

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟（7）第51号
NJ-54-29-13

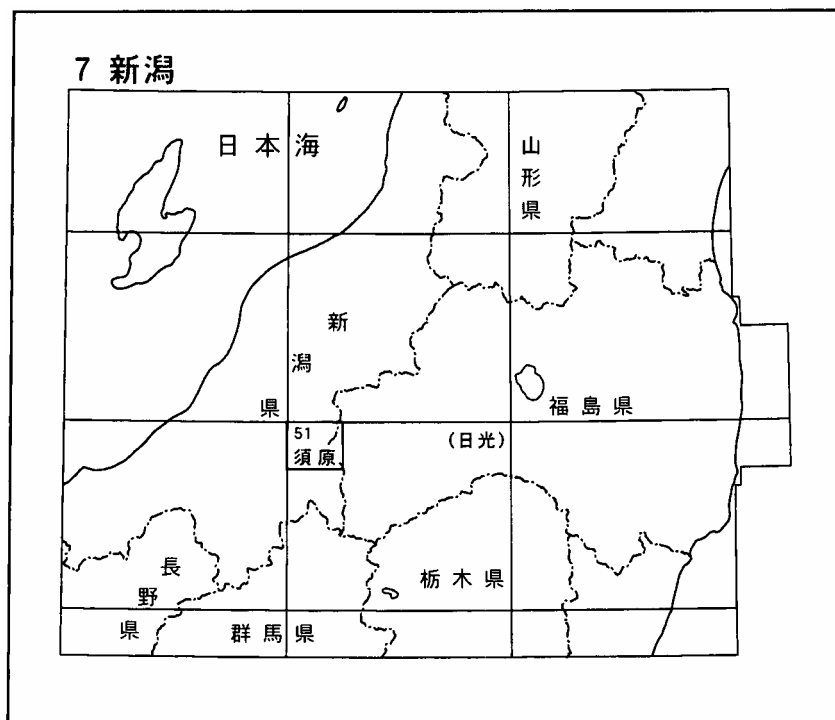
須 原 地 域 の 地 質

高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・酒井 彰・中野 俊

平成 16 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

7-38 長岡 Nagaoka NJ-54-34-4 (1991)	7-39 守門岳 Sumon Dake NJ-54-28-16 (未刊行, unpublished)	7-40 只見 Tadami NJ-54-28-12 (未刊行, unpublished)
7-50 小千谷 Ojiya NJ-54-35-1 (1986)	7-51 須原 Suhara NJ-54-29-13 (2004)	7-52 小林 Kobayashi NJ-54-29-9 (未刊行, unpublished)
7-63 十日町 Tōkamachi NJ-54-35-2 (1985)	7-64 八海山 Hakkaisan NJ-54-29-14 (1992)	7-65 檜枝岐 Hinoemata NJ-54-29-10 (未刊行, unpublished)

須原地域の地質

高橋 浩*・豊島剛志**・志村俊昭***・原 英俊*・竹内圭史*・
酒井 彰****・中野 俊*

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立されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に地震予知連絡会によって、近い将来に地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8ヵ所の「特定観測地域」が選定され、政府をはじめとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から「地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）」が開始され、現在その第5次計画が実施されている。

須原地域の地質図幅の作成は、特定観測地域「新潟県南西部・長野県北部地域」の地質図幅作成計画の一環として行われ、本報告は平成11年度から14年度に実施した現地調査及び室内研究に基づいている。現地調査にあたっては、水無川変成岩類を志村と豊島及び高橋が、奥只見地域の構造区未定のペルム系を豊島と志村及び高橋が、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスを原と酒井が、後期白亜紀―古第三紀深成岩類を高橋が、新第三系及び第四系を竹内及び高橋が、浅草火山噴出物を中野がそれぞれ担当した。本報告の執筆は後記のとおりに分担し、全体の取りまとめは高橋が行った。

本図幅東部の只見川流域における地質調査および地質図作製は、新潟基盤岩研究会の調査・研究の延長として行われた。その中で、本図幅作製に関わる地質調査については、以下の新潟大学の学生（理学部地質科学科）・大学院生（大学院自然科学研究科）・研究生・研究員・教員（理学部）の方々にご協力いただいた。特に地質図作製等においてご尽力いただいた方には名前の後ろに*印を付させていただいた。これらの方々の協力なしには只見川流域の地質図は完成しなかった。ここに記して深謝申し上げる。相澤泰隆、安藤 勸、五十嵐雄大、入佐友弥、岩下亮平、植田勇人*、氏原英敏、大橋聖和、大塚洋之、小河原孝彦、奥田律子、落合 厚、加々島慎一、北沢俊幸、桑原麻希、桑村育男、斉藤 健、佐藤晶昭、関口望夢、高木貴志、竹内一将、高澤栄一*、高橋洋平、千葉郁恵*、戸松 敬、中井 亮、長橋徹*、新里忠史*、萩原大樹、萩原知之、播磨雄太、坂 啓惟、平元加奈子、古橋慎矢、堀 千晶、本多 結、山崎秀策*、山下阿須佳、山田 朗、山本 亮、横川尚子*、和田幸水（以上、あいうえお順）。

地球科学情報研究部門（現在地質情報研究部門）の柳沢幸夫博士には、小千谷図幅地域から連なる新生界についてご教示頂いた。地圏資源環境研究部門の須藤定久博士には、本地域の鉱物資源に関してご教示頂いた。地球科学情報研究部門の柏木健司博士には、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスより産する放散虫化石についてご教示頂いた。シュミットネット投影図作製にあたっては、R. W. Allmendinger博士（コーネル大学）によるソフト（Stereonet 6.3.0X）を使用させて頂いた。ここに記して感謝申し上げます。本研究に用いた岩石薄片の多くは、地質標本館の野神貴嗣氏（現在環境安全管理部）、大和田 朗氏、福田和幸氏ならびに北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の製作によるものである。

（平成15年度稿）

所 属

*地球科学情報研究部門（現在地質情報研究部門）

**新潟大学大学院自然科学研究科

***新潟大学理学部地質科学科

****成果普及部門地質標本館（現在広報部地質標本館）

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Suhara, Niigata, Fukushima, Okutadami, Echigo Mountains, Tadami-gawa River, Joetsu Belt, Ashio Belt, Mizunashigawa Metamorphic Rocks, Otori Formation, Takizawa Formation, Maruyama Formation, Sodesawa Formation, Oshirakawa Complex, Kuromatagawa Complex, Kamigongendoyama Complex, Oyu Granite, Kuromatagawa Granite, Jonai Group, Okura Formation, Matsukawa Formation, Yuzawa Formation, Nishimyo Formation, Toyagamine Formation, Wanazu Formation, Uonuma Formation, Asakusa Volcano, landslide deposits, colluvial deposits, Permian, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Shibata-Koide Tectonic Line, Komanoyu Fault, Rokujurigo Fault, Mijogatake Fault, Hadakayama Fault, Muikamachi Basin

目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	3
2.1 水無川変成岩類	3
2.2 構造区未定のペルム系	6
2.3 足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス	6
2.4 後期白亜紀－古第三紀深成岩類	6
2.5 新第三系	6
2.6 浅草火山噴出物	7
2.7 第四系	7
2.8 地質構造	7
第3章 水無川変成岩類	9
3.1 研究史及び概要	9
3.2 灰の又川上流の水無川変成岩類	9
3.3 未丈が岳南方の水無川変成岩類	10
第4章 構造区未定のペルム系	13
4.1 研究史及び概要	13
4.2 大鳥層	13
4.3 滝沢層	18
4.4 丸山層	20
4.5 袖沢層	22
第5章 足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス	25
5.1 概要・研究史	25
5.1.1 ジュラ紀付加コンプレックスの概要	25
5.1.2 付加コンプレックスの岩石記載	25
5.1.3 須原地域に分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの研究史	26
5.2 構造層序区分	26
5.2.1 大白川コンプレックス	26
5.2.2 黒又川コンプレックス	27
5.2.3 上権現堂山コンプレックス	30
5.3 岩相	36
5.3.1 緑色岩	36
5.3.2 石灰岩	37
5.3.3 チャート	37
5.3.4 頁岩	38
5.3.5 砂岩頁岩互層	38
5.3.6 砂岩	40
5.3.7 混在岩	40
5.4 産出化石	41
5.4.1 大白川コンプレックス	44
5.4.2 黒又川コンプレックス	44
5.4.3 上権現堂山コンプレックス	47
5.5 地質年代と海洋プレート層序	47
5.5.1 大白川コンプレックス	47
5.5.2 黒又川コンプレックス	47
5.5.3 上権現堂山コンプレックス	48
5.6 コンプレックス間の関係	48

5.6.1	大白川コンプレックスと黒又川コンプレックスの関係	48
5.6.2	大白川・黒又川コンプレックスと上権現堂山コンプレックスの関係	48
5.7	接触変成作用	48
第6章	後期白亜紀—古第三紀深成岩類	51
6.1	角閃石斑れい岩	51
6.2	大湯花崗岩	51
6.3	黒又川花崗岩	52
6.4	花崗斑岩, アプライト及び石英岩	53
6.5	石英閃緑岩	55
第7章	新第三系	57
7.1	城内層群大倉層	57
7.2	松川層	59
7.3	夕沢層	59
7.4	岩脈類	61
7.4.1	玄武岩	61
7.4.2	安山岩, 閃緑斑岩及び花崗閃緑斑岩	61
7.4.3	流紋岩	62
7.5	西名層	62
7.6	鳥屋ガ峰層	63
7.7	和南津層	63
7.8	魚沼層	64
第8章	浅草火山噴出物	65
8.1	研究史	65
8.2	地形の特徴及び火山体の概要	66
8.3	只見沢溶岩類	67
8.4	鬼が面火山岩類	68
第9章	第四系	70
9.1	更新世地すべり堆積物	70
9.2	古期崩壊堆積物	70
9.3	段丘堆積物	70
9.4	崩積堆積物	71
9.5	氾濫原及び現河床堆積物	71
第10章	応用地質	72
10.1	鉱物資源	72
10.1.1	銅, 鉛, 亜鉛	72
10.1.2	珪石	72
10.2	温泉	73
文 献		74
Abstract		77

図・表目次

第 1. 1 図	須原地域の骨格をなす越後山脈の山並	1
第 1. 2 図	須原地域及び周辺地域の稜線・水系図	2
第 2. 1 図	上越帯とその周辺地域の地体構造区分図	3
第 2. 2 図	須原地域及び周辺地域の地質概略図	4
第 2. 3 図	須原地域の地質総括図	5
第 3. 1 図	枝折峠付近の水無川変成岩のスラブ写真及び薄片写真	10
第 3. 2 図	未丈が岳南方における水無川変成岩のスラブ写真及び薄片写真	10
第 3. 3 図	大鳥沢上流における水無川変成岩類の産状	11
第 3. 4 図	未丈が岳南方における水無川変成岩の泥質片岩の薄片写真	11
第 3. 5 図	未丈が岳南方における水無川変成岩の泥質片岩中の堇青石	11
第 4. 1 図	大鳥層のルートマップ	14
第 4. 2 図	大鳥層の混在岩の露頭写真	14
第 4. 3 図	大鳥層中の流紋岩凝灰岩及び玄武岩の薄片写真	15
第 4. 4 図	田子倉湖上流部の大鳥層の分布を示したルートマップ	16
第 4. 5 図	大鳥層中の深成岩岩塊の薄片写真	17
第 4. 6 図	構造区未定のペルム系の層理面の姿勢	18
第 4. 7 図	滝沢層のルートマップ	19
第 4. 8 図	滝沢層の露頭写真と薄片写真	20
第 4. 9 図	丸山層のルートマップ	21
第 4. 10 図	丸山層の柱状図	22
第 4. 11 図	丸山層中の超苦鉄質岩と玄武岩の露頭写真	22
第 4. 12 図	丸山層中の火成岩の薄片写真	23
第 4. 13 図	袖沢層模式柱状図	23
第 4. 14 図	袖沢層の露頭写真及び袖沢層中の玄武岩の薄片写真	24
第 5. 1 図	須原地域における足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質概略図	27
第 5. 2 図	大白川コンプレックスのルートマップ	28
第 5. 3 図	大白川コンプレックスの柱状図	29
第 5. 4 図	黒又川コンプレックスのルートマップ	30
第 5. 5 図	黒又川コンプレックスの柱状図	31
第 5. 6 図	上権現堂山コンプレックスの地質概略図と微化石産出地点	32
第 5. 7 図	上権現堂山コンプレックスの柱状図	33
第 5. 8 図	上権現堂山コンプレックス北部のルートマップ	34
第 5. 9 図	上権現堂山コンプレックス中部のルートマップ	35
第 5. 10 図	緑色岩の露頭写真	36
第 5. 11 図	緑色岩の薄片写真	37
第 5. 12 図	石灰岩の露頭写真	38
第 5. 13 図	石灰岩の薄片写真	38
第 5. 14 図	チャートの露頭写真	39
第 5. 15 図	チャートと珪質頁岩の薄片写真	39
第 5. 16 図	頁岩とシルト岩の薄片写真	40
第 5. 17 図	砂岩頁岩互層の露頭写真	41
第 5. 18 図	砂岩と礫岩の露頭写真	42
第 5. 19 図	砂岩の薄片写真	42
第 5. 20 図	混在岩の露頭写真	43
第 5. 21 図	大白川・黒又川コンプレックスにおける化石産出地点	44
第 5. 22 図	上権現堂山コンプレックスの化石産出地点	44

第 5. 23 図	岩相と年代の対比表	48
第 5. 24 図	ホルンフェルスの薄片写真	49
第 5. 25 図	ホルンフェルスの露頭写真	50
第 6. 1 図	角閃石斑れい岩のスラブ写真及び薄片写真	51
第 6. 2 図	大湯花崗岩と黒又川花崗岩の関係を示す露頭のスケッチ	52
第 6. 3 図	大湯花崗岩と黒又川花崗岩の関係を示す露頭のスケッチ	52
第 6. 4 図	須原地域に分布する花崗岩類のモードを示す三角図	52
第 6. 5 図	大湯花崗岩のスラブ写真及び薄片写真	53
第 6. 6 図	黒又川花崗岩のスラブ写真及び薄片写真	53
第 6. 7 図	花崗斑岩のスラブ写真及び薄片写真	54
第 6. 8 図	アプライトのスラブ写真及び薄片写真	54
第 6. 9 図	石英岩のスラブ写真及び薄片写真	55
第 6. 10 図	石英閃緑岩のスラブ写真及び薄片写真	55
第 7. 1 図	大倉層の安山岩火山角礫岩	57
第 7. 2 図	須原地域に分布する新第三系中の主な火山岩類の薄片写真	58
第 7. 3 図	松川層の礫岩	59
第 7. 4 図	夕沢層の礫岩中に挟在する泥岩	60
第 7. 5 図	夕沢層の破碎した安山岩溶岩	60
第 7. 6 図	玄武岩及び流紋岩の薄片写真	61
第 7. 7 図	花崗閃緑斑岩のスラブ写真及び薄片写真	62
第 7. 8 図	西名層の流紋岩軽石凝灰岩	63
第 7. 9 図	和南津層のデイサイト火山角礫岩と碎屑岩	63
第 8. 1 図	浅草火山全景	65
第 8. 2 図	鬼が面山東壁に見られる成層構造	66
第 8. 3 図	只見沢上流部の只見沢溶岩類	67
第 8. 4 図	只見沢溶岩類の岩脈	68
第 8. 5 図	鬼が面火山岩類の火砕岩	69
第 8. 6 図	鬼が面火山岩類に発達する柱状節理	69
第 9. 1 図	破間川西岸地すべり群を示す表層地質図	70
第 9. 2 図	古期崩壊堆積物	71
第 3. 1 表	未丈が岳南方の水無川変成岩類の鉱物組み合わせ	11
第 5. 1 表	須原地域及び周辺地域における足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの対比	29
第 5. 2 表	石灰岩から産出したフズリナ化石リスト	45
第 5. 3 表	チャートから産出した放散虫化石リスト	45
第 5. 4 表	珪質頁岩及び頁岩から産出した放散虫化石リスト	46
第 5. 5 表	チャートから産出したコノドント化石リスト	47
Fig. 1	Summary of geology of the Suhara District	78

第1章 地 形

(高橋 浩)

須原地域は、北緯37度10分-20分、東経139度0分-15分（日本測地系、世界測地系では北緯37度10分11秒-20分10.9秒、東経138度59分48.4秒-139度14分48.3秒）の範囲にあり、新潟県南東部と福島県西部にまたがっている。行政区分としては、新潟県北魚沼郡入広瀬村、守門村、湯之谷村、小出町の一部、南魚沼郡大和町の一部、並びに福島県南会津郡只見町、檜枝岐村の一部を含む。

須原地域はそのほとんどが越後山脈中央部の標高1,000~1,500mの山岳地帯であるが（第1.1図）、本地域北西端を北東から南西に流れ下る破間川流域は、六日町盆地の北東延長部に相当し盆地状の低地を構成している（第1.2図）。破間川は西隣小千谷地域内の小出町で魚野川と合流する。両者は北北東-南南西方向に伸びる直線的な谷を形成しており、ここを境として東側は標高1,000~2,000mの急峻な越後山脈であるのに対し、これより西方では対照的に魚沼丘陵・東山丘陵・東頸城丘陵などの低平な丘陵とその間の盆地状の低地によって構成されている（柳沢ほか、1986；第1.2図）。この直線的できわめて明瞭な境界は地質学的には新発田-小出線（山下、1970）と呼ばれ、新生代の信越地域堆積盆の東

縁を規制する重要な断層の一つである。

須原地域の骨格を成すのは、未丈が岳（1,553m）から大鳥岳（1,348m）、毛猛山（1,517m）、前毛猛山（1,233m）、鬼が面山（1,465m）を経て浅草岳（1,585m、守門岳地域内）に至る南北方向に伸びる稜線（第1.1図）と、毛猛山から分岐し太郎助山（1,418m）を経て足沢山（1,107m）に至る北北西方向に伸びる稜線、及び南隣八海山地域内の枝折峠から鼓が倉山（1,037m）、唐松山（1,079m）、上権現堂山（998m）を経て、下権現堂山（897m）に至る稜線である（第1.2図）。これらの稜線は八海山地域内において越後山脈の中核部を構成する越後沢山（1,861m）から中ノ岳（2,085m）を経て駒ヶ岳（2,003m）に連なる南北方向の稜線の北方延長部に相当する。

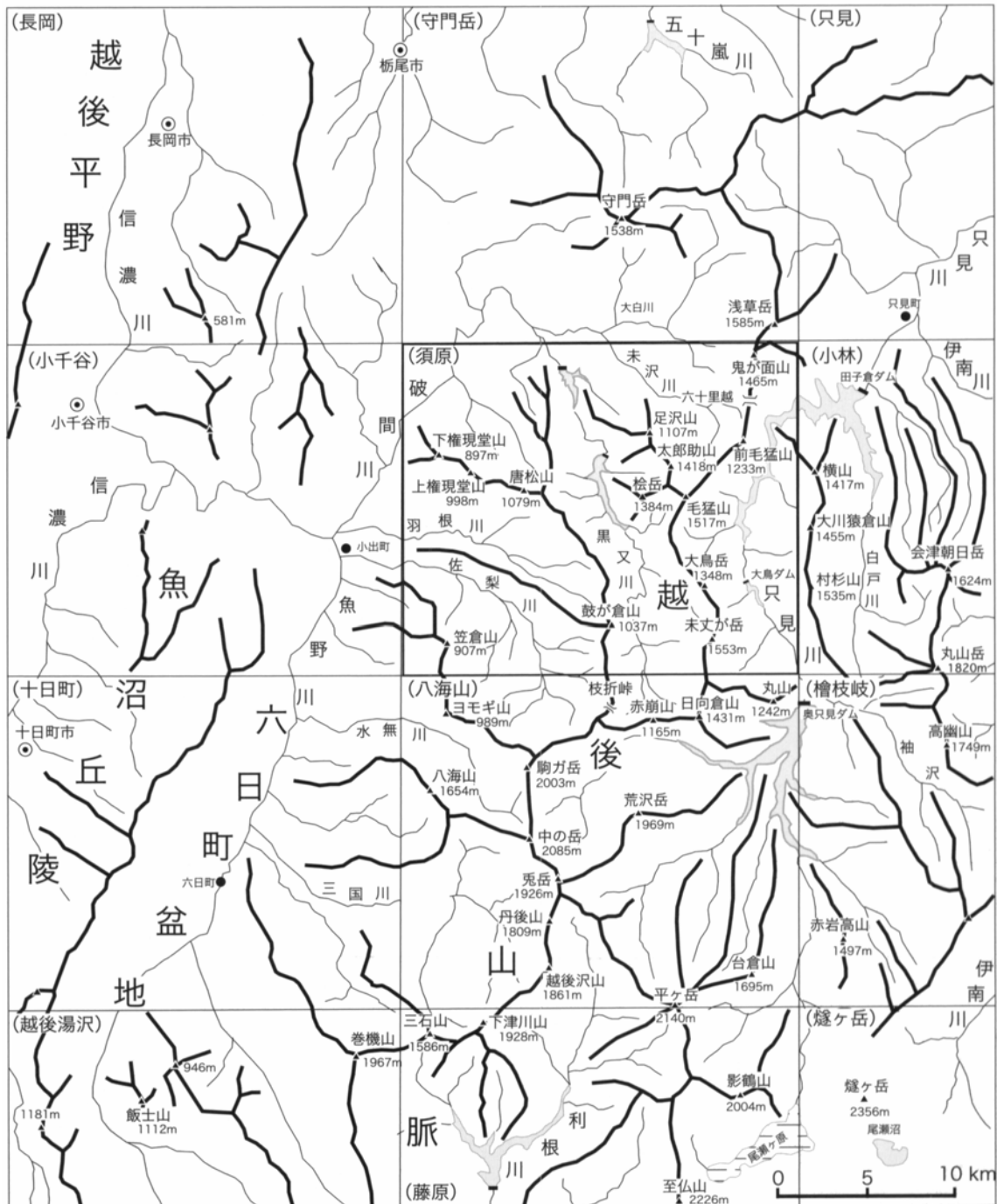
須原地域の主な河川は、只見川、破間川とその支流の羽根川、黒又川及び末沢川、魚野川支流の佐梨川である（第1.2図）。只見川は本地域東部を南から北に流れ下り、大鳥ダム湖や田子倉湖に大量の水を供給している。破間川は、本地域北西端を北東から南西に流れ、小出町で魚野川と合流する。破間川支流の羽根川は、本地域中央南



第1.1図 須原地域の骨格をなす越後山脈の山並
未丈が岳山頂より北方を望む。

部の越後山脈に源を發し西北西方に流れ下り、小出町で破間川に合流する。破間川支流の黒又川は、本地域中央部を南から北へ流下しており、その右岸支流はいずれも峻険な溪谷を成しており、未丈が岳から大鳥岳、毛猛山、太郎助山を経て足沢山に至る稜線に突き上げている。また、破間川支流の未沢川は毛猛山に源を發し、西北西方

に流れ下り入広瀬村大白川南西方で破間川と合流する。魚野川支流の佐梨川は、南隣、八海山地域内の駒ヶ岳(2,003m)北面に源を發し、峻険な佐梨川溪谷を刻み、北方に流れ下り、折立温泉付近で北西に流れを変え小出町で魚野川に合流する。



第1.2図 須原地域及び周辺地域の稜線・水系図

第2章 地質概説

(高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・酒井 彰・中野 俊)

須原地域は、新潟県南東部から福島県西部の奥只見地域にまたがっており、地体構造区分の上では、上越帯と足尾帯の境界領域にあたる。本地域には、水無川変成岩類、構造区未定のペルム系、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスとこれらに貫入する後期白亜紀-古第三紀深成岩類、更にこれらの先新第三紀基盤岩類を覆う新第三系、浅草火山噴出物及び第四系が分布している。須原地域及び周辺地域の地質概略を第2.1、2図に、本地域の地質総括を第2.3図に示す。

上越帯は、黒田(1963)による東北日本の地体構造区分試論の中で提唱され、フォッサマグナ東縁と足尾帯の間を占める藍閃石片岩の出現で特徴づけられる変成作用を受けた地質帯とされた。その後、Hayama *et al.* (1969)は、上越帯に点々と分布する変成岩類を検討し、これらはかつて連続した変成岩帯として存在したものと想定し、上越帯を上越変成帯と呼び、飛騨外縁帯の延長と考えた。一方、茅原・小松(1982)は、上越帯を蛇紋岩と

若干の結晶片岩の分布する谷川岳帯と、変玄武岩・変斑れい岩-閃緑岩複合岩体と中生代の陸棚堆積物(上部三畳系奥利根層群、下部ジュラ系岩室層、下部白亜系戸倉沢層)で特徴づけられる片品帯に区分することを提案し、谷川岳帯を飛騨外縁帯に、片品帯を舞鶴帯に対比した。また、1983~1985年に行われた総研「上越帯・足尾帯」(研究代表者 茅原一也)により、上越帯と足尾帯の境界地域の地質と構造の解明が進み、足尾帯西縁部において変苦鉄質岩が卓越する地帯は足尾帯西帯として区別された(茅原, 1984; 茅原・小松, 1992)。

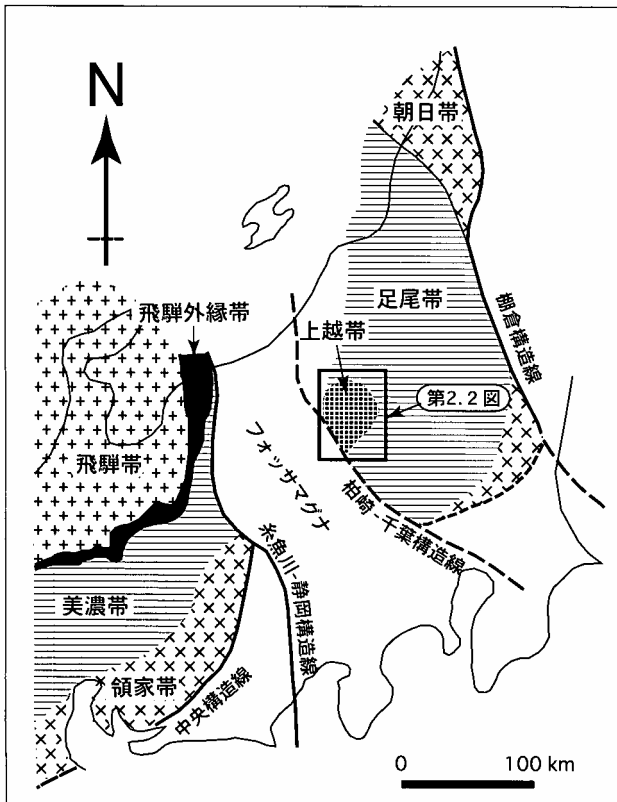
須原地域南東部の田子倉湖周辺から大鳥ダム周辺にかけて、超苦鉄質岩類や流紋岩凝灰岩を含み、足尾帯西帯に属すると考えられてきた地層が分布する(茅原・小松, 1986; 新潟基盤岩研究会, 1986, 1996)。超苦鉄質岩や流紋岩凝灰岩の異地性岩体を含む地層は、美濃・丹波帯や足尾帯のジュラ紀付加コンプレックスには知られていない。また、このような岩相構成を示す地層は従来の上越帯にも知られていないため、地体構造上の位置付けが未定である。本報告では、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスとは包有岩塊の種類が異なるこれらの地層を足尾帯及び上越帯と区分し、構造区未定のペルム系として扱う。また、水無川変成岩類を上越帯のメンバーとして扱う。

以下に、須原地域に分布する地層、岩石類の概要を述べる。

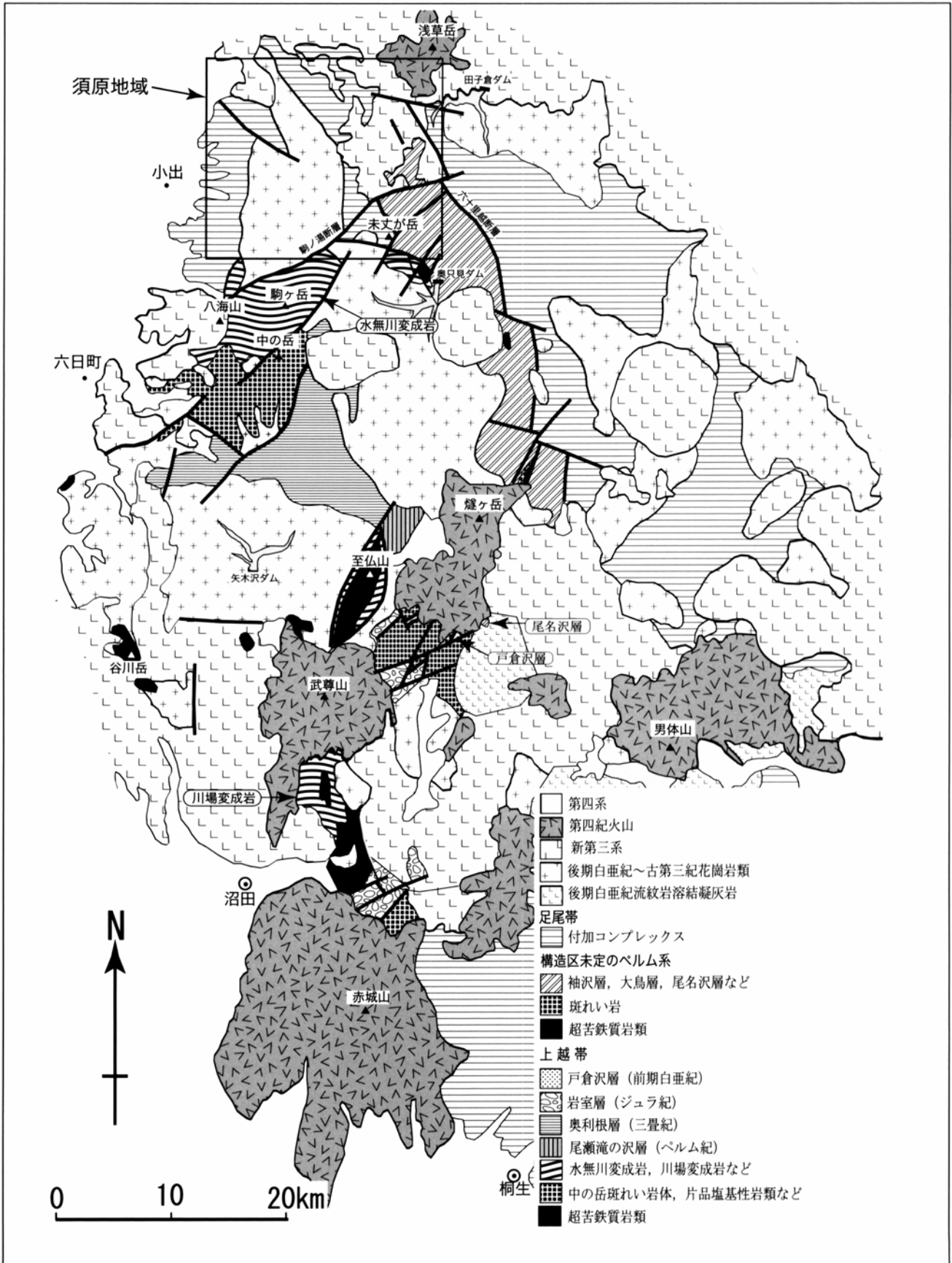
2.1 水無川変成岩類

水無川変成岩類は、南隣八海山地域内の水無川流域を模式地とする片状構造の発達した低変成度の変成岩類であり、原岩堆積後に緑色片岩相の変成作用を受けた後、花崗岩のへい入に伴う接触変成作用を被った複変成岩である(Hayama *et al.*, 1969)。水無川変成岩類の原岩は泥質岩を主体とし、緑色岩類・超苦鉄質岩・チャート・石灰岩・砂岩の岩塊を含む(竹之内, 1988)。花崗岩類による接触変成作用を被る前の初生的な変成作用の性格、変成年代等は今のところよく分かっていない。本報告では、山元ほか(2000)を踏襲し、水無川変成岩類を上越帯のメンバーとして扱う。

本地域内では、中央南部に水無川変成岩体の北東端部がわずかに分布するほか、未丈が岳南方に独立した小岩体として存在する(第2.2図)。模式地の水無川変成岩体北東端の岩石は、ざくろ石黒雲母白雲母片岩、黒雲母白雲母片岩や石英片岩などである。また、未丈が岳南方

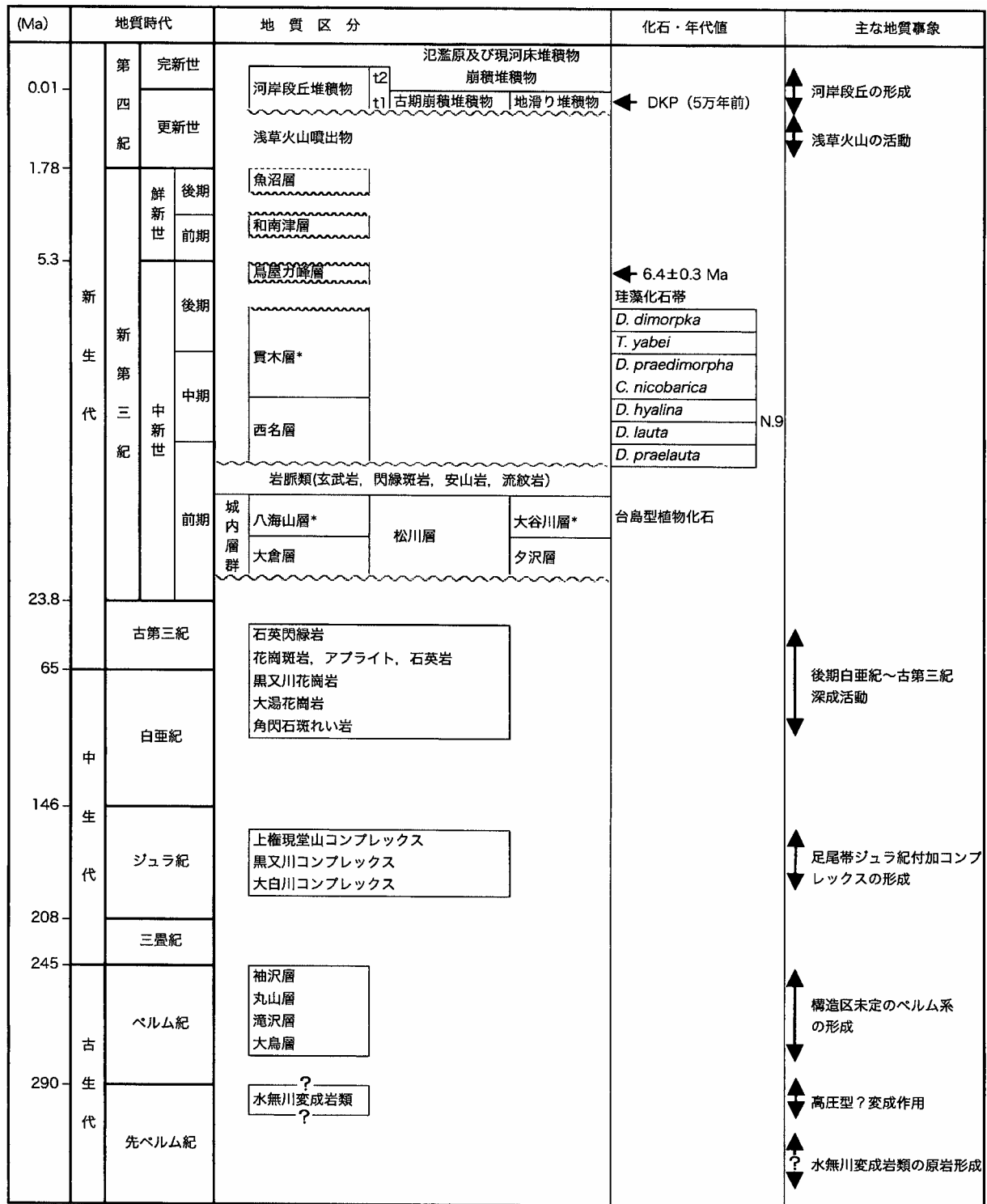


第2.1図 上越帯とその周辺地域の地体構造区分図
Takenouchi and Takahashi (2002) のFig.1
を改変。



第2.2図 須原地域及び周辺地域の地質概略図

20万分の1地質図幅「日光」(山元ほか, 2000), 「宇都宮」(須藤ほか, 1991), 「高田」(竹内ほか, 1994)及び本報告を基に編集。



第 2.3 図 須原地域の地質総括図

*城内層群八海山層, 大谷川層, 貫木層は本地域には分布しない。

西名層のN.9は浮遊性有孔虫化石帯。鳥屋ガ峰層の年代値は全岩K-Ar年代。

に独立して分布するものは、ざくろ石黒雲母白雲母片岩や黒雲母白雲母片岩などである。

2.2 構造区未定のペルム系

構造区未定のペルム系は、新潟－福島県境の田子倉湖－奥只見湖周辺の奥只見地域の六十里越断層以南に露出している（第2.2図）。これらの大半は、混在岩と整然層からなり、混在岩の分布が広い。混在岩は、泥岩を基質として、超苦鉄質岩、斑れい岩、玄武岩、玄武岩凝灰岩、花崗岩、流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩、礫岩、砂岩、石灰岩、チャート等、多種にわたる岩塊を含んでいる（新潟基盤岩研究会，1996など）。含まれる岩塊の岩石種などに基づいて、いずれも断層で境される大鳥層、滝沢層、丸山層、袖沢層の4つに区分される。これらの地層は大まかに北北西－南南東～南－北走向を有し、東傾斜を示すが、各層の走向方向への連続性や各層を境する北北西－南南東～南－北走向東傾斜の断層は、北東－南西走向の鉛直断層、北北西－南南東走向の鉛直断層、西北西－東南東走向の鉛直断層によって大きく乱されている。大鳥層は、流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩やそれらと泥岩との互層、花崗岩の巨大岩塊を包有する混在岩として特徴づけられる。滝沢層は砂岩泥岩互層であり、西北西－東南東～東－西性の軸をもって褶曲する整然層として特徴づけられる。同様の方向性を持つ褶曲は水無川変成岩類にも認められる。丸山層は、超苦鉄質岩、斑れい岩の巨大岩塊を含む混在岩として特徴づけられる。袖沢層は、泥質岩堆積時に形成されたとみなされる玄武岩（現地性玄武岩）及びウミユリや腕足類の化石を含む不淘汰堆積岩の存在で特徴づけられる。これらの堆積岩類には、露頭規模の褶曲構造が認められ、各層の泥質岩の面構造（層理面や劈開面）の姿勢変化にも現れている。しかし、地質図に表現可能な規模の褶曲は認められない。

2.3 足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス

須原地域北部－中央部の末沢川流域や黒又川流域、さらに本地域の西部には、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスが分布する。足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは、岩相の特徴に基づき3つのコンプレックス（構造的上位より大白川・黒又川・上権現堂山コンプレックス）に区分される。これらのコンプレックスは、黒又川花崗岩の貫入によって東西に二分されており、花崗岩の東側には上位より大白川コンプレックスと黒又川コンプレックスが、西側には上権現堂山コンプレックスが分布する。

大白川コンプレックスは、主に緑色岩・砂岩の岩塊を伴う混在岩を主体とし、緑色岩・石灰岩・チャートの小規模岩体を伴うことで特徴づけられる。黒又川コンプレ

ックスは、主に緑色岩及びチャートの中一規模岩体と砂岩頁岩互層からなる。上権現堂山コンプレックスは、チャートの小一規模岩体と混在岩からなり、一部に緑色岩の小規模岩体を伴う。混在岩は、主にチャート・緑色岩・砂岩の岩塊や砂岩頁岩互層・石灰岩・礫岩の岩塊を伴う。各コンプレックスの形成年代は、大白川コンプレックスは前期ジュラ紀、黒又川コンプレックスと上権現堂山コンプレックスは中期ジュラ紀以降である。

2.4 後期白亜紀－古第三紀深成岩類

須原地域に分布する深成岩類は、後期白亜紀－古第三紀に形成された花崗岩類がほとんどで、斑れい岩を伴う。これらの深成岩類は形成順に、角閃石斑れい岩、大湯花崗岩、黒又川花崗岩、花崗斑岩・アプライト・石英岩及び石英閃緑岩である。

角閃石斑れい岩は、本地域南西部の佐梨川上流域から黒又川最上流域にかけての地域に点々と分布している。これらはいずれも径500m以下の小岩体が主体であり、大湯花崗岩中の捕獲岩体として存在している。大湯花崗岩は本地域南西部の佐梨川上流域から南部の黒又川最上流域にかけて分布する中粒でやや優白質な黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩であり、角閃石を含むことがある。足尾帯の黒又川コンプレックス及び上権現堂山コンプレックスに貫入し接触変成作用を与えている。黒又川花崗岩は、本地域中央部の黒又川左岸流域から破間川支流の羽根川流域にかけて広く分布するほか、本地域南西部の佐梨川左岸流域から南隣八海山地域にかけて分布する。佐梨川流域では大湯花崗岩に貫入する小規模岩体が存在する。いずれも岩相変化に乏しい粗粒の黒雲母花崗岩であり角閃石を含むことがある。岩体東部で黒又川コンプレックスに、西部で上権現堂山コンプレックスに貫入し接触変成作用を与えている。花崗斑岩は、黒又川最上流域において大湯花崗岩に貫入する小規模岩体である。アプライト及び石英岩は岩脈として黒又川花崗岩に貫入している。石英閃緑岩は、本地域北東部の毛猛沢出合付近の末沢川河床に数個の小規模岩体として存在する。

2.5 新第三系

須原地域は新生代新潟堆積盆地の南東縁部に位置し、堆積盆地の東縁を画する新発田－小出線が本地域北西隅を北北東－南南西方向に走っている。そのため、本地域には堆積盆地下部を占める前期中新世の地層群が基盤岩類を覆って広く分布するが、新潟堆積盆地の主体をなす中期中新世－前期更新世の地層は北西隅に僅かに分布するのみである。

新潟堆積盆地の地層群は、岩相と微化石層序により全域を通じての層序区分がなされており、それは新潟標準

層序と呼ばれている（新潟県地質図改訂委員会編，2000）．新潟標準層序では下位より三川階・津川階・七谷階・下部寺泊階・上部寺泊階・椎谷階・西山階・灰爪階に時階区分がされており，本地域にはそのうち津川階の地層が広く分布するほか，七谷階の地層および上部寺泊階－西山階に相当する時代の地層・岩石が分布する．

これらの新生界については島津（1973），茅原（1974），山下ほか（1982），八幡・津川グリーンタフ団体研究グループ（1982）などの地質図があるが，いずれも小縮尺の地質概略図である．ただし，北西部については新潟県（1963）の1/5万地質図がある．島津（1973）は本地域から津川・小国地域にわたる広範囲の新生界の対比を試みた．また，高浜・正井（1983）は破間川沿いで魚沼層・段丘堆積物の褶曲・断層などの構造運動について論じている．

本地域の新第三系は，下位より城内層群大倉層，松川層，夕沢層，西名層，鳥屋ガ峰層，和南津層，魚沼層がある（第2.3図）．

各地に分布する城内層群大倉層・松川層・夕沢層は，いずれも基盤岩を不整合に覆っており，海生化石の報告がなく陸成層であると推定され，本質的には新潟標準層序の津川層に対比される同一の地層であるように思われる．しかし，地域ごとに岩相が異なるうえ地質時代についての資料も乏しく正確な層序対比ができないので，本報告では地域ごとの地層名を継承して記載する．

城内層群大倉層 城内層群は新潟堆積盆地の最下部を占める地層群であり，越後山脈の稜線・山麓に分布する．本地域西部には，城内層群の下半部を占め安山岩類を主とする大倉層が分布する．

松川層は本地域北西部に分布し，安山岩溶岩・火砕岩と礫岩からなる．

夕沢層は本地域北部から東部にかけて広く分布する．主に安山岩火砕岩・礫岩・流紋岩軽石凝灰岩からなり，一部には安山岩溶岩が分布する．

岩脈 基盤の足尾帯付加コンプレックス及び花崗岩類，並びに津川階相当の大倉層・松川層・夕沢層中には無数の流紋岩岩脈が見られ，北東部地域にはまとまった大きさの貫入岩体もある．少量の安山岩，閃緑斑岩及び花崗閃緑斑岩，玄武岩岩脈も見られる．

西名層は本地域北西部に分布し，主に流紋岩軽石凝灰岩からなる．岩相及び微化石層序から新潟標準層序の七谷層に対比される．

鳥屋ガ峰層は本地域北西隅から西隣小千谷地域にかけて分布する．後期中新世の安山岩溶岩からなる．

和南津層は本地域北西隅から西隣小千谷地域にかけて分布する．鮮新世のデイサイト火山角礫岩からなる地層で，柳沢ほか（1986）により和南津層に含められた．

魚沼層は後期鮮新世－前期更新世に新潟堆積盆地を埋積した河川成及び一部内湾性の地層であり，最大層厚は

3,000mに達する（宮下ほか，1972）．本地域には北西隅に僅かに分布するのみである．

2.6 浅草火山噴出物

浅草火山噴出物は只見沢溶岩類及び鬼が面火山岩類から構成される．これらは浅草岳（標高1,585.5m，守門岳地域内）を最高地点とする第四紀の成層火山の噴出物である．火山噴出物の主体は北隣守門岳地域に分布し，本地域には火山噴出物全体の1/3が分布する．下位の**只見沢溶岩類**は溶岩及び貫入岩からなり，一部に火砕岩を挟む．岩質は複輝石安山岩で，角閃石巨晶を含むことがある．上位の**鬼が面火山岩類**は複輝石安山岩及びかんらん石複輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなる．これらの活動時期は，前期更新世の初期，160万年前頃である．

2.7 第四系

本地域の第四系の発達は小規模で，更新世地すべり堆積物，古期崩壊堆積物，段丘堆積物，崩積堆積物，氾濫原及び現河床堆積物からなる．

更新世地すべり堆積物は本地域北西部の破間川西側に分布する．西名層を起源とする崩積土・地すべり地塊からなり，一部は現在も活動的な地すべり地となっている．

古期崩壊堆積物は本地域北西隅に見られ，安山岩塊を含む崩積土が緩傾斜な地形面を作って堆積している．テフラに覆われており後期更新世の堆積物である．

段丘堆積物は本地域西部の主要な河川沿いに分布する．破間川沿いには2段の段丘面が発達しており，古期の t_1 段丘面は後期更新世の広域テフラに覆われている．新期の t_2 段丘面は破間川・羽根川・佐梨川沿いに見られる．いずれの段丘堆積物も大礫を主とし上部は砂からなる．

崩積堆積物は本地域北東部の浅草火山の山麓に小規模に見られる．

氾濫原及び現河床堆積物は主要な河川沿い及び只見川・黒又川のダム湖に小規模に分布する．

2.8 地質構造

須原地域においては，構造区未定のペルム系と足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは北北西－南南東走向の六十里越断層及び大鳥岳西方の断層とその北方延長の大熊沢上流の断層によって区切られている．六十里越断層は鉛直断層で，末沢川に沿って西北西－東南東方向に走る裸山断層に切られ，黒又川花崗岩や足尾帯の上権現堂山コンプレックスも同方向の断層によって切られ変位している．また，北東－南西走向の駒ノ湯断層は大鳥岳西

