

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第19号

NJ-35-5-3

小 滝 地 域 の 地 質

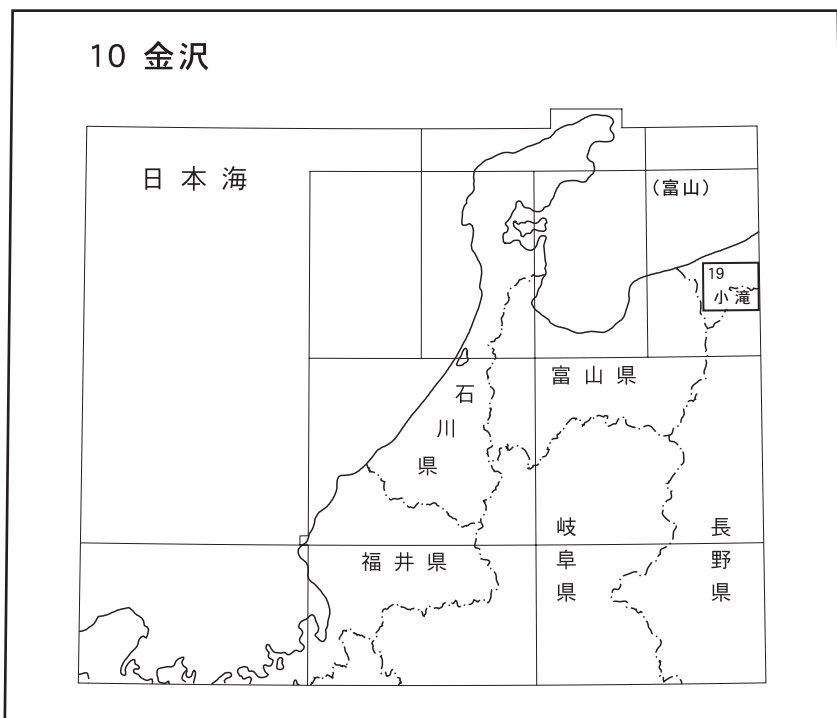
長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊

平 成 22 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

糸魚川 Itoigawa 1:75,000 (1936)

	10-14 糸魚川 Itoigawa NJ-53-5-2 (未刊行, unpublished)	7-60 高田西部 Takada-Seibu NJ-54-35-13・14 (1989)
10-18 泊 Tomari NJ-53-5-7 (未刊行, unpublished)	10-19 小滝 Kotaki NJ-53-5-3 (2010)	7-72 妙高山 Myōkō San NJ-54-35-15 (未刊行, unpublished)
白馬岳 Shirouma Dake 1:75,000 (1937)		
10-24 黒部 Kurobe NJ-53-5-8 (未刊行, unpublished)	10-25 白馬岳 Shirouma Dake NJ-53-5-4 (2002)	7-84 戸隠 Togakushi NJ-54-35-16 (2003)

小滝地域の地質

長森英明*・竹内 誠**・古川竜太*・中澤 努*・中野 俊*

地質調査総合センター（旧地質調査所）は1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成、出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。小滝図幅地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行なわれたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

小滝図幅地域の地質図幅の作成は、平成16-20年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。調査執筆にあたっては、竹内が中-古生界、古第三系を、古川が古第三系から更新統下部の火山岩類を、中澤が段丘堆積物及び古生界のうちの青海石灰岩を、中野が第四系火山噴出物を、長森が新第三系の堆積岩類をそれぞれ担当した。地形、更新統から完新統の堆積物及び資源については、中澤、竹内、長森が共同で担当し、それぞれが研究報告を執筆した。本報告全体の調整ととりまとめは長森が行った。岩石薄片は、大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸（広報部地質標本館）の製作による。

本調査及び研究を行うに際し、以下の方々にご多大なるご協力をいただいた。名古屋大学の河合政岐氏（現在、（株）日本工営）、常磐哲也氏、横田秀晴氏（以上、現在、独立行政法人日本原子力研究開発機構）、富田 覚氏（現在、石油資源開発株式会社）、名古屋大学大学院生の松澤 希氏には現地調査にて協力していただいた。また、名古屋大学研究員の隅田祥光氏（現在、大阪市立大学）には現地にて舞鶴帯構成岩類についてご教示いただいた。名古屋大学與語節生氏には岩石薄片の製作に協力いただいた。フォッサマグナムミュージアム学芸員の竹之内 耕氏には現地の状況について様々な情報を提供していただくとともに、一部の現地調査にご同行いただいた。山岳会ロック&ブッシュ（長野市）及び信州大学山岳会の方々には険しい地域の調査補助をしていただいた。福岡大学の上野勝美氏及び早川直樹氏には現地調査にご同行いただくとともに、一部データを提供していただいた。電気化学工業株式会社青海鉱山、明星セメント株式会社田海鉱山には、入山の許可をいただくとともに、調査に際し様々な便宜をはかっていただいた。長野市立博物館分館戸隠地質化石博物館の田辺智隆氏には、文献の入手にご協力をいただいた。地圏資源環境研究部門の村上浩康氏には小滝地域の金属鉱山についてご教示いただいた。以上の方々にご深く御礼申し上げます。

（平成21年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 名古屋大学

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Kotaki, Japan, Northern Fossa-Magna Region, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Yokokawa Fault, Nakatsuchi Fault, Otari Fault, Umikawa Syncline, Paleozoic, Mesozoic, Ordovician, Carboniferous, Permian, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Paleocene, Eocene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Nagano Prefecture, Niigata Prefecture, Itoigawa City, Otari Village, Himekawa, Renge Belt, Akiyoshi Belt, Oeyama Ophiolite, Maizuru Belt, Hida Gaien Belt, Kuruma Group, Intrusive rocks, Shirouma-Oike Volcanic Products, jadeite rock, Ultramafic rocks, Renge Metamorphic Rocks, Omi Complex, Himekawa Complex, Kuratani Metamorphic Rocks, Kotozawa Igneous Rocks, Mushikawa Formation, Kotaki Formation, Shiroumadake Formation, Gamaharasawa Formation, Odokorogawa Formation, Yoshinazawa Formation, Jogodani Formation, Kitamatadani Formation, Negoya Formation, Akahageyama Formation, Intrusive rocks (I), Ishizaka Formation, Tokurayama Formation, Yamamoto Formation, Imai Formation, Senno-zawa Formation, Nechi Formation, Nigorigawa Tuff Member, Umikawa Formation, Tanne Formation, Atosugiyama Formation, Otari-onsen Formation, Tenuhara-yama Formation, Nagasaki Formation, Rokugo Formation, Buno Formation, Mageshi-dani Formation, Yanagisawa Formation, Intrusive rocks (II), Shirouma-oike Volcano, Higher terrace deposits, Middle terrace deposits, Ono terrace deposits, Mizuho terrace deposits, Nishigawara terrace deposits, Lower terrace deposits, Glacial deposits, Landslide deposits, Slope failure deposits, Landslide-dammed lake deposits, Talus deposits, Wetland deposits, Alluvial fan deposits, Present river bed deposits.

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 地形概説	1
1. 2 山 地	1
1. 3 カルスト	2
1. 4 段 丘	2
1. 4. 1 高位段丘	3
1. 4. 2 中位段丘	3
1. 4. 3 低位段丘	4
1. 5 低 地	4
第 2 章 地質概説	5
2. 1 西南日本内帯	5
2. 2 貫入岩類	5
2. 3 新第三系	5
2. 4 第四系火山噴出物	9
2. 5 第四系堆積物	9
第 3 章 蓮華帯構成岩類及び超苦鉄質岩	10
3. 1 研究史及び概要	10
3. 2 超苦鉄質岩	12
3. 3 ひすい輝石岩	12
3. 4 角閃岩	12
3. 5 蓮華変成岩類	13
第 4 章 秋吉帯	15
4. 1 研究史及び概要	15
4. 2 青海コンプレックス	16
4. 3 姫川コンプレックス	23
第 5 章 舞鶴帯	29
5. 1 研究史及び概要	29
5. 2 倉谷変成岩類	31
5. 3 琴沢火成岩類	31
5. 4 虫川層	35
第 6 章 飛驒外縁帯	37
6. 1 研究史及び概要	37
6. 2 小滝層	38
6. 3 白馬岳層	41
第 7 章 来馬層群	42
7. 1 研究史及び概要	42
7. 1. 1 研究史	42

7. 1. 2 概 要	42
7. 2 大所川及び来馬地域の来馬層群	42
7. 2. 1 蒲原沢層	42
7. 2. 2 大所川層	45
7. 2. 3 ヨシナ沢層	49
7. 3 犬ヶ岳地域の来馬層群	51
7. 3. 1 漏斗谷層	51
7. 3. 2 北又谷層	52
7. 3. 3 似虎谷層	52
第 8 章 白亜系-古第三系	53
8. 1 研究史及び概要	53
8. 2 赤禿山層	53
8. 3 一本松山層	58
8. 4 貫入岩 (I)	58
8. 4. 1 輝石安山岩	58
8. 4. 2 ざくろ石デイサイト	58
8. 5 石坂層	59
第 9 章 新第三系	63
9. 1 研究史	63
9. 2 概 要	63
9. 3 中土断層以北地域	66
9. 3. 1 戸倉山層	66
9. 3. 2 山本層	66
9. 3. 3 今井層	69
9. 3. 4 仙翁沢層	71
9. 3. 5 根知層	75
9. 3. 5. 1 ニゴリ川凝灰岩部層	77
9. 3. 6 海川層	77
9. 3. 7 谷根層	80
9. 3. 8 跡杉山層	81
9. 4 中土断層-小谷断層間の地域	81
9. 4. 1 小谷温泉層	82
9. 4. 2 天狗原山層	84
9. 4. 3 長崎層	84
9. 4. 4 六合層	86
9. 4. 5 奉納層	86
9. 4. 6 曲師谷層	87
9. 5 小谷断層以南地域	88
9. 5. 1 柳沢層	88

第 10 章 貫入岩 (Ⅱ).....	90
10. 1 研究史及び概要.....	90
10. 2 玄武岩.....	90
10. 3 安山岩.....	90
10. 4 流紋岩及びデイサイト.....	91
第 11 章 白馬大池火山噴出物.....	94
11. 1 概 要.....	94
11. 2 乗鞍沢溶岩.....	94
11. 3 蒲原山溶岩.....	94
11. 4 箆岳溶岩.....	95
11. 5 風吹岳火砕流堆積物.....	96
第 12 章 更新世-完新世の堆積物.....	97
12. 1 ローム層及び段丘堆積物.....	97
12. 1. 1 研究史及び概要.....	97
12. 1. 2 ローム層.....	97
12. 1. 2. 1 層 相.....	97
12. 1. 2. 2 ローム層に挟在する指標テフラ.....	97
12. 1. 3 段丘堆積物.....	99
12. 1. 3. 1 未区分段丘堆積物.....	99
12. 1. 3. 2 高位段丘堆積物.....	99
12. 1. 3. 3 中位段丘堆積物.....	99
12. 1. 3. 4 低位段丘堆積物.....	101
12. 2 氷河堆積物.....	102
12. 3 地すべり堆積物, 崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物.....	103
12. 3. 1 横川断層以西の地すべり堆積物, 崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物.....	105
12. 3. 2 横川断層以東の地すべり堆積物, 崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物.....	106
12. 4 崖錐堆積物.....	107
12. 5 湿原堆積物.....	107
12. 6 現河床堆積物及び沖積錐堆積物.....	107
第 13 章 地質構造.....	108
13. 1 横川断層以西の地質構造.....	108
13. 1. 1 地帯帯の境界断層.....	108
13. 1. 2 褶曲及び断層.....	108
13. 2 横川断層.....	109
13. 2. 1 断層名.....	109
13. 2. 2 横川断層の特徴.....	111
13. 3 横川断層以東の地質構造.....	113
13. 3. 1 断 層.....	113
13. 3. 2 褶 曲.....	114

第 14 章 資 源	115
14. 1 金属鉱床	115
14. 2 非金属鉱床	115
14. 2. 1 石灰石	115
14. 2. 2 けい石	116
14. 3 その他	116
14. 3. 1 石 炭	116
14. 3. 2 ひすい輝石	116
14. 3. 3 採 石	118
14. 3. 4 石油及び天然ガス	118
14. 3. 5 温泉及び鉱泉	118
文 献	119
Abstract	127

図・表目次

第 1. 1 図 小滝図幅地域の地形概観	1
第 1. 2 図 青海石灰岩分布地域のカルスト地形の高度分布	2
第 1. 3 図 図幅北部地域の段丘面の分布	3
第 2. 1 図 小滝図幅地域の地質総括図	6
第 2. 2 図 小滝図幅地域の地質概略図	7
第 2. 3 図 小滝図幅及びその周辺地域の中-古生界地質概略図	8
第 3. 1 図 大所川上流付近の蓮華変成岩類の産状を示すルートマップ	10
第 3. 2 図 超苦鉄質岩，角閃岩及び蓮華変成岩類の岩相	12
第 3. 3 図 剪断を受けた超苦鉄質岩の薄片の偏光顕微鏡写真	13
第 3. 4 図 小滝川硬玉産地（ヒスイ峡）のひすい輝石を含む転石群	13
第 3. 5 図 角閃岩及び蓮華変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真	14
第 4. 1 図 古生界の分布及び姫川コンプレックスのユニット区分	15
第 4. 2 図 青海石灰岩の層序	16
第 4. 3 図 青海石灰岩の化石帯分布図	17
第 4. 4 図 青海鉱山東山切羽残壁（法面）における化石帯分布	18
第 4. 5 図 青海鉱山における石灰岩微岩相の分布	19
第 4. 6 図 青海石灰岩北東部における岩相柱状図	20
第 4. 7 図 青海石灰岩の薄片及び研磨標本写真	21
第 4. 8 図 青海石灰岩の薄片写真	22
第 4. 9 図 青海コンプレックス青海石灰岩下底の赤色凝灰岩	23
第 4.10 図 図幅北西部における姫川コンプレックスの柱状図	24
第 4.11 図 姫川コンプレックスの岩相	25
第 4.12 図 姫川コンプレックス赤色珪質岩の薄片の偏光顕微鏡写真	26
第 4.13 図 姫川コンプレックスユニット境界付近の変形構造	27

第 4.14 図	姫川コンプレックスユニット境界付近のルートマップ	28
第 5. 1 図	倉谷変成岩類の産状を示すルートマップ	29
第 5. 2 図	倉谷変成岩類の岩相	30
第 5. 3 図	倉谷変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真	32
第 5. 4 図	珪長質角礫岩の産状	33
第 5. 5 図	虫川層の柱状図	34
第 5. 6 図	虫川層上部の角礫岩	35
第 6. 1 図	小滝層の産状を示すルートマップ	37
第 6. 2 図	小滝層の珪長質及び珪質凝灰岩の産状を示すスケッチ	38
第 6. 3 図	小滝層の岩相	39
第 6. 4 図	小滝層の薄片の偏光顕微鏡写真	40
第 7. 1 図	来馬層群の分布	43
第 7. 2 図	来馬層群の柱状図	44
第 7. 3 図	来馬層群蒲原沢上部の軽石を含む凝灰岩柱状図	45
第 7. 4 図	来馬層群の凝灰岩の岩相	46
第 7. 5 図	蛇行河川堆積相を示す来馬層群大所川層	47
第 7. 6 図	氾濫原堆積相を示す来馬層群大所川層	47
第 7. 7 図	来馬層群大所川層の植物化石	48
第 7. 8 図	斜交層理の発達した来馬層群大所川層	48
第 7. 9 図	網状河川堆積相を示す来馬層群大所川層	49
第 7.10 図	来馬層群ヨシナ沢層の岩相	50
第 7.11 図	来馬層群漏斗谷層の岩相	51
第 8. 1 図	赤禿山層の柱状図	54
第 8. 2 図	小滝層と赤禿山層の不整合関係を示すルートマップ	54
第 8. 3 図	赤禿山層の岩相	55
第 8. 4 図	赤禿山層の岩石薄片の偏光顕微鏡写真	56
第 8. 5 図	一本松山層の薄片の偏光顕微鏡写真	57
第 8. 6 図	岩脈の産状	59
第 8. 7 図	岩脈の薄片の偏光顕微鏡写真	60
第 8. 8 図	石坂層の産状	61
第 8. 9 図	石坂層の偏光顕微鏡写真	62
第 9. 1 図	小滝図幅地域の新第三系の分布概略	64
第 9. 2 図	小滝図幅地域の新第三系の層序	65
第 9. 3 図	戸倉山層の産状及び鏡下写真	67
第 9. 4 図	山本層の産状及び鏡下写真	68
第 9. 5 図	横川中流域のルートマップ	70
第 9. 6 図	海川における仙翁沢層及び根知層のルート柱状図	71
第 9. 7 図	仙翁沢層の露頭写真	74
第 9. 8 図	貫入岩に近接する堆積物中に認められる、小規模な変形構造	75
第 9. 9 図	根知層の露頭写真	76

第 9.10 図	ニゴリ川凝灰岩部層の地質柱状図	78
第 9.11 図	ニゴリ川凝灰岩部層の露頭写真	79
第 9.12 図	海川層の産状	80
第 9.13 図	谷根層の露頭写真	81
第 9.14 図	跡杉山層の産状及び鏡下写真	82
第 9.15 図	小谷温泉層に発達するスランプ構造	84
第 9.16 図	小谷断層以南地域の押立沢におけるルート柱状図	85
第 9.17 図	長崎層最上部の泥質砂岩細粒砂岩互層	85
第 9.18 図	六合層の砂質泥岩泥質砂岩互層	86
第 9.19 図	奉納層の礫岩	87
第 9.20 図	曲師谷凝灰岩 10 (略称: Mgs10) の模式露頭の地質柱状図	88
第 10. 1 図	貫入岩 (II) の産状及び鏡下写真	92
第 11. 1 図	蒲原沢及び前沢の蒲原山溶岩	95
第 11. 2 図	ウド川の箆岳溶岩	95
第 12. 1 図	中位段丘面上のローム層の模式柱状図と挟在するテフラ・段丘の離水層準の関係	97
第 12. 2 図	ローム層の露頭	98
第 12. 3 図	図幅北部地域の中位段丘面に分布するローム層の柱状図	98
第 12. 4 図	小滝図幅地域北部の段丘面の分布及び古流向	100
第 12. 5 図	高位段丘堆積物	100
第 12. 6 図	西川原 II 段丘及び西川原段丘堆積物	101
第 12. 7 図	低位段丘及び低位段丘堆積物	101
第 12. 8 図	氷河地形分布図 (小疇・田沢, 1977 の一部を引用)	102
第 12. 9 図	氷河堆積物の露頭写真	103
第 12.10 図	地すべりに関連する地形及び堆積物	104
第 12.11 図	崩壊堆積物の露頭写真	106
第 13. 1 図	変形構造	110
第 13. 2 図	舞鶴帯及び秋吉帯境界付近の破碎帯の分布	111
第 13. 3 図	虫川上流部のルートマップ	112
第 14. 1 図	青海鉦山における石灰岩の岩相 (堆積相) の分布及び石灰石の化学分析区域	116
第 5. 1 表	琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類の K-Ar 年代	34
第 8. 1 表	小滝及び泊図幅地域の白亜-古第三系対比表	53
第 9. 1 表	中土断層以北地域の層序比較	72
第 9. 2 表	中土断層-小谷断層間の地域の新第三系層序比較	83
第 9. 3 表	新第三系及び第四系の年代測定結果	83
第 12. 1 表	小滝図幅地域のローム層中に認められたテフラの記載岩石学的特徴	99
第 14. 1 表	青海地区石灰石鉦山の過去 10 年間 (1998-2007 年) の生産量及びその全国比の推移	117
第 14. 2 表	青海地区石灰石鉦山の石灰石用途別出荷量 (2007 年度)	117
第 14. 3 表	青海鉦山の石灰石の品位	117
第 14. 4 表	青海鉦床及び小滝鉦床の平均品位	117

Fig. 1 Summary of geology in the Kotaki district 128

第1章 地 形

(中澤 努・竹内 誠)

1. 1 地形概説

小滝図幅地域は、新潟県西部から長野県北西部に位置し、北緯 $36^{\circ}50'11.0''$ から $37^{\circ}0'10.9''$ 、東経 $137^{\circ}44'48.9''$ から $137^{\circ}59'48.8''$ の範囲に相当する(第1.1図)。本図幅地域には、新潟県糸魚川市(旧青海町を含む)及び長野県北安曇郡小谷村が含まれる。

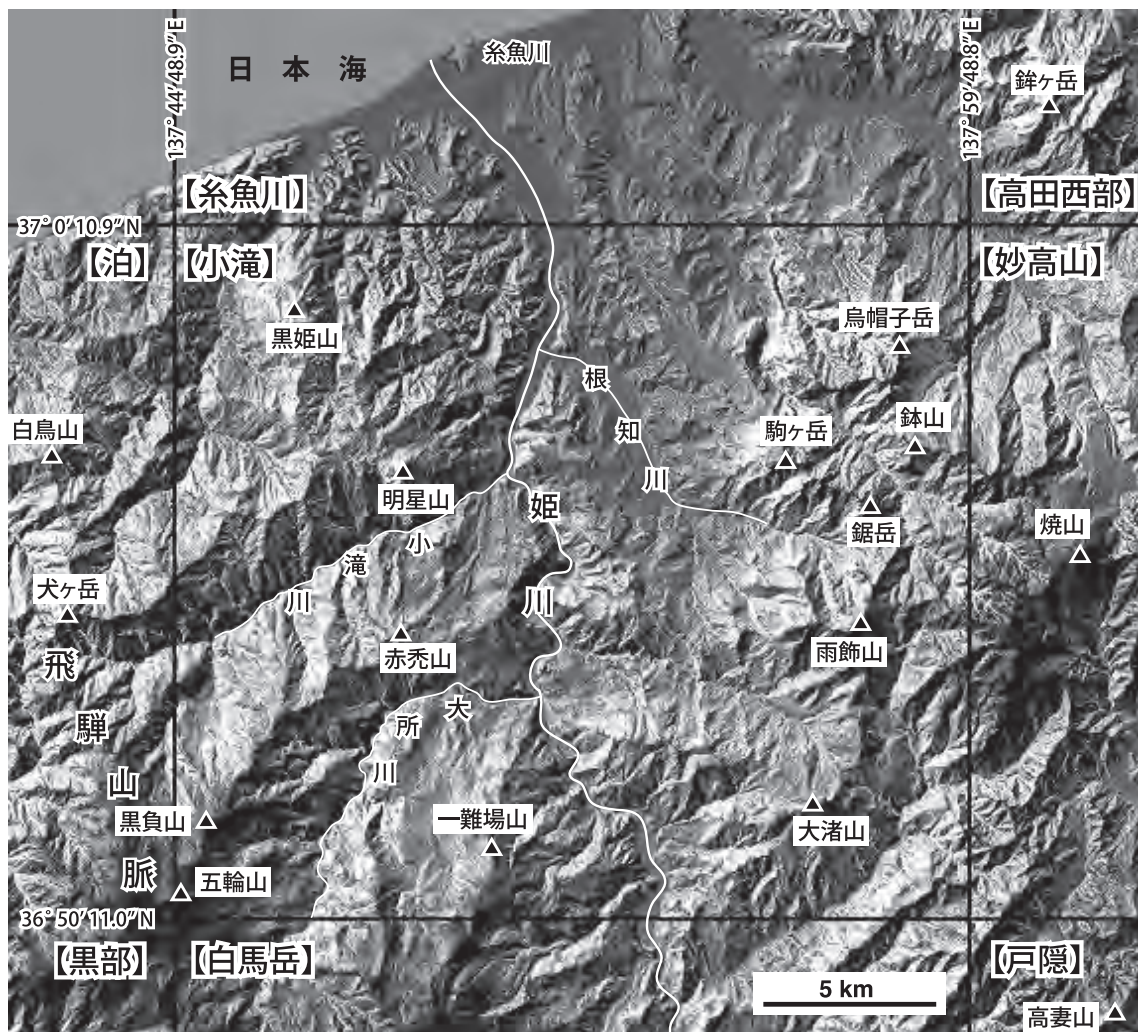
本図幅地域はほとんどが山地で占められている(第1.1図)。起伏は大きく、図幅地域内の標高最低地点は約50m(図幅地域北端の姫川河床)、最高地点は約2,253m(図幅地域南西端の五輪山)で、2,200m以上の標

高差がある。

北西部の石灰岩分布地域にはカルスト地形が発達している。また、北部の姫川及び根知川沿いには狭いながらも段丘が認められる。低地は谷底にわずかに見られるのみであり、一般に極めて狭い。

1. 2 山 地

本図幅地域の山地は、およそ横川断層(糸魚川-静岡構造線)に沿って図幅地域中央部を南から北へ流下する姫川により、大きく東部と西部に分けられる。



第1.1図 小滝図幅地域の地形概観
国土地理院発行数値地図50mメッシュを使用しカシミール3Dで作成。

東部の山地は、更新統の安山岩貫入岩からなる雨飾山（標高1,963.2m）を最高峰とし、その北方に鋸岳（1,631.0m）、駒ヶ岳（1,487.4m）など、鮮新世火山岩類からなる山々を連ねる。これら火山岩類の山々はどれも、山頂付近は比較的平坦であるが、周囲の山腹は比高数100m以上の切り立った崖がとりまく、極めて特徴的な山容を呈する。一方、それらを取りまく、第三紀海成堆積層からなる山々には、大規模な地すべりが極めて多く見受けられ、緩斜面が形成されている（第12章参照）。

姫川より西側には、飛驒山脈主軸部から北東方向に延びる尾根群が張り出している。主に中-古生界からなるが、著しい河川の下刻により、一般に急峻な斜面を呈していることが多い。しかし蛇紋岩分布地域（小滝から山之坊周辺）には、大規模な地すべりによる緩斜面が認められる。また、第四紀火山岩類分布地域（白池周辺）にも大規模な地すべりが認められる（第12章参照）。白池周辺は火山岩類の崩壊堆積物からなる緩斜面からなるが、更に木地屋川下流域では地すべりが多数生じた地域で馬蹄形の地すべり地形がみられる。また高浪の池も地すべりに関係して形成された池である。更に姫川本流沿いの葛葉峠付近の平坦面は真那板山の崩壊に伴う堆積物によるものである。石灰岩分布域では、黒姫山（標高1,221.5m）や明星山（標高1,188.5m）に代表される、石灰岩の溶食により形成された、孤立した急峻な山容がみられる。これらの山々には後述のようにカルスト地形が認められる。

本地域南西部には氷河地形がみられる。五輪山の東西斜面には氷河の流れに平行な細長い側堆石による高まりがいくつもみられる。また大所川第一発電所西側にはテイルの堆石による緩斜面がみられる。U字谷の発達は一著でないが、五輪山から黒負山付近の山腹には椀状の圈谷が分布する。

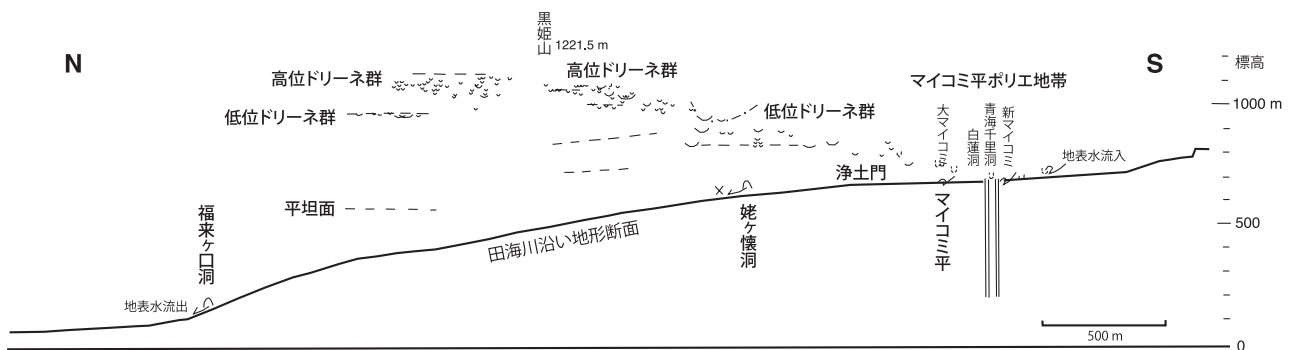
1. 3 カルスト

小滝図幅北西地域の黒姫山及び明星山周辺の石炭-ペルム系石灰岩分布域には、カルスト地形の発達がみられる。このうち黒姫山のものは青海カルスト（中村, 1934; 長谷川, 1982）あるいは奴奈川カルスト（小林, 1982）と呼ばれ、ドリーネ、ポリエといった窪地や、鍾乳洞（堅穴、水平洞）が数多く認められている。

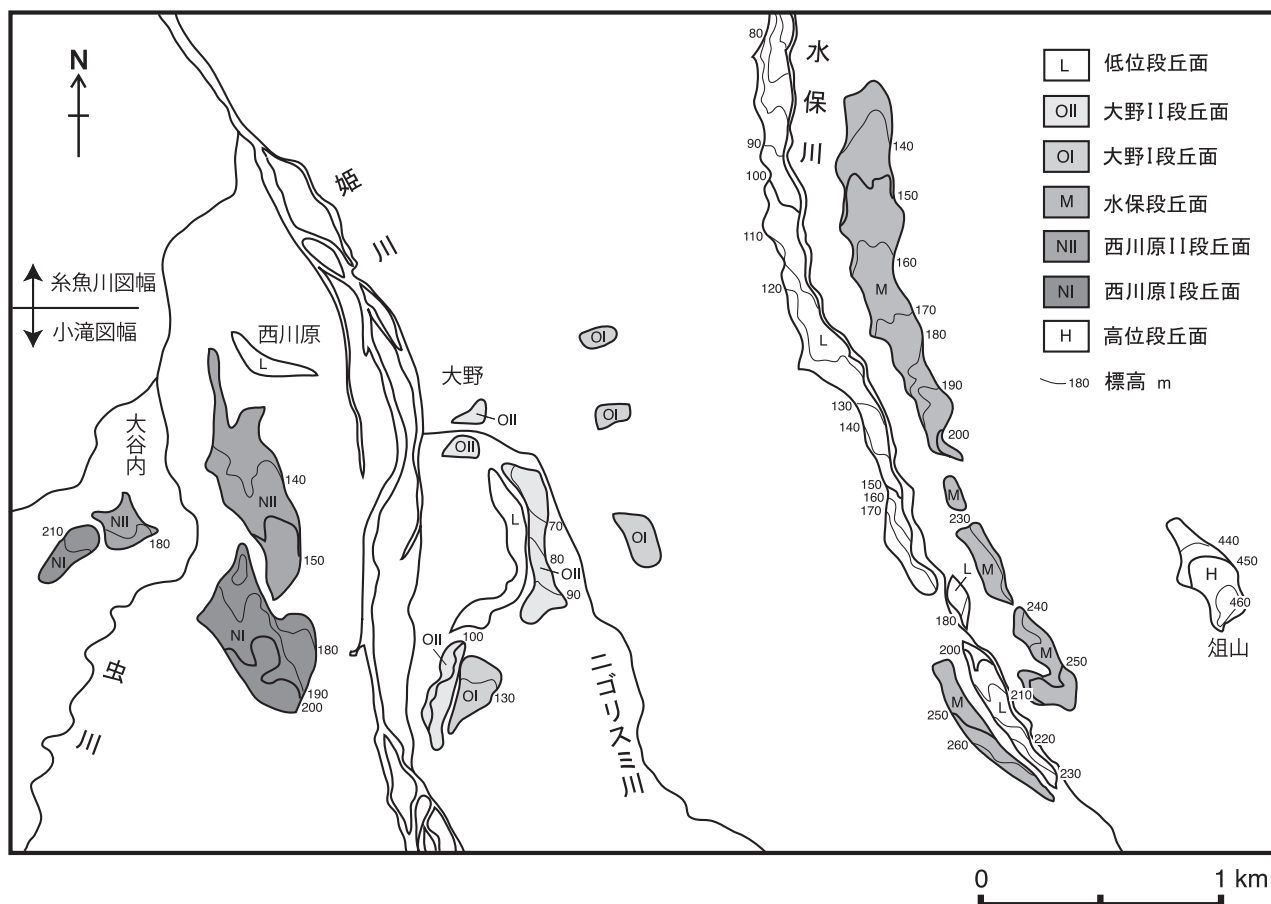
小林（1982）はこの地域のドリーネや鍾乳洞、平坦面の分布高度について報告している（第1.2図）。それによると、黒姫山山頂北-西側の標高1,120-1,050m及び標高約960m付近の平坦面にドリーネ群の顕著な発達が見られ、小林（1982）はそれぞれ高位ドリーネ群、低位ドリーネ群と呼んだ。さらに標高800-700mのマイコミ平周辺には、ドリーネのほか、上流からの河川水が全て吸い込まれるポリエが存在し、マイコミ平ポリエ地帯（長谷川, 1981）を形成している。また、多くの堅穴の開口も標高約700m付近に多い（小林, 1982）。一方、標高180mには福来ヶ口鍾乳洞が開洞し、鍾乳洞から流出する水が現在、田海川となって流下している。これらドリーネ、ポリエ群や、鍾乳洞、平坦面の形成は、年代資料は得られていないものの、第四紀の隆起運動に伴う地下水位の変化を表している可能性が高いとしている（小林, 1982）。

1. 4 段丘

本図幅地域には北部地域を中心した河川沿いに段丘が発達する（第1.3図）。これらの段丘はそれぞれの相対的な位置関係から、高位より、高位段丘、中位段丘、低位段丘に分けることができる。このうち中位段丘はさらに、西川原Ⅰ段丘、西川原Ⅱ段丘、水保段丘、大野Ⅰ段丘、大野Ⅱ段丘に区分することができる。被覆層（ローム層）の層序及び形成年代は第12章を参照されたい。



第1.2図 青海石灰岩分布地域のカルスト地形の高度分布
小林（1982）による。



第 1.3 図 図幅北部地域の段丘面の分布

1.4.1 高位段丘

本図幅北部地域の海川と水保川に挟まれた^{まないた}俎山山頂付近にみられる。能生地すべり団体研究グループ(1989)の俎山 I 面に相当する。本段丘は開析が進んでおり、山頂付近に狭い平坦面が残丘状に残されているのみである。段丘面は北傾斜で、標高が最も高い俎山山頂で 465m、山頂から約 300m 北方で約 430m まで高度を下げる。本段丘面の形成年代は不明であるが、後述する水保段丘面よりも標高が高いことから、少なくとも MIS 5 よりは古いと考えられる。

1.4.2 中位段丘

西川原 I 段丘 糸魚川市西川原集落南方の姫川沿いと虫川を挟んでその西側に狭く分布する。段丘面は北傾斜で、西川原集落南方の段丘の南縁で標高約 210m、そこから約 700m 北方の段丘北縁で約 180m まで高度を下げる。被覆層の層序により MIS 5e-5c 頃に離水した段丘面と考えられる。本段丘の北方には下位の西川原 II 段丘が発達する。

西川原 II 段丘 西川原 I 段丘の北方に隣接して分布する。段丘面は北傾斜で、西川原集落南方の本段丘南縁

で標高約 160m、そこから約 1km 北方の段丘北縁で約 130m まで高度を下げる。虫川の西側に離れて狭く分布する本段丘面は標高 180m と西川原集落南方のものより標高が幾分高いため、形成した水系が異なる可能性がある。本段丘面の詳細な形成年代は不明であるが、西川原 I 段丘面よりも低いため、離水年代は MIS 5e-5c よりやや新しい可能性がある。

水保段丘 水保川沿いに発達し、特に水保川右岸に比較的広い分布がみられる。能生地すべり団体研究グループ(1989)の山中面に相当する。段丘面は北傾斜で、本段丘南縁で標高約 260m、そこから約 3km 北方の段丘北縁で標高約 130m まで高度を下げる。南縁はより上流側に分布する地すべり性の緩斜面と漸移する。本段丘面は、被覆層の層序により西川原 I 面と同様の MIS 5e-5c 頃に形成されたと考えられる。

大野 I 段丘 糸魚川市大野南方の姫川沿いとその北東のニゴリスミ川沿いに狭く分布する。段丘面は概ね北傾斜である。被覆層の層序により MIS 4 後期に離水した段丘面と考えられる。本段丘の北-西方には隣接して下位の大野 II 段丘が発達する。

大野 II 段丘 大野 I 段丘の北-西方に隣接して発達する。

段丘面は北傾斜で、本段丘南縁で標高約100m、そこから1,200m北方の段丘北縁で約70mまで高度を下げる。大野Ⅰ段丘面より低いことや若い形成年代が考えられるが、被覆層の層序は大野Ⅰ段丘面上のそれとほぼ同様のため、大野Ⅰ段丘面の離水から時間差があまりないMIS 4後期の離水が考えられる。

1. 4. 3 低位段丘

現河床沿いに狭く分布する。現河床面との標高差は数m-20m程度であり、上流側ほど標高差が大きい傾向がある。大野Ⅱ段丘面よりも標高が低いことから形成年代はMIS 3以降で、最終氷期最盛期（MIS 2）以降のものも含む可能性がある。

1. 5 低地

小滝図幅地域の河川の多くはV字谷を形成しているため、一般に河床は極めて狭い。ただし姫川の小滝地区より下流及び小谷周辺、姫川支流の根知川の下流域などでは、網状流により形成された礫質の広い河床が発達している。また、姫川本流などのやや大きい河川では、小河川との合流点付近に小河川により運搬されてきた堆積物により小規模な扇状地（沖積錐）が形成されていることが多い。沖積錐の末端は、多くの場合、本流河川により侵食されている。

第2章 地質概説

(長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊)

5万分の1小滝図幅地域は、巨視的にみると糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層を境にして西側の地域に西南日本内帯に属する先第三系が分布し、東側の地域に北部フォッサ・マグナ地域に属する新第三系が分布している。一部の中新統及び鮮新統の火山岩類は、横川断層の西側にも分布している。このほか、本図幅地域の西部に上部白亜系の小規模な貫入岩が、南西部に第四系の白馬大池火山噴出物が、東部を中心として中新統から更新統の貫入岩が分布する。また、段丘堆積物、氷河堆積物、堰き止め湖堆積物、崖錐堆積物、湿原堆積物、沖積錐堆積物及び現河床堆積物などの第四系が局所的に分布している。また、地すべり堆積物及び崩壊堆積物が、超苦鉄質岩や新第三系の泥質岩などの分布域を中心に発達している。第2.1図に小滝図幅地域の地質総括図を、第2.2図に地質概略図を示す。本図幅では、2009年に国際地質科学連合(IUGS)が新たに定義した第四紀の下限(2.588 Ma)ではなく、従来下限(1.806 Ma)を使用した。

2.1 西南日本内帯

西南日本内帯は、主に中国地方でナップ構造が発達し、大江山オフィオライトに対比される超苦鉄質岩、300 Ma 高 P/T 型変成岩からなる蓮華帯、ペルム紀付加体からなる秋吉帯、ペルム紀島弧-背弧海盆系の舞鶴帯とそれに伴うペルム紀付加体の超丹波帯、ジュラ紀付加体からなる丹波-美濃-足尾帯が分布する。中部地方では、ペルム紀末から三畳紀の変成岩と三畳紀からジュラ紀花崗岩からなる飛驒帯がこれらのナップ構造を切って、アジア大陸側から張り出しており、飛驒帯と美濃帯との間には、超苦鉄質岩、蓮華帯、秋吉帯、舞鶴帯、超丹波帯の岩石に加えて、古生代から中生代の正常層が断層でブロック化して接している構造帯が存在する。この構造帯を従来飛驒外縁帯と呼んでいたが、この構造帯を構成する地質体の多くが中国地方の地質体に対比されることが明らかになってきた。そこで本報告では古生代から中生代の正常層からなる地帯のみを飛驒外縁帯と呼び、その他の地質体は対比される中国地方の地帯名で呼ぶことにする。

新潟県西部から長野県北西部に位置する白馬岳-青海地域の古生界は、飛驒外縁帯のペルム系整然層白馬岳層とペルム系小滝層、超苦鉄質岩、蓮華帯の300 Ma 高 P/T 変成岩(蓮華変成岩類)と角閃岩、秋吉帯のペルム系付加体からなる姫川コンプレックスとペルム系-石炭

系青海石灰岩を主体とする青海コンプレックス、舞鶴帯のペルム系虫川層と琴沢火成岩類、倉谷変成岩類が分布する(第2.3図)。下部ジュラ系来馬層群は蓮華変成岩類や超苦鉄質岩を不整合に覆う。また白亜系と考えられる赤禿山層が舞鶴帯を除く地質体を不整合に覆う。赤禿山層を不整合に覆って、上部白亜系の一本松山層(石橋, 1986)が分布し、古第三系石坂層(富沢・北原, 1967; 石井, 1976; 石橋, 1986)が不整合に覆う。

2.2 貫入岩類

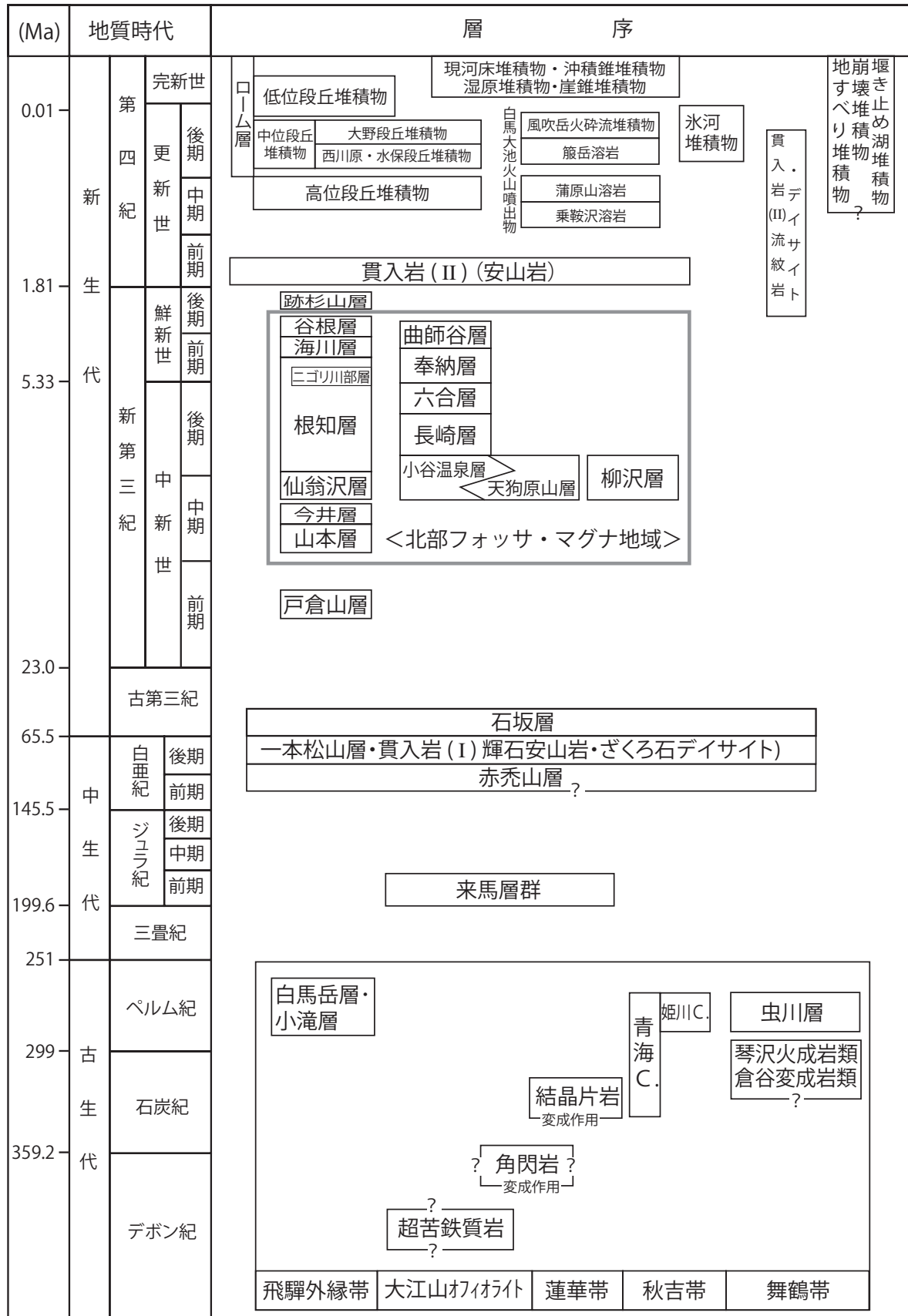
本図幅地域における貫入岩類に関して、横川断層より西部に白亜紀後期の小規模な貫入岩が、主に東部主体に中新世から更新世の貫入岩が分布する。白亜紀後期の貫入岩として、ざくろ石デイサイト及び輝石安山岩が認められる。これらは岩質から一本松山層及び親不知火山岩層(西隣泊図幅地域)に対比される。

主に横川断層の東側では、中新世から第四紀にかけて貫入した流紋岩、デイサイト、安山岩及び玄武岩が認められる。海川層に貫入する鮮新世のデイサイトはざくろ石を含む。雨飾山及び大渚山の貫入岩体は前期更新世の冷却年代を示す。

2.3 新第三系

本図幅地域の新第三系は、一部の火山岩類を除くと糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層の東側に分布し、北部フォッサ・マグナ地域に属する。本報告では、中土断層と小谷断層により3つの地域に区分し、各地域において層序を立てた。

中土断層以北の地域は、下位より戸倉山層、山本層、今井層、仙翁沢層、根知層、根知層ニゴリ川凝灰岩部層、海川層、谷根層及び跡杉山層に区分される。これらのうち、横川断層に沿って分布する戸倉山層、山本層、今井層及び跡杉山層などの火山岩類は、横川断層の西側にも分布し、先新第三系を不整合で覆う。戸倉山層は、流紋岩溶岩及び溶結火山礫凝灰岩からなり、基底に凝灰質円礫岩及び凝灰質砂岩を伴う。山本層は、安山岩溶岩及び火山碎屑岩、玄武岩溶岩及び火山碎屑岩からなる。今井層は、流紋岩火山碎屑岩及び溶岩からなり、山本層をオーバーラップする。仙翁沢層は、主に暗灰色塊状砂質泥岩、砂岩及び暗灰色塊状砂質泥岩からなり、今井層を不整合で覆う。根知層は、主に暗灰色塊状砂質泥岩、明灰

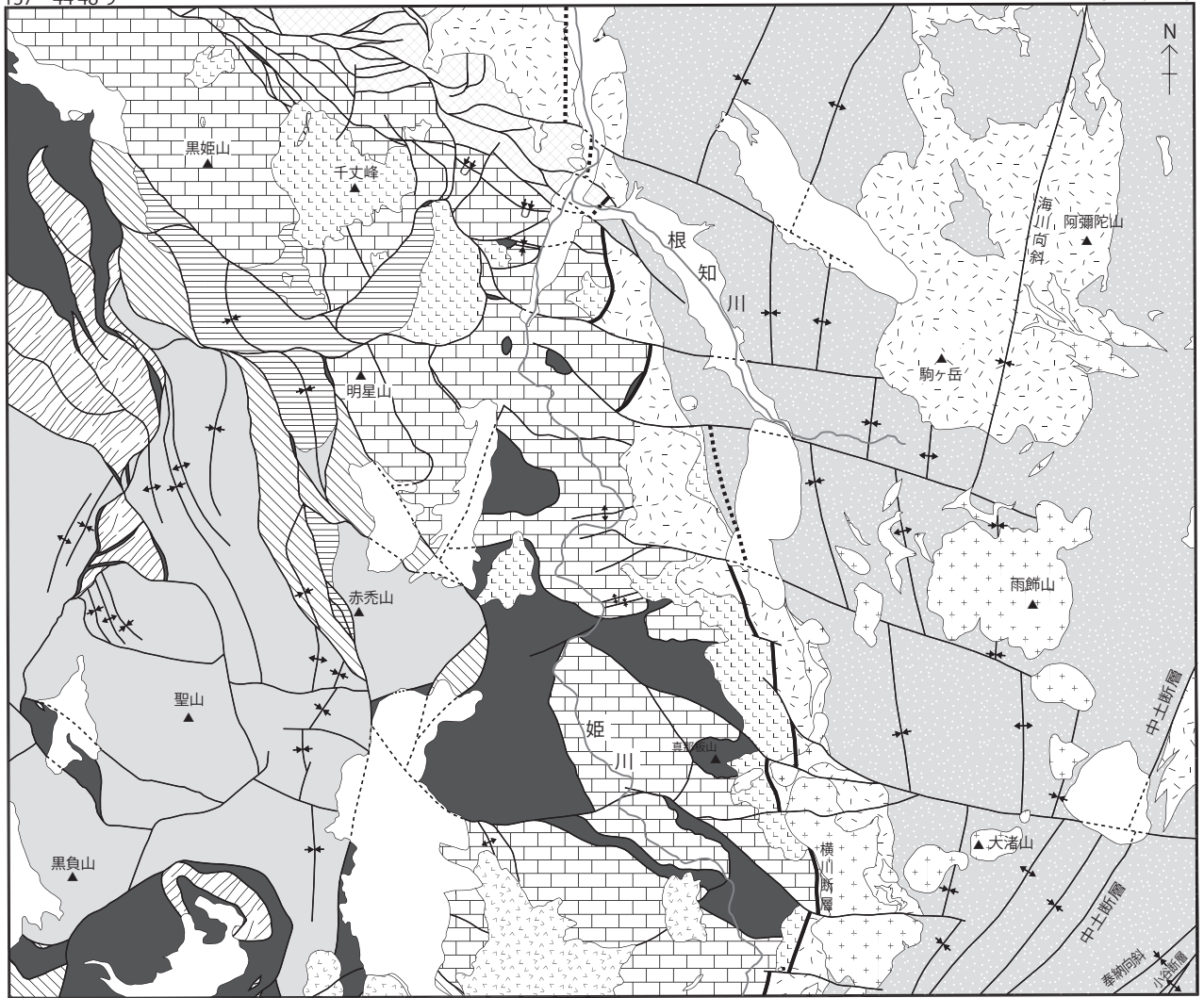


第2.1図 小滝図幅地域の地質総括図

各地層の横方向の配列は、実際の地質の配列を反映していない。また、各層の整合及び不整合関係は図示していない。年代値は Gradstein *et al.* (2004) に従った。C.: コンプレックス。ニゴリ川凝灰岩部層は、名称から「凝灰岩」を省略して図示した。

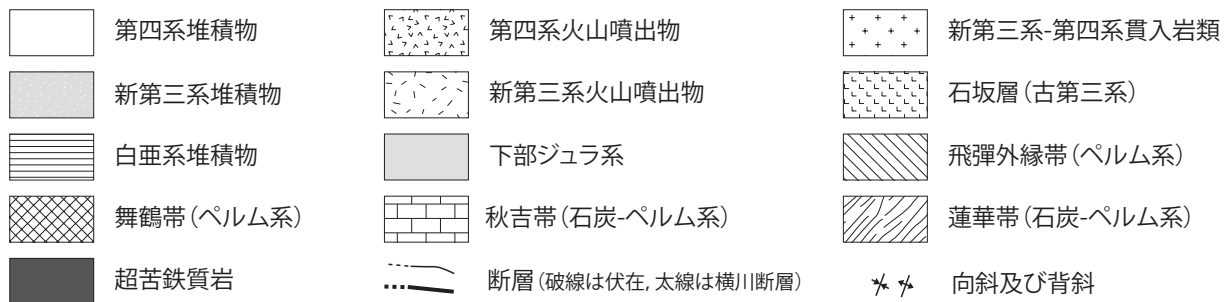
137° 44'48"9

137° 59'48"8
37° 0'11"0



5 km

36° 50'11"0
137° 59'48"8

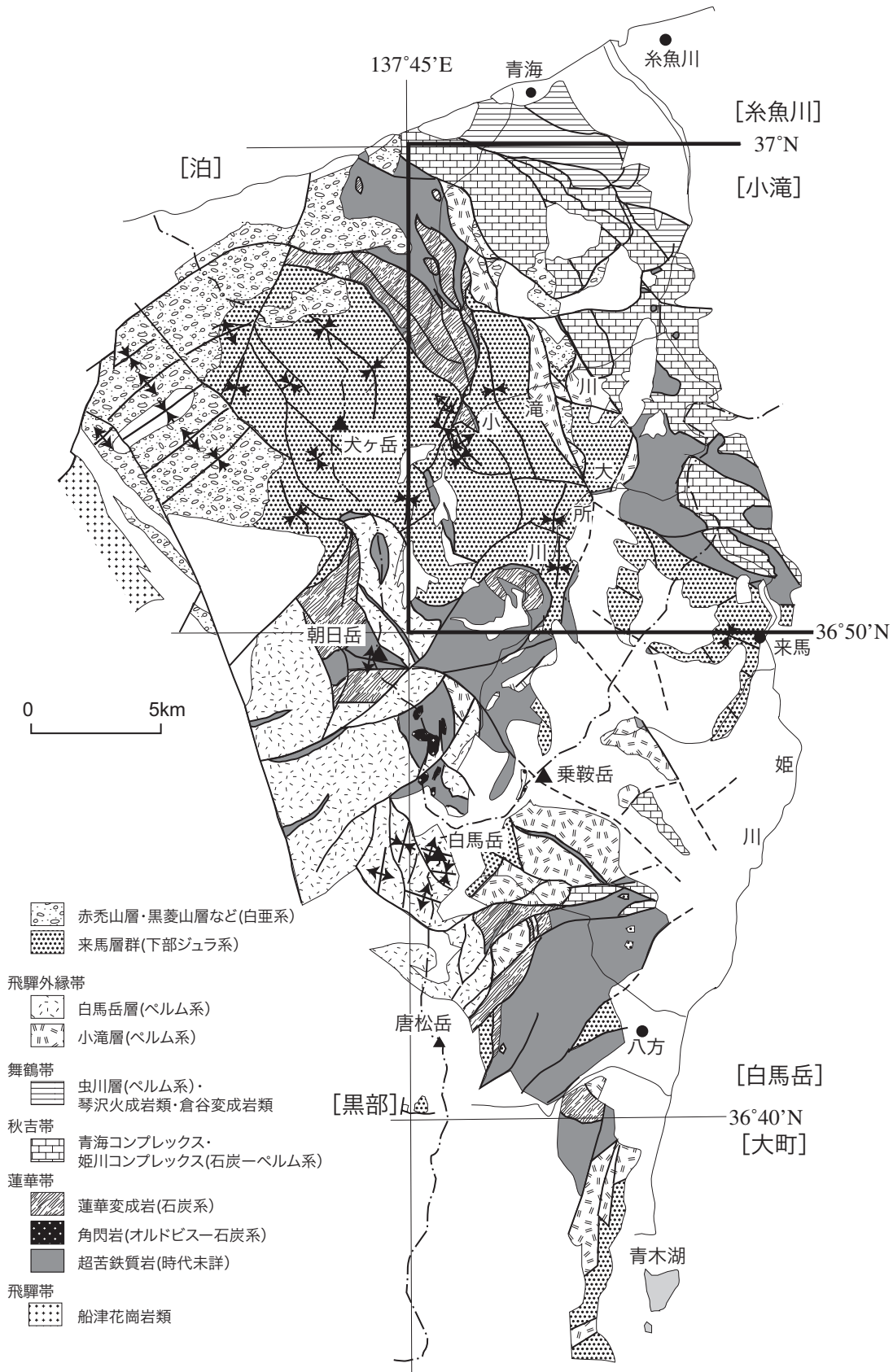


第 2. 2 図 小滝図幅地域の地質概略図

本図の範囲は5万分の1小滝図幅地域と同じである。

色-暗灰色砂岩からなり、仙翁沢層を整合で覆い、上部にニゴリ川凝灰岩部層を挟む。ニゴリ川凝灰岩部層は軽石凝灰岩からなる。海川層は、安山岩-玄武岩溶岩及び火山碎屑岩、流紋岩-デイサイト質溶岩及び軽石質火山

碎屑岩からなり、根知層を一部不整合で覆う。谷根層は、明灰色塊状砂質泥岩及び泥質砂岩からなり、海川層をオーバーラップする。跡杉山層は、流紋岩溶結火山礫凝灰岩からなり、小規模な分布を示し、石坂層を不整合で覆



第 2.3 図 小滝幅及びその周辺地域の中-古生界地質概略図
経緯度の数値は日本測地系による。

う。

中土断層と小谷断層の間の地域は、下位より小谷温泉層、天狗原山層、長崎層、六合層、奉納層、曲師谷層に区分される。これらの地層は、奉納向斜によって分布を規制される。小谷温泉層は、黒色-暗灰色泥岩からなる。天狗原山層は、安山岩-玄武岩火山砕屑岩及び溶岩からなる。長崎層は、暗灰色砂質泥岩及び暗灰色砂岩からなる。六合層は、暗灰色砂質泥岩からなり、砂岩を伴う。奉納層は、礫岩及び砂岩からなる。曲師谷層は、暗灰色砂質な泥岩砂岩からなる。小谷温泉層と天狗原山層は指交関係にあり、その他の各層は整合関係にある。

小谷断層以南の地域には、泥質細粒砂岩からなる柳沢層が分布する。柳沢層はヒド沢背斜に分布を規制される。

2. 4 第四系火山噴出物

白馬大池火山噴出物は更新世に活動した白馬大池火山の噴出物であり、本地域の南西部に分布する。白馬大池火山は旧期噴出物と新期噴出物に大別される。前者は80-50万年前の噴出物、後者は20万年前よりも新しい時代の噴出物である。これらの噴出物は、安山岩及びデイサイトである。白馬大池火山旧期噴出物は下位より稗田山下部溶岩、稗田山上部溶岩、乗鞍沢溶岩、蒲原山溶岩に区分される。旧期噴出物は、山体の開析が著しく、噴出中心は不明である。白馬大池火山新期噴出物は乗鞍岳溶岩、箆岳溶岩、風吹岳溶岩、風吹岳火砕流堆積物に区

分される。新期噴出物の噴出中心は白馬岳図幅地域の白馬乗鞍岳付近及び風吹岳付近の2ヶ所である。白馬大池火山噴出物のうち本地域に分布するものは、旧期噴出物の乗鞍沢溶岩及び蒲原山溶岩、新期噴出物の箆岳溶岩及び風吹岳火砕流堆積物である。

2. 5 第四系堆積物

更新世から完新世の堆積物（白馬大池火山噴出物は除く）は、段丘堆積物、氷河堆積物、地すべり堆積物、崩壊堆積物、堰き止め湖堆積物、崖錐堆積物、湿原堆積物、沖積錐堆積物及び現河床堆積物からなる。段丘堆積物は、高位、中位、低位及び未区分段丘堆積物に区分され、主に姫川、根知川及び水保川に分布する。高位段丘堆積物は海洋酸素同位体比ステージ MIS 5e 以前、中位段丘堆積物は MIS 5e から 4、低位段丘堆積物は MIS 3以降に堆積したと推定される。崖錐堆積物は山地の急崖に沿っていたる所に堆積している。氷河堆積物は、本図幅地域の南西端部の大所川から五輪山、黒負山西方、中俣山付近に分布して、ティルからなり、5万年前以前に堆積したと推定される。地すべり堆積物及び崩壊堆積物は主に超苦鉄質岩や新第三系の泥質岩の分布域に発達する。地すべりに伴い、河川の堰き止めや窪地が生じて、堰き止め湖堆積物や湿原堆積物が堆積した。沖積錐堆積物は、小谷の出口付近に小規模に分布する。現河床堆積物は、現河川沿いに小規模に分布している。

第3章 蓮華帯構成岩類及び超苦鉄質岩

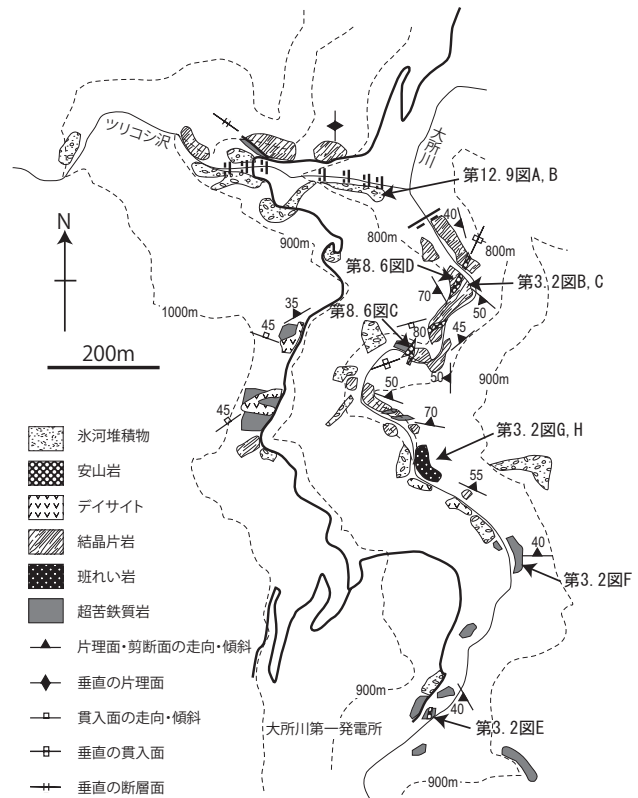
(竹内 誠)

3.1 研究史及び概要

青海川上流域と大所川上流域には約300Maの低温高圧型結晶片岩（蓮華帯変成岩類）、300Maより古い年代を示す角閃岩、ひすい輝石岩などが、蛇紋岩化した超苦鉄質岩中に岩塊として産する（第3.1図）。

青海川地域の結晶片岩について、Banno (1958) は Omi schist と呼び、泥質片岩の鉱物組み合わせから、緑泥石帯と黒雲母帯に変成分帯した。松本 (1980) は蛇紋岩中に結晶片岩のほか、変斑れい岩、ざくろ石角閃岩、ひすい輝石岩、曹長石岩、ロジン岩等の岩塊を見だし、蛇紋岩メランジュとした。結晶片岩の年代は約300Maを示し (Shibata and Nozawa, 1968 ; 梶原ほか, 2004)、西南日本の中国地方の300Ma変成岩に対比されている (Nishimura, 1990)。辻森ほか (2000) は泊岡幅地域の湯ノ谷からエクログナイト質藍閃石片岩を見出した。これらのフェンジャイトのK-Ar年代及びAr-Ar年代は約340Maである (辻森ほか, 2001a)。また辻森 (2004) は蛇紋岩メランジュを構成する超苦鉄質岩中のクロムスピネルの化学組成を詳細に検討し、これらは沈み込み帯のマントルかんらん岩を起源とした低-中程度の温度の変成かんらん岩が、より低温で蛇紋岩化したものと考えた。

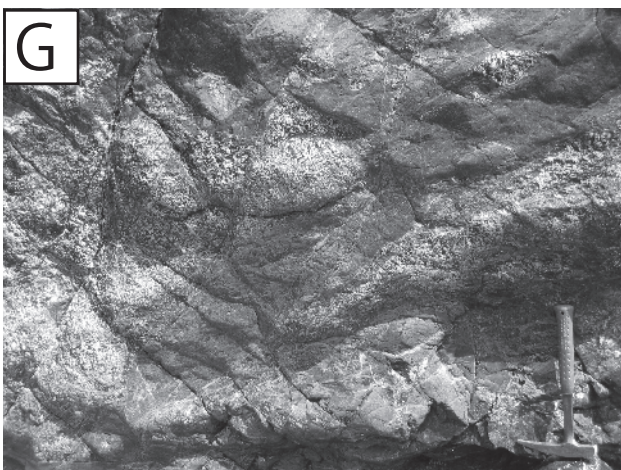
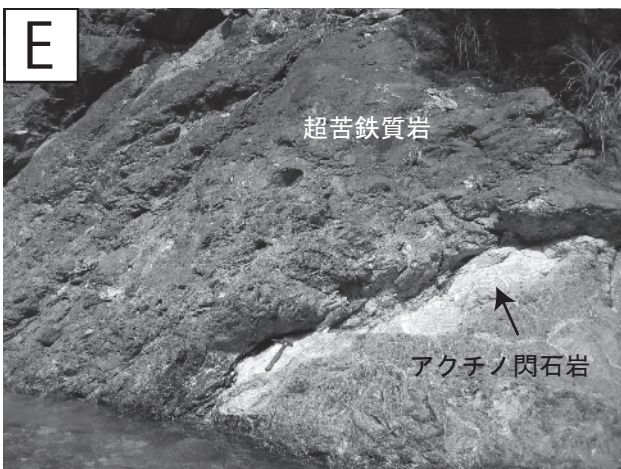
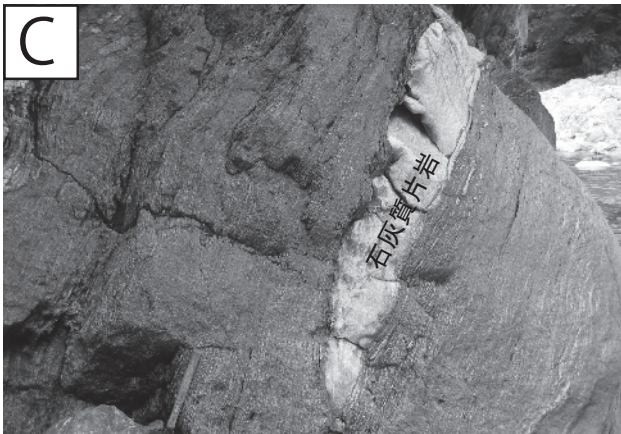
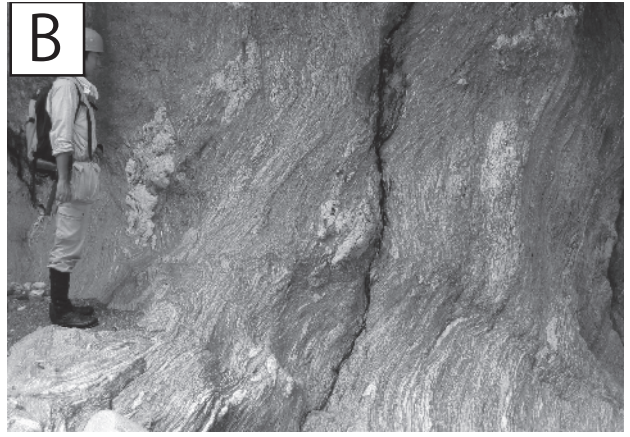
一方、大所川地域でも蛇紋岩中に結晶片岩、ざくろ石角閃岩、ロジン岩、曹長岩などがブロックとして含まれ、これらは蛇紋岩メランジュとみなされた (中水ほか, 1989)。



第3.1図 大所川上流付近の蓮華帯変成岩類の産状を示すルートマップ

第3.2図 超苦鉄質岩、角閃岩及び蓮華帯変成岩類の岩相

- A : 角閃岩。鉱物の定向配列がみられる。金山谷と青海川の出合。
- B : 強い剪断変形を被り面構造の発達した結晶片岩。大所川第一発電所下流。露頭位置は第3.1図参照。
- C : 苦鉄質片岩中にレンズ状に産する石灰質片岩。大所川第一発電所下流。露頭位置は第3.1図参照。
- D : ざくろ石角閃石片岩。径1-2cmのざくろ石を含む。脆性破壊を被りカタクレーサイト化した部分がみられる。金山谷と青海川の出合の下流。
- E : 超苦鉄質岩中にレンズ状に産するアクチノ閃石岩。大所川第一発電所下流。露頭位置は第3.1図参照。
- F : 脆性剪断変形を受けた超苦鉄質岩。大所川第一発電所下流。露頭位置は第3.1図参照。
- G : カタクレーサイト化を受けた角閃石斑れい岩。大所川第一発電所下流。露頭位置は第3.1図参照。
- H : 同上カタクレーサイト化した部分の拡大。1cm程度の角礫と細粒破砕部が固結している。Gと同じ場所。



ひすい輝石は、小滝地域では河野（1939）によって初めて報告され、青海地域では茅原（1958）により報告された。それぞれ、1954年と1956年に国の重要文化財に指定されている。ひすい輝石岩はその内部構造によって3つのタイプに区分されている（茅原，1989）。

3. 2 超苦鉄質岩 (U)

分布 比較的大きな分布域として、姫川沿い、青海川中流域、大所川上流域があり、断層沿いの狭長な分布としてヨシオ山付近ヨシオ沢やオソロ沢付近、小滝川東俣沢、土倉沢、明星山西側、青海石灰岩東側、虫川不動滝上流、菅沼などがある。

産状及び岩相 姫川流域では、秋吉帯姫川コンプレックスの構造的上位に衝上断層で重なるナップを形成している。南側で来馬層群と断層で接する。超苦鉄質岩は、レリック鉱物を含む蛇紋岩、接触変成を受けた超苦鉄質岩ホルンフェルス、変成かんらん岩が分布する（町・石渡，2007）。この蛇紋岩中には外来岩塊はきわめて少ない。レリック鉱物を含む蛇紋岩は、マントルハルツバージャイト/レーブルライトとダナイトで、大江山オフィオライト（Kurokawa, 1985）に特徴的なぜん虫状クロムスピネルを伴っている（町・石渡，2007）。姫川流域の岩体は東部ほど高温の接触変成作用を受けているとされている（町・石渡，2006）。

青海川流域では、蓮華変成岩類、角閃岩岩塊を含み、岩塊の間に狭長に産する部分もある。剪断変形を強く被り、レンズ状部と剪断面が発達した部分からなる超苦鉄質岩となっている。

大所川上流部では、超苦鉄質岩中に蓮華変成岩類、アクチノ閃石岩、斑れい岩、珪長質凝灰角礫岩を岩塊として含む蛇紋岩メランジュとなっている（第3.1図）。この地域の超苦鉄質岩は大部分が剪断変形を被っている（第3.2図F）。剪断変形により、かんらん石はレンズ状になり、剪断された部分は蛇紋岩化している（第3.3図）。珪長質凝灰角礫岩は飛騨外縁帯の白馬岳層や小滝層に由来すると考えられる。斑れい岩はカタクレーサイト化を受けている（第3.2図G, H）。このような斑れい岩は、白馬岳図幅地域の白馬岳層に貫入するものが報告されている（中野ほか，2002；竹内ほか，2004）。従って、本地域の斑れい岩岩塊は、これらの一部が断層運動に伴って蛇紋岩中に取り込まれたものと考えられる。

超苦鉄質岩は大規模にナップとして分布するもののほかに、高角度断層系の活動に伴い、断層沿いに蛇紋岩が挟み込まれて産するものもある。

年代及び対比 超苦鉄質岩自体からの年代値の報告はなく、時代未詳である。クロムスピネルの形態的特徴及び約300Maの高圧型結晶片岩を伴うことから、超苦鉄質岩は大江山オフィオライトに対比される。

3. 3 ひすい輝石岩

分布 姫川と横川出合付近、大所川下流域、青海川橋立、青海川金山谷、アブキ谷、明星山西方、土倉沢、ヨシオ沢、小滝夏中など（茅原，1989）。

産状 ひすい輝石岩は蛇紋岩に伴って産するとされているが（茅原，1989）、蛇紋岩中に取り込まれて産する露頭は確認できなかった。小滝川硬玉産地（通称、ヒスイ峡）や青海川橋立の硬玉産地にひすい輝石岩の巨岩転石がある（第3.4図）。明星山西側の崖錘帯の中にも岩塊として含まれる（茅原，1989）。ひすい輝石岩は面的な広がりをもって分布しないので、地質図では代表的産地を記号（Jd）で示した。

岩相 岩相の記載は茅原（1989）などに詳しい。ここでは青海川橋立と小滝川の硬玉産地のものについて茅原（1989）に基づいて記載する。

小滝川には、ひすい輝石岩、ひすい輝石-アルビタイト岩、アルビタイトの巨岩が存在している。ひすい輝石-アルビタイト岩は最大長径12mに達する。ひすい輝石岩は同心円構造を示し、内核部から周縁部に向かって、アルビタイト、白色ひすい輝石、緑色ひすい輝石、ソーダに富む角閃石帯、蛇紋岩となっている。橋立では、ひすい輝石岩、ラベンダーひすい輝石岩が転石として存在する。ひすい輝石岩は縞状構造が顕著で、白色で緻密なひすい輝石岩中に厚さ5-10cmの淡緑色のひすい輝石岩やラベンダー色のひすい輝石岩が縞をなしている。また下流川には大部分がラベンダー色を呈する輝石岩が存在する。

年代 ひすい輝石岩は蛇紋岩中の約300Maの高圧型結晶片岩に付随して産するが、ひすい輝石岩そのものから年代は得られていない。

3. 4 角閃岩 (Oa)

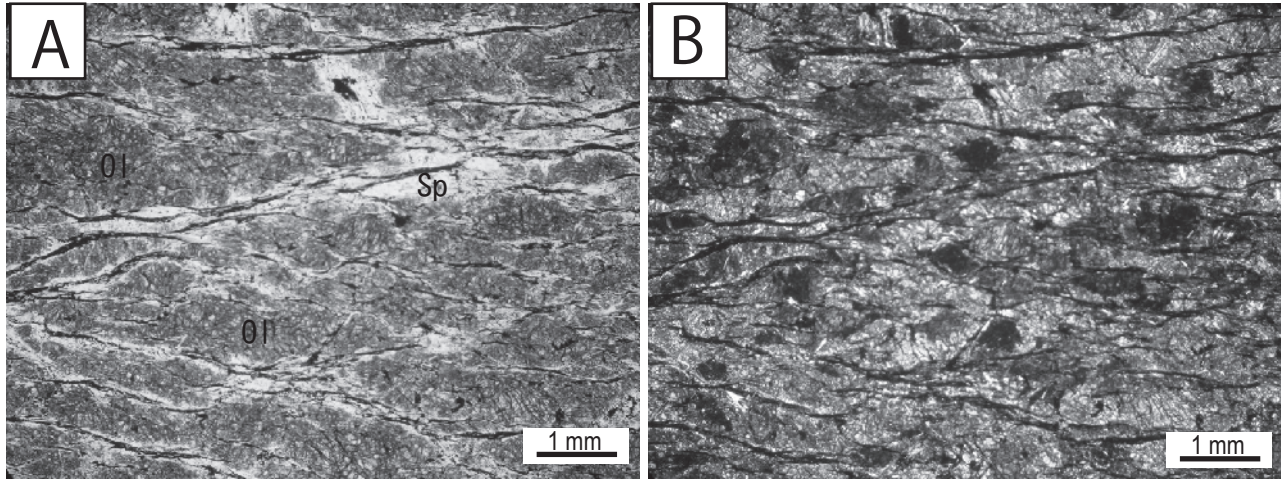
分布 清水倉、金山谷と青海川の出会い。

産状 蛇紋岩中に長径500mの岩体として産する。

岩相 角閃岩は、普通角閃石、ゾイサイト又はクリノゾイサイトからなり、アルバイトを少量伴う（第3.2図A, 第3.5図A, B）。普通角閃石の定向配列が認められ、弱い面構造がある。清水倉の角閃岩中の普通角閃石は柱状結晶であるが、ゾイサイトやクリノゾイサイトは角閃石より微粒の丸みを帯びた結晶の集合体となっている。

金山谷と青海川の出会い付近の岩体は、普通角閃石、ゾイサイト、アルバイトからなり、面構造を呈する。この岩体の周縁部の金山谷と青海川の出会いではアクチノ閃石岩が分布し、淡緑色の針状結晶の集合体となっている。アクチノ閃石岩は大所川第一発電所付近の蛇紋岩中にも長径約1mの岩塊として産する（第3.2図E）。

年代 大所川流域の蛇紋岩メランジュ中の角閃岩の普通



第3.3図 剪断を受けた超苦鉄質岩の薄片の偏光顕微鏡写真

A: 脆性変形を被ったかんらん石 (Ol) と剪断面に沿って蛇紋岩化 (Sp) している部分からなる。蛇紋岩化した部分にはトレモラ閃石が形成している。単ポーラー。第3.2図Fの超苦鉄質岩。大所川第一発電所下流。

B: 同上。直交ポーラー。



第3.4図 小滝川硬玉産地 (ヒスイ峡) のひすい輝石を含む転石群

角閃石から K-Ar 年代 $370 \pm 12 \text{ Ma}$ が報告されている (柴田, 1981)。また青海地域の清水倉の南方の変斑れい岩 (角閃岩) から $336 \pm 13 \text{ Ma}$ の普通角閃石 K-Ar 年代 (柴田, 1981) が、さらにその西方の泊図幅地域の河床のざくろ石角閃岩の転石から 442 Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (松本ほか, 1981) が報告されている。

3.5 蓮華変成岩類 (Oc, Ob)

分布 橋立付近からアイサワ谷, アブキ谷, ヨシオ山付近, ヨシオ沢, オソロ沢, ツリコシ沢, 大所川上流。

産状 結晶片岩は蛇紋岩中に長径 10 km 程度のレンズ状岩体として産する (第3.1図)。

岩相 結晶片岩は泥質片岩, 苦鉄質片岩からなり, 珪質片岩, 石灰質片岩を伴う (第3.2図 B, C)。変成鉱

物組み合わせより, 黒雲母帯と緑泥石帯に分帯される (Banno, 1958)。

黒雲母帯では, 苦鉄質片岩は, 角閃石片岩として産し, 普通角閃石, アルバイト, 緑れん石, チタン石からなり, ざくろ石や黒雲母を含む場合がある (第3.5図 C, D)。普通角閃石は青緑色, 緑褐色, 黄色の軸色を呈する。角閃石は結晶の伸長方向に垂直に破断面がみられる。ざくろ石は自形の斑状変晶である場合が多く, 微粒の鉱物による内部面構造を示す包有物が認められる。内部面構造は岩石全体の片理面とは不連続に斜交する。泥質片岩はざくろ石, 白雲母, アルバイト, 石英からなり, 黒雲母, 緑泥石, 方解石, 燐灰石, 炭質物などを含む。黒雲母は緑泥石化している場合がある。ざくろ石は自形ないし半自形をなし, 包有物が認められる。ざくろ石はしばしば割れ目が発達している。

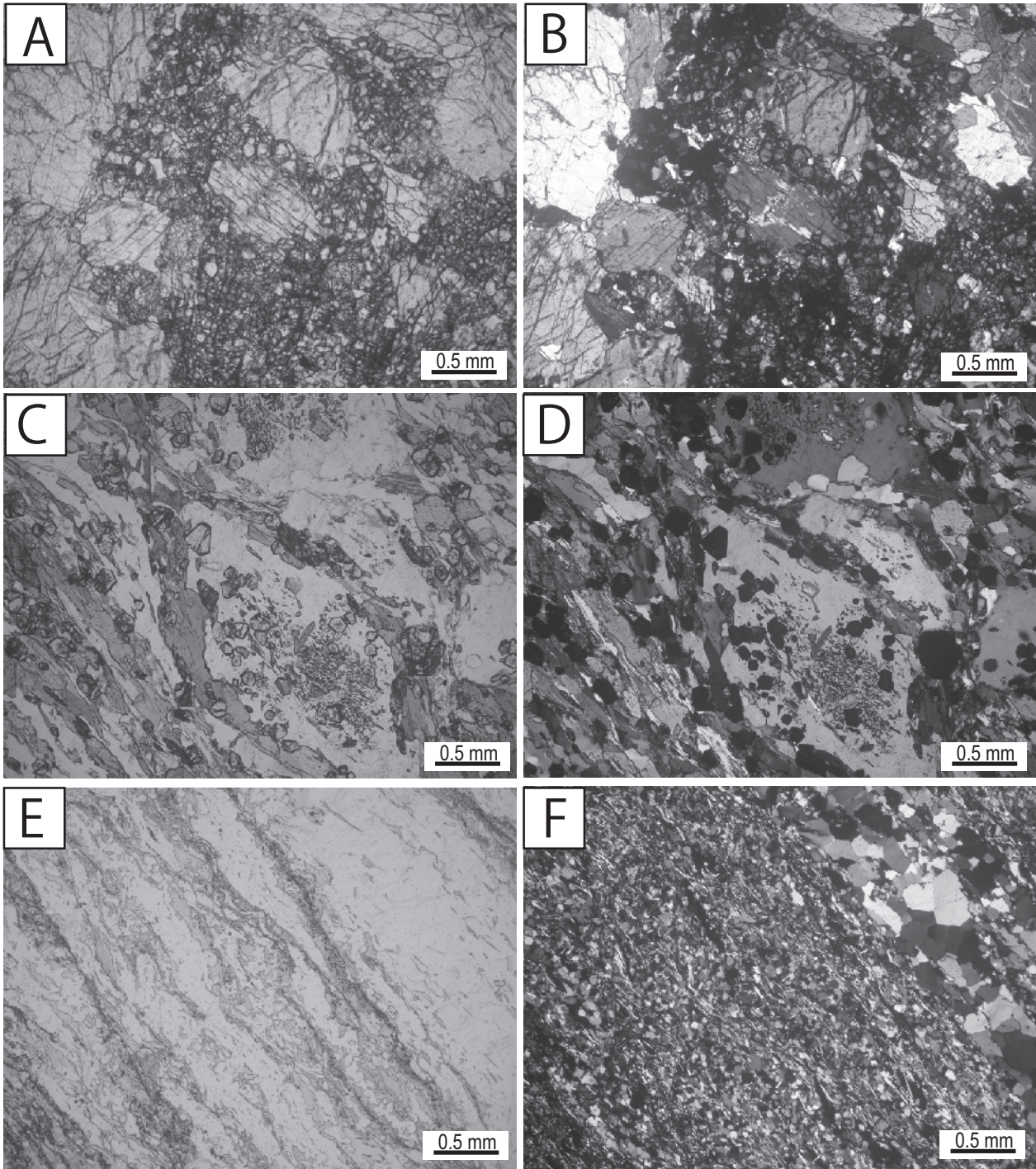
緑泥石帯では, 苦鉄質片岩は緑色から淡緑色を呈し, 主として緑泥石, アクチノ閃石, 緑れん石, アルバイト, 石英からなり, 泥質片岩は黒色を呈し, 主として白雲母, 緑泥石, アルバイト, 石英からなる (第3.5図 E, F)。

これらの変成岩はカタクレーサイト化した部分がみられる (第3.2図 D)。また褶曲などの変形も著しい (竹之内, 2000; 辻森ほか, 2001b)。

年代 青海川地域の泥質片岩の白雲母 K-Ar 年代は約 309 Ma (Shibata and Nozawa, 1968) が報告されている。近年, 棚座ほか (2004) は青海川沿いの結晶片岩から多くのフェンジャイト K-Ar 年代を報告した。それによると, 黒雲母帯からは $285.0 \pm 5.9 \text{ Ma}$ から $338.8 \pm 6.9 \text{ Ma}$, 緑泥石帯からは $262.2 \pm 5.5 \text{ Ma}$ から $311.8 \pm 6.5 \text{ Ma}$ を報告している。またアイサワ谷からは $338.0 \pm 6.9 \text{ Ma}$ の値が, 泊図幅地域の金山谷からは 303.1 ± 6.2 から $380.9 \pm 7.7 \text{ Ma}$ が報告されている。泊図幅地域の湯ノ谷にはエ

クロジャイト質藍閃石片岩が分布し（辻森ほか，2000），
これらのフェンジャイトの K-Ar 年代及び Ar-Ar 年代は

約 340 Ma である（辻森ほか，2001 a）.



