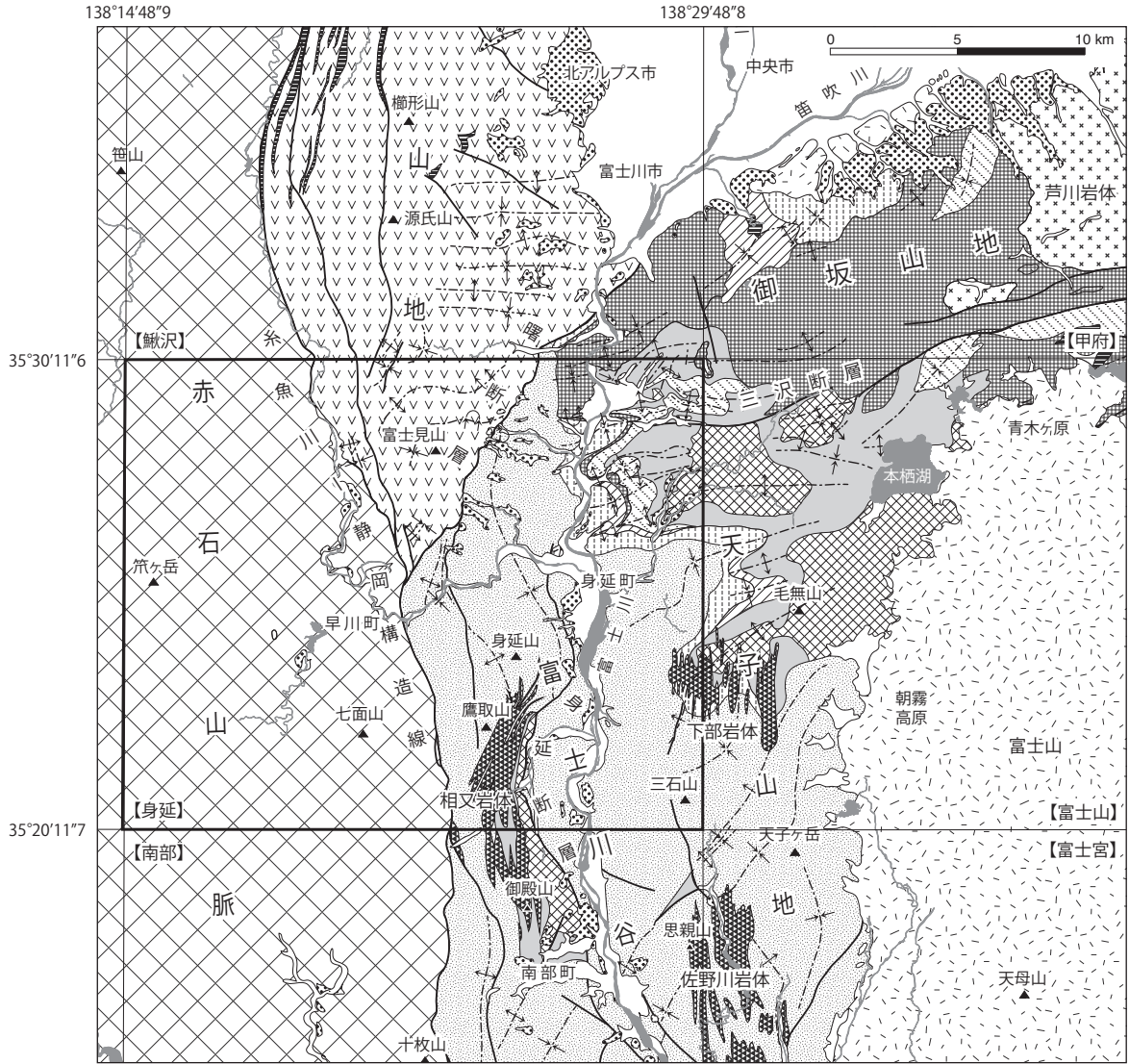
松田・水野(1955)は、富士川上流域(「身延」地域の下部地区など)の層序を明らかにし、西八代層群と呼び、下位より古関川累層、一之瀬累層、醍醐山累層、しもべ累層に細分した。これに対して、秋山(1957)は、松田・水野(1955)の西八代層群のうち、堆積岩主体層のしも

べ累層を静川層群(本報告の富士川層群)の基底部に位置づけ、しもべ累層を除いたものを西八代層群と再定義した。

水野・片田(1958)は、東京大学の進級論文や、水野・片田(1955)、松田・水野(1955)、片田(1956)の研究成果を総括的にまとめ、御坂山地から天子山地北部に分布する火山砕屑岩・火山岩主体の地層・岩体を西八代層群と定義している。ただし、しもべ累層は西八代層群に含まれている。また、水野・片田(1958)は、三沢川沿いに三沢川断層が発達するとして、それより北側(本報告の六郷地区)の西八代層群を、下部地区などの層序区分とは別に、芦川累層と市川大門累層に区分した。なお、島津ほか(1976)でも、水野・片田(1958)の芦川累層と市川大門累層がほぼ踏襲されているが、「古関川」は地形図では「常葉川」と記され地名として存在しないとして、古関川累層を古関累層に改名している。

松田(1958)は、富士川谷北部の褶曲史をまとめるにあたって、松田・水野(1955)を修正し、秋山(1957)と同様に、しもべ累層を西八代層群から除いたものを西八代層群と定義した。また、松田・水野(1955)の一之瀬累層と醍醐山累層は、その南側地域(身延-三石山地区)では層厚が薄く両累層の特徴の違いが不明瞭になるという理由から、両累層を一括し常葉累層と呼んだ。ただし、常葉累層の部層は、松田・水野(1955)が踏襲され、下位より、勝坂泥岩層、和平凝灰岩層、上一色火山角礫岩層、出口凝灰砂岩泥岩層、屏風岩凝灰岩層に区分され、更に身延町西嶋に分布する月見橋安山岩層が追加された。この松田(1958)による西八代層群の層序区分は、徳山ほか(1979)、Ujiié and Muraki (1976)、角田・富士川団体研究グループ(1976)でもほぼ踏襲されている。なお、田村ほか(1984)は、月見橋安山岩部層を鯨沢層と呼んでいる。

更に、松田(1961)では、富士川谷全体の層序と構造などをまとめるにあたって、富士川中~下流域の相又地域に分布する玄武岩~玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩からなる御殿山累層と、「身延」地域南方の「南部」「清水」「静岡」地域に分布する竜爪地域の竜爪累層(第4.1図)を加え、南部フォッサマグナ西部地域の同様な岩相の総称的な地層名として西八代層群を定義している。また、松田(1961)では、御殿山累層の最上部を常葉累層の上部に対比している。その後、島津ほか(1983)では、この御殿山累層を上村火山岩層と呼び、松田・水野(1955)

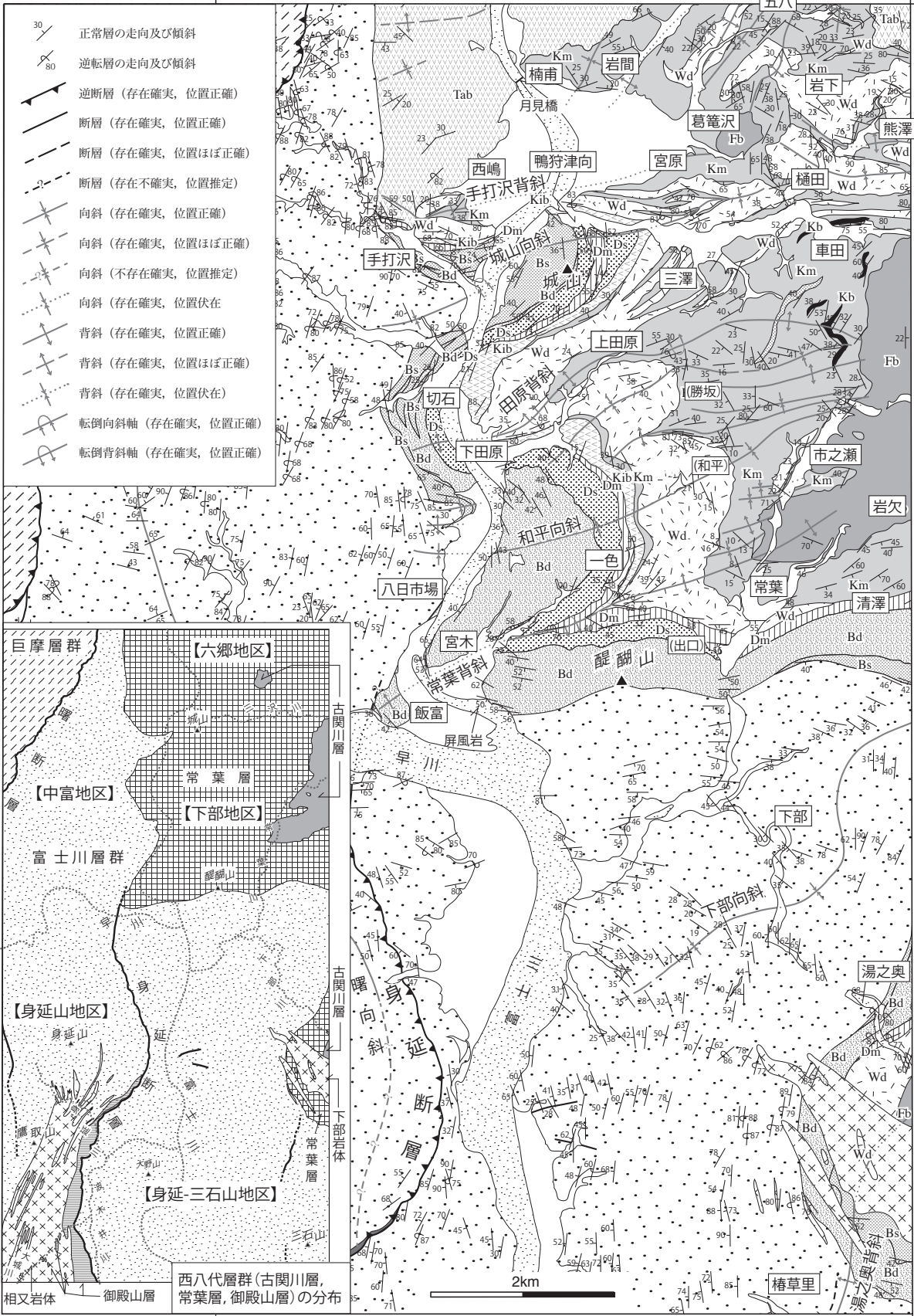


第 6. 1 図 西八代層群の地質概略図

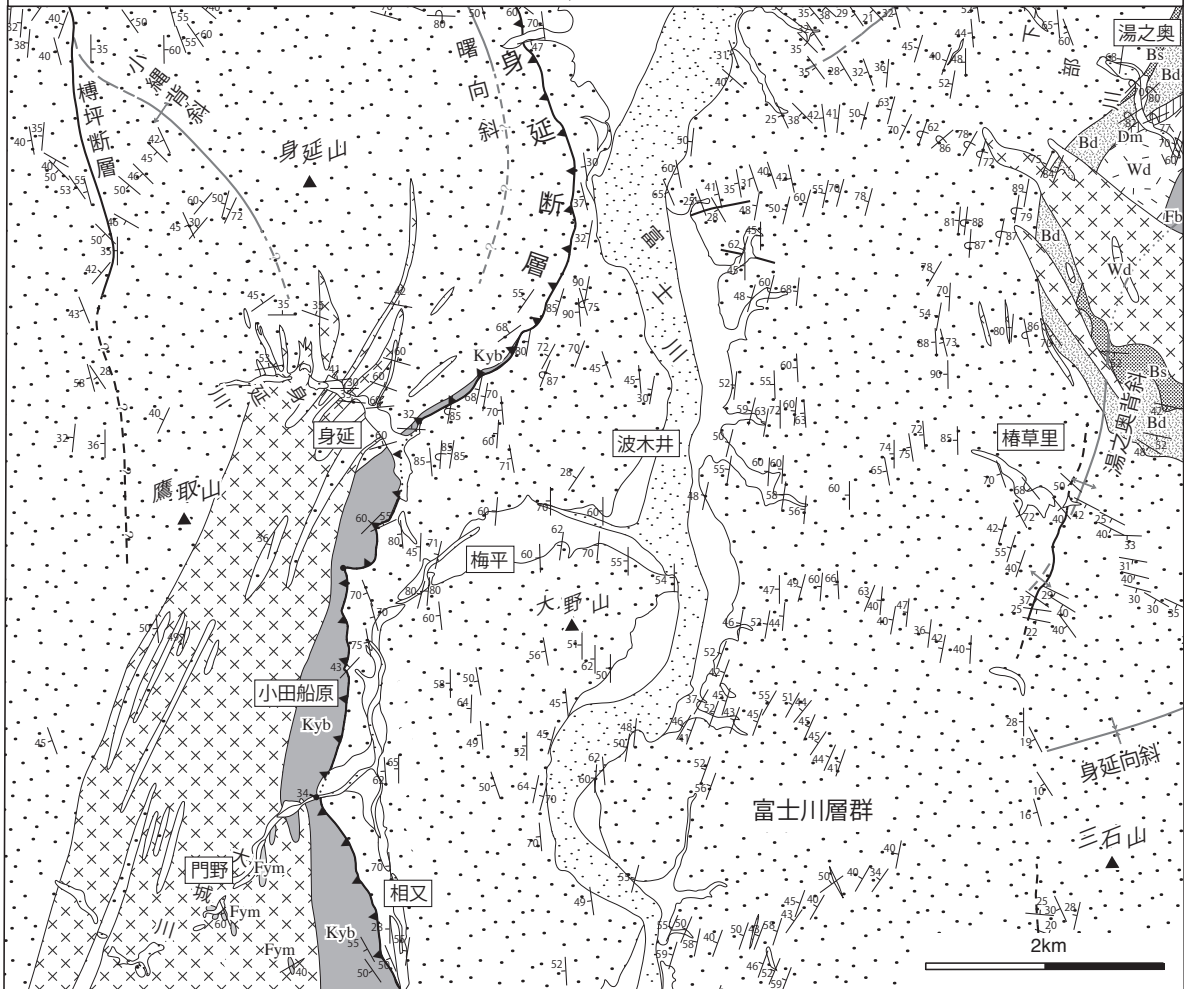
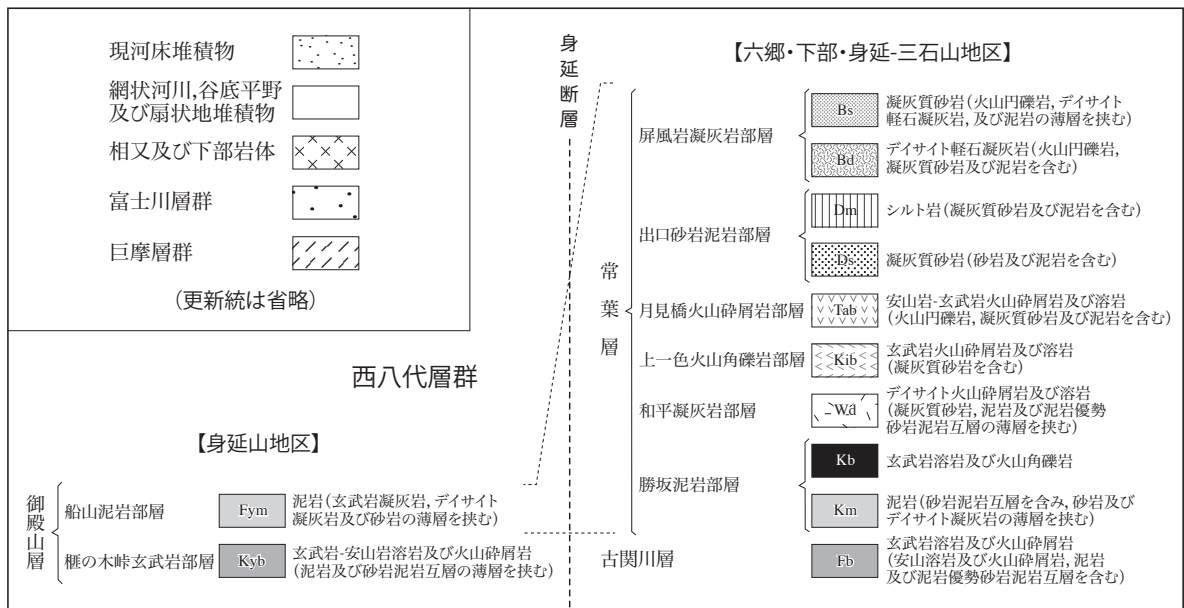
尾崎ほか(2002), 杉山ほか(2010), 杉山・松田(2014)などに基づき編纂。【 】の名称は5万分の1地形図(図幅)名を示す。

身延図幅地域内の既存文献調査地域の場所は, 第6. 3図の地区の区分図を参照。なお, 徳山ほか(1979)は岩質が同じとして上一色火山角礫岩層を和平凝灰岩層に含めている。





第 6. 2 図 身延図幅地域に分布する西八代層群の地質図



第 6. 2 図 続き。





の一之瀬累層(常葉累層の下部)に対比される可能性があるとしている。更に、松田(2014a, b)では、御殿山層を下部の榎の木峠玄武岩部層と上部の船山泥岩部層に区分し、それぞれ松田(1958)の古関川累層と常葉累層に対比している。

一方、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)や西宮・植田(1976)では、御坂山地に分布する西八代層群のほか、山梨県内の丹沢山地・丹沢山地北部・河口湖東方・巨摩山地などに分布する火山砕屑岩主体の同様な地層群を総括的に扱い御坂層群と呼んでいる。この名称は、鈴木(1887, 1888)による御坂山地や天子山地に分布する変質した火山岩類を指した御坂層に基づく。また、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)は、御坂層群を、下位より櫛形山累層、桃ノ木累層、西八代累層、高萩累層、小沼累層、河口累層に細分している。これらの累層は、「身延」地域では、それぞれ松田(1958)の古関川層、常葉層の勝坂泥岩層、和平凝灰岩層、上一色火山角礫岩層、出口凝灰質砂岩層、屏風岩凝灰岩層に対比される。

以上のほかに、尾田ほか(1987)では、松田・水野(1955)の部層を累層に格上げして、下位より勝坂層、和平層、出口層(上一色火山角礫岩層を含む)、屏風岩層に区分している。同様に、天野ほか(1995)も、松田・水野(1955)の勝坂泥岩層及び和平凝灰岩層を勝坂層、上一色火山角礫岩層及び出口凝灰質砂岩泥岩層を出口層、屏風岩凝灰岩層を屏風岩層と区分している。

**層序関係について** 西八代層群の下限は不明で、上位は富士川層群に整合、一部傾斜不整合(手打沢不整合:7.10節参照)で覆われる。また、「鯉沢」地域南東部では、本層群の分布の北西縁にあたる曙断層を境に巨摩層群と接し、「甲府」地域東部(御坂山地北東部)では芦川深成岩体(黒雲母のK-Ar年代 $11.9 \pm 0.5$  Ma:佐藤ほか, 2015)に貫入されている(第6.1図)。御坂山地東縁の丹沢山地との境界付近では丹沢層群と接し、同時異相の関係にある。

**地質構造について** 「身延」地域に分布する西八代層群の地質構造の報告は、主なものとして松田・水野(1955)、秋山(1957)、水野・片田(1958)、松田(1958)、松田(1961)、角田・富士川団体研究グループ(1976)、徳山ほか(1979)がある。いずれも、主に東北東-西南西方向の褶曲及び断層による変形を受けていると報告されている(10.3.2項参照)。ただし、水野・片田(1958)では、三沢川沿いに発達する東西方向の三沢川断層の南北(下部地区と六郷地区)で、褶曲の形態が異なると報告している。

西八代層群に特徴的に発達する東北東-西南西方向の褶曲に関して、松田(1961)は、富士川流域(富士川谷全域)において、西八代層群の発達するこれら褶曲構造は、富士川層群のしもべ層~身延層堆積時に形成された

ことを明らかにしている。今回の本調査の結果からも、松田(1961)が支持される。

一方、石川(1972)や徳山ほか(1979)では、これらの褶曲はスレート劈開を伴っており、剪断褶曲であるとしている。また、徳山ほか(1979)は、これらの褶曲は剪断褶曲で、地層の厚さが向斜部で厚く、背斜部で薄くなることはない、松田(1961)とは異なる解釈を行っている。また、角田・富士川団体研究グループ(1976)は、下部地区の西八代層群に発達する東北東-西南西方向の褶曲について、その層相と層厚変化から、基盤地塊の昇降運動によって形成されたと解釈している。

**堆積環境について** 西八代層群の底生有孔化石群による堆積環境の推定に関しては、Akimoto(1991)、Akimoto *et al.*(2002)及びKitazato(1997)の報告がある。

Akimoto(1991)及びAkimoto *et al.*(2002)は、四国海盆の底生有孔虫の水深分布との比較から、西八代層群の古水深を、古関川層~常葉層最下部(勝坂泥岩部層下部)は主にCCD(炭酸カルシウム補償深度)以深の深海、常葉層主部(勝坂泥岩部層中部から屏風岩基底部)はCCD以浅の深海、常葉層最上部(屏風凝灰岩部層基底部より上位)は下部漸深海と推定している。なお、青池(1999)は、西八代層群の泥岩はタービダイトで、底生有孔虫の相対頻度は高くなり、堆積物中の有孔虫化石も玄武岩基盤と堆積物間の熱水循環などの影響で溶けてしまい砂質底生有孔虫化石の頻度が高まる可能性があるとする阿波根氏私信に基づき、Akimoto(1991)が求めた深度は深すぎる可能性があるとしている。

また、Kitazato(1997)は、自身の未公表資料に基づき18 Ma以降の太平洋側各地の地質柱状図に、本報告の勝坂泥岩部層の堆積深度を「水深4,000 m?」と示している。**火山活動について** 西八代層群のうち、古関川層は枕状溶岩などで特徴づけられる海底下で形成された厚い玄武岩溶岩及び火山砕屑岩からなる。また、常葉層には、深海堆積物中にデイサイト火砕流堆積物や玄武岩~安山岩の溶岩・火山砕屑岩が多く挟まれる。これらを対象とした研究の主な報告として、松田・水野(1955)、水野・片田(1958)、Fiske and Matsuda(1964)、松田・中村(1970)、角田・富士川団体研究グループ(1976)、島津ほか(1983)、山本・島津(1998)、青池ほか(1994)、青池(1999)、山本ほか(2008)がある。

Fiske and Matsuda(1964)は、二重級化構造を示す軽石質凝灰岩からなる和平凝灰岩層は水中火砕流堆積物と考え、基底部のソールマークが北東-南西から北西-南東への古流向を示していることから、和平凝灰岩層の供給源が北東方に存在したと推定している。

青池ほか(1994)及び青池(1999)は、希土類元素(REE)パターン、LIL/HFS元素比、LIL/HREE元素比から、御坂山地西部の古関川層は島弧ソレイアイト、常葉層及び相当層の玄武岩~玄武岩質安山岩は伊豆-小笠原スミス

海盆から得られた背弧海盆玄武岩 (BABB), 常葉層のデイサイトはリフト系流紋岩の特徴を有していることから, 古関川層は島弧的火山活動, 常葉層は差別的沈降を伴った拡大する背弧での火山活動によるものとした。

天野ほか (1995) は, 古関川層と高萩層の枕状溶岩からロープの伸長方向とロープ上の構造から流動方向などを求め, 御坂山地西部には直径 2~3 km, 高さ数百 m 以下の玄武岩質水中火山が密集していることを明らかにしている。また, このような火山活動は, 現在の伊豆-小笠原弧の背弧リフトであるスミスリフトの特徴と類似するとしている。

山本・島津 (1998) 及び山本ほか (2008) は, 岩石化学研究から, 西八代層群の火山活動について, ソレイト質玄武岩を主体とした海底火山とデイサイトのバイモーダルな活動であり, アルカリ岩も認められるとした。また, 玄武岩は島弧ソレイアイト (IAT)~漸移型中央海嶺玄武岩 (T-MORB) で, それら火山活動は古伊豆-小笠原弧に起きた深部断裂により形成された背弧海盆 (背弧リフト) のような枯渇したマントル起源の活動であったとしている。

**堆積年代について** 西八代層群の堆積年代の詳細は 6. 6 節で述べる。古関川層の堆積年代は不明であるが, 上位に分布する常葉層の堆積年代から, その上限は中期中新世前半頃と考えられる。常葉層の堆積年代に関しては, 石垣 (1985) 及び尾田ほか (1987) や, 富士川層群基底部の浮遊性有孔虫化石層序推定の結果とも合わせ, 中期中新世後半 (Serravallian: 約 14~12 Ma) と推定される (第 2. 5 図)。また, 御殿山層の堆積年代を示すデータはないが, 上位の富士川層群久遠寺層の浮遊性化石層序 (7. 9 節参照) から, その上限は常葉層と同じく中期中新世末と推定される。

## 6. 2 層序区分

「身延」地域に分布する西八代層群は, 六郷地区, 下部地区及び身延-三石山地区東縁部と, 身延山地区南東部に分かれて分布する (第 6. 2 図)。本報告では, これまでの研究経緯と 5 万分の 1 地質図幅「南部」(杉山・松田, 2014) で設定された層序区分との関係から, 二つの地域毎に層序区分を行った。

**六郷・下部・身延-三石山地区** 本地区に分布する西八代層群に関しては, 松田 (1958) の層序区分に従って, 古関川層と常葉層に区分した (第 6. 3 図)。また, 常葉層は松田 (1958) に従い, 下位より勝坂泥岩部層, 和平凝灰岩部層, 上一色火山角礫岩部層, 月見橋火山碎屑岩部層, 出口砂岩泥岩部層, 屏風岩凝灰岩部層に区分した。ただし, 岩相名は, 後述 6. 4 節で示すように, 松田・水野 (1955) の月見橋安山岩層は月見橋火山碎屑岩部層に, 出口凝灰質砂岩は出口砂岩泥岩部層に修正した。

なお, 6. 1 節で記述したように, 水野・片田 (1958) では, 三沢川沿いに東西に延びる三沢川断層が推定され, その断層を境にして北側の六郷地区などでは南側の下部地区とは異なる地層名が与えられている (水野・片田, 1958; 島津ほか, 1976; 第 6. 3 図)。しかし, 調査の結果, 六郷地区に分布する芦川累層の山保泥岩凝灰岩層及び熊沢凝灰角礫岩層 (水野・片田, 1958) は, それぞれ下部地区の常葉層の勝坂泥岩部層と和平凝灰岩層に対比され, 連続的に地質図を描くことが可能なため, 本報告では, 六郷地区においても松田 (1958) の層序区分に従って地質図を作成した (第 6. 2 図)。

**身延山地区** 身延山地区東端 (身延断層西縁部) に分布する西八代層群は, 松田 (1961, 2014a, b) に従い, 御殿山層とした (第 6. 2 図・第 6. 3 図)。

## 6. 3 古関川層 (Fb)

**地層名・定義** 松田・水野 (1955) の古関川累層による。なお, 現在, 国土地理院発行の地形図では, 「古関川」の河川名はなく常葉川と記されている。

**模式地** 身延町北川 (字長塩) 付近の常葉川沿いの崖 (「富士山」地域内) (松田・水野, 1955)。

**分布** 主に御坂山地南西部の古関, 中屋敷, 北川, 市之瀬, 常葉など, 常葉川流域に広く分布し, 精進湖南部などにも分布する (松田・水野, 1955; 水野・片田, 1958; 第 6. 1 図)。「身延」地域に分布する本層は, 下部地区東部 (身延町市之瀬, 岩欠, 車田), 身延-三石山地区の東縁部 (身延町湯之奥) に分布する (第 6. 2 図)。また, 六郷地区 (市川三郷町葛籠沢の南) に, 狭い範囲であるが常葉層に囲まれた内座層として本層が露出する。

**層序関係** 下限不明で, 常葉層に整合的に覆われる。

**層厚** 下限が不明で, 本地域内に限れば 500 m 以上。水野・片田 (1958) は, 分布全体の層厚を 800 m 以上と推定している。

**岩相** 主に玄武岩火山碎屑岩及び溶岩からなり, 安山岩火山碎屑岩及び溶岩を含む。全体として玄武岩溶岩及び火山碎屑岩は分布域の西部で溶岩が, 東部で火山碎屑岩が多くなるとされる (水野・片田, 1958)。本層の分布域の西部にあたる「身延」地域内では, 主に玄武岩溶岩及び火山碎屑岩からなり, 安山岩溶岩及び火山碎屑岩を伴うほか, 泥岩, 泥岩優勢砂岩泥岩互層が挟まれる。

玄武岩溶岩は, 枕状溶岩 (第 6. 4 図 A) のほか, 塊状溶岩や板状溶岩が認められる。玄武岩火山碎屑岩は本質の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり, ハイアロクラスタイトも認められる (第 6. 4 図 B)。「身延」地域内の安山岩溶岩及び火山碎屑岩は奥之湯で認められ, 無斑晶質の安山岩溶岩や火山角礫岩 (ハイアロクラスタイト) からなる。

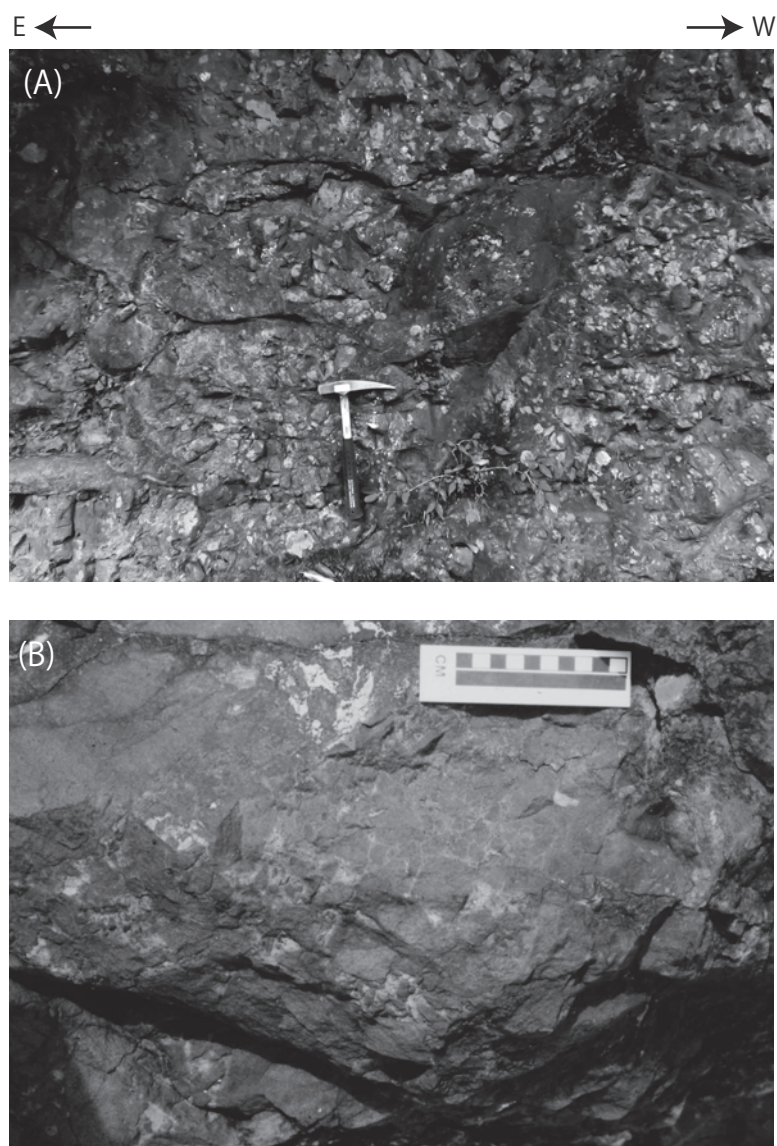


本地域の玄武岩溶岩及び火山碎屑岩の角礫は、全体として暗灰色～黒色を呈する斜長石の斑晶に富む斑状のかんらん石普通輝石玄武岩からなる。斑晶は主に自形～半字形の斜長石(径数 mm ～ 1 cm)で、一部、径 1 mm 程度以下の普通輝石やかんらん石が含まれる。石基は斜長石、鉄普通輝石、かんらん石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱などからなり、全体としてインターグラニューラー～インターサータル組織が認められる。多くの場合、気泡による径 5 ～ 10 mm の杏仁状組織が発達し、鉄サポナイトなどの粘土鉱物が充填されている。

安山岩溶岩及び火山碎屑岩の角礫は、暗緑灰色を呈す

る無斑晶質安山岩と暗灰色を呈す斜長石普通輝石安山岩が認められる。無斑晶質安山岩は、針状の斜長石の間を普通輝石、磁鉄鉱、緑泥石化したガラスで埋めたインターグラニューラー～インターサータル組織からなる。斜長石普通輝石安山岩は、径 1 mm 以下の斜長石や普通輝石の斑晶を含み、石基は斜長石・かんらん石、ガラスで、インターグラニューラー～インターサータル組織が認められる。また、気泡による径数 mm ～ 7 mm の杏仁状組織が発達し、青緑色を呈することが多く、セラドナイト、緑泥石などが充填されている。

堆積環境 枕状溶岩、ハイアロクラスタイトの分布から



第 6. 4 図 古関川層の岩相

(A) 玄武岩枕状溶岩

地点：身延町北川の常葉川沿い(付図 2B 参照)。ハンマーの長さは約 33 cm.

(B) 自破碎玄武岩溶岩

地点：身延町常葉の常葉川沿い(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.



海底下の火山活動による噴出物及び火砕物と推定されている(天野ほか, 1995; 新妻, 2006a など)。

6.1節で記述したように, 天野ほか(1995)は, 古関川層及び相当層に認められる枕状溶岩のロープの伸長方向とロープ状の構造から流動方向を求めている。そして, 本地域内の下部地区とその東方地域には, 長径約3 km, 短径約2 kmの楕円の中心から周辺に向かって放射状に流動方向の分布が認められるとして, これらは枕状溶岩からなる単成火山群の平面分布を示していると解釈されている。ただし, この地域に分布する古関川層は常葉層に発達する東北東-西南西方向の常葉背斜軸部(複背斜部)に位置し, 古関川層と常葉層の境界は地質構造と調和的である。このため, 現在認められる常葉地域の長径約3 km, 短径約2 km規模の分布そのものが山体形状そのものを示しているかは分からない。

## 6.4 常葉層

### 6.4.1 概要

**地層名・定義** 松田(1958)の常葉累層による。松田・水野(1955)では西八代層群上部は一之瀬累層と醍醐山累層に区分されていたが, 下部地区以南では層厚が薄く, 両累層の特徴の違いが不明瞭になることから, 松田(1958)によって, 両層は一括され常葉累層と呼ばれた。常葉層は, 秋山(1957)及び島津ほか(1983)の一之瀬累層及び後醍醐累層にほぼ一致する。また, 六郷地区などに分布する水野・片田(1958)及び島津ほか(1976)の芦川累層及び市川大門累層にあたる。

**模式地** 松田(1958)では設定されていないが, 部層の模式地に基づき, 身延町市之瀬から, 常葉, 一色, 宮木に至る地域とする。

**分布** 下部地区及び六郷地区のほか, 身延-三石山地区の一部に分布する。

**層序関係** 「身延」地域では, 勝坂泥岩部層と古関川層の分布境界や, 部分的に認められる古関川層中の泥岩の走向傾斜から常葉層は古関川層を整合的に覆うと推定される。上位を整合的に覆う富士川層群との関係から, 身延山地区の身延断層西沿いに分布する御殿山層上部の船山泥岩部層(6.5.3項参照)に対比される(第2.5図)。

**層厚** 身延町常葉の常葉川沿いの常葉背斜南翼で約1,100 m, 和平向斜部で約1,600 m, 三沢川南側の城山向斜軸部付近で約2,000 m。総じて南方ほど層厚は小さくなる。屏風岩凝灰岩部層を除き, 東北東-西南西方向の褶曲構造による地層の厚さの変化は認められない。

**部層区分** 松田・水野(1955)に従い, 勝坂泥岩部層, 和平凝灰岩部層, 上一色火山角礫岩部層, 出口砂岩泥岩部層, 屏風岩凝灰岩部層, 月見橋火山碎屑岩部層に区分した。なお, 出口砂岩泥岩部層と月見橋火山碎屑岩部層については, 松田・水野(1955)の岩相名を変更した。

### 6.4.2 勝坂泥岩部層(Km, Kb)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の勝坂泥岩層による。六郷地区(市川三郷町(旧六郷町)の岩間, 宮原, 葛菟沢など)に分布する水野・片田(1958)及び島津ほか(1976)の山保泥岩凝灰岩層の大部分は本部層に含めた。なお, 勝坂は身延町三澤の字勝坂を指す。

**模式地** 身延線市之瀬駅(現在の市ノ瀬駅)から勝坂峠付近にいたる道路沿い(松田・水野, 1955)。横手西から和平にかけて比較的良い露頭がある。

**分布** 「身延」地域では, 身延町の常葉, 市之瀬の西部, 三澤, 勝坂付近, 市川三郷町の岩間, 宮原, 岩下などに分布する。

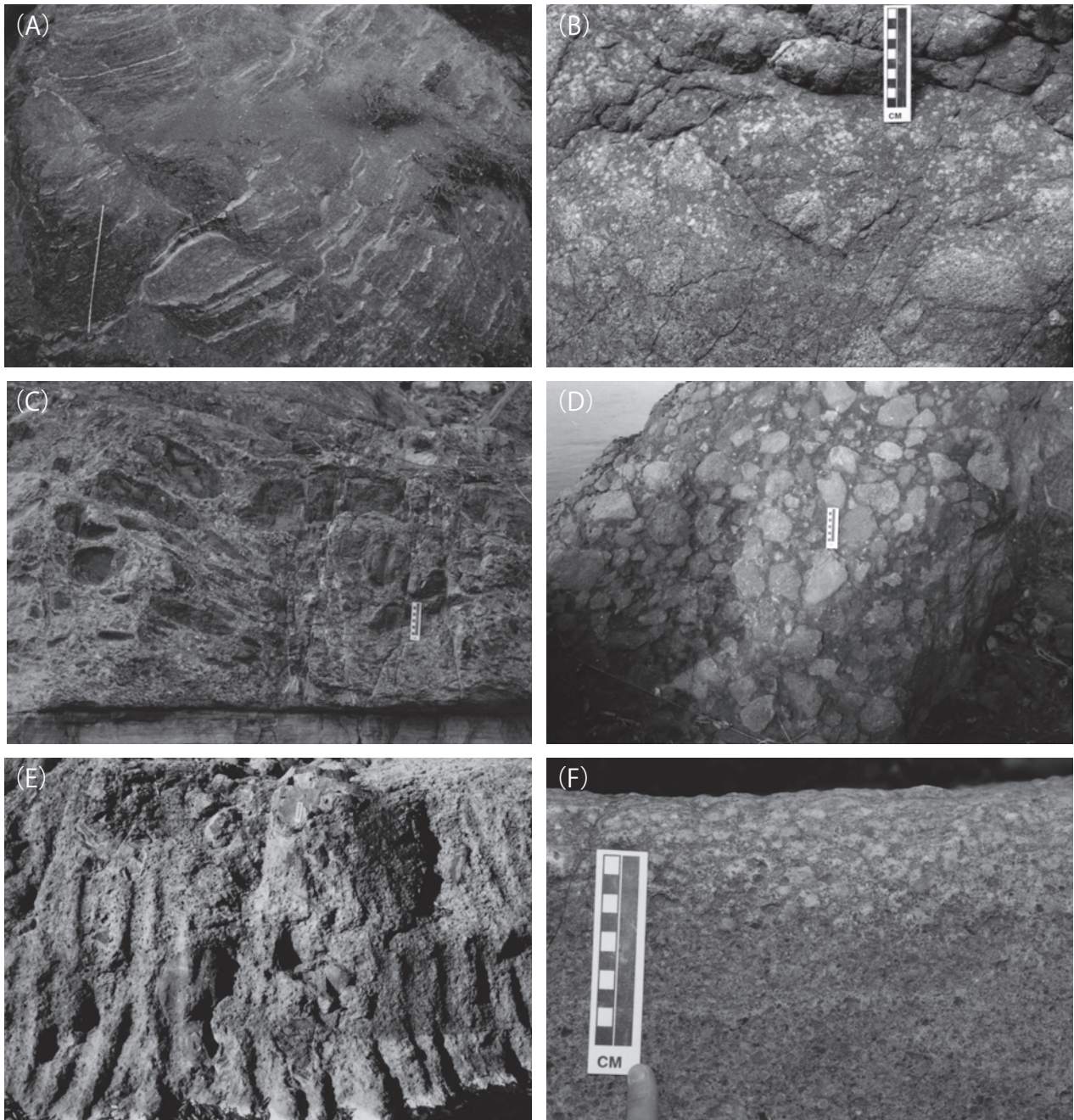
**層序関係** 常葉層の最下部を占め, 古関川層を整合的に覆い, 和平凝灰岩部層と指交する。

**層厚** 車田~三澤付近で一部和平凝灰岩部層と指交する部分も合わせ最大約850 m, 常葉で約300 m。三澤~常葉間は細かい褶曲構造が発達するため正確な層厚は見積もることができないが, 三澤から常葉に向かって層厚は薄くなる。

**岩相** 主に泥岩(Km)からなり, 玄武岩溶岩及び火山碎屑岩(Kb)の薄層を挟む。

泥岩(Km)は, 主に塊状で暗灰色を呈する泥岩からなり, 砂岩~凝灰質砂岩や緑灰色(風化して黄灰色)のデイサイト凝灰岩の薄層(主に厚さ数mm~数cm)を挟む(第6.5図A)。また, 泥灰岩の薄層(厚さ数mm~1cm)も挟まれ, 石灰質ノジュールも認められる。一部は泥岩優勢砂岩泥岩互層となり, スランプ構造が認められることがある。砂岩の薄層には級化のほか, 平行~斜交葉理が認められることが多い。凝灰岩の薄層は後述の和平凝灰岩部層と同質で, 特に本部層の中~上部によく認められ, 軽石のほか, 基底部に泥岩礫を取り込むこともある。

玄武岩溶岩及び火山角礫岩(Kb)は, 本部層下部に岩床(シートフロー状)の形態で泥岩に挟まれる角礫状(一部枕状)溶岩と火山角礫岩(ハイアロクラスタイト)で, アルカリかんらん石玄武岩と粗面玄武岩からなる(松田・水野, 1955)。身延町車田付近の本部層下部の2層準に, 泥岩(~泥岩優勢泥岩砂岩互層)の走向傾斜とやや斜交するようにシート状に貫入する, 各々厚さ数mから十数mのアルカリかんらん石玄武岩が数層以上認められ, 厚さ数m程度の粗面玄武岩を伴っている。既に松田・水野(1955)及び山本ほか(2008)で報告されているように, アルカリかんらん石玄武岩は, 斑晶としてかんらん石と少量に斜長石が認められる。また, 気泡による杏仁状組織が認められ, 鉄サポナイトなどで充填されている。また, 粗面玄武岩は, 主に無斑晶質で, 鏡下では斜長石とチタン普通輝石を主として, インターグラニユラー~インターサータル組織が発達している。また, 気泡による径数mmの杏仁状組織(方解石, 沸石など)が認めら



第 6. 5 図 常葉層の岩相

(A) 勝坂泥岩部層の凝灰質砂岩の薄層(層厚数 cm)を挟む泥岩層

地点：身延町三澤東(付図 2B 参照)。スケールは 2 m.

(B) 和平凝灰岩部層のデイサイト凝灰角礫岩～火山角礫岩

地点：市川三郷町五八(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.

(C) 和平凝灰岩部層の泥岩礫を多く含むデイサイト凝灰角礫岩

地点：身延町熊澤三沢川支流沿い(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.

(D) 上一色火山角礫岩部層の玄武岩火山角礫岩

地点：身延町下田原富士川沿い(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.

(E) 上一色火山角礫岩部層の碎屑性凝灰角礫岩

地点：市川三郷町鴨狩津向三沢川沿い(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.

本露頭は、和平凝灰岩部層の礫も多く含まれており、上一色火山角礫岩部層と和平凝灰岩部層が混じり合った崩壊堆積物の可能性が高い。

(F) 屏風岩凝灰岩部層の緑灰色軽石粗粒凝灰岩

地点：身延町屏風岩南側の富士川沿い(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm.



れる。ほかに、角閃石安山岩の貫入も身延町清沢の東部(5万分の1「富士」地域内)など、各地に認められる(松田・水野, 1955)。

**化石** 微化石以外の本部層の産出化石としては、三澤字勝坂付近で翼足類の報告がある(Shibata *et al.*, 1986)。

#### 6.4.3 和平凝灰岩部層(Wd)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の和平凝灰岩層による。水野・片田(1958)及び島津ほか(1976)の山保泥岩凝灰岩層の一部と熊沢凝灰角礫岩層は、連続性の観点から本部層に含めた。なお、熊沢凝灰角礫岩層は岩相名のとおり、凝灰角礫岩が多いが、岩相名はそのまま和平凝灰岩部層とした。

**模式地** 身延町一色字和平の北東の沢底(松田・水野, 1955)。

**分布** 下部地区(身延町の手打沢、鴨狩津向、熊澤、樋田、車田、三澤、上田原、下田原、一色、常葉)のほか、その東方の「富士山」地域内の切房木、道、久保から六郷地区(市川三郷町の宮原、葛籠沢、岩下、五八、寺所)にかけて分布する。ほかに身延・三石山地区の身延町奥之湯付近にも分布する。

**層序関係** 本部層は勝坂泥岩部層とは指交関係にある。ただし、下部地区では勝坂泥岩部層の上位に広く分布する。

**層厚** 模式地の一色(字和平)付近で約330 m、下田原付近で約230 m、常葉付近で約230 m、手打沢で約100 m。身延町三澤三郷町付近では、厚さ約700 mで和平凝灰岩部層が勝坂泥岩部層と指交する。また、市川三郷町の樋田、熊澤、岩下では、勝坂泥岩部層に層厚最大約150～200 mの和平凝灰岩部層が挟まれる。

**岩相** 主に厚さ数十 cm～5 mのデイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩の累重からなり、一部、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、溶岩を含む。また、凝灰質砂岩、泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩互層の薄層(層厚数 cm～数 m)を挟む。火山碎屑岩は発砲の悪い緑灰～青灰色を呈する軽石を含むことがあり、同質の火山礫(主に円礫)のほか、泥岩角礫を多く含む。溶岩及び本質の火山角礫岩～凝灰角礫岩(第6.5図B)は、特に熊澤や五八付近に認められる。

本部層のデイサイト火山碎屑岩は上方細粒化が認められ、二重級化構造を示すことから、「身延」地域北東方の芦川地域北東部付近(「甲府」地域東部; 第6.1図)に存在した珪長質海底火山から噴出した水中火砕流堆積物と推定されている(Fiske and Matsuda, 1964)。一方、熊澤の泥岩角礫の火山礫凝灰岩～凝灰岩に取り込まれた泥岩角礫のインプリケーションからは北から南への古流向が認められ(第6.5図C)、上記のように、六郷地区の熊澤や五八付近に溶岩及び火山角礫岩～凝灰角礫岩の分布が卓越することから、より近接した地域に給源が存在した可能性もある。

既に松田・水野(1955)や山本ほか(2008)で報告されているように、デイサイト凝灰岩及び火山角礫は、斑晶として斜長石(径2 mm前後)、石英(径1～2 mm前後)のほか、僅かに普通輝石、紫蘇輝石が認められる。また、石基は変質した緑灰色の火山ガラスが主で、斜長石、カリ長石、石英、普通輝石、磁鉄鉱、燐灰石なども認められる。一方、六郷地区の溶岩や火山角礫岩の火山角礫には、径1 mm程度の普通輝石、紫蘇輝石の斑晶が多く認められる。

#### 6.4.4 上一色火山角礫岩部層(Kib)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の上一色火山角礫岩層による。角田ほか(1990)の一色火山角礫岩の大部分に一致する。

**模式地** 身延町一色の集落北側の崖付近(松田・水野, 1955)。なお、「上一色」の地名は、身延町一色の旧字名で醍醐山北方約1.1 kmの一色川沿いの地域を指すが、現在は使用されていない。

**分布** 身延町の下田原、一色、鴨狩津向、手打沢に分布する。

**層序関係** 和平凝灰岩部層及び勝坂泥岩部層を整合で覆う。松田(1958)は、身延町西嶋に分布する安山岩及び玄武岩火山碎屑岩である月見橋安山岩層(本報告の月見橋火山碎屑岩部層)を勝坂泥岩部層～和平凝灰岩部層に対比しているが、手打沢背斜付近に分布する本層の層準と岩相の連続性から、本部層は月見橋火砕岩部層とは同じ層準の地層である可能性が高い。ただし、岩相が異なるため、便宜上、本報告では手打沢背斜を境に区分している。

**層厚** 一色で約50～60 m、下田原で約150 m、鴨狩津向で約80 m。

**岩相** 主に暗灰色を呈する玄武岩火山角礫岩～凝灰角礫岩(ハイアロクラスタイト)及び溶岩からなり(第6.5図D)、それらの火山碎屑物を多く含む暗褐色～黒色の凝灰質砂岩を伴う。泥岩の角礫を多く取り込んでいることもあり、富士川橋東では砂岩泥岩互層のブロックを取り込んでいる。溶岩は、僅かにシート状の薄い溶岩も認められ、下田原(字深町)付近では高さ3～5 m以上のシートフローが確認される(山本ほか, 2008)。また、上方や側方に玄武岩質の火山碎屑物を多く含む暗褐色の凝灰質砂岩が伴っており、特に一色など分布域南端ではほぼ凝灰質砂岩のみからなる。

一方、鴨狩津向～手打沢の本部層は、再堆積性の大礫～巨礫サイズ(最大径1.5 m)の角礫～亜角礫を多く含む凝灰角礫岩が卓越する(第6.5図E)。角礫～亜角礫は、杏仁状組織を持つ玄武岩溶岩のほか、和平凝灰岩部層起源と推定されるデイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩を多く含む。

既に松田・水野(1955)や山本ほか(2008)で報告され



ているように、玄武岩は斑晶として普通輝石(径0.5～2 mm)と斜長石(径1～5 mm)を含む。また、ブロンザイトも認められている(松田・水野, 1955)。基質は針状の斜長石を主体として、普通輝石、磁鉄鉱、ガラスなどが認められ、インターサーキュラーからインターグラニユラー組織を示す。また、気泡による径2～5 mmの杏仁状組織も認められ、沸石や方解石で充填されている。

#### 6. 4. 5 月見橋火山砕屑岩部層 (Tab)

**地層名・定義** 松田(1958)の月見橋安山岩層に基づく。ただし、玄武岩も含むため岩相表記を改称。秋山(1957)の西嶋地域に分布するとした上一色火山角礫岩層及び屏風岩凝灰岩層にあたる。また、田村ほか(1984)の鯉沢層の一部に相当する。

**模式地** 身延町西嶋、月見橋西側の富士川河岸崖(松田, 1958)。

**分布** 身延町西嶋・手打沢付近及び市川三郷町<sup>くすほ</sup>楠甫に分布する。

**層序関係** 手打沢付近では和平凝灰岩部層を、楠甫付近では勝坂泥岩部層を整合的に覆う。松田(1958)は月見橋安山岩層(本報告の月見橋火山砕屑岩部層)を勝坂泥岩層～和平凝灰岩層に対比しているが、手打沢東方に分布する本部層の層準と岩相の連続性から、本部層は上一色火山角礫岩部層と同層準である可能性が高い。ただし、上一色火山角礫岩は安山岩を含まないなど岩相が異なるため、本報告では手打沢背斜を境に同時異相関係になる地層として区分している。なお、本部層は、月見橋の約3 km北東の市川三郷町黒沢付近(「鯉沢」地域)に分布する黒沢玄武岩泥岩層(水野・片田, 1958)と同じ層準の地層である可能性が高い。

**層厚** 西嶋で750 m以上。松田(1958)では700 mと推定している。なお、田村ほか(1984)は鯉沢層の層厚を、「鯉沢」地域の本層も含め3,100 m以上としているが、北接「鯉沢」地域も含む西嶋以北の本部層には東北東～西南西方向の褶曲構造がよく発達しており(第10. 2図参照)、層厚が3,000 mに達する可能性は低いと考えられる。

**岩相** 主に安山岩及び玄武岩の火山角礫岩、凝灰角礫岩、凝灰岩及び溶岩からなり、上方及び側方に火山円礫岩、凝灰質砂岩、泥岩を伴う。西嶋西方には枕状溶岩も認められる。火山砕屑岩は本質の火山角礫岩～凝灰岩が主であるが、特に和平凝灰岩部層と接する寺所や鴨狩津向や手打沢では、主に再堆積性の凝灰角礫岩が認められ、安山岩及び玄武岩礫のほか、デイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩も礫や基質の火山砕屑物として多く含まれる。

既に溶岩及び火山角礫は、松田(1958)や山本ほか(2008)で詳細に報告されているように、紫蘇輝石、普通輝石の斑晶を持つ安山岩、径数 mmの斜長石、径1 mm以下の普通輝石、かんらん石(径0.5 mm程度)の

斑晶を含み杏仁状組織も認められる斑状玄武岩、径1 mm以下の紫蘇輝石と普通輝石の斑晶を持つ無斑晶質安山岩が認められる。

#### 6. 4. 6 出口砂岩泥岩部層 (Ds, Dm)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の出口凝灰質砂岩泥岩層による。松田(1958)は、松田・水野(1955)の出口凝灰質砂岩泥岩層を出口凝灰質砂岩層に改称しているが、泥岩も多いため、凝灰質を省き砂岩泥岩部層とした。秋山(1957)の出口凝灰質砂岩泥岩互層、島津ほか(1983)の出口凝灰質砂岩泥岩層にほぼ一致する。また、徳山ほか(1979)の出口凝灰質砂岩泥岩互層の一部にあたる。

**模式地** 身延町常葉(字出口)の集落北端部(松田・水野, 1955)。

**分布** 富士川東側では身延町の常葉の出口、一色、宮木、下田原、鴨狩津向などに、富士川西沿いの身延町の切石、手打沢に分布する。

**層序関係** 上一色火山角礫岩部層を整合で覆う。

**層厚** 模式地付近で約200 m(松田・水野, 1955)、和平向斜部(一色付近)で約250 m、城山向斜軸部(鴨狩津向付近)で約500 m。

**岩相** 凝灰質砂岩(Ds)と泥岩(Dm)の互層からなり、下位の上一色凝灰角礫岩部層から供給された玄武岩の火山砕屑物を多く含む。

凝灰質砂岩(Ds)は、暗灰色～暗緑色を呈する玄武岩質の火山砕屑物を多く含む淘汰の良い凝灰質極細粒～粗粒砂岩(単層の厚さは主に数 m)からなり、厚さ数 cm～数十 cmの砂岩及び泥岩を挟む。淘汰が良く、極細粒～細粒の凝灰質砂岩にはたまねぎ状風化が特徴に認められる。身延町鴨狩津向では、泥岩のブロックも含まれることがある。

泥岩(Dm)は、主に暗灰色で塊状のシルト岩からなり、厚さ数 cm～数 mの玄武岩の火山砕屑物からなる凝灰質砂岩及び泥岩を伴う。

#### 6. 4. 7 屏風岩凝灰岩部層 (Bd, Bs)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の屏風岩凝灰岩層による。

**模式地** 身延町常葉の字出口～字竹ノ島(旧竹之島)間の身延線沿い(松田・水野, 1955)。

**分布** 身延町常葉、屏風岩、醍醐山、一色、宮木、下田原、飯富、切石、手打沢に分布する。

**層序関係** 常葉層の最上部を占める部層で、下位の出口砂岩泥岩部層とは整合関係にある。

**層厚** 北から、手打沢背斜南翼で約300 m、城山向斜軸部で約550 m、田原背斜軸部<sup>たんぼろ</sup>で約300 m、和平向斜軸部(身延町宮木付近)で約680 m、常葉背斜南翼の屏風岩付近で約550 m、常葉字出口～字竹ノ島(模式地)で約350

m, 雨河内川北側の下部向斜北翼で約 500 m, 南方の湯之奥など湯之奥背斜付近では 220 ~ 250 m と変化する。また, 下田原以北(和平向斜北方)で凝灰質砂岩が卓越するようになる。全体として, 常葉背斜以北では, 向斜部で厚く背斜部で薄くなる傾向が認められる。

**岩相** 主にデイサイト軽石凝灰岩(Bd)と凝灰質砂岩(Bs)からなる。両岩相は指交関係にあり, 北部ほど凝灰質砂岩(Bs)が卓越する。

デイサイト軽石凝灰岩(Bd)は, 主に厚さ十数 cm ~ 数 m で, 軽石(径数 cm 以下で, 明緑灰色を呈する)を多く含む凝灰岩からなり, デイサイトの円礫(径 1 ~ 3 cm 程度)を含む火山円礫岩(第 6.5 図 F), 厚さ数十 cm ~ 数 m の凝灰質細礫礫岩, 凝灰質砂岩, 泥岩を挟む。全体として緑灰色を呈し, 風化するると黄褐色~暗褐色化する。身延町宮木南の富士川沿いの崖である名勝の屏風岩(第 1.5 図 E)は, 凝灰岩のほか, 凝灰質砂岩, 泥岩を多く挟む地層からなる。松田・水野(1955)や山本ほか(2008)で報告されているように, 凝灰岩は斑晶として径数 mm 程度の石英と斜長石からなり, 石基として斜長石や磁鉄鉱などが認められ, ガラスは緑泥石などに変質している。また, 軽石は, 斑晶として斜長石, 普通輝石, 石英, 紫蘇輝石を含む。雨河内川流域では熱変成を受けて, 葡萄石, 緑泥石, 緑簾石が生成されている(松田・水野, 1955)。

凝灰質砂岩(Bs)は, デイサイトの火山砕屑物を多く含む凝灰質砂岩からなり, 火山円礫岩(主に細礫サイズ), デイサイト軽石凝灰岩, 泥岩の薄層を挟む。凝灰質砂岩の単層下部は小礫や泥岩の偽礫(主に細礫サイズ)を含み, 上部は成層することが多い。雨河内川上流域の凝灰質砂岩(Bs)は, 粗粒砂岩から細粒砂岩への正級化の認められる厚さ 4 ~ 5 m の砂岩層の累重からなる。

## 6.5 御殿山層 (Kyb, Fym)

### 6.5.1 概要

**地層名・定義** 松田(1961)の御殿山累層に基づく。その後, 松田(2014b)は御殿山層を, 更に榎の木峠玄武岩部層と船山泥岩部層に細分している。島津ほか(1983)の上村火山岩層に一致する。

**模式地** 身延町の光子沢と相又間にある榎の木峠道の南東口(松田, 1961)。

**分布** 身延町小田船原・相又(「身延」地域)から, 南部町横根中・中野・本郷(「南部」地域)に至る身延断層西側沿いに分布する。ただし, 「身延」地域内では, 本層上部は相又岩体中に散在するのみである。全体として 45 ~ 75° 西傾斜を示す。

**層序関係** 下限は身延断層によって切られ不明。富士川層群に整合的に覆われ, 身延断層を挟んで東側の富士川層群身延層及び曙層と接する。

**層厚** 下限不明で, 800 m 以上(松田, 1961)。

**部層区分** 下部の榎の木峠玄武岩部層と上部の船山泥岩部層に細分される(松田, 2014b)。

### 6.5.2 榎の木峠玄武岩部層 (Kyb)

**地層名・定義** 松田(2014b)。

**模式地** 身延町光子沢西方(「南部」地域内), 榎の木峠道の東口(松田, 2014b)。

**分布** 御殿山東側の南部町の中野, 本郷, 身延町の横根中(以上「南部」地域)から, 鷹取山東山麓を北限として身延町相又・小田船原(以上「身延」地域)に至る身延断層西側沿いに分布する。

**層序関係** 下限は身延断層に切られ不明である。古関川層に対比される(松田, 2014b)。

**層厚** 800 m 以上(松田, 2014b)。

**岩相** 玄武岩~安山岩溶岩及び火山砕屑岩からなり, 泥岩, 砂岩泥岩互層の薄層を挟む。火山岩は, 主に暗灰色~緑灰色の普通輝石玄武岩と緑灰色かんらん石普通輝石玄武岩で, 玄武岩質や安山岩質なものも含む。玄武岩溶岩は枕状のものが一部で認められ, 薄緑灰色の杏仁状の方解石を含む。火山砕屑岩は火山角礫岩~凝灰岩からなり, 緑灰色を呈するハイアロクラスタイトも認められる。

玄武岩枕状溶岩の斑晶は普通輝石, 斜長石のほか透輝石の斑晶を含み, 石基は斜長石, 普通輝石, クロムスピネル, 変質ガラスなどが認められる。島津ほか(1983)は本部層の火山岩をアルカリ玄武岩質と報告している。

### 6.5.3 船山泥岩部層 (Fym)

**地層名・定義** 松田(2014b)。

**模式地** 船山温泉付近(南部町本郷:「南部」地域)の船山川沿い(松田, 2014b)。

**分布** 南部町本郷(船山川沿い)・成島からの身延町相又にかけて分布する。なお, 「南部」地域では地層としてまとまって分布しているが, 「身延」地域では相又岩体中に点在する。

**層序関係** 常葉層と比較すると火山噴出物が少ないが, その層位と火山噴出物の岩質から, 本部層は常葉層に対比される(松田, 2014b)。

**層厚** 松田(2014b)では記述されていないが, 模式地付近(「南部」地域)の地質図や断面図からは約 700 m の層厚が推定される。

**岩相** 主に泥岩からなり, 再堆積性の玄武岩質凝灰岩~凝灰質砂岩やデイサイト軽石凝灰岩~凝灰質砂岩の薄層を挟む。

泥岩は暗灰色を呈して塊状で, 砂岩の薄層を挟む。相又岩体に取り込まれた, 径数 cm ~ 数 m の泥岩角礫として産出することが多い。挟まれる砂岩は厚さ数十 cm 以下の級化を示す凝灰質細粒砂岩が主で, 熱変成を受けている影響もあるが青灰色を呈するものが多い。