方の断層を切り、相対的に南側の地塊を上昇剝離させており、新第三系の分布を規制している。構造区未定のペルム系内の滝沢層－丸山層境界断層（大鳥沢、滝沢出合い付近）や丸山層－袖沢層境界断層（本地域南東端）もまた、駒ノ湯断層や未丈が岳断層などによって切られている。断層活動の順序は、まず、北北西－南南東走向で東傾斜の大鳥岳西方の断層が活動し、構造区未定のペルム系と足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスを境した。大鳥岳西方の断層とほぼ同様の姿勢を示す滝沢層－丸山層境界断層や丸山層－袖沢層境界断層もほぼ同時期、あるいはそれ以前に活動した可能性が高い。その後、裸山断

層などの西北西－東南東方向に走る断層が活動し、さらにこれらを切る北東－南西走向の駒ノ湯断層や未丈が岳断層が活動した。大鳥岳西方の断層は、その北方延長である大熊沢上流の断層が新第三系に覆われることから、新第三紀以前に活動したものである。また、駒ノ湯断層及び六十里越断層は新第三系を切っており、これらの断層の活動時期は新第三紀以降である。しかし、六十里越断層は奥只見地域の構造区未定のペルム系と足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスを境する断層であり、新第三紀以前にも活動した可能性がある。

第3章 水無川変成岩類

(志村俊昭・豊島剛志・高橋 浩)

3.1 研究史及び概要

新潟県南東部、越後山脈の中核部を占める越後三山（駒ヶ岳、中の岳、八海山）地域には、水無川変成岩類（茅原・西田，1968）と呼ばれる低変成度の変成岩類が露出している（第2.2図）。この水無川変成岩類は谷川岳山頂付近に露出する結晶片岩及び群馬県沼田市北方に露出する川場変成岩類とともに上越変成帯の一部を構成していたものと考えられた（Hayama *et al.*, 1969）。一方、小松（1980）、茅原・小松（1982）らは、上越帯を構成する岩石の特徴から、変成オフィオライトと中生代の陸棚堆積物すなわち、奥利根層群（上部三畳系）・岩室層（下部ジュラ系）・戸倉沢層（下部白亜系）からなる片品帯と、結晶片岩・蛇紋岩からなる谷川岳帯とに区分し、水無川変成岩類はその分布位置から片品帯に含められた。その後、竹之内（1988）は、水無川変成岩類の詳細な野外調査を行い、その岩相や原岩構成が周辺の足尾帯構成岩類と連続することから、水無川変成岩類を足尾帯の構成要素であるとした。また、竹之内（2000）では、水無川変成岩類の変形相解析を行い、2つの変形時相を識別し、水無川変成岩類の構造運動を論じた。さらに、Takenouchi and Takahashi（2002）では、川場変成岩類と水無川変成岩類の岩相及び変形史が共通することから、上越地域の中・古生界中に断続的に分布する低変成度変成岩体は、かつて存在していた低変成度変成岩帯を構成していたものと考えた。川場変成岩類は足尾帯の分布域とは地理的に離れた、上越帯の中核部を構成する地質体であり（第2.2図）、川場変成岩類と岩相、変形史の共通する水無川変成岩類は上越帯のメンバーとみなすのが妥当と考える。本報告では前述のように山元ほか（2000）を踏襲し、水無川変成岩類を上越帯の構成要素として扱う。

水無川変成岩体は、15×6km程の北東-南西方向に伸張した形態を示し、その北西端は駒ノ湯断層によって後期白亜紀-古第三紀の花崗岩類と接しており、西方では足尾帯の上権現堂山コンプレックスと断層で接している。また、南東部は中の岳斑れい岩類や後期白亜紀花崗岩類（只見川古期花崗岩類）（茅原・小松，1992）と断層で接している（第2.2図）。

水無川変成岩類は、原岩堆積後に変成作用を受けた後、花崗岩のへい入に伴う接触変成作用をうけた複変成岩である（Hayama，1969）。珪質岩と泥質岩の細互層からなり、石英からなる灰白色薄層と黒雲母からなる褐色-黒

色薄層の互層による縞状構造が発達する泥質片状岩を主体とする（竹之内ほか，2002）。異地性岩塊として緑色岩類（変玄武岩、変斑れい岩、変苦鉄質凝灰岩）・超苦鉄質岩・チャート・石灰岩・砂岩を含み、それらのブロックの規模は数mから数100mにおよんでいる。全般的に水無川変成岩類の原岩は混在岩相で特徴づけられ、弱変成作用と同時あるいはその後の剪断作用により様々な変形小構造が発達している（竹之内，2000）。

水無川変成岩類の形成時期を示す放射年代は今のところ得られていないが、谷川岳山頂付近の結晶片岩から308±15Ma及び284±14Maの白雲母K-Ar年代が報告されている（Yokoyama，1992）。前述のように、谷川岳の結晶片岩は水無川変成岩類や川場変成岩類とともに上越帯を特徴づける変成岩類であり、水無川変成岩類の形成年代は谷川岳の結晶片岩の年代に対比できる可能性がある。須原地域には、南隣八海山地域内の水無川流域を模式地とする水無川変成岩体の北東端部が、佐梨川支流灰の又川上流北沢の左岸や枝折峠（八海山地域内）北方の稜線周辺に分布している。また、未丈が岳南方の稜線から奥只見湖左岸の本沢上流（八海山地域内）、大鳥沢上流にかけて5×2km程の独立した岩体が存在する。本報告では、便宜上、上記2つの水無川変成岩体それぞれについて分けて記述する。

3.2 灰の又川上流の水無川変成岩類（Mz）

分布 水無川変成岩体の北東端部に相当し、佐梨川支流灰の又川上流北沢の左岸や枝折峠（八海山地域内）北方の稜線周辺に分布している。

層序関係 北西側は大湯花崗岩及び黒又川花崗岩と駒ノ湯断層で接し、北東側は大湯花崗岩と断層で接している。南東側（八海山地域内）は、中の岳斑れい岩体及び只見川古期花崗岩類（茅原・小松，1992）と断層で接している。

岩相及び産状 片状構造の発達した泥質岩及び珪質岩からなり、泥質部と珪質部が幅1mmから数mmで互層した縞状構造の発達した岩石が最も多く、比較的厚い泥質層や珪質層をはさみ、互層を呈する場合もある。一部に認められる礫岩様の岩相には、暗褐色の泥質基質中に最大長径1cm程の角礫状珪質部が存在するが、多くの珪質部は片状構造に平行に伸張しレンズ状を呈し全体として明瞭な面構造を形成している（第3.1図）。これらの変成岩類の変成鉱物は黒雲母及び白雲母でざくろ石が含

まれることがある。岩石名としては、ざくろ石黒雲母白雲母片岩、黒雲母白雲母片岩、黒雲母片岩及び石英片岩である。

構造 片状構造の走向は、ほぼ東西 (N80°W-85°E) であり、北へ40°~85°の傾斜を示す。

岩石記載 黒雲母片岩<GSJR78569> (3.1図)

産地：枝折峠北方 (八海山地域内)

主成分鉱物：石英、黒雲母、斜長石

副成分鉱物：不透明鉱物、電気石

細粒黒雲母及び細粒石英の集合体からなる泥質部を基質として細粒石英集合体が伸張し珪質レンズを構成している。泥質部中の一部には、散在する細粒短冊状斜長石の基質部を黒雲母及び不透明鉱物が充填した火山岩組織を残す部分が存在する。

石英は半自形で、20~30 μ m程の細粒結晶の集合体が珪質レンズをなしている。黒雲母は自形-半自形で褐色 (Y-Z軸色、以下Y-Z) を呈し、20~30 μ m程の細粒結晶が石英とともに集合し泥質層を形成している。斜長石は半自形で、泥質層中に斑状に存在する。火山岩組織を残すと見られる短冊状に散在するものは0.5mm程の自形結晶である。

3.3 未丈が岳南方の水無川変成岩類 (Mz)

分布 未丈が岳南方の稜線から只見川左岸大鳥沢上流域、奥只見湖左岸の本沢上流域 (八海山地域内) にか



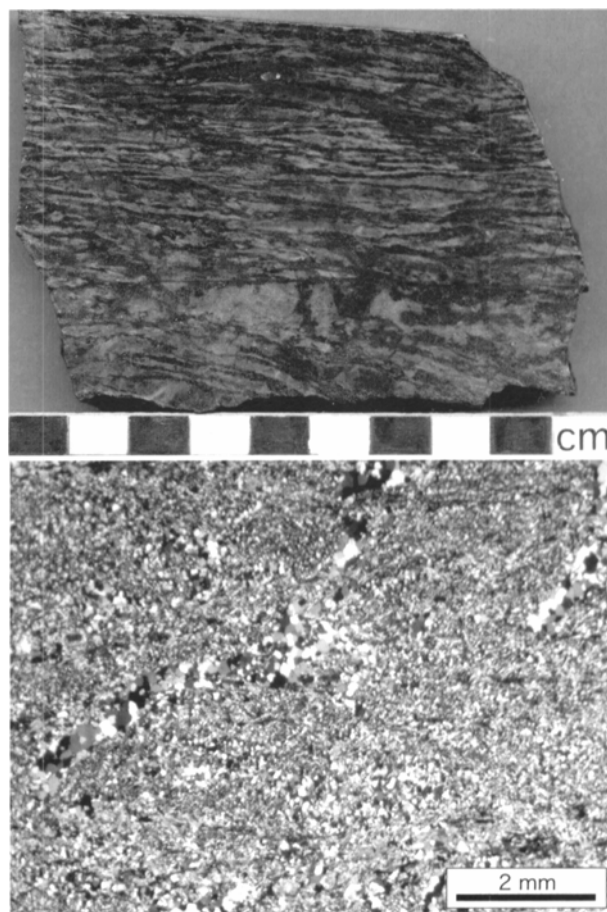
第3.1図 枝折峠付近の水無川変成岩 (GSJ R78569) のスラブ写真及び薄片写真 (直交ニコル)

て独立した岩体として分布する。

層序関係 北側を滝沢層と、北西側は大湯花崗岩と、南東側 (八海山地域内) は丸山層の超苦鉄質岩体とそれぞれ断層で接している。また、南側 (八海山地域内) は、只見川新期花崗岩類 (茅原・小松, 1992) によって貫入されている。

産状及び岩相 未丈が岳南方に分布する水無川変成岩類は主に泥質片岩で、少量の珪質片岩を伴う。野外では暗灰色を呈し、黒雲母が濃集している優黒質層と、石英からなる優白質層が1~5mm幅の細互層を成し、片麻岩様に見える事もある (第3.2図)。大鳥沢上流では、全般的に珪質岩ないし砂質岩と泥質岩とからなる、各層の幅が1mmから数cm程度の互層が優勢で、小規模な褶曲構造が認められる (第3.3図)。泥質層は黒雲母を多く含み、珪質層、砂質層は主に石英からなる。

結晶片岩の鉱物組合せを第3.1表に示す。これらは互いに漸移関係で産する。主な岩石は黒雲母-白雲母-ざくろ石-石英片岩である (第3.4図)。また、これらの結晶片岩中には、石英を主とする多数の優白脈 (多くは幅1mm以下、まれに数cm幅) が見られ、これにより



第3.2図 未丈が岳南方における水無川変成岩 (GSJ R78570) のスラブ写真及び薄片写真 (直交ニコル)

片理が切断されている。また、未丈が岳南方の稜線上において堇青石を含む結晶片岩（第3.5図）が見いだされた。

構造 未丈が岳南方では、片状構造の走向はN40° - 70° Eであり、傾斜は北西に60° から南東へ53° まで変化する。イントラフォリアル褶曲、キンクバンドがみられる。また、大鳥沢上流では、片状構造の走向はN30° WからN47° Eまで変化し、傾斜は東へ24° ~50° である。

岩石記載 ざくろ石黒雲母白雲母片岩<GSJ R78571>
(第3.4図)

産地：未丈が岳南方稜線

黒雲母と白雲母（両者とも長径0.2mm程度以下）の定向配列による片理が顕著であるが、白雲母にはこの定向配列を切る比較的大きなもの（0.3~0.4mm）もみられる。黒雲母は淡褐色（X軸色、以下X）、褐色（Y-Z）の多色性を示す。黒雲母に富む部分には、黒雲母・白雲母の片理を切って自形のざくろ石（最大径1mm程度）がみられる。ざくろ石斑状変晶には、微細な黒雲母と石英を多数包有し汚濁されたコアと、包有物の少ないリムがみられる。優白質層中の石英は他形である。

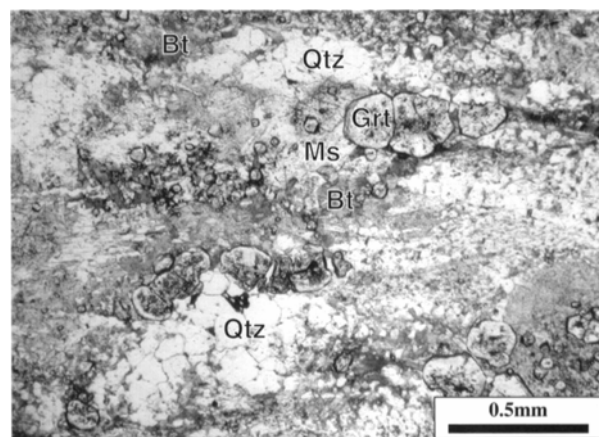
堇青石ざくろ石黒雲母白雲母片岩<GSJ R78571>
(第3.5図)

産地：未丈が岳南方稜線

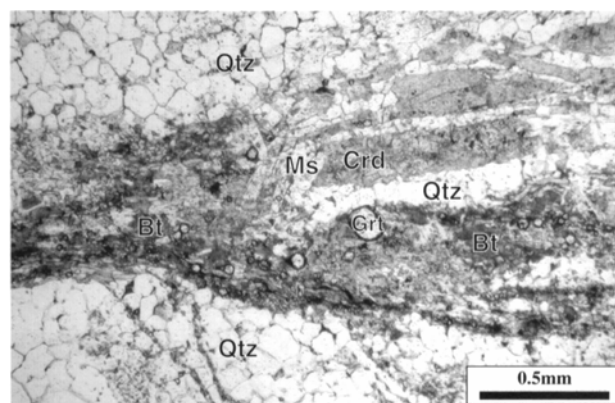
石墨、黒雲母、白雲母、ざくろ石、堇青石、石英及び斜長石からなる。有色鉱物（主として黒雲母）を多く含む優黒質層と石英を主とする優白質層が1~5mmオーダーで細互層をなしている。黒雲母は淡褐色（X）、濃褐色（Y-Z）の多色性を示す。堇青石は黒雲母の濃集部中に径0.3mm程度の他形をなして産する場合と、石英を主とする優白質層中に長径1~1.5mm程度の短柱状の半自形で産する場合とがある。いずれも周囲は細粒の白雲母・黒雲母に



第3.3図 大鳥沢上流における水無川変成岩類の産状
泥質片岩と珪質片岩、砂質片岩が細互層をなしている。



第3.4図 未丈が岳南方における水無川変成岩の泥質片岩（GSJ R78571）の薄片写真（単ニコール）
自形のざくろ石（Grt）は黒雲母（Bt）の形成する片理を切る。
Qtz：石英，Ms：白雲母



第3.5図 未丈が岳南方における水無川変成岩の泥質片岩（GSJ R78572）中の堇青石（単ニコール）
堇青石（Crd）の周囲を石英がとりまく。
鉱物の略号は第3.4図と同じ。

第3.1表 未丈が岳南方の水無川変成岩類の鉱物組み合わせ

原岩	鉱物組合せ
泥岩	黒雲母-白雲母-石英
	黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英
	黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英-斜長石
	石墨-黒雲母-白雲母-石英
	石墨-黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英
	石墨-黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英-斜長石
	石墨-黒雲母-白雲母-ザクロ石-堇青石-石英-斜長石
	黄鉄鉱-黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英
砂岩	黒雲母-白雲母-石英
	黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英
	黄鉄鉱-黒雲母-白雲母-ザクロ石-石英

切られているほか、内部もかなりピナイト化が進行している。ざくろ石は黒雲母・白雲母が作る片理を切断し、自形の斑状変晶（径0.1～0.2mm程度）として存在する。ざくろ石には微細な黒雲母と石英を多数包有し汚濁されたコアと、包有物の少なく透明

感のあるリムがみられる。斜長石は優黒質層中に、0.01mm以下の微細な他形結晶として僅かに点在するのみで、優白質層中に斜長石は見られない。また、この岩石中にもカリ長石はみられない。

第4章 構造区未定のペルム系

(豊島剛志・志村俊昭・高橋 浩)

4.1 研究史及び概要

須原地域南東部の田子倉湖周辺から大鳥ダム周辺にかけて、超苦鉄質岩類や流紋岩凝灰岩を含み、足尾帯西帯に属すると考えられてきた地層が分布する(茅原・小松, 1986; 新潟基盤岩研究会, 1986, 1996)。しかし、最近、従来足尾帯西帯とみなされてきた大鳥ダム南東方の地層からペルム紀腕足類化石が発見された(田澤・新潟基盤岩研究会, 1999)。山元ほか(2000)は、田澤・新潟基盤岩研究会(1999)における田澤の主張のように、この化石産出層と厚い流紋岩凝灰岩を含む地層を一連の地層とみなして、西南日本内帯の舞鶴帯もしくは秋吉帯非石灰岩相のペルム系に対比可能であるとし、新たに大鳥層と命名した。また、超苦鉄質岩や変斑れい岩の異地性岩体を含む地層についても、その年代は未定であるが、美濃・丹波帯や足尾帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスには知られていない特異な岩相構成を示すため、これも大鳥層と関連するペルム系の地質体と考えた。このような岩相構成の地層は、六十里越断層以南にのみ分布し、従来の上越帯には知られていないため、地体構造上の位置付けが未定である。本報告では、これらの地層の分布や区分が山元ほか(2000)とは異なっているが、彼らの考え方を踏襲して、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスとは包有岩の種類が異なる地層群とそれには含まれる整合層を、上越帯と区分し、構造区未定のペルム系として扱う。

本地域南東部に分布する構造区未定のペルム系は、その岩相に基づき大鳥層、滝沢層、丸山層、袖沢層に区分される。これらの地層はそれぞれ断層によって境され、足尾帯のジュラ紀付加コンプレックスや水無川変成岩類とも断層を介して接している。上述の腕足類化石産出層は、本地域の南東部から東隣小林地域及び南東隣檜枝岐地域にかけて分布する袖沢層(新潟基盤岩研究会, 1996)に属しており、化石産出層の構造的低位の層準が本地域南東端に分布している。

滝沢層、丸山層、袖沢層は、層理面・劈開面にほぼ平行な北西-南東~南-北走向で東に急傾斜の断層を介して、西から東に向かって順次配列している。構造区未定のペルム系の中で、大鳥層のみが、ほぼ同様の姿勢を示す断層を介して、その西側の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの上に重なっている。このような東傾斜の断層を介した重なりが、須原地域の構造区未定のペルム系の基本構造であり、その西側に広く分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの構造的上位に位置する大鳥層

が、構造区未定のペルム系の中で構造的に最も低位(西側)の地層となる可能性が大きい。大鳥層に続いて、構造的低位から滝沢層、丸山層、袖沢層の順に累重する。

4.2 大鳥層(Ox, Ot, Ob, Og, Ogb)

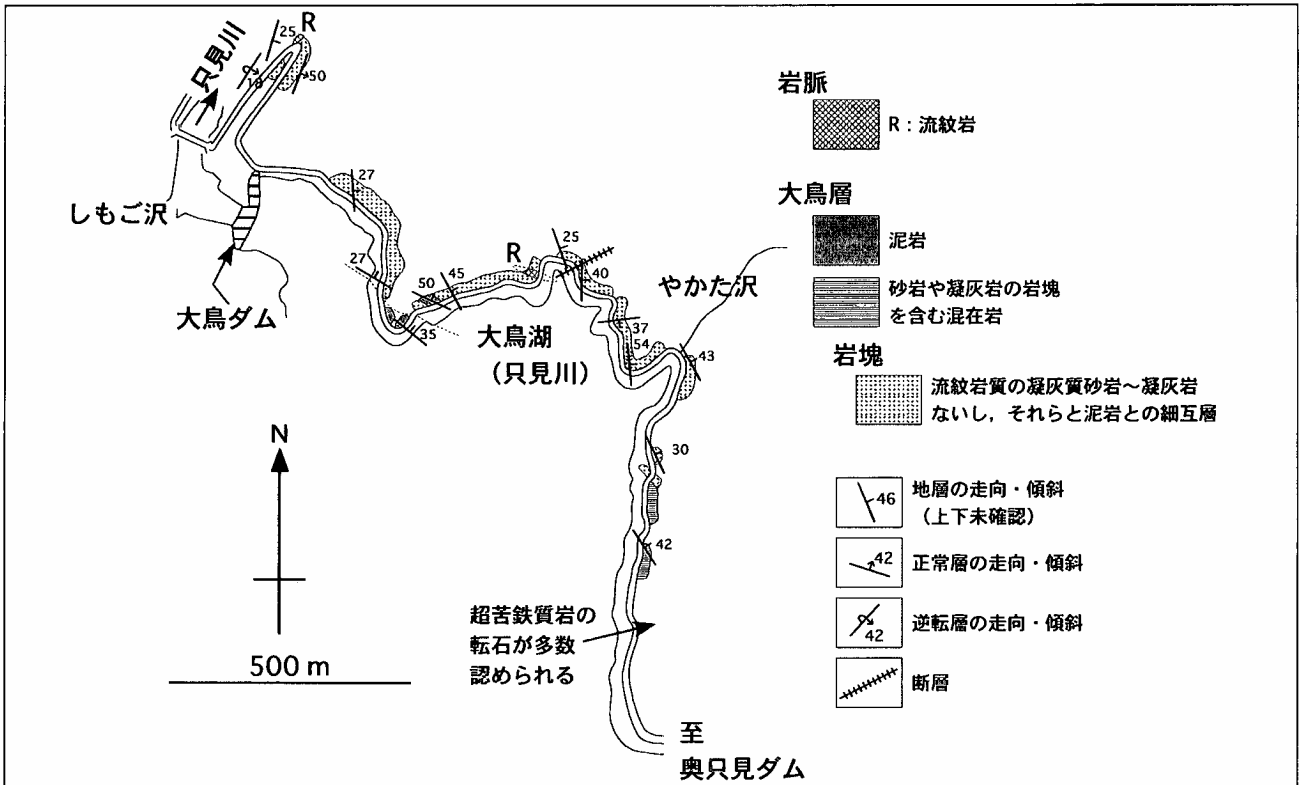
地層名 山元ほか(2000)の大鳥層を再定義する。山元ほか(2000)は、大鳥ダム周辺に分布する厚い流紋岩凝灰岩で特徴づけられる地層が南方の只見川上流に向かって連続し、ペルム紀腕足類化石を産する袖沢層や砂岩泥岩互層で特徴づけられる檜枝岐-小林地域の北沢層(新潟基盤岩研究会, 1996)と同層準であるとみなして、これらを合わせ、大鳥層と命名した。しかし、本報告では、厚い流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩で特徴づけられる地層だけを大鳥層と呼ぶ。

模式地 大鳥ダム周辺の道路沿い(第4.1図)。

分布 本地域東部において、六十里越断層と未丈が岳断層の間の、只見川流域に分布する。本層の北方への延長は六十里越断層によって、南東方向への延長は未丈が岳断層によって断たれている。このため、本層は未丈が岳断層以南には分布せず、山元ほか(2000)が示すような只見川に沿った南方への連続は追跡できない。また、本層の西側は北北西-南南東及び南-北方向の断層によって限られている。大鳥岳北方-宿の沢付近では、駒ノ湯断層によって切られ、その南側では大鳥岳付近から只見川本流、宿の沢上流にかけての、東西に広い分布を示す。以上のように、大鳥ダム周辺以外、山元ほか(2000)とは、かなり異なった分布となっている。

層厚 4000m+

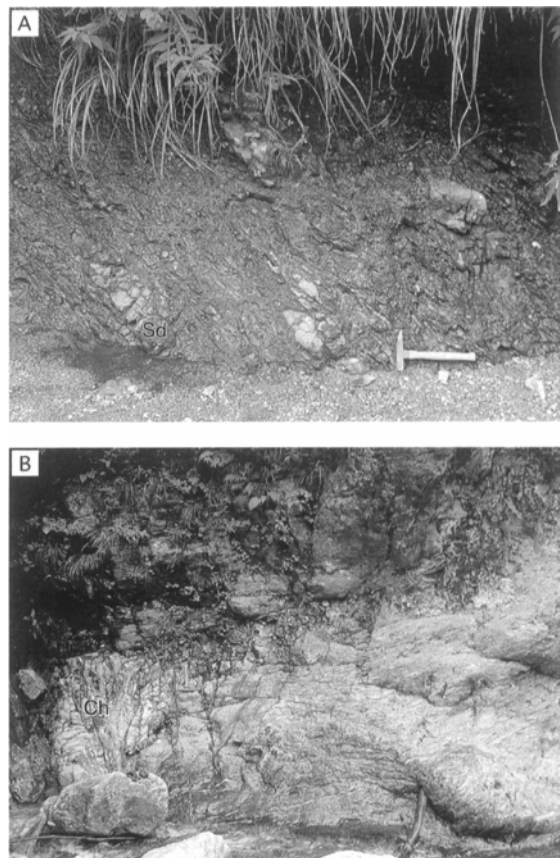
層序関係 本層の西側は、大熊沢上流では南-北走向・東傾斜の断層を介して、大鳥岳付近では北北西-南南東走向・東傾斜の断層を介して、いずれも足尾帯の黒又川コンプレックスと接しており、同コンプレックスの構造的上位に位置する。本層は、袖沢層とは接しておらず、丸山層、滝沢層とは未丈が岳断層で接し、これらの地層との層序学的関係は不明である。しかし、上述のように、須原地域の構造区未定のペルム系の基本構造は東傾斜の断層を介した重なりであり、大鳥層は、西側に広く分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの上に東傾斜で重なるので、構造区未定のペルム系の中で構造的に最も低位(西側)の地層である可能性が高い。駒ノ湯断層以北の本層は、不整合を介して新第三系によって広く覆われている。



第4.1図 大鳥層のルートマップ
大鳥ダム周辺の道路沿い。

岩相 本層は黒色泥岩及び混在岩 (Ox) を主体とし、地質図に表現できる規模の大きさを持つ岩塊として流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩及びそれらと泥岩の互層 (Ot), 玄武岩及び玄武岩火山砕屑岩 (Ob), 花崗岩 (Og), 斑れい岩 (Ogb) を含んでいる

混在岩 (Ox) の基質は主に黒色～暗灰色泥岩で、地質図に表現できない大きさの各種の岩塊 (流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩およびそれらと泥岩の互層・凝灰質砂岩・細粒砂岩・玄武岩火山砕屑岩・玄武岩 (一部はドレライト)・花崗岩・斑れい岩・石灰岩・流紋岩, まれにチャート) を含んでいる (第4.2図)。黒色泥岩及び混在岩 (Ox) には、地質図に表現できない厚さや広がりを持つ各種の砂岩と泥岩の互層 (泥岩と凝灰質泥岩の細互層, 細粒石英質砂岩と珪質泥岩の互層, 凝灰質砂岩と泥岩の互層, 黒色泥岩と白色砂岩の互層, 暗灰～灰色砂岩と黒色泥岩との砂岩優勢互層) や凝灰岩泥岩細互層が部分的に挟まれる。各種互層の砂岩, 泥岩の層厚は、それぞれmm-mオーダーまで変化するが、主に数mm～数十cm程度である。これらの各種互層には級化構造や露頭規模の褶曲, スランプ構造, ブーダン構造, 層理面に平行な劈開面が発達する場合がある。また、剪断面の発達とともに、砂岩が破断して、泥岩中のレンズ状小岩塊となって、破断相を呈する場合も多い。これらの泥岩や砂岩泥岩互層は、まれにレンズ状の礫岩薄層を挟在することがある。礫岩層は数十cm以下の層厚を有し、チ



第4.2図 大鳥層の混在岩の露頭写真

- A: 主に砂岩 (Sd) を含む泥質混在岩。下大鳥沢下流部
- B: チャートの岩塊 (Ch) を含む混在岩。基質が砂岩泥岩薄互層の部分もある。下大鳥沢中流部。

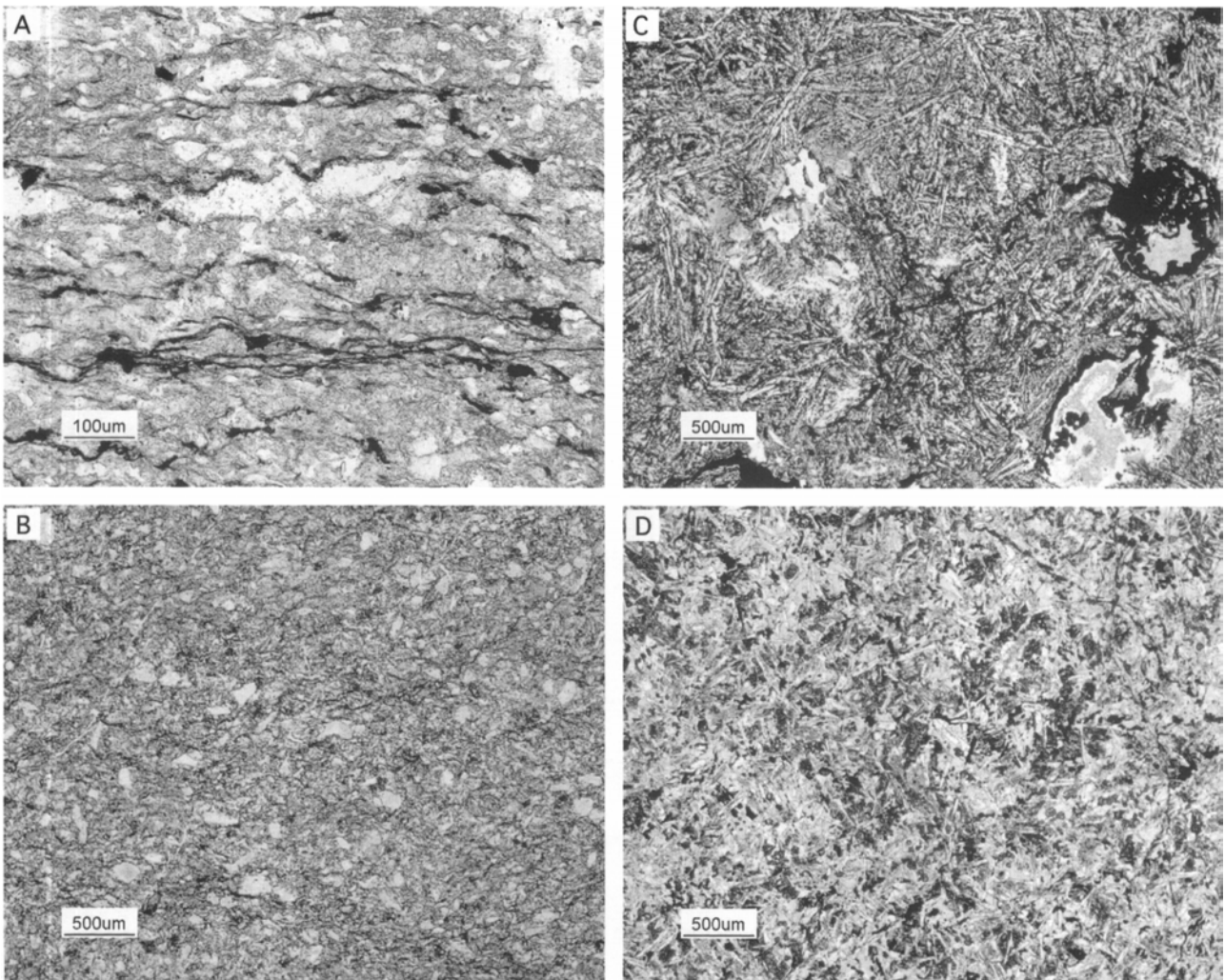
ャート・泥岩・砂岩の細一中礫よりなる。

流紋岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩 (Ot) は、岩塊として混在岩中に含まれるもの (地質図に表現できる大きさのものからそうでないものまで)、泥岩と互層するものものいずれも流紋岩質で淡緑色-緑色を呈し、細一中粒 (まれに粗粒) で、級化構造を示す場合や上位に向かって緑色ないし灰緑色砂岩へと漸移する場合がある (第 4. 3 図A, B)。地質図に表現されるほど大きなレンズ状-板状の岩塊として産するものが多い。流紋岩凝灰岩の岩体内の構造と、基質の泥岩の構造はしばしば斜交する。宿の沢流域では、地質図に表現できる厚さで、整然相を示す凝灰岩優勢凝灰岩泥岩互層ないし凝灰質細粒砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Ot) が発達するが、スランプ褶曲などにより内部構造が大きく乱されている。

玄武岩 (Ob) は塊状で (第 4. 3 図C, D)、一部にドレ

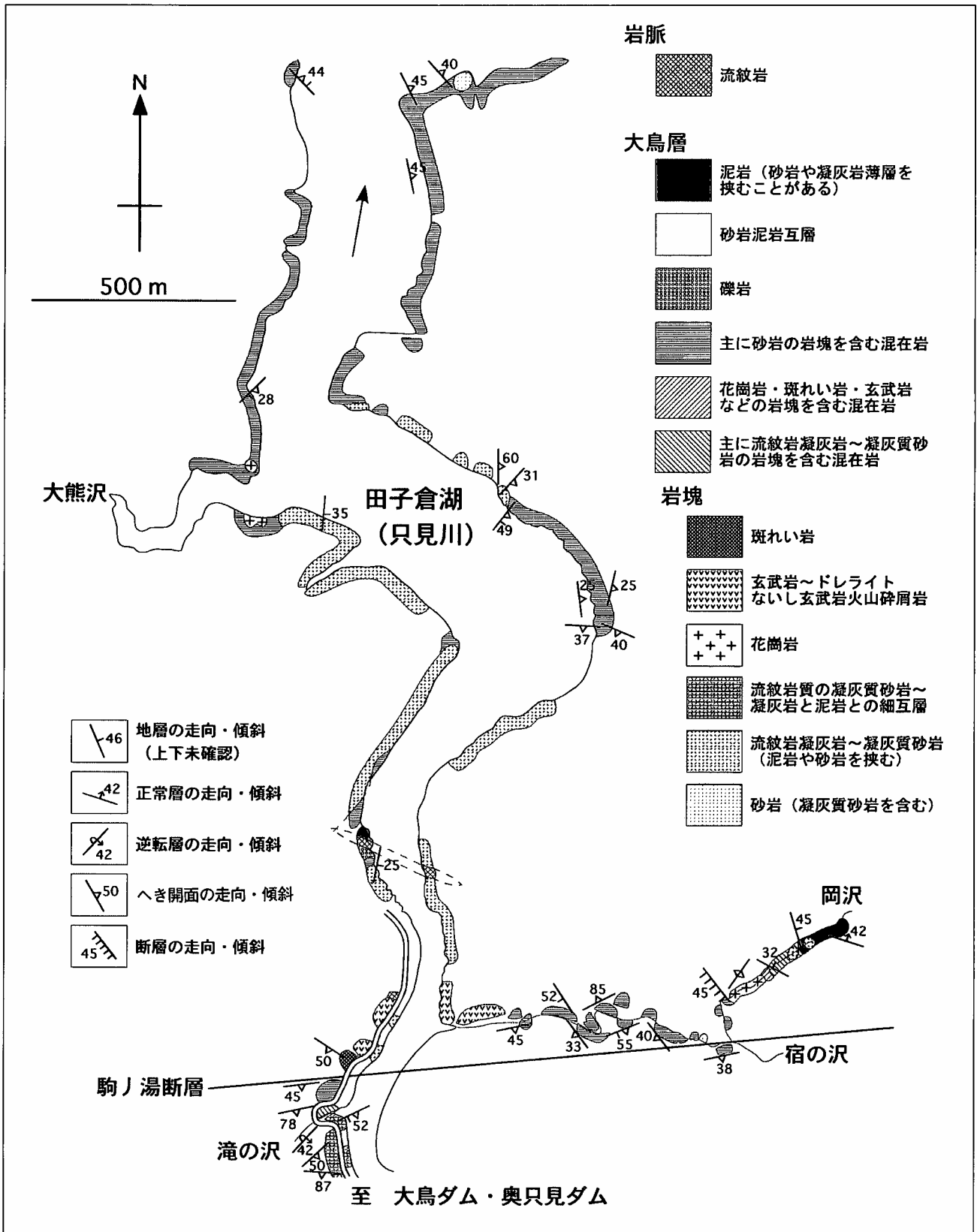
ライト-斑れい岩質岩を伴っている。玄武岩火山砕屑岩 (Ob) は、暗緑色-暗灰色のハイアロクラスタイト、凝灰岩、凝灰角礫岩などよりなる。玄武岩凝灰岩は、暗緑色-緑色で、砂岩泥岩互層や凝灰質泥岩を挟むことがあり、凝灰質泥岩や凝灰質砂岩との互層を示す場合もある。まれに、これら火山砕屑岩は、赤色チャートの角礫を含む場合もある。これら玄武岩質岩塊の一部には、カタクレ-サイト化やマイロナイト化による剪断面が発達し、多量の緑簾石脈が認められる。

花崗岩 (Og) は、大熊沢下流と宿の沢下流、大熊沢出合い付近の田子倉湖岸の混在岩中に分布する (第 4. 4 図)。いずれも優白質で中粒塊状の黒雲母花こう閃緑岩である (第 4. 5 図A, B)。宿の沢下流部の支流に分布する花崗岩の一部にはマイロナイト面構造が認められる (第 4. 5 図B)。宿の沢下流部の花崗岩と周囲の堆積岩類

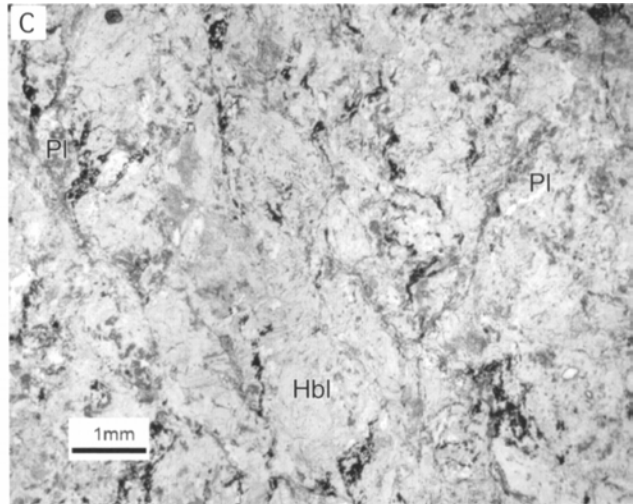
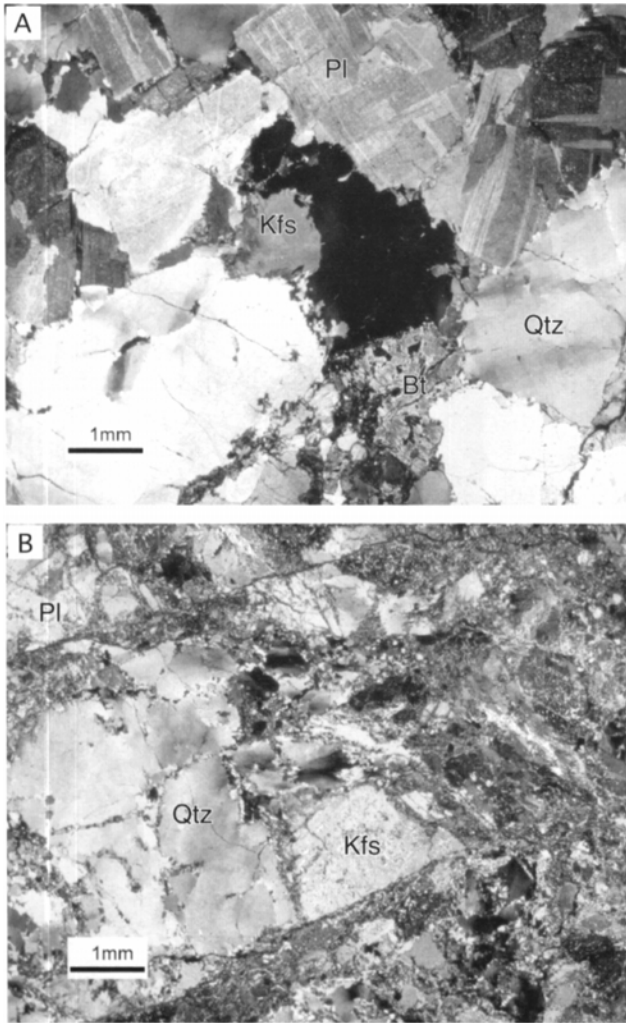


第 4. 3 図 大鳥層中の流紋岩凝灰岩 (A, B) 及び玄武岩 (C, D) の薄片写真

- A : やや剪断変形を被っている。泥質。単ニコル (GSJ R78573, やかた沢付近の只見川沿い)。
- B : やや砂質。単ニコル (GSJ R78574, 宿の沢中流部)。
- C : 樹脂状組織を示す斜長石と杏仁状組織が認められる。単ニコル (GSJ R78571, やかた沢)。
- D : 塊状を示す。単ニコル (GSJ R78574, 大熊沢)。



第4.4図 田子倉湖上流部の大鳥層の分布を示したルートマップ



第4.5図 大鳥層中の深成岩岩塊の薄片写真

- A: 優白質花崗岩. クロスニコル (GSJ R78577, 大熊沢下流部). Bt: 大部分緑泥石に置換された黒雲母, Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 波動消光する石英.
- B: マイロナイト化, カタクレースイト化を被った優白質花崗岩. クロスニコル (GSJ R78578, 宿の沢岡沢). Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英.
- C: 斑れい岩. 変成作用を被っている. 単ニコル (GSJ R78579, 立柄山東方, 只見川沿い). Hbl: 緑色ホルンブレンド, Pl: 斜長石 (変質が著しい).