第 3.5 図 角閃岩及び蓮華変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真

A：角閃岩．1mm 程度の普通角閃石と微粒のゾイサイトからなる．単ポーラー．清水倉．

B：同上．直交ポーラー．

C：黒雲母帯の角閃石片岩．ざくろ石，普通角閃石，黒雲母，アルバイトなどからなる．アルバイトは斑状変晶をなす．単ポーラー．青海川．

D：同上．直交ポーラー．

E：緑泥石帯の結晶片岩．白雲母，緑泥石，石英，アルバイトなどからなる．単ポーラー．青海川．

F：同上．直交ポーラー．

第4章 秋吉帯

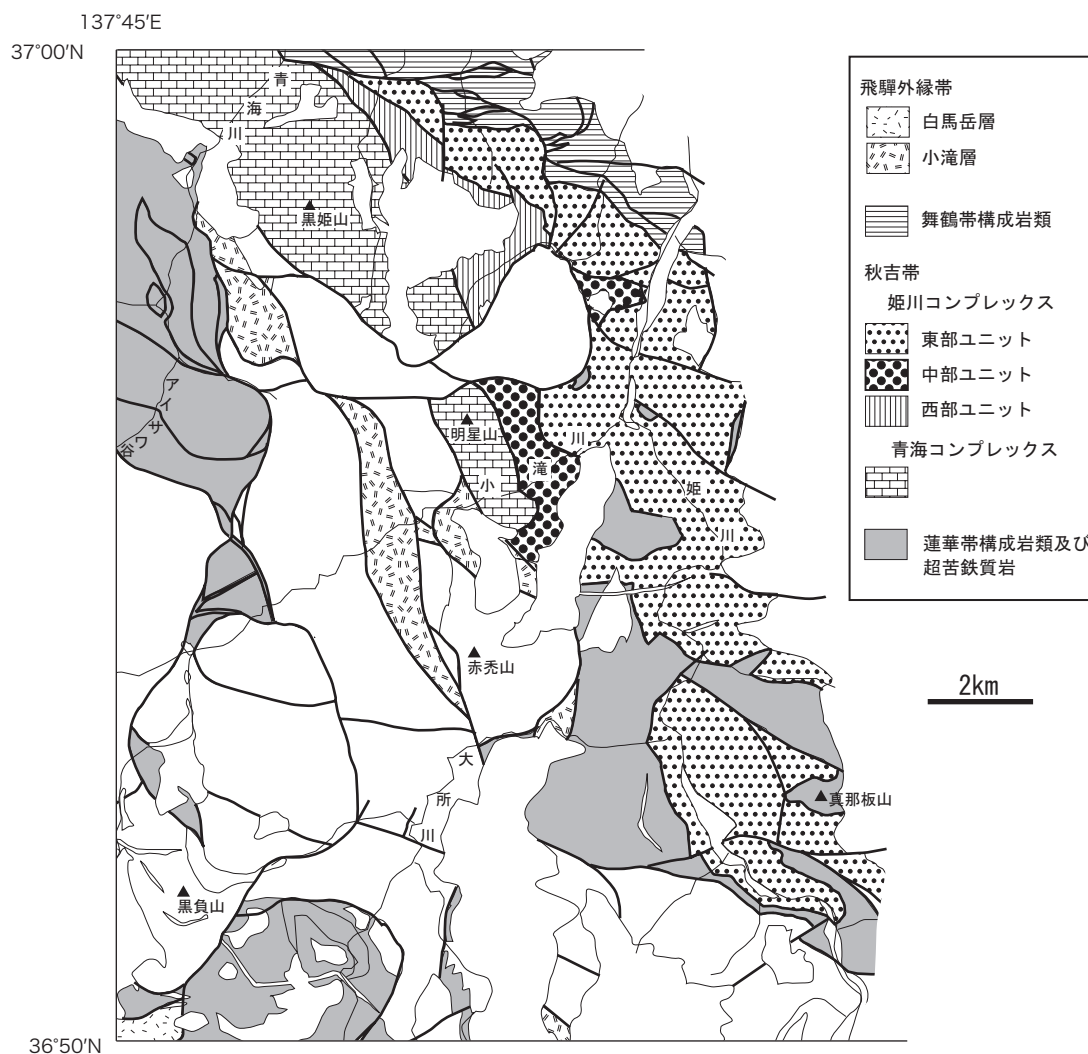
(竹内 誠・中澤 努)

4. 1 研究史及び概要

本地域の秋吉帯構成岩類は石炭-ペルム系青海石灰岩と玄武岩類からなる青海コンプレックスとチャート-砕屑岩の海洋プレート層序をもつ姫川コンプレックスからなる。青海コンプレックスは姫川コンプレックスと衝上断層で接し、構造的上位に位置する。姫川コンプレックスは層序と地質構造より3つのユニットに区分され、西部ユニット、中部ユニット、東部ユニットとする(第4.1図)。

青海石灰岩を題材とした研究は、わが国における後期古生代石灰岩の先駆的な研究でもある早坂(1918)以降

極めて多く、内容も多岐にわたる。青海石灰岩の層序あるいは一般的な地質について扱ったものとしては、早坂(1918, 1921), Hayasaka (1922, 1924), 小沢(1925), 加藤・飯坂(1934), 菌部(1936), 石井(1937), 藤本・河田(1951), 河田(1954a, b, c, 1955), 藤田(1958), 坂上(1962), 長谷川(1985, 1993), 長谷川・後藤(1990), 長谷川ほか(1969, 1982, 2001), 吉田ほか(1984), 田沢ほか(2002)などがあり、これらの研究により青海石灰岩内部の大局的な地質構造が明らかにされた。また、青海石灰岩からは化石が豊富に産出することから、有孔虫類(Igo, 1960; Watanabe, 1973; Kobayashi, 1988; Ueno and Nakazawa, 1993), コノド



第4.1図 古生界の分布及び姫川コンプレックスのユニット区分

ント (Igo and Koike, 1964; Watanabe, 1975; 水野・中澤, 1993; 磯村, 1995, 1996), サンゴ (Rowett and Minato, 1968; Yoshida *et al.*, 1987; Yoshida and Okimura, 1992; Niko and Hasegawa, 2000; Niikawa, 2001), 頭足類 (加藤・中村, 1962; Niko, 2001, 2002), 腕足類 (早坂, 1918; 田沢ほか, 1983; Tazawa *et al.*, 2004), コケムシ (Sakagami, 1962, 1963), コニユラリア (牧口, 1993) など, 古くから多岐にわたる分類群の古生物学的研究が行われている。一方, 堆積学的研究が行われるようになったのは比較的最近になってからであり, 狩野・吉田 (1994), 中澤 (1997, 1998, 1999, 2001), Nakazawa (2001), 早川ほか (2008) による詳細な微岩相解析により礁の発達過程などが明らかにされてきた。

青海石灰岩周辺の堆積岩類については, 田沢ほか (1984) が泥質岩や珪質頁岩より放射虫化石を報告し, 石灰岩以外で中部ペルム系が存在することをはじめ明らかにした。その後, 宇次原 (1985) は岩相に基づき, 青海地域の堆積岩類を西側から小滝オリストストローム層, 石灰岩体及び東側のオリストストローム層, 姫川層群, 虫川層に区分し, 虫川層からはじめて中期ペルム紀放射虫を報告した。また宇次原 (1985) は姫川層群を, 塊状砂岩を主とする下部層, 下位より砂岩, オリストストローム層, 砂岩泥岩互層, チャート層が重なる中部層, 下位より砂岩, チャート, 珪質頁岩, オリストストローム層, 珪質頁岩, 砂岩泥岩互層, 塊状砂岩と重なる上部層に区分した。河合・竹内 (2001) は宇次原 (1985) の姫川層群中-上部をペルム系のチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返し分布するものと考え, 姫川層群中-上部を姫川コンプレックスと呼び, 姫川層群下部については中-上部と岩相及び地質構造に相違があるので菅沼コンプレックスと呼んで, 中-上部層と区別した。また河合・竹内 (2001) は姫川層群中-上部及び虫川層の数地点から中期ペルム紀放射虫化石を報告した。田沢ほか (2002) は菅沼コンプレックスを姫川コンプレックスに含めている。Takeuchi *et al.* (2008) は, 姫川層群中-下部層が向斜構造をなすと考え, 姫川コンプレックスとした。

青海地域の古生界のうち, 青海石灰岩は西南日本内帯秋吉帯の秋吉石灰岩や帝積石灰岩に対比され (長谷川ほか, 1969, 2001), 姫川コンプレックスは秋吉帯の碎屑岩相 (例えば芳井層群や錦層群) に対比されている (宇次原, 1985; 河合・竹内, 2001)。

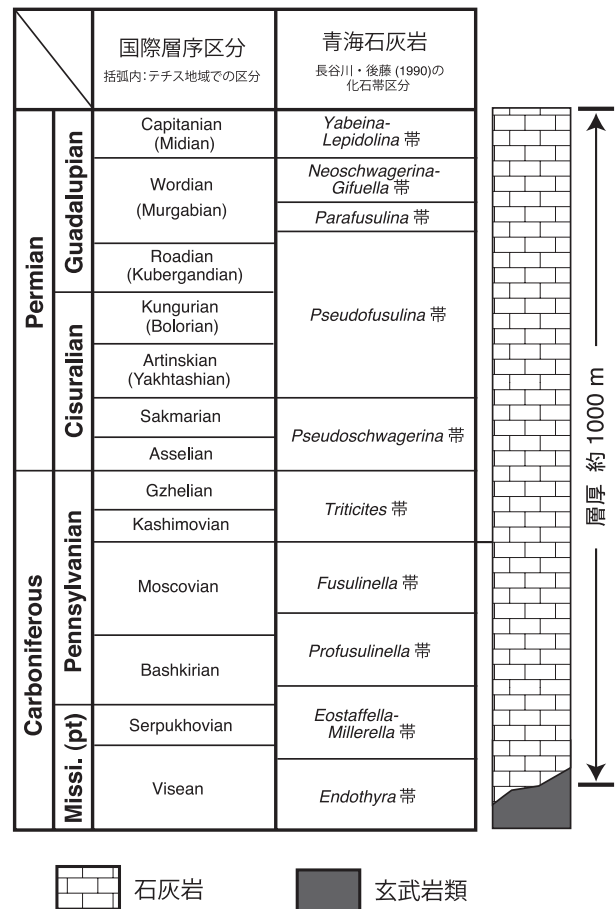
4. 2 青海コンプレックス (L, Lb)

地層名及び定義 青海コンプレックスの構成岩類のうち, 石灰岩に対しては早坂 (1921) が青海石灰岩との名称を与えた。その後, 青海地区の石灰岩を青海石灰岩と呼び, 被覆層の分布により離れて露出する明星山付近の石灰岩体を明星石灰岩と呼んで区別することもあった

が (加藤・飯坂, 1934; 河田, 1954c), 両者は年代及び岩相から本来一連と考えられることから (長谷川ほか, 1969など), 本稿では, 板ヶ峰から, 黒姫山, 明星山, 清水山に至る石灰岩体全体を青海石灰岩と呼ぶ。なお, 長谷川ほか (1969) などは, この地域の石灰岩体を下位の玄武岩類と合わせて青海石灰岩層群と命名したが, 層群を構成する層が定義されていないこと, そして岩相名+層群との表記が地層命名規約 (日本地質学会, 2000) に反することから, ここでは石灰岩体に対してのみ青海石灰岩との名称を与え, 青海石灰岩下位の玄武岩類を含めて青海コンプレックスとする。

層序及び地質構造 石灰岩体は周囲の岩相と断層で接した孤立した岩体であるが, 下位に相当する玄武岩類とは一部漸移関係にある。石灰岩は層厚約1,000m (長谷川・小松, 1988) で, 堆積年代は前期石炭紀 (ミシシッピー亜紀) ビゼアン期 (Visean) から中期ペルム紀 (グアドルピアン世) ミディアン期 (Midian) にわたる (第4. 2図)。

青海石灰岩は多くの場合, 野外では塊状の灰-灰白色石灰岩にしか観察されないため, 野外での観察のみで層序を構築することはほとんど不可能である。これまで明らかにされてきた青海石灰岩の層序及び年代は主に

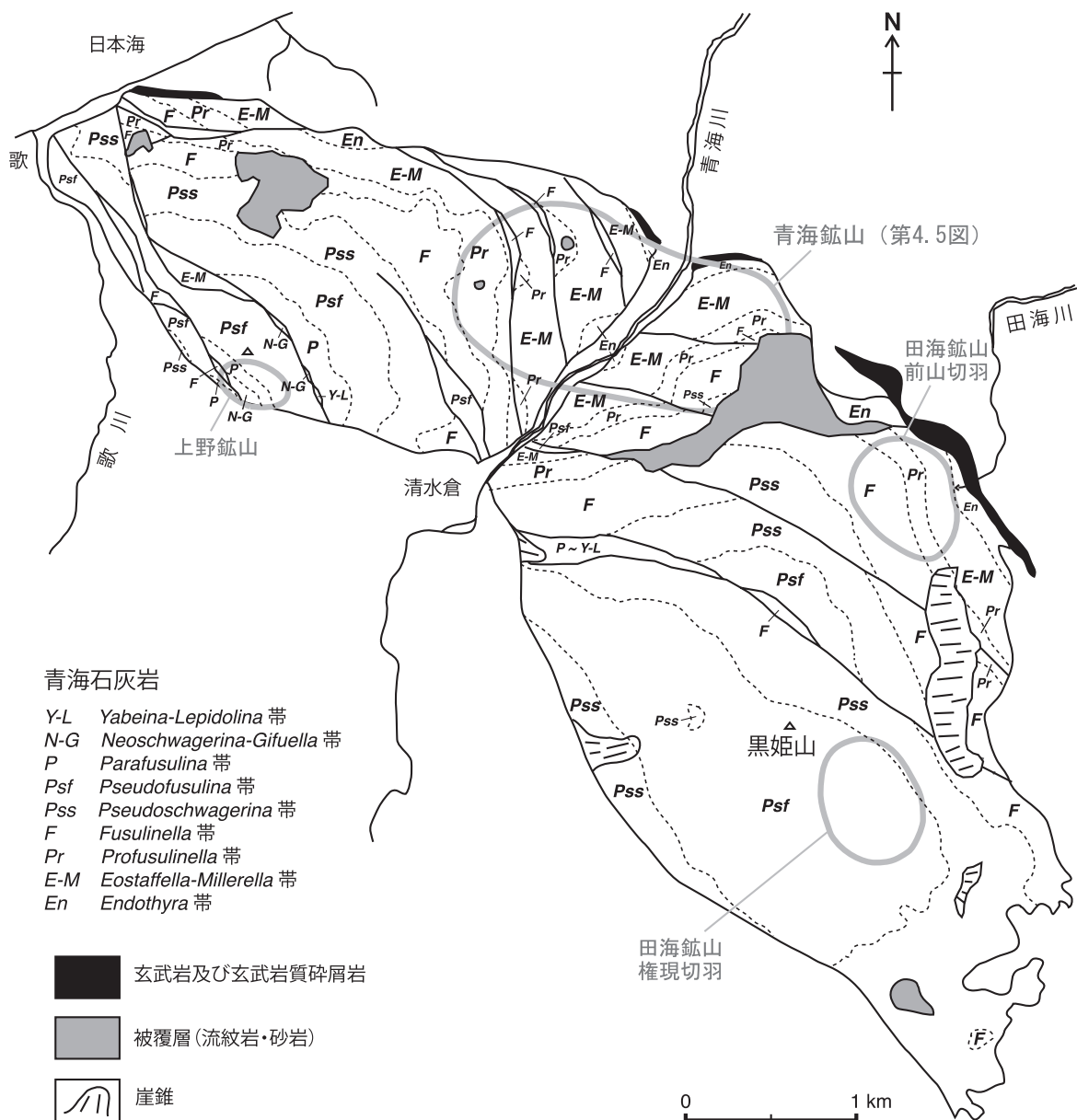


第4. 2図 青海石灰岩の層序
化石帯区分は長谷川・後藤 (1990) による。

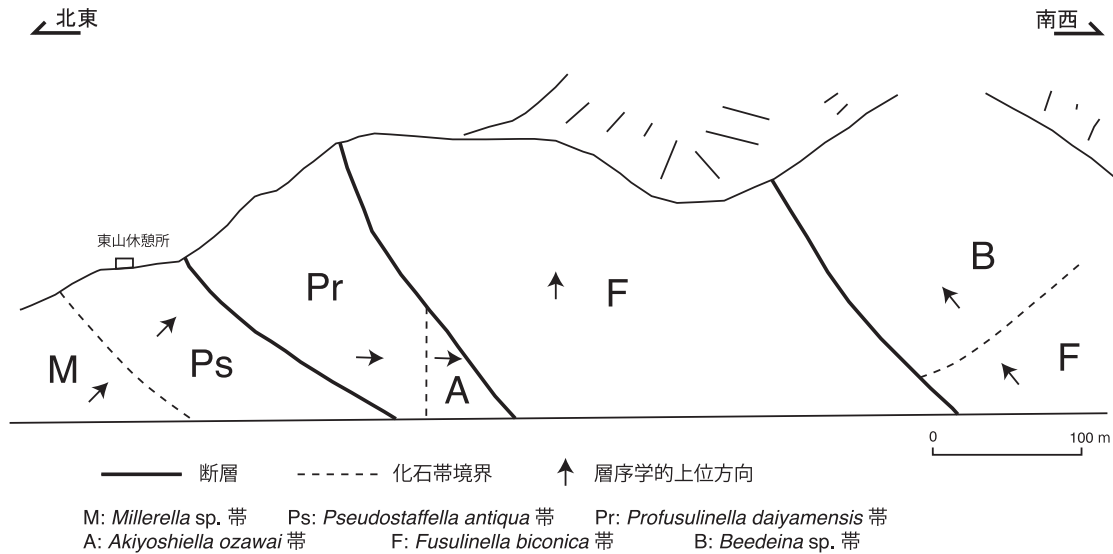
フズリナ類などの有孔虫類に基づいている。青海石灰岩から産出する有孔虫類を扱った研究は、Igo (1960), Watanabe (1973), Kobayashi (1988), Ueno and Nakazawa (1993) などがあるが、そのほかの青海石灰岩の地質構造、一般地質及び堆積環境に関する研究においても、有孔虫類の生層序を扱っているものが多い。このうち青海石灰岩を全域にわたり網羅的に扱っている長谷川・後藤 (1990) は、青海石灰岩を *Endothyra* 帯, *Eostaffella-Millerella* 帯, *Profusulinella* 帯, *Fusulinella* 帯, *Triticites* 帯, *Pseudoschwagerina* 帯, *Pseudofusulina* 帯, *Parafusulina* 帯, *Neoschwagerina-Gifuella* 帯, *Yabeina-Lepidolina* 帯の10化

石帯に分帯し、ビゼアン階からミディアン階に対比されるとした (第4.2図)。

長谷川・後藤 (1990) らは青海石灰岩の生層序分帯を基に岩体内部の地質構造を図示している (第4.3図)。それによると青海石灰岩は全体として南西傾斜で、北東部に石炭系が、南西部にペルム系が主に分布するとしている。長谷川らが示した化石帯の分布は石灰岩体内の大局的な地質構造を的確に示してはいるが、実際には小規模な断層が数多く存在し、地質構造はかなり複雑である。一例として、青海川沿いの青海鉱山 (第4.3図) の残壁に観察される石灰岩のフズリナ化石帯を第4.4図に



第4.3図 青海石灰岩の化石帯分布図
長谷川・後藤 (1990) をもとに作図。



第 4. 4 図 青海鈇山東山切羽残壁（法面）における化石帯分布
位置図は第 4. 5 図参照。化石帯区分は第 4. 6 図参照。

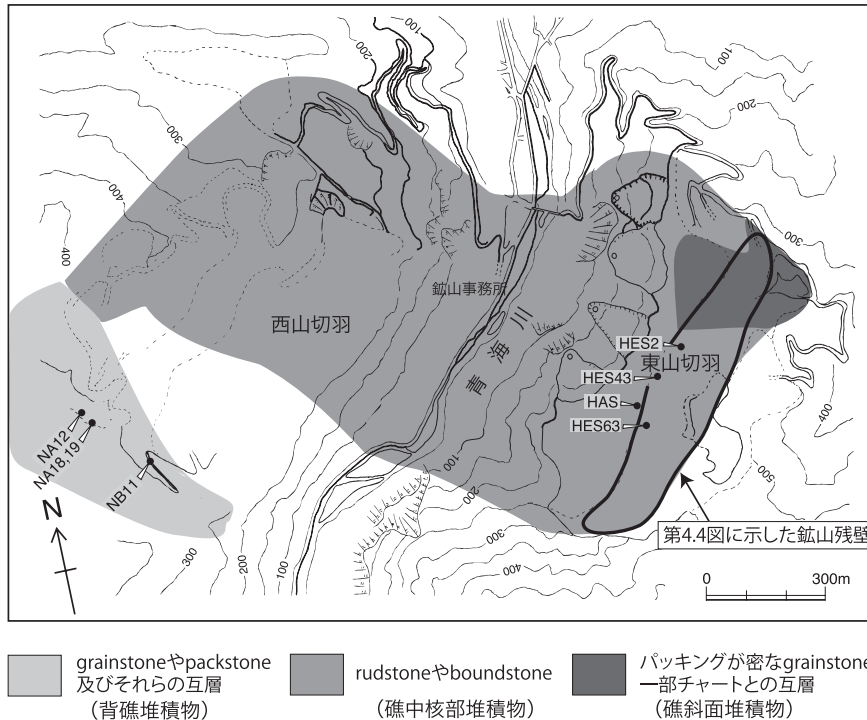
示す。ここでは断層が数多く存在し、断層に挟まれたそれぞれの石灰岩ブロックは、さまざまな方向を向いている。青海石灰岩は全域に渡ってこのような複雑な地質構造を呈している可能性があるが、このような詳細な地質構造を明らかにするためには有孔虫類の生層序に基づく極めて丹念な調査が必要であり、現状ではそのような調査は一部地域を除いてほとんど行われていない。

岩相 青海石灰岩は、野外では単調な塊状の灰色から灰白色を呈した石灰岩として観察される。しかし、岩石薄片で観察される微岩相は極めて多様である。これら石灰岩の微岩相の分布には地域的に、また層序学的に偏りがみられる（第 4. 5 図及び第 4. 6 図）。石灰岩体の北東端付近（田海鈇山前山切羽周辺：第 4. 3 図）には grainstone 及び grainstone と石灰質チャートの互層が分布する。そのやや南西（青海鈇山東山切羽から西山切羽北部周辺）には粒子間隙に方解石セメントが顕著に発達した粗粒な rudstone が分布し、多様な造礁生物群集からなる boundstone を伴う。そして、更に南西の石灰岩体の中央部から南西端にかけての広い範囲には淘汰のよい grainstone やミクライト基質を持つ packstone あるいはそれらの互層が分布している。一方、層序的な分布の偏りに注目すると、石炭系のビゼアン階からモスコビアン階（Moscovian）にかけては級化層理の発達する grainstone や粗粒な rudstone、boundstone が普通に観察されるが、モスコビアン階より上位ではそれらは稀にしかみられない。他方、淘汰のよい grainstone や packstone 及びそれらの互層はバシュキリアン階（Bashkirian）からその上位に多いのに対し、バシュキリアン階の下位では packstone などミクライト基質をもつ石灰岩は極

めて少ないという特徴がある（中澤，1997；Nakazawa，2001）。

石灰岩体北東縁の微岩相については狩野・吉田（1994）、中澤（1997）、Nakazawa（2001）に詳しい記載がある。それらによると、岩体北東縁の田海鈇山旧前山切羽から青海鈇山東山切羽北東部にかけてはビゼアン階からモスコビアン階が分布するが、そこでは級化層理の発達する grainstone が広く確認されている（第 4. 5 図及び第 4. 6 図）。級化層理を示すそれぞれの層は層厚 1-100 cm 程度で（第 4. 7 図 D）、海綿骨針を含むやや石灰質なチャートとしばしば互層する。また石灰岩も海綿骨針を含みやや珪質であることが多い。石灰岩は生物遺骸片やウーイドなどからなる淘汰のよい grainstone からなるが、多くの場合、粒子間隙が確認できないほどパッキングが密になっている（第 4. 7 図 A）。この石灰岩に含まれる生物遺骸片はウミニリやコケムシが多いのが特徴である。

青海川沿いの青海鈇山に分布する石灰岩に関しては中澤（1997）や Nakazawa（2001）に詳しい記載がある（第 4. 5 図及び第 4. 6 図）。それらによると、青海鈇山東山切羽主要部及び西山切羽北部にはビゼアン階からモスコビアン階が分布し、粒子間隙に方解石セメントが顕著に発達した粗粒な rudstone が主に分布する。この rudstone の構成粒子は intraclast やウミニリ、コケムシ、腕足類、四射サンゴ類などの生物遺骸片からなり、円磨度及び淘汰度は低いものが多い（第 4. 7 図 B, E）。粒子間隙には細粒のペロイドやミクライト基質を含むこともあるが、繊維状セメントが顕著に発達し埋めていることが多い。Rudstone に伴って、パッチ状に四射サンゴ類、ケーテーテス類、微生物による被覆など、多様



● 第4.7図及び第4.8図の試料採取位置

第4.5図 青海鉱山における石灰岩微岩相の分布
中澤・島内 (2006) を一部改変。

な造礁生物からなる boundstone もみうけられる (第4.7図 C, F). Nakazawa (2001) によれば, ビゼアン階からモスコビアン階には bryozoan-coral boundstone, coral-bryozoan-microbial boundstone, microbial boundstone, stromatolitic boundstone, coral-chaetetid boundstone, chaetetid boundstone, solenoporacean algal boundstone, phylloid algal boundstone が認められている (第4.6図).

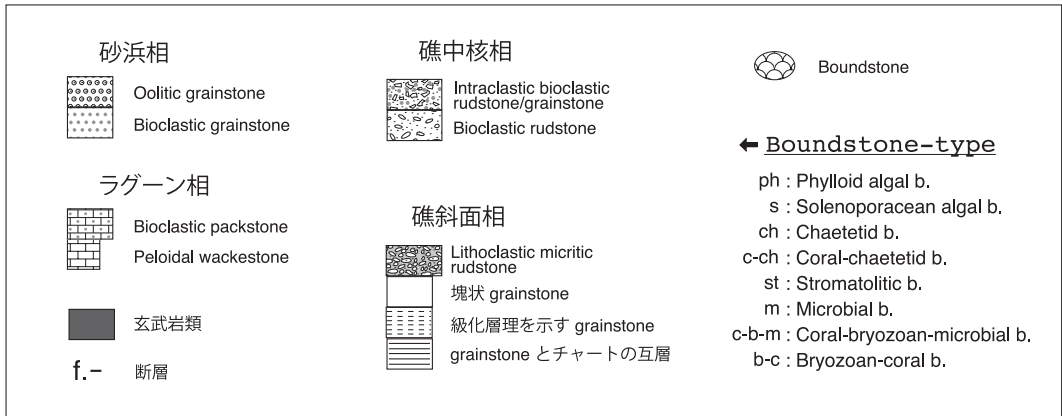
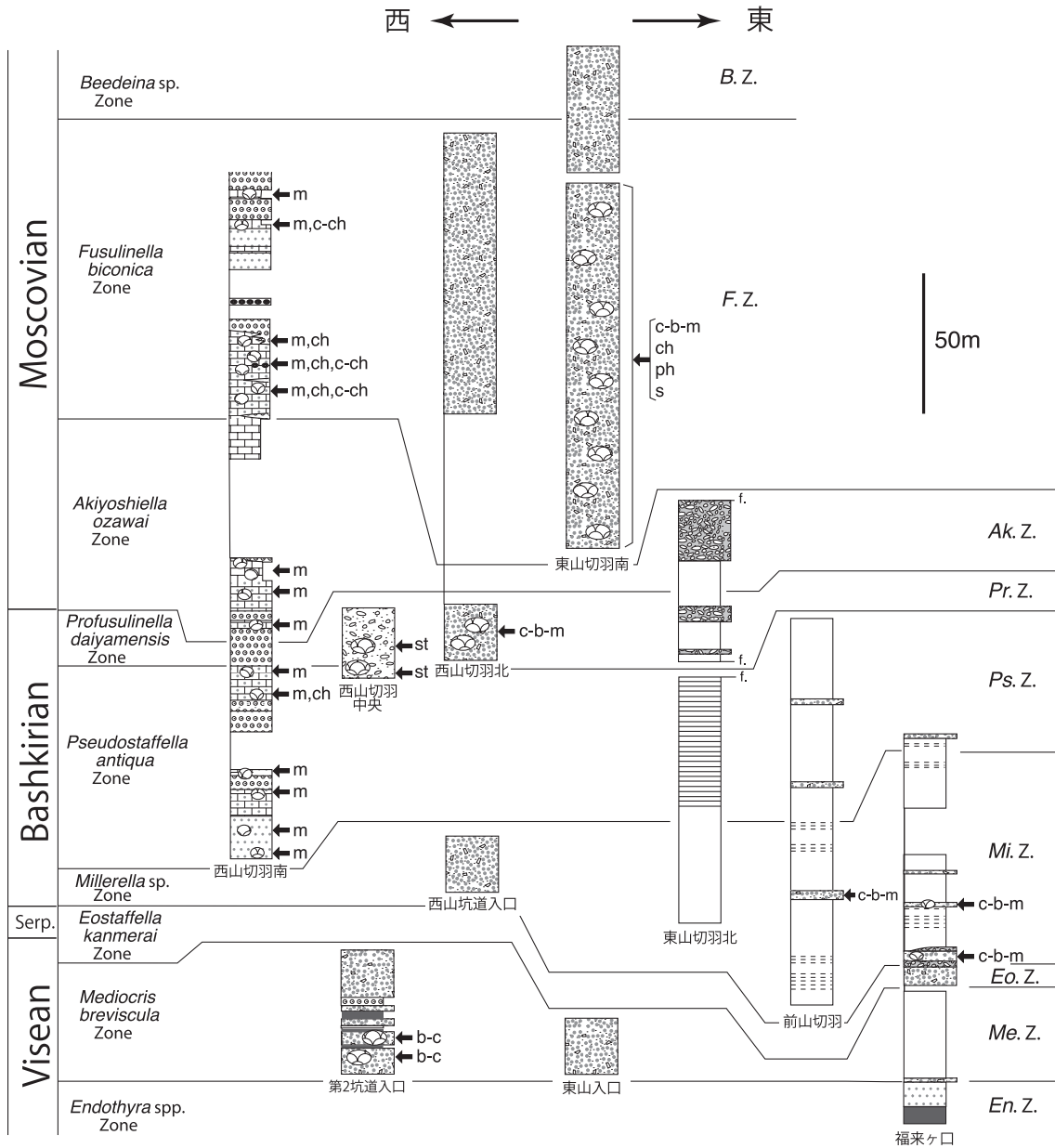
一方, 青海鉱山西山切羽南部にはバシユキリアン階からモスコビアン階が分布し, 淘汰のよい grainstone と packstone の1-十数 m ごとの互層がみられる (第4.5図及び第4.6図). このうち grainstone はよく円磨された石灰藻類, 有孔虫類などの生物遺骸片, ウーイドなどからなり, 淘汰は極めて良い (第4.8図 A, C). 粒子間隙は繊維状や刀剣状などの方解石セメントで埋められている. Packstone は grainstone 同様の円磨された生物遺骸片からなるが, 粒子間隙はミクライトが埋めているのが特徴である (第4.8図 B). また wackestone (第4.8図 D) や, サンゴ, ケーテーテス, 微生物被覆からなる boundstone を伴うことがある.

黒姫山や西山切羽の南方については詳細な微岩相分布は不明であるが, 西山切羽南部と類似の grainstone や packstone の分布がみられる. 黒姫山南方の田海鉱山権現切羽には上部石炭系から最下部ペルム系 (第4.3図に示した長谷川・後藤 (1990) の化石帯分布図では下部ペ

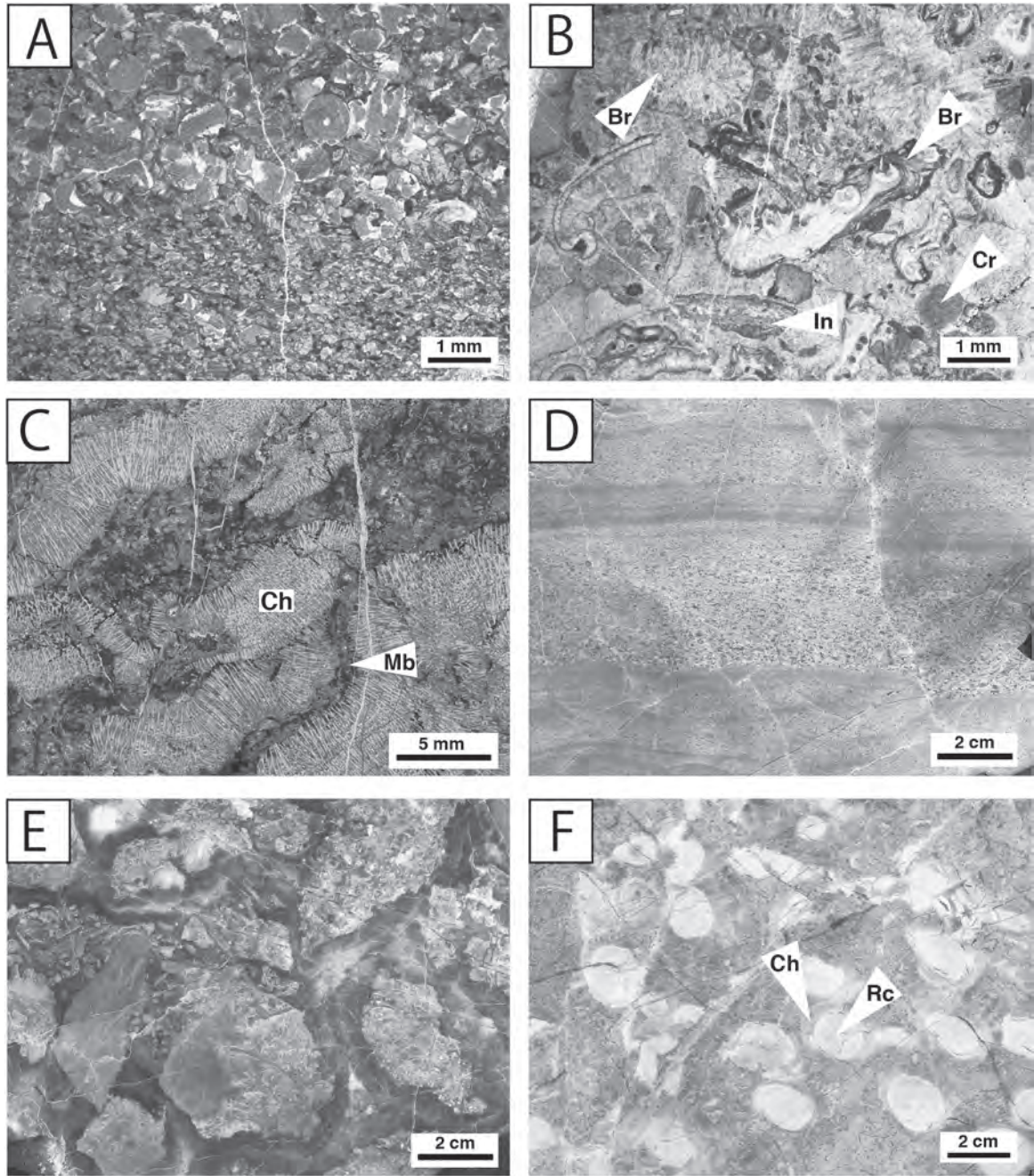
ルム系の化石帯分布域に相当するが, 権現切羽には上部石炭系も確認することができる) に相当する grainstone や packstone の分布がみられるが, 一部に長谷川ほか (1982) や長谷川 (1997) が黒褐色 sparry calcite と呼んだ *Microcodium* (microcodium texture : Machiyama, 1994) が認められる (第4.8図 E).

石灰岩体南西縁部に相当する, 板ヶ峰南方の上野鉱山 (第4.3図) における微岩相については, 早川ほか (2008) に詳細な記載がある. それによると, 上野鉱山に露出する石灰岩は, 主に西山切羽南部の石灰岩に類似の grainstone 及び packstone からなるが, それらに dolo-/lime-mudstone が挟在する. この dolo-/lime-mudstone は確認されている限りでは層厚約0.4-0.9mで, fenestraeを有し, 生物遺骸片は少なく, 生物相の多様性も低いことを特徴としている (第4.8図 F). Dolo-/lime-mudstone が確認されているのは青海石灰岩では現在までのところ上野鉱山付近のみである. 一方, 上野鉱山登山道沿いには, 岩体北東縁のものに類似の, 石灰岩とチャートの互層が観察されるが, 分布の詳細は不明である.

玄武岩類は虫川源流域では濃緑色の杏仁構造の発達した玄武岩溶岩が広く分布する. 姫川コンプレックスとの境界付近では, 赤色凝灰岩を基質とし, 石灰岩, チャート, 玄武岩レンズを含む混在岩として産する (第4.9図 A). 混在岩は剪断変形が強い (第4.9図 B).

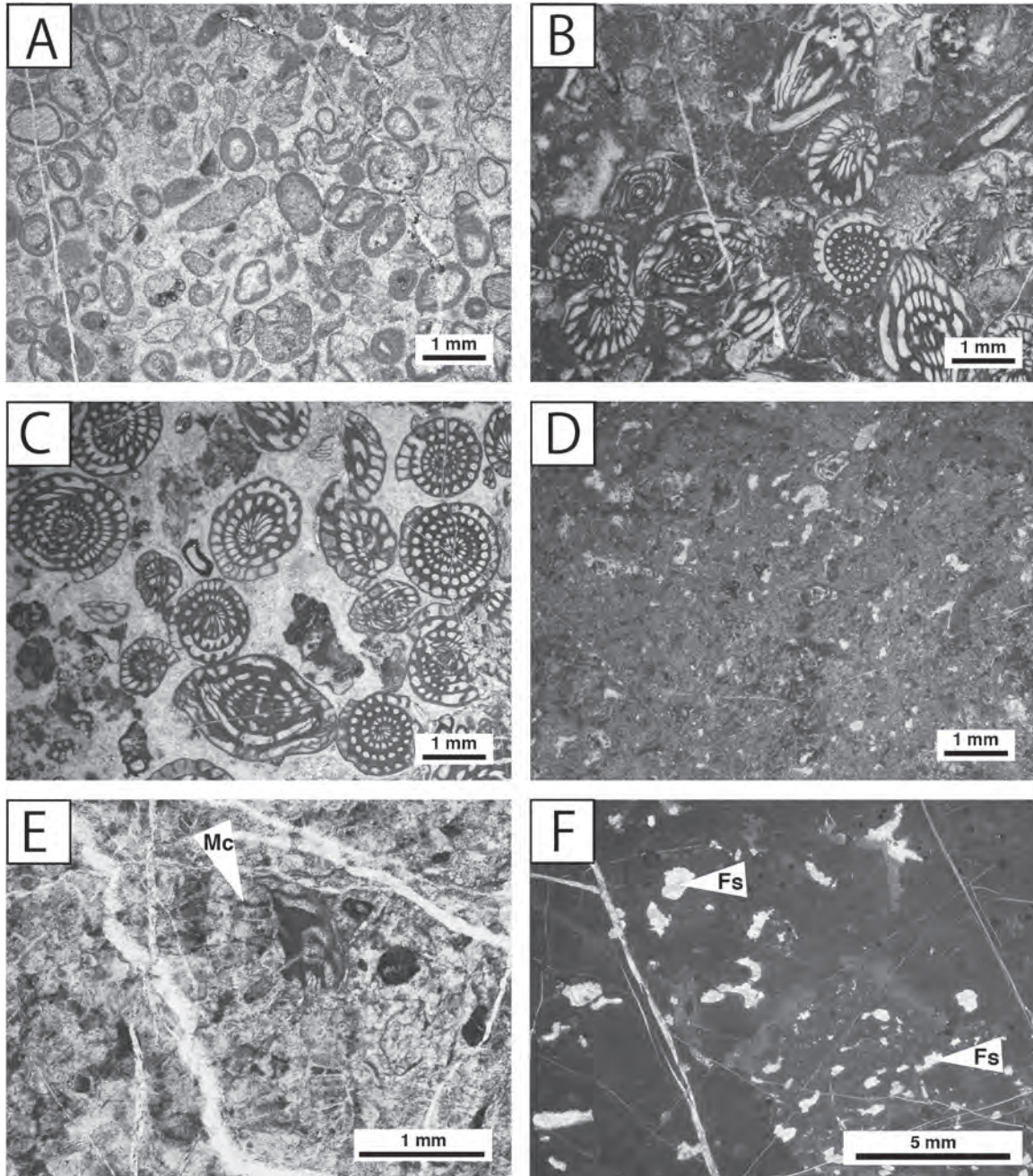


第 4.6 図 青海石灰岩北東部における岩相柱状図
Nakazawa (2001) を一部改変.



第 4.7 図 青海石灰岩の薄片及び研磨標本写真
試料採取地点は第 4.3 図及び第 4.5 図参照。

- A : Biolastic grainstone の薄片写真。ウミユリを主体とする生物遺骸片からなり、パッキングは極めて密。写真中央付近が級化層理部基底。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）バシュキリアン期（Bashkirian），田海鉦山前山切羽。
- B : Intraclastic bioclastic rudstone の薄片写真。粒子はウミユリ（Cr），コケムシ（Br）などの生物遺骸片やイントラクラスト（In）からなる。粒子間隙は繊維状セメントが埋めている。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）モスコビアン期（Moscovian），Loc. HES43，青海鉦山東山切羽。
- C : Chaetetid boundstone の薄片写真。硬骨海綿類に属すると考えられているケーテテス類（Ch）がマイクロロープ起源と考えられるミクライト質の薄い被覆（Mb）と互層する，堆積当時の礁フレームワークを保持した石灰岩。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）モスコビアン期（Moscovian），Loc. HES2，青海鉦山東山切羽。
- D : 級化層理を示す biolastic grainstone の研磨標本写真。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）バシュキリアン期（Bashkirian），田海鉦山前山切羽。
- E : Intraclastic rudstone の研磨標本写真。粒子は主に 3-4cm 程度の径のイントラクラストからなり，粒子間隙は radialial fibrous cement が埋めている。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）モスコビアン期（Moscovian），Loc. HES63，青海鉦山東山切羽。
- F : Coral chaetetid boundstone の研磨標本写真。四射サンゴ *Taisyakuphyllum*（Rc）の周囲をケーテテス類（Ch）が被覆する，堆積当時の礁フレームワークを保持した石灰岩。後期石炭紀（ペンシルバニア亜紀）モスコビアン期（Moscovian），Loc. HAS，青海鉦山西山切羽。



第 4.8 図 青海石灰岩の薄片写真

試料採取地点は第 4.3 図及び第 4.5 図参照.

A : Oolitic grainstone. 粒子は円磨された生物遺骸片(おそらく主に石灰藻類)を核としたウーイドからなる. 後期石炭紀(ペンシルバニア亜紀)モスコビアン期 (Moscovian), Loc. NA12, 青海鉦山西山切羽.

B : Bioclastic packstone. 粒子はフズリナ類や石灰藻類などの生物遺骸片からなり, 粒子間隙はミクライトにより埋められている. 後期石炭紀(ペンシルバニア亜紀)モスコビアン期 (Moscovian), Loc. NA18, 青海鉦山西山切羽.

C : Bioclastic grainstone. フズリナ類を主体とする生物遺骸片からなり, 粒子間隙をセメントが埋めている. 後期石炭紀(ペンシルバニア亜紀)モスコビアン期 (Moscovian), Loc. NA19, 青海鉦山西山切羽.

D : Bioclastic wackestone. ミクライトを主体とし生物遺骸片が散在する. 後期石炭紀(ペンシルバニア亜紀)モスコビアン期 (Moscovian), Loc. NB11, 青海鉦山西山切羽.

E : *Microcodium* を含む石灰岩. 茶褐色スパライト質の *Microcodium* (Mc) がフズリナ類を含む元々の石灰岩を虫食い状に発達する. 後期石炭紀(ペンシルバニア亜紀), 田海鉦山権現切羽.

F : Lime-mudstone. 線状に並ぶ空隙 (fenestrae: Fs) がみられる. 空隙はセメントで埋められている. 中期ペルム紀(ゲアダルピアン世)ムルガビアン期 (Murgabian), 上野鉦山.

堆積環境 青海石灰岩は、秋吉帯の他の石灰岩体と同様に、下位に玄武岩類を伴うこと、石灰岩体はビゼアン期からミディアン期までの約8千万年間、陸源砕屑岩の挟在がないことから、陸源砕屑岩が届かない大洋中の海洋島で形成されたと考えられている (Kanmera and Nishi, 1983; Kanmera *et al.*, 1990; Nakazawa, 2001).

青海石灰岩の堆積環境とその変遷については、中澤 (1997) 及び Nakazawa (2001) が微岩相解析を基に詳細に検討している。それによると、青海石灰岩は海洋島の礁複合体として形成されたものであり、このうち石灰岩体北東縁の級化層理が観察される grainstone は礁斜面の重力流堆積物、青海鉦山東山切羽主部及び西山切羽北部にみられる rudstone と boundstone は礁中核部の堆積物と考えられている。また、青海鉦山西山切羽南部にみられる grainstone と packstone の互層は背礁の砂浜-礁湖で堆積したものと考えられている。時代変遷をみると、バシユキリアン期以降は造礁生物の進化により波浪に耐える礁フレームワークが形成されるようになり、礁複合体の分帯が明瞭になったとされる。一方、ペルム系では礁斜面相や礁中核相が確認されず、ほとんどが grainstone や packstone などの背礁相となる。このように石灰岩体内で層序学的に上部ほど背礁相が卓越することは、秋吉石灰岩など、同時代の他の海洋島石灰岩体からも知られ、要因として、礁複合体が側方へプログラデーションすることで拡大し、相対的に背礁相の面積が広がったことが考えられている (Nakazawa *et al.*, 2009b)。なお背礁相の grainstone と packstone の互層は、海水準変動により礁湖の水深が変動することにより形成されたものと考えられる (Nakazawa *et al.*, 2009a)。また、上野鉦山に分布する dolo-/lime-mudstone は fenestrae が認められること、そして産出する生物化石が少なく多様性も低い

ことから、干潟の堆積物と考えられている (早川ほか, 2008)。

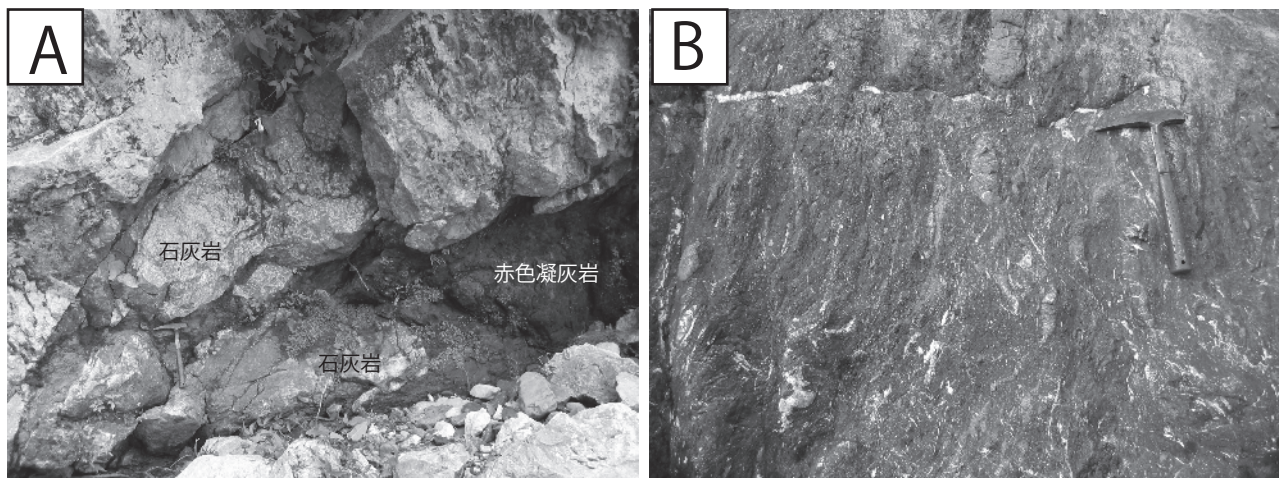
4. 3 姫川コンプレックス (Hs, Hm, Hc)

名称及び定義 宇次原 (1985) は姫川層群とし、下部、中部、上部に区分したが、本調査にて、下部と中部は向斜構造をなすことが明らかになり、この層序が成り立たないこと、また珪質岩から粗粒砕屑岩への海洋プレート層序を呈することから、正常層を対象とした層群という区分が不適切であるため、これらを河合・竹内 (2001) が提唱した姫川コンプレックスと呼ぶことにする。またその範囲は田沢ほか (2002) や Takeuchi *et al.* (2008) が示したように姫川層群下部、中部、上部全てを姫川コンプレックスとする。

層序 本コンプレックスは層序と地質構造から、東部、中部、西部の3つのユニットに区分できる (第4.1図, 第4.10図)。東部ユニットと中部ユニットは層序が似ているが、西部ユニットとは珪質岩の少なさで異なる。

東部ユニットと中部ユニットは、下位より緑色珪長質凝灰岩黒色泥岩互層、白色珪長質凝灰岩黒色泥岩互層、黒色泥岩、薄層理砂岩、厚層理砂岩と重なる。赤色チャート緑色珪長質凝灰岩互層を根小屋南方で挟む。東部ユニットと中部ユニットは、後述する西部ユニットの赤色チャート以下を欠く。層厚は600m以上である。西部ユニットの層序は、下位より暗赤褐色泥岩、赤色チャート、赤色チャート緑色珪長質凝灰岩互層、緑色-黒色珪質泥岩互層、白色珪長質凝灰岩黒色泥岩互層、泥岩凝灰質シルト岩互層、砂岩を主体とする砕屑岩層の順に重なる (第4.10図)。層厚は600m以上である

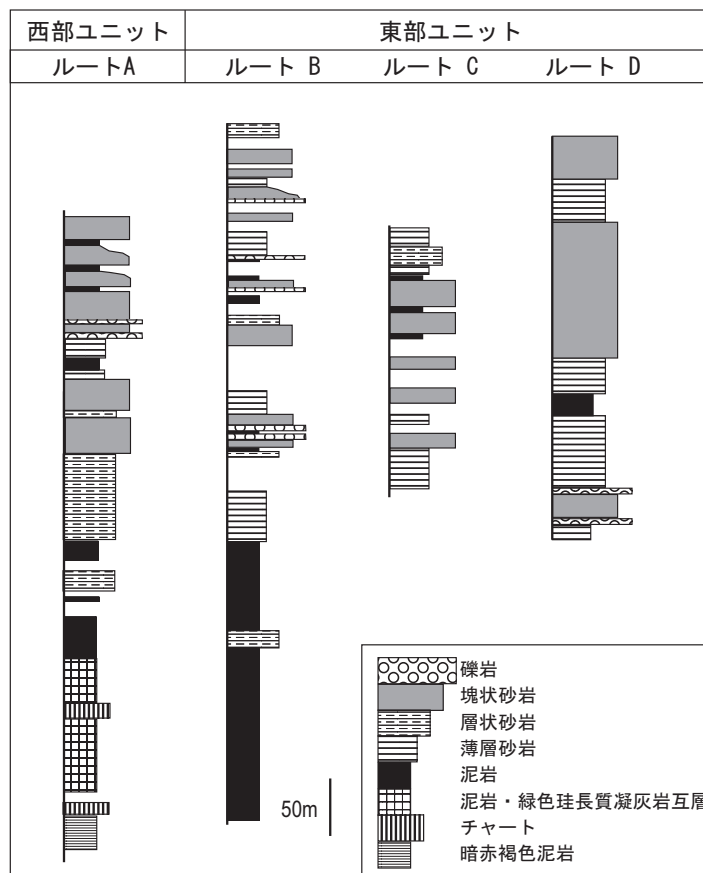
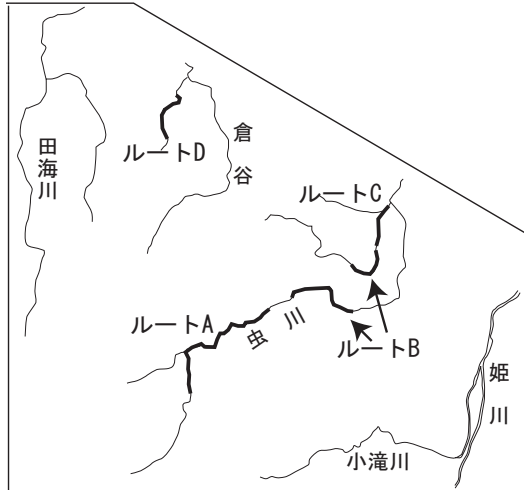
岩相 西部ユニット最下部の暗赤褐色泥岩には1-2cm



第4.9図 青海コンプレックス青海石灰岩下底の赤色凝灰岩

A: 明星山岩体下底部の石灰岩と赤色凝灰岩接触部。小滝川。

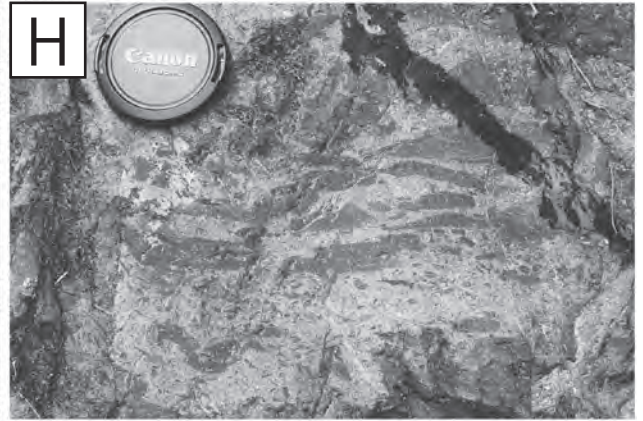
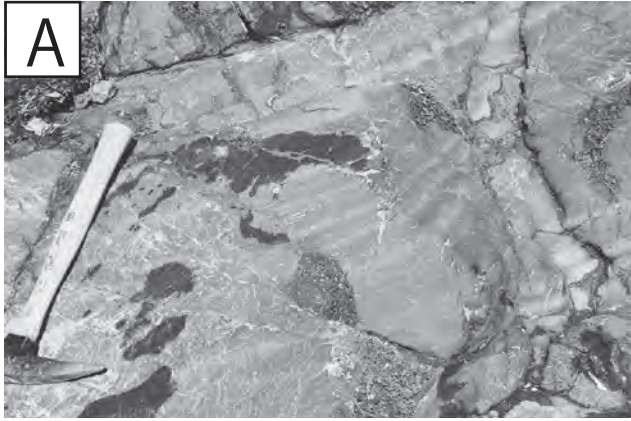
B: Aの下流部にみられる強く剪断変形の受けた赤色凝灰岩。緑色凝灰岩や溶岩、石灰岩をレンズ状に含む。



第 4. 10 図 図幅北西部における姫川コンプレックスの柱状図
 西部ユニットは珪質岩から粗粒碎屑岩への海洋プレート層序がそろっているが、東部ユニットでは珪質岩はほとんどみられない。

第 4. 11 図 姫川コンプレックスの岩相

- A : 西部ユニット最下部の暗赤褐色泥岩。白色細粒砂岩の薄層を挟む。虫川上流。
- B : 西部ユニット下部の赤色チャート緑色凝灰岩互層。虫川上流。
- C : 西部ユニット下部のドロマイト結晶を含む赤色凝灰岩。倉谷上流。薄片写真は第 4. 12 図 D。
- D : 西部ユニット下部の赤色チャートと石灰岩互層。倉谷上流。
- E : 西部ユニット下部の黒色泥岩緑色-淡緑色珪長質凝灰岩互層。虫川上流。
- F : 西部ユニット中部の細粒砂岩-泥岩のタービダイト。虫川上流。
- G : 西部ユニット中部の中層理層状砂岩。虫川上流。
- H : 西部ユニット上部の泥岩偽礫を含む厚層理砂岩。虫川上流。



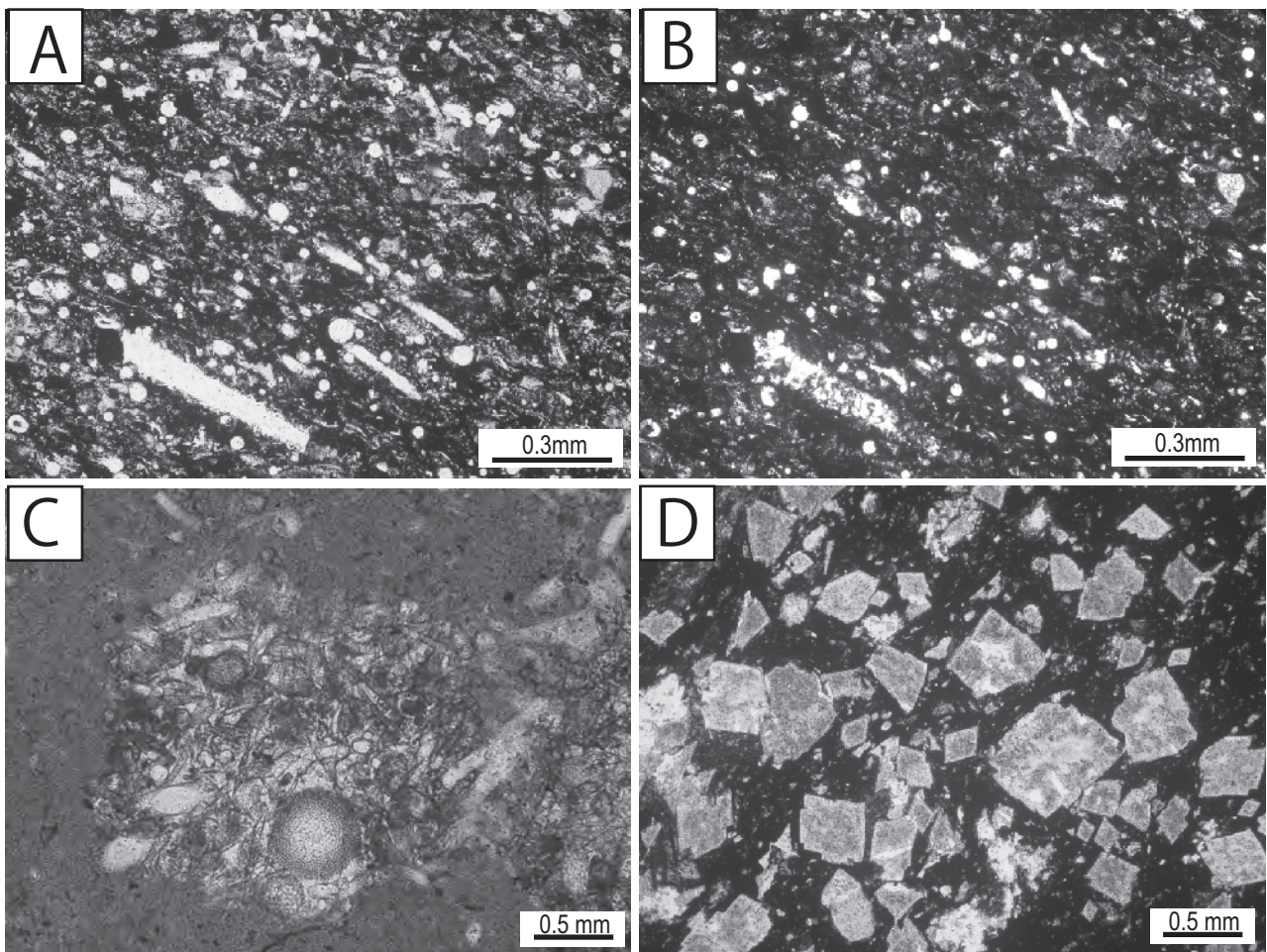
の厚さの淡赤褐色シルト岩の葉理が見られる（第4.11図A）。チャートはほとんどが塊状赤色チャートで、部分的に泥質である。赤色チャート中には海綿骨針や放散虫が確認される（第4.12図A, B）。赤色チャート緑色珪長質凝灰岩互層（第4.11図B）中の黒褐色珪質泥岩中にマンガン炭酸塩のマイクロスフェリユールを含むもの（第4.12図C）（河合・竹内, 2001）、ドロマイトを含む赤色珪質泥岩（第4.11図C, 第4.12図D）、赤色チャートと石灰岩互層（第4.11図D）が虫川上流や倉谷源流部で見られる。泥岩中に薄く挟まれるチャートは白色で塊状である。緑色珪長質凝灰岩は細粒-中粒で、葉理が見られる（第4.11図E）。下部では赤色チャート、上部では黒色珪質泥岩と単層厚5-10cmで互層する。緑色珪長質凝灰岩から上方に黒色珪質泥岩に漸移する単層も多く見られる。その上位には黒色泥岩白色珪長質凝灰岩互層が漸移的に重なる。黒色泥岩は単層厚5-30cm, 白色珪長質凝灰岩は単層厚1-5cmである。中部ユニッ

トと東部ユニットの珪質岩も類似した岩相を呈する。ただしその割合は西部ユニットと比較して少ない。

上位の砕屑岩は、下部では級化層理の発達した砂岩から泥岩の薄層（第4.11図F）であるが、上位に向けて黒色頁岩を挟む中層理-厚層理の砂岩となる（第4.11図G）。また、上部では塊状砂岩を主体とし、塊状砂岩の上位で薄い層厚で上方細粒化し、泥岩を挟む。塊状砂岩の下底部には細礫岩や最大20cmの泥岩角礫を含むことがある（第4.11図H）。東部ユニットの薄層理砂岩には級化構造、斜交葉理、平行葉理などが見られる。

姫川コンプレックスの砂岩は長石質アレナイトと石質アレナイトの2種類の砂岩が存在する（Takeuchi *et al.*, 2008）。西部ユニットの砂岩は下部から上部まで長石質であるが、東部ユニットの砂岩は、下部は石質であり、上部は長石質に変化する。

化石 西部ユニットのチャート-砕屑岩シーケンス中の赤色チャートや黒色珪質泥岩、マンガン炭酸塩スフ



第4.12図 姫川コンプレックス赤色珪質岩の薄片の偏光顕微鏡写真

A: 海綿骨針を多数含む赤色チャート。単ポーラー。虫川上流。

B: 同上。直交ポーラー。

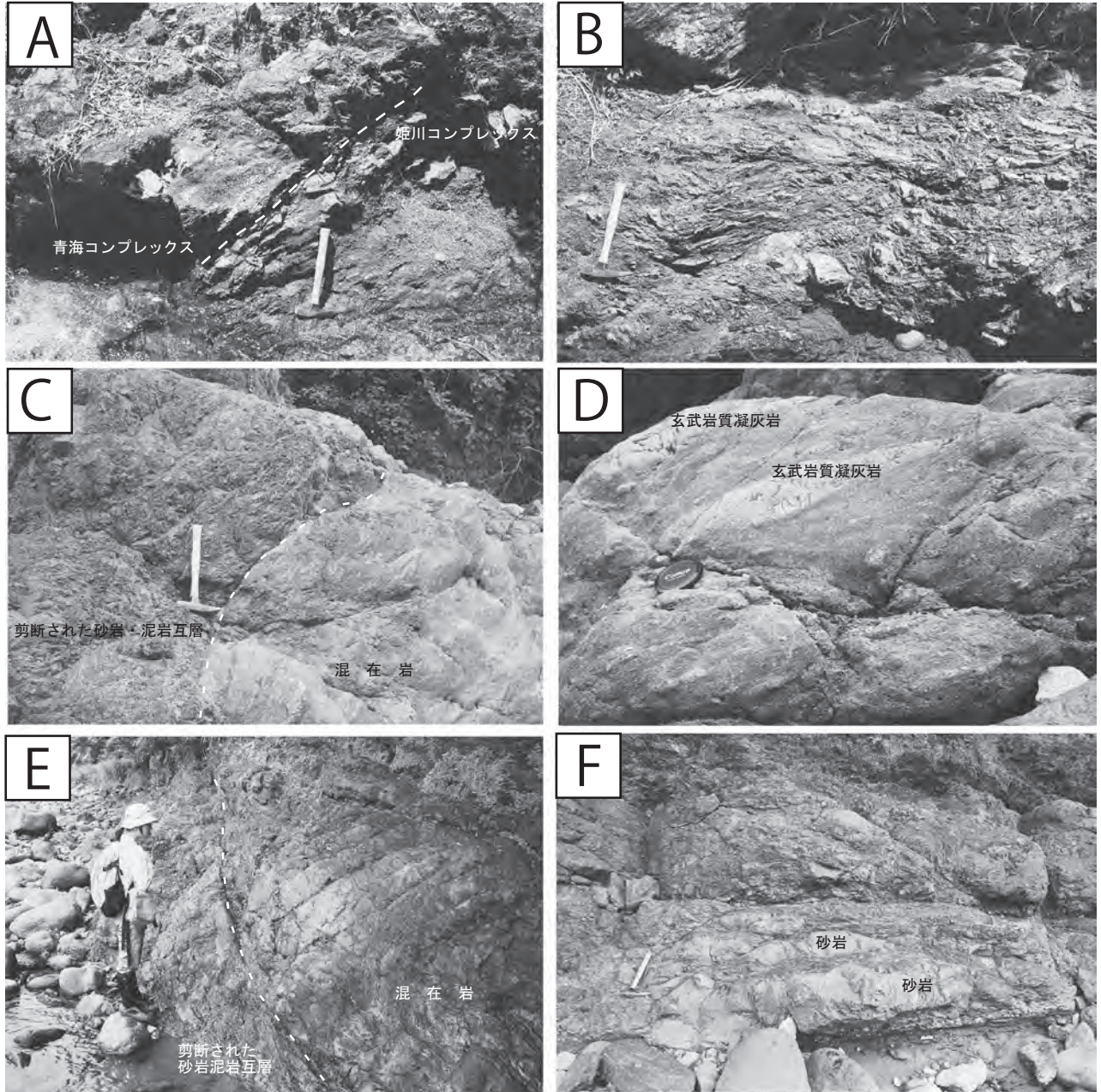
C: 珪質岩中の海綿骨針や放散虫化石を含むマンガン炭酸塩のマイクロスフェリユール。単ポーラー。虫川上流。

D: ドロマイトを含む赤色凝灰岩。単ポーラー。第4.11図Cの岩石。

エリユールより中期ペルム紀を示す *Pseudoalbaillella longtanensis* 群集帯 - *Follicucullus monacanthus* 群集帯 (Ishiga, 1990) の放散虫化石が報告されている (田沢ほか, 1984; 宇次原, 1985; 河合・竹内, 2001). それらの年代は中期ペルム紀前期から後期を示す (Ishiga,

1990). 中部-東部ユニットのチャート及び一部の珪質泥岩は放散虫化石を含むが, 年代を限定できる化石の発見には至っていない.

地質構造 姫川コンプレックスの西部ユニットと青海コンプレックスは虫川源流部で, 傾斜が 35-90° の断層で



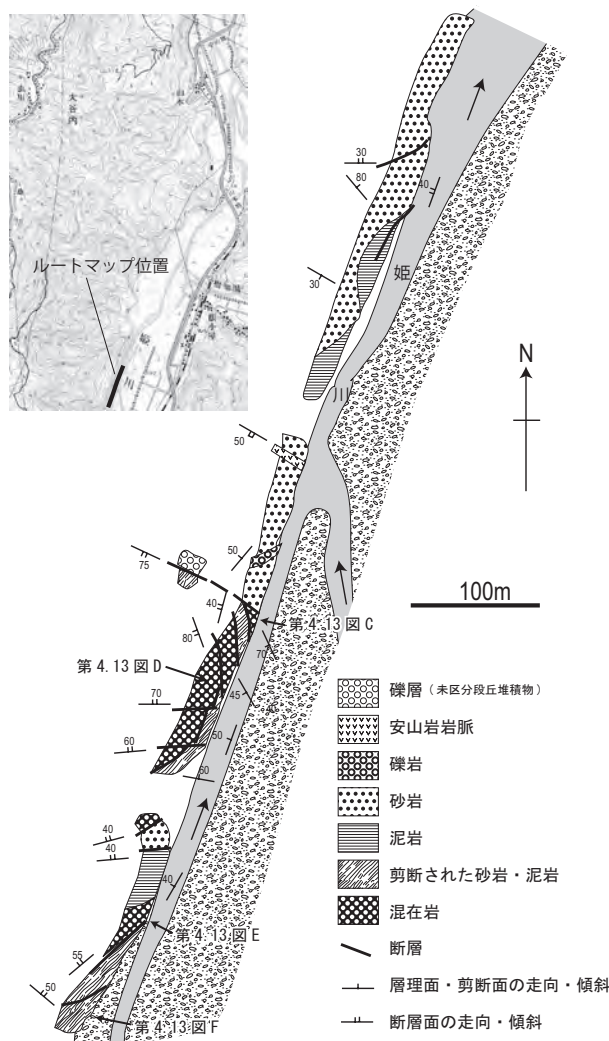
第 4.13 図 姫川コンプレックスユニット境界付近の変形構造

- A: 青海コンプレックスと姫川コンプレックスの境界露頭。青海コンプレックスの石灰岩岩塊を含む赤色凝灰岩と姫川コンプレックスの剪断変形を受けた砂岩泥岩互層が断層で接する。虫川源流部。
- B: 青海コンプレックスと姫川コンプレックス境界付近の剪断変形を受けた砂岩泥岩薄互層。虫川源流部。
- C: 中部ユニットと東部ユニット境界部の中部ユニット下底部の混在岩。左半部は新期の断層運動により脆性破壊されている。姫川本流。位置は第 4.14 図参照。
- D: C の混在岩部分の拡大。レンズ状灰緑色凝灰岩, 石灰岩を含む。
- E: 中部ユニット混在岩と東部ユニットの剪断された砂岩泥岩互層の境界部。姫川本流。位置は第 4.14 図参照。
- F: 中部ユニットと東部ユニット境界部の東部ユニットの剪断変形をうけた砂岩泥岩互層。姫川本流。位置は第 4.14 図参照。

接し（第4.13図A），傾斜90°の断層面には水平方向のスリッケンラインが見られる．虫川源流部では青海コンプレックスの石灰岩ブロックを含む赤色凝灰岩と姫川コンプレックスの剪断変形を被り砂岩がレンズ化した砂岩泥岩互層が断層で接するのが確認できる（第4.13図A）．その境界断層付近は剪断変形が強く，砂岩泥岩互層は破断したり，変形の強い部分では砂岩がレンズ化している（第4.13図B）．

姫川コンプレックスの中部ユニットは東部ユニットの構造的上位に衝上断層で重なる．この関係は姫川左岸にて観察される（第4.14図）．剪断変形を受けたレンズ状砂岩と泥岩の構造的上位に剪断変形を受けた混在岩が重なる（第4.13図C-F）．混在岩中の礫は石灰岩と玄武岩質凝灰岩からなり，レンズ状を呈する．このような石灰岩と玄武岩類を含む混在岩は本コンプレックス中ではまれで，ユニット境界として重要なものと考えられる．このような混在岩は，小滝川ヒスイ峡下流の瀬野田付近でも分布する．

西部ユニットと中部-東部ユニットとは高角度断層で接する．東部ユニットは虫川付近で転倒向斜褶曲をなし，西翼は逆転している．



第4.14図 姫川コンプレックスユニット境界付近のルートマップ

東部ユニットの砂岩泥岩互層に衝上断層で重なる中部ユニットの混在岩．全体的に東西方向の軸をもつ開いた褶曲が認められ，本図中央部付近では東西走向の正断層が存在する．姫川本流左岸．地形図は国土地理院発行1/2.5万地形図「小滝」を使用．

第5章 舞鶴帯

(竹内 誠)

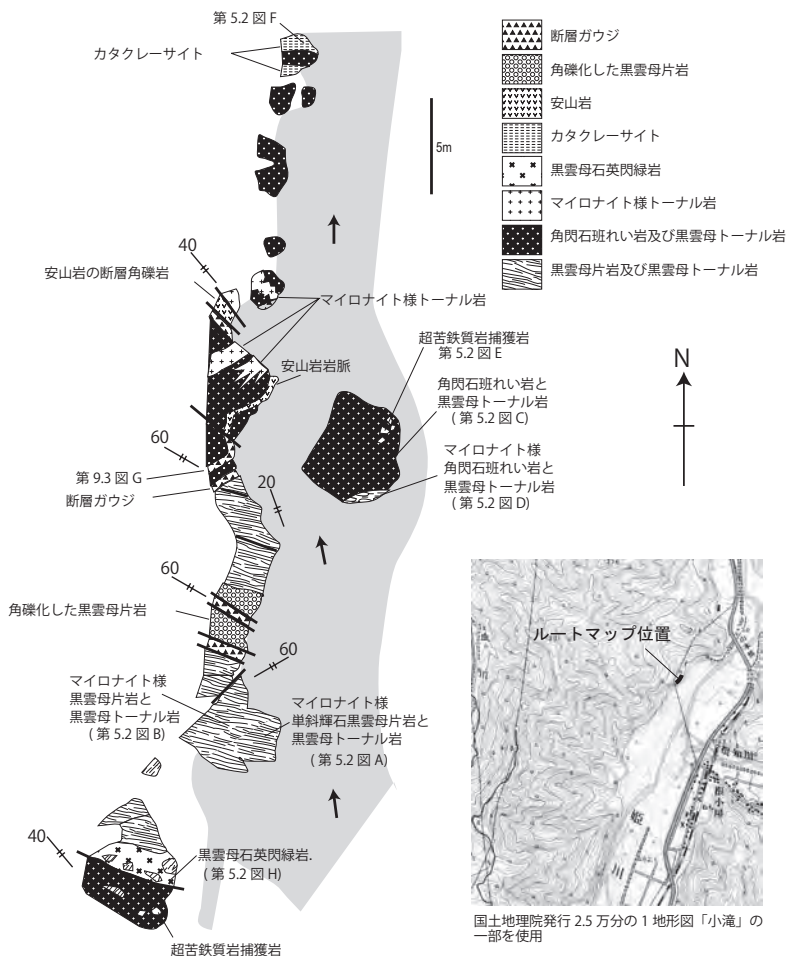
5.1 研究史及び概要

宇次原 (1985) は、本研究の姫川コンプレックスの北東に分布する地質体を虫川層と姫川変成岩に区分し、虫川層から初めて中期ペルム紀放散虫を報告した。宇次原 (1985) は、虫川層は頁岩中に変苦鉄質岩-片麻岩複合体のブロックを含み、稀にチャート、砂岩、石灰岩ブレッチャのブロックなどを伴っているオリストストローム層とした (虫川層は小松ほか (1985) にて虫川オリストストロームと呼ばれた)。虫川コンプレックス (虫川層, 虫川オリストストローム) については、宇次原 (1985) はブロックとして含まれる変成岩類が西南日本内帯舞鶴帯の河守変成岩 (加納ほか, 1959) に酷似すること、また頁岩よりペルム紀放散虫が産出することから、虫川層は舞鶴帯に属する地層としている。一方、河合・竹内

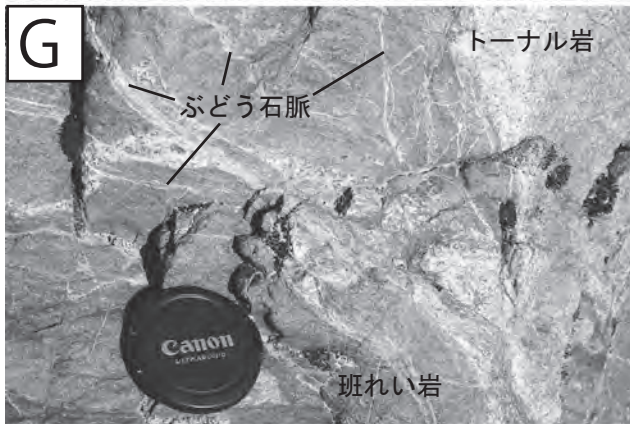
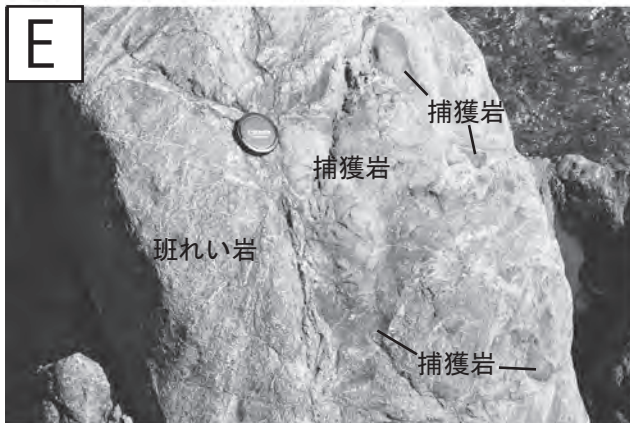
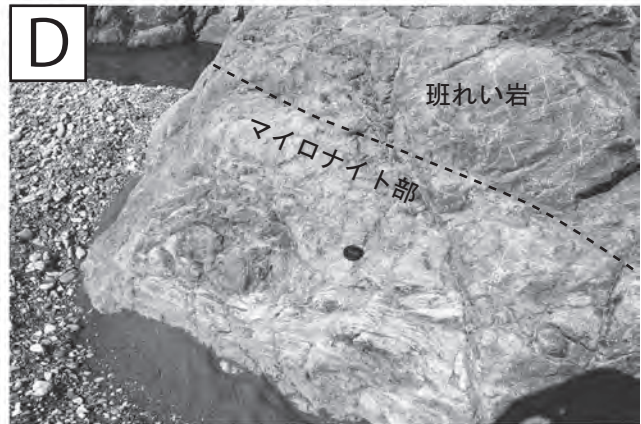
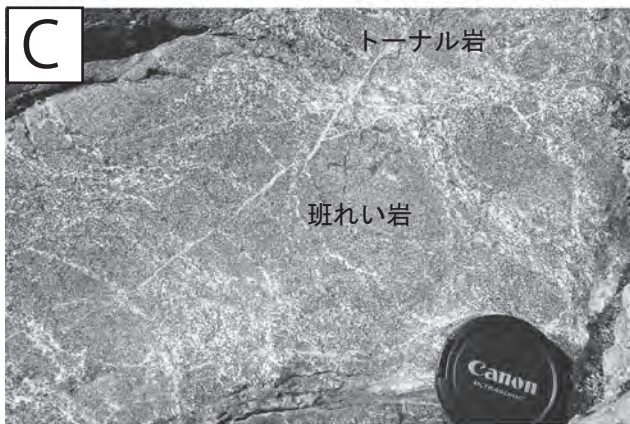
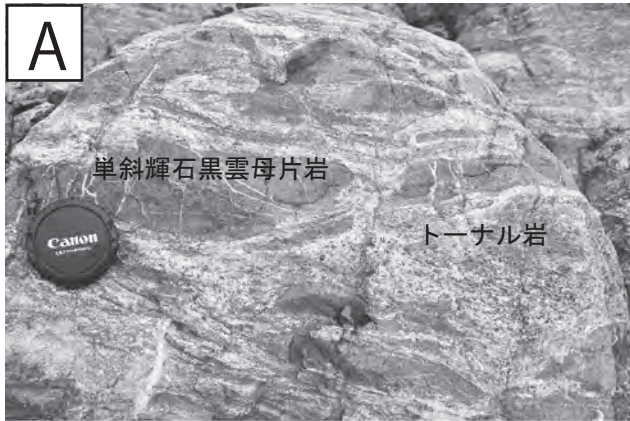
(2001) は虫川層の数地点から中期ペルム紀放散虫化石を報告し、虫川層の層序が不明なことと変成岩などの岩塊を含むことから虫川コンプレックスと呼んだ。さらに虫川コンプレックスの堆積岩を岩相の類似性と放散虫化石から舞鶴層群下部層から中部層下部に対比した。

虫川コンプレックスについては、河合・竹内 (2001) でも指摘しているように、層序の復元がなされておらず、地層対比を行う上で、課題として残されていた。また舞鶴帯には特異な角礫岩が存在し、それが堆積性か構造性かにおいて議論がある。本報告では、従来オリストストロームと考えられていた虫川コンプレックスの一部に整然層を見出し、層序の復元を行った。そして堆積性角礫岩と堆積後の変形によるカタクレーサイトや断層角礫岩の存在を認めた。

従来、本地域の地質は上記のように虫川オリストスト



第5.1図 倉谷変成岩類の産状を示すルートマップ
角閃石斑れい岩には超苦鉄質岩捕獲岩が存在する。角閃石斑れい岩と黒雲母片岩中に網目状に黒雲母トーナル岩が貫入している。それらはマイロナイト化を受け面構造が発達する部分が認められる。さらに全体として脆性変形を被りカタクレーサイト化した部分が認められる。安山岩岩脈が貫入し、新期の断層運動による脆性破壊による断層角礫やガウジが形成されている。



ロームや虫川コンプレックスとよばれてきたが、本調査において、堆積岩類の層序が明らかになったこと、変成岩や火成岩岩塊は断層に沿って構造的に挟み込まれたものであることから、堆積岩類を正常堆積層とし、虫川層として再定義し、変成岩や火成岩を倉谷変成岩類及び琴沢火成岩類と命名する。

5. 2 倉谷変成岩類 (M)

名称及び定義 宇次原 (1985) は本地域の変成岩類を姫川変成岩類と命名したが、本地域には姫川コンプレックスが分布し、地層命名規約と同じ地理名を複数の地質体で使用することは避けるべきとあること、また玄武岩、斑れい岩、トーナル岩などの火成岩類が多く存在し、変成岩類と分布が区別できることなどから、変成岩類を倉谷変成岩類と命名する。

模式地 新潟県糸魚川市根小屋の姫川左岸 (第5. 1図)。

分布 変成岩類は姫川コンプレックスとの境界付近の舞鶴帯南縁に沿って分布する。

産状及び岩相 倉谷変成岩類は、角閃石片岩を主とし、角閃石片岩、黒雲母片岩、斑れい岩、トーナル岩及び石英閃緑岩を伴う。

倉谷変成岩類 (M) は優黒質な部分と優白質な部分が縞状構造を呈したり、変形により膨縮構造などを呈する。南東部の岩体は幅300mで長さ2kmの大きな岩体として産するが、その他のものは、幅数m-100mの岩体をなし、破碎された虫川層の泥岩と断層で接する。

角閃石片岩は、肉眼で黒色-緑黒色を呈し弱い片理を呈する。主に径0.5-1.5mm程度の青緑色から緑褐色普通角閃石と他形の斜長石からなる。これらの普通角閃石のコアには褐色普通角閃石や単斜輝石が含まれることがある。随伴鉱物として燐灰石、チタン石、不透明鉱物を含む。