玄武岩質凝灰岩～凝灰質砂岩は、厚さ数 cm 程度、塊状の淘汰の良い細粒凝灰岩が主体で、暗緑灰色～暗灰色を呈する。

デイサイト軽石凝灰岩～凝灰質砂岩は、厚さが数 cm～数十 cm のものが多く、明緑灰色～明灰色で塊状を示す。含まれる軽石は、主に径数 cm 以下で、緑灰～青緑色を呈する。泥岩の角礫(中礫サイズ)が取り込まれていることが多い。

## 6.6 堆積年代

**古関川層** 古関川層の年代を直接示すデータとしては、身延町常葉駅北東約 850 m (「身延」地域内)の常葉川(旧古関川)左岸露頭のかんらん石玄武岩から得られた K-Ar 年代値(全岩)の 34.1 Ma がある(西宮・植田, 1976)。しかし、後述の常葉層と本層の堆積年代と比較するとかなり古く、その確からしさは不明である。

一方、青池ほか(1994)は、上位の常葉層勝坂泥岩部層に Blow (1969)の浮遊性有孔虫化石帯 N11 と N10 の境界が存在する(尾田ほか, 1987)ことから、この境界の年代を 14.0 Ma とし、堆積速度も加味して古関川層の上限を 14.8 Ma と推定している。なお、青池ほか(1994)が当時 14.8 Ma と産出した時期を Gradstein *et al.* (2012)に基づいて算出しておすと、若干若くなって 14 Ma 頃と推定される。

以上、古関川層の堆積年代は、下限は不明であるが、その上限は中期中新世の中頃(14 Ma 頃)と推定される(第 2.5 図)。

**常葉層** 常葉層に関しては、Nishimiya (1971)、千地・紺田(1978)、石垣(1985)、尾田ほか(1987)によって、浮遊性有孔虫化石群集に基づく堆積年代の推定が行われている。

Nishimiya (1971)は身延町古関地域(身延町三澤字勝

坂)に分布する桃の木累層(本報告の常葉層勝坂泥岩部層などにあたる)から *Lepidocyclina japonica*, *Miogypsina kotoi* が産出することなどから、Blow (1969)の浮遊性有孔虫化石 N8 帯に相当するとしている。

千地・紺田(1978)は、身延町市之瀬から一色に至るルートや身延町宮木の富士川沿いの一之瀬累層と醍醐山累層(本報告の常葉層)の群集解析から、常葉層を N12～N17 帯と推定している。

石垣(1985)は、市川三郷町宮原と身延町樋田付近に分布する山保泥岩凝灰岩層下部(本報告では勝坂泥岩部層に位置づけている)の浮遊性有孔虫化石帯を、*Sphaeroidinellopsis subdehiscens* の産出が認められるが、N14 帯以降を特徴づける種が認められないとして N13 帯と推定している。

尾田ほか(1987)は、千地・紺田(1978)と同じ身延町市之瀬から一色に至るルートや、身延町宮木の富士川沿いの浮遊性有孔虫化石群集を分析し、上位を覆う原層最下部(本層の原層)に N14 帯の下限を規定する *Globigerina nepenthes* 初産出などが認められる(7.9 節参照)こと、*Globorotalia fohsi group* の産出は *Globorotalia cf. miozea conoidea Zone* (N11～N13 帯に相当)の下部にあたり、勝坂層(本報告の勝坂泥岩部層)主体から屏風岩層(本報告の屏風岩凝灰岩部層)までが *Globorotalia cf. miozea conoidea Zone* に属することを明らかにしている。

以上のような報告があるが、本報告では尾田ほか(1987)と石垣(1985)に従い、常葉層の堆積年代を中期中新世後半(14～11.6 Ma 頃)に位置づけた(第 2.5 図)。**御殿山層** 直接、本層の年代を示すデータはない。直上に整合で覆う久遠寺泥岩部層の浮遊性有孔虫化石群集は N14 帯に属するとされており(石垣, 1994)、常葉層と同様にその上限は中期中新世と後期中新世の境界付近と推定される。



## 第7章 富士川層群

(尾崎正紀)

### 7.1 研究史及び概要

富士川層群は、富士川流域及び周辺地域(富士川谷及び天子山地；第1.3図)に分布する深海の堆積岩及び火山砕屑岩からなる上部中新統～鮮新統である(第7.1図・第7.2図)。5万分の1地質図幅「身延」地域(以降、「身延」地域と略記)は、富士川層群分布域の北部に位置する。本地域に分布する富士川層群に関して多くの層序区分が試みられている(第7.3図)が、本報告では富士川層群下部～中部は身延断層の境に岩相が大きく変化するため、身延断層の東側(下部及び身延-三石山地区)に分布するものは、しもべ層及び身延層に、西側(身延山及び中富地区)のものは原層、久遠寺層及び相又層に区分した(第2.5図・第7.4図；7.2節参照)。また、富士川層群上部は両地域で同じ岩相を示すため、曙層に区分した。

以下、「身延」地域に分布する富士川層群を中心とした研究史及び概要を述べる。なお、富士川層群全体を総括的に扱った報告としては、松田(1961)、柴(1987)、角田ほか(1990)、天野・伊藤(1990)、柴(1991)がある。また、5万分の1地質図幅として「静岡」地域(杉山ほか、1982)、「清水」地域(杉山・下川、1990)、「南部」地域(杉山・松田、2014)が、地質編纂図として「吉原」及び「富士宮」地域にあたる富士川河口断層帯及び周辺地域の5万分の1地質編纂図(尾崎ほか、2016)がある。

**地層名・定義について** 富士川層群の名称と定義は、富士川谷及び天子山地に分布する西八代層群より上位の新第三系を総括した松田(1961)に基づく。「富士川」の地層名に関しては、井上(1933、1934)が富士川中流～下流にかけて分布する本層群に対し命名した富士川層に始まる。この富士川層群の名称は、徳山ほか(1979)、富士川団体研究グループ(1976)、角田ほか(1977)、島津ほか(1983)、Soh(1986)などで使用されている(第7.3図)。

一方、大塚(1955)は、松田(1961)以前に「身延」地域を含む富士川中流域(現在の富士川町南部から身延山東麓を通り南部町内船付近まで)に分布する厚さ約6,000mに達する地層を静岡層群と命名していた。このため、秋山(1957)、松田(1958)、Ujiié and Muraki(1976)、千地・紺田(1978)、狩野ほか(1985)では、静岡層群が使用されている(第7.3図)。

ほかに、柴(1987)は、富士川層群は富士川谷の北部

地域のものに限定し、「南部」地域のもは富士川層群の下部に対比される静岡層群と上部に対比される浜石岳層群に区分している。更に、柴ほか(2013)は、富士川谷北部(中富地区)に分布する富士川層群最上部の曙層を下位の地層とは時間的ギャップがあるとして、その下限や定義を修正して富士川層群とは独立させて曙層群に区分している(第7.3図)。

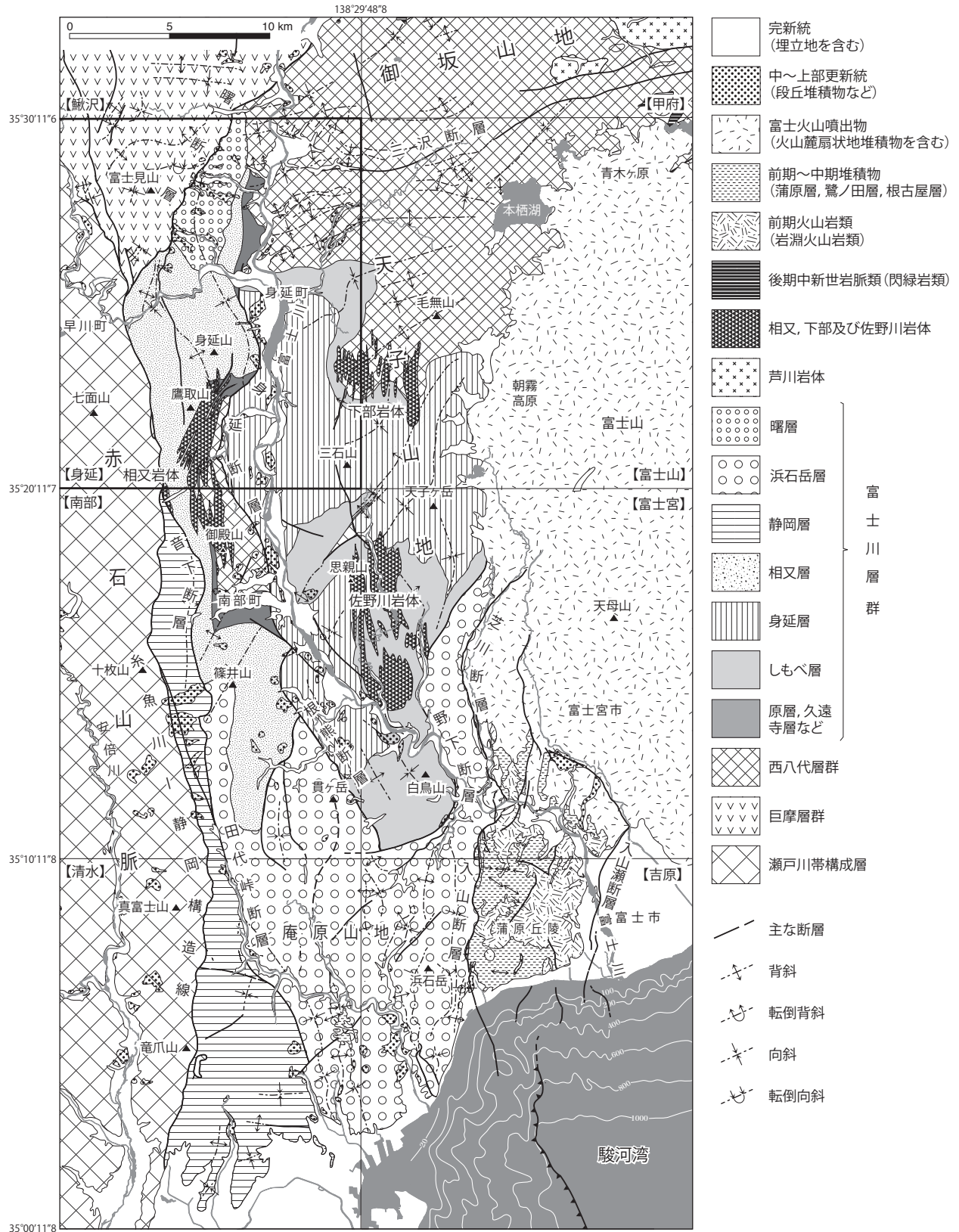
**層序関係について** 富士川層群は、下位の西八代層群を整合関係で覆う。ただし、中富地区北東部(身延町手打沢など)に分布する富士川層群上部(曙層)は、西八代層群～富士川層群下・中部(原層～相又層)を傾斜不整合で覆う。

**層序区分について** 本報告の層序区分の詳細については7.2節で述べ、以下は研究史のみを述べる。

「身延」地域及び周辺地域に分布する富士川層群に関しては、大塚(1955)をベースに、秋山(1957)と松田(1958)によって基本的な層序区分が確立された(第7.3図)。また、松田(1961)は、富士川谷全体の層序を総括し、身延山地区の火山砕屑岩の卓越する地層として、身延層の同時異相として相又層を新たに加えている。

その後、中富地区では久保(1963)、田村ほか(1984)、狩野ほか(1985)、柴ほか(2013)、身延-三石山地区では角田ほか(1977)、徳山ほか(1979)、Soh(1986)、身延山地区では富士川団体研究グループ(1976)、角田ほか(1977)、身延山・中富・身延-三石山地区では島津ほか(1983)によって層序区分が提案され、周辺地域との対比が試みられきた(第7.3図)。中富地区と下部地区南部～身延-三石山地区に関しては、両地区の対比を重視して同じ地層名を与える層序区分とそうでない層序区分があるものの、層序区分や境界の設定に大きな違いはほとんどない。一方、身延山地区における松田(1961)、角田・富士川団体研究グループ(1976)、島津ほか(1983)の層序区分と、身延山地区と同層準の地層が分布する中富地区における秋山(1957)、富士川団体研究グループ(1976)及び柴ほか(2013)のそれらとは大きな違いが認められる。

最近、松田(2014a,c)は「南部」地域を中心に富士川層群を再び総括し、富士川層群が分布する地域を、南北に延びる音下断層～田代峠断層と、身延断層～根熊断層の2つの断層列によって3帯に区分し、帯ごとに地層名を限定して使用している。第7.1図は、松田(2014a,c)の区分に従って地質図を描いており、西帯の富士川層群



第 7.1 図 富士川層群の地質概略図(累層区分)  
尾崎ほか(2002, 2016), 杉山ほか(2010), 杉山・松田(2014)などに基づき編纂。  
【 】の名称は 5 万分の 1 地形図(図幅)名を示す。





松田・水野 (1955)	大塚 (1955)	秋山 (1957)	松田 (1958)	水野・片田 (1958)	松田 (1961)	久保 (1963)	山梨県・山梨県地質図編纂委員会 (1970)	富士川団体研究グループ (1976)	Ujiie and Muraki (1976) 氏家 (1976)	角田ほか (1977)	徳山ほか (1979)
下部地区西部 中富地区東部 六郷地区南西部	身延地区東部 下部地区西端部 中富地区 六郷地区南西部	中富地区・下部地区 身延-三石山北部 下部地区-中富地区 三石山地区	身延図幅地域 (身延山地区を除く)	御坂山地 下部地区 中富地区東部	富士川谷 中富地区 身延山地区 下部-三石山地区	中富地区	山梨県内の南部フォッサック地域 (身延図幅地域内のみ表示)	身延-三石山地区 中富地区南部 下部地区南部 身延山地区北部	中富地区南東部 下部地区西部	身延山地区及びその南方間近 (身延山地区のみ表示)	下部地区南部 身延-三石山地区中東部
層位未詳	静川層群 未定義 静川砂岩	曙層 曙礫岩層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 梅平砂岩層 早川橋泥岩層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩層 塩ノ沢礫岩層 下部累層 波高島砂岩泥岩互層 上之平凝灰岩層 丸滝礫岩層 竹之島砂岩互層	曙層 静川砂岩層 鳥森山火砕岩層 身延層 波木井五層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 小内船火砕岩層 上之平 竹之島砂岩互層	波高島泥岩層 しもべ累層 西八代層群 波高島泥岩層 しもべ累層 原泥岩層 手打沢泥岩層	曙層 静川砂岩層 鳥森山火砕岩層 相又累層 鳥森山火砕岩層 相又累層 鳥森山火砕岩層 波木井五層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 小内船火砕岩層 身延層 久遠寺泥岩層 未定義	曙層 静川層群 鳥森山火砕岩層 相又累層 鳥森山火砕岩層 波木井五層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 小内船火砕岩層 身延層 久遠寺泥岩層 未定義	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石凝灰角礫岩層 桂川層群 鳥森山凝灰角礫岩層 飯富層群 身延層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝層 波高島砂岩泥岩互層 小内船火砕岩層 上之平 竹之島砂岩互層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 飯富層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石凝灰角礫岩層 静川層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石火砕岩層 中ノ沢礫岩層 原泥岩 (累層)	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 飯富層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石火砕岩層 鷹取山 火砕岩層 赤沢 凝灰管泥岩層 富土川層群 久遠寺凝灰岩泥岩互層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 飯富層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石火砕岩層 鷹取山 火砕岩層 赤沢 凝灰管泥岩層 富土川層群 久遠寺凝灰岩泥岩互層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 波高島泥岩層 上之平火砕岩層 梅草里砂岩泥岩互層 雨内川砂岩泥岩互層 竹之島砂岩互層	

秋山 (1957)	松田 (1958)	松田 (1961)	島津ほか (1983)	狩野ほか (1985)	徐 (1985)	天野・伊藤 (1990)	角田 (1990)	柴ほか (2013)	松田 (2014a,c)	本報告
中富地区・下部地区 身延-三石山地区北部 下部地区-中富地区 三石山地区	身延図幅地域 (身延山地区を除く)	富士川谷 中富地区 身延山地区 下部地区-中富地区 三石山地区	身延山地区 身延-三石山地区 中富地区南部	中富地区	身延-三石山地区	富士川谷 (身延図幅地域のみ示す) 中富地区 下部地区	中富地区	中富地区	南部図幅地域 中帯 東帯 身延-三石山地区南部	身延図幅地域 中富地区 下部地区-身延-三石山地区
曙層 曙礫岩層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 梅平砂岩層 早川橋泥岩層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩層 塩ノ沢礫岩層 下部累層 波高島砂岩泥岩互層 上之平凝灰岩層 丸滝礫岩層 竹之島砂岩互層	曙層 静川砂岩層 鳥森山火砕岩層 身延層 波木井五層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 小内船火砕岩層 上之平 竹之島砂岩互層	曙層 静川砂岩層 鳥森山火砕岩層 相又累層 鳥森山火砕岩層 相又累層 鳥森山火砕岩層 波木井五層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 小内船火砕岩層 身延層 久遠寺泥岩層 未定義	曙層 静川砂岩層 遅沢・川平層 鳥森山火砕岩層 飯富層群 鳥森山火砕岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石凝灰角礫岩層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩層 波高島砂岩泥岩互層 小内船火砕岩層 上之平 竹之島砂岩互層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋泥岩層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 鰐原泥岩層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋泥岩層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 久遠寺泥岩層 しもべ累層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋泥岩層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 原泥岩層 下部累層 しもべ累層	曙層 川平泥岩層 遅沢砂岩層 飯富層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 原泥岩層 下部累層 しもべ累層	平須層群 中山層 川平層 遅沢砂岩層 飯富層群 鳥森山凝灰角礫岩層 早川橋砂岩泥岩互層 三ツ石凝灰角礫岩層 身延層 原泥岩層 下部累層 しもべ累層	南部図幅地域 中帯 東帯 身延-三石山地区南部 静川砂岩層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩層 九木沢泥岩層 小内船火砕岩層 釜の口泥岩層 身延層 原泥岩層 下部累層 しもべ累層	身延図幅地域 中富地区 下部地区-身延-三石山地区 手打沢砂岩層 鳥森山火砕岩層 鷹取山砂岩泥岩互層 久遠寺層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩層 八木沢泥岩層 上之平砂岩泥岩互層 竹之島砂岩泥岩互層

相又層と身延層は  
相交関係にある。

第 7. 3 図 身延図幅地域に分布する富士川層群の層序区分と対比

各報告の研究対象地域の地名は第 1. 2 図, 地区名は第 2. 4 図及び第 7. 4 図を参照。文献間で地質図及び層序区分の境界が大きく異なることもあり, 対比は目安にすぎない。対比の詳細は本文を参照。文献が多いため上下に二分し, 層序区分の基本となっている秋山 (1957), 松田 (1958), 松田 (1961) の層序区分を重複させて対比を示した。また, 松田 (1961) では, 身延山地区の部層名が鷹取火砕岩などと表記されているが, 松田 (1958) では部層名の最後に鳥森山火砕岩層などと層が添えられているため, 松田 (1961) の部層名に層を加えた。更に, 松田 (1961) の下部～身延-三石山地区の部層区分は松田 (1958) と同じであるが, 松田 (1961) では身延層と曙層の境界が鳥森山火砕岩層の下限から上限に修正され, 加えて身延層の同時異相として指交関係で相又層が定義されていた。これに対し, 松田 (2014a, c) では, 身延断層より以東を身延層, 以西を相又層と定義しており, 松田 (1961) と松田 (2014a, c) の身延層と相又層は定義が異なる。ほかに, 角田ほか (1977) は, 身延断層東側沿いの地質図と層序区分を示しているが, 本報告及び既存文献と著しく異なり対比ができないため, 身延断層西側の身延山地区のみを示す。

は静岡層、中帯の相又層及び浜石岳層、東帯は万沢層、しもべ層、身延層、曙層に区分され、「身延」地域は中帯と東帯にあたる。この層序区分の変更に伴い、松田(1961)では、火山碎屑岩主体の相又層と堆積岩主体の身延層は同時異相の関係で、両層は上記の中帯と東帯に跨がって分布する地層とされていたが、松田(2014a, c)では、中帯に分布するものを相又層、東帯に分布するものを身延層と定義が修正されている。

以上のほか、「身延」地域を含む富士川層群全体を総括した層序区分としては、柴(1987)、角田ほか(1990)、天野・伊藤(1990)の報告がある。柴(1987)は松田(1961)に概ね沿っているが、角田ほか(1990)は松田(1961)の相又層を飯富層と扱っている。また、天野・伊藤(1990)は、松田(1961)の相又層を相又層と夜子沢層に二分している。

また、曙層に関しては、富士川団体研究グループ(1976)及び天野・伊藤(1990)では、秋山(1957)の曙礫岩層(本報告の夜子沢礫岩部層)をそれぞれ曙累層や曙層と区分し、柴ほか(2013)では、概ね秋山(1957)の川平泥岩部層と曙礫岩層を曙層群と扱っている。

**地質構造について** 詳細は第10章で述べるが、「身延」地域に分布する富士川層群には、東北東-西南西方向の褶曲(下部向斜など)、北北西-南南東方向の褶曲(曙向斜など)、北北東-南南西-南北方向の逆断層(身延断層及び曙断層など)などの地質構造が発達している(大塚, 1938a, 1938b, 1952; 秋山, 1957; 松田, 1958; 富士川団体研究グループ, 1976; 徳山ほか, 1979; 角田, 1987, 1991; 角田ほか, 1977, 1990; 田力・新妻, 1993など)。

**火成活動について** 富士川層群の下~中部には、主に安山岩火山碎屑岩・溶岩が認められ、西八代層群と比較し玄武岩とデイサイトが少ない特徴を有している(松田, 1958; 島津ほか, 1983; 遠藤ほか, 1995; 山本・島津, 1998; 山本, 2000など)。

松田(1958)は、西八代層群の火山岩がソレイト岩系からアルカリ岩系の特徴を持つのに対し、静岡層群(本報告の富士川層群)の火山岩カルクアルカリ岩系の特徴を持ち、大きな変化があったことを報告している。

島津ほか(1983)は、小内船火山岩層(松田, 1958)の小内船火砕岩にあたるが、「身延」地域の小内船火砕岩は、本報告では身延層八木沢泥岩部層に挟在する安山岩火山碎屑岩及び溶岩に位置づけている(はカルクアルカリで一部ソレイト質、夏秋火山岩層(本報告の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層中~下部)の下部はカルクアルカリ質、夏秋火山岩層上部から三ツ石火山岩層(本報告の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層上部)はソレイト質玄武岩とカルクアルカリ質安山岩(~デイサイト)、烏森山火山岩層(本報告の相又層烏森山火山碎屑岩部層)は大部分がカルクアルカリ質で角閃石を含む特徴があると報

告している。また、山本(2000)は身延累層(本報告の相又層及び身延層)について岩石化学的研究を行い、同様の結果を得ている。

一方、遠藤ほか(1995)は、相又層群の鷹取火砕岩部層(本報告の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層)及び篠井山火砕岩部層(「南部」地域に分布し、鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層に対比される)について、水中溶岩・火砕岩の堆積相解析を行い、2つのドーム状水中火山体が復元できるとしている。

**堆積年代について** 7.9節で詳細に示すように、「身延」地域に分布する富士川層群の堆積年代の推定は、「身延」地域外の報告も含め、浮遊性有孔虫化石分析に基づくNishimiya(1972)、Ujiié and Muraki(1976)、西宮・植田(1976)、千地・紺田(1978)、狩野ほか(1985)、尾田ほか(1987)、斎藤ほか(1989)、秋元ほか(1990a)、石垣(1994)、柴ほか(2012)、石灰質ナノ化石に基づく本田(1982)、伊藤・天野(1990)、Amano(1991)、松田(2014c)の報告がある。一部、大きく異なる見解もあるが、これら報告により、富士川層群の年代は、後期中新世~鮮新世(12 Ma ~ 3 Ma 頃)と推定される(第2.5図)。**堆積環境について** 富士川層群の堆積環境の推定に関しては、底生有孔虫化石群集解析に基づく狩野ほか(1985)、高木・岡田(1987)、Akimoto(1991)、石垣(1994)、柴ほか(2012)の報告がある。

本報告の富士川層群の層序区分(7.2節参照)に基づく、原層やしもべ層~身延層下部は概ね下部漸深海帯(狩野ほか, 1985; Akimoto, 1991; 柴ほか, 2012)、久遠寺層は中部漸深海以深(石垣, 1994)、身延層上部~相又層は主に中部漸深海帯(Akimoto, 1991)~下部漸深海帯(柴ほか, 2012)、曙層は概ね上部漸深海帯~外部浅海帯(狩野ほか, 1985; 高木・岡田, 1987; Akimoto, 1991; 柴ほか, 2012)の堆積環境が推定されている。

**産出化石について** 詳細については各層で述べるが、微化石以外では、特に曙層の遅沢砂岩部層に軟体動物化石などが多産する。

**不整合について** 富士川層群に関して、松田(1958)は、「身延」地域内を含む静岡層群(本報告の富士川層群)中に「身延(化石海底)侵食谷」と「手打沢不整合」の二つの部分不整合を報告している。なお、本報告では、erosionは「侵食」ではなく「浸食」を使用している。

身延侵食谷に関しては、松田(1958)では、しもべ層から身延層を削り混んでいる東西方向に帯状に延びる丸滝礫岩層基底の浸食面で北東から南西へ開いた海底谷の浸食面であったと解釈された。その後、徐(1985)は、層序学的な修正と詳細な堆積学的検討を加え、身延層中の丸滝礫岩は西南西方向に傾斜した大陸棚斜面上に形成された古海底チャンネルであると結論づけている。

手打沢不整合に関しては、大塚(1952, 1955)以降、秋山(1957)、松田(1958)、松田(1984)、富士川団体研究

グループ(1976), 氏家(1976), Ujiie and Muraki (1976), 狩野ほか(1985), 新妻(1994), 柴ほか(2013)などで, 層準や形成場などが議論されている。これら手打沢不整合の研究史は, 本報告の記載及び解釈とともに7.10節で詳細に述べる。

## 7.2 層序区分

本地域に分布する富士川層群の層序区分に関しては, 富士川層群(特に下部~中部)が身延断層を境に大きく岩相が変化することから, 身延断層を境に東側(下部及び身延-三石山地区)と西側(身延山及び中富地区)に分けて累層区分を行った(第2.5図・第7.3図)。以下, その層序区分の概要を述べ, 詳細については各層の項で記述する。

**身延断層東側の層序区分(下部・身延-三石山地区)**  
本地区の富士川層群は, 下位より, しもべ層, 身延層及び曙層に区分される。

しもべ層及び身延層は松田(1958)の層序区分に基づく。ただし, 松田(1958)では, しもべ層は下位より竹之島砂岩泥岩互層, 上之平互層, 小内船火砕岩層に区分され(第7.3図), しもべ層と身延層の両層の境界は小内船火砕岩層の上限に置かれた。しかし, 「南部」地域(模式地)の小内船火砕岩層は「身延」地域の上之平互層に対比され, 「身延」地域の身延町下部~椿草里に分布するとされた小内船火砕岩層は, その上位の層準にあたと判断されるため, 松田(1958)の示した「身延」地域の小内船火砕岩層は身延層中の火山砕屑岩及び溶岩とし, その下位にある砂岩泥岩互層から泥岩層へ移り変わる境界の層準にしもべ層と身延層の境界を置いた。このため, 本報告のしもべ層は, 竹之島砂岩泥岩互層と上之平火山砕屑岩礫岩砂岩部層(岩相名を改称)の2部層に区分される。また, 松田(1961)が「身延」地域で身延断層東側に分布するとした相又累層の烏森山火砕岩は, 松田(2014a, c)では「南部」地域で清子火砕岩部層に改称され身延層最上部の地層として位置づけられた。このため, 本報告でも, この清子火砕岩部層を岩相名を火山砕屑岩と修正して身延層の最上部に位置づけた。すなわち, 松田(1961)の身延層は下位より八木沢泥岩層, 丸滝礫岩層, 波木井互層に区分されたが, 本報告では, 下位より八木沢泥岩部層, 丸滝礫岩部層, 波木井砂岩泥岩互層部層, 清子火砕岩部層に区分した。

身延断層東側の波木井川沿いに分布する曙層は, 後述の身延山・中富地区に分布する曙層の層序区分を基本として, 下位より川平泥岩部層及び夜子沢礫岩部層に区分した。

**身延断層西側の層序区分(身延山・中富地区)** 本地区の富士川層群は, 下位より, 原層及び久遠寺層, 相又層及び曙層に区分される。

原層は, 北方の中富地区東部(身延町飯富~手打沢)に分布する泥岩主体層である松田(1958)の原泥岩層に基づく。微化石層序から常葉背斜以南に分布するしもべ層~身延層下部とは同時異相関係であることから, 尾田ほか(1987)や天野・伊藤(1990)と同様に, 部層から層に格上げしたものである。

久遠寺層は, 松田(1961)では久遠寺泥岩に, 「南部」地域では相又層の基底部に位置づけられ, 釜の口泥岩部層と呼ばれる(松田, 2014a, c)。久遠寺泥岩部層あるいは釜の口泥岩部層に関しては火山砕屑岩主体の相又層とは大きく岩相が異なるため, 部層から層に格上げして久遠寺層とした。なお, 岩相及び推定される堆積年代から原層に対比される可能性が高い。

相又層は, 元々は松田(1961)で定義された相又累層に基づくもので, 富士川層群の下~中部の各地の火山砕屑岩主体層(松村泥岩, 葛沢火砕岩, 篠井山火砕岩, 鷹取火砕岩, 烏森山火砕岩, 寄畑火砕岩, 小内船火砕岩, 月夜凝灰岩)がその構成部層とされた。「身延」地域では, そのうち鷹取火砕岩と烏森山火砕岩が身延累層と指交関係で分布するとされた。これに対し, 松田(2014a, c)では, 南北に延びる音下断層-田代峠断層と身延断層-根熊断層によって, 富士川層群が分布する地域(富士川谷)を西帯, 中帯, 東帯に分け, 曙層及び浜石岳層(鮮新統)を除く富士川層群中~下部(上部中新統)を, 西帯では静岡層, 中帯では相又層, 東帯ではしもべ層~身延層と地域分けして地層名を使用するとして再定義された(第7.1図参照)。再定義された相又層は, 富士川谷中帯のみに分布し, 「南部」地域では釜の口泥岩部層, 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層, 篠井山火砕岩部層に区分された。これらの部層は, それぞれ「身延」地域では, 概ね松田(1961)の久遠寺泥岩, 鷹取火砕岩, 烏森山火砕岩に対応する(第7.3図)。本報告では, 松田(2014a, c)に従い, 相又層を中帯の地層名に限定して使用するが, 久遠寺泥岩を久遠寺層に格上げしたことから, 本報告の相又層は下位より鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層と烏森山火山砕屑岩部層に区分した。

中富地区に分布する曙層は, 下位より手打沢角礫岩部層, 遅沢砂岩部層, 川平泥岩部層, 夜子沢礫岩部層に区分した。これら曙層の部層区分は, 概ね秋山(1957)に基づく。ただし, 秋山(1957)では下位より遅沢砂岩層, 川平泥岩層, 曙礫岩層に区分されたが, 累層と部層で同じ地名である曙が使用されており, 地層命名指針(<http://www.geosociety.jp/name/content0001.html>, 2017年12月10日参照)に則していない。このため, 秋山(1957)の曙礫岩層を, 全層準が連続的に観察できる身延町の夜子沢~平須付近(夜子沢川沿い)を模式地として, 夜子沢礫岩部層と改名した。また, 秋山(1957)が曙累層の下位に位置づけた手打沢礫岩層を, 本報告の曙層基底部に含めた。



## 7.3 しもべ層

### 7.3.1 概要

**地層名・定義** 地層名は松田・水野(1955)の西八代層群しもべ累層による。定義は、概ね松田・水野(1955)を再定義した松田(1958)のしもべ累層に基づくが、部層区分で後述するように、「身延」地域内に分布するしもべ層に関しては、概ね松田(1958)のしもべ累層最上部の小内船火砕岩層を除いた地層として再定義した。本層は、徳山ほか(1979)の椿草里以北の竹之島砂岩泥岩互層、雨河内川砂岩礫岩層、上之平火山礫凝灰岩層に相当する。

なお、本地層名は旧下部町下部に由来するが、松田・水野(1955)は、下部・上部の下部との混乱を避けるため仮名書きしたものである。秋山(1957)、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)、島津ほか(1983)、天野・伊藤(1990)では、下部層と漢字で地層名が表記しているが、本報告は松田・水野(1955)に従い「しもべ層」を使用する。

**模式地** 松田・水野(1955)、松田(1958)では、累層としての模式地は設定されていない。部層の模式地に基づく、身延町の下部、常葉、上之平、波高島付近が、しもべ層の各部層の模式地となっている。このため、しもべ層の模式地を、常葉川沿いの身延町の下部、常葉、上之平、波高島地域と定義する。

**分布** 「身延」地域では、下部地区南部～身延-三石山地区北東部(身延町の波高島、上之平、下部、大笠、椿草里など)に分布する(第7.4図)。また、小内船火砕岩部層(大塚, 1955; 松田, 2014c など)や戸樋の沢砂岩泥岩礫岩互層部層(松田, 2014c)などのしもべ層相当層が、「南部」地域北東部(南部町内船上など)や「富士宮」地域東部に広く分布する(第7.1図)。

**層序関係** 西八代層群の屏風凝灰岩層を整合で覆い、身延層に整合で覆われる。また、常葉背斜より北方に分布する原層の下部とは同時異相の関係にある。

**層厚** 身延町下部の下部向斜軸部で約1,600 m、身延町上之平から常葉に至る常葉川沿いの下部向斜北翼部で約1,000 m、身延町大笠から椿草里付近の湯之奥背斜付近で約600 mと変化し、層厚は向斜部で厚く、背斜部で薄くなる。

**部層区分** 松田(1958)は、しもべ累層を、下位より竹之島砂岩泥岩互層、上之平互層、小内船火砕岩層に細分している(第7.3図)。この小内船火砕岩層の上限をしもべ累層と身延累層の境界とする定義は、5万分の1地質図幅「南部」(松田, 2014c)でも踏襲されている。しかし、徐(1985)で述べられているように、松田(1958)が「身延」地域の下部～大笠と椿草里で小内船火砕岩層と区分した火山碎屑岩は「南部」地域における模式地の小内船火砕岩層の層準とは一致しないことや、波高島以

西では火山碎屑岩が欠如することから、本報告では、松田(1958)の身延層八木沢泥岩層と同じ岩相である上之平互層の最上部を八木沢泥岩部層の最下部に位置づけた。そして、松田(1958)の竹之島砂岩泥岩互層と上之平互層に基づき、それぞれ竹之島砂岩泥岩互層部層と上之平火山碎屑岩礫岩砂岩互層部層と呼称して、しもべ層を2つの部層に区分した。なお、身延町波高島付近のみ、松田(1958)のしもべ層と身延層の境界は、本報告の両層の境界とほぼ一致する。

### 7.3.2 竹之島砂岩泥岩互層部層 (Tsm, Tc)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)による。

**模式地** 身延町常葉の竹ノ島(旧竹之島)(松田・水野, 1955)。なお、現在、行政区分の地域名としては使用されていない。

**分布** 下部地区南部から身延-三石山地区北東部(身延町の波高島、下部、湯之奥、大笠、椿草里など)に分布する。

**層厚** 350～400 m。なお、松田・水野(1955)では約250 mと見積もられている。

**岩相** 砂岩泥岩互層(Tsm)からなり、礫岩(Tc)を含む。

砂岩泥岩互層(Tsm)は、やや泥岩優勢～砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、特に南東部ほど砂岩が卓越する傾向にある。互層の砂岩は厚さ数cm～数十cmで、灰色～緑灰色を呈する淘汰の良い粗粒～細粒砂岩からなる。塊状で、正級化が認められる。泥岩は暗灰色を呈するシルト岩が主で、火山碎屑物を比較的多く含むやや凝灰質である。砂岩泥岩互層には粗粒砂岩の薄層(主に厚さ10 cm以下)が挟まれ、一部、スランプ構造も認められる。また、砂岩の基底部にはフルートキャストも認められる(第7.5図A)。椿草理東方では下位の泥岩優勢から上位の砂岩優勢の砂岩泥岩互層へと上方粗粒化が認められる。

礫岩(Tc)は、雨河内川の中流域にレンズ状に分布する。径2～3 cmを主体とする中礫サイズの礫岩からなる。礫種は主に亜円～亜角礫のデイサイト凝灰岩及び凝灰質砂岩で、よく円磨されたチャートも含む。基質は火山碎屑物を多く含む粗粒砂からなる。

**化石** 砂岩泥岩互層中に炭化した植物片が散在する。また、松田・水野(1955)は、本部層から海綿動物化石 *Makiyama* sp. の産出を報告している。

### 7.3.3 上之平火山碎屑岩礫岩砂岩互層部層 (Uacs, Usm, Us, Uc)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層及び松田(1958)の上之平互層に基づくが、岩相名を変更。ただし、身延町下部～椿草里間では、松田(1958)上之平互層のうち、礫岩砂岩泥岩互層から泥岩優勢砂岩泥岩互層へ岩相が変化する層準を本部層の上限とした。

**模式地** 身延町上之平の東方，常葉の竹ノ島南方の県道沿い(松田・水野，1955)。

**分布** 下部地区南部から身延－三石山地区北東部(身延町の上之平，下部，大袋，椿草里，下川)に分布する。

**層序関係** 下位の竹之島砂岩泥岩互層部層を整合で覆う。

**層厚** 下部向斜軸部で約1,000 m，常葉背斜軸部付近の屏風岩南方で約330 m。

**岩相** 主に安山岩質火山碎屑岩礫岩砂岩互層(Uacs)と砂岩泥岩互層(Usm)からなり，一部，砂岩(Us)及び礫岩(Uc)からなる。Uacsは本部層の中～下部を，Usmは上部を占め，UsとUcは，常葉背斜軸部付近の粟倉～下山間の早川沿いに分布する。

安山岩火山碎屑岩礫岩砂岩互層(Uacs)は，再堆積性の安山岩火山碎屑岩(凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩，凝灰岩)，火山円礫岩(礫は主に細礫サイズ)，凝灰質砂岩～砂岩の互層からなり，泥岩の薄層を挟む。安山岩火山碎屑岩や火山円礫岩は，層厚1～7 mで，塊状で正級化を示し，暗緑灰色，赤褐色，暗灰色などを呈する主に安山岩からなる火山岩片(主に径3 cm以下)のほか，泥岩の角礫を多く含む。砂岩は凝灰質な礫質砂岩～細粒砂岩のほか，泥岩の薄層を挟む砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり，平行葉理がよく発達する。

砂岩泥岩互層(Usm)は，主に泥岩優勢～砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり，再堆積性の安山岩火山碎屑岩(凝灰角礫岩～凝灰岩)～火山円礫岩の薄層(厚さ数十 cmから3 m)を挟む。互層の砂岩の層厚は主に数 cm～数十 cmで，灰色～緑灰色を呈する淘汰の良い粗粒～細粒砂岩からなり，やや凝灰質な粗粒砂岩～細礫を含む礫質砂岩のことも多い。全体に級化及び平行葉理が認められ，炭化した植物片が散在する。互層の泥岩は主に厚さ数 cm～数十 cmで，塊状で暗灰色を呈し，やや凝灰質なシルト岩からなる。厚さ数 m以上の泥岩も挟まれることがある。

砂岩(Us)は，身延町下山の北部の早川沿いに分布する厚さ約150 m以上(下限不明)の砂岩卓越層で，Uacsとは側方で漸移関係にあると推定される。主に厚さ10 cm～3 mの粗粒～細粒砂岩からなり，厚さ数 cm～15 cmの極細粒砂岩～シルトを挟む。粗粒砂岩基底部には細礫～中礫サイズの火山礫，大礫サイズの泥岩角礫，軟体動物化石の破片を含むことがある。また，中粒～細粒砂岩には平行葉理が良く発達し，まれに層内褶曲が認められることがある。

礫岩(Uc)は，身延町下山の北部(厚さ50～70 m)に分布する。主に層厚1～5 mの淘汰の悪い亜円礫～亜角礫の巨礫を含む中礫～大礫礫岩の累重からなり，砂岩及び砂岩泥岩互層を挟む。巨礫は最大径約50 cmで，礫種は泥岩や凝灰岩からなる。

## 7. 4 身延層

### 7. 4. 1 概要

**地層名・定義** 松田(1958)に基づくが，以下のように下限と上限の定義を変更した。

松田(1958)で，しもべ層の最上部に位置づけられている小内船火砕岩層は，「南部」地域(模式地)と「身延」地域では層準が異なっており，「身延」地域の小内船火砕岩層は身延層下部に位置づけられる。このため，本報告では，「身延」地域の小内船火砕岩層を身延層に含めた。また，「身延」地域の小内船火砕岩層の下位にあたる松田(1958)のしもべ層上之平互層最上部の一部(身延町下部～椿草里付近で層厚約400 m分)も，身延層下部の八木沢泥岩部層と岩相が同じであるため，身延層の最下部に位置づけた。更に，松田(1958)が身延層の上位に位置づけていた身延断層東側沿いに分布する相又層(烏森山火砕岩)は，「南部」地域(松田，2014a, c)では身延層の最上部に位置づけ清子火砕岩部層と定義されていることから，本報告でもこの部分の相又層(烏森山火砕岩)を清子火山碎屑岩部層と岩相名を変更して，身延層の最上部の部層に位置づけた。

**模式地** 松田(1958)は身延層の部層の模式地として，富士川沿いの身延町の波木井，上八木沢，下八木沢，丸滝付近とした。本報告では，更に身延町の小田船原を加え，これらの地域を身延層の模式地とする。

**分布** 「身延」地域では，身延断層の東側の身延－三石山地区から下部地区南部にかけて分布する(第7. 4図)。また，周辺地域では，「南部」地域の北東部，「富士山」地域の南西部，「富士宮」地域の北西部に分布する(第7. 1図)。

**層序関係** 下位のしもべ層とは整合関係にある。また，本層下部は原層上部に対比される。更に，分布の西縁である身延断層を介して，西八代層群及び相又層と接する。

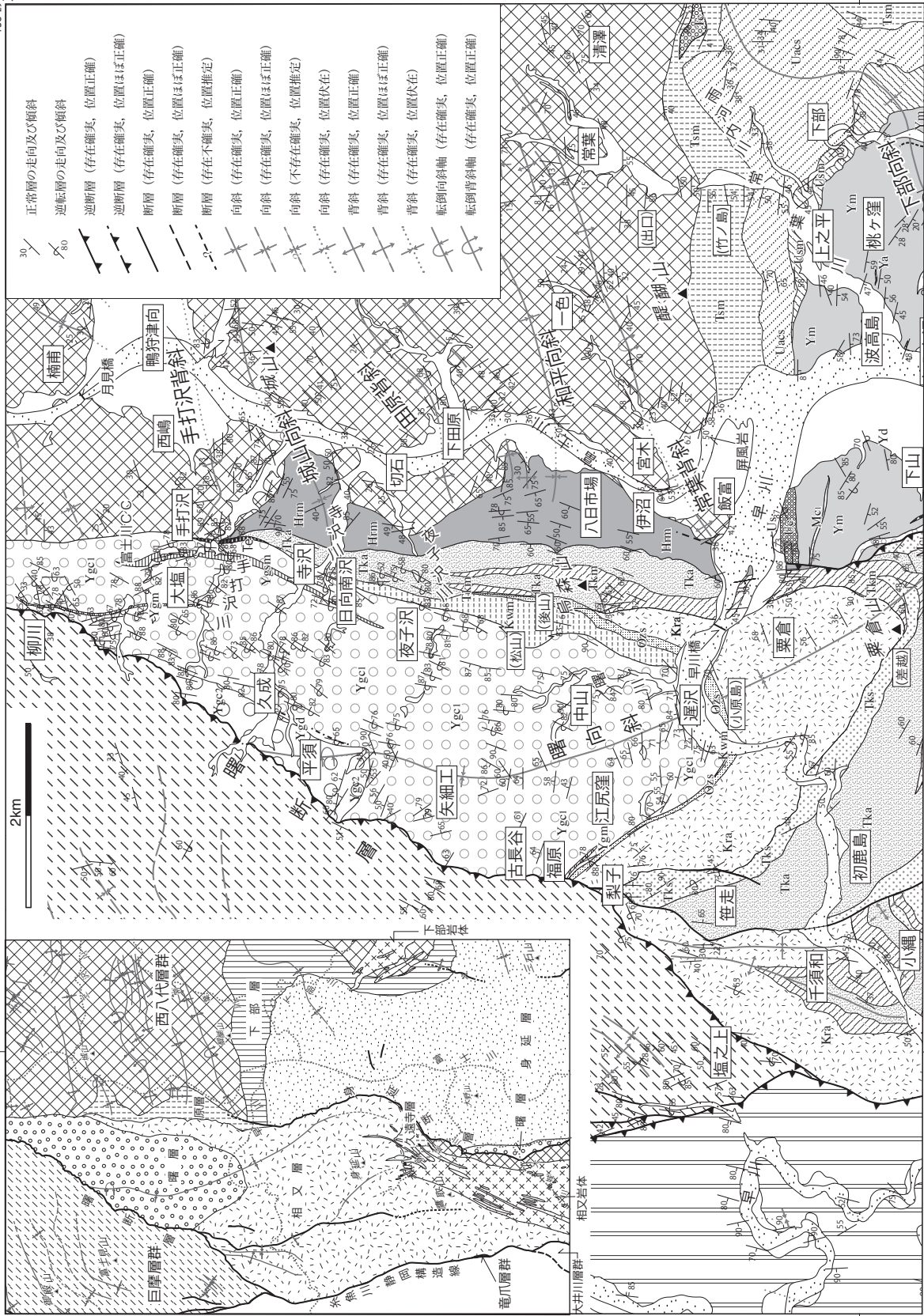
**層厚** 塩之沢～波木井の東西方向で約2,700 m，身延町下部～下山南付近に至る下部向斜軸部で約2,500 m，椿草里南から荒屋敷にかけて約2,700 m。地質構造からみると，身延層下部は，下部向斜と湯之奥背斜の影響を緩やかに受けているが，層厚には大きな変化は認められない。

**部層区分** 「身延」地域の身延層は，下位より，八木沢泥岩部層，丸滝礫岩部層，波木井砂岩泥岩互層部層及び清子火山碎屑岩部層に区分される。ただし，丸滝礫岩部層と八木沢泥岩部層は同時異相の関係にある。

### 7. 4. 2 八木沢泥岩部層(Ym, Yasm, Ya, Yd)

**地層名・定義** 地層名は大塚(1955)のYagisawa mudstoneに基づく。「身延」地域内に分布する松田(1958)のしもべ累層上之平互層の最上部及び小内船火砕岩層

138°29'48"E  
35°30'11"N



138°27'18.9"

35°25'11.6"

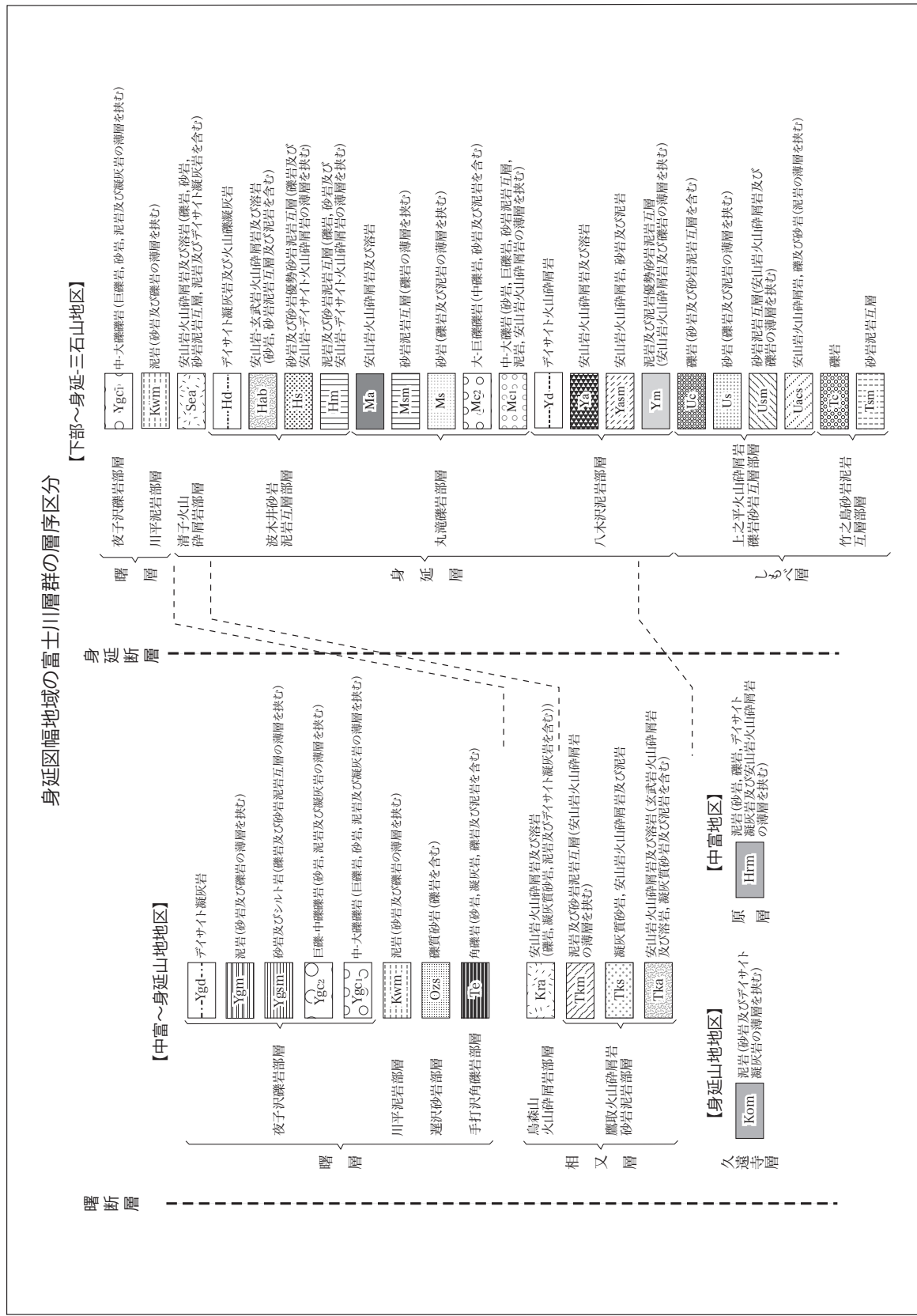
138°29'48"E

第7.4図 身延図幅地域に分布する富士川層群の地質図

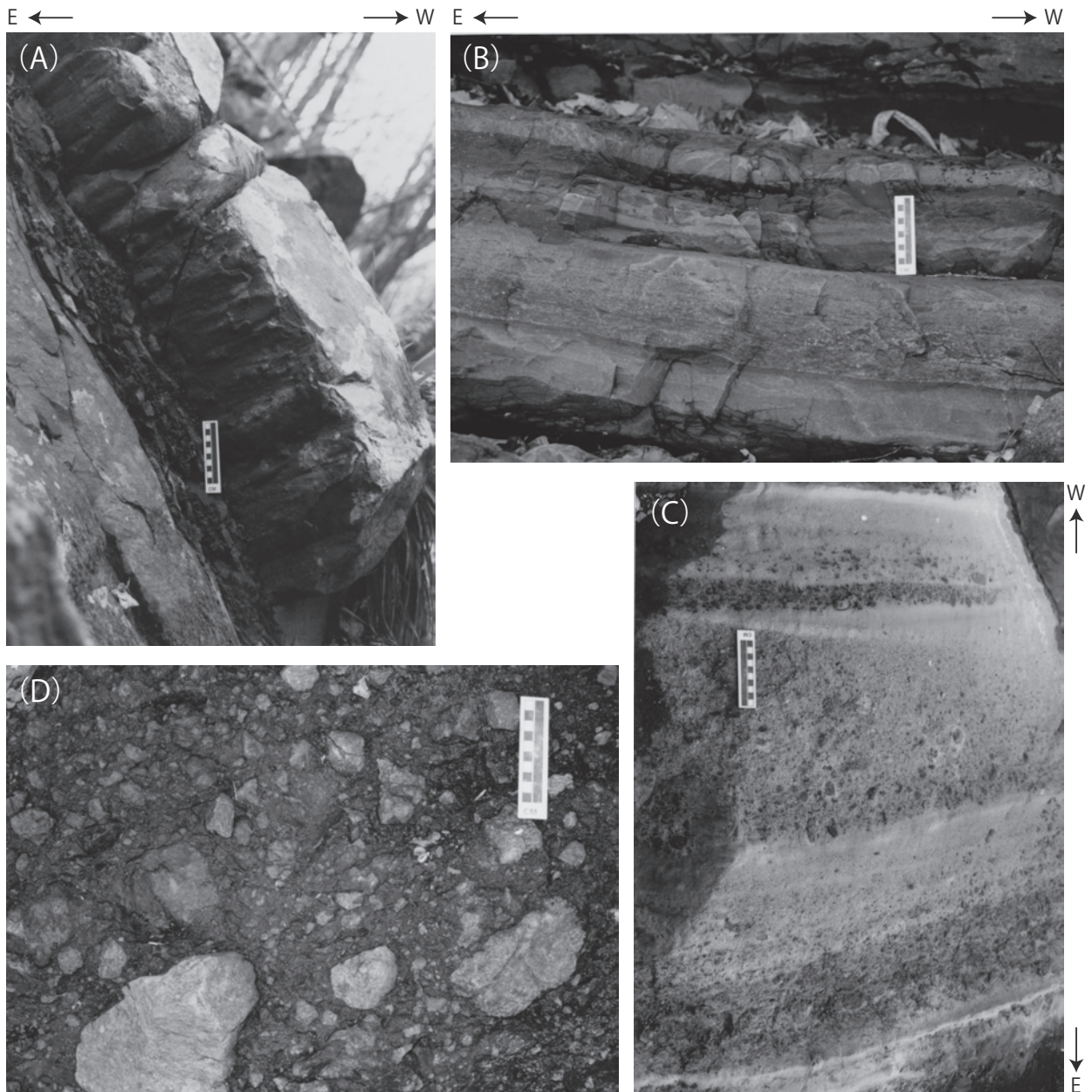




第7.4図 続々



第 7. 4 図 続き。



第7.5図 しもべ層及び身延層の岩相

(A) しもべ層竹之島砂岩泥岩互層部層 (Tsm) の砂岩泥岩互層の砂岩基底面に発達するフルートキャスト  
 地点：身延町下部東方 (付図 2B 参照)。走向傾斜は  $N20^{\circ} E, 82^{\circ} W$ 。スケールは 10 cm。

(B) 身延層八木沢泥岩部層の泥岩及び砂岩泥岩互層部層 (Ym) の細礫岩を含む砂岩泥岩互層  
 地点：身延町椿草里東方 (付図 2B 参照)。水平面露頭。走向傾斜は  $N76^{\circ} W, 40^{\circ} W$ 。スケールは 10 cm。

(C) 身延層波木井砂岩泥岩互層部層の砂岩及び砂岩泥岩互層 (Hs) 中の成層する火山礫岩及び砂岩  
 地点：身延町梅平波木井川沿い (付図 2B 参照)。水平面露頭。走向傾斜は  $N15^{\circ} E, 75^{\circ} W$ 。スケールは 10 cm。

(D) 身延層清子火山碎屑岩部層の安山岩火山碎屑岩及び礫岩 (Sea) の凝灰角礫岩  
 地点：身延町身延身延川下流 (付図 2B 参照)。水平面露頭。周辺の走向傾斜は  $N60 \sim 80^{\circ} E, 55 \sim 85^{\circ} W$ 。スケールは 10 cm。



と、身延累層八木沢泥岩層を一括したもの。松田(1958)では、後述の本部層の安山岩火山碎屑岩及び溶岩(Ya)の分布する層準の地層を「南部」地域の南部町内船付近を模式地とするの小内船火砕岩層に対比していたが、「南部」地域の小内船火砕岩層部層は本報告のしもべ層上之平火山碎屑岩礫岩砂岩互層部層に対比され、本部層とは層準が異なるため、上記の定義とした(7.2節参照)。

本部層は、秋山(1957)の波高島砂岩泥岩互層の大部分及び下山～上八木沢付近の鮎原泥岩層下部、富士川団体研究グループ(1976)の下山～下部以南に分布する上之平泥岩砂岩部層の最上部、小内船火砕岩層、波高島砂岩泥岩層、波木井坂砂岩泥岩互層下部に相当する。また、徳山ほか(1979)の大笠以北の波高島泥岩層～八木沢泥岩層、大笠～椿草里の上之平火山礫凝灰岩層～波高島泥岩、島津ほか(1983)の下部～波高島以南の小内船火山岩層、波高島砂岩泥岩互層、波木井坂砂岩泥岩層下部、下山北部のしもべ層上部に相当する。

なお、少なくとも昭和以降の地形図には、下八木沢と上八木沢の地名は存在するものの「八木沢」の地名は存在しないが、松田(1958)に基づき「八木沢」を使用する。  
**模式地** 身延町下八木沢南西500mの富士川の崖(松田, 1958)。

**分布** 下部区南部から身延-三石山地区北部(身延町下山・下八木沢・上八木沢・大笠・椿草里)に分布する。

**層序関係** 身延層の下部を占め、しもべ層を整合で覆い、丸滝礫岩部層とは同時異相関係にある。「南部」地域の小室沢砂岩泥岩互層(松田, 2014c)に対比される。

**層厚** 一部、同時異相として挟む丸滝礫岩部層を含めて、下部向斜軸部及びその西方延長部で約2,200m。

**岩相** 泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ym)を主体とし、安山岩火山碎屑岩、砂岩及び泥岩(Yasm)が下部～椿草里に分布する本部層の下部を占め、安山岩火山碎屑岩及び溶岩(Ya)及びデイサイト火山碎屑岩(Yd)が挟まれる。

泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層(Ym)は、主に砂岩の薄層を挟む塊状で暗灰色を呈するシルト岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層からなり、再堆積性の安山岩火山碎屑岩(主に凝灰岩)及び火山礫を多く含む礫岩(第7.5図B)の薄層を挟む。また、礫岩のうち、層厚の厚いものは上八木沢以南で丸滝礫岩部層として分布を示したが、丸滝礫岩部層を示していない地域でも丸滝礫岩部層と同層準に層厚数十cm～数mの礫岩層が幾つかの層準で認められ、下山では厚さ7mの礫岩(Mc1に区分)が泥岩に挟まれて分布する。

安山岩火山碎屑岩、砂岩及び泥岩(Yasm)は、身延町大笠から椿草里付近の本部層下部に分布する。それぞれ厚さ数十cm～数mの再堆積性の安山岩火山碎屑岩(主に凝灰岩と火山礫凝灰岩)、砂岩及び泥岩からなる。湯

之奥背斜軸部では泥岩が少なく凝灰質砂岩が卓越し、丸滝礫岩部層に削りこまれている。砂岩はやや凝灰質な粗粒～細粒砂岩で、平行葉理がよく発達する。また、基底部に泥岩の中礫サイズの角礫を含むことがある。泥岩は、砂岩の薄層を挟む塊状で暗灰色を呈するシルト岩からなる。

安山岩火山碎屑岩及び溶岩(Ya)は、Yasmの中で、特に厚さ数十mの分布が連続するものを示したもので、主に安山岩の角礫を含む火山角礫岩、凝灰角礫岩(～火山円礫岩)及び凝灰岩と安山岩溶岩からなる。火山角礫～円礫は紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩、角閃石安山岩が認められる(島津ほか, 1983)。本層は、湯之奥背斜軸部で丸滝礫岩部層に削りこまれている。

デイサイト火山碎屑岩(Yd)は、本部層の下部に厚さ5～10mで下部～椿草里に連続する。灰白色を呈する結晶質凝灰岩～凝灰角礫岩、火山角礫岩からなる。火山角礫は径10cm以下で、同質の火山碎屑物からなる基質を持つ。凝灰岩部分は平行葉理が発達することが多い。斑晶として角閃石(径5～8mm)、石英(径2～3mm)を含む。島津ほか(1983)、山本(2000)では角閃石デイサイトとして記載されている。

#### 7.4.3 丸滝礫岩部層(Mc1, Mc2, Ms, Msm, Ma)

**地層名・定義** 地層名は大塚(1955)の丸滝礫岩層に、定義は松田(1958)の丸滝礫岩層による。本部層は、秋山(1957)の塩之沢礫岩層の大部分に、富士川団体研究グループ(1976)の丸滝層及び波木井坂砂岩泥岩互層の一部に相当する。また、徳山ほか(1979)の丸滝礫岩層、島津ほか(1983)の丸滝礫岩層及び波木井坂砂岩泥岩互層の一部、松田(2014c)の丸滝礫岩部層にあたる。