との境界は、下流側では幅15mの断層破砕帯を伴う断層であるが、上流側では黒色泥岩と入り組んだ境界によって接している。周囲の黒色泥岩は、玄武岩質岩・細粒砂岩・凝灰岩の小岩塊とともに、花崗岩の垂円-垂角礫（直径数-数十cm）を含んでいる。花崗岩による周囲の泥岩への接触変成作用の痕跡は認められない。また、大熊沢下流の花崗岩については、周囲の泥岩との境界は断層であり、周囲に接触変成作用を与えている痕跡が不明瞭である。大熊沢出合い付近の田子倉湖岸において、レンズ状の砂岩岩塊を含む泥岩中にも、花崗岩の垂円-垂角礫ないし小岩塊（直径数cm-15m）が多数認められる。砂岩や花崗岩の周囲の泥岩は、強い剪断変形を被っている。これらのことは、大熊沢下流と宿の沢下流の比較的規模の大きい花崗岩体も泥岩中のブロックであることを示している。花崗岩は鏡下では半自形等粒状組織を示し（第4.5図A）、弱いマイロナイト化とともにカタクレースイト化を被っている（第4.5図B）。変形の強い部分では、石英・斜長石・カリ長石が波動消光を示すほか、長石には多数のマイクロクラックが認められる。粗粒石英は、その周囲の微細な再結晶石英粒へと側方移

化している。粗粒石英内にも、亜粒子や再結晶粒バンドが発達している場合もある。カリ長石にはパーサイト構造が顕著であるが、変形により曲げられている。黒雲母は著しく引き伸ばされ、ブーダン様の形態を呈して、マイクロクラックや劈開面の曲げが発達する。変形の強い黒雲母は、周囲やクラックに沿って緑泥石化している。この他に自形の褐れん石を含むことがある。また、斜長石・黒雲母を切るクラックに沿って、緑泥石と、微細な自形の緑れん石が認められる。

斑れい岩 (Ogb) は暗緑-暗灰色を呈し、中-細粒で角閃石とソーシュライト化した斜長石からなる（第4.5図C）。斑れい岩の一部は、カタクレースイト化やマイロナイト化を被っており、剪断面が発達している。

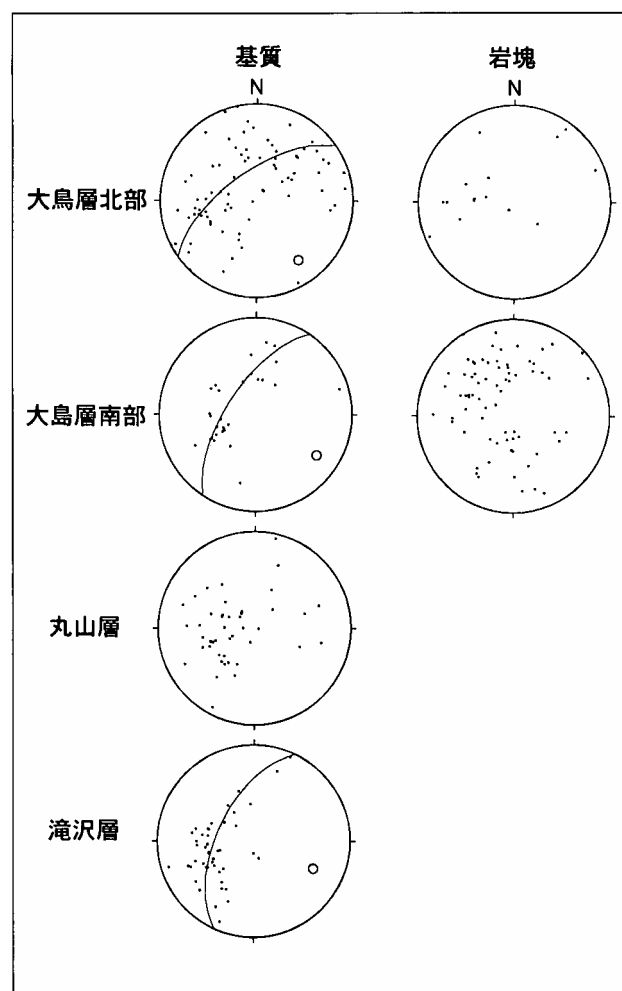
構造 大鳥層の大局的構造は、地質図スケールの凝灰岩ないし凝灰質砂岩岩塊などの分布によって示されるように、南-北～北北西-南南東走向で東傾斜であるが、細かく見ると変化がある。駒ノ湯断層以北に分布する本層の層理面は、南-北走向・東傾斜～東-西走向。南傾斜～北北西-南南東走向・西傾斜まで、大きく変化する。集中度はそれほど良くないものの、層理面の極は、北

東-南西走向で北西に急傾斜の大円集中を示しており(第4.6図),南東方向に緩くプランジする褶曲軸の存在を示唆している。劈開面は,層理面にはほぼ平行で,同様の傾向を示している。駒ノ湯断層付近では東-西走向南傾斜を示す劈開面・層理面が卓越している。

駒ノ湯断層以南に分布する本層の層理面は,東-西走向・南傾斜~南-北走向・東傾斜~東-西走向・北傾斜まで,大きく変化する,集中度はそれほど良くないが,層理面の極は,北北東-南南西走向で北西に急傾斜の大円集中を示して,東南東方向に緩くプランジした褶曲軸の存在を示唆している(第4.6図)。劈開面も層理面と同様の傾向を示している。

大鳥岳付近の大鳥層の層理面・劈開面は 多くの場合,北北西-南南東走向で東傾斜を示すが,まれに西傾斜を示す。

化石・年代 現在までに,本層からの化石の産出は報



第4.6図 構造区未定のペルム系の層理面の姿勢

黒丸:層理面の極。すべてシュミットネット下半球投影。最適大円(シュミットネット内の曲線)とその極(大きい丸)を示す。これら投影図の作製にはR. W. Allmendinger博士によるソフト(Streonet 6.3.0x)を用いた。

告されていない。放射年代も得られていない。

4.3 滝沢層 (Tf)

地層名 新称。

模式地 只見川支流大鳥沢中流域から大鳥沢支流の滝沢流域(第4.7図)。

分布 本地域南東部,未丈が岳断層以南の大鳥沢-滝沢周辺において,断層に囲まれた分布を示す。本層の北東側は北西-南東走向の断層によって,北西側は未丈が岳断層,南側は西北西-東南東走向および北北東-南南西走向の高角断層によってそれぞれ限られている。

層厚 2000m+

層序関係 本層は,その北東端を限る北西-南東走向で東に急傾斜の断層を介して,丸山層の構造的低位に位置する。この断層は,周囲の堆積岩の層理面にはほぼ平行である。本層の北西端は,未丈が岳断層を介して,大鳥層やジュラ紀付加コンプレックスの黒又川コンプレックス,大湯花崗岩と接している。本層の南側は西北西-東南東走向の断層や南-北走向の断層で水無川変成岩と接している。超苦鉄質岩岩塊に富む丸山層の構造的低位に位置していること,砂岩泥岩互層を主体とすることなどから,檜枝岐地域から小林地域にかけて分布する北沢層(新潟基盤岩研究会,1996)に対比される可能性がある。

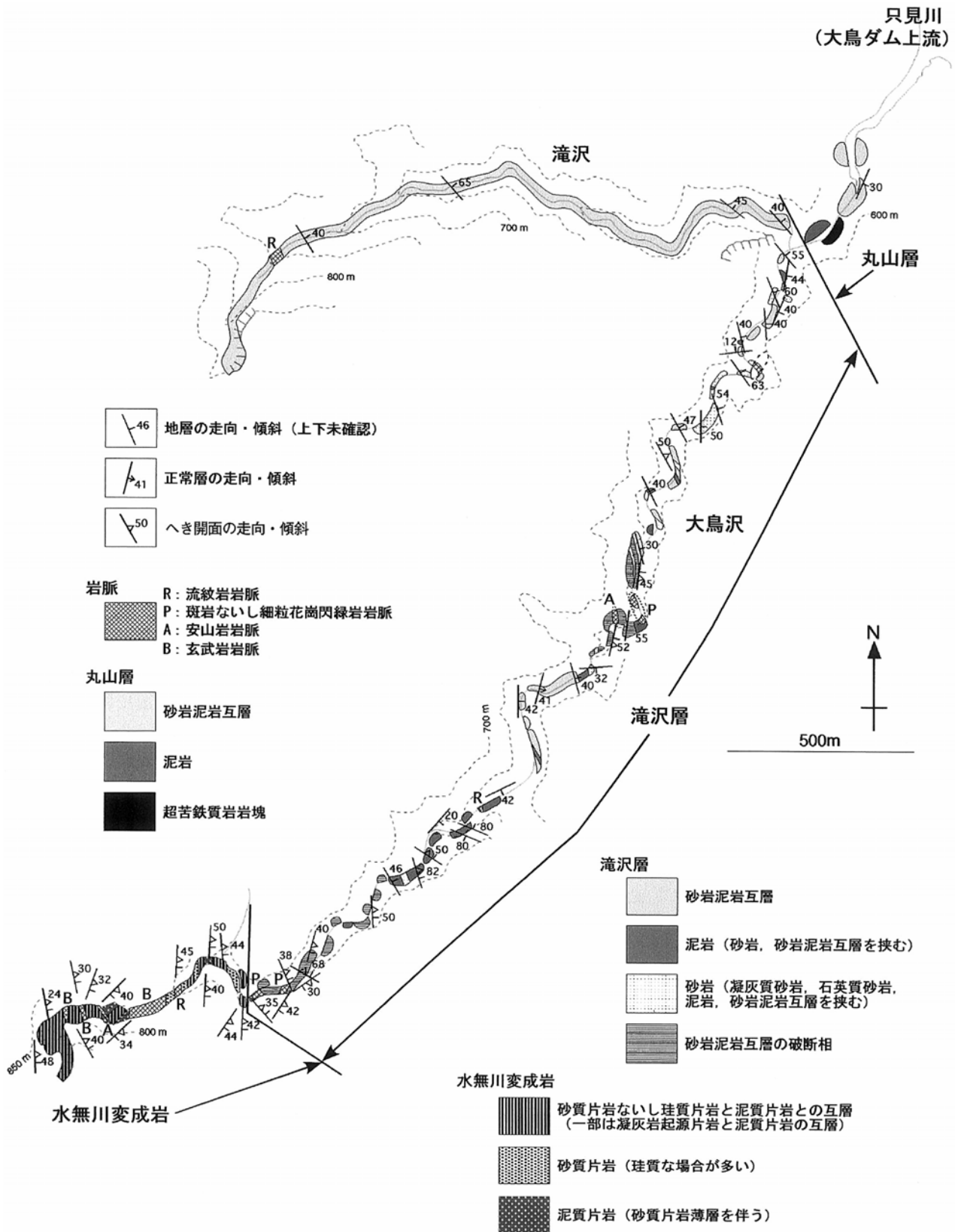
大鳥沢中流部,上流部ではシート状あるいはストック状の斑岩によって貫入されている(第4.7図)。

岩相 本層(Tf)は,黒色泥岩がやや優勢の砂岩泥岩互層を主体とし,一部は砂岩優勢互層で,層厚10~100m程度の黒色泥岩や砂岩を挟むこともある。互層をなす砂岩や泥岩の層厚は,それぞれmm-mオーダーまで変化する。

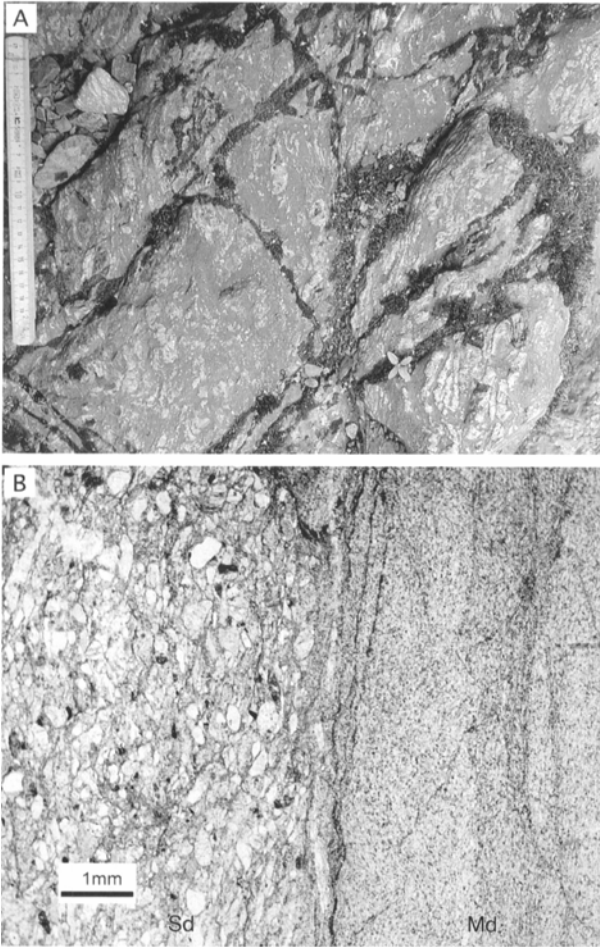
泥岩には層理面に平行な劈開面が認められることが多く,劈開面の発達した泥岩には細密褶曲が発達している場合がある。互層において劈開面が発達すると,レンズ状に破断した砂岩層を含む破断相を示す場合もある(第4.8図)。また,珪質泥岩や葉理を有する泥岩も認められる。砂岩の多くは極細粒-細粒で,暗灰色-灰色を呈する。一部は中粒砂岩や葉理を有する砂岩,石英質砂岩や凝灰質砂岩も認められる。

本層の多くは,接触変成作用を被り,黒雲母の存在で特徴づけられるホルンフェルスになっている。

構造 本層の層理面は,西北西-東南東走向・南傾斜~南-北走向・東傾斜~西北西-東南東走向・北傾斜まで,大きく変化する。集中度はそれほど強くないものの,層理面の極は,北北東-南南西走向で西に急傾斜の大円集中を示しており(第4.6図),東南東方向に緩くプランジする褶曲軸の存在を示唆している。劈開面も同様の傾向を示している。このような姿勢を持つ露頭規模の褶曲が各所で観察される。これらの褶曲は,シェブロン褶



第4.7図 滝沢層のルートマップ
只見川支流大鳥沢中流及び大鳥沢支流滝沢。



第4.8図 滝沢層の露頭写真(A)と薄片写真(B)
 A: やや破断した砂岩泥岩互層. 大鳥沢.
 B: ホルンフェルス化した砂岩(Sd)と泥岩(Md). 単ニコル(GSJ R78580, 大鳥沢).

曲-キック褶曲様の形態を持つものも多い。

化石・年代 現在までに、本層からの化石の産出は報告されていない。放射年代も得られていない。

4.4 丸山層 (Mx, Mc, Mb, Mgb, Mu)

地層名 新称。

模式地 只見川村杉沢(第4.9, 10図)。

分布 須原地域南東部の只見川周辺において、北西-南東、南-北及び北東-南西走向の断層に挟まれて分布する。本層とその東側の袖沢層、南西側の滝沢層の配列は、北東-南西走向の断層(未丈が岳断層及び八海山地域の丸山超苦鉄質岩の北西縁を限る断層の延長)や西北西-東南東走向の断層(八海山地域内)によって乱されている。本層の北西端は、未丈が岳断層によって限られている。

層厚 3000m+

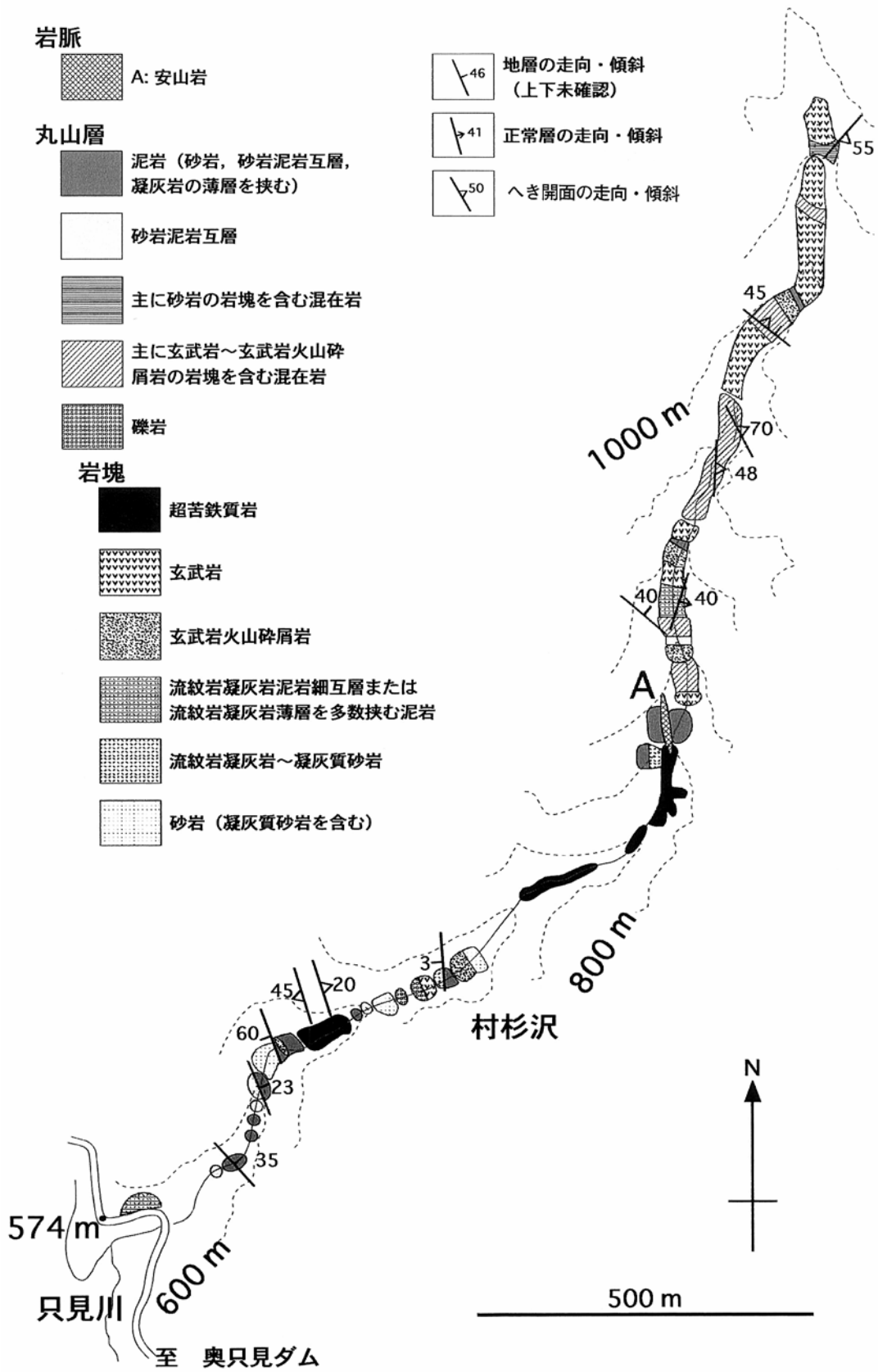
層序関係 本層は、泥質岩の層理面にほぼ平行な北西-南東及び南北走向で東に急傾斜の断層を介して、東側では袖沢層と、南西側では滝沢層と接し、両層に挟まれた分布を示す。本層は、超苦鉄質岩ブロックに富んでいることから、新潟基盤岩研究会(1996)の白戸川層に対比される可能性がある。

岩相 本層は、黒色泥岩及び混在岩(Mx)を主体とし、超苦鉄質岩(Mu)や斑れい岩(Mgb)、玄武岩、ドレライト及び玄武岩質火山砕屑岩(Mb)の岩塊を含んでいる。また、少量の礫岩(Mc)が存在する。混在岩(Mx)は、黒色泥岩を基質として、地質図に表現できない大きさの玄武岩-ドレライト、玄武岩火山砕屑岩(ハイアロクラスタイト、凝灰岩、凝灰角礫岩、角礫岩など)、斑れい岩、超苦鉄質岩、暗灰色極細粒-極粗粒(多くは細粒-中粒)砂岩、まれにチャートの小岩塊を含んでいる。黒色泥岩及び混在岩(Mx)には、地質図に表現できないスケールで、各種堆積岩簿層(細粒砂岩、流紋岩凝灰岩、流紋岩質の凝灰質細粒砂岩、玄武岩凝灰岩、灰白色珪質泥岩)が挟まることがあり、これらの堆積岩層との互層となることもある。凝灰岩泥岩細互層の破断相も認められる。また、まれに、凝灰岩や泥岩などの垂円-円礫よりなる礫岩(Mc)が認められる。黒色泥岩や混在岩(Mx)に挟まれる凝灰岩や砂岩の一部には明瞭な級化構造が認められ、流紋岩凝灰岩から砂岩へと漸移する場合もある。本層の泥岩や混在岩(Mx)の基質の一部は、珪質ないし凝灰質、あるいは砂質であり、まれに葉理の発達する場合や、層理にほぼ平行あるいは斜交する強い劈開面が発達する場合もある。

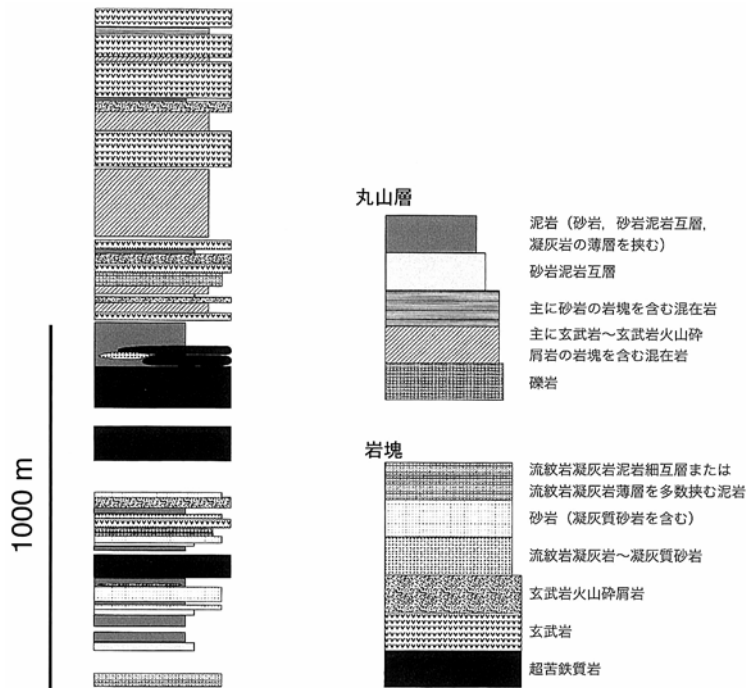
玄武岩、ドレライト及び玄武岩火山砕屑岩(Mb)の岩塊(第4.11図A)は、破碎されていること(第4.12図A)や、多色頁岩を伴うことがある。一部の玄武岩は、不規則に入り組んだ境界面を介して黒色泥岩と接し、黒色泥岩を包有する。玄武岩火山砕屑岩(Mb)には、ハイアロクラスタイト、凝灰岩、凝灰角礫岩、角礫岩などがある。

地質図に表現できる大きさの斑れい岩の岩塊(Mgb)は、須原地域南東端に分布し、泥岩や蛇紋岩化した超苦鉄質岩と接している。斑れい岩は、粗-細粒で、多くが角閃石とソーシュライト化した斜長石からなり、まれに輝石が認められる(第4.12図B)、ホルンブレンドの配列による面構造をもつものや、カタクレーサイト化したものが頻繁に認められる。

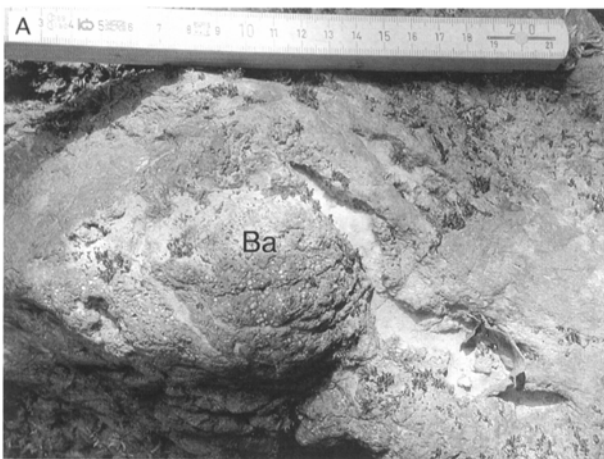
超苦鉄質岩の岩塊(Mu)は、主としてダナイトであるが、一般に著しく蛇紋岩化している(第4.12図C)。新鮮な岩石は肉眼で黒色を呈し、鏡下ではかんらん石が残存している。しばしば暗赤褐色のクロムスピネルを含む。風化したサンプルは黄褐色を呈し、結晶粒径の差異により層状構造が認められることがある。只見川西岸では、岩体自体が礫岩状を呈し(第4.11図B)、面構造の発達した蛇紋岩を基質に、比較的新鮮な超苦鉄質岩の小



第4.9図 丸山層のルートマップ
大鳥ダム上流只見川右岸支流村杉沢.



第 4.10 図 丸山層の柱状図
大鳥ダム上流只見川右岸支流村杉沢



岩塊を含む場合もある。また、村杉沢ではまれに、ハルツバージャイトも認められる。

構造 層理面は、北西－南東～北北東－南南西走向で、多くの場合、 $30\sim 60^\circ$ の東傾斜を示すが、まれに西ないし南傾斜を示す（第 4.6 図）。北東－南西走向で南東傾斜を示す場合もあるが、平均的には北北西－南南東走向を示す。劈開面は、ほぼ層理面に平行である。

化石・年代 現在までに、本層からの化石の産出は報告されていない。放射年代も得られていない。

4.5 袖沢層 (Sx, Ss, Sb)

地層名 新潟基盤岩研究会 (1996) による。

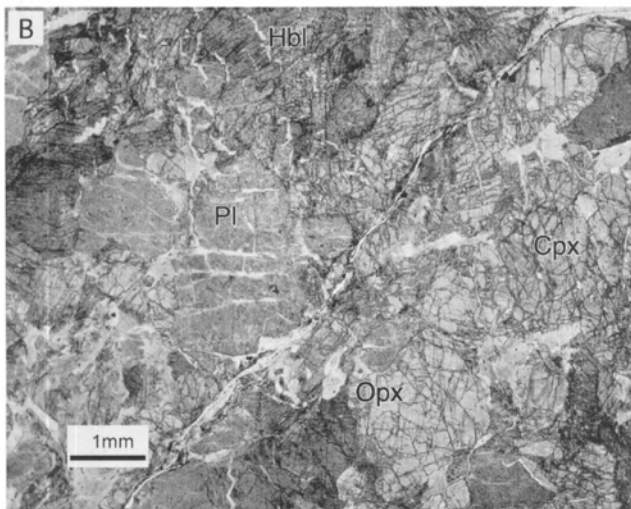
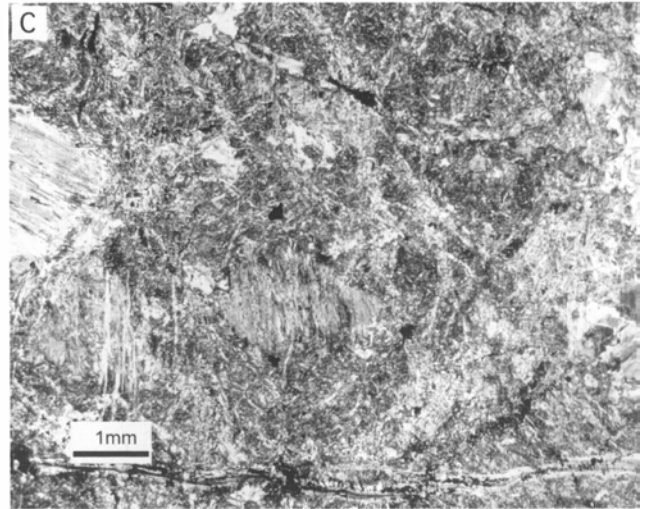
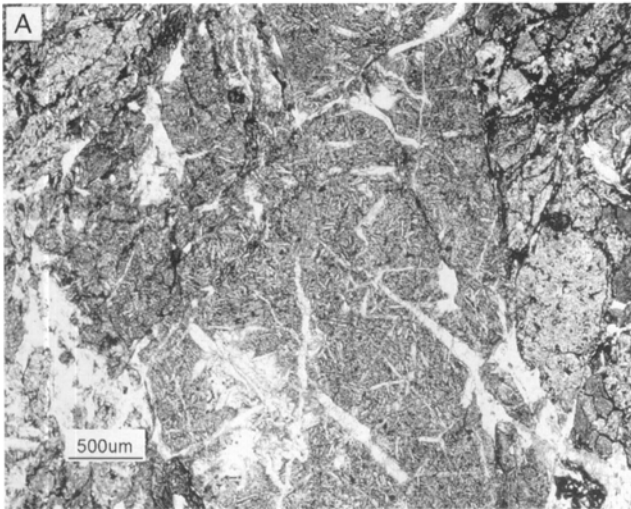
模式地 南会津郡檜枝岐村の只見川支流袖沢下流部 (第 4.13 図) (檜枝岐地域内, 新潟基盤岩研究会, 1996)。

分布 須原地域の南東端に分布する。南東隣の檜枝岐

第 4.11 図 丸山層中の超苦鉄質岩 (A) と玄武岩 (B) の露頭写真

A : 杏仁状構造を示す玄武岩 (Ba)。村杉沢中流部。

B : 角礫岩状を呈する超苦鉄質岩 (U)。大鳥沢より下流の只見川沿い。



第4.12図 丸山層中の火成岩の薄片写真

A: 玄武岩. やや破碎を被っている. 単ニコル (GSJ R78581, 村杉沢上流部).

B: 斑れい岩. 単ニコル (GSJ R78582, 須原地域南東端の只見川沿い). Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Hbl: 褐色ホルンブレンド, Pl: 斜長石.

C: 超苦鉄質岩. 蛇紋岩化が著しい. 単ニコル (98MJ02, 村杉沢下流部).

地域に広く分布する地層である.

層厚 400m+

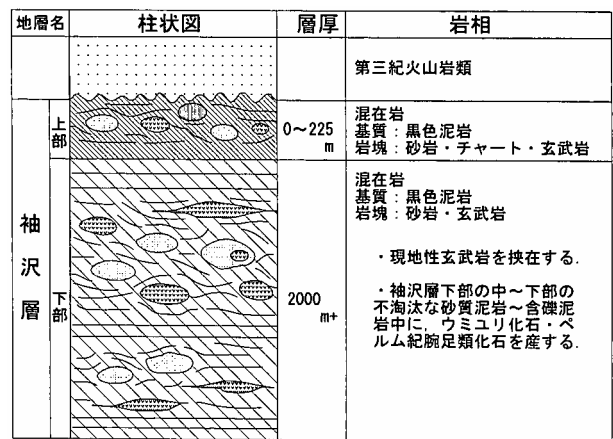
層序関係 須原地域の他の地層とは、断層を介して接しているため、層序関係は不明である。本層は、その西側を限る南-北走向で東に急傾斜の断層を介して、丸山層の構造的上位に位置する。本層の北方への延長は、八海山地域の丸山超苦鉄質岩の北西縁を限る断層の延長によって断たれている。須原地域には袖沢層の下部（新潟基盤岩研究会，1996）のみが分布している。

岩相 本層は、混在岩（Sx）と、それに含まれる玄武岩及び玄武岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩（Sb）や砂岩（Ss）の岩塊からなる。

混在岩（Sx）は、黒色泥岩を基質とし、地質図に表現できない大きさで、長レンズ状-ブロック状の形態を示す小岩塊を含む。小岩塊は、玄武岩、玄武岩凝灰岩、含礫泥岩、砂質泥岩、細粒砂岩、細礫岩である。基質の黒色泥岩は、ほとんどの場合層理が不明瞭であるが、層理が発達し、連続性の悪い不淘汰礫岩や不淘汰な粗粒-極細粒砂岩などの薄層を挟む場合もある。泥質基質には層理にほぼ平行あるいは斜交する劈開面が発達する場合も

ある。砂質泥岩のレンズ状岩塊は非常に淘汰が悪く、細礫を含む砂質泥岩あるいは極細粒-極粗粒砂岩、細礫岩へと側方変化することが多い。

砂岩（Ss）は、淡灰色-暗灰色を呈し、細粒-極粗粒



第4.13図 袖沢層模式柱状図

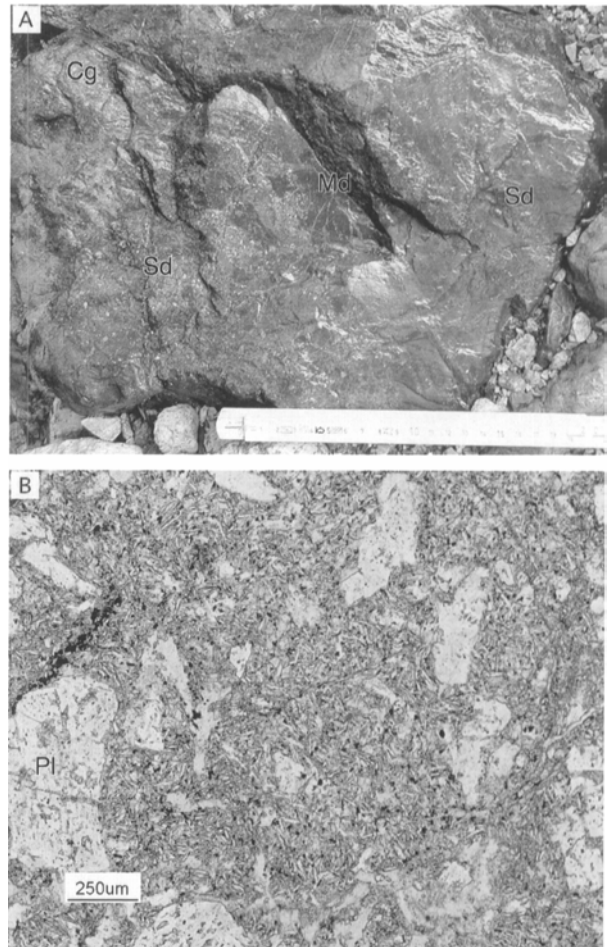
新潟基盤岩研究会（1996）を一部改変。

で淘汰が悪く、直径数mmの泥岩パッチや細礫岩、砂質泥岩を挟むことがある（第4.14図）。

玄武岩（Sb）は淡緑色を呈し、塊状であるが、部分的に破碎されている。須原地域南東方の檜枝岐地域では、玄武岩と黒色泥岩との境界面が不規則に入り組んだ形態をなし、玄武岩中に黒色泥岩が包有されることや、泥岩との接触部に急冷周縁相があることから、現地性（in-situ）玄武岩の存在が指摘されている（新潟基盤岩研究会，1996）。玄武岩凝灰岩ないし凝灰質砂岩（Sb）は、淡緑色－緑色を呈し、黒色チャートや珪質の黒色泥岩の小岩塊を包有している。

構造 層理面、劈開面ともに、北西－南東～東－西走向で、北へ40～60°程度の傾斜を示す。

化石・年代 須原地域の本層からは化石の産出は報告されていないが、南東方の檜枝岐地域では、袖沢層の不淘汰な砂質泥岩－含礫泥岩・砂岩・礫岩の中から、ウミユリ化石が報告されている。しかし、保存状態が悪く、種の同定や時代決定はされていない（新潟基盤岩研究会，1996）。東に隣接する小林地域の南西部においては、須原地域の袖沢層の構造的上位の層準から、ペルム紀腕足類やウミユリの化石が見出されている（田澤・新潟基盤岩研究会，1996）。



第4.14図 袖沢層の露頭写真（A）及び袖沢層中の玄武岩の薄片写真（B）

A：袖沢層の泥岩（Md）、砂岩（Sd）、細礫岩の混在部。全体的に淘汰が非常に悪い。粗粒相は泥岩部中の小レンズとして含まれることが多い。小林地域の白滝沢や檜枝岐地域の袖沢では、同様の岩相から、ウミユリ化石・ペルム紀腕足類などの産出が報告されている。白滝沢下流。

B：単ニコル（GSJ R78584，白滝沢）。Pl：斜長石斑晶。

(原 英俊・酒井 彰)

5.1 概要・研究史

5.1.1 ジュラ紀付加コンプレックスの概要

ジュラ紀付加コンプレックスは、主にジュラ紀の陸源性砕屑物とこれより年代の古い緑色岩・石灰岩・チャートから構成される。そして一般に付加コンプレックスは、構造的な下位の層序単位に向けて形成年代が新しくなる年代極性や、上述の岩石が様々な大きさ・形状で複雑に混在した岩相を示す。この付加コンプレックスの基本的な特徴は、1980年代以降に進展した微化石層序と付加地質学の確立によって解釈されている。以下、初めに付加コンプレックスの概要を述べる。

付加コンプレックスにおいて、岩相とその堆積年代から復元される初生的な岩相層序は、一般に下位より、海洋地殻や海山を構成する緑色岩と石灰岩、遠洋性堆積物のチャート、半遠洋性堆積物の珪質泥岩、更に陸源性砕屑物の泥岩・砂岩が累重する特徴を持つ。これは海洋プレートが中央海嶺で生成されてから、プレートの移動に伴い海溝に近づき、大陸縁辺に沈み込むまでの堆積環境の変遷を示している。そのためこの岩相層序は、海洋プレート層序と呼ばれている(Taira *et al.*, 1989; Isozaki *et al.*, 1990)。一般的に海洋プレート層序では、陸源性砕屑物の堆積年代の上限を、堆積物が付加した年代、すなわち付加コンプレックスの形成年代としている。

海洋プレートが大陸プレート縁辺に沈み込む際、地層に平行な大規模な滑り面(デコルマ)とそれから派生する衝上断層群が発生する。海洋プレート上の堆積物は、デコルマを境に下部は沈み込み、上部は海洋プレートから剥ぎ取られ、大陸プレート前面に付加していく(加賀美ほか, 1983など)。付加された堆積物は、衝上断層群によって、覆瓦構造を発達させる。また付加体の深部では、デコルマが下方に転移し、デュープレックス構造を形成しながら付加が進行する(加賀美ほか, 1983; Sample and Moore, 1987など)。このように形成年代の新しい地質体が順次付加することで、下位に向かい構造層序単位の形成年代が若くなる年代極性が生じる。

付加により形成された覆瓦構造やデュープレックス構造は、アウトオブシーケンススラスト(out-of-sequence thrust, OST)により斜断される(Morley, 1988; 木村, 1998など)。アウトオブシーケンススラストは、付加体の水平短縮と構造的累積をもたらす。その結果、付加コンプレックスの厚層化や上昇などを促す。この様な付加

による変形や、その後の衝上断層による構造的繰り返しを受け、陸源性砕屑物と緑色岩・石灰岩・チャートは、様々な様式で複雑に混在した特徴を示す。その他、岩相が混合する要因として、海底地滑りなどの堆積作用や泥ダイアピルも提示されている。

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、構造層序単位(tectonostratigraphic unit)が認定される事が多い。本報告では、岩相組合せの差異から構造層序単位を認定し、さらに認定された構造層序単位にはコンプレックスの名称を与えた。

5.1.2 付加コンプレックスの岩石記載

付加コンプレックスの岩相は、陸源性砕屑物と緑色岩・石灰岩・チャートが様々な大きさ・形状で混在した岩相を示す。そこで本報告では、地層の破断や混在化の程度により、整然相・破断相・混在相の3相に区分する。**整然相**は、地層の整合的累重関係や側方への連続性が保持されている状態を指す。本地域では、成層した砂岩頁岩互層や層状チャート、またチャートとそれに累重する珪質頁岩が挙げられる。**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す。砂岩頁岩互層で多く認められ、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。混在相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な種類や大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く泥質基質からなる。

付加コンプレックスでの混在相の特徴を示すため、本報告では混在相に含まれる岩体の大きさに関して大・中・小規模岩体と表現し、**大規模岩体**は岩体幅500m以上、**中規模岩体**は岩体幅300~500m、**小規模岩体**は岩体幅50~300mとした。なお5万分の1地質図に表現できない岩体(岩体幅約50m以下)については、岩塊と表記し、泥質基質と合わせ混在岩と呼ぶ。なお本報告で混在岩は、砂岩岩塊のみからなる混在岩と、主に緑色岩及び砂岩やチャート岩塊を伴う混在岩の大きく2種類に区別される。ルートマップや柱状図上では、これらの混在岩を区別して表記を行ったが、その分布に地域的な偏りは認められない。5万分の1地質図上では、これら混在岩を区別し表現できないため、一括して混在岩と表記した。

5.1.3 須原地域に分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの研究史

足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは、北部フォッサマグナ東縁部と棚倉構造線に挟まれた広範囲に点在して分布する。このうち、足尾山地と八溝山地の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは、80～90年代に微化石層序学及び付加地質学の調査・研究手法が導入され、ジュラ紀に形成された付加コンプレックスとしての特徴が明らかにされた。(Kamata, 1996; 鎌田, 2000; 指田・堀, 2000など)。一方、新潟県から福島県にかけての地域に分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは、白亜紀以降の深成岩類や火山岩類によって、その分布は断片的となっている。そのため目立った研究は少なく、散点的な放散虫化石の報告のみである(Mizutani *et al.*, 1984; 黒川ほか, 1987; 川端・伊藤, 1993; 松本ほか, 2001; 原・柏木, 2004など)。須原地域は、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス分布域の北西部に相当する。

須原地域の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは、50万分の1地質図幅新潟(福田ほか, 1958)や茅原・西田(1968)で古生界としてその分布が示されたが、岩相記載や堆積年代を初めとしたその詳細は明らかにされていなかった。佐藤ほか(1975)によって、黒又川第一ダム周辺のチャートから、ペルム紀と三畳紀のコノドント化石が発見され、本地域の付加コンプレックスで初めて地層の年代決定がなされた。

これ以降、文部省科学研究費による総合研究「上越帯・足尾帯」(研究代表者 茅原一也)を中心として、足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの岩相層序が示され、わずかながら化石産出の報告がなされた。この総研などを中心とした80年代の研究成果は、岩相層序区分に関する研究(高橋・黒川, 1984; 黒川ほか, 1985; 佐久間ほか, 1985; 植村・高島, 1985)、石灰岩から中期ペルム紀フズリナ化石の産出報告(矢島・黒川, 1981)及びチャートからペルム紀と三畳紀コノドント化石の産出報告(植村ほか, 1984; 長谷川, 1985)と前期ジュラ紀放散虫化石の産出報告(山田・黒川, 1985)が挙げられる。またこれら成果のうち一部は、黒川ほか(1987)にまとめられ、岩相の特徴と石灰岩とチャートの堆積年代から付加コンプレックスとしての特徴が示され、丹波・美濃帯の付加コンプレックスとの類似性が指摘された。

また近年、頁岩よりジュラ紀放散虫化石産出の報告が、松本ほか(2001)と原・柏木(2004)によって相次いで行われ、本地域の付加コンプレックスにおいて微化石年代層序がより詳細に明らかとなった。そして原・柏木(2004)では、岩相の特徴と形成年代から、本地域のジュラ紀付加コンプレックスと丹波・美濃・足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスとの広域対比が示され、さらに足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスにおける構造的な累重関係が議論された。

なお須原地域周辺では、小千谷地域と十日町地域及び八海山地域に足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの分布が知られ、それぞれ上権現堂山層群(柳沢ほか, 1986)と干溝層群(茅原・小松, 1992)と呼ばれる。また、須原地域を含む足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの広域的分布が、新潟県地質図改訂委員会(2000)や20万分の1地質図幅「日光」(山元ほか, 2000)によって示されている。

5.2 構造層序区分

本報告では、須原地域の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスを、岩相組合せの差異とその分布様式により、3つの構造層序单元であるコンプレックスに区分した。上位より、大白川コンプレックス、黒又川コンプレックス、上権現堂山コンプレックスの順に累重する。なお大白川コンプレックスと黒又川コンプレックスは黒又川花崗岩の東側に、上権現堂山コンプレックスは西側に分布する(第5.1図)。各コンプレックスの記載においては、模式地のルートマップと柱状図を示す。柱状図は、見かけ上の岩相の積み重なりを示し、露頭規模の褶曲や断層による岩相の繰り返しを含む。ただし、黒又川第一ダム周辺に認められる背斜については、地質図規模の岩相の繰り返しが明らかでないため、背斜軸西側の岩相は柱状図に示していない。

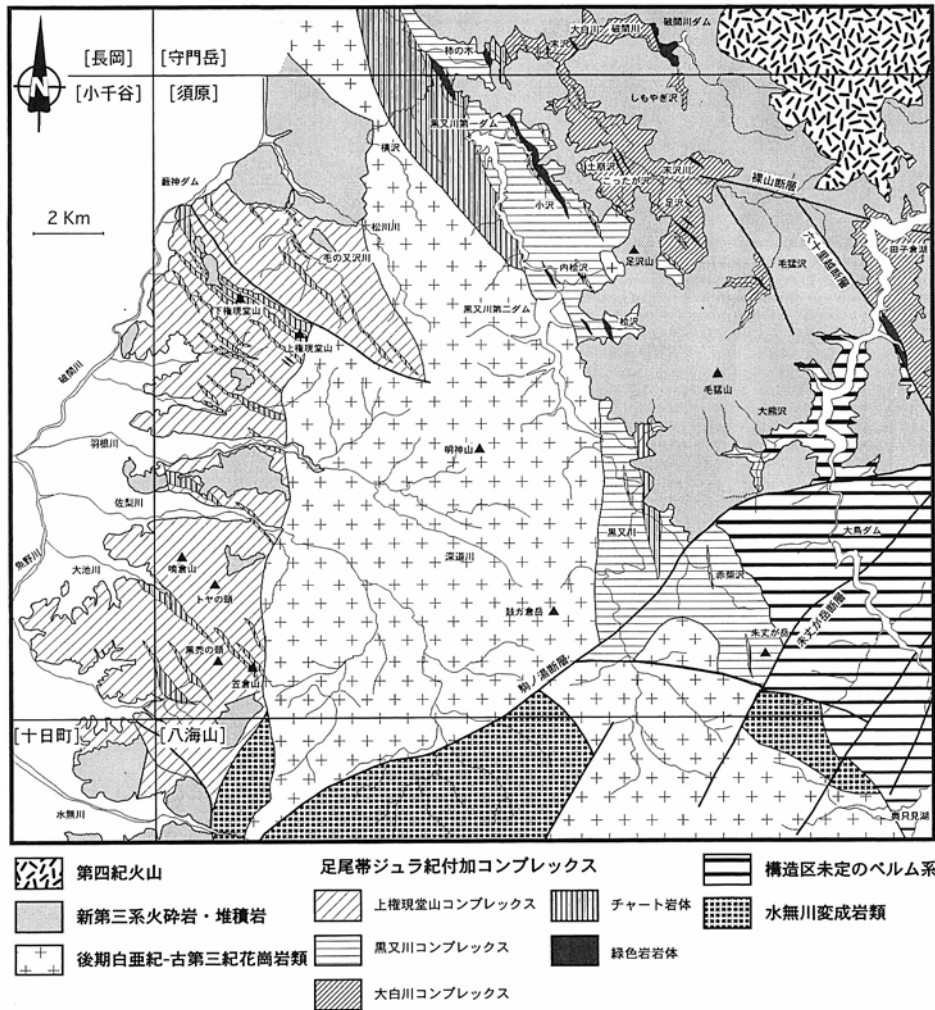
5.2.1 大白川コンプレックス (Osg, Osl, Osc, Osx)

命名: 黒川ほか(1987)によって大白川含礫頁岩・緑色岩・チャートユニット(IV層)と命名され、原・柏木(2004)によって大白川コンプレックスと改称・再定義された。現在、大白川付近では露頭が欠如するため、原・柏木(2004)は新に土崩沢付近を模式地とした。模式地でのルートマップを第5.2図に示す。

分布・層序関係 本地域北部の末沢川流域や土崩沢・こったが沢・足沢・毛猛沢、守門岳地域の破間川流域に分布する(第5.1図)。六十里越断層東側の田子倉湖周辺にも分布する。本コンプレックスの西側は、下位の黒又川コンプレックスと断層を介して接すると推定される。標高300～700m以上は、不整合で新第三系に覆われる。

構造層序 本コンプレックスは、緑色岩(Osg)・石灰岩(Osl)・チャート(Osc)の小規模岩体と混在岩(Osx)から構成される(第5.2, 3図)。

小規模岩体は、緑色岩の割合が最も多く、特に末沢川上流域や足沢・毛猛沢・しもやぎ沢で多く見られる。石灰岩の小規模岩体は、末沢川流域で多く見られる。チャートの小規模岩体は、本コンプレックスの最下部に、側方に連続性良く分布し、破間川流域の末沢付近や末沢川流域で見られる。混在岩は、泥質基質中に主に緑色岩と



第5.1図 須原地域における足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質概略図

砂岩の岩塊を含み、一部チャート・珪質頁岩・頁岩の岩塊を伴う。土崩沢やこったが沢の上流部で、砂岩岩塊を含む混在岩が比較的多く、これに対して下流部では、緑色岩の岩塊を含む混在岩が多く見られる。しかしこれら2種の混在岩について、明瞭な境界は図示できない(第5.2.3.図)。

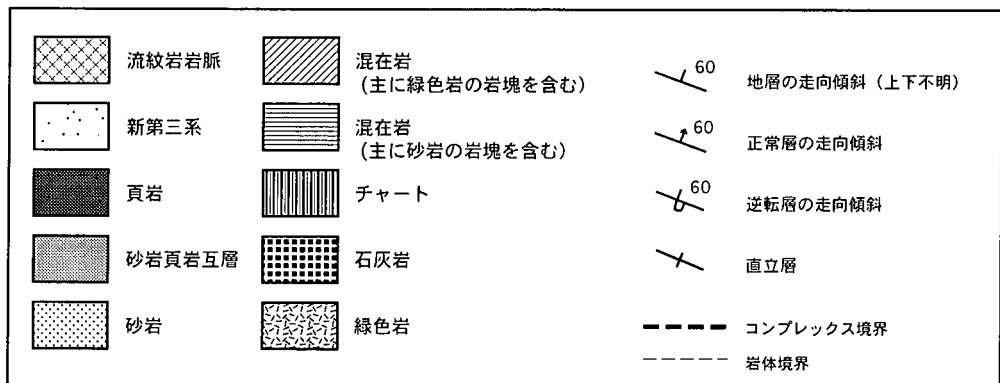
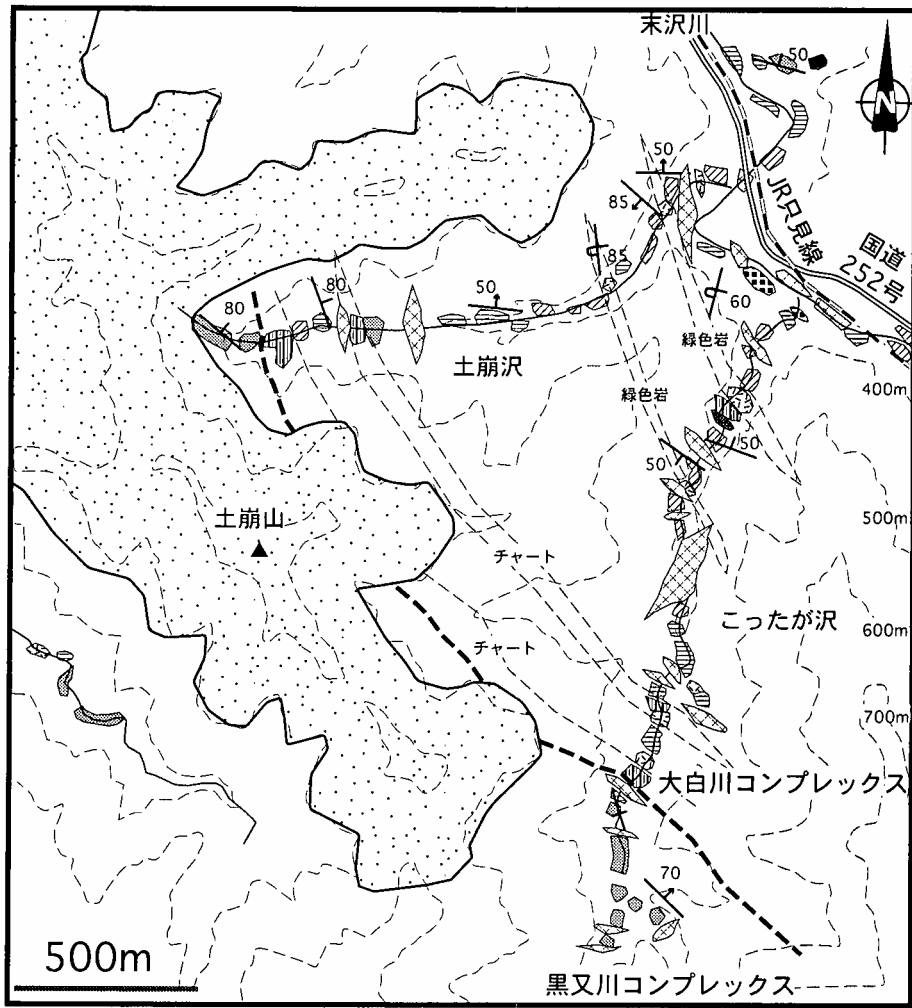
地質構造 混在岩中に見られる岩塊と小規模岩体の走向は、おおむね北北西-南南東ないし北西-南東で、傾斜は北東に50~70°である。一部の砂岩岩塊から、級化構造や平行葉理などが確認できる。堆積構造から判別される地層の上位方向は、ほとんどが北東上位であり、本コンプレックスは北東上位の同斜構造である。なお、一部で南西上位も見られ、また露頭規模の褶曲も認められる。これらはいずれも地質図規模ではなく、地質構造を大きく変えるものではない。

