

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第37号

NI-54-31-1

三 峰 地 域 の 地 質

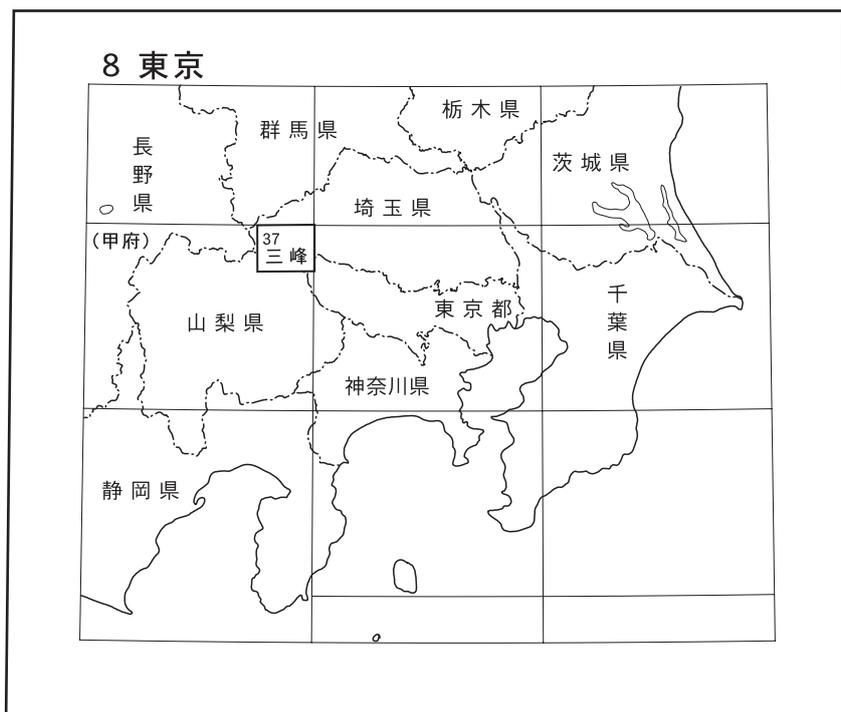
原 英俊・上野 光・角田謙朗・久田健一郎・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀

平 成 22 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

8-25 十石峠 Jikkoku Tōge NJ-54-36-8 (未刊行, unpublished)	8-26 万場 Mamba NJ-54-36-4 (1969)	8-27 寄居 Yorii NJ-54-30-16 (1992)
8-36 金峰山 Kimpu San NI-54-31-5 (未刊行, unpublished)	8-37 三峰 Mitsumine NI-54-31-1 (2010)	8-38 秩父 Chichibu NI-54-25-13 (未刊行, unpublished)
8-47 御岳昇仙峡 Mitakeshōsen Kyō NI-54-31-6 (1984)	8-48 丹波 Taba NI-54-31-2 (未刊行, unpublished)	8-49 五日市 Itsukaichi NI-54-25-14 (1987)

八王子 Hachioji
1:75,000 (1932)

三峰地域の地質

原 英俊*・上野 光**・角田謙朗***・久田健一郎⁺・清水正明⁺⁺・竹内圭史*・尾崎正紀*

地質調査総合センターは、1882年にその前身である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調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中でも5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

本地域は、奥秩父地方の深い山間部に位置する、古くから秩父と甲府を結ぶ交通・物流の要所であり、江戸時代には秩父往還道の関所（栃本関所）が設けられた。また、江戸時代から近年まで、秩父トータル岩の貫入による接触交代作用鉱床（秩父鉱山）の開発も行われた。そして、昭和36年の二瀬ダム建設完成及び昭和50年の広瀬ダム建設完成による水利用などが行われてきた。また近年では、平成10年の雁坂トンネル開通による埼玉県と山梨県の通行不能区間の解消、滝沢ダムの建設、国道140号の道路整備など、開発が進んでいる地域である。

三峰地域の地質図幅の作成は、各著者がそれぞれ行ってきた先行研究を基に、主に平成15～18年度に行った野外調査と、室内研究の成果に基づいている。現地調査及び研究報告の作成にあたっては、秩父帯・四万十帯付加コンプレックスを原・上野・久田が、下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）を原が、中部中新統秩父盆地層群を竹内が、新第三紀深成岩類を角田・清水が、上部中新統王冠層を原が、第四系を尾崎・竹内が担当し、全体の取りまとめは原が行った。

現地調査に当たって、水資源開発公団（現：独立行政法人水資源機構）には、建設中であった滝沢ダム周辺の調査の際に便宜を計っていただいた。山梨県広瀬・琴川ダム管理事務所の広瀬ダム管理課には資料の提供を受けるとともに、広瀬ダム周辺の調査の際に便宜を計っていただいた。富山大学大学院理工学研究部の柏木健司博士には、秩父帯付加コンプレックスについて助言いただくとともに、パイオニアケイビングクラブを通して石灰岩の位置情報及び試料の提供を受けた。延岡学園尚学館中学校の一瀬めぐみ博士には、山中白亜系についてご助言をいただいた。ダイヤコンサルタントの松井和典氏には、白泰断層周辺のボーリングコア資料について情報をいただいた。新第三紀深成岩類の化学組成分析において、東京大学海洋研究所の川幡穂高教授、石井輝秋博士、原口 悟博士、大槻まゆみ氏には、分析機器（EPMA・XRF）の使用に関して便宜を計っていただいた。富山大学大学院理工学研究部の酒井英男教授には、分析機器（帯磁率計）の使用に関して便宜を計っていただいた。石田秀隆氏・紋谷良太氏・中村直樹氏・大西孝弥氏・田中和之氏・山本淳一氏には、富山大学理学部在学中に新第三紀深成岩類の地質図及び分析データの提供を受けた。大滝村役場（現：秩父市大滝総合支所）には、調査に関して便宜を計っていただいた。以上の関係機関の方々に深く感謝いたします。なお、本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の製作によるものである。

（平成21年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 鉄道建設・運輸施設整備支援機構

*** 山梨大学教育人間科学部

⁺ 筑波大学大学院生命環境科学研究科

⁺⁺ 富山大学大学院理工学研究部

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Mitsumine, Saitama, Yamanashi, Tokyo, Okuchichibu, Okutama, Kanto Mountains, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Chichibu accretionary complex, Nakatsugawa Group, Urayama Group, Marine-brackish water sediment, Sanchu Cretaceous System, Shimanto accretionary complex, Otaki Group, Ogochi Group, Kobotoke Group, Kofu Granodioritic Complex, Chichibu Tonalite, granodiorite, tonalite, gabbro, hornfels, magnetite series, ilmenite series, satellitic stocks, Chichibu Bonchi Group, Okaburi Formation, middle terrace deposits, lower terrace deposits, lowermost terrace deposits, landslide deposits, tephra, loam, valley bottom plain and river bed deposits, Mikuniyama Thrust, Suwayama Fault, Butsuzo Line, Oboragawa-Oyokesawa Fault, Hakutai Fault, Shirakawa Fault, Ohira Fault

目 次

第 1 章 地 形	1
第 2 章 地質概説	4
2. 1 概 要	4
2. 2 付加コンプレックスにおけるユニット区分の概念	5
2. 3 秩父帯ジュラ系付加コンプレックス	6
2. 4 下部白亜系海成-汽水成堆積物 (山中白亜系)	6
2. 5 四万十帯白亜系系付加コンプレックス	6
2. 6 中部中新統秩父盆地層群	7
2. 7 新第三紀深成岩類	7
2. 8 上部中新統王冠層	8
2. 9 第四系	8
2. 10 地史の概略	8
第 3 章 秩父帯ジュラ系付加コンプレックス	11
3. 1 概要及び研究史	11
3. 2 中津川層群	12
3. 2. 1 両神ユニット	12
3. 2. 2 大ガマタユニット	17
3. 3 浦山層群	20
3. 3. 1 川乗ユニット	20
3. 3. 2 海沢ユニット	21
3. 3. 3 御前山ユニット	21
3. 4 秩父帯付加コンプレックスからの産出化石	25
3. 4. 1 両神ユニット	25
3. 4. 2 大ガマタユニット	27
3. 4. 3 川乗ユニット	27
3. 4. 4 海沢ユニット	28
3. 4. 5 御前山ユニット	29
第 4 章 下部白亜系海成-汽水成堆積物 (山中白亜系)	30
4. 1 概要及び研究史	30
4. 2 石堂層	32
4. 3 瀬林層	32
第 5 章 四万十帯白亜系付加コンプレックス	33
5. 1 概要及び研究史	33
5. 2 大滝層群	34
5. 2. 1 川又ユニット	34
5. 2. 2 二瀬ユニット	35
5. 2. 3 大滝層群の岩相	36

5. 3	小河内層群	41
5. 3. 1	和名倉沢ユニット	41
5. 3. 2	市ノ沢ユニット	41
5. 3. 3	雲取山ユニット	44
5. 3. 4	八百谷ユニット	44
5. 3. 5	古礼山ユニット	46
5. 3. 6	小河内層群の岩相	46
5. 3. 7	小河内層群からの産出化石	51
5. 4	小仏層群	53
第 6 章	付加コンプレックスの広域変成作用	54
第 7 章	中部中新統秩父盆地層群	56
7. 1	概要及び研究史	56
7. 2	白沙層	59
7. 3	富田層	60
7. 4	小鹿野町層	60
7. 5	地質構造	61
第 8 章	新第三紀深成岩類及び岩脈	62
8. 1	甲府花崗閃緑岩体	62
8. 1. 1	命名・分布	62
8. 1. 2	研究史・概要	62
8. 1. 3	岩石記載・造岩鉱物の特徴	62
8. 1. 4	モード組成	66
8. 1. 5	全岩化学組成の特徴	66
8. 1. 6	鉱物化学組成の特徴	66
8. 1. 7	放射年代	69
8. 1. 8	帯磁率	69
8. 1. 9	接触変成作用	71
8. 1. 10	岩脈	73
8. 2	秩父トータル岩	73
8. 2. 1	命名・分布	73
8. 2. 2	研究史・概要	73
8. 2. 3	岩石記載・造岩鉱物の特徴	73
8. 2. 4	モード組成	76
8. 2. 5	全岩化学組成の特徴	77
8. 2. 6	鉱物化学組成の特徴	77
8. 2. 7	放射年代	79
8. 2. 8	帯磁率	79
8. 2. 9	接触変成作用	79
8. 2. 10	岩脈	79

第 9 章 上部中新統王冠層	82
9. 1 概要及び研究史	82
9. 2 王冠層	82
第 10 章 第四系	84
10. 1 段丘堆積物	84
10. 1. 1 中位段丘堆積物	84
10. 1. 2 低位段丘堆積物	85
10. 1. 3 最低位段丘堆積物	86
10. 2 テフラ層 (ローム層)	86
10. 3 谷底平野及び現河床堆積物	86
10. 4 周氷河堆積物	87
第 11 章 地質構造	89
11. 1 付加コンプレックスのユニット境界をなすスラスト	89
11. 2 層序単元の境界をなす断層	89
11. 2. 1 諏訪山断層	89
11. 2. 2 仏像線	89
11. 2. 3 大洞川-大除沢断層	89
11. 2. 4 白泰断層	90
11. 2. 5 白川断層	92
11. 2. 6 大平断層	92
第 12 章 資源地質	93
12. 1 金属資源	93
12. 1. 1 秩父鉱山中津鉱床	93
12. 1. 2 妙法鉱山 (荒川鉱山)	93
12. 2 非金属資源	93
12. 3 温泉	93
第 13 章 環境地質	94
13. 1 地すべり	94
13. 2 地震	96
文 献	97
Abstract	107

図・表目次

第 1. 1 図 三峰地域の地形概略図	1
第 1. 2 図 山地地形と V 字谷	2
第 2. 1 図 関東山地の地体構造区分図	4
第 2. 2 図 三峰地域の地質概略図	5
第 2. 3 図 三峰地域の地質総括図	9
第 3. 1 図 中津川層群の地体構造区分図	11

第 3. 2 図	浦山層群の地体構造区分図	13
第 3. 3 図	荒川流域の秩父帯付加コンプレックスのルートマップ	14
第 3. 4 図	両神ユニットの混在岩	15
第 3. 5 図	両神ユニットの砂岩・頁岩	15
第 3. 6 図	両神ユニットのチャート	16
第 3. 7 図	両神ユニットの石灰岩	16
第 3. 8 図	両神ユニットの玄武岩類	17
第 3. 9 図	大ガマタユニットのルートマップ	18
第 3.10 図	大ガマタユニットの砂岩・礫岩	18
第 3.11 図	大ガマタユニットのチャート	19
第 3.12 図	大ガマタユニットの石灰岩	19
第 3.13 図	大ガマタユニットの玄武岩類	19
第 3.14 図	川乗ユニットの混在岩	20
第 3.15 図	川乗ユニットのチャート	20
第 3.16 図	川乗ユニットの玄武岩類	21
第 3.17 図	海沢ユニットのルートマップ	22
第 3.18 図	海沢ユニットの砂岩	22
第 3.19 図	御前山ユニットの砂岩・千枚岩	23
第 3.20 図	御前山ユニットの石灰岩	24
第 3.21 図	御前山ユニットの玄武岩類	24
第 3.22 図	秩父帯付加コンプレックス（中津川層群）の化石産出地点	25
第 3.23 図	秩父帯付加コンプレックス（浦山層群）の化石産出地点	26
第 3.24 図	秩父帯付加コンプレックスの海洋プレート層序	27
第 4. 1 図	下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）のルートマップ	30
第 4. 2 図	下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）の露頭	31
第 5. 1 図	四万十帯付加コンプレックスの地体構造区分	34
第 5. 2 図	川又ユニットのルートマップ	35
第 5. 3 図	二瀬ユニットのルートマップ	36
第 5. 4 図	大滝層群の片状砂岩	37
第 5. 5 図	大滝層群の千枚岩	37
第 5. 6 図	大滝層群の淡緑色珪質千枚岩・凝灰質千枚岩	38
第 5. 7 図	大滝層群のチャート（二瀬ユニット）	39
第 5. 8 図	大滝層群の石灰岩（二瀬ユニット）	39
第 5. 9 図	大滝層群の玄武岩類（二瀬ユニット）	40
第 5.10 図	大滝層群の混在岩	41
第 5.11 図	小河内層群の柱状図	42
第 5.12 図	和名倉沢ユニットのルートマップ	43
第 5.13 図	市ノ沢ユニットのルートマップ	43
第 5.14 図	雲取山ユニット・八百谷ユニット・古礼山ユニットのルートマップ	45
第 5.15 図	小河内層群の砂岩	47

第 5.16 図	小河内層群の頁岩	48
第 5.17 図	小河内層群の淡緑色珪質頁岩	48
第 5.18 図	小河内層群のチャート	49
第 5.19 図	小河内層群の石灰岩	49
第 5.20 図	小河内層群の玄武岩類	50
第 5.21 図	小河内層群の混在岩	50
第 5.22 図	小河内層群の化石産出地点	51
第 5.23 図	四万十帯付加コンプレックスの海洋プレート層序	52
第 5.24 図	小仏層群の泥質及び砂質ホルンフェルス	53
第 6. 1 図	玄武岩類における変成鉱物組みあわせ	54
第 6. 2 図	玄武岩類における変成鉱物の薄片写真	55
第 7. 1 図	秩父盆地層群の地質概略図	57
第 7. 2 図	荒川沿いのルートマップ	58
第 7. 3 図	小鹿野町層下部の泥岩砂岩互層	60
第 8. 1 図	甲府花崗閃緑岩体の地質概略図	62
第 8. 2 図	甲府花崗閃緑岩体の産状	64
第 8. 3 図	甲府花崗閃緑岩体の試料・写真位置図	65
第 8. 4 図	甲府花崗閃緑岩体のモード組成	67
第 8. 5 図	甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成 (主成分)	69
第 8. 6 図	甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成 (微量成分)	70
第 8. 7 図	甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成 (斜長石)	70
第 8. 8 図	甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成 (角閃石)	71
第 8. 9 図	甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成 (黒雲母)	71
第 8.10 図	秩父トータル岩の地質概略図	73
第 8.11 図	秩父トータル岩の産状	75
第 8.12 図	秩父トータル岩の試料・写真位置図	76
第 8.13 図	秩父トータル岩のモード組成	77
第 8.14 図	秩父トータル岩の全岩化学組成 (主成分)	79
第 8.15 図	秩父トータル岩の全岩化学組成 (微量成分)	80
第 8.16 図	秩父トータル岩の鉱物化学組成 (斜長石)	80
第 8.17 図	秩父トータル岩の鉱物化学組成 (斜方輝石・単斜輝石)	80
第 8.18 図	秩父トータル岩の鉱物化学組成 (角閃石)	81
第 8.19 図	秩父トータル岩の鉱物化学組成 (黒雲母)	81
第 9. 1 図	王冠層の岩相	83
第 10. 1 図	第四系の層序	84
第 10. 2 図	主なテフラ層の地質柱状図	87
第 10. 3 図	雲取山付近の岩塊層	88
第 11. 1 図	仏像線露頭 (秩父帯・四万十帯付加コンプレックスの境界断層)	90
第 11. 2 図	大洞川-大除沢断層露頭 (大滝層群と小河内層群の境界断層)	91
第 11. 3 図	白泰断層露頭	92

第 13. 1 図	地すべり分布と地質	94
第 13. 2 図	奥秩父もみじ湖北岸の地すべり	95
第 3. 1 表	秩父帯付加コンプレックスのユニット対比	13
第 3. 2 表	秩父帯付加コンプレックスの石灰岩から産出するペルム紀フズリナ化石	26
第 3. 3 表	中津川層群のチャートから産出するペルム紀放散虫化石	26
第 3. 4 表	中津川層群のチャートから産出する三疊紀放散虫化石	27
第 3. 5 表	中津川層群のチャートから産出するジュラ紀放散虫化石	27
第 3. 6 表	中津川層群の頁岩から産出するジュラ紀放散虫化石	28
第 3. 7 表	浦山層群の頁岩から産出するジュラ紀放散虫化石	29
第 5. 1 表	四万十帯付加コンプレックスのユニット対比	34
第 5. 2 表	小河内層群から産するジュラ紀放散虫化石	51
第 5. 3 表	小河内層群から産する白亜紀放散虫化石	52
第 7. 1 表	秩父盆地の中新統の層序区分	56
第 8. 1 表	甲府花崗閃緑岩体に関する主要文献一覧	63
第 8. 2 表	甲府花崗閃緑岩体のモード組成測定結果	67
第 8. 3 表	甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成	68
第 8. 4 表	K-Ar 年代測定結果	71
第 8. 5 表	甲府花崗閃緑岩体の放射年代一覧	72
第 8. 6 表	秩父トータル岩に関する主要文献一覧	74
第 8. 7 表	秩父トータル岩のモード組成測定結果	77
第 8. 8 表	秩父トータル岩の全岩化学組成	78
第 8. 9 表	秩父トータル岩の放射年代一覧	81
第 10. 1 表	三峰地域及び秩父盆地に分布する段丘堆積物の対比	85
付図	露頭及びルートマップ位置図	105-106
Fig. 1	Geological map of the Mitsumine district	108
Fig. 2	Geological summary of the Mitsumine district	109

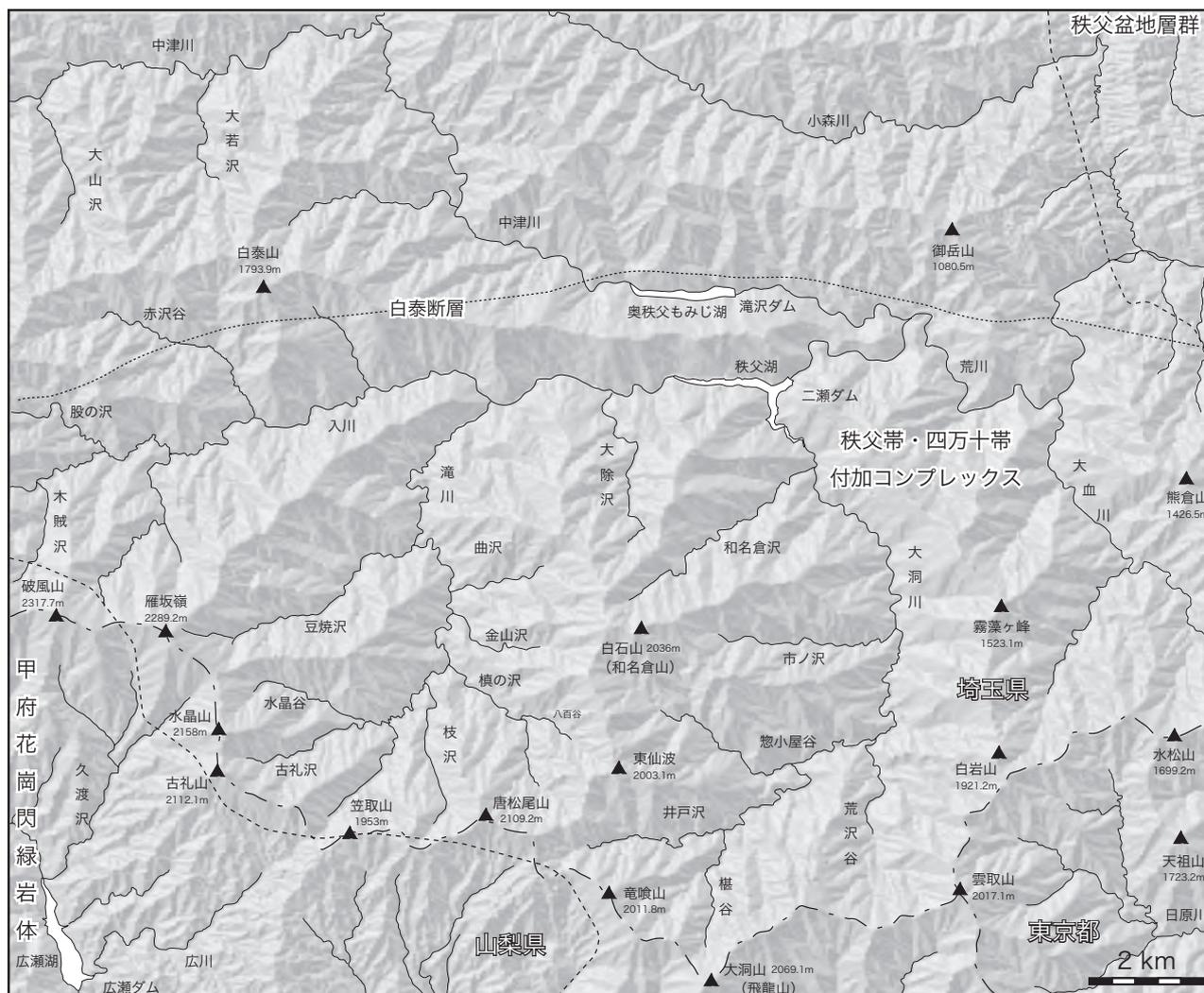
第1章 地 形

(原 英俊)

三峰地域は、世界測地系で北緯 $35^{\circ}50'11''5-36^{\circ}00'11''4$ 、東経 $138^{\circ}44'48''7-138^{\circ}59'48''6$ （日本測地系で、北緯 $35^{\circ}50'-36^{\circ}00'$ 、東経 $138^{\circ}45'-139^{\circ}00'$ ）の範囲にある。行政区分では、埼玉県秩父市・秩父郡小鹿野町、東京都西多摩郡奥多摩町、山梨県山梨市・甲州市・北都留郡丹波山村を含む範囲である。なお大部分の範囲は、秩父多摩甲斐国立公園内にある。また三峰地域を含む埼玉県最西部（荒川上流域とその支流一体）は奥秩父と、また東京都最北西部（多摩川上流とその支流一体）は奥多摩と呼ばれる。

本地域は、関東山地中央部の奥秩父山地（埼玉県地質

図編纂委員会、1999）に位置し、山地地形を特徴とする（第1.1図）。標高2,317.7mの破風山を最高峰とし、雁坂嶺（2,289.2m）・水晶山（2,158m）・古礼山（2,112.1m）・唐松尾山（2,109.2m）・東仙波（2,003.1m）・白石山（2,036.0m）・竜喰山（2,011.8m）・大洞山（2,069.1m）・雲取山（2,017.1m）と標高2,000m以上の山地が連ねる。この他にも、笠取山・大常木山・三ッ山・小雲取山・白岩山・長沢山・水松山・天祖山・霧藻ヶ峰・白泰山といった標高1,500mを超える山地が認められる。これらは奥秩父山地の主山稜をなす。奥秩父山地は、西隣の金峰山地域の金峰山（2,595.0m）・甲武信ヶ岳（2,475m）な



第1.1図 三峰地域の地形概略図

国土地理院発行の数値地図50mメッシュ（標高）と、カシミール3D (<http://kashmir3d.com/>) を用いて作成した。

どから連続しており、東に向かい徐々に標高を下げる特徴を示す。また稜線高度の低下は関東山地東部まで続き、かつ定高性を持つ。この特徴は、稜線が準平原の名残とも考えられるが、詳細は不明である（貝塚ほか、2000）。また清水（1983、1992）によれば、高度2,000m以上の主稜付近に岩塊斜面からなる緩斜面が認められ、これは分布高度・形態・構成層から周氷河地形の名残（化石周氷河斜面）としてみなされた。しかしこれら岩塊斜面は、風化・浸食に伴って形成された可能性もあり、本報告では既存報告を述べるに留めた。

奥秩父山地を分水嶺とし、埼玉県側の各河川は荒川に、東京都と山梨県丹波山村側の各河川は多摩川に合流し東京湾へと流れ込む。丹波山村を除く山梨県側の各河川はみえふきがわ笛吹川、更に富士川に合流し駿河湾へと流れ込む。また奥秩父山地の長野県側の各河川は、千曲川の最上流部にあたり、日本海へと流れ込む。奥秩父山地は、関東地方と中部地方における多様な河川経路を生み出す分水嶺をなす。

地形と地質の関係については、秩父帯及び四万十帯付加コンプレックス、甲府花崗閃緑岩体、新第三系秩父盆地層群の分布域において、地形的特徴が大きく区別される。秩父帯ないし四万十帯付加コンプレックスが分布する地域は、急峻な山地地形を示すとともに、深くV字谷が刻まれる（第1.2図）。しかし白石山（和名倉山）付近だけは、山頂付近は起伏の小さいなだらかな地形を示す。多摩川上流の奥多摩地域においては、秩父帯及び四万十帯付加コンプレックスの地層及びスラストの走向に調和するように、北西-南東方向の稜線や谷が発達す

ることが知られている（酒井、1987；貝塚ほか、2000）。しかし本地域においては、その傾向は顕著に認められない。これは本地域の南半部（白泰断層以南）の秩父帯及び四万十帯付加コンプレックスは緑色片岩相の変成作用を受け、劈開も強く発達することから、地層及びスラストの走向による地質構造が地形に現れにくくなっているためと考えられる。本地域の南西部の破風山や笠取山-唐松尾山周辺では、後期中新世に貫入した甲府花崗閃緑岩体が分布する。甲府花崗閃緑岩体は一部でマサ化しており、これら山地の稜線周辺付近から南西の広瀬湖に向かっては、標高が1,000mを超えながらも、全体として起伏の小さいなだらかな地形を示す。秩父盆地層群は南北15km東西15kmの四角形をなして分布し、本地域北東隅にはその南西部が位置している。秩父盆地層群分布域は、本地域の中では非常に緩やかな地形をなす。なお白泰断層は、尾根の鞍部や河川の方向を規制している。

本地域北東部の荒川流域には中位（中期更新世末あるいは後期更新世の前半）、低位（後期更新世の後半）、最低位（完新世前半）の河成段丘面が、また南西部の甲府花崗閃緑岩体分布地域に低位と最低位河成段丘面が認められる。また中期更新世以降のテフラ（降下火山灰層及び軽石層）が広範囲に分布し、段丘堆積物、崩積堆積物、地すべり地塊のほか、山頂部の平坦面-緩斜面、山麓緩斜面などの上位を覆っている。なお本地域は山間部に位置するため、各地で地すべり地形が認められる。特に四万十帯付加コンプレックス大滝層群の分布域である中津川流域や二瀬ダム周辺及び入川流域では、地すべり地形が顕著に発達する。これは大滝層群に強い片状構造



第1.2図 山地地形とV字谷

雲取山・白岩山と大洞川が作り出す山地地形とV字谷。雲取山は、東京都の最高峰であり、東京都・埼玉県・山梨県の3都県の県境をなす。

が発達すること，アンチフォーム・シンフォームの発達により地層面・片理面の傾斜が緩くなる部分があることによる．地すべりに対しては，秩父湖や奥秩父もみじ湖周辺では，その対策工事が施工されている（黒田ほか，

2006；赤峰，2008）．また谷底平野及び現河床堆積物は，完新世（特に後半）に形成された山間の谷沿いに分布する河川堆積物で，本地域北東部の荒川や小森川沿いに小規模に分布する．

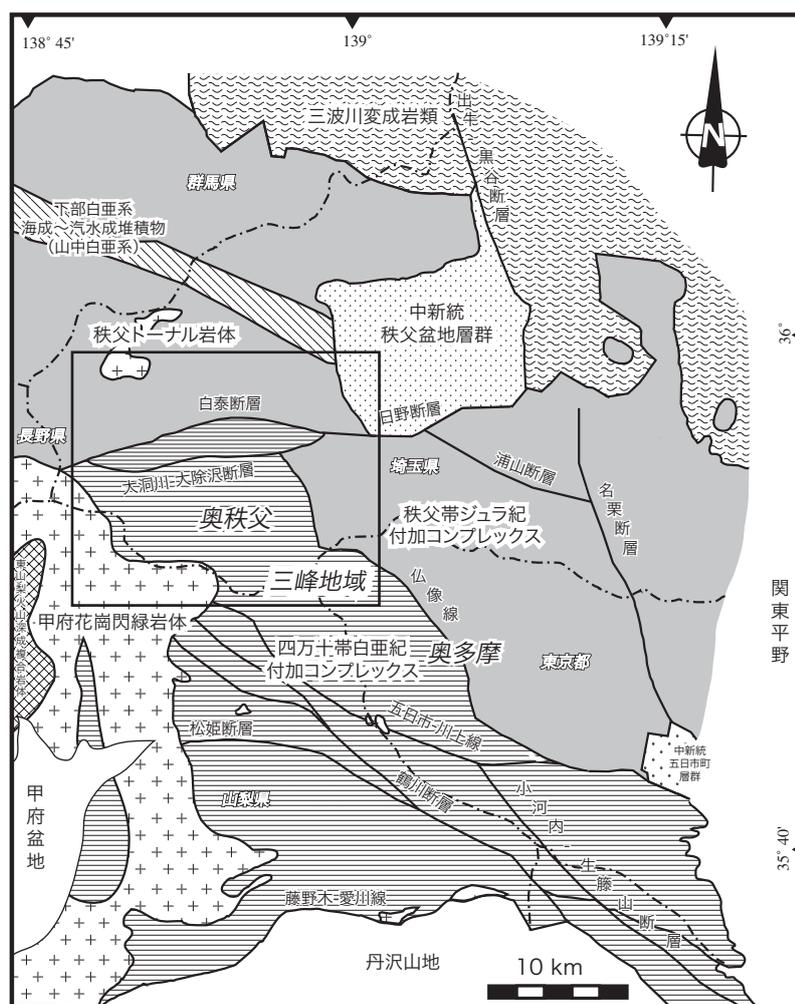
第2章 地質概説

(原 英俊・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀)

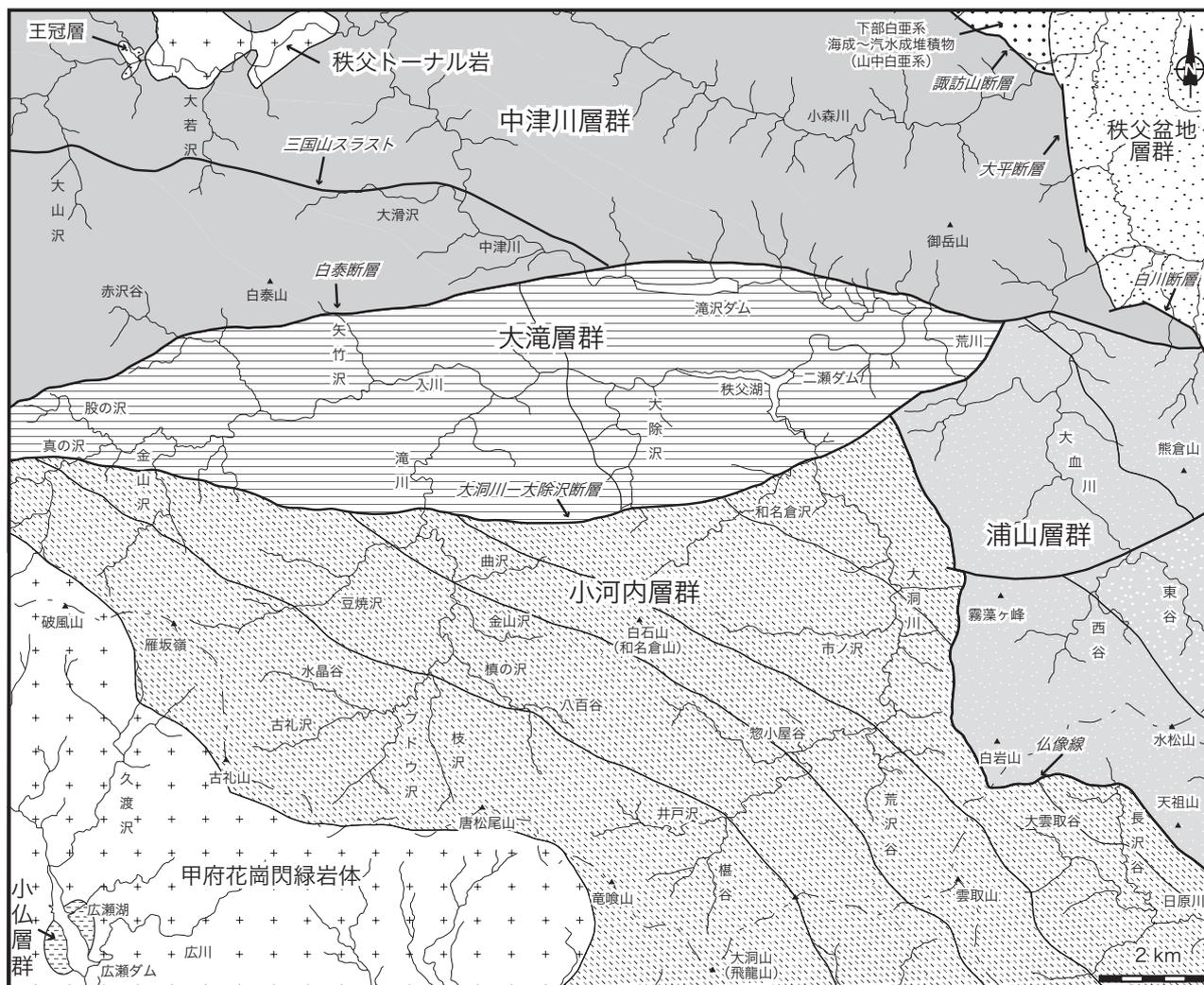
2.1 概要

関東山地は、北から三波川変成岩類、秩父帯のジュラ系付加コンプレックス及び下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）、四万十帯の白亜系付加コンプレックスが帯状配列する（第2.1図）。これらに対し、秩父盆地層群や五日市町層群の中部中新統が不整合で覆う。また中期-後期中新世においては、甲府花崗閃緑岩体などの深成岩類が進入した。関東山地中央部に位置する三峰地域には、主に秩父帯付加コンプレックス（中津川層群・浦山層群）、山中白亜系、四万十帯付加コンプレックス（大滝層群・小河内層群）、中部中新統秩父盆地層群、後期中新世の甲府花崗閃緑岩体・秩父トータル岩、上部中新

統王冠層が分布する（第2.2図）。この他に第四系として、荒川流域・広瀬湖や広川流域などに河成段丘堆積物が、またテフラ層（ローム層）、谷底平野及び現河床堆積物、及び地すべり堆積物が分布する。本地域の荒川流域に分布する秩父帯・四万十帯付加コンプレックスは、緑色片岩相の変成作用を受けているため化石の産出に乏しく、また両付加コンプレックスの境界についてもこれまで異なる見解が出されていた（藤本ほか、1950；石井・高橋、1989；埼玉県地質図編纂委員会、1998、1999）。本報告では、おおぼら両付加コンプレックスの境界領域において、おおよけさお大洞川-大除沢断層を認め、更に変成作用と断層活動の時期を考慮することで、未解決問題に対し総合的な地史の理解に努めた。なお本地域は険しい山岳地域のため、調査



第2.1図 関東山地の地体構造区分図



第2.2図 三峰地域の地質概略図

ルートが限られる。そのため、藤本ほか（1950）、渡部ほか（1958）、藤本・鈴木（1969）、小池ほか（1980）などの先行研究を基に、小河内層群の石灰岩・チャート岩体及び深成岩類の衛星岩体を地質図上に追記した。

地質調査総合センター（旧地質調査所）発行の5万分の1地質図幅として本地域周辺では、北隣「万場」（大久保・堀口，1969）・北東隣「寄居」（牧本・竹内，1992）・南東隣「五日市」（酒井，1987）・南西隣「御岳昇仙峡」（三村ほか，1984）がある。また20万分の1地質図幅として本地域を含む「甲府」（尾崎ほか，2002）のほか、「長野」（中野ほか，1998）・「東京」（坂本ほか，1987）及び「宇都宮」（須藤ほか，1991）が既刊である。

その他の機関発行の地質図類として、20万分の1埼玉県地質図（埼玉県，1954）、広域調査報告秩父地域（通産省資源エネルギー庁，1975）、埼玉県地質図（堀口，1980）、5万分の1埼玉県秩父・入間・比企地方地質図（埼玉県農林部林務課，1968）、埼玉県史（埼玉県，1986）、5万分の1埼玉県地質図（埼玉県地質図編纂委員

会，1998，1999）、5万分の1東京都奥多摩地域地質図（久田ほか，2003a, b）、15万分の1山梨県地質図（山梨県，1962）、10万分の1山梨県地質図（山梨県地質図編纂委員会，1970）、20万分の1山梨県防災地質図（西宮・木下，1991）がある。また土地分類基本調査として、5万分の1「三峰・金峰山」（埼玉県，1978）、「丹波・三峰」（山梨県，1991）及び「秩父・五日市・三峰・丹波」（東京都，1994）がある。地方地質誌として日本の地質「関東地方」編集委員会（1986）及び日本地質学会（2008）が、一般向けの地域地質の案内書として堀口（1975，1987，2000）、新井（1977）、埼玉県立自然史博物館（2004）、秩父市・秩父商工会議所（2009）などがある。

2.2 付加コンプレックスにおけるユニット区分の概念

三峰地域には、秩父帯・四万十帯付加コンプレックスが広く分布する。本報告で記載する付加コンプレックス

のユニット区分の概念について以下に記述する。一般に付加コンプレックスでは、覆瓦構造を構成する逆断層によって挟まれ、類似する岩相を保持する一つのまとまりから、構造層序単元 (tectono-stratigraphic unit) が認定される。また構造層序単元の境界は明瞭なスラストによって境され、地質時代の違いも認められる。本報告においても、岩相組合せの差異から構造層序単元を認定し、認定された構造層序単元にはユニットの名称を与えた。これは関東山地秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにおける従来の研究の地層区分にほぼ相当することから、「層」を「ユニット」に置き換えることで研究結果との対比が可能である。なお酒井 (2007) では、関東山地東部の青梅地域にて、ユニットをまとめる高次の単元に対し「コンプレックス」の名称を与えた。このコンプレックスは、従来の研究の「層群」に相当する。関東山地の秩父帯・四万十帯付加コンプレックスの研究史において、地域間による地層名の違いや変更はたびたび行われてきているが、層群名に関しては提唱から現在まで名称が維持されている。本地域では、秩父帯付加コンプレックスの中津川層群 (藤本ほか, 1950)・浦山層群 (久田, 1984)、四万十帯付加コンプレックスの大滝層群 (藤本ほか, 1950)・小河内層群 (藤本, 1949) である。またコンプレックスよる高次のまとまりとして、堆積岩コンプレックスや付加コンプレックスなどコンプレックスを併用することもあり、層群の代わりにコンプレックスを使用することは用語の混乱を招きかねない。そこで本報告では、ユニットより高次の単元に対し「コンプレックス」等の置き換えは行わずそのまま「層群」を用いる。

ユニット内部の構造に関して、岩相境界の多くもまたスラストで境され、スラスト及び褶曲の発達により地層の繰り返しが頻繁に起きている。また本地域の主要な岩相は砕屑岩であり、それらは岩相変化が著しく、走向方向への連続性も悪い場合が多く、地質図上で単一の岩相のみで示すことが難しい。この様な岩相に対し、地層の破断や混在化の程度を基準にし、砂岩頁岩破断相と混在岩相を認めた。破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指し、ブーディンや膨縮構造などの変形構造によって特徴づけられる。混在岩相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く泥質岩からなる。岩体・岩塊の構成岩類は、主に砂岩・凝灰質頁岩・チャート・石灰岩・玄武岩類であり、ユニット毎にその集合要素は異なる。また岩体と岩塊については、地質図に表現できる規模では岩体を、露頭で識別できる規模では岩塊を、それ以下の規模に関しては岩片を用いた。そして岩塊ないし岩片と泥質岩からなる混在岩相については、混在岩として示した。

2. 3 秩父帯ジュラ系付加コンプレックス

東西走向を持つ高角な白泰断層 (秩父地質研究グループ, 1966) を境にして、その南北で秩父帯付加コンプレックスは、その岩相及び地質構造、更に変成作用の強さが異なる (石井・高橋, 1989)。本報告では秩父帯付加コンプレックスを、白泰断層より北側は中津川層群 (藤本ほか, 1950)、南側は浦山層群 (久田, 1984) に区分した。

中津川層群は、Ueno and Hisada (2006) に従い両神ユニットと大ガマタユニットに区分した。両ユニットとも、混在岩と砂岩からなり、チャート・石灰岩・玄武岩類を含む。一般に両神ユニットは、主に砂岩と混在岩からなるサブユニットの繰り返しが顕著で、大ガマタユニットは砂岩優勢でチャートを伴う特徴を持つ。地質年代は、両神ユニットは前期-中期ジュラ紀、大ガマタユニットは中期ジュラ紀とされる。なお両ユニットは三国山スラストによって境される。

浦山層群は、川乗ユニット・海沢ユニット・御前山ユニットに区分した。川乗ユニットは混在岩を主体とする。海沢ユニットは、チャート-砕屑岩シーケンスを特徴とし、本地域では主に砕屑岩が分布する。御前山ユニットは、混在岩を主体とし、石灰岩岩体を多く含む。地質年代は、川乗ユニットと海沢ユニットが中期-後期ジュラ紀、御前山ユニットは最後期ジュラ紀-前期白亜紀を示す。また荒川流域に分布する浦山層群は、緑色片岩相相当の広域変成作用を受けている。

2. 4 下部白亜系海成-汽水成堆積物 (山中白亜系)

三峰地域北東部の小森川流域の押留や四阿屋山周辺に、下部白亜系海成-汽水成堆積物がわずかに分布する。この下部白亜系は、山中地溝帯の白亜系や山中白亜系と呼ばれる。本地域には、海成の石堂層と、汽水成の瀬林層の下部が分布する (坂本ほか, 2002)。石堂層は、礫岩及び砂岩からなり、オーテリビアン期後期-パレミアン期前期とされる。瀬林層は、砂岩及び泥岩からなり、パレミアン期後期-アルビアン期前期とされる。本地域では、石堂層と瀬林層は断層で接する。

2. 5 四万十帯白亜系付加コンプレックス

奥秩父地方に分布する四万十帯付加コンプレックスは、藤本ほか (1950) によって大滝層群と命名された。Hara and Hisada (1998) は、奥多摩地方からの地層の連続性を加味し大滝層群の見直しを行い、従来定義されていた大滝層群の大部分を小河内層群に対比した。本報告では Hara and Hisada (1998) に従い、大滝層群を荒川流域に限られて分布し、強い片状構造を持つ地質体として

扱う。なお大滝層群と小河内層群は^{おおぼらがわ おおよけさわ}大洞川-大除沢断層(新称)で接する。

大滝層群は、川又ユニットと二瀬ユニットからなる。川又ユニットは、主にシルト質な千枚岩及び片状砂岩よりなる。二瀬ユニットは、混在岩・千枚岩・片状砂岩・淡緑色珪質頁岩・凝灰質千枚岩・玄武岩類からなり、チャート・石灰岩を伴う。両ユニットとも、緑色片岩相の広域変成作用を受けており、化石の産出はなく堆積年代は不明である。大滝層群は、270~300°C及び140~190MPaの温度圧力条件で付加し、300°C及び270MPaを超える変成作用を約65~75Maに受けた。その後、約54~59Maに260±50°Cを、約15Maに110°Cを通過する様に冷却したと考えられている(原・久田, 2005; 原ほか, 2007; Hara and Hisada, 2007)。

小河内層群は、^{わなぐらさわ}和名倉沢ユニット・^{いちのせ}市ノ沢ユニット・雲取山ユニット・^{はっぴやくだに}八百谷ユニット・古礼山ユニットからなる。和名倉沢ユニットは、砂岩・頁岩からなる。市ノ沢ユニットは、砂岩・頁岩からなり、淡緑色珪質頁岩及び凝灰質頁岩を伴う。雲取山ユニットは、混在岩を主体とし、チャートと玄武岩類を伴う。八百谷ユニットは、混在岩を主体とし、チャート・石灰岩・玄武岩類を伴う。またサンゴ・層孔虫などの化石を多数含む鳥ノ巣石灰岩が多産する。古礼山ユニットは、砂岩・頁岩からなる。本地域の小河内層群も、緑色片岩相相当の広域変成作用を受けているため、化石の産出は乏しい。奥多摩地域との比較によれば地質年代は、和名倉沢ユニットと市ノ沢ユニットはアルピアン期後期-セノマニアン期、雲取山ユニットと八百谷ユニットはチューロニアン期-カンパニアン期、古礼山ユニットはカンパニアン期である。

また広瀬ダム周辺には、後期中新世の甲府花崗閃緑岩体中に、泥質及び砂質ホルンフェルス-ミグマタイトが露出する。接触変成作用のため、詳細は不明であるが、小仏層群小菅ユニット(小菅層:山梨県地質図編纂委員会, 1970)に対比される。小菅ユニットの地質時代は、チューロニアン期中期-カンパニアン期とされる(Yagi, 2000)。

2. 6 中部中新統秩父盆地層群

秩父盆地には中部中新統秩父盆地層群が分布する。秩父盆地層群は南北15km 東西15kmの四角形をなして分布し、三峰地域北東隅にその南西部が位置している。秩父盆地層群は下位より^{しらす}白沙層・^{ねのかみ}富田層・^{おの}子ノ神層・^{かのまち}小鹿野町層・秩父町層に区分される(牧本・竹内, 1992)。これらのうち白沙層・富田層・子ノ神層は層厚が薄く、小鹿野町層・秩父町層が大部分を占める。秩父盆地層群は盆地北縁・西縁で秩父帯付加コンプレックスと山中白亜系を不整合に覆い、東縁・南縁は三波川変成岩類・秩父帯付加コンプレックスと断層で境される。秩父盆地層

群は最大積算層厚5,500mに達し、基底部を除きすべて海成層である。富田層・子ノ神層・秩父町層からはパレオパラドキシアなどの脊椎動物化石や貝化石が多産する。

本地域には秩父盆地層群のうち下半部の白沙層・富田層・小鹿野町層が分布する。白沙層は礫岩及び砂岩、富田層は泥岩及び珪長質凝灰岩、小鹿野町層はタービダイトの泥岩砂岩互層・礫岩・砂岩泥岩互層からなる。秩父盆地層群は、中期中新世初頭(17Ma頃)に始まった汎世界的な海水準の上昇により堆積した地層である。関東山地周辺の同時代の富岡層群・松山層群・五日市層群とは一連の堆積盆地をなしていた可能性が高い。現在見られる関東山地内部での秩父盆地層群の孤立した分布は、関東山地が中新世以降に断層運動による地塊化を伴って差別的に隆起したことにより生じたものである。この断層運動は秩父盆地層群の堆積中に既に開始していたと考えられている。

2. 7 新第三紀深成岩類

三峰地域には、甲府花崗閃緑岩体の北東部及び秩父トータル岩の南部が分布する。甲府花崗閃緑岩体は本地域南西部に、秩父トータル岩は甲府花崗閃緑岩体の北方約20kmに分布する。両岩体の周辺には、小規模な衛星岩体が分布する。なお、深成岩類による接触変成作用について、本報告では第8章新第三紀深成岩類及び岩脈の中で記述する。

甲府花崗閃緑岩体は、大部分が中粒から粗粒(粒径は漸移的に変化し、一部に粗粒部が存在)、角閃石黒雲母花崗閃緑岩から黒雲母角閃石トータル岩からなり、岩体中央部に磁鉄鉱系花崗岩類が、岩体周縁部にチタン鉄鉱系花崗岩類が分布する。また、2箇所に角閃石斑れい岩及び角閃石閃緑岩からなる比較的規模の大きな苦鉄質部が存在し、小規模な暗色包有物も含め、苦鉄質部は粗粒花崗閃緑岩中に分布する傾向がある。本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体の年代測定値の結果は約9.7~8.9Maである。甲府花崗閃緑岩体では、一般に、岩体周縁部にチタン鉄鉱系花崗岩類が分布するが、笠取山と唐松尾山の間付近に位置する^{くろえんじゆ}黒槐山付近においては、この周縁部に分布するチタン鉄鉱系花崗岩類が認められず、磁鉄鉱系花崗岩類と磁鉄鉱を含み高い帯磁率を持つホルンフェルスやミグマタイトが直接接する。

秩父トータル岩は、細粒の黒雲母角閃石トータル岩及び角閃石黒雲母トータル岩からなる。秩父トータル岩でも、岩体中央部に磁鉄鉱系花崗岩類が、岩体周縁部にチタン鉄鉱系花崗岩類が分布する傾向が認められる。しかし、甲府花崗閃緑岩体とは異なり、チタン鉄鉱系花崗岩類の方がむしろ分化が進んでいない傾向がある。本地域に分布する秩父トータル岩(中津峡の衛星岩体も含める)

の年代測定値の結果は約6.5~5.3 Ma である。

2. 8 上部中新統王冠層^{おおかぶり}

三峰地域北西部，中津川流域の王冠には，約500 m 四方の狭い範囲に，上部中新統の王冠層が分布する。王冠層は，主に安山岩質な凝灰質礫岩・溶結凝灰岩・礫岩からなる。石井・荒木（1989）では，溶結凝灰岩とこれを貫く石英安山岩中のジルコンから6.2 Ma と6.8 Ma のフィッシュ・トラック年代を求め，後期中新世を王冠層の堆積年代を後期中新世とした。足立ほか（1999）によれば，王冠層は火山性陥没盆地を埋める火砕岩の堆積物であると解釈され，そして同様の堆積物の特徴を持つ甲府盆地北方の三富層（足立ほか，1989）や，小檜山火山岩（三村ほか，1984）に対比された（足立，1991；足立ほか，1999；尾崎ほか，2002）。

2. 9 第四系

三峰地域の第四系は，河成段丘堆積物，テフラ層（ローム層），谷底平野及び現河床堆積物，及び地すべり堆積物からなる。

河成段丘堆積物は，本地域北東部の秩父盆地西端には比較的広く分布するが，他地域は山間のため分布は限られる。下位より，中位段丘堆積物（中期更新世末あるいは後期更新世の前半），低位段丘堆積物（後期更新世の後半），最低位段丘堆積物（完新世）に区分され，低位段丘堆積物が最もよく発達する。これら段丘堆積物は，岩塊を含む巨礫から大礫主体の礫層からなる。

テフラ層は，更新統や山頂・山腹の緩斜面を広範囲に覆って分布し，東隣秩父盆地では下位より狭山ローム層，羊山ローム層，新期ローム層，大里ローム層に区分されている（埼玉県地質図編纂委員会，1999）。ローム層の厚さは多くの場合4~6 m 程度であるが，秩父湖北の山頂部では厚さ12 m に達する（埼玉県地質図編纂委員会，1999）。本地域の最も重要な鍵層は約10万年頃に噴出したと推定されている御岳第一テフラ（^{おんたけ}On-Pm1）（町田・新井，2003）で，羊山ローム層中に広範囲に挟まれている。

谷底平野及び現河床堆積物は，主に巨礫-大礫層からなり，本地域北東部の荒川，小森川などの河川沿いに小規模に分布する。

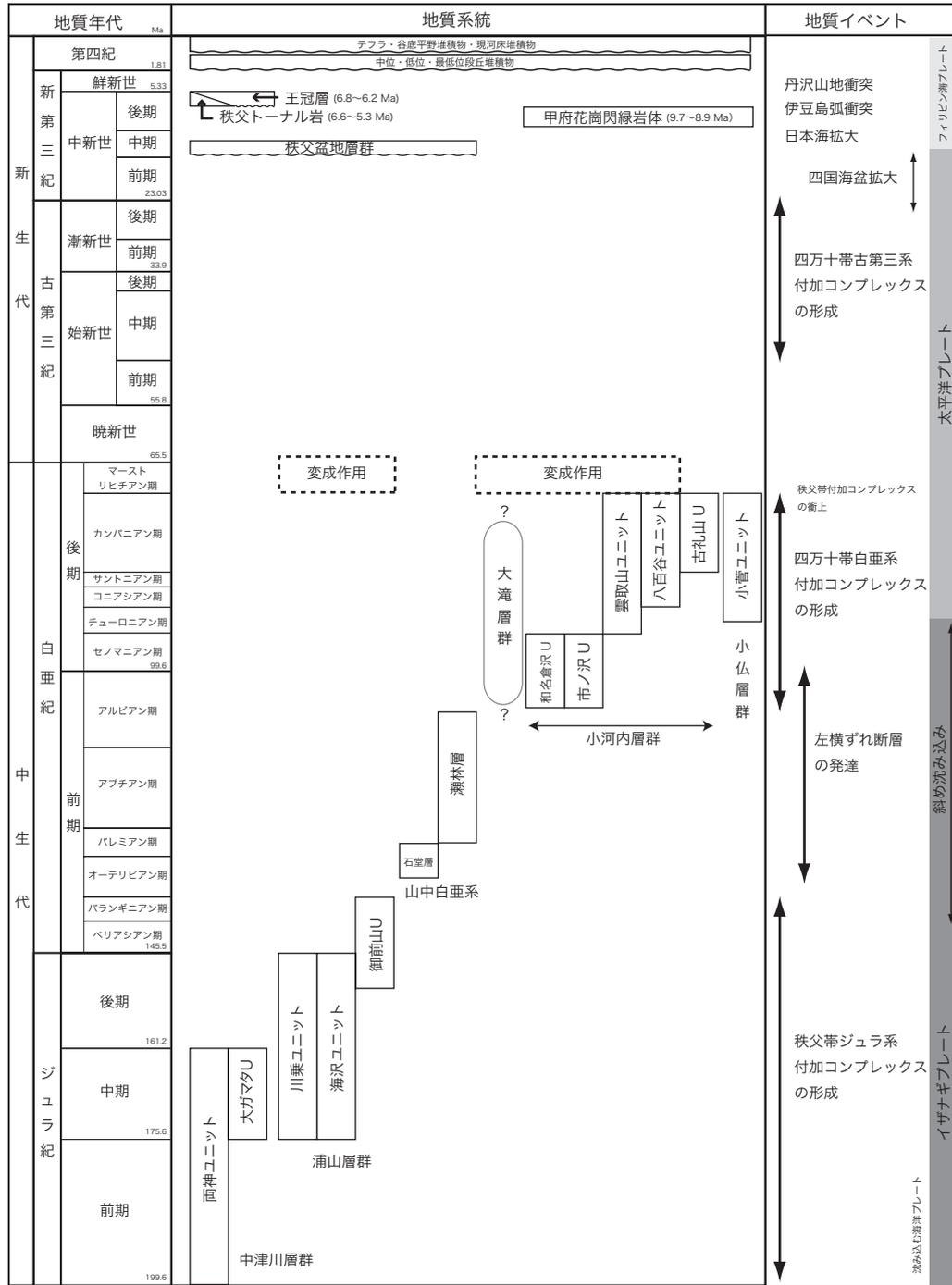
地すべりは，急峻な谷沿いの山腹に多く発生しており，滑落崖を伴う地すべり地塊と崩積堆積物からなる。地すべり堆積物は，主に後期更新世以降に形成されたもので，比較的浸食に弱い地質体の分布域が差別的に浸食され形成された削剥量の大きい河川沿いに多く分布する。特に片理の発達した四万十帯付加コンプレックス大滝層群の分布域は，地すべり地形がよく発達し，テフラ層起源の地すべりも加わり，厚い崩積堆積物に覆われた地域とな

っている。

2. 10 地史の概略

三峰地域の地質総括図を第2.3図に示す。ジュラ紀-白亜紀にかけては，東アジア大陸縁のプレート収束域にあつて，海洋プレートの沈み込みによって，秩父帯・四万十帯付加コンプレックスが次々に形成された地域である。ジュラ紀には，イザナギプレートの沈み込みにより，秩父帯付加コンプレックスが形成された。なお中津川層群の混在岩及びスラストに発達するスリップセンスの解析から，付加コンプレックス形成当時のイザナギプレートの沈み込み方向は，N70° W と求められている（Ueno and Hisada，2006）。その後，イザナギプレートの移動方向が変化し，大陸縁に対し斜めに沈み込みを開始した（Engelbretson *et al.*，1985；Maruyama，1997）。この斜め沈み込み期は，付加コンプレックスの形成が休止する時期にほぼ一致する。またこの間，山中白亜系を含む前弧海盆堆積物が発達する（Ito and Matsukawa，1997など）。また合わせて，左横ずれ断層による白亜系の再配置も発生したとされる（田代，1994，2000など）。後期白亜紀には，沈み込む海洋プレートが，イザナギプレートから太平洋プレートに変化した。これに先立ち，四万十帯白亜系付加コンプレックスの形成も始まった。またこの海洋プレートの変遷の際には，海嶺の沈み込みを伴ったことが知られている（君波・宮下，1992；Kiminami *et al.*，1994；Maruyama，1997）。白亜紀最末期（76~65 Ma）には，四万十帯大滝層群と小河内層群及び秩父帯浦山層群の一部が緑色片岩相に達する変成作用を受けた（原ほか，1998；原・久田，2005）。この変成作用は，四万十帯付加コンプレックスの付加直後に起こっており，三波川変成岩の上昇をもたらした海嶺沈み込み（Miyashita and Itaya，2002；Maruyama，1997）との関連性が指摘された（Hara and Kurihara，in press）。なお秩父帯と四万十帯付加コンプレックスが同じ変成作用を受けていることから，仏像線を介した秩父帯付加コンプレックスの四万十帯付加コンプレックスへの衝上は，変成作用以前のイベントである（Hara and Hisada，2007）。この変成作用後，大滝層群は約59~54 Ma に260±50°Cを，約15 Ma に110°Cを通過する様に冷却したと考えられている（原ほか，2007）。

中期始新世-漸新世には，四万十帯古第三系付加コンプレックスの相模湖層群（酒井，1987）が発達する（本地域には分布しない）。その後，中期中新世初頭（17 Ma 頃）に始まった汎世界的な海水準の上昇により秩父盆地層群が堆積した。現在見られる関東山地内部での秩父盆地層群の孤立した分布は，関東山地が中新世以降に断層運動による地塊化を伴って差別的に隆起したことにより生じたものである。この断層運動は秩父盆地層群の堆積



第 2.3 図 三峰地域の地質総括図
 地質時代の年代値は、Gradstein *et al.* (2004) に従った。

中に既に開始し、ハーフグラabenを形成していたと考えられている（高橋，1992；高橋ほか，2006）。また秩父盆地層群の堆積直後の15Ma以降に、日本海の拡大によって、秩父盆地層群とその基盤である秩父帯・四万十帯付加コンプレックスは、47°時計回りに回転した（兵頭，1986；Hyodo and Niitsuma, 1986）。その後、後期中新世の9.7～8.9Maに甲府花崗閃緑岩体が四万十帯付加コン

プレックスに、6.5～5.3Maに秩父トール岩が秩父帯付加コンプレックスに貫入した。また後期中新世には、火山性陥没盆地を埋める火砕岩の堆積物からなる王冠層が堆積した。その後関東地域周辺では、12Ma頃から伊豆島の衝突が始まり、約5Maには丹沢地塊が衝突した。その結果、関東山地は更に45°時計回りに回転し、関東対曲構造が形成された（Hyodo and Niitsuma, 1986）。な

お秩父トータル岩における古地磁気の検討から、秩父トータル岩は貫入以降回転運動を行っていないため、この屈曲構造形成後に貫入したとされた (Takahashi and Nomura, 1989). Takahashi and Saito (1997) では、周辺地質体の古地磁気をまとめ、関東山地は12~6 Ma に約

30°, 5 Ma 以降に約10°時計回りに回転したとした。第四紀に入り、本地域東北部及び南西部にて、中位・低位・最低位段丘面がわずかに発達した。また山間部に、テフラ層や地すべり堆積物が形成された。

ユニットは、吉田・松岡（2003）により中期ジュラ紀とされた。そして野栗沢ユニット・両神ユニット・大ガマタユニットは覆瓦構造と構造的低位へ向かい地質年代が若くなる極性を示し、両神山チャートユニットは野栗沢ユニットと両神ユニットの上位に低角で衝上する（Hisada *et al.*, 1992）。

また中津川層群は、関東山地西部の浜平層群に対比される（Hisada *et al.*, 1992 ; Ueno and Hisada, 2006）。Ueno and Hisada（2006）は、中津川層群を浜平層群に含め、乙父沢層・野栗沢層・両神層・大ガマタ層・川上層・両神山チャート層に区分した。そして混在岩に認められる非対称変形構造を基に、過去のプレート沈み込み方向を明らかにした。本報告では、Ueno and Hisada（2006）に基づき、本地域に分布する中津川層群を両神ユニットと大ガマタユニットに区分する（第3.1図）。両ユニットは、三国山スラスト（Ueno and Hisada, 2006）によって境される。なお両神ユニットと大ガマタユニットの境界は、三国山スラストの認定により、Hisada *et al.*（1992）が示した断層境界とは異なりより南に位置する。

白泰断層の南側には、藤本ほか（1950）の中津川層群の三峰層・大血川層・強石層が分布する。石井・高橋（1989）は、三峰層と大血川層を見直し、三峰層に大血川層が低角に累重するとした。そしてこれらの地層は白泰断層より北には分布しないことを指摘した。また数地点から、ジュラ紀放射虫化石を報告した。一方、東隣の秩父地域及び南東隣の五日市地域では、岩相と微化石年代による地質体区分の検討が進み、覆瓦構造と構造的低位に向かい年代が若くなる極性が見られる（久田, 1984 ; 酒井, 1987など）。そして秩父帯付加コンプレックスを構成する地質体は、本地域へ良く連続する。白泰断層南側の秩父帯付加コンプレックスは、分布の連続性から、中津川層群に対比するより、秩父地域や五日市地域の浦山層群（久田, 1984）に対比するのが妥当である（第3.2図）。なお久田ほか（2003a, b）は東京都奥多摩地域の地質図の中で、これまで研究者や地域によって異なる名称と呼ばれていた地層名を整理し統一した。本報告では、久田（1984）、酒井（1987）及び久田ほか（2003a, b）に基づき、浦山層群を川乗ユニット・海沢ユニット・御前山ユニットに区分した。なお荒川沿いに露出する浦山層群は、緑色片岩相に相当する変成作用を受けていることが指摘されており（藤本ほか, 1950）、その変成年代はイライトのK-Ar年代から約76~65Maと見積もられている（原・久田, 2005）。またイライト結晶度による古地温構造解析では、浦山層群内で北東へ向かい変成温度が連続的に上昇する傾向を示す（原ほか, 1998）。

松岡ほか（1998）によって、秩父帯は北部秩父帯・黒瀬川帯・南部秩父帯に区分され、四国と関東山地を例に広域対比が行われた。中津川層群と浦山層群は、ともに南部秩父帯に属する。南部秩父帯は、大平山ユニッ

ト・斗賀野ユニット・三宝山ユニットに区分される（松岡ほか, 1998）。中津川層群の両神ユニット・大ガマタユニットは、大平山ユニットに対比される。ただし関東山地西部の大ガマタユニットの一部とされる久田・岸田（1986）のIV帯は、斗賀野ユニットに対比される可能性がある。浦山層群の川乗ユニットは大平山ユニット、海沢ユニットは斗賀野ユニット、御前山ユニットは三宝山ユニットにそれぞれ対比される。周辺地域の地質体との対比表を第3.1表に示す。中津川層群及び浦山層群が分布する荒川流域でのルートマップを第3.3図に示す。

3.2 中津川層群

3.2.1 両神ユニット（Rys, Ryc, Ryl, Ryb, Rym）

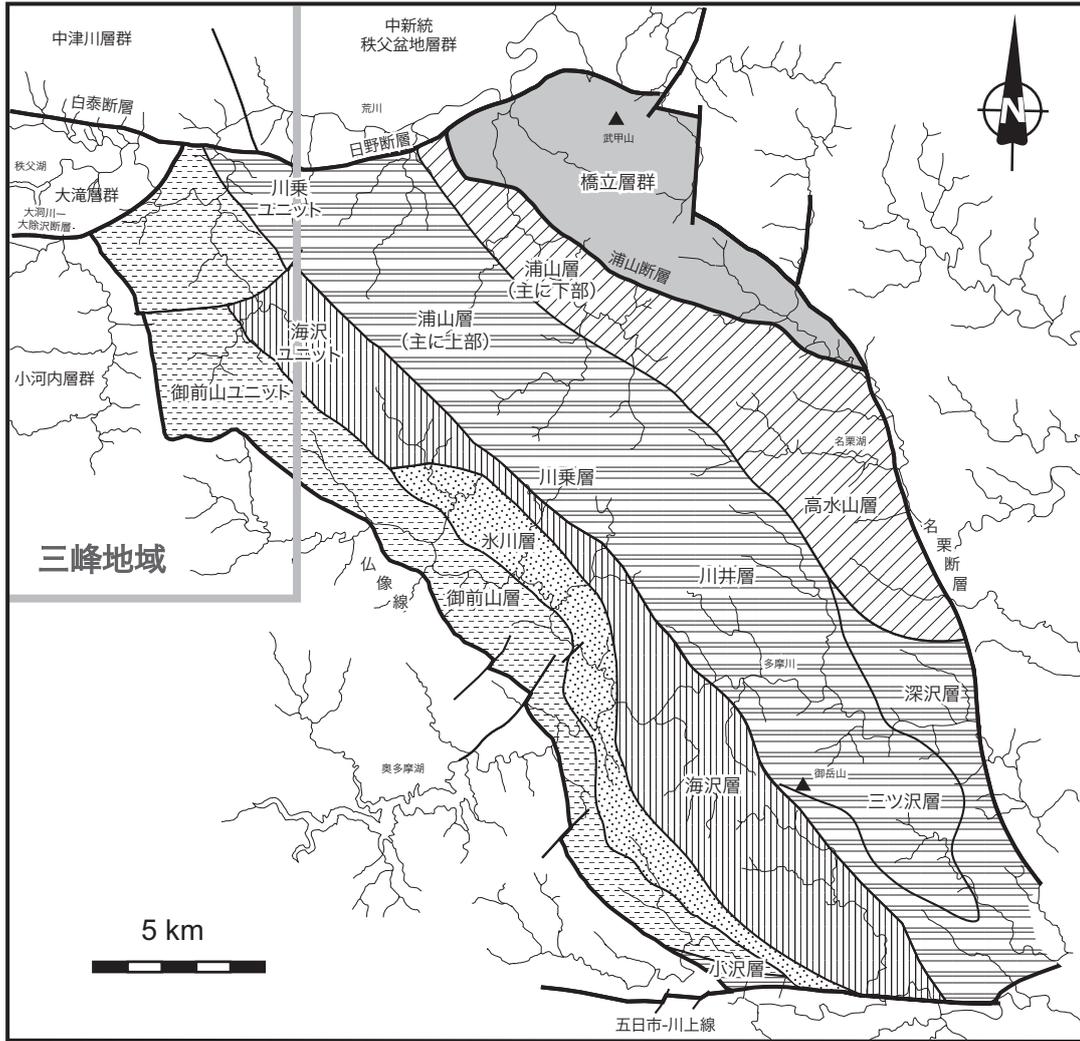
命名 藤本ほか（1957）によって両神層と命名され、石井（1962）によって再定義された。Ueno *et al.*（1990）及びHisada *et al.*（1992）によって、石井（1962）の両神層と石舟層を合わせて、両神ユニットと再定義された。本報告では、両神ユニットの一部を大ガマタユニットへ帰属させ、更に再定義する。

分布 本地域北部の小森川流域、御岳山周辺及び荒川流域の猪鼻-強石にかけて分布する（第3.3図）。北隣の万場地域の薄川流域や、北西隣の十国峠地域の神流川上流域にも広く分布する。御巢鷹山スラストを介して野栗沢ユニットの低位に、三国山スラストを介し大ガマタユニットの上位に位置する（Ueno and Hisada, 2006）。また万場地域では、両神ユニットの上位に両神山チャートユニットが衝上する。本ユニットは、本地域の北東部にて、下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）と断層で接する。また東部では、中部中新統秩父盆地層群と不整合ないし断層関係にある。中津川流域では秩父トータル岩の衛星岩体の本ユニットに貫入するとともに、上部中新統の王冠層が不整合で覆う。

吉田・松岡（2003）によれば、本地域の小森川北方の標高約1,000m以上の尾根沿いには両神山チャートユニットが分布する。しかし小森川北方の中津川層群は、砂岩やチャートの岩体を含む混在岩が主体であり、両神山チャートユニットを特徴づける厚いチャートは分布しない。これはHisada *et al.*（1992）と吉田・松岡（2003）において、両神山チャートユニットの定義が異なり、吉田・松岡（2003）では混在岩を両神山チャートユニットに含めているのに対し、Hisada *et al.*（1992）では含めていないことによる。本報告ではHisada *et al.*（1992）に従い、小森川北方の尾根沿いの混在岩は両神ユニットに帰属させる。

岩相 主に混在岩と砂岩からなり、これらを主体とするサブユニットが繰り返し分布する。またチャート・石灰岩・玄武岩類の岩体を含む。

混在岩（Rym） は、岩塊と泥質基質からなる。岩塊は、



第3.2図 浦山層群の地体構造区分図

久田 (1984), 酒井 (1987), 久田ほか (2003a, b) などによる。海沢ユニットより構造的上位の地質体については、研究者により区分・地層名が異なるため、細分を行わない。

第3.1表 秩父帯付加コンプレックスのユニット対比

		奥秩父地方					奥多摩地方		広域対比	
本報告		藤本ほか(1950)	石井(1962)	Hisada et al.(1992)	Ueno & Hisada(2006)	久田(1984)	石井・高橋(1989)	酒井(1987)	久田ほか(2003b)	松岡ほか (1998)
群 山 系	御前山ユニット	三峯層と大血川層	—	—	—	日原層	三峰層・大血川層・大滝層群の一部	御前山層	御前山層	三宝山ユニット
	海沢ユニット	—	—	—	—	倉沢層	大血川層の一部	海沢層	海沢層	斗賀野ユニット
	川乗ユニット	恐石層の一部	—	—	—	川乗層	大血川層の一部	川井層の一部	深沢層	大平山ユニット
群 中	大ガマタユニット	中津川層群(下部)と大滝層群豆焼層の一部	大ガマタ層	大ガマタユニット	大ガマタ層	—	—	—	—	大平山ユニット (一部斗賀野ユニット)
	両神ユニット	中津川層群(上部)と中津川層群(下部)の一部	両神層と石舟層	両神ユニット	両神層	—	石舟層	—	—	大平山ユニット

砂岩・石灰岩・チャート・玄武岩類からなる。泥質基質は、黒色-灰色の頁岩からなり、しばしば極細粒の砂岩・淡緑色珪質頁岩・凝灰質頁岩を挟む。一般に混在岩は、強く剪断変形を受けており、岩塊はレンズ状に変形し、泥質基質には鱗片状劈開が発達する (第3.4図 a, b)。小

森川流域や荒川流域の猪鼻や強石付近、また中津川流域の中双里付近に分布する。

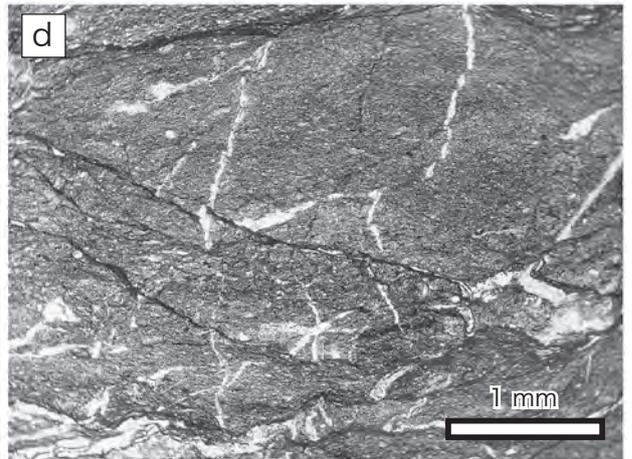
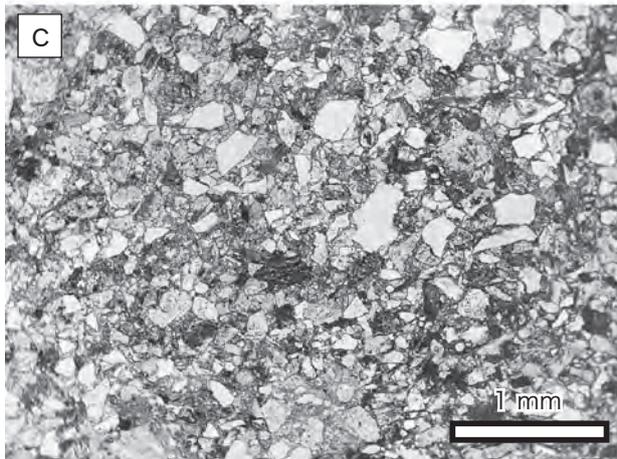
砂岩 (Rys) は、一般に細粒-中粒碎屑粒子からなる塊状砂岩ないし成層砂岩である。まれに平行葉理やグループキャストが見られる。しばしば頁岩を伴い砂岩頁岩互



第 3. 4 図 両神ユニットの混在岩

a: 砂岩・凝灰岩のレンズ化した岩塊を含む混在岩. 北隣の万場地域内の藤指^{ふじさき}.

b: 砂岩・石英脈がレンズ化した混在岩. 鳶岩の東方の小森川河床. 写真の底辺は約30cm.