**模式地** 身延町丸滝付近(松田, 1958)。

**分布** 「身延」地域内では、身延-三石山地区の中央部から南東部(身延町の丸滝、おびかね、椿草里、おおくずれ、和田、ひのうえ地域)に分布する(第7.4図)。更に南方の「南部」地域北東部、「富士山」地域南西部に分布する(第7.2図)。

**層序関係** 本部層と八木沢泥岩部層とは同時異相の関係にあるが、椿草里付近(湯之奥背斜軸部付近)では八木沢泥岩部層の下部を削り込んでいると推定される。

**層厚** 最大3,500～4,000m(松田, 1958)。

**岩相** 本部層は、中～大礫礫岩(Mc1)と大～巨礫礫岩(Mc2)を主体として、砂岩(Ms)、砂岩泥岩互層(Msm)、及び安山岩火山碎屑岩(Ma)を伴う。Mc1は上部を除く本部層の主体をなし、Mc2は帯金から丸滝に至る本部層の上部を占める。また、Msは、Mc1の上位や、Mc2の下位や上位に認められる。

中～大礫礫岩(Mc1)は、それぞれ主に厚さ0.5～7mの不淘汰の塊状中～大礫礫岩、淘汰が良い級化細礫礫岩、平行葉理の発達する砂岩礫岩互層、不淘汰な礫質砂

岩～粗粒砂岩からなり、砂岩優勢～泥岩優勢の砂岩泥岩互層、含角礫シルト岩のほか、安山岩火山砕屑岩の薄層を挟む。全体としてこれら岩相による厚さ数 m ～数十 m オーダーの上方への細粒化の繰り返しが認められる。礫種は、砂岩、頁岩～粘板岩を主体として、細粒石英閃緑岩や細粒花崗閃緑岩などを含む。

大礫～巨礫礫岩 (Mc<sub>2</sub>) は、Mc<sub>1</sub> の上位にあり、岩相は Mc<sub>1</sub> と同様であるが、巨礫岩を含む大礫礫岩を多くの層準に含むことで特徴づけられる。

砂岩 (Ms) は、層厚数十 cm ～数 m の淘汰の悪い塊状の含礫砂岩～粗粒砂岩、平行葉理の発達する中粒～粗粒砂岩、トラフ型斜交層理の発達する中粒～粗粒砂岩、砂岩泥岩互層からなり、中～大礫礫岩や泥岩の薄層 (主に厚さ数十 cm 以下) を挟む。Mc<sub>1</sub> の多くの層準で本岩相は認められるが、層厚数十 m 以上で連続性の良いもののみ地質図に示した。

砂岩泥岩互層 (Msm) は、各々厚さ数 cm ～数十 cm の級化及び平行葉理の発達する砂岩とシルト岩の泥岩優勢～砂岩優勢の互層で、礫岩の薄層を挟む。砂岩泥岩互層の薄層は、泥岩の薄層とともに Mc<sub>1</sub> や Mc<sub>2</sub> の多くの層準で認められるが、地質図では身延町大崩や三石山の西側に認められる、概ね厚さ 20 m 以上のもののみ示した。

安山岩火山砕屑岩 (Ma) は、地質図では、樋之上などで認められる厚さ数～10 m 程度の凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩のみを示した。徐 (1985) は、椿草里付近に分布する八木沢泥岩部層中の安山岩火山砕屑岩と樋之上付近のそれらと連続させているが、樋之上付近のものは、椿草里付近のものより上位と推定される。径数 mm の輝石の斑晶が目立つ暗灰色を呈する安山岩で、「南部」地域の身延町大島に分布する同層準の安山岩火山砕屑岩 (凝灰角礫岩) は、紫蘇輝石普通輝石安山岩及び普通輝石安山岩からなる (松田, 1958)。

**堆積環境** 徐 (1985) は、「身延」地域及び周辺地域に分布する身延層 (特に本報告の丸滝礫岩部層及び波木井砂岩泥岩互層部層) の堆積相解析から、本報告の丸滝礫岩部層を砂岩質組合せと礫岩質組合せのチャンネル充填堆積物に、波木井砂岩泥岩互層部層をシルト岩組合せのチャンネル周辺のインターチャンネル堆積物 (広義) と解釈している。そして、丸滝礫岩部層は、礫岩質組合せを充填堆積物とする幅 3～9 km で厚さ数 100～2,000 m の大規模な単一古海底チャンネルが下～中部に、砂岩質組合せを充填堆積物とする分岐状海底チャンネルが上部に認められることを明らかにしている。

また、丸滝礫岩部層の古流向は東北東～西南西方向が卓越し (松田, 1958; 徐, 1985; 天野・伊藤, 1990)、礫は関東山地から供給されたとされる (松田, 1958; Soh, 1986)。そして、本部層は同方向に傾斜した大陸斜面に形成されたチャンネル (丸滝チャンネル) に堆積した地層であると解釈されている (徐, 1985)。

#### 7.4.4 波木井砂岩泥岩互層部層 (Hm, Hs, Hab, Hd)

**地層名・定義** 松田 (1958) の身延累層波木井互層に基づく。ただし、本部層の上限は、松田 (1958) とは異なり、松田 (1958) が身延層の上位に位置づけた相又累層烏森山火砕岩層のうち、北清子、梅平、身延 (字塩沢) に分布する烏森山火砕岩層下部は堆積岩が卓越するため、本部層に含めた。

本部層は、大塚 (1955) の角打泥岩の一部、荒屋敷砂岩、及び早川沿いのものを除く塩沢砂岩泥岩互層にほぼ一致する。また、秋山 (1957) の身延断層東側沿いに分布する鰈原泥岩最上部、波木井坂泥岩砂岩互層、三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層、梅平砂岩層にほぼ一致する。更に、富士川団体研究グループ (1976) の身延断層東側沿いの波木井坂砂岩泥岩互層上部、三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層、鳥津ほか (1983) 及び山本 (2000) の身延断層東側沿いに分布する波木井坂砂岩泥岩互層、三ツ石火山岩層、早川橋砂岩泥岩互層に相当する。

**模式地** 身延町波木井北方の富士川沿いの崖 (松田, 1958)。

**分布** 身延断層の東側に沿って、身延～三石山地区の南西縁部 (身延町大野、梅平、波木井、清子)、更に「南部」地域の身延町光子沢、南部町の中野、南部、大和にかけて分布する。

**層序関係** 本部層は、下位の八木沢泥岩部層及び丸滝礫岩部層を整合で覆う。身延町身延以北では身延断層に切られ、断層の西側に分布する鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層と接する。本部層は、鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の上部に対比される可能性が高い。

**層厚** 清子付近で約 1,100 m、梅平付近で 1,800 m。

**岩相** 主に泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Hm) が広く分布し、砂岩 (Hs)、安山岩～玄武岩火山砕屑岩及び溶岩 (Hab) を伴い、デイサイト凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Hd) を挟む。Hs は和田付近、Ha は清子付近を中心に分布する。

泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Hm) は、細粒砂岩の薄層を挟む塊状泥岩と、主に厚さ数 cm ～70 cm の泥岩と数 cm ～25 cm の砂岩からなる主に泥岩優勢砂岩泥岩互層からなる。互層の砂岩は、厚さが数 cm 以下の凝灰質粗粒砂岩～細粒砂岩と極細粒砂岩の互層となっていることも多い。Hm には、地質図には示していないが、礫岩、砂岩、安山岩火山砕屑岩及びデイサイト凝灰岩の薄層 (主に層厚 1～2 m 以下) が多くの層準で認められる。

砂岩 (Hs) は、砂岩及び砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし、礫岩、再堆積性の安山岩火山砕屑岩、デイサイト凝灰岩の薄層 (厚さ数 m 以下) を挟む。砂岩は、主に単層の厚さが数十 cm から数 m の粗粒、中粒～細粒砂岩が累重するが、基底部に細礫～中礫サイズの安山岩や玄武岩 (ときにデイサイト凝灰岩) の角礫～円礫層 (主に厚さ数十 cm 以下) を伴うことがある (第 7.5 図 C)。また、

泥岩の角礫～円礫(最大径 40 cm)を含むこともある。砂岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ数 cm～50 cm の級化及び平行葉理が認められる粗粒～細粒砂岩からなり、厚さ数 cm～20 cm の泥岩を挟む。

安山岩-玄武岩火山砕屑岩及び溶岩(Hab)は、主に層厚 1～7 m の再堆積性の火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、火山円礫岩、凝灰質砂岩からなり、それらの上位に各々層厚 1～3 m の砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩を伴う。清子では、安山岩溶岩や本質の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩を伴うことが多い。火山砕屑岩の礫は、安山岩及び玄武岩の角礫～円礫からなり、泥岩の角礫(最大径約 1 m)も含む。溶岩及び火山角礫岩は黒色～暗緑色を呈し、斑晶は輝石(径 3～4 mm)のほか、かんらん石、斜長石を含む斑状の安山岩～玄武岩からなる。清子では、かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩、かんらん石普通輝石玄武岩が記載されている(島津ほか, 1983; 山本, 2000)。

デイサイト凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Hd)は、波木井、梅平から清子にかけて比較的連続して分布する厚さ 2～5 m のもののみを、地質図で示した。不連続あるいは連続性が確認できない厚さ数～数十 cm 程度のもは Hm 中に多く認められる。角閃石の斑晶を含む中粒～粗粒凝灰岩層からなり、下部は塊状、中～上部に平行葉理が発達するものが多い。

#### 7.4.5 清子火山砕屑岩部層(Sea)

**地層名・定義** 松田(2014c)の清子火砕岩部層によるが、岩相名を火砕岩から火山砕屑岩に変更。なお、松田(2014c)によると、本部層は松田(1958)の身延断層東側に分布する烏森山火砕岩層に一致するとしているが、北清子、梅平、身延(字塩沢)などに分布する烏森山火砕岩層下部は基底部に安山岩火山砕屑岩が連続して認められるものの、全体としては泥岩優勢砂岩泥岩互層と砂岩が卓越する。このため、本報告では、上記地域の烏森山火砕岩層の下部は、下位の波木井砂岩泥岩互層部層に含めた。

本部層は、秋山(1957)の示す身延町身延～梅平間の身延断層東側沿いの烏森山凝灰角礫岩層や島津ほか(1983)の身延断層東側沿いの烏森山凝灰角礫岩層に一致する。

**模式地** 身延町清子と相又の相又上との間の車道脇(松田, 2014c)。

**分布** 身延-三石山地区の西縁部(身延断層の東側沿いの、身延町の身延、小田船原～梅平、相又、清子)のほか、身延町の光子沢、横根中付近(「南部」地域)に分布する。

**層序関係** 波木井以南では、波木井砂岩泥岩互層部層を整合で覆う。中富地区南部や身延山地区の北部～西縁部に分布する烏森山火山砕屑岩部層に対比される。

**層厚** 相又～清子間で、波木井砂岩泥岩互層部層との指

交部分を含め約 1,650 m。相又及び小田船原の波木井砂岩泥岩互層部層を覆う本部層上部で約 400 m。身延町身延～光子沢地域(「南部」地域)で 1,700 m(松田, 2014c)。  
**岩相** 主に層厚 1～25 m の安山岩溶岩及び本質の火山角礫岩～凝灰角礫岩(第 7.5 図 D)と、再堆積性の火山角礫岩～火山礫凝灰岩(以上中礫～巨礫サイズ)、火山円礫岩からなり、各々層厚 1～10 m の凝灰質砂岩、礫岩、砂岩泥岩互層、泥岩を伴う。再堆積性の火山砕屑岩は角礫と円礫が共存し、単層の上位ほど円礫が卓越するものが多い。また、火山砕屑岩は全体として暗灰色の泥岩角礫(中～巨礫サイズ)を多く含む。安山岩溶岩及び火山砕屑岩の角礫は、主に輝石の斑晶で特徴づけられる暗灰色の斑状安山岩からなる。

以上のほか、身延川が波木井川と合流する付近の本部層下限には、砂岩及び砂岩泥岩互層を伴う大～巨礫の円礫岩(最大径 1 m)が認められる。また、身延川下流沿い分布する本層下部には、厚さ 1～2 m の角閃石の斑晶を含むデイサイト凝灰岩層が少なくとも 2 層準挟まれる。

### 7.5 原層(Hrm)

**地層名・定義** 松田・水野(1955)の原泥岩層を再定義した松田(1958)の原泥岩層を、部層から層に格上げしたもの。松田(1958)では、原泥岩層をしもべ層及び身延層と同時異相の関係にあるとしたが、便宜上、しもべ累層の一つの部層に位置づけていた。しかし、2つの層と同時異相の部層を、一方の層の部層として位置づけることは階層的に問題がある。また、本層は身延断層北端の北側、すなわち松田(2014a, c)の 3 帯の中帯と東帯の間に位置する。以上のことから、本報告ではしもべ層～身延層及び相又層とは区分し、尾田ほか(1987)や天野・伊藤(1990)と同じく、原層とした。本層は、秋山(1957)の鯨原泥岩層、富士川団体研究グループ(1976)の身延町飯富～手打沢に分布する竹之島砂岩泥岩層及び上之平砂岩泥岩互層、柴ほか(2013)の原泥岩部層(最上部を除く)に概ね一致する。ただし、秋山(1957)及び狩野ほか(1985)の原累層とは定義が全く異なる。

なお、地層名は旧原村(現在の身延町八日市場、伊沼、飯富)から命名されたものであるが、現在では中富町を経て身延町と名称を変えており、「原」という地名は存在しない。

**模式地** 身延町八日市場の字大子山集落南方の沢(松田・水野, 1955)。

**分布** 中富地区東部にあたる身延町の飯富、伊沼、八日市場、切石、手打沢に分布する。原層下部は、東北東～西南西方向の城山向斜、田原背斜、和平向斜、常葉背斜の変形を受けているが、全体としては曙向斜東翼部として 30～90°西傾斜して分布する。

**層序関係** 西八代層群を整合で覆う。浮遊性有孔虫化石



層序から、本層はしもべ層～身延層下部、及び久遠寺層に対比される(第2.5図;7.9節参照)。

**層厚** 身延町八日市場付近の和平向斜(部分的に複向斜)軸部で約950 m, 身延町寺沢の城山向斜軸部で約600 m, 身延町飯富の田原背斜軸部では約300 m, 身延町夜子沢東部の田原背斜軸部では約230 m。本層下部はこれら褶曲構造による変形を受け、向斜部で厚く背斜部で薄い。

**岩相** 主に塊状の暗灰色を呈する泥岩からなる。本層下部には、淘汰の良い細粒～粗粒砂岩や、薄灰色を呈する淘汰の良いデイサイト細粒凝灰岩の薄層のほか、角閃石を含む安山岩火山砕屑岩の薄層(主に厚さ数cm程度)が挟まれる。本部層最上部は、厚さ数cm～数十cmの細礫泥岩や粗粒砂岩を挟むことが多く、厚さ1m以上に達することもある。細礫泥岩の礫種は、安山岩～デイサイト火山岩の角礫～亜角礫、泥岩の亜角礫～角礫のほか、炭化した木片も含まれる。また、火山砕屑物を多く含む泥岩、安山岩や凝灰質砂岩の角礫を含んだ含礫泥岩、化石の破片からなるレンズ状や薄層の化石層を挟む泥岩も認められる。

**化石** 微化石以外の化石として、巻貝、海綿動物の *Makiyama sp.* の破片を産出する(松田・水野, 1955)。

**堆積環境** 底生有孔虫化石分析から、狩野ほか(1985)は鯨原泥岩層(本報告の原層)を1,000 m以深の大陸斜面の中～上部、Akimoto (1991)及び柴ほか(2012)は下部漸深海帯と推定している。

## 7.6 久遠寺層 (Kom)

**地層名・定義** 松田(1961)の久遠寺泥岩を部層から層に格上げしたもので、天野・伊藤(1990)の久遠寺層にほぼ一致する。また、富士川団体研究グループ(1976)の夏秋地区久遠寺付近に分布する波木井坂砂岩泥岩互層の一部、島津ほか(1983)の久遠寺泥岩層、角田ほか(1977)の久遠寺互層の一部、松田(2014c)の釜の口泥岩部層にあたる。なお、松田(1961)は、身延山南部から、鷹取山東部、御殿山周辺に分布する泥岩主体層を久遠寺泥岩層と呼んだが、松田(2014c)では、「南部」地域の層は釜の口泥岩部層と新称され、分布も一部修正され、相又層の基底部に位置づけられている。しかし、相又層とは大きく岩相が異なること、原層に対比される可能性が高いことから、本報告では本層を相又層から区別した。

**模式地** 身延町身延の久遠寺本堂付近(松田, 1961)。

**分布** 身延山地区東縁部にあたる身延町の身延(久遠寺周辺)、小田船原、相又、門野(以上、「身延」地域)やその南方の御殿山付近(「南部」地域)など、身延断層の西側沿いに南北に分布する。身延町の相又及び小田船原の身延断層西沿いでは南北走向35～60°西傾斜、身延町の身延(久遠寺周辺)では東西走向35～60°北傾斜、身延(久遠寺周辺)北東では北東-南西走向55～70°北

西傾斜を示し、全体としては西側隆起の逆断層である身延断層の走向に沿って西傾斜の変形を受け、分布が規制されている。

**層序関係** 「南部」地域では、本報告の久遠寺層に対比される釜の口泥岩部層が樫の木峠玄武岩部層を整合で覆っている(松田, 2014b,c)。ただし、「身延」地域では、相又岩体の貫入のため、久遠寺層と樫の木峠玄武岩部層との境界は明瞭ではない。原層及びしもべ層～身延層下部に対比される(7.9節参照)。

**層厚** 模式地付近で、鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の指交部分も含め約1,000 m以上(下限は身延断層に切れ不明)。なお、松田(1961)は模式地で約850 m, 身延町相又川沿い(「南部」地域)で約650 mと見積もられている。

**岩相** 黒色～暗青灰色で塊状の泥岩からなり、砂岩及び凝灰岩の薄層(主に厚さ数cm)を挟む。スランプ起源と推定される泥岩礫も認められる。相又岩体による熱変成を受け、全体として硬化し、一部は黒雲母ホルンフェルスとなる。凝灰岩は、白色を呈するデイサイト質のほか、緑色を呈する安山岩質のものがある。

**化石** 微化石以外のものとしては、「南部」地域内の身延町相又川沿いで海綿動物化石 *Makiyama sp.* (井尻, 1940)が報告されている。

**堆積環境** 石垣(1994)は、相又川～船戸川(「南部」地域)の久遠寺泥岩層(本報告の久遠寺層)の底生有孔虫化石から、堆積深度を中部漸深海以深と推定している。

## 7.7 相又層

### 7.7.1 概要

**地層名・定義** 地層名は松田(1961)の相又層による。定義は松田(2014a, c)に従い、音下断層-田代峠断層と身延断層-根熊断層間に挟まれた地域(第7.1図)に分布する富士川層群中～下部(下部中新統)を相又層と呼ぶ。ただし、松田(2014a, c)が「南部」地域で相又層の最下部に含めた釜の口泥岩部層に対比される「身延」地域の久遠寺泥岩層(松田, 1961)は相又層に含めず、久遠寺層として区別した(7.6節参照)。

本層は、秋山(1957)の中富地区における原累層に相当する。また、富士川団体研究グループ(1976)の身延断層より西側に分布するしもべ層の上之平砂岩泥岩互層、身延層の小内船火砕岩層、波木井坂砂岩泥岩互層、飯富層の三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋砂岩泥岩互層、烏森山凝灰角礫岩層及び遅沢礫質砂岩層に相当する。島津ほか(1983)の身延断層西側に分布する身延累層(夏秋火山岩層)、中富地区の飯富累層に一致する。天野・伊藤(1990)の音下断層-田代峠断層と身延断層-根熊断層間の相又層及び中富地区の夜子沢層に相当する。

**模式地** 松田(2014c)では、構成部層の模式地のみ定義

され、相又層としては未定義。本報告では、鷹取山と身延山の間の谷から、身延山及び栗倉山の東側を通り、栗倉の早川沿い(早川橋周辺)に至る地域を相又層の模式地とする。

**分布** 身延山地区と中富地区の南部～東部にかけて分布する。身延山地区北部から中富地区南部～東部の相又層は北北西－南南東方向の曙向斜と小縄背斜に支配されているが、身延山地区南部(鷹取山周辺以南)のものは小縄背斜の西翼部の延長として全体として西へ40～50°傾斜する。

**層序関係** 下位の原層及び久遠寺層とは整合関係で、身延層とは同時異相関係にある。「身延」地域では、東縁を身延断層に切れ身延層と、西縁を糸魚川－静岡構造線に切れ瀬戸川層群と接する。また、本層は、身延山の南側から鷹取山東側にかけて後期中新世後半の相又岩体に貫入されている(8.2節参照)。

**層厚** 相又層下部は、身延山北西の小縄背斜両翼(早川町赤坂～身延町栗倉間)で1,600 m以上、曙向斜沿い軸部の身延町栗倉(字小原島)から同町下山(字杉山)にかけては3,750 m、その曙向斜東翼側の遅沢で約700 m、夜子沢で約250 m、手打沢で欠如する。中富地区の曙向斜東翼部の本層は、軸部から離れるほど急激に地層は薄くなる。

なお、松田(1958)では、相又層上部(本報告の烏森山火山碎屑岩部層)は、曙向斜軸部(身延町栗倉付近)で層厚が大きく、両翼部で小さくなっていることから曙向斜形成に参加しているとされている。しかし、相又層は海底火山体とその周辺の堆積物からなる岩相・層厚変化の著しい地層と推定されること、小縄背斜部分で層厚が薄くなるかが明確でないことから、本層上部堆積時に曙向斜が形成され始めていたかは不明である。

**部層区分** 相又層は、下部の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層と上部の烏森山火山碎屑岩部層に区分される。

### 7.7.2 鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層(Tka, Tks, Tkm)

**地層名・定義** 松田(1961)の相又累層鷹取火砕岩によるが、中富地区で示される松田(1961)の相又累層烏森山火砕岩層基底部の堆積岩を多く含む層準まで本層に含めた。南接「南部」地域の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層(松田, 2014c)に連続する。また、徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層と同様に、本部層の一部は砂岩と泥岩が卓越する層準があること、再堆積性の火山碎屑岩が卓越することから、部層の岩相名を松田(1961)の「火砕岩」から「火山碎屑岩砂岩泥岩」と改称した。

なお、本部層は中富地区から身延山地区に分布するが、中富地区から身延山地区北部の調査を中心とした報告では、本部層相当層がより細かく区分されている(秋山, 1957; 富士川団体研究グループ, 1976; Ujiié and Muraki, 1976; 島津ほか, 1983; 柴ほか, 2013; 第7.3図)。

しかし、身延山地区全体としては、中富地区の3倍以上の層厚を有し安山岩溶岩及び火山碎屑岩が卓越するため、中富地区の層序区分をそのまま身延山地区に適用することは難しい。このため、本地質図では、中富地区で細分された既存区分は、概ね本部層中の岩相変化として示した。

本部層は、秋山(1957)の三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層及び梅平砂岩層、富士川団体研究グループ(1976)の三ツ石凝灰角礫岩層及び早川橋砂岩泥岩互層、Ujiié and Muraki (1976)及び氏家(1976)の中ノ沢礫岩部層、三ツ石火砕岩部層、早川橋泥岩部層及び夜子沢以北の烏森山凝灰角礫岩部層に相当する。また、島津ほか(1983)の夏秋火山岩層、杉尾礫質砂岩層、三ツ石火山岩層及び早川橋砂岩泥岩互層、狩野ほか(1985)の三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層、烏森山周辺以北の烏森山凝灰岩層及び遅沢砂岩層、柴ほか(2013)の三ツ石凝灰角礫岩部層及び早川橋砂岩泥岩部層に相当する。

**模式地** 鷹取山北側の谷(松田, 1961)。

**分布** 身延山地区(早川町の赤沢、小縄、<sup>はじかじま</sup>初鹿島、<sup>くれつぼ</sup>樽坪、<sup>せんずわ</sup>千須和、及び身延町の身延、小田船原、<sup>おおじろ</sup>大城地域)～中富地区東部(身延町の栗倉、遅沢、夜子沢)に布する(第7.2図・第7.4図)。

**層序関係** 本部層は、身延山地区東縁部に分布する久遠寺層、及び中富地区東縁部に分布する原層の上位を整合的に覆う。

**層厚** 身延山南部から栗倉山にかけて約2,300 m、栗倉で約200 m以上(下限を身延断層に切られる)、早川沿いで約330 m、伊沼の西方の烏森山南で約750 m、夜子沢付近で450 m、手打沢で消滅する。対比される「南部」地域の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層は富士川沿いで1,300 mと見積もられている(松田, 2014c)。

**岩相** 安山岩火砕岩及び溶岩(Tka)が主体をなすが、本部層上部では凝灰質砂岩安山岩火山碎屑岩泥岩互層(Tks)と泥岩及び泥岩砂岩互層(Tkm)が広く分布する。

安山岩火山碎屑岩及び溶岩(Tka)は、主に安山岩(僅かに玄武岩を含む)の溶岩(一部、枕状溶岩を含む)、本質の火山角礫岩～火山角礫岩(一部、ハイアロクラスタイト)からなり、再堆積性の火山角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩を伴う。また、それらの上位や側方に級化や平行葉理の発達する凝灰質砂岩や泥岩を挟む。溶岩及び火山角礫として、普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩、斜方輝石普通輝石安山岩、透輝石かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩、角閃石普通輝石古銅輝石安山岩、かんらん石斜方輝石普通輝石安山岩のほか、かんらん石普通輝石玄武岩が認められている(島津ほか, 1983)。

凝灰質砂岩安山岩火山碎屑岩泥岩互層(Tks)は、各々層厚1～5 mの白灰色～緑灰色を呈する、淘汰の良い成層する細粒～中粒の凝灰質砂岩、細礫主体の火山円礫や泥岩を含む淘汰の悪い凝灰質砂岩の累重からなり、各々

層厚数 m 以下の再堆積性の緑灰色を呈する安山岩火山碎屑岩(火山礫凝灰岩及び凝灰岩)と泥岩を多く挟む。また、これらの地層にスランプ堆積物として泥岩の角礫やブロックを不規則に含むことが多い。

泥岩及び砂岩泥岩互層(Tkm)は、暗灰色を呈する塊状泥岩と、白灰色～緑灰色を呈する凝灰質砂岩と暗灰色を呈する泥岩の互層(各々層厚数 cm～数 m)からなる。いずれも緑灰色を呈する安山岩火山碎屑岩(主に再堆積性の火山礫凝灰岩～凝灰岩)の薄層(厚さ数十 cm～数 m)を挟む。

化石 秋山(1957), Nishiyama(1972), 柴ほか(2013)による軟体動物化石の産出の報告がある。

秋山(1957)は、栗倉の字上栗倉と字下栗倉の梅平砂岩層(本部層の泥岩主体層(Tkm)にあたる)から、*Anadara* sp. *Cardium* sp., *Turricula crumpi yokoyamai*などを、Nishiyama(1972)は、早川橋北と夜子沢の烏森山層(概ね本報告の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層に相当)から *Dentalium* sp. を報告している。また、柴ほか(2013)は、早川橋東方の早川の川底の露頭から、宮崎層群からしか知られていなかった *Megacardita panda* の祖先型の貝化石とされる *Megacardita oyamai* が多産すること、*Glycymeris osozawaensis* とは異なる中部～上部中新統から報告される *Glycymeris* 属が多種含まれていることを報告している。

堆積環境 遠藤ほか(1995)は、本部層(本報告の波木井砂岩泥岩互層部層の上部も含む)の詳細な堆積相解析の結果から、塊状溶岩とその外縁部のハイアロクラスタイトからなる規模の大きな溶岩ドーム(底径約 5,800 m, 高さ 930 m 以上)と、そのドームの周辺に分布するデブライト(層厚 950 m), デブライトの上位に規模の小さな溶岩ドーム(初鹿島字夏秋付近), 更にそれら全体を覆うタービダイト(層厚約 1,500 m 以上)の分布を明らかにし、水中火山の発達を論じている。

遠藤ほか(1995)では地質図は示されておらず詳細は不明であるが、本部層の Tka が遠藤ほか(1995)の溶岩ドームとその外縁部のハイアロクラスタイト、Tks がデブライト、Tkm がタービダイトに相当すると推定され、本部層の岩相変化と層厚変化と整合的である。一方、中富地区東部の本部層は、例えば烏森山付近では層厚約 600 m と身延山地区に比べ層厚が薄く、烏森山付近で卓越する安山岩火山碎屑岩及び溶岩(Tka)が、その南側の早川の川底露頭や栗倉付近ではほとんど認められなくなることから、身延山地区の海底火山体とは異なる給源が烏森山の北方付近に想定される。

### 7.7.3 烏森山火山碎屑岩部層(Kra)

地層名・定義 秋山(1957)の原層烏森山凝灰角礫岩の岩相名を改称。ただし、秋山(1957)では身延町栗倉の字小原島以北のみに本部層が分布するとしていたが、本報告では小原島以南、以西にも分布する対比される地層

を本部層に含めた。

松田(1958)の身延断層東側に分布するものを除く烏森山火砕岩層の中～上部、富士川団体研究グループ(1976)の烏森山凝灰角礫層と早川町赤坂など春木川右岸添いに分布する三ツ石凝灰角礫岩層、島津ほか(1983)の身延断層東側のものを除く烏森山火山岩層に概ね一致する。

なお、「烏森山」は早川橋の北北東方約 1.5 km にある標高 644.5 m の山名である。

模式地 早川橋北側から観音橋に至る道路沿いの露頭(秋山, 1957)。現在、露頭は、早川橋周辺の早川の川床～栗倉の小原島西の早川西岸などで確認される。

分布 中富地区南部～身延山地区北部(曙向斜に沿って、軸部の身延町栗倉、同西翼の遅沢同東翼の遅沢)から身延山地区の西縁部(小縄背斜の西方の糸魚川～静岡構造線東側沿い; 早川町千須和、塩之上、赤沢)にかけて分布する(第 7. 2 図・第 7. 5 図)。

層序関係 下位の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層とは整合関係にある。本部層は、身延断層の東側に沿った身延町の身延・梅平・相又の波木井川沿いに南北に分布する身延層清子火山碎屑岩部層に対比される。

層厚 曙向斜軸部の栗倉付近(字小原島～栗倉山間)で約 1,600 m, 向斜東翼の身延町遅沢付近で約 250 m, 向斜西翼の江尻窪～樽坪で約 800 m, 糸魚川～静岡構造線沿いの早川町赤沢の春木川沿いで 550 m 以上(上限不明)。

岩相 主に安山岩火山碎屑岩及び溶岩からなり、礫岩、凝灰質砂岩、泥岩及びデイサイト凝灰岩を挟む。

安山岩火山碎屑岩は、各々層厚が 1～8 m 程度の暗緑灰色～黒灰色を呈する本質～再堆積性の火山角礫岩、凝灰角礫岩、凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、安山岩溶岩を伴う(第 7. 6 図)。また、これらの上位や側方に、厚さ 1～13 m の成層した火山円礫岩、級化及び平行葉理の発達する凝灰質砂岩、暗灰色を呈する塊状泥岩を伴う。火山角礫岩、凝灰角礫岩の角礫は大礫～巨礫サイズ(最大径 1～1.5 m)で、泥岩をブロックとして取り込んでいることもある。凝灰岩や凝灰質砂岩は成層して淘汰が良いものが多い。

安山岩溶岩及び火山碎屑岩の礫は、紫蘇輝石普通輝石安山岩と普通輝紫蘇輝石角閃石安山岩が認められる(島津ほか, 1983)。紫蘇輝石普通輝石安山岩は、斑晶として紫蘇輝石、普通輝石、斜長石を含み、基質は針状の斜長石、紫蘇輝石、ガラスからなる。また、普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩は、やや斑状で、斑晶として普通輝石、紫蘇輝石、角閃石、斜長石を含み、石基は斜長石、普通輝石、ガラスなどからなりピロタキシチック組織を示す。また、捕獲岩として普通輝石玄武岩を含むことがある。

デイサイト凝灰岩は、層厚 10 m 前後の淡灰色～白色





第7.6図 烏森山火山碎屑岩部層の同質安山岩礫からなる凝灰角礫岩  
地点：身延町栗倉字小原島西方の早川沿い(付図2B参照)。スケールは2m。

を呈し、ガラス質で、斑晶として普通角閃石のほか普通輝石を含む。連続的には追えていないが、本部層の下部にあたる身延町の遅沢・中山東方・梨子のほか、早川町の赤坂などでも数層準で認められる。夜子沢では、デイサイト凝灰岩の礫からなる角礫層も分布する。

**化石** 小原島南南西約1.5kmの早川沿いに分布する本部層中の平行葉理の発達する砂岩からは、稀であるが生痕化石(*Ophiomorpha* sp.)が認められる。

## 7.8 曙層

### 7.8.1 概要

**地層名・定義** 地層名は大塚(1938a)の曙礫岩、定義は秋山(1957)の曙累層に基づく。

本層は、松田(1958)の烏森山火砕岩層を除く曙累層、松田(1961)、西宮・植田(1976)、島津ほか(1983)、狩野ほか(1985)の曙累層、富士川団体研究グループ(1976)の飯富累層の遅沢礫質砂岩層・川平泥岩層及び曙累層、天野・伊藤(1990)の夜子沢層上部及び曙層にはほぼ一致する。また、柴ほか(2013)の八日市場字後山以南の富士川層群飯富層遅沢泥岩部層及び曙層群にはほぼ一致する。

なお、地層名の由来となった曙村は、現在では中富町を経て身延町と名称を変えており、曙川として地名が残っている。

**模式地** 秋山(1957)では模式地は選定されていないため、身延町の栗倉(字小原島)～遅沢周辺及び夜子沢西方～平須(夜子沢川中・上流域)を模式地とする。

**分布** 中富地区(曙断層東側沿いにあたる身延町の大塩、

久成、平須、矢細工、中山、夜子沢、遅沢、古長谷、福原、梨子、江尻窪、栗倉(字小原島)、手打沢、日向南沢、及び富士川町の十谷、柳川)と、身延-三石山地区の西縁(身延断層東側沿いにあたる身延町の相又、小田船原、身延)に分布する。中富地区の本層の分布は本層堆積時及び堆積後に形成された曙向斜に支配され、北西縁の曙断層によって西縁を限られる。一方、身延-三石山地区の西縁の本層は、曙向斜の東側翼部の南方延長部として分布し、身延断層によって西側を限られる。  
**層序関係** 本層は、中富地区南部(曙向斜軸部付近)から中富地区南西部(曙向西翼部)では、相又層烏森山火山碎屑岩部層を整合的な関係で覆う。また、中富地区東部(曙向斜東翼部)では、烏森山付近から手打沢までは相又層鷹取火山碎屑岩部層を、手打沢では原層を、手打沢以北では西八代層群月見橋火山碎屑岩部層を傾斜不整合で覆う。本層西縁(本層上部)は曙断層で限られ、巨摩層群櫛形山亜層群と接する。

**層厚** 曙断層によって上限が切られている中富地区では、夜子沢川沿い曙向斜東翼部で約2,300m以上、栗倉(字小原島)から平須に至る曙向斜軸部で3,800m以上、身延断層によって上限が切られている身延-三石山地区西縁の大城川沿いでは350m以上。

**部層区分** 曙層は、下位より手打沢角礫岩部層、遅沢砂岩部層、川平泥岩部層、夜子沢礫岩部層に区分される(7.2節参照)。

### 7.8.2 手打沢角礫岩部層(Te)

**地層名・定義** 秋山(1957)の原累層手打沢礫岩層に基づく。手打沢不整合面(7.10節参照)直上に分布する地

層で、秋山(1957)では曙累層の下位の原累層に位置づけられているが、後述の層序関係から曙層の基底部に位置づけた。

**模式地** 身延町手打沢の手打沢川河岸(秋山, 1957: 第7.9図)。

**分布** 中富地区北東部の手打沢付近の手打沢不整合面直上(手打沢不整合での走向傾斜はN5°E~N5°W, 85~80°E(逆転層))を中心に南北約500m以内の範囲に分布する。

**層序関係** 下位の西八代層群、富士川層群原層及び鷹取火山碎屑岩部層を傾斜不整合関係で覆う。

**層厚** 80m以下。

**岩相** 主に角礫岩層からなり、凝灰質砂岩、凝灰岩、礫岩及び泥岩を挟む。

角礫岩層は、主に安山岩~玄武岩溶岩・火山碎屑岩と泥岩の、角礫、亜角礫、亜円礫からなり、ガラス質凝灰岩やマールの角礫を含む。基質は火山碎屑物からなる粗粒な凝灰質砂岩で、多くの層準で級化が認められる。泥岩の礫は、主に巨礫サイズも含み大礫~中礫サイズで、角礫(ブロック)や亜角礫のほか、亜円礫や円礫となることもある(第7.5図A, B)。玄武岩~安山岩の礫は、主に大礫サイズの亜角礫であるが、輝石安山岩は巨礫(径1m以上)サイズのものも多く認められる。玄武岩溶岩の角礫は杏仁状のセリサイトを含むものが多い。また、本層の基底部である小起伏の不整合の凹地部分に軟体動物化石片を含む砂岩の薄層が一部に認められ、松田(1958)で記載されたように、不整合面から下盤のシルト岩中にのびているサンドパイプ状の生痕も観察される。

泥岩の礫は原層由来と考えられるが、不整合面直下の原層の泥岩とは異なり、粘土岩に近いことから、すぐ北方に分布する西八代層群中の泥岩層の可能性も否定できない。玄武岩~安山岩質の亜角礫は、手打沢の北方に広く分布する月見橋火山碎屑岩部層由来の角礫と推定される。

凝灰質砂岩及び凝灰岩は層厚1~2mで角礫岩層に挟まれる。比較的淘汰がよく成層することが多く、上位へ細粒化する。また、凝灰質砂岩は、細礫~中礫の礫岩を挟むことがある。泥岩の薄層(厚さ10~60cm)は、凝灰質砂岩及び凝灰岩の上位を覆ったり、角礫岩層に挟まれる。

### 7.8.3 遅沢砂岩部層(Ozs)

**地層名・定義** 秋山(1957)の曙累層遅沢砂岩層による。松田(1958)の静川砂岩、富士川団体研究グループ(1976)の遅沢礫質砂岩層、Ujiie and Muraki(1976)の遅沢礫質砂岩部層にはほぼ一致する。ただし、本報告の遅沢砂岩部層とは、いずれも後述のように分布は一部異なる。また、柴ほか(2013)の遅沢砂岩部層の一部、三ツ石凝灰角礫岩部層の最上部に相当する。

**模式地** 身延町粟倉字小原島の東側道路沿いの露頭(秋山, 1957)。なお、模式地の露頭は山梨県自然記念物(小原島大露頭の化石群)に、また、その軟体動物化石群は日本地質学会より山梨県の化石「富士川層群の後期中新世貝化石群」(<http://www.geosociety.jp/name/content0148.html#yamanashi>, 2017年12月10日参照)に選定されている。

**分布** 中富地区南部の曙向斜(身延町梨子、江尻窪南方、粟倉字小原島、遅沢、八日市場字後山)に沿って分布する。

なお、遅沢砂岩部層の分布について、秋山(1957)、Nishimiya(1972)、富士川団体研究グループ(1976)、狩野ほか(1985)では、身延町八日市場の後山付近から、更に北方の夜子沢、日向南沢、手打沢まで連続して分布するように描かれている。また、Ujiie and Muraki(1976)では夜子沢以北は調査地域外で不明であるが、夜子沢まで連続するように描かれている。以上の見解に対し、柴ほか(2013)は、八日市場字後山以北には遅沢砂岩部層は分布しないとしている。本報告では、柴ほか(2013)の見解と同様に、岩相を変えて連続する可能性はあるが、遅沢砂岩部層としては、八日市場字後山~夜子沢字川平の間で消滅すると判断した。このため、夜子沢(字川平)やそれ以北で確認されている軟体動物化石を含む地層は、遅沢砂岩部層ではなく、より上位の地層と判断した(後述の「化石」を参照)。

**層序関係** 曙向斜東翼部から軸部(梨子、江尻窪南方、小原島及び遅沢)では相又層の烏森山火山碎屑岩部層を整合的に、後山付近では同層の鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層を傾斜不整合で覆う。

**層厚** 曙向斜西翼の梨子、江尻窪南で約50m、軸部の粟倉字小原島で約100m、東翼の遅沢や烏森山付近で約40~50m、烏森山西側で約20~30m、夜子沢で欠如する。

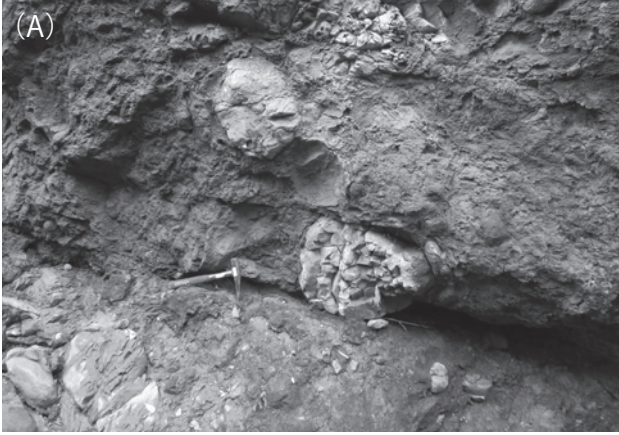
**岩相** 主体は細礫の円礫を多く含む中粒~粗粒のやや凝灰質の砂岩からなり、一部、基底部に巨礫サイズの円礫を伴う。火山碎屑物を多く含み暗灰色を呈することも多い。上方へ細粒化しシルト岩~極細粒砂岩へ移行し、側方(北部)で多くのシルト岩~極細粒砂岩を挟むようになる。礫は主に円礫からなり、礫種は安山岩火山碎屑岩が多い。

後述のように、多くの軟体動物、サンゴ、コケムシ、腕足動物などの化石を産出する化石集積層が認められる。化石集積層は、ほとんど摩滅していない貝殻片が淘汰に集積してできた粗粒のコキノイド石灰岩となることが多い(第7.7図C, D)。

**化石** 中富地区では、(1)模式地の粟倉字小原島の東側道路沿い(山梨県自然記念物のため化石採取禁止)、(2)遅沢集落東方約400mの谷、(3)遅沢集落北東方約500mの谷、(4)烏森山西南西方約500mの谷、(5)烏森



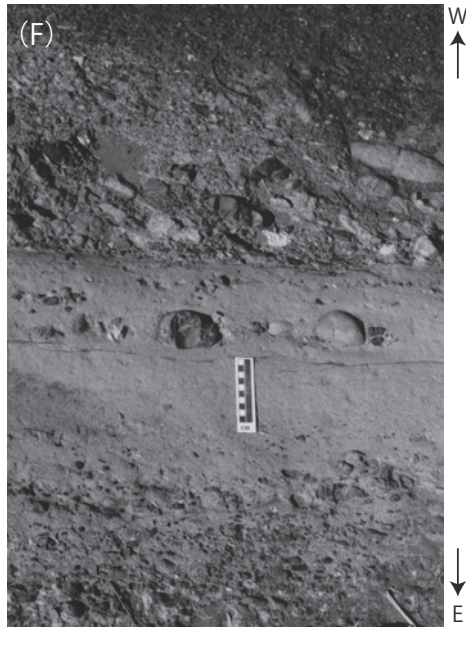
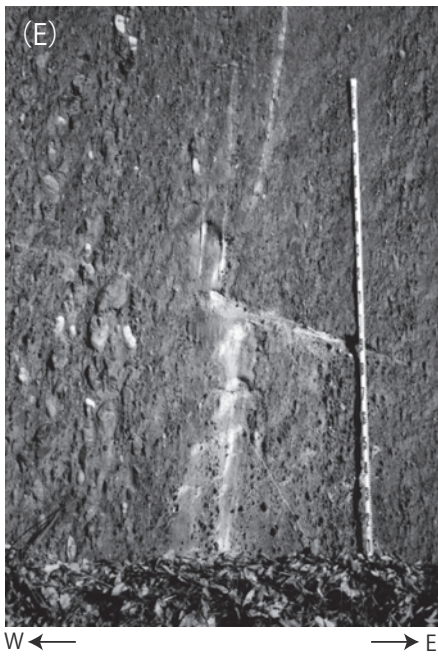
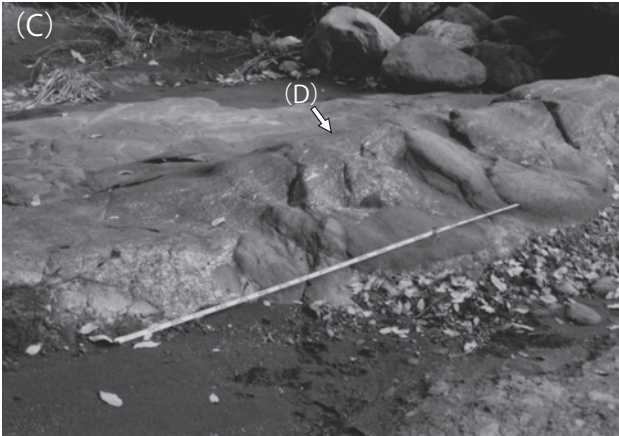
SE ← → NW



SE ← → NW



S ← → N





山西北西方約 300 m の谷沿い、(6) 粟倉字小原島西方の早川を挟んだ対岸、(7) 江尻窪集落南南西方約 600 m など、軟体動物、サンゴ藻の破片やサンゴ礁石灰岩、コケムシ、腕足動物などの化石が認められる(第 7. 8 図; 大塚, 1934, 1938a, 1955; 秋山, 1957; Akiyama, 1957; 久保, 1963; Nishimiya, 1968, 1972; 山梨県・山梨県地質図編纂委員会編, 1970; 西宮・植田, 1976; 富士川団体研究グループ, 1976; Tomida, 1996; 神谷・富田, 1999; 新妻, 2006b; 柴ほか, 2013, 2014). 特に、二枚貝は *Glycymeris cisshuensis*, *Glycymeris osozawaensis*, *Megacardita panda*, *Keenaesa samarangae*, *Callista chinensis*, *Glycymeris rotunda*, *Chlamys miurensis*, *Chlamys kakisakiensis*, *Amusiopecten iitomiensis* などが、巻貝は *Ginebis argenteonitens*, *Turbo* cf. *marmoratus*, *Fissidentalium yokoyamai* などが多産する(Tomida, 1996; 柴ほか, 2013, 2014).

Tomida (1996) は、本部層の軟体動物化石群を、南部フォッサマグナ地域に分布する後期中新世～前期鮮新世の熱帯・亜熱帯性動物群として逗子動物群(小澤・富田, 1992)に位置づけている。そして、逗子動物群で識別できる 9 群集のうち、地点 (2) の礫質砂岩から *Turbo* cf. *marmoratus* – *Charonia sauliae* 群集(上浅海帯の岩礁底)、*Glycymeris albolineata* – *Amusiopecten iitomiensis* – *Megacardita panda* 群集(上浅海帯～下浅海帯の砂底)、*Bolma virgate* – *Kelletia brevis* 群集(中浅海帯の岩礁底)、地点 (1) (2) の礫質砂岩やシルト岩から *Glycymeris rotunda* 群集(中浅海帯～下浅海帯の砂底ないし砂泥底)、地点 (1) (2) のシルト岩から *Ginebis argenteonitens* – *Acila divaricate* – *Fissidentalium yokoyamai* 群集(下部浅海帯～上部漸深海帯の泥質砂～シルト底)を認めている。また、礫質海岸を含む浅海域に生息する群集と大陸斜面から深海域に生息する群集が混在する特徴から、狭い大

陸棚と急峻な大陸棚斜面が存在した古地理を推定している。なお、*Glycymeris albolineata* – *Amusiopecten iitomiensis* – *Megacardita panda* 群集は、逗子動物群より新しい鮮新世初頭の群集と位置づけている。

柴ほか (2014) も詳細な軟体動物化石の分析を行い Tomida (1996) と同様な結論を得ている。ただし、後述 7. 9 節のように、柴ほか (2012) の浮遊性有孔虫化石分析に基づいて、Tomida (1996) の *Glycymeris albolineata* – *Amusiopecten iitomiensis* – *Megacardita panda* 群集は、鮮新世初頭ではなく後期中新世末期の動物群であるとしている。

なお、大塚 (1938a, 1955) では、夜子沢字川平以北でも本部層として軟体動物化石が報告されているが、それら化石産出地点の層準は、後述の川平泥岩部層及び夜子沢礫岩部層にあたると思われる。

以上のほか、上記の地点 (1) のほか、身延 – 三石山地区西縁の身延川と波木井川が合流する付近の栄久橋下において、鯨目の化石の産出が報告されている(三島・富士川団体研究グループ, 1976)。

**堆積環境** 遅沢砂岩部層は、下位の地層を嚙向斜軸部から西翼部で整合的に、東翼部では傾斜不整合で覆い、層厚は嚙向斜軸部で最も厚い(10. 3. 3 項参照)。また、本部層から産する軟体動物化石群は礫質海岸を含む浅海域に生息する群集と大陸斜面から深海域に生息する群集が共産し、狭い大陸棚と急峻な大陸棚斜面が存在した古地理が推定されている(Tomida, 1996; 柴ほか, 2014)。更に、遅沢砂岩部層の推定される堆積年代は後期中新世末～前期鮮新世初頭の世界的な海進の時期にあたり、熱帯～亜熱帯性環境下にあった軟体動物化石群と整合的であるとされる(Tomida, 1996; 神谷・富田, 1999; 7. 9 節参照)。以上のことから、本部層は海退から海進へ移り変わった時期に、嚙向斜の活動で形成されたトラフ底に

(← p.98)

#### 第 7. 7 図 嚙層の岩相

(A) 手打沢角礫岩 (Te) の大～巨礫サイズの礫支持角礫岩。

地点: 身延町手打沢の河床(付図 2B 参照)。礫種は主に塊状泥岩及び輝石安山岩溶岩・火山砕屑岩からなる。泥岩礫は重円礫も含む。ハンマーの長さは約 33 cm。

(B) 手打沢角礫岩 (Te) の中礫サイズの角礫岩。

地点: 身延町手打沢の河床(付図 2B 参照)。礫は輝石安山岩～玄武岩の溶岩・火山砕屑岩を主体として、デイサイトの角礫、頁岩及び砂岩の円礫も含まれる。ハンマーのヘッドの長さは約 18.5 cm。

(C) 遅沢砂岩部層 (Ozs) 基底部の化石密集層

地点: 身延町粟倉字小原島西方の早川河床(付図 2B 参照)。本部層基底部の巨礫サイズの円礫岩層とそれを覆う軟体動物化石片多く含む砂岩層。礫岩層の下位は烏森山火山砕屑岩部層の火山角礫岩。スケールは 2 m。

(D) (C) の軟体動物化石密集層の拡大写真。ハンマーの長さは約 33 cm。

(E) 夜子沢礫岩部層の中～大礫礫岩 (Ac1) の岩相

地点: 身延町久成(付図 2B 参照)。スケールは 2 m。走向傾斜は N25° E, 87° W。

(F) 身延断層東側に分布する夜子沢礫岩部層中～大礫礫岩 (Ac1) に認められるインプリケーション

地点: 身延町相又波木井川河床(付図 2B 参照)。スケールは 10 cm。走向傾斜は N6° E, 76W。



堆積した堆積物である可能性が高い。

#### 7. 8. 4 川平泥岩部層 (Kwm)

**地層名・定義** 秋山(1957)の曙累層川平泥岩層による。久保(1963)の川平泥岩、富士川団体研究グループ(1976)、Ujiié and Muraki(1976)、狩野ほか(1985)の川平泥岩層にほぼ一致する。また、柴ほか(2013)による身延町遅沢～中山(字松山)付近の川平層と、身延町夜子沢～寺沢の川平層基底層が本部層に相当する。なお、柴ほか(2013)が示す夜子沢～寺沢の川平層基底層を除く川平層～手打沢及びその北側の川平層は、礫岩が主体となることから、秋山(1957)の曙礫岩層と同様に、本報告では夜子沢礫岩部層に位置づけている。

**模式地** 身延町夜子沢字川平の東側の夜子沢川河岸(秋山, 1957)。

**分布** 中富町東部の曙向斜軸部から東翼部(身延町粟倉字小原島、遅沢、八日市場字後山、夜子沢、寺沢)に分布する。

**層序関係** 下位の遅沢砂岩部層を整合的に覆う。夜子沢礫岩部層に整合的に覆われるが、一部は夜子沢礫岩部層に削られ、夜子沢以北は夜子沢礫岩部層基底層と同時異相関係にあると考えられる。

**層厚** 身延町八日市場字後山付近で約 400 m、後山の南方及び北方の同町遅沢で約 170 m、同町夜子沢で約 180 m。

**岩相** 主に泥岩からなり、化石を含む砂岩、細礫礫岩の薄層(厚さ数 cm ～数 m)も認められる。泥岩は、暗灰色を呈する塊状のシルト岩を主体として、基底層には泥岩のブロックが多い。

**化石** 柴ほか(2013)は、本報告の川平泥岩部層が分布する夜子沢字川平の夜子沢川沿い(柴ほか(2013)では Loc.4 と記述)から、*Glycymeris cisshuensis*、*Amussiopecten praesignis* などの軟体動物化石の産出を報告している。

ほかに、夜子沢中流域の本部層から翼足類の産出報告がある(Shibata *et al.*, 1986)。

#### 7. 8. 5 夜子沢礫岩部層 (Ygc1, Ygc2, Ygsm, Ygm, Ygd)

**地層名・定義** 定義は秋山(1957)の曙礫岩層に基づくが、曙層と同じ地名が使用され、地層命名指針(<http://www.geosociety.jp/name/content0001.html>, 2017 年 12 月 10 日参照)に則していないため、夜子沢礫岩部層と新称した。

松田(1961)、富士川団体研究グループ(1976)、島津ほか(1983)、狩野ほか(1985)の曙礫岩層、久保(1963)の曙礫岩に一致する。また、後述のように、本層の中～下部と本層の上部は、それぞれ柴ほか(2013)の中山層と平須層にほぼ相当する。なお、本報告では、大塚(1938a)に基づき、平須層は曙層を不整合で覆う不淘汰な角礫層の地層名として使用している(9. 2. 1 項参照)。

**模式地** 身延町夜子沢字川平の西方の夜子沢川流域(秋山, 1957)。

**分布** 中富地区中東部(身延町の中山、江尻窪、古長谷、矢細工、平須、久成、中山、日向南沢、大塩、及び富士川町の柳川など)に広く分布する。また、身延-三石山地区南西縁の身延断層東側沿い(身延町の小田船原、相又)に分布する。

**層序関係** 中富地区では、曙向斜東翼部である手打沢以北では西八代層群月見橋火山砕屑岩部層を傾斜不整合で、手打沢付近では手打沢角礫岩部層を整合に、寺沢から遅沢付近では川平泥岩部層を整合的(削り込みの有無は不明)～同時異相の関係で覆う。また、曙向斜西翼部の軸部付近(小原島西方)では川平泥岩部層を、西翼部の福原付近では遅沢砂岩部層を整合的(削り込みの有無は不明)に覆う。

**層厚** 中富地区のうち、夜子沢川沿い(夜子沢～平須間)の曙向斜東翼で約 2,000 m 以上、平須～粟倉(字小原島)と遅沢間の曙向斜軸沿いで約 3,700 m 以上(曙断層に切られ上限不明)。身延-三石山地区西縁部の身延断層東側沿いで約 350 m 以上(身延断層に切られ上限不明)。

**岩相** 主に中～大礫礫岩 (Ygc1) と大～巨礫礫岩 (Ygc2) からなる。中富地区では、Ygc1 は夜子沢礫岩部層の下～中部を占め、Ygc2 は上部を占める。身延-三石山地区西縁部の曙層は Ygc1 で特徴づけられる。また、Ygc1 及び Ygc2 分布域の多くの層準で、砂岩、泥岩、デイサイト凝灰岩の薄層(主に厚さ数 m 以内)が挟まれるが、地質図では比較的よく連続するもののみ、砂岩及びシルト岩 (Ygsm)、泥岩 (Ygm)、デイサイト凝灰岩 (Ygd) と区分して示した。

中～大礫礫岩 (Ygc1) は、中富地区に広く分布する曙層の中～下部と、身延-三石山地区南西縁部の身延断層の東側沿いに分布する曙層を特徴づける。主に厚さ数十 cm ～ 3 m の成層する中礫～大礫(径 10 cm 以下が主)礫岩(第 7. 7 図 E, F)の累重からなり、巨礫礫岩(最大径約 40 cm)を含む。多くのシルト～極細粒砂岩(厚さ数十 cm ～ 10 m)、礫質砂岩を含む中～粗粒砂岩(厚さ数十 cm ～ 5 m)、砂岩泥岩互層(厚さ数十 cm ～数 m)のほか、デイサイト凝灰岩の薄層(主に厚さ数十 cm)を含む。礫は、主に円礫からなり、淘汰は悪く、基質はやや不淘汰な中～粗粒砂を主体とする。曙(半凝固)礫岩(大塚, 1955)と呼称されていたように、基質は十分には固結していない。多くの場合、礫岩の単層は礫支持礫岩から基質支持礫岩(あるいは礫まじり砂岩～細粒砂岩)への級化が認められ、成層することも多い。厚さ 1 ～ 2 m 程度の泥岩と礫岩層が互層する場合、礫岩層は逆級化を示すことが多い。また、高木・岡田(1987)で報告されているように、礫岩には主に東方と南東方へのインプリケーションが認められる。礫種は、瀬戸川層群など四万十帯の先中新統由来と推定される砂岩及び頁岩を主体とし、



チャート、変成岩のほか、細粒閃緑岩類や花崗岩類も認められる。本部層の基底部を占める Ygc1 には、礫として泥岩～細粒砂岩の角礫（一部、ブロック状）～円礫（径数 cm）を含むこともある。高木・岡田（1987）は、蛇紋岩礫も確認している。

大～巨礫礫岩（Ygc2）は、主に大礫～巨礫礫岩（最大径約 50 cm）からなり、中礫礫岩を含む。また、砂岩、泥岩、凝灰岩の薄層を挟む。中～大礫礫岩（Ygc1）とは境界は漸移的であるが、巨礫岩を含む層準が多くなることで区分した。礫岩は礫支持から基質支持で、礫は円礫からなる。淘汰は悪く、基質は粗粒～中粒の砂からなる。礫種構成は、Ygc1 と同様である。

砂岩及びシルト岩（Ygsm）は、北沢川～夜子沢の夜子沢礫岩部層の基底部付近に分布し、最大層厚は約 90 m である。下部は、砂岩優勢砂岩泥岩互層、礫岩を挟むシルト岩～極細粒砂岩、礫岩を挟む砂岩からなり、上部は礫岩の薄層を挟む塊状極細粒砂岩～シルト岩からなる。後述のように、軟体動物化石を産する。

泥岩（Ygm）は、層厚数 m 以下の薄層は本部層中に多く挟まれるが、地質図では大塩と福原に分布する層厚 20 m 前後のやや連続性の良いもののみ示した。塊状の泥岩からなり、細粒砂岩や礫の薄層（層厚数 cm～10 cm）を挟む。

デイサイト凝灰岩（Ygd）は、薄灰色～淡黄褐色を呈する。淘汰の良い中粒凝灰岩からなる。デイサイト凝灰岩の薄層は曙層中でいくつかの層準で認められるが、地質図では、身延町の久成～平須に分布する曙層上部の砂岩～シルト岩に挟まれる層厚約 5 m のもののみ示した。

化石 夜子沢礫岩部層基底部の [1] 富士川カントリークラブ西側の北沢川沿い、[2] 手打沢西方の手打沢川と北沢川の合流付近、[3] 日向南沢の寺沢川沿いで、軟体動物化石の産出が知られている（第 7.8 図）。[1] は Nishimiya（1972）の地点⑥（遅沢砂岩部層）、柴ほか（2013）の Loc.1（川平層）に、[2] は Nishimiya（1972）の地点⑤（遅沢砂岩部層）に、[3] は柴ほか（2013）の Loc.2（川平層）にあたる。Nishimiya（1972）は遅沢砂岩部層、柴ほか（2013）は川平層に位置づけているが、いずれも本報告の層序区分では、夜子沢礫岩部層基底部の砂岩及び泥岩が卓越する Ygsm の層準にあたる。地点[1] と [3] からは、*Glycymeris cisshuensis*、*Chlamys satoi*、*Paphia exilis exilis* などが多産し、*Glycymeris* 属は合弁の状態で産するものが多い（柴ほか、2013）。

ほかに、手打沢中流域の本部層から翼足類の産出報告がある（Shibata *et al.*, 1986）。

## 7.9 堆積年代

以下、主に浮遊性有孔虫化石と石灰質ナンノ化石分析の既存報告に基づく、富士川層群の堆積年代の推定につ

いて述べる（第 2.5 図）。

### (1) しもべ層

しもべ層の微化石層序区分に関しては、浮遊性有孔虫化石群集に基づく千地・紺田（1978）、天野・伊藤（1990）、石灰質ナンノ化石に基づく本田（1982）、伊藤・天野（1990）、総合的に検討した青池（1999）の報告がある。また、「南部」及び「富士宮」地域のしもべ層に関しては、角田ほか（1990）の報告がある。

千地・紺田（1978）は、身延町の宮木（屏風岩）南部から、波高島、上八木沢、下八木沢、帯金に至る富士川左岸沿いのしもべ層から身延層下部について浮遊性有孔虫化石群集を検討し、屏風岩凝灰岩層上部と下部累層（本報告のしもべ層）の大部分は、*Pulleniatina primalis* / *Sphacroidinella dehiscens* Interval Zone にあたるとして、N17 帯の一部から N18 帯に相当るとした。ただし、その後の報告と比較すると、かなり推定年代の若い化石帯が推定されている。

