

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(8)第79号
NI-54-32-9

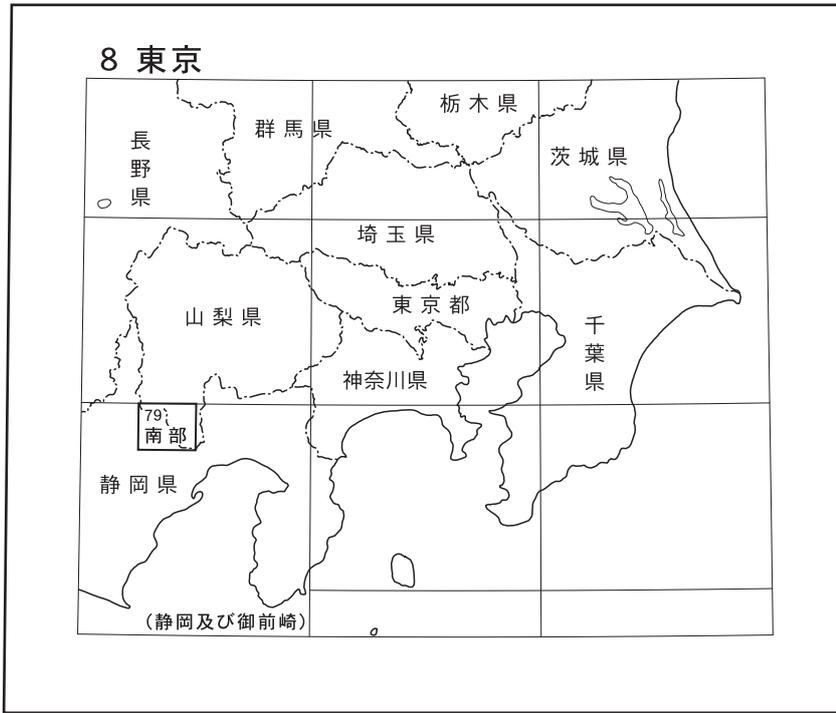
南部地域の地質

杉山雄一・松田時彦

平成26年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

8-68 赤石岳 Akaishi Dake NI-54-31-16 (未刊行, unpublished)	8-69 身延 Minobu NI-54-31-12 (未刊行, unpublished)	8-70 富士山 Fuji San NI-54-31-8 (未刊行, unpublished)
8-78 井川 Ikawa NI-54-32-13 (未刊行, unpublished)	8-79 南部 Nanbu NI-54-32-9 (2014)	8-80 富士宮 Fujinomiya NI-54-32-5 (未刊行, unpublished)
8-88 千頭 Senzu NI-54-32-14 (未刊行, unpublished)	8-89 清水 Shimizu NI-54-32-10 (1990)	8-90 吉原 Yoshiwara NI-54-32-6 (未刊行, unpublished)

沼津 Numazu
1:75,000 (1953)

南部地域の地質

杉山雄一*・松田時彦**

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく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。

「南部」地域の地質図幅の作成は、工業技術院特別研究「地震発生の場とメカニズムに関する研究-Ⅲ. 南関東・東海地域の地震地質の研究」の一環として、平成元年度(1989年度)から平成5年度(1993年度)に実施された調査研究の成果に基づいている。本研究に当たっては、杉山が糸魚川-静岡構造線以西の四万十帯(四万十主帯及び瀬戸川帯)を、松田が同構造線以東の南部フォッサマグナ(富士川谷地域)を担当した。なお、松田による富士川谷地域の研究は、主に昭和28年-36年(1953年-1961年)に実施された東京大学地質学教室における調査研究に基づく。また、上記工業技術院特別研究終了後の平成17年-20年(2005年-2008年)にも、富士川谷地域の補完的な研究を行った。

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行って頂き、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。また、金沢大学の荒井章司教授と地質標本館の下川浩一氏には、瀬戸川帯及び四万十主帯の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。

松田の富士川谷地域の研究に当たっては、東京大学地質学教室(当時)の構造地質学講座及び岩石学講座の方々からご指導を頂いた。現地調査に際しては、富河村(当時)及び南部町の多くの方々、とくに富河村村長(当時)山口政邦氏ご家族及び同村(現南部町)三河屋旅館の方々から暖かいご援助を頂いた。資料の取りまとめに際しては地質調査所(当時)の佐藤興平氏、微古生物学的資料に関しては熊本大学(当時)の尾田太良氏、山形大学(当時)の岡田尚武氏、東北大学(当時)の秋元和実氏にご教示を頂いた。また、東京大学(当時)の重松紀生氏からは現地の未公表資料の提供を受け、静岡大学(当時)の新妻信明氏、京都大学(当時)の徐垣氏、茨城大学の天野一男氏からは有益な議論を頂いた。

以上の方々に厚く御礼申し上げます。

なお、杉山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、野神貴嗣、大和田朗の各技官(当時)が作成した。

(平成25年度稿)

所 属

* 活断層・地震研究センター

** 東京大学名誉教授

Keywords: Geological map of Japan 1:50,000, Nanbu, Late Cretaceous, Paleocene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto Belt, Setogawa Belt, South Fossa Magna, Fujikawa Valley, Inui Group, Mikura Group, Setogawa Group, Oigawa Group, Ryuso Group, Nishiyatsushiro Group, Fujikawa Group

目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	5
2.1 各地質系統の概要	5
2.1.1 四万十主帯構成層	5
2.1.2 瀬戸川帯構成層	5
2.1.3 富士川谷地域の新第三系	7
2.1.4 第四系	7
2.1.5 断 層	8
2.2 地史の概要	8
第3章 四万十主帯	10
3.1 研究史	10
3.2 概 要	10
3.3 犬居層群	13
3.3.1 地層名	13
3.3.2 分布及び岩相	13
3.3.3 玄武岩の化学組成	14
3.3.4 地質構造	14
3.3.5 産出化石と地質年代	14
3.4 三倉層群	16
3.4.1 地層名	16
3.4.2 分布及び岩相	16
3.4.3 地質構造	17
3.4.4 産出化石と地質年代	17
第4章 瀬戸川帯	19
4.1 研究史	19
4.2 概 要	19
4.3 瀬戸川層群	21
4.3.1 地層名	21
4.3.2 分布及び岩相ゾーン	21
4.3.3 地質構造	21
4.3.4 層序及び岩相	25
4.3.5 蛇紋岩及び苦鉄質岩類	27
4.3.6 玄武岩の化学組成	28
4.3.7 産出化石と地質年代	28
4.4 大井川層群	28
4.4.1 地層名	28
4.4.2 分布及び地質構造	30

4. 4. 3	層序及び岩相	30
4. 4. 4	産出化石と地質年代	32
4. 5	竜爪層群	32
4. 5. 1	地層名	32
4. 5. 2	分布及び主要構成岩石	33
4. 5. 3	地質構造	33
4. 5. 4	火山岩及び貫入岩の岩石記載	33
4. 5. 4. 1	火山岩	33
4. 5. 4. 2	貫入岩	34
4. 5. 5	火山岩及び貫入岩の化学組成	35
4. 5. 6	産出化石と地質年代	35
第5章	富士川谷新第三系の研究史と地質の概要	38
5. 1	研究史	38
5. 2	地質の概要	39
第6章	西八代層群	48
6. 1	概要	48
6. 2	御殿山層	48
6. 2. 1	榎の木峠玄武岩部層	48
6. 2. 2	船山泥岩部層	50
6. 3	西乗川層	50
第7章	富士川層群	54
7. 1	概要	54
7. 2	静岡層	54
7. 2. 1	貝伏泥岩部層	54
7. 2. 2	折付砂岩泥岩互層部層	56
7. 2. 3	月夜凝灰岩部層	58
7. 3	相又層	60
7. 3. 1	釜の口泥岩部層	60
7. 3. 2	徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層	62
7. 3. 3	篠井山火砕岩部層	65
7. 4	浜石岳層	68
7. 4. 1	川合野礫岩部層	68
7. 4. 2	奥山泥岩部層	69
7. 4. 3	貫ヶ岳礫岩部層	70
7. 4. 4	石合砂岩泥岩互層部層	71
7. 5	万沢層	73
7. 5. 1	万沢砂岩泥岩互層部層	74
7. 5. 2	町屋泥岩砂岩互層部層	74
7. 5. 3	福土凝灰岩部層	76
7. 6	しもべ層	77

7. 6. 1	戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層	78
7. 6. 2	小内船火砕岩部層	78
7. 7	身延層	80
7. 7. 1	小室沢砂岩泥岩互層部層	81
7. 7. 2	丸滝礫岩部層	81
7. 7. 3	波木井砂岩泥岩互層部層	82
7. 7. 4	内船砂岩泥岩互層部層	83
7. 7. 5	寄畑火砕岩部層	83
7. 7. 6	清子火砕岩部層	85
第8章	富士川谷の貫入岩	86
8. 1	相又岩体	86
8. 2	思親山岩体	86
8. 3	その他の貫入岩	86
第9章	第四系	87
9. 1	岩屑流・土石流堆積物	87
9. 1. 1	崩壊性岩屑堆積物	87
9. 1. 2	大谷崩の崩壊による岩屑流・土石流堆積物	90
9. 2	段丘堆積物及び扇状地堆積物	91
9. 2. 1	高位段丘堆積物	92
9. 2. 2	中位段丘堆積物	92
9. 2. 3	低位段丘堆積物	93
9. 2. 4	扇状地堆積物	94
9. 3	沖積低地の堆積物及び現河床堆積物	95
9. 3. 1	沖積低地の堆積物	95
9. 3. 2	現河床堆積物	95
第10章	地質構造	96
10. 1	概要	96
10. 2	断層	97
10. 2. 1	犬居層群と三倉層群の境界断層	97
10. 2. 2	笹山構造線	97
10. 2. 3	藤代断層	97
10. 2. 4	十枚山断層	101
10. 2. 5	糸魚川-静岡構造線	102
10. 2. 6	地藏峠断層	105
10. 2. 7	音下断層	105
10. 2. 8	田代峠断層	105
10. 2. 9	徳間断層	107
10. 2. 10	中河内断層	108
10. 2. 11	根熊断層	109
10. 2. 12	身延断層	110

10. 2. 13	向平川断層	112
10. 2. 14	八木沢断層	112
10. 2. 15	西乗川断層	112
10. 3	褶曲	112
10. 3. 1	蓬沢向斜	112
10. 3. 2	音下背斜	113
10. 3. 3	成島背斜	113
10. 3. 4	篠井山向斜	113
10. 3. 5	石合向斜	113
10. 3. 6	池ノ山向斜	113
10. 3. 7	内船背斜	114
10. 3. 8	寄畑向斜	114
10. 4	活断層	114
第 11 章	重力異常及び地震活動	116
11. 1	重力異常	116
11. 2	地震	118
11. 2. 1	被害地震	118
11. 2. 2	最近の地震活動	118
第 12 章	応用地質	119
12. 1	金属鉱床	119
12. 2	温泉及び鉱泉	119
12. 3	川砂利及び採石	120
12. 4	地すべり及び斜面崩壊	120
文 献		121
Abstract		130

図・表目次

第 1. 1 図	「南部」地域周辺の地形	2
第 1. 2 図	「南部」地域の埋谷面図（谷幅 500 m）	3
第 1. 3 図	富士川流域の河岸段丘	4
第 1. 4 図	大谷崩の遠景	4
第 2. 1 図	「南部」地域周辺の地質の概要	6
第 2. 2 図	「南部」地域周辺の層序総括図	7
第 3. 1 図	赤石山地の四万十帯の地質概略図	11
第 3. 2 図	赤石山地の四万十帯の構造区分と模式層序	12
第 3. 3 図	犬居層群のスレート劈開の発達する頁岩（Ia）	13
第 3. 4 図	犬居層群の破断した砂岩頁岩互層（Ib）	14
第 3. 5 図	犬居層群の頁岩中に挟まれる玄武岩ブロック（Ig）	15
第 3. 6 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	16

第 3. 7 図	犬居層群及び白根層群産玄武岩の Zr-Zr/Y 図	16
第 3. 8 図	三倉層群の破断した砂岩頁岩互層 (Ma)	17
第 3. 9 図	三倉層群の著しく擾乱された砂岩頁岩互層 (Ma)	18
第 4. 1 図	瀬戸川帯の構造区分と地質の概略	20
第 4. 2 図	瀬戸川帯の構造区分と層序・岩相・年代の概要	20
第 4. 3 図	瀬戸川帯の地質図	22, 23
第 4. 4 図	瀬戸川帯の地質断面図	24
第 4. 5 図	玄武岩と頁岩の接触部に見られる剪断混合ゾーン	25
第 4. 6 図	瀬戸川層群の地質柱状図	25
第 4. 7 図	笹山構造線沿いに分布する玄武岩ハイアロクラスタイトの顕微鏡写真	26
第 4. 8 図	蛇紋岩貫入岩体と頁岩との接触部	27
第 4. 9 図	瀬戸川層群, 竜爪層群等の玄武岩の Zr-Zr/Y 図	30
第 4. 10 図	瀬戸川層群, 竜爪層群等の玄武岩の元素組成による起源判別ダイアグラム	31
第 4. 11 図	大井川層群の地質柱状図	32
第 4. 12 図	竜爪層群の流紋岩溶岩の顕微鏡写真	33
第 4. 13 図	竜爪層群のデイサイト溶岩の顕微鏡写真	34
第 4. 14 図	竜爪層群のデイサイト (貫入岩) の顕微鏡写真	34
第 4. 15 図	大井川層群に貫入する粗粒玄武岩の顕微鏡写真	35
第 4. 16 図	大井川層群に貫入するアルカリ粗粒玄武岩の顕微鏡写真	35
第 4. 17 図	竜爪層群の火山岩・貫入岩の (Na ₂ O + K ₂ O) -SiO ₂ 図	37
第 5. 1 図	富士川谷新第三系地域の地質概略図	40
第 5. 2 図	「南部」地域の富士川谷新第三系地質概略図	41
第 5. 3a 図	「南部」地域の富士川谷新第三系地質図	42
第 5. 3b 図	「南部」地域の富士川谷新第三系地質断面図	43
第 5. 4 図	「南部」地域の富士川谷新第三系とその地質年代	44
第 5. 5 図	「南部」地域の富士川谷新第三系の地質柱状図	45
第 5. 6 図	「南部」地域の富士川谷新第三系地質分布図位置索引図	46
第 6. 1 図	相又川-戸栗川地域のルートマップ	49
第 6. 2 図	薄い白色凝灰岩を挟む御殿山層船山泥岩部層	51
第 6. 3 図	富士川沿岸・東岸地域のルートマップ	52
第 6. 4 図	西乗川地域のルートマップ	53
第 6. 5 図	内船地域のルートマップ	53
第 7. 1 図	福士川上流奥山地域のルートマップ	55
第 7. 2 図	田代峠南, 興津川沿いのルートマップ	56
第 7. 3 図	レンズ状の砂岩を含む貝伏泥岩部層	57
第 7. 4 図	折付互層部層の砂岩泥岩細礫岩の互層	57
第 7. 5 図	折付砂岩泥岩互層部層の砂岩層の底痕	58
第 7. 6 図	白色脈を伴う破碎された月夜凝灰岩部層	59
第 7. 7 図	福士川下流域の地質分布図	61
第 7. 8 図	楮根-御堂-平地地域のルートマップ	62

第 7. 9 図	徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層の凝灰角礫岩	63
第 7. 10 図	向田地域での石合砂岩泥岩互層部層と貫ヶ岳礫岩部層の指交関係を示すルートマップ	64
第 7. 11 図	石合-貫ヶ岳地域のルートマップ	66
第 7. 12 図	南又川-徳間峠付近のルートマップ	67
第 7. 13 図	富士川下流部の地質分布図	71
第 7. 14 図	根熊-大城地域のルートマップ	72
第 7. 15 図	貫ヶ岳礫岩部層	72
第 7. 16 図	富士凝灰岩部層の詳細岩相分布図	74
第 7. 17 図	町屋泥岩砂岩互層部層の泥岩	76
第 7. 18 図	甲斐大島地域のルートマップ	79
第 7. 19 図	小内船火砕岩部層の凝灰角礫岩	80
第 7. 20 図	波木井砂岩泥岩互層部層産の <i>Operculina</i> sp.	82
第 7. 21 図	寄畑-八木沢地域の地質分布図	84
第 7. 22 図	内船砂岩泥岩互層部層の泥岩砂岩互層	85
第 7. 23 図	寄畑火砕岩部層基底部の珪長質凝灰岩	85
第 9. 1 図	「南部」地域東部、富士川流域の第四系分布図	88
第 9. 2 図	月夜の段付近の岩屑堆積物の分布 (a) と地形断面 (b)	89
第 9. 3 図	月夜の段に分布するシルト層と火山灰層	90
第 9. 4 図	上の段の平坦面	90
第 9. 5 図	上の段の岩屑堆積物	91
第 9. 6 図	地すべりによる緩斜面上の集落 (上徳間)	91
第 9. 7 図	安倍川上流域の完新世段丘の分布	92
第 9. 8 図	安倍川上流の河谷横断面形	93
第 9. 9 図	大谷崩の崩壊による土石流堆積物	93
第 10. 1a 図	「南部」地域東部の地質構造 (走向線図)	98
第 10. 1b 図	「南部」地域東部の地質構造 (傾斜分布)	99
第 10. 2 図	笹山構造線の露頭	101
第 10. 3 図	藤代断層の露頭	101
第 10. 4 図	十枚山断層の露頭	102
第 10. 5 図	糸魚川-静岡構造線の断層面と条線のステレオ投影図	103
第 10. 6 図	大城川の糸魚川-静岡構造線	103
第 10. 7 図	戸栗川上流 (湯ノ沢) の糸魚川-静岡構造線	104
第 10. 8 図	戸栗川上流 (ダイゴ沢) の糸魚川-静岡構造線	104
第 10. 9 図	音下背斜と音下断層 (東西断面図)	106
第 10. 10 図	興津川上流の湯野北方における田代峠断層の露頭	106
第 10. 11 図	徳間断層の露頭	107
第 10. 12 図	下村 (徳間) 付近の徳間断層と中河内断層	108
第 10. 13 図	根熊断層の露頭	110
第 10. 14 図	南部町柳島における身延断層	111
第 10. 15 図	身延断層の露頭	111

第 10. 16 図	身延断層の活断層露頭	115
第 11. 1 図	「南部」地域周辺の重力異常	116
第 11. 2 図	「南部」地域周辺の微小地震分布	117
第 11. 3 図	2011 年 5 月 5 日に月夜の段付近で発生した地震の発震機構	118
第 12. 1 図	大谷崩周辺の空中写真	120
第 3. 1 表	犬居層群及び白根層群の玄武岩の化学組成	15
第 4. 1 表	瀬戸川層群及び竜爪層群の玄武岩の化学組成	29
第 4. 2 表	瀬戸川層群及び大井川層群から産出した放射虫化石	32
第 4. 3 表	竜爪層群の火山岩・貫入岩の化学組成	36
第 4. 4 表	竜爪層群から産出した放射虫及び有孔虫化石	37
第 5. 1 表	「南部」地域周辺の富士川谷新第三系層序区分の比較と本報告の層序区分	47
第 7. 1 表	浜石岳層奥山泥岩部層から産出した石灰質ナノ化石	69
第 7. 2 表	万沢層から産出した浮遊性有孔虫化石	73
第 9. 1 表	「南部」地域東部における主な段丘	94
第 9. 2 表	内船地区の扇状地	95
第 10. 1 表	「南部」地域の富士川谷新第三系の主な逆断層とその断層面	100
第 10. 2 表	「南部」地域の富士川谷新第三系の主な褶曲	100
付図 A-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	128
付図 A-2	竜爪層群の化学分析用火山岩・貫入岩試料採取地点	129
Fig. 1	Geological map of the Nanbu District and its vicinity	131
Fig. 2	Geological summary of the Nanbu District	132

第1章 地 形

(杉山雄一・松田時彦)

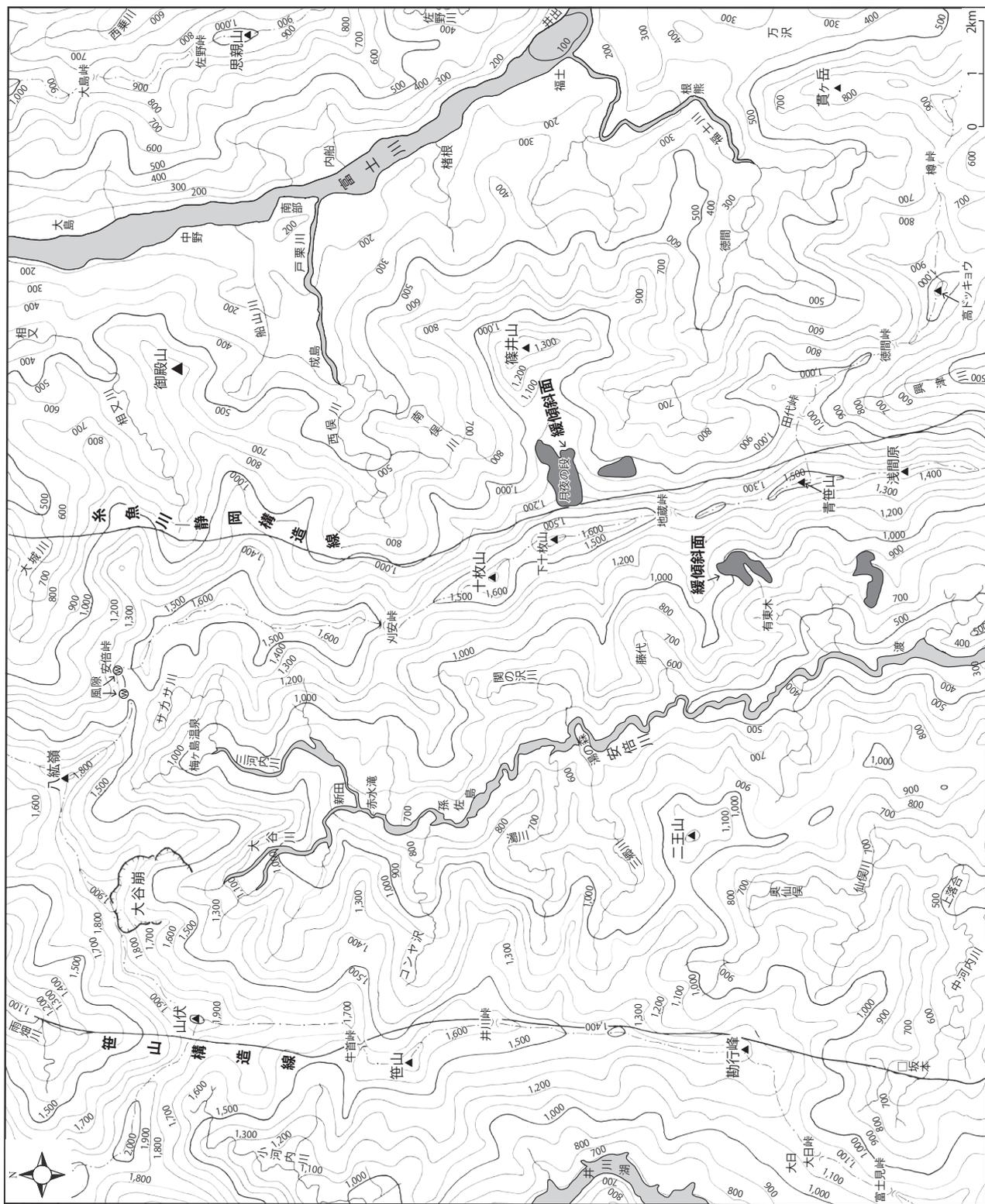
「南部」地域は、国土地理院発行5万分の1地形図「南部」の範囲に当たり、世界測地系の北緯 $35^{\circ} 10' 11.8''$ – $20' 11.7''$ 、東経 $138^{\circ} 14' 48.9''$ – $29' 48.8''$ （日本測地系の北緯 $35^{\circ} 10' -35^{\circ} 20'$ 、東経 $138^{\circ} 15' -138^{\circ} 30'$ ）の範囲を占める。本図幅地域の北東半部は山梨県に属し、南巨摩郡早川町、身延町、南部町（旧富沢町を含む）にまたがる。また、本図幅地域の南西半部は静岡県に含まれ、静岡市葵区と静岡市清水区（旧清水市）にまたがる。「南部」地域は、駿河湾の北西方に位置し、全面積の約3分の1が標高1,000 m以上の山地で占められる（第1.1図）。本地域の北西隅は、北隣「身延」地域西端部に位置する芥ヶ岳（標高2,629 m）や布引山（同2,584 m）などから南へ延びる赤石山脈東支稜の南端部に当たり、標高2,000 m前後の稜線高度をもつ山地からなる。この山地は大井川と早川支流の雨畑川の流域界をなし、稜線は北西から南東に延び、山伏（標高2,014 m）で南と北東の2方向に分岐する（第1.2図）。南に分岐した稜線は、笹山（標高1,763 m）から勘行峰（同1,450 m）へほぼ真南に延び、ここから南西に向きを変えて榛原郡川根本町千頭東方の七ツ峰（同1,533 m）に連続する（第1.1図）。この稜線は大井川と安倍川の流域界をなし、勘行峰付近の大井川に面する西側山腹上部には侵食小起伏面が分布し（須貝, 1990）、牧草地、高原野菜栽培、人工スキー場などに利用されている。一方、山伏から北東に分岐した稜線は、八紘嶺（標高1,918 m）、安倍峠を経て方向を南に転じ、十枚山（同1,732 m）、浅間原を経て静岡北方の竜爪山に連続する。この稜線は安倍川と富士川及び興津川の流域界をなしている。また、八紘嶺では北北東方向に稜線が分岐し、身延西方の七面山（標高1,982 m）に連続する。山伏から八紘嶺及び七面山にかけての稜線は定高性を示し、1,800–2,000 mの標高を示す。稜線高度は八紘嶺の東肩で急激に低下し、安倍峠から浅間原にかけての南北方向の山地（十枚山山地）では1,400–1,700 mとなる。安倍峠とその西方500 mには、安倍川源流のサカサ川が富士川支流の大城川に流域を争奪されたことを示す風隙が存在する。富士川右岸（西岸）の山地は、十枚山山地の南北方向の稜線から御殿山（標高783 m）、篠井山（同1,394 m）、貫ヶ岳（同897 m）などへ延びる東西方向の稜線列で特徴づけられる（第1.2図）。これらの東西方向の山並みをぬって、北から大城川、相又川、戸栗川及び富士川などが東流し、富士川に合流

する。また、本図幅地域の南東隅は、駿河湾に直接注ぐ興津川の流域である（第1.1図）。本地域北東部に位置する富士川左岸（東岸）の山地は、富士山西方の天守山地（天子山地）の前山に当たり、思親山（標高1,031 m）を最高峰とする南北方向の稜線で特徴づけられる。

富士川の河床は標高150–100 mであり、周辺山地との間の高度差が大きく、沖積低地は狭い。富士川沿いの地域は、十枚山山地と天守山地に挟まれた相対的低地であり、構造谷の意味を含めて、原田（1888）はFujikawa-Talと呼び、松田（1961）は「富士川谷」と呼んでいる。

このような「南部」地域の地形は、地質と密接な関係をもっている。山伏から南へ延びる稜線は、瀬戸川帯の西縁を画する笹山構造線に沿っている。また、十枚山山地は、瀬戸川帯と南部フォッサマグナ（富士川谷）との境界をなす糸魚川–静岡構造線（松田, 1961の小淵沢–静岡衝上）に沿っている。このため、本図幅地域西部の大井川流域は四万十主帯（犬居層群及び三倉層群の分布域）、中西部の安倍川流域は瀬戸川帯、東部の富士川流域は南部フォッサマグナ（富士川谷）にそれぞれほぼ対応する。本図幅地域に含まれる大井川の本流は、井川ダム建設に伴って形成された人造湖（井川湖）となっている。安倍川及びその支流のコンヤ沢、三郷川、中河内川などの両岸には切り立った谷壁が発達し、河岸段丘の分布は狭い。富士川本流沿い及び船山川、富士川などの富士川支流沿いには河岸段丘が発達する（第1.3図）。南部町中野付近の富士川右岸には最大幅500 m程度の扇状地性の低位段丘が発達するほか、南部町（旧富沢町）楮根から富士にかけての富士川右岸–富士川下流域には、数段の高位、中位、低位及び沖積段丘が分布する。このほか、十枚山山地東斜面の月夜の段付近や西斜面の有東木付近などには、主に岩屑堆積物からなる緩傾斜面が分布する（第1.2図）。

本図幅地域には、多くの地すべり・崩壊地形が認められる。特に、安倍川の源流域には大谷崩と呼ばれる大規模な崩壊地が存在する（第1.4図）。この崩壊は1707年の宝永地震により発生した可能性が高いと考えられており、崩壊地直下から約7 km下流まで崩壊岩屑が分布する（町田, 1959）。富士川支流の富士川の流域や有東木付近の十枚山山地などには、植生に覆われたやや古い時代の地すべり・崩壊地形（滑落崖など）が多数分布する。



第 1. 2 図 「南部」地域の埋谷面図（谷幅 500 m）
 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「南部」を使用。



第 1. 3 図 富士川流域の河岸段丘（南部町井出付近）
富士川右岸の南部町西行公園から北（左岸の井出）を望む。



第 1. 4 図 大谷崩の遠景
国土交通省中部地方整備局静岡河川事務所提供。2013年3月17日撮影。

第2章 地質概説

(杉山雄一・松田時彦)

「南部」地域は西南日本外帯とフォッサマグナの会合部に位置し、両者の境界をなす糸魚川-静岡構造線が地域中央東寄りを南北に縦走する。糸魚川-静岡構造線以西の本図幅地域中-西部は四万十帯に属する。赤石山地の四万十帯は、本図幅地域西部を南北に縦走する笹山構造線を境として、その西側の四万十主帯と東側の瀬戸川帯に区分される(日本の地質『中部地方I』編集委員会, 1988; 第2.1図)。本研究報告でもこの区分を採用する。四万十主帯には、主として白亜系からなる赤石・白根・寸又川・犬居の4層群と主に古第三系からなる三倉層群が北から南へ帯状に分布する。本図幅地域には、このうち犬居層群と三倉層群が分布する。瀬戸川帯は糸魚川-静岡構造線から分岐する藤代断層と十枚山断層により、西から瀬戸川・大井川・竜爪の3亜帯に細分され、各亜帯にはそれぞれ瀬戸川層群、大井川層群及び竜爪層群が分布する。

糸魚川-静岡構造線(松田, 1961の小淵沢-静岡衝上)以東の南部フォッサマグナ(富士川谷; 松田, 1961)には、中期中新世の西八代層群と後期中新世-鮮新世の富士川層群が分布する。富士川谷の内部にも、糸魚川-静岡構造線と同様に西傾斜の、顕著な逆断層が発達し、それらによって「南部」地域東部は富士川谷西帯・中帯・東帯に分けられる(第2.1図)。富士川谷西帯は糸魚川-静岡構造線と音下断層・田代峠断層の間の地帯、中帯は音下断層・田代峠断層と身延断層・根熊断層とに挟まれた地帯、東帯は身延断層・根熊断層以東の富士川沿岸地域であり、東方の天守山地に続く。

「南部」地域には、これらの白亜系-新第三系のほかに、主に崩壊性岩屑堆積物からなる更新-完新統、安倍川・富士川などの河岸段丘や段丘化した扇状地を構成する更新統、沖積低地を埋積する完新統が分布する。本図幅地域の地質総括図を第2.2図に示す。

なお、「南部」地域の既往の地質図としては、土地分類基本調査による5万分の1表層地質図(静岡県, 1991; 山梨県, 1990)がある。また、本図幅地域を含む広域地質図としては、地質調査所の20万分の1地質図幅「静岡・御前崎」(広川ほか, 1976)、地質調査総合センターの20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎(第2版)」(杉山ほか, 2010)、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)、山梨県の10万分の1地質図(山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970)及び西宮・木下(1991)による20万分の1山梨県防災地質図などがある。

2.1 各地質系統の概要

2.1.1 四万十主帯構成層

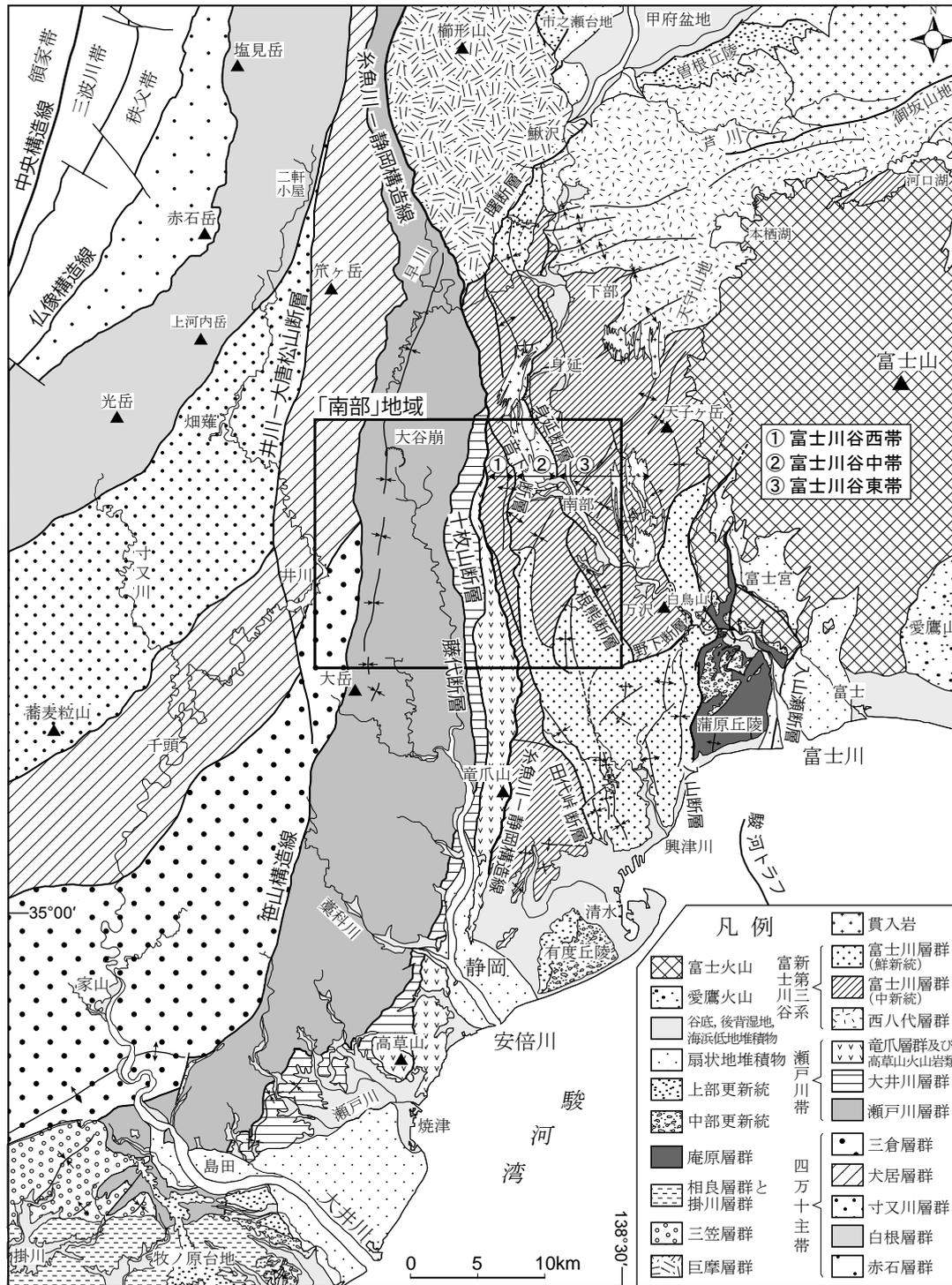
犬居層群は本図幅地域北西隅の小河内川流域-雨畑川上流の急峻な山岳地域に分布する。本層群は、破断した砂岩頁岩互層とスレート劈開の発達する頁岩を主体とし、破断した互層中には玄武岩のブロックが含まれる。本図幅地域の犬居層群は北東-南西の一般走向を示し、大部分の地域で北西に50-80°傾斜する。本層群からは白亜紀末-暁新世(?)の放散虫化石が報告されている。

三倉層群は本図幅地域南西隅の井川湖東岸山地に分布する。北側の犬居層群とは北東-南西方向の断層で接する。本層群は砂岩頁岩互層、同互層起源の乱雑層と緑色及び黒色頁岩からなる。本図幅地域の三倉層群は北東-南西の一般走向をもち、大部分の地域で北西に45-70°程度傾斜する。三倉層群は始新世-前期漸新世の底生有孔虫、放散虫及び貝を産出する。本図幅地域南西方の「家山」地域では、三倉層群とされる地層から中新世の放散虫化石も報告されている(渡部, 1988)が、この化石を産出した地層の帰属、周辺の三倉層群との関係については再検討の余地がある。

2.1.2 瀬戸川帯構成層

瀬戸川層群は本図幅地域中西部の安倍川流域に広く分布する。本層群はスレート質頁岩、砂岩頁岩互層、砂岩などからなり、安倍川沿いにはブロック状及びスラブ状の玄武岩及び石灰岩-チャート層が分布する。また、笹山構造線沿いには、玄武岩ハイアロクラスタイトや凝灰質頁岩が分布し、蛇紋岩が南北に分布する。本図幅地域の瀬戸川層群はN0-20°Eの南北に近い一般走向をもち、大部分の地域で西に60-85°傾斜する。安倍川西岸に分布するスラブ状の玄武岩-石灰岩-チャート層は、その上位(西側)の碎屑岩層と共に、安倍川本流沿いの砂岩を主とする碎屑岩層に衝上し、西に傾斜する覆瓦構造を形成する。また、笹山構造線沿いの碎屑岩層には、南北方向の向斜構造(蓬沢向斜)が発達する。瀬戸川層群の石灰岩は始新世-漸新世の放散虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノ化石を産する。また、チャートと頁岩は、それぞれ漸新世と中期中新世の放散虫化石を産する。

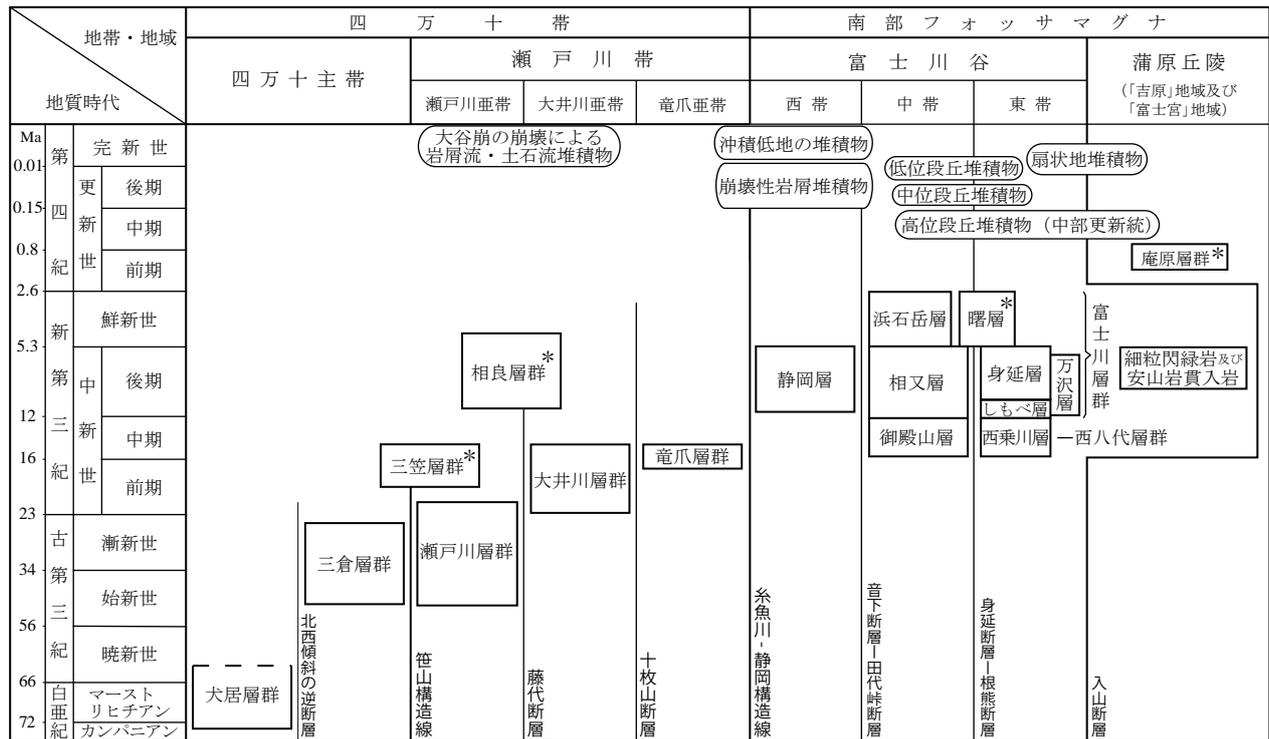
大井川層群は本図幅地域中部の十枚山山地に分布する。本層群は、一部凝灰質の頁岩、砂岩頁岩互層及び砂岩からなる。本図幅地域の大井川層群はほぼ南北の一般



第2.1図 「南部」地域周辺の地質の概要
尾崎ほか（2002）及び杉山ほか（2010）による。

走向をもち、東または西へ70-90°傾斜する。大井川層群からは、漸新世から中中新世初期にわたる浮遊性有孔虫化石と中新世の放射虫化石が産出する。このうち、漸新世の有孔虫は瀬戸川層群に由来する二次化石と考えられている。

竜爪層群は大井川層群の東側に糸魚川-静岡構造線に沿って南北に細長く分布する。「南部」地域の本層群は、主として流紋岩とデイサイトからなり、デイサイトや粗粒玄武岩などの貫入岩を伴う。本層群の地質構造の詳細は不明であるが、図幅地域南部では北西-南東走向で南



第2.2図 「南部」地域周辺の層序総括図

各地層の分布は第2.1図を参照。*を付した地層は「南部」地域には分布しない。「沖積低地の堆積物」、「扇状地堆積物」、「低位段丘堆積物」、「中位段丘堆積物」、「高位段丘堆積物」及び「崩壊性岩屑堆積物」は層位・時代を示す。これらの堆積物の分布については第9章を参照。地質時代(紀・世・期)の境界の年代(Ma)は、Gradstein *et al.* (2012)による。

西に傾斜し、中-北部に分布する貫入岩は南北に伸長する。竜爪層群からは、前期中新世末-中期中新世初期の浮遊性有孔虫及び放散虫の化石が産出する。

2.1.3 富士川谷地域の新第三系

西八代層群は、「南部」地域内では主に富士川谷中帯の御殿山付近に御殿山層が分布し、東帯の思親山北方の背斜構造(内船背斜)の軸部に沿ってもわずかに西乗川層が分布する。本層群は遠洋性の泥岩と海底噴出の玄武岩-安山岩及びデイサイトの溶岩・火砕岩からなる。西八代層群からは、中期中新世の浮遊性有孔虫化石や石灰質ナンノ化石を産する。

富士川層群は富士川谷に広く分布する。「南部」地域の富士川谷西帯は静岡層によって占められ、中帯では西八代層群の上位に、相又層と浜石岳層が順次重なり、東帯にはしもべ層、万沢層、身延層が分布する。これら各層を含む富士川層群は、主に先新第三系に由来する碎屑物と海底火山起源の火砕岩からなる。碎屑物は主にタービダイト性の砂岩泥岩互層であり、上部には礫岩層が多い。火砕岩は主に海底土石流性の凝灰岩・凝灰角礫岩であるが、一部に本質スコリアや火山弾を含む集塊岩がある。これらの堆積物は中新世末期の安山岩や閃緑岩などに貫入されている。富士川層群からは後期中新世から鮮

新世の浮遊性有孔虫化石や石灰質ナンノ化石などが報告されている。

2.1.4 第四系

「南部」地域に分布する第四系は、山地の崩壊によって堆積した岩屑を主体とする堆積物(本報告では崩壊性岩屑堆積物と呼ぶ)と河川により形成された堆積物に大別される。

崩壊性岩屑堆積物は、十枚山山地東斜面の月夜の段と上の段、富士川流域の上徳間、十枚山山地西斜面の有東木などに分布し、主に竜爪層群の流紋岩やデイサイトの岩塊・岩屑・巨礫からなる。堆積年代は後期更新世から完新世と推定される。また、安倍川の最上流部には、1707年の宝永地震との関連が指摘されている大谷崩の崩壊により形成された岩屑流・土石流堆積物が分布する。

河川成の堆積物は主に富士川流域に分布し、本研究報告では、段丘堆積物、扇状地堆積物、沖積低地の堆積物、及び現河床堆積物に区分した。このうち、段丘堆積物は、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に細分した。高位段丘堆積物は図幅地域東端、富士川左岸の八木沢付近などに分布する。中位段丘堆積物は主に富士付近に分布し、低位段丘堆積物と扇状地堆積物は中野-南部付近、内船付近などに分布する。沖積低地

の堆積物は、富士川本流と福士川、戸栗川などの各支流の谷底低地に分布するほか、安倍川や興津川などの谷底低地に分布する。富士川とその支流には現河床からの比高が5-7m程度の沖積段丘が発達するが、本研究報告ではこれらの沖積段丘を構成する堆積物も沖積低地の堆積物に含めた。現河床堆積物は、川幅が概ね50 mを超える河川・区間（富士川本流、福士川下流部など）に限り、その分布を示した。

2. 1. 5 断層

本図幅地域には糸魚川-静岡構造線、笹山構造線、身延断層などの大規模な断層が10条あまり存在する。これらの断層の多くは、断層の西側が相対的に隆起しており、十枚山断層の一部を除いて、断層面が西に傾斜する逆断層である。十枚山断層は、本図幅地域南部では東に傾斜する断層面をもつ。これらの断層のうち、身延断層は北隣「身延」地域南部で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。しかし、「南部」地域では、身延断層も含めて、これらの断層が後期更新世以降に活動したことを示す地質学的な証拠は得られていない。

2. 2 地史の概要

本研究の結果を総括すると、本図幅地域周辺の地史は次のように要約される。

白亜紀末-古第三紀初頭：犬居層群の堆積

当時のアジア大陸（ユーラシアプレート）東縁の海溝域にタービダイトや泥が堆積した。これらの堆積物は、海洋プレートの沈み込みに伴って陸側に付加され、犬居層群が形成された。Kano *et al.* (1991)及び狩野ほか(1991)は、犬居層群の非対称変形組織から、当時の沈み込みは海溝軸に沿う左横ずれ成分を伴う斜め沈み込みであったとしている。犬居層群に含まれる玄武岩は、断層または剪断ゾーンを介して周囲の碎屑岩と接し、3. 3. 3で述べるように、中央海嶺玄武岩（MORB）の化学組成をもつ。したがって、これらの玄武岩は海洋プレートに起源をもち、付加の過程で構造的に碎屑岩中に取り込まれたものと推定される。

始新世-漸新世：三倉層群の堆積

このような犬居層群の形成後、始新世-漸新世には、再びアジア大陸東縁の海溝域に深海泥やタービダイトが厚く堆積し、三倉層群が形成された。三倉層群は九州の日向層群などと同時代の堆積物であり、犬居層群と同様に海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加コンプレックスと考えられる。しかし、三倉層群には海洋プレート起源の物質（玄武岩・石灰岩・チャートなど）は全く含まれていない。また、大井川本流域では半波長2-3kmの長波長の褶曲構造が発達し、地層の変形は犬居

層群に比べて弱い。これらのことから、三倉層群は犬居層群に比べて、より浅い深度で付加された堆積物と推定される。

分布域南部の三倉層群上部は浅海性の貝化石や植物化石を産し、大礫-巨礫層を挟む砂岩や泥岩を伴う。したがって、三倉層群には前弧海盆-浅海域の堆積物が含まれる可能性がある。また、本層群からは中新世の放射虫化石が報告されており（渡部, 1988）、その堆積年代は中新世に及ぶ可能性があり、今後の検討課題である。

始新世-前期中新世初頭：瀬戸川層群の堆積

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当たる漸新世後期-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堆積

瀬戸川層群は付加後急速に隆起し、19-18 Ma頃には付加体北縁部に形成された前弧海盆の堆積物（三笠層群）に不整合に覆われた。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、陸源碎屑物が瀬戸川層群起源の異地性岩塊と共に堆積し、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。

中期中新世前葉：四万十帯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、日本海の拡大に伴う西南日本と伊豆-小笠原弧との衝突により、赤石山地の四万十帯が反時計回りに回転した。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。さらに笹山構造線に隣接する瀬戸川帯西

縁では、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：西八代層群の堆積

一方、四万十帯の遙か沖合の海域では、中期中新世の15-12 Ma 頃、西八代層群の遠洋性の泥岩が堆積していた。その海底には大量のソレイト質玄武岩の噴出があり、ところによりデイサイトマグマの海底噴出も伴った。その海底は伊豆-小笠原弧の一部として北上して本州弧に近づき、12 Ma 頃には本州に付加した。堆積物にはサンゴや暖海性の大型有孔虫を産し、主として暖流が支配する環境下にあったが、その堆積後期の一時期には、本州北部にだけ知られている浮遊性有孔虫や二枚貝を産するので、やや寒冷な海流の影響もあった。

後期中新世：富士川層群下部・中部の堆積

中期中新世の終わり頃（12 Ma 頃）、関東山地などから大量の陸源碎屑物がタービダイトとして運び込まれ、富士川層群（しもべ層）の堆積が始まった。火成活動は主にカルクアルカリ質の安山岩マグマの活動に変わり、後期中新世に顕著になった。その火砕岩類（相又層など）は厚さ5,000 mを超えた。しかし、その堆積場（富士川谷）はなお深海であった。中新世末期には、その堆積物を貫いて、細粒閃緑岩などの貫入があった。

後期中新世には、富士川谷北東部から御坂山地にかけて、東西性の褶曲構造（「南部」地域では北東-南西方

向の褶曲構造；大塚（1952）の“大井川褶曲”）が成長した。それに伴って、御坂山地の西八代層群は隆起して浸食され、富士川層群の一部に傾斜不整合（手打沢不整合）で覆われた。また、身延層などが向斜部で厚く、背斜部で薄く堆積した。しかし、富士川谷の大部分はなお深い海底にあり、関東山地から大量の砂礫が海底チャネルを経て富士川谷へ運び込まれた（丸滝礫岩など）。

前期鮮新世：富士川層群上部の堆積とこれに続く南部フォッサマグナの陸化

鮮新世の前期にも、富士川谷南部へ大量の礫が主に北東方から運び込まれた（浜石岳層）。富士川谷北端部でも、赤石山地に由来する粗粒碎屑物が扇状地性三角州を作っていた（曙礫岩の堆積）。この時期の堆積物も向斜部で厚く、南北性の褶曲形成が始まっていた。海はこの粗粒礫岩の堆積を最後に富士川谷から退き、伊豆地域北側の海を残して南部フォッサマグナ地域は陸化した。

後期鮮新世-更新世：強い東西圧縮の時代

鮮新世の後期以降に、富士川谷中帯・東帯の北東-南西方向の褶曲は完成し、地層は全体として西へ傾動した。富士川谷南部では同時期に南北方向の褶曲も成長し、さらに身延断層などの、富士川谷の西傾斜の逆断層群が発達した。この時期に伊豆半島を先端とする伊豆-小笠原弧のブロックが南部フォッサマグナに衝突し、富士川谷における鮮新世以後の著しい東西圧縮が生じ、南北性の逆断層構造が成長した。

第3章 四万十主帯

(杉山雄一)

3.1 研究史

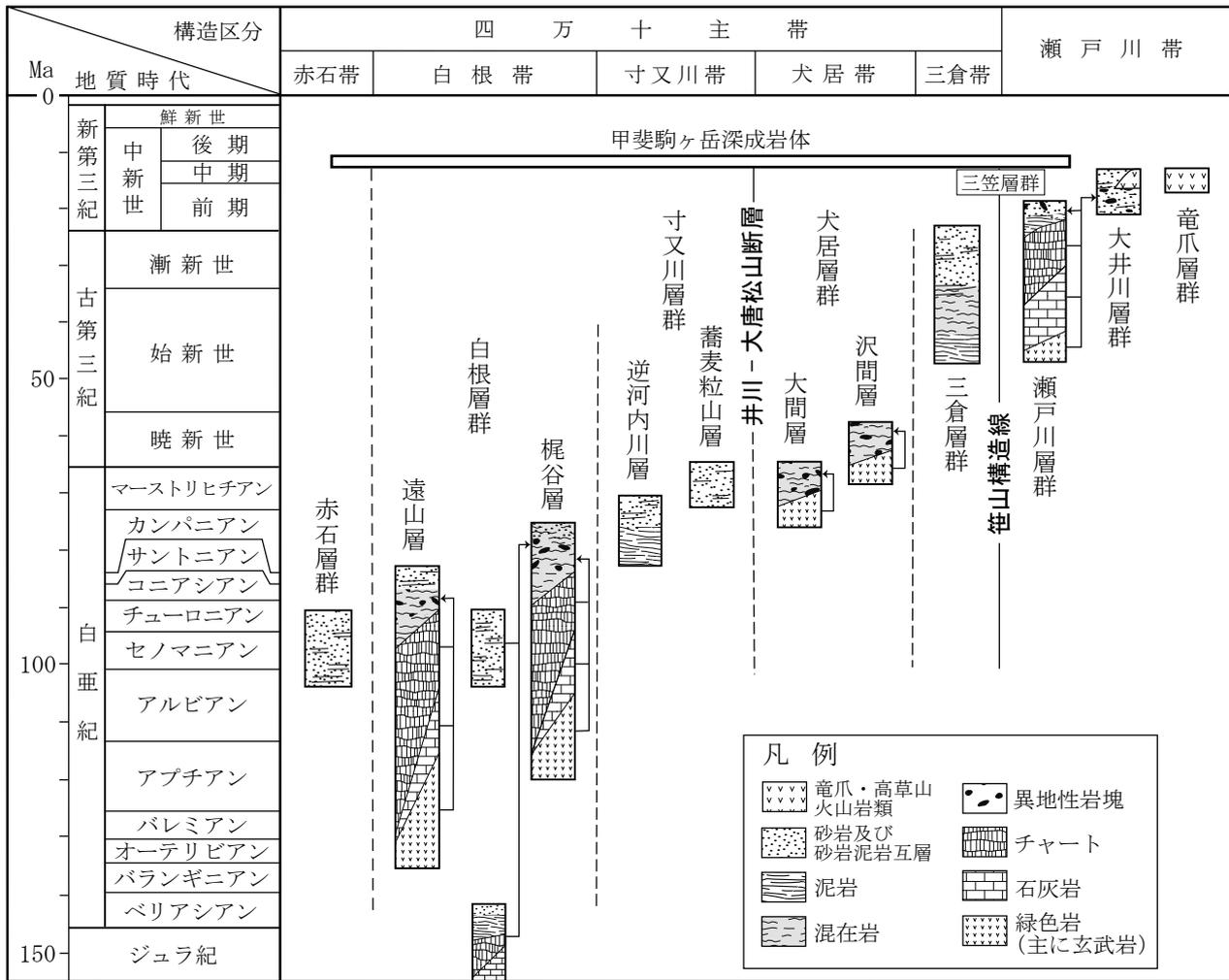
赤石山地の四万十帯のうち、大井川下流域の同帯南部については、1920年代に千谷好之助により詳しい研究が始められた。千谷(1931)は、大井川下流域に分布する四万十帯構成層を三倉層群(本報告の四万十主帯の構成層に相当)と瀬戸川層群(本報告の瀬戸川帯構成層に相当)に区分し、両層群の岩相分布の概要を明らかにした。その後、斎藤・磯見(1954)は、大井川下流の西岸山地に分布する四万十主帯構成層を犬居層群と三倉層群に区分した。また、光明断層と赤石構造線(第3.1図)に挟まれて分布する四万十帯の地層を光明層群と呼び、同層群中の石灰岩から鳥巢動物群を報告した。赤石山地北部の四万十主帯については、南部における斎藤・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。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。また、大久保ほか(1958)と大久保・松島(1959)は、長野県域の四万十帯北部の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帯状構造が発達することは、斎藤・磯見(1954)ら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)が初めて行った。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衝上し、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, 1966; Matsumoto, 1966; 木村, 1967; 山田ほか, 1969; 松島ほか, 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、四万十主帯を構成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の地質構造と層序の再検討を行い、新たな層序-構造区分(第3.2図)を提唱した。土編(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区分し、両帯の構成層の岩相、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、地質構造及び造構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, 2001, 2008など)。これらの研究結果は、四万十主帯構成層が付加体そのものであることを強く示唆している。但し、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)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)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, 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、走向とほぼ平行な断層を境界として接している。碎屑岩の堆積年代は、一部に重複はあるものの、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(主にアルビアン期-セノマニアン期)、白根層群では後期白亜紀(セノマ



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。

ニアン期-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), 犬居層群では最後期白亜紀 (カンパニアン期) - 暁新世 (?) である (村松, 2001 など). 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). 「南部」地域には, これらの5層群のうち, 南東側に位置する犬居層群と三倉層群が分布する. 最も北西側に分布する赤石層群は, 赤石山脈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. 白根層群は赤石山脈の北岳北方から, 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また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当たる黒法師岳, 大無間山などからなる赤石山脈の前衛山地に, 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の岩相を呈する。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、本図幅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, 1966; 木村, 1967)。

3.3 犬居層群 (Ia, Ib, Ic, Ig)

3.3.1 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(赤石山地質研究グループ, 1961など)の南側に分布する四万十帯構成層を犬居層群と呼んだ。

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。

3.3.2 分布及び岩相

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、鳳凰山の南で甲斐駒ヶ岳深成岩体に貫かれる(第3.1図)。

「南部」地域では、図幅地域北西隅の雨畑川最上流域から、図幅地域の西縁沿いに、大井川支流の小河内川流域を経て井川湖に至る地域に分布する。分布の東限は笹山構造線、南限は笹山南方から井川湖へ南西方向に延びる断層である。本報告では、「南部」地域に分布する犬居層群を、主としてスレート質頁岩からなるIaと主として砂岩頁岩互層からなるIbに分け、さらにIb中に挟まれる厚い砂岩(Ic)とブロック状の玄武岩(Ig)の4つの岩相に区分した。

Iaは井川湖岸から笹山付近にかけての地域に分布し、犬居層群の見かけ上の最下部を構成する。主としてスレート劈開の発達する剥離性に富む頁岩(第3.3図)からなる。頁岩は黒色ないし暗灰色を呈する非凝灰質のものが多く、井川湖東岸の静岡市葵区上坂本-岩崎付近や笹山付近には淡緑色を呈する凝灰質頁岩が分布する。本層の見かけの層厚は約1,500 mである。

Ibは、「南部」地域に分布する犬居層群の主体をなし、雨畑川の源流域や小河内川沿いの林道に広く分布する。主として等量ないし頁岩優勢の砂岩頁岩互層(第3.4図)からなる。等量互層中の砂岩層はレンズ状に膨縮ないし破断しており、波長数m程度の小褶曲が認められるこ



第3.3図 犬居層群のスレート劈開の発達する頁岩(Ia) 井川大橋東側、岩崎集落付近の道路脇。スケールは1m。

とがある。頁岩が優勢な互層の多くは強く破断・擾乱され、鱗片状劈開が発達する頁岩基質中にレンズ状や礫状の砂岩ブロックを含むメランジュの様相を呈する。このメランジュ中には散点的にブロック状の玄武岩 (Ig) が含まれる。

Ic は、砂岩頁岩互層 (Ib) 中に挟まれる分布幅 50 m 以上の厚い砂岩層であり、山伏から北西に延びる静岡・山梨県境の分水界上や井川湖東岸の上坂本北方などに分布する。砂岩は主として中-細粒のワッケからなる。県境の分水界上の 2,080 m 標高点付近ではチャートの細-中礫からなる礫岩を伴う。

Ig 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る。小河内川沿いの林道や静岡・山梨県境の分水界上に分布する。玄武岩ブロックは数 m-100 m 程度の短径 (分布幅) があり、周囲の頁岩とは断層で接する (第 3.5 図)。断層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、頁岩と指交状に混じりあったりしている露頭も認められる。玄武岩は溶岩とハイアロクラスタイトからなり、斑れい岩及び粗粒玄武岩を伴う。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、炭酸塩鉱物、スフェーンなどが生じている。

3.3.3 玄武岩の化学組成

本研究では、犬居層群の玄武岩 3 試料 (いずれも溶岩) の全岩化学分析を行った。また、比較のため、白根層群の玄武岩溶岩 3 試料についても同様に全岩化学分析を行った。試料採取地点を付図 A-1 に、化学分析値

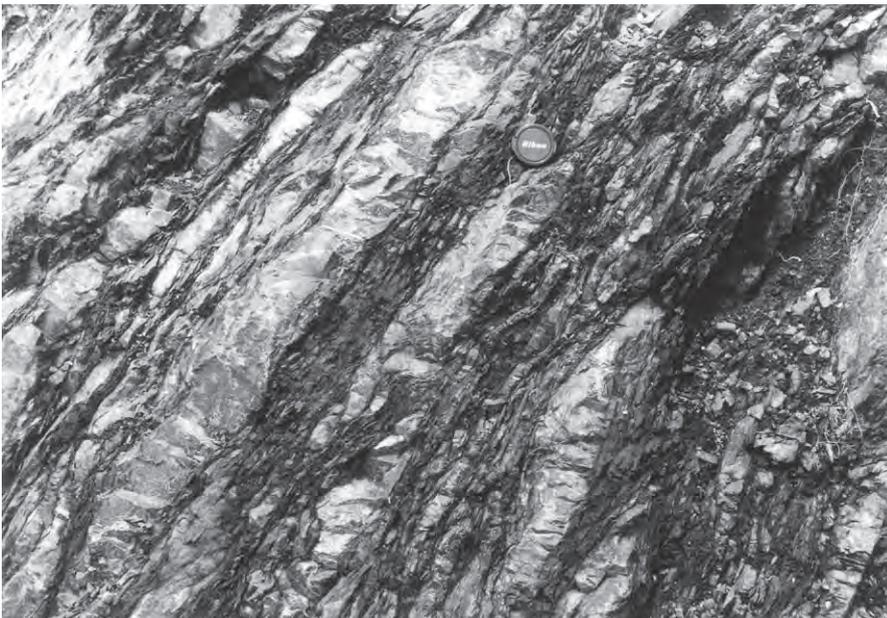
を第 3.1 表に示す。犬居層群の玄武岩は白根層群の玄武岩に比べて、 TiO_2 、 K_2O 、 P_2O_5 、 Zr 及び Nb に乏しく、 $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 MnO 、 MgO に富んでいる。両層群の玄武岩を元素組成に基づく各種の起源判別ダイアグラムにプロットしたものを第 3.6 図と第 3.7 図に示す。これらによると、犬居層群の玄武岩は中央海嶺起源の玄武岩 (大洋底玄武岩) の領域にプロットされるのに対して、白根層群の玄武岩はホットスポット起源の玄武岩 (大洋島の (アルカリ) 玄武岩) の領域にプロットされる。これらの結果は、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、一部に礫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。

3.3.4 地質構造

「南部」地域の犬居層群は北東-南西の一般走向を示し、大部分の地点で北西に 50-80° 程度傾斜する。級化層理などにより、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。山伏峠西方の小河内川源流には東上位を示す地域が存在し、Ib 分布域に褶曲構造が発達する可能性がある。Ia と Ib の上下関係は不明であるが、両層間に走向・傾斜の違いは認められない。本図幅地域中の Ib など、犬居層群の頁岩中にはスレート劈開が発達する。狩野ほか (1986) によると、スレート劈開面は頁岩の層理面に対して斜交しており、犬居層群の北東-南西の一般走向より南北に近い走向を持つ。

3.3.5 産出化石と地質年代

「南部」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、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から、



第 3.4 図 犬居層群の破断した砂岩頁岩互層 (Ib) 笹山の北北西約 2.5 km の林道脇。

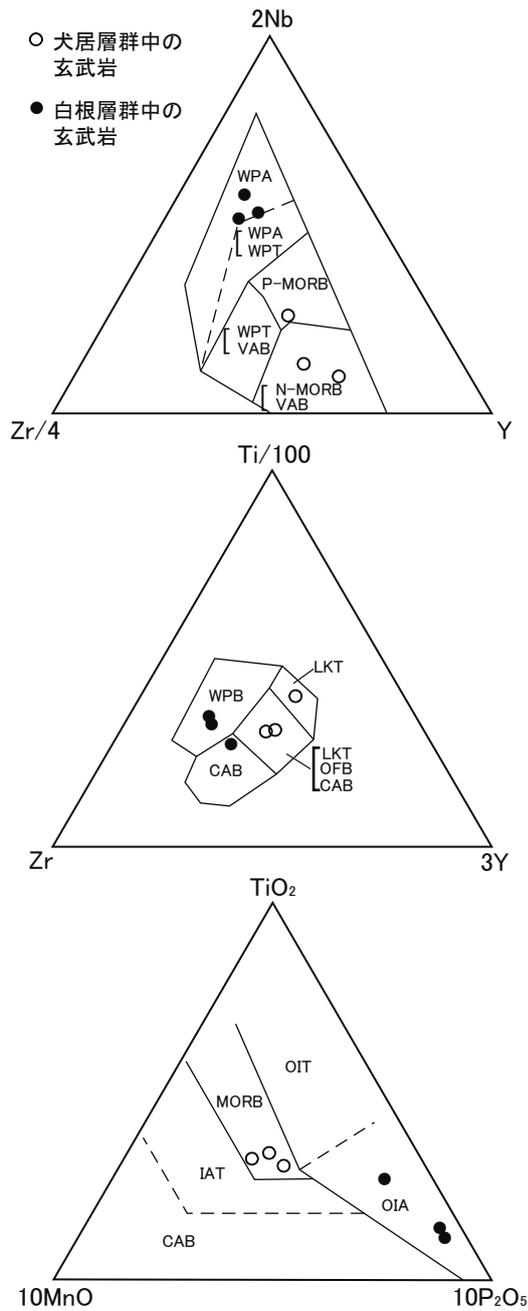


第 3. 5 図 犬居層群の頁岩中に挟まれる玄武岩ブロック (Ig) 小河内川沿いの 952 m 標高点の東約 200 m の林道法面.

第 3. 1 表 犬居層群及び白根層群の玄武岩の化学組成

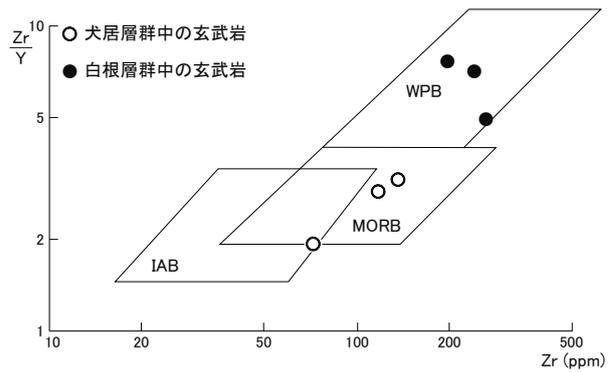
No.	犬居層群			白根層群		
	In1	In2	In3	Sh1	Sh2	Sh3
試料番号	880804	900803	891120	20887	20888	20889
産地	二軒小屋	遠沢	小河内	荒川東	千枚岳	赤石
緯度	35°29'24"	35°20'46"	35°17'05"	35°29'59"	35°29'53"	35°27'12"
経度	138°15'04"	138°16'35"	138°15'34"	138°11'13"	138°11'38"	138°11'12"
(wt%)						
SiO ₂	47.26	48.39	47.95	48.01	46.84	46.82
TiO ₂	1.80	1.98	2.01	2.40	2.73	2.62
Al ₂ O ₃	13.81	15.06	13.65	15.93	15.49	20.3
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	3.76	4.10	3.17	2.73	5.37	3.04
K ₂ O	0.18	0.12	0.16	2.68	1.43	3.61
P ₂ O ₅	0.17	0.24	0.18	1.35	0.62	1.89
H ₂ O+	3.08	2.81	2.79	5.07	8.31	3.73
H ₂ O-	0.10	0.17	0.57	0.15	0.22	0.22
CO ₂	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

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 A-1 参照。「南部」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。



第3.6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: Meshede (1986) による $2Nb-Zr/4-Y$ 図. WPA: プレート内アルカリ玄武岩, WPT: プレート内ソレライト, 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ライト, OFB: 大洋底玄武岩 (=MORB). 下段: Mullen (1983) による $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ 図. IAT: 島弧のソレライト, CAB: 島弧のカルクアルカリ玄武岩, OIT: 大洋島のソレライト (=WPT), OIA: 大洋島のアルカリ玄武岩 (=WPA).



第3.7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.

Lophophaena (?) sp., *Buryella* (?) sp. などの後期マーストリヒチアン期-暁新世(?)を指示する放射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.

3.4 三倉層群 (Ma, Mb)

3.4.1 地層名

千谷(1931)の「三倉統」による. これ以前に, 中島(1886: 20万分の1地質図幅「静岡」)及び三浦(1893: 20万分の1地質図幅「豊橋」)は, 天竜川東岸から大井川流域・安倍川流域に広く分布する「秩父古生層」より若く, 「大井川第三紀下部」より古い地層を「三倉層」と呼んでいる. 千谷(1931)は, 中島(1886)及び三浦(1893)の三倉層を, 本報告の三倉層群に相当する「三倉統」と瀬戸川層群に相当する「瀬戸川統」に区分した. 地質部編図課(1956), 望月編(1956), 赤石山地地質研究グループ(1961), 山田ほか(1972), 広川ほか(1976)をはじめ, その後の三倉層群に関する調査・研究報告の多くは, 千谷(1931)の「三倉統」に従っている.

3.4.2 分布及び岩相

三倉層群は, 天竜川東岸の周智郡森町三倉付近から大井川本流沿いの島田市川根町家山付近までは, 最大約18 kmの南北幅で分布する. 大井川東岸では北東に分布の向きを変えると共に分布の幅も狭くなり, 本図幅地域西部の笹山付近で笹山構造線によってその分布を断られている(第3.1図). 三倉層群全体から見ると, 「南部」地域は同層群分布域の北端部に当たる. 北方に分布する犬居層群とは北東-南西方向の断層により境され, 東側に分布する瀬戸川層群とは笹山構造線で接する.

南隣「清水」地域に分布する三倉層群は, 岩相から, 暗灰色頁岩からなるM1層, 砂岩頁岩互層を主体とする

M2層、頁岩及び頁岩優勢の砂岩頁岩互層からなるM3層、主に緑灰色凝灰質頁岩からなるM4層に区分されている(杉山・下川, 1990)。「南部」地域には、このうち、M3層とM4層に相当する岩相が分布する。

本報告では、暫定的に、南隣「清水」地域に分布するM3層に相当する岩相をMa、M4層に相当する岩相をMbと呼ぶ。

Maは、「南部」地域に分布する三倉層群の主体をなし、砂岩頁岩互層と頁岩基質の乱雑層からなる。砂岩頁岩互層は主として頁岩の優勢な互層からなり、砂岩優勢ないし等量互層を部分的に伴う。互層中の砂岩単層は厚さ20 cm以下のものが大半を占め、膨縮したり、レンズ状に破断したりしているものが多い(第3.8図)。変形した砂岩層には層理面と高角度で交わる石英脈が発達する。互層中の頁岩層には層理面とほぼ平行な劈開が発達するが、犬居層群の互層中の頁岩層に比べると劈開面の剥離性と光沢が劣る。頁岩基質の乱雑層は、頁岩優勢の砂岩頁岩互層が強く擾乱されたものであり、層理にはほぼ平行な劈開と石英脈が発達する頁岩中にレンズ状-礫状の砂岩ブロックが散在する(第3.9図)。この乱雑層には、玄武岩、石灰岩及びチャートなどの異地性岩石のブロックは含まれていない。

Mbは、緑灰色及び黒色の葉理頁岩からなり、Ma中に挟まれる。主な分布は井川湖南東方から井川峠にかけての地域(見掛けの最大層厚700 m)と静岡市葵区口坂本付近(見掛けの最大層厚400 m)に認められる。本層には葉理にはほぼ平行な劈開が発達する。劈開の発達が特に著しいものは犬居層群のスレート質頁岩に類似するが、犬居層群の頁岩に比べて劈開面の光沢が弱い。Mbは既述のように、「清水」地域のM4層に相当し、さらに大井川本流沿いの島田市川根町家山付近(「家山」地域)

に分布する緑色頁岩に対比される(杉山・下川, 1990)。

3.4.3 地質構造

「南部」地域の三倉層群は北東-南西の一般走向を示し、北西に45-70°程度傾斜する。口坂本から大日峠に至る県道沿いでは、上下判定ができた露頭の多くで逆転して東上位を示す。一方、勘行峰南側の林道や勘行峰北側の主稜線沿いの林道では西上位と判定された露頭が多い。これらの上下判定結果から、本図幅地域の三倉層群に褶曲構造が発達する可能性があるが、他の調査ルートでは上下判定ができた露頭が少なく、詳細は不明である。

3.4.4 産出化石と地質年代

「南部」地域の三倉層群からは時代決定に有効な化石は産出していない。時代決定に有効な化石の産出は、これまでのところ大井川下流域の「家山」地域周辺に限られている。Matsumoto (1966, 1971)は、同図幅地域の三倉層群上部に含まれる石灰岩団塊から、西日本炭田地域の上部始新統-下部漸新統に多産する二枚貝化石 *Pitar matsuraensis* を報告している。加藤ほか(1991)も石灰岩団塊から、後期始新世-前期漸新世の幌内フォーナを特徴づける *Fissidentalium nunomae*, *Orectospira wadana* を含む貝化石群集を報告している。また、海保(1986)、杉山・下川(1990)及び加藤ほか(1991)は、「家山」地域周辺の三倉層群から、*Haplophragmoides shikiyamaensis*, *Silicosigmoilina sakasegawaensis*, *S. futabaensis*, *Bolivinopsis itchodaensis* などの九州及び北海道の中部始新統に多産する底生有孔虫化石を報告している。放散虫化石については、飯島ほか(1984)により古第三紀の *Theocotyle* sp. が報告されている。これらの化石から、三倉層群の時代は始新世-前期漸新世と考えられる。一方、



第3.8図 三倉層群の破断した砂岩頁岩互層(Ma)
大日峠の東北東約700 m,
道路脇。



第3.9図 三倉層群の著しく擾乱された砂岩頁岩互層 (Ma) 勘行峰の南南西約1 km, 東へ延びる林道脇.