普通角閃石の比較的大きな結晶では片理面に斜交した面で破断が認められ、その面に黒雲母が形成されている。また緑れん石、緑泥石、アクチノ閃石などの後退変成作用時の変成鉱物も認められる。

黒雲母片岩は黒雲母、石英、斜長石からなり、単斜輝石、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物を伴う (第5. 2図A, B, 第5. 3図A, B)。黒雲母は緑泥石化している場合が多い。石英の動的再結晶による細粒化が認められる。

角閃石斑れい岩は普通角閃石、斜長石からなり、黒雲母、アパタイト、不透明鉱物を含み (第5. 2図C, D, 第5. 3図C, D)、超苦鉄質岩の捕獲岩を含む (第5. 2図E)。この超苦鉄質岩はアクチノ閃石岩となっている。

これらの岩石はマイロナイト化を受けている部分が認められ (第5. 3図E, F)、面構造が発達する。マイロナイト化を受けた角閃石斑れい岩は角閃石片岩と区別が難しい。

また、幅数mm-数十cmの優白質黒雲母トーナル岩がこれらの岩石中に網目状に貫入している (第5. 2図A-D)。トーナル岩は石英と斜長石を主とし、黒雲母を含むことがある。随伴鉱物として、自形のジルコン、アラナイトを含む。黒雲母はしばしば緑泥石化している。変成岩には稀に石灰質な部分があり、そこにトーナル岩が貫入している部分では、緑れん石、ざくろ石、方解石からなる幅数mmの脈が形成されている。

以上の岩石全体が、カタクレサイト化を被り (第5. 2図F)、破断面にはしばしばぶどう石脈が形成され (第5. 2図G)、黒雲母石英閃緑岩が貫入している (第5. 2図H, 第5. 3図G, H)。

放射年代 放射年代については、5. 3 琴沢火成岩類の項で琴沢火成岩類の放射年代とまとめて記述する。

5. 3 琴沢火成岩類 (Mg)

名称及び定義 新称。宇次原 (1985) が姫川変成岩類と命名したもののうち、倉谷変成岩類を除いた玄武岩、ドレライト、斑れい岩及び変斑れい岩を琴沢火成岩類とする。

模式地 新潟県糸魚川市大谷内の西方の琴沢採石場。

分布 琴沢火成岩類は、西部から中央部に分布し、ほとんどが倉谷変成岩類の北側に分布する。玄武岩は、倉谷と姫川左岸の倉谷変成岩類と姫川コンプレックスとの

← 第5. 2図 倉谷変成岩類の岩相

露頭位置は第5. 1図参照。

A: マイロナイト化を受け、面構造の発達した単斜輝石黒雲母片岩と黒雲母トーナル岩。偏光顕微鏡写真は第5. 3図のA, B。

B: マイロナイト化をうけ面構造の発達した黒雲母片岩及び黒雲母トーナル岩

C: 網目状のトーナル岩の貫入した角閃石斑れい岩。偏光顕微鏡写真は第5. 3図のC, D。

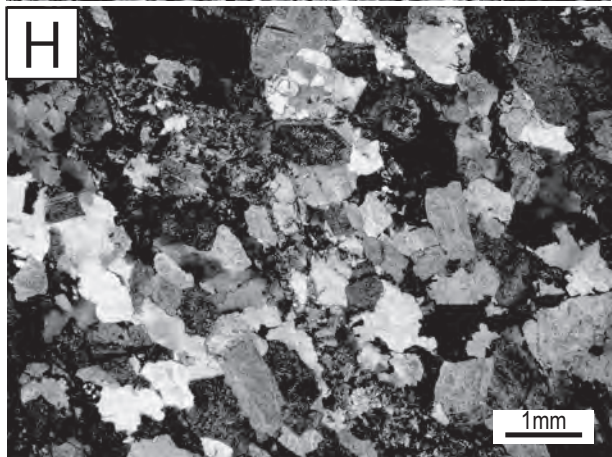
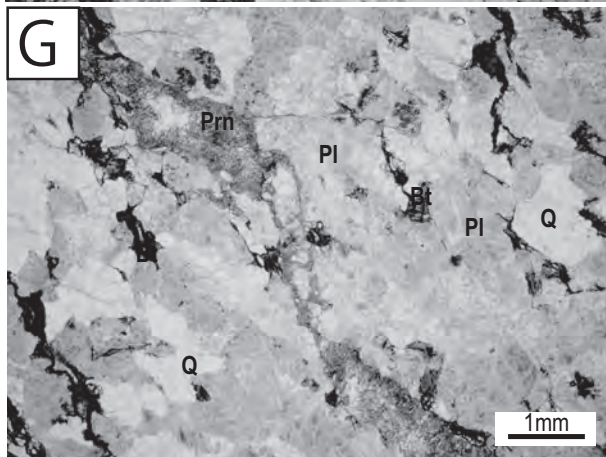
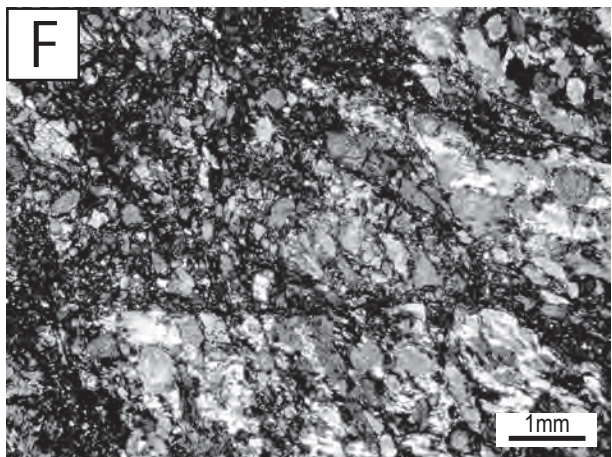
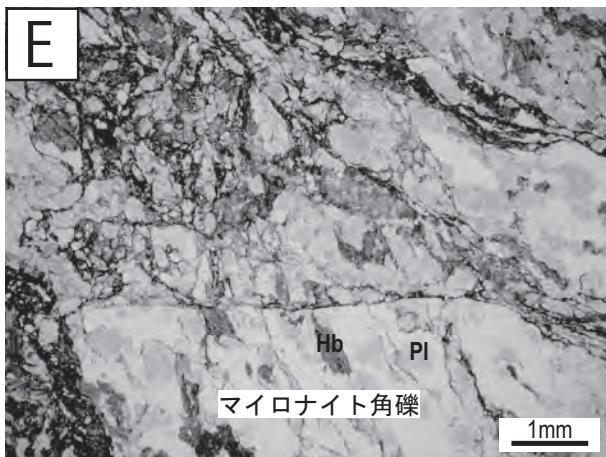
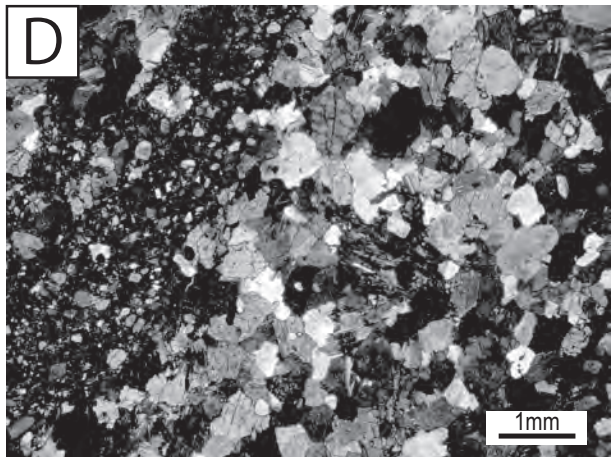
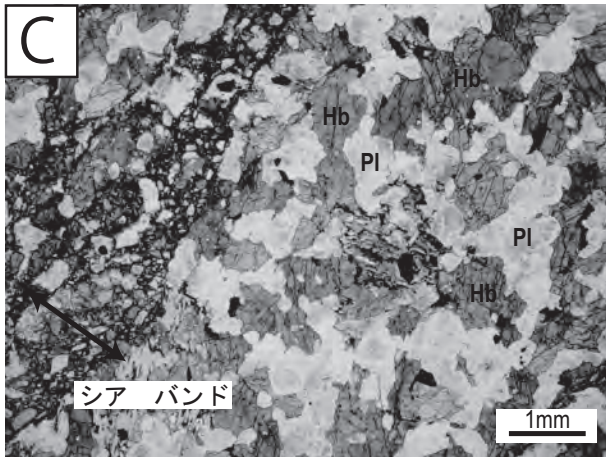
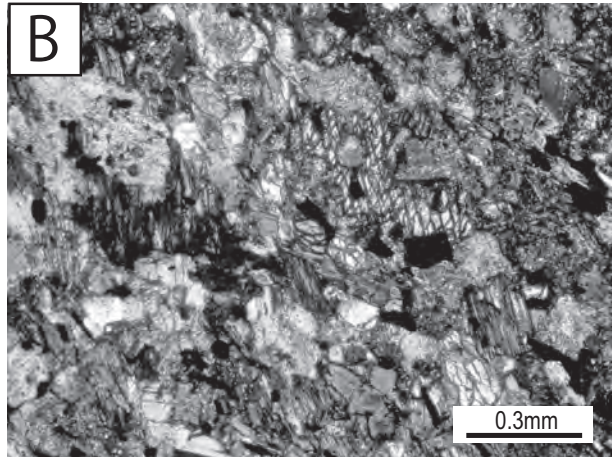
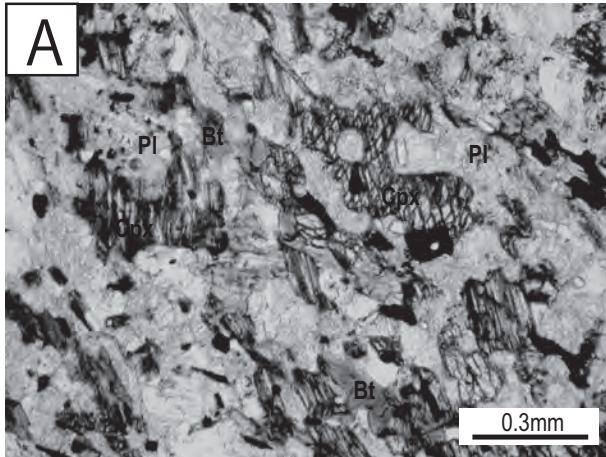
D: マイロナイト化をうけ面構造の発達した角閃石斑れい岩及び黒雲母トーナル岩。

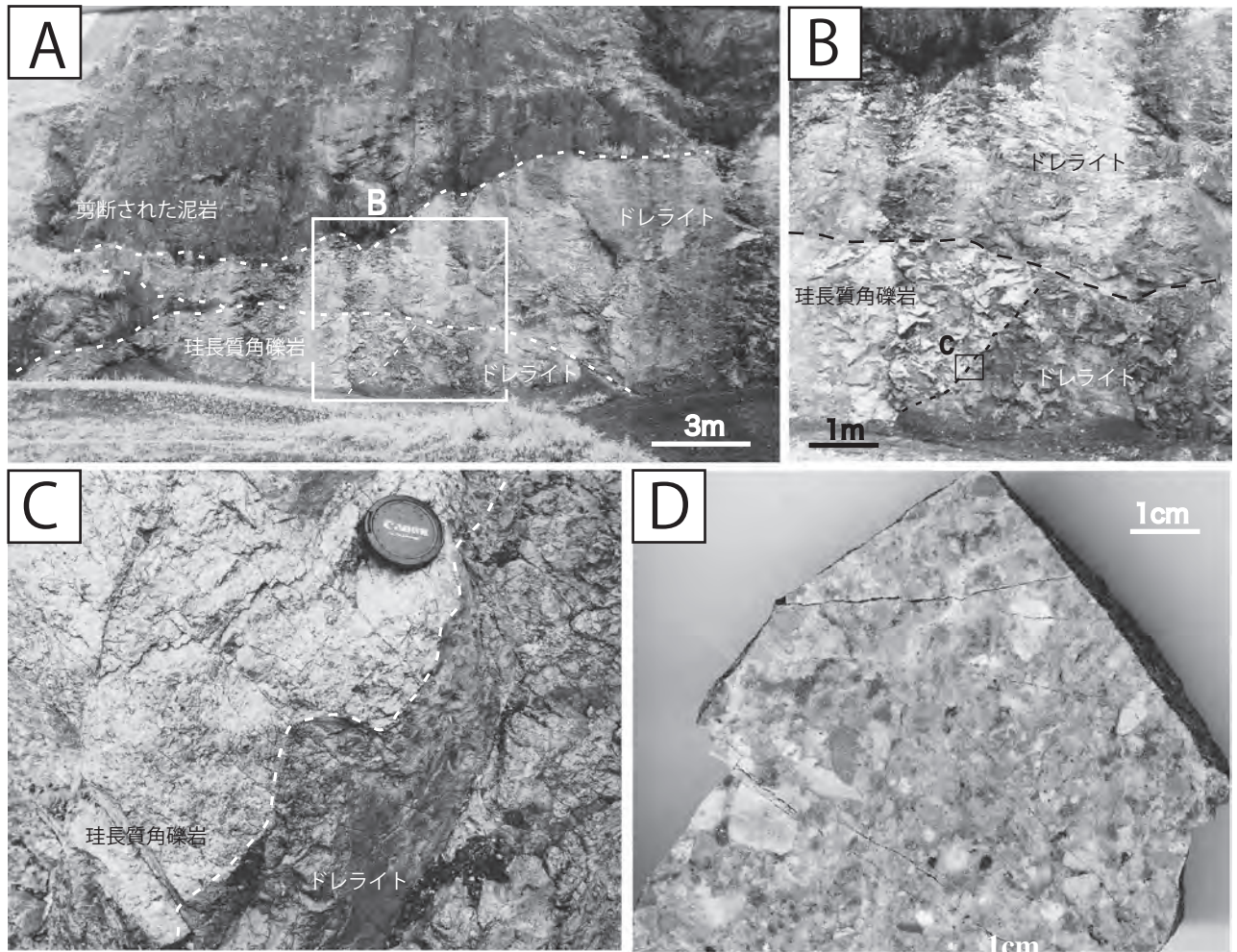
E: 超苦鉄質岩を捕獲岩として含む角閃石斑れい岩と網目状に貫入した黒雲母トーナル岩。

F: マイロナイト化とカタクレサイト化による剪断帯。偏光顕微鏡写真は第5. 3図のE, F。

G: 角閃石斑れい岩及び黒雲母トーナル岩に発達する脆性剪断帯。ぶどう石脈が形成されている。

H: マイロナイト化をうけ面構造の発達した黒雲母片岩及び黒雲母トーナル岩に貫入した黒雲母石英閃緑岩。偏光顕微鏡写真は第5. 3図のG, H。





第 5. 4 図 珩長質角礫岩の産状

A : 泥岩中に巨大岩塊として産する珩長質角礫岩を伴ったドレライト。琴沢採石場。

B : A の拡大。

C : ドレライトを不整合に覆う珩長質角礫岩。B の拡大。

D : 珩長質角礫岩の研磨試料。

← 第 5. 3 図 倉谷変成岩類の薄片の偏光顕微鏡写真

Bt : 黒雲母, Cpx : 単斜輝石, Hb : 普通角閃石, Pl : 斜長石, Prn : ぶどう石, Q : 石英

A : 単斜輝石黒雲母片岩。単ポーラー。第 5. 2 図の A の岩石。

B : 同上。直交ポーラー。

C : 普通角閃石斑れい岩。左にカタクレーサイト化したシアバンドがみられる。単ポーラー。第 5. 2 図の C の岩石。

D : 同上。直交ポーラー。

E : カタクレーサイト化したマイロナイト。単ポーラー。第 5. 2 図の F の岩石。

F : 同上。直交ポーラー。

G : 黒雲母石英閃緑岩。左上から中央下部にカタクレーサイト化したシアバンドがみられる。単ポーラー。第 5. 2 図の H の岩石。

H : 同上。直交ポーラー。

第 5.1 表 琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類の K-Ar 年代

試料番号	試料岩石	測定鉱物	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (SCC/g*10 ⁻⁵)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
20101801	角閃岩	普通角閃石	0.45	0.525	88.7	274±14
			0.45	0.511	89.9	
20101701	斑れい岩	普通角閃石	0.10	0.068	34.2	165±8
			0.10	0.066	48.2	

間、琴沢採石場の北西約1kmの沢、琴沢採石場南西約500mの沢などに分布する。

産状と岩相 琴沢火成岩類 (Mg) は、斑れい岩、ドレライト、玄武岩を主とする。

琴沢火成岩類は倉谷変成岩類同様、破碎された虫川層の泥岩と断層で接する。中央部の琴沢採石場の岩体が最も大きく、岩体は幅200mで、長さは少なくとも500mである。その他のものは、幅数 m-100m の岩体をなす。

細粒斑れい岩とドレライトは、主に緑色を呈し、1.0-1.5mm 程度の柱状の斜長石と緑褐色から褐色の普通角閃石、不透明鉱物からなる。稀に単斜輝石を含む。基本的には、柱状の斜長石の結晶間を他形の普通角閃石が埋めている間粒状組織を示し、一部の普通角閃石はコアからリムへ、褐色から緑色の累帯構造を示す。

これらは、緑色片岩相の変成作用を被っており、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、チタン石が形成されている。また斜長石はソーシユライト化している。不透明鉱物はリュウコキシンになっている。これらの変成鉱物による定向配列は認められない。

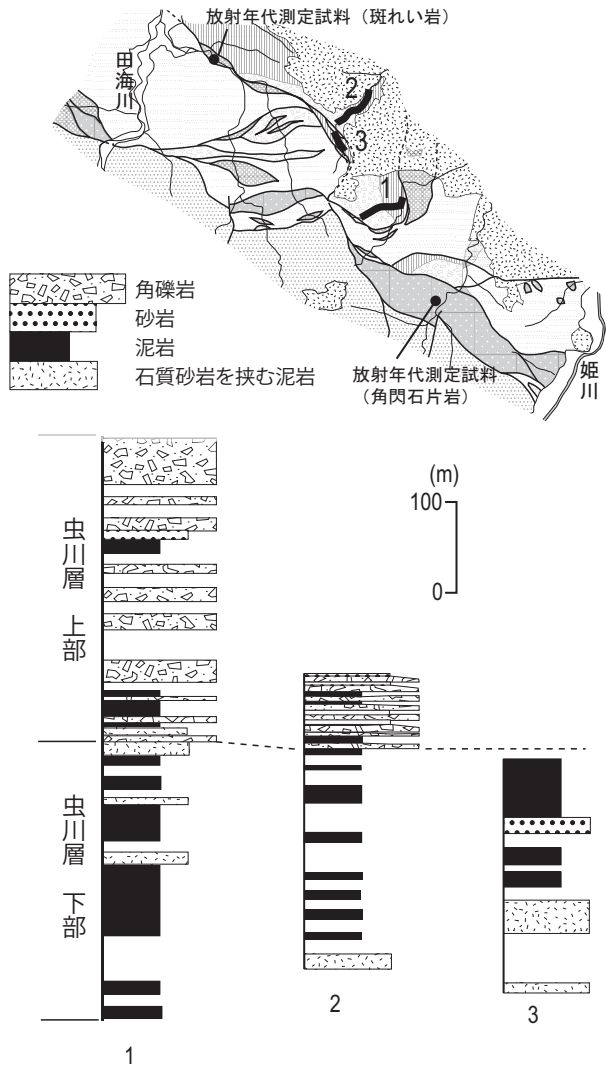
玄武岩は灰緑色-緑色を呈し、ガラス質石基と樹枝状斜長石からなる。ガラスは脱ガラス化が進んでいる。弱変成作用を被っており、パンペリー石と緑泥石が形成されている。

琴沢採石場の中央付近の切羽では、珩長質角礫岩が塊状のドレライトを不整合に覆っているのが確認される(第5.4図)。珩長質角礫岩は部分的に細粒になり、チャート様の珩長質凝灰岩を挟む。珩長質角礫岩は肉眼では淡灰緑色を呈する。基質は珩長質凝灰岩で、礫として珩長質火山岩を多く含み、多結晶石英や珩長質凝灰岩、花崗岩質岩も多少認められる。礫は角礫で、礫径は2-3cmである。この岩体の南縁には剪断されて角礫化した斑れい岩と石灰岩角礫が混在する角礫岩が分布する。斑れい岩の一部は脆性変形により、細粒化している。

放射年代 青海地域の青海コンプレックスの西側に分布する結晶片岩や変斑れい岩などから、放射年代が報告されているが(柴田ほか, 1979; Shibata and Nozawa, 1968; Shibata *et al.*, 1970; 柴田, 1981など)、本地域の火成岩や変成岩の年代は報告がない。そこで、倉谷変成岩類の角閃石片岩と琴沢火成岩類の斑れい岩、それぞれ1試料中の角閃石の K-Ar 年代測定を行った。岩石試料

の採取地点を第5.5図に示す。

角閃石片岩は青緑色-緑褐色の普通角閃石、斜長石で構成され、アラナイト、アパタイト、チタン石を含んでいる。斑れい岩は、幅約20mの露頭から採取したものであるが、露頭欠如により、他の岩石との関係は不明である。この斑れい岩は緑褐色の普通角閃石と斜長石から



第 5.5 図 虫川層の柱状図
柱状図作成ルート位置並びに琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類の K-Ar 年代測定用試料採取地点を示す。

なる。普通角閃石は若干緑泥石やウラル石に置換されており、斜長石はソーシユライト化しているが新鮮な普通角閃石も残存している。

測定結果を第5.1表に示す。角閃石片岩中の角閃石からは $274 \pm 14 \text{ Ma}$ 、斑れい岩中の角閃石からは $165 \pm 8 \text{ Ma}$ のK-Ar年代が得られ、それらはGradstein *et al.* (2004)によると、それぞれ前期ペルム紀と中期ジュラ紀の年代を示す。斑れい岩からの分析値はK20含有量が0.10 wt.%と極少量のため、その値の信頼度は注意しなければならない。

5.4 虫川層 (Mm, Mbr)

地層名及び定義 宇次原 (1985) の虫川層とほぼ一致し、本研究地域に分布する泥岩、石質砂岩を挟む泥岩、砂岩、角礫岩からなるペルム系を虫川層と再定義する。

分布 本研究地域の北部から中央部に分布。

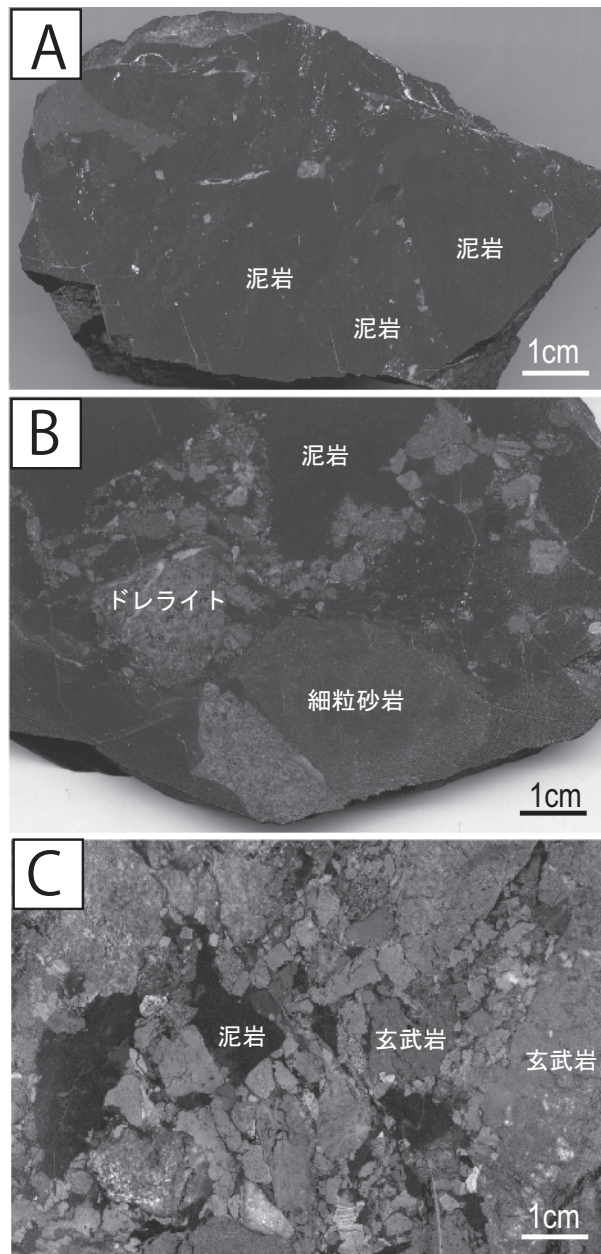
層序 虫川層は石質砂岩を挟む泥岩からなる下部 (Mm) と、苦鉄質岩の礫を主とする角礫岩や砂岩からなる上部 (Mbr) に区分される (第5.5図)。琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類とは断層で接する。層厚は少なくとも600m。
岩相 下部は黒色泥岩を主とし、しばしば石質砂岩を挟む。石質砂岩は細粒-中粒で白色-灰色を呈し、単層厚1-10cmで黒色泥岩と互層する。石質砂岩には級化構造が認められる場合がある。

上部は、琴沢採石場付近では角礫岩を主とし、琴沢採石場北西約1kmの沢付近では砂岩と角礫岩の互層である。

角礫岩は泥岩基質がほとんどないものから、角礫が泥岩中にまばらに含まれる含礫泥岩まで認められる。また礫種構成からは、玄武岩礫が優勢なもの、泥岩礫が優勢なもの、その中間的性質のもの (第5.6図)、チャートや結晶片岩を含むもの等がある。玄武岩礫が優勢な角礫岩は新鮮面では緑色を呈するが、露頭の表面では灰色を呈する。礫は玄武岩、ドレライトが多く、せん断を受けた泥岩、珩長質火山岩、石英片岩を含む。礫径は数mm-10cmで、基質はほとんどなく、玄武岩礫の間を變形した泥岩が埋めているものから、含礫泥岩まで認められる。泥岩礫には放散虫化石が確認されるが、保存の良いものは得られていない。

泥岩礫優勢の角礫岩は黒色の泥岩角礫を主とし、珩長質火山岩の細礫を少量含むものもある。一見、黒色塊状泥岩に見えるが、露頭で注意深い観察や、切断研磨面の観察によって、角礫岩であることがわかる。礫径は数mm-5cmである。

砂岩やドレライトなどの角礫を含む角礫岩は中粒砂岩-細礫泥岩で、一部中礫に達する。これらの淘汰はよく、基質が少ない礫支持礫岩である。礫として、玄武岩、ドレライト、斑れい岩、泥岩、砂岩、チャート、花崗岩類、



第5.6図 虫川層上部の角礫岩

- A: 泥岩角礫を主とする角礫岩。千丈峰北北東約3km地点。
- B: ドレライト、細粒砂岩、泥岩の角礫からなる角礫岩。千丈峰北北東約3km地点。
- C: 玄武岩角礫を主とする角礫岩。ドレライトや泥岩の角礫を少量含む。千丈峰北北東約3km地点。

珪長質火山岩類，結晶片岩，マイロナイトなどである。

玄武岩礫は，ガラス質玄武岩である．花崗岩類礫はアプライト，トーナル岩，圧砕花崗岩からなり，珪長質火山岩礫は，石英斑岩，グラノファイアー，凝灰岩などからなる．チャート礫には海綿骨針を多く含む．結晶片岩礫は黒雲母白雲母片岩からなる．

放散虫化石 本地域の泥岩からは，放散虫化石として，

Albaillella asymmetrica, *Pseudoalbaillella* aff. *longicornis*, *Ps. fusiformis*, *Ps. longtanensis*, *Ps. sp. A* が報告されている（宇次原，1985；河合・竹内，2001）．これらの放散虫化石の示す年代は，Ishiga（1990）の *Ps. longtanensis* 群集帯-*Ps. globosa* 群集帯に相当し，中期ペルム紀の前期を示している．

第6章 飛驒外縁帯

(竹内 誠)

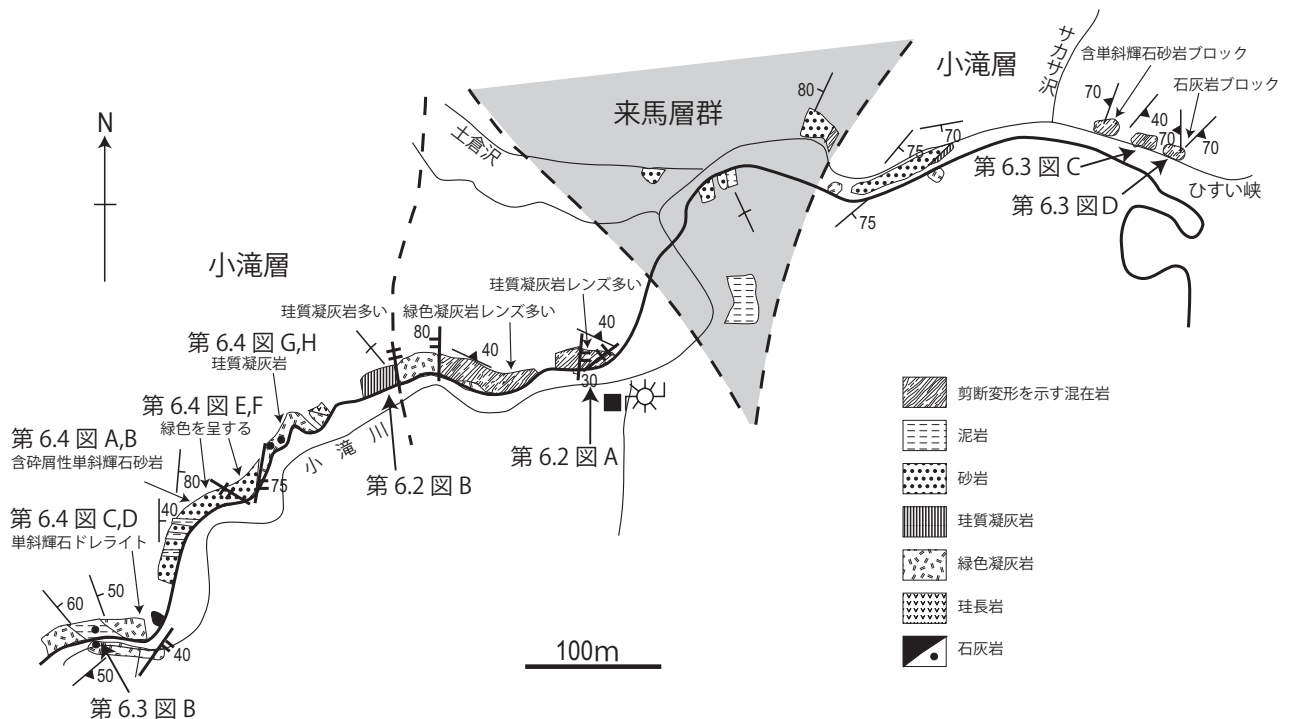
6. 1 研究史及び概要

石井 (1937) は7.5万分の1地質図幅「白馬嶽」において、白馬岳から蓮華地域の地質を初めて総合的に報告したが、古生界についてはペルム系及び石炭系とし、明確な区分はなされていなかった。横山 (1950) はこの地域の堆積岩と変成岩を一括して蓮華変成岩と呼んだ。加納 (1975) や相馬ほか (1976) は白馬岳から西方の清水岳地域を調査し、再結晶度や片理面の発達が弱く、原岩の組織や構造をよく残した地層が分布し、特に中性-酸性の火山砕屑岩を原岩とする岩石が多いことに注目している。高野・小松 (1984) は白馬岳付近の地層を泥岩や砂岩泥岩互層を基質とし、チャート、石灰岩、変玄武岩、変斑れい岩、蛇紋岩などの岩塊を含むオリストストローム(メランジュ)とした。そして小松ほか (1985) は、飛驒外縁帯を飛驒帯がナップとして移動した際の下底に形成された蛇紋岩メランジュであるとした。滝沢ほか (1995) は白馬岳西方のチャートから中期ペルム紀放射虫化石を初めて報告した。

竹内 (2002) は5万分の1地質図幅「白馬岳」(中野ほ

か, 2002) の調査の過程において、白馬岳メランジュ(オリストストローム)とされていた地層(高野・小松, 1984)が火山砕屑岩を主とする正常層であるとして白馬岳層と命名した。そして、蛇紋岩は初生的にはナップとして白馬岳層の上位に位置すること、メランジュ中のブロックとされていた斑れい岩が白馬岳層に貫入していることなどを報告した。竹内ほか (2004) は、白馬岳層を下部層、中部層、上部層に区分した。

一方、田沢ほか (1984) 及び宇次原 (1985) は青海石灰岩西側の非石灰岩層から中期ペルム紀の放射虫化石を報告し、宇次原 (1985) はこれらの地層を小滝オリストストローム層と呼んだ。河合・竹内 (2001) はこれらの地層を小滝コンプレックスと呼び、田沢ほか (2002) は秋吉テレーン(帯)に属するペルム紀付加体とした。小滝コンプレックス分布域の小滝川支流の土倉沢入口付近には石灰岩の転石が分布し、これらからは前期石炭紀のサンゴ類や石灰藻類などの化石が産する。岩相や化石相からはこれらの石灰岩はペルム紀付加体中の青海石灰岩とは異なり、むしろ古生界正常層である飛驒外縁帯一ノ谷層、南部北上帯鬼丸層、黒瀬川帯柿迫層産のものと同



第6.1図 小滝層の産状を示すルートマップ
小滝川のひすい峡から上流にかけてのルートマップ。

似することが指摘されている (Konishi, 1956; 神谷・兒子, 1996; Niko and Yamagiwa, 1998; 中澤ほか, 1998; 田沢ほか, 2002).

小滝コンプレックスとされた地層は、剪断変形が強い部分が多く、本来の層序を復元することは難しいが、変形を免れている部分も認められ、また構成する岩石の組み合わせも考慮して総合すると、これらの地層は付加体に特徴的なチャート-砕屑岩シーケンスは認められず、むしろ正常層の白馬岳層との類似点が多い。従って、本報告ではこれらの地層を正常層と見なし、小滝層とした。

なお、従来、白馬岳層や小滝層にて、チャートと呼ばれていた珩質岩のうち、一部のものはほとんど石英の微粒子からなるが、斜長石の結晶片を稀に含むことがあるため、斜長石片を含む珩質岩を珩質凝灰岩と呼ぶことにする (竹内ほか, 2004)。

6. 2 小滝層 (Cx, Ca, Cs, Cc, Cg)

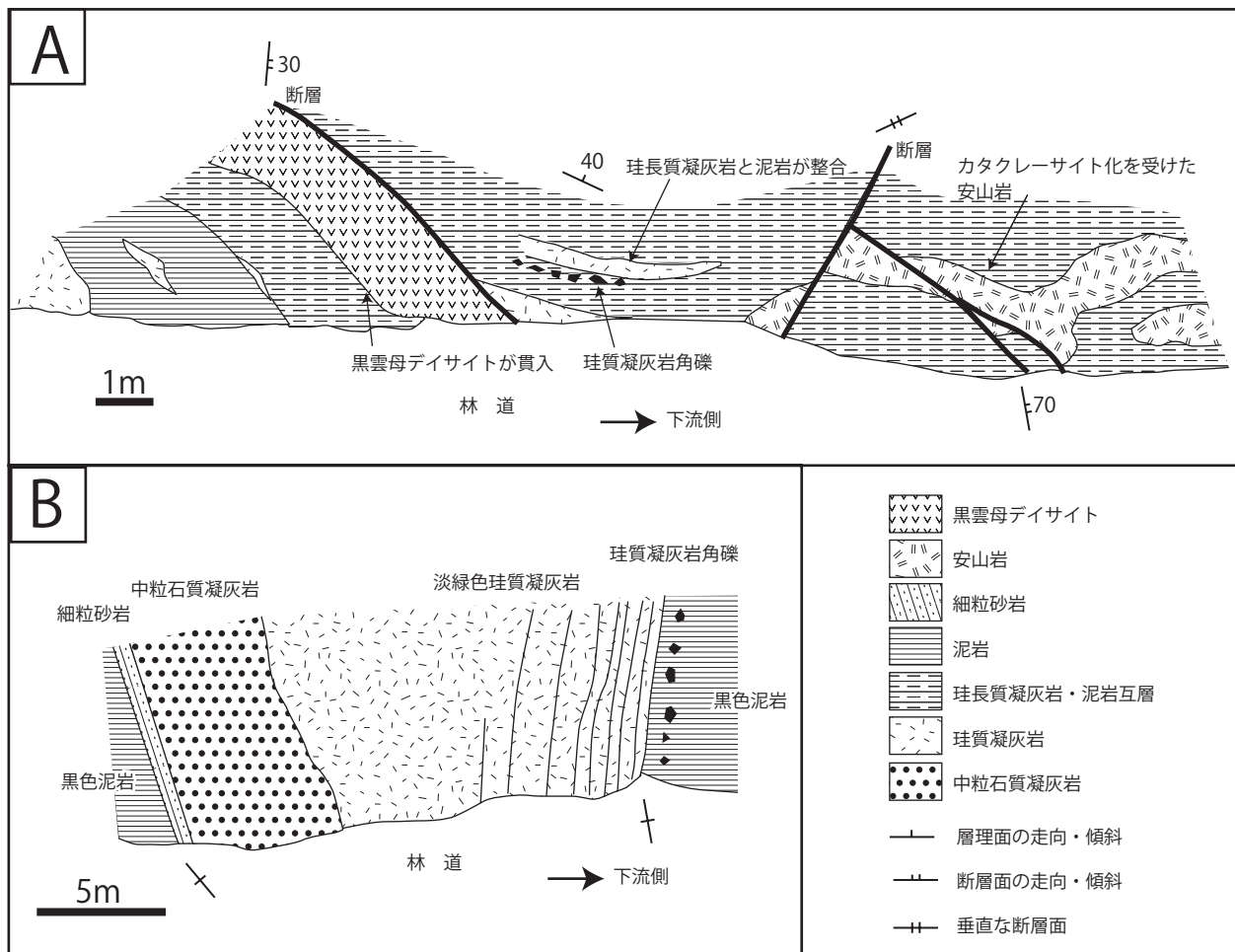
地層及び定義 新称. 青海石灰岩西側に分布する綠色岩、砂岩、泥岩、珩長質凝灰岩、珩質凝灰岩、チャートからなる正常層ペルム系を新たに小滝層と命名する。

分布 青海石灰岩西側の尻高沢、土倉沢、小滝川、マツオ沢に分布。

模式地 小滝川沿いのヒスイ峡から上流域 (第6.1図)。

層序 小滝層は断層により、3つのブロックに分かれて分布する。断層近傍では剪断変形が強く、東側ブロックのサカサ沢からヒスイ峡の間では、特に変形が強い。このように剪断変形を受けている部分が多く、正確な層序を復元することは困難であるが、部分的に変形が弱い部分があり (第6.2図)、以下のような層序と見なした。

小滝層は下位より、玄武岩 (Cg)、黒色泥岩・綠色凝灰岩互層 (Ca)、砂岩 (Cs)、綠色凝灰岩と重なり、黒色泥岩、チャート及び珩質凝灰岩 (Cc) と重なる。小滝川沿い



第6.2図 小滝層の珩長質及び珩質凝灰岩の産状を示すスケッチ

珩長質凝灰岩と泥岩は整合関係。泥岩中には珩質凝灰岩角礫が含まれる。厚層理凝灰岩では上方細粒化が認められ、下位は中粒石質凝灰岩、上位は細粒珩質凝灰岩となっている (B)。第6.1図ルートマップ中の西側と中央のブロックの珩質岩分布露頭。

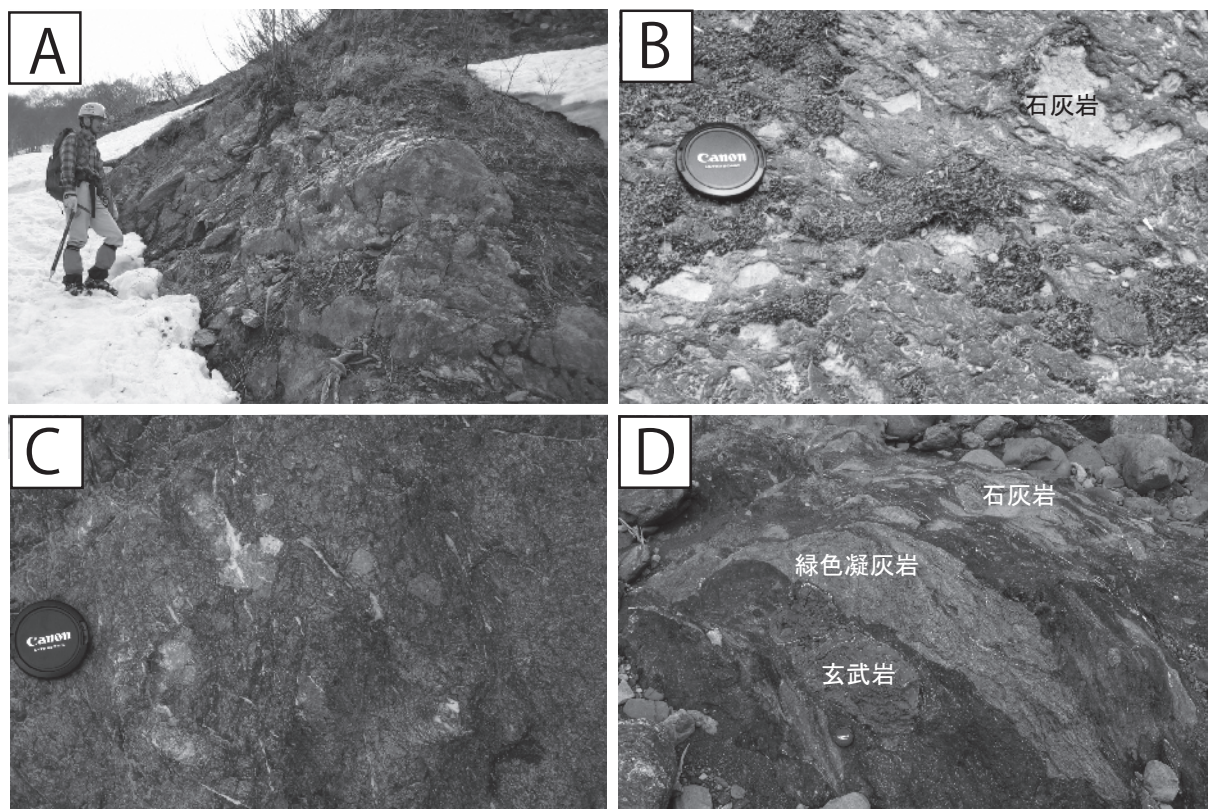
では、砂岩層の上位と下位に石灰岩角礫を含む泥岩や緑色凝灰岩層を挟む。また、砂岩の下位に単斜輝石ドレライトが分布する。ドレライトと他の地質との関係は露頭状況が悪いため不明である。

岩相 玄武岩は一般的に塊状であるが、横前倉山東方では枕状溶岩として産する（第6.3図A）。緑色凝灰岩は石質凝灰岩で、自形斜長石を主とする玄武岩片を多く含み、単斜輝石片を含むものも頻繁に見られる（第6.4図A, B）。単斜輝石ドレライトは自形斜長石とその間を埋める単斜輝石からなる（第6.4図C, D）砂岩は灰色-灰緑色を呈し、塊状で泥岩を数層挟む。中粒-粗粒で石質アレナイトである（第6.4図E, F）。玄武岩片を主として含み、斜長石、石英、単斜輝石、緑れん石を伴い、稀にざくろ石を含む。石灰岩角礫は灰色から白色の数mから数cmの角礫で、基質は黒色泥岩や灰緑色凝灰岩である（第6.3図B, C）。珪質凝灰岩は、層厚が15mに達する厚いものは下部が中粒石質アレナイトで上部は細粒珪質凝灰岩（第6.4図G, H）へと漸移し、また上方薄層化も認められる（第6.2図B）。この直上の黒色泥

岩には数cmの珪質凝灰岩の角礫を含む。泥岩には剪断変形がみられないので、堆積性角礫岩である。また珪質凝灰岩と泥岩が数十cmの層厚で互層をなす部分もある。珪質凝灰岩の一部には細粒の斜長石片を含むものがある。稀に放射虫化石を含む。

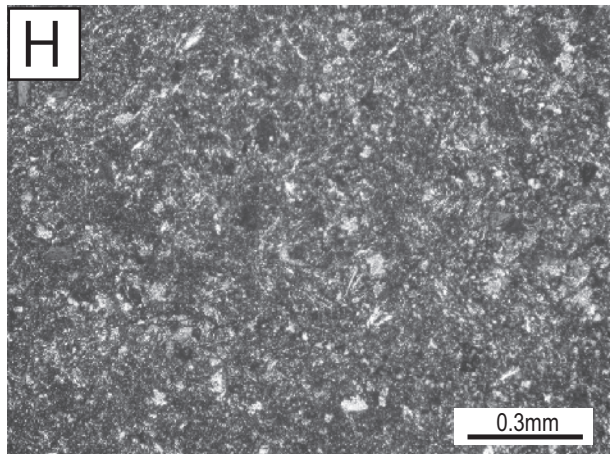
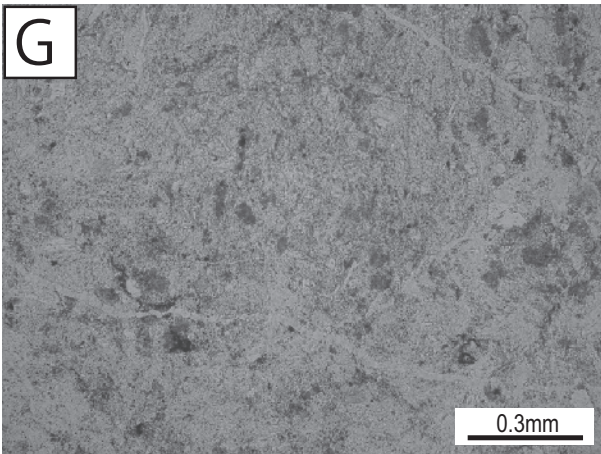
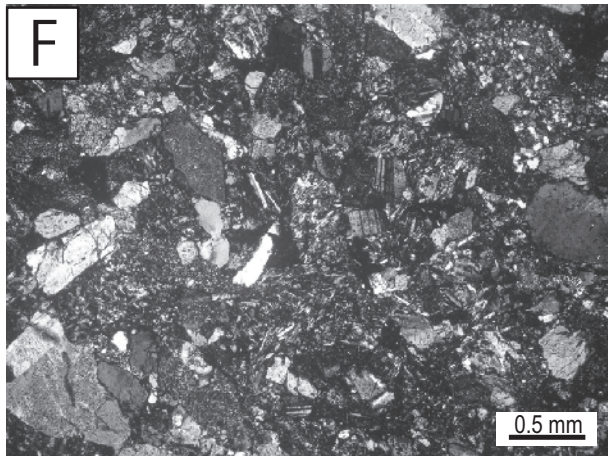
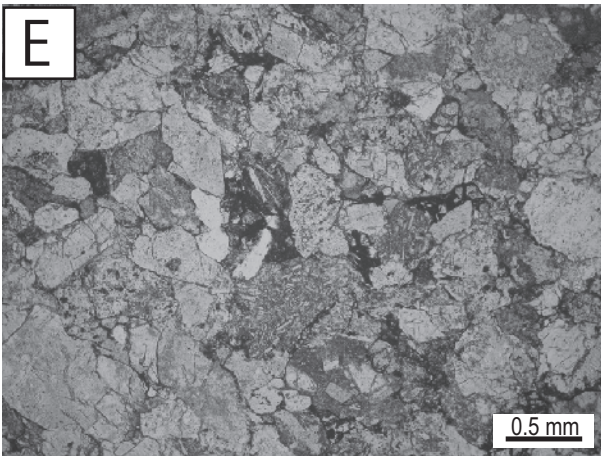
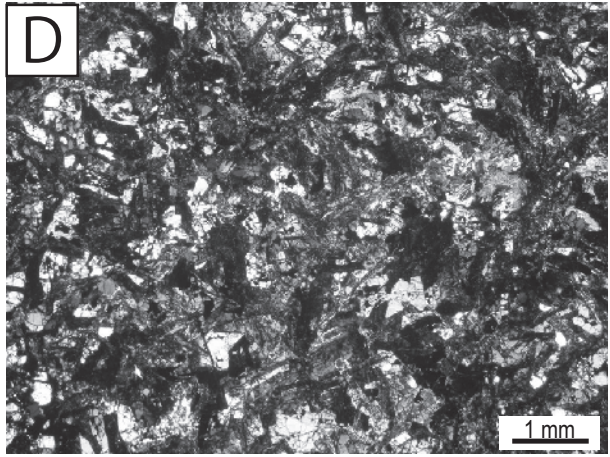
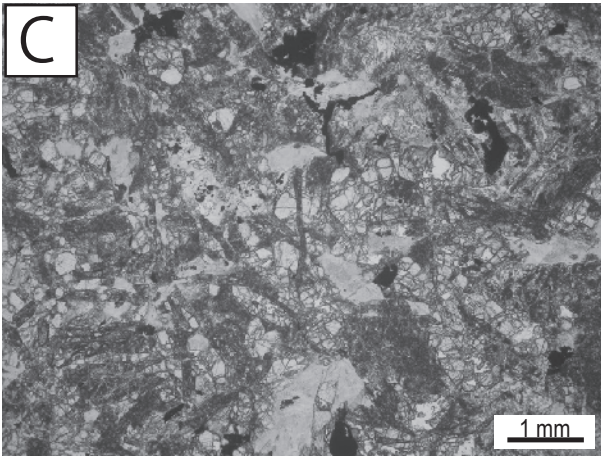
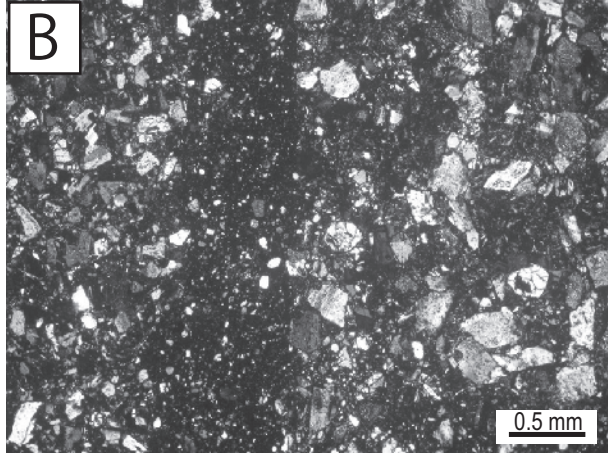
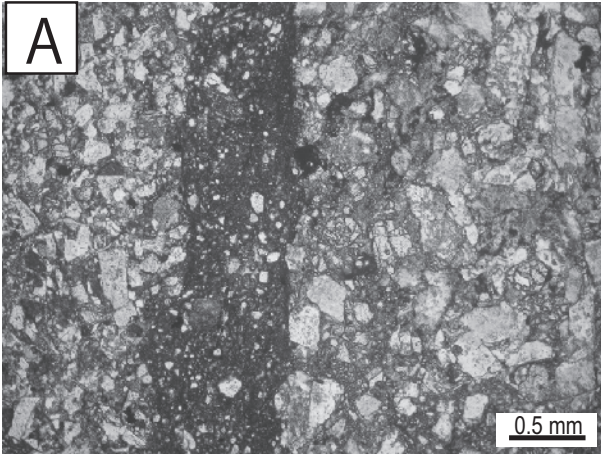
緑色凝灰岩黒色泥岩互層や珪質凝灰岩黒色泥岩互層はしばしば剪断変形を受け、凝灰岩がレンズ状を呈する。また小滝層のほとんどの岩石がカタクレサイト化を受けている。特に小滝川ヒスイ峡上流域では、強く剪断変形をうけ、面構造の発達した黒色泥岩中に石灰岩、緑色凝灰岩、玄武岩、砂岩、含石灰岩角礫凝灰岩などのレンズ状岩塊を含む混在岩（Cx）となっている（第6.3図D）。岩塊の長径は数cmから数mである。レンズ状砂岩は石質アレナイトで碎屑性単斜輝石を多く含むものもあり、小滝川沿いのより上流に分布する砂岩と酷似する。

化石 田沢ほか（1984）は小滝川沿いの泥質岩より、*Pseudoalbaillella* aff. *longicornis* と *Pseudoalbaillella* sp. を発見し、中期ペルム紀であるとした。宇次原（1985）



第6.3図 小滝層の岩相

- A：枕状溶岩として産する玄武岩。横前倉山の東方約300mの土倉沢源流部。
- B：石灰岩角礫を多数含む黒色泥岩。露頭位置は第6.1図参照。
- C：石灰岩角礫を含む玄武岩凝灰岩角礫岩岩塊。劈開の発達した泥質岩中に産する。露頭位置は第6.1図参照。
- D：強度の剪断変形を被った小滝層の混在岩。劈開の発達した泥質岩中に緑色凝灰岩、石灰岩、玄武岩がレンズ状に含まれる。露頭位置は第6.1図参照。



は、小滝川沿いの灰白色珪質頁岩より、*Paronella* (?) sp., *Pseudotormentus* sp., *Nazarovispongus* (?) sp. などを見だし、田沢ほか (1984) と同時代としている。河合・竹内 (2001) も小滝川沿いの珪質泥岩やチャートから *Follicucullus* sp. を報告し、中期ペルム紀の後期としている。

土倉沢入口付近には暗灰色-黒色の石灰岩転石が多く見られ、Konishi (1956) は前期石炭紀石灰藻を記載した。その後、土倉沢やマツオ沢の石灰岩角礫より、小林ほか (1957), Chihara *et al.* (1979), 長谷川ほか (1982), 長谷川・後藤 (1990), 神谷・児子 (1996), Niko and Yamagiwa (1998), 田沢 (2004) は前期-中期石炭紀の小型有孔虫類、フズリナ類、サンゴ類や腕足類を報告した。

6. 3 白馬岳層 (St)

地層及び定義 竹内ほか (2001) にて命名。竹内 (2002) にて詳細な記載がなされ、竹内ほか (2004) にて下部層、中部層、上部層に区分された。白馬岳図幅地域に分布する珪長質火砕岩類を主とするペルム系正常層を白馬岳層とする。

分布 本図幅地域の南西縁の五輪山付近と大所川第一発電所南東の沢に、断層に挟まれて小岩体が分布する。

岩相 五輪山付近の岩体は淡緑色を呈する細-中粒珪長質凝灰岩及び珪長質凝灰角礫岩からなる。その北側の黒負山への鞍部付近の小岩体は剪断変形を受けた黒色泥岩緑色珪長質凝灰岩互層からなる。

大所川第一発電所付近の岩体は石灰岩角礫を含む泥岩や泥岩緑色凝灰岩互層である。小滝層との区別が難しいが、地理的に白馬岳層とした。

化石 化石は報告されていない。

← 第6. 4図 小滝層の薄片の偏光顕微鏡写真

A: 碎屑性単斜輝石を含む石質アレナイト。全体としてカタクレーサイト化しているが、中央部に特に強くカタクレーサイト化したシアバンドが認められる。単ポーラー。試料採取地点は第6.1図参照。

B: 同上。直交ポーラー。

C: 単斜輝石ドレライト。単ポーラー。試料採取地点は第6.1図参照。

D: 同上。直交ポーラー。

E: 玄武岩片を主とする中粒石質アレナイト。単ポーラー。試料採取地点は第6.1図参照。

F: 同上。直交ポーラー。

G: 細粒珪質ガラス質凝灰岩。脱ガラス化のためガラス破片の組織は若干不鮮明になっている。単ポーラー。試料採取地点は第6.1図参照。

H: 同上。直交ポーラー。

第7章 来馬層群

(竹内 誠)

7. 1 研究史及び概要

7. 1. 1 研究史

小滝図幅地域の犬ヶ岳地域、来馬地域や泊図幅地域の犬ヶ岳地域の一部にジュラ紀層が分布することは、大塚(1891)の20万分の1地質図幅「富山」に記されている。小林(1927)は泊図幅地域の犬ヶ岳地域(地形図では境川と記されている)流域で *Dictyophyllum* を採取し、手取統より一段古いものであるとした。大石(1931)は北小谷の来馬付近を調査し、来馬統と呼んだ。石井(1937)の7.5万分の1地質図幅「白馬嶽」において来馬層群のおおよそ全体の分布域が初めて示された。小林ほか(1957)は初めて来馬層群の層序を明らかにし、下部ジュラ系であることを示した。

小林ほか(1957)は犬ヶ岳地域で、下位より漏斗谷層、北又谷層、似虎谷層、寺谷層、大滝谷層、水上谷層に区分し、来馬地域で下位より下部砂礫岩互層(Kr1)、含植物化石砂岩頁岩互層(Kr2)、含二枚貝化石砂岩頁岩互層(Kr3)、上部砂礫岩互層(Kr4)に区分し、岩相の側方変化が激しく、かつ犬ヶ岳地域と連続しないので2地域間の対比ができないとしている。一方、Chihara *et al.* (1979)、滝沢(1980)、山田・滝沢(1981)は犬ヶ岳地域の最上部の水上谷層は手取層群に属するとした。また白石(1992)は来馬地域の層序を下位より、蒲原沢層、大所川層及びヨシナ沢層に区分し、凝灰岩層を鍵層として犬ヶ岳地域と来馬地域の層序を対比した。その他に来馬層群では、アンモナイト化石(佐藤, 1956; Sato, 1992など)、二枚貝化石(例えば Hayami, 1961, 1990)、植物化石(例えば, Kimura *et al.*, 1988; Kimura and Ohana, 1990)などの古生物学的研究が主としてなされてきた。また、南隣の白馬岳図幅地域の土沢より恐竜の足印化石が発見された(畠山, 1995; 小谷村恐竜化石学術調査団, 2000)。

堆積学的研究では、碎屑物組成について Chihara *et al.* (1979)、山田・滝沢(1981)、白石(1992)、熊崎・小嶋(1996)などがある。山田・滝沢(1981)や白石(1992)は火山岩起源の碎屑物が多いこと、また白石(1992)は凝灰岩が数層挟まれることを報告し、後背地に火成活動があったことを述べた。さらに熊崎・小嶋(1996)は碎屑性ざくろ石の化学組成を検討し、その起源は飛騨外縁帯に存在する結晶片岩起源であることを明らかにした。また激しく褶曲した来馬層群を白亜系が不整合に覆うことより、来馬層群堆積後に後来馬変動と呼ばれる

変動の存在が指摘されている(植村, 1981; Uemura and Yokota, 1981; 茅原・小松, 1982)。

7. 1. 2 概要

小滝図幅地域の来馬層群は、来馬層群全体の分布域の東半分位置する(第7.1図)。来馬地域と大所川地域にまとまった分布があり、これらの地域の来馬層群には、下位より蒲原沢層、大所川層及びヨシナ沢層に区分される来馬地域の層序区分が適用される(第7.1図、第7.2図)。また本地域西縁部には犬ヶ岳地域に広く分布する来馬層群の東端部が分布する。この来馬層群は犬ヶ岳地域の層序が適用される。赤禿山付近の来馬層群については詳細な層序区分はできなかった。

7. 2 大所川及び来馬地域の来馬層群

7. 2. 1 蒲原沢層 (Kg, Kg₁, Kg₂)

地層名 白石(1992)。

模式地 小滝図幅地域の新潟県と長野県境を流れる蒲原沢。

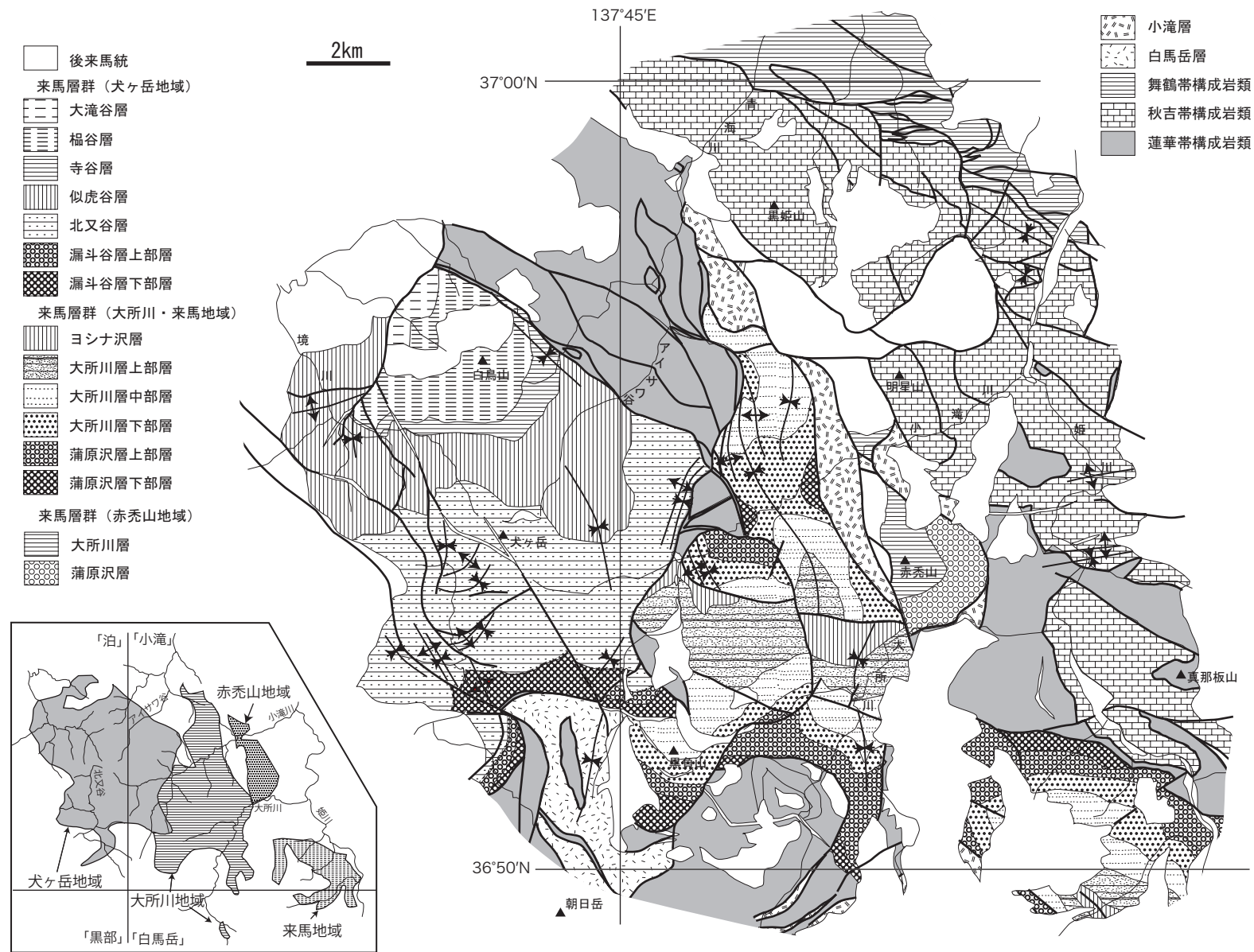
分布 土沢下流、湯原沢下流、蒲原沢下流、一難場山北方、ヒワ平から大所川上流を通過してヨグラ沢上流域、五輪山北方、赤禿山南方から東方、小滝川中流域。

層厚 来馬地域で約700m、大所川地域で約440m。

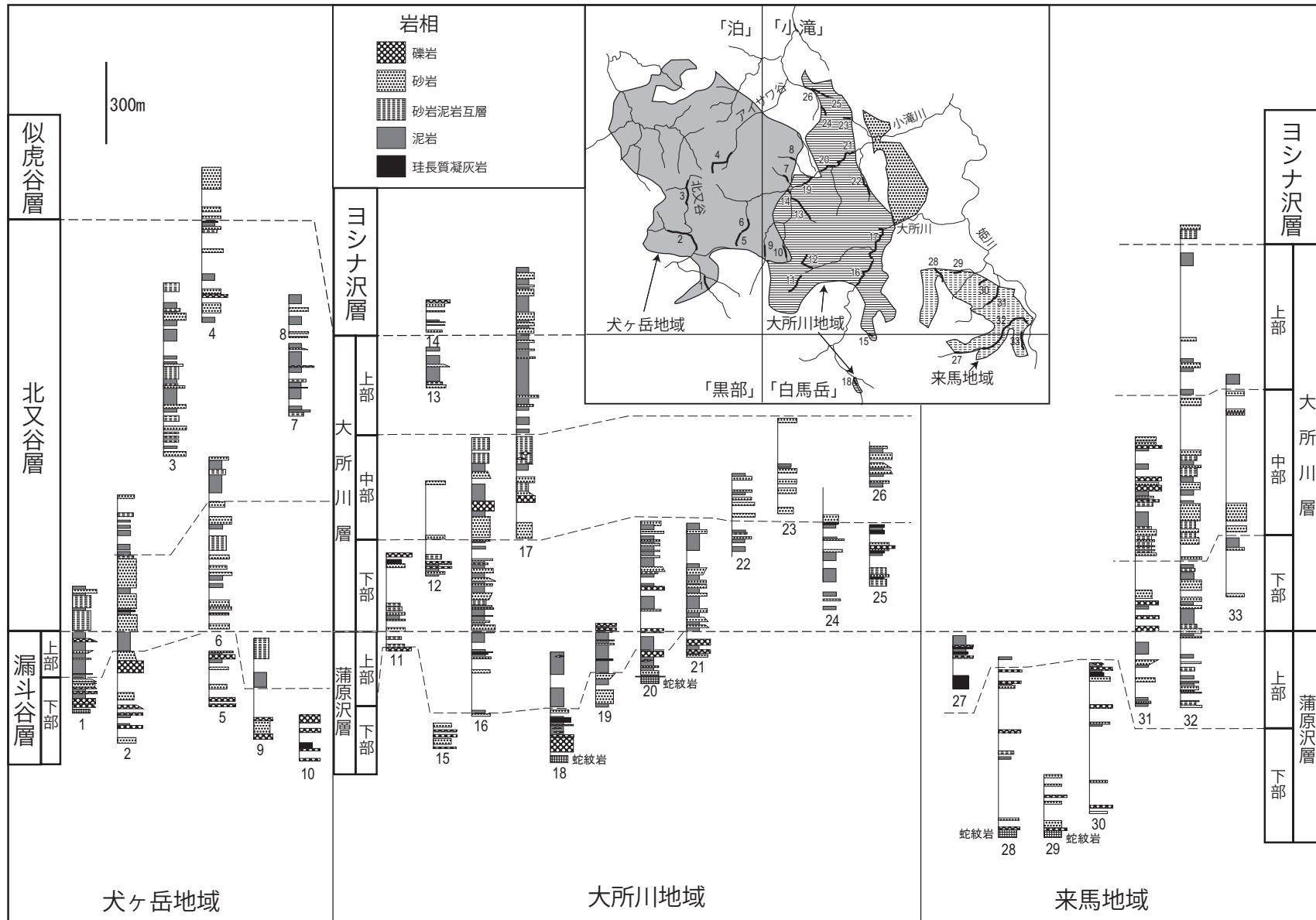
層序及び層序関係 蒲原沢層は来馬層群の最下部を占め、下部は礫岩及び砂岩を主とし、泥岩及び珪長質凝灰岩を挟み、上部は砂質泥岩及び珪長質凝灰岩を主とし、礫岩、砂岩、石炭層を挟む。

本地域の蒲原沢層は来馬層群以外の地層や岩石と断層で接する。蒲原沢では不整合面は確認できず、多くの場合蛇紋岩と断層で接する。一難場山北方では、来馬層群と蛇紋岩の境界付近の蛇紋岩中に蒲原沢層が断層で境された小岩塊として分布する。小滝川大ヒシの下流では、小滝層との境界は露頭欠如のため不明であるが、蒲原沢層には蛇紋岩を起源とする砂岩が挟まっている。また小滝川のヨシオ沢出合付近では、結晶片岩角礫を多く含む角礫岩が存在する。従って、来馬層群は蛇紋岩や蓮華変成岩類を基盤として不整合に覆っていた可能性が高い。

岩相 下部(Kg₁)の礫岩は細礫-大礫で角礫-亜角礫からなり、基質は少なく礫支持である。また一部は基質が泥岩で、基質支持である。礫は流紋岩及び珪長質凝灰岩が最も多く、ついで安山岩が多く、珪質頁岩、チャート、珪質凝灰岩、花崗岩、石質砂岩やシルト岩及び水中急冷



第7.1図 来馬層群の分布



第7.2図 来馬層群の柱状図

犬ヶ岳地域の層序は小林ほか（1957），来馬・大所川地域の層序は白石（1992）による。

組織をもった玄武岩などを伴う。稀に蛇紋岩も含まれる。チャートには海綿骨針を多く含むものがある。また珪質頁岩やチャートには放射虫化石を含むものもある。大所川第三発電所上流約500m付近では、赤色凝灰岩や赤色凝灰岩を基質とする礫岩が分布する。

上部 (Kg_2) は砂質泥岩及び珪長質凝灰岩を主とし、礫岩、砂岩、石炭層を挟む。砂質泥岩に数層準で中礫礫岩から砂岩・砂質泥岩に至る上方細粒化を示す部分がある。

礫岩は礫のインプリケーションが認められる場合がある。礫種は下部の礫岩とあまり変化がない。

珪長質凝灰岩は一般的に灰色細粒で、単層約1mの厚層理のものや単層数cm-20cmの厚さで黒色砂質泥岩と互層をなすものがあり、軽石を含む粗粒なものからガラス質の細粒なものまでみられる(第7.3図, 第7.4図)。

前沢と小滝川では軽石を含む凝灰岩を挟む。前沢では合計層厚5mの珪長質凝灰岩がみられ、長径約1-3cmの押しつぶされて扁平な軽石を含む(第7.4図D-F)。特に軽石を含む1層では斜交層理が顕著である。小滝川沿いの含軽石珪長質凝灰岩の軽石は長径約1cmで層理と平行に配列していたり、トラフ型斜交層理の底部に含まれたりする。細粒珪長質凝灰岩にはしばしばカレントリ

ップルやそれによる斜交葉理がみられるものがある(第7.4図C)。細粒珪長質凝灰岩はガラス質凝灰岩である。この様に流れによる堆積構造が頻繁に認められることから、空中からの降灰による凝灰岩ではなく、河川によって二次的に堆積した凝灰岩である。

赤赤山周辺に分布する蒲原沢層は小分布のため、詳細な層序区分はしなかった。

年代及び対比 本層から時代決定に有効な化石は得られていない。従来、来馬地域と犬ヶ岳地域の層序はそれぞれの地域で設定され、岩相の側方変化が激しいので両地域の対比は困難とされてきた。白石(1992)は上方細粒化の堆積サイクルと挟在する凝灰岩に注目し、両地域の層序の対比を行った。そして本層に挟まれる黄色軽石が密集している層準(YPT)を鍵層として、蒲原沢層を犬ヶ岳地域の漏斗谷層中-下部に対比した。

7.2.2 大所川層 (Ko, Ko_1, Ko_2, Ko_3)

命名 白石(1992)。

模式地 大所川中流。

分布 来馬集落から西の前沢、湯原沢、蒲原沢、一難場山西方、大所川中流域から小滝川中-上流域、横前倉山付近からアブキ谷上流部。

層厚 大所川沿いで約1,000m、土沢で1,400m。

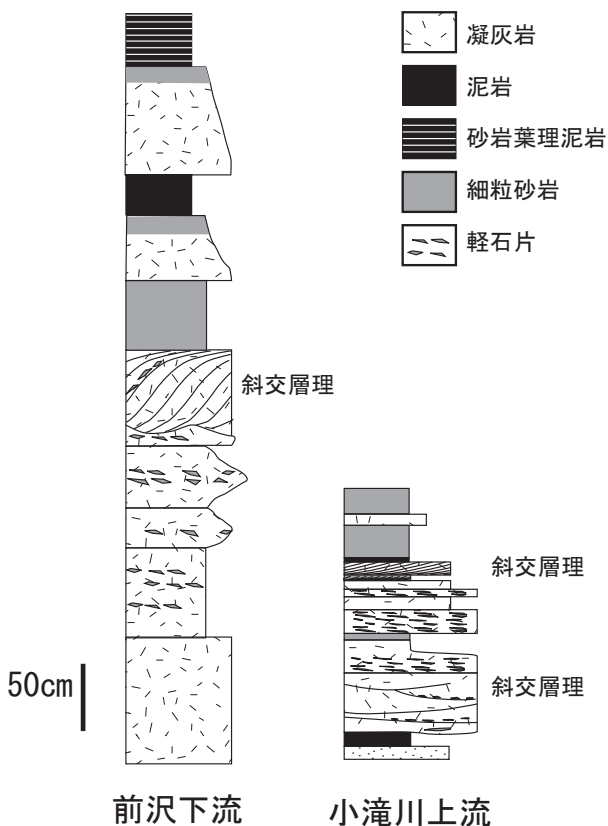
層序 下位の蒲原沢層とは整合に重なる。蒲原沢層上部の泥質岩卓越部の上位で最初に厚層理砂岩が出現した部分から上位を大所川層とする。大所川層は下部、中部、上部に区分され、下部は砂岩、泥岩を主とし、礫岩、珪長質凝灰岩、珪質凝灰岩、石炭層を伴う。中部は厚層理砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩からなる。上部は泥岩及び砂質泥岩を主とし、砂岩、礫岩、石炭層を伴う。上部の泥質岩卓越部の上位に最初に厚層理砂岩が出現した部分から上位をヨシナ沢層とする。

岩相 下部 (Ko_1) は厚層理(最大約4m)砂岩に始まり、上方細粒化及び薄層化を示し、泥岩にいたる部分(第7.5図)と泥質岩卓越部に中層理から薄層理砂岩を挟む部分(第7.6図)からなる。

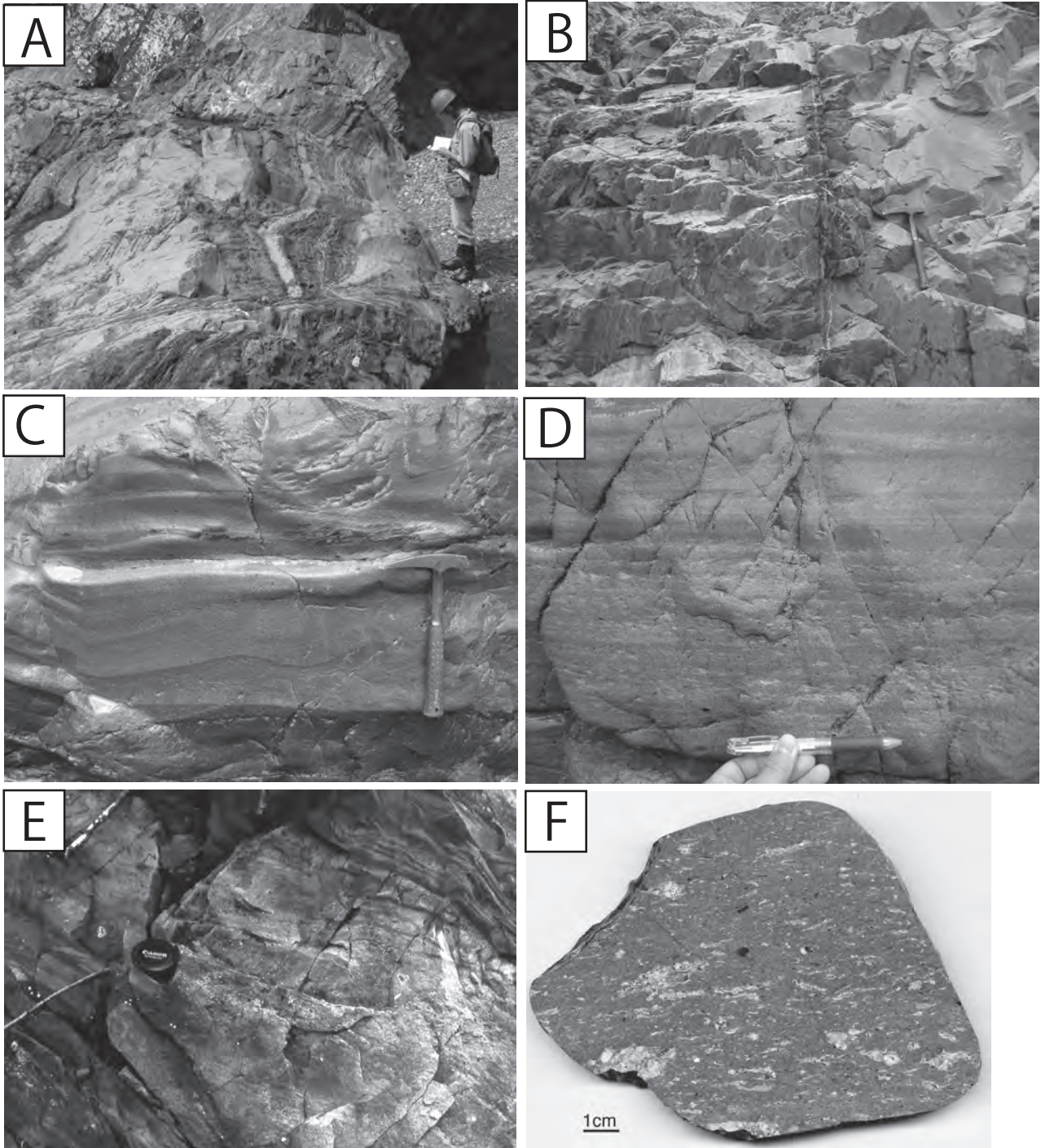
前者の厚層理砂岩の基底部や下部にはしばしば中礫礫岩や細礫礫岩を伴う。下位の地層の削り込みが認められる場合がある。砂岩は中粒から極粗粒で石質アレナイトである。砂岩の層理面には植物破片が多く含まれ、泥質部には稀に根の痕跡化石が認められる(第7.7図)。また泥岩は炭質物が多い部分があり、石炭層を挟む。

後者は泥岩に斜交葉理の発達した中-細粒砂岩の薄層や斜交層理の発達した中層理極粗粒-中粒砂岩を挟む。極粗粒砂岩にはしばしば中礫-細礫礫岩を含む。中層理砂岩や礫岩は下位の地層への削り込みが認められる場合がある。

これらの地層は側方への連続性は悪い。砂岩層は側方へ薄層化し、泥質部に移行し、砂岩層はレンズ状形態を



第7.3図 来馬層群蒲原沢上部の軽石を含む凝灰岩柱状図
凝灰岩層には斜交層理、級化構造が認められ、河川成堆積物である。



第7.4図 来馬層群の凝灰岩の岩相

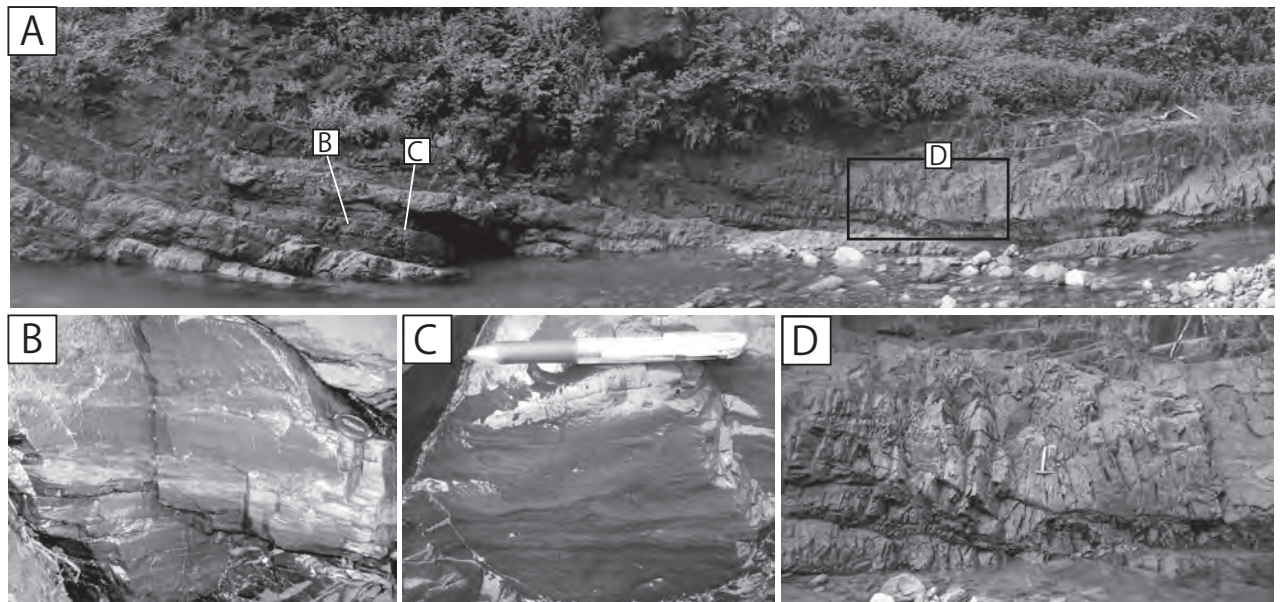
- A：灰色珪長質凝灰岩と黒色泥岩の互層．小滝川のオソロ沢出合上流約200m 付近．
 B：厚層理灰色珪長質凝灰岩．左側の部分は平行葉理が発達している．小滝川のオソロ沢出合上流約200m 付近．
 C：カレントリップルによる斜交葉理の発達した灰色珪長質凝灰岩．小滝川のオソロ沢出合上流約200m 付近．
 D：扁平な軽石片を含む平行葉理の発達した灰色珪長質凝灰岩．小滝川のオソロ沢出合上流約200m 付近．
 E：扁平な軽石片を含む斜交葉理の発達した灰色珪長質凝灰岩．前沢標高430m 付近の右岸の塩の道沿い．
 F：Eの研磨試料．



第7.5図 蛇行河川堆積相を示す来馬層群大所川層

A：泥岩の上に重なる斜交層理の発達する厚層理砂岩。黒負山東斜面標高1,900m 付近。

B：上方細粒化と薄層化を示す砂岩及び泥岩。黒負山東斜面標高1,900m 付近。



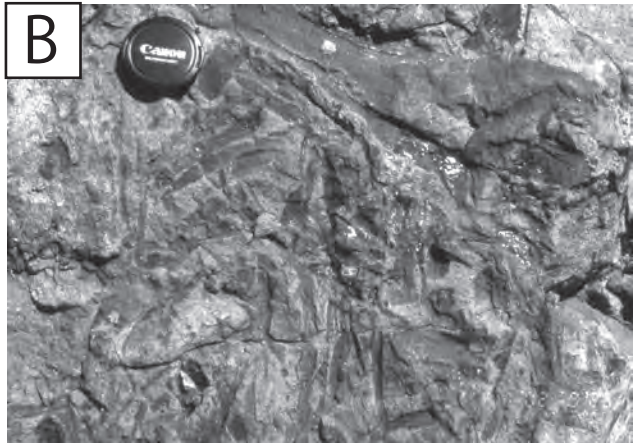
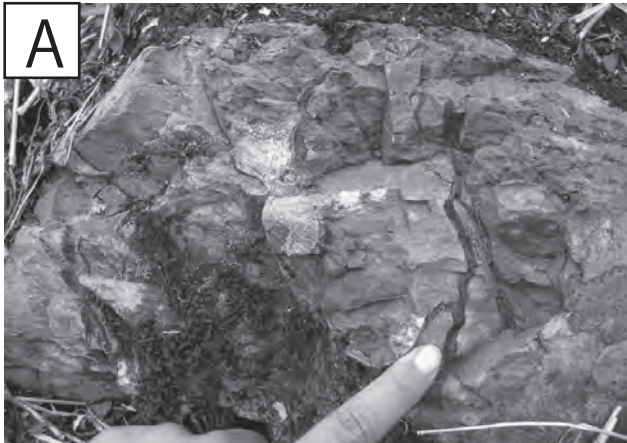
第7.6図 氾濫原堆積相を示す来馬層群大所川層