本田（1982）は、和平凝灰岩部層上部～しもべ層下部を、石灰質ナンノ化石 CN5b 帯にあたる *Cocolithus miopelagicus* Zone に位置づけている。

天野・伊藤（1990）は、松田時彦氏私信に基づき、原層基底部に *Globigerina nepenthes* が産出することを考慮して下部層（本報告のしもべ層）の下限は浮遊性有孔虫化石帯の N14 帯、上限は石灰質ナンノ化石の CN7a 帯としている。

伊藤・天野（1990）は、雨川内川沿いに分布する下部層（本報告のしもべ層）は、*Cyclicargolithus floridanus* が産出せず、*Catinaster coalitus* の出現以前であることから CN5b 帯にあたるとしている。また、稲子川東岸（「富士宮」地域）に分布する下部層の下部は *Cyclicargolithus floridanus*、*Reticulofenestra pseudoumbilica* を、上部は *Catinaster coalitus* を産出することから、この地域の下部層の堆積年代は CN5a～CN6 帯にあたるとしている。

角田ほか（1990）は、「富士宮」地域の上稲子字塩野と富士宮市上佐野字西乗（佐野川上流）の泥岩層から、それぞれ N9～N14 帯と N7～N14 帯に相当する浮遊性有孔虫化石を認め、両地域の泥岩層をしもべ層に対比している。なお、松田（2014b）では西乗の泥岩層を西八代層群に位置づけている。

Amano（1991）は、伊藤（1990MS）に基づき、しもべ層（本報告のしもべ層）の石灰質ナンノ化石帯を CN5 帯～CN6 帯下部としている。

青池（1999）は、しもべ層下部から *Cyclicargolithus floridanus* が産出しているが、しもべ層と同時異相の関係にある原層の基底から約 70 m 上位に N14 帯と N13 帯の境界が存在する（尾田ほか、1987）ことから、しもべ層の下限を N14 帯と N13 帯の境界より少し下位にあると推定している。

以上、本田（1982）、伊藤・天野（1990）、Amano（1991）、

青池 (1999) に基づくと、しもべ層下限は N14 帯下限より少し下位の層準、上限は CN6 帯下部にあたりと判断され、しもべ層の堆積年代は後期中新世初頭頃と推定される。

## (2) 身延層

「身延」地域に分布する身延層の微化石年代層序については、天野・伊藤 (1990)、伊藤・天野 (1990) と Amano (1991) の報告がある。一方、「南部」及び「富士宮」地域の身延層及び身延層に対比される万沢層については、Nishimiya (1970)、石垣 (1988)、斎藤ほか (1989)、秋元 (1990a)、松田 (2014c) の報告がある。なお、「南部」及び「富士宮」地域では、身延断層の南方延長部を境にして、その東側に分布するものは身延層、西側に分布するものは万沢層に区分されている (松田, 2014a, c など)。万沢層は、松田 (1961) ではしもべ層に対比されていたが、松田 (2014a, c) ではしもべ層上部とその最上部 (清子火砕岩部層) を除く身延層に対比されている。また、松田 (2014a, c) では、万沢層を下位より、十島砂岩泥岩互層部層、万沢砂岩泥岩互層部層、町屋泥岩砂岩互層部層、福士凝灰岩部層と呼んでいる。

天野・伊藤 (1990) は、松田時彦氏私信として、身延層 (本報告の清子火山砕屑岩部層を除く) 最下部層は石灰質ナンノ化石 CN6 帯又は CN7 帯、本層上限は浮遊性有孔虫 N16 帯の上限であると報告している。

伊藤・天野 (1990) は、身延層 (本報告の清子火山砕屑岩部層を除く) の下部が分布する雨河内川及び稲子川東方 (「富士宮」地域) からは *Catinaster coalitus* と *Catinaster calyculus* が産出することから下部は CN6 ~ CN8 帯に、上部が分布する身延町和田からは *Discoaster quinqueringus* が産出することから上部は CN9 帯に対比できるとしている。また、Amano (1991) は、伊藤 (1990MS) に基づき、身延層 (本報告の清子火山砕屑岩部層を除く) の堆積年代は石灰質ナンノ化石から CN6 帯下部 ~ CN9 帯、丸滝礫岩部層は CN7b 帯 ~ CN8 帯に相当するとしている。

石垣 (1988) は *Globigerina nepenthes* が万沢互層中部から福士凝灰岩までほぼ連続的に産出し、*Globorotalia acostaensis* が万沢互層最上部で初出現することから、万沢互層中 ~ 上部は N15 帯に、万沢互層最上部 ~ 福士凝灰岩は N16 帯 ~ N17 帯にあたりとしている。

斎藤ほか (1989) は、万沢層の十島互層から *Globorotalia fohsi* などの群集を産することから浮遊性有孔虫化石帯の N12 帯が推定され、上位の地層との間にはハイエータス (hiatus) の存在が示唆されるとしている。

秋元ほか (1990a) は、万沢層の十島互層には *Globigerina nepenthes* が産出し、*Globorotalia siakensis* が共存しないことから N15 帯に、万沢互層中部には *Globorotalia acostaensis* が産出し、万沢互層上部に *Globigerina nepenthes* と *Globorotalia plesiotumida* が共存

することから、万沢互層中部と上部は N16 帯と N17a 帯に、町屋互層上部は *Pulleniatina cf. primalis* が産出することから N17b 帯に相当するとしている。

松田 (2014c) は、岡田尚武氏私信として、身延層の波木井砂岩泥岩互層部層は石灰質ナンノ化石 CN9 帯を含むとしている。

以上、「身延」地域の身延層の微化石年代層序は、Amano (1991) と松田 (2014c) に基づくと、石灰質ナンノ化石 CN6 ~ CN9 帯に相当する。また、「南部」及び「富士宮」地域に分布する身延層及び万沢層は、秋元ほか (1990a) に基づき浮遊性有孔虫化石帯の N15 ~ N17b 帯に相当し、「身延」地域と整合的である。これらのことから、身延層の堆積年代はその初頭と末を除く後期中新世 (11 ~ 6 Ma 頃) であると推定される。

## (3) 原層

原層の浮遊性有孔虫化石分析による堆積年代の推定は Nishimiya (1972)、Ujiie and Muraki (1976)、狩野ほか (1985)、尾田ほか (1987)、斎藤ほか (1989)、柴ほか (2012) によって行われている。

Nishimiya (1972) は、身延層 (本報告の原層) を *Globorotalia menardii* と *Globigerina nepenthes* で特徴づけられることなどから、Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N16 にあたりとしている。

Ujiie and Muraki (1976) は、身延町の伊沼 ~ 八日市場間の富士川右岸から八日市場の後山 ~ 中山の松山付近に至る東西のルートにおいて、原泥岩層 (本報告の原層) の中部が *Sphaeroidinella dehiscens immatura* の初出現層準にあたることから、原泥岩層中部に浮遊性有孔虫化石帯 N18 と N19 の境界が存在するとした。

狩野ほか (1985) は、鯨原泥岩層 (いずれも本報告の原層下部にあたる) の分布する身延町寺沢の寺沢川の川沿い (K1) から *Globigerina nepenthes*、身延町手打沢の「手打沢」不整合地点 (K2) から *Globorotalia acostaensis* (= *Neogloboquadrina acostaensis*) 等の浮遊性有孔虫化石の産出を認め、両地点を合わせて鯨原泥岩層の堆積年代を N16 ~ N19 帯にあたりとした。

尾田ほか (1987) は、八日市場 (字大子山) 南側の谷に分布する原層最下部において *Globigerina nepenthes* の初産出が認められ、勝坂層 (本報告の勝坂泥岩部層) から連続して産出する *Globorotalia siakensis* は原層中部まで産出するとして、両種の共存が認められる原層下部 ~ 中部を N14 帯 (*Globigerina nepenthes* / *Globorotalia siakensis* Zone)、上部を N15 帯以降にあたりとしている。

斎藤ほか (1989) は、原泥岩層の堆積年代を浮遊性有孔虫化石帯の N13 帯上部 ~ N15 帯と報告しているが、その詳細は不明である。

柴ほか (2012) は、早川橋すぐ東側の川底 (早川セクション) において、しもべ層原泥岩部層 (本報告の原層) の 1 箇所 (露出部分内の基底部) で、*Globorotalia miozea*

と *Globigerina nepenthes* が共存することから、N14 帯に相当するとしている。

ほかに、天野・伊藤(1990)は、山口(1986MS)と尾田ほか(1987)に基づき、原層の堆積年代を N14～N16 帯としている。

以上、原層の堆積年代は、尾田ほか(1987)、斎藤ほか(1989)、柴ほか(2012)に基づくと浮遊性有孔虫化石帯は N14 帯～N15 帯にあたり、後期中新世初頭頃と推定される。なお、*Globigerina nepenthes* 初産出の層準は原層の基底より厚さ 50～100 m ほど上位にあることから、原層の下限は N13 帯(中期中新世末)に及ぶ可能性がある。また、上限に関しては、天野・伊藤(1990)では N16 帯に及ぶことが述べられているが、詳細は不明である。

#### (4) 久遠寺層

久遠寺層については、石垣(1994)により、*Globigerina nepenthes* と *Globorotalia siakensis* が共産することから、その堆積年代は浮遊性有孔虫化石 N14 帯に相当すると推定されている。このため、その堆積年代は原層と同様に、後期中新世初頭頃と考えられるが、上限、下限については不明である。

#### (5) 相又層

**鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層** 本部層の堆積年代に関しては、尾田ほか(1987)、斎藤ほか(1989)、柴ほか(2012)の報告がある。

尾田ほか(1987)は、夜子沢川沿い身延町夜子沢の字日向と字川平の間の飯富層に関して、*Globoquadrina dehiscens* が勝坂層(本報告の勝坂泥岩部層)から飯富層(飯富層は全体としては本報告の相又層に相当するが、夜子沢川沿いルートでは本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層にあたる)まで連続して普遍的に産すること、*Globorotalia siakensis* は原層の上部で消滅することから、原層上部～飯富層は *Globoquadrina dehiscens* Zone にあたるとした。ただし、その上限は不明なため、飯富層は N15～N17 帯の間に位置づけられている。

斎藤ほか(1989)は、飯富層を N15 帯上部から N16 帯に相当するとしているが、詳細は不明である。

柴ほか(2012)は、早川沿いのセクションで身延層三ツ石凝灰角礫岩部層～飯富層早川橋砂岩泥岩互層部層(本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層)、夜子沢川沿いのセクションで身延層三ツ石凝灰角礫岩部層(本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の中～下部)について、浮遊性有孔虫分析を行っている。早川沿いのセクションの三ツ石凝灰角礫岩部層(泥岩卓越層)に消滅層準が N16 帯中にある *Globoquadrina dehiscens* と、N16 帯から出現する *Globorotalia merotumida* と *Neogloboquadrina acostaensis* が共存することから、三ツ石凝灰角礫岩部層を N16 帯に相当するとしている。また、早川橋砂岩泥岩互層部層の下限から *Globoquadrina dehiscens* が認められなくなり、

中位層準から *Globorotalia plesiotumida* が初産出することから、早川橋砂岩泥岩互層部層の下部が N16 帯、上部が N17a～N19 帯にあるとした。ただし、上部には N18 帯や N19 帯から出現する種を含まないことから、早川橋砂岩泥岩互層部層は N17 帯に限られる可能性があるとしている。なお、*Globorotalia plesiotumida* の初産出層準より上位では有孔虫化石分析が行われていないため、早川橋砂岩泥岩互層部層上限の化石帯については不明である。夜子沢川沿いのセクションの三ツ石凝灰角礫岩部層(下部は火山砕屑岩卓越層、上部は泥岩卓越層)の中～上部からも、早川沿いのセクションの三ツ石凝灰角礫岩部層と同様な群集が認められ、層序学的分布範囲が N16～N21 帯の *Globigerinoides extremus* が、試料とした最下部(この部層中部の下限付近)で産出し、*Globoquadrina dehiscens* が三ツ石凝灰角礫岩部層最上部まで連続して産出することから、本部層は N16 帯に相当するとされている。

以上の報告に基づくと、本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の中～上部は N16 帯、上部は N17 帯にあると判断され、下限は N15 帯に及ぶ可能性が高い。これらのことから、本部層の堆積年代はその初頭と末頃を除く後期中新世と推定される。

なお、西宮・植田(1976)は、早川橋北端から東方 500 m の紫蘇輝石普通輝石安山岩から 9.3 Ma の K-Ar 年代(全岩)を求めている。この安山岩の層準は、本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層中位の安山岩火山砕屑岩で、秋山(1957)の三ツ石凝灰角礫岩部層、柴ほか(2013)の三ツ石凝灰角礫岩部層にあたり、年代は浮遊性有孔虫化石層序とは矛盾しない。

**烏森山火山砕屑岩部層** 本層に関する微化石層序の報告はない。前述のように、柴ほか(2012, 2013)によると、本部層直下の早川橋砂岩泥岩互層部層(鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層最上部の泥岩主体層)の上部が N17 帯に相当すること、後述のように本部層上位の遅沢砂岩部層の更に上位の川平泥岩部層が N19 帯に相当すること、前述のように身延層最上部の清子火山砕屑岩部層を除く身延層の石灰質ナノ化石 CN6～CN9 帯に相当する(伊藤・天野, 1990)ことから、本部層の堆積年代は N17～N19 帯下部にあると推定される。

なお、佐藤ほか(2015)は、身延町湯之奥の南～南東方で富士川層群下部に貫入する下部岩体から K-Ar 年代(黒雲母)  $5.4 \pm 0.3$  Ma(後期中新世末)を求め、この時期は富士川層群で最も火砕岩を多く含む烏森山火砕岩部層の時期とほぼ一致するとして、その関連性について言及している(8.3 節参照)。

#### (6) 曙層

**手打沢角礫岩部層** 本層の堆積年代を直接示すデータはない。前述及び後述のように、烏森山火山砕屑岩部層の上位、川平泥岩部層の下位に位置することから、その堆



積年代は後期中新世末と推定される。

**遅沢砂岩部層** 本部層の堆積年代に関しては、軟体動物化石群集に基づく大塚(1955)、秋山(1957)と、軟体動物化石群集のほかに上下層の微化石層序区分を加味したNishimiya(1968, 1972)、糸魚川・西宮(1981)、Tomida(1996)、柴ほか(2014)の報告がある。

大塚(1955)は、静川砂岩層(本報告の遅沢砂岩部層)を掛川層群下部に対比し、鮮新統とした。また、秋山(1957)は、大塚(1955)を再検討したAkiyama(1957)の結果に基づき、本部層を宮崎層群下部に対比し、上部中新統であると考えた。

Nishimiya(1972)は、Nishimiya(1969)で報告したのもも含め本部層の産出軟体動物化石が浮遊性有孔虫化石N18帯にあたり、その堆積年代は後期中新世中期～前期鮮新世と推定した。

糸魚川・西宮(1981)は、本部層の軟体動物化石は、掛川層群大日砂層(大日層)より下位の層準であると推定している。なお、大日砂層は掛川層群上部の大日層の一部で、浮遊性有孔虫群集はN21帯が報告された(茨木, 1986)が、上・下位層のFT年代や古地磁気層序からは約2 Maと推定されている(柴ほか, 2001)。

Tomida(1996)は、本部層の軟体動物化石群を、南部フォッサマグナ地域に分布する後期中新世～前期鮮新世の熱帯・亜熱帯性動物群である逗子動物群のうち、二分される上位にあたる鮮新世初頭の*Glycymeris albolineata* - *Amusiopecten iitomiensis* - *Megacardita panda* 群集に位置づけている。

柴ほか(2014)は本部層の軟体動物化石群の年代に関して、柴ほか(2012)に基づき、上位の川平層(本報告の川平泥岩部層と夜子沢礫岩部層基底部の一部)が浮遊性有孔虫化石N19帯にあたること、下位の早川橋砂岩泥岩互層部層(本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層最上部の一部)の下部がN16帯、上部がN17帯にあたることから、両部層に挟まれた本部層はN17帯～N18帯に相当するとして、Tomida(1996)の*Glycymeris albolineata* - *Amusiopecten iitomiensis* - *Megacardita panda* 群集の時代は鮮新世初頭ではなく、後期中新世末期であるとしている。

以上、柴ほか(2012)に基づく、本部層はN17～N18帯に相当し、その堆積年代は後期中新世末頃と推定される。ただし、柴ほか(2012)では厳密には川平泥岩部層の下限を限定できていないため、遅沢砂岩部層がN19帯に及ぶ可能性はある。

**川平泥岩部層** 本部層の浮遊性有孔虫化石層序に関しては、Ujiié and Muraki(1976)、尾田ほか(1987)、柴ほか(2012)の報告がある(第7.8図)。

Ujiié and Muraki(1976)は、身延町八日市場字後山～中山字松山間付近に分布する川平泥岩部層から*Globorotalia tosaensis* が出現することから、川平泥岩部

層の上部に浮遊性有孔虫化石帯のN19帯とN21帯の境界が存在すると推定している。

尾田ほか(1987)は、身延町夜子沢字川平の夜子沢川沿い(YOG08～16)の川平泥岩部層の浮遊性有孔虫化石から、左巻の*Pulleniatina primalis* の初産出は川平泥岩部層の中位に認められ、同部層上部に*Globigerina nepenthes* の消滅層準が確認されることから、川平泥岩部層の下部を～N17帯、上部をN18～19帯としている。

柴ほか(2012)は、同様に夜子沢川沿いに分布する川平層(柴ほか, 2013)について浮遊性有孔虫化石分析を実施し、川平層は*Pulleniatina primalis* / *Globigerina nepenthes* 帯(N17帯上部～N19帯)で、川平層の基底から*Globorotalia crassaformis* の産出が確認できることから、川平層はN19帯に限られるとしている。ただし、本報告の川平泥岩部層と柴ほか(2012)の川平層とは中山字松山以南では分布がほぼ一致するものの、中山字松山以北(夜子沢、日向南沢及び手打沢付近)では一致せず、夜子沢川沿いに分布する川平層は、本報告の川平泥岩部層及び夜子沢礫岩部層基底部(層厚200～300 m相当)にあたる。また、柴ほか(2012)が川平層の基底から*Globorotalia crassaformis* の産出を確認したとするYG13層準(川平層基底の約30 m上位付近)は、本報告及び尾田ほか(1987)の川平泥岩部層中位付近の層準にあたる。そのため、柴ほか(2012)ではYG13層準より下位の川平層基底部の浮遊性有孔虫化石を報告していないが、尾田ほか(1987)ではYG13層準直下付近でN17帯とN18～19帯の境界を報告していることになる。

以上、松山付近の川平泥岩部層最上部は、Ujiié and Muraki(1976)に基づく、N21帯にあたる可能性がある。また、後述の夜子沢礫岩部層で記述するように、狩野ほか(1985)に基づく、その南の川平泥岩部層と指交する夜子沢礫岩部層基底部にはN19帯とN21帯の境界がある。更に、川平以北では、その境界は夜子沢礫岩部層の基底より200～300 mの上位に存在する(柴ほか, 2012)。以上のことから、川平泥岩部層と夜子沢礫岩部層最下部とは同時異相関係にあり、その上限はN19帯とN21帯の境界付近にあたる。また、本部層の下部にはN17帯とN18～19帯の境界に存在する(尾田ほか, 1987)。以上のことから、川平泥岩部層の堆積年代は、後期中新世末から前期鮮新世前半頃と推定される。

**夜子沢礫岩部層**(秋山(1957)の曙礫岩層に相当) 本部層の堆積年代の推定は、浮遊性有孔虫化石分析に基づくUjiié and Muraki(1976)、狩野ほか(1985)、尾田ほか(1987)、柴ほか(2012)の報告がある(第7.8図)。

狩野ほか(1985)は、曙礫岩層最下部である遅沢北東約700 mの曙川支流の谷で、地点A1とした地点から*Sphaeroidinella dehiscens* が産出し、やや北側の直下の川平泥岩部層から*Globorotalia tosaensis* が報告されている(Ujiié and Muraki, 1976)ことから、曙礫岩層最下部を

N19帯とN21帯の境界付近に位置づけている。また、鍵テフラ層(本報告の夜子沢礫岩部層のデイサイト凝灰岩(Ygt)にあたる)から下位500m付近の層準にあたる身延町日向南沢字石畑西方約700mや富士川町柳川南の曙断層沿いの本部層から、*Sphaeroidinella dehiscentis*とともに*Neogloboquadrina asanoi*が産出することから、鍵テフラ層準付近まではN21帯中位以降にあたり、本部層の最上部はN22帯の可能性があるとしている。

尾田ほか(1987)は、身延町日向南沢字石畑の西方約700mに分布する夜子沢礫岩部層の泥岩から、*Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina asanoi*, 右巻の*Pulleniatina*等が産出することから、N21帯にあたるとしている。

柴ほか(2012)は、身延町日向南沢字石畑西方約700mに分布する中山層の泥岩(本報告の夜子沢礫岩部層中～下部の泥岩にあたる)から、*Globorotalia tosaensis*と*Neogloboquadrina detertrei*が産出しN21～N22帯に相当するが、*Globorotalia truncatulinoides*が見られないことからN21帯の可能性があるとしている。また、柴ほか(2012)は、中山字松山以北の川平層の最上部まで*Globigerina nepenthes*が産出し、*Globorotalia crassaformis*と共存することから、川平層の最上部(本報告の夜子沢礫岩部層基底部)までN19帯に相当するとした。

以上の報告に基づく、夜子沢礫岩部層は概ね浮遊性有孔虫化石帯のN21帯に相当する。また、最上部はN22帯に及ぶ可能性がある(狩野ほか, 1985; 柴ほか, 2012)。一方、柴ほか(2012)に基づく、本報告の松山以北の夜子沢礫岩部層基底部(200～300m)はN19帯に相当する。また、狩野ほか(1985)に基づく、松山以南でも夜子沢礫岩部層基底部の一部がN19帯に及ぶ可能性がある。以上のことから、本部層の堆積年代はその初頭を除く鮮新世と推定され、最上部は前期更新世に及ぶ可能性がある。

## 7. 10 手打沢不整合

手打沢不整合とは、大塚(1952, 1955)によって「手打沢の不整合」として報告された、身延町手打沢(富士川の支流である手打沢川の河床露頭)で観察される不整合である(第7.9図)。以下、その研究史と本報告の露頭記載と解釈について述べる。

### (1) 研究史

手打沢不整合については、大塚(1952, 1955)以降、秋山(1957)、松田(1958, 1984)、富士川団体研究グループ(1976)、Ujiie and Muraki(1976)、氏家(1976)、狩野ほか(1985)、柴ほか(2013)、柴(2013)で、その層準や形成場などについて議論されてきた。

大塚(1952, 1955)は、最初に手打沢不整合を認め、走向N60°Wの垂直層である西八代層群の泥岩層(層準

の言及なし)と、南北走向で約80°西傾斜の静川砂岩の基底礫岩とが傾斜不整合関係で接すると解釈した。また、その形成時期は中新世末～鮮新世初期の造構造運動(大井川褶曲)と鮮新世後半以降の造構造運動(瑞穂・フォッサマグナ褶曲)の交斜褶曲地域であると考えた。

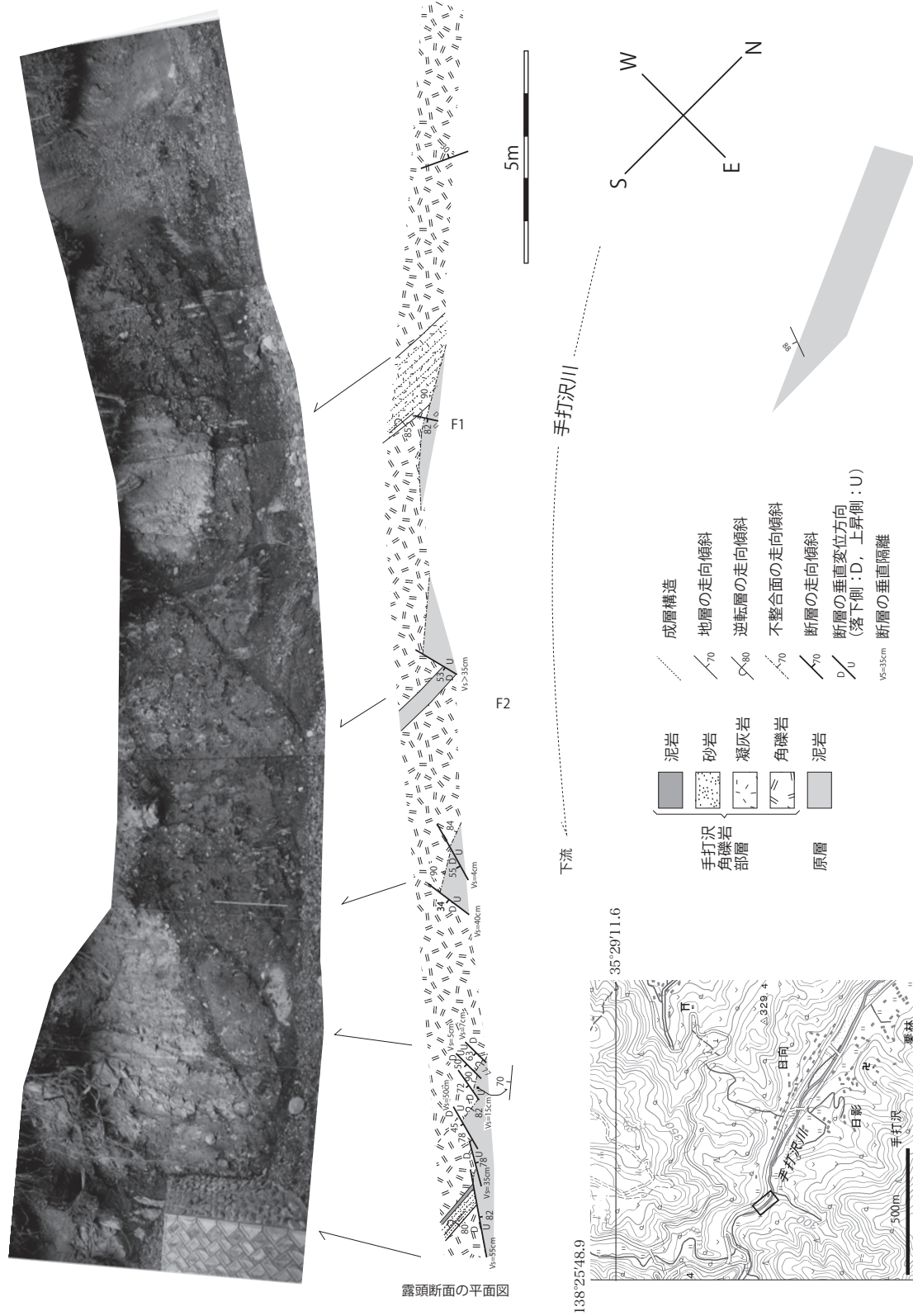
秋山(1957)は、不整合直下の地層を鯨原泥岩層(本報告の原層)に、直上を鯨原泥岩層と一部同時異相の関係にある手打沢礫岩層に位置づけた。鯨原泥岩層は走向傾斜N40～50°W, 90°SWの砂質泥岩からなり、手打沢礫岩層は走向傾斜N20～35°W, 90°Wで主として両輝石安山岩(上一色火山角礫岩起源)の垂角礫と泥岩の角礫からなるとした。両者の地層が僅かに斜交し、また、両者の境界面は、小断層と露頭の凹凸のため不規則になっているように見えるが、境界面の大部分はそれぞれ平面をなしており、かつ下位の泥岩層の層理面はこの境界にほぼ一致し、たとえ手打沢不整合の露頭の一部で軽微な斜交関係があっても、手打沢礫岩層下部と鯨原泥岩層上部とは一部同時異相関係、一部整合であるとした。

松田(1958)は、顕著な斜交関係(斜交の角度30～90°)で原泥岩層(本報告の原層)と曙累層とが接する不整合面であるとした。この不整合面の少なくとも北部は陸上の浸食面、夜子沢以南では不整合は次第に不明瞭になり、常葉背斜以南では曙累層と下位の地層とは整合漸移であると述べている。なお、松田(1958)で定義された曙累層は、下位より烏森山火砕岩、静川砂岩、曙礫岩に区別されているが、手打沢不整合面直上の地層がどの層準であるかの記載がない。松田(1958)の地質図からみると、曙礫岩が上位層と推定される。また、不整合面直上の玄武岩角礫は北方の西八代層群月見橋安山岩層(本報告の月見橋火山砕屑岩部層)由来としている。

富士川団体研究グループ(1976)は、手打沢不整合面に関して、直下の地層を身延層の波木井坂砂岩泥岩互層(本報告の原層)、直上のものを飯富層の三ツ石凝灰角礫岩層(本報告の鷹取山火山砕屑岩砂岩泥岩部層)が分布するとして、両者は整合関係にあるとした。また、三ツ石凝灰角礫岩層に含まれる安山岩の巨礫は、月見橋安山岩層に由来するとした。三ツ石凝灰角礫岩層基底の泥岩の同時礫や垂角礫とともに、直径2～3mに達する両輝石安山岩の巨角礫の存在から、陥没の存在と直後の三ツ石凝灰角礫岩層をもたらす火山活動関係との関連性に注目している。更に、露頭において不整合の直接的な根拠は得られていないとしながらも、角礫は手打沢北方の西嶋付近に存在した不整合によってもたらされたと考えた。

Ujiie and Muraki(1976)及び氏家(1976)は、手打沢不整合の露頭調査は実施していないが、その南方の夜子沢川～早川間では、浮遊性有孔虫化石群集に基づくと海進海退現象は存在せず、地層は整合漸移関係にあるとした。

狩野ほか(1985)は、手打沢不整合露頭を詳細に記載



第7.9図 手打沢不整合の露頭写真と水平面図  
 手打沢川の右岸側壁に露出する北北西-南南東方向の手打沢整合面の露頭写真とその不整合部分を地質水平面図として描いたもの。小断層のうち、一部は、見かけ上逆断層となっているが、不整合面上位層を水平に戻すと、すべて正断層となる。位置図は、国土地理院発行の電子地形図 25000「切石」の一部を使用。位置は付図 2B 参照。方位の N は真北を示す。



し、不整合面は曙礫岩層最下部(厚さ約15 m)が約30°の角度で下位の鯨原泥岩層に対してアバットしたものであるとした。また、不整合面直上の火山岩礫の大部分は、西八代層群の月見橋安山岩層起源、泥岩の大部分は鯨原泥岩層(本報告の原層)起源としている。そして、露頭周辺とその以北以外は明瞭な不整合関係は認められず、形成場は、極端な堆積深度の浅海化はなく、海底谷のような地形で鯨沢岩層が削り取られ、その谷がアバットするようにして堆積し、海底浸食面として不整合を形成したと考えた。

柴ほか(2013)は、手打沢不整合の下位はしもべ層原泥岩部層(本報告の原層)、上位は曙層群川平層(本報告の川平泥岩部層にあたる)とした。また、不整合面直上の含角礫凝灰岩層又は含角礫泥岩層に含まれる普通輝石安山岩の角礫は富士川団体研究グループ(1976)及び狩野ほか(1985)と同様に、西八代層群月見橋安山岩層起源で、泥岩角礫は下位の原泥岩部層起源としている。ただし、狩野ほか(1985)と同様に、この不整合は海底谷のような地形を埋積した堆積物としたが、不整合面下位の原泥岩部層と上位の川平層の堆積年代は浮遊性有孔虫化石層序(柴ほか、2012)から520万年以上の間隔があること、飯富層(本報告の鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層上部及び烏山凝灰角礫岩部層、曙層の遅沢砂岩部層に相当)が早川沿いから夜子沢にかけて上位の地層ほど北方へ行くほど急激に欠如し川平層に不整合に覆われることから、飯富層堆積後の中新世最末期に中富地区の北部が大きく隆起して陸上浸食を受け、鮮新世始めに起こった海進により曙層群川平層が堆積した際に手打沢不整合が形成されたとした。また、これらの現象は、Haq *et al.* (1987)でも示されるように、後期中新世末期の急激な世界的な海水準の低下と前期鮮新世初めの急激な上昇が陸上不整合形成の要因で、手打沢は基盤の西八代層群のすぐ縁辺にあるため、基盤縁辺に形成された海底崖の谷に海底チャネルの充填堆積物が埋積して形成されたと考えた。ほかに、柴(2013)は、柴ほか(2013)に基づき、本露頭の紹介をしている。

## (2) 手打沢不整合露頭の記載と解釈

**不整合周辺の地質構造** 手打沢不整合露頭は、西八代層群及び富士川層群下部に発達する東北東-西南西方向の褶曲群の一つである東西方向の手打沢背斜南翼の西端部に位置する(第7.4図及び地質図参照)。手打沢背斜は全体としては西への緩やかなプランジ角を示すが、西端部の手打沢付近では、曙層に80~90°西傾斜(逆転層)の変形を与えている曙向斜東翼の変形を受けて西への急なプランジを示す。この背斜を含む褶曲群は、西八代層群と富士川層群の岩相及び層厚変化から、原層下部の堆積中に形成されており(10.3.2項参照)、手打沢不整合形成時には既に存在していた。このように、手打沢の不整合露頭付近は、手打沢背斜による変形に曙向斜東翼の

変形が重複する地域に位置する。

**不整合面の形態** 不整合面は、小断層による変位が認められるものの、全体として走向はN5~35°W、傾斜はほぼ鉛直(一部逆転)を示す(第7.9図)。不整合面上位の地層と下位の地層の走向傾斜から、上位層がほぼ水平に堆積したとしたと仮定した場合、この不整合面は概ね10~20°程度傾斜していたと推定される。また、地塊の回転運動を無視すると、上位層の堆積時、下位層は東西走向で南へ約30°傾斜していたことになる。なお、小断層群は、垂直隔離が数cm~50cm程度で、北西-南東、東西、北東-南西の走向を示す。見かけ上は逆断層のものもあるが、形成時は正断層群であったと考えられる。

本不整合露頭に関して、秋山(1957)では整合の中の軽微な斜交関係、富士川団体研究グループ(1976)では不整合関係は認められないとされたが、大塚(1955)、松田(1958)、狩野ほか(1985)、柴田ほか(2013)で述べられているように、不整合関係を明瞭に示す露頭であるといえる。

**不整合面下の地層** 不整合面の東側に分布する下位の地層は、本露頭では手打沢川の川床と側壁に沿って分布する。岩相は、やや砂質のシルト岩からなり、砂岩の薄層を挟む。また、走向傾斜はN55~70°W、85~90°Wを示す。この地層は、その岩相の類似性や地層の連続性から本報告の富士川層群原層に位置づけられ、層準的に秋山(1957)、松田(1958)、狩野ほか(1985)、柴ほか(2013)に一致する。

**不整合面上の地層** 7.8.2項で示すように、不整合面上位(西側)に分布する地層は、本報告では曙層の手打沢角礫岩部層に区分される。本部層は、本露頭周辺南北約500m以内と狭い範囲に分布し、厚さも80m以下である。主に安山岩~玄武岩溶岩及び火山砕屑岩と泥岩の角礫~亜円礫岩層(主に大礫サイズで径1m以上の巨礫も含む)からなり、凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩の薄層を挟む。本露頭の本部層の走向傾斜はN5°E~N5°W、85~80°E(逆転層)を示す。

泥岩礫は、露頭直下に分布する原層由来と考えられるが、不整合面直下のものとは異なり、やや砂質なことから、すぐ北方に分布する西八代層群常葉層出口砂岩泥岩部層の泥岩(Dm)の可能性も否定できない。玄武岩~安山岩の角礫~亜角礫は、本露頭の約200m北方には安山岩~玄武岩溶岩及び火山砕屑岩を多く含む西八代層群月見橋火山砕屑岩部層が分布することから、月見橋火山砕屑岩部層由来の礫と推定される。

また、手打沢角礫岩部層は、秋山(1957)では手打沢礫岩層を原累層(本報告の相又層)の同時異相とされていたが、上位の夜子沢礫岩部層(秋山(1957)の曙礫岩層)と漸移的であること、手打沢不整合露頭の南方及び北方に連続する傾斜不整合面を挟んだ地層の分布から、層準的には松田(1958)及び狩野ほか(1985)と同様、曙

礫岩層の基底部にあたる考えられる。なお、柴ほか(2013)は手打沢不整合の上位層を川平層としているが、本報告では手打沢付近の柴ほか(2013)の川平層を夜子沢礫岩部層に位置づけているいるため、本質的な違いはない。

**手打沢不整合の形成場** 手打沢不整合の露頭は、地塊の回転運動を考慮せずに曙向斜による変形前に地層を戻すと、露頭西方の曙向斜軸から約4 km 東方、同じく早川沿いの曙向斜軸部にあたる粟倉字小原島から約5 km 北東方に位置する。また、曙層は、向斜軸部の小原島からの東翼の手打沢へ向かって、烏森火山碎屑岩部層、鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層、原層、西八代層群と、軸部から離れるほどより下位の地層を覆っている。更に、曙層も小原島から八日市場字後山にかけては遅沢砂岩部層が、夜子沢から寺沢にかけては川平泥岩部層、寺沢以北は夜子沢礫岩部層が下位の地層と接し、軸部から離れるほどより上位の地層が下位の地層を覆うように分布する。以上のことから、手打沢不整合露頭を含めた曙向斜東翼部の傾斜不整合の形成は、曙向斜の発達に関わっている可能性が高い。

前述のように柴ほか(2013)は、この傾斜不整合の形

成を、Haq *et al.* (1987)に基づき、後期中新世末期の急激な世界的な海水準の低下と前期鮮新世初めの急激な上昇による陸上侵食によるものと考えている。手打沢北方の曙層は、原層より下位の地層である月見火山碎屑岩部層を傾斜不整合で覆っていることから、近接する地域で陸化した可能性は否定できないが、例えば、De Boer *et al.* (2010)などに基づくと、海水準の低下はそれほど大きくはなく、主に海底火山体とその周辺堆積物からなる相又層と同時異相の関係にある身延層の堆積環境が中部漸深海帯～下部漸深海帯、曙層が漸深海帯～外部浅海帯(Akimoto, 1991; 柴ほか, 2012)と推定されており、この時期の海水準の低下のみで陸上侵食が起こるとは考え難い。また、手打沢不整合露頭及びその周辺(身延町西嶋など)において、酸化風化した火山碎屑岩や溶岩などが確認できないこと、手打沢角礫岩部層は夜子沢礫岩部層とは礫種が大きく異なって近接した地域からもたらされていることから、不整合の形成場は、狩野ほか(1985)、柴ほか(2013)と同様、海底斜面の可能性が高いが、その主要因は曙向斜軸から離れた東翼部の相対的隆起に伴う海底斜面崩壊によるものと考えられる。

## 第8章 南部フォッサマグナの貫入岩

(尾崎正紀)

### 8.1 概要

富士川谷の西八代層群～富士川層群には、佐野川流域、大城川～相又川流域、下部川上流域付近に深成岩体が分布しており、それぞれ佐野川岩体、相又岩体、下部岩体などと呼ばれる(第8.1図)。このうち、5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域記述)には、後述のように主に細粒閃緑岩及び安山岩からなる相又岩体と下部岩体が分布する。

相又岩体及び下部岩体は、同時代の相又層及び身延層の火成活動と関連していると考えられている(松田, 1961; 佐藤ほか, 2015)。また, Takahashi (1989)は、南部フォッサマグナ地域に分布する花崗岩体を outer zone, amalgamation, island arc, syn-collision のタイプに分類し、下部岩体を佐野川岩体や丹沢岩体とともに M タイプ磁鉄鉱系列の花崗岩類からなる island arc 型に位置づけている。

一方、佐野川岩体は、Yajima (1970) や矢島・加藤(1980) などでは、斑れい岩～閃緑岩-石英閃緑岩体とそれを貫く北北西-南南東の方向が卓越する玄武岩-安山岩の岩脈類に区分されていたが、木村・金(2005)では、安山岩-玄武岩の岩脈に斑れい岩(微閃緑岩、花崗閃緑はん岩、閃緑ひん岩)はゼノリスとして含まれるとしている。また、佐野川岩体は身延層に貫入し、斑れい岩からは  $4.3 \pm 0.5$  Ma, 微閃緑岩からは  $18.0 \pm 4.4$  Ma の K-Ar 年代が報告されている(木村・金, 2005)。

なお、既存報告では、岩体名として半深成岩名が使用されているが、国際地質科学連合が推奨する分類・定義及び JIS A 0204:2012 に基づき、本報告では、引用部分を除き、ひん岩など半深成岩名は使用せず、細粒閃緑岩や安山岩と記述している。

### 8.2 相又岩体 (D<sub>1</sub>)

**岩体名** 岩体名は、南接する5万分の1南部地質図幅(松田, 2014d)に基づく。山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)では大城川併入岩体、金・佐藤(1998)では相又川岩体と呼ばれている。本岩体に関しては、ほかに鈴木(1887)、松田(1961)、角田ほか(1977)、島津ほか(1983)の報告がある。

**分布** 身延断層の西側沿い、身延町身延～南部町本郷の身延山から鷹取山(以上「身延」地域)、御殿山(「南部」

地域)に至る、南北約 11 km, 東西 0.5～3 km の範囲に分布する。

**形態** 詳細な貫入関係や分布は不明であるが、岩体北端部の身延山南部付近の細粒閃緑岩が幅数 m～数百 m の岩脈として、南北～北北西-南南東方向に分布する形態が認められていることから、全体としては概ね同方向に同程度幅の岩体がシート状に貫入して、東西幅 0.5～3 km の岩体を形成している可能性が高い。

**岩相** 主に斑晶として角閃石、斜長石、輝石を含む細粒閃緑岩(一部、細粒石英閃緑岩)と安山岩からなり、石基は斜長石、石英、角閃石、磁鉄鉱などからなる。ほかに、斑晶として、灰曹長石、斜長石を主体とし、石英、カリ長石、黒雲母を含む石英閃緑岩も認められる。また、しばしば、御殿山層の泥岩及び苦鉄質火山砕屑岩や、久遠寺層の泥岩由来と推定される大小の捕獲岩体(径数 cm のレンズ状から数 m 以上のブロック)として取り込む(第8.2図A)。

なお、既存報告の岩石名としては、ひん岩(鈴木, 1887)、石英閃緑岩(秋山, 1957)、石英閃緑岩とひん岩(山梨県・山梨県地質図編纂委員会編, 1970)、ひん岩～閃緑岩(島津ほか, 1983)、安山岩及び細粒角閃石閃緑岩(松田, 2014d)、微花崗閃緑岩・石英斑岩・安山岩など(金・佐藤, 1998)と呼称されている。

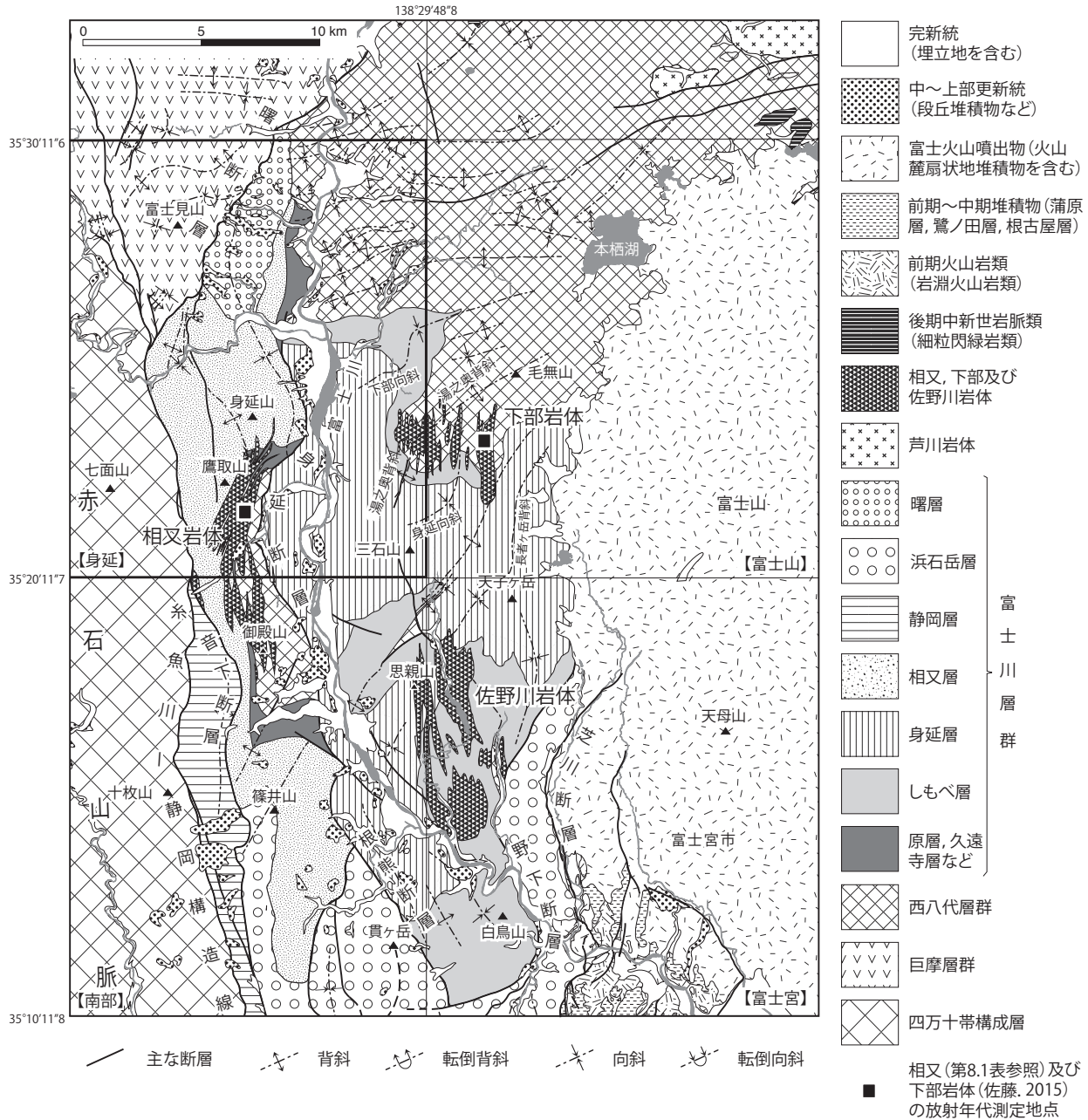
**貫入時期** 本岩体は、「南部」地域(松田, 2014d)と同様、西八代層群御殿山層～富士川層群相又層下部に貫入する。このため貫入時期は後期中新世の中頃以降が推定される。また、島津ほか(1983)は、相又岩体の貫入時期は夏秋火山岩類(本報告のほぼ鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層に相当)を貫くことや周辺の変質分帯から、曙累層堆積後、身延断層活動前後と推定している。

今回、身延町小田船原西、鷹取山の山頂から南東へ 1.5 km の川沿い露頭で採取した細粒閃緑岩について K-Ar 年代(全岩)  $7.7 \pm 0.4$  Ma (第8.1表)を得た。この年代値と上記のように相又層下部に貫入することから、本岩体の貫入時期は後期中新世の中頃と推定される(第2.5図)。

### 8.3 下部岩体 (D<sub>2</sub>)

**岩体名** 佐藤ほか(2015)の下部岩体に基づく。本岩体は、鈴木(1887)、松田(1961)の角閃ひん岩、閃緑ひん岩及び閃緑岩、徳山ほか(1979)の石英閃緑岩にあたる。





第 8. 1 図 身延図幅地域及び周辺の中新世～鮮新世の貫入岩体の分布

尾崎ほか(2002, 2016), 日本地質学会編(2006, 2008), 杉山ほか(2010), 杉山・松田(2014)などにに基づき編纂。

【 】の名称は 5 万分の 1 地形図(図幅)名を示す。

**分布** 毛無山(「富士山」地域内)～三石山間(身延町の湯之奥, 大笠, 椿草里～南部町北端)に分布する(第 8. 1 図)。「身延」地域には本岩体の西部が分布し, 湯之奥背斜の西部付近において西八代層群や富士川層群しもべ層～身延層下部(八木沢泥岩部層)に貫入している(第 8. 2 図 B)。ほかに, 同質の岩脈が, 幅約 5 m 以下で樋之上付近の身延層丸滝礫岩部層に貫入している。

**形態** 幅数 m～数百 m の南北方向への貫入岩体の集合体と推定され, 全体として東西約 4 km, 南北 3～4 km

の範囲に集中して分布する。

なお, 徳山ほか(1979)は, 身延町湯之奥付近の湯之奥背斜北翼の逆転層は, 背斜形成後の本岩体の貫入により形成されたとしている。しかし, 湯之奥付の湯之奥背斜北翼のような軸部の逆転層(及び軸部に沿った断層)を伴う変形は常葉背斜や田原背斜でも認められること, 逆転層の走向が下部岩体の貫入方向(北西-南東方向)とは直交することから, 湯之奥背斜形成に下部岩体の貫入による影響はほとんどなかったと考えられる。



第 8. 2 図 貫入岩体の岩相

A) 相又岩体(細粒石英閃緑岩)の岩相

地点：大城川下流域(付図 2B 参照)。火山碎屑岩の角礫を取り込んでいる。シャープペンシルの長さは約 14 cm.

B) 屏風岩凝灰岩部層に発達する小断層を切り、熱変成を与えている下部岩体(写真左手)。

地点：身延町椿草里北 1.3 km(付図 2B 参照)。スケールは 2 m.

第 8. 1 表 相又岩体の K-Ar 年代

測定はテレデザイン・ジャパン株式会社に依頼。試料採取地点は大城川下流域(地質図, 第 8. 1 図及び付図 2B の地点 A-1)。

試料番号	岩石名	測年鉱物	$^{40}\text{Ar}^{\text{rad}}$ ( $\text{scc}/\text{gm}\times 10^{-5}$ )	$\%^{40}\text{Ar}^{\text{rad}}$	K (%)	同位体年代 (Ma)	平均値 (Ma)
A-1	細粒閃緑岩	全岩	0.39	30.5	1.3	7.7±0.6	7.7±0.4
			0.39	30.6	1.29	7.7±0.5	

**岩相** 本地域内の本岩体は、斑晶として黒雲母(径1～2 mm 以下)、角閃石、斜長石を含む細粒閃緑岩、細粒石英閃緑岩、安山岩からなる。一方、地域外であるが、本岩体東部の毛無山付近のものは、粗粒で等粒状の閃緑岩が主体となる(松田, 1958)。

**貫入年代** 佐藤ほか(2015)は、下部岩体の東北部にあたる、身延町湯之奥から南東方の下部川上流沿いに続く林道沿い(湯之奥集落から南東約 2.5 km 付近:「富士山」地域)の黒雲母角閃石石英閃緑岩から、黒雲母の K-Ar

年代  $5.4 \pm 0.3 \text{ Ma}$  と、角閃石の K-Ar 年代  $5.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$  を得ている。閉鎖温度の異なる2つの年代が一致し、急速な冷却が示唆されるとして、下部岩体の少なくとも主要部は  $5.4 \text{ Ma}$  (後期中新世末)に貫入したと結論づけている。また、佐藤ほか(2015)は、この貫入時期は、富士川層群で最も火砕岩を多く含む烏森山火砕岩部層(本報告の烏森山火山碎屑岩部層)の時期とほぼ一致しているとしている。



## 第9章 第四系

(尾崎正紀)

### 9.1 概要

5万分の1<sup>みのぶ</sup>身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)に分布する第四系に関しては、山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)、山梨県農務部農村整備課(1989)、海野・角田(1982)、久保田ほか(1989)の報告がある。

山梨県・山梨県地質図編纂委員会編(1970)では、「身延」地域の第四系は中位段丘層、低位段丘層、崖錐堆積層、沖積地堆積層、現河床堆積層に区分され、10万分の1地質図で示されている。土地分類基本調査「身延・赤石岳」<sup>あかいし</sup>(山梨県農務部農村整備課, 1989)では、沖積堆積物とローム層に区分されている。また、海野・角田(1982)では、「身延」地域を含む<sup>ふじかわ</sup>富士川中流沿いの河成段丘を、高位面群低位段丘群、中野面、<sup>まんざわ</sup>万沢面、低位段丘群に区分されている。

本報告では、更新統を平須層(高位段丘堆積物)、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に区分した。概ね、それぞれ、中部更新統、中部中新統最上部?~上部更新統下部~中部、上部更新統最上部と推定される。一方、完新統は、崩積堆積物、扇状地堆積物、網状河川堆積物及び谷底平野堆積物、現河床堆積物に区分した。ただし、崩積堆積物は上部更新統を含む可能性が高い。また、現河床堆積物の一部を除き、いずれも離水して段丘化している。

### 9.2 更新統

#### 9.2.1 平須層(高位段丘堆積物)(th)

**地層名・定義** 大塚(1938a)、久保(1963)の平須層に一致する。

**模式地** 身延町平須付近。

**分布** <sup>ふじみやま</sup>富士見山の東側山麓東方の身延町平須付近(第9.1図)~<sup>よこざわ</sup>夜子沢西部の標高450~700mの丘陵地頂部と、<sup>やさいく</sup>身延町矢細工の標高550~660mの丘陵地頂部に分布する。

**段丘面** かなり削剥されているが標高約450~700mの段丘面を有し、周辺現河床との比高は約150~100mで、概ね東へ7~9°の傾斜を示す。

**層厚** 20~55m。

**岩相** 主に巨礫サイズ(最大径約2m)の角礫層からなり、粗粒砂~細礫を含む砂の基質を持つ。不淘汰、塊状の基質支持角礫層で、斜面崩壊~崩積堆積物と推定される。礫種は、<sup>こま</sup>巨摩層群(<sup>くしがたやま</sup>櫛形山亜層群)由来の安山岩火山砕屑岩及び溶岩を主体として、ほかに泥岩、凝灰質砂岩の角礫を含む。また、径4~5mの安山岩火山砕屑岩のブロックも含む。塊状であるが、一部細粒部(主に中礫サイズの角礫層)を挟むこともある。

**曙断層との関係** 久保田ほか(1989)は、<sup>あけぼの</sup>南北方向の曙逆断層によって変位を受けているとしているが、詳細は



第9.1図 身延町平須付近に分布する平須層及び中位段丘堆積物。身延町平須西方の富士見山山麓から平須集落(付図2B)を撮影。平須層(th)の頂部の高位段丘面と中位段丘堆積物(tm)の段丘面の比高はこの付近で60~70m。

不明である(11. 2. 1項参照)。

**堆積年代** 久保田ほか(1989)は、平須面の横断プロフィールから、富士川沿いに分布する韮崎泥流堆積物を含む段丘面より新しい面に続くとして、その形成年代は韮崎泥流堆積物(韮崎岩屑なだれ堆積物)の堆積以降であると推定している。また、この韮崎泥流堆積物は低位段丘面群より高い段丘面に続くとして、平須層の堆積年代を約20万年前と推定している。

なお、平川(1996)は、この韮崎泥流堆積物の直下には大町 A1 テフラ(A1Pm)(35～36万年前:町田・新井, 2003)が存在するとして、韮崎泥流堆積物の堆積年代を、このテフラ降下直後と推定している。このため、久保田ほか(1989)の平須面と韮崎泥流堆積物を含む段丘面との関係が正しいとすると、平須層の堆積年代は約20万年前よりかなり古くなる可能性がある。

### 9.2.2 中位段丘堆積物(tm)

「身延」地域に分布する中位段丘堆積物は、現河床との比高40～120mの複数の段丘面を有する離水した河川堆積物、扇状地堆積物及び崩積堆積物からなる。

富士川沿いでは、身延町宮木、下山(字杉山)、丸滝(字桜井)、和田、清子に点在する。そのうち宮木や和田の段丘面は平坦であるが、杉山の段丘面は9°、清子は3～4°の傾斜を有する。宮木や桜井の一部は氾濫原堆積物と推定される細粒堆積物も含むが、杉山及び清子のは極めて淘汰の悪い角礫から亜円礫主体の巨～大礫からなる。厚さは、下限が不明なものが多いが、最大20mに達する。

なお、海野・角田(1982)は、桜井の本堆積物を覆う崖錐礫層中に認められた厚さ7cm以上の黄灰色火山灰層を御岳第1テフラ(On-Pm1)(約10万年前:町田・新井, 2003)と同定し、桜井に分布する本堆積物の離水時期を御岳第1テフラ堆積以前と推定している。更に、身延町和田の本堆積物の礫層に載る約1.7mの黄褐色ローム層は、長野県南部の伊那地方のPm-II、Pm-III(8.7～8万年前:小林, 1993)に類似するとしている。

富士川支流の波木井川や大城川沿いには、現河床との比高が40～60mの中位段丘堆積物が点在する。極めて淘汰の悪い角礫から亜円礫主体の巨～大礫からなり、当時の扇状地あるいは谷底平野堆積物の一部が段丘堆積物として残っていると考えられる。

曙断層沿いの身延町大塩、平須、江尻窪などでは、8～10°傾斜する段丘面を有する中位段丘堆積物が分布する。層厚は最大30mに達し、極めて淘汰の悪い角礫から亜円礫主体の巨～大礫からなり、富士見山山麓東側に発達した崩積堆積物～扇状地堆積物と考えられる。

### 9.2.3 低位段丘堆積物(tl)

「身延」地域に分布する低位段丘堆積物は、富士川沿

いでは身延町宮木や下山に、曙川沿いでは身延町中山～古長谷などに狭小に分布する。本堆積物は、現河床との比高が約15～35mである。地質図では狭小なものは示していないが、ほぼすべての河川沿いに小規模であるが分布する。富士川沿いの本堆積物は主に当時の富士川の河床堆積物と考えられる巨～大礫主体の亜円礫～円礫層からなり、富士川支流沿いのものは主に扇状地堆積物や谷底平野堆積物と考えられる淘汰の悪い角礫～円礫の巨～巨礫層からなる。

## 9.3 完新統

### 9.3.1 崩積堆積物(c)

崩積堆積物は、後背斜面の岩盤や風化物の崩壊によって生じた、崖錐堆積物、岩屑なだれ堆積物、地すべり堆積物を指し、岩塊と岩屑からなる。5万分の1地質図幅「南部」(松田・杉山, 2014a)では、崩壊性碎屑堆積物と呼称されている。なお、地質図では基盤の地質を優先させて表現しているため、主な分布域のみ示している。

富士川沿いの崩積堆積物は、主に富士川層群の泥岩主体層が分布する地域である身延町の西嶋、伊沼、清子の河谷西側の緩斜面部分に分布する。これらは、離水した河川の浸食面に堆積したものと思われ、一部、地すべり堆積物となっている。

市川三郷町の葛籠沢や岩下、身延町三澤に分布する崩積堆積物は、西八代層群の勝坂泥岩部層と和平凝灰岩部層の分布域に分布する。多くの場合、地すべり堆積物となっている。

身延町粟倉山北斜面の標高460～480m(現河床との比高約250m)、320～330m(現河床との比高90～100m)では、円弧状崖の前面の緩斜面に崩積堆積物が分布する。これらの形状から判断すると、中位段丘形成やそれ以前の河川によって形成された谷地形の一部を埋めた崩積堆積物と推定される。

糸魚川-静岡構造線東側沿い及び茂倉断層沿いの、早川町の新倉字茂倉、早川の東方、塩之上、高住、赤沢に分布する崩積堆積物は、巨摩層群及び富士川層群の泥岩主体層及び火山碎屑岩主体層を基盤とする。これらは、粟倉山北斜面と同様、離水した谷地形の一部を崩積堆積物が埋めたものと推定される。

糸魚川-静岡構造線より西側では、特に犬居層群分布域に発達する崩壊地形の直下に崩積堆積物が多く分布する。

### 9.3.2 扇状地堆積物(f)

扇頂から扇端までの距離が1km以下の比較的規模の小さな扇状地堆積物(一部は沖積錐堆積物)が、身延町西嶋、下山、塩之沢、帯金などの富士川沿いに分布する。層厚は最大約20mと推定され、背後の山地の基盤から

もたらされた不淘汰な角礫主体の巨～中礫及び風化した粘土質の砂やシルトからなる。

### 9.3.3 網状河川堆積物及び谷底平野堆積物(a)

網状河川堆積物は、主に富士川沿いの市川三郷町の岩間、身延町の西嶋、下田原、飯富、下山、帯金、大野や、波木井川下流の身延町梅平に分布する。また、谷底平野堆積物は、主に富士川の支流や早川及びその支流に分布する。両堆積物は離水し、富士川や早川沿いの現河床との比高は5m前後で、支流の上流側でその比高は大きくなる。また、岩間や西嶋付近では、網状河川堆積物に含めたが、蛇行自然堤防堆積物や旧河道堆積物が多く認められる。

網状河川堆積物は礫、砂を主体として、シルトも含む。谷底平野堆積物は、主に大礫主体の角礫～円礫からなり、砂を挟む。

### 9.3.4 現河床堆積物(r)

現河床堆積物は、主に富士川と早川の河床に広く分布する。堆積物は、インプリケーションのよく発達した巨～大礫サイズの円礫と砂からなり、僅かにシルトを伴う。

これら現河床堆積物は河川改修により人為的にその分布や移動は制限されている。特に、富士川や早川及び雨畑川あめはたがわの下流域では、ダムにより水位が下がり、離水した現河床堆積物が広く露出している。



## 第10章 地質構造

(尾崎正紀・杉山雄一)

### 10.1 概要

第10.1図に、5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)及び周辺地域、第10.2図に「身延」地域の地質構造の概略図を示す。