渡部 (1988) は「家山」地域の本層群中部から, 中新世の放散虫化石 (*Cyrtocapsella tetrapera* 及び *Stichocorys delmontensis*) を報告している. しかし, その産出層準の見掛け上位からは, 上述した始新世-漸新世の貝化石,

始新世の可能性が高い底生有孔虫化石が産出している. したがって, 中新世の放散虫化石を産出した地層の帰属, 周辺の三倉層群との関係などについては再検討の余地がある (杉山・下川, 1990; 加藤ほか, 1991).

第4章 瀬戸川帯

(杉山雄一)

4.1 研究史

瀬戸川帯の詳細な研究は、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ついては、楨山(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)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)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、瀬戸川帯構成層の微化石生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-中期中新世の付加体と見なす考え方が支配的となった。一方、本図幅地域を含む、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、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構成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(1970)は、同県域の瀬戸川帯構成層を雨畑川、角瀬、春気川の3累層に区分し、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伴う

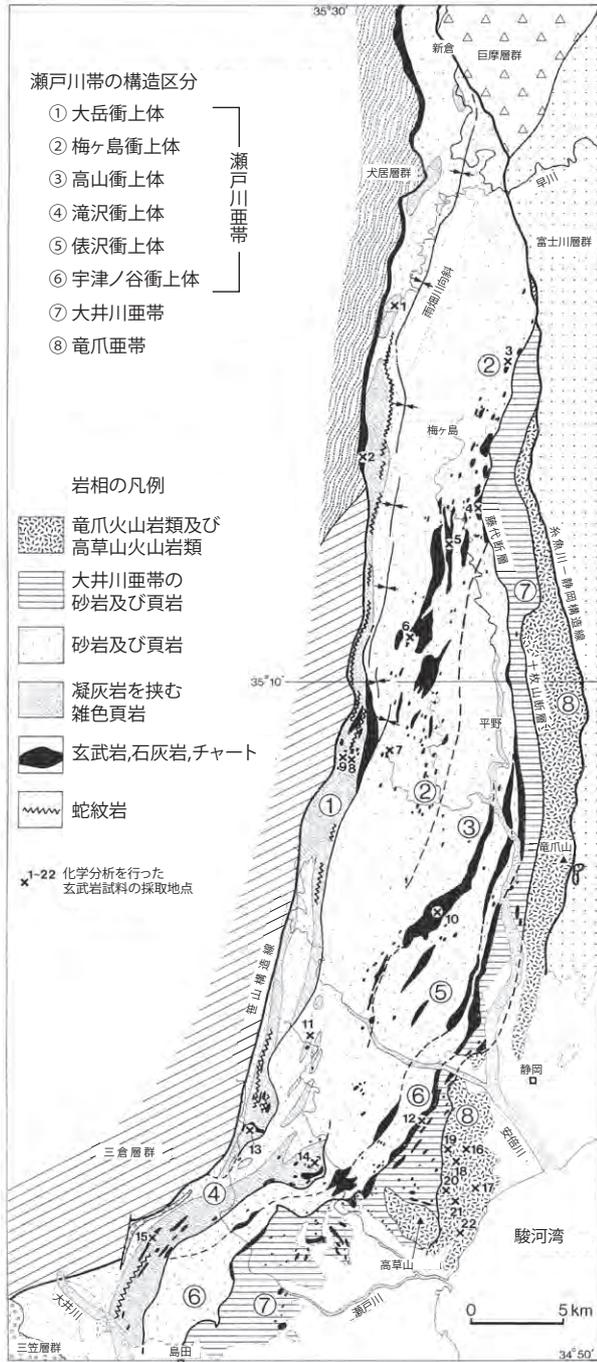
苦鉄質岩については、Takasawa and Kuroda(1974)や大橋・白木(1981)などが研究を行った。山田ほか(1983)は、赤石山地北部の四万十帯に関する総括的な研究報告の中で、瀬戸川帯北部の地質構造と岩相層序に言及した。1980年代の半ばになると、瀬戸川帯北部においても、同帯の形成をプレートテクトニクスの枠組みにおいて捉えようとする研究が始められた。Naka(1985, 1988)は、安倍川上流域に分布する緑色岩(主に玄武岩溶岩と中性火山砕屑岩類からなる)の産状と化学組成を詳細に研究し、これらの岩石の起源を海溝に沈み込む海山の重力性崩壊に求めるモデルを提示した。また石田ほか(1990)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。さらに唐沢・狩野(1992)は、早川流域の瀬戸川帯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」地域の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。

4.2 概要

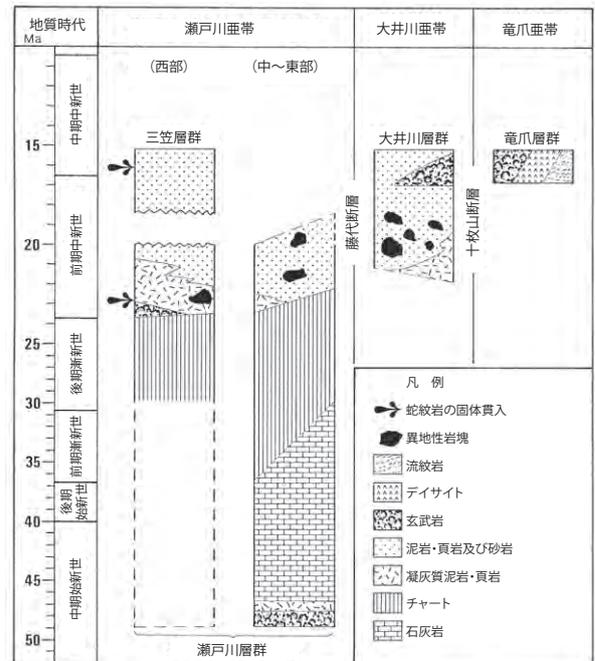
瀬戸川層群及びその分布域の地体構造上の名称である瀬戸川帯の定義については様々な見解があるが、本研究では杉山(1995)に従って、瀬戸川帯を前期中新世-中期中新世初期に形成された付加体からなる区域と捉え、笹山構造線と糸魚川-静岡構造線(小淵沢-静岡衝上)に挟まれた地域を瀬戸川帯と呼ぶ。瀬戸川帯は藤代断層及び十枚山断層を境として、西側から瀬戸川亜帯、大井川亜帯及び竜爪亜帯に区分される(第4.1図)。5万分の1地質図幅「清水」(杉山・下川, 1990)では、これら3亜帯の構成層全体を瀬戸川層群として扱ったが、本報告では、杉山(1995)に従って、これら3亜帯の構成層をそれぞれ瀬戸川層群、大井川層群、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-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共に、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) は瀬戸川亜帯中に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、構造的ブロックは本図幅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。大井川層群は大井川南岸の相良付近から北隣「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。大井川南岸地域では相良層群に不整合に覆われ、相良付近では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、粗粒玄武岩やアルカリ粗粒玄武岩が貫入する。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。また、北隣「身延」地域の春木川上流の糸魚川-静岡構造線沿いには南北約500 mにわたる孤立した分布が認められる。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、粗粒玄武岩、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



第4.1図 瀬戸川帯の構造区分と地質の概略 (杉山, 1995)



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)

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。

山地（「南部」地域）に分布し、竜爪層群の下部を占める。デイスাই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。これらの瀬戸川帯構成層からは、時代決定に有効な放散虫、浮遊性有孔虫及び石灰質ナン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。これらに基づくと、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-最初期中新世であり、碎屑岩層の時代は前期中新世の前期である。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 (Sb, Sc, Sd, Sg, Shy, Sl, Sm, Sp, Sq, Sr, Ss, St)

4. 3. 1 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。「南部」地域の瀬戸川層群については、望月編（1956）が岩相分布の概要を示した。その後、笠原ほか（1957）、兼高ほか（1958）、兼高（1959）、工藤ほか（1959）、鈴木（1959）、工藤（1960）、Ono（1973）、土ほか（1973）、徳山（1974）、広川ほか（1976）、和田（1976）、Naka（1988）、杉山（1995）などによって、「瀬戸川層群」、「瀬戸川累層群」もしくは「瀬戸川帯」として記述されている。

4. 3. 2 分布及び岩相ゾーン

瀬戸川層群は、「南部」地域中西部の安倍川上流域から山梨県の雨畑川及び大城川の源流域にかけて広く分布する。分布の東西幅は図幅地域南部と北部では8 km程度、中部の三郷川-コンヤ沢付近では6-7 kmとやや狭くなる。本図幅地域及び北隣「身延」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。これらは西側から、1) 笹山構造線沿いの頁岩卓越部、2) 早川流域の角瀬付近から口坂本東方へ至る砂岩卓越部、3) 安倍峠北方から口千俣南方へ至る頁岩卓越部、4) 有東木西方から中平にかけての砂岩卓越部である。

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（第4. 3a、4. 3b図）。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。安倍川流域の岩相ゾーン1)は、Naka（1988）の口坂本ユニットに相当し、岩相ゾーン2)から4)は上落合ユニットにほぼ対応する。また、山梨県側の岩相ゾーン1)、2)、3)は、それぞれ概ね山梨県・山梨県地質図編纂委員会（1970）の雨畑川累層、角瀬累層、春気川累層に相当する。

4. 3. 3 地質構造

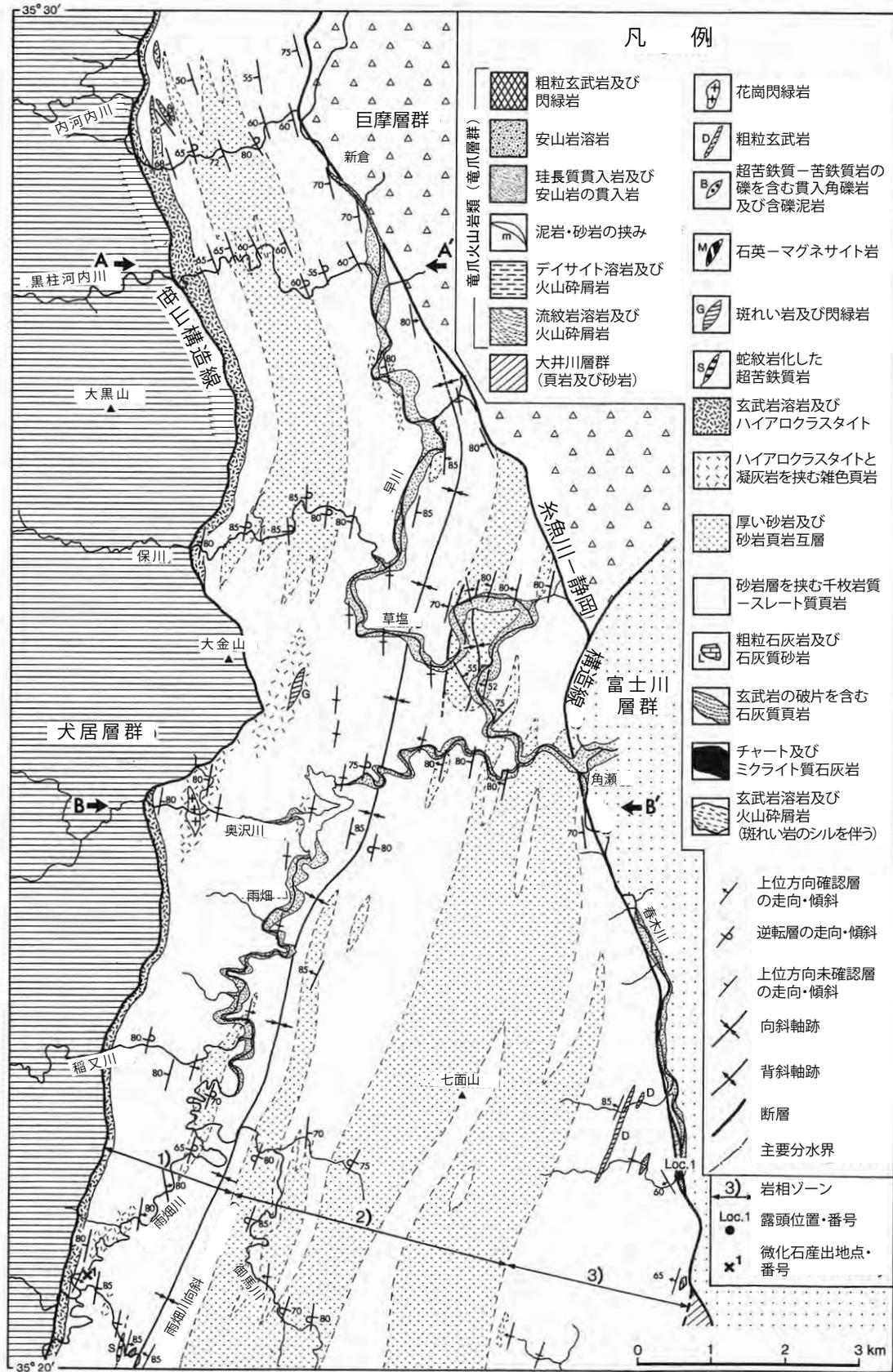
(1) 岩相ゾーン1)及び2)の地質構造-蓬沢向斜と大岳衝上体

笹山構造線沿いの岩相ゾーン1)を構成する頁岩卓越層はほぼ南北の走向をもち、図幅地域南端の口坂本付近を除いて東上位を示す。岩相ゾーン2)の砂岩卓越層の大部分は西上位を示すが、西縁部の砂岩層は東上位を示し、岩相ゾーン1)の頁岩層の上位に整合に重なる。このため、大谷崩の西部から口坂本東方に至る大規模な向斜構造（蓬沢向斜）が存在すると考えられる。蓬沢向斜は全体としてほぼ南北に追跡されるが、詳しく見るとN10° E方向の向斜軸跡が左雁行状に配列している。この向斜構造は北隣「身延」地域の雨畑川向斜へ連続し、早川流域の草塩北方で糸魚川-静岡構造線に切られる（第4. 3a図）。蓬沢向斜は西翼の地層が逆転して西に傾斜した等斜褶曲状の形態を取るところが多いが、大谷崩付近では西翼の地層が東に傾斜し、東翼部は北北東走向となるため、北へ緩くブランチしたやや開いた形を示す（第4. 4図）。向斜の軸部周辺にはしばしば半波長数10 m程度の小褶曲が認められる。

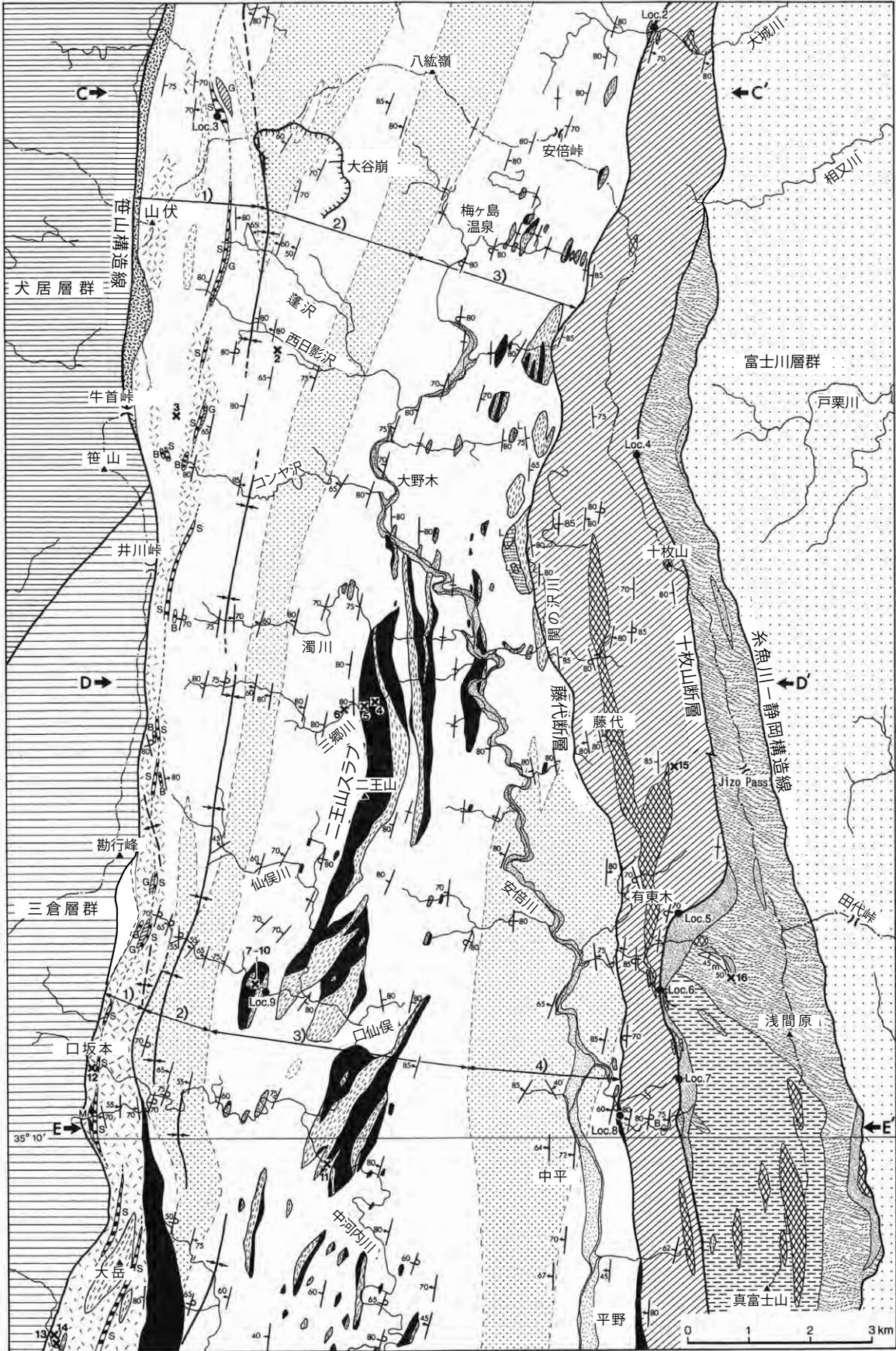
図幅地域南西端の口坂本東方には、大岳衝上体（杉山・下川、1989）の基底をなす西傾斜の逆断層が南隣「清水」地域から連続する。衝上体基底部のチャート層は口坂本の南東で尖滅するなどの特徴から、断層による変位は北へ向かって急激に減少するものと推定される。断層はチャート層尖滅地点からさらに2 kmほど北へ追跡されるが、仙俣川流域以北ではその延長を確認できない。但し、蓬沢向斜の軸部-西翼東部はやや破碎されており、向斜軸跡の西側に沿って断層が北へ延びている可能性がある。蓬沢向斜西翼部の岩相と産出する放散虫化石群集は大岳衝上体のものと類似する。したがって、地質構造の移り変わりについては未解明の部分が残るが、構成層の点では蓬沢向斜西翼部は大岳衝上体の北方延長と考えられる。

(2) 岩相ゾーン3)の地質構造-梅ヶ島衝上体と構造性ブロック

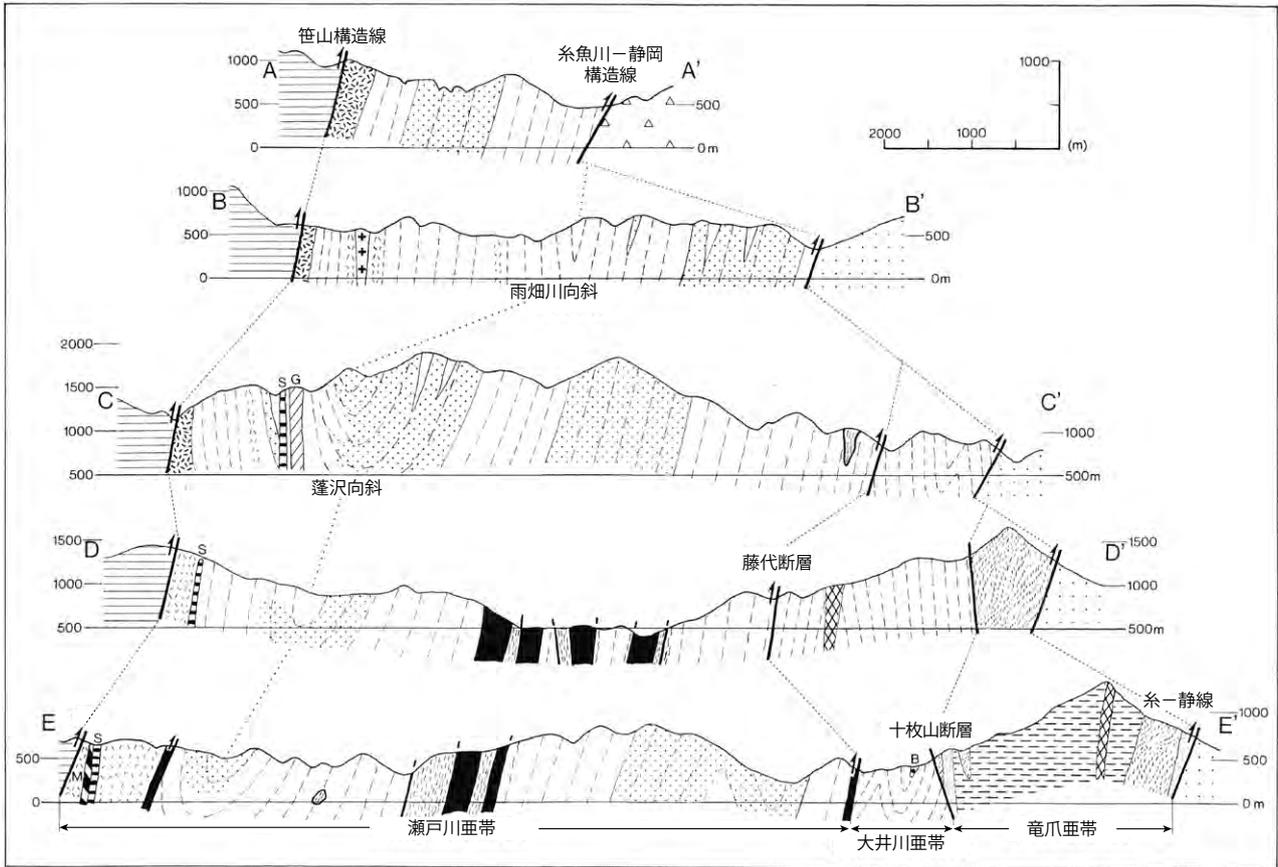
岩相ゾーン3)の主体をなす頁岩は一般に上下判定が困難であるが、判定できたものでは西上位を示すものが多い。また、この岩相ゾーンの西部には西上位を示す頁岩優勢の砂岩頁岩互層が分布し、岩相ゾーン2)の砂岩優勢互層及び砂岩層に整合に覆われる。玄武岩及び石灰岩-チャート層は、二王山の南北に長さ7 kmにわたっ



第4. 3a 図 瀬戸川帯の地質図 (北部: 早川下流域-雨畑川流域) (杉山, 1995 を一部改変)



第4. 3b 図 瀬戸川帯の地質図 (南部：安倍川上流域) (杉山, 1995 を一部改変)



第4.4図 瀬戸川帯の地質断面図(杉山, 1995)
地質凡例と断面の位置については第4.3a図, 第4.3b図を参照.

て分布するスラブ状岩体(二王山スラブ)を除いて, 断層または玄武岩や石灰岩の破砕物と泥岩が相互に注入しあった剪断部(以下, 剪断混合ゾーンと呼ぶ; 第4.5図)により周囲の頁岩と接する. 一方, 三郷川から仙俣川にかけての二王山スラブの西縁では, スラブを構成するチャート層が上位(西)に向かって珪質頁岩に漸移し, さらにその西側に分布する頁岩及び砂岩頁岩互層に整合に覆われる. したがって, 三郷川から仙俣川にかけての地域には瀬戸川層群の初生的な層序が保存されていると考えられる. また, 二王山スラブの東側には西上位を示す厚い碎屑岩層(岩相ゾーン4)が存在する. これらのことから, 杉山(1995)は, 二王山スラブは本来その上位の碎屑岩層と共に, 覆瓦衝上体(梅ヶ島衝上体; 第4.1図)を形成していたとしている. 二王山スラブの東側には, 複数のスラブ状の玄武岩及び石灰岩-チャート層が分布していることから, 梅ヶ島衝上体はデュープレックスをなしていた可能性がある.

二王山スラブの南部には頁岩が楔状に入り込み, スラブの一部を取り込もうとしているかのように見える. その南側の上落合付近には長さ約3 km, 東西幅約1 kmの巨大な玄武岩-石灰岩-チャート層のブロックが分布し, さらにその南の中河内川流域には, より小さなブロック

が散在する(第4.3b図). 二王山スラブの北東側の入島付近にも頁岩が楔状に入り込んだ南北に細長いスラブ状岩体が存在する. その北東側の東峰付近には長さ1.5 km程度のブロックが分布し, さらに北方の梅ヶ島温泉-大城川流域には長さ500 m程度のより小さなブロックが散在する. このような産状と上述の剪断混合ゾーンの存在から, 玄武岩及び石灰岩-チャート層のブロックは, 本来, 衝上体の基底を構成していたものが泥岩の注入と剪断作用によってばらばらにされ, 泥岩中に取り込まれたとする見解(杉山, 1995)がある.

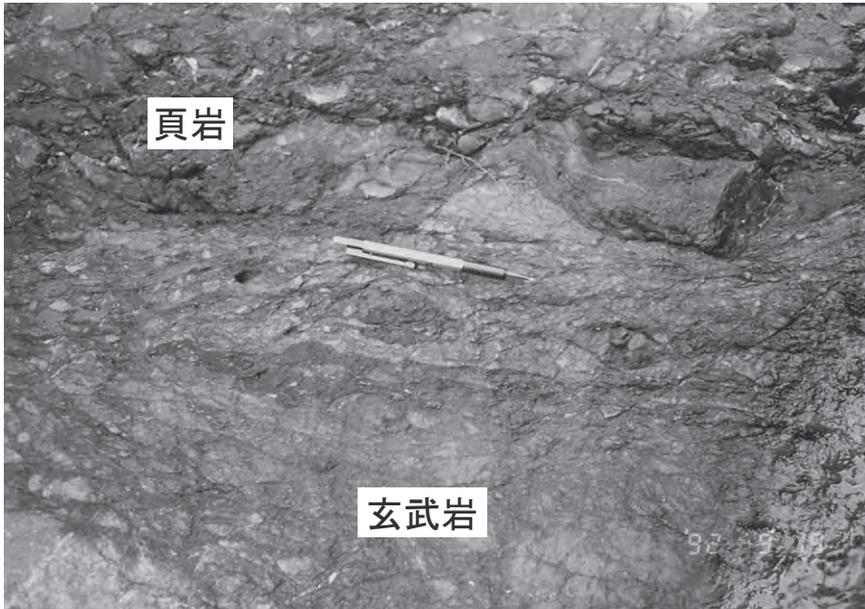
(3) 岩相ゾーン4)の地質構造

この地域に分布する瀬戸川層群は全体として西上位を示すが, 有東木西方の安倍川沿いでは系統的に東上位を示す部分が認められ, この部分に褶曲構造が発達する可能性がある. 本岩相ゾーンの砂岩卓越層は, 南隣「清水」地域の見月山-桂山付近に分布する高山衝上体の砂岩卓越層に連続する. 「清水」地域の高山, 俵沢及び宇津ノ谷の3衝上体は同図幅地域北部で一つに収斂し(第4.1図), 衝上体の基底をなす玄武岩-石灰岩-チャート層は「南部」地域南端の藤代断層沿いにわずかに認められる.

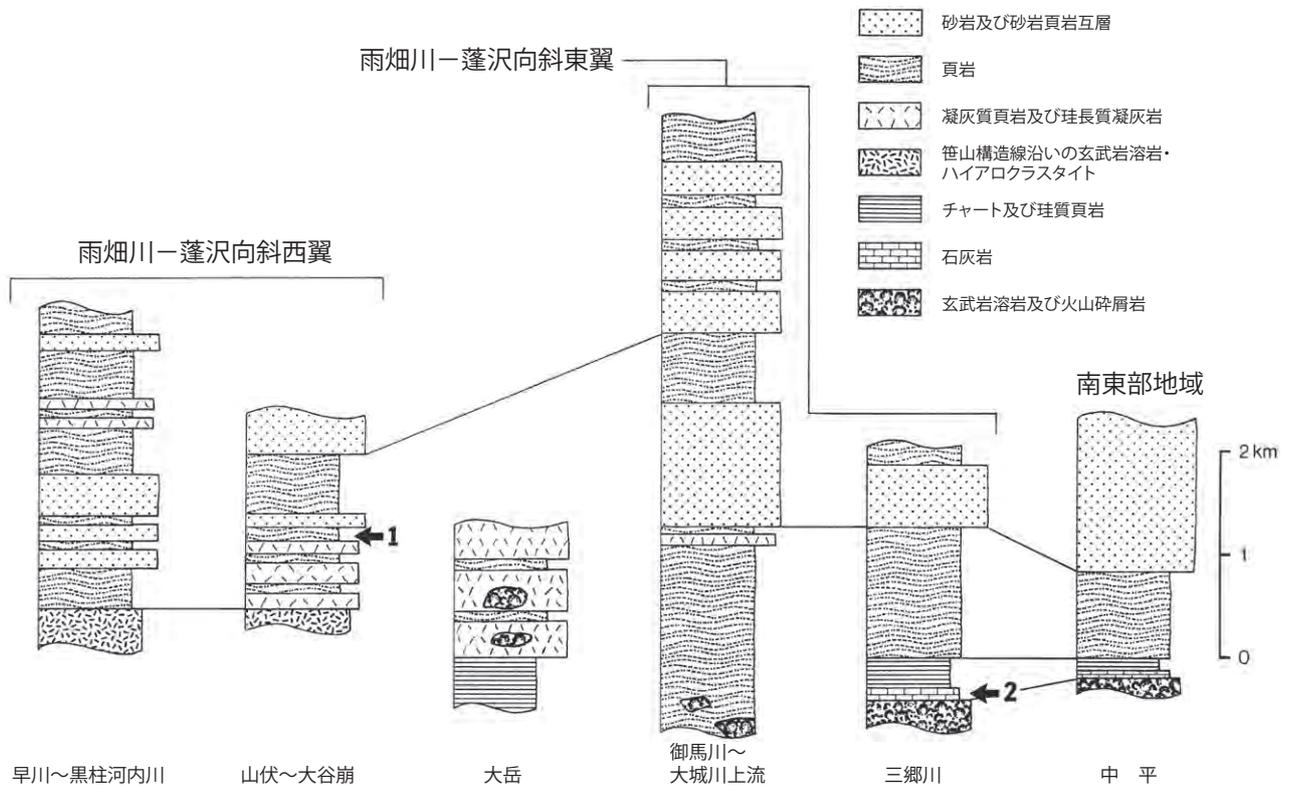
4. 3. 4 層序及び岩相

瀬戸川層群は、4. 2で述べたように、もともとの層序が保たれているところでは、下位より、玄武岩 (Sb)、石灰岩及びチャート (Sc)、頁岩及び頁岩優勢の砂岩頁岩互層 (Sm)、砂岩優勢の砂岩頁岩互層及び砂岩 (Ss) からなる。本図幅地域では、このような模式的な層序は、

蓬沢向斜東翼部の岩相ゾーン3) から2) にかけて見られる。第4. 6図に示す地質柱状図では、三郷川の柱状図に対応する。笹山構造線に隣接する岩相ゾーン1) (第4. 6図の山伏～大谷崩の柱状図) には、頁岩 (Sm) と指交して凝灰質頁岩 (St) が分布し、その下位には玄武岩ハイアロクラスタイト (Shy) が存在する。また、地



第4. 5図 玄武岩と頁岩の接触部に見られる剪断混合ゾーン
静岡市奥仙保 (第4. 3b図のLoc.9)。破碎された玄武岩 (淡色部) に泥岩 (暗色部) が注入している。注入した泥岩も剪断されている。



第4. 6図 瀬戸川層群の地質柱状図 (杉山, 1995)

矢印1は前期中新世の放散虫化石産出層準, 矢印2は始新世の放散虫及び有孔虫化石産出層準。

質図及び第 4. 3b 図に示すように、笹山構造線沿いには、蛇紋岩 (Sp), 石英-マグネサイト岩 (Sq), 苦鉄質貫入岩 (Sg), 貫入角礫岩及び含礫泥岩 (Sd) が特徴的に分布する。このほか、十枚山西方の藤代断層近傍などには、玄武岩 (Sb) のブロックに伴って、石灰質な凝灰質頁岩 (Sr) や粗粒石灰岩 (Sl) が分布する。以下、各地域の層序と岩相について述べる。

(1) 蓬沢向斜西翼部 (岩相ゾーン 1) - 岩相ゾーン 2) 最上部)

牛首峠以北の本図幅地域北部では、最下位に玄武岩のハイアロクラスタイトが存在し、これを凝灰岩、凝灰質頁岩などを挟む頁岩層が覆う (第 4. 6 図の山伏~大谷崩の柱状図)。大谷崩付近ではさらにこの頁岩層を蓬沢向斜の軸部に分布する砂岩優勢の砂岩頁岩互層が覆う。ハイアロクラスタイトは牛首峠の南で南南東方向に屈曲する笹山構造線に切られ、これより南には分布しない。また、頁岩層には蛇紋岩とこれに随伴する苦鉄質岩類が貫入し、一部に碎屑性の蛇紋岩や苦鉄質岩が存在する。これらの詳細については 4. 3. 4 で述べる。

ハイアロクラスタイト (Shy) は濃い緑色を呈し、緑泥石化したガラスのほかに、玄武岩 (かんらん石斑晶を含むものと含まないものがある)、ピクライト、粗粒玄武岩などの岩片、かんらん石 (仮像)、スピネルなどの鉱物片を含む (第 4. 7 図)。ハイアロクラスタイトには変形の弱い塊状のものと同片状化しているものがあり、一般に後者はかんらん石玄武岩やピクライトの岩片とかんらん石片を多量に含む。玄武岩質ハイアロクラスタイトは、笹山構造線に沿って北隣「身延」地域に連続し、早川流域では玄武岩及びピクライト玄武岩の溶岩が主体となる。早川流域の玄武岩類については、石田ほか(1990)の報告がある。これらの玄武岩溶岩及びハイアロクラスタイトは緑色片岩相の変成作用を被り、緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、スフェーンなどの変成鉱物が生じている。見かけの最大層厚は約 400 m、下限は不明である。

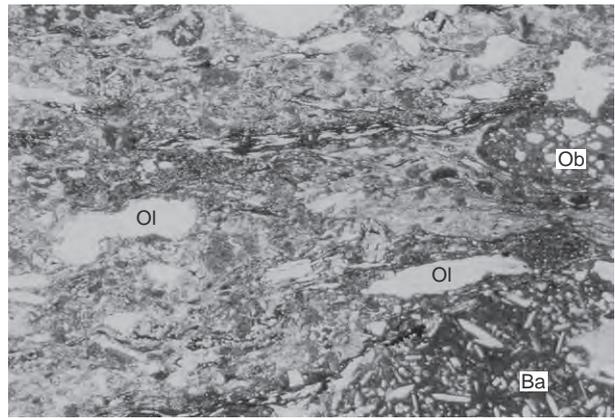
頁岩はスレート劈開の発達する黒色粘板岩 (Sm) と緑色 (一部、赤色) の凝灰質頁岩 (St) からなる。これらの頁岩には、ハイアロクラスタイトを伴う緑色凝灰岩や珪長質凝灰岩が頻繁に挟まれる。また、山伏の東方には砂岩 (Ss) が挟在する。頁岩層の見かけの最大層厚は約 1,800 m である。

蓬沢向斜西翼部の南方延長に相当する大岳衝上体は、玄武岩質から珪長質の凝灰岩を頻繁に挟む緑色凝灰質頁岩 (St) からなる。口坂本南東では、衝上体基底部にチャート (Sc) を伴う (第 4. 6 図の大岳の柱状図)。

(2) 蓬沢向斜東翼部 (岩相ゾーン 2) -3))

この地域の瀬戸川層群の層序は、玄武岩と石灰岩-チャート層からなる二王山スラブとこれを整合に覆う碎屑岩層 (第 4. 6 図の三郷川沿い柱状図) で代表される。

最下位の玄武岩 (Sb) は、主として枕状及び塊状の



第 4. 7 図 笹山構造線沿いに分布する玄武岩ハイアロクラスタイトの顕微鏡写真
下方ポラーラ、スケールは 1 mm。Ba: 玄武岩岩片、Ob: かんらん石玄武岩ないしピクライト玄武岩の岩片、Ol: 緑泥石化したかんらん石 (変形し引き延ばされている)。試料採取地点: 牛首峠の北約 100 m。

溶岩と火山碎屑岩からなり、岩脈状及びシル状の粗粒玄武岩と斑れい岩を伴う (Naka, 1988)。火山碎屑岩は、巨礫-細礫サイズの玄武岩礫からなる角礫岩と玄武岩岩片及び斜長石や輝石などの鉱物片からなる砂岩を主とする。これらの玄武岩類はぶどう石-パンペリー石相から緑色片岩相の変成作用を被っており (松田・栗谷川, 1965)、パンペリー石、緑れん石、ぶどう石、アクチノ閃石などの変成鉱物が生じている。玄武岩層の見かけの最大層厚は約 300 m である。

玄武岩層の上位には、石灰岩及びチャート (Sc) 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。

東峰付近には粗粒石灰岩 (Sl) と石灰質な凝灰質頁岩 (Sr) を伴う玄武岩と斑れい岩のブロックが分布する。粗粒石灰岩は、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み、「清水」地域以南に分布するバイオスパーライト (杉山・下川, 1981, 1990; 杉山ほか, 1982) に対比される。

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 1,200-1,500m 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。安倍川最上流域から山

梨県域では、特に砂岩に富む部分が2層準（八紘嶺付近と大谷崩付近）に発達する。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-粗粒のものは頁岩の岩片（パッチ）を含む。

(3) 南東部地域（岩相ゾーン4）

この地域の瀬戸川層群は主として砂岩（Ss）からなるが、下村南東方の藤代断層近傍では、その下位にチャート-珪質頁岩（Sc）と黒色頁岩（Sm）が分布する（第4.6図の中平の柱状図）。チャート-珪質頁岩層は中平東方の黒沢流域に分布し、最下部（藤代断層直上）に玄武岩の火山碎屑岩を伴う。黒沢本流の露頭では、火山碎屑岩は50 cmの厚さがあり、下部は火山ガラスからなるハイアロクラスタイト、上部は玄武岩岩片を多量に含む凝灰質砂岩からなる。また、凝灰質砂岩と上位のチャート層との間には厚さ約10 cmのミクライト質石灰岩が1層挟まれる。チャート-珪質頁岩層は5-10 mの厚さがあり、頁岩層に整合に覆われる。最上位の砂岩層は岩相ゾーン2)の砂岩と類似し、石英に富む中-粗粒のアレナイトを主とし、頁岩の岩片を含む。

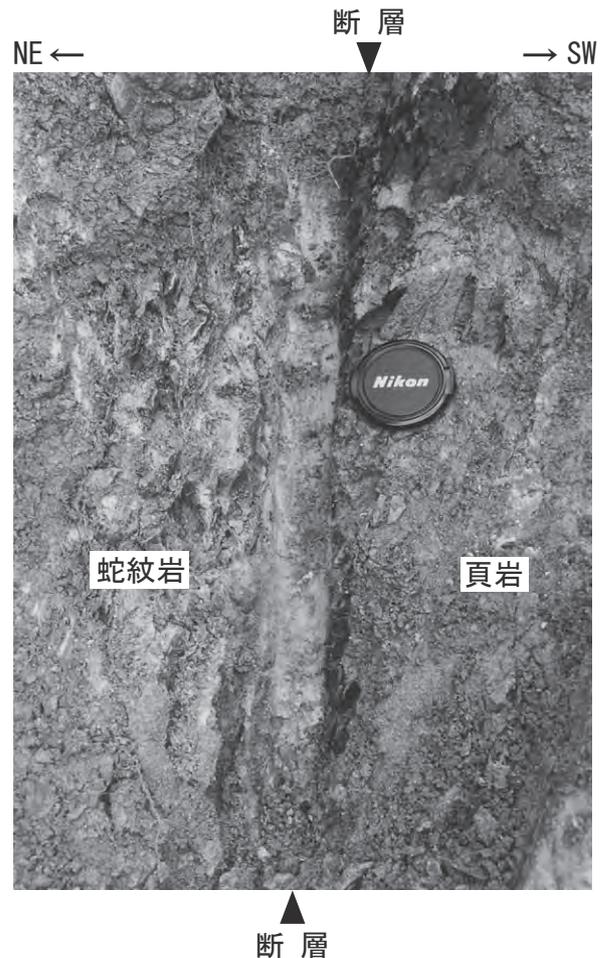
(4) 各地域の岩相層序の比較及び対比

上述の3地域の岩相層序は、最下部に玄武岩の溶岩やハイアロクラスタイトが存在する点で共通している。このうち、蓬沢向斜東翼部及び南東部地域の玄武岩は、石灰岩-チャート層に整合に覆われており、「清水」地域以南の玄武岩-石灰岩-チャート複合層（杉山・下川, 1990）に対比される。これに対して、蓬沢向斜西翼の笹山構造線沿いに分布する玄武岩は石灰岩やチャートを伴っておらず、頁岩に直接覆われる。この頁岩は前期中新世の放射虫化石を産する（4.3.7参照）ことから、笹山構造線沿いの玄武岩は石灰岩-チャート層を伴う玄武岩（中期始新世）よりも新しい時代に噴出した可能性が高い。

4.3.5 蛇紋岩及び苦鉄質岩類

(1) 蛇紋岩（Sp）

蛇紋岩は笹山構造線沿いの蓬沢向斜西翼とその南方延長の大岳衝上体中に分布する。蛇紋岩の多くは南北ないしN20°E方向へ伸びる長さ数100 m-数km、幅5-100 m程度の細長い岩体として産出し、それらの岩体は全体として左雁行分布を示す（第4.3b図）。雨畑川流域や蓬沢源流部では、蛇紋岩と周囲の頁岩とが断層で接するのが観察され、断層面から5-30 cmの範囲の蛇紋岩は剪断されている（第4.8図）。また、雨畑川林道沿いの露頭（第4.3b図のLoc.3）では、蛇紋岩-頁岩境界の断層は頁岩に発達するスレート劈開と明瞭に斜交する（杉山, 1995）。このような蛇紋岩体の分布形態及び周囲の碎屑岩との接触関係は、これらが貫入岩体であることを示している。一方、牛首峠南東のコンヤ沢源流部には、南北性の蛇紋岩体の約400 m西側に、頁岩中の礫として



第4.8図 蛇紋岩貫入岩体と頁岩との接触部
山伏岳の北東約1 kmの雨畑川林道沿い（第4.3b図のLoc.3）。

産する碎屑性の蛇紋岩が分布する（杉山, 1995）。したがって、蛇紋岩は、瀬戸川層群の碎屑岩（StやSm）の堆積中（前期中新世）-堆積後（15Ma頃）の複数の時期に貫入したと考えられる。

本図幅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、南部の口坂本付近には、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ナイトからなり、ダナイトとウェールライトを伴う。

(2) 苦鉄質岩類（Sg, Sd, Sq）

苦鉄質岩類は蛇紋岩中の包有物（礫）として産するほか、勘行峰以北では主として蛇紋岩体の東縁に、また勘行峰の南では主として同岩体西縁に分布する。これらの苦鉄質岩は斑れい岩、斜方輝石単斜輝石斑れい岩、メタドレライト（変質粗粒玄武岩）などの貫入岩体（Sg）として産するほか、貫入角礫岩及び含礫泥岩（Sd）中の礫として産出する。貫入角礫岩には玄武岩、斑れい岩、メタドレライト（変質粗粒玄武岩）などの苦鉄質岩類の礫のほか、閃緑岩、石英閃緑岩、デイサイト、流紋岩など

の中間組成-珪長質岩の礫も含まれる。また、貫入角礫岩の基質には、これらの岩石の破片のほか、蛇紋岩片及びかんらん石、スピネル、蛇紋石などの鉱物粒が含まれる。大橋・白木（1981）によると、勘行峰付近と大岳南西方には、蛇紋岩体に伴って、クロム透輝石の斑晶を有し、ソレアイト質玄武岩やアルカリ玄武岩よりもマグネシウムに富み、シリカにも比較的富んだかんらん石玄武岩及び安山岩の岩体が存在する。また、牛首峠南東のコンヤ沢源流部に分布する含礫泥岩には、斑れい岩及び閃緑岩などの礫が含まれ、勘行峰南方の含礫泥岩には斑れい岩、粗粒玄武岩、玄武岩などの礫が含まれる。このほか、口坂本付近には、超苦鉄質岩が交代されて生じたと推定される石英-マグネサイト岩 (Sq) が分布する (Takasawa and Kuroda, 1974)。

これらの苦鉄質岩類及びこれに随伴する中間組成-珪長質岩類は緑色片岩相の変成作用を被っており、緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、スフェーンなどが生じている。

4. 3. 6 玄武岩の化学組成

本研究では、瀬戸川層群の玄武岩 14 試料、安山岩 1 試料の全岩化学分析を行った。比較のため、「静岡」地域に分布する竜爪層群の玄武岩 7 試料についても同様に全岩化学分析を行った。試料採取地点を第 4. 1 図に、化学分析値を第 4. 1 表に示す。瀬戸川層群から採取した玄武岩 14 試料のうち、No. 1 と No. 2 は笹山構造線沿いのハイアロクラスタイトである。また、No. 4, 10, 14 の 3 試料は、粗粒石灰岩（バイオスパーライト）を伴う玄武岩溶岩であり、その他は粗粒石灰岩を伴わない玄武岩溶岩である。安山岩試料は「静岡」地域の北西部から採取された。

笹山構造線沿いの玄武岩は MgO の高い含有量で特徴づけられ、TiO₂ 及び Nb にも富んでいる。粗粒石灰岩を伴う玄武岩は P₂O₅ 及び Nb に富む共通の特徴をもつ。粗粒石灰岩を伴わない玄武岩は、No.13 を除いて、逆に P₂O₅ 及び Nb の含有量が相対的に低い。これら 3 種の玄武岩を、大井川層群中の高草山玄武岩、竜爪層群の玄武岩と共に、元素組成に基づく起源判別ダイアグラムにプロットしたものを第 4. 9 図と第 4. 10 図に示す。これらによると、笹山構造線沿いの玄武岩は、いずれの判別ダイアグラムでもプレート内玄武岩やプレート内ソレアイトの領域にプロットされる。この結果は、北隣「身延」地域北部の笹山構造線沿いの玄武岩及びピクライト玄武岩の全岩及びクロムスピネルの分析結果 (石田ほか, 1990) と調和的である。粗粒石灰岩を伴う玄武岩もプレート内玄武岩の領域にプロットされる。この種の玄武岩は従来から海山の構成物と推定されていたが、今回の分析結果はこの推定を支持する。

粗粒石灰岩を伴わない玄武岩は、No.13 を除いて、その多くが中央海嶺玄武岩（大洋底玄武岩）と島弧玄武岩

の複合領域にプロットされる。これらの玄武岩の多くはミクライト質石灰岩とチャートに覆われることを考慮すると、Osozawa *et al.* (1990) や坂本ほか (1993) が指摘しているように、中央海嶺起源の玄武岩と推定される。No.13 の玄武岩はプレート内玄武岩の領域かその近傍にプロットされ、粗粒石灰岩を伴わないものの、海山起源である可能性が高い。安山岩は島弧起源と推定される。大井川層群の高草山玄武岩と竜爪層群の玄武岩は、プレート内のアルカリ岩と推定されるが、竜爪層群の玄武岩については島弧的な性格も示唆される。

4. 3. 7 産出化石と地質年代

「南部」地域周辺の瀬戸川層群からは、第 4. 2 表に示すような放散虫化石が産出した。

石灰岩及びチャートは、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 図の微化石産地 11) の石灰岩は、*Podocyrtils helenae* 及び *Podocyrtils* 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 pseudoecaena* などを含む Blow (1969) の P.12-P.13 (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。

碎屑岩では、牛首峠東方の蓬沢向斜西翼 (第 4. 3b 図の微化石産地 3) の黒色頁岩から *Cyrtocapsella* sp. cf. *C. tetrapera* が産出した。また、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。両地点の放散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、チャート及び碎屑岩からは、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散虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノ化石などが得られている (Honjo and Minoura, 1968; 北里, 1980; Iijima *et al.*, 1981; Ibaraki, 1984; Osozawa *et al.*, 1990 など)。

4. 4 大井川層群 (O, Op, Ob)

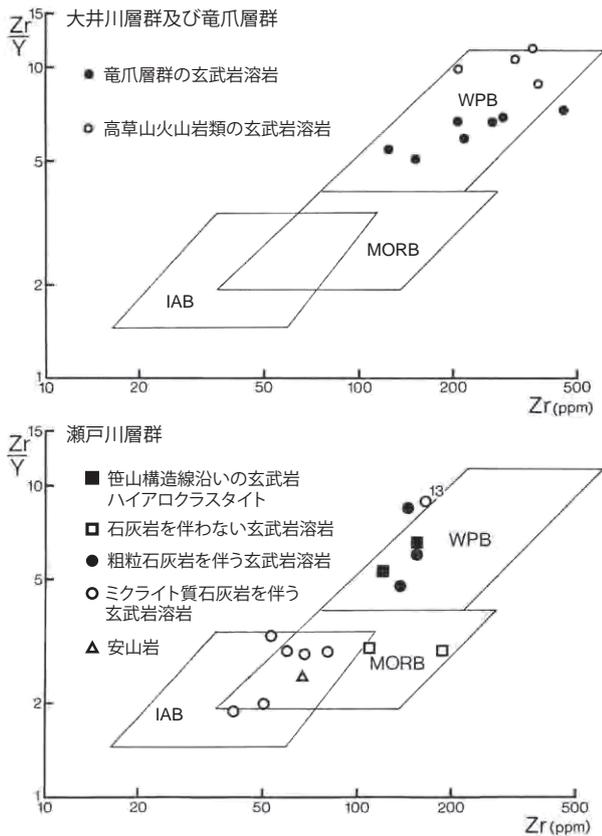
4. 4. 1 地層名

榎山 (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

第 4. 1 表 瀬戸川層群及び竜爪層群の玄武岩の化学組成 (杉山, 1995)

No.	1	2	3	4	5	6	瀬戸川層群							竜爪層群								
							7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
試料番号	031107	102328	121621	031201	052401	051904	121041	011806	011808	R20893	R20894	031202	R20890	R20891	011701	R20898	R20900	R20912	R20909	R20905	R20904	R20915
岩種	Hyalo	Hyalo	Lava*	Lava*	Lava*	Lava*	Lava*	Lava	Lava	Lava#	Andes	Lava*	Lava*	Lava#	Lava*	Lava						
(wt%)																						
SiO ₂	43.30	47.34	41.00	44.34	51.62	48.90	48.41	48.30	48.16	48.24	53.38	46.27	42.65	48.57	46.95	47.17	49.75	48.77	47.58	50.29	50.05	51.34
TiO ₂	2.49	2.43	0.90	1.92	1.28	1.44	1.34	1.70	2.91	2.28	0.68	1.83	1.86	1.81	1.06	1.36	2.08	2.27	1.70	2.28	1.64	2.01
Al ₂ O ₃	11.42	10.54	12.85	16.77	15.79	15.00	16.13	15.06	13.14	14.19	16.20	18.20	13.15	15.91	17.15	17.82	15.67	15.21	18.38	15.82	15.64	16.86
Fe ₂ O ₃	2.16	3.33	2.80	3.42	1.62	2.49	2.95	3.32	3.46	3.96	5.67	2.86	3.42	4.85	3.93	3.87	5.49	5.86	3.49	5.50	5.89	7.69
FeO	9.69	8.21	3.46	6.73	5.72	7.17	5.81	6.79	11.28	6.93	4.09	6.73	5.99	5.31	4.66	4.16	3.21	3.92	3.64	3.21	3.44	2.11
MnO	0.18	0.18	0.12	0.17	0.12	0.15	0.19	0.24	0.24	0.17	0.16	0.20	0.22	0.15	0.15	0.16	0.16	0.24	0.16	0.68	0.14	0.18
MgO	15.11	12.51	4.02	6.42	5.45	7.31	6.65	8.37	6.23	7.00	5.31	7.79	8.45	6.38	7.57	7.54	4.50	3.61	4.86	3.70	4.98	2.85
CaO	8.82	7.69	16.28	12.45	8.35	8.60	8.08	9.66	6.92	10.54	3.92	5.46	10.52	6.39	9.99	7.93	6.89	8.33	9.04	5.06	7.80	6.73
Na ₂ O	1.08	2.48	5.21	2.12	4.97	4.43	3.24	2.93	3.65	3.31	6.32	3.42	3.90	5.07	3.57	3.88	4.95	4.95	3.74	5.00	5.08	4.74
K ₂ O	0.29	0.24	0.56	1.25	1.20	0.06	1.73	0.50	0.33	0.52	0.28	1.63	0.95	0.47	0.04	0.85	1.82	1.34	1.99	2.64	0.52	2.21
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.16	0.35	0.12	0.12	0.12	0.15	0.25	0.27	0.20	0.18	0.32	0.33	0.08	0.26	0.53	0.68	0.39	1.12	0.30	0.48
H ₂ O+	4.34	3.40	1.45	3.41	1.77	3.07	2.37	2.13	2.59	1.38	3.12	4.24	7.10	3.01	3.33	4.46	3.98	2.65	2.92	3.97	3.10	1.76
H ₂ O-	0.38	0.88	0.21	0.41	0.21	0.41	0.43	0.35	0.34	1.26	0.41	0.92	1.49	1.45	1.07	1.03	0.45	0.51	0.70	0.65	1.03	0.89
CO ₂	-----	-----	10.31	-----	1.29	0.45	2.15	-----	-----	-----	-----	0.10	-----	-----	0.20	-----	-----	1.28	0.87	-----	-----	-----
Total	99.51	99.47	99.33	99.76	99.51	99.60	99.60	99.50	99.50	100.04	99.74	99.83	100.03	99.71	99.75	100.48	99.48	99.62	99.46	99.91	99.61	99.85
(ppm)																						
Zr	119	155	40.0	145.0	50.0	59.0	80.2	109	189	153	66.4	53.0	163	137	67.0	122	267	283	205	445	150	216
Y	22.5	23.9	21.0	17.0	25.0	20.0	27.1	36.1	63.6	25.0	27.2	16.0	18.2	28.8	23.0	22.6	39.5	40.9	29.9	61.9	29.8	36.7
Nb	16.8	17.6	1.0	16.0	4.0	3.0	4.7	5.0	7.1	14.8	4.6	5.0	14.9	9.5	<1.0	7.5	16.1	19.9	11.2	27.8	8.2	12.3
Sr	147	116	1280	520	870	220	1980	185	123	591	166	720	477	439	400	716	289	365	506	269	264	699

主要元素の分析は、試料10, 11, 13, 14については蛍光X線分析 (分析者: 下川浩一氏) により、他の試料については大手開発株式会社依頼し、湿式分析による。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年度に実施した。分析試料採取地点については第4.1図参照。「南部」地域内で採取された試料2, 3, 4, 5, 6の5試料については、地質図にも採取地点を示した。Hyalo: 玄武岩ハイアロクラスタイト, Lava: 石灰岩を伴わない玄武岩溶岩, Lava*: ミクタイト質石灰岩を伴う玄武岩溶岩, Lava#: バイオスパーライト (生物源粗粒石灰岩) を伴う玄武岩溶岩, Andes: 安山岩。



第 4. 9 図 瀬戸川層群、高草山火山岩類（大井川層群）及び竜爪層群の玄武岩の Zr-Zr/Y 図（杉山, 1995）
高草山火山岩類については小川・谷口（1989）のデータに基づく。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。

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」地域南部にまで達するとし、この地帯を「大井川亜帯」と呼び、その構成層を大井川層群と再定義した。

4. 4. 2 分布及び地質構造

大井川層群は、安倍川東岸の十枚山山地西側斜面から安倍峠東方の大城川上流域にかけて、「南部」地域の中央部を南北に縦断して分布する。東西の分布幅は十枚山付近で最も広く、2.5 km ほどあるが、有東木の南で十枚山断層が大きく西へ張り出すため、これより南では 1 km に満たない（第 4. 3b 図）。

藤代断層と十枚山断層に挟まれた大井川層群の分布域（大井川亜帯）は、Naka（1988）の有東木ユニットにほぼ相当する。また、兼高ほか（1958）の瀬戸川累層群十枚山層は、本報告の大井川層群に対応する。

「南部」地域に分布する大井川層群は全体としてほぼ南北の走向であるが、細かくみると刈安峠以北の北部地

域は N10-20° E、刈安峠から有東木にかけての中部地域は N0-10° W、有東木以南の南部地域はほぼ南北の走向をもつ。また、地層は東または西へ 70-90° 傾斜する。

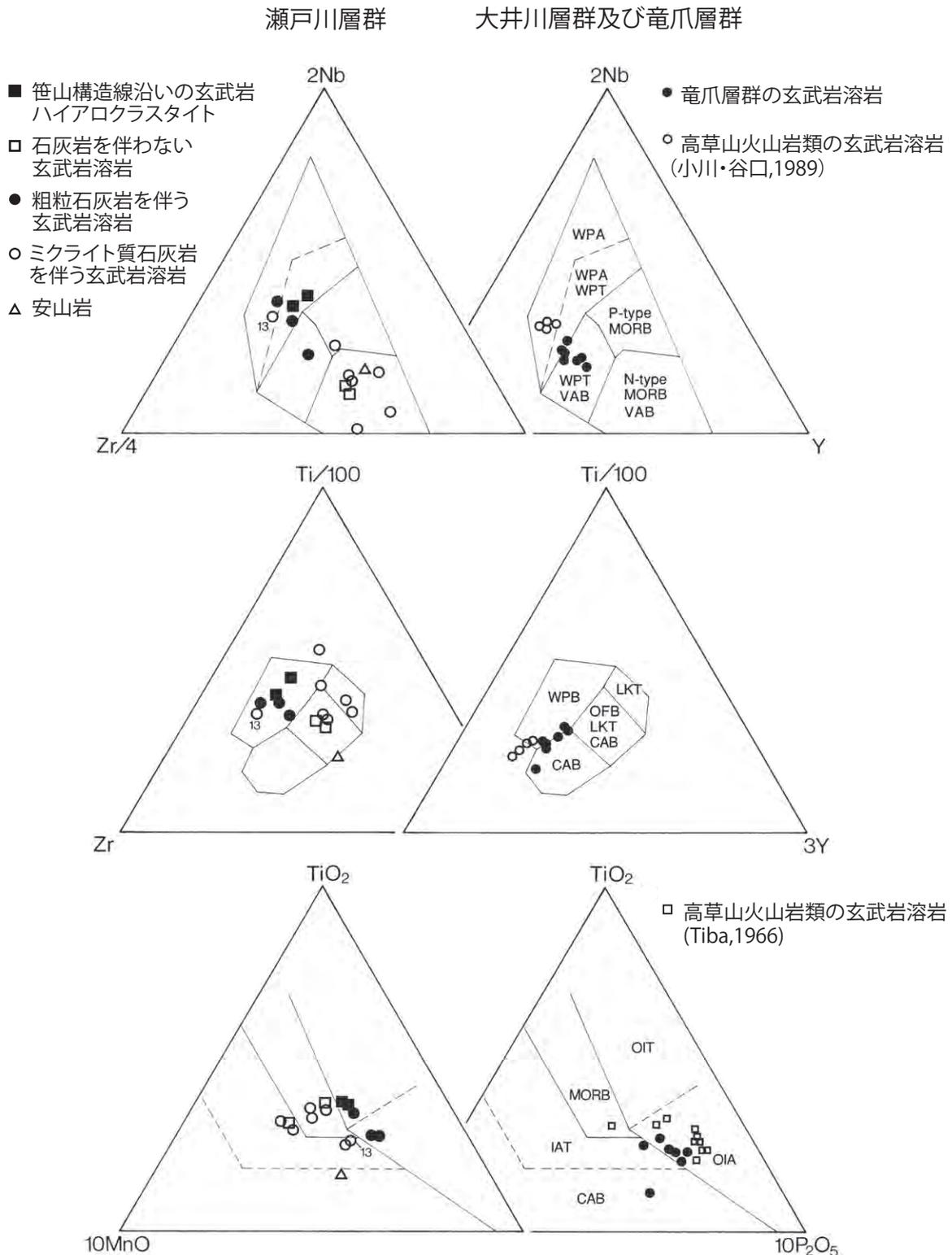
北部の大城川沿いでは、東上位を示す部分が卓越するが、西上位を示す部分も認められることから、半波長数 100 m 以下の褶曲構造が発達する可能性がある。中部の中の段から有東木にかけての地域には、南北に細長く延びる粗粒玄武岩（竜爪層群の Rd）からなる貫入岩体が存在し、この岩体の西側地域は西上位を示す。岩体の東側地域についてはデータが少ないが、中の段から十枚山に至る登山ルート沿いでは東上位を示す。また、貫入岩体北側の関の沢源流域でも、藤代断層沿いの西側地域では西上位、十枚山の稜線に近い東側地域では東上位を示す。これらのデータから、貫入岩体に沿って北北西-南南東方向の背斜構造が存在する可能性がある。有東木以南の地域は全体として西上位を示すが、図幅地域南端の黒川沿いでは半波長 50-数 100 m の褶曲構造が認められる。

4. 4. 3 層序及び岩相

北部の大城川流域の大井川層群は、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）、スレート劈開の発達する黒色頁岩（約 700 m）、砂岩層を挟む黒色頁岩と砂岩頁岩互層（約 100 m）（O）からなる（第 4. 11 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。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。

中部の中の段付近では、粗粒玄武岩の貫入岩体近傍に分布する見かけ下位の砂岩及び砂岩優勢の砂岩頁岩互層と、同岩体から離れた地域に分布する見掛け上位の珪長質凝灰岩を挟む黒色-暗灰色頁岩からなる（第 4. 11 図の藤代柱状図）。砂岩は暗灰色の細-中粒のワッケ及びアレナイトからなり、層厚は 150 m 以上と推定される。見かけ上位の頁岩層は背斜構造をなす砂岩卓越層の東西両側に分布するため、より上位の層準と推定されるが、砂岩卓越層との境界は露頭欠如のため未確認である。Naka（1988）は、貫入岩体の西側に分布する砂岩卓越層とその西側の頁岩層とは断層で接すると解釈している。この頁岩層は岩相的に北部地域の頁岩層に対比され、見かけの層厚は 800 m 以上に達する。頁岩に挟まれる珪長質凝灰岩層は緑色や白色を呈し、厚さ 5 cm ほどの薄いものから 10 m ほどの厚さをもつものまである。厚さが 20 cm を超える緑色凝灰岩では級化層理が認められることが多い。また、白色凝灰岩は一部珪化している。関の沢上流から藤代にかけての本層には層理面にほぼ平行な劈開が発達する。

有東木より南の地域の大井川層群は、凝灰岩を挟む頁



第 4. 10 図 瀬戸川層群、高草山火山岩類（大井川層群）及び竜爪層群の玄武岩の元素組成による起源判別ダイアグラム（杉山，1995）
高草山火山岩類については小川・谷口（1989）と Tiba（1966）のデータに基づく。上段：Meshede（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 TiO₂-10MnO-10P₂O₅ 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）。

第 4. 2 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)

種名	微化石産出地点															
	岩相	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Actinomma</i> (?) sp.	sh															
Actinommiidae gen. et sp. indet.	sh															
<i>Amphisphaera</i> (?) sp.	sh															
<i>Artophormis</i> cf. <i>gracilis</i> Riedel	sh															
<i>Calocyclas</i> (?) sp.	sh															
<i>Calocyclella</i> (?) sp.	sh															
<i>Carpocanistrum</i> sp.	sh															
<i>Carpocanopsis</i> (?) sp.	sh															
<i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel)	sh															
<i>C.</i> sp. cf. <i>C. tetrapera</i> (Haeckel)	sh															
<i>Dendrospyrus</i> sp.	sh															
<i>D.</i> (?) sp.	sh															
<i>Didymocyrtis</i> (?) sp.	sh															
<i>Dorcadospyrus</i> (?) sp.	sh															
<i>Eucyrtidium</i> sp.	sh															
<i>E.</i> (?) sp.	sh															
<i>Larcopylæ</i> (?) spp.	sh															
<i>Liriospyrus</i> (?) sp.	sh															
<i>Lithelus</i> (?) spp.	sh															
<i>Lychnocanoma</i> sp.	sh															
Nassellaria gen. et sp. indet.	sh															
<i>Periphaena</i> (?) sp.	sh															
<i>Podocyrtis helenae</i> Nigrini	sh															
<i>P.</i> sp. cf. <i>P. sinuosa</i> (Ehrenberg)	sh															
<i>P.</i> (?) sp.	sh															
<i>Prunopylæ</i> (?) spp.	sh															
<i>Sethocyrtis</i> (?) sp.	sh															
<i>Spireuma</i> (?) sp.	sh															
<i>Spongodiscus</i> spp.	sh															
<i>S.</i> (?) spp.	sh															
<i>Spungurus</i> spp.	sh															
<i>S.</i> (?) spp.	sh															
Spumellaria gen. et sp. indet.	sh															
<i>Stichocorys</i> (?) sp.	sh															
<i>Stylatractus</i> (?) spp.	sh															
<i>Stylochlamidium</i> (?) sp.	sh															
<i>Stylosphaera</i> (?) spp.	sh															
Theoperidae gen. et sp. indet.	sh															
<i>Thyrsocyrtis</i> (?) sp.	sh															

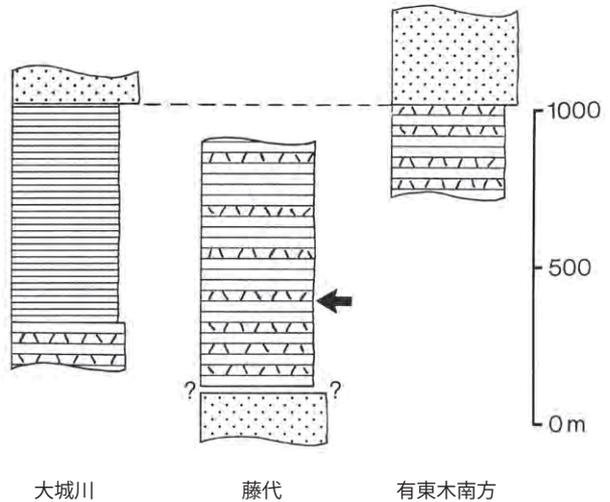
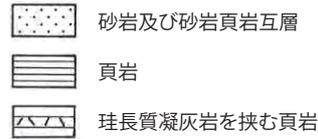
鑑定は西村明子氏による。産出地点 1～15 の位置については第 4. 3a 図及び 4. 3b 図を参照。「南部」地域内の産出地点 2～10, 12 及び 15 については、地質図にも RD-2, RD-15 等として産出地点を示した。sh: 頁岩, ch: チャート, lm: 石灰岩。

岩と砂岩頁岩互層から構成される (第 4. 11 図の有東木南方柱状図)。砂岩頁岩互層は主として凝灰岩を挟む頁岩の上位に発達するが、図幅地域南端の黒沢付近では頁岩層と互層して同じ層準にも出現する。また黒沢では、厚さ約 5 m の含礫泥岩 (Op) が頁岩中に挟まれている。含礫泥岩には閃緑岩、花崗岩、デイサイト、安山岩などの礫が含まれる。また、有東木南方の白沢には、瀬戸川層群に由来するブロック状の玄武岩 (Ob) が頁岩中に存在する。玄武岩ブロックの長さは約 200 m に達し、斑れい岩と石灰岩を伴う。

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。

4. 4. 4 産出化石と地質年代

藤代の南東約 1.5 km (第 4. 3b 図の微化石産地 15) で採取した頁岩から、*Artophormis* cf. *gracilis*, *Lychnocanoma* sp. などを含む放散虫化石群集が産出した (第 4. 2 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



第 4. 11 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。

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 (Ujii, 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) が、これら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)。

4. 5 竜爪層群 (Ra, Rc, Rd, Rg, Rh, Rm, Rr, Rt)

4. 5. 1 地層名

小池 (1957) による。鯨島 (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 (鯨島・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。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, 貫入岩を含むその構成層を竜爪層群と再定義した。

4. 5. 2 分布及び主要構成岩石

竜爪層群は, 「南部」地域中央の十枚山山地に分布する。十枚山より南の地域では主稜線を挟む山地上部に分布し, 十枚山以北では主稜線東側の戸栗川及び相又川源流域に分布する。分布の北限は相又川源流の南岸域である。東西の分布幅は有東木東方の十枚山断層の屈曲部より南では 2.5 km 程度であるが, これより北では 1 km 以下となる。

有東木以北の竜爪層群は主として流紋岩の溶岩からなり, 一部に安山岩の溶岩と貫入岩を伴う。有東木東方の十枚山断層の屈曲部より南の地域では, デイサイトの溶岩と流紋岩の火砕岩及び溶岩を主体とし, 十枚山断層沿いにデイサイト及び粗粒玄武岩の貫入岩が分布する。粗粒玄武岩は十枚山断層の西側の大井川層群にも貫入しており, その岩相, 化学組成 (4. 5. 5 参照) 及び変成度は竜爪層群の火山岩に貫入する粗粒玄武岩と酷似する。このため, 本報告では杉山 (1995) 及び杉山ほか (2010) に従って, 大井川層群に貫入する粗粒玄武岩を竜爪層群に含めた。また, 図幅地域南端の糸魚川-静岡構造線沿いには, 南隣「清水」地域から連続する微文象状花崗岩の貫入岩体が存在し, 浅間原南方の稜線に沿って粗粒玄武岩が貫入する。

4. 5. 3 地質構造

流紋岩とデイサイトの分布境界は浅間原西方を北西-南東方向に追跡され, 本図幅地域南端から「清水」地域北部では南北方向となる。有東木南方の白沢上流には流紋岩中に凝灰岩と砂岩を伴う泥岩が挟まれている。この泥岩層は流紋岩とデイサイトの分布境界とほぼ平行に北西-南東方向に連続し, 南西に 40-60° 傾斜する。これらのことから, 浅間原付近の竜爪層群は北西-南東走向, 南西傾斜の構造をもち, デイサイトは流紋岩の上位に重なると考えられる。

有東木以北の地域では凝灰岩や泥岩・頁岩の挟みが少ないため, 地質構造の詳細は明らかではないが, 貫入岩体は南北方向に伸長する。

4. 5. 4 火山岩及び貫入岩の岩石記載

4. 5. 4. 1 火山岩

(1) 流紋岩 (Rr)

池田 (1978) の浅間原斜長流紋岩に当たる。主として溶岩からなり, 凝灰岩などの火砕岩を伴う。これらの岩石は緑白色ないし緑色を帯びた灰白色を呈し, 火砕岩(特

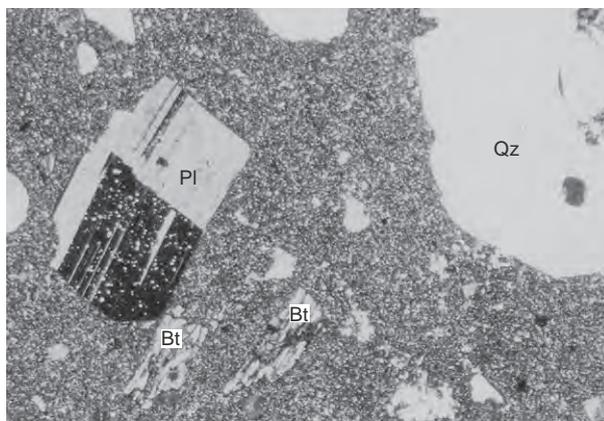
に粗粒な凝灰岩) の中には肉眼では溶岩との区別が困難なものがある。

流紋岩溶岩の多くは長径 2-3 mm 程度の斜長石と径 2 mm 程度の石英の斑晶が目だつ斑状, 緻密な岩石である (第 4. 12 図)。また, 十枚山北方など, 一部にスフェルリティックな組織をもつガラス質溶岩が分布する。斑状の流紋岩溶岩は少量の黒雲母及と普通角閃石の斑晶または仮像 (緑泥石と鉄鉱物に置換) を含む。石基は微小な石英, 斜長石及びガラスからなり, 黒雲母, 鉄鉱物, アバタイトを含む。火砕岩は流紋岩やデイサイトの礫と石英, 斜長石, 黒雲母, 普通角閃石などの鉱物片からなる。特に, 地蔵峠付近の火山礫凝灰岩には, 径 5 mm-3 cm 程度のデイサイト礫が多量に含まれる。これらの流紋岩には, 二次鉱物として緑泥石と鉄鉱物のほかに, ぶどう石, 方解石, パンペリー石が生じている。

流紋岩は, 本図幅地域南端の十枚山断層沿いにも小規模な分布が認められる。この地域の流紋岩は主として凝灰岩と火山礫凝灰岩からなり, 石英及び斜長石のほかに黒雲母と普通角閃石を含む。有色鉱物の一部は緑泥石に置き換えられているが, ぶどう石やパンペリー石はほとんど認められない。また, 黒沢の上流には黒雲母を含む流理構造の発達する溶岩 (池田, 1978 の黒沢黒雲母斜長流紋岩) が分布する。このほか, 浅間原西方のデイサイト中には, デイサイト礫と普通輝石片を含む流紋岩質火山礫凝灰岩が挟まれる。

有東木南方の白沢上流では, 4. 5. 3 でも述べたように, 流紋岩の溶岩及び火砕岩中に泥岩 (Rm) が挟まれている。泥岩は黒色ないし暗灰色を呈し, 頻繁に珪長質凝灰岩, 凝灰質砂岩及び砂岩を挟み, 一部ではこれらと互層する。凝灰質砂岩及び砂岩には級化層理が認められる。

(2) デイサイト (Rt)



第 4. 12 図 竜爪層群の流紋岩溶岩の顕微鏡写真
直交ポーラー, スケールは 1 mm。Bt: 黒雲母 (緑泥石化している), Pl: 斜長石, Qz: 石英。試料採取地点: 田代峠の西方約 900 m。

池田 (1978) の真富士石英ソーダ粗面岩, 杉山・下川 (1990) のデイサイトに相当する。長径 1-3 mm 程度の斜長石斑晶が点在する褐色がかった緑灰色の溶岩を主とし, まれに凝灰岩や頁岩を挟む。鏡下では斜長石と普通輝石の斑晶が認められ, 斜長石斑晶はしばしば集合して透入双晶を作る (第 4. 13 図)。また, 石基はトラキティック-毛せん状組織を示す斜長石と他形の石英, 普通輝石, アパタイト, 普通角閃石 (仮像), 鉄鉱物などからなる。二次鉱物として緑泥石, 石英, 鉄鉱物などが生じている。

(3) 安山岩 (Ra)

戸栗川上流 (西俣川) の糸魚川-静岡構造線近傍と下十枚山付近に分布する。淡緑色-緑灰色を呈し, 普通輝石と斜長石の斑晶を含む。石基はトラキティック-毛せん状組織を示す斜長石からなり, 普通輝石とガラスを伴う。戸栗川上流の安山岩は発泡しており, 気孔は石英とぶどう石により充填されている。これらの岩石には, 二次鉱物としてぶどう石, 緑泥石, パンペリー石, 方解石が生じている。

4. 5. 4. 2 貫入岩

(1) 微文象状花崗岩 (Rg)

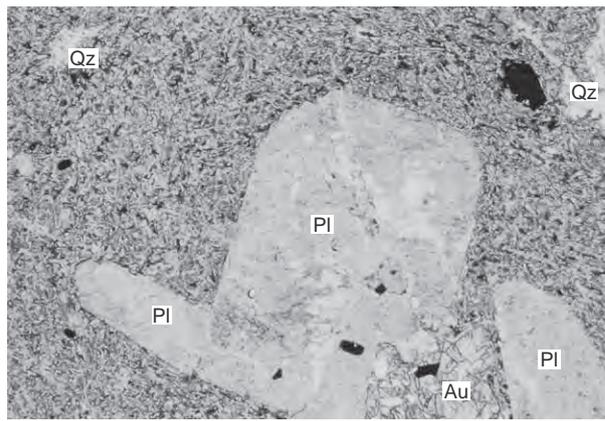
桃色を帯びた淡緑白色の中-粗粒岩石であり, 本図幅地域南端から「清水」地域北部の糸魚川-静岡構造線沿いに分布する。池田 (1978) のトロニエム岩, 杉山・下川 (1990) 及び杉山 (1995) のグラノファイアーに相当する。長径 0.5-3 mm の短柱状斜長石, 石英及び少量の普通角閃石からなり, 斜長石と石英はしばしばマイクログラフィック組織を示す。角閃石の多くは変質し, 緑泥石, 緑れん石, アクチノ閃石などに置き換えられている。

(2) デイサイト (Rh)

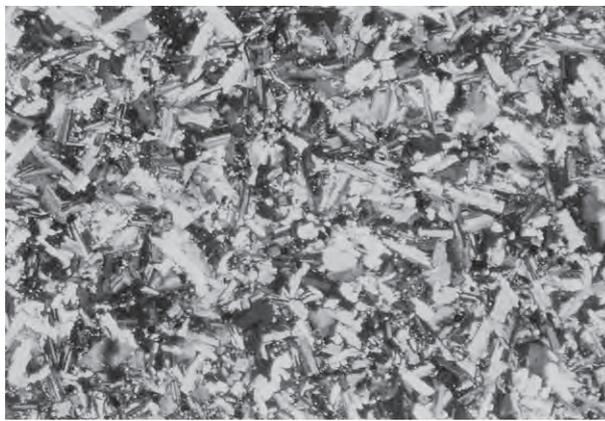
池田 (1978) の無斑晶石英ソーダ粗面岩及び流紋岩, 杉山 (1995) のライオデイサイトに相当し, 十枚山断層の屈曲部より南の同断層沿いに分布する。淡い緑白色ないし緑灰色の極細粒-中粒の岩石であり, 無斑晶で一見, 珪質な砂岩状を呈するところが多い。桃の木沢付近には, 長径 1-2 mm 程度の斜長石斑晶が点在するものも分布する。無斑晶のデイサイトは, モザイク状に組み合わせさせた長径 0.1-0.3 mm 程度の斜長石とその間を埋める他形の石英, アルカリ長石, 黒雲母, 鉄鉱物などからなる (第 4. 14 図)。黒雲母の大部分は緑泥石に置き換えられている。斜長石斑晶を含むデイサイトの石基も同様の組織を示す。二次鉱物として緑泥石のほか, 方解石と脈状の石英及びぶどう石が生じている。

(3) 安山岩 (Rc)

杉山 (1995) のデイサイト (貫入岩) に相当し, 地蔵峠南方の稜線付近や白沢の上流に小規模に分布する。肉眼で長径 2-3 mm 程度の斜長石斑晶と有色鉱物の緑色や黒色の小斑点が認められる淡緑灰色の中-細粒の岩石である。鏡下では斜長石のほか単斜輝石の斑晶が認めら



第 4. 13 図 竜爪層群のデイサイト溶岩の顕微鏡写真
下方ポーラー, スケールは 1 mm. Au: 普通輝石,
Pl: 斜長石, Qz: 石英. 試料採取地点: 静岡市下
村の東南東約 2 km.