対比 黒川ほか(1987)の大白川含礫頁岩・緑色岩・チャートユニット(IV層)に相当する(第5.1表)。

5.2.2 黒又川コンプレックス (Kg, Kl, Kc, Km, Ka, Ks, Kx)

命名 植村ほか(1984)の黒又川層群、黒川ほか(1987)の黒又川チャート・黒色頁岩ユニット(I層)に、柿ノ木砂泥互層ユニット(II層)、入広瀬緑色岩・チャートユニット(III層)、松本ほか(2001)の黒又川コンプレックスが、黒又川コンプレックスと改称・再定義された(原・柏木, 2004)。本報告では、原・柏木(2004)による黒又川コンプレックスの分布範囲を広げて報告する。本コンプレックスは、黒又川第一ダム周辺を模式地とする(第5.4図)。

分布・層序関係 守門岳地域の入広瀬村柿の木から、本地域北部の黒又川第一ダム及び第二ダム周辺の内桧沢・桧沢を経て、中央部の黒又川・赤柴沢にかけて分布する(第5.1図)。標高300~700m以上で、新第三系に覆われるため、地形的低所の河床で広く分布する。黒又川コンプレックスの西側では、黒又川花崗岩の貫入によりその分布が途切れる。東側は、大白川コンプレックスが断層を介して累重する。赤柴沢上流-未丈ガ岳付近で



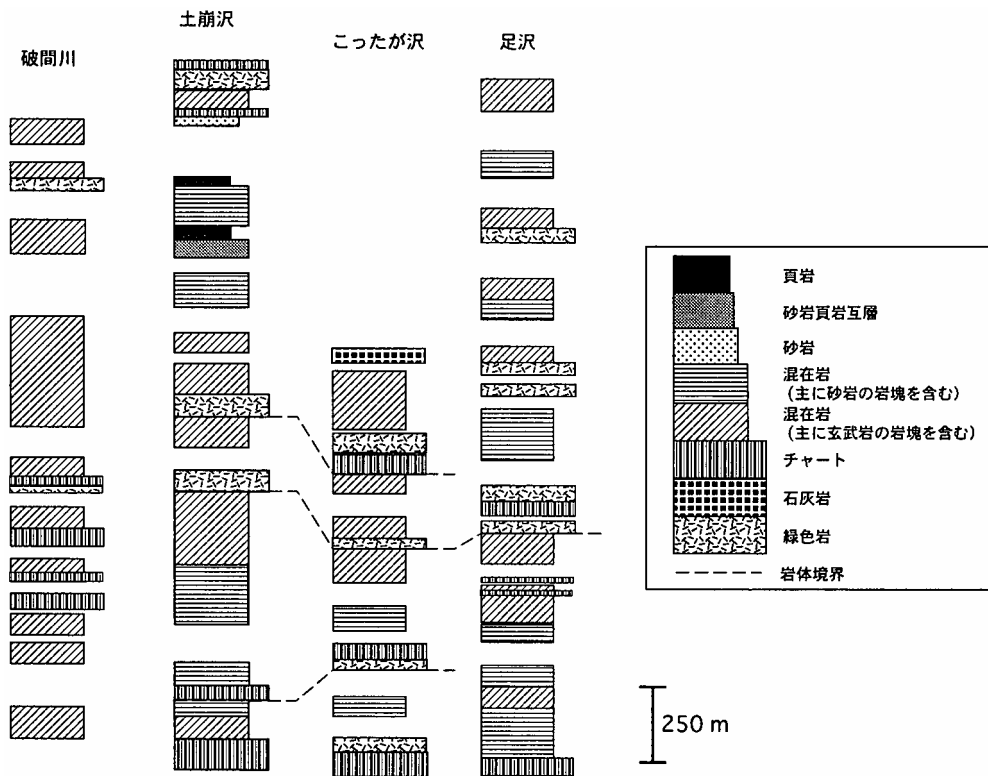
第5.2図 大白川コンプレックスのルートマップ (土崩沢・こったが沢周辺)

は、黒又川コンプレックスの東側には断層を挟んで、構造区未定のペルム系が分布する。また大熊沢上流にも、本コンプレックスはわずかに分布する。

構造層序 本コンプレックスは、緑色岩 (Kg) の小一中規模岩体及びチャート (Kc) の小一大規模岩体と、頁岩 (Km)・砂岩頁岩互層 (Ka)・砂岩 (Ks) から構成され、わずかに混在岩 (Kx) を伴う (第5.4, 5図)。

岩相組合せの差異により下部・中部・上部に細分され

る (第5.4, 5図)。下部は、チャートの大規模岩体からなり、これに緑色岩の小一中規模岩体や頁岩が付随する。黒又川第一ダム西側から横沢にかけて分布する。緑色岩の小一中規模岩体や頁岩は、横沢周辺で多く見られる。中部は、主に整然相の砂岩頁岩互層からなる。破間川流域柿の木から黒又川第一ダム東側・黒又川第二ダム周辺を経て黒又川にかけて分布する。柿の木周辺では、層厚20mほどの緑色岩及び砂岩の岩塊を含む混在岩が見られ



第5.3図 大白川コンプレックスの柱状図

る。この混在岩は、黒又川第一ダム東側及び黒又川第二ダム北西側でも分布し、走向方向に連続する。上部は、砂岩頁岩互層と緑色岩・チャートの小～中規模岩体からなる。破間川から黒又川第一ダム東側と小沢にかけ、さらに内桧沢上流部を経て赤柴沢にかけて分布する。緑色岩とチャートの中規模岩体は、幅100～300mの混在岩を伴うことが多い。また小沢と黒又川の緑色岩岩体には、幅数mないし10mの石灰岩岩塊を伴う。砂岩頁岩互層は、整然相一破断相を示す。以上のように、本コンプレックスは、チャート・緑色岩の中～大規模岩体と砂岩頁岩互層の繰り返しが特徴づけられる。

地質構造 地層の走向は、おおむね北北西～南南東ないし北西～南東で、傾斜は北東に50～70°であり、大局的には北東上位の同斜構造を示す。なお一部の地層で、褶曲構造に伴い北東傾斜の逆転層ないし南西傾斜（50～

70°）で南西上位を示すことがあるが、地質図規模でその変化を追うことはできない。一方、黒又川第一ダム周辺において、中部の砂岩頁岩互層で、鉛直に近い褶曲軸面を持つ地質図規模の背斜が認められる（第5.4図）。この背斜の南西翼に位置する砂岩頁岩互層は、北西～南東走向で、南西に20～50°傾斜し、南西上位を示す。さらに、南西上位を示す砂岩頁岩互層の西側には、黒又川コンプレックス下部を構成するチャートの大規模岩体と緑色岩及び頁岩が分布する。下部では、北西～南東走向、北東に40～60°傾斜し、黒又川コンプレックスの大局的な走向傾斜と同じ姿勢をもつ。すなわち本コンプレックスの下部は、黒又川第一ダム周辺に認められる背斜に参加しない。下部と中部の境界では、地層の傾斜方向が大きく異なり、その地質構造が斜交するため、その境界は断層であると推定される。また中部・上部の境界について

第5.1表 須原地域及び周辺地域における足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスの対比

本報告	植村・高島(1985)	柳沢ほか(1986)	茅原・小松(1992)	黒川ほか(1987)	松本ほか(2001)
上権現堂山コンプレックス	上権現堂山層群	若荷沢層	若荷沢累層	小出コンプレックス	
		干溝層	大桑原累層		
		毛の又沢川層			
		羽根川層			
		大桑原層			
黒又川コンプレックス	上部			柿の木砂泥互層ユニット(Ⅱ層)の一部と入広瀬緑色岩・チャートユニット(Ⅲ層)	黒又川コンプレックス
	中部			柿ノ木砂泥互層ユニット(Ⅱ層)の一部	
	下部			黒又川チャート・黒色頁岩ユニット(Ⅰ層)	
大白川コンプレックス				大白川含礫頁岩・緑色岩・チャートユニット(Ⅳ層)	

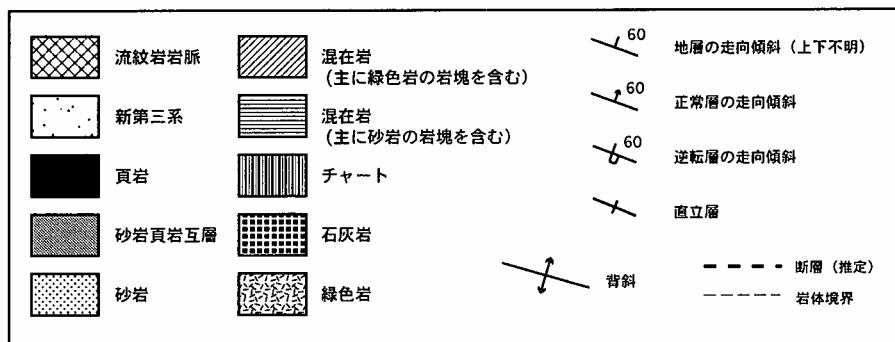
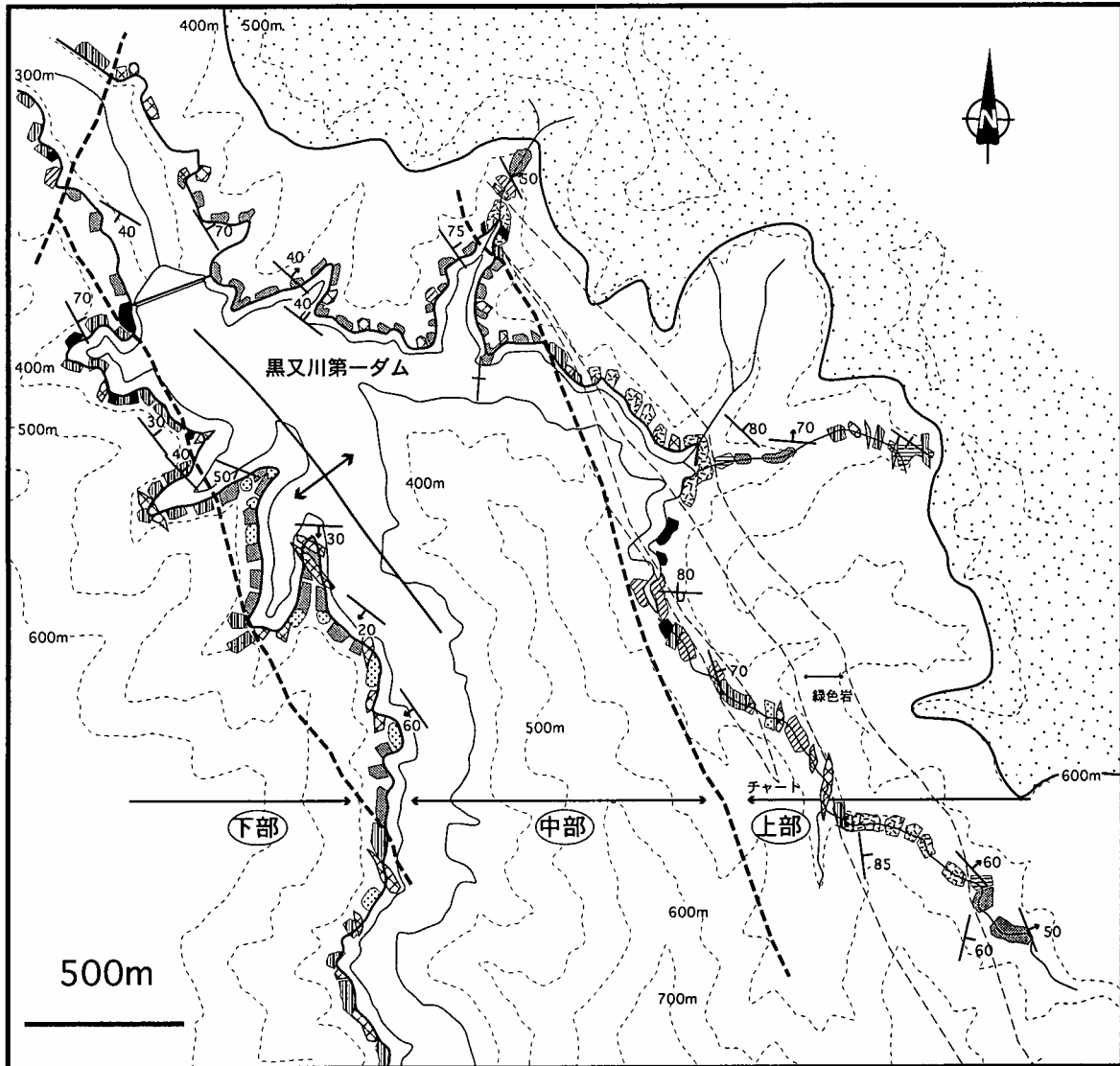
でも、露頭の欠如から直接観察されていないが、断層関係であると推定した。

対比 黒川ほか（1987）の黒又川チャート・黒色頁岩ユニット（Ⅰ層）、柿ノ木砂泥互層ユニット（Ⅱ層）、入広瀬緑色岩・チャートユニット（Ⅲ層）にほぼ相当する。特に、本コンプレックスの下部はⅠ層に、中部はⅡ層の一部に、下部はⅡ層の一部とⅢ層にほぼ相当する（第5.

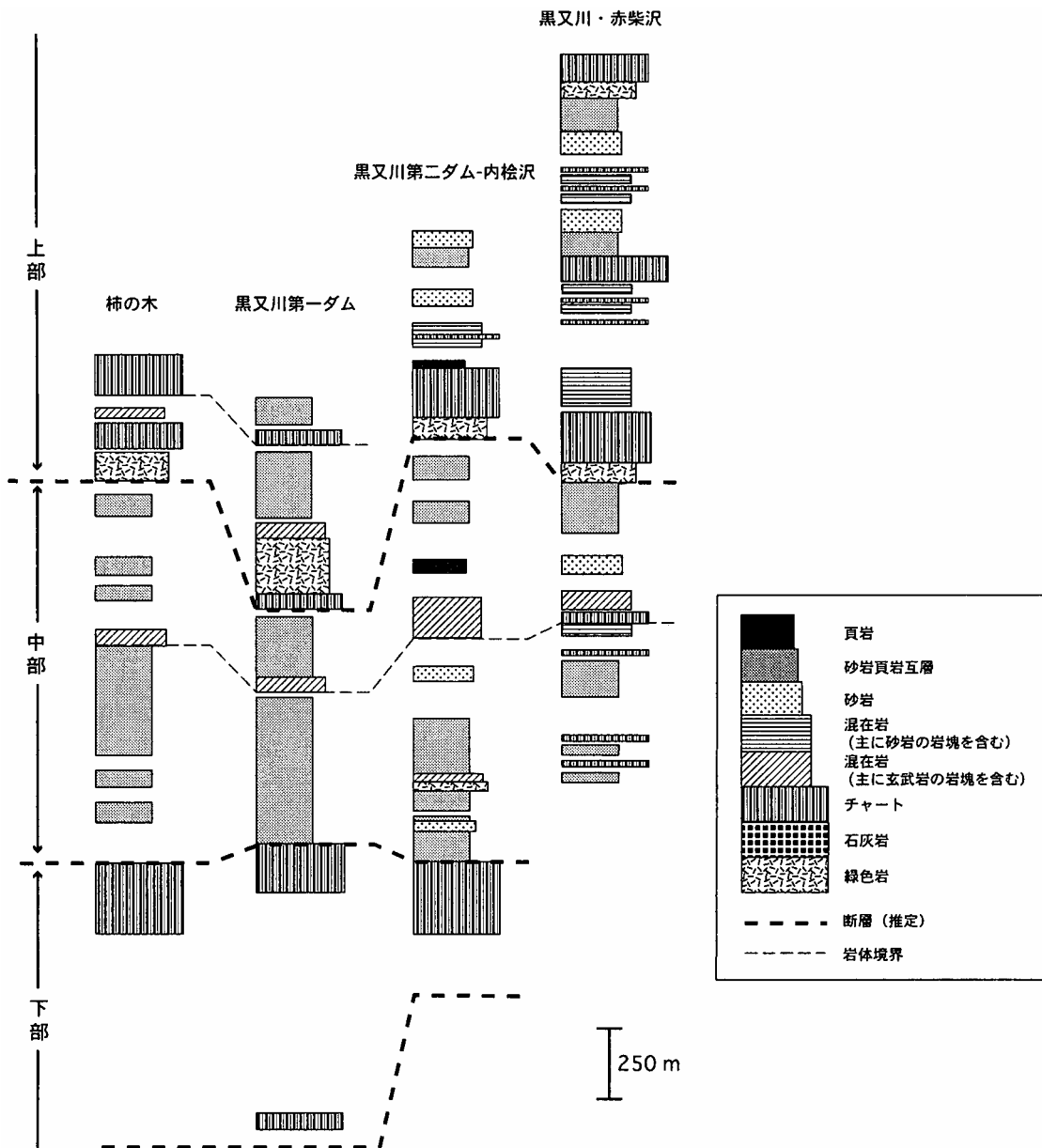
1表）。また松本ほか（2001）の黒又川コンプレックスは、本報告の黒又川コンプレックスのほぼ下部と中部に相当する（第5.1表）。

5.2.3 上権現堂山コンプレックス(Gg, Gc, Gx)

命名 植村・高島（1985）により上権現堂山層群と命名された。上権現堂山層群は、西隣の小千谷地域におい



第5.4図 黒又川コンプレックスのルートマップ（黒又川第一ダム周辺）



第5.5図 黒又川コンプレックスの柱状図

て、柳沢ほか (1986) により再定義され、5つの地層に区分された。また南隣の八海山地域においては、干溝層群と呼ばれる (茅原・小松, 1992)。本報告では、これらの地層群を上権現堂山コンプレックスと改名し、上権現堂山周辺を模式地とし再定義する。

分布・層序関係 本地域北西部の守門村毛の又沢川から魚野川東岸を経て、南西部の大和町の水無川北岸までほぼ南北17km、東西8kmの地域に分布する (第5.1図)。分布地域は、本地域南西隣の十日町地域北東部 (柳沢ほか, 1985)、西隣の小千谷地域東部 (柳沢ほか, 1986)、南隣の八海山地域北西部 (茅原・小松, 1992) にまたがっている。東側は、黒又川花崗岩に貫入され、一部では

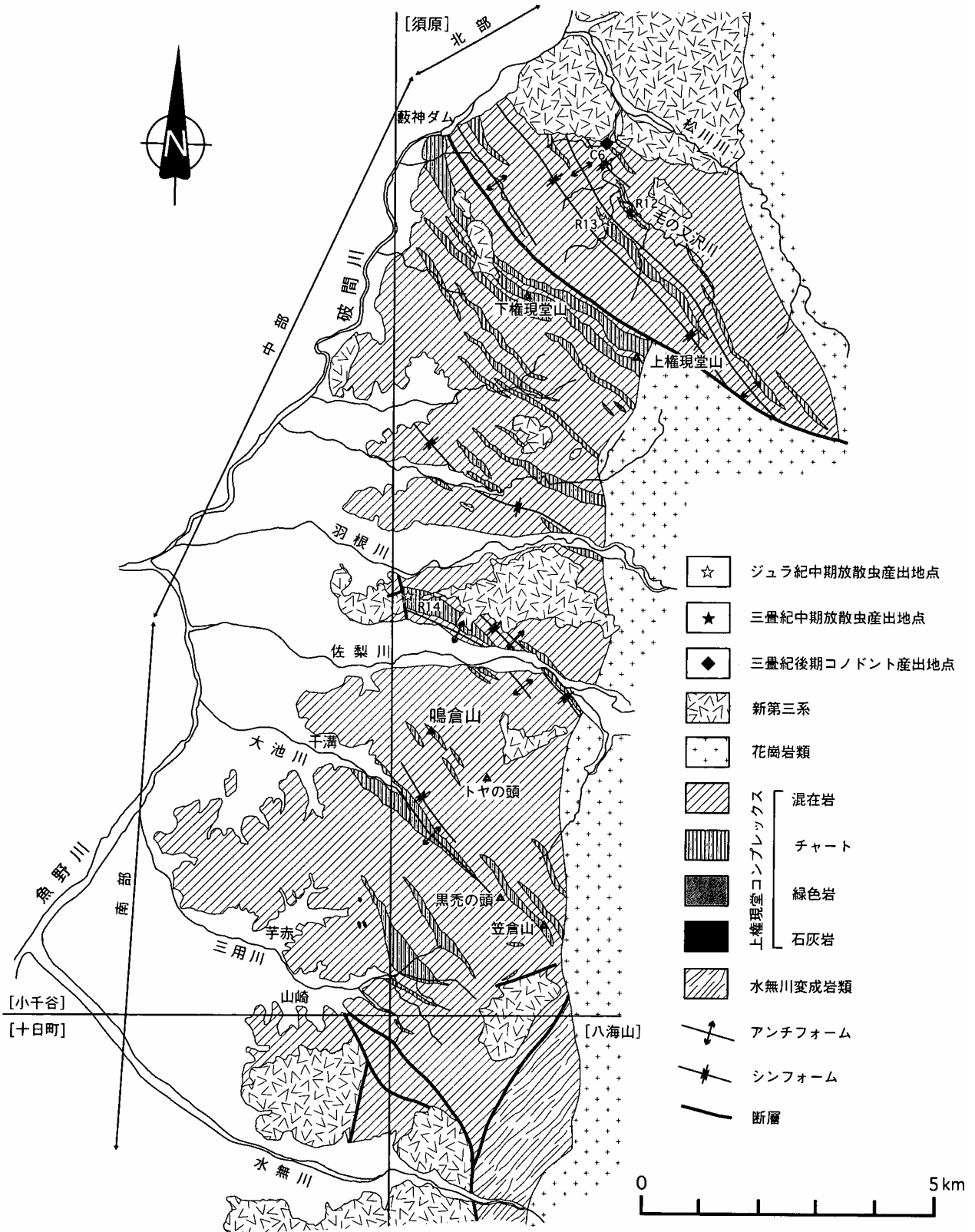
新第三系に不整合に覆われる。

構造層序 本コンプレックスは、チャート (Gc) の小一大規模岩体と混在岩 (Ox) からなり、緑色岩 (Gg) の小規模岩体を伴う (第5.6, 7, 8, 9図)。

チャートは、小一大規模岩体や混在岩中の岩塊として各所で認められる。このうち中一大規模岩体は、藪神ダムから上権現堂山の稜線から南西斜面にかけた地域、羽根川・佐梨川流域や大池川・三用川に分布する (第5.8, 9図)。また小出町鳴倉山南麓の林道に分布するチャートに伴って、チャート角礫岩がみられる。緑色岩の小規模岩体は、上権現堂山南麓の林道沿いと毛の又沢川支流に分布する (第5.8, 9図)。

混在岩は、緑色岩・チャート・珪質頁岩・凝灰岩・砂岩・砂岩頁岩互層・頁岩・礫岩・石灰岩などの岩塊を含む。なお混在岩の岩塊のうち、数10mの幅を持つ緑色

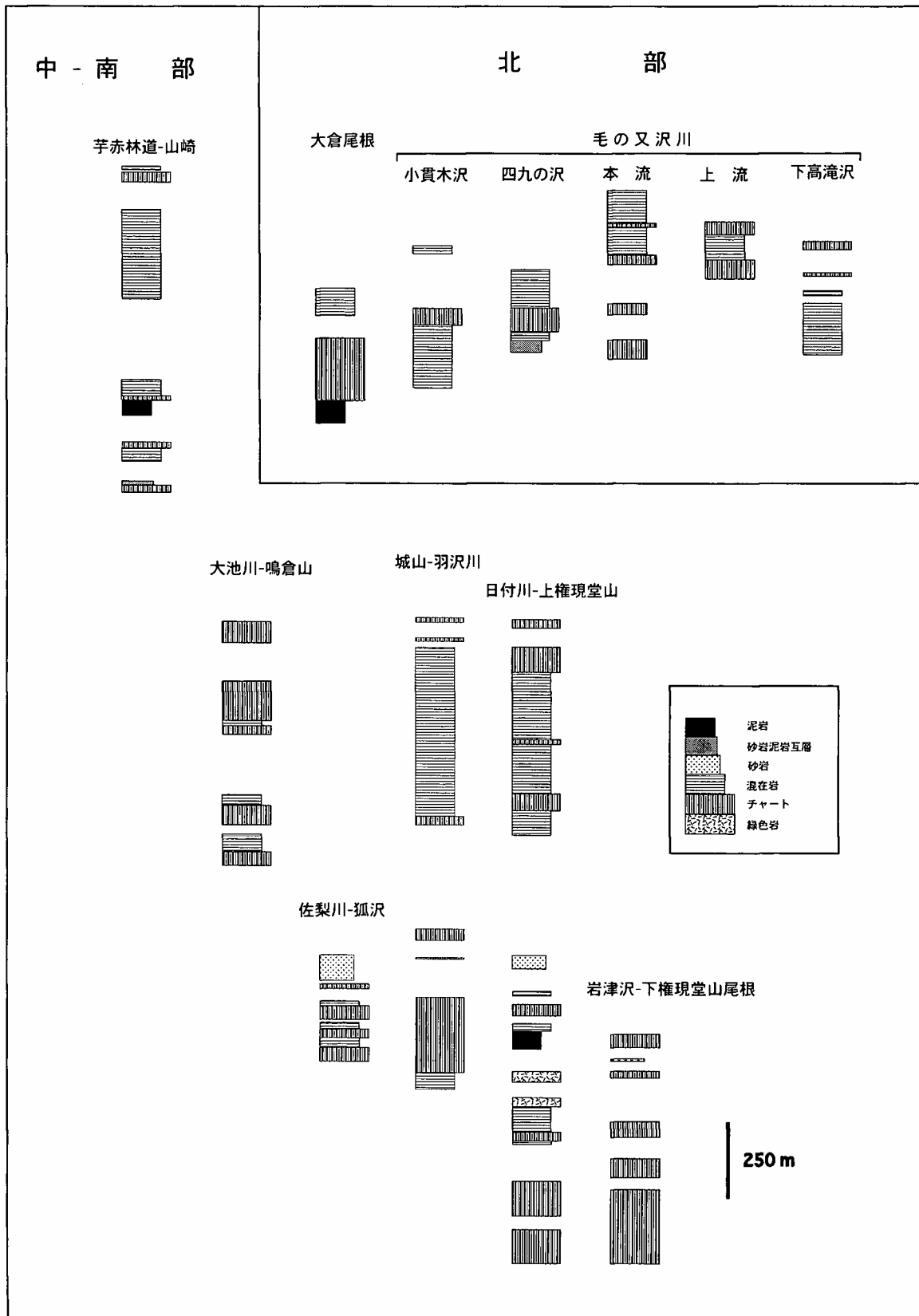
岩・チャート・砂岩・砂岩頁岩互層・頁岩については、その岩相をルートマップ上で示した(第5.8, 9図)。緑色岩・チャート・砂岩・頁岩の岩塊は、至る所で認めら



第5.6図 上権現堂山コンプレックスの地質概略図と微化石産出地点

れる。流紋岩凝灰岩の岩塊が、鳴倉山南麓の林道で見られる。砂岩頁岩互層の岩塊は、毛の又沢川流域で見られる（第5.8図）。細礫礫岩が、日付川上流の混在岩中に

幅2mの岩塊として見られる（第5.9図）。なお石灰岩は、西隣の小千谷地域南東部の大和町芋赤東方にて、幅数m程度の岩塊として分布するが、本地域には分布

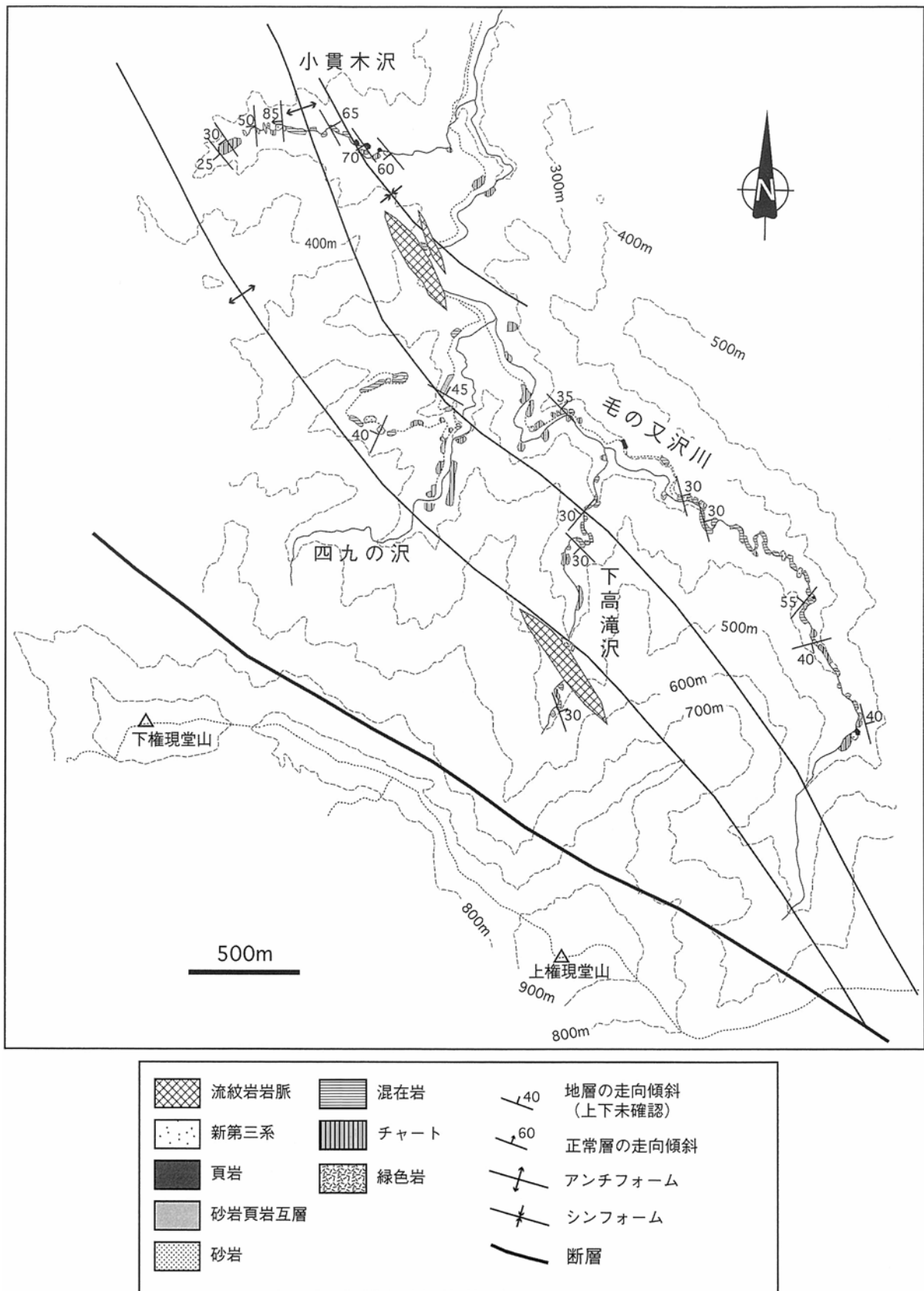


第5.7図 上権現堂山コンプレックスの柱状図

しない (第 5. 6 図).

柳沢ほか (1986) では, 上権現堂山層群を大桑原層・羽根川層・毛の又沢川層・干溝層・茗荷沢層に分けられ

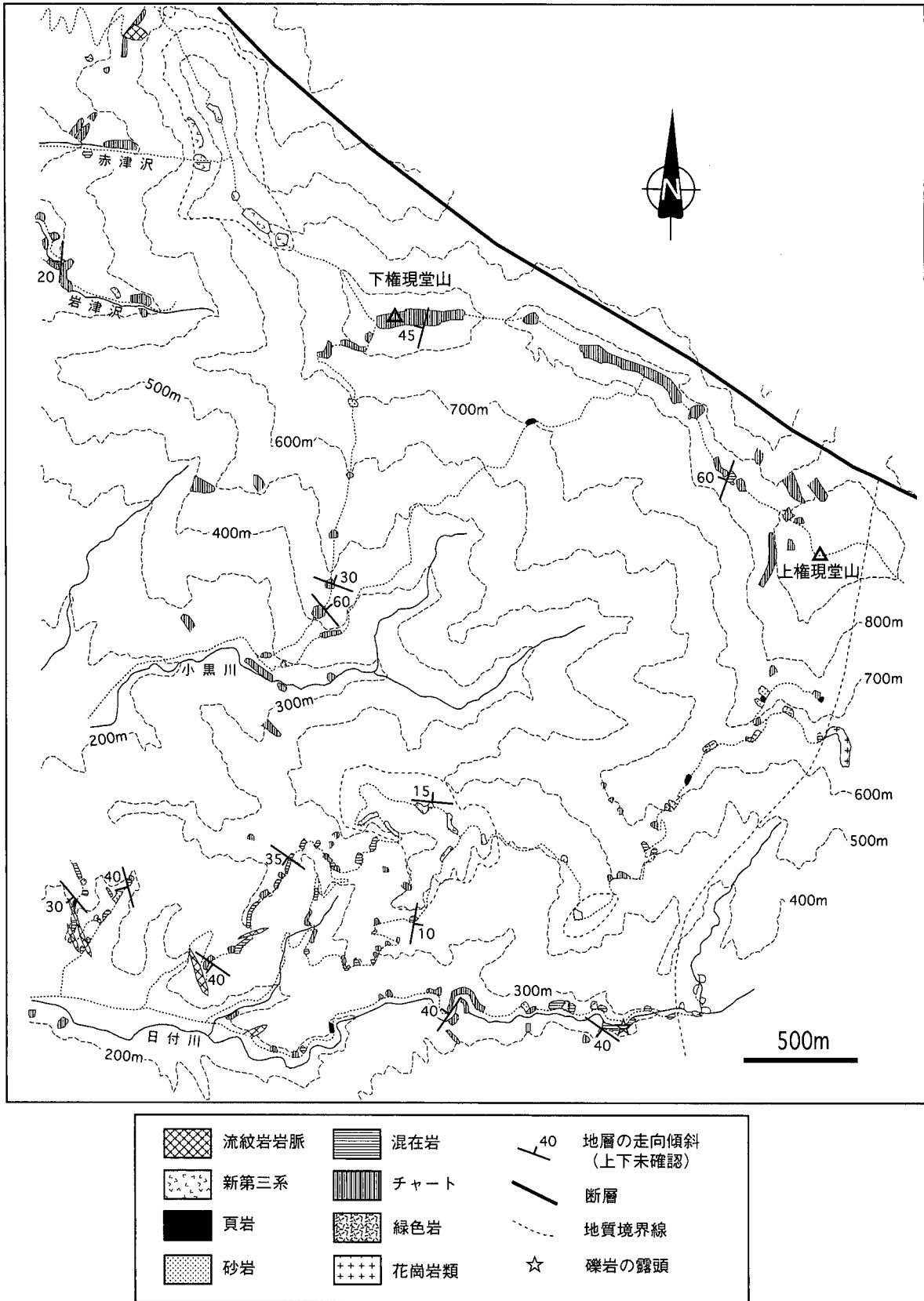
た. しかしこの 5 層の岩相に大きな違いはなく, 断面図 (A-B 断面) で示されるように, 褶曲によって同一層準が繰り返し露出し, さらに南西に向かって, 見かけの上



第 5. 8 図 上権現堂山コンプレックス北部のルートマップ (毛の又沢川流域)

位が分布している。このことから本報告では、本コンプレックスを細分しない。なお藪神ダムから上権現堂山への稜線の北側に北西-南東走向で北東へ高角に傾

斜した断層が存在し、本コンプレックス分布地域の北部と中・南部を分けている。なお中・南部は連続的に分布するが、記載の便宜上、佐梨川で中部と南部を分



第5.9図 上権現堂山コンプレックス中部のルートマップ（上権現堂山稜線から日付川の地域）

ける (第5.6, 7図).

北部地域と中・南部地域とは断層で境され、有効な鍵層もないため両地域の岩相を正確に対比することは難しい。それぞれの地域は、第5.7図の柱状図で示すように、チャート岩体の規模について次の様な特徴を示す。北部地域では、チャートの小一中規模岩体が卓越する。中・南部地域では、見かけ上の下部でチャートの中一大規模岩体が多く、緑色岩の小規模岩体を伴う特徴を示す。一方、見かけ上の上部では、チャートの小一中規模岩体が多く見られる。北部地域は、チャートの小一中規模岩体が卓越すること、緑色岩の小規模岩体を伴わないことから、中・南部地域では見かけ上の上部に対比できる可能性がある。

地質構造 走向は北西-南東が一般的であるが、北北東-南南西や東西走向もまれに見られ、傾斜は北東ないしは南西で30°前後が多い。鍵層がないので明確ではないが、北部では翼の開いたアンチフォーム・シンフォームで同一層準が繰り返していると推定される。中・南部でもアンチフォーム・シンフォームを示し、大局的には南西に傾斜する (第5.6図)。すなわち、南西により構造的上位のコンプレックスが分布していると推定される。

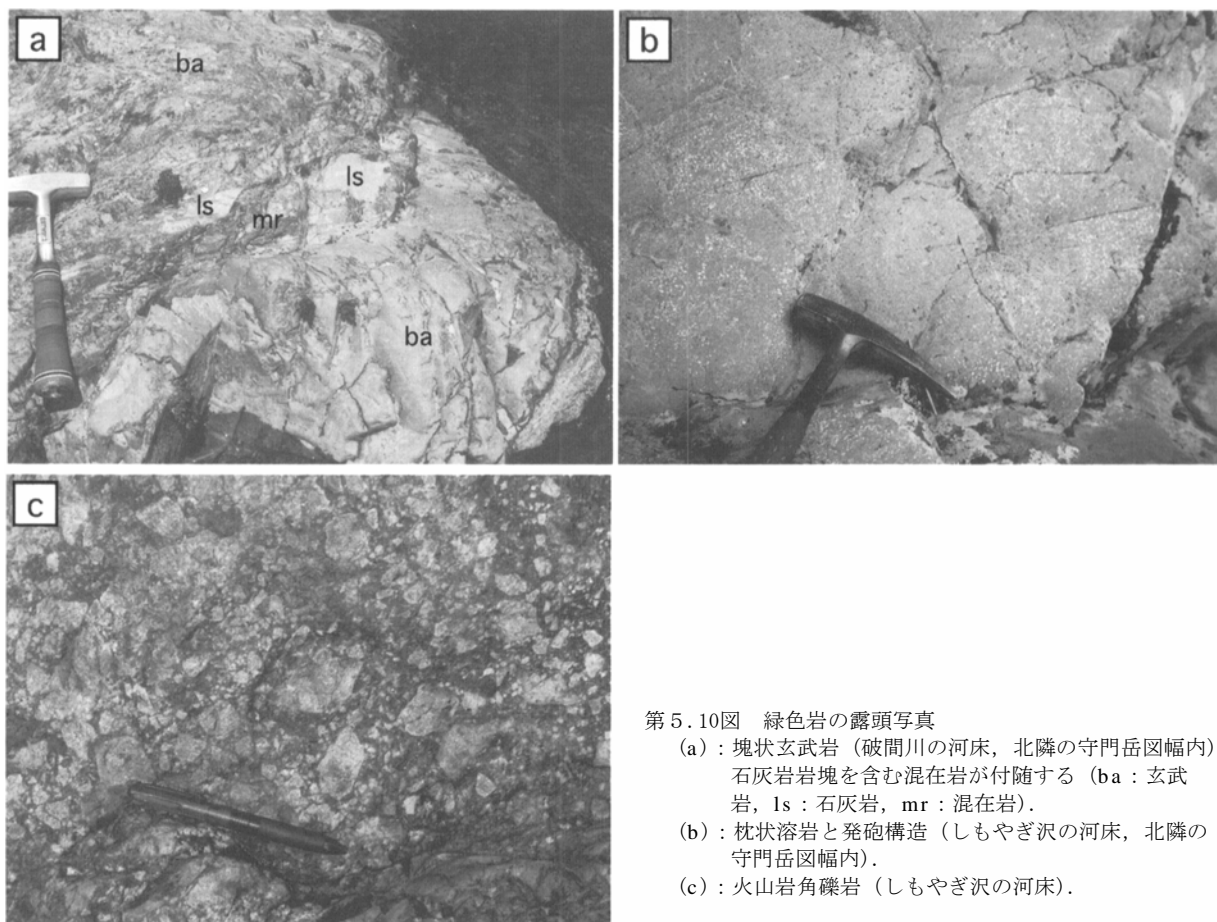
対比 本コンプレックスは、十日町地域と小千谷地域での上権現堂山層群大桑原層・羽根川層・毛の又沢川

層・干溝層・茗荷沢層 (柳沢ほか, 1985; 柳沢ほか, 1986) に相当し、八海山地域での干溝層群大桑原累層・茗荷沢累層 (茅原・小松, 1992) を含む (第5.1表)。また松本ほか (2001) の小出コンプレックスは、本コンプレックスにはほぼ相当する。

5.3 岩相

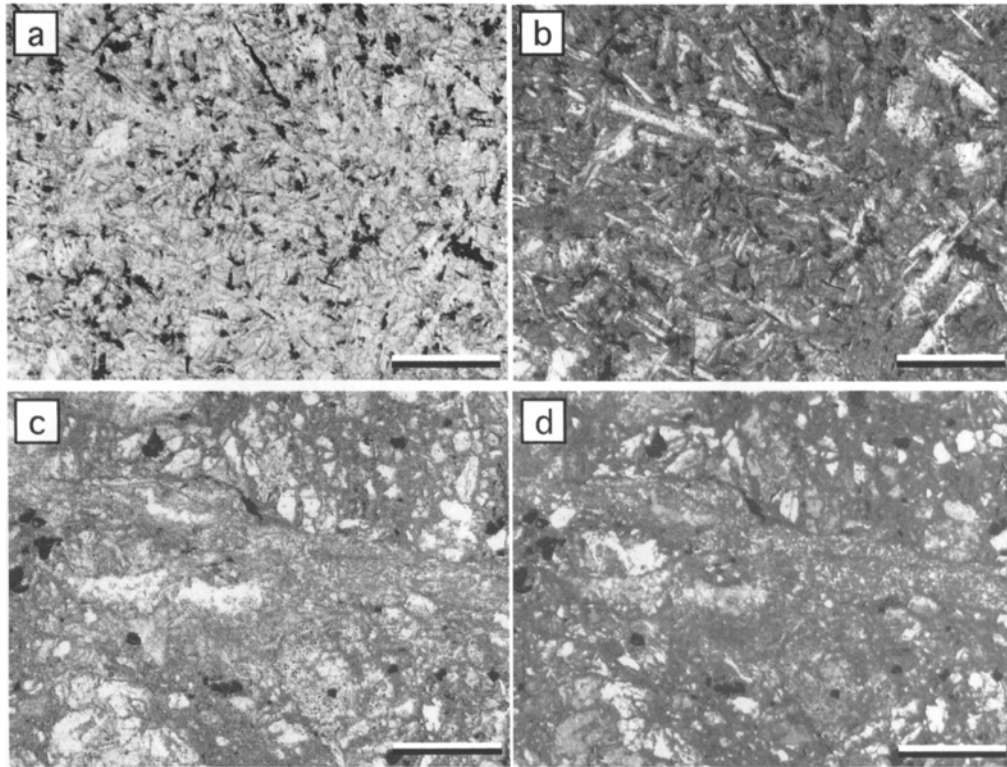
5.3.1 緑色岩 (Osg, Kg, Gg)

緑色岩は、玄武岩を主体とし、ドレライト・玄武岩火山碎屑岩・玄武岩凝灰岩からなる。一般に、変形や風化、不規則な節理の発達、さらに貫入岩脈による変質などを受けているため、原岩の区別は難しい場合が多い。玄武岩は、暗緑色-緑色を呈し、塊状溶岩または枕状溶岩として観察される (第5.10図a)。枕状溶岩には発泡構造が残されていることがあり、その空隙には方解石が充填している (第5.10図b)。鏡下で玄武岩は、針状ないし短冊状の斜長石からなる石基と、普通輝石・緑泥石などからなる斑晶が、インターグラニューラーないしインターサークル組織を示す (第5.11図a, b)。ドレライトは玄武岩に付随して産する。玄武岩火山碎屑岩は、細粒-中粒大の玄武岩起源の碎屑粒子から構成される (第5.11図b, c)。玄武岩火山碎屑岩には、陸源性の碎屑粒子は含まれず、



第5.10図 緑色岩の露頭写真

- (a) : 塊状玄武岩 (破間川の河床, 北隣の守門岳図幅内). 石灰岩岩塊を含む混在岩が付随する (ba : 玄武岩, ls : 石灰岩, mr : 混在岩).
- (b) : 枕状溶岩と発泡構造 (しもやぎ沢の河床, 北隣の守門岳図幅内).
- (c) : 火山岩角礫岩 (しもやぎ沢の河床).