第 3. 5 図 両神ユニットの砂岩・頁岩

a: 砂岩優勢な砂岩泥岩互層. 鳶岩の東方の小森川河床.

b: 破断した砂岩頁岩互層. 猪鼻周辺の荒川河床.

c: 砂岩の薄片写真. オープンニコル. 鳶岩の東方の小森川河床.

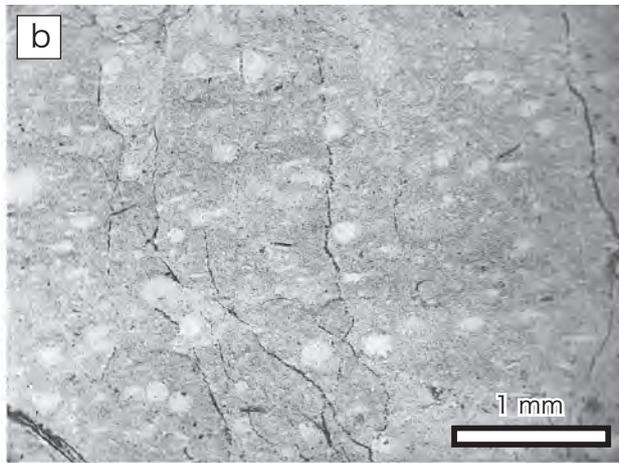
d: 頁岩の薄片写真. オープンニコル. 北隣の万場地域内の浦島.

層となる(第3.5図a)。また砂岩頁岩互層はしばしば破断相を示す(第3.5図b)。砂岩には、礫岩が挟在することもある。礫岩は、径20cm以下の円-亜円礫からなり、礫種は石灰岩が多く、チャート・砂岩も認められる。石灰岩礫からはフズリナ化石を産することもある(Hisada *et al.*, 1992)。鏡下では、砂岩は岩片を多く含み石質であり、石英・斜長石及び不透明鉱物や雲母片も含むことが観察される(第3.5図c)。頁岩は、定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英・長石・不透明鉱物からなる(第3.5図d)。また鱗片状劈開を形成する不連続な黒色不透明な筋が見られる。小森川中流域から御岳山付近に、見かけの層厚が最大1,000mに達する砂岩が分布する。また両神山から御岳山の尾根沿いには石灰岩岩体を伴う砂岩が、中津川林道-大山沢-入波沢ではチャート岩体を伴う砂岩が発達する。

チャート(Ryc)は、黒色-暗灰色ないし赤色で、塊

状ないし層状チャートとして産する(第3.6図a)。一般にチャート単層の層厚は1~10cm、チャートに挟まる粘土岩の層厚は5mm以下である。鏡下では、隱微晶質-微晶質石英と若干の粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子は含まれないことが観察される(第3.6図b)。一般にチャートは、厚さ50~100mの岩体として見られ、中津峡や大山沢下流にかけては、厚さ1,000mに達するチャート岩体が分布する。ペルム紀・三畳紀・前期-中期ジュラ紀の放散虫化石を産する(Hisada *et al.*, 1992など)。

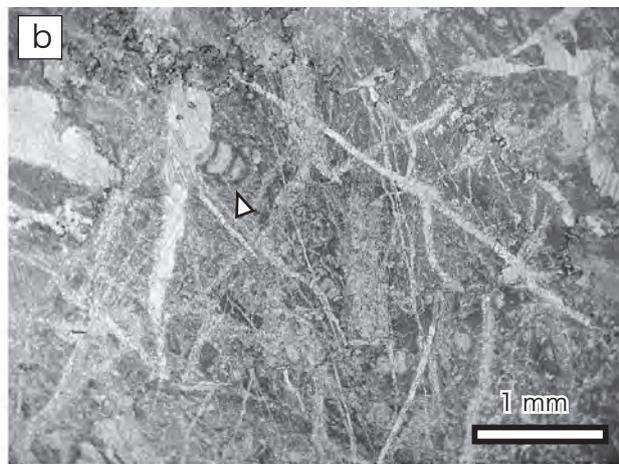
石灰岩(Ryl)は、一般に白色-灰色なミクライト質石灰岩で、一部黒色を呈する。玄武岩類の岩体に付随あるいは混在岩中に岩塊として露出する(第3.7図a)。しばしばフズリナなどの化石を産する(第3.7図b)。小森川上流域周辺や御岳山の南西麓、中津川と神流川合流付近にて、厚さ50~100mの岩体として分布する。



第3.6図 両神ユニットのチャート

a: 層状チャート。大若沢中流の河床。

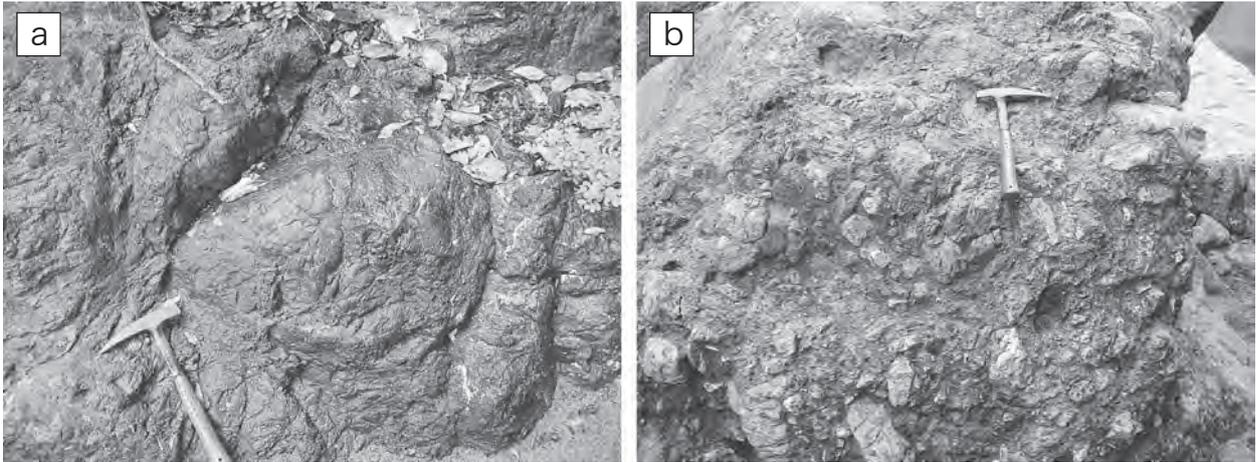
b: チャートの薄片写真。シルト大の白い丸い粒子は放散虫化石。オープンニコル。中津峡の道路沿い。



第3.7図 両神ユニットの石灰岩

a: 破断し混在岩化した玄武岩類に付随する石灰岩岩塊。白色部が石灰岩。小森川上流の河床。

b: 石灰岩の薄片写真。生物片(白い三角矢印)を伴うミクライト質石灰岩。オープンニコル。御岳山南麓。



第3.8図 両神ユニットの玄武岩類

a: 玄武岩溶岩. 猪鼻周辺の荒川河床.

b: 玄武岩火山角礫岩. 猪鼻周辺の荒川河床.

玄武岩類 (Ryb) は、塊状溶岩からなり、まれに枕状溶岩を伴う(第3.8図 a)。しばしば玄武岩火山砕屑岩と緑色頁岩や玄武岩凝灰岩を伴う。火山角礫岩(第3.8図 b)やハイアロクラスタイトも認められる。厚さ50~100mの岩体として、小森川上流域や御岳山周辺に分布する。玄武岩類の岩体には、チャートや石灰岩が付随することが多い。

地質構造 一般に走向はN40~60°Wで、北に50~80°傾斜する。中津川流域で走向は、N50~80°Wとなる。御岳山周辺で傾斜は南傾斜を示すことがあるが、基本的には北に急傾斜する同斜構造からなる。

対比 藤本ほか(1957)及び石井(1962)の両神層・石舟層に対比される。Ueno *et al.* (1990)及びHisada *et al.* (1992)の両神ユニットの一部、更に久田・岸田(1986)のⅡ帯の一部とⅢ帯に対比される(Ueno and Hisada, 2006)。

地質年代 頁岩から産する放散虫化石により前期-中期ジュラ紀とする。本ユニットに対比される関東山地西部の御座山層おぐらやまからは、前期-中期ジュラ紀及び前期白亜紀(オーテリビアン期-パレミアン期)の放散虫化石の報告(岩崎ほか, 1984, 1989)があり、本ユニットの地質年代も前期白亜紀を含む可能性がある。

3.2.2 大ガマタユニット (Ogs, Ocg, Ogc, Ogl, Ogb, Ogm)

命名 藤本ほか(1957)によって大ガマタ層と命名され、石井(1962)によって再定義された。Ueno *et al.* (1990)及びHisada *et al.* (1992)によって、大ガマタユニットと改名された。今回、両神層の一部を含め大ガマタユニットを再定義する。

分布 本地域北西部の中津川とその支流流域にかけて分布する。中津川・大山沢周辺のルートマップを第3.9図

に示す。三国山スラストを介し両神ユニットの下位に位置する。白泰断層によって、四万十帯付加コンプレックスの大滝層群と接する。

岩相 主に砂岩及び砂岩頁岩互層と混在岩からなり、チャート・石灰岩・玄武岩類を伴う。砂岩優勢で、チャート岩体を伴う特徴を持つ。

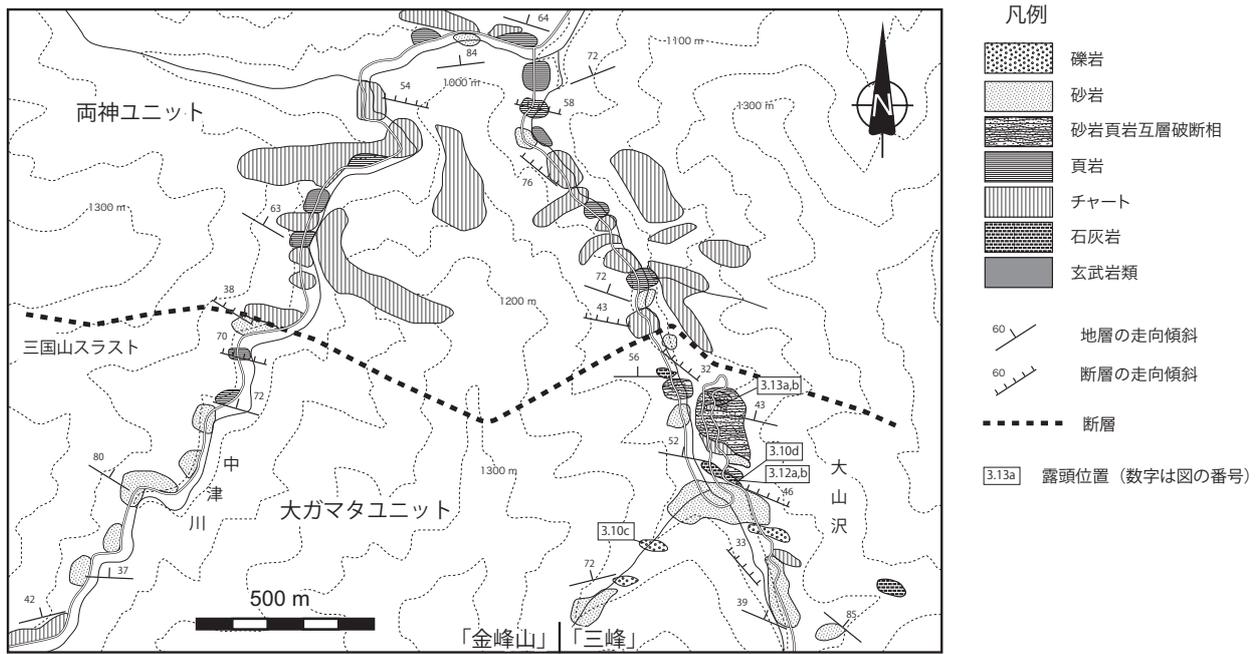
混在岩 (Ogm) は、岩塊と泥質基質からなる。岩塊は、砂岩・石灰岩・チャート・玄武岩類からなる。泥質基質は、黒色-灰色の頁岩からなり、しばしば極細粒の砂岩・淡緑色珪質頁岩・凝灰質頁岩を挟む。一般に混在岩は、強く剪断変形を受けており、岩塊はレンズ状おおなめざわに変形し、泥質基質には鱗片状劈開が発達する。塩沢や大滑沢にチャートを伴い分布する。

砂岩 (Ogs) は、一般に細粒-中粒砕屑粒子、まれに粗粒粒子からなる塊状砂岩ないし成層砂岩である。しばしば頁岩を伴い砂岩頁岩互層となる(第3.10図 a, b)。また礫岩を伴うこともある。成層砂岩の底面にはグループキャストが発達することがある。本ユニットを構成する主要な岩相であり、厚さ約50~100m、まれに約200mのチャート・石灰岩・玄武岩の岩体を伴う。

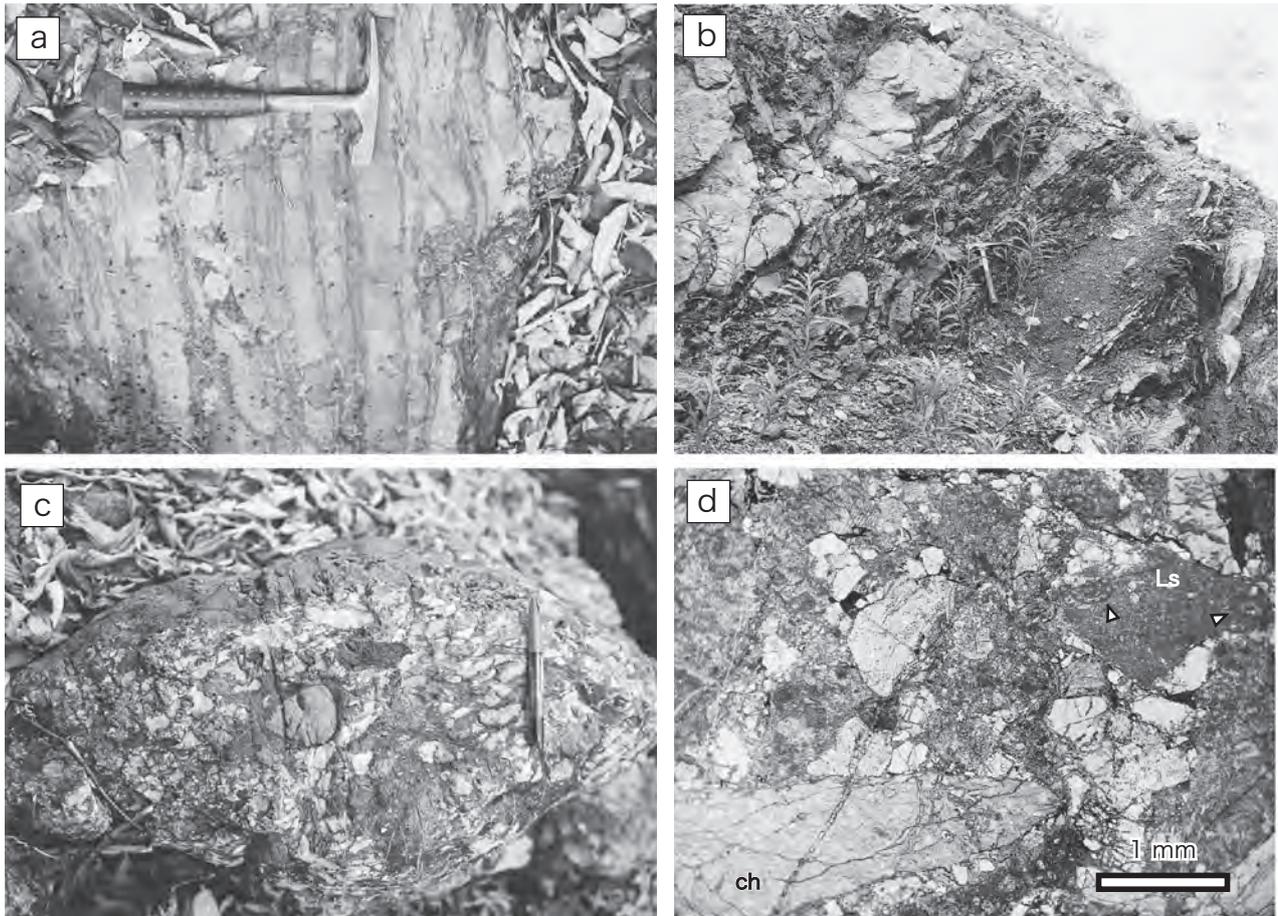
礫岩 (Ocg) は、直径15cm以下の円-亜円礫を主体とし、礫種として石灰岩・チャート・砂岩を多く含む(第3.10図 c, d)。大山沢の礫岩は、角礫-亜角礫の石灰岩のみからなることがある。石井・松川(1980)では、大ガマタユニット中の礫岩を三国峠礫岩部層と定義した。なお石灰岩礫からは、後期石炭紀-後期ペルム紀のフズリナ化石が産出する。

チャート (Ogc) は、層状で、灰色-黒色ないし赤色を呈する。厚さ約50~100m、まれに約200mの岩体として分布する(第3.11図)。白泰山や白泰沢周辺にて、比較的まとまった分布をなす。

石灰岩 (Ogl) は、ミクライト質石灰岩で、白色-灰色



第3.9図 大ガマタユニットのルートマップ
中津川と大山沢沿い。東隣の金峰山地域を含む。



第3.10図 大ガマタユニットの砂岩・礫岩。
a: 砂岩頁岩互層。大若沢の河床。
b: 砂岩頁岩互層。大ガマタ林道沿い (西隣金峰山地域)。
c: 石灰岩・チャートを含む礫岩。大山沢中流域の支流の河床。
d: 礫岩の薄片写真。石灰岩礫にはフズリナ化石 (白い三角矢印), チャート礫には放散虫化石が認められる。オープンニコル。大山沢流域の林道沿い。



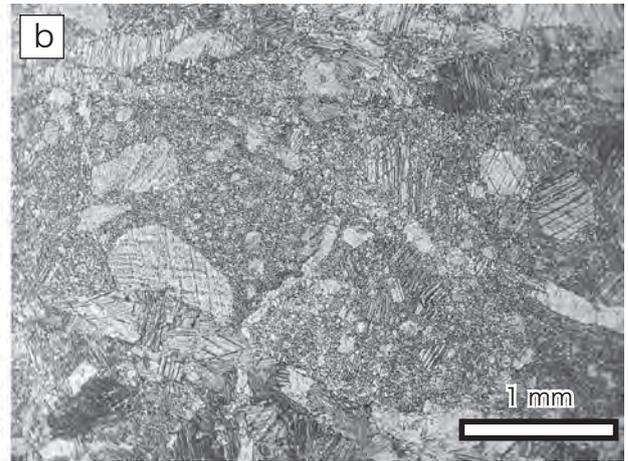
第3.11図 大ガマタユニットのチャート

を呈する (第3.12図 a)。結晶質化し、粗粒な方解石を生じる (第3.12図 b)。石灰岩礫岩は約50mの岩体として、白泰山西方の尾根や大山沢に限られて分布する。

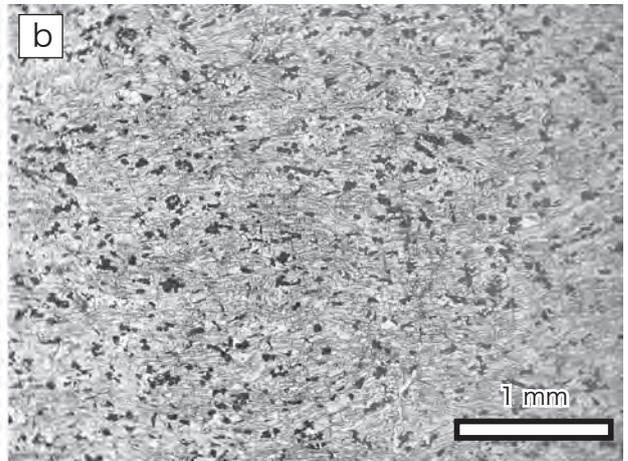
玄武岩類 (Ogb) は、塊状溶岩と玄武岩火山碎屑岩からなる。大山沢及び白泰沢上流や白泰山西方の尾根に、約50mの岩体としてわずかに分布する。大山沢の塊状溶岩は、主に輝石と斜長石からなるインターグラニューラー組織を示す (第3.13図 a, b)。また斜長石が非常に乏しく、斑晶鉱物をほとんど含まない。

地質構造 走向はN50~70°Wで、北に60~70°傾斜する。両神ユニットとは、地層の走向が10~20°斜交する。基本的には北へ急傾斜した同斜構造を持つが、大山沢上流部では南北ないし北北西-南南東の軸跡を示すアンチフォーム・シンフォームが発達する。

対比 藤本ほか (1957) 及び石井 (1962) の両神層の一部と大ガマタユニットに対比される。Ueno *et al.* (1990) 及び Hisada *et al.* (1992) の大ガマタユニットと両神ユニ



第3.12図 大ガマタユニットの石灰岩
a: やや再結晶化したミクライト質石灰岩。大山沢流域の林道沿い。
b: 石灰岩の薄片写真。オープンニコル。大山沢流域の林道沿い。



第3.13図 大ガマタユニットの玄武岩類
a: レンズ化した玄武岩溶岩と基質をなす玄武岩火山碎屑岩。大山沢流域の林道沿い。
b: 玄武岩溶岩の薄片写真。インターグラニューラー組織がみられる。オープンニコル。大山沢流域の林道沿い。

ットの一部, 更に久田・岸田 (1986) のIV帯は, 本ユニットに含まれる (Ueno and Hisada, 2006).

地質年代 Hisada *et al.* (1992) により中期ジュラ紀とされた. 本ユニットに対比される関東山地西部の浜平層群IV帯からは, 中期-後期ジュラ紀の放射虫化石の報告 (久田・岸田, 1986) があり, 本ユニットの地質年代も後期ジュラ紀まで含む可能性がある.

3. 3 浦山層群

3. 3. 1 ^{かわのり}川乗ユニット (Knc, Knb, Knm)

命名 高岡 (1953) の川乗層を, 久田 (1984) が再定義した. 本報告では, 川乗ユニットと改名して用いる.

分布 南東隣の五日市地域内, 川乗谷流域が模式地とされる (久田, 1984). 本地域では, 熊倉山周辺, 谷津川上流, 荒川流域の巣場周辺に分布する (第3. 3図). 北縁は白^{すば}泰断層によって, 中津川層群と中部中新統秩父盆地層群と接する. また南西縁はスラストにより, 海沢ユニット及び御前山ユニットに接する.

岩相 混在岩を主体とし, 砂岩や玄武岩類及びチャートの岩体を伴う. まれに石灰岩の岩塊を伴う.

混在岩 (Knm) は, 泥質基質中に, 玄武岩類・砂岩を岩体として含み (第3. 14図 a, b), まれに石灰岩の岩塊も含む. しばしば赤色ないし緑色頁岩を伴う. また混在岩には, 砂岩頁岩互層やその破断相など, 混在化による変形が進んでいない部分も認められる. 一般に, 片理が発達する.

チャート (Knc) は, 層状チャートであるが, 再結晶化が進み, 層理面はやや不鮮明になる (第3. 15図). 一般に灰色-暗灰色, まれに淡緑色ないし赤色を呈する. 厚さ約50~100mの岩体として荒川流域や熊倉山, 谷津川上流に分布する.

石灰岩 は, 本地域では, 混在岩中の岩塊として認められるだけである. 東隣の秩父地域や南東隣の五日市地域では, ミクライト質石灰岩とともに鳥ノ巣石灰岩も認められる (久田, 1984). また鍾乳洞や滝を形成するような, 厚さ約100mの岩体も分布する.

玄武岩類 (Knb) は, 玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑



第3. 14図 川乗ユニットの混在岩

a : 玄武岩類の岩体と混在岩. 巣場周辺の荒川河床. 写真の底辺は約6m.

b : 砂岩の岩塊を含む混在岩. 巣場周辺の荒川河床.



第3. 15図 川乗ユニットのチャート
巣場周辺の荒川河床.

岩からなり、緑色ないし赤褐色-赤色を呈する。しばしば赤色ないし緑色頁岩や凝灰岩を伴う。玄武岩溶岩は発泡構造や枕状構造を残していることもある(第3.16図a)。玄武岩火山砕屑岩は、玄武岩起源の砕屑粒子からなり、微晶質から隠微晶質なガラス質部を伴う(第3.16図b)。一般に、剪断変形を受けていることが多い。荒川流域の巣場周辺に、厚さ50~100mの岩体として分布する。

地質構造 走向はN40~50°Wでほぼ一定であるが、傾斜は北傾斜と南傾斜が認められ、ともに約70°と比較的高角である。翼間隔の閉じた軸面の立った褶曲が考えられるが、その詳細は不明である。

対比 藤本ほか(1950)の強石層の一部、石井・高橋(1989)の大血川層の一部に相当する。また久田ほか(2003a, b)によって、奥多摩地方の川乗層は深沢層(高島・小池, 1984)に対比された。久田ほか(2003b)によれば、深沢層は川井層(酒井, 1987)の一部や高水山層群(小澤・小林, 1985)の一部に対比される。

地質年代 本ユニットに対比される深沢層の頁岩から、中期-後期ジュラ紀の放散虫化石が産する(高島・小池, 1984)。本報告では、川乗ユニットの年代を中期-後期ジュラ紀とする。

3.3.2 海沢ユニット(Uns, Unt, Unc, Unb)

命名 藤本(1939)により海沢層と命名され、高島・小池(1984)及び酒井(1987)によって再定義された。海沢層は、チャートと砕屑岩がスラストによって繰り返す「チャート-砕屑岩シーケンス」を特徴とする。本報告では、海沢ユニットに改名して用いる。

分布 大血川支流の東谷や鉄砲沢に分布する。東谷や鉄砲沢周辺のルートマップを第3.17図に示す。スラストによって御前山ユニットに衝上するとともに、東-西系

の断層によって川乗ユニットと御前山ユニットに接する。

岩相 本地域では、海沢ユニットを特徴づけるチャート-砕屑岩シーケンスは発達せず、主に砂岩・砂岩頁岩互層(Uns)からなり、わずかに灰色-淡緑色凝灰岩頁岩互層(Unt)・チャート(Unc)・玄武岩類(Unb)の岩体を伴う。

砂岩は、一般に淘汰が悪く、中粒-極粗粒砂岩である(第3.18図a, b)。また砂岩組成は、長石質アレナイトを示す(酒井, 1987)。チャートは、灰色-暗灰色ないし赤色を呈する。玄武岩類は、玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩からなり、玄武岩凝灰岩を伴う。

地質構造 走向はN40~60°W、北ないし南に40~60°で傾斜する。分布範囲が狭くその詳細は不明である。

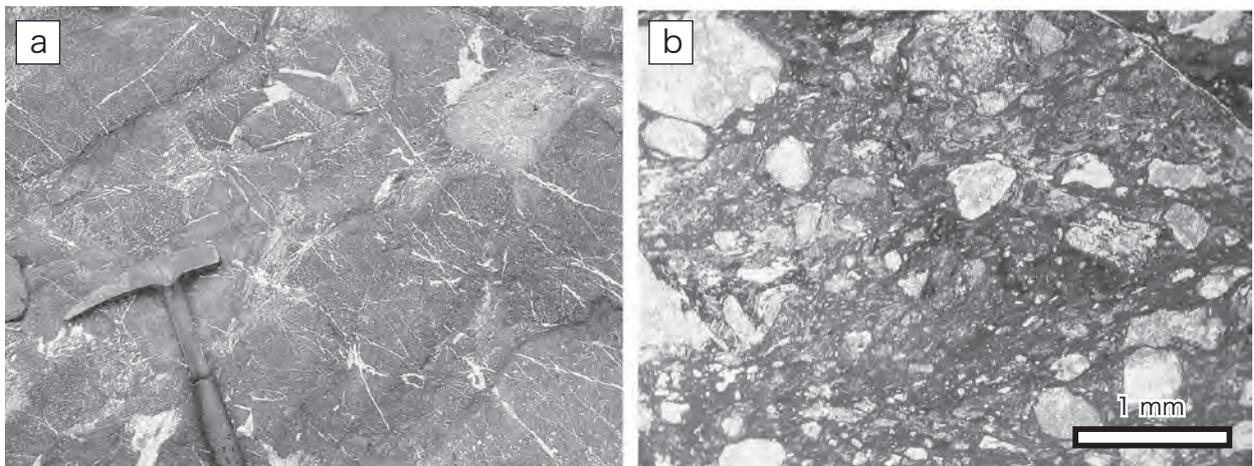
対比 久田(1984)は、砕屑岩を主体とする倉沢層とした。本報告では、わずかながらチャート・緑色岩が分布することから海沢層に対比する。石井・高橋(1989)の大血川層の一部に相当する。

地質年代 中期-後期ジュラ紀とする。奥多摩地方では、チャートの上位の珪質頁岩から得られた放散虫化石によって、中期ジュラ紀-後期ジュラ紀の前半を示す(高島・小池, 1984; Furukubo *et al.*, 1985)。なおチャートは、前期三畳紀-中期ジュラ紀の前半を示す(高島・小池, 1984)。

3.3.3 御前山ユニット(Gzs, Gzc, Gzl, Gzb, Gzm)

命名 藤本(1939)によって御前山層と命名され、酒井(1987)によって再定義された。本報告では御前山ユニットと改名して用いる。

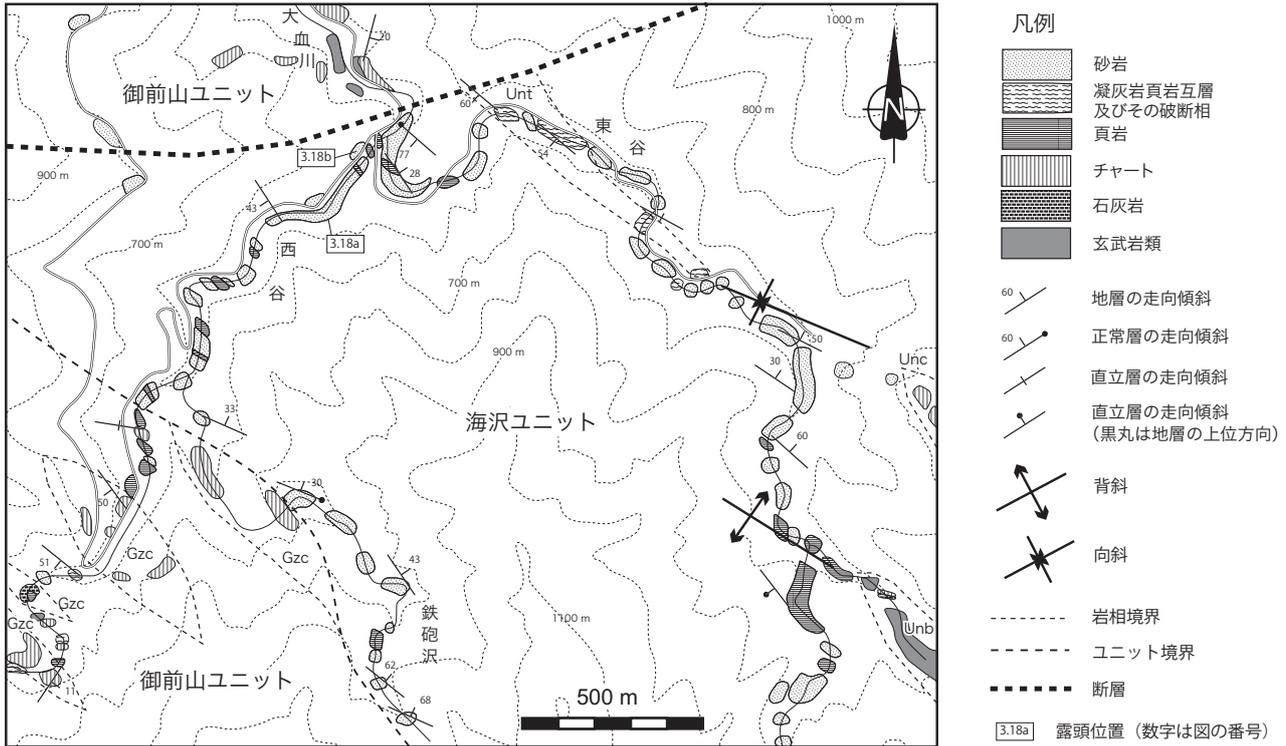
分布 荒川流域のおおだはら大達原-大輪(第3.3図)、大血川流域、妙法ヶ岳、霧藻ヶ峰、白岩山、水松山、天祖山周辺に分布する。浦山層群の最下位に位置し、海沢ユニットと川



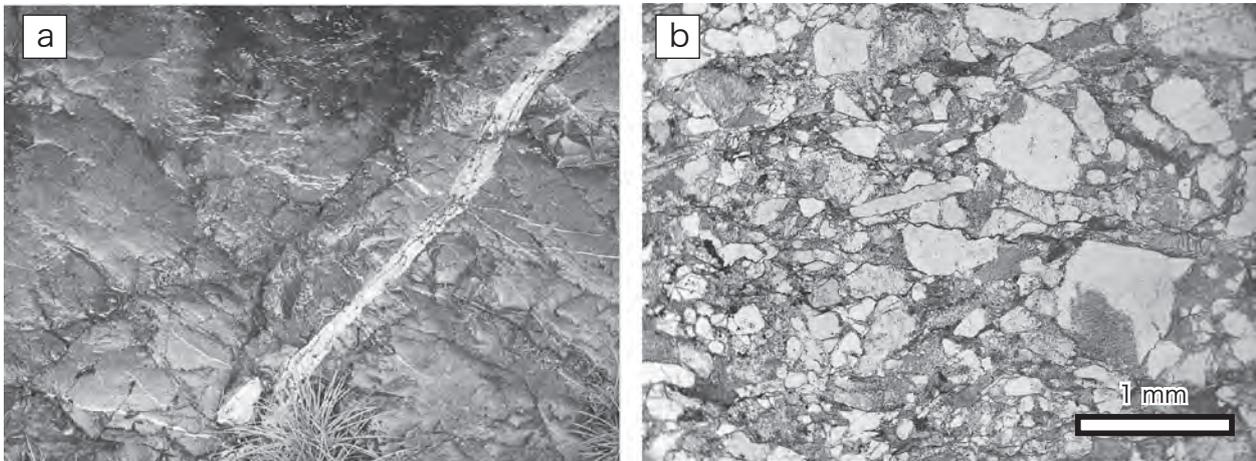
第3.16図 川乗ユニットの玄武岩類

a: 発泡構造を残す枕状溶岩。巣場周辺の荒川河床。

b: 玄武岩火山砕屑岩の薄片写真。白い部分は、玄武岩起源の斜長石や玄武岩粒子からなり、黒い部分はガラス質部からなる。オープンニコル。巣場周辺の荒川河床。



第3.17図 海沢ユニットのルートマップ
東谷と鉄砲沢沿い。Unt, Unc, Gzc の記号は、地質図の凡例記号に従った。



第3.18図 海沢ユニットの砂岩
a: 塊状砂岩。右上から中央下にかけて石英脈が貫入する。西谷河床。写真の底辺は約80cm。
b: 砂岩の薄片写真。オープンニコル。大血川と西谷出合い付近の林道。

乗ユニットが衝上する。白泰断層によって、中津川層群と接する。また仏像線おぼらがわ おおよけさわと大洞川-大除沢断層によって四万十帯付加コンプレックスと接する。

岩相 混在岩・砂岩頁岩互層の破断相からなり、巨大な石灰岩岩体を含むことを特徴とし、砂岩・チャート・玄武岩類の岩体を伴う。

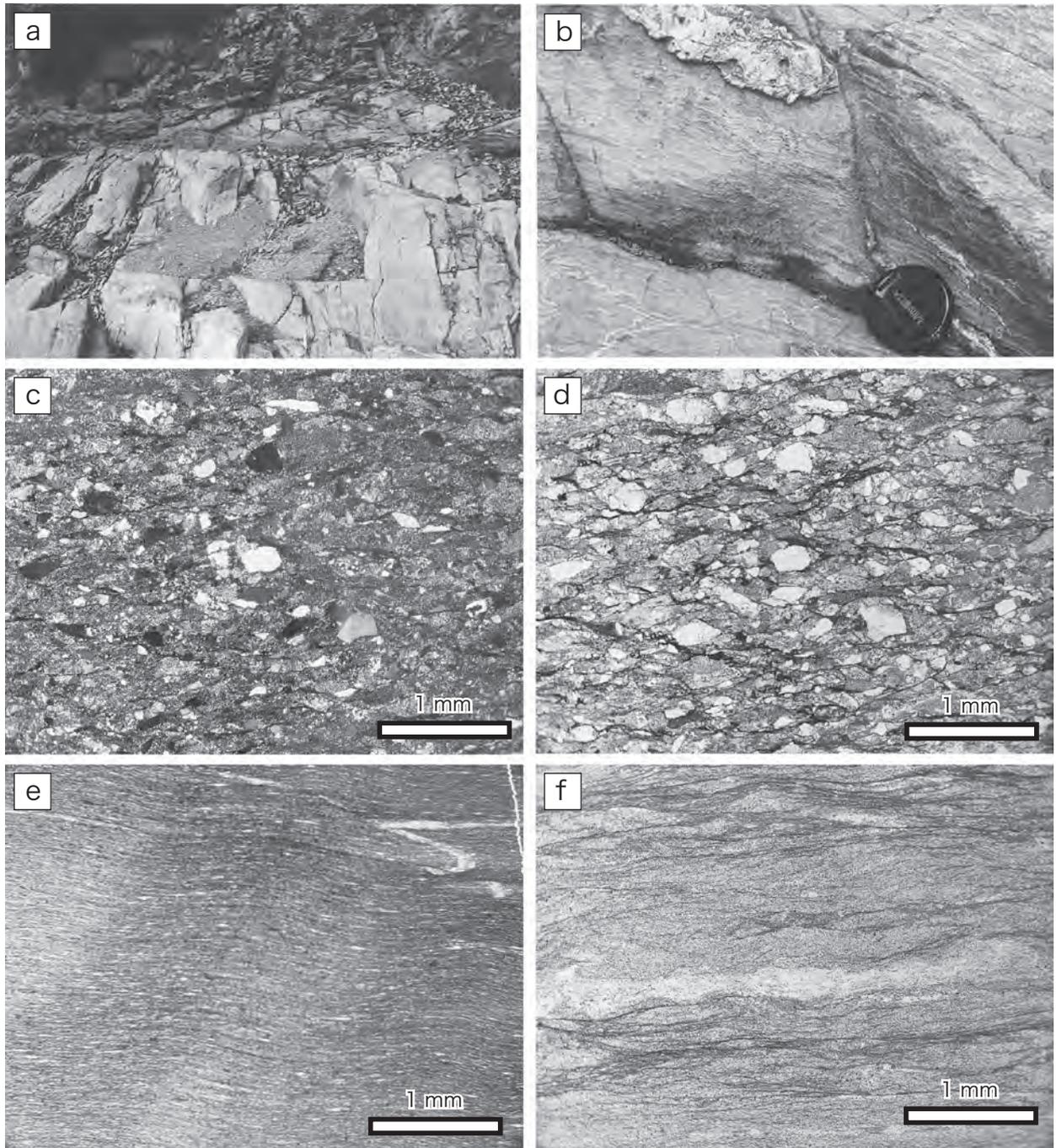
混在岩 (Gzm) は、泥質基質中に、砂岩・淡緑色珪質頁岩・チャート・石灰岩を岩塊として含む。しばしば砂

岩頁岩互層を伴う。

砂岩 (Gzs) は、一般に片理の発達した、細粒-粗粒の塊状ないし成層した砂岩である (第3.19図 a)。砂岩は、長石質アレナイトで、岩片として火山岩片を多く含む (酒井, 1987)。しばしば頁岩と互層する。**頁岩**は、荒川流域では片理面の発達により、千枚岩として分布する (第3.19図 b)。鏡下において、砂岩は主に石英・長石・岩片からなり、基質には粘土鉱物の定向配列が認められ

る（第3. 19図 c, d）. 片理は黒色不透明な筋からなる圧力溶解劈開として認められ、一般に、この片理の発達によって、岩片と基質部の境界は不明瞭である. 千枚岩は、定向配列をなす粘土鉱物（主にイライト・緑泥石）と黒色不透明なシームからなる圧力溶解劈開が認められる

（第3. 19図 e）. シルトサイズ（径 $50\mu\text{m}$ 以下）の石英と長石粒子がわずかに含まれ、これらは片理面に沿って引き延ばされている. 頁岩は、淡緑色珪質頁岩ないし凝灰質頁岩と互層することがある. 淡緑色珪質頁岩は、大部分は隠微晶質-微晶質な再結晶した石英からなり、粘土



第3. 19図 御前山ユニットの砂岩・千枚岩

- a : 成層した片状砂岩. 千枚岩を挟む. 大輪東方の荒川河床. 写真の底辺は約1m.
- b : 千枚岩. 荒川と大血川出合い付近の河床.
- c : 片状砂岩の薄片写真. クロスニコル. 大輪東方の荒川河床.
- d : 片状砂岩の薄片写真. オープンニコル.
- e : 千枚岩の薄片写真. オープンニコル. 荒川と大血川出合い付近の河床.
- f : 淡緑色珪質頁岩の薄片写真. オープンニコル. 大輪西方の荒川河床.

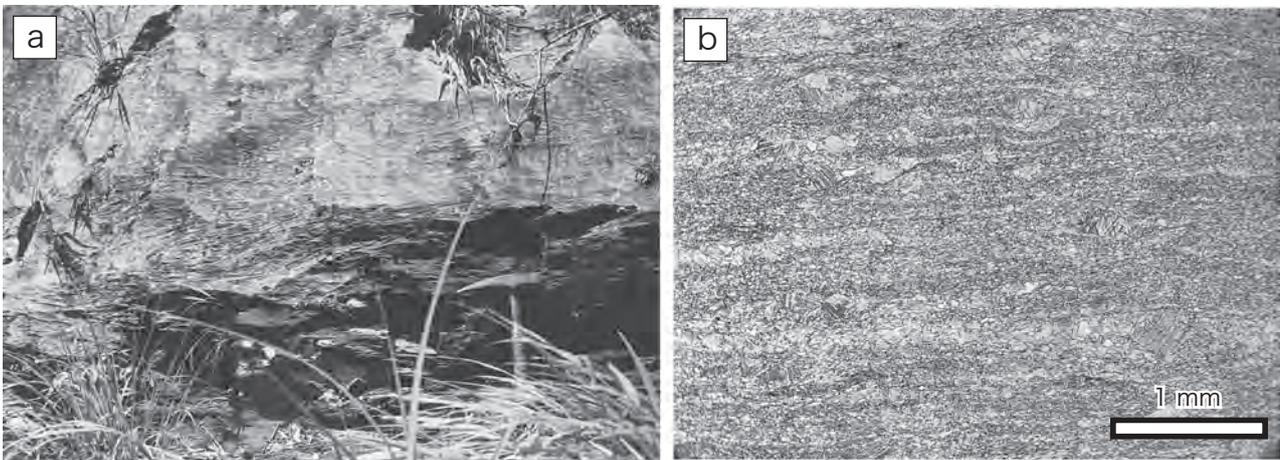
鉱物の定向配列や圧力溶解劈開も認められる（第3. 19 図 f）. 一部では淡緑色な凝灰質頁岩となる. なお本ユニットの淡緑色珪質頁岩ないし凝灰質頁岩は, 砂岩・頁岩・玄武岩類に付随し認められ, 地質図に表現できる大きな岩体として産出しない. 千枚岩や淡緑色珪質頁岩ないし凝灰岩には, 層理面や片理面に斜交するスレート劈開やちりめんじわ劈開, キンクバンドが発達する. なお砂岩頁岩互層は, しばしば破断相を呈する. なお砂岩頁岩互層の破断相は, 地質図上では混在岩と一括して表現した.

チャート (Gzc) は, 灰色-暗灰色を呈し, 層状ないし塊状のチャートである. 大血川流域の大日向, 西谷, 霧藻ヶ峰などで, 厚さ約50mの岩体として露出する.

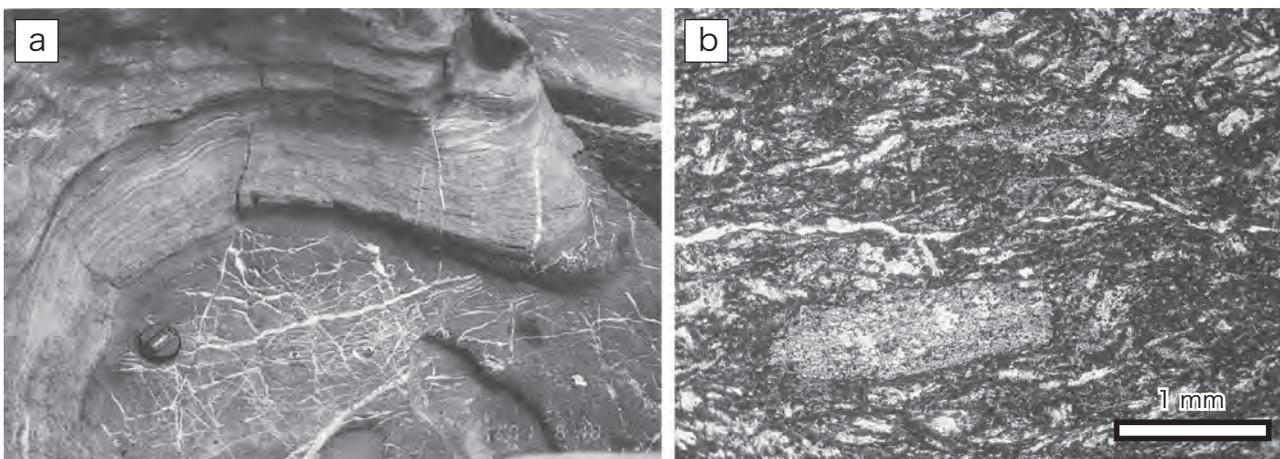
石灰岩 (Gzl) は, 灰色-暗灰色のミクライト質石灰岩

である. 変成作用を受けているため, 片理の発達した結晶質石灰岩となっている（第3. 20 図 a）. 鏡下においても, 片理が発達し, 方解石の結晶成長が進み, 初生的な構造を保持していない（第3. 20 図 b）. 奥多摩地方では, 石灰岩は, 主として灰色-暗灰色のミクライト質石灰岩であり, 一部にバイオスパライトやドロマイト質石灰岩がみられる（酒井, 1987 ; 久田ほか, 2003 b）. 荒川流域の大達原・大輪周辺, 妙法ヶ岳, 霧藻ヶ峰, 白岩山, 天祖山付近に, 約50~200mの厚さで岩体として分布し, しばしば急崖や絶壁をなす.

玄武岩類 (Gzb) は, 主に玄武岩火山砕屑岩からなる. 一般に緑色で, まれに赤褐色-赤色を呈し, 片理面が発達する（第3. 21 図 a）. 玄武岩火山砕屑岩は, 玄武岩起源の砕屑粒子からなり, 微晶質から隠微晶質なガラス質



第3. 20 図 御前山ユニットの石灰岩
a : 片理面の発達した石灰岩. 大輪西方の荒川河床.
b : 石灰岩の薄片写真. オープンニコル. 大輪西方の荒川河床.



第3. 21 図 御前山ユニットの玄武岩類
a : 細粒な玄武岩起源粒子からなる玄武岩火山砕屑岩. 片理面が発達する. 大輪西方の荒川河床.
b : 玄武岩火山砕屑岩の薄片写真. 玄武岩起源の斜長石や岩片を含む. 黒い部分は微晶質から隠微晶質なガラス質部からなる. 大輪西方の荒川河床.

部を伴う（第3. 21図 b）. しばしば赤色ないし緑色頁岩を伴う. 赤色・緑色頁岩は, 玄武岩火山砕屑岩及びチャートや石灰岩近傍にまとまって分布する.

地質構造 走向は N40~60° W, 北ないし南に 40~60° 傾斜する. 荒川流域や大血川流域では, 南傾斜が多くなる. 砂岩中に認められる級化構造から, 翼間隔の閉じた褶曲ないし等斜褶曲が認められる. 大血川中流域では, 南に緩く傾斜して分布し, 地形に沿って石灰岩が露出する. また大輪付近でも, 緩い傾斜を持って石灰岩が分布する. これら以外では, 石灰岩は高角に北傾斜で分布する.

対比 酒井(1987)の御前山層に対比される. 久田(1984)の日原層に相当する. 藤本ほか(1950)の三峯層と大血川層, 石井・高橋(1989)の三峰層と大血川層の一部に相当する.

地質年代 Takahashi(2000)に従い最後期ジュラ紀-前期白亜紀とする. 奥多摩地方の頁岩及び珪質頁岩から, 中期ジュラ紀後半-後期ジュラ紀の放散虫化石と, 前期白亜紀の放散虫化石が得られている(高島・小池, 1984; 猪郷ほか, 1984). そして酒井(1987)は本ユニットの地質年代を中期ジュラ紀後半から前期白亜紀(ペリアシアン期-バラングニアン期)とした. Takahashi and Ishii(1995)及びTakahashi(2000)もまた最後期ジュラ紀-前期白亜紀の放散虫化石(チトニアン期-バラングニアン期)を報告した. 石田(2004)は, 前期白亜紀のオーテリビアン期-パレミアン期の放散虫化石を秋川流域で報告した. そのため本ユニットの地質年代はパレミアン期まで伸びる可能性がある. また石灰岩からはペルム紀のフズリナ化石及び後期三畳紀のコノドント化石が, チャートからは三畳紀のコノドント化石が報告されている(高岡, 1954, 1959; 猪郷, 1972; 小池ほか,

1980; 久田, 1984; 高島・小池, 1984; 酒井, 1987).

3. 4 秩父帯付加コンプレックスからの産出化石

中津川層群から化石産出地点を第3. 22図に, 浦山層群からの化石産出地点を第3. 23図に示す. また両層群の各ユニットにおける海洋プレート層序及び地質年代について, 第3. 24図に示す. なお本地域の浦山層群は広域変成作用を受けているため, 一般に化石の産出に乏しく保存状態も悪い.

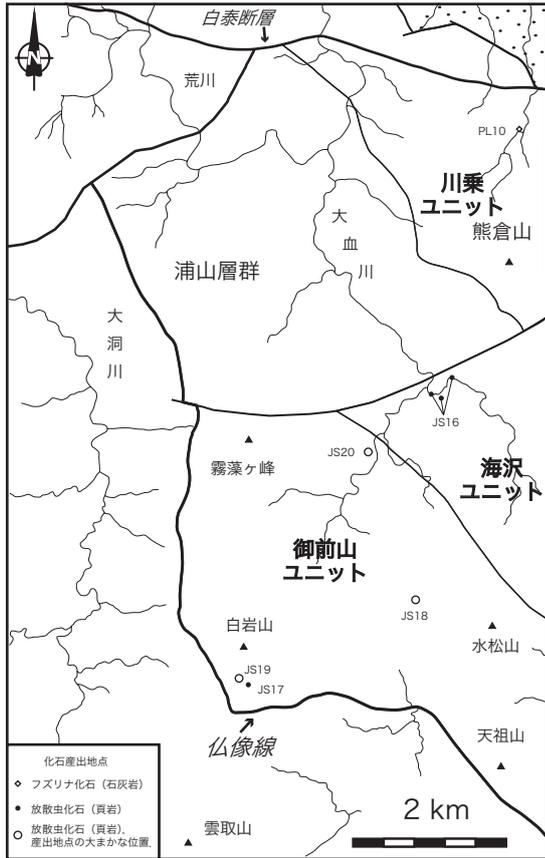
3. 4. 1 両神ユニット

石灰岩より, フズリナ・サンゴ・ウミユリ・コケムシ・石灰藻などの化石を多数産する(石井, 1962). ペルム紀フズリナ化石の産出リストを第3. 2表に示す. 藤本ほか(1950)は, 2地点から, ペルム紀フズリナ化石を報告した. 石井(1962)により, フズリナ化石の検討が詳しくなされ, *Fusulinella-Fusulina* 帯, *Triticites* 帯, *Pseudoschwagerina* 帯, *Neoschwagerina* 帯の化石を識別し, その時代は後期石炭紀-中期ペルム紀ないし後期ペルム紀の初めとされた. また小森川支流の石灰岩の転石より, *Chusenella* sp., *Verbeekina* sp. などの中期ペルム紀を示すフズリナ化石が産出する(Hisada *et al.*, 1992).

チャートから, ペルム紀・三畳紀・最前期ジュラ紀の放散虫化石やコノドント化石が産出する(Hisada *et al.*, 1992). 石井・松川(1980)及びSashida(1991)が, 大ガマタ層から報告した三畳紀のコノドント化石及び放散虫化石は, 本報告では両神ユニットに属する. チャートからのペルム紀放散虫化石リストを第3. 3表に, 三畳紀放散虫化石産出リストを第3. 4表に, ジュラ紀放



第3. 22図 秩父帯付加コンプレックス(中津川層群)の化石産出地点



第 3. 23 図 秩父帯付加コンプレックス (浦山層群) の化石産出地点

散虫化石産出リストを第 3. 5 表に示す。中津川流域の 3 地点から、*Pseudoabaillella globosa* 帯、*Follicucullus monacanthus* 帯、*Follicucullus scholasticus* 帯に属する放散虫化石の産出報告があり、これらは中期ペルム紀から後期ペルム紀の前半を示す (Hisada *et al.*, 1992)。中津峡では、*Neospathodus cf. kockeli* などの前期三疊紀のコノドント化石も産出する (Hisada *et al.*, 1992)。Sashida (1991) では、大山沢のチャートから産出する前期三疊紀の放散虫化石を報告するとともに、5 新種を記載した。また同一試料から、*Neospathodus cf. homeri*, *Xaniognathus sp.*, *Ellisonia sp.* のコノドント化石を報告した。Hisada *et al.* (1992) によれば、中津峡の 6 地点から *Triassocampe nova* 帯、*Canoptum triassicum* 帯に属する後期三疊紀の放散虫化石が産出する。中津川上流にて、後期三疊紀を示す *Epigondolella abneptis* のコノドント化石が産出する (石井・松川, 1980)。また中津川流域の中双里付近の 1 地点から、最前期ジュラ紀を示す *Parahsuum simplum* 帯の放散虫化石の産出報告がある。

頁岩から、前期-中期ジュラ紀を示す放散虫化石が産出する。頁岩からのジュラ紀放散虫化石産出リストを第 3. 6 表に示す。Hisada *et al.* (1992) は、中津峡周辺の 3

第 3. 2 表 秩父帯付加コンプレックスの石灰岩から産出するペルム紀フズリナ化石
Og: 大ガマタユニット. Kw: 川乗ユニット. 文献 *1: Hisada *et al.* (1992), *2: 石井・松川 (1980), *3: 藤本ほか (1950). 産出地点は、第 3. 22 図及び第 3. 23 図に示す。

ユニット	両神ユニット										Og	Kw	
	地点	PL1	PL2	PL3	PL4	PL5	PL6	PL7	PL8	PL9			PL10
文献	藤本ほか(1950)			石井 (1962)							*1	*2	*3
フズリナ化石/露頭番号	2	3	4	49	50	51	52	202	Oy-1	1			
<i>Chusenella sp.</i>											○		
<i>Climacammina lagenalis</i> Lange	○												
<i>Codonofusiella sp.</i>												○	
<i>Doliolina claudiae</i> Deprat		○											
<i>Doliolina sp.</i>												○	
<i>Dunbarula sp.</i>												○	
<i>Glomospira cf. pusilla</i> (Geinitz)												○	
<i>Hemigordius sp.</i>		○										○	
<i>Lagena sp.</i>		○											
<i>Lepidolina shiraiwensis</i> (Ozawa)												○	
<i>Lonsdaleia sp.</i>	○												
<i>Mizzia sp.</i>		○											
<i>Nagatoella sp.</i>												○	
<i>Neoschwagerina sp.</i>												○	
<i>Ozawainella sp.</i>	○												
<i>Paradoxiella japonica</i> Ishii & Takahashi												○	
<i>Parafusulina japonica</i> (Gumbel)												○	
<i>Pseudoliolina otakiensis</i> Fujimoto			○										
<i>Pseudofusulina sp.</i>				○									
<i>Pseudoschwagerina sp.</i>							○						
<i>Schubertella sp.</i>								○	○				
<i>Schwagerina otakiensis</i> Ishii & Takahashi												○	
<i>Schwagerina tscheruyschewi</i> (Schellw)				○									
<i>Schwagerina sp.</i>	○	○										○	
<i>Staffella sp.</i>												○	
<i>Tetraxis cf. conica</i> Ehrenberg	○												
<i>Textularia sp.</i>												○	
<i>Triticites sp.</i>	○	○		○	○	○	○	○	○				
<i>Verbeekina sp.</i>												○	
<i>Yabeina iqoi</i> Morikawa & Suzuki												○	

第 3. 3 表 中津川層群のチャートから産出するペルム紀放散虫化石
産出地点は、第 3. 22 図に示す。

ユニット	両神ユニット		
	地点	PC1	PC2
文献	Hisada <i>et al.</i> (1992)		
放散虫化石/露頭番号	73	78	80
<i>Pseudoabaillella globosa</i> Ishiga & Imoto	○		
<i>Follicucullus ventricosus</i> Ormiston & Babcock		○	
<i>Follicucullus scholasticus</i> Ormiston & Babcock			○
<i>Ishigum spp.</i>			○
<i>Nazarovella sp.</i>			○

地点で放散虫化石を報告した。また Hisada *et al.* (1992) によれば、本ユニットからは *Hsuum minoratum* 帯と *Tricolocapsa plicarum* 帯の放散虫化石が産出する。このほか、御岳山の西方から、中期ジュラ紀を示唆する放散虫化石の報告がある (石井・高橋, 1989)。また荒川と中津川流域で、前期-中期ジュラ紀の放散虫化石の報告がある (Takahashi and Ishii, 1995; Takahashi, 2000)。また蝸沢の珪質頁岩から、前期ジュラ紀の放散虫化石の報告がある (堀口・松岡, 1994)。

以上のことから両神ユニットは、後期石炭紀-後期ペルムの石灰岩、中期ペルム紀-最前期ジュラ紀のチャート、前期-中期ジュラ紀の頁岩からなる海洋プレート層序が復元できる (第 3. 24 図)

第 3. 6 表 中津川層群の頁岩から産出するジュラ紀放散虫化石

EJ : 前期ジュラ紀. MJ : 中期ジュラ紀. 文献 *5 : 石井・高橋 (1989), *6 : Takahashi and Ishii (1995), *7 : 堀口・松岡 (1994). 産出地点は, 第 3. 22 図に示す.