第 4. 14 図 竜爪層群のデイサイト (貫入岩) の顕微鏡写真
直交ポーラー, スケールは 1 mm. 試料採取地点:
静岡市有東木南方の白沢.

れる。石基部分はモザイク状の斜長石とその間を埋める他形の石英, 普通輝石, 鉄鉱物, ガラス (緑泥石化している) などからなる。緑泥石のほかにはぶどう石が生じている。

(4) 粗粒玄武岩 (Rd)

杉山 (1995) のドレライトに相当し, 竜爪層群の流紋岩及びデイサイト (溶岩及び貫入岩), 大井川層群の頁岩及び砂岩頁岩互層に貫入する。竜爪層群に貫入する岩体は, 図幅地域南部の十枚山断層沿いや浅間原南方の稜線などに分布する。大井川層群に貫入する岩体は図幅地域北端の大城川流域, 十枚山の山頂, 中の段北方-有東木南方などに分布する。このうち最も大きな貫入岩体は中の段北方から有東木南方に達する岩体であり, 樹枝状の貫入形態を示す。北側の分岐は N10° W 方向へ伸長し, 長さは約 4.5 km, 中の段-藤代付近における幅は 200-300 m 程度である。南側の分岐はほぼ南北に伸び, 3.5 km 程の長さを持つ。分岐部付近では 400 m 以上の幅が

あるが、南部の白沢流域では急激に細くなり、50 m 程度となる。

粗粒玄武岩は暗緑色を呈する中-粗粒の岩石であり、粗粒なものでは肉眼で網目状に組み合わさった長さ2 mm 程度の斜長石が観察される。鏡下ではインターグラニユラー-オフィテック組織を示す斜長石と普通輝石、普通角閃石、鉄鉱物、他形の石英、緑泥石化したガラスなどが認められる(第4. 15 図)。輝石及び角閃石の一部も緑泥石化している。二次鉱物として、緑泥石のほかにもぶどう石と方解石が生じている。

このほかに、地質図には示していないが、有東木東方の林道脇(北緯 35° 13' 01", 東経 138° 22' 56")の大井川層群中には、オフィテック組織を示す斜長石とチタン輝石質普通輝石からなるアルカリ粗粒玄武岩(第4. 16 図)の小岩脈(幅約 2 m)が認められた。

4. 5. 5 火山岩及び貫入岩の化学組成

本研究では、火山岩 11 試料、貫入岩 10 試料(うち 2 試料は大井川層群に貫入する粗粒玄武岩)、合計 21 試料について、主要成分分析を行った。試料採取地点を付図 A-2 に、分析値を第 4. 3 表に示す。また、今回の分析値に池田(1978)及び杉山・下川(1990)の分析値を加えて作成した(Na₂O+K₂O)-SiO₂ 図を第 4. 17 図に示す。

H₂O(+, -)及び CO₂を除いて再計算した火山岩の SiO₂ 含有量は、流紋岩:68-76%, デイサイト:61-68%, 安山岩:57-59% である。珪長質-中性貫入岩の SiO₂ 含有量は、微文象状花崗岩:72-73%, デイサイト:66-68%, 安山岩:62% 程度である。

(Na₂O+K₂O) 量は、流紋岩では 7-9% 程度、デイサイト(火山岩及び貫入岩)では 8-10% 程度のものが

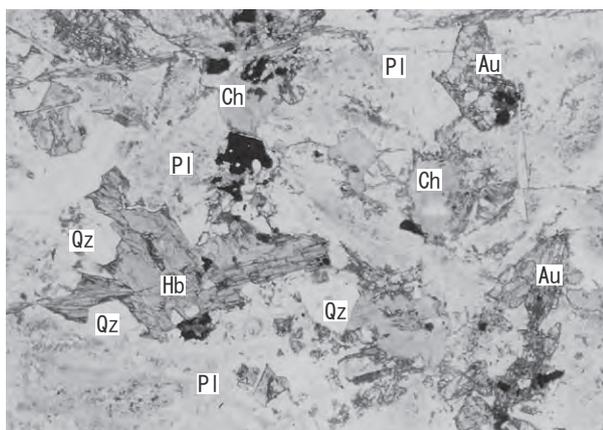
多い。これらの珪長質岩では SiO₂ 量の増加に従って (Na₂O+K₂O) 量がやや減少する傾向が認められる。

また、今回分析した粗粒玄武岩の SiO₂ 含有量は 52-53%, (Na₂O+K₂O) 量は 4.5-5.5% である。この値は竜爪-高草山火山岩類の苦鉄質岩の中では、SiO₂ 量に対する (Na₂O+K₂O) 量が相対的に少ない部類に属する。

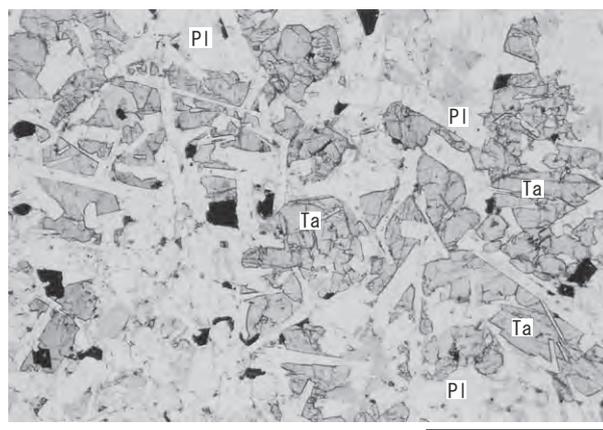
4. 5. 6 産出化石と地質年代

有東木南東方の流紋岩に挟在する泥岩(Rm)から、第 4. 4 表に示すような放散虫及び有孔虫化石が産出した。放散虫化石群集には *Calocyclus cf. virginis*, *Cyrtocapsella cornuta*, *C. tetrapera*, *Didymocytis violina*, *Stichocorys delmontensis*, *S.wolffii* などの示準種が含まれ、Sanfilippo *et al.* (1985) の *Stichocorys wolffii* 帯(前期中新世の後期)から *Dorcadospyris alata* 帯最下部(中期中新世の初期)に対比される。一方、有孔虫群集には Blow (1969) の N.8 帯(前期中新世の末-中期中新世の初期)に産出が限られる *Praeorbulina glomerata curva* が含まれる。

「清水」地域及び「静岡」地域のデイサイトに挟在する泥岩からは、*Cyrtocapsella tetrapera*, *Stichocorys cf. delmontensis*, *S.wolffii?* が報告されている(Osozawa, 1991)。また、その上位に重なるアルカリ玄武岩に挟在する泥岩からも N.8 帯に対比される浮遊性有孔虫化石群集を産する(杉山ほか, 1982; Ibaraki and Tsuchi, 1982)。これらの放散虫及び有孔虫化石のデータから、竜爪層群を構成する流紋岩、デイサイト及びアルカリ玄武岩の火山活動は前期中新世の末から中期中新世の初頭に生じたと考えられる。



第 4. 15 図 大井川層群に貫入する粗粒玄武岩の顕微鏡写真
下方ポーラー、スケールは 1mm。Au: 普通輝石、Ch: 緑泥石化した普通角閃石、Hb: 普通角閃石、Pl: 斜長石、Qz: 石英。試料採取地点: 静岡市有東木の集落東端。



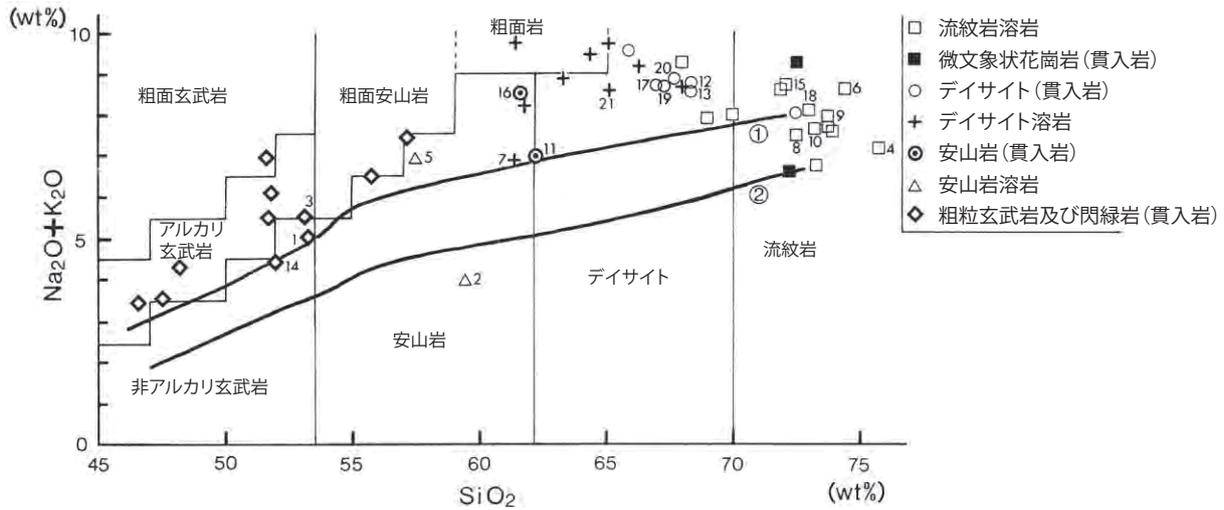
第 4. 16 図 大井川層群に貫入するアルカリ粗粒玄武岩の顕微鏡写真
下方ポーラー、スケールは 1 mm。Ta: チタン輝石質普通輝石、Pl: 斜長石。試料採取地点: 静岡市有東木の北東約 1 km。

第 4. 3 表 竜爪層群の火山岩・貫入岩の化学組成

No.	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	R15	R16	R17	R18	R19	R20	R21
岩種	粗粒玄武岩	安山岩	粗粒玄武岩	流紋岩	安山岩	流紋岩	デイサイト	流紋岩	流紋岩	流紋岩	安山岩*	デイサイト*	デイサイト*	粗粒玄武岩	流紋岩	安山岩*	デイサイト*	流紋岩	デイサイト*	デイサイト*	デイサイト
SiO ₂	50.82	57.95	51.37	74.71	56.12	73.79	59.95	71.94	72.81	72.23	60.73	66.77	67.04	50.46	71.07	60.42	65.46	71.70	65.98	66.35	63.69
TiO ₂	1.86	0.70	1.77	0.37	0.95	0.24	0.73	0.32	0.28	0.31	1.14	0.91	0.92	1.50	0.37	1.16	0.89	0.26	0.94	0.94	0.96
Al ₂ O ₃	15.19	14.78	15.13	12.31	16.95	13.27	16.49	14.18	13.26	13.50	15.67	14.61	14.95	16.25	13.88	15.55	15.19	14.22	14.91	15.24	15.40
Fe ₂ O ₃	3.27	2.99	2.39	1.94	2.50	1.54	3.07	2.50	2.32	2.43	3.87	1.40	1.76	4.06	1.26	3.22	2.32	0.97	1.22	1.76	2.52
FeO	7.64	4.46	8.67	0.13	5.22	0.13	2.87	0.13	0.13	0.13	2.61	2.80	2.42	6.50	1.27	3.19	2.10	1.34	2.87	1.98	2.80
MnO	0.20	0.12	0.22	0.03	0.15	0.04	0.10	0.06	0.04	0.05	0.16	0.15	0.15	0.22	0.07	0.15	0.14	0.09	0.15	0.16	0.17
MgO	3.74	4.48	3.94	0.62	3.02	0.35	2.35	0.63	0.56	0.59	2.00	1.05	1.01	4.63	0.79	1.97	1.21	1.08	1.18	1.21	1.63
CaO	7.21	7.90	7.54	1.23	5.60	1.25	5.16	1.47	1.43	1.67	4.06	1.31	1.27	8.67	1.10	3.46	1.70	0.43	1.87	1.39	1.85
Na ₂ O	3.44	3.81	4.38	4.42	6.44	3.88	3.86	6.16	4.11	5.26	5.28	5.58	6.01	3.38	5.12	5.77	6.16	4.63	5.60	5.92	5.66
K ₂ O	1.45	0.06	0.97	2.75	0.37	4.68	2.91	1.24	3.74	2.32	1.56	3.02	2.42	0.97	3.49	2.72	2.38	3.36	3.02	2.84	2.83
P ₂ O ₅	0.58	0.19	0.33	0.10	0.32	0.07	0.22	0.08	0.08	0.08	0.43	0.22	0.22	0.30	0.12	0.41	0.24	0.10	0.22	0.24	0.30
H ₂ O+	2.78	2.03	2.64	0.85	1.88	0.43	1.90	0.96	0.85	0.96	2.05	1.22	1.12	2.45	0.80	1.55	1.37	1.33	1.42	1.45	1.64
H ₂ O-	0.18	0.09	0.10	0.05	0.10	0.05	0.10	0.10	0.05	0.08	0.11	0.10	0.10	0.19	0.06	0.13	0.05	0.11	0.08	0.19	0.22
CO ₂	1.45	0.08	0.28	0.06	0.08	0.03	0.03	0.02	0.06	0.04	<0.01	0.32	0.08	0.08	0.04	0.10	0.52	0.21	0.33	0.03	0.15
Total	99.81	99.84	99.73	99.57	99.70	99.75	99.74	99.79	99.72	99.65	99.67	99.46	99.47	99.66	99.44	99.80	99.73	99.63	99.79	99.70	99.82

SiO ₂	53.27	59.47	53.12	75.76	57.48	74.36	61.36	72.88	73.72	73.28	62.28	68.26	68.29	52.05	72.12	61.64	66.94	73.03	67.35	67.68	65.12
TiO ₂	1.95	0.72	1.83	0.38	0.97	0.24	0.75	0.32	0.28	0.31	1.17	0.93	0.94	1.55	0.38	1.18	0.91	0.26	0.96	0.96	0.98
Al ₂ O ₃	15.92	15.17	15.64	12.48	17.36	13.37	16.88	14.37	13.43	13.70	16.07	14.94	15.23	16.76	14.09	15.86	15.53	14.48	15.22	15.55	15.74
FeO*	11.10	7.34	11.18	1.90	7.65	1.53	5.77	2.41	2.25	2.35	6.25	4.15	4.08	10.48	2.44	6.21	4.28	2.25	4.06	3.64	5.18
MnO	0.21	0.12	0.23	0.03	0.15	0.04	0.10	0.06	0.04	0.05	0.16	0.15	0.15	0.23	0.07	0.15	0.14	0.09	0.15	0.16	0.17
MgO	3.92	4.80	4.07	0.63	3.09	0.35	2.41	0.64	0.57	0.60	2.05	1.07	1.03	4.78	0.80	2.01	1.24	1.10	1.20	1.23	1.67
CaO	7.56	8.11	7.80	1.25	5.74	1.26	5.28	1.49	1.45	1.69	4.16	1.34	1.29	8.94	1.12	3.53	1.74	0.44	1.91	1.42	1.89
Na ₂ O	3.61	3.91	4.53	4.48	6.60	3.91	3.95	6.24	4.16	5.34	5.41	5.70	6.12	3.49	5.20	5.89	6.30	4.72	5.72	6.04	5.79
K ₂ O	1.52	0.06	1.00	2.79	0.38	4.72	2.98	1.26	3.79	2.35	1.60	3.09	2.47	1.00	3.54	2.77	2.43	3.42	3.08	2.90	2.89
P ₂ O ₅	0.61	0.19	0.34	0.10	0.33	0.07	0.23	0.08	0.08	0.08	0.44	0.22	0.22	0.31	0.12	0.42	0.25	0.10	0.22	0.24	0.31

湿式分析法による。下段の値は、H₂O+, H₂O-, CO₂を除いた再計算値。分析は大手開発株式会社に依頼し、平成3年度に実施。試料採取地点は付図A-2及び地質図参照。安山岩*及びデイサイト*は貫入岩として産するもの。R7のデイサイトは地蔵峠西方の流紋岩火山礫凝灰岩に含まれる礫。FeO*は全鉄。



第 4. 17 図 竜爪層群の火山岩・貫入岩の (Na₂O + K₂O) -SiO₂ 図

太線①, ②はそれぞれ Kuno (1968) によるアルカリ岩系と高アルミナ岩系及び高アルミナ岩系とソレイト質岩系の境界。細線の直線階段状直線は Middlemost (1972) による火山岩分類の境界線。SiO₂, Na₂O, K₂O の重量百分率は、H₂O+, -を除いて再計算した値を使用した。記号の肩の数字 1 ~ 21 は、今回分析した試料の番号 (第 4. 3 表の R1 ~ R21) に対応する。数字のないものは池田 (1978) 及び杉山・下川 (1990) による。

第 4. 4 表 竜爪層群から産出した放散虫及び有孔虫化石 (杉山, 1995)

<p>放散虫</p> <p><i>Calocyclus</i> cf. <i>virginis</i> (Haeckel)</p> <p><i>C.</i> sp.</p> <p><i>Carpocanopsis</i> (?) sp.</p> <p><i>Cyclampterium</i> (?) sp.</p> <p><i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel)</p> <p><i>C.</i> <i>tetrapera</i> (Haeckel)</p> <p><i>Didymocyrtis</i> cf. <i>violina</i> (Haeckel)</p> <p><i>Eucyrtidium</i> cf. <i>cienkowski</i> Haeckel</p> <p><i>Spongurus</i> (?) spp.</p> <p><i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell & Clark)</p> <p><i>S.</i> <i>wolffii</i> Haeckel</p> <p><i>Stylodictya</i> (?) sp.</p> <p><i>Theocyrtis</i> (?) sp.</p> <p><i>Tholospyrus</i> (?) sp.</p>
<p>浮遊性有孔虫</p> <p><i>Globigerina angustumbilicata</i> Bolli</p> <p><i>G.</i> <i>praebulloides</i> Blow</p> <p><i>G.</i> <i>venezuelana</i> Hedberg</p> <p><i>G.</i> sp. indet.</p> <p><i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)</p> <p><i>G.</i> sp. indet.</p> <p><i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner</p> <p><i>G.</i> <i>siakensis</i> LeRoy</p> <p><i>G.</i> <i>quinifalcata</i> Saito & Maiya</p> <p><i>Praeorbulina glomerata curva</i> (Blow)</p> <p><i>P.</i> sp. indet.</p> <p><i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman & Jarvis)</p> <p><i>Sphaeroidinellopsis disjunctus</i> (Finlay)</p>
<p>底生有孔虫 (膠着質種)</p> <p><i>Spirosigmoilinella compressa</i> Matsunaga</p> <p><i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri)</p> <p><i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)</p> <p><i>Eggerella bradyi</i> (Cushman)</p> <p><i>Hormosina</i> sp.</p> <p><i>Cribrostomoides</i> sp. indet.</p> <p><i>Bathysiphon</i> sp. indet.</p> <p><i>Dorothia</i> sp. indet.</p> <p>(石灰質種)</p> <p><i>Ammonia</i> sp. indet.</p> <p><i>Elphidium</i> sp. indet.</p> <p><i>Stilostomella</i> spp.</p> <p><i>Nodosaria</i> sp. indet.</p> <p><i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel & 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。地質図にも RD, PF, BF-16 として産出地点を示した。

第5章 富士川谷新第三系の研究史と地質の概要

(松田時彦)

5.1 研究史

「南部」地域を含む富士川谷の地質は、20万分の1地質図幅「静岡」(中島, 1886)及び同「甲府」(鈴木, 1887)において初めて示され、第三紀層と御坂統とに2分されたが、その後約50年を経た1930年代になって、富士川上流地域での詳細な調査が始められた。大塚(1934)は、身延山北麓の鮮新世の貝化石を報告し、1938年には富士見断層崖下の曙断層と曙礫岩層を記載し、地質図を作った(大塚, 1938a)。さらに、身延町から南部町をも含めた富士川上流沿いの静川層群(後に松田, 1961が富士川層群と改称)の地質図を発表した(大塚, 1955)。これによって、南北方向の褶曲構造を示す静川層群と東西方向の褶曲構造を示す西八代層群とが、明瞭な斜交不整合を伴って接していることが見出された(大塚, 1952, 1955)。1950年代に入って、松田・水野(1955)、秋山(1957)、松田(1958)が同じく富士川上流域を精査し、同流域における西八代層群と静川層群の層序・構造が明確になった。

一方、富士川下流-庵原地域では、1930年代以後に千谷(1931)、井上(1934)、大塚(1938b)、大塚(1944)、伊田(1945)、沢村(1955)などによって地質図が作られ、浜石岳礫岩層、静岡層群などが記載された。田代峠断層の存在も知られた。

これに対して、富士川流域中部の「南部」地域は、1950年代になるまでほとんど地質調査は行われなかった(天守山地に関してはKudo, 1948;加藤, 1955;工藤, 1959)。1960年代になって、松田(1961)が「南部」地域を含む富士川谷の地質図を発表し、富士川上流地域と下流域(庵原山地など)の層序と地質構造を統一的に解釈し、富士川谷の地質が概観できるようになった。その後、富士川団体研究グループ(1976)は、なお未調査であった富士川東岸の内船地区で内船背斜の存在を明確にした。

1960年代には、富士川谷だけでなく、丹沢山地(Mikami, 1961)、御坂山地(片田, 1956;水野・片田, 1958)、巨摩山地(小坂・角田, 1969)など、南部フォッサマグナ各地の層序・地質構造が概観できるようになった。南部フォッサマグナの地質構造が、駿河湾西岸地域から伊豆半島北縁を経て、相模湾を囲む地域へ連続していることもわかった(Matsuda, 1962)。杉村(1972)は、南部フォッサマグナ地域がフィリピン海プレートの北縁に位置し、北上する伊豆半島が本州に衝突している

とした。以後、南部フォッサマグナの地質構造や地史は伊豆弧との関係として考察されるようになった(松田, 1984bなど)。

1980年代には、国際リソスフェア探査計画(略称DELP)において、南部フォッサマグナの衝突現象の解明がその課題の一つとして取り上げられ、多くの調査と議論が行われた(月刊地球, 8, no. 10, 1986; Modern Geology, 14, nos. 1 and 2, 1989; Modern Geology, 15, 1991など)。その頃には、伊豆地塊だけでなく、丹沢(Niitsuma, 1989)、さらに御坂・巨摩の各地塊も、南部フォッサマグナでのプレートの沈み込みによって南から衝突してきたとする多重衝突説が提唱され(天野, 1986; Soh, 1986; Koyama, 1991; Amano, 1991など)、議論を呼んだ(松田, 1989; 酒井, 1992; 青池, 1999など)。

1980年代以降には、とくに富士川谷南部において地質調査が活発に進められた(駿河湾団体研究グループ, 1981; 柴・駿河湾団体研究グループ, 1986; 柴ほか, 1989; 杉山・下川, 1990; 金栗・天野, 1995など)。

西八代層群と富士川層群の地質年代については、浮遊性有孔虫化石などの微化石の調査によって1970-1980年代にはほぼ明らかにされた。富士川上流地域では、Nishimiya(1969)、Ujiiie and Muraki(1976)、千地・紺田(1978)、尾田ほか(1987)、岡田(1987)、本田(1982)、狩野ほか(1985)、斎藤ほか(1989)などによって調査が進められた。富士川中流-興津川流域でも、Nishimiya(1970)、茨木(1981)、柴・駿河湾団体研究グループ(1986)、石垣(1988a, b)、斎藤ほか(1989)、Ibaraki(1989)、秋元ほか(1990)、Akimoto(1991)、金栗・天野(1995)、Akimoto *et al.*(2002)などによって調査が行われた。これらの調査によって、西八代層群の時代が中期中新世であり、富士川層群(浜石岳層を含む)は後期中新世から鮮新世に及ぶ地層であることが明確になった。貝化石に関する考察も行われた(鎮西・松島, 1987)。

微古生物学的研究は、西八代層群も富士川層群も、その大部分が深海ないし半深海の堆積物であることを示した(秋元ほか, 1990; Akimoto, 1991; Akimoto *et al.*, 2002; Kitazato, 1997)。また、堆積学的調査からは、富士川谷の後期中新世以後の粗粒の碎屑物が主として東方から海底チャネルを通じて供給されたこと(松田, 1958, 1961, 2007a, b; 徐, 1985; Soh, 1986; 天野・伊藤, 1990)、一部は西ないし北西側の山地(竜爪山地・赤石山地)から供給されたこと(柴, 1991)がわかった。鮮新世の富士川谷の北西端には、赤石山地方面から

供給された三角州-デルタ扇状地堆積物もあった(松田, 1958; 高木・岡田, 1987; 狩野ほか, 1985).

富士川谷の火山岩に関しては, 松田(1958, 1961), 島津ほか(1976, 1983), Shimazu(1989), 天野ほか(1995), 山本・島津(1998, 1999), 山本(2000)などの調査があり, 貫入岩に関しては Yajima(1970), 矢島・加藤(1980), Takahashi(1989), Sato(1991), Saito *et al.*(1997)などがある. 西八代層群の火山岩はソレライト質玄武岩とデイサイトであるが, 富士川層群の火山岩は主にカルクアルカリ質の安山岩である. それらの火山岩は低度の変成作用を受けている(松田・栗谷川, 1965).

5. 2 地質の概要

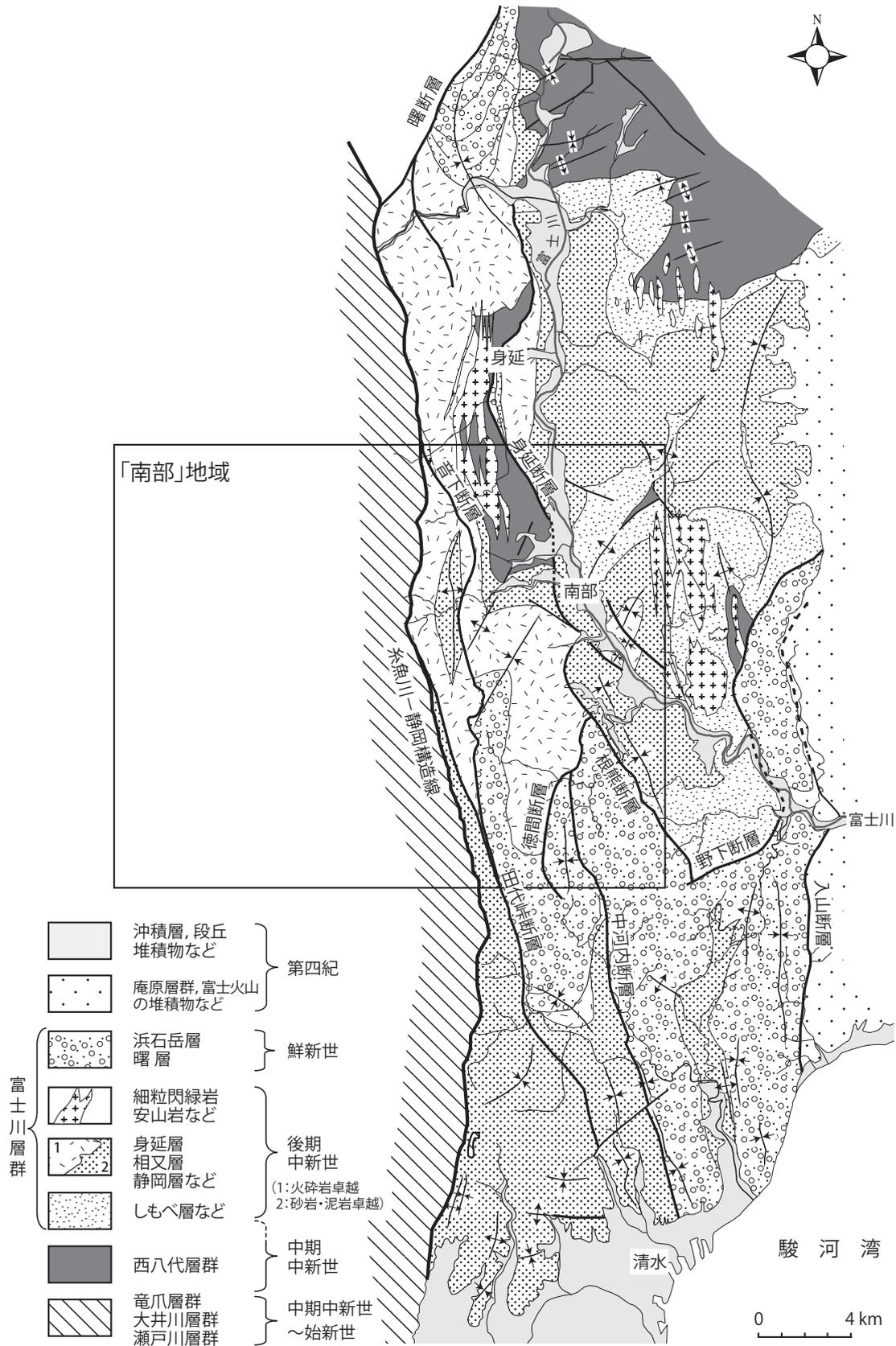
南部フォッサマグナの南西部を占める富士川谷(松田, 1961, 1984a)には, 主に中期中新世-鮮新世の厚い地層が発達し, その分布の西縁に糸魚川-静岡構造線(松田, 1961の小淵沢-静岡衝上)がある(第5.1図). 「南部」地域の東部は富士川谷の中部に当たる. 「南部」地域東部の主な地層の分布と地質構造の概略を第5.2図に示す. 本地域には新第三系を切る西傾斜の顕著な逆断層が発達し, それらによって新第三系は覆瓦構造を呈している. これらの逆断層は北東-南西方向の褶曲構造を切っている. 第5.3a図と第5.3b図は, 「南部」地域東部(富士川谷中部)の地質図と地質断面図である. 第5.4図に本図幅地域に分布する各地層の概略の地質時代と層序的位置を示す. なお, 同図の地質時代(紀・世・期)の境界の年代値(Ma)は, 本報告執筆時(2013年4月)における最新の地質年代尺度(Gradstein *et al.*, 2012)による. 第5.5図に, 各地区の地質柱状図を示す.

富士川谷の新第三系は, 中期中新世の西八代層群と後期中新世から鮮新世に至る富士川層群である. 西八代層

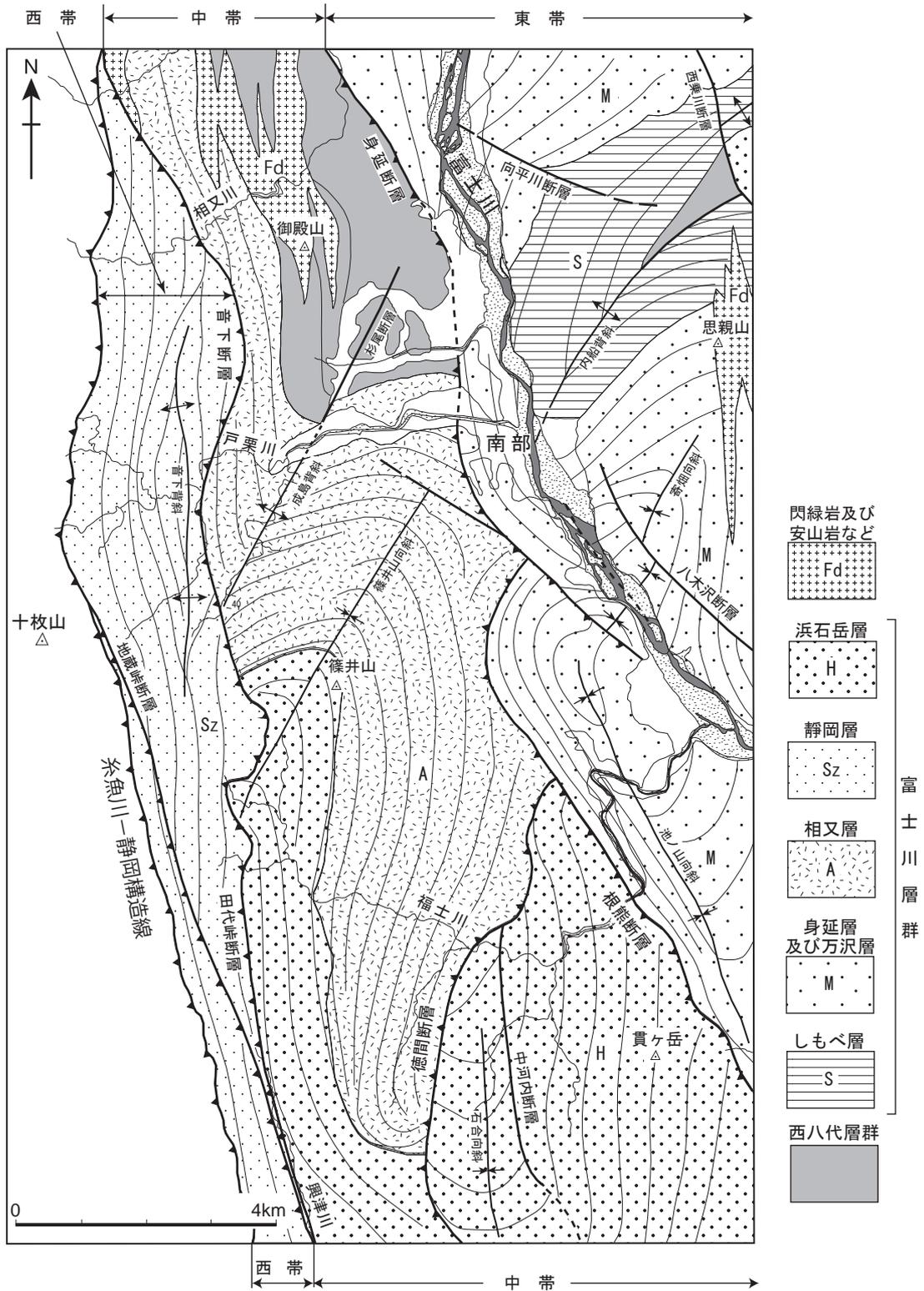
群は, 遠洋性の泥岩と海底噴出の玄武岩・デイサイトの溶岩・火砕岩からなる. 一方, 富士川層群は, 主に古期岩類に由来する碎屑物と海底火山起源の火砕岩である. 碎屑物は主にタービダイト性の砂岩泥岩互層である. 上部には礫岩層が多い. 火砕岩は主に海底土石流性の凝灰岩・凝灰角礫岩であるが, 一部に本質スコリアや火山弾を含む集塊岩がある. これらの堆積物は中新世末期の閃緑岩や安山岩などに貫入されている.

「南部」地域の富士川谷は, 西帯・中帯・東帯の3帯に分けられる. 富士川谷西帯(月夜の段地域)は, 糸魚川-静岡構造線と音下断層・田代峠断層の間の地帯であり, 富士川層群静岡層が露出する. 富士川谷中帯(御殿山・篠井山地域)は, 音下断層・田代峠断層と身延断層・根熊断層とに挟まれた地帯であり, 最下部に西八代層群の御殿山層があり, その上位に富士川層群の相又層(主に火砕岩)と浜石岳層(主に礫岩層)が順次重なり, 細粒閃緑岩などが貫入している. 富士川谷東帯は, 身延断層・根熊断層以東の富士川沿岸地域であり, 東方で天守山地に続く. わずかに西八代層群西乗川層が露出するが, 大部分は富士川層群のしもべ層・万沢層・身延層である. 「南部」地域周辺の富士川谷新第三系に関する主な既往研究による層序区分の比較と本報告の層序区分を第5.1表に示す.

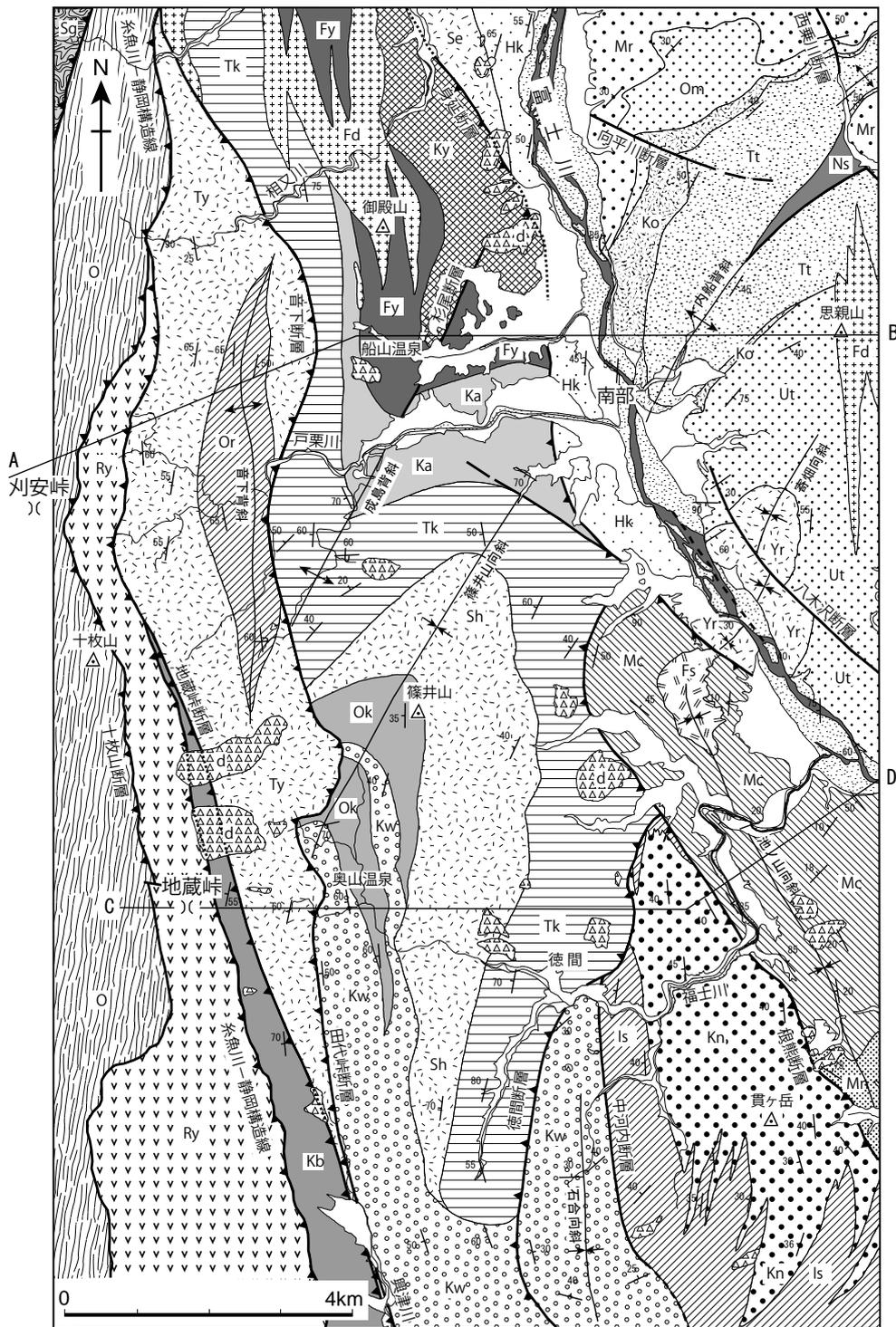
本図幅地域東部の地質の詳細は, 地区別の地質分布図または路線地質図として示した. 第5.6図はそれら詳細図の位置索引図である. 北西部は第6.1図に, 南西部は第7.1図と第7.2図に示す. 北東部の地質は第6.3図に全体概要を示し, 第6.4, 6.5, 7.18の各図に詳細を示す. また, 東部中央から南東部の地質は第7.7図に全体概要を示し, 第7.8, 7.10~7.14, 7.16, 7.21図の各図に詳細を示す.



第5.1図 富士川谷新第三系地域の地質概略図



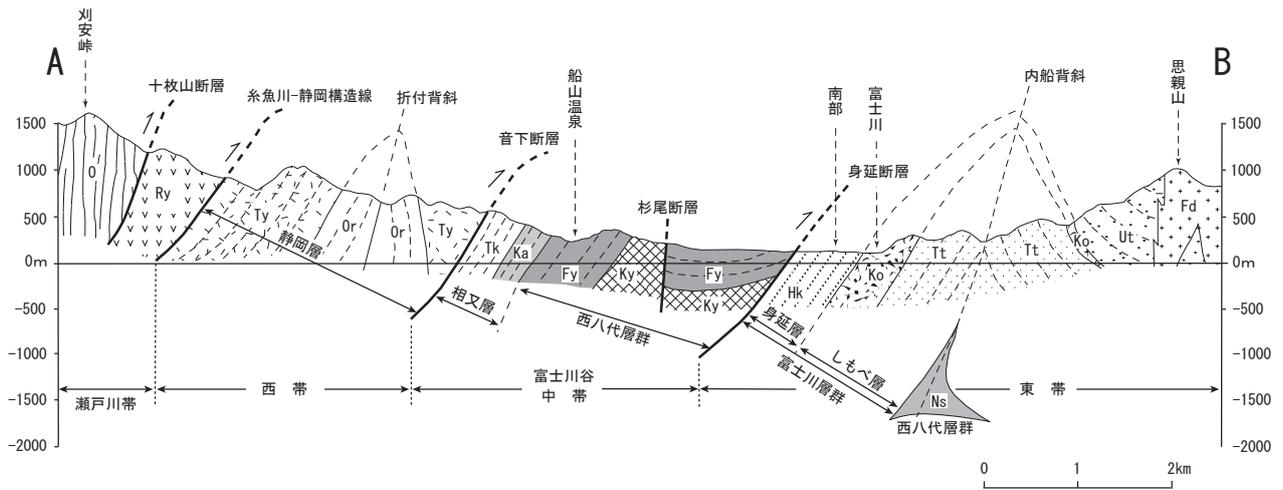
第5.2図 「南部」地域の富士川谷新第三系地質概略図
 富士川層群の各層及び西八代層群の分布と走向の概要を示す。



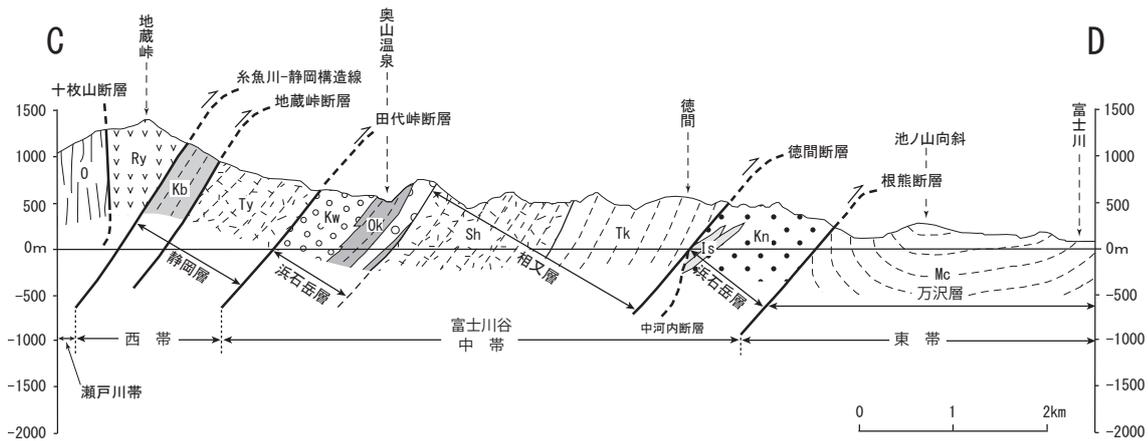
第5. 3a 図 「南部」地域の富士川谷新第三系地質図

各部層の分布を示す。Ky: 樫の木峠玄武岩部層, Fy: 船山泥岩部層(以上, 西八代層群御殿山層), Ns: 西乗川層(西八代層群), Kb: 貝伏泥岩部層, Or: 折付砂岩泥岩互層部層, Ty: 月夜凝灰岩部層(以上, 静岡層), Ka: 釜の口泥岩部層, Tk: 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層, Sh: 篠井山火砕岩部層(以上, 相又層), Kw: 川合野礫岩部層, Ok: 奥山泥岩部層, Kn: 貫ヶ岳礫岩部層, Is: 石合砂岩泥岩互層部層(以上, 浜石岳層), Mn: 万沢砂岩泥岩互層部層, Mc: 町屋泥岩砂岩互層部層, Fs: 福士凝灰岩部層(以上, 万沢層), Tt: 戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層, Ko: 小内船火砕岩部層(以上, しもべ層) Om: 小室沢砂岩泥岩互層部層, Mr: 丸滝礫岩部層, Hk: 波木井砂岩泥岩互層部層, Ut: 内船砂岩泥岩互層部層, Yr: 寄畑火砕岩部層, Se: 清子火砕岩部層(以上, 身延層), Fd: 貫入岩, Ry: 竜爪層群, O: 大井川層群, Sg: 瀬戸川層群, d: 崩壊性岩屑堆積物。A-B, C-Dは第5. 3b図に示す断面図の位置。

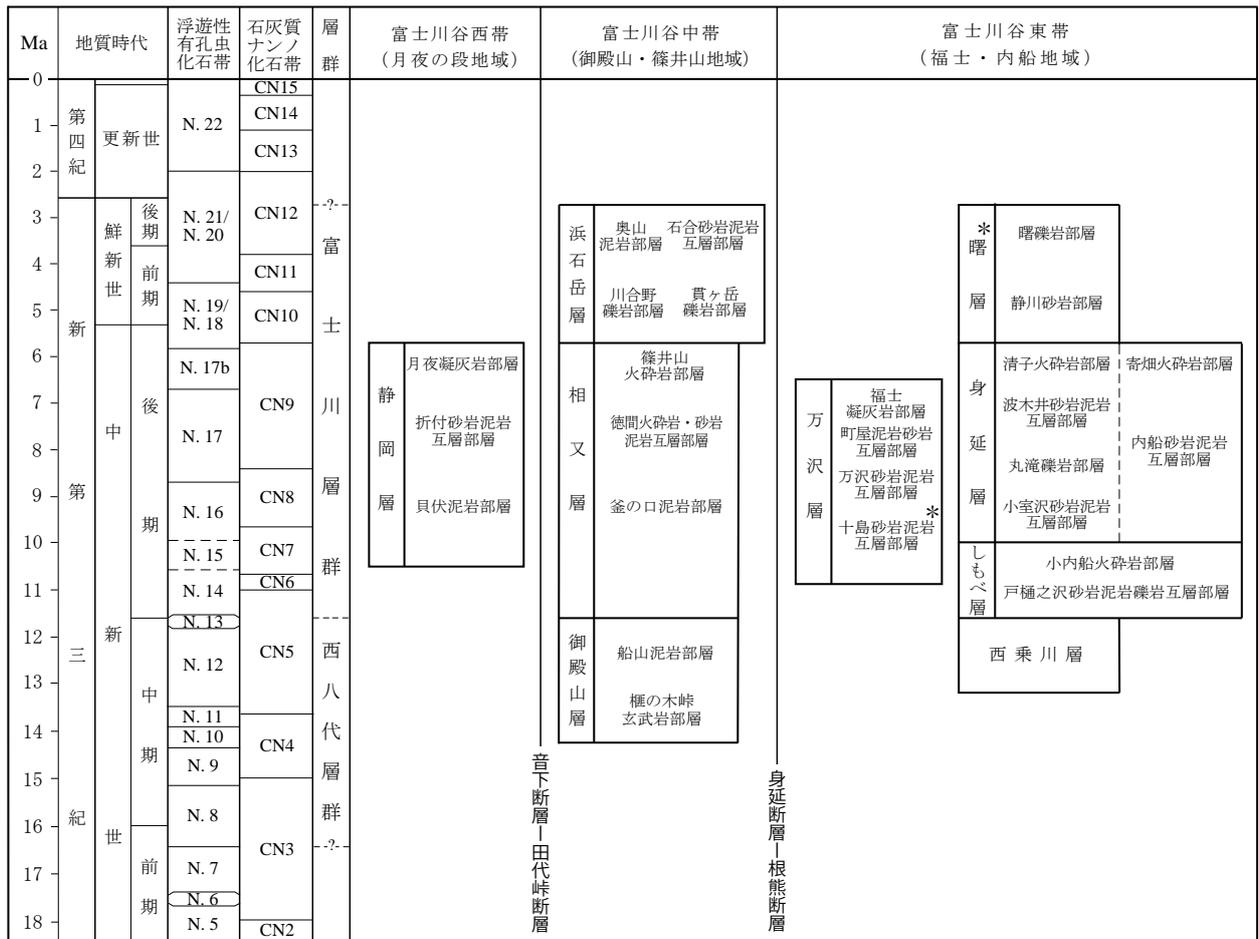
A-B: 刈安峠—船山温泉—南部—思親山



C-D: 地藏峠—奥山温泉—徳間—富士川



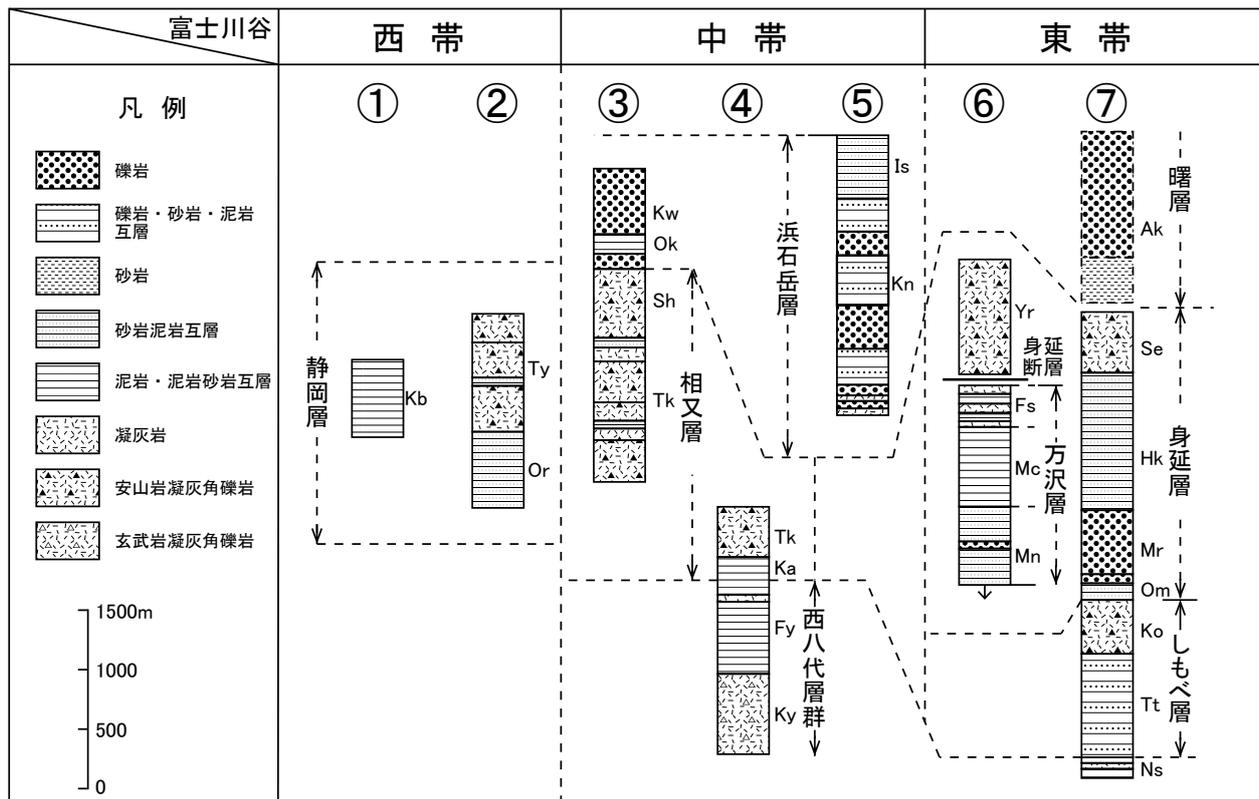
第 5. 3b 図 「南部」 地域の富士川谷新第三系地質断面図
断面図の位置は第 5. 3a 図を参照.



第 5. 4 図 「南部」地域の富士川谷新第三系とその地質年代

*印を付した地層は「南部」地域には分布しない。

地質時代(紀・世・期)の境界の年代(Ma)は, Gradstein *et al.* (2012) による。浮遊性有孔虫の帯は Blow (1969) による。石灰質ナンノ化石の帯は Okada and Bukry (1980) による。



第 5. 5 図 「南部」地域の富士川新第三系の地質柱状図

①: 田代峠北方, ②: 音下-折付-湯ノ沢, ③: 徳間-奥山, ④: 横根中-御殿山南-船山温泉南, ⑤: 中沢-貫ヶ岳南-石合西, ⑥: 梅島-根熊-福士 (富士川西岸), ⑦: 佐野峠北-馬込-光子沢 (富士川東岸: 曙層は「身延」地域に分布). Ak: 曙礫岩部層, その他の各層序ユニットの記号は第 5. 3a 図を参照.

第 5. 1 表 「南部」 地域周辺の富士川谷新第三系層序区分の比較と本報告の層序区分

	富士川谷西帯		富士川谷中帯			富士川谷東帯	
	地蔵峠断層以西	地蔵峠断層以東	北部 (相又川流域)	中部 (篠井山周辺)	南部 (富士川南岸域)	北部 (内船~「身延」地域)	南部 (寄畑~万沢地区)
富士川層群				浜石岳累層 川合野礫岩	浜石岳累層 貫ヶ岳礫岩 高瀬互層*1 高根山火砕岩*1	曙累層 曙礫岩*1 静川砂岩*1 鳥森山火砕岩*2 身延累層 波木井互層*2 丸滝礫岩*1,2 八木沢泥岩	
西八代層群	月夜凝灰岩相当層, 貝伏泥岩など	相又累層 月夜凝灰岩	相又累層 鷹取火砕岩	相又累層 篠井山火砕岩		相又累層 小内船火砕岩	相又累層 寄畑火砕岩
下層群	折付互層		久遠寺泥岩	徳間互層	小河内累層*1	しもべ累層 上之平互層*2 竹之島砂岩*1,2 泥岩互層	万沢累層 富士凝灰岩 町屋互層 万沢互層 十島互層*1
西八代層群			御殿山累層			常葉累層 古閑川累層*1	

富士川谷西帯 (「清水」地域の興津川西岸域)		富士川谷中帯 (「南部」地域の富士川南岸域~ 「清水」地域の興津川・中河内川流域)				富士川谷東帯 (「南部」及び「身延」地域) 富士川団体研究グループ(1976) 及び角田ほか(1990)	
柴ほか(1989)	杉山・下川(1990)	柴(1991)	杉山・下川(1990)	金栗・天野(1995)		富士川層群	西八代層群
		川合野礫岩層 石合砂岩層 葛沢火砕岩層*1 貫ヶ岳礫岩層他*1 中一色火砕岩層	浜石岳累層群 H2 H1 H3*1・H4*1 H1・H2 H4*1	富土川層群 川合野礫岩部 相又層 小河内層 浜石岳層	中河内層	曙累層 曙礫岩*1 飯富累層 川平泥岩*1 灘沢礫質砂岩*1 鳥森山火砕岩角礫岩*1 早川橋砂岩泥岩互層*1 三ツ石凝灰角礫岩層	身延累層 波木井坂砂岩泥岩互層 丸滝礫岩*3 波高島砂岩泥岩互層 小内船火砕岩層
静岡層群 寺社畑泥岩層 石沢川砂岩層*1 宝ノ窪泥岩層*1 河内砂岩泥岩互層 西里砂岩層*1	静岡層群 Z1*1 Z2(寺社畑泥岩層) Z1*1 Z2(宝ノ窪泥岩層) Z1*1					しもべ累層 上之平砂岩泥岩互層 竹之島砂岩泥岩互層*1	屏風岩凝灰岩層*1
	Z1: 砂岩泥岩互層及び砂岩 Z2: 泥岩		H1: 砂岩泥岩互層及び砂岩 H2: 礫岩 H3: 泥岩 H4: 安山岩・デイサイト火砕岩				

	富士川谷西帯		富士川谷中帯		富士川谷東帯		
	地蔵峠断層以西	地蔵峠断層以東	中河内断層以西	中河内断層以東	内船背斜北西翼	内船背斜南東翼	富士川西岸の 富士~万沢地区
富士川層群			浜石岳層 奥山泥岩部層 川合野礫岩部層	浜石岳層 石合砂岩泥岩互層部層 貫ヶ岳礫岩部層	曙層 曙礫岩部層*1 静川砂岩部層*1		
静岡層群	月夜凝灰岩部層 折付砂岩泥岩互層部層 貝伏泥岩部層	相又層 篠井山火砕岩部層 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層 釜の口泥岩部層	←同一層準と考えられる安山岩火砕岩を主とする部層→		身延層 清子火砕岩部層 波木井砂岩泥岩互層部層 丸滝礫岩部層 小室沢砂岩泥岩互層部層	身延層 寄畑火砕岩部層 内船砂岩泥岩互層部層	富士凝灰岩部層 町屋泥岩砂岩互層部層 万沢砂岩泥岩互層部層*1 十島砂岩泥岩礫岩互層部層*1
西八代層群		御殿山層 船山泥岩部層 樫の木峠玄武岩部層			西乗川層		

上段:松田(1961)の層序,中段:柴ほか(1989)及び杉山・下川(1990)による富士川谷西帯南部の層序区分,柴(1991),杉山・下川(1990)及び金栗・天野(1995)による富士川谷中帯南部の層序区分,富士川団体研究グループ(1976)及び角田ほか(1990)による富士川谷東帯の層序区分,下段:本報告の層序区分。*1:「南部」地域には分布しない,*2:松田(1958)による,*3:富士川団体研究グループ(1976)は丸滝層としている。

第6章 西八代層群

(松田時彦)

6.1 概要

西八代層群(大塚, 1938b; 大塚, 1955; 松田・水野, 1955; 秋山, 1957)は, 富士川谷に露出する最下位の地層群であり, 身延町甲斐常葉地域(「身延」地域内)に模式的に分布している。模式地では, 下部(古関川層)は海底堆積の主にソレアイト質玄武岩とデイサイトであり, 上部(常葉層)は主に遠洋性の泥岩と軽石質凝灰岩からなる(松田, 1958)。常葉層はBlow(1969)のN.10-N.13帯に対比される浮遊性有孔虫化石群集を産し(尾田ほか, 1987), その時代は中期中新世である。下底は露出していない。

「南部」地域内では, 御殿山層と西乗川層が西八代層群である。御殿山層は富士川の西側に分布し, 西乗川層は富士川東方の小範囲に露出する。

6.2 御殿山層(Ky, Fy)

御殿山層(松田, 1961)は, 富士川谷中帯の主に御殿山(標高783.0 m)の東斜面に分布する(第6.1図)。本層は榎^{かや}の木峠玄武岩部層(Ky)とこれを整合に覆う船山泥岩部層(Fy)からなる。

榎の木峠玄武岩部層(Ky; 新称)は, 主として玄武岩-安山岩の溶岩と凝灰岩からなり, 「富士山」地域の常葉川流域(山梨県南巨摩郡身延町)に分布する西八代層群古関川累層(松田・水野, 1955; 松田, 1958; 第5.1表)に対比される。「南部」地域では, 相又川流域から船山川北岸域にかけて, 身延断層の西側(上盤側)の山地に分布する。

船山泥岩部層(Fy; 新称)は榎の木峠玄武岩部層の上位に整合に重なる。主に塊状の泥岩からなり, 暗緑色玄武岩質細粒凝灰岩と明緑色デイサイト質軽石質凝灰岩を挟む。凝灰岩の岩相から, 「富士山」地域及び「身延」地域の西八代層群常葉累層(松田, 1958; 第5.1表)に対比される。船山泥岩部層は船山川沿いの本郷地区から御殿山周辺, 相又川流域以北にかけて広く分布し, 細粒閃緑岩や安山岩の貫入を受けている。

6.2.1 榎の木峠玄武岩部層(Ky)

地層名 新称。

模式地 榎の木峠東口。

層序・層厚 本部層は富士川谷中帯において層序の最下位にある。下限は身延断層のため不明。厚さ800 m以上。

岩相と火山岩の類似から, 甲斐常葉地域の西八代層群古関川累層に対比される。

分布 身延断層の西側に沿って, 相又川-船山川間の山地東斜面を構成する(第6.1図)。

岩相 主に玄武岩-安山岩の溶岩(一部枕状)と凝灰岩からなる。火山岩は暗灰色普通輝石玄武岩ないし安山岩, 暗緑色かんらん石普通輝石含有玄武岩ないし安山岩(しばしば杏仁をもつ)などである。いずれも石基に斜方輝石を含まないソレアイト質岩石である。

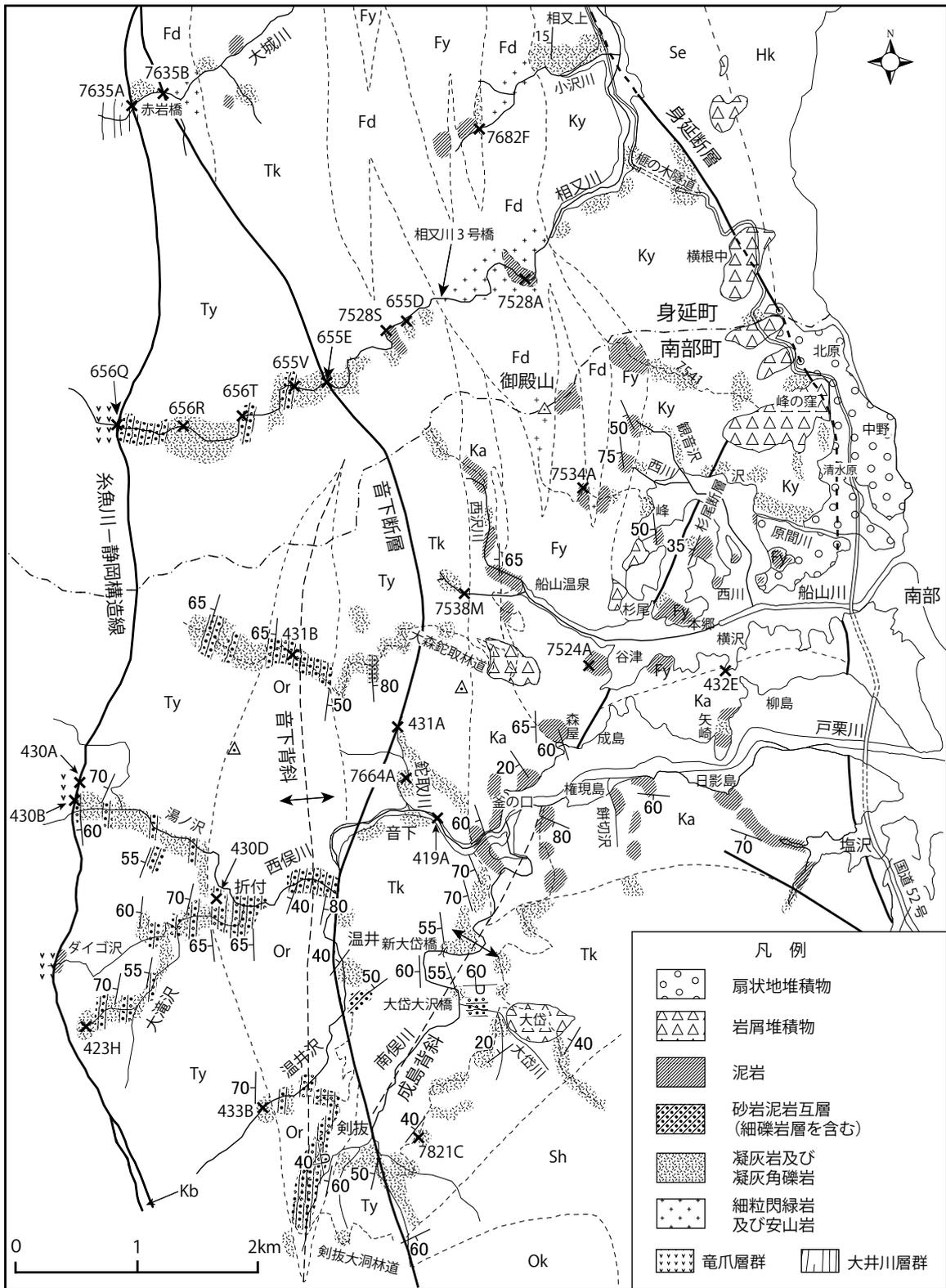
小沢川沿い(第6.1図): 林道小沢川線沿いの相又上村からLoc.7682F付近までの約1 km間は, 玄武岩質の細粒凝灰岩と火山礫凝灰岩(一部は緻密な無斑晶溶岩状)である。ほぼ南北走向, 西傾斜20°程度で, まれに成層する。それらを, 角閃石を多く含む細粒閃緑岩ないし安山岩(Fd)が頻繁に貫く。細粒閃緑岩の貫入岩体は西部に特に多い。凝灰岩は主に暗灰色, 淡緑色などの径5 mm程度以下の各種火山礫からなり, 雑色を呈する。西部では後述する船山泥岩部層が整合に重なる。