A：大所川層の砂岩泥岩互層。大所川中流，標高560m 付近の左岸。

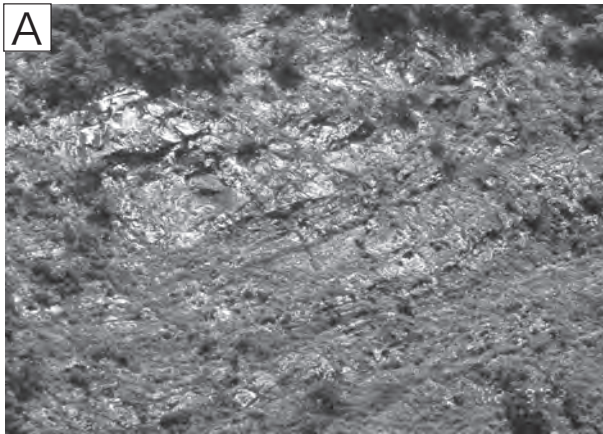
B：泥岩中の斜交葉理が発達する細粒砂岩層。

C：泥岩中のクライミングリップルによる斜交葉理が発達する細粒砂岩層

D：側方付加による斜交層理が発達する砂岩層。下方への削り込みがみられる。



第7.7図 来馬層群大所川層の植物化石
 A：灰緑色凝灰質泥岩中に層理面と直交方向にのびる植物根の痕跡。黒負山東斜面標高1,900 m 付近。
 B：砂岩の層理面上に密集する植物の葉や莖化石。



第7.8図 斜交層理の発達した来馬層群大所川層
 A：上半部は斜交層理が認められる厚層理砂岩（河川のチャネル堆積物）。下半部は側方に薄層化する中層理砂岩や泥質岩からなる（自然堤防や氾濫原堆積物）。小滝川中流左岸，大ヒシ。
 B：Aのスケッチ。

示す（第7.8図）。

本層の泥質部にはしばしば細粒ガラス質珪質凝灰岩を挟む。層厚は数 cm - 20 cm である。

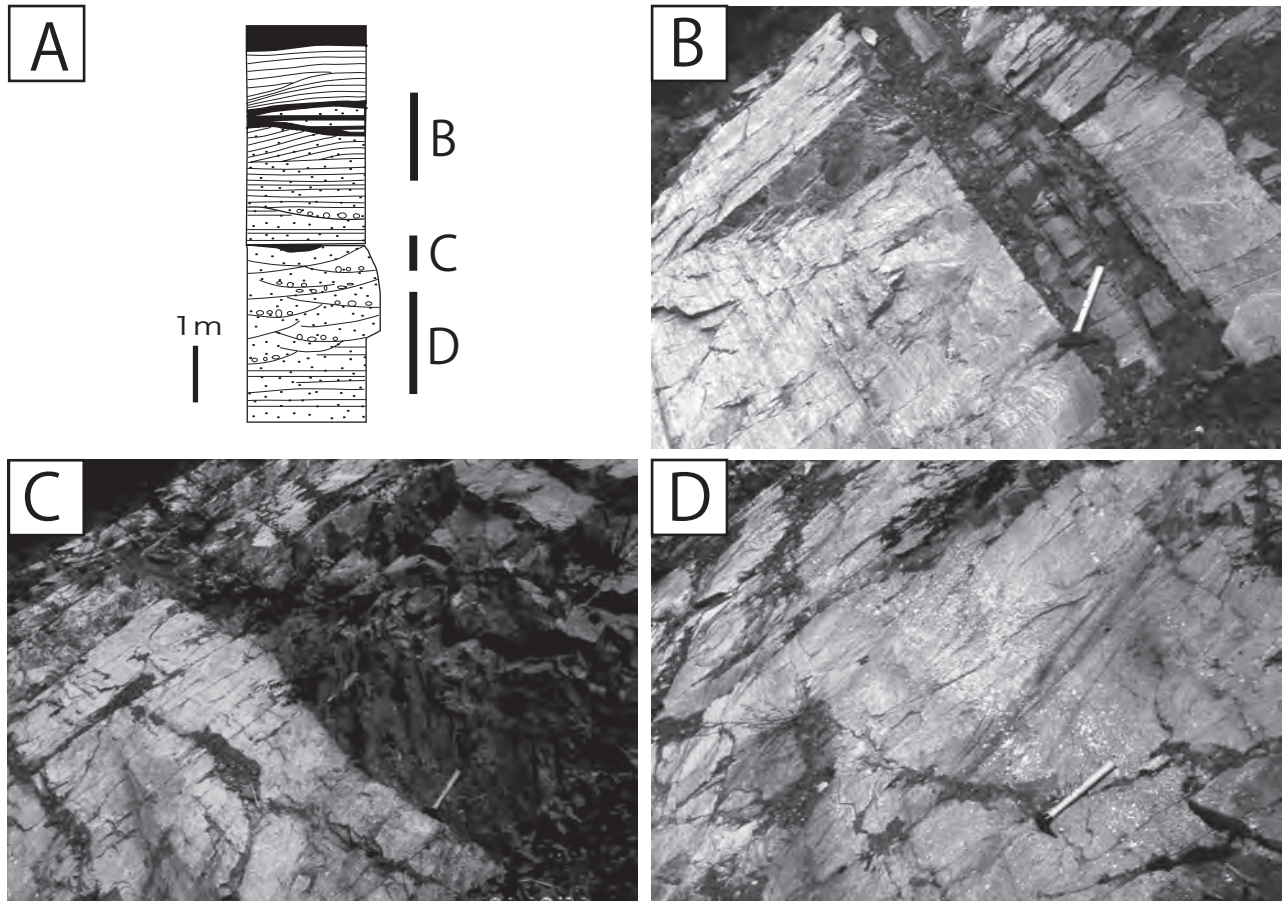
中部 (Ko_2) は厚層理の礫岩及び砂岩を主とする（第7.9図）。礫岩及び砂岩層にはトラフ型斜交層理が発達している。砂岩層には平行葉理がしばしば認められ、上に凸の葉理となっている部分もある。礫岩は中礫礫岩-細礫礫岩で、砂岩は極粗粒-中粒石質アレナイトである。淘汰はよい。

上部 (Ko_3) は泥岩や砂質泥岩を主とする。中層理の中粒砂岩から泥岩からなり、稀に層厚1-2mの中礫礫岩-粗粒砂岩層を挟む。砂岩は泥基質が多く、ワッケである。一般に黒色を呈するが、部分的に暗緑色を呈する。泥質部には葉理などの堆積構造はほとんどみられない。

年代及び対比 本地域の本層からは年代決定に有効な化石は報告されていない。白石（1992）は蒲原沢層の上位に重なる1サイクルの上方細粒化を示す地層を大所川層とした。白石（1992）は大所川層を小林ほか（1957）の漏斗谷層上部から北又谷層下部に対比した。本報告では白石（1992）の層序を踏襲したが、小滝川以北における層序区分と分布は異なっている。

化石及び堆積環境 泥岩からは、*Astarte* n. sp., *Bakevella ohishiensis*, *Cardinioides ovatus*, *Corbicula kurumaensis* などの化石が報告されている（小林ほか，1957）。*Corbicula* は汽水性示相化石であるが、これらは泥質岩中に密集して、その他の海棲種と共存して産するため、強い海水影響下の頻海性堆積層とされている（小林ほか，1957）。

堆積相からは、厚層理砂岩から泥岩への上方細粒化や薄層化を示す部分は蛇行河川堆積物といえる。また泥岩にはしばしば植物化石や根の痕跡化石が認められることから氾濫原堆積物である。また泥質岩には砂岩の薄層が挟まれるが、それらは氾濫原へのクレバススプレー堆積



第7.9図 網状河川堆積相を示す来馬層群大所川層

A：網状河川堆積相を示す大所川層の柱状図。前沢中流，標高730m付近の右岸の露頭。

B：緩く上に凸の層理を示す粗粒砂岩。

C：トラフ型斜交層理の発達する礫質砂岩層及びその上に重なる泥岩。泥岩層下底にはチャンネル構造がみられる。

D：Cの下位のトラフ型斜交層理の発達する礫質砂岩層。

物（自然堤防が決壊して堆積したもの）である。

また中部でみられるトラフ型斜交層理の発達した砂岩はチャンネル堆積物で，平行葉理の発達した砂岩はバー堆積物である。これらが厚く堆積しているので，網状河川堆積物といえる。

7.2.3 ヨシナ沢層 (Ky)

命名 白石 (1992)。

模式地 大所川第二発電所付近の大所川と支流のヨシナ沢。

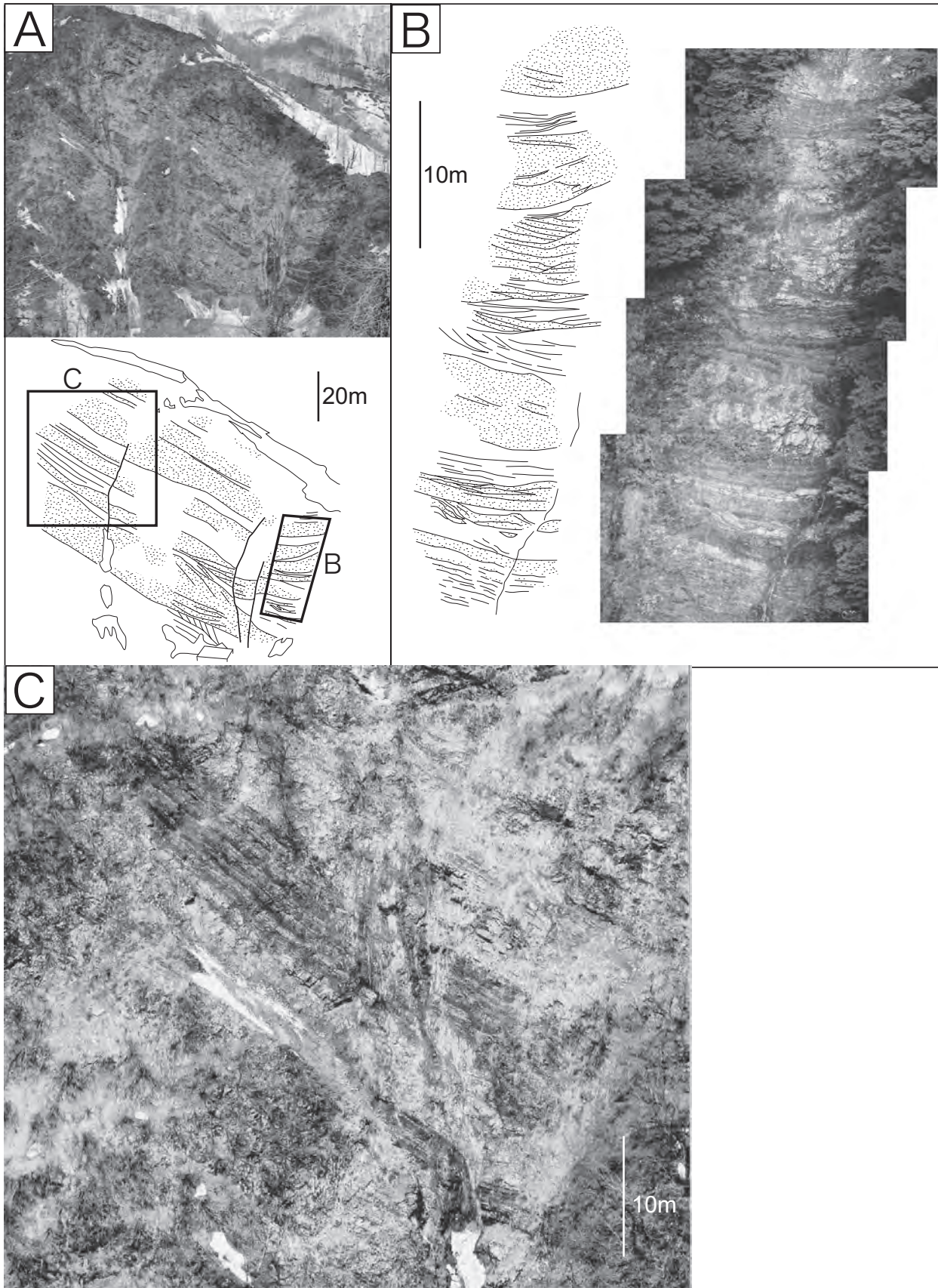
分布 大所川第二発電所付近，小滝川上流域のシックイ沢と中俣山付近。

層厚 模式地付近で400m。

層序及び岩相 大所川層の上位に整合に重なる。白石 (1992) は蒲原沢層や大所川層のような上方細粒化を示さず，砂岩卓越部と頁岩卓越部が繰り返す大所川層の上位の地層をヨシナ沢層とした。大所川層上部の泥質岩卓越部の上位に最初に厚層理砂岩が出現した部分から上位をヨシナ沢層とする。

分布域が限られているため詳細な層序は不明であるが，模式的な層序は大所川第二発電所裏の崖にて観察される (第7.10図A)。厚層理砂岩を主とし，泥質岩卓越層を挟む。砂岩には斜交層理やチャンネル構造などが認められる (第7.10図B)。厚層理砂岩は中粒-極粗粒砂岩で石質アレナイトである。泥質部には泥質砂岩の中層理-薄層理砂岩を挟む。また小チャンネルの側方付加による泥岩中にレンズ状に砂岩の斜交層理がみられる (第7.10図C)。

年代及び対比 本地域のヨシナ沢層からは，年代決定に有効な化石は得られていない。白石 (1992) は犬ヶ岳地域の小林ほか (1957) の北又谷層のKk1上部からKk3下部に対比した。本地域の層序区分は白石 (1992) に従ったが，小滝川以北の層序区分が白石 (1992) とは異なっている。小滝川沿いで白石 (1992) は大所川層の上位にヨシナ沢層が分布するとしたが，岩相からは小滝川以北にはヨシナ沢層は分布せず，白石 (1992) がヨシナ沢層としたものは全て大所川層下部に区分されるものとした。



第7.10図 来馬層群ヨシナ沢層の岩相
 A : 大所川第二発電所裏のヨシナ沢層の露頭.
 B : 斜交層理の発達するヨシナ沢層.
 C : チャネル堆積物の厚層理砂岩と氾濫原堆積物の砂岩薄層を挟む泥岩.

化石及び堆積環境 *Mytilus heranirus*, *Bakevellia otariensis*, *Cardinoides varidus*, *Corbicula kurumaensis* などの二枚貝が報告されている(小林ほか, 1957). また畠山(1995)及び小谷村恐竜化石学術調査団(2000)は南隣白馬岳図幅地域の土沢中流部の標高700m付近の左岸にて恐竜の足印化石を報告した.

7. 3 犬ヶ岳地域の来馬層群 (Kj₁, Kj₂, Kk, Kn)

犬ヶ岳地域の来馬層群は, 下位より漏斗谷層, 北又谷層, 似虎谷層, 寺谷層, 大滝谷層に区分されている(小林ほか, 1957). 本地域には漏斗谷層, 北又谷層, 似虎谷層が分布する.

7. 3. 1 漏斗谷層 (Kj₁, Kj₂)

命名 小林ほか(1957).

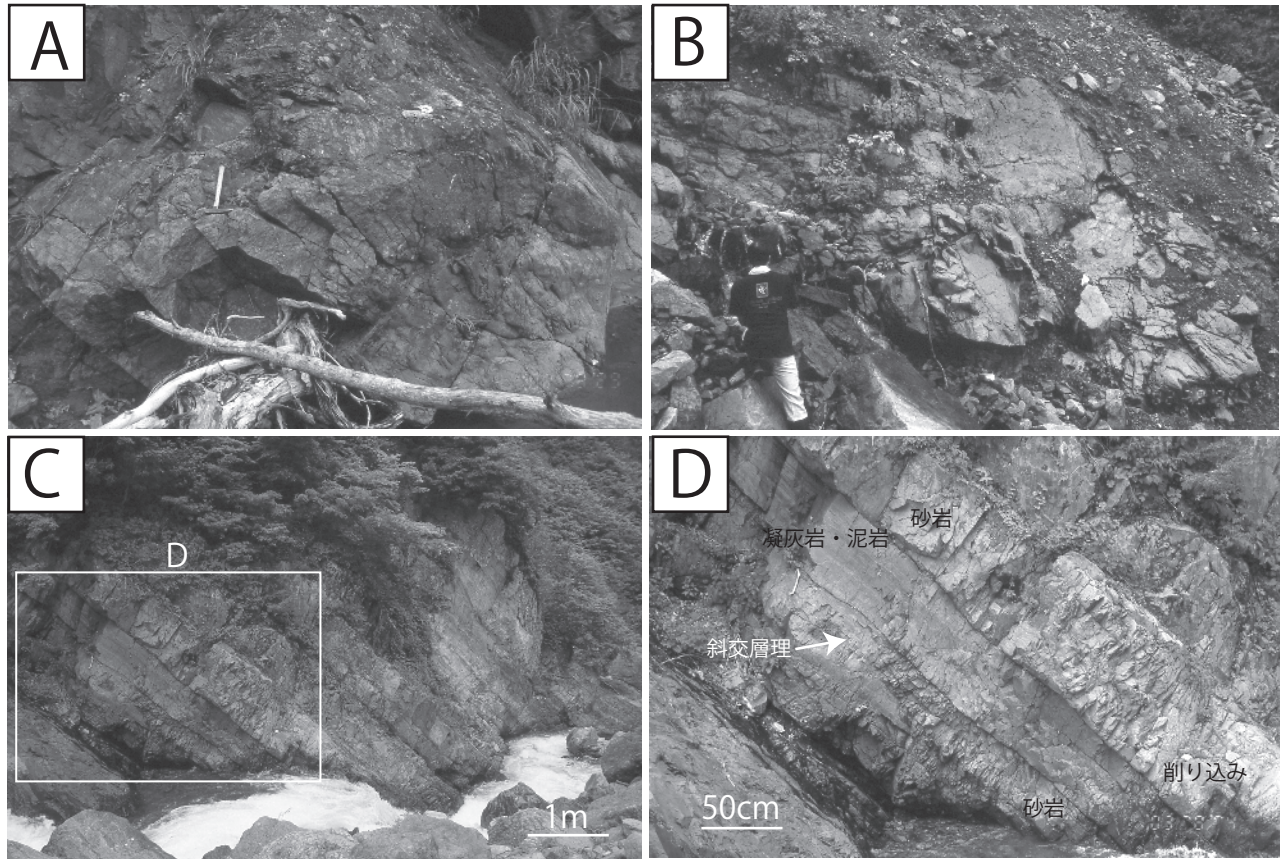
模式地 西隣泊図幅地域の漏斗谷.

分布 小滝川源流部東俣沢.

層厚 東俣沢付近で400m.

層序及び岩相 砂岩及び礫岩及び泥岩からなる下部(Kj₁)と泥岩及び珪長質凝灰岩を主とし, 礫岩, 砂岩を挟む上部(Kj₂)からなる. 下部の礫岩及び砂岩は緑色ないし赤色を呈し, 厚層理あるいは塊状である(第7. 11図A, B). 礫岩は角礫-亜角礫で淘汰は悪い. 緑色安山岩礫が最も多く, 次に流紋岩と蛇紋岩の礫が多い. 上部は凝灰岩葉理の発達した泥岩を主とし, 中層理砂岩を挟む(第7. 11図C, D). 砂岩の下底には緩く湾曲した削り込みが認められる. また斜交層理もしばしば認められる.

年代及び対比 化石は産出していない. 来馬層群の最下部層に位置し, 岩相から大所川及び来馬地域の蒲原沢層に対比される. 小林(1957)が示した大所川地域の漏斗谷層は白石(1992)の蒲原層と大所川層の下部にあたるが, 漏斗谷層模式地の泊図幅地域の漏斗谷では礫岩優勢の下部と泥岩優勢の上部からなるので, この岩相の部分のみを漏斗谷層とする.



第7. 11図 来馬層群漏斗谷層の岩相

A: 漏斗谷層下部の緑色砂岩及び礫岩. 小滝川東俣沢支流, 黒負山北側の沢, 標高1,100m付近.

B: 漏斗谷層下部の緑色砂岩. 上部は細粒化し赤色となっている. 小滝川東俣沢支流, 黒負山北側の沢, 標高1,150m付近.

C: 漏斗谷層上部の凝灰岩泥岩砂岩互層. 小滝川東俣沢, 標高1,000m付近.

D: Cの拡大. 砂岩には斜交層理や削り込みが認められる.

7.3.2 ^{きたまただに}北又谷層 (Kk)

命名 小林ほか (1957).

模式地 西隣泊図幅地域の北又谷.

分布 本地域西部の東俣沢, 西俣沢, オソロ沢上部.

層厚 約1,000m.

層序及び岩相 本地域では一部しか分布していないため, 詳細な全体層序は不明である. 下位の漏斗谷層に整合に重なる. 柴倉山南東の沢(柴倉沢)やオソロ沢では, 泥岩を主とし, 層厚1-3mの中礫礫岩や粗粒砂岩をしばしば挟み, 上方細粒化を示し, 泥岩に漸移する. 泥岩は珪長質凝灰岩と互層する部分が多く, 平行葉理や斜交葉理が発達する. 東俣沢左岸地域では層状砂岩が卓越する.

年代及び対比 年代決定に有効な化石は得られていない. 本層上部に二枚貝密集層が報告されており, *Corbicula*, *Astarte* 等が報告されている(小林ほか, 1957). 西隣泊図幅地域では, 砂岩が卓越する下部と泥岩が卓越する上部からなる. 従って, 東俣沢付近の本層は下部で, 柴倉山付近の本層は上部に対比される.

7.3.3 ^{ねこや}似虎谷層 (Kn)

命名 小林ほか (1957).

模式地 西隣泊図幅地域の似虎谷.

分布 本地域西部の柴倉山付近.

層厚 本地域では不明. 泊図幅地域で1,600m(小林ほか, 1957).

層序及び岩相 本地域では分布を確認できていないが, 西隣泊図幅地域の調査より, 一部が分布すると判断した. 北又谷層に整合に重なる. 本層は西部で泥質岩が卓越し, 本地域を含む泊図幅地域の犬ヶ岳付近から東部では砂岩が卓越する. 犬ヶ岳東方のアイサワ谷源流部では, 砂岩は中層理から塊状で中粒-粗粒で一部中礫礫岩を挟む. 斜交層理を示す部分もある. 砂岩層の下位に層厚10m程度の灰色の細粒珪長質凝灰岩が存在する.

年代及び対比 本地域の本層から化石は発見されていない. また泊図幅地域からも示準化石は報告されていない. 小林 (1957) は似虎谷層上位の寺谷層が下部ジュラ系のプリンスバキアン上部で, Sato (1955) による転石からの *Deroceras* sp. から判断して, 本層をプリンスバキアン下部と見なしている.

第8章 白亜系-古第三系

(竹内 誠・古川竜太)

8.1 研究史及び概要

糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層より西側の先白亜系を覆って、白亜系赤禿山層、上部白亜系一本松山層、古第三系石坂層が分布する。これらの地層の延長は本地域の西側の境川地域や黒菱山地域に分布する（第8.1表）。また白亜紀後期に活動したと推定される安山岩及びデイサイトの貫入岩が分布する。

赤禿山層は、石井（1937）にて第三系として分布が知られていたが、小林ほか（1957）、長谷川ほか（1969）なども第三系または古第三系としていた。Chihara *et al.*（1979）は赤禿山層から *Xenoxylon latipolosum*（後に白石（1992）で *X. sp.* と再鑑定した）を発見し、白亜系手取層群に対比した。石橋（1986）は穴見山西方の赤禿山層（砂質安山岩質凝灰岩）より、 $94.2 \pm 5.9 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代（測定鉱物はジルコン、以下同様）を報告した。

一本松山層は、石井（1937）にて第三系凝灰質集塊岩とされ、その後赤禿山層と同様に第三系や古第三系とされてきた。Chihara *et al.*（1979）は一本松山安山岩質凝灰角礫岩層とし、石橋（1986）は本層を安山岩質凝灰角礫岩層の下部と石英安山岩質凝灰角礫岩層の上部に区分した。さらに石橋（1986）は穴見山東方の本層から $66.4 \pm 2.4 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代を報告した。白石（1992）は一本松山層と名称変更をしている。

貫入岩（I）は白亜紀後期に活動したと推定される岩脈で、輝石安山岩とざくろ石デイサイトである。輝石安山岩は本図幅西隣の泊図幅地域における親不知火山岩層（吉村・足立，1976；山田ほか，2001）に対比される。ざくろ石デイサイトは特徴的にざくろ石を含むことから、同様にざくろ石を含有する一本松山層及び親不知

火山岩層に対比され、白亜紀後期と推定される。

石坂層は、笹倉（1932a）、石井（1937）、小林（1948）によって流紋岩が分布するとして報告された。富沢・北原（1967）により新第三系中土層群最下部の石坂流紋岩質溶岩として定義された。宮下（1968）、斎藤（1968）、斎藤ほか（1972）は石坂層から 58Ma の K-Ar 年代を報告し、西南日本内帯の白亜紀から古第三紀酸性火山活動と同時期のものと考えられるようになった。石井（1976）は石坂層を下位より礫岩層、非溶結の細粒凝灰岩層、そして溶結凝灰岩層の3層に区分し、石坂流紋岩層と再定義した。石橋（1986）は模式地の白馬岳図幅地域内の石坂と本地域内のアザキリ沢の本層よりそれぞれ $54.7 \pm 1.9 \text{Ma}$ 、 $74.8 \pm 2.9 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代を報告した。前者と同一地点の試料より、 $60.9 \pm 6.9 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代（玉生ほか，1981）が報告されている。

8.2 赤禿山層 (Tl, Tm, Tu)

命名 Chihara *et al.*（1979）。

模式地 赤禿山付近。

分布 赤禿山付近、土倉沢、一本松山付近、尻高沢、そして虫川の不動滝上流に小分布がある。

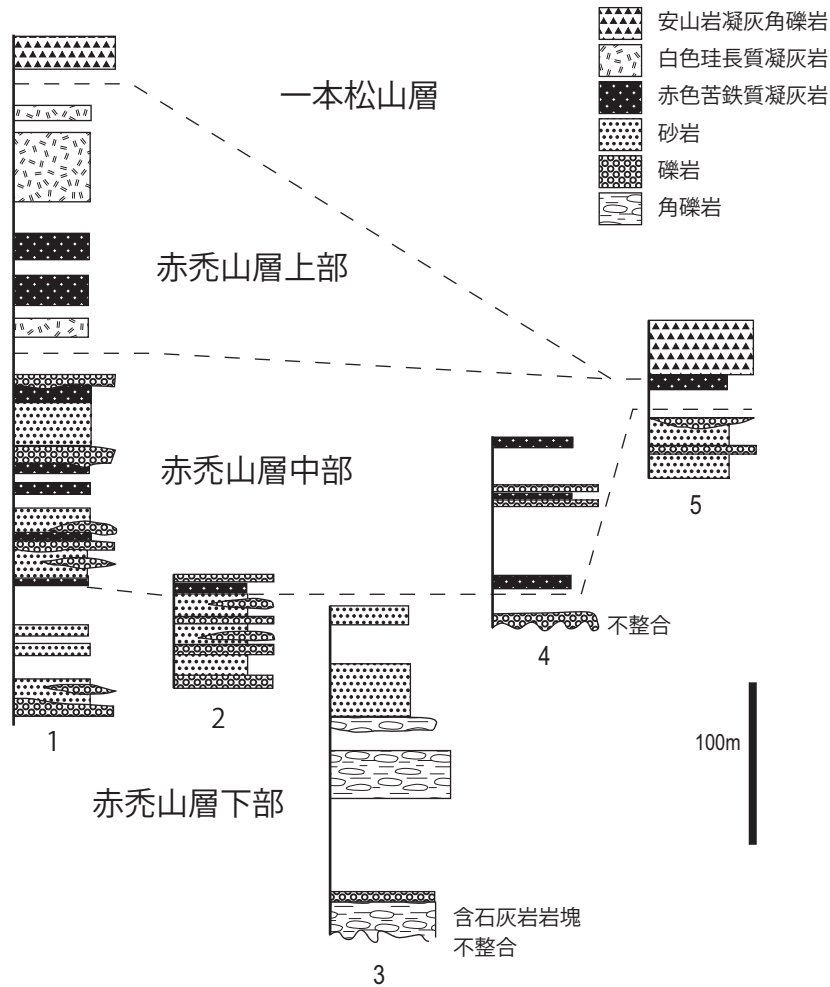
層厚 土倉沢で約400m、尻高沢で約200m。

層序及び岩相 岩相より、角礫岩、礫岩、砂岩からなる下部、砂岩、礫岩、赤色苦鉄質凝灰岩からなる中部、白色珪長質凝灰岩と赤色苦鉄質凝灰岩からなる上部に区分される（第8.1図）。尻高沢標高420m付近と520m付近で小滝層を不整合に覆う露頭が確認される（第8.2図）。

尻高沢の基底部は、長径2mの石灰岩岩塊を最大として、巨礫-中礫の角礫岩からなる（第8.3図A）。角礫岩

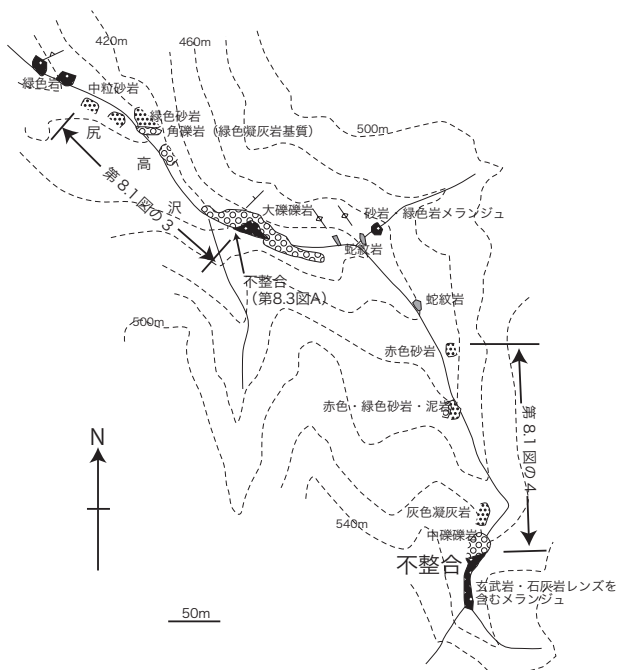
第8.1表 小滝及び泊図幅地域の白亜-古第三系対比表

	黒菱山地域	境川地域	本地域
古第三系	笹川溶結凝灰岩層	笹川溶結凝灰岩層	石沢層
上部白亜系	親不知火山岩層	親不知火山岩層	一本松山層
白亜系	黒菱山層	白鳥山層, 尻高山層	赤禿山層
	水上谷層		
	小林ほか（1957） 吉村・足立（1976） 富田ほか（2006）	吉村・足立（1976） 滝沢（1980）	本報告



第8.1図 赤禿山層の柱状図

柱状図作成ルート上の位置，1：土倉沢東側支流，2：尻高沢下流の地すべり地塊内，
3，4：尻高沢中流（第8.2図参照），5：尻高沢上流。

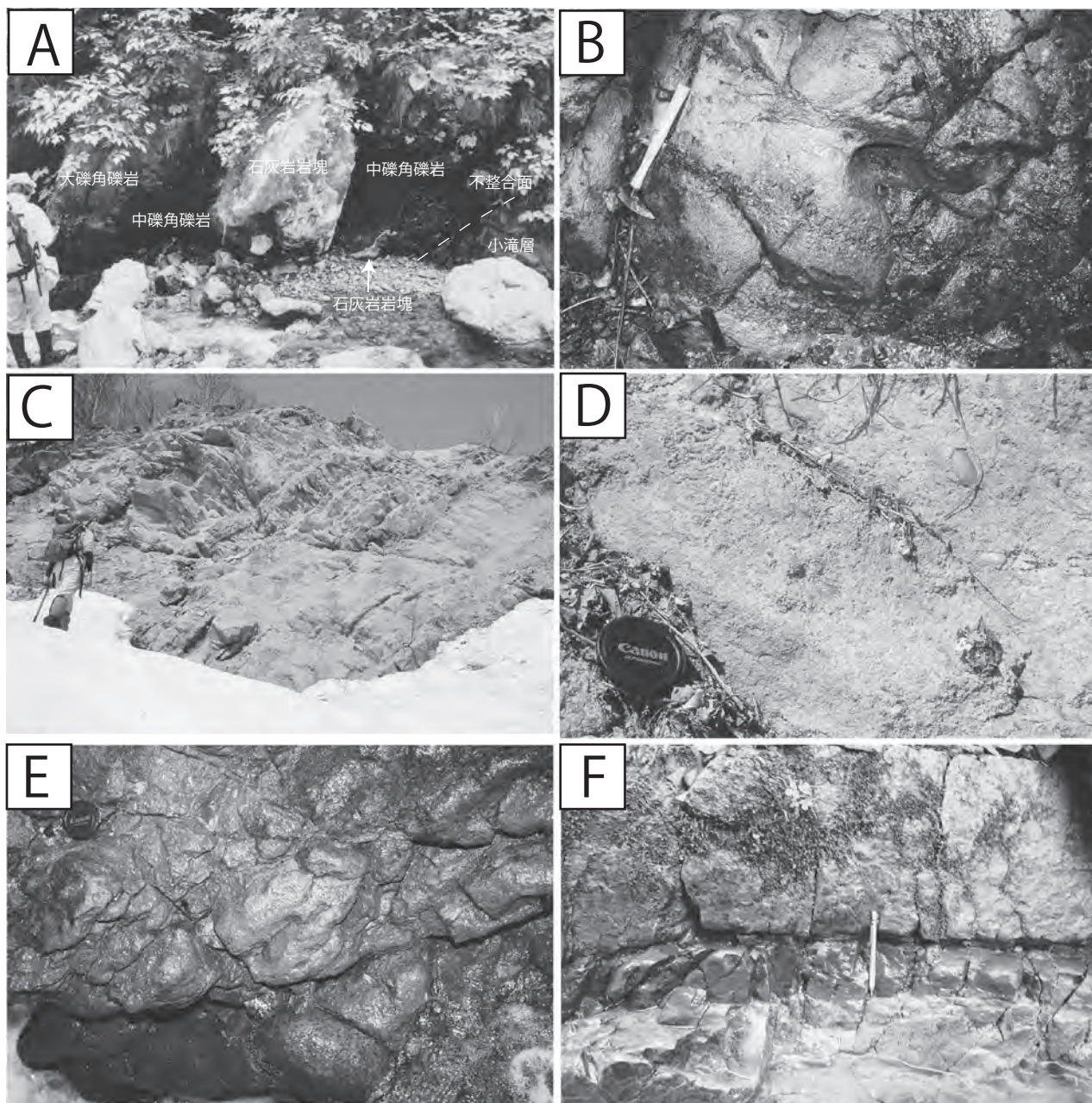


第8.2図 小滝層と赤禿山層の不整合関係を示すルートマップ

は基質支持で、礫は石灰岩のほか、玄武岩や砂岩である。

下部の砂岩は厚層理で（第8.3図C）、白色、粗粒-中粒で長石質アレナイトである（第8.4図A）。淘汰は悪い。しばしば中礫-細礫岩を伴う（第8.3図B）。礫や砂岩中の岩石片は花崗岩、グラノファイアー（第8.4図B）、石英斑岩、流紋岩、安山岩、チャート、オーソコーツァイト（第8.3図D）などである。礫は円礫である。

中部の砂岩及び礫岩は下部のものと同様の岩相である。これらの礫岩及び砂岩層の間に赤色苦鉄質凝灰岩が挟まる。赤色凝灰岩は角礫を含むラピリ凝灰岩から細粒凝灰岩よりなる。稀に赤色凝灰岩は白色珪長質凝灰岩に漸移する部分もある。赤色苦鉄質凝灰岩は、斜長石安山岩、脱ガラス化した岩石片、オーソコーツァイト片を含む（第8.4図C、D）。赤色凝灰岩を基質とする礫岩も挟まれる。土倉沢では大礫を含み、最大礫は円磨された花崗岩礫で、長径約20cmである（第8.3図E）。ヒヨドリ池周辺では赤色凝灰岩中に円磨された中礫を含む。



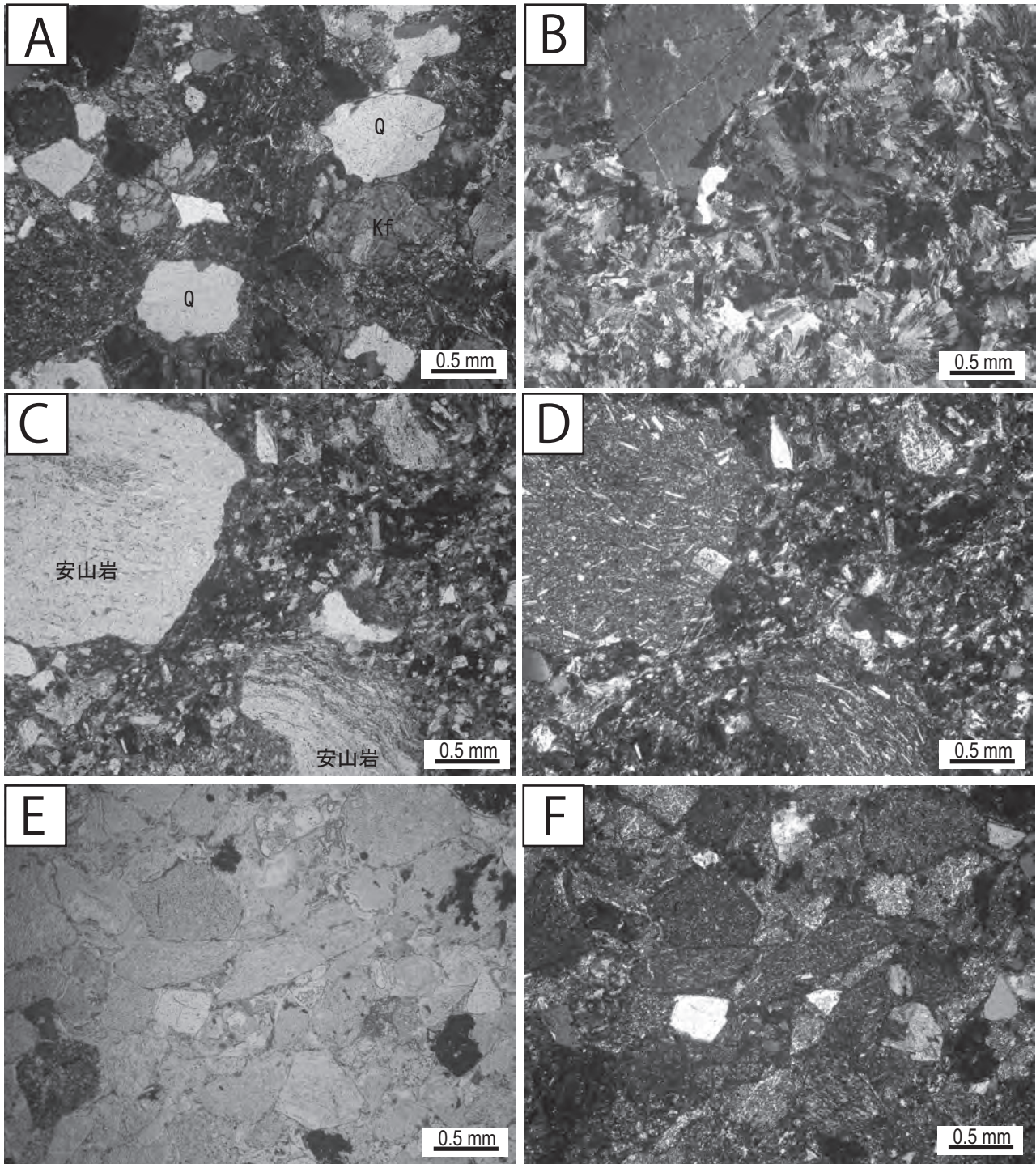
第8.3図 赤禿山層の岩相

- A: 赤禿山層が小滝層を不整合に覆う露頭。赤禿山層は石灰岩岩塊や玄武岩岩塊を含む淘汰の悪い角礫岩からなる。小滝層は剪断変形を被った緑色凝灰岩泥岩互層。尻高沢，標高420m付近。露頭位置は第8.2図参照。
- B: 赤禿山層下部の中礫岩を含む粗粒砂岩。土倉沢東側支流。
- C: 赤禿山層下部の厚層理粗粒砂岩。赤禿山西側。
- D: オーツコートツァイト礫を含む赤禿山層下部の中礫岩を含む粗粒砂岩。土倉沢東側支流。
- E: 赤禿山層中部に発達する赤色凝灰岩を基質とする大礫岩。土倉沢。
- F: 赤禿山層上部の赤色苦鉄質凝灰岩及び白色珪長質凝灰岩。土倉沢。

上部の赤色苦鉄質凝灰岩は中部のものと同様の岩相である。赤色凝灰岩は白色珪長質凝灰岩に漸移する（第8.3図F）。白色珪長質凝灰岩は粗粒-細粒で，微晶質流紋岩片を主とする石質凝灰岩である（第8.4図E, F）。その他に石英，斜長石，石灰岩片，脱ガラス化した岩石

片等を含む。上部の上部ではしばしば級化構造が認められる。

年代及び対比 本層から化石はほとんど産出しない。Chihara *et al.* (1979) は赤禿山層から *Xenoxylon latipolosum*（後に白石（1992）で *X. sp.* と再鑑定した）



第8.4図 赤禿山層の岩石薄片の偏光顕微鏡写真

Kf: カリ長石, Q: 石英

A: 赤禿山層下部長石質アレナイト, 直交ポーラー, 土倉沢.

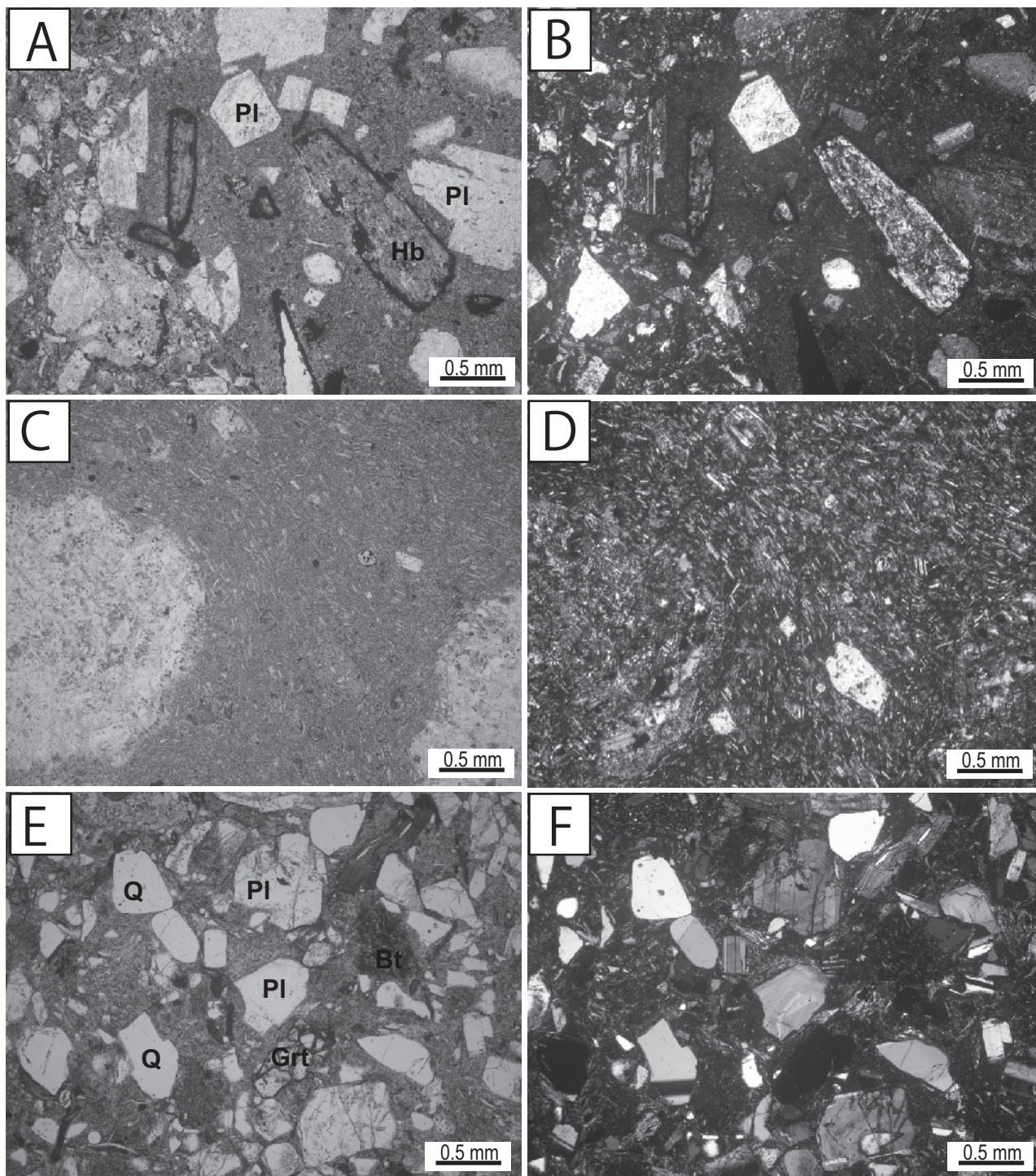
B: 赤禿山層中部の中礫礫岩中のグラノファイアー礫, 直交ポーラー, 土倉沢.

C: 赤禿山層中部の赤色苦鉄質凝灰岩, 単ポーラー, 土倉沢.

D: 同上, 直交ポーラー, 土倉沢.

E: 赤禿山層上部の珪長質凝灰岩, 単ポーラー, 土倉沢.

F: 同上, 直交ポーラー, 土倉沢.



第8.5図 一本松山層の薄片の偏光顕微鏡写真

- A: 普通角閃石安山岩凝灰角礫岩. 中央から右側部が安山岩角礫. 左側の部分が凝灰岩. 角閃石は緑泥石化し, 周縁部はオパサイト化している. Pl: 斜長石, Hb: 角閃石. 単ボーラー. サカサ沢源流部付近.
- B: 同上, 直交ボーラー.
- C: 流理構造がみられる輝石安山岩溶岩. 単ボーラー. ヒヨドリ池北東約300mの虫川源流.
- D: 同上, 直交ボーラー.
- E: 普通角閃石黒雲母デイサイト質凝灰岩. ザクロ石を含む. Q: 石英, Pl: 斜長石, Grt: ざくろ石. 単ボーラー. 一本松山山頂西側の崖.
- F: 同上, 直交ボーラー.

を発見し、白亜系手取層群に対比した。石橋（1986）は穴見山西方の赤禿山層（砂質安山岩質凝灰岩）より、 $94.2 \pm 5.9 \text{ Ma}$ のジルコンフィッシュントラック年代値を報告した。この年代は白亜紀後期を示し、手取層群の堆積年代（ジュラ紀中期-白亜紀前期）とは矛盾する。本層が上部白亜系とすると、福井県に分布する足羽層群に対比される可能性が高い。本報告では白亜系としておく。

8. 3 一本松山層 (Ip)

命名 Chihara *et al.* (1979) が一本松山安山岩質凝灰角礫岩層とし、白石 (1992) が一本松山層と再定義した。

模式地 一本松山付近。

分布 穴見山から一本松山付近、ヒヨドリ池から虫川上流部。

層厚 穴見山付近で約350m。

層序及び岩相 下部の安山岩質凝灰角礫岩層と上部の石英安山岩（以後デイサイトと呼ぶ）質凝灰角礫岩層に区分される（石橋，1986）。地質図上では両者の境界を正確に把握できなかつたので、両者をまとめて一本松層とした。石橋（1986）は、下位の赤禿山層とは直接接する露頭を見いだしていないが、明星山北方で赤禿山層の分布を切って、古生層を直接覆っているので不整合とした。しかし、その根拠とした地域は本地質図で示したように、一本松山層と古生層（姫川コンプレックス）は断層関係である。一方、ヒヨドリ池付近や尻高沢付近では、赤禿山層中部層に直接一本松山層が覆っている。従って、両者の関係は不整合であると考えられる。

下部の安山岩質凝灰角礫岩層は、普通角閃石安山岩や輝石安山岩質の凝灰角礫岩や凝灰岩からなる。構成粒子は、数 cm の角礫、斜長石及び普通角閃石の結晶片、安山岩片、脱ガラス化した岩石片からなる。安山岩片は普通角閃石と斜長石斑晶と石基からなる（第8.5図A, B）。普通角閃石斑晶は、結晶の周囲が不透明鉱物に置換され、オパサイト化している。また輝石斑晶は緑泥石に置換されている。またヒヨドリ池北東の虫川源流部で、石基の斜長石自形結晶が一定方向に並んだ流理構造がみられる安山岩溶岩もみられた（第8.5図C, D）。

上部のデイサイト質凝灰角礫岩は、灰緑色を呈する普通角閃石-黒雲母デイサイト質凝灰角礫岩で、角礫のほかに普通角閃石、黒雲母、石英、斜長石、ざくろ石を含む（第8.5図E, F）。粗粒の結晶質凝灰岩が最も多く分布する。

年代及び対比 石橋（1986）は穴見山東方の本層から $66.4 \pm 2.4 \text{ Ma}$ フィッシュントラック年代を報告し、泊岡幅地域の親不知火山岩層に対比している。親不知火山岩層からは $89.7 \pm 4.5 \text{ Ma}$ 、 $96.6 \pm 4.8 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代が報告されており（山田ほか，2001），年代値では相違がある。

8. 4 貫入岩 (I)

白亜紀後期と推定される岩脈は輝石安山岩 (A) とざくろ石デイサイト (Dg) である。

8. 4. 1 輝石安山岩 (A)

分布及び産状 輝石安山岩は清水倉の角閃岩岩体に貫入している。また大所川第一発電所北方では北東-南西走向で、蓮華変成岩類に貫入している（第3.1図，第8.6図C, D）。岩脈の幅は数十 cm から2m である。

岩相 灰緑色で無斑晶の細粒岩である。岩脈の周縁部では急冷相が認められる（第8.6図D）。半自形の斜長石と単斜輝石からなるインターグラニューラー組織を呈する（第8.7図A, B）。斜長石の間隙を緑泥石化したガラスが埋めている。またアミグジュールはカルセドニーと方解石からなる。

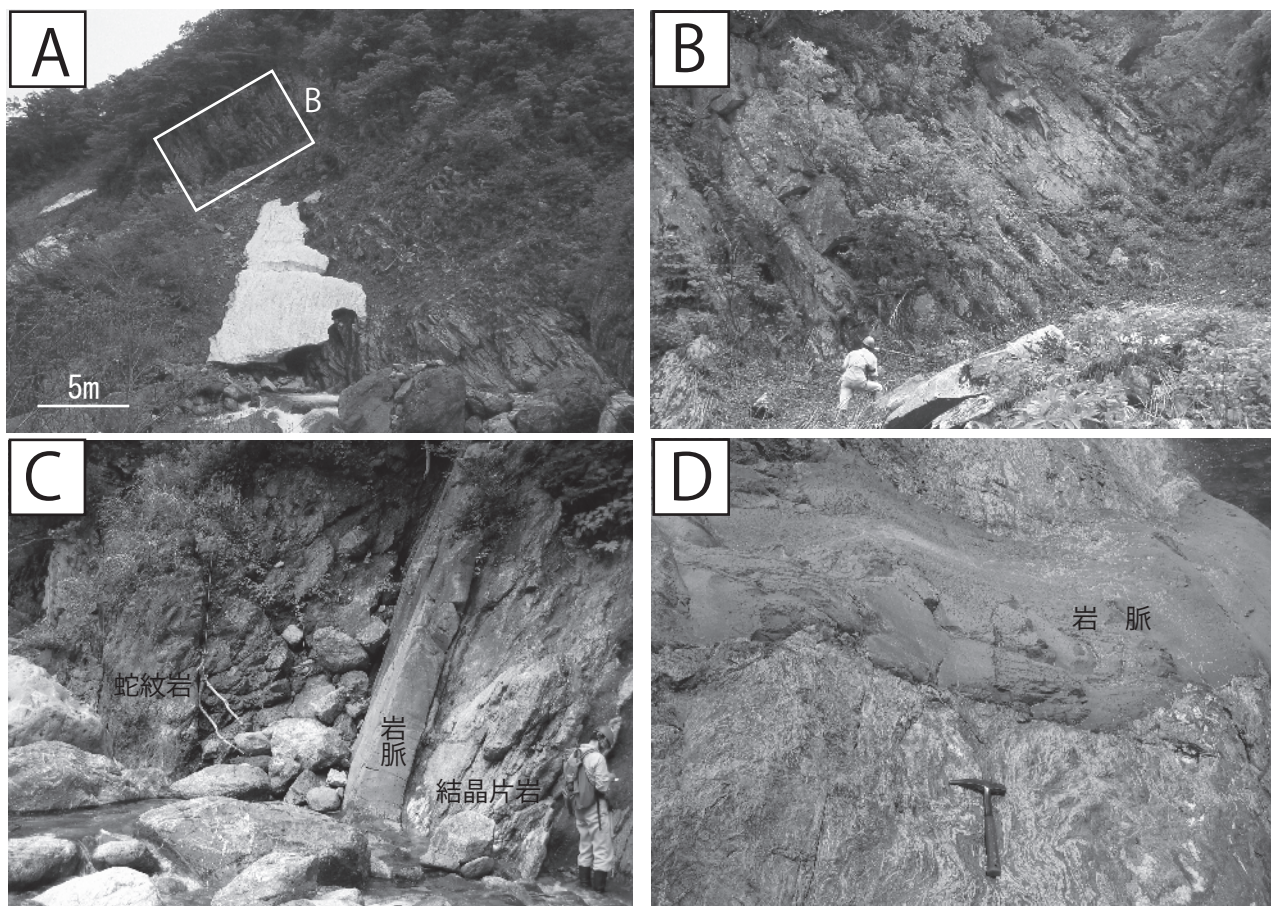
年代 本岩から年代値は得られていない。本岩産地近接の泊岡幅地域にはかんらん石、斜方輝石、単斜輝石を含む安山岩を主とする親不知火山岩層が分布する（吉村・足立，1976）。本岩はこれらの安山岩活動に関係した岩脈と判断した。親不知火山岩層の安山岩から $89.7 \pm 4.5 \text{ Ma}$ 、 $96.6 \pm 4.8 \text{ Ma}$ の K-Ar 全岩年代が得られている（山田ほか，2001）。従って、この岩脈の形成は白亜紀後期と推定される。

8. 4. 2 ざくろ石デイサイト (Dg)

分布及び産状 ざくろ石デイサイトは本地域南西部の黒負山周辺に分布する。黒負山北の岩体は比較的大きく、北斜面に沿って分布する。そのほかに幅10m 程度の岩脈が小滝川東俣沢付近（第8.6図A, B）、黒負山山頂付近、大所川第一発電所北などに分布する。これらの岩脈はほぼ東西走向で、北に30-60°傾斜している。本地域内では確認していないが、北西部の西隣、歌川流域や外波集落付近には北西-南東走向の2本の岩脈が分布する。これらは超苦鉄質岩中や手取層群と超苦鉄質岩を境する断層に沿って貫入している。

岩相 灰緑色を呈し、1-4mm の石英と斜長石の斑晶を含む。また、径1-3mm のざくろ石の斑晶を含む。斜長石斑晶はソーシュライト化している。ざくろ石と石英の周縁部は融解した不規則な湾入構造を示し、周囲には反応縁が存在する。ざくろ石の周囲や割れ目には不透明鉱物、緑泥石、斜長石からなる集合体が、石英の周囲には緑泥石、方解石、斜長石の集合体が存在する（第8.7図C）。石基は自形の斜長石と不透明鉱物、そしてそれらの間隙を埋める脱ガラス化したガラスからなり、斜長石は一定方向に並んだ流理構造を呈する。

年代 本岩に特徴的なざくろ石を含むデイサイト及び安山岩は本地域の一本松山層や泊岡幅地域の親不知火山岩層に分布する。泊岡幅の手取層群水上谷層に貫入するざ



第8.6図 岩脈の産状

A: ざくろ石デイサイト岩脈. 小滝川東俣沢上流部.

B: Aの拡大. 柱状節理が発達.

C: 蛇紋岩と蓮華変成岩類(結晶片岩)の境界に貫入した安山岩岩脈. 大所川第一発電所下流. 露頭位置は第3.1図参照.

D: 蓮華変成岩類の片理を切って貫入する安山岩岩脈. 大所川第一発電所下流. 露頭位置は第3.1図参照.

くろ石デイサイト岩脈から $62.2 \pm 3.5 \text{ Ma}$ のフィッシュントラック年代が報告されている(石橋, 1986). 石橋(1986)は一本松山層安山岩からも $66.4 \pm 2.4 \text{ Ma}$ フィッシュントラック年代を報告し, 同じ火成活動によるとしている. 従って, この岩脈の形成は輝石安山岩岩脈と同じく, 白亜紀後期と推定される.

8.5 石坂層 (Izw, Izr)

地層名 富沢・北原(1967)によって新第三系中土層群の最下部の石坂流紋岩質溶岩と命名され, 石井(1976)によって石坂流紋岩層と再定義された. 本図幅では層名(累層名)として扱い, 石坂層とする.

模式地 白馬岳図幅地域の石坂付近.

分布 本地域中央部の横川断層の西側に断続的に分布する. またアザキリ沢, 千丈峰, 黒姫山北方に分布する.

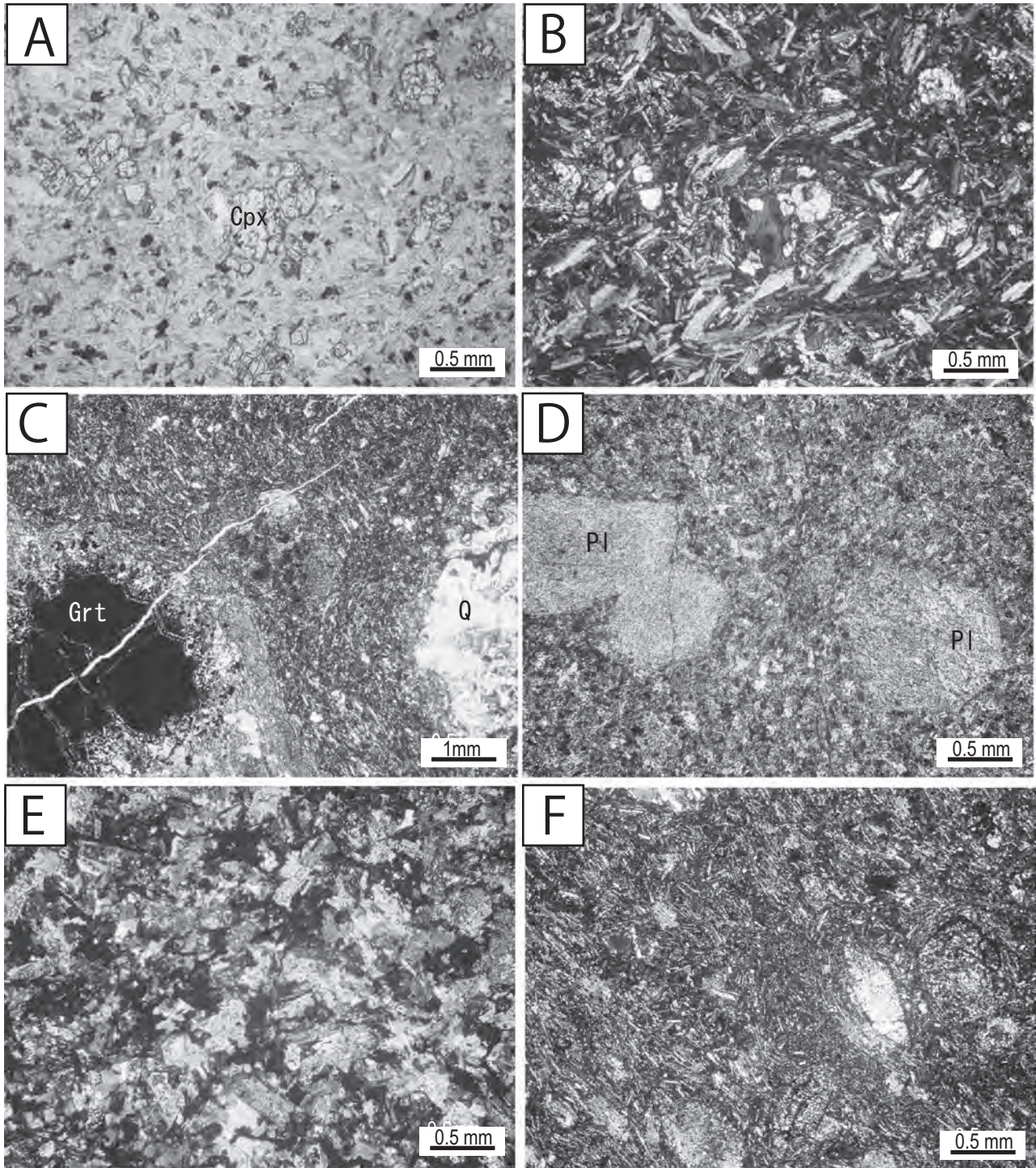
層厚 北小谷光明の沢及びトイガ沢で約300m, 横川沿いで250m, アザキリ沢及び千丈峰付近で約500m.

層序 石坂層はアザキリ沢付近で一本松山層を不整合に覆うが, そのほかの地域では, 古生界の超苦鉄質岩, 青海コンプレックス, 姫川コンプレックス及びジュラ系来馬層群を不整合に覆う. 横川付近や青海石灰岩の黒姫山北方では基底部に円礫岩層が挟まれる. 菅沼南東や辰尾山南方では, 蛇紋岩角礫と古土壌からなる堆積物を凝灰岩が不整合に覆う.

石井(1976)は石坂流紋岩層を基底部の礫層, 細粒非溶結凝灰岩, 溶結凝灰岩に区分し, 溶結部は黒雲母を含まないI1層とI3層, 及び黒雲母を多く含むI2層に区分した. 本報告では, アザキリ沢北方の林道において複数の層準で黒雲母に富む溶結凝灰岩が挟まれることと, 明瞭な岩相境界が確認できないことから, I1-I3層に対比させる部層区分は行わなかった.

岩相 流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Izw)を主体として, 流紋岩溶岩(Izr)及び基底礫岩を伴う.

溶結火山礫凝灰岩(Izw)は全体に褐白色-帯赤褐色を呈し, 部分的に凝灰岩の部分を含む. 柱状冷却節



第8.7図 岩脈の薄片の偏光顕微鏡写真

A：単斜輝石安山岩。Cpx：単斜輝石。単ポーラー。清水倉。

B：同上。直交ポーラー。

C：ざくろ石デイサイト。Grt：ざくろ石，Q：石英。直交ポーラー。5万分の1地形図「泊」地域の外波。

D：珩長岩。直交ポーラー。Pl：斜長石。善光寺山西約1kmの姫川。

E：珩長岩。直交ポーラー。善光寺山南西約1kmの姫川。

F：安山岩。直交ポーラー。跡杉山南方地藏峠の北の沢。

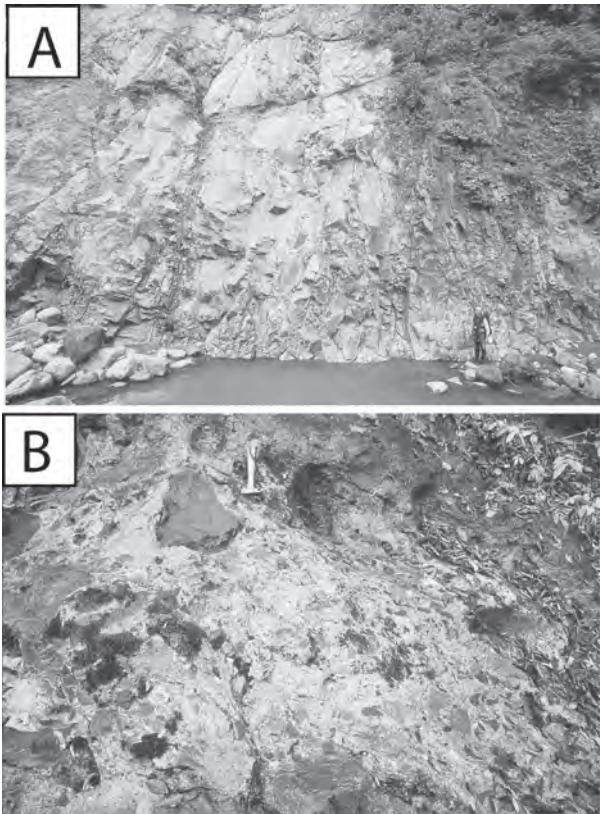
理は一般に不明瞭であるが、幅50cm-1m前後で四角柱状に発達する場合がある（第8.8図A）。ほぼ全域で東北東に10-50°傾斜した同斜構造を示す。最大長径13cm、主に6cm以下の本質レンズ状火山礫及び岩塊を含み、同質な基質に支持される。本質レンズ状火山礫は最大5mm程度の粗粒な石英、斜長石、カリ長石を多量に含み、黒雲母を様々な量比で含む。石基は脱ガラス化していることが多い。基質も含めて普遍的に結晶に富み、40%に達するものがある（第8.9図）。石英と斜長石は湾入構造を呈し、角張った結晶片が多数認められる。黒雲母はこげ茶色の強い多色性を呈する自形結晶であり、本質レンズの伸張方向と同方向に配列するものが多い。また黒雲母や斜長石などの粒子の周縁部は一部融解したり、微粒の黒雲母の形成が認められる。火山礫凝灰岩の基質は本質レンズ状火山礫と同質な破碎物質からなり、脱ガラス化して珪長岩組織を示す。ガラス質な基質が残っている部分では発泡したガラス片が変形結着した溶結組織を示す。アザキリ沢北方林道では下部ほど強く溶結しており、細粒な基質部は球顆構造を呈する。火山礫凝灰岩は

一般に長径3cm以下の石質岩片を少量含むが、跡杉山北面の沢では多源岩種からなる火山角礫岩が露出する（第8.8図B）。赤灰色微発泡安山岩溶岩、赤褐色流紋岩溶岩、溶結凝灰岩、泥岩を亜角形の岩塊及び角礫として含み、岩塊の最大径は約80cmである。アザキリ沢北方林道中部では、溶結火山礫凝灰岩の上位に細粒-粗粒非溶結凝灰岩や凝灰角礫岩が重なる。全体で約2mの層厚である。2回の上方向細粒化が認められ、下位の細粒-中粒凝灰岩は数cm大の炭化木を含む。

流紋岩溶岩（Izr）は明灰-灰色塊状で、石英斑晶を多量に含む。鎌倉山南東では溶結火山礫凝灰岩を覆い、北小谷トイガ沢では火山礫凝灰岩中に挟在する。層厚は20-40mである。

基底礫岩は、チャート、珪長質凝灰岩、黒色泥岩、砂岩などの礫を含む礫岩で、チャートは大礫であるが、その他の礫種は細礫-中礫である。礫の円磨度は高いが、淘汰は悪い。辰尾山南方の基底礫岩は、蛇紋岩、礫岩、砂岩、珪長岩などの角礫岩層である。基底部には数cm大の炭化木を含む。

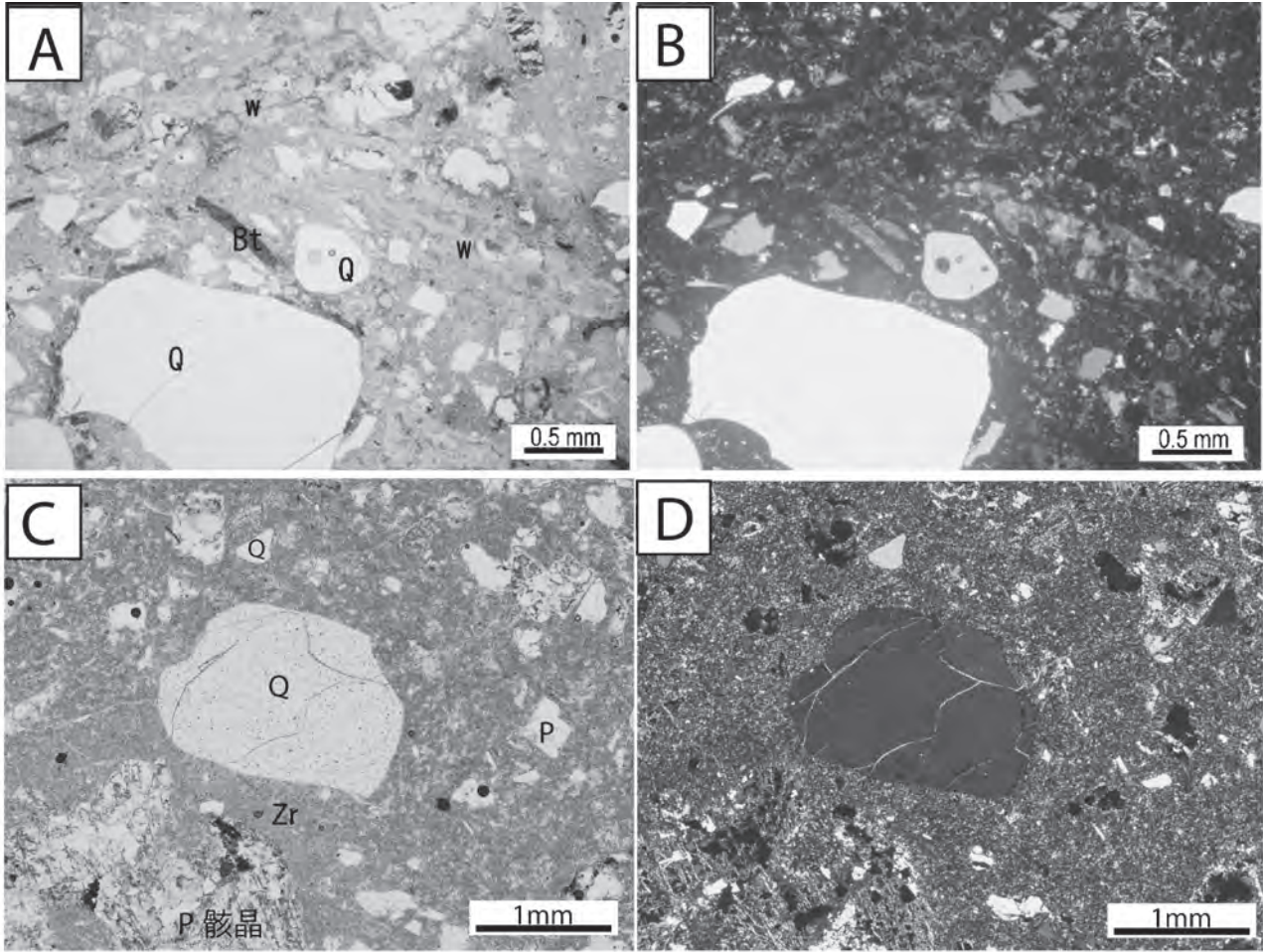
年代及び対比 石橋（1986）は模式地の白馬岳図幅地域内の石坂と本地域内のアザキリ沢の本層よりそれぞれ $54.7 \pm 1.9 \text{Ma}$ 、 $74.8 \pm 2.9 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代を報告した。また、前者と同一地点の試料より、 $60.9 \pm 6.9 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代（玉生ほか、1981）、58Maの黒雲母K-Ar年代が報告されている（宮下、1968；斎藤、1968；斎藤ほか、1972；測定値詳細は未公表）。石橋（1986）は $74.8 \pm 2.9 \text{Ma}$ の年代を古い砕屑性ジルコンのアニールリングが十分に行われなかったためとして信頼度は低いとしている。原山（2006）は石橋（1986）の測定値 $54.7 \pm 1.9 \text{Ma}$ について、 ^{238}U の壊変定数を広く用いられている $7.03 \times 10^{-17} / \text{year}$ として再計算し、 $56.1 \pm 1.9 \text{Ma}$ とした。以上からアザキリ沢の年代を除く3つの年代値は誤差の範囲で一致しており、すべてを満たす年代範囲はおおよそ58-54Maである。石坂層の溶結火山礫凝灰岩は大規模火砕流堆積物の特徴を持つことから、そのフィッシュントラック年代は石坂層の噴出堆積年代を示しており、古第三紀暁新世末期から始新世初頭にあたる。石坂層は従来から太美山層群及び相当層に対比され、太美山層群の笹川溶結凝灰岩は岩相、年代とも石坂層と酷似する（吉村・足立、1976；石橋、1986）。これらの一連の流紋質火砕流堆積物は、かつて飛騨山脈の北部から富山県南東部を広く覆っていたものの、鮮新世以降の隆起によって現在の狭長な分布が残されたとされる（原山、2006）。噴出源に相当する環状岩脈や陥没構造は見つかっていない。



第8.8図 石坂層の産状

A：石坂層溶結火山礫凝灰岩のやや定向性に欠ける柱状節理。横川中流、左岸。

B：多源岩種からなる火山角礫岩。赤褐色の流紋岩溶岩、赤灰色の安山岩溶岩、黒色頁岩などの亜角岩塊を多く含む。跡杉山北方の沢。ハンマーの長さ30cm。



第8.9図 石坂層の偏光顕微鏡写真

A: 溶結火山礫凝灰岩. 単ポーラー. 石英 (Q), 黒雲母 (Bt) 結晶片と基質からなる. 基質の一部は溶結している (W). 菅沼南西の林道沿い標高660m 付近.

B: 同上. 直交ポーラー.

C: 鎌倉山南方の流紋岩溶岩. 単ポーラー. ジルコン (Zr), 骸晶化した斜長石 (P) を含む.

D: 同上. 直交ポーラー.