ユニット	中津川層群																
	両神ユニット						大ガマタユニット										
地点	JS1	JS2	JS3	JS4	JS5	JS6	JS7	JS8	JS9	JS10	JS11	JS12	JS13	JS14	JS15		
文献	Hisada et al. (1992)			*5	*6	*7	Hisada et al. (1992)								Takahashi and Ishii (1995)		
放散虫化石/露頭番号	76	77	72	1	RYO-1	RYO-12		83	85	87	89	RYO-13	OGA-2	OGA-4	OGA-5		
<i>Acanthocircus hexaspina</i> (Yao)	○																
<i>Andromeda</i> sp.																	
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.											○						
<i>Archicapsa pachyderma</i> (Tan)							○										
<i>Archicapsa</i> spp.	○		○								○						
<i>Bagotum pseudoerraticum</i> Kishida & Hisada						○											
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> Mizutani & Kido				○											○		
<i>Dictyomitra</i> spp.	○																
<i>Droftus</i> spp.	○																
<i>Eucyrtidiellum disparile</i> Nagai & Mizutani						○											
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> (Riedel & Sanfilippo)												○					
<i>Eucyrtidiellum pustulatum</i> Baumgartner															○		
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)				○							○			○			
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) spp.			○							○							
<i>Hsuum fukazawaense</i> Sashida	○																
<i>Hsuum matsukai</i> Isozaki & Matsuda						○											
<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno														○	○		
<i>Hsuum maxwelli</i> group								○		○							
<i>Hsuum minoratum</i> Sashida	○	○															
<i>Hsuum</i> spp.	○		○	○		○	○	○	○	○	○						
<i>Guexella nudata</i> (Kocher)															○		
<i>Laxtorum</i> (?) <i>jurassicum</i> Isozaki & Matsuda																	
<i>Laxtorum</i> (?) spp.																	
<i>Mirifusus guadalupensis</i> Pessagno													○		○		
<i>Napra</i> sp.		○															
<i>Pantanelium</i> spp.	○								○		○						
<i>Parahsuum kanyoense</i> Sashida	○																
<i>Parahsuum simplum</i> Yao					○												
<i>Parahsuum takarazawaense</i> Sashida	○				○												
<i>Parahsuum</i> spp.	○			○			○		○	○							
<i>Parvingula dhimenaensis</i> group										○				○	○		
<i>Parvingula gigantocornis</i> Kishida & Hisada	○	○				○											
<i>Parvingula nanoconica</i> Hori & Otsuka						○											
<i>Parvingula</i> spp.	○		○	○			○		○	○	○				○		
<i>Protunuma</i> (?) <i>ochiensis</i> Matsuoka										○					○		
<i>Protunuma turbo</i> Matsuoka										○							
<i>Protunuma</i> spp.										○	○						
<i>Ristola altissima</i> (Rust)															○		
<i>Stichocapsa</i> spp.	○									○							
<i>Stichocapsa</i> (?) spp.										○							
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao								○		○	○				○		
<i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka										○	○				○		
<i>Tricolocapsa ruesti</i> Tan										○							
<i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka										○	○				○		
<i>Tricolocapsa</i> spp.			○	○						○	○	○					
<i>Trillus elkhornensis</i> Pessagno & Blome																	
<i>Trillus</i> sp.						○	○										
<i>Unuma echinatus</i> Ichikawa & Yao								○									
<i>Unuma typicus</i> Ichikawa & Yao								○									
<i>Wrangellium</i> sp.							○										
年代	EJ		MJ		EJ	MJ	EJ	MJ									

Parafusulina japonica などのペルム紀フズリナ化石を報告した (第 3. 2 表). 久田 (1984) によれば, 谷津川流域のチャートから *Neogondolella* sp. のコノドント化石が産する.

本ユニットからの産出化石は乏しく, 現在までのところ詳細な海洋プレート層序は復元できてない. 奥多摩地域では, 本ユニットに対比される深沢層の頁岩は, 中期-後期ジュラ紀とされた (高島・小池, 1984).

3. 4. 4 海沢ユニット

石井・高橋 (1989) が, 東谷に分布する大血川層から

報告した放散虫化石は, 本ユニットに属する. その放散虫化石群集は, 詳しい種名の同定まで至っていないが, 中期-後期ジュラ紀の範囲を示すとした (第 3. 7 表).

本ユニットからの産出化石は乏しく, 現在までのところ詳細な海洋プレート層序は復元できてない. 奥多摩地域では, チャートは前期三畳紀-中期ジュラ紀の前半 (高島・小池, 1984), 珪質頁岩は中期ジュラ紀-後期ジュラ紀の前半を示す (高島・小池, 1984; Furukubo *et al.*, 1985).

第3.7表 浦山層群の頁岩から産出するジュラ紀放散虫化石
 Un：海沢ユニット。EJ：前期ジュラ紀。MJ：中期ジュラ紀。LJ：後期ジュラ紀。EC：前期白亜紀。
 文献*5：石井・高橋（1989），*6：Takahashi and Ishii（1995），*8：埼玉県地質図編集委員会（1999）。産出地点は、第3.23図に示す。

ユニット	浦山層群				
	Un	御前山ユニット			
地点	JS16	JS17	JS18	JS19	JS20
文献	*5	*5	*6	*6	*8
放散虫化石/露頭番号	2~4	5	UNA-18	GOZ-7	72
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.		○			
<i>Archaeospongoprimum imlyai</i> Pessagno		○			
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> Mizutani & Kido		○			
<i>Emiluvia</i> sp.		○			
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.	○				
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica				○	
<i>Hsuum hisuikyense</i> Isozaki & Matsuda					○
<i>Hsuum</i> spp.	○				○
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust)		○		○	
<i>Obesacapsula</i> sp.		○			
<i>Obesacapsula rotunda</i> (Hinde)		○			
<i>Parvicingula boesii</i> (Parona)				○	
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner					○
<i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka			○		
<i>Tricolocapsa</i> spp.	○	○			
<i>Xitus</i> sp.		○			
年代	M-LJ?	LJ	MJ	LJ-EC	MJ

3.4.5 御前山ユニット

石井・高橋（1989）が、白岩山に分布する三峰層から報告した放散虫化石を産する頁岩は、本ユニットに属する。その放散虫化石群集は、最後期ジュラ紀を示すとされた。また同じく白岩山付近より、最後期ジュラ紀-前期白亜紀（チトニアン期-バラングニアン期）の放散虫化石の報告がある（Takahashi and Ishii, 1995；Takahashi, 2000）。また大血川上流域の西谷付近から、中期ジュラ紀の放散虫化石の報告がある（埼玉県地質図編集委員会, 1999）。頁岩から産するジュラ紀放散虫化石リストを第3.7表に示す。

本ユニットからの産出化石は乏しく、現在までのところ詳細な海洋プレート層序は復元できてない。奥多摩地域では、石灰岩はペルム紀と後期三畳紀（高岡, 1954；久田, 1984；猪郷, 1972），チャートは三畳紀（小池ほか, 1980；高島・小池, 1984），頁岩・珪質頁岩は中期ジュラ紀後半-後期ジュラ紀及び前期白亜紀（高島・小池, 1984）を示す。本報告では、Takahashi（2000）に従い、本ユニットの地質年代を最後期ジュラ紀-前期白亜紀（チトニアン期-バラングニアン期）とした。

第4章 下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）

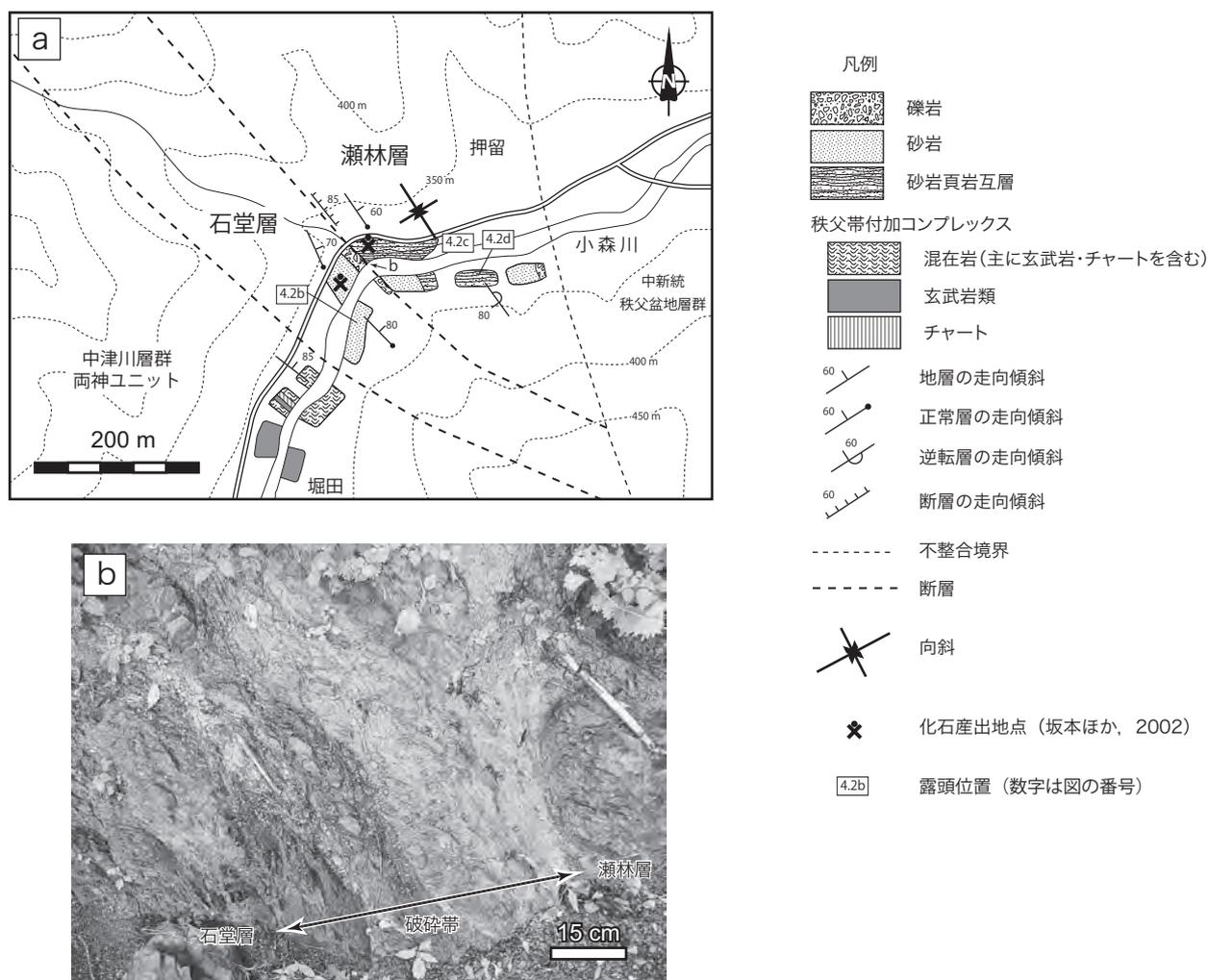
（原 英俊）

4.1 概要及び研究史

関東山地には、秩父帯ジュラ系付加コンプレックスと断層で境された下部白亜系の浅海成-汽水成堆積物が分布する。この下部白亜系は、埼玉県秩父郡小鹿野町から長野県佐久郡佐久町まで、約2~4kmの幅を持ち、西北西-東南東方向へ約40kmにわたり帯状に分布する。この地帯は山中地溝帯と呼ばれ、アンモナイトなどの軟体動物化石を多産することから、古くから日本の代表的な下部白亜系の一つとして研究され、特に1880年代以降多くの層序学的・古生物学的研究が行われた（Yabe *et*

al., 1926など）。この山中地溝帯に分布する下部白亜系を総称し、山中白亜系や山中層群と呼ばれることもある（松川・恒岡, 1993；尾崎ほか, 2002など）。ただし山中層群は、後述するテチス北方型動物群を産する地質体のみ限定した使用もある（Ichise, 2008）。なお山中の名は、江戸時代に神流川上流域（群馬県多野郡旧上野村・中里村・万場村）に設けられた山中領や、この地方の「山中谷」という呼称に由来する（万場町誌編さん委員会, 1994；榊原, 1997）。

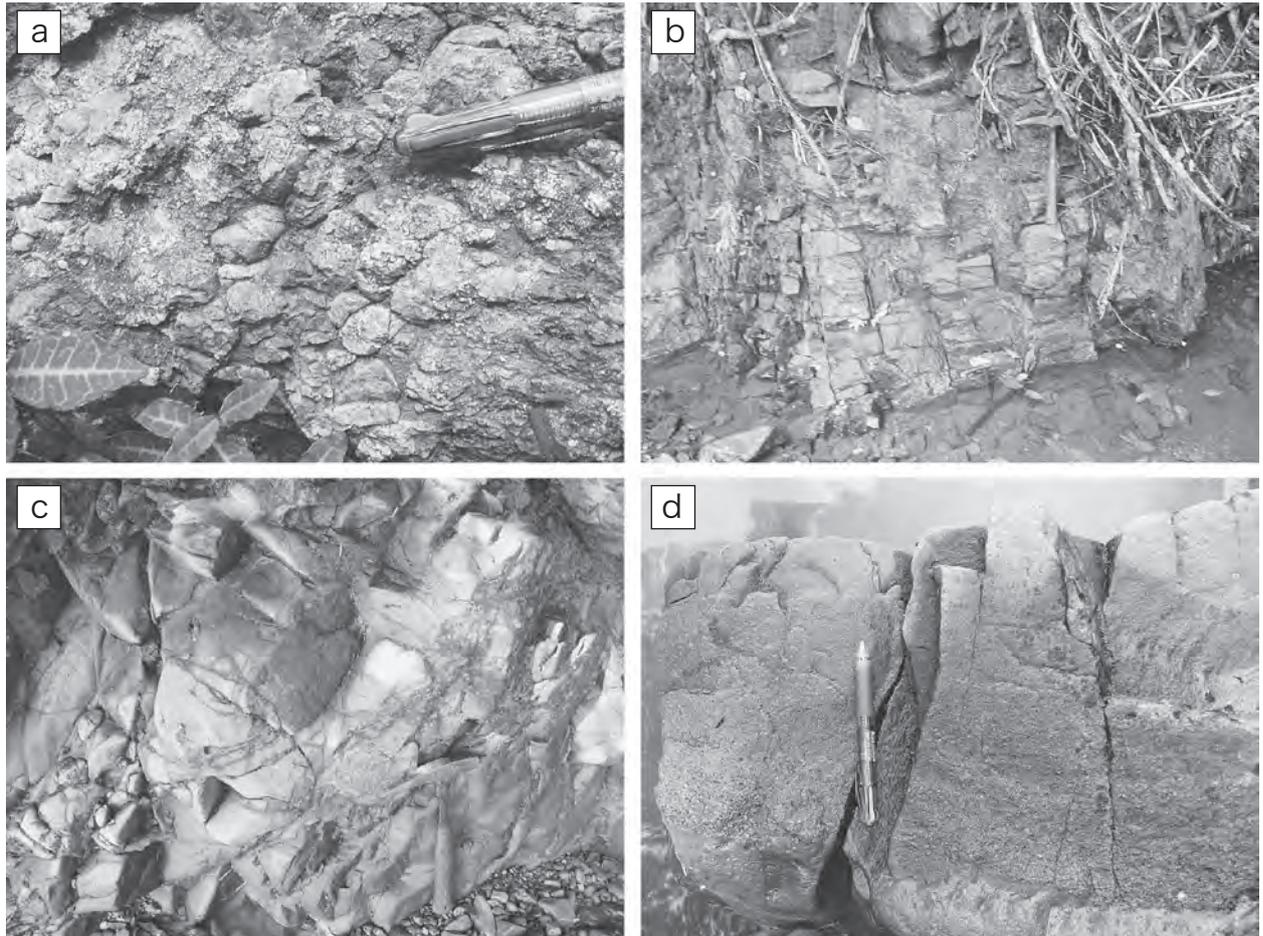
この下部白亜系は、下位から白井層・石堂層・瀬林層・三山層に大きく区分される（武井, 1963；松川, 1979）。



第4.1図 下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）のルートマップ

a: ルートマップ。押留付近の小森川沿い。

b: 断層露頭。



第4.2図 下部白亜系海成-汽水成堆積物（山中白亜系）の露頭

- a: 石堂層の礫岩。四阿屋山西方の尾根。
- b: 石堂層の厚層理砂岩。押留周辺の小森川河床。
- c: 瀬林層の砂岩。押留周辺の小森川河床。
- d: 瀬林層の級化構造の発達する砂岩。押留周辺の小森川河床。

そしてこれらは、岩相やテチス北方型動物群の二枚貝化石産出により四国の物部川層群に対比された（松川，1980；田代，1990，1994など）。一方，一瀬ほか（2002）及び Ichise（2008）では，新にテチス型動物群に属するアルビアン期の二枚貝化石を報告し，先外和泉層群そといずみに対比される地質体の存在を示唆した。更に寺部・松岡（2009）では，テチス型動物群を瀬林層から報告し，テチス型動物群を含む地層の年代は少なくともバレミアン期まで古くなることを指摘した。また山中白亜系におけるテチス型動物群とテチス北方型動物群の産出要因について，黒瀬川構造帯と中央構造線の横ずれ運動（田代，1994，2000）だけでなく，海水温変化の可能性について示唆した。本地域を含む下部白亜系分布域の東部では，Yabe *et al.*（1926），岩井（1947），新井・長沼（1975）などの研究に始まり，武井（1964），松川（1977），坂・小泉（1977），小泉（1991），川村・指田（2004）によって詳細な堆積学的・層序学的・古生物学的検討が，また Tanaka and

Saka（1993）によって堆積盆のブロック化現象の検討が行われた。

本地域では，小森川流域の押留おともや四阿屋山周辺に，下部白亜系の最南東端部分がわずかに分布する。本地域に分布する下部白亜系は，武井（1963）によれば石堂層と瀬林層に区分され，Matsukawa（1983）や川村・指田（2004）では石堂層として扱われた。小泉（1991）では，石堂層もしくは白井層に対比される可能性が示唆されたが，地層対比が必ずしも明瞭でないとした。近年，坂本ほか（2002）は，本地域の小森川流域の押留にて，海生二枚貝化石と汽水生二枚貝化石を報告した。これによって小森川流域には，海成の石堂層と，汽水成の瀬林層の下部が分布するとした。本報告でも，坂本ほか（2002）に従い，本地域に分布する下部白亜系を石堂層と瀬林層に区分する。また小森川流域のルートマップを第4.1図aに示す。

4. 2 石堂層 (Iss, Ise)

命名 石堂層は、Yabe *et al.* (1926) によって定義され、武井 (1963) によって本地域にも分布することが示された。

分布 本地域での石堂層は、小森川下流の押留及び四阿屋山周辺に分布する。断層によって秩父帯付加コンプレックスの両神層に接する。石堂層の上位は、一般に整合で瀬林層が覆う (武井, 1963 など)。しかし本地域では、両層は断層関係で接する。断層は、幅約1mの破碎帯を持つ (第4.1図b)。

岩相 礫岩及び砂岩からなる。見かけの層厚は200～250mである。礫岩は、四阿屋山東麓に分布する。礫岩は、径数 cm～10 cm の亜円-円礫からなり礫支持である (第4.2図a)。礫種は、灰色ないし緑色を呈するチャートが非常に多く、砂岩・頁岩・石灰岩を伴う。なお小森川流域では、この礫岩は認められず、砂岩が主体となる。砂岩は、厚層理な中粒砂岩で、しばしば泥岩を挟み (第4.2図b)、砂岩泥岩互層となる。秩父帯付加コンプレックスとは、諏訪山断層で接している (第3.1図)。

地質年代 石堂層は、産出するアンモナイト化石などからオーテリビアン期後期-バレミアン期前期とされる (松本ほか, 1982; Obata *et al.*, 1976)。なお川村・指田 (2004) では石堂層の上部より、バレミアン最末期-アプチアン期中期の放散虫化石を報告しているため、石堂層の地質年代はアプチアン期を含む可能性がある。

産出化石 坂本ほか (2002) により、*Pterotrigonia* (*Pterprigonia*) sp., *Neithea* sp. の二枚貝化石産出の報告がある。

4. 3 瀬林層 (Se)

命名 瀬林層は、武井 (1963) によって命名された。

分布 本地域での瀬林層は、小森川下流の押留及び四阿屋山東方に分布する。断層関係で、下位の石堂層と接する。

岩相 砂岩及び泥岩からなる。砂岩は、中粒-粗粒で、数10cmの厚さで成層する (第4.2図c)。しばしばシルト質泥岩を挟み、砂岩泥岩互層となる。また礫質砂岩も認められる。砂岩や礫質砂岩には、級化構造が良く発達する (第4.2図d)。なお瀬林層は上部と下部に分けられ、本地域には下部層が分布する。

地質年代 瀬林層はバレミアン期後期-アプチアン期とされた (Matsukawa, 1983)。川村・指田 (2004) は、アプチアン期後期の有孔虫化石を報告し、瀬林層の地質年代をアプチアン期後期～アルビアン期前期とした。また寺部・松岡 (2009) は、バレミアン期のアンモナイト化石を報告している。本報告では、瀬林層の地質年代をバレミアン期後期-アルビアン期前期とする。

産出化石 坂本ほか (2002) により、*Hayamina* aff. *Matsukawai* の二枚貝化石産出の報告がある。

第5章 四万十帯白亜系付加コンプレックス

(原 英俊・上野 光・久田健一郎)

5.1 概要及び研究史

本地域を含めた奥秩父地方に分布する四万十帯付加コンプレックスは、藤本ほか(1950)によって大滝層群と命名された。藤本ほか(1950)は、大滝層群を栃本層・川又層・豆焼沢層・釣橋小屋層・古礼層に区分し、これらは基本的に北傾斜・北上位の同斜構造を形成するとした。そして二瀬ダム下流の玄武岩類より、緑色片岩相に相当する変成鉱物組み合わせを報告した。その後、渡部ほか(1958)によって、荒川・入川・滝川流域周辺にて、大滝層群は4つの地層(二瀬層・川又層・八百谷層・古礼山層)に区分された。また層理面と片理面の斜交性から川又地域を中心とした複背斜構造の存在が示された。更に八百谷層の鳥ノ巣石灰岩からサンゴや巻貝の化石の産出が報告された。藤本・鈴木(1969)は、大洞川上流域の数地点の鳥ノ巣石灰岩から、サンゴや層孔虫などの化石を報告し、更に南～南東方の奥多摩地域からの地層が同地域にも連続することを示唆した。この他、Ogawa *et al.* (1988)は、大滝層群で認められる変形構造が延性変形領域であること、また変成鉱物としてマグネシオリーベック閃石が産出することを指摘し、大滝層群は付加プリズムの深部に底づけされた地質体であるとした。Fabbri *et al.* (1990)は、剪断変形の解析により、変成した大滝層群は付加プリズム中に発達したバックラストによって上昇したモデルを示した。これらの研究により大滝層群は、緑色片岩相当の変成作用を受けた四万十帯付加コンプレックスとして特異性が指摘されていた。しかし、急峻な山岳地域に分布すること、変成作用を受け化石の産出が乏しいことから、これ以上の詳細な検討は行われないうままだった。また奥多摩地方の藤本(1949)によって命名された小河内層群との関係も不明であったため、大滝層群は小河内層群と一括して扱われることもあった(Ogawa *et al.*, 1988; 尾崎ほか, 2002など)。

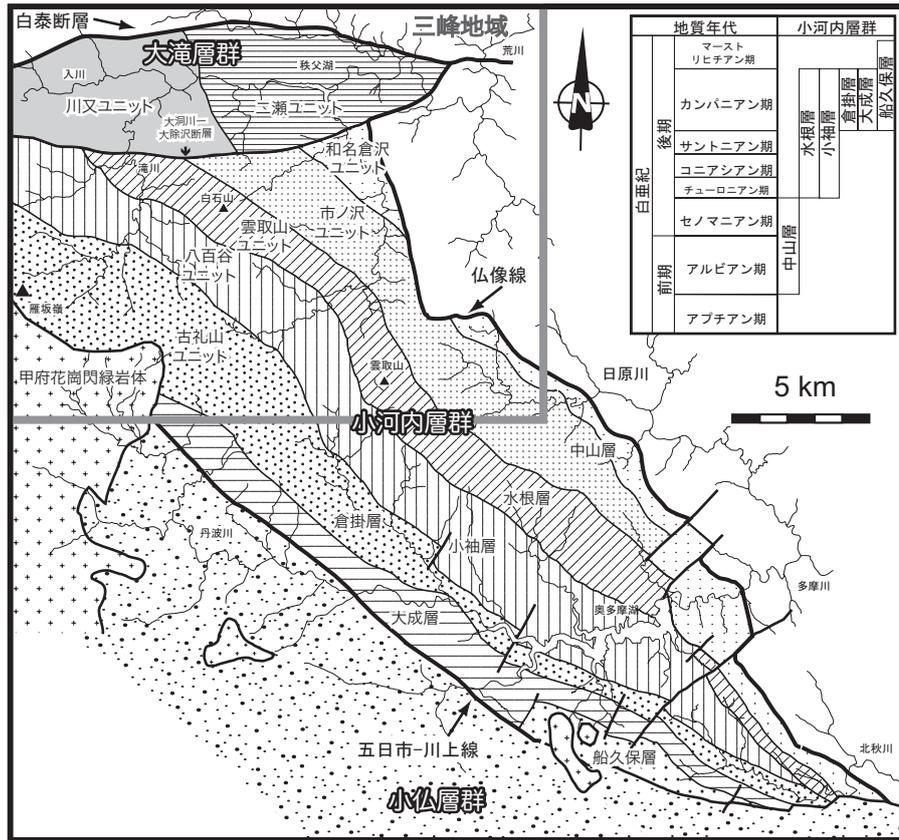
その後、高橋・石井(1992)によって、これまでの見解と大きく異なる大滝層群の地質図及び地質構造が示された。高橋・石井(1992)によれば、大滝層群は4つのユニット(川又ユニット・二瀬ユニット・古礼山ユニット・和名倉山ユニット)に区分され、低角な断層を介して各ユニットが累重するとされた。そして奥多摩地方に分布する小河内層群とは、その付加された深度が異なると考えられた(Takahashi and Ishii, 1995; Takahashi, 1999, 2000)。しかし大滝層群と小河内層群との境界などについては言及しておらず、両層群の層序関係は不明のまま

扱われていた。

その一方、奥多摩地方の小河内層群は、放散虫化石による地質年代の決定が進み、覆瓦構造や構造的下位に向かい若くなる極性が認められた(久田, 1984; 伊与田ほか, 1984; Sashida *et al.*, 1984; Iyota *et al.*, 1994; 酒井, 1987)。小河内層群の北西延長は、本地域内の雲取山周辺まで分布することが知られている(久田, 1984; 酒井, 1987)。渡部ほか(1958)は鳥ノ巣石灰岩を含む八百谷層が、小河内層群の鳥ノ巣石灰岩を含む地層と対比されることを示唆し、藤本・鈴木(1969)は奥多摩地方と本地域の地層の連続性を示した。Hara and Hisada(1998)は、これらの研究を加味した上で大滝層群の見直しを行い、従来定義されていた大滝層群の大部分が、基本的には北上位の地層から構成される覆瓦構造を示していることを見出した。更に覆瓦構造を構成する地質体は、小河内層群の各地質体と岩相対比が可能であることを示した。これによって、従来大滝層群とされた本地域の四万十帯付加コンプレックスは、大滝層群と小河内層群からなるとした(第5.1図)。そして大滝層群は、荒川流域に限られて分布する地質体に限定し、大滝層群と小河内層群は断層関係で接するとした。なお大滝層群の分布域は異なるが、同様の構造が埼玉県地質図編纂委員会(1998)においても示唆されている。

Hara and Hisada(1998)によって新たに定義された大滝層群において、イライト結晶度による古地温度構造解析(原ほか, 1998)、イライトのK-Ar年代及びジルコンのフィッション・トラック年代による変成・冷却年代の検討(原・久田, 2005; 原ほか, 2007)、構造的な流体包有物解析(Hara and Hisada, 2007)が行われた。これらの研究によると大滝層群は、270~300°C及び140~190 MPaの温度圧力条件で付加し、300°C及び270 MPaを超える変成作用を約76~65 Ma(後期白亜紀)に受けた。その後、約59~54 Ma(暁新世)に260±50°Cを、約15 Ma(中期中新世)に110°Cの領域を通過する冷却過程が考えられた。更にその冷却速度は、3.6°C/Myrと見積もられた。

なおHara and Hisada(1998)は、大滝層群を川又ユニットと二瀬ユニットに、小河内層群を和名倉山ユニット・市ノ沢ユニット・雲取山ユニットに区分した。本報告では、大滝層群についてはHara and Hisada(1998)のユニット区分を、小河内層群については渡部ほか(1958)とHara and Hisada(1998)のユニット区分を用いる。従来の研究と本報告の地質体対比について、第5.1表に示す。



第5.1図 四万十帯付加コンプレックスの地体構造区分

第5.1表 四万十帯付加コンプレックスのユニット対比

奥秩父地方					奥多摩地方			
本報告	藤本ほか(1950)	渡部ほか(1958)	藤本・鈴木(1969)	高橋・石井(1992)	久田(1984)	酒井(1987)	lyota et al. (1994)	
小河内層群	古礼山ユニット	古礼層	古礼山層	古礼山層	古礼山ユニットの一部	鴨沢層	鴨沢層の一部	倉掛層
	八百谷ユニット	釣橋小屋層	八百谷層	井戸沢層・惣小屋層・小袖層・青岩古生層	和名倉山・古礼山・二瀬ユニットの一部	青岩谷層	青岩谷層	小袖層
		豆焼沢層						
	雲取山ユニット	川又層	川又層の一部	和奈倉山古生層・三峯古生層	和名倉山・古礼山・二瀬・川又ユニットの一部	雲取山層(上部)	雲取山層	水根層
	市ノ沢ユニット		—	川又層	古礼山・二瀬ユニットの一部	雲取山層(中部)		中山層
和名倉沢ユニット	栃本層	—	—	古礼山ユニットの一部	雲取山層(上部)	中山層	—	
大滝層群	二瀬ユニット	二瀬層	—	二瀬ユニットの一部	—	—	—	
	川又ユニット	川又層と豆焼沢層の一部	川又層	—	川又ユニットの一部	—	—	

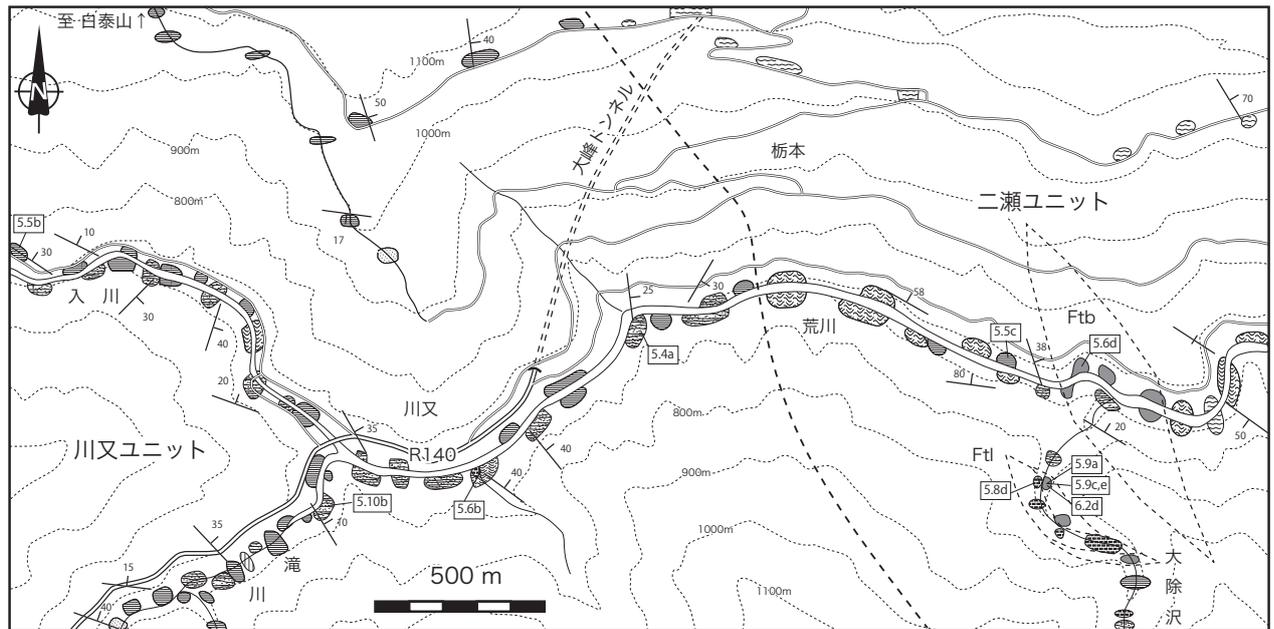
5.2 大滝層群

5.2.1 川又ユニット (Kwp, Kwt, Kwc)

命名 藤本ほか (1950) によって川又層と命名され、渡部ほか (1958) によって再定義された。高橋・石井 (1992) や Hara and Hisada (1998) は、川又ユニットに改称された。これらの研究において、本ユニットの分布は若干異

なっている。本報告では、Hara and Hisada (1998) の定義に従う。

分布 滝川流域、入川流域、更に^{やたけざわ}矢竹沢、赤沢谷下流、股の沢に分布する。模式地である川又周辺のルートマップを第5.2図に示す。本ユニットは、北側は白泰断層によって、秩父帯付加コンプレックスの中津川層群と接する。南側は^{おおぼらがわ おおよけさわ}大洞川-大除沢断層によって、四万十帯付加



凡例

	片状砂岩		千枚岩		地層の走向傾斜
	片状砂岩千枚岩互層及びその破断相		チャート		岩相境界
	千枚岩・淡緑色珪質千枚岩・凝灰質千枚岩 とそれらの互層及び破断相		石灰岩		ユニット境界
	混在岩(主に淡緑色珪質千枚岩・片状砂岩を含む)		玄武岩類		露頭位置(数字は図の番号)

第5.2図 川又ユニットのルートマップ

川又及び栃本周辺. Ftb, Ftl の記号は、地質図の凡例記号に従った。

コンプレックスの小河内層群と接する。また本ユニットの構造的上位に大滝層群二瀬ユニットが断層を介して累重する。

岩相 千枚岩ないし粘板岩と片状砂岩を主体とし、これらはしばしば千枚岩優勢で互層する (Kwp)。千枚岩優勢な片状砂岩千枚岩互層は、本ユニットを構成する主要な岩相である。千枚岩ないし粘板岩は一般にシルト質である。片状砂岩千枚岩互層は、入川の上流部ではしばしば破断相を示し、まれに混在岩となる。また淡緑色珪質千枚岩ないし淡緑色凝灰質千枚岩 (Kwt)・チャート (Kwc)・石灰岩を伴う。ちりめんじわ劈開やキンクバンドが発達する。石英脈が多く認められ、層理面ないし片理面や劈開面と平行に、あるいはこれらの面構造に斜交し進入する。

地質構造 走向は N30~45° W, 北に 30~60° 傾斜する。滝川上流では、北傾斜と南傾斜が認められ、波長約 500m 程度のアンチフォーム及びシンフォームが推定される。これは、渡部ほか (1958) が示した川又複背斜構造に相当する。

対比 藤本ほか (1950) における入川及び滝川流域の川又層、栃本層の一部、更に入川流域の豆焼沢層に相当する。渡部ほか (1958) の川又層の一部、高橋・石井 (1992)

の川又ユニットの一部に対比される。

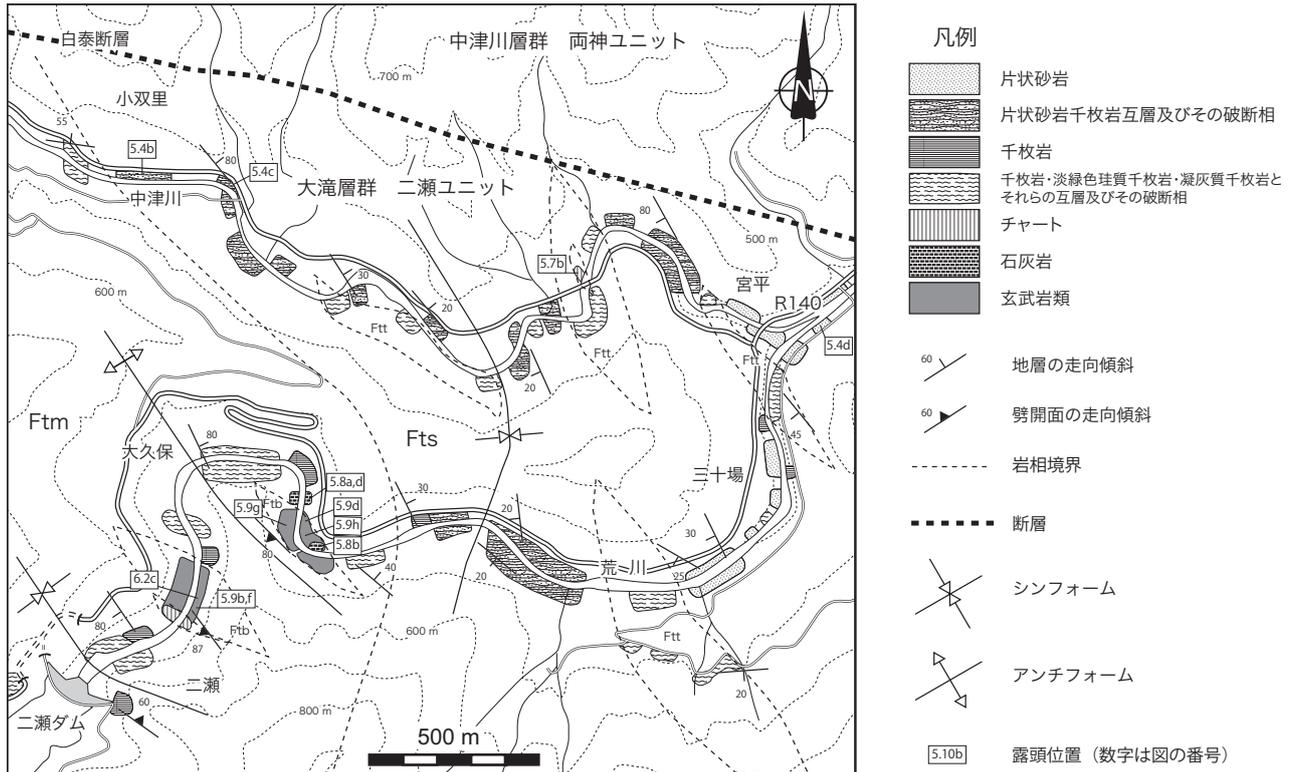
地質年代 本ユニットから産出化石の報告はなく、その地質年代は不明である。

5.2.2 二瀬ユニット (Fts, Ftt, Ftc, Ftl, Ftb, Ftm)

命名 渡部ほか (1958) によって二瀬層と命名され、Hara and Hisada (1998) によって、二瀬ユニットと改称された。なお高橋・石井 (1992) の二瀬ユニットとは、その分布と地質構造が大きく異なる。本報告では、Hara and Hisada (1998) の定義に従う。

分布 荒川流域の二瀬^{みそば}三十場-神岡や秩父湖-栃本にかけて、大除沢、中津川流域の宮平-小双里-浜平にかけて分布する。模式地の二瀬周辺のルートマップを第5.3図に示す。本ユニットは、北側は白泰断層によって、秩父帯付加コンプレックスの中津川層群と接する。南側は大洞川-大除沢断層によって、秩父帯付加コンプレックスの浦山層群及び四万十帯付加コンプレックスの小河内層群と接する。また本ユニットは、構造的下位の川又ユニットに断層を介して累重する。

岩相 片状砂岩及び片状砂岩千枚岩互層とその破断相 (Fts)、淡緑色珪質千枚岩ないし淡緑色凝灰質千枚岩及び千枚岩淡緑色珪質千枚岩互層 (Ftt) を主体とし、混



第5.3図 二瀬ユニットのルートマップ

荒川と中津川沿い。Fts, Ftt, Ftmの記号は、地質図の凡例記号に従った。

在岩 (Ftm)・玄武岩類 (Ftb: 玄武岩溶岩・玄武岩火山碎屑岩・玄武岩凝灰岩)を伴う。まれに石灰岩 (Ftl)及びチャート (Ftc)を伴う。秩父湖周辺では、千枚岩・凝灰質千枚岩・淡緑色珪質千枚岩が卓越し、これらはしばしば厚さ数 cm 以下で細互層する。二瀬より下流の荒川流域では、片状砂岩と千枚岩互層が主体となり、砂岩優勢な片状砂岩千枚岩互層が卓越する。

地質構造 走向は N30 ~ 45° W で、南に 20~30°ないし 50~60°及び北に 20~30°傾斜する。走向は概ね一定しているが、傾斜は角度・方向ともに一定しない。波長約 500m 程度のアンチフォーム及びシンフォームが推定されるが、有効な鍵層がないためその詳細は不明である。

対比 藤本ほか (1950) による秩父湖周辺の栃本層、渡部ほか (1958) による二瀬層と川又層の一部に相当する。また高橋・石井 (1992) の秩父湖周辺に分布する二瀬ユニットに相当する。

地質年代 本ユニットから産出化石の報告はなく、その地質年代は不明である。

5.2.3 大滝層群の岩相

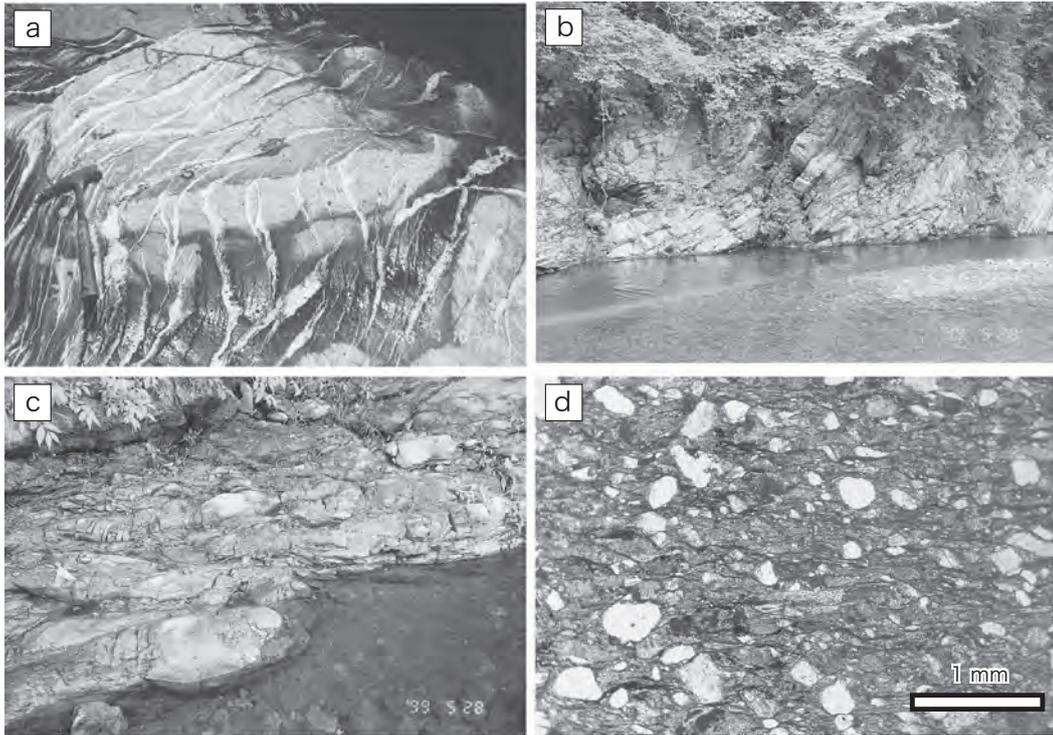
大滝層群を構成する主要な岩相は、片状砂岩・千枚岩・淡緑色珪質千枚岩・混在岩で、玄武岩類・チャート・石灰岩の岩体及び岩塊を伴う。

片状砂岩は、片理の発達した細粒-中粒砂岩である。

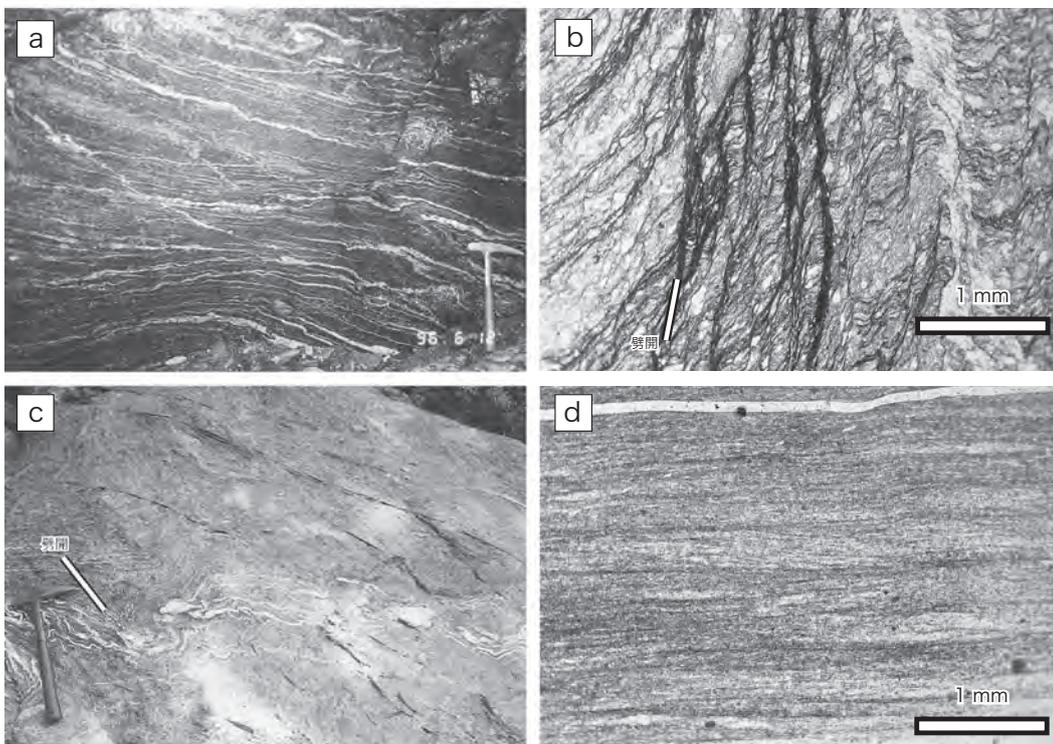
主に石英・長石・岩片からなる。川又ユニットの片状砂岩には、石英脈が、片理に斜交して発達することが多い (第5.4図 a)。二瀬ユニットの片状砂岩は、成層砂岩 (第5.4図 b) が多く、千枚岩を挟む。砂岩・千枚岩互層は、破断相を示すこともある (第5.4図 c)。鏡下では、基質には粘土鉱物の定向配列が認められる。また片理が強く発達する。片理は圧力溶解劈開として認められ、この片理の発達によって、岩片と基質部の境界は不明瞭である (第5.4図 d)。

千枚岩は、黒色を呈し、層理面に平行ないし斜交する片理面が発達する。川又ユニットの千枚岩は、シルト質であることが多い (第5.5図 a, b)。二瀬ユニットの千枚岩は、しばしばちりめんじわ劈開を伴い微褶曲する (第5.5図 c)。鏡下では、定向配列をなす粘土鉱物 (主にイライト・緑泥石) と黒色不透明なシームからなる圧力溶解劈開が認められる。シルトサイズ (径 50 μm 以下) の石英と長石粒子がわずかに含まれ、これらは片理面に沿って引き延ばされている (第5.5図 d)。粘土鉱物及び圧力溶解劈開が約 0.3mm 以下の幅で繰り返して平行配列し、これらが千枚岩の片理を形成する。秩父湖周辺でまとまった分布をなすほか、しばしば淡緑色珪質千枚岩ないし凝灰質千枚岩や片状砂岩と互層する。

淡緑色珪質千枚岩は、凝灰質で淡緑色を呈する珪質千枚岩である。一般に片理面やこれに斜交するちりめん



第5.4図 大滝層群の片状砂岩
 a: 石英脈の発達した片状砂岩 (川又ユニット), 川又東方の荒川河床.
 b: 成層した片状砂岩 (二瀬ユニット), 双里東方の中津川河床. 写真の底辺は約10m.
 c: 破断した片状砂岩・千枚岩互層 (二瀬ユニット), 双里周辺の中津川河床. 写真の底辺は約2m.
 d: 片状砂岩の顕微鏡写真 (二瀬ユニット), オープンニコル, 神岡周辺の荒川河床.



第5.5図 大滝層群の千枚岩
 a: シルト質千枚岩 (川又ユニット). 白い部分は, 層理面にほぼ平行に進入する石英脈. 滝川
 中流域の河床.
 b: シルト質千枚岩の薄片写真 (川又ユニット), オープンニコル, 入川下流域の林道沿い.
 c: 千枚岩 (二瀬ユニット), 栃本東方の荒川河床.
 d: 千枚岩の薄片写真 (二瀬ユニット), オープンニコル, 神岡周辺の荒川河床.

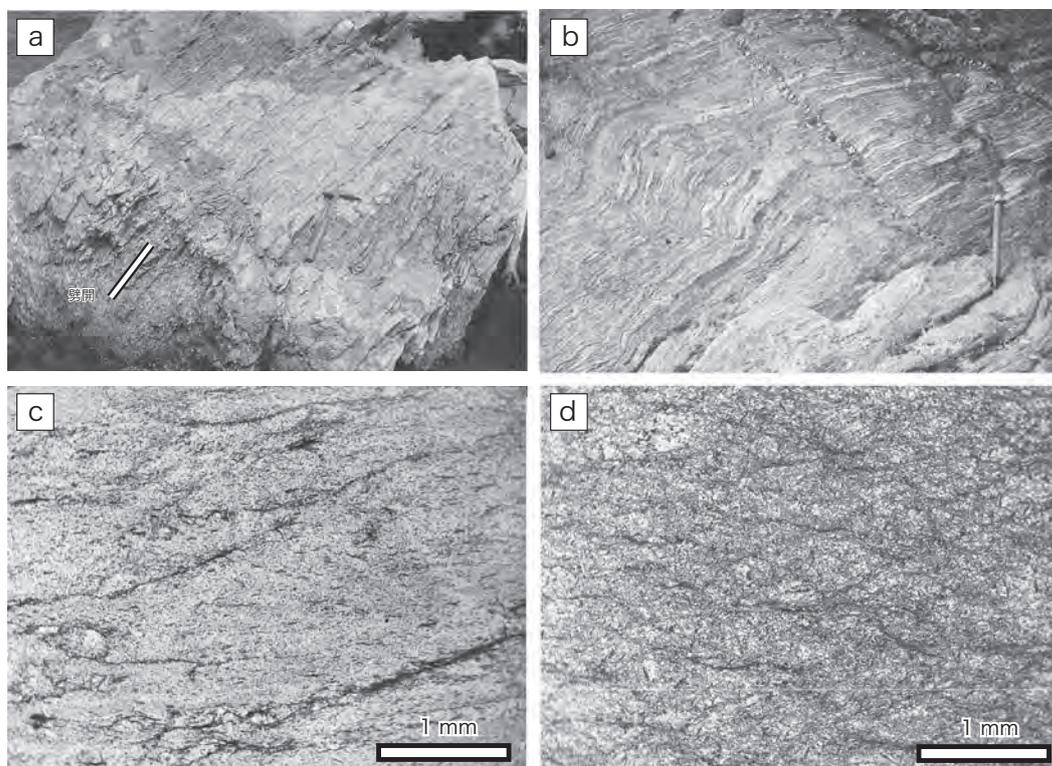
じわ劈開ないしスレート劈開が発達する（第5.6図a）. 千枚岩と厚さ数cm以下で互層することが多い（第5.6図b）. まれに赤色ないし赤紫色な凝灰質千枚岩や、玄武岩凝灰岩を伴う. 鏡下では、大部分は隠微晶質-微晶質な再結晶した石英と、粘土鉱物の定向配列もが観察される（第5.6図c, d）.

チャートは、緑色ないし赤色、灰色を呈する層状チャート（第5.7図a, b）であるが、変成作用によって層理面は不明瞭なこともある. 一部ではやや泥質ないし石灰質なチャートが認められる（第5.7図c）. 鏡下では、微晶質な石英と不透明鉱物が観察される. またまれに放散虫化石と思われる円ないし楕円形の再結晶石英の集合体も見られることもある（第5.7図d）. 厚さ20~50m程度の岩体として、川又ユニットでは久度の沢と滝川中流に、二瀬ユニットでは中津川流域、二瀬、大洞川下流に分布する.

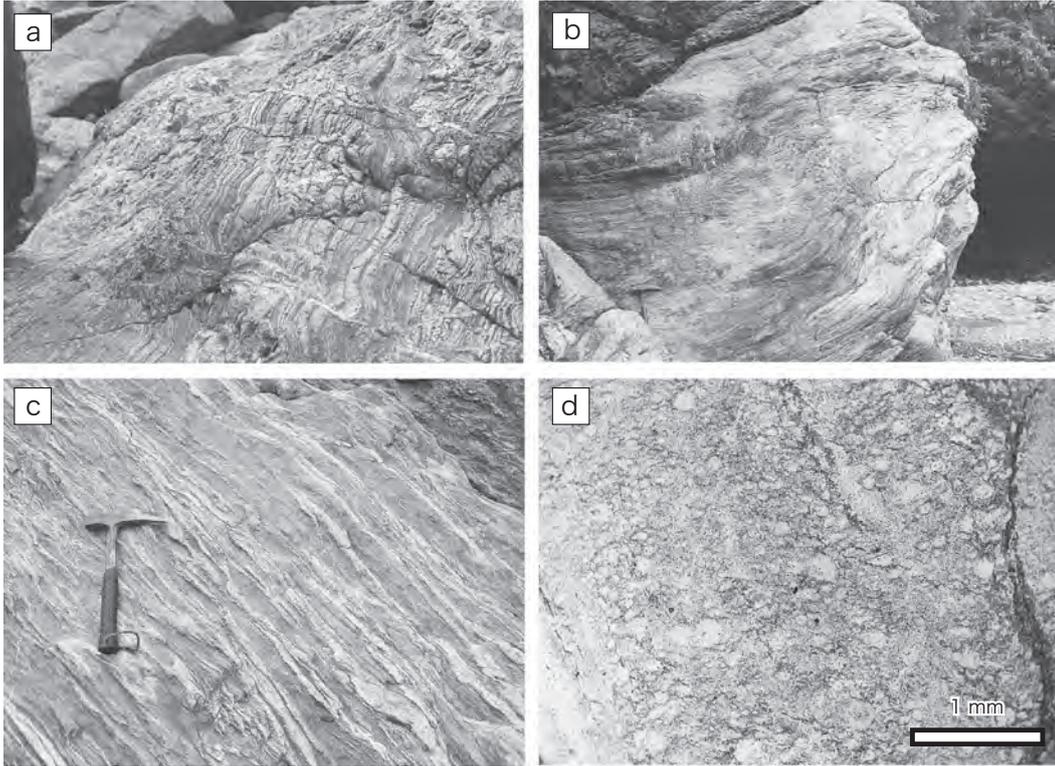
石灰岩は、白色-灰色ないし黒色を呈し、変成作用によって片理の発達した結晶質石灰岩となる（第5.8図a）. また千枚岩と互層をなすこともある（第5.8図b）. 鏡下においても、方解石の再結晶化が進み、初生的な構造を残していない（第5.8図c）. 泥質な石灰岩では、粘土鉱物の定向配列や圧力溶解劈開が認められる（第5.8

図d）. 川又ユニットでは千枚岩中に厚さ約5mの岩塊として、二瀬ユニットでは二瀬や大除沢周辺で、厚さ約20mの岩体として玄武岩類に伴って分布する.

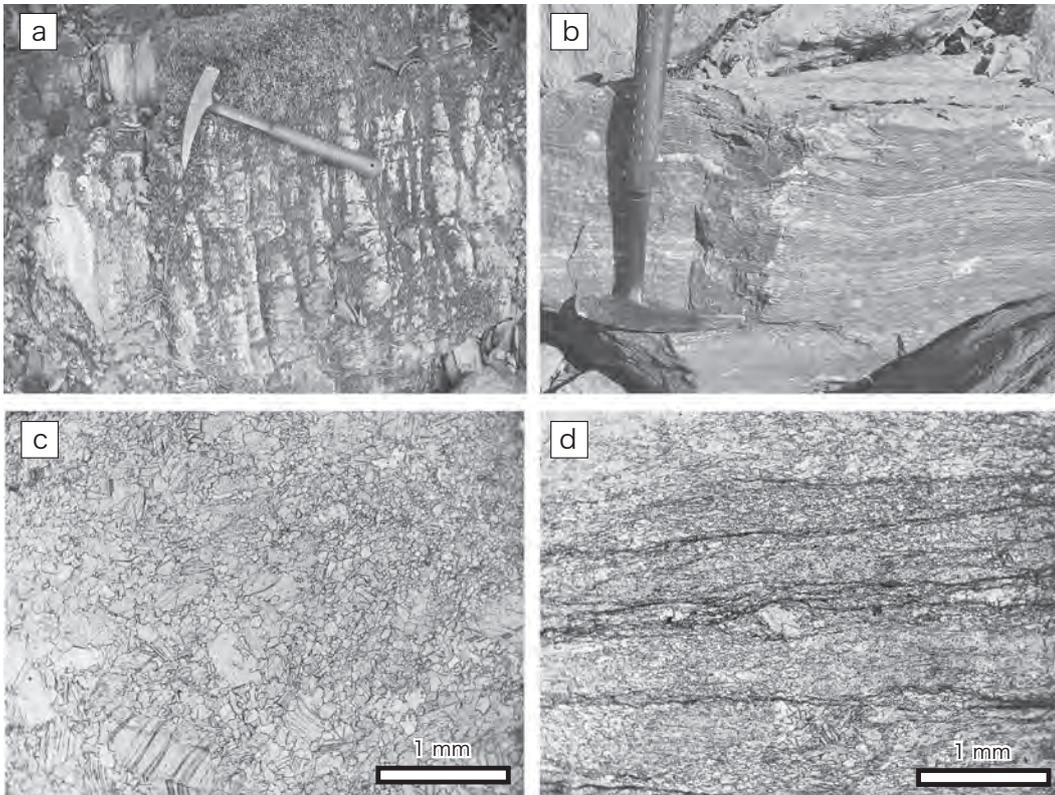
玄武岩類は、玄武岩溶岩と玄武岩火山砕屑岩からなり玄武岩凝灰岩を伴う. 一般に緑色で、まれに赤褐色-赤色を呈する. 玄武岩溶岩は、塊状ないし枕状溶岩で、枕状溶岩は一般に扁平化している（第5.9図a, b）. 玄武岩火山砕屑岩は、玄武岩起源の砕屑粒子からなり、ハイアロクラスタイトを伴うこともある（第5.9図c）. 玄武岩凝灰岩は、緑色ないし赤色を呈し、千枚岩質である（第5.9図d）. 鏡下では、玄武岩溶岩は、一般に無斑晶質で石基部分は主に斜長石と少量の単斜輝石が観察される（第5.9図e）. また空隙を石英ないし方解石が充填した杏仁状組織が認められる（第5.9図f）. 柱状の自形斜長石結晶の間を単斜輝石結晶が埋めるオフィティック組織を示すドレライトも認められる（第5.9図g）. 玄武岩凝灰岩は、微晶質から隠微晶質なガラス質部を伴い、緑泥石・緑れん石が片理面を形成する（第5.9図h）. また細粒な玄武岩凝灰岩は一般に、剪断変形を受けていることが多く、ちりめんじわ劈開やスレート劈開も発達する（第5.9図h）. 二瀬や大除沢周辺にまとまって分布する.



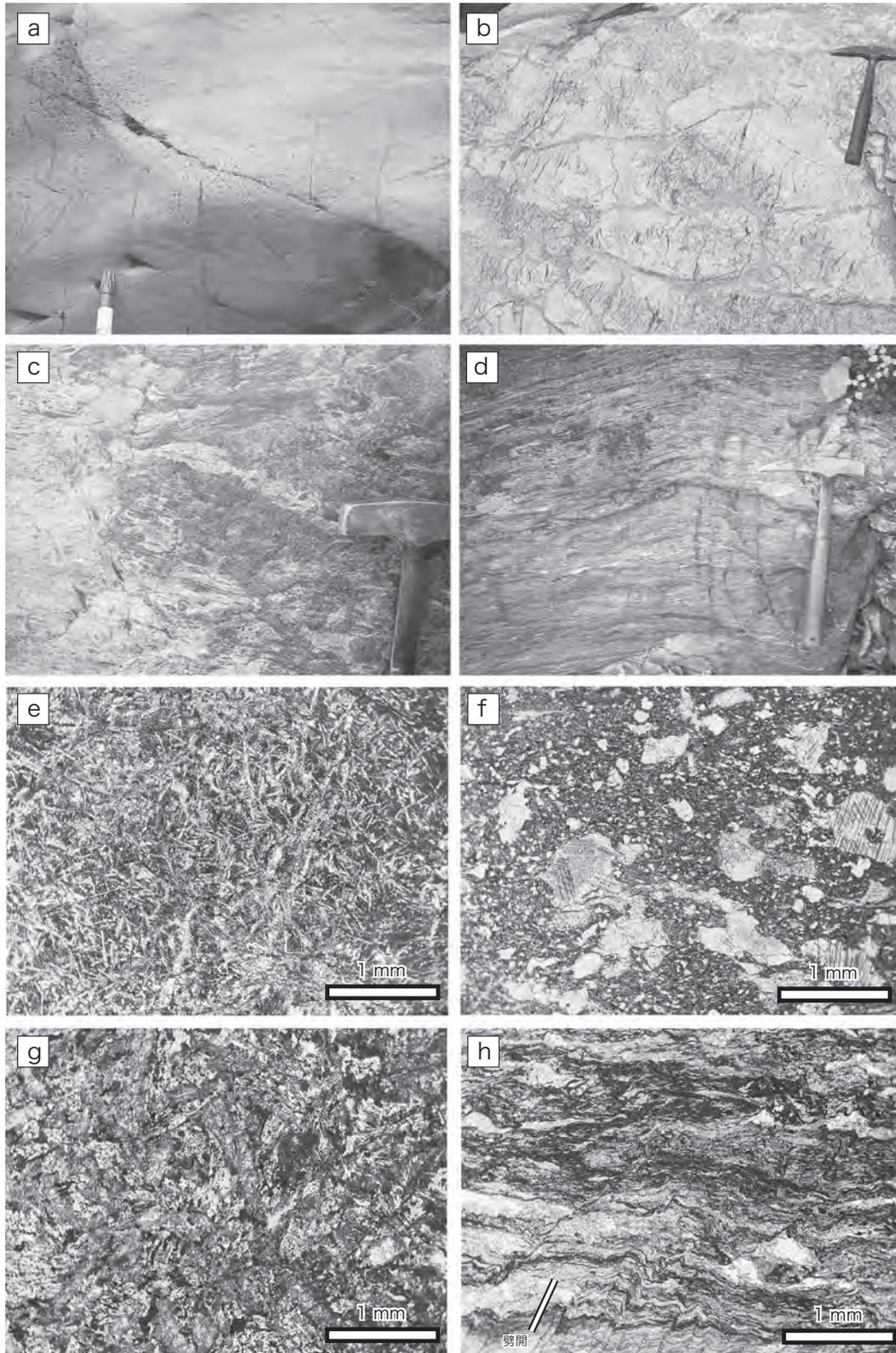
第5.6図 大滝層群の淡緑色珪質千枚岩・凝灰質千枚岩
a: 淡緑色珪質千枚岩と黒色千枚岩の互層（二瀬ユニット）. スレート劈開が発達する. 大洞川下流域の河床.
b: 淡緑色珪質千枚岩と黒色千枚岩の互層（川又ユニット）. 川又周辺の荒川河床.
c: 淡緑色珪質千枚岩の薄片写真（二瀬ユニット）. オープンニコル. 大洞川下流域の河床.
d: 凝灰質千枚岩の薄片写真（二瀬ユニット）. オープンニコル. 荒川と大除沢出合いの河床.