榎の木峠付近(第6.1図): 榎の木峠付近には, 枕状溶岩を伴う玄武岩が分布する。特に, 隧道東口の東200-300 mの国道沿いや隧道直上の旧国道沿いに, 明瞭な枕状溶岩が見られる。

相又川沿い(第6.1図): 相又川本流沿いでは, 榎の木峠西口下の右岸河床に玄武岩溶岩及び凝灰岩が露出する。玄武岩は角礫状ないし不明瞭な枕状構造を示す。同様の玄武岩類はその上流で相又林道が左岸に渡る付近まで続く。玄武岩には, 大型の普通輝石斑晶をもつもの, 斜長石斑晶の多いもの, 緑泥石で満たされた空隙に富み斑晶の少ないものなどがある。石基はときにガラス質で真珠状構造を示す。林道が左岸に渡る橋付近から上流は, 細粒閃緑岩とその貫入をうけた泥岩(船山泥岩部層)である。

御殿山南東山麓(第6.1図): 峰の窪集落から御殿山の稜線に至る山道では, 標高約600 m付近まで主に玄武岩質凝灰岩(しばしば玉ねぎ状に風化)と溶岩(無斑晶玄武岩など)である。まれにそれを細粒閃緑岩が貫く(標高約410 m付近など)。以西には船山泥岩部層が分布する。

このほか, 本郷の千年桜の東方約200 mの林道壁には, 玄武岩の角礫岩(ピローブレッチャ)や凝灰岩が分布し, その南側の沢集落へ下る小道には, 枕状溶岩が露出する。沢集落西方の観音沢では, 観音橋の上流の砂防堰堤(標高350 m)の上まで, 無斑晶玄武岩溶岩, 輝石粗粒玄武



第 6. 1 図 相又川-戸栗川地域のルートマップ
各層序ユニットの記号は第 5. 3a 図を参照。

岩及び青黒色細粒凝灰岩-火山礫凝灰岩が分布し、わずかに泥岩を挟む。凝灰岩やその中の火山岩塊には普通輝石斑晶が目立ち、空隙に富むものがある。

原間川沿いでは、その左岸側山地は本層の凝灰岩類からなり、その分布は清水原集落西端の人家（高压線下）付近で身延断層によって断たれている。

6. 2. 2 船山泥岩部層 (Fy)

地層名 新称。

模式地 船山温泉付近の船山川沿い。

層序 榧の木峠玄武岩部層の上位に整合に重なる。泥岩中に挟まれる凝灰岩の岩相から、西八代層群常葉層に対比される。

分布 主に船山川沿いの本郷地区に露出する。御殿山周辺から相又川流域以北にも分布するが、多くの細粒閃緑岩 (Fd) の貫入によって分断されている。原間川以南では、東縁に身延断層がある (第 6. 1 図)。

岩相 主に塊状の泥岩からなり、暗緑色玄武岩質細粒凝灰岩と明緑色のデイサイト軽石質凝灰岩を挟む。

小沢川沿い (第 6. 1 図)：小沢川林道では、Loc.7682F 付近において本泥岩部層が榧の木峠玄武岩部層の細粒凝灰岩の上位に整合で重なり、西傾斜を示して林道終点まで続く。その間に少なくとも 2ヶ所で細粒閃緑岩が貫く。泥岩は概して塊状で、Loc.7682F 付近ではその中に薄い白色の細粒火山灰層 (厚さ約 0.5 cm) が数 cm 間隔で挟まっている (第 6. 2 図)。

相又川沿い (第 6. 1 図)：相又川沿いでは、本部層の泥岩は林道相又川 3号橋付近まで大量の角閃石を含む細粒閃緑岩の貫入を受けている。泥岩が細粒閃緑岩中に捕獲岩状に取り込まれている場合がある。川の南岸の採石場 (Loc.7528A) では、河床付近から切り羽 (比高約 80 m) まで、細粒閃緑岩中に取り込まれた幅数 m-10 数 m 以上の泥岩塊 (厚さ 2-5 cm の砂岩層を挟む) と細粒閃緑岩岩脈が多数ある。

御殿山周辺 (第 6. 1 図)：峰の窪から御殿山に至る稜線の山道では、泥岩は細粒閃緑岩に貫かれて山道の標高約 620 m 以高に分布する。御殿山頂上には細粒閃緑岩の巨岩 (転石) が散在する。山頂北東側稜線斜面には標高約 700 m 弱の鞍部まで泥岩が露出する。細粒閃緑岩はその北東の標高約 750 m 峰付近や山道 650 m 付近でも泥岩を貫いている。

御殿山の東斜面の西川上流の沢 (峰集落北西の沢) では、沢底標高約 350 m 付近の堰堤付近から泥岩となり、淡緑の軽石粒や泥岩片を含む硬いデイサイト凝灰岩 (西八代層群和平凝灰岩に酷似する) を挟む。沢底標高 380 m 付近 (最上部堰堤脇) の泥岩は、塊状で厚さ 1-2 cm の細粒凝灰岩をわずかに挟む。走向 N10° W、傾斜は約 75° W である。

峰集落から御殿山西側鞍部に至る山道では、峰西方標

高約 400 m 付近から御殿山の南尾根まで分布する (水谷沢上流部、標高約 500 m、Loc.7534A など)。細粒閃緑岩の岩脈が頻繁にそれを貫く。標高 650 m 付近に顕著に露出する細粒閃緑岩は、御殿山頂部の細粒閃緑岩に続く。船山温泉付近 (第 6. 1 図)：船山川沿いでは、船山温泉の下流約 200 m (堰堤の上流約 50 m) から道路脇に泥岩とデイサイト軽石凝灰岩・暗緑色細粒凝灰岩が露出する。その軽石質凝灰岩は変質した青緑色斑点を含む黄色軽石粒とデイサイト岩粒からなる。これは、西八代層群常葉地区の和平凝灰岩の massive part (Fiske and Matsuda, 1964) に、暗緑色細粒凝灰岩は出口凝灰岩に相当する。

船山温泉前から林道船山橋までは、主に黒色の泥岩でまれに青緑の細粒玄武岩凝灰岩層を挟む。泥岩は黒色で節理 (走向 N70° W・傾斜 90°) と細かい割れ目が多い。しばしば泥岩中に白色の網状脈が発達する。船山橋の上流、船山川橋までは厚さ数 mm 以下の明灰色粗粒泥岩ないし極細粒砂岩、灰色軽石質凝灰岩、暗緑色細粒凝灰岩を挟む。

船山温泉の南方、谷津集落から大森鉦取林道に至る山道では、標高 370 m 付近まで主に泥岩であるが、標高 250 m、270 m (Loc.7524A) などに結晶質ないし石質の淡黄色に風化する凝灰岩層 (厚さ数 m 以内、緑色の軽石粒を含む) を挟み、船山温泉付近のデイサイト凝灰岩の続きとみられる。標高 350 m 付近には細粒閃緑岩の転石が多い。標高 400 m 付近の緩斜面の縁で安山岩塊の岩屑堆積物に覆われる。

本郷地域 (第 6. 1 図)：船山川に沿う本郷地域の低山-小丘は、本層の風化した泥岩 (大塚, 1955 の柳島泥岩) からなる。原間川北側-沢-杉尾付近では、下位の榧の木峠玄武岩部層との境界は断層と判断した。

西川集落から峰への沢では、西川北端の人家裏から堰堤のある沢の分岐点付近までやや破碎された泥岩と黒色凝灰岩、凝灰角礫岩、明青色凝灰質砂岩などが露出する。その南方、杉尾の東南、標高 218 m の丘の南側の細い車道沿いには泥岩が露出し、北西-南東から東西の走向を示し、南西-南に傾斜している。

このほか、本泥岩部層は原間付近の小丘や谷津の東方山地に露出する。横沢の南、柳島へ抜ける峠の北側、人家西 (Loc.432E) の火砕岩には、角閃石・紫蘇輝石を含む安山岩が含まれる。この安山岩は富士川層群に属すると考え、本泥岩部層の分布の南限はその北方までとした。

6. 3 ^{にしりのりがわ}西乗川層 (Ns)

西乗川層 (Ns; 新称) は主として塊状の泥岩からなり、上部にデイサイトの軽石質凝灰岩と玄武岩凝灰岩を挟む。この層相は上述の御殿山層船山泥岩部層及び「富士山」地域及び「身延」地域に分布する西八代層群常葉累層 (松田, 1958; 第 5. 1 表) の層相に類似する。西



第 6. 2 図 薄い白色凝灰岩を挟む御殿山層船山泥岩部層
相又川の支流，小沢川の上流沿いの林道脇。

乗川層は，内船背斜の背斜軸部が断層変位を生じて形成された逆断層の上盤側（北西側）に分布する。

地層名 新称。

模式地 西乗川右岸。

層序 富士川谷東帯における最下位の地層。下限は内船背斜の軸部から移化した逆断層に切られて不明。富士川層群しもべ層の戸樋之沢砂岩泥岩細礫岩互層部層に整合に覆われる。

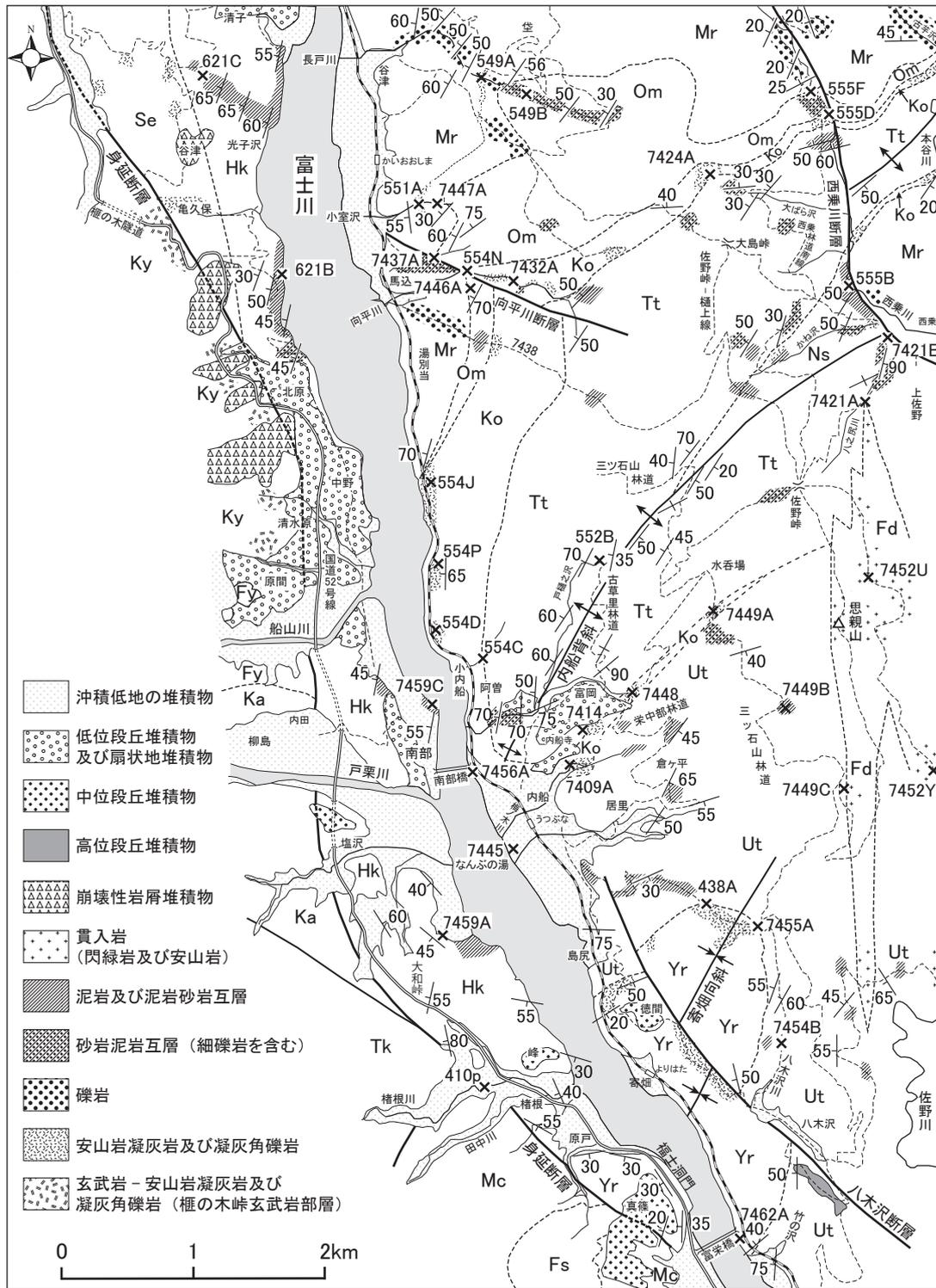
分布 内船背斜軸部の北側，西乗川右岸から，かね沢の中下流を経て戸樋之沢の最上流部まで分布する（第 6. 3 図，第 6. 4 図）。

岩相 本泥岩は堅硬な塊状泥岩からなる。上部にデイサイトの軽石質凝灰岩及び青灰色の玄武岩凝灰岩を挟む。常葉地域の常葉累層（松田，1958）の勝坂泥岩・和平凝灰岩・屏風岩凝灰岩）の岩相に似ている。

西乗川右岸（第 6. 3 図，第 6. 4 図）：西乗川右岸では，かね沢との合流点から上流側の右岸斜面（Loc.555B）に堅硬で塊状の黒色泥岩が露出する。走向は N20-90° E，傾斜は 50-55° NW である。泥岩には剪断性割れ目が発達する。まれに薄い粗粒砂岩や成層した白い細粒凝灰岩

（厚さ 1 m），あるいは白色の結晶粒に富む珪長質凝灰岩層を挟む。この河崖露頭の南側尾根の大島峠へ至る小道には，上記の凝灰岩の転石が多い。その南側のかね沢では，入り口の約 150 m の間に破碎された黒緑色火山角礫岩（古関川累層の可能性があり），その上流に本部層の細粒砂岩及び泥岩が露出する。砂岩は細粒で白い細粒凝灰岩を挟む。走向は N10° E，傾斜は 60° W である。かね沢左岸側の崩壊地と滝（魚止めの滝）の上流（第 6. 4 図の Loc.563B）には，本部層の黒色泥岩と軽石質凝灰岩の互層がある。かね沢北方の西からの支流（大ばら沢：第 6. 4 図の Loc.555P）では，入り口から約 70 m 上流に青灰色凝灰岩（出口凝灰岩に似る）や軽石質凝灰岩（屏風岩凝灰岩に似る）が露出する。

戸樋之沢上流部（第 6. 5 図）：佐野峠の北西，三ッ石山林道が戸樋之沢を渡る付近の林道沿い（第 6. 5 図の Loc.7411A）及び沢の上流部には，淡色の軽石粒（径 2 cm 以下）を含む凝灰質岩層や白色凝灰岩の薄層を挟む塊状泥岩（いずれも「身延」地域の西八代層群に似る）がある。

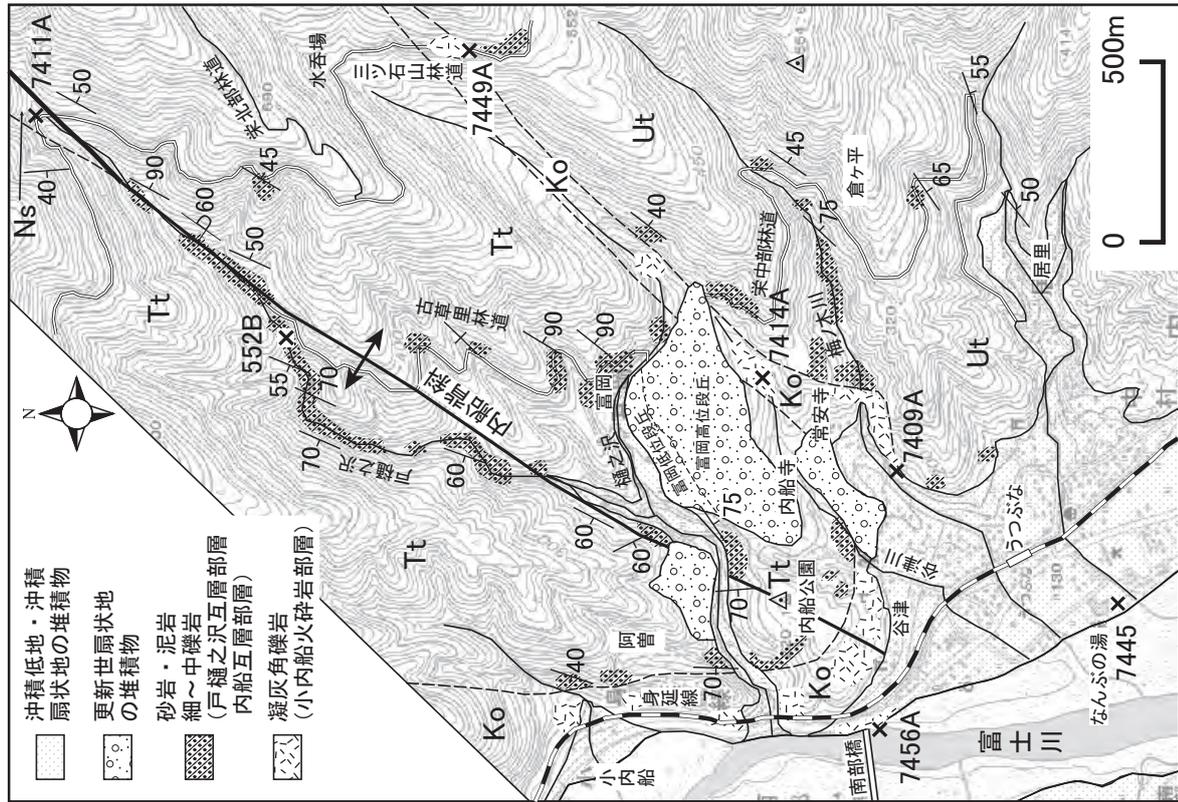


第 6. 3 図 富士川沿岸・東岸地域のルートマップ
各層序ユニットの記号は第 5. 3a 図を参照。



- 礫岩 (泥岩を挟む)
- 砂岩泥岩互層 (細礫岩を挟む)
- 泥岩及び泥岩砂岩互層
- 凝灰岩及び凝灰角礫岩
- 角閃石安山岩岩脈

第 6. 4 図 西栗川地域のルートマップ
各層序ユニットの記号は第 5. 3a 図を参照。基図には国土地理院発行数値地図 25000 (地図画像) 静岡を使用。



- 沖積低地・沖積扇状地の堆積物
- 更新世扇状地の堆積物
- 砂岩・泥岩 (戸樋之沢互層部層)
- 細礫岩 (内船互層部層)
- 凝灰角礫岩 (小内船火砕岩部層)

第 6. 5 図 内船地域のルートマップ
各層序ユニットの記号は第 5. 3a 図を参照。基図には国土地理院発行数値地図 25000 (地図画像) 静岡を使用。

第7章 富士川層群

(松田時彦)

7.1 概要

富士川層群は、静岡層群(大塚, 1955; 秋山, 1957; 松田, 1958)を改称して、富士川地域に拡張して適用したものである(松田, 1961)。本層群には、しもべ層、身延層、万沢層、相又層、曙層などのほか、富士川谷南部に分布する静岡層群(伊田, 1945; 柴ほか, 1989; 杉山・下川, 1990; 柴, 1991など)と浜石岳層群(杉山・下川, 1990; 柴, 1991)も含まれる。富士川層群及び西八代層群を構成する各層とその地質時代を第5.4図に示す。また、富士川谷各帯の地質柱状図を第5.5図に示す。

富士川層群は主に砂岩・泥岩・礫岩と安山岩質火砕岩とからなる厚い海成層である。下位の西八代層群とは異なり、関東山地などの本州弧側からの陸源碎屑物が卓越し、火山岩が主にカルクアルカリ質安山岩であることなどが特徴である。本層群の下部及び中部は、概してタービダイト性の砂岩泥岩互層(しもべ層、身延層、万沢層、静岡層など)であり、多量の安山岩質火砕岩(相又層など)を伴う。本層群の上部では、厚い粗粒礫岩を大量に含む礫岩相が卓越する(浜石岳層、曙層)。

富士川層群の地質年代は、後期中新世(しもべ層の下部は中期中新世の可能性もある)から鮮新世にわたる。富士川層群下部の地層からは *Globigerina nepenthes* TODD が出現するため、同層群の基底はほぼ Blow (1969) の N.14 帯(後期中新世の最初期, 11-12 Ma 頃)に当たる。また、本層群最上部の浜石岳層及び曙層からは N.21 帯の浮遊性有孔虫を産するので、本層群の最上部は前期鮮新世の後半ないし後期鮮新世に及ぶ。中新世と鮮新世の境界は、富士川層群中部(身延層・静岡層・相又層)と富士川層群上部(浜石岳層・曙層)の境界付近、もしくは富士川層群上部の下部にあると考えられる。

富士川層群中部の上部には、ほぼ同時代と考えられる安山岩質(安山岩を主とし、一部に玄武岩からデイサイトを伴う)の火砕岩が広く分布している(富士川谷西帯の月夜凝灰岩部層、中帯の篠井山火砕岩部層、東帯の寄畑火砕岩部層及び清子火砕岩部層)。これらの火砕岩は富士川層群上部の礫岩層(浜石岳層)の下位にある。これらの安山岩質火砕岩の層準は、富士川谷北部の烏森山火砕岩(松田, 1958, 1961; 第5.1表)に相当する。烏森山火砕岩は、N.17帯-N.19帯に対比される浮遊性有孔虫化石群(尾田ほか, 1987)を産する静岡砂岩(松田, 1958; 第5.1表)に覆われている。したがって、本図幅地域に分布する安山岩質の火砕岩の年代は、浮遊性有

孔虫の N.17 帯-N.18 帯頃(後期中新世の後半, おおよそ 8-5.5 Ma 頃)と考えられる。

以下、富士川層群の各地層を富士川谷西帯の静岡層、中帯の相又層と浜石岳層、東帯の万沢層、しもべ層、身延層の順に記載する。

7.2 静岡層 (Kb, Or, Ty)

静岡層(松田, 1961)は、興津川流域から大城川流域まで十枚山山地の東斜面に沿って南北に細長く分布し、富士川谷の西帯を構成する(第5.2図)。本地域では、田代峠断層から分岐する地蔵峠断層によって、その西側の貝伏泥岩部層(Kb)と東側の折付砂岩泥岩互層部層(Or)・月夜凝灰岩部層(Ty)とに分かれて分布する。

貝伏泥岩部層(Kb; 大塚, 1944)は富士川谷西帯の富士川層群の下部に当たり、主として泥岩からなる。その主要分布域は南隣「清水」地域にある。「南部」・「清水」両地域とも、貝伏泥岩部層は糸魚川-静岡構造線に沿って、南北に細長く分布する。

折付砂岩泥岩互層部層(Or; 松田, 1961)は富士川谷西帯の富士川層群中部を占め、主として砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。本互層部層は音下背斜の軸部に露出する。

月夜凝灰岩部層(Ty; 松田, 1961)は富士川谷西帯の富士川層群上部を占め、主に安山岩-玄武岩の凝灰岩からなり、凝灰角礫岩、凝灰質泥岩、砂岩泥岩互層などを伴う。本凝灰岩部層は下位の折付砂岩泥岩互層部層を整合に覆って、本図幅地域北端の身延町大城西方から、同地域南端の興津川流域まで、音下断層及び田代峠断層の西側に南北に細長く分布する。

7.2.1 貝伏泥岩部層 (Kb)

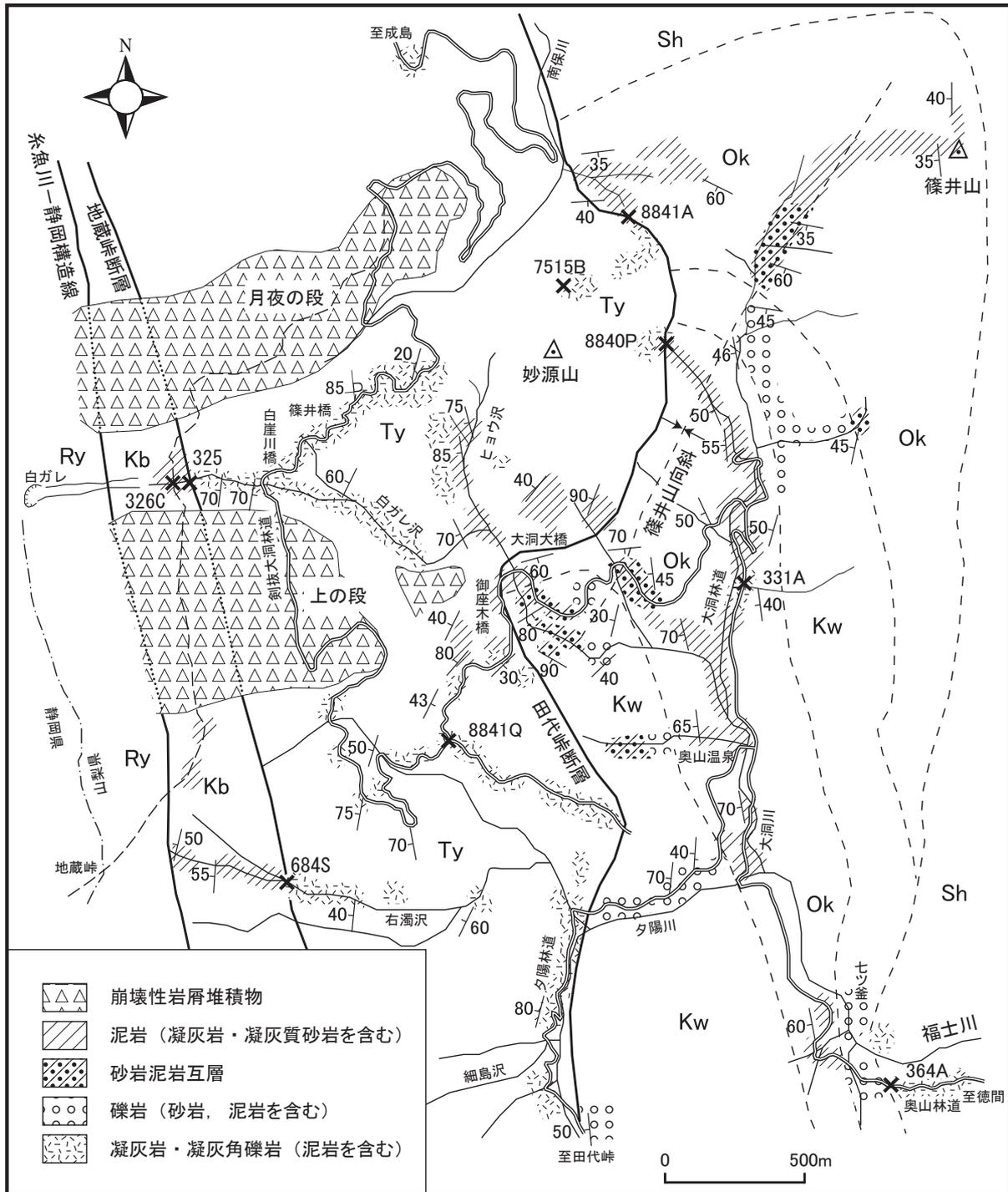
地層名 大塚(1944), 松田(1961)。

模式地 両河内村(当時:現在の静岡市清水区西里)貝伏南方

層序 南隣「清水」地域の寺社畑泥岩(伊田, 1945; 柴ほか, 1989)あるいは Z2 層(杉山・下川, 1990)の北方延長に当たる(第5.1表)。本図幅地域内では、上・下限とも断層で切られている。

分布 糸魚川-静岡構造線と地蔵峠衝上に挟まれて、月夜の段付近から興津川流域まで南北に細長く分布する(第7.1図, 第7.2図)。

化石・時代 「清水」地域において本部層から産出す



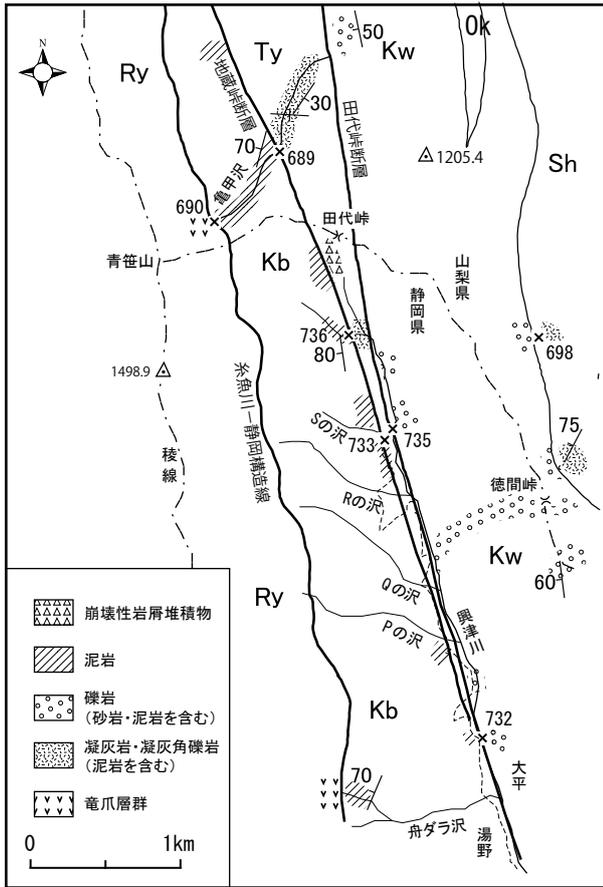
第7.1図 富士川上流奥山地域のルートマップ

Kb：貝伏泥岩部層，Kw：川合野礫岩部層，Ok：奥山泥岩部層，Sh：篠井山火砕岩部層，Ry：竜爪層群，Ty：月夜凝灰岩部層。

る有孔虫化石群集は，Blow (1969) の N.17 (Ibaraki, 1989) あるいは N.16-N.17 下半 (柴ほか, 1989) に対比されることから，後期中新世の地層である。

岩相 塊状の泥岩であり，薄い砂岩層を挟む。しばしば節理や剪断構造が発達して，頁岩状をなす。一部では著しく剥離性に富み，千枚岩様を呈する。

富士川上流地域 (第7.1図)：月夜の段南側では，岩屑堆積物に覆われて僅かに白ガレ沢 (標高1,200 m 付近) に露出する。地蔵峠東方の右濁沢では，本部層は沢底標高約1,000 m 付近において，下流側の月夜凝灰岩部層と地蔵峠断層で接し，それより上流では地蔵峠の東側約0.3 km まで西傾斜 50-60° で露出する。主に塊状の泥岩であ



第7.2図 田代峠南，興津川沿いのルートマップ
 Kb：貝伏泥岩部層，Kw：川合野礫岩部層，Ok：奥山泥岩部層，Sh：篠井山火砕岩部層，Ry：竜爪層群，Ty：月夜凝灰岩部層。

るが，一部は剥離性をもつ頁岩状を呈し，まれに厚さ数cm以下の薄い砂岩層と互層する。

青笹山北東斜面の亀甲沢（第7.2図）では，地蔵峠断層の上盤として，標高約970m付近（Loc.689）から標高約1,270mの糸魚川-静岡構造線（Loc.690）まで西ないし南傾斜でよく露出する。

田代峠の南側（第7.2図）：田代峠の南側では，興津川右岸の林道沿いに黒色泥岩がしばしば破碎されて点々と露出する。林道脇のLoc.733（Sの沢の左岸）などでは，泥岩は頁岩状ないし弱い千枚岩状を呈し，節理が発達している。層理と平行ないしこれと斜交する多数の白色石英脈が泥岩を貫いている。薄い砂岩が泥岩と互層する部分があるが，砂岩は一部破断してレンズ状を呈している（第7.3図）。湯野西方の舟ダラ沢（南隣「清水」地域北縁部）では，砂岩を挟む泥岩が西傾斜70°程度で標高620m付近まで分布し，竜爪層群の火山岩類と断層で接している。

7.2.2 折付砂岩泥岩互層部層（Or）

地層名 松田（1961）。

模式地 折付付近，戸栗川の崖。

層序・層厚 下位層は露出しない。上述の貝伏泥岩部層との関係は不明。上位の月夜凝灰岩部層とは整合。厚さは戸栗川沿いの音下背斜（第6.1図）の西翼で約640m。分布 戸栗川上流部，音下の北から剣抜の南まで音下背斜の軸部に露出する（第6.1図）。

岩相 主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層である（第7.4図）。中礫岩や細礫岩を伴う。概して明瞭な層理面をもち，ところにより底痕が明瞭である。

戸栗川の北側山地（第6.1図）：鉦取川上流山腹の横道（Loc.431Bなど，大森鉦取林道の終点の西方）では，背斜軸の東側は主に砂岩泥岩互層（砂岩層・泥岩層の厚さは10-20cm程度）からなり，礫岩はほとんど無い。背斜軸の西側では径2-5mm程度の米粒サイズの細礫岩が多く，砂岩も厚い。単層の厚さも概して背斜の西翼で厚い。礫岩の礫は硬砂岩・泥岩の垂円礫である。

戸栗川の本流沿い（第6.1図）：西俣川沿いでは温井沢との合流点付近より折付西方まで，細礫岩-中礫岩を挟む砂岩優勢の砂岩泥岩互層である。互層する砂岩層は厚さ20-200cm，泥岩層は5-20cm程度で，とくに折付付近では細礫岩（礫径1cmまでの細礫岩）をしばしば伴う。砂岩も礫岩も一般に非凝灰質で，礫種は先第三系の砂岩・頁岩である。折付付近（Loc.430D）の2m厚の粗粒砂岩の基底には，東北東（N70°E）からの底流を示す緩い線状の底痕があった（第7.5図）。古流向は，走向N10°E・傾斜55°Wの層理面上で，走向線に対して60°南西下方向である。

林道成島線の折付橋の西方では，西俣川堰堤付近まで，非凝灰質の粗粒砂岩-細礫岩と薄い泥岩の互層である。

温井沢沿い（第6.1図）：剣抜大洞林道では，温井（旧集落）の南に，北東走向・北西傾斜の凝灰岩及び凝灰質砂岩礫岩（徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層）があるが，その南では十枚山登山道入り口付近まで，林道路床の一部（ヘアピン部分など）に逆転した本部層の砂岩泥岩互層（東側上位）が露出する。十枚山登山口の北でも，林道路床に5cm大の円盤状礫を含む粗粒砂岩・細礫岩の露出がある。剣抜（旧集落）から大空（旧集落，いずれも国土地理院旧版地形図に表示あり）への山道が南俣川を渡る所付近まで，西傾斜ないしほぼ垂直で東側上位の砂岩泥岩互層である。それ以东は黒色凝灰岩層（月夜凝灰岩部層）になる。

剣抜付近から林道の剣抜大橋のさらに上流まで，ほぼ川沿いに泥岩砂岩互層（東側上位で逆転）が露出する。そのさらに上流において，北北西走向・傾斜60°Wの断層に切られて，凝灰角礫岩を含む黒色凝灰岩（西側上位，月夜凝灰岩部層）に接している。

剣抜北西の温井沢上流の沢底では，細礫岩層を挟む砂



第 7. 3 図 レンズ状の砂岩を含む頁伏泥岩部層
興津川上流の湯野北方（第 7. 2 図の Loc. 733）.



第 7. 4 図 折付互層部層の砂岩泥岩細礫岩の互層
戸栗川上流の西俣川沿いの折付付近.



第 7.5 図 折付砂岩泥岩互層部層の砂岩層の底痕
戸栗川上流の西俣川沿いの折付西方（第 6.1 図の
Loc. 430D）.

岩優勢砂岩泥岩互層の露頭があり（Loc.433B），その付近ではそれに多くの黒色凝灰岩が挟まるようになり，月夜凝灰岩部層に整合漸移する．いずれも 40-90° 西に傾斜し，西側上位である．

7.2.3 月夜凝灰岩部層 (Ty)

地層名 松田 (1961).

模式地 折付北西の戸栗川の崖.

層序・層厚 折付互層の上位に整合に重なる．厚さ 1,000 m 以上.

分布 大城川上流部から相又川，戸栗川，富士川流域及び興津川右岸まで，概して西傾斜で南北に長く分布する．戸栗川流域では，一部，音下背斜の東翼を構成する（第 6.1 図，第 7.1 図，第 7.2 図）.

岩相 主に黒色の安山岩-玄武岩凝灰岩である．凝灰角礫岩，凝灰質泥岩，砂岩泥岩互層などを伴う．砂岩泥岩互層中に中礫岩層が挟まることがある（相又川流域）．月夜の段南側には凝灰岩と泥岩が入り混じった擾乱部（上の段擾乱部）がある．凝灰角礫岩の中の火山岩には紫蘇輝石普通輝石安山岩（石基に斜方輝石を含む），かんらん石普通輝石安山岩-玄武岩（石基にかんらん石・単斜輝石を含むもの及び単斜輝石だけのもの），角閃石斑晶を持つ安山岩などがある．

大城川上流部（第 6.1 図）：赤岩橋付近から糸魚川-静岡構造線（Loc.7635A）までの大城川左岸約 250 m の間

には，ほぼ連続して無斑晶玄武岩ないし輝石玄武岩の枕状溶岩が露出する．この種の玄武岩の分布はこの地域に限られるが，ここでは月夜凝灰岩部層の異相とみなした．
相又川上流部（第 6.1 図）：相又川上流部では，本部層は西傾斜・西側上位の砂岩泥岩互層と凝灰岩（主に火山礫凝灰岩や結晶質凝灰岩）との互層である．これらは糸魚川-静岡構造線（Loc.656Q）を境に，西側の大井川層群の頁岩と粗粒玄武岩に接している．相又川林道終点付近（Loc.655V）やその上流（Loc.656T）の砂岩泥岩互層では，砂岩の厚さは 10-30 cm，泥岩の厚さは 10 cm 程度であり，標高 640 m 付近（Loc.656R）以西ではそのなかに粗粒砂岩-礫岩層も挟在する（最大礫径は Loc.656R 付近で約 5 cm）．凝灰岩は火山礫凝灰岩・結晶質凝灰岩などであり，火山角礫岩の火山岩にはかんらん石普通輝石安山岩が多い．

戸栗川上流部（第 6.1 図）：月夜の段北方の山地に広く分布する．折付から北西方，湯ノ沢右岸山腹の山道では，標高約 550 m 付近から以西で，砂岩泥岩互層（折付砂岩泥岩互層部層）に代わって，凝灰岩と凝灰角礫岩（含まれる火山岩は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩で石基に斜方輝石を含む）が卓越するため，これ以西を本部層とした．分布の西縁（湯ノ沢上流の Loc.430B 及びその北方約 200 m）において，糸魚川-静岡構造線によって，竜爪層群の衝上を受けている．

西俣川本流では，西俣川堰堤付近から上流，ダイゴ沢・大滝沢沿いに，薄い泥岩層や凝灰質砂岩を伴う暗緑色ないし黒色凝灰岩・凝灰角礫岩層が分布する．角礫として含まれる火山岩は，普通輝石かんらん石玄武岩，紫蘇輝石角閃石安山岩である．大滝沢の大滝近く（標高 950 m 付近，Loc.423H）では，やや破碎された火山礫凝灰岩，火山角礫岩，砂岩泥岩互層などである．なお，ダイゴの沢沿いについては，山梨県・山梨県地質図編纂委員会（1970）によるルートマップがある．

富士川上流地域（第 7.1 図）：月夜の段の南側の地域では，本部層は走向・傾斜が不規則で割れ目や小断層が多く，特にヒョウ沢や剣抜大洞林道沿いでは破碎された泥岩と凝灰岩が大規模に入り混じっている．このような本部層の著しい擾乱は田代峠断層による擾乱のほか，堆積時及びその後の地すべりなどによる混合によって生じたものと考えられる．

剣抜大洞林道沿い（第 7.1 図）：大洞大橋から上の段まで擾乱を受けた泥岩・凝灰岩及びそれらが二次的に移動したと推定される地すべり堆積物などが分布する．大洞大橋から御座木橋付近までは主に破碎された泥岩で，それ以南では凝灰岩が卓越し泥岩も複雑に混じっている．御座木橋の西南方の沢では泥岩は鱗状に破碎され，不規則あるいはほぼ水平なガウジ状粘土を伴ったすべり面をもって，黒色凝灰岩あるいは同様の泥岩と接している．凝灰岩にも不規則な割れ目が発達する．剪断面や断層面

には北東走向・西傾斜のものが多い。全体として地すべり堆積物の可能性がある。この沢の南側の林道脇のスコリア質凝灰岩の中には、丸みを帯びた輪郭と急冷縁を示す拳大程度の火山弾様の火山岩塊を含む部分（集塊岩）もある。

林道が越える鞍部（標高約 850 m, Loc.8841Q）から東へ分岐する林道沿いは、主に凝灰岩であるが、多数の展張性割れ目が発達し、全体が移動岩体である可能性がある。

上記鞍部から上の段までの林道沿いの暗色凝灰岩・泥岩（しばしば凝灰質）には、多数の小断層が発達し網状の白色脈が貫く。白崖川橋から月夜の段入り口までの法面には、凝灰岩（まれに凝灰角礫岩）と凝灰質砂岩・泥岩が入り混じって露出する（第 7. 6 図）。東部の約 300 m 間では主に黒色凝灰岩であり、西傾斜が多いが、一般に走向・傾斜に変化が大きく、小断層や網状の白色脈や割れ目も多い。水平の部分もある。篠井橋の北東 60 m 付近と月夜の段入り口手前には、火山弾を含む火山角礫岩-集塊岩がある。月夜の段から東へ延びる篠井山林道（Loc.7515B, 標高約 1,100 m）には、褐色の火山岩粒を多数含む凝灰質砂岩の露出がある。

白ガレ沢・ヒョウ沢沿い（第 7. 1 図）：白ガレ沢に沿っては、大洞大橋の北西、白ガレ沢砂防堰堤のある屈曲部付近に、ほぼ南北走向、60°西傾斜の著しい破碎帯を伴う断層がある。それより上流では、白ガレの下端付近（標高約 1,200 m）まで、ほぼ連続して黒色の凝灰角礫岩・凝灰岩が露出する。それらは概して西傾斜であるが、多くの断層（標高 1,000 m 付近の滝ではほぼ水平の断層）を伴い、走向・傾斜が乱れている。この火砕岩中の火山

岩塊は紫蘇輝石普通輝石玄武岩であった。標高 950 m 付近の沢底には、径 10 cm 程度以上の泥岩、凝灰岩、安山岩などの岩片を混然と含む膠結した凝灰質砂岩もある。

ヒョウ沢では、白ガレ沢との分岐点より上流に、標高 900 m 付近まで塊状の泥岩が続く。その右岸側の各支沢に 80°程度で西に急斜する北北東-南南西走向の顕著な断層（厚さ 20 cm のガウジを伴う）があり、それによって泥岩は西北側山腹の凝灰岩・凝灰角礫岩に接している。ヒョウ沢の東岸側山腹には大きな崩壊斜面があり、その下部は泥岩でその上部は褐色の凝灰岩である。これらの泥岩は擾乱によって月夜凝灰岩部層中に取り込まれたものと考えられる。

妙源山付近（第 7. 1 図）：ヒョウ沢東の妙源山（標高 1,172 m 峰）を構成する火砕岩は、北側では南俣川の支流（Loc.8841A）で北側の奥山泥岩部層（北東走向）に不調和に接し（露頭では整合状）、東側では大洞川右岸上流部の標高 1,000 m 付近の大きな崩壊斜面（Loc.8840P）などに露出している。火砕岩は輝石斑晶に富む輝石安山岩の火山礫凝灰岩（泥岩及び変質した玄武岩の円礫を含む）や火山角礫岩などである。この斜面下部では、火砕岩が泥岩と接しているが、その境界は西へほぼ 30°程度で緩く傾斜している。泥岩は破碎を受けているが、火砕岩はほとんど破碎されていない。

右濁沢（第 7. 1 図）：地蔵峠付近を源とする右濁沢では、夕陽川沿い林道（旧造林事務所）から標高 1,000 m 弱付近まで、黒色凝灰岩（月夜凝灰岩部層）が分布し、黒色頁岩（貝伏泥岩部層）と断層（地蔵峠断層）で接している。凝灰岩は西傾斜であるが、断層（西傾斜 60-70°程度）が多い。西縁の断層付近では、幅約 5 m にわたって本部



第 7. 6 図 白色脈を伴う破碎された月夜凝灰岩部層
月夜の段の南側、林道法面。

層の凝灰岩が破碎され、鱗状あるいは粘土化している。
亀甲沢沿い（第7.2図）：田代峠へ向かう夕陽川林道に沿っては、亀甲沢との出会いまで黒色の凝灰岩・凝灰角礫岩（月夜凝灰岩部層）が露出する。凝灰岩には輝石の結晶が目立つ。一部には枕状溶岩がある。亀甲沢沿いでは、標高1,270 m付近で地蔵峠断層を境として泥岩（貝伏泥岩部層）に変わるまで、黒色の凝灰角礫岩・凝灰岩が続く。黒色凝灰岩には著しくスコリア質のものがある。
田代峠-興津川沿い（第7.2図）：田代峠南側の大きな沢付近以南では、本部層は東西を地蔵峠断層と田代峠断層に挟まれて、分布幅が100 m以下になり、湯野北方付近に達して以南で消失する。興津川西岸河崖のLoc.732では、本部層の凝灰岩が露頭幅約8 mとなり、その西端で走向35° W、西傾斜約50°（松田, 1961）の田代峠断層の衝上を受けて、礫岩に接している（10.2.8参照）。

7.3 相又層 (Ka, Tk, Sh)

相又層（松田, 1961を再定義）は火砕岩で特徴付けられる。本層は富士川谷中帯で西八代層群の上位に重なり、富士川層群下-中部を占める。層序的には、富士川谷東帯の身延層+しもべ層に対応し（第5.1表）、時代は後期中新世と考えられる（第5.4図）。本図幅内では釜の口泥岩部層 (Ka)、徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層 (Tk)、篠井山火砕岩部層 (Sh) からなる。

釜の口泥岩部層 (Ka; 新称) は富士川谷中帯の富士川層群の最下部を占め、西八代層群の御殿山層船山泥岩部層の上位に整合に重なる。本部層は主として塊状泥岩からなり、北隣「身延」地域の久遠寺泥岩（松田, 1961; 第5.1表）に相当する。本部層は成島背斜の東西両翼に分布する。

徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層 (Tk; 松田, 1961) は、富士川谷中帯の富士川層群中部を占め、下位の釜の口泥岩部層の上位に整合に重なる。本部層は岩相変化が激しいが、全体としては、凝灰岩、凝灰角礫岩及び砂岩泥岩互層からなり、しばしば凝灰岩及び凝灰角礫岩が卓越する。本部層は、「南部」地域北端の身延町大城付近から、同地域南部の徳間峠の東方まで、音下断層の東側（下盤側）と、成島背斜及び篠井山向斜の東西両翼に広く分布する。

篠井山火砕岩部層 (Sh; 松田, 1961) は富士川谷中帯の富士川層群上部を占め、下位の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層から漸移する。本部層は主に安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩からなり、集塊岩及び溶岩を伴う。篠井山火砕岩部層は、篠井山向斜の両翼に分布する。

7.3.1 釜の口泥岩部層 (Ka)

地層名 新称。

模式地 南部町釜の口付近。

層序 富士川層群の最下部にあり、西八代層群の御殿山層船山泥岩部層の上位に整合に重なる。釜の口泥岩部層は、「身延」地域の久遠寺泥岩（松田, 1961）に相当する。大塚（1955）の柳島泥岩の一部を含む。

分布 御殿山西方稜線から、釜の口以東の戸栗川沿岸まで、成島背斜の両翼に分布する（第6.1図, 第7.7図）。
岩相 主に塊状泥岩からなり、細粒砂岩・凝灰岩を挟む。泥岩は新鮮面では堅硬で、不規則な割れ目が発達している。泥岩にはしばしば石灰質ノジュールが含まれる。横沢から柳島へ抜ける横沢峠西の堰堤付近の黒色凝灰岩中には、普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩岩塊が含まれていることから、その付近以南の戸栗川北側の泥岩も釜の口泥岩部層とみなした。

船山川上流（第6.1図）：船山温泉の上流、西沢川沿いの林道船山川橋付近より上流、西沢川堰堤を経て御殿山山頂西の稜線付近まで、本部層の泥岩（やや石灰質）が露出する。西沢川第二堰堤（標高320 m）下の河床では、塊状泥岩がN70° E方向の剪断を受けてやや破碎されている。第三堰堤付近には、その中に見かけ幅約10 m以上の黒色凝灰岩層が挟まっている。同種の凝灰岩層はその上流、特に西からの支流付近にも分布する。第三堰堤から御殿山西方稜線に至る山道では、稜線まで概して泥岩であるが、凝灰岩層（標高590 m付近, 740 m付近など）や安山岩の岩脈（標高430 mなど）が挟在する。山道の標高600 m付近より稜線上の790 m峰までは安山岩ないし細粒閃緑岩である。

船山温泉から南の大森鉦取林道に沿っては、泥岩が標高430 m付近まで露出する。それより高所は標高400-500 mの緩斜面を構成する岩屑堆積物（安山岩塊）に被われる。

戸栗川北側（第6.1図）：横沢峠西（Loc.432E）や矢崎三光社付近では、泥岩中に暗青緑-黒色の凝灰岩（ところにより凝灰角礫岩）や白斑凝灰岩などが挟まれる。このような岩相から、この部分は船山泥岩部層である可能性がある。

成島・柳島地域（第6.1図）：森屋集落の沢では、沢底標高300 m付近まで泥岩である。まれに厚さ5 cm程度の砂岩を挟み、標高250 m付近の3枚の砂岩層は黄白色に風化している。沢の入り口付近に安山岩の転石が多い。

戸栗川南岸（第6.1図）：釜の口集落対岸から権現島、日影島、塩沢に至る戸栗川南岸には、塊状の泥岩が発達する。この間、地層の走向は北北西からほぼ東西に変わる（成島背斜の頂部）。泥岩は堅硬で不規則な割れ目が発達する。泥岩は、戸栗川本流（西俣川）沿いでは釜の口から大塚への林道分岐点から上流約0.5 km付近まで、また、南俣川左岸の大塚林道沿いでは上流0.6 km付近

まで露出する。それ以南ではいずれも凝灰岩など（徳間互層部層）に変わる。上記0.3 km付近では、泥岩層の最上部近くに厚さ0.6 mの暗褐帯緑の縞状凝灰岩を挟み、その南約10 mで急に黒色凝灰岩（徳間互層部層）に整合に覆われる。島（釜の口の対岸）から大笠への山道では、泥岩は帯緑暗灰色で、20 cm厚のレンズ状の石灰質ノジュール（暗緑色）を含み、標高400 m付近まで分布する。

権現島の餅切沢では、沢口より標高250 m付近まで割れ目の多い硬い泥岩であり、ところにより白灰色の石灰質ノジュールを含む。この沢の東側の尾根では標高約420 mまで泥岩が点々と露出する。尾根標高450 m付近から高所には凝灰岩（徳間互層部層）が露出し、標高567 m峰のある稜線までそれが続く。この間、標高280 m付近には、泥岩に挟まって凝灰岩（主に転石）がある。同様の凝灰岩は日影島西方の沢下流にも露出する。

日影島の東南の沢沿いも、堅硬な黒色泥岩である。石灰質のノジュールを含む。日影島北東の河崖には、黒色の角閃石凝灰角礫岩が挟まっている。塩沢への峠の東方、

無線塔に続く尾根南側の山道には、やや硬い凝灰岩の露岩がある。凝灰岩の走向はほぼ東西、傾斜は約80°南である。

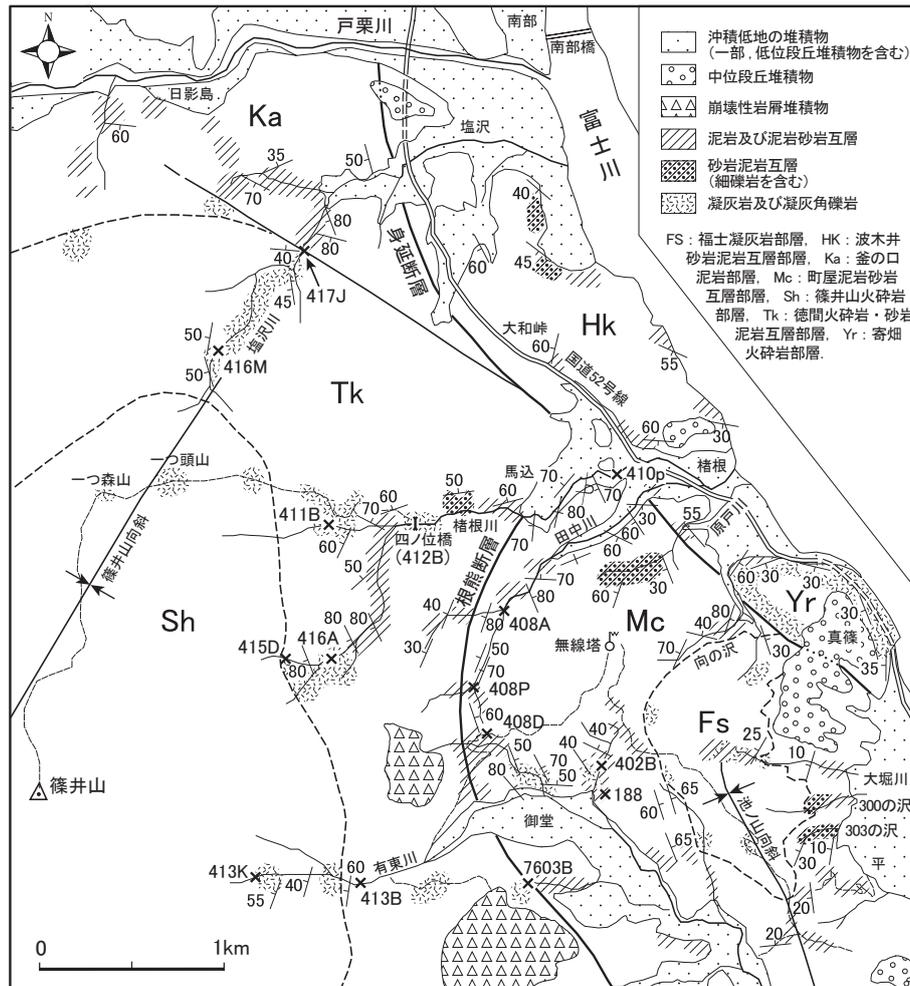
塩沢川沿い（第7.8図）：塩沢集落西部では泥岩中に凝灰角礫岩層が挟在する。日影島に至る道沿いの塩沢川支流では泥岩が卓越するが、上流部に破碎帯があり崩壊地に黒色凝灰岩が現れる。塩沢川本流沿いでは、堰堤（標高約170 m, Loc.417J）付近まで主に薄い細粒砂岩と泥岩の互層である。走向は北西-南東ないし北東-南西で変化が大きい。それより上流で地層の破碎・擾乱（断層）を介して、黒色の凝灰岩質砂岩や凝灰岩（徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層）となる。

7.3.2 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層 (Tk)

地層名 松田（1961）の徳間互層を改称。

模式地 徳間集落西部の播竜橋上流の河崖。

層序・層厚 釜の口泥岩部層の上位に整合で重なる。「身延」地域の鷹取火砕岩層（松田，1961）に連続する。東帯の万沢層とは断層で接しているが、同層中の町屋泥岩



第7.8図 椿根-御堂-平地域のルートマップ

砂岩互層部層に対比される可能性がある。富士川沿いで厚さ1,300 m.

分布 本図幅地域の北部では音下断層の東側に沿い、戸栗川以南では篠井山の北-東斜面を構成し、徳間の南方まで分布し、東縁を根熊断層・徳間断層に限られている(第6.1図, 第7.7図).

岩相 安山岩の凝灰岩, 凝灰角礫岩及び砂岩泥岩互層からなる。しばしば凝灰岩及び凝灰角礫岩が卓越する。砂岩層は明瞭な層理面をもち、級化層理を示すタービダイトである。凝灰岩は黒色を呈し、基質は黒色のスコリア質で、輝石あるいは角閃石結晶を多量に含む。粗粒の火山角礫岩・凝灰角礫岩は比較的少ない。安山岩塊は、ところによりかんらん石を含む普通輝石安山岩(石基には斜方輝石を欠く)、あるいは紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩(石基に斜方輝石がある)などである。

大城川沿い(第6.1図):大城川砂防ダム付近より上流では、本部層は赤岩橋付近まで概して輝石・角閃石を含む安山岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩である。砂岩・泥岩も伴う。これらは赤岩橋付近では角閃石細粒閃緑岩(Fd)に貫かれて接触変成作用を被り、鉄さび色に変色している。細粒閃緑岩の西縁には赤岩橋南側の河崖などに顕著な破碎帯(音下断層)がある。

相又川沿い(第6.1図):相又川沿いでは、相又川3号橋付近から上流に泥岩層を挟む凝灰岩及び凝灰角礫岩が西傾斜で露出する。ほぼ同様の凝灰岩などはさらに上流まで続くが、Loc.655 Eの顕著な断層(音下断層;井尻, 1940の糸魚川-静岡構造線に相当)までを本部層とした。Loc.655Dの火山岩には紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩が含まれる。

船山川上流(第6.1図):船山温泉西方、大森橋の上流では大森林道の終点から上流沢底に、少なくとも標高430 m付近の沢の分岐点(Loc.7538M)までスコリア質の黒色塊状の凝灰岩などが露出する。鉦取林道沿いでは、標高400-500 mの岩屑緩斜面の上方、標高550 m付近に本部層の凝灰角礫岩(角礫の径3-5 cm)が露出する。戸栗川沿い(第6.1図):戸栗川本流の下流部(西俣川下流部)から篠井山北西斜面(南俣川沿い)に、成島背斜の頂部を占めて広く露出する。

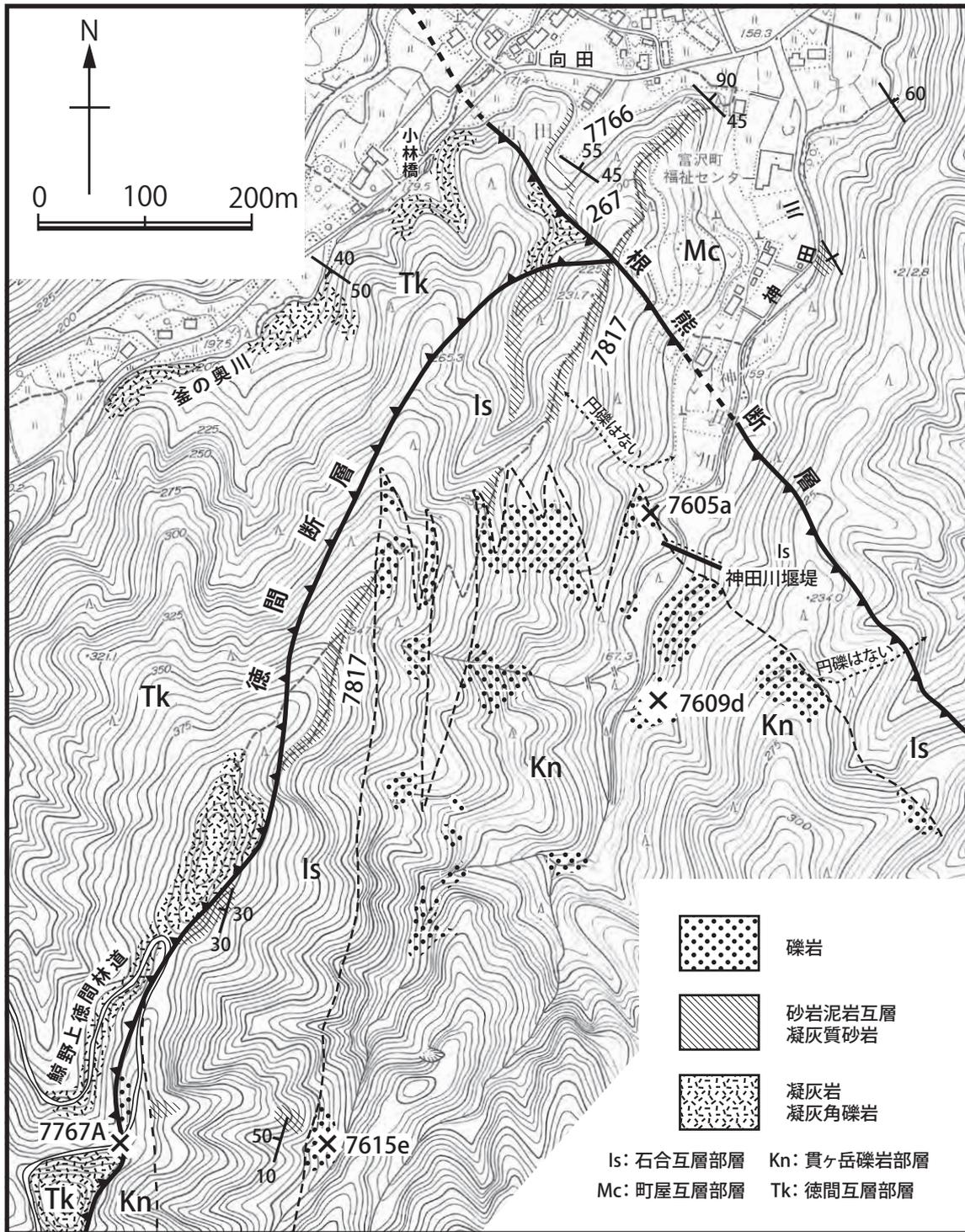
釜の口の西方、戸栗川砂防ダム(Loc.419A)北方の鉦取川の峡谷部(Loc.7664A)に露出する凝灰角礫岩は、赤褐色・暗灰色など雑多な色のやや円磨された異質火山岩(径20 cm程度以下)からなる(第7.9図)。これは海底における火山泥流堆積物と判断される。

南俣川に沿う林道大笠線沿いでは、南俣川を右岸へ渡る付近(新大笠橋付近)まで、黒色凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰質泥岩などが露出する。黒色凝灰岩は新鮮面では暗緑青色を呈するが、空気に触れると酸化して数分後には黒色に変化する。凝灰角礫岩の岩塊は普通輝石安山岩(オパール、沸石で満たされた空隙に富む)やかんらん石を含む紫蘇輝石普通輝石安山岩などである。大笠大沢橋付近以東の地域の本部層は、凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、東西走向で北へ傾斜するが、南側が上位である(逆転している)。大笠(旧集落)から南西の南俣川の東側山地(Loc.7821Cなど)では、本部層はところにより成層構造を示す凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩などからなる。

塩沢川沿い(第7.8図):塩沢川沿いでは、下流部は泥岩(釜の口泥岩部層)であるが、堰堤(Loc.417J)より



第7.9図 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層の凝灰角礫岩(泥流堆積物)
戸栗川上流の鉦取川の下流。



第7.10図 向田地域での石合砂岩泥岩互層部層と貫ヶ岳礫岩部層の指交関係を示すルートマップ
 基図には富沢町平面図5「中央・天王・向田・臯月」を使用。

上流では本部層の黒色凝灰岩や成層構造の顕著な凝灰岩（層灰岩）が現れ、その上流（Loc.416M付近）まで黒色凝灰岩-凝灰質泥岩が卓越する。凝灰角礫岩はまれである。凝灰岩は角閃石・普通輝石の斑晶や白い沸石を含む。ところにより葉理をもち層状であり、数ヶ所で級化構造により地層の西側上位が確かめられる。Loc.416M付近

（標高360m付近）では、スコリア質凝灰岩や人頭大の丸い火山弾を含む集塊岩がある。

楮根川沿い（第7.8図）：楮根川本流沿いでは、馬込集落入り口から上流の標高350m付近（Loc.416Aの上流）まで本部層の砂岩泥岩互層である。砂岩は細粒で硬い。四ノ位橋（Loc.412B）付近には、青黒色の凝灰岩・凝灰

角礫岩（角閃石普通輝石安山岩・かんらん石普通輝石玄武岩など）が挟まっている。篠井山楯根登山道沿いでは、四ノ位橋の北西、林道のヘアピンカーブ付近で、黒色凝灰岩が泥岩の上位に整合に重なる。走向は下流部（馬込付近）でほぼ東西、上流部ではほぼ南北になるが、いずれも地層の西側・北側が上位である。四ノ位橋西方の、西からの支流沿いでは、橋の上流 100 m 付近から上流は薄い泥岩をまれに挟む黒色-褐色の火山礫凝灰岩や凝灰岩である（Loc.411B など）。

楯根川本流の上流では、Loc.416A 付近まで砂岩泥岩互層であるが、その上流では火砕岩類と凝灰質砂岩泥岩の互層となり、さらに上流では少なくとも Loc.415D まで黒色の凝灰岩・凝灰角礫岩が卓越する。黒色凝灰岩は普通輝石・紫蘇輝石・角閃石を含む。安山岩塊にはしばしば白色の杏仁状の沸石に富むものがある。Loc.415D には角閃石デイサイトがある。

田中川上流（第 7. 8 図）：田中川上流では、主に西支流の上流に本部層の泥岩優勢泥岩砂岩互層が露出する。沢底標高 230 m 付近には、やや破碎された淡青色凝灰岩がある。この西支流の下流部及び本流沿いに分布する泥岩砂岩互層は、万沢層の互層（東側上位）と類似するが、本部層の互層は西側上位であり、かつ細礫岩（凝灰質）を含むことなどから両者は区別される。両者間に根熊断層がある。両者の境界は、本流沿いでは西からの小沢の Loc.408P 付近を経て御堂へ越す鞍部（Loc.408D）付近を通る。

御堂-向田地区（第 7. 7 図、第 7. 8 図、第 7. 10 図）：御堂西方では、有東川荒廃砂防堰堤付近（Loc.413B、標高 370 m）までは、玉ねぎ状に風化する凝灰質砂岩、砂岩泥岩互層、火山礫凝灰岩であり、まれに泥岩がある。これらは上位の篠井山火砕岩部層の火山角礫岩に比べて風化しやすく、露頭や大転石に乏しい。地形も比較的穏やかである。

林道鯨野上徳間線沿い（第 7. 10 図）では、鯨野入り口から上徳間峠付近まで主に黒色凝灰岩と凝灰角礫岩などである。入り口より林道沿い 250 m 付近の火山角礫岩には、やや丸みを帯びた火山岩塊からなる火山泥流堆積物がある。上徳間からの林道の終点の東の鞍部（第 7. 11 図の Loc.7618P）には、基質がスコリア質で風化しやすい凝灰岩がある。第 7. 10 図の Loc.7767A では、本層の火砕岩が徳間断層で浜石岳層貫ヶ岳礫岩部層と接している（10. 2. 9 参照）。

徳間-奥山林道沿い（第 7. 1 図、第 7. 7 図）：徳間から奥山温泉に至る奥山林道では、東から本徳間互層部層、篠井山火砕岩部層、浜石岳層の川合野礫岩部層、奥山泥岩部層（厚さ計約 2,600 m）が順次重なる（柱状図は第 5. 5 図の③）。徳間上村（第 7. 11 図）の播竜橋付近では、その上流側の福土川河床にやや丸みを帯びた安山岩礫からなる火砕岩（集塊岩質）がある。その上流、養魚場対

岸の河壁には西傾斜約 70° の明瞭な層理面を持つ凝灰岩-凝灰質砂岩が粗粒火砕岩中に挟在する。

林道に沿っては、ヘアピンカーブ付近から遊覧の滝の東（第 7. 7 図の Loc.337E）まで、主に成層した凝灰岩と泥岩の互層であり、火山角礫岩も伴う。凝灰岩は黒色（新鮮面では濃青色）で、多くは細粒であるが、スコリア質の凝灰岩もある。火山角礫岩の火山岩には、紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩や普通輝石玄武岩があり、しばしば沸石と思われる白色の杏仁をもつ。これ以西では、塊状の火山角礫岩（篠井山火砕岩部層）となる。

南又川支流石小屋沢（第 7. 12 図）：徳間南方、南又川左岸の石小屋沢では、標高 430 m 付近の支流合流点付近（Loc.335A）まで、主に凝灰岩と泥岩の互層が西傾斜 80-90 度で重なる。凝灰岩には、角閃石輝石安山岩の凝灰角礫岩（ところにより沸石で満たされた空隙に富む）やスコリア質凝灰岩がある。さらに上流では凝灰角礫岩（篠井山火砕岩部層）が卓越し、標高 650 m 付近において、凝灰角礫岩は雑色異質の火山岩礫の多い礫岩を経て粗粒礫岩（浜石岳層川合野礫岩部層）に覆われる。

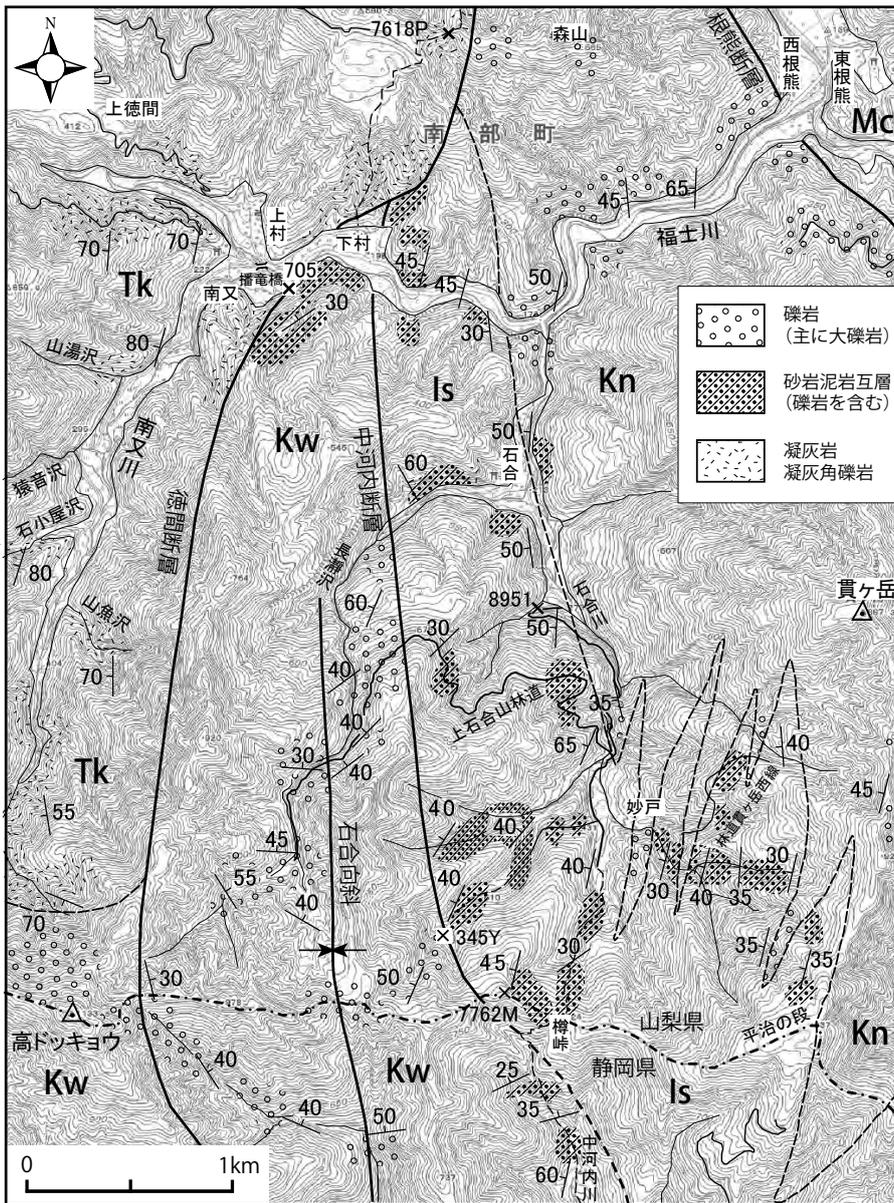
南又川源流部-徳間峠（第 7. 12 図）：南又川最上流部では、徳間互層部層の走向が南北から北西-南東さらに東西に漸変する。上位の礫岩（浜石岳層川合野礫岩部層）との境界線もほぼ標高 700 m-800 m の等高線沿いに南に凸の緩い弧を描いている。徳間互層部層は黒色の凝灰岩・凝灰角礫岩・泥岩からなり、安山岩の火砕岩には多くの角閃石と普通輝石の斑晶が含まれている。篠井山火砕岩部層の凝灰角礫岩は南に向かって薄くなり、徳間峠の東南東で尖滅する。林道終点から徳間峠に至る道の北側の沢の上部（標高約 700 m）では、黒色凝灰岩の上位に薄い砂岩・泥岩あるいは礫岩（川合野礫岩部層）が重なる。高野嶺峠への山道の沢では、凝灰質砂岩・泥岩・凝灰角礫岩が露出し、最上部（標高約 650 m）では凝灰角礫岩の上位に炭化木片を含む砂岩（走向 N20° W・傾斜 60° W）が重なり、中礫岩（川合野礫岩部層）に整合移化している。さらに東の沢（高ドッキョウ北北西）では、標高 750 m 付近において角閃石安山岩が砂岩泥岩互層（走向 N60° E・傾斜 70° S）に覆われ、さらに上位には白色ゴマ塩状凝灰岩がある。

7. 3. 3 篠井山火砕岩部層 (Sh)

地層名 松田 (1961)。

模式地 上徳間西方 100-1,500 m の奥山への林道傍。

層序 下位の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層から漸移する。富士川層群中部の顕著な火砕岩層（相又層）の最上部にあり、浜石岳層の川合野礫岩部層及び奥山泥岩部層に直接覆われる。層序的位置は「清水」地域内の葛沢火砕岩（大塚, 1944; 松田, 1961）に対比される。また、7. 1 概要で述べたように、安山岩の火砕岩を主体とする岩相から、富士川谷西帯の月夜凝灰岩部層、東帯の寄畑火砕



第7.11図 石合-貫ヶ岳地域のルートマップ

Is: 石合砂岩泥岩互層部層, Kn: 貫ヶ岳礫岩部層, Kw: 川合野礫岩部層, Mc: 町屋泥岩砂岩互層, Tk: 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層. 基図には国土地理院発行数値地図25000(地図画像)静岡を使用.