第5.11図 緑色岩の薄片写真

- (a)-(b) : 玄武岩(GSJ R78585;a : 単ニコル, b : 直交ニコル). 針状ないし短冊状の斜長石からなる石基が, インターグラニューラーないしインターサータル組織を示す. スケールは0.5mm.
 (c)-(d) : 玄武岩火山砕屑岩(GSJ R78586;a : 単ニコル, b : 直交ニコル). 玄武岩起源の砕屑粒子と不定形のガラス質破片を伴うハイアロクラスタイトからなる. スケールは0.5mm.

不定形のガラス質破片からなるハイアロクラスタイトも見られる. また希に, 玄武岩起源の砕屑粒子を基質とし, 玄武岩の角礫-亜角礫からなる火山角礫岩も見られる(第5.11図c, d). 玄武岩凝灰岩は, 淡緑色を呈し, 微晶質なガラス質片と極細粒な玄武岩起源の砕屑粒子からなる. 混在岩中の岩塊として多く見られ, しばしば頁岩と互層する.

緑色岩は, 大白川コンプレックスでは小規模岩体ないし混在岩中の岩塊として, 黒又川コンプレックスでは小-中規模岩体として, 一部混在岩中に岩塊として見られる. 上権現堂山コンプレックスでは混在岩中の岩塊ないし小規模岩体として見られる.

5.3.2 石灰岩 (0s1)

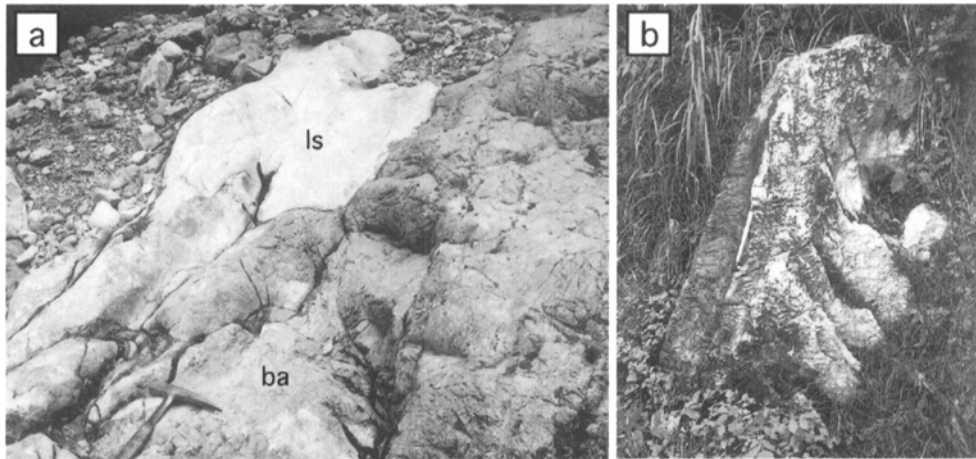
石灰岩は, 灰白色-白色を呈し, 緑色岩の小-中規模岩体ないし岩塊に付随して見られる(第5.10a, 12図). 鏡下では, 径1~2mmの結晶成長が進んだ粗粒な方解石からなる(第5.13図). そのため, 初生的な構造を保存していることは希で, 石灰岩の分類は困難な場合が多い. 生物片などが残されていることは少ないが, 矢島・黒川(1981)により, 末沢川河床の石灰岩から中期ペル

ム紀フズリナ化石が報告されている.

大白川コンプレックスでは, 石灰岩は小規模岩体ないし岩塊として, 末沢川流域で点在して分布する. 黒又川コンプレックスでは, 小沢及び黒又川の緑色岩の中規模岩体に付随して数mないし10m規模の石灰岩岩塊として, わずかに産出するのみである. 上権現堂山コンプレックスでは, 混在岩中の岩塊として, 小千谷地域の大和町芋赤東方の林道に分布する.

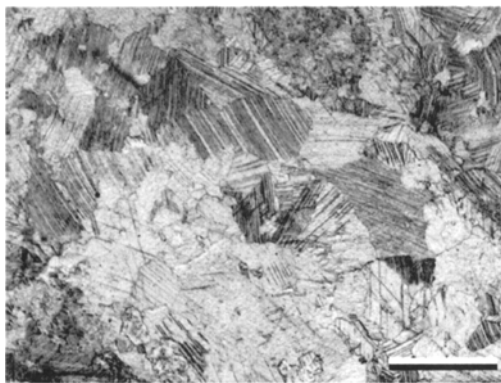
5.3.3 チャート (0sc, Kc, Gc)

チャートは, 粘土岩と有律互層をなす層状チャートである(第5.14図a). 一般にチャート単層の層厚は1~10cm, 粘土岩の層厚は5mm以下である. 灰色-黒色を呈し, 一部赤色のチャートも見られる. 層状チャートの中-大規模岩体は, しばしば垂直な崖を構成し露出する(第5.14図b). まれにチャート角礫岩が観察される(第5.14図c). 鏡下では, 隠微晶質-微晶質石英と粘土鉱物からなり, シルト大の砕屑粒子は含まれない(第5.15図a). 放散虫化石も認められるが, 一般に再結晶化が著しく, 保存状態は非常に悪い. また層状チャートでは, 小褶曲がしばしば観察される(第5.14図d). 一般に小



第 5.12 図 石灰岩の露頭写真

- (a) : 石灰岩と玄武岩（末沢川の河床）．玄武岩の上位に，不規則な接触面を介して，石灰岩がみられる（ba : 玄武岩，ls : 石灰岩）．
 (b) : 塊状石灰岩（大和町芋赤東方林道，西隣の小千谷図幅内）．方解石は数mm大の大きさに再結晶化している．



第 5.13 図 石灰岩の薄片写真

石灰岩(GSJ R78587, 単ニコル)．
 長径0.2-0.5mmの再結晶化した方解石
 からなる．スケールは0.5mm．

褶曲は，チャート層がヒンジ部で折れ曲がり，翼部が平面的になるシェブロン型をなすものが多い．

チャートの近傍には珪質頁岩が露出することがある．一部の珪質頁岩は層状チャートの上位に整合で重なる．珪質頁岩は，塊状で，暗灰色－灰色を呈する．鏡下では，極微細な石英粒子や粘土鉱物からなり，保存状態は悪いながらも放散虫化石を含んでくる（第 5.15 図b）．また圧力溶解劈開である黒色不透明なシームが認められ，これにより珪質頁岩は，若干の剥離性を示す．なお珪質頁岩は，地質図に表現できるほど分布は広くなく，チャートに伴って産出するので，本報告ではチャートに含めた．

チャートは，大白川コンプレックスでは，小規模岩体ないし混在岩中の岩塊として見られる．黒又川コンプレ

ックスでは，下部を構成する大規模岩体として，中部・上部においては，小－中規模岩体として見られる．上権現堂山コンプレックスでは，小－大規模岩体ないし混在岩中の岩塊として分布する．

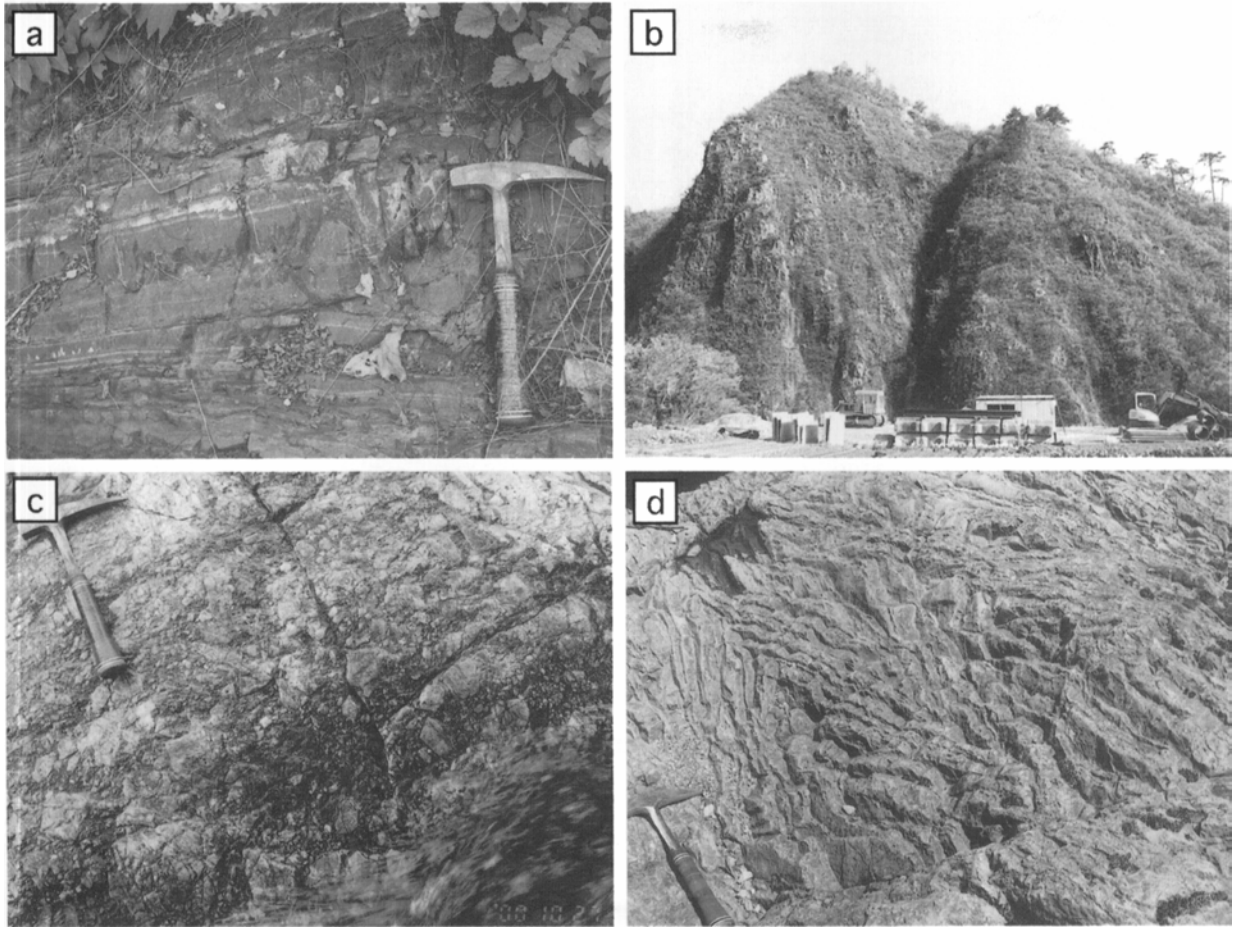
5.3.4 頁岩 (Km)

頁岩は，劈開が発達し，剥離性を持った泥質岩である．一般に，暗灰色－黒色を呈し，粘土鉱物とシルト大の石英・長石・炭質物などの碎屑粒子からなる．シルト－極細粒砂の薄層を挟在し，葉理を構成することがある．鏡下で頁岩は，微細な粘土鉱物からなり，わずかにシルト大の碎屑粒子を含む（第 5.16 図a）．粘土鉱物は定向配列を示し，層理面と平行ないしわずかに斜交する圧力溶解劈開が認められる．また，主にシルト大の石英・長石からなる碎屑粒子と粘土鉱物からなるシルト岩も見られる（第 5.16 図b）．

頁岩は，大白川コンプレックスでは，混在岩中に岩塊として見られるが，その規模は厚さ数mほどである．黒又川コンプレックスでは，チャートに付随して厚さ50mほどの頁岩が，黒又川第一ダム西側や横沢で見られる．上権現堂山コンプレックスでは，混在岩中の岩塊として見られる．

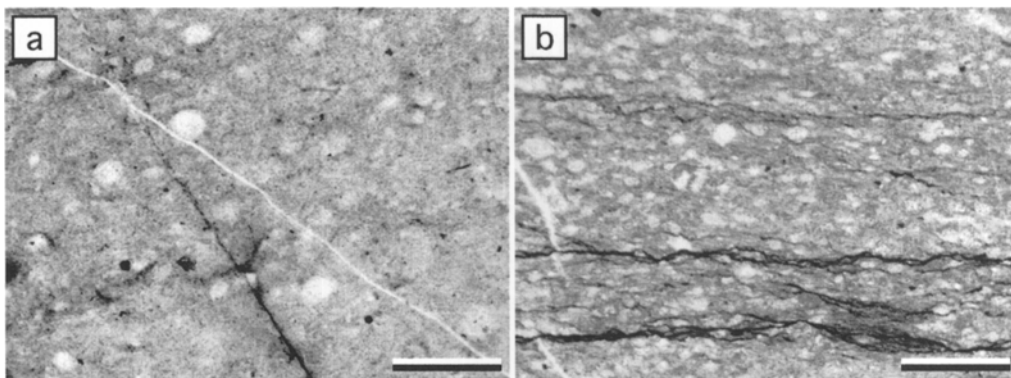
5.3.5 砂岩頁岩互層 (Ka)

砂岩頁岩互層は，等量ないし砂岩優勢互層であり，一部頁岩優勢互層が見られる（第 5.17 図a-d）．砂岩は，数cm～10cmの層厚を示し，塊状である．一般に堆積構造に乏しいが，一部で級化構造や平行葉理や斜交葉理などがみられる．頁岩は，0.5mm～5cmの層厚を示し，



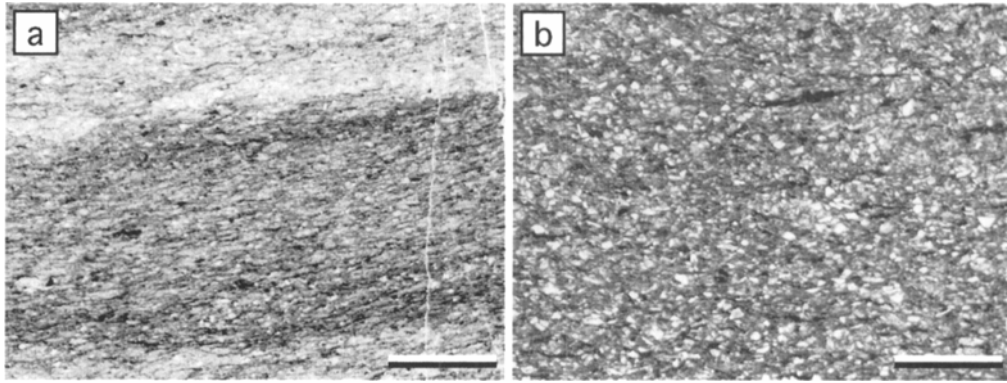
第5.14図 チャートの露頭写真

- (a) : 層状チャート (破間川の河床, 北隣の守門岳図幅内).
- (b) : 層状チャートの大規模岩体 (藪神ダム北方). 破間川本流に高さ約30mの垂直な崖をつくって露出する.
- (c) : チャート角礫岩 (足沢の河床).
- (d) : チャートのシェブロン型褶曲 (破間川の河床, 北隣の守門岳図幅内). 水平褶曲で半波長20cm・翼間角30°の閉じた褶曲.



第5.15図 チャートと珪質頁岩の薄片写真

- (a) : チャート (GSJ R78588, 単ニコール). 隠微晶質-微晶質石英と不透明鉱物からなり, 放散虫が認められる. スケールは0.5mm.
- (b) : 珪質頁岩 (GSJ R78589, 単ニコール). 微細な石英と粘土鉱物から構成され, シルト大以上の碎屑粒子はほとんど含まれない. 多数の放散虫が観察される. スケールは0.5mm.



第 5.16 図 頁岩とシルト岩の薄片写真

- (a) : 頁岩 (GSJ R78590, 単ニコル). 微細な粘土鉱物からなり, わずかにシルト大 (径 $50\mu\text{m}$ 程度) の石英・長石・不透明鉱物が観察される. また層理面と斜交して弱い劈開が認められる. スケールは 0.5mm .
- (b) : シルト岩 (GSJ R78591, 単ニコル). 主にシルト大の石英・長石からなる砕屑粒子と粘土鉱物からなる. スケールは 0.5mm .

しばしばシルト質である. 数 cm の層厚を持つシルト岩は, 級化構造が良く保存されていることがある (第 5.17 図b). また砂岩頁岩互層には, 露頭規模の小褶曲が希に見られる (第 5.17 図c, d). 褶曲は, 単層の層厚がほとんど一定の平行褶曲である. 頁岩は, ヒンジ部で厚く, 翼部で薄くなることもある. また砂岩頁岩互層は, 整然相を示すことが多いが, 一部で破断相を示す (第 5.17 図e, f).

砂岩頁岩互層は, 大白川コンプレックスでは, 混在岩中の岩塊としてまれに見られるが, そのほとんどは破断相となる. 黒又川コンプレックスでは, 中部・下部を構成する主要な岩相として見られる. 上権現堂山コンプレックスでは, 毛の又沢川流域で混在岩中の岩塊として見られる.

5.3.6 砂岩 (Ks)

砂岩は, 暗灰色-灰色を呈し, 細粒-粗粒の砕屑粒子からなり, ワッケないシアレナイトで, 一般に石英・長石類に富み岩片は少ない. 数 10m ~数 100m の層厚を持つ塊状砂岩として産出し, 砂岩の基底部には, 頁岩の偽礫を含むことがある (第 5.18 図a). また一部の細粒-中粒砂岩は, 明瞭な層理を持ち, 成層構造が発達することがある (第 5.18 図b). 層理が明瞭な砂岩では, 級化構造や斜交葉理が見られる. 鏡下では, 石英と斜長石を多く含み, その他不透明鉱物や雲母片を含む (第 5.19 図).

大白川コンプレックスでは, 混在岩中の岩塊として見られる. 一部の砂岩岩塊は, 数 10m の層厚を持つが, 地層としての側方への連続性は悪い. 黒又川コンプレックスでは, 砂岩頁岩互層中に見られる. 上権現堂山コンプレックスでは, 混在岩中の岩塊として見られる.

砂岩の一部では, 礫岩が伴って露出する. 黒又川コン

プレックスが分布する内柵沢では, 層厚 50m に達する礫岩がみられる. この礫岩は, 細礫-中礫大の楕円-円礫からなり, 主な礫種は砂岩・チャート・緑色岩・花崗岩である. その他, 層厚数 m の細礫礫岩及び礫質砂岩が見られる (第 5.18 図c, d). しかし礫岩は 5 万分の 1 地質図上で表現出来るほど分布範囲が広くないため, 本報告では砂岩に含めた.

細礫礫岩及び礫質砂岩は, 大白川コンプレックスでは砂岩の岩塊に, 黒又川コンプレックスでは砂岩頁岩互層に付随して見られる. 上権現堂山コンプレックスでは, 細礫礫岩が日付川上流の混在岩中に幅 2m の岩塊として見られる.

5.3.7 混在岩 (O_{sx}, K_x, G_x)

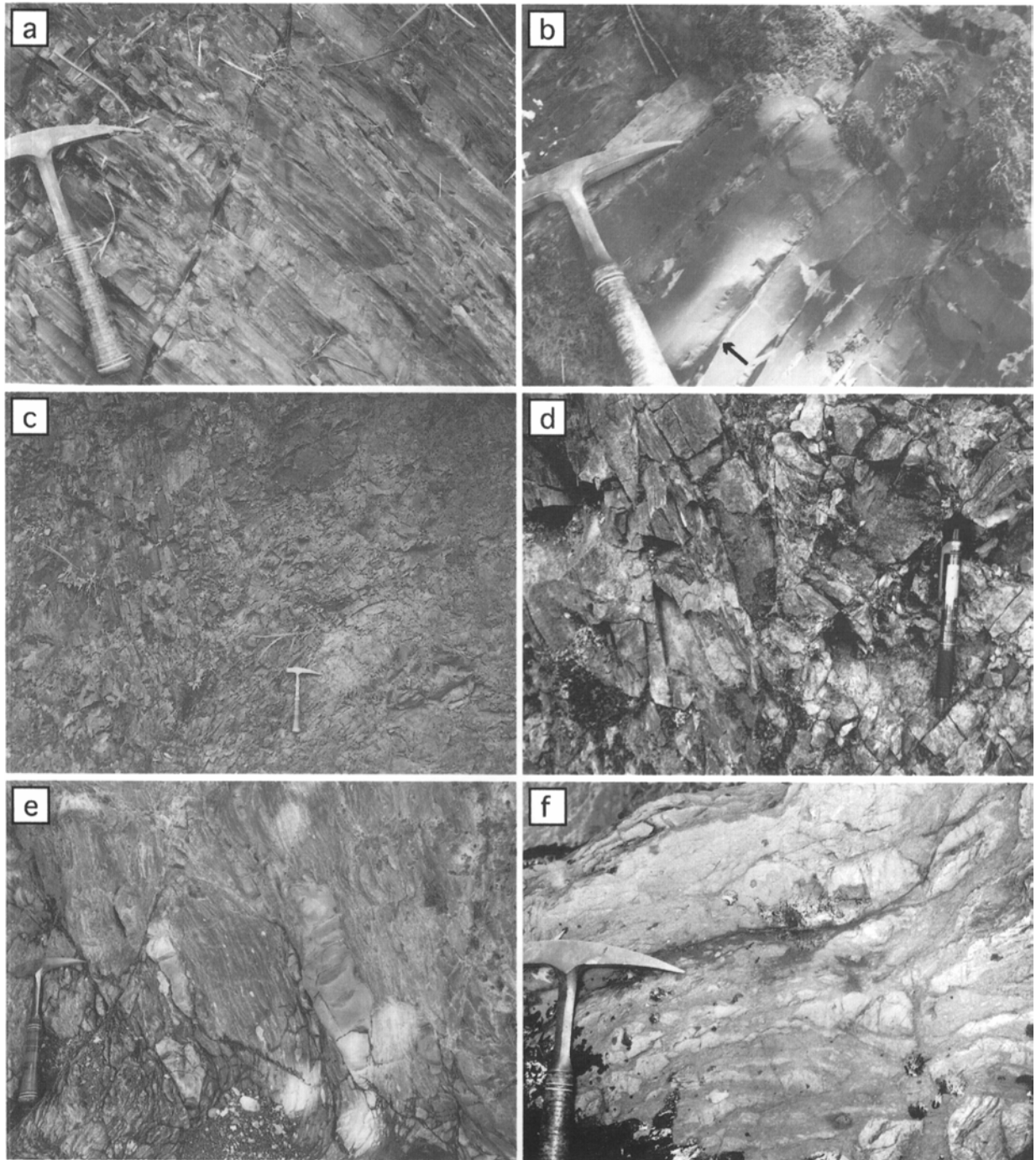
混在岩は, 岩塊と泥質基質からなる. 混在岩に含まれる岩塊は, 主に緑色岩と砂岩である (第 5.20 図a-d). これらの岩塊が共存もしくは単独で泥質基質中に含まれる. 緑色岩の岩塊を含む混在岩では, チャート・石灰岩・珪質頁岩・頁岩の岩塊を含むこともある. 砂岩の岩塊は, 級化構造や葉理などの堆積構造が確認できることがある. 泥質基質は, 鱗片状劈開が発達する黒色-階灰色の頁岩からなり, シルト-細粒砂大の砕屑粒子や数 mm 程度の砂岩・緑色岩・チャートの岩塊を多数含む. 混在岩は, 剪断変形により, 顕著な非対称組織を示すことがある (第 5.20 図e, f).

大白川コンプレックスでは混在岩が主要構成岩相であるため, 広範囲で露出する. 黒又川コンプレックスでは, 中部の砂岩頁岩互層中に層厚 20m ほどで見られ, 上部の緑色岩・チャートの中規模岩体近傍に見られる程度である. 上権現堂山コンプレックスでも, 混在岩は主要岩相であり, 広範囲に分布する. また泥質基質において, 上

権堂山コンプレックス分布域の南部では鱗片状劈開がより顕著になる。これらは、柳沢ほか(1985, 1986)が千枚岩質と表現しているものである。

5.4 産出化石

須原地域と周辺の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスより産出した化石について、コンプレックスごとに記す。



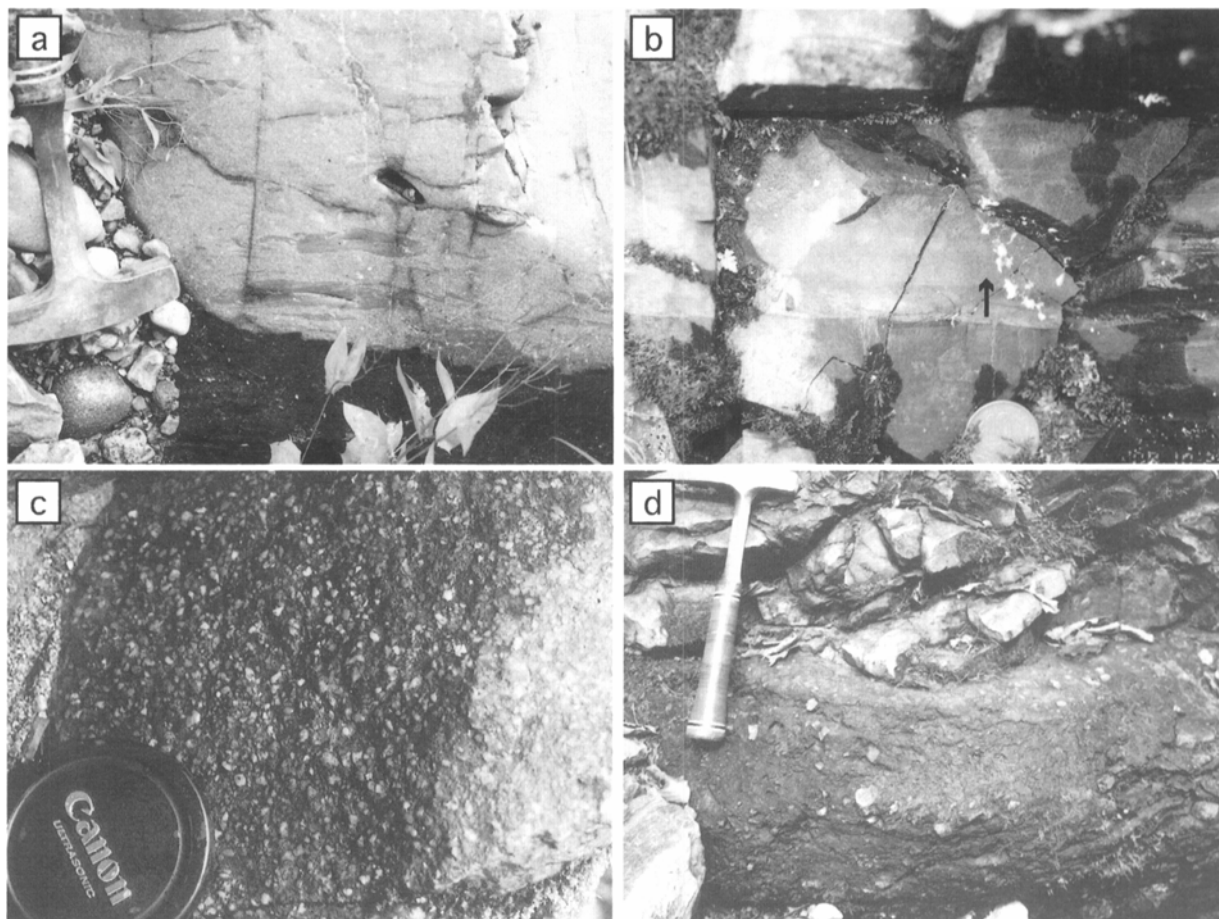
第5.17図 砂岩頁岩互層（整然相と破断相）の露頭写真

- (a) : 等量互層（破間川の河床，北隣の守門岳図幅内）。
- (b) : 頁岩優勢互層（破間川の河床，北隣の守門岳図幅内）。極細粒砂岩から頁岩にいたる級化構造が観察される。矢印は地層の上位方向を示す。
- (c)-(d) : 砂岩優勢互層の平行褶曲（黒又川第一ダム東方）。(d) は、ヒンジ部のクローズアップ。
- (e)-(f) : 砂岩頁岩互層の破断相（e : 小沢，f : 破間川の河床，北隣の守門岳図幅内）。

化石産出地点を、大白川コンプレックスと黒又川コンプレックスについては第5.21図に、上権現堂山コンプレックスについては第5.22図に示す。

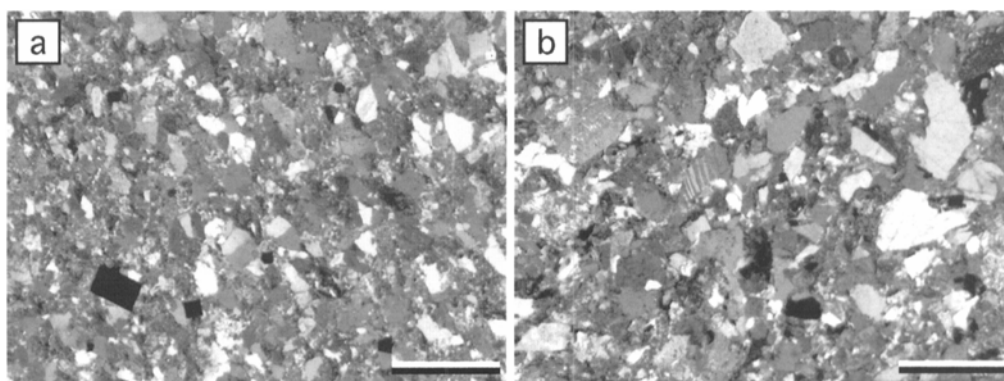
第5.2表には、大白川コンプレックスの石灰岩から

産したフズリナ化石を示す。第5.3表にチャートから産した放散虫化石を、第5.4表に珪質頁岩・頁岩から産した放散虫化石を示す。また第5.5表には、チャートから産したコノドント化石を示す。



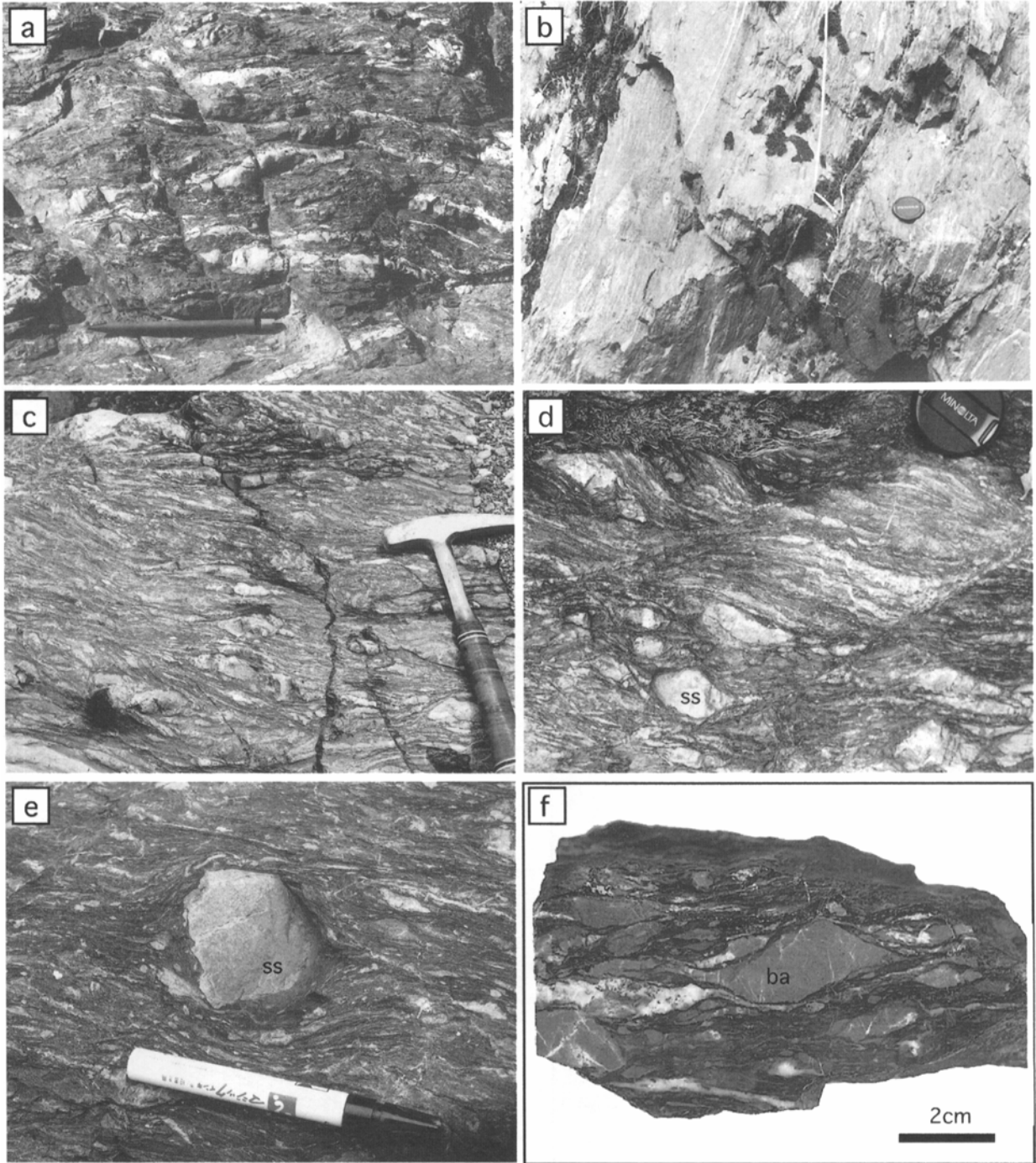
第5.18図 砂岩と礫岩の露頭写真

- (a) : 塊状砂岩（破間川の河床，北隣の守門岳図幅内）．頁岩のリップアップクラストを含む．
- (b) : 成層砂岩（黒又川第一ダム東方）．級化構造が観察される．矢印は地層の上位方向を示す．
- (c) : 細礫大の円一亜円礫からなる礫岩（末沢川の河床）．
- (d) : シルト岩を基質とし，細礫大の亜円砂岩礫を含む（末沢川の河床）．



第5.19図 砂岩の薄片写真

- (a) : 細粒－中粒砂岩（GSJ R78592，直交ニコル）．スケールは0.5mm．
- (b) : 中粒－粗粒砂岩（GSJ R78593，直交ニコル）．スケールは0.5mm．



第5.20図 混在岩の露头写真

- (a) : 緑色岩（玄武岩と玄武岩凝灰岩）の岩塊を含む混在岩（末沢川の河床）.
- (b) : 緑色岩（ハイアロクラスタイト）の岩塊を含む混在岩（笠倉山林道）.
- (c) : 砂岩の岩塊を含む混在岩（末沢川の河床）.
- (d) : 砂岩の岩塊を含む混在岩（足沢の河床）. 岩塊は左横ずれの非対称組織を示す.
- (e) : 砂岩岩塊（末沢川の河床）. 右横ずれセンスの σ 組織を示す.
- (f) : 玄武岩岩塊を含む混在岩（GSJ R78596）の研磨面（末沢川の河床から採取）. 岩塊は右横ずれセンスを示す非対称組織を示す.

5.4.1 大白川コンプレックス

石灰岩：矢島・黒川 (1981) 及び黒川ほか (1987) に
より、地点F1とF2 (転石) から *Chusenella* sp.,
Chusenella (?) sp., *Kallerina* sp., *Neoschwagerina* sp.,
Parafusulina (?) sp. の中期ペルム紀フズリナ化石の産出が
報告された。

チャート：山田・黒川 (1985) 及び黒川ほか (1987)
により地点R1 (守門岳地域内) から、*Canoptum* (?) cf.
rugosum Pessagno and Poisson, *Canoptum* (?) sp., *Canoptum*
cf. *anulatum* Pessagno and Poisson, *Eucyrtidiellum unumaense*
Yao, *Homoeoparonaella* (?) sp., *Orbiculiforma* sp.,
Pantanellium cf. *browni* Pessagno and Blome, *Parahsuum* aff.
simplum Yao, *Paronaella* sp. の放散虫化石の産出が報告さ
れた。これらのうち、*E. unumaense* Yaoはその外形の特
徴に基づいて *Natoba* sp. A of Kashiwagi (2003) に同定さ
れる (原・柏木, 2004)。この *Natoba* sp. A of Kashiwagi
(2003) の産出より、地点R1のチャートの堆積年代は、
前期ジュラ紀の前半 (late Hettangian-early Sinemurian) で
ある (原・柏木, 2004)。

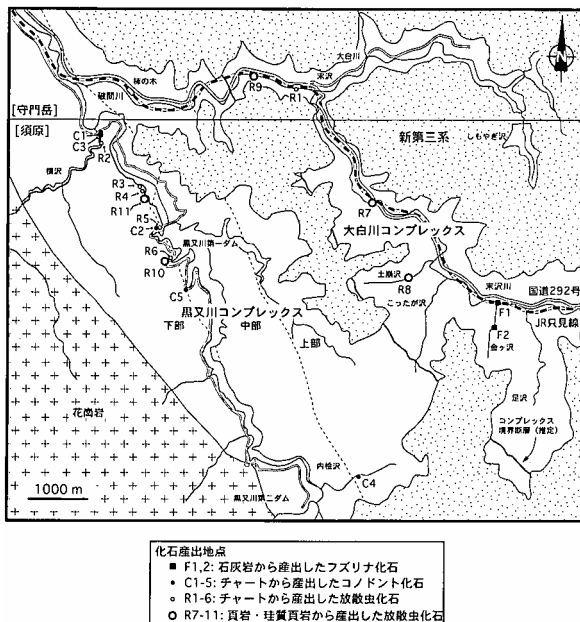
珪質頁岩：原・柏木 (2004) により、地点R7から、
Atalanta cf. *epaphrodita* Cordey and Carter, *Betracium* sp.,
Canoptum spp., *Charlottea* (?) sp., *Nitrader* (?) sp.,
Pantanellium spp., *Protokatroma aquila* Whalen and Carter,

Protokatroma aff. *aquila* Whalen and Carter, *Udalia* spp. の放
散虫化石産出の報告がある。以上の放散虫化石産出に基
づき、珪質頁岩の年代は、前期ジュラ紀の前半 (late
Hettangian-early Sinemurian) とされた。

頁岩：原・柏木 (2004) により、地点R8とR9 (守門
岳地域) より放散虫化石産出の報告がある。地点R8より
産出した放散虫化石は、*Canoptum* cf. *anulatum* Pessagno
and Poisson, *Canoptum* spp., *Foremania* cf. *sandilandsensis*
Whalen and Carter, *Katroma angusta* Yeh, *Katroma* spp.,
Natoba minuta Pessagno and Poisson, *Palaeosaturnalis*, spp.,
Pantanellium spp., *Parahsuum simplum* Yao, *Parahsuum* aff.
simplum Yao, *Parahsuum* spp., *Zartus* (?) sp., *Spumellaria*
gen. et sp. indetである地点9より産出した放散虫化石は、
Bagotum pseudoerraticum Kishida and Hisada, *Bagotum* spp.,
Canoptum cf. *annulatum* Pessagno and Poisson, *Canoptum*
spp., *Pantanellium* spp., *Parahsuum* cf. *ovale* Horii and Yao,
Parahsuum simplum Yao, *Parahsuum* spp., *Paronaella* sp.,
Stichocapsa sp., *Wrangellium* sp. A of Pessagno and Whalen
(1982) である 以上の放散虫化石に基づき、頁岩の堆
積年代は、前期ジュラ紀の中頃 (late Sinemurian - early
Pliensbachian) とされた (原・柏木, 2004)。

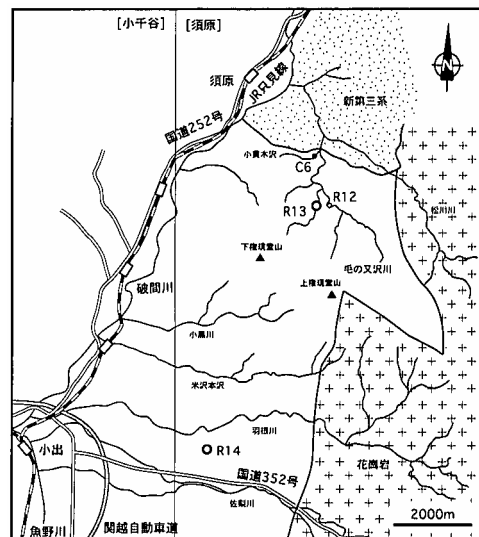
5.4.2 黒又川コンプレックス

チャート：佐藤ほか (1975) は、地点C1から
Gondolella sp., *Hindeodella* sp. を含むペルム紀コノドント



第5.21図 大白川・黒又川コンプレックスにおける化石
産出地点

産出地点及び産出化石とその岩相については、
以下の文献を引用した。F1, 2: 矢島・黒川
(1981), C1, 2: 佐藤ほか (1975), C3, 4: 植
村ほか (1984), C5: 長谷川 (1985), R1:
黒川ほか (1987), R2-6: 松本ほか (2001),
R7-11: 原・柏木 (2004)。



第5.22図 上権現堂山コンプレックスの化石産出地点
産出地点及び産出化石とその岩相については、
以下の文献を引用した。C6: 植村・高島
(1985), R12-14: 松本ほか (2001)。岩相
との対比は、概略図 (第5.6図) に示した。

第5.2表 石灰岩から産出したフズリナ化石リスト

MP : 中期ペルム紀.

コンプレックス名	大白川	
	F1	F2
地点	F1	F2
文献	矢島・黒川 (1981)	
フズリナ化石/試料名	1	2
<i>Chusenella</i> sp.		○
<i>Chusenella</i> (?) sp.	○	
<i>Kallerina</i> sp.		○
<i>Neoschwagerina</i> sp.	○	○
<i>Parafusulina</i> (?) sp.	○	
年代	MP	MP

化石群集を, 地点C2から*Neogondolella regale* (?) Mosherを含む中期ペルム紀コノドント化石群集を報告した. 植村ほか (1985) は地点C3から, *Diplognathodus* (?) *oertlii* Kozur, *Neogondolella* cf. *serrata postserrata* Behnken, *Neogondolella* cf. *idahoensis* Youngquist, Hawley and Miller, *Neogondolella serrata* Clark and Ethingtonの中期ペルム紀 (early Guadalupian・Ufimian) を示すコノドント化石を報告した. また地点C4より, *Neogondolella constricta* Mosher and Clark, *Neogondolella foliata inclinata* Kovács, *Neogondolella navicula navicula* Huckriede, *Neospathodus microdus* Mosherの中期三疊紀 (Ladinian) を示すコノドント化石を報告した. 長谷川 (1985) は地点C5から, *Epigondolella abneptis* Huckriede, *Misikella hernsteini* Mostler, *Misikella posthernsteini* Kozur and Mockの後期三疊紀 (Norian) を示すコノドント化石を報告した.

松本ほか (2001) は5地点 (R2-6) のチャートより,

第5.3表 チャートから産出した放散虫化石リスト

E : 前期, M : 中期, L : 後期, P : ペルム紀,

T : 三疊紀, J : ジュラ紀,

コンプレックス名 [OS: 大白川, KG: 上権現堂山]	OS	黒又川										KG	
	R1	R2	R3			R4	R5	R6			R12		
文献 [Y : 山田・黒川 (1985)]	Y	松本ほか (2001)											
放散虫化石/試料名		R1-1.2	R3-3.1	R3-3.2	R3-3.3	R3-3.4	S23.3	S42.2	R4-3.1	R4-3.2	R4-3.3	R4-3.8	Kake8-5
<i>Canoptum</i> (?) cf. <i>rugosum</i> Pessagno Poisson	○												
<i>Canoptum</i> (?) sp.	○												
<i>Canoptum</i> cf. <i>anulatum</i> Pessagno and Poisson	○												
<i>Cryptostephanidium</i> sp.								○	○				
<i>Eptingium manfredi</i> Dumitrica						○							
<i>Eptingium</i> sp.											○		○
<i>Follicucullus</i> sp.		○											
<i>Homoeoparonaella</i> (?) sp.	○												
<i>Hozmadia</i> sp.			○	○		○		○	○				
<i>Hozmadia</i> (?) sp.								○					○
<i>Kashiwara</i> (?) sp.		○											
<i>Latentibifistula</i> sp.		○											
<i>Natoba</i> sp. A of Kashiwagi (2003)	○												
<i>Oribiculiforma</i> sp.	○												
<i>Pantanellium</i> cf. <i>browni</i> Pessagno and Blome	○												
<i>parahsum</i> aff. <i>simplum</i> Yao	○												
<i>Parentactinia nakatsugawaensis</i> Sashida								○					
<i>Paronaella</i> sp.	○												
<i>Plafkerium</i> (?) sp.								○					
<i>pseifostylosphaera</i> (?) sp.													○
<i>Pseudostylosphaera coccostyla</i> (Rüst)											○		
<i>Pseudostylosphaera japonica</i> (Nakaseko and Nishimura)				○	○							○	
<i>Pseudostylosphaera</i> sp.			○		○	○		○	○	○	○	○	○
<i>Spinotriassocampe</i> sp.							○					○	
<i>Staurosphaera</i> sp.			○										
<i>Staurosphaera</i> (?) sp.													○
<i>Triassocampe deweveri</i> (Nakaseko and Nishimura)				○	○	○					○		
<i>Triassocampe myterocorys</i> Sugiyama									○				
<i>Triassocampe</i> sp.			○	○		○		○	○	○	○	○	○
年代	E, J	M-L	P	M, T			M, T	E-L	M, T			M, T	

放散虫化石を報告した。地点R2のチャートは、*Follicucullus* sp., *Kashiwara* (?) sp., *Latentibifistula* sp. を産し、後期ペルム紀を示すと考えられる。地点R3・4・6のチャートからは、*Eptingium manfredi* Dumitrica, *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica, *Pseudostylosphaera coccostyla* Rüst, *Pseudostylosphaera japonica* Nakaseko and Nishimura, *Triassocampe deweveri* Nakaseko and Nishimura, *Triassocampe myterocorys* Sugiyamaなどの放散虫化石が産

出し、これらは中期三疊紀 (Anisian) を示す (第5.3表)。地点R5のチャートは、*Cryptostephanidium* sp., *Hozmadia* sp., *Hozmadia* (?) sp., *Parentactinia nakatsugawaensis* Sashida, *Plafkerium* (?) sp., *Pseudostylosphaera* sp. を産し、前期-中期三疊紀 (Spathian - Anisian) を示す。

以上より、黒又川コンプレックスのチャートは、中期と後期ペルム紀の一部と前期-中期・後期三疊紀を示す。

第5.4表 珪質頁岩及び頁岩から産出した放散虫化石リスト

E: 前期, M: 中期, L: 後期, J: ジュラ紀.