第5.7図 大滝層群のチャート（二瀬ユニット）
 a：赤色な層状チャート．滝沢ダム周辺の中津川河床．写真の底辺は約1m.
 b：淡緑色をなし褶曲した層状チャート．梶平周辺の中津川河床.
 c：石灰泥質なチャート．秩父湖湖畔.
 d：チャートの薄片写真．オープンニコル．秩父湖湖畔.

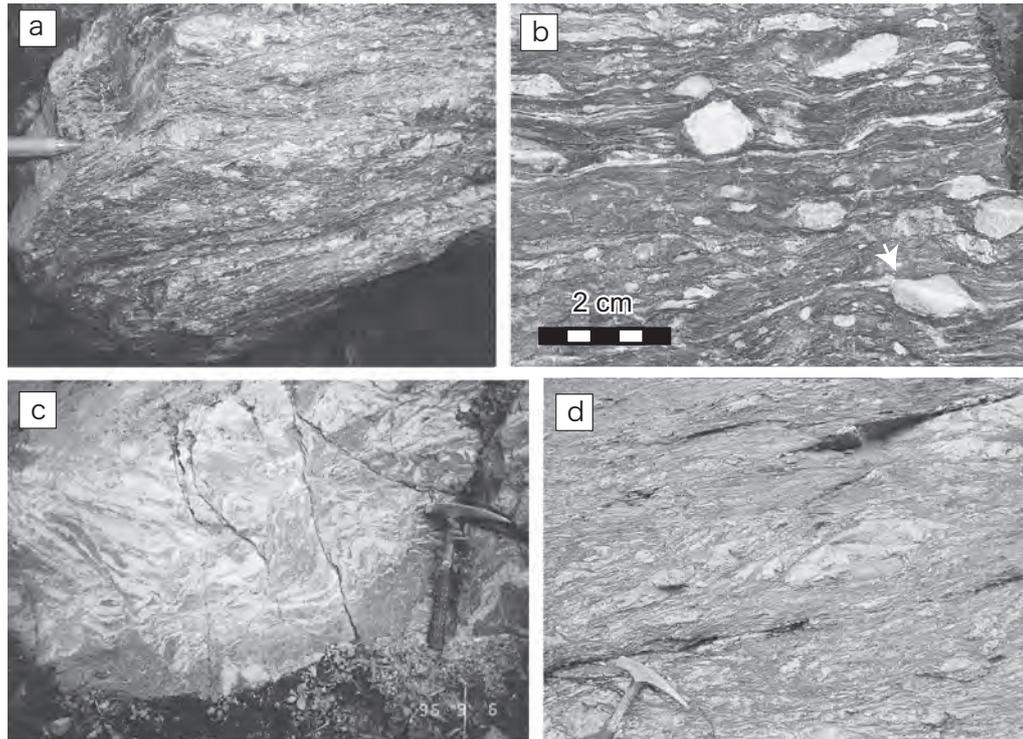


第5.8図 大滝層群の石灰岩（二瀬ユニット）
 a：片理面の発達した石灰岩．大久保東方の荒川河床.
 b：石灰岩・千枚岩互層．大久保東方の荒川河床.
 c：石灰岩の薄片写真．オープンニコル．荒川と大除沢出合いの河床.
 d：泥質な石灰岩の薄片写真．オープンニコル．大久保東方の荒川河床.



第5.9図 大滝層群の玄武岩類 (二瀬ユニット)

- a: 玄武岩溶岩. 発泡構造を残す. 荒川と大除沢出合いの河床.
- b: 変形した枕状溶岩. 二瀬周辺の荒川河床.
- c: 玄武岩火山砕屑岩. ハイアロクラスタイトを伴う. 荒川と大除沢出合いの河床.
- d: 玄武岩凝灰岩. 大久保東方の荒川河床.
- e: 玄武岩溶岩の薄片写真. インターグラニューラー組織を示す. オープンニコル. 荒川と大除沢出合いの河床.
- f: 玄武岩溶岩の薄片写真. 杏仁状組織を示す. オープンニコル. 二瀬周辺の荒川河床.
- g: ドレライトの薄片写真. オフィテック組織を示す. オープンニコル. 秩父湖畔.
- h: 玄武岩凝灰岩の薄片写真. ちりめんじわ劈開が認められる. オープンニコル. 二瀬周辺の荒川河床.



第5. 10図 大滝層群の混在岩
 a: レンズ化した砂岩と石英脈の岩片からなる混在岩 (川又ユニット). 入川支流の金山沢河床.
 b: レンズ化した砂岩からなる混在岩のスラブ (川又ユニット). 片理面に平行に石英脈が発達し, 石英脈は砂岩レンズも切る (矢印). 砂岩レンズの周囲には, プレッシャーシャドウも認められる. 滝川下流の河床.
 c: 破断ないしレンズ化した淡緑色珪質頁岩 (二瀬ユニット). 秩父湖湖畔.
 d: レンズ化した砂岩からなる混在岩 (二瀬ユニット). 秩父湖湖畔.

混在岩は, 千枚岩基質中に, 淡緑色珪質千枚岩・凝灰質千枚岩ないし片状砂岩の岩塊を含む (第5. 10図 a, b). 千枚岩淡緑色珪質千枚岩互層が, 混在岩となることが多い (第5. 10図 c). しばしば剪断変形を受け, S-C フェブリックなどの非対称構造が認められる (第5. 10図 d).

5. 3 小河内層群

本地域南半部に分布する四万十帯付加コンプレックスは, 従来大滝層群に含まれていた. しかし奥多摩地方に分布する小河内層群と岩相對比が可能である (第5. 11図). そこで本報告では, 大洞川や滝川流域に分布する四万十帯付加コンプレックスを小河内層群として記載する.

5. 3. 1 和名倉沢ユニット (Wn)

命名 Hara and Hisada (1998) によって, 和名倉沢及び大洞川流域に分布する小河内層群に対して命名された.
分布 和名倉沢及び大洞川流域, 奥多摩地方の長沢谷に分布する. 模式地である和名倉沢と大洞川の出会い付近のルートマップを第5. 12図に示す. 本ユニットは, 仏像線によって秩父帯付加コンプレックスの浦山層群と, 大洞川-大除沢断層によって, 大滝層群と接する. また

構造的低位の市ノ沢ユニットに断層を介して累重する.
岩相 主に砂岩及び頁岩からなり, これらはしばしば砂岩優勢な砂岩頁岩互層となる. まれに砂岩頁岩互層の破断相が認められる.

地質構造 走向は N50~70° W で, 傾斜は 50~70° S である. 薄層理砂岩ないし極細粒砂岩で観察される級化構造は, 概ね北上位を示す. また波長数10mの等斜褶曲が発達する.

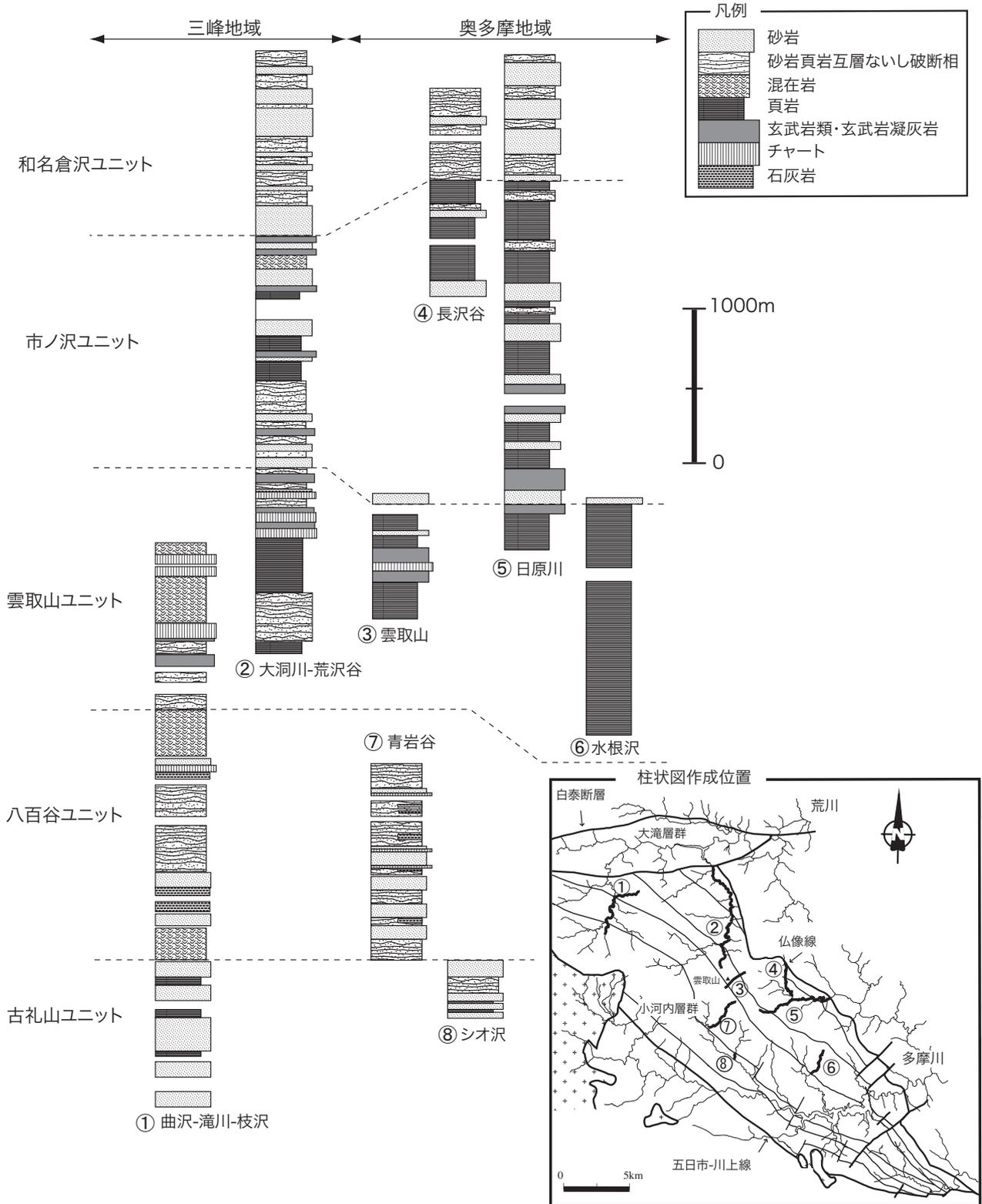
対比 久田 (1984) の雲取山層の上部層, 酒井 (1987) の中山層, Iyota *et al.* (1994) の中山層に対比される. また藤本ほか (1950) の栃本層の一部, 高橋・石井 (1992) の古礼山ユニットの一部に相当する.

地質年代 奥多摩地方において, Iyota *et al.* (1994) は頁岩から放射虫化石を報告し, その年代はアルビアン期後期-セノマニアン期前期である. Takahashi and Ishii (1995) もアルビアン期後期-セノマニアン期の放射虫化石を報告している. したがって, 本ユニットの地質年代は, アルビアン期後期-セノマニアン期である.

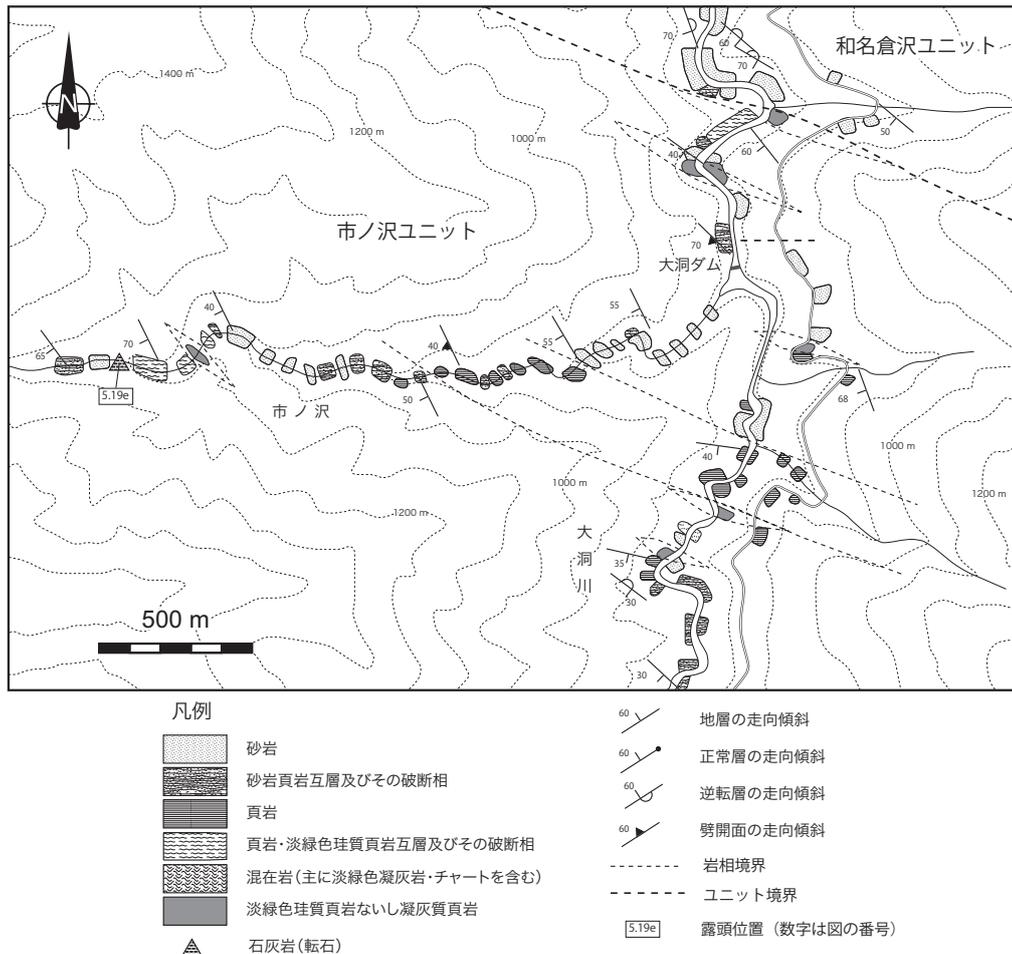
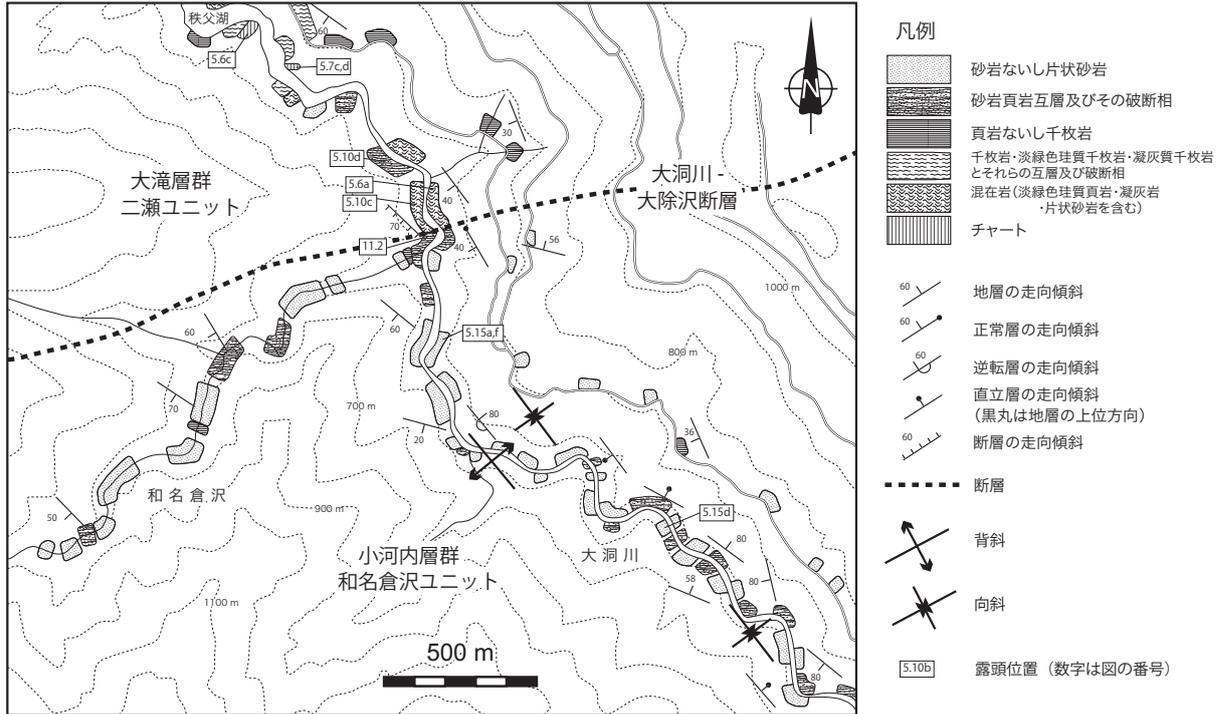
5. 3. 2 市ノ沢ユニット (Ics, Ict)

命名 Hara and Hisada (1998) によって, 市ノ沢及び大洞川流域に分布する小河内層群に対して命名された.

分布 市ノ沢及び大洞川流域, 奥多摩地方の大雲取谷-



第5.11図 小河内層群の柱状図
 三峰地域と奥多摩地域における小河内層群の比較. なお奥多摩地域の柱状図作成にあたり, 久田 (1984),
 Iyota *et al.* (1994) を参照した.



日原川-唐松谷に分布する。模式地である市ノ沢周辺のルートマップを第5.13図に示す。本ユニットは、仏像線によって秩父帯付加コンプレックスの浦山層群と、大洞川-大除沢断層によって大滝層群と接する。構造的上位には和名倉沢ユニットが衝上する。構造的下位においては雲取山ユニットに累重する。

岩相 主に砂岩及び頁岩ないし、これらの破断相からなる (Ics)。和名倉沢ユニットに比べ淡緑色珩質頁岩・凝灰質頁岩 (Ict) を伴うことで特徴づけられる。また小雲取谷・唐松谷・市ノ沢では、厚さ数 m~10m の鳥ノ巣石灰岩を伴うことがある。

地質構造 走向は N40~70° W である。傾斜は、市ノ沢及び大洞川流域で 60~70° S であるのに対し、大雲取谷や唐松谷周辺では 70~80° N を示すことが多い。薄層理砂岩ないし極細粒砂岩で観察される級化構造は、概ね北上位を示し、逆転層も多く認められる。また波長数 10m の等斜褶曲が発達する。

対比 久田 (1984) の雲取山層の中部層、酒井 (1987) の雲取山層の一部、Iyota *et al.* (1994) の中山層に対比される。また藤本・鈴木 (1969) の川又層の一部、高橋・石井 (1992) の古礼山ユニットの一部と二瀬ユニットの一部に相当する。

地質年代 本ユニットから、地質年代決定に有効な化石は産出しない。奥多摩地域で、Iyota *et al.* (1994) は本ユニット相当層を中山層に含めた。本報告においても Iyota *et al.* (1994) にしたがって、本ユニットの地質年代をアルビアン期後期-セノマニアン期とする (第5.23図)。

5.3.3 雲取山ユニット (Kmc, Kmb, Kmm)

命名 久田 (1984) によって雲取山層と命名され、酒井 (1987) によって再定義された。Hara and Hisada (1998) によって、雲取山層の分布範囲が惣小屋谷まで確認され、雲取山ユニットに改称された。

分布 雲取山、惣小屋谷、荒沢谷、滝川下流、^{まがりさわ}曲沢に分布する。滝川下流及び曲沢周辺のルートマップを第5.14図に示す。本ユニットは、滝川にて大洞川-大除沢断層によって大滝層群と接する。構造的上位には市ノ沢ユニットが衝上する。構造的下位においては八百谷ユニットに累重する。

岩相 砂岩ないし淡緑色珩質頁岩や凝灰質頁岩を伴う混在岩 (Knm) からなり、厚さ約 50m 以下の玄武岩類 (Knb) 及びチャート (Knc) の岩体を伴う。まれに石灰岩岩塊も伴う。惣小屋谷ではドレライトも認められる。玄武岩類及びチャートの岩体には、厚さ数 m~数 10m の石灰岩を伴うこともある。また奥多摩地方では、鳥ノ巣石灰岩を伴うことがある (Iyota *et al.*, 1994)。

地質構造 走向は N40~70° W である。傾斜は、惣小屋谷周辺では 70~80° S であるのに対し、雲取山周辺では

70~80° N である。薄層理砂岩ないし極細粒砂岩で観察される級化構造は、概ね北上位を示す。チャートや玄武岩類の岩体は、その地層の傾斜が高角であり、地形とは関係なく側方への連続性が良い。

対比 久田 (1984) の雲取山層の下部層、酒井 (1987) の雲取山層の一部、Iyota *et al.* (1994) の水根層^{みずね}に対比される。また渡部ほか (1958) の川又層の一部、藤本・鈴木 (1969) の和奈倉山古生層と三峯古生層、高橋・石井 (1992) の和名倉山ユニットの一部、古礼山ユニットの一部、二瀬ユニットの一部と川又ユニットの一部に相当する。

地質年代 本ユニットに対比される水根層の頁岩からは、チューロニアン期後期-カンパニアン期中期を示す放射虫化石が Iyota *et al.* (1994) によって報告されている。本ユニットの地質年代は、チューロニアン期-カンパニアン期である。

5.3.4 ^{はっぴやくだに}八百谷ユニット (Hpc, Hpl, Hpb, Hpm)

命名 渡部ほか (1958) によって大滝層群として八百谷層と命名された。本報告では八百谷ユニットと改称し、小河内層群に帰属させる。

分布 八百谷-金山沢-豆焼沢-真の沢^{しんのさわ}にかけて、また井戸沢-狼平-青岩谷にかけて分布する。滝川中流及び金山沢・榎の沢周辺のルートマップを第5.14図に示す。本ユニットは、雁坂峰の北尾根や金山沢で、大洞川-大除沢断層によって大滝層群と接する。構造的上位には雲取山ユニットが衝上する。構造的下位においては古礼山ユニットに累重する。

岩相 頁岩と、砂岩ないし淡緑色珩質頁岩・凝灰質頁岩を伴う混在岩 (Hpm) からなり、厚さ約 50m 以下の石灰岩 (Hpl)・チャート (Hpc)・緑色岩類 (Hpb) の岩体を伴う。雲取山ユニットに比べて、鳥ノ巣石灰岩を岩体として多く含むことで特徴づけられる。

なおチャートはペルム紀-三疊紀や中期-後期ジュラ紀の地質年代を示すこと (小池ほか, 1980; 高橋・石井, 1992)、秩父帯付加コンプレックス起源の砂岩を岩塊として含むこと (酒井, 1987) も特徴とする。久田 (1984) や Ogawa *et al.* (1988) は、本ユニットを秩父帯付加コンプレックス起源の海底地すべり堆積物として解釈した。

地質構造 走向は N40~60° W である。傾斜は、惣小屋谷-滝川流域-豆焼沢では 60~80° S であるのに対し、青岩谷周辺では 50~70° N である。薄層理砂岩ないし極細粒砂岩で観察される級化構造は概ね北上位を示し、まれに南上位を示す。石灰岩・チャート・玄武岩類の岩体は、その地層の傾斜が高角であり、地形とは関係なく側方への連続性は良い。

対比 渡部ほか (1958) の八百谷層に対比される。藤本ほか (1950) の釣橋小屋層の一部と豆焼沢層の一部、藤本・

鈴木 (1969) の井戸沢層・惣小屋層・小袖層・青岩古生層に相当する。また、高橋・石井 (1992) の和名倉山ユニットの一部、古礼山ユニットの一部、二瀬ユニットの一部に相当する。更に奥多摩地方の、久田 (1984) 及び酒井 (1987) による青岩谷層、Iyota *et al.* (1994) の小袖層に対比される。

地質年代 高橋・石井 (1992) によれば、頁岩から後期白亜紀のコニアシアン期-サントニアン期の放射虫化石の産出が報告されている。本ユニットに対比される奥多摩地方の小袖層の頁岩からは、カンパニアン期を示す放射虫化石が Iyota *et al.* (1994) によって報告されている。本報告では、本ユニットの時代をコニアシアン期-カンパニアン期とする。

5.3.5 古礼山ユニット (Kr)

命名 渡部ほか (1958) によって大滝層群の古礼山層と命名された。本報告では古礼山ユニットと改称し、小河内層群に帰属させる。なお高橋・石井 (1992) の古礼山ユニットとは、その分布と地質構造は大きく異なる。

分布 古礼山-雁坂峰にかけて、滝川上流域の枝沢-ぶどう沢-古礼沢-水晶谷にかけて、大荒川沢、木賊沢、井戸沢上流-樫谷-大洞山にかけて分布する。枝沢周辺のルートマップを第5.14図に示す。本ユニットの構造的上位には八百谷ユニットが衝上する。中新世に甲府花崗閃緑岩体が侵入する。

岩相 砂岩及び頁岩からなる。これらは砂岩優勢な砂岩頁岩互層を形成する。砂岩頁岩互層は破断相を示すことがある。甲府花崗閃緑岩体との接触部では、接触変成作用によってホルンフェルス化している。

地質構造 走向はN40~70°Wで、北ないし南へ50~80°傾斜する。詳しい地質構造は不明である。

対比 渡部ほか (1958) 及び藤本・鈴木 (1969) の古礼山層に対比される。藤本ほか (1950) の古礼層と釣橋小屋層の一部、高橋・石井 (1992) の古礼山ユニットの一部に相当する。また奥多摩地方の久田 (1984) の鴨沢層、酒井 (1987) の鴨沢層の一部、Iyota *et al.* (1994) の倉掛層に相当する。

地質年代 本ユニットに対比される奥多摩地方の倉掛層の頁岩からは、カンパニアン期を示す放射虫化石が Iyota *et al.* (1994) によって報告されている。本ユニットの地質年代も、カンパニアン期とする。

5.3.6 小河内層群の岩相

小河内層群は砂岩・頁岩・混在岩からなり、淡緑色珪質頁岩ないし淡緑色な凝灰質頁岩・玄武岩類・チャート・石灰岩の岩体及び岩塊を伴う。

砂岩は、細粒-粗粒で、一般に淘汰が悪い成層ないし塊状砂岩である(第5.15図a, b)。砂岩は頁岩を挟在し、砂岩優勢な砂岩頁岩互層となり、しばしば破断相を示す

(第5.15図c)。また細粒の砂岩層がシルト岩ないし頁岩と互層し、平行葉理や級化構造が認められることがある(第5.15図d, e)。鏡下では、片理が発達し、基質には粘土鉱物の定向配列が認められるとともに、岩片と基質部の境界は不明瞭であることが多い(第5.15図f, g)。片理の発達は、一般に南へ向かい連続的に弱くなる(第5.15図h)。和名倉沢ユニット・市ノ沢ユニットは、中山層に対比され、長石質アレナイトないしワッケ (Iyota *et al.*, 1994) で、カリ長石に富むことで特徴づけられる。その他のユニットの砂岩は、細粒-粗粒で、一般に淘汰が悪く石質である。

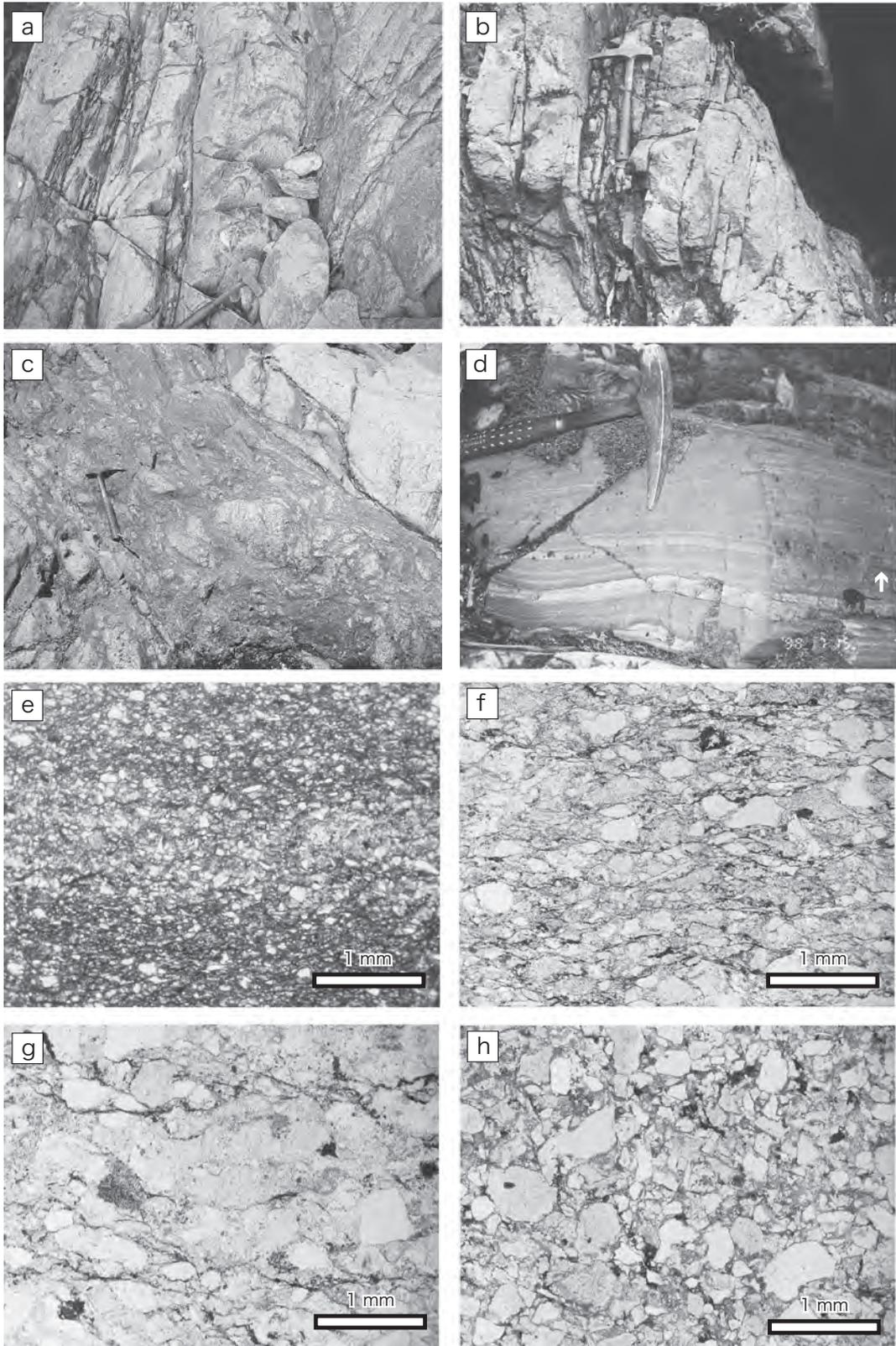
頁岩は、黒色を呈し、片理が発達する(第5.16図a)。また層理面ないし片理面に斜交するスレート劈開が発達する。鏡下では、定向配列をなす粘土鉱物(主にイライト・緑泥石)とシルトサイズ(径50µm以下)の石英と長石粒子が含まれ、黒色不透明なシームからなる圧力溶解劈開が認められる(第5.16図b)。

淡緑色珪質頁岩は、凝灰質で淡緑色を呈する珪質頁岩である(第5.17図a)。しばしば頁岩と互層し、スレート劈開が発達する。玄武岩類やチャートに付随することもあり。また淡緑色ないし赤色な多色頁岩、凝灰質頁岩を伴う。鏡下において淡緑色珪質頁岩は、大部分は隠微晶質-微晶質な再結晶した石英が、わずかに粘土鉱物の定向配列が認められる(第5.17図b)。

チャートは、緑色ないし赤色、灰色を呈する層状チャートである(第5.18図a, b)。隠微晶質-微晶質な石英と不透明鉱物からなり、扁平化した放射虫化石を多数含む(第5.18図c)。一部のチャートはやや粘土質であり、鏡下で粘土鉱物の定向配列が認められる(第5.18図d)。雲取山ユニット及び八百谷ユニットに、厚さ数10~50mの岩体ないし岩塊として分布する。

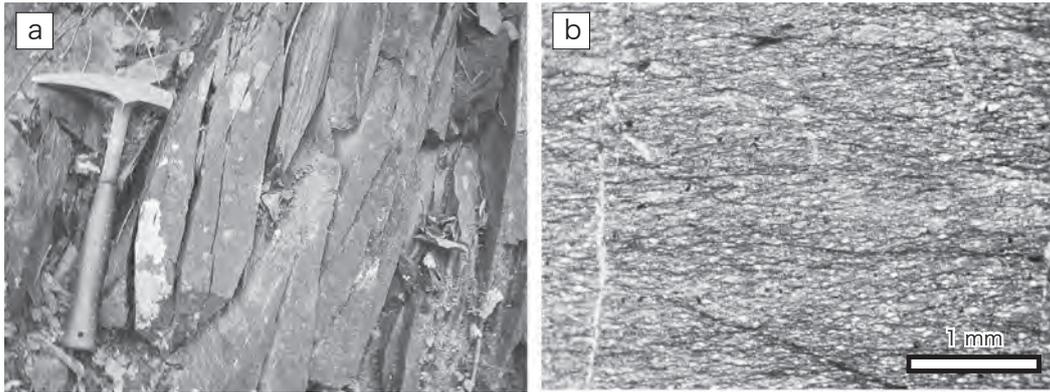
石灰岩は、バイオミクライトないしミクライト質石灰岩及び鳥ノ巣石灰岩である(第5.19図a-e)。灰色-黒色のミクライト質石灰岩は、方解石の結晶成長が進み、初生的な構造を保持していないことが多い(第5.19図b)。鳥ノ巣石灰岩は、黒色-暗灰色な泥質な石灰岩である。サンゴ・層孔虫などの化石を多数含むことがある(第5.19図c-e)。八百谷ユニットに厚さ約50mの岩体として分布するほか、雲取山ユニットにも玄武岩類・チャートに付随し厚さ数m~数10mで分布する。

玄武岩類は、玄武岩溶岩(第5.20図a)・ドレライト・玄武岩火山砕屑岩・玄武岩凝灰岩からなる。曲沢に分布する雲取山ユニットでは、変形を受け扁平化した枕状溶岩が認められる(第5.20図b)。ドレライトは惣小屋谷に分布する雲取山ユニットに認められる。ドレライトは、鏡下において、柱状の自形斜長石結晶の間を単斜輝石結晶が埋めるオフィティック組織を示す(第5.20図c)。玄武岩溶岩は、無斑晶質で石基部分は主に斜長石と輝石からなる(第5.20図d)。また一般に、剪断変形を受け



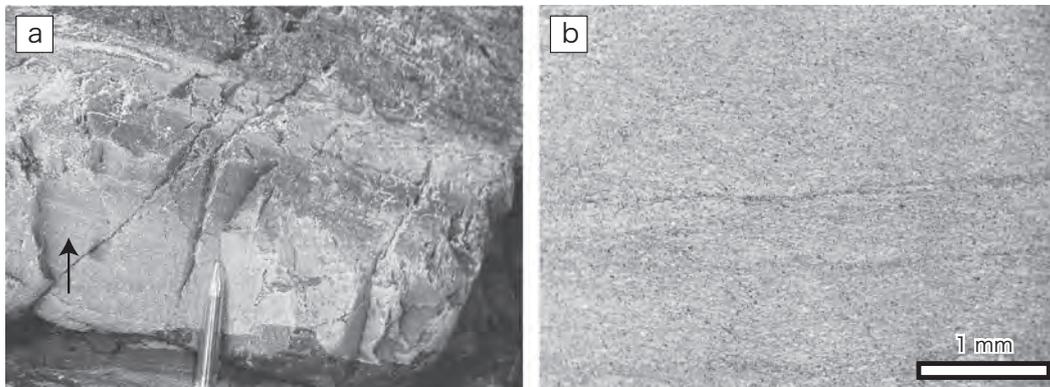
第5.15図 小河内層群の砂岩

- a : 成層した砂岩 (和名倉沢ユニット). 大洞川下流の河床.
 b : 成層した砂岩 (雲取山ユニット). 大洞川上流の河床.
 c : 砂岩粘板岩互層の破断相 (八百谷ユニット). 滝川上流の河床.
 d : 細粒砂岩粘板岩互層 (和名倉沢ユニット). 矢印は級化構造から認められた地層の上位方向を示す.
 大洞川下流の河床.
 e : 細粒砂岩シルト質粘板岩互層におけるシルト質粘板岩の薄片写真 (和名倉沢ユニット). 基質と粒子の割合変化によって, 葉理が確認できる. オープンニコル. 大洞川下流の河床.
 f : やや片状構造の発達した砂岩の薄片写真 (和名倉沢ユニット). オープンニコル. 大洞川下流の河床.
 g : やや片状構造の発達した砂岩の薄片写真 (雲取山ユニット). オープンニコル. 滝川の河床.
 h : 片状構造の発達がない砂岩の薄片写真 (古礼山ユニット). オープンニコル. 雁坂峠東方の尾根 (黒岩).



第5.16図 小河内層群の頁岩

- a: 頁岩 (雲取山ユニット). スレート劈開に沿って割れ目が発達する. 惣小屋谷の林道.
 b: 頁岩の薄片写真 (雲取山ユニット). オープンニコル. 惣小屋谷と荒沢谷出合い付近の林道.

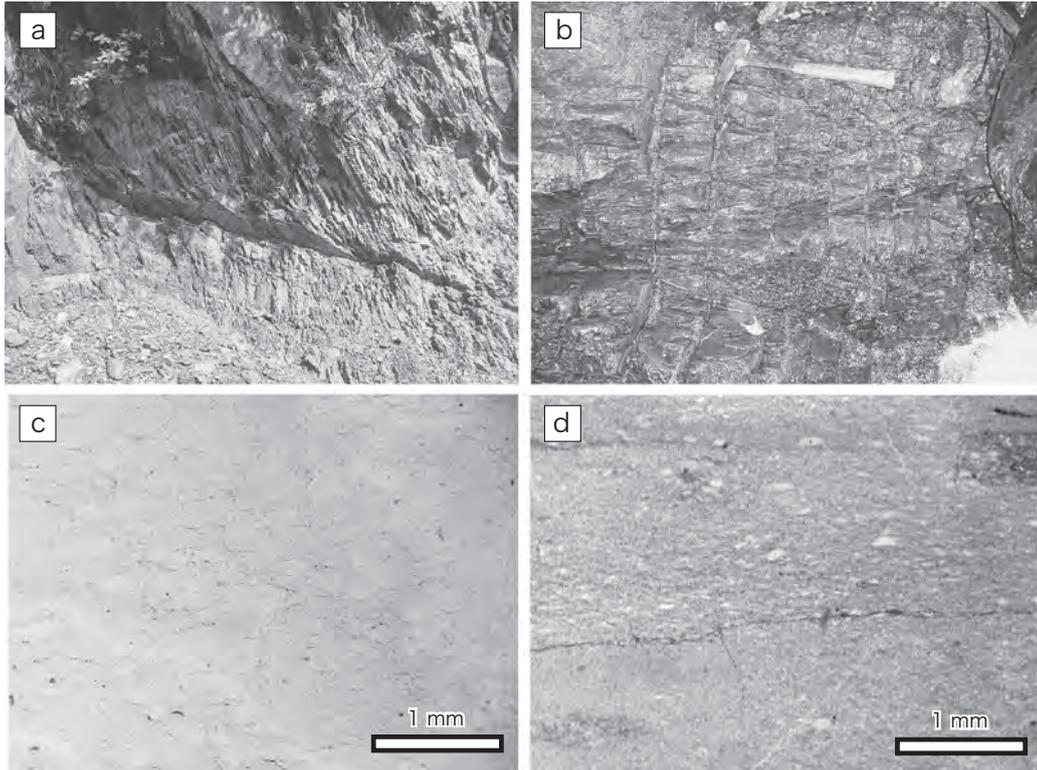


第5.17図 小河内層群の淡緑色珪質頁岩

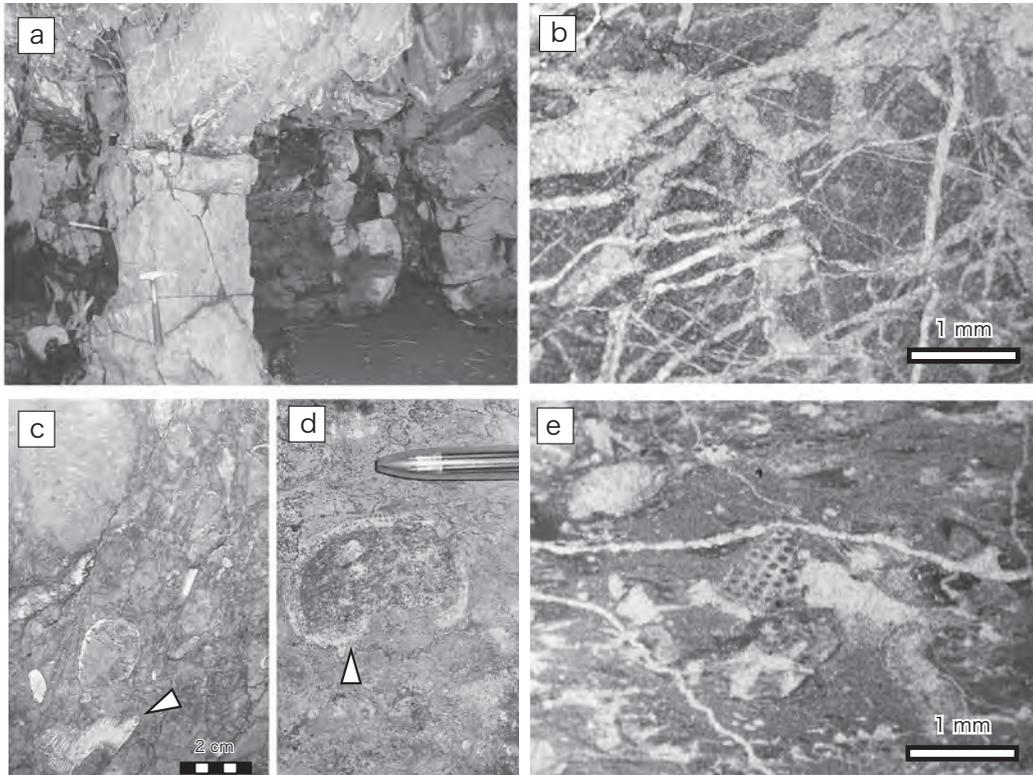
- a: 砂岩粘板岩互層中に認められる淡緑色珪質頁岩 (八百谷ユニット). 矢印は級化構造から認められた地層の上位方向を示す. 滝川上流の河床.
 b: 淡緑色珪質頁岩の薄片写真 (八百谷ユニット). オープンニコル. 惣小屋谷の林道.

ていることが多い. 雲取山ユニット及び八百谷ユニットに, 厚さ数10~50mの岩体として分布する.

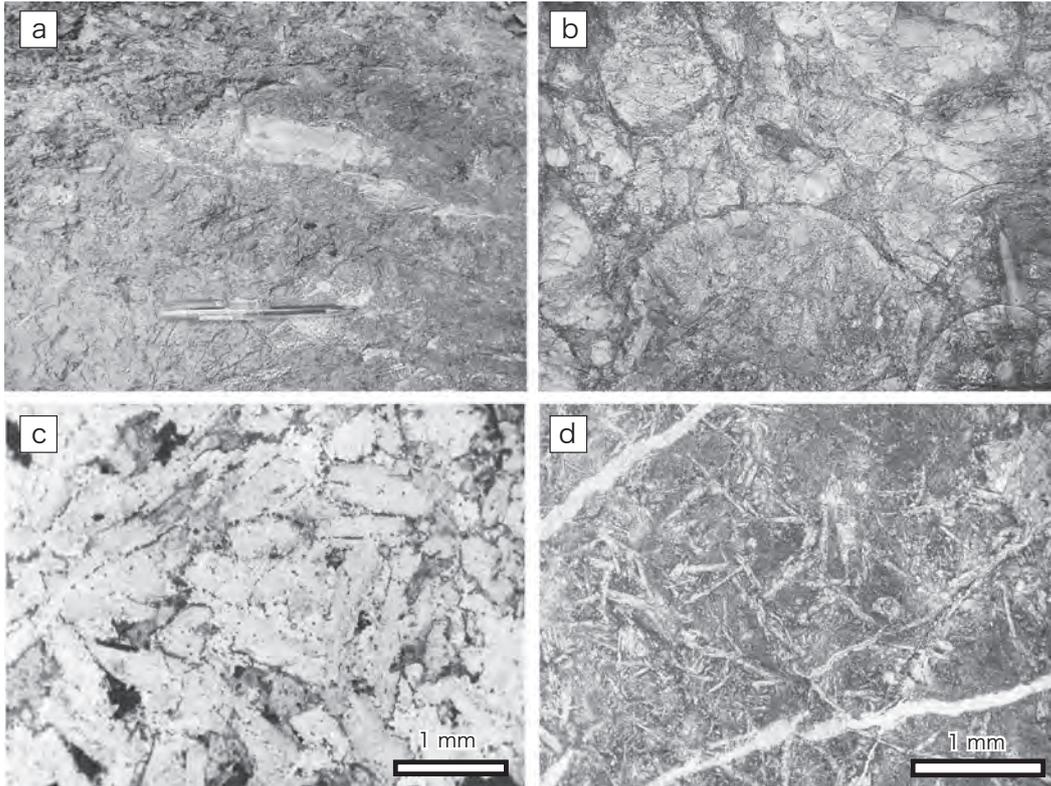
混在岩は, 頁岩を基質とし, 破断してレンズ化した砂岩とともに, 淡緑色珪質頁岩をレンズとして伴う (第5.21図 a, b). しばしば剪断変形を受け, S-C ファブリックなどの非対称構造が認められる. また砂岩レンズが未固結変形を残すこともある (第5.21図 c).



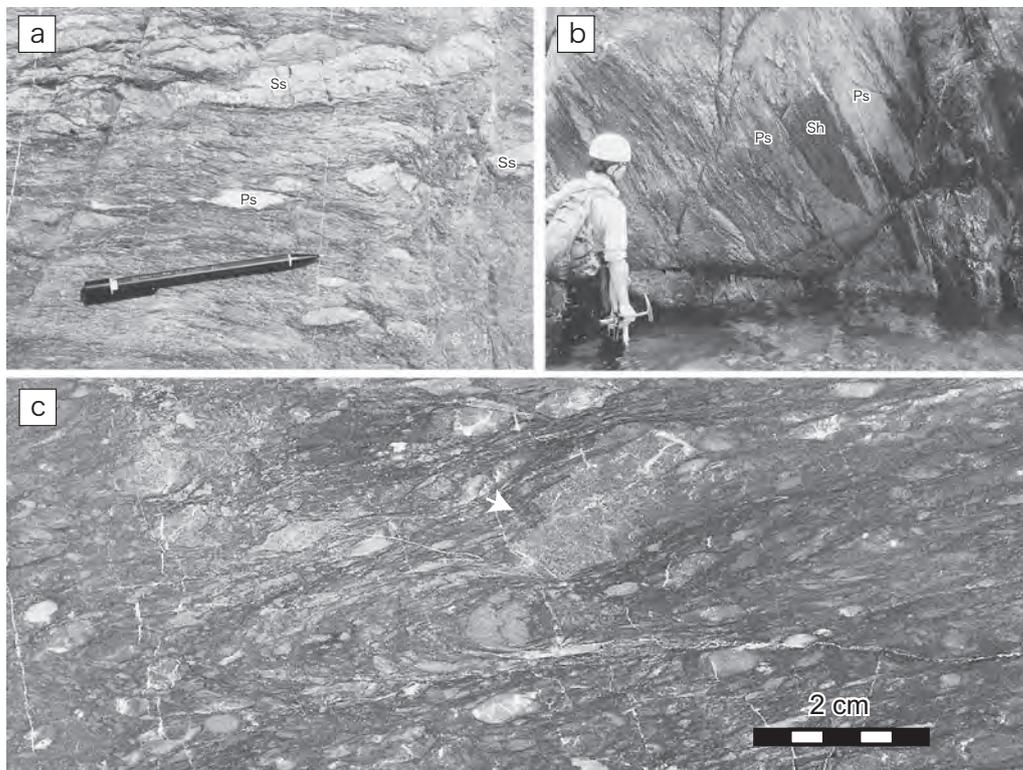
第5.18図 小河内層群のチャート
 a: 淡緑色チャート (八百谷ユニット). 惣小屋谷の林道. 写真の底辺は約2m.
 b: 赤色チャート (雲取山ユニット). 曲沢の河床.
 c: 淡緑色チャートの薄片写真 (八百谷ユニット). オープンニコル. 惣小屋谷の林道.
 d: 粘土質な赤色チャートの薄片写真 (雲取山ユニット). オープンニコル. 滝川の河床.



第5.19図 小河内層群の石灰岩
 a: ミクライト質石灰岩 (八百谷ユニット). 滝川上流の河床.
 b: ミクライト質石灰岩の薄片写真 (八百谷ユニット). オープンニコル. 豆焼沢の河床.
 c: 鳥ノ巣石灰岩 (八百谷ユニット). 矢印はサンゴ化石. 金山沢の河床.
 d: 鳥ノ巣石灰岩 (八百谷ユニット). 矢印は厚歯二枚貝化石の断面. 金山沢の河床の転石.
 e: 鳥ノ巣石灰岩の薄片写真 (市ノ沢ユニット). オープンニコル. 市ノ沢の河床.



第5. 20図 小河内層群の玄武岩類
 a: 塊状溶岩 (八百谷ユニット). 白い部分は方解石脈. 槇の沢の河床. 写真の底辺は約1m.
 b: 枕状溶岩 (雲取山ユニット). 曲沢の河床.
 c: ドレライトの薄片写真 (八百谷ユニット). オープンニコル. 惣小屋谷の林道.
 d: 枕状溶岩の薄片写真 (雲取山ユニット). オープンニコル. 曲沢の河床.



第5. 21図 小河内層群の混在岩
 a: 砂岩レンズ及び淡緑色珪質頁岩を伴う混在岩 (市ノ沢ユニット). 大洞川上流の河床. Ss: 砂岩, Ps: 淡緑色珪質頁岩.
 b: 片理が発達した淡緑色珪質頁岩を伴う混在岩 (雲取山ユニット). 滝川上流の河床. Sh: 頁岩, Ps: 淡緑色珪質頁岩.
 c: 砂岩レンズを伴う混在岩 (雲取山ユニット). 未固結時の変形を残し, 砂岩レンズは泥インジェクションにより不規則に割れる (矢印). 荒沢谷下流の河床.

5. 3. 7 小河内層群からの産出化石

三峰地域の小河内層群は変成作用を受けているため、化石の産出は乏しくまた保存も悪い。各ユニットからの化石産出地点を第5. 22図に、奥多摩地域の小河内層群

から得られている海洋プレート層序を第5. 23図に示す。またジュラ紀放射虫化石リストを第5. 2表に、白亜紀放射虫化石リストを第5. 3表に示す。なお高橋ほか(1989)及び高橋・石井(1992)で報告された大滝層群の放射虫化石は、本報告では小河内層群に属する。

和名倉沢ユニット

Takahashi and Ishii (1995) は、長沢谷周辺にて、頁岩からアルビアン期-セノマニアン期を示す放射虫化石を報告している。奥多摩地域でも、アルビアン期後期-セノマニアン期の頁岩が報告されている (Iyota *et al.*, 1994)。したがって本ユニットは、アルビアン期後期-セノマニアン期の地質年代を示す (第5. 23図)。

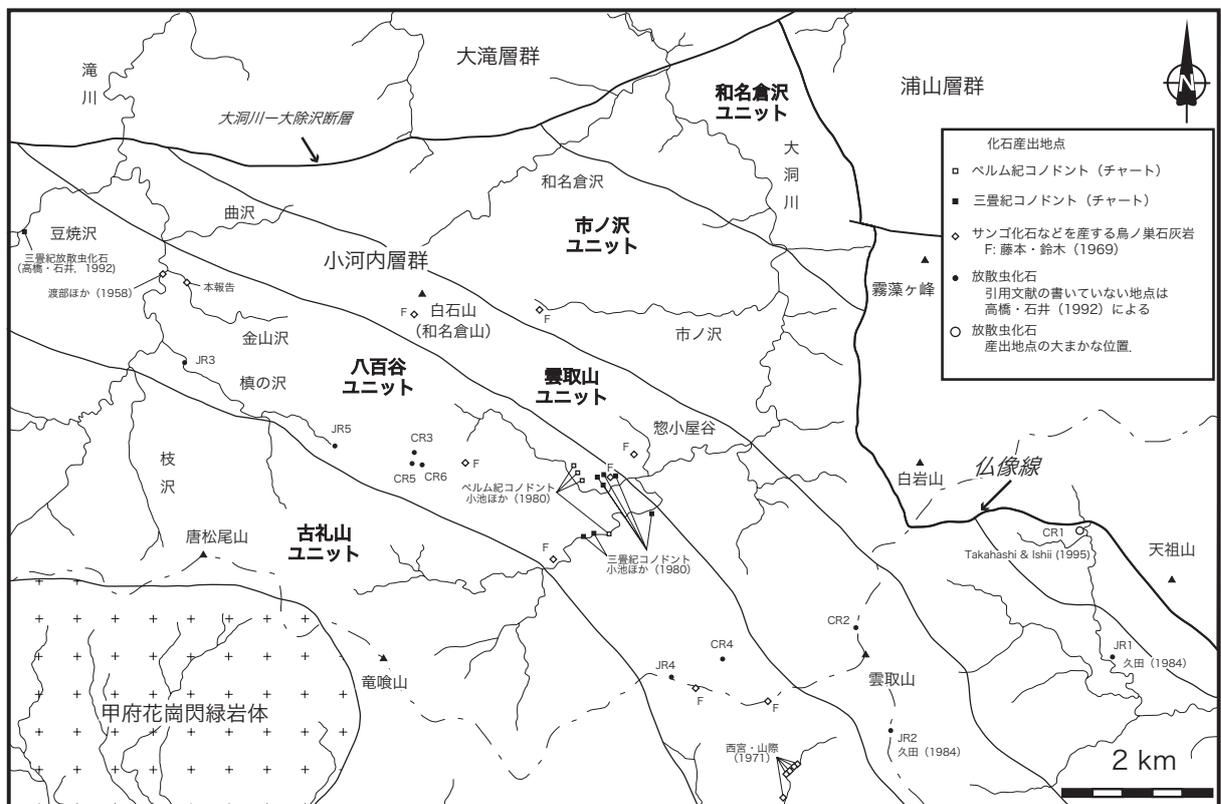
市ノ沢ユニット

久田 (1984) によって、長沢谷の頁岩よりジュラ紀放射虫化石の報告がある。また市ノ沢の上流にて、転石の鳥ノ巣石灰岩から、六射サンゴ・層孔虫・石灰藻の化石が産する (藤本・鈴木, 1969)。しかしこの転石は、雲取山ユニットないし八百谷ユニットからもたらされた可能性が高い。奥多摩地域では、Iyota *et al.* (1994) は本ユニット相当層を中山層に含めた。本報告においても Iyota *et al.* (1994) にしたがって、本ユニットの地質年代をアルビアン期後期-セノマニアン期とする (第5. 23図)。

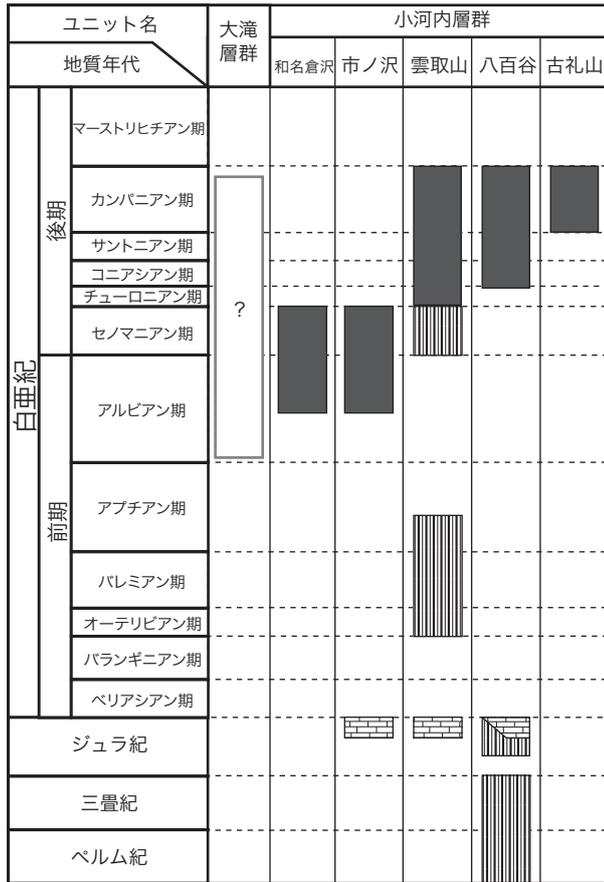
第5. 2表 小河内層群から産するジュラ紀放射虫化石

Km : 雲取山ユニット. sh : 頁岩. ch : チャート. J : ジュラ紀, MJ : 中期ジュラ紀. LJ : 後期ジュラ紀. 産出地点は、第5. 22図に示す。

ユニット	八百谷ユニット					
	Km	JR1	JR2	JR3	JR4	JR5
地点						
文献		久田(1984)	高橋・石井(1992)			
岩相	sh	sh	ch	ch	ch	
放射虫化石/露頭番号	R27	R28	2	3	4	
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.			○	○	○	
<i>Archaeospongoprimum imlayi</i> Pessagno					○	
<i>Emiluvia orea</i> Baumgartner					○	
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.			○	○		
<i>Eucyrtidiellum</i> cf. <i>ptyctum</i> (Riedel & Sanfilippo)					○	
<i>Hsuum</i> (?) sp.		○				
<i>Hsuum</i> spp.			○	○		
<i>Pantanelium</i> spp.				○	○	
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner			○	○		
<i>Protunuma</i> cf. <i>japonicus</i> Matsuoka & Yao				○		
<i>Sethocapsa</i> sp.				○		
<i>Stylocapsa</i> cf. <i>oblongula</i> Kocher				○		
<i>Syringocapsa</i> sp.					○	
<i>Tricolocapsa</i> sp.	○					
<i>Tricolocapsa</i> spp.			○	○	○	
<i>Unuma</i> cf. <i>typicus</i> Ichikawa & Yao				○		
地質時代	J	J	M-LJ	MJ	LJ	



第5. 22図 小河内層群の化石産出地点



■ 頁岩 ■■■ チャート ■■■ 鳥ノ巣石灰岩

第5. 23図 四万十帯付加コンプレックスの海洋プレート層序
珪質頁岩・凝灰岩の年代は除く。なお大滝層群に
関しては、化石が産出しないため、その地質年代
は不明である。

雲取山ユニット

久田 (1984) により、雲取山の南尾根の頁岩から、ジュラ紀放射虫化石の報告がある。高橋・石井 (1992) は、雲取山の北尾根の赤色チャートから、オーテリビアン期-アプチアン期前期を示す前期白亜紀放射虫化石を報告した。Iyota *et al.* (1994) は、奥多摩地方で、チャートからセノマニアン期、頁岩からチューロニアン期後期-カンパニアン期中期を示す放射虫化石を報告した。また鳥ノ巣石灰岩も報告した。

以上のことから本ユニットは、後期ジュラ紀-最前期白亜紀の鳥ノ巣石灰岩、前期と後期白亜紀のチャート、チューロニアン期-カンパニアン期の頁岩からなる海洋プレート層序が復元される (第5. 23図)

八百谷ユニット

滝川流域の鳥ノ巣石灰岩から、渡部ほか (1958) によって、*Chaetetoposis crinita* などの床板サンゴ、*Spongiomorpha asiatica* などのサンゴ、ストロマトライト、苔虫、有孔虫、巻貝、クリノイド、ウミユリの

第5. 3表 小河内層群から産する白亜紀放射虫化石

Wn: 和名倉沢ユニット. sh: 頁岩. sil.sh: 珪質頁岩. ch: チャート. A-C: アルビアン後期-セノマニアン期. Hau-Apt: オーテリビアン期-アプチアン期. Con-San: コニアシアン期-サントニアン期. 文献*6: Takahashi and Ishii (1995). 産出地点は、第5. 22図に示す。

ユニット	Wn	八百谷ユニット					
地点	CR1	CR2	CR3	CR4	CR5	CR6	
岩相	sh	ch	ch	sil.sh	sh	sh	
文献	*6	高橋・石井(1992)					
放射虫化石/露頭番号	NAK4	5	6	7	8	9	
<i>Acaeniotyle cf. umbilicata</i> (Rust)			○				
<i>Alievium</i> spp.					○	○	
<i>Amphipyndax cf. ellipticus</i> Nakaseko & Nishimura						○	
<i>Amphipyndax stocki</i> (Campbell & Clark)				○	○	○	
<i>Archaeodictyomitra lacrimula</i> (Foreman)			○				
<i>Archaeodictyomitra simplex</i> Pessagno				○			
<i>Archaeodictyomitra sliteri</i> Pessagno				○			
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno				○			
<i>Archaeodictyomitra</i> spp.			○				
<i>Archaeospongoprimum bipartitum</i> Pessagno					○		
<i>Artostrobium cf. tina</i> Foreman						○	
<i>Artostrobium cf. urna</i> Foreman					○		
<i>Cornutella cf. californica</i> (Campbell & Clark)					○		
<i>Diacanthocapsa</i> sp.						○	
<i>Dictyomitra cf. andersoni</i> (Campbell & Clark)						○	
<i>Dictyomitra formosa</i> Squinabol					○		
<i>Dictyomitra koslovae</i> Foreman					○	○	
<i>Dictyomitra</i> spp.					○	○	
<i>Eucyrtis tenuis</i> (Rust)			○				
<i>Hemicryptocapsa cf. polyhedra</i> Dumitrica					○		
<i>Holocryptocanium barbu</i> Dumitrica	○			○			
<i>Pantanelium</i> spp.			○				
<i>Patellula planoconvexa</i> (Pessagno)					○		
<i>Praeconocaryomma universa</i> Pessagno					○	○	
<i>Pseudoaulophacus cf. praeefloresensis</i> Pessagno						○	
<i>Pseudoaulophacus lenticulatus</i> (White)					○	○	
<i>Pseudodictyomitra cf. carpatica</i> (Lozynyak)		○	○				
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> Pessagno					○		
<i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> (Squinabol)					○		
<i>Pseudodictyomitra cf. vestalensis</i> Pessagno					○		
<i>Pyramispongia glascocksensis</i> Pessagno					○		
<i>Rhopalosyringium cf. majuroensis</i> Schaaf					○		
<i>Sethocapsa</i> sp.					○		
<i>Stichocapsa</i> sp.					○		
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)		○	○				
<i>Thanarla cf. praeveneta</i> Pessagno					○		
<i>Vitorfus cf. brustolensis</i> (Squinabol)					○		
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno					○		
地質時代	A-C	Hau-Apt	A-C	Con-San			

破片などの化石が産すると報告された。また惣小屋谷周辺の鳥ノ巣石灰岩から、藤本・鈴木 (1969) によって、*Chaetetoposis crinita* のサンゴ化石、*Stromatopora japonica*、*Tosastroma tokunagai* などの層孔虫、*Pycnoporidium lobatum* などの石灰藻の化石を報告した。

青岩谷の鳥ノ巣石灰岩から、西宮・山際 (1971) 及び Nishimiya and Yamagiwa (1973) によって、*Actinastrea* (?) sp., *Calamophyllia* sp., *Dimorphoseris tabayamensis*, *Enallhelia* sp., *Isastrea* (?) sp., *Stylina kantoensis*, *Stylina* (?) sp., *Thamnasteria huzimotoi*, *T. sp. aff. huzimotoi*, *T. sp. A.*, *T. sp. B.*, *Trocharea* sp., *Hexacoral* gen. et sp. indet. の新種を含むサンゴ化石が報告されている。

惣小屋谷のチャートからは、小池ほか（1980）によって、*Neogondolella* sp., *Anchignathodus* sp. のペルム紀コノドント化石、*Crypridodella mediocris*, *Epigondolella* cf. *primitia*, *Neohindeodella multihamata*, *N. spp.*, *Neospathodus dieneri*, *Neogondolella bulgarica*, *N. excelsa*, *N. polygnathiformis*, *N. spp.* の三疊紀コノドント化石が報告された。

また高橋・石井（1992）が報告した放散虫化石産出地点は、雲取山の産出地点を除き、そのほとんどが本ユニットに含まれる。高橋・石井（1992）によれば、チャートから三疊紀、中期-後期ジュラ紀の放散虫化石が、珪質頁岩から白亜紀のアルビアン期前期-セノマニアン期の放散虫化石が、頁岩から後期白亜紀のコニアシアン期-サントニアン期の放散虫化石が産出する。奥多摩地域では、*Iyota et al.* (1994) は本ユニットに対比される小袖層の頁岩よりカンパニアン期の放散虫化石を報告した。

以上のことより本ユニットは、ペルム紀-三疊紀と中期-後期ジュラ紀のチャート、後期ジュラ紀-最前期白亜紀の鳥ノ巣石灰岩、後期白亜紀のコニアシアン期-カンパニアン期の頁岩からなる（第5. 23図）。

古礼山ユニット

本ユニットから産出化石の報告はない。*Iyota et al.* (1994) は、本ユニットに対比される倉掛層の頁岩から、カンパニアン期を示す放散虫化石を報告した。したがって本ユニットの地質年代は、カンパニアン期である（第5. 23図）。

5. 4 小仏層群 (Px)

広瀬ダム周辺には、後期中新世の甲府花崗閃緑岩体中に、直径1~1.5kmの楕円形状に、泥質及び砂質ホルンフェルス-ミグマタイトが露出する（第5. 24図）。これらは、砂岩泥岩互層を特徴とする小仏層群の小菅層に対

比され（山梨県地質図編纂委員会，1970），後期中新世の接触変成作用によってホルンフェルス化している。本地域では分布範囲が狭く、かつ接触変成作用を受けているため、原岩の情報が限られる。本報告では、小菅層を小菅ユニットと改称し、既存の研究を報告するに留める。

小菅ユニットは、砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層からなり、礫岩を伴う（*Yagi*, 2000）。本ユニットの下部では頁岩と砂岩頁岩互層が、上部では礫質砂岩が優勢となる。南隣の丹波地域では、*Takahashi and Ishii* (1995) によって、頁岩からカンパニアン期後期の放散虫化石が報告されている。また *Yagi* (2000) によって、頁岩よりチューロニアン期中期-コニアシアン期後期の放散虫化石が、淡緑色頁岩よりサントニアン期-カンパニアン期中期の放散虫化石が報告されている。したがって小菅層の地質年代は、チューロニアン期中期-カンパニアン期とされた（*Yagi*, 2000）。



第5. 24図 小仏層群の泥質及び砂質ホルンフェルス、層理面が保存されている。広瀬ダム湖畔。

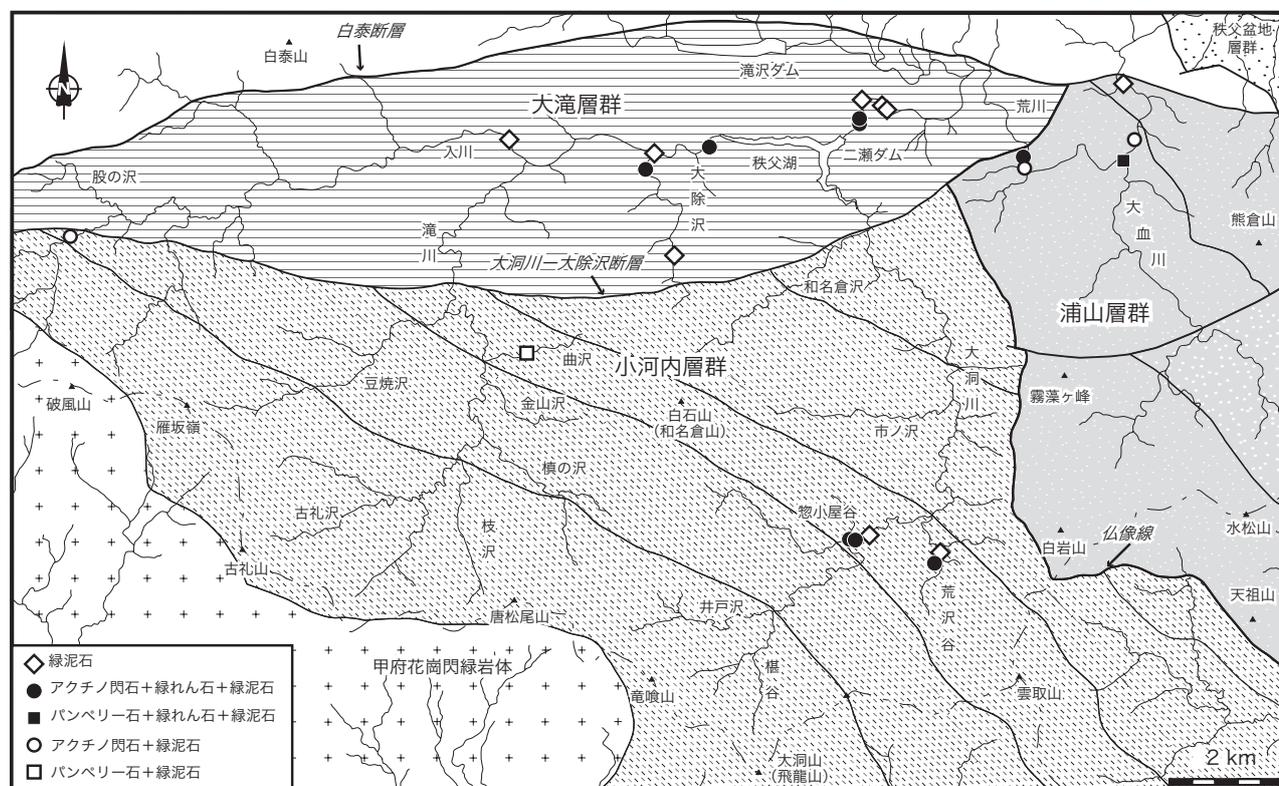
第6章 付加コンプレックスの広域変成作用

(原 英俊)

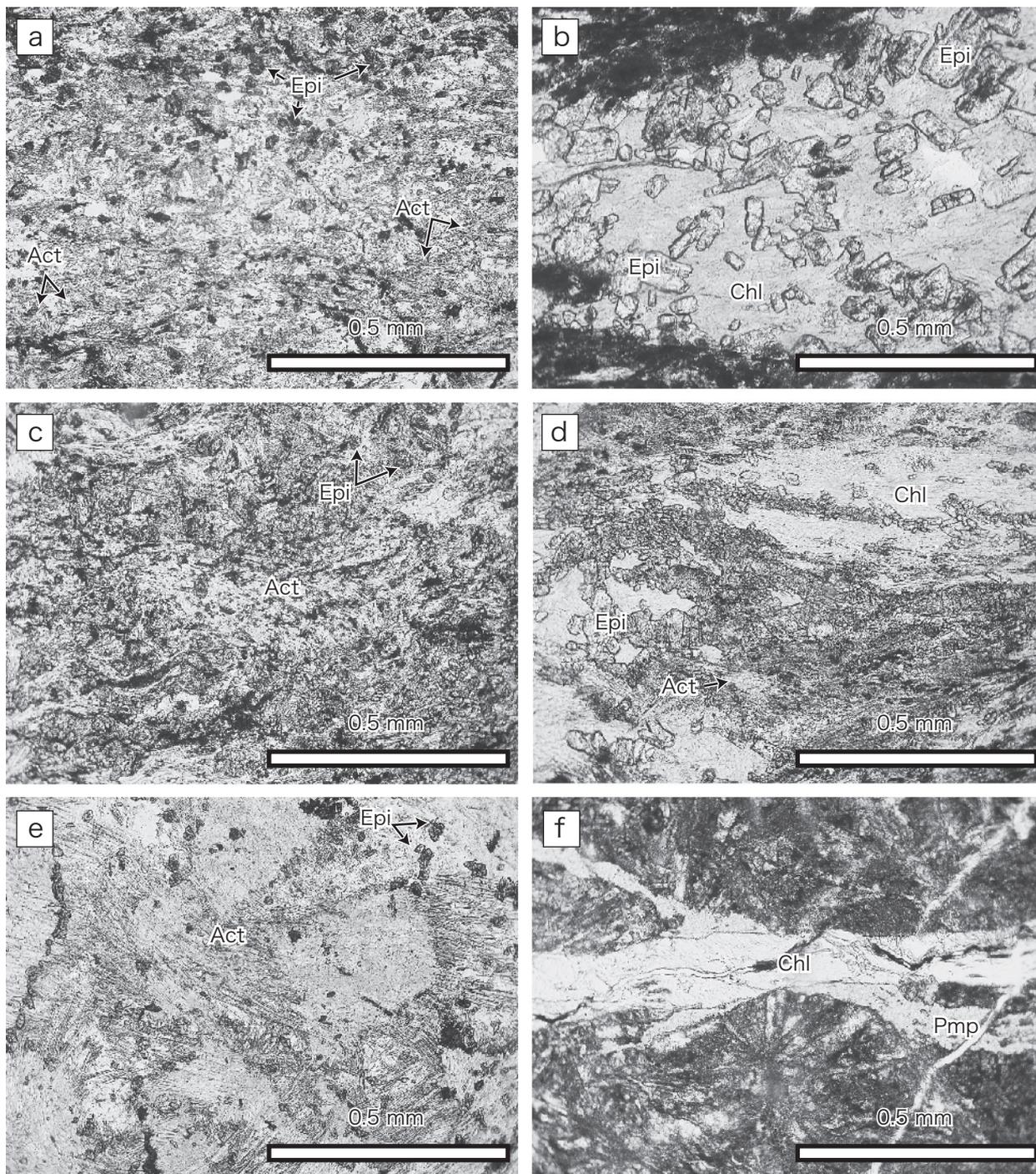
荒川流域の秩父帯付加コンプレックスの浦山層群と、四万十帯付加コンプレックスの大滝層群は、玄武岩類からアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石などの変成鉱物が報告され、緑色片岩相の広域変成作用を受けていることが指摘されている(藤本ほか, 1950). 本地域の付加コンプレックスが受けた変成作用について、藤本ほか(1950)以降では、Liyanage *et al.* (1989) による予察的な検討があるのみである。Liyanage *et al.* (1989) は、玄武岩類より、緑れん石・アクチノ閃石・普通輝石・Na-Ca 角閃石・Na 輝石・パンペリー石を報告した。その他、Ogawa *et al.* (1988) によって、本報告の大滝層群よりマグネシオリーバック閃石の産出が報告されている。原ほか(1998)は、イライト結晶度による古地温度構造解析を行い、本地域の変成作用は荒川流域流域の浦山層群・大滝層群で最も高く、その変成温度は少なくとも300°C以上であったとした。またこの変成作用は、南東へ向かい連続的に低下することを指摘した。そしてこの変成作用の時期につ

いては、イライトのK-Ar年代より、約76~65Maであるとした(原・久田, 2005).