岩部層及び清子火砕岩部層, 「身延」地域の烏森山火砕岩に対比される.

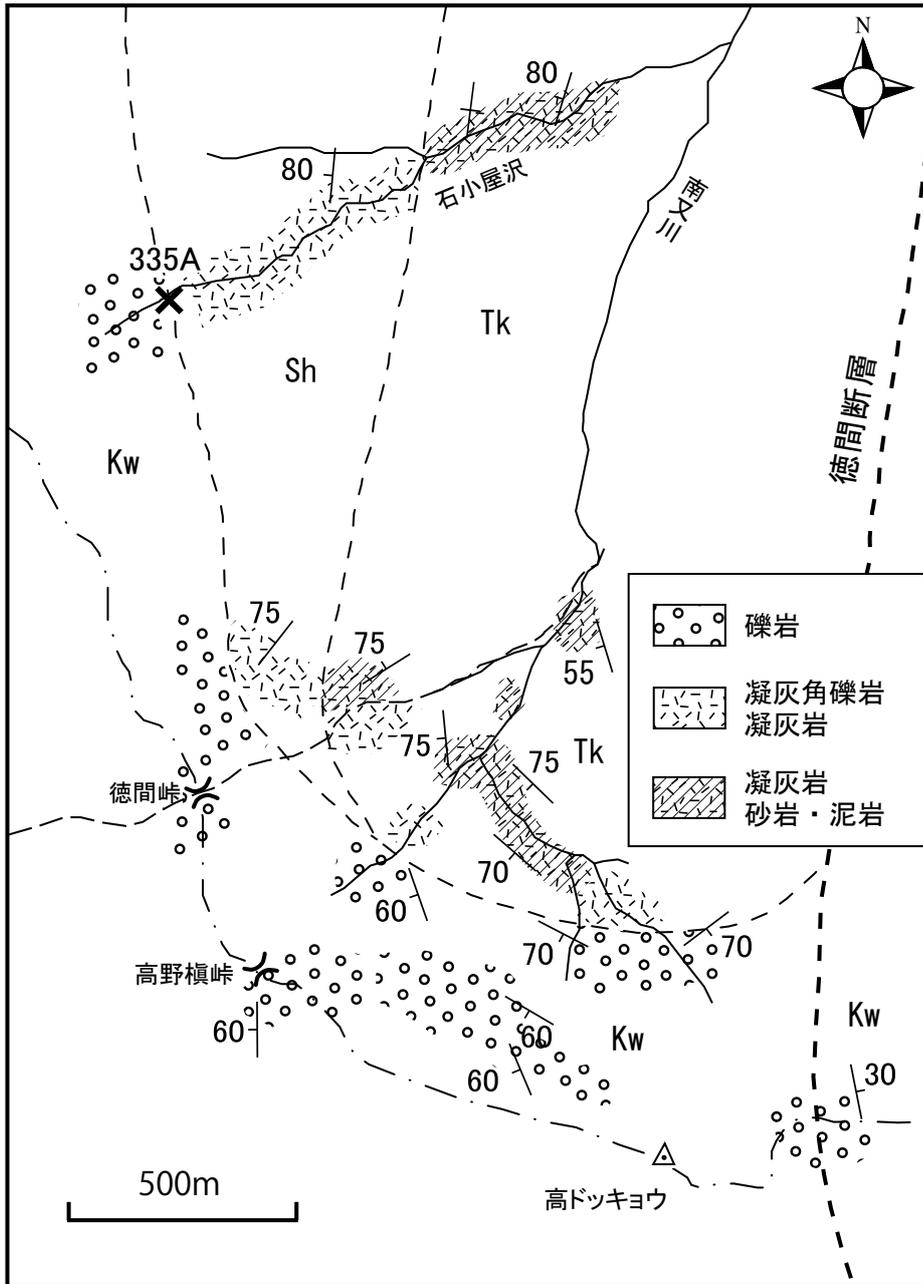
分布・層厚 篠井山の山体の上部を構成している. 模式地付近で厚さ約700 m. 篠井山付近で1,800 m以上. 南又川上流部ではほぼ薄失する(第7.2図, 第7.7図, 第7.12図).

岩相 主に安山岩の火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 石質-結晶質凝灰岩である. 集塊岩, スコリア凝灰岩, 溶岩を伴う. 層理が明瞭に認められる地層をほとんど伴わない. 火山岩は主に角閃石輝石安山岩, 紫蘇輝石普通輝石安山岩, ところによりかんらん石斑晶を含む普通輝石安山岩ないし玄武岩である. 角閃石デイスイトも少量ある. 火山岩中には長さ3 cmに達する大型の角閃石斑晶が見られる. 閃緑岩質の捕獲岩も含まれる.

楮根篠井山登山道 (第7.7図, 第7.8図): 篠井山北側

稜線に至る楮根川沿いの馬込西からの篠井山登山道では, 標高600 m付近から大型の角閃石結晶を多量に含む安山岩が目立つ. この付近から西方を篠井山火砕岩部層とした. 標高703 m峰(一つ頭山)付近に明瞭な露頭があり, 標高910 m(一つ森展望台)の尾根は, 大型の角閃石を含む安山岩の粗粒凝灰角礫岩などによって, 凹凸に富むやせ尾根ないし岩峯地形をつくっている(一つ森山・屏風岩など).

有東川沿い (第7.8図): 御堂の西では, 本部層は有東川荒廃砂防堰堤(標高370 m)付近から上流に分布する. その付近には大型(径2 cm前後, 最大径5 cm)の角閃石結晶を多量に含む凝灰岩, 安山岩(転石)がある. その上流の大きな2沢の合流点以西では硬結した火山角礫岩になる. 本流では, 標高500 m付近(Loc.413K)まで沢底の凝灰角礫岩・凝灰岩は概して塊状である. 薄い



第7.12図 南又川-徳間峠付近のルートマップ
 Kw：川合野礫岩部層，Sh：篠井山火砕岩部層，Tk：徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層。

泥岩の挟みや凝灰岩中の斑晶の配列が西傾斜（走向 $N20^{\circ} E$ ，傾斜 $40-55^{\circ} W$ ）であることを示す。火山岩類は輝石と角閃石を含む安山岩であり，杏仁状の白色鉱物（沸石）を多量に持つものがある。

富士川中流渓谷沿い（第7.7図西部，第7.1図東端）：富士川右岸斜面の奥山林道沿いでは，徳間の播竜橋から標高 360 m 付近（上徳間の対面付近）までは，主に黒色-青暗色の凝灰岩と泥岩砂岩の互層（徳間互層部層）であるが，最初の顕著な支沢の西からは塊状の火山角礫岩・凝灰角礫岩（篠井山火砕岩部層）となり，ほとんど泥岩などを挟まなくなる。火砕岩中には，しばしば大型（径 1 cm 以上）の輝石及び角閃石結晶が含まれる。火砕

岩はところにより集塊岩質で，ほぼ球形（径 5-10 cm）の火山弾やスコリア質凝灰岩を伴う（遊覧の滝付近及びその西方）。白色鉱物（沸石）で孔隙が満たされた安山岩片も含まれ，火山角礫とその基質が良く膠着した角礫状溶岩もある。角礫の火山岩は主に角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩であり，少量のデイサイト-玄武岩質岩塊を含む。そのほか，かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩ないし玄武岩などがある。林道の標高 450 m 付近（第7.1図の Loc.364A，七つ釜への小道の東方）に，本部層と浜石岳層川合野礫岩部層との漸移部（幅数 m）がある。大型の輝石結晶を含む火山角礫岩中に小円礫が混じり，上位に向かってすぐに凝灰質の中礫岩に変わり，大礫も

含まれるようになる。七ツ釜の吊り橋の下流側でも火砕岩が円礫を交えた火山岩礫の多い礫岩になる。

南又川・石小屋沢（第7.11図、第7.12図）：徳間上村から徳間峠へ向かう南又川沿いでは、山湯沢出合い付近に、黒色結晶質（径1cm程度）の凝灰岩と泥岩の露出がある。その南の石小屋沢の沢沿いで、徳間互層部層・篠井山火砕岩部層・川合野礫岩部層がしばしば滝を造ってほぼ連続して露出する。地層の走向はN20°E程度、傾斜は80-90°Wである。篠井山火砕岩部層は、沢の下流部の徳間互層部層（しばしば葉理による成層構造を示し、薄い泥岩を挟む）の上位に重なって、ほぼ標高450mから700m付近まで分布する。主に塊状の安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩であり、基質がスコリア質のものもある。凝灰岩にはしばしば多くの輝石あるいは角閃石の斑晶が認められる。最上部には各種の火山岩塊を含む雑色の異質火山角礫岩があり、川合野礫岩部層へ急激に移化する。

徳間峠東方の南又川源流部では、塊状の火砕岩は発達せず、岩相的には徳間互層部層が直接川合野礫岩部層に被われているので、篠井山火砕岩部層の分布幅は奥山林道、石小屋沢、南又川源流部の順で南ほど狭くなり、厚さも減少する。

7.4 浜石岳層 (Kw, Ok, Kn, Is)

浜石岳層（松田, 1961の浜石岳累層）は富士川谷の南部に分布し、北隣「身延」地域の曙層と共に、富士川層群の最上部の地層である。本地域の浜石岳層は「清水」地域の浜石岳層群（柴・駿河湾団体研究グループ, 1986；杉山・下川, 1990）の北方延長部に当たり、篠井山周辺から興津川・富士川の分水嶺に至る山地を構成している（第5.2図）。「南部」地域に分布する本層の地質時代は、有孔虫及び石灰質ナンノ化石によって、後期中新世末から前期鮮新世と考えられている（石垣, 1988a；Ibaraki, 1989）。

「南部」地域に分布する本層は、中河内断層の西側に分布する川合野礫岩部層 (Kw) 及び奥山泥岩部層 (Ok) と、東側に分布する貫ヶ岳礫岩部層 (Kn) 及び石合砂岩泥岩互層部層 (Is) に分けられる。

川合野礫岩部層 (Kw；大塚, 1944) は相又層篠井山火砕岩部層の上位に重なり、主として礫岩からなり、砂岩・泥岩を挟む。礫岩は主に中礫-巨礫サイズの円礫からなる。本礫岩部層は富士川最上流域の奥山温泉付近から徳間峠、高ドッキョウにかけての山梨・静岡県境の山地、及びその東側の石合向斜に分布する。

奥山泥岩部層 (Ok；新称) は川合野礫岩部層と指交関係にあり、主に泥岩と泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、凝灰質砂岩とデイサイトの凝灰岩を挟む。本泥岩部層は奥山温泉からその北方の篠井山山頂付近まで、篠井

山向斜の軸部に分布する。

貫ヶ岳礫岩部層 (Kn；松田, 1961) は、「南部」地域ではその下限を根熊断層に切られ、南隣「清水」地域では安山岩の凝灰岩や凝灰角礫岩を主体とする中一色火砕岩層（柴, 1991）の上位に重なる。本礫岩部層は巨礫-細礫岩、粗粒砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。本礫岩部層は図幅地域南東部の貫ヶ岳周辺から富士川北岸の森山周辺の山地に分布する。

石合砂岩泥岩互層部層 (Is；新称) は、貫ヶ岳礫岩部層から整合漸移するとともに指交関係にある。本砂岩泥岩互層部層は主に、細礫岩や巨礫岩を挟む砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、主として石合川左岸から中河内川流域に至る本図幅地域南東部の山地に分布する。

7.4.1 川合野礫岩部層 (Kw)

地層名 大塚 (1944) 及び松田 (1961)。

模式地 興津川流域の静岡市清水区川合野（「清水」地域内）付近。

層序・層厚 相又層篠井山火砕岩部層の上位に重なる。境界付近に、篠井山火砕岩部層の火山岩の礫を含み、ところにより炭質層を挟むことから、一部不整合の可能性はある。本部層は分布の北部において奥山泥岩部層と指交する。層厚は田代峠の東で約1,000m。

分布 主に興津川上流部の静岡・山梨県境山地から、富士川流域の奥山地域及び徳間-石合地域に分布する（第7.1図、第7.2図、第7.7図）。

化石・時代 「清水」地域（湯沢及び元沢付近）から、Blow (1969) のN.17帯（後期中新世）に対比される浮遊性有孔虫化石群が知られている（Ibaraki, 1989）。また、石垣 (1988a) によると、本層と指交している奥山泥岩部層の浮遊性有孔虫化石帯はN.17-N.18（後期中新世-前期鮮新世）である。

岩相 主として礫岩からなり、砂岩・泥岩を挟む。礫岩は主に中礫-巨礫サイズの円礫からなり、礫の直径はしばしば最大30-50cmに達する。単層の厚さはところにより数mを超え、分級構造や流痕が見られ、主にタービダイトである。礫種は先新第三系の砂岩・頁岩・チャート・ホルンフェルス・花崗岩・石英閃緑岩・石英斑岩などである。新第三系起源の変質火山岩礫は比較的少なく、珪長質の深成岩礫が目立つ。

奥山地域（第7.1図）：奥山地域では本礫岩部層は北方に細粒化して薄くなり、奥山泥岩部層と指交し、下部礫岩と上部礫岩に分かれている。

下部の礫岩の基底部は富士川沿いでは七ツ釜付近にある。その付近の奥山林道の露頭 (Loc.364A) では、篠井山火砕岩部層最上部の火山角礫岩の中に小円礫が混じり、本部層の中礫岩・巨礫岩に移化する。礫岩中には、篠井山火砕岩部層由来の火山岩礫が含まれる。車道下の七ツ釜では、吊り橋の約50m下流側で下位の火砕岩か

ら礫岩に変わる。吊り橋の西側、溪谷壁をつくる礫岩層の底面（走向N5°E・傾斜70°W）に、レイク角35°の南へ傾斜する底痕の線構造が見られる。

大洞川沿いでは、この礫岩は大洞林道の東側山腹斜面（東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所の観測坑内、坑口から約75m以東）を経て、大洞林道終点の上流まで、大洞川の河床東側に露出する。林道終点の東の支沢では、標高850m付近まで主に礫径最大30cm以上の巨礫岩であり、さらに上流（下位）では細礫岩と粗粒砂岩の互層となる。巨礫には花崗岩、安山岩がある。

上部の礫岩の、巨礫を含む中礫岩-中礫岩は、夕陽川が東流する横谷部の夕陽川林道沿いに露出する。この北方、奥山温泉北西の沢及び剣抜大洞林道沿いのヒョウ沢下流部では、粗粒礫岩が減少し、細礫岩-粗粒砂岩層・泥岩層が増加すると共に、東西走向となり、大洞大橋西側で田代峠断層によって断たれる。大洞大橋の南側河崖には円礫、泥岩塊、黒色凝灰岩片を乱雑に含む礫質のスランプ堆積物が挟在する。

徳間-石合地域（第7.2図、第7.11図、第7.12図）：田代峠以南では、本部層の礫岩層は徳間峠から高ドッキョウに至る県境山地を構成している。高ドッキョウの北側、徳間からの南又川上流（第7.12図）では、本部層

の礫岩が標高約650-750mで下位の火砕岩の上位に重なっている。礫岩の基底には、薄い炭化木片を含む粗粒砂岩あるいは白色凝灰岩を挟む泥岩がある（7.3.2徳間互層参照）。

徳間断層の東側、石合集落の西方の長瀨沢沿いから高ドッキョウ-樽峠西方までの、県境山地に分布する同様の巨礫岩を伴う礫岩（第7.11図）も本部層に含めた。粗粒砂岩も伴われる。一部に亜炭層（一時採掘された由、現在露頭不明）を挟む。上石合山林道の中河内断層西側に分布する粗粒礫岩の礫は、拳大から最大径約30cmであり、少量の灰白色の細粒閃緑岩や花崗岩の礫も含まれる。

下村付近（第7.11図、第10.12図）では、本部層は主に砂岩優勢砂岩泥岩互層となる。下村北側の沢では走向がほぼ東西になり、徳間断層を介して北西側の火砕岩層（相又層の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層）に接している。富士川の南側の山地（徳間スポーツ広場南東側、高圧線が通過する）でも砂岩優勢の砂岩泥岩互層である。

7.4.2 奥山泥岩部層 (Ok)

地層名 新称。

模式地 大洞沢支流ヒョウ沢の下流部。

第7.1表 浜石岳層奥山泥岩部層から産出した石灰質ナノ化石（金栗・天野，1995）

地層名 試料採取層準 ナノ化石属種名	浜石岳層(奥山泥岩部層)																			
	KWN001	KWN022	KWN038	KWN042	HYO001	HYO006	HYO010	HYO015	HYO021	HYO025	HYO030	HYO034	HYO040	HYO044	HYO051	HYO055	HYO059	HYO065	HYO070	
<i>Amaurolithus delicatus</i>	+																			
<i>Amaurolithus tricorniculatus</i>																				
<i>Calcidiscus leptoporus</i>		+	F	F	+		F	G	F	F	+	+			F	+	+	+	F	
<i>Calcidiscus macintyreii</i>				R					+						+					
<i>Coccolithus pelagicus</i>			+	R		+	R	+	R	R					R					
<i>Cyclolithella annula</i>									+											
<i>Dictyococcites productus</i>	+	+	C	C	+	+	C	C	C	C	+	+		+	C	+	+		F	
<i>Discoaster brouweri</i>				+						+										
<i>Discoaster variabilis</i>				+			+	+	R											
<i>Discoaster</i> spp.			+	R	+	+	R	F	R	R	+	+		+	R	+		+	F	
<i>Discolithina</i> spp.									R											
<i>Helicosphaera carteri</i>				+	+			R		R	+									
<i>Reticulofenestra gelida</i>		+	F	C	+	+	F	F	F	F	+	+		+	R			+		
<i>Reticulofenestra haqii</i>	+	+	C	F	+	+	F	F	R	R		+	+		F	+		+	R	
<i>Reticulofenestra minuta</i>	+	+	A	A	+	+	A	C	A	A	+	+	+	+	A	+	+	+	A	
<i>Reticulofenestra minutula</i>	+	+	C	C	+	+	C	C	R	F	+	+			C	+		+	C	
<i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i>			R	F	+		R	F	F	F	+	+							R	
<i>Sphenolithus abies</i>		+	F	C	+	+	F	F	F	C	+	+	+	+	R	+			C	
<i>Sphenolithus moriformis</i>		+	R	F	+	+	R	F		R					R	+			F	
<i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>		+		+						R	+									

石灰質ナノ化石はヒョウ沢などから産出。産出頻度は高い方からA, C, F, R, +。

層序 相又層篠井山火砕岩部層の上位にある。川合野礫岩部層と指交する。

分布 奥山地域の篠井山西南斜面、一部は月夜の段東の稜線北側に分布する（第7.1図）。川合野礫岩部層と指交し、下部と上部に分かれて分布するが、いずれも南方で薄失する。

化石・時代 石垣（1988a）は、大洞林道沿いの泥岩から *Globorotalia tumida tumida*（N.18帯から出現）などを報告し、有孔虫化石帯 N.18（後期中新世末-前期鮮新世）としている。また、金栗・天野（1995）は、ヒョウ沢の泥岩から *Triquetrorhabdulus rugosus* を見だし、石灰質ナンノ化石帯 NN12 前半（前期鮮新世）以下とした（第7.1表）。

岩相 主に泥岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層である。凝灰質砂岩を含む。下部にデイサイト質の凝灰岩を挟む。石垣（1988a）は、泥岩中の底生有孔虫群集から、堆積時の深度を上部ないし中部漸深海帯としている。

奥山地域（第7.1図）：セツ釜付近から大洞川沿いに本部層の泥岩が露出する。大洞林道沿いの塊状泥岩には、林道終点付近まで道路脇（Loc. 331A など）に、比較的堅硬な成層した石英と黒雲母を含むデイサイト質凝灰岩が挟まっている。その上流では、下位の礫岩層（川合野礫岩部層下部層）があり、さらに上流の篠井山登山道沿いには、本部層下部の成層した砂岩泥岩互層が谷斜面にほぼ平行して露出する（層理面は約 35° 南西傾斜）。凝灰質粗粒砂岩も伴う。篠井山頂上の社の北側約 50 m と西側の奥山へ下る山道脇には、走向ほぼ南北、西へ 34-40° 傾斜する黒色の凝灰質砂岩の露出がある。ヒョウ沢沿いでは剣抜大洞林道の大洞大橋付近に最上部の砂岩細礫岩互層があり、以南で泥岩と互層しながら、川合野礫岩部層の上部層に移化する。

月夜の段東方の沢（第7.1図）：月夜の段から東へ延びる稜線の北側（篠井山向斜の北翼）にも、本部層の泥岩が分布する。Loc.8841A の沢及びその北側の沢では、南俣川本流まで主に暗灰色の塊状泥岩あるいは凝灰質砂岩泥岩互層である。Loc.8841A の沢に露出する泥岩層と火砕岩を境する断層を田代峠断層とみなした。

7.4.3 貫ヶ岳礫岩部層 (Kn)

地層名 松田（1961）。

模式地 富士川に沿う根熊-石合橋間の崖。

層序・層厚 下限は本図幅地域内では根熊断層に切られているが、側方（走向方向）では石合砂岩泥岩互層部層と指交し、南方及び北端部では薄失する。厚さは約 1,700 m（第5.5図の柱状図⑤）。

分布 根熊断層の西側、森山-貫ヶ岳の山地を構成する（第7.7図、第7.11図）。本部層は分布の南部で粗粒礫岩が減少し、砂岩と細礫岩が卓越し、石合砂岩泥岩互層部層と指交する。分布の北端部でも礫層が急に減り、根

熊断層及び徳間断層に沿う部分では石合互層部層に変わる（第7.10図）。

化石・時代 Ibaraki（1989）は、本部層とほぼ同じ層準の地層（「清水」地域内の清見寺層群あるいは中河内層）から、N.18-N.19帯に対比される有孔虫化石群の産出を報告している。金栗・天野（1995）は、NN12 下半よりも下位を示す石灰質ナンノ化石を報告している。これらのことから、本層の時代は後期中新世末-前期鮮新世と考えられる。このほか、本部層の分布域からは *Glycimeris totomiensis* MAKIYAMA などの二枚貝が産出している（大塚、1944；松田、1961）。

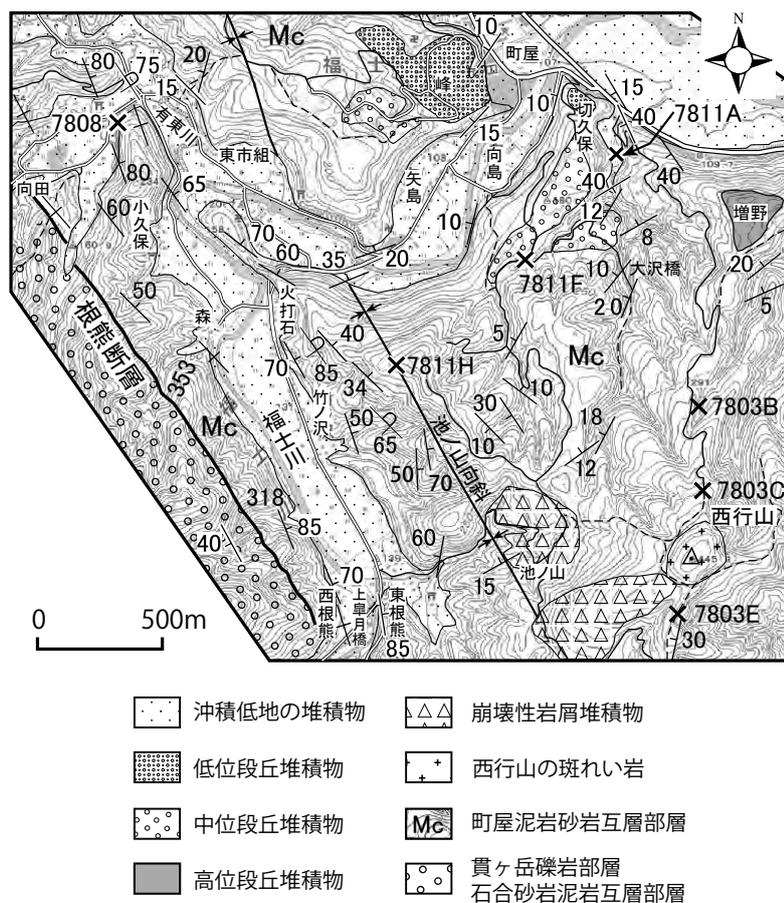
岩相 巨礫-細礫岩、粗粒砂岩、砂岩泥岩互層からなり、巨礫岩を多量に含む。比較的下部の砂岩には、凝灰質砂岩、黒色凝灰岩を挟む。礫岩中の粗粒礫は主に先新第三紀の砂岩と泥岩で、花崗岩礫、安山岩礫も含まれる。花崗岩礫は川合野礫岩部層に比べて少ない。

向田-森山地域（第7.10図）：本礫岩部層は、向田の南、神田川砂防堰堤付近で急に厚さを減じて、凝灰質泥岩・凝灰岩質砂岩・凝灰岩など（石合砂岩泥岩互層部層）と指交する。大礫が散在する粗粒砂岩もある。向田から徳間への尾根道は、上徳間林道終点東の鞍部までほぼ徳間断層に沿っていて、本部層の円礫岩のほかに、砂岩泥岩互層（石合互層部層）・安山岩火砕岩（相又層徳間互層部層）が露出する。

富士川以南、石合・貫ヶ岳地域（第7.11図）：貫ヶ岳礫岩部層は、西根熊から石合橋付近までの富士川沿いでは主に大礫岩-巨礫岩が卓越する。礫岩には礫径 30 cm を超える巨礫もしばしば含まれる。礫岩の単層は厚さ数 m に達し、層の内部は無層理塊状である。まれに凝灰角礫岩及び凝灰岩を挟み、砂岩や礫岩の基質はしばしば凝灰質である。礫岩の礫は硬砂岩など先新第三紀の堆積岩であるが、火山岩礫も含まれる。花崗岩礫は少量で目立たない。礫岩層は、石合橋の西側で砂岩優勢の砂岩・泥岩・礫岩の互層（石合砂岩泥岩互層部層）となる。

石合川上流の妙戸（石合林道の終点）から東、稜線までの沢及び林道貫ヶ岳西線（標高 600 m 付近まで）では、主に厚い砂岩と細礫岩層であり、巨礫岩-中礫岩を挟む。厚い砂岩は玉ねぎ状に風化する。平治の段から貫ヶ岳に続く稜線付近（晴海展望台-中沢焼け山間）や東隣「富士宮」地域の中沢に下る東斜面には、巨礫岩卓越部が露出する。

貫ヶ岳北麓（第7.13図、第7.14図）：根熊の東南方、貫ヶ岳林道では起点（大峠）から 150 m 付近（第7.14図の Loc.7670A）を根熊断層が通り、それ以西に主に巨礫、大礫、中礫からなる礫岩が露出する（第図、Loc.7670B）。まれに細礫岩、粗粒砂岩、泥岩を挟む。粗粒礫岩の主な礫種としては暗灰色の硬い泥岩が多く、花崗岩などの白色礫種はまれである。大城集落西端の、南側の沢沿いの崖に節理の入った巨礫岩がよく露出する。



第 7. 13 図 富士川下流部の地質分布図
基図には国土地理院発行数値地図 25000 (地図画像) 静岡を使用。

巨礫岩には先新第三紀の砂岩礫のほか、安山岩礫（最大礫径 50 cm）・閃緑岩礫（径数 cm）を普通を含む。

試錐資料（第 7. 11 図 Loc.8951）：石合の南，県道の最初のヘアピンカーブ脇（Loc.8951，地表は石合砂岩泥岩互層部層の下部）において，1988 年（昭和 63 年）に掘削深度約 800 m の試錐が行われた。温泉掘削完了届書などの関連資料によると，コア（森村産業株式会社所有）は，頁岩（深度 306 m まで）と安山岩質凝灰角礫岩（深度 306-800 m）とされている。筆者と茨城大学の天野一男氏は，1989 年に保存されていたコア試料の観察を行った。この観察結果によると，深度 650 m から 789 m までは主に大礫-細礫の礫岩及び粗粒砂岩である。まれに 20-40° 程度傾斜した薄い泥岩層などの成層構造が見られた。礫岩にはしばしば正あるいは逆級化構造が認められた。礫種は主に硬砂岩と泥岩で，そのほか，まれに安山岩と花崗岩の礫が含まれる。これらの試錐試料は，岩相と位置から判断して，貫ヶ岳礫岩部層の一部と考えられる。

貫ヶ岳東麓（第 7. 14 図）：梅島南方の支沢及び小倉集落の社のある沢では，粗粒礫岩の東側（下位）に，根熊断層に接して凝灰角礫岩と凝灰岩がある。矢口沢に沿う林道中沢線でも，安山岩火砕岩層（輝石斑晶に富む）が下部に挟在する。概して，貫ヶ岳東麓の南部（主に梅島

-中沢間）では，貫ヶ岳礫岩部層の下部に安山岩凝灰岩や角礫岩層が多く，礫岩中に安山岩礫が多い。

中沢西方の矢口沢沿いには，矢口集落西南端から西傾斜で順次，中礫岩層（火山礫を含む），砂岩泥岩互層，巨礫・大礫の礫岩層が卓越する。さらに西方では，中礫岩・細礫岩・砂岩泥岩互層が続き，標高約 500 m で薄い青灰色凝灰岩と黒色凝灰岩を挟み，それより上流は巨礫-中礫サイズの礫岩が卓越する。稀に薄い凝灰岩を挟む。矢口沢から西方の石合川上流（妙戸）にかけての貫ヶ岳の南側山地（第 5. 5 図の柱状図⑤）では，西傾斜の礫岩卓越層と砂岩優勢の砂岩泥岩互層が指交して，南方で「清水」地域内の杉山・下川（1990）の浜石岳層群相当層（大塚，1944；松田，1961 による高瀬互層）に続く。

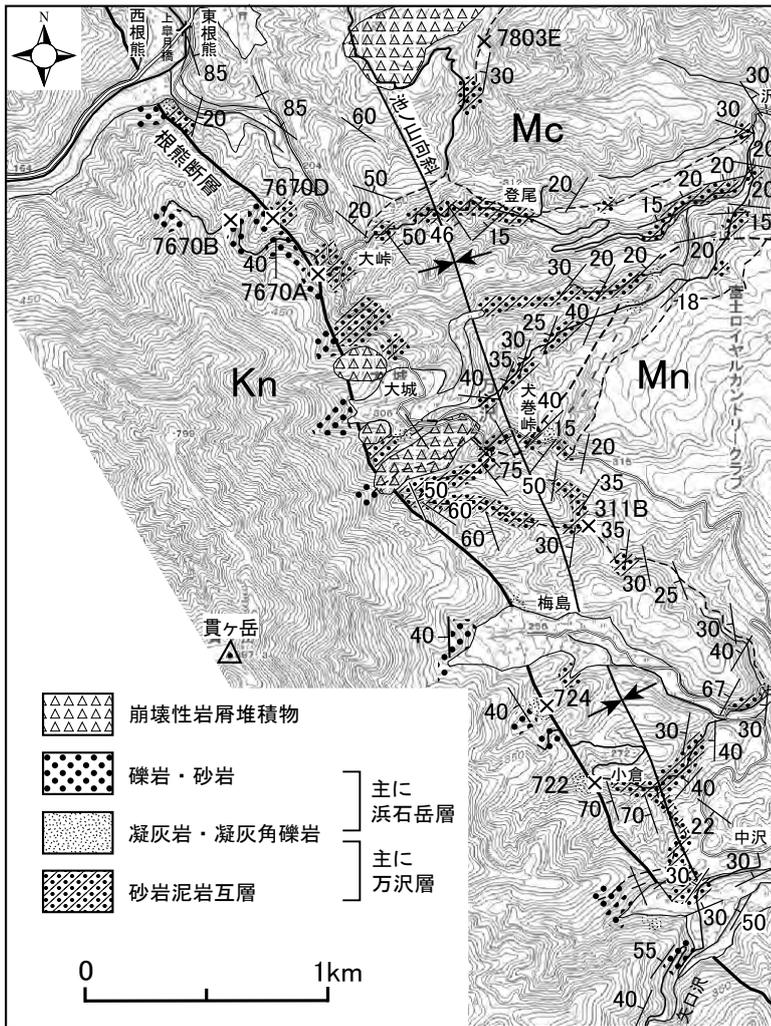
7. 4. 4 石合砂岩泥岩互層部層 (Is)

地層名 新称。

模式地 南部町石合付近の石合川（富士川支流）左岸。

層序 貫ヶ岳礫岩部層と整合漸移。本層の下部は貫ヶ岳礫岩部層と指交している。中河内川流域の高瀬互層（大塚，1944；松田，1961；第 5. 1 表）あるいは柴・駿河湾団体研究グループ（1986）及び柴（1991）の中河内累層及び川合野累層（第 5. 1 表）の一部に続く。

分布 主に石合川左岸から中河内川流域に至る山地に分



第7.14図 根熊-大城地域のルートマップ
 Kn：貫ヶ岳礫岩部層，Mc：町屋泥岩砂岩互層部層，Mn：万沢砂岩泥岩互層部層．基図には国土地理院発行数値地図25000（地図画像）静岡を使用．



第7.15図 貫ヶ岳礫岩部層
 南部町東根熊の南方の貫ヶ岳林道沿い（第7.14図のLoc.7670B）．

布する（第7.11図）．向田南にも分布し貫ヶ岳礫岩部層と指交している（第7.10図）．

岩相 細礫岩（まれに巨礫岩）を挟む砂岩が優勢な砂岩泥岩互層である．主に下部に角閃石安山岩の薄い火砕岩層を挟む．

向田南（第7.10図）：神田川砂防堰堤の西側，上徳間に至る尾根道では，標高220m付近以南の尾根に露出し，主に細粒砂岩，凝灰質砂岩，凝灰質泥岩である．この尾根道が林道鯨野森山線と合する付近の，標高420mから東へ派出する小山脚（上部に赤い林界標識あり）では，標高350m付近まで，走向N20°E，傾斜50°W程度の凝灰質砂岩・泥岩互層が続くが，標高約320m付近（Loc.7615e）の神田川本流に面した急崖では，凝灰質砂岩中に巨円礫を含む層が挟在していて，貫ヶ岳礫岩部層と一部指交していることを示している．

神田川の東側斜面では，本部層の砂岩泥岩互層が貫ヶ岳礫岩と根熊断層に挟まれて分布する．堰堤の下流すぐの小沢では硬い泥岩と凝灰岩である．

徳間下村付近（第7.11図）：石合橋のやや上流から下

村東部までの富士川沿いでは、細礫岩と砂岩泥岩互層が卓越する。下村北側の沢や林道下村線（工事中、第10.12図）では、高圧鉄塔 No.150 付近まで主に砂岩であり、細礫岩層を挟む。比較的上部の林道壁では黒色凝灰質砂岩が多い。これらは概して極めて堅硬であり、内部に密に剪断面が発達し、うろこ状を呈する。凝灰質細礫岩には多数の黒い頁岩片や火山岩粒が含まれている。

石合地域（第7.11図）：ほぼ石合川本流を境にして貫ヶ岳礫岩部層から漸移し、砂岩泥岩互層となり、西縁で中河内断層に切られる。石合の幕神社西方では、角閃石と普通輝石を含む安山岩凝灰角礫岩（厚さ数10m）が挟在する。石合南側の山道（旧地形図所載）及び上石合山林道にもその露出がある。

石合川本流以東でも、妙戸の東方の沢及び林道貫ヶ岳西線沿いでは砂岩が卓越し、しばしば細礫岩を含む。巨礫岩層も挟まり、貫ヶ岳礫岩部層と指交している。樽峠の西、林道傍ら（Loc.7762M）の露頭では、ほぼ南北走向、傾斜45°Wの砂岩泥岩互層である。樽峠-平治の段以南（樽林道を含む）でも、樽集落付近まで主に細礫岩を含む砂岩優勢の砂岩泥岩互層である。

7.5 万沢層（Mn, Mc, Fs）

万沢層（松田, 1961）は、富士川西岸に分布する主に砂岩泥岩互層からなる層である。この層の少なくとも上部は、富士川東岸に分布する身延層の内船砂岩泥岩互層部層に連続し、同層準である。万沢層は下位から万沢砂

岩泥岩互層部層（Mn）、町屋泥岩砂岩互層部層（Mc）、富士凝灰岩部層（Fs）に分けられる。石垣（1988b）、秋元ほか（1990）によると、「南部」地域内の万沢層は、浮遊性有孔虫化石帯のN.16-N.17に相当し（第7.2表）、時代は後期中新世である。底生有孔虫は深海帯-中部漸深海帯下部を示す（秋元ほか, 1990）。

万沢砂岩泥岩互層部層（Mn；松田, 1961）は、富士川西岸の富士川谷東帯に分布する富士川層群の下部を占め、東隣「富士宮」図幅の十島互層（松田, 1961, 主に砂岩・泥岩・礫岩の互層；第5.1表）の上位に整合に重なり、一部では指交する。本互層部層は主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。主要分布域は「富士宮」地域の南部町万沢周辺であり、本図幅地域内では地域南東端の犬巻峠以南に分布する。

町屋泥岩砂岩互層部層（Mc；松田, 1961）は、富士川西岸の富士川谷東帯に分布する富士川層群中部を占め、下位の万沢砂岩泥岩互層部層の上位に整合に重なる。町屋泥岩砂岩互層部層は、主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、根熊断層の東側（下盤側）に、向斜構造（池ノ山向斜）をなして分布する。

富士凝灰岩部層（Fs；松田, 1961）は、万沢層の最上部部層であり、町屋泥岩砂岩互層部層の上位に整合に重なる。富士凝灰岩部層は3層のデイサイト凝灰岩と、それらと互層する泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。本部層は、南部町真篠-平西方の丘陵（富士丘陵）の中上部を構成し、池ノ山向斜の北端部を占める。本部層は、身延層の波木井砂岩泥岩互層部層（富士川西岸に分布）の

第7.2表 万沢層から産出した浮遊性有孔虫化石（秋元ほか, 1990）

種名	試料採取層準	万沢互層部層							町屋互層部層
	試料番号	MAN1	MAN2	MAN3	MAN4	MAN5	MAN6	MAN9	MAN10
<i>Globigerina falconensis</i> Blow						+			
<i>Gna. nepenthes</i> Todd	+							+	
<i>Globigerinella aequilateralis</i> (Brady)							+		
<i>Globigerinella glutinata</i> (Egger)						+			
<i>Globigerinoides bollii</i> Blow								+	+
<i>Gds. cf. bollii</i> Blow						+			
<i>Gds. sacculifer</i> (Brady)			+		+	+	+	+	
<i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman and Jarvis)							+		+
<i>Gqd. dehiscens</i> (Chapman, Parr and Collins)	+		+		+	+	+	+	
<i>Globorotalia acostaensis</i> Blow									+
<i>Grt. cf. acostaensis</i> Blow							+		
<i>Grt. conoidea</i> Walters							+	+	+
<i>Grt. menardii</i> (Parker, Jones and Brady)	+				+	+		+	
<i>Grt. plesiotumida</i> Blow and Banner									+
<i>Grt. cf. plesiotumida</i> Blow and Banner								+	
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny)						+			
<i>Orb. suturalis</i> Bronnimann			+		+		+		
<i>Orb. universa</i> d'Orbigny	+		+	+			+	+	+
<i>Pulleniatina cf. primalis</i> Banner and Blow									+
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (Schwager)	+				+	+	+	+	+

十島互層（松田, 1961）は「富士宮」地域に分布する万沢層の最下部をなす部層。

上部及び内船砂岩泥岩互層部層（富士川東岸に分布）の上部にほぼ対比される。

7. 5. 1 万沢砂岩泥岩互層部層 (Mn)

地層名 松田 (1961) の万沢互層。

模式地 南部町万沢-沢上 (いずれも「富士宮」地域) 間の道路傍。

層序 松田(1961)の十島互層(「富士宮」地域に分布する)の上位に整合に重なり、一部では指交する。上位の町屋泥岩砂岩互層部層に整合に覆われる。

分布 主に、東隣「富士宮」地域の南部町万沢周辺に分布する。本図幅地域内では、地域南東端の犬巻峠以南にその一部が分布する。

化石・時代 南部町大城付近の泥岩(秋元ほか, 1990の Loc. 9) から *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia cf. plesiotumida*などを産し、浮遊性有孔虫化石帯 N.17 (後期中新世の後期) と考えられる。

岩相 主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層である。まれに礫岩層、黒色凝灰岩層を挟む(大城の東方)。砂岩泥岩互層は、砂岩の厚さ10-30 cm, 泥岩の厚さ5-10 cmの場合が多い。

7. 5. 2 町屋泥岩砂岩互層部層 (Mc)

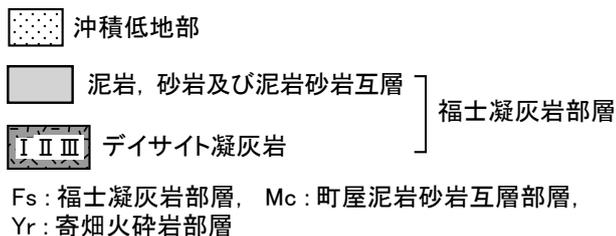
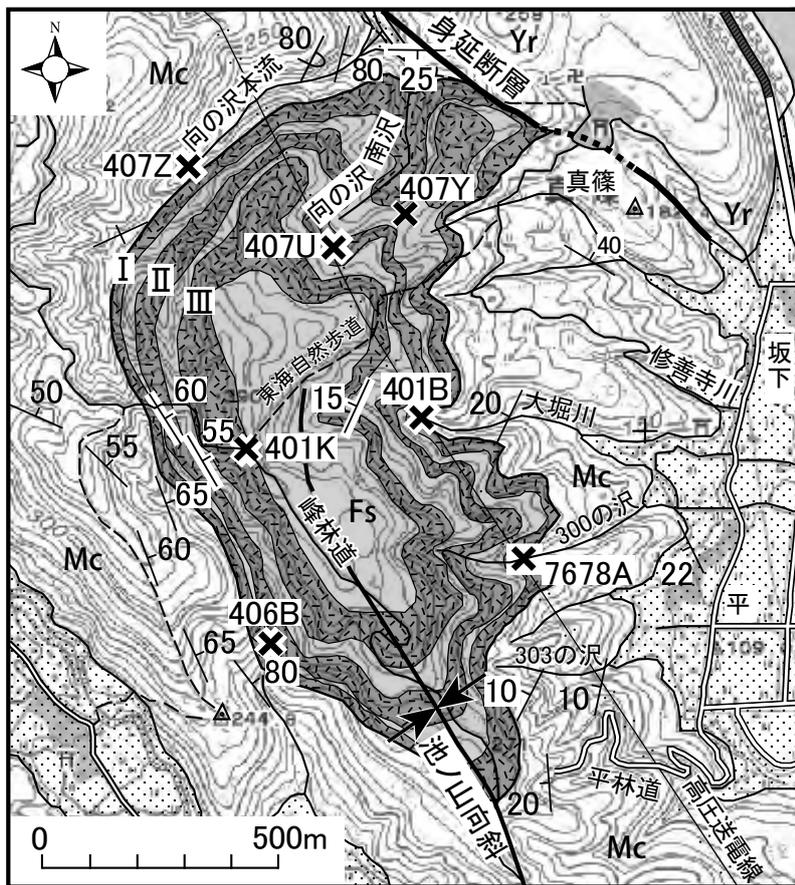
地層名 松田 (1961) の町屋互層。

模式地 南部町町屋西方の崖。

層序・層厚 下位の万沢砂岩泥岩互層部層の上位に整合に重なる。富士川東岸に分布する身延層内船砂岩泥岩互層部層に対比される。厚さは700 m。

分布 万沢-楢根間の丘陵を構成する。西側を根熊断層で限られる。緩く北にプランジした向斜構造(池ノ山向斜)を呈し、その西翼は急傾斜ないし逆転している(第7.7図, 第7.8図, 第7.13図, 第7.14図)。

化石・時代 矢島付近の泥岩中から、*Globorotalia acostans*, *Globorotalia plesiotumida*, *Pulleniatina cf. primalis*などを産し、浮遊性有孔虫化石帯 N.17B (後期中新世の)



第7.16図 富士凝灰岩部層の詳細岩相分布図

I, II, IIIはデイサイト凝灰岩。基図には国土地理院発行数値地図25000(地図画像)静岡を使用。

末期)に属する(秋元ほか, 1990).

岩相 町屋互層部層は, 単層の厚さ 5-30 cm 程度の泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる. 中部には厚い砂岩層と安山岩凝灰岩・凝灰角礫岩が挟まる.

泥岩は比較的軟弱で風化しやすく, 丘陵状地形の一因となっている. 厚い砂岩層は青灰色細粒, 厚さ 1-数 m で, 比較的堅硬であるため, ところにより数 m の崖や滝を造っている. 安山岩凝灰岩層は暗灰色でまれに角閃石を含み, 分布の西部-西北部では粗粒で, 凝灰角礫岩・集塊岩を伴う. 安山岩の岩脈付近などでは, 泥岩は黒っぽく硬化しており硬い.

富士川北側の丘陵 (第 7. 8 図, 第 7. 16 図): 富士川北側, 真篠-平の集落西側では修善寺川, 大堀川及びその南の 300 の沢と 303 の沢 (第 7. 16 図) の入り口付近 (いずれも標高 130 m 付近) に, 5-10 m 厚の堅硬な砂岩層が崖や滝を造って露出する. この造瀑砂岩層は厚さ 0.3-1 m 程度の複数の細粒砂岩層からなる.

大堀川堰堤の上流, 標高 170 m 付近にも高さ約 12 m の滝を造る同様の砂岩層がある. 砂岩層は葉理のある砂岩と厚い塊状砂岩 (いずれも凝灰質) である. 真篠集落南方の緩斜面はこの砂岩が土台となっている.

大堀川南側の 300 の沢 (第 7. 16 図) では, 人家の上流 70 m 付近から緑灰色の厚さ 0.2-1 m の砂岩が重なったものが高さ 8 m 以上の崖やその上流の沢床を造っている. 平西方の 303 の沢 (水準点 109.0 m の西西南の沢) でも, 沢の入り口近くに砂岩層による滝がある. その上流, 標高 170 m 付近には青灰色塊状のゴマ状斑点の凝灰質砂岩がある. 平林道沿いでも本層の泥岩砂岩互層が露出する.

町屋-東市組間の丘陵 (第 7. 13 図) では, 本部層の泥岩優勢砂岩泥岩互層が露出し, それ以西の有東川沿い及び富士川西岸 (池ノ山向斜西翼) では, 本互層部層の下部を特徴づける厚い砂岩層と黒色安山岩凝灰岩・集塊岩を砂岩泥岩互層中に挟む.

富士川の南側丘陵 (第 7. 13 図): 切久保-池ノ山付近の丘陵部では, 切久保付近から西行山南側付近まで, 緩く北に傾斜した本部層上部の泥岩優勢砂岩泥岩互層と中部の砂岩卓越部が広く露出する.

切久保以南の国道沿いの崖には, 走向 NNW-SSE, 10-40° 西傾斜で, 砂岩泥岩互層と複数の厚い砂岩層 (厚さ 2 m まで) 及び黒色凝灰質砂岩が挟まれる. 普通輝石安山岩の岩床 (厚さ 1-10 数 m) が数ヶ所で貫入している. 切久保付近の岩床は厚さ 13 m で, その上面及び下面の泥岩は硬化している. 同様の安山岩の貫入岩 (主に厚さ数 m 以下) は, 向島-池ノ山間の沢や大沢橋左岸などにもある.

切久保の人家のある沢沿い (Loc.7811A など) には, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層が 10° 以下の緩い傾斜で河床に露出する. 堰堤の右岸斜面には本部層中部の砂岩卓越層

があり, 沢の二股から始まる滝に続く. 滝上の林道大沢橋脇 (左岸) には, 安山岩と硬細粒砂岩が露出する. 大沢橋より上流では, 沢頭近くまで緩く傾斜したほぼ同層準の細粒砂岩の多い砂岩泥岩互層が続く.

切久保から東根熊南方の大峠 (第 7. 14 図) へ至る林道では, 第 7. 13 図の 291 m 標高点 (西行山北方) の南約 120 m, 高圧線鉄塔への小道が沢を渡るところ (Loc.7803B) に硬い細粒砂岩の露頭と火山礫凝灰岩 (転石) がある. その南の高圧線脇 (Loc.7803C) から西行山 (三角点 445 m) 南側まで, 2ヶ所の露頭は風化した泥岩である. したがって, 西行山頂部をつくる貫入岩 (主に斑状細粒の斑れい岩) の露出の下限は, 標高 400 m より高い. 西行山西側の馬の背状緩斜面は褐黄色の土壌とその中に散在する斑れい岩の垂角礫からなる.

池ノ山へ至る林道との分岐点の北約 200 m, 尾根状の小丘 (硬い泥岩) 脇 (第 7. 13 図の Loc.7803E) には, 走向 N30° E, 傾斜 20° W を示す泥岩の露頭があり (第 7. 17 図), 露頭の最下部に硬い中粒砂岩 (厚さ 1 m+) がある. 池ノ山への林道との分岐点から大峠までの林道では, 峠から直線 200 m 付近に走向 N70° W, 傾斜 50° N の玉ねぎ状に風化する凝灰岩ないし凝灰質砂岩 (厚さ 3 m+) がある. 付近を池ノ山向斜の軸が通る.

向島から池ノ山に至る町道沿いでは, 大沢橋への林道との分岐点 (Loc.7811F) の南, ヘアピンカーブまで沢沿いは砂岩泥岩互層であり, その中に普通輝石安山岩岩脈を挟む. ヘアピンカーブの下流, 西へ分岐する林道 (三ツ口沢線) では, 316 m 標高点下まで泥岩優勢砂岩泥岩互層であり, 厚い砂岩を欠き, 町屋互層部層の上部に相当する. 池ノ山への車道のヘアピンカーブ部の沢では, 稜線まで北北西走向で西へ 10-30° 傾斜する砂岩泥岩互層の露出が続く.

池ノ山の北の峠から北西へ稜線に沿う林道では, 竹の沢上 (お堂がある) へ下る付近の, 稜線すぐ西側 (Loc.7811H) で地層は東傾斜となり, 向斜軸跡はほぼ稜線に沿う. 南側の竹の沢への沢底で東傾斜 50-70° (一部は逆転して西傾斜), 黒色凝灰質砂岩が滝をつくる. 竹の沢の東の沢は砂岩泥岩互層で, 黒色凝灰質砂岩が滝を造る. 一部炭酸塩化しており, いずれも東へ急斜している. 火打石バス停南の小沢入り口付近に, 珪化した火打石様の角礫状安山岩の大転石がある. 火打石から北西に延びる最恩寺のある半島状部は, 走向方向に続く本部層中部の厚い砂岩からなる.

東根熊-大城 (第 7. 14 図): 東根熊以南の, 大城や梅島のある根熊断層沿いの地域は, 池ノ山向斜の西翼に当たり, 地層は直立し, 町屋互層部層下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層が露出する.

根熊の上臈月橋の南では, 河崖に径 10 cm の火山岩塊を含む黒色凝灰質砂岩が露出する. 池の大神の南, 根熊沢の入り口の高圧線直下には, 滝を造る硬い細砂岩があ



第7.17図 町屋泥岩砂岩互層部層の泥岩
露頭における特徴的な風化割れ目。西行山の南方（第7.13図のLoc.7803E）。

り、火山岩塊を含む。大峠から登尾への林道壁は、概して塊状の泥岩である。登尾北の最初の沢にだけ明瞭な砂岩泥岩互層がある。しかし、砂岩は極細粒砂岩ないし泥岩であり、多少堅固のため砂岩泥岩互層に見える。

大城集落南端の人家の沢の入り口には、安山岩凝灰岩があり、その西（上流）には走向 $N30^{\circ} W$ で直立ないし逆転した見かけ西傾斜の硬い細粒砂岩、次いで砂岩泥岩互層がある。犬巻峠西部では、走向 $N40^{\circ} E$ 、傾斜 $15^{\circ} NW$ となり、池ノ山向斜の軸が峠のすぐ西側を通る。

田中川地域（第7.8図）：田中川沿いでは、主に砂岩泥岩互層であるが、しばしば黒色凝灰岩ないし凝灰質砂岩が挟まる。凝灰岩は角閃石普通輝石安山岩の火山礫を含み、ところにより多量の泥岩礫を含む。葉理の明瞭な細砂岩は多くの黒雲母片を含む。

御堂-向田（第7.8図、第7.10図）：有東川に沿う御堂-向田の地域では、厚い砂岩層・凝灰岩層を挟む砂岩泥岩互層が東へ傾斜して露出する。

御堂から無線塔へ至る道路では、田中川へ越える鞍部（Loc.408D）まで砂岩泥岩互層である。鞍部の南側の谷では、峠下の河床に根熊断層の破碎帯があり、それ以东の下流は有東川に合するまで、褐色火山礫を含む黒色凝灰岩、火山角礫岩及び砂岩泥岩互層である。走向・傾斜は概して $N20-30^{\circ} W$ 、 $70-90^{\circ} E$ である。

御堂の御堂下橋の北の沢（第7.8図のLoc.402Bの沢）では、泥岩優勢砂岩泥岩互層の中に、厚さ $1-1.5 m$ の細粒砂岩層や同 $3 m$ の黒色凝灰岩が挟まれ、沢入口近くの山道（同図のLoc.188）の凝灰質砂岩は貝殻などの小片を含む。

向田の福祉センター西方の沢の入り口（釜の奥川第2堰堤、第7.10図のLoc.7766）では、堰堤工事の際に、北西走向で東へ $55-60^{\circ}$ 傾斜する細粒砂岩と泥岩の互層が現われた。この沢の東側の上徳間峠への尾根道では、

標高 $200 m$ 付近まで本部層の砂岩泥岩互層であり、以南は凝灰質砂岩（浜石岳層石合砂岩泥岩互層部層）となる。

坂本橋南側の向田川の河崖（第7.13図のLoc.7808）には、砂岩泥岩互層（走向 $N15^{\circ} W$ 、傾斜 $80^{\circ} E$ ）が露出し、砂岩層は厚さ $0.2-2 m$ の細-中粒砂岩で堅い。数 m 厚の砂岩層は河崖に突出している。向田川と神田川の合流点付近には、黒色のスコリアを含む凝灰角礫岩を挟む硬い泥優勢砂岩泥岩互層があり、 $N20^{\circ} W$ 、 $80^{\circ} E$ の走向・傾斜を示す。この砂岩優勢互層は、小久保の東で富士川を渡り、半島状の突出へ続く。

森-西根熊（第7.13図）：森の南側の353の沢や森山東麓の318の沢には、砂岩泥岩互層の中に径 $10 cm$ の火山角礫岩が挟まれ、さらに上流で顕著な断層破碎帯（根熊断層）に断たれている。この沢以南では、西根熊まで富士川西岸に凝灰角礫岩、黒色凝灰質砂岩、硬い黒い細粒砂岩が概ね走向 $N25^{\circ} W$ 、傾斜 90° （東側上位）で露出する。

7.5.3 富士凝灰岩部層 (Fs)

地層名 松田 (1961)。

模式地 富士西方の沢（大堀川上流）。

層序・層厚 万沢層の最上部部層である。町屋泥岩砂岩互層部層の上位に整合に重なる。厚さ約 $150 m$ 。町屋互層部層の泥岩砂岩互層の上位に最初に現れるデイサイト凝灰岩をもって、本部層の基底とした。本部層は、身延層の波木井砂岩泥岩互層部層（富士川西岸域に分布）の上部及び内船砂岩泥岩互層部層（富士川東岸域に分布）の上部にほぼ対比される。

分布 南部町真篠-平の西方の丘陵（富士丘陵）の中-上部を構成し、池ノ山向斜の北端部を占める（第7.16図）。丘陵東斜面では池ノ山向斜の東翼として西へ緩く傾斜する。一方、丘陵の西斜面では、峰林道から御堂に

通じる道路で東へ急傾斜して池ノ山向斜の西翼をなす。さらに、丘陵北側の向ノ沢本流では東西走向で垂直ないし南へ急傾斜し、全体として盆状構造をなしている。北東縁の真篠付近ではほぼ水平となり、身延断層に切られている。

岩相 黒雲母を含む厚さ約 10 m-20 m の 3 層のデイサイト凝灰岩 I, II, III と、それらと互層する泥岩優勢砂岩泥岩互層である。凝灰岩は、新鮮面では明灰色で硬く、しばしば崖をなす。風化すると黄色-褐色を帯び柔らかい。I-III の各凝灰岩層は、複数の凝灰岩単層からなる。凝灰岩には、粒径などの差異で区別される不明瞭な成層構造ないし有色鉱物の多寡による縞状構造がある。薄い泥岩を挟むこともある。凝灰岩を構成する粒子は、大部分が数 mm 以下の軽石、岩石粒、及び斜長石・高温型石英・角閃石・黒雲母の鉱物粒である。凝灰岩の粗粒部は、火山礫サイズのデイサイト岩片のほかに黒色の泥岩片を含む。

丘陵東斜面 (第 7. 16 図) : 真篠から丘陵頂部の峰林道に至る東海自然歩道では、デイサイト凝灰岩 I, II, III が泥岩と交互して順次露出する。すなわち、凝灰岩 I は標高 240-250 m 付近 (第 1 の歩道標識の下)、凝灰岩 II は標高 270 m 付近 (第 2 の歩道標識の下、帯黄色に風化し成層構造が明瞭)、凝灰岩 III は高圧送電線の鉄塔 (日本軽金属の no.68 鉄塔、標高 290 m) の西側から、同鉄塔 no.67 (標高約 310 m) 付近まで露出する。凝灰岩 III は峰林道との交点 (Loc.401K) 付近に向斜構造の西翼として再び露出する。なお、平成 17 年 1 月発行の 2.5 万分の 1 地形図「篠井山」及び「南部」のこの地域での東海自然歩道の位置は、一部現状と異なっている。

大堀川 (諏訪神社南側) 沿いでは、前記高圧電線直下の沢底 (標高 195 m) に有孔虫と珪質海綿 *Sagarites* を含む泥岩 (薄い砂岩層を挟む) があり、その上位 (標高 200-210 m, Loc.401B) に多量の火山礫と泥岩の角礫片を含むデイサイト凝灰岩 I (西傾斜 10°) が露出する。凝灰岩には普通輝石・角閃石・黒雲母・石英・方解石・緑れん石が含まれる。その上流では泥岩の上位に葉理のある縞状凝灰岩 (凝灰岩 II, 厚さ 15-20 m) がある。さらに上流、標高 260 m 付近には、高温型石英・角閃石・黒雲母を含むデイサイト凝灰岩 (凝灰岩 III, 西傾斜 15° ないしほぼ水平) があり、急崖を造る。これ以西は東海自然歩道 (標高 340 m) まで泥岩である。

平集落北西の 300 の沢では、高圧線のほぼ直下の沢底 (Loc.7678A) に凝灰岩 I がある。黒雲母などの有色鉱物と径 1-2 mm の軽石などを含む。その上流、標高 240 m 付近には、凝灰岩 II の急崖が谷壁を造っている。

富士丘陵頂部に沿う峰林道沿いでは、標高点 270 m の南、畑地の南端 (標高約 260 m) とその北方の林道のヘアピンカーブ部分 (標高 310-330 m) に、それぞれ凝灰岩 I と II に当たる風化した凝灰岩が露出する。

丘陵西斜面 (第 7. 16 図) : 丘陵の西斜面では、Loc.406B の沢に沿って泥岩と互層してデイサイト凝灰岩 I と II が順次露出する。凝灰岩 I は、林道傍らの標高約 200 m とその上流約 270 m の沢底に露出する。これらの上位に、峰林道沿いに凝灰岩 III がある。

丘陵北側及び向の沢上流 (第 7. 16 図) : 向の沢本流 (Loc.407Z) とその南からの支沢の沢底には、3 枚の顕著なデイサイト凝灰岩が走向 N70° E, 傾斜 90-80° S で泥岩中に挟まっている。いずれも白色細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩であり、泥岩の角礫を含む。特に最下位の凝灰岩 (凝灰岩 I, 標高 220-240 m 付近) は堅硬で、本流に複数の連続した滝を造っている。その上位、南の支沢には泥岩を挟んで厚さ約 30 m の凝灰岩 II (標高 250-270 m 付近) があり、そのさらに上流で凝灰岩 III が露出する。

真篠集落西部から向の沢へ越える小道には、峠 (Loc.407Y) まで泥岩を挟んで凝灰岩がある。峠の西側直下の崖や尾根上の丘をなす凝灰岩は、泥岩の上位にある。峠の凝灰岩はその南西の平坦な尾根部 (泥岩) のさらに南西側の急崖 (向の沢南沢の上流部 Loc.407U, 上記高圧線のほぼ直下、高さ 10 m 以上の滝がある) を造る凝灰岩 II に続く。さらに上位 (高所) の前記高圧線鉄塔 no.66 や no.67 付近に凝灰岩 III がある。真篠から北方の原戸へ至る小道 (旧河内路) でも、峠の向の沢側に泥岩を挟んで凝灰岩 I と II が露出している。

7. 6 しもべ層 (Tt, Ko)

しもべ層 (松田, 1958) は、富士川谷東帯の西八代層群の上位に重なる富士川層群の下部層である (第 5. 4 図)。西八代層群と異なって、陸源碎屑物を多量に含む砂岩・細礫岩の存在が特徴的である。しもべ層の地質時代は後期中新世の初期と考えられるが、下部は中期中新世末の可能性もある。Amano (1991) は、伊藤 (1990MS) に基づいて石灰質ナンノ化石の CN5 帯から CN6 帯下^と半^のとしている。「南部」地域では、本層は戸樋^との^の沢^の砂^の岩^の泥^の岩^の礫^の岩^の互^の層^の部^の層 (Tt) と小内船火砕岩部層 (Ko) からなる。

戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層 (Tt; 新称) は、富士川東岸の富士川谷東帯の富士川層群の最下部をなし、下位の西八代層群西乗川層の上位に整合に重なる。本互層部層は主に砂岩優勢の砂岩・泥岩・礫岩の互層からなり、火山岩の礫や砂からなる雑色の砂岩及び礫岩を含む。本部層は内船背斜の両翼に分布する。

小内船火砕岩部層 (Ko; 大塚, 1955) はしもべ層中の唯一の火砕岩層であり、戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層を整合に覆う。主として安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩からなる。本火砕岩部層は内船背斜の両翼に分布し、その層厚は西翼で厚く (最大約 700 m)、東翼で薄い (多くの地点で 100 m 以下)。

7. 6. 1 戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層 (Tt)

地層名 新称.

模式地 南部町富岡北方の戸樋之沢の沢底.

層序 下位の西八代層群西乗川層と整合。「身延」地域における上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩層(松田・水野, 1955)あるいは上之平互層(松田, 1958)に相当する(第5. 1表). 富士川団体研究グループ(1976)は, 本地域の本部層を上之平砂岩泥岩互層と呼んでいる(第5. 1表).

分布 南部町内船地域から佐野峠を越えて西乗川流域に至る内船背斜の両翼に, 幅広く分布する. 戸樋之沢のほか, 向平川上流部, 西乗川西側支流などにも露出する(第6. 3図).

岩相 主に砂岩優勢の砂岩・泥岩・礫岩の互層である. 褐色・緑色などの各種の火山岩の礫や砂粒からなる雑色の砂岩・礫岩(松田・水野, 1955の火山岩質砂岩礫岩)を含む(本地域外の西八代層群の一部が陸化し浸食されたことを示唆している). 砂岩泥岩互層は単層の厚さが5-10 cmのことが多い. 砂岩は明瞭な粒径変化による級化構造を持ち, しばしば厚さ1 cm以下の黒い炭質薄層や葉片を含む. 粗粒砂岩や細礫岩には, しばしば黒色泥岩の角片が多量に含まれる. 礫岩層は主に細粒礫岩(礫径1 cm程度以下)であり, 中礫-中礫の礫岩層も挟まる. 礫の種類は主に先新第三紀の砂岩や泥岩であり, 少量の火山岩・細粒花崗岩の礫を含む.

内船-佐野峠(第6. 3図, 第6. 5図): 本部層は, 戸樋之沢に沿って小内船から佐野峠北方までよく露出している. 阿曾入り口付近の戸樋之沢下流部は, 主に砂岩優勢な砂岩泥岩互層であり, JR身延線近くで火砕岩(小内船火砕岩部層)に覆われる. その付近から古草里林道と出会う標高400 m付近まで, 内船背斜北側の細礫岩・砂岩・泥岩の互層がほぼ連続して露出する. ここでは単層の厚さ5-10 cmの砂岩泥岩互層と礫径3 cm(最大5 cm)以下の中礫岩が特に多い. 砂岩には泥岩の角片や炭化した葉片を多量に含むものがある. 礫岩の中には, 雑色の火山岩片を多く含む礫岩がある. 戸樋之沢本流の標高400 m付近(第6. 5図のLoc.552B)では, この火山岩礫の多い礫岩が高い滝を形成している. 古草里林道終点付近の戸樋之沢の沢底や三ッ石山林道では輝石安山岩の岩脈が貫入している. 佐野峠からの林道佐野峠-樋之上線では, 939 m峰東南の幅広い鞍部に西乗川層が露出するが, それを除くと露出は大島峠まで粗粒砂岩・泥岩・細礫岩の互層である. 砂岩層には黒色の角張った泥岩片を多数含むものがある.

内船背斜の南東翼の古草里林道・三ッ石山林道及び佐野峠付近でも, 本部層は細礫岩を含む砂岩泥岩互層である. 佐野峠以東では, 本部層は思親山北側で細粒閃緑岩の貫入を広く受け, 一部はホルンフェルス化している.

西乗川地域(第6. 4図): 戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部

層の分布は, 西乗川沿いの地域に及ぶ. 内船背斜南翼に当たる八之尻川沿いでは, 佐野峠から西乗川に出会うまで, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層や細礫岩が南東傾斜で露出する(西乗川との出会い付近の茶畑脇など). 安山岩の貫入もある(第6. 3図のLoc.7421Aなど). 西乗林道南線沿いでは, かね沢以北では北西に傾斜する砂岩泥岩互層であり, 細礫岩層を伴う. 大ばら沢上流では, 標高700 m付近の沢底に北傾斜30°の中礫-細礫の礫岩があり, 標高800-850 m付近(第6. 3図のLoc.7424A)で火山角礫岩(小内船火砕岩部層)となる.

7. 6. 2 小内船火砕岩部層 (Ko)

地層名 大塚(1955), 松田(1958)と富士川団体研究グループ(1976)に記載がある.

模式地 南部町南部橋下の富士川東岸河崖.

層序 しもべ層中の唯一の火砕岩層であり, 北隣「身延」地域のしもべ層と結びつける鍵層となっている. この層の上限までをしもべ層とした.

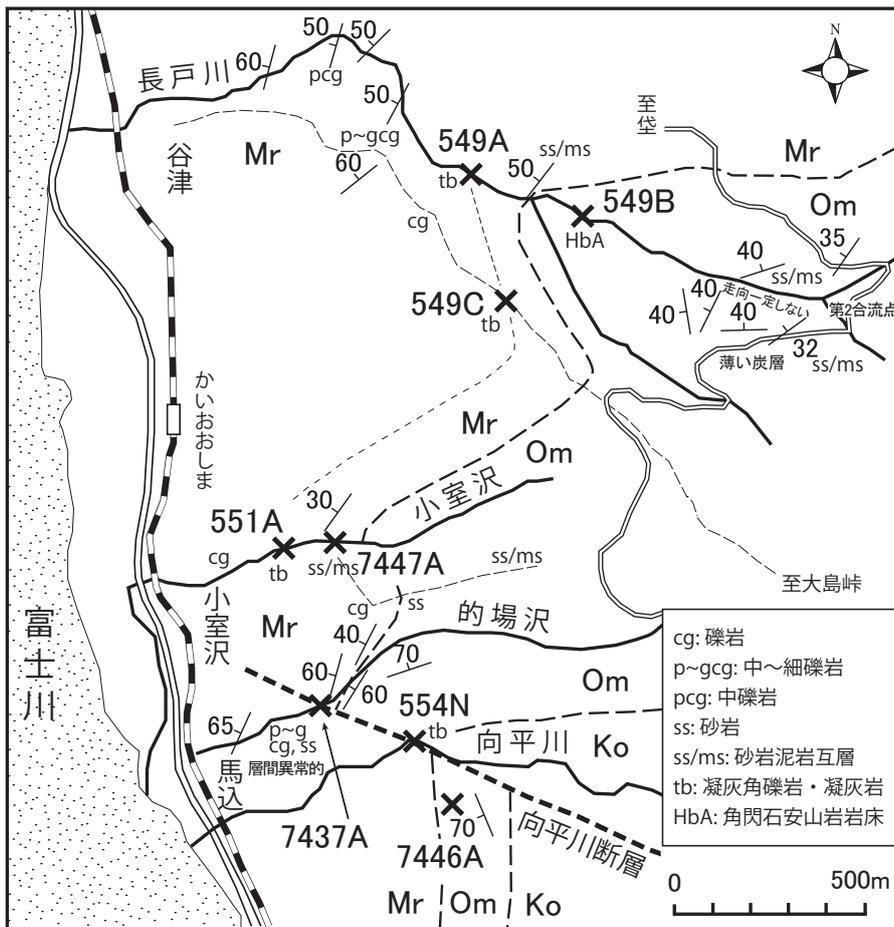
分布 西乗川流域の東方から内船付近まで, 内船背斜の両翼に分布する(第6. 3図, 第6. 5図).

岩相・層厚 主に安山岩の火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩であり, 一般に無層理・堅硬でしばしば露岩をなす. 富士川沿い(模式地)で最も厚い(約700 m). JR身延線沿いでは薄い砂岩泥岩互層を中部に挟む.

西乗川沿い(第6. 4図): 西乗川沿い地域では, 西乗林道のヘアピンカーブ北端付近(Loc.555D)の河崖に角閃石斑晶の多い安山岩火砕岩が露出し, 川の左岸露頭で西乗川断層に切られる. 西乗川の東側では, Loc.555Cの北方や本谷川(佐野川)支流の古芋沢入り口付近などに露出する. 西乗林道南線沿いでは, 大ばら沢の上流左岸, 標高800-850 m付近の山腹や小沢(第6. 3図の7424A)で凝灰角礫岩の露岩を造っている.