糸魚川-静岡構造線より西側の「身延」地域西部は、四万十帯に属し、更に四万十帯は笹山構造線によって西側の四万十主帯と東側の瀬戸川帯に区分される(2.1節参照)。このうち、「身延」地域の四万十主帯に分布する犬居層群は、北東-南西の一般走向をもち、同じ走向で北西に傾斜する逆断層によって、北側の犬居層群が南側の三倉層群の上に衝上している。このような北東-南西方向の地質構造は、南北に延びる笹山構造線によって断ち切られている。犬居層群には褶曲構造が存在する可能性があるが、本研究ではその詳細を明らかにすることはできなかった。笹山構造線より東側の瀬戸川帯に分布する地層は、四万十主帯よりも南北走向に近い構造で特徴づけられ、同帯東部には、藤代断層、十枚山断層及び糸魚川-静岡構造線の3条のほぼ南北方向の断層が存在する。第4.1図に示す瀬戸川帯全体に分布する地層の地質構造を見ると、瀬戸川帯南部のものは四万十主帯と同じ北東-南西方向の構造が広く見られる。瀬戸川帯北部に分布する地層にも、北北東-南南西方向の軸跡を持つ向斜構造(雨畑川向斜)が存在する。これらの北東-南西ないし北北東-南南西方向の構造は、笹山構造線の近くで反時計回りに回転して南北に近い方向になっている。このような瀬戸川帯中の構造トレンドの変化は、北東-南西方向の構造が形成された後に、笹山構造線が左横ずれ成分を伴う断層運動を行ったことを示唆している。このような断層運動は、中期中新世初頭(15 Ma 頃)に起きた西南日本弧東部と伊豆-小笠原弧との衝突に起因すると考えられている(杉山, 1992; 狩野ほか, 1993など)。また、笹山構造線に隣接する瀬戸川帯西縁部では、この時期に南北に延びる左横ずれ剪断帯が形成され、それに沿って蛇紋岩が貫入したと推定されている(杉山, 1995)。ただし、瀬戸川層群の頁岩中には碎屑性の蛇紋岩も分布することから、蛇紋岩の貫入は瀬戸川層群の堆積中にも生じたと考えられる。

一方、「身延」地域東部は南部フォッサマグナ地域に属し、巨摩層群、西八代層群及び富士川層群が分布する。「身延」地域東部に発達する地質構造は、(a) 東北東-西南西(東西~北東-南西)方向の褶曲構造、(b)

北北西-南南東方向の褶曲構造、(c) 南北~北北東-南南東方向の逆断層に区分される。このうち、西八代層群及び富士川層群に発達する(a)及び(b)は、それぞれ、松田(1958)の東西性褶曲及び南北性褶曲にあたる。同様な構造区分は秋山(1957)でも述べられている。(c)は曙断層と身延断層を指し、曙層及び曙向斜を切っていることから、主な活動時期は前期更新世以降で、活断層との報告もある。このため、両断層の地質断層としての記述は10.2節で、活断層としての記述は10.4節で行う。なお、新妻(2006b)は、断層沿いの東側に付随する浅海成の砂岩と礫岩(曙層)から、曙断層及び身延断層はいずれもプレート境界であったとしている。しかし、曙断層は曙向斜を斜交して切っており、曙断層の形成はトラフ充填堆積物と推定される曙層堆積後の曙向斜形成後であるため、両断層の活動がプレート境界の活動そのものを示すかは疑問である。

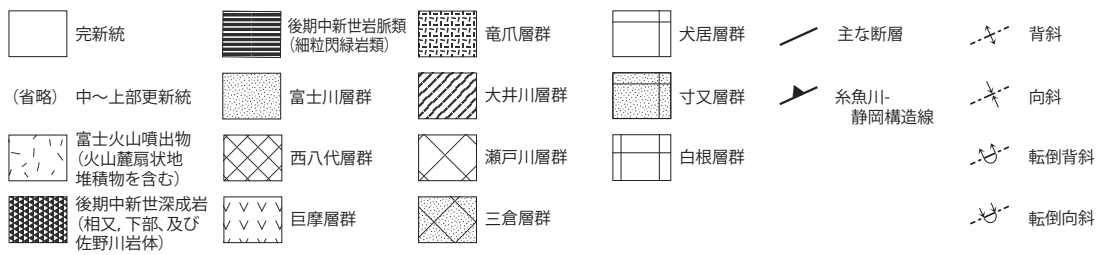
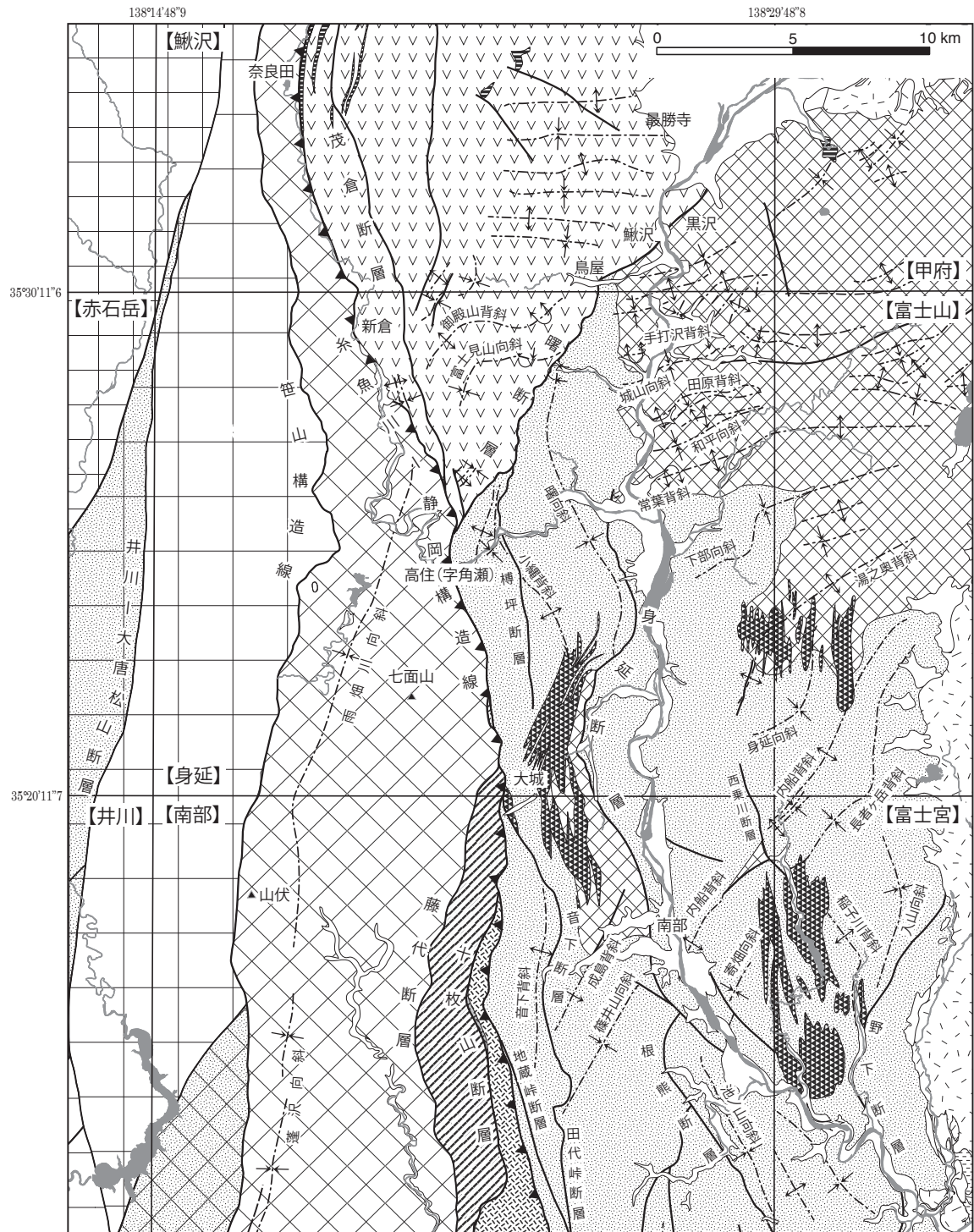
### 10.2 断層

以下、「身延」地域に発達する主な断層について、西側から記述する。

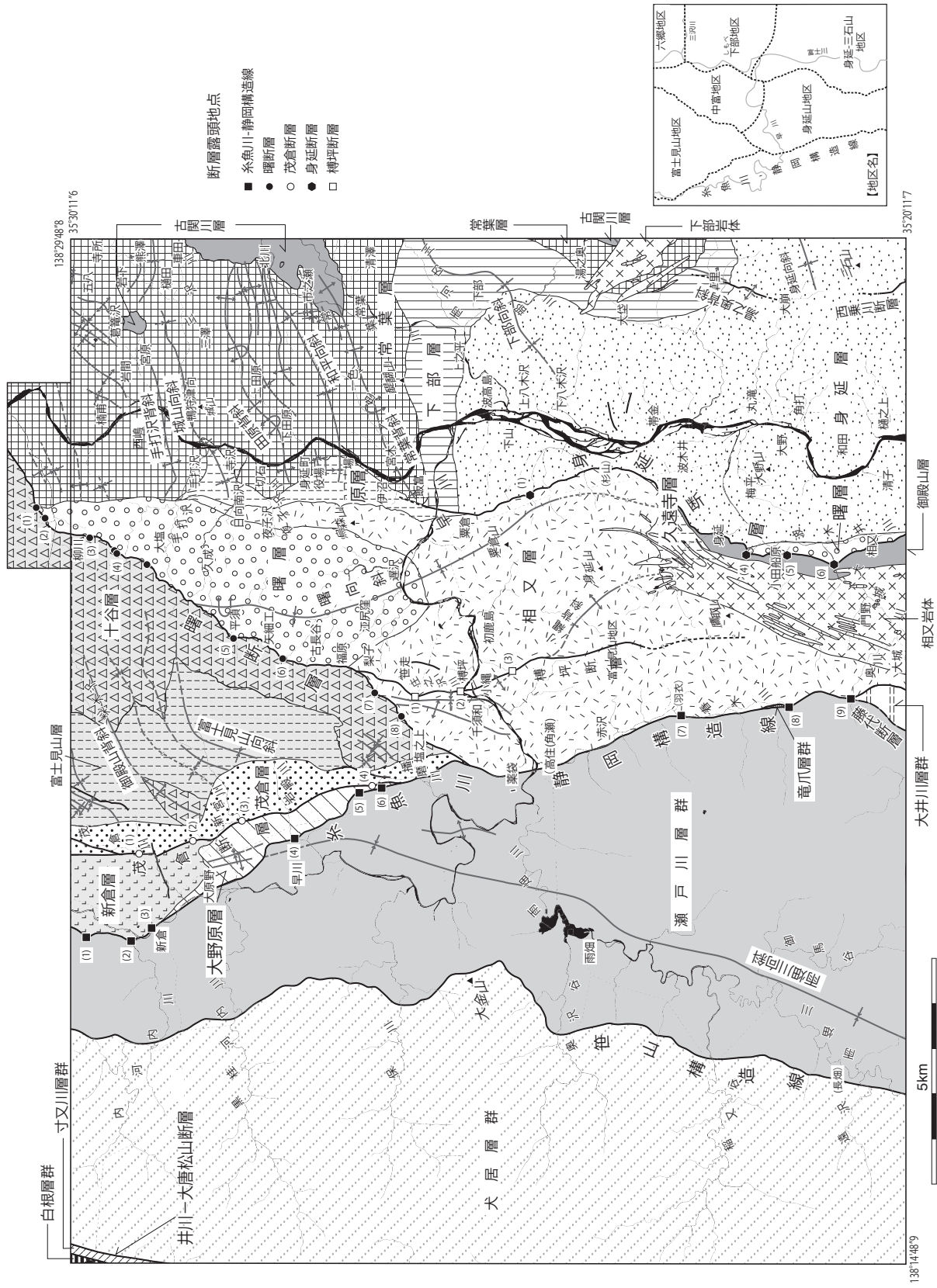
#### 10.2.1 井川-大唐松山断層

井川-大唐松山断層(狩野ほか, 1986)は、四万十主帯北東部を南北に延び、笹山構造線の約2~5 km 西方を並走する(第3.1図・第10.1図)。「身延」地域より北側で定義された、一木ほか(1958)及び山田ほか(1983)の大唐松山断層に相当する。「身延」地域北方の鳳凰山西方から早川上流の野呂川下流西岸を南下し、早川町奈良田南西方で大井川流域に入り、「身延」地域の北西端部をかすめるように通過する(第3.3図・第10.2図)。更に畑薙湖の東方を南下し、その走向を東へ振りながら静岡市葵区井川付近を通過して、笹山構造線に漸近しながら三倉層群分布域に達する(第3.1図)。総延長は約65 km である。

南西から北東に延びる寸又川層群の分布は井川-大唐松山断層によって断たれ、同断層の東側には犬居層群が南北に分布する。大井川流域の寸又川層群及び犬居層群は北東-南西の一般走向を有するのに対して、井川-大唐松山断層の東側に分布する犬居層群は北北東-南南西の一般走向を示す。このような地層の分布と地層の走向変化から、井川-大唐松山断層は西側上がりの逆断層成



第 10. 1 図 身延図幅地域及び周辺地域の地質構造概略図  
 【 】の名称は5万分の1地形図(図幅)名を示す。



第 10. 2 図 身延区幅地域の地質構造図



分に加えて、左横ずれ成分を持つと推定される(狩野ほか, 1986). 本研究においては、井川-大唐松山断層の断層露頭を確認することはできなかった.

井川-大唐松山断層の北端は甲斐駒ヶ岳深成岩体に断たれている. その年代は15 Ma頃(佐藤ほか, 1989; Sato, 1991)であることから、その主要活動時期はそれ以前である. 断層周辺の地層の反時計回りの回転及び左横ずれ成分を伴う断層変位が推定される点で笹山構造線と共通しており、中期中新世初頭の赤石山地四万十帯の反時計回りの回転に伴って活動したと推定されている(狩野ほか, 1986).

### 10.2.2 笹山構造線

笹山構造線(望月編, 1956)は、瀬戸川帯の西縁を限る西傾斜ないしほぼ鉛直な断層面を持つ逆断層である(第3.1図). 本構造線は早川及び雨畑川の西岸を南下し、「身延」地域南西部の早川町雨畑(字長畑)付近で雨畑川の川筋に合し、南隣「南部」地域の山伏(山伏岳)西側の鞍部に至る(第4.3図・第10.1図・第10.2図). 更に、山伏から南に延びる稜線に沿って南下し、静岡市葵区口坂本に達する. その南方延長は蘆科川上流域、瀬戸川流域を経て大井川西岸に至り、総延長は約100 kmに達する. 本構造線は「南部」地域以北ではほぼ南北走向であるが、「清水」地域以南では北北東-南南西から北東-南西走向となる. 「身延」地域内の笹山構造線のトレースを詳しく見ると、早川流域の大金山付近で東へ大きく突出しており、この部分では笹山構造線が低角化していると推定される.

笹山構造線の断層露頭は、早川支流の内河内川と保川、雨畑川支流の奥沢谷と稲又谷、及び雨畑川源流の林道沿いなどで観察される. これらの露頭では、笹山構造線は西に65~85°傾斜する断層面をもち、犬居層群の粘板岩又は破断した砂岩頁岩互層が瀬戸川層群の玄武岩ハイアロクラストイトや溶岩に衝上する(第10.3図・第10.4図). 断層面から数十cmの範囲の玄武岩は破碎されて片状化している場合が多く、河床の露頭や地下水の影響がある露頭では部分的に粘土化している. 稲又谷や雨畑川源流域では、断層沿いに弱い鉍化作用が認められ、石英やスティルプノメレンが生成している.

笹山構造線の北端は、前述のように15 Ma頃に貫入したと推定される甲斐駒ヶ岳深成岩体に断たれ、南端はBlow (1969)のN6帯からN8帯にわたる浮遊性有孔虫化石を産する前期中新世後半~中期中新世初頭の三笠層群に覆われる. ただし、三笠層群は笹山構造線の南西延長上をほぼ分布の北限としており、一部では同構造線と平行な断層によって四万十主帯に分布する三倉層群と接する. 一方、笹山構造線沿いの瀬戸川層群は20 Ma前後の放射虫化石を産する(北里, 1980; Osozawa *et al.*, 1990; 杉山・下川, 1990など). したがって、本構造線

の主要活動時期は20 Maから15 Maの間と推定される.

### 10.2.3 藤代断層

藤代断層(杉山, 1995)は、瀬戸川層群(瀬戸川亜帯)と大井川層群(大井川亜帯)との境界をなす西傾斜の逆断層である(第3.1図・第4.1図). 本断層は、「身延」地域南部の身延町大城集落西方の山地内で糸魚川-静岡構造線から分岐し(第4.3a図)、「南部」地域北端部の大城川本流沿いでは糸魚川-静岡構造線の約1 km西を通過する. 安倍峠の約1.5 km南で山梨-静岡県境の稜線を越えて安倍川の東岸を南下し、藤代と有東木を通過する(第4.3b図). 本断層は「清水」地域の宇津ノ谷衝上体下底の断層に連続し、「静岡」地域の静岡市駿河区宇津ノ谷付近を通過して島田付近に達する(第4.1図). 宇津ノ谷付近では、Iijima *et al.* (1981)及びWatanabe and Iijima (1983)の瀬戸川ナッペ基底の逆断層に一致する. 南端は大井川南岸に達し、上部中新統~鮮新統の相良層群に被覆される(第2.1図). 断層の総延長は約65 kmである.

「南部」地域北端部にあたる大城川上流の谷壁に露出する断層露頭(第4.3b図のLoc. 2)では、断層面は走向N20°Eで西に70~74°傾斜する(第10.5図). 上盤側の瀬戸川層群は強く剪断された玄武岩及び石灰岩の岩塊と泥質基質からなる(第10.6図). 一方、下盤側の大井川層群は層理面にはほぼ平行な弱い劈開が認められる黒色頁岩(第4.15図)と砂岩からなり、藤代断層を境として岩石の変形強度と様式が急変する.

大井川層群の堆積年代(前期中新世~中期中新世の初期)から、藤代断層は16 Ma頃から相良層群の堆積が始まった11 Ma頃までの間に活動したと推定される. なお、大井川層群の地質構造と海底地すべり堆積物を多量に含む岩相の特徴から、同層群の堆積時に既に活動を始めていたとする考え方もある(杉山, 1989).

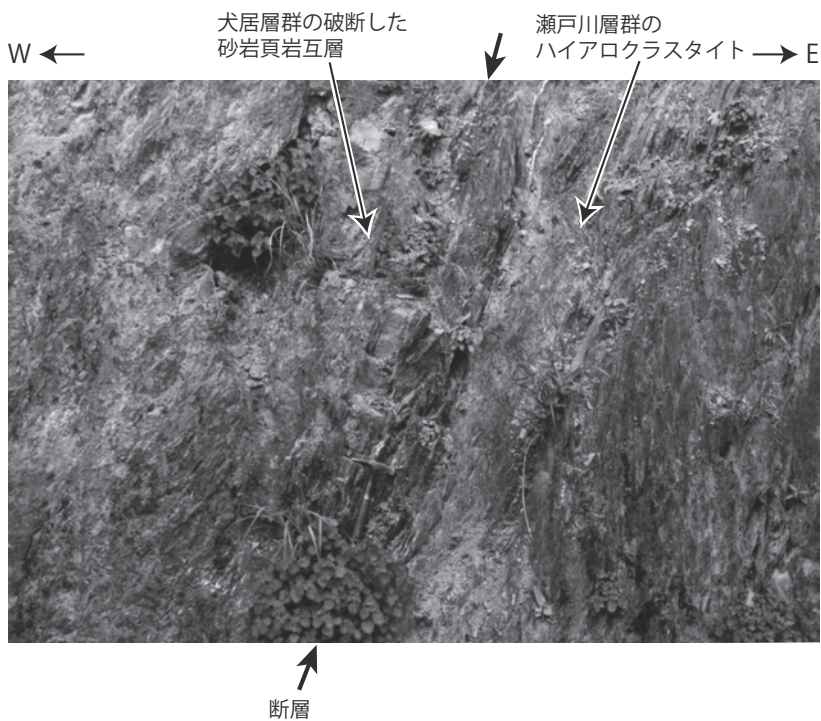
### 10.2.4 糸魚川-静岡構造線

断層名 矢部(1918)による.

位置・長さ 糸魚川-静岡構造線は、日本海沿岸の糸魚川から諏訪湖を経て静岡に達する総延長約250 kmの大規模な断層である. このうち、山梨県北杜市小淵沢町以南の糸魚川-静岡構造線は、瀬戸川帯と南部フォッサマグナとの境界をなす西傾斜の逆断層であり、小淵沢-静岡衝上とも呼ばれる(第2.1図; 松田, 1961). 小淵沢町以南の糸魚川-静岡構造線は、北隣「鯨沢」地域の夜叉神峠西方を通過して早川の谷に入り、早川の本流沿いに南下して「身延」地域の早川町新倉、更に高住(宇津ノ谷)に達する(第4.3図・第10.1図・第10.2図). ここから春木川に沿って南下し、南隣の「南部」地域との境界付近の身延町大城西方に達する. 更に、十枚山-竜爪山地の東側斜面に沿って、「南部」及び「清水」地

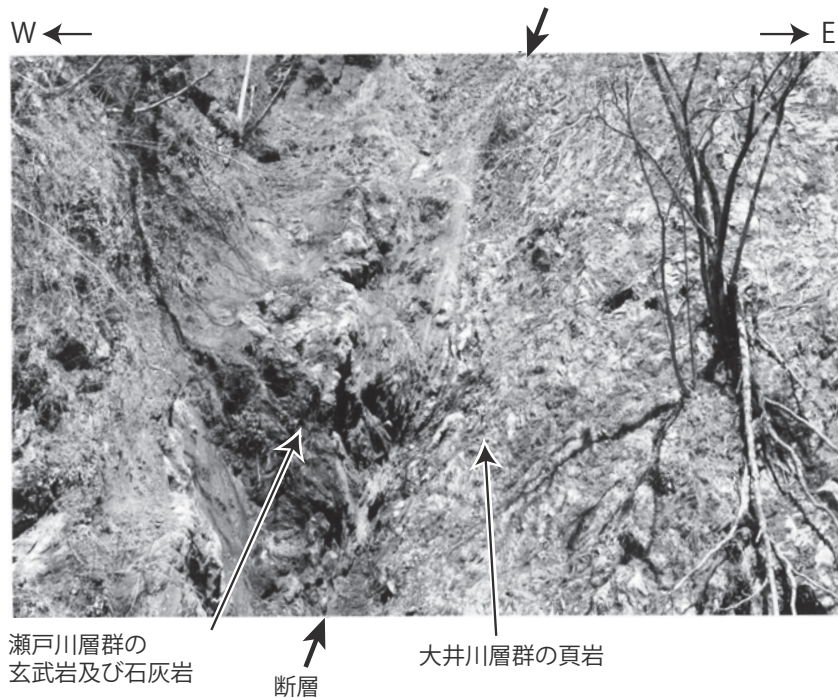


第 10. 3 図 早川支流の保川における笹山構造線の露頭  
 犬居層群の粘板岩が片状化した瀬戸川層群の玄武岩ハイアロクラスタイト及び凝灰岩に衝上する。断層面の走向傾斜は  $N35^{\circ}E, 70^{\circ}W$ 。地点は付図 2A 参照。

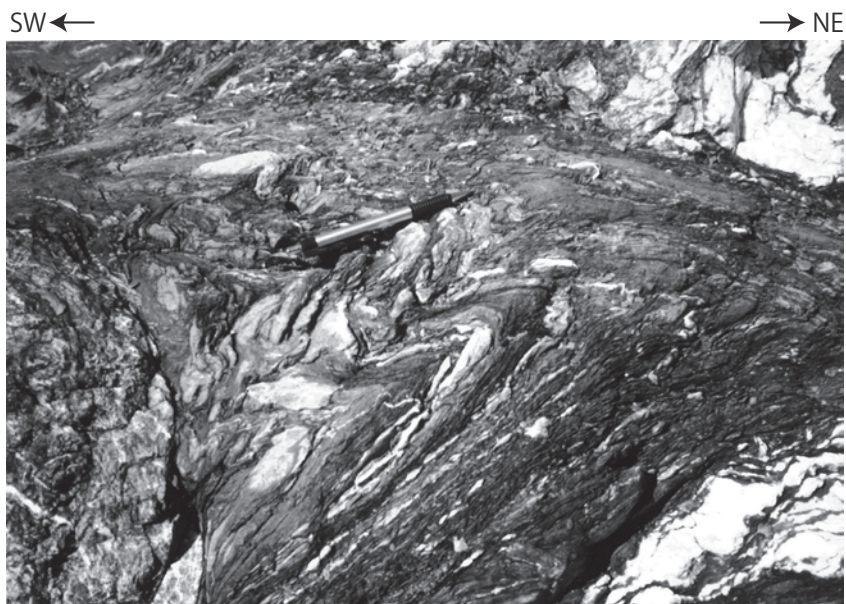


第 10. 4 図 早川町長畑南方における笹山構造線の露頭  
 犬居層群の破断した砂岩頁岩互層が片状化した瀬戸川層群の玄武岩ハイアロクラスタイトに衝上する。断層面(矢印)の走向傾斜は  $N15^{\circ}E, 70 \sim 80^{\circ}W$ 。ハンマーの長さは約 28 cm。地点は付図 2A 参照。





第 10. 5 図 身延町大城西方(南部図幅地域)の藤代断層の露頭  
 地点は第 4. 3b 図の Loc.2. 瀬戸川層群の破碎・流動変形した玄武岩-石灰岩層が大井川層群の頁岩層に衝上する. 断層面の走向傾斜は  $N20^{\circ}E, 70 \sim 74^{\circ}W$ . 写真内の露頭の横幅は約 6 m.



第 10. 6 図 大城西方の藤代断層上盤側(西側)の瀬戸川層群(破碎された玄武岩-石灰岩層)に見られる流動変形  
 地点は第 10. 5 図と同じ. 身延町大城西方の藤代断層上盤側(西側)の瀬戸川層群(破碎された玄武岩-石灰岩層)に見られる流動変形. 同断層下盤側(東側)における大井川層群の頁岩(第 4. 15 図)の弱い変形と著しい対照を示す. シャープペンシルの長さは約 14 cm.



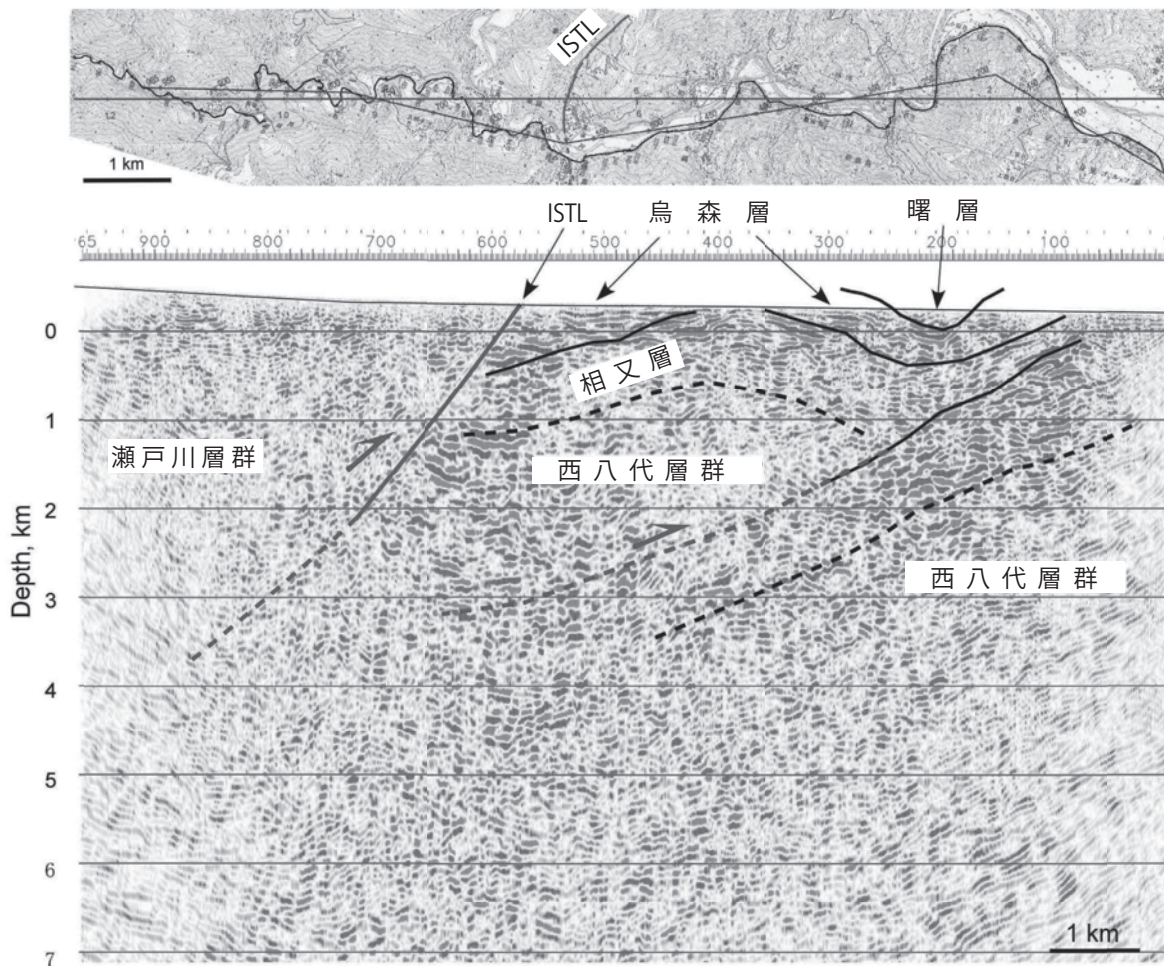
域のほぼ中央を南北に縦断し、静岡市葵区羽高付近で沖積低地下に没する(第4.1図)。「身延」地域から「南部」地域の糸魚川-静岡構造線は、瀬戸川帯の帯状構造を緩く斜めに切っており、竜爪亜帯は相又川南岸(「南部」地域北部)で、大井川亜帯は大城川北岸(「身延」地域南端)で糸魚川-静岡構造線に遮られるかたちで尖滅する(第4.3図)。なお、小淵沢町以南のうち、鳳凰山以南の糸魚川-静岡構造線は、活断層とされる糸魚川-静岡構造線断層帯(南部区画)には属さない(第10.15図)。

**変位量** 「身延」地域では瀬戸川層群と富士川層群及び巨摩層群の境界をなし、少なくとも数km以上の西側隆起の上下変位が推定される。一方、横ずれ変位について、小山(1984)は、早川町の塩之上から早川にかけての約3km間で、糸魚川-静岡構造線近傍の巨摩層群の走向線に引摺りが観察され、下位の地層ほど糸魚川-静岡構造線から離れたところまで引摺りに参加し、塩之上北東-

南西方に分布する巨摩層群<sup>くしがたやま</sup>櫛形山亜層群K2層の一般走向に糸魚川-静岡構造線の東方最大約1kmまで、逆S字状の引摺りが認められるとして、左横ずれを暗示している。しかし、逆S字状は、本地域に発達する北東-南西方向の褶曲構造の一部を見ている可能性もあり、糸魚川-静岡構造線の活動に伴う引摺りによるものかは明確でない。

**形態** 「身延」地域の早川及び春木川流域の糸魚川-静岡構造線は、後述のように断層露頭から判断すると、西に45~80°傾斜する断層面を持つ西側隆起の逆断層で、瀬戸川層群が巨摩層群及び富士川層群に衝上する。また、糸魚川-静岡構造線が早川を横断する付近(早川町高住)の反射法地震探査断面(池田ほか, 2009)からも、約50°西へ傾斜する糸魚川-静岡構造線の断層面が確認されている(第10.7図)。

**断層露頭** 下記(1)~(9)で示すように、「身延」地



第10.7図 糸魚川-静岡構造線を横断する身延-早川測線の反射法地震探査断面とその地質学的解釈  
池田ほか(2009)の図24のうち、屈折波トモグラフィーによる速度構造と重力異常を省略したものを用い、地層名の英語表記は日本語表記に修正。相又層及び烏森層は、それぞれ本報告の相又層の鷹取火山砕岩砂岩泥岩部層及び烏森山火山砕岩部層に相当。ISTLは糸魚川-静岡構造線を示す。ほぼ東西方向に測線が置かれており、右側が東、左側が西の方向を示す。

域内では、早川及び春木川沿いで、糸魚川－静岡構造線の断層露頭や断層位置が確認及び限定され記載されている(位置は第10.2図及び地質図参照)。また、「南部」地域では、松田・杉山(2014b)などで、大城川、相又川及び戸栗川において断層露頭が記載されている。なお、断層を挟んで、地点(1)～(3)では瀬戸川層群と巨摩層群(新倉層)が、(4)～(6)では瀬戸川層群と巨摩層群(大原野層)、(7)と(9)では瀬戸川層群と富士川層群(相又層)が接する。また、地点(8)は、瀬戸川層群と竜爪層群が接する断層で、糸魚川－静岡構造線はそのすぐ東側に存在していると推定されるが、便宜上、本構造線の露頭に含めた。

(1) 内河内川下流端より約1 km 北方の斜面の道路沿い(早川町新倉)。

断層の走向傾斜：N70°E, 24°W(小山, 1984)。

(2) 内河内川と早川の合流地点(早川町新倉)(第10.8図)

断層面の走向傾斜：N26°W, 46°W(小山, 1984)。小山(1984)のほか、天野ほか(2003)、狩野・河本(2006)などにおいて、詳細に記載されている。2001年に国の史跡名勝天然記念物に指定された糸魚川－静岡構造線を代表する露頭で新倉露頭と呼ばれるが、2013年9月の台風時豪雨によって崩壊し、現在は断層面が崩積堆積物に覆われている(第10.8図A)。

(3) 新倉発電所(早川町新倉)

断層面の走向傾斜：N46°W, 46°W(小山, 1984)。

(4) 早川集落より東約500 mの岩殿川(沢)沿い(早川町早川)

断層面の走向傾斜：走向N10～15°W, 傾斜高角度西傾斜～垂直(小山, 1984)。

(5) 塩之上北西方の播磨川(沢)の支流(早川町塩之上)(第10.9図)

標高730～740 m付近の露頭で、西側の厚さ約10 cm 白色断層粘土と、東側の厚さ約5 cmの灰色断層粘土で構成される断層角礫を含む断層粘土層を境にN15°W, 90°Wの断層面が発達し、瀬戸川層群の砂岩泥岩互層と巨摩層群の礫岩層が接する。瀬戸川層群側には、同様の断層が幾つも発達する。なお、小山(1984)が示す本地点の断層露頭は、上記の約20 m上位の露頭(現在は確認できない)と考えられ、断層面の走向傾斜はN11°W, 55°Wと報告されている。

(6) 塩之上北西の播磨川(沢)中流(早川町塩之上)

断層面走向傾斜はN18°W, 41°Wで、S20°Eへ16°プランジする断層条線、断層粘土10 cm以上(Fukuchi, 1991)。

(7) 春木川側七面山の登山口南へ約100 mの道路沿い(早川町赤沢の字羽衣)

断層面の走向傾斜：N34°W, 68°W(小山, 1984)。

(8) 春木川中流沿い(早川町春木川上流)

Fukuchi(1991)のLoc.2にあたり、走向傾斜N24°W, 62°Wの断層面と、S14°Eへ8°プランジする断層条線、断層粘土25～30 cm以上が報告されている。上盤側が瀬戸川層群、下盤側が竜爪層群と推定され、本来の糸魚川－静岡構造線はより東側に存在すると考えられる。

(9) 身延町大城北西(身延町奥川上流)

Fukuchi(1991)のLoc.3にあたる。走向傾斜N15°W, 58°Wの断層面と、S14°Eへ8°プランジする断層条線、断層粘土5～10 cmが報告されている。記載から上盤側が瀬戸川層群、下盤側は富士川層群あるいは大井川層群の泥岩と推定される。

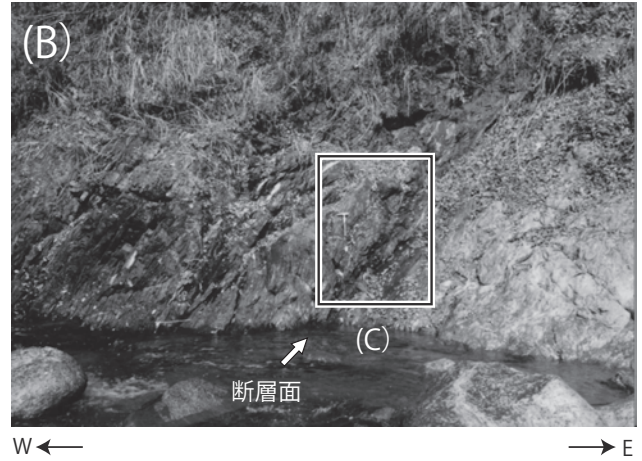
以上のほか、「身延」地域中央の葉袋集落北約500 mの濃田川沿いで、断層露頭は確認できないが、ほぼ南北走向70°以上西傾斜が推定されている(小山, 1984)。また、「南部」地域北端部の大城川では、豊岡梅ヶ島林道の赤岩橋より上流約250 mの左岸において、富士川層群静岡層月夜凝灰岩部層の枕状玄武岩の上に、大井川層群の砂岩頁岩互層が衝上している(第10.10図)。両者間には幅10 cm程度の固結したガウジ帯が認められる。Fukuchi *et al.* (1986)及びFukuchi(1991)は、この露頭において、走向傾斜N26°W, 72°Wの断層面とS22°Eへ11°プランジする断層条線を報告している。

また、小山(1984)は、早川沿いの糸魚川－静岡構造線について、早川町早川集落以北と以南で性状が異なることを報告している。早川町早川集落以北では、一般に破碎帯の幅は十数m以下で、巨摩層群の破碎がほとんど認められず、断層粘土、断層角礫なども固結又は半固結しており、地下水の湧水もほとんどない。それに対し、早川集落以南では、破碎帯の規模は数～30数mと大きく、東側の巨摩層群や富士川層群にも破碎が及んでいること、粘りけのある断層粘土や基質が水気を帯びた細粒物質で構成された断層角礫を持つ特徴が認められるとしている。

**形成時期** 糸魚川－静岡構造線は15 Ma頃に形成されたと考えられている(松田, 1989など)。「身延」地域の糸魚川－静岡構造線は、早川町早川より南方(塩之上付近)では巨摩層群桃の木亜層群(中部中新統上部)を切る茂倉断層及び曙層(上部中新統最上部～鮮新統)を切る曙断層と合し、「身延」及び「南部」両地域の境界にあたる大城川北岸では浜石岳層(上部中新統最上部～鮮新統)を切る音下断層と合している(第10.1図・第10.2図)。以上のことから、早川町早川より南方の糸魚川－静岡構造線は少なくとも鮮新世以降に再活動していると判断され、前述した小山(1984)による早川集落以北と以南の断層性状の違いと整合的である。

また、Fukuchi *et al.* (1986)は、「南部」及び「清水」両地域の糸魚川－静岡構造線の断層ガウジに含まれる石英粒のESR年代測定を行い、2.36～0.24 Ma(前期更新世～中期更新世)にわたる年代値を報告している。





固結した断層(破碎帯)  
(N20°W~N10°E, 55~70°W)が  
発達する黒色スレート質頁岩

破碎が著しく脆い黒色スレート質頁岩  
(層厚30cm±)

未固結の灰色断層粘土  
(層厚数cm±の凹み部分)

断層面(N20°W, 42°W)  
半固結~固結の暗灰黒断層粘土~断層角礫岩  
(層厚7~15cm)

緑灰色凝灰岩~火山礫凝灰岩

瀬戸川層群

巨摩層群  
檜形山亜層群

第 10. 8 図 内河内川と早川の合流地点(早川町新倉)の糸魚川-静岡構造線の露頭

(A) 断層露頭全体(2017年10月撮影)

地点は、地質図及び付図2A参照.

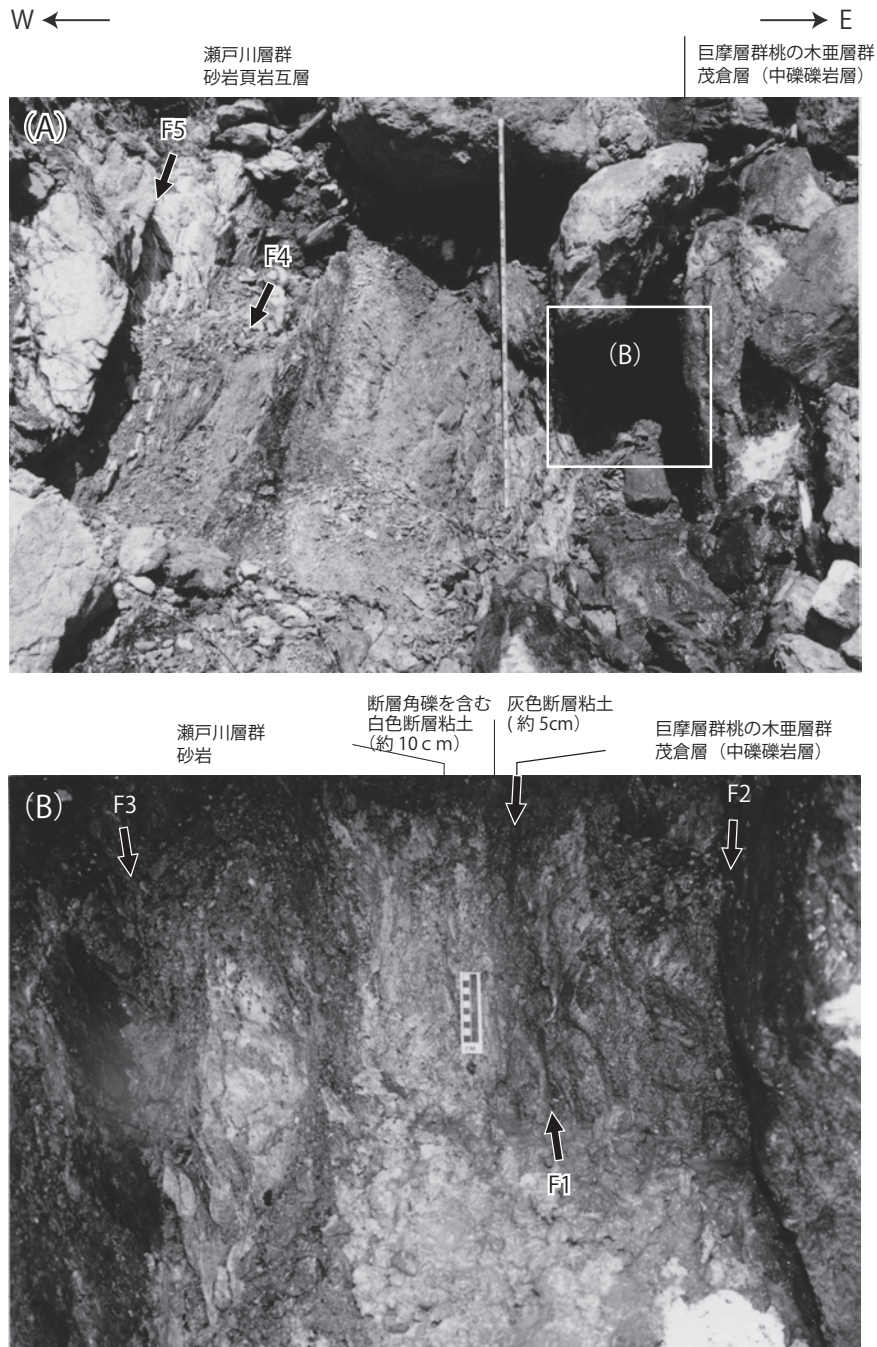
(B) 断層露頭下端部の様子(2013年9月の台風時豪雨による崩落以前の露頭状況を撮影)

ハンマーの長さは33cm.

(C) 断層面の様子

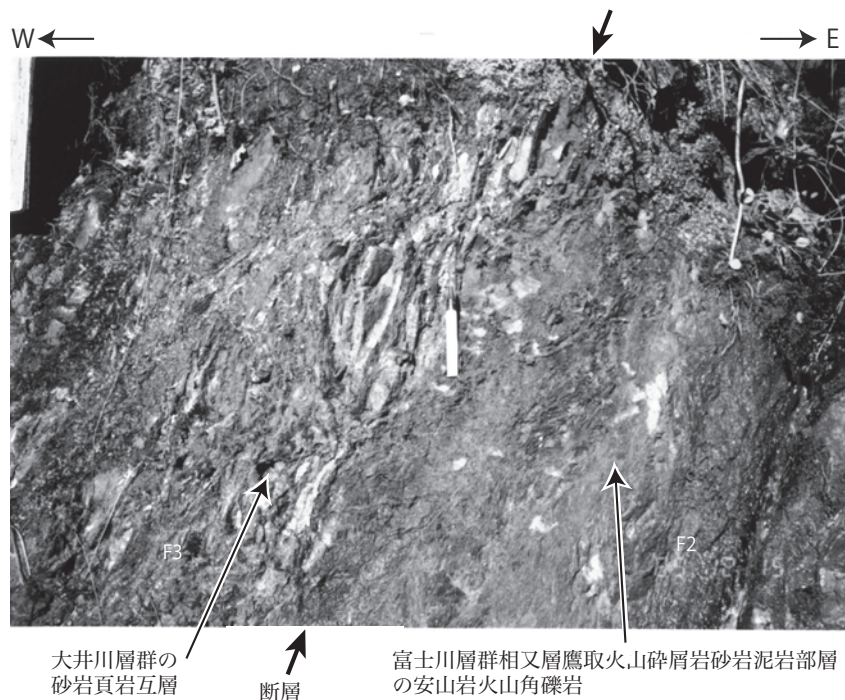
ハンマーの長さは33cm.





第 10. 9 図 早川町塩之上北西の糸魚川 - 静岡構造線の露頭

地点は付図 2A 参照。瀬戸川層群の砂岩頁岩互層と巨摩層群桃の木亜層群の礫岩が垂直断層で接する。断層の走向傾斜は、F1 : N15° W, 90° W, F2 : N15° W, 85° E, F3 : N15° W, 80° E, F4 : NS, 88° E, F5 : N50° W, 79° SW。F1 は未固結の断層粘土が認められるが、F2 ~ F4 の断層粘土は厚さ 3 ~ 4 cm で半固結 ~ 固結。F5 は厚さ 1 cm の固結した断層粘土が認められる。スケールは (A) が 2 m, (B) が 10 cm。



第 10. 10 図 身延町大城西方 (南部図幅地域) の糸魚川 - 静岡構造線の断層露頭  
大井川層群の砂岩頁岩互層が富士川層群相又層安山岩火山角礫岩に衝上。  
断層面の走向傾斜は N20 ~ 30° E, 60° W. 油性マーカーの長さは約 14 cm.

Fukuchi (1991) も同じ方法を用いて、本断層の最新活動の時期として、ほぼ 0.7 ~ 0.3 Ma (中期更新世) の ESR 年代を報告している。

一方、竹下・伊勢 (1994) は、巨摩山地北西部 (大崖頭山北側) にある巨摩層群と中期中新世に貫入した焼地蔵岩体 (佐藤ほか, 1989; 第 5. 1 図参照) の境界はマイクロナイト化しているものの、断層関係で接しているわけではなく、糸魚川 - 静岡構造線に伴う桃の木亜層群中に認められる左横ずれ運動を示す変形は、接触変成作用後には認められていないとしている。

以上のほか、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015a) では、鳳凰山以北の糸魚川 - 静岡構造線は活断層 (鳳凰山断層、白州断層など) として評価されているが、「身延」地域を含む鳳凰山以南 (焼地蔵岩体以南) の糸魚川 - 静岡構造線は活断層とは評価されていない (第 10. 15 図)。

### 10. 2. 5 茂倉断層

**断層名** 小山 (1984) に基づく。ただし、小山 (1984) の茂倉断層は、小坂・角田 (1969) で示された早川町大原野付近から奈良田北方にかけて糸魚川 - 静岡構造線の約 1 ~ 2 km 東側を南北に走る断層に命名したものであるが、本報告では、その南端は小山 (1984) が示した早川町新倉の大原野付近ではなく、田村ほか (1984) の茂倉

断層と同様に、南方の大原野から塩之上北方に至り、糸魚川 - 静岡構造線に収束する断層であると判断した。

**分布・長さ** 早川町塩之上北西、大原野、新倉 (字茂倉) (以上、「身延」地域) から、北方の奈良田北方 (「鰍沢」地域) に至る南北 ~ 北北西 - 南南東方向の断層で、長さ約 24 km。本断層は南端の塩之上北西方と北端の奈良田北方で、糸魚川 - 静岡構造線に収束する。

**形態** 西傾斜 70° 以上の西側上がりの逆断層で、破碎帯は数 m ~ 30 数 m、未固結の断層粘土、断層角礫を伴う (小山, 1984)。後述のように、茂倉南方から大原野付近にかけては、80 ~ 90° とほぼ垂直断層となっている。

**変位量** 大原野 ~ 新倉付近では、断層の東側に櫛形山亜層群の新倉層、西側に桃の木亜層群の茂倉層下部が分布する。また、大原野 ~ 塩之上北西では、断層東側に桃の木亜層群の大原野層、西側に同亜層群の茂倉層上部が分布する。これらのことから、本断層は西側隆起であるが、大原野 ~ 新倉付近よりも大原野 ~ 塩之上北西の方が見かけ上の垂直変位量は小さいと推定される。ただし、横ずれ変位が卓越する可能性もあり、正確な変位は不明である。

**断層露頭** 下記の断層露頭の位置は第 10. 2 図及び地質図を参照。

(1) 早川町新倉字茂倉南の茂倉川支流

断層面の走向傾斜は N27° W, 90° で、同方向の谷沿い



に破碎帯が発達し、熱水変質を受けている。田村ほか(1984)では、茂倉川にて断層面の走向傾斜が南北走向70°～80°西傾斜の露頭が記述されている。

(2) 早川町大原野東の新宮川支流

断層面の走向傾斜はN20°W, 80°Wで、全体として破碎され、一部の断層面には厚さ4cmの未固結の青灰色断層粘土が認められる。

(3) 早川町大原野南東の新宮川

断層面の走向傾斜はN10°W, 75°Wで、幅数十mの破碎帯が認められ、厚さ数cmの断層粘土層もいくつか認められる。正確な位置の確認はできなかったが、田村ほか(1984)は新宮川にて、砂岩泥岩互層にプーディン構造が認められるとしている。

(4) 早川町塩之上北西の播磨川支流

断層面の走向傾斜はN25°W, 70°Wで、巨摩層群桃の木亜層群の大原野層と茂倉層が接する(第10.11図)。田村ほか(1984)では、断層面の走向傾斜はN20°W, 62°Wで、1m以上の粘土化した破碎帯が認められるとされている。

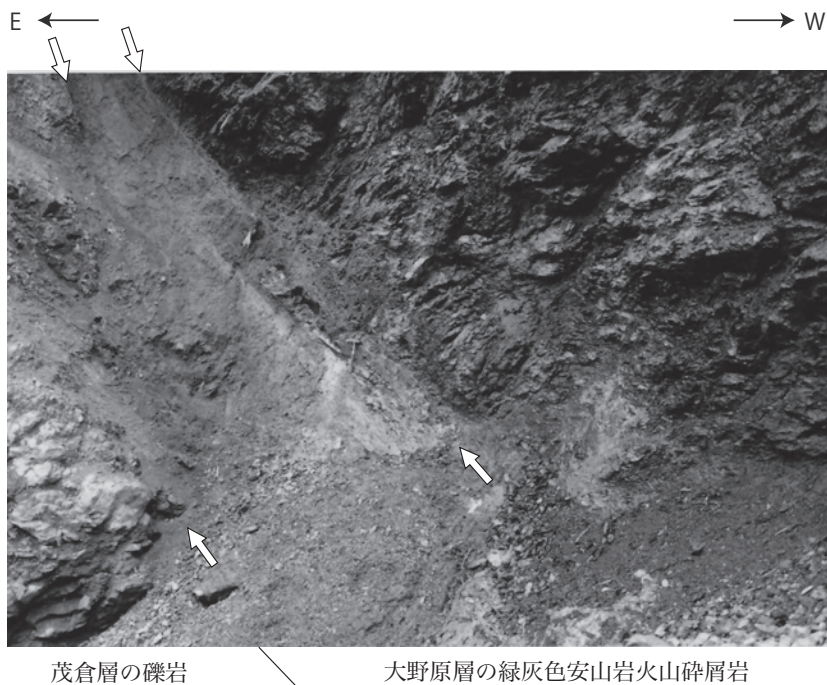
**形成時期** 桃の木亜層群及び仙城沢上流域の桃の木亜層群が被る北東-南西方向の褶曲構造を切ることから、本断層は桃の木亜層群堆積以降、中期中新世末以降に形成されたと推定される。なお、小山(1984)では、断層の形成を前期中新世の最後期以降としているが、これは桃

の木亜層群の年代論の違いによる。

10.2.6 曙断層(活断層としての曙断層の記述は10.4.1項を参照)

**断層名** 断層名は大塚(1938a)の曙断層(曙衝上とも呼んでいる)による。大塚(1955)の曙逆断層、秋山(1957)の富士見山断層、松田(1958)の曙逆断層、松田(1961)の曙衝上、小山(1984)及び田村ほか(1984)の曙衝上断層、狩野ほか(1985)の曙逆断層、久保田ほか(1989)の富士見山逆断層(10.4節参照)にあたる。ただし、曙断層の南方延長に関して、大塚(1938a, 1955)と秋山(1957)では、身延町梨子から東方へ屈曲し粟倉(字小原島)を通り身延断層に連続するように描かれ、松田(1961)、富士川団体研究グループ(1976)、田村ほか(1984)、狩野ほか(1985)、柴ほか(2012)では身延町笹走付近から南の小縄～初鹿島間方面へ延びるように描かれているが、本報告では、島津ほか(1983)、小山(1984)と同様に、曙断層の南方延長は南西へ延び、糸魚川-静岡構造線に収束する断層と判断した。したがって、曙断層と身延断層とは連続せず、雁行する関係にある。

**位置** 曙断層は、富士川町の鯉沢の南部、鳥屋(以上、北接「鯉沢」地域；第10.1図)から、富士川町の柳沢、身延町の大塩、久成、平須、矢細工、古長谷、福原、梨子、早川町の塩之上(以上、「身延」地域)に至る北東-



第10.11図 茂倉断層の露頭  
 地点は早川町塩之上北西谷(付図2A参照)。断層面(上位面)の走向傾斜はN25°W, 70°Wで厚さ10～20cmの断層粘土を伴う。また、上位と下位の断層面の間で、全体として幅70cm～1.8mの弱い破碎帯となっている。矢印は断層、ハンマーの長さは33cm。



南西方向の逆断層である(第 10. 2 図). 曙断層は南端の塩之上で糸魚川-静岡構造線に収束する. なお, 北端は更に富士川を横断して市川三郷町黒沢へ 5 km 以上連続する可能性が高い(大塚, 1955; 尾崎ほか, 2002; 池田ほか, 2009). 一方, 田村ほか(1984)は, 鳥屋付近から北北東へ延ばし富士川町最勝寺付近まで約 5 km 延ばしているが, 本報告では, その存在については確認していない.

長さ 約 15 km 以上(北端不明).

形態 北北東-南南西~北東-南西走向, 40~60°西北西ないし北西へ傾斜する西側隆起の逆断層.

変位置 曙断層を挟んで, 西側には巨摩層群櫛形山亜層群が, 東側には北から西八代層群常葉層, 富士川層群曙層及び富士川層群相又層が分布する. 櫛形山亜層群の年代は中期中新世初頭(16~15 Ma 頃), 曙層は鮮新世(5~3 Ma 頃)と大きな時間的なギャップが存在する. 曙断層は曙向斜(10. 3. 3 項参照)を大きく斜交して切っているが, 曙向斜軸部の北側延長部は, 曙断層の上盤側には認めることができない. 曙向斜の形態(地質断面図参照)から見かけ上の垂直変位量は少なくとも 3 km 以上に達する可能性が高い. また, 標高 1,600 m 級の富士見山の脊梁部と断層東側に広がる標高 700 m 以下の平坦部(平須面)との関係からは, 少なくとも 900 m 以上の西側隆起の垂直変位があったことが推定される.

断層露頭 本調査結果も含め, 現在, 一部の露頭は観察できないものの, 以下で断層露頭の確認及び断層位置が

限定されている(大塚, 1938a; 秋山, 1957; 小山, 1984; 狩野ほか, 1985; 位置は第 10. 2 図及び地質図参照). (1), (2)は「鯀沢」地域, (3)~(8)が「身延」地域に位置する. なお, 大塚(1938a)の示す江尻窪東方や早川橋西の断層露頭は, 曙断層の断層露頭ではない.

(1) 富士川町鯀沢(鯀沢南部字久保沢)(白沢の奥)

断層面の走向傾斜: N55°E, 60°NW(大塚, 1938a).

(2) 富士川町鳥屋東端

断層面の走向傾斜: N35°E, 40°NW(大塚, 1938a).

ほかに, 小山(1984), 田村ほか(1984), 狩野ほか(1985)でも確認されている.

(3) 富士川町柳川(柳川南端)

大塚(1938a)及び田村ほか(1984), 狩野ほか(1985)で位置が特定されている.

(4) 身延町大塩(字上大塩西方, 2ヶ所)

断層面の走向傾斜: N20°E, 40°NW(大塚, 1938a), N30°E, 50°W(秋山, 1957). ほかに, 田村ほか(1984)と狩野ほか(1985)でも確認されている.

(5) 身延町平須(平須南西方)

断層面の走向傾斜: N35°E, 46°NW(田村ほか, 1984). 大塚(1938a), 狩野ほか(1985)でも確認されている. 断層東側の夜子沢礫岩部層中に認められる断層に右ずれを示す条線が認められるものがある.

(6) 身延町矢細工(矢細工西方)

断層面の走向傾斜: N18°E, 62°NW(大塚, 1938a), N25°E, 52°NW(第 10. 12 図).



富士川層群曙層夜子沢礫岩部層の中礫礫岩  
巨摩層群櫛形山亜層群  
十谷層の安山岩火山角礫岩

第 10. 12 図 曙断層の露頭

地点は身延町矢細工(付図 2B 参照). 断層面(矢印)の走向傾斜は N25°E, 52°W で, 厚さ約 20 cm の褐灰色~青灰色を呈する軟弱な断層粘土を伴う. スケールは 2 m.