本地域の変成した玄武岩より産出する変成鉱物を、第6.1図に示す。また主要な変成鉱物の薄片写真を第6.2図に示す。浦山層群と大滝層群とは、変成鉱物組み合わせに明らかな違いは認められない。両層群ともに、アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石が認められ、スフェンを伴う。またまれにパンペリー石+緑泥石+緑れん石の鉱物組み合わせも認められる。しかしアクチノ閃石とパンペリー石との共存は認められなかった。それぞれの鉱物組み合わせは、緑泥石を欠くことがあり、また変成鉱物として緑泥石のみしか認められないことも多い。これらの鉱物組み合わせは、両層群の受けた広域変成作用が、緑色片岩相(Fettes and Desmons, 2007)であることを示す。また小河内層群の玄武岩類でも同様の鉱物組み合わせが認められ、小河内層群も緑色片岩相相当の広域変成作用を受けている。

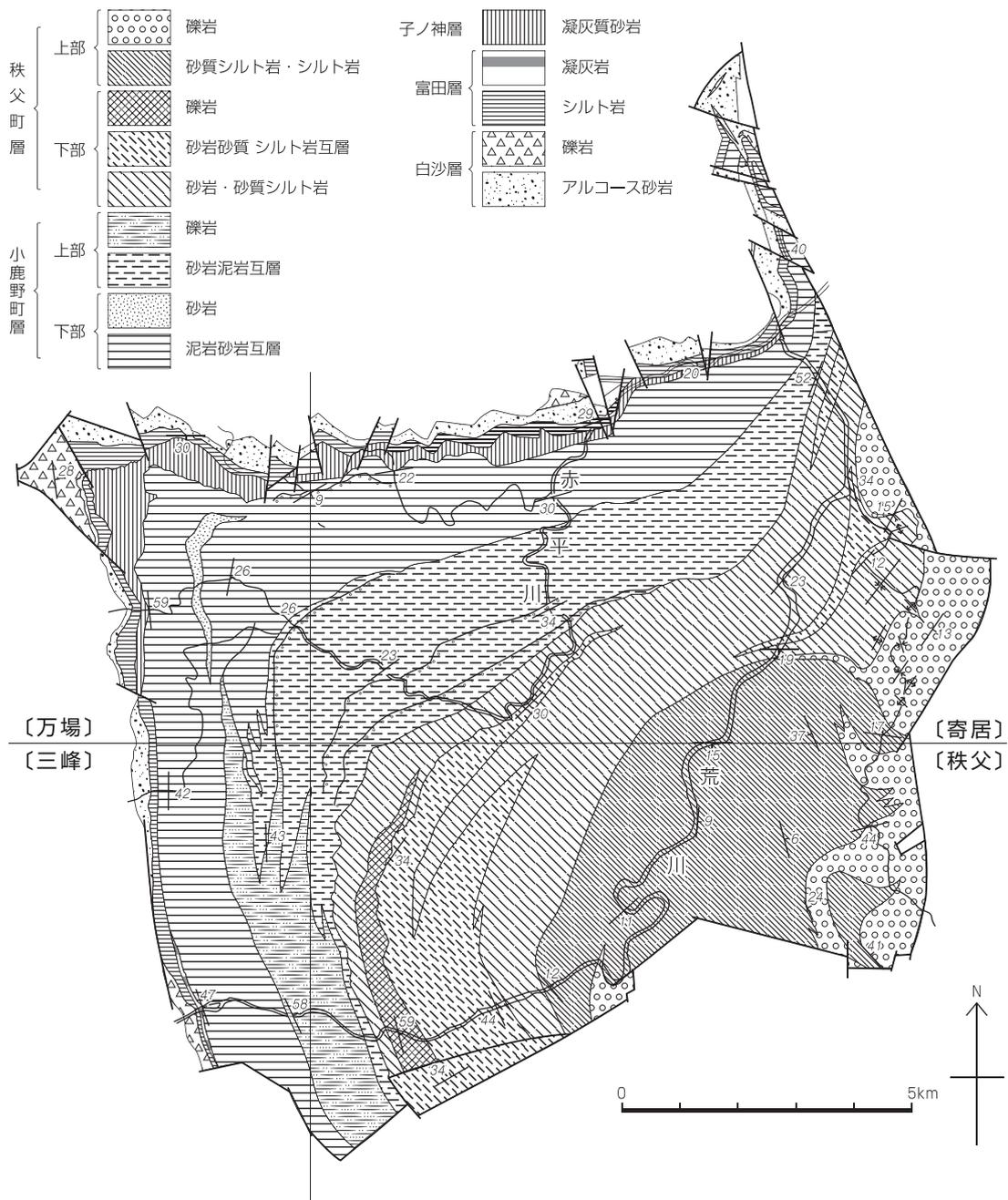


第6.1図 玄武岩類における変成鉱物組み合わせ



第6.2図 玄武岩類における変成鉱物の薄片写真

- a: 凝灰岩 (御前山ユニット). 大血川の河床.
 - b: 凝灰岩 (御前山ユニット). 大輪の荒川河床.
 - c: 玄武岩溶岩 (二瀬ユニット). 二瀬の荒川河床.
 - d: 凝灰岩 (二瀬ユニット). 大除沢の河床.
 - e: ドレライト (雲取山ユニット). 惣小屋谷の林道.
 - f: 玄武岩溶岩 (雲取山ユニット). 曲沢の河床. パンペリー石脈が緑泥石脈によって切られる.
- すべてオープンニコルで撮影. Act: アクチノ閃石. Chl: 緑泥石. Epi: 緑れん石. Pmp: パンペリー石.



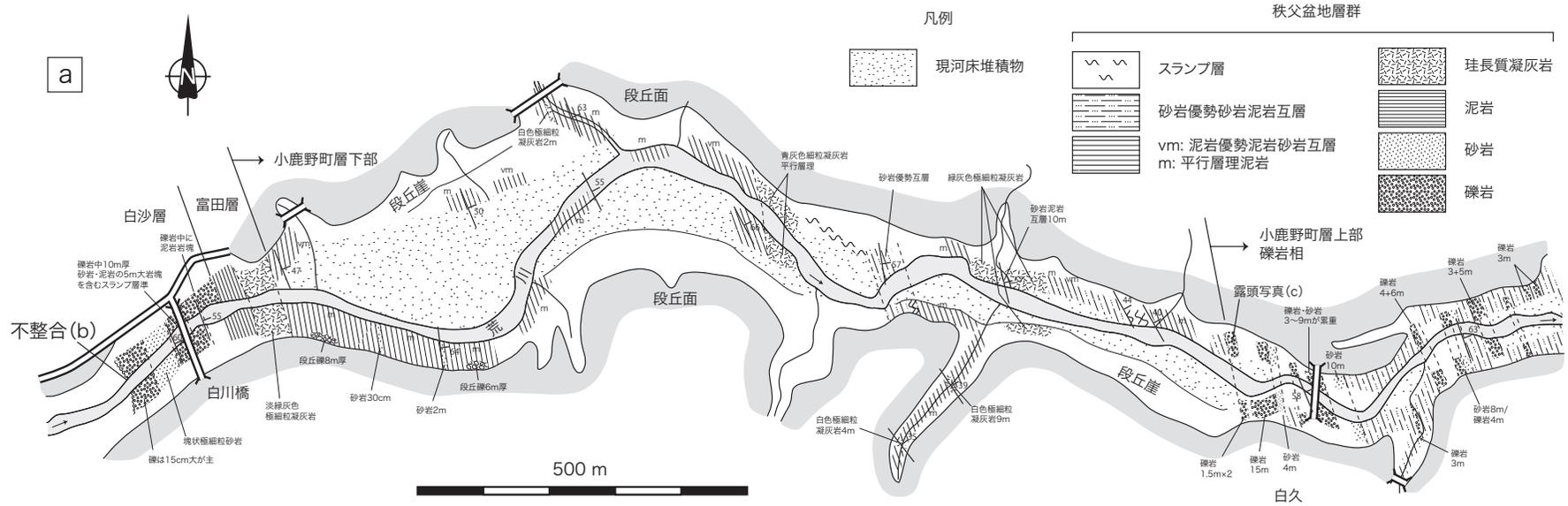
第7.1図 秩父盆地層群の地質概略図
 牧本・竹内 (1992) を一部修正.

沙層 (坂本, 1988), 富田層 (角田・小鹿野団体研究会, 1978), 秩父町層から産出しており, 坂本 (1987) は秩父盆地産の海生哺乳類化石について総括している。

貝化石: 早川 (1930) は富田層・子ノ神層から貝化石 62 種とサメの歯などを報告した。渡部ほか (1950) は白沙層・富田層・子ノ神層・秩父町層から 230 種の貝化石を報告した。Kanno (1958) は秩父盆地層群下部の貝化石を検討し, 白沙層・富田層・子ノ神層に 3 化石帯を認め 57 新種を記載した。Kanno (1960) は秩父盆地層群

から貝化石約 150 種を記載した。Majima *et al.* (1996) は本地域北方の子ノ神層・小鹿野町層最下部より貝化石を報告した。

その他の化石: Arai (1967) は小鹿野町層下部などから大型有孔虫レピドシクリナ (*Lepidocyclina*) を報告しており, Matsumaru *et al.* (1982) は底生有孔虫化石により堆積環境を研究した。また, Arai (1955) は富田層ないし白沙層から生痕化石のサンドパイプを, 大森ほか (1992) は小鹿野町層の生痕化石をそれぞれ報告してい



第7.2図 荒川沿いのルートマップ

a: ルートマップ。地質調査は1985年に「寄居」図幅の一環として実施したもので、現在では露頭状況が一部変わっている。

b: 白沙層基底の不整合露頭。切り立った露頭面を真横から撮影した写真。古くより「白久の不整合」と呼ばれた露頭で、秩父帯のチャートを白沙層の礫岩が不整合に覆う。写真左下の礫岩下底の境界が不整合面で、走向傾斜はN30°W, 60°E。礫種は主に15cm大の砂岩からなりチャート・石灰岩・緑色岩も含む。礫岩の厚さは約2mである。ただしこの5m下位のチャート中に円礫が観察されることから、この写真での“基盤岩”は巨大な岩塊であるか、あるいは不整合面が平面的でなく複雑に入り組んだ形状をしている可能性がある。白川橋上流の荒川左岸。

c: 小鹿野町層上部の最下部をなす礫岩。この礫岩から上位は、砂岩優勢互層中に厚さ数mの礫岩がしばしば挟在するようになる。礫岩の走向傾斜はN35°W, 60°E。写真左側（左岸）に見えているのは礫岩の下底面であるが、底痕ははっきりしない。写真右側に右岸の礫岩露頭が見えている。白久駅北の荒川。

る。

堆積学・構造地質学的研究

秩父盆地の最下部層準の白沙層には領家帯起源と考えられる花崗岩・片麻岩礫が含まれている(井尻ほか, 1950; 渡部ほか, 1950; 武井・岡野, 2007)。佐藤(1955)は白沙層の重鉱物組成を検討し、後背地として近接した花崗岩類及び苦鉄質火山岩の存在を結論した。柴田(1967)は白沙層の片麻状花崗岩礫の化学組成を報告した。

Arai(1957)は秩父盆地層群各層の堆積構造を、Arai(1958)は主に小鹿野町層のタービダイトに見られる各種の堆積構造をそれぞれ報告した。山内・後藤(1971)は小鹿野町層・秩父町層のタービダイトの底痕(フルートマーク・グループマーク)から古流向について検討した。山内(1977, 1979)は小鹿野町層のタービダイトのスランプ構造について研究し古海底地形を復元した。Latt(1990)は秩父盆地層群の堆積相を詳しく解析し古地理を復元した。高橋ほか(1993)は秩父盆地層群中の礫岩とそれらの古流向について検討した。長沼・菅野(1995)は白沙層の古流向を検討した。秩父盆地団体研究グループ(1999)は白沙層を詳しく調査し、盆地発生期の古地理について検討した。平社ほか(2002)は本地域東縁の小鹿野町層上部のタービダイトのリップルマークについて報告した。また小林・生沼(1961)は秩父盆地層群の粘土鉱物組成を検討し、上半部でモンモリロナイトの割合が増加することを報告した。

Latt and Sato(1987)は秩父盆地層群の小断層を解析した。武井(1990)は関東山地の断層系について考察し、秩父盆地の堆積時・堆積後の断層運動にも言及した。兵頭(1986)及びHyodo and Niitsuma(1986)は秩父盆地層群の地質を研究した中で、古地磁気の偏角が 94° であることを報告し、関東山地が秩父盆地層群堆積後の日本海の拡大により 47° 時計回りに回転し、更に伊豆弧の衝突により 47° 時計回りに回転したと結論づけた。Yamaji and Takahashi(1988)はビトリナイト(輝炭)反射率から、秩父盆地層群堆積時の基盤の南への傾動と西端部の隆起が生じたとした。また高橋(1992)は秩父盆地のテクトニクスを論じた。

地質時代に関する研究

秩父盆地層群の地質時代については微化石層序の研究がある。富田層・小鹿野町層下部は石灰質ナンノ化石層序のCN3-4(高橋ほか, 1989)、秩父町層下部は浮遊性有孔虫層序(Blow, 1969)のN.8上部(Matsumaru *et al.*, 1982; 八木・石垣, 1993)、秩父町層上部はN.10(Matsumaru, 1980; 松丸, 1981; Matsumaru *et al.*, 1982)である。また、凝灰岩中のジルコンのフィッシュントラック年代として白沙層 16.7 ± 1.1 Ma, 子ノ神層 16.0 ± 0.7 Ma(大平・秩父盆地団体研究グループ, 2006)、子ノ神層(本報告の小鹿野町層) 15.6 ± 0.8 Ma(足立ほか,

1998)が報告されている。これらから秩父盆地層群の地質時代は中期中新世の初頭から中期である。本地域に分布する白沙層-小鹿野町層はすべて浮遊性有孔虫層序のN.8の範囲であると考えられるが、白沙層がN.8より前のN.7からである可能性は否定されない。なお、Ujiie and Iijima(1959)は盆地北東隅の子ノ神層からN.6(前期中新世の後期)を示す浮遊性有孔虫化石を報告しているが、関東山地周辺の中新統からはこれを支持する資料がまだ知られていないので、本報告では牧本・竹内(1992)と同じく秩父盆地層群基底の地質時代をN.8とみなしておく。

7. 2 白沙層(Sc, Ss)

命名 早川(1930)の白沙砂岩層を牧本・竹内(1992)が白沙層に改称した。

模式地 秩父市元郷(渡部ほか, 1950: 北東隣「寄居」地域内)。

分布 秩父盆地北東部から北西部・南西部にかけて細長く分布しており、本地域内には北東隅に南北に狭長に分布する。

層厚 三峰口駅周辺の荒川沿いで140m, 小鹿野町押留の小森川沿いで200mである。

層序関係 秩父盆地層群のうち最下位の地層で、本地域内では秩父帯付加コンプレックスの中津川層群と下部白亜系海成-汽水成堆積物(山中白亜系)を不整合に覆う。三峰口駅西の荒川に露出する不整合露頭は、「白久の不整合」と呼ばれ古くから知られている(第7.2図b)。小鹿野町原の小森川沿いでは山中白亜系の砂岩を白沙層の礫岩が不整合に覆う露頭が観察される(秩父盆地団体研究グループ, 2004)。

岩相 礫岩相(Sc)は三峰口駅周辺に認められる。主に巨礫岩からなり塊状砂岩を伴う。荒川では基底部の礫岩25mの上位に厚さ40mの極細粒砂岩層が重なるほか、その上位の礫岩中の白川橋の真下では、平行層理をもつ泥岩層がスランプ褶曲した数m大の岩塊群が挟在する。

砂岩相(Ss)は小鹿野町押留の小森川流域に分布する。下部は礫岩からなり秩父帯付加コンプレックスの礫の他に最大径50cmの山中白亜系の砂岩・礫岩の礫を含む。上部は塊状細粒-極細粒砂岩からなる。礫岩相と砂岩相の間は断層で白沙層が欠けているため両者の層位関係は不明であるが、上位の富田層がほぼ一定の層厚で連続することからみてほぼ同層準の同時異相であると思われる。

化石 主に秩父盆地北縁地域から渡部ほか(1950)及びKanno(1958, 1960)により多種の貝化石、及び植物化石4種が報告されている。本地域からは、小鹿野町原周辺から*Nuculana*属、*Dosinia*属、*Mercenaria*属、*Callista*属など、中平周辺から*Chlamys*属、*Ostrea*属などの貝化

石が産している（渡部ほか，1950；Kanno，1960）。

地質時代 浮遊性有孔虫層序の N. 8 すなわち中期中新世の最前期である。

対比 中新統の最下部に位置すること，秩父盆地北縁部では領家花崗岩礫が含まれること（井尻ほか，1950；渡部ほか，1950）から，寄居地域の松山層群小園層（牧本・竹内，1992），富岡層群牛伏層（松丸，1977）に対比される。

7. 3 富田層 (To, Tt)

命名 Arai (1960) の富田泥岩部層を牧本・竹内 (1992) が富田層とした。

模式地 秩父市富田の赤平川（渡部ほか，1950：北東隣「寄居」地域内）。

分布 秩父盆地北東部から北西部・南西部にかけて細長く分布しており，本地域内には北東隅に南北に狭長に分布する。

層厚 秩父市白久の荒川沿いで50m，小鹿野町押留の小森川沿いで約40mである。

層序関係 白沙層に整合に重なる。

岩相 主に成層した青灰色泥岩からなり，まれに厚さ10～50cmの細礫岩や葉理のある極細粒砂岩層を挟む (To)。秩父盆地北縁では径1mに達する石灰質団塊を含むことが知られているが（牧本・竹内，1992；千代田，1994），^{すすきがわ}薄川以南の本地域内では見られない。

三峰駅周辺の荒川沿いでは，厚さ20mの泥岩の上位に厚さ約30mの流紋岩質凝灰岩 (Tt) が見られる。これは秩父盆地^{かみのざわ}団体研究グループ (2004) が富田層下部に挟在する^{かみのざわ}上野沢凝灰岩部層としたものである。本凝灰岩はほぼ子ノ神層の層準にあたるが，北方へ尖滅し子ノ神層とは直接には連続しないこと，子ノ神層の典型的岩相とは異なることから，本報告では子ノ神層とはせず富田層の一部として扱う。この凝灰岩層は塊状無層理な淡緑灰色極細粒凝灰岩である。荒川から南方の沢へ連続する一方，北方へは古池南方の沢で厚さ15～20m，古池では厚さ1mに薄化し，より北方では確認されなくなる。

化石 秩父盆地北縁地域の富田層からは貝化石が多産する（早川，1930；渡部ほか，1950；Kanno，1958，1960）。本地域内では，秩父市白久から *Turritella* 属の貝化石が報告されている（Kanno，1960）。

地質時代 浮遊性有孔虫層序の N. 8 すなわち中期中新世の最前期である。

対比 中新統の最下部を占める海成層で上位にタービダイト相が重なる層位と地質時代から，寄居地域の小園層（牧本・竹内，1992），富岡層群牛伏層（松丸，1977；高橋，2008）の上部に対比される。

7. 4 小鹿野町層 (Ol, Ob, Ou)

命名 Arai (1960) の小鹿野町層群を牧本・竹内 (1992) が小鹿野町層とした。

模式地 秩父市富田から小鹿野町奈倉までの赤平川（渡部ほか，1950：北東隣「寄居」地域内）。

分布 秩父盆地北東部から北西部・南西部にかけて広く分布し，本地域内にはその南西部分が分布する。なお石井・高橋 (1991) は，渡部ほか (1950)・Arai (1960)・兵頭 (1986) で秩父帯付加コンプレックスとされた秩父市橋場の南方地域に中新統の礫岩が広く分布するとした。しかしこれらは，今回の調査では破砕されたチャートなど秩父帯付加コンプレックスの構成岩類であり，本報告では渡部ほか (1950) など従来の研究に従う。

層厚 本地域から東隣「秩父」地域にかけての荒川沿いで2,000mである。

層序関係 秩父盆地北縁部では子ノ神層を整合に覆うが，本地域では子ノ神層を欠き富田層の凝灰岩ないし泥岩を整合に覆う。上位は東隣「秩父」地域内で秩父町層に整合に覆われる。秩父盆地団体研究グループ (2004) は贅川の西側に分布する凝灰岩を子ノ神層としたが，本報告ではこの凝灰岩を小鹿野町層下部中に挟在するものとした。

岩相 小鹿野町層はタービダイトからなる。小鹿野町層は下部と上部に区分され，本地域では下部は泥岩砂岩互層相 (Ol)，上部は礫岩相 (Ob)・砂岩泥岩互層相 (Ou) からなる（牧本・竹内，1992）。全体として，泥岩が極めて優勢な岩相から次第に上位へ砂岩がちとなり，急激に礫岩を交えるようになる上方粗粒化の層序を示す。

下部の泥岩砂岩互層相 (Ol) は泥岩極優勢-優勢の泥岩砂岩互層で（第7.3図），荒川沿いで良く観察できる。



第7.3図 小鹿野町層下部の泥岩砂岩互層
川岸の露頭を斜め上から俯瞰した写真。タービダイトの泥岩優勢な互層で，単層の厚さは5～10cm前後。白く見えるのは平行葉理・斜交葉理をもつ砂岩薄層である。地層の走向傾斜は N15°W, 60°E。秩父市大指南方の贅川。

細粒砂岩から泥岩に級化成層するタービダイト単層の厚さは5~20cm程度であるが、ほとんど泥岩のみからなる層準も多く、その場合は単層の厚さが判定できない。泥岩極優勢互層中にもまれに厚さ30cm~2mの砂岩が挟在する。泥岩砂岩互層中にはしばしば厚い淡緑灰色の塊状極細粒凝灰岩が挟在する。秩父市下郷の荒川左岸で層厚30m以上の凝灰岩が2層準に挟在する(第7.2図)ほか、贅川沿いに厚さ1.5mの凝灰岩が連続する。秩父盆地団体研究グループ(2004)はこのうち秩父市大指に挟在するものを大指凝灰岩部層と呼んだ。

上部の礫岩相(Ob)は白久駅周辺から北方へ小鹿野町伊豆沢にかけて分布し、礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層からなる。本岩相は、砂岩泥岩互層に、礫岩及び砂岩が多く挟在することで特徴づけられる。北方へ砂岩泥岩互層相(Ou)に漸移する。礫岩単層の厚さは3~10mで、粗粒タービダイトの典型的な堆積構造が観察される。基底部には逆級化成層が見られ、上位は級化成層して砂岩となる。砂岩泥岩互層は単層の厚さ30cm程度の極砂岩優勢互層である。砂岩泥岩互層相(Ou)は小鹿野町伊豆沢周辺に分布し北東方へと連続する。タービダイト砂岩泥岩互層からなり泥岩優勢-等量-砂岩優勢まで変化に富む。互層中にはしばしば厚さ1~4mの礫岩や厚さ1m程度の砂岩が挟在する。タービダイト単層の厚さは5~30cm程度で、厚い礫岩・砂岩のほか互層の砂岩にはしばしばフルートマーク・グループマークなどの底痕が見られる。これら小鹿野町層上部の礫岩・砂岩はS→Nの古流向を示すことから(山内・後藤, 1971; 兵頭, 1986; 平社ほか, 2002), 礫岩相から砂岩泥岩互層相への漸移は粗粒タービダイトの上流-下流縦断面の岩相変化を見ていることになる。

本地域北縁の小鹿野町伊豆沢周辺で、小鹿野町層上部の礫岩相・砂岩泥岩互層相は小鹿野町層下部の泥岩砂岩互層相と指交関係にある。

化石 タービダイトからなる小鹿野町層からは化石の産出はごく少ない。Arai(1967)は贅川沿いなどの小鹿野町層下部から大型有孔虫*Lepidocyclina* sp.を報告した。礫岩中に砕屑粒子として貝化石の破片がまれに認められるほか、しばしば砂岩の葉理に沿って植物破片が散在している。大森ほか(1992)は秩父市下郷の小鹿野町層のタービダイト(本報告の礫岩相Ob)に見られる生痕化石について報告した。

地質時代 浮遊性有孔虫層序のN.8すなわち中期中新世の最前期である。

対比 中新統下部の浅海相に重なるタービダイト相である層位と地質時代から、松山層群荒川層(牧本・竹内, 1992)、富岡層群小幡層(松丸, 1977)に対比される。

7.5 地質構造

本地域の秩父盆地層群は全体として東へ急傾斜しており、これは秩父盆地全体の南東に開いた半盆状構造の南西翼部にあたる。井尻ほか(1950)はこの半盆状構造が、地層の堆積中に既に西方地域で隆起が始まっていたことに起因するとした。またYamaji and Takahashi(1988)はビトリナイト(輝炭)反射率から、秩父盆地層群堆積後に盆地西端部の隆起が生じたとした。更に高橋(1992)は小断層解析・ビトリナイト反射率などの研究結果を総合し、秩父盆地がハーフグラベンとして形成されたことを明らかにした。

第8章 新第三紀深成岩類及び岩脈

(角田謙朗・清水正明)

三峰地域内には、甲府花崗閃緑岩体北東部及び秩父トータル岩南部が分布する。甲府花崗閃緑岩体は本地域南西部に、秩父トータル岩は甲府花崗閃緑岩体の北方約20kmに位置する。両岩体の周辺には、小規模な衛星岩体が分布する。深成岩類による接触変成作用については、本章中で記述する。岩脈については、各深成岩体の中で記述する。

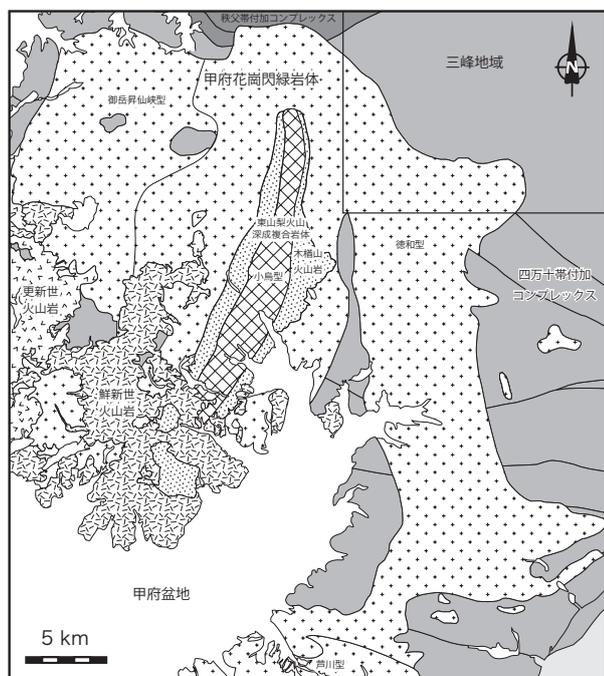
8.1 甲府花崗閃緑岩体 (Kgm, Kgi, Ga)

8.1.1 命名・分布

本報告では、従来の甲府深成岩体（たとえば、Kato, 1968; 日本の地質「中部地方I」編集委員会, 1988など）を甲府花崗閃緑岩体と呼ぶ。甲府花崗閃緑岩体は、本地域南西部を占める（第8.1図）。

8.1.2 研究史・概要

第8.1表に甲府花崗閃緑岩体及びその周辺地域の花崗岩類に関する主要な文献をまとめる。甲府花崗閃緑岩体は、一般に、御岳昇仙峡型、徳和型、芦川型、小鳥型な



第8.1図 甲府花崗閃緑岩体の地質概略図
20万分の1甲府図幅（尾崎ほか, 2002）, 角田（1989）による。

どに区分される（第8.1図, 第8.1表）。甲府花崗閃緑岩体についての研究は、Kato（1968）, Shimizu（1986）, Sato（1991）, Saito *et al.*（2006, 2007）, 角田ほか（2009）などが代表的である。本地域内に分布する甲府花崗閃緑岩体は、Kato（1968）による広瀬型、Shimizu（1986）による徳和型と同一である。なお、甲府花崗閃緑岩体中（南隣の山梨市川浦周辺）には、三の橋斑れい岩とも呼ばれる川浦型（三の橋型）が分布する（角田, 1971; 三村ほか, 1984）。これとほぼ同様の岩質が、本地域内でも笛吹川支流のナレイ沢に認められる。

本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体は、大部分が中粒から粗粒（粒径は漸移的に変化）の、角閃石黒雲母花崗閃緑岩から黒雲母角閃石トータル岩からなる。これらを地質図上で区分することは一般的に困難であるため、本報告では一括して示した。また、岩体周縁部には、チタン鉄鉱系花崗岩類が分布することが特徴である。更に、岩体一部に粗粒部が存在すること、2箇所眼角閃石斑れい岩及び角閃石閃緑岩からなる比較的規模の大きな苦鉄質部が存在することが特徴として挙げられる。なお、小規模な暗色包有物も含め、苦鉄質部は、粗粒花崗閃緑岩中に分布する傾向がある。また、石英脈（本地域に西隣する三富珪石鉄床の東側延長と考えられる）と少なくとも8本の安山岩脈が本岩体中に認められる。甲府花崗閃緑岩体の周辺に衛星岩体としてトータル岩が分布する。

8.1.3 岩石記載・造岩鉱物の特徴

本地域内の甲府花崗閃緑岩体は、主に、中粒（平均粒径約2mm）の角閃石黒雲母花崗閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩及び黒雲母角閃石トータル岩から構成される（第8.2図 a, b, c, d）。これらは、完品質、等粒状、色指数15~35で、主な構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石（正長石）、黒雲母、角閃石、不透明鉱物である。丸みを帯びた暗色包有物をしばしば含む。主要な構成鉱物の特徴を以下に示す。

斜長石：平均粒径2mm, 自形-半自形, 短冊状, 累帯構造や集片双晶を示す。中心部付近が汚濁し、ソーシュライト化していることが多い。

石英：平均粒径1~2mm, 他形, 填間状。

カリ長石（正長石）：平均粒径2mm, 他形, 填間状, 一般に、中心部付近が汚濁している。

黒雲母：平均粒径2mm, 半自形-他形, 板状-薄片状, 角閃石と隣接し, 集合体を作る。不透明鉱物（磁鉄鉱, チタン鉄鉱, まれに、赤鉄鉱, 黄銅鉱など）を

第8.1表 甲府花崗閃緑岩体に関する主要文献一覧

文献	調査地域	主な内容
片田 (1956)	5万分の1地質図幅甲府	主に芦川岩体の記載
佐藤 (1957)	甲府北部荒川流域	主に8タイプに分類
藤本ほか (1958)	甲府北部荒川流域	主に4タイプに分類
柴田ほか (1960)	甲府盆地南部地域	芦川型を丹沢型に対比
石田 (1962)	甲府東部流域	日川流域の岩相図
石田 (1964)	甲府東部大菩薩地域	大菩薩地域の岩相図
河野・植田 (1966)	甲府岩体全域	年代測定から第三紀の記載
松原 (1966)	甲府岩体全域	石英鉱床の位置と岩質
柴田 (1967)	日本岩石誌II	岩石の化学組成
Kato (1968)	甲府岩体全域	甲府花崗岩体の岩石記載
Morita (1970)	甲府岩体東部地域	甲府花崗岩体の岩石記載と岩石年代
山梨県地質図編纂委員会 (1970)	甲府岩体全域	甲府花崗岩体の分類
角田 (1971)	三富村三の橋地域	斑縞岩体の岩石学的記載
三村 (1971)	甲府盆地北部地域	甲府盆地北部火山活動の記載
三村・山田 (1972)	甲府北部中央地域	火山火成複合岩体の記載
山梨県土木部 (1976)	甲州市広瀬ダム周辺	花崗岩類とダムの基盤
石田・角田 (1982)	甲府盆地東部地域	甲府花崗岩体中の火山岩脈の記載
佐藤・石原 (1983)	甲府岩体全域	帯磁率と化学組成の特徴
角田・清水 (1984)	御岳昇仙峡一帯	花崗岩中のざくろ石の産状
柴田ほか (1984)	甲府盆地北部地域	K-Arによる火成岩の年代測定
三村ほか (1984)	5万分の1御岳昇仙峡図幅	K-Arによる火成岩の年代測定
Shimizu (1986)	甲府東部地域	Mt-IIシリーズによる分類
高橋 (1986)	南部フォッサ全域	フォッサマグナ地域の花崗岩の成因
佐藤・石原 (1983)	甲府岩体全域	帯磁率と化学組成の特徴
清水・山名 (1983)	甲府東部地域	Sr同位体による年代測定
日本の地質「中部地方I」(1988)	中部地方Iの地域	甲府花崗岩中の岩体名称
Takahashi (1989)	甲府と丹沢地域	花崗岩類の分布の場
Ito et al. (1989)	南部フォッサ全域	ジルコンのフィッショントラック年代
Sato (1991)	南部フォッサ全域	岩石学的にマグマ起源の推測
小坂 (1992)	甲府北-東部地域	花崗岩類の風化の産状
角田ほか (1992)	甲府盆地周縁全域	鉱脈形成年代
中央開発株式会社 (1992)	甲府盆地周縁花崗岩分布域	花崗岩類の年代測定値
角田ほか (1993)	甲府盆地北西縁国界橋	国界橋深成岩の形成年代
兼岡ほか (1993)	甲府盆地東部地域	甲府花崗岩体中の火山岩の年代
角田・清水 (1995)	乙女鉱山一帯	花崗岩類と鉱脈形成年代
Shimizu et al. (1995)	山梨県内全域	花崗岩地域のイウ同位体の特徴
Saito and Kato (1996)	甲府花崗岩北西部地域	金峰山周辺でのK-Ar年代測定
Saito et al. (1997)	主に甲府花崗岩南東部地域	芦川・徳和型の形成年代の研究
Kosaka and Shimizu (1999)	甲府盆地東部地域	甲府花崗岩類中の鉱物の変形
Kosaka et al. (1999)	甲府盆地東部地域	甲府花崗岩類中の鉱物の変形
Saito et al. (2004)	甲府花崗岩南東部地域	芦川・藤野木型の岩石学的成因
Saito et al. (2006)	甲府花崗岩東部地域	甲府花崗岩体周囲の混成作用
松本ほか (2007)	三峰地域深成岩の年代含む	年代未詳の岩石のK-Ar年代測定
Saito et al. (2007)	甲府花崗岩全体	甲府花崗岩体の成因
角田ほか (2009)	甲府盆地周縁地域	花崗岩類の成因に関する考察

包有する。緑泥石化していることが多い。

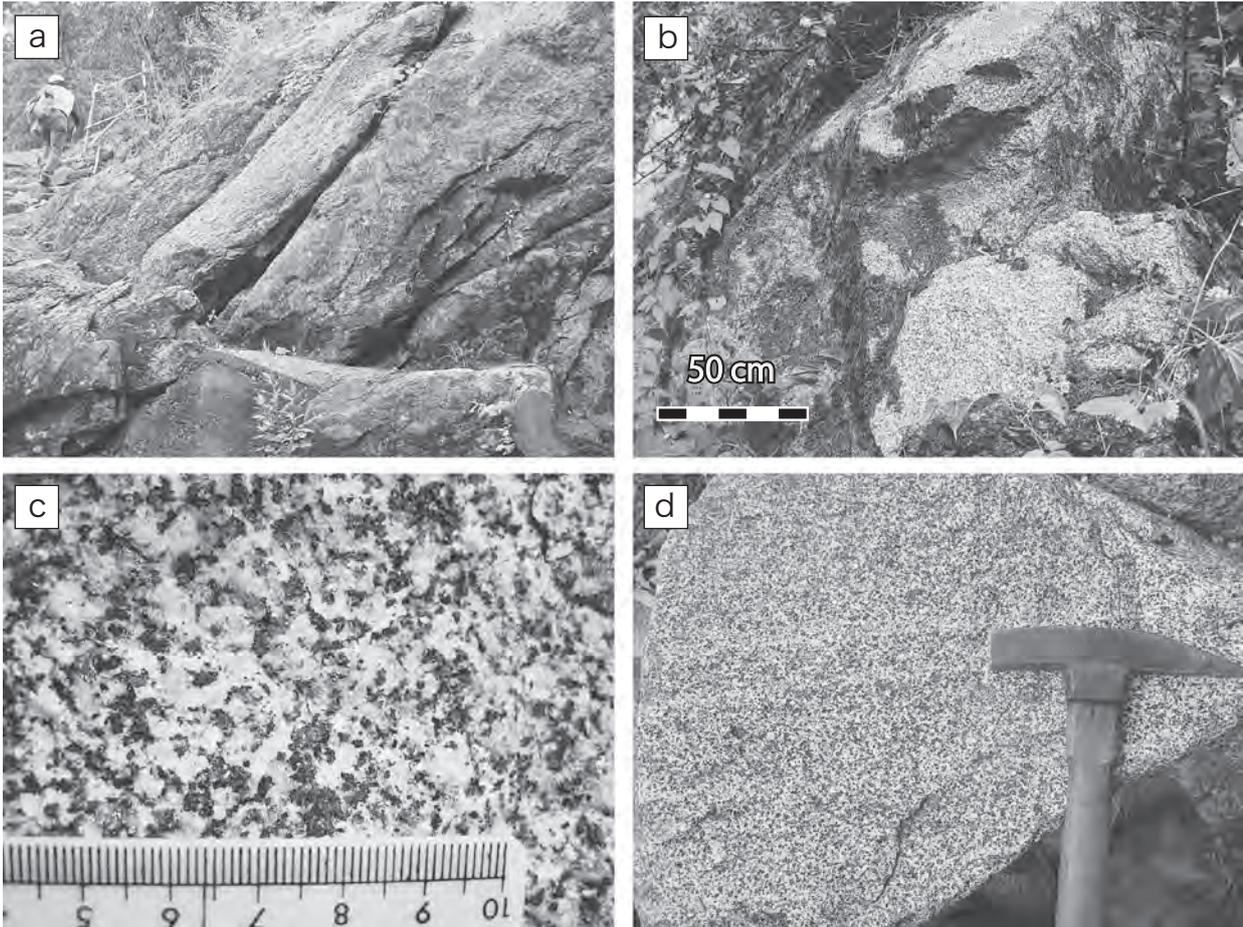
角閃石：平均粒径2~3mm，自形-半自形，黒雲母と隣接し，集合体を作る。弱い累帯構造を示すことが多い。不透明鉱物を包有することが多い。緑泥石化していることが多い。中心部付近にカミングトン閃石が観察されることがある。

粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩は，本地域西部の一部（ヌク沢，ナレイ沢など）で認められ，径1cm程度の石英を特徴的に含む。中粒部と粗粒部が直接接する露頭は観察されていないが，暗色包有物が境界付近に多く観察される。中粒部と粗粒部はどちらもモード分析の結果，花崗閃緑岩である。

暗色包有物は，一般に長径が数cm~50cm程度の楕円形で，斜長石，石英，角閃石，黒雲母，緑泥石，不透明鉱物などから構成される。暗色包有物というよりもむ

しろ比較的規模の大きな苦鉄質部と呼べるものが笛吹川上流域ナレイ沢合流地点付近の川底や谷壁に連続して認められる（ナレイ沢と交差する林道沿いにも約30mに渡って露頭がある）。これは角閃石斑れい岩から角閃石閃緑岩であり，主な構成鉱物は，角閃石，黒雲母，斜長石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱で，斜長石が斑晶状に大きく発達し，層状構造やキュムレート状をなす場合がある（第8.2図e）。花崗閃緑岩の粗粒部内には，数多くの暗色包有物が認められる。

甲府花崗閃緑岩体を取りまくホルンフェルスとの境界部のうち，雁坂峠に至る峠沢では，色指数や帯磁率の低下とともに，中粒花崗閃緑岩が細粒花崗岩質になることが観察される。また，幅数mmから1cmの多くのアプライト脈を含む箇所もある。一方，広瀬ダム付近にはルーペンダント様あるいは捕獲岩としてホルンフェルス



第8.2図 甲府花崗閃緑岩体の産状

- a: 花崗閃緑岩. 広瀬ダムの放流口付近の露頭.
- b: 花崗閃緑岩. 広瀬ダム東方, 広川下流.
- c: bの接写. 本地域で見られる一般的な花崗閃緑岩の岩質で, やや粗粒の黒雲母と角閃石が発達する.
- d: 角閃石斑れい岩. 層状構造が認められる. ナレイ沢と笛吹川出合い付近の転石.

ないシミグマタイトが分布する (第5.24図). このホルンフェルスの周りにもチタン鉄鉱系花崗岩類の分布が認められる. なお, 広瀬ダム付近のホルンフェルスの原岩は, 四万十帯付加コンプレックスの小仏層群小菅ユニットの砂岩泥岩互層に対比される (山梨県地質図編纂委員会, 1970).

以下に代表的岩石を簡単に記載する. 試料採取位置は第8.3図に示す.

試料番号: 204052602

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (笛吹川支流久渡沢林道沿い露頭)

磁鉄鉱系, 完晶質, 等粒状

主成分鉱物: 石英 (他形, 径1.0mm程度, 一部斑晶状で長径1.5mm程度), 斜長石 (自形, 径0.8mm以下, 一部斑晶状で長径2.0mm, 累帯構造, セリサイト化), カリ長石 (他形, 粒間充填状, 径3.0mm程度, 汚れ),

黒雲母 (自形, X= 淡緑褐色, Y=Z= 暗褐色-暗緑褐色, 長径0.5mm以下, 屈曲), 角閃石 (自形-半自形, X= 淡黄緑色, Y=Z= 黄緑色-褐緑色, 長径1.2mm程度)

副成分鉱物: 緑泥石, 褐簾石, アパタイト, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱

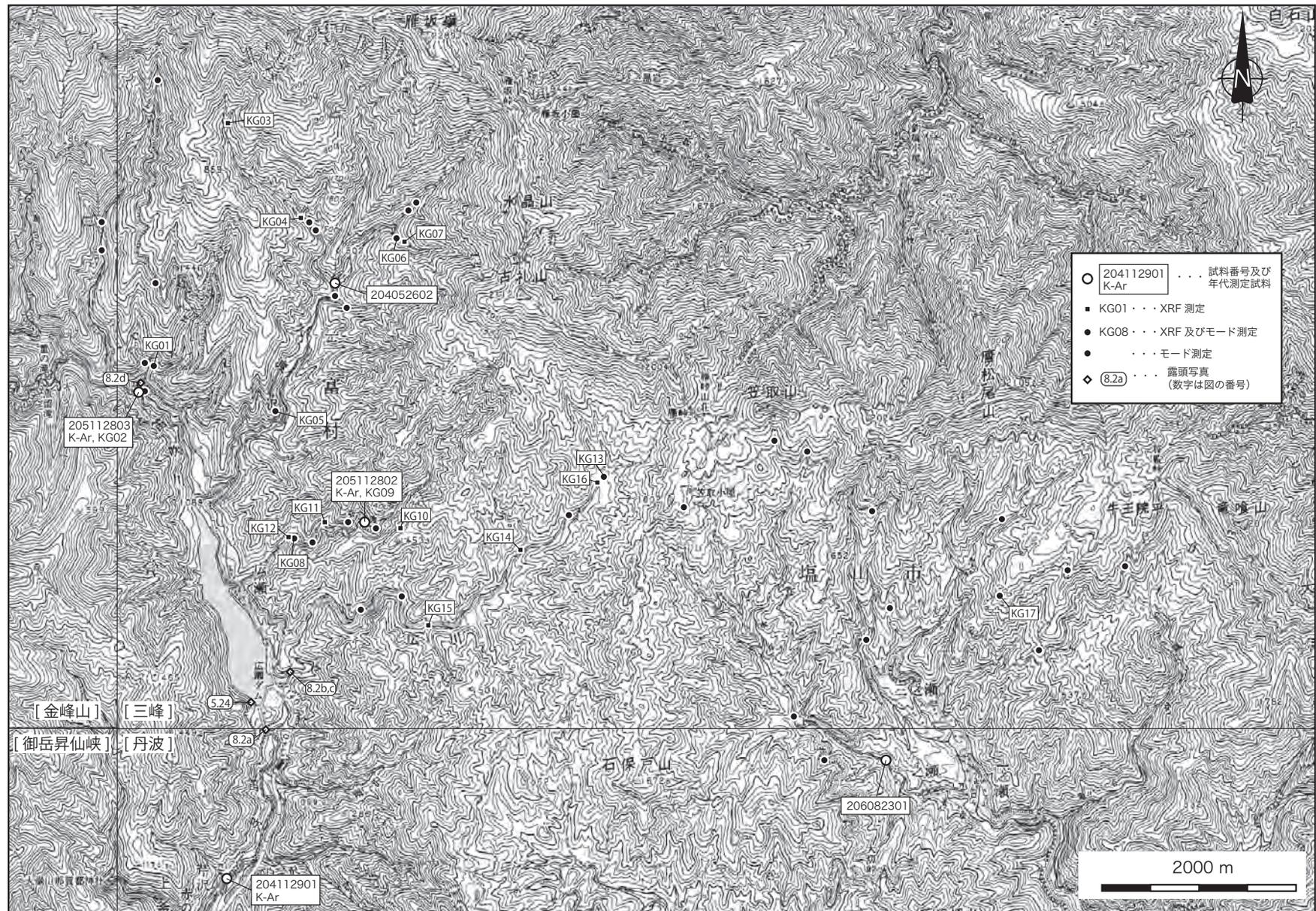
試料番号: 204112901

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (笛吹川沿い露頭, 南隣「丹波」地域内)

磁鉄鉱系, 完晶質, 等粒状

主成分鉱物: 石英 (他形, 径1.5mm程度), 斜長石 (自形, 長径1.5mm以下, 一部斑晶状, 長径3.0mm程度), カリ長石 (他形, 粒間充填状, 径0.5mm程度), 黒雲母 (自形, X= 淡褐黄色, Y=Z= 暗褐色, 長径0.5mm程度), 角閃石 (自形-半自形, X= 淡黄緑色, Y=Z= 緑褐色, 長径1.0mm程度, 黒雲母による交代)

副成分鉱物: 緑泥石, ジルコン, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱



第8.3図 甲府花崗閃緑岩体の試料・写真位置図
地形図は国土地理院発行の数値地図50000（地図画像）を用いた。

試料番号：206082301

角閃石黒雲母花崗閃緑岩（一ノ瀬川沿い露頭，南隣「丹波」地域内）

磁鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：石英（他形，径1.5mm程度），斜長石（自形，長径1.5mm以下，一部斑晶状，長径3.0mm程度，一部セリサイト化），カリ長石（他形，粒間充填状，径1.0mm程度），黒雲母（自形，X=淡黄褐色，Y=Z=暗緑褐色，長径1.2~2.0mm程度，屈曲），角閃石（自形-半自形，X=淡青緑色-淡褐色，Y=Z=黄緑色-緑色，長径0.2~2.0mm程度）

副成分鉱物：緑泥石，楔石，褐簾石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱

試料番号：205112802

角閃石黒雲母花崗閃緑岩（谷渡沢）．採取地点の南250mには，幅約1mの断層がある．断層の通過する周辺では，岩石に破碎が認められるため，断層から離れた新鮮な箇所から採取した．

チタン鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：石英（他形，径2.0mm以下，弱い破碎），斜長石（自形，長径1.2mm以下），カリ長石（他形，粒間充填状，径1.0mm以下），黒雲母（自形-半自形，X=淡緑褐色-淡灰黄色，Y=Z=暗褐色-暗緑褐色，長径1.2mm以下，弱い破碎，一部湾曲），角閃石（半自形，X=黄緑色-淡緑色，Y=Z=青緑色-黄緑色，長径1.5mm以下）

副成分鉱物：緑泥石，アパタイト，ジルコン，チタン鉄鉱

試料番号：205112803

角閃石斑れい岩（笛吹川とナレイ川との出会い付近の露頭）

磁鉄鉱系花崗閃緑岩に取り囲まれた角閃石斑れい岩（花崗閃緑岩に向かい閃緑岩質に移化），磁鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：斜長石（長柱状，自形，長径1.2mm以下），角閃石（自形，X=淡緑色，Y=Z=黄緑色-緑褐色，長径1.5mm以下），黒雲母（自形，X=淡黄褐色，Y=Z=暗褐色-暗緑褐色，長径1.0mm程度），石英（他形，径1.2mm以下），斜長石と角閃石の一部の斑晶では，ポイキリチック組織

副成分鉱物：緑泥石，方解石，アパタイト，ジルコン，磁鉄鉱，チタン鉄鉱

8.1.4 モード組成

本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体の代表的40試料（磁鉄鉱系29試料，チタン鉄鉱系11試料）のモード組成について第8.2表と第8.4図に示す．なお4試料につい

ては，Shimizu（1986）及びKato（1968）によるモード組成も採用した．モード組成を測定した試料の採取位置を第8.3図に示す．

IUGS Subcommission（1973）による分類・命名に従うと，本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体は，大部分が花崗閃緑岩及びトータル岩の領域に入る（第8.4図）．後述する全岩化学分析の結果を合わせると，SiO₂（wt.%）の増加に伴い，トータル岩領域から花崗閃緑岩領域へ漸移する傾向が見られる．

8.1.5 全岩化学組成の特徴

本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体の代表的26試料（磁鉄鉱系16試料，チタン鉄鉱系6試料，暗色包有物4試料）の全岩化学組成を分析した結果を第8.3表，第8.5図（主成分），第8.6図（微量成分）に示す．なお5試料については，柴田（1967），Shimizu（1986）及び清水・山名（1983）による分析値も採用した．全岩化学組成を分析した試料の採取位置は第8.3図に示す．使用した装置は，富山大学機器分析センターに設置されている波長分散型蛍光X線装置（Philips-PW2404R）及び東京大学海洋研究所に設置されている波長分散型蛍光X線装置（Rigaku-3270）である．

主成分化学組成について，Na₂O，K₂Oで分散が大きいことなど，Shimizu（1986）や角田ほか（2009）とほぼ同様な結果が得られた．SiO₂は，甲府花崗閃緑岩では57~73%，暗色包有物では47~53%である．

微量成分化学組成について，Th，Zr，Rb，Baの挙動がK₂Oと似た傾向がある（第8.6図）．

8.1.6 鉱物化学組成の特徴

東京大学海洋研究所に設置されている波長分散型X線マイクロプローブ装置（JEOL-733）を用い，全岩化学組成を測定した試料から7試料について，以下の主要構成鉱物の化学組成を測定した．

斜長石：分析結果をAn（灰長石）成分の頻度図として第8.7図に示す．累帯構造が著しく，An成分の広い変化幅（An10~An75）が認められ，An30付近とAn50付近が卓越する傾向がある．甲府花崗閃緑岩と暗色包有物とでは，ほぼ同様なAn成分変化幅を持つ．

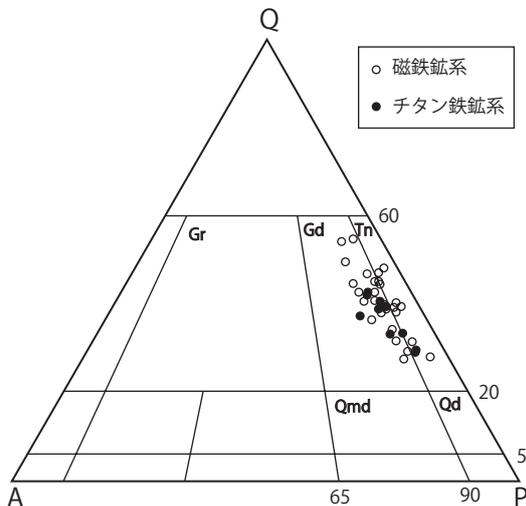
角閃石：分析結果をLeake *et al.*（1997）による図を用いて，第8.8図に示す．本地域の甲府花崗閃緑岩体に含まれる角閃石は，組成から，苦土普通角閃石（magnesiohornblende），鉄普通角閃石（ferrohornblende）であり，Shimizu（1986）による結果とほぼ同様である．暗色包有物中に含まれる角閃石は，甲府花崗閃緑岩中のものよりもSiに乏しい傾向が認められる．

黒雲母：分析結果を第8.9図に示す．本地域の甲府花崗閃緑岩体に含まれる黒雲母は，組成から鉄雲母

第8. 2表 甲府花崗閃緑岩体のモード組成測定結果

gd : 花崗閃緑岩, tn : トーナル岩, ga : 斑れい岩, mt : 磁鉄鉱系, il : チタン鉄鉱系. *37-39 : Shimizu (1986), **40 : Kato (1968) による分析値.