向平川沿い(第6. 3図, 第7. 18図): 本火砕岩部層は大島峠-谷津間の山道の標高700 m付近, その下の林道樋之上線の標高500 m付近(向平川右岸斜面)及び向平川沿い河崖などに露出する. 向平川沿いでは火砕岩は第6. 3図及び第7. 18図のLoc.554N(破砕帯がある)から林道の長野第1橋, 向平川砂防堰堤(第6. 3図のLoc.7432A)の右岸やその上流の第2の砂防堰堤の右岸などに露出する. 向平川南側の尾根沿いの山道では標高500-570 m付近に分布する.

富士川東岸沿い(第6. 3図): JR身延線内船駅北方の線路沿いでは, Loc.554CからLoc.554Jの約200 m北方(線路標識35 kmから36.8 km付近)まで, ほぼ連続して安山岩火砕岩が露出する(現在は大部分擁壁に被覆されている). この間, Loc.554D(35.5 km地点)の安山岩は, 厚さ40 m以上の層状の溶岩様で, 紫蘇輝石普通輝石安山岩である. Loc.554Pのトンネル北口(36.1 km地点)では, 凝灰質砂岩・泥岩(走向N10° E, 傾斜65° W)



第7. 18図 甲斐大島地域のルートマップ
 Ko: 小内船火砕岩部層, Mr: 丸滝礫岩部層, Om: 小室沢砂岩泥岩互層部層.

が泥岩塊を伴ってスランプ状を呈して挟まっている（露頭幅20m以上）。火砕岩は主として輝石安山岩であるが、比較的上部（Loc.554J付近）には、角閃石を含む輝石安山岩塊と斑晶鉱物に富む結晶質凝灰岩がある。Loc.554Jの北約300m（線路標識36.9km）以北は中礫の粗粒礫岩（身延層丸滝礫岩部層）となる。小内船の東では、小内船川の西側から阿曾集落の西縁にかけて、ほぼ南北走向で分布する（Loc.554Cなど）。

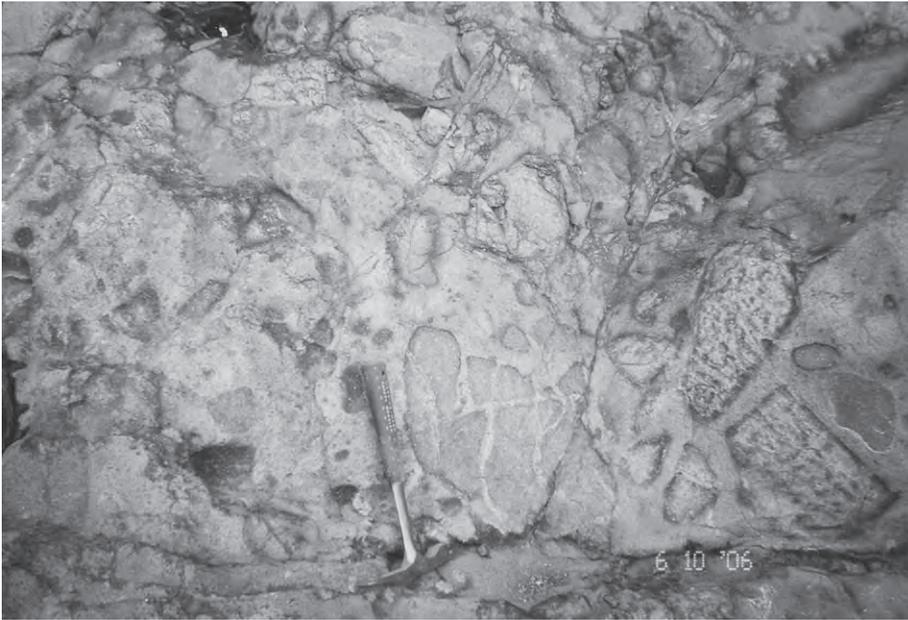
内船の南部橋の下（第6.5図）：南部橋東端下の富士川左岸河崖（Loc.7456A）には、基質の固結した火山角礫岩が100m以上連続して露出している（第7.19図）。これらは水中移動の火山泥流堆積物と思われる。火山角礫岩は無層理ではほぼ同質のやや丸みを帯びた輝石安山岩角礫からなる。火山角礫には、径1-2mの大塊もあるが、多くは径10-20cmか、それ以下である。基質も同質の凝灰質で、角礫をよく膠着している。火山岩角礫には流理が明瞭なもの、赤褐色を帯びたやや丸みのあるものなどがある。多くの角礫は露頭面で突出しているが、風化・変質の差異のため、基質よりも凹んでいるもの、周縁部が黒ずんで縁取られているものもある。

内船付近（第6.5図）：内船公園の丘の西斜面から富士川の河崖まで火砕岩である。内船背斜の軸はこの丘を斜

断している。公園駐車場のある鞍部の北西の小さな沢では段丘礫層の下に背斜北側の砂岩泥岩互層（戸樋之沢砂岩泥岩礫岩互層部層）が露出する。

内船背斜の南側では、火砕岩は内船から思親山北西斜面まで東ないし北東へ追跡される。火砕岩は次の諸地点に露出する。①内船公園の丘の南斜面、②内船寺階段下の谷津川沢底、③常安寺南側の梅の木川沢底（Loc.7409A付近）、④常安寺北側の小沢、⑤谷津川上流の高さ約5mの滝（Loc.7414A）付近、⑥樋之沢沿いの富岡集落東方のわさび田付近。これらの露出地点の位置から、内船背斜の南翼は、谷津-梅の木川間ではほぼ東西走向、以東では走向が北東-南西であることがわかる。上記③地点の西端（Loc.7409A）では、火砕岩が巨礫を含む円礫層と断層で接している。断層は走向N10°Eで、西に高角で傾斜し、火砕岩側に幅数cmの破碎帯（一部粘土化）を伴う。その上部は角礫層（斜面堆積物）になるが、断層はその角礫層をも一部切っていると判断された。地点⑤（Loc.7414A付近）でも、亜円礫の礫層（砂岩層を挟む）がほぼN45°Eの急斜面を境に上流側の火砕岩に接している。

三ッ石山林道では、火砕岩は水呑場南約0.5km付近（Loc.7449A、擁壁に被われている）を越えて分布するが、



第7.19図 小内船火砕岩部層の凝灰角礫岩
自破碎溶岩の火山角礫は暗色部に縁取られている。南部橋の東詰（第6.3図のLoc. 7456A）。

以東では思親山北斜面登山道に安山岩，細粒閃緑岩の転石を見るだけで，露頭は確認できない。

なお，南部町町営「なんぶの湯」の敷地内（Loc.7445）で行われた試錐（掘削深度1,500 m，地表標高126.94 m）の記録（南部町，1999）によると，地表から35 mまで沖積層の砂利であり，以深の240 mまでは砂岩泥岩互層（波木井砂岩泥岩互層部層とみなしている）であり，240 mから1,500 mまでは火山碎屑岩（小内船火砕岩部層）と細粒閃緑岩である。

7.7 身延層（Om, Mr, Hk, Ut, Yr, Se）

身延層（松田，1958）は，本図幅地域では主に富士川東岸山地を構成している。時代は後期中新世と考えられる。小室沢砂岩泥岩互層部層（Om），丸滝礫岩部層（Mr），波木井砂岩泥岩互層部層（Hk），内船砂岩泥岩互層部層（Ut），寄畑火砕岩部層（Yr），清子火砕岩部層（Se）からなる。本地域では時代を示す古生物学的資料は得られていないが，「身延」図幅地域の波木井砂岩泥岩互層部層は石灰質ナンノ化石のCN9帯（後期中新世の後期）を含む（岡田尚武氏私信）。

小室沢砂岩泥岩互層部層（Om；新称）は，富士川東岸に分布する身延層の最下部をなし，「身延」地域の八木沢泥岩（松田，1958；第5.1表）の下部に相当する。本互層部層は砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり，主として小室沢東方の山地に分布する。

丸滝礫岩部層（Mr；大塚，1955）は小室沢砂岩泥岩互層部層の上位に重なり，その主な分布域は北隣「身延」地域にある。「身延」地域の本礫岩部層は海底チャンネルの充填堆積物と考えられ，下位の地層を一部浸食している（松田，1958）。「南部」地域の本礫岩部層は大礫-細

礫サイズの礫岩，砂岩及び泥岩の互層からなり，主として内船背斜の北西翼に分布する。

波木井砂岩泥岩互層部層（Hk；松田，1958）は，富士川団体研究グループ（1976）の波木井坂砂岩泥岩互層（第5.1表）に相当し，北隣「身延」地域において下位の丸滝礫岩部層を整合に覆う。本報告では「南部」地域の富士川西岸に分布する同相当層を本部層とする。波木井砂岩泥岩互層部層は主に砂岩泥岩互層からなり，頻繁に礫岩を挟み岩相変化に富む。

内船砂岩泥岩互層部層（Ut；新称）は富士川東岸の内船背斜南東翼に分布し，内船背斜北西翼に分布する小室沢互層部層と丸滝礫岩部層を合わせたものにほぼ相当する。その層相は小室沢互層部層及び丸滝礫岩部層より細粒化し，主として礫岩層を挟む砂岩泥岩互層からなる。また内船砂岩泥岩互層部層は，本図幅地域南部の富士川西岸に分布する万沢層の万沢砂岩泥岩互層部層，町屋泥岩砂岩互層部層及び福士凝灰岩部層を合わせたものにほぼ相当する。さらに内船互層部層の上部は，本図幅地域北半部の富士川西岸に分布する波木井砂岩泥岩互層部層と同一層準と考えられる。

寄畑火砕岩部層（Yr；松田，1961）は，富士川東岸の内船砂岩泥岩互層部層と西岸の南部町原戸付近に分布する波木井砂岩泥岩互層部層の上位に重なる。本部層は松田（1961）では相又層に含まれているが，本報告では相又層を身延断層以西の富士川谷中帯に限定し，本部層を身延層に含める。本火砕岩部層は安山岩の凝灰岩及び凝灰角礫岩からなり，相又層の篠井山火砕岩部層に相当する。本部層は富士川東岸の寄畑向斜の軸部と対岸の南部町真篠付近に分布する。

清子火砕岩部層（Se；新称）は，本図幅地域北部の身延町光子沢付近に分布する波木井砂岩泥岩互層部層

の上位に重なり、「身延」地域の烏森山火砕岩（松田，1958；第5.1表）に続く。本火砕岩部層は寄畑火砕岩部層に対比され、主に安山岩の凝灰角礫岩、火山角礫岩及び凝灰質砂岩からなる。本図幅地域では、身延町光子沢西方の山地から同町横根中付近まで、身延断層の東側に分布する。

7.7.1 小室沢砂岩泥岩互層部層 (Om)

地層名 新称。

模式地 小室沢中流部。

層序 本部層はしもべ層小内船火砕岩部層と身延層丸滝礫岩部層の間にある砂岩泥岩互層である。「身延」地域の八木沢泥岩（松田，1958；第5.1表）の下部に相当する。
分布 身延町大島の長戸川、小室沢、的場沢の中流部沢底などに露出し（第7.18図）、東方へは西乗川流域に及ぶ（第6.4図）。概して長戸川流域で厚く、富士川東岸身延線沿いでは薄い（厚さ20m以下）。内船背斜以南では分布しない。

岩相 砂岩優勢の砂岩泥岩互層である。砂岩と泥岩の層厚は各5-30cm程度であり、概して砂岩が厚い。まれに厚さ1mの砂岩層や礫径1-2cm程度の礫岩層を挟む。砂岩泥岩互層は明瞭な層理をもち、しばしば砂岩から泥岩への上方細粒化が明瞭である。砂岩中にはところにより薄い炭質物からなる葉理がある。

西乗川地域（第6.3図、第6.4図）：西乗川沿いでは、西乗林道のヘアピンカーブの北端河床（Loc.555D）から上流約200m（Loc.555F）の間に露出する砂岩優勢砂岩泥岩互層である。厚さ100m以下で長戸川流域に比して著しく薄い。安山岩が地層と整合的に貫入している。

長戸川流域-馬込（第7.18図）：長戸川沿いでは、Loc.549A地点の上流の合流点付近から上流、樋之上三石山林道付近まで主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層がよく露出する。中礫岩（礫径1-2cm以下）-細礫岩層を挟む。砂岩層は厚さ30-100cm程度、泥岩層は10-30cm程度の厚さのものが多く、中粒砂岩には、ところにより厚さ1cm以下の薄い黒色炭質層や黄色砂岩層を含む。合流点から上流150m付近（Loc.549B）に、厚さ約1mの角閃石安山岩が1枚、砂岩泥岩互層の中に層理面に平行に貫入している。孔隙に沸石と思われる白色の杏仁を持つ。

小室沢では、礫岩（丸滝礫岩部層）の下位に、砂岩泥岩互層（単層の厚さ10-30cm）や泥岩として露出する。的場沢では、馬込集落から向平川への山道が的場沢を渡るところ（Loc.7437A）に破碎帯（向平断層；10.2.13参照）があり、それより上流側は本部層の砂岩優勢の砂岩泥岩互層（厚さ各5-20cm）である。砂岩は明灰色で泥岩と整然とした互層をなす。走向は上流に向かって北北東から次第に東北東に変わるが、少しずつ下位層が露出する。この走向の変化は身延向斜（主に「身延」地域内）の南翼の肩に当たる。向平川沿いでは、前記破碎帯

（向平断層）の東方延長（Loc.554N）の対岸（左岸側）にある南東からの支沢の東又（Loc.7446A付近）に、本部層の砂岩優勢砂岩泥岩互層（走向N25°W、傾斜70°W）の露頭がある。

富士川沿岸では砂岩泥岩互層は著しく厚さを減じ、第6.3図のLoc.554Jの約100m北方（身延線の線路標36.8kmと36.9kmの間）では、大型角閃石を持つ小内船火砕岩部層（Loc.554J、36.73km）と上位の丸滝礫岩部層の中-細礫岩に挟まれて、厚さ15m程度となる。

7.7.2 丸滝礫岩部層 (Mr)

地層名 大塚（1955）、松田（1958）と徐（1985）に記載がある。

模式地 身延町丸滝付近（松田，1958）。

層序 小室沢砂岩泥岩互層部層の上位に重なる。「身延」地域では、海底チャネルの底部に堆積したと考えられる本部層が下位の地層を一部浸食している（松田，1958）。
分布 主な分布地は北隣「身延」地域にあり、本図幅地域内では、北東隅の内船背斜の北翼に分布する（第6.3図）。内船背斜の南翼では、礫岩層は薄く細粒になり、内船砂岩泥岩互層部層に含まれる。

岩相 厚い大礫-細粒サイズの礫岩・砂岩と薄い泥岩の互層である。礫径10cmを超える大礫サイズの礫岩層で特徴づけられる。礫の分級構造や層理は明瞭で、単層の厚さはしばしば1mを超える。砂礫層の底面には底痕が見られる。本層は主としてタービダイトからなる海底チャネルを充填した堆積物である（松田，1958，1984a；徐，1985；天野・伊藤，1990）。礫種は主に先新第三紀の泥岩・砂岩であり、安山岩や細粒花崗岩の礫もある。下部に厚さ20m程度の火山角礫岩層（海底地すべり堆積物）が挟在する。

西乗川上流（第6.4図）：西乗川上流では、西乗林道のヘアピンカーブ（Loc.555D）の上流で砂岩泥岩互層（小室沢互層部層）の上位に、中-細礫を含む礫岩層として分布する。礫岩は基底に炭質頁岩を挟む。層理面は明瞭である。厚さ約30mの安山岩が礫岩層とほぼ平行して貫入している。

甲斐大島駅周辺（第7.18図）：長戸川では、沢の入口から沢底標高340m付近まで走向N30°E、傾斜50°W程度でよく露出する。大礫を含む中礫岩、細礫岩、粗粒砂岩（厚さ30-100cm）の互層である。厚さ数mの泥岩を挟むことがある。概して堅硬で単層が厚く（しばしば2m以上）、滝を造っている。比較的下部（Loc.549A）に角閃石を含む安山岩の凝灰角礫岩層（厚さ約20m）が挟まっている。その中には泥岩塊や細-中礫が混じっていることがあり、海底地すべり堆積物と考えられる。安山岩は普通輝石含有角閃石安山岩と紫蘇輝石普通輝石安山岩である。この続きと思われる同様の火山岩類は、長戸川南側の尾根（標高540m付近、Loc.549C）及び小

室沢下流にも露出している。

小室沢集落北側の小室沢では、沢の入り口より第4の堰堤 (Loc.7447A, 標高約 270 m) の上流まで、主に中礫岩 (ところにより巨礫を含む) ないし細礫岩 (薄い泥岩を挟む) である。礫岩の単層の厚さはしばしば数 m に達する (Loc.7447A など)。Loc.551A (第2堰堤付近) には、角閃石を持つ凝灰角礫岩 (厚さ 10 数 m) が挟まる。

馬込集落の北側の的場沢沿いでは、入り口から主に中礫岩・細礫岩・粗粒砂岩であり、泥岩の角礫を含むスランプ構造も見られる。小室沢集落からの山道が向平川に至るまでは、細中礫を含む細礫岩と粗粒砂岩である。

向平川では、馬込集落から Loc.554N の向平川断層の破碎帯露頭まで、主に大礫を含む中-細礫岩である。馬込南端から独標 514 m (湯別当の東方) を経て、佐野峠北の 939 m 峰へ至る山道では、尾根上の標高 400 m 付近までこぶし大の大礫を含む中-細礫岩があり、標高 400-500 m 付近は砂岩泥岩互層である。したがって、丸滝礫岩部層の分布南限は、この山道では標高 400 m 付近にある。以南の富士川東岸では、Loc.554J (第 6. 3 図) の約 200 m 北 (JR 身延線の線路標 36.9 km 北) で、小室沢互層部層 (厚さ 10-20 m) の上位に、先新第三紀の砂岩礫やまれに変質した珪長質火成岩礫を含む丸滝礫岩部層が重なる。

7. 7. 3 波木井砂岩泥岩互層部層 (Hk)

地層名 松田 (1958)、大塚 (1955) の荒屋敷砂岩と塩沢砂岩泥岩互層を合わせたものにほぼ相当する。富士川団体研究グループ (1976) の波木井坂砂岩泥岩互層 (第 5. 1 表) とほぼ同義。

模式地 身延町波木井 (「身延」地域内) 北方の富士川河崖。

層序 丸滝礫岩部層の上位に整合に重なる。本報告では、富士川を境にその西岸に分布する部分だけを波木井砂岩泥岩互層部層とした。本部層は、富士川東岸の内船背斜南東翼に分布する内船砂岩泥岩互層部層の上部とほぼ同一の層準と考えられる。

分布 富士川の西岸 (身延町清子 (「身延」地域) - 南部町南部 - 同町楮根沿いに分布する。内船背斜と寄畑向斜に参加しているが、褶曲の程度は下位層に比べて軽度である。

岩相 本部層は主に砂岩と泥岩の互層からなり、頻繁に礫岩を挟む。岩相の変化に富む。砂岩・礫岩は泥岩の角礫や炭質物を含む。薄い安山岩質凝灰岩-凝灰質砂岩や斜長石粒を含む安山岩質凝灰質砂岩を伴う。富士川西岸の戸坂北や塩沢付近、東岸の湯別当付近などの本部層もしくはその相当層の下部や丸滝礫岩部層との漸移部の細礫岩ないし粗粒砂岩から、*Operculina* sp. を産する。

光子沢付近 (第 6. 3 図) : 光子沢北方の沢では、富士川河崖から Loc.621C (標高 250 m 付近) まで、細礫岩、

粗粒砂岩を挟む砂岩泥岩互層が西傾斜で重なる。互層の単層の厚さは、多くは 5-10 cm である。1-5 m 厚の黒色凝灰岩も挟まれる。砂岩から泥岩への移行は漸移的である。泥岩・砂岩中には珪質海綿 *Sagarites* が見られる。

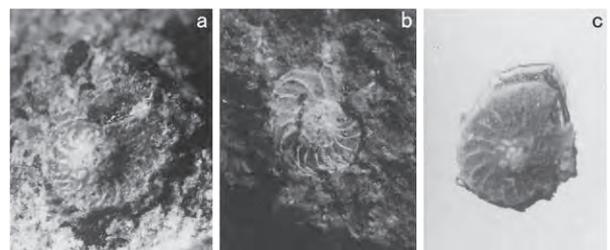
光子沢から北原までの富士川河崖には、砂岩泥岩互層と細礫を伴う塊状砂岩などが連続的に露出する。Loc.621B の沢では、富士川に注ぐ沢の入り口から約 50 m 上流 (地質図に示した化石産出地点) の細礫岩・粗粒砂岩中に大型底生有孔虫 *Operculina* sp., 貝殻破片, ウニ殻片, 葉片などが産する (第 7. 20 図)。大塚 (1955) は、この付近から *Operculina ammonoides (granovius) n. subsp.* の豊富な産出を報告している。

南部橋北河崖 (第 6. 3 図) : 南部橋の上流 300 m, 右岸河崖 (Loc.7459C) に好露出がある。露頭の東端 (最下位) に、角閃石安山岩の大礫と泥岩の大礫が不規則に混合したスランプ堆積物があり、その上位に厚さ数 m の塊状の中-細礫を含む粗粒砂岩-細礫岩が重なる。粗粒砂岩は斜長石の白粒が目立つ凝灰質砂岩であり、一部玉ねぎ状に風化している。この礫質岩の走向・傾斜は N10° E, 55° W であるが、その走向方向 (北方延長) の富士川東岸には、広く小内船火砕岩部層が分布するので、両者間 (富士川河床) に見かけ左ずれの小規模な断層または不整合がある可能性がある。

南部付近 (第 6. 3 図) : 南部中学校の西の峠道や戸栗川沿い道路切り割に、中礫を含む厚い細礫岩、粗粒砂岩及び薄い砂岩泥岩互層の露出がある。

南部総合公園から楮根の峰集落東までの富士川西岸では、林道及び富士川河崖に厚い細礫岩、粗粒砂岩、砂岩泥岩互層、塊状泥岩、火砕岩などが露出する。火葬場付近の小沢の入り口 (Loc.7459A) に見られる細礫岩には、*Operculina* を含むもの、多量の黒色の泥岩片を含むもの、白色の粒子に富むものなどがある。それ以南の峰までの富士川河崖では、新鮮面で黒く堅硬な塊状泥岩や層間異常を伴った角閃石安山岩の角礫層などがある。峰集落東方の道路の切割には、泥岩優勢砂岩泥岩互層に挟在する安山岩角礫岩層がある。

塩沢-大和峠-楮根 (第 6. 3 図) : 楮根集落の東、国道 52 号の北東の楮根川の河床には、塊状の灰色泥岩が露



第 7. 20 図 波木井砂岩泥岩互層部層産の *Operculina* sp. 身延町光子沢南方の富士川右岸 (第 6. 3 図の Loc. 621B の沢, 地質図の化石産出地点参照)。

出する。楮根川を渡る谷津沢橋の上流、Loc.410pでは、本部層の砂岩が身延断層の下盤となり、破碎された黒色凝灰岩（相又層徳間互層部層）と接している（10. 2. 12参照）。田中川の下流にも泥岩が露出し、その上部に角閃石を含む凝灰岩（厚さ3 m）が挟まっている。南部-原戸間での本部層の走向は北部で南北、南部で北西-南東であり、緩い背斜構造（内船背斜の延長）をなしている。

7. 7. 4 内船砂岩泥岩互層部層 (Ut)

地層名 新称。

模式地 南部町内船東方の富岡-居里間の栄中部林道付近。

層序 内船背斜の南側では、小内船火砕岩部層の上位にあり、寄畑火砕岩部層の下位にある。内船背斜の北側では、この層準に小室沢砂岩泥岩互層部層、丸滝礫岩部層及び波木井砂岩泥岩互層部層が発達するが、背斜の南側では礫岩相が細粒化するため、一括して内船砂岩泥岩互層部層とした。本部層上部の泥岩に挟在する淡緑白色凝灰岩は万沢層の福士凝灰岩部層に対比されるので、本部層は、万沢層の万沢砂岩泥岩互層部層+町屋泥岩砂岩互層部層+福士凝灰岩部層とほぼ同じ層準と考えられる。

分布 内船背斜の南翼、思親山の西斜面に広く分布する（第6. 3図）。

岩相 主に礫岩層を挟む砂岩と泥岩の互層である。概して礫岩（細礫岩）は下部に多く、最上部では泥岩が卓越する。凝灰質砂岩層あるいはまれに安山岩凝灰岩層を挟む。砂岩はところにより炭質物や泥岩片を含む。

内船-倉ヶ平（第6. 5図）：梅ノ木川沿いでは、内船駅の北東方から上流へ、灌漑水路沿いに本部層の中礫岩（最大礫径7 cm）-細礫岩がみられ、取水口付近（Loc.7409A）で、東西性の断層によって小内船火砕岩部層と接している。この断層は白色脈や断層粘土を伴い、未固結の礫層（地質図には示していない）を切っている。さらに上流には再び本部層の中-細礫岩・砂岩・泥岩の互層が分布する。その基底部分の中礫岩は、下位の安山岩（小内船火砕岩部層）の礫を多量に含む。より上流では栄中部林道まで、本層の細礫岩・中礫岩・砂岩泥岩互層が続く。林道下の高い堰堤の下では各層の厚さは5-10 cm程度、走向N50° E、傾斜75° Sで南側上位である。細礫岩には多数の黒色板状の泥岩片を含むものがある。栄中部林道沿いでは、富岡への分岐点（林道起点）から倉ヶ平南側まで、砂岩泥岩互層や礫径1-3 cmの中礫岩などの露出がある。

三ッ石山林道沿いでは、水呑場-八木沢間に細礫岩を挟む砂岩泥岩互層が露出する（第6. 3図のLoc.7449Bなど）。Loc.7449Bでは砂岩優勢砂岩泥岩互層であり、輝石斑晶の多い安山岩が貫入している。

中村-島尻（第7. 21図）：中村集落から三ッ石山林道へ至る山道では概して泥岩が卓越するが、標高300-350 m

付近では砂岩が厚くなり、砂岩泥岩互層である。標高470 m付近（Loc.438A）で、角閃石を含む火山礫凝灰岩など（寄畑火砕岩部層）に覆われる。島尻の東側では、徳間に至る町道佐野川線に沿って四万沢川の南まで、主に砂岩（しばしば凝灰質）と泥岩の互層で、黒色の凝灰岩も挟まる。

八木沢-井出（第7. 21図）：八木沢集落の北西方、八木沢川（沢奥林道）に沿っては、沢頭の鞍部（Loc.7455A）まで主に塊状の泥岩である。支沢の合流点付近（Loc.7454B）右岸の露頭では、厚さ数m以上の1層の火山礫凝灰岩（もしくは角礫状安山岩）が泥岩中に挟在する。林道入り口付近などに安山岩の岩脈（幅数m以下）が複数貫入している。

井出駅北側の沢（竹の沢）の沢底は、標高320 m付近までほぼ南北走向で西側上位の直立した主に泥岩ないし泥岩優勢砂岩泥岩互層であるが、中部に砂岩泥岩互層（各層5-30 cm厚）が多く、厚さ10 m以上の粗粒砂岩（硬いため崖や尾根を造る）が挟まっている。この砂岩泥岩互層の中に厚さ1-3 m程度の輝石安山岩が少なくとも5枚、ほぼ南北走向で直立する互層中にその層理面にほぼ平行に貫入している。

井出駅付近から富栄橋までの富士川沿いには、主として泥岩が分布する。上位の寄畑火砕岩部層との境界（身延線線路標識30 km付近）から約200 m南西（同標識29.8 km付近）では、淡緑の斑点のある黒雲母を含む白色凝灰岩（福士凝灰岩部層に似る、少なくとも2枚、厚さ3.5 mと4 m+）が挟まっている。

井出集落南側の富士川河崖（Loc.7457A）では、砂岩泥岩互層が走向N20° W、50° W程度の西傾斜で重なる（第7. 22図）。それを貫く厚さ2 mの岩床状の安山岩がある。

7. 7. 5 寄畑火砕岩部層 (Yr)

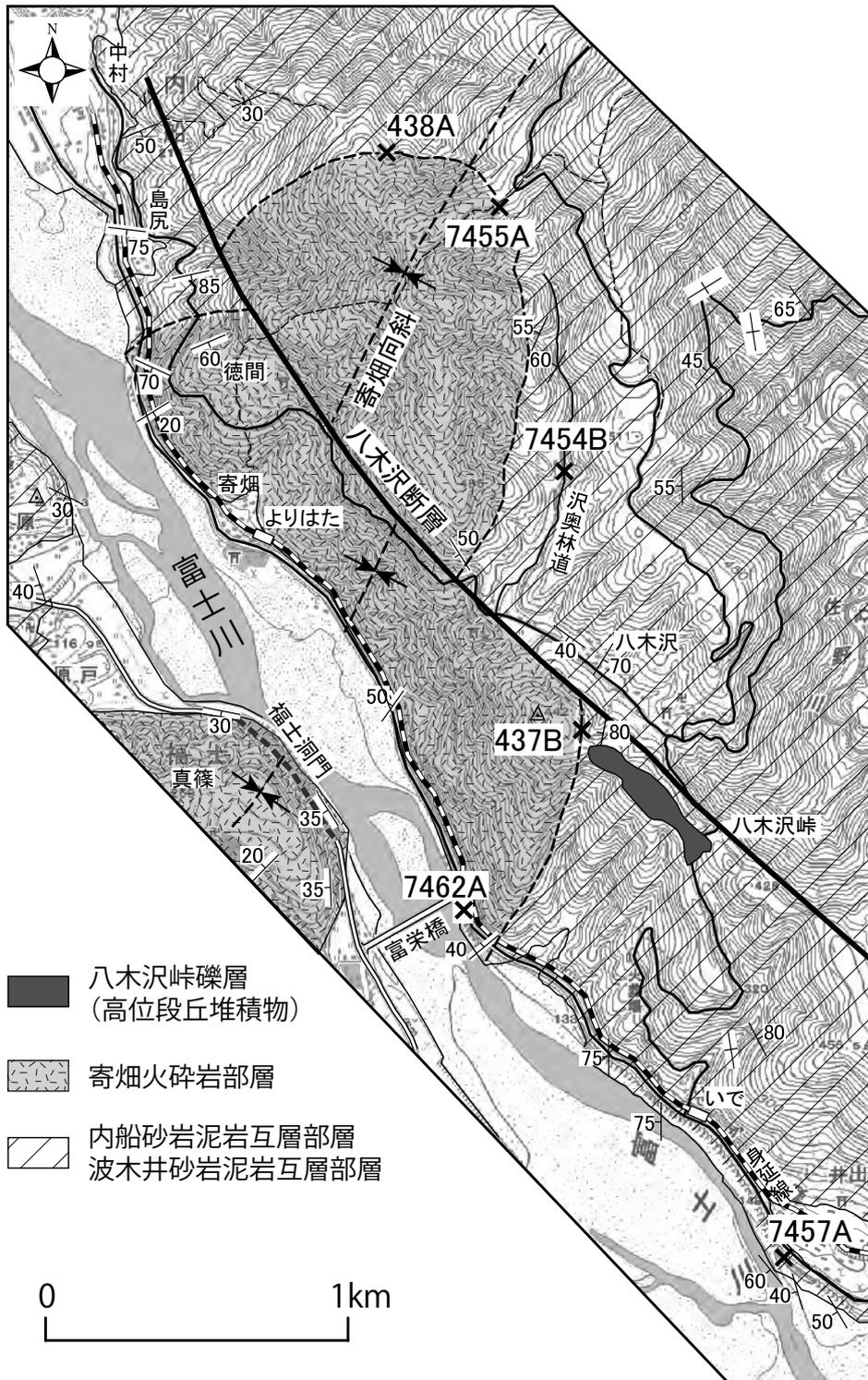
地層名 松田（1961）。

模式地 富栄橋東岸橋下の富士川河崖。

層序・層厚 富士川東岸では、内船砂岩泥岩互層部層の上位に重なる。また、富士川西岸では、南部町原戸-真篠間で波木井砂岩泥岩互層部層の上位に重なる。下位層とは整合と推定されるが、寄畑向斜において傾斜が下位層よりも緩く、一部不整合の可能性はある。なお、本部層は松田（1961）では相又層に含められているが、本図幅では相又層を身延断層以西の富士川谷中帯に限り、これを身延層の最上部部層とした。本部層は岩相的にも層序的にも相又層の篠井山火砕岩部層に対応する。厚さ1,000 m以上。

分布 主に寄畑付近及び真篠付近に分布する（第7. 21図）。

岩相 安山岩の凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。最下部に成層した黒雲母を含む珪長質の白灰色凝灰岩層を伴う。



第7.21図 寄畑-八木沢地域の地質分布図
 基図には国土地理院発行数値地図25000(地図画像)静岡を使用。

安山岩凝灰角礫岩は概して塊状で、明瞭な成層構造を示さない。構成する火山岩は普通輝石安山岩、角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩などである。

島尻-富栄橋 (第7.21図)：島尻集落南端、JR身延線トンネル北口付近から、富栄橋の約500m南東まで露出する。富栄橋付近 (Loc.7462A) では、無層理で径1mまでの岩塊を含む火山角礫岩類である。岩塊には、流れを示す溶岩塊や角閃石斑晶が目立つ岩塊がある。数m

大の泥岩層の断片が混入しているところがある。橋の下流約150m付近には、本層基底部の成層した明灰色凝灰岩が北東走向・北西傾斜で露出する。寄畑北方線路傍らでは南傾斜であるのに対して、寄畑駅南では北傾斜であり、向斜構造(寄畑向斜)に参加している。

徳間-八木沢付近 (第7.21図)：内船から上佐野に通じる町道佐野川線では、徳間北側から八木沢入り口まで、主に角閃石安山岩を含む塊状の火山角礫岩である。八木



第 7. 22 図 内船砂岩泥岩互層部層の泥岩砂岩互層
南部町井出の富士川左岸の川崖（第 7. 21 図の
Loc. 7457A）.



第 7. 23 図 寄畑火砕岩部層基底部の珪長質凝灰岩
国道 52 号富士洞門（第 7. 21 図）下の富士川右岸.

沢川の沢頭、稜線の標高 621 m 峰の東側鞍部 (Loc. 7455A) に、内船砂岩泥岩互層部層の泥岩の上に白色の火山礫凝灰岩があり、以西で火山角礫岩となる。同様の白色凝灰岩は、八木沢の西の町道と集落南西側の小沢 (Loc. 437B) にも露出する。いずれも軽石質で中粒ないし細粒、厚さ約 3 m、ごま塩状の葉理が明瞭である。これらの凝灰岩は、本層最下部の富栄橋 (Loc. 7462A) 下流の珪長質凝灰岩に対比される。

真篠・富士洞門付近 (富士川西岸: 第 7. 8 図, 第 7. 21 図): 真篠集落のある台地は、主に凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる。国道 52 号富士洞門下の富士川河崖には、角閃石を含む淡緑色の成層した凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩の互層が露出する (第 7. 23 図)。この凝灰岩の一部は富士川東岸の本部層基底部分にある成層した白色成層凝灰岩に酷似している。両者を対比した場合には、層序が一部繰り返されるので、富士川河床下に西側隆起の断層が想定される。

7. 7. 6 清子火砕岩部層 (Se)

地層名 新称.

模式地 身延町町清子と相又上との間の車道脇.

層序・層厚 清子、光子沢^{みつこざわ}西方で波木井砂岩泥岩互層部層の上に整合に重なり、「身延」地域の烏森山火砕岩 (松田, 1958) に続く。「身延」地域の相又川・大城川沿いの曙礫岩の下位にある。層序的に寄畑火砕岩部層に対応する。身延-光子沢地域で厚さ 1,700 m.

分布 本図幅地域では、身延断層に沿って光子沢西方山地から横根中付近まで分布する。

岩相 主に安山岩の凝灰岩角礫岩、火山角礫岩、凝灰質砂岩である。泥岩を挟む。

光子沢付近 (第 6. 3 図): 光子沢の北側の沢で、2つの大きな支沢の合流点より上流で砂岩泥岩互層中に現れた最初の黒色凝灰岩層を本部層の最下部とした。Loc. 621C 付近から西では、巨円礫を含む火山角礫岩となる。Loc. 621C の北側の清子-谷津間の車道では、火山角礫岩が砂岩泥岩互層中に挟在する。前者はこぶし大のやや丸みのある各種の火山岩の大礫を含み、場所によりその基質は砂質である。火山岩は主に普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Loc. 621C 西方)、角閃石デイサイト (榎の木峠南東)、かんらん石普通輝石玄武岩ないし安山岩 (清子付近、谷津付近; 島津ほか, 1983) などである。

第8章 富士川谷の貫入岩 (Fd)

(松田時彦)

富士川谷の新第三系を貫く主な貫入岩は、後期中新世の細粒閃緑岩及び安山岩である。主な岩体は、富士川西岸の相又川地域（相又岩体）と富士川東岸山地の思親山周辺（思親山岩体）にある。いずれも主岩体はほぼ南北に伸び、周辺に多数の岩脈を伴っている。貫入されている地層で最も若い地層は、前者では相又層、後者では身延層であり、いずれもその上部である。浜石岳層には貫入していない。従って、貫入の時期は、相又層の篠井山火砕岩部層や身延層の寄畑火砕岩部層などの火山岩の噴出とほぼ同時代ないしその直後と推定され、それらの火成活動と関連していると考えられる（松田, 1961）。

8.1 相又岩体

本図幅地域北部（富士川谷中帯）の大城川-相又川間の山地には、主に御殿山層、一部は相又層を貫く安山岩と細粒角閃石閃緑岩の貫入岩体がある（第5.1図, 第6.1図）。概して南北に伸び、幅数 m-100 m 以上の岩体からなる。

大城川沿いでは、赤岩橋付近に泥岩を貫く東西幅約 200 m の細粒角閃石閃緑岩がある。閃緑岩の一部は鉍化作用を受けて赤褐色を呈し、粘土化している。

相又川沿いでは、上村西方の小沢川林道で複数の岩体が御殿山層の凝灰岩及び泥岩を貫いている。岩体は主に角閃石斑晶と斜長石の目立つ細粒角閃石閃緑岩ないし緑灰色緻密な安山岩であり、縁辺部は細粒で周辺凝灰岩などを多少硬化させている。白色鉍物の網状脈が伴うことがある。相又川本流では中流部に細粒角閃石閃緑岩の岩体がある。泥岩を貫き、ところにより泥岩を大小の捕獲岩体として取り込んでいる。また、御殿山山頂部及びその南側斜面に多くの細粒角閃石閃緑岩及び安山岩（幅数 m 以下）が泥岩中に貫入している。船山川上流、西沢川第二堰堤の東側にも細粒閃緑岩体があり、その南端は西沢川横谷部河崖に達している。

8.2 思親山岩体

本図幅地域東縁の思親山付近の細粒角閃石閃緑岩を主とする貫入岩体は、佐野川沿いに分布する佐野川進入岩体（Yajima, 1970；矢島・加藤, 1980）の斑れい岩-閃緑岩岩体と安山岩-玄武岩岩脈群の一部である。そこで貫かれている地層は富士川層群の礫岩・砂岩（身延層・しもべ層）であり、一部ホルンフェルス化している。

思親山岩体は本図幅地域内では主に思親山山頂を含む稜線沿いに分布する（第6.3図）。林道佐野峠思親山線沿いでは、佐野峠の東方 0.5 km 付近から、思親山南南東約 1.5 km（第6.3図の Loc.7452 Y）の林道終点まで、露頭及び転石はほとんどすべて細粒閃緑岩である。僅かに細礫岩や中礫岩がある。思親山北北東の Loc.7452U では、一部、節理の明瞭な細粒閃緑岩であり、多数の硫化鉄鉍を含む細脈で汚染されている。閃緑岩類は、とくに思親山登り口以南及び大峰平祐元線と三ツ石山林道の分岐点北側、Loc.7449C などでは、一部角礫化して火山角礫岩様の見かけを呈する。比較的大型の輝石斑晶が目立つこともある。

8.3 その他の貫入岩

このほか、安山岩（角閃石・輝石を含む）の岩脈は、寄畑火砕岩部層周辺（第7.21図）、鳥尻東方（四万沢川）付近、八木沢付近（沢奥林道入り口付近）、井出駅北方（竹の沢）、同駅南方（富士川河崖）などでみられる。いずれも複数の幅数 m 以内の岩脈からなり、内船砂岩泥岩互層部層に岩床状に貫入している。思親山の北では、西乗川上流（第6.4図の Loc.7423A 付近）及び本谷川沿い（古芋沢やヒラノ沢）で丸滝礫岩部層までを貫いている。

富士川西岸では、本図幅地域東縁の南部町切久保付近の国道 52 号沿い及び切久保川沿いに町屋泥岩砂岩互層部層を貫く安山岩岩脈（幅数 m）がある。また、その南方、池ノ山東方の標高 445 m 峰（通称西行山）は、かんらん石を少量含む粗粒玄武岩ないし斑れい岩である。

第9章 第四系

(松田時彦・杉山雄一)

「南部」地域の主な第四紀堆積物は、1) 山地の崩壊によって引き起こされた岩屑流・土石流の堆積物と、2) 河川によって形成された段丘堆積物・扇状地堆積物及び沖積低地の堆積物などである。富士川流域におけるそれらの分布を第9.1図に示す。なお、富士川の河岸段丘については、海野・角田(1982)の調査がある。また、地すべり地形の分布については、清水ほか(2002)の報告がある。

9.1 岩屑流・土石流堆積物 (d, ad)

「南部」地域では、粗大な岩石塊からなる崩壊性岩屑堆積物 (d) が比較的緩い斜面を作って山地内に分布する。十枚山山地東斜面の月夜の段、上の段 (第9.1図) などの高原状の緩斜面のほか、富士川流域の上徳間、市小路、池ノ山付近、富士川沿岸の清子、谷津、横根中、徳間 (内船) 付近、十枚山山地西斜面 (安倍川東岸) の有東木付近や渡東方などに分布する。また、図幅地域南東部 (貫ヶ岳東麓) の大城集落付近には、根熊断層の上盤に由来する礫岩の角礫層が分布する。形成年代は、礫の風化程度、礫層を覆うローム層もしくはローム質粘土-シルト層の色調・風化程度、及び後述する月夜の段で発見された火山灰から、後期更新世から完新世と推定される。また、本図幅地域北西部の安倍川最上流域には、1707年の宝永地震により引き起こされた可能性があると思われる大谷崩の崩壊による岩屑流・土石流堆積物 (ad) が分布する。

9.1.1 崩壊性岩屑堆積物 (d)

月夜の段の岩屑堆積物 月夜の段は、十枚山山地の東斜面に生じた斜面崩壊による高原状の緩斜面である (第9.2図)。十枚山の南にあって戸栗川と富士川の分水界をなし、東西約1.9 km、南北の幅約0.5 kmで、標高約1,600 mから約1,100 mに至る。その北縁と南縁は周囲の谷底から比高300 m程度の急崖をなしている。堆積物は緩斜面東北縁の剣抜大洞林道の少なくとも下から最初のヘアピンカーブの北方 (標高約900 m以上) 付近まで達し、南又川南東の山地斜面を覆っている。

月夜の段の岩屑堆積物の岩塊は、竜爪層群に由来する淡灰色の流紋岩火砕岩及び溶岩の角礫からなり、礫の最大径は数 m を超える。基質も同様の岩屑からなり、無層理である。岩屑堆積物の一部は月夜の段の東方、南俣川右岸の標高1,050 m 付近の山地斜面 (第9.2図のA-

B断面の東端付近) や温井川左岸の標高700 m 余にも分布する。竜爪層群起源の岩屑は、戸栗川下流の日影島-塩沢付近の標高約250 mの尾根上 (無線中継塔がある) などに、巨大礫 (径数 m 以上) として迷子石的に散在している。

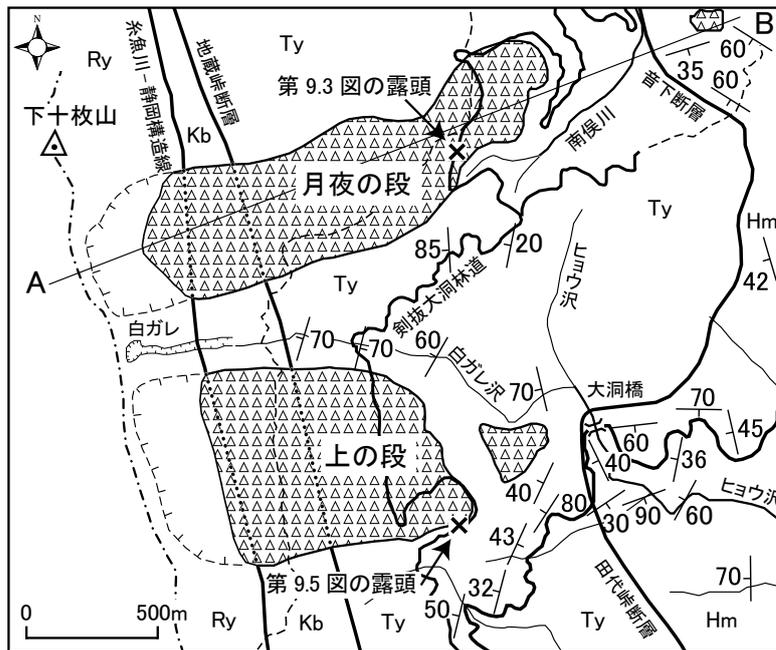
月夜の段の緩斜面下部の一部には亜角-亜円礫が含まれ、河流による礫の運搬・堆積があったことが示唆される。月夜の段の標高約1,145 mの剣抜大洞林道法面には、厚さ約60 cmのシルト層を挟む礫層が露出する (第9.3図)。シルト層の下位の礫層は最大径約50 cmの角-亜角礫から構成され、最上部に7.5YR5/8の色調を呈する礫混じりのローム質粘土層を伴う。このローム質粘土層を覆うシルト層の基底部には、濃いオレンジ色の軽石質火山灰がレンズ状に挟まれる。火山灰の厚さは5-7 cm程度である。火山灰には斜方輝石、斜長石、鉄鉱物及び少量の単斜輝石が含まれ、火山ガラスは検出されなかった。斜方輝石の屈折率 (γ) は1.707-1.714で、最頻値は1.709-1.710である (産総研・水野清秀氏測定)。この火山灰は色調などの肉眼的特徴、鉱物組成及び斜方輝石の屈折率が三島-伊東付近に分布するオレンジパミス (愛鷹ローム団研グループ, 1969) 及び牧ノ原台地に分布するKy火山灰 (杉山ほか, 1987) に類似する。この火山灰がオレンジパミス及びKy火山灰に対比されるとすると、月夜の段の形成時期は最終間氷期と推定される。

同様の水成堆積物は月夜の段の南入り口から東へ延びる稜線沿いの篠井山林道 (標高約1,100m) 沿い (入り口から0.5 km 付近) の法面にも露出する。厚さは5 m以上。ほぼ水平な堆積構造を示し、茶褐色ローム質砂層や凝灰質砂岩などの小片を含む砂礫層からなる。

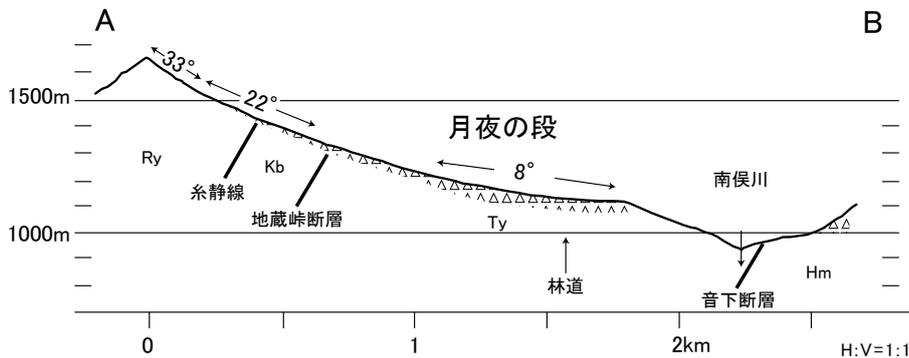
上の段の岩屑堆積物 上の段は、月夜の段の南側に月夜の段とはほぼ平行して並ぶ緩斜面 (標高約1,000-1,050 m) である (第9.4図)。堆積物は月夜の段と同様、竜爪層群起源の大小の流紋岩角礫からなる崩壊性岩屑堆積物である (第9.5図)。この緩斜面は地蔵峠北方の稜線東斜面 (滑落崖) に連続する。上の段の堆積面の東縁には急崖があり (比高70 m)、その下に一段低い緩斜面があり、ここにも岩屑堆積物が分布する。岩屑の一部は白ガレ沢砂防堰堤の東 (標高850 m 付近) に達している。

篠井山周辺の岩屑堆積物 篠井山の東麓及び南麓には、岩屑堆積物からなる緩斜面が散在する (第9.1図)。徳間下村の北方 (標高480-540 m) には、大野段と呼ばれる緩斜面がある。堆積物の露頭は南縁の標高470 m 付近や東端の林道上徳間線の脇などにある。構成する岩屑は

(a)



(b)



第9.2図 月夜の段付近の岩屑堆積物の分布 (a) と地形断面 (b)
 Ry: 竜爪層群, Kb: 貝伏泥岩部層, Ty: 月夜凝灰岩部層, Hm: 浜石岳層.

相又層の凝灰岩・凝灰角礫岩である。上徳間集落のある平坦面 (標高約 400 m) は、北側にある上位の緩斜面 (標高 480–520 m) の南縁の崩壊によって生じた緩斜面である (第 9.6 図)。集落内の標高 412 m の小丘は円弧すべりの末端の高まりであると思われる。御堂集落の西の標高 450–520 m 付近及び市小路集落の西の標高 430–350 m 付近、池ノ山集落付近、篠井山北側の大笠付近 (旧集落、標高約 540 m)、及び船山温泉南の鉦取林道付近などの緩斜面にも岩屑堆積物が分布する。

このほか、本図幅地域東縁に位置する西行山の西肩には、西行山を構成する斑れい岩の岩屑堆積物からなる馬の背状の緩斜面がある。堆積物の基質は褐色で土壌化している。

大城付近の岩屑堆積物 本図幅地域東南縁の南部町 (旧富沢町) 万沢にある大城集落の北側及び南側の小尾根上には、大小の礫岩の岩塊の集合体が分布する (第 7. 14

図)。岩塊はところにより径数 m かそれ以上であり、小さな露頭では根付きの岩盤のように見えることがある。これらは、根熊断層の上盤側に分布する礫岩 (貫ヶ岳礫岩部層) が崩壊した岩屑堆積物と判断される。いずれの露頭でも岩屑層の基底付近に破碎帯は見られない。大城集落北側の小沢 (取水槽がある) では、大峠への車道の上流側約 30 m 付近で大小の礫岩塊が基盤の泥岩の上位に重なっている。大城-犬巻峠間の車道にも同様の礫岩の岩屑堆積物が露出する。この岩屑層は犬巻峠から西へ延びる尾根の上部にも分布し、尾根南側の斜面ではほぼ水平にその基底が導水管の小道に沿って露出している。なお、大城集落の宅地がある緩斜面はより新期の扇状地性の段丘面であり、扇状地性の低位段丘堆積物 (d) が分布する。

安倍川流域の岩屑堆積物 安倍川東岸の静岡市有東木付近から渡村東方の十枚山山地西側斜面にも、一部に崩壊



第9.3図 月夜の段に分布するシルト層と火山灰層
標高約1,145 m地点の剣抜大洞林道法面(第9.2図参照)。シルト層の下部(ハンマーを置いた層準)に火山灰層が挟まれる。



第9.4図 上の段の平坦面
北から写す。

地形を伴う緩斜面(高位平坦面)が分布する。これらの斜面は、主として、竜爪層群の流紋岩やデイサイトの岩塊と角礫から構成され、崩壊性ないし土石流性の起源を持つと推定される。

9.1.2 大谷崩の崩壊による岩屑流・土石流堆積物(ad)

大谷崩の崩壊による堆積物は、大谷川沿いの標高1,150 m付近から、新田、赤水、大野木、孫佐島にか

けて延長約7 kmにわたって段丘状に分布する(第9.7図;町田,1959)。堆積物の厚さは、基盤の凹凸のため一定しないが、下流の大野木付近で最大約50 mに達する。段丘面(堆積頂面)は、南端の孫佐島付近を除いて両側の谷壁沿いで低く、中央部で高い凸形の形態を持っており、岩屑流や土石流により大量の土石が急激に押し出されて形成されたことを示している(第9.8図)。段丘面と現河床との比高は赤水滝付近で50-70 mに達し、ここから上流及び下流に向かって次第に減少する。大



第9.5図 上の段の岩屑堆積物
上の段南側の林道脇
(第9.2図参照).



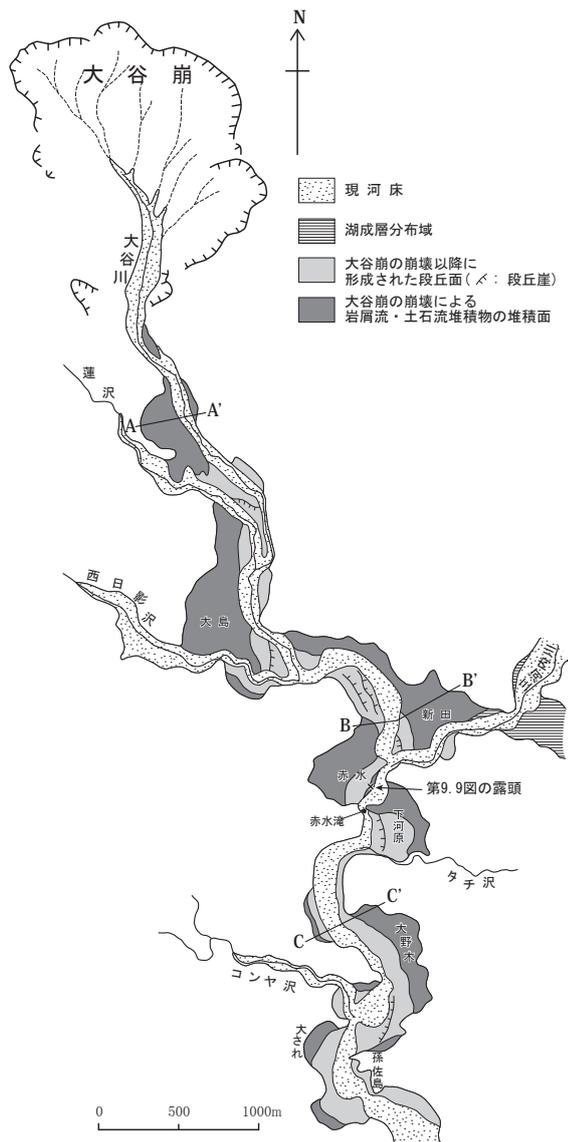
第9.6図 地すべりによる緩斜
面上の集落（上徳間）
東方の下村南から写す。

谷川と蓬沢の合流点付近より上流の堆積物は、直径1 m以上の巨角礫を含む不淘汰、無層理の礫層からなる。西日影沢との合流点付近より南では、礫層に礫の分級による成層構造が認められるようになり、さらに赤水付近より南では径1-3 m程の巨礫を多く含む層準と砂礫が卓越する層準が互層するようになる（第9.9図）。巨礫を多く含む層準は土石流の堆積物、砂礫が卓越する層準は土石流末期または出水時の堆積物と推定されている（町田，1959）。このような堆積物の性状から、大谷崩の崩壊は数回にわたって発生したと考えられるが、最新の大規模崩壊は1707年の宝永地震により引き起こされた可能性が高いとされている（建設省静岡河川工事事務所，1988）。このほか、新田東方の安倍川（三河内川）河床には青灰色の粘土層が分布し、土石流によって安倍川が

堰止められてできた池の堆積物と考えられている（町田，1959；建設省静岡河川工事事務所，1988）。段丘化した大谷崩の崩壊による堆積物の下位には、崩壊土石により埋積された安倍川の侵食の復活に伴って形成された段丘の堆積物が分布し（第9.7図）、厚さ30 cm-5 m程度の淘汰のよい砂礫層や礫層からなる。地質図ではこれらの堆積物は沖積低地の堆積物（a）に含めた。

9.2 段丘堆積物及び扇状地堆積物（th, tm, tl, f）

主に富士川とその支流沿い及び安倍川流域には、河岸段丘が断片的に分布する。富士川とその支流沿いに分布する更新世に形成されたと推定される段丘は、高位、中位、低位の各段丘に分けられ（第9.1表）、それぞれ、



第9.7図 安倍川上流域の完新世段丘の分布
町田(1959)及び建設省静岡河川工事事務所(1988)
に基づき作図。

高位段丘堆積物(th)、中位段丘堆積物(tm)及び低位段丘堆積物(tl)が分布する。

また、富士川の幾つかの支流沿いには扇状地が発達し、扇状地堆積物が見られる。本報告では、このうち、扇状地の規模が相対的に大きく、かつ現河床との比高が15m以上ある1)富士川右岸の中野付近の扇状地、2)同原間付近の扇状地、及び3)富士川左岸の内船地域の扇状地群の堆積物を扇状地堆積物(f)として示した。これら以外の扇状地の堆積物は、扇状地と現河床との比高及び堆積物の風化程度、色調などに基づき、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、及び後述の沖積低地の堆積物のいずれかに含めた。

9.2.1 高位段丘堆積物(th)

八木沢峠礫層 本礫層は、石田ほか(1969)の「八木沢付近の礫層」に相当する。本図幅地域東縁、富士川東岸の八木沢峠付近(南部町八木沢の南方、八木沢採種園がある)に、富士川の現河床から比高約300m(標高約400m)の緩斜面を作って分布する。礫種は玄武岩、安山岩、千枚岩、縞状頁岩、硬砂岩などで、富士川本流の河成礫層である。礫の多くは円礫-亜円礫であり、礫径は最大50cmを超えるが、多くは20-30cm以下である。礫層の厚さは10mないしそれ以下で、表土は黄褐色で円礫が混じる。礫の一部は風化してやや軟らかいが、腐り礫ではない。堆積年代は明らかでないが、富士川谷上流の比高500-200mの平須面が韮崎泥石流を含む段丘面よりも若いので、八木沢峠段丘も平須面(久保田ほか、1989によると推定約20万年前)とほぼ同様の時代(中期更新世の後期)であると考えられる。

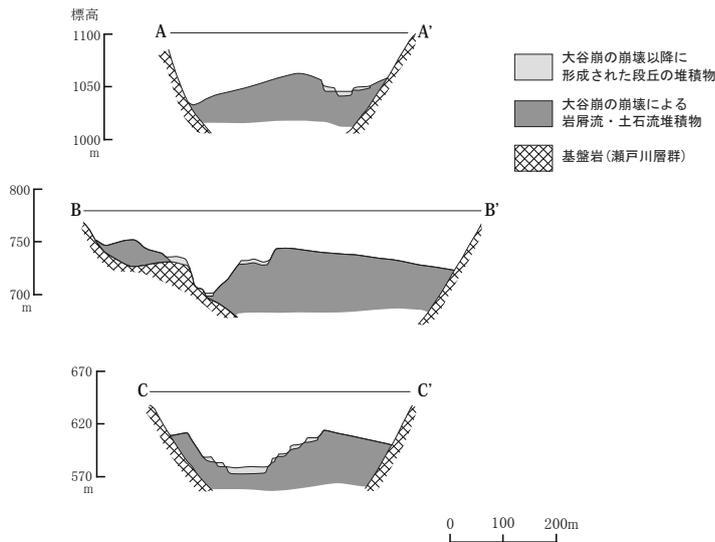
峠の西南側約80m、道路脇では礫層が内船砂岩泥岩互層部層の泥岩を不整合に覆う。峠の南東の林道では、礫層は峠の南東少なくとも約50mまで分布する。八木沢集落に下る車道では基盤(内船砂岩泥岩互層部層の泥岩)の露出する斜面に円礫が散在しており、八木沢採種園のある平坦面に礫層が分布していることを示唆している。

その他の地域の高位段丘堆積物 南部町増野の西行公園の広場付近(標高約260m付近、富士川からの比高約150m)に円礫層が分布する。また、戸栗川南側の日影島から塩沢への峠道では、峠の北側の標高250m付近に円礫層(基質は褐色ローム)があり、それに由来した円礫(大礫)や竜爪層群の堅硬な巨大礫が散在する。後者は東方の無線塔のある丸い山頂部(標高295m)にも多数散在する。なお、富沢町(2002)によると、真篠城址付近(富士川からの比高約150m)にも円礫層がある。

9.2.2 中位段丘堆積物(tm)

富士川沿いでは主に右岸に、富士川現河床からの比高80m程度(標高170-190m)の段丘を形成して分布する。堆積物は砂岩、閃緑岩、チャートなどの大礫や巨礫サイズの円礫を含む礫層からなり、富士川本流の堆積物である。富沢町(2002)によると、富士の峰集落付近の中位段丘で富沢スコリア(約3万年前)や始良Tn(AT)火山灰(約2.8万年前)が見出されたが、御岳第1(On-Pm1)軽石(約10万年前)は検出されないため、離水時期は後期更新世の8-6万年前頃と考えられるとしている。

南部町切久保の南の材木育種園がある丘陵頂部周辺とその南側の大沢橋に至る林道沿いの標高170-180mの平坦地(向島面)には、円礫層が分布する。礫種は、富士川の現河床礫と同様に多様であり、最大礫径50cmを超える。礫層の厚さは10m程度で、地表付近の褐色土壌



第9.8図 安倍川上流の河谷横断面形（町田，1959）
断面線の位置は第9.7図を参照。



第9.9図 大谷崩の崩壊による土石流堆積物
写真上部は人頭大以上の巨礫を多く含む層準，下部は大礫を主とする層準。スケールは1 m。静岡市梅ヶ島の赤水集落下の道路法面（第9.7図参照）。

に覆われている。

富士の峰集落の西方では、林道沿いの標高170 mから190 m付近までの緩斜面（富士高位面）に黄褐色の円礫層が分布する。このほか、真篠の集落付近の標高170-190 mのやや開析された南東向きの緩斜面や、楮根の峰集落のある標高170-190 mの緩斜面などにも円礫層が認められる。

安倍川流域では、本図幅地域南端の中平集落付近に分布する安倍川現河床からの比高120 m程度（標高350-370 m）の平坦面に分布する主に砂岩礫からなる礫層を中位段丘堆積物とみなした。

9.2.3 低位段丘堆積物 (tl)

富士川沿いでは、低位段丘は富士川の現河床からの比高30-50 mの段丘面を形成して分布する。富士川西岸の

富士の峰集落のある台地（標高約140-150 m）、南部の南部中学のある台地（標高140-150 m）、御崎原集落の面（標高130-140 m）、富士川東岸の井出集落のある段丘（標高140-160 m）などが低位段丘である。このほか、切久保集落入り口（標高130-140 m）、原戸集落西部（標高150 m）などにも同様の台地・段丘がある。

なお、東隣「富士宮」地域に含まれる南部町万沢付近の標高約150 mの段丘（海野・角田，1982の万沢面）は、本図幅地域の低位段丘に対比され、そこからは旧石器時代の遺構・遺物が報告されている（天神堂遺跡；山梨県富沢町，1971）。

また、海野・角田（1982）によると、富士川西岸の中野扇状地（次の9.2.4参照）下には、円礫からなる富士川本流の低位段丘堆積物が埋没している。北原集落北側の身延・南部両町の境界をなす南沢川の川崖では、富

第 9. 1 表 「南部」地域東部における主な段丘

段 丘		比高 (標高)	水系	備考
高位段丘	八木沢峠面	300m (400m)	富士川	八木沢採種園がある
中位段丘	榎根峰面	80m (170-190m)	富士川	榎根の峰集落がある
	真篠面	80m (180-200m)		真篠の集落がある
	富士高位面	80m (170-190m)		峰林道沿い
	向島面			南部材木育種園がある
低位段丘	南部中学面	30-50m (140-150m)	富士川	ATテフラがある 万沢地区に旧石器遺構がある
	富士峰面			
	切久保面			
	井出面			
完新世段丘	南部市街地面	7m (120-130m)	富士川	国道と水準点127.4がある
	内船中田面	5-7m (120-125m)		町営「なんぶの湯」がある
	柳島面	5m (135-150m)	戸栗川	戸栗川左岸, 小学校がある
	平・町屋面	5m (100-120m)	富士川	水準点106.7がある
	矢島面	5m (105-115m)	富士川	富士川左岸, 県道がある

土川本流性の円礫層は約 10 m の厚さがあり、富士川河床（標高 135 m）から標高約 150 m 付近まで露出する波木井砂岩泥岩互層部層を覆っている。この円礫層は北原集落がある扇状地（中野扇状地北部）の厚い扇状地性堆積物（f）に覆われている。

安倍川の本・支流沿いでは、河成段丘の分布が狭く、本流沿いの入島、有東木、中平など、仙俣川沿いの奥仙俣、口仙俣などに小規模に分布するに過ぎない。これらの低位段丘はまれに巨礫を含む礫層ないし砂礫層から構成され、その厚さは数 10 cm から最大約 10 m まで、場所による変化が大きい。有東木に分布する低位段丘堆積物は、近傍に分布する岩屑堆積物と同様に、主として竜爪層群の流紋岩などの角礫-亜角礫と岩塊から構成される。

このほか、本図幅地域西部では、井川湖東岸の上坂本付近や小河内川の流域、雨畑川の源流域などにごく小規模に低位段丘堆積物が分布する。

9. 2. 4 扇状地堆積物 (f)

富士川の支流による主な扇状地として、富士川右岸の中野扇状地、原間扇状地、左岸の内船扇状地群がある。いずれも現河床からの扇状地面の比高は 40-15 m で、段丘化している。

中野扇状地の堆積物 中野集落と北原集落がある段丘状の緩斜面は、扇状地性の面である。扇状地の表面は、矢

沢・北ノ沢・富津川などによって浅く開析されている。北原付近で標高約 200 m、中野集落で標高約 150 m であり、その東縁は富士川河床に達する急崖である。北原集落西側の濁り川（南部・身延町界をなす南沢川の南支流）は、国道 52 号の東側でこの扇状地を深く下刻している。その沢壁には、本扇状地を構成する角礫層と粘土質-礫質の砂層（扇状地性堆積物）が露出し、堆積物全体の厚さは約 40 m に達する。濁り川の下流では、富士川本流成の円礫層（低位段丘堆積物）を覆っている。

このほか、北原の西部やその南南東の国道南側には、上記扇状地よりやや高い丘がある（いずれも頂部の海拔約 220 m、高压線鉄塔がある）。それらは、扇状地上に堆積した土石流堆積物の末端である可能性がある。

原間扇状地の堆積物 原間集落のある緩斜面（標高 190-140 m）は、西川沿いの土石流性の扇状地面である。原間川（別称は矢沢）による約 20 m の下刻によって、扇状地面は台地化している。この扇状地面の東端部（国道の南部バイパス付近）はほぼ南北の崖であり、中野の扇状地に切られている。原間川右岸の崖には大小の岩塊が露出し、原間の面が土石流性であることを示している。この扇状地内には基盤（御殿山層船山泥岩部層）からなる複数の孤立丘がある（南部城跡など）。この扇状地面からは旧石器時代及び縄文時代中期の遺跡が知られている。上原間遺跡はおおよそ 1.2-1.3 万年前とされている（南

部町, 1999). この扇状地は身延断層を横切って分布するが, 扇状地面に変位は認められない。

内船地域の扇状地堆積物 富士川左岸の内船地域には, 樋之沢, 谷津川, 梅ノ木川, 中村川による扇状地があり, 富岡, 谷津, 中村などの集落が立地する。内船地域の主な扇状地は次のようである (第9.2表)。

富岡高位面: 富岡集落の発達する樋之沢川の旧扇状地である。佐野峠への林道沿いの標高約300mを扇頂とし, 西端は内船寺社殿背後の崖に至る。長さ約600m, 幅200m。平均勾配は0.3と急勾配であり, 粗粒の厚い土石流堆積物からなると思われる。

この扇状地の南縁は谷津川に深く(約70m)下刻され, 沢底と主に左岸側の谷壁に, 厚さ15m以上のやや固結したほぼ水平の, 主に中礫からなる砂・泥・礫の互層が露出する(現在, その過半が内船寺墓地からの新道の擁壁に被覆されている)。谷津川の沢底には, 二股付近(標高200m)まで主に礫層(厚さ10cm程度の砂層を挟む)が露出し, そこで凹凸に富む基盤(火砕岩)を不整合に覆っている。礫は主に砂岩礫で安山岩礫も含み, 富士川本流の礫層ではない。この礫層は, 富岡高位面を構成する堆積物の一部(その下部)と思われるが, より古期の堆積物である可能性もある。

富岡低位面: 富岡高位面の北側にある樋之沢川沿いの比高約20mの段丘である。長さ300m, 幅70m, 平均勾配約0.1である。

谷津川面: 谷津集落の北東に至る谷津川南側の扇状地面である。扇頂は標高約200m付近にあり, 長さ約300m, 幅約80m, 谷津川からの比高15-20m, 平均勾配0.12でやや急勾配である。

9.3 沖積低地の堆積物及び現河床堆積物 (a, r)

本図幅地域の各河川沿いには, 現河床と数m程度の比高を有し, 完新世に段丘化したと推定される最低位の段丘の堆積物, 支谷や山麓の扇状地の堆積物, 谷底・氾濫原・後背湿地などの沖積低地の堆積物が分布する。本報告では, これらの完新世段丘の堆積物, 扇状地の堆積

物, 及び川幅が概ね50m以下の河川を含む沖積低地の堆積物を一括して沖積低地の堆積物(a)とした。また, 氾濫原を含む川幅が概ね50mを超える河川・区間(富士川及び安倍川の本流, 富士川下流部など)の堆積物は, 現河床堆積物(r)とした。

9.3.1 沖積低地の堆積物 (a)

富士川とその支流沿いには, 現河床からの比高5-7m程度の高さにやや広い段丘面があり, 集落や田畑となっている。富士川沿いでは南部市街地のある面, 内船の中田集落の面, 富士の平や町屋の面, 戸栗川沿いでは柳島の面, 富士川沿いでは矢島集落がある面などである。南部の市街地がある面(水準点127mがある面)は, 富士川からの比高約7mの段丘である。市街地北端の河崖では地表までほとんどすべて基盤岩(身延層波木井砂岩泥岩互層部層)であり, 堆積物は薄い。

船山川及び戸栗川の下流部には, 現河床から比高5m程度の小崖あるいは堤防で隔てられたやや広い段丘化した沖積低地及び山麓の小扇状地がある。富士川沿いでは根熊より下流に沖積低地がある。富士川支流の, 御堂, 向田などの集落がある有東川と向田川の小規模な扇状地には, 表面に径5m以上の火砕岩の巨礫が散在する。

富士川の左岸側では, 大島の谷津, 小室沢, 内船, 馬込, 島尻, 寄畑などの集落がある支流沿いに, 狭い扇状地がある。内船地域には梅ノ木川と中村川による扇状地が発達する(第9.2表)。扇頂はそれぞれ常安寺付近(標高およそ200m)及び居里の東方(標高およそ200m)にある。両扇状地は合して比較的広い沖積面を形成し, その上に谷津, 中村などの集落が発達する。この複合扇状地面の下端(南西縁)は, 富士川沿いの比高2-5mの小崖で限られ, 富士川の低い段丘面ないし旧氾濫原に続く。

興津川沿いでは, 「清水」地域の湯野以北に, 右岸山地からのやや広い扇状地がある。この扇状地面上に, 徳間峠西方の大平キャンプ場やその下流の「かわご石」(転石)がある。

安倍川の本流沿いでは湯の森, 渡本, 下村などに, その支流の中河内川沿いでは上落合に, 現河床からの比高2-7m程度の段丘がわずかに分布する。

9.3.2 現河床堆積物 (r)

富士川の現河床を含む氾濫原(標高100-150m)は幅0.5-1kmで, 本図幅地域内では最も広い沖積低地となっている。安倍川の氾濫原は, 日影沢との合流部, 孫佐島, 入島付近, 中平-下村付近で比較的広く, 幅250mに達する。富士川及び安倍川の現河床堆積物はまれに泥を挟む礫・砂からなり, ボーリング資料(静岡県地震対策課, 1983, 1984など)によると, 最大25m以上の厚さがある。

第9.2表 内船地区の扇状地

	水系	扇状地 (長さ×幅)	標高 (比高)	最大勾配 (高度差/距離)	備考
完新世	梅ノ木川	梅ノ木川面 (400×600m)	190-130m (3-5m)	0.11 (190-130m/560m)	一部谷津川水系の扇状地を含む
	中村川	中村面 (400×700m)	225-135m (3-5m)	0.1 (90m/900m)	上流部に居里集落がある
後期更新世	樋之沢川	富岡低位面 (300×70m)	260-220m (20m)	0.09 (255-225/280m)	樋之沢川の左岸
		富岡高位面 (600×200m)	300-210m (30-40)	0.3 (90m/600m)	富岡集落がある
	谷津川	谷津川面 (300×80m)	210-175m (15-20m)	0.12 (210-175/300m)	谷津川左岸の台地