第9章 新 第 三 系

(長森英明・古川竜太)

9. 1 研究史

小滝図幅地域の東域は、北部フォッサ・マグナ地域の北西端に位置し、主に新第三系が分布する。北部フォッサ・マグナ地域の研究は、Naumann (1885, 1886, 1887) によってフォッサ・マグナの概念が提唱されたことに始まるといってよい。

本地域に関わる本格的な新第三系の層序の研究は、笹倉(1932a, b)によるものが最も古い。笹倉(1932a, b)は、地層名を命名していないものの地質図を図示し、各岩相の記載を行った。その後、石井(1937)による白馬嶽図幅では、7.5万分の1の精度で地質図が報告され、新第三系の地層名には新潟県の標準層序の地層名が用いられた。

1950年代に入り、藤本ほか(1951)によって本図幅地域の一部を含む西頸城地方の標準的な層序が編まれ、基本的な層序が成立した。亀井(1955)は、長野県資源調査研究会の地下資源の探査を目的とした地質調査の結果を報告した。

1960年代から1970年代になると、層序区分の細分化が進み、未踏査地域を含め基本的な層序が報告された(西田ほか, 1966, 1974; 富沢・北原, 1967; 宮下, 1968; 斎藤ほか, 1972; 杉山ほか, 1976; 田中ほか, 1971; 吉村・石橋; 1979; Akahane, 1978; 赤羽, 1979, 1981a, b)。基本的な層序が提案された後は、主眼がより絞られた報告が行われるようになる。新第三系の火山岩類に主眼をおいた研究は、1960年代から1990年代に吉村・馬場(1967)、茅原(1974)、島津ほか(1976)、石橋・吉村(1979)、Shimazu *et al.* (1979)、茅原ほか(1984)、鈴木ほか(1985)、竹之内・宮島(1996)、早津・河内(1997)、山本ほか(1998)などによって報告された。石油探査に関連する研究としては、微化石層序に言及した正谷・市村(1970)、米谷ほか(1986)、坑井資料について述べた岩崎(1982)、茅原ほか(1984)、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)の報告がある。堆積学的な研究として、立石ほか(1992)、柿崎ほか(1992)及び立石(1995)による砂粒の重鉱物組成や古流向の解析が報告された。地方地誌として、小谷村の平林(1993)の報告がある。

本図幅地域を含む広い地域を取り扱った研究として、西頸城地域の層序をまとめた赤羽(1979, 1980, 1981a, b)、新潟県の標準層序と長野県の標準層序の対比を試みた正谷・市村(1970)及び影山・鈴木(1974)、Takano(2002)などが報告された。

1990年代後半以降、研究の報告数は減少する。渡辺・立石(1998)による砂岩の組成、大河内ほか(1998)、小安ほか(2007)による層序論文、竹之内(2004)による露頭紹介、中野ほか(2002)の1/5万白馬岳地質図幅、長谷川ほか(2001)の1/5万表層地質図、古見ほか(2004)、遠藤ほか(2005)の軟体動物化石、そして古見・吉田(2003)の海棲哺乳類化石の報告がなされた。

本地域を含む小縮尺の広域地質図として、本間・小山(1930)、長野県土木部(1938)、長野県地学会編著(1957)、長野県地学会(1962)、富沢編著(1976)、新潟県(1955, 1962, 1977, 1989, 2000)、北陸地方土地地質図編纂委員会(1990)、原山ほか(1995)などがある。

9. 2 概要

小滝図幅地域の東部は、糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層を西縁として、北部フォッサ・マグナ地域の北西端部に位置し、主に新第三系が分布する。新第三系の大半は、横川断層より東側に分布するが、一部の火山岩類は横川断層よりも西側まで分布している。なお、戸倉山層と跡杉山層は、横川断層より西側のみに分布することから、北部フォッサ・マグナ地域には属さない。北部フォッサ・マグナ地域は、中新統から更新統が分布しており、長野県と新潟県で異なる標準層序がたてられている。長野県側の標準層序は、下位より守屋層、内村層、別所層、青木層、小川層、柵層、猿丸層、豊野層に区分されている(本間, 1931; 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976など)。長野県側の北部フォッサ・マグナ地域は、断層によって多くの地域に分断されているが、年代に関する資料が少ないことや岩相変化が激しいことなどから、地域間で対比する上で多くの問題点を孕んでいる。一方の新潟県側の標準層序は下位より三川層、津川層、七谷層、寺泊層、椎谷層、西山層、魚沼層に区分されている(新潟県, 2000など)。更に、新潟県の南西端に位置する西頸城地域の標準的な層序は、下位より難波山層、能生谷層、川詰層、谷浜層、鳥ヶ首層に区分されている(藤本ほか, 1951; 赤羽, 1979など)。しかし、長野県と新潟県の標準層序の対比は十分になされているとは言えない状況である。

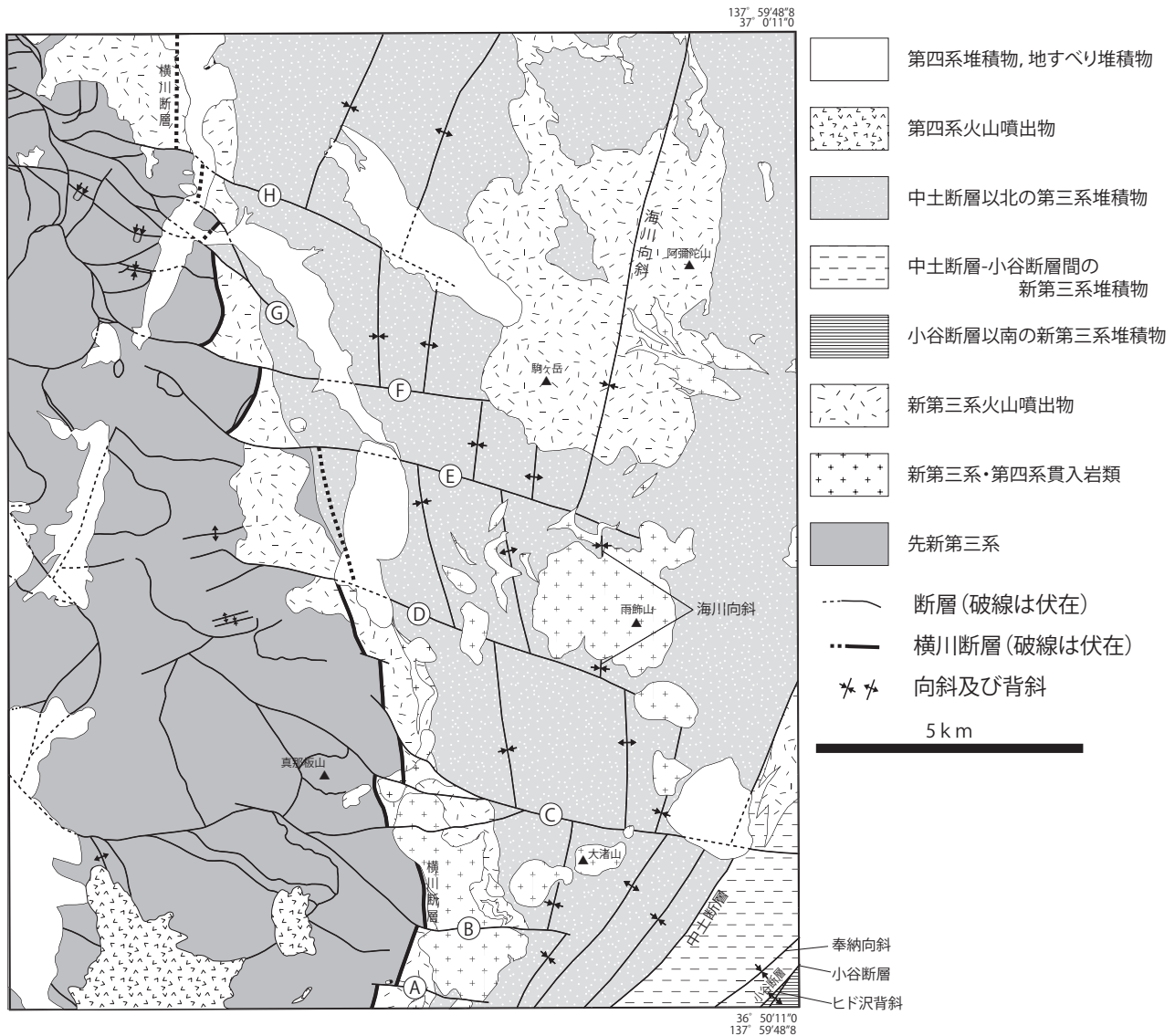
小滝図幅地域における層序に関する研究の調査範囲は県境付近に境界が置かれることが多く、長野県側と新潟県側で別体系の層序が編まれてきた。また、小範囲な調査地域内で独自に提唱された層序も多い。長野県北部の

新第三系は断層によりブロック化した地塊ごとに層序が提唱されているが、断層位置の解釈によって研究ごとに地質図が大きく異なっている。また、鍵層や微化石などの年代資料がほとんど報告されていないため年代論が確立されておらず、地域間の層序対比は曖昧な点が多い。一方、小滝図幅地域の新潟県側に分布する新第三系の層序は、研究者によって層序区分や地層名が異なっており、整理がついていない。また、本地域の層序を西頸城地域の標準層序と比較する際にも、標準層序のうち鮮新統の川詰層相当の岩相が欠けていることや年代資料の乏しさが対比上の問題となる。

これらの問題は、小滝図幅地域は全体的に地形が険悪であること、地すべりの多発地帯であること、貫入岩が

多いこと、スランブ構造が多いこと、地質構造が複雑なことなどで調査に難儀する地域であることに起因しているとみられる。そのため、本地域の層序の精度は他域と比較して低いのが現状である。

本報告では、中土断層以北の地域、中土断層-小谷断層間の地域、小谷断層以南の地域に区分し、各地域で層序を区分した(第9.1図, 第9.2図)。すなわち、中土断層以北の地域では下位より戸倉山層、山本層、今井層、仙翁爺層、根知層、海川層、谷根層及び跡杉山層に、中土断層-小谷断層間の地域では下位より、小谷温泉層、天狗原山層、長崎層、六合層、奉納層及び曲師谷層、小谷断層以南の地域では柳沢層に区分される。これらの地層は主に海成層であるが、山本層の一部、戸倉山層及び



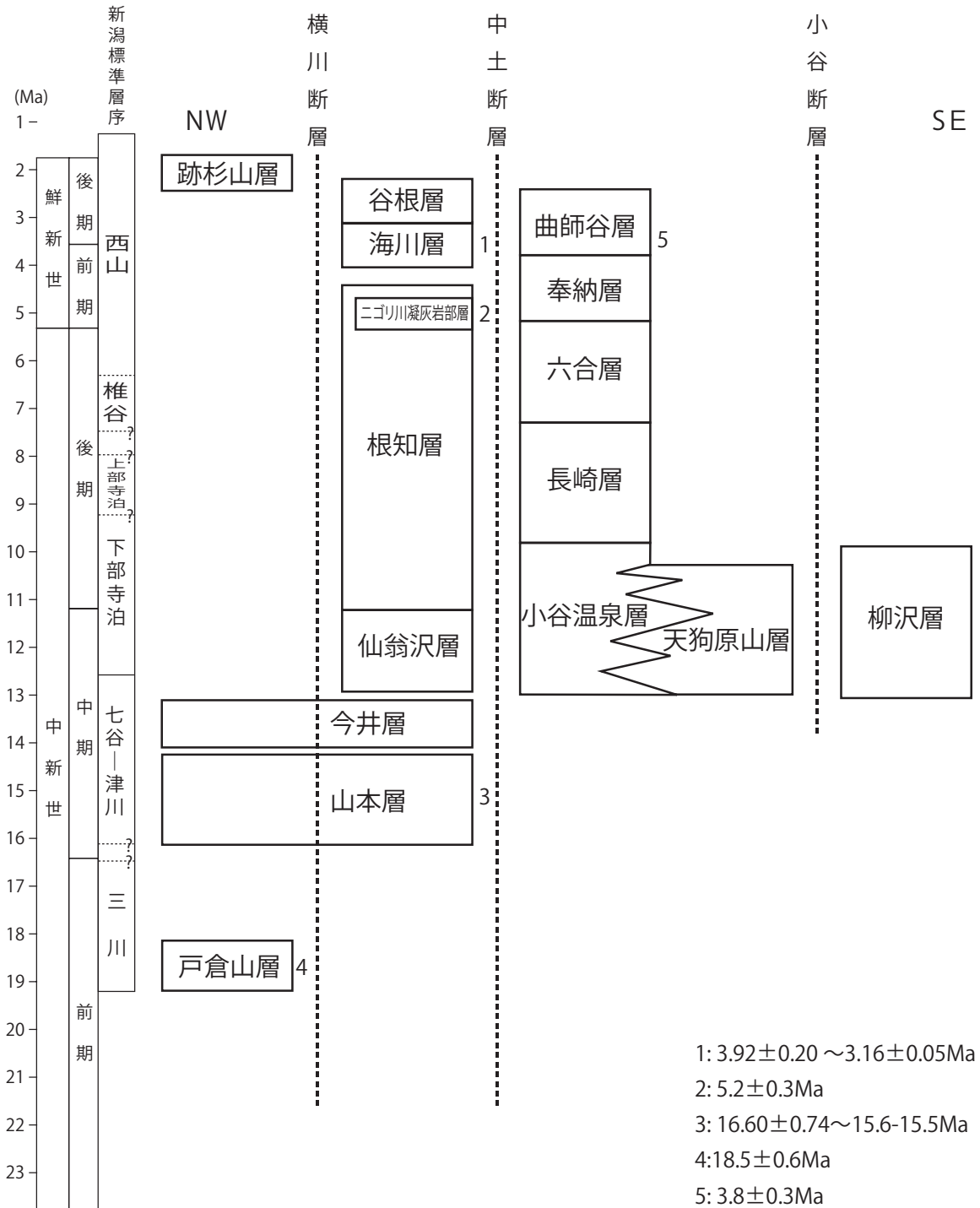
第9.1図 小滝図幅地域の新第三系の分布概略

本地域の新第三系は、中土断層以北の地域、中土断層と小谷断層間の地域そして小谷断層以南の地域の地域ごとに層序区分した。小滝図幅地域のうち、新第三系が分布していない西域は省略した。地質図上で図示していない第四系堆積物に覆われている地質構造のうち、推定しうるものを破線で示した。AからGは横川断層を切る断層である。各断層は第13章参照。

跡杉山層などの火山岩は陸成の堆積物である。

火成岩の記載において用いる玄武岩，安山岩，流紋岩などの名称は斑晶組合せなどの記載岩石学的特徴からみた代表的な岩質を示す。アルカリ岩か非アルカリ岩かを

判別しうる鏡下における特徴は明確でないので，ここでは便宜的に非アルカリ岩とみなして記載する。



第9.2図 小滝区幅地域の新第三系の層序

本地域の新第三系は，年代値や鍵層が乏しいため，各層の年代は不明な点が多い。図中の年代値は，試料の採取位置が明確なもの，対象となる地層が特定できるものだけを示した。年代値の引用文献（1：山本ほか（1998），早津・河内（1997）；2：本報告；3：小安ほか（2007），竹之内・宮島（2001）；4-5：第9.4表参照）。新潟標準層序は，新潟県（2000）に基づく。仙翁沢層と根知層は，第9.1図の断層DとEに挟まれる地域において，横川断層より西側に分布すると推定される。

9. 3 中土断層以北地域

中土断層以北に分布する新第三系は、下位より戸倉山層、山本層、今井層、仙翁沢層、根知層、ニゴリ川凝灰岩部層、海川層、谷根層及び跡杉山層に区分される(第9.2図)。これらは、海川向斜を初めとする北北東-南南西方向の軸をもつ背斜及び向斜と西北西-東南東方向の断層により分布を規制される。

9. 3. 1 戸倉山層 (Tw, Tr)

地層名及び定義 石橋(1986)が戸倉山付近に分布する流紋岩溶結凝灰岩を石坂流紋岩層戸倉山溶結凝灰岩部層としたものを、戸倉山層として再定義する。

模式地 糸魚川市戸倉山(石橋, 1986)。

分布及び層厚 横川断層より西側の戸倉山とその周辺に南北に分布する。本層の層厚は、戸倉山及び西麓の沢沿いで700m以上、鎌倉山付近及び中上保西方の沢で100m以上である。

層序 鎌倉山周辺及び善光寺山東麓で石坂層を不整合に覆い、後者では基底付近に淘汰の悪い凝灰質円礫岩及び凝灰質砂岩を伴う。

層序比較 戸倉山付近の流紋岩火山砕屑物は、笹倉(1932b)、石井(1937)らによって分布が報告され、斎藤ほか(1972)、石井(1976)、新潟県(2000)などでは石坂流紋岩とされた。石橋(1986)は戸倉山付近に分布する溶結凝灰岩を、岩相の相違から戸倉山溶結凝灰岩部層として他地域の石坂流紋岩と区別したが、石坂流紋岩と同時異相と解釈した。

岩相 流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Tw)及び流紋岩溶岩(Tr)からなり、基底に淘汰の悪い凝灰質円礫岩及び凝灰質砂岩を伴うことがある。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Tw)は全体に明灰色を呈し、最大6cm、主に3cm前後の本質レンズ状火山礫を含み、同質な基質に支持される(第9.3図A, B)。層理面は観察していないが、戸倉山西面の沢では柱状節理と直交する面が北東に50°前後傾斜している。本質レンズ状火山礫はガラス質のものと、脱ガラス化してトリディマイトに置換したものがある。基質は隠微晶質-珪長岩質で、流紋岩溶岩及び凝灰岩の細礫をわずかに含む。基質及び火山礫は自形の斜長石及びカリ長石結晶を10%程度含む。鎌倉山付近での本層は複数起源の火山礫を含む強固結した流紋岩火山礫凝灰岩で、赤灰色-暗灰色普通角閃石安山岩溶岩及び明灰色流紋岩の細粒火山礫(直径2cm以下)を含む。前者はしばしば引き延ばされたアメーバ状の形態を示す。火山礫凝灰岩の基質中には多量の斜長石及び黒雲母、少量の普通角閃石、石英及びジルコンの結晶を含む。善光寺山東麓では流紋岩溶結火山礫凝灰岩の下位に淘汰の悪い凝灰質円礫岩、更にその下位に凝灰質砂岩を伴う。円礫岩は層厚5m以上で、弱固結の凝灰

岩、黒色頁岩及び中粗粒砂岩の円礫を多く含み、凝灰質の基質に支持される。

流紋岩溶岩(Tr)は主に塊状であるが、善光寺山付近では流理構造が強く発達し、また破砕部を伴う。善光寺山東方のピークでは微発泡で塊状の岩相を示し、黒雲母を含む。火山礫凝灰岩(Tw)との関係は確認していないが、岩石学的特徴から同時期の活動とした。

戸倉山西面の沢では火山礫凝灰岩下位の古生界に流紋岩が小規模(地質図では非表示)に貫入する。これらは戸倉山層流紋岩溶岩と同時期である可能性がある。

年代と対比 戸倉山南面に露出する流紋岩溶結火山礫凝灰岩から 18.5 ± 0.6 Maのフィッシュトラック年代を得た(第9.3表)。本層を構成する溶結火山礫凝灰岩は従来石坂層相当とされてきたが、この年代は戸倉山層が前期中新世後半の珪長質火山活動によるものであることを示す。小谷村中谷川下流に分布する白井沢層の溶結凝灰岩(南隣白馬岳図幅)は 17.55 ± 0.68 Maのフィッシュトラック年代値を示し(立石ほか, 1992)、岩相も戸倉山層と類似する。この溶結凝灰岩と類似する溶結凝灰岩は小谷村白岩、虫尾及び小土山など、断続的に分布し(斎藤ほか, 1972)、戸倉山層はかつて南北に長い分布を持っていた可能性が高い。このことは前期中新世後半に戸倉山層分布域が乾陸上であったことを示す。

9. 3. 2 山本層 (Ya, Yb)

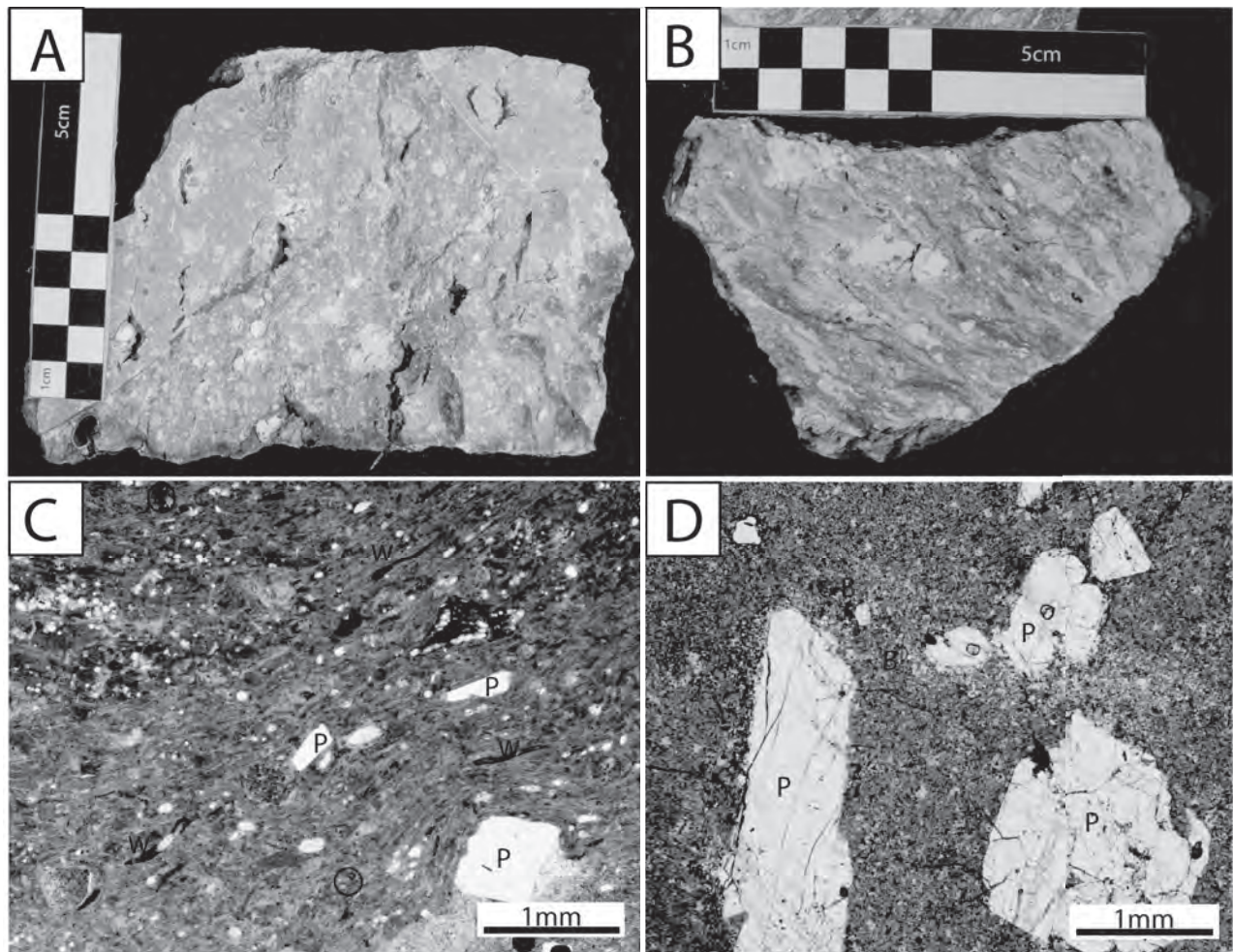
地層名及び定義 吉村・石橋(1979)によって姫川下流の糸魚川市山本集落付近に分布する安山岩火山岩に対して山本層と命名された。本報告では、石橋・吉村(1979)及び吉村・石橋(1979)の山本層を再定義し、本図幅地域の南部に隔離して分布する同時期の安山岩火山岩である、富沢・北原(1967)の平倉山凝灰角礫岩層、斎藤(1968)の横倉層、宮下(1968)、斎藤ほか(1972)及び石橋(1986)の横川層の一部をまとめて、山本層とする。地層名は平倉山凝灰角礫岩層が最も古い、模式的な露頭を含み、岩相及び年代がよくわかっている山本層を採用する。

模式地 姫川下流、山本橋から中山橋にかけての姫川沿い(石橋・吉村, 1979; 小安ほか, 2007)。

分布及び層厚 主に横川断層の東側に沿って南北に細長く、断続的に分布する。糸魚川市大谷内、大網峠付近では横川断層の西側にも分布する。本層の層厚は、姫川下流山本集落周辺から根小屋のフォッサマグナパーク周辺にかけて約300m、戸倉山南方から横川にかけて約200m、北小谷光明の沢沿いで約400mである。

層序 安山岩溶岩及び火山砕屑岩(Ya)は姫川下流左岸、山本集落西方で古生界を不整合に覆う。また、大網峠南方及び戸倉山西麓で戸倉山層を不整合に覆う。玄武岩溶岩及び火山砕屑岩(Yb)は断層で他の地層と境される。

層序比較 姫川下流域で石井(1937)、笹倉(1932b)が第三系下部凝灰質集塊岩と記載したものに相当する。



第9.3図 戸倉山層の産状及び鏡下写真

A：戸倉山南面に露出する溶結火山礫凝灰岩。

B：同上地点の転石。

C：火山礫凝灰岩の鏡下写真（試料A）。単ポーラー。脱ガラス化したレンズ状粒子（W）を多く含むユータクシティックな基質と少量の斑晶斜長石（P）を含む。

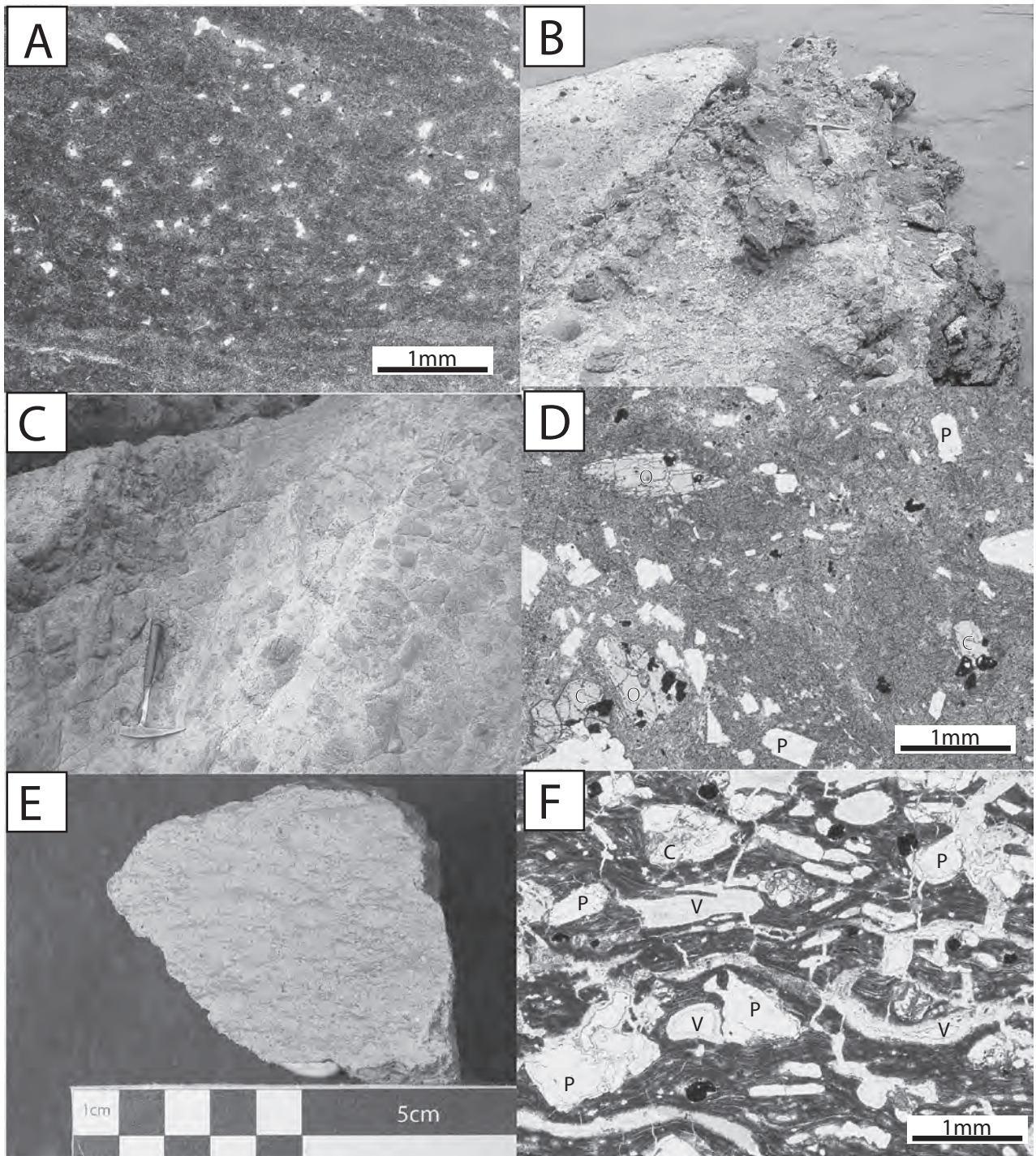
D：流紋岩溶岩の鏡下写真。斜長石（P）と黒雲母（B）を含む。善光寺山北東720m峰付近。

吉村・馬場（1967）が新第三系火山岩類として詳しく記載し、石橋・吉村（1979）、吉村・石橋（1979）が上位から仁王堂溶結凝灰岩部層、大谷内無斑晶質安山岩部層、虫川ガラス質安山岩部層の3部層からなる累層として定義した。小安ほか（2007）では山本層及び戸土層挟在玄武岩とされた。宮下（1968）、斎藤ほか（1972）、鈴木ほか（1985）及び石橋（1986）が横川層としたうちの安山岩の部分、富沢・北原（1967）及び田中ほか（1971）が平倉山凝灰岩礫岩層としたものに相当する。南隣白馬岳図幅の中野ほか（2002）が岩戸山層安山岩としたものの北方延長に相当する。玄武岩は竹之内・宮島（1996）が根知玄武岩としたものを含む。

岩相 本層は安山岩溶岩及び火山砕屑岩（Ya）と玄武岩溶岩及び火山砕屑岩（Yb）からなり、いずれも少量の堆積岩を挟有する。

安山岩溶岩及び火山砕屑岩（Ya）は多様な岩質及び岩相変化を示し、また陸上と水中で堆積した岩相を示す。記載岩石学的特徴から以下の4相に区分する。各相の詳細な分布境界は不明である。

(1) 無斑晶質安山岩相：ほとんど斑晶を含まず、石基は細粒完晶質で、斜長石結晶が流理を示すピロタキシティック組織である（第9.4図A）。中山橋上流約300mの姫川右岸河床では、微発泡で褐色に変質した無斑晶質安山岩火山礫を主体とする火山礫凝灰岩及び火山礫岩（ラピリストン）が分布し、塑性変形したスパッター状岩塊を含む（第9.4図B）。これらは後述の斜長石安山岩相の溶岩に覆われる。姫川沿いでは南東に30-40°傾斜する。山本集落西方の沢では古生界との境界に小規模な玄武岩岩床（B）を挟んで、無斑晶質安山岩相の単源岩種からなる火山角礫岩が載る。その上位は微発泡の無斑晶



第9.4図 山本層の産状及び鏡下写真

- A：無斑晶質安山岩（単ボーラー）。火山角礫岩中の溶岩岩塊。弱い流理構造と気泡を含む。微細な針状の斜長石を含む。山本集落西方の沢。
- B：無斑晶質安山岩の微発泡火山礫凝灰岩。塑性変形したスパッター状の岩塊を含む。姫川右岸，中山橋上流側。
- C：ガラス質な輝石安山岩の単源岩種からなる火山角礫岩。姫川山本橋左岸側。
- D：ガラス質な輝石安山岩の鏡下写真（Cと同一の試料）。単ボーラー。斜方輝石（O），単斜輝石（C），斜長石（P）を含む。
- E：斜長石安山岩相溶岩のスラブ。大網峠東方，839m峰付近。
- F：斜長石安山岩相岩脈の鏡下写真。単ボーラー。流理構造が発達し，伸張した気泡（V）を晶洞鉱物が充填する。少量の単斜輝石（C）を含む。姫川右岸旧国道沿い。

質安山岩火山礫を主体とする多源岩種からなる火山礫凝灰岩に移化する。山本集落北方の姫川左岸河床では多源岩種からなる火山角礫岩が露出し、粘土化した軽石火山礫を含む。城山の東麓には無斑晶質安山岩相の火山角礫岩及び溶岩が分布し、後述の斜長石安山岩相の溶岩を挟有する。横川河床では無斑晶質安山岩相の溶岩及び貫入岩が石坂層との断層付近に小規模に分布し、輝石安山岩相の凝灰角礫岩に覆われる（第9.5図）。南方の光明から黒倉（南隣白馬岳図幅内）にかけては同質な無斑晶質安山岩の貫入岩（Dp）が分布する。

(2) 輝石安山岩相：単斜輝石、斜方輝石及び斜長石斑晶を含む安山岩火山噴出物である。光明の沢沿いでは、輝石安山岩相の凝灰角礫岩及び溶岩が凝灰質砂岩と数十m単位で互層する。横川沿いでは泥岩や溶結凝灰岩などの異質礫を多く含む輝石安山岩相の凝灰角礫岩が分布し、無斑晶質安山岩相の溶岩を覆う。山本橋付近の姫川左岸では石基がガラス質な輝石安山岩相の単一岩種からなる火山角礫岩が分布し、放射状節理及びジグソー接合する岩塊などを多量に含む水底堆積相を示す（第9.4図C）。この安山岩岩塊の石基は鏡下ではガラスの多いハイアロオフィティック組織で、不規則な割れ目を持つ（第9.4図D）。虫川沿いには、ガラス質石基を持つ輝石安山岩相の溶岩及び火山角礫岩が分布し、無斑晶質安山岩相の火山礫凝灰岩に覆われる。

(3) 斜長石安山岩相：自形の斜長石斑晶を多量に含み、石基は黒色ガラス質から隠微晶質で流理構造が発達する（第9.4図E, F）。単斜輝石斑晶を少量含むことがある。姫川右岸山本橋から中山橋にかけての旧国道148号線沿いに分布し、無斑晶質安山岩相の火山砕屑岩を覆う。幅1m前後の不明瞭な柱状節理が発達する。同質で流理構造の発達する斜長石安山岩相の岩脈がある（第9.4図F）。流理構造と柱状節理の方向から判断すると、北-北東に30-40°傾斜している。この流理構造の発達する斜長石安山岩相はフォッサマグナパーク付近まで続き、大網峠おおみ付近から横川にかけても再び細長く分布し、凝灰質泥岩及び砂岩を伴う（第9.5図）。横川右岸では強く変質し緑白色化している。

(4) 角閃石輝石安山岩相：普通角閃石、斜方輝石及び単斜輝石斑晶を含み、石基はハイアロオフィティック組織を示す。鳥越峠付近ではほぼ単一岩種からなる火山角礫岩として分布する。全体に暗灰色で、安山岩岩塊はガラス光沢を持ち、放射状節理やジグソー接合する岩塊を含むなどの水底堆積の岩相を示す。鳥越峠周辺、大網峠南西には同質で小規模な角閃石輝石安山岩の貫入岩が分布する（第9.5図）。光明の沢沿いでは輝石安山岩相の下位に露出する。

玄武岩溶岩及び火山砕屑岩（Yb）は単斜輝石斑晶を含み、ガラス基流晶質及び充填状組織の石基を持つ玄武岩火山噴出物である。フォッサマグナパーク及び杉之当すぎのとう

西方のピーク付近では暗灰色の枕状溶岩及び同質な凝灰角礫岩が分布する。枕状溶岩のローブは最大径12mに達する（竹之内・宮島、1996）。凝灰角礫岩の岩塊は同心円状の冷却節理を持つものがある。全体に微発泡で風化している部分が多い。大網峠おおみから横川にかけては小規模かつ断続的に分布し、赤灰色で強く風化していることが多い。同質な貫入岩として、山本集落西方の沢で無斑晶質安山岩相火山角礫岩の直下に貫入する玄武岩岩床、横川の横川断層付近の玄武岩岩脈がある（第9.5図）。小谷大橋の左岸側には多源岩種からなる火山礫凝灰岩が小規模に分布する。本質火山礫は緑灰色で直径4cm以下の垂角形で、単斜輝石斑晶の骸晶を含み、充填状石基組織を示す玄武岩である。異質礫として主に直径3cm以下の暗灰色頁岩及び細粒砂岩の角礫を多量に含む。これは白石ほか（2001）で平倉山層凝灰岩とされたもので、堆積岩の角礫は周辺に分布する来馬層群に由来する。本質の玄武岩火山礫は南隣白馬岳図幅で平倉山西面に分布する玄武岩火砕岩とよく似た岩石学的特徴を持つことから山本層の玄武岩火山砕屑岩（Yb）に含める。このほか、大河内ほか（1998）の城山礫岩層を山本層に含めた。その根拠は、礫種が山本層に挟まれる礫岩層（宮下、1968）と類似性があること、横川断層の西側にも山本層が分布することなどが挙げられる。

年代及び対比 姫川下流左岸における無斑晶質安山岩（本報告の無斑晶質安山岩相）のK-Ar年代は16.0-15.8Ma、単斜輝石安山岩（同、輝石安山岩相）は15.6-15.5Maである（小安ほか、2007：測定偏差は非表記）。フォッサマグナパーク内の横川断層東側の玄武岩質安山岩は16.49±0.78Ma、16.60±0.74Ma、玄武岩枕状溶岩は14.36±0.40Ma、14.34±0.41Maの石基K-Ar年代を持つ（竹之内・宮島、2001）。

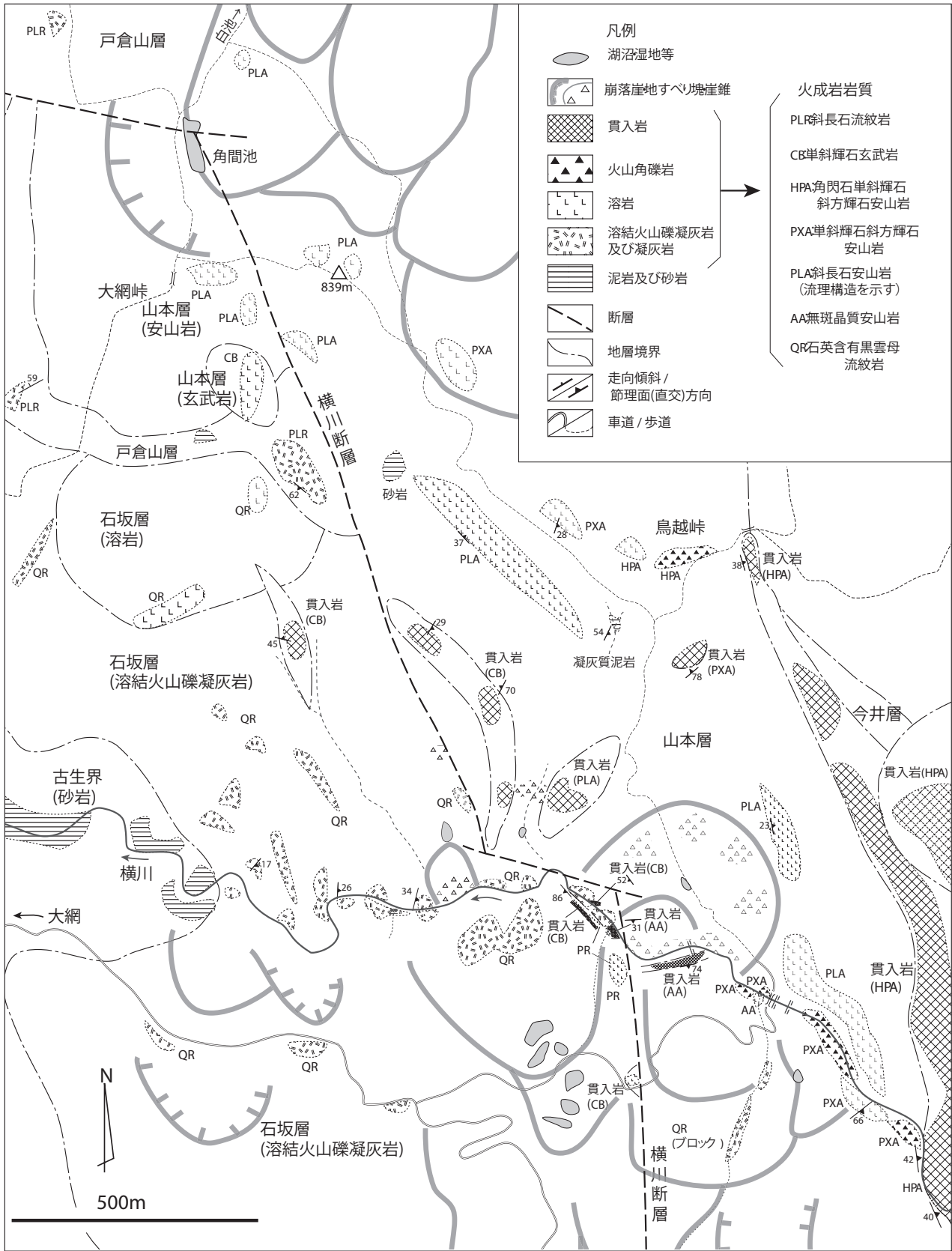
北隣糸魚川図幅地域内の糸魚川温泉付近におけるボーリングでは深度700-800mで深に山本層に対比される安山岩溶岩及び凝灰岩があり、山本層が北東に広く分布することと、落差を持った断層がより東側に伏在する可能性が指摘されている（白石、2003）。

9.3.3 今井層（Ir）

地層名及び定義 吉村・石橋（1979）命名。本報告では、吉村・石橋（1979）及び石橋・吉村（1979）の今井層に加えて、富沢・北原（1967）の白井沢層、斎藤ほか（1972）の横川層の一部を含めて再定義する。本報告では複数の地層を対比して一括したが、模式的な地域を含み、最も古くから分布が記載されてきた今井層を地層名として採用する。

模式地 糸魚川市中谷内から岩木にかけての旧今井村地域で、北隣糸魚川図幅の範囲を含む（石橋・吉村、1979）。

分布及び層厚 模式地付近では姫川下流左岸に広く分布



第9.5図 横川中流域のルートマップ

する。フォッサマグナパーク西方では南北に細長く分布する。横川以南では狭長であるものの、ほぼ連続的に分布する。横川、白井沢及び濁沢沿いでは貫入岩によって東西に別れて分布する。本層の層厚は、模式地付近で約300m以上、横川で約40m、白井沢では300m以上、濁沢で70m、光明の沢沿いで約100mである。

層序 中谷内西方の沢で山本層安山岩及び火山砕屑岩にオンラップする。西中西方の沢で古生界を不整合に覆う。小谷村光明の沢では山本層を不整合で覆う。

層序比較 模式地付近の本層は菌部（1936）をはじめ古くから記載されている。吉村・石橋（1979）及び石橋・吉村（1979）は本層を3部層からなる流紋岩火山岩及び砕屑岩の累層として定義した。岩相及び層序から長野県側の白井沢層（富沢・北原，1967）及び横川層（斎藤ほか，1972）の一部を今井層に対比して含める。

岩相 斜長石斑晶をわずかに含む流紋岩質の火山噴出物を主体とする。塊状溶岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩からなる。中谷内西方の沢では北東に緩傾斜する軽石質火山礫凝灰岩及び凝灰岩が分布し、山本層及び古生界を覆う。北方の西中から岩木にかけての範囲（北隣糸魚川図幅地域内）には岩石学的特徴が同じで流理構造の発達する流紋岩溶岩が比高200-300mの小丘を構成している。長野県側の分布は連続しないものの、横川から光明にかけて流紋岩質火山礫凝灰岩が断続的に分布する。流紋岩火山礫は微量の斜長石斑晶を含み、また発泡の良い軽石を含む。フォッサマグナパーク北方では軽石火山礫凝灰岩中に泥岩を挟む。糸魚川市大野から仁王堂に抜ける林道沿いに凝灰岩と交互に凝灰質細-中粒砂岩及び茶灰色塊状泥岩が挟まれる。風化した泥岩に硫黄が晶出することがある。

年代及び対比 吉村・石橋（1979）は、粘土化した部分を鉱床として採掘された中谷内西方の流紋岩凝灰岩から、西黒沢期を示す6種の軟体動物化石が産出するとし、津川階に対比されると考えた。しかしながら、リストには明確に西黒沢期を示す種は含まれていないため、年代の根拠になり得ない。

糸魚川温泉のボーリングでは300-400m以深に今井層に対比される流紋岩溶岩及び凝灰岩があり、層厚400m前後である（白石，2003）。また糸魚川南東の釜沢1号井では深度1,400m以深に厚い流紋岩-デイサイトが伏在しており（岩崎，1982；茅原ほか，1984）、今井層が東方に広く厚く分布する可能性がある。

9. 3. 4 仙翁沢層 (Sm, Ss)

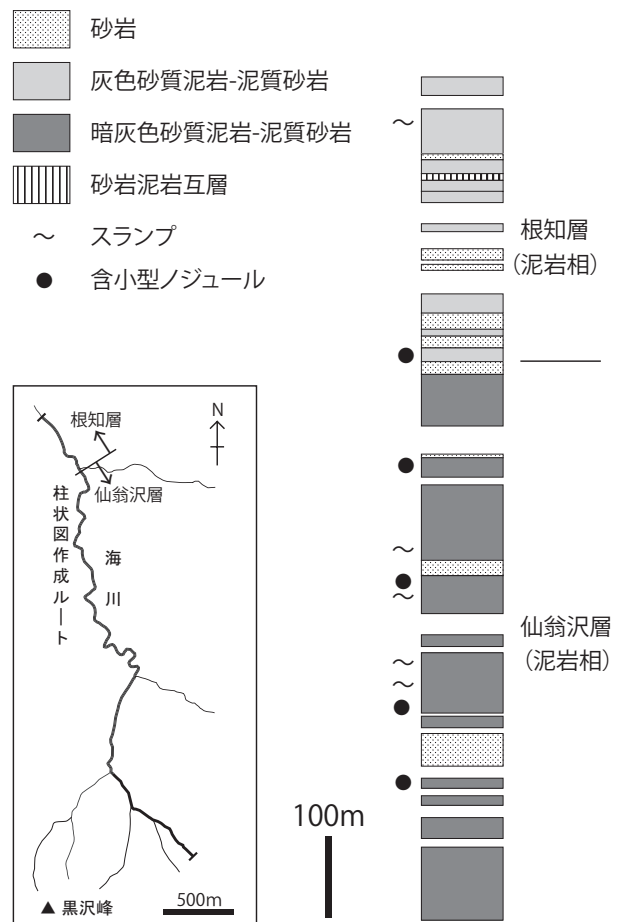
地層名及び定義 本層は宮下（1968）によって命名された。中土断層以北に分布する、主に暗灰色砂質泥岩からなる地層を仙翁沢層として再定義する。宮下（1968）や斎藤ほか（1972）によって提唱された仙翁沢層上位の前沢層は、本報告では仙翁沢層に含まれる。

模式地 横川河床の仙翁沢出合付近（宮下，1968）。模

式地を含めて仙翁沢層の全層準を観察できる一連のルートはないが、海川の上流域において中-上部層準が連続して露出する（第9.6図）。ただし、滝が多いため踏査困難であり、観察には不向きである。

分布及び層厚 中土断層より北西側かつ横川断層より東側に分布する。複数の向斜及び背斜によって本層の分布が規制され、さらに東西方向の断層によって切られる。後述の砂岩相 (Ss) は、横川と前沢の出合い付近、湯峠付近、根知川の左岸及び中海川付近に分布する。本層の層厚は小谷村の横川流域で最も厚く、900m以上ある。横川断層寄りの糸魚川市上横から仁王堂にかけて層厚を減じて尖滅する。

層序 鳥越峠から仁王堂にかけての地域では、今井層が欠如することから、本層は山本層を不整合で覆うと推定される。また、戸倉山付近では、横川断層を覆い、古第三系の石坂層を不整合で覆う。今井層及び本層の分布と走行傾斜が不調和であることから、両者の関係は不整合である可能性が推測されるが、詳細は不明である。このほか、分布の南東側の中谷川流域では、下部層準が中土



第9.6図 海川における仙翁沢層及び根知層のルート柱状図
海川の上流域においてルート柱状図を作成した。海川における根知層と海川層の関係は貫入岩により観察できない。

断層で切られ、下位層との関係は不明である。

本報告とは異なる見解として、宮下（1968）は仙翁沢の北側に分布する火山岩体を下位の横川層（本論の山本層）とし、仙翁沢層と指交関係にあるとした。しかし、本報告では、その火山岩体を貫入岩と判断した。また、他の場所においても仙翁沢層と山本層の指交関係は認められなかった。

砂岩相は少なくとも2層準以上あり、中海川付近において泥岩相と指交関係にある（地質断面図 C-D 参照）。

層序比較 仙翁沢層の分布範囲と各報告の地質図を照らし合わせて、層序の対比を行った（第9.1表）。ただし、報告によって層序区分の定義や断層、褶曲の位置が大きく異なるため、各層序の単純な比較はできない。本報告の仙翁沢層は、石井（1937）の難波山層、藤本ほか（1951）の難波山層、西田ほか（1966）の久比岐層群の西飛山層及び火打山層、能生谷層の一部、西田ほか（1974）の西

飛山層、能生谷層の一部、小川層の一部、富沢・北原（1967）の長崎砂岩泥岩層の一部、宮下（1968）及び斎藤ほか（1972）の仙翁沢層及び前沢層、Akahane（1978）の Otari-onsen Formation の一部、赤羽（1979）の能生谷層の一部、仙翁沢層（紫雲谷層）及び前沢層、鈴木ほか（1985）の土戸層、柿崎ほか（1992）及び立石ほか（1992）の真川層及び小谷温泉層の一部、仙翁沢層及び前沢層、平林（1993）の中土累層のヒコサ層、北小谷累層の前沢層及び仙翁沢層、天狗原山累層の大海川層及び中海川層、大河内ほか（1998）の土戸層、長谷川ほか（2001）の前沢層ないし根知層、仙翁沢層ないし小谷温泉層、中野ほか（2002）の前沢層、遠藤ほか（2005）の川詰層に相当する。

宮下（1968）は、仙翁沢層を整合で覆う前沢層を提唱し、その岩相は角礫岩、砂岩、泥岩砂岩互層からなるとし、角礫岩層が基底に認められるとした。しかし、前沢層の

第9.1表 中土断層以北地域の層序比較

本報告の各層の分布範囲と各報告の地質図を照らし合わせて、層序の対比を行った。なお、各研究の層序は、土谷断層以北地域のみ限定してまとめている。ただし、それぞれの研究の層序は層序区分の基準が異なる上、断層及び地層境界線が一致しないことから、完全な対比はできない。灰色に塗色した部分は、本報告で採用した地層名が設定されたもの。

- 1、2：本地域内において西頸城地域における標準層序の川詰累層の分布はしないとしている。
- 3：中土層群に石坂流紋岩質溶岩を含めている。
- 4：地質図では北小谷累層を一括して図示しているため、各層の分布は不明。
- 5：小谷温泉層、仙翁沢層及び紫雲谷層を同一の凡例で地質図に図示している。
- 6：下位より田海ヶ池凝灰質砂岩礫岩部層、中谷地凝灰岩部層、岩木流紋岩部層に細分されている。
- 7：下位より虫川ガラス質安山岩部層、大谷内無斑晶質安山岩部層、仁王堂溶結凝灰岩部層に細分されている。
- 8：地質図に図示なし。

石井 (1937)	藤本ほか (1951)	西田ほか (1966)	西田ほか (1974)	富沢・北原 (1967)	宮下 (1968)	望月 (1971)	斎藤ほか (1972)	Akahane (1978)	赤羽 (1979)	本報告	
椎谷層	烏帽子山安山岩 椋屋敷累層大和川砂岩部層 粟倉集塊岩	谷浜層							海川火山岩類	跡杉山層 谷根層 海川層	
頸城層	能生谷累層 ¹	名立層 能生谷層 ²				前沢層	前沢層		俎山層 梶山層 能生谷層	二ゴリ川凝灰岩部層 根知層	
難波山層	難波山層	西飛山層 火打山層	中土層群	長崎砂岩泥岩層	前沢層	北小谷累層	仙翁沢層	仙翁沢層	小谷温泉累層	前沢層	仙翁沢層
				白井沢 凝灰角 礫岩層	横川層	横川凝灰角礫岩 礫岩部層	横川層		横川層	小谷温泉層 ⁵	今井層 山本層
				平倉山 凝灰角 礫岩層							戸倉山層

吉村・石橋 (1979)	鈴木ほか (1985)	柿崎ほか (1992)	平林 (1993)	大河内ほか (1998)	長谷川ほか (2001)	中野ほか (2002)	遠藤ほか (2005)	小安ほか (2007)	本報告
	海川火山岩類				海川火山岩類		海川層		跡杉山層 谷根層 海川層
	根知層		北小谷累層	根知層	俎山層 梶山層	前沢層	名立層	根知層 ⁸	二ゴリ川凝灰岩部層 根知層
	戸土層	真川層 小谷温泉層 前沢層 仙翁沢層	仙翁沢層	戸土層	前沢層 根知層	仙翁沢層・小谷温泉層	川詰層	戸土層	仙翁沢層
今井層 ⁶	横川層	横川層	横川層	今井層	横川層	今井層	今井層	今井層	今井層
山本層 ⁷		白井沢層		山本層	白井沢層	山本層	山本層	山本層	山本層
									戸倉山層

基底角礫岩層は全域で確認ができないため地層の下限として用いることが困難なこと、前沢層の特徴の一つとされた砂岩層が本報告の仙翁沢層の複数の層準で認められることから、仙翁沢層と前沢層を区分することはできないと判断した。そこで、本報告では、宮下（1968）の両層をまとめて仙翁沢層に含めた。

斎藤（1968）は仙翁沢層と小谷温泉層が対比されるとし、その後斎藤ほか（1972）では両者をまとめて仙翁沢層とした。しかし、年代論が不十分なこと及び有効な鍵層が見いだされていないことから、中土断層以北の地域と中土断層-小谷断層間の地域に分布する地層との正確な対比は困難であると判断し、本報告では、中土断層を境にして北西側を仙翁沢層、南東側を小谷温泉層として区分した。

岩相 本層は泥岩相（Sm）と砂岩相（Ss）からなる。

大渚山の周辺地域では、露出の良い小谷村真木の約500m西の地域において砂岩相と泥岩相が交互に繰り返し分布し、泥岩相が卓越していることを確認した。しかし、この地域では、崖錐や地すべり堆積物が被覆していること、大規模な貫入岩に貫入されていること、そして褶曲によって分布が複雑になっていることから、露出の良い地域以外は岩相区分をすることができない。このため、本地域は、地質図では泥岩相としてまとめた。

泥岩相（Sm）は、主に暗灰色の塊状砂質泥岩からなる（第9.7図A、B）。砂質泥岩には、不明瞭な層理が見られることもある。しばしば厚さが10cm程度の泥質砂岩と砂質泥岩の互層（第9.7図E）が認められるが、層理が極めて不明瞭なため一見して塊状に見えることが多く、塊状の砂質泥岩と見分けることは困難なことが多い。

泥岩相には一般的に数cm大の回転楕円形ないしは不定形のノジュールが認められる（第9.7図A）。ノジュールは、層状に配列することが多い（第9.7図E）。ノジュールが層状に配列する層は、含まない層よりもより砂質な傾向にある。ノジュールは点在することもある。ノジュールの風化色は赤褐色を呈する。しばしば塊状砂質泥岩は粒度が漸移して泥質砂岩となる。砂質泥岩及び泥質砂岩は、通常、堆積物食者のものとみられる生物擾乱を受ける。風化により、砂質泥岩は稜片状に砕けるのに対して、泥質砂岩はフレーク状にはがれる傾向にある。泥岩相にはしばしば細-中粒砂岩層が挟まれ、互層を成すこともある。砂岩層が卓越する層準もあるが、側方への連続性は悪い。砂岩層は一般的に数十cm程度の厚さであり、平行葉理、カレントリップル葉理などの堆積構造を伴う。植物の微細片を大量に含む厚さ数mm以下の微細な平行葉理が発達する砂岩層が稀に認められる。この他、稀に厚さ数m程度の厚層砂岩層を挟む。砂岩中には、軟体動物や棘皮動物などの浅海棲と推定される化石が稀に認められる。これらの化石は破損しているこ

とが多く、異地性の産状を示す。また、殻が再結晶している場合が多い。宮下（1968）は横川から湯峠に至る林道において層厚3-4mの凝灰質砂岩層が挟まるとしているが、確認していない。大倉沢、大渚山の南域、横川、海川などでは、厚さ数十mを超える規模のスランプ構造が発達する。特に砂岩層をよく挟む層準でスランプ構造が多い。

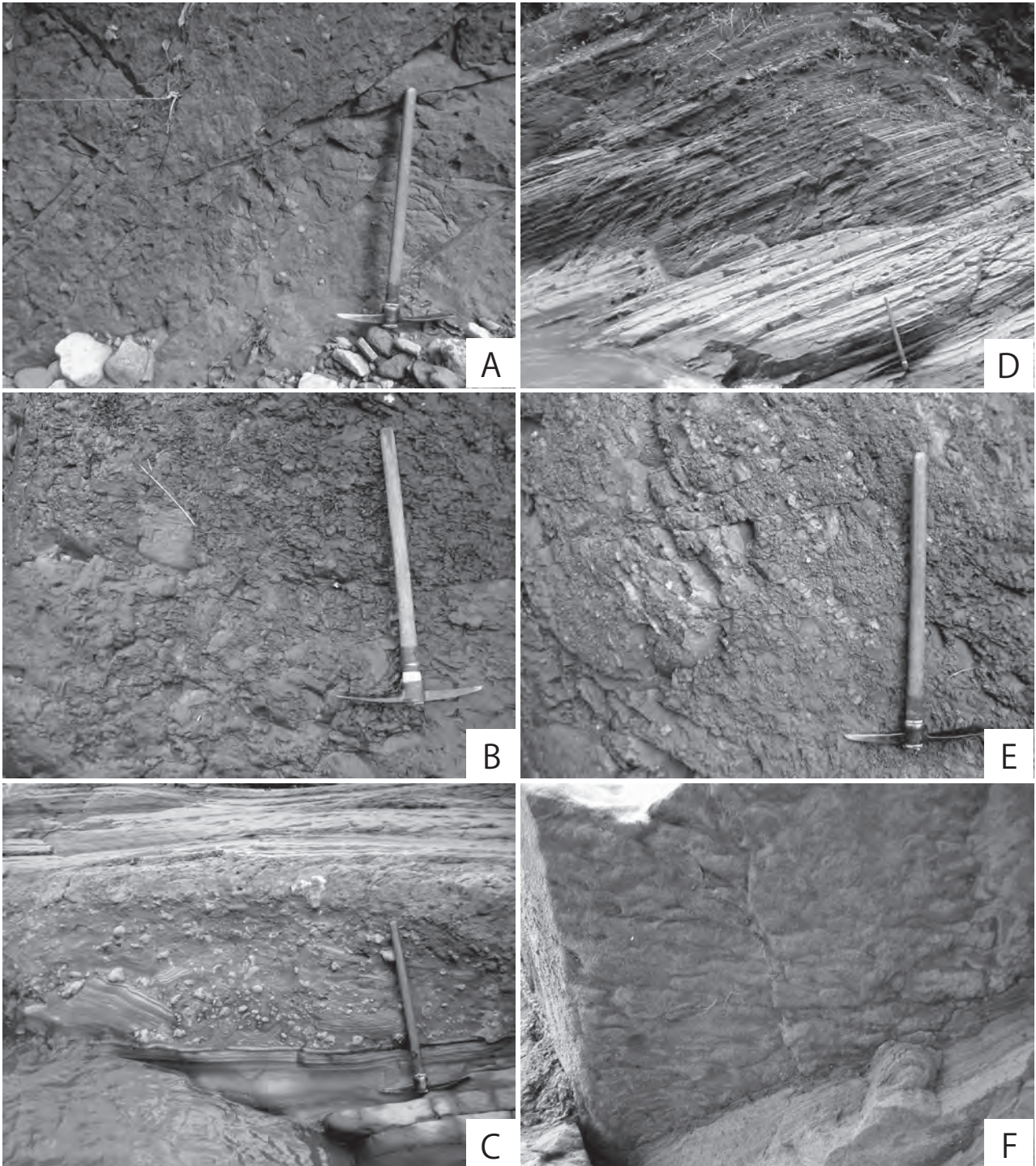
砂岩相（Ss）は、主に不明瞭な層理を伴う明灰色から暗灰色の細-中粒厚層砂岩からなり、塊状の暗灰色砂質泥岩-泥質砂岩を伴い、全体として砂岩が卓越する。横川と前沢の出合い付近に模式的に露出する。砂質泥岩の特徴は泥岩相のものと同様である。

砂岩層には、平行葉理、カレントリップル葉理、クライミングリップル斜交葉理などの堆積構造が見られる。砂岩層の基底にはしばしばソールマークが発達する（第9.7図F）。植物の微細片を大量に含む厚さ数mm以下の微細な平行葉理が発達する砂岩層が稀に認められる。厚さ10cm以下の砂質泥岩層を挟み、しばしば砂岩泥岩互層となる（第9.7図D）。このほか、偽礫を主体とする厚さ1m以下の礫岩層が稀に認められる（第9.7図C）。礫岩層中には、砂岩、泥岩及び砂岩泥岩互層の数cmから1m程の大きさの偽礫、ノジュールの礫、軟体動物の化石片などが認められる。横川と前沢の出合い付近に分布する砂岩相の最下部層準からは流紋岩礫からなる角礫層が認められる（宮下、1968）。横川と仙翁沢の出合い付近の古流向は西から東方へ扇状に分散する（柿崎ほか、1992）。

貫入岩体の周辺に分布する本層は、変成により硬質になり、変位が数cm程度の小断層（第9.8図A）や小褶曲が発達する。また、色調も周囲と比較してより黒色になる。

化石 宮下（1968）は、本報告の砂岩相に相当する前沢層から *Anadara amicula*, *Glycymeris cf. yamasakii*, *Kotorapecten tryblium* (= *Mizuhopecten tryblium*), *Serripen makiyamai nigamiensis* など10種類の軟体動物化石のリストを報告している。これらの種は戸隠図幅地域に分布する鮮新統茨久保層産の軟体動物化石（長森、1998；長森ほか、2003）と共通性が高い。古見ほか（2004）は、本層に相当する“戸土層”より *Mizuhopecten matumoriensis*, *Pseudamiantis pinguis*, *Mizuhobaris izumoensis* など26種を報告し、その一部を図示している。赤羽（1979）は、本層に相当するとみられる“前沢層”から *Laevicardium angustum*, *Mercenaria y-iizukai*, *Dosinia (Kaneharaia) kaneharai* などの軟体動物化石が産出するとし、塩原型動物群に類似性がある善光寺動物群（小川層産：Kanno and Tomizawa, 1959）に対比した。古見・吉田（2003）は、古見ほか（2004）の報告と同じ露頭より、クジラ目の肋骨化石を報告した。

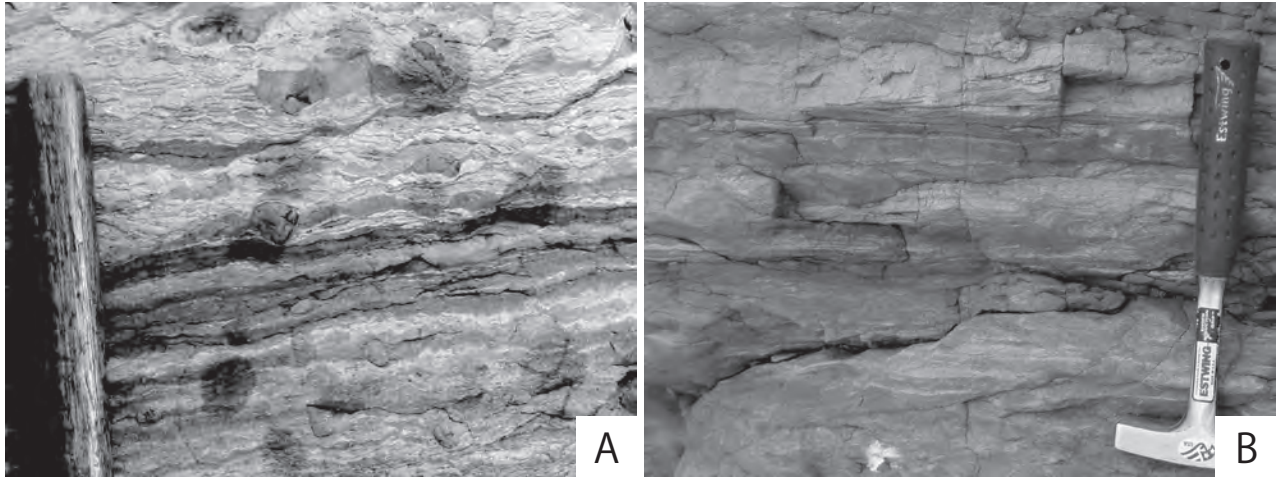
年代及び対比 正谷・市村（1970）は、本層の分布域で



第9.7図 仙翁沢層の露頭写真

仙翁沢層の岩相各種。スケールの魚沼ハンマーのハンマーヘッド長は32 cm.

- A: 塊状泥質砂岩 (泥岩相). 泥質砂岩の露頭表面は風化により、フレイク状にはがれることが多い。径が数 cm の球型のノジュールが散在する。撮影場所: 小谷村の大渚沢 (N36°52'44", E137°57'0").
- B: 塊状砂質泥岩 (泥岩相). 砂質泥岩の露頭表面は風化により稜片状に砕ける。径が数 cm の球型のノジュールが散在する。撮影場所: 小谷村の大倉沢 (N36°53'57", E137°58'51").
- C: 偽礫を主体とする礫層 (砂岩相). 撮影場所小谷村の横川 (N36°53'17", E137°55'47").
- D: 平行葉理が発達する砂岩層と泥岩層の互層 (砂岩相). 厚さ数 cm 以下の泥岩の薄層, 厚さ数 mm 以下の植物微細片を大量に含む薄層をよく挟む。撮影場所: 小谷村の横川 (N36°53'19", E137°55'45").
- E: 砂質泥岩と泥質砂岩の互層 (泥岩相). 砂質泥岩と泥質砂岩の境界は極めて不鮮明であり, 写真では判別が困難である。径が数 cm の球型のノジュールが層状に配列する。泥質砂岩中にノジュールが多く, しばしば層状に配列する。撮影場所: 小谷村の大渚沢 (N36°52'49", E137°56'52").
- F: 砂岩層下底のソールマーク (砂岩相). 撮影場所: 小谷村の横川 (N36°53'19", E137°55'45").



第9.8図 貫入岩に近接する堆積物中に認められる、小規模な変形構造

A：貫入岩に近接する仙翁沢層に認められる小断層。小断層は、見かけのずれは数 cm 未満が多く、露頭全体に発達している。700 m 北東に閃緑斑岩の貫入岩帯が分布する。スケールの棒の幅は約 3 cm。撮影場：糸魚川市の海川 (N36°56′08″, E137°59′21″)。

B：貫入岩に近接する根知層の変形構造。小断層や厚さ 10 cm 前後の層内褶曲が認められる。スケールのハンマー長は 28 cm。撮影場所：糸魚川市の海川 (N36°56′23″, E137°58′36″)。

ある横川の支流から産出した有孔虫化石から別所階（七谷階）に対比している。米谷ほか（1986）は有孔虫から、仙翁沢層を *Hopkinsina morimachiensis* 帯（津川，七谷階）に対比した。しかし、採集地点が不明なため、再検証ができない。古見ほか（2004）は前述の軟体動物化石に中新世中期-後期の塩原型動物群（鎮西，1963）の特徴種が含まれること、中期中新世に多産する *Mizuhobaris izumoensis* が産出したことから、本層の堆積年代を中新世中期と推定した。これらのことから、仙翁沢層は中期中新世の堆積物であると推定される。しかし、長野県の鮮新統の荻久保層と共通する軟体動物化石の報告（宮下，1968）もあることから、年代及び層序関しては問題が残されている。

9.3.5 根知層 (Nm, Ns)

地層名及び定義 鈴木ほか（1985）が、信州大学の未公表資料に基づいて根知層の名称を初めて公表した。仙翁沢層を整合で覆う主に灰色の塊状砂質泥岩からなる地層を根知層として再定義する。

模式地 根知川中流と北ノ沢合流付近の露頭（鈴木ほか，1985）。

分布及び層厚 根知川及び烏帽子岳東方域にかけて分布する。海川向斜などの複数の褶曲により分布を規制される。本層の層厚は根知川右岸流域で最も厚く、約 800 m に及ぶ。

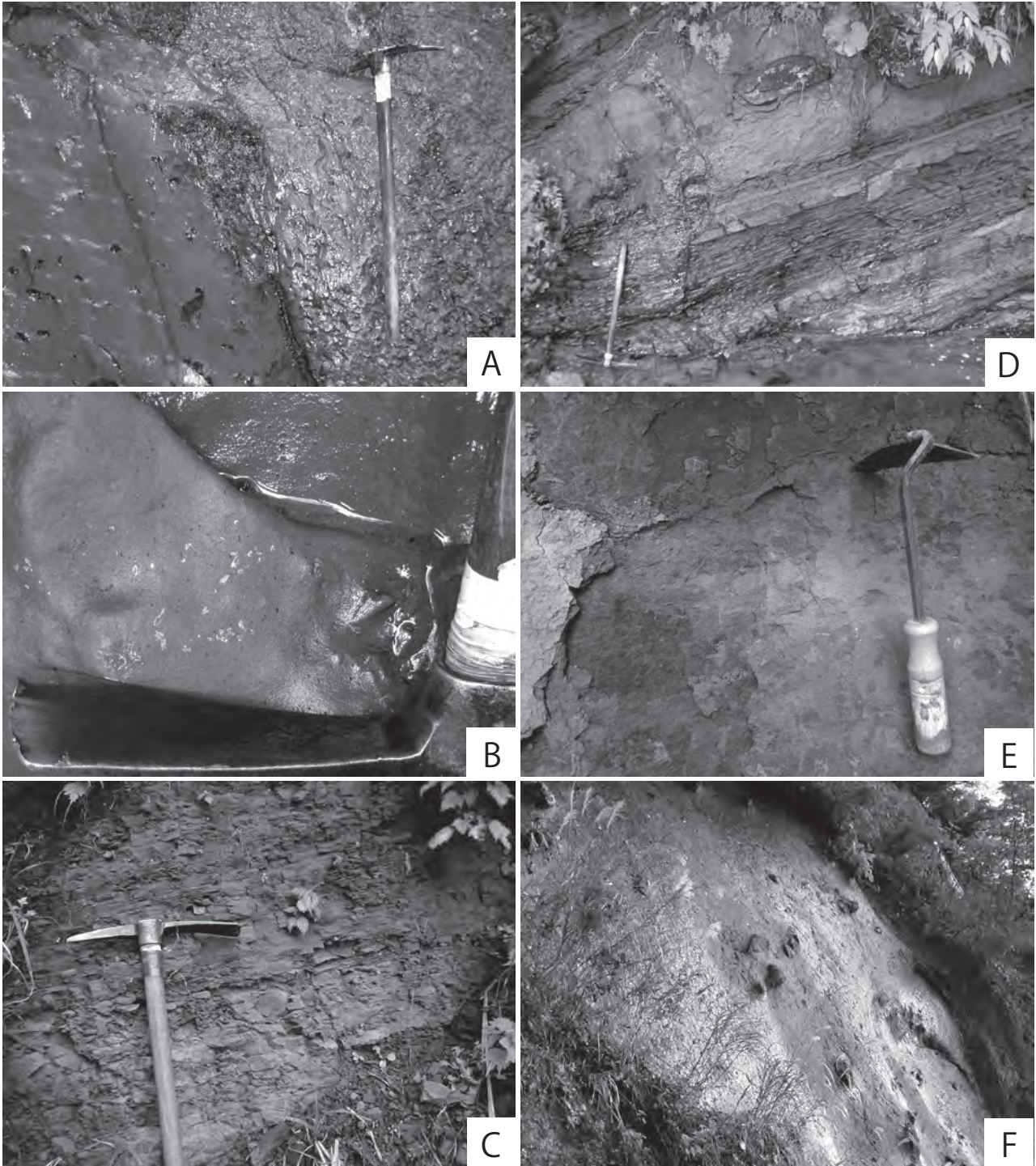
層序 仙翁沢層を整合に覆う。戸土から仁王堂にかけて下位の仙翁沢層が層厚を減じて尖滅し、大野付近では根知層が今井層を直接覆っている。鍵層等の判断材料がな

いため確認できないが、根知層が仙翁沢層を不整合で削り込んだ形跡がないことから、戸土から仁王堂にかけての地域では本層と仙翁沢層が同時異相の関係にある可能性がある。本層の上部に軽石質凝灰岩からなるニゴリ川凝灰岩部川層を挟む。

層序比較 下位の仙翁沢層の分布範囲と各報告の地質図を照らし合わせて、層序の対比を行った（第9.1表）。ただし、報告によって層序区分の定義や断層、褶曲の位置が大きく異なるため、各層序の単純な比較はできない。本報告の根知層は、石井（1937）の頸城層^{くびき}、藤本ほか（1951）の能生谷累層、赤羽（1979）の能生谷層、梶山層及び俎山層^{まいたやま}、鈴木ほか（1985）の根知層、平林（1993）の前沢層、大河内ほか（1998）の根知層、長谷川ほか（2001）の前沢層・根知層、梶山層及び俎山層、遠藤ほか（2005）の名立層に相当する。

岩相 本層は、泥岩相 (Nm) と砂岩相 (Ns) からなる。全層準を観察できる一連のルートはないが、露出のよい海川における本層の下部層準のルート柱状図を第9.6図に示す。

泥岩相 (Nm) は、主に灰色の無層理の塊状砂質泥岩及び泥質砂岩からなる。生物擾乱を強く受け、初成的な堆積構造は残されていないことが多い。砂質泥岩ないし泥質砂岩は、一見して塊状に見えても新鮮な露頭では不明瞭な層理が観察される場合がある（第9.9図 A）。砂質泥岩及び泥質砂岩は、仙翁沢層のものよりもやや軟質である。厚さが数 cm 間隔の層理が不明瞭な泥質砂岩と砂質泥岩の互層がよく認められる（第9.9図 C）。稀に連続性の悪い不明瞭な層理をもつ細粒砂岩の薄層を挟



第9.9図 根知層の露頭写真

根知層に認められる岩相。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは約70cm。

- A: 極めて不明瞭な層理を伴う砂質泥岩（泥岩相）。写真の露頭では、流水で磨かれた左側は層理が観察できるが、風化している右側は塊状に見える。小型のノジュールが層状配列する。撮影場所：糸魚川市のニゴリスミ川上流（N36°58'40", E137°53'53"）。
- B: 泥質砂岩（根知層上部の泥岩相）から産出する、*Makiyama chinanii*。この写真のように密集して産出することが多い。スケールの魚沼ハンマーの撥の長さは約15cm。撮影場所：仏岩の西側の沢（N36°59'43", E137°59'21"）。
- C: 砂質泥岩と泥質砂岩の互層（泥岩相）。このような岩相は通常一見して塊状に見えるが、風化を受けたり、流水で磨かれると層理が観察できる。砂質泥岩は、風化すると稜片状に細かく割れる。撮影場所：糸魚川市山寺（N36°56'11", E137°54'31"）。
- D: 粗粒砂岩と砂質泥岩の互層（砂岩相）。撮影場所：小谷村押廻（N36°54'48", E137°54'47"）。
- E: 生物擾乱で初成的な堆積構造が破壊された泥質細粒砂岩（砂岩相）。軟体動物化石が稀に産出する。泥質砂岩及び砂岩は風化すると、写真の左端のようにフレーク状にはがれることが多い。スケールの草かき鎌のグリップ長は約11cm。撮影場所：糸魚川市真木集落西方の沢（N36°59'27", E137°54'44"）。
- F: 不淘汰な塊状砂岩（砂岩相）。数十cm大のノジュールが認められる。稀に、軟体動物や棘皮動物の破損した化石が産出する。撮影場所：糸魚川市上沢（N36°56'37", E137°55'22"）。

む。

全層準において、数 mm 以下の植物片及び黒雲母粒子が多く含まれる。いずれも仙翁沢層と比較して産出頻度及び量は多い。稀に玄能石が産出する。長径数 cm の回転楕円体のノジュールが点在しないし、層状配列して産出する。ノジュールの産出頻度は仙翁沢層よりも低い。極稀にスランプ構造が認められる。本層の上部に *Makiyama chinani* が密集して産出することがある（第 9.9 図 B）。

砂岩相（Ns）は主に明灰色-灰色の細-中粒砂岩からなり、砂質泥岩ないし泥質砂岩を伴う。生物擾乱を強く受け、初成的な堆積構造が破壊され不均質な塊状の岩相を示すことが多い（第 9.9 図 E, F）。しばしば軟体動物化石片を含む。全層準において、大きさが数 mm 以下の植物片及び黒雲母粒子が多く含まれる。砂岩泥岩互層は稀である（第 9.9 図 D）。梶山新湯付近の根知川右岸の支流では、凝灰質中-粗粒砂岩が分布する。

このほか、前烏帽子岳の北西側の沢に分布する本層の最上部では、厚さ数 m の安山岩質火砕岩層を挟む。本露頭以外に根知層から火砕岩層は見つかっていない。

貫入岩体の周辺では、熱変成により硬質になり、しばしば層内で生じた小褶曲（第 9.8 図 B）や見かけの変位が数 cm 程度の小断層が発達する。

仙翁沢層と根知層は、それぞれ主に泥質岩（砂質泥岩及び泥質砂岩）からなるため、区別がしにくい。そこで、両者を区別するための岩相の違いを、ここで整理する。泥質岩の色調は、仙翁沢層が主に暗灰色を呈するのに対して、根知層は主に灰色を呈する。両層の境界付近では、暗灰色と灰色が交互に重なることがある。泥質岩の固さは、仙翁沢層より根知層の方が柔らかい傾向にある。含まれる植物細片及び黒雲母は、仙翁沢層では少なく、根知層では頻繁に認められる。その他、スランプは仙翁沢層の方が多く、生物擾乱は根知層の方が強い傾向にある。

化石 還元的な環境に生息する軟体動物の *Lucinoma* sp. や *Conchocele* sp. の化石が自生的な産状で産出するが、産出地点及び産出数共に少ない。遠藤ほか（2005）は珪藻化石の分析を行ったものの、本図幅地域内から化石を検出していない。遠藤ほか（2005）は、名立層（本報告の根知層に相当すると推定される）から産出する軟体動物化石群集として上部漸深海帯-下部浅海帯の *Conchocele-Solemya* 群集、*Acila-Lucinoma* 群集、*Conchocele* 群集、*Portlandia* 群集及び *Macoma-Axinopsida* 群集、下部浅海帯の *Acila* 群集及び *Ophiodermella-Turritella* 群集を報告した。

年代及び対比 遠藤ほか（2005）は、糸魚川図幅地域内に分布する名立層（本報告の根知層に相当すると推定される）を珪藻化石層序の NPD7 Bb 帯（5.5-3.5 Ma）に対比した。遠藤ほか（2005）と本報告の地質図はかなり異なるため、遠藤ほか（2005）の試料採集された層準が根

知層のどの層準に相当するのかが未確認である。本層の最上部に挟まれるニゴリ川凝灰岩部層のフィッシュントラック年代として 5.2 ± 0.3 Ma の値が得られた（第 9.3 表）。これらのことから、本層の堆積年代は後期中新世から前期鮮新世初期と考えられる。

9.3.5.1 ニゴリ川凝灰岩部層（Np）

地層名及び定義 新称。本層は根知層の上部に挟まれる軽石質凝灰岩である。

模式地 ニゴリ川の標高 700 m 付近。

分布及び層厚 海川層の周囲を取り巻くように断続的に分布する。ニゴリ川上流、不動川下流、梶山新湯付近の根知川右岸側の支流に露出する。本層の層厚は 20 m 以上である。上下限を確認できる露頭がないため、正確な層厚は不明である。

層序 本層は、根知層の最上部に挟まれる部層である。

層序比較 鈴木ほか（1985）、長谷川ほか（2001）は梶山新湯付近に分布する凝灰岩層を地質図に図示している。

岩相 主に軽石質の凝灰岩からなり、粗粒凝灰岩、火山礫凝灰岩を伴う（第 9.10 図、第 9.11 図）。全層準が確認できる露頭は認められなかったが、本層の下部は火山礫及び軽石質凝灰岩、上部は軽石を含む粗粒凝灰岩と塊状ないし平行層理のある軽石質凝灰岩からなる。全体的に黒雲母を多く含み、固結度が高い。

下部の火山礫を含む層準はニゴリ川、不動沢及び仏岩の西側の沢で確認される。特に不動沢では主に火山礫岩から構成される。火山礫は径 5 cm 未満のものがほとんどである。

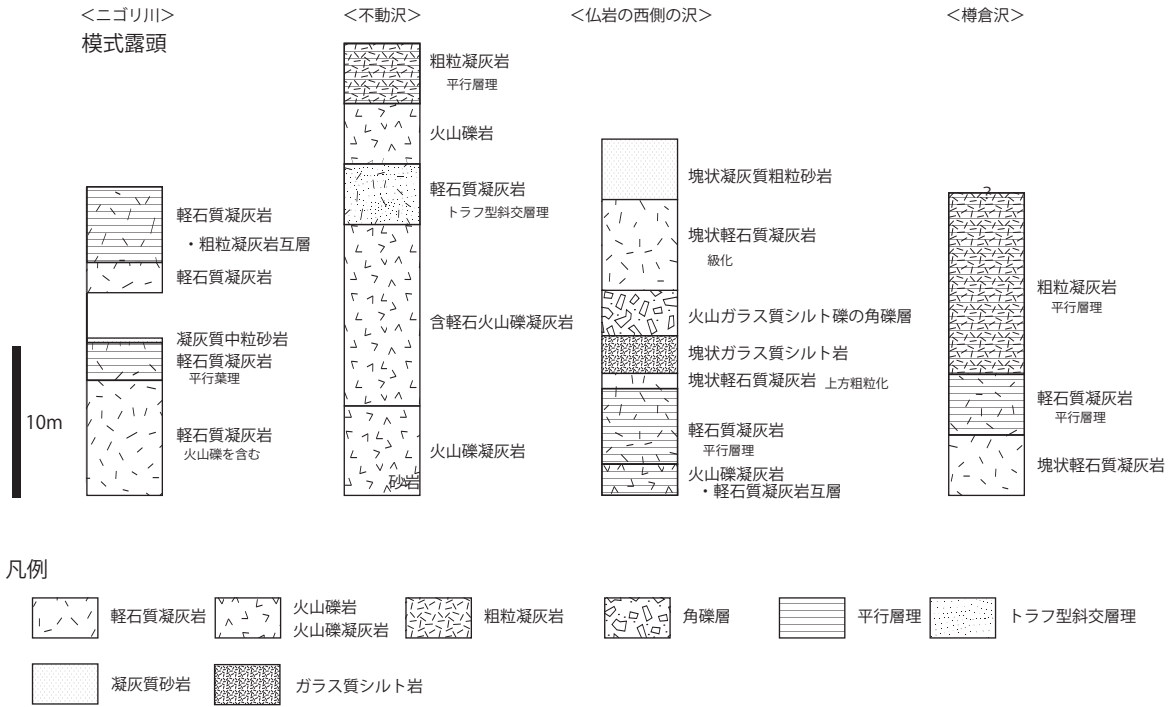
上部は、塊状の軽石質凝灰岩の上位に平行層理やトラフ型斜交層理を伴う粗粒ないし軽石質凝灰岩が載るユニットが繰り返し認められる。また、火山ガラス質シルト岩を伴うことがある。

軽石は角礫状であり、摩滅はほとんど認められない（第 9.11 図 B）。通常軽石は変質しており、粘土化が著しい。軽石の大きさは径 5 cm 以下が多いが、上位の層に含まれるものほど粗粒となる傾向があり、最大約 50 cm となる。また、単層中で軽石の径が上方に大きくなる層もある。数 mm 大の灰色火山岩岩片を多く含む。

年代 梶山新湯付近の根知川右岸の支流の北ノ沢に分布する本層のフィッシュントラック年代として 5.2 ± 0.3 Ma の値が得られた（第 9.3 表）。このことから、前期鮮新世初期の堆積物と考えられる。

9.3.6 海川層（Ua, Ur）

地層名及び定義 藤本ほか（1951）によって栗倉集塊岩及び烏帽子山安山岩と命名されたが、西田ほか（1966）以降は谷浜層の一部として扱われた。島津ほか（1976）が海川火山岩類と呼び、鈴木ほか（1985）は地層の全容



第9.10図 ニゴリ川凝灰岩部層の地質柱状図

調査で確認したニゴリ川凝灰岩部層の露頭のうち、ニゴリ川、不動沢、仏岩の西側の沢及び樽倉沢の柱状図を示す。各露頭において、上限と下限の境界は確認していない。各柱状図を作成した位置は、地質図に示したニゴリ川凝灰岩部層の分布範囲の中で、走向傾斜が記してある場所である。

を明らかにして地層名を踏襲した。ここでは層名（累層名）として海川層と再定義する。

模式地 海川中流域、海川第二発電所から海老嶺に至る海川沿い（鈴木ほか，1985）。

分布及び層厚 海川の中流域にやや南北に伸びた盆状に分布し、北隣の糸魚川図幅地域に連続する。千丈ヶ岳南面の海川沿いで層厚800m以上、分布域北部の谷根川からトウスル沢にかけて約150-200m。海川向斜によって分布を規制される。

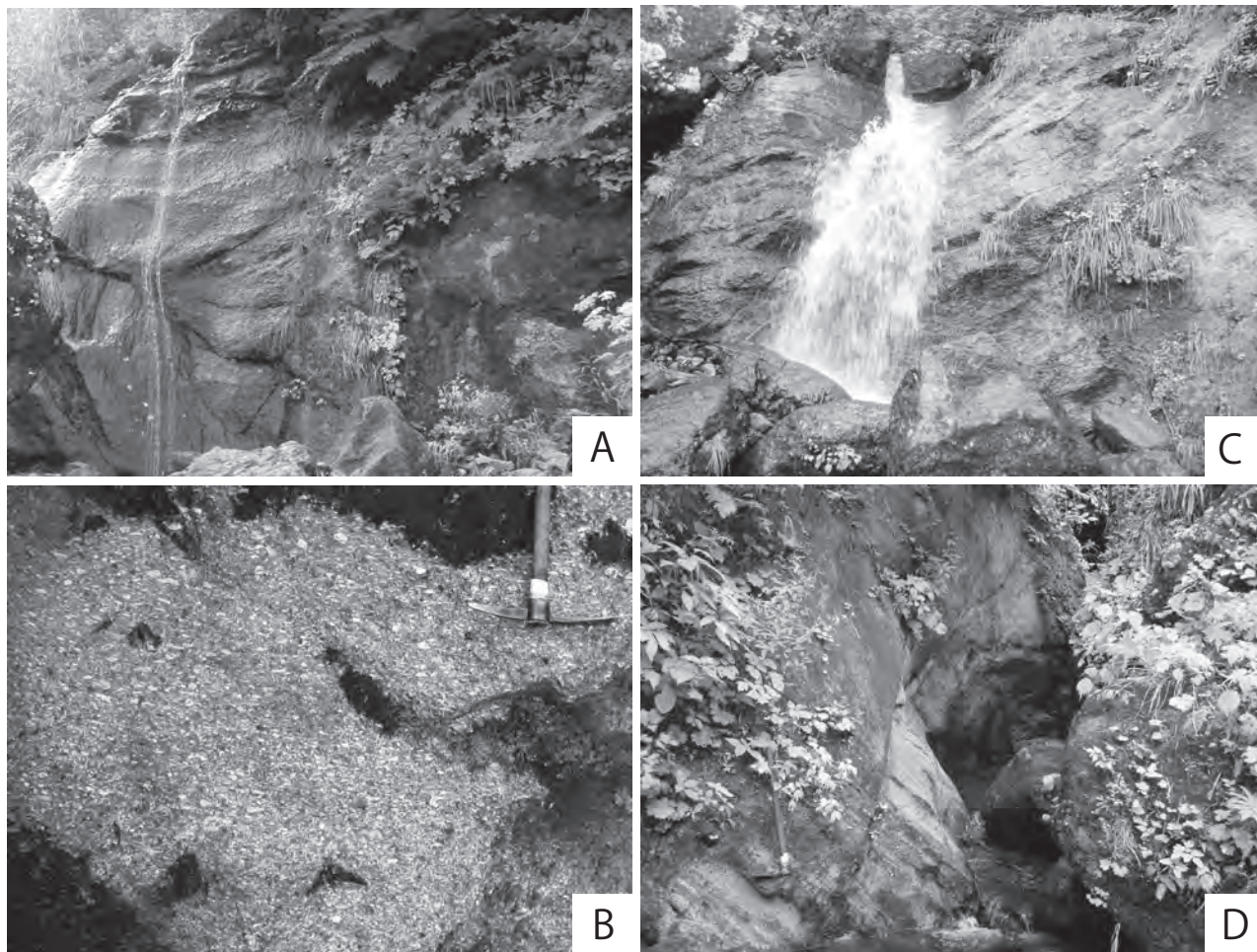
層序 前烏帽子岳の北西側の沢に分布する根知層の最上部（ニゴリ川凝灰岩部層よりも上位）に厚さ数mの安山岩質火砕岩層を挟む。この火砕岩は、海川層を形成した火山の先駆的な活動である可能性が高い。一方、海川第二発電所付近の海川河床、駒ヶ岳南西麓、不動川下流、鉢沢などの海川層の分布域の南部から西部の地域では、下位の根知層及びニゴリ川凝灰岩部層を大きく削り込む様に海川層が分布している。これらのことから、烏帽子岳周辺では、整合ないし軽微な削り込み、海川層の分布域の南部及び西部では下位層を不整合で覆うと推定される。

層序比較 菌部（1936）及び石井（1937）で椎谷層相当の集塊岩、藤本ほか（1951）で栗倉集塊岩及び烏帽子山安山岩とされた。西田ほか（1966，1974）、茅原（1974）で谷浜層または灰爪層の一部とされ、島津ほか

（1976）が海川火山岩層と呼び、Shimazu *et al.*（1979）が Umikawa Formation、赤羽（1979）が海川火山岩類、茅原（1979）は海川安山岩（-玄武岩）と呼んだ。鈴木ほか（1985）が詳細な分布と火山岩の岩石学性質を明らかにした。

岩相 安山岩-玄武岩溶岩及び火山砕屑岩（Ua）を主体として、流紋岩-デイサイト溶岩及び軽石質火山砕屑岩（Ur）を伴う。いずれも少量の堆積岩を伴う。千丈ヶ岳の南面には北から北東へ緩傾斜した安山岩火山砕屑岩が累積する崖が比高600mにわたって露出し、標高800m付近に流紋岩火山砕屑岩が挟在する（第9.12図A）。

安山岩-玄武岩溶岩及び火山砕屑岩（Ua）のうち、安山岩溶岩及び火山砕屑岩は斜方輝石及び単斜輝石を主な斑晶として含むものと、それに加えて普通角閃石斑晶を含むものがある。単源岩種からなる火山角礫岩及び塊状溶岩が主体であり、海川層分布域の大半を占める。本質岩塊は放射状節理やジグソー接合する水底堆積の岩相を含み、多源岩種からなる凝灰角礫岩や壘円礫を含む部分が挟在する（第9.12図B）。玄武岩溶岩及び火山砕屑岩は斑晶として主に単斜輝石を含み、かんらん石、斜方輝石を伴う。鋸岳、海川第二発電所付近、烏帽子岳、谷根川下流などで、安山岩溶岩及び火山砕屑岩の下位に分布する。玄武岩火山砕屑岩の岩塊は放射状節理やジグソー接合する水底堆積の岩相を示すことが多い（第9.12図



第9.11図 ニゴリ川凝灰岩部層の露頭写真

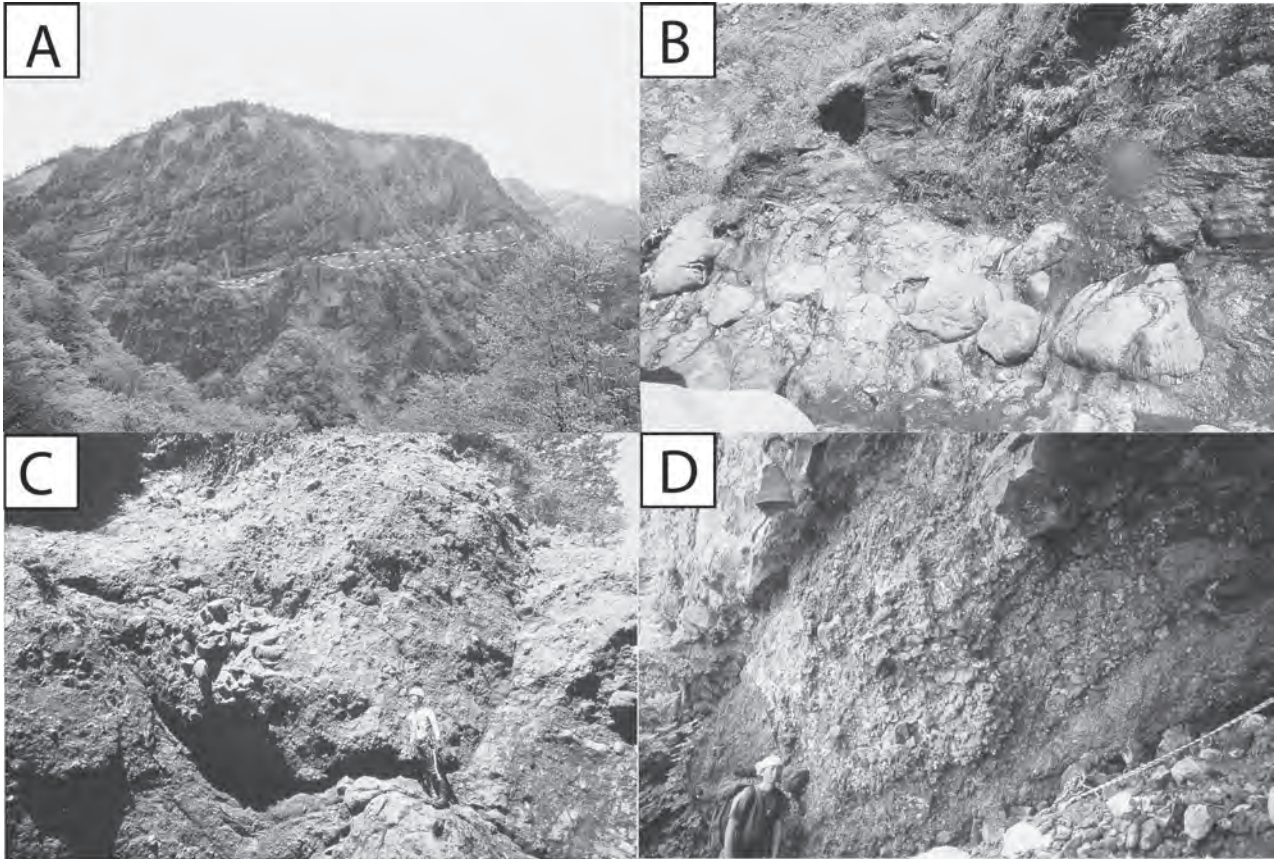
- A: ニゴリ川凝灰岩部層の模式露頭。写真は露頭の下部層準。撮影場所: ニゴリ川の標高700m付近 (N36°59'27", E137°58'47")。
- B: ニゴリ川凝灰岩部層の模式露頭。下部の軽石質凝灰岩。灰色の火山礫を多く含む。スケールの魚沼ハンマーのハンマーヘッド長は32cm。撮影場所: 写真Aと同じ。
- C: 樽倉沢におけるニゴリ川凝灰岩部層の露頭。写真は露頭の下部層準の岩相。(N36°55'45", E137°56'53")。
- D: 仏岩の西側を流れる沢の露頭。写真は下部層準の軽石質凝灰岩(第9.10図参照)。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは約70cm。撮影場所: 仏岩の西側を流れる沢 (N36°58'38", E137°59'01")。

C)。しばしば普通角閃石巨晶及び斑れい岩質包有物を含む(Shimazu *et al.* 1979; 茅原ほか, 1984; 山本ほか, 1998)。鈴木ほか(1985)は化学組成の変化から海川層の火山層序を4つのサイクルに区分したが、今回は化学分析等の検証をしていないため、安山岩及び玄武岩をまとめて示した。

流紋岩-デイサイト溶岩及び火山砕屑岩(Ur)は安山岩溶岩及び火山砕屑岩中に挟在する。海川中流左岸^{おに}の鬼ヶ面沢では黒雲母を含む流紋岩-デイサイト溶岩及び火山角礫岩が層厚200m以上発達し、安山岩凝灰角礫岩に覆われる。不動川、千丈ヶ岳南面、駒ノ川、駒ヶ岳西面では多源岩種からなり、軽石を多く含む火山礫凝灰岩が挟在する(第9.12図D)。類質岩片として安山岩溶岩岩塊及び火山礫を多量に含み、層厚は5-30m程度である。

この火山礫凝灰岩はその連続性を十分に確認していないものの、安山岩-玄武岩火山噴出物を上下に区分する鍵層となる可能性がある。

年代及び対比 早津・河内(1997)は船浦山北面の本層に当たる安山岩から 3.45 ± 0.27 Ma, 3.31 ± 0.27 MaのK-Ar年代値, 山本ほか(1998)は本層の火山岩から 3.43 ± 0.10 Ma, 3.16 ± 0.05 MaのK-Ar年代値, 斑れい岩質包有物から 3.92 ± 0.20 Ma, 3.61 ± 0.53 MaのK-Arアイソクロン年代値を報告している。周辺地域における鮮新世の火山活動は戸隠図幅地域(長森ほか, 2003)、米山地域(佐藤・米山団体研究グループ, 1975)で知られており、いずれも水底で堆積した安山岩が卓越する点で共通している。



第9.12図 海川層の産状

- A: 千丈ヶ岳南面, 海川まで比高600m以上の崖を構成する海川層安山岩火山碎屑岩. 北-北東に緩傾斜して累積し, 標高800m付近にレンズ状の流紋岩質火山碎屑岩が挟在する(白破線で囲んだ部分). 山峡峠から撮影.
- B: 海川層安山岩火山角礫岩中に挟在する壺円礫. 不動川685m付近右岸. 中央右下寄りにハンマー(長さ35cm).
- C: 海川層玄武岩火山角礫岩. 放射状冷却節理をもつ岩塊を含む. 不動川365m付近左岸.
- D: 海川層流紋岩の多源岩種からなる軽石凝灰角礫岩. 軽石火山礫及び火山灰からなる基質と灰色の安山岩溶岩岩塊を多量に含む. 軽石を含むため, 選択的に浸食を受けてえぐれた部分が登山道(通称「青年団バンド」)となっている. 駒ヶ岳西面登山道1,150m付近(実際の登山道は, 1/2.5万の地形図に図示されている登山道と位置が異なるので注意).