No.	mt/il	サンプル位置	石英	斜長石	アルカリ長石	角閃石	黒雲母	不透明鉱物	副成分鉱物	その他	合計	gd/tn
1	mt	一之瀬	35.1	36.1	3.2	13.8	9.3	1.8	0.3	0.4	100.0	gd
2	mt	一之瀬	26.9	38.9	2.6	12.3	18.4	1.1	0.0	0.0	100.2	tn
3	mt	一之瀬	35.8	40.2	4.4	8.7	10.5	0.4	0.0	0.0	100.0	gd
4	mt	一之瀬	32.2	40.2	6.6	13.0	7.4	0.6	0.0	0.0	100.0	gd
5	mt	一之瀬	36.4	37.0	2.1	8.5	15.7	0.3	0.0	0.0	100.0	tn
6	mt	笠取山	22.5	45.2	4.0	11.3	15.8	1.2	0.0	0.0	100.0	gd
7	mt	笠取山	20.8	51.1	2.8	5.3	19.8	0.2	0.0	0.0	100.0	tn
8	mt	笠取山	27.8	41.6	3.9	14.5	11.2	1.0	0.0	0.0	100.0	gd
9	mt	笠取山	33.1	36.3	3.9	14.7	11.8	0.2	0.0	0.0	100.0	tn
10	mt	笠取山	31.7	44.0	3.5	10.2	9.8	0.6	0.2	0.0	100.0	gd
11	mt	本谷	32.1	43.0	5.5	7.9	10.8	0.7	0.0	0.0	100.0	gd
12	mt	本谷	25.3	48.0	6.9	4.4	14.4	1.0	0.0	0.0	100.0	gd
13	il	久渡沢	26.5	47.6	5.2	9.7	10.7	0.2	0.1	0.0	100.0	gd
14	il	久渡沢	33.0	42.0	6.0	7.0	11.0	1.0	0.0	0.0	100.0	gd
15	mt	久渡沢	42.2	41.8	6.0	0.7	5.8	0.0	3.5	0.0	100.0	gd
16	mt	久渡沢	33.0	43.0	6.0	7.0	10.0	1.0	0.0	0.0	100.0	gd
17	mt	久渡沢	39.5	39.6	9.4	4.9	6.5	0.1	0.0	0.0	100.0	gd
18	mt	久渡沢	32	45	7.0	5.0	9.0	2.0	0.0	0.0	100.0	gd
19	mt	久渡沢	38	41	5.0	6.0	8.0	2.0	0.0	0.0	100.0	gd
20	mt	広川	49.7	34.5	7.3	2.8	5.2	0.5	0.0	0.0	100.0	gd
21	il	広川	33	44	6	6	10	1	0	0	100.0	gd
22	il	広川	29.1	39.8	4.8	15.3	9	0	0	2	100.0	gd
23	mt	谷渡川	31.1	44.1	4.3	6.7	12.1	1.5	0.2	0	100.0	gd
24	mt	谷渡川	25.8	37.1	7.8	7	21.9	0.4	0	0	100.0	gd
25	il	谷渡川	32	43	7	6	11	1	0	0	100.0	gd
26	il	谷渡川	28.1	37.3	9.7	6.3	16.2	0.8	1.6	0	100.0	gd
27	mt	ナレイ沢	22.6	49.1	5.8	7.1	13.9	1.5	0	0	100.0	gd
28	mt	ナレイ沢	15.9	36.5	5.3	28.1	12.4	1.5	0.3	0	100.0	gd
29	mt	ナレイ沢	34	40	6	7	11	2	0	0	100.0	gd
30	mt	ナレイ沢	46.5	33.6	4.5	5.1	10	0.3	0	0	100.0	gd
31	il	ヌク沢	22.3	48.5	4.2	16.6	7.4	0.9	0.1	0	100.0	gd
32	mt	ヌク沢	35	42	9	5	7	2	0	0	100.0	gd
33	mt	ヌク沢	34	47	6	5	7	1	0	0	100.0	gd
34	il	芹沢	25.6	44.4	6.9	9.6	12.3	0.3	0.7	0.1	99.9	gd
35	il	塩基性岩音取ダム	22.3	49.5	4.7	12.6	9.8	0.6		0.5	100.0	gd
36	il	東沢入口	38.2	43	7.7	3.7	6.7	0.1	0.4	0.2	100.0	gd
*37	il	西沢-魚留滝西	35.3	40.5	7.7	4.6	9.7	0.4		1.7	99.9	gd
*38	mt	広川上流	43.2	35.4	8.4	3.5	7.7	0.4		1.3	99.9	gd
*39	mt	本谷(三之瀬西)	37.8	41.4	9.2	4.2	6.3	0.3		0.9	100.1	gd
**40	mt	笠取山ESE1.7km	28.3	47.9	6.8	7.2	8.7	0.5	0.3	0.1	99.8	gd



第8. 4図 甲府花崗閃緑岩体のモード組成

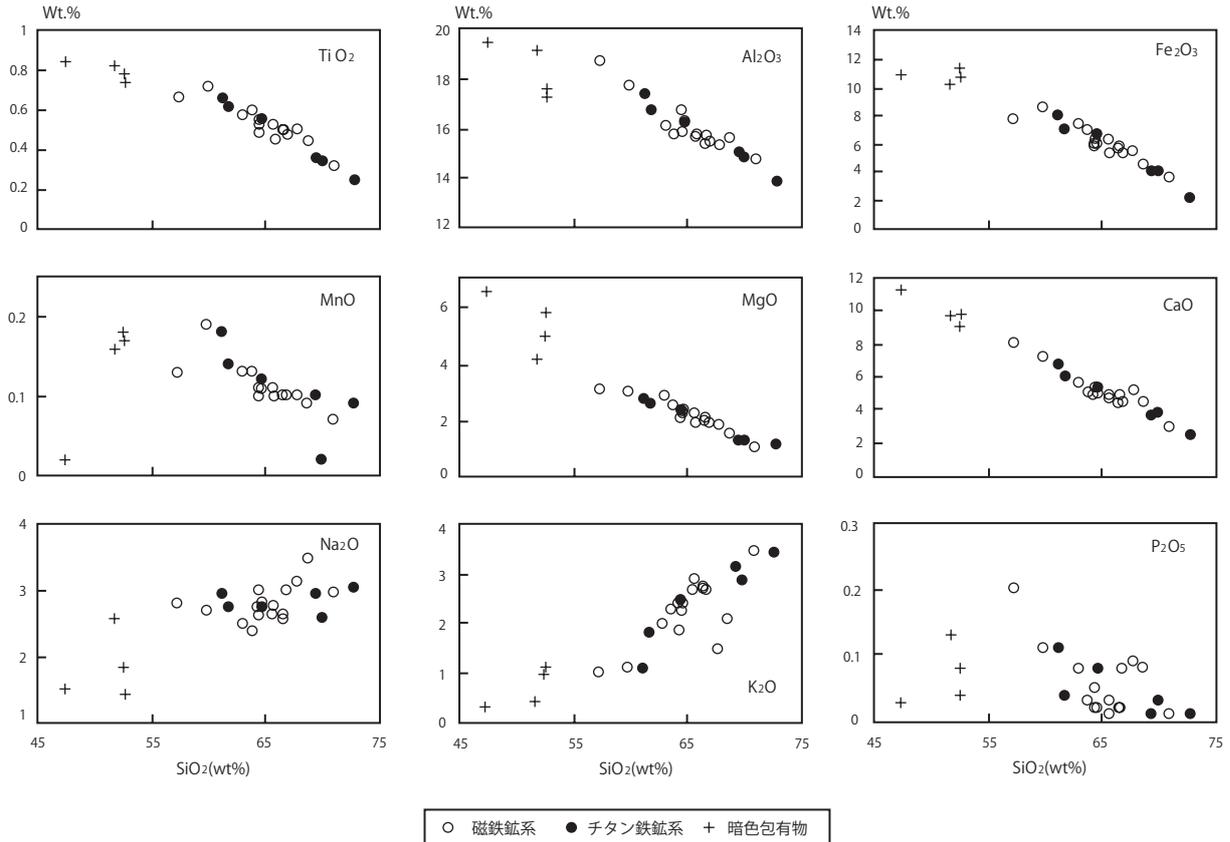
Kato (1968) 及び Shimizu (1986) のデータも加え作成した. Q : 石英, A : アルカリ長石, P : 斜長石, Gr : 花崗岩, Gd : 花崗閃緑岩, Tn : トーナル岩, Qmd : 石英モンゾ閃緑岩, Qd : 石英閃緑岩.

第8.3表 甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成

*KG22:柴田 (1967), **KG23-25:Shimizu (1986), #KG26:清水・山名 (1983) による分析値.
 mt: 磁鉄鉱系, il: チタン鉄鉱系, de: 暗色包有物. なお KG18-KG21は, 第8.3図の範囲外のため位置を示していない.

No.	KG01	KG02'	KG03	KG04	KG05	KG06	KG07	KG08	KG09	KG10	KG11	KG12	KG13
mt/il	mt	de	il	mt	mt	il	mt	il	mt	mt	mt	mt	mt
採取場所	ナレイ沢	ナレイ沢	ナメラ沢	ナメラ沢	久渡沢	久渡沢	久渡沢	谷渡川	谷渡川	谷渡川	谷渡川	谷渡川	広川
SiO ₂	68.70	52.67	69.46	57.28	66.89	64.67	65.65	61.76	64.49	64.65	63.79	67.81	66.60
TiO ₂	0.44	0.73	0.35	0.66	0.47	0.55	0.52	0.61	0.52	0.52	0.59	0.50	0.49
Al ₂ O ₃	15.59	17.63	14.99	18.74	15.45	16.22	15.62	16.75	15.84	16.29	15.74	15.30	15.70
Fe ₂ O ₃ *	4.49	10.68	4.02	7.75	5.34	6.61	6.18	7.01	6.33	6.03	6.90	5.43	5.82
MnO	0.09	0.17	0.10	0.13	0.10	0.12	0.11	0.14	0.11	0.11	0.13	0.10	0.10
MgO	1.52	5.80	1.28	3.10	1.89	2.38	2.21	2.59	2.32	2.20	2.50	1.82	2.06
CaO	4.41	9.76	3.62	8.01	4.39	5.28	4.81	6.03	5.22	4.97	5.03	5.11	4.78
Na ₂ O	3.47	1.45	2.95	2.81	2.99	2.75	2.64	2.75	2.62	2.81	2.40	3.12	2.57
K ₂ O	2.08	1.10	3.12	1.00	2.65	2.40	2.66	1.79	2.45	2.25	2.27	1.45	2.66
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.01	0.20	0.08	0.08	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.09	0.02
Total	100.87	100.03	99.89	99.66	100.25	101.06	100.43	99.47	99.93	99.86	99.37	100.71	100.80
*Fe ₂ O ₃ としての全鉄													
微量成分組成 (ppm)													
Ba	446	199	379		552	397	411	267	475	442	494		435
Nb	4	2	2	3	4	4	3	3	3	3	3	4	3
Ni	5	13	8	1	7	9	4	5	3	4	8	-	4
Rb	62	37	44	32	88	82	89	77	81	87	82	48	93
Sr	188	213	203	272	182	177	176	214	198	197	194	193	179
Th	4	3	4	2	6	6	5	7	5	3	5	5	6
Y	22	18	20	20	27	27	23	27	24	19	11	31	23
Zr	88	45	90	94	107	105	106	101	99	97	130	117	108
Co		36	5				18	19	15	14	21		21
Cr		35	19	76			10	9	14	7	10	76	10
V				234	114	151						158	

No.	KG14	KG15	KG16	KG17	KG18	KG19	KG20	KG21	*KG22	**KG23	**KG24	**KG25	#KG26
mt/il	mt	mt	mt	mt	mt	il	de	de	il	mt	il	mt	de
採取場所	広川	広川	広川	三之瀬	西沢	西沢	天科	天科	雁坂峠	西沢	鶏冠山林	久渡沢	三の橋
SiO ₂	70.99	66.53	65.78	63.00	59.86	61.20	52.55	51.76	72.84	64.40	70.00	64.40	47.40
TiO ₂	0.31	0.49	0.45	0.57	0.71	0.65	0.78	0.82	0.24	0.54	0.34	0.48	0.84
Al ₂ O ₃	14.70	15.39	15.79	16.10	17.74	17.38	17.27	19.16	13.82	16.70	14.80	16.70	19.50
Fe ₂ O ₃ *	3.56	5.59	5.28	7.42	8.57	7.96	11.31	10.16	2.15	5.89	4.02	6.13	10.89
MnO	0.07	0.10	0.10	0.13	0.19	0.18	0.18	0.16	0.09	0.11	0.02	0.10	0.02
MgO	1.03	1.95	1.90	2.85	3.03	2.75	4.98	4.15	1.15	2.09	1.27	2.26	6.55
CaO	2.90	4.42	4.68	5.60	7.14	6.72	9.02	9.65	2.38	5.22	3.77	4.86	11.20
Na ₂ O	2.96	2.64	2.77	2.50	2.70	2.95	1.84	2.59	3.02	3.00	2.59	2.73	1.53
K ₂ O	3.44	2.71	2.88	1.98	1.08	1.07	0.96	0.43	3.40	1.84	2.84	2.37	0.31
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.08	0.11	0.11	0.08	0.13	0.01	0.05	0.03	0.02	0.03
Total	99.97	99.84	99.65	100.23	101.12	100.95	98.97	99.00	98.90	99.50	99.30	99.70	98.27
*Fe ₂ O ₃ としての全鉄													
微量成分組成 (ppm)													
Ba	523	459	446	349									83
Nb	3	3	3	4	3	3	3	1					44
Ni	2	3	4	7	-	-	9	6					16
Rb	132	98	96	66	42	34	34	13					
Sr	155	176	175	177	263	241	230	336					514
Th	7	5	7	4	1	2	1	0					1
Y	18	24	23	25	26	27	28	16					79
Zr	119	127	109	85	83	84	59	46					70
Co	6	13	17										
Cr	4	16	10		81	76	78	76					
V				174	224	187	395	320					656



第8.5図 甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成（主成分）

Shimizu (1986) 及び清水・山名 (1983) のデータも加え作成した。第8.3表参照。

(annite) 及びシデロフィライト (siderophyllite) であり、Shimizu (1986) による結果とほぼ同様である。

8.1.7 放射年代

本報告で実施した、本地域及び周辺の花崗岩類（甲府花崗閃緑岩体及び秩父トータル岩）と秩父トータル岩の衛星岩体を貫く岩脈の年代測定値を第8.4表に示す。本地域に分布する甲府花崗閃緑岩体の年代測定値の結果は、約9.7～8.9Maである。

第8.5表に甲府花崗閃緑岩体の代表的な年代測定値をまとめる。すなわち、甲府花崗閃緑岩体を構成する御岳昇仙峡型、徳和型、芦川型、小鳥型では、以下のようまとめることができる。

御岳昇仙峡型 17～11Ma

（河野・植田，1966；山梨県地質図編纂委員会，1970；柴田ほか，1984；Saito and Kato，1996；Saito *et al.*，2007）

徳和型 15～8Ma

（河野・植田，1966；Morita，1970；山梨県地質図編纂委員会，1970；清水・山名，1983；柴田ほか，1984；中央開発株式会社，1992；角田ほか，1992；

Saito and Kato，1996；Saito *et al.*，1997；Ito *et al.*，1999；角田，2003；松本ほか，2007；Saito *et al.*，2007；本報告）

芦川型 14～10Ma

（Morita，1970；Sato，1991；Saito *et al.*，1997；Ito *et al.*，1999；Saito *et al.*，2007）

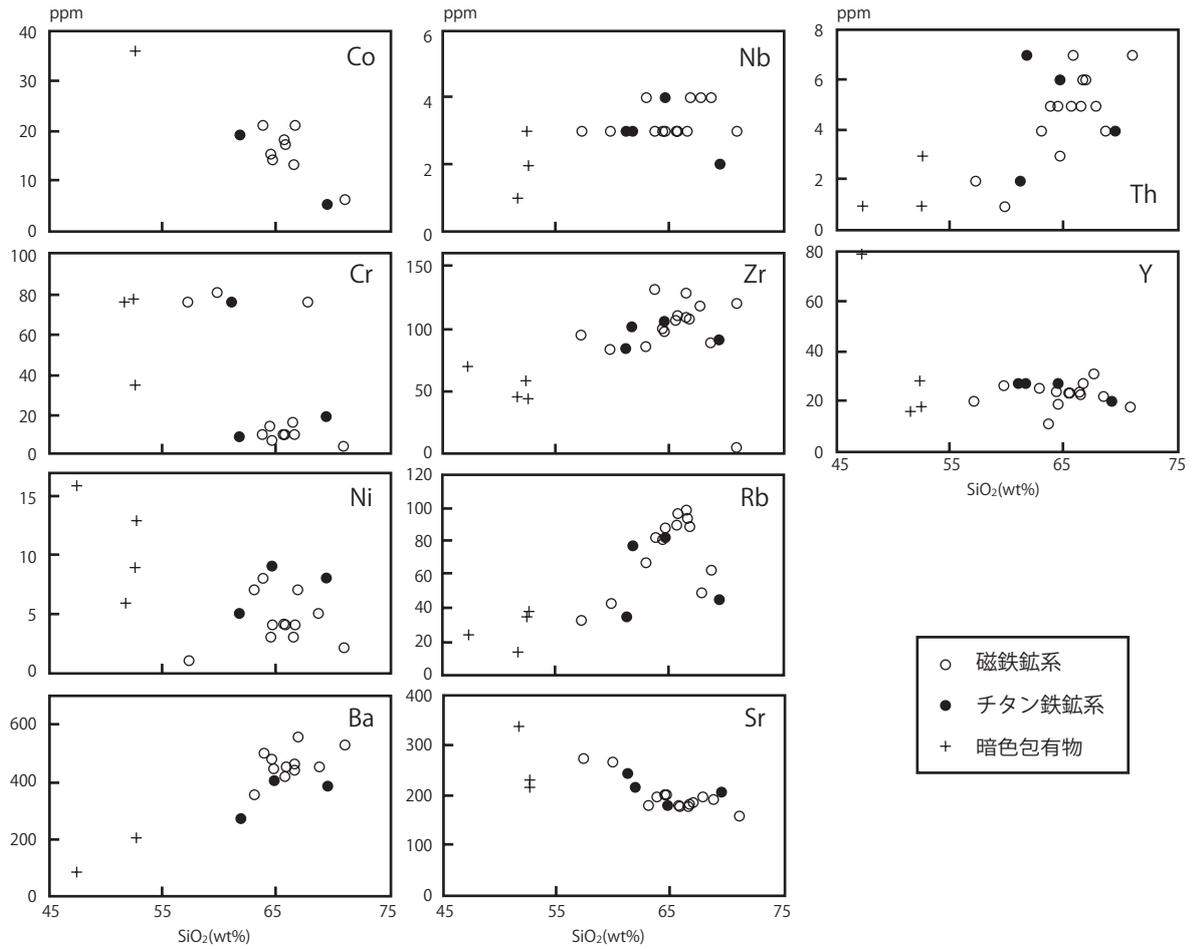
小鳥型 7～4Ma

（河野・植田，1966；柴田ほか，1984）

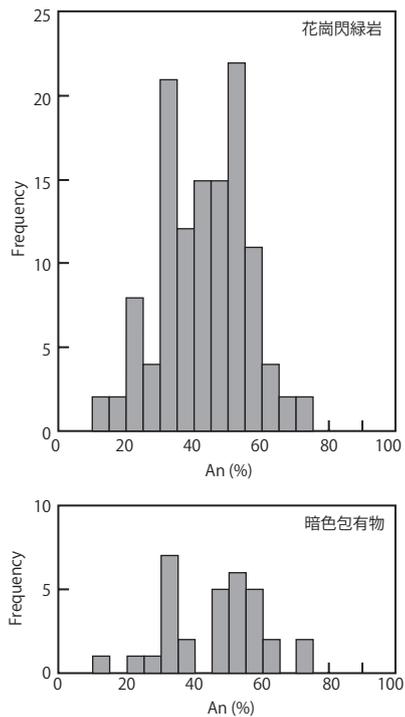
また、川浦型（三の橋型）閃緑岩は7Ma（柴田ほか，1984），徳和型中のペグマタイトは7Ma（角田ほか，1992）である。

8.1.8 帯磁率

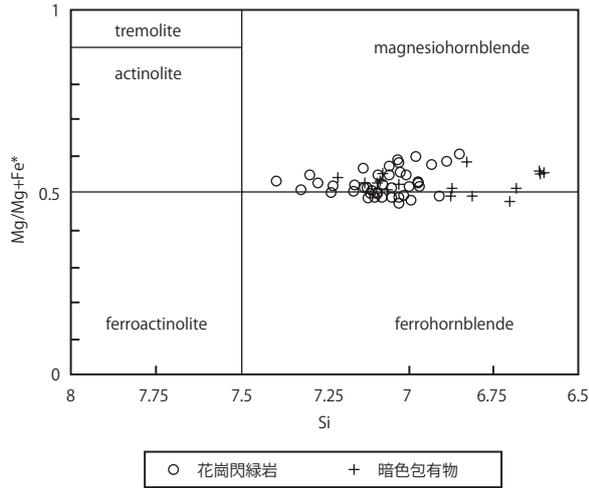
帯磁率の測定は、Geofyzika Brno 社製 kappameter KT-5型帯磁率計を用い、フィールドでほぼすべての露頭で実施した。Ishihara (1979) は、kappameter KT-3型帯磁率計による帯磁率値と Bison Model 3101による帯磁率値との間に良い相関性があることを報告した。本報告においても、富山大学大学院理工学研究部において、Agico 社製 KLY-3S Kappabridge 帯磁率計及び Bartington 社製 MS2K 帯磁率計を用い、kappameter KT-5型の測定結果



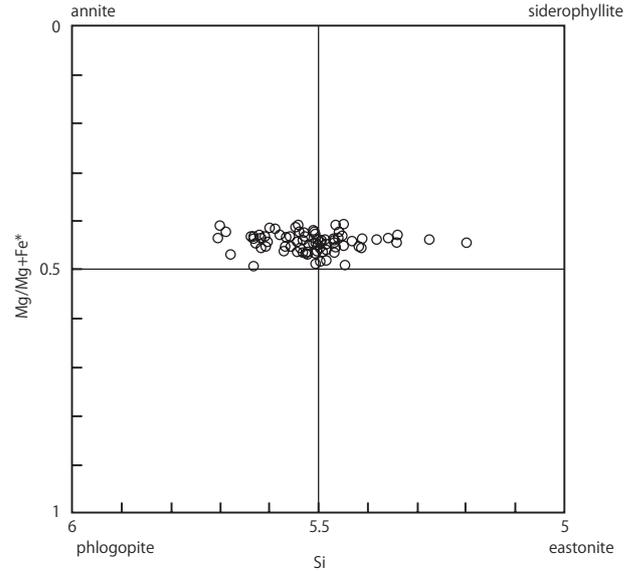
第8.6図 甲府花崗閃緑岩体の全岩化学組成（微量成分）
清水・山名（1983）のデータも加え作成した．第8.3表参照．



第8.7図 甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成（斜長石）
An：灰長石．



第8.8図 甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成（角閃石）
 tremolite：透角閃石，actinolite：アクチノ閃石，
 ferroactinolite：鉄アクチノ閃石，
 magnesiohornblende：苦土普通角閃石，
 ferrohornblende：鉄普通角閃石．Fe^{*}：全鉄をFe²⁺として計算．



第8.9図 甲府花崗閃緑岩体の鉱物化学組成（黒雲母）
 annite：鉄雲母，phlogopite：金雲母，siderophyllite：
 シデロフィライト，eastonite：イーストナイト．
 Fe^{*}：全鉄をFe²⁺として計算．

第8.4表 K-Ar年代測定結果

壊変定数は，Steiger and Jäger(1977)の $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$ ， $\lambda_\beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$ ， $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ を使用している．

岩体名	試料番号	岩質	測定鉱物	Potassium (wt. %)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	Non-rad. ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
甲府花崗閃緑岩体	204112901	花崗閃緑岩	黒雲母	3.665±0.073	127.1±3.8	52.7	8.91±0.32
			角閃石	0.522±0.010	19.59±0.60	54.3	9.64±0.35
秩父トータル岩 (中津峡の衛星岩体)	203111801	トータル岩	黒雲母	4.583±0.092	115.2±2.5	39.0	6.46±0.19
			角閃石	0.283±0.014	6.47±0.63	81.8	5.88±0.65
岩脈	203111803	輝石角閃石安山岩	石基	1.624±0.032	40.12±0.74	31.2	6.36±0.17

測定：蒜山地質年代学研究所

岩体名	試料番号	岩質	測定鉱物	K ₂ O (%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ m l STP/g)	Non-rad. ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
甲府花崗閃緑岩体	205112802	花崗閃緑岩	黒雲母	8.22	2580	18.8	9.69±0.11
			角閃石	0.632	191	48.5	9.34±0.12
秩父トータル岩	205112606	トータル岩	黒雲母	8.26	1600	24.7	5.97±0.07
			角閃石	0.547	92.8	85.7	5.25±0.20

松本ほか(2007)

を点検し，後者の測定値に問題がないことを確認した．フィールドでは，帯磁率計の測定面が露頭面に密着するように当て，各露頭で10回測定し，その平均値を帯磁率値とした．帯磁率を測定した標本から研磨片を作成し，鉱石顕微鏡を用いて，磁鉄鉱の有無を調べた．本地域において，磁鉄鉱が観察された甲府花崗閃緑岩体標本（磁鉄鉱系花崗岩類）の帯磁率値の最小値は， 22.0×10^{-3} SIである．

本地域の甲府花崗閃緑岩体において，磁鉄鉱系花崗岩類とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布を地質図に示した．一般に，岩体周縁部にチタン鉄鉱系花崗岩類が分布する．また，広瀬ダム付近のホルンフェルスの周りにもチタン鉄鉱系が分布する．このことは，すでに Shimizu (1986)

によって指摘されている．しかし，本地域では，笠取山と唐松尾山の間付近に位置する黒槐山くろえんじゅ付近において，この周縁部に分布するチタン鉄鉱系花崗岩類が認められず，磁鉄鉱系花崗岩類と8.1.9節に示されるように，磁鉄鉱を含む高い帯磁率を持つホルンフェルスやミグマタイトが直接接することが判明した．

8.1.9 接触変成作用

橋本ほか(1954)は，ミグマタイト様岩石の存在とともに，甲府花崗閃緑岩体との接触部から数100mにわたって，ホルンフェルス中に黒雲母ができていたことを述べた．石井(1961)は，入川支流の大荒川沢の岩株状トータル岩周辺のホルンフェルスを調査し，トータル岩と

第8.5表 甲府花崗閃緑岩体の放射年代一覧

岩質	年代(Ma)	測定法	測定対象	文献	備考(試料位置)
御岳昇仙峡型 (17~11 Ma)	14	K-Ar	全岩	河野・植田 (1966)	甲府市黒平町金峰山
	12	K-Ar	全岩	河野・植田 (1966)	甲府市御岳
	11	Rb-Sr	全岩	山梨県地質図編纂委員会 (1970)	甲府市御岳
	13	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	甲斐市前屋
	11.2~15.7	K-Ar	黒雲母	Saito and Kato (1996)	
	12.4	K-Ar	角閃石	Saito and Kato (1996)	
	13.4~16.8	SHRIMP	ジルコン	Saito et al. (2007)	
徳和型 (15~8 Ma)	8	K-Ar	全岩	河野・植田 (1966)	甲州市裂石
	11	K-Ar	全岩	河野・植田 (1966)	アルプス市七ッ釜
	11	K-Ar	全岩	Morita (1970)	山梨市徳和
	12	K-Ar	全岩	Morita (1970)	甲州市初鹿野
	12.1~12.5	K-Ar	全岩	中央開発株式会社 (1992)	笛吹市金沢
	8.4	K-Ar	全岩	角田ほか (1992)	甲州市塩山坂脇
	11.5	K-Ar	全岩	角田ほか (1992)	甲府市大弛峠
	8.9	K-Ar	全岩	角田ほか (1992)	甲府市乙女鉦山
	10.9	K-Ar	全岩	角田 (2003)	笛吹市奈良原
	9.6	K-Ar	全岩	角田 (2003)	笛吹市竹居
	9.5	Rb-Sr	全岩	山梨県地質編纂委員会 (1970)	山梨市牧丘
	10.5	Rb-Sr	全岩	清水・山名 (1983)	山梨市三富
	10.1	Rb-Sr	全岩	清水・山名 (1983)	甲州市大和
	10.1	Rb-Sr	全岩	Shimizu (1986)	甲州市大和
	10.1	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	山梨市牧丘町塩原
	10.8	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	甲府市黒平町北方
	14.0	K-Ar	黒雲母	Saito and Kato (1996)	
	9.1~12.1	K-Ar	黒雲母	Saito et al. (1997)	
	9.69	K-Ar	黒雲母	松本ほか (2007)	山梨市広瀬北東
	8.91	K-Ar	黒雲母	本報告	山梨市芹沢北
	9.3~10.2	K-Ar	角閃石	Saito et al. (1997)	
	9.34	K-Ar	角閃石	松本ほか (2007)	山梨市広瀬北西
	9.64	K-Ar	角閃石	本報告	山梨市芹沢北
8.4~14.7	SHRIMP	ジルコン	Saito et al. (2007)		
9.8~13.1	FT	ジルコン	Ito et al. (1999)		
川浦型(三の橋型)閃緑岩 (6.7 Ma)	6.7	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	山梨市三の橋
徳和型中のペグマタイト (7.6~7.5 Ma)	7.5	K-Ar	カリ長石	角田ほか (1992)	山梨市名麗沢
	7.6	K-Ar	カリ長石	角田ほか (1992)	甲州市脇坂峠北
芦川型 (14~10 Ma)	14	K-Ar	全岩	Morita (1970)	笛吹市藤野木
	13.9	Rb-Sr	全岩	Sato (1991)	
	12	K-Ar	黒雲母	Sato (1991)	
	2.2~12.1	K-Ar	角閃石	Saito et al. (1997)	
	10.3~14.6	SHRIMP	ジルコン	Saito et al. (2007)	
11.3~12.9	FT	ジルコン	Ito et al. (1999)		
小鳥型 (7.3~4.3 Ma)	7.3	K-Ar	全岩	河野・植田 (1966)	山梨市山口北東
	4.38	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	山梨市雲峰寺北東
	4.27	K-Ar	黒雲母	柴田ほか (1984)	山梨市雲峰寺北西

第8.6表 秩父トータル岩に関する主要文献一覧

文献	主な調査地域	主な内容
柴田・北村(1944)	埼玉県大滝村中津峡	石英閃緑岩中の含紫蘇輝石岩の研究
日本鉱業協会(1965)	日本鉱床総覧	各鉱床の概要
柴田(1967)	日本岩石誌Ⅱ	岩石の化学組成
通産省資源エネルギー庁(1975)	広域調査秩父地域	鉱石調査報告
Ueno and Shibata(1986)	埼玉県秩父鉱山	秩父トータル岩と鉱石の放射年代
Ishihara et al. (1987)	秩父トータル岩	秩父トータル岩の磁鉄鉱系と鉱石における帯磁率の研究
Ueno and Tanouchi (1987)	埼玉県秩父鉱山	秩父鉱山形成時の古地磁気の研究
Takahashi and Nomura (1989)	秩父トータル岩	古地磁気の研究
小菅・山田(1990)	埼玉県秩父鉱山	埼玉県秩父鉱山の概要
Saito et al. (1996)	秩父トータル岩	K-Ar年代と冷却史
清田・松山(2001)	埼玉県大滝村中津	eulytiteの研究
松本ほか(2007)	三峰地域深成岩の年代含む	K-Ar年代測定

斜長石：粒径0.2～1.5mm，自形-半自形，短冊状，集片双晶を示す。中心部付近が汚濁し，ソーシユライト化していることが多い。

黒雲母：粒径0.1～1.5mm，半自形-他形，板状-薄片状，角閃石や不透明鉱物と隣接し，0.6～3mm程度の集合体を作る。不透明鉱物や短柱状斜長石などを包有する。変質して，緑泥石化していることが多い。屈曲を示すことがある。ホルンフェルスとの接触部付近では，虫食い状を呈する。

角閃石：粒径0.1～0.5mm，半自形-他形，黒雲母と隣接し，集合体を作る。緑泥石化や緑れん石化していることが多い。不透明鉱物を包有する。

石英：粒径0.05～1mm，他形，充填状。比較的大きなものは，斜長石を包有することがある。ホルンフェルスとの接触部付近では，多くの斜長石を包有し，それらが石英の外形に沿うように配列することがある。

カリ長石：粒径0.4～0.7mm，他形，充填状，汚濁

斜方輝石：粒径0.1～0.6mm，半自形-他形

以下に代表的岩石を簡単に記載する。試料採取位置は第8.12図に示す。

試料番号：205112606

角閃石黒雲母トータル岩（中津川と鎌倉沢の出会い東方約300m）

磁鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：石英（他形，径1.5mm以下），斜長石（自形，長径1.5mm程度，一部斑晶状，長径3.0mm程度），カリ長石（他形，粒間充填状，径0.5mm程度），黒雲母（自形，X=淡褐色，Y=Z=暗赤褐色-暗黄褐色，長径0.5mm程度），一部黒雲母は角閃石に交代，角閃石（自形-半自形，X=淡黄緑色，Y=Z=黄緑色-緑色，長径1.0mm程度）

副成分鉱物：緑泥石，ジルコン，磁鉄鉱，チタン鉄鉱

試料番号：203111805

角閃石黒雲母トータル岩（中津川集落，南部岩体）

磁鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：石英（他形，径1.0mm以下，一部斑晶状，径2.0mm程度），斜長石（自形，長径1.5mm以下，顕著な累帯構造），カリ長石（他形，粒間充填状，径0.4mm程度，変質），黒雲母（自形，X=淡褐黄色，Y=Z=暗黄褐色，長径1.0mm以下，屈曲），一部黒雲母は角閃石を交代，角閃石（自形-半自形，X=淡褐色，Y=Z=黄褐色-褐色，長径0.5mm程度，強変質）

副成分鉱物：緑泥石，アパタイト，磁鉄鉱，チタン鉄鉱

試料番号：205112607

普通角閃石黒雲母トータル岩（秩父鉱山大黒鉱床近く，北隣「万場」地域）

磁鉄鉱系，完晶質，等粒状

主成分鉱物：石英（他形，径1.0mm程度），斜長石（自形，長径1.5mm以下），カリ長石（他形，径0.4mm以下），黒雲母（自形-半自形，X=淡褐黄色，Y=Z=暗褐色，長径0.3mm程度），角閃石（自形-半自形，X=淡緑色，Y=Z=黄緑色-黄褐色，長径1.5mm以下），単斜輝石（角閃石に交代，斑晶の中央部，長径0.5mm程度），斜方輝石（自形，長径1.0mm程度）

副成分鉱物：緑泥石，磁鉄鉱（やや鉱化作用を受け，磁鉄鉱が点在），チタン鉄鉱

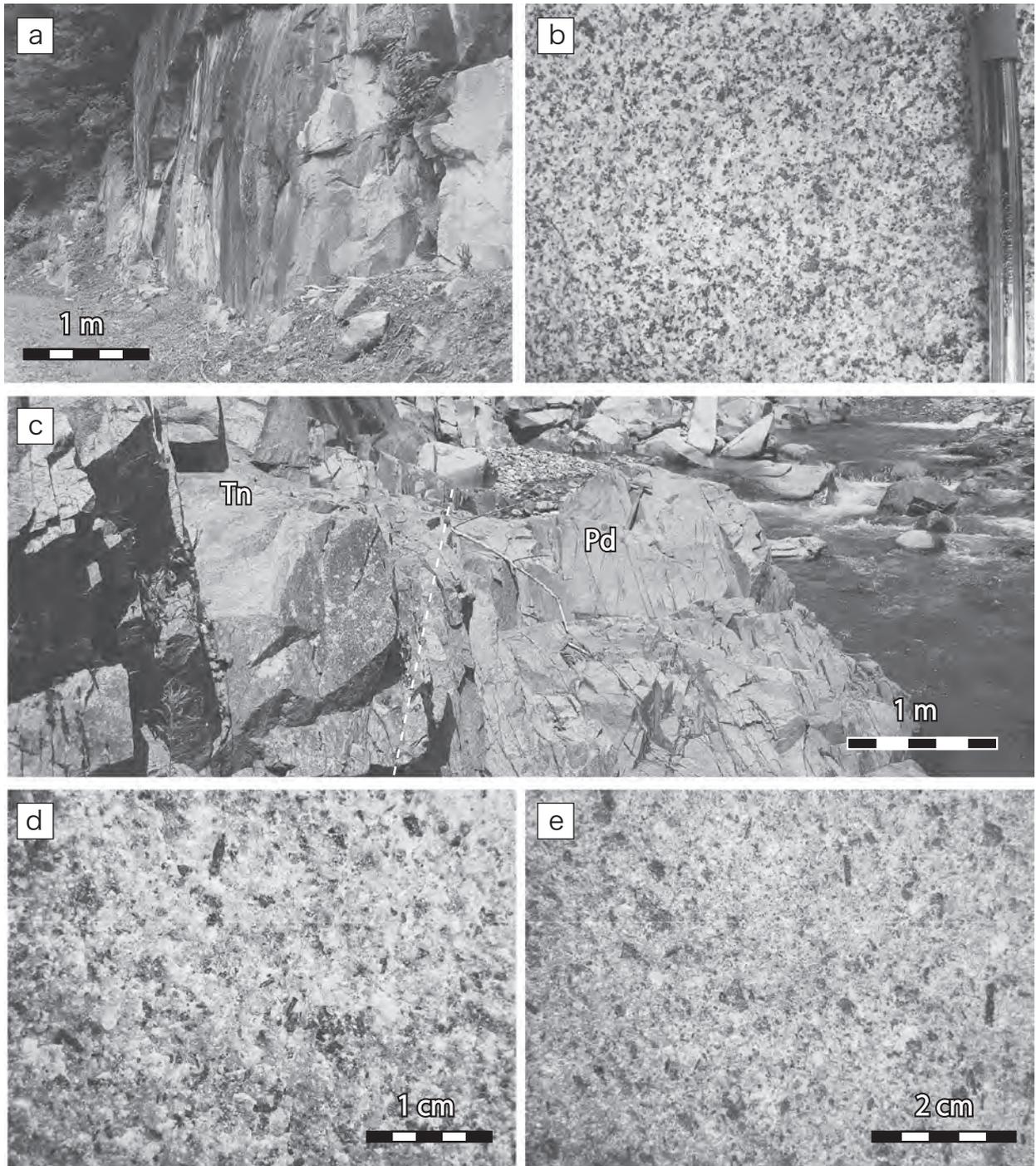
以下に中津峡の衛星岩体を記載する。

試料番号：203111801

角閃石黒雲母トータル岩（中津峡）

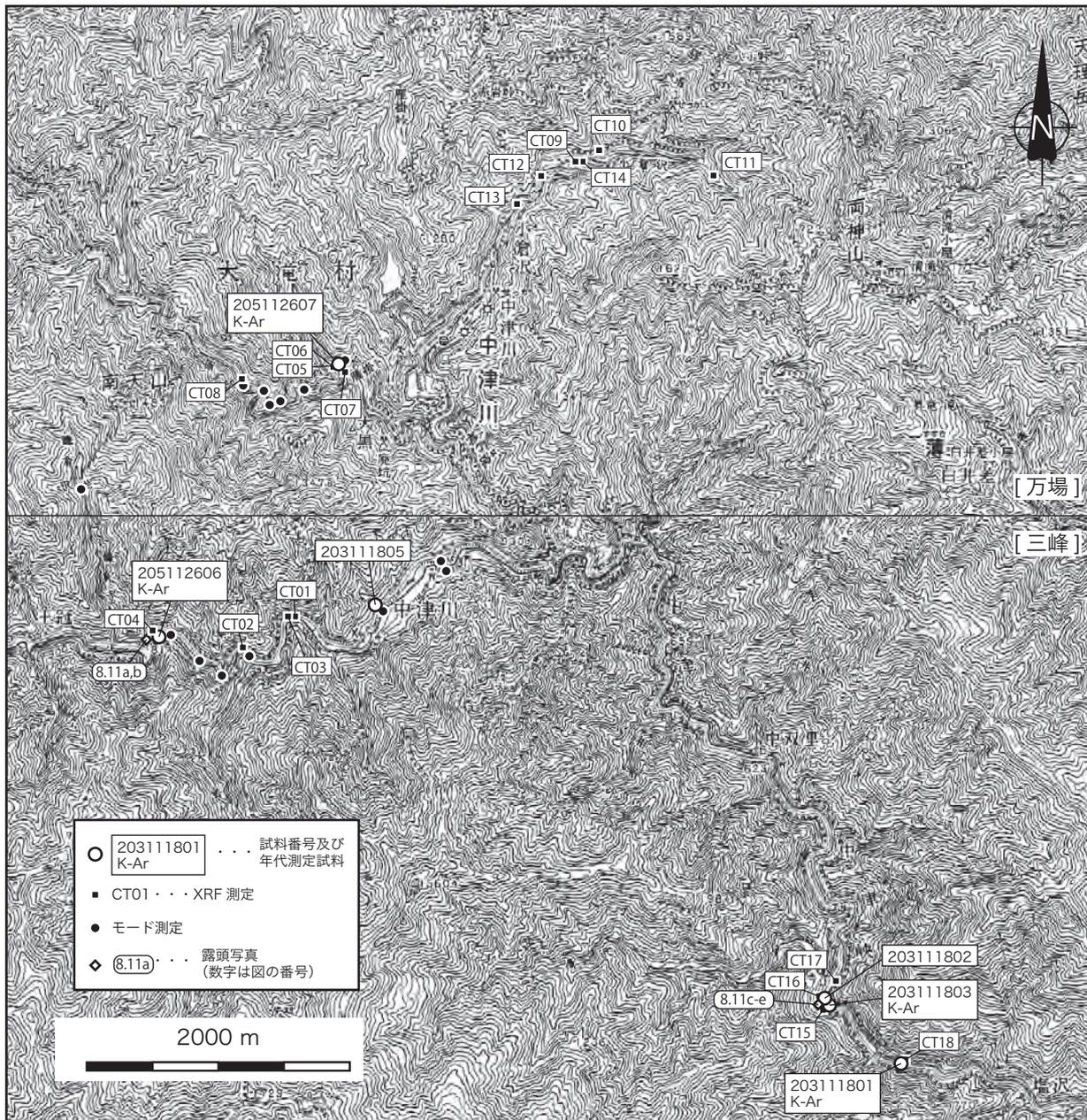
磁鉄鉱系，完晶質，等粒状（岩体周縁部は，中粒で，石英，角閃石，黒雲母が斑晶様）

主成分鉱物：石英（他形，長径0.6mm以下），斜長石（自形，長径1.1mm以下，一部斑晶様（長径3.5mm程度），顕著な累帯構造），カリ長石（他形，粒間充填状，長径



第8.11図 秩父トーナル岩の産状

- a: トーナル岩. ほぼ垂直な節理が発達し, 節理は10m以上続く. 鎌倉沢と中津川出合い付近の林道沿い.
- b: aの接写. 本地域で見られる一般的なトーナル岩の岩質で, 灰白色で各鉱物が等粒状に発達する.
- c: 中津峡の衛星岩体. トーナル岩 (Tn) 中に斑状安山岩脈 (Pd) が貫入する. なおトーナル岩と斑状安山岩の境界は不明瞭である.
- d: 中津峡の衛星岩体 (トーナル岩) の接写. やや優白色で有色鉱物の自形斑晶が目立つ.
- e: 斑状安山岩の接写. 粗粒な有色鉱物の斑晶が発達する.



第8.12図 秩父トータル岩の試料・写真位置図
 地形図は国土地理院発行の数値地図50000（地図画像）を用いた。

0.2mm程度、よごれ）黒雲母（自形、半自形、X=淡褐色、Y=Z=暗褐色、長径0.5mm以下、一部に斑晶様（長径1.0mm程度）、一部角閃石を交代）、角閃石（自形、半自形、X=淡緑色、Y=Z=黄緑色、長径0.5mm以下）
 副成分鉱物：緑泥石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱

試料番号：203111802

角閃石-黒雲母トータル岩（中津峡）

磁鉄鉱系、完晶質、等粒状

主成分鉱物：石英（他形、径0.2mm程度、一部斑晶状、

長径1.0mm程度）、斜長石（自形、長径1.0mm以下、顕著な累帯構造）、カリ長石（他形、粒間充填状、径0.1mm程度）、黒雲母（自形、長径0.6mm以下、X=淡褐色、Y=Z=暗褐色、一部角閃石を交代、強い変質）、角閃石（自形-半自形、X=淡緑色、Y=Z=黄緑色、長径0.5mm以下）
 副成分鉱物：緑泥石、アパタイト、磁鉄鉱、チタン鉄鉱

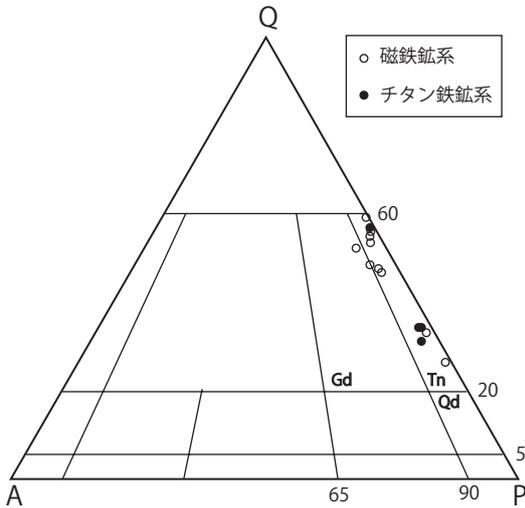
8.2.4 モード組成

秩父トータル岩の代表的14試料（磁鉄鉱系10試料、チタン鉄鉱系4試料）のモード組成を測定した結果を第

第8.7表 秩父トータル岩のモード組成測定結果

gd：花崗閃緑岩，tn：トータル岩，mt：磁鉄鉱系，il：チタン鉄鉱系。

No.	mt/il	サンプル位置	石英	長石	アルカリ長石	角閃石	黒雲母	斜方輝石	不透明鉱物	その他	合計	gd/tn
1	mt	本地域	40.3	38.9	4.6	2.3	10.6	0.0	2.7	0.6	100.0	tn
2	mt	本地域	52.5	35.7	0.5	2.3	6.7	0.0	2.3	0.0	100.0	tn
3	il	本地域	28.2	51.6	2.4	0.0	13.8	1.7	2.3	0.0	100.0	tn
4	il	本地域	51.0	37.7	1.0	0.9	6.9	0.0	2.6	0.0	100.1	tn
5	mt	本地域	50.5	38.7	1.4	1.3	6.2	0.0	2.0	0.0	100.1	tn
6	il	本地域	25.2	52.4	3.1	0.1	15.2	0.0	0.2	3.8	100.0	tn
7	il	本地域	29.3	54.2	1.9	2.2	7.2	0.0	0.6	4.6	100.0	tn
8	mt	北隣「万場」	38.5	39.1	3.3	12.5	2.0	0.0	4.6	0.0	100.0	tn
9	mt	北隣「万場」	20.9	56.6	1.2	1.1	14.9	2.2	2.4	0.7	100.0	tn
10	mt	北隣「万場」	45.1	36.9	2.2	12.9	0.6	0.0	2.1	0.2	100.0	tn
11	mt	北隣「万場」	38.1	30.2	4.6	19.6	4.5	0.0	3.0	0.0	100.0	gd
12	mt	北隣「万場」	28.2	55.2	1.8	2.2	5.6	0.0	1.5	5.5	100.0	tn
13	mt	北隣「万場」	39.7	31.1	1.5	22.4	2.0	0.0	3.3	0.0	100.0	tn
14	mt	北隣「万場」	33.7	35.4	2.9	22.8	1.0	0.0	4.2	0.0	100.0	tn



第8.13図 秩父トータル岩のモード組成

Q：石英，A：アルカリ長石，P：斜長石，Gd：花崗閃緑岩，Tn：トータル岩，Qd：石英閃緑岩。

8.7表と第8.13図に示す。モード組成を測定した試料の採取位置を第8.11図に示す。14試料のうち、7試料は本地域から、7試料は北隣万場地域から採取した（第8.7表）。

IUGS Subcommission (1973) による分類・命名に従うと、秩父トータル岩は、大部分がトータル岩の領域に入る（第8.13図）。

8.2.5 全岩化学組成の特徴

秩父トータル岩の代表的22試料（磁鉄鉱系10試料，チタン鉄鉱系4試料，中津峡の衛星岩体8試料）の全岩化学組成を分析した結果を第8.8表，第8.14図（主成分），第8.15図（微量成分）に示す。22試料のうち，8

試料は本地域から，10試料は北隣万場地域から採取した。なお中津峡の衛星岩体のうち，4試料については柴田・北村（1944）の分析値も採用した。全岩化学組成を分析した試料の採取位置を第8.12図に示す。使用した装置は，富山大学機器分析センターに設置されている波長分散型蛍光X線装置（Philips-PW2404R）及び東京大学海洋研究所に設置されている波長分散型蛍光X線装置（Rigaku-3270）である。

今回は，データ数が少ないため，データを示すことにとどめるが，SiO₂は，秩父トータル岩では55～67%，中津峡に露出する衛星岩体のトータル岩では47～58%で，秩父トータル岩の方が衛星岩体（中津峡）のトータル岩より分化が進んでいる傾向が認められる。

8.2.6 鉱物化学組成の特徴

東京大学海洋研究所に設置されている波長分散型X線マイクロプローブ装置（JEOL-783）を用い，全岩化学組成を測定した試料から7試料について，以下の主要構成鉱物の化学組成を測定した。

斜長石：分析結果をAn（灰長石）成分の頻度図として第8.16図に示す。累帯構造が著しく，An成分の広い変化幅が認められる。An₂₅～An₈₀に集中する傾向があるが，秩父鉱山大黒鉱床付近（北隣万場地域）の秩父トータル岩と中津峡の衛星岩体では，An₆₀～An₈₀の範囲が卓越する。

輝石：秩父鉱山大黒鉱床付近（北隣万場地域）の秩父トータル岩と中津峡の衛星岩体中に見出される。化学組成をWo（珪灰石）-Di（透輝石）-Hd（灰鉄輝石）-Fs（鉄珪輝石）-En（頑火輝石）図に示す（第8.17図）。単斜輝石は，主に，透輝石-灰鉄輝石と普通輝石の範囲に入る。斜方輝石は，Wo成分5%以内で，Fs₃₆En₆₂

第8.8表 秩父トータル岩の全岩化学組成

*CT19-22: 柴田・北村(1944)による分析値. 中津峡は, 中津峡に分布する衛星岩体からの試料を指す. mt: 磁鉄鉱系, il: チタン鉄鉱系.

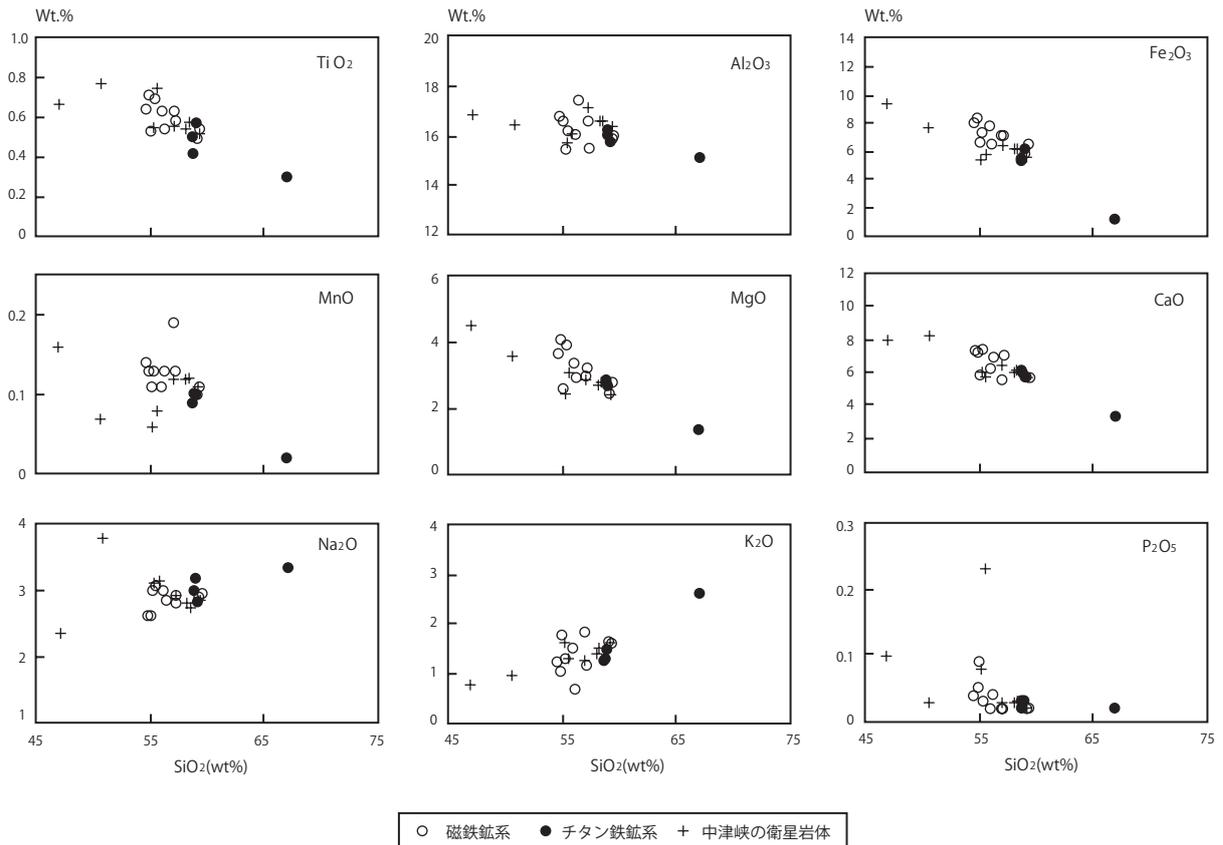
No.	CT01	CT02	CT03	CT04	CT05	CT06	CT07	CT08	CT09	CT10	CT11
mt/il	mt	il	il	il	mt	mt	mt	mt	il	mt	mt
採取場所	中津川	中津川	中津川	中津川	広河原	広河原	広河原	広河原	小倉沢	小倉沢	小倉沢
SiO ₂	61.34	63.87	64.12	63.96	59.73	60.48	60.02	62.17	72.10	64.25	61.09
TiO ₂	0.54	0.50	0.57	0.42	0.64	0.69	0.71	0.63	0.30	0.49	0.63
Al ₂ O ₃	17.42	16.00	15.74	16.24	16.80	16.19	16.57	16.60	15.09	15.83	16.05
Fe ₂ O ₃ *	6.53	5.45	6.16	5.38	8.06	7.37	8.33	7.13	1.22	5.81	7.72
MnO	0.13	0.09	0.10	0.10	0.14	0.13	0.13	0.19	0.02	0.10	0.11
MgO	2.94	2.82	2.69	2.76	3.66	3.92	4.07	2.97	1.36	2.48	3.36
CaO	6.88	6.03	5.82	5.88	7.20	7.34	7.13	5.47	3.29	5.67	6.22
Na ₂ O	2.86	3.00	2.83	3.18	2.63	3.06	2.63	2.93	3.36	2.90	2.99
K ₂ O	0.67	1.26	1.46	1.30	1.22	1.29	1.05	1.83	2.60	1.61	1.49
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	99.35	99.05	99.52	99.25	100.12	100.51	100.69	99.95	99.37	99.16	99.69
*Fe ₂ O ₃ としての全鉄微量成分組成(ppm)											
Ba	207	345	407	327	279	356	242	509	506	376	328
Nb	1	1	2	1	1	1	1	1	2	2	1
Ni	6	9	8	9	10	21	13	8	5	8	10
Rb	21	39	40	37	41	33	45	43	69	52	47
Sr	308	224	215	243	221	237	219	219	178	205	215
Th	2	2	4	2	3	2	13	4	7	4	3
Y	10	17	23	14	20	20	24	13	13	18	22
Zr	66	80	102	65	62	64	68	69	89	92	82
Co	21	15	15	18	27	20	26	17	4	18	24
Cr	14	15	13	35	26	40	35	16	6	21	31

No.	CT12	CT13	CT14	CT15	CT16	CT17	CT18	*CT19	*CT20	*CT21	*CT22
mt/il	mt	mt	mt	il	il	il	il				
採取場所	小倉沢	小倉沢	小倉沢	中津峡・岩脈	中津峡						
SiO ₂	62.29	60.19	64.51	63.54	63.28	64.39	62.21	55.76	60.36	60.79	52.09
TiO ₂	0.58	0.53	0.54	0.58	0.55	0.52	0.56	0.77	0.55	0.75	0.67
Al ₂ O ₃	15.50	15.44	15.97	16.61	16.61	16.37	17.13	16.43	15.71	16.07	16.85
Fe ₂ O ₃ *	7.13	6.62	6.50	6.23	6.15	5.64	6.46	7.72	5.41	5.76	9.38
MnO	0.13	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.07	0.06	0.08	0.16
MgO	3.19	2.62	2.76	2.81	2.72	2.44	2.90	3.59	2.43	3.08	4.51
CaO	7.00	5.76	5.65	6.13	6.03	5.68	6.34	8.16	6.03	5.74	7.90
Na ₂ O	2.82	3.00	2.95	2.76	2.81	2.86	2.92	3.78	3.12	3.16	2.37
K ₂ O	1.16	1.78	1.60	1.50	1.40	1.60	1.27	0.97	1.63	1.29	0.76
P ₂ O ₅	0.02	0.09	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.08	0.23	0.10
Total	99.81	96.14	100.60	100.31	99.70	99.64	99.94	97.28	95.38	96.95	94.79
*Fe ₂ O ₃ としての全鉄微量成分組成(ppm)											
Ba	335	-	465	300	299	325	239				
Nb	1	3	3	2	2	2	1				
Ni	9	7	2	5	6	5	5				
Rb	27	53	116	48	46	52	33				
Sr	210	206	167	234	233	235	264				
Th	3	4	9	5	4	4	3				
Y	23	31	20	15	15	15	15				
Zr	85	103	123	88	84	87	69				
Co	25		16	19	19	14	18				
Cr	29		27	26	3	14	19				

～Fs42En55の範囲に集中する.
角閃石: 角閃石は, 一般に, 変質しており, 特に, 秩父鉍山大黒鉍床付近などでは, 変質が顕著である. 角閃石の化学組成を Leake *et al.* (1997) による図を用いて, 第8.18図に示す. Mg値は0.5~0.7, Si値はほぼ6.7~7.7を示し, 組成から, 苦土普通角閃石 (magnesiohornblende) 及びアクチノ閃石 (actinolite)

である. 秩父トータル岩中の角閃石と中津峡の衛星岩体中の角閃石の化学組成とでは, 明瞭な違いは見出せない.

黒雲母: 黒雲母の組成変化を Mg/(Mg+Fe*)-Si 図に示す (第8.19図). mg値は0.3~0.7と広い範囲にあり, 組成から, 鉄雲母 (annite), 金雲母 (phlogopite), シデロフィライト (siderophyllite) である. 秩父トータル



第8.14図 秩父トータル岩の全岩化学組成（主成分）
柴田・北村（1944）のデータも加え作成した．第8.8表参照．

岩中，秩父鉱山大黒鉱床付近（北隣万場地域）の黒雲母では，一般に， $Mg/(Mg+Fe^*)$ が0.6～0.7である．また，秩父トータル岩中の黒雲母のほうが中津峡の衛星岩体中の黒雲母よりも， $Mg/(Mg+Fe^*)$ の変動が大きい傾向が認められる．

8.2.7 放射年代

秩父トータル岩は，一般に，変質しているため，比較的新鮮な岩石を入手しがたい．そのため，信頼できるデータが限られており，正確なデータを求めることが急務であった．既報告及び今回得られた放射年代結果を第8.9表に示す．年代測定結果は，6.8～5.3Maである．本地域に分布する秩父トータル岩の年代測定結果は，2データだけであるが，5.9Maと6.0Maである．

中津峡に位置する衛星岩体の年代測定結果は，2データだけであるが，5.9Maと6.5Ma，岩脈では，1データだけであるが，6.4Maである．

8.2.8 帯磁率

フィールドでは，帯磁率計の測定面が露頭面に密着するように当て，各露頭で10回測定し，その平均値を帯磁率値とした．帯磁率を測定した標本から研磨片を作成

し，鉱石顕微鏡を用いて，磁鉄鉱の有無を調べた．本地域において，磁鉄鉱が観察された秩父トータル岩標本（磁鉄鉱系）の帯磁率値の最小値は， 39.8×10^{-3} SIである．

秩父トータル岩において，磁鉄鉱系花崗岩類とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布は地質図に示した．秩父トータル岩周縁部において，チタン鉄鉱系花崗岩類が分布する傾向が認められる．なお中津峡の衛星岩体については，地質図上では磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の区別がはっきりしないため，両鉄鉱系の区分は行わなかった．

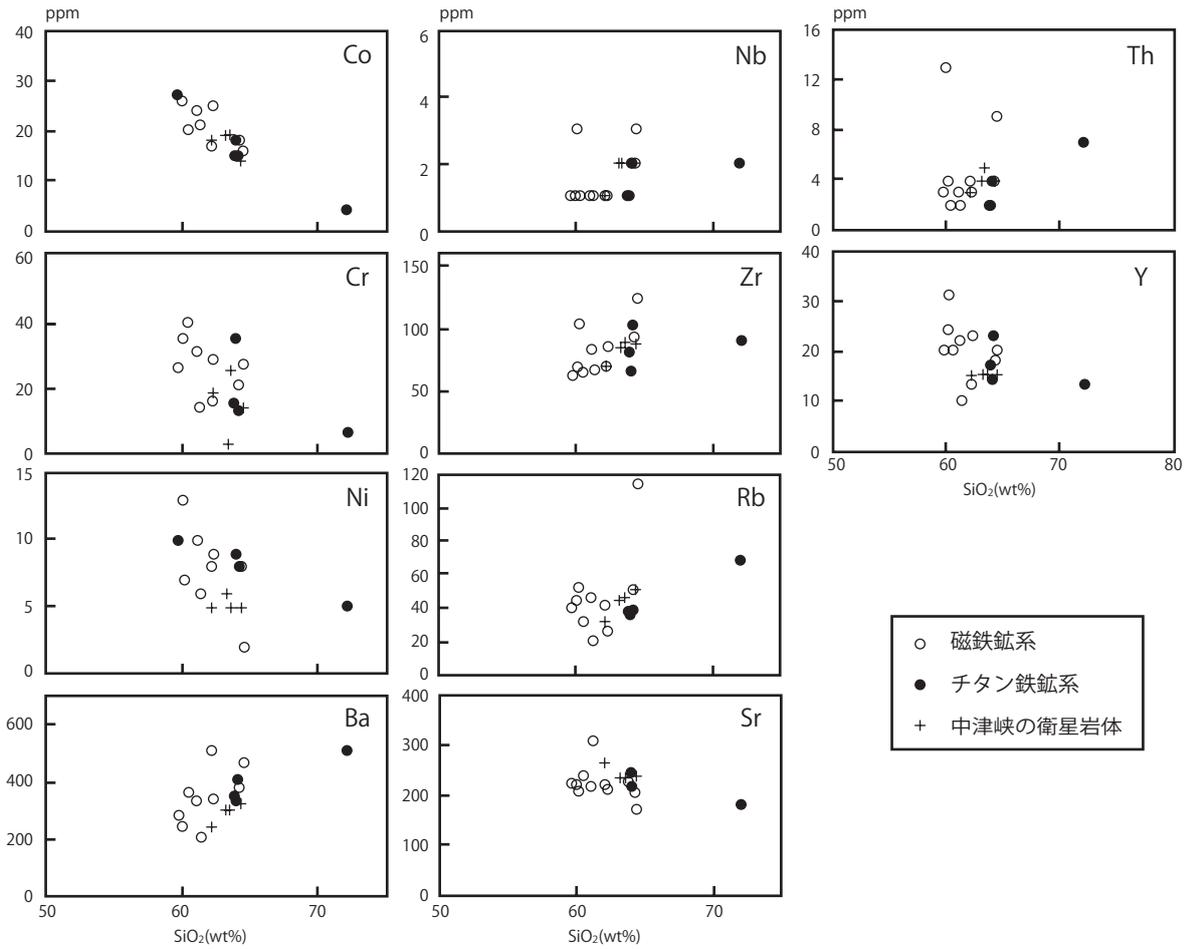
8.2.9 接触変成作用

柴田・北村（1944）は，中津川中流域の中津峡の衛星岩体周辺のチャート，粘板岩，砂岩起源のホルンフェルス等を報告した．一部にミグマタイトも存在する．

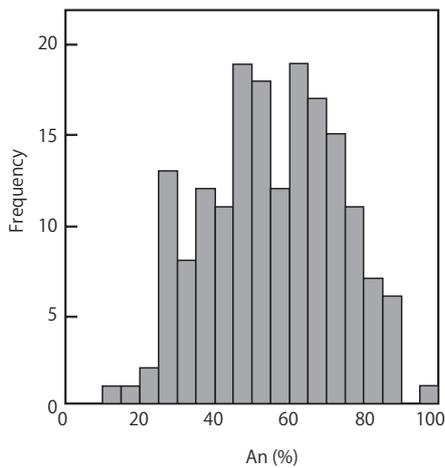
中津川沿いでは，秩父トータル岩との接触部から，東側で300～400m，西側で100m程度でホルンフェルスした岩石が認められる．ホルンフェルスは，主に，0.3mm以下の黒雲母，白雲母，斜長石，カリ長石，石英などが構成される．

8.2.10 岩脈

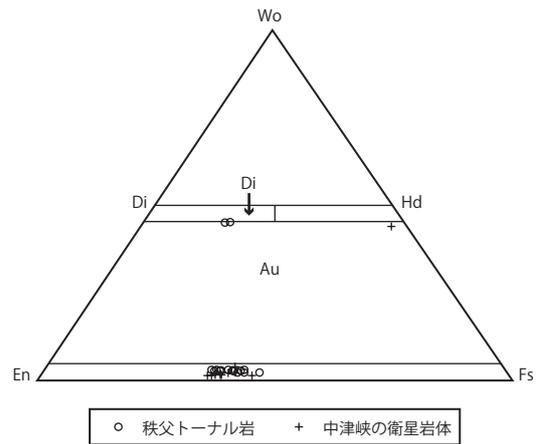
中津川流域には，斑状安山岩岩脈（Pd）が認められる．



第8.15図 秩父トールナル岩の全岩化学組成（微量成分）

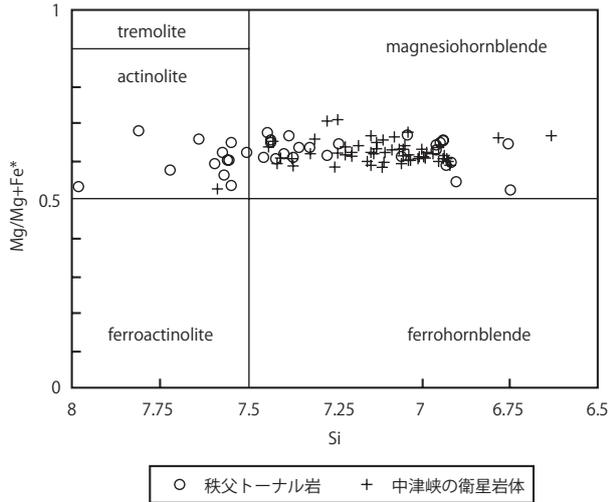


第8.16図 秩父トールナル岩の鉱物化学組成（斜長石）
An：灰長石。

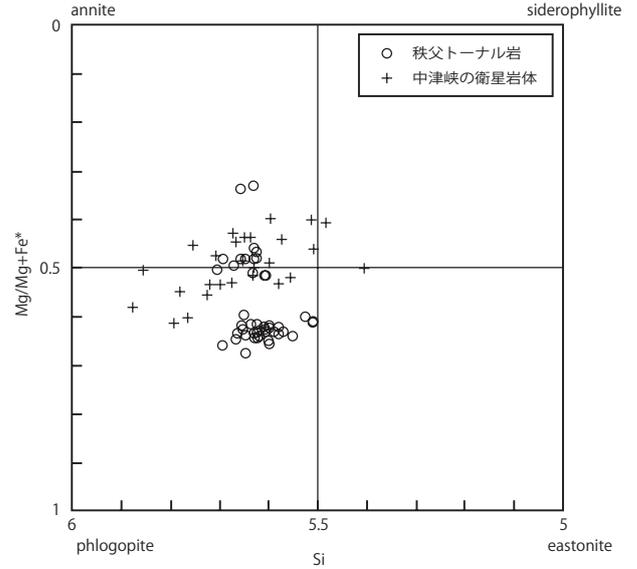


第8.17図 秩父トールナル岩の鉱物化学組成（斜方輝石・単斜輝石）

Wo：珪灰石，Di：透輝石，Hd：灰鉄輝石，Fs：鉄珪輝石，En：頑火輝石，Au：普通輝石。



第8.18図 秩父トータル岩の鉱物化学組成 (角閃石)
 tremolite : 透角閃石, actinolite : アクチノ閃石,
 ferroactinolite : 鉄アクチノ閃石,
 magnesiohornblende : 苦土普通角閃石,
 ferrohornblende : 鉄普通角閃石. Fe* : 全鉄を Fe²⁺
 として計算.



第8.19図 秩父トータル岩の鉱物化学組成 (黒雲母)
 annite : 鉄雲母, phlogopite : 金雲母,
 siderophyllite : シデロフィライト, eastonite : イー
 ストナイト. Fe* : 全鉄を Fe²⁺ として計算.