第10章 地質構造

(松田時彦・杉山雄一)

10.1 概要

糸魚川-静岡構造線より西の「南部」地域西半部は、第2章で述べたように、四万十帯に属し、笹山構造線によって、西側の四万十帯と東側の瀬戸川帯に区分される。四万十帯を構成する犬居層群と三倉層群は、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。このような四万十帯の北東-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。犬居層群と三倉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は、四万十帯よりも南北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の地質構造を見ると、瀬戸川帯南部では四万十帯と同じ北東-南西方向の構造が広く見られる。瀬戸川帯北部でも、北北東-南南西方向の軸跡をもつ向斜構造（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）。但し、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。

「南部」地域の東半部（富士川谷）は、四万十帯のさらに外側に位置する新生代の褶曲・断層地帯である。そこには、南北性で西傾斜の逆断層が発達する。富士川谷の中-東帯には、南北性の逆断層と斜交する北東-南西方向の軸をもつ複数の褶曲構造がある。それらは逆断層によって断たれている（第10.1a, b 図）。

富士川谷東帯では富士川層群の身延層までが北東-南西方向の褶曲構造（内船背斜と寄畑向斜）に参加してい

る。その褶曲は主に後期中新世身延層の時代に堆積作用とともに進行し、後期中新世末にはほぼ終了した（富士川谷第1期褶曲）。この後期中新世の褶曲運動は、富士川谷北部において「手打沢不整合」によって知られる「大井川褶曲」（大塚, 1952）に相当する。

富士川谷中帯ではその後に堆積した鮮新世の浜石岳層までが第1期褶曲（後期中新世）と同じ北東-南西の軸をもつ褶曲している（篠井山向斜・成島背斜）。そしてそれが南北性の逆断層（音下断層・田代峠断層・身延断層）に切断されている。すなわち、中帯では鮮新世以後まで北東-南西方向の褶曲が進行し、その後、顕著な南北性逆断層群（左ずれ成分を持つ）が発達した。本図幅地域の南部では、南北性の徳間断層・中河内断層・根熊断層・石合向斜などの南北性の断層・褶曲が浜石岳層に生じている。いずれも鮮新世の地層を切断もしくは変形させている。

富士川谷西帯では南北性の逆断層（糸魚川-静岡構造線、音下断層-田代峠断層など）に挟まれて、後期中新世の静岡層が概して西傾斜で（一部背斜構造をなして）露出する。音下断層は鮮新世の浜石岳層を切断し衝上しているため、衝上性の逆断層運動は主に第四紀に進行した。浜石岳層堆積以後（鮮新世以後）に富士川谷の全般的な西への傾動及び隣接する赤石山地や天守山地の隆起が生じた。これらの南北性逆断層のうち、少なくとも身延断層は、「身延」地域で第四紀の礫層をも切断している（活断層研究会編, 1991; 10.4 活断層を参照）。

主要な褶曲構造において、その褶曲軸に直交する方向を地殻の造構応力場の最大水平圧縮主応力方向であると考えた場合、その方向は後期中新世以後第四紀まで富士川谷東帯及び中帯主部では北西-南東方向であることを示唆している。また、この方向は本地域における主要断層が南北走向で左ずれ成分を伴う逆断層であることも調和している（松田, 1977）。富士川谷での圧縮性地殻運動は第四紀にとくに顕著になったが、それは、北西進する（松田, 1980）伊豆地塊の南部フォッサマグナへの衝突が第四紀になってからであるとする考え（杉村, 1972; Matsuda, 1978）とも調和している。最近、東隣「富士宮」地域の富士川河口断層帯から、本地域の根熊断層、音下断層-田代峠断層、糸魚川-静岡構造線及び十枚山断層を横断する地下構造探査が実施された（伊藤ほか, 2013; 狩野ほか, 2013）。それによると、本地域の地質構造と調和的な西傾斜の反射面が卓越する地下構造が得られている。根熊断層の変位センスなどについては本研

究とは異なる見解も示されており、詳細は今後の検討課題である。

以下、本図幅地域に認められる主な断層と褶曲を西から東へ順に記す。富士川谷の新第三系に発達する断層と褶曲を、それぞれ、第 10. 1 表と第 10. 2 表に示す。

10. 2 断層

10. 2. 1 犬居層群と三倉層群の境界断層

犬居層群と三倉層群との境界断層は、笹山の南方から井川湖、七つ峰、大井川流域の下泉を経て、天竜川支流の熊切川流域へ北東-南西方向に追跡される(土ほか, 1986; Kano and Matsushima, 1988)。本断層の北東端は笹山構造線により、また南西端は光明断層により断たれ、その間の延長は約 55 km である。この断層の存在は大井川流域において Kimura (1967) により指摘され、北西に約 55° 傾斜する逆断層として図示されている。また、Kano and Matsushima (1988) によると、光明断層近傍(犬居~三倉付近)の本断層は著しく低角度となる(第 3. 1 図)。本断層の露頭は井川湖東岸の岩崎集落東方の林道沿いで観察される。ここでは、断層面は走向 N10-20° E で北西に 60° 傾斜する。シルトサイズ以下の破砕物からなる幅約 50 cm の断層破砕帯を挟んで、犬居層群の剥離性に富む淡緑色頁岩が三倉層群の黒色頁岩に衝上している。本断層は、前-中期中新世に活動したと考えられる笹山構造線と光明断層により切られていることから、その主要活動時期は古第三紀と推定される。

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もつ逆断層である。本構造線は早川及び雨畑川西岸を経て本図幅地域の北西部に至り、山伏から南に延びる稜線に沿って南下し、図幅地域南西端の口坂本に達する。その南方延長は藁科川上流域、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、南隣「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。本図幅地域内の笹山構造線のトレースを詳しく見ると、笹山北方の牛首峠付近で緩く S 字状に屈曲する。この屈曲部の北側では瀬戸川帯の幅が 1 km ほど西へ広がり、屈曲部の南側には分布しない蓬沢向斜西翼の下位層(玄武岩ハイアロクラスタイトなど)が露出する。一方、瀬戸川層群中の蛇紋岩貫入岩体は、笹山構造線の屈曲の影響を受けることなくほぼ南北に連続する。このため、蛇紋岩岩体と笹山構造線との距離は、屈曲部の南側では 200-300 m ほどであるが、北側では 1.5 km 程度に広がる。笹山構造線の露頭は、図幅地域北部の雨畑川源流域や図幅地域南端の口坂本南方などで観察される。雨畑川源流の林道沿い

の露頭では、南北走向でほぼ垂直な断層面を境として、犬居層群の頁岩と瀬戸川層群の玄武岩ハイアロクラスタイトが接する。断層に近接するハイアロクラスタイトは著しく片状化しており、ハンマーの打撃により容易に破砕され、厚さ 1 mm 以下の薄板状の岩片となる。同様の状況を示す笹山構造線の露頭は、北隣「身延」地域南部の雨畑川林道と雨畑川河床でも観察される(第 10. 2 図)。また、口坂本南方では、走向 N15° E で西に 55° 傾斜する本断層により、三倉層群の葉理頁岩が瀬戸川層群の黒色頁岩に衝上する露頭が観察された。笹山構造線の北端は、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 N. 6 帯から N. 8 帯にわたる浮遊性有孔虫化石を産する三笠層群に覆われる。但し、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り三倉層群と接する。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、瀬戸川層群と大井川層群との境界をなす西傾斜の逆断層である。本断層は北隣「身延」地域南端の大城集落西方で糸魚川-静岡構造線から分岐し、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。本断層は南隣「清水」地域の宇津ノ谷衝上体下底の断層に連続し、「静岡」地域の宇津ノ谷付近を通過して島田付近に達する。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-鮮新統の相良層群に被覆される。断層の延長は約 65 km である。「南部」地域では、大城川上流、安倍大滝の東方、日影沢上流、東峰東方、藤代及び黒沢などで本断層の露頭が観察される。大城川上流の谷壁に露出する断層露頭(第 4. 3a 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. 3 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。一方、下盤側の大井川層群は層理面にほぼ平行な弱い劈開が認められる黒色頁岩と砂岩からなり、藤代断層を境として岩石の変形強度と様式が急変する。藤代の断層露頭では走向 N20° W でほぼ垂直ないし 60-70° 西に傾斜する断層を境として、瀬戸川層群の砂岩層と大井川層群の凝灰岩薄層を挟む黒色頁岩が接する。黒色頁岩の走向は N10° E であり、断層の走向と斜交する。図幅地域南端の黒沢(第 4. 3b 図の Loc. 8)では、走向 N15° E、80° 西傾斜の断層により、瀬戸川層群の玄

第 10. 1 表 「南部」地域の富士川谷新第三系の主な逆断層とその断層面

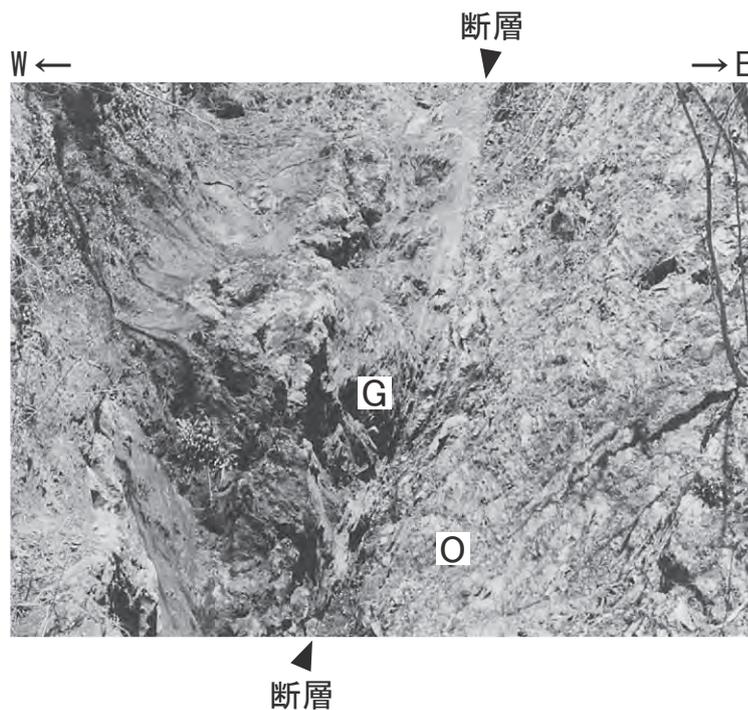
断層	地域	地点番号または文献	上盤/下盤	断層面の走向・傾斜	条線
糸魚川-静岡構造線	大城川	井尻(1940)	大井川層群/静岡層	N10°W, 80-90°W	
	大城川	Hasegawa <i>et al.</i> (1953)	大井川層群/静岡層	N30°W, 70°W	
	大城川	Fukuchi (1991)	大井川層群/静岡層	N26°W, 72°W	レイク11°, SEへ上向き
	相又川	Loc.656Q(第6.1図)	竜爪層群/静岡層	N20°E, 50°W	
	相又川	Fukuchi (1991)	竜爪層群/静岡層	N9°E, 58°W	レイク8°, SEへ上向き
	戸栗川	Loc.430A(第6.1図)	竜爪層群/静岡層	N20-40°E, 60°W	
	戸栗川	Loc.430B(第6.1図)	竜爪層群/静岡層	N-S, 50°W	レイク60°, SEへ上向き
	戸栗川	Fukuchi (1991)	竜爪層群/静岡層	N2°W, 71°W	レイク10°, SEへ上向き
	富士川	Loc.690(第7.2図)	竜爪層群/静岡層	N30°W, 40-50°W	
興津川	Koike(1947)	竜爪層群/静岡層	N5°W, 45°W	レイク40°, SEへ上向き	
音下断層	戸栗川	井尻(1940)	静岡層/相又層	N30°E, 40°W	
田代峠断層	興津川	Loc.732(第7.2図)	静岡層/浜石岳層	N35°W, 50°W	
	夕陽川	重松(1992MS)	静岡層/浜石岳層	N-S, 50-60°W	
地蔵峠断層	夕陽川	Loc.689(第7.2図)	静岡層/静岡層	N20°W, 30°W	
徳間断層	富士川	Loc.7767A(第7.10図)	相又層/浜石岳層	N20°E, 50°W	レイク70°, SEへ上向き
	富士川	Loc.705(第7.11図)	相又層/浜石岳層	N30°W, 30°W	
根熊断層	西根熊北西	Loc.318(第7.13図)	浜石岳層/万沢層	30°W	
	富士川	Loc.353(第7.13図)	浜石岳層/万沢層	N40°W, 50°W	
	大峠西	Loc.7670A(第7.14図)	浜石岳層/万沢層	NNW-NW, 45°W	
	小倉	Loc.722(第7.14図)	浜石岳層/万沢層	N30°W, 50°W	
身延断層	戸栗川	大塚(1955)	相又層/身延層	N10°W, 50-55°W	
	椿根川	Loc.410p(第6.3図)	万沢層/身延層	N20°W, 35°W	

第 10. 2 表 「南部」地域の富士川谷新第三系の主な褶曲

褶曲名	富士川谷での位置	褶曲に参加している		褶曲軸		特徴
		主な地層	最新の地層(時代)	方向	ブランチ	
音下背斜	西帯	静岡層	月夜凝灰岩部層(後期中新世)	N-S	ほぼ0°	音下断層の上盤側にある。尖頂背斜。
成島背斜	中帯	西八代層群 相又層	徳間互層部層(後期中新世)	N25°E	SWへ60~70°	身延断層と音下断層に斜めに切られている。北東-南西方向の褶曲。翼部は一部逆転。
篠井山向斜	中帯	相又層 浜石岳層	川合野礫岩部層(主に鮮新世)	N30°E	SWへ30~50°	
石合向斜	中帯	浜石岳層	川合野礫岩部層(主に鮮新世)	N-S	Nへ30~40°	徳間断層と中河内断層の間の緩い褶曲。
池ノ山向斜	東帯	万沢層				根熊断層の下盤側。西南翼が直立ないし逆転。
内船背斜	東帯	しもべ層 身延層	富士凝灰岩部層(後期中新世)	N30°W	NWへ30°	堆積時に進行した褶曲運動。南北性の逆断層に切断されている。
			波木井互層部層(後期中新世)	N40°E	SWへ40°	
寄畑向斜	東帯	身延層	寄畑火砕岩部層(後期中新世)	N35°E	SWへ40°	



第10.2図 笹山構造線の露頭
 早川町長畑（「身延」地域）の南約1 kmの雨畑川林道脇（北緯35°20′27″，東経138°17′23″）。犬居層群の砂岩頁岩互層（砂岩はレンズ状）が瀬戸川層群の玄武岩ハイアロクラスタイトに衝上する。断層面の走向・傾斜はN5°E, 65-70°W。断層近傍60-80 cmのハイアロクラスタイトは著しく剪断・破碎され、千枚岩化している。



第10.3図 藤代断層の露頭
 身延町大城西方，第4.3b図のLoc. 2。
 G：瀬戸川層群の剪断された玄武岩。
 O：大井川層群の頁岩。

武岩質火砕岩が大井川層群の砂岩頁岩互層の上に衝上している。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）。

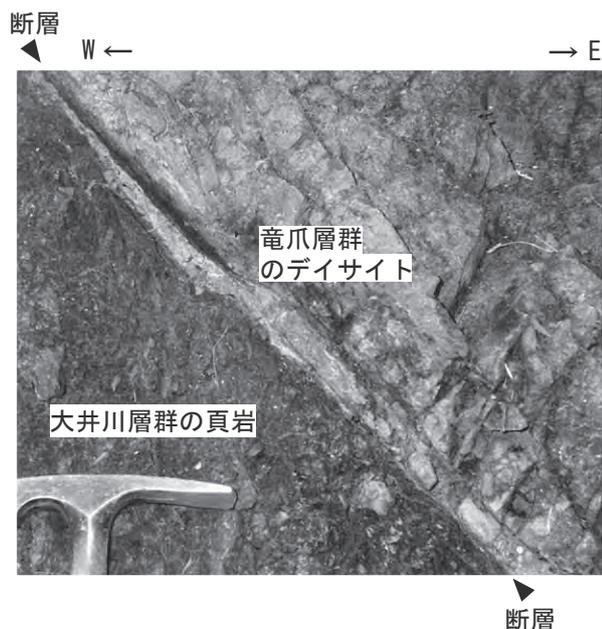
10.2.4 十枚山断層

十枚山断層（徳山，1972aの十枚山構造線）は、大井川層群と竜爪層群との境界をなす断層である。十枚山断層は相又川上流域において糸魚川-静岡構造線から分岐し、十枚山の東肩を通過して安倍川の流域に入り、地藏峠西方、有東木東方を通過する。有東木東方では逆S字状の顕著な屈曲を示す。南隣「清水」地域では竜爪山地の西側斜面に沿って南下し、「静岡」地域の静岡市千代、高草山東方を通過して、焼津北方で沖積低地下に没する。

この間の延長は約 50 km である。十枚山断層の露頭は刈安峠東方、地蔵峠西方、有東木南東方、下村東方などで観察される。刈安峠東方の断層露頭(第 4. 3b 図の Loc. 4)では、ほぼ南北走向で西に 77° 傾斜する断層により、大井川層群の黑色頁岩が竜爪層群の流紋岩に衝上する(山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970)。地蔵峠西方ではほぼ垂直な断層面が観察される。一方、有東木南東方から下村東方(第 4. 3b 図の Loc. 5, 6, 7)では、竜爪層群側(東-南側)へ傾斜する見掛け正断層が観察される。このうち、Loc. 5 は十枚山断層の屈曲部に当たり、ほぼ東西走向で南へ 60° 傾斜する断層によって、大井川層群の黑色頁岩と竜爪層群のデイサイト(貫入岩)が接する。Loc. 6 では走向 N10° E, 50° 東傾斜, Loc. 7 では南北走向, 74° 東傾斜の断層により、大井川層群の黑色頁岩と竜爪層群のデイサイト(貫入岩)が接する(第 10. 4 図)。Loc. 7 では大井川層群側に幅 1.6-2 m, 竜爪層群側に幅 2-3 m の断層破碎帯が認められる。杉山(1995)は、これらの露頭で見られる竜爪層群側に傾斜する断層を正断層と見なし、断層の屈曲と関連があるとしている。しかし、次に述べる糸魚川-静岡構造線のバックスラスト(付随的な東傾斜の逆断層)である可能性や、竜爪山地の隆起に伴って西傾斜の逆断層が二次的に回転した可能性もある。竜爪層群の年代(前期中新世末-中期中新世初頭)から、十枚山断層は 16 Ma 以降に活動したと考えられるが、活動を停止した時期は不明である。本断層が後期更新世以降に活動した証拠は得られていない。

10. 2. 5 糸魚川-静岡構造線

糸魚川-静岡構造線(矢部, 1918)は、日本海沿岸の



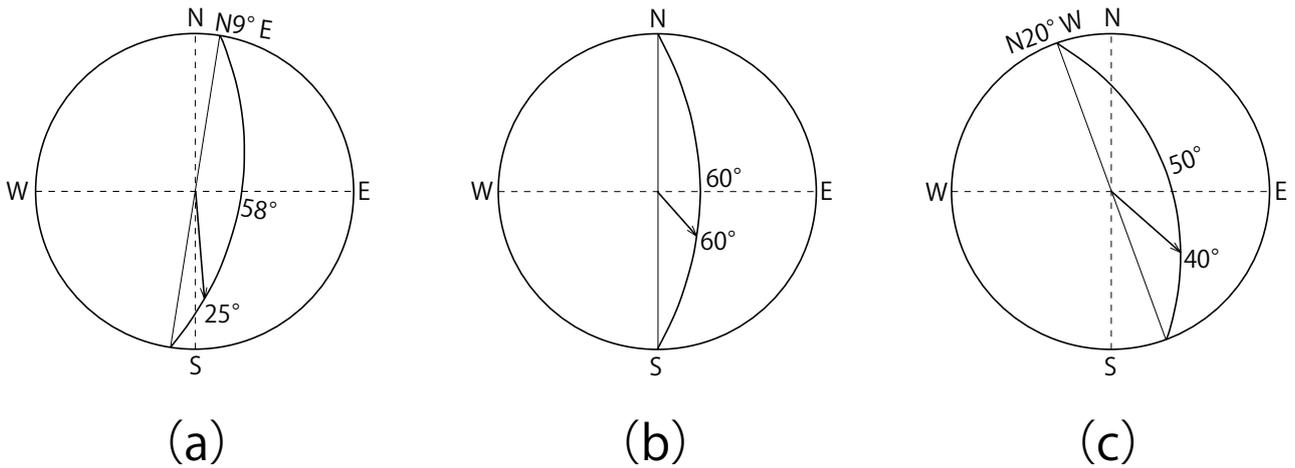
第 10. 4 図 十枚山断層の露頭
静岡市有東木南方の白沢上流, 第 4. 3b 図の Loc. 6.

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。小淵沢以南の糸魚川-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(松田, 1961)。小淵沢以南の糸魚川-静岡構造線は、巨摩山地を通過して早川及びその支流の春木川に沿って南下し、本図幅地域北端の大城西方に達する。ここから十枚山-竜爪山地の東側斜面に沿って、「南部」及び「清水」地域のほぼ中央を南北に縦断し、静岡市羽高付近で沖積低地下に没する。「南部」地域では、断層面は多くの地点で 30-70° W 程度の傾斜で、かなり大きな左横ずれ成分を伴っている(第 10. 5 図)。断層面が観察された地点などを第 10. 1 表に示す。なお、本図幅地域の糸魚川-静岡構造線については、井尻(1940)、Hasegawa *et al.*(1953)、Fukuchi *et al.*(1986)、Fukuchi(1991)などの調査がある。

大城川上流 大城川では、豊岡梅ヶ島林道の赤岩橋の上流約 250 m の左岸(第 6. 1 図の Loc.7635A)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. 6 図)。両者間には幅 10 cm 程度のガウジ帯がある。周辺の数 m には小断層や不規則な割れ目が発達し、白色の細脈が密集する。ガウジ帯西側(上盤側)の頁岩には剪断面が発達し、微褶曲している。ガウジは比較的硬く、露頭面に溝状の凹部は生じていない。ガウジが硬いことから、この断層は活断層ではないと推測される。このガウジ帯から東十数 m の間の玄武岩には、軟弱な破碎帯を伴う複数の断層があり、明瞭な枕状溶岩の構造は失われている。この地点で井尻(1940)は走向 N10° W, 傾斜 80-90° W の断層面を報告している。Hasegawa *et al.*(1953)によると断層面は走向 N30° W, 傾斜 70° W であった。Fukuchi *et al.*(1986)及びFukuchi(1991)は、走向 N26° W, 傾斜 72° W の断層面で S22° E へ 11° プランジする断層条線を報告している。

相又川上流 相又川上流部では、標高約 750 m 付近の谷壁(第 6. 1 図の Loc.656Q)に断層面が露出している。ここでは大井川層群の頁岩及び変質した粗粒玄武岩と静岡層月夜凝灰岩部層の小円礫を含む礫岩・砂岩層が N20° E, 50° W の断層で接している。断層の上盤側に頁岩、粗粒玄武岩、石英閃緑岩の厚い破碎帯(約 10 m, 著しく石灰質化・緑泥石化し、黒白の縞状構造がある)があり、厚さ約 20 cm の暗青色-青灰色のガウジ帯を介して、下盤側の礫岩層及び砂岩泥岩互層(富士川層群)に接している。ガウジ帯に接する約 1 m の部分は帯紫黒色の破碎帯となっている。Fukuchi *et al.*(1986)は断層面のスケッチを示し、Fukuchi(1991)は走向 N9° E, 傾斜 58° W の断層面と N8° W, プランジ 25° の断層条線(第 10. 5 図の a)を報告している。

戸栗川上流 西俣川支流の湯ノ沢の上流では、その支流



第 10. 5 図 糸魚川-静岡構造線の断層面と条線のステレオ投影図 (上半球投影)

a: 相又川地点 (Fukuchi, 1991 により, その Loc.5. 第 6. 1 図の Loc. 656Q 付近), b: 戸栗川上流の湯ノ沢地点 (第 6. 1 図の Loc. 430B), c: 興津川地点 (湯野西方, Koike, 1947 による).



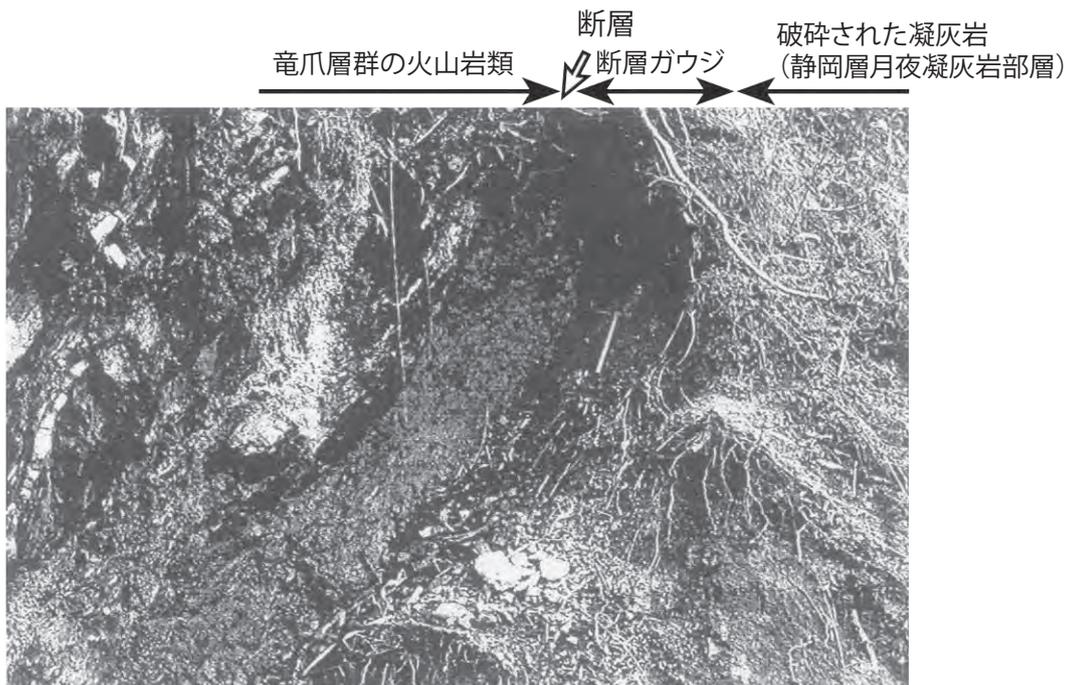
第 10. 6 図 大城川の糸魚川-静岡構造線 身延町大城, 豊岡-梅ヶ島林道の赤岩橋の上流約 250 m, 大城川左岸.

倉掛沢の北側斜面のいずれも標高約 800 m ないし 850 m の 2ヶ所 (第 6. 1 図の Loc. 430A, 430B) で, 竜爪層群の火山岩と月夜凝灰岩部層の砂岩泥岩互層及び凝灰岩が顕著な断層で接している. Loc.430A では, 不規則に割れた竜爪層群の火山岩 (検鏡した試料では緑れん石化した輝石を含む破碎された粗粒玄武岩) が, 帯紫黒色のガウジ帯を伴う走向 $N20-40^{\circ} E$, 傾斜 $60^{\circ} W$ の断層によって, 破碎された凝灰岩層と接している. Loc.430B (第 10. 7 図) では, 竜爪層群の凝灰岩が 20 cm 厚のガウジを挟んでほぼ南北走向, $50^{\circ} W$ の断層で富士川層群の黒色凝灰岩と接している. 断層面上には断層条線が発達し, 上盤側が 60° のレイクで南東にずり上がる向きであった (第 10. 5 図の b). なお, 上盤側の竜爪層群は, Loc.430A の湯ノ沢本流では沢底に東西 200 m 以上の幅で露出し, 三つの沢の合流点上の大きな滝より上流では

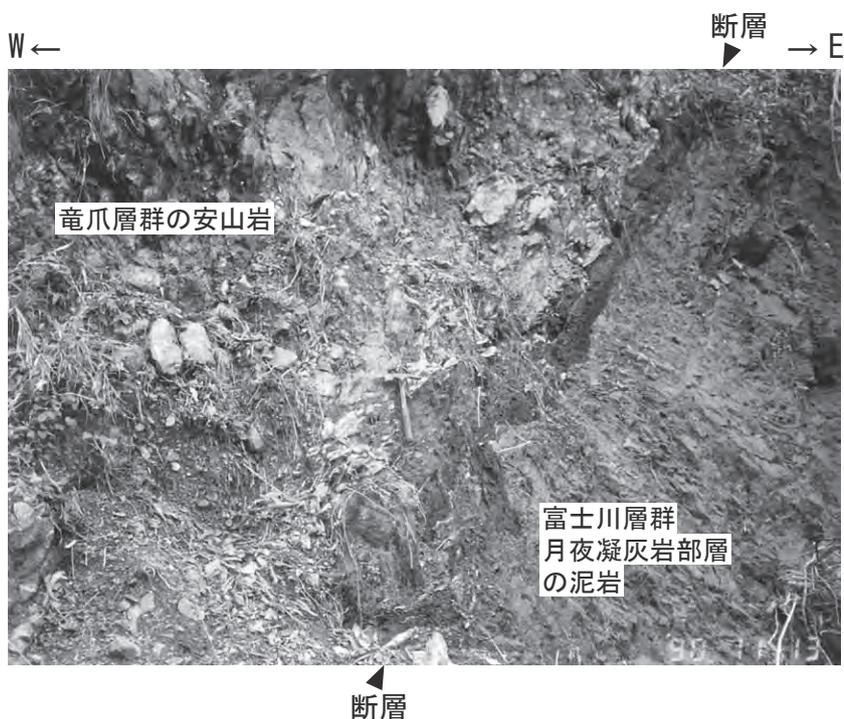
大井川層群の黒色頁岩が露出する.

その南側のダイゴ沢では, 標高約 850 m 地点の谷壁に南北走向, 傾斜 $65^{\circ} W$ の断層が露出し, 竜爪層群の安山岩が月夜凝灰岩部層の泥岩の上に衝上する (第 10. 8 図). ここでは断層面に沿って幅 30-50 cm 程度の固結した破碎帯が認められる. Fukuchi (1991) は, 走向 $N02^{\circ} W$, 傾斜 $71^{\circ} W$ の断層面と $N10^{\circ} W$ へ 21° プランジする断層条線を記載している.

富士川上流 月夜の段の南側では, 断層は通称白ガレを横切り地蔵峠から上の段へ通じる道の標高 1,300 m 付近を経て富士川の源流域に入る. 田代峠北西の亀甲沢の源頭では, 標高約 1,270 m (第 7. 2 図の Loc.690) に, 走向 $N30^{\circ} W$, 傾斜 $40-50^{\circ} W$ の断層面が露出する. 上盤側は竜爪層群の帯緑白色流紋岩で, 断層に接する部分は不規則に細かく割れ, 褐色を帯び珪質岩様を呈している.



第 10. 7 図 戸栗川上流（湯ノ沢）の糸魚川-静岡構造線
戸栗川上流の湯ノ沢地点（第 6. 1 図の Loc. 430B）



第 10. 8 図 戸栗川上流（ダイゴ沢）の糸魚川-静岡構造線
ダイゴ沢（第 6. 1 図）の谷底標高約 850 m 地点の谷壁。

下盤側は静岡層貝伏泥岩部層の黒色泥岩で、剪断を受けて鱗状を呈し、断層に接する部分約 30 cm は帯青紫色の粘土状ガウジである。

田代峠西方 田代峠から青笹山へ至る山梨・静岡県境沿いの登山道（富士川と興津川の分水界）では、標高

約 1,300 m に本断層の露頭がある。断層面の走向は N16° W、傾斜は 70° W であり、この断層により、竜爪層群の流紋岩が貝伏泥岩部層の黒色泥岩に衝上している。

興津川上流 興津川の流域では、湯野北西の舟ダラ沢（第 7. 2 図）の沢底標高 600 m 付近（「清水」地域最北部）に、

滝をつくる竜爪層群の微文象状花崗岩と富士川層群の静岡層貝伏泥岩部層の境界がある。境界両側の露岩部には多数の不規則な割れ目が発達している。なお、杉山・下川(1990)は、この南方(「清水」地域)の2ヶ所で断層露頭を記載している。

糸魚川-静岡構造線は、「身延」地域の早川下流域で曙層を切る曙断層と合し、「身延」・「南部」両地域の境界に当たる大城川北岸で浜石岳層を切る音下断層と合していることから、鮮新世以降(約5Ma以降)に活動していると判断される。

Fukuchi *et al.* (1986) は、「南部」・「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 Ma から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。また、Fukuchi (1991) は同じ方法を用いて、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。「南部」地域以南では、本断層が後期更新世以降に活動した証拠は得られていない。

10. 2. 6 地蔵峠断層

地蔵峠断層(新称)は、十枚山付近で糸魚川-静岡構造線から分岐し、興津川沿いの湯野(第7.2図)付近で田代峠断層に合する西傾斜の逆断層である。上盤は静岡層貝伏泥岩部層、下盤は同層月夜凝灰岩部層である。

月夜の段の南側では、断層は白ガレ沢の標高1,150 m 付近(第7.1図のLoc.325)で貝伏泥岩部層と月夜凝灰岩部層の間を通る。地蔵峠東側の右濁沢北側の沢(第7.1図のLoc.684S)では、貝伏泥岩部層と月夜凝灰岩部層が凝灰岩の鱗状粘土帯(幅5 m)を伴って接している。上盤側の貝伏泥岩部層は薄い砂岩層を挟む塊状泥岩で、ほぼ南北走向、西傾斜60°であり、層理面に平行な西傾斜の断層を伴っている。下盤側の月夜凝灰岩部層は黒色の凝灰岩で、様々な走向・傾斜の断層を伴っている。

田代峠の北の亀甲沢中流(標高970 m 付近、第7.2図のLoc.689)では、右岸の崩壊斜面上部に破碎された貝伏泥岩部層が走向N20° W、傾斜30W°の断層面で月夜凝灰岩部層の上に乗っている。断層面沿いには、帯緑色粘土(厚さ数cm)と黒色粘土(厚さ約1 m)がある。

興津川沿い(第7.2図)の田代峠に至る林道沿いでは、峠南西の林道終点(標高1,010 m 付近)から標高550 m 付近のキャンプ施設のある緩斜面まで、概して貝伏泥岩部層(不規則な割れ目の発達した頁岩状)であるが、その間の標高950 m 付近のヘアピンカーブ最下部に断層破碎帯の粘土が見られる。標高850 m 付近の青笹山からの沢を渡る付近(Loc.736)とその南方には、断層下盤側の月夜凝灰岩部層の黒色凝灰岩がある。その東の東海自然歩道(Loc.735 付近)には浜石岳層の川合野礫岩部層が分布する。したがって、この付近では本断層は田代峠断層の西数10 m にある。湯野北方のLoc.732(10.2.8

田代峠断層の項参照)では、本断層は田代峠断層の西約8 m 以内を通過している。

地蔵峠断層は、十枚山付近で鮮新世以降に活動したと考えられる糸魚川-静岡構造線に合し、興津川流域で鮮新統浜石岳層を切る田代峠断層に合することから、鮮新世以降に活動したと推定される。

10. 2. 7 音下断層

音下断層(松田, 1961の音下衝上)は、富士川谷西帯の静岡層と中帯の相又層を境する西傾斜40-70°程度の逆断層である。音下断層によって、富士川谷西帯の静岡層に発達する南北性の構造が下盤側の中帯の地層に発達する北東性の褶曲構造の上に乗っている(第6.1図, 第10.1a, b 図)。本断層は、「南部」地域と北隣「身延」地域の境界付近の大城川北岸で糸魚川-静岡構造線に合し、月夜の段付近で南隣「清水」地域に延びる田代峠断層(柴ほか, 1986)に連続する。本報告では暫定的に、断層の地表トレースが大きく東に突出する月夜の段東方を境として、これより北の部分を音下断層、南の部分を田代峠断層と呼ぶ。

音下断層は、大城川沿いでは赤岩橋右岸(第6.1図のLoc.7635B)の河崖に幅数m以上の顕著な帯青色の破碎帯を見せており、細粒閃緑岩の西縁をなしている。相又川沿いでは、井尻(1940)が糸魚川-静岡構造線とみなした断層露頭付近(第6.1図のLoc.655E; 相又林道が左岸に渡るところのやや上流)を通る。

戸栗川地域では、断層は鉦取沢の沢底(第6.1図のLoc.431A)の黒色凝灰岩の著しい破碎帯を経て、戸栗川の西俣川と温井沢の合流点付近に至る。合流点以東は相又層の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層の火砕岩、以西は静岡層折付砂岩泥岩互層部層の砂岩泥岩互層である。井尻(1940)は、ほぼこの合流点付近で、砂岩頁岩互層(走向N30° E、傾斜65° NW)が著しい断層角礫岩・断層粘土・断層鏡面を伴って、走向N30° E、傾斜40° NWの逆断層で玄武岩に衝上していることを報告している。断層は、その南側で林道枋間橋西側を経て温井川の右岸に渡り、剣抜の北の鞍部を通過して月夜の段東縁に至る。そこで田代峠断層に連続すると推定される。この間、断層は音下背斜東翼の逆転した砂岩泥岩互層・黒色凝灰岩(静岡層折付互層部層・月夜凝灰岩部層)と下盤側の成島背斜頂部の凝灰岩・凝灰角礫岩(相又層徳間互層部層・篠井山火砕岩部層)とを境している。

音下断層は、最上部中新統-鮮新統の浜石岳層奥山泥岩部層を切っていることから、鮮新世以降に活動している。

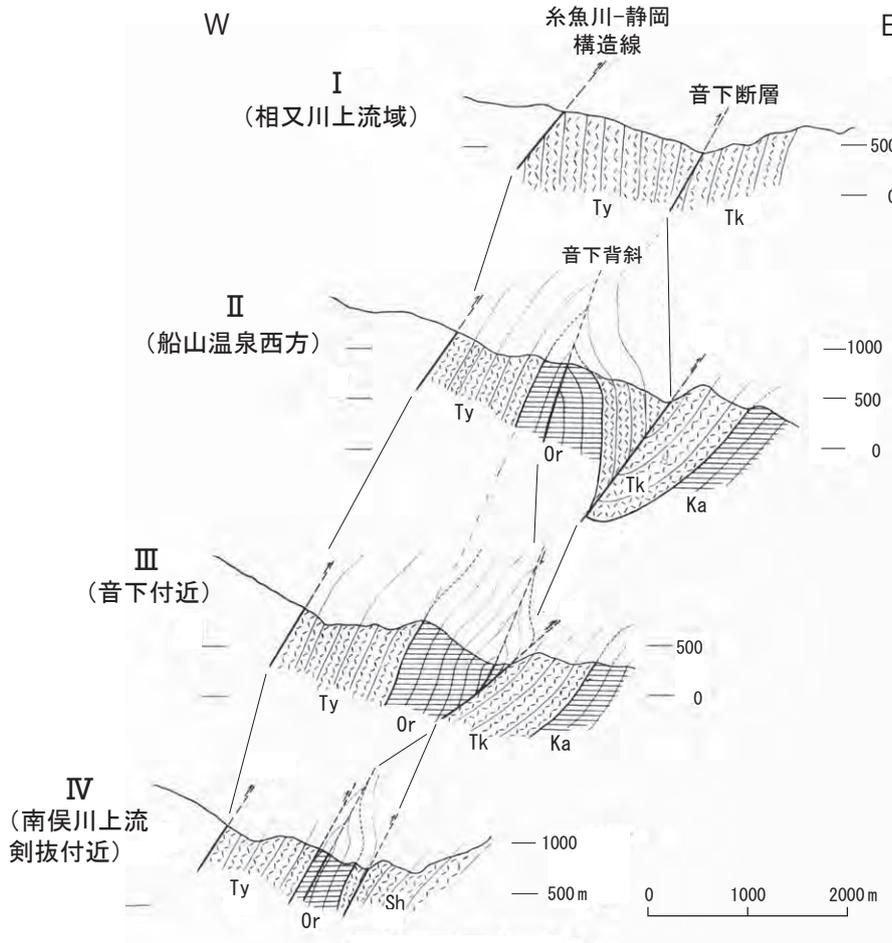
10. 2. 8 田代峠断層

田代峠断層(伊田, 1945の田代峠衝動)は、「清水」地域において、伊田(1945)、柴・駿河湾団体研究グル

ープ (1986), 杉山・下川 (1990) によって記載された顕著な西傾斜の逆断層である。田代峠断層の上盤側は静岡層であり、東側の浜石岳層に衝上している。

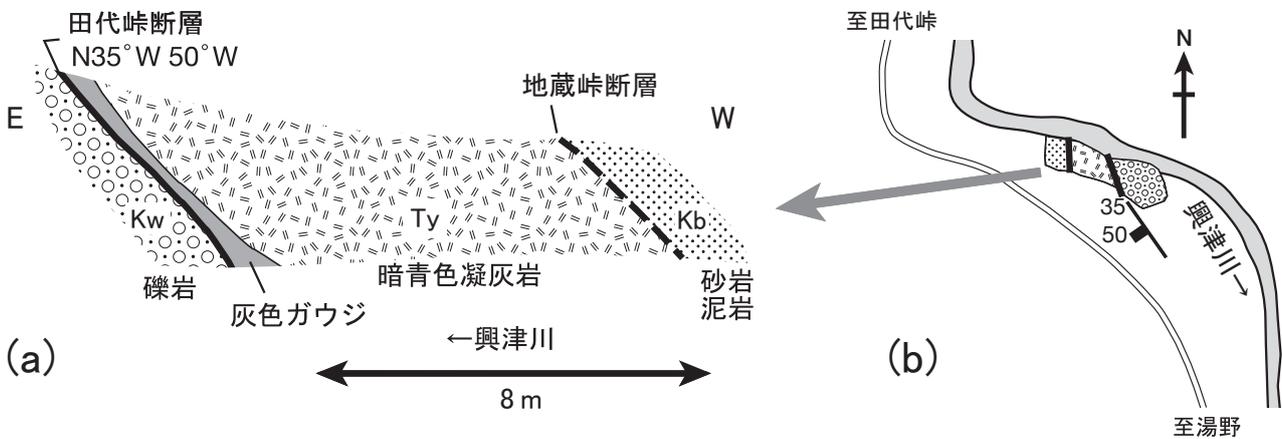
興津川沿いの湯野-田代峠間では、興津川の右岸に沿って地蔵峠断層とほぼ平行し、両者の間に静岡層の月夜凝灰岩部層を細く挟んでいる (第 7. 2 図)。湯野北方の興

津川の河崖 (第 7. 2 図の Loc.732) では、月夜凝灰岩部層の暗青色凝灰岩が浜石岳層川合野礫岩部層の粗粒礫岩の上に、走向 $N35^{\circ} W$ 、傾斜 $50^{\circ} W$ の断層面で衝上している (第 10. 10 図)。礫岩は巨礫-大礫を含み、ほとんど擾乱を受けていない。上盤の凝灰岩は破碎され、断層面に接して厚さ約 5 cm の灰色の粘土が生じている。こ



第 10. 9 図 音下背斜と音下断層 (東西断面図)

Ka: 釜の口泥岩部層, Or: 折付砂岩泥岩互層部層, Sh: 篠井山火砕岩部層, Tk: 徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層, Ty: 月夜凝灰岩部層.



第 10. 10 図 興津川上流の湯野北方 (第 7. 2 図の Loc. 732) における田代峠断層の露頭 (a): 川崖の立面図, (b): 断層露頭付近の平面図.

の断層から約8 m 西に、やや破碎された砂岩及び泥岩(静岡層貝伏泥岩部層)が露出することから、この間を地蔵峠断層が通ると推定される。湯野以北の田代峠までの山道では、谷側(Loc.735 など)に粗粒の礫岩(川合野礫岩部層)が、山側(西側)に破碎された黒色凝灰岩(月夜凝灰岩部層)が露出する。田代峠では断層は峠の東方で尾根を越え奥山地域に入る。

田代峠の北側では、富士川上流夕陽川と亀甲沢の出会いの下流(松田,1961)及び細島沢出会いの下流(重松,1992 私信)で、月夜凝灰岩部層の火砕岩と川合野礫岩部層とが接する断層面の露出がある。断層はいずれの地点でも走向ほぼ南北、傾斜50-60° Wである。夕陽川下流部の北側の尾根(第7.1図)では、断層線は地形に応じて東へ突き出るように湾曲し、低角の逆断層であることを示唆している。その上盤側の岩体は一般に破碎され、擾乱を受けた凝灰岩と泥岩の混合した岩体であり、下盤側は北東-南西方向の褶曲構造を示す川合野礫岩部層と奥山泥岩部層である。その北では、断層は奥山温泉西方の山地斜面を経てヒョウ沢に入り、その右岸、御座木橋の東側を通り大洞大橋の西側林道沿いの顕著な破碎帯(幅50 cmの断層粘土帯を伴う)に至る。その上流でヒョウ沢を東へ渡り、大洞沢右岸の崩壊地(Loc.8840P, 標高約950 m)を通る。この崩壊地では、ほぼ南北走向、西傾斜の泥岩(奥山泥岩部層)が水平に近い境界面(推定断層; 走向N10° E, 傾斜30° W)を介して、月夜凝灰岩部層の火山礫凝灰岩(やや円磨された変質火山岩礫を含む)などに覆われている。妙源山(標高1172 m 峰)北側の沢(第7.1図のLoc.8841A)では、断層面はほぼ東西走向で南へ30° 傾斜し、そこで南側の凝灰角礫岩・凝灰岩(月夜凝灰岩部層)と北側の細粒凝灰質砂岩及び泥岩(南傾斜40°, 奥山泥岩部層)が接している(両者が整合的に見えるところもある)。断層は、月夜の段の

岩屑堆積物の北側で音下断層に続く。

田代峠断層は、最上部中新統-鮮新統の浜石岳層奥山泥岩部層と川合野礫岩部層を切っていることから、鮮新世以降に活動している。

10.2.9 徳間断層

徳間断層(松田,1961)は、主に火砕岩からなる相又層徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層が主に砂岩と礫岩からなる浜石岳層川合野礫岩部層・石合砂岩泥岩互層部層に衝上する西傾斜の逆断層である。長さは7 km 以上。北端部では向田付近で根熊断層に合する(第7.7図)。南端部は高ドッキョウ山頂東側で県境山地を越え、南隣「清水」地域の湯沢川上流に至り、樽集落南西で中河内断層に合すると考えられる(第5.1図)。

北端部の向田付近では、本断層は向田集落の南、釜の奥川の堰堤のある沢(第7.10図の267の沢)で、堰堤南側の谷の狭窄部の安山岩角礫岩(徳間互層部層)とその上流の沢底に露出する硬い砂岩(石合互層部層:一部凝灰質、細礫岩を伴う)とを境している。それ以南では断層線は向田から上徳間峠へ至る山道(尾根)の西側にほぼ沿っている(第7.10図)。断層露頭は標高423 m 丘の南側、鯨野森山林道の標高420 m 付近の道路屈曲部(Loc.7767A)に露出する(第10.11図)。ここでは、露頭直上の尾根道に分布する円礫岩(貫ヶ岳礫岩部層)が火砕岩(徳間互層部層)と走向N20° E, 傾斜50° Wないし走向N5° E, 傾斜42° Wの断層面で接している。下盤の円礫岩は径15 cmの巨礫を含む礫岩であり、一部の礫にわずかにひび割れが入っているが、破碎はほとんど受けていない。礫岩と火砕岩の境界付近にはやや光沢をもつ厚さ数cmの波状の多数の平行な剪断面が発達し、その面上には走向線と約70°をなして北へ下がる断層条線(やや左横ずれ成分がある)がある。上盤の火砕岩は



第10.11図 徳間断層の露頭
富士川上流の下村北東方の鯨野上徳間林道脇(第7.10図のLoc.7767A)。貫ヶ岳礫岩部層と徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層が西傾斜の逆断層で接している。

村北東の上述の沢の上流部では、沢底の数ヶ所に破砕帯が露出している。

石合地域では、本断層は石合西方山地で石合向斜の東縁を限る（第7.11図）。断層通過の主な地点は、石合西方では下石合林道終点の南西、粗粒礫岩からなる幕岩の北東端付近、上石合山林道沿いでは標高576m地点付近の林道屈曲部（576m標高点の西方150m付近）、妙戸西南の沢では標高580m付近（Loc.345Y；高さ約30mの滝付近）などである。いずれの地点でも、断層線の西側は粗粒礫岩（川合野礫岩部層）、東側は砂岩泥岩互層（石合互層部層）である。断層は樽峠の西方で稜線を越える。以南では、断層は樽川上流部から「清水」地域の樽集落の東辺を経て、神沢原集落対岸の顕著な破砕帯に至ると推定される。断層の西側（樽川最上流部）では東北東走向で砂岩泥岩互層は巨礫岩を挟むが、東側（樽峠西林道—樽集落東側）では北北東走向であり礫岩はまれである。

中河内断層は、浜石岳層の川合野礫岩部層と石合互層部層を切っていることから、鮮新世以降に活動している。

10. 2. 11 根熊断層

根熊断層（松田，1961の根熊衝上）は、万沢層の西縁を限る西傾斜35-50°の逆断層である（第7.7図、第10.1図）。本断層は、南部町楮根西方で身延断層から分岐し、御堂を経て貫ヶ岳の東麓に沿い、後山集落付近（「富士宮」地域）で野下断層（沢村，1955及び松田，1961の野下衝上）に合する（第5.1図）。長さは約12kmである。北部（向田以北）では、断層の上盤も下盤も富士川層群の中・下部層（相又層徳間互層部層と万沢層町屋泥岩砂岩互層部層）であり、両者の層序的差異は小さい。しかし、向田以南の主部では、上盤側は富士川層群上部の浜石岳層となる。浜石岳層（主に礫岩層）は、ほぼ一定した傾斜角（40-60°程度）をもって西に傾斜しているが、下盤側の砂岩泥岩互層（万沢層）は断層沿いの約0.5km以内は東側上位で、直立ないし逆転し、池ノ山向斜の西翼となっている。このように、根熊断層は大部分の区間で上盤側の地層が下盤側の地層よりも層序的に若い。すなわち、その意味では正断層である。しかし、下盤側の地層が直立するほど顕著に変形していることや断層面に厚い破砕帯を伴うなど、この地域の顕著な逆断層と同様の性状を持っている。このことから、根熊断層は見かけ正断層ではあるが、上盤側（西側）がずり上がった逆断層であると考えられる。

断層北端部の楮根西方では、上盤側の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層は概して西傾斜であるが、下盤側の町屋泥岩砂岩互層部層は地層の走向や堆積上位側が場所によって変化する。田中川の上流部では、東側上位の強く傾斜した黒色凝灰岩を挟む砂岩泥岩互層（町屋互層部層）とその西側の西側上位のほぼ同様の互層（徳間互層部層）

を境している。断層は田中川源頭部の左岸を経て、御堂へ越す鞍部（第7.8図のLoc.408D）の西約50m付近で無線塔への道路を南へ越え、鞍部南側の谷に顕著な破砕帯を見せている。

その南の御堂では、断層は御堂西部の有東川河崖（妙法寺の西北）にある顕著な粘土帯を伴う破砕帯を経てその南の尾根を越え、御堂農村公園の西の沢（Loc.7603B）に入り、標高約270mの堰堤上流側の沢壁の破砕帯に至る。ここでは、火砕岩（徳間互層部層）の角礫状破砕帯が東側の泥岩（町屋互層部層）に接している。泥岩は黒色で硬く、光沢のある剪断面が発達し、角ばった鱗状を呈する。その下流150m付近の砂岩泥岩互層は東側上位で逆転している（見かけ西へ50°傾斜）。

向田の北では、断層は市小路からの沢の入り口付近を通るが、付近の斜面の礫層（第四系）には多くの小規模断層が見られる。向田（第7.10図）では小林橋の北で釜の奥川を渡り、小尾根を越えてその東南の谷（267の沢）の新設された「釜の奥川第2堰堤」の上流側を通る。その東側谷斜面では、砂岩泥岩互層（万沢層町屋互層部層）が破砕帯を挟んで南西側の安山岩角礫帯（相又層徳間互層部層）と接している。その東側の上徳間峠に至る尾根道では、断層は風化しやすい泥岩砂岩互層（町屋互層部層）と凝灰質砂岩・泥岩（浜石岳層石合互層部層）を境している。神田川の谷では断層は三角点（標高160.9m）付近を通る。

福土川沿いの森（火打石対岸）では、集落の南西の沢（第7.13図の353の沢）に、断層粘土と白色の沈殿物をもつ湧泉を伴う幅数mの断層破砕帯がある。ここでは、走向N40°W、傾斜50°Wの断層面で、凝灰質泥質砂岩（下流側、町屋互層部層）が円礫を含む凝灰質砂岩（上流側、石合互層部層）に接している。後者はさらに上流約50mで円礫岩（貫ヶ岳礫岩部層）に漸移する。その南の、森山山頂東側の福土川に注ぐ森・西根熊間の沢（第7.13図の318の沢）では、沢口から集塊岩層を挟む砂岩泥岩互層（町屋互層部層）であるが、標高170m付近にガウジを伴う破砕帯があり、その上流側に砂岩泥岩互層（石合互層部層）が分布し、すく礫岩が優勢になって標高約220m以上まで続く。この破砕帯より下流側では地層は東傾斜、上流側は西傾斜である。境界面は波打っており、30°程度南西へ傾く。

その南の西根熊では、断層は礫岩と砂岩・泥岩の境界として集落西端の人家付近で福土川を越え、河成段丘の南側の小沢に入り、小尾根を越えて陰沢川の砂防堰堤（標高約270m、第7.14図のLoc.7670D）付近を通る。地層の走向は、断層に沿う幅200-300mの間、断層とほぼ平行で、傾斜は垂直ないし逆転（東側上位）している。いずれの地点でも断層下盤の数10m間は砂岩泥岩互層が破砕され、青灰色を帯び、粘土を伴って角礫化している。



第 10. 13 図 根熊断層の露頭
大峠（南部町東根熊南東方）の
貫ヶ岳林道沿い（第 7. 14 図の
Loc. 7670A）。

大峠から分岐する貫ヶ岳林道では、林道の南約 40 m の支沢（第 7. 14 図の Loc.7670A）に貫ヶ岳礫岩部層と万沢層の町屋泥岩砂岩互層が接する露頭がある（第 10. 13 図）。境界面は南北ないし北西の走向で、45°西に傾斜し、境界面に沿って上盤側に厚さ 5 cm 程度の淡灰色の礫混じりの粘土帯があり、上盤の大礫-中礫を含む礫岩層に漸移する。礫岩の基質の膠結度は低く、露頭面で多くの礫が突出している。礫はほとんど破断されていない。露頭の上部では上盤側は礫を含む表土に移行している。下盤側の砂岩泥岩互層は破碎され角礫化し、砂岩層の破碎礫が僅かに堆積時の層状構造を残している。この断層露頭より林道までの約 50 m 間の沢底には、破碎度や粘土化のより顕著な部分や複数の副次的断層がある。

その南の大城付近では、貫ヶ岳礫岩部層に由来する崩壊性岩屑堆積物（d）が集落の北側と南側の尾根部に分布しているが、断層は大城集落西端の取水堰堤付近を通過し、その南側尾根の傾斜変換線付近を通る。

本図幅地域東端の梅島では、集落の南側の沢（第 7. 14 図の Loc.724）に、下流から砂岩泥岩互層（走向 N40° W、垂直、万沢砂岩泥岩互層部層）、角礫化した泥岩、破碎帯（根熊断層）、凝灰角礫岩（厚さ 3 m）、泥岩（走向 N40° W、傾斜 40° W）、火山岩混じり凝灰質の巨礫岩・中-細礫岩（貫ヶ岳礫岩部層）の順に露出する。梅島以南では、断層は東隣「富士宮」図幅内をほぼ S30-40° E の方向に延び、小倉集落の西辺（第 7. 14 図の Loc.722）を経て、中沢集落の西辺へ達する。

根熊断層により、鮮新統の浜石岳層貫ヶ岳礫岩部層が上部中新統の万沢層の上に衝上していることから、根熊断層は鮮新世以降に活動している。

10. 2. 12 身延断層

身延断層（松田 1958, 1961 の身延衝上）は、富士川の西側を湾曲しながらほぼ南北に走る西傾斜 40-50° の逆断層である。全長は約 20 km に達し、本図幅地域内にはその南部、約 11 km が含まれる。身延断層によって、西側の西八代層群最下部が下盤の富士川層群上部層の上に衝上している。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ずれ変位量は 6,000 m 以上と推定される。本図幅地域内では、ずれ変位量は戸栗川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（第 7. 7 図、第 10. 1 図）。

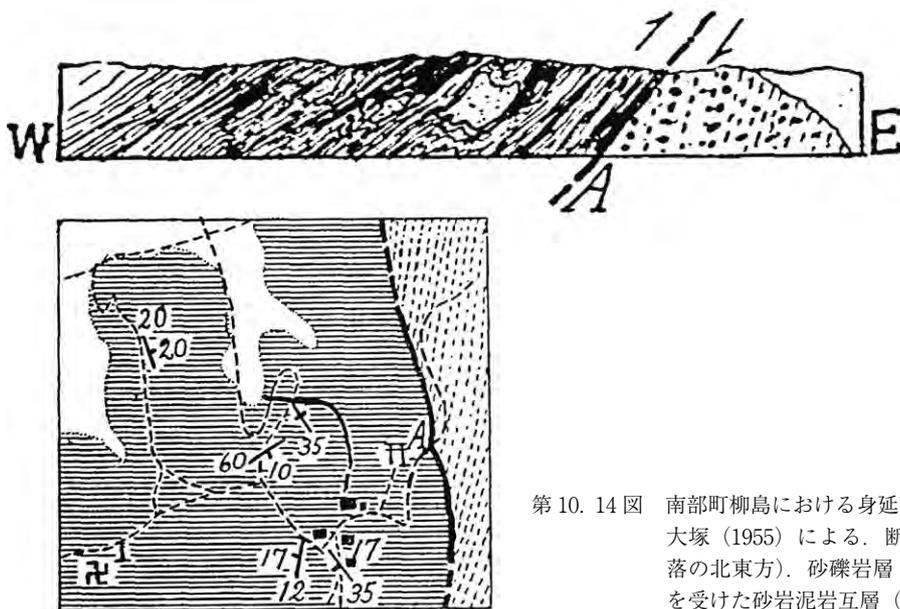
身延断層は、北隣「身延」地域の相又地区からはほぼ国道 52 号に沿って南下し、榎の木隧道北方の鞍部を経て横根中集落の東側（一等水準点 233.2 m 付近）、清水原集落の西側を通過して、柳島の内田東方で戸栗川を横切る（第 6. 3 図）。この間、上盤側は御殿山層の玄武岩質の火砕岩・溶岩（榎の木峠玄武岩部層）であり、下盤は身延層の清子火砕岩部層である。榎の木隧道の東方約 250 m の亀久保集落への道の分岐点脇（走向 N10° W、傾斜 45° W の剪断面を伴う）、横根中集落の鞍部、北原集落入り口西側の国道法面（現在は擁壁で被覆されている）などでは、両者の境界に断層粘土を伴った破碎帯が露出する。上盤側の斜面には数ヶ所で断層粘土を伴う地すべりが生じている。その南の清水原では、断層は集落西端の西側を通る。この間、断層の下盤は西傾斜の波木井砂岩泥岩互層部層であり、清子火砕岩部層は横根中以南では身延断層に被覆されて露出しない。柳島の内田付近では、大塚（1955）によると、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（波木井互層部層）が走向 N10° W、傾斜 50-55° W の断層面で接す

る (第 10. 14 図).

戸栗川以南では、塩沢集落北側の寺院付近、塩沢-大和間の鞍部の西側 (いずれも国道 52 号の西方数 10 m、小沢の沢底) などに剪断構造の発達した断層粘土の破碎帯があり、大和-楮根間の鞍部では大和峠の国道西側法面に大量の断層粘土による地すべりを起こさせ、峠南側の西からの 2 つの小沢の断層粘土露頭を経て楮根川を横切る。楮根川の北側河崖 (国道の橋の約 130 m 上流、第 6. 3 図及び第 7. 8 図の Loc.410p) では、輝石を含む黒色凝灰岩層 (町屋互層部層) が走向 N20° W、傾斜 35° 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 (波木井互層部層) の上に

衝上している (第 10. 15 図)。その南の原戸では集落の西縁を通り、向の沢下流部を右岸側に渡り、真篠集落北西の鞍部から真篠集落に入り、舟沢川の西沢を経て富栄橋西側の坂下に至る。楮根以南では、上盤は万沢層の町屋互層部層・福士凝灰岩部層、下盤は身延層の波木井互層部層・寄畑火砕岩部層となる。

身延断層は、「身延」地域において鮮新統の曙層を切っており、鮮新世以降に活動している。また、「身延」地域では未固結の河成礫を切っている (10. 4 活断層参照)。「南部」地域では、身延断層が第四紀に活動したことを示す地形・地質学的データは得られなかった。



第 10. 14 図 南部町柳島における身延断層
大塚 (1955) による。断層露頭は左図の A 地点 (柳島、内田集落の北東方)。砂礫岩層 (波木井砂岩泥岩互層部層) の上に擾乱を受けた砂岩泥岩互層 (船山泥岩部層) が衝上している。



第 10. 15 図 身延断層の露頭
南部町楮根の楮根川左岸 (第 6. 3 図及び第 7. 8 図の Loc. 410 p)。泥岩 (波木井砂岩泥岩互層部層) の上に黒色凝灰岩 (町屋泥岩砂岩互層部層) が衝上している。

10. 2. 13 ^{むかいいらがわ}向平川断層

向平川断層（新称）は、富士川東岸の小室沢集落付近から向平川沿いにその左岸を通る走向N60-70°Wの高角断層である（第6.3図）。的場沢のLoc.7437A（第7.18図）では、沢の上流側によく露出する砂岩泥岩互層（小室沢互層部層）がこの断層によって断たれ、南西側（下流側）の礫岩（丸滝礫岩部層）と接している。両層の分布は見かけ左ずれに200-300m食い違っている。破碎帯は的場沢の沢底や向平川下流部の河崖（第7.18図のLoc.554N、馬込集落付近から東約450m）に露出する。後者の破碎帯ではその下流側は丸滝礫岩部層の細礫岩-巨礫岩、上流側は小内船火砕岩部層の火山角礫岩である。Loc.554Nの断層露頭の南、左岸側の支流（第7.18図のLoc.7446A）には、砂岩優勢の砂岩泥岩互層（走向N25°W、傾斜70°W；小室沢互層部層）が露出し、この断層による数十m程度以上の見かけ左ずれを示している。丸滝礫岩部層の基底線もこの断層を挟んで見かけ約200m左ずれしている。

向平砂防堰堤（林道終点）から上流の大きな沢の合流点付近までの沢沿いの露頭は固結した火砕岩（しもべ層小内船火砕岩部層）である。合流点下流の南側支流を遡った所には破碎した火砕岩または砂岩泥岩互層があり、断層は向平川左岸を経て、合流点の南谷（しもべ層戸樋之沢互層部層の分布域）を横切っていると推定される。

向平川断層は上部中新統の身延層をずらしていることから、後期中新世以降に活動している。

10. 2. 14 八木沢断層

八木沢断層（新称）は、八木沢集落の南西辺を通るほぼ北西-南東方向の見かけ左ずれ断層である（第7.21図）。内船中村付近から、鳥尻、徳間の東側を通り、八木沢の南縁を経て八木沢峠南東へ至る。長さは約4km。身延層寄畑火砕岩部層がこの断層によって分断され、その分布の北西縁は鳥尻-徳間付近で約200m、南東縁は八木沢付近で約500m左ずれしている。北西縁のずれ200mは鳥尻-徳間間の町道の四万沢川の橋の上流の堰堤付近と徳間北側の町道の屈曲部（第7.21図）の間の断層線沿いの距離であり、南東縁のずれ約500mは八木沢集落の北西端の車道の屈曲部と同集落南側の三角点442.8mの丘付近（Loc.437B）の間の距離である。寄畑火砕岩部層の断層に沿う分布幅は断層の北東側では1.3km、南西側では1.7kmであり、地層が概して南西へ傾斜していることを考慮すると、この分布幅の差異は断層南西側の相対的低下を示唆している。

八木沢断層は上部中新統の身延層をずらしていることから、後期中新世以降に活動している。

なお、富士川の東岸と西岸の間では、身延層寄畑火砕岩部層などの分布に不連続があり、富士川河床下に、八木沢断層とはほぼ平行し、南西側が隆起する断層が推定さ

れる（地質図及び第10.1a図）。

10. 2. 15 西乗川断層

西乗川断層（新称）は、西乗川に沿って緩く逆S字状に湾曲した、北北西-南南東走向、西側隆起の高角断層である。この断層によって内船背斜が切断され、西乗川東岸ではその背斜軸は左ずれの向きに1km余り北へずれている（第6.4図）。断層の西側にだけ西八代層群西乗川層が露出し、富士川層群下部のしもべ層も西側で広く露出するので、この断層の上下変位は西側隆起である。断層の北端部では断層の両側とも身延層丸滝礫岩部層となり、変位量は北方へ減少する。長さは本図幅内で約3kmである。

西乗林道のヘアピンカーブ北端（第6.4図のLoc.555D）付近の西乗川左岸において、角閃石斑晶を持つ安山岩の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩（しもべ層小内船火砕岩部層）が、高角な断層を介して東側の砂岩泥岩互層（身延層小室沢互層部層）と接している。断層面は走向N10°E、傾斜85°Eであり、幅2.5mの帯青灰色の破碎帯を伴う。大ばら沢の南方の沢が西乗川に入る所（第6.4図のLoc.7421C）では、西側の泥岩（西八代層群西乗川層）が東側の中礫岩（身延層丸滝礫岩部層）と接している。さらに下流では、この断層はかね沢の入り口で青黒色の火山岩類（西乗川層）の東縁を限り、八之尻沢入り口付近の破碎帯で内船背斜軸を切断している。

西乗川断層は上部中新統の身延層をずらしていることから、後期中新世以降に活動している。

以上の断層のほかに、富士川西岸の御殿山の南東方と東岸の思親山の北方には、次節で述べる北東-南西方向の背斜（成島背斜と内船背斜）が逆断層に移化した断層がある。これらの断層については、10.3.3成島背斜と10.3.7内船背斜の項で記述する。また、南部町塩沢南西方には、相又層の徳間火砕岩・砂岩泥岩互層部層と篠井山火砕岩部層の境界に、身延断層から西北西方向に分岐する断層が存在する。この断層については、7.3.1釜の口泥岩部層の塩沢川沿いの記載を参照されたい。

10. 3 褶曲

10. 3. 1 ^{よもぎさわ}蓬沢向斜

蓬沢向斜は、4.3.2で述べたように、本図幅地域の瀬戸川帯西部に認められる南北方向の向斜構造である。この向斜構造は北隣「身延」地域の雨畑川向斜（杉山、1995）の南方延長に当たり、「南部」地域北端の雨畑川源流域から山梨・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、図幅地域南端の口坂本東方へ至る。本向斜は、「身延」地域から南隣「清水」地域北部まで、約35kmにわたって追跡される。本図幅地域内では、向斜軸は笹山構造線

の1-2 km 東に位置し、詳しく見るとN10° E方向の向斜軸が左雁行配列している。大谷崩付近では西翼は東傾斜を示し、北へ緩くプランジした開いた形態を取り(第4.4図)、向斜軸部周辺には半波長数10 m程度の小褶曲が認められる。西日影沢以南では、西翼の地層が逆転して西に傾斜した等斜褶曲状の形態を取るところが多い。

4.3.1で述べたように、蓬沢向斜の西翼では頁岩が卓越しており、玄武岩ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩、蛇紋岩の岩体を伴う。一方、東翼では砂岩及び砂岩頁岩互層が卓越する。岩相と産出する放散虫化石群集の類似性から、蓬沢向斜西翼部は南隣「清水」地域の大岳衝上体(杉山・下川, 1989)の北方延長に相当する。

10.3.2 音下背斜

音下背斜は、音下断層の上盤側に生じた西に急斜する軸面を持つ背斜構造である(第10.9図)。軸部に静岡層折付砂岩泥岩互層部層が露出し、その東西に月夜凝灰岩部層が分布する。背斜の両翼とも地層の傾斜は50°以上で、東翼の一部は逆転(最大傾斜140°)している。

音下(旧集落名)の北方、鉾取林道に続く山道(第6.1図のLoc.431B付近)では、背斜軸は標高約580 m付近を通り、軸の両側とも砂岩泥岩互層で逆転せず傾斜は60°程度である。西侯川では背斜軸は温井川との合流点の約0.1 km上流を通る。西侯川本流の河崖の露頭では、砂岩泥岩互層は下流側では西傾斜80°で東側上位(逆転)であり、上流側では西傾斜40°で西側上位である。剣抜大洞林道沿いでは、剣抜西北のヘアピンカーブや剣抜の西方で砂岩泥岩互層が見かけ西傾斜40-80°を示し、東側上位で逆転している。剣抜大橋の左岸斜面の泥岩優勢砂岩泥岩互層は西側上位で西傾斜、橋の右岸側では東傾斜であり、背斜軸はほぼ剣抜大橋の直下を通る。

10.3.3 成島背斜

成島背斜は、南部町成島付近を通る北東-南西方向で南西にプランジする背斜構造である(第6.1図)。背斜の北東部に西八代層群御殿山層が露出し、南西部に富士川層群の相又層、浜石岳層が順次露出し、音下断層に不調和に切断されている。

戸栗川以北では、富士川層群の走向は背斜の北西翼ではほぼ南北、背斜の南東翼では東西であり、傾斜はそれぞれ、西と南へ60-70°である。背斜の北東部では軸面は断層(杉尾断層)に移化している。杉尾断層は杉尾付近の水準点244.8 mの東方の小鞍部(標高約220 m)及びその北東の西川集落へ向う小尾根の鞍部(標高約200 m)を通ると推定される。さらに北東では断層は峰東方の標高270 mの神社の東南尾根の上部を経て沢集落付近に達している。

背斜軸は森屋・権現島間で戸栗川本流を渡り、大^{おんた}壜への林道の大壜大沢橋東側で林道を南西へ越え、剣抜東方

で音下断層に断たれる。釜の口対岸の島集落から大壜に至る林道の大壜大沢橋付近まで、背斜の北西翼として相又層徳間互層部層は北北東走向で約60°西傾斜である。背斜の頂部附近、南侯川と大壜川の合流点(第6.1図)の大壜側河床及びその付近から大壜までの林道沿いでは、地層(徳間互層部層)はほぼ東西走向で見かけ北傾斜40あるいは60°であり、前者の地点では分級構造から逆転(南側上位)が確かめられる。合流点の南侯川側上流の河床では、西側上位の地層からなる西へ開いた向斜構造がある。両地点間の構造関係は不明であるが、後者は背斜頂部における小褶曲などの地層の乱れを示唆している。背斜の南東翼に当たる南侯川右岸の山地斜面(Loc.7821Cなど)では、北東走向で見かけ約40°北西に傾斜しており、広範囲に逆転していると考えられる。

10.3.4 篠井山向斜

篠井山向斜は、富士川谷中帯において富士川層群最下部の相又層釜の口泥岩部層から最上部の浜石岳層川合野礫岩部層までが参加する、南西へプランジする北東-南西の軸方向を持つ大きな向斜構造である(第10.1a, b図)。向斜軸は篠井山の山頂付近を通り、向斜の北翼は成島背斜の南翼である。向斜構造は西縁で田代峠断層によって斜めに断たれている。

向斜構造の南西部、奥山地域では、向斜軸は大洞大橋(第7.1図)の東方(中ノ沢)から北東へ伸び、篠井山山頂の西側を通過してその北へ抜ける。向斜軸部の地層は南西に30-50°程度傾斜している。篠井山北側の向斜構造北東部(塩沢川-楮根川流域)では、向斜構造は幅広く、かつ地層の走向・傾斜は乱れている。

10.3.5 石合向斜

石合向斜(新称)は、徳間断層と中河内断層に挟まれて北にプランジする南北性の比較的緩い向斜構造である(第7.11図)。向斜軸跡はほぼ南北で、長瀨沢(石合川支流)の上流部を経て県境を越え、湯沢川上流に至る。東翼と西翼に分布する川合野礫岩部層の傾斜は40-60°であり、向斜の軸部では北に30-40°程度傾斜する。なお、石合集落(現在無人)の神社西方の林道北側には、地層が東傾斜を示す露頭があり、付近に局地的な短波長の褶曲、あるいは地すべり変形があると推定される。