コンプレックス	大白川			黒又川		上権現堂山		
	SSH	SH	SH	SSH	SH	SH	SH	SH
岩相 [SSH:珪質頁岩, SH:頁岩]								
地点	R7	R8	R9	R10	R11	R13	R14	
文献	原・柏木 (2004)					松本ほか (2001)		
放散虫化石/試料名	OS-01	OS-02	OS-03	KU-01	KU-02	Keke36-2	Keke36-3	Keke36-1
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.						○		○
<i>Atalanta</i> cf. <i>Epaphrodita</i> Cordey and Carter	○							
<i>Bagotum pseudoerraticum</i> Kishida and Hisada			○					
<i>Bagotum</i> spp.			○					
<i>Betraccium</i> sp.	○							
<i>Canoptum</i> cf. <i>annulatum</i> Pessagno and Poisson		○	○					
<i>Canoptum</i> spp.	○	○	○					
<i>Charlottea</i> (?) sp.	○							
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) sp.							○	○
<i>Foremania</i> cf. <i>sandilandsensis</i> Whalen and Carter		○						
<i>Hsuum hisuikyense</i> Isozaki and Matsuda				○				
<i>Hsuum</i> sp. A of Hara and Kashiwagi (2004)				○				
<i>Hsuum</i> sp. B of Hara and Kashiwagi (2004)				○				
<i>Hsuum</i> sp.					○			
<i>Hsuum</i> (?) sp.								○
<i>Katroma angusta</i> Yeh		○						
<i>Katroma</i> spp.		○						
<i>Laxtorum</i> (?) sp.				○				
<i>Natoba minuta</i> Pessagno and Poisson		○						
<i>Nitrader</i> (?) sp.	○							
<i>Palaeosaturnalis</i> spp.		○						
<i>Pantanellium</i> spp.	○	○	○					
<i>Parahsuum</i> cf. <i>ovale</i> Hori and Yao			○					
<i>Parahsuum simplum</i> Yao		○	○					
<i>Parahsuum</i> aff. <i>simplum</i> Yao		○						
<i>Parahsuum</i> spp.		○	○					
<i>Paronaella</i> sp.			○					
<i>Parvicingula</i> (?) sp.					○			
<i>Protokatroma aquila</i> Whalen and Carter	○							
<i>Protokatroma</i> aff. <i>aquila</i> Whalen and Carter	○							
<i>Protunuma</i> sp.					○			
<i>Stichocapsa</i> cf. <i>himedaruma</i> Aita					○			
<i>Stichocapsa</i> sp.			○	○				
<i>Stichocapsa</i> spp.						○		
<i>Tricolocapsa</i> cf. <i>plicarum</i> ssp. A of Baumgartner et al. (1995)					○			
<i>Tricolocapsa</i> spp.					○	○	○	
<i>Tricolocapsa</i> (?) spp.				○				
<i>Udalia</i> spp.	○							
<i>Unuma</i> cf. <i>echinatus</i> Ichikawa and Yao				○				
<i>Wrangellium</i> sp. A of Pessagno and Whaten (1982)			○					
<i>Zartus</i> (?) sp.		○						
<i>Spumellaria</i> gen. et sp. Indet.		○						
年代	EJ			M-L, J		M-L, J		

第5.5表 チャートから産出したコノドント化石リスト

M: 中期, L: 後期, P: ペルム紀, T: 三疊紀

コンプレックス名 [KG:上権現堂山]	黒又川					KG
	C1	C2	C3	C4	C5	C6
文献 [H・長谷川(1985), U: 植村ほか(1985)]	佐藤ほか (1975)		植村ほか (1984)		H	U
コノドント化石/試料名	2	1	MSK2	MSK9	a	
<i>Diplognathodus</i> (?) <i>oertlii</i> Kozur			○			
<i>Epigondolella abneptis</i> Huckriede					○	
<i>Gondolella</i> sp.	○					○
<i>Hindeodella</i> sp.	○					
<i>Misikella hernsteini</i> Mostler					○	
<i>Misikella posthernsteini</i> Kozur and Mock					○	
<i>Neogondolella</i> cf. <i>serrata</i> postserrata Behnken			○			
<i>Neogondolella</i> cf. <i>idahoensis</i> Youngquist, Hawley and Miller			○			
<i>Neogondolella constricta</i> Mosher and Clark				○		
<i>Neogondolella joliata inclinata</i> Kovács				○		
<i>Neogondolella navicula navicula</i> Huckriede				○		
<i>Neogondolella regale</i> (?) Mosher		○				
<i>Neogondolella serrale</i> Clark and Ethington			○			
<i>Neospathodus microdus</i> Mosher				○		
<i>Paragondolella navicula navicula</i> Huckriede						○
年代	P	M, T	M, P	M, T	L, T	M-L, P

珪質頁岩: 原・柏木 (2004) により, 地点R10から, *Hsuum hisuikyense* Isozaki and Matsuda, *Hsuum* sp. A, *Hsuum* sp. B, *Laxtorum* (?) sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolocapsa* (?) spp., *Unuma* cf. *echinatus* Ichikawa and Yaoの放散虫化石産出の報告がある。*Hsuum hisuikyense*と*U. echinatus*の共産に基づき, 珪質頁岩の堆積年代は, 中期ジュラ紀の前半 (late Aalenian) とされた。

頁岩: 原・柏木 (2004) により, 地点R11から, *Hsuum* sp., *Parvicingula* (?) sp., *Protunuma* sp., *Stichocapsa* cf. *himeraruma* Aita, *Tricolocapsa* cf. *plicarum* ssp. A of Baumgartner et al. (1995), *Tricolocapsa* spp.の放散虫化石産出報告がある。これらの放散虫化石により, 頁岩の堆積年代は, 中期ジュラ紀の後半-後期ジュラ紀の前半 (late Bathonian - Oxfordian) のある時期とされた。

5.4.3 上権現堂山コンプレックス

チャート: 植村・高島 (1985) により地点C6から, *Gondolella* sp., *Paragondolella navicula navicula* Huckriedeの中-後期三疊紀を示すコノドント化石が産出する。松本ほか (2001) は, 地点R12より, *Eptingium* sp., *Hozmadia* (?) sp., *Pseudostylosphaera* (?) sp., *Triassocampe* sp.の中期三疊紀 (Anisian) を示す放散虫化石を報告した。以上より, 本コンプレックスのチャートは, 中期と後期三疊紀を示す。

頁岩: 松本ほか (2001) は, 地点R13と14より, *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum* (?) sp., *Hsuum* (?) sp., *Stichocapsa* spp., *Tricolocapsa* spp.の放散虫化石を報告した。これらから, 頁岩の堆積年代は中期-後期ジュラ紀のある時期である。

5.5 地質年代と海洋プレート層序

5.5.1 大白川コンプレックス

放散虫化石の産出報告により, 頁岩は前期ジュラ紀の中頃, 珪質頁岩は前期ジュラ紀の前半, チャートは前期ジュラ紀の前半の堆積年代を示す。また石灰岩はフズリナ化石により, 中期ペルム紀の堆積年代を示す。岩相と堆積年代の関係から初生層序は, 下位より緑色岩 (時代未詳), 石灰岩 (中部ペルム系), チャート (下部ジュラ系下部), 珪質頁岩 (下部ジュラ系下部), 頁岩 (下部ジュラ系下部-中部) と復元される (第5.23図)。チャートに関しては, 化石産出地点が黒川ほか (1987) による1個所だけであり, すべての堆積年代を表しているとは言い難い。大白川コンプレックスは, 黒又川コンプレックスの構造的上位に累重すること, また西南日本内帯ジュラ紀付加コンプレックスとの広域対比 (原・柏木, 2004) から, チャートの堆積年代は, ペルム紀-前期ジュラ紀の範囲になる可能性が高い。

5.5.2 黒又川コンプレックス

頁岩と珪質頁岩の堆積年代は, 放散虫化石産出により, それぞれ中期ジュラ紀の後半-後期ジュラ紀の前半と中期ジュラ紀の前半を示す。チャートは, コノドントと放散虫化石により, 中期と後期ペルム紀の一部, 前期-中期三疊紀と後期三疊紀の堆積年代を示す。石灰岩は, 化石産出の報告はないため, 年代は不明である。岩相と堆積年代の関係から初生層序は, 下位より緑色岩 (時代未

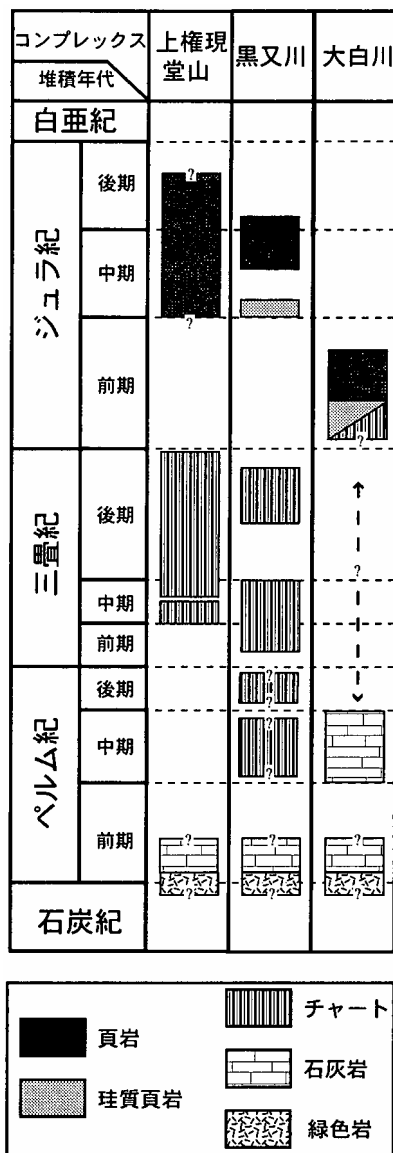
詳), 石灰岩 (時代未詳), チャート (ペルム系-三畳系), 珪質頁岩 (中部ジュラ系), 頁岩 (中部-上部ジュラ系) と復元される (第5.23図).

5.5.3 上権現堂山コンプレックス

頁岩は, 放散虫化石により, 中期-後期ジュラ紀の堆積年代を示す. チャートは, コノドントと放散虫化石により, 中期と後期三畳紀を示す. 岩相と堆積年代の関係から初生層序は, 下位より緑色岩 (時代未詳), 石灰岩 (時代未詳), チャート (中部-上部三畳系), 珪質頁岩 (時代未詳), 頁岩 (中部-上部ジュラ系) と復元される (第5.23図).

5.6 コンプレックス間の関係

5.6.1 大白川コンプレックスと黒又川コンプレックスの関係



第5.23図 岩相と年代の対比表

土崩沢やこったが沢の上流にて, 大白川コンプレックスのチャートの小規模岩体 (層厚50m) 及び混在岩と黒又川コンプレックスの砂岩頁岩互層によって, 両コンプレックスの境界が示唆される. (第5.2図). しかし両コンプレックスの境界は露頭の欠如により, 直接観察することは出来なかった. 一方, 大白川コンプレックスは前期ジュラ紀に, 黒又川コンプレックスは中期-後期ジュラ紀に形成されたことが明らかとなっている (原・柏木, 2004). すなわち, 構造的上位に向かい形成年代の古いコンプレックスが累重する. これは付加コンプレックスで一般的に認められる年代極性である. そのため両コンプレックスの境界は, 他地域の内帯ジュラ紀付加コンプレックスと同様に, 断層関係であるとみなした.

5.6.2 大白川・黒又川コンプレックスと上権現堂山コンプレックスの関係

黒又川花崗岩を挟んで, 東側に分布する大白川・黒又川コンプレックスは, 黒又川第一ダム周辺の背斜や露頭規模での褶曲を除き, 地層が基本的に概ね40~70°で北東に傾斜する同斜構造を示す. これに対し, 西側に分布する上権現堂山コンプレックスにおける地層の傾斜は南西ないし北東に30°以下であり, 褶曲で同一層準が繰り返す. しかしながら, 南西側に上位層準が露出し, 全体としては, 本コンプレックスは南西に緩く傾斜している.

西南日本内帯ジュラ紀付加コンプレックスとの広域対比からは, 上権現堂山コンプレックスが, 大白川・黒又川コンプレックスに比べてより構造的下位のコンプレックスとなる (原・柏木, 2004). したがって黒又川花崗岩の西側において, 上権現堂山コンプレックスの上位には, 大白川ないし黒又川コンプレックスの分布が予想される. しかし第三系・第四系に覆われる (柳沢ほか, 1986) ため, その詳細は不明である.

これらの構造とコンプレックスの累重関係から, 黒又川花崗岩を中心にして, 地質図規模でのアンチフォームが推定される. このアンチフォームの規模や姿勢は, 上権現堂山コンプレックスの分布幅から, 北北西-南南東の軸跡を持ち, 少なくとも半波長は6km以上で, 翼間角は90°以上であることが推定される.

5.7 接触変成作用

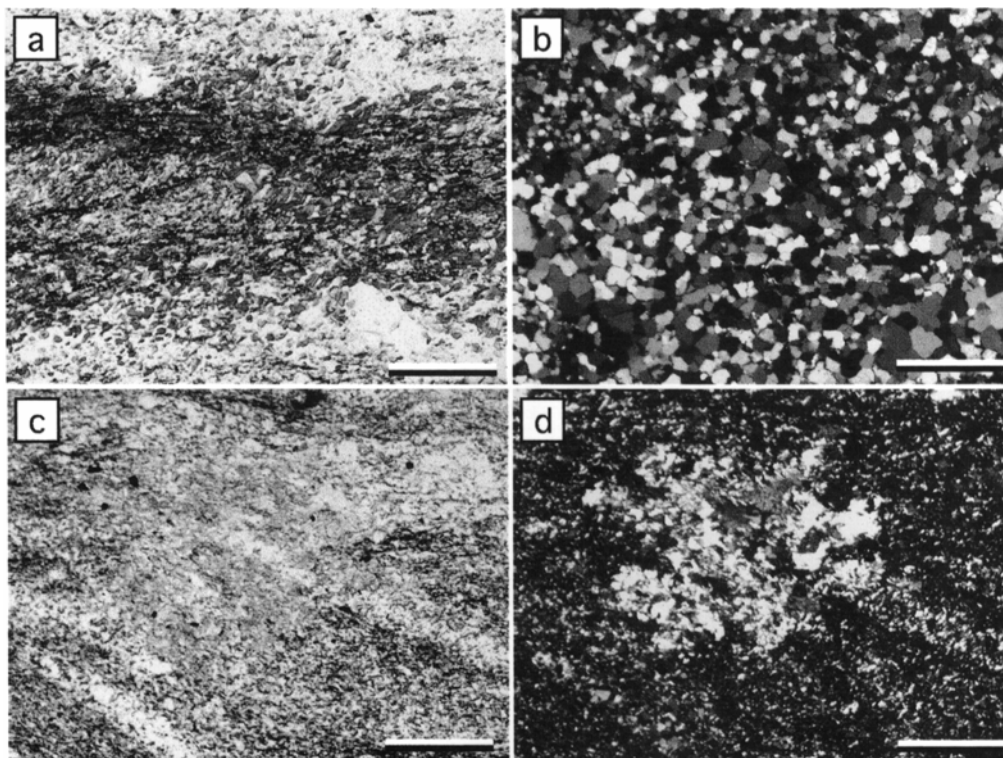
須原地域の足尾帯ジュラ紀付加コンプレックスは, 後期白亜紀-古第三紀の深成岩類と新第三紀貫入岩により, 至る所で接触変成作用を受けている.

花崗岩東側の黒又川コンプレックスでは, 花崗岩体から約1~2kmの範囲で接触変成作用の影響が強い. 一般に, 砂岩や頁岩では, 紫色を帯びた色調を示し, 塊状緻密な黒雲母ホルンフェルスとなる. 鏡下で黒雲母は, 頁岩では粘土鉱物にやや斜交して, 砂岩では泥質基質部

に、長径 $20\sim 50\ \mu\text{m}$ 程度の大きさに認められる（第5.24図a）。層状チャートは、脱色し白色を呈する（第5.25図a）。チャートを構成する石英は、径 $20\sim 100\ \mu\text{m}$ であり著しく結晶化し、等粒状組織を示す（第5.24図b）。まれに黒又川流域の砂岩頁岩互層では、長径 0.5mm に達する堇青石が晶出し、肉眼で観察できることがある（第5.24図c, d, 第5.25図b）。

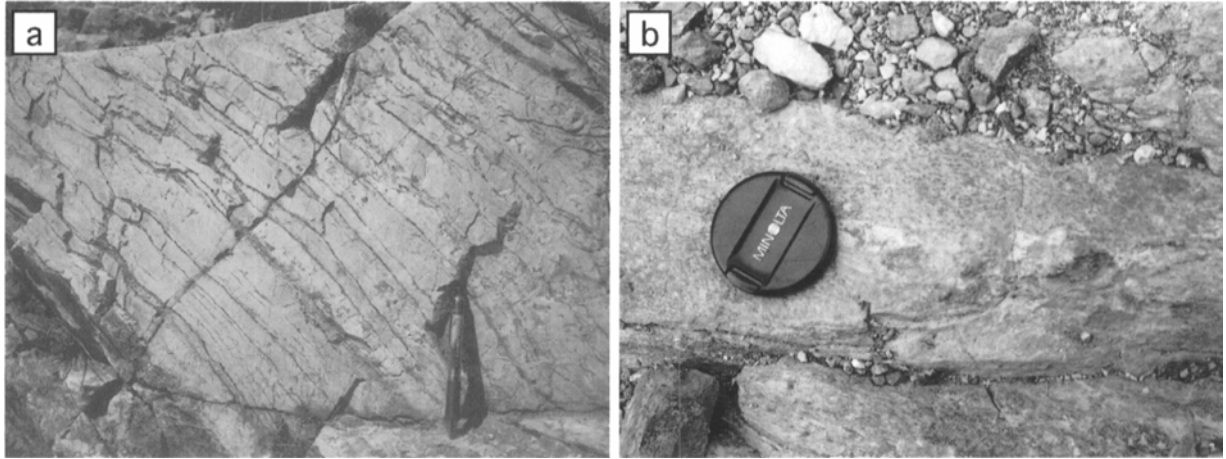
花崗岩西側の上権現堂山コンプレックスでも、花崗岩体から約 $1\sim 2\text{km}$ の範囲で接触変成作用の影響が強い。特に分布域南部、トヤの頭から黒禿の頭周辺の河床や林道沿いでは、花崗岩体から 2km 以上離れた地域でも黒

雲母ホルンフェルスが形成され、層状チャートの粘土岩や砂岩、混在岩の泥質基質に黒雲母の晶出が認められる。これらのことからトヤの頭から黒禿の頭にかけては、花崗岩との境界は西に緩く傾斜しているか、または花崗岩が比較的浅い所に分布している可能性がある。一方、分布域北部の守門村毛の又沢川周辺では、チャートや頁岩から鑑定可能な放散虫が産出し（松本ほか、2001）、花崗岩体から 2km 付近にもかかわらず、ホルンフェルス化の程度が弱い。そのため、本コンプレックスと花崗岩との境界が高角であり、ホルンフェルス化の影響が広範囲に及んでいないと推定される。



第5.24図 ホルンフェルスの薄片写真

- (a)：砂岩頁岩互層（GSJ R78594, 単ニコル）。頁岩を構成する粘土鉱物にやや斜交して長径 $20\sim 50\ \mu\text{m}$ 程度の黒雲母が認められる。スケールは 0.5mm
- (b)：チャート（GSJ R78595, 直交ニコル）。著しく結晶化した径 $20\sim 100\ \mu\text{m}$ の石英からなる。石英は等粒状組織を示す。スケールは 0.5mm
- (c)-(d)：頁岩中の堇青石(GSJ R78594 ; c : 単ニコル, d : 直交ニコル)。スケールは 0.2mm



第5.25図 ホルンフェルスの露頭写真

(a) : チャート. 脱色し白色を呈する (黒又川の河床).

(b) : 頁岩に晶出した堇青石 (黒又川の河床). 長径は0.5mmに達する.

第6章 後期白亜紀—古第三紀深成岩類

(高橋 浩)

須原地域に分布する深成岩類は、そのほとんどが後期白亜紀—古第三紀に形成された花崗岩類であり、角閃石斑れい岩を伴っている。また、一部に花崗斑岩・アプライト・石英岩及び石英閃緑岩が存在する。

6.1 角閃石斑れい岩 (Gb)

分布 須原地域南西部の佐梨川及び羽根川流域から黒又川最上流域にかけて分布する大湯花崗岩中に散点的に存在する。

貫入関係 大湯花崗岩中に複数の小規模岩体として存

在しており、周囲の大湯花崗岩によって捕獲されている。本地域南部の黒又川左岸支流の泣き沢では、角閃石斑れい岩は、大湯花崗岩中に南北方向に伸張した形態で分布しており、斑れい岩と大湯花崗岩は不規則な境界面で接している。この斑れい岩体内部では、大湯花崗岩が不規則な形態の貫入面をもった岩脈として存在している。佐梨川右岸支流栃尾又沢上流の湯ノ沢では、径10~20cm程の不規則な形態の細粒角閃石斑れい岩—閃緑岩が、中—細粒で塊状の黒雲母花崗岩（大湯花崗岩）中に存在している。両者の境界部には急冷細粒縁や再結晶組織は認められない。また、本地域に分布する角閃石斑れい岩のいずれにも再結晶組織は認められなかった。これらのことから、角閃石斑れい岩形成後に黒雲母花崗岩マグマが貫入したことは明らかであるが、両者の形成時期に大きな時間間隙はなかったものとみられる。

岩相 粒状の普通角閃石と斜長石が均質に分布し、暗黒灰色を呈する中粒ないし中—細粒、塊状の岩石である（第6.1図）。

岩石記載 角閃石斑れい岩<GSJ R78597>（第6.1図）

産地：羽根川中子沢

主成分鉱物：普通角閃石，斜長石

副成分及び二次鉱物：石英，不透明鉱物，ジルコン，
緑れん石

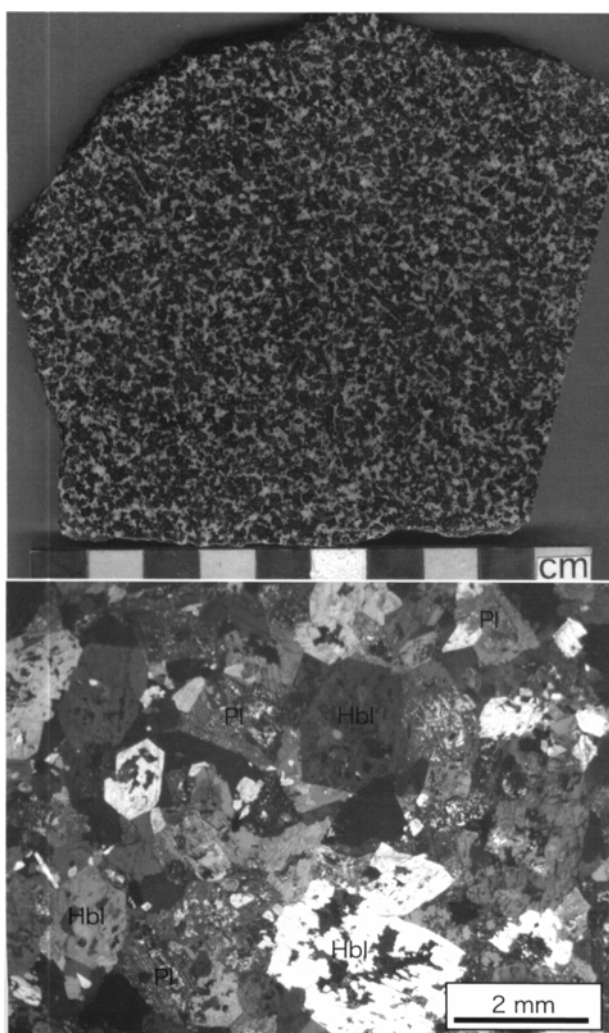
角閃石は自形で淡緑色（Z軸色，以下Z）を呈する。斜長石は自形—半自形で、核部と縁部からなり、核部の汚濁しているものが多い。弱い反復累帯構造の認められるものがある。石英は少量であるが他形で、粒間充填状に産する。

6.2 大湯花崗岩 (Go)

命名・対比 新称。茅原・小松（1992）の水無川変成岩類を貫く花崗岩類のうちの大湯型中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当する。

分布 須原地域南西部の佐梨川及び羽根川流域から黒又川最上流域にかけて分布する。

貫入関係 大湯花崗岩は水無川変成岩類と駒ノ湯断層で接し、足尾帯の黒又川コンプレックス及び上権現堂山コンプレックスに貫入し熱変成を与えている。また、複数の小規模角閃石斑れい岩体を捕獲している。前述のように大湯花崗岩と角閃石斑れい岩との境界部には急冷細粒縁や再結晶組織が認められないことから、両者の形成時期に大きな時間間隙はなかったものとみられる。大湯

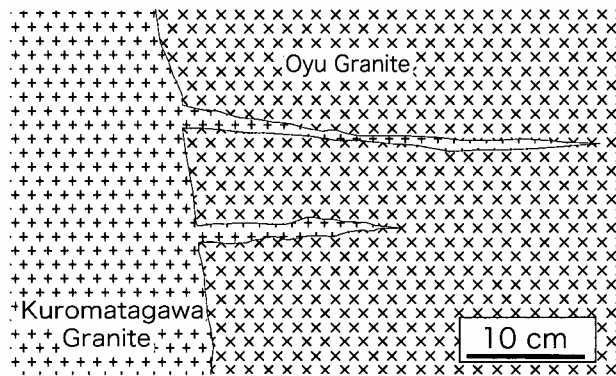


第6.1図 角閃石斑れい岩（GSJ R78597）のスラブ写真及び薄片写真

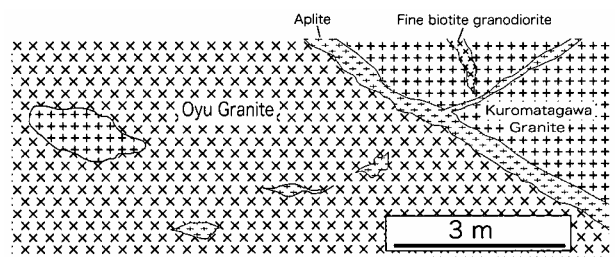
Hbl：角閃石，Pl：斜長石

花崗岩と黒又川花崗岩の関係は、佐梨川右岸支流栃尾又沢上流の湯ノ沢、佐梨川右岸支流の宿の沢や下の沢で観察できる。佐梨川右岸支流の下の沢では、大湯花崗岩中に黒又川花崗岩と見られる幅1~2cm程の黒雲母花崗岩の細脈が存在する。また、湯ノ沢では、大湯花崗岩と黒又川花崗岩が直接接している露頭が存在し、黒又川花崗岩から分岐する細脈が大湯花崗岩中に貫入している(第6.2図)。一方、湯ノ沢の上記露頭の約250m上流では、大湯花崗岩と黒又川花崗岩が接しており、両者の境界部には幅30cm程のアプライト脈が存在し、その境界部は、黒又川花崗岩側は比較的直線的であり、大湯花崗岩側ではやや不規則になっている(第6.3図)。また、このアプライト脈は黒又川花崗岩中に幅5cm程の岩脈を派生させており、大湯花崗岩中にも不規則な岩脈状のアプライトが存在している。さらに、大湯花崗岩中には、長径2m程の黒又川花崗岩が捕獲岩状に分布している。この産状からは、大湯花崗岩と黒又川花崗岩を形成したマグマの活動時期はほぼ同時であるが、大湯花崗岩マグマが黒又川花崗岩マグマにやや遅れて活動したと見られる。これらのことから、大湯花崗岩と黒又川花崗岩はほぼ同時期に形成されたものとみられる。

岩相 中粒塊状の黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩であり(第6.4, 5図)、普通角閃石を含むものも存在する。



第6.2図 大湯花崗岩と黒又川花崗岩の関係を示す露頭のスケッチ(佐梨川右岸支流栃尾又川上流湯ノ沢)



第6.3図 大湯花崗岩と黒又川花崗岩の関係を示す露頭のスケッチ(佐梨川右岸支流栃尾又川上流湯ノ沢、第6.2図の250m上流)

岩石記載 黒雲母花崗岩<GSJ R78598>(第6.5図)

産地：黒又川最上流

主成分鉱物：石英，斜長石，カリ長石，黒雲母

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物，ジルコン

石英は半自形—他形で、弱い波動消光を示す。斜長石は自形—半自形で、正累帯構造を示し、核部の汚濁しているものが多い。

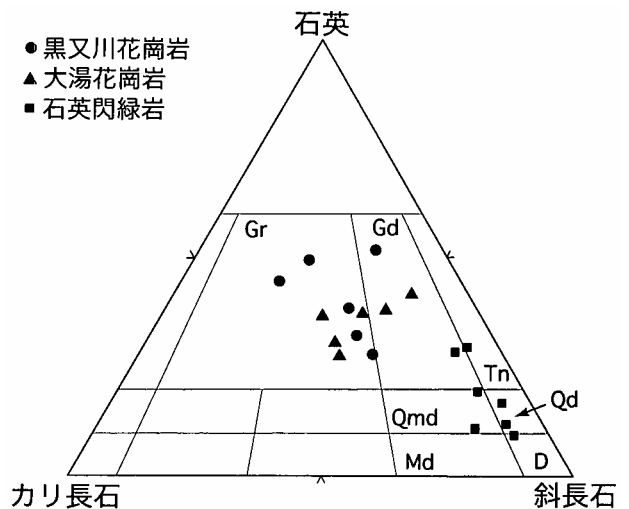
カリ長石は他形で粒間充填状に産し、自形の斜長石を包有している。カールスバド式双晶やパーサイトが認められる。黒雲母は自形—半自形で、暗褐色(Y-Z)を呈する。一部に細粒結晶のクロット状集合体が認められる。

6.3 黒又川花崗岩 (Gk)

命名・対比 新称。本地域南西部の佐梨川左岸支流折立又沢上流から南隣八海山地域にかけて小規模に分布するものは、茅原・小松(1992)の水無川変成岩類を貫く花崗岩類のうちの優白質粗粒黒雲母花崗岩(小川型)に相当する。

分布 本地域中央部から西部にかけての広い範囲、すなわち、黒又川左岸流域—羽根川流域にかけての地域に広く分布する。また、本地域南西部の佐梨川流域にも小規模岩体として大湯花崗岩中に分布するほか、佐梨川左岸流域から南隣八海山地域にかけて広く分布している。

貫入関係 黒又川花崗岩は本地域西部において足尾帯付加コンプレックスの上権現堂山コンプレックスに貫入し熱変成を与えている。また、本地域中央部の黒又川上



第6.4図 須原地域に分布する花崗岩類のモードを示す三角図

Gr：花崗岩，Gd：花崗閃緑岩，Tn：トータル岩，
Qmd：石英モンゾ閃緑岩，Md：モンゾ閃緑岩，
Qd：石英閃緑岩，D：閃緑岩

流域においては足尾帯の黒又川コンプレックスに貫入し熱変成を与えている。大湯花崗岩の項で述べたように、大湯花崗岩を形成したマグマと黒又川花崗岩を形成したマグマはほぼ同時期に活動したとみられる。また、黒又川花崗岩は、アプライト及び石英岩岩脈によって貫入されている。更に、新第三紀の流紋岩、安山岩、閃緑斑岩及び花崗閃緑斑岩、及び玄武岩岩脈によって貫入されている。

岩相 岩相変化に乏しい粗粒塊状の黒雲母花崗岩であり(第6.4, 6図), 斑状のカリ長石が存在する。稀に普通角閃石を含むものも存在する。

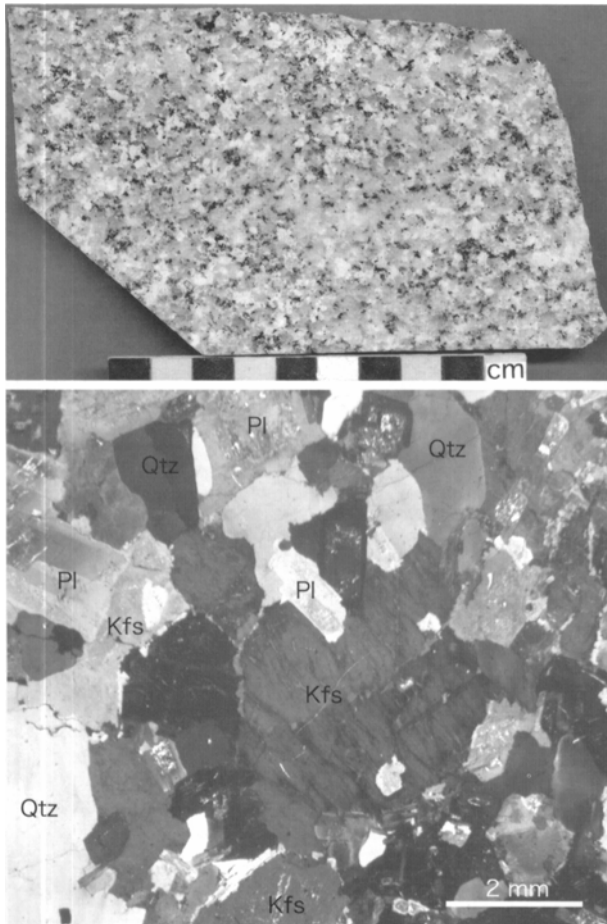
岩石記載 カリ長石斑状粗粒黒雲母花崗岩
<GSJ R78599>(第6.6図)

産地：黒又川左岸支流ハマコ沢

主成分鉱物：石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物, 褐れん石, ジルコン

石英は他形で, 10~30 μ m程の細粒結晶と径1~2mm程の結晶とが存在する。カリ長石は, 自形-

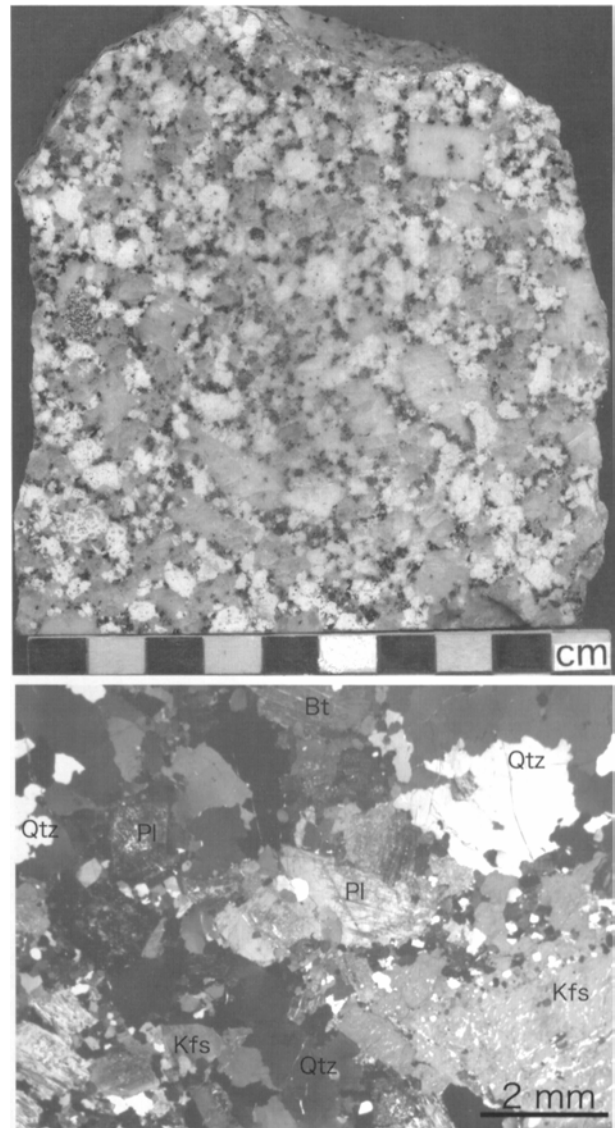


第6.5図 大湯花崗岩 (GSJ R78598) のスラブ写真及び薄片写真
Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石

半自形で斑状のものと他形で粒間充填状のものが存在する。斜長石は自形-半自形で正累帯構造を示す。黒雲母は自形-半自形で褐色 (Y-Z) を呈する。

6.4 花崗斑岩, アプライト及び石英岩 (Gp)

分布 花崗斑岩は, 黒又川上流のみかぐら沢出会の南方において大湯花崗岩中に露出している。アプライトは黒又川左岸支流の横沢において岩脈として黒又川花崗岩中に分布する。また, 花崗斑岩の周縁部にも小規模なアプライトが認められる。その他に, 黒又川花崗岩と大湯花崗岩の境界部付近に小規模なアプライト岩脈が存在する(第6.3図)。石英岩は, 破間川支流羽根川上流の

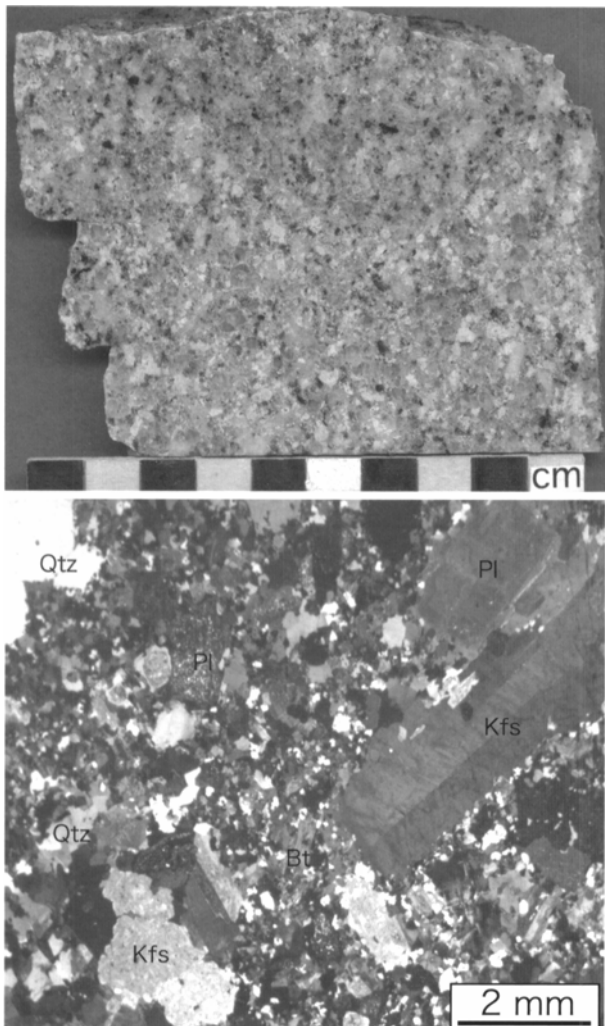


第6.6図 黒又川花崗岩 (GSJ R78599) のスラブ写真及び薄片写真
Bt : 黒雲母, Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石

三つ又集落東方において、岩脈として黒又川花崗岩中に存在する。

貫入関係 黒又川上流の花崗斑岩は、大湯花崗岩中に小規模に分布している。大湯花崗岩との境界部付近はアプライト質となり、大湯花崗岩とは不規則な境界で接している。アプライトは、黒又川左岸支流の横沢において、幅7m程の岩脈として黒又川花崗岩中に貫入している。石英岩は、破間川支流の羽根川上流において幅およそ20m及び6mの岩脈として、黒又川花崗岩中に貫入している。

岩相 花崗斑岩は大湯花崗岩と岩相が類似しているが、斑状組織を示し、大湯花崗岩に比べやや優黒質である(第6.7図)。上述のように大湯花崗岩との境界部付近はアプライト質となっている。アプライトは、細粒優白質で塊状の岩石である(第6.8図)。石英岩はほとんど石英からなり、塊状で白色を呈する部分と淡灰色を呈する部分とが存在する(第6.9図)。



第6.7図 花崗斑岩(GSJ R78600)のスラブ写真及び薄片写真

Bt : 黒雲母, Qtz : 石英, Pl : 斜長石,
Kfs : カリ長石

岩石記載 花崗斑岩<GSJ R78600>(第6.7図)

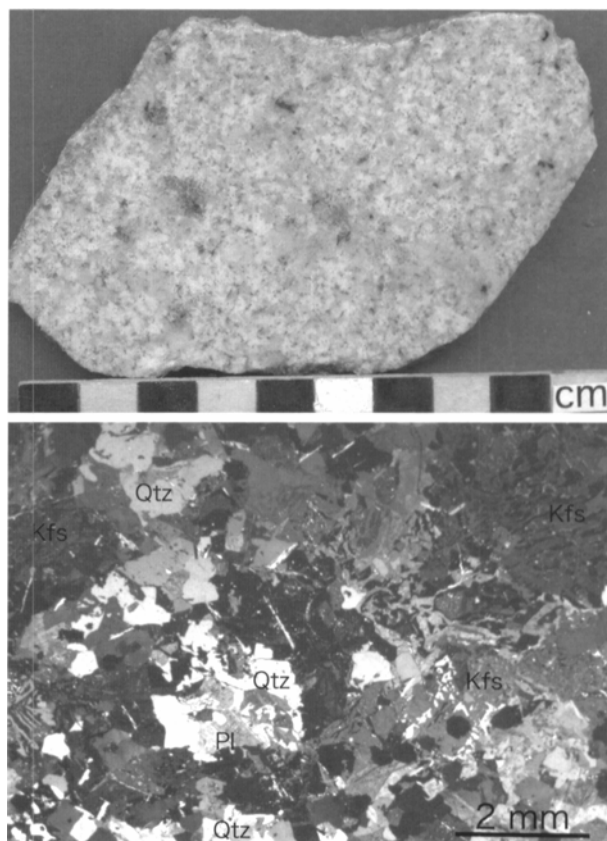
産地：黒又川上流

斑状の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母の基質を細粒の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母が埋めている。斑状石英は半自形で波動消光する。基質を構成するものは半自形-他形で細粒結晶の集合体を成す。斑状カリ長石は自形でカールスバド式双晶を示し、パーサイトが認められる。基質を構成するものは他形で石英、斜長石の粒間を充填する。斜長石は自形斑状で正累帯構造を示す。基質を構成するものは自形-半自形で、アルバイト式双晶を示すものが多い。黒雲母は自形-半自形で褐色(Y-Z)を呈する。基質中にも少量の自形-半自形で褐色のものが存在する。

アプライト<GSJ R78601>(第6.8図)

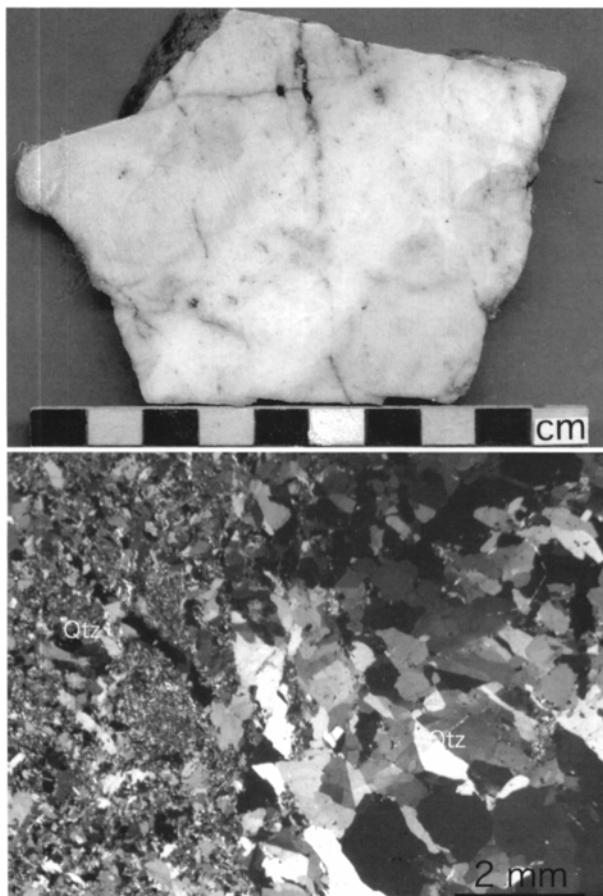
産地：黒又川横沢

優白質細粒でマイクログラフィック組織が認められる。石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母より構成される。石英は半自形-他形でカリ長石とともにマイクログラフィック組織を形成している。カリ長石は他形、粒間充填状に産する。斜長石は自形で、アルバイト式双晶を示すものも多く、弱い累帯構造



第6.8図 アプライト(GSJ R78601)のスラブ写真及び薄片写真

Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石



第 6. 9 図 石英岩 (GSJ R78602) のスラブ写真及び薄片写真
Qtz : 石英

が認められる。黒雲母は自形で淡褐色 (Y-Z) を呈し、細粒のことが多い。

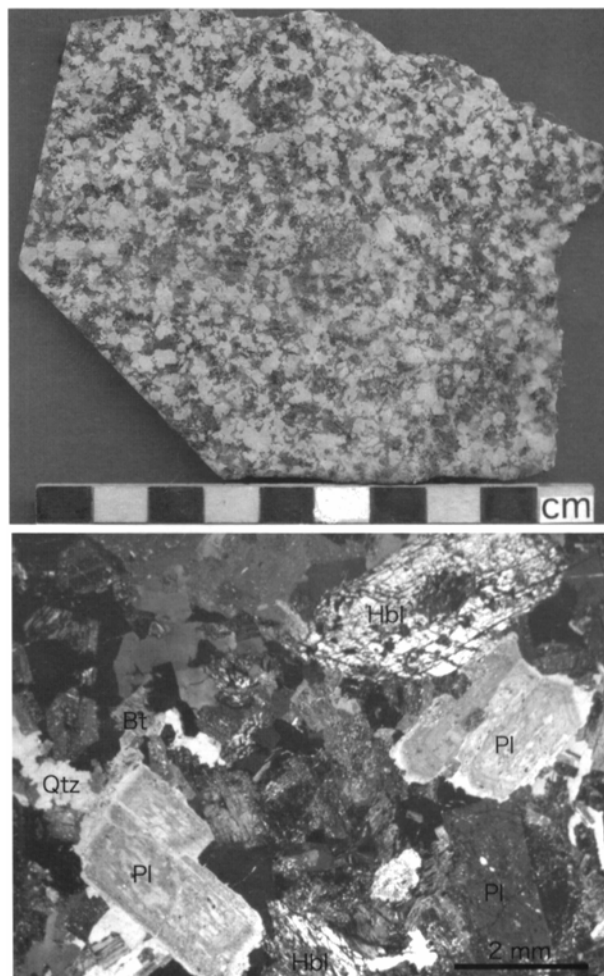
石英岩 <GSJ R78602> (第 6. 9 図)

産地 : 羽根川本沢

ほとんど石英から構成されるが、極少量のセリサイト及び不透明鉱物を伴う。比較的粗粒な部分と極細粒の部分とが存在する。粗粒部では、径1~2mm程で自形一半自形の結晶が集合しているのに対し、細粒部では、径0.01mm程の他形粒状結晶が集合している。

6. 5 石英閃緑岩 (Gq)

黒川ほか (1987) は、入広瀬村大白川地域の足尾帯の地質をまとめたが、その中で、末沢川源流部に分布する石英閃緑岩について報告している。また、北隣守門岳地域内の破間川 (平石川) 流域に 2 箇所の石英閃緑岩の小岩体の存在を報告している。北部フォッサマグナ地域には新第三紀の小規模石英閃緑岩体の存在が知られており、これらの岩体はその北限をなすとされた (佐久間ほか, 1985)。しかし、本地域では石英閃緑岩は流紋岩岩脈や玄武岩岩脈に貫入され、数個の小規模岩体として分



第 6. 10 図 石英閃緑岩 (GSJ R78603) のスラブ写真及び薄片写真
Hbl : 角閃石, Bt : 黒雲母, Qtz : 石英, Pl : 斜長石