第8.9表 秩父トータル岩の放射年代一覧

岩質	年代(Ma)	測定法	測定対象	文献	備考(試料位置)
秩父トータル岩 (6.8~5.3Ma)	5.9, 6.6	K-Ar	黒雲母	Ueno and Shibata (1986)	
	10.5	K-Ar	角閃石	Ueno and Shibata (1986)	
	8.1	FT	ジルコン	Ueno and Shibata (1986)	
	5.61~6.83	K-Ar	黒雲母	Saito et al. (1996)	
	5.96~6.05	K-Ar	角閃石	Saito et al. (1996)	
	5.97	K-Ar	黒雲母	松本ほか(2007)	秩父市王冠東
	5.25	K-Ar	角閃石	松本ほか(2007)	秩父市大黒北西
中津峡の衛星岩体 (6.5~5.9Ma)	6.46	K-Ar	黒雲母	本報告	秩父市塩沢北西
	5.88	K-Ar	角閃石	本報告	秩父市塩沢北西
輝石角閃石安山岩	6.36	K-Ar	全岩	本報告	秩父市塩沢北西

本報告では、脈幅10m以上の比較的規模の大きい王冠西方と中津峡の岩脈について地質図上で示した。中津峡では、細粒から中粒のトータル岩を切る脈幅約数10mの輝石角閃石斑状安山岩が観察される(第8.11図e)。以下に簡単に岩石記載を示す。

試料番号 : 203111803

輝石角閃石斑状安山岩 (中津峡)

主成分鉱物 : 斜長石 (自形-半自形, 斑状, 長径0.1~1.0mm程度, 顕著な累帯構造), 角閃石 (自形, 斑

状, X= 淡黄褐色-淡褐色, Y=Z= 緑褐色-黄褐色, 長径0.2~2.5mm程度), 単斜輝石 (自形-半自形, 長径0.1~0.2mm程度), 斜方輝石 (自形-半自形, 長径0.3~1.8mm程度) 石英 (粒状, 径0.5mm程度, 稀れ)

副成分鉱物 : 緑泥石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱

この岩脈は、トータル岩よりやや優黒色, SiO₂組成63%で, K-Ar年代測定値(6.4Ma)から, トータル岩とはほぼ同時期に形成されたと考えられる。

第9章 上部中新統王冠層

(原 英俊)

9.1 概要及び研究史

三峰地域北西部，中津川流域の王冠には，約500m四方の狭い範囲に，上部中新統の王冠層が分布する。王冠層は，主に安山岩質な凝灰質礫岩・礫岩・溶結凝灰岩からなる。王冠層は，藤本ほか（1957）により大カブリ礫岩層と命名され，石井（1962）により定義された。これらの研究では，基盤の秩父帯付加コンプレックスの中津川層群を不整合で覆う中新世以降の堆積物とされた。一方，秩父団体研究グループ（1963）では，石英安山岩脈に伴う侵入角礫岩として解釈されている。その後，石井・荒木（1989）によって，大カブリ礫岩層おおかむりとして再定義された。石井・荒木（1989）は，溶結凝灰岩とこれを貫くデイサイト中のジルコンから6.22Maと6.82Maのフィッショントラック年代を求め，王冠層の堆積年代を後期中新世とした。また王冠層は不整合面に近づくにつれ傾斜角度が増すとし，堆積後の地盤陥没によって，王冠層の地質構造が規制されているとした。足立ほか（1999）は，王冠層を王冠層おおかむりと読み方を改称した。そして王冠層の高角な不整合面付近には，淘汰不良の崖錐性礫岩が分布することを認め，王冠層の主な堆積物は基盤に対しアバットした関係にあると解釈した。また王冠層は，火山性陥没盆地を埋める火砕岩の堆積物であるとした。更に同様の特徴を持つ堆積物からなる甲府盆地北方の三富層（足立ほか，1989）や，小楯山火山岩（三村ほか，1984）に対比された（足立，1991；足立ほか，1999；尾崎ほか，2002）。

9.2 王冠層 (Ok)

命名 大カブリ礫岩層（藤本ほか，1957；石井，1962）を王冠層おおかむり（石井・荒木，1989）ないし王冠層おおかぶり（足立ほか，1999）と改称された。本報告では，足立ほか（1999）に従い，王冠層おおかぶりの地層名を用いる。

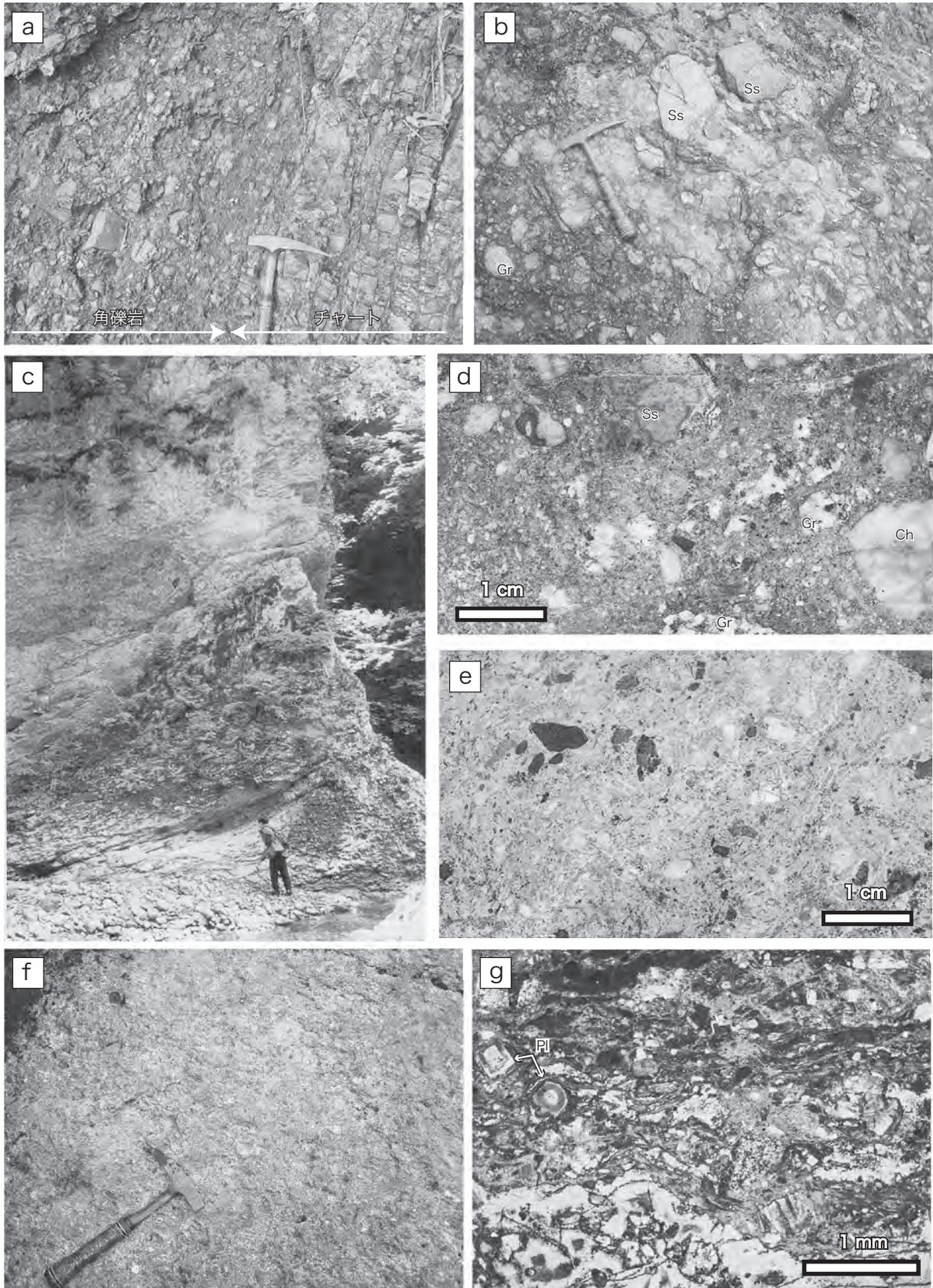
分布 中津川中流域の王冠周辺，中津川とムジナ沢及び小品沢出合付近に分布する。

岩相 下位より，礫岩・安山岩質な凝灰質礫岩からなり，安山岩溶結凝灰岩を挟む。礫岩は，基盤である秩父帯付加コンプレックス中津川層群を不整合で覆う。不整合面直上では，淘汰の悪い角礫岩が顕著に見られる（第9.1図a）。一般に礫は角-亜円礫で，礫種は砂岩・頁岩・チャート・花崗閃緑岩からなる（第9.1図b）。礫径は，10cm以下の礫が多いが，まれに数mに及ぶこともある。

礫岩の上位には，凝灰質礫岩が認められる（第9.1図c）。凝灰質礫岩は，凝灰質な基質中に，砂岩・頁岩・チャート・ホルンフェルス・花崗閃緑岩ないしトータル岩礫を含む（第9.1図d）。一般に礫は角-亜円礫で，礫径は10cm以下の礫が多い。安山岩溶結凝灰岩は，灰白色ないし黒色のガラス質の基質からなり，1cm以下の黒色ないし白色な火山岩片を含む（第9.1図e, f）。まれに非溶結な安山岩凝灰岩を挟む。鏡下では，溶結したガラス片からなる基質と結晶片が観察される（第9.1図g）。結晶片としては，斜長石が多く，他に石英・黒雲母からなり，角閃石・不透明鉱物・岩片も認められる。石井・荒木（1989）では，本層に貫入するデイサイト岩脈の報告がある。本報告では，その分布規模が小さいため地質図上には示していない。

地質構造 走向はN40~60°Eで，南東へ20~30°傾斜する。走向は北西-南東方向を示すこともあり，詳細は不明である。

地質年代 溶結凝灰岩とこれを貫くデイサイト中のジルコンのフィッショントラック年代から，後期中新世とされた（石井・荒木，1989）。



第9.1図 王冠層の岩相

- a: 王冠層と中津川層群との不整合面。河床に露出するほぼ水平面を撮影。中津川層群のチャートに、王冠層の角礫岩が重なる。角礫岩は、非常に淘汰が悪く、角礫-亜円礫からなり、礫種は主に砂岩・チャート・花崗閃緑岩からなる。
 b: 礫岩。亜角-亜円礫からなり、礫種は砂岩・頁岩・チャート・花崗閃緑岩からなる。
 c: 凝灰質礫岩。南に傾斜した層理面が認められる。 d: 凝灰質礫岩のスラブ写真。
 e: 溶結凝灰岩のスラブ写真。 f: 溶結凝灰岩。 g: 溶結凝灰岩の薄片写真。オープンニコル。

第10章 第四系

(尾崎正紀・竹内圭史)

三峰地域の第四系は、段丘堆積物、テフラ層（ローム層）、地すべり堆積物、谷底平野及び現河床堆積物からなる（第10.1図）。なお、地すべり堆積物については、第13章で記述する。ローム層中の鍵層となるテフラ名は、個々の引用文献で使用された名称ではなく、町田・新井（2003）の呼称に統一させた。また、それらテフラの推定噴出年代も町田・新井（2003）に従った（第10.1図）。この他に、本地域の標高2,000m前後の山頂-稜線沿いには、最終氷期の周氷河堆積物である岩塊層が分布するとされる（清水，1983）。しかし本報告では、従来の研究報告の内容と本調査で明らかとなった問題点を述べるに留め、地質図上での表示は行わなかった（第10.4節）。

10.1 段丘堆積物

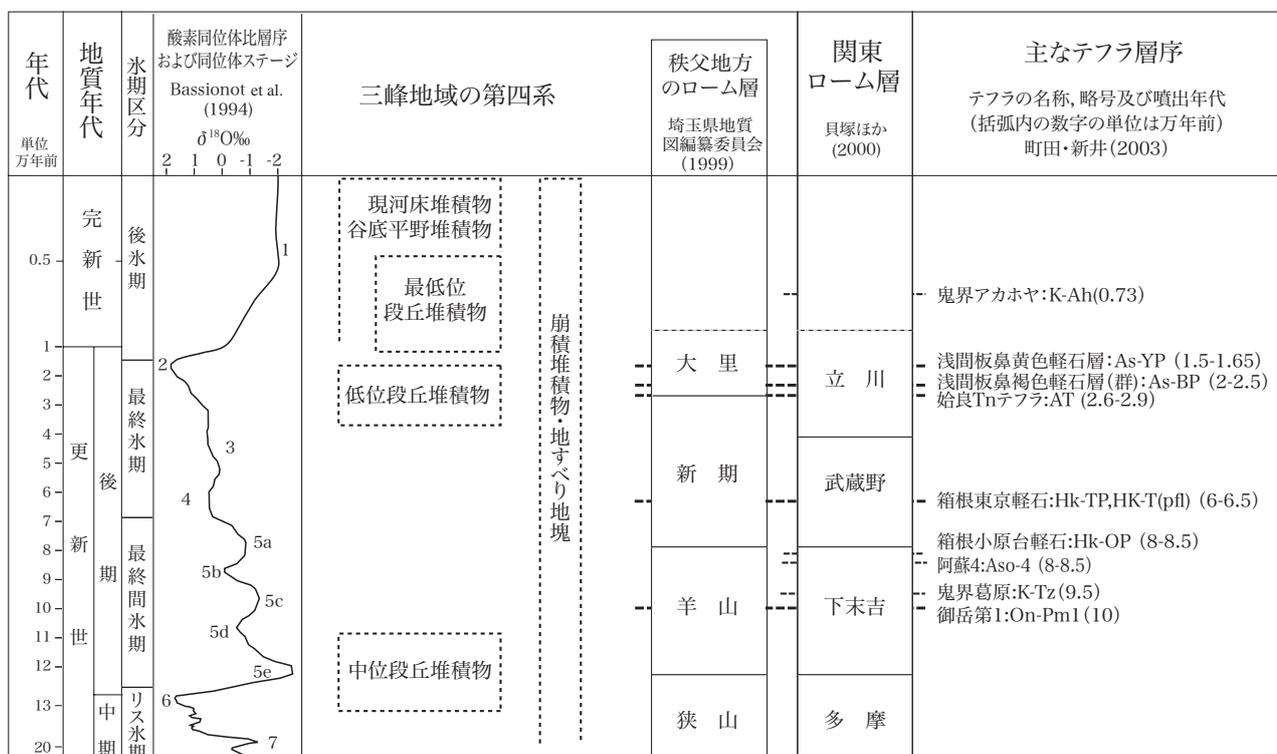
本地域の段丘堆積物は、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、最低位段丘堆積物に区分される（第10.1図）。それぞれ中期更新世末あるいは後期更新世の前半、後期更

新世の後半、完新世の前半に形成された河成段丘堆積物である。段丘堆積物は、秩父盆地南西端に位置する本地域北東端では比較的広く分布するが、他の地域では山間のため分布は限られる。なお、段丘堆積物はテフラ層（ローム層）に広く覆われる。

10.1.1 中位段丘堆積物 (tm)

本地域の中位段丘堆積物は、秩父市橋場の秩父鉄道白久駅しろくの南にのみ分布する。本段丘堆積物は、秩父市街地（東隣「秩父」地域内）における町田・磯田（1983）の羊山礫層、吉永・宮寺（1986）の羊山面の構成層、牧本・竹内（1992）の中位I段丘堆積物に対比される（第10.1表）。

橋場での中位段丘面と現河床面との比高は140～145m、厚さは約20mを示す。本堆積物は、主に巨礫-大礫からなる礫層で、特に基底部には最大径約2mのチャートの垂円礫を含む。大-中礫は円礫、巨礫は垂円礫が多い。礫種は主に砂岩、チャート、千枚岩、花崗閃緑岩からなる。また厚さ約8～9mの羊山ローム層及びそ



第10.1図 第四系の層序

第10.1表 三峰地域及び秩父盆地に分布する段丘堆積物の対比
 段丘面は段丘面構成堆積物として対比.

地質年代		町田・井口 (1952)	町田・磯田(1983)	吉永・宮寺(1986)	牧本・竹内 (1992)	本報告			
更新世	完新世	下位段丘面	巴礫層	下位段丘面	柳田面	低位Ⅱ段丘堆積物	最低位段丘堆積物		
			下位金室礫層						
			上位金室礫層						
	後期		下位段丘面	柳田礫層 近戸礫層 中村礫層 上町礫層 東町礫層	大野原面	低位Ⅰ段丘堆積物	低位Ⅰ段丘堆積物		
				立川ローム層				影森面	大里ローム層
				日野田礫層				影森砂礫層	
								親鼻面	新期ローム層
	中期		中位段丘面	下末吉ローム層	羊山面	中位Ⅱ段丘堆積物	中位Ⅱ段丘堆積物	羊山ローム層	
				羊山礫層		中位Ⅰ段丘堆積物		中位Ⅰ段丘堆積物	
			上位段丘面	多摩ローム層	尾田蒔面	多摩ローム層	高位段丘堆積物	高位段丘堆積物	
尾田蒔礫層									

れ以降のローム層に覆われ、ローム層の最下部には御岳第一テフラ (On-Pm1), 中位付近には箱根東京軽石 (Hk-TP) が挟まれている (渋谷, 1983).

御岳第一テフラ (On-Pm1) の年代から, 本段丘堆積物は酸素同位体ステージ5c より古い下末吉段丘堆積物に対比されると考えられている (町田・磯田, 1983; 吉永・宮寺, 1986; 牧本・竹内, 1992). 一方, 根拠は示されていないが, 貝塚ほか (2000) は, 秩父盆地の中位段丘堆積物 (面) の形成時期を酸素同位体ステージ6に位置づけている.

10.1.2 低位段丘堆積物 (tl)

低位段丘堆積物は, 後期更新世後半の河成段丘堆積物で, 本地域では秩父市白久・贅川などの荒川沿いや小鹿野町原・大久保など小森川沿いに分布する. また甲府花崗閃緑岩体の分布域である山梨市の笛吹川・広川と甲州市の中川上流域にも狭小に分布する. なお山麓沿いには, 低位段丘堆積物 (面) を覆うように崖錐-沖積錐堆積物が分布していることが多い. なお崖錐-沖積錐堆積物は, 狭小な分布のため地質図では本堆積物に含めている.

本段丘堆積物に対比される段丘堆積物は秩父盆地 (秩父市街地) に広く分布し, 影森礫層 (吉永・宮寺, 1986) や低位Ⅰ段丘堆積物 (牧本・竹内, 1992) と呼ばれる (第10.1表). また, 秩父市街地の本段丘面は町田・磯田 (1983) では6段に, 吉永・宮寺 (1986) では影森面と大野原面 (6段) に細分される. なお本地域内では, 低位段丘堆積物は秩父市白久周辺では3面, 小鹿野町原

周辺では2面に細分されている (町田・磯田, 1983; 吉永・宮寺, 1986). しかし三峰地域全体を考えると秩父市街地の段丘堆積物 (面) との対比は困難なため, 本報告ではこれらを低位段丘堆積物と一括した. 低位段丘面と現河床面の比高は, 荒川沿いの秩父市白久で約30~40m, 小森川沿いの小鹿野町原で20~25m, 笛吹川, 中川, 広川で30~40mである.

本堆積物は, 巨-大礫の亜角礫-円礫からなる礫層を主体として, 中-細礫層及び砂層を挟む. 一部, 角礫を多く含む淘汰の悪いシルト-砂層も挟まれる. 礫層の厚さは, 白久・贅川付近で5~15m (最上位面を有する段丘堆積物が最も厚い), 小鹿野町原付近で数m~15m, 中川・広川上流域では5~10mである. 荒川や小森川沿いの本堆積物では, 礫種はチャートと砂岩を主体として, 頁岩, 千枚岩, 片状砂岩, 花崗岩類を含む. 一方, 笛吹川, 中川, 広川沿いの本堆積物は, 基盤岩を反映して花崗閃緑岩・トーンアル岩の礫種からなり, 亜角礫-円礫の巨礫 (最大径2~3m)-中礫が全体の70~80% (露頭での面積比) を占める. この他に, 小河内層群古礼山ユニット起源と推定されるホルンフェルス (砂岩・砂岩頁岩互層) の亜角礫主体の巨礫-大礫を含む. 基質は花崗岩質の粗粒砂で, 部分的に鉄の酸化によって褐色を呈する部分もある.

低位段丘堆積物のうち最上位の段丘面上の一部には後述の大里ローム層が載り, 秩父市街地では浅間板鼻褐色軽石層 (群) (As-BP) などの挟在が確認されている (町田・磯田, 1983). しかし, 本地域の低位段丘堆積物では大里ローム層は確認できなかった.

10. 1. 3 最低位段丘堆積物 (ts)

最低位段丘堆積物は完新世の段丘堆積物で、町田・磯田 (1983) の上位金室礫層・下位金室礫層・巴礫層、牧本・竹内 (1992) の低位Ⅱ段丘堆積物、段丘面は吉永・宮寺 (1986) の柳田面に対比される (第10. 1表)。

本地域では、秩父市大滝の中津川・荒川沿い、甲府花崗閃緑岩体分布地域の笛吹川及び中川、一之瀬川沿いに小規模に分布する。多くは浸食段丘堆積物で、現河床面からの基底面の比高は10~15m、層厚は1~5mである。

中津川や荒川沿いの本堆積物は、主に巨礫を多く含む礫層からなり、砂層を挟む。礫は砂岩が主体で、チャート、片岩、ホルンフェルスを含む。笛吹川、中川、一之瀬川沿いでは、花崗閃緑岩、トータル岩の亜円礫-円礫と小河内層群古礼山ユニット起源のホルンフェルスの亜角礫からなる巨礫-大礫層からなり、薄い砂層を挟む。

10. 2 テフラ層 (ローム層)

地質図には示していないが、中期更新世以降のテフラ (降下火山灰層及び軽石層) が、山頂部の平坦面-緩斜面、山麓緩斜面、段丘面を覆っている。

本地域内では、秩父市の三峰 (三峰神社付近) の山頂及び山腹 (秩父地質研究グループ, 1966; 埼玉第四紀研究グループ, 1968; 渋谷, 1983), 栃本の南側山腹 (秩父地質研究グループ, 1966; 埼玉第四紀研究グループ, 1968; 埼玉県地質図編纂委員会, 1999), 川又の南西方の山腹の緩斜面 (秩父地質研究グループ, 1966; 埼玉第四紀研究グループ, 1968), 秩父湖北の山頂部の大滝げんきプラザ (旧大滝グリーンスクール) 及びその南側山腹 (埼玉県地質図編纂委員会, 1999), 豆焼沢の豆焼橋南の川沿い斜面 (町田, 1985, 1996), 秩父鉄道白久駅南方の中位段丘面上 (渋谷, 1983) において、テフラ層 (ローム層) の報告がある (第10. 2図)。テフラ層は、三峰の山頂部、白久駅南方の中位段丘堆積物上、豆焼橋の南の崖錐堆積物中以外は、地すべり地塊及び崩積堆積物を覆っており、それらの一部は地すべり堆積物となっている。上記で認められるテフラ層の厚さは4~6m程度であるが、大滝げんきプラザでは厚さ12mのローム層が確認されている (埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。

奥秩父山地及び周辺地域のローム層は、下位より狭山ローム層、羊山ローム層、新期ローム層、大里ローム層に区分されている (第10. 1図; 埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。

狭山ローム層 (清水・堀口, 1994) は、多摩ローム層に対比され、秩父盆地の高位段丘堆積物を覆う中期更新世に堆積したテフラ層である。秩父盆地の尾田蒔礫層を覆う厚さ15mほどの本ローム層からは多くのテフラ層が同定されている (鈴木, 2000; 関東火山灰グループ, 2001など)。本地域内では、秩父湖北の尾根沿いの大滝

げんきプラザ (旧大滝グリーンスクール) において狭山ローム層の報告がある (第10. 2図; 埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。

羊山ローム層は、秩父盆地の羊山丘陵を模式地とするローム層で、酸素同位体ステージ5e~5b頃に降下したテフラ層などで構成される下末吉ローム層に対比される。羊山ローム層の中で、重要な鍵層としては御岳第一テフラ (On-Pm1) が挙げられる。On-Pm1は、木曾御嶽火山を給源とする降下軽石で、噴出年代は約10万年頃 (酸素同位体ステージ5cのピーク頃) と推定されている (町田・新井, 2003)。また、On-Pm1の下位には八ヶ岳川上テフラ (Yt-Kw: 中谷, 1972) も認められる。On-Pm1は、本地域内でテフラ層 (ローム層) が記載されている全ての地点で確認され、Yt-Kwは豆焼橋南の川沿い斜面で報告されている (町田, 1985, 1996)。

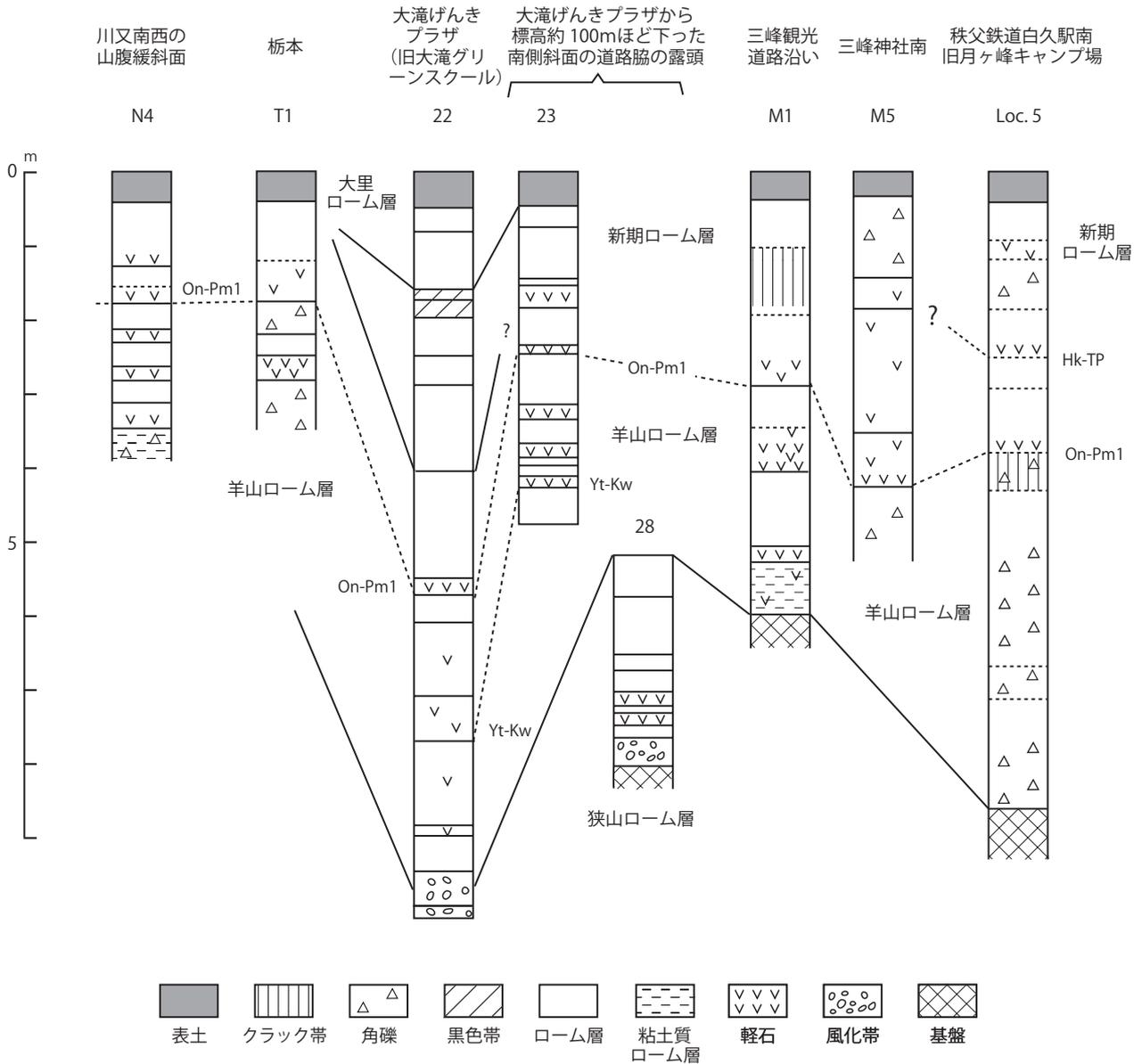
新期ローム層は、酸素同位体ステージ5a~3の時代に堆積した武蔵野ローム層及び立川ローム層下部に対比されるローム層で、上限は始良 Tn テフラ (AT) である。ATは南九州始良カルデラを給源とする火山灰で、噴出年代は約2.6~2.9万年前と推定されている (町田・新井, 2003)。新期ローム層下部には、重要な鍵層として箱根東京テフラ (Hk-TP) (6.0~6.5万年前; 町田・新井, 2003) が挟まれ、本地域では秩父鉄道白久駅南方の中位段丘堆積物に載るローム層の中位付近で確認されている (渋谷, 1983)。

大里ローム層はATより上位のローム層で、立川ローム層上部に対比される。本ローム層は、浅間火山体西部の黒斑火山を給源とする浅間板鼻褐色軽石層 (群) (As-BP) (20~25万年前) や浅間板鼻黄色軽石層 (As-YP) (1.5~1.65万年前) を挟む。本ローム層は本地域内にも広く分布するが、鍵層となるテフラ層の報告はない。

10. 3 谷底平野及び現河床堆積物 (a)

谷底平野及び現河床堆積物は、完新世 (特に後半) に形成された山間の谷沿いに分布する河川堆積物で、本地域北東部の荒川や小森川沿いなどに小規模に分布する。5万分の1縮尺では谷底平野と現河床堆積物を厳密に区別することは困難なため、地質図では一括して示した。また、地質図では示していないが、本地域北東部以外の河川沿いにも狭小に分布する。

本地域北東部に分布する谷底平野堆積物及び現河床堆積物は、巨-大礫サイズの礫層を主体として、一部砂層を含む。それ以外の山間部では厚さは数m以下で、径数mの岩塊も多く含まれる。礫種は流域の基盤岩を反映し、全体としてはチャートと砂岩を主体し、玄武岩類、石灰岩、花崗岩類を含むが、荒川上流では大滝層群の千枚岩・片状砂岩や小河内層群のホルンフェルスが多くなる。



第10.2図 主なテフラ層の地質柱状図
 地質柱状図に記した記号は引用文献中の番号で、N4, T1, M1, M5は埼玉第四紀研究グループ(1968), Loc. 5は渋谷(1983), 23, 28は埼玉県地質図編纂委員会(1999)より引用。本図はそれらに基づき、模様・スケール等を統一して作成。

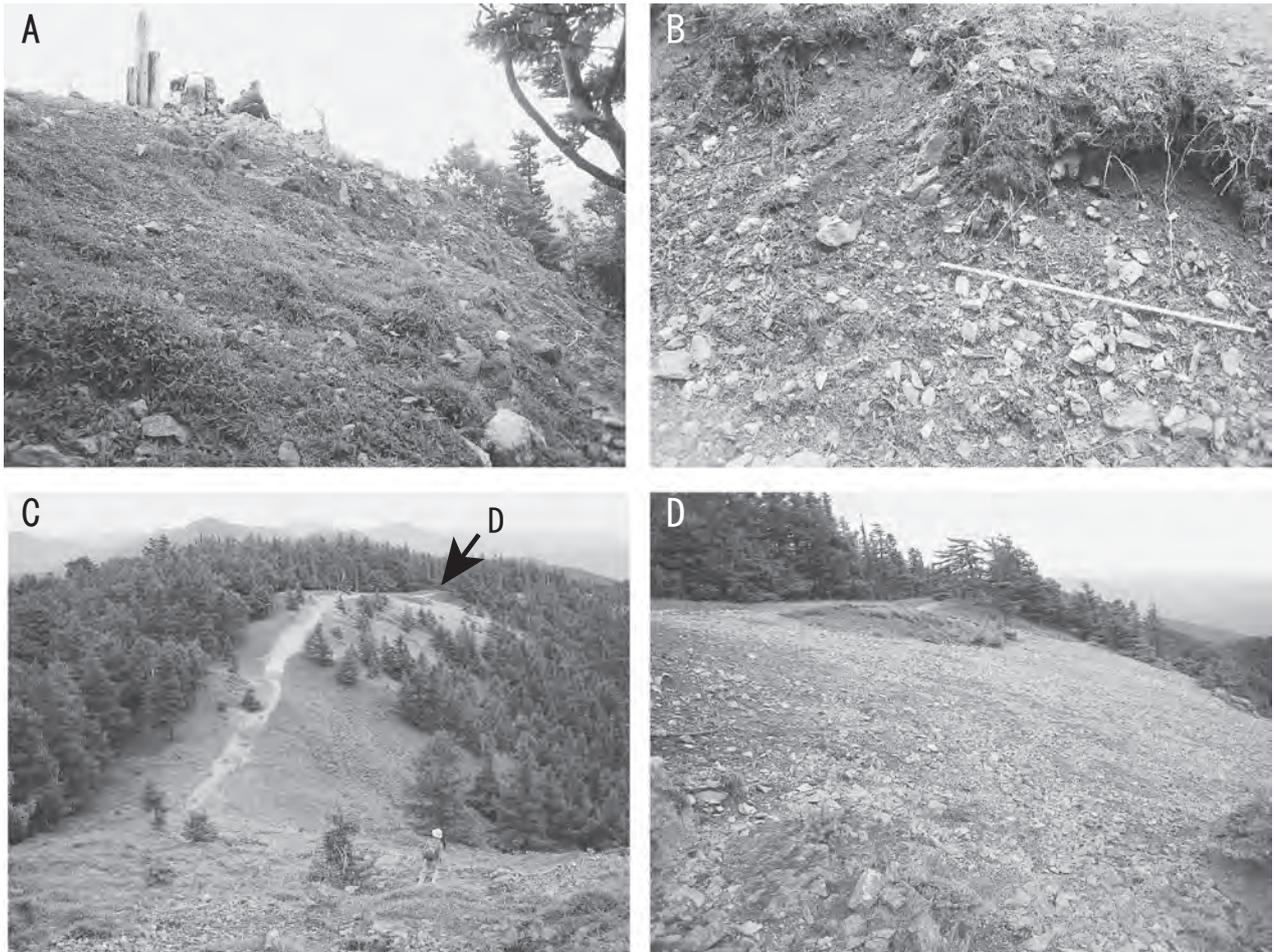
現河床堆積物については、本地域を含む埼玉県の荒川の詳細な河道状況図の作成(昼間ほか, 1985)や、地域内の6箇所を含む荒川本流の現河床堆積物調査(武井ほか, 1987)が行われている。

10.4 周氷河堆積物

本地域の南部には、西隣の5万分の1「^{きんぶさん}金峰山」地域内の金峰山から、雲取山、笠取山、破風山など標高2,000m級の山々がほぼ東西に連なっており、山梨県と埼玉県、東京都と埼玉県の県境にもなっている。清水(1983)は、この山頂部や稜線付近に分布する岩塊層(岩

塊斜面を構成する堆積物)を、最終氷期(後期更新世後半)に形成された周氷河堆積物に位置づけ、主に亜高山針葉樹林に覆われた標高1,800~2,000m以上に分布するものを旧期岩塊層、ハイマツに覆われ末端が舌状形状を示す標高約2,450m以上に分布するものを新期岩塊層とした。本地域には旧期岩塊層のみが、西方の金峰山(標高2,599m)付近(金峰山地域内)には新期岩塊層と旧期岩塊層が分布するとした。

清水(1983)が示した本地域内の旧期岩塊層は、付加コンプレックスが基盤となる場所では主に大礫-中礫サイズの角礫からなり、花崗閃緑岩では巨礫サイズの角礫-亜角礫を主体とする。基質として主に褐色-黄褐色の



第10.3図 雲取山付近の岩塊層

A：雲取山頂上の北斜面，B：雲取山荘南の登山道（スケールは1m），C：雲取山避難小屋の東斜面及び尾根沿い，D：雲取山避難小屋東側尾根．いずれの地域も清水（1983）によって最終氷期の化石周氷河斜面（旧岩塊層）とされている．

風化土壌からなる細粒物質を多く含む（第10.3図）．多くは植生に覆われており，黒色土壌を表層部に伴う．清水（1983）は，旧期の岩塊斜面の発達は高度によって決定されるとした．しかし，標高2,000m以下の1,000m級の山頂-稜線地域においても同様な岩塊斜面（岩塊層）は広域的に分布しており，また，清水（1983）の示す本地域の旧期岩塊層の一部には地すべり堆積物も含まれている．

一方，清水（1983）は，金峰山地域の標高1,850m付近に分布する旧期岩塊層の下位に御岳第一テフラ（On-Pm1；小林ほか，1967）の存在を明らかにし，当時 On-

Pm1の噴出年代は約8万年前（町田・鈴木，1971）と考えられていたことから，旧期岩塊層の形成は最終氷期であるとした．しかし，現在 On-Pm1の年代は最終間氷期中頃の10万年前頃と推定されており（町田・新井，2003），すべての旧期岩塊層が最終氷期に形成されたとはいえずともいえない．

以上のように，清水（1983）の示した本地域の標高2,000m級の山頂-稜線地域に分布する岩塊層は，すべて化石周氷河堆積物である確かな証拠はなく，異なる成因のものが混在している可能性が高い．このため，本地質図には表示しなかった．

第11章 地質構造

(原 英俊・上野 光・竹内圭史)

11. 1 付加コンプレックスのユニット境界をなすスラスト

付加コンプレックスのユニットは、主に南西方へ衝上するスラストによって境される。また複数のユニットが累重・累積して、全体として覆瓦構造を形成する。各ユニット内部では、南西方へ衝上する多数のスラストによって地層の繰り返しが頻繁に起き、様々なスケールの構造ユニット(スライス)を形成する。また各スラストは、地層の走向傾斜と同様の姿勢を持つ。このことはスラストの発達に、付加コンプレックスの内部構造を規制していることを示している。また向斜・背斜、アンチフォーム・シンフォームの軸跡も、地層やスラストの走向にほぼ一致する。なお多数のスラストの発達により、ユニット境界をなすスラストの認定は難しいが、ユニット間における岩相の相違により、スラストの位置を特定するのは可能である。中津川層群の両神ユニットと大ガマタユニットの境界をなす三国山スラストの例を示す。

三国山スラスト

三国山スラストは、Ueno and Hisada (2006) によって命名された。両神ユニットと大ガマタユニットの境界をなす(第3.9図)。なお従来の見解では両ユニットの境界は、大若沢下流や中津川流域の中双里周辺に分布するメラングジュの基底部に設定されていた(Hisada et al., 1992)。しかし三国山スラストを挟んだ岩相の相違などから、三国山スラストが両ユニットの境界とされた(Ueno and Hisada, 2006)。

三国山スラストの上盤は両神ユニットのチャート及び砂岩からなり、下盤は大ガマタユニットの砂岩からなる。この三国山スラストを境にして、両ユニットの地層の走向は、10～20°斜交する。三国山スラストは直接観察できないが、チャートの分布から推定すると走向はほぼ東西であり、約60°程度北に傾斜する。中津川上流域大ガマタ沢や大山沢において、三国山スラスト近傍では、走向がEW～50°Wで傾斜が30～60°Nを示すスラストが発達する(第3.9図)。またイライト結晶度の予察的検討では、三国山スラストを境にして、約0.1～0.2 $\Delta^2\theta$ のギャップが認められた(上野ほか, 2001)。

11. 2 層序単元の境界をなす断層

11. 2. 1 諏訪山断層

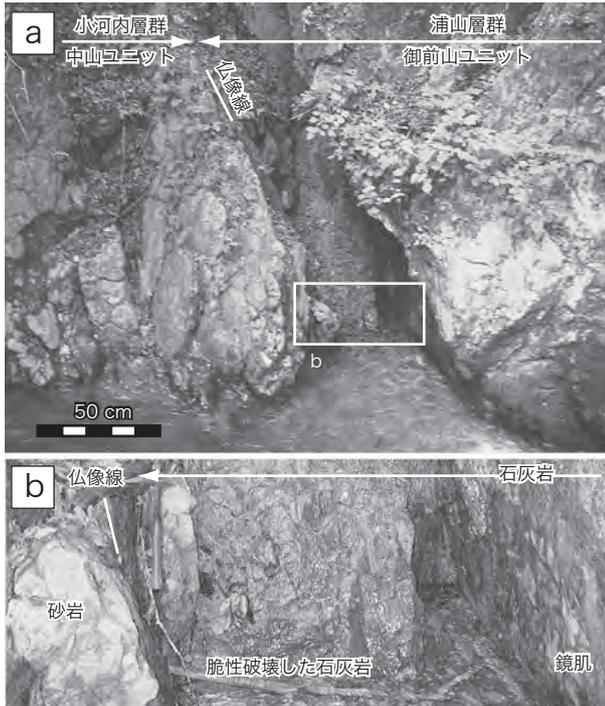
神流川上流域では、山中白亜系及び蛇紋岩と秩父帯付加コンプレックス(乙父沢層)は、多数の高角度な断層によってスライス化し、これらは断層に境され複雑な分布を示す(第3.1図)。Ueno and Hisada (2006)は、これらの地質体と秩父帯付加コンプレックス(野栗沢ユニット)との境界断層を諏訪山断層と命名した。諏訪山断層の東延長は、山中白亜系と秩父帯付加コンプレックス(野栗沢ユニット及び両神ユニット)との境界断層になる。断層は、明瞭な地質境界として、群馬県多野郡上野村の天望山付近から本地域に含まれる小鹿野町押留付近まで東西に30km以上も追跡される。本地域では、断層を確認することはできなかったが、Ueno and Hisada (2006)に従い、山中白亜系と秩父帯付加コンプレックス(両神ユニット)との境界を諏訪山断層とする。なお諏訪山断層の東端は、中新統秩父盆地層群に覆われる。

11. 2. 2 仏像線

仏像線は、秩父帯付加コンプレックスを四万十帯付加コンプレックスの上に衝上させるスラストであり、南西諸島や九州から関東地方まで追跡できる。仏像構造線とも呼ばれる。本地域では、上盤は浦山層群御前山ユニット、下盤は小河内層群中山ユニットからなり、妙法ヶ岳・霧藻ヶ峰・白岩山・天祖山の尾根周辺に追跡できる。一般に本地域の仏像線は、走向はN10～50°Wで、傾斜は北に約40～60°である。北東部ほど走向は南北方向に近くなり、傾斜が緩くなる傾向がある。東隣の秩父地域、孫惣谷と日原川の出合い付近で、仏像線の断層露頭が観察される(第11.1図a)。この露頭では、御前山ユニットの石灰岩と中山ユニットの砂岩が直接接する(第11.1図b)。御前山ユニットの石灰岩は、脆性破壊を伴い、仏像線に平行な小断層面は鏡肌となる。また仏像線による御前山ユニットの衝上により、中山ユニットは大洞川流域と長沢谷上流と、2地域に露出する。石井・高橋(1989)では、仏像線は低角な姿勢のまま白泰断層に切られるとした。しかし本報告では、仏像線の北西端は次項に後述する大洞川-大除沢断層によって切られる。

11. 2. 3 大洞川-大除沢断層

大洞川-大除沢断層は、Hara and Hisada (1998)によって記載された四万十帯付加コンプレックスの大滝層群



第11.1図 仏像線露頭（秩父帯・四万十帯付加コンプレックスの境界断層）
 a: 断層露頭。東隣の秩父地域、孫惣谷と日原川の出合い付近。上盤は浦山層群御前山ユニットの石灰岩、下盤は小河内層群中山ユニットの破断した砂岩頁岩互層からなる。
 b: 脆性破壊した石灰岩。

と小河内層群を境する断層である。本報告で、新たに大洞川-大除沢断層と命名し、仏像線を切り白泰断層まで達する断層と再定義する。両層群の岩相の相違により、大洞川・大除沢を始め、西は滝川・金山沢・真の沢で、東は荒川流域の神岡西方に追跡できる。なお大除沢での本断層の位置は、Hara and Hisada (1998) が示した位置より南に位置し、標高約1,300m付近とした。走向はN80°W~85°Eを示し、断層の東部ではやや北東に、西部では北西に振れる。傾斜は50~60°Nであるが、大洞川より東方では垂直から70°Sを示す。本断層の東端は白泰断層によって絶たれ、西端については不明である。本断層により大滝層群は、小河内層群の各ユニットによる覆瓦構造と大きく斜交し接する。

断層露頭は、大洞川と和名倉沢出合い付近で認められる（第11.2図a）。この露頭では、断層面はN40°W70°Sを示し、約1mの剪断帯を伴う。また神岡西方においても、本断層に平行な小断層が認められる（第3.3図）。剪断帯は、鱗片状劈開の発達した泥質岩・砂岩岩片・石英脈（方解石脈も伴う）からなり、これらが複雑に重複した剪断変形を被っている（第11.2図b）。一般に、剪断帯の中央部では重複変形が強いが、右横ずれ成分を示す剪断変形が認められることがある（第11.2図c）。た

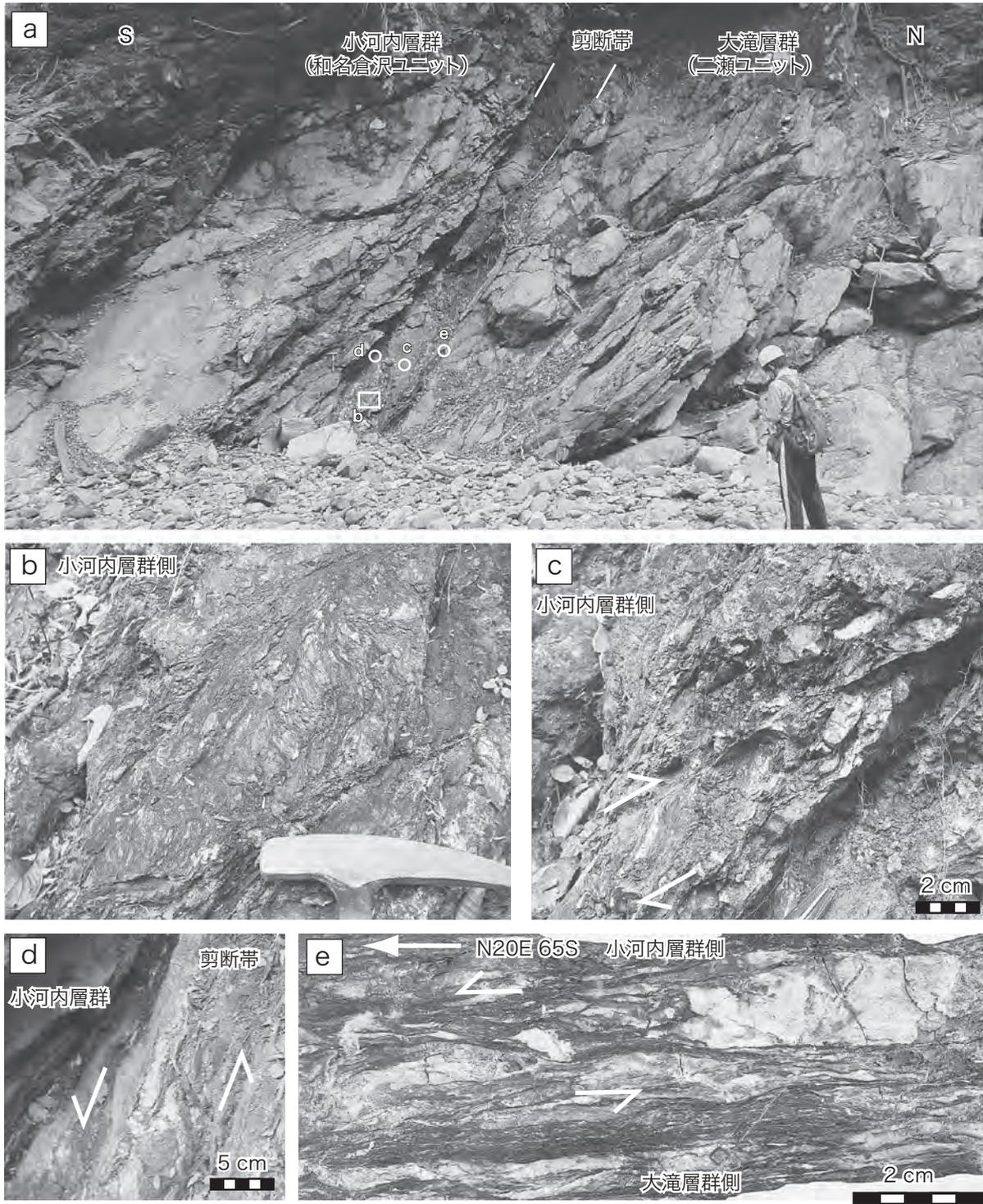
だし産出頻度はまれであり、剪断方向などの定方位性が認められない。一方、剪断帯と両層群の接触部周辺では、比較的重複変形が弱く、左横ずれ成分を示す剪断変形が認められる（第11.2図d, e）。この剪断変形は、断層面をすべり面とし、見かけ上盤側の小河内層群が傾斜方向に落ちる正断層としての特徴を示す。本露頭では、大洞川-大除沢断層の破砕帯は南傾斜を示している。しかし本地域全体では、大洞川-大除沢断層は基本的に北傾斜であり、大滝層群が上盤側を構成する。そのため現在の見かけは正断層であるが、実際には大滝層群が小河内層群に衝上する逆断層であった可能性がある。本断層の活動時期は、仏像線を切るため、仏像線の活動以後である。また後述する白泰断層によって切られるため、後期中新世以前の活動である。

11.2.4 白泰断層

ほぼ東西の走向を持つ高角な断層で、秩父地質研究グループ (1966) によって命名された。石井・高橋 (1989) により、白泰断層は秩父帯付加コンプレックスの中津川層群を切る断層として再定義された。本報告では、中津川層群と浦山層群・大滝層群との境界断層をなす。東延長は、後述する白川断層によって切られるが、秩父盆地南縁を形成する日野断層（井尻ほか, 1950；兵頭, 1986；武井, 1990）に連続すると考えられる。西延長は、後期中新世の甲府花崗閃緑岩体により貫入されている（通産省資源エネルギー庁, 1975）。そのため、主な活動時期は後期中新世以前とされる。また白泰断層は、尾根の鞍部を形成し河川の方向を規制することがあり、崖錐堆積物との関係から第四紀に再活動した活断層の可能性も指摘されている（堀口・松岡, 1994；埼玉県地質図編纂委員会, 1999）。白泰断層の南北で、付加コンプレックスの変成度が異なる（石井・高橋, 1989；原ほか, 1998；第3.3図）。断層の南側は、緑色片岩相の変成を受けた大滝層群・浦山層群からなるため、断層の垂直変位は北側下降・南側上昇である。

断層露頭は、蛭沢・芋平沢・入波沢で観察される（堀口・松岡, 1994）。一般に数mの破砕帯を伴うことが多く、その周辺には小断層が発達する。破砕帯や小断層は、黒色な断層粘土と破砕された千枚岩ないし頁岩・砂岩からなる（第11.3図）。なお小断層の発達は、一般に中津川層群側で顕著である。

なお堀口・松岡 (1994) 及び埼玉県地質図編纂委員会 (1999) は、白泰断層について崖錐堆積物との関係から活断層の可能性を指摘した。しかしその詳細は不明である。また白泰断層の東方延長で、秩父盆地を形成した南縁の断層である日野断層（井尻ほか, 1950；兵頭, 1986；武井, 1990）は、活断層の可能性が指摘されている。活断層研究会 (1991) は、この断層を浦山口断層と呼び、確実度Ⅲ、活動度Cの活断層とした。しかし活断層の



第11.2図 大洞川-大除沢断層露頭（大滝層群と小河内層群の境界断層）
 a：大洞川と和名倉沢出合い付近の断層露頭。約1mの剪断帯を持つ。
 b：剪断帯中央部の重複変形の激しい断層岩。
 c：剪断帯中央部の右横ずれ成分を示す剪断変形。
 d：左横ずれ成分を示す石英脈のS字褶曲（小河内層群との境界付近）。
 e：左横ずれ成分を示す石英脈の σ タイプ非対称流動組織（大滝層群との境界付近）。



第11.3図 白泰断層露頭
入波沢沿いの林道.

根拠として挙げた断層地形は、秩父帯付加コンプレックスと秩父盆地層群の岩質の違いによる組織地形である可能性も合わせて指摘している。なお井尻ほか（1950）や兵頭（1986）による浦山口断層は、日野断層を切る南北系の断層であるため、その名称使用に関しては注意が必

要である。

11.2.5 白川断層

兵頭（1986）によって命名された小鹿野町層の南縁を限る NW-SE 系の高角断層である。断層面は観察されていないものの、谷津川では沢の左岸に秩父帯付加コンプレックスの破碎されたチャート、右岸に小鹿野町層の泥岩が露出し、断層が沢の流路となっている。その南西側は秩父帯の基盤岩類が急峻な地形をなして分布しており、断層の南西側が隆起している。白川断層は橋場南方で折れ曲がっているが、一連の断層なのか2つの別個の断層なのかは不明である。

11.2.6 大平断層

井尻ほか（1950）によって命名された、小鹿野町押留から三峰口駅にかけての N-S 系の断層である。白沙層及び富田層と秩父帯付加コンプレックスとを境している。断層面は観察されていないが、秩父市古池では白沙層を欠いて秩父帯付加コンプレックスと富田層の泥岩が近接している。

第12章 資源地質

(清水正明・原 英俊)

12.1 金属資源

12.1.1 秩父鉱山中津鉱床

秩父帯付加コンプレックスの中津川層群両神ユニットの石灰岩下盤とトーナル岩間に発達したスカルン鉱床である。スカルンの規模は、トーナル岩の貫入面から数10m以内、石灰岩の層理面に沿う塊状磁鉄鉱鉱体で、その規模は幅38m、延長150m、深さ115m程度である。中津川の支流（ベッドの沢上流）標高950m付近などに露頭や採掘跡が残っている。

採掘対象となった主な鉱種は鉄で、鉱石鉱物は磁鉄鉱及び黄鉄鉱である。構成鉱物は、このほかに、針鉄鉱（“褐鉄鉱”）、灰鉄ざくろ石-灰礬ざくろ石、緑れん石、ベスブ石、灰鉄輝石-透輝石のほか、少量の黄銅鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱、毛鉱、ホセ鉱A、石英、玉随、“酸化マンガン鉱”、方解石、藍銅鉱、孔雀石、石膏、炭酸青針銅鉱（carbonate-cyanotrichite）、灰重石、水酸アパタイト-塩素アパタイト、珪蒼鉛石（eulytite；清田・松山，2001）、チタン石、異極鉱、珪灰石、アロフェン、珪孔雀石、正長石、輝沸石、菱沸石などを伴う。

日本鉱業協会（1965）によれば、秩父鉱山の歴史は、1610年（慶長13年）にこの鉱床付近での金の採鉱及び砂金の採取に始まると言われている。1766年（明和3年）に平賀源内が金、銀、鉄などの採掘のため入山し、1783年（天明2年）にふいごによる製錬法で、中津鉱床が開発された。なお、秩父鉱山の大部分の鉱床（大黒鉱床、六助鉱床、赤岩鉱床、道伸窪鉱床、白岩鉱床、和那波鉱床）は、北隣万場地域に位置する。また、1970年代には、すべての鉱床で稼行は休止され、現在は北隣万場地域内で結晶質石灰岩の採掘のみが行われている。

12.1.2 妙法鉱山（荒川鉱山）

今井ほか（1973）によれば、慶長年間（1596～1615年）に開山されたといわれるが、詳細は不明である。付近の地質は、小河内層群八百谷ユニットの砂岩、粘板岩、チャート、石灰岩とこれらに貫入する130m x 30m程度のトーナル岩からなる。鉱床は、石灰岩中に形成された

スカルン鉱床で、東部と西部の2鉱体がある。東部鉱体は、延長40m、深さ30m以上、幅平均10m、西部鉱体は、延長40m、深さ30m以上、幅平均5m程度で、磁鉄鉱と少量の磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱などが灰鉄輝石-透輝石や灰鉄ざくろ石-灰礬ざくろ石などともに産出する。トーナル岩よりでは、黄銅鉱に富み、石灰岩寄りでは、磁鉄鉱に富む傾向があった（通産省資源エネルギー庁，1975）。

12.2 非金属資源

本地域における採石は、主に4箇所で行われている。小森川沿いの川塩^{かわしよ}では、中津川層群両神ユニットの砂岩が採石されている。滝沢ダムの建設にともなう原石山が芋平沢上流の東方にあり、同じく両神ユニットの砂岩^{おおだはら}が採石されている。荒川と大血川の出合い付近の大達原では、浦山層群御前山ユニットの石灰岩が採石されている。また、贅川^{にえかわ}では、中新統秩父盆地層群の砂岩が採石されている。

12.3 温泉

落合の南にある大滝温泉は、大滝村役場（現：秩父市大滝総合支所）裏手に源泉を持つ水温33度、pH8.4のナトリウム・塩化物泉である。谷津川沿いにある温泉は、水温14.5度、pH8の弱アルカリ性単純温泉である（金原，2005）。また、塩沢にもかつてアンモニアに富む温泉が湧出していた（埼玉県衛生部，1970；森川，1971）。また、谷津川沿いの中新統秩父盆地層群が分布する白久にも水温20度、pH7.8の弱アルカリ性単純泉がある（金原，2005）。これらは、白泰断層に沿ってもしくはその近傍で温泉が湧水している。この他にも、中新統秩父盆地層群分布域の大指^{おおさず}や上野沢にも弱アルカリ性単純泉及び単純硫黄泉の湧水地が知られている（埼玉県衛生部，1970；森川，1971）。その他、大洞川中流、小森川流域の川塩で湧水が知られている（森川，1971）。地質図には、現在も湧出している落合と白久の温泉を示した。

第13章 環境地質

(尾崎正紀・原 英俊)

13.1 地すべり

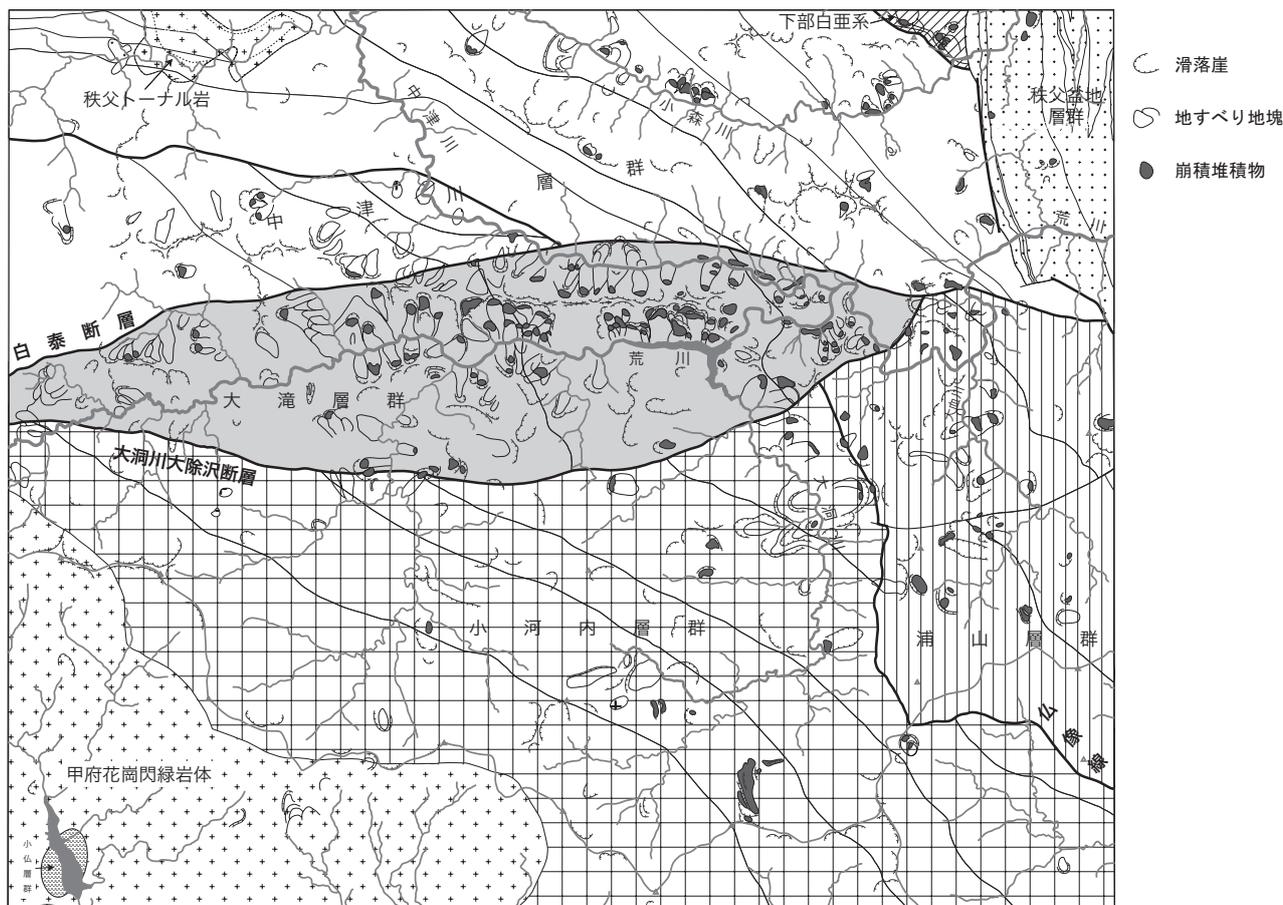
本地域は、崖崩れと共に地すべりが多く発生している地域である(第13.1図)。地質図では、空中写真による地形判読と若干の野外調査を行い、下記の研究報告を参考にして、主な地すべりを、地すべり地塊(移動体)、崩積堆積物、及び滑落崖によって示した。なお、地質図では、基盤岩の情報を損なわないよう、地すべり地塊と崩積堆積物は輪郭のみを示した。また、下方に地すべり地塊や崩積堆積物を欠いている滑落崖のうち、規模の大きなものについては地質図に示した。

本地域及び周辺地域の地すべりに関しては、詳細な分布図については清水ほか(2001)、滝沢ダム周辺地域の地すべり調査については堀口・松岡(1994)、地すべりと地質の岩質・地質構造との関係については石井ほか

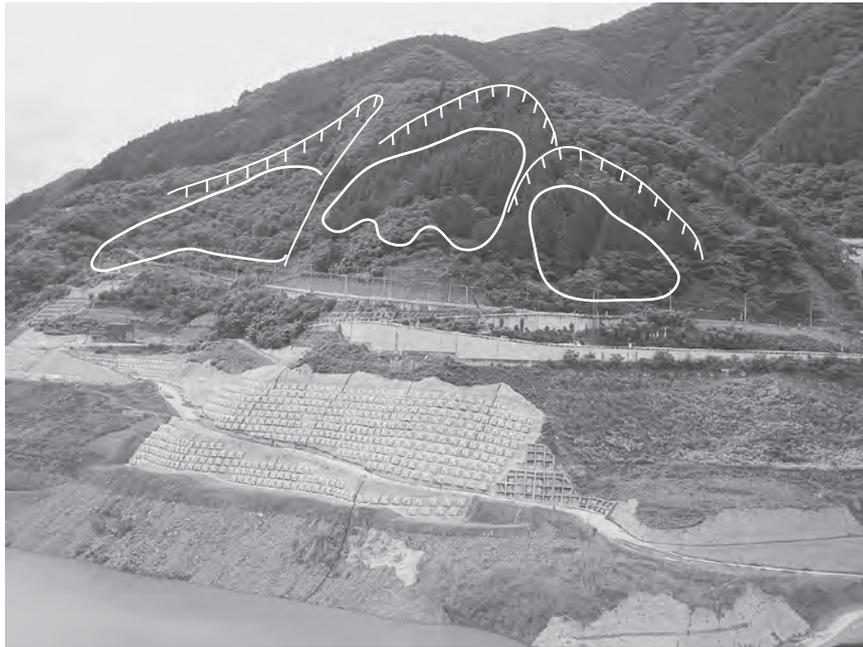
(1991)や埼玉県地質図編纂委員会(1999)、浦山層群の石灰岩岩体の地すべりについては小俣(2002)の研究報告がある。

地すべり地塊 本地域の地すべり地塊の多くは、付加コンプレックスの層理面・片理面をすべり面として、滑落崖を伴って稜線から山腹にかけて分布する。これら地すべり地塊の多くは、大きく変形・破壊されずに規模の大きな移動地塊となることが多く、その上方には緩斜面を有する崩積堆積物を伴っている。大滝-白泰山間では、厚いテフラ層からなる小規模な地すべり地塊も認められる。

崩積堆積物 崩積堆積物は、地すべりの滑落崖下に形成された崩積土からなる堆積物で、小規模な地塊を含み、厚いテフラ層に覆われていることが多い。崩積堆積物は、山腹や山麓において相対的な緩斜面を狭小に形成してお



第13.1図 地すべり分布と地質
地すべり堆積物以外の第四系は省略。



第13.2図 奥秩父もみじ湖北岸の地すべり

位置は秩父市（旧大滝村）滝之沢。ケバのある白線は主な滑落崖を、滑落崖下の囲んだ白線は崩積堆積物が厚く分布する位置を示す。崩積堆積物の層厚は、ボーリングデータから数m~20mを示す（堀口・松岡, 1994）。

り、しばしば畑や宅地に利用されている。

崩積堆積物は、滑落崖からの崩落した角礫や砂、その風化物である粘土からなる。一般に、数m~10数mの層厚を持つ。これらが堆積する緩斜面では、テフラ層のほか、地すべり凹地に薄い粘土層や泥炭層が堆積し、全体として褐色に風化した厚い崩積土が形成されている。例えば、白泰山から大滝に至る地域及び周辺では厚い降下テフラに覆われており、既存地すべり地塊や崩積堆積物を覆ってテフラ層起源の地すべりも多発し、崩積堆積物が厚くなっている。滝ノ沢では、その層厚は最大20mに達する（第13.2図；堀口・松岡, 1994）。一方、主な河川上流の山腹には、後期更新世末~完新世に形成されたと推定される基質をほとんど欠く角礫のみの崩積堆積物も認められる。