9.3.7 谷根層 (T)

地層名及び定義 新称. 海川層を不整合で覆う海成層を谷根層とする.

模式地 糸魚川市に位置する谷根川上流域.

分布及び層厚 谷根川上流域の地形が緩い地域及び阿彌陀山西方にある標高1,090.8mの独立峰の周辺に分布する. 両地域に分布する谷根層は, 基底高度が大きく異なるため, 異なる層準である可能性が高いが, 全体の層序が明らかになっていないので, 本報告では一括して扱う. 本層は海川向斜に分布を規制される.

本層の層厚は, 約100m以上である. 上部が削剥されているため, 最大層厚は不明.

層序 海川層を整合ないしオーバーラップで覆う.

層序比較 石井(1937)の椎谷層の蚕岩質砂岩及び凝灰質頁岩, 藤本ほか(1951)の梶屋敷累層の大和川細粒砂岩部層の一部に相当する. ただし, 大和川細粒砂岩部層の模式地周辺と本報告の谷根層を層序対比するために必

要な具体的な資料はない.

藤本ほか(1951)は本報告の谷根層に相当する大和川細粒砂岩部層が栗倉集塊岩と烏帽子山安山岩に挟まれるとした. しかし, 本報告では, 谷根層は上下を火山岩類に挟まれるのではなく, 海川層を堆積させた海底火山の起伏に富む地形にオーバーラップしていると判断した.

岩相 本層は主に灰色の砂質泥岩及び泥質砂岩からなり, 上部層準において塊状砂岩が卓越する. 本層の砂質泥岩の岩相は下位の根知層と酷似する. 本層基底に認められる厚さ約1から2mの細粒砂岩層は, 層状にジュール化している. 最下部は海川層起源の厚さ約2mの火山角礫岩層及び約2mの安山岩質の凝灰質粗粒砂岩からなる.

基底は凹凸が著しく所々に下位の海川層が地窓として露出することから, 海底火山活動によって形成された海川層を埋めるように堆積したと推定される. 全層準において, 数mm以下の大きさの植物片及び黒雲母粒子が

多く含まれる。Makiyama chinani が密集して産出することがある。

砂岩は、生物擾乱を受けた塊状細粒砂岩で、一部泥質となる。また、不明瞭な層理及び葉理が認められることがある。谷根川の標高660m付近の右岸支流の出合い付近において厚さ10cm以下の凝灰岩層が6層認められた(第9.12図A)。これらの凝灰岩は他地域で確認していない。

阿彌陀山西方にある標高1,090.8mの独立峰の周辺は、調査困難地域なため十分な調査を行えず、本層の露頭は地質図上で走向傾斜を図示した2カ所でのみ確認した(第9.13図B)。この一帯では、細-粗粒砂岩が分布すると推定される。

化石 本層からの化石の報告はない。本層と推定される軟体動物化石を含む砂岩の転石が認められるものの、露頭における産出は確認していない。

年代及び対比 本層からの年代値の報告はない。谷根層は、 3.92 ± 0.20 から 3.16 ± 0.5 MaのK-Ar年代値が報告されている海川層(早津・河内, 1997; 山本ほか, 1998)を形成した海底火山の活動終了直後から火山体の上に堆積を開始したと考えられる。よって、谷根層の堆積した時代は後期鮮新世と推定される。

9.3.8 跡杉山層 (Aw)

地層名及び定義 新称。跡杉山層は跡杉山西方の常蔵沢上流部を模式地とする、ガラス質流紋岩溶結火山礫凝灰岩とする。

模式地 跡杉山西方の常蔵沢上流部1,182m峰付近。

分布及び層厚 常蔵沢上流で石坂層をアバット不整合で

覆い、層厚約80mである。小谷村光明の道路沿いにおいて直径1m以上の本層の岩塊の転石が認められるが、露頭は確認していない。転石の分布から光明付近に小規模に分布すると推定される。本層の層厚は不明である。

層序 横川断層の西側に分布し、石坂層を覆う。常蔵沢上流では石坂層の上位に安山岩貫入岩の角礫からなる崖錐30m以上を介して、その上に載る。

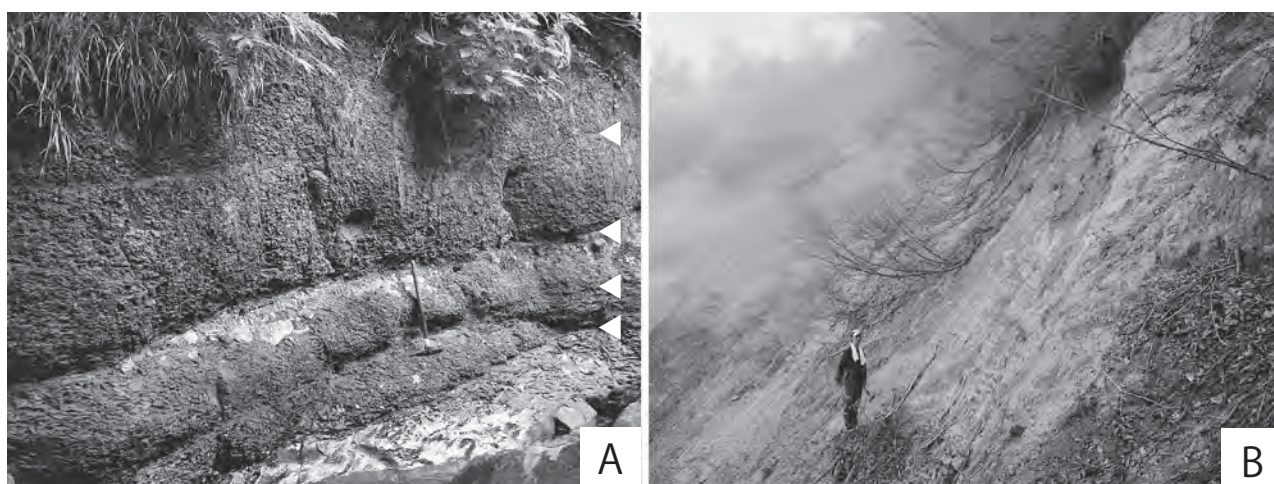
岩相 新鮮なガラス質流紋岩溶結火山礫凝灰岩で、黒雲母斑晶を含む。常蔵沢上流では最大長径8cmのレンズ状火山礫を多量に含み、火山礫が基質に支持されたユータキシティック組織が顕著である。全体に弱く風化して緑褐色を示す。異質礫はまれである。小谷光明の道路沿いでは、全体に新鮮でガラス光沢を持つ灰黒色の岩塊が主体である(第9.14図A, B)。

年代及び対比 横川断層東側の新第三系地域に分布しないこと、石坂層や戸倉山層に比較して新鮮であることから、横川断層東側の隆起後、現在の地形配置になった後期鮮新世以降に堆積した可能性がある。南隣白馬岳図幅地域の岩葦山溶結凝灰岩(中野ほか, 2002)と記載岩石学的特徴が類似する。

9.4 中土断層-小谷断層間の地域

中土断層-小谷断層に挟まれる地域の地層は、下位より小谷温泉層、天狗原山層、長崎層、六合層、奉納層、曲師谷層に区分される。北東-南西方向に延びる中土断層と小谷断層の間に、同じ方向に軸を持つ奉納向斜が延びる。

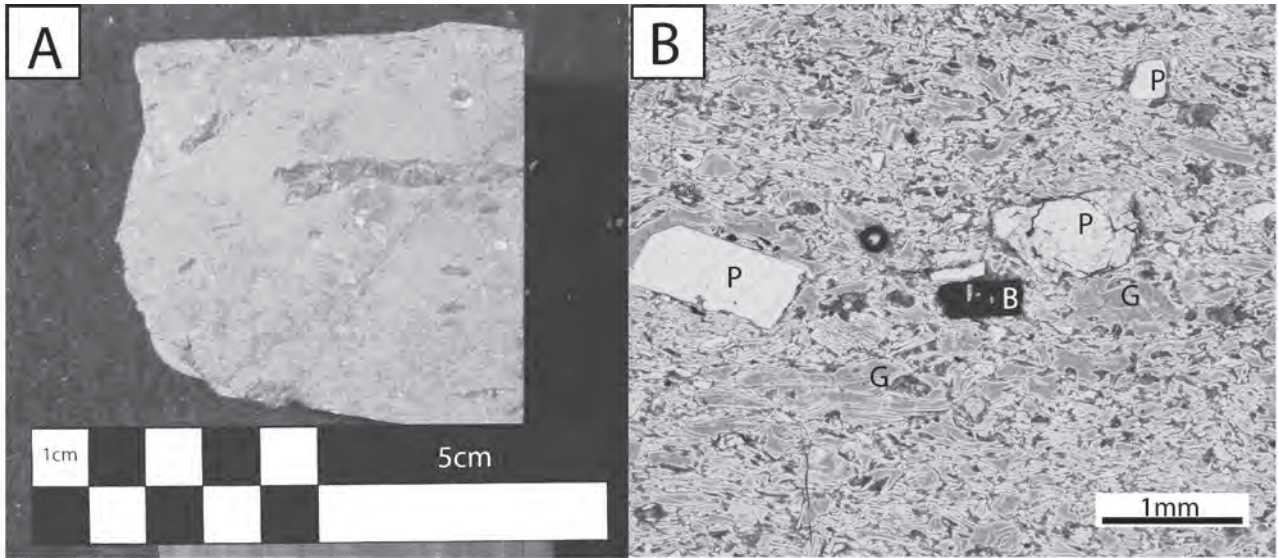
中土断層と小谷断層に挟まれる地域は白馬岳、小滝及



第9.13図 谷根層の露頭写真

A: 凝灰岩を挟む塊状砂質泥岩。三角印の層準に凝灰岩層が挟まる。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは70cm。写真撮影位置: 谷根川支流 (N36°59'38", E137°57'42")。

B: 海川右岸の層理の発達する砂岩の露頭写真。撮影場所: 標高1,099.8mのピークの約1km南南東の崖最上部 (N36°57'40", E137°57'12")、撮影者: 古川。



第9.14図 跡杉山層の産状及び鏡下写真

A : 小谷光明の溶結火山礫凝灰岩 (転石) の風化面. ガラス質本質火山礫が基質より突き出ており, 初生的な冷却節理面である.

B : A の鏡下写真. 単ポーラー. 新鮮な黒雲母 (B), 斜長石 (P) 斑晶を含み, 基質は膠結したガラス片 (G) からなる.

び妙高山図幅地域にまたがる. この地域の層序は, 白馬岳図幅地域に位置する横根沢断層を境にして南側の岩戸山付近と北側の中谷川と土谷川に挟まれる地域で別々の層序区分がなされてきた (田中ほか, 1971; 小坂ほか, 1979; 平林, 1993 など; 第9.2表). その後, 中野ほか(2002)は, 横根沢断層はないものとし, 岩戸山付近と中谷川-土谷川間の地域の層序を一括して, 下位より雨中層, 細貝層, 岩戸山層に区分した. しかし, 新たに曲師谷層に挟まれる凝灰岩より $3.8 \pm 0.3 \text{Ma}$ のフィッシュントラック年代値 (第9.3表) が得られたことから, その対比に問題があること明らかになった. 中野ほか (2002) では曲師谷層下位の奉納層が細貝層へ含まれたが, 岩戸山付近に分布する細貝層に挟まれる凝灰岩 Ht3 のフィッシュントラック年代として $2.0 \pm 0.2 \text{Ma}$ の値 (秋山ほか, 2000) が報告されているため, 両層は対比できない. 横根沢断層の有無を含めて層序の再検討をする必要があるが, 本報告では横根沢断層付近の調査を行っていないため, 中谷川-土谷川間の地域の層序は原則的に田中ほか (1971) に従った.

望月 (1971), 田中ほか (1971) などは, 断層で区切られた地域内を1つの累層としてまとめ, さらに部層区分をしている. 本報告では岩相に基づいて層序区分を行い, 田中ほか (1971) が部層とした各地層を層 (累層) として扱った.

本地域における年代に関する資料は, 本報告の曲師谷凝灰岩10のフィッシュントラック年代値 (第9.3表) 以外はほとんど無い. 立石ほか(1992)や米谷ほか(1986)などの報告はあるものの, 試料採集地点などの詳細が示

されていないため, 再検討ができない. 各層の地質年代は, それらの年代論を暫定的に当てはめ, 堆積速度を一定として各層の層厚から推測した (第9.2図). このため, 本地域の年代論は信頼度が低いことを断っておく.

9.4.1 小谷温泉層 (Ot)

地層名及び定義 田中ほか (1971) によって提唱された, 中土累層最下部の部層の小谷温泉泥岩層に基づく. なお, 命名の優先権からすると, 未公表資料も含む既存の報告を元にして地質図を編集した望月 (1971) の “中土累層小谷温泉泥岩層” の出版が先と見られる. しかし, 望月 (1971) の地質図は, 累層単位で図示してあるため, 各部層の分布は不詳である. このため, 命名者は田中ほか (1971) が妥当と考える. 本報告では, 中土断層と小谷断層に挟まれる地域における, 最下位の暗灰色泥岩を主体とする地層を, 小谷温泉層として再定義する.

模式地 奉納山 (小谷村) の北に位置する押立沢出合い付近以北の中谷川河床 (田中ほか, 1971).

分布及び層厚 中谷川上流部に分布する. 分布域は奉納向斜の北西翼地域にあたる. 奉納向斜の南東翼側では小谷断層によって切られるため, 分布しない. 本図幅地域内において, 本層の層厚は800m以上ある.

層序 下限は中土断層によって切られるため, 不明である. 天狗原山層と指交関係にある. 下限を中土断層によって絶たれているため, 全体の層厚は不明である.

層序比較 本報告の小谷温泉層の分布範囲内で, 地質図を伴う既報の層序と比較する. 本報告の小谷温泉層は, 富沢・北原 (1967) の中土層群長崎砂岩泥岩層, 田中ほ

第9.2表 中土断層-小谷断層間の地域の新第三系層序比較

各研究の層序は、土谷断層-小谷断層に挟まれる地域のみに限定してまとめている。灰色に塗色した部分は、本報告で採用した地層名が設定されたもの。

- 1: 地質図では中土累層を一括して図示しているため、各層の分布は不明。
- 2: 真川層及び飛山層を同一の凡例で地質図に図示している。
- 3: 小谷温泉層、仙翁沢層及び紫雲谷層を同一の凡例で地質図に図示している。
- 4: 平林 (1993) は、中土断層を天狗原山層の南東側に設定している。

石井 (1937)	富沢・北原 (1967)	望月 (1971)	田中ほか (1971)	斎藤ほか (1972)	西田ほか (1974)	本報告	
難波山層	中土層群	奉納砂岩礫岩層	奉納砂岩・礫岩部層	奉納砂岩礫岩層	奉納層	小川層	曲師谷層
		長崎砂岩・泥岩部層	長崎砂岩・泥岩部層	六合泥岩砂岩層	戸石層		奉納層
		耳尾沢砂岩・泥岩部層	耳尾沢砂岩・泥岩部層	長崎砂岩泥岩層	前沢層		六合層
		小谷温泉泥岩部層	小谷温泉泥岩部層	長崎砂岩泥岩層	仙翁沢層		長崎層
				小谷温泉泥岩層			小谷温泉層
						天狗原山層	

Akahane(1978) 赤羽 (1979) 柿崎ほか (1992) 平林 (1993) 中野ほか (2002) 本報告

曲師谷累層	曲師谷層	曲師谷層	中土累層	ヒコサ層	細貝層	曲師谷層
乙見山累層	乙見山層	乙見山層		奉納層		奉納層
真川累層	真川層 ²	真川層		六合層	雨中層	六合層
小谷温泉累層	小谷温泉層 ³	小谷温泉層		長崎層		長崎層
天狗原山累層	天狗原山層	天狗原山層		小谷温泉層		小谷温泉層
金山累層	金山層	前沢層	天狗原山累層	天狗原山層 ⁴	天狗原山層	

第9.3表 新第三系及び第四系の年代測定結果

曲師谷凝灰岩10の採集地点は、第9.20図を参照。

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点番号	測定方法	ジルコ ンの 結晶数	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm ⁻²)	Ns	誘発核分裂飛跡 ρ_i	Ni	熱中性子線量 ρ_d (×10 ⁶ cm ⁻²)	Nd	相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 (Ma) Age±1σ
貫入岩II	角閃石流紋岩	雨飾山鉦度倉沢	4	ED2	30	3.85 × 10 ⁵	32	8.61 × 10 ⁵	715	19.7	3672	0.459	72	100	1.1 ± 0.2
貫入岩II	石英単斜輝石含有黒雲 母普通角閃石斜方輝石 デイサイト	大渚山山頂	6	ED1	30	9.27 × 10 ⁴	179	1.10 × 10 ⁶	2131	7.248	3479	0.567	16	140	1.2 ± 0.1
貫入岩II	ざくろ石デイサイト	海川	1	ED2	30	1.39 × 10 ⁵	73	2.68 × 10 ⁶	1404	12.55	4520	0.381	80	180	2.4 ± 0.3
貫入岩II	黒雲母含有普通輝石 斜方輝石安山岩	海川海老岩	2	ED2	30	5.81 × 10 ⁵	253	7.53 × 10 ⁶	3279	12.57	4524	0.757	18	500	3.6 ± 0.2
曲師谷層-Mgs10	凝灰岩	前松尾沢	妙高山図幅	ED2	24	5.51 × 10 ⁵	269	6.72 × 10 ⁶	3281	12.54	4516	0.684	6	450	3.8 ± 0.3
ニゴリ川凝灰岩部層	凝灰岩	梶山新湯	3	ED2	29	5.29 × 10 ⁵	333	2.58 × 10 ⁶	1621	7.259	3484	0.809	11	340	5.2 ± 0.3
戸倉山層	流紋岩溶結火山標凝灰岩	戸倉山南面	5	ED2	30	1.58 × 10 ⁵	1497	6.23 × 10 ⁶	5897	19.7	4728	0.801	3	260	18.5 ± 0.6

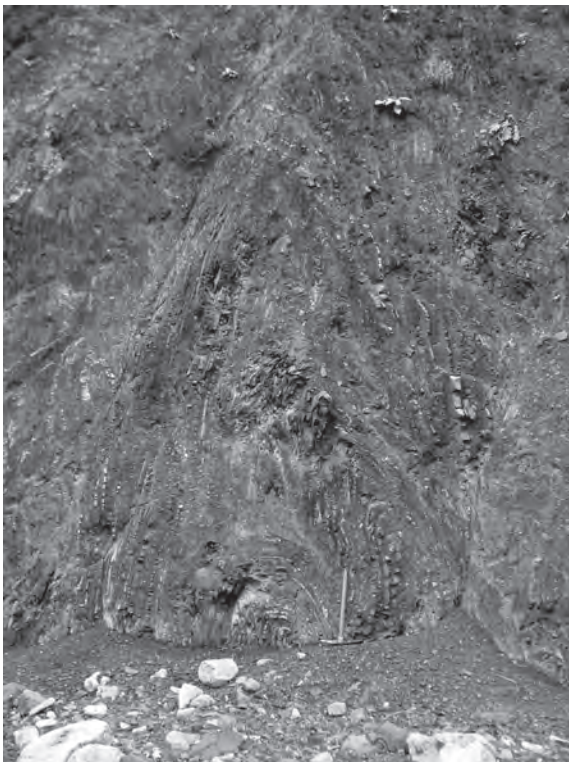
測定：京都フィッシュントラック(株)。Ns, Ni, Nd: 自発、誘導、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数。r: 自発及び誘導フィッシュントラック密度の相関係数。
 ρ_s, ρ_i, ρ_d : 自発、誘導線量ガラスそれぞれのフィッシュントラック密度。²³⁸Uの全壊変定数: 1.55125 × 10⁻¹⁰yr⁻¹。測定鉱物: ジルコン。標準ガラス: NIST-SRM612
 測定方法: 外部ディテクター法(内部面: ED1, 外面面: ED2)

か(1971)の小谷温泉泥岩層の一部、斎藤ほか(1972)の仙翁沢層の一部、Akahane(1978)の小谷温泉累層の一部、柿崎ほか(1992)の小谷温泉層の一部に相当する(第9.2表)。なお、斎藤(1968)は仙翁沢層と小谷温泉層が対比されるとし、その後、斎藤ほか(1972)では小谷温泉層を仙翁沢層に含めた。

岩相 本層は主に黒色-暗灰色泥岩からなり、黒色中粒砂岩を伴う。砂質な泥岩も頻繁に認められる。しばしば厚さ数十cm未満の暗灰色のタービダイト性の砂岩層を挟む。スランプ構造が発達し、特に砂岩層を挟み互層状となる層に多く認められる(第9.15図)。柿崎ほか(1992)によれば、本層分布域のスランプの滑り方向は北東方向が卓越する。ノジュールはほとんど認められない。泥岩には不明瞭な径数mm以下の微細な管状生痕化石が認められ、生物擾乱を受けている。風化により、稜片状に碎ける。断層に近い所では、厚さ1cm未満の方解石脈が認められることがある。

化石 硬骨魚類化石としてニシン科の鱗、軟体動物化石として *Palliolum peckhami* の報告がある(田中ほか, 1971)。

年代及び対比 立石ほか(1992)は“小谷温泉層”に挟まれる白色酸性凝灰岩から12.9Maのフィッシュントラック年代値を報告している。しかしながら、試料の



第9.15図 小谷温泉層に発達するスランプ構造
スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは約70cm。撮影位置：小谷温泉東北東の中谷川右岸(N36°52'0", E137°59'11")。

採集地点等の詳細を示していないため、“白色酸性凝灰岩”が本報告の定義による小谷温泉層に挟まれているのかどうかは検証ができない。なお、本報告の調査では小谷温泉層から凝灰岩は確認できなかった。米谷ほか(1986)は底生有孔虫から、“小谷温泉層”を *Cribrostomoides* spp. - *Dorothia* spp. 亜帯(寺泊階前期)に対比した。寺泊階前期は12.5-7.8Maとされる(新潟県, 2000)。しかし、用いた地質区分(赤羽, 1979)に不明確な点が多く、採集地点等の詳細が不明なため、再検証ができない。信頼性のある証拠はないため暫定的ではあるが、以上から本層は中期中新世の後半から後期中新世の前半にかけての堆積物と推定される。

9.4.2 天狗原山層(Tn)

地層名 Akahane(1978)によるTenguhara-yama Formation(天狗原山累層)に基づく。

模式地 天狗原山周辺及び乙見山峠から小谷温泉に至る林道沿い(Akahane, 1978)。本図幅地域では、小谷村中谷川支流浅海川沿いに模式的に露出する。

分布及び層厚 本層は、浅海川沿いに北東-南西に延びるレンズ状の分布を示し、最大層厚950mである(立石ほか, 1992)。

層序 小谷温泉層と指交し、北東に厚くなるレンズ状の分布を示す。分布南限にあたる中谷川沿いの林道では小谷温泉層の泥岩と指交する。

層序比較 斎藤ほか(1972)で横川層の一部として記載された。Akahane(1978)によってTenguhara-yama Formation(天狗原山累層)、立石ほか(1992)、柿崎ほか(1992)で天狗原山層とされた。

岩相 暗灰色の輝石安山岩-玄武岩火山角礫岩及び凝灰角礫岩を主体とする。火山凝灰岩、枕状溶岩を含む部分がある(立石ほか, 1992)。斑晶はほとんど骸晶となっているが、単斜輝石及び斜方輝石を含み、石基はハイアロオフィティック組織である。松尾川右岸の林道沿いで変形した泥岩ブロックを多く含み、小谷温泉層の泥岩と指交するなど、水底堆積の証拠を持つ。

年代 立石ほか(1992)は天狗原山層と指交する小谷温泉層中の凝灰岩から12.9-14.2Maのフィッシュントラック年代値を得ており、天狗原山層はこの年代の中に収まる可能性がある。ただし、立石ほか(1992)の年代値を計測した試料の採集地点が不明なため、本図幅の層序と比較ができない。

9.4.3 長崎層(Ng)

地層名及び定義 長崎層の名称は、富沢・北原(1967)によって提唱された中土層群の長崎砂岩泥岩層に基づく。

富沢・北原(1967)は長崎砂岩泥岩層の分布範囲を中土川及び土谷川流域としているが、本論では中土断層小

谷断層と中土断層に挟まれた地域に限定し、さらに小谷温泉層と六合層に挟まれる層準に限定する。層序区分は田中ほか(1971)に従うが、本層の層序単元は層(累層)として扱う。

模式地 白馬図幅地域内の小谷村長崎付近(富沢・北原, 1967)。本図幅地域では、小谷村の押立沢において最も露出する(第9.16図)。

分布及び層厚 中谷川左岸に分布する。分布域は奉納向斜の北西翼にあたる。奉納向斜の南東翼側では小谷断層によって切られるため、分布しない。本層の層厚は、押立沢において約440mである。他地域における層厚は確認していない。

層序 小谷温泉層に整合に重なる。

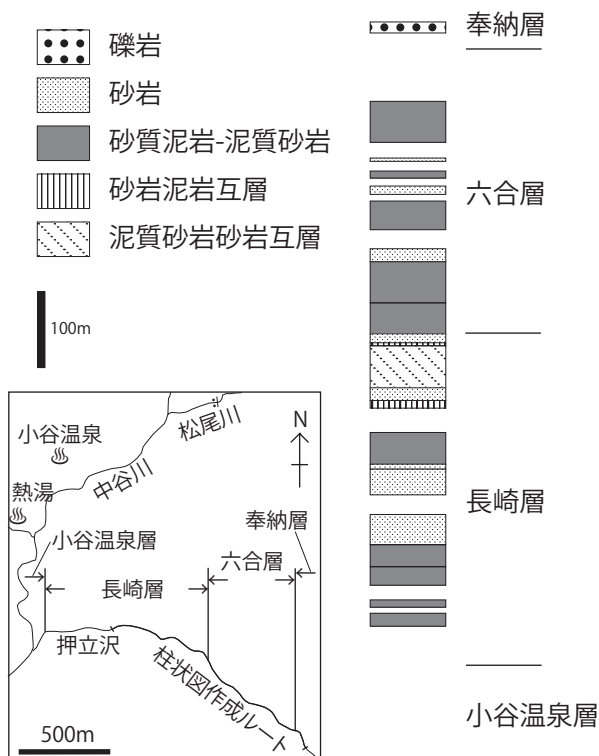
層序比較 本報告の長崎層は、富沢・北原(1967)の中土層群長崎砂岩泥岩層の一部、田中ほか(1971)の中土累層の部層の長崎砂岩泥岩層、斎藤ほか(1972)の前沢層、戸石層の一部、Akahane(1978)の真川層の一部、柿崎ほか(1992)の真川層の一部、中野ほか(2002)の雨中層の一部に相当する(第9.2表)。富沢・北原(1967)は土谷川から中谷川流域にかけての広い範囲に分布する堆積物を小谷断層群の長崎砂岩泥岩層と命名した。その後、“長崎層”は田中ほか(1971)によって層準を限定して

定義された。更にAkahane(1978)は、富沢・北原(1967)及び田中ほか(1971)の報告した範囲の北東側の地域において両者の層序とは異なる独自の層序をたてている。

岩相 暗灰色の砂質泥岩-泥質砂岩及び暗灰色-灰色の細-中粒砂岩からなる。全体的に硬質で、特に砂岩は硬い。砂質泥岩はほぼ塊状を呈する。また、しばしば砂質泥岩から泥質細粒砂岩へ漸移する。全体的に生物擾乱を受ける。泥岩中に長径数cmの回転楕円体形のノジュールをしばしば含む。砂岩は比較的淘汰は良く、塊状ないしは層厚数m程度の成層構造を示す。最上部に層理が不鮮明な泥質砂岩と細粒砂岩の互層が認められる(第9.17図)。互層の各単層厚は20cm以下であることが多い。

化石 本図幅地域内における化石の報告はない。白馬図幅地域内より*Anadara amicula*, *Glycymeris yamasakii*など26種類の軟体動物化石及び十脚甲殻類の報告がある(田中ほか, 1971)。

年代及び対比 柿崎ほか(1992)は、本報告の定義による長崎層及び六合層に相当する“真川層”に挟まれる凝灰岩のフィッシュトラック年代として 7.89 ± 0.30 Maという値を報告している。しかしながら、試料採集地点などの詳細が不明なため検証できない。米谷ほか(1986)は底生有孔虫から、真川層(本報告の長崎層及び六合層に相当)を*Cribrostomoides* spp.-*Dorothia* spp. 亜帯(寺



第9.16図 小谷断層以南地域の押立沢におけるルート柱状図
中谷川支流の押立沢において作成した。調査時における押立沢河床には、小谷温泉層は露出していない。本柱状図中の小谷温泉層と長崎層の境界は地質図に示す地質境界線の位置に相当する。



第9.17図 長崎層最上部の泥質砂岩細粒砂岩互層
層厚30cm以下の泥質砂岩と層厚10cm前後の細粒砂岩からなる互層。層理面は不明瞭である。撮影位置：押立沢(N36°51'7", E137°59'25")。

泊階前期)に対比した。寺泊階前期は12.5-7.8Maとされる(新潟県, 2000)。しかし, 用いた地質区分(赤羽, 1979)に不明確な点が多く, 採集地点等の詳細が不明なため, 再検証ができない。なお, 上位の曲師谷層から 3.8 ± 0.3 Maのフィッシュトラック年代値が得られた(第9.3表)。本層から得られた信頼性のある年代に関する資料はないため暫定的ではあるが, 以上のことから本層は後期中新世の堆積物と推定される。ただし, 中期中新世の後半である可能性も残されている。

9.4.4 六合層 (Rk)

地層名及び定義 田中ほか(1971)によって中土累層の部層として六合泥岩砂岩層と命名された。

中土断層と小谷断層に挟まれた地域において, 長崎層と奉納層に挟まれる層準とする。なお, 砂岩がよく認められる長崎層に対して, 泥質岩が卓越する層準から六合層とする(第9.16図)。層序区分は田中ほか(1971)に従うが, 本層の層序単元は層(累層)として扱う。

模式地 白馬岳図幅地域内の小谷村六合付近(田中ほか, 1971)。

分布及び層厚 奉納向斜の両翼地域に分布する。南東翼では小谷断層によって分布が切られる。本層の層厚は, 押立沢において約380mである。他の地域の層厚は確認していない。

層序 長崎層に整合に重なる。

層序比較 本報告の長崎層は, 富沢・北原(1967)の中土層群長崎砂岩泥岩層の一部, 田中ほか(1971)の中土累層の部層の六合泥岩砂岩層, 斎藤ほか(1972)の戸石層の一部, Akahane(1978)の真川層の一部, 柿崎ほか(1992)の真川層の一部, 中野ほか(2002)の雨中層の一部に相当する(第9.2表)。

岩相 主に暗灰色の砂質泥岩及び泥質砂岩からなり, 塊状ないしは層理が不明瞭な中粒砂岩層を挟む。砂質泥岩は泥質砂岩と層理が不鮮明な互層をなすことがある(第9.18図)。泥岩は生物擾乱を受けることが多い。砂岩は稀に植物片を大量に含み, 平行葉理が発達する。

化石 化石の報告はない。

年代及び対比 本層から得られた年代に関する報告はない。六合層は長崎層と同様に, Akahane(1978)の真川層に相当する。このことから, 長崎層と同様に本層は後期中新世の堆積物と推定される。

9.4.5 奉納層 (Bn)

地層名及び定義 富沢・北原(1967)によって提唱された中土層群奉納砂岩礫岩層に基づく。

中土断層と小谷断層に挟まれた地域において, 六合層と曲師谷層に挟まれる礫岩及び砂岩からなる層準を奉納層とする。本層の層序単元は層(累層)として扱う。

模式地 白馬岳図幅地域内の小谷村奉納付近(富沢・北



第9.18図 六合層の砂質泥岩泥質砂岩互層
層厚10cm未満の砂質泥岩及び泥質砂岩からなる互層。砂質泥岩層及び泥質砂岩層ともに, 不明瞭なほぼ平行してうねっている層理が認められる。風化露頭におけるこの層理の観察は困難である。砂質泥岩よりも泥質砂岩の方が若干硬質である。スケールの数字は10cm単位。撮影位置: 押立沢(N36°50'59", E137°59'39")。

原, 1967)。

分布及び層厚 奉納向斜の両翼地域に分布する。奉納向斜の南東翼地域では, 小谷断層によって分布が切られる。本図幅地域内において観察が容易な露頭は, 押立沢に限られる(第9.16図)。

本図幅地域内における本層の層厚は約50m。Akahane(1978)は本層に相当するOtomi-yama Formation(乙見山累層)の層厚を300mとしているが, その相違は定義の違いによるものと見られる。なお, 押立沢から妙高山図幅地域の乙見山峠付近までの地域では, 本報告の定義による層厚の変化は少ない。

層序 六合層を整合に覆う。

層序比較 本報告の奉納層は, 富沢・北原(1967)の中土層群奉納砂岩礫岩層の下部, 田中ほか(1971)の中土累層の部層の奉納砂岩礫岩層の下部, 斎藤ほか(1972)の奉納層の下部, Akahane(1978)のOtomi-yama Formation(乙見山累層), 柿崎ほか(1992)の乙見山層に相当する(第9.2表)。

岩相 主に礫岩と中-粗粒砂岩からなる。稀に含礫泥岩

層及び泥岩層が挟まれる。礫岩層の厚さは数 m 以下が多く、間に連続性の悪い砂岩層を挟む。礫岩は細礫から大礫が多く、最大数十 cm に達する(第9.19図)。礫種は、硬質砂岩、硬質泥岩、チャート、凝灰岩、花崗岩などが認められる(田中ほか, 1971)。礫の円磨度は高く、亜円礫及び円礫が多く、歪角礫は稀である。基質は砂岩からなり、稀に泥岩となる。礫岩の含礫率は高いことが多いが、礫岩の多くは基質支持となる。泥岩の角礫状の偽礫を含むことがある。

化石 本層から化石の報告はない。

年代及び対比 本層の年代に関する報告はない。米谷ほか(1986)は底生有孔虫から、真川層(本報告の長崎層及び六合層に相当)を *Miliammina echigoensis* 帯(椎谷階)に対比した。椎谷階は3.5–5.5 Ma(前後)とされる(新潟県, 2000)。しかし、用いた地質区分(赤羽, 1979)に不明確な点が多く、採集地点等の詳細が不明なため、再検証ができない。上位の曲師谷層の最下部に挟まれる凝灰岩から3.8±0.3 Maのフィッシュントラック年代値(第9.3表)が得られたことから、本層は下部鮮新統と推定される。本層の最下部層準は、上部中新統である可能性も残されている。

富沢・北原(1967)、斎藤ほか(1972)や中野ほか(2002)は、本層を細貝層(白馬図幅地域内に分布)及び猿丸層(戸隠図幅地域内に分布)に対比した。しかし、細貝層に挟まれる凝灰岩の Ht3 のフィッシュントラック年代として2.0±0.2 Maの値が報告されている(秋山ほか, 2000)。よって、本層は細貝層よりも時代の異なる古い礫岩層であることが明らかとなった。



第9.19図 奉納層の礫岩

礫岩層は、主に円礫から亜円礫より構成される。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは約70 cm。撮影位置：前松尾沢(妙高山図幅地域内, N36°51'25", E138°0'18")。

9.4.6 曲師谷層 (Mgs)

地層名及び定義 Akahane (1978) によって Mageshidani Formation (曲師谷累層) と命名された。曲師谷累層は、礫岩から構成されるとされていた“奉納層”から、泥岩主体の上部層を独立させて Akahane (1978) によって新設された地層である。

中土断層と小谷断層に挟まれた地域において、奉納層を整合で覆う主に泥岩からなる海成層を曲師谷層とする。

模式地 妙高図幅地域内の妙高市曲師谷及び笹ヶ峰-乙見山にかけての林道沿い (Akahane, 1978)。

分布 奉納向斜の両翼地域に分布する。Akahane (1978) による本層の分布範囲は押立沢よりも北東側であるが、その南西側にも分布することが明らかとなった。

本図幅地域における本層の層厚は、約350 m である。Akahane (1978) によると、本層の層厚は500 m であり、北東方向へ厚さを増す。

層序 奉納層を整合で覆う。

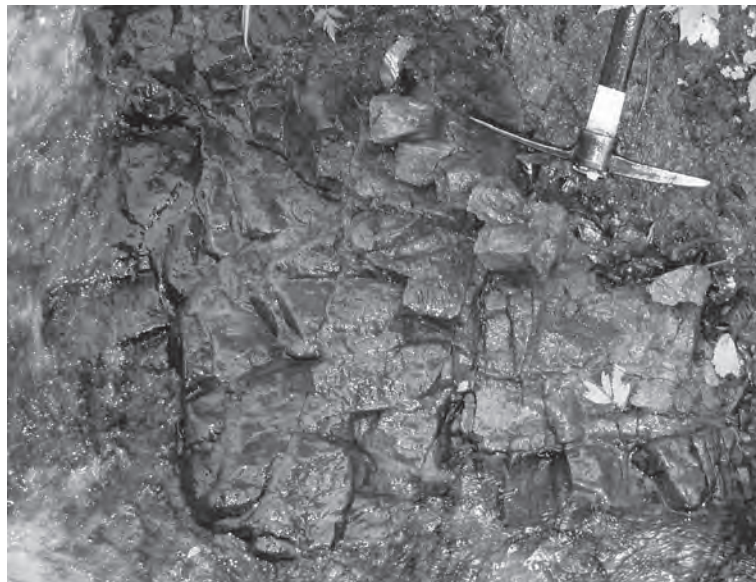
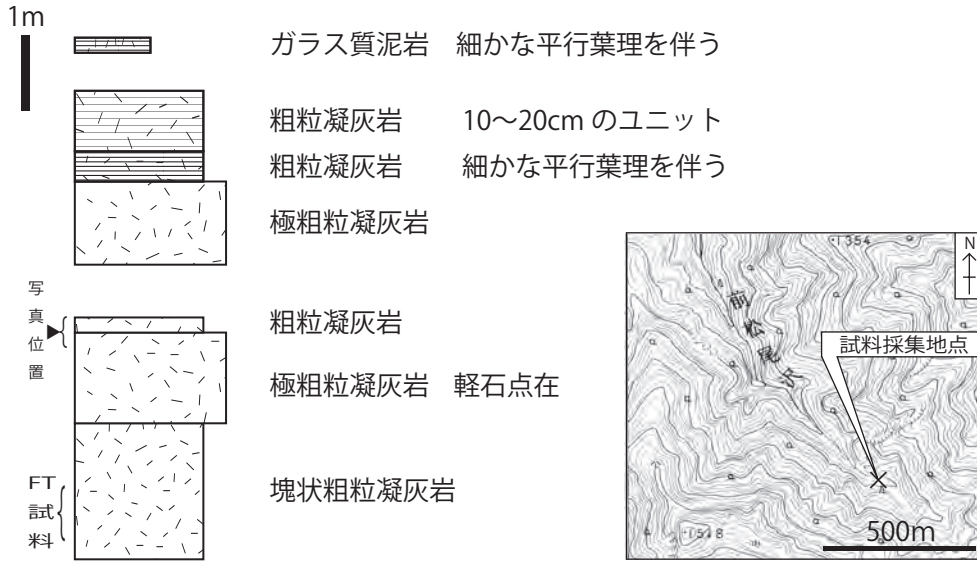
層序比較 本報告の曲師谷層は、富沢・北原(1967)の中土層群奉納砂岩礫岩層の上部、田中ほか(1971)の中土累層の部層の奉納砂岩礫岩層の上部、斎藤ほか(1972)の奉納層の上部、Akahane (1978)の曲師谷累層、柿崎ほか(1992)の曲師谷層に相当する(第9.2表)。

岩相 主に暗灰色塊状砂質泥岩からなり、一部不明瞭な層理が見られる。一部の泥岩は茶灰色を呈する。泥岩には0.5 mm 以下の微小な植物片が含まれることがある。厚さ50 cm 以下の灰色細粒砂岩層を挟み、互層をなすことがある。本図幅地域内には凝灰岩を認めていないが、妙高山図幅地域内に位置する前松尾沢にて、数層の珪長質凝灰岩が挟まれる。Akahane (1978) は、乙見山峠を通る林道沿い(妙高山図幅地域内)で厚さ3–60 cm の数層の凝灰岩を確認している。今回、これらのうちフィッシュントラック年代値が得られた凝灰岩に名称をつけ、若干の記載をする。

曲師谷凝灰岩10 (略称: Mgs10, 新称) 模式露頭は前松尾沢の標高1,235 m 付近とする。前松尾沢において曲師谷層の下底より10–15 m 上位に挟まれる。前松尾沢の露頭は主に河床の流水下に断続的に露出しており、詳細な観察は行えなかった。厚さは6.8 m 以上(第9.20図)。塊状の粗粒から極粗粒凝灰岩からなり、細粒な粒子の割合は低い。一部軽石が含まれる。黒雲母を多含する。複数のユニットからなり、上部では不明瞭な平行葉理を伴う(第9.20図)。最上部は、シルトサイズ以下の粒度からなるガラス質凝灰岩であり、細かな平行葉理が認められる。下部から得た試料(第9.19図)のジルコンのフィッシュントラック年代とし3.8±0.3 Maの値が得られた(第9.4表)。

化石 本層から化石の報告はない。

年代及び対比 米谷ほか(1986)は底生有孔虫から、曲



第9.20図 曲師谷凝灰岩10 (略称:Mgs10) の模式露頭の地質柱状図
 位置は前松尾沢上流(妙高山図幅地域内)である。地形図は国土地理院発行1/25,000「妙高山」を使用。最下部層準よりフィッシュトラック年代用試料を採取した。写真は軽石が点在する粗粒凝灰岩及び粗粒凝灰岩である。スケールの魚沼ハンマーのハンマーヘッド長は32cm。露頭は流水下にあるため、観察が困難である。

師谷層を *Miliammina echigoensis* 帯(椎谷階)に対比した。椎谷階は3.5-5.5Ma(前後)とされる(新潟県, 2000)。しかし、採集地点等の詳細が不明なため、再検証ができない。曲師谷凝灰岩10のフィッシュトラック年代として 3.8 ± 0.3 Maの値が得られた(第9.3表)。フィッシュトラック年代と米谷(1986)の底生有孔虫化石帯との間に年代の大きな不一致が認められる。最下部に挟まれる曲師谷凝灰岩10のフィッシュトラック年代から、本層は前期鮮新世末から後期鮮新世の堆積物と推定する。

9.5 小谷断層以南地域

本図幅地域において、北東-南西方向に延びる小谷断層の南側には、柳沢層が分布する。

9.5.1 柳沢層(Ys)

地層名 井島・遠藤(1955a)の柳沢砂岩頁岩互層に基づく。本層の定義は、中野ほか(2002)に従う。

模式地 白馬村と長野市鬼無里の境界に位置する柳沢峠付近(千地, 1955)。

分布 小谷断層の南東側に位置する日影向斜の両翼地域に分布する（中野ほか，2002）．本図幅地域では，南東端に小規模に分布し，ヒド沢背斜に分布が規制される．また，北東-南西方向の小谷断層によって，分布の北西端が切られる．

層序 最下部はヒド沢背斜軸部に分布し，その下限は不明である．日影向斜地域（白馬岳図幅地域内）において，戸隠山層に整合的に覆われ，上部では一部指交関係にある（中野ほか，2002）．

層序比較 本図幅地域内における本層の分布範囲内で，地質図を伴う従来の既報の層序と比較すると，本報告の柳沢層は，姫川団体研究グループ（1958）及び田中ほか（1971）の鬼無里累層夫婦岩砂岩泥岩部層，Akahane（1978）のShin-kawa Formation（真川累層）の一部，柿崎ほか（1992）の真川層の一部，中野ほか（2002）の柳沢層に相当する．

層厚 白馬図幅地域において，最大2,000mである（中野ほか，2002）．

岩相 主な分布域である白馬岳図幅地域内において，本

層の岩相は主に砂質泥岩と中-粗粒砂岩との互層からなり，ときに暗灰色塊状砂質泥岩や厚層理中-粗粒砂岩を伴う（中野ほか，2002）．本図幅地域内では，土谷川河床において，不明瞭な層理が見られる細粒砂岩が認められる．

化石 本図幅地域内から化石の産出報告はない．本層の主要な分布域である南隣の白馬岳図幅地域においても化石の報告は乏しく，有孔虫（正谷・市村，1970）及び軟体動物の *Mizuhopecten* sp.（中野ほか，2002）の化石が報告されているにすぎない．

年代及び対比 正谷・市村（1970）は，ヒド沢背斜軸部に分布する泥岩より産出する有孔虫化石群集を *Dorothia* sp.-*Hoplophragmoides* sp. *Zonule* に区分し，青木階（寺泊階前期）に対比した．また，長野県の別所層と群集構成が類似することを指摘した．ただし，試料についての詳細は記述されていない．新潟県（2000）によれば，下部寺泊層は，おおよそ12.5-7.8Maである．このことから，柳沢層は中期中新世末から後期中新世の堆積物と推定される．

第10章 貫入岩 (II)

(古川竜太)

10.1 研究史及び概要

中新世以降に貫入した半深成岩を貫入岩 (II) とする。特に大規模な貫入岩体は地域東半の中新統-鮮新統分布域に多い。赤羽 (1975) は上越以西から横川断層 (糸魚川-静岡構造線に相当) までの範囲にある貫入岩を西頸城半深成岩類と呼び、分布が北東-南西方向に配列しているとして、地質構造との関係から貫入時期を後期中新世とした。茅原ほか (1984) は雨飾山周辺の貫入岩と海川層の火山岩、北西隣高田西部地域における鉢ヶ岳の貫入岩と江星山火山岩部層 (赤羽・加藤, 1989) とが、それぞれ岩石学的な共通性を持つことから、両者がマグマ及び形成年代を同じくする貫入岩-火山岩複合岩体であるとして、それらを hypabyssal-extrusive association と呼んだ。鈴木ほか (1985) は雨飾山とその周辺の貫入岩類について、分布と化学組成を詳細に明らかにした。雨飾山のひん岩 (本報告での安山岩貫入岩) は $1.60 \pm 0.18 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代を示し、海川層との間に時間間隙が指摘された (八幡・大場, 2000)。大渚山周辺の貫入岩からは 1.03 Ma のフィッシュトラック年代が報告されている (玉生ほか, 1981)。

本章では貫入岩を岩石学的な特徴によって区分し、放射年代値や層序及び構造によって年代が特定できるものを中心に記載する。

10.2 玄武岩 (B)

分布及び貫入関係 横川河床の横川断層付近、跡杉山北面、地蔵峠周辺、吉尾平 (小規模なため地質図では省略)、海川不動川上流などに分布し、石坂層、山本層、仙翁沢層、海川層に貫入する。跡杉山北方及び地蔵峠付近に分布する比較的小規模な岩脈は横川断層を横切る断層沿いに貫入している。

岩相 苦鉄質な貫入岩で、主に単斜輝石を斑晶として含む。石基組織はガラス基流晶質-充填状、ガラスは変質鉱物に置換されていることが多い。厚さ数 m 以下の場合が多く、ほとんどは岩脈である。球形の気泡を多く含む、細粒な方解石などが充填していることが多い。姫川下流左岸の山本集落西方では山本層安山岩相の直下に厚さ約 5 m の岩床として貫入する。

年代及び対比 玄武岩岩脈の多くは放射年代値が得られていない。跡杉山北方、地蔵峠付近に分布する比較的小規模な岩脈は横川断層を横切る断層沿いに貫入してお

り、この断層は東方延長で中新統仙翁沢層を切っている。よってそれらは中新世以降の活動と判断できる。

10.3 安山岩 (Dp)

分布及び貫入関係 横川断層より西側では姫川下流根小屋の対岸、真那板山北方、大所川第一発電所北方、ヨシオ沢上流、芝倉沢下流、小滝東俣沢、倉谷支流などに分布し、超苦鉄質岩、姫川コンプレックス、琴沢火成岩類、倉谷変成岩類、来馬層群及び石坂層に貫入する。石坂層が貫入される地質体として、もっとも若いものである。全体としてほぼ東西走向で高角度の傾斜した貫入面であるが、大所川第一発電所北方では北東-南西走向である。岩脈の幅は数十 cm から 2 m である。本地域北西部の倉谷支流では断層破碎帯に沿って貫入している。また根小屋の対岸の琴沢火成岩類、倉谷変成岩類中に貫入する岩脈は断層によって破碎されている。横川断層より東側では海川中流-上流域、鉢山、前烏帽子岳、雨飾山、小谷温泉鏡池北方、仙翁沢上流、横川中流、跡杉山付近に規模の大きな岩株状-岩床状貫入岩体がある。海川中流右岸の海老島付近には幅約 400 m、長さ 1,700 m 以上にわたってレンズ状安山岩が露出しており、海川層及び長崎層に貫入する (第 10.1 図 A)。3 つの貫入ユニットからなり、貫入境界付近では柱状節理が発達し、境界部は結晶が細粒で変質が進んでいる。雨飾山の主要部を構成する安山岩は仙翁沢層及び流紋岩貫入岩に貫入している。貫入岩体の上部及び下部は太さ 50 cm-2 m 前後の四角柱状の冷却節理が発達するが、中心部は明瞭な節理が発達しない (第 10.1 図 B)。仙翁沢層との境界部付近には碎屑岩脈が多く発達する。根知川上流域、跡杉山北麓、白井沢上流、北小谷埋橋南方、別所 (竹之内, 2004) では小規模な岩脈及び岩床が分布し、山本層、今井層、仙翁沢層に貫入する。

岩相 一般に緑灰色の安山岩貫入岩である。急冷縁を持つものがある。斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石を斑晶として伴う。石基は細粒でハイアロオフィティックなものから粗粒完晶質なものまで多様である。光明の沢上流、横川中流では無斑晶質安山岩の岩脈があり、山本層の無斑晶安山岩相と酷似する。海老島の安山岩は単斜輝石及び斜方輝石斑晶を主体として、少量の黒雲母を含む。石基は粗粒珪長岩質である (第 10.1 図 C)。雨飾山の安山岩は普通角閃石斑晶を普遍的に含み、単斜輝石を少量含むことがある。石基は細粒な珪長岩質である (第 10.1

図 D).

年代及び対比 海川海老嶺の輝石安山岩から 3.6 ± 0.2 Ma のフィッシュトラック年代を得た (第 9. 3 表). これは海川層火山岩の K-Ar 年代と誤差の範囲で一致する. 雨飾山山頂の角閃石安山岩からは 1.60 ± 0.18 Ma の K-Ar 年代が報告されており (八幡・大場, 2000), 海川層の噴出年代より有意に若い. 北東隣高田西部地域の鉾ヶ岳では, 斜方輝石角閃石安山岩から 1.35 ± 0.21 Ma, 東部の権現岳岳内では 1.2 ± 0.3 Ma, 石英角閃石流紋岩から 1.0 ± 0.4 Ma の K-Ar 年代が報告されている (大場, 1999). また南東隣戸隠図幅地域では高妻山の角閃石安山岩貫入岩体から 0.75 ± 0.07 Ma のフィッシュトラック年代 (長森ほか, 2003), 1.13 ± 0.08 Ma の K-Ar 年代が報告されている (佐藤・大場, 2002). 以上から更新世前期に広範囲で安山岩マグマの活動があったことがわかる.

10. 4 流紋岩及びデイサイト (R)

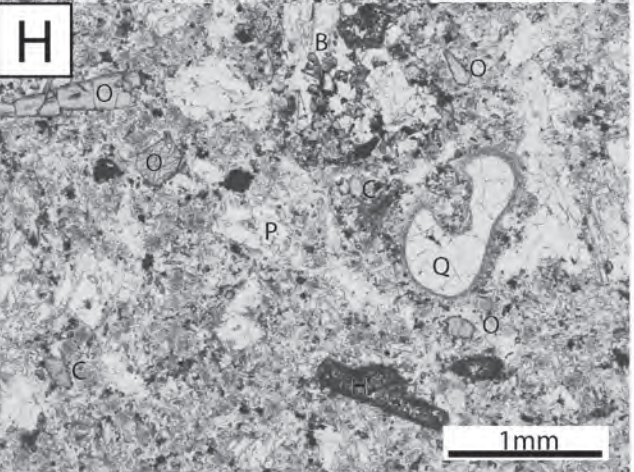
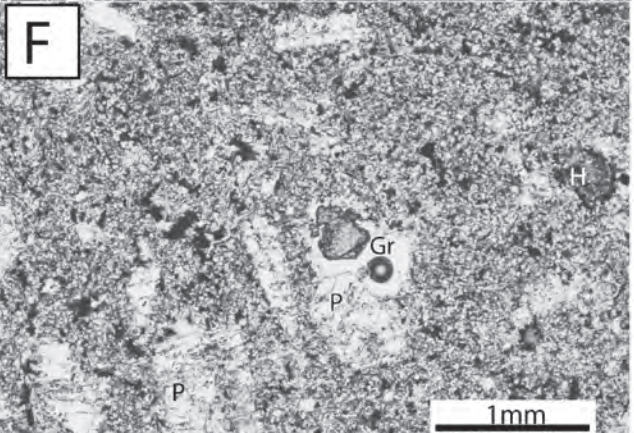
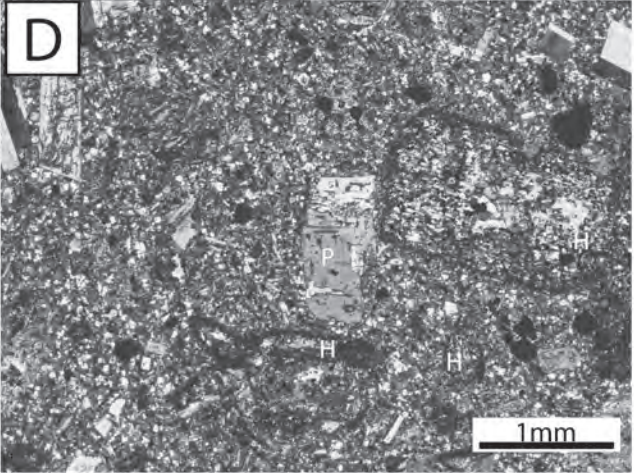
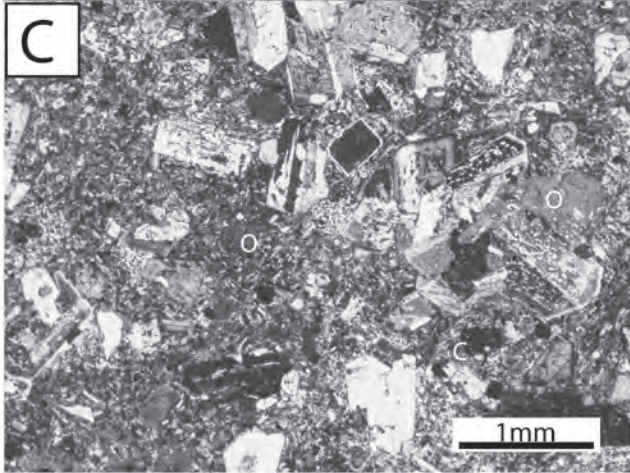
分布及び貫入関係 海川中流, 海老嶺^{えびくら}手前の右岸にはデイサイトから流紋岩のレンズ状貫入岩体が露出する (第 10. 1 図 E). これは鈴木ほか (1985) で黒雲母ざくろ石石英安山岩と記載されたものに相当する. 最大幅 300 m, 長さ 1,300 m のレンズ状の形態を示し, 北側で海川層, 南側で長崎層及び海老嶺の安山岩に貫入する. 岩相から黒雲母流紋岩の部分とざくろ石角閃石デイサイトの部分があり, 両者の境界は確認していない. 複数の貫入岩の集合体である可能性がある. 鉢山北東麓, 根知川上流, 元湯沢では厚さ 50-150 m 以上の黒雲母普通角閃石流紋岩岩床が露出する. これらは根知層に貫入する. 杉之当の流紋岩は岩株状で, 斜長石斑晶を少量含む. 雨飾山付近では北面の鉾^{こう}度倉^{どくら}沢及び神難^{しんなん}所^{しやう}沢沿いに角閃石流紋岩が, 南面の前沢沿いに黒雲母流紋岩が分布し, それぞれ安山岩に貫入される. 真那板山の北麓では流紋岩岩脈が古生界, 石坂層に貫入し, これらは東西性の断層に切られている. 杓形山から耳尾沢にかけて普通角閃石黒雲

母流紋岩が貫入する. 今井層及び上位の長崎層に貫入し, 耳尾沢では仙翁沢層の泥岩をブロックとして取り込んでいる部分がある. 大渚山は仙翁沢層^{おおなごやま}に貫入する岩株状デイサイト岩体である.

岩相 海川中流域のデイサイト-流紋岩はざくろ石及び黒雲母を少量含む角閃石デイサイト-黒雲母流紋岩で, デイサイトは幅 1-2 m の不明瞭な柱状節理を持つ. ざくろ石は 1 mm 前後の半自形で, 淡紅色を示す. 角閃石はすべて変質して骸晶になっている. 石基は珪長岩質である (第 10. 1 図 F). 杓形山から耳尾沢にかけての流紋岩貫入岩体 (第 10. 1 図 G) は普通角閃石を含み, 黒雲母, 斜方輝石, 石英を含むものと含まないものがある. 貫入ユニット境界は確認していないが, その形状から複数回の貫入によって形成された可能性がある. 大渚山は微花崗岩質石基を持つ石英単斜輝石含有黒雲母普通角閃石斜方輝石デイサイトである (第 10. 1 図 H). 大渚山西方の 1,476 m 峰は黒雲母流紋岩である.

年代及び対比 海川中流海老嶺の輝石安山岩から 3.6 ± 0.2 Ma, ざくろ石含有デイサイトから 2.4 ± 0.3 Ma, 雨飾山北面の角閃石流紋岩岩体から 1.1 ± 0.2 Ma, 大渚山のデイサイトから 1.2 ± 0.1 Ma のフィッシュトラック年代を得た (第 9. 3 表). 雨飾山流紋岩のジルコンは表面に多数の小孔があり, 熱水変質の影響を受けている可能性がある. 玉生ほか (1981) は大渚山東麓, 熱湯沢で幅約 50 m にわたって露出する石英斑状デイサイト岩床から 1.03 Ma のフィッシュトラック年代を報告しており, 岩質, 年代とも大渚山山頂部の岩体と類似する. 大渚山及び雨飾山の活動年代は第四紀に入っており, 海川層とは時間間隙がある.

海川層の火山岩及び同地域の貫入岩は鮮新世前期-後期であり, 前期更新世には雨飾山, 高妻山, 鉾ヶ岳などに活動域が主に南に広がる. 火打山付近の貫入活動も同時期である (1.12 ± 0.12 Ma : 遠藤・大場, 2002). 後期更新世以降は活動域が南に移り, 飯縄, 黒姫, 新潟焼山, 妙高火山などの第四紀火山の活動に至っている.



← 第10.1図 貫入岩Ⅱの産状及び鏡下写真

- A : 海川中流, 海老嶺^{えびくら}の輝石安山岩貫入岩体 (DP). 右のピークが海老嶺. 後方左半の稜線は鉢山, ともに安山岩からなる. 海老嶺の左下方のスラブはざくろ石角閃石デイサイト貫入岩体 (R). 海川本流をはさんで西側の鋸沢から遠望.
- B : 雨飾山の角閃石安山岩貫入岩体 (DP). 岩体上部は柱状節理が発達し, 浸食を受けて岩塔状, 岩体中心部は節理が発達せず, カールボーデン状に丸みを帯びた浸食地形を示す. 雨飾山東面^{あらしご}, 荒菅沢1,600m 付近.
- C : 海老嶺の輝石安山岩の鏡下写真 (直交ポーラー). 斜方輝石 (O), 単斜輝石 (C) を含み, 石基は珪長岩質. 海老嶺第2フェースルンゼ基部.
- D : 雨飾山角閃石安山岩の鏡下写真 (直交ポーラー). 斜長石 (P), 周縁部がオパサイト化した普通角閃石斑晶 (Hb) を含む. 荒菅沢1,530m 付近.
- E : 海川中流右岸のざくろ石デイサイト貫入岩体. 幅1-2m の角柱状冷却節理を持つ.
- F : ざくろ石デイサイト貫入岩の鏡下写真 (直交ポーラー). ざくろ石 (Gr), 角閃石 (H), 斜長石 (P) を含む.
- G : 耳尾沢の流紋岩貫入岩体. ホストの黒灰色泥岩が部分的に残る. 手前の崖の比高約70m.
- H : 大渚山のデイサイト岩株の鏡下写真 (単ポーラー). 斜方輝石 (O), 単斜輝石 (C), オパサイト化した角閃石 (H), 黒雲母 (B), 石英 (Q) を斑晶として含む.

第 11 章 白馬大池火山噴出物

(中野 俊)

白馬大池火山は北アルプス（飛騨山脈）北部に位置する第四紀更新世に活動した火山である。北アルプス上には、立山火山、鷲羽・雲ノ平火山、焼岳火山、乗鞍火山など、総称して乗鞍火山列と呼ばれる安山岩質の複成火山がいくつか点在するが、白馬大池火山はその最北端に位置する。地理的に見ると白馬大池火山は、北アルプス上に南北配列する立山火山や焼岳火山などよりも東方にずれ、妙高火山群に近い位置にあるが、岩質や全岩化学組成の特徴などから（例えば、Nakano *et al.*, 1987）、一般には乗鞍火山列に含めて扱われる。

11. 1 概要

白馬大池火山の本格的な地質学研究は柵山（1980）によって、岩石学的な研究は Sakuyama（1978, 1979）によってなされた。その後、清水ほか（1988）及び及川ほか（2001）によって K-Ar 法による 8 個の年代測定値が報告された。これらの研究成果を踏まえ、5 万分の 1 地質図幅「白馬岳」（中野ほか、2002）において、白馬大池火山の詳細な地質調査結果がまとめられた。

白馬大池火山噴出物の大部分は南隣白馬岳図幅地域北西部に分布し、その北端の一部が本小滝図幅地域南西部にかかっている。白馬大池火山は旧期噴出物と新期噴出物に大別される。前者は 80-50 万年前の噴出物、後者は 20 万年前よりも新しい時代の噴出物である。旧期噴出物は下位より稗田山下部溶岩、稗田山上部溶岩、乗鞍沢溶岩、蒲原山溶岩に、新期噴出物は乗鞍岳溶岩、籠岳溶岩、風吹岳溶岩、風吹岳火砕流堆積物に区分される（中野ほか、2002）。新期噴出物の噴出中心は白馬岳図幅地域の白馬乗鞍岳付近及び風吹岳付近の 2ヶ所である。白馬大池火山噴出物全体の体積は、現存するもので約 9.2km^3 、侵食で失われた部分を復元しても 15km^3 以下と見積もられている（柵山、1980）。これらのうち本地域に分布するものは、旧期噴出物の乗鞍沢溶岩及び蒲原山溶岩、新期噴出物の籠岳溶岩及び風吹岳火砕流堆積物である。

11. 2 乗鞍沢溶岩 (Vnz)

白馬岳図幅地域では梅平北方から梅池高原スキー場の南にかけて、乗鞍沢付近を中心とした広い範囲に分布する安山岩質の溶岩及び火山砕屑岩である。白馬岳図幅地域では少なくとも 5 枚以上の安山岩溶岩からなり、全層厚は 250m 以上に達し、著しく変質した部分も認めら

れている。本地域ではヒワ平南方の尾根を構成し、林道沿いに未変質の塊状溶岩の露頭が見られる。空中写真判読によると、北東-南西方向に延びた北落ち断層による変位を受けている。本地域での層厚は 150m 以上と推定される。

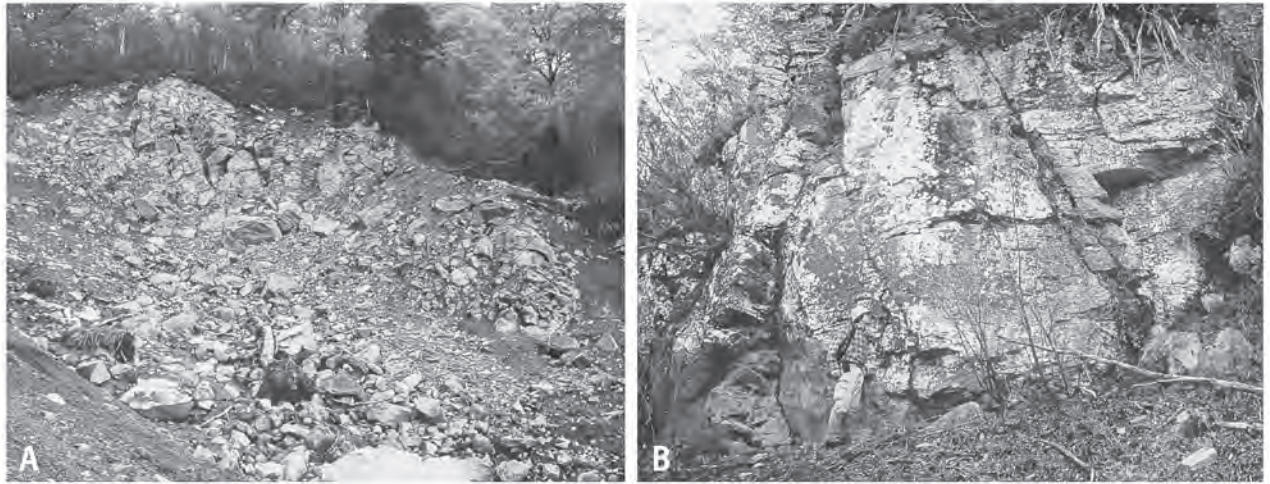
本溶岩からは清水ほか（1988）により $0.57 \pm 0.03\text{Ma}$ 、 $0.55 \pm 0.03\text{Ma}$ 、及川ほか（2001）により $0.60 \pm 0.03\text{Ma}$ の 3 個の K-Ar 年代値が報告されており（いずれも白馬岳図幅地域内）、本溶岩の噴出年代は中期更新世の 60-55 万年前である。本地域の乗鞍沢溶岩の岩質はかんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩である。南隣白馬岳図幅地域ではかんらん石斑晶を含まない斜方輝石単斜輝石安山岩も認められた。本溶岩の全岩 SiO_2 は 55.2-57.9wt.% を示す（中野ほか、2002）。

11. 3 蒲原山溶岩 (Vg)

蒲原山を中心に一難場山や紙すき山牧場などに分布する安山岩質の溶岩及び火山砕屑岩である。蒲原沢や前沢上流部などで溶岩露頭を確認している（第 11. 1 図）。本溶岩分布の南端は白馬岳図幅地域に含まれる。

蒲原沢の標高 1,300m 付近では、基盤の来馬層群大所川層の砂岩及び泥岩を覆ってやや円みを帯びた角礫層を挟み、下部クリンカーを伴う不規則ないし板状の節理の発達した安山岩溶岩が載る。露頭での層厚は 20m 程度であるが、節理に沿って隙間が形成されていることがあり、全体に地すべりなどによってやや移動していることを示す。この基盤の堆積岩と上位の火山岩の境界部付近が崩壊し、1996 年 12 月 6 日の土石流の発生源となった（地盤工学会蒲原沢土石流調査団、1997；赤羽、1997；丸井、1998）。前沢では、標高 1,000m 付近で大所川層を覆って凝灰角礫岩が分布する。上流の標高 1,170m 付近から 1,400m 付近までは塊状あるいは板状節理が発達した安山岩溶岩が確認されており、全層厚は 200m 以上である。

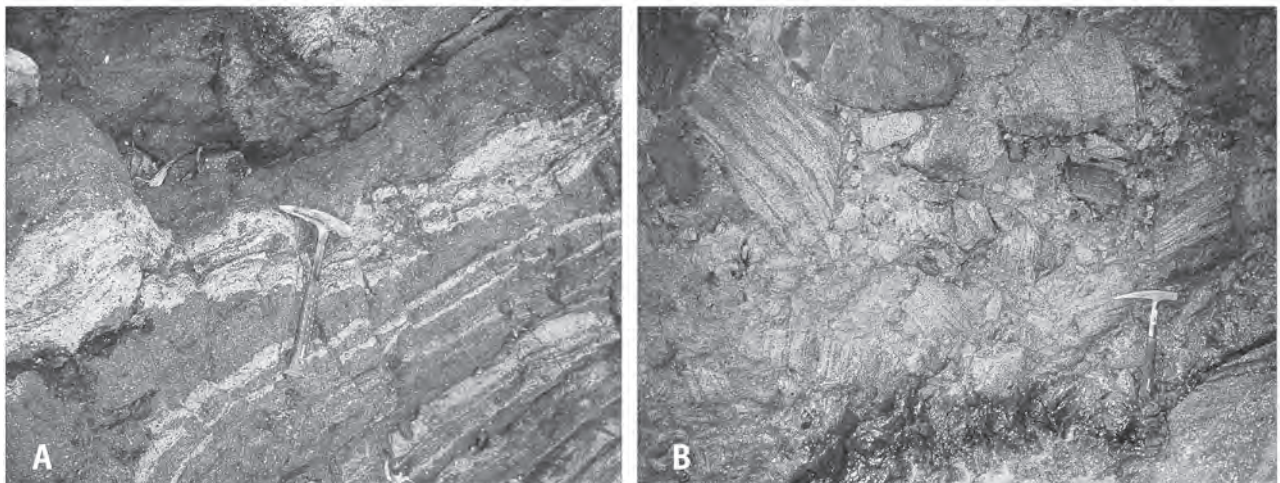
紙すき山牧場に分布する本溶岩からは及川ほか（2001）により $0.53 \pm 0.02\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が報告されており、乗鞍沢溶岩とほぼ同時期あるいは直後の中期更新世の噴出物であると推定される。岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩及びかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。かんらん石斑晶を含有する岩石は本溶岩の上部にのみ認められる。全岩 SiO_2 は 58.0-59.0wt.% を示す（中野ほか、2002）。



第11.1図 蒲原沢及び前沢の蒲原山溶岩

A：蒲原沢標高1,300m 付近左岸の溶岩露頭。露頭の高さ約20m。やや地すべりの影響を受けている。1996年12月の土石流の発生源はこの対岸。

B：前沢標高1,400m 付近の露頭。一部に板状節理が発達。



第11.2図 ウド川の箆岳溶岩

A：ウド川支流（わさび沢）出合い付近の流理構造が発達した溶岩露頭。

B：ウド川本流沿いの溶岩露頭。流理構造が発達した岩塊の濃集部（クリンカー）。柵山（1980）の記述した溶結した火砕流堆積物はこの部分と思われる。

11.4 ^{えびらだけ}箆岳溶岩 (Ve)

白馬岳図幅地域内、風吹岳溶岩ドームを取り囲む直径約2kmの北東に開いた馬蹄形カルデラの東西に分布するデイサイト質及び安山岩質の溶岩及び火山砕屑岩である。本地域ではその北端が分布するに過ぎないが、白池南方のウド川右岸に好露出が見られる。また、姫川左岸にも分布が認められた。

本溶岩は、しばしば流理構造が発達した粗鬆な白色ないし淡灰色のデイサイト溶岩であることが多いが、一部は青灰色の安山岩である（第11.2図）。両者が縞模様を

なし、流理構造をなすことが多い。箆岳北方、箆岳地すべり（佐藤・荻谷，2006）の崩落崖では、本溶岩は全層厚200mに達するがその内部構造は確認できない。複数枚の溶岩流であるかどうかは確認できていないが、箆岳東崖の上部では不明瞭ながらも成層構造が認められる（いずれも白馬岳図幅地域内）。柵山（1980）によると、溶結した火砕流堆積物がウド川に分布するというが、これは本溶岩の下部クリンカーの一部あるいは火砕成溶岩の特徴を示す部分を示す可能性がある。

紙すき山牧場から塩坂にかけては、デイサイト溶岩に由来する岩塊を主体とした火砕岩が分布する。平坦な地

形を呈する牧場北東端では露頭に乏しく、一部ローム中に埋まった火山岩塊が点在するのみであるが、塩坂北西の林道沿いでは層厚10m以上で、最大1m大の岩塊を含み、基質は半固結で不均質な、デイサイト質の礫や細粒砂サイズの細粒物である。本溶岩分布域は白馬岳図幅地域においても地すべり地塊となっている部分が多く、紙すき山牧場北東の本溶岩分布域も同様な地すべり地塊の一部の可能性はある。ただし、ここでは地すべりを示す地形的な特徴は示さない。

本溶岩からは及川ほか(2001)により 0.07 ± 0.01 MaのK-Ar年代値が報告されており、本溶岩の噴出年代は後期更新世の8-6万年前であると推定される。岩質はかんらん石単斜輝石石英黒雲母角閃石デイサイトを主体とし、一部は斜方輝石単斜輝石角閃石石英黒雲母かんらん石安山岩である。本溶岩の全岩SiO₂は59.1-64.8wt.%を示す(中野ほか, 2002)。

11. 5 風吹岳火砕流堆積物 (Vkp)

白馬岳図幅地域、風吹岳東方に分布する安山岩及びデイサイト質の火砕流及びその二次堆積物である。本地域では土沢右岸の尾根上にわずかに分布するが、これは対

岸からの遠望観察及び空中写真判読により推定し、直接の観察はできていない。

白馬岳図幅地域での観察では、層厚は50m以上、ほぼ水平な成層構造が顕著に認められる火砕流(ブロック・アンド・アッシュ・フロー)堆積物であり、一部はその二次的な堆積物である。本地域では約30m厚のほぼ水平に成層した地層で、稀に30cm大の角礫が含まれ、基質部はより細粒の構成物からなる。分布高度と岩相から判断して、土沢上流から達した火砕流堆積物の二次的な堆積物である可能性が高い。なお、白馬岳図幅地域北端、土沢中流域左岸に示された低位河成段丘堆積物(中野ほか, 2002)は、その分布高度から判断して本堆積物の一部であろう。高浜ほか(1998)や森川ほか(2001)によると、土沢右岸には安山岩礫と火山岩起源の砂から構成される土石流堆積物があり、来馬層群起源の角礫からなる土石流堆積物を覆うとされている。

本火砕流堆積物の噴出年代に関する放射年代値は報告されていないが、後期更新世の風吹岳溶岩とほぼ同時期あるいはその直後であると推定される。白馬岳図幅地域における火砕流堆積物の本質物質の岩質は、単斜輝石斜方輝石黒雲母石英角閃石デイサイト及びかんらん石石英斜方輝石単斜輝石黒雲母角閃石安山岩である。

第12章 更新世-完新世の堆積物

(長森英明・中澤 努・竹内 誠)

小滝図幅地域に分布する更新世-完新世の堆積物は、ローム層、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、未区分段丘堆積物、氷河堆積物、地すべり堆積物、崩壊堆積物、堰き止め湖堆積物、崖錐堆積物、湿原堆積物、沖積錐堆積物、現河床堆積物からなる。このうちローム層は土壌層とみなし、地質図には図示しない。

12. 1 ローム層及び段丘堆積物

12. 1. 1 研究史及び概要

本図幅地域には、北部の河川沿いを中心に段丘が発達する。能生地すべり団体研究グループ(1989)は、小滝図幅北部地域から北側の糸魚川図幅にかけての地域において段丘面の区分と段丘堆積物の記載をした。また、新潟火山灰グループ(1994)は糸魚川図幅内の糸魚川市美山において段丘を覆うローム層の砂粒組成及びテフラの検出、同定を行った。しかし、これまでテフラに基づく系統的で広域的な段丘の編年は行われていない。今回、段丘面及び段丘堆積物の分布地域、分布高度及び形成年代などから、本図幅地域に分布する段丘堆積物を、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、形成年代及び正確な分布が未詳の未区分段丘堆積物に区分した。このうち中位段丘堆積物については、被覆するローム層とあわせて露頭観察及びハンドオーガーによる堆積物採取調査を行い、ローム層から指標テフラを見いだすとともに、新たに段丘堆積物の編年を試みた。今回、その編年と分布を基に、中位段丘堆積物を西川原段丘堆積物、水保段丘堆積物、大野段丘堆積物に細分した。

12. 1. 2 ローム層

12. 1. 2. 1 層相

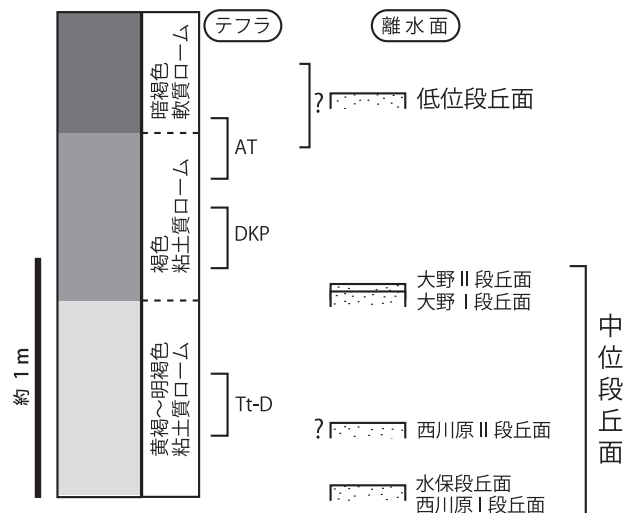
本図幅地域北部の段丘面上にはローム層(土壌層)が分布する。後述する高位段丘堆積物を覆うローム層は露頭条件が悪いため層相、層厚など詳細は不明であるが、中位段丘堆積物を覆うローム層については一部で良好な露出があり、詳細を報告する。

中位段丘堆積物のうち最も古い西川原段丘堆積物を覆うローム層は層厚約2mで、野外での色調及び定性的な粘性度などにより、下位より、黄褐-明褐色(L* 40-50; a* 5-10; b* 17-25)の粘土質ローム(層厚約0.8m)、褐色(L* 35-40; a* 10-15; b* 20-30)の粘土質ローム(層厚約0.7m)、暗褐色(L* 38-42; a* 5-10; b* 10-20)の軟質ローム(さらさらとした、いわゆるソ

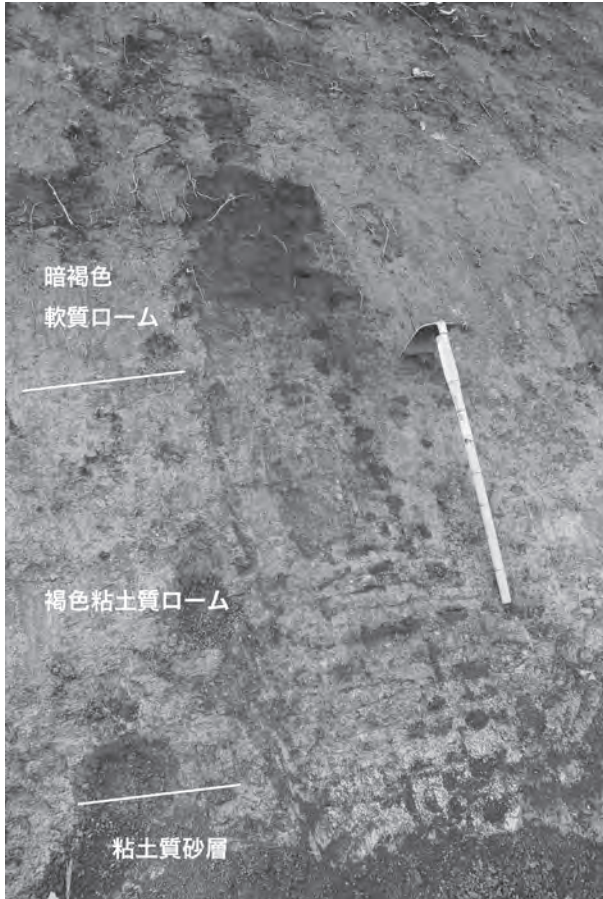
フトローム; 層厚約0.5m)、の3ユニットに区分することができる(第12.1図, 第12.2図, 第12.3図)。このうち下部の黄褐-明褐色粘土質ロームには後述の立山D(Tt-D)テフラが、中部の褐色粘土質ロームには同じく大山倉吉(DKP)テフラが、褐色粘土質ローム上部から暗褐色軟質ローム最下部にかけての層準には始良Tn(AT)テフラが認められる。露頭面で測定される帯磁率(第12.3図)は概ね $0.5-1.5 \times 10^{-3}$ SI unitと低いが、DKPテフラ層準では 2×10^{-3} SI unitに達するやや高い値が認められる。またTt-Dテフラ層準も上下に比べ幾分高い値を示すことがある。

12. 1. 2. 2 ローム層に挟在する指標テフラ

本図幅地域に分布するローム層には、野外では確認できないが、採取した試料から泥分を除去することにより、重鉱物や火山ガラスの濃集帯として、立山D(Tt-D)テフラ、大山倉吉(DKP)テフラ、始良Tn(AT)テフラの降灰層準を特定することができる(第12.1, 12.3図, 第12.1表)。また、Tt-Dテフラ及びDKPテフラの層準はその上下に比較し帯磁率が相対的にやや高い値を示すことから(第12.3図)、露頭での帯磁率測定により野外でも降灰層準を推定できる可能性もある。なお、新潟火山灰グループ(1994)は、糸魚川図幅地域でローム層から鬼界葛原(K-Tz)テフラや阿蘇4(Aso-4)テフラに対比される可能性のある火山ガラス及び斜方輝石を検出



第12.1図 中位段丘面上のローム層の模式柱状図と挟在するテフラ・段丘の離水層準の関係



第12.2図 ローム層の露頭
糸魚川市大野（第12.4図のLoc. 2）. 鍬の柄の長さは90cm.