ほかに、小山(1984)、田村ほか(1984)、狩野ほか(1985)でも確認されている。

(7) 身延町梨子(梨子集落西方)

小山(1984)で確認されている。

(8) 早川町笹走(笹走集落西方)

小山(1984)で確認されている。

**形成時期** 曙断層は、曙層を著しく変形させた曙向斜を明瞭に切っていることから、曙向斜形成後である。前期更新世以降に形成されたと推定される(第2.5図)。

### 10.2.7 樽坪断層

**断層名** 富士川団体研究グループ(1976)命名。田村ほか(1984)の梨子-小縄断層にほぼ一致する。

**位置・長さ** 身延町梨子から、南方の早川町笹走、樽坪、初鹿島、身延山の西方、鷹取山の北西に至る南北方向の断層で、長さは約8 km(第10.1図)。北端は梨子付近で曙断層から分岐して発達する。南端部では南北方向の断層がいくつか発達するものの、位置は特定できなかったため断層の存在を推定とした。

**形態** 南北方向の断層で、見かけ上、笹走~小縄では東側隆起の正断層を示すが、小縄~鷹取山では西側隆起の可能性があるが、詳細は不明である。

**変位量** 樽坪付近の断層両側の烏森山火山碎屑岩部層と鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層との関係から、見かけ上、東側隆起800 m以上が推定される。小縄以南から身延山西方にかけては、小縄背斜の両翼で岩相変化が認められ基準層が変位量の見積は難しいが、南側ほど変位量が小さくなると推定される。

**断層露頭** 下記の断層露頭の位置は第10.2図及び地質図を参照。

(1) 早川町笹走西方の庄之沢上流

断層面の走向傾斜はNS, 43°Wで、厚さ約2 cmの断層粘土を伴う。断層の西側に烏森山火山碎屑岩部層の凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩、東側に鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層の凝灰角礫岩を伴う成層した凝灰質砂岩が分布する。

(2) 早川町樽坪西方500 mの庄之沢下流端(第10.13図A)

断層面の走向傾斜はN11°W, 48°W。断層西側(上盤側)には、主に凝灰角礫岩からなる烏森山火山碎屑岩部層が分布し、断層の近傍、幅6m+の範囲が強く破碎され、元の構造が失われている。断層の東側(下盤側)には、鷹取火山碎屑岩砂岩泥岩部層の安山岩溶岩が分布し、断層近傍の幅約5 mの範囲には、主断層に平行な断層が間欠的に認められ、鉍染状の変質が著しい。

(3) 早川町小縄南(第10.13図B)

断層面の走向傾斜N15°W, 52°W。断層西側(上盤側)には、烏森山火山碎屑岩部層の黒色泥岩(凝灰質砂岩~角礫岩を挟む)が、断層の東側(下盤側)には鷹取火山碎

屑岩砂岩泥岩部層の凝灰質砂岩及び凝灰質の角礫岩が分布する。田村ほか(1984)でも報告されている。

### 10.2.8 身延断層(活断層としての身延断層の記述は10.4.2項を参照)

**断層名** 松田(1958)の身延逆断層、松田(1961)の身延衝上に基づく。

**分布・長さ** 身延断層は、北から身延町の栗倉、下山、身延、小田船原、相又(以上、「身延」地域)・横根中、南部町の中野・塩沢・椿根・福士を通り、南部町福士~井手間の富士川の低地(以上、「南部」地域)に至る(第10.2図・第10.17図)、全体として南北~北北西-南南東方向に延びる断層である。長さは、栗倉の東(早川橋東方)から福士字坂下(富英橋西)までが約21 km(松田, 1961)である。

なお、身延断層の北端の栗倉では、断層を挟んで東西の地質構造が直交する(第7.4図及び地質図参照)ことを考慮すると、断層は更に早川を超えて飯富付近から北方へ延びる可能性は高い。しかし、飯富付近以北で、断層露頭及び岩相や走向傾斜の変化などに基づく位置は特定できなかった。

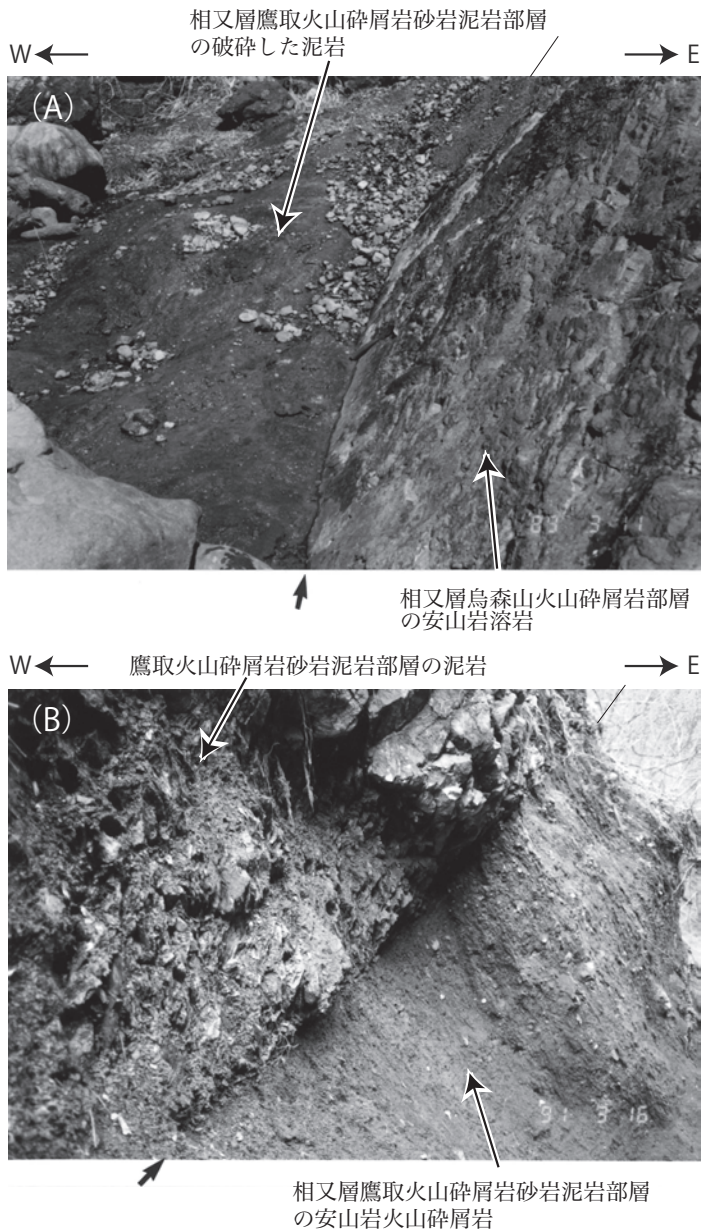
一方、断層の南端は、「南部」地域内で、変位量は戸栗川以南(塩沢以南)で急速に減少し、根熊断層を派出して、真篠の南東で富士川右岸の沖積低地下に入って消失するとされる(第10.17図;松田・杉山, 2014b)。このため、身延断層の正確な南端は不明である。なお、活断層としての身延断層は、南部町の井手や十島(「富士宮」地域)の富士川沿いに至るとされる(第10.17図;10.4.2項参照)が、「富士宮」地域の活断層としての身延断層が、地質断層としての身延断層の延長部にあたるかはよく分からない。

**形態** 西傾斜40~50°の逆断層である(松田, 1961)。なお、富士川団体研究グループ(1976)は、身延断層のうち、波木井北部より北方は正断層、その南方は逆断層としているが、断層両側の地層の層準から、すべて西側隆起の逆断層であると考えられる。

**変位** 松田(1961)は、相又川沿いで最大落差(層序落差)4~5 kmと推定している。また、松田・杉山(2014b)は、断層両側での層序差は4,000 m以上あり、新第三系基底の断層に沿った垂直変位量は6,000 m以上と推定している。

本断層の変位量は、断層を挟んで分布する両側の地層の層準から判断して、小田船原~相又付近で最も大きいと推定される。身延町小田船原~大野~丸滝~椿草里間の東西方向の断面(地質断面図C-Gを参照)で、西八代層群と富士川層群の境界を基準とすると、東側沿いに層厚約5 kmの富士川層群の最上部(曙層)が分布し、西側沿いに西八代層群が分布するため、少なくとも見かけ上の垂直変位としては約5 km以上が推定される。ただし、





第 10. 13 図 樽坪断層の露頭

(A) 早川町樽坪西方 500 m の谷出口の断層露頭 (付図 2B 参照)。

富士川層群鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の破碎した泥岩 (凝灰質砂岩・角礫岩を挟む) が鳥森山火山砕屑岩部層の安山岩溶岩に衝上する。断層面 (矢印) の走向傾斜は  $N11^{\circ}W, 48^{\circ}W$ 。ハンマーの長さは 33 cm。

(B) 早川町小縄南方の断層露頭 (付図 2B 参照)。

鷹取火山砕屑岩砂岩泥岩部層の泥岩 (凝灰質砂岩・角礫岩を挟む) が同部層の安山岩火山砕屑岩に衝上する。断層面 (矢印) の走向傾斜は  $N15^{\circ}W, 52^{\circ}W$ 。写真内の露頭の横幅は約 3 m。

身延断層の両側で、西八代層群及び富士川層群の岩相変化とともに、同様に層厚変化も著しく変化する可能性があるため、正確な変位量の見積りは難しい。

一方、身延断層の横ずれ変位についての報告はない。5 万分の 1 地質図幅「南部」(杉山・松田, 2014) の地質図などで示される南部町南部付近では、身延断層を挟んで東側に北東-南西方向の内船背斜及び寄畑向斜、西側に北東-南西方向の成島背斜及び篠井山向斜が発達する (第 10. 1 図の「南部」地域北東部参照)。これら東西に分布する背斜と向斜が元々は連続していたもので、身延断層に切られていると仮定すると、褶曲軸面はほぼ垂直なため、見かけ上右横ずれ変位約 3 km が推定される。

**断層露頭** 以下、現在、露頭で確認できないものも含め、身延断層露頭の既存確認地点を示す。(1) ~ (6) は「身延」地域にあたる (位置は第 10. 2 図及び地質図

を参照)。ただし、(2) と (3) は正確な位置が確認できなかったため、第 10. 2 図及び地質図に位置を示していない。(7) ~ (10) は「南部」地域にあたる (位置は第 10. 17 図を参照)。

(1) 身延町下山 (妙見寺東)

断層面の傾斜  $40^{\circ}W$  (松田, 1961)。秋山 (1957) でも確認されている。

(2) 身延町下山 (字杉山)

断層面の傾斜  $38^{\circ}W$  (松田, 1961)。

(3) 身延町身延 (身延山入口)

断層面の傾斜  $50^{\circ}W$  (松田, 1961)。

(4) 身延町小田船原の北

秋山 (1957) で確認されている。

(5) 身延町小田船原

断層面の傾斜  $45^{\circ}W$  (松田, 1961)。





第 10. 14 図 身延断層の露頭

地点は身延町大城川河床(相又川との合流点から約 500 m 上流の三段池橋のたもと北壁(付図 2B 参照)。西八代層群御殿山層の玄武岩火山砕屑岩が夜子沢礫岩部層に衝上する。断層面(矢印)の走向傾斜は  $N18^{\circ} E, 34^{\circ} W$ 。護岸のため、現在は断層直上の上盤のみ認められる。スケールは 2 m。

(6) 身延町相又下の大城川沿いの露頭

左岸(北岸)側：西八代層群御殿山層の玄武岩火山砕屑岩が夜子沢礫岩部層に衝上する(第 10. 14 図)。断層面の走向傾斜は  $N18^{\circ} E, 34^{\circ} W$ 。

右岸(南岸)側：断層面は  $N10^{\circ} E 35^{\circ} W$  の低角逆断層。御殿山層の緑色の凝灰岩層を挟む凝灰質の緑黒色砂岩及び泥岩が角礫～亜円礫からなる河床礫(最大径 50 cm の亜円礫を含む)に衝上する(第 10. 18 図)。

(7) 身延町光子沢(字亀久保)

榎の木隧道の東方約 250 m の亀久保集落への道の分岐点脇で、断層面の走向傾斜は  $N10^{\circ} W, 45^{\circ} W$  (松田・杉山, 2014b)。

(8) 南部町柳島(字内田)

断層面の傾斜  $52^{\circ} W$  (大塚, 1955)。擾乱を受けた砂岩泥岩互層(御殿山層船山泥岩部層)と砂礫岩層(波木井砂岩泥岩互層部層)が走向傾斜  $N10^{\circ} W, 50 \sim 55^{\circ} W$  の断層面で接する。

(9) 南部町椿根

断層面の傾斜  $38^{\circ} W$  (松田, 1961)。

(10) 南部町椿根川の北側河崖(国道の橋の約 130 m 上流)

輝石を含む黒色凝灰岩層(町屋互層部層)が走向傾斜  $N20^{\circ} W, 35^{\circ} W$  の断層面をもって、厚さ約 25 cm の泥岩の断層角礫帯を介して、節理の発達した泥岩(波木井砂岩泥岩互層部層)の上に衝上している(松田・杉山, 2014b)。

**形成時期** 身延断層は、鷹取山東側の身延町の小田船原～相又付近において、西側の西八代層群(中部中新統)が、東側の富士川層群曙層(主に鮮新統)に衝上している。また、身延町身延付近で、曙向斜南端を斜交して切っている。以上のことから、身延断層は、曙向斜南部を曙断層(10. 2. 6 項参照)と同様、曙向斜の形成後、前期更新世以降に形成された可能性が高い(第 2. 5 図)。

10. 2. 9 西乗川断層

**断層名** 西乗川沿いに発達する北北西-南南東方向の断層で、松田・杉山(2014b)が命名。なお、角田ほか(1990)は、富士川団体研究グループ(1976)を引用して西乗断層と呼んでいるが、富士川団体研究グループ(1976)の西乗断層は内船背斜軸を通る北東-南西方向の断層として命名されたもので、角田ほか(1990)の西乗断層は富士川団体研究グループ(1976)の佐野断層にあたる。Soh(1986)も西乗断層を使用しているが、記載がないため、本報告では松田・杉山(2014b)に従い西乗川断層と呼ぶ。

**位置・長さ** 長さ約 4.5 km。北端は三石山の西方約 600 m (「身延」地域南東端)で、丸滝礫岩部層の一部を切るが、以北では変位が不明である(第 10. 2 図)。南端は南部町上佐野字下野(天子湖の北方約 1.5 km ; 「富士山」地域)で、それより南方は天子湖周辺に佐野川岩体が分布するため不明である(第 10. 1 図)。

**変位量** 断層を挟んで発達する北東-南西方向に延びる

内船背斜(「南部」地域内; 第 10. 1 図)の軸跡の食い違いからは, 見かけ上, 左ずれ 1 km 余りの変位量が推定される(松田・杉山, 2014b). また, 杉山・松田(2014), 角田ほか(1990), 尾崎ほか(2016)で示される地質図で認められる断層を挟んだ累層区分境界の食い違いと地層の走向傾斜からは, 上記の横ずれ成分と同じ程度の縦ずれ変位量が推定される.

**断層露頭** 西乗川の上流(「南部」地域)において, 安山岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩(しもべ層小内船火砕岩部層)と身延層小室沢互層部層の砂岩泥岩層が N10° E, 85° E の断層面で接する(松田・杉山, 2014b). 本断層の北端である「身延」地域内の三石山の南南西約 1 km 谷沿いでは, 一条の断層としては特定できなかったが, 幾つか破砕帯や断層が発達し, 丸滝礫岩部層に変位を与えている.

**形成時期** 本断層は, 丸滝礫岩部層を切ることから, 丸滝礫岩部層堆積以降, 後期中新世中頃(9 ~ 8 Ma 頃)以降に形成されたと考えられる. 佐野川岩体(8. 1 節参照)との関係は不明である.

## 10. 3 褶 曲

### 10. 3. 1 雨畑川向斜

雨畑川向斜(杉山, 1995)は, 早川本流東岸の早川町早川付近から同町京ヶ島へ南下し, 雨畑川の東岸沿いの瀬戸川帯中に発達する北北東-南南西方向に延びる向斜構造である. 本向斜の南方延長は, 南隣「南部」地域北端部の雨畑川の源流域から山梨・静岡県境の分水界を越えて大谷崩の西端付近を通り, 東流する安倍川の各支流を横断して南下し, 「清水」地域北部の大岳東方まで約 35 km 追跡される(第 4. 3 図). なお, 「南部」地域内の向斜では, 蓬沢向斜と呼ばれる(杉山・松田, 2014). 本向斜は, 「身延」地域の早川町早川の北方で, 糸魚川-静岡構造線に切られると推定される.

4. 3 節で述べたように, 「身延」地域北部の早川本流沿いでは, 向斜西翼部の地層は逆転して西へ 60 ~ 80° 程度傾斜するところが多いのに対して, 本地域南部の雨畑川流域の向斜西翼部の地層の多くは西又は東へ 80° 以上, 急傾斜している. 一方, 向斜東翼部の地層は西へ 60 ~ 80° 程度傾斜するところが多いが, 向斜軸部付近では逆転して東へ 70 ~ 85° 傾斜するところもある.

また, 4. 3 節で述べたように, 雨畑川向斜の軸部付近には, 小規模な褶曲構造が見られる. 最も顕著なものは, 早川町古屋西方に位置する早川の大蛇行部付近に認められる翼の開いた向斜構造であり, 西翼の幅は最大約 500 m である. このほか, 早川町草塩北方の早川本流沿い, 雨畑川流域の向斜西翼, 及び御馬谷流域の向斜東翼に, 半波長 100 m 以下の褶曲構造が認められる.

### 10. 3. 2 南部フォッサマグナに発達する東北東-西南西方向の褶曲

「身延」地域の巨摩層群櫛形山亜層群, 西八代層群, 富士川層群下部に発達する褶曲構造である. 本地域北部中央の櫛形山亜層群の分布する地域(富士見山地区東部)では富士見山向斜, 御殿山背斜などが, 本地域東部の西八代層群~富士川層群下部が分布する地域(六郷, 下部, 身延-三石山地区)では, 北から手打沢背斜, 城山向斜, 田原背斜, 和平向斜, 常葉背斜, 下部向斜, 湯之奥背斜, 身延向斜などが発達する(第 10. 2 図).

なお, 秋山(1957)は, 常葉背斜及び手打沢背斜の軸部付近に常葉断層及び三沢川断層が発達するとしている. また, 大塚(1938a)でも, 常葉背斜, 田原背斜の閉じた褶曲の軸部付近, 城山向斜の南翼に断層が発達するとしている. いずれも軸部付近で翼間隔が狭い尖った形態を示し, 地層が急傾斜し逆転層も部分的に発達する地域で, 褶曲に断層が付随している可能性は十分にあるが, 断層の存在が連続して確認できないこと, 褶曲と断層の形成は同時と考えられる(松田, 1958)ため, 本報告ではいずれも褶曲として表現した.

**形態** これらの褶曲構造は, 長さ 1 ~ 8 km, 波長 200 m ~ 3 km で, 西へプランジする特徴を持つ. また, 背斜や向斜の両翼が非対称なものも多く, 転倒褶曲も幾つか認められる. 常葉層勝坂泥岩部層に発達するものを除くと, 多くの場合, 層位的に下位の地層に発達する背斜ほど翼間隔が狭くなる傾向がある. 更に, 勝坂泥岩部層の分布域(田原背斜, 和平向斜及び常葉背斜の東部など)では, 波長の短い褶曲がよく発達し, 複背斜, 複向斜の形態を示す.

本褶曲群は, 南北~北西-南東方向の圧縮応力場で形成されたと考えられるが, 手打沢背斜, 城山向斜, 田原背斜, 下部向斜など, 多くの褶曲軸が S 字状の変形していること, 全体として曙向斜東翼部に向かって西方へのプランジが急になることから, 褶曲群形成後に東西圧縮による変形を被っている.

#### 主な背斜及び向斜の概要

##### (1) 富士見山地区東部(巨摩層群櫛形山亜層群分布域)

**富士見山向斜(新称)** 軸跡長約 3.5 km で, 富士見山の北西側に発達する. 走向は東部では東北東-西南西であるが, 西部で北北東-南南西方向に変化する. 翼間隔は概ね 30° 以下で, 軸面は傾き一部逆転層も認められ, 褶曲軸は南西へプランジする. 田村ほか(1984)の新宮川層に発達する向斜に概ね一致する.

**御殿山背斜(新称)** 軸跡長約 4 km で, 御殿山の北西側に発達する. 富士見山向斜と同様に, 東部は東北東-西南西方向であるが西部は北東-南西方向に変化し, 褶曲軸は南西へプランジする. 波長は約 1.8 km で, 翼間隔は西端部で約 60° で閉じた形態を示す.

以上のほか, 富士見山向斜と御殿山背斜との間にも,



同様な背斜・向斜が存在すると推定される。また、富士見山地区南端の塩之上北部にも同方向の軸長1 km程度の短い褶曲構造が認められる。

## (2) 六郷, 下部, 身延 - 三石山地区 (西八代層群～富士川層群下部分布域)

**手打沢背斜 (新称)** 軸跡長約6.5 kmで、身延町手打沢～西嶋南端、市川三郷町鴨狩津向～宮原、更に身延町樋田東方に至る。市川三郷町葛菴沢付近で軸跡が北方へ凸状に変形し、背斜南翼にあたる身延町の手打沢東部、鴨狩津向、日向では逆転層も認められ、軸面は全体として北に傾斜して波打っており、形成後に東西方向の圧縮を受けて変形したように見える。手打沢西部では、曙向斜東翼部の変形を受け背斜軸は西へプランジする。

なお、秋山(1957)、水野・片田(1958)、島津ほか(1976)は、三沢川沿いの東西方向の三沢川断層を示していたが、三沢川下流域(鴨狩津向、三澤、車田)の岩相の変化は本背斜南翼及び城山向斜北翼の変形で説明可能なため、東西方向に連続した断層は存在しないと判断した。

**城山向斜 (新称)** 軸跡長約9 kmで、身延町寺沢の東から、城山の北、樋田に至る。プランジ約40°Wの船底型をした東北東-西南西方向の向斜で、変形は富士川層群原層の下部まで及んでいる。なお、秋山(1957)は、切石で断層露頭(断層面の走向傾斜N20°W, 70°E)を確認しているが、本報告では連続した断層とは判断しなかった。

**田原背斜** 松田・水野(1955)命名。軸跡長約5.5 kmで、切石の南から、身延町下田原、三澤に至る。南翼が南南東傾斜70～80°、北翼が北北西傾斜約40°を示す。田原背斜の西端部(富士川及びその西方)で西へのプランジ角が急になる。本背斜部で常葉層屏風岩凝灰岩部層～原層の層厚が、南北の城山向斜及び和平向斜の向斜部の同層より薄くなっており、屏風岩凝灰岩部層の堆積時に本背斜が発達していた可能性が高い。

**和平向斜** 一色向斜(秋山, 1957)とも呼ばれるが、松田(1958)の和平向斜の名称を使用する。軸跡長約5.5 kmで、身延町八日市場から、一色(字和平)、北川に至る。本向斜東部の常葉層群勝坂泥岩部層分布域や西部の原層分布域など、泥岩が卓越する地域では波長の短い褶曲からなる複褶曲へと変化する。

**常葉背斜** 松田・水野(1955)命名。軸跡長約5.5 kmで、身延町飯富から、宮木、一色、常葉に至る。なお、常葉背斜軸部には断層が推定されている(常葉断層: 秋山, 1957; 飯富断層: 富士川団体研究グループ, 1976)が、本調査では連続した断層は確認できなかった。背斜軸部に断層が発達する可能性はあるが、本報告では背斜構造として示す。本背斜東部の勝坂泥岩部層分布域では、波長の短い褶曲からなる複背斜に形態が変化する。

**下部向斜** 松田(1958)命名。軸跡長約7 km以上(東端不明)で、身延町下八木沢から、下部、雨河内川上流

東方に至る。軸部のしもべ層の分布する下部付近では翼間隔が比較的広い向斜であるが、雨河内川の上流端の屏風岩凝灰岩部層では翼間隔が60°とやや閉じた向斜となっており、全体として上位の層準ほど翼間隔が広がる。

なお、雨河内川沿いには、東北東-西南西方向で、最大落差1,000 mの南落ちの雨河内断層が推定されている(富士川団体研究グループ, 1976)が、東端(「富士山」地域)の下部向斜軸部に断層が発達する可能性はあるものの、下部向斜北翼として特に雨河内沿いに連続した断層を引く必然性はないと判断した。

**湯之奥背斜** 松田(1958)命名。軸跡長約7 km以上(北東端不明)で、身延町椿草里から湯之奥、毛無山付近(「富士山」地域)に至る。富士川層群の八木沢泥岩部層下部及び丸滝礫岩部層下部まで変形を及ぼしていると推定される。

なお、富士川団体研究グループ(1976)によって、湯之奥背斜軸に椿草里断層が推定されていたが、本調査結果からもしもべ層及び八木沢泥岩部層の岩相の食い違いから同様な見かけ上西側隆起の長さ2 km以下の断層を軸部に沿った断層が推定された。ただし、変位量は富士川団体研究グループ(1976)の示すものより小さいと推定される。

**身延向斜** 松田(1958)命名。軸跡長約5 kmで、身延町大崩の南方付近を西端として長者ヶ岳の北へ至る東北東-西南西方向に発達する。「身延」地域では身延層下部(八木沢泥岩部層下部及び丸滝礫岩部層下部)までに変形を与えているが、大崩南方より西側では本向斜の影響による変形は認められない。

## 形成時期

### (1) 富士見山地区東部

下部中新統最上部～中部中新統下部の櫛形山亜層群に発達する東北東-西南西(～北東-南西)方向の富士見山向斜や御殿山背斜などの褶曲構造は、上位に褶曲構造を被っていない中部中新統上部の桃の木亜層群によって傾斜不整合で覆われているため、その形成は中期中新世中頃(14～13 Ma頃)と推定される(第2.5図)。

### (2) 六郷, 下部, 身延 - 三石山地区

本地域の西八代層群及び富士川層群下部に発達する東北東-西南西方向の褶曲構造のうち、城山向斜、田原背斜、和平向斜及び常葉背斜は原層の中位層準まで、下部向斜及び湯之奥背斜は富士川層群身延層下部(八木沢泥岩部層及び丸滝礫岩部層)まで変形を及ぼしている。また、向斜及び背斜軸部での顕著な層厚変化は、屏風凝灰岩部層から上位のしもべ層～身延層下部に認められるが、身延層下部では極めて翼間隔が広い変形のためか層厚も背斜軸部と向斜軸部でほとんど変化がない。下位の地層に比べ、上位の地層の傾斜はかなり緩くなっており上部の地層を水平にもどした場合でも、軸部はいずれも



西ないし南西へのプランジを示す。これら褶曲軸のプランジは数十°に達し、下位の地層ほど急な傾斜からなることと整合的である。以上のことから、本地域西部に発達する褶曲構造の形成時期は、西八代層群の屏風岩凝灰岩層～富士川層群身延層下部の堆積時である後期中新世前半(12～9 Ma 頃)と推定され(第2.5図)、松田(1958)の結論とほぼ一致する。なお、徳山ほか(1979)は、これらの褶曲は剪断褶曲で、地層の厚さが向斜部で厚く、背斜部で薄くなることはない結論づけているが、前述のように、しもべ層～身延層下部に関しては向斜部と背斜部で確実に層厚の変化が認められることから、松田(1958)が支持される。

### 10.3.3 南部フォッサマグナに発達する北北西-南南東方向の褶曲

富士川層群上部にまで変形を及ぼして発達する北北西-南南東方向の褶曲構造で、中富地区<sup>なかとみ</sup>～身延山地区<sup>みのぶ</sup>を中心に曙向斜と小縄背斜が発達している(第2.4図・第10.2図)。

#### (1) 曙向斜

**褶曲名** 大塚(1938a)命名。

**位置** 軸跡長9 km 以上で、身延町久成、平須付近から、同町の矢細工、古長谷～中山間、遅沢、栗倉、下山(宇杉山)に至る。向斜軸跡は平須から矢細工まではほぼ南北、矢細工の南で屈曲し、下山西方までは北北西-南南東方向を示す。また、曙向斜軸跡は、久成～平須付近で曙断層によって切られている。

**形態** 北北西-南南東～南北方向の軸を有する閉じた向斜構造で、北北西～北方向へ約70°プランジする。向斜軸部付近を除き東翼は西傾斜約70°～東傾斜(逆転)70°、西翼は北東傾斜60°～南西傾斜(逆転)約80°を示し、全体として向斜軸面がやや東へ傾いた、斜褶曲から過褶曲の形態を示す。また、早川沿いの遅沢から栗倉(宇小原島)西方にかけての向斜軸部の形状をみると、軸部は2つのヒンジに挟まれた幅1.5～1 kmの翼間隔が広い蒲鉾型の褶曲面が発達するが、矢細工から平須にかけての軸部は、ヒンジと軸部が一致するやや閉じた楔型の形状を示す。

**形成時期** 曙向斜軸部に分布する曙層の層厚は、遅沢か平須へ至る曙向斜の軸部方向で約3,800 m 以上(上限不明)、軸部の直交する方向する夜子沢川沿い曙向斜東翼部で約2,300 m 以上(上限不明)と、軸部が厚くなっている。また、曙向斜東翼部(遅沢から手打沢にかけて)では、曙層が傾斜不整合関係で相又層を覆っている。これらのことから、曙向斜は少なくとも曙層堆積時から形成されていたと推定される。ただし、閉じた向斜であるため、曙層堆積後にも大きな変形があったと考えられる。なお、松田(1958)は曙累層(本報告の相又層烏森山火山砕屑岩部層～曙層)堆積中からと推定しているが、相又

層は岩相変化が著しく、向斜構造との関係はよく分からない。

#### (2) 小縄背斜

**褶曲名** 富士川団体研究グループ(1976)命名。ただし、本報告では、富士川団体研究グループ(1976)の小縄背斜と樽坪断層沿いの背斜を合わせたものを小縄背斜と呼ぶ。

**位置** 軸跡長4 km 以上で、早川町小縄から身延山の西側沿いに至る。

**形態** 北北西-南南東～南北方向の軸を有する背斜で、曙向斜と平行に発達している。東翼は北東傾斜50～60°で、西翼は南西～西傾斜40～60°で糸魚川-静岡構造線東沿いでは70～85°と傾斜が急になる。背斜軸は北北西～北へプランジし、小縄の南東で樽坪断層に切られる。

池田ほか(2009)は、本背斜と曙向斜を横断する身延-早川測線(早川沿い17.8 km)において反射法地震探査を実施している(第10.7図)。第10.7図が示す反射法地震探査断面の地質学的解釈のうち、曙層の矢印が示す先の向斜は曙向斜に、烏森層(本報告の烏森山火山砕屑岩部層に相当)と記された直下に認められる背斜構造が小縄背斜にあたると思われるが、解釈で描かれた地層境界の傾斜は地表の露頭から得られた傾斜に比べかなり緩い。

**形成時期** 曙向斜と対の褶曲で、その形成時期は、曙向斜と同様少なくとも曙層堆積以降(後期中新世末(約6 Ma)以降)と考えられる(第2.5図)。上部中新統の相又層の堆積時に形成されていたかは不明である。

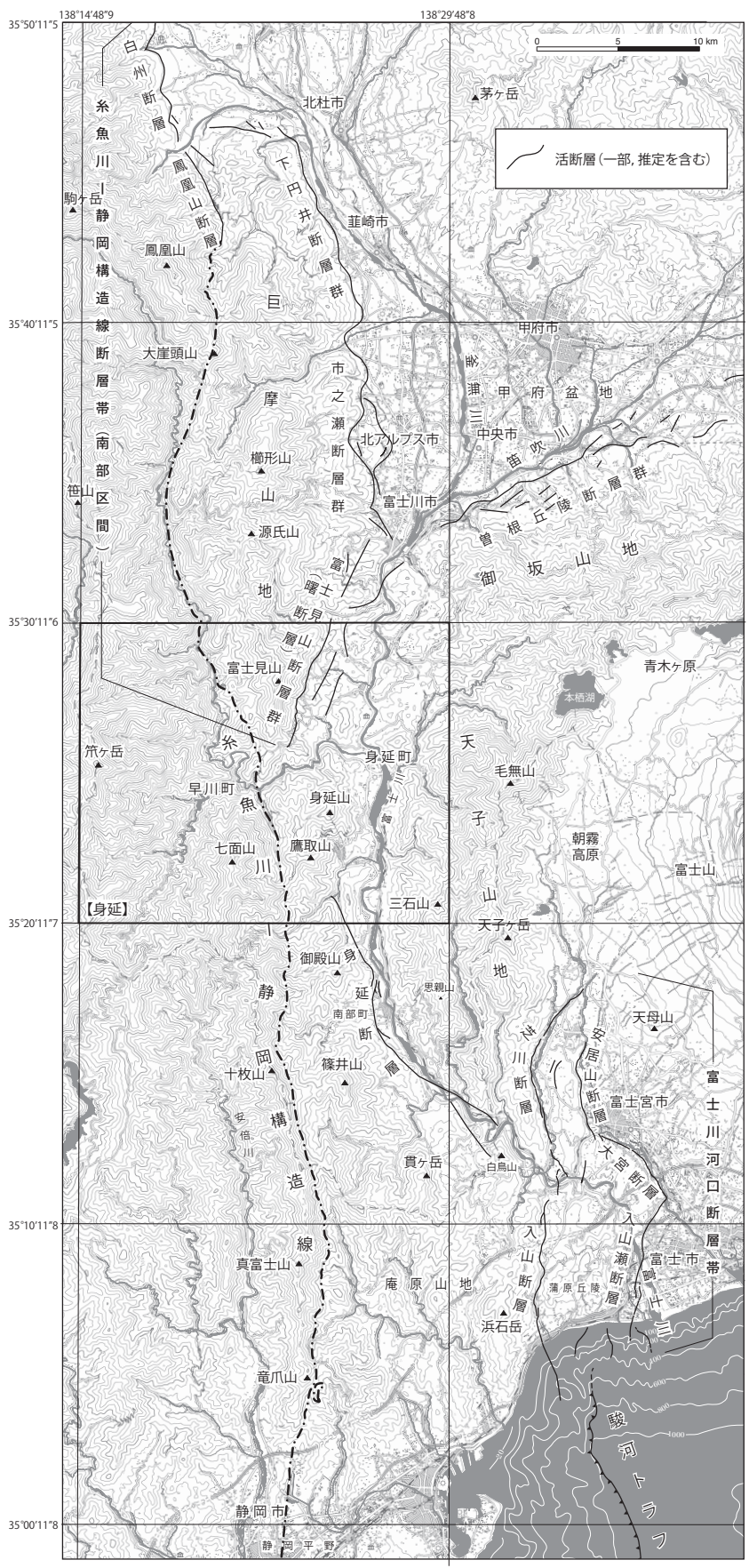
## 10.4 活断層

「身延」地域では、曙断層と身延断層が活断層として報告されている(第10.15図)。ただし、曙断層は、活断層の可能性はあるものの、活断層であるというデータが揃っていないとは判断できないため(10.4.1項参照)、本地質図では活断層としては示していない。

### 10.4.1 曙断層

**断層名** 富士川層群の曙層(上部中新統最上部～鮮新統)が変形した曙向斜を斜交して切る断層(大塚, 1938a; 10.2.6項参照)で、活断層名としては富士見山逆断層(久保田ほか, 1989)、富士見山断層(活断層研究会編, 1991)、曙逆断層(池田ほか, 2009)とも呼ばれる。なお、大塚(1938a)は、巨摩山地南端部(富士見山周辺)と富士川谷北端との境界付近の急崖部分を富士見断層崖と呼んでいるが、断層そのものは「富士見山」の名称は使用せず、曙断層との関係を論じている。

ほかに、久保田ほか(1989)は、富士見山逆断層とは別に、その東方に短い低断層崖と逆向き低断層崖を形成



第 10. 15 図 身延図幅地域及び周辺地域の活断層の分布  
 活断層の分布は、久保田ほか(1989)、池田ほか(2009)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015a, b)、尾崎ほか(2016)、水本ほか(2016)による。本報告の曙断層について、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)では、図のように「富士見山断層帯」と呼んでいるが、本報告では曙断層を使用する。なお、鳳凰山以南の糸魚川-静岡構造線断層帯(南部区画)には含まれない。【 】の名称は5万分の1地形図(図幅)名を示す。



している活断層が発達するとして、それらを平須断層群と呼んでいる。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015a)は、久保田ほか(1989)の富士見山逆断層と平須断層群を一括して富士見山断層群と呼称している。更に、下円井断層～富士見山断層群は巨摩山地を隆起させてきた一連の断層系であるという地質構造形成の観点により、富士見山断層群は、糸魚川～静岡構造線断層帯の1つの活動区間として南部(白州～富士見山)区間を構成すると評価している(第10.15図)。

**位置・長さ** 約15 km以上(北端不明)で、富士川町の鯉沢(梅久保,日向),鳥屋から、身延町の大塩、久成、平須、矢細工、古長谷、福原、梨子付近に至る、北北西～南南東～北東～南西方向の逆断層とされる(久保田ほか,1989)。北端は不明であるが、池田ほか(2009)は、更に北東へ延びる可能性を示している(第10.16図B)。

**歴史地震との関係** 本断層の活動によると推定される地震記録の報告はない。

**断層形態** 10.2.6項で示すように、地質断層としての曙断層の露頭観察からは $40^{\circ}$ ～ $60^{\circ}$ の西傾斜であるが、活断層としての断層露頭記載の報告はない。

一方、池田ほか(2009)は、糸魚川～静岡構造線活断層帯の南限を確かめるため、曙逆断層(本報告の曙断層で、以降、曙断層と表記)を横断した鯉沢(大柳川)測線(大柳川沿い約5.6 km長;「鯉沢」地域内)において、深さ1～2 kmの浅層構造の把握を目的とした反射法地震探査と重力調査を実施している。そして、曙断層の断層面の明瞭な反射面を捕らえることはできなかったが、反射面のテクスチャーの境界( $40^{\circ}$ ～ $50^{\circ}$ 西傾斜)が認識できたなどして、西八代層群及び曙層の地質構造も加えて反射法地震探査断面の地質学的解釈を行っている(第10.16図)。池田ほか(2009)の解釈と本地質図との関係を見ると、第10.16図Aで示される西傾斜の破線で示された断層は概ね曙断層に相当し、本地質図とも整合的な解釈であるが、右側に示された東傾斜東側隆起の“手打沢断層”や曙向斜などの解釈は本報告の解釈とは大きく異なる。

“手打沢断層”は第10.16図Bで示されるように西八代層群と曙層の断層境界とされているが、本調査の結果からはその位置はより東側に位置し、かつ西八代層群と曙層との層序関係は、断層関係ではなくほぼ垂直傾斜を示す不整合関係(手打沢不整合)である。また、第10.16図Bでは“手打沢断層”と曙断層の間に背斜、更にその南に向斜が示されて、第10.16図Aの褶曲構造との対応が示されているが、この地域は、曙向斜の東翼部分にあたり、一部、断層で複雑に変形しているものの、すべて西側上位の地層であり、曙層の逆転層の走向傾斜を正常層のものと誤って背斜・向斜を描いていると考えられる。更に、曙断層は曙向斜を斜交して切っており、この測線付近では曙層はかなり薄くなっている。こ

れらのことから、“手打沢断層”や第10.16図Aで示された曙向斜とする部分やその西側の背斜は、曙層ではなく西八代層群に発達する断層や東西～東北東～西南西方向の褶曲を反映している可能性が高い。

久保田ほか(1989)の平須断層群に関しては、後述の曙向斜との関係を参照。

**変位・活動履歴** 久保田ほか(1989)は、平須層を約20万年前の堆積物と仮定して、身延町堂平での簡易測量から平須面の変位を20 mと見積り、富士見山逆断層の上下の平均変位速度を $0.1 \text{ mm/年}$ と推定している。しかし、久保田ほか(1989)が平須面の変位量20 mを見積った堂平を含め活断層を示す確実な露頭の報告がないこと、この堂平における平須面の変位量20 mの元になった断層西側沿いの地形面が平須面に確実に対比されるかが不明なこと、平須礫層(本報告の平須層)の形成年代が20万年よりも古くなる可能性が高い(9.2.1項参照)ことから、現状として、曙断層が、現在も繰り返し活動する可能性がある活断層に位置づけられるかは確かではない。

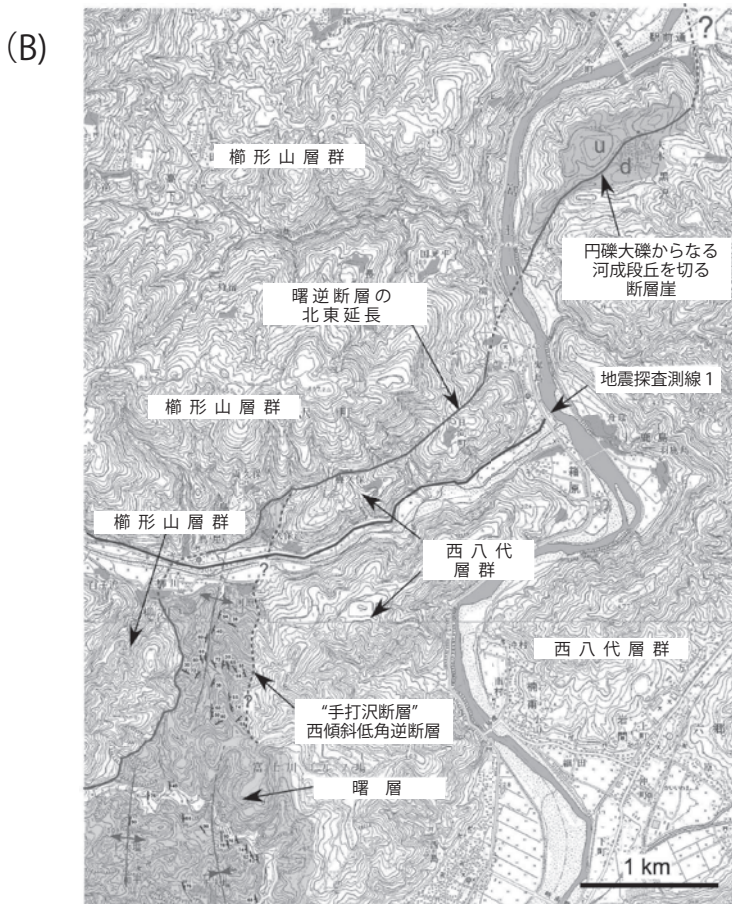
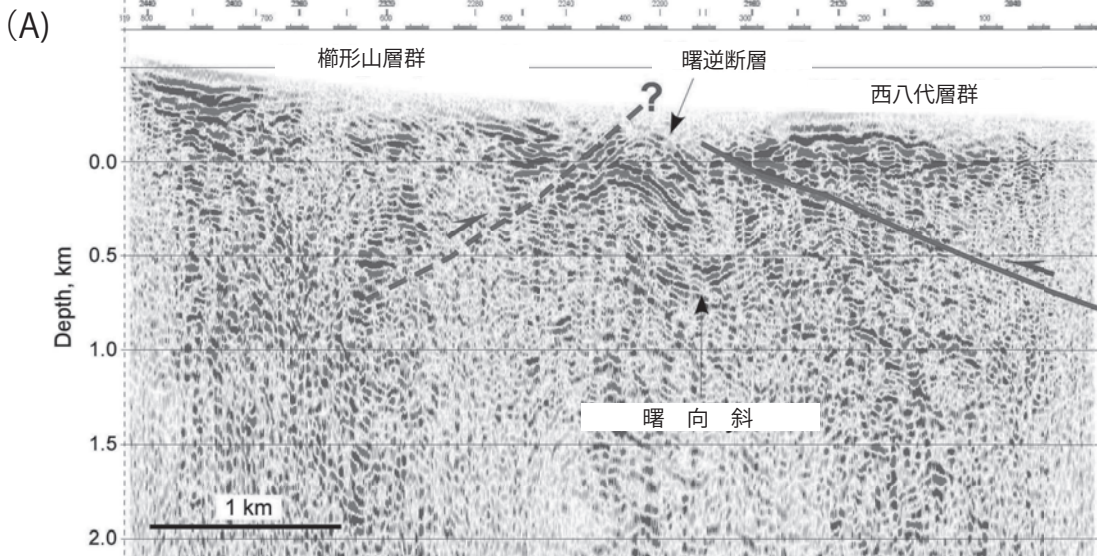
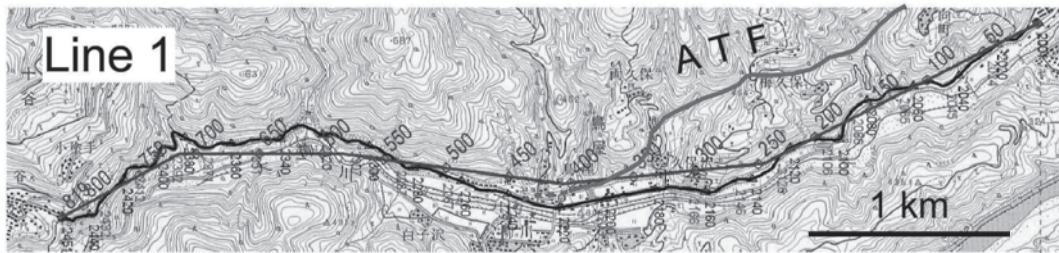
なお、本断層を含む糸魚川～静岡構造線断層帯南部(白州～富士見山)区間(第10.15図)としての1回あたりの上下変位量は、遠田ほか(2000)による下円井断層のトレンチ調査(戸沢地点)から求められた最新活動の1回の上下変位量3 m程度に基づき、3 m程度と推定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015a)。また、同区間の平均活動間隔は、本区間の調査地点で単一トレースかつ複数イベントが同定されている地点のうち、活動間隔が最も短いのは白州断層の横手(三浦ほか,2004)の調査結果(約8,400～7,300年前以降、約2,700～1,700年前までの間に2回の地震イベントを報告)に基づき、平均活動間隔は4,600～6,700年程度と推定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015a)。しかし、いずれも曙断層での調査結果ではない。

#### 曙断層及び曙向斜との関係

大塚(1938a)では、富士見断層崖急斜面の麓と曙断層線の位置は一致せず約150～300 mほど隔たりがあり、元々は曙断層によって形成された断層崖であるが、浸食によって断層崖は西へ後退しているとした。これに対して久保田ほか(1989)は、この山麓線と地質断層が3地点で一致すること、久成(字堂平)において両者に約250 mのずれがあるものの、山麓線に一致した地点で平坦面が約18 m変位していることが確かめられたとした。そして、富士見山東側の急斜面は、差別浸食によって後退した断層線ではなく、富士見山逆断層の活動によって形成された断層崖であると考え、活断層である可能性が高いとしている。

しかし、久保田ほか(1989)の第2図の示された地質断層と一致するとした地点2～4の3地点のうち、今回





第 10. 16 図 曙断層を挟んだ鯨沢測線 (大柳川測線) (Line1) に沿う反射法地震探査断面とその地質学的解釈  
 (A) 反射法地震探査断面その地質学的解釈  
 (B) 曙逆断層北端部およびその北方延長部周辺の地質と変動地形  
 池田ほか (2009) の図 21 及び図 22 に基づき、屈折波トモグラフィによる速度構造と重力異常を省略し、英語表記は日本語表記に修正。ATF は曙逆断層 (本報告の曙断層) を示す。楡形山層群は本報告の楡形山亜層群に一致。測線の位置は鯨沢図幅地域内。ほぼ東西方向に測線が置かれており、右側が東、左側が西の方向を示す。池田ほか (2009) による解釈と「身延」地域の地質図から推定される解釈とは一致しない (本文参照)。

の調査結果から確実に一致するのは地点3のみで、大塚(1938a)で述べられているように、急遷線は曙断層の位置より全体により西側の山側にある。加えて、久保田ほか(1989)の示す久成(字堂平)における18mの垂直変位に関しても、現状のデータからでは丘陵性山地西縁の緩斜面と同じ地形面であるかは確実とはいえ、活断層露頭の存在も確認されていない。

また、久保田ほか(1989)は、富士見山逆断層の東側に分布する曙層を傾斜不整合で覆っている平須礫層(本報告の平須層)の段丘面(上位の平須面と下位の大塩面に区分)に、変位の向きが一樣ではなく、連続性も良くない比高数m~10mの低断層崖が発達するとして、それらを一括して平須断層群と呼んでいる。そして、平須断層群のうち平須原(平須東方)における東側隆起の断層崖の形成を基盤である曙累層(本報告の曙層)を変形させている曙向斜西翼の層面すべりの変形で説明し、曙累層の層理面に沿ったずれが平須礫層にも及んでいるとした。

垂直傾斜を示す夜子沢礫岩部層の走向方向とこれら短い低断層崖の方向が一致しており、垂直傾斜の岩相境界のほか曙向斜形成時の層面すべり断層による組織地形の可能性も否定できない。しかし、今回の調査の結果、曙向斜軸跡は久保田ほか(1989)の示す位置より約600m西方にあり、東側隆起の断層崖の位置はすべて向斜東翼にあたる。このため、向斜西翼の層面すべりによる東側隆起の断層崖形成では説明はできない。また、曙断層は曙向斜軸を斜交して発達しており、曙向斜が完成した後に形成された断層のため、低断層崖が向斜形成に伴って形成されたものであっても、それらの形成は曙断層形成以前である。

以上のように、現状としては、久保田ほか(1989)の示す富士見山逆断層(本報告の曙断層)や平須断層群が、活断層であるという十分なデータが揃っていない。

#### 10.4.2 身延断層

**断層名** 活断層としての身延断層は、地質断層としての身延断層(10.2.8項参照)のほぼ南部にあたる(第10.17図;活断層研究会編,1991;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015b;水本ほか,2016)。ただし、後述のように、地質断層としての身延断層と活断層の位置は一部で異なる。

**位置・長さ** 北北西-南南東方向に延びる長さ約20kmの断層で、身延町の相又(「身延」地域)・光子沢・横根中、南部町の中野・柳島・大和・楮根・福士を通り、富士川を斜めに横断して南部町の井手(以上、「南部」地域)、としま十島(「富士山」地域)に至る(第10.17図;水本ほか,2016)。

**形態・変位量** 水本ほか(2016)に基づくと、北西-南

東方向に延びる左横ずれ変位が卓越する活断層で、断層の走向が南北になる中野付近で右ステップの上下変位が卓越する逆断層が発達する。また、楮根(字原戸)に認められる谷の屈曲量からは、左ずれの累積変位量は最大で300~500mと見積もられている。井出の扇状地面、楮根(字原戸)付近の谷の屈曲を約3万年前の低位段丘形成後の断層変位と仮定して、また両地点の変位量が20m程度であることから、変位平均速度は0.7mm/年と推定されている。

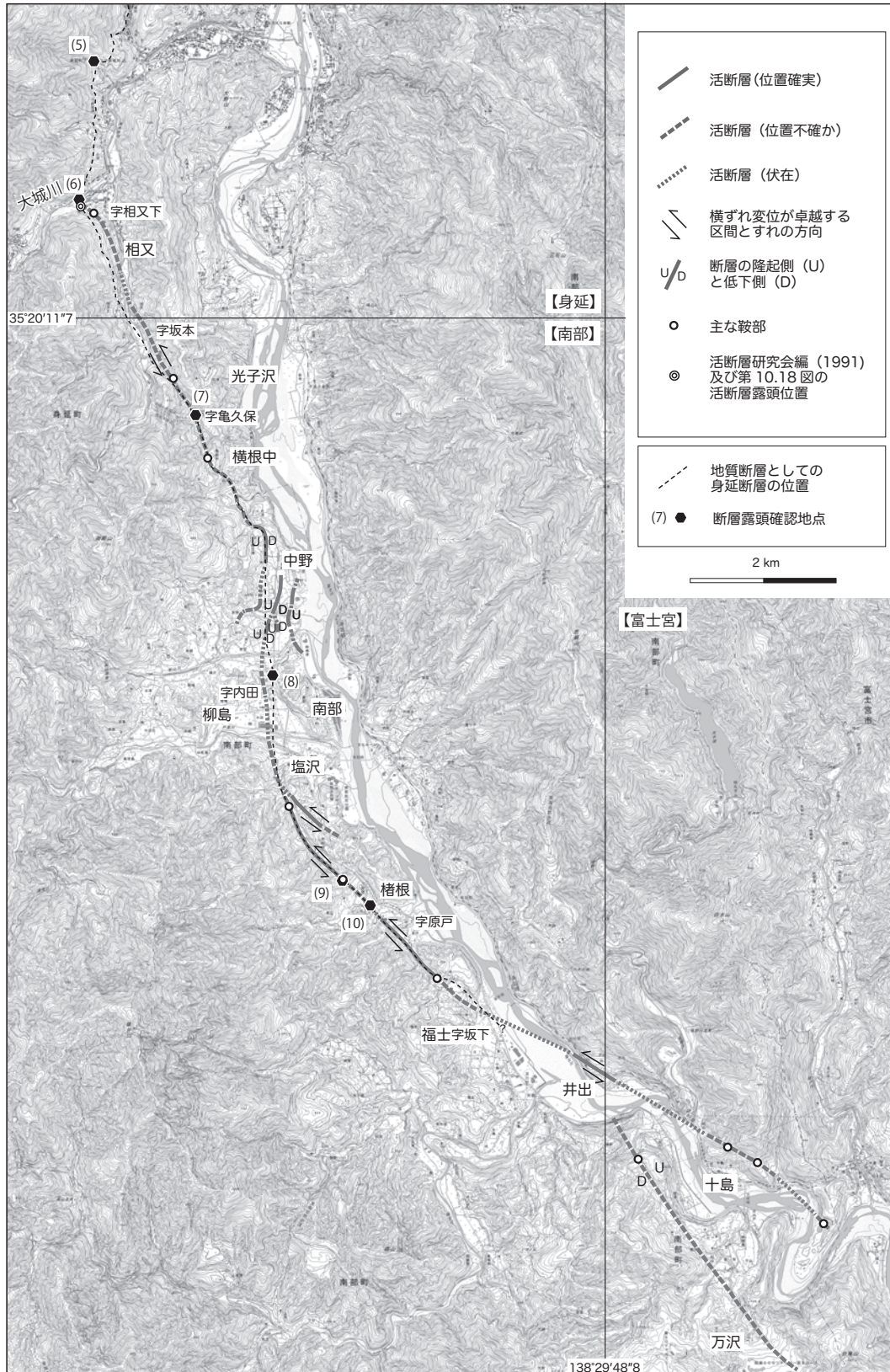
なお、地質断層としての身延断層は、垂直変位は6,000m以上(杉山・松田,2014)、また、「南部」地域の本断層を挟んだ褶曲構造(第10.1図)の食い違いからは、右横ずれ変位最大約3kmが推定される。

**歴史地震との関係** つじ(1986)は、身延町小田船原にある善行寺の伝承から、1467年(文正元年)に同寺を倒壊させた地震が起こったと考えた。また、土ほか(1986)が波木井川に沿って断層(本報告の身延断層)を示していること、活断層研究会編(1980)は「南部」地域北部の相又川沿いに活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)を示していることから、1467年の地震はこの断層(身延断層)の活動により生じた可能性があるとして報告している。

**活断層露頭** 身延町相又北方の大城川河床(相又川との合流点から約500m上流の三段池橋のたもと:北緯35°21'04"-05",東経138°25'00"-01";第10.17図)において、未固結の河成礫が切られている(活断層研究会編,1991)。この大城川右岸(南岸)では、断層面の走向傾斜N10°E,35°Wの低角逆断層により、御殿山層の凝灰質砂岩及び泥岩が角礫~亜円礫からなる河床礫(最大径50cmの亜円礫を含む)に衝上する(松田・杉山,2014b;第10.18図)。また、左岸(北岸)では、断層面の走向傾斜N25°E,38°Wの低角逆断層により、御殿山層の緑色凝灰岩層が河崖に露出する角礫~亜円礫からなる未固結の河成礫(径5~20cm程度)に衝上する。断層に切られる河成礫の堆積年代は不明であるが、未固結であることから、後期更新世以降の堆積物と推定される。

**地質断層との関係** 地質断層としての身延断層(10.2.8項参照)の南部が、概ね活断層としての身延断層(水本ほか,2016)に一致する(第10.17図)。ただし、細かくみると、南部町中野、柳島付近などで、地質断層としての身延断層と活断層としての身延断層の位置は一致しない。また、地質断層としての身延断層は、南部町楮根(字原戸)より南東方では、富士川沿いの低地に分布する完新統に覆われて不明である。また、その低地を挟んで両側に顕著な地層分布の食い違いは確認できていない(杉山・松田,2014など)。このため、南部町井出~十島に至る活断層としての身延断層南部の位置が、地質断層としての身延断層に概ね一致するかは不明である。なお、水本ほか(2016)は、井出~万沢にも北西-南東方





第 10. 17 図 身延断層中・南部の分布

活断層としての身延断層の位置、区分、横ずれ変位、断層の隆起側・沈降側、鞍部の位置は水本ほか(2016)に基づいて作成。地質断層としての身延断層の位置は杉山・松田(2014)及び本報告に基づく。地形図は、国土地理院発行の数値地質図 25000(地図画像)の「南部」「身延」「篠井山」「上井手」「富士宮」の一部を使用。【 】の名称は 5 万分の 1 地形図(図幅)名を示す。身延断層の露頭確認地点の数字は 10. 2. 8 項を参照。





第 10. 18 図 身延断層の活断層露頭

杉山・松田(2014)の第 10. 12 図を転載。身延町相又北方の大城川河床(相又川との合流点から約 500 m 上流の三段池橋のたもと南側；第 10. 17 図及び付図 2B 参照)。西八代層群御殿山層の凝灰質砂岩泥岩が河床礫に衝上する。断層面の走向傾斜は  $N10^{\circ}E, 35^{\circ}W$ 。護岸のため、現在、この露頭は観察できない。ハンマーの長さは約 28 cm。

向の活断層(位置不確か)を示している。この位置は万沢向斜の軸跡(尾崎ほか, 2016 など)にほぼ一致する。

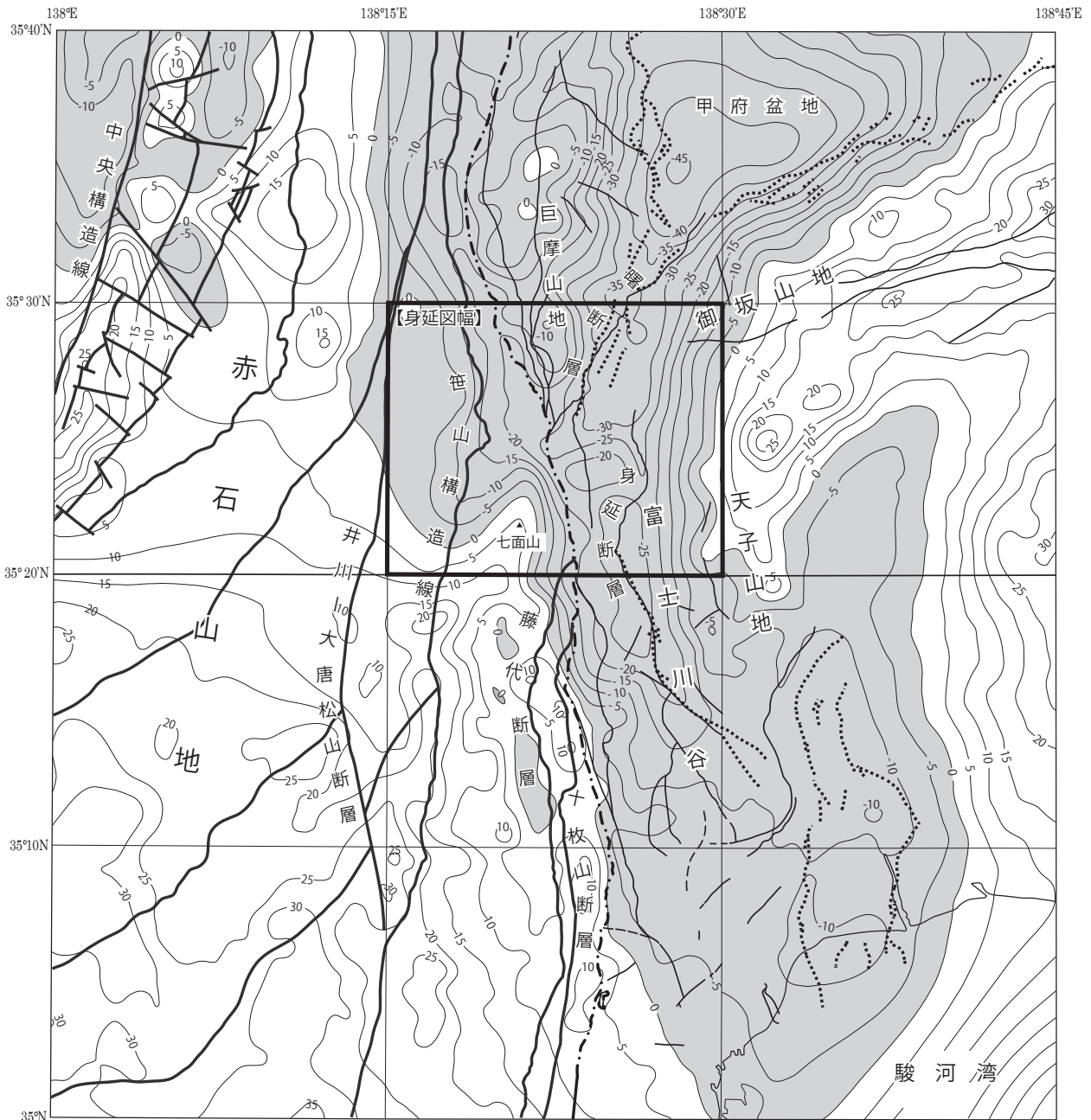
### 10. 5 重力異常

「身延」地域及び周辺地域の重力異常は、駒澤(1982, 1987), 柴ほか(1991), 駒澤ほか(1997), 山本・志知編(2004)などで報告されている。また、産総研の重力データベース(GALILEO)(<https://gbank.gsj.jp/gravdb/>, 2017 年 12 月 10 日参照)から、本地域及び周辺地域の重力図が参照できる。第 10. 19 図に「身延」地域及び周辺地域の重力図(ブーゲー異常)を示す。





糸魚川-静岡構造線は等重力異常線の急傾斜部に概ね一致しており、本地域中央より以南では構造線の西側に瀬戸川層群、東側に富士川層群が分布し、東側が低重力異常域になっている。中央以北では西側に瀬戸川層群、東側に巨摩層群が分布し、西側が相対的な低重力異常域

となっている。一方、笹山構造線を境に、西側に犬居層群、東側に瀬戸川層群が分布するが、大きな重力異常変化は認められない。七面山付近が高重力域となり、その西側の笹山構造線沿いが低重力異常域となる特徴が認められるが、これらは深部の地質構造を反映している可能性が高い。

糸魚川-静岡構造線以东に関しては、南北に延びる富士川谷(第 1. 3 図参照)に相対的な低重力異常域が特徴的に認められ、南方の駿河湾まで低重力異常域が連続する。これは、厚い富士川層群(上部中新統~鮮新統)の存在が反映していると考えられる。また、富士川谷北西端では、北西側隆起の曙断層の変位を反映するように、曙断層北西側の巨摩層群の分布域(巨摩山地)が相対的な高重力異常域になっている。一方、身延断層に関しては、その中・北部は西側隆起の大きな変位を反映するように東側に比べ西側がやや高重力異常域となっているが、南部は断層を挟んで重力異常変化は特に認められない。



0 10 20Km

-  活断層(一部, 推定を含む)
-  中部中新統~鮮新統に発達する断層
-  糸魚川-静岡構造線
-  領家帯から四万十帯に発達する構造線及び断層

第 10. 19 図 身延図幅地域及び周辺地域の重力図(ブーゲー異常)

重力図は、重力データベース (GALILEO ; <https://gbank.gsj.jp/gravdb/>) の DVD 版の一次メッシュ図郭 (523800) 及び (523800) の重力図 (仮想密度は 2.30 g/cm) の一部を、コンター間隔を 5 mgal に簡略化して作成。糸魚川-静岡構造線以西の構造線及び断層は第 2. 1 図、活断層及び糸魚川-静岡構造線は第 10. 15 図に基づく。

## 第11章 災害地質

(尾崎正紀・杉山雄一)