布しており、新第三紀夕沢層の流紋岩軽石凝灰岩 (Yt) に貫入している証拠は見い出せなかった。また、石英閃緑岩からは新第三紀を示す年代値も報告されておらず、本岩を新第三紀とする根拠は認められない。佐久間ほか (1985) は、石英閃緑岩体を $2 \times 0.5 \text{ km}$ 程の岩体で石英閃緑岩からアプライト質岩まで岩相変化すると述べている。しかし、本研究の結果、石英閃緑岩は多数の流紋岩や玄武岩岩脈の貫入によって寸断された複数の小規模岩体からなることが明らかになった。また、アプライト質岩とされたものは比較的規模の大きな流紋岩岩脈の中心相を指している可能性が強い。

分布 本地域北東部、末沢川上流の毛猛沢出合周辺に数個の小岩体として分布する。

貫入関係 夕沢層の流紋岩軽石凝灰岩層中に径十数mから数十mの小規模岩体として複数個分布している。夕沢層との直接の関係は不明であるが、石英閃緑岩周辺の夕沢層の流紋岩軽石凝灰岩層には熱変成組織が認められないことから、石英閃緑岩と夕沢層とは不整合関係また

は断層関係と考える。また、石英閃緑岩は、夕沢層の流紋岩軽石凝灰岩とともに、多数の流紋岩及び玄武岩岩脈によって貫入されている。

岩相 岩相変化に乏しい中粒塊状の石英閃緑岩—花崗閃緑岩である（第6.4, 10図）。

岩石記載 石英モンゾ閃緑岩<GSJ R7863>
（第6.10図）

産地：末沢川毛猛沢出合

主成分鉱物：斜長石，石英，カリ長石，普通角閃石，

黒雲母

副成分鉱物：ジルコン，不透明鉱物

斜長石は自形で，累帯構造は顕著でないが，縁部に弱い正累帯構造の認められるものが多い。石英は他形，粒間充填状に産する。カリ長石は他形，粒間充填状に産し，パーサイト組織の認められるものが存在する。角閃石は自形短柱状で，淡褐色（Z）を呈する。黒雲母は自形—半自形で暗褐色（Y-Z）を呈し，緑泥石に交代されているものが多い。

(竹内圭史・高橋 浩)

7.1 城内層群大倉層 (Op, Oa, Ov, Oc, Ot)

城内層群は、模式地である南西隣十日町地域では、火山岩類を主とする下位の大倉層と、砕屑岩類を主とする上位の八海山層に区分されている(柳沢ほか, 1985)。両者は十日町地域から南隣八海山地域(茅原・小松, 1992)にかけて広く分布するが、本地域内や西隣小千谷地域(柳沢ほか, 1986)には大倉層のみが分布する。

地層名 城内層群は金原(1948MS)の城内層群, 金原(1950a, b)の城内層に由来。大倉層は柳沢ほか(1985)命名。

模式地 金原(1948MS)では模式地は指定されていないが、十日町地域内の南魚沼郡六日町宇田沢川流域と判断される(柳沢ほか, 1986)。

分布 本地域西部-南西部の山地の尾根に小規模に散在して分布する。

層厚 地質構造が不明なため確かな層厚はわからないが、地質構造がごく緩いものと仮定して地形の標高差から見積ると、笠倉山の南で250m以上、湯之谷村葎沢で350m以上である。

層序関係 基盤の足尾帯付加コンプレックスならびに花崗岩類を不整合に覆う。不整合露頭そのものは本調査では観察されなかった。大倉層が広範囲に散在することからみて、不整合面は全体としては水平に近いものと考えられるが、分布地域ごとに2~3kmの範囲内で見ると数十m-200m程度の凹凸を持っている。

岩相 本報告では安山岩火砕岩(Op), 安山岩溶岩(Oa), 安山岩溶岩及び火砕岩(Ov), 礫岩(Oc), デイサイト質凝灰岩(Ot)の5つに岩相区分した。以下、南より北へ地域順に記述する。

笠倉山の南の尾根の道路沿いには、安山岩火砕岩(Op)が分布する。主に塊状の安山岩火山角礫岩(第7.1図)からなり、一部はより細粒で基質の多い凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩となる。火山角礫岩中の安山岩岩塊は、緑灰色の径5~20cmのものや茶色で斜長石斑晶の多いものからなる。安山岩火砕岩の中部には厚さ10m以上の黄灰色のデイサイト質凝灰岩が挟在する。この凝灰岩は塊状で全体として粗粒から極細粒へと級化成層を示し、上部の層理は10°北西傾斜を示す。粒径1mmの斜長石・普通角閃石の結晶を含む。

湯之谷村大湯の西の654m峰には安山岩溶岩(Oa)が分布する。黒又川花崗岩を覆う不整合面の位置は確認できていないが、南側の地形の急変点から標高540m付近

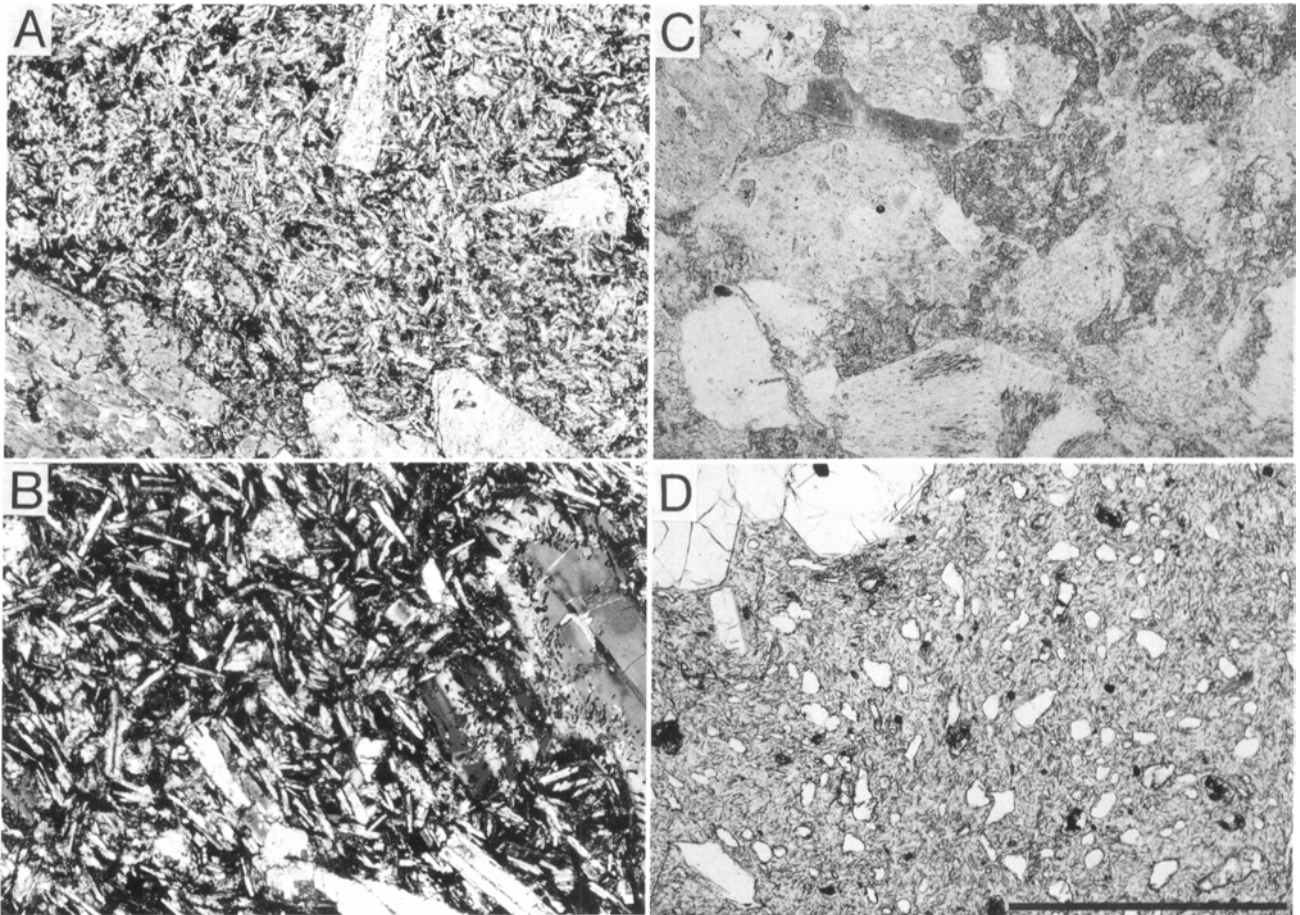
と推定した。安山岩は色調と斑晶鉱物の種類により、緑灰色の輝石斜長石安山岩、茶色の普通角閃石斜長石安山岩、暗青灰色の輝石安山岩、茶色の普通輝石斜長石安山岩など数種類の岩相が見られる(第7.2図A)。径1~8cmの多様な色の安山岩片を含む灰色の火山礫凝灰岩も見られる。また、安山岩の東側の花崗岩中には幅0.5~2mの安山岩岩脈が見られ、それらはNW-SEないしWNW-ESE方向に延びている。

湯之谷村濁沢山の北の尾根には最大径50cmの大礫からなる礫岩(Oc)が分布する。ただし分布範囲は不確かである。

湯之谷村葎沢の佐梨川と北の尾根には、安山岩溶岩及び火砕岩(Ov)が分布する。尾根での分布範囲は不確かであるが、転石からみて東端は少なくとも561m三角点まで分布しているらしい。安山岩溶岩には斑晶の種類により無斑晶安山岩・普通輝石斜長石安山岩・斜長石安



第7.1図 大倉層の安山岩火山角礫岩
大和町笠倉山南の林道。



第7.2図 須原地域に分布する新第三系中の主な火山岩類の薄片写真

- A：大倉層の安山岩溶岩。斑晶：斜長石，普通輝石。石基：斜長石，普通輝石，ガラス，不透明鉱物。（直交ニコル）産地：湯之谷村折立又新田の西。（GSJ R78604）。
- B：松川層の安山岩溶岩。斑晶：斜長石（少量），石基：斜長石，普通輝石，ガラス，不透明鉱物。（直交ニコル）産地：守門村松川川と毛の又沢川の合流点近く。（GSJ R78605）。
- C：夕沢層の流紋岩軽石凝灰岩。軽石・流紋岩片のほか，放散虫化石を含む泥岩（中央左），チャート片などを含む。屈折率の高い鉱物は方解石。（単ニコル）産地：入広瀬村毛猛沢。（GSJ R78606）。
- D：西名層の流紋岩溶岩。斑晶：斜長石，普通輝石（少量），不透明鉱物（少量）。石基：ガラス。小さな孔隙が多い。（単ニコル）産地：守門村大倉の北。（GSJ R78607）。スケールはA～D共通，1.0mm。

山岩がある。北側の品木沢には，溶岩のほか青灰色塊状の厚さ10m以上の安山岩凝灰岩や，平行層理の発達する珪長質凝灰岩も挟在する。分布域西部の城山の道路沿いでは，厚さ3mにわたり，層厚30～80cmの安山岩凝灰岩角礫岩層中に厚さ5～15cmの流紋岩火山角礫岩や白色細粒凝灰岩が互層状に挟在する岩相が見られ，上位は安山岩火山角礫岩が重なる。また，これらの西側には，南北性の推定断層で分布が途切れながら，大澤城趾から西隣小千谷地域にかけて安山岩火山礫凝灰岩（Op）が分布する。

広神村^{ちゅうこう}甲冑の尾根には安山岩の小分布がある。風化しているため溶岩か凝灰岩か識別できないが，径1mmの斜長石斑晶を密に含んでいる。

広神村上権現堂山南西の林道沿いには，デイサイト質

凝灰岩（Ot）が分布する。凝灰岩は基盤の足尾帯付加コンプレックスからなる斜面を層厚およそ50m以下で薄く覆っているようである。凝灰岩は極細粒一組粒で1mm径の斜長石結晶を多く含んでいる。塊状無層理であることが多いが一部で平行層理が識別できる。上部には露頭規模の級化成層が見られる露頭があり，そこでは塊状中粒凝灰岩の上部3mが級化成層して層理をもつ極細粒凝灰岩に移化している。また，標高の低い地域には塊状で柱状節理の見られる普通角閃石斜長石安山岩が分布する。守門村下権現堂山北西の尾根には安山岩火山礫凝灰岩（Op）が分布する。

化石 本図幅地域では未発見。城内層群上部からは台島型植物群に属する植物化石が産する（柳沢ほか，

1986).

地質時代 植物化石から前期中新世と考えられている(柳沢ほか, 1986).

7.2 松川層 (Ma, Mp, Mcg, Mt)

地層名 新堀ほか(1950)命名. 松川層群(新潟県, 1963)とも呼ばれる.

新潟県(1963)は本層上半部の礫岩を松川層群の上位層とみなして細野礫岩と呼び北隣守門岳地域の穴沢層に対比したが, 後述のように礫岩は安山岩と成因的に密接に関係しているため, 本報告では全体を松川層とする. 岩相からは, 松川層下部の安山岩が城内層群の大倉層に, 上部の礫岩が城内層群の八海山層に対比される可能性があり, 茅原(1974)は松川層を城内層群に一括している.

なお, 柳沢ほか(1986)で松川層の上位層とされた清本層は, 上位と考える積極的証拠はないため本報告では松川層に一括した.

模式地 守門村松川流域.

分布 破間川沿いから守門村松川周辺にまとまって分布する. 転石から判断して繁松山北西の尾根にも松川層が分布している.

層厚 下部の安山岩溶岩は南部で400m, 安山岩火砕岩は北東部で最大400m, 上部の礫岩は北部で約400m.

層序関係 南部では足尾帯付加コンプレックスを, 東部・北部では黒又川花崗岩を, それぞれ不整合に覆うものと考えられる. ただし, 不整合露頭は観察されていず, 地域によっては基盤岩と断層で接している可能性もある. 上位は西名層に不整合に覆われる.

地質構造 WNW-ESE方向の軸をもつNWに開いた半盆状向斜構造をなすが, 向斜軸の位置は走向傾斜の明らかでない礫岩の分布域にあるため不明である.

岩相 松川層は下部は安山岩溶岩(Ma)・安山岩火砕岩(Mp), 上部は礫岩(Mcg)からなる. ただしこれらの境界は多分に便宜的なものである.

安山岩溶岩(Ma)は松川層の分布の南縁部にWNW-ESE方向に延びて分布する. 緑灰色-灰色塊状で, 無斑晶質なものが多い(7.2図B). 分布域中部の毛の又沢川沿いでは, 径1mmの普通角閃石・斜長石結晶を含む火山礫凝灰岩も見られる.

安山岩火砕岩(Mp)は北東縁部にレンズ状に分布する. 塊状の安山岩火山礫凝灰岩のほか火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山円礫岩及び無斑晶質溶岩など多様な岩相からなる. 渋沢川奥の道路沿いに見られる火山角礫岩は, 礫径5~15cm, 最大40cmの垂角礫を含み, 礫種は斜長石凝灰岩・安山岩火山礫凝灰岩・無斑晶質安山岩・流紋岩などである. 基質は割合が多く, 緑灰色の凝灰岩からなる.

礫岩(Mcg)は, 礫径5~20cm, 最大30cmから場所

により1mに達する(第7.3図). 一般に塊状無層理であるが, 一部で厚さ50cmの細粒砂岩層を挟む. 礫は垂円-垂角礫で, 安山岩礫が主で新第三系砂岩やデイサイト礫も見られる. 礫が密で基質は少なく, 基質は粗粒砂からなる. 松川橋の南の道路沿いでは, 厚さ約10mの安山岩溶岩と礫岩が繰り返し重なっており, 安山岩溶岩の上部が角礫化・火山円礫岩化し礫岩に漸移する様子が観察される. 東部の栗の木沢でも, 安山岩火山角礫岩-火山円礫岩からチャート礫など異質礫を含む礫岩へと岩相が漸移しており, 明瞭な岩相区分はできない.

流紋岩軽石凝灰岩(Mt)は, 松川北東の林道沿いで礫岩中に厚さ15m以上で挟在する. 白色ち密な極細粒凝灰岩である.

化石 未発見

地質時代 地質時代を示す資料はないが, 西名層より下位であることから, 前期中新世と考えられる.

7.3 夕沢層 (Yp, Yc, Yt, Ya, Yu)

地層名 島津(1973)命名. 夕沢層は北隣守門岳地域に分布する穴沢層の下半部に相当する. 通商産業省資源エネルギー庁(1979)の大谷川層下部にあたる. 八幡・



第7.3図 松川層の礫岩

礫岩は写真左(北東方向)へ50°傾斜している. 守門村松川橋南の道路沿い.

津川グリーンタフ団体研究グループ（1982）は夕沢層を北方から連続する津川層に一括している。

模式地 島津（1973）には模式地の指定がないが、通商産業省資源エネルギー庁（1979）は大谷川層下部の模式地を破間川支流の夕沢としてしている。

分布 北隣守門岳地域から本地域東部にかけて広く分布する。

東部の毛猛山及び株倉山一帯には、沢村（1953）などで報告されていたよりもかなり広く夕沢層が分布することが判明した。しかし、地形が険しく尾根道もないため地質調査が困難であったため、基盤岩の調査の過程で夕沢層の分布下限が一般的に標高700m付近にあるらしいことが判明したので、これを外挿して地質図を描いた。分布の南縁は東北東－西南西方向の駒ノ湯断層によって断たれているようである。

北部の末沢川沿いから黒又川第一ダムにかけての地域の本層の分布については、黒川ほか（1987）の地質図を参考にした。ただし、本研究の調査では黒又川第一ダム西の尾根には夕沢層の分布は見られなかった。

層序関係 基盤の足尾帯付加コンプレックスを不整合に覆う。田子倉湖の湖岸各地で、足尾帯付加コンプレックスと夕沢層の安山岩火山礫凝灰岩や礫岩の露頭が近接しているものの、断層で接している露頭が多く、不整合の露頭は株倉山北の1箇所を確認できたのみである。毛猛山一帯では夕沢層は主に流紋岩からなり、基盤の足尾帯付加コンプレックスと夕沢層の層序関係は不整合なのか貫入関係なのか確認できていないが、両者の境界の標高がかなり一定であることから、噴出した流紋岩が不整合に覆っているものと推定した。

上位は北隣守門岳地域で五味沢層（ないし大谷川層上部）に整合に覆われる（島津，1973；通商産業省資源エネルギー庁，1979）。

層厚 全体として基底面がごく緩やかな構造であるこ



第7.4図 夕沢層の礫岩中に挟在する泥岩
泥岩には白色の凝灰岩薄層が多数挟在する。
入広瀬村毛猛沢。

とから、分布する地形の標高差から層厚を見積ると、北部地域で300m、毛猛山では800mと見積られる。

地質構造 前毛猛山周辺では礫岩が北西－南東走向で北東へ30～40°傾斜し、一本松沢では東西走向で20～40°程度北へ傾斜するなど、局地的な地層の走向傾斜からは北ないし北東へ傾斜する地域が多いが、地層の分布状況から判断すると全体としては水平に近い構造をしているものと考えられる。

岩相

本報告では卓越する岩相に基づき、安山岩火砕岩（Yp）・礫岩（Yc）・流紋岩軽石凝灰岩（Yt）・安山岩溶岩（Ya）及び未区分夕沢層（Yu）の5つに岩相区分した。

安山岩火砕岩（Yp）は、六十里越から田子倉湖北岸にかけて分布する。緑灰色塊状の安山岩火山礫凝灰岩からなる。田子倉湖北岸では足尾帯付加コンプレックスの露頭が続く中に点々と分布し、一部は断層で切れながら不規則な不整合面で覆うものと考えられる。

末沢川第一取水ダム北方の沢では、下位（南西側）から順に緑灰色の安山岩火山礫凝灰岩、砂岩炭質シルト岩互層、流紋岩軽石凝灰岩、礫岩などが見られ、標高520m以上は流紋岩貫入岩が大部分となる。転石からみてこの沢の北側の尾根は流紋岩軽石凝灰岩からなるようである。この地域では下半部をYp、上部をYtに区分できるが、東方の尾根の延長部はYtに一括した。

礫岩（Yc）は前毛猛山周辺の毛猛沢から田子倉湖にかけて分布する。分布の南方延長は調査できていないため、地質図では未区分夕沢層（Yu）に一括してある。田子倉湖の東岸では淘汰の悪い巨礫岩が足尾帯堆積岩コンプレックスを不整合に覆い、その上位は安山岩火山礫凝灰岩を経て厚い礫岩が重なっている。礫は径15～30cmの足尾帯堆積岩の礫や流紋岩の円礫が主である。礫岩はしばしば平行葉理の明瞭な黑色泥岩及び珪長質凝灰岩を挟む（第7.4図）。



第7.5図 夕沢層の破碎した安山岩溶岩
只見沢の中流（標高730m）地点。

流紋岩軽石凝灰岩 (Yt) は、前毛猛山周辺の毛猛沢から田子倉湖にかけて、礫岩の上位に重なって分布する。前毛猛山北の尾根や裸山も流紋岩溶岩ではなく堅硬な軽石凝灰岩ないし火山礫凝灰岩からなる。軽石凝灰岩は白色でときに平行層理が見られる。軽石のほかにも流紋岩礫や径1~3cmの足尾帯堆積岩の礫を含む (第7.2図C)。

一本松沢では流紋岩軽石凝灰岩 (Yt) の露出がよい。軽石凝灰岩は顕著な平行層理を示し、一部ではトラフ型斜交層理も見られる。シルト岩-凝灰質シルト岩を挟む。また、沢の中流には基盤の足尾帯堆積岩コンプレックスの小分布がある。

安山岩溶岩 (Ya) は鬼が面山東方の只見沢と、西方の夕沢に分布する。主に灰色-暗灰色塊状の斜長石安山岩からなり、一部は角礫岩に漸移する (第7.5図)。只見沢下流の本図幅地域東縁では安山岩溶岩中に安山岩火山礫凝灰岩が挟在する。

毛猛山及び株倉山一帯の夕沢層は地質調査が及んでおらず、転石により流紋岩と礫岩からなることが分かるのみで岩相区分ができないため、未区分夕沢層 (Yu) として示した。黒又川第一ダム東の土崩山では主に細礫岩-砂岩及び亜炭質シルト岩などの碎屑岩からなり流紋岩火砕岩も見られる。この土崩山から連なる尾根も未区分夕沢層 (Yu) とした。転石から推定される各地の岩相は以下のとおりである。足沢山周辺：礫岩・砂岩・流紋岩火砕岩。黒又川第一ダム北東の尾根：流紋岩軽石凝灰岩・安山岩火山礫凝灰岩。

化石 北方地域で植物化石 *Myrica naumanni* や生痕が報告されている (新潟県, 1963)。

地質時代 地質時代を示す資料はないが、西名層より下位であることから、前期中新世と考えられる。

7.4 岩脈類 (B, A, R)

須原地域においては、先新第三紀基盤岩類や新第三系の大倉層、松川層、夕沢層及び石英閃緑岩中には、玄武岩、安山岩、閃緑斑岩、花崗閃緑斑岩及び流紋岩岩脈が多数存在する。量的には流紋岩岩脈が圧倒的に多く、玄武岩岩脈は少なく、安山岩、閃緑斑岩及び花崗閃緑斑岩は稀である。黒又川花崗岩中には多数の流紋岩岩脈が存在し、岩脈群を形成している。

7.4.1 玄武岩 (B)

黒又川上流の大湯花崗岩中にまとまって分布するほか、末沢川上流の毛猛沢出合周辺に多数分布する。岩脈の貫入方向は、北北東-南南西~北東-南西が卓越し、北西-南東方向のものも多い。岩脈の幅は1~5mのものが多く最大で10mである。

岩石記載 <GSJ R78608> (第7.6図A)

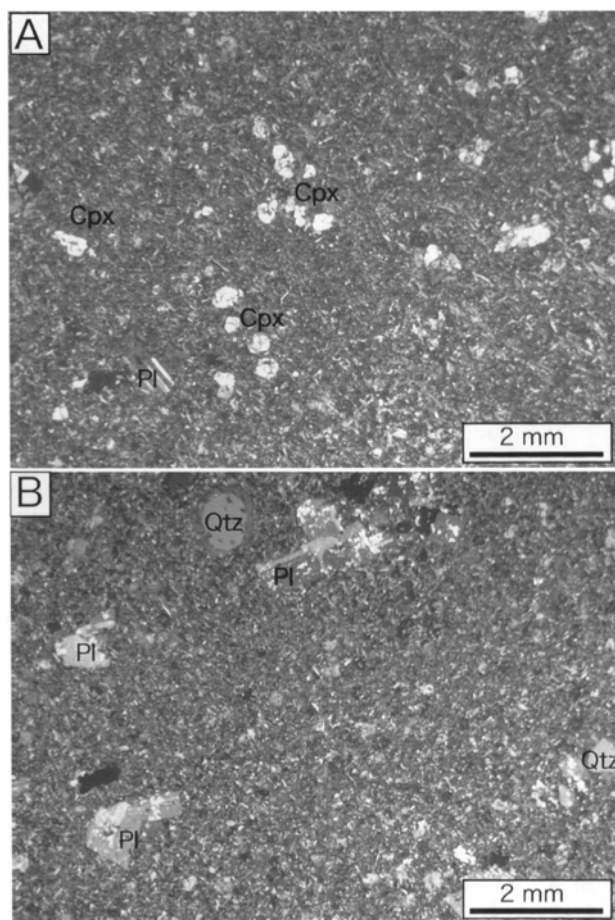
産地：栢尾又沢上流湯の沢

斑状の単斜輝石及び斜長石と基質を構成する角閃石及び斜長石からなり、石英、不透明鉱物を伴う。単斜輝石は半自形-自形、粒状である。角閃石は自形柱状で、褐色 (Z) を呈する。石基を構成する斜長石は自形-半自形で累帯構造は認められない。

7.4.2 安山岩、閃緑斑岩及び花崗閃緑斑岩 (A)

黒又川第一ダム周辺及び西側のチャート中や、黒又川第二ダムの北側には、緑灰色塊状の閃緑斑岩岩脈が見られる。肉眼では細粒の等粒状組織をもち杏仁が見られるほか、黄緑色の脈や鉱化が認められる。鏡下では粒径0.2~0.4mm程度の緑色普通角閃石と斜長石及び少量の不透明鉱物が含まれている。花崗閃緑斑岩は羽根川上流の深道川において、黒又川花崗岩中の岩脈として存在する。

田子倉湖北岸には幅300mにわたり無斑晶安山岩の岩脈が見られる。毛猛沢下流では、東側の尾根からの変質した無斑晶安山岩の転石が見られた。



第7.6図 玄武岩 (A) 及び流紋岩 (B) の薄片写真

A：栢尾又沢上流湯ノ沢 (GSJ R78608)

Cpx：単斜輝石, Pl：斜長石

B：羽根川上流大倉又沢 (GSJ R78609)

Qtz：石英, Pl：斜長石

岩石記載：花崗閃緑斑岩<GSJ R78610>(第7.7図)

産地：羽根川上流深道川

斑状の斜長石，角閃石及び黒雲母と基質を構成する石英，斜長石，カリ長石，黒雲母からなり，不透明鉱物を伴う．斑状斜長石は自形で反復累帯構造を示す．角閃石は自形柱状で，褐色を呈する．斑状黒雲母は自形で，暗褐色（Y-Z）を呈する．基質を構成する石英はしばしばカリ長石と連晶を形成し，微文象組織を示す．基質中の斜長石は自形で，累帯構造を示す．黒雲母は自形で褐色を呈する．

7.4.3 流紋岩（R）

南東部地域を除く本図幅地域全域にわたって無数の流紋岩岩脈が見られ，北東部地域の六十里越・鳥帽子岳周辺にはまとまった大きさの貫入岩体もある．とくに黒又川第2ダム周辺の黒又川花崗岩中及び黒又川第一ダムから末沢川にかけての足尾帯付加コンプレックス・夕沢層中にしばしば見られる．岩脈の方向は北北東-南南西～北東-南西のものが卓越し，岩脈の幅は2～30mであり，10mを越えるものが多い．流紋岩は白色-灰色-赤灰色で，斑晶の種類により石英含有斜長石流紋岩・斜長石流紋岩がある．まとまった貫入岩体をなす場合は顕著な流理構造を示すことが多い．

岩石記載 <GSJ R78610>(第7.6図B)

産地：羽根川大倉又沢

斑状の斜長石及び斑状の石英を斜長石，スフェルライトおよび石英が埋め，セリサイトを伴う．斑状斜長石は自形で累帯構造を示さない．石英は半自形-他形，粒状である．基質を構成する斜長石は自形で，斜長石の粒間をスフェルライト及び石英が埋めている．

7.5 西名層（N）

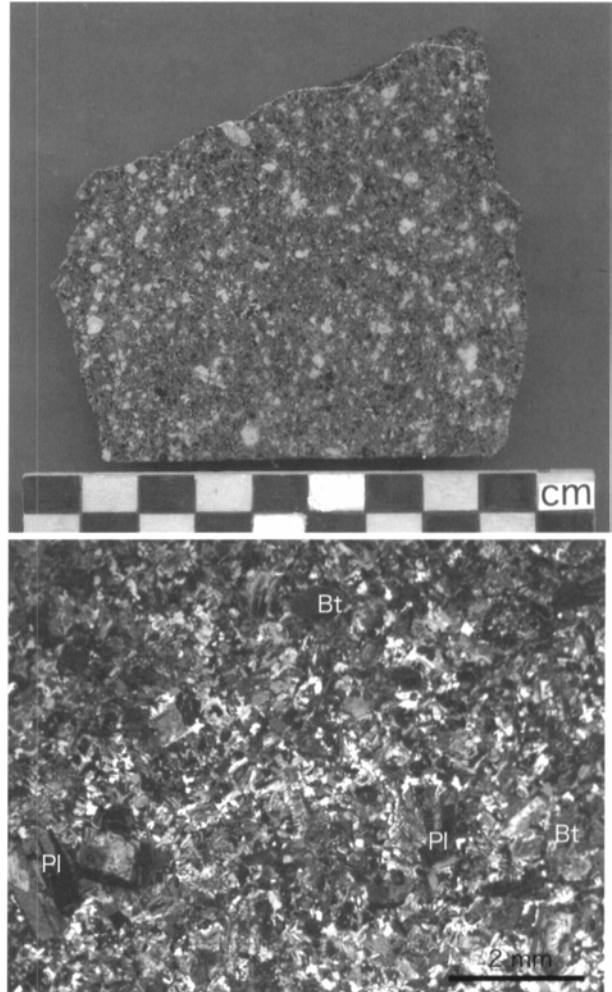
地層名 新潟県（1963）．

模式地 守門村西名（北隣守門岳地域内）．本地域内では，須原北方の道路沿いに好露頭が見られる．

分布 本地域北西隅の守門村須原から北方にかけて分布するほか，南西へは地すべり堆積物や段丘堆積物に覆われながら小千谷地域のJR小出駅周辺まで分布する（柳沢ほか，1986）．

層厚 900m

層序関係 松川層を不整合に覆う．須原北方の破間川河床で松川層の礫岩を不整合に覆う露頭が観察される（井島，1974）．松川層の地質構造と西名層の構造との間には大きな相違があり，この不整合は大きな傾斜不整合であると考えられる．上位は模式地では珪藻質泥岩からなる貫木層に整合に覆われるが（柳沢ほか，1986），本



第7.7図 花崗閃緑斑岩のスラブ写真及び薄片写真
羽根川上流深道川（GSJ R78610）

Bt：黒雲母，Pl：斜長石

図幅地域内では貫木層は欠如し鳥屋ガ峰層に不整合に覆われる．

地質構造 全般に東北東-西南西走向で北へ55～65°傾斜する同斜構造をなす．分布の延びからは南西部では北東-南西走向になるものと思われるが露頭観察では確認できない．

岩相 主に流紋岩軽石凝灰岩及び溶岩からなり，泥岩を挟む．本層の岩石は風化すると白色になりしばしば崖をつくるため，遠望により容易に岩相を判定できる．

分布域の中部-北東部では軽石凝灰岩が卓越する（第7.8図）．軽石凝灰岩は単層の厚さ15m程度で，軽石凝灰岩ないし粗粒凝灰岩から細粒凝灰岩を経て泥岩に移化する級化成層を示す．径5～10cmの軽石を含む粗粒な軽石凝灰岩には，黒色の流紋岩真珠岩をはじめ異質な礫が含まれ，花崗岩礫も認められた．粗粒以下の凝灰岩には不明瞭な層理も見られる．これらの特徴から軽石凝灰岩の多くは水中火砕流堆積物であると思われるが，古流向などの詳細は不明である．

本地域では泥岩は下部の凝灰岩中に僅かに挟在するのみであるが、北隣守門岳地域内では本層中部に厚さ150mにわたり泥岩が卓越する（井島，1974；柳沢ほか，1986）。

南西部では灰色の塊状ないし流理構造を示す溶岩が卓越する。流紋岩は斜長石斑晶を多く含み、石基はガラス質で杏仁や孔隙が見られる（第7.2図D）。

化石・地質時代 泥岩から外洋性浮遊性種に富む珪藻化石（柳沢ほか，1986）、*Orbulina suturalis*などの浮遊性有孔虫化石（島津，1973）が報告されている。生層序区分では、珪藻化石は*Denticulopsis praelauta Zone*から*D. hyalina Zone*に相当し、16～14Maを示す（柳沢ほか，1986）。浮遊性有孔虫化石はBlow（1969）のN. 9に相当する（島津，1973）。これらから、西名層の地質時代は中期中新世の前期である。

7.6 鳥屋ガ峰層（T）

地層名 金原（1940）の鳥屋ガ峰安山岩に由来し、山下ほか（1982）は鳥屋峰層、柳沢ほか（1986）は鳥屋ガ峰層と呼んだ。本報告では地名表記に沿う鳥屋ガ峰層を踏襲する。

模式地 広神村小平尾から外山までの和田川沿い（西隣小千谷地域内）。

分布 本地域北西隅に北東－南西方向に延びて小規模に分布する。西隣小千谷地域では鳥屋ガ峰層に広く分布する。

層厚 北東部で100m、松坂峠で250mで、南西へ次第に厚くなっている。西隣小千谷地域では500m以上ある（柳沢ほか，1986）。

層序関係 西名層を不整合に覆う。上位は和南津層の



第7.8図 西名層の流紋岩軽石凝灰岩

見かけの傾斜は緩いが、地層はENE-WSW走向60°N傾斜。暗灰色の流紋岩真珠岩の礫を含み、部分的にはかなり多量となる（写真左上）。守門村須原北の道路沿い。

火山角礫岩に不整合に覆われる。

岩相 主に暗青灰色の塊状ち密な安山岩溶岩からなる。風化すると赤茶色となりたまねぎ状風化を示す。南西部では上半部は火山角礫岩が占める。安山岩は斑晶が多い斜方輝石普通輝石斜長石安山岩である。西隣小千谷地域では本層下部はSiO₂=63%（無水wt%）のデイサイト質である（柳沢ほか，1986）。

地質時代 柳沢ほか（1986）は鳥屋ガ峰層下部のデイサイトの全岩K-Ar年代として6.4±0.34Maを報告しており、その時代は後期中新世である。

7.7 和南津層（W）

和南津層は本来は浅海成の砂層を指す地層名である。柳沢ほか（1986）は、本地域北西隅の松坂峠周辺に分布する火山角礫岩を、和南津層の砂層と指交関係にあることから和南津層に含めた。

地層名 Iki（1922）のWanadzu sandに由来し、大村（1930）命名。

模式地 川口町和南津（西隣小千谷地域内）。

分布 本地域北西隅の松坂峠周辺から西隣小千谷地域にかけて小規模に分布する。

層厚 50m以上。

層序関係 鳥屋ガ峰層を不整合に覆うものと思われるが露頭では確認できていない。西隣小千谷地域では和南津層の砂層と指交関係にある（柳沢ほか，1986）。上位は魚沼層に不整合に覆われる。

岩相 主にデイサイト火山角礫岩－凝灰角礫岩からなり上部に砂・シルトを挟む（第7.9図）。デイサイト岩



第7.9図 和南津層のデイサイト火山角礫岩と碎屑岩露頭の高さ7m。下部4mは赤みを帯びた火山角礫岩からなり、成層した礫・砂・シルト層がそれを不規則な割り込み面をもって覆っている。火山角礫岩の基質は径2-4mmの輝石斑晶の多い赤茶色の凝灰岩からなり、角礫は基質と同質の溶岩が多いが輝石斑晶の少ない溶岩も見られる。守門村松坂峠の道路沿い。

塊は径10cm-1m, 最大1.7m. 鏡下では斑晶は径2~4mmの普通輝石・斜方輝石・斜長石で石基は真珠岩組織をもつ.

化石 未発見.

地質時代 一般的には和南津層の地質時代は後期鮮新世であるが, 鳥屋ガ峰周辺地域は堆積盆地の縁辺部であるため岩相境界が同時面と斜交しており, 本図幅地域の和南津層は他地域の和南津層より古く前期鮮新世に遡る可能性が高い(柳沢ほか, 1986).

7.8 魚沼層(U)

魚沼層は本図幅地域西方の東山丘陵・魚沼丘陵などに非常に広く分布する河川成-内湾性の地層であるが, 本図幅地域では北西隅にごく僅かに分布するのみである.

地層名 千谷(1930)及び大村(1930)の魚沼統に由来.

模式地 岡野町芝ノ又(岡野町地域内:宮下ほか, 1972; 魚沼丘陵団体研究グループ, 1983)

分布 本図幅地域北西隅の松坂峠北方にごく小規模に分布する.

層厚 20m

層序関係 本図幅地域では下位層との層序関係は観察されないが, 和南津層の安山岩火山角礫岩を不整合に覆うものと推定される. 上位は厚さ2.5mのテフラに覆われている.

層相 主に礫層からなり, 一部にシルト層を挟む. 礫は径2~10cm, チャートと頁岩が多く, 最大径40cmのチャート礫を含む. 特徴的な堆積構造などは観察されなかったが, 柳沢ほか(1986)は西隣小千谷地域内で3つに岩相区分したうちの海成シルト砂相(U3)としている.

化石 本図幅地域内では未発見.

地質時代 魚沼層の地質時代は後期鮮新世-中期更新世であるが, 本図幅地域に分布する魚沼層は魚沼層下部にあたりその時代は後期鮮新世である(柳沢ほか, 1986).

第8章 浅草火山噴出物

(中野 俊)

8.1 研究史

浅草火山は福島・新潟県境に位置する浅草岳（標高1,585.5m, 守門岳地域内）を最高地点とする第四紀の成層火山である（第8.1図）。浅草火山噴出物は北接する守門岳地域を中心に分布し、須原地域では北東隅に分布する。そのほか、北東隣の只見及び東隣の小林地域にもわずかに分布している。本地域には、現存する浅草火山噴出物の占める総面積の約1/3が分布している。

浅草火山の地質は茅原・西田（1968）により概略が述べられた。ここでは狭義の浅草火山及び鬼が面火山に二分され、全体を広義の浅草火山と呼んだ。鬼が面火山が下位にあたり、山体南西部を占める。狭義の浅草火山は上位を占め、山体北東部を中心に分布している。本地域内に分布するものはこのうちの鬼が面火山噴出物である。

その後、浅草火山団体研究グループ（以下、浅草団研）

により詳細な地質調査が行われた。浅草団研（1991a）は浅草火山全体を54の溶岩あるいは火砕流堆積物に細分した。それらを、早期噴出溶岩流、浅草本体噴出物に大別し、後者をさらに第1期から第4期まで区分した。浅草団研（1991a）によれば、火山体は上げ底構造を示し、噴出物の総体積は約6km³である。早期噴出溶岩流は限定的に分布するのみで全貌は不明であり、上位の浅草本体噴出物との間に時間間隙があったかどうか不明である。浅草本体噴出物の第1期及び第2期は中心噴火による活動で、ほぼ円錐形の成層火山体を形成した。噴出口は只見沢上流域と推定されている。第3期の活動中心は前岳－浅草岳山頂、鬼が面山付近、南岳付近の複数の地点であり、第4期では浅草岳山頂周辺と推定された。

浅草団研（1991b）は噴出物の斑晶モード組成30組、全岩化学組成は蛍光X線分析による主要10成分76組、微量6成分29組を報告し、詳細な岩石記載を行った。それ



第8.1図 浅草火山全景
北西、守門岳山頂より見る

によると、浅草火山の岩石はすべて斜長石斑状であり、斜長石斑晶は概ね10%以上、最大で40%を越える。そのほかに苦鉄質斑晶として普通輝石、紫蘇輝石を最大で合計10%程度含む。また、かんらん石（8%以下）あるいは角閃石（5%以下）を含むことがある。化学組成では、 SiO_2 が48~62%の玄武岩・安山岩が主体であり、ごく少量ではあるが SiO_2 が65%のデイサイトが浅草岳山頂の北西（守門岳地域）に産する。

浅草火山の活動年代については、赤石・梅田（2002）により5つのK-Ar年代値が報告された。彼らは浅草団研（1991a）の層序区分にしたがって、早期噴出溶岩流から $1.62 \pm 0.05\text{Ma}$ 、浅草本体噴出物の第1期から $1.64 \pm 0.05\text{Ma}$ 、 $1.54 \pm 0.06\text{Ma}$ 、第3期から $1.58 \pm 0.05\text{Ma}$ 、第4期から $1.56 \pm 0.06\text{Ma}$ の年代値を報告した。これらのことから、浅草火山は前期更新世の初期、160万年前頃を中心に長くても10万年程度の活動により形成されたことが示された。

8.2 地形の特徴及び火山体の概要

浅草火山には、噴出中心と推定される地形はまったく認められない。地形的に見ると、原地形に近いと思われ

る $10 \sim 15^\circ$ 北傾斜の緩斜面が浅草岳山頂部から北-北東にかけて見られる（守門岳地域）。また須原地域では、南岳から六十里越にかけても $10 \sim 15^\circ$ 南傾斜の緩斜面が存在し、これらは溶岩流の原地形をほぼ保存していると考えられる。

浅草岳山頂から南岳にかけての主稜線は東西非対称である。主稜線の西側では尾根筋が火山体の原傾斜に近いと考えて差し支えなさそうであるが、反対側の東側では侵食作用により急峻な地形となっている。特に鬼が面山付近では絶壁が連なり、成層構造が発達した火山体断面の好露頭となっている（第8.2図）。なお、火山体全体としてこの南北の主稜線以東の山体、すなわち、只見沢流域を含む南東部が著しく失われている。

そのほか、特徴的な地形としては、浅草岳山頂北西側の馬蹄形をなす崩壊地形（滑落崖）とそれに伴う流れ山が点在する小起伏面が挙げられる（守門岳地域）。また、浅草岳北東、沼の平付近（只見地域）にも同様な崩壊地形・堆積物が分布する。須原地域内では、裸山乗越付近に小規模な崩壊地形が見られる。これらはいずれも新鮮な地形的特徴を示しており、後期更新世ないし完新世に形成された地形と考えられ、浅草火山の火山活動とは無関係である。



第8.2図 鬼が面山東壁に見られる成層構造

やや南（左）下がり成層構造があり、一部では不整合に重なっているのが確認できるが、いずれも本報告では鬼が面火山岩類に一括している。南東方向より

浅草团研(1991a)によると、火山体形成に伴ない活動中心が移動したとされるが、その必然性は認められない。第3期以降に想定されたいずれの噴出地点付近にも火口近傍に堆積したことを示唆する堆積物は認められない。また、これらの時期の溶岩流を傾斜上流方向に延長すると只見沢上流部に収れんするとみなすことも不自然ではない。よって、全体が単一の中心火口の活動によるものと考えても不都合はないだろう。仮に、浅草岳北方及び南岳南方の緩斜面を単純に延長し火山体を復元すると、現在の只見沢上流部に噴出中心があった標高1,900m程度の山体が推定される。後述するように、只見沢上流域では複数の岩脈が発達しており、この付近に活動中心があった可能性を支持する。

浅草团研(1991a)は只見沢沿いでの基盤岩分布高度が標高1,100mであることから、火山体は上げ底構造であることを指摘した。しかしながら、今回の調査では標高740mから1,100m付近にかけて分布する岩体は、その岩石学的特徴から、浅草岳山頂から南に延びる尾根(剣ガ峰)を構成する岩石と同一であることが確認できた(後述)。したがって、上げ底構造である主張の根拠は失われた。

今回の調査では、浅草火山全域の調査がなされていない

ため、火山噴出物全体を把握しておらず、本地域内の調査のみで噴出物を細分することはできない。また、本地域内の調査だけでも、浅草团研(1991a)とは異なる見解が多く、浅草团研(1991a)の層序区分をそのまま踏襲することはできない。したがって本報告では、浅草火山を下位の只見沢溶岩類と上位の鬼が面火山岩類に二分するに止める。

8.3 只見沢溶岩類(Vt)

只見沢の標高740m付近から上流、北隣の守門岳地域内の標高1,100m付近にかけて、及び、只見沢左岸の登山道が開かれている尾根(剣ガ峰)に分布する溶岩及び貫入岩である。一部に火砕岩を挟む。浅草团研(1991a)の剣ガ峰溶岩類にほぼ相当する。浅草团研(1991a)によると只見沢上流部で基盤の緑色凝灰岩が標高1,100m付近まで分布するとされたが、今回の調査では標高740m付近より上流に分布する安山岩は本溶岩類であると確認された。大部分が塊状の安山岩溶岩であるが、一部に貫入岩類が認められる。局所的に火砕岩も認められる。層厚は350m以上である。

剣ガ峰から浅草岳に続く稜線上では、塊状の安山岩溶



第8.3図 只見沢上流部の只見沢溶岩類

高さ50mを超える角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の垂壁が東西方向に延びる。沢の上流はこの岩壁の左側に続いている(只見沢標高840m付近の左岸)

岩が分布する。茅原・西田（1968）の地質図では、北東—南西方向に延びる岩脈が描かれているが、これがどの部分に相当するか不明である。この尾根の両側には東西ないし北東—南西方向に続く塊状安山岩からなる垂壁が連続するが、貫入面に直交する冷却節理の存在など、これが貫入岩体であることを示す積極的な証拠は確認していない。一部には、直立した柱状節理も遠望できる。浅草団研（1991a）によると、幅10数mの岩脈が多数認められると記述されているが、おそらくこれらを指すと思われる。なお、本研究では未調査であるが、剣ガ峰東側の“裏の沢”では確認できるのかもしれない。

只見沢沿いでは、塊状の安山岩が広く分布する。標高770m付近の左岸では不規則な節理が発達した安山岩がまるで岩脈のように東方へ続き、おそらく剣ガ峰の南斜面に発達する一部垂直な柱状節理の発達する岩壁まで続く。また、標高840m付近では高さ50m以上の東西方向の垂壁が左岸に発達する（第8.3図）。ここでは、部分的にはあるが、水平に近い方向に延びた柱状節理が見られる。標高920~930m付近にも節理が不規則に発達した安山岩露頭がある。これらが貫入岩であると断定する積極的な証拠は見出していない。これらの露頭間には火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が見られることもある。