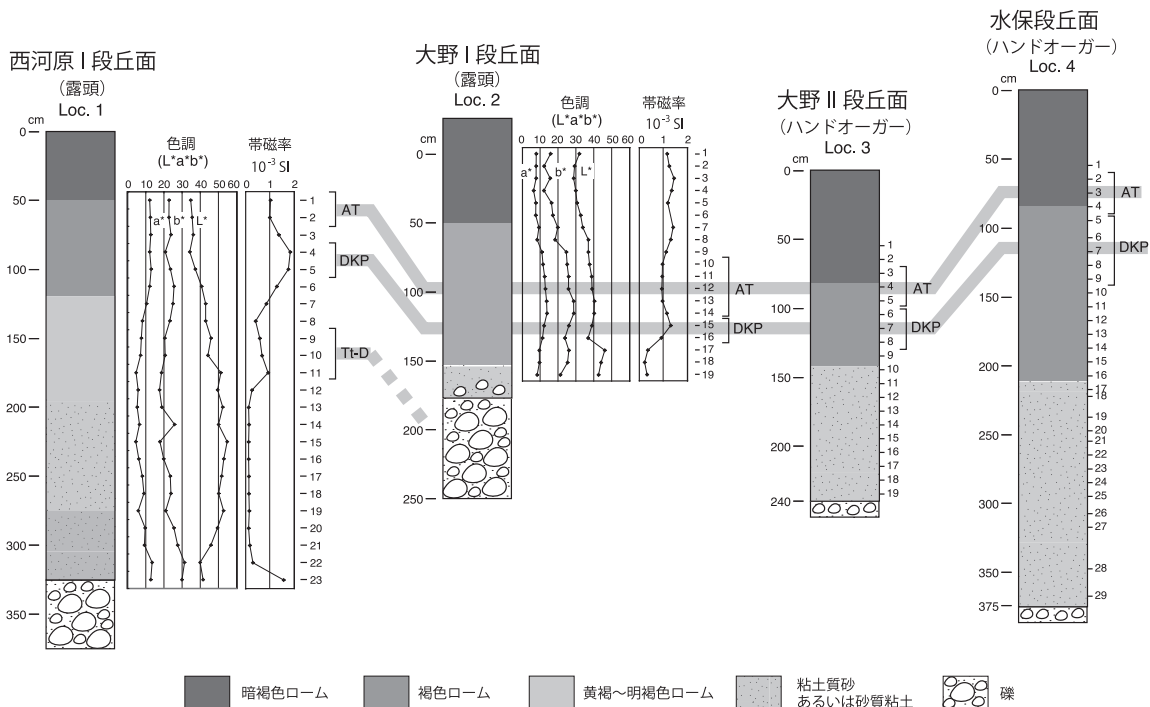
しているが、小滝図幅地域の調査では確認することはできなかった。

立山D (Tt-D) テフラ

斜方輝石、角閃石、黒雲母の濃集帯として認められる。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は1.707-1.719 (1.714-1.715, 括弧内はモード値, 以下同様), 角閃石の屈折率 (n_2) は1.679-1.683 (1.680-1.682) で、重鋳物組成、屈折率ともに町田・新井 (2003) が示した Tt-D テフラの特徴とほぼ一致する。よって本テフラは Tt-D テフラに同定される。ただし Loc. 1 の No. 10 試料については、角閃石の屈折率 (n_2) が1.684-1.693 (1.688-1.690) とやや高い値を示すことから(第12.1表), 他のテフラが混入している可能性もある。なお、Tt-D テフラの降灰年代は、町田・新井 (2003) は120-130 ka としているが、最近、長橋ほか (2007) は長野県の高野層での Aso-3, Aso-4 など指標テフラとの層位関係及び堆積速度から Tt-D テフラの降灰年代を99.2ka と算出している。

大山倉吉 (DKP) テフラ

Tt-D テフラの約50-100cm 上位に、角閃石と斜方輝石の濃集帯として認められる。このうち斜方輝石は、透明感があり、(100) 面が広く発達することを特徴とする。斜方輝石の屈折率 (γ) は1.700-1.709 (1.703-1.704), 角閃石の屈折率 (n_2) は1.670-1.681 (1.677-1.679) であり、重鋳物組成、屈折率、Tt-D・AT テフラとの層位



第12.3図 図幅北部地域の中位段丘面に分布するローム層の柱状図
柱状図の位置は第12.4図参照。

第12.1表 小滝図幅地域のローム層中に認められたテフラの記載岩石学的特徴

サンプル番号	火山ガラスの形態	重鉱物組成	屈折率			同定
			火山ガラス (n)	opx (γ)	hornblende (n ₂)	
Loc. 1 No. 1	bw	—	1.498-1.500 (1.499)	—	—	AT
Loc. 1 No. 2	bw	—	1.497-1.501 (1.499)	—	—	
Loc. 2 No. 11	bw	—	1.497-1.501	—	—	
Loc. 3 No. 4	bw	—	1.497-1.500 (1.499)	—	—	
Loc. 4 No. 3	bw	—	1.497-1.500 (1.498-1.499)	—	—	DKP
Loc. 1 No. 4	—	ho > opx	—	1.700-1.709 (1.703)	1.670-1.681 (1.677)	
Loc. 1 No. 5	—	ho > opx	—	1.701-1.709 (1.704)	1.674-1.681 (1.678)	
Loc. 2 No. 16	—	ho > opx	—	1.700-1.707	1.677-1.681 (1.679)	
Loc. 3 No. 8	—	ho > opx	—	1.700-1.706 (1.703)	1.675-1.681 (1.679)	
Loc. 4 No. 8	—	ho > opx	—	1.700-1.705 (1.702-1.703)	1.676-1.681 (1.680)	
Loc. 1 No. 9	—	opx > ho, bi	—	1.710-1.718 (1.714)	1.679-1.683 (1.680-1.682)	
Loc. 1 No. 10	—	opx > ho, bi	—	1.707-1.719 (1.714-1.715)	1.684-1.693 (1.688-1.690)	

火山ガラスの形態 bw : バブルウォール型 重鉱物 ho : 角閃石 opx : 斜方輝石 bi : 黒雲母

関係において町田・新井 (2003) が示した DKP テフラの特徴とほぼ一致する。よって本テフラは DKP テフラに同定される。なお、DKP テフラの降灰年代は、町田・新井 (2003) は約 55ka あるいはそれより古い可能性があり MIS 4-3 に相当するとしている。また、高野層において DKP の可能性があるテフラの降灰年代について、入谷ほか (2005) は MIS 4 最後期の約 58-59ka あるいはそれより古い年代、長橋ほか (2007) は 62ka と算出している。

始良 Tn (AT) テフラ

DKP テフラの直上から約 50cm 上位の範囲にバブルウォール型の薄い火山ガラスの濃集帯として認められる。火山ガラスの屈折率は 1.497-1.501 (1.499) で、ガラスの形態、屈折率、DKP テフラとの層位関係において町田・新井 (2003) の AT テフラの特徴にほぼ一致することから、本テフラは AT テフラに同定される。AT テフラの降灰年代は、町田・新井 (2003) に基づけば約 26-29ka の MIS 3-2 境界付近である。

12.1.3 段丘堆積物

本図幅地域に分布する段丘堆積物は、第1章で述べた段丘面の相対的な位置関係から、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に分けることができる (第12.1図, 第12.4図)。このうち中位段丘堆積物は分布及び形成年代の違いにより、更に西川原段丘堆積物、水保段丘堆積物、大野段丘堆積物に分けられる。

12.1.3.1 未区分段丘堆積物 (tx)

糸魚川市根小屋、根小屋の姫川対岸、跡杉山の南西斜面において、段丘堆積物起源と推定される礫層及び円礫の転石が認められる。それらの礫層は、明瞭な段丘面、露頭、被覆するローム層が確認できないことから、未区分段丘堆積物とした。地質図では、露頭が確認できた礫

層のみを図示した。

根小屋の標高 200m 付近に崩れかけた未固結の円礫層が認められる。礫のサイズは 20cm 以上に及ぶ。また、跡杉山の南西側斜面の標高 1,100m 付近には、垂角から垂円礫からなる礫層が分布している。根知川の左岸に広がる地すべり地帯には、しばしば段丘礫層起源とみられる直径数十 cm の円礫の転石が認められるが、段丘面は認められず、詳しい起源は分からない。このほか、海川、水保川などの小さな支流の斜面においても、火山岩礫を主体とする径 50cm 程度の垂円礫の巨礫がしばしば転石として認められるが、段丘礫層起源かどうかは不明である。

12.1.3.2 高位段丘堆積物 (th)

分布 図幅北部の^{まいたやま} 山頂上周辺に分布する (第12.4図)。

層厚 詳細な層厚は不明であるが、山頂上付近では少なくとも 20m 以上と考えられる。

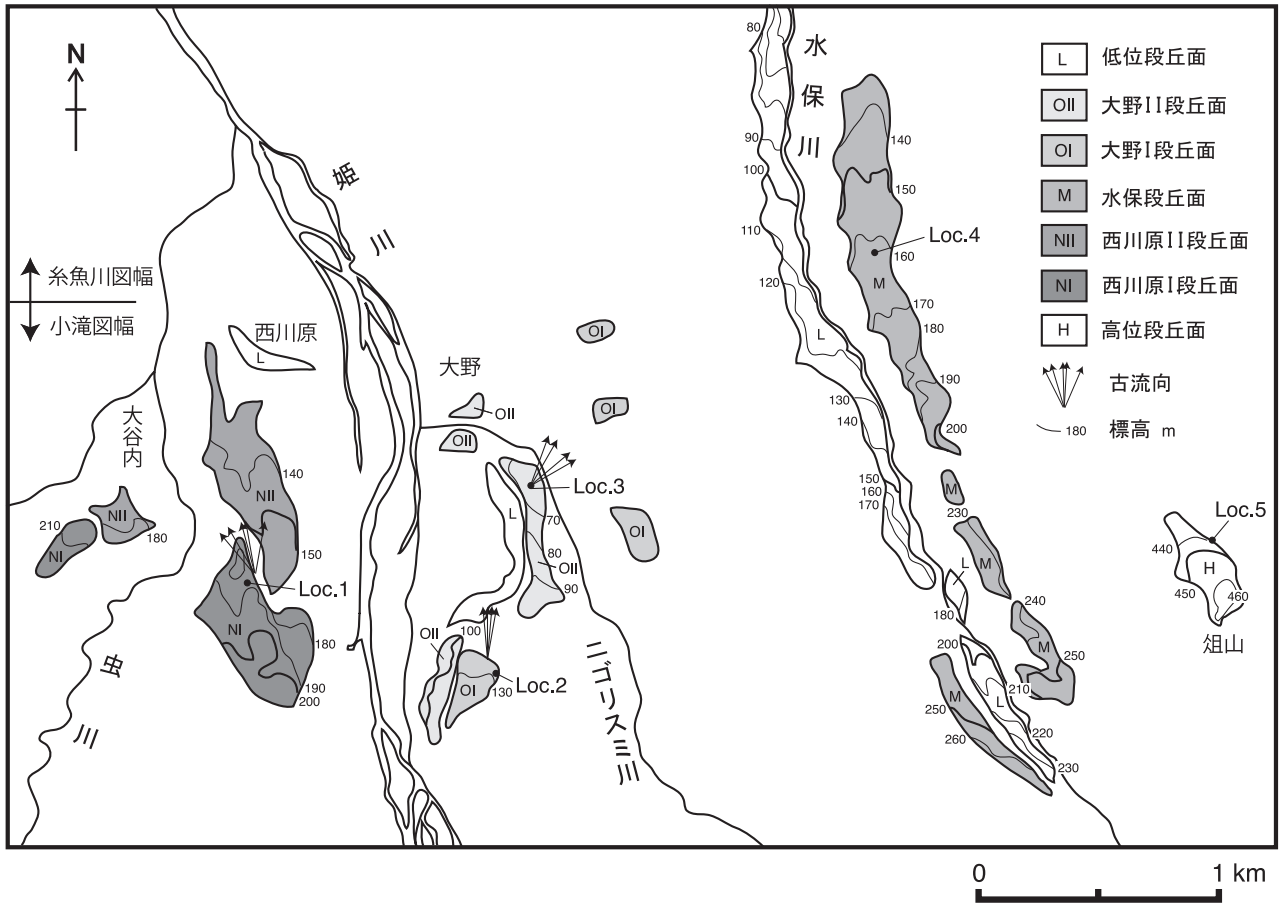
岩相 詳細は不明であるが、確認できた限りでは安山岩からなる径 100cm 以下の垂円-垂角礫と凝灰質の泥質マトリックスからなる (第12.5図)。風化が著しく、礫表面の粘土化が進行していることが多い。

層位及び年代 開析が進んでおり上位に整然と累重するローム層を連続的に観察することができなかつたため、本図幅調査では形成年代を明らかにすることはできなかつた。後述する他の段丘堆積物よりも高位に位置するため、少なくとも MIS 5 よりは古いものと推測される。

12.1.3.3 中位段丘堆積物

西川原段丘堆積物 (tn)

分布 図幅北部の姫川左岸に分布する (第12.4図)。西川原地域の段丘は、西川原 I 段丘と西川原 II 段丘の2面からなり、それぞれの段丘を構成する堆積物は形成年代



第12.4図 小滝図幅地域北部の段丘面の分布及び古流向



第12.5図 高位段丘堆積物
糸魚川市俎山林道山頂付近（第4図のLoc.5）。鍬の柄の長さは90cm.

が多少異なると考えられるが、両者は層相からは区別できず、見かけ上、上下に癒着して分布することも考えられるため、本図幅では両者を一括して「西川原段丘堆積物」とする。

層厚 60–90m.

岩相 主に礫層からなる（第12.6図）。最上部は上方に

細粒化し、含礫泥質砂層となっていることが多い。礫層を構成する礫は径100cmに及ぶものもあるが、概ね20cm以下のサイズが多く、礫のマトリックスとして粗粒–極粗粒砂を含む。礫は砂岩、流紋岩、安山岩などからなる。礫のインプリケーションが示す古流向はN40W–10E方向である。

層位及び年代 西川原I段丘面相当地域の本段丘堆積物を被覆するローム層は、基底付近にTt-Dテフラを挟むことから（第12.1図、第12.3図Loc.1）、本段丘堆積物は約130–100kaあるいはそれよりやや古い、MIS 5e–5c頃に形成されたものと考えられる。ただし西川原II段丘面直下の礫層はそれよりもやや新しい可能性がある。

水保段丘堆積物 (tm)

分布 図幅北部の水保川沿いに分布する（第12.4図）。能生地すべり団体研究グループ（1989）の山中面の段丘堆積物に相当する。

層厚 不明。

岩相 安山岩礫を主体とする礫層からなるが、露出不良のため詳細は不明。

層位及び年代 本段丘堆積物を被覆するローム層からはTt-Dテフラは確認できなかったものの、ローム層基底



第12.6図 西川原II段丘及び西川原段丘堆積物

A：西川原II段丘の遠景。北方の姫川翡翠橋（糸魚川図幅内）から撮影。

B：西川原段丘堆積物の露頭。西川原林道沿い（第12.4図のLoc. 1付近）にて撮影。鍬の柄の長さは90cm.



第12.7図 低位段丘及び低位段丘堆積物

A：低位段丘の概観。

B：低位段丘堆積物の露頭。スコップの長さは20cm. 糸魚川市山寺の根知川沿い。

から約60-100cm 上位にDKP テフラが挟在することから（第12.1図，第12.3図 Loc. 4），西川原I段丘面を形成する西川原段丘堆積物とほぼ同時代の，130-100kaあるいはそれよりやや古い，MIS 5e-5c 頃に形成されたものと考えられる。

大野段丘堆積物 (to)

分布 図幅北部の姫川右岸に狭く分布する（第12.4図）。大野地域の段丘は，大野I段丘と大野II段丘の2面からなり，それぞれの段丘を構成する堆積物は形成年代が多少異なると考えられるが，両者は層相からは区分できず，上下に癒着して分布することも考えられるため，本図幅では両者を一括して「大野段丘堆積物」とする。

層厚 詳細は不明であるが，20m以上に達するものと思われる。

岩相 主に礫層からなる。最上部は上方に細粒化し，含

礫砂質泥層となっていることが多い。礫層を構成する礫は径100cm以下で，特に20cm以下のサイズが多く，礫のマトリックスとして粗粒-極粗粒砂を含む。礫は，流紋岩，安山岩，砂岩，泥岩，変成岩などからなる。礫のインプリケーションが示す古流向は，南部の大野I段丘面相当地域でN5W-N10E方向，北部の大野II段丘面相当地域でN20-60E方向である。

層位及び年代 大野I段丘面相当地域及び大野II段丘面相当地域ともに，被覆する土壤層の基底付近にDKP テフラを含むことから（第12.1図，第12.3図 Loc. 2及びLoc. 3），両段丘面の形成年代差はほとんどなく，約50-60kaあるいはそれよりやや古い，MIS 4後期頃に形成されたものと考えられる。

12.1.3.4 低位段丘堆積物 (tl)

分布 姫川，根知川，海川，水保川，小滝川など，各河

川沿いに分布する（第12.4図）。このうち姫川及び根知川沿いは分布が限られているものの、海川、水保川沿いにはやや広い分布がみられる。

層厚 不明。

岩相 礫層からなる（第12.7図）。露頭で確認できた根知川沿いの低位段丘堆積物は礫がほぼ全て安山岩からなるが、礫種は流域の地質により大きく異なることが予想される。粒径は細礫サイズから巨礫サイズまでさまざまである。

層位及び年代 MIS 4後期に形成されたと考えられる大野段丘堆積物より低位に位置すること、礫層の上位には薄い耕作土のみが認められることから MIS 3以降の堆積物で、最終氷期最盛期（MIS 2）以降の若い時代に形成されたものも含むと思われる。

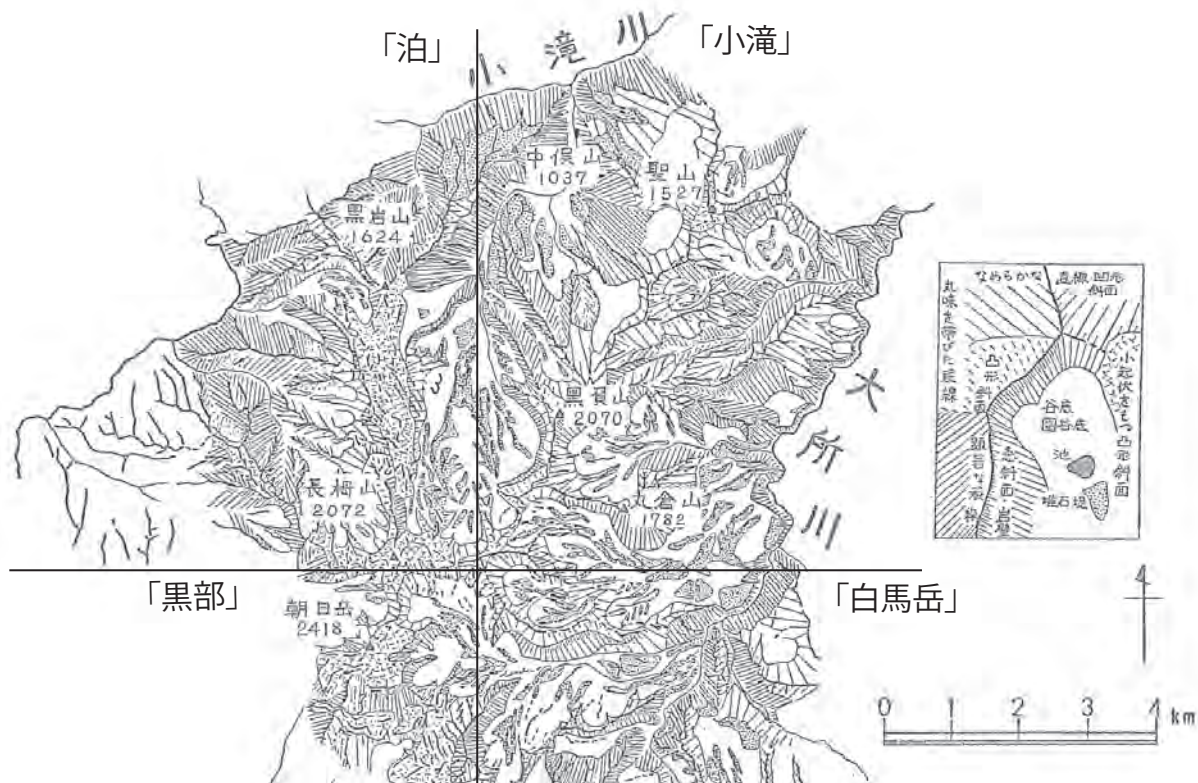
12.2 氷河堆積物 (g)

研究史 山崎（1902）が日本で初めて氷河地形について、白馬岳図幅地域で記載を行って以来、日本の氷河地形や堆積物に関する多くの研究がなされてきた（例えば、五百沢，1963；小疇・岡沢，1976，1977；小疇，1984；苅谷，2000；など）。小疇・岡沢（1976，1977）や小疇（1984）は大所川地域を含む氷河地形・堆積物を調査し、3回の

氷河前進（古い方から、大所川期、瀬戸川期、白高地沢期）があったことを明らかにし、最拡大期は標高800mに達していたことを確認した。苅谷（2000）は、白馬岳図幅地域の大所川ヒル平の瀬戸川期と推定される堆積物が始良 Tn テフラに覆われることから、これ以降には1,200m以下に氷河が進出することはなかったとしている。

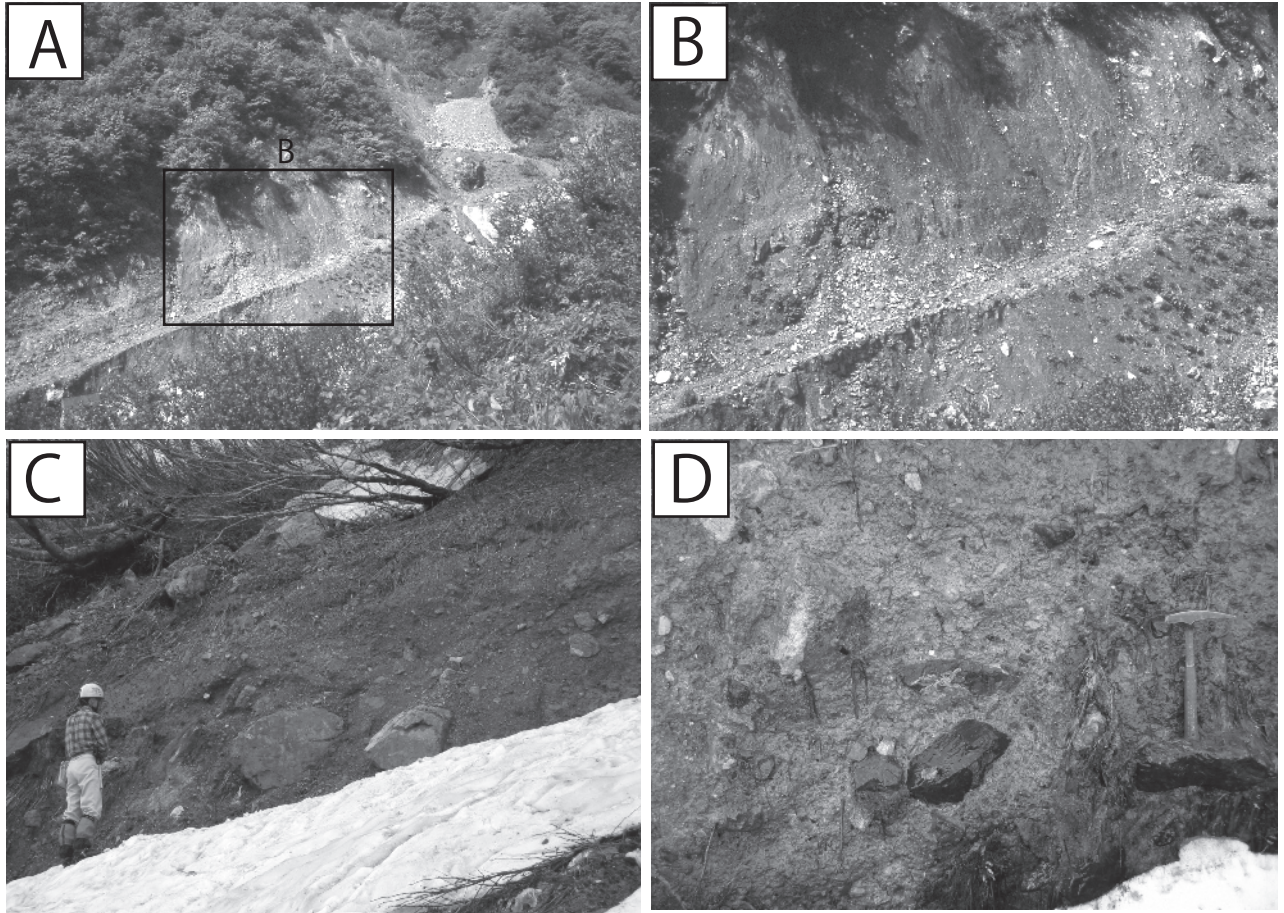
分布及び層相 氷河堆積物は本図幅地域の南西端部の大所川から五輪山、黒負山西方、中俣山付近に分布する（第12.8図）。そのうち標高が最も低い位置に分布する氷河堆積物は、大所川上流の左岸のツリコシ沢出合標高780m付近と大所川第一発電所付近のもっとも標高が低い地域に分布する（第12.9図A，B）。この高さの堆積物は、大所川第一発電所付近にも分布する。これは大所川下位モレーン群（小疇，1984）に対比される。大所川第一発電所西方では標高1,000-1,100mにモレーンがみられ、これは大所川上位モレーン群または瀬戸川出合モレーン群（小疇，1984）に対比されるであろう。更に黒負山東斜面、西斜面、北斜面にも分布する。これらは標高1,400-1,700mに分布する。そして、中俣山付近標高1,000mを先端として、中俣山の尾根にも分布する。

本地域の氷河堆積物はティルからなり、融氷河堆積物は含まない。ティルは堆積場より上流域に分布する岩石類に由来する小礫-巨礫サイズの角礫や亜角礫と砂-粘



第12.8図 氷河地形分布図（小疇・岡沢，1977の一部を引用）

氷河堆積物は、圏谷底、堆石堤、小起伏をもつ凸形斜面などに分布する。



第12.9図 氷河堆積物の露頭写真

A: モレーン。ツリコシ沢下流，大所川出合付近。

B: Aの拡大写真。

C: 巨礫岩塊を含むモレーン。中俣山西方，泊岡幅地域，標高1,100m付近。

D: Cの付近に分布するモレーンの岩相。

土基質からなる（第12.9図C, D）。礫は基質支持で、淘汰はきわめて悪い。層厚はツリコシ沢出合付近で約100mと最も厚い（第3.1図）。

中俣山山頂直下の登山道沿いには直径5mほどの蛇紋岩の巨岩が転石として分布する。これは氷河堆積物中の礫として運搬されてきたものと推定される。

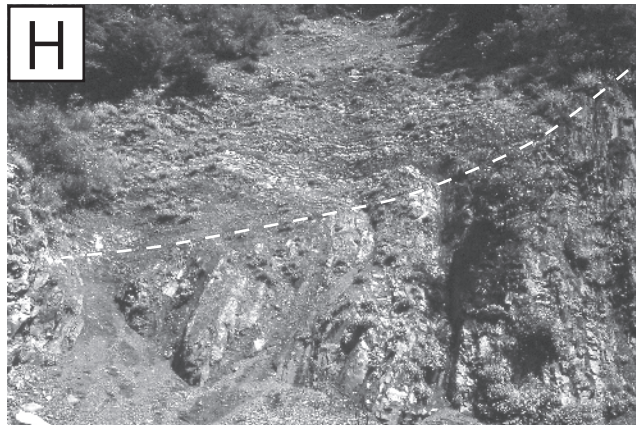
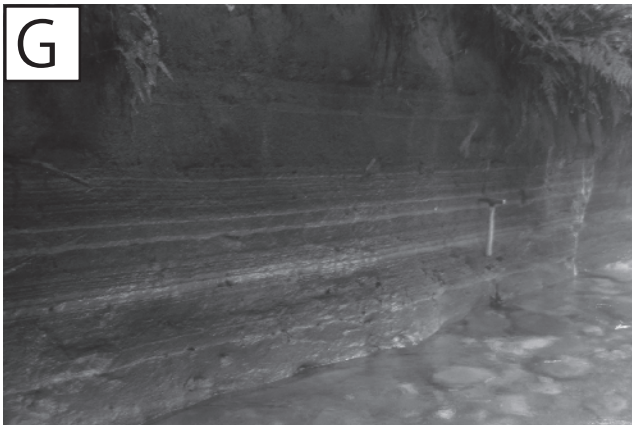
本地域の氷河堆積物の一部は再堆積し、土石流堆積物や地すべり堆積物となっていると推定される部分もある。特に黒負山西方の谷に分布するものはその可能性が高い。また聖山周辺の地すべり堆積物としたものの中には、小疇・岡沢（1977）では氷河堆積物としているものもある。

堆積年代 大所川流域の氷河前進期は、古いものから大所川期、瀬戸川期、白高地沢期の3つの時期があったとされ（小疇・岡沢，1976），それぞれ白馬岳地域松川流域の葭原・岩岳期，赤倉沢期，金山沢・白馬沢期に対比されている（小疇・岡沢，1977）。大所川流域の氷河堆

積物の堆積年代については、長らく検討されていなかったが、白馬岳地域のヒル平の瀬戸川期の氷河堆積物を覆う広域テフラ始良 Tn（AT, 24,500–27,000 cal y BP; 町田・新井，1976，1992；Machida，1999）が発見され、この氷河作用が MIS 3か、それ以前であることが明らかになった（荻谷，2000）。また松川地域の堆積物に対し、¹⁴C年代測定やIRSL法による年代測定が行われ、岩岳期と赤倉沢期とも約50,000 ¹⁴C y BP 以前ないし60,000 IRSL y BP である可能性が指摘されている（荻谷，2000；近藤ほか，2000，2001）。従って、大所川期及び瀬戸川期ともに50,000年以前のものと考えられる。

12.3 地すべり堆積物，崩壊堆積物 (1) 及び堰き止め湖堆積物 (d)

本岡幅地域には全域にわたって無数の地すべり及び崩壊が生じている。また、本地域では地すべりによって河



川が堰き止められて、堰き止め湖堆積物が形成されている。

地すべりは特に木地屋川沿い、真那板山北方、赤禿山北方、入りコン沢沿い、鎌池周辺、根知川左岸などに大規模に生じている。大所川流域の地すべり地形と発達史については石井（1998）が、姫川下流域の地すべり分布については古谷（1982）が報告している。また住民の居住地域の近傍での地すべりは特に深刻で、頻繁にその対応工事がなされている。青海川左岸橋立付近（福本ほか、1983）、高浪の池から小滝ヒスイ峡への地すべり（小滝地すべり：吉住、1993）、小滝北方の姫川左岸から姫川への地すべり（青ぬけ地すべり：南木ほか、2002）などの報告がある。大規模な地すべりが多い横川断層より西側の地域に比べると、東側の地すべりの研究報告は少ないが、地質部応用地質課（1956）、西田（1975）、西田・岩松（1976）、北沢（1980）などにより概要の報告がなされている。

本研究では、空中写真判読と現地調査を行い、地すべりの分布を調べた。地質図では基盤地質の分布を示すために、地すべり移動体の地形輪郭のみを青色線で示した。また、地すべり移動域上部の滑落崖の形態が明瞭な場合は、それらも同様に図示した。また地すべり移動体が巨大で、基盤地質の判断ができない部分については、地すべり堆積物として地質図に図示した。本報告では地すべりは比較的明瞭なものについてのみ表現したが、より詳細で広範囲な分布は新潟県（1982）、清水ほか（2000）などで報告されている。このほか、地すべりと崩壊による堆積物は区別が困難であるため、本報告では地すべり堆積物と崩壊堆積物を同一凡例で地質図に示した。地すべり堆積物、崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物の年代は得られていない。

本地域では降雨や雪解けによる土砂災害が多発している。1995年7月11-12日の集中豪雨では、本地域全域で地すべり、崩壊、土石流が発生し、大災害をもたらした。また1996年12月6日には、蒲原沢上部を起源とする土石流が発生し、姫川にて前年の集中豪雨による災害復旧工事をしていた人々をのみこみ、14名の犠牲者がでた。

12.3.1 横川断層以西の地すべり堆積物、崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物

本地域の地すべり及び崩壊は、第四紀火山岩類と超苦鉄質岩（特に蛇紋岩）分布域に特に集中している。

木地屋川上流の白池から木地屋にかけては白馬大池火山噴出物の地すべり及び崩壊堆積物が広く分布する。ウド川沿いの崖では、板状節理の発達した安山岩溶岩がほぼ原型を残して移動している。溶岩の下位は角礫状の安山岩、蛇紋岩岩塊を含む粘土状の基質からなる角礫層である。この層は木地屋西方まで分布する。木地屋から大所川にかけての地すべり移動体は（第12.10図C）、主として蛇紋岩の角礫からなる。大所、山之坊、真那板山北方では蛇紋岩を主とする地すべり堆積物である。白池や高浪の池は、地すべりによって凹地が形成され、池が生じたものである（第12.10図F）。

地すべりや崩壊によって、しばしば河川が堰き止められ、一時的な堰き止め湖が形成されて堆積物が堆積する。代表的なものとして、姫川本流の真那板山の崩壊がある。姫川右岸の姫川コンプレックスの泥質岩からなる山体の一部が大規模に崩壊し、姫川を堰き止めた。葛葉峠から平岩駅南方に至る平坦面を形成する部分が崩壊堆積物である（第12.10図A）。現在、湯原付近の姫川河床に堰き止め湖堆積物であるシルト層が分布する（第12.10図B）。また蒲原沢出合付近では小さな三角州堆積物が形成されたとされる（小疇・石井、1998）。なお、赤羽（1997）はこの堰き止め堆積物を10層に区分した。

小規模な地すべりや崩壊によっても堰き止め湖堆積物が形成されている。倉谷中流部の地すべり移動体の上流側には、シルトと粘土の互層が分布する（第12.10図G）。木片なども大量に含まれている。

小滝駅付近の姫川右岸の小規模地すべり移動体は蛇紋岩からなる。この地域はそのほとんどが姫川コンプレックスの泥質岩からなるので、蛇紋岩移動体は姫川コンプレックスの構造的上位に分布する蛇紋岩ナップから移動してきたものと推定される。

下部ジュラ系来馬層群分布域には地すべりは比較的少

← 第12.10図 地すべりに関連する地形及び堆積物

A：真那板山西方の姫川崩壊。左端が葛葉峠付近。

B：堰き止め湖堆積物。湯原の姫川河床。

C：白池（奥）から杉ノ平、木地屋、大所（手前）と続く地すべり地形。

D：真那板山西方、大綱南方の崩壊地形。

E：小滝北方、姫川左岸へ押し出された地すべり移動体。

F：赤禿山北東の地すべりによって形成された高浪池。後方は青海石灰岩明星山岩体。

G：粘土シルト互層からなる堰き止め湖堆積物。倉谷上流、標高160m付近。

H：クリープにより山体表層部が写真の左側に移動し、層理面の傾斜が変化した来馬層群。大所川第二発電所南方約500m、林道沿い。

ない。しかしながら、表層部分の下方への移動は生じている（第12.10図H）。

12.3.2 横川断層以東の地すべり堆積物、崩壊堆積物及び堰き止め湖堆積物

横川断層より東側の地域の地質は、大きく分けて火山噴出物からなる山本層、今井層、海川層、天狗原山層、貫入岩、そして主に泥質岩からなる堆積岩類に区分される。本地域は泥質岩が広く分布し、ほぼ全域にわたって地すべり堆積物及び崩壊堆積物が発達している。また、横川断層沿いの火山岩類分布域にも地すべりが多く認められる。特に、根知川、小谷村の中土川、横川流域に地すべりが発達する。根知川左岸側の地質構造は根知川に向かって傾斜していることから、特に大規模な地すべりが発生しやすいと推定される。糸魚川市大久保及び蒲池や、小谷村の鎌池では、幅が1kmを超す大規模な地すべり堆積物が認められる。これらの地すべり堆積物はしばしば二次的に滑动している。なお、蛙池から戸土集落の間は地すべりが多発することから、県境の位置が確定していない。

鎌池付近の大規模な地すべり堆積物は大海川の対岸まで分布し、大海川に開析されている。この地すべり堆積物中には、原型を残した、クラックが開く貫入岩の岩体や泥岩の大きなブロックが認められる。鎌池は地すべりの際に生じた凹地にできたものとみられる。

大網峠の東側にある地すべり堆積物は、山本層が滑动したブロックからなる。白池及び蛙池も地すべりに伴う凹地に形成された池である。

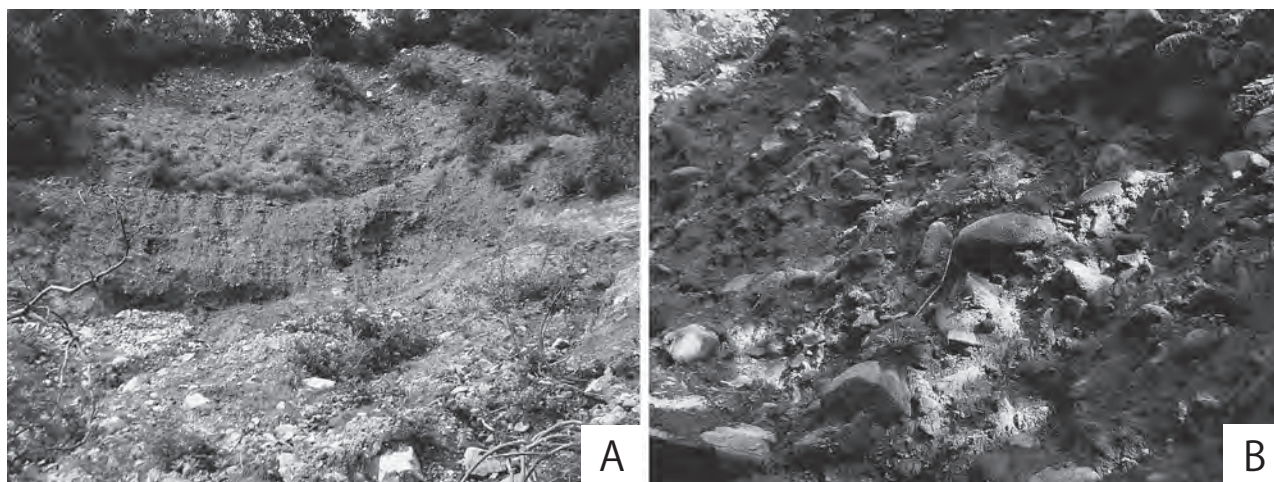
海川の海川第一発電所の取水口付近には、右岸斜面に地すべり地形がみられ、その上流に勾配が緩く広い河床が発達しており、緩傾斜の砂礫層が堆積している。また、

鎌池付近の中海川にも同様に砂礫及び湿地性の堆積物が認められる。鎌池の北方700m付近にある小さな沢がそれぞれ堰き止められて堰き止め湖堆積物が堆積した。中海川では砂礫及び湿地性の堆積物が堆積している。

雨飾山周辺では、八百平の標高850m前後と標高1,100m前後に崩壊堆積物が分布している。河川による開析が進み、傾斜が緩い平坦な地形面を成している。主に角礫から構成され、連続性の悪い不淘汰な砂層を挟むことがある（第12.11図A）。角礫層は、不淘汰な砂からなる基質で、礫支持の場合が多い。礫サイズは、最大1mに及ぶ。最大層厚は50から60mと推定される。

大渚山付近では、大渚山の西及び南麓の標高1,000m前後の傾斜の緩い部分に、大渚山を形作る流紋岩起源の角礫層からなる崩壊堆積物が分布する。地形的に地すべりの影響が堆積作用に関わっている可能性もある。小河川に開析されて地形面をなしている。角礫層は、不淘汰な砂からなる基質で、礫支持となる。ほとんどが角礫層から構成されるが、極稀に、角が円磨された垂角礫が混じる（第12.11図B）。大渚山の周辺の斜面には、崖錐性の角礫の転石が頻繁に認められる。層厚は最大で約50mに達する。礫種は大渚山を構成する貫入岩体起源の流紋岩からなる。斜面の平均傾斜は約15°である。

海川山系では、糸魚川市吉尾平、市野々及び上沢付近に崩壊堆積物が分布する。烏帽子岳の西側に広がる吉尾平では、海川層起源の角礫からなる不淘汰な礫層が平坦な地形面をなし、西尾野川の上流部支流によって開析される。本図幅地域内における層厚は最大50m程度と推定され、西尾野川支流の下流側に層厚が増す。大きな露頭では、不淘汰な礫層のユニットが複数認められ、しばしば不淘汰な粘土質砂層を挟み、土石流によって堆積したものとみられる。5mを超える巨礫を多く含み、稀に



第12.11図 崩壊堆積物の露頭写真

A：不淘汰な角礫層。連続性の悪い不淘汰な砂層を挟む。撮影位置：仙翁沢源頭部（N36°53'59"，E137°56'10"）。

B：礫支持の不淘汰な角礫層。撮影位置：白井沢上流域（N36°51'53"，E137°56'13"）。

20m を超す巨礫が認められる。これらの堆積物は、海川層が崩壊して堆積したと考えられる。上流側では崖錐性の堆積物が卓越する。

海川山塊の西側の海川第一発電所から市野々を經由して川久保に至る地域には、海川層起源の凝灰質火山角礫岩ないし火山角礫岩が分布し、平坦面を形成している。この堆積物は、海川層が崩壊して形成されたと推定される。同様の堆積物が糸魚川市上沢の北側にも小規模に分布する。風化が著しく、鎌で削れる程度まで軟化している角礫が認められる。層厚は約20m と推定される。

12. 4 崖錐堆積物 (t)

本図幅地域には、山地の急崖に沿っていたる所に崖錐堆積物が堆積している。本報告では、これらの崖錐堆積物のうち、黒姫山の東麓、明星山の西麓などの大規模な箇所のみを地質図に示した。背後の斜面ないし谷を構成する地層に由来する角礫と、礫を支持する砂及びシルトから成る。崖錐堆積物は、河川による開析をほとんど受けていないことから若い時代の堆積物とみられるが、具体的な年代は得られていない。

12. 5 湿原堆積物 (m)

本図幅地域における湿原堆積物は、主に地すべりに伴う凹地に分布する。鎌池北方及び梶山に小規模に分布する。層厚は露頭や掘削の記録が無いため不明である。こ

のほかに、糸魚川市仁王堂の大糸線に流れ込む小さな沢の源頭部に設置された堰堤に湿地性の堆積物が堆積している。層厚は不明である。

12. 6 現河床堆積物 (a) 及び沖積錐堆積物 (f)

分布 現在の河川沿い。現河床堆積物は、現河道近傍だけでなく、河川が形成した低地面全域にわたり分布する。山間部では谷底に狭く分布することが多いが、河床の広い小谷村北小谷付近及び小滝川合流部よりも下流の姫川、そして根知川の下流部では比較的広い分布を示す。沖積錐堆積物は山間部の小河川が本流河川に合流する箇所

に分布し、沖積錐を形成する。

層厚 不明。

岩相 主に礫層からなる。姫川よりも東側の河川沿いでは安山岩礫を主体とすることが多いが、姫川及びそれよりも西側の河川沿いには、砂岩、頁岩、チャート、変成岩類、火山岩類など、さまざまな岩種の礫で構成される。一方、小河川沿いの現河床面堆積物や沖積錐堆積物の礫種は、限られた流域を反映し、多様性が低いことが多い。粒径は細礫サイズから巨礫サイズまでさまざまであるが、一部に砂の堆積も認められる。植木・赤羽 (2001) 及び赤羽 (2001) は、姫川の河床に多数点在する直径2m 以上巨礫の分布を調査し、特に浦川、蒲原沢、親川などの支流との合流部で卓越するとした。

年代 現河床面及び沖積錐を構成していることから完新世と考えられる。

第13章 地質構造

(長森英明・竹内 誠・古川竜太)

小滝図幅地域の地質構造は、糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層を境にしてその特性が大きく異なる。そこで、横川断層以西、横川断層及び横川断層以東の3項目に分けて地質構造を記述する。横川断層を切る断層は、横川断層以東の項目に含めて記述する。なお、しばしば糸魚川-静岡構造線に沿って活断層が発達することがあるが、南隣の白馬岳図幅地域の北部に位置する^{かみしろ}神城断層より北には活断層は認められていない(活断層研究会編, 1991など)。なお、ヒワ平南方の尾根で確認された中期更新世の60-55万年前に噴出した乗鞍沢溶岩(第11章参照)を切る断層については、活断層としての証拠は認められていない。

13. 1 横川断層以西の地質構造

横川断層以西には主に古生界-古第三系が分布しており、複数の造構作用を被っている。

13. 1. 1 地質帯の境界断層

本地域の蓮華帯東部の超苦鉄質岩は秋吉帯姫川コンプレックスの東部ユニットの構造的上位に水平に近い低角の衝上断層で重なる。蓮華帯構成岩類が秋吉帯青海コンプレックスと衝上断層で重なる部分は認められていない。青海コンプレックス西側の蓮華帯との境界にはほぼ垂直の断崖がみられ(第13.1図A)、明星山岩体西側では水平方向の大規模なスリッケンラインが観察されるので(第13.1図B)、両者間の境界は横ずれ断層と推定される。この横ずれ断層は秋吉帯姫川コンプレックス上に蓮華帯超苦鉄質岩が衝上断層で重なる地質構造を切っているため、この衝上断層運動の後の横ずれ運動によるものといえる。

秋吉帯姫川コンプレックスと舞鶴帯構成岩類間では、衝上断層は認められず、高角度断層で接する。両地帯境界付近及び舞鶴帯内ではカタクレサイト化した部分が多い(第13.2図)。姫川コンプレックスの砂岩には脆性破壊を受け角礫化した部分が固結し、カタクレサイトとなっている(第13.1図C, E, F)。舞鶴帯内のカタクレサイト化した部分は、右横ずれによって形成されたパターンを示す断層と琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類の分布と密接に関係して分布する(第13.1図F)。このカタクレサイト化は右ずれ運動と関連して生じた可能性が高い。カタクレサイト化は琴沢火成岩類及び倉谷変成岩類の岩体中にも及んでいる(第5章参照)。倉谷で

はカタクレサイト化した倉谷変成岩類の変成岩中に安山岩が貫入している(第13.1図D)。この安山岩は貫入岩(Ⅱ)に対比されるもので、中新世-更新世の活動と推定される。またこのカタクレサイト化は古第三系石坂層や中新統山本層には及んでいない。従って、カタクレサイト化は古第三紀以前の地殻変動によると推定される。

13. 1. 2 褶曲及び断層

中-古生界には北北西-南南東方向の褶曲軸をもつ褶曲や断層が発達する。またそれを切って、北東-南西方向の断層がみられる。前者の褶曲と断層はペルム系小滝層、蓮華帯構成岩類上に不整合で堆積したと推定される下部ジュラ系来馬層群、さらに穴見山から土倉沢付近の赤禿山層、一本松山層にも及んでいる。これらの褶曲は、北や南にプランジしている。大所川や小滝川中流には代表的な向斜がみられるが、Uemura and Yokota (1981)は変形時階を区分し、最終時階として西から東への衝上断層の活動による転倒褶曲形成のモデルを報告している。しかしながら、小滝川支流のホドソ沢出合付近の西翼では逆転層もみられるが、多くの褶曲は正立褶曲である。また、小松ほか(1985)はこれらの褶曲構造が東へのフェルゲンツを示し、飛騨ナップの東進によるものとしたが、今回の調査ではそのような地質構造は認められなかった。

ペルム系小滝層は北北西-南南東方向の断層によって蓮華帯中に挟み込まれて分布する。小滝層を来馬層群が不整合に覆う証拠はない。小林ほか(1957)は尻高沢で来馬層群が小滝層を不整合に覆う露頭を報告したが、その来馬層群とみなされた岩相は赤禿山層中部に酷似する(第6章参照)。一方、小滝層は岩相、堆積年代ともに飛騨外縁帯正常層白馬岳層に対比されるものとみなされる。白馬岳図幅地域では、蛇紋岩ナップが白馬岳層に衝上していることから(中野ほか, 2002; 竹内ほか, 2004)、本来、小滝層は超苦鉄質岩の構造的な下位にあったものが、断層運動によって来馬層群の分布域に挟まれたものと考えられる。小滝層は赤禿山層に覆われることから、その運動は白亜紀以降といえる。

姫川コンプレックス東部ユニットにはほぼ東西から西北西-東南東方向の褶曲軸をもつ褶曲が発達する。同褶曲は姫川流域では正立褶曲であるが、虫川付近では褶曲軸面が南傾斜を示す転倒褶曲である。この構造は虫川西側の谷にて、タービダイトの級化構造の観察によって明

らかになった。姫川コンプレックスの褶曲には衝上断層で重なる超苦鉄質岩も参加している。本地域中央南部の来馬地域の来馬層群も東西方向の褶曲軸を持つ向斜構造をなす。

以上述べたように、清水倉から小滝川硬玉産地にかけての青海コンプレックス西側の断層及びその延長の高浪の池の東の姫川コンプレックスと小滝層間の断層、大所付近の超苦鉄質岩と小滝層-来馬層群間の断層、及びヒロ平東方の超苦鉄質岩と来馬層群間の断層を結ぶ線の西側と東側では、褶曲軸の方向が大きく異なる。

これらの地質構造は、北東-南西、一部東西方向の高角度断層によって切られている。杉村山付近から中俣山へ連なる断層は蓮華変成岩類の分布をずらしており、右横ずれ成分が卓越することがわかる。またその運動によって、その断層沿いに平行な小褶曲が形成されている。小滝川上流の小褶曲はその断層の南側の断層に囲まれた岩塊が、南西側の長梅発電所付近の岩塊に逆断層で乗り上げると同時に形成されたと推定される。さらに長梅発電所付近の岩塊は黒負山付近の岩塊に逆断層で乗りあがっている。このような逆断層群は五輪山付近まで続いており、ペルム系白馬岳層もこの地質構造に参加している。

明星山北からアブキ谷にかけては東西方向で左ずれの断層が認められる。この断層には少なくとも石坂層までは参加している。上述の北東-南西断層と共役断層とみなされる。虫川の不動滝から一本松山に至る断層の不動滝の上流約500m付近では、断層沿いに虫川層に特徴的な泥岩角礫岩、一本松山層の凝灰角礫岩、赤禿山層の礫岩が分布する(第13.3図)。特に虫川層の主分布地域からは少なくとも2km離れており、横ずれ変位が大きいといえる。また不動滝南西の駐車場から遊歩道に入る付近の東側には柱状節理に沿って細かく割れて積み重なった安山岩が分布する。このような安山岩はこの付近では見つかっていない。さらに姫川コンプレックス西部ユニットの珪質岩の分布は青海川から千丈峰北方までは北西-南東走向であるが、この断層付近で走向が大きく変わり、逆S字状に分布する。この構造もこの断層運動と関連があるものと思われる。

横川断層以西の中-古生界は同断層以東の新生界とともに東西から西北西-東南東方向の断層で切られている。真那板山南東の地蔵峠付近では脆性破壊によって角礫化した石坂層の中に東西方向に安山岩が貫入している。また根小屋付近の姫川左岸では、安山岩岩脈が脆性破壊によって角礫化している(第5.1図、第13.1図G、H)。この付近では、中新統山本層を切って西北西-東南東方向の断層が分布する。一部は古期に形成された断層を再動させている。またその南側の姫川左岸の姫川コンプレックス分布域では、東西方向の正断層が未区分段丘堆積物を切っている(第4.14図)。

13. 2 横川断層

13. 2. 1 断層名

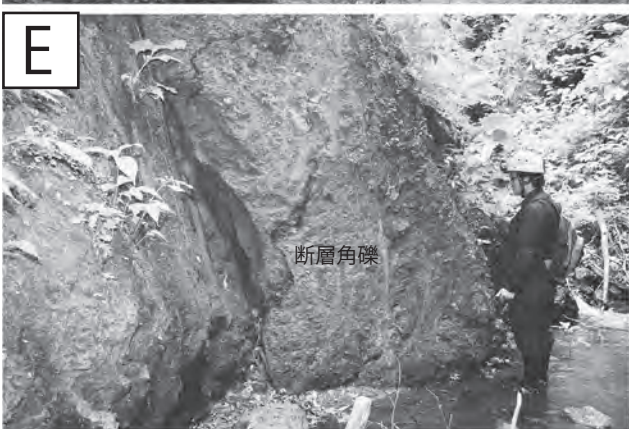
本図幅地域において、西南日本内帯に属する先新第三系と新第三系の境界断層は、糸魚川-静岡構造線(矢部, 1918: 糸魚川-静岡地溝線)に相当する断層として考えられている(白石, 2003など)。しかし、糸魚川-静岡構造線は、地域により異なる特性を持ち、複数の断層から構成されることもある(山下, 1995など)。大縮尺な精度で地質構造の地域性を考える上で、地域特性を代表する断層名を設定する必要があることから、断層名について整理する。

白馬岳、小滝及び糸魚川図幅にわたる地域において、先新第三系と新第三系の境界断層に対して、笹倉(1932b)は“姫川線”と命名した。ただし、先新第三系と新第三系の境界が追跡できる南限は、白馬図幅地域における中土断層(後述参照)までであり、中土断層より南側の地域は第四系火山噴出物や段丘堆積物が被覆しているため断層を追うことはできない。その後、小林(1950)は、笹倉(1932b)と同義の断層を姫川断層と呼んだ。

中土断層より南の地域では、姫川団体研究グループ(1958)、田中ほか(1971)などが、笹倉(1932b)とは異なる定義で、“姫川”の名称を用いた姫川断層を設定している。姫川団体研究グループ(1958)などによる姫川断層は、新第三系を切る南北性の断層を指している。その後、姫川断層の名称は、姫川団体研究グループ(1958)などによる定義に基づく断層に対して用いられている。

斎藤ほか(1972)は、白馬岳図幅地域内の小谷村虫尾付近にある北西-南東方向の断層を境にして北側の横川断層と、南側の姫川断層に区別した。すなわち、横川断層は先新第三系と新第三系の境界断層であり、姫川断層は姫川団体研究グループ(1958)などによる定義の姫川断層である。また、横川断層と姫川断層は一連の断層であるとした。一連の断層であるならば、名称を区別する必要はなく、同一の名称でくくる必要がある。そこで、それぞれの断層の特徴を概観する。

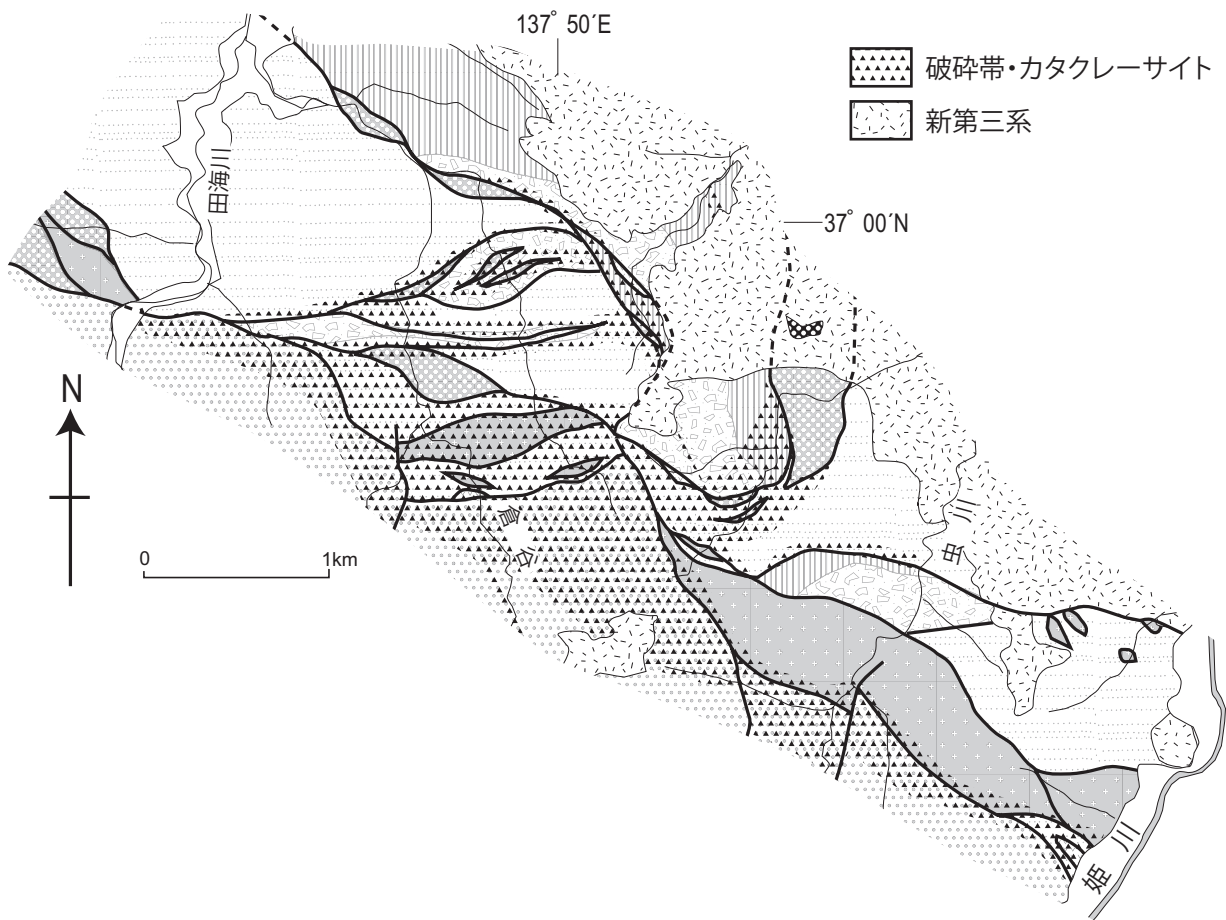
横川断層は、西側に先新第三系、東側に新第三系が接していることから見かけ上東落ちである。一方の姫川断層は、中野ほか(2002)の地質図によれば、姫川断層の西側に鮮新統の岩戸山層が、東側に中新統の雨中層が分布していることから、姫川断層は西落ちと判断される。田中ほか(1971)、姫川団体研究グループ(1958)及び小坂ほか(1979)も、姫川断層の変位に関しては言及していないが、それぞれの地質図を読図すると姫川断層は西落ちと判断される。なお、Kato(1992)によれば、姫川断層は当初正断層として形成されたが、後に逆断層として変位のセンスを変化させたとされる。これらのことから、中土断層以北の横川断層(斎藤ほか, 1972)と、



以南の姫川断層（姫川団体研究グループ，1958）はセンスの異なる別の断層であると判断し，名称も区別する．断層の名称に関しては，中土断層以北の先新第三系と新第三系の境界断層の名称は，先取性から笹倉（1932b）の“姫川線”にちなんで“姫川断層”としたいところだが，“姫川断層”の名称は姫川団体研究グループ（1958）による“姫川断層”に対して使われることが多い．そこで，本報告では，斎藤ほか（1972）の提唱した横川断層の名称を用いる．

13. 2. 2 横川断層の特徴

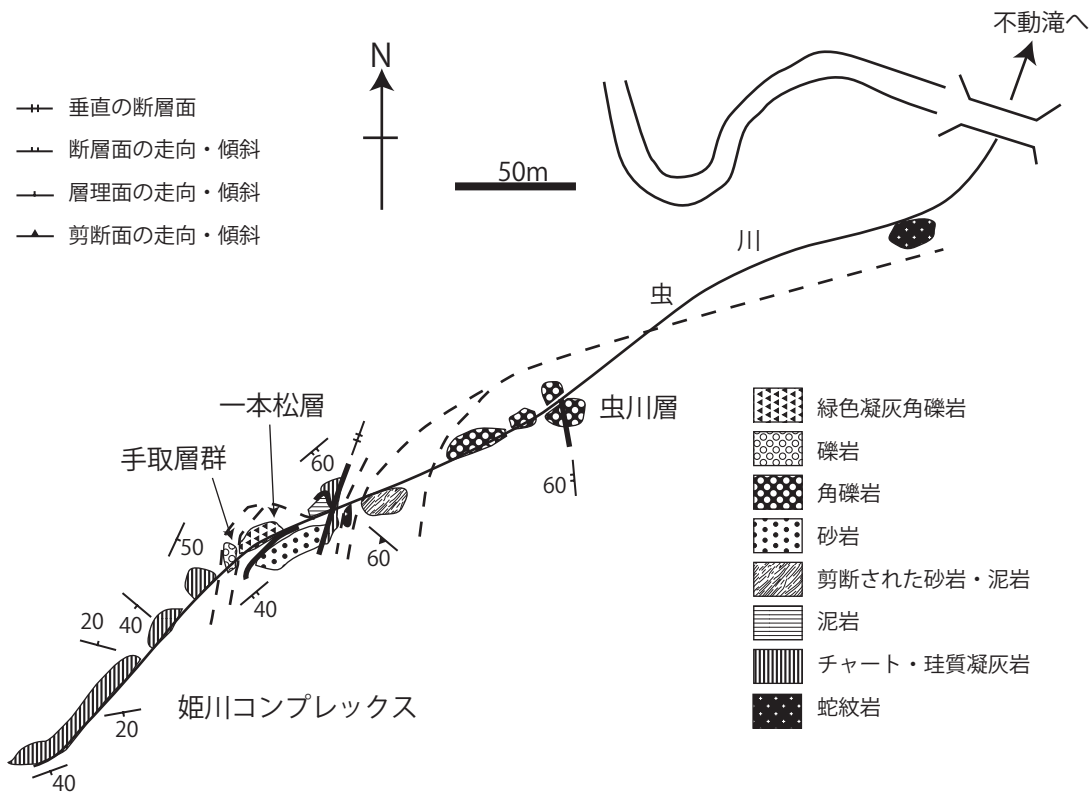
横川断層は，巨視的に見ると先新第三系と新第三系の境界断層である（第9. 1図）．しかし，山本層と今井層の一部は横川断層の東側だけではなく，西側にも分布している．また，第9. 1図の断層Dと断層Eに挟まれる地域では，横川断層は仙翁沢層と根知層に被覆されて潜在していると推定される．横川断層の南端は白馬岳図幅内の小谷村池原下付近で中土断層に切られる．さらに南方への延長は，前述のように姫川断層（姫川団体研究



第13. 2図 舞鶴帯及び秋吉帯境界付近の破砕帯の分布

← 第13. 1図 変形構造

- A：青海石灰岩明星山岩体の西側境界．小滝川硬玉産地の北約1km.
- B：青海石灰岩明星山岩体の西壁にみられる水平方向のスリッケンライン．崖の高さは約20m．小滝川硬玉産地の北約1km.
- C：姫川コンプレックス砂岩中のカタクレーサイト化した部分．虫川上流.
- D：カタクレーサイト化した琴沢火成岩と変成岩類に貫入した安山岩．倉谷標高105mで西側に分岐する沢の標高130m付近.
- E：舞鶴帯と秋吉帯境界付近の姫川コンプレックス砂岩中の断層角礫．千丈峰北方約2kmの倉谷支流標高約140m付近.
- F：姫川コンプレックス砂岩中の未固結脆性剪断帯．右横ずれ構造をしめす.
- G：断層運動により角礫化した琴沢火成岩・変成岩類に貫入した安山岩．姫川本流左岸．露頭位置は第5. 1図参照.
- H：Gの角礫化した安山岩の拡大写真.



第13.3図 虫川上流部のルートマップ

虫川上流部の北東-南西方向の断層沿いには白亜系赤禿山層の礫質砂岩，上部白亜系一本松山層の安山岩凝灰角礫岩，ペルム系虫川層の角礫を多数含む泥岩，蛇紋岩が分布する。

グループ，1958)に求めることはできない。北端は姫川の河口付近に達し，第四系堆積物に覆われる(赤羽，1981a)。よって，横川断層の延長は約25km以上である。横川断層は西側に先新第三系が，東側に新第三系が分布することから，東落ちの断層である。垂直方向の変位は，糸魚川市の城山付近において断層に切られる石坂層と山本層の厚さを考慮して約650mであると推定した(断面図A-B)。

横川断層の断層露頭は少なく，フォッサマグナパークの整備に伴って掘削された糸魚川市仁王堂の露頭や姫川と浦川の合流点付近で認められているにすぎない(茅原ほか，1991；白石ほか，2001)。そのため，本報告では，断層付近を精査して岩相分布を絞り込むことで断層の位置を決定した。

横川断層は，東西ないしは東南東-西北西方向の複数の断層(第9.1図の断層A-H)によって寸断される。断層によって寸断された横川断層は，断層A，B，Dを除いて，見かけ上左横ずれの断層に切れ，北に行くに従って位置が西側にシフトしている。断層D-Eの間は仙翁沢層と根知層に覆われて伏在する。断層B-Cの間の地藏峠付近では流紋岩の貫入により横川断層は消失している。断層A-B間，断層C-E間及び断層F以北では，

横川断層よりも西側に山本層が分布する。断層C-Dの間では，横川断層よりも西側に戸倉山層が分布し，一部を横川断層に切られる。断層G以北では，横川断層は姫川の現河床堆積物に被覆される。

横川断層は，山本層と今井層を切ることから，山本層が堆積する前から今井層の堆積後までのいずれかの時期に活動したと考えられる。しかし，それ以上に詳細な活動の時期を判断するための証拠は現時点で認められていない。また，横川断層は，根知層を切る断層E，F，G，Hによって切られることから，後期中新統中新世から前期鮮新世にかけて活動を終了していたと推定される。

中土断層の南側にある姫川断層は，正断層として形成された後に逆断層として変位のセンスを変化させている(Kato，1992)。しかし，竹之内・宮島(2001)は，フォッサマグナパークの横川断層の露頭を検討し，少なくとも4回の断層運動があり，いずれも断層をはさんで北北西側があがる斜め滑りを示し，正断層の性質を持つとした。従って横川断層は，姫川断層のような変化を被っていないと推定される。

茅原(1979)は，根知から横川間において，2条の南北方向の断層を考えた。すなわち，石坂層と新第三系火山岩を境する戸倉断層(斎藤ほか(1972)の横川断層に

相当)と、その東側に平行に位置し新第三系火山岩と新第三系堆積岩類を境する横川断層(斎藤ほか(1972)の断層とは異種同名)である。また、白石(2003)は、糸魚川図幅地域内の糸魚川温泉井戸のボーリングの検討から、横川断層の東側に平行する断層の存在を推定し、横川断層と東側に平行する断層に挟まれた地域を根知-大野帯と命名した。しかし、断層が存在する可能性はあるものの、横川断層に沿った東側の地域は年代論が不十分なことや地すべりが発達して露出が悪いため、断層を引く必然性のある根拠は見いだせていない。

13. 3 横川断層以東の地質構造

中土断層以南の断層及び褶曲構造が示す北東-南西方向の配列パターンや断層によってブロック化するという特徴は、長野県の千曲川以西の北部フォッサ・マグナ地域の特徴と類似する。一方、中土断層より北側の地域では、断層以南の地域とは異なり、構造の方向が南北に近く、断層によりブロック化しない。中土断層より北側の地域は、平林(1969)の小谷隆起帯、Suzuki(1982)によってOtari upheaval zone、赤羽(1981a)によって高井構造区などと呼ばれ、北部フォッサ・マグナ地域の中で最も隆起量が多い地域とされる。

13. 3. 1 断層

本地域の断層は、北東-南西方向の断層と、横川断層を切る東西から東南東-西北西の方向の断層が認められる。いずれも直線状に延びることから、垂直ないしは高角の断層であると考えられる。

中土断層(赤羽, 1981a)

中土断層は、本図幅地域の南東端に分布し、北北東-南南西の方向を示し、延長約25km以上である。小谷温泉付近で東西方向の断層(第9.1図のC断層)によって見かけ上左横ずれで切られる。本報告の中土断層は、中野ほか(2002)の白馬岳図幅地域の中谷川に沿う断層へ連続し、南西端は小谷村池原下付近で白馬大池火山噴出物に覆われる。北方延長は妙高山図幅地域内となるが、その北端は未確認である。中土断層の位置は、本図幅地域内では各研究者の見解が一致するが、白馬図幅地域内の平倉山付近では研究によって異なっている(赤羽, 1981a; 平林, 1993, 中野ほか, 2002など)。小滝図幅地域内における中土断層の両側に接している地層は、年代論が不詳な下部-上部中新統であり鍵層も認められないので、断層の変位の判断材料にならない。断層沿いの走向傾斜は乱れ、最大で80°前後の傾斜を示す。白馬岳図幅地域内では、断層の南西端付近で断層の北西側に古第三系の石坂流紋岩が、南東側に中新統の火山岩が分布すること(中野ほか, 2002)から、見かけ上南東側落ちと判断される。下部鮮新統の曲師谷層を含む中土断層と

小谷断層に挟まれる奉納向斜があるブロックは相対的に下がっている。このことから、中土断層は少なくとも鮮新世の後期以降に変位したと推定される。

小谷断層(笹倉, 1932a)

小谷断層は、本地域では南東端に1km程度認められるに過ぎないが、妙高山図幅地域内の妙高市の乙見湖で妙高火山に覆われる北東端から、大町図幅地域内の大町市美麻小藤付近で中山断層(本間, 1928)と合流する南西端まで連続し、総延長約25kmに及ぶ。本断層と中山断層を一連のものとしてとらえ、小谷-中山断層と呼ばれることも多い(小坂ほか, 1979; 加藤ほか, 1989など)。

小谷断層を命名した笹倉(1932a)は東側落ちの逆断層と考えたが、その後平林(1955)や姫川団体研究グループ(1958)によって逆センスの西落ちの断層とされるようになった。大町図幅地域を調査した加藤ほか(1989)によると、本断層の落差は2,000m近いと推定された。大町図幅地域では、断層の西側に鮮新統の大峰層が、東側に上部中新統が分布している。一方、小滝図幅地域では、西側に後期中新統から鮮新統(長崎層、六合層、奉納層、曲師谷層)が、東側に中部中新統の柳沢層が分布している。断層の両側で対比可能な鍵層がないため、正確な変位量は不明であるが、大町図幅地域よりも北に位置する小滝図幅地域の方が変位量は少ないと予察される。このほか、小谷断層は、白馬岳図幅地域内で、複数の断層に切られている(中野ほか, 2002)。

なお、井島・遠藤(1955b)の高戸山断層は、小谷断層と同一の断層である。

横川断層を切る東南東-西北西方向の断層

先新第三系、新第三系及び横川断層を切る、東南東-西北西方向の断層AからHの8条を第9.1図に示す。これらの断層は、横川断層の活動停止後に先新第三系と新第三系を切っている。南隣の白馬岳図幅地域においても南北方向の断層を切る断層が認められる(中野ほか, 2002)。全般的に、断層の北側が西にずれて、みかけ上左横ずれ断層となっている。また、これらの断層が形成される際に、先新第三紀に存在した横川断層よりも古い断層が再活動した可能性がある。これらの断層露頭はほとんど確認できなかったが、精査による岩相分布のずれや構造の不連続性から断層を認識した。なお、これらの断層の変位方向は、見かけ上のずれ方向を示す。

A断層は小谷村光明付近に位置し、延長約2.5kmである。見かけ上右横ずれで、南側落ちである。B断層は一難場山付近から大渚山付近までの約11.5kmの長さを有する。西端は地すべりに覆われる。断層沿いに小規模な流紋岩が貫入している。見かけ上右横ずれであり、南側落ちとみられる。C断層は延長13km以上あり、沓形山付近で数条の派生断層が生じている。中土断層を切る。断層沿いに玄武岩や安山岩が貫入している。湯峠付近の流紋岩の貫入岩は、 $1.2 \pm 0.1 \text{ Ma}$ のフィッシュントラッ

ク年代値（第9.4表）を示す岩体と隣接する。見かけ上左横ずれで北側落ちである。D断層は延長約11kmであり、断層沿いに流紋岩と安山岩に貫入される。見かけ上右横ずれの北落ちの断層である。目黒沢源頭部付近に貫入する安山岩は、 $1.1 \pm 0.1 \text{ Ma}$ のフィッシュトラック年代値（第9.4表）を示す。戸倉山層の基底を基準にすると、断層の垂直方向の変位量は約500mとなる。E断層は延長約10kmである。見かけ上左横ずれの北側落ちであり、戸倉山層の基盤高度を基準にすると、断層の垂直方向の変位量は少なくとも100m以上である。F断層は延長約10kmであるが、西端の不動滝付近の断層間の関係は不詳である。見かけ上左横ずれであり、北側落ちと推定される。断層の東端は海川層を断つのかどうか確認していない。G断層は延長6km以上あり、北側落ちである。根小屋付近で分岐する。この断層の西部付近は断層が多く、横川断層を切る時に活動した断層がどの断層であるのかは不明である。茅原（1979）の根知川断層は、南北性の断層を切ることで、西側の先新第三系を切る断層に延びる点で、G断層と同じであるが、南端を小谷村の横川まで延長している点で本報告の見解とは異なる。H断層は延長約9kmであり、見かけ上左横ずれで北側落ちである。山本層の基底高度を基準にすると、数十m北側落ちと推定される。崩積堆積物で被覆されている断層の東端は、断層は南側の向斜及び背斜構造を切ると推定されるが、海川層を切っているのかどうかは不明である。

これらの断層は先新第三系、山本層、今井層、仙翁沢層及び根知層を切っている。これらの断層が、海川層を切っている可能性はあるが、野外での証拠は得ていない。また、南北方向に軸を持つ褶曲群も切っている。そして、第四系の貫入岩に貫入されている。これらのことから、根知層上部が堆積していた時期から、貫入活動があった 1.1 Ma の間の時期にこれらの断層が活動したと推定される。しかし、これらの断層が同時期に生じたとは限らない。また、南北方向に軸をもつ褶曲群が、これらの断層と同時に変形した可能性もある。

見かけ上の垂直変異を見ると、大渚山付近を境にして、南側では断層の南側が落ち、北側では断層の北側が落ちている。

13.3.2 褶曲

本地域の新第三系の褶曲構造は、中土断層以南の地域では大きな断層と同じ北東-南西方向、中土断層以北の地域では南北方向の軸をもつものが多い。

ぶのう 奉納向斜（田中ほか、1971）

本地域の南東域で中土断層と小谷断層に挟まれ、北東-南西方向の両断層と平行して発達する。北東への延長は妙高山図幅地域に連続し、第四紀火山に被覆される。軸の延長は15km以上ある。軸の南端は南北方向に屈曲し、小谷断層に切られる（中野ほか、2002）。

井島・遠藤（1955b）は、小谷村奉納から岩戸山にかけて連続する、平野向斜を提唱した。後に、田中ほか（1971）は白馬岳図幅地域内において横根沢断層を境にして層序及び構造を区分し、北側の向斜を奉納向斜、南側を岩戸山向斜として命名した。その後田中ほか（1971）の提唱した名称のみが用いられているため、本報告では奉納向斜の名称を用いる。

ヒド沢背斜（井島・遠藤、1955b）

本図幅の南東端に約700mのみ確認される。北東-南西方向の小谷断層の南東側に、断層と平行する軸をもつ背斜である。全体の軸長は、北東端の小谷村の奉納山付近から、南西端の白馬図幅地域内の岩戸山東方までの約15kmである。軸の端はそれぞれ小谷断層で切られる。柳沢層を褶曲させる。なお、中野ほか（2002）の日道沢背斜と同一の背斜である。

海川向斜（新称）

海川山塊の中心部に北北東-南南西方向の軸を持つ向斜である。南端は西北西-東南東に延びる断層（第9.1図のE断層）に切られる。断層に切られた南方への延長は、雨飾山付近に認められる。仙翁沢層、根知層及び海川層を変形させる。海川層が分布範囲の両翼の傾斜は最大で 30° 前後と緩く、特に西翼側は水平に近い傾斜を示す。