形成時代 崩積堆積物に挟まれた、あるいは上位を覆うテフラ層には、多くの地点で御岳第1テフラ（On-Pm1）の分布が認められる（秩父地質研究グループ, 1966；埼玉第四紀研究グループ, 1968；渋谷, 1983；埼玉県地質図編纂委員会, 1999）。そのため本地域の地すべりは少なくとも10万年前以前から発生していたと推定される。

地質と地すべりとの関係 地すべりの分布と地質との関係から判断すると、地すべりの発生は基盤岩の岩相に依存している（第13.1図）。地質構造との関係では、地すべりは受け盤、流れ盤といった基盤岩の地質構造に規制されていることが多い。

地すべりが最も多く発生している地域は、四万十帯付

加コンプレックス大滝層群の分布域である。特に、大滝から白泰山の間、荒川と中津川の間とその周辺で、地すべりの発達が顕著である（第13.1図）。この地域は周辺地域より、約300~400mほど標高が低くなっている。第5.2.3節で述べたように、大滝層群の岩相は、主に片理の発達した千枚岩、片状砂岩などから構成されており、他の付加コンプレックスの地層と比較し片理面が発達し、浸食されやすかったと考えられる。また、地層の傾斜も30~60°程度と比較的緩く、地すべりの発生を促したと推定される。大滝層群分布域は、地すべりの発生により多くの緩斜面が形成され、また山頂から山腹にかけてテフラ層（ローム層）が層厚数m~10数mと厚く堆積している（第10.2節参照）。更にテフラ層の基底面を起源とする地すべりも加わり、基盤岩とテフラ層からなる厚い崩積堆積物に覆われた地域となっている。なお大滝層群は、東西に延びる白泰山層と大洞川-大除沢断層に挟まれた地域にあるが、地すべりの発達状況からみると、これらの断層の最近の活動及び断層破碎帯を起因とした地すべりの発生は多くないと判断される。

その他、中津川層群分布域では小森川及び中津川の本流が作る谷沿い、浦山層群分布域では大血川の谷沿いに、小河内層群分布域では荒川支流の大洞川沿いで地すべりが多発している。岩相との関係でみると中津川層群両神ユニットの混在岩、浦山層群の御前山ユニット、小河内層群の古礼山・市ノ沢・八百谷ユニットで多発しており、いずれも混在岩や砂岩頁岩互層、及びそれらの破断相か

らなる地層の分布域である。また、山中白亜系の分布域では、瀬林層と石堂層との境界付近で地すべりが発生している。

甲府花崗閃緑岩体の分布域では、笠取山南方の笠取小屋の東斜面において地すべり地塊がいくつか認められる程度であり、地すべりはほとんど発達していない。

秩父盆地層群分布域では、荒川の支流や小森川沿いに分布する小鹿野町層下部の泥岩砂岩互層中で、規模の小さい地すべりがいくつか認められる。渡部・田中（1976）は、秩父盆地層群の地すべりに関して、風化帯の発達の程度が斜面崩壊の発生に関係していることを報告している。

13. 2 地 震

本地域内に震源を持つ大きな地震は知られていない。1979年5月5日に、東経139°11′北緯35°48′（秩父地域

内）、震源の深さ20kmでM=4.7の地震が起きた（宇佐見，2003）。この地震について、角田・「奥多摩地震」調査グループ（1979）はその体感震動調査を行い、その結果と地質構造との関係を考察した。なお秩父盆地周辺では、M=4~5で震源の深さ40km以浅の浅発地震がしばしば起きている（埼玉県地質図編纂委員会，1999）。

1985年3月~5月にかけて、雁坂嶺-古礼山付近の埼玉県西部と山梨県北部で、最大M=3.5、震源の深さ10km程度の小規模な群発地震が発生した（国立防災科学技術センター，1985；東京大学地震研究所，1988）。この群発地震は、南北方向に圧縮軸を持つ逆断層型である（国立防災科学技術センター，1985）。1987年8月にも、M=3.1の地震が発生した（気象庁地震予知情報課，1988）。この領域は、M=2以下、30km未満の浅発地震が頻繁に起こる地域として指摘されている（防災科学技術研究所，1996）。

文 献

- 足立久男 (1991) 関東山地における新生代の火山活動の場の変遷. 地団研専報, no.38, p.85-93.
- 足立久男・石田吉明・五日市盆地地団研グループ (1986) 2.3 関東地方中央部 4. 堆積盆地の形成過程. 日本の地質『関東地方』編集委員会編, 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 東京, p.113.
- 足立久男・雁沢夏子・方違重治・石田吉明・菊池康治・小泉 潔・岡野裕一 (1989) 甲府盆地の北方に分布する後期中新世の火砕岩層. 地団研専報, no.36, p.59-72.
- 足立久男・竹越 智・岡野祐一・小幡喜一・村松敏雄・秩父盆地地団研グループ (1998) 秩父堆積盆地における新第三系下部層のフィッシュトラック年代. 地球科学, vol.52, p.408-411.
- 足立久男・小泉 潔・岡野裕一・石田吉明 (1999) 埼玉県王冠地域における後期中新世の火山性陥没盆地. 埼玉県自然史博物館研報, no.17, p.13-21.
- 赤嶺俊輔 (2008) 地質研修会報告-浦山・滝沢ダム岩盤斜面変位対策について. 石灰石, vol.355, p.76-79.
- Arai, J. (1955) A peculiar sand-pipe from the Chichibu Basin. *Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist.*, no.5, p.1-7.
- Arai, J. (1957) Preliminary remarks on some sedimentary structures observed in the Tertiary formations of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist.*, no.7, p.67-84.
- Arai, J. (1958) Types of sedimentary structures observed in the Tertiary formations of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Mem. Publ. Commen. Prof. H. Fujimoto's Sixtieth Birthday*, p.224-231.
- Arai, J. (1960) The Tertiary system of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, central Japan, Part 1; Sedimentology. *Japan. Soc. Prom. Sci. Res.*, Tokyo, p.1-122.
- Arai, J. (1967) The foraminiferal genus *Lepidocyclina* in the Tertiary deposits of the Chichibu basin, Saitama Prefecture, Japan. *Prof. H. Shibata Mem. Vol.*, p.383-388.
- 新井重三 (1977) 埼玉県地学のガイド. 地学のガイドシリーズ 4, コロナ社, 東京, 308p.
- 新井重三・長沼幸男 (1975) 山中部溝帯東部地域における下部白亜系の堆積学的研究. 埼玉大教育紀要(数学・自然科学), vol.23, p.17-32.
- Bassionot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Qudelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Rev.*, vol.126, p.91-108.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, O. and Renz, H. H., eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossil* (Geneva, 1967), E. J. Brill, Leiden, vol.1, p.199-421.
- 防災科学技術研究所 (1996) 東京周辺の浅発地震活動. 地震予知連絡会誌, vol.56, p.120-123.
- 秩父盆地地団研グループ (1999) 秩父盆地に分布する新第三系最下部の層序と構造. 地球科学, vol.53, p.175-189.
- 秩父盆地地団研グループ (2004) 堆積盆地の発生・発達過程の研究-秩父盆地西縁における解析-. 地球科学, vol.58, p.279-294.
- 秩父地質研究グループ (1966) 秩父演習林付近の地質. 演習林, no.16, p.73-85.
- 秩父地団研グループ (1963) 秩父の地質 (概報). 地球科学, no.68, p.18-19.
- 秩父市・秩父商工会議所 (2009) やさしいみんなの秩父学 [自然編]. さきたま出版会, 埼玉, 206p.
- 千代田厚史 (1994) 秩父盆地の中新統子の神砂岩層産の穿孔貝による化石棲管について. 化石研究会会誌, vol.26, p.53-60.
- 中央開発株式会社 (1992) 岩石年代測定結果集 (1). 社内技術資料, no. 92-1, 43pp.
- Engebretson, D., Cox, A. and Gordon, R.G. (1985) Relative plate motions between ocean and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper, no.206, p.1-59.
- Fabbri, O., Faure, M. and Charvet, J. (1990) Back-thrusting in accretionary prism: microtectonic evidence from the Cretaceous - Lower Tertiary Shimanto belt of southwest Japan. *Jour. SE. Asian Earth Sci.*, vol.4, p.195-201.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 256p.
- 藤本治義 (1939) 関東山地の鳥ノ巣統に就いて. 矢部教授還暦記念論文集, vol.1, p.457-479.
- 藤本治義 (1949) 多摩川流域の中生層. 地質雑, vol.45, p.116-117.
- 藤本治義・鈴木道夫 (1969) 奥秩父荒川支流大洞川流域の地質. 秩父自然科博研報, vol.15, p.1-18.
- 藤本治義・河田喜代助・宮沢俊彌・森川六郎・新井房夫・高野 貞・吉田三郎・原 清文・田附治夫・間遠治孝 (1950) 奥秩父の地質学的研究. 秩父自然科博研報, vol.1, p.1-28.
- 藤本治義・宮澤俊弥・河田茂磨・金田光弘 (1957) 奥秩父-秩父鉱山付近の地質と鉱床. 日本地質学会 64 年学術大会見学旅行案内書, 31p.
- 藤本丑雄・柴田秀賢・吉竹 博・大木靖衛 (1958) 山梨県小鳥山付近の地質及び深成岩類. 地質雑. vol.64, p.250-257.
- Furukubo, M., Tonishi, K., Sashida, K. and Igo, H. (1985) Biostratigraphy of the Middle Jurassic Radiolaria in the south zone of the Chichibu Terrain in the Kanto Mountains, Central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, vol.11, p.27-31.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 589p.
- Hara, H. and Hisada, K. (1998) The Otaki and Ogochi Groups revised - Reconstruction of thermal structure of the Shimanto Supergroup in the Kanto Mountains, central Japan -. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol.19, p.43-60.
- 原 英俊・久田健一郎 (2005) 関東山地三峰地域, 南部秩父帯・四万十帯付加コンプレックスの変成年代: 千枚岩中のイライトの K-Ar 年代. 地質雑, vol.111, p.217-223.

- Hara, H. and Hisada, K. (2007) Tectono-metamorphic evolution of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, central Japan: Constraints from a fluid inclusion analysis of syn-tectonic veins. *Island Arc*, vol.16, p.57-68.
- Hara, H. and Kurihara, T. (in press) Tectonic evolution of low-grade metamorphosed rocks of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, Central Japan. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2009.11.017.
- 原 英俊・久田健一郎・木村克己 (1998) イライト結晶度からみた関東山地秩父帯・四万十帯の古地温構造. 地質雑, vol.104, p.705-717.
- 原 英俊・檀原 徹・岩野英樹 (2007) 関東山地三峰地域, 四万十帯付加コンプレックスのフィッシュン・トラック年代からみた冷却過程. 地質雑, vol.113, p.73-76.
- 橋本光男・黒田吉益・木村治郎 (1954) 山梨県神金村の石英閃緑岩の接触帯にみられる現象について. 国立科学博物館研究報告, vol.1, p.30-34.
- 早川千尋 (1930) 秩父盆地第三紀層について. 地質雑, vol.37, p.185-209.
- 平社定夫・石田吉明・小泉 潔・倉川 博・武藤博士・小幡喜一・三谷 豊 (2002) 秩父盆地桜井層 (中新統) のリップルマークとその形成環境. 地球科学, vol.56, p.347-358.
- 昼間 明・久津間文隆・町田明夫・竹越 智 (1985) 荒川本流河道状況図 (22 葉). 埼玉県.
- 久田健一郎 (1984) 関東山地南部芦ヶ久保一鴨沢地域の中・古生層. 地質雑, vol.90, p.139-156.
- 久田健一郎・岸田容司郎 (1986) 関東山地西部の浜平層群—ジュラ系—下部白亜系付加体の発達過程—. 地質雑, vol.92, p.569-590.
- Hisada, K., Ueno, H. and Igo, H. (1992) Geology of the Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary complex of the Mt. Ryokami area in the Mountains, central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Section B*, vol.13, p.127-151.
- 久田健一郎・小池敏夫・棚瀬充史・中山俊雄 (2003a) 東京都奥多摩地域地質図. 東京都土木技術研究所.
- 久田健一郎・小池敏夫・棚瀬充史・中山俊雄・高島清行・伊与田紀夫・上野 光・八木信幸・原 英俊・奥澤康一・兼松 亮・堀内 悠・徳嶺庄一郎 (2003b) 東京都奥多摩地域の地質. 東京都土木技術研究所年報, p.333-348.
- 堀口万吉 (1975) 日曜の地学—新・埼玉の地質をめぐって. 築地書館, 東京, 258p.
- 堀口万吉 (1980) 埼玉県の地形と地質. 埼玉縣市町村誌第20巻 総説編, 附図 (地質図), 埼玉県地域総合調査会編, 埼玉県教育委員会, 274-325.
- 堀口万吉 (1987) 日曜の地学1 埼玉の自然をたずねて. 築地書館, 東京, 273p.
- 堀口万吉 (2000) 日曜の地学1 埼玉の自然をたずねて 新訂版. 築地書館, 東京, 234p.
- 堀口万吉・松岡喜久次 (1994) 第一編 地形・地質編. 秩父滝沢ダム水没地域総合調査報告書, 上巻自然編, 滝沢ダム水没地域総合調査会編, p.27-54.
- 兵頭 浩 (1986) 秩父盆地新第三系の地質と古地磁気. 静岡大学地球科学研報, no.12, p.115-152.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N. (1986) Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since Middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol.38, p.335-348.
- Ichise, M. (2008) Stratigraphy of Lower Cretaceous System in the Jikkoku Pass Area, Western Kanto Mountains, Japan. *Earth Evolution Sci., Univ. Tsukuba*, vol.2, p.39-65.
- 一瀬めぐみ・田中 均・高橋 努・宮本隆実・川路芳弘 (2002) 山中地溝帯東域の下部白亜系から産出したテラス型動物群の発見とその意義. 地質雑, vol.108, p.663-670.
- 猪郷久義 (1972) 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑, vol.81, p.142-151.
- 猪郷久義・指田勝男・久田健一郎・大和田清隆 (1984) 関東山地秩父帯中・南部及び四万十帯の層相. 日本地質学会第91年学術大会見学旅行案内書, p.21-38.
- 井尻正二・小川賢之輔・高沢松逸・和田 信 (1950) 秩父盆地の第三系. 国立科学博物館研究報告, no.28, p.1-68.
- 今井秀喜・河井興三・宮沢俊弥 (1973) 日本地方鉱床誌関東地方. 朝倉書店, 518p.
- 石田直人 (2004) 関東山地南東部, 檜原地域の秩父累帯南帯中生界の岩相層序とジュラ紀新世放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.13, p.89-109.
- Ishihara, S. (1979) Kappameter KT-3 and its application for some volcanic rocks in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.30, p.513-519.
- Ishihara, S., Terashima, S. and Tsukimura, K. (1987) Spatial distribution of magnetic susceptibility and ore elements, and cause of local reduction on magnetite-series granitoids and related ore deposits at Chichibu, central Japan. *Mining Geol.*, vol.37, p.15-28.
- 石井 醇 (1962) 関東山地奥秩父中津川流域の上部古生層. 秩父自然科博研報, no.11, p.1-21.
- 石井 醇・荒木 晁 (1989) 王冠層. 東京学芸大学紀要第4部門, vol.41, p.183-190.
- 石井 醇・松川正樹 (1980) 関東山地奥秩父の大ガマタ層. 東京学芸大学紀要第4部門, vol.32, p.195-207.
- 石井 醇・高橋 修 (1989) 関東山地奥秩父三峰付近の秩父帯—四万十帯境界. 東京学芸大紀要4部門, vol.41, p.191-199.
- 石井 醇・高橋 修 (1991) 秩父盆地南西縁部に分布する第三系礫岩層. 埼玉県立自然史博物館研報, no.9, p.21-29.
- 石井 醇・高橋 修・橋本京子 (1991) 秩父地方の秩父中 (古) 生層地域における地すべり地形の分布と岩質・地質構造との関係. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no.9, p.31-40.
- 石井 求 (1961) 奥秩父荒川小屋附近の石英閃緑岩の接触変成作用. 地球科学, no.35, p.9-16.
- 石田 高 (1962) 甲府盆地東方山地の地質 (その1). 山梨大学学芸学部研究報告, no.13, p.166-169.
- 石田 高 (1964) 甲府盆地東方山地の地質 (その2). 山梨大学学芸学部研究報告, no.15, p.156-160.
- 石田 高・角田謙朗 (1982) 甲府深成岩中の火山岩岩脈群 (峡東岩脈群). 山梨大学教育学部研究報告, no.33, p.102-108.
- Ito, M. and Matsukawa, M. (1997) Diachronous evolution of third-order depositional sequences in the Early Cretaceous forearc basins: shallow marine and paralic successions in the Sanchu and Choshi Basins, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.48, p.60-75.
- Ito, H., Sorkhabi, R.B., Tagami, T. and Nishimura, S. (1989) Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan: new evidence from fission-track analysis of

- zircon. *Tectonophysics*, vol.166, p.331-344.
- IUGS Subcommission (1973) Plutonic Rocks, classification and nomenclature recommended by IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol.18, p.26-30.
- 伊与田紀夫・指田勝男・猪郷久義 (1984) 関東山地小河内層群より後期白亜紀放射状化石の産出. 地質雑, vol.90, p.415-416.
- Iyota, N., Hisada, K., Sashida, K. and Igo, H. (1994) The Ogochi Group of the Shimanto Terrane in the Kanto Mountains, central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol.15, p.47-69.
- 岩井四郎 (1947) 山中地溝帯東域の地質. 科博研究報告, vol. 19, p.1-18.
- 岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義 (1984) 長野県南佐久郡南相木村御座山付近の秩父帯より白亜紀放射状化石の発見. 地質雑, vol.90, p.349-352.
- 岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義 (1989) 関東山地北西部, 長野県南佐久郡北相木-川上地域の中生界. 地質雑, vol.95, p.733-753.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (2000) 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会, 349p.
- 兼岡一郎・石田 高・長尾敬介 (1993) 甲府盆地東部の岩脈群 (峽東岩脈群) の活動時期, K-Ar 年代測定に基づいた推定. 火山, vol.38, p.57-61.
- Kanno, S. (1958) Paleogene megafossil zones in the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Mem. Publ. Commen. Prof. H. Fujimoto's Sixtieth Birthday*, p.304-311.
- Kanno, S. (1960) The Tertiary system of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Central Japan, Part 2; Paleontology. *Japan. Soc. Prom. Sci. Res.*, Tokyo, p.123-396.
- 菅野三郎 (1980) 関東山地の第三系, (5) 秩父盆地. 猪郷久義・菅野三郎・新藤静夫・渡部景隆編著, 日本地方地質誌, 関東地方 (改訂版), 朝倉書店, 東京, p.92-101.
- 関東火山灰グループ (2001) 多摩 I ローム層の鉱物組成とテフラの対比. 地球科学, vol.55, p.23-36.
- 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.
- Kato, Y. (1968) Petrology of the Tertiary granitic rocks around Kofu Basin, central Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, vol.10, p.241-312.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層. 東京大学出版会, 437p.
- 川村宜央・指田勝男 (2004) 山中白亜系東縁部から産する白亜紀放射状化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.13, p.167-180.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV), 東北日本の花崗岩類. 岩鉱, vol.56, p.41-55.
- 君波和雄・宮下純夫 (1992) 上部白亜系四万十累層群槇峰層 (九州) 中の緑色岩の産状と化学組成. 地質雑, vol.98, p.391-400.
- Kiminami, K., Miyashita, S. and Kawabata, K. (1994) Ridge collision and *in situ* greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc*, vol.3, p.103-111.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) (CD-ROM 版). 地質調査所.
- 気象庁地震予知情報課 (1988) 東海・南関東地域の地震活動 (1987 年 5 月-10 月). 地震予知連絡会誌, vol.39, p.221-227.
- 清田 馨・松山文彦 (2001) 埼玉県秩父郡大滝村中津の eulytite. 地学研究, vol.49, p.195-200.
- 小林和夫・生沼 郁 (1961) 秩父盆地第三紀層の粘土鉱物組成. 地質雑, vol.67, p.284-291.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967) 御嶽火山第一浮石層 - 御嶽火山第一浮石層の研究 その 1-. 地質雑, vol.73, p.291-308.
- Koike, T., Igo, H., Takizawa, S. and Kinoshita, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese Island by the conodont biostratigraphy Part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.165-168.
- 小池敏夫・池崎文也・岡村 晋・高島清行 (1980) 関東山地各地の層序ならびに地質構造. 昭和 54 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 「日本列島北部における地相斜及び構造帯区分の再検討」研究成果報告書, p.77-86.
- 小泉 潔 (1991) 山中地溝帯東半部に分布する白亜系の層序と地質構造. 地質雑, vol.97, p.799-815.
- 国立防災科学技術センター (1985) 1985 年 3 月-5 月山梨県北部の群発地震活動. 地震予知連絡会誌, vol.34, p.111-114.
- 小俣新重郎 (2002) 秩父地方における長柱状石灰岩体の平面すべりとその対策. 地すべり, vol.39, p.104-110.
- 小坂和夫 (1992) 甲府盆地周辺における花崗岩類の風化の産状. 日本大学文理学部自然研究紀要, no.27, p.63-70.
- Kosaka, K. and Shimizu, M. (1999) Delineation of deformation grades of low-strain granitoids using assemblages of elementary deformation textures. *Jour. Struct. Geol.*, vol.21, p.1525-1534.
- Kosaka, K., Shimizu, M. and Takizawa, S. (1999) Late- to post-magmatic deformation of the Miocene Tokuwana granodiorite central Japan. *Resource Geol.*, vol. 20, p.211-219.
- 小菅康寛・山田 隆 (1990) 秩父鉱山探訪, その 3 中津鉱床. 水晶, vol.4, p.6-11.
- 黒田 隆・川村智喜・森崎 充 (2006) 二瀬ダム麻生地区地すべりに関する大口径極厚鋼管杭の施工例. 日本地すべり学会誌, vol.43, p.75-80.
- Latt, K.M. (1990) The Tertiary Chichibu Basin: its sedimentation and tectonic development. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol.11, p.23-68.
- Latt, K.M. and Sato, T. (1987) Syndepositional faulting in the Tertiary Chichibu Basin. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no.13, p.92-95.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral Magazine*, vol.61, p.295-321.
- Liyanage, A.N., Hisada, K., Miyano, T. and Suzuki, Y. (1989) Evidence for high pressure metamorphism in some rocks from Otaki Group of Shimanto Complex, Oku-Chichibu region, Kanto Mountains. *Abstracts, the 96th Annual Meeting of the Geological Society of Japan*, p.595.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島と

- その周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・鈴木正男 (1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年-フィッシュン・トラック法による試み-. 科学, vol.41, p.263-270.
- 町田瑞男 (1985) 関東山地で発見された軽石層について. 埼玉県自然史博物館研報, no.3, p.55-57.
- 町田瑞男 (1996) 関東山地荒川上流の斜面堆積物-八ヶ岳川上テフラと御岳第1テフラ-. 第四紀露頭集-日本のテフラ, p.186, 日本第四紀学会, 東京.
- 町田瑞男・磯田亮洋 (1983) 関東平野西縁, 秩父盆地の第四紀地史. 埼玉県立自然史博物館研報, no.1, p.51-66.
- 町田 貞・井口正男 (1952) 秩父盆地の段丘地形. 地理学評論, vol.25, p.221-229.
- Majima, R., Shibasaki, T. and Nakashima, R. (1996) First occurrence of *Mytilus tichanovitchi* Makiyama from the Miocene Chichibu Basin, central Japan. *Prof. H. Igo Commem. Vol.*, p.147-153.
- 牧本 博・竹内圭史 (1992) 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 万場町誌編さん委員会 (1994) 万場町誌. 群馬県, 1350p.
- Maruyama, S. (1997) Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *Island Arc*, vol.6, p.121-142.
- 松原秀樹 (1966) 山梨県金峯山地城の花崗岩類とペグマタイト, 地質調査所月報, vol.79, p.543-550.
- 松川正樹 (1977) 山中 “地溝帯” 白亜系東域の地質. 地質雑, Vol.83, p.115-126.
- 松川正樹 (1979) 山中 “地溝帯” の白井層に関する問題点. 地質雑, vol.85, p.1-9.
- 松川正樹 (1980) 山中 “地溝帯” 白亜系白井層より産出した *Protocardia ibukii* Nakazawa et Murata とその意義. 地質雑, vol.86, p.45-46.
- Matsukawa, M. (1983) Stratigraphy and sedimentary environments of the Sanchu Cretaceous, Japan. *Mem. Ehime Univ., Ser D*, vol. 9, p.1-50.
- 松川正樹・恒岡利治 (1993) 西南日本外帯下部白亜系の堆積環境と古地理-アンモナイトなどの軟体動物化石と恐竜に基づく古生物地理からのアプローチ. 地質学論集, no.42, p. 151-165.
- 松丸国照 (1977) 関東山地北縁-北東縁の新第三系の層序. 地質雑, vol.83, p.213-225.
- Matsumaru, K. (1980) Note on a new species of *Miogypsina* from Japan. *Prof. S. Kanno Mem. Vol.*, p.213-219.
- 松丸国照 (1981) 関東山地東北部の大霧山-登谷山上昇地塊および武甲山-有間山上昇地塊について. 埼玉大教育紀要, vol.30, p.29-36.
- Matsumaru, K., Matsuo, Y. and Kishi, R. (1982) Miocene foraminifera from the Chichibu Basin and the south Hiki Hill, Saitama Prefecture, Japan. *Jour. Saitama Univ. Fac. Educ. (Mathematics and Natural Science)*, vol.31, p.39-63.
- 松本哲一・太田 靖・星住英夫・高橋 浩・西岡芳晴・三宅康幸・角田謙朗・清水正明 (2007) 日本列島における年代未詳岩石の K-Ar 年代測定. 地質調査所研究報告, vol.58, p.33-43.
- 松本達郎・小畑郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no.31, p.1-26.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, vol.104, no.634-653.
- 三村弘二 (1971) 甲府盆地北縁における鮮新-洪積世火山活動, 水が森火山岩類の火山活動について. 地質雑, vol.77, p. 375-388.
- 三村弘二・山田直利 (1972) 東山梨火山-深成複合岩体 (要旨). 火山, vol.17, p.32.
- 三村弘二・加藤祐三・片田正人 (1984) 御岳昇仙峡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 61p.
- 都城秋穂 (1965) 変成岩と変成帯. 岩波書店, 458p.
- Miyashita, A. and Itaya, T. (2002) K-Ar age and chemistry of phengite from the Sanbagawa schists in the Kanto Mountains, central Japan, and their implication for exhumation tectonics. *Gondwana Research*, vol.5, p.837-848.
- 森川六郎 (1971) 秩父山地の鉱泉について. 秩父自然科学博物館研報. no.16, p.1-20.
- Morita, H. (1970) Geology and petrology of the Kofu granitic body. *Master Thesis. Univ. Tokyo*, 77p.
- 長沼幸男・菅野三郎 (1995) 秩父盆地西北隅の新第三系の地質-特に馬上礫岩層と白沙層との同時異相を中心として-. 埼玉県立自然史博物館研報, no.13, p.1-11.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫 (1998) 20万分の1地質図幅「長野」. 地質調査所.
- 中谷 進 (1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol.11, p.305-317.
- 日本地質学会 (2008) 関東地方. 日本地方地質誌, 朝倉書店, 東京, 570p.
- 日本鉱業協会 (1965) 日本鉱床総覧 (上巻). 日本鉱業協会, 581p.
- 日本の地質「中部地方 I」編集委員会 (1988) 日本の地質「中部地方 I」. 共立出版, 東京, 332p.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会 (1986) 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 東京, 335p.
- 西宮克彦・木下新一 (1991) 20万分の1山梨県防災地質図・附図説明書. 25p.
- 西宮克彦・山際延夫 (1971) 山梨県丹波山村青岩谷よりサンゴ化石の発見. 地質雑, vol.77, p.791-792.
- Nishimiya, K. and Yamagiwa, N. (1973) Coral fossils from the Kosode Formation, Yamanashi Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.89, p.15-23.
- Obata, I., Matsukawa, M., Tsuda, H., Futakami, M. and Ogawa, Y. (1976) Geological age of the Cretaceous Ishido formation, Japan. *Bull. Natl. Sci. Mus., Ser. C*, vol.2, p.122-138.
- Ogawa, Y., Hisada, K. and Sashida, K. (1988) Shimanto Supergroup in the Kanto Mountains - A review. *Modern Geol.*, vol.12, p.127-146.
- 大平寛人・秩父盆地団体研究グループ (2006) 秩父堆積盆地北縁における新第三系下部層の FT 年代. 地球科学, vol.60, p.325-331.
- 大久保雅弘・堀口万吉 (1969) 5万分の1地質図幅「万場」および同説明書. 地質調査所, 66p.
- 大森昌衛・石田吉明・小幡喜一・秩父盆地リップルマーク調査グループ (1992) 秩父盆地の桜井層 (中新統) 産の生痕化石群について. 埼玉県立自然史博物館研報, no.10, p.55-

- 69.
- 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」. 産総研地質調査総合センター.
- 小澤智生・小林文夫 (1985) 関東山地南部の中・古生界の層序と地質構造. 兵庫教育大研究紀要 (自然系教育, 生活, 健康系教育), vol.6, p.103-141.
- 埼玉県 (1954) 20 万分の 1 埼玉県地質図及び同説明書. 埼玉県. 44p.
- 埼玉県 (1978) 土地分類基本調査. 三峰・金峰山 (5 万分の 1), 42p.
- 埼玉県 (1986) 新編埼玉県史 別編 3 自然. 560p.
- 埼玉第四紀研究グループ (1968) 奥秩父・三峯付近のローム層について. 埼玉大紀要自然科学編, vol.4, p.1-8.
- 埼玉県地質図編纂委員会 (1998) 埼玉県地質図 (山地・丘陵地). 埼玉県農林部林務課.
- 埼玉県地質図編纂委員会 (1999) 埼玉県地質図 (山地・丘陵地) 解説書. 埼玉県農林部林務課, 242p.
- 埼玉県衛生部 (1970) 埼玉県鉱泉調査報告. 埼玉県. 29p.
- 埼玉県農林部林務課 (1968) 埼玉県秩父・入間・比企地方の地質. 89p.
- 埼玉県立自然史博物館 (2004) 埼玉・大地のふしぎ. 埼玉新聞社, 埼玉. 164p.
- Saito, K. and Kato, K. (1996) A high density sampling K-Ar dating of the Kinpu-San plutonic body and the initiation of the Phillipine Sea plate subduction. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 48, p.233-246.
- Saito, K., Takahashi, M. and Onozuka, N. (1996) A K-Ar investigation of the Chichibu quartz diorite and some discussions on its cooling history. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol.48, p.1103-1109.
- Saito, K., Kato, K. and Sugi, S. (1997) K-Ar dating studies of Ashigawa and Tokuya granodiorite bodies and plutonic geochronology in the South Fossa Magna, central Japan. *Island Arc*, vol.6, p.158-167.
- Saito, S., Arima, M., Nakajima, T. and Kimura, J. (2004) Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic Complex, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol.99, p.104-117.
- Saito, S., Arima, M. and Nakajima, T. (2006) Hybridization of a Shallow 'I-type' granitoid pluton and its host migmatite by magma-chamber wall collapse: the Tokuya pluton, central Japan. *Jour. Petrology*, vol.48, p.79-111.
- Saito, S., Arima, M., Nakajima, T., Misawa, K. and Kimura, J. (2007) Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, central Japan. *Jour. Petrology*, vol.48, p.1761-1791.
- 坂 幸恭・小泉 潔 (1977) 山中部溝帯東部の白亜系, 三山層の層序と古流系-古流系復元に関する問題点一. 地質雑, vol.83, p.289-300.
- 酒井 彰 (1987) 五日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75p.
- 酒井 彰 (2007) 青梅地域の地質. 第 4 章 四十帯の堆積岩コンプレックス. 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.31-36.
- 榎原 仁 (1997) 上野村誌 地形・地質・気象. 上野村教育委員会編, 群馬, 138p.
- 坂本大輔・高橋 努・加登住 誠・一瀬めぐみ (2002) 関東山地山中部溝帯下部白亜系の“南列の地層”から産出する二枚貝化石. 熊本地学会誌, no.131, p.2-9.
- 坂本 治 (1987) 秩父盆地産海生哺乳類とその産出状況. 日本産海生哺乳類化石の研究, 昭和 61(1986) 年度文部省科学研究費補助金 総合研究 (A) 報告書, p.12-14.
- 坂本 治 (1988) 秩父盆地北東縁部に産出した *Paleoparadoxia* の中足骨. 日本産海生哺乳類化石の研究, 昭和 62(1987) 年度文部省科学研究費補助金 総合研究 (A) 報告書, p.105-106.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡 重文・広島俊男・駒沢正夫・村田泰章 (1987) 20 万分の 1 地質図幅「東京」. 地質調査所.
- Sashida, K. (1983) Lower Triassic radiolaria from the Kanto Mountains, central Japan Part 1: Palaeosцениdiidae. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.131, p.168-176.
- Sashida, K. (1991) Early Triassic radiolarians from the Ogamata Formation, Kanto Mountains, central Japan. Part 2. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.161, p.681-696.
- Sashida, K., Igo, Hy., Igo, Hh., Takizawa, S. and Hisada, K. (1982) On the occurrence of Jurassic radiolarians from the Kanto region and Hida Mountains, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no.8, p.74-77.
- Sashida, K., Igo, H., Hisada, K., Tonishi, K., Iyota, N. and Iwasaki, T. (1984) Cretaceous radiolarians from the Kanto Mountains, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no.10, p.106-110.
- Sato, K. (1991) Miocene granitoid magmatism at the island arc junction, central Japan. *Modern Geology*, vol.15, p.367-399.
- 佐藤興平・石原瞬三 (1983) 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地質調査所月報, vol.34, p.413-427.
- 佐藤 剛 (1957) 甲府盆地北方山地の火成岩について. 山梨大学学芸学部研報, no.8, p.162-165.
- Sato, T., Takizawa, S., Kuwahara, T., Sashida, K., Hisada, K., Aono, H., Fuseya, M. and Arakawa, Y. (1981) Exotic nappes of probably sliding origin in the South Belt of the Kanto Mountains. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no.7, p.56-59.
- 佐藤良昭 (1955) 秩父盆地赤平層 (第三系) の重鉱物組成. 地質雑, vol.61, p.583-588.
- 柴田秀賢 (1967) 日本岩石誌 II, 深成岩, 朝倉書店, 377p.
- 柴田秀賢・北村幸雄 (1944) 秩父中津峡の石英閃緑岩接触部における含紫蘇輝石岩類. 東京文理科大学地質教室研究報告, no.1, p.87-106.
- 柴田秀賢・藤本丑雄・大木靖衛 (1960) 甲府盆地東南部の花崗岩類について. 地質雑, vol.66, p.170-178.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二 (1984) 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, vol.35, p.19-24.
- 渋谷 紘 (1983) 秩父山地の火山灰層について. 埼玉県立自然史博研報, no.1, p.67-74.
- 清水文健・桧垣大助・八木浩司・井口 隆・大八木規夫 (2001) 地すべり地形分布図 第 13 集「甲府」1:50,000. 防災科研研究資料. no.211.
- Shimizu, M. (1986) The Tokuya batholith, central Japan: an example of ilmenite-series and magnetite-series granitoids in a batholith.

- Univ. Mus., Univ. Tokyo, Bull., vol.28, p.1-145.
- 清水正明・山名 智 (1983) 徳和深成岩のストロンチウム同位体組成について. 三鉱学会 (弘前大学) 講演要旨集, A-38, p.47.
- Shimizu, M., Shikazono, N. and Tsunoda, K. (1995) Sulphur isotopic characteristics of hydrothermal mineral deposits in the southern Fossa Magna region after Middle Miocene age. *Mem. Fac. Educ., Yamanashi Univ.*, no.46, p.40-48.
- 清水長正 (1983) 秩父山地の化石周氷河斜面. 地理学評論, vol.56, p.521-534.
- 清水長正 (1992) 周氷河斜面と更新世火山灰の分布からみた最終氷期の周氷河帯一非周氷河帯境界. 地理学評論, vol.65, p.158-167.
- 清水康守・堀口萬吉 (1994) 関東平野西部の多摩ローム層について. 埼玉大学紀要 自然科学篇, vol.29, p.107-119.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.36, p.359-362.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本亨・駒沢正夫・広島俊男 (1991) 20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- 鈴木毅彦 (2000) 埼玉県秩父盆地に分布するテフラとその考古編年上の意義. 月刊地球, vol.22, p.687-692.
- Takahashi, K. and Saito, K. (1997) Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *Island Arc*, vol.6, p.168-182.
- 高橋正樹 (1986) マグマ活動から見た南部フォッサマグナ地域の「衝突」テクトニクス. 月刊地球, no.8, p.586-590.
- Takahashi, M. (1989) Neogene granitic magmatism in the South Fossa Magna collision zone, central Japan. *Modern Geology*, vol.14, p.127-143.
- 高橋雅紀 (1992) 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置. 埼玉県立自然史博物館研報, no.10, p.29-45.
- 高橋雅紀 (2008) 3.2.2 秩父盆地. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.143-152.
- Takahashi, M. and Nomura, S. (1989) Paleomagnetism of the Chichibu quartz diorite: constraints on the time of lateral bending of the Kanto syntaxis. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol.41 p.479-489.
- 高橋雅紀・長濱裕幸・田中裕一郎 (1989) 石灰質ナンノ化石からみた秩父盆地新第三系最下部の地質時代. 化石, vol.46, p.1-9.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野西縁の地震波探査記録の地質学的解釈—とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長—. 地質雑, vol.112, p.33-52.
- Takahashi, O. (1999) Polyphase accretionary tectonics in the Jurassic to Cretaceous accretionary belts of central Japan. *Island Arc*, vol. 8 p.349-358.
- Takahashi, O. (2000) Tectonostratigraphic study of the Chichibu and Shimanto Belts in the Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.106, p.836-852.
- 高橋 修・石井 醇 (1992) 関東山地四万十帯の大滝層群—関東山地四万十帯白亜系の変形過程とデュープレックス構造—. 埼玉自然史博物館研報, no.10, p.11-28.
- Takahashi, O. and Ishii, A. (1995) Radiolarian assemblage-zones in the Jurassic and Cretaceous sequence in the Kanto Mountains, central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Earth Planet. Sci.*, vol.24, p.49-85.
- 高橋 修・今井秀男・石井 醇 (1989) 関東山地大滝層群から白亜紀放射虫化石の産出. 地質雑, vol.95, p.483-485.
- 高橋 修・大湖友紀子・石井 醇・岡村三郎 (1993) 秩父盆地中新統礫岩と基盤の運動. 埼玉県立自然史博研報, no.11, p.37-55.
- 高岡善成 (1953) 日原川流域の地質学的研究 (予報). 桐朋学報, no.20, p.35-40.
- 高岡善成 (1954) 多摩川流域の御前山層について. 東京教育大地誌研報, no.3, p.29-42.
- 高岡善成 (1959) 東京都西多摩郡秋川流域の御前山層に *Kahlerina KOCHANSKY-DEVIDE*, 1955 の発見. 地質雑, vol.65, p.570.
- 高島清行・小池敏夫 (1984) 関東山地東南部, 御前山-五日市地域の中生界の層序と地質構造. 横浜国立大学理科紀要第 2 類 生物学・地学, vol.31, p.29-49.
- Tanaka, H. and Saka, Y. (1993) Block rotation by basement strike-slip faulting in the Sanchu graben, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol.15, p.1021-1032.
- 武井明朔 (1963) 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造. 地質雑, vol.69, p.130-146.
- 武井明朔 (1964) 山中地溝帯白亜系から *Inoceramus* の発見. 地質雑, vol.70, p.351-352.
- 武井明朔 (1990) 関東山地の断層系について. 埼玉県立自然史博研報, no.8, p.33-42.
- 武井明朔・岡野裕一 (2007) 秩父盆地の中新統から堇青石黒雲母片麻岩礫の発見. 地球科学, vol.61, p.63-65.
- 武井明朔・小池美津子・駒井 潔・平社定夫・矢口裕之 (1987) 第 2 節 荒川本流の堆積物. 第 3 章 荒川の自然現況, 荒川総合調査報告書 1 『荒川自然』, p.285-312, 埼玉県.
- 田代正之 (1990) 山中の三山層からの二枚貝化石. 高知大学術研報 (自然科学), vol.39, p.29-37.
- 田代正之 (1994) 二枚貝群集から見た西南日本の白亜紀のテクトニクス. 高知大学術研報 (自然科学), vol.43, p.43-54.
- 田代正之 (2000) 本邦白亜紀動物群の特性とその分布からみた内帯と外帯の構造. 地団研専報, no.49, p.23-36.
- 寺部和伸・松岡 篤 (2009) 関東山地秩父累帯の山中白亜系瀬林層より産出したパレミアン期テチス型二枚貝群集. 地質雑, vol.115, p.130-140.
- 東京大学地震研究所 (1988) 山梨県北部における群発地震活動. 地震予知連絡会誌, vol.34, p.115-120.
- 東京科学博物館地学部 (1942) 秩父盆地の地質について. 地球の科学, 季刊, no.1, p.21-30.
- 東京都 (1994) 土地分類基本調査. 秩父・五日市・三峰・丹波 (5 万分の 1), 91p.
- 角田史雄・小鹿野団体研究会 (1978) 秩父盆地に分布する中新統基底帯—特に *Paleoparadoxia tabatai* 産出層準—の層相と層序について. 埼玉大教養部紀要 (自然科学編), no.14, p.129-138.
- 角田史雄・「奥多摩地震」調査グループ (1979) 「奥多摩地震」の地質学的検討 (概報). 埼玉大学教養部紀要 (自然科学編), vol.15, p.13-17.
- 角田謙朗 (1971) 甲府北部深成岩体中の斑糲岩-閃緑岩複合岩

- 体について. 山梨大学教育学部研究報告, no.22, p.255-259.
- 角田謙朗 (1989) 甲府北部深成岩類について (その7) 一笛吹川上流域の小烏山花崗閃緑岩一. 山梨大学教育学部研究報告, no.40, p.71-76.
- 角田謙朗 (2003) 四万十累帯とグリーンタフ地域の境界領域における貫入岩の岩石学的・地球化学的研究. 博士論文, 富山大学.
- 角田謙朗・清水正明 (1984) 甲府北部深成岩類について (その4), 御岳昇仙峽花崗岩中のさくろ石の化学組成. 山梨大学教育学部研究報告, vol.35, p.102-110.
- 角田謙朗・清水正明 (1995) 山梨県乙女鉱床末広脈における鉱化作用. 資源地質, vol.45, no.111-120.
- 角田謙朗・西戸裕嗣・清水正明 (1992) 甲府盆地周縁の花崗岩類に伴う鉱床の K-Ar 年代. 資源地質, vol.42, p.147-153.
- 角田謙朗・清水正明・西戸裕嗣 (1993) 赤石山地北東端に位置する国界橋深成岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, vol.88, p.478-484.
- 角田謙朗・加々美寛雄・清水正明 (2009) 甲府盆地周縁に分布する花崗岩類の成因: Sr, Nd 同位体組成からの検討. MAGMA, 火成作用研究会, no.90, p.21-51.
- 通産省資源エネルギー庁 (1975) 広域調査報告秩父地域. 56p.
- Ueno, H. and Hisada, K. (2006) Slip Sense in the Southern Chichibu Belt in the Kanto Mountains, Japan: an Indicator of Plate Subduction Direction. *Jour. Geol. Soc. Thailand*, no.1, p.83-90.
- Ueno, H., Hisada, K. and Igo, H. (1990) Imbricate structure and exotic mass observed in the Ryokami area, Kanto Mountains. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no.16, p.46-49.
- 上野 光・久田健一郎・原 英俊 (2001) 関東山地南部秩父帯の out-of-sequence thrust. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, p.107.
- Ueno, H. and Shibata, K. (1986) Radiometric ages of quartz diorite bodies related to the Chichibu pyrometamorphic deposits and their relevance to the met allogenic epoch. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.81, p.77-82.
- Ueno, H. and Tanouchi, S. (1987) Paleomagnetic evidence for the timing of formation of the Chichibu pyrometamorphic deposits, Japan. *Econ. Geology*, vol.82, p.1723-1731.
- Ujiie, H. and Iijima, H. (1959) Miocene foraminifera from the Akahira Group, Saitama Prefecture, Japan. *Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist.*, no.9, p.69-94.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 728p.
- 渡部景隆・新井重三・林 唯一 (1950) 秩父盆地第三紀層の地質学的研究. 秩父自然科博研報, no.1, p.29-92.
- 渡部景隆・新井重三・深田守作・飯島 弘・新津 誠・新藤静夫 (1958) 奥秩父大滝層群 (中生界) の地質学的研究—主に片理と層理との斜交性について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p.113-123.
- 渡部景隆・田中芳則 (1976) 斜面崩壊の地質学的研究. 地学雑誌, vol.85, p.123-142.
- 矢部長克 (1920) 関東山地北東部の地質構造 (2). 地質雑誌, vol.27, p.187-198.
- Yabe, H., Nagao, T. and Shimizu, S. (1926) Cretaceous mollusca from the Sanchu Graben in the Kanto Mountainland, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, vol.4, p.33-76.
- Yagi, N. (2000) Stratigraphy of the Cretaceous and Paleogene sedimentary complexes of the Kobotoke Belt, Kanto Mountains, central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol.21, p.13-40.
- 八木信幸・石垣武久 (1993) 秩父盆地の新第三系秩父町層群から産出する小型有孔虫化石群集. 山梨大学教育学部研報, no.44, p.55-60.
- Yamaji, A. and Takahashi, M. (1988) Estimation of relative depth of burial using vitrinite reflectance: Implications for a sedimentary basin formation by basement tilting. *Int. Jour. Coal Geol.*, vol.10, p.41-50.
- 山梨県 (1962) 15 万分の 1 山梨県地質図.
- 山梨県 (1991) 土地分類基本調査. 丹波・三峰 (5 万分の 1), 40p.
- 山梨県地質図編纂委員会 (1970) 10 万分の 1 山梨県地質図及び山梨県地質誌 (山梨県地質図説明書), 240p.
- 山梨県土木部広瀬ダム建設事務所 (1976) 広瀬ダム. 山梨, p.57-61.
- 山内靖喜 (1977) 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その 1 形態. 地質雑誌, vol.83, p.475-489.
- 山内靖喜 (1979) 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その 2. 古海底地形. 地質雑誌, vol.85, p.613-625.
- 山内靖喜・後藤広喜 (1971) 秩父盆地の新第三系における古流系. 地質雑誌, vol.77, p.37-46.
- 山内靖喜・上村康夫 (1986) 2.3 関東地方中央部 (3) 秩父盆地 1-3. 日本の地質『関東地方』編集委員会編, 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 東京, p.110-113.
- 吉田和弘・松岡 篤 (2003) 関東山地秩父累帯両神山チャートユニットのパイルナップ構造. 地質雑誌, vol.109, p.324-335.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, vol.25, p.187-201.
- 吉原重康 (1902) 秩父盆地の地質. 地質雑誌, vol.9, p.169-177.



付図 露頭及びルートマップ位置図 数字は図の番号を示す。地形図は国土地理院発行の数値地図50000（地図画像）を用いた。なお深成岩の露頭位置については、第8.3図と第8.12図に位置を示した。

Geology of the Mitsumine District

By

Hidetoshi HARA*, Hikaru UENO**, Kenro TSUNODA***, Ken-ichiro HISADA⁺,
Masaaki SHIMIZU⁺⁺, Keiji TAKEUCHI* and Masanori OZAKI*

(Written in 2009)

(ABSTRACT)

The Mitsumine District is located in the central part of the Kanto Mountains (Oku-chichibu Mountains), central Japan. The geology of the Mitsumine district is summarized in Figs. 1 and 2, containing the Jurassic Chichibu accretionary complex and Cretaceous marine-brackish water sediments (Sanchu Cretaceous System), Cretaceous Shimanto accretionary complex, Neogene plutonic rocks, and Miocene and Quaternary sediments. The Chichibu accretionary complex is composed of the Nakatsugawa and Urayama groups. The Shimanto accretionary complex comprises the Otaki, Ogochi and Kobotoke groups. The plutonic rocks composed of the Kofu Granodioritic Complex and Chichibu Tonalite intruded into the Shimanto and Chichibu accretionary complexes, respectively. The Chichibu accretionary complex is covered by the Middle Miocene sediments (Chichibu Bonchi Group) in the northeastern part of the district and Late Miocene sediments (Okaburi Formation) in the northwestern part of the district. The Quaternary comprises river terrace deposits, landslide deposits, tephra, valley bottom plain and present river bed deposits.

Chichibu accretionary complex

The Jurassic Chichibu accretionary complex is divided into the Nakatsugawa and Urayama groups based on lithology, geological structure and low-grade metamorphic conditions and bounded by the Hakutai Fault. The Nakatsugawa Group is composed of sandstone, shale and mixed rock (mélange), with blocks of chert, limestone and basaltic rocks. The Nakatsugawa Group is subdivided into the Early to Middle Jurassic Ryokami Unit and Middle Jurassic Ogamata Unit. The Ryokami Unit is characterized by the repetition of mélange and sandstone subunits, while the Ogamata Unit is sandstone dominant unit with chert blocks. The Mikuniyama Thrust is developed between both units.

The Urayama Group is subdivided into the Kawanori, Unazawa, and Gozenyama units. The Kawanori Unit consists mainly of mélange with basalt and chert blocks. The Unazawa Unit is a sandstone dominant unit of the chert-clastic sequence. The Gozenyama Unit is characterized by mélange with huge limestone blocks. The geological age of the Kawanori and Unazawa units indicate Middle to Late Jurassic, while the age of the Gozenyama Unit is latest Jurassic to Early Cretaceous. The Urayama Group has been subjected to the greenschist facies metamorphism during 76–65 Ma (Hara and Hisada, 2005). The Urayama Group is in fault contact with the Shimanto accretionary complex along the Butsujo Line.

Cretaceous marine-brackish water sediments (Sanchu Cretaceous System)

Cretaceous marine-brackish water sediments called the Sanchu Cretaceous System are distributed narrowly in the northeastern part of the district. In the district, the Ishido Formation is composed of conglomerate and sandstone, indicating marine sediments during late Huterivian to early Barremian. The Sebayashi Formation consists of sandstone and mudstone, characterized by brackish water sediments during Barremian to early Albian.

Shimanto accretionary complex

The Shimanto accretionary complex comprises the Otaki, Ogochi and Kobotoke groups. The Otaki Group outcrops within

* Institute of Geology and Geoinformation

** Japan Railway Construction, Transport and Technology Agency

*** Faculty of Education Human Sciences, University of Yamanashi

⁺ Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

⁺⁺ Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama

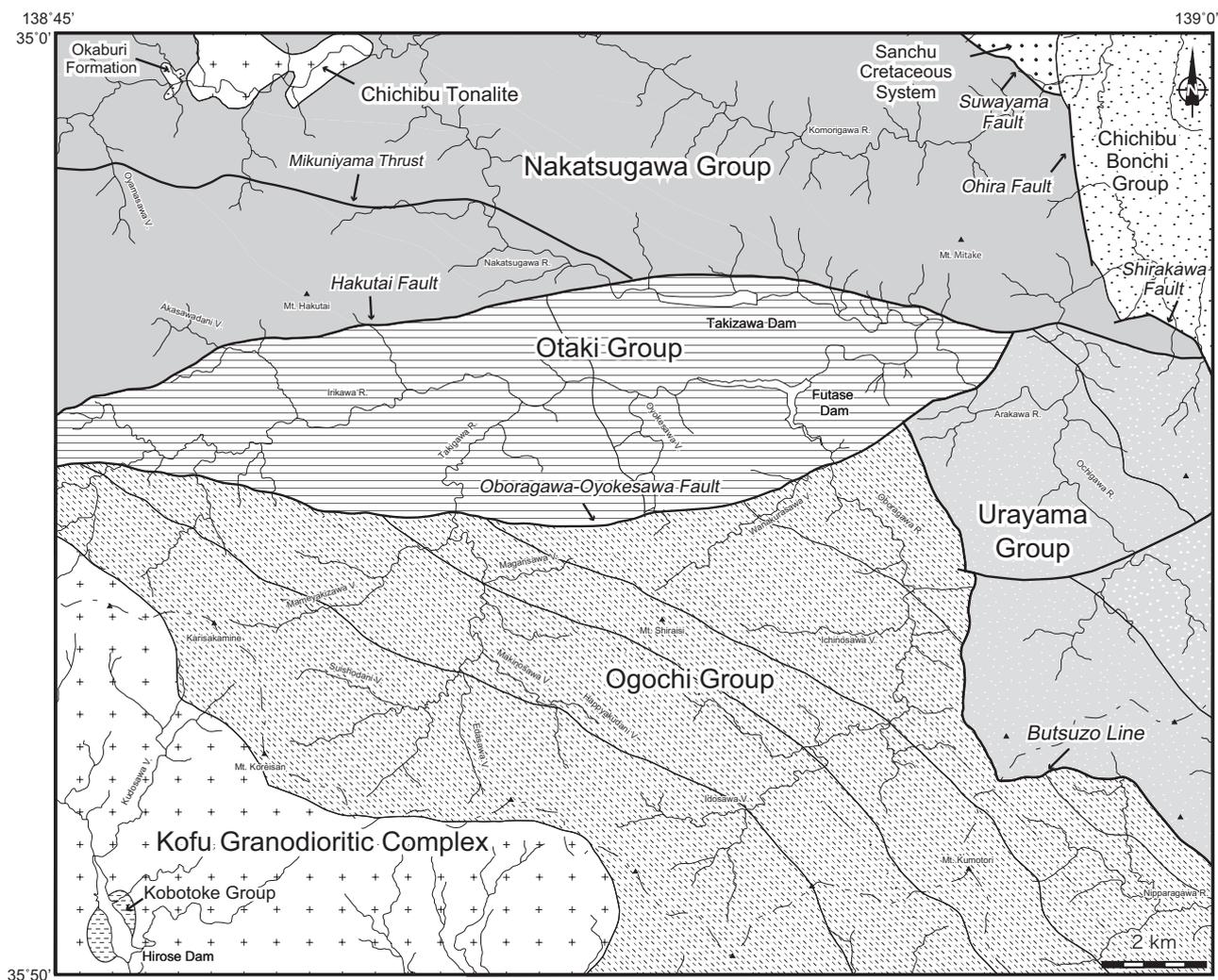


Fig. 1 Geological map of the Mitsumine district

a narrow area along the Arakawa River and is in fault contact with the Ogochi Group south along the Oboragawa-Oyokesawa Fault. The Otaki Group is composed mainly of phyllite, sandstone and argillaceous melange-type rocks with blocks of chert, limestone, tuff, and basalt and is characterized by intensive deformation and metamorphism. The Otaki Group is subdivided into the Kawamata and Futase units. The Kawamata Unit is a phyllite and sandstone dominant unit. The Futase Unit is characterized by sandstone and mélangé with chert, limestone, pale green siliceous phyllite, pale green tuff and basaltic rocks.

The Ogochi Group comprises five units from northeast to southwest, all of which are characterized by either a coherent turbidite unit (Wanakurasawa, Ichinosawa and Koreisan units) or an argillaceous mélangé unit with blocks of chert, limestone and basaltic rocks (Kumotoriyama and Happyakudani units). All five formations are bounded by high-angle reverse faults and imbricated. The depositional ages of the Ogochi Group range from late Albian to Campanian, with ages younging oceanward.

Mineral assemblages of metabasalt from the Otaki and Ogochi groups indicate the greenschist facies metamorphism. On the basis of analyses of micro-thermometry of water-rich fluid inclusions, illite crystallinity and K–Ar ages of illite (Hara and Hisada, 2005, 2007), the metamorphism occurs at temperatures in excess of 300°C and fluid pressures greater than 270 MPa during 76–65 Ma subsequent to thrusting of the Butsuzo Line.

The Kobotoke Group is found in a small area around Lake Hirose. The group is composed of pelitic and psammitic hornfels or migmatite, subjected to contact metamorphism associated with the Kofu Granodioritic Complex during Late Miocene time.

Middle Miocene sediments

The Chichibu Bonchi Group is exposed in the northeastern margin of the district, and unconformably overlies the Chichibu accretionary complex and Sanchu Cretaceous System along the western margin of the Miocene basin. The Chichibu Bonchi Group

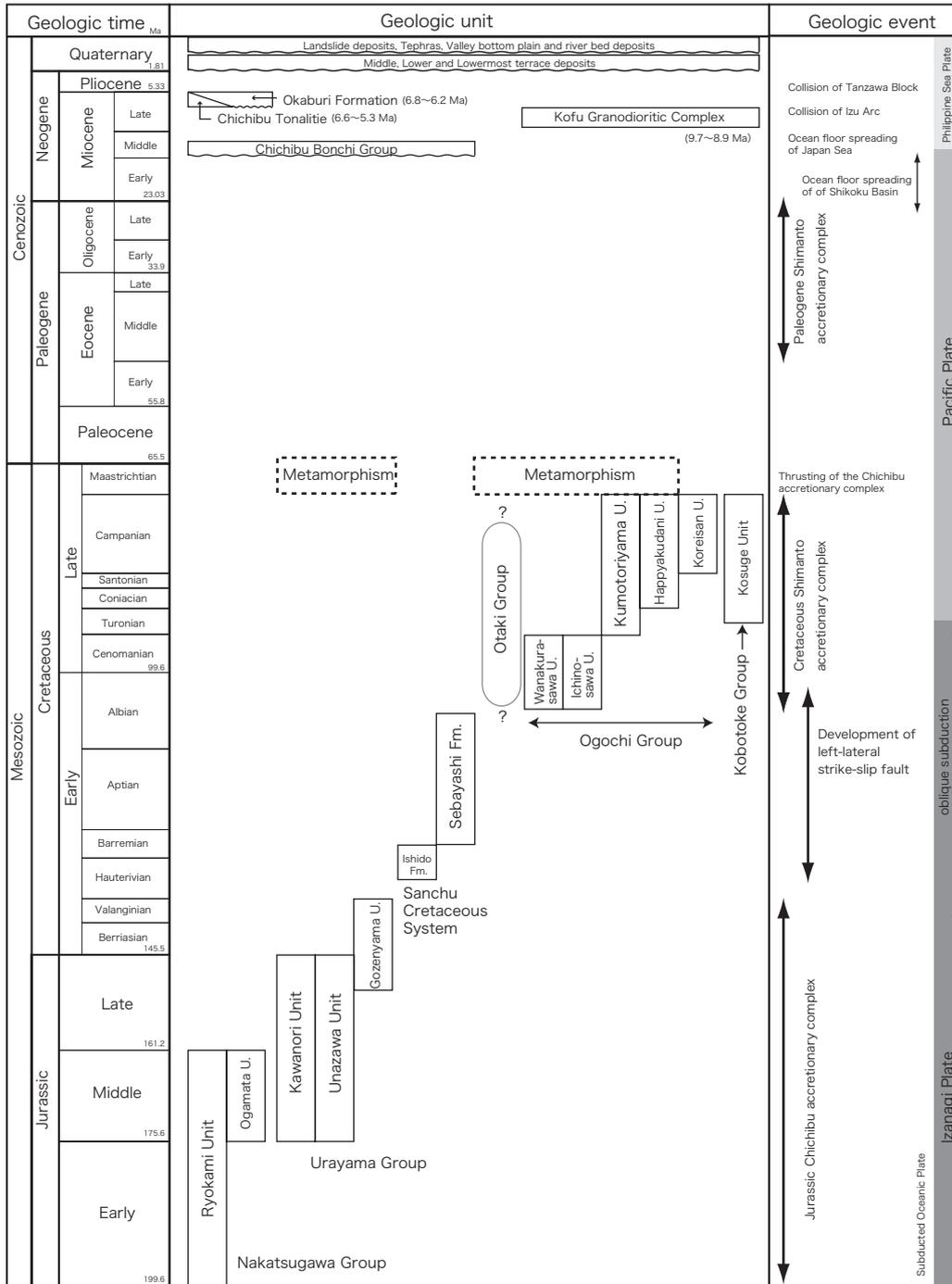


Fig. 2 Geological summary of the Mitsumine district

was deposited during the early Middle Miocene transgression. The group is divided into the Shirasu, Tomita and Oganomachi Formations in ascending order. The total thickness of the Chichibu Bonchi Group reaches 5,500m. The Shirasu Formation consists of conglomerate and sandstone. The Tomita Formation consists of mudstone and yields molluscan fossils. The Oganomachi Formation consists of an alternation of mudstone and sandstone or alternation of sandstone and conglomerate, characterized by a turbidite sequence.

Miocene Plutonic rocks

The plutonic rocks in the Mitsumine district are mostly Middle to Late Miocene granitoids with a small amount of gabbroic

to dioritic rocks. These rocks are the Kofu Granodioritic Complex, Chichibu Tonalite and their satellitic stocks. The K-Ar age determination by Matsumoto *et al.* (2007) and this study indicate 9.7 to 8.9 Ma for the Kofu Granodioritic Complex and 6.5 to 5.3 for the Chichibu Tonalite including the satellitic stocks.

The Kofu Granodioritic Complex is characterized by mostly medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite to biotite-hornblende tonalite; marginal distribution of ilmenite-series granitoids; and two mafic parts within coarse-grained granodiorite.

The Chichibu Tonalite is characterized by mostly fine-grained biotite-hornblende tonalite; and marginal distribution of ilmenite-series granitoids. The ilmenite-series granitoids tend to be less differentiated compared with the Kofu Granodioritic Complex.

Late Miocene sediments

The Okaburi Formation is distributed at Okaburi along the Nakatugawa River, overlying unconformably on the Chichibu accretionary complex. The formation is composed of tuffaceous conglomerate, conglomerate and welded tuff, interpreted as burial sediments of volcanic collapsed basins (Adachi *et al.*, 1999). The depositional age is estimated Late Miocene (6.8–6.2 Ma) from fission-track age of zircon of welded tuff and dacite dyke (Ishii and Araki, 1989).

Quaternary sediments

The Quaternary comprises river terrace deposits, landslide deposits, tephtras, valley bottom plain and present river bed deposits.

The river terrace deposits are narrowly distributed along the major rivers. They are divided into the Middle (latest Middle to early Late Pleistocene), Lower (late Late Pleistocene) and Lowermost (Holocene) Terrace Deposits. They mainly consist of boulder to cobble gravel beds.

Tephtras overlying the Pleistocene terrace and landslide deposits, are distributed all over the area. Tephtras comprise the Middle to Late Pleistocene Sayama, Hitsujiyama, Younger and Osato Loam Formations in ascending order and correlated with the Tama, Shimosueyoshi, Musashino and lower Tachikawa, middle to upper Tachikawa Loams, respectively. The Middle Terrace Deposits are overlain by the Hitsujiyama to Osato Loam Formations. The Lower Terrace Deposits are overlain by the Osato Loam Formation. Distributions of tephtras are omitted in the geological map.

Valley bottom plain and present river bed deposits are narrowly distributed along the major rivers. They mainly consist of boulder to cobble gravels.

Economic and environmental geology

Two skarn deposits were known in the Mitsumine district since the 18th century, however both of them have been already exhausted. The Chichibu mine (Nakatsu deposits) produced magnetite and pyrite as main ore minerals, located at a branch of the Nakatsugawa River. The Myoho mine produced magnetite, pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite, located at the Koarakawasawa Valley. The mineralization processes of the Chichibu and Myoho mines were caused by the intrusion of Chichibu Tonalite and satellitic stocks within a accretionary complex, respectively. Sandstones of the Chichibu accretionary complex and the Chichibu Bonchi Group are quarried at three sites in the district. Limestone quarries are operating around the Ochigawa River from the Chichibu accretionary complex (Gozenyama Unit). Two hot springs gush up along the Hakutai Fault.

Landslide deposits are composed of landslide blocks and colluvial deposits. They have mainly occurred on mountainsides along the Arakawa River and its many branches during Pleistocene to Holocene. Colluvial deposits are mainly distributed over the area underlain by the Otaki Group of the Shimanto accretionary complex.

執筆分担

第1章 地形	原 英俊
第2章 地質概説	原 英俊・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀
第3章 秩父帯ジュラ系付加コンプレックス	上野 光・久田健一郎・原 英俊
第4章 下部白亜系海成-汽水成堆積物	原 英俊
第5章 四万十帯白亜系付加コンプレックス	原 英俊・上野 光・久田健一郎
第6章 付加コンプレックスの広域変成作用	原 英俊
第7章 中部中新統秩父盆地層群	竹内圭史
第8章 新第三紀深成岩類及び岩脈	角田謙朗・清水正明
第9章 上部中新統王冠層	原 英俊
第10章 第四系	尾崎正紀・竹内圭史
第11章 地質構造	原 英俊・上野 光・竹内圭史
第12章 資源地質	清水正明・原 英俊
第13章 環境地質	尾崎正紀・原 英俊

文献引用例

原 英俊・上野 光・角田謙朗・久田健一郎・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀 (2010) 三峰地域の地質・地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 110p.

章単位での引用例

原 英俊 (2010) 三峰地域の地質, 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. 1-3.

Bibliographic reference

Hara, H., Ueno, H., Tsunoda, K., Hisada, K., Shimizu, M., Takeuchi, K. and Ozaki, M. (2010) Geology of the Mitsumine District. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 110 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

Bibliographic reference of each chapter

Hara, H. (2010) Geology of the Mitsumine District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-3. (in Japanese)

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 三峰地域の地質
平成22年2月26日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社