只見沢標高720~730mでは、基盤の凝灰岩を貫く岩脈が見られる。この岩脈は角閃石斑晶を持つ紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、只見沢溶岩類と同質である。岩脈は幅1.5m、走向傾斜はN75°E75°Sである。只見沢の標高760mで流紋岩を貫く幅約1mの岩脈は、走向がN80°Wで垂直である。これらの岩脈は、いずれも地質図では省略した。只見沢の標高750m地点に右岸から合流する支沢の上流では、浅草団研（1991a）によると火道と推定されている多数の岩脈が見られるという。本調査では、N70°E方向、幅60~80cmの安山岩岩脈3本が安山岩溶岩に貫入するのを確認したに過ぎない（第8.4図）。

本溶岩の岩質は、角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である。特徴的に大きさ1cmを越える自形の角閃石巨晶を含むことがある。このような角閃石巨晶は只見沢にも剣ガ峰付近にも見られる。

8.4 鬼が面火山岩類（Vo）

北岳—鬼が面山—南岳—六十里越の稜線の東壁及び稜線西側に広く分布する溶岩及び火砕岩である。浅草団研（1991a）の浅草本体噴出物にほぼ相当する。浅草団研（1991a）は須原地域内でも浅草本体噴出物を第1、第2、第3、第4期に区分し、更にそれらを多数の溶岩流・火砕流堆積物に細分しているが、本報告ではこれらを一括する。南北主稜線より西側では溶岩流が卓越し、鬼が面山東壁に見られるような火砕岩岩相に乏しくなる。推定される全層厚は400m以上である。

北岳から南岳付近にかけての稜線上には、固結した火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が分布する（第8.5図）。厚さ3m以下の薄い溶岩流が挟まれることがある。角礫岩では礫の量や礫径が弱い成層構造を示すことがある。一般に礫はほぼ単一の岩質からなるが、発泡した礫と緻密な礫が混在しており、一部では多くの礫がやや丸みを帯びた形状となる。ところにより、大きさ2m近い岩塊が含まれるが、多くは数10cm以下で、基質に乏しい。

南岳から六十里越にかけては溶岩流が地表面を覆い、ほぼ原地形に近い地形を保っている。稜線の南東側では少なくとも3枚、西側では少なくとも4枚の溶岩流が認められる。部分的に厚さ30mを越え、柱状節理や板状節理が発達することがある（第8.6図）。

岩質は、かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である。浅草団研（1991a, b）によると一部は玄武岩質である。



第8.4図 只見沢溶岩類の岩脈

幅約60cmの紫蘇輝石普通輝石安山岩岩脈が只見沢溶岩類を構成する紫蘇輝石普通輝石溶岩を貫く。母岩との接触部には急冷縁が発達（只見沢の標高750m地点に右岸から合流する支沢の上流）



第8.5図 鬼が面火山岩類の火砕岩
大きさ最大40cmの角礫が含まれ、岩質は単一。
露頭では成層構造は見られない（北岳付近）



第8.6図 鬼が面火山岩類に発達する柱状節理
紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩に落差約15mの
滝が懸かる（あいよしの沢、標高820m付近）

(竹内圭史)

9.1 更新世地すべり堆積物 (L, L₁)

本地域北西隅の守門村須原には、破間川右岸に更新世地すべり堆積物が広く分布する。これは延長8kmに及ぶ地すべり群のうちの中央部に位置するもので、地すべり群全体については、段丘堆積物との関係も含めて詳しく研究されている(正井・高浜, 1981; 新潟県農林水産部治山課, 1981; 新潟県, 1982; 高浜, 1981, 1982a, b, 1983; 高浜・正井, 1983; 高野, 1989)。

地すべりを生じた地層は西名層の流紋岩軽石凝灰岩ないし真珠岩である。地すべり地域内の各所に地すべり地塊の露頭があり、守門村大倉にある長径500m規模のものはL₁として地質図に示した。地すべり堆積物の厚さは20~30mである(高浜, 1981)。本地域に分布する更新世地すべり堆積物は、高浜(1981, 1982a)の区分のC₁とDにほぼ相当し(第9.1図)、C₁は最終氷期頃、Dは完新世に再活動した2次地すべり堆積物と考えられている。

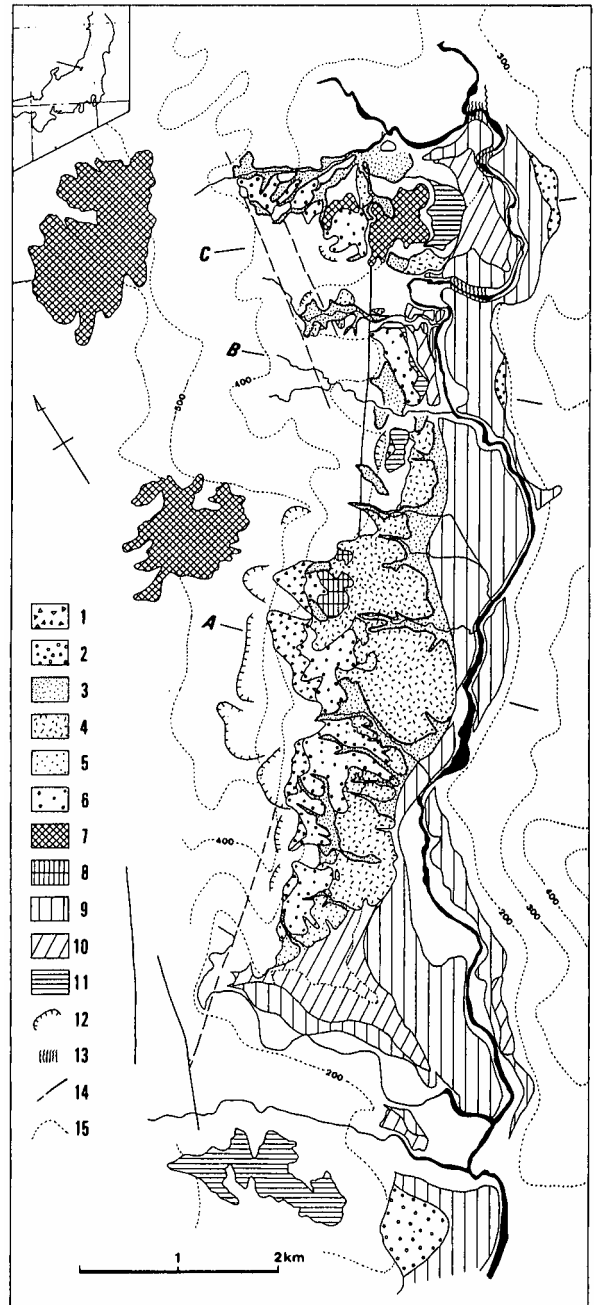
9.2 古期崩壊堆積物 (Co)

古期崩壊堆積物は本地域北西隅の松坂峠周辺に緩傾斜な地形面を作って小規模に分布する。これは正井・高浜(1981)が新期の火山噴出物とし、また高野(1989)が岩屑堆積物としたものである。柳沢ほか(1986)は松坂峠周辺に分布する火山角礫岩をすべて和南津層のものとし、本報告の調査で和南津層の火山角礫岩の上位を古期崩壊堆積物が不整合に覆っているのが観察された(第9.2図)。

堆積物は谷埋め状に厚く堆積していると思われる。径1~2mの安山岩巨礫と半固結の泥質基質からなる。緩地形面の上位は厚さ2~3mのテフラに覆われている。安山岩巨礫は灰色新鮮で、鏡下では斑晶鉱物としてオパサイト化した普通角閃石、普通輝石、斜長石を含む。

9.3 段丘堆積物 (t₁, t₂)

段丘堆積物は、本図幅地域西部の主要な河川である破間川及びその支流の松川や、佐梨川・羽根川沿いに分布する。本地域の段丘堆積物については高浜(1982a)、柳沢ほか(1986)、荒川ほか(1992)などの研究があるものの、テフラに基づいた詳しい研究は信濃川流域に比べて遅れていた。Choi *et al.* (2002)は、破間川沿いの段丘堆積物とそれを覆うテフラについて研究し、3つの



第9.1図 破間川西岸地すべり群を示す表層地質図(高浜, 1981)
 1: 崖錐堆積物 (F1), 2: 沖積錐堆積物 (Fn), 3~7: 地すべり崩積土, 3: D, 4: C1, 5: C2, 6: B, 7: A (段丘I群堆積物), 8: 巨大移動ブロック (G: 本報告のL1), 9-11: 段丘堆積物 (9: 段丘IV群堆積物 (T4)), 12: 滑落崖, 13: 破碎帯, 14: 断層, 15: 接峰面等高線

広域テフラDKP (大山倉吉軽石, 5万年前), AT (始良丹沢火山灰, 2万5千年前), As-K (浅間草津火山灰, 1万2千年前)を含む4層のテフラを見出し, 段丘面をAb-IからAb-VIの6面に区分した. 本図幅地域にはChoi *et al.* (2002)の区分のうちAb-IとAb-IVの2つの段丘堆積物が分布し, 本報告ではこれらをそれぞれ t_1 段丘・ t_2 段丘とした.

t_1 段丘堆積物は守門村須原に分布する. 段丘面の現河床からの比高は約30mで, 堆積物は厚さ約6mの礫層及び砂層からなり, 上位に広域テフラDKPを含む厚さ1mのテフラが載る (Choi *et al.*, 2002).

t_2 段丘堆積物は守門村須原に破間川に沿って分布する. 段丘面の現河床からの比高は約20mで, 堆積物は厚さ1.5~4mの礫とその上位に厚さ50cm以下の砂からなる (Choi *et al.*, 2002). 上位にはAs-K以下のテフラは欠

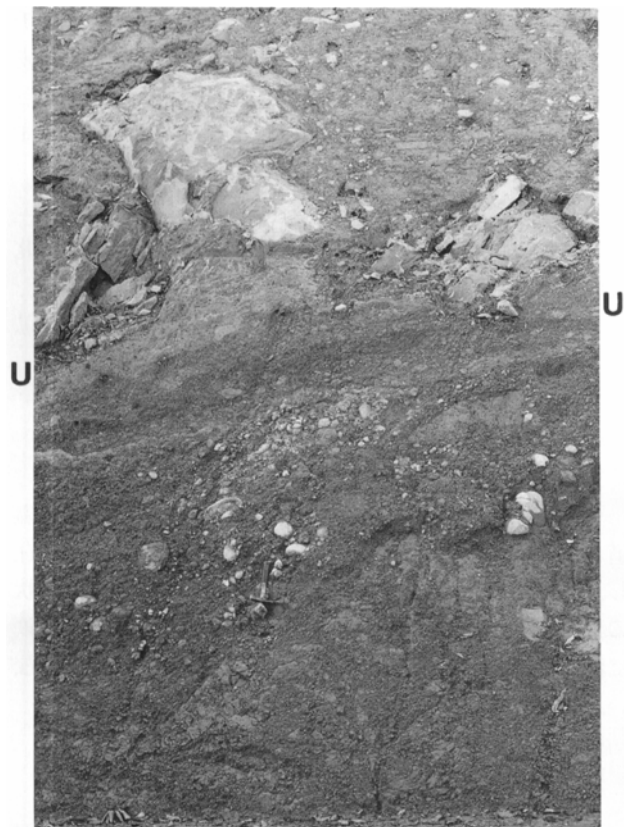
如しているが, 表土中により新期のテフラAb- t_1 が見出されている (Choi *et al.*, 2002). t_2 段丘堆積物は従来の区分との比較では, 柳沢ほか (1986)の T_9 段丘, 高浜 (1982a)の段丘IV群堆積物 (T4)に相当する. 本報告では佐梨川・羽根川沿いに分布する段丘堆積物も現河床からの比高から t_2 段丘堆積物に相当するものとみなした.

9.4 崩積堆積物 (c)

崩積堆積物は, 本図幅地域北東部の浅草火山南岳の西麓, 裸山乗越に小規模に分布する. 浅草火山噴出物が溶岩流末端で崩壊して堆積した堆積物で, 周囲の斜面より緩い地形面を形成している.

9.5 氾濫原及び現河床堆積物 (a)

氾濫原堆積物の多くは, 河川改修によって河道が固定される以前に河川沿いに堆積した礫・砂・泥よりなる堆積物で, 本図幅地域西縁部の破間川・小黒川・日付川・羽根川・佐梨川沿いに小規模に分布する. このほか, 現在の河川流路内の堆積物が黒又川 (黒又川第二ダムのダム湖)・只見川 (大鳥ダムのダム湖)にごくわずかに見られる.



第9.2図 古期崩壊堆積物

和南津層の茶灰色塊状極細粒砂岩の上位に, 厚さ1~2mの火山円礫岩, 0~50cmの火山礫凝灰岩, 0~8mの普通角閃石安山岩角礫岩が重なり, それらと南津層の上位 (U-Uの境界線)を, 安山岩塊を含む厚さ3mの未固結の崩壊堆積物が覆う. 守門村松坂峠の道路沿いの法面, 第7.9図の露頭の南上方100m.

第10章 応用地質

(高橋 浩)

10.1 鉱物資源

須原地域で現在稼行中の鉱山はないが、只見川上流域ではかつてモリブデン、銅、鉛、鉄が採掘されていた。また、破間川支流の羽根川上流や末沢川流域ではかつて珪石が採掘されていた。

10.1.1 銅、鉛、亜鉛

田子倉湖周辺の只見川上流域には、蓬沢^{よもぎさわ}鉱山、田子倉^{たごくらいり}鉱山、御蔵入^{みくらいり}鉱山、笠原^{かさわら}鉱山がかつて操業していた。

蓬沢^{よもぎさわ}鉱山

田子倉ダムの西南西約6km、前毛猛山北東麓の蓬沢及び滝ノ沢に露頭がある。蓬沢のものは、足尾帯大白川コンプレックス中の石灰岩を母岩とする接触交代鉱床で、蓬沢左岸の標高475m付近に露頭があり、田子倉ダムの完成により水没した。この露頭は、N40°W、50°Sの方向にレンズ状をなし、延長4m厚さ1mのスカルン帯中に黄銅^{かんくわ}及び磁鉄^{じてつ}が縞状に胚胎している(福島県、1964)。滝ノ沢のものは標高725mの高地にあって水没していない。頁岩中の石英脈で、少量の黄銅^{かんくわ}・閃亜鉛^{せんあな}及び方鉛^{かたな}を伴い、N10°E、80°Eの方向に走っている(福島県、1964)。

田子倉^{たごくらいり}鉱山

田子倉ダムの南西約9km、只見川左岸支流のかたがけ沢右岸の急斜面に掘削孔があり、かたがけ沢の1本南の只見川左岸支流である前沢に旧孔、両者の中間の只見川左岸に露頭2箇所が存在する(福島県、1964)。かたがけ沢では18m掘削され、鉱脈の走向はN38°Wでほぼ直立しており、脈幅10~20cm、黄銅^{かんくわ}・閃亜鉛^{せんあな}・方鉛^{かたな}・黄鉄^{わんてつ}を含んでいる(福島県、1964)。

御蔵入^{みくらいり}鉱山

只見川右岸支流の宿の沢支流の沈曾根^{しんそうね}沢や岡沢に鉱床が存在する。鉱床は大鳥層の砂岩頁岩互層を貫く数条の石英緑泥石質銅・鉛・亜鉛^{あな}脈である。沈曾根^{しんそうね}沢では、一部に菱マンガン^{りやまんがん}を伴い、推定Cu2%、Pb及びZn5%以上の部分が多い。この脈の幅は0.3~5mで、走向・傾斜はN10°~30°E、30°~80°Eであるが、その南北両端は追跡しきれていない(福島県総合開発局、1953)。この他に、宿の沢本流では、沈曾根^{しんそうね}沢の脈と平行に少なくとも一つの脈が存在し、露頭は酸化マンガンに覆われていると伝えられている。その更に下流では、磁鉄^{じてつ}質鉛・亜鉛^{あな}脈があり、岡沢には岡沢^{おかさわ}脈が存在する(福島県総合開発局、1953)。

笠原^{かさわら}鉱山

只見川左岸支流の大鳥沢流域の数箇所に鉱床が存在する。いずれも銅・鉛・亜鉛^{あな}を主とする脈で、幅0.5~1m、走向の多くはN60°Eで、70°前後南東に傾斜し、延長は100m程のことが多い。鉱石は鉛・亜鉛^{あな}に富むが銅の二次^{じにか}化が著しい。本鉱床は古くから採掘の跡があるが、大正6年、昭和5年、17年等に再び稼行した(福島県総合開発局、1953)。

10.1.2 珪石

(1) 末沢川上流地域

足尾帯大白川コンプレックスのチャートが熱水作用を被った鉱床で、鉱床の下盤側には緑色岩、上盤側にはチャートが存在する(通産省、1967)。コッタガ^{こたが}鉱床、安ノ沢^{あんのさわ}鉱床、大へつり^{おほへつり}鉱床、品川一ツ橋^{しんがわいちしやう}鉱床が知られており、本地域内には、コッタガ^{こたが}鉱床、安ノ沢^{あんのさわ}鉱床が存在する。以下、通産省(1967)により記述する。

コッタガ^{こたが}鉱床

こたが山の稜線上の標高800~900m間にほぼ南北700mにわたり点在している。鉱床は不規則な塊状で、下盤に緑色岩、上盤にチャートが存在する。推定埋蔵^{まいざう}量及び生産^{せいさん}量は以下のとおりである。

推定埋蔵^{まいざう}量 303,600t

生産^{せいさん}量(昭和30~36年) 80,965t

安ノ沢^{あんのさわ}鉱床

土崩山の西方、黒又川第一ダム湖の末沢川向け取水隧道入口の上方標高420mから520mの間の稜線上に存在し、鉱床は緑色岩とチャートの間にレンズ状または塊状の形態で胚胎する。コッタガ^{こたが}鉱床よりも黄鉄^{わんてつ}、酸化鉄に汚染されているものが多く、未だ採掘は行われていない。推定埋蔵^{まいざう}量は以下のとおりである。

推定埋蔵^{まいざう}量 122,500t

(2) 羽根川上流地域

黒又川花崗岩中に貫入する石英脈からなる鉱床であり、広神村三ツ又集落東方の羽根川上流にツナガ^{つなが}沢鉱床及び白石^{しやく}沢^{さわ}鉱床が存在する。

ツナガ^{つなが}沢^{さわ}鉱床

広神村三ツ又集落東方の羽根川右岸支流のツナガ^{つなが}沢上流から明神山西方の伊五郎岩にかけて、西北西-東南東方向に走る石英脈であり、幅6m前後で延長は1.3~1.5kmに及ぶ。推定^{すいじやう}量は約175万tであるが、未だ採掘されていない。

白石沢鉱床

明神山南南西約2kmの羽根川上流から羽根川右岸支流の白石沢にかけて走る石英脈であり、最大幅は約20m、平均5～6mで延長は500m程に達する（通産省，1967）。推定鉱量は53万tであり，昭和34年開業から37年休止に至るまでの生産量は5,416tである（通産省，1967）。

10.2 温泉

須原図幅地域では，北魚沼郡湯之谷村の佐梨川流域に栃尾又温泉，大湯温泉，折立温泉，宇津野温泉，芋川温泉，^{むぐらさわ}葎沢温泉の各温泉が湧出しているほか，北魚沼郡広神村の破間川支流羽根川中流に^{ちゅうじざわ}中子沢温泉が湧出している。

栃尾又温泉

佐梨川右岸支流栃尾又沢下流域の北魚沼郡湯之谷村栃尾又に位置する。自然湧出の単純温泉，アルカリ性単純温泉，単純弱放射能線であり，泉温は35.6～35.7°Cで，湧出量は32.7ℓ/分である（新潟県，2000）。養老2年（718年），越後の僧，行基によって発見されたと言われ，明暦年間に銀山平で銀が採掘された時代には，湯之谷温泉郷一の賑わいを見せたと言われる。また，大正4年分析の結果ラジウムが大量に含まれることが判明し，鳥取県三朝温泉とともに一躍本邦有数の放射能泉として有名になった（美坂，1988）。

大湯温泉

北魚沼郡湯之谷村の佐梨川上流域の大湯に位置する。自然湧出の単純温泉，アルカリ性単純温泉で，泉温は39.7～54.3°C，湧出量は2.9～207ℓ/分である（新潟県，

2000）。寛永年間には湯治場として知られていたという（美坂，1988）。

折方温泉

北魚沼郡湯之谷村の佐梨川流域の下折立に位置する。掘削により自噴または動力を用いて汲み上げている。泉質は単純温泉，アルカリ性単純温泉で，泉温は31.5～42.5°C，湧出量は265.5～280ℓ/分である（新潟県，2000）。

宇津野温泉

北魚沼郡湯之谷村の佐梨川流域の宇津野に位置する。掘削による自噴泉で，泉質は単純温泉，アルカリ性単純温泉で，泉温は35.4～44.8°C，湧出量は38～243ℓ/分である（新潟県，2000）。

芋川温泉

北魚沼郡湯之谷村の佐梨川流域の芋川に位置する。掘削による自噴泉で，泉質は単純温泉，アルカリ性単純温泉で泉温は30.4～36.1°C，湧出量は200～220ℓ/分である（新潟県，2000）。

葎沢温泉

北魚沼郡湯之谷村の佐梨川流域の葎沢に位置する。泉質はカルシウム・ナトリウム-炭酸水素塩・硝酸塩泉で泉温は24.5°C，湧出量は350ℓ/分である（金原，1992）。

中子沢温泉

北魚沼郡広神村の破間川支流羽根川中流の中子沢に位置する。泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉で泉温は12.4°C，湧出量は6.5ℓ/分である（金原，1992）。

文 献

- 赤石和幸・梅田浩司 (2002) 鳥海火山帯南部地域の火山活動 (2) - 浅草火山のK-Ar年代 - (演旨). 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p. 297.
- 荒川勝利・高野武男・新潟火山灰グループ (1992) 信濃川ローム層中の火山灰層について. 第四紀, vol. 25, p. 29-36.
- 浅草火山団体研究グループ (1991a) 浅草火山の地質. 地球科学, vol. 45, p. 101-112.
- 浅草火山団体研究グループ (1991b) 浅草火山の岩石学 - 岩石記載及び全岩化学組成 -. 地球科学, vol. 45, p. 113-130.
- Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Dumitrica-Jud, R., Dumitrica, P., Pillecuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E. S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M. and Steiger, T. (1995) Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no. 23, p. 37-685.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In Brniman, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. 1st Inter. Conf. on Planktonic Microfossils, (Geneva, 1967)*, no. 1, p. 199-422.
- 茅原一也 (1974) 新潟積成盆地の新第三系火山層序 - 構造区と火山岩区 -. 石油技誌, vol. 39, p. 201-215.
- 茅原一也 (1984) 上越帯・足尾帯 (西帯) の地質概説 - 研究の現状と課題 -. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 3-23.
- 茅原一也・西田彰一 (1968) 越後三山・奥只見地域の地形および地質. 越後三山・奥只見自然公園学術調査報告. 日本自然保護協会調査報告, no. 34, p. 19-55.
- 茅原一也・小松正幸 (1982) 飛騨外縁帯 (特に青海 - 蓮華帯) 及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, no. 21, p. 101-116.
- 茅原一也・小松正幸 (1986) 田子倉湖周辺の足尾帯. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 3, 58-68.
- 茅原一也・小松正幸 (1992) 八海山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107p.
- 千谷好之助 (1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名稱とに就きて. 地質雑, vol. 37, p. 262-269.
- Choi, T. J., Takahama, N. and Urabe, A. (2002) Tephrochronology of Late Pleistocene to Holocene strath terraces along the Aburuma River of the Niigata Basin, central Japan. *The Quaternary Research*, vol. 41, p. 45-51.
- 福田 理・肥田 昇・広川 治・伊田一善・井上絢夫・磯見 博・金原均二・河野義礼・菊池清一郎・水野篤行・太田良平・大沢 穠・斉藤正次・佐藤 茂・沢田秀穂・鈴木達夫 (1958) 50万分の1地質図幅「新潟」, 地質調査所.
- 福島県 (1964) 福島県鉱産誌, 296p.
- 福島県総合開発調査局 (1953) 奥会津の地下資源. 福島県地下資源資料, no. 9, 97p.
- 原 英俊・柏木健司 (2004) 新潟県黒又川周辺地域に分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス. 地質雑, vol. 110, p. 348-362.
- 長谷川美行 (1985) 青梅 - 白馬山塊, 魚沼山塊および蒲原山塊に露出する先第三系の地質時代. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 69-84.
- Hayama, Y., Kizaki, Y., Aoki, K., Kobayashi, S., Toya, K. and Yamashita, N. (1969) The Joetsu metamorphic belt and its bearing on the geologic structure of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 4, p. 61-82.
- 井島信五郎 (1974) 新潟県信濃川水系破間川中流域における中新世中期の不整合の形態について. 地調報告, no. 250-1, p. 145-154.
- Iki, T. (1922) Some studies on the stratigraphy of the Tertiary formation in the Echigo Oil-field. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, vol. 181, p. 179-205.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦 (1983) 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, vol. 53, p. 429-438
- 影山邦夫・金子信行 (1992) 新潟県中部地域. 日本油田・ガス田図13, 地質調査所.
- Kamata, Y. (1996) Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 17, p. 71-107.
- 鎌田祥仁 (2000) 足尾帯におけるチャート-砕屑岩シーケンスの覆瓦構造. 地質学論集, no. 55, p. 203-221.
- Kashiwagi, K. (2003) Faunal change of earliest Jurassic (late Hettangian - middle Sinemurian) radiolarian assemblages: an example of the Early Jurassic accretionary complex of the Chichibu Belt, western Kii Peninsula, Southwest Japan. Abstracts and Programme (Tenth meeting of the International Association of Radiolarian Palaeontologists), p. 72-73.
- 川端清司・伊藤紀幸 (1993) 足尾帯北縁部 (新潟地域) のジュラ紀古世放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別

- 号, no. 9, p. 119-129.
- 木村克己 (1998) 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no. 50, p. 131-146.
- 金原啓司 (1992) 53. 日光. 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧, 地質調査所, p. 142-145.
- 金原均二 (1940) 新潟県川口油田 (大日本帝国油田第四十三区) 地形及び地質図説明書. 地質調査所, 71p.
- 金原均二 (1948) 新潟県南魚沼郡塩沢町付近の地質. 地質調査所受託調査資料, no. 347 (MS).
- 金原均二 (1950a) 新潟油田の地質. 石油技誌, vol. 15, p. 19-32.
- 金原均二 (1950b) 新潟油田の地質 (続). 石油技誌, vol. 15, p. 62-83.
- 小松正幸 (1980) 飛騨外縁帯の基本的構造及びそのフォッサマグナ東翼への延長. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, no. 1, p. 117-121.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也 (1985) 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大学理学部地鉱教室研究報告, no. 5, p. 133-148.
- 黒田吉益 (1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, vol. 67, p. 21-29.
- 黒川勝己・植村 武 (1988) 各地域の足尾帯: 奥只見地域. 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編, 日本の地質 4, 中部地方 I, 共立出版, p. 21.
- 黒川勝己・山田裕之・佐久間州彦・高橋克哉・矢島祐介 (1985) 新潟県入広瀬村大白川東方の足尾帯. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 11-16.
- 黒川勝己・矢島祐介・蒲 誠・牧野秀輝・高橋克哉・山田裕之・佐久間州彦 (1987) 新潟県入広瀬村大白川地域の足尾帯の地質. 地球科学, vol. 41, p. 221-230.
- 正井信雄・高浜信行 (1981) 新潟堆積盆地東縁・魚沼丘陵北部の第四系 その 1, 地質層序. 地球科学, vol. 35, p. 71-86.
- 松本洋祐・指田勝男・堀 常東 (2001) 新潟県北魚沼郡小出町東方地域の足尾帯から産する中・古生代放射虫. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 12, p. 99-112.
- 宮下美智夫・三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生 (1972) 魚沼地質説明書. 日本油田・ガス田図 7, 地質調査所, 36p.
- Mizutani, S., Uemura, T. and Yamamoto, H. (1984) Jurassic radiolarians from the Tsugawa area, Niigata Prefecture, Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, vol. 38, p. 72-78.
- Morley, C. K. (1988) Out-of-sequence thrust. *Tectonics*, vol. 7, p. 539-561.
- 新潟県 (1963) 新潟県魚沼地方総合地質調査報告 (その二). 13p.
- 新潟県 (1977) 20万分の 1 新潟県地質図および同説明書. 493p.
- 新潟県 (1982) 空中写真による地すべり地形判読図. 小千谷土木事務所管内, 新潟県.
- 新潟県 (2000) 20万分の 5 新潟県地質図 (2000年版) および同説明書. 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 新潟県農林水産部治山課 (1981) 地すべり調査総括書 IV-魚沼地域・中越地域-. 423p.
- 新潟基盤岩研究会 (1986) 奥只見地域袖沢・白戸川流域の足尾帯. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 3, p. 69-75.
- 新潟基盤岩研究会 (1996) 奥只見袖沢地域の地質. 総合研究 (A) 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告 no. 1, p. 127-133.
- 大村一藏 (1930) 越後油田の地質及鑛床. 地質雑, vol. 37, p. 775-792.
- Pessagno, E. A. Jr. and Whalen, P. A. (1982) Lower and Middle Jurassic radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Island, B. C. *Micropaleontology*, vol. 28, p. 111-169.
- 佐久間州彦・山田裕之・黒川勝己 (1985) 新潟県入広瀬村末沢川源流部の地質. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 17-25.
- Sample J. C. and Moore J. C. (1987) Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent island, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 99, p. 7-20.
- 指田勝男・堀 常東 (2000) 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, no. 55, p. 99-106.
- 佐藤 正・吉田鎮男・木村敏雄 (1975) 新潟県黒又川流域の二畳一三畳系. 地質雑, vol. 81, p. 709-711.
- 島津光夫 (1973) 東北日本グリーンタフ地域における津川一合津区. 地質学論集, no. 9, p. 25-38.
- 新堀友行・富田晋高・杉村 新 (1950) 新潟県東山油田東南方における油田第三系の縁辺部について (演旨). 地質雑, vol. 56, p. 303.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・駒澤正夫・広島俊男 (1991) 20万分の 1 地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan, in Ben-Avraham, Z, eds., *The evolution of the Pacific Ocean Margins*, Oxford Univ Press, New York, p. 100-123.
- 高浜信行 (1981) 新潟堆積盆地東縁部・破間川西岸地域のマスマーブメント発達史と構造運動. 新潟大災害研年報, no. 3, p. 31-45.
- 高浜信行 (1982a) 新潟新生代堆積盆地の東縁地域における地形形成史とマス・ムーブメントの変遷. 地団研専報, no. 24, p. 321-336.
- 高浜信行 (1982b) 新潟平野周辺地域における最終氷期最盛期頃の河床下刻作用と地盤隆起運動. 新潟大災害研年報, no. 4, p. 65-75.
- 高浜信行 (1983) 新潟堆積盆地東縁地域のマスマーブメン

- トー破間川地すべりの成因と魚沼丘陵の隆起運動一.
地学団体研究会第37回総会災害シンポジウム資料集,
マスマーブメントに関する諸問題, p. 25-30.
- 高浜信行・正井信雄 (1983) 新潟堆積盆地東縁・魚沼丘陵
北部の第四系 その2. 構造運動. 地球科学, vol. 37,
p. 136-146.
- 高橋克哉・黒川勝己 (1984) 新潟県入広瀬村大白川東方の
足尾帯「中・古生層」. 総合研究「上越帯・足尾帯」
研究報告, no. 1, p. 34-40.
- 高野武男 (1989) 新潟県魚沼地方の地形からみた地殻運動
と六日町盆地の形成過程. 地球科学, vol. 43, p. 366-
391.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊男 (1944) 20万分
の1地質図幅「高田」. 地質調査所.
- 竹之内 耕 (1988) 水無川変成岩類の構成と変形相. 地質
雑, vol. 94, p. 479-491.
- 竹之内 耕 (2000) ジュラ紀付加体足尾帯, 水無川変成岩
類における2つの変形時相と2段階の上昇過程. 地質
雑, vol. 106, p. 743-761.
- Takenouchi, K. and Takahashi, Y. (2002) Deformation history of
low-grade schists in the Joetsu region, central Japan -
Correlation between the Kawaba and Mizunashigawa
metamorphic rocks-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 108, p.
794-805.
- 竹之内 耕・滝沢文教・宮下純夫・木村公志・大河内 誠
(2002) 上越帯・足尾帯西帯の岩石構成と構造. 日本
地質学会第109年学術大会見学旅行案内書, p. 41-63.
- 田沢純一・新潟基盤岩研究会 (1999) 新潟-福島県境付近
の奥只見地域から産出したペルム紀腕足類とその構造
地質学的意義. 地質雑, vol. 105, p. 729-732.
- 通商産業省 (1967) 国内鉄鉱原料調査, 第6報, 373p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1979) 昭和53年度広域調査
報告書, 蒲原地域. 90p.
- 植村 武・長谷川美行・三崎 隆 (1984) 黒又川流域のコ
ノドント化石. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告,
no. 1, p. 41-43.
- 植村 武・高島 司 (1985) 魚沼山塊中部上権現堂山地域
の古期堆積岩類. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報
告, no. 2, p. 41-46.
- 魚沼丘陵団体研究グループ (1983) 2. 魚沼層群の地質. 魚
沼層群, 地団研専報, no. 26, p. 5-21.
- 矢島祐介・黒川勝己 (1981) 新潟県・入広瀬村末沢川ぞい
の先第三系基盤岩類. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報
告, no. 2, p. 164-170.
- 山田裕之・黒川勝己 (1985) 新潟県入広瀬村大白川のチャ
ート層からジュラ紀放射虫化石の発見. 総合研究「上
越帯・足尾帯」研究報告, no. 2, p. 5-9.
- 山元孝広・滝沢文教・高橋 浩・久保和也・駒澤正夫・広
島俊男・須藤定久 (2000) 20万分の1地質図幅「日光」.
地質調査所.
- 山下 昇 (1970) 柏崎-銚子線の提唱. 島弧と海洋, 東大
出版会, p. 179-191.
- 山下 昇・小坂共栄・石垣和明 (1982) 小出北方の新発
田-小出構造線. 地団研専報, no. 24, p. 199-207.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・
加藤碩一 (1985) 十日町地域の地質. 地域地質研究報
告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加
藤碩一 (1986) 小千谷地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 177p.
- 八幡正弘・津川グリーンタフ団体研究グループ (1982) 津
川-会津区におけるグリーンタフ変動と西黒沢海進に
関する諸問題. 地球科学, vol. 36, p. 321-332.
- Yokoyama, K. (1992) K-Ar ages of metamorphic rocks at the top
of Mt. Tanigawa-dake, central Japan. *Bull. Nation. Sci. Mus.,
Tokyo, Ser. C*, 18(2), p. 43-47.
- 美坂哲男編 (1988) 諸国いで湯案内 四, 甲信越編. 山と
溪谷社, 182p.

Geology of the Suhara District

By

Yutaka TAKAHASHI*, Tsuyoshi TOYOSHIMA**

Toshiaki SHIMURA***, Hidetoshi HARA*, Keiji TAKEUCHI*,

Akira SAKAI**** and Shun NAKANO*

(Written in 2003)

(Abstract)

The Suhara District is situated in central Honshu and occupies an area between longitude 139° 0' E and 139° 15' E and between latitude 37° 10' N and 37° 20' N (138° 59' 48.4"E and 139° 14' 48.3"E, 37° 10' 11"N and 37° 20' 10.9"N, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). Topographically, most of this district is located in the Echigo Mountains and northwest rim is in the Muikamachi Basin, separated by the Shibata-Koide Tectonic Line. In this area, the Mizunashigawa Metamorphic Rocks of the Joetsu Belt, Permian rocks of unidentified structural province, Jurassic accretionary complex of the Ashio Belt, Late Cretaceous to Paleogene plutonic rocks, Neogene strata, volcanic rocks of the Asakusa Volcano and Quaternary deposits are distributed.

Mizunashigawa Metamorphic Rocks

The Mizunashigawa Metamorphic Rocks of the Joetsu Belt are low-grade polymetamorphosed rocks, which suffered greenschist facies regional metamorphism and contact metamorphism by the Late Cretaceous to Paleogene granites. They are mainly pelitic schists, including exotic blocks of greenstones, ultramafic rocks, chert, limestone and sandstone. The age and type of the regional metamorphism are not yet confirmed.

Permian rocks of unidentified tectonic province

Permian rocks of unidentified tectonic province are distributed in the southeast part of this district along the Tadamigawa River and classified into the Otori, Takizawa, Maruyama and Sodesawa Formations. These formations are mostly composed of mixed rocks, which include blocks of ultramafic rock, gabbro, basalt, basaltic tuff, granite, rhyolite tuff, conglomerate, sandstone, limestone, chert and others of various scales in the pelitic matrix.

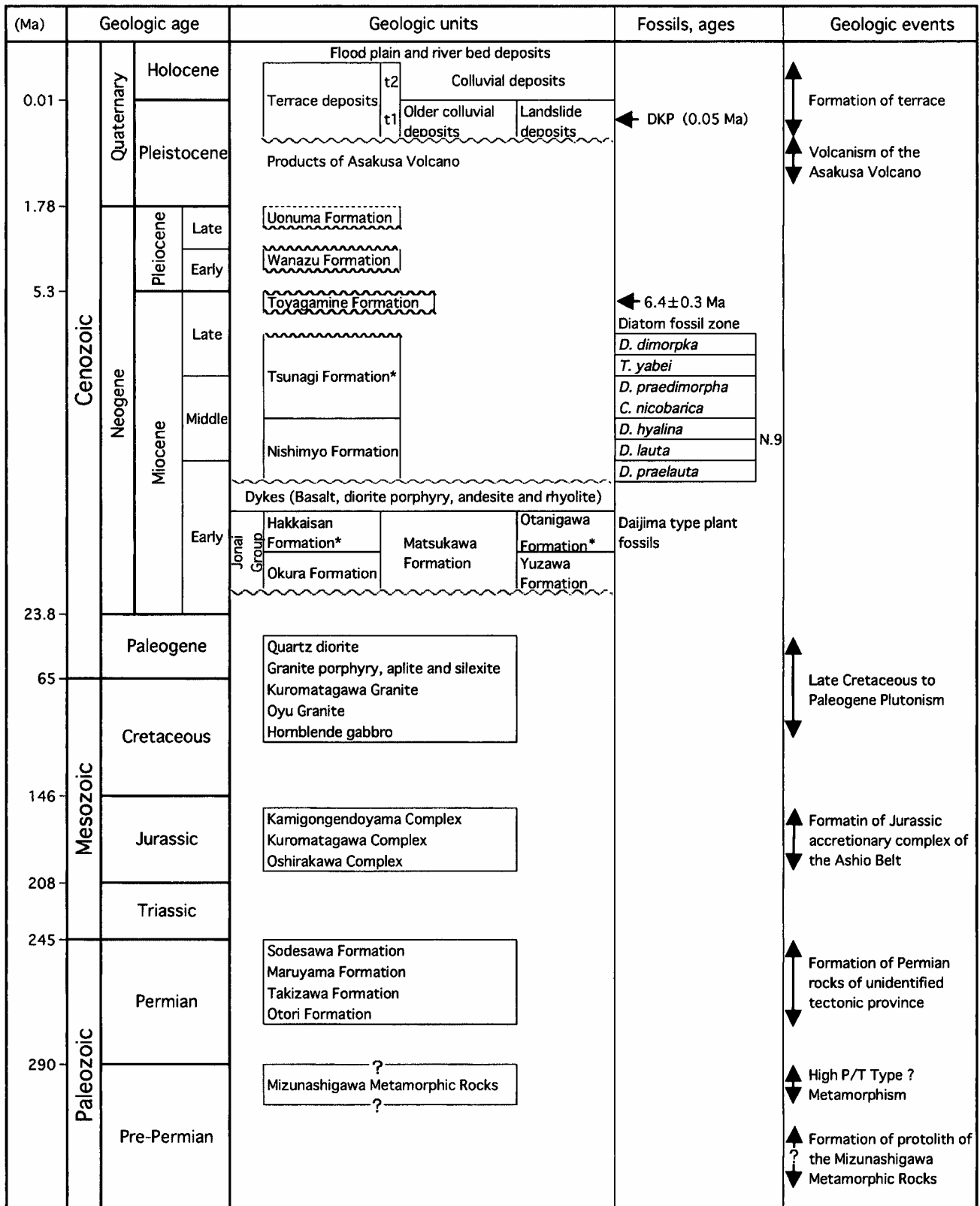
The Otori Formation consists of mixed rock, which includes large-sized blocks of rhyolite tuff, alternating bed of rhyolite tuff and mudstone, and granite. The Takizawa Formation is composed of alternating beds of sandstone and mudstone. The Maruyama Formation is composed of mixed rock, which includes blocks of ultramafic rock and gabbro of large size in the pelitic matrix. The Sodesawa Formation is composed of mixed rock, which includes blocks of basalt, basaltic tuff, tuffaceous

* Institute of Geoscience (Institute of Geology and Geoinformation at present)

** Graduate School of Science and Technology, Niigata University

*** Department of Geology, Faculty of Science, Niigata University

**** Geological Museum, Public Relation Department



* not present in the Suhara District

Fig. 1 Summary of geology of the Suhara District

sandstone and sandstone. Permian brachiopods and crinoids fossils are present in an unsorted bed, and in-situ basalt is also present in the Sodesawa Formation.

Jurassic accretionary complex of the Ashio Belt

The Jurassic accretionary complex of the Ashio Belt in the Suhara District is classified into the Oshirakawa, Kuromatagawa and Kamigongendoyama Complexes, from the upper to lower structural level, based on the lithology. These complexes are intruded by Late Cretaceous granites and suffered contact metamorphism.

The Oshirakawa Complex is mainly composed of mixed rock, with blocks of chert, greenrock and limestone ranging from 50 to 300m in thickness. The Kuromatagawa Complex is composed of interbedded sandstone and shale, and blocks of chert and greenrock ranging from 300 to 500m and over in thickness. The Kamigongendoyama Complex is composed of mixed rock accompanying chert, greenrock, sandstone, interbedded sandstone and shale, limestone and conglomerate, chert blocks of various size in thickness and greenrock ranging from 50 to 300m in thickness.

The accretionary ages based on radiolarian fossils from shale are Early Jurassic for the Oshirakawa Complex and after Middle Jurassic for the Kuromatagawa and Kamigongendoyama Complexes.

Late Cretaceous to Paleogene plutonic rocks

The plutonic rocks in the Suhara District are mostly Late Cretaceous to Paleogene granitoids with small amount of gabbro. These are hornblende gabbro, Oyu Granite, Kuromatagawa Granite, granite porphyry, aplite, silexite and quartz diorite.

The hornblende gabbro appears as small xenoblocks in the Oyu Granite. The Oyu Granite is a medium-grained leucocratic biotite granite and granodiorite. It intrudes into the Kuromatagawa and Kamigongendoyama Complexes and caused contact metamorphism. The Kuromatagawa Granite, a coarse-grained biotite granite, intrudes into the Kuromatagawa and Kamigongendoyama Complexes and caused contact metamorphism. It also intrudes into the Oyu Granite. The granite porphyry is a small stock intruding into the Oyu Granite. The aplite and silexite are dykes intruding into the Kuromatagawa Granite. The quartz diorite is intruded by rhyolite and basalt and appears as several small bodies.

Neogene

Neogene strata lying in the Suhara District are the Okura Formation of the Jonai Group and the Matsukawa, Yuzawa, Nishimyo, Toyagamine, Wanazu and Uonuma Formations.

The Okura Formation of the Jonai Group and the Matsukawa Formation are composed mainly of andesitic rocks, which lies on the ridge and foot of mountains. They occupy the lowest part of the strata in the Niigata Sedimentary Basin. The Yuzawa Formation is composed mainly of andesite volcanoclastic rocks, conglomerate and rhyolite pumice tuff, partly with andesite lava. Many rhyolite dykes with basalt rarely andesite, diorite porphyry and granodiorite porphyry dykes intrude into the Okura, Matsukawa and Yuzawa Formations. The Nishimyo Formation is mainly composed of rhyolite pumice tuff and lies in the northwest side of this area. The Toyagamine Formation is composed of andesite lava of Middle Miocene, lying in the northwest rim of this area. The Wanazu Formation lies in the northwest rim of this area and composed of dacite volcanic breccias. The Uonuma Formation is composed of partly fluvial riverbed sediments of Late Pliocene to Early Pleistocene in the Niigata Sedimentary Basin, whose maximum thickness is 3,000m.

Asakusa Volcano

Products of the Asakusa Volcano in this district are composed of the Tadamisawa Lavas and the Onigatsura Volcanic Rocks. The Tadamisawa Lavas consist of two-pyroxene andesite with or without megacrysts of hornblende, and are composed of lava and intrusive rocks partly with volcanoclastic rocks. The Onigatsura Volcanic Rocks consist of olivine-two pyroxene andesite and composed of lava and volcanoclastic rocks. The Asakusa Volcano was active at approximately 1.6Ma ago in Early Pleistocene.

Quaternary

The Quaternary deposits of this district are limited and composed of Pleistocene landslide deposits, older colluvial deposits, terrace deposits, colluvial deposits and flood plain and river bed deposits.

The Pleistocene landslide deposits lie in the western side of the Aburuma River, northwestern part of this district. It is partly still active and composed of debris and colluvial soil with hummocky hills that originated from the Nishimyo Formation. The older colluvial deposits are composed of debris and colluvial soil with andesite blocks in the northwest rim of this district. These deposits are the Late Pleistocene covered with tephra. The terrace deposits are located along main rivers in the western part of this district. Along the Aburumagawa River, two terrace plains are distinguished. The older t_1 plain is covered with Late Pleistocene tephra, and the younger t_2 plain is distributed along the Aburumagawa, Hanegawa and Sanashigawa Rivers. These terrace deposits are composed of mainly gravel and sand. The colluvial deposits are located on the foot of the Asakusa Volcano, northeast part of this district. The flood plain and riverbed deposits are located along the main river and dam lakes of the Tadami-gawa and Kuromatagawa Rivers.

執筆分担

第1章 地形	高橋 浩
第2章 地質概説	高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・酒井 彰・中野 俊
第3章 水無川変成岩類	志村俊昭・豊島剛志・高橋 浩
第4章 構造区未定のペルム系	豊島剛志・志村俊昭・高橋 浩
第5章 足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス	原 英俊・酒井 彰
第6章 後期白亜紀-古第三紀深成岩類	高橋 浩
第7章 新第三系	竹内圭史・高橋 浩
第8章 浅草火山噴出物	中野 俊
第9章 第四系	竹内圭史
第10章 応用地質	高橋 浩

文献引用例

高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・酒井 彰・中野 俊 (2004) 須原地域の地質. 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, 80p.

章単位での引用例

高橋 浩 (2004) 須原地域の地質, 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. 1-2.

Bibliographic reference

Takahashi, Y., Toyoshima, T., Shimura, T., Hara, H., Takeuchi, K., Sakai, A. and Nakano, S. (2004) *Geology of the Suhara district*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 80p. (in Japanese with English abstract 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Takahashi, Y. (2004) *Geology of the Suhara district, 1. Topography*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-2.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 須原地域の地質

平成16年7月23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

©2004 Geological Survey of Japan, AIST