第9.1図の断層D-E間の中央部は、 $1.1 \pm 0.2 \text{ Ma}$ のフィッシュトラック年代値を示す雨飾山を構成する角閃石流紋岩に貫入され、消失する。断層Dより南方への延長は不明である。

その他の褶曲

海川向斜の西翼側の地域に背斜及び向斜構造が認められる。これらの褶曲軸は、南北ないし北北東-南南西の方向を示す。褶曲軸の間隔はおおよそ2km以下である。これらの褶曲は、横川断層を切る東南東-西北西方向の断層に寸断される。反対に海川向斜の東翼側では褶曲構造は認められない。仙翁沢層及び根知層を変形させる。糸魚川市栗倉や梶山付近では、褶曲と不調和に海川層が分布していることから、少なくとも海川層の堆積前に褶曲の活動が始まったと推定される。

第14章 資 源

(中澤 努・竹内 誠・長森英明)

14.1 金属鉱床

小滝図幅地域には金銀鉱床及び銅・鉛・亜鉛鉱床が知られている。現在稼行している鉱山はないが、小滝図幅地域の主要な鉱山として、かつては金銀鉱山である地蔵鉱山(銅・鉛・亜鉛も採掘)、三保倉鉱山、銅・鉛・亜鉛鉱山である相沢鉱山、橋立鉱山、東地蔵鉱山、平岩鉱山が存在した。

地蔵鉱山は小谷村の姫川支流横川の上流域にあった金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱山である。稼行対象の金銀鉱床は、中新世山本層の凝灰岩中に網状に発達する石英脈であり(日本学術振興会, 1944)、金含有量10-100 g/t、銀含有量10-50 g/tとされる(地質調査所, 1955)。また凝灰岩と安山岩との境界部分に黒鉄鉱床が厚さ3m、延長150mで発達し、黄銅鉱、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱が採掘された。1939年に操業を開始し、戦局の悪化に伴い一時休止したが、戦後もしばらくは操業された(平林, 1993)。

三保倉鉱山は、糸魚川市橋立南方の青海川上流域にあった金銀鉱山である。金銀鉱床は蓮華帯結晶片岩中の石英脈で、幅30cm、延長100m以上にわたり発達し、金の含有量は7-10 g/t、銀含有量は3-10 g/tとされる(地質調査所, 1955)。大正から昭和初期に小規模に採掘されていたようである。

このほか糸魚川市平岩にはかつて銅鉱山(平岩鉱山)が存在し、現在も採掘跡が認められる。また詳細な位置が不明なため地質図には示していないが、小滝図幅地域内には銅・鉛・亜鉛鉱山として相沢鉱山、橋立鉱山、東地蔵鉱山が存在したことも知られている(地質調査所, 1956)。相沢鉱山及び橋立鉱山は青海川沿いの蓮華帯結晶片岩中の層状含銅硫化鉄鉱床を対象とした鉱山である。相沢鉱山は明治年間に稼行、橋立鉱山は1952年に探鉱の記録がある(地質調査所, 1956)。東地蔵鉱山は小谷村雨飾山付近の凝灰岩中の黒鉄鉱床を採掘していた鉱山で、黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱を含む鉱石の品位は銅1.5%、鉛5.0%、亜鉛2.5%との報告がある(地質調査所, 1956)。東地蔵鉱山は、地質調査所(1956)には操業中との記録があり、少なくとも1950年代までは操業されていたようである。

14.2 非金属鉱床

14.2.1 石灰石

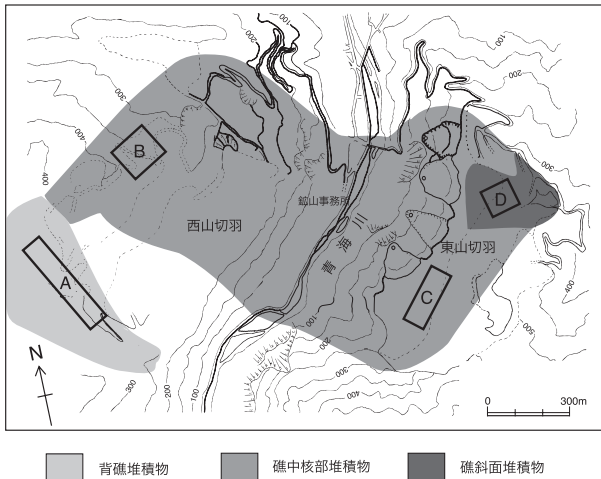
小滝図幅地域に分布する青海石灰岩は、我が国でも有数の大規模石灰石鉱床として知られている。青海地区の石灰石鉱床(青海石灰岩)は、板ヶ峰、黒姫山を中心に分布する青海鉱床と、明星山、清水山を中心に分布する小滝鉱床とに区分されている(石灰石鉱業協会, 1983)。両鉱床は一連のものと思われるが、被覆層の分布により離れて露出している(第4章参照)。

青海地区の2つの鉱床のうち、現在採掘されているのは青海鉱床である。青海鉱床では、青海鉱山及び田海鉱山の2つの鉱山が操業している。両鉱山とも、大型重機と立坑投入方式を採用したベンチカット式露天採掘を行っている。このうち青海鉱山は青海鉱床北部の青海川沿いに位置する(第4章の第4.3図)。青海川を挟んで東西に東山切羽、西山切羽の2つの切羽を有するが(第14.1図)、現在は西山切羽が主力となっている(電気化学工業株式会社青海鉱山, 2001, 2002)。一方、田海鉱山の石灰石の採掘は、黒姫山南東方の権現切羽で行われている(第4章の第4.3図; 明星セメント株式会社田海鉱山, 2005)。なお田海川上流の福来ヶ口付近に位置する前山切羽の採掘は、権現切羽の開発・操業開始に伴い休止した。

青海鉱山、田海鉱山は、それぞれ年間300万t以上の石灰石を生産し、全国でも生産量上位20位内に常にランクされる大規模鉱山である(第14.1表)。しかし当地区で操業する鉱山はこの2鉱山のみであるため、当地区合計の生産量は600万t強であり、全国比では3-4%程度にとどまっている(第14.1表)。なお、上記2鉱山のほか、かつては板ヶ峰から歌周辺の地域で、小規模ではあるが、山岸鉱山、歌鉱山、親不知鉱山、上野鉱山も操業されていた(蓮見・小野, 1983)。

当地区の2鉱山で生産される石灰石の用途(第14.2表)は、自社セメント工場向けが最も多く(約74%)、そのほか鉄鋼用(約10%)、カーバイド用(約5%)、石灰(約2%)、タンカル(約5%)、砕石(約5%)などとして出荷されている(石灰石鉱業協会調査部, 2008)。特にカーバイドなどの化学工業用では高品位な石灰石が求められており、厳しい品質管理が行われている(中澤・島内, 2006)。

青海鉱床のうち青海川以西に分布する石灰石の品位については小関・井上(1954)の報告がある。また青



第14.1図 青海鉱山における石灰岩の岩相（堆積相）の分布及び石灰石の化学分析区域
中澤・島内（2006）を一部改変。AからDの各区の化学分析値（品位）は第14.3表参照。

海鉱山の石灰石の品位と岩相の関係については中澤・島内（2006）が概要を報告している（第14.3表）。中澤・島内（2006）によると青海鉱山の石灰石の平均品位はCaOが54.9%、SiO₂が0.9%と極めて高いが、岩相により多少違いが認められる。たとえば第4章で述べた礁中核部の堆積物（主に bioclastic rudstone；第14.1図B区及びC区の石灰石）と背礁の堆積物（主に packstone や grainstone；第14.1図A区の石灰石）とを比べると、CaO及びSiO₂の含有量は大きな違いはないが、P₂O₅が背礁堆積物では0.01%以下であるのに対し、礁中核部の堆積物では0.03%以上を示すことがある。化学工業向けではP₂O₅は低いことが要求され、礁中核部堆積物は問題となる場合もある。しかし石灰石鉱業で特に問題になるのは礁斜面の堆積物とされる（中澤・島内，2006）。礁斜面堆積物は石灰質分が高い部分（石灰質部）と珪質分が高い部分（珪質部）があるが（第14.1図D区）、珪質部はSiO₂がおおむね40%以上で、しばしば60%に達することもある。また石灰質部もSiO₂が5-10%と、礁中核部や背礁の石灰石と比べてかなり高い値を示す。このような石灰石はセメント向けに限定して選別採掘されている（中澤・島内，2006）。礁斜面堆積物は、青海鉱山東山切羽北部のほか、田海鉱山前山切羽や上野鉱山登山道にも確認される（第4章参照）。

小滝鉱床の石灰石の品位については、村岡・種村（1953）や小野（1983）の報告がある。小野（1983）によれば、北部の明星山周辺では石灰石の平均品位はCaOが55.1%、SiO₂が0.2%と良質であるが、南部の清水山周辺ではSiO₂が1.1%とやや高くなっている（第14.4表）。また南部、北部ともにP₂O₅がやや高く、0.2-0.3%に達する値が報告されている（小野，1983）。小滝鉱床では現

在採掘は行われていない。

14.2.2 けい石

石灰石鉱山の周辺では、セメント製造の副原料として、けい石が採掘されている。けい石は田海鉱山の船庭切羽、足谷切羽（以上2切羽、田海川沿い）、今井切羽（虫川沿い）で採掘されているが、現在の主力切羽は今井切羽で、平成20年度の生産量は約19万tである（明星セメント株式会社糸魚川工場田海鉱業所，2009）。今井切羽・船庭切羽は秋吉帯姫川コンプレックスの珪質岩、足谷切羽は舞鶴帯虫川層の泥岩を主に採掘している。

14.3 その他

14.3.1 石炭

本地域の石炭は、下部ジュラ系来馬層群から産出する。来馬層群の陸成層の氾濫原堆積物に有機物が濃集した部分が挟炭層として分布する。炭層は赤禿山周辺の小滝炭田や来馬集落付近の光明炭坑（土沢炭坑）を中心として、そのほかに大所川支流のヨグラ沢合付付近、ホドソ沢付近、前沢、蒲原沢、尻高沢南方などに分布している（石井，1937；河野，1950；亀井，1955；平林，1993）。

小滝炭田は、明治33年6月に西頸城郡水浦村の五味川某により採掘権登録され、明治41年11月に直江津の石塚豊作に、大正2年12月には岸一太に委譲され、昭和14年9月には日曹鉱業株式会社の所有となった（河野，1950）。大正初期に稼行されたが、その後中止され、昭和20年5月に立花鉱山株式会社に鉱業権が移り、初めて本格的稼行された。これは戦時中の製鉄用石炭の必要度が高まったためである。その坑口は赤禿山北斜面の標高750m付近にあった。確定炭量1,327,500t、推定炭量1,792,100t、予想炭量3,327,500tで合計6,453,000tだった（河野，1950）。炭質は着火しにくく、燃焼時間も比較的短く、灰分が平均38%と多かったが、選炭によって灰分を低下させると、粘着性を示し製鉄用原料炭になるとされた（河野，1950）。昭和23年7月より出炭開始し、日産高3.5トンだった。昭和26年に閉山した。

光明炭坑は昭和10-16年に稼行していた。現在でも坑口が確認できる。

14.3.2 ひすい輝石

1938年8月、小滝川支流の土倉沢の滝つぼから伊藤栄蔵氏が緑色のひすいを発見し、学術雑誌に日本最初のひすいとして報告され、その後も本地域一帯はひすい産地として有名である。

糸魚川図幅地域内の糸魚川市の美山丘陵の縄文時代の長者ヶ原遺跡からは、ひすいの大珠、ひすいの破片、ひすいを加工する砥石なども発見されている（宮島，2004）。また同市の寺地遺跡からは典型的なひすい工房

第14.1表 青海地区石灰石鉱山の過去10年間（1998-2007年）の生産量及びその全国比の推移
石灰石鉱業協会調査部（1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008）に基づく。

	青海鉱山		田海鉱山		青海地区鉱山合計		全国
	生産量(千t)	全国順位	生産量(千t)	全国順位	生産量(千t)	全国比(%)	生産量(千t)
1998年度(平成10年度)	3,113	16	1,968	27	5,081	2.77	183,310
1999年度(平成11年度)	3,366	16	2,136	24	5,502	3.04	181,039
2000年度(平成12年度)	3,475	16	2,583	20	6,058	3.28	184,750
2001年度(平成13年度)	3,029	17	2,820	20	5,849	3.23	181,040
2002年度(平成14年度)	2,740	19	2,831	18	5,571	3.31	168,534
2003年度(平成15年度)	3,160	15	3,222	14	6,382	3.90	163,525
2004年度(平成16年度)	3,200	15	3,312	14	6,512	4.04	161,207
2005年度(平成17年度)	3,419	14	3,363	15	6,782	4.08	166,097
2006年度(平成18年度)	3,423	13	3,322	14	6,745	4.01	168,075
2007年度(平成19年度)	3,237	13	3,125	15	6,362	3.88	163,773

第14.2表 青海地区石灰石鉱山の石灰石用途別出荷量（2007年度）
石灰石鉱業協会調査部（2008）に基づく。

	セメント	鉄鋼	カーバイド	石灰	ソーダガラス	タンカル	砕石	その他	出荷合計	生産量
青海鉱山(t)	2,604,936	4,894	327,385	105,045	0	85,715	100,474	5,431	3,233,880	3,236,676
田海鉱山(t)	2,110,872	615,336	0	676	297	217,675	202,717	0	3,147,573	3,124,583
計(t)	4,715,808	620,230	327,385	105,721	297	303,390	303,191	5,431	6,381,453	6,361,259
比率(%)	73.9	9.7	5.1	1.7	0.0	4.8	4.8	0.1	100	

第14.3表 青海鉱山の石灰石の品位（中澤・島内，2006）
A から D の各区の位置は第14.1図参照。

	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	P ₂ O ₅	wt %
鉱山全体	54.9	0.9	0.1	0.1	0.7	0.025	
A区	54.6	1.09	0.16	0.1	0.27	0.008	
B区	53.7	1.56	0.16	0.14	0.64	0.034	
C区	55.3	0.34	0.11	0.06	0.23	0.043	
D区 石灰質部	50.4	8.77	0.05	0.29	—	—	
D区 珪質部	32.9	43.63	0.12	0.28	—	—	

第14.4表 青海鉱床及び小滝鉱床の平均品位（蓮見・小野，1983；小野，1983）

	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	P ₂ O ₅	wt %
青海鉱床良質部	54.7	0.3	0.1	0.1	0.2	0.03	
青海鉱床珪質部	49.1	10	0.8	1.2	0.3	—	
小滝鉱床北部	55.1	0.2	—	—	0.6	0.2	
小滝鉱床南部	54.4	1.1	—	—	0.5	0.3	

跡が日本で最初に発見された（茅原，2000）．縄文時代から古墳時代にかけて，ひすいは重宝され，全国各地に広まっていった．この地域のひすい文化は世界最古のひすい文化とされている（宮島，2004）．

日本では，縄文時代前期にひすいが出現し，中期には硬玉製大珠と呼ばれる大型のひすい垂飾が盛んに用いられ，後期以降も勾玉や丸玉などのひすい製品が使用されている．弥生時代や古墳時代には美しいひすいの勾玉が

珍重されたが、奈良時代にはその姿を消してしまった(茅原, 2000).

14. 3. 3 採石

小滝幅地域で採石を行っているのは、大谷内西奥の琴沢、虫川集落付近、虫川の不動滝下流、不動滝北西、姫川中流の鎌倉山西方、大野の西方などである。それらの内、現在も稼行しているのは、琴沢と鎌倉山西方のものだけである。

琴沢では、以前は下流側の斑れい岩やドレライトを採石していたが、現在は西側の舞鶴帯の虫川層の角礫岩を採石している。また、鎌倉山西方では秋吉帯姫川コンプレックスの泥岩を採石している。虫川沿いでは、虫川層泥岩や姫川コンプレックスの砂岩を採石していた。大野の東方では、根知層の泥岩を採石していた。

14. 3. 4 石油及び天然ガス

糸魚川市東中一帯、谷根川、海川上流域、大渚山一帯において、油徴を確認した。確認した油徴は地質図に図示した。これらの油徴は、いずれも極わずかな油の染みだしにすぎない。なお、地質構造や地層との関連性は不明である。中谷川沿いにある、ほど沢鉱泉及び押立沢端下温泉は、可燃性ガスを伴う(阿部ほか, 1978)。石油、ガス共に採掘対象となっていない。

背斜構造のある糸魚川市釜沢付近において、昭和56年に2,706.6mの釜沢-1号井の試深掘井が実施されている(岩崎, 1982; 茅原ほか, 1984; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)が、その詳細は公表されていない。

14. 3. 5 温泉及び鉱泉

本図幅地域では、多数の温泉及び鉱泉の徴候地点があ

り、未利用のものが多く(阿部ほか, 1978)。新第三系の分布域の温泉として、梶山温泉: 梶山元湯(ナトリウム-炭酸水素塩泉, 自然湧出, 40°C), 梶山温泉: 梶山新湯(ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉, 自然湧出, 47°C, 39L/min), 小谷温泉(ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉, 雨飾山荘(掘削深度180m), 山田旅館, 太田旅館(廃業し源泉は山田旅館で利用), 熱湯(自然湧出の4つの泉源がある), 塩の道温泉(ナトリウム-炭酸水素塩泉, 39.6°C, 91.6L/min, 掘削深度1,200m)などがある(阿部ほか, 1978; 新潟県生活環境部, 1982; 金原, 1992など)。このほかに、位置及び泉質などが確認できなかった温泉及び鉱泉として、戸土の鉱泉, ほど沢鉱泉, 押立沢端下温泉(200m試掘, 34°C), (阿部ほか, 1978), 葛草連^{くんぞうれ}鉱泉, 鎌池付近を通る発電用集水隧道内(山田ほか, 1972)がある。また、小谷村戸土集落には、約4km先の源泉から引かれた白地鉱泉がある。先述の戸土の鉱泉との関係は不明である。

先新第三系の分布域の温泉として、来馬温泉: 風吹荘源泉(ナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩・塩化物温泉, ボーリング抗より自噴, 56.2°C, 275L/min), 島温泉(ナトリウム-炭酸水素塩泉, 36mの横穴より引湯, 39.7°C, 25L/min), 蒲原温泉: 蒲原(食塩泉, 動力揚水, 蒲原温泉と姫川温泉へ引湯, 55°C, 900L/min, 掘削深度8m, 1995年の土石流災害から未復旧), 白馬温泉(長野県姫川温泉: 動力揚水, 900, 掘削深度2.5m; 草の湯: 含食塩・重炭酸土類泉, 自然湧出, 46°C, 150L/min), 天狗の湯(自然湧出, 65°C, 540L/min), 姫川温泉がある(阿部ほか, 1978; 新潟県生活環境部, 1982; 金原, 1992)。姫川温泉の源泉は、ナトリウム-炭酸水素塩泉で、蒲原温泉付近に存在する。源泉は1995年の土石流災害で壊滅したが、1997年に復旧された。

文 献

- 阿部修治・酒井 均・飯島南海夫 (1978) 長野県姫川流域の諸温泉の研究. 温泉科学, no.29, p.58-67.
- 赤羽貞幸 (1975) 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造. 地質雑, vol.81, p.737-754.
- Akahane, S. (1978) Outline of the Neogene system in the vicinity of Sasagamine-Otari spa in the northern part of the Fossa Magna, central Japan. *Bull. Inst. Natr. Educ., Shiga Heights, Shinshu Univ.*, no.17, p.55-65.
- 赤羽貞幸 (1979) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (I). 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no.18, p.1-23.
- 赤羽貞幸 (1980) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (IV). 信州大学教育学部志賀自然教育施設研究業績, no.19, p.1-17.
- 赤羽貞幸 (1981a) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (II). 信州大学教育紀要, no.44, p.191-200.
- 赤羽貞幸 (1981b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 (III). 信州大学教育紀要, no.45, p.273-282.
- 赤羽貞幸 (1989) 高田西部地域の地質. 地域地質報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 赤羽貞幸 (1997) 姫川支流の蒲原沢土石流災害とその地質学的背景. 地球科学, vol.51, p.257-262.
- 赤羽貞幸 (2001) 姫川流域の地形地質特性と地震災害. シンポジウム「糸魚川-静岡構造線と地震～住民・専門家・自治体による地震防災をめざして～」資料集, 糸魚川市地震防災シンポジウム実行委員会, p.15-25.
- 赤羽貞幸・加藤碩一 (1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 秋山雅子・輿水達司・小坂共栄 (2000) 北部フォッサマグナ西縁部, 大峰帯に分布する火砕流堆積物の放射年代および層序 (演旨). 日本地質学会第107年学術大会講演要旨, p.69.
- Banno, S. (1958) Glauconite schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japanese Jour. Geol. Geogr.*, vol.29, p.29-44.
- 茅原一也 (1958) 新潟県青海地方の jadeite rock について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p.459-466.
- 茅原一也 (1974) 新潟地区の火山層序について. 地調報告, vol.250-1, p.183-234.
- 茅原一也 (1979) 島弧変動と糸魚川-静岡線の挙動. 総研「島弧変動」研究報告, vol.1, p.15-19.
- 茅原一也 (1989) 飛騨外縁帯ならびに三郡変成帯のヒスイ輝石岩の構造的意義. 地質学論集, no.33, p.37-51.
- 茅原一也 (2000) ヒスイーその謎と輝き. 青海町自然史博物館, 19p.
- 茅原一也・小松正幸 (1982) 飛騨外縁構造帯とジュラ紀変動. 月刊地球, vol.4, p.449-466.
- Chihara, K., Komatsu, M., Uemura, T., Hasegawa, Y., Shiraiishi, S., Yoshimura, T. and Nakamizu, M. (1979) Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu Tectonic Belts (5) : Geology and tectonics of the Omi-Renge Tectonic Belt. *Sci. Rept. Niigata Univ., Ser. E*, no.5, p.1-60.
- 茅原一也・周藤賢治・北脇裕士・鈴木雅彦 (1984) 難波山堆積・構造区における火成活動, 特に Hypabyssal-extrusive association について. 地質学論集, vol.24, p.31-44.
- 茅原一也・原 則和・中山輝也・安井茂則 (1991) 糸魚川-静岡構造線掘さく調査 (フォッサ・マグナ西縁断層). (財) 産業地質科学研究所研究年報, no.2, p.55-69.
- 千地万造 (1955) 上水内郡土尻川上流地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p.59-68.
- 鎮西清高 (1963) 東北日本第三紀貝化石群集の変遷. 化石, no.5, p.20-26.
- 地質部応用地質課 (1956) 姫川地域 (新潟県・長野県) 応用地質調査報告, 地調月報, vol.7, p.291-334.
- 地質調査所 (1955) 日本鉱産誌 BI-a 主として金属原料となる鉱石一金・銀その他一. 祥文堂, 東京, 253p.
- 地質調査所 (1956) 日本鉱産誌 BI-b 主として金属原料となる鉱石一銅・鉛・亜鉛一. 祥文堂, 東京, 261p.
- 電気化学工業株式会社青海鉱山 (2001) 鉱山紹介～電気化学工業株式会社 青海鉱山. 石灰石, no.310, p.2-8.
- 電気化学工業株式会社青海鉱山 (2002) 青海鉱山の歴史. 石灰石, no.315, p.31-38.
- 遠藤満久・天野和孝・柳沢幸夫 (2005) 新潟県糸魚川市海川周辺地域に分布する鮮新統産軟体動物化石群集と古環境. 地調研報, vol.56, p.411-424.
- 遠藤 聡・大場孝信 (2002) 新潟県火打山周辺の地質及び火打山半深成岩類の岩石化学的研究 (演旨) 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, O-326, p.161.
- 藤本治義・河田茂磨 (1951) 新潟県青海石灰岩に発見した Triticites zone に就いて. 地質雑, vol.57, p.266-267.
- 藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・澤井 清・隅田 實 (1951) 新潟県西頸城郡下の新生代層について. 地学, no.3, p.23-30.
- 藤田博志 (1958) 新潟県西頸城郡古生代青海石灰岩及びその周辺地域の地質. 東北大理地質古生物邦文報告, no.48, p.1-60.
- 福本安正・富永功一・佐藤 哲・古川昭夫 (1983) 破碎帯すべり地における移動土塊と杭の挙動および杭打効果について. 地すべり, vol.19, p.1-9.
- 古見 浩・吉田晴子 (2003) 新潟県糸魚川市の中部中新統戸土層から産出した鯨類化石. フォッサマグナミュージアム研究報告, no.2, p.15-20.
- 古見 浩・佐藤毅一・佐藤将太・中村行雄・竹之内 耕 (2004) 新潟県糸魚川市別所の戸土層 (中部中新統) から産出した軟体動物化石群. フォッサマグナミュージアム研究報告, no.3, p.9-16.
- 古谷尊彦 (1982) 姫川下流地方の地すべり分布について. 千葉大教養部研究報告, ser.B-5, p.85-91.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, 589p.
- 原山 智 (2006) 白亜紀-古第三紀深成岩類-大陸東縁の陸弧

- 深成活動一。日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, 東京, p.284-291.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男 (1995) 1:200,000 地質図「富山」。地質調査所。
- 長谷川美行 (1981) 青海カルストの重要性。私費出版, 16p.
- 長谷川美行 (1982) 青海石灰岩—その地質学的・自然地理学的重要性一。新潟県地学教育研究会誌, no.16, p.101-111.
- 長谷川美行 (1985) 青海-白馬山塊, 魚沼山塊および蒲原山塊に露出する先新第三系の地質時代。上越帯・足尾帯の構造, 地質学的・岩石学的研究, 文部省科学研究費総合研究 (A) no.58340046 (代表: 茅原一也), no.2, p.69-84.
- 長谷川美行 (1993) 青海地方の古生界。新潟の地質, 地学団体研究会第 47 回総会巡検案内書, p.167-187.
- 長谷川美行 (1997) 秋吉台 (狭義) 南西部, 秋吉石灰岩層群, 石炭系-ペルム系境界付近の層位学的研究。川村信人・岡 孝雄・近藤 務編「加藤誠教授退官記念論文集」, p.19-27.
- 長谷川美行・後藤道治 (1990) 青海地方の古生界・中生界。日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書, p.227-260.
- 長谷川美行・小松正幸 (1988) 2.2 飛騨外縁帯 (2) 古生界。日本の地質「中部地方 I」編集委員会編, 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版, 東京, p.7-10.
- 長谷川美行・早川忠一・小沢 清・高野 修・安藤 廉 (1969) 新潟県青海地方の古生層。日本地質学会第 76 年学術大会地質見学案内書, 新潟県青海地方の古生層と超塩基性岩, p.1-23.
- 長谷川美行・田沢純一・新川 公 (1982) 青海の地質 A 青海石灰岩および周辺の古期岩層。新潟の地質, 日本地質学会第 89 年学術大会巡検案内書, p.3-23.
- 長谷川美行・白井健裕・新川 公 (2001) 小滝の地質。土地分類基本調査 5 万分の 1 地質図「小滝・白馬岳・泊・黒部」説明書, p.49-87.
- 蓮見光雄・小野 健 (1983) 青海鉱床。日本の石灰石, 石灰石鉱業協会, p.352-356.
- 畠山幸司 (1995) 新潟県北部のジュラ系下部来馬層群より産出した恐竜足印化石。日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p.147.
- 早川直樹・中澤 努・上野勝美 (2008) 新潟県青海石灰岩の中部ペルム系にみられる陸上露出層準と干潟堆積物。福岡大理学集報, vol.38, p.59-73.
- Hayami, I. (1961) On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*, vol.13, p.243-343.
- Hayami, I. (1990) Geographic distribution of Jurassic bivalve faunas in eastern Asia. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Pub. IGCP Project no.224, p.361-369.
- 早坂一郎 (1918) 新潟県西頸城郡青海村地方に産したる古生代腕足類の或者について。地質雑, vol.25, p.304-310.
- 早坂一郎 (1921) 越後国青海村の石灰岩。地学雑, vol.33, no.392, p.431-444.
- Hayasaka, I. (1922) The limestone of Omi-mura, Prov. Echigo. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*, vol.1, p.1-7.
- Hayasaka, I. (1924) On the fauna of the anthracolithic limestone of Omi-mura in the western part of Echigo. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Ser., no.8, p.1-83.
- 早津賢二・河内晋平 (1997) 妙高火山群とその周辺の火山岩の K-Ar 年代。信州大教育紀要, no.92, p.117-128.
- 姫川団体研究グループ (1958) 糸魚川-静岡線北部にそう地帯の第三紀層。地質雑, vol.64, p.431-444.
- 平林照雄 (1955) 白馬岳付近の地質。長野県総合開発資源調査報告書, 信濃教育会, p.249-262.
- 平林照雄 (1969) 北部フォッサ・マグナの松本-長野線と小谷隆起帯について。グリーンタフに関する諸問題。日本地質学会第 76 年学術大会総合検討会資料, p.117-122.
- 平林照雄 (1993) 小谷村の地形地質。小谷村誌 自然編 (小谷村誌編集委員会編), p.3-201.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ (1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆。地質学論集, no.13, p.117-131.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990) 北陸地方土木地質図及び北陸地方土木地質図解説書。国土開発技術研究センター, 799 p.
- 本間不二男 (1928) 信濃中部第三紀層の分類 (三)。地球, vol.9, p.423-432.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌。古今書院, 東京, 331p.
- 本間不二男・小山 進 (1930) 12 万分の 1 信濃中部地質図。信濃教育会小県上田部会, 古今書院。
- Igo, H. (1960) *Yabeina* from the Omi Limestone, Niigata Prefecture, Central Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), Professor Shoshiro Hanzawa Memorial Volume, no.4, p.335-343.
- Igo, H. and Koike, T. (1964) Carboniferous conodonts from the Omi Limestone, Niigata Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.53, p.179-193.
- 井島信五郎・遠藤昭二 (1955a) 上水内郡鬼無里村, 北小川村及び北安曇郡北城村に亘る地域の地質。長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p.47-58.
- 井島信五郎・遠藤昭二 (1955b) 裾花川上流地域の地質。長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p.77-94.
- 五百沢智也 (1963) 写真判読による日本アルプスの氷河地形。地理学評論, vol.36, p.743.
- 入谷 剛・北川陽一・大井信夫・古澤 明・宮脇理一郎 (2005) 長野県北部, 上部更新統高野層のテフラと花粉分析に基づく環境変遷。第四紀研究, vol.44, p.323-338.
- 石橋英一 (1986) 後期白亜紀~古第三紀火山岩類の層序およびフィッション・トラック年代—新潟県姫川下流域を例として—。地球科学, vol.40, p.1-17.
- 石橋英一・吉村尚久 (1979) 新潟県糸魚川市姫川河口付近の新第三系。日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p.110.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Pub. IGCP Project, no.224, p.285-295.
- 石井久夫 (1976) 長野県, 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川-静岡構造線。大阪自然史博物館報, no.30, p.49-60.
- 石井清彦 (1937) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「白馬嶽」, 地質調査所, 78p.
- 石井正樹 (1998) 大所川流域の地すべり地形と地形発達史。日本地理学会予稿集, vol.53, p.110-111.
- 磯村恭明 (1995) 青海石灰岩層群 (石炭系) より得られた conodont fused cluster について。日本古生物学会 1995 年年会講演予稿集, p.113.
- 磯村恭明 (1996) 新潟県青海町石灰岩における石炭系コノドン

- ト生層序. 日本古生物学会第 145 回例会講演予稿集, p.41.
- 岩崎哲治 (1982) 糸魚川周辺の地下地質について. 石油技誌, vol.47, p.243.
- 地盤工学会蒲原沢土石流調査団 (1997) 1996 年 12 月 6 日蒲原沢土石流調査報告. 地盤工学会, 50p.
- 影山邦夫・鈴木尉元 (1974) 信越地向斜の古流系と古地理について. 地調報告, no.250-1, p.285-306.
- 柿崎 聡・東 将士・立石雅昭 (1992) 北部フォッサマグナ小谷-笹ヶ峰地域の第三系堆積岩類の後背地と堆積盆地. 地質学論集, no.38, p.191-204.
- 亀井節夫 (1955) 姫川中流地方 (北安曇郡北小谷村・中土村附近) の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), p.231-236.
- 神谷俊昭・兒子修司 (1996) 新潟県の“青海非石灰岩層群”産前期石炭紀床板サンゴ *Syringopora*. 地学研究, vol.45, p.17-20.
- Kanmera, K., Nishi, H. (1983) Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terrapub, Tokyo, p.195-206.
- Kanmera, K., Sano, H., Isozaki, Y. (1990) Akiyoshi Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Pub. IGCP Project, no.224, p.49-62.
- Kanno, S. and Tomizawa, T. (1959) Fossil molluscan fauna from the environs of the Zenkoji Hot-springs, Nagano Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.33, p.9-14.
- 狩野彰宏・吉田 靖 (1994) 秋吉帯石炭系石灰岩の不連続的堆積. 地質雑, vol.100, p.731-742.
- 加納 博・中沢圭二・志岐常正 (1959) 夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質雑, vol.65, p.267-271.
- 加納 隆 (1975) 飛騨外縁帯東北部, 白馬岳・祖母谷周辺の地質について. 地団研専報, no.19, p.89-101.
- 荻谷愛彦 (2000) 白馬岳地域における更新-完新統の年代新資料. 日本地理学会発表要旨集, vol.58, p.68-69.
- 加藤 誠・中村耕二 (1962) 青海石灰岩産ゴニアタイト (予報). 地球科学, vol.63, p.33-34.
- Kato, H. (1992) FOSSA MAGNA -a masked border region separating southwest and northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.43, p.1-30.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教 (1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 加藤武夫・飯坂五郎 (1934) 青海石灰岩と黒姫-明星衝上げ断層. 地質雑, vol.41, p.417-420.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層 分布と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 河田茂磨 (1954a) 新潟県青海石灰岩, 特に板ヶ峰地域の層位学的ならびに古生物学的研究. 東京教育大学理学部地質学教室研究報告, no.3, p.15-27.
- 河田茂磨 (1954b) 新潟県青海石灰岩, 特に黒姫山付近のもの層位学的並びに古生物学的研究. 資源科学研究所彙報, no.35, p.48-56.
- 河田茂磨 (1954c) 新潟県の青海石灰岩, 特に明星山附近の層位学的並びに古生物学的研究. 資源科学研究所彙報, no.36, p.39-48.
- 河田茂磨 (1955) 青海町の清水倉礫岩についての地質学的研究. 資源科学研究所彙報, no.37, p.66-72.
- 河合政岐・竹内 誠 (2001) 飛騨外縁帯青海地域から産出するペルム紀放射状化石. 大阪微化石研究会特別号, no.12, p.23-32.
- 河野義礼 (1939) 本邦における翡翠の新産出及び其化学的性質. 岩鉱, vol.22, p.195-201.
- 経済産業調査会 (2003) 鉱業便覧 平成 14 年版, 経済産業調査会, 423p.
- Kimura, T. and Ohana, T. (1990) Triassic-Jurassic plants in Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Pub. IGCP Project no.224, p.371-379.
- Kimura, T., Ohana, T. and Tsujii, M. (1988) Early Jurassic plants in Japan, Part 8. Supplementary description and concluding remarks. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.151, p.501-522.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394 p.
- 北沢秋司 (1980) 姫川中流域の地すべり及び崩壊について. 地すべり, vol.17, p.12-21.
- 小嶋 尚 (1984) 日本に於ける氷河作用の研究. 地学雑, vol.93, p.428-435.
- 小嶋 尚・石井 正樹 (1998) 長野県北部真那板山の崩壊と姫川の堰き止め. 駿台史学, vol.105, p.1-17.
- 小嶋 尚・岡沢修一 (1976) 白馬岳北方, 大所川流域の氷河堆積物と地形. 日本地理学会予稿集, vol.10, p.25-26.
- 小嶋 尚・岡沢修一 (1977) 白馬・朝日連峰東斜面の氷河地形. 日本地理学会予稿集, vol.12, p.20-21.
- Kobayashi, F. (1988) Middle Permian Foraminifers of the Omi Limestone, Central Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol. Paleont.)*, vol.14, p.1-35.
- 小林巖雄 (1982) 奴奈川 (青海) カルストに記録された第四紀隆起運動. 新潟県地学教育研究会誌, no.16, p.53-55.
- 小林国夫 (1948) 姫川中流に於ける糸魚川・静岡地質構造線. 地質雑, vol.54, p.171.
- 小林国夫 (1950) 姫川上流地方の地質構造. 地質雑, vol.56, p.302.
- 小林貞一 (1927) 手取統に就いて. 地質雑, vol.34, p.59-65.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明 (1957) 来馬層群 (ジュラ系下部). 地質雑, vol.63, p.182-194.
- 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. 新潟大理地誌研報, no.5, p.133-148.
- 近藤玲介・塚本すみ子・岩田修二 (2000) 氷成堆積物のルミネッセンス年代測定. 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集 (CD-ROM), Qa-P005.
- 近藤玲介・塚本すみ子・岩田修二 (2001) 飛騨山脈における氷成堆積物のルミネッセンス年代測定. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集 (CD-ROM), Qm-006.
- Konishi, K. (1956) *Anatolipora*, a new dasycladacean genus, and its algal associates from the Lower Carboniferous of Japan. *Quart. Colorado Sch. Min.*, vol.51, p.113-127.
- 小坂共栄・鬼頭一博・新井健司 (1979) 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系～第四系 (1) -長野県姫川中流域の第三系～第四系の層序と構造-. 地質学論集, no.16, p.169-182.

- 河野迪也 (1950) 新潟県西頸城郡小滝炭田小滝炭鉱地区調査報告, 地調月報, vol.1, p.130-136.
- 小関幸治・井上秀雄 (1954) 新潟県青海川以西の石灰石鉱床調査報告. 地調月報, vol.5, p.607-614.
- 小安孝幸・西戸裕嗣・大河内 誠・齋藤高浩・渋谷典幸・寺崎紘一・吉村尚久・新潟姫川団体研究グループ (2007) 北部フォッサマグナ地域, 糸魚川-静岡構造線の西側に分布する中新統山本層安山岩の K-Ar 年代. 地球科学, vol.61, p.149-153.
- 熊崎直樹・小嶋 智 (1996) 碎屑岩の組成からみた来馬層群 (下部ジュラ系) の堆積史および構造発達史. 地質雑, vol.102, p.285-302.
- 梶原圭太郎・後藤 篤・板谷徹丸・横山一巳 (2004) 年代学からみた飛騨外縁帯の構造発達史: 高圧変成岩類の K-Ar 年代と蛇紋岩に接触変成作用を与えた花崗岩類の U-Th-Pb EMP 化学年代からの制約. 地質雑, vol.110, p.580-590.
- Kurokawa, K. (1985) Petrology of the Oeyama Ophiolitic Complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Sci. Rep.Niigata Univ., Ser. E (Geol. Mineral.)*, no.6, p.37-113.
- 町 澄秋・石渡 明 (2006) 飛騨外縁帯北東部, 小滝-北小谷地域の超塩基性岩の岩石学. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, p.237.
- 町 澄秋・石渡 明 (2007) 飛騨外縁帯北東部, 小滝-北小谷地域の超苦鉄質岩の岩石学. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, p.292.
- Machida, H. (1999) Quaternary widespread tephra catalog in and around Japan: Recent progress. *Quat. Res. (Japan)*, vol.38, p.194-201.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, vol.46, p.339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- Machiyama, H. (1994) Discovery of microcodium texture from the Akiyoshi Limestone in the Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.175, p.578-586.
- 米谷盛壽郎・一ノ関鉄郎・栗田裕司・加藤邦弘・武富宏・木幡信弘 (1986) 北部フォッサマグナ西頸城-小谷・姫川地域に分布する新第三系の有孔虫層序と新潟県標準層序の対比について. 石油技誌, vol.51, p.346.
- 牧口貴久 (1993) 新潟県青海石灰岩からのコニユラリア産出報告. 化石の友, no.40, p.6-8.
- 槇山次郎 (1950) 日本地方地質誌中部地方. 朝倉書店, 東京, 233p.
- 丸井英明 (1998) 蒲原沢土石流について. 山形応用地質, no.18, p.23-29.
- 正谷 清・市村隆三 (1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技誌, vol.35, p.1-12.
- 松本謙一 (1980) 飛騨外縁帯, 青海地域の蛇紋岩メラレンジ. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.1, p.1-14.
- 松本謙一・植田良夫・中村栄三・丸山茂徳 (1981) 飛騨外縁帯青海地域の黒雲母・アクチノ閃石岩とザクロ石角閃岩の K-Ar 年代. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.2, p.57-61.
- 南木 均・池田則夫・小野田 勲・白石秀一・小林雄三・古川昭夫・伊藤克巳 (2002) 新潟県の地すべり一砂防課 (国土交通省所管) の地すべりについて一. 地すべり技術, vol.29, p.5-15.
- 宮島 宏 (2004) とっておきのひすいの話 (増補改訂版). フォッサマグナミュージアム, 40p.
- 宮下 忠 (1968) 長野県北安曇郡小谷村横川地域の地質. 信州大学研究室教育学部分室研究報告, no.5, p.107-116.
- 水野嘉宏・中澤 努 (1993) 新潟青海石灰岩石炭系下-上部境界付近の微化石層序. 日本古生物学会 1993 年年会講演予稿集, p.29.
- 望月巧一 (1971) 長野県北部犀川, 姫川沿川山地の地すべり (3). 一姫川沿川山地の地すべり一. 地すべり, vol.8, p.29-38.
- 森川篤平・小坂共栄・高浜信行・古川昭夫 (2001) 長野県小谷村, 土沢周辺の地質と地すべり. 信州大理紀要, vol.36, p.61-75.
- 村岡 誠・種村光郎 (1953) 新潟県明星山石灰石調査報告. 地調月報, vol.4, p.713-719.
- 明星セメント株式会社田海鉱山 (2005) 鉱山紹介～明星セメント株式会社 田海鉱山. 石灰石, no.334, p.2-9.
- 明星セメント株式会社糸魚川工場田海鉱業所 (2009) 田海鉱山の概況. 明星セメント株式会社, 11p.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫 (2007) 長野県, 高野層ボーリングコア (TKN-2004) に挟む広域テフラ層の層序と編年. 第四紀研究, vol.46, p.305-325.
- 長森英明 (1998) 長野県北信地域に分布する鮮新統の軟体動物化石群集と古環境. 地球科学, vol.52, p.5-25.
- 長森英明・古川竜太・早津賢二 (2003) 戸隠地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 109p.
- 長野県地学会編著 (1957) 20 万分の 1 長野県地質図説明書. 内外地図, 73 p.
- 長野県地学会 (1962) 20 万分の 1 長野県地質図及び同説明書. 内外地図.
- 長野県土木部 (1938) 長野懸地質図説明書及び 30 万分の 1 長野懸地質図. 長野県, 13p.
- 長野県企画部 (1971) 小谷村の温泉地質調査報告. 温泉地質報告書, p.10-24.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸 (1989) 飛騨外縁帯, 青海-蓮華メラレンジの変成岩類. 地質学論集, no.33, p.21-35.
- 中村慶三郎 (1934) 越後青海のカルスト地形. 地理学評論, vol.10, no.12, p.1085-1090.
- Nakano, S., Fukuoka, T. and Aramaki, S. (1987) Trace element abundances in the Quaternary volcanic rocks of the Norikura volcanic chain, central Honshu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol.21, p.159-172.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) 白馬岳地域の地質. 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, 105p.
- 中澤 努 (1997) 青海石灰岩層群石炭系の堆積環境と造礁生物. 地質雑, vol.103, p.849-868.
- 中澤 努 (1998) 青海石灰岩一秋吉帯海山型石灰岩の例として一. 地質ニュース, no.531, fr.1-4.
- 中澤 努 (1999) 海山型石灰岩に記録された石炭紀の生物礁進化. 地質ニュース, no.544, p.53-60.
- 中澤 努 (2001) 秋吉帯海山型石灰岩の堆積学的特徴一新潟県

- 青海石灰岩の石炭系を例に一。石灰石, no.314, p.27-32.
- Nakazawa, T. (2001) Carboniferous reef succession of the Panthalassan open-ocean setting: Example from Omi Limestone, central Japan. *Facies*, vol.44, p.183-210.
- 中澤 努・島内洋志 (2006) 青海石灰岩: 石灰石資源としての海山型石灰岩. 日本地質学会編, 日本地方地質誌4 中部地方, 朝倉書店, 東京, p.482-483.
- 中澤 努・上野勝美・杵山哲男・竹之内 耕 (1998) 新潟県糸魚川市土倉沢に産する黒色石灰岩の岩相と化石群集. 日本古生物学会第147回例会予稿集, p.63.
- Nakazawa, T., Ueno, K., Kawahata, H., Fujikawa, M., Kashiwagi, K. (2009a) Facies stacking patterns in high-frequency sequences influenced by long-term sea-level change on a Permian Panthalassan oceanic atoll: An example from the Akiyoshi Limestone, SW Japan. *Sedimentary Geology*, vol.214, p.35-48.
- Nakazawa, T., Ueno, K., Wang, X. D. (2009b) Sedimentary facies of Carboniferous-Permian mid-oceanic carbonates in the Changning-Menglian Belt, West Yunnan, Southwest China: Origin and depositional process. *Island Arc*, vol.18, p.94-107.
- Naumann, E. (1885) Über den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln. 91S. Friedländer und Sohn, Berlin.
- Naumann, E. (1886) Über meine topographische und geologische landesaufnahme Japans. *Verhandlungen des Sechsten Deutschen Geographentages zu Dresden*, p.14-28.
- Naumann, E. (1887) Die japanische Inselwelt, eine geographisch-geologische Skizze. *Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien*, vol.31, p.129-138, 201-212.
- 日本地質学会 (2000) 日本地質学会地層命名の指針. 日本地質学会 *News*, vol.3, no.4, p.3.
- 日本学術振興会 (1944) 本邦の金属鉱床 第三巻 本邦の黒鉄鉱床 附・満州の金属鉱床. 丸善, 東京, 302p.
- 新潟火山灰グループ (1994) 新潟県糸魚川市地域と南蒲原群下田村地域のローム層-広域火山灰層との対比について. 第四紀, no.26, p.39-43.
- 新潟県 (1955) 新潟県地質図.
- 新潟県 (1962) 新潟県地質図.
- 新潟県 (1977) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県商工労働部, 493 p.
- 新潟県 (1982) 空中写真による地すべり地形判読図, 糸魚川土木事務所管内. 新潟県.
- 新潟県 (1989) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県商工労働部, 128 p.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図および同説明書 (2000年版). 新潟, 200p.
- 新潟県生活環境部 (1982) 新潟県の温泉. 149 p.
- Niikawa, I. (2001) The genus *Echigophyllum* from the Omi Limestones, central Japan. *Proceedings of the 8th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera*, Bull. Tohoku Univ. Mus., no.1, p.70-76.
- Niko, S. (2001) Middle Carboniferous orthoconic cephalopods from the Omi Limestone Group, Central Japan. *Paleont. Res.*, vol.5, p.115-120.
- Niko, S. (2002) *Echigoceras sasakii*, a new Middle Carboniferous nautiloid from the Omi Limestone Group, Central Japan. *Paleont. Res.*, vol.6, p.351-355.
- Niko, S., and Hasegawa, Y. (2000) Two species of Middle Carboniferous tabulate corals from the Omi Limestone Group, Niigata Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C (Geol. Paleont.)*, vol.26, p.129-137.
- Niko, S. and Yamagiwa, N. (1998) Early Carboniferous corals from the "Omi Non-Calcareous Group", Niigata Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C (Geol. Paleont.)*, vol.24, p.129-150.
- 西田彰一 (1975) 地すべり現象と岩質・構造との関係-信越地方を中心として-. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, 自然災害科学総合研究班, P.12-28.
- 西田彰一・岩松 暉 (1976) 北部フォッサマグナ地域の地すべり. フォッサマグナ北部地域における崩壊の発生機構と予測に関する研究成果報告, 文部省科学研究費・自然災害特別研究2 (昭和50年度), p.23-35.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三 (1966) フォッサマグナ最北部の新第三系-いわゆる難波山層に関する研究 (その1) -. 新潟大地理地誌研報, no.1, p.1-14.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三 (1974) フォッサマグナ最北部の新第三系 (その1) -いわゆる難波山層に関する研究-. 地調報告, no.250-1, p.155-168.
- Nishimura, Y. (1990) "Sangun metamorphic rocks" Terrane problem. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Pub. IGCP Project no.224, p.63-79.
- 能生地すべり団体研究グループ (1989) 糸魚川市北部の段丘について. 新潟県地学教育研究会誌, no.23, p.38-51.
- 大場孝信 (1999) 新潟県西頸城郡銚ヶ岳のK-Ar年代と岩石化学的研究 (演旨). 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, p.155.
- 大河内 誠・高橋俊郎・田村嘉之・新潟姫川団体研究グループ (1998) 新潟県, 姫川・根知川下流域周辺の新第三系層序, 青海町自然史博物館紀要, no.1, p.13-20.
- 及川輝樹・原山 智・梅田浩司 (2001) 白馬大池火山のK-Ar年代. 火山, vol.46, p.21-25.
- 大石三郎 (1931) 信濃国北小谷中生代植物化石層に就いて. 地質雑, vol.38, p.45-50.
- 小野 健 (1983) 小滝鉱床. 日本の石灰石, 石灰石鉱業協会, p.356-357.
- 小谷村恐竜化石学術調査団 (2000) 恐竜足跡化石調査報告書. 小谷村教育委員会, 41p.
- 大塚専一 (1891) 20万分の1地質図幅「富山」及び説明書. 地質調査所, 78p.
- 小沢儀明 (1925) 青海の紡錘虫石灰岩に就いて. 地質雑, vol.32, p.27-35.
- Rowett, C. L. and Minato, M. (1968) Corals from the Omi Limestone, central Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, vol.14, p.7-35.
- 斎藤 豊 (1968) 長野地域の新第三系に関する2, 3の新事実. フォッサ・マグナ, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, p.15-20.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明 (1972) 糸魚川-静岡構造線にそって姫川中流地域の地質概報. 岩井淳一教授記念論文集, p.403-410.
- 坂上澄夫 (1962) 新潟県青海石灰岩より *Profusulinella* の発見. 地質雑, vol.68, p.175.
- Sakagami, S. (1962) Lower Carboniferous bryozoa from the Omi

- Limestone, Japan. Pt. 1. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.48, p.321-330.
- Sakagami, S. (1963) Lower Carboniferous bryozoa from the Omi Limestone, Japan. Pt. 2. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.49, p.15-24.
- Sakuyama, M. (1978) Petrographic evidence of magma mixing in Shirouma-Oike Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol.41, p.501-502.
- Sakuyama, M. (1979) Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Colcanol. Geotherm. Res.*, vol.5, p.179-208.
- 柵山雅則 (1980) 白馬大池火山の地質. *地質雑*, vol.86, p.265-274.
- 笹倉正夫 (1932a) 姫川上流沿岸の地質概報 (一), (二). *地球*, vol.17, p.33-34, 85-100.
- 笹倉正夫 (1932b) 姫川中, 下流沿岸の地質並に姫川溪谷の地質構造的意義. *地球*, vol.17, p.405-420.
- Sato, T. (1955) Les Ammontes recueillies dans le groupe de Kuruma, Nord du Japon central. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, no.20, p.111-118.
- 佐藤 正 (1956) 菊石化石にもとづいた日本下部ジュラ系の対比. *地質雑*, vol.62, p.490-503.
- Sato, T. (1992) Southeast Asia and Japan. In *Westermann, G. E. G., ed., The Jurassic of the Circum-Pacific*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.194-213.
- 佐藤隆春・米山団体研究グループ (1975) 新潟県米山地域の火山岩類. *地球科学*, vol.29, p.211-226.
- 佐藤徹也・大場孝信 (2002) 長野県戸隠周辺の地質および火山岩類の岩石化学的研究 (演旨) 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, O-327, p.162.
- 佐藤 剛・荻谷愛彦 (2006) テフクロノロジーからみた飛騨山脈北部飯岳地すべりの活動期. *日本地すべり学会誌*, vol.42, no.5, p.47-50.
- 石灰石鉱業協会 (1983) 日本の石灰石. 石灰石鉱業協会, 503p.
- 石灰石鉱業協会調査部 (1999) 平成10年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.300, p.74-88.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2000) 平成11年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.306, p.38-52.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2001) 平成12年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.312, p.36-51.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2002) 平成13年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.318, p.39-56.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2003) 平成14年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.324, p.60-77.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2004) 平成15年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.330, p.65-82.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2005) 平成16年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.338, p.74-87.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2006) 平成17年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.342, p.48-61.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2007) 平成18年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.348, p.59-73.
- 石灰石鉱業協会調査部 (2008) 平成19年度石灰石, ドロマイトの生産・出荷統計分析. *石灰石*, no.354, p.68-82.
- 柴田 賢 (1981) 青海-蓮華帯の変成岩の K-Ar 年代 (予報). 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.2, p.62-63.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar age of Omi schist, Hida Mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.19, p.243-246.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R. K. (1970) Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Can. Jour. Earth Sci.*, vol.7, p.1383-1401.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (1979) K-Ar 年代測定結果 -1. *地調月報*, vol.30, p.675-686.
- 島津光夫・滝沢松雄・高野正樹 (1976) 新潟地区及びその周辺の新生代火山活動についての最近の知見. *新潟大理地誌研報*, no.4, p.225-233.
- Shimazu, M., Yano, T. and Tajima, M. (1979) Gabbroic inclusions in calc-alkali andesites of the Fossa Magna region, central Japan. *Sci. Rep.Niigata Univ., ser. E*, no.5, p.63-85.
- 清水文健・井口 隆・大八木 規夫 (2000) 地すべり地形分布図 小滝. 地すべり地形分布図 第11集「富山・高山」, 防災科学技術研究所研究資料.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸 (1988) 両白-飛騨地域に分布する鮮新-更新世火山岩の K-Ar 年代. *岡山理科大蒜山研究所研究報告*, no.14, p.1-36.
- 白石秀一 (1992) 姫川中流域の飛騨外縁帯一特に, ジュラ系来馬層群について一. *地球科学*, vol.46, p.1-20.
- 白石秀一 (2003) 糸魚川温泉井戸の地質と糸魚川-静岡構造線. フォッサマグナミュージアム研究報告, vol.2, p.1-13.
- 白石秀一・竹内 均・植村 武 (2001) 長野県小谷村における糸魚川-静岡構造線の新露頭. *地球科学*, vol.55, p.55-59.
- 相馬恒雄・加納 隆・小林茂雄・水玉秀一 (1976) 後立山連峰の地質一特に蓮華帯成岩について一. *新潟大理地誌研報*, no.4 (西田彰一教授記念論文集), p.471-476.
- 菌部龍一 (1936) 7万5千分の1地質図幅「糸魚川」. *地質調査所*, 31p.
- 杉山隆二・山下 昇・黒田吉益・郷原保真・山田哲雄・渡辺晃二・武田裕幸・大野勝次・中山政一・今村達平・中筋章人 (1976) 姫川流域地質図. 1:50,000, 松本砂防工事事務所管内梓川・高瀬川・姫川流域地質図, 北陸地方建設局松本砂防工事事務局 21p.
- Suzuki, K. (1982) Sedimentological analysis of the Neogene basins in the central part of the Northern Fossa Magna Region, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.* vol.68, nos. 1-2, p.1-42.
- 鈴木雅彦・北脇裕士・周藤賢治・茅原一也 (1985) フォッサマグナ西北部の海川火山岩類, 海川貫入岩類および雨飾山貫入岩類. *新潟大理地誌研報*, no.5, p.49-77.
- 高浜信行・小坂共栄・古川昭夫・竹之内 耕・赤羽貞幸・熊谷大介 (1998) 姫川中流域の大規模地すべりと土砂災害. *日本地質学会第105年学術大会見学旅行案内書*, p.17-41.
- 高野道夫・小松正幸 (1984) 白馬岳オリストストローム層. 総合研究上越帯・足尾帯研究報告, no.1, p.89-92.
- Takano, O. (2002) Tectonostratigraphy and changes in depositional architecture through rifting and basin inversion in the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan: implications for tectonic history of the Japan Sea marginal regions. In *M.Tateishi and H. Kurita eds., Development of Tertiary sedimentary basins around Japan Sea (East Sea)*, Niigata Univ, p.157-181.
- 竹之内 耕 (2000) 飛騨外縁帯, 青海結晶片岩の変形分帯. 日

- 本地質学会第107年学術大会講演要旨, p.265.
- 竹之内 耕 (2004) 糸魚川の露頭・景観紹介ー(1) 根知谷, 山寺の砂岩泥岩互層. フォッサマグナミュージアム研究報告, vol.3, p.43-48.
- 竹之内 耕・宮島 宏 (1996) 糸静線近傍で発見された中新世巨大ピローローブ. 地質雑, vol.102, p.XXXIII-XXXIV.
- 竹之内 耕・宮島 宏 (2001) 糸魚川-静岡構造線の断層岩類. 本地質学会第108年学術大会講演要旨, p.256.
- 竹内 誠 (2002) 白馬岳地域の地質. 3. 古生界. 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.9-21.
- 竹内 誠・河合政岐・野田 篤・杉本憲彦・小嶋 智・大野研也・丹羽正和・大場穂高 (2001) 飛騨外縁帯, 白馬岳地域のペルム系白馬岳層と斑れい岩の産状. 本地質学会第108年学術大会講演要旨, p.222.
- 竹内 誠・河合政岐・野田 篤・杉本憲彦・横田秀晴・小嶋 智・大野研也・丹羽正和・大場穂高 (2004) 飛騨外縁帯白馬岳地域のペルム系白馬岳層の層序および蛇紋岩との関係. 地質雑, vol.110, p.715-730.
- Takeuchi, M., Kawai, M. and Matsuzawa, N. (2008) Detrital garnet and chromian spinel chemistry of Permian clastics in the Renge area, central Japan: implications for the paleogeography of the East Asian continental margin. *Sedimentary Geology*, vol.212, p.25-39.
- 滝沢文教 (1980) 飛騨外縁帯北東縁部の中生界 (予報). 総研「飛騨外縁帯」研究報告, No.1, p.59-63.
- 滝沢文教・原山 智・桑原希世子 (1995) 飛騨外縁帯白馬岳メランジの微化石年代. 本地質学会第102年学術大会講演要旨, p.77.
- 玉生志郎・長谷絃和・村岡洋文 (1981) 長野県安曇郡小谷温泉周辺の石英閃緑ひん岩及び石坂流紋岩のフィッシュン・トラック年代ー日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュン・トラック年代 (3)ー. 地調月報, vol.32, p.717-721.
- 田中邦雄・平林照雄・小谷団研グループ (1971) 糸魚川-静岡線北部地域の地質構造. 信州大学教養部紀要, no.5, p.49-71.
- 立石雅昭 (1995) フォッサマグナ最北部新生界砂岩中の碎屑性ガーネットの起源. フォッサマグナミュージアム研究報告, no.1, p.1-10.
- 立石雅昭・柿崎 聡・高野 修・東 将士・杉山和稔・遠藤正孝 (1992) 堆積相と構造運動ー北部フォッサマグナ頸城-小谷地域のタービダイト堆積盆ー. 地質学論集, vol.37, p.249-259.
- 田沢純一 (2004) 青海地域土倉産前期石炭紀腕足類: 秋吉テレーンの付加した場所に関する1つの化石証拠. 地球科学, vol.58, p.413-416.
- 田沢純一・中村耕二・江藤政継・加藤 誠 (1983) 青海石灰岩層群最下部の塩基性凝灰岩より産出した石炭紀腕足類 *Delepinea* および *Rhipidomella*. 地球科学, vol.37, p.279-282.
- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻憲四郎 (1984) 青海の“非石灰岩古生層”よりペルム紀放射虫化石の発見. 地球科学, vol.38, p.264-267.
- 田沢純一・新川 公・茨木洋介・長谷川美行 (2002) 青海石灰岩と周辺の中・古生界. 本地質学会第109年学術大会見学旅行案内書, p.27-39.
- Tazawa, J., Sato, K. and Takenouchi, K. (2004) *Isogramma* (Dictyonellida, Brachiopoda) from the Middle Carboniferous of Omi, central Japan. *Sci. Rep.Niigata Univ. (Geol.)*, no.19, p.15-23.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版日本の石油・天然ガス資源. P.81-98.
- 富沢恒男編著 (1976) 長野県の地質ー長野県地質図説明書ー. 信濃教育会出版部, 63p.
- 富沢恒雄・北原 勇 (1967) 長野県北安曇郡小谷村姫川中流地域の地質. 地質雑, vol.73, p.163-170.
- 辻森 樹 (2004) 組成帯クロムスピネルからみた青海蛇紋岩メランジを構成する蛇紋岩の起源. 地質雑, vol.110, p.591-597.
- 辻森 樹・石渡 明・坂野昇平 (2000) 西南日本内帯蓮華変成帯, 青海町湯ノ谷のエクロジャイト質藍閃石片岩について. 地質雑, vol.106, p.353-362.
- 辻森 樹・板谷徹丸・兵藤博信 (2001a) 蓮華変成帯, 湯ノ谷エクロジャイトの上昇年代: フェンジャイト $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ 年代測定の取り組み. 地球惑星科学連合学会講演要旨, Gr-P007.
- 辻森 樹・宮島 宏・竹之内 耕 (2001b) 糸魚川-青海地域の古生代高压変成岩. 本地質学会第108年学術大会見学旅行案内書, p.157-177.
- 植木奈緒・赤羽貞幸 (2001) 姫川河床に分布する巨大礫. 信州大学環境科学年報, no.23, p.9-23.
- 植村 武 (1981) 大所川流域の変形相と後来馬変動の特徴. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.2, p.70-73.
- Uemura, T. and Yokota, Y. (1981) Deformation facies of the folded Jurassic Kuruma group, central Japan. *Earth Science (Chikyukagaku)*, vol.35, p.41-48.
- Ueno, K. and Nakazawa, T. (1993) Carboniferous foraminifers from lowermost part of the Omi Limestone Group, Niigata Prefecture, central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B, Geol. Sci.*, no.14, p.1-51.
- 宇次原雅之 (1985) 飛騨外縁帯北東部姫川流域のペルム紀オリストストロームと碎屑岩類. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.159-168.
- 渡辺 愛・立石雅昭 (1998) 北部フォッサマグナ最北部姫川流域の新第三系砂岩組成と後背地. 東アジア変動帯の砂岩組成とテクトニクス研究連絡誌, 文部省科学研究費補助金基盤研究 (A) (課題番号 07304040), no.4, p.124-128.
- Watanabe, K. (1973) *Profusulinella* assemblage in the Omi Limestone, Niigata prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.92, p. 371-394.
- Watanabe, K. (1975) Mississippian Conodonts from the Omi Limestone, Niigata Prefecture, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.99, p.156-171.
- 矢部長克 (1918) 糸魚川・静岡地溝線. 現代の科学, no.6, p.1-4.
- 八幡賢洋・大場孝信 (2000) 新潟県雨飾山火山岩類の岩石学的研究 (演旨). 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, no.P01, p.73.
- 山田直利・滝沢文教 (1981) 糸馬層群の砂岩組成からみた飛騨外縁帯の三疊紀 (?) 珪長質火山作用. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, no.2, p.64-69.

- 山田直利・滝沢文教・棚瀬充史・河田清雄 (2001) 親不知火山岩層の K-Ar 年代: 富山・新潟県境地域における約 100Ma の安山岩質火山活動の証拠. 地球科学, vol.55, p.113-118.
- 山田隆基・伊東吉助・山田管三 (1972) 長野県小谷村, 武石村および開田村地内温泉調査報告. 温泉調査報告書, 長野県商工部, P.22-26.
- 山本佳明・加々美寛雄・長尾敬介・藤林紀枝 (1998) 海川火山岩類中のハンイ岩類包有物の成因. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p.162.
- 山崎直方 (1902) 氷河果して本邦に存在せざりしか. 地質雑, vol.9, p.361-369, p.390-398.
- 山下 昇編著 (1995) フォッサマグナ. 東海大学出版会, 310p.
- Yoshida, Y. and Okimura, Y. (1992) *Amygdalophylloides* (Rugosa) from the Carboniferous of the Omi Limestone, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.166, p.1116-1143.
- 吉田 靖・沖村雄二・加藤 誠 (1984) 青海石灰岩の石炭系における化石層序. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, p.225.
- Yoshida, Y., Okimura, Y. and Kato, M. (1987) Early Carboniferous Corals from the Omi Limestone, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.148, p.228-245.
- 吉村尚久・足立久男 (1976) 新潟県に発達する太美山層群. 新潟大理地誌研報, no.4, p.131-136.
- 吉村尚久・馬場直木 (1967) 姫川流域に分布する第三系火山碎屑岩にみられる緑色化変質. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p.206-212.
- 吉村尚久・石橋英一 (1979) 姫川河口地域の地質と糸静線とくに島弧変動との関係について. 総研「島弧変動」研究報告, vol.1, p.21-23.
- 吉住安夫 (1993) 新潟県の地すべり, 砂防課 (建設省所管) における地すべり. 地すべり, vol.30, p.15-22.

Geology of the Kotaki District

By

Hideaki NAGAMORI*, Makoto TAKEUCHI**, Ryuta FURUKAWA*,
Tsutomu NAKAZAWA* and Shun NAKANO*

(Written in 2009)

(ABSTRACT)

The Kotaki District is a quadrangle of lat. 36° 50' 11.0" to 37° 0' 10.9" N and long. 137° 44' 48.9" to 137° 59' 48.8" E, and located in the western part of the Niigata Prefecture and northern part of the Nagano Prefecture. This district is occupied mostly with steep mountains accompanying abundant landslides. Alluvial plains and terraces are very narrow on and along the bottom of steep valleys.

The framework of this area consists of the Inner Zone of Southwest Japan and Neogene strata of the Northern Fossa-Magna region. They are divided by the N-S trending Yokokawa Fault. Neogene formations of volcanic rocks partly occur west of the Yokokawa Fault. Late Cretaceous intrusive rocks occur in the western part and Miocene to Pleistocene intrusives are present in the eastern part. The Quaternary Volcanic Products occur in the southwestern most area. Terrace, landslide and glacial deposits occur in the mountainous area. The landslides develop well in the areas of ultramafic rocks and Neogene argillaceous rocks.

In this map, 1.806Ma is used as the base of Quaternary, which was redefined to be 2.588Ma by IUGS in 2009.

Outline of tectonic division

The Inner Zone of Southwest Japan is occupied by the Cambro-Ordovician Oeyama ophiolite and Sangun-Renge Belt (300 Ma old high-P/T schists), Akiyoshi Belt (Permian accretionary complex), Maizuru Belt (Permian island arc and back-arc basin system), Ultra-Tamba Belt (Late Permian accretionary complex) and Mino-Tamba Belt (Jurassic accretionary complex). They form a piled nappe structure.

In central Japan, the end-Permian to Triassic gneisses and Triassic plutons of the Hida Belt broke into the nappes and disturbed the piled nappe structure. The Paleozoic to Mesozoic shelf and terrestrial sedimentary rocks of the Hida-Gaien Belt together with the above mentioned rocks and strata are distributed as tectonic blocks in the narrow zone between the Hida and Mino Belts.

The constituent rocks of the Hida-Gaien Belt, Oeyama ophiolite, Renge Belt, Akiyoshi Belt and Maizuru Belt are distributed in the western part of the Yokokawa Fault (Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line) of the Kotaki district.

The Fossa Magna Region is occupied by Neogene sedimentary and pyroclastic rocks in the eastern part of the Yokokawa Fault. A part of the Neogene deposits sparsely occurs in the western area. These members are composed of thick marine sediments, volcanic rocks and some terrestrial volcanic rocks.

Paleozoic

Ultramafic rocks of unknown age are mantle harzburgite, lherzolite and dunite, and have been highly serpentized and partly sheared. Ultramafic rocks are thrust over the Permian accretionary complex of the Akiyoshi Belt. Serpentine intruded along the faults. The ultramafic rocks include exotic blocks of amphibolite, jadite rock, albitite, actinolite rock and Renge Metamorphic Rocks, but rarely gabbro and tuff breccia of the Hida-Gaien Belt. The K-Ar ages from amphibolites are 370±12 Ma and 336±13 Ma (hornblende) and 442 Ma (biotite). The Renge Metamorphic Rocks are ca. 300 Ma old, high P/T crystalline schists that originated from basic, pelitic and siliceous rocks. They are divided into biotite and chlorite zones.

The Shiroumadake Formation and Kotaki Formation of the Hida-Gaien Belt are shallow marine deposits. They are composed mainly of felsic pyroclastic rocks rarely including limestone breccias and intercalated with mafic pillow lava to pyroclastic rocks and volcanic sandstones, and rarely siliceous tuffs. These formations were sheared and formed mélange near faults.

The Akiyoshi Belt is occupied by the two Permian accretionary complexes, Omi Complex and Himekawa Complex. The Omi

* Institute of Geology and Geoinformation

** Nagoya University

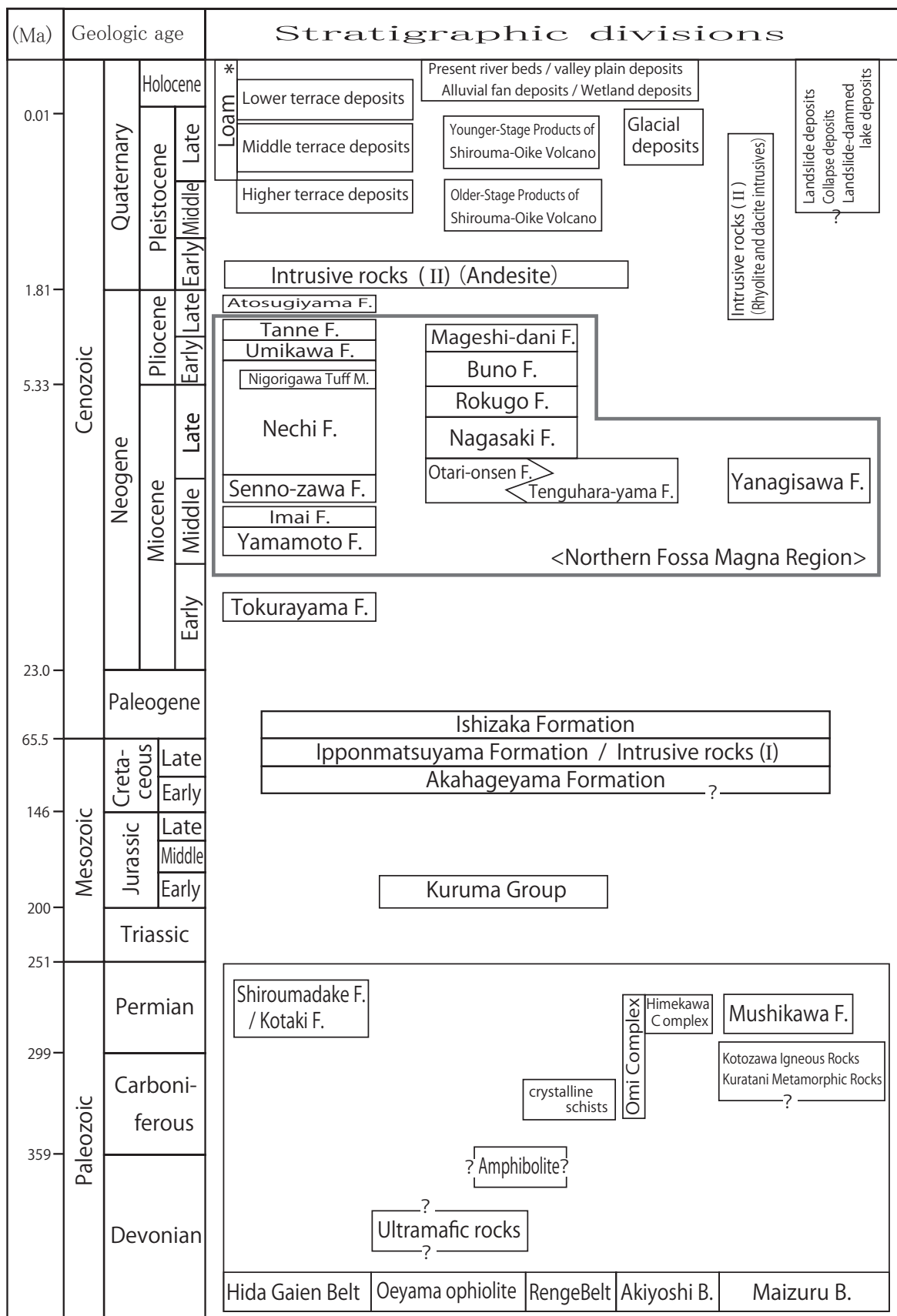


Fig. 1 Summary of geology in the Kotaki district.

*: Not shown in the geological map. F.: Formation, M.: Member, B.: Belt.

Complex is composed of an accreted seamount comprising basal basalt and overlying Lower Carboniferous to Middle Permian shallow-water limestone; the Omi Limestone. The sole of the complex was sheared and formed *mélange* with a red basaltic tuff matrix. The Himekawa Complex is distributed in deep-dipping fault contact with the Omi Complex. The Himekawa Complex is composed of three units, the west, central and east units. The West unit has an oceanic plate sequence comprising chert, alternating beds of felsic tuff and mudstone, mudstone, alternating beds of sandstone and mudstone and sandstone. The chert and mudstone yielded Middle Permian radiolarian fossils. The central and west units also have an oceanic plate sequence but lacking lower siliceous strata and yielded no fossils. The central unit overthrust on the east unit, but the central unit is bounded by a deep-dipping fault with the west unit.

The Maizuru Belt is distributed in the northernmost area of the western part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, composed of the Mushikawa Formation, Kotozawa Igneous Rocks and Kuratani Metamorphic Rocks. The Mushikawa Formation is divided into the lower mudstone with sandstone and felsic tuff and the upper breccia, sandstone and mudstone. The mudstone yielded Middle Permian radiolarian fossils. The Kotozawa Igneous Rocks are composed of basalt, hornblende gabbro and metagabbro, and the Kuratani metamorphic Rocks are composed of amphibole schist and biotite schist intruded by biotite tonalite, biotite quartz diorite and hornblende gabbro. These rocks occur as exotic blocks along faults in the Maizuru Belt.

Lower Jurassic Kuruma Group

The Lower Jurassic Kuruma Group is brackish to shallow marine deposits and overlies unconformably on the Renge Metamorphic Rocks and ultramafic rocks. The lithology varies horizontally, the stratigraphy established in two areas: Odokoro and Kotaki area and Inugatake area. The Odokoro and Kotaki area mostly occupies the west half of the Kotaki district, and the Inugatake area is present at the northwest margin of the Kotaki district and west neighboring Tomari district. The Kuruma Group in the Odokoro and Kotaki area is divided into the Gamaharazawa, Odokoro and Yoshinazawa Formations in ascending order, which are mainly alluvial fan, meandering river and braided river deposits. The Kuruma Group in the Inugatake area is divided into the Jogodani, Kitamatadani, Negoya, Teradani, Shinatani, Otakidani Formations in ascending order, but only the first three formations are distributed in the Kotaki district. The late Pliensbachian and late Toarcian ammonites are yielded from the Teradani and Otakidani Formations, respectively.

Cretaceous to Paleogene

The Upper Cretaceous Akahageyama Formation and Ipponmatsuyama Formation and Lower Paleogene Ishizaka Formation are distributed in the western part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

The Akahageyama Formation overlies unconformably on the Kotaki Formation of the Hida-Gaien Belt and Omi Complex of the Akiyoshi Belt in this district. The formation is divided three parts, the lower, middle, upper parts. It is composed of pebble to boulder conglomerate and sandstone in the lower part, pebble to boulder conglomerate and red mafic tuff in the middle part and red mafic tuff and white felsic tuff in the upper part. Fission track age of zircon from the upper part of the formation is 94.2 ± 5.9 Ma, Late Cretaceous.

The Ipponmatsu Formation overlies unconformably on the Akahageyama Formation. It is composed of andesite pyroclastic rocks and lava in the lower part and dacite pyroclastic rocks in the upper part. Fission track age of zircon from the upper part of the formation is 66.4 ± 2.4 Ma, Latest Cretaceous.

The Ishizaka Formation is distributed on the pre-Ishizaka Formation in the western area along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. The formation is composed of basal conglomerate, rhyolite tuff and rhyolite welded tuff. Fission track ages of zircon from the formation are around 55 Ma, Eocene to early Oligocene.

Garnet dacite and pyroxene andesite dikes are intruded into the ultramafic rocks, amphibolite and Kuruma Group in the western margin of the district. A garnet dacite dike in the west neighboring Tomari district yielded 62.2 ± 3.5 Ma fission track age of zircon. The lithologies are similar to the Ipponmatsu Formation. Therefore, these dikes are intruded in Latest Cretaceous.

Intrusive rocks

Intrusive rocks of andesite and dacites are Late Cretaceous, which occur in the western side of the Yokokawa Fault. Garnet-bearing dacite are correlative with the Ipponmatsu Formation and Oyashirazu Volcanic Member in Tomari area. Miocene to Pleistocene intrusives are basalt, andesite, dacite and rhyolite, which occur on the east side of the Yokokawa Fault. Pliocene dacite in the Umikawa area also includes garnet phenocryst. Amakazariyama and Onagiyama intrusive bodies show early Pleistocene fission track ages.

Neogene deposits

Miocene to Pliocene sedimentary and volcanic rocks are distributed in the eastern half of this area and sparsely occur in the

western area. Stratigraphy of Neogene are proposed in following three regions; on the north side of the Nakatsuchi Fault, area between the Nakatsuchi and Nakayama Faults, and south side of the Otari Fault.

On the north side of the Nakatsuchi Fault, there are nine formations as follows; Miocene Tokurayama, Yamamoto, Imai, Senno-zawa Formations; Mio-Pliocene Nechi Formation; Pliocene Nigorigawa, Umikawa, Tanne and Atosugiyama Formations in ascending order. These formations are confined by several folds and faults. The Tokurayama Formation occurs around the Tokurayama Mountain and is composed of rhyolite welded lapilli tuff with subordinating rhyolite lava, basal tuffaceous conglomerate and sandstone. The Yamamoto Formation comprises basalt to andesite lavas and volcanoclastics with subordinating tuffaceous sandstone and mudstone. The Imai Formation consists of rhyolite volcanoclastics and lavas. The Senno-zawa Formation is made of dark gray massive sandy mudstone with sandstone. The Nechi Formation is composed of light gray to dark gray sandstone with sandy mudstone and dark gray massive sandy mudstone. The Nigorigawa Tuff Member is pumiceous tuff. The Umikawa Formation is made of rhyolite to dacite lavas and pumiceous volcanoclastics, andesite to basalt lavas and volcanoclastics. The Tanne Formation consists of light gray massive sandy mudstone and muddy sandstone. The Atosugiyama Formation is rhyolite welded lapilli tuff.

In the area between the Nakatsuchi and Nakayama Faults, there are six formations; the Otari-onsen, Tengu-hara-yama, Nagasaki, Rokugo, Buno and Mageshi-dani Formations in ascending order. The Otari-onsen Formation is composed of black to dark gray mudstone. The Tengu-hara-yama Formation consists mainly of subaqueous andesite to basalt volcanoclastics and lavas. The Tengu-hara-yama Formation interfingers with the Otari-onsen Formation. The Nagasaki Formation consists of dark gray sandy mudstone and dark gray sandstone. The Rokugo Formation is composed of dark gray sandy mudstone with minor sandstone. The Buno Formation comprises conglomerate and sandstone. The Mageshi-dani Formation consists of dark gray sandy mudstone and sandstone.

The southern area of the Otari Fault is occupied by the Yanagisawa Formation, which consists of muddy fine-grained sandstone.

Quaternary volcano

The Shirouma-Oike Volcano in the southwest part of the district is a Quaternary stratovolcano. It is composed of andesite to dacite lavas and pyroclastics. The activities of the volcano is largely divided into two stages. The older-stage is from 0.8 to 0.5 Ma which corresponds to Hiedayama-Kabu, Hiedayama-Jobu, Norikurazawa and Gamaharayama Lavas in ascending order. They are (olivine)-two-pyroxene andesite lavas and pyroclastics. Their edifices are largely dissected and eruption center is not recognized.

The younger-stage volcanic activities started from less than 0.2 Ma. They consist of four units; Norikuradake Lava, Ebiradake Lava, Kazafukidake Lava and Kazafukidake Pyroclastic Flow Deposits in ascending order. In the Kotaki area, Norikurazawa Lava, Gamaharayama Lava, Ebiradake Lava and Kazafukidake Pyroclastic Flow Deposits occur in the southwestern part of this district.

Quaternary deposits

Pleistocene to Holocene gravelly deposits are distributed beneath terraces and lowlands. Terrace deposits are observed mainly along the Himekawa and Nechi Rivers in the northern part of the Kotaki District and divided into the higher, middle, and lower parts based on their surface height distribution. Among these deposits, the middle terrace deposits accumulated at MIS 5e to 4. They are covered with loess deposits ("loam" bed) intercalating Tt-D and DKP tephra layers. The higher and lower terrace deposits formed before MIS 5e and since MIS 3, respectively, on the basis of their relative height.

Glacial deposits occur as till in Kurofuyama, Nakamatayama and the area between Odokorogawa and Gorinyama. Their emplacement is estimated to be older than 50 ka.

Landslide, slope failure and landslide-dammed lake deposits occur at mountain slope areas of Amakazariyama, Umikawa Mountains and Kurohimeyama. Landslide deposits intensely develop in the areas of ultramafic rocks and Neogene argillaceous rocks.

Lowland deposits are divided into present riverbed, alluvial fan, and wetland deposits. Present riverbed and valley plain deposits represent a very narrow distribution along present V-shaped valleys. Alluvial fan deposits occur at the confluence of streams with relatively large rivers. Wetland deposits are mostly associated with landslides making river dam and depression.

執筆分担

第 1 章 地形	中澤 努・竹内 誠
第 2 章 地質概説	長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊
第 3 章 蓮華帯構成岩類と超苦鉄質岩	竹内 誠
第 4 章 秋吉帯	竹内 誠・中澤 努
第 5 章 舞鶴帯	竹内 誠
第 6 章 飛驒外縁帯	竹内 誠
第 7 章 来馬層群	竹内 誠
第 8 章 白亜系-古第三系	竹内 誠・古川竜太
第 9 章 新第三系	長森英明・古川竜太
第 10 章 貫入岩 (II)	古川竜太
第 11 章 白馬大池火山噴出物	中野 俊
第 12 章 更新世-完新世の堆積物	長森英明・中澤 努・竹内 誠
第 13 章 地質構造	長森英明・竹内 誠
第 14 章 資源	中澤 努・竹内 誠・長森英明

文献引用例

長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊 (2010) 小滝地域の地質. 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, 130p.

章単位での引用例

中澤 努・竹内 誠 (2010) 小滝地域の地質, 第 1 章 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Nagamori, H., Takeuchi, M., Furukawa, R., Nakazawa, T. and Nakano, S. (2010) Geology of the Kotaki district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 130p. (in Japanese with English abstract 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nakazawa, T. and Takeuchi, M. (2010) Geology of the Kotaki district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4.

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

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社