### 11.1 地震

#### 11.1.1 歴史地震

5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)では、南海トラフで発生した巨大地震である1707年の宝永東海地震及び1854年の安政東海地震や、1898年(明治31年)の地震による被害が知られている(武者, 1943; つじ, 1986; 都司, 2012; 宇佐美, 1987, 2003など)。

宝永東海地震では、後述11.3のように、春木川流域における七面山の大崩壊のほか、「南部」地域の大谷崩れによる安倍川上流の堰き止め(建設省静岡河川工事事務所, 1988)、「富士宮」地域の白鳥山の崩壊による富士川の堰き止め(武者, 1943)など、大規模な斜面崩壊が発生したとされる。

1898年(明治31年)の地震は、震央は「身延」地域の南部、マグニチュードは5.9と推定されており、睦合村(現在の南部町柳島付近)で地盤の亀裂、石碑・石塔の転倒、家屋の小破損などの被害が生じている(宇佐美, 1987)。

このほか、つじ(1986)は、「身延」地域の身延町小田船原にある善行寺の伝承から、現在の場所よりも東の波木井川沿いに立っていた同寺を倒壊させた地震が1467年(文正元年)に起こったと推定している。また、つじ(1986)は、土ほか(1986)が波木井川に沿って断層(本研究の身延断層; 11.2.2項参照)を示していること、活断層研究会編(1980)が「南部」地域北部の相又川沿いに活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)を示していることから、1467年の地震はこの断層の活動により生じた可能性があるとしている。

#### 11.1.2 最近の地震活動

「身延」地域周辺を震源とする最近の地震としては、2009年3月5日に、戸栗川(西俣川)上流の湯ノ沢源流域の糸魚川-静岡構造線近傍の深さ約23kmを震源として、マグニチュード3.3の地震の発生が報告されている(東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所, 2009)。また、2009年8月11日の駿河湾の地震(マグニチュード6.5)発生後、及び2011年3月15日の静岡県東部の地震(富士山近くの地震; マグニチュード6.4)の発生後、糸魚川-静岡構造線付近から富士川流域の地震活動がやや活発となった。2011年5月5日には、「南部」地域の月夜の段付近の深さ18kmを震源として、マグニチュード

3.6の地震が発生している(気象庁地震予知情報課, 2011)。この地震については、北西-南東方向の主圧力軸を持つ横ずれ断層型の発震機構解が得られている。

「身延」地域の北部を含む糸魚川-静岡構造線断層帯南部(白州-富士見山)区間の1997年10月1日~2014年11月30日(約17年間)の地震観測結果(第11.1図; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015b)に基づく、南部区間における地震発生層の深さの下限は20km程度で、長野県・山梨県境付近など、南部区間の断層帯の西側で地震活動が活発であるが、「身延」地域を含む断層帯に沿った領域や断層帯の東側の地震活動はきわめて低調である。発震機構解は、大局的に東西又は北西-東南東方向に圧力軸を持つ型が多いとされる。また、1959年9月24日にマグニチュード5.7の地震が発生したほか、1923年以降、マグニチュード5を超えるような地震は発生していない。

### 11.2 斜面崩壊

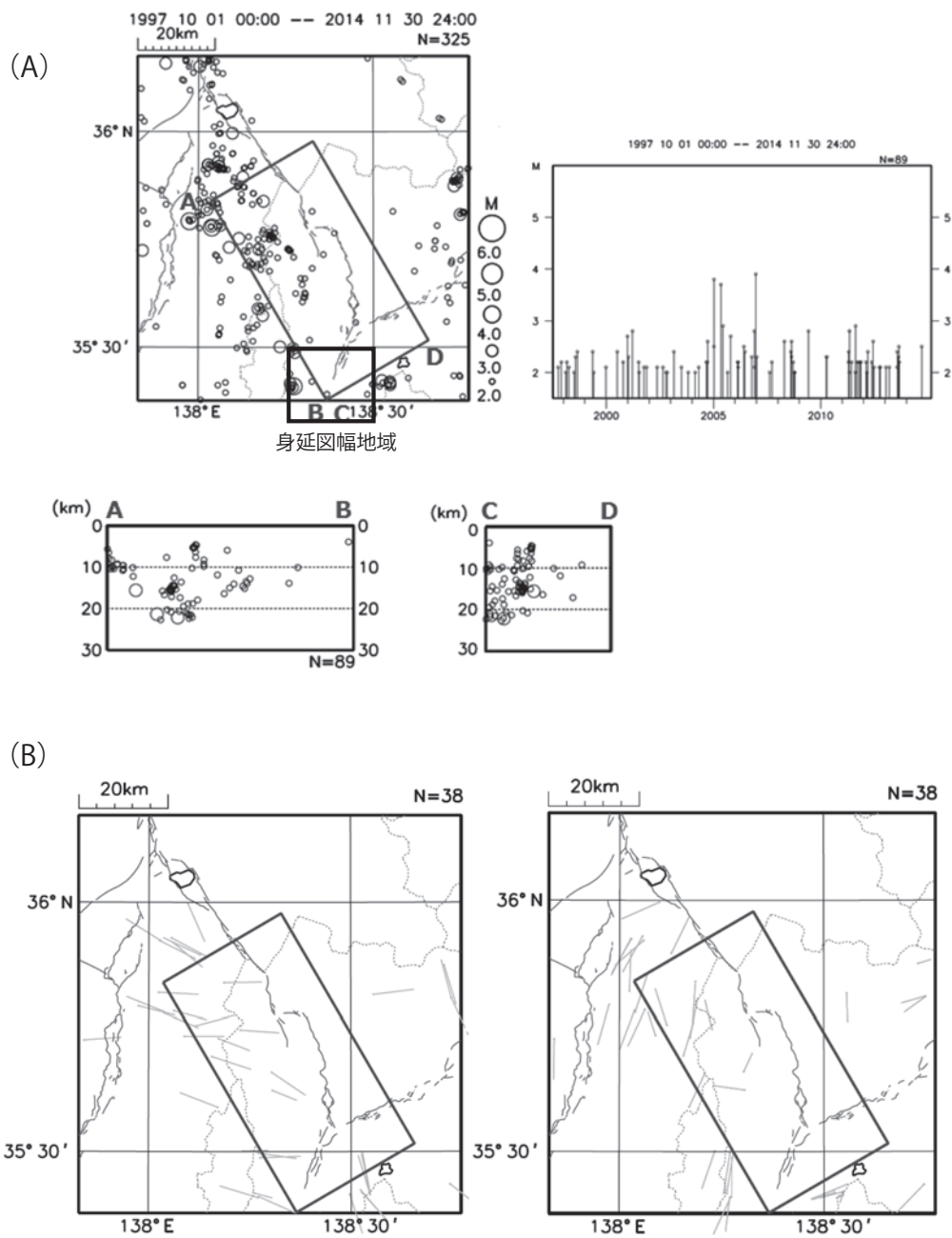
糸魚川-静岡構造線西側の急峻な地形を示す赤石山地には大規模な崩壊が認められ(千木良, 1989など)、「身延」地域では七面山崩壊のほか、「南部」地域では大谷崩壊、「赤石岳」地域では赤崩れなどが知られている。これら地域に分布する犬居層群や瀬戸川層群は、スレート劈開の発達や断層などの破断面の発達する地層が急傾斜で分布しているため、斜面と地質弱面方向が概ね一致する流れ盤構造を示すことも多く、大規模崩壊の素因となっている。

一方、本地域の糸魚川-静岡構造線の東側である富士見山、身延山~鷹取山周辺、富士川以東の天子山地西側においても崩壊地形が認められるが、糸魚川-静岡構造線西側地域に比べ、その規模は小さい。ただし、身延町湯之奥北の湯之奥崩れや白鳥山崩壊(「南部」地域)など、地震を起因とする崩壊も報告されている(内閣府, 2014など)。

以下、「身延」地域内に認められる七面山崩壊と湯之奥崩れについて記述する。

**七面山崩れ** 七面山(標高1,982.4m)を含む、東側の春木川と西側の雨畑川に挟まれた南北に延びる山地は、主に砂岩及び砂岩泥岩互層からなる瀬戸川層群が南北走向で急傾斜して分布しており、七面山周辺には崩壊地形がよく発達する(第11.2図)。これら大規模崩壊の中で、





第 11. 1 図 糸魚川 - 静岡構造線断層帯南部 (白州 - 富士見山) 区間の地震活動と発震機構

(A) 地震活動 (1997 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 11 月 30 日 : マグニチュード 2.0 以上, 深さ 30 km 以浅)

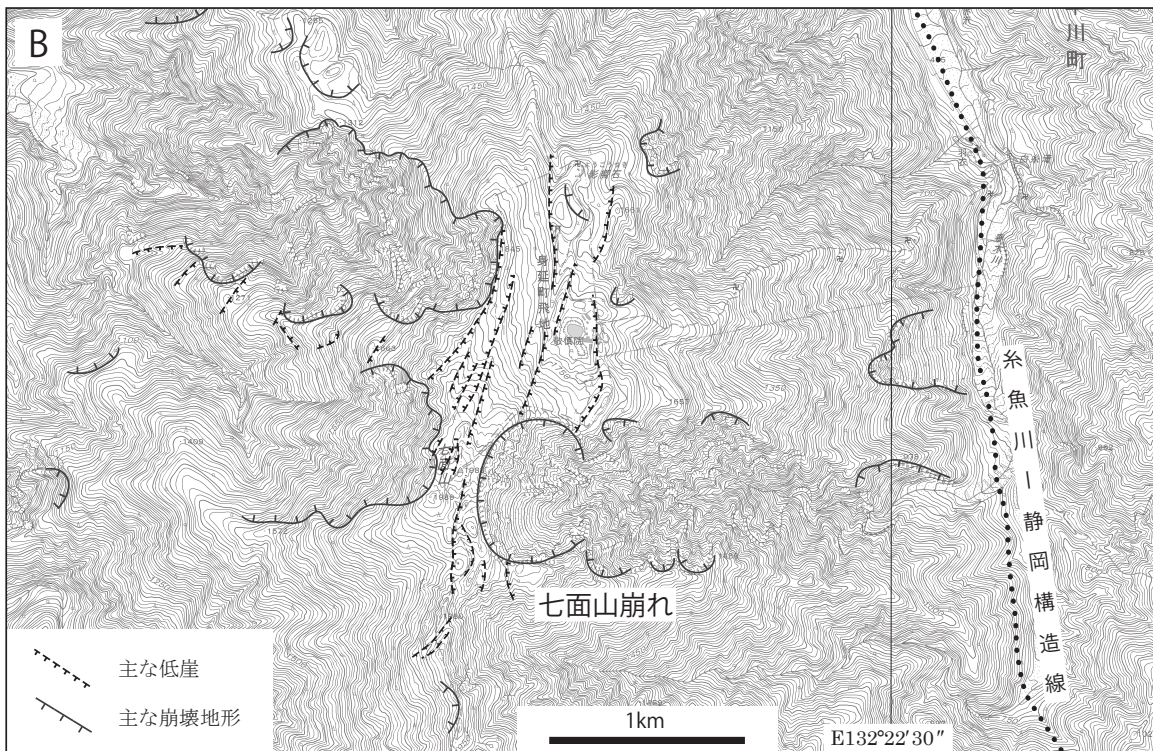
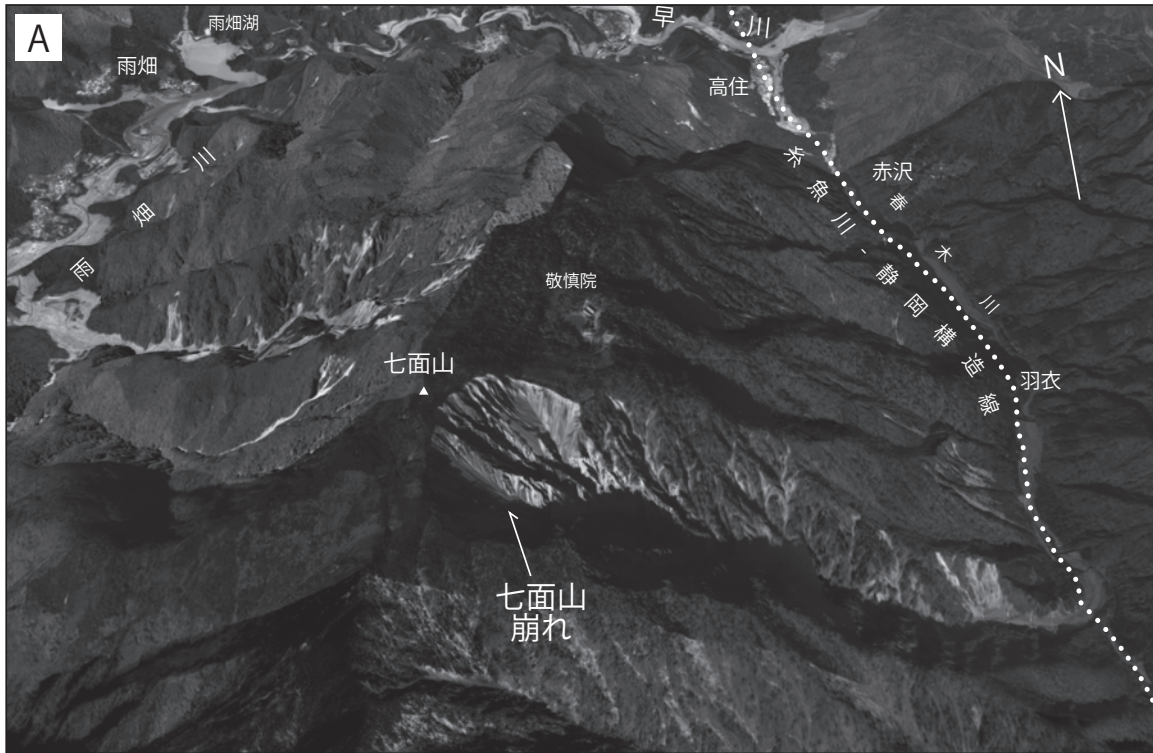
(B) 発震機構の圧力軸 (左) と張力軸 (右) の分布 (1997 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 11 月 30 日 : 深さ 30 km 以浅)

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015a) の図 8-8 及び図 8-9 より作成し, 身延図幅地域の枠を加筆.

特に七面山頂の東側に発達するものは, 南北約 800 m, 東西最大約 700 m の馬蹄形 (すり鉢状) を形成し, 深さも最大約 250 m の大規模なもので, 七面山崩れ, あるいは七面山大崩れ, 七面山崩壊と呼ばれる (山梨県・山梨県応用地質調査委員会編, 1974; 森山, 1986; 千木良, 1989, 1995; Chigira, 1992; Chigira and Kiho, 1994; 打木, 1991; 永井・中村, 2000; 土屋, 2000; 永井ほか,

2001; 八木・井口, 2010; 苅谷, 2015).

七面山の山頂部付近は南北に連なる緩斜面が発達し, 山体重力変形を示す線状~舟底状凹地 (舟窪) などの地形で特徴づけられる南北方向の重力断層が認められる (国土地理院, 1976; 千木良, 1989; 八木・井口, 2010 など). この緩斜面の北東部は重力断層が作る東西幅 200 ~ 300 m, 比高 50 ~ 60 m の南北方向の凹地が発達



第 11. 2 図 七面山崩れ

(A) 東からの鳥瞰

背景の地形陰影図は国土地理院 Globe (<http://globe.gsi.go.jp>) での色別標高図に基づき作成。

(B) 七面山崩れと重力断層

地形図は、国土地理院発行の数値地質図 25000 (地図画像) の「七面山」及び「身延」の一部を使用。



しており、その凹地に敬慎院は建立されている。一方、その凹地の南側延長部は崩壊し、七面山崩れが形成されている(千木良, 1989; 永井・中村, 2000; 八木・井口, 2010)。Chigira (1992)は、七面山崩れを含む巨大な岩盤クリープ域(南北約4 km, 東西約3 km, 深さ約400 m)の崩壊は、東方からの浸食を受け斜面下方から支持を失って、地震を引き金として崩壊に至ったと考えている。なお、七面山付近の瀬戸川層群は南北走向でほぼ垂直の傾斜で特徴づけられるが、クリープ域と考えられる七面山周辺では西への緩傾斜(春木川への地層が倒れている)も認められる(千木良, 1989)。

七面山崩壊の形成時期に関しては、古文書に基づき、1854年の安政東海地震(森山, 1986)、1852年の北飛騨地震(千木良, 1995)、1707年の宝永地震(内閣府, 2014)によって引き起こされたという考えがある。

一方、永井・中村(2000)及び土屋(2000)は、古文書などから、安政東海地震や宝永地震による崩壊はあったものの、それ以前に存在しており、特定の地震によって大崩壊が形成されたのではなく、何度かの地震や豪雨、経常的な浸食によって次第に崩壊し、現在に至ったと結論づけている。土屋(2000)は鎌倉時代の古文書の記述から、鎌倉時代かそれ以前に存在していたと推定している。

また、荻谷(2015)は、七面山崩壊地と春木川の合流地点付近(標高約645 m)に、厚さ4 m前後の支流性土石流堆積物に覆われた、主にシルト・砂からなり多数の大型植物化石を含む湖沼堆積物の分布を見だし、その堆積物中の立木のまま埋没した直立樹幹からAD1055～1160の<sup>14</sup>C年代を得ている。そして、この年代値から、七面山崩壊に関係した堰き止め湖は平安時代後期に存在した可能性を示し、その誘因として1096年の永長地震を候補にあげている。

七面山崩壊の崩壊量として、千木良(1989)は $4.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ と推定している。また、永井・中村(2000)は年間5～50 cm×崩壊面積程度で、特に冬季における凍結・融解に起因するものが多いと推定している。更に、土屋(2000)は崩壊地の地形から $2.9 \sim 3.8 \times 10^7 \text{ m}^3$ を見積り、

この崩壊地が1,000年にわたり形成されたと仮定した場合、年間平均約 $3 \times 10^4 \text{ m}^3$ の土砂が流出したと推定している。

**湯之奥崩れ** 水山ほか(2011)は、市川大門町教育委員会編(2000)の「市川大門町一宮浅間宮帳」の記述から、1707年の宝永地震の際に、身延町下部～湯之奥にかけての下部川沿い(湯之奥集落から北東約500 m付近)の東側斜面が崩壊し、下部川を塞いで、湯之奥集落付近まで天然ダムが形成されていたとしている。また、その湛水量は370万 $\text{m}^3$ と推定されている(内閣府, 2014)。

### 11.3 地すべり

「身延」地域の地すべりは、急傾斜地の崩壊、土石流、地すべりとして、土砂災害特別警戒区域と土砂災害警戒区域が図示された山梨県土砂災害警戒区域等マップ(山梨県, 2017)のほか、「身延」地域の5万分の1地すべり地形分布図(八木ほか, 2001)によって、その分布が詳細に示されている。また、地質との関係など、全体の概要は山梨県・山梨県応用地質調査委員会編(1975a)、山梨県砂防誌編集委員会編(1997)で報告されている。ほかに、「身延」地域北東部の市川三郷町岩間周辺の地すべりについては川野ほか(1980)、「身延」地域北東部南東部の身延町清子～大久保付近の道路工事に伴う地すべりに関しては西宮(1982)の報告がある。

本地質図では、地層・岩体の分布を示すことを優先させ、地すべり堆積物の分布は主なもののみ崩積堆積物に含めて表現した。また、住宅や田畑に影響を及ぼすもの以外も示しているため、山梨県(2017)などで示される地すべり指定地域とは必ずしも一致しない。

本地域の地すべりは、糸魚川-静岡構造線東側の主に泥岩及び火山砕屑岩が広く分布する地域、すなわち巨摩層群新倉層、西八代層常葉層(勝坂泥岩部層、和平凝灰岩部層及び月見橋火山砕屑岩部層)、富士川層群の原層、相又層(鷹取火山砕屑岩部層及び烏森山火山砕屑岩部層)、身延層(清子火山砕屑岩部層)の分布域によく発達する。



## 第12章 資源地質

(尾崎正紀)

### 12.1 金属鉱床

**金鉱床** 5万分の1身延図幅地域(以降、「身延」地域と記述)の瀬戸川層群及び犬居層群の分布域である早川町には多くの金鉱山跡が分布しており(フィールドミュージアム, 2006, 2007など), 早川右岸沿いでは保金山, 黒桂金山(第12.1図; 早川町教育委員会編, 1980; 甲斐黄金村・湯之奥金山博物館編, 2006)などが、雨畑川の左岸沿いでは甲永金山(雨畑字長畑の南方約4km:「南部」地域内)(田中, 1954)をはじめ雨畑の字長畑や室草里などで知られていた。これら金山は17世紀に最盛をむかえ、江戸中期以降に産出量は少なくなったが、大島金山及び西之宮金山は昭和16年まで金と銀が採掘されていたとされる(早川町教育委員会編, 1980)。全国金属非金属鉱山名簿(1951年10月現在)(工業技術庁地質調査所企画課, 1952)には、当時の金・銀の鉱山名として、旧硯島村(早川町大島～雨畑)に甲州鉱山と甲永鉱山(「南部」地域の雨畑川上流域)、旧都川村(早川町京ヶ島・保・西之宮・黒桂)に国際鉱山が掲載されている。甲州鉱山は恐らく犬居層群の粘板岩～千枚岩、その他の鉱山はいずれも瀬戸層群の粘板岩中の石英脈に胚胎するものである。

以上のほかに「身延」地域内では、地質調査所編(1955)では、後述の第一妙法鉱山と茂倉鉱山が金銀鉱床としても掲載されている。それぞれ、巨摩層群櫛形山亜層群と西八代層群古関川層を母岩としている。

更に、東接の「富士山」地域内であるが、身延町湯之奥東方、毛無山(標高1,964m)の西側山腹には、15世紀後半から17世紀末期(戦国時代前期～江戸時代初期)まで採掘されていた3つの金山(中山, 内山, 茅小屋)が存在し、総称して湯之奥金山と呼ばれている(甲斐黄金村・湯之奥金山博物館編, 2006)。湯之奥金山は、尾根付近の風化し酸化した黄鉄鉱を伴う石英脈から採掘され、1トンあたり10～100g程度の金が含まれていたと推定されている(甲斐黄金村・湯之奥金山博物館編, 2006)。これら石英脈は、天子山地内に分布する富士川層群への石英閃緑岩などの貫入に伴って形成されたものである。中山金山は1989年(平成元年)から3ヶ年にわたって湯之奥金山遺跡学術調査が実施され、甲州市塩山の黒川金山とともに16世紀初頭の砂金に代わる山金採掘金山の初源的様相を示していることなどから、甲斐金山遺跡/黒川金山・中山金山として1997年に国指定史

跡(史跡名勝天然記念物)に選定されている。

**銅鉱床** 身延町常葉(標高456.0m三角点より西側山腹の標高350m付近)にかつて第一妙法鉱山が存在し、主に東北東-西南西～東西方向の網状細脈をなして輝銅鉱など銅を産出していた(第12.1図; 田中, 1953; 地質調査所編, 1956; 木村・小村, 1957; 下部町誌編纂委員会, 1981)。母岩は、西八代層群の古関川層玄武岩溶岩及び火山砕屑岩からなる。

また、後述のように、石膏鉱床の茂倉鉱山でも銅を産出していた。ほかに「富士山」地域内であるが、身延町湯之奥付近には、後期中新世の細粒閃緑岩(下部岩体及び相又岩体)に貫入されホルンフェルス化を受けている砂岩などを母岩として鉱脈が認められ銅と亜鉛を産する湯之奥鉱山及び富里鉱山が存在した(高橋・北沢, 1953; 下部町誌編纂委員会, 1981)。

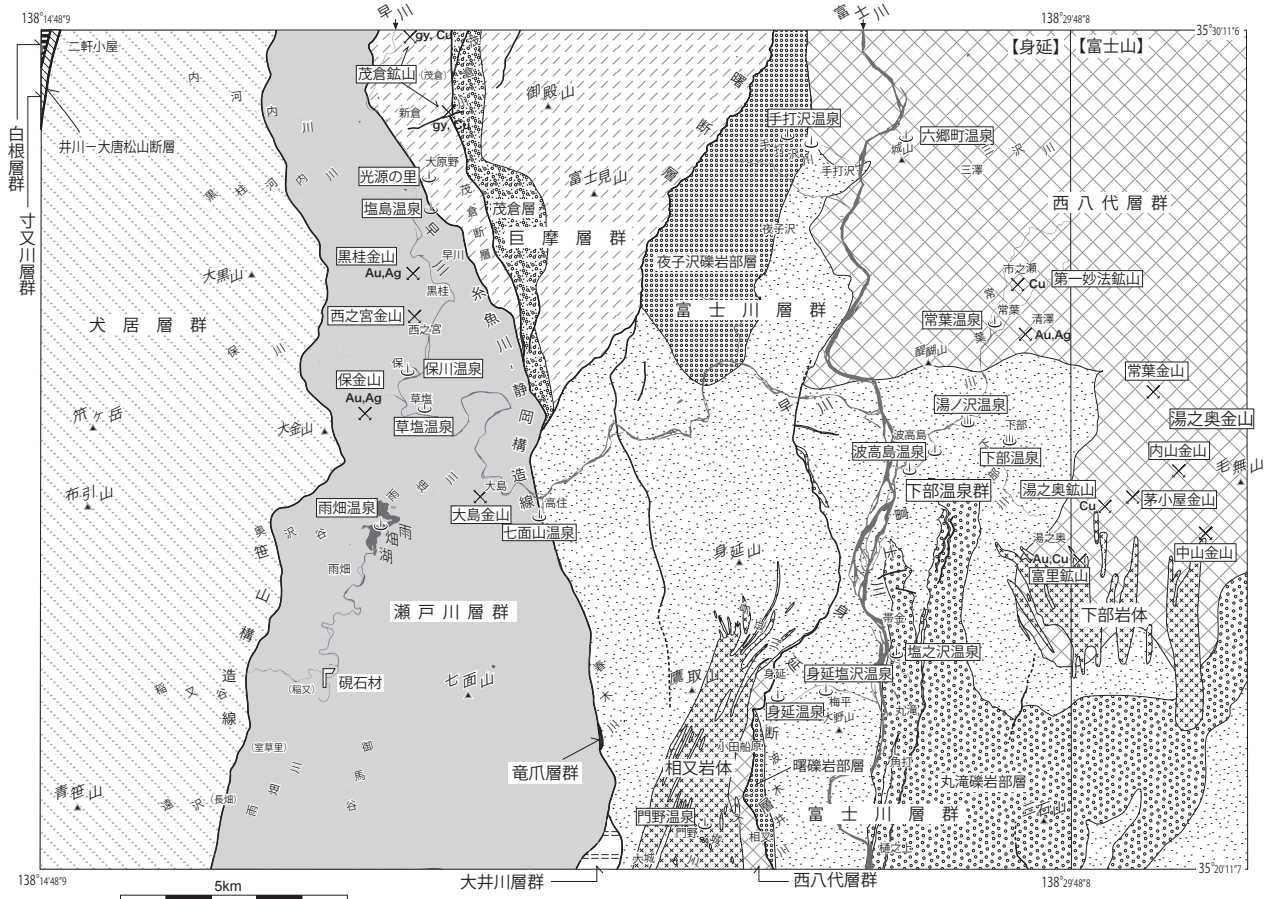
### 12.2 非金属鉱床

**石膏鉱床** 本地域には、かつて石膏鉱床として早川町新倉字茂倉付近に茂倉鉱山(2ヶ所)が存在していた(フィールドミュージアム運営委員会, 2014など)。本鉱山は、巨摩層群(本報告の櫛形山亜層群新倉層)に貫入する岩脈(石英閃緑岩など)の貫入による周辺の変質によって、黄鉄鉱、黄銅鉱、石膏鉱床が胚胎したもので、昭和初期から昭和42年頃まで、主に天然石膏を生産していた(石田ほか, 1969; 早川町教育委員会編, 1980)。

### 12.3 砂利及び石材

**川砂利** 富士川管内では河床低下傾向のため、一般採取は全面的に禁止されている。ただし、骨材需要に応じるため、国土交通省関東地方整備局の特定砂利採取計画に基づいて河川対策工を前提に調整がついた場合にのみ砂利採取が認められており、「身延」地域内では、早川下流域～富士川との合流点、早川と富士川の合流点から富士川下流域、富士川橋下流域から月見橋上流域、雨畑川下流域などで採取が行われている(国土交通省河川局, 2002など)。また、最近では、砂利採取に伴い出る土や砂(砂利洗浄土)の利用も行われている。

**山砂利** 「身延」地域の山砂利としては、身延町北西部の手打沢、夜子沢、曙川流域の曙断層西側や身延町小田



第 12. 1 図 身延図幅地域の主な鉱床、石材、温泉の分布

記号は地質図の地質記号の凡例と同じ。主な鉱床のうち、特に早川町の主な金山の位置は正確ではなく、大凡の位置を示す。背景は「身延」地域に分布する各層群の分布を示すが、ほかに礫層主体層である富士川層群の丸滝礫岩部層及び夜子沢礫岩部層と礫岩層を多く含む巨摩層群の茂倉層を示す。

船原、相又の波木井川左岸の身延断層東側沿いに分布する夜子沢礫岩部層（秋山（1957）の礫岩層に相当）や、身延町帯金・角打、樋之上など分布する丸滝礫岩部層、身延町早川町茂倉の茂倉断層西沿いに分布する桃の木亜層群（本報告の茂倉層）の砂礫岩が対象となっていた（第 12. 1 図；山梨県・山梨県応用地質調査委員会編，1974；山梨県・山梨県応用地質調査委員会編，1975b）。しかし，1992 年以降，山梨県ではコンクリート用骨材としては川砂利が主体となっており，陸砂利とともに山砂利はほとんど採取されていない（須藤・藤橋，2007）。

**硯石材** 雨畑川流域の早川町雨畑の稲又・室草里などに分布する緻密な瀬戸川層群の黒色頁岩（「玄晶石」と言われる粘板岩）は，江戸時代元禄以降，硯材として使用されてきた。雨畑川とその支流の稲又谷との合流点右岸の鉱口奥深くで，雨畑硯の原石が生産された（第 12. 1 図；早川町教育委員会編，1980）。近年は生産量や生産者が減っているが，早川町雨畑（硯匠庵）と富士川町（甲州雨畑硯製造組合）で実用及び芸術品とし加工され，「雨畑硯」として販売されている。

## 12. 4 天然ガス

商用には利用されていないが，早川町の草塩から大島に至る温泉試掘において天然ガスの微候地が確認されるなど，瀬戸川層群の分布域である早川沿いの早川町新倉，大原野，早川，大島などや，雨畑川沿いの早川町雨畑付近の湧水にはメタンガスを含有するものが多い（山梨県・山梨県水質資源調査委員会，1978；地質図では早川町草塩の微候地のみ記号で示す）。

矢崎ほか（1981）は，天然ガス微候地調査の結果から，ガスと瀬戸川層群の粘板岩の有機物との関連を指摘している。また，杉原（1983）は富士川の身延町大野と早川の早川橋のガス試料の化学分析（1971 年採取）を実施し，ガス成分はメタン（ $\text{CH}_4$ ）80～90%，窒素（ $\text{N}_2$ ）10～20%であること，上流に多く存在する  $\text{Na-SO}_4$  型の温泉のため，早川は  $\text{SO}_4^{2-}$  の含有量が富士川などに比べ多い傾向にあることを報告している。

## 12.5 温泉及び鉱泉

「身延」地域内には、以下のように多くの温泉と鉱泉が分布する(第12.1図;山梨県厚生部医療課,1970;山梨県・山梨県地質図編纂委員会編,1970;山梨県・山梨県応用地質調査委員会編,1974;金原,1992;山梨県温泉施設一覧 <http://www.pref.yamanashi.jp/taiki-sui/50295382321.html>,2017年12月10日参照);山梨県の温泉宿 <http://www.journal.co.jp/yamanashi-onsen/>,2017年12月10日参照)。

本地域の温泉及び鉱泉の化学分析は,杉原・島口(1978),早川町教育委員会編(1980),下部町誌編纂委員会(1981),島口・杉原(1982),島口・杉原(1982),相川(1995),Yaguchi *et al.* (2014)などで実施されている。相川(1995)は,「身延」地域を含む山梨県内の糸魚川-静岡構造線沿いの東西で異なる温泉の化学成分の違いを,構造線を挟んで異なる地質によると説明している。また,Yaguchi *et al.* (2014)では,早川町雨畑地域の瀬戸川層群分布域の鉱泉・湧水の地球化学的・同位体的研究から,試料水はいずれも降水起源であること,主要成分である  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  は瀬戸川層群に含まれている石灰質の溶解作用,  $\text{SO}_4^{2-}$  は表層で黄鉄鉱の酸化反応に規制されていることなどを明らかにしている。

以下,上記に基づき,各温泉の泉質を記述する。

**糸魚川-静岡構造線の東側** 「身延」地域の西八代層群~富士川層群分布域に位置する温泉名とその泉質は以下のとおりである。

- (1) 下部温泉群(下部温泉郷:下部温泉,湯ノ沢温泉,波高島温泉)(身延町下部~上之平,波高島):(弱アルカリ性単純温泉(低張性アルカリ性高温泉),

単純温泉など。温泉源泉の分析は前述の文献のほか,下部町誌編纂委員会(1981)に位置と分析結果が詳細に掲載されている。

- (2) 手打沢温泉(身延町手打沢):炭酸水素泉(石膏泉)
- (3) 六郷町温泉(市川三郷町鴨狩津向): $\text{Na} \cdot \text{Ca}^-$ 塩化物温泉
- (4) 身延温泉(身延町身延字元町): $\text{Na}^-$ 塩化物泉
- (5) 身延塩沢温泉(身延町身延字塩沢):重炭酸カルシウム泉
- (6) 塩之沢温泉(身延町帯金字塩之沢):単純硫黄泉
- (7) 門野温泉(身延町門野):アルカリ性単純硫黄泉
- (8) 常葉温泉(身延町常葉):アルカリ性単純温泉

以上のほか,「身延」地域内では,遅沢温泉(身延町遅沢)や中富温泉(身延町西嶋西方の北沢川沿い・富士川ゴルフ場南)もかつて利用されていた(中富町誌編纂委員会編,1971)。

**糸魚川-静岡構造線の西側** 「身延」地域の瀬戸川層群(一部,巨摩層群)分布域に位置する温泉名とその泉質は以下のとおりである。雨畑温泉以外は概ね糸魚川-静岡構造線沿い分布する。

- (1) 雨畑温泉(早川町雨畑字馬場):単純硫黄冷鉱泉
- (2) 草塩温泉(早川町草塩): $\text{Na}^-$ 塩化物・炭酸水素塩温泉
- (3) 塩島温泉(早川町大原野字塩島):単純硫化水素泉( $\text{Ca} \cdot \text{Na}^- \text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 型)。(2017年9月現在閉鎖)
- (4) 光源の里(早川町大原野): $\text{Na} \cdot \text{Ca}^-$ 硫酸塩塩化物泉
- (5) 保川温泉(早川町保): $\text{Ca} \cdot \text{Mg}^-$ 硫酸塩・炭酸水素塩泉
- (6) 七面山温泉(早川町高住字角瀬):単純硫黄冷鉱泉



## 文 献

- 相川嘉正 (1995) 山梨県の温泉の化学—特に温泉分布とその化学成分について—. 温泉科学, vol. 45, p. 188–210.
- 赤石グループ (1958) 赤石山地の中生界. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 7, p. 79–89.
- 赤石山地地質研究グループ (1961) 赤石山地東麓における糸魚川—静岡構造線について (予報). 地球科学, no. 54, p. 40–45.
- Akimoto, K. (1991) Paleoenvironmental studies of the Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups, South Fossa-Magna Region. *The science reports of the Tohoku University, Second series, Geology*, vol. 61, p. 1–102.
- 秋元和實・尾田太良・田中裕一郎 (1990a) 万沢累層の地質年代と古水深. 東京大学地震研究所彙報, vol. 65, p. 521–529.
- 秋元和實・尾田太良・岡村 真・小山 彰 (1990b) 巨摩累層の地質年代と古水深. 東京大学地震研究所彙報, vol. 65, p. 531–539.
- Akimoto, K., Hattori, M. and Oda, M. (2002) Late Cenozoic paleobathymetry and paleogeography in the South Fossa-Magna and Enshunada regions, Japan, based on planktic and benthic foraminifera. *Marine Geology*, vol. 187, p. 89–118.
- 秋山雅彦 (1957) 山梨県富士川上流地域の第三紀層の層序と地質構造について. 地質学雑誌, vol. 63, p. 669–683.
- Akiyama, M. (1957) *Amussiopecten iitomiensis* (Otsuka) and its Allies from Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 25, p. 31–39.
- Amano, K. (1991) Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geology*, vol. 15, p. 315–329.
- 天野一男・伊藤健二 (1990) 南部フォッサマグナの形成—堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス—. 地質学論集: 堆積盆地と褶曲構造—形成機構とその実験的研究—, no. 34, p. 45–56.
- 天野一男・依田直樹・会津隆士 (1995) 南部フォッサマグナ・島弧—島弧衝突帯における水底火山 (御坂地塊の例). 地質学論集, no. 44, p. 93–100.
- 天野一男・Martin, Andrew J.・依田直樹 (2003) 南部フォッサマグナにおける衝突地塊. 日本地質学会第 110 年学術大会, 見学旅行案内書, p. 95–106.
- 青池 寛 (1998) 伊豆衝突帯巨摩山塊中の始新—漸新世古伊豆—小笠原弧衝突付加体 (予報). 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p. 21.
- 青池 寛 (1999) 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 伊豆・小笠原弧の研究—伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動—, no. 9, p. 111–151.
- 青池 寛・有馬 真・小山真人 (1994) 御坂山地西部地域の層序とその造構場. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, p. 178.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章 (1978) 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩類の貫入形態に関して. 地質学雑誌, vol. 84, p. 691–693.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, Leiden, Netherland, p. 199–422.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, p. 13917–13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, p. 6093–6095.
- 千木良雅弘 (1989) 巨大崩壊発生の地質的要因と土砂生産—赤石山地の堆積岩の崩壊例—. 電力中央研究所報告, U88064, p. 1–25.
- 千木良雅弘 (1995) 第 3 章 巨大崩壊. 千木良雅弘, 風化と崩壊. 近未来社, 名古屋, p. 89–106.
- Chigira, M. (1992) Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, vol. 32, p. 157–184.
- Chigira, M. and Kiho, M. (1994) Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi mountains, central Japan. *Engineering Geology*, vol. 38, p. 221–230.
- 千地万造・紺田 功 (1978) 富岡層群および西八代層群・静岡層群の浮遊性有孔虫による生層序—カプラン階についての考察—. 池辺展生教授退官記念事業会, 日本の新生代地質—池辺展生教授記念論文集—, 京都, p. 73–92, 2 図版.
- 地質部編図課 (1956) 20 万分の 1 地質図「豊橋」. 地質調査所. 地質調査所編 (1955) 日本鉱産誌 B1-a 主として金属原料となる鉱石—金・銀その他—. 地質調査所, 155+15p.
- 地質調査所編 (1956) 日本鉱産誌 B1-b 主として金属原料となる鉱石—銅・鉛・亜鉛—. 地質調査所, 395+30p.
- 千谷好之助 (1931) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「静岡」及び同説明書. 地質調査所, 48p.
- 中部地方土木地質図編纂委員会編 (1992) 中部地方土木地質図及び解説書. 国土開発技術研究センター, 東京, 515p., 4 sheets.
- De Boer, B., Van de Wal, R.S.W., Bintanja, R., Lourens, L.J. and Tuenter, E. (2010) Cenozoic global ice-volume and temperature simulations with 1-D ice-sheet models forced by benthic  $d^{18}O$  records. *Annals of Glaciology*, vol. 51, p. 23–33.
- 遠藤 理・奈村英之・天野一男 (1995) 南部フォッサマグナ中新世鷹取山安山岩質水中火山の復元. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p. 248.
- フィールドミュージアム運営委員会 (2006) 早川入りの黄金伝

- 説 その式. やまだらけ, no.15. (<http://fm-hayakawa.net/club/magazine>, 2017年12月10日参照)
- フィールドミュージアム運営委員会 (2007) 早川入りの黄金伝説. やまだらけ, no.26. (<http://fm-hayakawa.net/club/magazine>, 2017年12月10日参照)
- フィールドミュージアム運営委員会 (2014) 茂倉鉾山全貌改解明-前編-. やまだらけ, no.63, p. 1-4. (<http://fm-hayakawa.net/club/magazine>, 2017年12月10日参照)
- Fiske, R. S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science*, vol. 262, p. 76-106.
- 富士川団体研究グループ (1976) 富士川上流域における新第三系の地質構造について. 地質学論集, no. 13, p. 329-348.
- 藤本丑雄・一木健二・亀井節夫・桂田 保・河内洋佑・宮崎元・小沢昭三・佐藤芳治・徳岡隆夫・山田哲雄 (1965) 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川-静岡構造線-赤石山地北部の地質 (その2)-. 地球科学, no. 76, p. 15-24.
- Fukuchi, T. (1991) The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at the western edge of the South Fossa Magna, Japan. *Modern Geology*, vol. 15, p. 347-366.
- Fukuchi, T., Imai, N., and Shimokawa, K. (1986) ESR dating of fault movement using various defect centres in quartz; the case in the western South Fossa Magna, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 78, p. 121-128.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds. (2012) *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, vol. 2, p. 437-1144.
- 原 英俊・上野 光・角田謙朗・久田健一郎・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀 (2010) 三峰地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 110p.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- 早川町教育委員会編 (1980) 早川町誌. 早川町, 1670p.
- 樋口 正 (1969) 山梨県西部巨摩山地の第三系の地質について. 山梨地学, no. 13-14, p. 1-23.
- 平川一臣 (1996) 甲府盆地南縁曾根丘陵の撓曲崖とテフラ. 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編, 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会, p. 238.
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男 (1976) 20万分の1地質図幅「静岡・御前崎」. 地質調査所.
- 本田信幸 (1982) 本邦太平洋側の上部新生界石灰質ナンノ化石層序. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 178.
- Honjo, S. and Minoura, N. (1968) *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok and the geologic age of the Setogawa Group. *Proceedings of the Japan Academy*, vol. 44, p. 165-169.
- Ibaraki, M. (1984) Middle-Late Eocene planktonic foraminiferal faunas from limestones of the Setogawa Group, central Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 135, p. 401-414.
- 茨木雅子 (1986) 掛川地域新第三系の浮遊性有孔虫生層序基準面とその岩相生層序との関係. 地質学雑誌, vol. 92, p. 119-134.
- Ibaraki, M. and Tsuchi, R. (1982) Planktonic foraminifera from silt intercalations in the Takakusayama alkali basalt complex of the Ryuso Group, Shizuoka, Japan. *Reports of Faculty of Science, Shizuoka University*, vol. 16, p. 117-125.
- 市川大門町教育委員会編 (2000) 市川大門町一宮浅間宮帳. 市川大門町郷土資料集, no.6, 228p.
- 一木健二・遠藤 忠・小沢昭三・桂田 保・高山昭明・樋口正・藤本丑雄 (1958) 赤石山地中, 東部の時代未詳層群について. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 7, p. 90-96.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Watanabe, Y. (1981) Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section 2, Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics*, vol. 20, p. 241-276.
- 井尻正二 (1940) 山梨縣南巨摩郡の糸魚川-静岡構造線に就て. 東京帝国大学地震研究所彙報, vol. 18, p. 340-345.
- 池辺展生 (1978) 日本の新第三系-生層序-年代層序と古地理-池辺展生教授退官記念事業会, 日本の新生代地質-池辺展生教授記念論文集一, p. 13-34.
- 池田保夫 (1978) 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩石鉍物鉍床学会誌, vol. 73, p. 47-57.
- 池田安隆・岩崎貴哉・狩野謙一・伊藤谷生・佐藤比呂志・阿部信太郎 (2009) 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成17-21年度 成果報告書, 3.1章, p. 6-72. (平成22年3月文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所公表) ([http://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu\\_juten/h21/](http://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu_juten/h21/), 2017年12月10日参照)
- 井上春雄 (1933) 富士川下流地域の地形. 大塚地理学会論文集) II上, p. 255-283.
- 井上春雄 (1934) 富士川下流々域の地質概観. 地学雑誌, vol. 46, p. 18-34.
- 石田 高・山下高德・西宮克彦・小宮山 梓・角田謙郎・小尾美鈴 (1969) 身延・南部・富沢地区地質調査報告書-付巨摩山系富士見山付近の地質鉍床-. 山梨県地域別地質調査報告書, no. 2, p. 143-177.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子 (1990) 瀬戸川帯北部の変成ピクライト玄武岩類. 地質学雑誌, vol. 96, p. 181-191.
- 石垣武久 (1985) 南部フォッサマグナの第三系西八代層群山保泥岩凝灰岩層の浮遊性有孔虫による地質年代. 山梨大学教育学部研究報告, 第二分冊(自然科学系), vol. 36, p. 77-80.
- 石垣武久 (1988) 富士川層群万沢累層の有孔虫化石群集. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 155.
- 石垣武久 (1994) 南部フォッサマグナ, 久遠寺泥岩層の有孔虫化石群集. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p. 96.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫 (1953) 長野県赤石系の地質及び岩石. 岩鉍, vol. 37, p. 123-130.

- 石川慶司 (1972) 山梨県南巨摩郡下部町付近の地質. 静岡地学, no. 23, p. 35–39.
- 石川政憲 (1976) 静岡県高草山地域のアルカリ岩類. 地質学論集, no. 13, p. 367–379.
- 伊藤健二 (1990MS) 富士川層群の層序学的研究. 茨城大学修士論文.
- 伊藤健二・天野一男 (1990) 富士川東岸に分布する富士川層群のナノ化石による層序. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 183.
- 伊藤照雄 (1981) 静岡県水窪町の四万十層群. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, p. 145.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba T. (1989) Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, vol. 160, p. 305–326.
- 糸魚川淳二・西宮克彦 (1981) 山梨県身延町の曙層産軟体動物化石群. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, p. 270.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015a) 糸魚川 – 静岡構造線断層の長期評価 (第二版). (平成 27 年 4 月 24 日公表). ([http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr\\_chi\\_kanto/ka\\_21.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_21.pdf), 2017 年 12 月 10 日参照)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015b) 身延断層の長期評価 (平成 27 年 4 月 24 日公表). ([http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr\\_chi\\_kanto/ka\\_16.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_16.pdf), 2017 年 12 月 10 日参照)
- 甲斐黄金村・湯之奥金山博物館編 (2006) 甲斐黄金村・湯之奥金山博物館 展示図録 (第 2 版). 79p.
- 神谷俊昭・富田 進 (1999) 山梨県南巨摩郡遅沢の新第三紀層産オキナエビスガイ類化石. 地学研究, vol. 47, p. 131–138.
- 金子 剛 (1983MS) 山梨県南巨摩郡猷沢西方の地質. 静大理卒論.
- 兼高靖之・鈴木隆夫・鈴木忠夫・中野二志夫・中山 豊 (1958) 安倍川上流地域地質調査. 地学しずはた, vol. 15, p. 11–16.
- 狩野謙一 (1984) 光明層群—赤石山地最南部の四万十帯白亜系一. 静大地球科学研報, no. 10, p. 55–85.
- 狩野謙一・河本和朗 (2006) 19.9 糸魚川 – 静岡構造線新倉露頭: 西南日本と南部フォッサマグナの境界断層の代表露頭. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, 東京, p. 444–445.
- Kano, K. and Matsushima, N. (1988) The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 97–126.
- 狩野謙一・村松 武 (1982) 赤石山地中・南部の四万十帯白亜系. 総合研究 A「四万十帯曲帯の形成過程」研究成果報告書, no.3, p. 26–33.
- 狩野謙一・鈴木 勇・北里 洋 (1985) 富士川上流中富地域の静岡層群の古地理. 静岡大学地球科学研究報告, no. 11, p. 135–153.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊 (1986) 四万十帯層群の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例—. 静岡大学地球科学研究報告, no. 12, p. 89–114.
- Kano, K., Nakaji, M. and Takeuchi, S. (1991) Asymmetrical melange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan. *Tectonophysics*, vol. 185, p. 375–388.
- 狩野謙一・竹内真司・中路正弥 (1991) メランジュ中の非対称変形組織—四万十帯における例—. 静岡大学地球科学研究報告, no. 17, p. 63–85.
- 狩野謙一・田中秀実・吉田智治・松井信治 (1993) 赤石構造帯の形成過程—中新世における西南日本弧東部の地殻変遷と関連して—. 地質学論集, no. 42, p. 203–223.
- 唐沢 謙・狩野謙一 (1992) 赤石山地東部の四万十帯, 瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程. 地質学雑誌, vol. 98, p. 761–777.
- 荻谷愛彦 (2015) 山梨県早川町の七面山崩壊による平安時代後期の堰き止め湖沼堆積物 (演旨). 日本地球惑星科学連合大会予稿集 (DVD), 2015, HDS25-02.
- 笠原芳雄・神間貞吉・橋本行雄 (1957) 安倍川上流大谷川流域の地質. 地学しずはた, vol. 12, p. 9–13.
- 片田正人 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「甲府」及び同説明書. 地質調査所, 27p.
- 加藤 進・柴田 博・井上洋子 (1991) 大井川下流域の三倉層群の化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 18, p. 53–65.
- 加藤 進・井上洋子・鶴飼光男 (1992) 大井川層群の有孔虫化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 379–391.
- 加藤 進・平松 力・井上洋子 (1998) 大井川層群の石灰質ナンノ化石と有孔虫化石の Sr 同位体年代. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 25, p. 89–95.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川端清司 (1984) 赤石山地・遠山川地域の四万十帯より産出した白亜紀放射虫化石とその意義. 地球科学, vol. 38, p. 215–219.
- 川野辰男・橋本知昌・斉藤英二・磯 巳代次 (1980) 山梨県六郷町の地すべり地における地表面変動の測定について. 地質調査所月報, vol. 31, p. 137–141.
- 建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所 (1984) 5 万分の 1 天竜川上流域地質図及び同説明書. 中部建設協会, 414p.
- 建設省土木研究所 (1962) 国土開発縦貫自動車道中央自動車道 (東京都・小牧市間) 地質調査報告書. 土木研究所報告, 別冊, 第 1 号, 121p., 7 sheets.
- 建設省静岡河川工事事務所 (1988) 安倍川砂防史—安倍川直轄砂防 50 周年記念—. 399p.
- 金 容義・佐藤 徹 (1998) 南部フォッサマグナ地域での, 新第三紀完晶質岩の特徴—佐野川岩体・相又川岩体を例にして—. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 1998, p. 244.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 木村 正・小村幸二郎 (1957) 山梨県第一妙法鉦山銅鉦床調査



- 報告. 地質調査所月報, vol. 8, p. 171-173.
- 木村卓哉・金 容義 (2005) 山梨県南部町佐野川地域の深成岩類. 日本鉱物学会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, 2005, p. 204.
- Kimura, T. (1966a) Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo.*, vol. 44, p. 561-607.
- Kimura, T. (1966b) Tectonic movements in the southern Fossa Magna, central Japan, analyzed by the minor structures in its southwestern area, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 37, p. 63-85.
- 木村敏雄 (1967) 大井川流域南部の四万十層群の地質構造. 佐々教授還暦記念論文集, p. 21-38.
- Kimura, T. and Tokuyama, A. (1971) Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 6, p. 9-20.
- 気象庁地震予知情報課 (2011) 東海地域とその周辺地域の地震活動 (2010年11月～2011年5月). 地震予知連絡会会報, vol. 86, p. 402-419.
- 北里 洋 (1980) 瀬戸川層群からの深海性底生有孔虫化石群集. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集一, p. 219-225.
- Kitazato, H. (1997) Paleogeographic changes in central Honshu, Japan, during the Late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara-arc with the Honshu arc. *The Island Arc*, vol. 6, p. 144-157.
- 小林武彦 (1993) 御嶽火山の活動史と噴出物の体積計測計測. 文部省科学研究自然災害特別研究計画研究「火山災害の規模と特性」報告書 (1993), p. 87-96.
- 工業技術庁地質調査所企画課 (1952) 全国金属非金属鉱山名簿 (1951年10月現在). 166p.
- 小池 清 (1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34, p. 1-17.
- 国土地理院 (1976) 航空写真による崩壊調査法. 建設省国土地理院, 372p. (別冊:「写真集」及び「分類図集」含む)
- 国土交通省河川局 (2002) 富士川水系の関係資料 富士川の土砂管理について (平成14年11月15日). 8p. (国土交通省河川整備基本方針検討小委員会第4回資料) ([https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai\\_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinikai/kihonhoushin/021115/pdf/3\\_2.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinikai/kihonhoushin/021115/pdf/3_2.pdf), 2017年12月10日参照)
- 国土交通省甲府河川国道事務所 (2003) 先人が情熱を注いだ文化・物流の道. 富士川舟運の歴史をたどる. 12p. ([http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr\\_content/content/000021699.pdf](http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr_content/content/000021699.pdf), 2017年12月10日参照)
- 駒澤正夫 (1982) 静岡・御前崎及び横須賀地域重力異常図 (ブーゲー異常). 特殊地質図, No. 22, 地質調査所.
- 駒澤正夫 (1987) 関東・丹沢地域の重力構造. 構造地質, no. 32, p. 59-68.
- 駒澤正夫・広島俊男・長谷川功・村田泰章・杉山雄一 (1997) 重力構造図. 50万分の1活構造図8, 「東京」(第2版), 地質調査所.
- 小坂共栄・角田史雄 (1969) 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質学雑誌, vol. 75, p. 127-140.
- 小山 彰 (1984) 山梨県早川沿いの糸魚川-静岡構造線一特に断層帯の形成について. 地質学雑誌, vol. 90, p. 1-16.
- 小山 彰 (1988) 下葛木衝上断層-糸魚川-静岡構造線の屈曲部一. 地質学雑誌, vol. 94, p. 257-278.
- 小山 彰 (1989) 北部巨摩山地東麓の2, 3の活断層露頭について. 活断層研究, no. 6, p. 47-54.
- Koyama, A. (1990) Tectonic evolution of the northern Koma Mountains, southern Fossa Magna, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol. 33, p. 1-47.
- Koyama, A. (1991) Collision of the Kushigatayama block with the Honshu Arc during the middle Miocene. *Modern Geology*, vol. 15, p. 331-345.
- 小山 彰 (1993) 中期中新世における南部フォッサマグナ北西部楕円山ブロックの衝突. 地質学論集, no. 42, p. 245-254.
- 久保史朗 (1963) いわゆる静川層群とそれに関連する二, 三の問題. 地学しずはた, no. 30, p. 16-25.
- 久保田 勲・浅川一郎・平川一臣・今泉俊文 (1989) 巨摩山地・富士見山東麓の活断層. 活断層研究, no. 7, p. 43-48.
- 工藤周一 (1960) 静岡県安倍川上流大河内川流域の地質. 地学しずはた, vol. 23, p. 18-28.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新版 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 町田 洋・松田時彦・梅津正倫・小泉武栄編 (2006) 日本の地形5 中部. 東京大学出版会, 東京, 385p.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 横山次郎 (1939) 大井川層の石灰岩と *Lepidocyclina*. 地質学雑誌, vol. 46, p. 243-246.
- 横山次郎 (1950) 日本地方地質誌 中部地方. 朝倉書店, 東京, 233p.
- 横山次郎 (1961) 日本地方地質誌 中部地方 増補版. 朝倉書店, 東京, 251p.
- 横山次郎 (1963) 掛川地方地質図説明書. 地質調査所, 30p.
- 横山次郎・森下 晶・糸魚川・淳二 (1975) 日本地方地質誌 中部地方改訂版. 朝倉書店, 東京, 531p.
- Martin A. J. and Amano, K. (1999) Facies analysis of Miocene subaqueous volcanoclastics in the Koma Mountains, South Fossa Magna, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 105, p. 552-573.
- 松田時彦 (1958) 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質学雑誌, vol. 64, p. 325-345.
- 松田時彦 (1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, vol. 67, p. 79-96.
- Matsuda, T. (1962) Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. In Macdonald, A.G. and Kudo, H. eds., *The Crust of the Pacific Basin*, Geophysical Monograph, American Geophysical Union, no. 6, p. 140-150.

- 松田時彦 (1984) 南部フォッサマグナーその湾曲構造発達史一。藤田和夫編, アジアの変動帯—ヒマラヤと日本海溝の間—, 海文堂, 東京, 127–146.
- 松田時彦 (1989) 南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味。月刊地球, vol. 11, p. 522–525.
- 松田時彦 (2007a) 富士山の基盤の地質と地史。「富士火山」編集委員会(日本火山学会)編, 「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, p. 45–57.
- 松田時彦 (2007b) 南部フォッサマグナ新第三紀の造構史—沈み込み帯との関係—。月刊地球号外, no. 57, p. 182–188.
- 松田時彦 (2014a) 南部地域の地質, 第5章, 富士川谷新第三系の研究史と地質の概要。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 48–53.
- 松田時彦 (2014b) 南部地域の地質, 第6章, 西八代層群。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 48–53.
- 松田時彦 (2014c) 南部地域の地質, 第7章, 富士川層群。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 54–85.
- 松田時彦 (2014d) 南部地域の地質, 第8章, 富士川谷の貫入岩。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 86.
- 松田時彦・栗谷川幸子 (1965) 赤石山地東部の変成作用。東京大学地震研究所彙報, vol. 43, p. 209–235.
- 松田時彦・水野篤行 (1955) 富士川上流地域の西八代層群の層序。地質学雑誌, vol. 61, p. 258–273.
- 松田時彦・中村一明 (1970) 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類。鉱山地質, vol. 20, p. 29–42.
- 松田時彦・杉山雄一 (2014a) 南部地域の地質, 第9章, 第四系。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 87–95.
- 松田時彦・杉山雄一 (2014b) 南部地域の地質, 第10章, 地質構造。地域地質研究報告(5万分の1地質図), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 96–115.
- Matsumoto, E. (1964) The Asagai-Poronaian molluscs from Shizuoka Prefecture, central Japan. *Memoirs of the College of Science, Kyoto University, Ser. B*, vol. 31, p. 95–112.
- Matsumoto, E. (1966) Geology of the Palaeogene and lower Neogene formations in the lower course of River Ooigawa, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Memoirs of the College of Science, Kyoto University, Ser. B*, vol. 33, p. 115–133.
- 松島信幸 (1978) 南アルプスの地質構造—赤石山地四万十帯の地質構造。下伊那自然研究紀要, vol. 1, p. 119–132.
- 松島信幸・岩井四郎・亀井節夫・窪田定雄 (1956) 赤石山地北・中部の中生界。総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 3, p. 48–49.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, vol. 56, p. 207–218.
- 三島弘幸・富士川団体研究グループ (1976) 山梨県富士川上流域の富士川層群遅沢層から発見された鯨目の化石。地球科学, vol. 30, p. 307–309.
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・佐々木俊法・川崎泰照・佐藤賢・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎 (2004) 糸魚川—静岡構造線活断層系南部, 白州断層の活動履歴の再検討—横手地点トレンチ調査—。地質学雑誌, vol. 110, p. 255–270.
- 水本匡起・後藤秀昭・中田高・松田時彦・田力正好・松浦律子 (2016) 富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義。活断層研究, no. 44, p. 9–21.
- 水野篤行・片田正人 (1955) 御坂山塊西部の地質構造。地質学雑誌, vol. 61, p. 718.
- 水野篤行・片田正人 (1958) 西八代層群(中新統)について。地球科学, no. 39, p. 1–14.
- 水山高久・森俊勇・坂口哲夫・井上公夫編 (2011) 日本の天然ダムと対応策。古今書院, 東京, 186p.
- 望月勝海編 (1956) 静岡県の地質—静岡県地質図の解説—。静岡県, 57p.
- 森山祐二 (1986) 七面山大崩れ。新砂防, vol. 38, p. 12–15.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, p. 53–62.
- 村松武 (1986) 赤石山地南部の四万十帯(北帯)から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期? 放散虫化石。地質学雑誌, vol. 92, p. 311–313.
- 村松武 (1990) 赤石山地南部の上部白亜系四万十帯層群の岩相・古流向解析。飯田市美術博物館研究紀要, no. 1, p. 1–28.
- 村松武 (1991) 赤石山地南部四万十帯, 寸又川層群の泥ダイヤピルメランジュ。飯田市美術博物館研究紀要, no. 2, p. 9–28.
- 村松武 (1995) 赤石山地南部, 遠山川地域の放散虫化石—微化石データベース構築にむけてI—。飯田市美術博物館研究紀要, no. 5, p. 113–132.
- 村松武 (1996) 赤石山地南部, 寸又川層群葵沢メランジュの放散虫化石—微化石データベース構築にむけてII—。飯田市美術博物館研究紀要, no. 6, p. 125–134.
- 村松武 (1997) 赤石山地中部, しらびそ峠—大沢岳ルートから産出した放散虫化石—微化石データベース構築にむけてIII—。飯田市美術博物館研究紀要, no. 7, p. 137–144.
- 村松武 (1998) 赤石山地中部, 榎島周辺の四万十帯白亜系の地質と放散虫化石—微化石データベース構築に向けてIV—。飯田市美術博物館研究紀要, no. 8, p. 129–142.
- 村松武 (1999) 赤石山地南部, 梶谷川流域から産した放散虫化石—微化石データベース構築に向けてV—。飯田市美術博物館研究紀要, no. 9, p. 207–218.
- 村松武 (2001) 赤石山地の放散虫化石と地質。村松武・四方圭一郎・下平勉編, 南アルプスの山旅—地形・地質観察ガイド—, 飯田市美術博物館, p. 103–108.
- 村松武 (2002) 赤石山地南西部, 池口川地域の四万十帯の地質と放散虫化石—微化石データベース構築に向けてVII—。伊那谷自然史論集, no. 3, p. 69–77.