10.3.6 池ノ山向斜

池ノ山向斜(新称)は、根熊断層の下盤側で万沢層が作る向斜構造である(第7.7図)。長さは約7 km。向斜西翼の地層は東へ急傾斜(一部は逆転・西傾斜)するのに対して、東翼の地層は10-30°程度の緩傾斜であり、向斜構造は著しく非対称である。向斜軸跡は根熊断層の走向とわずかに斜交して、南部では根熊断層に近づき、東隣「富士宮」地域南西部において根熊断層に断たれる。

向斜構造は北西に緩くブランチしているが、向斜の北端部では緩い盆状構造を呈し、そこに万沢層の最上部層である富士凝灰岩部層が分布する。向斜軸は富士川以北の丘陵部では峰林道のある丘陵頂部付近にあり、以南では池ノ山集落を通り、犬巻峠のすぐ西側を経て滑らかに南西へ続く(第7.14図)。犬巻峠の南側の沢では、向斜軸は合流点付近(Loc.311B)の河床(北西走向で西傾斜の細かい葉理のある細粒砂岩)とその約100m西の砂岩(北西走向でほぼ垂直で東上位)の間を通る。その南では、向斜軸は梅島集落の東部を経て小倉集落の東方約0.2kmを通る。そこでは、厚い砂岩を含む砂岩泥岩互層(万沢層)が根熊断層近傍のほぼ垂直(走向N40°W)から、北-西傾斜30-40°に急変する。中沢の一乗寺の南の内房境川の沢底では、東側上位で一部逆転するほぼ垂直の砂岩泥岩互層(向斜西翼部)が露出し、向斜軸はその東縁を通過して矢口集落に入る。

10.3.7 内船背斜

内船背斜(富士川団体研究グループ, 1976)は、富士川谷東帯に発達する南西へブランチした北東-南西方向の軸を持つ顕著な背斜構造である(第10.1図)。背斜軸の方向は概してN45°Eであるが、南部ではN30°E、北東部でN55°Eであり、北西に凸に滑らかに湾曲している。北東部(佐野峠北方)では背斜軸は断層に移化し、北北西-南南東方向の西乗川断層に切られている。西乗川東岸域では、再び北東-南西方向の軸をもつ背斜となり、本谷川流域(主に「富士宮」地域)へ延びる。西乗川断層の東側の背斜構造の軸は、同断層西側の背斜軸の位置よりも見かけ上1kmほど北へ移動している(第6.4図)。本背斜は、背斜軸近くの地層がしばしば急斜(70-90°)する尖頂背斜である。

背斜から移化した断層の北西側にだけ西八代層群西乗川層が露出する。軸部付近の地層の傾斜は概して背斜の南西部で大きく、背斜軸の南西へのブランチ角の増大を示唆している。

身延層はこの背斜の両側で岩相と層厚をやや異にする。背斜の北側の身延向斜(松田, 1961; 主要部は北隣「身延」地域)では粗粒の礫岩(丸滝礫岩部層)が厚いが、内船背斜の軸部に近づくと礫岩は細粒化し薄くなる。背斜の頂部(波木井砂岩泥岩互層部層)及び南側(内船砂岩泥岩互層部層)では礫岩層は少なく、砂岩泥岩互層が卓越する。背斜の構造は背斜に参加している上位層ほど緩くなり、波木井互層部層では背斜変形は僅かであり、同部層は背斜の頂部を越えて富士川西岸域で南北に長く分布する。このような褶曲構造と堆積層との関係は、この北東方向の背斜が身延向斜などと同様に、大部分、身延層堆積期に成長したことを示している(松田, 1958)。

内船背斜沿いの地質構造の変化を南西側(上位層側)から見て行くと、まず、富士川西岸に分布する波木井互

層部層は、南部市街地以北では南北ないし北北東走向であるが、南部総合公園以南では分布南端の楮根付近まで北西-南東走向となり、内船背斜に参加している。

富士川東岸の内船付近(第6.5図)では、小内船火砕岩部層が内船公園の西側斜面-富士川河崖、谷津の八幡神社裏、内船寺入り口階段南側などに露出する。火砕岩の下位の砂岩泥岩互層(戸樋之沢互層部層)はそれに接して、公園北側斜面-戸樋之沢では走向はほぼ南北で西傾斜約70°、内船寺南側の沢では走向はほぼ東西、南傾斜80-90°であり、背斜軸跡がこの間の内船公園の丘を南西へ斜断している。戸樋之沢沿いでは、背斜軸跡は内船公園の北西で戸樋之沢に沿い、樋之沢との合流点(内船温泉付近)を経て戸樋之沢の左岸側斜面を通り、古草里林道(栄中部林道)を横切り、その終点付近で戸樋之沢沿いに走り、三ツ石山林道の橋(第6.5図のLoc.7411A)付近を通る。戸樋之沢沿いの背斜軸付近西側では地層の走向・傾斜はN20-30°E, 50-70°Wである。

北東部の西乗川地域(第6.4図)では、既述のように背斜構造は西乗川断層によって切断され、背斜軸は見かけ上約1km左ずれしている。背斜軸は、佐野峠北東の八之尻沢入り口付近ではその北側の西八代層群の分布の南限をなしているが、西乗川沿いの西乗川断層によって北方の大ばら沢出合いと林道第一へアピンカーブの間に移動し、さらに北東で本谷川沿いに延びる。本谷川沿いでは背斜軸は営林署パルプ工場跡と養鱒場の間を通り、さらに北東で本谷川を東へ越えて北北東へ延び、片房沢橋東方で再び本谷川の右岸へ移り、ほぼ谷沿いにさらに北東へ延び丸滝礫岩部層中で消失する。

10.3.8 寄畑向斜

寄畑向斜(新称)は、褶曲軸が南西へブランチする北東-南西方向の向斜構造である(第7.21図)。身延層の内船砂岩泥岩互層部層と寄畑火砕岩部層が参加している。富士川東岸では、八木沢断層によって向斜構造が切断され、見かけ上0.4km程度左ずれしている(10.2.14参照)。富士川西岸では、国道富士洞門付近の河崖を中心にした凝灰岩層の緩く南西に開いた向斜構造が認められる。その西縁は身延断層で断たれている。

富士川東岸の向斜の北西翼(島尻-徳間)では、内船互層部層がほぼ東西走向で南傾斜75~90°、向斜の南東翼(富士川沿い-八木沢沢奥林道)では北東から北北東走向で北西傾斜50~60°であり、寄畑火砕岩部層もほぼ同様の走向・傾斜で向斜に参加している。

10.4 活断層

「南部」地域に分布する断層のうち、身延断層は、北隣「身延」地域の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



第 10. 16 図 身延断層の活断層露头

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；「身延」地域）。御殿山層の凝灰質砂岩及び泥岩が河床礫の上に衝上している。

35° 21′ 04–05″，東経 138° 25′ 00–01″）において，未固結の河成礫を切っている（活断層研究会，1991）。大城川右岸（南岸）では，走向 N10° E，傾斜 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 50 cm の亜円礫を含む）に衝上する（10. 16 図）。また，左岸（北岸）では，走向 N25° E，傾斜 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 5–20 cm 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。

「南部」地域内では，身延断層が第四紀に活動したことを示す地形・地質学的データは得られなかった。このため，本地域内に活断層として活動している区間があるか否か明らかではない。また，活断層としての身延断層の活動間隔，変位速度及び詳しい最新活動時期は不明である。最近，水本ほか（2013）は，本図幅地域の身延断層にほぼ沿って，左横ずれ方向の谷の屈曲や西上がりの変位地形を見いだして，身延断層が活断層であることを

示した。詳細は今後の検討課題である。10. 2 でも述べたように，糸魚川–静岡構造線より西側の四万十主帯及び瀬戸川帯中の断層については，鮮新世以降に活動した明確な証拠は得られていない。また，糸魚川–静岡構造線と富士川谷に分布する音下・田代峠・徳間・中河内・根熊の各断層は鮮新世以降に活動しているが，本研究では第四紀に活動したことを示す地形・地質学的証拠は得られなかった。

本地域の身延断層や根熊断層などの南北走向の逆断層は，その性質が東隣「富士宮」地域から南東隣「吉原」地域に分布する富士川河口断層帯（A 級活断層）と共通する。また，10. 2. 5 で述べたように，「南部」，「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については，2.36 Ma から 0.24 Ma（前期更新世から中期更新世）にわたる ESR 年代が得られている（Fukuchi *et al.*, 1986）。したがって，これらの断層については，今後，第四紀の活動について更なるデータの収集を行い，その活動の変遷を明らかにし，活断層である可能性を検討することが望まれる。

第11章 重力異常及び地震活動

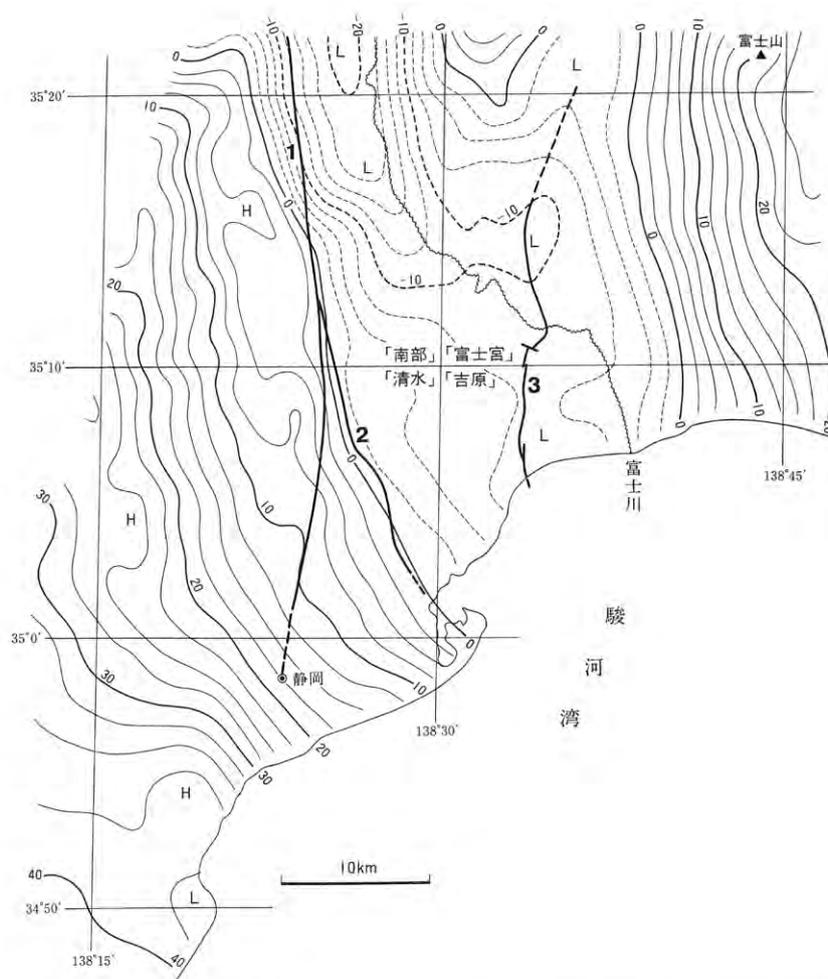
(杉山雄一)

11.1 重力異常

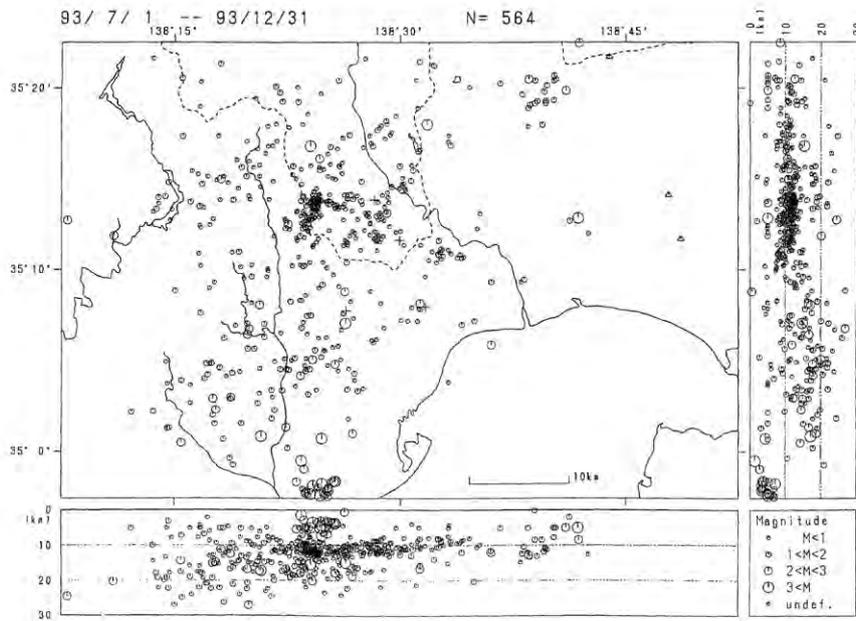
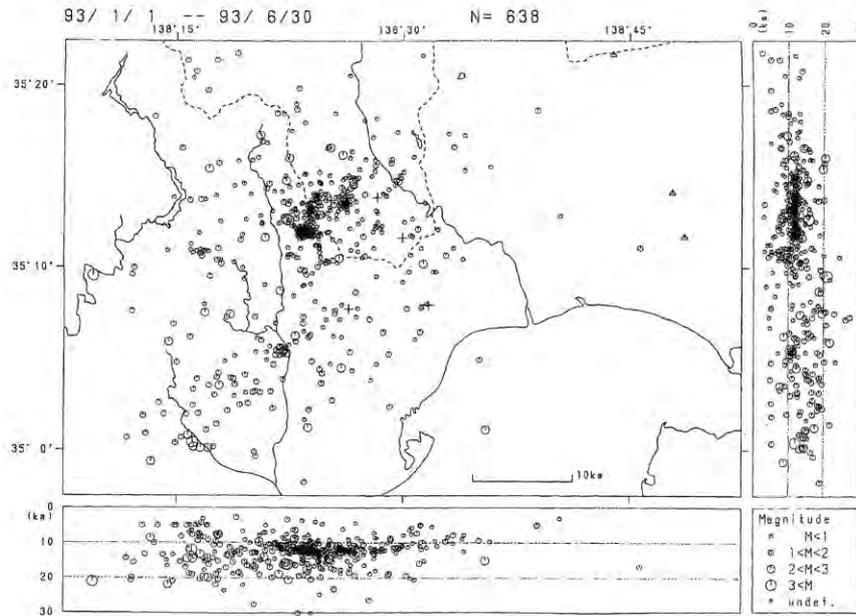
「南部」地域周辺の重力異常は、駒澤 (1982, 1987), 柴ほか (1991), 駒澤ほか (1997), 山本・志知編 (2004) などにより報告されている。第11.1図に、地形の影響が少なく、地下深部の構造や広い範囲の地質構造を反映する上方接続ブーゲー異常図 (駒澤, 1987) を示す。本図幅地域の東部には北北西-南南東に延びる顕著な低重力異常域が存在する。また、東隣「富士宮」地域にもほぼ南北に延びる低重力異常域が存在する。本図幅地域の低重力異常域は身延断層及び根蔵断層に沿っており、「富士宮」地域の低重力異常域は芝川断層 (Yamazaki, 1992 など) 上に位置する。本図幅地域中-西部から南隣「清水」

地域にかけての重力異常値は西へ向かって増加し、等重力線は北北西-南南東方向に延びる。このような等重力線の延びの方向は富士川谷の地質構造と調和的であり、0mGalの等重力線は田代峠断層及び地蔵峠断層に沿っている。

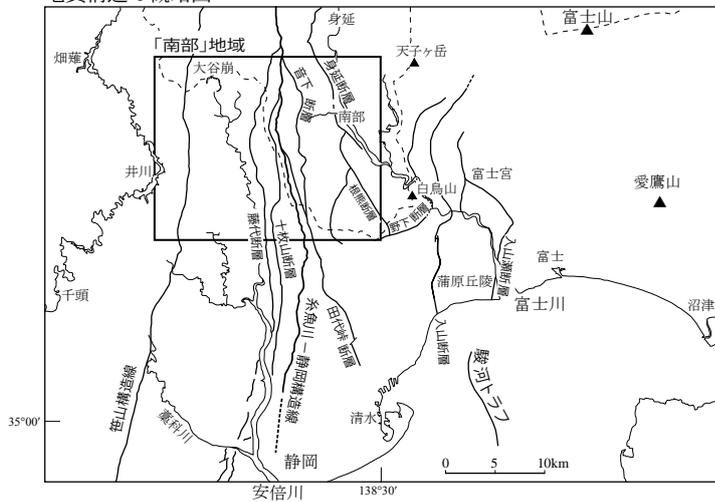
糸魚川-静岡構造線の西側には、北東-南西から南北の構造トレンドをもつ瀬戸川層群が広く分布するが、重力的にはこのような構造方向を反映する異常は認められない。むしろ、富士川谷の重力異常パターンが糸魚川-静岡構造線以西にそのまま連続しているように見える。この事実は、瀬戸川帯の地質構造が比較的浅部の構造であり、地下深部にまで到達していないことを示唆する。



第11.1図 「南部」地域周辺の重力異常 (上方接続図, 1,000 m; 単位:mgal)
駒澤 (1987) による。1: 糸魚川-静岡構造線, 2: 田代峠断層-地蔵峠断層,
3: 入山断層-芝川断層。杉山・下川 (1990) から転載。

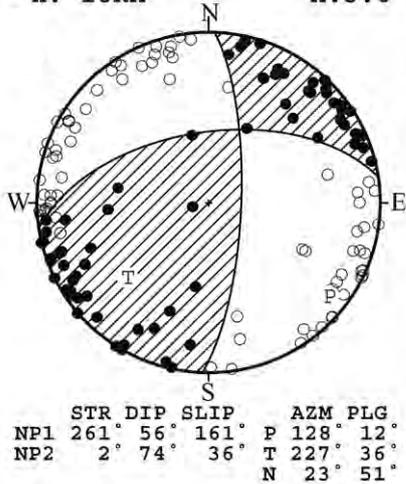


地質構造の概略図



第 11. 2 図 「南部」地域周辺の微小地震分布
 東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所 (1994).

2011/05/05 03:22:20.5
 静岡県中部
 35°13.5'N 138°23.7'E
 H: 18KM M: 3.6



第11.3図 2011年5月5日に月夜の段付近で発生した地震(マグニチュード3.6)の発震機構解.
 気象庁地震予知情報課 (2011).

11.2 地震

11.2.1 被害地震

「南部」地域に被害をもたらした主な地震としては、1707年の宝永東海地震、1854年安政東海地震及び1898年の地震が知られている(武者, 1943; 都司, 1986, 2012; 宇佐美, 1987, 2003など)。1707年の宝永東海地震では安倍川上流の大谷崩が崩壊し、安倍川がせき止められて池ができたと言われている(建設省静岡河川工事事務所, 1988; 堆積物については9.2.6参照)。また、東隣「富士宮」地域の白鳥山(第2.1図)もこの地震により崩壊し、30人が死亡、富士川は3日間せき止められた(武者, 1943)。

1854年の安政東海地震では白鳥山が再び崩れ、富士川を閉塞した。この時に出現した土砂ダムはわずか1日で決壊したが、富士川の下流は一時的に水が無くなった(都司, 2012)。

1898年(明治31年)の地震では、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た。震央は北隣「身延」地域の南部、マグニチュードは5.9と推定されている(宇佐美,

1987)。このほか都司(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、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ている。都司は、伝承に基づき、この地震当時、善行寺は現在の場所よりも東の波木井川沿いに立っていたと推定している。また都司は、土ほか(1986)が波木井川に沿って断層(本研究の身延断層に相当)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いる。今後、身延断層の最新活動時期及び歴史地震との関係について、より詳しい調査が望まれる。

11.2.2 最近の地震活動

「南部」地域周辺には、東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所の微小地震観測網が設置されており、最近の地震活動は高い精度で観測されている。東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所(1994, 1996など)によると、本図幅地域では深さ10-20km付近を震源とする微小地震が発生している。震源の深さは西へ向かって深くなる傾向が認められ、これらの地震がフィリピン海プレート沈み込みに関連して発生していることを示唆する。特に、北緯35°12'-15'の糸魚川-静岡構造線近傍では微小地震が多発している(第11.2図)。この東側の富士川西岸地域でも比較的多くの微小地震が発生している。

本図幅地域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(第6.1図)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の地震が発生した(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、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の地震が発生した(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もつ横ずれ断層型の発震機構解が得られている(第11.3図)。

第12章 応用地質

(杉山雄一・松田時彦)

12.1 金属鉱床

「南部」地域と北隣「身延」地域には、小規模な金銀鉱床が存在する。金銀鉱床は、瀬戸川層群の頁岩、チャート、玄武岩溶岩及びハイアロクラスタイトなどを貫く石英脈中に胚胎するほか、笹山構造線に隣接する三倉層群及び犬居層群（主に頁岩層）を貫く石英脈中に胚胎する。

安倍川上流域では古くから砂金を産することが知られていたが、16世紀に今川氏によって金鉱脈の掘削（坑道掘）が始められた（新井, 1987）。その後、武田氏及び徳川幕府により金山の開発が図られ、安倍川沿いの日影沢、関の沢、入島などと山伏から笹山にかけての笹山構造線沿いに金鉱山が開発された。安倍川流域の金山は梅ヶ島金山と呼ばれ、笹山構造線沿いの金山も含めて総称的に安倍金山とも呼ばれた。

地質図には、静岡県総合開発事務局・静岡県商工部（1952）に示された休廃止金銀鉱山の鉱山名と主要坑口の概略位置を示した。但し、史跡として保存されている日影沢金銀鉱山は休廃止鉱山として示した。笹山構造線に隣接する北から捻切（山伏南西約1 km）、金沢（山伏の南南西約2 km）、笹山（笹山の南約1 km）、井川（井川峠の南西約1 km）の各鉱山は、静岡県総合開発事務局・静岡県商工部（1952）及び竹内（1968）では瀬戸川層群中に胚胎するとされている。しかし、本研究による笹山構造線の位置及び瀬戸川、三倉、犬居の3層群の分布に基づくと、捻切、金沢、笹山の3鉱山は犬居層群、井川鉱山は三倉層群中に胚胎すると考えられる。

梅ヶ島金山の年間産金量は江戸時代中頃の明和-天明年間（18世紀後半）には5-10 kgであり、最も多く産出した安永二年（1773年）には17 kgに達した。産金量は18世紀末以降急激に減少し、梅ヶ島金山は幕末の天保年間に閉山となった。明治以降も金山の開発は試みられ、笹山構造線沿いの金沢鉱山と奥仙俣の宝玉鉱山（坑口は二王山西方及び奥仙俣集落近傍に複数ある）は、第二次大戦前には盛んに採鉱された。金沢鉱山の品位は金20-40 g/トン、銀5-12 g/トン、宝玉鉱山の品位は平均8g/トン以上である（竹内, 1968）。現在、これらの鉱山のうち、日影沢金山の長盛鋪坑口が史跡として保存されている。

このほか、瀬戸川帯の西部に南北に貫入する蛇紋岩には、クロムが含まれており、「身延」地域の雨畑川の流域などで一時採鉱されていた。また、「南部」地域の仙俣川最上流域に分布する蛇紋岩については銅鉱床、口

仙俣西方の玄武岩については金鉱床の試掘が行われた形跡が認められる（静岡県総合開発事務局・静岡県商工部, 1952）。

富士川谷では、榎の木隧道の南東側にかつて銅鉱床（輝銅鉱）があり、採鉱されていた（身延町誌編集委員会, 1970）が、本研究では鉱床の胚胎地点及び坑口の位置は確認できなかった。また、北隣「身延」地域の大城川流域や東隣「富士宮」地域の佐野川流域などに数ヶ所の金の採掘跡・鉱山跡がある（身延町誌編集委員会, 1970；南部町, 1999）。

12.2 温泉及び鉱泉

安倍川源流域には、梅ヶ島に温泉が存在する。静岡県（1988）によると、梅ヶ島温泉は泉温38℃、湧出量188 l/分、pH7.5の単純硫黄泉である。

安倍川源流域にはこのほかに、梅ヶ島新田温泉（日影沢対岸の安倍川右岸）、梅ヶ島金山温泉（日影沢南方、新田集落対岸の安倍川左岸）、梅ヶ島コンヤ温泉（コンヤ沢対岸の安倍川左岸大野木）がある。静岡県温泉協会（2012）によると、梅ヶ島新田温泉は泉温30℃のNa炭酸水素泉、同金山温泉は泉温33℃のNa炭酸水素泉、同コンヤ温泉は31.4℃の単純硫黄泉である。

安倍川の流域ではこのほかに、支流の中河内川の最上流部、笹山構造線沿いの口坂本に口坂本温泉がある。静岡県温泉協会（2012）によると、泉温36℃、湧出量87.4 l/分、pH8.9のNa炭酸水素泉である。

富士川流域では、数ヶ所で温泉及び鉱泉が湧出し利用されている（南部町, 1999；富沢町, 2002）。本図幅地域内の主な温泉は次のようである。

- 1) 十枚温泉（南部町成島、十枚荘）：低張性アルカリ性低温泉、泉温29.7℃、湧出量110 l/分、pH 9.1（平成6年調査）
- 2) 船山温泉（南部町本郷）：泉温27℃
- 3) 内船鉱泉（南部町内船、寿楽荘・喜遊荘）
- 4) 南部町営温泉（南部町内船、なんぶの湯）：アルカリ性単純温泉、泉温38.5℃、湧出量53.9 l/分、pH 9.9（平成9年調査）
- 5) 奥山温泉：アルカリ性単純温泉、泉温43.5℃、湧出量323 l/分、pH 10.1（平成10年1月調査）
- 6) 富沢町石合：アルカリ性単純温泉、泉温31.1℃、湧出量84.3 l/分、pH 10.4（昭和63年6月調査）

12. 3 川砂利及び採石

「南部」地域では、富士川において川砂利の採取が行われている。富士川の川砂利採取は、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、南部町の富士川中流砂利協同組合と身延町の身延砂利協同組合によって行われている。砂利の主な用途はコンクリート骨材である。

採石は、相又川流域において、西八代層群御殿山層の船山泥岩部層に貫入する閃緑岩を対象として行われている。主な用途は富士川の護岸工事に用いられる。

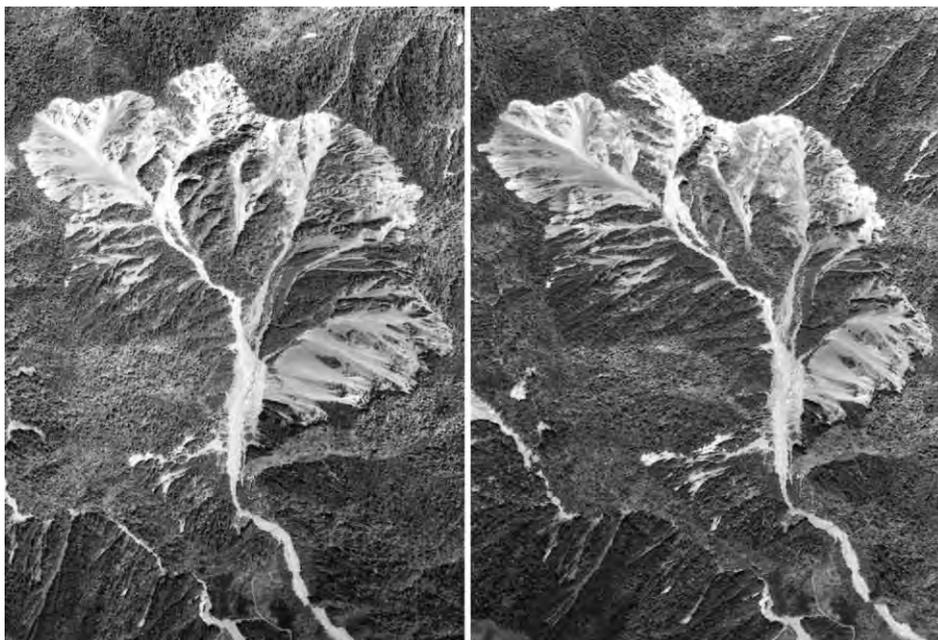
12. 4 地すべり及び斜面崩壊

「南部」地域内には多数の地すべり地形があり、その分布は清水ほか（2002）によって5万分の1地形図に図示されている。いくつかの斜面崩壊は、滑落崖と崩壊性岩屑堆積物を伴っている（9.1 崩壊性岩屑堆積物を参照）。富士川の流域や有東木付近の十枚山山地などには、植生に覆われ、活動性が低い（主な活動時期がやや古い）と判断される滑落崖が分布する。

富士川流域では、特に身延断層に沿って、その西側の山腹斜面に多くの地すべりが生じている。国道52号沿いの横根中-中野間及び大和峠（塩沢-楮根間）付近などに、顕著な破碎帯や粘土を伴う地すべりがあり、地すべり防止工事が行われている。地すべり移動体は、いずれも身延断層の上盤側の破碎を受けた火山岩類（御殿山

層及び相又層）である。身延線寄畑駅北方の徳間集落（富士川からの比高約250-300m）のある緩斜面は崩壊性岩屑堆積物（d）の面である。道路工事に伴う地すべりに関しては、清子-大久保付近については西宮（1882）、池ノ山付近については西宮（1984）の報告がある。

安倍川及び大井川流域では、安倍川源流域の大谷崩（第12.1図）をはじめとして崩壊地が多数存在する。崩壊地は図幅地域北部の瀬戸川帯に多く分布するが、四万十主帯の小河内川源流域や口坂本西方などにも認められる。瀬戸川帯に崩壊が多く発生している原因としては、地形的要因のほかに、スレート劈開の発達や断層などの破断面の存在が考えられる。また、大谷崩には複雑な小褶曲と断層が発達しており、地質構造と崩壊発生との関連を窺わせる。また、瀬戸川帯西部に南北に貫入する蛇紋岩岩体沿いには、中-小規模の崩壊が断続的に認められる。大谷崩（第12.1図、第1.4図；9.1.2参照）は安倍川支流の大谷川の源流域に存在し、崩壊地の最大比高800m、崩壊地の水平面積180ha、崩壊土砂量1億2千万 m^3 と推定されている（町田、1959；建設省静岡河川工事事務所、1988）。大谷崩の大規模崩壊の発生年代と原因については1530年の暴風雨、1702年の暴風雨、1707年の宝永地震などの諸説があるが、建設省静岡河川工事事務所（1988）は古文書を再検討し、1707年の宝永地震により発生した可能性が高いとしている。なお、新田付近に分布する土石流堆積物は細粒の砂礫層と互層していることから、この大崩壊の前にも繰り返し崩壊が起きていた可能性がある。



第12.1図 大谷崩周辺の空中写真
国土地理院撮影（CB-69-10Y、C1-5及びC1-6）

文 献

- 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. *Sci. Rept., Tohoku Univ. 2nd ser. (geol.)*, vol. 61, p. 1-102.
- 秋元和實・尾田太良・田中裕一郎 (1990) 万沢累層の地質年代と古水深. 地震研究所彙報, vol. 65, p. 521-529.
- Akimoto, K., Hattori, M. and Oda, M. (2002) Late Cenozoic paleogeography in the South Fossa-Magna and Enshunada regions, Japan, based on planktonic 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新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.
- 天野一男 (1986) 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, vol. 8, p. 581-585.
- 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, 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 (御坂山地の例). 地質学論集, no. 44, p. 93-100.
- 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), no. 9, p. 113-151.
- 愛鷹ローム団研グループ (1969) 愛鷹山麓のローム層-東名高速道路工事現場を中心として-. 第四紀研究, vol. 8, p. 10-21.
- 新井 正 (1987) 天領梅ヶ島金山. 梅ヶ島村史刊行会, 244 p.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 199-421.
- 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-. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p. 73-92.
- 鎮西清高・松島義章 (1987) 南部フォッサマグナ地域の新第三紀貝化石群. 化石, no. 43, p. 15-17.
- 地質部編図課 (1956) 20万分の1地質図「豊橋」. 地下資源調査所.
- 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, 48 p.
- Fiske, R. S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. Jour. Sci.*, 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.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 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.
- 原田豊吉 (1888) 日本地質構造論. 地質要報, vol. 4, p. 309-355.
- Hasegawa, A., Ono, K. and Sato, T. (1953) *Geology of the Minobu District. Promotion Thesis for Tokyo Univ.*, no. 868.
- 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. *Proc. Japan Acad.*, vol. 44, p. 165-169.
- 茨木雅子 (1981) 浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代. 地質学雑誌, vol. 87, p. 47-49.
- Ibaraki, M. (1984) Middle-late Eocene planktonic foraminiferal faunas from limestones of the Setogawa Group, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 135, p. 401-414.
- Ibaraki, M. (1989) Geologic ages of the Neogene sequences of the South Fossa Magna based on planktonic Foraminifera. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol. 23, p. 85-99.
- Ibaraki, M. and Tsuchi, R. (1982) Planktonic foraminifera from silt intercalations in the Takakusayama alkali basalt complex of the Ryuso Group, Shizuoka, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 16, p. 117-125.
- 伊田一善 (1945) 所謂「中央地溝帯」南西部の地質構造. 京大地質学術報告, no. 4, p. 1-12.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Watanabe, Y. (1981) Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 241-276.
- 飯島 東・渡部芳夫・松本 良 (1984) 瀬戸川-嶺岡帯の地質時代. 日本の古第三系の生層序と国際対比, p. 69-73.
- 井尻正二 (1940) 山梨県南巨摩郡の糸魚川-静岡構造線に就て. 地震研彙報, vol. 18, p. 340-345.
- 池田保夫 (1978) 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 73, p. 47-57.
- 井上春雄 (1934) 富士川下流流域の地質概観. 地学雑誌, vol.

- 46, p. 18-43.
- 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.
- 石田 高・山下高徳・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鉱床. 山梨県地域別地質調査報告書, no. 2, p. 143-177.
- 石垣武久 (1988a) 富士川層群川合野礫岩からの有孔虫化石. 地質学雑誌, vol. 94, p. 225-227.
- 石垣武久 (1988b) 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. 210.
- 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. 岩鉱, vol. 37, p. 123-130.
- 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.
- 伊藤谷生・狩野謙一・池田安隆・津村紀子・阿部信太郎・野崎謙治・山北 聡・武田哲也・加藤 潔・佐藤 剛・小森次郎・岩崎貴哉・佐藤比呂志・渡辺俊樹・藤原 明・阿部 進・小田原啓・松浦好樹 (2013) 富士川河口断層帯-糸魚川静岡構造線横断地下構造探査 (FIST) 報告 (2). 日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿集, SCG68-12.
- 海保邦夫 (1986) 白亜紀末期-古第三紀の底生有孔虫化石群の変遷-中期始新世のイベント. 月刊海洋科学, vol. 18, p. 606-611.
- 金栗 聰・天野一男 (1995) 南部フォッサマグナ富士川谷南東部に分布する富士川層群の地質とナンノ化石層序. 地質学雑誌, vol. 101, p. 162-178
- 兼高靖之 (1959) 静岡県安倍郡大日峠東方の地質. 地学しずはた, vol. 19, p. 37-41.
- 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-. 静大地球科学研報, no. 10, p. 55-85.
- 狩野謙一・池田安隆・伊藤谷生・野崎謙治・山北 聡・武田哲也・阿部信太郎・岩崎貴哉・加藤 潔・佐藤 剛・佐藤比呂志・渡辺俊樹・藤原 明・阿部 進・小田原啓・松浦芳樹 (2013) 富士川河口断層帯-糸魚川静岡構造線横断地下構造探査 (2012FIST) 報告 (その 1) 富士川河口断層帯浅部構造. 日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿集, SCG68-P05.
- 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「四万十褶曲帯の形成過程」研究成果報告書, no.3, p. 26-33.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊 (1986) 四万十累層群の変形様式-赤石山地南部の上部白亜系に見られる例-. 静大地球科学研報, 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・鈴木勇也・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・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改変と関連して-. 地質学論集, no. 42, p. 203-223.
- 唐沢 譲・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.
- 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・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・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.
- 加藤智雄 (1955) 天子山塊の地質. 地学しずはた, vol. 7, p. 10-11.
- 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, 363 p.
- 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, 437 p.
- 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散虫化石とその意義. 地球科学, vol. 38, p. 215-219.
- 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, 414 p.
- 建設省静岡河川工事事務所 (1988) 安倍川砂防史. 399 p.
- 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. (1966) Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 44, p. 561-607.
- Kimura, T. and Tokuyama, A. (1971) Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. 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-, p. 219-225.
- Kitazato, H. (1997) Paleogeographic changes in central Honshu,

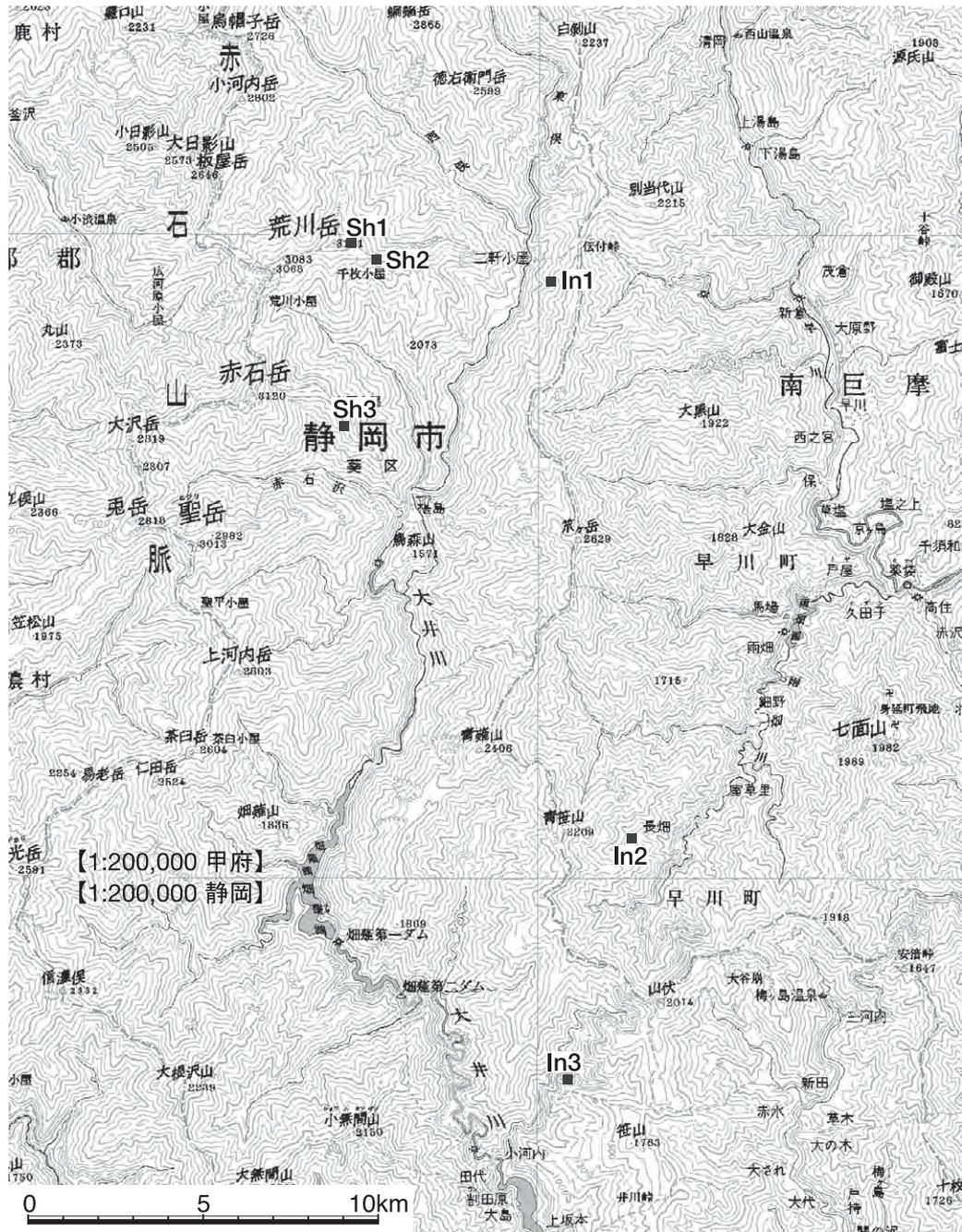
- Japan, during the Late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara-arc with the Honshu arc. *The Island Arc*, vol. 6, p. 144-157.
- Koike, K. (1947) *Geology of the Okoti District, Shizuoka*. Promotion Thesis for Univ. Tokyo, no.746.
- 小池 清 (1957) 南関東の地質構造発達史. *地球科学*, no. 34, p. 1-17.
- 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.
- Koyama, A. (1991) Collision of the Kushigatayama block with the Honshu arc during the middle Miocene. *Modern Geology*, vol. 15, p.3 31-345.
- 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.
- Kudo, A. (1948) *The geology of Mt. Shiramizu and its environs, Yamanashi Pref. and Shizuoka Pref., Japan*. 東京大学地質学科進級論文, no. 746.
- 工藤周一 (1959) 天子山脈北部毛無山付近の地質. *地学しずはた*, vol. 19, p. 17-20.
- 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.
- 工藤周一・黒柳公治・松井孝友 (1959) 静岡県安倍郡大河内村中部の地質 (予報). *地学しずはた*, vol. 20, p. 17-23.
- Kuno, H. (1968) Differentiation of basalt magmas. In Hess, H. H. and Poldervaart, A. eds., *Basalts*, Interscience Publishers, New York, p. 623-688.
- 町田 洋 (1959) 安倍川上流部の堆積段丘-荒廃山地にみられる急速な地形変化の 1 例. *地理学評論*, vol. 32, p. 520-531.
- 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 (1963) 掛川地方地質図説明書. 地質調査所, 30 p.
- 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*. *Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, no. 6, p. 140-150.
- 松田時彦 (1977) プレートテクトニクスからみた新第三紀・第四紀の変動. *地団研専報*, no. 20, p. 213-225.
- Matsuda, T. (1978) Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, vol. 25, Suppl., p. S409-S421.
- 松田時彦 (1980) 伊豆の行方-最近数百万年の移動方向. *月刊地球*, vol. 2, p. 164-168.
- 松田時彦 (1984a) 南部フォッサマグナ-その湾曲構造形成史-. 藤田和夫編「アジアの変動帯」, 海文堂, p. 127-146.
- 松田時彦 (1984b) 南部フォッサマグナの湾曲構造と伊豆の衝突. *第四紀研究*, vol. 23, p. 151-154.
- 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」, 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・栗谷川幸子 (1965) 赤石山地東部の変成作用. *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.
- Matsumoto, E. (1964) *The Asagai-Poronaian molluscs from Shizuoka Prefecture, central Japan*. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., 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*. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B*, vol. 33, p. 115-133.
- Matsumoto, E. (1971) *Oligocene molluscs from the Setogawa Group in central Japan*. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, vol. 14, p. 661-669.
- 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.
- 松島信幸ほか (1972) 10 万分の 1 下伊那地質図. 下伊那誌編集会.
- 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.
- Middlemost, E. A. (1972) A simple classification of volcanic rocks. *Bull. Volcano.*, vol. 36, p. 382-397.
- Mikami, K. (1961) *Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland Part I*. *Science Report, Yokohama National University, Sec. II*, no. 8, p. 57-110.
- 身延町誌編集委員会 (1970) 「身延町誌」. 2002 年デジタル情報化版, <http://www.town.minobu.lg.jp/chosei/choushi/minobu/frame18.htm>, 2012 年 10 月 22 日参照.
- 三浦宗次郎 (1893) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋」及び同説明書. 農商務省地質調査所, 46p.
- 水本匡起・田力正好・松浦律子・松田時彦・後藤秀昭・中田高・堤 浩之 (2013) 富士川沿いの活断層「身延断層」の断層変位地形. *日本地震学会 2013 年度秋季大会講演予稿集*, P2-27.
- 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*, vol. 39, p. 1-14.
- 望月勝海編 (1956) 静岡県の地質及び 20 万分の 1 静岡県地質図. 静岡県, 57 p.
- Mullen, E. D. (1983) $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant

- for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 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 (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 (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 巻, 文部省震災予防評議会, 754 p.
- 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.
- 中島謙造 (1886) 20 万分の 1 地質図幅「静岡」及び同説明書. 農商務省地質局, 47 p.
- 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.
- 南部町 (1999) 「改訂 南部町誌」上巻, 南部町誌編纂委員会, 1126 p.
- 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, 332p.
- Niitsuma, N. (1989) Collision tectonics in the South Fossa Magna, Central Japan. *Marine Geology*, vol. 14, p. 3-18.
- Nishimiya, K. (1969) Neogene biochronology of the South Fossa Magna, Central Japan (II)—On the Foraminiferal fauna in the southwestern and the eastern area of the Yamanashi Prefecture—. *山梨大学教育学部研究報告*, no. 20, p. 254-261.
- 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—. *山梨大学教育学部研究報告*, no. 21, p. 212-218.
- 西宮克彦 (1982) 地泣りとその対策例—身延町林道 (清子～大久保) 建設でみられた地泣りと, 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. 94-44.
- 西宮克彦 (1984) 地泣りの研究—山梨県峡南地域で発生した地泣りについての応用地質学的研究—. *山梨大学教育学部研究報告*, vol. 35, p. 88-94.
- 西宮克彦・木下新一 (1991) 20 万分の 1 山梨県防災地質図・付図説明書. 25p.
- 尾田太良・秋元和実・浅井寿光 (1987) 南部フォッサマグナ飯富地域の西八代・静岡両層群の浮遊性有孔虫による地質年代. *化石*, vol. 43, p. 8-14.
- 小川勇二郎 (1978) 赤石山地最北部の四万十帯層群の地質構造. *日大文理自然研究紀要*, 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プ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.
- 岡田尚武 (1987) 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境. *化石*, vol. 43, p. 5-8.
- Okada, H. and Bukry, Y. (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. *岩石鉱物床学会誌*, vol. 76, p. 69-79.
- 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. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 431-454.
- 遅沢壮一 (1986) 高草山及びその西方の瀬戸川帯. 北村 信教授記念地質学論文集, 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. (1991) Accreted intra-oceanic island arc, the Lower Miocene Ryuso Group, central Japan. *Essays in Geology, Prof. Nakagawa Commemorative Volume*, p. 247-254.
- 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, 箱根早川層灰岩の貝化石. *地質学雑誌*, vol. 41, p. 562-568.
- 大塚彌之助 (1938a) 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察. *地理学評論*, vol. 15, p. 969-984.
- 大塚彌之助 (1938b) 静岡県庵原郡東部の地質構造. *地震研究所彙報*, vol. 16, p. 415-451.
- 大塚彌之助 (1938c) 南部フォッサマグナ地質構造上の一特性. *地質学雑誌*, vol. 45, p. 528.
- 大塚彌之助 (1944) 静岡県庵原郡両河内村附近の地質構造. *地震研究所彙報*, vol. 21, p. 394-413.
- 大塚彌之助 (1952) 「地質構造とその研究」, 朋文堂, 275 p.
- 大塚彌之助 (1955) 静岡層群について (付 第三紀地殻運動の一考察). *地震研究所彙報*, vol. 33, p. 449-469.
- 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・駒澤正夫・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.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 69, p. 33-47.
- Saito, K., Kato, K. and Sugi, S. (1997) K-Ar dating studies of Ashigawa and Tokuwa granodiorite bodies and plutonic geochronology in the South Fossa Magna, Central Japan. *The Island Arc*, vol. 6, p. 158-167.
- 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, 34 p.
- 斎藤正次・木野義人 (1953) 静岡県大井川畑薙水力発電地域地質調査報告. 地調月報, 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. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 51, 45 p.
- 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岡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.
- 酒井治孝 (1992) ヒマラヤ山脈と南部フォッサマグナ. 科学, vol. 62, p. 445-450.
- 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.
- 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. 静岡大地理学報告, 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.
- 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.
- 沢村孝之助 (1955) 7 万 5 千分の1 地質図幅「沼津」及び同説明書. 地質調査所, 49p.
- 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・駿河湾団体研究フループ (1986) 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質. 地球科学, vol. 40, p. 147-165.
- 柴 正博・鈴木好一・駿河湾団体研究グループ (1989) 静岡層群の層序と構造. 地球科学, vol. 43, p. 140-156.
- 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.
- Shimazu, M. (1989) Cenozoic volcanic activity in the South Fossa Magna. *Marine Geology*, vol. 14, p. 113-125.
- 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.
- 清水文健・八木宏司・井口 隆・大八木規夫 (2002) 地汜り地形分布図 南部. 防災科学技術研究所研究資料, 第 221 号, 地すべり地形分布図 第 14 集「静岡」, 1:50,000.
- 静岡県 (1988) 静岡県の温泉一覧. 221p.
- 静岡県 (1991) 土地分類基本調査「南部」(5 万分の1), 57p.
- 静岡県地震対策課 (1983) 静岡県地震対策基礎調査報告書-ボーリング柱状図集(中)-. 448p.
- 静岡県地震対策課 (1984) 静岡県地質断面図.
- 静岡県温泉協会 (2012) ようこそ! 静岡の温泉へ! <http://www4.ocn.ne.jp/~wakwakon/index.html>, 2012 年 10 月 22 日参照.
- 静岡県総合開発事務局・静岡県商工部 (1952) 安倍川及び大井川上流域における地下資源開発調査報告書. 72p.
- 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層とその形成過程. 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. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Series Geol. & Miner.*, vol. 52, p. 1-68.
- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, vol. 63A, p. 793-813.
- 杉村 新 (1972) 日本付近におけるプレートの境界. 科学, vol. 42, p. 192-202.
- 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-. 地調月報, 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して-. 地調月報, 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. 地調月報, vol. 46, p. 177-214.
- 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, 103 p.
- 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, 82 p.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1987) 静岡県御前崎地域の段丘堆積物(上部更新統)と更新世後期における

- 地殻変動. 地調月報, vol. 38, p. 443-472.
- 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.
- 駿河湾団体研究グループ (1981) 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, vol. 35, p. 145-15.
- 鈴木忠夫 (1959) 静岡県安倍郡中河内川上流地域の地質. 地学しずはた, vol. 19, p. 33-36.
- 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, 128 p.
- 高木 登・岡田博有 (1987) 南部フォッサマグナ, 礫層の堆積学的研究. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 13, p. 11-24
- 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) 静岡県高草山地域の層序と構造. 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. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 80, p. 425-427.
- 竹内正辰 (1968) 静岡県の鉱床とその鉱物. 静岡県地学会資料, no. 13, 42 p.
- Tiba, T. (1966) Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, vol. 9, p. 541-610.
- 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. 静岡大地理学報告, vol. 3, no.1, 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.
- 東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所 (1994) 富士川・駿河湾地方における地殻変動観測 (その 18). 地震予知連絡会会報, vol. 52, p. 385-395.
- 東京大学地震研究所富士川地殻変動観測所 (1996) 富士川・駿河湾地方における地殻変動観測 (その 20). 地震予知連絡会会報, vol. 56, p. 373-382.
- 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>, 2012 年 10 月 23 日参照.
- 富沢町 (2002) 「富沢町誌」上巻. 945 p.
- 土 隆一・鮫島輝彦・岩橋 徹・徳山 明・伊藤通文・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.
- 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. ぼうさい, 内閣府 (防災担当), no. 68, p. 18-19.
- 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, no. 34, p. 171-186.
- 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.
- Ujiie, H. (1975) An Early Miocene planktonic foraminiferal fauna from the Megami Formation, Shizuoka Prefecture. *Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C*, vol. 1, p. 83-92.
- Ujiie, H. and Muraki, K. (1976) Late Neogene Planktonic foraminiferal zones of the Shizukawa Group, west of Mt. Fuji, Japan. *Bull. Nat. Sci. Museum, ser. C*, vol. 2, p. 79-92.
- 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. 東大出版会, 434 p.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東大出版会, 605 p.
- 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. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 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.
- Yajima, T. (1970) The Sanogawa gabbro-diorite complex. *Sci. Rept. Saitama Univ. Ser. B*, 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, 136 p.
- 山本玄珠 (2000) 富士川中流域, 富士川層群身延累層の層序と

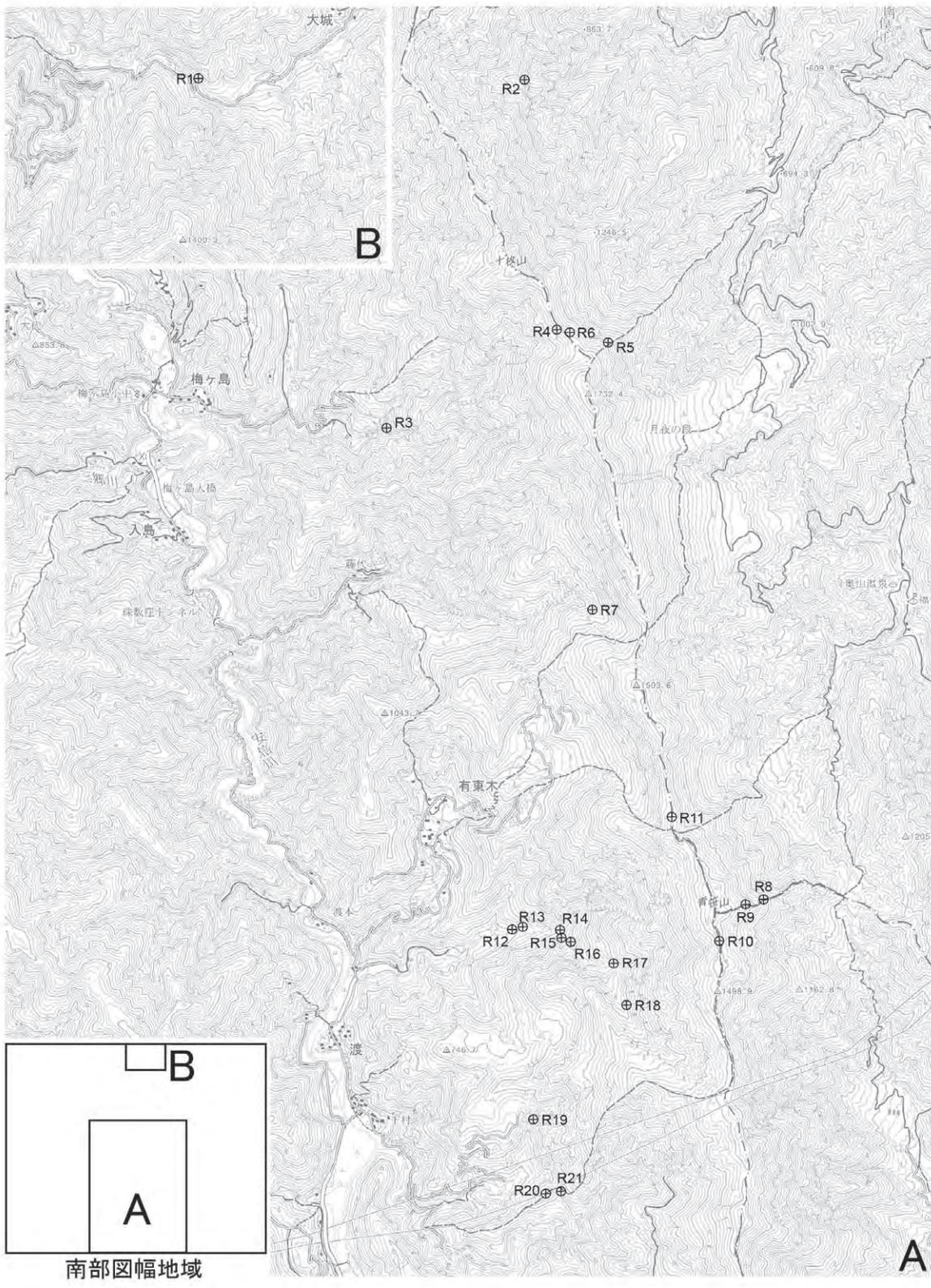
- 火山岩類の岩石化学的研究. 東海大学紀要海洋学部, no. 50, p. 115-135.
- 山本玄珠・島津光夫 (1998) 南部フォッサマグナの西八代層群の火山岩の岩石化学. 地球科学, no. 52, p. 171-187.
- 山本玄珠・島津光夫 (1999) 南部フォッサマグナ南西部の浜石岳層群・庵原層群の火山岩の岩石化学. 地球科学, no. 53, p. 91-109.
- 山梨県 (1990) 土地分類基本調査「南部・富士宮・清水」(5万分の1), 38 p.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会 (1970) 山梨県地質誌 10万分の1 山梨県地質図説明書. 240 p.
- 山梨県富沢町 (1971) 天神堂遺跡 発掘調査報告書 (旧石器時代). 102 p.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 43, p. 603-657.



付図 A-1 大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、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″。



付図 A-2 竜爪層群の化学分析用火山岩・貫入岩試料採取地点
 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「南部」を使用。

Geology of the Nanbu District

By

Yuichi SUGIYAMA* and Tokihiko MATSUDA**

(Written in 2013)

(ABSTRACT)

The Nanbu District, a quadrangle of lat. 35° 10' 11.8" - 20' 11.7" N and long. 138° 14' 48.9" - 29' 48.8" E (ITRF), is located on the northwest of Suruga Bay where the Philippine Sea plate is subducting beneath Honshu. The district lies in the foreland of the Akaishi Mountains, and mostly consists of mountains ranging in altitude from 500 to 2,000 meters. The Nanbu 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 Sambagawa, Chichibu and Shimanto Belts. The last belt is subdivided into the Shimanto Belt (main part) and the outermost Setogawa Belt (Fig. 1). The Nanbu Quadrangle covers an easternmost part of the Shimanto Belt (main part), central Setogawa Belt and southwestern part of the South Fossa Magna called the Fujikawa (Fuji River) Valley. The geology of the Nanbu 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: i.e., the Akaishi, Shirane, Sumatagawa, Inui and Mikura Groups from north to south (Fig. 1). These five groups are in fault contact with each other and are considered to be an accretionary complex formed in the period ranging from the latest Early Cretaceous to Oligocene. Among the five groups, the Inui and Mikura Groups are exposed in the Nanbu District.

The Inui Group is exposed in the northwestern corner of the quadrangle. This group consists mainly of slaty shale and turbidites which were dismembered to various extents. Basalt blocks several tens of meters in breadth are contained in severely disrupted formations. The basalts have low Nb/Y ratios and their chemical characteristics indicate that these rocks originated from ocean-floor basalts. The Inui Group in this quadrangle strikes NE-SW and dips 50 to 80° NW. The group yields radiolarian fossils indicating latest Cretaceous to earliest Paleocene (?) age.

The Mikura Group occurs in the southwestern corner of the quadrangle. The group is mainly composed of chaotic mudstone formation including dismembered turbidite sandstones. Varicolored laminated shale is intercalated in the chaotic mudstone. The group lacks greenstones and pelagic sediments such as chert and micritic limestone. The Mikura Group in this quadrangle strikes NE-SW and dips 45 to 70° NW. The group yields benthic foraminifers indicating Eocene age and deep-sea environment, as well as molluscan fossils of Late Eocene to Early Oligocene age.

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 (Fig. 1). 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.

* Active Fault and Earthquake Research Center

** Emeritus Professor of the University of Tokyo

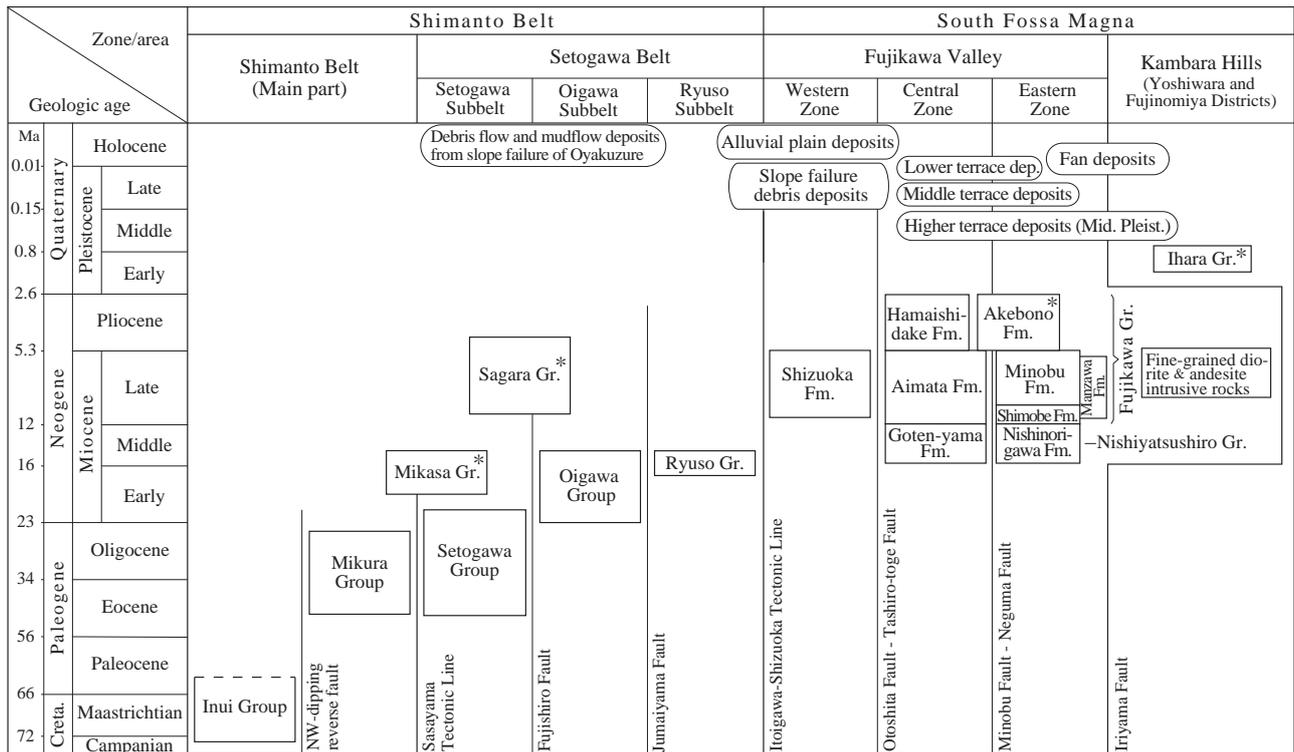


Fig. 2 Geological summary of the Nanbu District

See Fig. 1 for the distribution of each geological unit. The asterisked units are not distributed in the Nanbu District.

The Setogawa Group is widely distributed in the catchment area of Abe River. The group mainly consists of slaty shale, turbidites and thick terrigenous sandstone. These clastic rocks strike N0-20° E and mostly dip 60 to 85° westwards. The rocks in the western part of the Setogawa Subbelt are folded into an N-S trending syncline (Yomogisawa Syncline). Disrupted and fragmented limestone-chert formations accompanied by basalt lava and pyroclastic rocks are distributed in NNE-SSW direction along the main stream of Abe River. The largest slab of basalt-limestone-chert formation, about 7 km long, is conformably overlain by siliceous shale, mudstone, turbidite and thick sandstone in upward order. This sedimentary pile over 3,000m thick is thrust over another thick sedimentary pile on the east to form an east-verging imbricate structure. Basalt hyaloclastite occurs along the Sasayama Tectonic Line, being conformably overlain by mudstone on the western flank of the Yomogisawa Syncline. Serpentinite intrudes into this mudstone with an N-S trend. Limestone of the Setogawa Group yields Eocene to Early Oligocene radiolarian fossil, planktonic foraminifers and calcareous nannofossils. Chert and mudstone yield radiolarian fossil indicating Oligocene and Early Miocene age, respectively.

The Oigawa Group is exposed in the N-S trending Jumaiyama Mountains on the east of Abe River. The group consists of mudstone, alternating beds of sandstone and mudstone, and terrigenous sandstone. Dolerite intrudes into the clastic rocks in the N-S direction. The Oigawa Group strikes nearly N-S and dips 70 to 90° toward west or east. The group yields Oligocene to Early Miocene planktonic foraminifers and Early Miocene radiolarian fossil. Oligocene foraminifers are believed to be secondary fossils derived from the Setogawa Group.

The Ryuso Group is also distributed in the Jumaiyama Mountains on the west of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. This group consists of lavas and pyroclastic rocks of rhyolite and dacite, associated with intrusive bodies of dacite, andesite, micrographic granite and dolerite. A mudstone intercalation in rhyolite in the southern part of the quadrangle strikes NW-SE and dips 40 to 60° SW. Intrusive bodies in the northern area extend in the N-S direction. Foraminiferal and radiolarian assemblages indicating the latest Early Miocene to early Middle Miocene are obtained from a mudstone intercalation in rhyolite.

NEOGENE IN THE FUJIKAWA VALLEY

The Fujikawa Valley, a southwestern part of the South Fossa Magna, consists of a thick sedimentary pile of Middle Miocene to Pliocene age. In the valley, there exist several N-S-striking and west-dipping reverse faults parallel or subparallel to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. These reverse faults form an east-facing imbricate structure, subdividing the valley in the Nanbu District into three structural zones: i.e. the western, central and eastern zones (Figs. 1 and 2). The Neogene strata in the central and eastern zones are involved in NE-SW-striking folds that are cut by the N-S- to NNW-SSE-trending reverse faults. The NE-SW-striking folds

were formed during the late Late Miocene concurrently with the deposition of the middle Fujikawa Group mentioned later, while the N-S- to NNW-SSE-trending reverse faults were developed mainly in the Quaternary Period. N-S- to NNW-SSE-striking folds are also developed in the western zone and in the southern part of the central and eastern zones. The Neogene sequences in the Fujikawa Valley are divided, based on lithological characteristics, into the lower Nishiyatsushiro and the upper Fujikawa Groups.

The Nishiyatsushiro Group consists of pelagic mudstone as well as basalt and dacite lava and pyroclastic rocks formed by submarine volcanism. In the Nanbu District, basalt and overlying mudstone (Goten-yama Formation) occupy the northern part of the central zone, and mudstone (Nishinorigawa Formation) occurs narrowly along the axis of the NE-SW-trending Utsubuna Anticline at the northeastern corner of the quadrangle. Foraminifers indicating Middle Miocene age are obtained from pelagic mudstone in the Minobu District on the north.

The Fujikawa Group in the eastern zone is subdivided into the Shimobe, Minobu and Akebono Formations in ascending order, although the last formation occurs only in the Minobu District (Fig. 2). The Manzawa Formation in the eastern zone, the Aimata Formation in the central zone and the Shizuoka Formation in the western zone are correlative to the Minobu Formation. The above formations, except for the Akebono, are composed of thick clastic rocks and pyroclastic rocks. The clastic rocks consist chiefly of interbedded sandstone and mudstone of turbidite origin. Pyroclastic rocks comprise mainly tuff and tuff breccia formed by submarine volcanic debris flows, partly accompanied by agglomerate containing essential scoria and volcanic bombs. The Hamaishidake Formation overlying the Aimata Formation in the central zone is correlative to the Akebono Formation, and the two uppermost formations are characterized by conglomeratic sequences. The age of the Shimobe Formation is estimated to be early Late Miocene or latest Middle Miocene based on foraminifers and calcareous nannofossils. The Minobu Formation and other correlative formations yield foraminiferal assemblages indicating Late Miocene age. The main parts of the Hamaishidake and Akebono Formations are assigned to the Pliocene on the basis of calcareous nannofossils and foraminifers.

Fine-grained diorite and andesite intrude the Nishiyatsushiro Group and the lower to middle part of the Fujikawa Group (up to the Minobu Formation). Major intrusive bodies occur near Aimata and around Mt. Shishin, close to the north and east edges of the quadrangle, respectively.

QUATERNARY

The Quaternary system in the Nanbu District comprises slope failure debris deposits and fluvial deposits. The slope failure debris deposits are mainly distributed on both sides of the Jumaiyama Mountains (e.g., Tsukiyonodan on the eastern side and Utogi on the western side), and composed chiefly of blocks and boulders of rhyolite and dacite derived from the Ryuso Group. The deposits range in age from Late Pleistocene to Holocene. In the uppermost course of Abe River, there occur debris flow and mudflow deposits from slope failure of Oyakuzure in the 18th century.

The fluvial deposits are mainly distributed in the Fujikawa Valley, and divided into terrace deposits, fan deposits and alluvial plain deposits. The terrace deposits comprise the higher, middle and lower terrace deposits. The higher terrace deposits, probably late Middle Pleistocene in age, remain near Yagisawa on the eastern coast of Fuji River. The middle terrace deposits, Late Pleistocene in age, occur mainly around Fukushi on the west coast of Fuji River. The lower terrace deposits and fan deposits are distributed both sides of Fuji River (e.g., Nakano on the western coast and Usubuna on the eastern coast).

GRAVITY ANOMALIES, ACTIVE FAULTS AND EARTHQUAKES

An NNW-SSE-trending notable low gravity anomaly zone exists in the eastern part of this quadrangle. The low gravity anomaly runs along the Minobu and Neguma Faults on the western coast of Fuji River. Even in the western half of the quadrangle, isogal contours strike in the NNW-SSE direction, inconsistently with the structural trend of the Setogawa Belt. This suggests that the accretionary complex of the Setogawa Belt is rather thin.

Although more than ten remarkable reverse faults occur in the Nanbu District, there is no evidence in the district that these faults are active in the Late Pleistocene and Holocene. However, the Minobu Fault in the Minobu District on the north is still active and displaces gravels exposed on the present river bed of Ojiro River in the southernmost part of the district.

The Nanbu District was severely damaged by the 1707 Hōei Tokai Earthquake, and was again severely damaged by the 1854 Ansei Tokai Earthquake. Moderate damage was also caused by an earthquake M 5.9, which occurred in the southern part of the Minobu District on April 3rd, 1898.

The recent precise observation of earthquakes by the Earthquake Research Institute of the University of Tokyo has made clear that many small earthquakes occur in the crust at a depth of 10 to 20 km in the Jumaiyama Mountains between 35° 12' and 35° 15' N. An earthquake M 3.6 occurred at a depth of 18 km near Tsukiyonodan on May 5th, 2011.

ECONOMIC GEOLOGY

Gold deposits are embedded in quartz veins intruding into the Setogawa Group in this district. Gold also occurs in the Inui and Mikura Groups close to the Sasayama Tectonic Line. The annual production of gold of the Umegashima gold mine in the uppermost course of Abe River amounted to 5 to 17 kg in the late 18th century. Gold production, however, abruptly decreased at the end of the 18th century and was suspended in the middle 19th century. Small-scale deposits of chromium occur in serpentinite bodies intruding into shale of the Setogawa Group adjacent to the Sasayama Tectonic Line.

There are several hot springs and mineral springs in the upper course of Abe River and in the Fujikawa Valley. Gravel and sand at the present river bed of Fuji River are dug and used as aggregate. Diorite intrusive rocks in the upper course of Aimata River, a tributary of Fuji River, is quarried for “wariguri stone” (large broken stones) for river-protection works.

執筆分担

第1章 地形	杉山雄一・松田時彦
第2章 地質概説	杉山雄一・松田時彦
第3章 四万十主帯	杉山雄一
第4章 瀬戸川帯	杉山雄一
第5章 富士川谷新第三系の研究史と地質の概要	松田時彦
第6章 西八代層群	松田時彦
第7章 富士川層群	松田時彦
第8章 富士川谷の貫入岩	松田時彦
第9章 第四系	松田時彦・杉山雄一
第10章 地質構造	松田時彦・杉山雄一
第11章 重力異常及び地震活動	杉山雄一
第12章 応用地質	杉山雄一・松田時彦

文献引用例

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), 産総研地質調査総合センター, 134 p.

章単位での引用例

杉山雄一・松田時彦(2014) 南部地域の地質, 第1章, 地形. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Sugiyama, Y. and Matsuda, T. (2014) Geology of the Nanbu District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 134 p. (in Japanese with English abstract 5 p.) .

Bibliographic reference of each chapter

Sugiyama, Y. and Matsuda, T. (2014) Geology of the Nanbu District, 1. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4. (in Japanese) .

地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)

南部地域の地質

平成26年3月14日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 株式会社アイネクト

©2014 Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙写真説明:富士川谷の篠井山(標高 1,394m)。後期中新世の火砕岩など(相又層)からなる。富士川沿岸の井出駅付近より西方を望む。集落は南部町福士, その背後の低山は万沢層(上部中新統)の泥岩からなる。

Back Cover Photo: Mt. Shinoi (Shinoisan, 1,394m) in the Fujikawa (Fuji River) Valley, viewed from the eastern coast near Ide Station. The mountain consists mainly of andesite pyroclastic rocks of the Late Miocene Aimata Formation. The front village is Fukushi, Nanbu Town, and low mountains at the back of the village are composed of mudstone of the Manzawa Formation.