- 村松 武 (2008) 赤石山地南部, 四万十帯白根層群にみられる二つのタイプのメラレンジュ. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, O-148.
- 武者金吉 (1943) 増訂大日本地震史料, 第 2 卷. 文部省震災予防評議会, 754p.
- 永井 修・中村浩之 (2000) “七面山大崩れ” —崩壊の履歴とその拡大に関する研究—. 地すべり, vol. 37, p. 20–29.
- 永井 修・瀬戸俊彦・城ヶ崎正人・中村浩之 (2001) 衛星伝送画像と温度測定による崩壊斜面の浸食に関する解析—春木川の破碎粘板岩地帯を例に—. 地すべり, vol. 37, p. 66–73.
- 内閣府 (2014) 1707 宝永地震報告書. 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書, 250p. ([http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1707\\_houcejishin/index.html](http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1707_houcejishin/index.html), 2017 年 12 月 10 日参照)
- Naka, J. (1985) Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex. In Nasu, N. *et al.* eds., *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, Tokyo, p. 747–773.
- Naka, J. (1988) Volcanostratigraphic sequence of greenstones in the Setogawa Terrane, central Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 243–282.
- 中森 亨・井龍康文・笹沢教一・森 啓 (1991) 静岡県掛川地域の中新統女神層に含まれる異地性石灰岩岩体の起源. 地質学雑誌, vol. 97, p. 987–1000.
- 中島謙造 (1886) 20 万分の 1 地質圖幅「静岡」及び同説明書. 農商務省地質局, 47p.
- 中富町誌編纂委員会 (1971) 中富町誌. 1687p.
- 日本地質学会編 (2006) 日本地方地質誌 4 中部地方. 朝倉書店, 東京, 564p.
- 日本地質学会編 (2008) 日本地方地質誌 3 関東地方. 朝倉書店, 東京, 570p.
- 日本の地質『中部地方 I』編集委員会 (1988) 日本の地質 4 中部地方 I. 共立出版, 東京, 332p.
- 新妻信明 (1994) 南部フォッサマグナ 100 年来の謎—[手打沢不整合]と駿河トラフ石花海ゴージー. 海洋科学技術センターしんかいシンポジウム予稿集, vol. 11, p. 42.
- 新妻信明 (2006a) 16.2 御坂山地の海底火山と深海堆積物—隆起する深海底. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, 東京, p. 376–379.
- 新妻信明 (2006b) 16.5 遅沢砂岩の貝化石と曙礫岩—隆起帯状の浅海堆積物とせき止められた礫岩. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, 東京, p. 384–387.
- Nishimiya, K. (1968) Neogene biochronology of the South Fossa Magna, central Japan— On the Molluscan Fauna in the Southwestern and the Eastern Areas of Yamanashi Prefecture (Data of the Foundation 1) —. *Memoirs of the Faculty of Liberal Arts & Education, Yamanashi University, Part 2 (Mathematics & Natural Sciences)*, no. 19, p. 293–298.
- Nishimiya, K. (1970) Neogene biochronology of the South Fossa Magna, central Japan (III) —On the biostratigraphy and paleoecology in the southwestern and the eastern areas of Yamanashi Prefecture—. *Memoirs of the Faculty of Liberal Arts & Education, Yamanashi University, Part 2 (Mathematics & Natural Sciences)*, no. 21, p. 212–218.
- Nishimiya, K. (1971) Studies on the geochronology of the Misaka Group in the vicinity of Furuseki, Shimobe Town, Yamanashi Prefecture. *Memoirs of the Faculty of Liberal Arts & Education, Yamanashi University, Part 2 (Mathematics & Natural Sciences)*, no. 22, p. 250–254.
- Nishimiya, K. (1972) Studies on the Geochronology of the Fujikawa Group in Nakatomi Town, Yamanashi Prefecture, Central Japan. *Memoirs of the Faculty of Liberal Arts & Education, Yamanashi University, Part 2 (Mathematics & Natural Sciences)*, no. 23, p. 87–93.
- 西宮克彦 (1982) 地じりとその対策例—身延町林道(清子~大久保)建設でみられた地じりと, その防止工に関する応用地質学的考察—. 山梨大学教育学部研究報告, no. 33, p. 94–101.
- 西宮克彦・木下新一 (1991) 山梨県防災地質図(20 万分の 1) 付図説明書. 25p., 1 sheet.
- 西宮克彦・植田良夫 (1976) 山梨県の新第三系について—特にグリーンタフ変動地帯における層序と地質年代学的研究—. 地質学論集, no. 13, p. 349–366.
- 尾田太良・秋元和實・浅井寿光 (1987) 南部フォッサマグナ飯富地域の西八千代・静岡両層群の浮遊性有孔虫化石による地質年代. 化石, no. 43, p. 8–14.
- 小川勇二郎 (1978) 赤石山地最北部の四万十層群の地質構造. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), no. 13, p. 43–52.
- 小川勇二郎・谷口英嗣 (1989) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンブレイスメントのプロセス. 地学雑誌, vol. 98, p. 118–132.
- Ogawa, Y. and Taniguchi, H. (1989) Origin and emplacement of basaltic rocks in the accretionary complexes in SW Japan. *Ofioliti*, vol. 14, p. 177–193.
- 大橋不三男・白木敬一 (1981) 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 76, p. 69–79.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, vol. 5, p. 321–325.
- 大久保雅弘・松島信幸 (1959) 赤石山地の厚歯二枚貝 (1 新種). 地球科学, no. 42, p. 1–4.
- 大久保雅弘・松島信幸・安井宣昭 (1958) 赤石山地より六射珊瑚の発見. 地質学雑誌, vol. 64, p. 346.
- Ono, S. (1973) Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in central Japan. *Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section 2, Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics*, vol. 18, p. 431–454.
- 遅沢壯一 (1986) 高草山及びその西方の瀬戸川帯. 北村 信教授退官記念地質学論文集, p. 337–350.
- Osozawa, S. (1988) Accretionary process of the Tertiary Setogawa



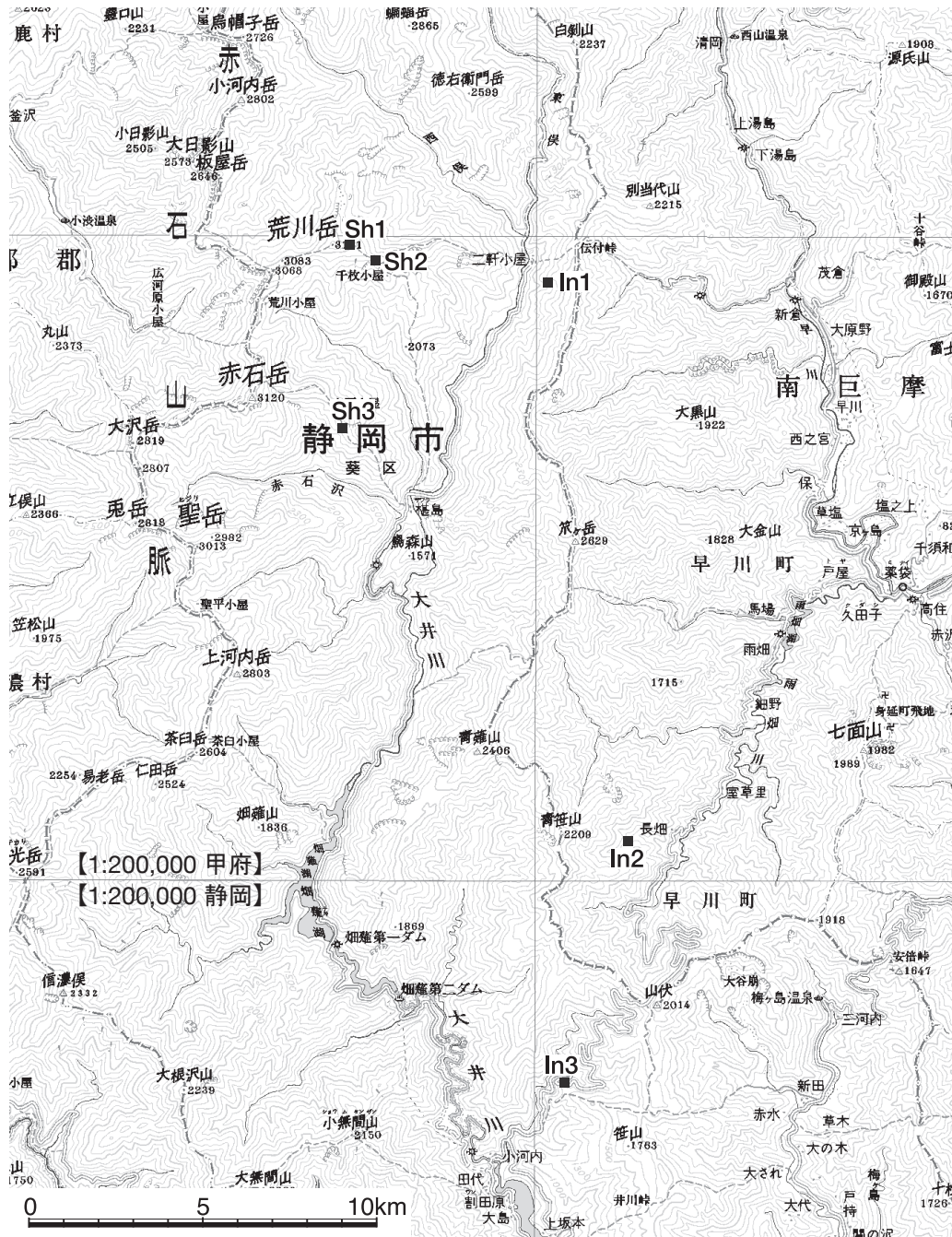
- and Mikasa Groups, Southwest Japan. *Journal of Geology*, vol. 96, p. 199–208.
- Osozawa, S., Sakai, T. and Naito, T. (1990) Miocene subduction of an active mid-ocean ridge and origin of the Setogawa ophiolite, central Japan. *Journal of Geology*, vol. 98, p. 763–771.
- 大塚彌之助 (1934) 身延山北麓の化石と、箱根早川石灰岩の貝化石. 地質学雑誌, vol. 41, p. 562–568.
- 大塚彌之助 (1938a) 山梨縣南西部富士見山斷層崖の地質學的考察. 地理學評論, vol. 14, p. 969–984.
- 大塚彌之助 (1938b) 南部フォッサ・マグナの地質構造上の1特性. 地質学雑誌, vol. 45, p. 528–529.
- 大塚彌之助 (1941) 山梨縣鳳凰山・地藏ヶ岳附近の地質. 東京帝国大学地震研究所彙報, vol. 19, p. 115–143.
- 大塚彌之助 (1952) 地質構造とその研究. 朋文堂, 東京, 275p.
- 大塚彌之助 (1955) 静川層群について(付 第三紀地殻運動の一考察). 東京大学地震研究所彙報, vol. 33, p. 449–469. (大塚彌之助教授還暦記念論文集, p. 1–21.)
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久 (2002) 20万分の1地質図幅「甲府」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之 (2016) 5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図及び同説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. (<https://www.gsj.jp/researches/project/coastal-geology/results/s-5.html>, 2017年12月10日参照)
- 小澤智生・富田 進 (1992) 逗子動物群—日本の後期中新世～前期鮮新世暖流系動物群—. 瑞浪市化石博物館研究報告: 糸魚川淳二博士記念号, no. 19, p. 427–439.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 19, p. 290–300.
- Pearce, J. A. and Norry, M., J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 69, p. 33–47.
- 斎藤正次・磯見 博 (1954) 5万分の1地質図幅「秋葉山」及び同説明書. 地質調査所, 34p.
- 斎藤正次・木野義人 (1953) 静岡県大井川畑灘水力発電地域地質調査報告. 地質調査所月報, vol. 4, p. 483–490.
- 斎藤常正 (1960) 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮遊性有孔虫化石群. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 51, 45p.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技術協会誌, vol. 64, p. 2–15.
- 斎藤常正・諏訪光正・二階堂 崇 (1989) 富士川谷万沢累層および静川層群の浮遊性有孔虫化石層序. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 210.
- 坂本隆之・小川勇二郎・中田節也 (1993) 瀬戸川付加体中の緑色岩類の起源とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, vol. 99, p. 9–28.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・広島俊男・駒沢正夫・村田泰章 (1987) 20万分の1地質図幅「東京」. 地質調査所.
- 鮫島輝彦 (1970) 安倍川流域の地学案内. 静岡県地学会資料, no. 14, p. 1–15.
- 鮫島輝彦・伊藤通玄 (1972) 大崩海岸地域の地質—山崩れ災害の地質学的背景. 静岡大学地学研究報告, vol. 3, p. 1–6.
- Sanfilippo, A., Westberg-Smith, M. J. and Riedel, W. R. (1985) Cenozoic radiolaria. In Bolli, H. M. et al. eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, p. 631–712.
- Sato, K. (1991) Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geology*, vol. 15, p. 367–399.
- Sato, K. and Sato, T. (1984) Kink bands in the Paleogene Amahatagawa Formation, Yamanashi Prefecture. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, no. 10, p. 111–112.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (1989) 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造形成史における意義—. 地質学雑誌, vol. 95, p. 33–44.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015) 甲府盆地周辺の花崗岩体の年代と南部フォッサマグナ地域の構造発達史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 19, p. 95–109.
- 柴 正博 (1987) 富士川谷の層序と構造. 構造地質: 構造地質研究会誌, no. 32, p. 19–35.
- 柴 正博 (1991) 南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造—静岡県清水市および庵原郡地域の地質—. 地団研専報, no. 40, p. 1–98.
- 柴 正博 (2013) 日本の露頭 No. 19 手打沢不整合. 地球科学, vol. 67, p. 159.
- 柴 正博・佐瀬和義・角田史雄・志知龍一・田中鉄司 (1991) 富士山の基盤. 地団研専報, no. 38, p. 1–10.
- 柴 正博・横山謙二・新村龍也・伊藤芳英 (2001) 掛川市上西郷における掛川層群産鱗目化石発掘調査の成果—地質および堆積環境—. 海・人・自然: 東海大学博物館研究報告, no. 3, p. 77–89.
- 柴 正博・篠崎泰輔・廣瀬祐市 (2012) 山梨県身延町中富地域の第三系, 富士川層群および曙層群の有孔虫化石による生層序学的研究. 海・人・自然: 東海大学博物館研究報告, no. 11, p. 1–21.
- 柴 正博・廣瀬祐市・延原尊美・高木克将・安田美輪・富士幸祐・中村光宏 (2013) 富士川谷新第三系, いわゆる静川層群の層序と軟体動物化石群集. 地球科学, vol. 67, p. 1–19.
- 柴 正博・延原尊美・川田 健・宮澤市郎 (2014) 山梨県南巨摩郡身延町に分布する最上部中新統飯富層遅沢砂岩部層の軟体動物化石—逗子動物群の再検討—. 海・人・自然: 東海大学博物館研究報告, no. 12, p. 7–20.
- 柴田秀賢・小林福造 (1965) 山梨県早川・釜無川流域の地質. 地質学雑誌, vol. 71, p. 66–75.
- Shibata, H., Ishigaki, T. and Ujihara, A. (1986) Pteropods from the late Neogene Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups of Shimobe, Yamanashi Prefecture, Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, no. 13, p. 39–55.
- 島口たけみ・杉原 健 (1982) 山梨県の温泉の化学的研究(第

- 5報). 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊(自然科学系), no. 33, p. 54-59.
- 島津光夫・石丸一男(1987) 山梨県, 巨摩山地東部の新第三紀火山岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 82, 382-394.
- 島津光夫・上村康夫・関根一昭・山田 守(1976) 御坂山地, 古関-高萩地域の地質および変成作用. 地質学論集, no. 13, p. 313-327.
- 島津光夫・成田 賢・古屋一彦(1983) 富士川中流域, 身延付近の富士川層群の火山岩類. 地質学雑誌, vol. 89, p. 625-643.
- 下部町誌編纂委員会(1981) 下部町誌. 山梨県下部町, 1938p.
- 下伊那地質誌編集委員会編(1972) 10万分の1下伊那地質図第1版. 下伊那誌編纂会, 飯田.
- 静岡県(1994) 土地分類基本調査「赤石岳・身延・大河原・鯉沢」. 土地分類基本調査, 1:50,000, 63p., 6 sheets.
- 徐 垣(1985) 富士川層群身延累層中にみられる古海底チャネルの堆積相とその形成過程. 地質学雑誌, vol. 91, p. 87-107.
- Soh, W. (1986) Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Pliocene age and its Geotectonic implication. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, vol. 52, p. 1-68.
- 須藤定久・藤橋葉子(2007) I. 関東甲信越地方各都県の骨材. 平成18年度資源骨材資源調査報告書—関東甲信越地方各都県の骨材資源—, 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門, p. 1-55.
- 杉原 健(1983) 山梨県内の河川の化学的研究 第1報. 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊(自然科学系), no. 34, p. 55-59.
- 杉原 健・島口たけみ(1978) 山梨県の温泉の化学的研究(第1報). 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊(自然科学系), no. 29, p. 30-36.
- 杉山 明(1971) 山梨県西部巨摩山地の新第三系の変質. 地学雑誌, vol. 77, p. 497-505.
- 杉山雄一(1980) 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性角礫岩塊. 地質学雑誌, vol. 86, p. 673-685.
- 杉山雄一(1989) 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部—西南日本外帯の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷—. 地質調査所月報, vol. 40, p. 543-564.
- 杉山雄一(1992) 西南日本前弧域の新生代テクトニクス—静岡地域のデータを中心に—. 地質調査所月報, vol. 43, p. 91-112.
- 杉山雄一(1995) 赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程. 地質調査所月報, vol. 46, p. 177-214.
- 杉山雄一(2014a) 南部地域の地質, 第3章, 四万十帯. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 10-18p.
- 杉山雄一(2014b) 南部地域の地質, 第4章, 瀬戸川帯. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 19-37p.
- 杉山雄一・松田時彦(2014) 南部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 134p.
- 杉山雄一・下川浩一(1981) 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層群の古地理学的研究. 地質学雑誌, vol. 87, p. 439-456.
- 杉山雄一・下川浩一(1989) 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体(瀬戸川帯)の形成過程. 構造地質, no. 34, p. 173-188.
- 杉山雄一・下川浩一(1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本 亨・秦 光男(1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 82p.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松建造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫(2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎」(第2版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 鈴木 敏(1887) 20万分の1地質図幅「富士」及び同説明書. 農商務省地質局, 93p.
- 鈴木 敏(1888) 20万分の1地質図幅「甲府」及び同説明書. 農商務省地質局, 128p.
- Taira, A., Saito, S., Aoike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A. (1998) Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *The Island Arc*, vol. 7, p. 395-407.
- 高木 登・岡田博有(1987) 南部フォッサマグナ, 曙礫岩の堆積学的研究. 静岡大学地球科学研究報告, no. 13, p. 11-24.
- 高橋 清・北沢周二(1953) 西八代地区鉱床調査報告. 昭和27年度地下資源調査報告, 山梨県, p. 33-39.
- Takahashi, M. (1989) Neogene granitic magmatism in the South Fossa Magna collision zone, central Japan. *Modern Geology*, vol. 14, p. 127-143.
- 高草山団研(1979) 静岡県高草山地の層序と構造. 地質学論集, no. 16, p. 157-167.
- Takasawa, K. and Kuroda, Y. (1974) A quartz-magnesite rock in the Setogawa zone, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 80, p. 425-427.
- 竹下 徹・伊勢 清(1994) 山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の構造地質学的研究(その1). 構造地質, no. 40, p. 117-129.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫(2015) 20万分の1地質図幅「横須賀」(第2版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明(1984) 山梨県西部・巨摩山地南部の地質. 静岡大学地球科学研究報告, no. 10, p. 23-53.
- 田中元之進(1930) 甲府盆地西方山地(巨摩山地)の地形に就いて. 小川博士還暦記念地学論叢, p. 549-570.

- 田中元之進 (1953) 第一妙法鉾山調査報告. 昭和 27 年度地下資源調査報告, 山梨県, p. 47-52.
- 田中元之進 (1954) I・甲永金残調査報告. 昭和 28 年度地下資源調査報告, 山梨県商工労働部, p. 1-20.
- 田力とよ子・新妻信明 (1993) 南部フォッサマグナにおける二枚貝化石変形と礫の破断による応力解析. 静岡大学地球科学研究報告, no. 19, p. 7-17.
- Tiba, T. (1966) Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *The science reports of the Tohoku University*, vol. 9, p. 541-610.
- 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄 (2000) 糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動—白州断層・下田井断層・市之瀬断層群トレンチ調査—. 地震, 第 2 輯, vol. 52, p. 445-468.
- 徳岡隆夫 (1964) 静岡県下の瀬戸川層群, 大井川層群についての概説. 地質学雑誌, vol. 70, p. 1-11.
- 徳山 明 (1972a) 糸魚川-静岡線沿いの竜爪山帯と大崩海岸地域の地質概説. 静岡大学地学研究報告, vol. 3, p. 7-11.
- 徳山 明 (1972b) 静岡地域の基盤地質構造の問題点 (I). 静岡大学教育学部研究報告 (自然科学), no. 23, p. 67-86.
- 徳山 明 (1974) 古第三系 (瀬戸川帯). 静岡県の地質, 静岡県, p. 27-34.
- 徳山 明・吉田鎮男・地殻物理学講座第一回生 (1979) 山梨県下部周辺地域の第三系地質, 特に剪断褶曲について. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 4, p. 1-17.
- 東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所 (2009) 2009 年 3 月 5 日 19 時 49 分の地震. (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/fujigawa/090305pic.html>, 2017 年 12 月 10 日参照)
- Tomida, S. (1996) Late Neogene tropical and subtropical molluscan faunas from the South Fossa-Magna region, central Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, no. 23, p. 89-140.
- 土 隆一・鮫島輝彦・岩橋 徹・徳山 明・伊藤通玄・黒田直・藤吉 暁・池谷仙之 (1973) 20 万分の 1 静岡県地質図. 静岡県.
- 土 隆一・黒田 直・狩野謙一・茨木雅子 (1986) 20 万分の 1 静岡県地質図 [改訂版]. 静岡県.
- 土 隆一・黒田 直・狩野謙一・茨木雅子 (2001) 20 万分の 1 静岡県地質図 [2001 年改訂版]. 静岡県.
- 土屋 智 (2000) 第 3 章 地震による大規模崩壊と土砂移動. 中村浩之・土屋 智・井上公夫・石川芳治編, 地震砂防, 古今書院, 東京, p. 28-37.
- つじ よしのぶ (都司嘉宣) (1986) 山梨県南巨摩郡身延町小田船原の善行寺の伝承中に現われる文正元年 12 月 3 日 (1467-1-17) の地震. 歴史地震, no. 2, p. 21-29.
- 都司嘉宣 (2012) 1854 年 11 月安政東海地震・安政南海地震. ほうさい, 内閣府 (防災担当), no. 68, p. 18-19.
- 角田史雄 (1971a) 巨摩山地の褶曲形態—南部フォッサ・マグナにおける褶曲の形成過程について (その 1) —. 地球科学, vol. 25, p. 1-12.
- 角田史雄 (1971b) 褶曲形態を決める要因についての考察—富士川上流域に発達する褶曲を例にして—. 地質学雑誌, vol. 77, p. 317-322.
- Tsunoda, F. (1973) Studies on fold of the Miocene Momonoki Subgroup in the Koma Massif. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C: Geography, Geology and Mineralogy*, vol. 11, p. 261-313.
- 角田史雄 (1987) 南部フォッサ・マグナの褶曲. 月刊地球, vol. 9, p. 338-344.
- 角田史雄 (1988) 巨摩山地—巨摩層群. 日本の地質 [中部地方 I] 編集委員会編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, p. 89-92.
- 角田史雄 (1991) 南部フォッサマグナの隆起過程. 地団研専報: フォッサマグナの隆起過程, no. 38, 39-49.
- 角田史雄・富士川団体研究グループ (1976) 山梨県南部, 常葉地域の地質構造について. 埼玉大学紀要自然科学篇, vol. 12, p. 191-204.
- 角田史雄・市原 靖・井上彰徳・小川 忠・金子昇司 (1977) 山梨県南西部, 新第三系の地質構造について. 埼玉大学紀要自然科学篇, vol. 13, p. 65-92.
- 角田史雄・柴 正博・鈴木好一 (1990) 南部フォッサマグナ地域の浅層地殻の変形過程—特に, 新生代末における富士川谷の非対称背斜の形成過程—. 地質学論集: 堆積盆地と褶曲構造—形成機構とその実験的研究—, no. 34, p. 171-186.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀 (2013) 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 137p.
- 氏家 宏 (1958) 相良・掛川堆積盆地の地質構造. 日本地質学会昭和 33 年総会, 日本新第三系シンポジウム討論会資料, p. 1-7.
- Ujiié, H. (1975) An Early Miocene planktonic foraminiferal fauna from the Megami Formation, Shizuoka Prefecture. *Bulletin of the National Science Museum, Series C (Geology)*, vol. 1, p. 83-92.
- 氏家 宏 (1976) 南部フォッサ・マグナにおける浮遊性有孔虫層序とその意義. 海洋科学, vol. 9, p. 601-606.
- Ujiié, H. and Muraki, K. (1976) Late Neogene Planktonic foraminiferal zones of the Shizukawa Group, west of Mt. Fuji, Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Series C (Geology)*, vol. 2, p. 79-92.
- 打木弘一 (1991) 山梨県早川流域の地形形成過程と斜面崩壊の検討. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨, p. 486.
- 海野芳聖・角田史雄 (1982) 山梨県南西部, 富士川流域に分布する河成段丘の変位と後期更新世以後の造構運動について. 地団研専報, no. 24, p. 235-251.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, 434p.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 東京, 605p.
- 和田信彦 (1976) 静岡県, 安倍川地域の地質について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 581-593.
- 渡部芳夫 (1988) 静岡県中央部倉真・湯日地域の地質—瀬戸川帯の南西延長として—. 地質学雑誌, vol. 94, p. 207-219.
- Watanabe, Y. and Iijima, A. (1983) Miocene Takakusayama seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan.



- Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section II, Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics*, vol. 20, p. 425-441.
- 矢部長克 (1918) 糸魚川静岡地構線. 現代之科学, vol. 6, no. 3, p. 1-4.
- 八木浩司・井口 隆 (2010) 空から見る日本の地すべり地形シリーズ 14 七面山の山体重力変形地形とくさび状陥没. 日本地すべり学会誌, vol. 47, p. 46-47, 口絵-5.
- 八木浩司・清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2001) 地すべり地形分布図「身延」. 防災科学技術研究所研究資料, 第211号, 地すべり地形分布図 第13集「甲府」, 1:50,000.
- Yaguchi, M., Muramatsu, Y., Nagashima, H., Okumura, F. and Yamamuro, M. (2014) Geochemical and isotopic characteristics of the mineral spring and natural spring waters in the Setogawa Group of the western Yamanashi Prefecture, Japan. *Journal of Hot Spring Sciences*, vol. 64, p. 42-52.
- Yajima, T. (1970) The Sanogawa gabbro-diorite complex. *Science Reports of the Saitama University, Series B (Biology and Earth Sciences)*, vol. 5, p. 199-230.
- 矢島敏彦・加藤尚祐 (1980) 南部フォッサマグナ地域, 天子山地南西部の南北性岩脈について. 埼玉大学紀要, 教育学部 (数学・自然科学), vol. 29, p. 35-49.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨・松田武雄・須田芳朗 (1972) 20万分の1地質図幅「豊橋」(第2版). 地質調査所.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒澤正夫 (1990) 20万分の1地質図幅「飯田」(第2版). 地質調査所.
- 山田哲雄・河内洋佑・渡辺暉夫・横田勇治・菅家延征 (1969) 赤石山地の四万十帯, とくに赤石中軸帯. 地質学論集, no. 4, p. 117-122.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵 (1983) 赤石山地北部の四万十帯. 地球科学, vol. 37, p. 329-348.
- 山口恭介 (1986MS) 山梨県中富町周辺に分布する新第三系の地質. 茨城大学理学部地球科学教室卒業論文.
- 山本明彦・志知龍一編 (2004) 日本列島重力アトラス西南日本および中央日本 [CD-ROM付]. 東京大学出版会, 東京, 136p.
- 山本玄珠 (2000) 富士川中流域, 富士川層群身延累層の層序と火山岩類の岩石化学的研究. 東海大学紀要海洋学部, no. 50, p. 115-135.
- 山本玄珠・坂本 泉 (1999) 静岡県高草山累層の火山層序. 東海大学紀要海洋学部, no. 47, p. 159-178.
- 山本玄珠・島津光夫 (1994) 静岡県, 高草山地域のアルカリ岩類の地球化学的研究. 岩鉱, vol. 89, p. 245-258.
- 山本玄珠・島津光夫 (1998) 南部フォッサマグナの西八代層群の火山岩の岩石化学. 地球科学, no. 52, p. 171-187.
- 山本玄珠・坂本 泉・杉山満利 (1999) 南部フォッサマグナの西八代層群および竜爪層群の玄武岩類に含まれる輝石について. 東海大学紀要海洋学部, no. 48, p. 95-108.
- 山本玄珠・高野聖之・金 容義 (2003) 竜爪層群真富士山累層の火山岩の岩石学的特徴. 「海—自然と文化」東海大学紀要海洋学部, vol. 1, p. 59-69.
- 山本玄珠・興水達司・青木智彦 (2008) 富士山の基盤としての西八代層群の火山岩類の岩石化学. 富士山研究, vol. 2, p. 1-13.
- 山梨県 (2017) 山梨県土砂災害警戒区域等マップ (<http://www.sabomap.jp/yamanashi/>, 2017年12月10日参照)
- 山梨県厚生部医療課 (1979) 山梨県の温泉. 65p.
- 山梨県農務部農村整備課 (1989) 土地分類基本調査「身延・赤石岳」. 土地分類基本調査, 1:50,000, 41p., 4 sheets.
- 山梨県農務部農村整備課 (1993) 土地分類基本調査「大河原・鮎沢」. 土地分類基本調査, 1:50,000, 46p., 4 sheets.
- 山梨県砂防誌編集委員会編 (1997) 山梨県砂防誌. 山梨県土木部砂防課, 434p.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会編 (1970) 山梨県地質誌 10万分の1山梨県地質図説明書. 240p.
- 山梨県・山梨県応用地質調査委員会編 (1974) 山梨県応用地質誌. 山梨県, 223p.
- 山梨県・山梨県応用地質調査委員会編 (1975a) 山梨県の地すべり. 山梨県, 52p.
- 山梨県・山梨県応用地質調査委員会編 (1975b) 山梨県の山砂利. 山梨県, 82p.
- 山梨県・山梨県水質資源調査委員会 (1978) 山梨県の地下水資源—境南地区—. 38p.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 43, p. 603-657.
- 矢崎清貫・影山邦夫・狛 武 (1981) 山梨県早川町における四万十帯の天然ガス徴候地について. 地質調査所月報, vol. 32, p. 259-274.



付図1 犬居層群及び白根層群の化学分析用玄武岩試料採取地点  
 国土地理院発行20万分の1地勢図「甲府」及び「静岡」を使用。  
 各試料採取地点の緯度・経度(世界測地系)は、以下に示す。  
 In1: 北緯35°29'24", 東経138°15'04", In2: 北緯35°20'46", 東経138°16'35",  
 In3: 北緯35°17'05", 東経138°15'34", Sh1: 北緯35°29'59", 東経138°11'13",  
 Sh2: 北緯35°29'53", 東経138°11'38", Sh3: 北緯35°27'12", 東経138°11'12".  
 杉山・松田(2014)の付図Aを転載。





付図2 年代測定，浮遊性有孔虫化石採取及び露頭写真撮影露頭地点  
 (A) 身延図幅地域西部 (B) 身延図幅地域東部  
 背景の地形図は北海道地図株式会社 GISMAP(R) 5000R+ を使用。





付図2 続き.

## Geology of the Minobu District

By

Masanori OZAKI\* and Yuichi SUGIYAMA\*\*

(Written in 2017)

### (ABSTRACT)

The Minobu District, a quadrangle of latitude 35°20'11.7"–35°30'11.6" N and longitude 138°14'48.9–138°29'48.8" E (ITRF), is located on the northwest of Suruga Bay where the Philippine Sea plate is subducting beneath Honshu Arc (Southwest Japan Arc). The district lies in the foreland of the Akaishi Mountains and east of Fuji San, and mostly consists of mountains ranging in altitude from 300 to 2,600 meters (Fig. 1).

The Minobu District is situated geologically at the intersection of the Outer Zone of Southwest Japan and the South Fossa Magna. The Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line, the western border fault of the Fossa Magna, traverses the central part of the quadrangle from north to south (Fig. 1). The Outer Zone of Southwest Japan in the Akaishi Mountains is divided, from inner (west) to outer (east) side, into the Sanbagawa, Chichibu and Shimanto Belts. The last belt is subdivided into the Shimanto Belt (main part) and the outermost Setogawa Belt. The Minobu Quadrangle covers an easternmost part of the Shimanto Belt (main part), northern Setogawa Belt and western part of the South Fossa Magna. The geology of the Minobu District is summarized in Fig. 2.

### CRETACEOUS AND PALEOGENE IN THE SHIMANTO BELT (MAIN PART)

The strata of the Shimanto Belt (main part) in the Akaishi Mountains are divided tectonostratigraphically into five groups: the Akaishi, Shirane, Sumatagawa, Inui and Mikura Groups from north to south (Figs. 1 and 2). These five groups are in fault contact with each other and are considered to be an accretionary complex, or trench and slope basin deposits formed in the period ranging from the latest Early Cretaceous to Oligocene. Among the five groups, the Shirane, Sumatagawa and Inui Groups are exposed in the Minobu District (Fig. 3). The Shirane and Sumatagawa Groups are exposed at the northwestern end of the quadrangle. The Inui Group is exposed in the western side of the quadrangle.

The Shirane Group is mainly composed of alternating beds of sandstone and shale, and shale with thin beds of felsic tuffs, is accompanied by chaotic sedimentary deposits containing blocks of basalt, chert, limestone considered as a *mélange* or *olistostrome*. The group in the district consists of shale with felsic tuff, however basalt does not exist. The Shirane Group near the Tashiro Dam including the Minobu District, strikes N10 to 20° E and dips 50 to 60°E. Chert and clastic rocks of the Shirane Group yields latest Jurassic to early Late Cretaceous and latest Early Cretaceous to Late Cretaceous radiolarian fossils, respectively.

The Sumatagawa Group consists mainly of interbeds of sandstone and shale of turbidite origin, with thick beds of sandstone and shale, and is interpreted as coherent sequence deposited on trench to trench-slope basins. The group in this quadrangle strikes N–S and dips 65 to 80° E. The Sumatagawa Group is assigned to Late Cretaceous on the basis of radiolarian fossils.

The Inui Group consists mainly of slate and alternating beds of sandstone and slate which were dismembered to various extents. Basalt blocks several tens of meters in breadth are contained in severely disrupted formations. The Inui Group in this quadrangle strikes N–S and dips 60 to 80° W. However, there is a possibility that overturned folds and imbricate structures have developed in the group. The group yields radiolarian fossils indicating latest Cretaceous to earliest Paleocene (?) age.

---

\* Research Institute of Geology and Geoinformation

\*\* Honorary researcher of AIST



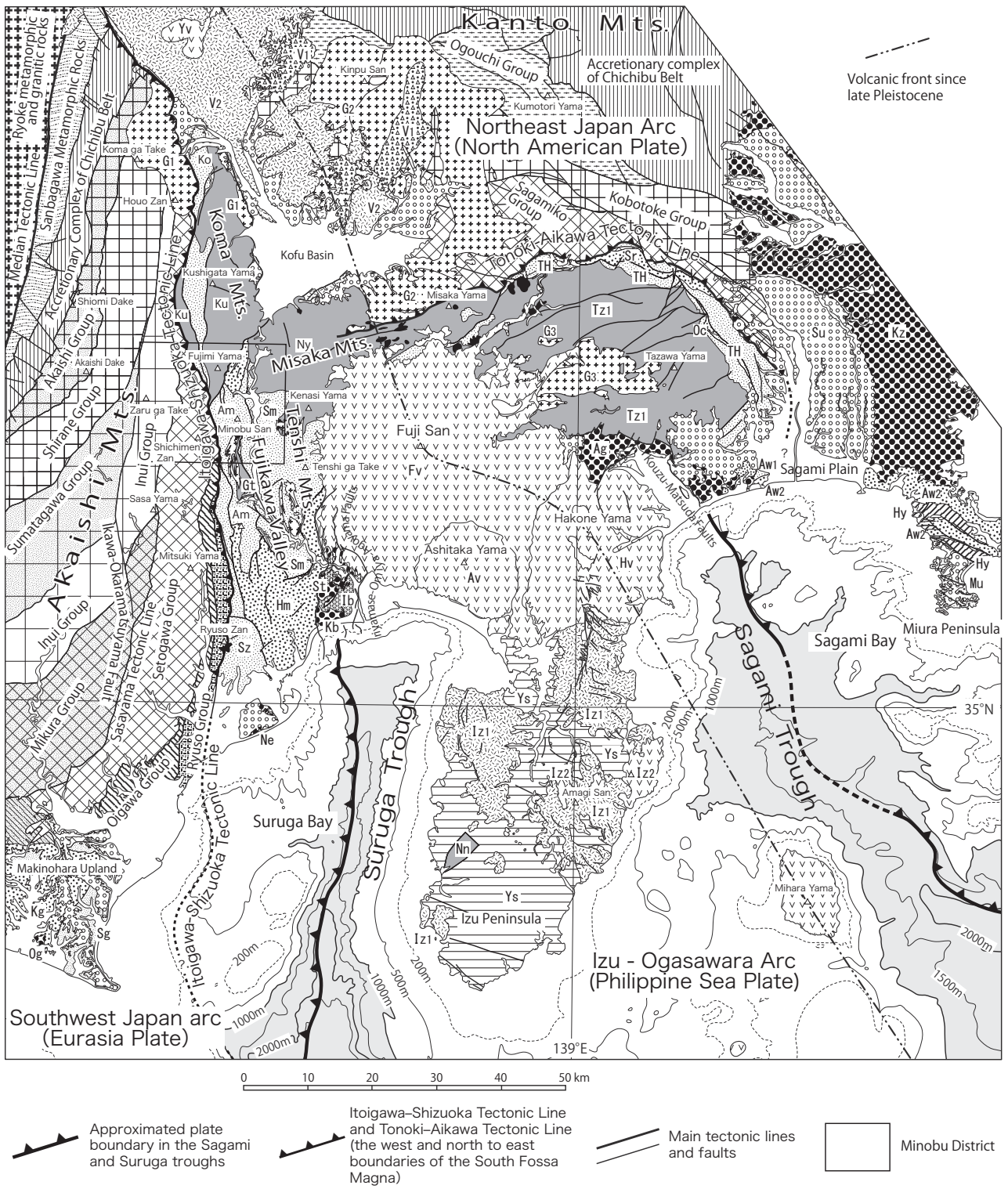


Fig. 1 Geological map in the Minobu District and its vicinity  
 See Fig. 2 for the symbols such as Sm and Am.



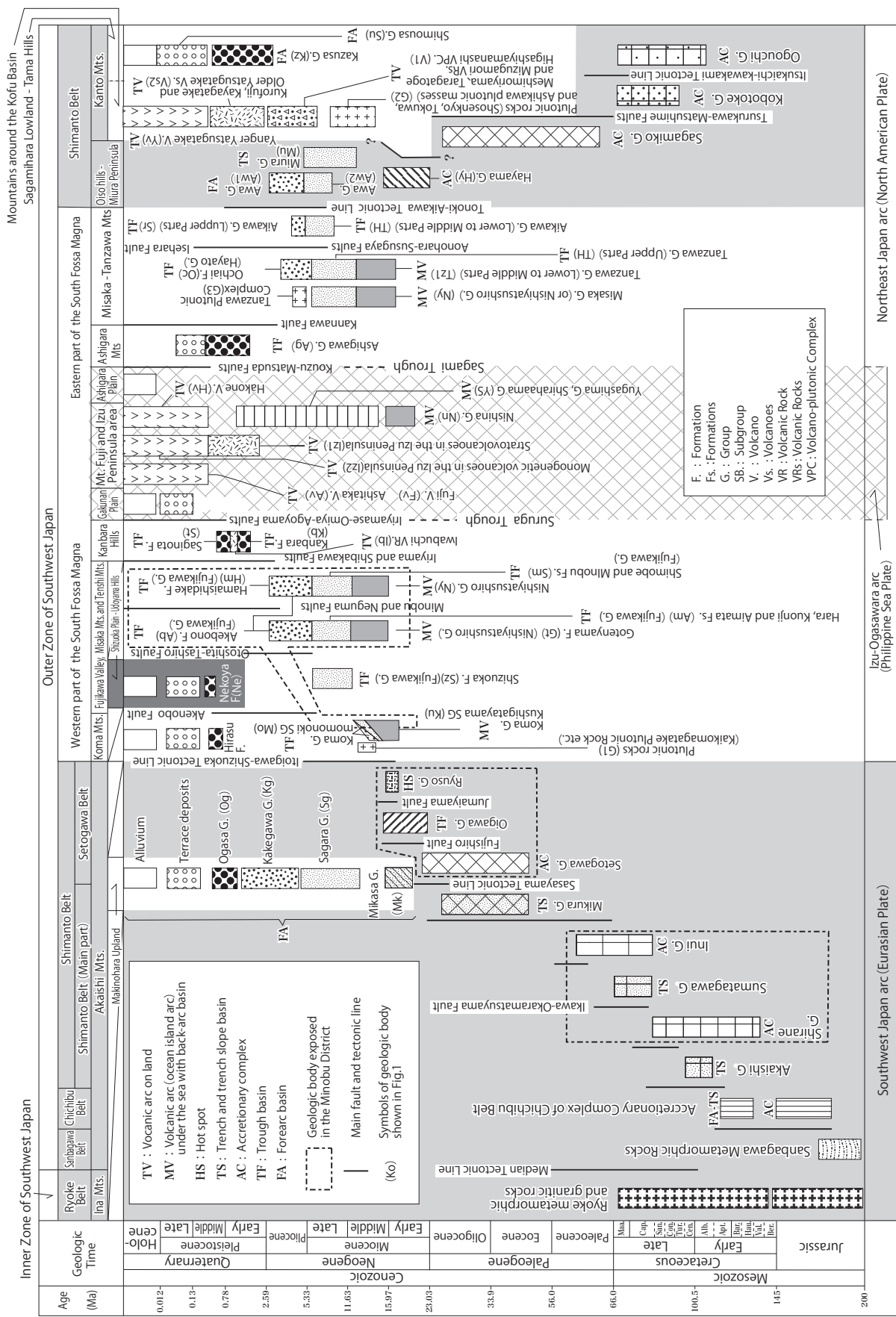


Fig. 2 Summary of the geology in the Minobu District and its vicinity

## PALEOGENE AND NEOGENE IN THE SETOGAWA BELT

The Setogawa Belt is bounded by the Sasayama Tectonic Line on the west and by the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line on the east, respectively (Figs. 1 and 2). The belt is divided into three subbelts, i.e., the Setogawa, Oigawa and Ryuso Subbelts by the Fujishiro and Jumaiyama Faults, diverging from the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line. These subbelts comprise the Setogawa, Oigawa and Ryuso Groups, respectively. The Setogawa Group is an Early Miocene accretionary complex composed of Paleogene pelagic sediments of oceanic plate origin and overlying Early Miocene trench-fill deposits. The Oigawa and Ryuso Groups are trench-fill deposits and volcanic complex, respectively, in the Early Miocene to early Middle Miocene.

The Setogawa Group in the district (Fig. 3), strike N–E to NNE–SSW in the south area and N–E to NNW–SSE in the north area, and dip westward and eastward at 60 to 90°. The rocks in the western part of the Setogawa Subbelt are folded into an N–S trending syncline (Amehatagawa Syncline) to expand almost parallel to the Sasayama Tectonic Line. The Setogawa Group in the eastern limb of the Amehatagawa Syncline are composed mainly of sandstone, alternating beds of sandstone and slate, and slate. It is accompanied by blocky basalt but distribution of limestone and chart has not been confirmed. The group in the western limb of the syncline comprises mainly of slate and phyllite, underlain conformably by basalt lava and hyaloclastite distributed along the Sasayama Tectonic Line. In addition, serpentinite, gabbro, dolerite, granodiorite, and fine-grained diorite intrude into the group with an N–S trend. Limestone, chert and mudstone of the Setogawa Group yield radiolarian fossils, planktonic foraminifers and calcareous nannofossils indicating Eocene to Early Oligocene, Oligocene and Early Miocene age, respectively.

The Oigawa and Ryuso Group is exposed in the N–S trending Jumaiyama Mountains and consists of mudstone, alternating beds of sandstone and mudstone, and terrigenous sandstone. In the Minobu District, the northern end of the Oigawa Group is distributed on the west side of the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line, and sandstone and shale are recognized (Fig. 3). The group yields Oligocene to Early Miocene planktonic foraminifers and Early Miocene radiolarian fossils in the south of the Minobu District. Oligocene foraminifers are believed to be secondary fossils derived from the Setogawa Group.

The Ryuso Group is mainly distributed in the Jumaiyama Mountains on the west of the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line, and consists of lavas and pyroclastic rocks of rhyolite and dacite, associated with intrusive bodies of dacite,

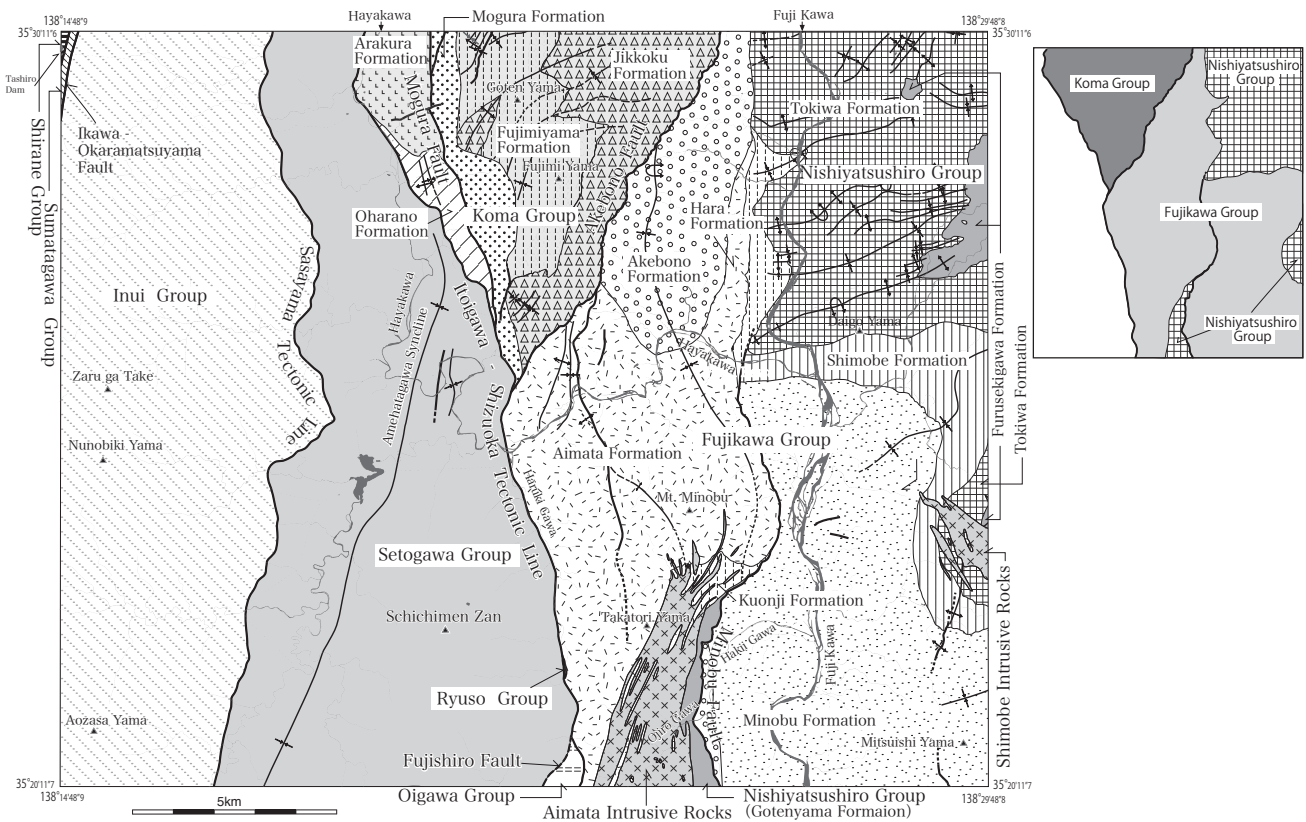


Fig. 3 Geological map in the Minobu District

andesite, micrographic granite and dolerite. However, the Ryuso Group in the Minobu District, is distributed only narrowly along the west of the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line near the upstream of Haruki Gawa, and consists of lavas and pyroclastic rocks of rhyolite. Foraminiferal and radiolarian assemblages indicating the latest Early Miocene to early Middle Miocene are obtained from a mudstone intercalation in rhyolite in the south of Minobu District.

## NEOGENE IN THE SOUTH FOSSA MAGNA

The eastern part of the Minobu District in the South Fossa Magna, contains the southern part of the Koma Mountains, the northern part of the Fujikawa Valley, the western part of the Misaka Mountains and the northwestern part of the Tenshi Mountains (Figs. 1 and 2). There exists two N-S to NNE–SSW-striking and west-dipping reverse faults called the Akebono Fault and the Minobu Fault, parallel or subparallel to the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line (Figs. 3 and 4). The Akebono Fault forms the boundary between the Koma Mountains and Fujikawa Valley. The Minobu Fault divides the Fujikawa Valley into east and west. A thick sedimentary pile of latest Early Miocene to Pliocene age in this district, is divided, based on lithological characteristics, into the Koma, Nishiyatsushiro and Fujikawa Groups.

The Koma Group occupies the Koma Mountains and is divided into the lower Kushigatayama Subgroup and upper Momonoki Subgroup. In the Minobu District, the Koma Group is distributed in the southern part of the Koma Mountains sandwiched between the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line and the Akebono Fault. The Momonoki Subgroup in the district unconformably overlies the Kushigatayama Subgroup. The Kushigatayama Subgroup which is subdivided into the Jikkoku, Fujimiyama and Arakura Formations, consists mainly of andesite to basalt lava and volcanoclastic rocks formed by submarine volcanism. The Momonoki Subgroups which is subdivided into the Mogura and Oharano Formations, is composed mainly of mudstone, sandstone and conglomerate of submarine fan origin, with andesite to basalt volcanoclastic rocks by submarine volcanism. The group is assigned to latest Early Miocene to Middle Miocene age based on foraminifers and calcareous nannofossils.

The Nishiyatsushiro Group consists of the lower Furusekigawa Formation and upper Tokiwa Formation in the Misaka and Tenshi Mountains, and the Gotenyama Formation distributed along the western margin of the Minobu Fault in the Fujikawa Valley. The Furusekigawa Formation is mainly composed of basalt lava and volcanoclastic rocks of submarine volcano origin. The Tokiwa Formation have mainly pelagic mudstone, submarine dacite volcanoclastic rocks, and submarine basalt to andesite lava and volcanoclastic rocks. The Gotenyama Formation is composed of the lower part of submarine basalt lava and volcanoclastic rocks and upper pelagic mudstone. The group is characterized by the ENE–WSW-striking folds such as the Tokiwa Anticline and Shimobe Syncline, formed during the early Late Miocene concurrently with the deposition of the lower Fujikawa Group. Foraminifers indicating Middle Miocene age are obtained from pelagic mudstone of the Tokiwa and upper Gotenyama Formations.

The Fujikawa Group constitutes trench-fill deposits with submarine volcanic rocks, and conformably (or partly unconformably) overlies the Nishiyatsushiro Group. The group is divided into the Shimobe, Minobu and Akebono Formations on the east side of the Minobu Fault, and the Hara, Kuonji, Aimata and Akebono Formations on the west side of the fault, in ascending order. The Shimobe Formation is composed of interbedded sandstone, mudstone, volcanic breccia and volcanic conglomerate of turbidite origin. The Minobu Formation consists of mudstone, interbedded sandstone and mudstone, conglomerate and andesite volcanoclastic rocks and lava. The Hara and Kuonji Formations characterized by pelagic mudstone, is the contemporaneous heterotopic facies of the Shimobe Formation and the lower part of the Minobu Formation. The Aimata Formation is composed chiefly of andesite pyroclastic rocks (mainly tuff breccia and volcanic breccia) and lava with volcanic conglomerate, sandstone and mudstone. The Minobu and Aimata Formations are in a relationship of contemporaneous heterotopic facies. The Akebono Formation in both sides is characterized by conglomeratic sequences in the submarine. The geological structure of the group is characterized by the ENE–WSW-striking folds as Minobu Syncline, the NNW–SSE-striking folds such as the Akebono Syncline, and N–S- to NNW–SSE-trending reverse faults such as the Minobu Fault and Akebono Fault. The group is assigned to the Late Miocene to Pliocene based on foraminifers and calcareous nannofossils.

Fine-grained diorite and andesite intrude the Nishiyatsushiro Group and the lower to middle part of the Fujikawa Group. Major intrusive bodies occur near Aimata and around Shimobe, close to the south and east edges of the quadrangle, respectively. The ages of both bodies are estimated to be Late Miocene in age on the basis of K-Ar dating.

## QUATERNARY

The Quaternary system in the Minobu District comprises the terrace deposits and Alluvium.

The terrace deposits are divided into the higher, middle and lower terrace deposits. The higher terrace deposits remain only on the eastern side of the Akebono Fault and called the Hirasu Formation. The formation consists of slope failure debris deposits and is probably Middle Pleistocene in age. The Late Pleistocene fluvial middle and lower terrace deposits are mainly distributed along Fuji Kawa and its tributaries.



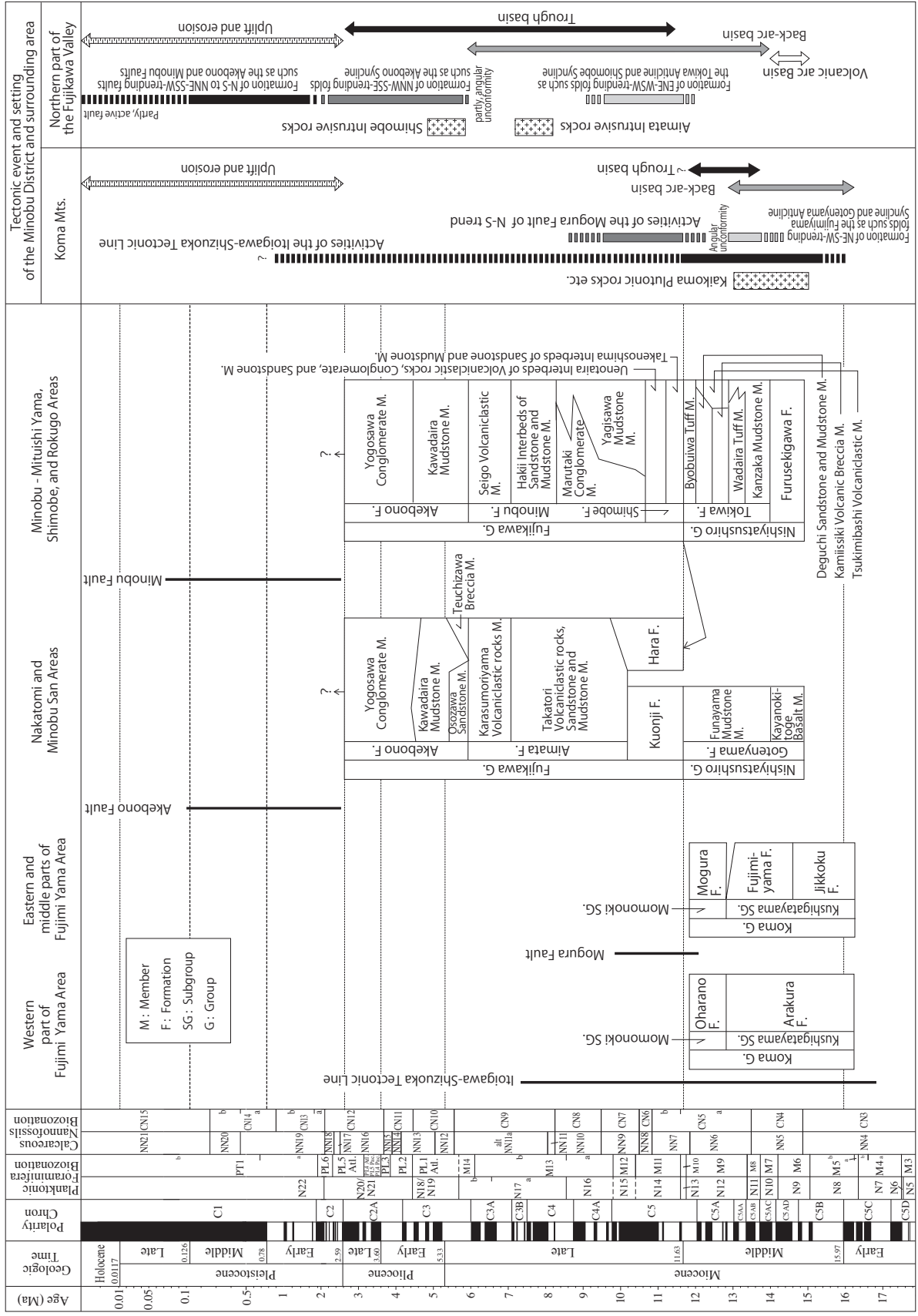


Fig. 4 Summary of the stratigraphy and geological history in the Minobu District and its vicinity. Geologic time scale based on Gradstein *et al.* (2012).

The Alluvium is mainly distributed along Fuji Kawa and its tributaries. They are divided into colluvial, fan, braided river and valley bottom plain, and present river bed deposits.

#### **ACTIVE FAULT, EARTHQUAKE, MASS MOVEMENT AND GRAVITY ANOMALIES**

The Minobu and Akebono Faults are considered to have been active from early Pleistocene time. The former is still active and displaces gravels exposed on the present river beds of Ojiro Gawa in the southernmost part of the district. However, there is no reliable evidence that the latter is active in and after Late Pleistocene.

The Minobu District was severely damaged by the 1707 Hoei Tokai Earthquake and 1854 Ansei Tokai Earthquake. Moderate damage was also caused by an earthquake M 5.9, which occurred in the southern part of the Nanbu District on April 3rd, 1898. Many gigantic slope failures and gravitational deformations, such as collapses at Shichimen Zan, occur in the Inui and Setogawa Groups. The formation and enlargement of them are thought to have been mainly caused by some huge earthquakes. In addition, many small-scale landslides mainly occur in areas where the Nishiyatushiro and Fujikawa Groups are distributed.

Changes in gravity anomalies in the district reflect large geologic structures. An N–S-trending notable low gravity anomaly zone in the eastern part of this quadrangle shows the capacity of the Neogene depositional basin. However, isogal contours in the western part of this quadrangle strike inconsistently with the structural trend of the Setogawa Belt. Displacements of the Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line, Akebono Fault and Minobu Fault (northern part) describe changes of isogal contours.

#### **ECONOMIC GEOLOGY**

Gold deposits in this district such as the Nishinomiya and Oshima Minings are embedded in quartz veins intruding into the Setogawa Group close to the Sasayama Tectonic Line. Gold production volume reached its peak in the 17th century, however, abruptly decreased in the middle of the 18th century and was suspended in the early 20th century. In addition, gypsum deposits (the Mogura Mine) and copper deposits (Daiichi-Myoho Mine) occur in volcanic rocks of the Koma Group and Nishiyatushiro Group, respectively. These mines had been until late 20th century.

There are many mineral springs and hot springs along Fuji Kawa, Hayakawa, Shimobe and Hakii Gawa.

Gravel and sand at the present river bed of Fuji Kawa and Hayakawa are dug and used as aggregate under the administrative control.

執筆分担

第1章 地形	尾崎正紀
第2章 地質概説	尾崎正紀・杉山雄一
第3章 四万十帯主帯に分布する地層・岩体	杉山雄一
第4章 瀬戸川帯に分布する地層・岩体	杉山雄一
第5章 巨摩層群	尾崎正紀
第6章 西八代層群	尾崎正紀
第7章 富士川層群	尾崎正紀
第8章 南部フォッサマグナの貫入岩	尾崎正紀
第9章 第四系	尾崎正紀
第10章 地質構造	尾崎正紀・杉山雄一
第11章 災害地質	尾崎正紀・杉山雄一
第12章 資源地質	尾崎正紀

文献引用例

尾崎正紀・杉山雄一（2018） 身延地域の地質. 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, 169 p.

章単位での引用例

尾崎正紀（2018） 身延地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 産総研地質調査総合センター, p. 1-6.

Bibliographic reference

Ozaki, M. and Sugiyama, Y. (2018) Geology of the Minobu District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 169p. (in Japanese with English abstract, 7p.).

Bibliographic reference of each chapter

Ozaki, M. (2018) Geology of the Minobu District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-6 (in Japanese).

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

身延地域の地質

平成30年9月14日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

---

Geology of the Minobu District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on 14 September, 2018

**Geological Survey of Japan, AIST**

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

---

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd